



بیست و ششمین همایش ملی

# انجمن زمین شناسی ایران

26<sup>th</sup> Conference of Geological Society of Iran

۲۱ و ۲۲ شهریور ۱۴۰۲ | 12-13 Sep. 2023



استان آذربایجان شرقی





# **مجموعه مقالات بیست و ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران**

**۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲، گروه زمین شناسی دانشکده  
علوم، دانشگاه ارومیه**

Proceeding of the 26<sup>th</sup> Conference of Geological Society of  
Iran  
12- 13 September 2023

Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University

**ویرایش و تدوین:**

**دکتر علی عابدینی و دکتر اکرم علیزاده**

وبگاه همایش: <https://gsoi26.urmia.ac.ir>



اللَّهُمَّ احْمَدُكَ

## برگزار کنندگان:

دانشگاه ارومیه  
انجمن زمین‌شناسی ایران

## حامیان همایش:

دانشگاه تهران  
دانشگاه اصفهان  
دانشگاه خوارزمی  
دانشگاه رازی  
دانشگاه ولایت  
دانشگاه بیرجند  
دانشگاه اراک  
دانشگاه سمنان  
دانشگاه شهید چمران اهواز  
دانشگاه گنبد کاووس  
دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان  
دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری  
استانداری استان آذربایجان غربی  
سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان غربی  
سازمان نظام مهندسی معدن آذربایجان غربی  
شرکت آلومینای ایران  
موسسه امین  
واحد معادن کارخانه سیمان خوی  
گروه معادن و کارخانجات مرمرین سنگ کسری  
شرکت تولیدی پیشگامان سنگ پاسارگاد  
شرکت تولیدی هرمز پودر  
شرکت معدنی معدنکاران بوکان  
شرکت معدنی سپید سنگ آذربایجان  
مهندسین مشاور زمین سازه صدرا  
شهرداری ارومیه  
اداره کل امور اجرایی کمیسیون‌های ماده صد شهرداری تهران

## مقدمه

دانشگاه ارومیه با مشارکت انجمن زمین‌شناسی ایران، با هدف ایجاد بستری جهت ارائه و تبادل آخرین دستاوردهای پژوهشی اندیشمندان و صاحب نظران علوم زمین کشور اقدام به برگزاری بیست و ششمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی ایران در روزهای سه‌شنبه و چهارشنبه مورخ ۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲ در محل پردیس بین‌المللی دانشگاه ارومیه نمود. در این همایش، پیشکسوتان زمین‌شناسی، اعضای هیأت علمی دانشگاه‌های کشور، مسئولان و کارشناسان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، هیأت ریسه و اعضای انجمن زمین‌شناسی ایران، مدیرکل اداره صنعت، معدن و تجارت استان، اعضای نظام مهندسی معدن، دانشجویان تحصیلات تکمیلی و کارشناسی رشته زمین‌شناسی و معدن و شرکت‌های معدنی و صنعتی حضوری پرشور داشتند.

مقدمات برگزاری این همایش از اول خرداد ماه سال ۱۴۰۲ فراهم گردید. درگاه اینترنتی بیست و ششمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی ایران به آدرس <https://gsoi26.urmia.ac.ir> از تیر ماه سال ۱۴۰۲ راه‌اندازی شد. فرآیند ثبت نام و پذیرش مقالات بلافاصله بعد از راه‌اندازی درگاه اینترنتی همایش شروع گردید و در نهایت تا پنجم شهریور ماه سال ۱۴۰۲ بالغ بر ۲۱۹ مقاله در محورهای مختلف علوم زمین نظیر زمین‌شناسی اقتصادی، زمین‌شناسی زیست محیطی و مخاطرات طبیعی، زمین‌شناسی پزشکی، زمین‌شناسی ساختاری و زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و زلزله، ژئوفیزیک، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، پترولوژی، آب زمین‌شناسی، زمین‌شناسی مهندسی و ژئوتکنیک، زمین‌گردشگری، سنجش از دور، ژئومورفولوژی، زمین‌شناسی کواترنر، انرژی‌های نو و تجدیدپذیر، تغییر اقلیم و هیدروژئولوژی، گوهرها و کانی‌های صنعتی، نوآوری در علوم زمین، زمین‌شناسی نفت، و دیرینه‌شناسی و چینه‌نگاری توسط دبیرخانه همایش دریافت گردید. پس از ارزیابی مقالات دریافتی، تعداد ۱۷۶ مقاله در محورهای مختلف علوم زمین توسط کمیته داوری مورد پذیرش قرار گرفتند. بر اساس ارزیابی‌های انجام شده از این تعداد، ۲۴ مقاله برای ارائه به صورت سخنرانی و ۱۵۲ مقاله برای ارائه به صورت پوستر انتخاب شدند. افزون بر این، سه سخنران کلیدی در روز افتتاحیه همایش برای شرکت کنندگان سخنرانی نمودند. سعی و تلاش دبیرخانه همایش بر این بوده است تا چهارچوب مقالات را یکسان‌سازی نماید. با این حال، یادآوری می‌شود که مسئولیت علمی و ویرایشی مقالات بر عهده نویسندگان محترم است.

دبیرخانه همایش از کلیه همکاران، پژوهشگران و دانشجویان به دلیل مشارکت و ارسال مقاله، از هیأت ریسه انجمن زمین‌شناسی ایران به خاطر موافقت با میزبانی دانشگاه ارومیه، از مسئولان محترم دانشگاه ارومیه به سبب همکاری صمیمانه در میزبانی خوب از شرکت کنندگان و از استانداری استان آذربایجان غربی، سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان غربی، سازمان نظام مهندسی معدن آذربایجان غربی، شرکت آلومینای ایران، موسسه امین، واحد معادن کارخانه سیمان خوی، گروه معادن و کارخانجات مرمرین سنگ کسری، شرکت تولیدی پیشگامان سنگ پاسارگاد، شرکت تولیدی هرمز پودر، شرکت معدنی معدنکاران بوکان، شرکت معدنی سپید سنگ آذربایجان، مهندسین مشاور زمین سازه صدرا، شهرداری ارومیه و اداره کل امور اجرایی کمیسیون‌های ماده صد شهرداری تهران به خاطر حمایت مالی جهت برگزاری هرچه با شکوه‌تر این همایش کمال تشکر و قدردانی خود را اعلام می‌دارد.

علی عابدینی

دبیر علمی همایش

اکرم علیزاده

دبیر اجرایی همایش



## اعضای کمیته علمی

- ۱) دکتر علی عابدینی (استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۲) دکتر یوسف رحیم سوری (استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۳) دکتر عبدالناصر فضل نیا (استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۴) دکتر منیر مجرد (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۵) دکتر منیژه اسدپور (استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۶) دکتر معصومه آهنگری (استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۷) دکتر اکرم علیزاده (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۸) دکتر مهدی بهیاری (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۹) دکتر علی اصغر ثیاب قدسی (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۱۰) دکتر رامین نیکروز (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۱۱) دکتر حسین پیرخراطی (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه)
- ۱۲) دکتر منصور قربانی (دانشیار دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی)
- ۱۳) دکتر سروش مدبری (دانشیار دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران)
- ۱۴) دکتر پیمان افضل (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور تهران)
- ۱۵) دکتر مهدی زارع (استاد پژوهشکده زلزله‌شناسی تهران)
- ۱۶) دکتر حمید نظری (دانشیار پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)
- ۱۷) دکتر بهمن سلیمانی (استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز)
- ۱۸) دکتر آذین آهی فر (مرکز پژوهشی آراین زمین)
- ۱۹) دکتر حبیب الله قاسمی (استاد دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود)
- ۲۰) دکتر علی اصغر کلاگری (استاد گروه علوم زمین دانشگاه تبریز)
- ۲۱) دکتر احمد جهانگیری (استاد گروه علوم زمین دانشگاه تبریز)
- ۲۲) دکتر حمایت جمالی (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان)
- ۲۳) دکتر هادی عمرانی (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه گرگان)
- ۲۴) دکتر محمد جعفر محمدزاده (دانشیار گروه مهندسی معدن دانشگاه صنعتی سهند)
- ۲۵) دکتر میر علی اصغر مختاری (دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه زنجان)
- ۲۶) دکتر علی کخدایی (استاد گروه علوم زمین دانشگاه تبریز)
- ۲۷) دکتر اصغر اصغری مقدم (استاد گروه علوم زمین دانشگاه تبریز)
- ۲۸) دکتر ابراهیم اصغری کلجاهی (دانشیار گروه علوم زمین دانشگاه تبریز)
- ۲۹) دکتر عطا الله ندیری (دانشیار گروه علوم زمین دانشگاه تبریز)
- ۳۰) دکتر مریم خسروی (استادیار دانشکده مهندسی معدن دانشگاه صنعتی اصفهان)
- ۳۱) دکتر کمال سیاه‌چشم (دانشیار گروه علوم زمین دانشگاه تبریز)

## اعضای کمیته اجرایی

- |                               |                            |
|-------------------------------|----------------------------|
| رییس دانشگاه و همایش          | ۱) دکتر احمد علیجان پور    |
| دبیر علمی                     | ۲) دکتر علی عابدینی        |
| دبیر اجرایی                   | ۳) دکتر اکرم علیزاده       |
| معاون پژوهشی دانشگاه          | ۴) دکتر عباس بانج شفیعی    |
| رییس دانشکده علوم             | ۵) دکتر رحیم نادر علی      |
| عضو هیات علمی گروه زمین شناسی | ۶) دکتر یوسف رحیم سوری     |
| عضو هیات علمی گروه زمین شناسی | ۷) دکتر منیر مجرد          |
| عضو هیات علمی گروه زمین شناسی | ۸) دکتر مهدی بهیاری        |
| عضو هیات علمی گروه زمین شناسی | ۹) دکتر علی اصغر ثیاب قدسی |
| عضو هیات علمی گروه زمین شناسی | ۱۰) دکتر رامین نیکروز      |
| عضو هیات علمی گروه زمین شناسی | ۱۱) دکتر حسین پیرخراطی     |
| عضو هیات علمی گروه زمین شناسی | ۱۲) دکتر عبدالناصر فضل نیا |
| عضو هیات علمی گروه زمین شناسی | ۱۳) دکتر منیژه اسدپور      |
| عضو هیات علمی گروه زمین شناسی | ۱۴) دکتر معصومه آهنگری     |
| کارشناس آزمایشگاه             | ۱۵) دکتر کاملیا یزدانفر    |
| کارشناس آزمایشگاه             | ۱۶) دکتر علی همتی          |
| کارشناس آزمایشگاه             | ۱۷) مهندس پیمان زاهد       |
| کارشناس کامپیوتر              | ۱۸) مهندس بهزاد عسگری      |

## فهرست مقالات

### مقالات سخنرانی

- ۱ ..... **مریم خسروی، علی عابدینی، محمدرضا خانی، محمد حسین حسینی فائق**  
نهشته‌های بوکسیت کارستی ایران: ملاحظات بر توزیع فراوانی عناصر بحرانی
- ۷ ..... **فرهاد پیرمحمدی علیشاه، مهدی محمدرضایی**  
بررسی شرایط پترولوژیکی و زمین‌شناسی تشکیل تراورتن‌های منطقه چاراویماق با نگرشی بر کاربرد آن در صنعت سنگ‌های تزئینی (استان آذربایجان شرقی)
- ۲۳ ..... **نجمه ناظری، مریم‌ناز بهرام‌منش تهرانی، محمدرضا قطبی راوندی، محمدرضا اسمعیل بیگ، علیرضا غلامرضا پور**  
بازنگری جنس *Kermanella* در نهشته‌های کامبرین شمال زرنند (استان کرمان)
- ۳۱ ..... **منیر مجرد**  
Quantitative studies on the volcanic rocks texture; shape, crystal size distribution (CSD), and spatial distribution pattern (SDP).....
- ۴۰ ..... **حسین چترائی، فرنوش حاجی زاده، بهنام تقوی**  
برآورد تخلخل خاک‌های رسی با استفاده از سرعت‌های لرزه‌ای موج P و S (مطالعه موردی).....
- ۴۵ ..... **حسین فلاحي، محمد پارسائی، علی اکبری، سید رحیم حسینی، فرشاد جلالی**  
بررسی هاله‌های دگرسانی سیستم پورفیری میجان (شرق جیرفت) با استفاده از تصاویر چند طیفی استر
- ۵۳ ..... **نصرت آقازاده، منوچهر چیت سازان**  
بررسی کیفیت رواناب و سیلاب‌های شهری و تاثیر آن بر آبهای زیرزمینی آبخوان شهری ارومیه.....
- ۶۱ ..... **حجت اله ناصری، عزت الله رئیسی**  
ارزیابی طرح تعادل بخشی در آبخوان‌های بحرانی معرف در استان فارس.....
- ۷۱ ..... **اکبر سهرابی**  
کاربرد هوش مصنوعی در مطالعات دیرینه جغرافیایی بازوپایان اردوین پسن آمریکای شمالی با مطالعه موردی *Rhynchotrema*، *Hiscobecus* و *plaesiomyid*.....
- ۸۱ ..... **تحلیل دگرریختی‌های ساختاری منطقه بلده در البرز مرکزی**  
نرجس سادات درویش پور، حجت‌اله صفری، رضوانه حمیدی.....
- ۹۰ ..... **ناصر اشرفی**  
تغییرات ترکیب شیمیایی بیوتیت در سنگ میزبان‌های محیط همگرا، داخل صفحه و ریف.....
- ۹۸ ..... **میر جواد غیبی، سجاد چهرگانی، ستیا یعقوب بادکی، علی محمدعلی اصل میاندواب**  
پتانسیل یابی معادن سنگ مرمر مبتنی بر استفاده از منطق فازی در نرم‌افزار Arc GIS منطقه مورد مطالعه: استان آذربایجان غربی.....
- ۱۰۶ ..... **آمنه نای‌بین، جعفر عبدالهی شریف، سمیه بابایی**  
بررسی توانمندی رادار نفوذی در بهینه‌سازی تعیین موقعیت سینه کارهای استخراجی ذخایر سنگ‌های تزئینی (مطالعه موردی معدن مرمیت شوربلاغ پلدشت).....
- ۱۱۵ ..... **حمایت جمالی**  
ماگماتیسزم مزو- سنوزوئیک، جایگاه تکتونو-ماگمایی و متالوژنی مرتبط با آن در ایران.....
- ۱۲۳ ..... **سید رضا مهرنیا**  
درهم تنیدگی ژئوشیمیایی ذخایر برون‌دیمی (معدن روی کالامین، استان یزد).....
- ۱۳۰ ..... **میرسجاد فخری، اصغر اصغری مقدم، عطاالله ندیری، رحیم برزگر**  
کاربرد گرادیان هیدرولیکی و نرخ پمپاژ در اصلاح روش آسیب‌پذیری GALDIT برای ارزیابی خطر شوری در آبخوان ساحلی ارومیه....
- ۱۴۲ ..... **رامین نیک روز**  
استفاده از تابع تحلیل سرعت برای بهترین مقدار XY در لرزه نگاری شکست مرزی.....



|     |  |
|-----|--|
| ۱۴۹ | <b>سولماز صادقی، حسین هاشمی</b><br>فراوانی و پراکندگی جغرافیایی خانواده های مختلف سرخس ها در نهشته های تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین ایران .....  |
| ۱۵۷ | <b>سعیده سنماری، علی اصغر ثیاب قدسی، طاهره حبیبی</b><br>ثبت شاخص های نانوفسیل های آهکی در گذر کرتاسه - پالئوژن، شاهدی بر تغییرات سریع گونه ها و پیامدی بر رویداد PETM در تیس شرقی، حوضه زاگرس (زون فارس) ..... |
| ۱۶۳ | <b>نیلوفر فرتوت اهوازی، مهناز رضائیان، زهرا سیدمهدی، نوید دهباشی قنوازی</b><br>تحلیل الگوی هندسی استیلولیت ها در سازند سروک (کرتاسه بالایی)، میدان سروستان.....  |
| ۱۷۲ | <b>ژئوشیمی و کانه سازی طلا در منطقه میاردان، غرب بستان آباد</b><br>فاطمه جهانگیریار، صمد علیپور، وارطان سیمونز، الکساندر توالچرلیدزه .....   |
| ۱۷۹ | <b>راشد پورمیرزائی، رامین نیکروز</b><br>وارون سازی داده های لرزه ای شکست مرزی با استفاده از هوش مصنوعی .....   |
| ۱۸۷ | <b>زهرا معصومی پور، حمایت جمالی</b><br>بررسی تأثیر عوامل مختلف زمین شناسی از جمله سنگ میزبان بر روی ترکیب ایزوتوپ های پایدار اکسیژن جهت تعیین منشأ سیال کانه ساز در کانسارهای اسکارن آهن .....                 |
| ۱۹۵ | <b>آرزو زرعی بارنجی، رباب حاجی علی اوغلی، محسن موید، چانگ وان اوه</b><br>مطالعه مینرال شیمی و دما و فشار دگرگونی آمفیبول بیوتیت شیسست های مجموعه دگرگونی اندزق- مجنده، جنوب غرب مشکین شهر.....                 |
| ۲۰۱ | <b>قهرمان سهرابی</b><br>مطالعه انواع رگه و رگچه های مرتبط با کانه زایی مس، طلا و مولیدن در مرکز باتولیت قره داغ (قره چیلر- انیق) و روابط تقاطع آنها، آذربایجان شرقی .....                                      |
| ۲۱۰ | <b>عبدالرضا واعظی هیر، مهری تبرماه، کریم تقی پور، سعیده موسوی پور</b><br>بررسی فرونشست دشت اصفهان-برخوار با به کارگیری روش های تحلیل سلسله مراتبی - فازی و تداخل سنجی راداری.....                              |
| ۲۱۸ | <b>فرهنگ علی یاری، تقی مصطفی جوکار</b><br>مطالعات زمین شناسی، کانی شناسی و ژئوشیمیائی کانسار سرب-روی±(مس-طلا) باریک آب، کمر بند فلز زائی طارم- هشتجین.....   |
| ۲۲۴ | <b>غلام رضا زارع، علیرضا امری کاظمی، منصوره نیک نهاد</b><br>معرفی پتانسیل های ژئوپارک شهرستان مراغه .....  |

## مقالات پوستر

|     |  |
|-----|--|
| ۲۳۳ | <b>زهرا حسنی سوقی، علی اصغر کلاگری، قهرمان سهرابی</b><br>منشاء رگه های اپی ترمال فلزات پایه و گرانها در منطقه قره چای- کورملا بر اساس شواهد ایزوتوپ های پایدار ..... |
| ۲۳۸ | <b>سمانه تربتی</b><br>گیاه پالایی نقره، سرب و روی از خاک آلوده به فلزات سنگین توسط گیاه <i>Glycyrrhiza glabra</i> .....  |
| ۲۴۴ | <b>محمدجواد رحیم دل، فرزاد ظفرزاده</b><br>پایش و تحلیل شبکه هوای فشرده در معدن مس قلعه زری .....   |
| ۲۵۰ | <b>پرویز قادری، احمد گودرزی</b><br>الگوی رخداد کانه زایی، دگرسانی و کانی شناسی در کانسار منگنز چشمه میوه، جنوب دامغان، سمنان .....                                   |
| ۲۵۹ | <b>مهدی اخگری، مهدی صداقتی</b><br>جغرافیا و توسعه اقتصادی در خراسان جنوبی .....  |
| ۲۶۹ | <b>پرویز قادری، شیدا طلایی</b><br>پترولوژی سنگ های گابرویی، مونزونیتی و سینیتی یلی بلاغ، جنوب غرب میاندوآب، آذربایجان غربی .....                                     |
|     | <b>مهرآسا اسکندری طوری، گیتی فرقانی تهرانی</b>   |

|     |  |
|-----|--|
| ۲۸۱ | ارزیابی آلودگی خاک‌های اطراف معدن سرب و روی ایرانکوه به عنصر سرب (جنوب غرب اصفهان) .....   |
| ۲۸۹ | <b>فاطمه دارابی، سید مصطفی زارعی</b><br>ژئوشیمی و شیمی مجموعه دگرگونی پیرسلیمان-چهارگاه .....  |
| ۳۰۰ | <b>فاطمه دارابی، سیدمصطفی زارعی</b><br>مطالعه اثرات حرارتی و شیمیایی-کانی‌شناسی بر روی سنگ‌های دگرگونی میزبان خود در منطقه عشاق-بابارود .....  |
| ۳۰۷ | <b>مهرداد براتی، فرزانه مولایی، توحید یوسفی</b><br>تعیین هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه برای اکتشاف مس در کانسار مس باشماق، شمال شرق هشترو، شمال غرب ایران .....  |
| ۳۱۵ | <b>پرستو قلی‌زاده، علی عابدینی، یوسف رحیم‌سوری</b><br>تکامل زمین‌شیمیایی پهنه‌های کائولینیزه منطقه باباجان، شمال شرق اهر (استان آذربایجان شرقی)، شمال غرب ایران .....  |
| ۳۲۳ | <b>حسین سلیمانگل، مجتبی قره‌محمودلو، نادر جندقی، محمد عباسی</b><br>مروری بر روش‌های مطالعه ارتباط هیدرولیکی رودخانه و آب زیرزمینی .....  |
| ۳۳۱ | <b>افسانه سلطانی، علیرضا زراسوندی، نادر تقی‌پور، عادل ساکی، محسن رضایی، مرتضی سجادیان</b><br>بررسی پتانسیل کانه‌زایی مس پورفیری توده‌های نفوذی منطقه کوه اسفند (بنگلو) در مقایسه با سایر سیستم‌های پورفیری کمربند مس کرمان، براساس مطالعات ژئوشیمی ..... |
| ۳۴۱ | <b>کیمیا علاءالدینی، محبوبه حسینی برزی، جواد هنرمند</b><br>تأثیر فرآیند دولومیتی شدن بر روی رخساره‌های رسوبی سازند فهلان در میدان نفتی دارخوین، جنوب غربی ایران .....  |
| ۳۴۹ | <b>لیدا راسخ‌نیا، اسفندیار عباس‌نوین‌پور، معصومه آهنگری</b><br>آسیب‌پذیری آبخوان دشت کرمانشاه با استفاده از SINTACS .....  |
| ۳۵۹ | <b>راضیه رضایی آدریانی، حبیب‌الله قاسمی، مسعود علیپور اصل، محسن مباشری</b><br>ماگماتسم گرانیتوئیدی الیگومیوسن جبال بارز .....  |
| ۳۶۷ | <b>محمد محمودمینه، ماشاءالله خامه چیان، محمد رضا نیکودل، احمد ذلولی</b><br>تغییر مصنوعی تخلخل با استفاده از مواد پرکننده منافذ و تأثیر آن بر مقاومت فشاری تک‌محوری سنگ‌های تراورتن حاجی آباد محلات....   |
| ۳۷۶ | <b>حسین مهدیانفر، میرمهدی سیدرحیمی نیارق، محمدحسین اولیائی</b><br>پیش‌بینی میزان آلودگی سرب حاصل از فعالیت‌های معدنی با استفاده از روش جنگل تصادفی (Random Forest) .....   |
| ۳۸۲ | <b>محمد اکبری، مبیناگرگانی، عطیه حسینی مقدم</b><br>مرور آماری تغییر اقلیم و پایش خشکسالی استان خراسان جنوبی .....  |
| ۳۹۱ | <b>سیده مهیا عسکری، فاضل خالقی، مهران ادوای</b><br>اکتشافات لیتوژئوشیمیایی و کارایی روشهای آمار کلاسیک و فرکتال در جداسازی بخش اپی‌ترمال کانسار مس سوناجیل-هریس، استان آذربایجان شرقی .....  |
| ۴۰۱ | <b>حسین فلاحی، محمد پارسائی، محمدرضا رحمانی، مهدی شمس‌الدینی</b><br>بررسی روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها (GERT) در برنامه‌ریزی، مدیریت و کنترل پروژه‌های اکتشاف معادن .....  |
| ۴۰۷ | <b>فاطمه صالحی دولق، رامین صادقی</b><br>بررسی تغییر روند ساختارهای خطی جنوب استان اردبیل .....   |
| ۴۱۴ | <b>سرور اله‌ویسی، خلیل رضایی</b><br>شناسایی اکسیدهای آهن با استفاده از داده‌های سنجنش از دور سنجنده ASTER در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه نو .....  |
| ۴۲۳ | <b>حجت شیرمرد، الناز حیدری، شهریار متوکل</b><br>کشف کانسار مس پورفیری سربدون و سایر محدوده‌های مستعد مس-طلا با استفاده از روش‌های ریاضی، داده‌های ژئوفیزیک هواپرد و تصاویر ماهواره ای .....  |
| ۴۳۲ | <b>فرزاد ستوهیان، نگین ناظمی</b>   |

- ویژگی ها و اثرات زیست محیطی تالاب شادگان .....
- دربا عثمان نژاد، علی عابدینی، مهدی بهیاری، عباس اروجی**  
 ۴۴۰ ..... مطالعات دورسنجی بر روی سامانه دگرسانی طاق‌دیس ایمان‌خان، شمال تکاب، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران
- عادل افخمی نهند، علی عابدینی**  
 ۴۵۴ ..... زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی پهنه دگرسانی آرژلیک و لیلو، جنوب غرب اهر، شمال باختر ایران
- مجتبی بازرگانی گلشن، مهران آرین، پیمان افضل، لی لی دانشور صائین، محسن آل‌علی**  
 ۴۵۹ ..... مدلسازی فرکتالی عیار-حجم برای یافتن بخش‌های مناسب زغال‌سنگ در لایه k7 کانسار کوچ‌کعلی شمالی، طبس
- آرمین امیدپور، حسین رحیم پور بناب**  
 ۴۶۹ ..... مطالعه عوامل کنترل‌کننده فرایند دولومیتی شدن در مخازن دولومیتی .....
- ناصر جبرائیلی اندریان، عطاالله ندیری، نفیسه امیدوار خطیبی، زهرا آذری اسکویی**  
 ۴۷۸ ..... ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی مورد استفاده برای شرب از نظر عناصر اصلی، کمیاب و آفت‌کش‌های محتمل در آبخوان عجشیر .....
- سیما خلیفه زاده، علی عابدینی، یوسف رحیم سوری**  
 ۴۸۵ ..... کانی‌سازی و ژئوشیمی باریت در محدوده قبی باباعلی، شمال‌شرق مهاباد، شمال‌غرب ایران .....
- نگین فرهمندپور، خلیل رضایی**  
 ۴۹۴ ..... اکتشاف چشمه‌های هیدروکربنی با استفاده از چند الگوریتم در سنجش از دور تصاویر ماهواره ای در منطقه مغان .....
- محدثه شوق انگیز، علی اصغر ثیاب قدسی، امید فلاح‌خواه**  
 ۵۰۲ ..... بررسی چینه‌نگاری سکاکی سازندهای پابده-چهرم بوسیله روش‌های آماری در یکی از میداین نفتی فروافتادگی دزفول، جنوب غربی ایران .....
- نسیم لواسانی، فریا فروغی، بیژن بیرانوند**  
 ۵۰۹ ..... بايواستراتیگرافی سازند گورپی بر اساس نانوفسیل‌های آهکی در شمال ایذه (برش دانیال) .....
- ابراهیم طالع فاضل**  
 ۵۱۷ ..... بررسی تحول سیال کانه‌ساز و تکوین یک سامانه ماگمایی-گرمایی چندفازی با استفاده از شواهد بافتی - شیمیایی LA-ICP-MS در اسفالریت .....
- رویا قربان‌نژاد، اکرم عزیزاده**  
 ۵۲۵ ..... جایگاه تکنیکی سرباتیونیت‌های زیوه، جنوب باختری ارومیه .....
- الهامه مردانی حویق، مهناز رضائیان، غلامرضا قرايگلی**  
 ۵۳۲ ..... تحلیل هندسی چین خوردگی مرتبط با گسلش؛ مطالعه موردی چین خوردگی حوضه مغان (شمال‌غرب ایران) .....
- مینا ابولی، مهدی هنرمند، رضا حسن‌زاده، هادی شهرباری، مهدیه حسینجانی‌زاده**  
 ۵۴۱ ..... نقشه‌برداری دگرسانی‌های گرمایی با استفاده از روش‌های تحلیل طیفی داده‌های ابرطیفی PRISMA در بخش شمالی کمر بند مس کرمان .....
- صبا محمدی، حسین پیر خراطی، زهرا شیخی آلمان آباد**  
 ۵۴۸ ..... بررسی عوامل کنترل‌کننده ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی و تعیین منشأ یون‌ها با استفاده از تحلیل عاملی و نسبت‌های یونی در دشت آبرفتی ارومیه .....
- محمدرضا محمدیان آسیابر، جابر کوچکی سفید داربنی**  
 ۵۶۲ ..... مطالعه، اندازه بهینه انرژی تجدیدپذیر یکپارچه در بنادر دریایی .....
- سلیمان مرادیان فرزاد، محمد ابراهیمی، امیر مرتضی عظیم‌زاده، قاسم نباتیان**  
 ۵۷۱ ..... مطالعات بافتی در سنگ‌های کوارتز مونوزونیتی منطقه کردناب، جنوب شرق زنجان .....
- مهدی ترابی کاوه، عنایت‌الله امامی مبیدی، زینب اسماعیلی**  
 ۵۷۹ ..... بررسی کاربرد و عملکرد سبک دانه‌های شیلی در تولید بتن سبک .....
- سوده صدیقیان، بهرام بهرام‌بیگی، حسام‌الدین معین‌زاده**  
 ۵۸۵ ..... بررسی سنگ‌شناسی و کانه‌زایی آهن در رخداد چشمه سفید، شمال‌غرب کرمان .....
- مرضیه لفظی، علی اصغر ثیاب قدسی، سعیده سنماری، میر امیر صلاحی**  
 ۵۹۲ ..... معرفی گونه‌هایی از نانوفسیل‌های آهکی سازند قم، جنوب غرب کاشان .....
- پرستو قلی‌زاده، علی عابدینی، فرهنگ علیاری**  
 ۵۹۷ .....



- رخساره‌های سولفیدی، ساخت و بافت و کانی‌شناسی کانسار روی - سرب (نقره) با میزان کربناته نخلک، ایران مرکزی .....
- مرضیه رضایی اقدام**
- ۶۰۵ ..... دما- فشارسنجی توده نفوذی گابرو- دیوریت بر اساس کلینوپیروکسن (جنوب شرق شیروانده، آذربایجان شرقی) .....
- عبدالرضا واعظی هیر، مهری تبرماهی، فاطمه زاهد، پرینا غفاری، نسترن مصطفایی، سنور حبیب حسین**
- ۶۱۴ ..... ارزیابی توسعه کارست بر اساس هیدروژئولوژی چشمه‌های کارستی استان اردبیل و بررسی نقش تکتونیک و لیتولوژی در توسعه آن.....
- محمدجواد رشیدی، اصغر فلاح، شعبان شتایی جویباری**
- ۶۲۳ ..... ارزیابی و مقایسه کرنل‌های الگوریتم ماشین بردار پشتیبان برای تشخیص گونه‌های کنار و گون با بهره‌گیری از تصاویر رقومی هوایی UltraCam-D (مطالعه موردی سازند میشان منطقه تنگ ارم استان بوشهر) .....
- امیر امیرپور اصل، رسول دودانگه، قهرمان سهرابی**
- ۶۳۰ ..... مطالعات ژئوفیزیکی به روش مغناطیس سنجی برای شناسایی زون‌های کانه‌زایی طلا در منطقه میغان، استان خراسان جنوبی .....
- سپیده خان‌احمدلو، حسین کوهستانی، میر علی اصغر مختاری، ناهید رحمتی**
- ۶۳۷ ..... رخداد معدنی کورچشمه: کانه‌زایی اپی‌ترمال فلزات پایه نوع سولفیداسیون حدواسط در کمربند آتشفشانی مردآباد- بوئین‌زهره .....
- ستیا یعقوب بادکی، سجاد چهرگانی، جعفر عبدالهی شریف، مهدی قنبرزاده**
- ۶۴۶ ..... مکانیابی محل احداث کارخانه سنگبری در استان آذربایجان غربی با روش منطق فازی در نرم‌افزار Arc GIS .....
- شیوا زمانی، مهدی هنرمند، هادی شهریاری، مهدیه حسینجانی‌زاده، حسن محمدرضایی، مجید امین‌زاده، عباس بنی اسدی**
- ۶۵۴ ..... کاربرد داده‌های Landsat 9 و ASTER در بارزسازی دگرسانی‌های ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان.....
- سحر صلحی، اسماعیل شبانیان، ایمان منصف، سیاوش امیدبان‌فر**
- ۶۶۲ ..... شکستگی‌های مرتبط با فازهای کششی در واحدهای ماگمایی انوسن - الیگوسن در طارم سفلی و نقش آنها در فرآیند کانه‌زایی .....
- رویا علیم‌رادپور، محمد وحیدی نیا، میثم شفیعی اردستانی**
- ۶۶۷ ..... زیست چینه‌نگاری سازند ایلام در برش چینه‌شناسی میش خاص، بر اساس فرامینفرهای پلاتکتونیک، حوضه‌ی رسوبی زاگرس.....
- الهه شهرانی، بهمن سلیمانی، بابک سامانی، عباس عباسی**
- ۶۷۵ ..... تغییرات هندسی و ساختاری یکی از میداین جنوب‌غرب ایران، فروافتادگی دزفول شمالی .....
- الهه شهرانی، بهمن سلیمانی، بابک سامانی، عباس عباسی**
- ۶۸۳ ..... مقایسه ساختاری افق‌های آسماری و بنگستان با استفاده از اطلاعات لرزه‌نگاری سه‌بعدی در میدان نفتی پرسیاه.....
- شادی ستاری، محمدرضا حسین‌زاده، محسن موید، رشید کتال**
- ۶۹۱ ..... معرفی کانسار مس پورفیری دوگان در محور تروود- چاه شیرین .....
- مهدی کرم‌پور، امید اسدی گلمز، کامران صوفی بوبکران**
- ۶۹۸ ..... بررسی کیفیت آب زیرزمینی آبخوان باراندوز جهت مصارف کشاورزی .....
- امید اسدی گلمز، کامران صوفی بوبکران، مهدی کرم‌پور، عثمان صوفی بوبکران**
- ۷۰۹ ..... کاربرد شبکه عصبی مصنوعی در پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی آبخوان زیوه .....
- خلیل رضایی، فاطمه بهارلو**
- ۷۱۷ ..... شناسایی کانی‌های سیلیکات‌دارای آهن و منیزیم با استفاده از سنجش از دور در مهاباد آذربایجان غربی .....
- پرینا فلاحی نیچران، ابراهیم اصغری کلجاهی، رحیم جمیری**
- ۷۲۴ ..... زمین‌شناسی مهندسی منطقه صنایع نفتی تبریز .....
- لیلا ولی‌زاده، ابراهیم اصغری کلجاهی، اصغر اصغری مقدم، رحیم کدخدایی**
- ۷۳۳ ..... بررسی آلودگی آب و خاک به عناصر سنگین در منطقه صنایع نفتی تبریز .....
- مهدی هاشمی**
- ۷۴۲ ..... مطالعه ذخایر کبالت در ایران .....
- علی شاهسون، همایون علیم‌رادی خمارتاجی، حبیب رحیمی، محمد امیری**
- ۷۵۳ ..... بررسی تغییرات میدان مغناطیسی زمین به عنوان پیش‌نشانگرهای مغناطیسی برای زمین‌لرزه‌های ۱۴۰۰/۰۱/۲۹ و ۱۴۰۰/۰۴/۲۷ در بوشهر.....

|     |   |
|-----|---|
| ۷۶۲ | <b>مهدی هاشمی</b><br>ذخایر اورانیوم ایران .....   |
| ۷۸۹ | <b>رزگار خورشیدی، رشید آزاد</b><br>تعیین توپوگرافی سنگ بستر دشت خطابلو با استفاده از داده های مقاومت ویژه الکتریکی .....  |
| ۷۹۵ | <b>عاطفه حبیبی، جعفر حسن پور، مصطفی کریمی، فائزه شجاع</b><br>اثر تغییرات اقلیمی احتمالی بر وقوع زمین لغزش های کم عمق و جریان های واریزه ای در حوضه آبریز تهران-کرج .....  |
| ۸۰۵ | <b>فاطمه حسنی سوقی، علی اصغر کلاگری، قهرمان سهرابی، رامین صادقی</b><br>کانی شناسی کانسنگ و باطله در رخداد معدنی سرب- روی- مس (طلا) اپی ترمال گوو- کمر، کمر بند فلز زایی طارم- هشتجین، استان اردبیل .....          |
| ۸۱۱ | <b>اکرم بهجت، علی عابدینی، فرهنگ علی یاری، علی اصغر کلاگری</b><br>زمین شیمی عناصر نادر خاکی کانسار منگنز مزرعه، جنوب غرب ماکو، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران .....   |
| ۸۱۷ | <b>فروغ عباساقتی</b><br>بررسی افق های پرفسیل سازند روته (پرمین میانی) با توجه به تغییرات سطح آب دریا در البرز مرکزی .....   |
| ۸۲۵ | <b>صفیه حسن زاده، حسین پیر خراطی، معصومه آهنگری، فرخ اسدزاده</b><br>نقش کانی شناسی زیست محیطی در مدیریت باطله های معدنی .....   |
| ۸۳۰ | <b>اکرم علیزاده</b><br>جایگاه زمینساختی دریاچه ارومیه .....   |
| ۸۳۷ | <b>زهره آذری اسکوئی، عطالله ندیری، ناصر جبرائیلی اندریان، یوسف محبی قره اوغلان</b><br>تعیین ویژگی های هیدروژئوشیمیایی منابع آب موجود در محدوده دشت شبستر .....  |
| ۸۴۶ | <b>فاطمه مهری یاری، فاطمه نقش افکن</b><br>بررسی کیفیت هوا شهر ارومیه بر اساس شاخص کیفیت هوا در سال ۱۴۰۱ .....   |
| ۸۵۵ | <b>سارا عبدالله زاده، لیلی ایزدی کیان، اشرف ترکیان</b><br>رابطه رشد تورمالین و دگرشکلی در سنگ های دگرگونی ناحیه ای شرق همدان .....  |
| ۸۶۱ | <b>محبوبه عرب زاده بنی اسدی، حبیب ا. قاسمی، مهدی رضایی کهخایی</b><br>زمین دما- فشارسنجی سنگ های توده گرانیتوئیدی گودحوض، بافت، کرمان براساس زوج آمفیبول-پلاژیو کلاز .....   |
| ۸۶۹ | <b>مهدی حسین آبادی، محمدحسن مکاریان</b><br>ژئوشیمی و کاربرد خاک نسوز چشمه خواجه حسن .....   |
| ۸۷۳ | <b>هاجر اوجاقی شیرمرد، مرتضی دلاوری کوشان</b><br>ژئوشیمی و خاستگاه زمین ساختی سنگ های ولکانیکی میزبان کانسار طلای توزلار- شمال غرب ماهنشان .....  |
| ۸۸۳ | <b>سمانه محمدپور قورچی، علی عابدینی</b><br>سیماهای ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی پهنه دگرسانی آرژیلیک وابسته به گرانیت: مطالعه موردی بر روی منطقه گوزلبلاغ، جنوب شرق شاهین دژ، شمال غرب ایران .....                  |
| ۸۹۰ | <b>سرگل رحیمی، علی عابدینی، فرهنگ علیاری، علی اصغر کلاگری</b><br>مکانیسم های نهشت کانسنگ سرب، روی و باریت ذخایر نزار و ملوند، بخش شمالی بلوک طبس (شواهدی از ویژگی های صحرایی، کانی شناسی و میانبارهای سیال) ..... |
| ۸۹۸ | <b>مهسا بالازاده، علی عابدینی، مریم خسروی</b><br>زمین شیمی عناصر نادر خاکی سامانه دگرسانی آرژیلیک منطقه آستانمال، شمال غرب ورزقان، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران .....                                     |
| ۹۰۵ | <b>مهسا بالازاده، علی عابدینی، مریم خسروی</b><br>فاکتورهای کنترل کننده توزیع و تحرک عناصر اصلی و جزئی در طی تشکیل و توسعه سامانه دگرسانی آرژیلیک: مثالی از منطقه آستانمال، شمال غرب ورزقان، شمال غرب ایران .....  |

- راشد پور میرزایی، سید محمد ساداتیان جویباری، وهرام احمدزاده  
 ۹۱۱ ..... بررسی اهمیت عناصر نادر خاکی و نقش راهبردی آن‌ها در توسعه پایدار کشور
- سیدغفور علوی، محسن موید، امیر محمد عبدل نژاد، حانیه جوادپور  
 ۹۱۹ ..... امکان‌سنجی استفاده از دیاتومیت به عنوان فیلتر در کاهش آلاینده‌گی شیرابه مرکز دفن زباله تبریز
- محمد جواد رحیم‌دل، محمد جوائشیر گیو، محدثه زهرایی  
 ۹۲۹ ..... تحلیل اثربخشی جامع ماشین‌آلات باربری در معدنکاری روباز (مطالعه موردی)
- محمد جواد رحیم‌دل، احمد آریافر، زهره عبادی‌نیا  
 ۹۳۵ ..... ارزیابی ریسک زیست محیطی سد باطله معدن مس قلعه‌زری
- وحید خادمی، محمود رضا هیهات، محمد مهدی خطیب، محمد حسین زرین‌کوب، حسین هادی‌زاده خادر  
 ۹۴۲ ..... Structural controls mineralization in strike-slip fault terminals, case study: Kaybarkuh region in East of Iran
- پرویز قادری، امیر بهنایی  
 ۹۵۲ ..... شواهد اختلاط ماگمایی در گرانیتوئیدهای قفله، جنوب غرب مهاباد، آذربایجان غربی
- نسیم حقیقت جو، علیرضا زراسوندی، نادر تقی‌پور، محسن رضایی، محمد امیری حسینی  
 ۹۶۱ ..... ارتباط بین کانه‌سازی باریت و مس در منطقه اکتشافی کوه کپوت با استفاده از مطالعات زمین‌شیمیایی
- حسین فلاحي، محمد پارسائی، مرتضی صحیح، رامین شهبازی، محمد امینی  
 ۹۶۹ ..... بررسی رفتار عناصر شاخص و هاله‌های دگرسانی سیستم پورفیری منطقه میجان، جنوب ایران
- حسین فلاحي، محمد پارسائی، رامین شهبازی، اسلام عابدینی، علی اکبری  
 ۹۷۶ ..... پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های گرانیتوئیدی میجان، شرق جیرفت
- فرزاد ستوهیان، مریم صالحی  
 ۹۸۶ ..... نقش تالاب هامون در محیط زیست
- ساراخنجری، اکرم عزیزاده، فریا همتی  
 ۹۹۴ ..... استخراج اتوماتیک خطواره‌های آبخوان دشت ارومیه با استفاده از تصویر ماهواره لندست ۸
- محمد رضا محمدیان آسیابر، جابر کوچکی سفید داربني  
 ۱۰۰۱ ..... استفاده از فناوری فتوولتائیک خورشیدی شناور، برای صرفه جویی در آب، کاهش تبخیر آب و ارائه برق پایدار
- آیدا پور محمد، اسفندیار عباس نوین‌پور، فریا صادقی اقدام  
 ۱۰۱۰ ..... ارزیابی تغییرات زمانی آسیب‌پذیری آب زیرزمینی دشت نازلو با روش DRASTIC و SINTACS
- سعید صحتی قراملکی، مجید قادری، حسینعلی تاج‌الدین، سیده زهرا واقفی  
 ۱۰۲۰ ..... زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی کانسار اکسید آهن - آپاتیت گلستان‌آباد، شرق زنجان
- نسرین لطفی، اسفندیار عباس نوین‌پور، فریا صادقی اقدام  
 ۱۰۲۹ ..... ارزیابی تغییرات زمانی آسیب‌پذیری دشت ارومیه بر روش DRASTIC و SINTACS (بررسی موردی آبخوان باراندوز چای)
- سیده زهرا واقفی، مجید قادری، حسینعلی تاج‌الدین، سعید صحتی قراملکی  
 ۱۰۴۴ ..... ارتباط میان رخساره‌های دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار اکسید آهن - آپاتیت ذاکر، شرق زنجان
- زهرا قوی‌البینه، فریبرز مسعودی، هادی پورفری، علی اکبر بهاری‌فر  
 ۱۰۵۲ ..... بررسی کانی‌شناسی، منشاء و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی ماسه‌های سیلیسی جنوب شهربابک، استان کرمان
- مرضیه مرناض، رضا نوزعیم، شجاع‌الدین نیرومند، علی کنعانیان، مهدی بهیاری، محمد امینی، سمیه تهرزاده  
 ۱۰۵۹ ..... تحلیل ساختاری پیت معدن انگوران
- کزال ملایی، خلیل رضایی  
 ۱۰۶۹ ..... بررسی توانایی تفکیک کانی‌های رسی با استفاده از سنجش از دور در منطقه کهیر چابهار
- حمیدرضا پورقاسمی، عطیه امین‌دین، سید فخرالدین افضل‌ی، حمزه نور، مجید محمدی  
 ۱۰۷۸ ..... بررسی خصوصیات کیفی آب‌های سطحی و زیرزمینی حوزه آبخیز سد درودزن - ملاصدرا جهت مصرف شرب



|   |      |
|---|------|
| عباس صدق آمیز   | ۱۰۸۶ |
| پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی و بررسی تغییرات زمانی وسعت دامنه‌های مختلف شوری در سطح دشت داراب.....  |      |
| حسین مهدیانفر، محمدحسین اولیائی، میرمهدی سیدرحیمی‌نیارق   | ۱۰۹۵ |
| استفاده از روش رگرسیون بردار پشتیبان جهت تعیین رفتار عیارهای کمتر از حد تشخیص دستگاه برای عنصر نقره در حفاری‌های معدنی                    |      |
| مهدی تلخابلو، سید محمود فاطمی عقدا، محمد فتح الهی، کامران ذوالفقاری، شایسته نازنین پوری   | ۱۱۰۱ |
| بررسی رخداد و رفتار زمین‌لغزش سورین بانه (استان کردستان) بر پایه مطالعات زمین‌شناسی مهندسی .....  |      |
| عباس صدق آمیز   | ۱۱۰۹ |
| تعیین بهترین چاههای یزومتری جهت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی با استفاده از سیستم استنتاج فازی-عصبی .....                                      |      |
| شوکت جهانگیرزاده، بتول تقی پور  | ۱۱۱۷ |
| کانی‌شناسی و پتروگرافی ذخیره بوکسیتی پیراشکفت ممسنی، استان فارس، به منظور تعیین دیرینه اقلیم .....  |      |
| شاهرخ پوربیرانوند   | ۱۱۲۵ |
| به روزرسانی پایگاه دادهٔ تنش در ایران .....   |      |
| عباس صدق آمیز   | ۱۱۳۸ |
| تحلیل زمین آماری کیفیت آب زیرزمینی در آبخوان دشت جهرم استان فارس .....  |      |
| اکرم نیازی  | ۱۱۴۷ |
| مطالعات پتروگرافی مگاکریست های آلکالی فلدسپار گرانیت های پورفیروئید مجموعه پلوتونیک الوند ( همدان) .....                                  |      |
| حسینعلی قاری، احمد قربانی   | ۱۱۵۶ |
| آشکارسازی ساختار زمین لغزش فعال پادناهی علیا از طریق تصویرسازی مقاومت ویژه الکتریکی .....   |      |
| عبدالخالق واعظی فرد، سعید زارعی، شبیر اشکیور مطلق، سیدرضا منصوری  | ۱۱۶۴ |
| برآورد نرخ کرنش در زاگرس میانی به کمک مشاهدات GPS .....   |      |
| رضا عباسی نصیر کندی، علی عابدینی، مریم خسروی  | ۱۱۷۲ |
| افق بازماندی مجروسه، شمال غرب ارومیه، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران: ملاحظات بر روی توزیع عناصر نادر خاکی و سنگ مادر احتمالی ..... |      |
| حسین خورشیدی پاچی، مجید شاه‌پسند زاده، سعیده کشاورز، محمدجواد قرائت   | ۱۱۷۸ |
| تحلیل ساختاری گسل های معدن آهن شماره ۴ گل گهر، کمر بند دگرگونی سئندج-سیرجان .....   |      |
| رشید آزاد آبگرمی، فرنوش حاجی زاده، حسن مومینوند   | ۱۱۸۷ |
| بررسی تاثیر تخلخل و اشباعیت بر روی مقاومت ویژه الکتریکی در نمونه های ماسه سنگ .....   |      |
| مجید محبوبی اقدم، محمدجعفر محمد زاده، محرم جهانگیری، آیتور ناصری  | ۱۱۹۶ |
| پتانسیل یابی معدنی با استفاده الگوریتم خوشه بندی گث جوا در کانسار مس سوناجیل .....  |      |
| سوده صدیقیان  | ۱۲۰۵ |
| تخمین و ارزیابی کانه زایی مس پورفیری نارپ، استان کرمان، با استفاده از روش های مغناطیس سنجی زمینی .....                                    |      |
| سعید صفری، محمد ابراهیمی، مریم هنرمند، قاسم نباتیان   | ۱۲۱۱ |
| کانه نگاری کانسار مس لار، شمال شرق زنجان .....  |      |
| زهرای نیازی، محمد وحیدی نیا، میثم شفيعی اردستانی  | ۱۲۱۸ |
| زیست چینه نگاری سازند ایلام در برش تاقدیس شاه نخجیر بر اساس فرامینفرهای پلاتکتون (جنوب غرب ایلام) .....                                   |      |
| سیدمحمدصابر شمع ریزی، فرهاد محمدتواب  | ۱۲۲۶ |
| کاربرد روش زمین آماری کریجینگ شاخص در مدل سازی سه بعدی و تعیین مرز توده های ماسیوسولفید در کانسار مس سرگز کوه – جیرفت .....               |      |
| الهام محمودی، خلیل رضایی  | ۱۲۳۵ |
| آشکارسازی هاله های دگرسانی با استفاده از سنجش از دور در منطقه میانه (آذربایجان شرقی) .....  |      |

- ۱۲۴۱ ..... **حسین فلاحی، علی اکبری، اسلام عابدینی، فرشاد جلالی، رامین شهبازی**  
بررسی کاربرد تصاویر سنجنده MSI در بارزسازی دگرسانی هیدروترمال محدوده میجان، شرق جیرفت
- ۱۲۴۸ ..... **میرمهدی سیدرحیمی نیازق، حسین مهدیانفر**  
تلفیق روش فرکتال طیف توان- مساحت داده‌های ژئوشیمیایی و روش آنالیز تمایز خطی جهت تعیین مرز جوامع فرانسی
- ۱۲۵۵ ..... **مهدیه فرهادی کشتیابان، علی عابدینی، یوسف رحیم سوری**  
کانی‌سازی و زمین‌شیمی کانسار باریت شکم دریده مهاباد، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران
- ۱۲۶۲ ..... **حسن بحرانی، مجتبی حیدری، اشرف توکیان**  
تأثیر خواص فیزیکی بر مقاومت کششی برزیلی نمونه‌های سنگ‌های آذرین استان همدان
- ۱۲۷۱ ..... **امیر محمودی، خالد معروفی**  
ارزیابی کارایی روش نشانگر کاربردی رس در زمینه سنجش مقدار کربن آلی کل
- ۱۲۸۰ ..... **بهبود رنجبر، فرید فروغی**  
بررسی رشد شهری کرمان در دوره ۲۰ ساله با استفاده از داده‌های سنجش از دور
- ۱۲۸۹ ..... **علی اصغر ثیاب قدسی، شایان محرابی علمداری**  
تعیین اثر مولکولی مخروطیان فسیلی با استفاده از پالئو کموتاکسونومی تجربی برای کمک به بازسازی های دیرینه گیاه و دیرینه اقلیم
- ۱۲۹۷ ..... **علیرضا حیدری، میر علی اصغر مختاری، جواد ایزدیار، حسین کوهستانی**  
ویژگی های سنگ شناسی و زمین شیمیایی توده گرانیتوئیدی بیرونده در کمربند ماگمایی طارم- هشتجین، شمال زنجان
- ۱۳۰۹ ..... **علیرضا طاهری زاده، مریم عباسی، نسیم اکبری، سید علیرضا آشفته**  
اثر افزودن نانو مواد بر افزایش مقاومت فشاری و خمشی بتن
- ۱۳۲۳ ..... **علیرضا طاهری زاده، مریم عباسی، نسیم اکبری، سید علیرضا آشفته**  
انواع پوکه معدنی سبک در ساختار بتن سازه ای
- ۱۳۳۸ ..... **راضیه محمدپژوهی، یوسف رحیم سوری، ربابه معصومی**  
دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته در منطقه کجل، استان اردبیل، شمال غرب ایران
- ۱۳۴۶ ..... **تروسکه صالحی، مهدی بهیاری**  
تفکیک دگرشکلی شکنا و شکل پذیر در منطقه سرو (شمال باختر ایران)
- ۱۳۵۸ ..... **کزال ملایی، خلیل رضایی**  
بررسی و شناسایی مس با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور در منطقه چادرملو
- ۱۳۶۶ ..... **خلیل رضایی، مهدی فرمehینی فراهانی**  
اهمیت استفاده از زبان پایتون در علوم زمین
- ۱۳۷۴ ..... **پیمان محمدی بهجو، علی عابدینی، اسماعیل خان چوبان، سعید برهانی**  
کانی‌شناسی و سنگ مادر نهشته بوکسیت -لاتریت نوروز آباد، شمال شرق شاهین دژ، استان آذربایجان غربی، شمال باختر ایران
- ۱۳۸۱ ..... **حسین سلیمانگلی، مجتبی قره محمودلو، نادر جندقی، محمد عباسی**  
بررسی برهمکنش رودخانه چهل چای و آب زیرزمینی با استفاده از روش اندازه گیری دبی رودخانه
- ۱۳۸۹ ..... **فاطمه ابراهیمی آبشور، سعیده کشاورز، مجید شاه پسند زاده، محسن مباشری**  
بررسی ارتباط ساختارها با کانی سازی کرومیت در مجموعه اولترامافیک- مافیک سیخوران، منطقه اسفندقه، جنوب کرمان
- ۱۳۹۶ ..... **مهدی تلخابلو، سید محمود فاطمی عقدا، حسین درخشانی فر**  
ارزیابی ویژگی های زمین شناسی مهندسی ساختگاه سد فیسک با تاکید بر پایداری تکیه گاه چپ سد
- ۱۴۰۴ ..... **جاوید مناجاتی ملکی، پرستو قلی زاده، علی اصغر ثیاب قدسی**  
چینه‌شناسی زیستی و سنگی توالی های رسوبی ژوراسیک میانی- فوقانی در شمال غرب شاهین دژ با توجه خاص به فونای آمونیتی

# مقالات سخنرانی

## نهشته‌های بوکسیت کارستی ایران: ملاحظات بر توزیع فراوانی عناصر بحرانی

مریم خسروی<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، محمدرضا خانی<sup>۳</sup>، محمد حسین حسینی فائق<sup>۴</sup>

۱- استادیار، گروه اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

maryamkhoravi@iut.ac.ir

۲- استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.abedini@urmia.ac.ir

۳- مدیر تحقیق و توسعه شرکت آلومینای ایران، جاجرم، ایران

Khani@iranalumina.ir

۴- مدیر اکتشاف و توسعه معادن آلومینای ایران، جاجرم، ایران

hosseinfagh@yahoo.com

### چکیده

نهشته‌های بوکسیتی ایران در فروافتادگی‌های کارستی کربنات‌های مزوزوئیک در اقیانوس پالئوتتیس در طی زمان پرمین میانی-بالایی تا کرتاسه فوقانی نهشته شده‌اند. آنها بخشی از کمربند بوکسیتی کارستی ایران-همالیا و از نظر ژئوتیکی شبیه به بوکسیت‌های مدیترانه‌ای می‌باشند. آنها در چهار زون ساختاری، (۱) شمال غرب ایران، (۲) رشته‌کوه‌های البرز، (۳) کمربند زاگرس چین خورده و (۴) فلات ایران مرکزی گسترش یافته‌اند. مقدار متوسط واندایوم و کبالت در بوکسیت‌های شمال غرب و البرز بیش از مقدار متوسط این عناصر در بوکسیت‌های زاگرس است. توزیع فراوانی این فلزات بحرانی در نهشته‌های بوکسیتی احتمالاً توسط کانی‌های هماتیت و یا گوتیت کنترل گردیده است. هم چنین مقدار متوسط نیوبوم و تانتالیوم در بوکسیت‌های شمال غرب و البرز بیش از مقدار متوسط این عناصر در بوکسیت‌های زاگرس است. توزیع فراوانی این عناصر بحرانی در نهشته‌های بوکسیتی احتمالاً توسط کانی‌های آناتاز و روتیل کنترل گردیده است. در مقابل، مقدار متوسط آلومینیوم، گالیوم و عناصر نادر خاکی در بوکسیت‌های زاگرس بیش از مقدار متوسط این عناصر در بوکسیت‌های شمال غرب و البرز است. توزیع فراوانی گالیوم در نهشته‌های بوکسیتی توسط کانی‌های دیاسپور و یا بوهمیت کنترل گردیده است. مقدار متوسط زیرکونیوم در بوکسیت‌های شمال غرب، البرز و زاگرس تقریباً یکسان بوده و توزیع فراوانی این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی توسط کانی زیرکن کنترل گردیده است. لایه‌های غنی از هماتیت و یا گوتیت، آناتاز و روتیل در نهشته‌های بوکسیت شمال غرب و البرز به ترتیب ارزش کاوش بیشتر برای واندایوم، کبالت، نیوبوم و تانتالیوم و لایه‌های غنی از دیاسپور و یا بوهمیت در نهشته‌های بوکسیت زاگرس ارزش کاوش برای گالیوم را دارند.

**واژه‌های کلیدی:** نهشته‌های بوکسیت کارستی ایران؛ زمین‌شیمی؛ فلزات بحرانی؛ شمال غرب؛ البرز؛ زاگرس

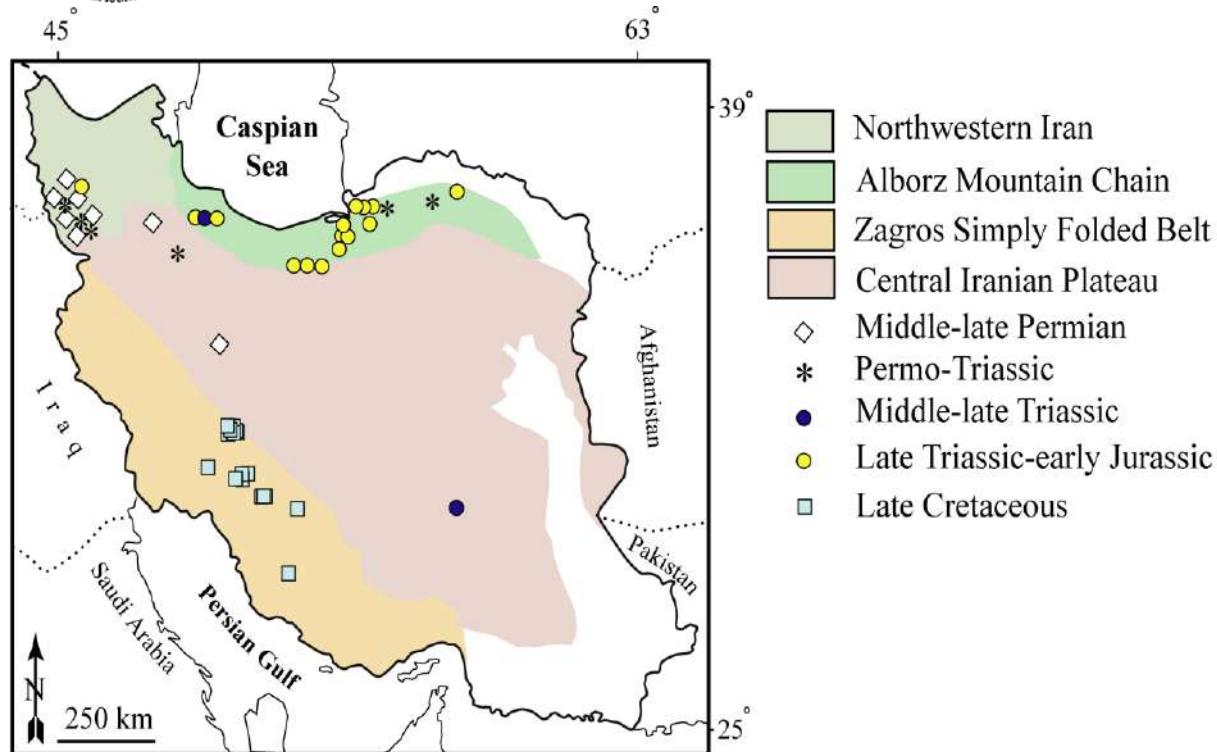
### Abstract

The Iranian bauxite deposits were deposited within karstic sinkholes of the Mesozoic marine carbonates in the Palaeo-Tethys Ocean during middle-late Permian to late Cretaceous. They are a part of the Irano-Himalayan karst bauxite belt, and genetically similar to the Mediterranean-type bauxites. They are distributed into four structural zones, (1) northwestern Iran, (2) the Alborz Mountain Chain, (3) Zagros Simply Folded Belt, and (4) Central Iranian Plateau. The V and Co median values in the northwestern Iranian and Alborz bauxites are higher than those in the Zagros bauxites. Distribution of these critical metals in the bauxite deposits is controlled by hematite and/or goethite. Furthermore, Nb and Ta median values in the northwestern Iranian and Alborz bauxites are higher than those in the Zagros bauxites. Distribution of these critical elements in the bauxite deposits is probably controlled by rutile and anatase. In contrast, Al, Ga, and REE median values in the Zagros bauxites are higher than those in the northwestern Iranian and Alborz bauxites. Distribution of Ga in the bauxite deposits is probably controlled by diaspore and/or boehmite. The Zr median value in the northwestern Iranian, Alborz, and Zagros bauxites is almost the same and distribution of this element in the bauxite deposits is controlled by zircon. The hematite- and/or goethite-, anatase-, and rutile-rich horizons in the northwestern Iranian and Alborz bauxite deposits would be worthy of further exploration for V and Co, and Nb and Ta, respectively, and diaspore- and/or boehmite-rich horizons in the Zagros bauxite deposits for Ga.

**Keywords:** The Iranian karst bauxite deposits; Geochemistry; Critical metals; Northwestern Iran; Alborz; Zagros

بوکسیت یک ماده معدنی رسوبی غنی از مواد آلئیتیک است که در نتیجه هوازدگی سنگ مادر غنی از آلومینوسیلیکات در شرایط اقلیمی حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای با بارش متوسط سالیانه ۱/۲ متر و دمای بیش از ۲۲ درجه سانتیگراد با توجه به ریخت‌شناسی و زهکشی مناسب، تشکیل شده و مجموع هیدروکسیدها و یا اکسیدهای آلومینیوم، آهن و تیتان موجود در آن بیش از ۵۰ درصد وزنی بوده و اکسیدهای آلومینیوم یا هیدروکسیدهای آن بیشترین مقدار آن را تشکیل می‌دهند (Bogatyrev et al., 2009). بر اساس گزارش اتحادیه اروپا و ایالات متحده آمریکا، عناصری همانند عناصر نادر خاکی، آلومینیوم، لیتیوم، گالیوم، وانادیوم، عناصر گروه پلاتین، آنتیموان، بریلیوم، بیسموت، سزیم، کروم، کبالت، ژرمانیوم، هافنیوم، ایندیم، منیزیم، منگنز، نیکل، نیوبیم، روبیدیوم، استرانسیوم، تانتالیوم، تلوریوم، قلع، تیتانیوم، تنگستن، روی و زیرکونیوم در فهرست فلزات بحرانی و استراتژیک قرار گرفته‌اند. داده‌های زمین‌شیمیایی موجود وجود مقادیر قابل توجهی فلزات بحرانی منجمه  $Li, Sc, B, V, Cr, Co, Ni$  و  $Nb$  را در نهشته‌های بوکسیتی تایید و تصدیق می‌کند (Mongelli et al., 2021).

نهشته‌های بوکسیتی ایران در پستی و بلندی‌های کارستی کربنات‌های مزوزوئیک در اقیانوس پالتوتیس نهشته شده‌اند (Khosravi et al., 2021). با توجه به توزیع جغرافیایی کانسارهای بوکسیت در دنیا، نهشته‌های بوکسیت کارستی ایران بخشی از کمربند بوکسیتی کارستی ایران-همالیا محسوب می‌شوند (Abedini and Khosravi, 2020; Abedini et al., 2019, 2020a, 2020b; Khosravi et al., 2017; 2021). با توجه به تحقیقات انجام شده، افق‌های بوکسیتی در ایران از لحاظ موقعیت مکانی در چهار ناحیه، ۱- رشته‌کوه‌های البرز، ۲- شمال غرب ایران، ۳- فلات ایران مرکزی و ۴- ارتفاعات زاگرس گسترش دارند. از نظر توزیع زمانی نیز، این ذخایر به پیروی از سایر ذخایر و منابع معدنی، در افق‌های زمانی خاصی گسترش یافته‌اند. به طور کلی کانسارهای بوکسیت ایران در پنج دوره زمانی پرمین میانی- فوقانی، پرموتریاس، تریاس میانی- فوقانی، تریاس فوقانی- ژوراسیک ابتدایی و کرتاسه فوقانی (سانتوین فوقانی- تورنین ابتدایی) تشکیل شده‌اند (Abedini and Khosravi, 2020; Abedini et al., 2019, 2020a, 2020b; Khosravi et al., 2017, 2021). شکل ۱ نقشه پراکندگی زمانی و مکانی ذخایر بوکسیت در ایران را نشان می‌دهد. از لحاظ کانی‌شناسی، کانسارهای بوکسیت در ایران همانند سایر ذخایر بوکسیتی در دنیا عمدتاً از اکسیدها و هیدروکسیدهای آلومینیوم (دیاسپور و یا بوهمیت) و آهن (هماتیت و یا مگنتیت و گوتیت) و کانی‌های رسی همانند کائولینیت، پیروفیلیت، کلریتوئید، ایلیت و مونتموریلونیت با درصد فراوانی‌های متفاوت تشکیل شده‌اند (Khosravi et al., 2021). با توجه به بازسازی‌های دیرینه جغرافیایی، تشکیل نهشته‌های بوکسیت کارستی ایران به طور مستقیم مرتبط با جایگاه‌های تکتونیکی ایران در گذر زمان می‌باشند. نتایج دیرینه جغرافیایی بیانگر این مطلب است که شکل‌گیری نهشته‌های بوکسیتی پرمین- تریاس در ایران در ارتباط با ریف و رانش بلوک‌های سیمرین و تشکیل نهشته‌های بوکسیتی تریاس- ژوراسیک در ارتباط با برخورد سیمرین و اوراسیا است. در نهایت، تشکیل نهشته‌های بوکسیتی در کمربند زاگرس چین خورده در کرتاسه فوقانی با برخورد قوس- قاره مطابقت دارد (Khosravi et al., 2021).



شکل ۱- توزیع پراکندگی زمانی و مکانی ذخایر بوکسیت در ایران (Khosravi et al., 2021).

در سال‌های اخیر مطالعات ارزشمندی در خصوص توزیع و تفریق زمین‌شیمیایی فلزات بحرانی در نهشته‌های بوکسیتی نوع کارستی در سراسر جهان صورت گرفته است (Abedini et al., 2022a; Ahmadnejad and Mongelli, 2022; Gamaletsos et al., 2019). لذا، با توجه به نیاز روز افزون صنایع مختلف کشور به کانسنگ ارزشمند بوکسیت و عناصر فرعی استراتژیک همانند عناصر نادر خاکی، ژرمانیوم، گالیوم، نیکل و کبالت و سایر عناصر بحرانی و عدم خودکفایی کشور در تامین این عناصر فرعی مهم، ضرورت اکتشاف و شناسایی کانسنگ‌های جدید بوکسیتی در کشور و پتانسیل‌یابی عناصر بحرانی از این کانسنگ‌ها بیش از هر زمان دیگری احساس می‌شود. با توجه به گرایش جامعه جهانی به سمت صنایع پیشرفته در زمینه الکترونیک و مخابرات، تولید و مصرف عناصر نادر خاکی به عنوان مواد اولیه با فناوری بالا و عدم قطعیت دسترسی در آینده به عناصر بحرانی و غنی‌شدگی هر چه بیشتر این عناصر در کانسنگ‌های بوکسیت کارستی نسبت به سایر انواع کانسارهای بوکسیت، این نهشته‌ها بیش از پیش مورد توجه محققان قرار گرفته‌اند. از این رو تجزیه و تحلیل نهشته‌های بوکسیتی ایران می‌تواند دیدگاه‌های جدید در خصوص توزیع عناصر فرعی استراتژیک ارائه نماید. در سال‌های اخیر، توجه به نهشته‌های بوکسیت کارستی ایران در خصوص فراوانی و کنترل توزیع فلزات بحرانی در حال رشد و توسعه است. لذا مستحق بودن این نهشته‌ها در بهره‌برداری اقتصادی از این فلزات مرکز توجه است. در جهت نیل به این هدف، در این مقاله مقایسه‌ای بر اساس میزان فراوانی عناصر بحرانی  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Ga}$  و LREE (La-Sm) و HREE (Eu-Lu) بین ۲۹ نهشته بوکسیت کارستی در شمال غرب ایران، رشته‌کوه‌های البرز و کمربند زاگرس چین خورده صورت خواهد گرفت. آمار توصیفی شامل نمودارهای جعبه، حداقل، حداکثر، میانه و چارک اول و سوم برای داده‌های زمین‌شیمیایی نهشته‌های بوکسیت ایران ارائه شده است.

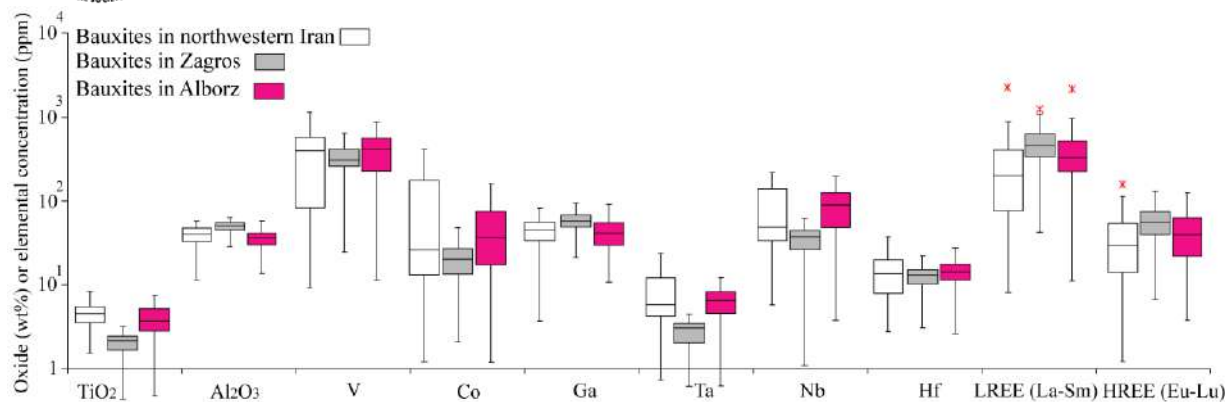
## ۲- بحث و بررسی

مقدار متوسط  $\text{TiO}_2$  در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و رشته‌کوه‌های البرز بیش از مقدار متوسط این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی کمربند زاگرس چین خورده است (شکل ۲). نکته قابل توجه این است که مقدار چارک سوم  $\text{TiO}_2$  در نهشته‌های بوکسیتی کمربند زاگرس چین خورده کمتر از مقدار

چارک اول این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز است. بالا بودن مقدار  $\text{TiO}_2$  در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز بیانگر این مطلب است که سنگ مادر این نهشته‌های بوکسیتی از لحاظ ترکیب شیمیایی ترکیب بازیک‌تری داشته‌اند. وانادیوم در مقایسه با سایر فلزات بحرانی بیشترین فراوانی را در نهشته‌های بوکسیتی هر ۳ ناحیه شمال غرب، البرز و زاگرس از خود نشان می‌دهد. مقدار متوسط این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز تقریباً یکسان و اندکی بیش از متوسط آن در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس می‌باشد. مقدار متوسط عنصر گالیوم در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس اندکی بیش از مقدار چارک سوم این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز است. تانتالیوم در مقایسه با سایر فلزات بحرانی کمترین فراوانی را در هر ۳ ناحیه شمال غرب، البرز و زاگرس به خود اختصاص داده است. مقدار چارک سوم این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس کمتر از مقدار چارک اول این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز است. هم چنین مقدار چارک سوم عنصر نیوبوم در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس کمتر از مقدار چارک اول این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی البرز و در بین چارک اول و مقدار متوسط این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب است. مقدار چارک سوم عنصر کبالت در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس با مقدار متوسط این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب برابر اما از مقدار متوسط این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی البرز کمتر است. بر اساس تحقیقات صورت گرفته، عناصر تیتانیوم، نیوبوم و تانتالیوم در فازهای کانایی آنتاز و روتیل، زیرکونیوم و هافنیوم در ساختمان کانایی زیرکن و گالیوم در ساختمان کانایی دیاسپور و یا بوهمیت تمرکز می‌یابند (Liu et al., 2013). مقدار متوسط عنصر زیرکونیوم در نهشته‌های بوکسیتی هر ۳ ناحیه شمال غرب، البرز و زاگرس یکسان بوده و در قیاس با سایر عناصر بی‌تحرك کمترین تغییرات فراوانی را از خود نشان می‌دهد. بر اساس موارد مطرح شده، توزیع فراوانی این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی مطالعه شده توسط کانی زیرکن کنترل گردیده است. پایین بودن مقدار متوسط عناصر بحرانی نیوبوم و تانتالیوم در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس در قیاس با نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز کاملاً در تطابق با پایین بودن مقدار متوسط عنصر تیتانیوم در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس است که خود دلالت بر جذب ترجیحی نیوبوم و تانتالیوم در ساختمان کانایی آنتاز و روتیل می‌باشد. مقدار متوسط  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس بیش از مقدار چارک سوم این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز است. بالا بودن مقدار متوسط عنصر گالیوم در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس در قیاس با نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز می‌تواند در ارتباط با بالا بودن مقدار متوسط عنصر آلومینیوم در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس و به تبع آن جذب ترجیحی این عنصر در ساختمان کانایی دیاسپور و یا بوهمیت باشد. توزیع عناصر وانادیوم و کروم در نهشته‌های بوکسیتی - لاثریتی می‌تواند در ارتباط با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن باشد (Schwertmann and Pfab, 1996; Marques et al., 2004).  $\text{V}^{+3}$  و  $\text{Cr}^{+3}$  به راحتی می‌توانند جایگزین  $\text{Fe}^{+3}$  در شبکه کانی‌های هماتیت و گوتیت شوند (Ma et al., 2007). متعاقباً این اعتقاد وجود دارد که عنصر کبالت به شدت توسط اکسیدهای آهن (هماتیت) جذب سطحی می‌شود. گرچه این جذب وابسته به pH است و در شرایط pH پایین ضعیف‌تر است (Sparks, 1995). فراوانی بالای وانادیوم و کبالت در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز احتمالاً توسط کانی‌های هماتیت و یا گوتیت کنترل گردیده است که این نتیجه با این مطلب که نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز در قیاس با نهشته‌های بوکسیتی زاگرس فراوانی بالای‌تری از  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  دارند سازگار است. در واقع، با افزایش میزان رسوبگذاری آهن به صورت کانی‌های هماتیت و یا گوتیت، شرایطی مناسب برای جذب ترجیحی بیشتر این عناصر توسط این کانی‌ها فراهم شده است.

در خصوص عناصر نادر خاکی به عنوان یکی از مهم‌ترین عناصر استراتژیک در صنعت می‌توان به این مطلب اشاره نمود که مقدار متوسط عناصر نادر خاکی چه عناصر نادر خاکی سبک (LREE: La-Sm) و چه عناصر نادر خاکی سنگین (HREE: Eu-Lu) به ترتیب در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس و البرز بیش از مقدار متوسط این عناصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب است. نکته قابل توجه این است که مقدار متوسط عناصر نادر خاکی در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس از مقدار چارک سوم این عناصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب نیز بیشتر است. عناصر نادر خاکی در نهشته‌های بوکسیتی می‌توانند توسط کانی‌های رسی و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز جذب سطحی گردند یا توسط کانی‌های برج‌ازا REE دار یا کانی‌های فسفات غنی از REE تصرف گردند (Abedini et al., 2022b). در واقع، توزیع و رفتار عناصر نادر خاکی در نهشته‌های بوکسیتی توسط عواملی چون شرایط فیزیکی-شیمیایی محیط تشکیل (pH و Eh)، برهمکنش سنگ-آب، نوسانات سطح سفره آب‌های زیرزمینی، جذب سطحی، روبش، تثبیت در فازهای کانایی نومورف و حضور در فازهای کانایی مقاوم، میزان دسترسی به لیگاندهای آلی و غیر آلی، درجه کمپلکس شدن با لیگاندهای کربناتی، اختلاف در میزان پایداری کانی‌های حامل لاتانیدها و فرایندهای دیاژنتیک و دیرزاد (اپی‌ژنتیک) کنترل می‌گردد که مستلزم بررسی بیشتر می‌باشد. مقایسه میزان فراوانی عناصر بحرانی  $\text{Hf}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Ga}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  و LREE (La-Sm) و HREE (Eu-Lu) در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب ایران، البرز و زاگرس در شکل ۲ نمایش داده شده است.





شکل ۲- مقایسه میزان فراوانی عناصر بحرانی  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{V}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{Ga}$ ،  $\text{Ta}$ ،  $\text{Nb}$ ،  $\text{Hf}$  و  $\text{LREE (La-Sm)}$  و  $\text{HREE (Eu-Lu)}$  در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب ایران، رشته‌کوه‌های البرز و کمربند زاگرس چین خورده.

### ۳- نتیجه گیری

مقدار متوسط عناصر بحرانی و آنادیم و کبالت در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز بیش از مقدار متوسط این عناصر در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس است. توزیع فراوانی این عناصر بحرانی در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز احتمالاً توسط کانی‌های هماتیت و یا گوتیت کنترل گردیده است که این موضوع با فراوانی بالای  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  در نهشته‌های بوکسیتی مذکور سازگاری دارد. مقدار متوسط عناصر بحرانی نیوبیم و تانتالیوم در نهشته‌های بوکسیتی

شمال غرب و البرز بیش از مقدار متوسط این عناصر در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس است. توزیع فراوانی این عناصر بحرانی در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز توسط کانی‌های آناتاز و روتیل کنترل گردیده است که این موضوع با فراوانی بالای  $\text{TiO}_2$  در نهشته‌های بوکسیتی مذکور همخوانی دارد. مقدار متوسط عناصر بحرانی آلومینیوم، گالیوم و عناصر نادر خاکی در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس بیش از مقدار متوسط این عناصر در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز است. توزیع فراوانی گالیوم در نهشته‌های بوکسیتی توسط کانی‌های دیاسپور و یا بوهمیت کنترل گردیده است. بالا بودن مقدار  $\text{TiO}_2$  در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز در مقایسه با نهشته‌های بوکسیتی زاگرس بیانگر این مطلب است که نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز از هوازگی شیمیایی سنگ (های) مادری با ترکیب شیمیایی بازیک‌تر تشکیل شده‌اند. مقدار متوسط عنصر زیرکونیوم در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب، البرز و زاگرس تقریباً یکسان بوده و در قیاس با سایر عناصر بی‌حرکت کمترین تغییرات فراوانی را از خود نشان می‌دهد. توزیع فراوانی این عنصر در نهشته‌های بوکسیتی توسط کانی زیرکن کنترل گردیده است. لایه‌های غنی از هماتیت و یا گوتیت، آناتاز و روتیل در نهشته‌های بوکسیتی شمال غرب و البرز به ترتیب برای اکتشافات بعدی و آنادیم، کبالت، نیوبیم و تانتالیوم و لایه‌های غنی از دیاسپور و یا بوهمیت در نهشته‌های بوکسیتی زاگرس برای اکتشافات بعدی گالیوم می‌توانند مورد توجه قرار گیرند.

### ۴- مراجع

- Abedini, A., and Khosravi, M., 2020. Geochemical constraints on the Triassic–Jurassic Amir-Abad karst-type bauxite deposit, NW Iran: Journal of Geochemical Exploration 211, 106489. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2020.106489>.
- Abedini, A., Khosravi, M., and Calagari, A.A., 2019. Geochemical characteristics of the Arbanos karst-type bauxite deposit, NW Iran: implications for parental affinity and factors controlling the distribution of elements: Journal of Geochemical Exploration 200, 249–265. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.09.004>.

Abedini, A., Khosravi, M., and Dill, H.G., 2020b. Rare earth element geochemical characteristics of the late Permian Badamlu karst bauxite deposit, NW Iran: *Journal of African Earth Sciences* 172, 103974. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103974>.

Abedini, A., Khosravi, M., and Mongelli, G., 2022b. The middle Permian pyrophyllite-rich ferruginous bauxite, northwestern Iran, Irano-Himalayan karst belt: constraints on elemental fractionation and provenance: *Journal of Geochemical Exploration* 233, 106905. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106905>.

Abedini, A., Mongelli, G., and Khosravi, M., 2022a. Geochemistry of the early Jurassic Soleiman Kandi karst bauxite deposit, Irano-Himalayan belt, NW Iran: constraints on bauxite genesis and the distribution of critical raw materials: *Journal of Geochemical Exploration* 241, 107056. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107056>.

Abedini, A., Mongelli, G., Khosravi, M., and Sinisi, R., 2020a. Geochemistry and secular trends in the middle-late Permian karst bauxite deposits, northwestern Iran: *Ore Geology Reviews* 124, 103660. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103660>.

Ahmadnejad, F., and Mongelli, G., 2022. Geology, geochemistry, and genesis of REY minerals of the late Cretaceous karst bauxite deposits, Zagros Simply Folded Belt, SW Iran: constraints on the ore-forming process: *Journal of Geochemical Exploration* 240, 107030. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.107030>.

Bogatyrev, B.A., Zhukov, V.V., and Tsekhovsky, Y.G., 2009. Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits: *Lithology and Mineral Resources* 44, 135–151. <https://doi.org/10.1134/S0024490209020035>.

Calagari, A.A., and Abedini, A., 2007. Geochemical investigations on Permo-Triassic bauxite horizon at Kanisheeteh, east of Bukan, West-Azərbayjan, Iran: *Journal of Geochemical Exploration* 94, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2007.04.003>.

Gamaletsos, P.N., Godelitsas, A., Filippidis, A., and Pontikes, Y., 2019. The rare earth elements potential of Greek bauxite active mines in the light of a sustainable REE demand: *Journal of Sustainable Metallurgy* 5, 20–47. <https://doi.org/10.1007/s40831-018-0192-2>.

Khosravi, M., Abedini, A., Alipour, S., and Mongelli, G., 2017. The Darzi-Vali bauxite deposit, West-Azərbayjan Province, Iran: critical metals distribution and parental affinities: *Journal of African Earth Sciences* 129, 960–972. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.02.024>.

Khosravi, M., V  rard, C., and Abedini, A., 2021. Palaeogeographic and geodynamic control on the Iranian karst-type bauxite deposits: *Ore Geology Reviews* 139, 104589. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104589>.

Liu, X., Wang, Q., Feng, Y., Li, Z., and Cai, S., 2013. Genesis of the Guangou karstic bauxite deposit in western Henan, China: *Ore Geology Reviews* 55, 162–175. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.06.002>.

Ma, J., Wei, G., Xu, Y., Long, W., and Sun, W., 2007. Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 3223–3237. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.03.035>.

Marques, J.J., Schulze, D.G., Curi, N., and Mertzman, S.A., 2004. Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils: *Geoderma* 121, 31–43. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.10.003>.

Mongelli, G., Mameli, P., Sinisi, R., Buccione, R., and Oggiano, G., 2021. Rees and other critical raw materials in Cretaceous Mediterranean-type bauxite: the case of the Sardinian ore (Italy): *Ore Geology Reviews* 139, 104559. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104559>.

Schwertmann, U., and Pfab, G., 1996. Structural V and Cr in lateritic iron oxides: genetic implications: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4279–4283. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00259-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00259-1).

Sparks, D.L., 1995. Environmental soil chemistry. Academic Press, New York, 267 pp.

## بررسی شرایط پترولوژیکی و زمین‌شناسی تشکیل تراورتن‌های منطقه چاروایماق با نگرشی بر کاربرد آن در صنعت سنگ‌های تزئینی (استان آذربایجان شرقی)

فرهاد پیرمحمدی علیشاه<sup>۱\*</sup>، مهدی محمدرضایی<sup>۲</sup>

۱- استادیار، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر، شبستر، ایران

Petrofarhad@iaushab.ac.ir

۲- استادیار، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی مرکز تسوج، تسوج، ایران

Mehdi.aku@gmail.com

### چکیده

محدوده مورد مطالعه در استان آذربایجان شرقی، شهرستان چاروایماق و خاور روستای منشگه واقع شده و در پهنه البرز باختری-آذربایجان قرار دارد. پژوهش حاضر برای اولین بار در جهت شناسایی، معرفی و تعیین شرایط تشکیل ذخایر تراورتن این منطقه و همچنین بررسی قابلیت استفاده از این سنگ‌ها به عنوان سنگ تزئینی و نما انجام پذیرفته است. با استفاده از نتایج مطالعات زمین‌شناسی و تلفیق اطلاعات حاصله با داده‌های ماهواره‌ای به کمک نرم افزار GIS و تهیه نقشه‌های با مقیاس ۱/۱۰۰۰ از محدوده مطالعاتی، مشخص گردید که نه تنها رابطه بسیار تنگاتنگی بین نکتونیک منطقه و مناطق تراورتن ساز وجود دارد، بلکه مورفولوژی کنونی نیز متأثر از عملکرد نیروهای تکتونیک فعال در منطقه می‌باشد. بر اساس مطالعات انجام شده می‌توان نتیجه گرفت سیالات گرمایی ابتدا گاز CO<sub>2</sub> منشأ گرفته از ماگما را با خود حمل کرده‌اند و هنگام حرکت رو به بالا، کربن زدایی ضمن برخورد با سنگ‌های کربناته انجام شده است. این سیالات، CO<sub>2</sub> حاصل از هیدرولیز کربنات‌ها را با خود حمل می‌کنند و به شکل چشمه‌های آب گرم در سطح ظاهر می‌شوند، و در اثر خروج سریع CO<sub>2</sub> به شکل تراورتن رسوب می‌کنند. با توجه به جدایش وزنی بلوک‌های بزرگی از تراورتن، قابلیت استفاده از آنها در صنعت ساختمان به عنوان سنگ تزئینی و نما با انجام آزمایشات فیزیکی و شیمیایی مورد بررسی قرار گرفت که نتایج حاصله نشان‌دهنده کاربرد این سنگ‌ها به عنوان سنگ نما و سنگ لاشه می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** مورفولوژی تراورتن، نکتونیک، شرایط تشکیل، سنگ تزئینی، منشگه.

### Abstract

The area has been studied, is centered in the province of East Azerbaijan province, Charoimag city and east of Maneshgeh village and located in western Alborz- Azerbaijan zone. The present research has clarified that for the first time it introduces and determines the conditions of these Travertines. Information has been produced by providing the results of studies and geological information moreover, by integrating them precisely with satellite data, geological maps of 1: 1000 scale was overwrought, ultimately computerizing the data by arc GIS software. On this basis, it was revealed that an important relationship between two efficient items, region tectonics, and travertine deposits. Additionally, current morphology has been affected by active tectonics force in this area. Based on geochemical studies, it can be concluded that hydrothermal fluids may have initially taken the CO<sub>2</sub>-derived from magma, and during the upward movement with carbonate rocks, decarbonization has occurred. These fluids transport CO<sub>2</sub> from carbonates, and then they appear as spring's water at the surface and precipitate travertine due to the rapid release of CO<sub>2</sub>. Due to the direct non-slip weight of travertine blocks, their ability in the construction industry as an ornamental stone was investigated with the results of physical and chemical experiments, which clearly showed that travertine layers are not of good quality and can be used as carcass stone.

**Key words:** Travertine, Tectonics, Formation conditions, Decorative stone, Morphology, Maneshgeh.

### ۱- مقدمه

سنگ‌های ساختمانی یکی از ذخایر معدنی با ارزش می‌باشند. بشر از دیرباز به سنگ‌های طبیعی به دلیل ویژگی‌های بارز طبیعی آنها توجه خاص مبذول داشته است که بکارگیری آنها در فضاهای بیرونی و داخلی ساختمان‌ها و در معابر و میادین شهرها جلوه و شکوه کاملاً استثنایی در بر دارد. بعلاوه این مواد می‌توانند به عنوان ماده خام اولیه بسیاری از صنایع کشور از قبیل صنایع فولاد، دفاع، ماشین‌سازی، کشاورزی، الکترونیک، دارویی، رنگ‌سازی، ساختمانی، نسوز، سیمان، شیشه و غیره مورد مصرف قرار گیرند (Ebrahimzadeh et al., 2019). کربنات‌های قاره‌ای شامل طیف وسیعی از سنگ‌ها (اسپلوت، کالکرت، آهک

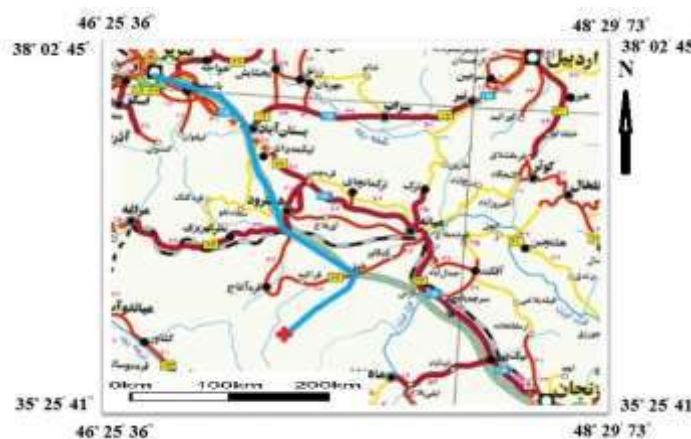
دریاچه‌ای، تراورتن و توف) هستند که اساساً در شرایط جوی و از طریق آب‌های غنی از بی‌کربنات کلسیم در محیط‌های ته‌نشستی و دیاژنزی متنوع تشکیل می‌شوند (Jones and Renaut, 2010; Capezzuoli et al., 2014; Gandin and Capezzuoli, 2014). تراورتن سنگ آهکی است که در اثر فعالیت چشمه‌های آب زیرزمینی (گرم و سرد) تشکیل می‌شود. بطور کلی در طی فرایند تشکیل ذخایر تراورتن، آب‌های زیرزمینی (عمدتاً گرم) از بین طبقات سنگ‌های کربناته به‌یژه سنگ آهک عبور می‌کنند و به دلیل اسیدی بودن ناشی از انحلال گاز کربنیک در آن، کربنات کلسیم موجود در این سنگ‌ها را حل کرده و به صورت محلول کربناتی و بی‌کربناتی با خود به سطح زمین منتقل می‌کنند (Mancini et al., 2019 a).

در سطح زمین به دلیل افت فشار، کاهش حرارت، آزاد شدن دی‌اکسید کربن و همچنین تبخیر، بلورهای کلسیت تشکیل شده و به صورت لایه‌های نازکی بر روی یکدیگر رسوب می‌کنند (Ebrahimzadeh et al., 2019). مطالعه‌های بسیاری نشان می‌دهند سنگ‌های آذرین (بازالت، ریولیت، کربناتیت، الترامافیک، سینیست و گرانیت) و سایر سنگ‌های رسوبی (دولومیت، سنگ‌های تبخیری و مارن) به عنوان منشأ کلسیم و سایر عناصر سازنده تراورتن‌ها ایفای نقش می‌کنند (Teboul et al., 2016). به دلیل آن‌که ذخایر تراورتن اصولاً ذخایری جوان و متعلق به عصر حاضر هستند، معمولاً فاقد چین‌خوردگی هستند و یا به ندرت چین‌های بسیار ملایمی در آنها دیده می‌شود. به همین علت میزان خردشدگی و چین‌خوردگی لایه‌های سنگی ذخایر تراورتن بسیار کمتر از ذخایر مرمریت، سنگ چینی، سنگ لوح، ماسه‌سنگ و یا حتی سنگ آهک است (Mohammadi et al., 2018).

با توجه به ویژگی‌های متفاوت تراورتن‌های تشکیل شده در محیط‌های مختلف و نیز اهمیت شرایط دیاژنتیکی آنها، طیف وسیعی از انواع تراورتن از نظر شاخص‌های پتروگرافی، فیزیکی و شیمیایی متصور است. با توجه به استفاده گسترده از تراورتن در صنایع مختلف، پژوهش بر روی این گونه سنگ‌ها به فعالیت‌های اقتصادی جدید در کشور منجر خواهد شد. استان آذربایجان شرقی دارای تعداد زیادی معادن فعال سنگ تزئینی به‌ویژه در زمینه تراورتن می‌باشد، از این لحاظ شناسایی و معرفی محدوده تراورتن منشگه در شهرستان چارایماق، می‌تواند گام مؤثری در جهت رشد و توسعه اقتصادی استان لحاظ گردد. هدف از این مقاله بررسی شرایط زمین‌شناسی تشکیل سنگ‌های تراورتن منطقه منشگه در شهرستان چارایماق بر اساس نتایج مطالعات زمین‌شناسی (تکتونیکی، ژئوشیمیایی و ..) همراه با تلفیق داده‌های ماهواره‌ای در محیط GIS و مدل‌سازی تیپ لایه‌های تراورتن در محیط C.D.S. و بررسی کاربردی قابلیت استفاده از این سنگ‌ها به عنوان سنگ نما و سنگ لاشه در صنعت و ساختمان می‌باشد.

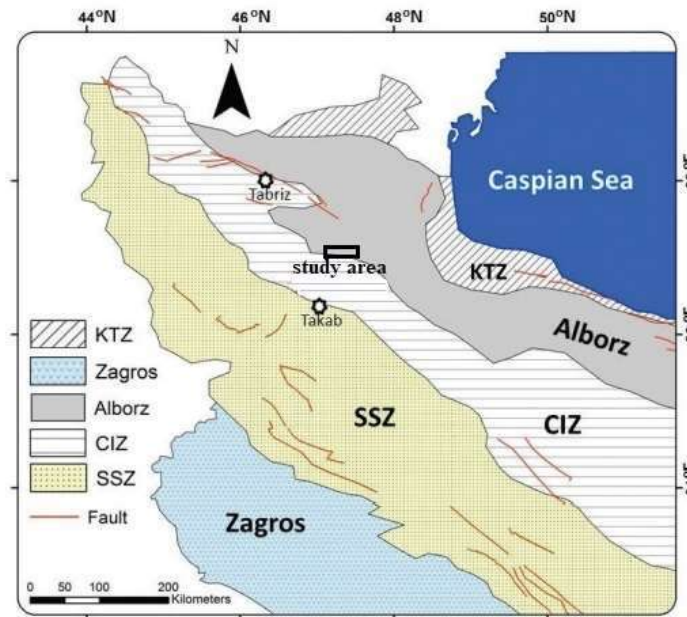
## ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی  $36^{\circ}59'41''$  تا  $36^{\circ}58'49''$  عرض شمالی و  $45^{\circ}05'14''$  تا  $45^{\circ}06'49''$  طول خاوری از لحاظ تقسیمات کشوری در استان آذربایجان شرقی و در حوزه استحفاظی شهرستان چارایماق در ۵۰ کیلومتری شمال باختر چارایماق و ۵/۲ کیلومتری شمال باختر روستای منشگه می‌باشد (شکل ۱).



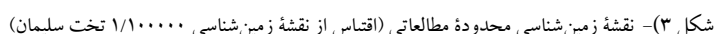
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

این منطقه بین دو کمربند تراستی قفقاز در شمال و زاگرس در جنوب واقع شده است و تحت تاثیر دگرشکلی و لرزه‌خیزی شدید فعال بوده و در زون البرز باختری-آذربایجان (شکل ۲) قرار دارد (Jackson, 1992). پی‌سنگ نهشته‌های تراورتن، واحدهای به سن نئوژن است. هم‌اکنون فرایند رسوب‌گذاری تراورتن به طور محدود و در تعدادی از چشمه‌های فعال از جمله چشمه منشگه ادامه دارد.



شکل ۲- نقشه تکتونیکی ساده شده نشان‌دهنده پهنه‌های رسوبی - ساختمانی مختلف در ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن [نقشه پایه از Alavi (1991) و Aghanabati (1998) با اندکی تغییرات]. علائم اختصاری بکار رفته در این شکل عبارتند از: SSZ: پهنه ماگمایی- دگرگونی سندانج- سیرجان؛ KTZ: پهنه ساختمانی خزر- تالش- زیوه. CIZ: پهنه ایران مرکزی.

چینه‌شناسی منطقه چارایماق شامل واحدهای گوناگون با ترکیب و سن متنوع پالئوزوئیک تا کواترنری است (Aghanabati, 2010). رخنمون‌های پالئوزوئیک در منطقه منشگه به سن کامبرین با عضوهای ۱، ۲ و ۳ مقطع تیپ سازند میلا هم‌ارزند. سازندهای شمشک، دلیچای و تیزکوه، توالی‌های مزوزوئیک منطقه منشگه را تشکیل می‌دهد (Aghanabati, 2010). ماسه‌سنگ و شیل‌های میکادار سازند شمشک در گستره نقشه زمین‌شناسی تخت سلیمان در سمت راست جاده تبریز- میانه رخنمون دارند. سازند دلیچای با سنگ‌شناسی سنگ‌آهک‌های آرزولی و ماسه‌ای با ضخامت حدود ۱۰۰ متر در بخش‌های شمالی منطقه چارایماق رخنمون‌های متعددی را نشان می‌دهد (Ghadizadhr, 2003). آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای پیتومینوس سازند تیزکوه به سن کرتاسه در بخش‌های جنوب باختری چارایماق رخنمون‌هایی را نشان می‌دهند (شکل ۳).



### ۳- مواد و روش

10.

(ISRM, 1981) انجام گرفت. با استفاده از نتایج مطالعات زمین‌شناسی و تلفیق اطلاعات حاصله با داده‌های ماهواره‌ای به کمک نرم افزار GIS و تهیه نقشه‌های با مقیاس ۱/۱۰۰۰ از محدوده تحقیقاتی و با استفاده از نرم افزار C.D.S دلایل شکستگی و بهم خوردگی ساختار اولیه لایه‌های تراورتن ارائه گردیده است.

#### ۴- ویژگی‌ها و مشاهده‌های صحرایی (رسوب‌شناسی و ریخت‌شناسی)

تراورتن‌ها اشکال متنوعی دارند و بر اساس معیارهای مختلفی رده‌بندی می‌شوند (Pedley, 1990; Guo and Riding, 1998; Capezzuoli et al., 2014). مهمترین ویژگی‌هایی که رده‌بندی تراورتن‌ها بر مبنای آنها انجام می‌شود، عبارتند از فرایند ته‌نشست، ژئوشیمی دی‌اکسید کربن، فابریک و ریخت‌شناسی (Jones and Renaut, 2010; Capezzuoli et al., 2014; Gandin and Capezzuoli, 2014; Mancini et al., 2019b). بر خلاف بیشتر رخساره‌های خشکی، تراورتن‌ها اغلب ماهیت ریخت‌شناسی سازنده (در حال تشکیل و ته‌نشست) دارند (Pentesost 2005). طبقه‌بندی‌های مختلفی بر اساس ریخت‌شناسی برای نام‌گذاری تراورتن‌ها پیشنهاد شده‌اند (Pentecost, 2005; Capezzuoli et al. 2014; Mancini et al., 2019 b). تراورتن‌ها را بر اساس ریخت‌شناسی و محیط رسوبی به تراورتن‌های برج (که خود به ۹ دسته تقسیم می‌شوند) و تراورتن‌های نابرجا تقسیم‌بندی کرده است. تراورتن‌های برج به چشمه‌ها، رودها، دریاچه‌ها و مرداب‌ها مرتبط و شامل تپه‌ها و مخروط‌ها (Mounds)، شکاف پشته‌ای (Fissure-Ridges)، نهشته‌های آبشاری (Cascades)، نهشته‌های سدی (Dam)، لایه‌های جریان‌ی با آنکوئید (Stream crust with oncoids)، نهشته‌های دریاچه‌ای (lake crust with oncoids)، نهشته‌های مردابی (Paludal deposit) و رودایت‌های سیمانی شده (Cemented rudite) می‌شوند (Pentecost, 2005). با توجه به مشاهده‌های صحرایی انجام گرفته در منطقه منشگه، ریخت‌شناسی رایج در نهشته‌های تراورتنی منشگه از نوع برج و شامل موارد شکافی-پشته‌ای (شکل ۴ الف، ب و پ) و تپه‌ای (شکل ۴ ت، ث و ج) می‌باشد. رسوبات تراورتن، لیتوفاسیس یا رخساره سنگی متفاوتی از خود نشان می‌دهند و در نتیجه، تفکیک می‌شوند (Capezzuoli et al., 2014; Gandin and Capezzuoli, 2014). برای نمونه اوزکول و همکاران (۲۰۰۲) تراورتن‌های دنیزلی در ترکیه را به ۸ گروه تقسیم کردند: ۱) قشرهای متبلور (Crystalline crust)، ۲) بوته‌ای (Shrub)، ۳) آنکوئیدها (Oncoids)، ۴) کلسیت شناور (Calcite-raft)، ۵) حباب گاز پوشش داده شده (Coated gas bubbles)، ۶) نی‌مانند (Reed)، ۷) خاک قدیمه (Palaeosol) و ۸) لجن کلسیتی (Calcite mud). بر این اساس، دو نوع لیتوفاسیس در تراورتن‌های منشگه شناسایی شد که عبارتند از: ۱) قشرهای متبلور و ۲) کلسیت شناور روی آب. لیتوفاسیس قشرهای متبلور در تراورتن‌ها به‌طور معمول در نتیجه ته‌نشست سریع از جریان آب چشمه‌ها در بسترهای با شیب ملایم یا صاف، لبه‌ها و دیواره سدها، سطح پایین دیواره آبشارها و در شکاف-پشته‌ها و همچنین به شکل تناوبی از لایه‌های روشن و تیره‌رنگ در دهانه چشمه‌ها تشکیل می‌شود (Atabedy, 2002). ته‌نشست کانی‌ها در تراورتن‌ها همیشه به بستر سخت نیاز ندارد و گاهی کانی‌ها در سطح آب نیز ته‌نشست می‌یابند، ایجاد ورقه‌های نازک کلسیتی (Paper thin raft) نمونه‌ای از این نوع رسوب‌گذاری است (Okumura et al., 2012) و زمانی تشکیل می‌شود که در سطح آب، گاز CO<sub>2</sub> به سرعت خارج شود.



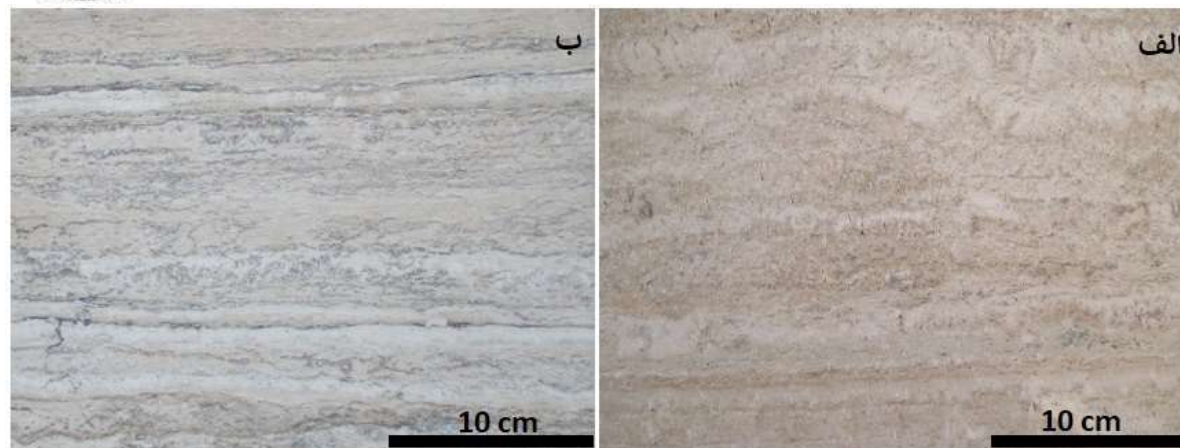


شکل ۴- ریخت شناسی شکافی - پشته ای با طول حدود ۷۰۰ متر (تصاویر الف، ب و پ) ریخت شناسی تپه ای با ارتفاع بیش از ۳۰ متر، (تصاویر ت، ث و ج)

## ۵- پتروگرافی

شاخص ترین ویژگی این گروه، نواربندی های تیره و روشن کلسیت با اکسیدهای آهن یا آراگونیت است. لایه بندی در تراورتن ها عمدتاً یک جفت نازک لایه تیره، متراکم و اسپاری کلسیت است که به صورت متناوب با لایه های نازک، سبکتر و با تخلخل بیشتر از میکرواسپاریت و میکریت تشکیل شده اند. این گروه از تراورتن ها دارای رنگ روشن بوده و بر خلاف تراورتن های فشرده (شکل ۵ الف)، فاقد دولومیت های خوش وجه می باشد. بافت استیلولیتی اکسیدهای آهن نیز در این رده دیده می شوند (شکل ۵ ب). طبق نتایج XRD در این نمونه ها حدود ۹۰ درصد کانی ها را کلسیت تشکیل می دهد.

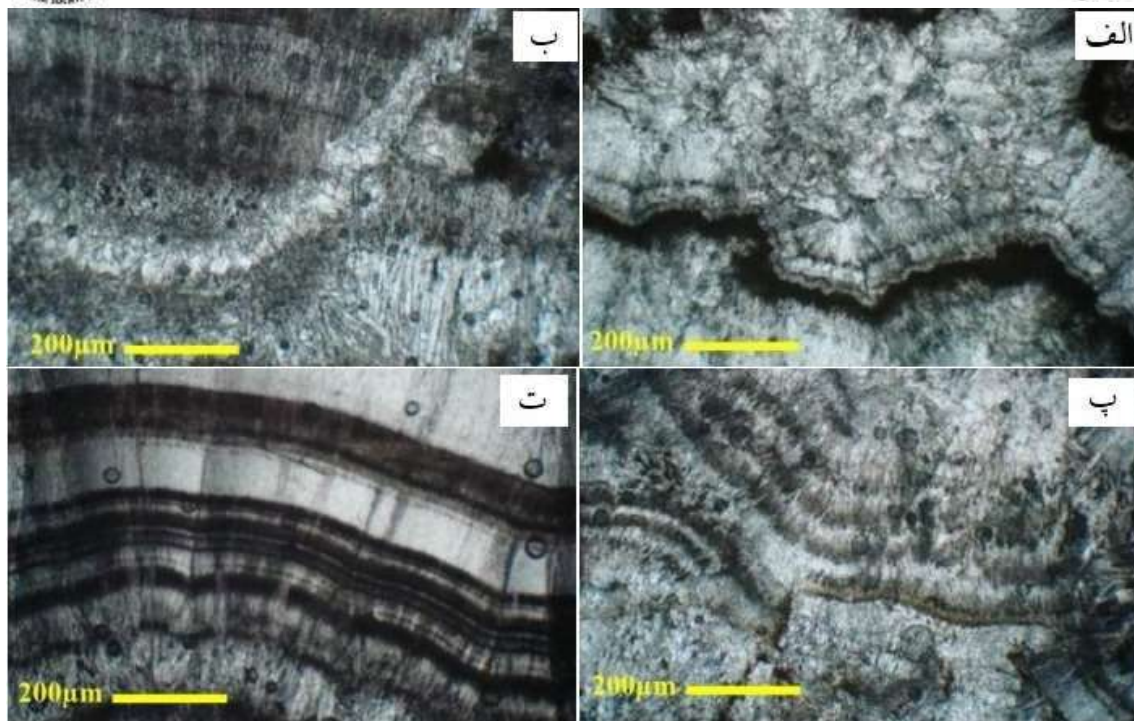




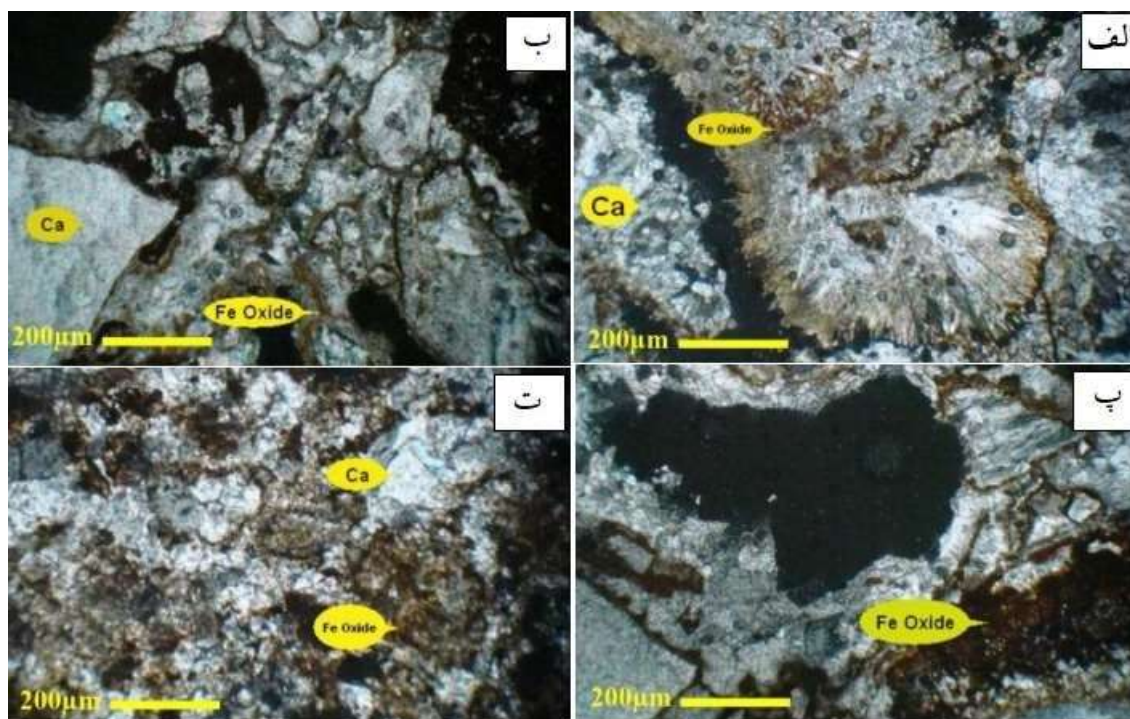
شکل ۵- الف: لیتوفاسیس قشر متبلور، ب: لیتوفاسیس کلسیت شناور روی آب.

بخش اعظم نمونه از کربنات کلسیم به صورت بلورهای میکرایتی تا میکرواسپارایتی تشکیل شده است که ظاهر پلوئیدی به سنگ داده است (شکل ۶). گاه تجمعات لامینه‌ای میکروبی قابل مشاهده است. کربنات کلسیم به صورت بلورهای فیبری-شعاعی و حالت بادبزنی روی نوارهای نامنظم تیره‌ای رشد کرده‌اند. هر نوار تیره از مجموعه‌ای از بلورهای کربنات کلسیم با بافت میکرواسپارایتی و گاه پلوئیدی تشکیل شده است. بخش‌های میکرایتی کمی تیره به نظر می‌رسد که به دلیل وجود ناخالصی‌هایی از کانی‌های رسی (کائولینیت و ایلیت) در شبکه بلوری کلسیت است. فضای بین پلوئیدها با کلسیت اسپارایتی با فابریک دروزی تا هم بعد پر شده است. بر این اساس نام سنگ بایولیتایت (تراورتن) و عمدتاً دارای بافت پلوئیدی، در بخش‌هایی لامینه‌ای، اسفرولیتی، دندریتی و متخلخل می‌باشد.

در برخی از نمونه‌های کربنات کلسیم به صورت تجمعات پلوئیدی متشکل از بلورهای میکرایتی تشکیل شده است که به دلیل وجود کانی‌های رسی و مواد آلی رنگ تیره‌ای نشان می‌دهد (شکل ۷). فضای بین پلوئیدها و بخش‌های دیگر از بلورهای کربنات کلسیم در حد اسپارایت و میکرواسپارایت تشکیل شده است که به دلیل وجود انکلوژیون‌هایی از ناخالصی‌هایی مانند کانی‌های رسی و مواد آلی، ظاهر غبارآلودی نشان می‌دهند. تعداد کمی اینتراکلاست نیز قابل مشاهده است. بر این اساس نام سنگ بایولیتایت (تراورتن) و عمدتاً دارای بافت پلوئیدی تا اسپارایتی می‌باشد.



شکل ۶- الف) بافت استیلولیتی اکسیدهای آهن، ب) کلسیت ثانویه در شکستگی و تناوب لایه‌های اسپاری کلسیت با میکریت، پ) بلروهای شعاعی آراگونیت و بافت استیلولیتی اکسیدهای آهن، ت) لایه‌بندی متناوب کلسیت با اکسید آهن.



شکل ۷- الف) بافت استیلولیتی اکسیدهای آهن، ب) کلسیت درشت‌بلور، پ) اکسیدهای آهن در اطراف بلورهای کلسیت، ت) اکسید آهن و کلسیت.

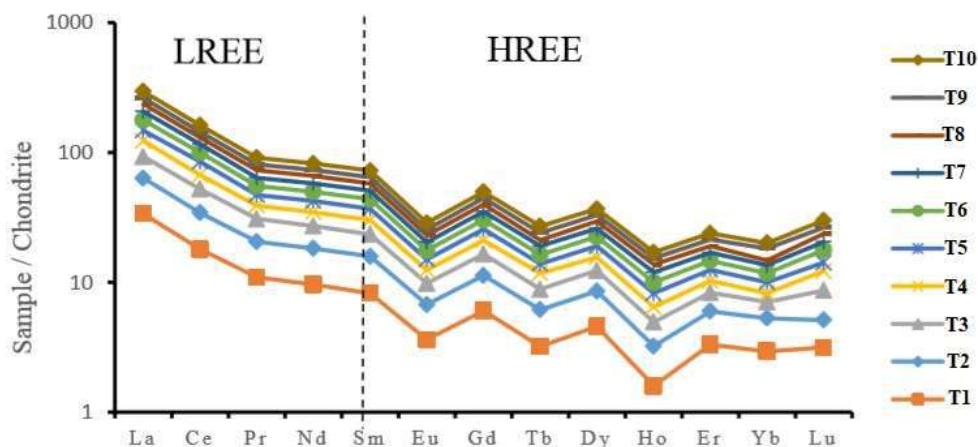
## ۶- ژئوشیمی

نتایج تجزیه و تحلیل ICP-MS روی نمونه‌های تراورتن منطقه منشگه (جدول ۱) نشان دادند، مقادیر کلسیم در محدوده ۴۸ تا ۵۵ درصد می‌باشد. مقادیر غلظت REE مربوط به نمونه‌های منطقه منشگه در جدول ۱ ارائه شده است. شکل ۸، نمودار عنکبوتی مقادیر به‌هنگار شده عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریت (Sun and McDonoug, 1989)، را نشان می‌دهد. در این نمودار نسبت زیاد LREE/HREE و همچنین بی‌هنگاری منفی در عنصر یوروپوم به طور واضح مشاهده می‌شود. نمونه‌های تراورتن منشگه مقادیر بالایی از REE را دارا می‌باشند.

جدول ۱- غلظت عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و عناصر نادر خاکی نمونه‌های تراورتنی منطقه منشگه (غلظت بر حسب ppm)، (Cal: Calcite،

Arg: Aragonite, Q: Quartz)

| Sample  | T1          | T2          | T3     | T4          | T5     | T6       | T7     | T8     | T9          | T10         |
|---------|-------------|-------------|--------|-------------|--------|----------|--------|--------|-------------|-------------|
| Mineral | Cal, Arg, Q | Cal, Arg, Q | Cal, Q | Cal, Arg, Q | Cal, Q | Cal, Arg | Cal, Q | Cal, Q | Cal, Arg, Q | Cal, Arg, Q |
| Ca      | 560000      | 530000      | 520000 | 500000      | 480000 | 490000   | 480000 | 520000 | 530000      | 520000      |
| Si      | 23150       | 23200       | 22230  | 22500       | 3255   | 3546     | 3214   | 14021  | 16021       | 15211       |
| Al      | 2804        | 2125        | 2345   | 315         | 301    | 254      | 660    | 1021   | 423         | 3084        |
| Mg      | 2175        | 1825        | 3102   | 1731        | 742    | 958      | 1023   | 2074   | 1894        | 7225        |
| K       | 485         | 221         | 552    | 110         | 102    | 125      | 102    | 120    | 115         | 1223        |
| Na      | 952         | 875         | 1210   | 545         | 108    | 274      | 132    | 254    | 1052        | 2665        |
| Fe      | 23641       | 21736       | 5784   | 5175        | 14024  | 3526     | 4552   | 10523  | 38254       | 9084        |
| Mn      | 312         | 378         | 245    | 304         | 541    | 104      | 148    | 187    | 251         | 182         |
| S       | 6245        | 5408        | 5124   | 5594        | 216    | 415      | 128    | 1652   | 5985        | 4756        |
| P       | 245         | 132         | 88     | 52          | 63     | 59       | 61     | 169    | 70          | 185         |
| Sr      | 512         | 417         | 432    | 438         | 317    | 1278     | 165    | 435    | 598         | 549         |
| Ba      | 67          | 53          | 42     | 32          | 18     | 18       | 18     | 30     | 45.1        | 42          |
| Be      | 7.3         | 5.3         | 1.5    | 1.7         | 5.5    | 2.8      | 1.6    | 1.5    | 6.5         | 1.5         |
| Ti      | 144         | 84          | 113    | 7           | 8      | 7        | 28     | 43     | 8           | 141         |
| Ni      | 6           | 6           | 9      | 5           | 4      | 2        | 4      | 6      | 4           | 10          |
| Zn      | 69          | 52          | 23     | 27          | 32     | 23       | 7      | 38     | 82          | 30          |
| Pb      | 2           | 3           | 3      | 0.89        | 0.7    | 2        | 2      | 0.8    | 3           | 2           |
| Cu      | 4           | 15          | 19     | 4           | 2      | 5        | 8      | 5      | 4           | 6           |
| Cr      | 12          | 8           | 6      | 5           | 3      | 2        | 5      | 8      | 15          | 12          |
| Cd      | 10.5        | 10          | 2.7    | 2.7         | 1.2    | 2.2      | 3.6    | 5.7    | 22.1        | 3.2         |
| U       | 0.32        | 0.30        | 0.4    | 0.3         | 0.2    | 0.6      | 0.2    | 0.2    | 0.12        | 0.2         |
| Th      | 2.45        | 2.3         | 2.32   | 2.28        | 2.15   | 2.13     | 2.18   | 2.22   | 2.14        | 2.4         |
| La      | 8           | 7           | 7      | 8           | 7      | 7        | 8      | 8      | 5           | 8           |
| Ce      | 12          | 10          | 42     | 12          | 12     | 9        | 9      | 10     | 8           | 11          |
| Pr      | 1.05        | 0.92        | 0.98   | 0.95        | 0.87   | 0.75     | 0.83   | 0.83   | 0.75        | 0.95        |
| Nd      | 4.2         | 4           | 4.3    | 4.21        | 3.6    | 3.5      | 3.7    | 3.8    | 3.5         | 4.10        |
| Sm      | 1.25        | 1.15        | 1.15   | 1.15        | 1.04   | 1.04     | 1.07   | 1.08   | 1.05        | 1.17        |
| Eu      | 0.22        | 0.17        | 0.17   | 0.15        | 0.16   | 0.16     | 0.16   | 0.15   | 0.16        | 0.15        |
| Gd      | 1.23        | 1.07        | 1.08   | 0.92        | 0.96   | 0.96     | 0.97   | 0.98   | 0.96        | 1.04        |
| Tb      | 0.12        | 0.12        | 0.1    | 0.12        | 0.08   | 0.08     | 0.09   | 0.1    | 0.12        | 0.12        |
| Dy      | 1.15        | 1.02        | 0.95   | 0.85        | 0.86   | 0.84     | 0.84   | 0.9    | 0.85        | 0.95        |
| Ho      | 0.08        | 0.08        | 0.08   | 0.09        | 0.12   | 0.12     | 0.08   | 0.11   | 0.08        | 0.08        |
| Er      | 0.54        | 0.42        | 0.35   | 0.32        | 0.36   | 0.35     | 0.38   | 0.39   | 0.35        | 0.41        |
| Yb      | 0.52        | 0.41        | 0.25   | 0.25        | 0.32   | 0.35     | 0.25   | 0.30   | 0.58        | 0.28        |
| Lu      | 0.07        | 0.06        | 0.08   | 0.08        | 0.08   | 0.06     | 0.08   | 0.07   | 0.07        | 0.07        |



شکل ۸- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های تراورتن منشگه به‌منجار شده با مقادیر کندریت، (Sun and McDonoug 1989).

## ۷- بحث

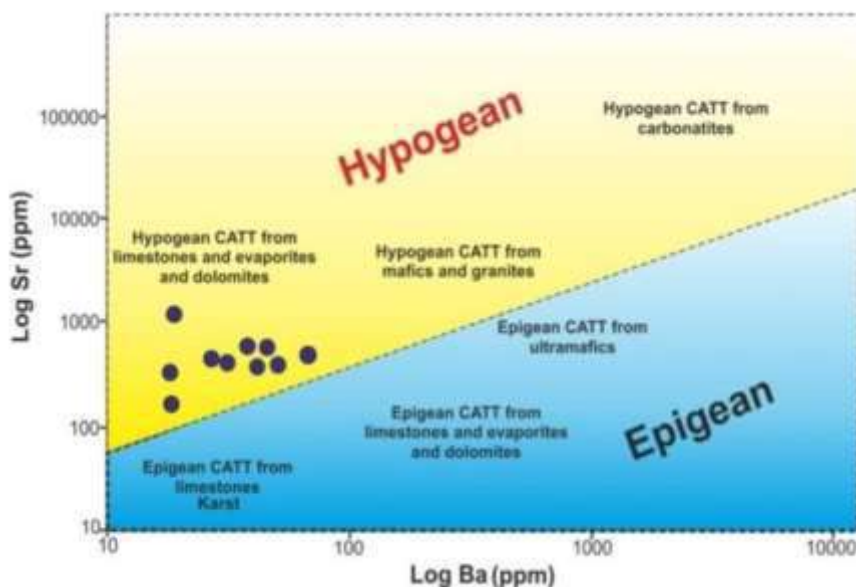
عناصر موجود در کلسیت و آراگونیت در نهشته‌های تراورتن و توف ممکن است از دگرسانی انواع مختلفی از سنگ‌های منشا در ارتباط با سیستم‌های هیدرولیکی هیدروترمال و درون‌زاد (Hypogean) یا ترموژن و یا سیستم‌های هیدرولوژیکی غیرهیدروترمال و برون‌زاد (Epygean) یا متوژن منشأ بگیرند (Teboul et al., 2016; Mohammadi et al., 2018; Claes et al., 2019). عنصر آهن و منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه همبستگی منفی نشان می‌دهند. معمولاً آب‌های زیرزمینی و متوریک هنگام عبور از واحدهای سنگی منطقه، مواد محلول از جمله آهن را با خود حمل کرده و در سطح به سبب تغییرات PH و Eh به همراه کربنات کلسیم و به شکل ناخالصی ته‌نشین می‌کنند. در مواردی که تراورتن با مواد آلی تجمع یافته است، ترکیبات آهن سه‌ظرفیتی پس از احیا شدن می‌توانند در خلال دیاژنز وارد شبکه کلسیت شوند (Minissale et al., 2002; Pentecost 2005; Claes et al., 2019). کم بودن مقادیر منگنز در تراورتن‌ها نشان‌دهنده سرعت زیاد رسوب‌گذاری در منطقه است (Ozkul et al., 2014; Claes et al., 2019). کابوی و همکاران (۱۹۹۱) نشان دادند در تراورتن‌ها، به‌طور کلی منگنز با کلسیت و آهن با کانی‌های آواری مرتبط است و منشا متفاوت این دو عنصر دلیلی بر همبستگی منفی آنها است. با توجه به عناصر فرعی در تراورتن‌ها می‌توان تا حدی ترموژن و یا متوژن بودن آنها را مشخص کرد. در تراورتن‌ها، از نمودار استرانسیم در برابر باریم برای تشخیص رژیم هیدرولیکی و گروه‌های سنگ منشأ مختلف استفاده می‌شود (Teboul et al., 2016; Asta et al., 2017; Claes et al., 2019). برای نمونه، گروه سنگ‌های آهکی، تبخیری‌ها و دولومیت‌ها معمولاً مقادیر باریم کم (کمتر از ۱۰۰ ppm) و استرانسیم زیاد (بیشتر از ۴۰۰ ppm) دارند. سنگ‌های با منشأ گرانیتی و مافیک مقادیر باریم ۱۵ تا ۹۳۰ ppm و استرانسیم بیش از ۲۰۰ ppm دارند. مقادیر باریم و استرانسیم در سنگ‌های تراورتن منشگه مربوط به سیستم‌های برون‌زاد بسیار کم و به ترتیب کمتر از ۸۰ و ۱۰۰ ppm است. با توجه به اینکه مقادیر باریم و استرانسیم در نمونه‌های تراورتن منشگه به ترتیب در محدوده ۱۹ تا ۶۸ و ۱۶۶ تا ۱۲۸۹ ppm است (جدول ۱). این نمونه‌ها در نمودار باریم در برابر استرانسیم در محدوده درون‌زاد با منشأ سنگ آهک، تبخیری‌ها و دولومیت قرار می‌گیرند (شکل ۹). عموماً مقادیر استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت، افزایش و با افزایش میزان کلسیت، کاهش می‌یابد (Rao and Adabi, 1992; Minissale et al., 2002; DAlessandro et al., 20017). در نمونه‌های مربوط به منطقه منشگه تایید‌کننده این موضوع است. تبدیل آراگونیت به کلسیت در اثر



چرخش آب‌های متوریک به‌ویژه در اعماق ممکن است سبب مقادیر کم استرانسیم در بیشتر نمونه‌ها شده باشد (Barbieri et al., 1979; Minissale et al., 2002; Pentecost 2005).

مقایسه تراورتن‌های منطقه منشگه با برخی تراورتن‌های واقع در شمال باختر ایران که توسط (Khodabakhsh et al., 2013) مورد مطالعه قرار گرفته است، نشان می‌دهد با وجود این که بیشتر نهشته‌های کواترنری شامل رسوبات آبرفتی است، قسمت مهمی از این نهشته‌ها به‌ویژه در مناطق فعال تکتونیکی از توفا و تراورتن تشکیل شده است. در این پژوهش، تراورتن‌های هفت برش واقع در سه استان همجوار قزوین، همدان، کردستان و دو پهنه ایران مرکزی و سندج - سیرجان مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. مطالعات پتروگرافی وجود لامیناسیون و تخلخل (۵-۱۰ درصد) در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی را نشان می‌دهند. سنگ‌های مطالعه شده اغلب با یواسپارایت هستند و بقایای جلبک‌ها و گیاهان در برخی برش‌ها وجود دارد. تصاویر میکروسکپ الکترونی نمایانگر بلورهای کلسیت رشد یافته به فرم هم‌بعد و موزاییکی در فضای تخلخل است. آنالیزهای XRD نشان می‌دهند در تمام برش‌ها کرنات کلسیم از نوع کلسیت کم منیزیم است. در برخی از برش‌ها نیز علاوه بر کلسیت کم منیزیم مقداری کانی‌های رسی و کوارتز حضور دارند. آنالیز ژئوشیمیایی به روش XRF نمایانگر میانگین ۵۲/۹۸ و ۱/۹۸ اکسیدهای کلسیم و سیلیسیم (به ترتیب) در نمونه‌هاست. سیلیسیم به صورت رگه‌های سیلیسی و خرده‌های ماسه سنگ وجود دارد. اکسیدهای منیزیم، آلومینیوم (با منشأ کانی رسی) و آهن (عمدتاً به صورت سیمان) نیز به ترتیب با ۰/۶۲، ۰/۴۷ و ۰/۴۱ درصد وجود دارند. بر اساس نوع سیمان، محیط‌های دیاژنتیک متوریک و وادوز شناخته شده است که اکثر این ویژگی‌ها با ویژگی تراورتن‌های منطقه منشگه همخوانی دارد.

از ویژگی‌های عناصر نادر خاکی می‌توان برای بررسی واکنش آب-سنگ در چشمه‌های تراورتن‌ساز استفاده کرد. مطالعه‌های اویسال و همکاران (۲۰۰۷) در تراورتن پامو ککاله ترکیه نشان داده است غلظت REE در این نهشته‌ها در مقایسه با سنگ منشاهای دگرگونی و کرناته دارای الگوهای REE بسیار کمی است که واکنش شیمیایی کمتر سیال هیدروترمال با سنگ دربرگیرنده آن را نشان می‌دهد. برخی نمونه‌های تراورتن منطقه منشگه مقادیر REE کمتری دارند (شکل ۹) که نشان‌دهنده واکنش کمتر آب این مناطق با سنگ منشأ و صعود سریع آن به سطح زمین نسبت به سایر نمونه‌ها است. با استفاده از الگوی REE می‌توان نتیجه گرفت تراورتن‌های این منطقه از آب‌های نابالغ و جوان‌تر در نزدیک منطقه تغذیه ته‌نشین می‌شوند، ولی نهشته‌های تراورتن غنی از عناصر REE از آب‌های هیدروترمال با زمان اقامت طولانی در سنگ‌های منشأ و دمای بیشتر رسوب می‌کند.



شکل ۹- نمودار Ba در برابر Sr برای سنگ‌های تراورتن و موقعیت نمونه‌های منشگه در آن (Teboul et al., 2016).

با توجه به نتایج مقاومت فشاری حاصل از آزمایش‌های انجام شده (جدول ۲)، سنگ‌های تراورتن محدوده مطالعاتی در سیستم رده‌بندی سنگ‌های ساختمانی شیتوپروف (۱۹۷۶) در رده بسیار مقاوم قرار می‌گیرند. همچنین با در نظر گرفتن وزن مخصوص میانگین ۲/۵۹ تراورتن‌های موجود در ردیف سنگ‌های ساختمانی سنگین قرار می‌گیرند، بنابراین با توجه به استانداردهای موجود برای مصارف و نما (با مصرف پوشش پلی استر بسیار کمتر نسبت به سایر تراورتن‌های متخلخل) بسیار مناسب می‌باشند.

جدول ۲- ویژگی‌های فیزیکی نمونه‌های تراورتن برداشت شده از محدوده مطالعاتی

| شخص دوام وارفتگی | مقاومت یخزدگی (MPa) | مقاومت فشاری (MPa) | درصد جذب آب (%) | وزن مخصوص (gr/cm <sup>3</sup> ) | کد نمونه |
|------------------|---------------------|--------------------|-----------------|---------------------------------|----------|
| 0.98             | 55.8                | 56.7               | 2.57            | 2.54                            | T1       |
| 0.99             | 58.9                | 59.2               | 2.51            | 2.61                            | T3       |
| 0.96             | 53.9                | 55.3               | 2.60            | 2.59                            | T6       |
| 0.98             | 57.7                | 58.4               | 2.65            | 2.63                            | T9       |

درصد جذب آب بسیار مناسب این سنگ‌ها، مقاومت مناسب در برابر سرما و یخزدگی و همچنین دارا بودن شاخص دوام وارفتگی بسیار مناسب، نشان‌دهنده مقاومت این سنگ‌ها در برابر تاثیر عوامل جوی و هوازدگی می‌باشد. قابلیت گیرایی مناسب با سیمان، رنگ‌های زیبا و ساخت‌های موج‌دار و خطی ساده، قابلیت صیقل‌پذیری بالا، شفافیت و جلای خوب، عدم وجود میان‌لایه‌های رسی با مقاومت کم در بین لایه‌های تراورتن، بازار مصرف مناسبی را برای این سنگ‌ها نوید می‌دهند.

## ۸- کاربرد تراورتن در صنعت

تراورتن یک سنگ آهک قاره‌ای رسوب کرده در اطراف چشمه‌های آب گرم موجود در مناطق ولکانیکی جوان سیستم‌های ژئوترمالی می‌باشد، که از کلسیت یا آراگونیت با تخلخل قالبی یا داربستی با تخلخل بین بلورین پایین تا متوسط و بالا تشکیل شده است. در اغلب موارد لایه‌ها در ذخایر تراورتن افقی می‌باشند و یا با شیب ملایمی که تابع مورفولوژی سطح زمین است قرار گرفته‌اند به طوریکه در بعضی موارد ذخایر عظیمی را در پهنه‌های وسیعی تشکیل می‌دهند نظیر معادن عظیم آذرشهر، خوی، هشتروند و چاراویماق که به رنگ‌های مختلف سفید، کرم، قرمز، گردویی، لیمویی و غیره دیده می‌شوند. کاربرد سنگ تراورتن با توجه به خواص منحصر به فردی که دارد، برای نمای ساختمان و دیوارهای داخلی است. وجود خلل و فرج، چسبندگی این سنگ را برای نمای ساختمان بالا می‌برد و توجه به چگالی پایین آن در کاهش وزن ساختمان مؤثر است. تنوع در رنگ، این سنگ را از این نظرگاه نیز متمایز و محبوب کرده است. جذب کم آب و کم بودن ضریب انبساط طولی، وجود تخلخل و چگالی کم باعث می‌شود که کاربرد سنگ تراورتن بیشتر شود. از بین آنها، تراورتن‌های سفید که رگه‌های رنگی و تخلخل یکنواخت داشته باشند، از کیفیت بیشتری برخوردارند و کاربرد سنگ تراورتن سفید بیشتر است. تراورتن‌های کم رنگ ناشی از وجود رنگینه‌های (Pigments) پراکنده اکسید آهن در متن سنگ می‌باشند، تراورتن‌های رنگی که بر حسب درصد رنگینه‌های اکسید آهن به رنگ های قرمز، گردویی، لیمویی و غیره دیده شوند و دارای نقش‌هایی که ناشی از اختلاف میزان اکسید آهن در لایه‌های مختلف تراورتن می‌باشند، ظاهر بسیار زیبا و جذابی دارند. تراورتن‌های محدوده تحقیقاتی منشگه از این نوع می‌باشند که به دلیل داشتن مقاومت قابل قبول، برش‌پذیری و صیقل‌پذیری ایده‌آل، زیبایی ظاهر، وجود تخلخل جهت چسبیدن کامل به ملات، در سنگ‌های ساختمانی بیشتر است. کاربرد سنگ تراورتن بیشتر در فضاهای خارجی، نما و محوطه و حتی مصنوعات سنگی تراورتن است. البته با در نظر گرفتن مسائل فنی آن تراورتن به علت نرمی و یکپارچگی خاصی که دارد بهترین گزینه برای کارهای ایزراری است. چون به خوبی در دست کسی که می‌خواهد او را به شکلی در آورد مطیع و آرام است. لذا امروزه اکثر مصنوعات سنگی از میز و نیمکت گرفته تا مجسمه‌های سنگی تراورتن است. سنگ تراورتن در کف فضاهای خارجی نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد. چرا که سطح آن می‌تواند زبر شود تا از سرخوردن جلوگیری نماید. در ضمن مقاومت لازم را برای فضاهایی که نیاز به مقاومت سایشی و خمشی بالا دارند تأمین می‌نماید. امروزه استفاده از این سنگ در فضاهای خارجی هم بسیار رایج و بجاست. این سنگ به صورت رنگ‌های متنوع و خاصیت تیشه خوری در سطح می‌تواند کمک حال طراحان در فضاهای باز باشد.

کاربرد سنگ تراورتن در جدول هم کاملاً فنی، مقرون به صرفه و راهگشا می‌باشد. به خصوص در بخش‌هایی مثل جنوب ایران که کمتر در معرض آب‌های کثیف قرار دارند. در نهایت کاربرد سنگ تراورتن در پذیرش انواع فرآوری‌ها بر روی سطح خود است. شاید سنگ‌های دیگر هم در بعضی خواص با تراورتن مشترک باشند، ولی قطعاً تراورتن در این خصوصیات بی‌نظیر است. همچنین پژوهش‌های انجام شده نشان می‌دهد که لاشه سنگ تراورتن در صنایع مختلف نظیر صنعت سیمان، مصنوعات سنگی و هنری و مجسمه‌سازی، پودر سنگ، سنگ موزاییک، کاشی سنگی، سنگ مصنوعی، خرده سنگ، صنایع شیمیایی، تولید کاغذ، پلاستیک‌سازی، پرکننده، سنگ فرش و در تهیه انواع مصالح ساختمانی کاربرد دارد. خوشبختانه به دلیل صنعتی بودن منطقه، تعداد صنایعی که می‌توانند از این ماده به عنوان ماده اولیه استفاده کنند زیاد است ولی میزان مصرف صنایع مذکور چندان زیاد نبوده و در حدود ۱۰ درصد کل میزان لاشه‌های موجود، مورد مصرف قرار می‌گیرد و حجم زیادی از لاشه‌های معادن تراورتن همچنان بلااستفاده باقی می‌ماند که برای رفع این مشکل احداث یک کارخانه سیمان در منطقه، مناسب به نظر می‌رسد.

## ۹- نتیجه‌گیری

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که گسل خوردگی و شکستگی‌های موجود در منطقه منشگه-چراویماق سازوکار مهمی در صعود سیالات گرمابی غنی از  $\text{CO}_2$  به سطح و تشکیل تراورتن‌های شکافی-پشته‌ای و تپه‌های تراورتنی بوده است. تراورتن‌های فوق بر مبنای مطالعات پتروگرافی و نتایج حاصل از آنالیز XRD در حدود ۹۰ درصد از کلسیت و مقادیر ناچیزی کوارتز با منشأ زیستی تشکیل شده‌اند. لایه‌بندی‌های موجود، تغییرات تدریجی یا آنی در رنگ و ترکیب تراورتن‌ها ناشی از تغییرات عوامل کنترلی، نظیر نوسات دروه‌ای فعالیت‌های گرمابی زمین و اوج و فرود آتشفشان‌ها، تغییرات سالانه دوره‌ای و فصلی جو و نیز تنوع سنگ‌های مسیر آب‌های گرم خروجی می‌باشد. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی عناصر اصلی انجام شده روی تراورتن‌های منطقه، عنصر آهن به طور مشخص بر ترموژن بودن این تراورتن‌ها تأکید دارد، اما بر اساس سایر عناصر نمی‌توان نوع تراورتن‌ها را به طور قطعی مشخص کرد. غلظت عناصر نادر خاکی در برخی نمونه‌های تراورتن منشگه کمتر از نمونه‌های دیگر است که نشان‌دهنده واکنش کمتر آب با سنگ منشأ و صعود سریع آن نسبت به نمونه‌های دیگر مناطق به سطح زمین است. با استفاده از الگوی REE می‌توان نتیجه گرفت تراورتن‌های این مناطق از آب‌های نابالغ و جوان‌تر در نزدیک منطقه تغذیه ته‌نشین می‌شوند، ولی نهشته‌های تراورتن‌های دارای REE بالا از آب‌های هیدروترمال با زمان اقامت طولانی در سنگ‌های منشأ و دمای بیشتر رسوب می‌کنند. نهشته‌های تراورتن منشگه با توجه به مقادیر استرانسیم زیاد و باریم کم در نمودار باریم در برابر استرانسیم در محدوده درون‌زاد با منشأ سنگ آهک، تبخیری‌ها و دولومیت قرار می‌گیرند. مقادیر زیاد باریم در نمونه‌های تراورتن منشگه احتمالاً در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه است. بر اساس پژوهش‌های انجام شده، سازوکار احتمالی تشکیل تراورتن‌های منشگه را می‌توان به این ترتیب توضیح داد که سیالات گرمابی ابتدا گاز  $\text{CO}_2$  منشأ گرفته از ماگما را با خود حمل کرده‌اند و هنگام حرکت به سطح زمین در اثر برخورد با سنگ‌های کربناته واکنش داده‌اند و کربن‌زدایی انجام شده است. این سیالات  $\text{CO}_2$  حاصل از هیدرولیز سنگ‌های کربناته را با خود حمل می‌کنند و به شکل چشمه‌های آب گرم در سطح ظاهر می‌شوند و در نهایت، در اثر خروج سریع  $\text{CO}_2$  و فعالیت‌های زیستی به شکل تراورتن رسوب می‌کنند. رنگ‌های زیبا و ساخت‌های موج‌دار و خطی ساده، قابلیت صیقل‌پذیری بالا، شفافیت و جلای خوب، وجود بازار مصرف مناسبی را برای این سنگ‌ها نوید می‌دهند. همچنین به دلیل صنعتی بودن منطقه، تعداد صنایعی که می‌توانند از سنگ لاشه این ماده به عنوان ماده اولیه استفاده کنند، بسیار فراوان می‌باشد.

## ۹- مراجع

- Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of Iran (map). *Geosciences* 7(2): 29- 30. [In Persian]  
Aghanabati, A., 2010. Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, *Geological Survey and Mineral Exploration of Iran*, 606 p. [In Persian]  
Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*. 103(3): 983- 992. [In Persian]  
Asta, M.P., Auque, L.F., Sanz, F.J., Gimeno, M.J., Acero, P., Blasco, M. Garcia-Alix, A., Gomez, J., Delgado-Huertas, A., & Mandado, J., 2017. Travertines associated with the Alhama-Jaraba thermal waters (NE, Spain): Genesis and geochemistry, *Sedimentary Geology*, 347(2): 100-116.  
Barbieri, M., Masi, U., and Tolomeo, L., 1979. Origin and distribution of strontium in the travertines of Latium (central Italy). *Chemical Geology*, 24(3): 181-188.

- Berardi, G., Vignaroli, G., Billi, A., Rossetti, F., Soligo, M., Kele, S., Baykara, M., Bernasconi, S.M., Castorina, F., Tecce, F., & Shen, C., 2016. Growth of a Pleistocene giant carbonate vein and nearby thermogenic travertine deposits at Semproniano, southern Tuscany, Italy: Estimate of CO<sub>2</sub> leakage. *Tectonophysics*, 690(2): 219-239.
- Blavoux, B., Dazy, J., & Sarrot-Reynauld, J., 1982. Information about the origin of Thermo mineral waters and gas using environmental isotopes in eastern Azerbaijan, Iran, and southeast France. *Journal of Hydrology*, 56(4): 23-38.
- Brogi, A., Capezzuoli, E., Alcicek, M.C., & Gandin, A., 2014. Evolution of a fault-controlled fissure ridge type travertine deposit in the western Anatolia extensional province: the Cukurbag fissure-ridge (Pamukkale, Turkey). *Journal of the Geological Society*, 171(3): 425-441.
- Caboi, R., Cidu, R., Fanfani, L., Zuddas, P., & Zuddas, P.P., 1991. Geochemistry of Funtana Maore travertines (Central Sardinia, Italy). *Mineralogical et Petrographica Acta*, 34(4): 77-93.
- Capezzuoli, E., Gandin, A., & Pedley, M., 2014. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology*, 61(1): 1-21.
- Claes, H., Erthal, M.M., Soete, J., Ozkul M., & Swennen, R., 2017. Shrub and pore type classification: Petrography of travertine shrubs from the Ballık-Belevi area (Denizli, SW Turkey). *Quaternary International*, 437(2): 147-163.
- Claes, H., Huysmans, M., Soete, J., Dirix, K., Vassilieva, E., Erthal, M.M., Vandewijngaerde, W., Hamaekers, H., Aratman, C., Ozkul, M., & Swennen, R., 2019. Elemental geochemistry to complement stable isotope data of fossil travertine: Importance of digestion method and statistics. *Sedimentary Geology*, 386(3): 118-131.
- D-Alessandro, W., Giammanco, S., Bellomo, S., & Parello, F., 2007. Geochemistry and mineralogy of travertine deposits of the SW flank of Mt. Etna (Italy): Relationships with past volcanic and degassing activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(1-2): 64-70.
- Demovic, R., Hoefs, J., & Wedepohl, K.H., 1972. Geochemische untersuchungen an travertineen der Slowakei. *Contribution in Mineralogy and Petrology*, 37(2):15-28.
- Ebrahimzadeh, B., Jafarzadeh, M., Bagheri, R., & Salehi, M., 2019. Geochemistry and origin of elements in the Azarshahr travertine deposits (Eastern Azarbaijan). *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 35(4), pp. 55-76.
- Fouke, B.W., Farmer, J.D., Des-Marais, D.J., Pratt, L., Sturchio, N.C., Burns, P.C., & Discipulo, M.K., 2000. Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 70(2): 565-585.
- Fournier, R.O., 1989. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17(4): 13-53.
- Friedman, I., 1970. Some investigations of the deposition of travertine from hot springs; the isotopic chemistry of a travertine depositing spring. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(3): 1303-1315.
- Friedman, I., & O-Neil J.R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *Data of Geochemistry 6th. Geological Survey Professional Paper*, 440-461.
- Garnett, E.R., Andrews, J.E., Preece, R.C., & Dennis, P.F., 2004. Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa. *Journal of Quaternary Science*, 19(3): 251-262.
- Gand, A., & Capezzuoli, E., 2014. Travertine: distinctive depositional fabrics of carbonates from thermal spring systems. *Sedimentology*, 61(1): 264-290.
- Ghadirzadeh, A., 2003. Geological map of Azarshahr, scale 1:100,000. *Geological Survey of Iran*.
- Guo, L., & Riding, R., 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 45(4): 163-180.
- Hoefs, J., 2004. Stable Isotope Geochemistry. *Springer*, Berlin, 244 p.
- Ibrahim, M., Makhlof, I., Naqah, A., & Al-Thawabteh, M., 2017. Geochemistry and Stable Isotopes of Travertine from Jordan Valley and Dead Sea Areas. *Minerals*, 7(3): 82-95.
- Ihlenfeld, C., Norman, M.D., Gagan, M.K., Drysdale, R.N., Maas, R., & Webb, J., 2003. Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(2): 2342-2357.
- Jackson, J.A., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 97(3): 12471-12479.
- Jones, B., & Renaut, R.W., 2010. Calcareous spring deposits in continental settings. In: Developments in Sedimentology. In: Alonso-Zarza A.M. & Tanner, L.H., (Eds.) Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes, *Elsevier*, Amsterdam, 177-224.
- Karaisaoglu, S., & Orhan, H., 2018. Sedimentology and geochemistry of the Kavakkoy Travertine (Konya, central Turkey). *Carbonates and Evaporites*, 33(3): 783-800.
- Kele, S., Demeny, A., Siklosy, Z., Nemeth, T., Toth, M., & Kovacs, M.B., 2008. Chemical and stable isotope composition of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalok. Hungary: depositional facies and nonequilibrium fractionation. *Sedimentary Geology*, 211(4): 53-72.
- Kele, S., Ozkul, M., Forizs, I., Gokgoz, A., Baykara, M.O., Alcicek, M.C., & Nemeth, T., 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: new evidence of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, 238(2): 191-212.



- Khodabakhsh, S., Rahmani, S., Mohseni, H., Kazemi, S., & Ghaemi, E., 2013. 'Petrography and Geochemistry of Quaternary travertines in some sections from N and W Iran', *Scientific Semiannual Journal Sedimentary Facies*, 6(1), pp. 31-48.
- Mancini, A., Frondini, F., Capezzuoli, E., Galvez-Mejia, E., Lezzi, G., Matarazzi, D., Brogi, A., & Swennen R., 2019. Evaluating the geogenic CO<sub>2</sub> flux from geothermal areas by analyzing quaternary travertine masses. New data from western central Italy and review of previous CO<sub>2</sub> flux data. *Quaternary Science Reviews*, 215(2): 132-143.
- Mancini, A., Capezzuoli, E., Erthal, M., & Swennen, R., 2019. A hierarchical approach to define travertine depositional systems: 3D conceptual morphological model and possible applications. *Marine and Petroleum Geology*, 103(4): 549-563.
- Milivojevic, M., 2003. Carbogasesus mineral water In Serbia and BiH is an indicator of deep hydrothermal resources. *International Geothermal Association*, 1-8.
- Minissale, A.D., Kerrick, M., Magro, G., Murrell, M.T., Paladini, M., Rihs, S., Sturchio, N.C., Tassi, F., & Vaselli, O., 2002. Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic, and paleoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(30): 709-728.
- Mohammadi, Z., Claes, H., Capezzuoli, E., Mozafari, M., Soete, J., Aratman, C., & Swennen, R., 2018. Lateral and vertical variations in sedimentology and geochemistry of sub-horizontal laminated travertines (Cakmak quarry, Denizli Basin, Turkey). *Quaternary International*.
- Moosavizadeh, S., Amiri, V., & Torabi-Kaveh, M. 2020. An evaluation on sedimentary facies, hydrochemistry condition, and degree of consolidation in travertine deposits of the Nodushan Spring, northwestern Yazd, *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 36(2), pp. 125-148.
- Okumura, T., Takashima, C., Shiraishi, F., & Akmaluddin, K.A., 2012. Textural transition in aragonite travertine formed under various flow conditions at Pancuran Pitu, Central Java, Indonesia. *Sedimentary Geology*, 265(3): 195-209.
- Ozkul, M., Varol, B., & Alcicek, M.C., 2002. Depositional environments and petrography of the Denizli travertines. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 125(2): 13-29.
- Ozkul, M., Kele, S., Golkgoz, A., Shen, C.C., Jones, B., Baykara, M.O., Forizs, I., Nemeth, T., Chang, Y.W., & Alçiçek, M.C., 2014. Comparison of the quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 294(3): 179-204.
- PRanchi, C., & Tongiorgi, E., 1976. Carbon isotopic composition of CO<sub>2</sub> from springs, fumaroles, moieties, and travertines of central and southern Italy. In: Proc. 2nd U.N. Symposium on Development and Use of Geothermal Resources, 1(3): 815-825.
- Pedley, H.M., 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68(3): 143-154.
- Pentecost, A., 1993. British travertines: A review. *Proceedings of the Geologists Association*, 104(2): 23-39.
- Pentecost, A., & Viles, H., 1994. A review and reassessment of travertine classification. *Geographie Physique et Quaternaire*, 48(3): 305-314.
- Pentecost, A., 2005. Travertine. *Springer-Verlag*, Berlin, 445 p.
- Rao, C.P., & Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements, and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103(4): 249-272.
- Rodriguez-Berriguete, Á., & Alonso-Zarza, A.M., 2019. Controlling factors and implications for travertine and tufa deposition in a volcanic setting. *Sedimentary Geology*, 381(3): 13-28.
- Roshanak, R., Moore, F., Keshavarzi, B., & Omidian, S., 2017. Petrography and classification of Qorveh- Takab travertines based on isotopic analysis and SEM images. *Journal of Research in Earth Sciences*, 29(1): 136-151. [in Persian]
- Shahrabi, M., Alavi-Naini, M., Saidi, A., & Haghipour, A., 1985. Geological map of the Urumieh, scale 1:250,000. *Geological Survey of Iran*.
- Sun, W.F., & Mc-Donough, M., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D., & Norry, M.J., (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins, *Geological Society*, Special Publications, London, 42(3): 313-345.
- Taghipour, K., & Mohajjel, M., 2013. Structure and generation mode of travertine fissure ridges in the Azarshahr, NW Iran. *Iranian Journal of Geology*, 25(3): 15-33. [in Persian]
- Teboul, P.A., Durllet, C., Gaucher, E.C., Virgone, A., Girard, J.P., Curie, J., Lopez, B., & Camoin, G.F., 2016. Origins of elements building travertine and tufa: new perspectives provided by isotopic and geochemical tracers. *Sedimentary Geology*, 334(3): 97-114.
- Turekian, K.K., & Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of elements in some major units of the earth's crust. *Geological Society of America Bulletin*, 72(3): 175-182.
- Uysal, T., Feng, Y., Zhao, J., Altunel, E., Weatherley, D., Karabacak, V., Cengiz, O., Golding, S.D., Lawrence, M.G., & Collerson, K.D., 2007. Users dating and geochemical tracing of late Quaternary travertines in co-seismic fissures. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(3): 450-462.
- Uysal, T., Feng, Y., Zhao, J., Isik, V., Nuriel, P., Golding, S.D., 2009. Hydrothermal CO<sub>2</sub> degassing in seismically active zones during the late Quaternary. *Chemical Geology*, 265(4): 442-454.
- Valley, J.W., Taylor, H.P., & O-Neil, J.R., 1986. Stable isotopes in high-temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy*, 16(1): 425-444.



Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(2): 1217-1239.

## بازنگری جنس *Kermanella* در نهشته‌های کامبرین شمال زرنند (استان کرمان)

نجمه ناظری<sup>۱</sup>، مریم‌ناز بهرام‌منش تهرانی<sup>۲</sup>، محمدرضا قطبی راوندی<sup>۳</sup>، محمدرضا اسمعیل بیگ<sup>۴</sup>، علیرضا غلامرضا

پور<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup>- دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه علوم تحقیقات فارس، شیراز، ایران

nazerynajme@yahoo.com

<sup>۲</sup>- استادیار، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، دفتر نظارت و ارزیابی، تهران، ایران

bahrammanesh69@gmail.com

<sup>۳</sup>- استادیار، عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی زرنند، کرمان، ایران

<sup>۴</sup>- استادیار، عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه علوم تحقیقات فارس، شیراز، ایران.

<sup>۵</sup>- دانشجوی دکتری چینه و فسیل شناسی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه علوم تحقیقات فارس، شیراز، ایران.

### چکیده

اجتماع تریلوبیتی کم‌تنوعی شامل تاکسون غالب *Kermanella kuhbananensis* Wolfart, 1974، و چند قطعه‌ی بد حفظ شده *Redlichia* sp. از نهشته‌های کامبرین (اشکوب ۴) پرشی در شمال غرب ناحیه‌ی کرمان، واقع در شمال روستای کوه‌بان جمع‌آوری و مطالعه گردید. این تریلوبیت‌ها از بخش زیرین سازند کوه‌بان به سن کامبرین بدست آمده‌اند. سازند کوه‌بان واحد سنگ‌چینه‌شناسی با سنگ‌شناسی متنوع شامل تناوبی از سنگ آهک‌های خاکستری نازک تا ضخیم‌لایه، شیل و ماسه‌سنگ به ضخامت کلی ۱۸۴ متر است. حضور *Redlichia* در سازند کوه‌بان، تطابق آن را با اشکوب ۴ کامبرین از چارت بین‌المللی گاه‌چینه‌شناسی ممکن می‌سازد. این اجتماع تریلوبیتی می‌تواند یکی از قدیمی‌ترین اجتماعات گزارش شده تا کنون از ایران محسوب شود.

**واژه‌های کلیدی:** تریلوبیت‌ها، ایران مرکزی، کامبرین، سازند کوه‌بان.

### Abstract

A low diversity trilobite association, including *Kermanella kuhbananensis* Wolfart, 1974 as a dominant taxon and a few poorly preserved *Redlichia* sp., has been recovered and studied from the Cambrian deposits (Cambrian Stage 4) exposed at north-western part of the Kerman Region, north of the village of Kuhbanan. Here the trilobites occur in the lower part of the Cambrian Kuhbanan Formation, which represents a heterolithic lithostratigraphic unit comprised intercalated gray, thin to thick bedded limestone, shale and sandstone, in total up to 184 m thick. The occurrence of *Redlichia* supports correlation of the Kuhbanan Formation with the Cambrian Stage 4 of the International Chronostratigraphic Chart. This trilobite association can be considered among the oldest discovered in Iran up to date.

**Key words:** Trilobites -Central Iran, Cambrian, Kuhbanan Formation.

### مقدمه

پیلگریم (Pilgrim, 1924) اولین مطالعات زمین‌شناسی در ناحیه کرمان را انجام داده است. سال‌ها بعد کلپ (Clapp, 1940) با گزارش زمین‌شناسی شرق ایران، زمین‌شناسی قسمتی از استان کرمان را مورد بررسی قرارداد. اولین مطالعات سیستماتیک زمین‌شناسی در منطقه کرمان توسط هوکریده و همکاران (Huckriede et al., 1962) انجام شده است. داستانپور و همکاران در سال ۱۳۵۷ تریلوبیت‌های کامبرین میانی و پسین جنوب شرقی کرمان را مورد مطالعه دیرینه‌شناسی قرار دادند. از آن پس فونای پالئوزوئیک و تریلوبیت‌های منطقه‌ی کرمان در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد و پروژه‌های تحقیقاتی مورد مطالعه قرار گرفته است که می‌توان به موارد زیر اشاره نمود. چینه‌شناسی پالئوزوئیک در کمر بند کرمان - زرنند و کوه‌بان (جعفری صدر و ژيانگ، ۱۳۷۳)، دیرینه‌شناسی تریلوبیت‌های کامبرین میانی و پسین در جنوب شرقی کرمان (داستانپور و جعفری صدر، ۱۳۷۵)، چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی رسوبات پالئوزوئیک

(کامبرین، دونین و پرمین) در دوراهی شهداد واقع در جنوب شرقی کرمان (قربانی، ۱۳۷۷)، مطالعات بیواستراتیگرافی و دیرینه‌شناسی نهشته‌های کامبرین در نواحی جنوب و شمال کرمان (عامری، ۱۳۸۴)، محیط‌های رسوبی و زیست‌چینه‌نگاری سازند کوهبنان در مقطع تیپ (سرداری زرنندی، ۱۳۹۲). عامری ۱۹۸۴ در پایان نامه کارشناسی ارشد خود با مطالعه‌ی تریلویت‌های سازند کوهبنان در برش‌های کوهبنان و دوراهی شهداد بیورون‌هایی را معرفی نموده است. در این پژوهش مجموعه‌ی جدیدی از تریلویت‌های سازند کوهبنان شامل *Kermanella kuhbananensis* Wolfart, 1974 از محل الگوی این گونه مورد مطالعه قرار گرفت. به دلیل حفظ‌شدگی بهتر این نمونه‌ها، توصیف ریخت‌شناسی دقیق‌تر این گونه و بازنگری آن ممکن گردید. رخنمون مورد مطالعه به نام برش کوهبنان، در دره‌ای مشرف به شهر کوهبنان، دو کیلومتری شمال شهر کوهبنان و ۲۰۰ کیلومتری شمال غربی شهر کرمان واقع است (شکل‌های ۱ و ۲). دسترسی به این برش از طریق جاده‌ی کرمان - کوهبنان امکان‌پذیر است. مختصات جغرافیایی پایه‌ی برش کوهبنان  $31^{\circ}25'42.08''N$   $56^{\circ}17'8.01''E$  می‌باشد.

## روش مطالعه

در عملیات میدانی و در حین اندازه‌گیری برش مورد مطالعه و نمونه‌برداری از فسیل‌های تریلویت، ابتدا لایه‌های حاوی تریلویت مشخص شد و سپس نمونه‌های نابرجای زیرین هر لایه جمع‌آوری و لایه‌ی دربرگیرنده آن در توالی رسوبی مشخص شد. ویژگی‌های سنگ‌شناسی، فسیل‌شناسی و ساختارهای رسوبی موجود ثبت گردید. نمونه‌های تریلویت در سطوح لایه‌بندی حفظ‌شده‌اند و به سختی می‌توان نمونه‌ای جدا شده‌ای یافت. نمونه‌های فسیل به جهت قرار گرفتن در معرض فرسایش به مدت زیاد، حفظ‌شدگی چندان خوبی ندارند و گاهی تنها شبهی از آنها بر روی سطح سنگ باقی مانده است. نمونه‌ها اغلب به صورت قالب خارجی و یا داخلی حفظ شده‌اند و پوسته اصلی آنها از بین رفته است. پس از انتقال نمونه‌های فسیل به آزمایشگاه و شستشو، برخی نمونه‌های درگیر در داخل سنگ به روش مکانیکی تمیز و نمایان شدند. در مرحله بعد از طریق روش‌های استاندارد عکسبرداری، نمونه‌ها با لایه‌ی نازکی پودر کلرید آمونیوم پوشانده شده و با نورپردازی مناسب و با استفاده از دوربین نایکون با لنز ماکرو، عکسبرداری شدند.

## زمین‌شناسی و سنگ‌چینه‌نگاری

سازند کوهبنان در برش مورد مطالعه واقع در منطقه‌ی کوهبنان عمدتاً از دو بخش آواری و کربناته حاوی شیل، ماسه‌سنگ و سنگ آهک که در برخی از لایه‌ها با قطعاتی از بی‌مهرگان تشکیل شده است (شکل ۲). ضخامت سازند کوهبنان در برش مورد مطالعه ۱۸۴ متر است و مشخصات سنگ‌شناسی آن از قدیم به جدید به شرح زیر می‌باشد:

واحد شماره ۱: ۱/۵ متر کنگلومرای متوسط لایه به صورت پلی ژنتیک (اولین لایه سازند کوهبنان)

واحد شماره ۲: ۶ متر ماسه کوارتزیتی سفید

واحد شماره ۳: ۱/۹۰ متر آهک دولومیتی ضخیم لایه

واحد شماره ۴: ۲/۳۰ متر آهک نازک لایه حاوی تریلویت

واحد شماره ۵: ۱ متر آهک ضخیم لایه

واحد شماره ۶: ۲/۷۰ متر آهک متوسط لایه با رنگ ظاهری خاکستری و رنگ سطح تازه سیاه

واحد شماره ۷: ۳۰ متر آهک خاکستری با رنگ سطح تازه خاکستری تیره

واحد شماره ۸: ۴/۵ متر تناوب شیل و آهک دارای نودول‌های آهکی حاوی هیولیتیدها در قسمت بالایی

واحد شماره ۹: ۱/۲۵ متر آهک ضخیم لایه درشت دانه (اسپاراتی) حاوی بقایای فسیلی با رنگ سطح تازه خاکستری

واحد شماره ۱۰: ۳۰ متر تناوب آهک‌های اوولیتی خاکستری با رنگ سطح تازه خاکستری تیره متوسط تا نازک لایه همراه با میان لایه‌های شیلی روشن

واحد شماره ۱۱: ۹ متر آهک ضخیم لایه خاکستری با رنگ سطح تازه خاکستری تیره حاوی فسیل‌های براکیوپودهای کوچک که در زمینه سنگ دیده می‌شود

واحد شماره ۱۲: ۳/۹۰ متر تناوب شیل و آهک‌های نازک لایه با رنگ ظاهری نخودی و سطح رنگ تازه تیره

واحد شماره ۱۳: ۶/۲۰ متر آهک ضخیم لایه خاکستری با رنگ سطح تازه تیره حاوی اووئید در بخش فوقانی

واحد شماره ۱۴: ۶/۱۰ متر آهک ماسه‌ای، رنگ ظاهری قهوه‌ای روشن و رنگ سطح تازه خاکستری روشن

واحد شماره ۱۵: ۳۰ سانتی‌متر شیل نخودی

واحد شماره ۱۶: ۳۰ سانتی‌متر ماسه سنگ نخودی با رنگ سطح تازه خاکستری روشن

واحد شماره ۱۷: ۵۰ سانتی‌متر تناوب شیل و ماسه سنگ نخودی

واحد شماره ۱۸: ۱۹/۵ متر شیل قرمز

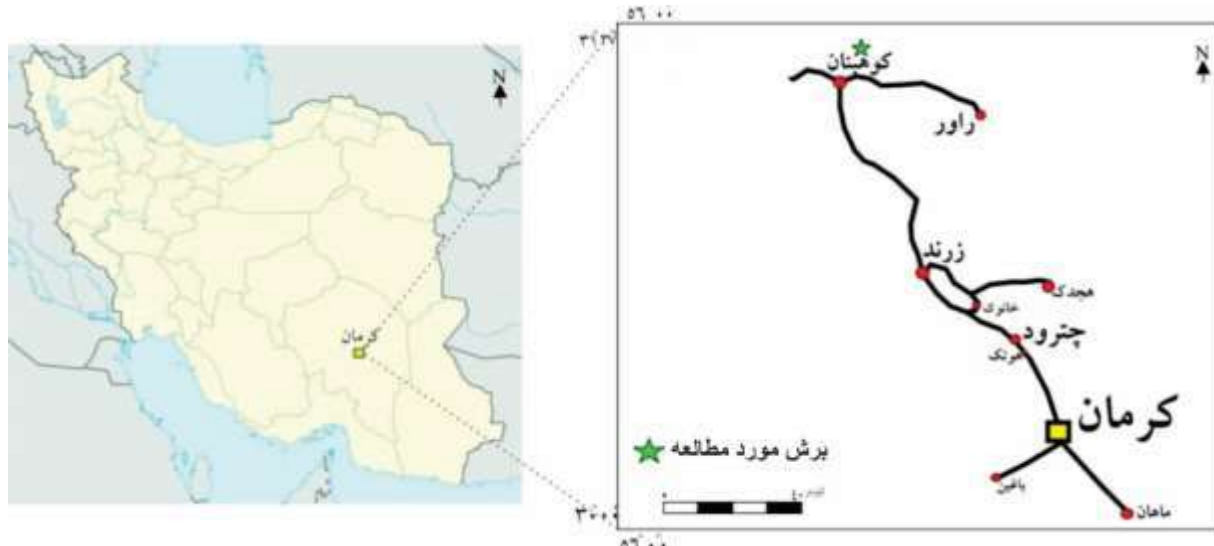
واحد شماره ۱۹: ۵ متر آهک ریزدانه با رنگ قهوه‌ای و رنگ سطح تازه سیاه

واحد شماره ۲۰: ۲۵ سانتی‌متر آهک حاوی قلوه‌های چرتی

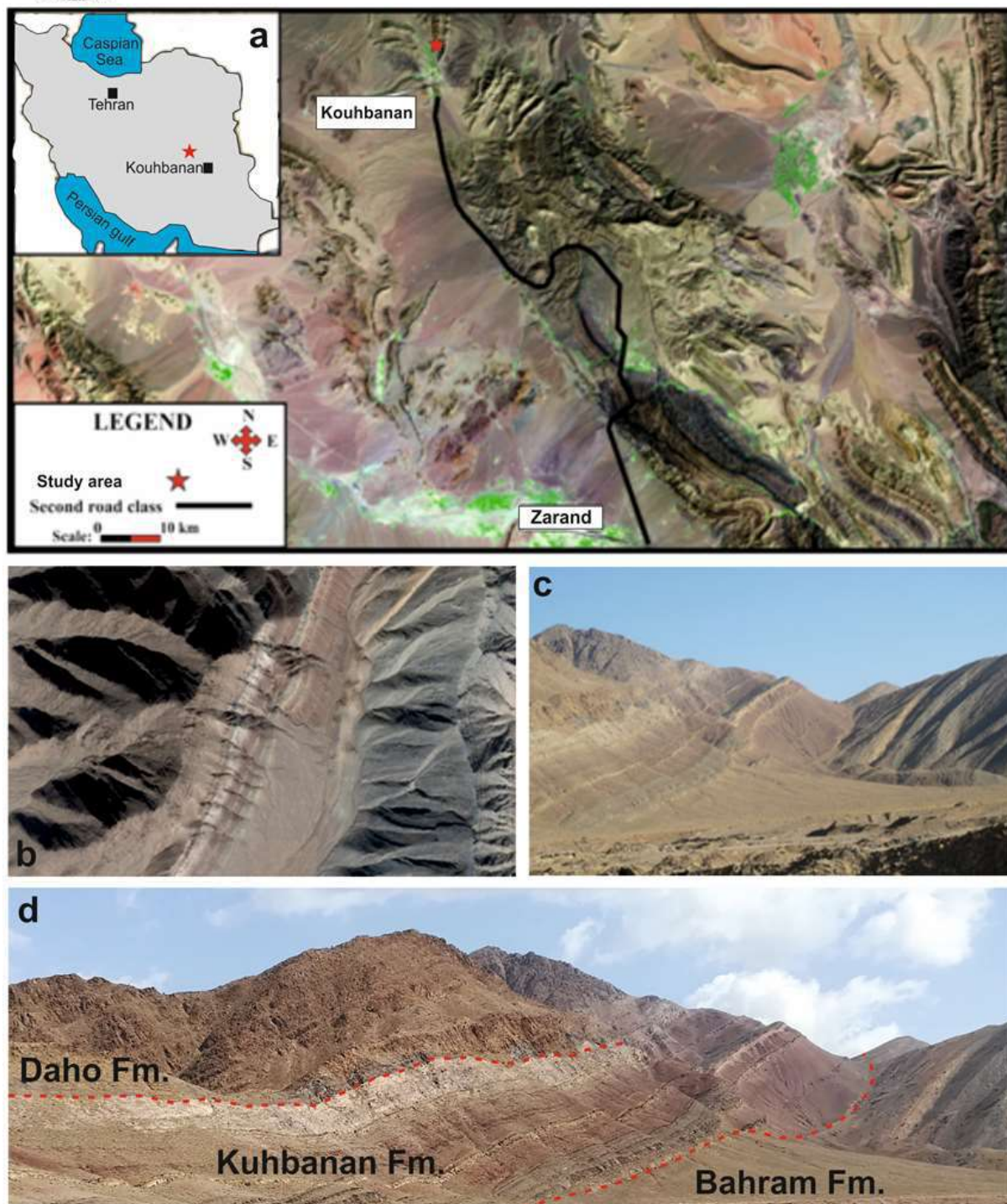
واحد شماره ۲۱: ۱/۵ سانتی‌متر ماسه سنگ قرمز

واحد شماره ۲۲: ۷۰ متر ماسه سنگ و میان لایه‌های نازک شیلی

مرز بین سازند داهو در زیر سازند کوهبنان به صورت گذر ناپیوسته در نظر گرفته شده است و حضور واحد کنگلومرای در پایه‌ی سازند کوهبنانی می‌تواند گویایی وقفه رسوبی می‌باشد. در بالا سازند کوهبنان با رسوبات دونین سازند بهرام پس از ناپیوستگی پوشیده شده است.



شکل ۱- نقشه راه‌های دسترسی و موقعیت جغرافیایی برش‌های چینه‌شناسی کوهبنان



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای و راه‌های دسترسی برش مورد مطالعه سازند کوهبنان (a)، رخنه‌ی از سازند کوهبنان و واحدهای سنگ چینه نگاری زیرین و بالایی آن (b, c, d).



## سیستماتیک تریلویت های منطقه کوهبنان

Family Asaphiscacea Raymond, 1924  
Genus *Kermanella* Wolfart, 1974

Type species: *Kermanella kuhbananensis*

*Kermanella kuhbananensis* (Wolfart, 1974)

Plate 1, Figs A-F

Plate 2, Figs A-D

### توصیف:

در این گونه گلابلا دارای یک شکل سیلندری می باشد و تحدب قاعده ای آن به سمت توراکس می باشد. حلقه پس سری به صورت محدب بوده و در حدود ۱۶ تا ۲۰ درصد ناحیه گلابلا را پوشش می دهد. شیار آن نیز عمیق و ممتد می باشد. در این گونه ۳ لوب جانبی قابل تشخیص می باشد. لوب های جلویی تا حدی به صورت پهن می باشند. S1 عمیق و عرض می باشد. ناحیه گلابلا اشغال کننده حدوداً ۴۰ تا ۴۵ درصدی ناحیه کرانیدیوم می باشد. ناحیه پری گلابلا نیز عریض و پهن می باشد و اشغال کننده حدود ۱۴ تا ۱۶ درصد ناحیه کرانیدیوم می باشد. لبه چشمی برجسته بوده و موازی با حاشیه ناحیه پری گلابلا می باشد. شیار پری گلابلا نیز عمیق بوده و ۷ شکل دیده می شود. ناحیه پشتی نیز عریض و تقریباً پهن است. کرانیدیوم نیز در مقایسه با طول، دارای عرض بیشتری می باشد. بخش جلویی کرانیدیوم در نتیجه وجود شیارهای دو طرف بخش میانی و جلویی به طور منحنی دیده می شود. دم تقریباً گرد با حاشیه صافی دیده می شود. برجستگی های دم چشمگیر بوده و پهن ترین بخش محور دوک میانی دم می باشد. دوک میانی به تدریج به طرف عقب باریک می شود. بخش آخری دوک تقریباً سه گوش است. محور میانی دارای ۹ تا ۱۱ حلقه بوده و زوائد جانبی از ۷-۶ قطعه تشکیل شده که به طرف بخش عقبی انحنا دارند. قطعات پلوراها بخش آخری معمولاً فاقد تقسیم بندی است. شیارها واضح بوده ولی در حاشیه ناپدید می گردند. نمونه موجود بخشی از توراکس و پیگیدیوم است.

Order Redlichida Richert, 1932  
Suborder Redlichiina Richter, 1932  
Superfamily Redlichioidea Poulsen, 1927  
Subfamily Redlichinae Poulsen, 1927  
Family Redlichinae Poulsen, 1927  
Genus *Redlichia* Poulsen, 1927  
*Redlichia* sp.  
Plate 2, Fig. E



## Plate: 1

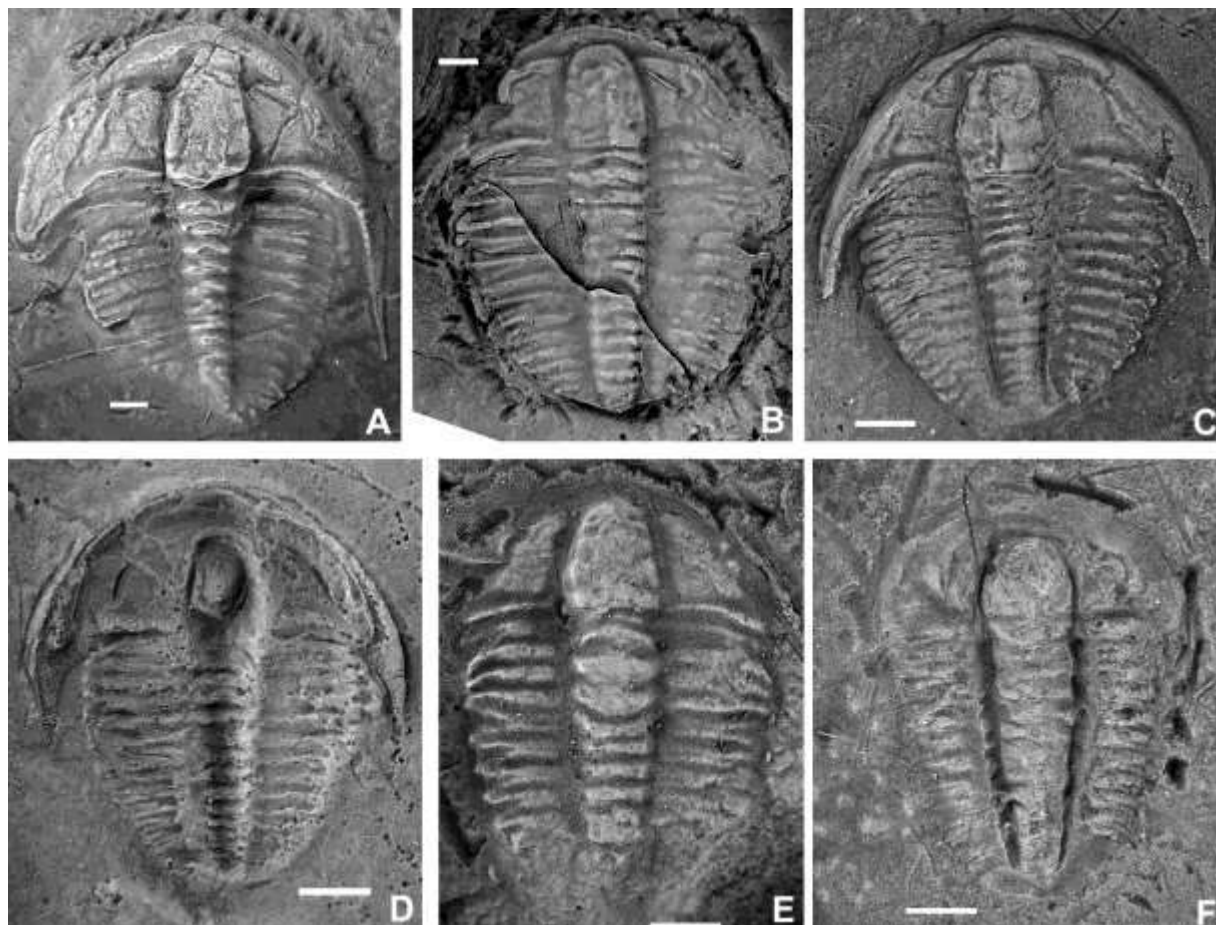


Figure 1. *Kermanella kuhbananensis* Wolfart, 1974. Cambrian Stage 4, Kuhbanan Formation, Kuhbanan Mountains, north-east of Kuhbanan village, Iran. A-C, E, F, dorsal view of incomplete, exfoliated exoskeletons; D, ventral view of exoskeleton showing hypostome. Scale bar is 2mm.



## Plate: 2

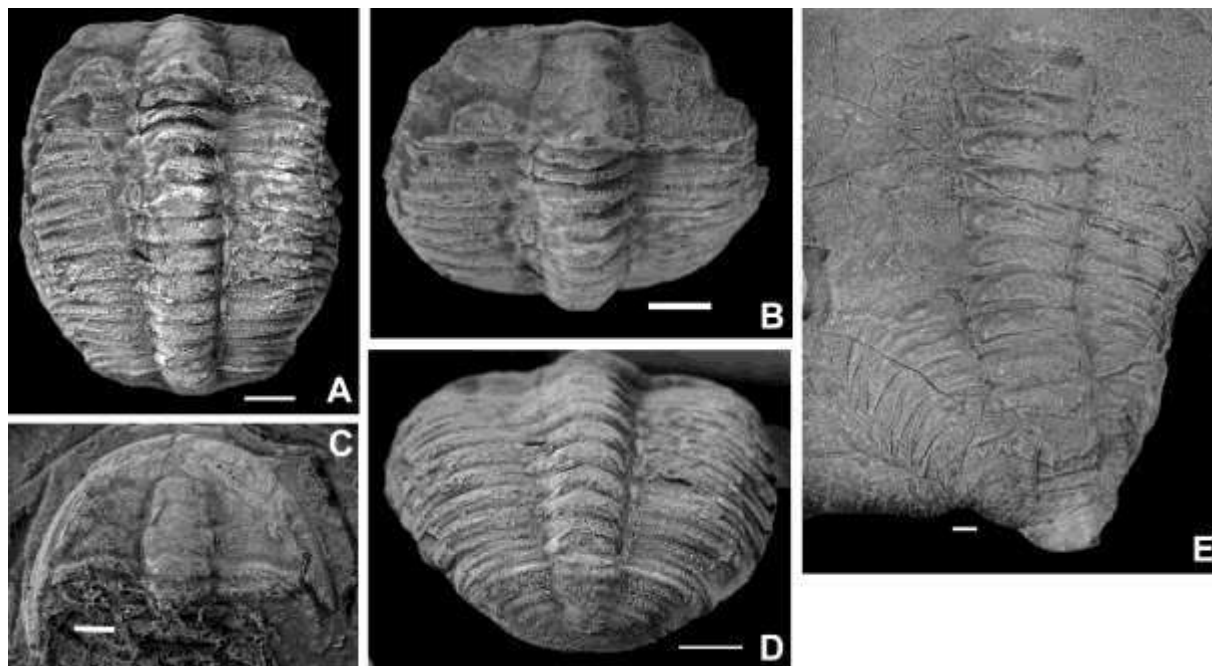


Figure 2. Cambrian Stage 4, Kuhbanan Mountains, Kuhbanan Formation, Kuhbanan Mountains, north-east of Kuhbanan village, Iran; A-D, *Kermanella kuhbananensis* Wolfart, 1974.; A, B, D, incompletely enrolled exoskeleton: dorsal view, cranidium, pygidium; C, cephalon. E, *Redlichia* sp., incomplete thoracopygon. Scale bar is 2mm.

## نتیجه گیری

در این پژوهش نمونه‌های توپوتا‌پ *Kermanella kuhbananensis* توصیف و بازنگری گردید. همراهی این نمونه‌ها با *Redlichia* sp. تایید کننده سن آنها معادل اشکوب ۴ از سری ۲ کامبرین است، که می‌تواند از قدیمی‌ترین تریلوبیت‌های ایران محسوب شوند.

## مراجع

- داستانپور، م.، جعفری صدر، ع.، ۱۳۷۵. مطالعه دیرینه شناسی تریلوبیت‌های کامبرین میانی و پسین در جنوب شرقی کرمان مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۷ (2-1): 34-45.
- عامری ح.، داستانپور م.، وزیری، م.ر.، ۱۳۸۳. چینه شناسی و دیرینه شناسی کامبرین در کرمان. هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شاهرود، ص ۴۸۰.
- عامری، ح.، ۱۳۸۴. بیواستراتیگرافی نهشته‌های کامبرین در شمال و جنوب شرق کرمان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۵۹ ص.
- عامری، ح.، ۱۳۸۸. دیرینه شناسی و بیواستراتیگرافی سازند کوهبنان در استان کرمان. پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید باهنر



- Ameri, H., Dastanpour, M., 2010. Stratigraphy and Paleontology of Trilobites in Kuhbanan Formation in the Akbar-Abad Section (North of Kerman). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21(1): 37-42
- Huckriede, R., Kursten, M., & Venzlaff, Hm., 1962. Zur Geolog. des Gebietes Zwischen Kerman und Saghand (Iran). *Beih. Geol. Jarb.*, 51: 197.
- Whittington, H.B., Chatterton, B.D.E., & Speyer, R.A., 1997. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part O, Arthropoda 1, Trilobita*, Revised. The Geological Society of America and the University of Kansas.
- Wolfart, R., 1974a. Die Fauna (Brachiopoda, Mollusca, Trilobita) aus dem Unter – Kambrian von Kerman, Sudost- Iran. *Geol. Jb.*, 8: 5-70.
- Wolfart, R., 1974b. Die Fauna (Brachiopoda, Mollusca, Trilobita) des alteren ober – Kambrian (Ober-Kushanian) von Dorah Shah-Dad, Sudost – Iran, Und Surkh Bam, Zentral – Afghanistan. *Geol. Jb.*, 8: 71-184.
- Wolfart, R., 1983. The Cambrian System in the Near and Middle East. *International Union of Geological Sciences Publication*, 15: 1-71.
- Wolfart, R., & Kursten, M., 1974. Stratigraphie und Palaeogeographie des Kambriums im mittleren Sud-Asien (Iran bis Nord – Indian). *Geologisches Jahrbuch*, 8:185-234.

## Quantitative studies on the volcanic rocks texture; shape, crystal size distribution (CSD), and spatial distribution pattern (SDP)

**Monir Modjarad**

Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

[m.modjarad@urmia.ac.ir](mailto:m.modjarad@urmia.ac.ir)

### Abstract

In this research, our focus has been on the quantitative calculations of the texture of volcanic rocks. For this purpose, the rocks with acidic to basic and ultra-basic combinations were selected, and the shape, size, and spatial distribution (CSD and SDP) of their phenocrysts were investigated. The results showed that in volcanic rocks, the ratio of nucleation to crystal growth ( $J/G$ ) was several times higher and crystal growth per time unit ( $Gt$ ) was higher in rocks with fewer nuclei. It also turns out that to evaluate the magma mixing, CSD pattern analysis can be instrumental. The spatial distribution of grains in the extrusive rocks is clustered to random, probably due to the high degree of overstepping and under-cooling conditions. The mineral clusters may form before emplacement of the flow, at depth during the residence time before the eruption flow, or throughout the rise and flow. The importance of these results displays that due to the progress of imaging methods and statistical-numerical work on crystals and textures; it is time that all petrologists from all over the world, along with geochemical work, pay attention to these types of studies to provide a complete petrological work.

**Key words:** CSD, SDP, Shape, textural measurements

### 1- Introduction

The numerical studies on the rock fabrics delivers appreciated data about the physical occurrences occurred in a rock formation; factors, like size, shape, and spatial distribution of crystals measured in this concern requirement to be slow. Although about the SDP investigations is still incomplete and unclear.

The petro-physical factors can be determined from a digitized 2D image of a rock section. With the growth of imaging technologies and developed computer processing and modeling, a new petrological style of two-dimensional (2D) and, three-dimensional (3D) textural analysis of rocks is evolving. Because of some limits of 3D studies of textures, it may be needed to study 2D sections through rock and then extrapolate these data to find three-dimensional parameters using stereological methods (Underwood, 1970; Exner, 2004; Higgins, 2006).

The possibility of crustal contamination will possibly limit by the fast rise and emplacement of original magma (Macdonald et al., 2010). The petro-physical textural quantities could be helping us to a better understand such processes.

Theories of spherical particle packaging in crystalline forms were first proposed by Johann Kepler in 1611 (Higgins, 2006). In the earth sciences, this issue was more considered by sedimentologists and later by Rogers et al., (1994) spread to other branches of earth sciences. In non-sedimentary rocks, this factor is related to the nucleation of the crystals. Numerical research on the SDP in rocks has been underway for over 50 years, but its progress has been meager. The SDP studies are a respected method for appraising the progressions elaborated in crystallization (Jerram et al., 1996).

### 2- Geological background and geochemistry

We choose three extrusive rock outcrops for the present study from NW Iran, near the Urmia:

Zanbil and Bezow's acidic rocks are located in northwestern Iran, at the west of Urmia Lake (Fig. 1a) in the Central Iran geological zone (Aghanabati, 2004). The rocks are calc-alkaline, I-type dacites, formed in a volcanic arc environment (Modjarad, 2015). Also, the rocks are high-SiO<sub>2</sub> adakites (HSA), and the parental magma was

generated as a result of subduction and partial melting of an oceanic slab and its overlying sediments and has a post-collisional affinity (Modjarrad and Shaykhabaglou, 2016). The most common phase is fine to coarse plagioclase (10%) and amphibole (4-5%) in a fine grained or the hyaline background.

Maku basic rocks region is a part of the Alps-Himalaya belt (Okay and Tuysuz, 1999; Stampfli and Borel, 2002), with several Oligo-Miocene to Quaternary volcanoes erupting in it from the east of Turkey to the west of Iran. On this occasion, due to olivine phenocrysts and numerous bubbles in the Maku basalts, care has been taken on their size distribution, too (Modjarrad, 2023). The Maku samples consist of plagioclase, olivine, and clinopyroxene phenocrysts in a hyaline matrix. Based on several geochemical diagrams, the studied samples are basalt to andesi-basalt and calc-alkaline with differentiated REE patterns (Fig. 1). The spidergram of the rocks shows magma contamination with crustal materials. In terms of tectonic setting, Maku basalts belong to a within plate setting and are generated from the garnet-free lithospheric mantle, and crossing the thickened crust has, interaction with crust. Despite the  $-\Delta N_b$  amounts of the Maku basalts, the rocks have within plate affinity and are comparable with Colombia River flood basalts and originated from Turkey Ararat volcano (Modjarrad, 2023).

Agh-Gonbad ultra-basic rocks are placed at the eastern Urmia Lake near Agh-Gonbad village at 1Km distance from the Eslami peninsula. The rocks are under-saturated and belong to the Cenozoic to Pelio- Quaternary. This region is one of the young volcanic activities of Iran. Based on field observations, the rocks are a sequential layering of different types such as tephrite, basanite, Phono-tephrite (Fig. 1a), and some rare leucite (Modjarrad, 2019). This alternation of the rock layers is a sign of interruption in the exit of multiple magmas, discussed in the CSD part again. The extrusive rocks of the Agh-Gonbad area are entirely similar to the large Eslami-peninsula complex and are likely to have been derailed by numerous faults in the region, such as the Saray-Agh-Gonbad faults, and have exited the area. The rocks have shoshonitic affinities, and the chondrite normalized REE patterns show LREEs enrichment related to HREEs (Fig. 1b). Some geochemical characteristics are correlated with continental within-plate settings, and have post-collisional resemblance accompanied by crustal contamination (Modjarrad, 2019).

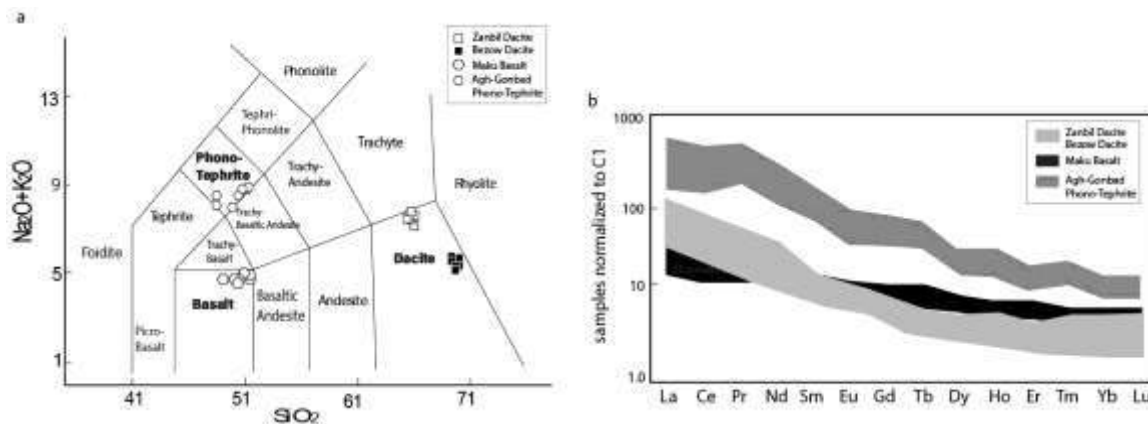


Fig. 1. a: The classification diagram of TAS for the studied rocks after Le Bas et al. (1986). b: Chondrite-normalized REE pattern for the volcanic rocks. Normalization values from Sun and McDonough (1989).

### 3- Methods

For petrophysical parameters measurement, we use 2D whole slide image (WSI) of the rock thin sections, determine grain outlines sketches manually and rare when it was possible by Photoshop, then we used systematic photo processor to analyze the results, Digimizer, for calculating dimensional parameters of crystals. The CSDCorrections software (Higgins, 2000) applied to calculate the CSD curves in 3 dimensional scales. For additional factors, we straight extent the features using sample's WSIs by a ruler concerning scale and using the equations for calculating the factors such as  $S:I:L$  and big R.

## 4- A brief review of theories and fundamental materials

### 4-1 Crystal Shapes

The best remarkable thing about a crystal is its morphology, which can be presented by a strength shape diagram. To calculate the shape factors of crystals in the 2D surfaces, the proportions of short, intermediate and length axis of the quadrilaterals outlined the crystals ( $S$ ,  $I$  and  $L$ ) have been used. We decreased 3 ratios to two parts ( $S/I$  and  $I/L$ ). According the calculated ratios width ( $w$ ), and length ( $l$ ) are considered. For crystals orientation-free (massive), the  $w/l$  values equivalents the  $S/I$  factors. The 2D  $w/l$  ratio of grains is equivalent to  $S/I$ , and the  $I/L$  calculated from Garrido et al.'s (2001) equivalence:

$$I/L = (\text{mean } w/l + 1.09(\text{mode } w/l)^2 - 1.49(\text{mode } w/l) + 0.056)/0.126$$

Subsequently the Higgins (1996) diagram is used to the shape of crystals purpose. The correctly determined shape data supports us to define the environments in which crystals formed, such as degrees of undercooling (Jerram et al., 2018).

### 4-2 Crystal Size Distribution (CSD)

These types of studies ultimately enhance our understanding of magmatic processes. Therefore, the crystal size analysis should be added to other experimental and geochemical studies to obtain more complete results from the origin of the magma.

The common assumption during the CSD calculations is that the growth rate which is independent of size, so that variable can be simplified. Of course, it is not always possible to ensure that the growth rate is not very dependent. For a phase at equilibrated system:

$$n'_V(L) = n'_V(0)e^{-L/G\tau}$$

The CSD is the number of crystals of an assumed size within a populace, diagram for illustrate the relation between size and population density. The CSD pattern can offer essential data about nucleation and growth ratios. The slope of the CSD pattern is equal to  $-1/Gt$  ( $-1/\text{growth rate} \times \text{crystal residence time}$ ). Also the trend of it can be told about crystal formation progressions, like magma mingling or annealing (Turner et al. 2003).

### 4-3 Spatial Distribution Patterns (SDPs)

The spatial organization of crystals rocks, and the spatial distribution pattern (SDP) of crystals in rocks have been explored in detail using the nearest-neighbor grain method (Jerram and Cheadle, 2000), which is a simple technique to discover the SDP. However, the spatial distribution of grains is subjective by the size and shape of crystals, as well as their position (Kim and Ree, 2012).

If nucleation happens suddenly in one crystal, it is called homogeneous nucleation. Nucleation can also occur on existing phases, which is called heterogeneous nucleation. Random distribution of new crystals is unlikely unless the original crystals are very finely scattered. The distribution of crystal clusters is very likely in this case.

In this paper, a simple and effective R technique is used to evaluate, and estimate SDP based on the nearest-neighbor, Clark and Evans (1954), and the sum of the other phases considered porosity. For quantified the SDP in 2D, we measured the centers of the crystals distances. This number is then normalized to a random distribution of points with the same population density to obtain big  $R$  values which is used to find the SDP. RSDL is the conventional line illustrated for spherical crystals considering random spreading. If the points are planned above it, they will be ordered and if they are plotted under the line, it shows the cluster state.

The best method to define the list of  $N$  positions is to measure the  $r$  values, which is the nearest neighbor length spaces (Jerram et al., 2003). The average distance to the nearest neighbor is:

$$r_A = (1/N) \sum r$$

The mean above factor (number of crystals per unit area),  $NA$ , is:

$$r_E = 1/(2\sqrt{NA})$$

The  $n$  we have the essential applicable parameter from the equation:

$$R = r_A/r_E$$

If the above factor is one it means that the grains spreading were random, for cluster distribution it was  $<1$  and  $>1$  shows that ordered dispersal. This technique designs porosity (modal of other phases) versus  $R$ -value to give a measure of spatial plan based on grain center coordinates (after Jerram et al., 1996).

The essential point about the Big R method is that the influence of local clusters and the shape, size, and SPO of crystals are not reflected in the 'distance-to-nearest-neighbor' method (Kim and Ree, 2012). It is possible that the above matter caused some uncertainties in the SDP results, which must be attended to, too.

## 5- Results and Discussion

The studied rocks have measurable crystals therefore we measured  $w/l$  of phenocrysts on 2D images directly as  $S/I$ , and then calculated  $I/L$  ratios, and plotted the results on the Higgins (1996) diagram (Fig. 2). The shape results, *intermediate width/intermediate length*, after 3D corrections, for pyroxenes are 0.6-0.7 ( $S:I=1:1.5$ ), for leucites are 0.9-1 ( $S:I=1:1$ ), for olivines are 0.7-0.8 ( $S:I=1:1.25$ ) and for amphiboles and plagioclases are 0.6-0.7 ( $S:I=1:1.5$ ). According to the diagram, the leucite crystals in the phono-tephrites are equant, pyroxenes are tabular and olivines in this rock type and basalts are tabular to equant. About the dacites, plagioclase crystals are bladed to tabular, and amphiboles are bladed to prolate (acicular). These results correlate with the  $S:I:L$  axis ratios of the above mineral crystals in the literature (e.g. Higgins, 2000) which are for leucite,  $1:1:1$ , for pyroxenes,  $1:2:2$ , for olivines,  $1:1.25:1.25$ , for plagioclase,  $1:1.5:1.5$  and amphiboles,  $1:1.5:3$ .

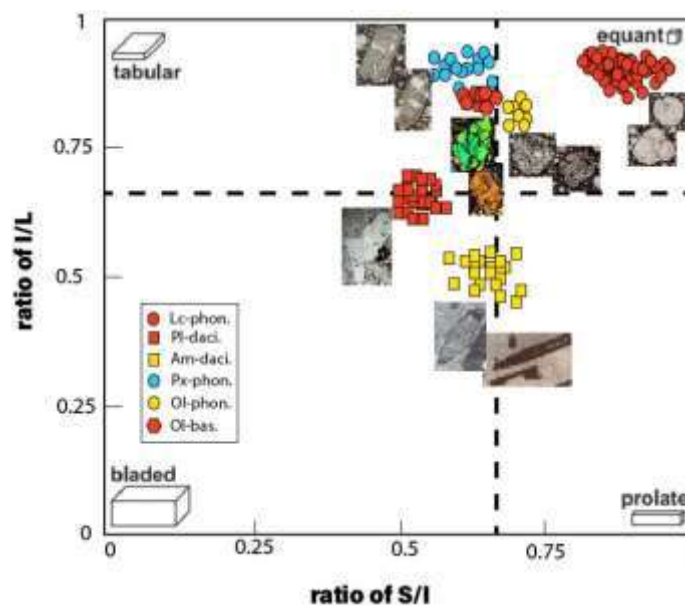


Fig. 2. The crystal shape of all studies crystals is measured directly by ruler and equations and plot on the Higgins' (1996) graph.

In the present study, the CSD patterns of all phenocrysts in the volcanic rocks were calculated and illustrated them in the Figs 3, 4 and 5. The patterns for basalts and phono-tephrites studied crystals are linear, but for dacites, the CSD pattern is composite non-linear concave up and two segmental, which are interpreted as two populations of small and large size crystals. Therefore at least two episodes of magma crystallization occurred in dacites. It is shown that after each eruption, some magma remained in the chamber, large size amphibole and plagioclase crystallized during significant residence times. Subsequently, magma was introduced to the chamber with no large crystals, and the eruption occurred (Modjarrad, 2015).

The mixing two magmas is one of the reasons which can change the CSD patterns. Then we could use it to understand the crystallization complex history. The slope of the CSD patterns ( $-1/Gt$ ) for small sizes was two times relative to large crystals, which means that a small population is half of the large ones. It is predictable because of several nuclei in a small population, then less growth.

Then the intercept values of them as the ratio between nucleation to the growth ( $J/G$ ) are considered (Figs 3, 4, 5). The ratio  $J/G$  for amphibole and plagioclase crystals of dacites was 6 to 10 and, in some cases, 14 times. This ratio in the basalts olivines was 4 to 5 times, but for bubbles,  $J/G$  is equal (Fig. 7). For the phono-tephrites, this ratio for all crystals was 10-15 times.

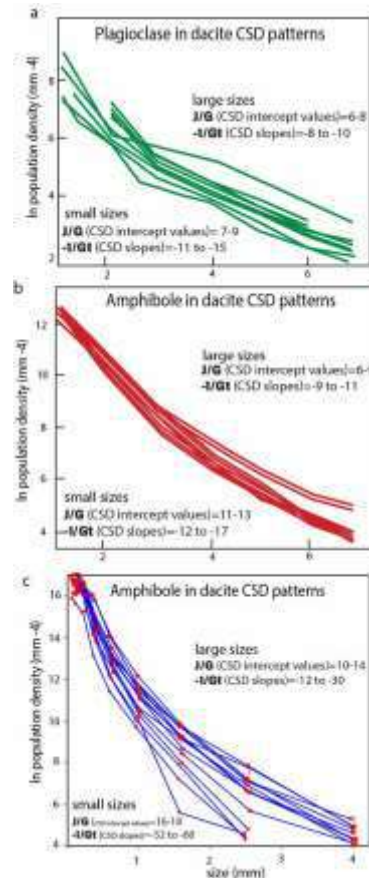


Fig. 3. The CSD patterns of the dacites plagioclase and amphiboles.

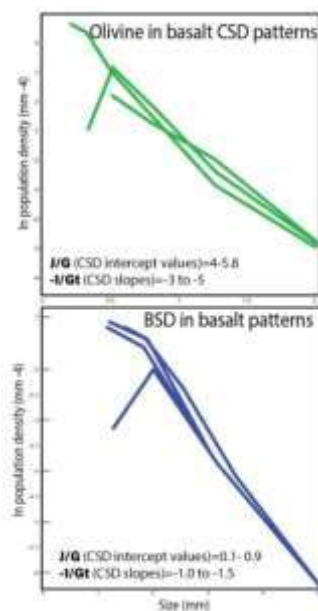


Fig. 4. The CSD and BSD patterns of olivines and vesicles from the basalts.

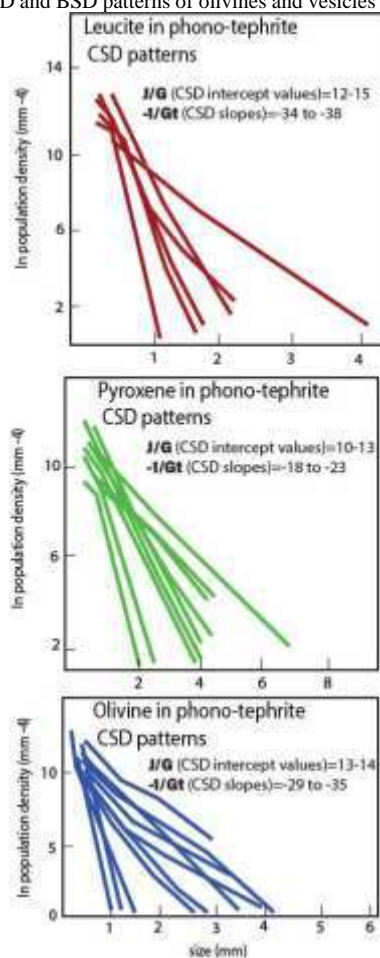


Fig. 5. The CSD patterns of the ultra-basic rocks crystals.



Considering the slope of the CSD patterns as the reverse  $growth\ rate \times time$  ( $-1/Gt$ ), it is clear that in the phono-tephrites the  $Gt$  for pyroxenes was more incredible than other crystals like olivines or leucites ( $Px_{1.18}$  to  $1.23 > Ol_{1.29}$  to  $1.35 > Lc_{1.34}$  to  $1.38$ ). It is bearing in mind that the lowest  $J/G$  ratio of pyroxenes compared to the olivines or leucites, is meaningful (Fig. 5).

The low number of pyroxene nuclei had the most tremendous growth because of the divisions of suitable materials to rare nuclei. However, the existence of materials needed for pyroxene crystal growth in the magma is necessary. A similar case in a slight state has appeared for plagioclase  $Gt$  against amphiboles  $Gt$  at the dacites (Fig. 5).

Both phenocryst and fine grains populations of amphibole in dacites have linear distributions on a plot of  $\ln n$  (nucleation density), that is the intercept of the CSD, vs.  $\log (Gt)$  that is  $\log (-1/slope)$ . These distributions are linear and parallel with each other and with plagioclase and amphibole crystals in a variety of other volcanic rocks (Fig. 5). This correlation suggests that the CSDs found here are indeed meaningful.

We also illustrated the SDP of all studied crystals with the “big R” method and understood that all of them had generally clustered to random distributions at the rock type (Fig. 6). The crystal clusters are much more possible to join into a 3D touching framework at lower crystal wealth than separate crystals (Jerram et al., 2003). Most phenocrysts in extrusive rocks are clusters of touching crystals. These clusters are also variously mentioned as clumps, clots, or glomerocrysts (Jerram and Cheadle, 2000).

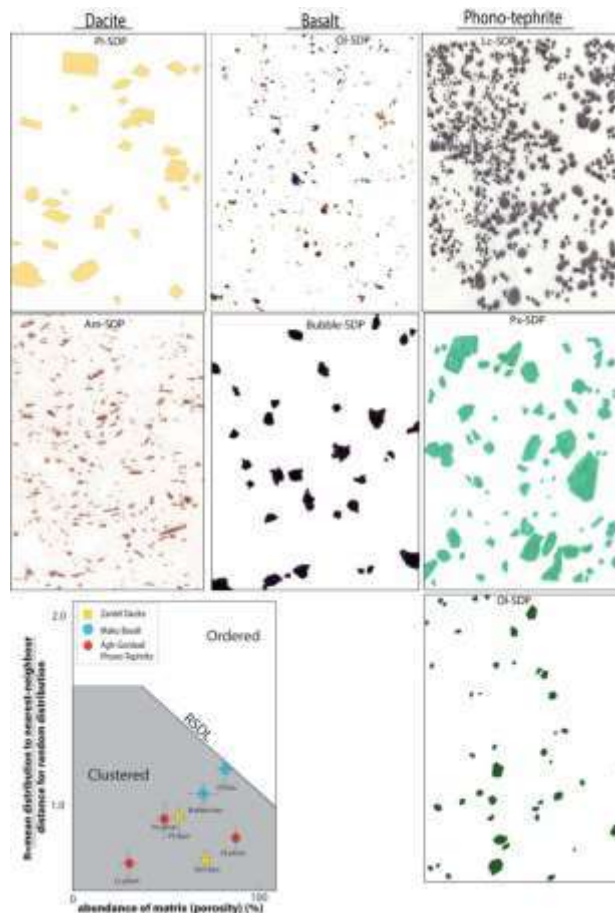


Fig. 6. The graph of big R against porosity (Jerram et al., 2003) for all studied crystals.

Clusters are simply made by heterogeneous nucleation in magmas. Slightly modification in the location of grains in the magma produced by unlike crystal habits (Schwindinger, 1999) caused the re-mobilization of crystals and formed of clusters. The crystal clusters in the extrusive rocks recommends that the masses formed before the emplacement of the flow (Jerram et al., 2003). We could relate the CSD patterns mathematical parameters like intercept values and slopes for the residence time of the crystal-bearing magmas in the chambers. It is for constant Growth rate for silicate minerals. An option is the clumps designed at depth at the residence time earlier the explosion of the lava flow. Additional case is that the clusters made through the arising and eruption of the lava flow.

Floation in the roof the top of a magma chamber (Jellinek and Kerr, 2001) could yield crystal-laden collections, which re-arrange distinct crystal bunches to the lowest of the system (Jerram et al., 2003).

## 6- Conclusions

Numerical studies on igneous rocks have been the subject of this paper. The analyzed rock types consist of: dacites, basalts, and tephra-phonolites, which have a variety of combinations from acidic to basic to ultrabasic. These rocks all have phenocrysts with a hyaline to a very fine-grained matrix. The rocks were studied in terms of shape, size, and spatial distribution for phenocrysts, and bubbles vesicles from basalts. The results show that in terms of shape, the dacites, and plagioclase crystals are bladed to tabular, and amphiboles are bladed to acicular. In the ultrabasic rocks, the leucite crystals are equant, pyroxenes are tabular, and olivines, in this rock type, and basalts are tabular to equant. The CSD pattern shape for all the crystals in question is down linear and in some cases, shows signs of welding (annealing) of fine grains in the initial part of the pattern. In the case of dacites, magma mixing of two crystal populations results from the CSD pattern. The ratio of nucleation to growth ( $J/G$ ) for all crystals is much higher than one, indicating a high degree of overstepping and a significant nuclei number. Growth per time unit ( $Gt$ ) for pyroxene crystals in silica-under-saturated rocks and plagioclase in dacites was higher than other crystals, which indicates the suitability of the chemical composition of the rocks and also the physical conditions for better growth of these minerals.

In terms of the spatial distribution of crystals, the calculations showed that the SDP in the volcanic rocks was more cluster than random. Clusters may improve with the re-activation of crystal bodies from the surroundings of the magma, heterogeneous nucleation, and crystals cracking during resolution.

## 7-References

- Aghanabati, A., 2004. The Geology of Iran. Geological Survey of Iran 389 pp. (In Persian).
- Cashman, K.V., 2020. Crystal Size Distribution (CSD) Analysis of Volcanic Samples: Advances and Challenges. *Frontiers in earth science*, 8.
- Clark, P.J. and Evans, F.C., 1954. Distance to nearest neighbor as a measure of spatial relationships in populations. *Ecology*, 35, 445–453.
- Exner, H.E., 2004. Stereology and 3D microscopy: Useful alternatives or competitors in the quantitative analysis of microstructures? *Image Analysis and Stereology*, 23, 73–82.
- Garrido, C.J., Kelemen, P.B. and Hirth, G., 2001. Variation of cooling rate with depth in lower crust formed at an oceanic spreading ridge; plagioclase crystal size distributions in gabbros from the Oman Ophiolite. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, doi: 10.1029/2000GC000136.
- Higgins, M.D., 1996. Crystal size distributions and other quantitative textural measurements in lavas and tuff from Mt Taranaki (Egmont volcano). *New Zealand, Bulletin of Volcanology*, 58, 194–204.
- Higgins, M.D., 2000. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist* 85, 1105–16.
- Higgins, M.D., 2006. Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press NewYork, 277pp.
- Jellinek, M.A. and Kerr, R.C., 2001. Magma dynamics, crystallization, and chemical differentiation of the 1959 Kilauea Iki lava lake, Hawaii, revisited. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110, 235–263.
- Jerram, D.A., Cheadle, M.J., Hunter, R.H. and Elliott, M.T., 1996. The spatial distribution of grains and crystals in rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125, 60–74.
- Jerram, D.A. and Cheadle, M.J., 2000. On the cluster analysis of grains and crystals in rocks. *American Mineralogist*, 85, 47–67.
- Jerram, D.A. and Higgins, M.D., 2007. 3D analysis of rock textures: quantifying igneous microstructures. *Elements* 3, 239–245, <https://doi.org/10.2113/gselements.3.4.239>.
- Jerram, D.A., Cheadle, M.C. and Philpotts, A.R., 2003. Quantifying the building blocks of igneous rocks: are clustered crystal frameworks the foundation? *Journal of Petrology*, 44, 2033–2051. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg069>.
- Jerram, D.A., Dobson, K.J. and Pankhurst, M.J., 2018. The Petrogenesis of Magmatic Systems: Using Igneous Textures to Understand Magmatic Processes, Chapter 8 from: Volcanic and igneous plumbing systems. Elsevier, <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-809749-6.00008-X>.



- Kim S and Ree JH (2012) Quantification of the spatial distribution of mineral phases and grains in rock using a 2-D multiple-area density map technique. *Tectonophysics* 522–523, 176–186.
- Le Bas MJ, Le Maitre RW, Streckeisen A and Zannettin B (1986) Achemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Macdonald, R., Bagiński, B., Upton, B.G.J., Pinkerton, H., MacInnes, D.A. and MacGillivray, J.C., 2010. The Mull Palaeogene dyke swarm: insights into the evolution of the Mull igneous center and dyke-emplacement mechanisms. *Mineralogical Magazine*, 74, 601–622.
- Moazzen, M. and Modjarrad, M., 2005. Contact metamorphism and crystal size distribution studies in the Shivar aureole, NW Iran. *Geological Journal*, 40, 499-517.
- Modjarrad, M. and Sheykhabaglou, S., 2016. Crystal size distribution of amphibole and plagioclase from Zambil adakitic dacites, Urmia-Iran: Evidence for magma mixing and textural coarsening. *Acta Geodynamic Geomaterials*, 181, 89-101.
- Modjarrad, M., 2015. Crystal size distribution of amphiboles from Bezow dacites, Urmia, Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie Abhandlungen*, 276, 101-110.
- Modjarrad, M., 2019. Crystal Size Distribution studies on the leucite, pyroxene and olivine at the eastern Urmia Lake volcanic rocks- magma mixing possibility and residence time at the chamber. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 27 (1): 55-68, (in Persian).
- Modjarrad, M., 2022. Geochemistry and crystal shape, size and spatial distribution in arc-related gabbro, Urmia, NW Iran. *Acta Geochimica* [https://doi: 10.1007/s11631-022-00557-8](https://doi.org/10.1007/s11631-022-00557-8)
- Modjarrad, M. 2023. Petrology of the Maku to Poldasht young lavas; Attitude to the olivine and bubbles size distribution. *Advanced Applied Geology*, 12(4), 981-1000 (in Persian).
- Rogers, C.D.F., Dijkstra, T.A. and Smalley, I.J., 1994. Particle packing from an earth science viewpoint. *Earth Sciences Reviews*, 36, 59–82.
- Schwindinger KR (1999) Particle dynamics and aggregation of crystals in a magma chamber with application to Kilauea Iki olivines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 209-238.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 14, 313-345.
- Turner, S.P., George, R., Jerram, D.A., Carpenter, N. and Hawkesworth, C.J., 2003. Case studies of plagioclase growth and residence times in island arc lavas from Tonga and the Lesser Antilles, and a model to reconcile discordant age information. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 279–294.
- Okay, A. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand B, Jolivet L, Horvath F, Serane M (Eds). *Mediterranean Basins. Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 156, 475-515.
- Underwood, E.E., 1970. Quantitative stereology. Addison-Wesley Publishing Co, Reading, USA, 274 pp.

## برآورد تخلخل خاک‌های رسی با استفاده از سرعت‌های لرزه‌ای موج P و S (مطالعه موردی)

حسین چترائی<sup>۱\*</sup>، فرنوش حاجی زاده<sup>۲</sup>، بهنام تقوی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری مهندسی اکتشاف معدن، گروه مهندسی معدن، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

h.chatrayi@urmia.ac.ir

۲- دانشیار گروه مهندسی معدن، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

f.hajizadeh@urmia.ac.ir

۳- دانشجوی دکتری مهندسی اکتشاف معدن، گروه مهندسی معدن، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

b.taghavi@urmia.ac.ir

### چکیده

امواج لرزه‌ای معمولاً برای بررسی نحوه رفتار خاک در طول زلزله استفاده می‌شود. هدف از این مطالعه، پیش‌بینی تخلخل خاک‌های رسی کم عمق از سرعت‌های امواج لرزه‌ای است. پارامترهای مورد استفاده برای تعیین تخلخل، سرعت موج فشاری (P) و برشی (S)، نسبت سرعت لرزه‌ای، نسبت پواسون، مدول حجمی، مدول برشی است. با استفاده از این پارامترها، روابط چند پارامتری جدید بین مدول برشی، نسبت پواسون، سرعت‌های لرزه‌ای و تخلخل خاک‌های رسی برقرار شد. خطاهای پارامترهای مورد استفاده برای هر رابطه با استفاده از تکنیک هنجار خطا تعیین شد. با توجه به نتایج تکنیک هنجار خطا، سرعت موج برشی و مدول برشی کمترین خطا را برای تخمین تخلخل دارند. روابط پیشنهادی برای تخمین تخلخل خاک‌های رسی کم عمق توصیه می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** خاک رسی؛ سرعت‌های لرزه‌ای؛ تخلخل؛ مدول الاستیک؛ روابط.

### Abstract

Seismic waves are commonly used to investigate how the soils behave during the earthquake. The goal of this study is to predict the porosity of shallow clay soils from seismic wave velocities. The parameters used to determine porosity are compressional (P) and shear (S) wave velocities, seismic velocity ratio, Poisson ratio, bulk modulus, shear modulus. Using these parameters, new multi-parameter relationships were established among shear modulus, Poisson ratio, seismic velocities and porosity of clay soils. The errors of the parameters used for each relationship were determined using the error norm technique. According to the results of the error norm technique, the shear wave velocity and shear module have lowest error for estimating porosity. the proposed relationships are recommended to estimate porosity of shallow clay soils.

**Key words:** Clay soil, Seismic velocities, Porosity, Elastic modulus, Relationships

### ۱- مقدمه

رفتار خاک‌های رسی تحت تأثیر برخی ویژگی‌های خاک از جمله سرعت موج برشی، مدول برشی، نسبت پواسون و تخلخل است. سرعت موج برشی و مدول برشی با تنش کم به عنوان پارامترهای طراحی خاک تحت بارگذاری مانند روانگرایی خاک ناشی از بارگذاری دینامیکی زلزله استفاده می‌شود. علاوه بر این، نسبت پواسون و نسبت سرعت لرزه‌ای برای تفسیر اشباع منافذ استفاده می‌شود. همچنین تخلخل خاک یکی از مهمترین خصوصیات فیزیکی در تعیین نفوذپذیری در پایه هر سازه مهندسی، در حل مشکلات تحکیم ایجاد شده در شالوده ساخت و ساز مهندسی و در اثرگذاری بر رفتار تغییر شکل خاک‌ها می‌باشد. پیش‌بینی میزان تخلخل در خاک‌های رسی، گام مهمی برای حل مشکلات مهندسی و زیست‌محیطی در خاک در زمان زلزله یا عدم وقوع زلزله است. هدف از پژوهش حاضر برآورد تخلخل خاک با استفاده از پارامترهای دینامیکی خاک از جمله سرعت لرزه‌ای، مدول برشی، مدول حجمی، نسبت سرعت لرزه‌ای و نسبت پواسون می‌باشد. امواج لرزه‌ای که از یک محیط عبور می‌کنند تحت تأثیر عوامل زیادی قرار می‌گیرند، از جمله: ویژگی‌های سنگ شناسی خاک (مانند

اندازه دانه، شکل، نوع، تراکم، تحکیم و سیمان شدن دانه‌ها). سایر عوامل شامل مشخصات فیزیکی خاک (تخلخل، نفوذپذیری، چگالی، ناهمسانگردی، سطح اشباع، انتقال مایع به جامد، فشار و دما) و ویژگی‌های کشسانی خاک (مدول برشی (G)، مدول حجمی (K)، مدول یانگ (E)، نسبت پواسون ( $\mu$ ) و ثابت‌های لامه ( $\lambda$ ) هستند.

تخلخل یک ویژگی فیزیکی خاک است که حرکت سیال را در فضاهای منافذ کنترل می‌کند. تعیین تخلخل یک عامل مهم در مسائل زیست محیطی و مهندسی مانند در تشخیص نشست آب زیرزمینی از طریق محور سد، سنگ‌های شکسته و نشست گاز و همچنین در تعیین منشأ مشکلات تحکیم و نشست تفاضلی در پی ساختمان‌ها و مشکلات روانگرایی خاک در هنگام وقوع زلزله است. روش‌های ژئوفیزیکی و به‌ویژه سرعت‌های لرزه‌ای در پروژه‌های تحقیقاتی قبلی برای رفع چنین مشکلاتی مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Özçep et al., 2014; Sabbağ and Uyanık, 2017; Sabbağ and Uyanık, 2018; Yang et al., 2019; Jarzyna et al., 2019; Uyanık et al., 2019).

سرعت لرزه‌ای با توجه به خواص فیزیکی و مکانیکی خاک تغییر می‌کند. سرعت امواج لرزه‌ای در خاک سست کمتر از خاک متراکم است (Ulugergerli and Uyanık, 2007). به طور مشابه، کاهش تراکم خاک نشان دهنده فشردگی بیشتر خاک و استحکام کمتر خاک است (Uyanık and Ulugergerli, 2008). در حالی که سرعت موج P ( $V_p$ ) در شناسایی لیتولوژی، تخلخل و سیالات منفذی استفاده می‌شود، سرعت موج S ( $V_s$ ) برای شناسایی مواد معدنی، تعیین تخلخل خاک و برای شناسایی سیالات زمانی که با سرعت موج P با هم تفسیر می‌شوند، استفاده می‌شود. نسبت سرعت لرزه‌ای ( $V_p/V_s$ ) ممکن است در شناسایی نوع سیال، به ویژه مایع یا گاز در مخازن کمک کند. سرعت موج P لرزه‌ای افزایش قابل توجهی را نشان می‌دهد هنگامی که محتوای گاز در سیال اشباع با آب جایگزین می‌شود (Wyllie et al., 1956, 1958).

برخی از مطالعات قبلی در مورد خواص کشسانی جامدات و سنگ‌ها شامل مطالعات گاسمن (۱۹۵۱) است که یک رابطه تحلیلی بین مدول توده‌ای و تخلخل برای سنگ‌های همگن و زهکشی نشده ارائه کرد. هاردین و بلک (۱۹۶۸) و هاردین و درنویچ (۱۹۷۲) روابط تجربی بین نسبت فضای خالی و مدول برشی را پیشنهاد کردند. واتکینز و همکاران (۱۹۷۲) یک رابطه تجربی بین سرعت موج P و تخلخل تجربی ( $0/8 - 0/2$ ) برای رسوبات کم عمق و سنگ‌های هوازده پیشنهاد کرد. گاردنر و همکاران (۱۹۷۴) از همان رابطه گاسمن (۱۹۵۱) استفاده کرد اما اثر فشار اعمال شده بر واحدهای رسوبی را اضافه کرد. آنها گزارش دادند که تأثیر فشار بر سرعت‌ها به طور کلی ناچیز است. بر اساس این نتیجه، آنها یک رابطه تجربی بین سرعت لرزه‌ای، ترکیب کانی، سرعت سیال و تخلخل پیشنهاد کردند. بر اساس کار واتکینز و همکاران (۱۹۷۲)، اوهوکوبو و تراساکی (۱۹۷۷) روابط بین سرعت موج S، چگالی، تخلخل و مدول الاستیسیته را شناسایی کردند. علاوه بر این، تاتهام (۱۹۸۲) ارتباط بین منافذ و اشباع گاز را ایجاد کرد. او نشان داد که نسبت پواسون  $0/1$  وجود گاز را پیشنهاد می‌کند. مشاهده می‌شود که بسیاری از محققین تخلخل را از روی سرعت‌های لرزه‌ای تخمین زده‌اند. با این حال، این مطالعات تخلخل خاک رسی را شامل نمی‌شود. هدف از این مطالعه تعیین تخلخل خاک رسی با استفاده از سرعت‌های لرزه‌ای و سایر پارامترهای دینامیکی و برآورد میزان اشباع سیال یا گاز این تخلخل‌ها می‌باشد. بنابراین، در این پژوهش، روابط بین تخلخل و سرعت موج P و S لرزه‌ای خاک‌های رسی با استفاده از داده‌های به‌دست‌آمده از گزارش‌های فنی شامل مقاطع ژئوتکنیکی، متشکل از داده‌های به‌دست‌آمده از لرزه-شکست، گمانه‌ها بررسی شد (Türker et al., 1996; 1998; Ertunç et al., 2001). انواع خاک مشخص‌کننده مناطق مورد مطالعه ماسه ریز، ماسه و شن با رسی سیلتی است که دارای درجه بالایی از ناهمگنی جانبی و عمودی و اندازه و شکل دانه‌های متعدد است. داده‌ها از خاک رسی موجود بر روی مقطع‌های ژئوتکنیکی تشکیل شده است. روابط تجربی با استفاده از روش تحلیل رگرسیون چند پارامتری غیرخطی ایجاد شد.

## ۲- مواد و روش‌ها

در این مطالعه از روش انکسار لرزه‌ای برای به دست آوردن اطلاعاتی در مورد خواص امواج P و S مناطق استفاده شد. امواج P و S به ترتیب با استفاده از ژئوفون عمودی و افقی با ضبط کننده ۱۲ کاناله ثبت شد. ژئوفون‌ها در امتداد یک خط با فاصله ۶ متر قرار داده شدند. نقاط ایجاد ضربه در ۳ محل قرار گرفتند که در حد وسط خطوط و در دو انتهای خطوط قرار داشتند. فاصله پوشش بین نزدیکترین ژئوفون و نقطه ایجاد ضربه ۳ متر بود. امواج P با برخورد یک صفحه فلزی (مخروطی شکل) که در نقطه ایجاد ضربه قرار گرفته بود با یک پتک در جهت عمودی ایجاد شد. امواج S با برخورد به انتهای یک تیر چوبی ( $180 \times 30$  سانتی متر) در جهت افقی ایجاد شدند. برای تفسیر داده‌ها و تعیین سرعت‌های موج P و S، از نرم‌افزار تجاری (Seisimager: Geometrics and OYO, 2003) استفاده شد.

علاوه بر این، تراکم دانه خاک ( $\gamma_s$ ) و چگالی خشک ( $\gamma_d$ ) در آزمایشگاه از نمونه‌های مغزه جمع‌آوری شده از گمانه‌های حفر شده روی پروفیل‌های مورد استفاده برای بررسی لرزه‌ای محاسبه شد. مقادیر تخلخل با استفاده از رابطه ۱ محاسبه شد:

$$\phi = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_s} \quad (1)$$

رابطه جهانی شناخته شده از تئوری الاستیک بین مدول حجمی ( $K$ )، نسبت پواسون ( $\mu$ ) و مدول برشی ( $G$ ) در معادله ۲ آورده شده است:

$$K = 2G \frac{1 + \mu}{3(1 - 2\mu)} \quad (2)$$

به طور مشابه، نسبت پواسون از نظریه الاستیک را نیز می‌توان بر اساس نسبت سرعت موج  $P$  ( $V_p$ ) و سرعت موج  $S$  ( $V_s$ ) بازنویسی کرد، همانطور که در رابطه ۳ نشان داده شده است:

$$\mu = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2(V_p/V_s)^2 - 2} \quad (3)$$

معادله ۲ را می‌توان بازنویسی کرد تا مدول بالک ( $K$ ) را که در معادله ۴ نشان داده شده است به دست آورد:

$$K = G \left[ \left( \frac{V_p}{V_s} \right)^2 - \frac{4}{3} \right] \quad (4)$$

علاوه بر این، رابطه موجود بین  $G$  و  $V_s$  به صورت معادله ۵ ارائه شده است:

$$G = \frac{\mathcal{W}_s^2}{g} \quad (5)$$

که در آن  $(g)$  شتاب گرانشی ثابت و  $\gamma$  چگالی است. بنابراین، با استفاده از تقریب  $\gamma$  از Çathioğlu و Uyanık (۲۰۱۰؛ ۲۰۱۵)، چگالی از سرعت موج  $P$  و  $S$  ( $m/s$ ) بر حسب  $g/cm^3$  به صورت زیر داده می‌شود:

$$\gamma = 0.7(V_p V_s)^{0.08} \quad (6)$$

### ۳- رابطه بین تخلخل و سرعت لرزه‌ای $V_p$ و $V_s$

داده‌ها از مسیر خط ۲ مترو اصفهان جمع‌آوری شد. تغییر سرعت لرزه‌ای در جهت‌های جانبی و عمودی از ارزیابی‌های انکسار لرزه‌ای به دست آمد. علاوه بر این، انواع خاک بسته به عمق از اندازه‌گیری‌های گمانه درجا تعیین شد. در مجموع ۴۱۴ داده به دست آمده از این مقاطع در مناطق دارای خاک رسی به دست آمده است (Chatravi et al., 2021). برای طراحی مدل به منظور پیش‌بینی مقدار تخلخل بر اساس سرعت موج  $P$  و  $S$  در منطقه مورد مطالعه از جعبه ابزار شبکه عصبی مصنوعی نرم‌افزار MATLAB استفاده شد. اولین قدم در پی‌ریزی شبکه عصبی تعیین داده‌های ورودی و هدف است. در این مرحله گمانه‌ها سرعت موج  $P$  و  $S$ ، به عنوان متغیرهای مستقل و ورودی مدل و مقدار تخلخل در هر عمق از گمانه به عنوان هدف مدل در نظر گرفته شد. داده‌های آموزشی شامل ۸۰ درصد از کل داده‌ها که ۳۴۶ داده بود می‌باشد و در فرآیند آموزش برای محاسبه گرادیان و بهینه‌سازی پارامترهای آزاد مورد استفاده قرار گرفتند. رابطه بدست آمده بین پارامترهای تخلخل، سرعت موج  $P$  و  $S$  به صورت رابطه (۷) برقرار است:

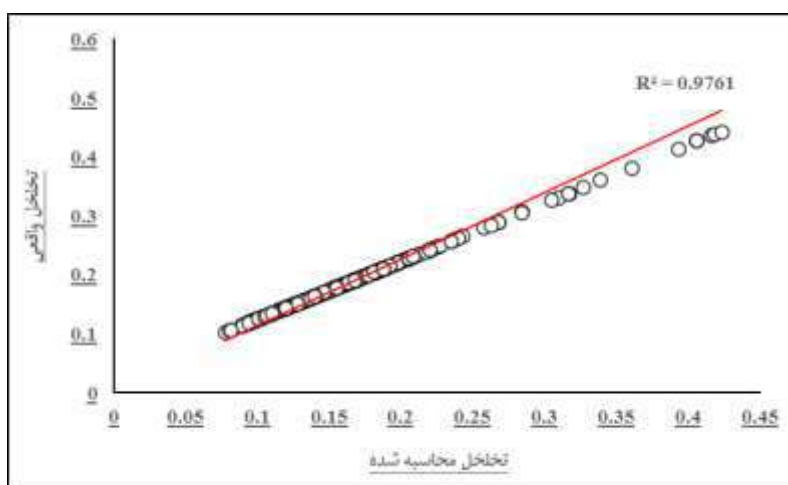
$$\phi = 1.81 + 0.0512 \ln(V_s) - 0.271 \ln(V_p) \quad (7)$$

همانطور که مشاهده می‌شود، برای تخمین پارامتر تخلخل، رابطه لگاریتمی (رابطه ۷) همبستگی بالایی را ( $R^2 = 0.9761$ ) بین تخلخل محاسبه شده به وسیله رابطه (۷) و تخلخل واقعی محاسبه شده از اندازه‌گیری‌های انجام شده در آزمایشگاه از خود نشان می‌دهد (جدول ۱؛ شکل ۱).

نتایج حاصل از رابطه پیشنهادی (رابطه ۷) تحقیق حاضر با مقادیر واقعی داده‌های مربوط به تخلخل که در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده مقایسه گردید. نتایج این مقایسه در جدول (۱) آمده است. همانطور که مشاهده می‌شود رابطه ارائه شده در این پژوهش از دقت بالایی برای محاسبه پارامتر تخلخل برخوردار می‌باشد.

جدول (۱) - مقایسه نتایج حاصل از رابطه پیشنهادی با مقدار واقعی تخلخل

| مقدار محاسبه شده | مقدار واقعی |
|------------------|-------------|
| ۰/۲۶۷            | ۰/۲۸۹       |
| ۰/۱۶۹            | ۰/۱۹۳       |
| ۰/۱۵۷            | ۰/۱۸۰       |
| ۰/۱۲۳            | ۰/۱۴۷       |



شکل (۱) - میزان همبستگی میان مقادیر تخلخل واقعی و تخلخل محاسبه شده

#### ۴- نتیجه گیری

تخمین تخلخل با استفاده از مقادیر سرعت لرزه‌ای، نسبت سرعت لرزه‌ای، نسبت پواسون، مدول بالک و مدول برشی برای خاک‌های رسی موجود در خط ۲ مترو اصفهان به دست آمد. اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی روی نمونه‌ها انجام شد و برخی از پارامترهای به‌دست آمده، در تعیین روابط تجربی بین این پارامترها استفاده شد. به عنوان بخشی از این مطالعه، رابطه بین سرعت لرزه‌ای و تخلخل با تغییر  $V_p$  در محدوده وسیعی از مقادیر مورد بررسی قرار گرفت. این تجزیه و تحلیل نشان می‌دهد که ارتباط بین تخلخل و سرعت لرزه‌ای، دانشی در مورد تخلخل، نوع سیال در تخلخل و سختی خاک رسی به دست آمد. انسجام نتایج با آزمایش رابطه تجربی بر روی ۳۴۶ نمونه خاک رسی حدود ۰/۹۷ بود. یافته‌های مطالعه نشان می‌دهد که برای به دست آوردن یک نتیجه قابل اعتماد، تخلخل باید با استفاده از پارامترهای متعدد به جای یک پارامتر واحد تعریف شود.

#### ۵- مراجع

Chatrayi, H., Hajizadeh, F., Taghavi, B., 2021. Identification of Subsurface Structures and Dynamic Modulus Determination Based on Downhole Seismic Surveys (Case Study). *Geotechnical and Geological Engineering*, 39, pp.5279-5289.



- Gassmann, F., 1951. Ueber die Elastizität poröser Medien. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Ges. (Zurich) 96, 1-23.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., Gregory, A.R., 1974. Formation velocity and density – the diagnostic basic for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39(6), 770-780.
- Hardin B.O., Black W.L., 1968. Vibration modulus of normally consolidated clays. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, 94 (SM2), 353-369.
- Hardin, B.O., Drnevich, V.P., 1972. Shear modulus and damping in soils. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, 98 (SM7), 667-692.
- Jarzyna, J.A., Puskarczyk, E., Motyka, J., 2019. Estimating porosity and hydraulic conductivity for hydrogeology on the basis of reservoir and elastic petrophysical parameters. *Journal of Applied Geophysics*, 167, 11-18.
- Ohkubo, T., Terasaki, A., 1977. Physical property and seismic wave velocity of rock. OYO Technical Note, TN-22, Tokyo (originally in *Soil and Foundation*, 19, 1971, in Japanese).
- Ozcep, F., Karabulut, S., Özel, O., Ozcep, T., İmre, N., Zarif, H., 2014. Liquefaction-induced settlement, site effects and damage in the vicinity of Yalova City during the 1999 Izmit earthquake, Turkey. *Journal of Earth System Science*, 123(1), 73-89.
- Sabbağ, N., Uyanık, O., 2017. Prediction of Reinforced Concrete Strength by Ultrasonic Velocities. *Journal of Applied Geophysics*, 141, 13-23.
- Sabbağ, N., Uyanık, O., 2018. Determination of the reinforced concrete strength by apparent resistivity depending on the curing conditions. *Journal of Applied Geophysics*, 155, 13-25.
- Tatham, R.H., 1982. Vp/Vs and lithology. *Geophysics*, 47, 336-344.
- Türker, E., Kaya, M.A., Kamaci, Z., Uyanık, O., Büyükköse, N., Mutlutürk, M., Yalçın, A., Özkan, F., 1996. Geotechnical investigation of the Dinar disaster area; General Directorate of Disaster Affairs and Süleyman Demirel University, Isparta, Turkey, 105 p., (unpublished report, in Turkish).
- Türker, E., Kaya, M.A., Kamaci, Z., Uyanık, O., Mutlutürk, M., Yalçın, A., Bozcu, M., Yılmaz, K., 1998. Geotechnical investigation of an organized industrial area near Gediz (Kütahya); Süleyman Demirel University, Earthquake and Geotechnical Research Centre, Isparta, Turkey, 115 p. (unpublished report, in Turkish).
- Uyanık, O., Sabbağ, N., Uyanık, N.A., Öncü, Z., 2019. Prediction of mechanical and physical properties of some sedimentary rocks from ultrasonic velocities. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78, 6003-6016.
- Ulugergerli, E.U., Uyanık, O., 2007. Statistical correlations between seismic wave velocities and SPT blow counts and the relative density of soils. *Journal of Testing and Evaluation*, 35(2), 187-191.
- Uyanık, O., Ulugergerli, E.U., 2008. Quality control of compacted grounds using seismic velocities. *Near Surface Geophysics*, 6(5), 299-306.
- Uyanık, O., Çatlıoğlu, B., 2010. Determination of density from seismic velocities, The 19<sup>th</sup> International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey, 23-26.
- Uyanık, O., Çatlıoğlu, B., 2015. Determination of density from seismic velocities. *Jeofizik*, 17, 3-15.
- Wyllie, M.R., Georgy, A.R., Gardner, L.W., 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21, 41-70.
- Wyllie, M.R., Georgy, A.R., Gardner, L.W., 1958. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, 23, 459-493.
- Watkins, J.S., Walters, L.A., Godson, R.H., 1972. Dependence of in-situ P-wave velocity on porosity. *Geophysics*, 37, 29-35.
- Yang, X., Sasaki, K., Zhang, X., Sugai, Y., 2018. Permeability estimate of underground longwall goaf from P-wave velocity and attenuation by lab-scale experiment on crushed rock samples. *Journal of Applied Geophysics*, 159, 785-794.



## بررسی هاله‌های دگرسانی سیستم پورفیری میجان (شرق جیرفت) با استفاده از تصاویر چند طیفی استر

حسین فلاحي<sup>۱\*</sup>، محمد پارسائی<sup>۲</sup>، علی اکبری<sup>۳</sup>، سید رحیم حسینی<sup>۳</sup> فرشاد جلالی<sup>۳</sup>

۱- مدیر دفتر فنی پهنه اکتشافی سبزواران، موسسه ثارالله، دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشگاه تبریز، [Hosein.falahi@gmail.com](mailto:Hosein.falahi@gmail.com)

۲- مدیر پروژه پهنه اکتشافی سبزواران، موسسه ثارالله، قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص)

۳- کارشناس اکتشاف پهنه اکتشافی سبزواران، موسسه ثارالله، قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص)

### چکیده

قابلیت‌های ویژه داده‌های ماهواره‌ای در تامین اطلاعات از جنس لایه‌های سطحی زمین، امکان تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و اکتشاف معادن را فراهم می‌کند. توده نفوذی گرانیتوئیدی میجان در باتولیت‌های جبال‌بارز نفوذ کرده‌است. این توده در جنوب زون ماگمایی ارومیه‌دختر و در کمربند فلززایی کرمان (دهج- ساردوئیه) واقع شده‌است. کانه‌زایی مس در ارتباط با جایگزینی توده‌های نفوذی گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت پورفیری جبال‌بارز سن الیگومیوسن می‌باشد. از روش‌های سنجش از دور به منظور تفکیک هاله‌های دگرسانی در سیستم‌های پورفیری می‌توان بهره گرفت. روش ترکیب رنگی کاذب و همچنین روش زیرپیکسلی کمینه‌ساز انرژی مقید بر روی باندهای بازتابی سنجنده استر با استفاده از طیف کتابخانه‌ای کانی‌های کلسیت، اپیدوت، کائولینیت، ژاروسیت، هماتیت، گوتیت و کانی موسکویت به منظور تفکیک هاله‌های دگرسانی سیستم پورفیری میجان اجرا شد و نتایج حاصل از روش انجام‌شده توسط مطالعات صحرایی صحت‌سنجی شد. در این پژوهش هاله‌های آلتراسیونی فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک با استفاده از روش‌های مذکور بارزسازی شدند که انطباق ۸۰ درصدی را با مطالعات صحرایی نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: میجان، روش کمینه‌ساز انرژی مقید، سیستم پورفیری، سنجنده استر

### Abstract

The special capabilities of satellite data in providing information on the type of surface layers of the earth provide the possibility of preparing geological maps and mining exploration. Mijan granitoid intrusive mass has infiltrated in the Jabal-barez batholiths. This mass is located in the south of Urmia-Dakhtar magmatic zone and in metalization belt of Kerman (Dehj-Sardoieyeh). Copper mineralization is related to the replacement of intrusive masses of granite, granodiorite, quartzdiorite porphyry of Jabal-Barez mountains of Oligo-Miocene age. Remote sensing methods can be used to differentiate alteration halos in porphyry systems. The method of false color combination as well as the sub-pixel-constrained-energy-minimization method on the reflective bands of the aster sensor by using the library spectrum of calcite, epidote, kaolinite, jarosite, hematite, goethite and muscovite minerals was implemented in order to differentiate alteration halos of Mijan porphyry system and the results of the implemented method were accurized by field studies. In this research, phyllic, argillic, and propylitic alteration halos were identified using these methods, which show 80% compliance with field studies.

**Key words:** Mijan, MTMF, porphyry system, alteration.

## ۱- مقدمه

سنجش از دور، به علت دید وسیع و یکپارچه، از بهترین روش‌ها برای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی بزرگ مقیاس با بیشترین جزئیات و شناسایی مناطق امید بخش حتی با کمترین پتانسیل معدنی به شمار می‌رود. سنجش از دور، امکان تهیه اطلاعات در پوشش وسیع و چند زمانه را فراهم آورده است که می‌تواند با اجرای مدل‌های مختلف، تحلیل داده‌ها و تهیه خروجی‌های مناسب به ویژه در مکان‌های غیر قابل دسترس که اطلاعات و داده‌های کافی از آنها وجود ندارد، سودمند باشد و نقش مهمی را در تصمیم‌گیری بهتر ایفا نماید و با ایجاد ارتباط و هماهنگی، از اتلاف وقت و هزینه‌های اضافی در پروژه‌های تهیه نقشه‌های بزرگ مقیاس اکتشافی جلوگیری به عمل آورد. با توسعه و عملیاتی شدن ماهواره‌های مختلف و تحولات شگرف در نوع سنجنده‌ها امکان کسب اطلاعات گسترده و ارزان از منابع زمینی فراهم آمده است و به همین دلیل هر روز بر تعداد محققینی که بر روی پردازش و تحلیل تصاویر ماهواره‌ای در زمینه‌های مختلف کار می‌کنند افزوده می‌شود، هر چند کاربردهای زمین‌شناختی آنها بسیار پراهمیت است. برهمکنش امواج الکترومغناطیس با مواد سطح زمین می‌تواند اطلاعات مهمی درباره ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی مواد زمینی را به دست دهند، از این رو داده‌های سنجش از دور ابزاری مناسب برای شناسایی و تفکیک واحدهای سنگی مختلف، زون‌های دگرسانی و همچنین ساختارهای زمین‌شناسی است که می‌تواند زمین‌شناسان اکتشافی را در دستیابی به نتایج بهتر و کامل‌تر یاری کند. فعالیت‌های آتشفشانی در ایران مرکزی با روند شمال غرب - جنوب شرق به نام کمر بند آتشفشانی ارومیه - دختر شناخته می‌شود که این کمر بند از آذربایجان (سهند و سیلان) تا بلوچستان (بزمان - تفتان) کشیده شده است. قسمت جنوبی کمر بند ولکانیکی ارومیه - دختر که در استان کرمان واقع شده است، بر اساس مطالعات دیمتریویچ (۱۹۷۳) موسوم به نوار ولکانیکی دهج - ساردوئیه (شکل ۱)، توسط محققان و مکتشفین متعددی مطالعه گردیده است. توده نفوذی میجان به صورت باتولیت با گسترش شمال غرب - جنوب شرق در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن موجود در کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر نفوذ کرده اند و در محل تماس باعث دگرگونی مجاورتی ضعیفی شده است (سیدبر، ۱۳۹۷) (شکل ۲). توده‌های نفوذی منطقه به دو گروه اصلی (دارای گسترش وسیع) و تاخیری (با گسترش محدود) تقسیم می‌شوند. سنگ‌های توده نفوذی اصلی شامل آلکالی فلدسپار گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت و سنگ‌های همبر منطقه به سن ائوسن هستند (دیمتریویچ ۱۹۷۳) که اغلب ترکیب بازالتی تا آندزیتی دارند. سنگ‌های همبر با دگرسانی‌های اپیدوتی و کلریتی در منطقه قابل مشاهده است که در بعضی مناطق هورنفلسی شده اند (سیدبر، ۱۳۹۷). در بعضی مناطق اکسیدهای آهن سه ظرفیتی در سطح سنگ‌ها باعث تغییر رنگ شده‌اند. دگرسانی‌های آرژیلیک و فلیک در بخش مرکزی توده تاخیری میجان به خوبی قابل مشاهده است، به گونه‌ای که در عکس‌های ماهواره‌ای کمی تیره‌تر دیده می‌شوند. دایک‌های مافیک با ترکیب دیوریتی و دایک‌های اسیدی، در توده نفوذی میجان تزریق شده‌اند، که ابعاد متفاوتی دارند. کانه‌زایی مس به صورت کانی‌های مالاکیت و آزوریت در رگه‌های سیلیسی و همچنین به صورت آغشتگی در توده نفوذی گسترش دارد.

## ۲- روش تحقیق

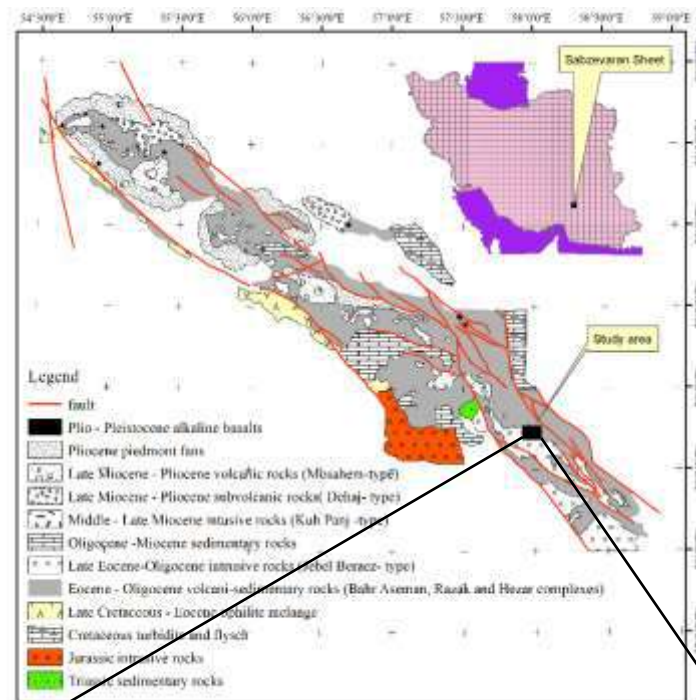
تصاویر سنجش از دور ماهواره‌ای به طور گسترده و موفقیت‌آمیزی برای اکتشاف مواد معدنی و دگرسانی‌های سیستم پورفیری استفاده شده اند. محدوده مادون قرمز کوتاه برای شناسایی کانی‌ها و سنگ‌ها کاربرد ویژه‌ای دارد. سنجنده استر برای بررسی دگرسانی‌های سیستم‌های پورفیری و بارزسازی اکسیدهای آهن در مطالعات محققین و مکتشفین، به صورت گسترده مورد استفاده قرار گرفته‌اند. زون‌های دگرسانی که از مهمترین راهنمایی‌ها برای اکتشاف کانی‌ها هستند، که بوسیله فراوانی کانی‌هایی مانند کائولینیت، مونتموریلونیت، سریست و موسکویت، بیوتیت، کلریت، اپیدوت، پیروفیلیت، آلونیت، زئولیت، کوارتز، آلیت، همتایت، ژاروسیت، هیدروکسیل‌های فلزدار، کلسیت و دیگر کربنات‌ها، اکتینولیت، ترمولیت، سرپانتین، تالک و غیره مشخص می‌شوند.

نقش سنجش از دور در زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی را می‌توان به صورت زیر بیان کرد:

۱- نقشه‌برداری واحدهای سنگ‌شناسی و خطواره‌های بزرگ و روندهای زمین‌شناسی

۲- تهیه اطلاعات زمین‌شناسی پایه با استفاده از پردازش اطلاعات ماهواره‌ای، می‌توان داده‌های موجود را شناسایی و استخراج کرد. پردازش داده‌های ماهواره‌ای به صورت پردازش‌های دانش‌محور و داده‌محور صورت می‌گیرد. انتخاب روش مناسب جهت بارزسازی کانی‌های موردنظر از اهمیت بالایی برخوردار است؛ بنابراین در این پژوهش از پردازش دانش‌محور ترکیب رنگی کاذب (FCC) و از روش داده‌محور کمینه‌ساز انرژی مقید (CEM) استفاده شد. به منظور انجام

طیف‌نمایی تصویری و شناسایی زون‌های دگرسانی محدوده اکتشافی میچان از دسته داده‌های بازتابی سنجنده‌های استر استفاده شده است. پردازش‌های ترکیب رنگی کاذب و کمینه‌ساز انرژی بر روی مجموعه ۹ باندهی استر با استفاده از طیف کتابخانه‌ای کانی‌های کلسیت و اپیدوت (بارزسازی دگرسانی پروپیلیتیک)، کانی‌های کائولینیت و ژاروسیت (بارزسازی دگرسانی آرژیلیک)، کانی‌های هماتیت و گونیت (زون اکسیدی) و کانی موسکویت (زون فلیک) به منظور تفکیک زون‌های دگرسانی استفاده شد.





شکل ۱: جانمایی محدوده مطالعاتی بر روی نقشه نوار دهج- ساردروئیه در استان کرمان، و تصویر ماهواره ی توده نفوذی میجان

### ۳- بحث

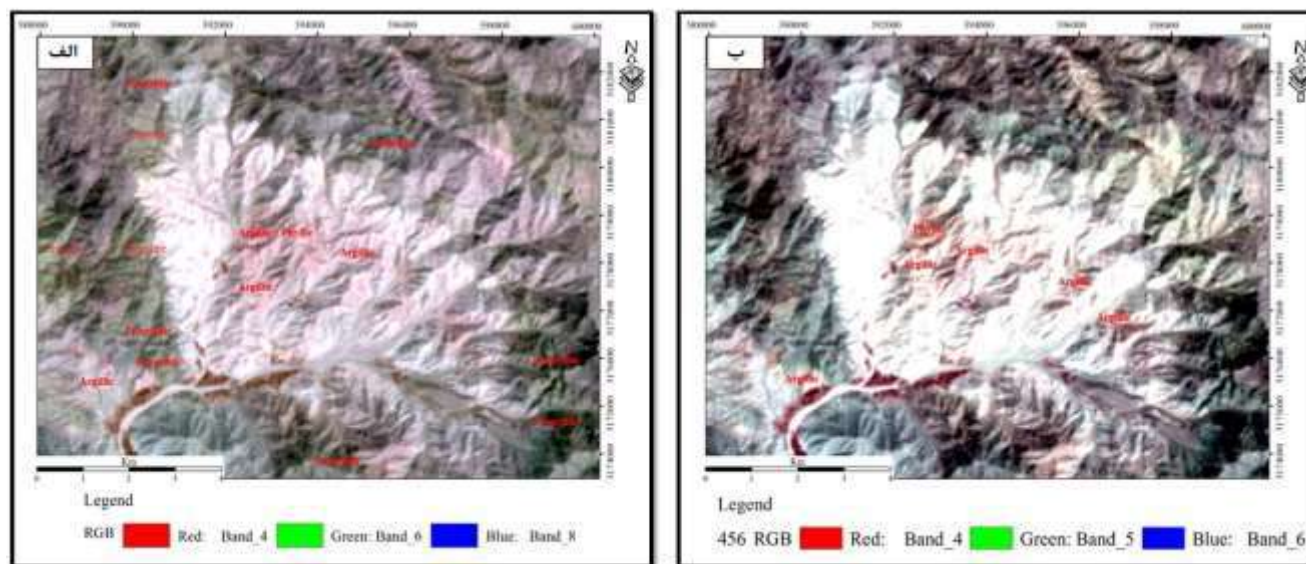
در روش ترکیب رنگی کاذب (FCC) با قرار دادن باندهای مناسب تصویر در جعبه های قرمز، سبز و آبی، عوارض مورد نظر مفسر به رنگ های دلخواه در تصویر حاصل پدید می آیند، تا به راحتی و یا با تفسیر چشمی، عوارض مطلوب از تصویر حاصله استخراج شود. برای شناسایی مناطق دگرسانی ترکیبات رنگی کاذب متفاوتی در مقالات معرفی شده اند (جدول ۱) که می توان به منظور شناسایی اولیه منطقه از آن ها بهره گرفت. به منظور تفکیک دگرسانی های منطقه از تصاویر ترکیب رنگی کاذب (FCC) سنجنده استر استفاده شد. در سنجنده استر ترکیب رنگی کاذب ۴ (قرمز)، ۶ (سبز)، ۸ (آبی) و ترکیب رنگی کاذب ۴ (قرمز)، ۵ (سبز)، ۶ (آبی) به منظور تفکیک دگرسانی های منطقه مورد استفاده قرار گرفت. ترکیب رنگی کاذب RGB-۴۶۸ سنجنده استر به دلیل ویژگی های جذبی بنیان (Al-OH) کانی های کائولینیت، ژاروسیت و موسکویت در بلند ۶ و ویژگی جذبی بنیان (Fe-OH) و بنیان کربنات در بلند ۸ می تواند به منظور تفکیک و جداسازی هاله های دگرسانی فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک مورد استفاده قرار بگیرند؛ که در ترکیب رنگی ۴۶۸ دگرسانی فلیک و آرژیلیک به رنگ صورتی و دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز تیره در محدوده قابل شناسایی هستند (شکل ۳) و همچنین در ترکیب رنگی ۴۵۶ دگرسانی فلیک به رنگ نارنجی و دگرسانی آرژیلیک به رنگ صورتی در محدوده قابل بارزسازی شده اند (شکل ۳).

جدول ۱- ترکیبات رنگی کاذب در شناسایی مناطق دگرسانی در سنجنده استر (هاشمی تنگستانی، ۱۳۸۳)

| نمایش RGB<br>باند های<br>ASTER | قرمز      | سبز            | آبی   | صورتی                 | نارنجی |
|--------------------------------|-----------|----------------|-------|-----------------------|--------|
| SWIR 456                       | کانولینیت |                |       | آلونیت -<br>کانولینیت | سریسیت |
| SWIR 468                       | آلونیت    | اپیدوت - کلریت | کلریت | کانولینیت             | سریسیت |
| TIR 531                        | سیلیس     |                |       | سنگ های<br>سیلیکاته   |        |

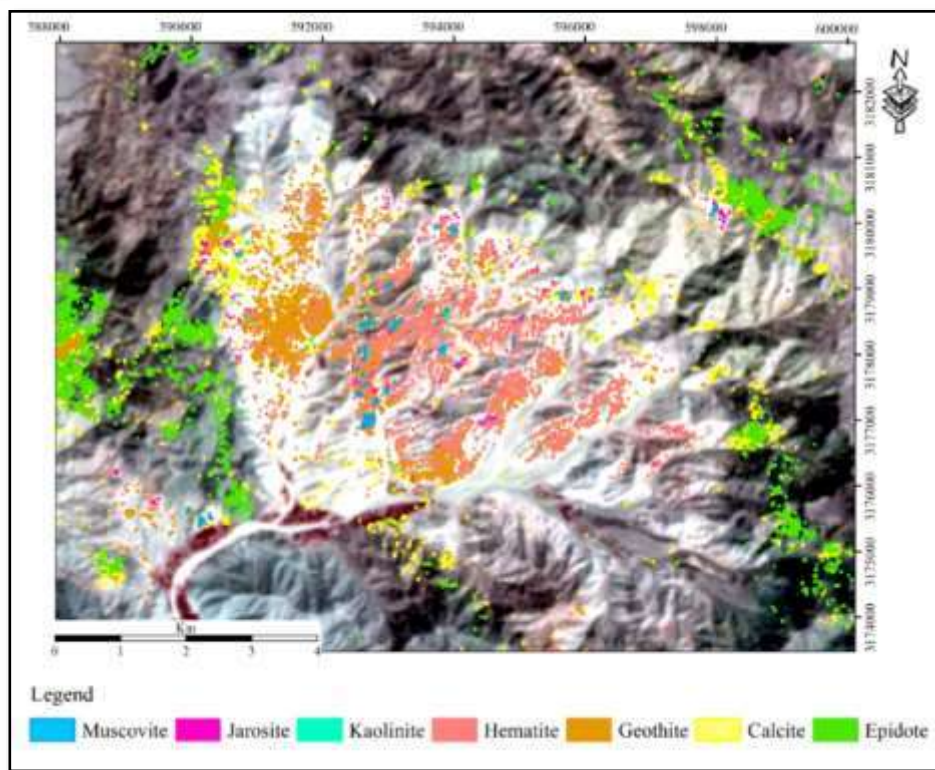
به منظور آشکارسازی در سطح زیرپیکسلی نیز از الگوریتم کمینه ساز انرژی مقید (CEM) می توان استفاده کرد. تصویر خروجی در الگوریتم CEM شامل اعدادی در بازه ی بین ۰ تا ۱ هستند که این اعداد احتمال حضور واحدهای سنگی مورد نظر را نشان می دهند. روش CEM ابتدا با استفاده از همهی پیکسل های تصویر، ماتریس همبستگی (R) و سپس با استفاده از طیف اهداف مورد نظر، فیلتر کمینه سازی برای هر هدف معین را ایجاد می کند. رده های خروجی روش CEM از نظر کیفی و کمی، بین ۰-۱۰۰ توسط کاربر تقسیم بندی می شود.

روش کمینه ساز انرژی مقید (CEM) بر روی تصویر سنجنده استر با استفاده از طیف کانی های کلسیت و اپیدوت (برای بارزسازی دگرسانی پروپیلیتیک)، از طیف کانی های کانولینیت و زاروسیت (برای بارزسازی دگرسانی آرژیلیک)، از طیف کانی موسکویت (برای بارزسازی دگرسانی فلیک) و از طیف کانی های هماتیت و گوتیت (برای بارزسازی زون اکسیدی) منطقه اجرا شد و در نهایت به منظور ارزیابی نتایج مطالعات صحرایی در محدوده صورت گرفت (شکل ۵).



شکل ۳: روش ترکیب رنگی کاذب الف-در ترکیب رنگی ۴۶۸ دگرسانی فلیک و آرژیلیک به رنگ صورتی و دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز تیره مشخص شده است ب-در ترکیب رنگی ۴۵۶ دگرسانی آرژیلیک به رنگ صورتی و دگرسانی فلیک به رنگ نارنجی-صورتی مشخص شده است.





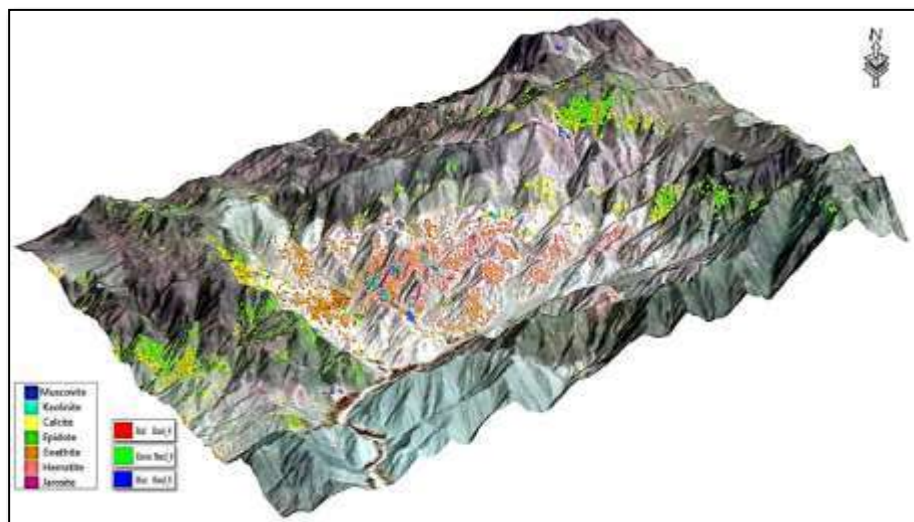
شکل ۴: خروجی روش کیمینه‌ساز انرژی مقید با استفاده از طیف‌های کانی‌های کلسیت و اپیدوت (زون پروپیلیتیک)، کانی‌های کانولینیت و ژاروسیت (آرژیلیک)، کانی‌های هماتیت و گوتیت (زون اکسیدی) و کانی موسکویت (دگرسانی فیلیک).



شکل ۵: مطالعات صحرایی منطقه میجان جهت صحت‌سنجی نتایج سنجش از دور الف-کانه‌زایی مس در زون فلیک ب-کانه‌زایی مس در زون آرژلیک

## ۵- نتیجه‌گیری

در این پژوهش با استفاده از روش‌های سنجش از دور هاله‌های دگرسانی منطقه میجان مورد بررسی قرار گرفت، و روش‌های ترکیب رنگی کاذب و کمینه‌ساز انرژی مقید نتایج مناسبی ارائه دادند و می‌توان از ترکیب روش‌های ترکیب رنگی کاذب و روش کمینه‌ساز انرژی مقید هاله‌های دگرسانی سیستم پورفیری را به خوبی بارسازی کرد. روش ترکیب رنگی کاذب (RGB 468) هاله‌های دگرسانی آرژلیک، فلیک و پروپیلیتیک را با دقت بهتری نسبت به ترکیب رنگی کاذب (RGB 456) تفکیک کرده است. زون فلیک و آرژلیک با طیف کتابخانه موسکویت، کائولینیت و ژاروسیت توسط روش کمینه‌ساز انرژی مقید به خوبی بارسازی شدند و با توجه به مطالعات صحرایی کانه‌زایی منطقه در این هاله دگرسانی قرار گرفته‌اند (شکل ۵).



شکل ۵: تصویر سه بعدی از ترکیب رنگی ۴۶۸ و خروجی روش کمینه‌ساز انرژی مقید.

## ۶- تقدیر و تشکر

نگارندگان این پژوهش از همراهی و مساعدت قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص) به پاس حمایت‌های اقتصادی و همچنین از مردم خونگرم میجان کمال تشکر و قدردانی را دارند.

## ۷- مراجع

- آقاباتی، ع، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۵۸۶
- سپیدبر، ث، (۱۳۹۷)، پترولوژی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی بخش غربی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، شرق جیرفت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه باهنر کرمان.



- هاشمی تنگستانی، مجید و مظهری، نازی، ۱۳۸۳، بارزسازی و تفکیک زون های دگرسانی مس پورفیری با استفاده از باند های فروسرخ موج کوتاه سنجنده استر، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، جلد اول ۱۹۵-۱۸۶
- یزدانفر، الهام، ۱۳۸۹. پتروژنز توده های نفوذی تأخیری (میجان، هیشین، کرور و دره حمزه) در باتولیت جبالبارز و ارتباط آنها با کانی سازی مس پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران

- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Tehran, Report YU/52, 234 pp.
- Rasouli, J., 2015. Petrology and geochemistry of Jabal Barez granitoid batholith with a view



## بررسی کیفیت رواناب و سیلاب های شهری و تاثیر آن بر آبهای زیرزمینی آبخوان شهری ارومیه

نصرت آقا زاده\*<sup>۱</sup>، منوچهر چیت سazan<sup>۲</sup>

۱- استادیار گروه عمران، واحد ارومیه، دانشگاه آزاد اسلامی، ارومیه، ایران

nosrataghazadeh@yahoo.com

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

chitsazan\_m@scu.ac.ir

### چکیده

رشد جمعیت و گسترش مناطق شهری ارومیه در دهه های اخیر باعث تغییر کاربری اراضی و آلودگی منابع آب در منطقه شده است. هدف از این مطالعه ارزیابی کیفیت رواناب و سیلاب های شهری شکل گرفته از مناطق مختلف شهری ارومیه و تاثیر آن بر کیفیت منابع آب زیرزمینی آبخوان شهری و مناطق اطراف آن می باشد. برای این منظور تعداد ۳۵ نمونه از رواناب های شکل گرفته در مناطق مختلف شهر ارومیه با کاربری اراضی متفاوت، و نیز از سیلاب های شهری در مناطق خروجی شهر و در محل های پخش در سطح زمین و همچنین تعداد ۱۸ نمونه از منابع آب زیرزمینی حاشیه شهر نمونه برداری بعمل آمد و پارامترهای فیزیکی شیمیایی، میکروبی و غلظت عناصر سنگین تعیین گردید. نتایج نشان داد غلظت آلاینده های مختلف آلی، غیر آلی و عناصر سنگین از قبیل TSS, COD, BOD, PO<sub>4</sub>, Fe, Pb, Cr در رواناب های مربوط به مناطق شهری با کاربری تعمیرگاهی، پارکینگ و خدماتی و خیابانها بالا بوده و عمدتاً آلوده است. بوده و در برخی از مناطق بالا دست شهری به دلیل تاثیر رسوبات رسی و ماری مواد محلول در رواناب های این مناطق زیاد می باشد. در رواناب های خروجی از شهر، به دلیل سرریز فاضلاب در برخی نقاط از شبکه فاضلاب شهری در سطح خیابانها و انتقال آن به طرف خروجی، شدت آلودگی و مقادیر توتال کلی فرم و TSS, NO<sub>3</sub> به شدت افزایش می یابد. بررسی های هیدروشیمیایی نشان داد که آبهای زیرزمینی در مناطق اطراف شهری عمدتاً دارای تیپ بیکربناته کلسیک خیلی سخت بوده و کیفیت آنها توسط فرآیندهای هیدروشیمیایی طبیعی و نیز توسط فعالیت های مختلف انسانی کنترل میشود. نتایج نشان داد که در مناطق حاشیه شهر به دلیل عمق کم آب زیرزمینی، نفوذ رواناب و سیلاب های شهری باعث تغییر کیفیت آب زیرزمینی، افزایش غلظت برخی از عناصر مثل NO<sub>3</sub> و آلودگی آن شده است.

واژه های کلیدی: آلودگی، کیفیت آب زیرزمینی، سیلاب، رواناب شهری، ارومیه.

### Abstract

Rapid expansion of Urmia City in recent decades caused changes of land use and contamination of water resources. The aim of this study was to investigate the quality of urban runoff and stormwater from different urban surfaces in Urmia City and the impact of stormwater runoff infiltration on groundwater quality in suburb area. For this purpose, 35 urban stormwater runoff and 18 groundwater samples of suburb area were collected and analyzed for various contaminants, including organic matter, nutrients and heavy metals. The result shows that the concentrations of various contaminants such as TSS, COD, BOD, PO<sub>4</sub>, Fe, Pb and Cr were significantly higher in parking lot and road runoff than other land use runoff. Due to overflow of sewerage in some points of urban sewerage network, the intensity of contamination such as TSS, NO<sub>3</sub> and total coliform, in stormwater runoff at the exit point of the city is increased. Interpretation of hydrochemical analysis reveals that the groundwater in suburb area is hard to very hard, fresh, and of Ca-HCO<sub>3</sub> type and the chemical properties of groundwater and hydrochemical processes are controlled by both natural geochemical processes and anthropogenic activities. The result indicated that, due to the low depth of groundwater, the quality of groundwater in some suburb areas is affected by penetrated runoff and stormwater, such that the concentration of the nitrate in groundwater of these areas has increased.

**Key words:** Contamination, Groundwater quality, Stormwater, Urban runoff, Urmia.

## ۱- مقدمه

امروزه با توسعه شهرنشینی و گسترش شهرها، تغییر کاربری اراضی باعث شده که سطوح نفوذ ناپذیر در این مناطق افزایش یافته و در اثر بارندگی های شدید، سیلاب های شهری شکل گیرند. در دهه های قبل مهندسان رواناب های شهری را فقط از جنبه های کنترل سیلاب و انتقال آن به خارج از شهر مورد توجه قرار می دادند ولی امروزه با مشخص شدن اثرات منفی این سیلاب ها، موضوع آلودگی سیلاب های شهری و مدیریت آن مورد توجه قرار گرفته است. کمیت و کیفیت رواناب های شهری به فاکتورهای مختلفی بستگی داشته که از مهمترین عوامل موثر در کیفیت رواناب و سیلاب های شهری میتوان به شدت و مدت بارش، شبکه جمع آوری فاضلاب، مدیریت پسماند و زباله ها در سطح شهر، تناسب کاربری اراضی درون شهری، مدیریت ترافیک، شبکه جمع آوری رواناب شهری، تراکم جمعیت شهری، استاندارد زندگی، وضعیت توپوگرافی و زمین شناسی منطقه و بسیاری از عوامل دیگر اشاره کرد (Aghazadeh, et al., 2018; Voisin, et al., 2012). در سیلاب های شهری انواع مختلفی از مواد آلاینده وجود دارد که این آلاینده ها شامل مواد آلی، غیر آلی و مغذی می باشند (پروین نیاو همکاران، ۱۳۸۷). سیلاب های شهری آلوده میتواند باعث تنزل کیفیت و آلودگی آبهای سطحی و زیرزمینی پذیرنده این آبها در مناطق پایین دست و خروجی شهر شوند (Defo, et al., 2015). بیشتر مطالعات صورت گرفته در چند سال اخیر بر کیفیت رواناب های شهری و آلودگی آنها متمرکز شده و کمتر به تاثیر این روانابها بر آبهای زیرزمینی پذیرنده توجه شده است. در ایران در خصوص آلودگی رواناب های شهری و اثرات آن بر آبهای پذیرنده، مطالعات زیادی صورت نگرفته است. هدف از این مطالعه بررسی کیفیت رواناب و سیلاب های شهری شکل گرفته در طول رخداد بارندگی کوتاه مدت در شهر ارومیه، و تاثیر نفوذ این سیلابها بر کیفیت منابع آب زیرزمینی پذیرنده در پائین دست و حومه شهر می باشد.

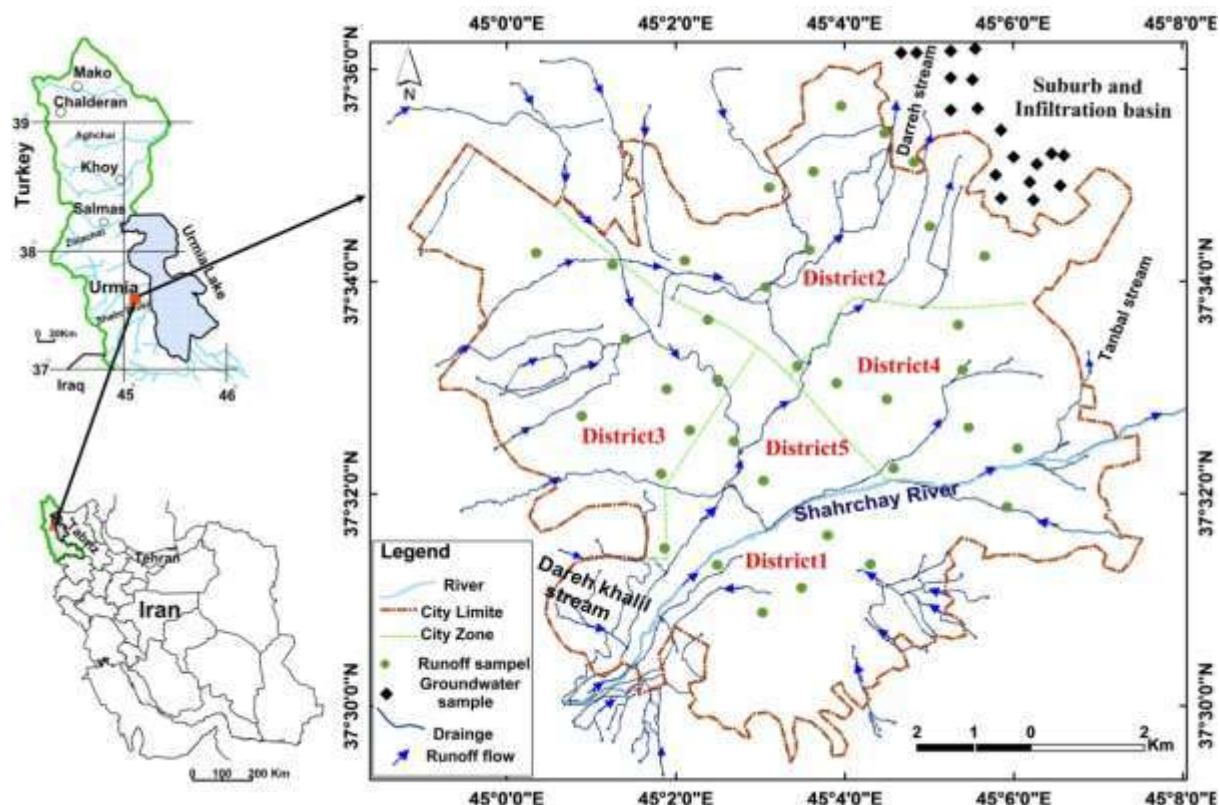
## ۲- مواد و روشها

شهر ارومیه با مساحت ۱۰۰ کیلومترمربعی در ۵ منطقه شهری و با جمعیتی بالغ بر ۷۰۰ هزار نفر به عنوان دومین شهر بزرگ و پرجمعیت شمال غرب ایران بشمار می آید (شکل ۱). بر اساس آمارهای موجود در چند دهه اخیر جمعیت ساکن در شهر ارومیه بیش از ۲ برابر و مساحت شهری آن بیش از ۵ برابر شده است. بر اساس آمار هواشناسی مربوط به ایستگاه سینوپتیک ارومیه، این منطقه با میانگین دمای سالانه ۱۱ درجه سانتی گراد و میانگین بارش سالانه ۳۱۰ میلی متر دارای آب و هوای نیمه خشک می باشد. عمده بارش های سالانه این منطقه در بهار بصورت باران و در زمستان بصورت برف صورت میپذیرد. بررسی ها نشان میدهد که از کل سطح ۱۰۰ کیلومترمربعی شهر ارومیه حدود ۶۶/۵ درصد، مربوط به اراضی با کاربری های مسکونی، شبکه حمل و نقل و خدماتی و ۳۳/۵ درصد مربوط به اراضی باغات، کشاورزی، اراضی بایر، گورستانها، و فضاهای باز می باشد (سازمان راه و شهرسازی، ۱۳۹۵). بیشترین کاربری اراضی در شهر به ترتیب شامل، مسکونی، حمل و نقل، فضای سبز، فضای آموزشی، تجاری، اداری- نظامی، تأسیسات شهری، صنعتی- کارگاهی، ورزشی، بهداشتی- درمانی، مذهبی، فرهنگی و جهانگردی- پذیرائی می باشد. بررسی ها نشان میدهد که در مناطق پنج گانه شهری ارومیه بیشترین کاربری اراضی مربوط به کاربری مسکونی بوده و تمرکز کاربری های مختلف بگونه ای است که عمده تمرکز کاربری های کارگاهی و صنعتی در منطقه دو، کاربری های تجاری در منطقه چهار، باغات و فضای سبز در منطقه دو و چهار، و نظامی در منطقه پنج شهری می باشد.

شبکه دفع آب های سطحی شهر ارومیه متشکل از مجموعه ای از نهرها، جوی ها و کانال ها و مسیل ها و رودخانه ها در سطح دوم است که آب های سطحی شهر از طریق مجاری سطح اول جمع آوری و از طریق مجاری سطح دوم انتقال داده می شود. مهمترین مجاری انتقال آب های سطحی در شهر ارومیه عبارتند از: رودخانه شهرچای با امتداد غربی- شرقی که از میانه شهر با عرض متغیر بین ۲۰ تا ۱۵۰ متر می گذرد، نهر شهر آجو که در شمال رودخانه شهرچای قرار دارد که به دو شاخه تقسیم می شود. نهرهای خطایلو و دره خلیل با جهت غربی- شرقی از ارتفاعات غرب شهر تا رودخانه شهرچای ادامه دارند، مسیل حیدرلو که یکی از مسیل ها و نهرهای شبکه دفع آب های سطحی شهر در جنوب رودخانه شهرچای است، نهر قطور که از جنوب شرقی شهر وارد شهر شده و پس از گذر از مناطق شهری به رودخانه شهرچای می ریزد (شکل ۱) (سازمان راه و شهرسازی، ۱۳۹۵). به دلیل انقطاع امتداد برخی کانال ها و

مسیل‌ها و یا کاهش عرض بستر آنها به علت توسعه شهر و احداث معابر و ایجاد بناها، عملکرد این شبکه چندان مطلوب نبوده و در مواقع بارندگی، آب جاری در برخی از آنها سرریز کرده و در سطح شهر جاری می‌شود. وجود شیب‌های معکوس در پهنه مرکزی شهر و عدم رعایت تراز ارتفاعی لازم در روکش آسفالت معابر در این پهنه، عملاً کارآیی نهرها و کانال‌های واقع در این قسمت از شهر را به شدت تنزل داده و موجب بروز آب‌گرفتگی در معابر آن می‌شود. عمده‌ترین نقاط بحرانی در شبکه دفع آب‌های سطحی شهر شامل نهر سنگر در حوالی روستای الواج، نهر شهرآجر در حوالی پل قویون، نهر دره در خیابان ابوذر، نهر قطور در حوالی اراضی شهرک مخابرات و خیابان والفجر و نهر تبیل واقع در حوالی شاه‌رخ‌آباد و میدان میوه و تره‌بار شهر است. پس‌زدگی آب در این انهار، در مواردی همراه با فاضلاب، موجب ایجاد مشکل در برخی مناطق شهر و نیز ایجاد ماندآب‌هایی در شرق شهر در محله‌های اسلام‌آباد و پشت کشتارگاه می‌شود. شبکه جمع‌آوری فاضلاب شهری نزدیک به ۵۸ درصد و شبکه آبرسانی در حدود ۹۹ درصد مناطق شهر ارومیه را پوشش داده است.

در این مطالعه در طول رخداد بارندگی مربوط به اردیبهشت ماه (با مقدار بارندگی ۱۰ میلی‌متر در مدت بارش ۱ ساعته) در فواصل زمانی معین، از رواناب‌های شکل‌گرفته در مناطق مختلف شهر ارومیه با کاربری اراضی متفاوت، و نیز از سیلاب‌های شهری در مناطق خروجی شهر و در محل‌های پخش در سطح زمین و نفوذ آن به آبهای زیرزمینی نمونه برداری بعمل آمد. همچنین به منظور ارزیابی تأثیر این رواناب‌ها بر کیفیت منابع آب زیرزمینی حاشیه شهر که پذیرنده این رواناب‌ها هستند در چند محل نمونه برداری انجام شد. شکل ۱ محل نمونه برداری را نشان می‌دهد. در نمونه‌های برداشت شده پارامترهای هدایت الکتریکی (EC)، اسیدیته (pH)، کل مواد جامد معلق (TSS)، کل مواد جامد محلول در آب (TDS)، اکسیژن محلول (DO)، اکسیژن خواهی شیمیایی (COD)، اکسیژن خواهی بیولوژیکی (BOD)، کل باکتری کلیفرم، نترات، نیتريت، فسفات، کلر، کلسیم، منیزیم، سدیم و برخی از عناصر سنگین از قبیل Cu, Cd, Cr, Pb, Ni, Zn, Fe بر اساس روشهای استاندارد تعیین گردید.



شکل (۱) - موقعیت منطقه مورد مطالعه و نقاط نمونه برداری از رواناب و آبهای زیرزمینی

جدول ۱- میانگین و دامنه تغییرات پارامترهای هیدروشیمیایی و عناصر سنگین در ترکیب رواناب و سیلاب های شهری منطقه مورد مطالعه

| Parameters      | Units  | RW   | UR   |       |      | US    |       |      |
|-----------------|--------|------|------|-------|------|-------|-------|------|
|                 |        |      | Min  | Max   | Mean | Min   | Max   | Mean |
| pH              | -      | 8.3  | 7.9  | 9.1   | 8.5  | 8.2   | 8.9   | 8.7  |
| EC              | μs/cm  | 37   | 133  | 760   | 221  | 143   | 462   | 218  |
| TDS             | mg/l   | 18   | 68   | 398   | 116  | 84    | 278   | 135  |
| TSS             | mg/l   | 53   | 210  | 1100  | 596  | 1080  | 2050  | 1368 |
| DO              | mg/l   | 8.5  | 6.8  | 7.7   | 7.3  | 7.2   | 7.7   | 7.4  |
| COD             | mg/l   | 8    | 38   | 181   | 68   | 107   | 159   | 125  |
| BOD             | mg/l   | -    | 15   | 48    | 31   | 32    | 41    | 37   |
| TC <sup>1</sup> | per/ml | -    | -    | >1100 | -    | -     | >1100 | -    |
| NO <sub>3</sub> | mg/l   | 3.1  | 0.3  | 68    | 7.6  | 5     | 123   | 21   |
| NO <sub>2</sub> | mg/l   | 0.04 | 0.1  | 2.6   | 1.4  | 0.1   | 2.1   | 1.48 |
| PO <sub>4</sub> | mg/l   | 0.3  | 0.4  | 3     | 1.2  | <0.01 | 2.2   | -    |
| Fe              | μg/l   | 70   | 70   | 2800  | 450  | 100   | 1800  | 400  |
| Zn              | μg/l   | <1   | <1   | 0.3   | -    | <1    | -     | -    |
| Ni              | μg/l   | <1   | <1   | -     | -    | <1    | -     | -    |
| Pb              | μg/l   | 10   | 10   | 50    | 18   | <1    | 50    | -    |
| Cr              | μg/l   | <1   | <1   | 240   | -    | 130   | 280   | 180  |
| Cd              | μg/l   | <0.1 | <0.1 | 400   | -    | <0.1  | 500   | -    |
| Cu              | μg/l   | <1   | <1   | 38    | -    | <0.1  | 47    | -    |

<sup>1</sup>Total Coliform per 100 ml, RW( Rainwater), UR( Urban runoff ), US(Urban Stormwater)

Detection limits (μg/l) for each heavy metal were as follows, Cu (1), Cr (1), Zn (1), Pb (1), Ni (1), Cd (0. 1) and Fe (10)

### ۳- نتایج و بحث

بررسی مقادیر اسیدیته (pH)، هدایت الکتریکی (EC) و کل مواد جامد محلول در آب (TDS) در نمونه روانابهای مناطق مختلف شهری نشان میدهد که مقدار pH آنها بین ۸/۸-۶/۸، EC بین ۷۶۰-۱۳۳ میکرو موهس بر سانتی متر و مقدار TDS بین ۳۹۸-۶۸ میلی گرم بر لیتر تغییر میکند. بیشترین مقدار TDS در رواناب مربوط به جنوب شرقی شهر (منطقه ۱ شهری) و در خروجی منطقه آزادگان و بهداری میباشد. مطالعات زمین شناسی نشان میدهد که در این منطقه، رسوبات مارنی و رسی ضعیف و کم مقاومتی در برابر فرسایش رخمون داشته که در اثر بارندگی های شدید و بروز سیلاب، عملکرد قدرت فرسایشی آب باعث شده که بار رسوبی رواناب های شکل گرفته از این مناطق زیاد باشد.

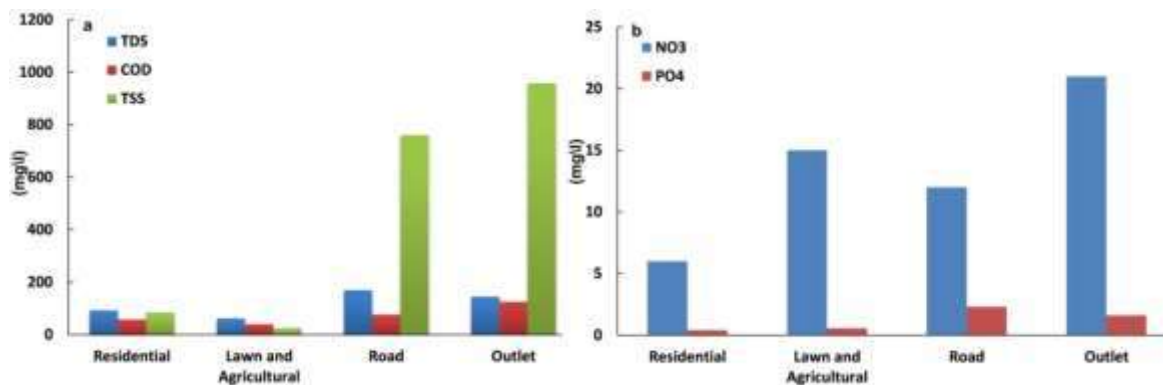
در رواناب های شهری یکی از آلوده کننده مهم، وجود رسوبات در ترکیب این آبها بوده که مقدار رسوب موجود در ترکیب رواناب میتواند از طریق اندازه گیری مقادیر کل مواد جامد معلق ارزیابی شود (Weil, et al., 2010; Miller, et al., 2014). مقادیر کل مواد جامد معلق (TSS) در رواناب مربوط به نقاط مختلف شهر نشان میدهد که در تمامی نمونه ها مقدار TSS بیشتر از حد استاندارد می باشد. بیشترین مقدار این پارامتر (۱۱۰۰ میلی گرم بر لیتر) در رواناب مربوط به مناطق شهری با کاربری حمل و نقل (رواناب مربوط به خیابانها و بزرگراهها) بوده و در رواناب نقاط دیگر شهر با کاربری های مسکونی، فضای سبز و غیره مقدار این پارامتر بین ۶۵۰-۲۱۰ میلی گرم بر لیتر تغییر میکند. بررسی روند تغییرات مقادیر TSS نشان میدهد که مقدار این پارامتر در رواناب ها، بطرف

خروجی شهر افزایش یافته بطوریکه در رواناب سیلاب شهری در مناطق خروجی شهر مقدار آن به بیش از ۲۰۵۰ میلی گرم بر لیتر می‌رسد. نتایج حاصل از آنالیز نمونه رواناب‌ها، نشان می‌دهد که میزان اکسیژن محلول (DO) بین ۵/۸-۲ در تغییر بوده که نشان از نامطلوب بودن این آب‌ها برای زیست آبزیان در این آب‌ها بر اساس استاندارد های موجود می‌باشد (مقدار DO بر اساس استاندارد WHO برای آب‌های شرب بیش از ۵ و برای آب‌های سطحی تازه بین ۱۰ تا ۱۲ میلی گرم بر لیتر است). بررسی مقادیر اکسیژن خواهی شیمیایی (COD) در رواناب مربوط به نقاط مختلف شهر نشان می‌دهد که بیشترین مقدار این پارامتر ۱۸۱ میلی گرم بر لیتر در رواناب مربوط به مناطق شهری با کاربری حمل و نقل (رواناب مربوط به خیابانها و بزرگراهها) بوده و در رواناب نقاط دیگر شهر با کاربری های مسکونی، فضای سبز و غیره مقدار این پارامتر بین ۱۸۱-۳۸ میلی گرم بر لیتر تغییر میکند. مقدار این پارامتر در در رواناب سیلاب شهری در مناطق خروجی شهر بین ۱۵۹-۱۰۷ میلی گرم بر لیتر می‌باشد. در شکل ۲ نمودار میانگین غلظت  $PO_4$ ,  $NO_3$ , TSS, COD در رواناب های مربوط به کاربری های مختلف اراضی شهری ارومیه نشان داده شده است.

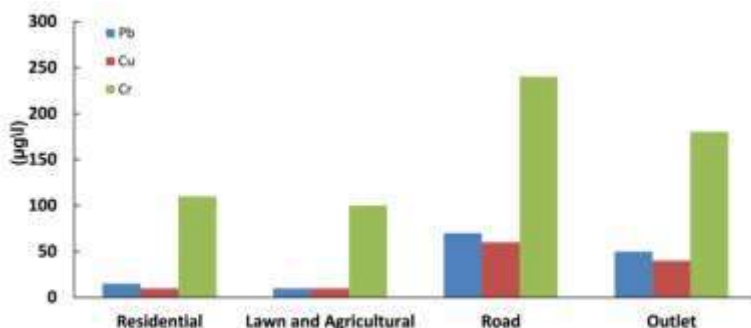
مقایسه مقدار COD و BOD نمونه‌ها با استاندارد آب‌های سطحی نشان می‌دهد که در اکثر نمونه رواناب های شکل گرفته از خیابانها و مسیر های ارتباطی مربوط به شبکه حمل و نقل و نیز در رواناب های خروجی از شهر، مقدار این پارامترها بیشتر از حد استاندارد می‌باشد.

در رواناب های شکل گرفته از مناطق مختلف شهر، شدت آلودگی های میکروبی متفاوت بوده و مقدار تعداد کل باکتری کلیفرم بین ۶ تا بیشتر از (MPN) ۱۱۰۰ تغییر می‌کند. در رواناب های مربوط به منطقه ۵ و ۱ شهری به دلیل نوع کاربری و نیز سیستم شبکه جمع آوری آب‌های سطحی و سیستم فاضلاب شهری شدت آلودگی ها کمتر و در مناطق ۴ و ۲ شهری شدت آلودگی بیشتر است. در رواناب های خروجی از شهر، به دلیل سربز فاضلاب در برخی نقاط از شبکه فاضلاب شهری در سطح خیابانها و انتقال آن به طرف خروجی، شدت آلودگی افزایش یافته بطوریکه در رواناب های خروجی مربوط به منطقه ۲ شهری و در خروجی منطقه قره لر و ابوذر مقدار تعداد کل باکتری کلیفرم بیشتر از ۱۱۰۰ MPN می‌باشد.

عناصر سنگین از عناصر رایج در ترکیب رواناب های شهری بوده که غلظت بالای این عناصر معمولاً در رواناب مربوط به بارندگی های بعد از یک دوره خشک طولانی دیده میشود. مهمترین عناصر سنگین موجود در ترکیب رواناب ها میتوان به عناصری از قبیل  $Cu$ ,  $Cd$ ,  $Cr$ ,  $Pb$ ,  $Ni$ ,  $Zn$ ,  $Fe$  اشاره کرد (Aryal, et al., 2010; Ellis, et al., 2012; Barbosa, et al., 2012). نتایج حاصل از بررسی کیفیت فلزات سنگین نشان می‌دهد که بیشترین فلز موجود در ترکیب رواناب شهر ارومیه فلز آهن با غلظت بین ۲/۸-۰/۰۷ میلی گرم در لیتر می‌باشد. مقدار pH رواناب شهری بین ۷/۵ تا ۹/۱ با میانگین ۸/۶ بوده که در مقادیر بالای pH و در دمای های پائین شرایط برای جذب فلزات سنگین به مواد جاذب بسیار مناسب است. بررسی کیفیت رواناب شکل گرفته در لحضات اولیه بارندگی نشان دهنده غلظت بالای آلاینده ها میباشد. بررسی مقادیر  $Cu$  در نمونه رواناب های مربوط به مناطق مختلف شهری نشان می‌دهد که مقدار مس در تمامی نمونه ها کمتر از ۱۰ میکرو گرم بر لیتر بوده (کمتر از ۳ میکرو گرم بر لیتر) که بر اساس استاندارد آب‌های سطحی، این نوع آب‌ها در کلاس یک و بهترین نوع آب سطحی قرار میگیرند. همچنین مقادیر  $Cd$  و  $Cr$  و  $Zn$  نیز نشان از عدم آلودگی رواناب ها نسبت به این عناصر دارد. بررسی مقادیر  $Pb$  مربوط به رواناب های شهری منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که فقط در رواناب های شکل گرفته از مناطق با کاربری اراضی مربوط به خیابانها و مراکز تعمیرگاهی مربوط به ماشینها، غلظت سرب بالا بوده و باعث آلودگی منابع آب در این مناطق شده است (شکل ۳).



شکل ۲- میانگین غلظت  $PO_4$ ,  $NO_3$ , TSS, COD در رواناب های مربوط به کاربری های مختلف اراضی شهری ارومیه



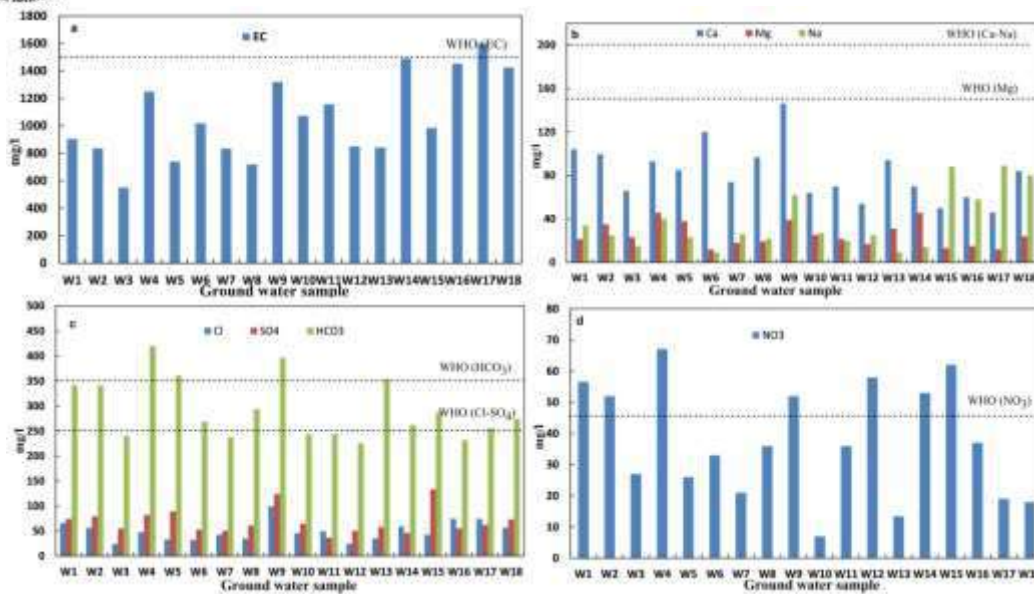
شکل ۳- میانگین غلظت عناصر سنگین Pb, Cu, Cr در رواناب های مربوط به کاربری های مختلف اراضی شهری ارومیه

#### تاثیر رواناب و سیلاب های شهری بر کیفیت آبهای زیرزمینی

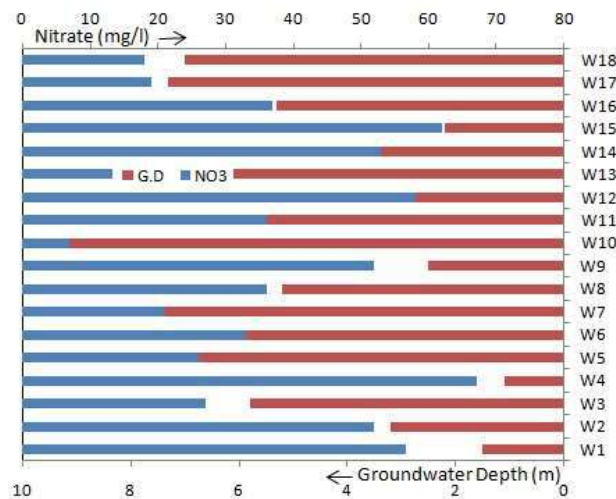
دفع آبهای سطحی و رواناب های شهری ارومیه از طریق رودخانه شهرچای، نهرها و کانال ها صورت میگیرد. رواناب و سیلابهای شهری خروجی از مناطق ۱ و ۴ شهری عمدتاً از طریق رودخانه شهرچای تخلیه شده که این آبها در نهایت به دریاچه ارومیه می ریزند. لذا سیلاب های این مناطق در خارج از شهر در سطح زمین خیلی پخش نشده و فرصت نفوذ به آبهای زیرزمینی و تغییر کیفیت آنها را ندارند. عمده پخش رواناب و سیلاب های شهری در خروجی از منطقه ۲ شهری ارومیه اتفاق میافتد که به دلیل عمق کم آب زیرزمینی در این مناطق، نفوذ آبهای سطحی به سفره آب زیرزمینی باعث تغییر کیفیت این آبها شده است. بررسی نقشه های هم عمق آب زیرزمینی (شکل ۱) در حاشیه شهر ارومیه نشان میدهد که عمق آب زیرزمینی در نقاط مختلف، متفاوت بوده و بین ۱۷-۱ متر تغییر میکند. در مناطقی که رواناب و سیلابهای شهری در سطح زمین پخش میشوند (حاشیه منطقه ۲ شهر ارومیه) متوسط عمق آبهای زیرزمینی ۵ متر بوده و در برخی نقاط، عمق آب به کمتر از ۱ متر نیز میرسد. نتایج حاصل از آنالیز نمونه آبهای زیرزمینی برداشت شده از حومه شهر و در محل پخش رواناب و سیلابهای شهری نشان میدهد که مقدار EC آبهای زیرزمینی در این ناحیه بین ۱۶۰۰-۷۲۸ و با میانگین ۱۲۶۰ میکرو موهس بر سانتیمتر، نیترات بین ۱۲۸-۲/۵ و با میانگین ۲۱/۵ میلیگرم بر لیتر، فسفات بین ۳/۱-۰/۱۷ و با میانگین ۲/۲ میلیگرم بر لیتر، توتال کلیرم بین ۰ تا بیشتر از ۱۱۰۰ MPN تغییر میکند (جدول ۱). در شکل ۴ میانگین غلظت  $EC, Ca, Mg, Na, Cl, SO_4, HCO_3, NO_3$  در نمونه آبهای زیرزمینی منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.

بررسی ها نشان میدهد که غلظت نیترات و فسفات موجود در ترکیب آبهای زیرزمینی این ناحیه (منطقه تحت تاثیر روانابهای شهری) بیشتر از مقادیر این یونها در آبهای زیرزمینی سایر مناطق سفره آب زیرزمینی دشت ارومیه که تحت تاثیر رواناب های شهری قرار نگرفته اند می باشد. بالا بودن غلظت نیترات در مناطقی از حومه شهر که زمین های زراعی وجود داشته که عمق آب زیرزمینی در این نقاط کم (شکل ۵) و در این زمینها صیفی جات کاشته میشود میتواند ناشی از کودهای شیمیایی مورد استفاده در کشاورزی نیز باشد. در برخی از مناطق تحت تاثیر رواناب ها به دلیل عمق خیلی کم آب زیرزمینی، آلودگی میکروبی ناشی از توتال کلی فرم نیز دیده میشود ولی دامنه این نوع آلودگی ها خیلی محدود می باشد. نتایج نشان میدهد که غلظت عناصر سنگین در ترکیب آبهای زیرزمینی حومه شهر خیلی زیاد نبوده و آلودگی ناشی از این عناصر وجود ندارد.





شکل ۴- میانگین غلظت  $EC, Ca, Mg, Na, Cl, SO_4, HCO_3, NO_3$  در نمونه آبهای زیرزمینی منطقه مورد مطالعه



شکل ۵- عمق آب زیرزمینی و میانگین غلظت  $NO_3$  در نمونه آبهای زیرزمینی منطقه مورد مطالعه

#### ۴- نتیجه گیری

بررسی غلظت آلاینده های مختلف آلی، غیر آلی و عناصر سنگین نشان میدهد که رواناب های مربوط به مناطق شهری با کاربری اراضی تعمیرگاهی، پارکینگ و خدماتی و خیابانها عمدتاً آلوده بوده و در مناطق با کاربری فضای سبز و آموزشی آلودگی ها کم می باشد. بالا بودن مقدار مواد جامد محلول در آب رواناب مربوط به برخی از مناطق شهری، به دلیل وجود رسوبات مارنی و رسی می باشد. در رواناب های خروجی از شهر، به دلیل سرریز فاضلاب در برخی نقاط از شبکه فاضلاب شهری در سطح خیابانها و انتقال آن به طرف خروجی، شدت آلودگی افزایش یافته بطوریکه در رواناب های خروجی مربوط به منطقه



دو شهری بیشترین مقدار آلودگی ها دیده میشود. نتایج حاصله نشان میدهد که کیفیت آبهای زیرزمینی پذیرنده رواناب و سیلابهای شهری در برخی از نقاط حومه شهر، به دلیل عمق کم، تحت تاثیر رواناب و سیلابهای نفوذی قرار گرفته بطوریکه غلظت برخی از یونها از قبیل نیترات و فسفات در آبهای زیرزمینی مناطق تحت تاثیر افزایش یافته است و بصورت محدود در برخی نقاط آلودگی میکروبی نیز دیده میشود. به منظور کاهش اثرات زیست محیطی سیلابهای شهری و جلوگیری از آلودگی منابع آب پذیرنده، کنترل کیفیت رواناب شهری در منطقه مورد مطالعه ضروری بنظر میرسد.

## ۵- مراجع

- پروین نیا، م.، رخشنده رو، غ.، منجمی، پ.، ۱۳۸۷. بررسی کیفیت و احیای رواناب های شهری در شیراز. مجله آب و فاضلاب. ۶۶. ۱-۱۰.
- سازمان راه و شهرسازی استان آذربایجان غربی. گزارش طرح جامع شهر ارومیه. ۱۳۹۵.
- Aghazadeh, N., Nojavan, M., Mogaddam, A.A., 2012. Effects of road deicing salt (NaCl) and saline water on water quality in the Urmia area, northwest of Iran. *Arb. J. Geosic.*, 5(4), 565-570.
- Aryal, R., Vigneswaran, S., Kandasamy, J., and Naidu, R., 2010. Urban stormwater quality and treatment. *Korean J. Chem. Eng.*, 27(5), 1343-1359.
- Barbosa, A.E., Fernandes, J.N. and David, L.M., 2012. Key issues for sustainable urban stormwater management. *Water research*, 46, 6787-6798.
- Defo, C., Yerima, B.P.K., Noumsi, I.M.K., Bemmo, N., 2015. Assessment of heavy metals in soils and groundwater in an urban watershed of Yaoundé (Cameroon-West Africa). *Environ Monit Assess*, 187, 77-88.
- Ellis JB, Revitt DM., and Lundy, L., 2012. An impact assessment methodology for urban surface runoff quality following best practice treatment. *Science of the Total Environment*, 416, 172-179.
- Miller, J.D., and et al., 2014. Assessing the impact of urbanization on storm runoff in a peri-urban catchment using historical change in impervious cover. *Journal of Hydrology* 515, 59-70.
- Tiwari, A.K., Singh, P.K., Singh, A.K., Maio, M.D., 2016. Estimation of Heavy Metal Contamination in Groundwater and Development of a Heavy Metal Pollution Index by Using GIS Technique. *Bull Environ Contam Toxicol*, 96, 508-515.
- Voisin, J., Cournoyer, B., Vienney, A., Mermillod-Blondin, F., 2018. Aquifer recharge with stormwater runoff in urban areas: Influence of vadose zone thickness on nutrient and bacterial transfers from the surface of infiltration basins to groundwater. *Science of the Total Environment*, 637-638.
- Weil, Q. and et al., 2010. Distributions of typical contaminant species in urban short-term storm runoff and their fates during rain events: A case of Xiamen City. *Journal of Environmental Sciences*, 22(4): 533-539.



## ارزیابی طرح تعادل بخشی در آبخوان‌های بحرانی معرف در استان فارس

حجت اله ناصری\*<sup>۱</sup>، عزت الله رئیسی<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز

(Hojnaseri@gmail.com)

۲- استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز

(e\_raeisi@yahoo.com)

### چکیده

در استان فارس آب های زیرزمینی حدود ۹۰٪ از آب مورد نیاز استان را تامین می کنند و در نتیجه در سالهای اخیر، سطح آب های زیرزمینی میانگین استان حدود ۱۰ مترافت کرده است. در سال ۱۳۸۴، طرح تعادل بخشی آب های زیرزمینی، توسط دولت به تصویب رسید. در این پژوهش ارزیابی این طرح شامل دو بخش کلی "بررسی اجرای طرح در استان فارس و آسیب شناسی مبانی تئوریک این طرح" و "انجام مطالعات پایه در دو آبخوان داراب و ارسنجان" انجام شد. بیلان آب زیرزمینی این دو آبخوان در سناریوهای حاصل از اجرای پروژه های مختلف این طرح، محاسبه شد. نتایج نشان داد با اجرای این طرح در استان، نه تنها کسری مخزن آبخوانها جبران نشده است بلکه افت سطح آب همچنان ادامه دارد. عدم موفقیت این طرح، به دلیل عدم توجه به مبانی تئوری مدیریت یکپارچه منابع آب می باشد. همچنین مشخص شد که اولویت دهی اجرای پروژه های مختلف در هر آبخوان باید متناسب با شرایط خاص آن آبخوان باشد.

**واژه‌های کلیدی:** طرح تعادل بخشی، بیلان آب زیرزمینی، مدیریت یکپارچه منابع آب، استان فارس

### Abstract

In Fars province, ground water supplies about 90% of the province's water demands, and as a result, in recent years, the average level of ground water in the province has dropped by about 10 meters. In 2014, the Restoration and balancing of ground water plan was approved by the government. In this research, the evaluation of this project included two general parts: "Reviewing the implementation of the project in Fars province and the pathology of the theoretical foundations of this project" and "Conducting basic studies in the two aquifers of Darab and Arsanjan" done. The groundwater budget of these two aquifers was calculated in variety of scenarios resulting from the implementation of various projects of this plan. The results showed that with the implementation of this project in the province, not only the deficit of the aquifers has not been compensated, but the water level continues to drop. The failure of this project is due to the lack of attention to the theoretical foundations of integrated water resources management (IWRM). It was also found that prioritizing the implementation of different projects in each aquifer should be in accordance with the specific conditions of that aquifer

**Key words:** Restoration and Balancing plan; groundwater budget; integrated water resource management; Fars province (Times new roman 8pt).

### ۱- مقدمه

مدیریت آب یک چالش بزرگ است و به یکی از اولویت‌های بشریت تبدیل شده است. آب های زیرزمینی یک منبع حیاتی برای انسان، محیط زیست و سیاره زمین است. این منبع بیش از ۹۷ درصد از آب شیرین قابل دسترسی روی کره زمین را فراهم می کند. نیمی از آب آشامیدنی جهان و نزدیک به نیمی از آب آبیاری برای کشاورزی از آب های زیرزمینی تامین می شود (Jakeman et al, 2016). میزان بارندگی سالانه در ایران ۴۱۳ میلیارد متر مکعب (bcc) است، اما توزیع بارش در کشور بسیار متفاوت است و از کمتر از ۵۰ میلی متر در مرکز ایران تا حدود ۱۰۰۰ میلی متر در سواحل خزر متغیر است. میانگین بارندگی حدود ۲۵۰ میلی متر در سال است که کمتر از یک سوم میانگین بارندگی سالانه در سطح جهانی است. (Madani, 2010)

استان فارس در منطقه نیمه خشک جنوب ایران با میانگین بارندگی سالانه حدود ۳۰۰ میلی متر واقع شده است و شامل ۱۳۵ سفره آب زیرزمینی و بیش از ۱۰۰ هزار حلقه چاه پمپاژ می باشد. در سال ۱۳۹۹، این چاه ها حدود ۶۴۰۰ میلیون مترمکعب از منابع آب زیرزمینی را برای تامین نیازهای کشاورزی (۹۰ درصد)، خانگی (۷ درصد) و صنعتی (۳ درصد) استخراج کردند که حدود ۹۰ درصد از کل آب مصرفی را شامل می شود (استانداری فارس، ۱۳۹۷). همانند همه جای این کشور (Madani, 2010)، بهره برداری بی رویه از منابع آبی (به ویژه منابع آب زیرزمینی) در استان فارس باعث افت دائمی سطح آب زیرزمینی در سفره های زیرزمینی شده است. میانگین افت سطح آب زیرزمینی در سفره های زیرزمینی فارس به بیش از ۶۰ سانتیمتر در سال رسیده است (شرکت سهامی آب منطقه ای فارس (۱۴۰۰)).

به منظور جلوگیری از تخلیه آبخوان ها و جبران کسری مخزن تجمعی، مدیران ارشد آب کشور، طرح احیا و تعادل بخشی آب زیرزمینی شامل ۱۵ پروژه مختلف را طراحی و ابلاغ کردند و کلیه شرکت های آب منطقه ای از جمله شرکت آب منطقه ای فارس موظف به اجرای این طرح در تمامی آبخوان های کشور شدند. اهداف اصلی این طرح عبارت بودند از:

الف) تثبیت سطح آب زیرزمینی در سفره های زیرزمینی در یک دوره ۵ ساله

ب) جبران کسری مخزن تجمعی در یک دوره ۲۰ ساله

همچنین وزارت نیرو در مرداد سال ۱۳۹۴، هشت دستورالعمل اجرایی برای اجرای پروژه های نام برده شده تهیه و ابلاغ کرده است. شرکت های آب منطقه ای و از جمله شرکت آب منطقه ای فارس بر اساس دستورالعمل های ابلاغی، اجرای طرح احیا و تعادل بخشی را در دستور کار خود قرار دادند و موظف به ارائه اقدامات انجام شده گردیدند و شرکت آب منطقه ای فارس نیز بر اساس همین روال تعریف شده گزارش اقدامات انجام شده را تهیه و ارسال نموده است. هدف از این پژوهش پاسخ به این سؤال است که آیا اجرای طرح احیا و تعادل بخشی بر اساس روش تعریف شده توانسته به اهداف تعیین شده در سطح استان فارس دست یابد یا خیر؟ اگر پاسخ منفی است چه عواملی باعث عدم موفقیت آن شده و راهکارهای تئوری و عملی برای اصلاح آن چیست؟ نتیجه آسیب شناسی طرح و راهکارهای پیشنهادی در دو آبخوان بحرانی چگونه خواهد بود؟

استان فارس با مساحت ۱۲۳۹۶۶ کیلومتر مربع حدود ۷/۵ درصد مساحت کشور را تشکیل می دهد. محدوده این استان بین طول های شرقی ۵۰-۴۲ تا ۳۶-۵۵ و عرض های شمالی ۲۰-۲۷ تا ۴۲-۳۱ قرار دارد. استان فارس از سمت شمال با استان های اصفهان و یزد، از جنوب با استان های بوشهر و هرمزگان، از سمت غرب با کهگیلویه و بویراحمد و بوشهر و از شرق با استان های کرمان و هرمزگان همسایگی دارد و جمعیت آن بر اساس سرشماری سال ۱۳۹۵، نزدیک به ۵ میلیون نفر می باشد. ۳۴/۷ درصد این استان را دشت و پهنه های مسطح و ۶۵/۳ درصد بقیه را ارتفاعات تشکیل می دهد. شکل شماره (۱) موقعیت استان فارس و آبخوان های داراب و ارسنجان را نشان می دهد. میانگین بارش ۲۰ ساله استان ۲۷۷ میلیمتر و میانگین ۲۰ ساله حجم بارش و حجم آب تجدید شونده استان به ترتیب ۳۴/۳۸ و ۱۰/۴۸ میلیارد متر مکعب می باشد. منابع آب زیرزمینی در مجموع حدود ۸۵٪ از آب مورد نیاز استان را تامین می کنند و بخش عمده این منابع از طریق بیش از ۹۰۰۰۰ حلقه چاه (حدود ۷۰۰۰۰ حلقه چاه مجاز و بیش از ۲۰۰۰۰ حلقه چاه غیر مجاز) تخلیه می شود. خلاصه وضعیت مصارف منبع آب در استان فارس به شرح جدول شماره (۱) می باشد.

شکل شماره (۱): موقعیت استان فارس و آبخوان های داراب و ارسنجان



جدول (۱): وضعیت مصارف آب در استان فارس در سال ۱۳۹۸ بر اساس نتایج آماربرداری دور سوم (گزارش آماربرداری از منابع و مصارف)

| درصد کل | جمع کل   | آب سطحی         |      |          |        |         | آب زیرزمینی |      |          |         |          | نوع مصرف |
|---------|----------|-----------------|------|----------|--------|---------|-------------|------|----------|---------|----------|----------|
|         |          | درصد            | جمع  | موتورپمپ | نهر    | چشمه    | درصد        | جمع  | قنات     | چاه     |          |          |
| ۹۰/۷    | ۶۰۲۹/۱۹۱ | درصد مصرف از کل | ۹۵/۰ | ۱۰۰۷/۸۳۲ | ۸۵/۲۲۸ | ۵۱۱/۳۸۷ | ۴۱۱/۲۱۷     | ۸۹/۸ | ۵۰۲۱/۳۵۹ | ۱۶۳/۲۹۵ | ۴۸۵۸/۰۶۴ | کشاورزی  |
| ۶/۳     | ۴۱۹/۹۳۰  |                 | ۱/۶  | ۱۷/۱۸۵   | ۰/۰۰۳  | ۰/۰۰۰   | ۱۷/۱۸۲      | ۷/۲  | ۴۰۲/۷۴۵  | ۳/۳۵۸   | ۳۹۹/۳۸۷  | شرب      |
| ۱/۰     | ۶۷/۱۸۴   |                 | ۰/۹  | ۹/۹۴۹    | ۰/۸۸۹  | ۴/۹۶۰   | ۴/۰۹۹       | ۱/۰  | ۵۷/۲۳۶   | ۰/۷۶۶   | ۵۶/۴۷۰   | صنعت     |
| ۲/۰     | ۱۳۳/۴۶۳  |                 | ۲/۴  | ۲۵/۵۶۵   | ۰/۱۰۳  | ۲/۰۳۰   | ۲۳/۴۳۲      | ۱/۹  | ۱۰۷/۸۹۸  | ۰/۹۹۲   | ۱۰۶/۹۰۶  | سایر     |
| ۱۰۰     | ۶۶۴۹/۷۶۹ | ۱۵/۹            | ۱۰۰  | ۱۰۶۰/۵۳۱ | ۸۶/۲۲۴ | ۵۱۸/۳۷۶ | ۴۵۵/۹۳۱     | ۸۴/۱ | ۵۵۸۹/۲۳۸ | ۱۶۸/۴۱۱ | ۵۴۲۰/۸۲۷ | جمع      |

آبخوانهای داراب و ارسنجان از جمله آبخوانهایی هستند تقریباً تمام آب مورد نیاز مصارف مختلف در آنها توسط منابع زیرزمینی بخصوص چاهها تامین می شود. تعداد و میزان بهره برداری از چاههای موجود در آبخوانهای داراب و ارسنجان به ترتیب ۴۳۴۳ حلقه با تخلیه سالانه ۲۹۱ میلیون متر مکعب و ۶۰۴ حلقه با تخلیه سالانه ۴۵/۲۴ میلیون متر مکعب می باشد. اندازه گیری سطح آب در چاههای مشاهده ای موجود نشان می دهد که سطح آب زیرزمینی در طی ۳۰ سال گذشته در آبخوانهای داراب و ارسنجان به ترتیب ۲۸/۹۴ و ۵۰/۹۳ متر افت داشته است. این دو آبخوان بحرانی به عنوان انجام مطالعه موردی در خصوص ارزیابی تاثیر اجرای پروژه های مختلف طرح تعادل بخشی در استان فارس انتخاب شدند.

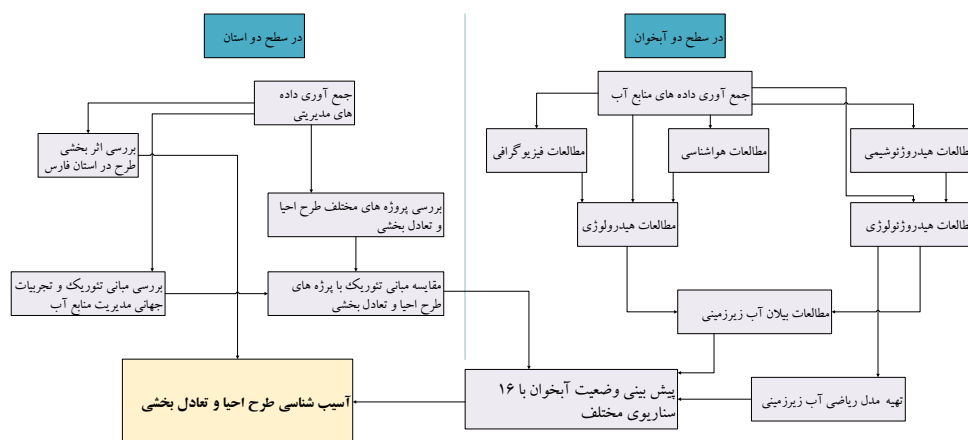
## ۲- مواد و روش ها

جهت انجام این پژوهش لازم بود تا هم مبانی تئوریک و مدیریتی طرح احیا و تعادل بخشی بررسی گردد و عملکرد اجرای آن در استان مورد ارزیابی قرار گیرد و همچنین مطالعات فنی (شامل هیدروژئولوژی، بیلان و مدل ریاضی) در آبخوان های بحرانی مورد مطالعه، انجام گیرد. در نهایت با تلفیق نتایج این، اثر بخشی طرح مورد ارزیابی و پیشنهادات اجرایی جهت اصلاح، ارائه گردد. به این منظور فلوچارت انجام مطالعات طراحی گردید که در شکل شماره (۳) ارائه شده است. بر اساس این فلوچارت، در مرحله اول مطالعات به دو بخش تقسیم شد. بخش اول که بررسی مبانی تئوریک، مدیریتی منابع آب، طرح تعادل بخشی و تاثیرگذاری آن بود در سطح استان و بخش دوم که موضوع تهیه بیلان، مدل ریاضی و پیش بینی وضعیت آبخوان بود در سطح دو آبخوان داراب و ارسنجان انجام شد. پس از این مرحله، بیلان آب زیرزمینی و سطح آب زیرزمینی متناسب با سناریوهای مختلف حاصل از اجرای طرح احیا و تعادل بخشی پیش بینی شد و در نهایت نتایج حاصل مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و پیشنهاداتی برای اصلاح این طرح ارائه گردید. جزئیات فعالیتهای انجام شده به اختصار به شرح زیر ارائه می باشد.

به منظور ارزیابی اثرات اجرای طرح تعادل بخشی در استان فارس، ابتدا مستندات قانونی، اهداف تعریف شده و دستورالعملهای ابلاغی این طرح جمع آوری و بررسی گردید. پروژه های تعریف شده با مبانی علمی و تجربیات جهانی در خصوص مدیریت منابع آب زیرزمینی انطباق داده شد. سپس آمار وضعیت

منابع آب و همچنین گزارشات عملکرد و اقدامات انجام شده در استان جمع‌آوری شد و نتایج حاصل از اقدامات انجام شده با اهداف تعریف شده برای طرح مقایسه گردید. فلوجارت انجام مطالعات طبق شکل شماره (۲) می‌باشد.

سمت دیگر پژوهش بر مطالعات فنی در دو آبخوان داراب و ارسنجان متمرکز گردید. با توجه به اینکه هدف این بخش از پروژه، پیش‌بینی سناریوهای مختلف روی وضعیت منابع آب زیرزمینی بود لذا هدف نهایی این بخش، تهیه بیلان و مدل ریاضی آبهای زیرزمینی در این دو آبخوان بود. در مرحله اول، مطالعات فیزیوگرافی به منظور شناخت پارامترهای مربوطه انجام شد. این مطالعات با دریافت اطلاعات و نقشه‌های توپوگرافی و شبکه آبراهه‌ای ۱:۲۵۰۰۰ و استفاده از نرم افزار ArcGIS طبق شرح خدمات، انجام شد. سپس مدل تهیه شده با مدل رقومی ارتفاعی (DEM) حوزه که توسط سازمان نقشه برداری کشوری تهیه شده است، و نیز با تصاویر ماهواره‌ای Landsat و Google Earth تدقیق گردید. با تحلیل نتایج حاصله، پارامترهای مختلف فیزیوگرافی محاسبه شد.



شکل شماره (۲): فلوجارت انجام مطالعات

به منظور مطالعه هوا و اقلیم‌شناسی، پس از بازدید میدانی، تمامی آمار و اطلاعات مورد نیاز از جمله آمار ایستگاه‌های هواشناسی درون و اطراف حوزه ها، اطلاعات و آمار حاصل از مطالعات فیزیوگرافی، نقشه‌های هم‌باران و هم‌دما کلی استان فارس جمع‌آوری شد. سپس محدوده مناسب جستجو (کادر جستجو) در اطراف حوزه در نظر گرفته شد. تمامی آمار ایستگاه‌های موجود در این محدوده ها برای پارامترهای باران و دما جمع‌آوری و به عنوان ایستگاه‌های مرتبط مد نظر قرار گرفت. در مرحله بعد و پس از بررسی وضعیت آماری ایستگاه‌های یاد شده، دوره آماری مناسب انتخاب و عملیات بازسازی نواقص آماری انجام گردید. سپس با استفاده از روش‌های مختلف و مناسب، میانگین پارامترهای هواشناسی محاسبه و پس از انتخاب ایستگاه‌های معرف، وضعیت هوا و اقلیم‌شناسی حوزه بررسی و تحلیل‌های کارشناسی قرار گرفت. با تلفیق نتایج مطالعات فیزیوگرافی (به‌خصوص زمان تمرکز و شیب) با مطالعات هواشناسی (بارش)، و استفاده از روشهای استاندارد، میزان آورد و هیدروگراف سیل در این حوزه تعیین گردید.

جهت انجام مطالعات هیدروژئولوژی و بیلان آب زیرزمینی در این دو حوزه، آمار و اطلاعات منابع آبی، نتایج مطالعات هواشناسی و هیدروژئولوژی، سوابق چاههای اکتشافی و آزمون‌های پمپاژ انجام شده و آمار چاههای مشاهده‌ای موجود (از سال ۱۳۷۲ تاکنون) جمع‌آوری گردید. به منظور تحلیل بهتر آمار سطح و عمق آب زیرزمینی، تحلیل خوشه‌ای (Cluster Analysis) روی چاههای مشاهده‌ای موجود انجام شد و این چاهها بر اساس نوسانات سطح و عمق آب زیرزمینی دسته‌بندی شدند. رفتار هر دسته از چاههای مشاهده‌ای بر مبنای موقعیت زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی آنها مورد تحلیل قرار گرفت. بر مبنای نقشه

های سطح آب، جهت جریان آب زیرزمینی و مرزهای ورودی و خروجی آبخوان شناسایی گردید. سپس بیلان هیدروکلیماتولوژی بلند مدت با استفاده از معادله (۱) و بیلان دراز مدت آبخوان آبرفتی بر استفاده از معادله (۲) محاسبه گردید:

$$P = E_r + R + I \quad \text{معادله (۱)}$$

که در آن  $P$  بارندگی،  $E_r$  تبخیر و تعرق حقیقی،  $R$  رواناب و  $I$  نفوذ است.

$$R_p + R_c + R_t + I_r + R_b - E_T - T_p - S_e - O_g \pm \Delta S = 0 \quad \text{معادله (۲)}$$

که در آن  $R_p$  تغذیه ناشی از بارش،  $R_c$  تغذیه ناشی از نشت کانالها و آبیاری،  $R_t$  تغذیه ناشی از مخازن،  $I_r$  تغذیه ناشی از رودخانه،  $R_b$  تغذیه زیرزمینی از مرزهای ورودی،  $E_T$  تبخیر از سطح آب زیرزمینی،  $T_p$  برداشت منابع آب زیرزمینی،  $S_e$  تخلیه از طریق نشت به رودخانه، خروجی زیرزمینی از مرزهای خروجی،  $\Delta S$  (مثبت یا منفی) تغییر در حجم مخزن می باشد (Rick Brassington consultant hydrogeologist, 2006).

در این مطالعه برای حل این معادله و تهیه مدل ریاضی آبخوان، از نرم افزار GMS استفاده شد که با استفاده از روش Finite differences اقدام به حل معادلات می کند. از دیگر ویژگی های این نرم افزار امکان ارتباط به نرم افزارهای GIS از جمله ArcGIS را دارد. در ساخت مدل ریاضی آبخوان، پروتکل مدل سازی (Anderson et al, 2015) رعایت شد و واسنجی و صحت سنجی مدل مورد توجه قرار گرفت. معادله ریاضی حاکم بر جریان آب زیرزمینی در آبخوان های این دو محدوده مطالعاتی (آزاد ناهمگن و ناهمسو برای حالت ناپایدار) به صورت زیر است که در مدل ساخته شده مورد استفاده قرار گرفت (Anderson et al, 2015):

$$\left(\frac{\delta}{\delta x} \left(K_x \frac{\delta h}{\delta x}\right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(K_y \frac{\delta h}{\delta y}\right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(K_z \frac{\delta h}{\delta z}\right)\right) + R = -S_y \frac{\delta h}{\delta t} \quad \text{معادله (۳)}$$

در مرحله آخر پس از بررسی طرح تعادل بخشی، تهیه بیلان و مدل ریاضی آبخوان، ۱۶ سناریو ناشی از اجرای طرح های تعادل بخشی برای وضعیت آبخوا های داراب و ارسنجان پیش بینی شد. نتایج این سناریوها در دو آبخوان با هم مقایسه شد، میزان تاثیرپذیری هر پروژه در هر آبخوان و موثرترین پروژه در بهبود وضعیت هر آبخوان شناسایی و معین گردید و نتایج آن مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

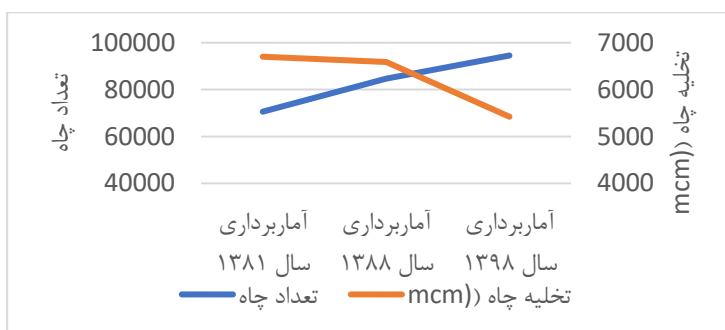
### ۳- بحث

#### ۳-۱- عملکرد طرح تعادل بخش در استان فارس

بر اساس دستورالعمل سوم طرح احیا و تعادل بخشی، "هدف کمی مورد نظر به نحوی است که کسری مخزن متوسط درازمدت آبخوان ها تا پایان برنامه ششم توسعه (پایان سال ۱۴۰۰) و کسری مخزن تجمعی طی یک برنامه ۲۰ ساله جبران گردد". بنابر این اگر بخواهیم میزان موفقیت این طرح را بررسی کنیم، باید میزان دست یابی آن به اهداف تعریف شده را بررسی کنیم. کسر مخزن میانگین سالانه دراز مدت منتهی به پایان ۱۳۹۴ معادل ۵۵۰ میلیون متر مکعب بود (گزارش شرکت آب منطقه ای فارس، ۱۳۹۵). داده های بارندگی استان نشان می دهد میانگین بارش ۳۲ ساله استان فارس ۳۰۸ میلیمتر است در حالیکه میانگین بارش ۱۴ سال اخیر، به ۲۵۹.۵ میلیمتر کاهش یافته است. به عبارت دیگر میانگین ۱۴ سال اخیر نسبت به میانگین درازمدت استان، حدود ۱۶ درصد کاهش را نشان می دهد. برای بررسی روند تغییر در میزان بهره برداری از منابع آب استان، نتایج آماربرداری دوره های اول (سال ۱۳۸۱)، دوم (سال ۱۳۸۸) و سوم (۱۳۹۸) مورد بررسی قرار گرفت. بررسی تغییرات در بازه زمانی آماربرداری اول و دوم نشان می دهد که، تعداد چاهها ۲۰٪ افزایش داشته ولی کاهش بهره برداری از منابع آب سطحی و زیرزمینی به ترتیب ۵۶ و ۱۷ درصد ثبت شده است. در همین بازه زمانی در منابع

آبهای زیرزمینی کاهش بهره برداری از چاهها تنها به میزان ۱.۶ درصد مشاهده شده است. درحالیکه در چشمه ها و قنوت بیش از ۵۰ درصد کاهش در بهره برداری به ثبت رسیده است. مقایسه آماربرداری دور سوم نسبت به دوره اول و دوم نیز نشان می دهد که روند افزایش تعداد چاهها و کاهش میزان بهره برداری از منابع آب همچنان تداوم داشته است. همچنین بر این اساس حتی افزایش ۳۴ درصدی تعداد چاهها نتوانسته آبدهی اولیه چاهها را فراهم نماید و درنهایت منجر به کاهش در بهره برداری از چاهها شده است.

درخواست بهره برداران برای مجوز جابجایی و کف شکنی چاهها، منجر به صدور سالانه (به طور متوسط) ۱۵۰۰۰ مجوز کف شکنی و جابجایی در بازه زمانی سالهای ۹۴ تا ۱۴۰۰ شده است که این موضوع حاکی از تلاش بهره برداران برای دستیابی به منابع آب زیرزمینی جهت تامین نیاز خود می باشد. شکل شماره (۳) تغییر در تعداد و تخلیه چاهها در طی سه دوره آماربرداری را نشان می دهد.



شکل شماره (۳) تغییر در تعداد و تخلیه چاهها در طی سه دوره آماربرداری

طی سالیان اخیر، شرکت مدیریت منابع آب ایران تاکید زیادی بر اجرای پروژه گشت و بازرسی و انسداد چاههای غیرمجاز داشته و در اولویت بندی طرح های تعادل بخشی، گزینه اول مربوط به این پروژه می باشد. پروژه های گروه سوم این طرح که شامل اجرای دستورالعملهای پنجم (انسداد چاههای غیرمجاز، جلوگیری از اضافه برداشت منابع آب)، ششم (نصب و بهره برداری کنتورهای هوشمند حجمی و آب و برق)، دستورالعمل هفتم (نحوه خرید و انسداد چاههای کم بازده کشاورزی برای تعادل آبخوان) و دستورالعمل هشتم (جایگزینی پساب با آب چاههای کشاورزی در دشتهای ممنوعه) و اجرای تغذیه مصنوعی (فاقد دستورالعمل ابلاغی) می تواند مستقیماً منجر به جبران کسر مخزن آبخوان گردد. در استان فارس، پس از گذشت شش سال از ابلاغ دستورالعملهای فوق، تنها دستورالعمل های پنجم و ششم اجرا شده است و تاکنون هیچ اقدامی در راستای اجرای دستورالعمل های هفتم و هشتم انجام نشده است. بررسی گزارش عملکرد طرح احیا و تعادل بخشی از ابتدای تصویب طرح تا سال ۱۴۰۰ در استان فارس، تایید کننده پر شدن بیش از ۱۲۰۰۰ حلقه چاه غیرمجاز با تخلیه سالانه ۶۷۹ میلیون مترمکعب، بیش از ۷۰۰۰ مورد تقلیل منصوبات با صرفه جویی سالانه حدود ۳۴۰ میلیون متر مکعب، اصلاح و تعدیل بیش از ۳۴۰۰۰ پروانه بهره برداری با صرفه جویی سالانه حدود یک میلیارد متر مکعب و نصب و فعال سازی بیش از ۱۳۰۰۰ دستگاه کنتور هوشمند که صرفه جویی ناشی از آنها گزارش نشده است. در گزارش ها ارائه شده که مجموع این اقدامات منجر به صرفه جویی سالانه بیش از دو میلیارد مترمکعب در سال می شود. در حالیکه داده های موجود، هیچگونه بهبود وضعیت هیچکدام از آبخوانهای استان را نشان نمی دهد، محاسبه کسر مخزن متوسط در استان تا پایان شهریور سال ۱۴۰۰، نشان دهنده وجود کسری مخزن دراز مدت سالانه معادل ۵۲۵ میلیون متر مکعب می باشد (شرکت آب منطقه ای فارس، ۱۴۰۰) که نسبت به کسری مخزن سالانه

سال ۱۳۹۴ (۵۵۰ میلیون متر مکعب)، تغییر محسوسی نداشته است. لذا با توجه به عدم جبران کسر مخزن سالانه می‌توان ادعا نمود طرح احیا و تعادل بخشی علیرغم تلاشها، اقدامات و هزینه‌های انجام شده نتوانسته به هدف اولیه خود (جبران کسر مخزن میانگین سالانه تا پایان برنامه ششم توسعه) دست یابد. حال سؤال اینجاست چه عواملی باعث عدم موفقیت طرح در دستیابی به اهداف شده است؟

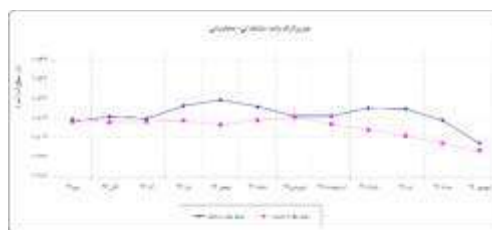
## ۲-۳- بررسی انطباق طرح احیا و تعادل بخشی با مبانی تئوریک مدیریت منابع آب

کاهش کیفیت آب و کمبود آب دو مشکل جدی در کشورهای در حال توسعه است. با توجه به بارندگی پراکنده نابرابر زمانی و مکانی، افزایش تصاعدی مصرف آب با افزایش نرخ رشد جمعیت، کاهش کیفیت آب (UN-CSD، ۱۹۹۴)، از دست دادن منابع بالقوه آب شیرین ناشی از شیوه‌های مدیریت ناپایدار منابع آب (Wang, 2005) و همچنین افزایش دما، تامین آب باعث افزایش کمبودها در کشورها شده است. عدم شناخت تنوع و دامنه محدودیت‌های فیزیکی مربوط به آبخوان‌ها همراه با وسعت تقاضاهای اجتماعی که بر سیستم‌های آبخوان تحمیل می‌شود، همچنان منجر به پاسخ‌های مدیریتی ناکارآمد خواهد شد. از این نظر، مدیریت آب‌های زیرزمینی باید بسیار محلی باشد و به میزان بسیار بیشتری نسبت به مدیریت آب‌های سطحی اعمال می‌شود (FAO, 2003). بر اساس قانون توزیع عادلانه آب، آبهای زیرزمینی جزء مشترکات محسوب شده‌اند. مشترکات در واقع اموال عمومی هستند که برای استفاده مستقیم عموم مردم هستند ولی بر اساس نظر (Ostrom and Ostrom, 1997) آب‌های زیرزمینی یک کالای اقتصادی و جزء گروه منابع مشترک (Common Pool Resources, CPR) به حساب می‌آیند. استفاده از این منابع مشترک وابسته به رفتار انسانها در این خصوص است. درک رفتار انسان‌ها در ارتباط با منابع مشترک، خود یک چالش است و اساسی‌ترین مشکل در بهره‌برداری از این منابع، بهره‌برداری بیش از اندازه است (Ostrom et al., 1994) و این همان مشکلی است که (Hardin, 1968) از آن به عنوان تراژدی منابع مشترک یاد کرده است. منابع مشترک و بخصوص آب زیرزمینی، بهره‌برداران متنوع و مختلفی دارند و بهره‌برداران بالقوه زیادی هم وجود دارند که با ایجاد محدودیت قانونی، امکان بهره‌برداری قانونمند از این منابع را ندارند. لذا در چنین شرایطی ایجاد تضاد منافع بین بهره‌برداران مختلف و همچنین بین بهره‌برداران و مدیران بخش آب، امری اجتناب‌ناپذیر است (Madani, 2010) لذا در مدیریت منابع آب، باید به موضوع حل تعارضات توجه شود. روشهای مختلف حل تعارض بخصوص روش تئوری بازی‌ها (Game theory) (Osborn, 2000) و نظریه نهادگرایی (Ostrom, 2007) از جمله روشهایی هستند که باید در حل تعارضات منابع مشترک مورد توجه قرار گیرند. به طور کلی، وظیفه اصلی مدیریت منابع آب، ارتقای مصرف هماهنگ آب به منظور به حداکثر رساندن رفاه اقتصادی، اجتماعی و زیست محیطی به شیوه‌های عادلانه، کارآمد و پایدار است (Shouke Wei, 2008) انجام این وظیفه شامل اهدافی است که بنام اصل سه‌ای (Tripple E) شناخته می‌شود و شامل سه اصل عدالت (Equity)، اقتصاد یا بهره‌وری (Economy or Efficiency) و محیط زیست (Environment) می‌باشد (Adapted from UNESCAP, 2000; Wang, 2005). همچنین (FAO, 2003) دو رویکرد در مدیریت منابع آب پیشنهاد می‌کند: "نازک و گسترده" (شامل ابزارهایی مانند قیمت‌گذاری انرژی و سیاستهای اقتصادی) و رویکرد "ضخیم و عمیق" (مبتنی بر مدیریت فرمان و کنترل). بر اساس این تعریف، رویکرد نازک و گسترده برای محدوده‌های وسیع مانند یک کشور یا یک حوضه بزرگ کاربرد دارند ولی رویکرد ضخیم و عمیق برای آبخوانهای خاص با گستردگی جغرافیایی کم قابل کاربرد است.

مقایسه طرح احیا و تعادل بخشی با اصول مدیریت منابع آب که در بالا به برخی از آنها اشاره شد نشان می‌دهد که در این طرح، بسیاری از مبانی تئوریک مدیریت منابع آب مورد توجه قرار نگرفته‌اند. تهیه دستورالعمل یکسان برای کل کشور با محلی بودن مدیریت منابع آب متناقض است، عدم توجه به اقتصاد کشاورزانی که امرار معاش آنها منوط به بهره‌برداری از چاههای غیرمجاز یا اضافه برداشت از چاههای مجاز است، با اصل Triple E در تضاد است. اولویت اختصاص بودجه به پروژه‌های گشت و بازرسی و انسداد چاههای غیرمجاز در کل کشور به نوعی تاکید بر رویکرد ضخیم و عمیق در سطح وسیع و کل کشور است. محدودیتهای قانونی و عدم مشارکت بهره‌برداران در تصمیم‌گیری، با اصول حل تعارض در منابع مشترک متناقض است. لذا از این نظر، طرح احیا و تعادل بخشی از نظر ساختار مدیریتی نیازمند اصلاح و باز تعریف می‌باشد.

### ۳-۳- پیش‌بینی اجرای سناریوهای مختلف مدیریتی بر وضعیت بیلان آبخوانهای داراب و ارسنجان

همانگونه که قبلاً اشاره شد، به منظور بررسی اثربخشی طرح احیا و تعادل بخشی در دو آبخوان داراب و ارسنجان، بیلان متوسط ۲۵ ساله این دو آبخوان محاسبه شد و سپس ۱۶ سناریوی مختلف حاصل از اجرای کامل طرح احیا و تعادل بخشی و همچنین تغییرات اقلیمی در این دو آبخوان در نظر گرفته شد و بیلان آب زیرزمینی برای این سناریوها محاسبه گردید. مدل ریاضی این آبخوانها هم ساخته شد و اثرات اجرای سناریوهای مختلف بر سطح آب در بخشهای مختلف آبخوان بررسی شد. چهارچوب مدل ریاضی ساخته شده در نرم افزار GMS و مقایسه هیدروگراف واحد محاسباتی و مشاهداتی در آبخوان داراب در شکلهای ۴- الف و ۴- ب نمایش داده شده اند.



شکل شماره (۴)- الف: چهارچوب مدل ریاضی آبخوان داراب/ ب: مقایسه هیدروگراف واحد محاسباتی و مشاهداتی آبخوان داراب

در شرایط میانگین ۲۵ ساله، بیلان آبخوانهای داراب و ارسنجان به ترتیب ۳۳/۲۵ و ۸/۵۱ میلیون مترمکعب کسری مخزن را نشان می دهد ولی بیلان سالانه این آبخوانها در اثر اجرای سناریوهای مختلف طبق جدول (۲) محاسبه شد و میزان تغییرات حجم مخزن در این دو آبخوان در اثر اجرای سناریوهای مختلف طرح احیا و تعادل بخشی به صورت خلاصه در شکل (۵) نمایش داده شده است.

### ۴- نتیجه گیری و پیشنهادات

اگرچه تصویب و اجرای طرحی که بصورت خاص بر بهبود وضعیت آبخوانهای کشور متمرکز شده است گامی بزرگ در مدیریت منابع آبی کشور محسوب میشود ولی برای نتیجه گیری بهتر و بهینه سازی هزینه ها، لازم است اصول و مبانی تئوریک و تجربه محققان و دانشمندان در این حوضه مد نظر قرار گیرد. این بررسی ها نشان می دهد برای رسیدن به نتایج بهینه، اصلاحات زیادی باید در زمینه حکمرانی، سیاستگذاری، مدیریت، تعریف پروژه ها، نحوه اجرای آنها و تعامل با ذینفعان انجام شود. عدم توجه به این اصول باعث شده است تا علیرغم صرف هزینه های فراوان در اجرای این طرح، موفقیت چندانی در بهبود



جدول شماره (۲): محاسبه بیلان یا سناریوهای مختلف

تعداد نظریات علمی در مجله‌های فارسی

| سال | تعداد نظریات علمی |
|-----|-------------------|
| 07  | 1                 |
| 08  | 1                 |
| 09  | 1                 |
| 10  | 1                 |
| 11  | 1                 |
| 12  | 1                 |
| 13  | 1                 |
| 14  | 1                 |
| 15  | 1                 |
| 16  | 19                |

مختلف محاسبه شد. بررسی نشان داد که گزینه بهینه برای هر دشت می تواند متفاوت از دشت دیگر باشد زیرا عوامل موثر بر معادله بیلان دشت ها متفاوت از هم می باشند. در هر دو آبخوان کاهش تعداد کشت در سال اثرات مثبت و مفیدی دارد. در صورت انجام فقط یک کشت اثرات مثبت شدن بیلان آبخوان قابل ملاحظه است و این اثرات در صورت انجام فقط کشت شتوی، بیشتر است. لذا در سالهای بحرانی حداقل برای مدت کوتاه می توان از این گزینه برای بهبود وضعیت آبخوان استفاده کرد و هزینه طرح احیا و تعادل بخشی جهت جبران خسارت به بهره برداران پرداخت گردد.

این پژوهش با حمایت مالی شرکت آب منطقه ای فارس انجام شد. آقایان مهندس حیدری موسی و مهندس کریمپور در شرکت آب منطقه ای فارس و آقای مهندس حب وطن از شرکت مدیریت منابع آب ایران به عنوان ناظرین و داور این پروژه نقش مفیدی در انجام بهینه این پژوهش داشته اند.

## ۶- منابع

- ۱- استانداری استان فارس (۱۳۹۷)، گزارش سازگاری با کم آبی در استان فارس
- ۲- شرکت سهامی آب منطقه ای فارس (۱۴۰۰)، گزارش سیمای آب استان منتهی به شهریور ۱۴۰۰
- ۳- شرکت سهامی آب منطقه ای (۱۳۹۸)، گزارش تحلیل و ارزیابی اثرات اقدامات طرح احیاء و تعادل بخشی بر کمیت و کیفیت آبخوانهای فارس
- 4- Anderson, M.P. and Woessner, W.W., (2015). Applied Groundwater Modeling; simulation of flow and advective transport. (second edition) Academic press. Amsterdam, Academic press, inc.
- 5- FAO (2003), *GROUNDWATER MANAGEMENT- THE SEARCH FOR PRACTICAL APPROACHES*, FAO publications, Rome.
- 6- Jakeman et al (2016), *Integrated Groundwater Management: An Overview of Concepts and Challenges In: Integrated Groundwater Management- Concepts, Approaches and Challenges*, 2016, Springer, Canberra, ACT, Australia.
- 7- Madani, K. 2010, *Game theory and water resources*, Journal of Hydrology 381 (2010) 225–238.
- 8- Osborn, M. (2000), *An Introduction to Game Theory*, Oxford University Press.
- 9- Ostrom, Vincent, and Elinor Ostrom. 1977. "Public Goods and Public Choices." In *Alternatives for Delivering Public Services: Toward Improved Performance*, ed. E. S. Savas, 7-49. Boulder, Colo.: Westview.
- 10- Ostrom, E. 1994, *Rules, Games, and Common-Pool Resources*, THE UNIVERSITY OF MICHIGAN PRESS
- 11- Rick Brassington consultant hydrogeologist (2007), *Field Hydrogeology*, Third edition, John Wiley & Sons Ltd, West Sussex, England.
- 12- Shouke Wei, M.A., 2008, *Use of Game Theoretic Models for Water Resources Management*, Ph.D. Thesis, Faculty of Environmental Sciences and Process Engineering, Department of Ecosystem and Environmental Informatics, Brandenburg University of Technology in Cottbus, Germany
- 13- UN-CSD, (1994). *Review of sectoral clusters, first phase: human settlement and fresh water, fresh water resource*, Report of the Secretary General of the UN, General Overview, Paragraphs 3-10.
- 14- Wang, N.M., Sun, L.Y., Yang, T., (2005). *Game analyses of government policies for pollution control investment*. China Population, Resource and Environment, 15(6), 24-26. (In Chinese with English abstract)

# کاربرد هوش مصنوعی در مطالعات دیرینه جغرافیایی بازوپایان اردوئیسین پسین آمریکای شمالی با مطالعه موردی *Rhynchotrema*، *Hiscobeccus* و *plaesiomyid*

اکبر سهرابی<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> - استادیار دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

ak.sohrabi@gmail.com

## چکیده

مطالعات انجام یافته کمی بر روی بازوپایان اردوئیسین پسین این فرضیه را که گونه‌های جوان‌تر و بزرگتر *Hiscobeccus*، که از بازوپایان اپیکانتینتال آمریکای شمالی است، از گونه‌های قدیمی‌تر و کوچکتر *Rhynchotrema*، که در مناطق پریکراتونی زندگی می‌کرد، در زمان اردوئیسین پسین تکامل یافته است تایید می‌کند. مطالعات کمی انجام گرفته بر روی بازوپایان *plaesiomyid* اردوئیسین پسین روند تغییرات مورفولوژیکی را از مناطق اینتراکراتونیک استوایی تا مناطق پریکراتونی لورنشیا نشان می‌دهند. در این مطالعه، برای تعیین ارتباط بین داده‌های مورفولوژیکی بازوپایان اردوئیسین پسین از قبیل *Rhynchotrema*، *Hiscobeccus* و *plaesiomyid* آمریکای شمالی با موقعیت دیرینه‌جغرافیایی آنها، یک مدل هوش مصنوعی مبتنی بر شبکه‌های عصبی ارائه گردید. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که شبکه عصبی در تخمین موقعیت نمونه‌های آزمایشی بازوپایان با دقت بالای ۸۰٪ عمل می‌کند. با استفاده از شبکه‌های عصبی می‌توان با ضریب اطمینان بالایی موقعیت دیرینه جغرافیایی فسیل‌ها را تخمین زد.

**واژه‌های کلیدی:** بازوپایان، اردوئیسین، شبکه عصبی، مورفومتریک، دیرینه جغرافیا

## Abstract

The quantitative studies of the Late Ordovician brachiopods support the hypothesis that the younger and larger species of *Hiscobeccus*, which lived in epicontinental regions in Laurentia, evolved from older and smaller species of *Rhynchotrema*, which was one of the North American pericratonic brachiopod fauna, during the Late Ordovician. The quantitative studies of *Plaesiomyid* brachiopods revealed trends of morphological changes from the paleoequatorial intracratonic regions to the pericratonic regions of Laurentia during the Late Ordovician. In this study, in order to investigate the relationship between a set of morphological measurements of the Late Ordovician brachiopods of North America such as *Rhynchotrema*, *Hiscobeccus*, and *plaesiomyid* with their paleogeographic location, an artificial neural networks was conducted. The results indicate that the neural network can estimate the locality of the testing brachiopods with the accuracy above 80%. Based on the neural networks, the paleogeographic locations of fossils can be estimated with higher reliability.

## مقدمه

مطالعات کیفی قبلی که بر اساس توصیف مورفولوژیکی بازوپایان اواخر اردوئیسین انجام گرفته بود این فرضیه را مطرح کردند که اولین گونه‌های *Hiscobeccus*، که در اواخر Katian به عنوان یکی از فونای بازوپایان بتتیک اپیکانتینتال (epicontinental) آمریکای شمالی حضور داشت، از جنس *Rhynchotrema*، که در مناطق پریکراتونیک (pericratonic) لورنشیا حضور داشت، در اوایل Katian (Chatfieldian) تکامل یافته است (Amsden 1983; Jin, 2001).

بازوپایان *Plaesiomyids* یکی از خانواده های بازوپایان *orthide* را تشکیل می دهند که در اردوئیسین پسین در لورنیشیا فراوان تر شدند. بیشتر بازوپایان *Plaesiomyids* به زیرخانواده *Plaesiomyinae* تعلق دارند که با صدف بزرگ، و محدب الطرفین تا صدف محدب-مقعر مشخص می شوند. این گروه از بازوپایان به صورت جهانی دارای گستره زمین شناسی از *Darriwilian* تا *Hirnantian* می باشند اما در طبقات *Katian* پسین (*Richmondian*) آمریکای شمالی بیشترین فراوانی را دارند (Sporat and Jin, 2013).

دودمان *Dinorthis-Plaesiomys* در طول *Darriwilian* ظاهر شد، که توسط دو گونه از شرق ایالات متحده مشخص می شود (Willard, 1928; Cooper, 1956). این دودمان در اولین دوره *Katian* (*Trentonian*, *Chatfieldian*) به اوج رسید و در سراسر ایالات متحده و شرق کانادا گسترده شد. در اواخر اواخر *Katian* (*Maysvillian-Richmondian*)، جنس *Plaesiomys* در هر دو حوضه پریکراتونیک و اینترا کراتونیک آمریکای شمالی فراوان شد در حالی که جنس *Dinorthis* ناپدید شد. جنس *Plaesiomys* در زمان *Hirnantian* منقرض شد.

در مطالعه (Sporat and Jin, 2013) تغییرات مورفولوژیکی *Plaesiomys* در فضا و زمان بر اساس داده های بیومتریکی بدست آمده از مورفولوژی صدف مورد آنالیز قرار گرفت و ارتباط روند تغییرات مورفولوژیکی این بازوپایان و دیرینه جغرافیا و اکولوژی دیرینه مورد مطالعه قرار گرفت. در این مطالعه، نه گونه از نمونه های بازوپایان *Plaesiomyids* از هفت محل اصلی در سراسر آمریکای شمالی مورد بررسی قرار گرفت (Sporat and Jin, 2013). نتایج بدست آمده از آنالیزهای چند متغیره (PCA) بر اساس داده های مورفومتریکی بازوپایان *Plaesiomyids*، دو روند عمده تغییر مورفولوژیکی در *plaesiomyids* اردوئیسین پسین لورنیشیا را نشان می دهد (Sporat and Jin, 2013). اولین مورد، یک روند زمانی است که افزایش کلی در اندازه صدف را نشان می دهد، همانطور که با شاخص کروی صدف (SGI) و شاخص تحدب صدف پشتی (DCI) اندازه گیری می شود. صدف های بازوپایان *Katian* اولیه و میانی *Plaesiomys* *subcircularis* فقط کمی بزرگتر از نیمی از گونه های *Katian* پسین هستند. به نظر می رسد افزایش اندازه پوسته *plaesiomyids* بخشی از یک روند کلی به سمت رشد بسیار بزرگ صدف در جانوران صدفی اردوئیسین پسین لورنیشیا، به ویژه در دریای اپیکانتینتال باشد (Jin, 2001). روند دوم در آنالیزهای چند متغیره در مطالعات (Sporat and Jin, 2013) را می توان یک گرادیان دیرینه جغرافیایی مورفولوژیکی در نظر گرفت که با افزایش درجه انشعاب *rib* در گونه های مناطق پریکراتونی در مقایسه با گونه های دریاهای اینتراکراتونی مشخص می شود. صدف های با *rib* درشت *Plaesiomys occidentalis* عمدتاً در لایه های *Katian* بالایی حوضه های داخل کراتونی استوایی یافت می شوند که انشعاب *rib* جزئی با شاخص انشعاب متوسط را نشان می دهند، در حالی که گونه های ریز آجدار مانند *P. antiquadrasti* از مناطق پریکراتونیک نیمه گرمسیری شاخص انشعاب بسیار بیشتری را نشان می دهند.

مطالعات دیرینه شناسی به طور سنتی به صورت توصیفی بوده و بیشتر تحقیقات پیشین مبتنی بر رویکردهای کیفی بوده است. در سال های اخیر، دیرینه شناسان تکنیک های کمی بیشتری را به کار گرفته اند که باعث شده درک بهتری از روابط بین فسیل ها و جغرافیای دیرینه، دیرینه اکولوژی، و روندهای تکاملی داشته باشیم. پژوهش حاضر از مزایای رویکرد هوش مصنوعی به منظور بررسی و تجزیه و تحلیل جغرافیای دیرینه و روند تکاملی دودمان *Rhynchotrema* و همچنین روند تغییرات مورفولوژیکی در *plaesiomyids* در طول اردوئیسین پسین در *Laurentia* بهره می برد.

در این مطالعه با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی یک فرمول ریاضی بین پارامترهای مورفومتریکی ذکر شده و محل های مربوط به آنها از آمریکای شمالی بدست آمد. نتایج این روش نشان می دهد که شبکه عصبی در تخمین محل نمونه های بازوپایان استفاده شده با دقت بسیار بالایی عمل می کند. با توجه به نتایج رضایت بخش بدست آمده از روش شبکه های عصبی، با داشتن مجموعه ای از داده های مورفومتریکی از براکیوپوئدهای پالئوزوئیک، می توان محل اصلی و توزیع جغرافیایی بازوپایان دیده نشده را با دقت بالاتری برآورد کرد. هوش مصنوعی مبتنی بر شبکه عصبی دیرینه شناسان را قادر می سازد تا درک خود را از توزیع دیرینه جغرافیایی فسیل ها و روند تکاملی آنها در فضا و زمان افزایش دهند.

در این مطالعه یک مدل هوش مصنوعی مبتنی بر شبکه‌های عصبی برای ترسیم مجموعه داده بدست آمده از اندازه‌گیری‌های مورفولوژیکی بازوپایان آمریکای شمالی بر اساس موقعیت جغرافیایی آنها مورد استفاده قرار گرفت. داده‌های این پژوهش بر اساس مجموعه داده‌های مورفومتريکی نمونه‌های *Rhynchotrema*، *Hiscobeccus* و *Plaesiomyid* می‌باشد که توسط مطالعات قبلی گردآوری شده‌اند (Ludvigson et al., 2004; Holland and Patzkowsky, 2007; Young et al., 2008; Sohrabi and Jin, 2013; Spor and Jin, 2013).

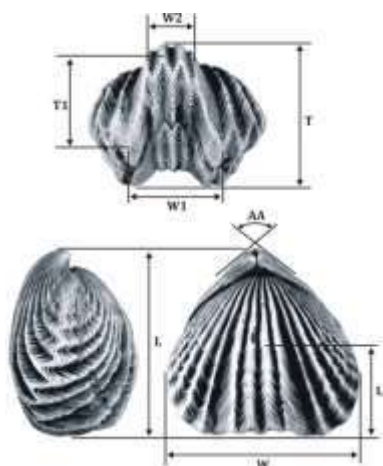
این مطالعه شامل نمونه‌های بازوپایان *Rhynchotrema* و *Hiscobeccus* از منطقه جغرافیایی در آمریکای شمالی، از جمله مینه‌سوتا، منطقه سینسیناتی، دریاچه سیمکو (Lake Simcoe)، منطقه اتاوا، خلیج کوئینته (Bay of Quinte)، شمال کوه‌های راکی (بریتیش کلمبیا)، جزیره بافین (Baffin Island)، و جنوب مانیتوبا می‌باشد (Sohrabi and Jin, 2013). در مطالعه انجام یافته توسط (Sohrabi and Jin, 2013)، یک مجموعه داده مورفومتريکی از نمونه‌های *Rhynchotrema* و *Hiscobeccus* از آمریکای شمالی بر اساس اندازه‌گیری‌های مورفولوژیکی از جمله طول پوسته (L)، عرض پوسته (W)، ضخامت پوسته (T)، عمق سولکوس (T1)، حداکثر عرض سولکوس (W1)، عرض کف سولکوس (W2)، زاویه آپیکال (AA)، طول صدف پوشیده از لاملا (L1)، و تعداد لاملا (Ln) و همچنین محل بازوپایان *Rhynchotrema-Hiscobeccus* گردآوری کردند (شکل ۱). در این مطالعه، آنها از آنالیزهای چند متغیره به منظور تمایز روندهای مورفولوژیکی نمونه‌های *Rhynchotrema-Hiscobeccus* در سطح گونه در آمریکای شمالی استفاده کردند. به منظور بررسی تغییرات مورفولوژیکی (به عنوان مثال افزایش در اندازه پوسته، کرویت و چین خوردگی) از *Rhynchotrema* به *Hiscobeccus*، پارامترهای ثانویه را بدست آوردند. با استفاده از این پارامترهای ثانویه مانند شاخص اندازه پوسته (SSI)، شاخص تحدب پوسته (SCI)، شاخص تیغه پوسته (SLI) و تراکم لایه پوسته (SLD)، آنها تفاوت بین اشکال اولیه *Rhynchotrema* را با هم مقایسه کردند. همچنین بر اساس تغییرات مورفولوژیکی، به بررسی روابط بین اشکال مختلف *Rhynchotrema* و *Hiscobeccus* در مناطق مختلف و الگوی توزیع دیرینه جغرافیایی گونه‌های مختلف *Rhynchotrema* و *Hiscobeccus* پرداختند.

نمونه‌های بازوپایان *Plaesiomyids* مورد استفاده در این مطالعه شامل نه گونه هفت محل اصلی در سراسر آمریکای شمالی مورد بررسی قرار گرفت (Spor and Jin, 2013). اندازه‌گیری بیومتريکی بر روی نمونه‌های بازوپایان شامل طول صدف پشتی (Ld)، طول صدف شکمی (Lv)، عرض صدف (W)، ضخامت صدف پشتی (Td)، ضخامت صدف شکمی (Tv)، ضخامت کا صدف (T)، ضخامت سالکوس (Ds)، تعداد ریب در لبه جلویی صدف (Ra)، تعداد ریب در لبه عقبی صدف (Rp) می‌باشد (شکل ۲) (Spor and Jin, 2013). داده‌های مورفولوژیکی بدست آمده از این نمونه‌های بازوپایان، برای تجزیه و تحلیل تغییرات مورفولوژیکی با استفاده از آنالیزهای چند متغیره مورد مطالعه قرار گرفتند. نتایج بدست آمده از آنالیزهای چند متغیره (PCA) بر اساس داده‌های مورفومتريکی بازوپایان *Plaesiomyids* (Spor and Jin, 2013)، دو روند عمده تغییر مورفولوژیکی در *plaesiomyids* اردوئین پسنین لورنشيا را نشان می‌دهد. اولین مورد یک روند زمانی است که افزایش کلی در اندازه صدف را نشان می‌دهد، که با شاخص کرویت صدف (SGI) و شاخص تحدب صدف پشتی (DCI) اندازه‌گیری می‌شود. صدف‌های بازوپایان Katian اولیه و میانی از قبیل *Plaesiomyis subcircularis* فقط کمی بزرگتر از نیمی از گونه‌های Katian پسنین هستند. به نظر می‌رسد افزایش اندازه پوسته *plaesiomyids* بخشی از یک روند کلی به سمت رشد بسیار بزرگ صدف در جانوران صدفی اردوئین پسنین لورنشيا، به ویژه در دریای اپیکانتینتال باشد (Jin, 2001).

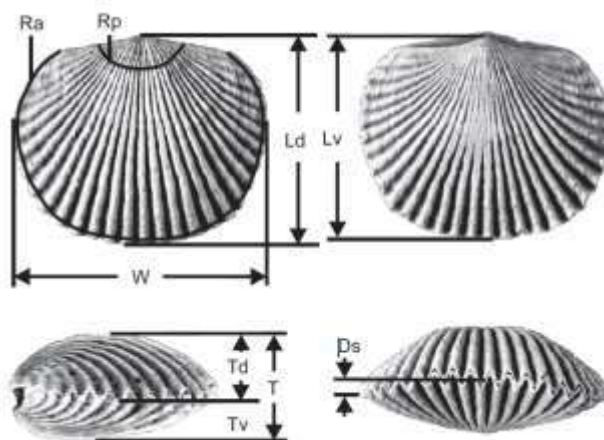
روند دوم در آنالیزهای چند متغیره در مطالعات (Spor and Jin, 2013) را می‌توان یک گرادین دیرینه جغرافیایی مورفولوژیکی در نظر گرفت که با افزایش درجه انشعاب rib در گونه‌های مناطق پریکراتونی در مقایسه با گونه‌های دریاهای اینتراکراتونی مشخص می‌شود. صدف‌های با rib درشت مانند *Plaesiomyis occidentalis* عمدتاً در لایه‌های Katian بالایی حوضه‌های داخل کراتونی استوایی یافت می‌شوند که انشعاب rib جزئی با شاخص انشعاب

متوسط را نشان می‌دهند، در حالی که گونه‌های ریز آجدار مانند *P. antiquadrasti* از مناطق پریکراتونیک نیمه گرمسیری شاخص انشعاب بسیار بیشتری را نشان می‌دهد.

در این مطالعه، برای بررسی روند تغییرات مورفولوژیکی بازوپایان اردوئین پسین آمریکای شمالی که در مطالعات (Sohrabi and Jin, 2013; Sporat and Jin, 2013) با استفاده از آنالیزهای چند متغیره مورد بررسی قرار گرفته بود، با روش جدید هوش مصنوعی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. بدین منظور، در مجموع ۱۷۱ اندازه گیری مورفومتری بازوپایان *Rhynchotrema-Hiscobeccus* اردوئین پسین به ۱۱۴ نمونه آموزش و اعتبار سنجی و ۵۷ مجموعه آزمایش، و ۱۹۷ اندازه گیری مورفومتری بازوپایان *plaesiomyids* به ۱۳۱ نمونه آموزش و اعتبار سنجی و ۶۶ مجموعه آزمایش تقسیم شدند. پارامترهای مورفومتریک ورودی براکیوپودهای مورد مطالعه شامل داده های بدست آمده از اندازه گیری های  $LN$ ،  $AA$ ،  $T1$ ،  $T$ ،  $W2$ ،  $W1$ ،  $W$ ،  $L1$ ،  $L$  برای نمونه های *Rhynchotrema-Hiscobeccus* و  $Rp$ ،  $Ra$ ،  $Ds$ ،  $T$ ،  $Tv$ ،  $Td$ ،  $W$ ،  $Lv$ ،  $Ld$  برای نمونه های *plaesiomyids* می باشد (شکل ۱ و ۲).



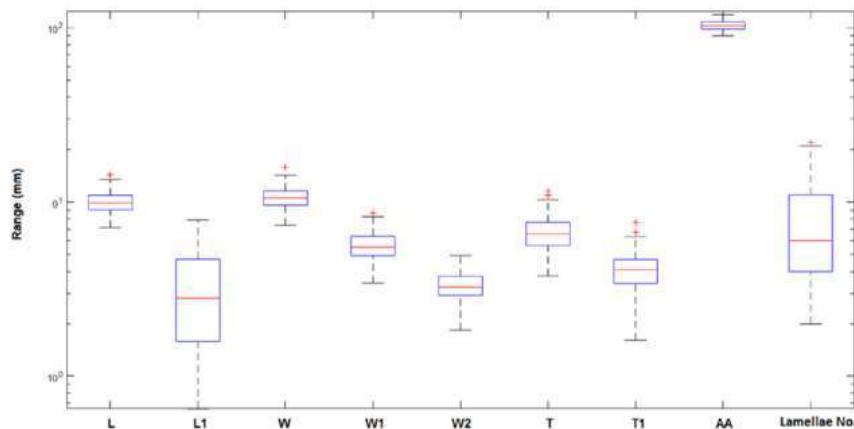
شکل ۱. اندازه گیری های بیومتریکی مورفولوژی پوسته خارجی بازوپایان رینکونلید (رجوع شود به (Sohrabi and Jin, 2013)



شکل ۲. اندازه گیری های بیومتریکی مورفولوژی پوسته خارجی بازوپایان *plaesiomyids* (رجوع شود به (Sporat and Jin, 2013)

در این مطالعه جهت تخمین و ارزیابی موقعیت بازوپایان، یک مدل شبکه عصبی پس انتشار (back-propagation neural network model) بر اساس مجموعه ای از داده های مورفومتریک طراحی گردید (Kadkhodaie et al., 2010; Abdizadeh et al., 2017; Farzi et al., 2017). از کدهای ۱ تا ۱۲ برای مکان های شناسایی شده بر اساس اندازه گیری های آزمایشگاهی بازوپایان استفاده شد تا توسط برنامه شبکه عصبی در نرم افزار متلب قابل شناسایی باشند. ذکر این مورد قابل اهمیت است که در آموزش یک مدل شبکه عصبی باید اکثر نمونه ها به مجموعه داده آموزشی اختصاص داده شوند. معمولاً دو سوم داده ها برای آموزش و یک سوم برای اعتبارسنجی و آزمایش عملکرد پیش بینی مدل شبکه های عصبی استفاده می شود. نسبت ها اعطاف پذیر هستند و گاهی اوقات بر اساس تجربه به دست می آیند تا زمانی که یک مدل هوشمند قوی ایجاد کنیم.

محدوده داده های مورفومتريک اندازه گيری شده در شکل (۳) نشان داده شده است. نمودار ماتريس نشان داده شده در شکل (۳) برای نشان دادن روابط متقابل داده های مورفومتريک اندازه گيری شده بر روی نمونه های بازوپایان می باشد. همانطور که مشاهده می شود، بین داده های ورودی مدل شبکه عصبی همبستگی خوبی وجود دارد. بر این اساس، ۱۲ نورون در لایه ورودی و یک نورون در لایه خروجی به کار گرفته شد. توابع انتقال TANSIG و PURLIN به ترتیب از لایه یک به دو و از لایه دو به سه در نظر گرفته شدند (شکل ۴). تابع عملکرد میانگین مربعات خطا (MSE) برای اندازه گیری قابلیت اطمینان مدل شبکه عصبی استفاده گردید. برای آموزش مدل شبکه عصبی از تابع آموزشی، تنظیم یزین (trainbr) مورد استفاده قرار گرفت. بر این اساس، آموزش شبکه در دوره ۱۴۶ متوقف شد و وزن ها و مقادیر بایاس به دست آمد. مقدار تابع عملکرد دوره = ۱۴۶، به ۰/۰۲۶ می رسد.



شکل ۳. نمودار جعبه ای که محدوده آماری پارامترهای مورفومتری بازوپایان مورد مطالعه را نشان می دهد.

شکل (۵) تصاویر گرافیکی نشان دهنده گرادیان، Gamk.mu، ssX شکست اعتبارسنجی مدل شبکه عصبی را نشان می دهد. بعد از اندازه گیری مجموعه ای از داده های مورفومتریک برای هر براکیوپود از محل های ذکر شده، شبکه عصبی سعی می کند این گونه داده های مورفومتریک را به محل آنها مرتبط کند تا در آینده با ارائه اندازه های مورفومتریک به مدل شبکه عصبی، موقعیت آن را پیش بینی کند. فرض کنید براکیوپودها از محلی به محل دیگر جابجا می شوند و شبکه های عصبی می توانند

محل اصلی آن براکیوپودها را پیدا کنند. برای دستیابی به این هدف، ورودی (داده‌های مورفومتریک) و خروجی (محل‌های براکیوپودها) به یک مجموعه آموزشی (برای یادگیری الگوهای بین ورودی و خروجی)، مجموعه اعتبارسنجی (برای جلوگیری از آموزش بیش از حد) و مجموعه تست (برای اندازه‌گیری قابلیت اطمینان شبکه عصبی) تقسیم شدند. شبکه عصبی مکان‌های براکیوپودها را در نمونه‌های آزمایشی ندیده است و بر اساس الگوی آموخته شده در مجموعه داده‌های آموزشی، قادر به پیش‌بینی مکان‌های نمونه آزمایشی است.

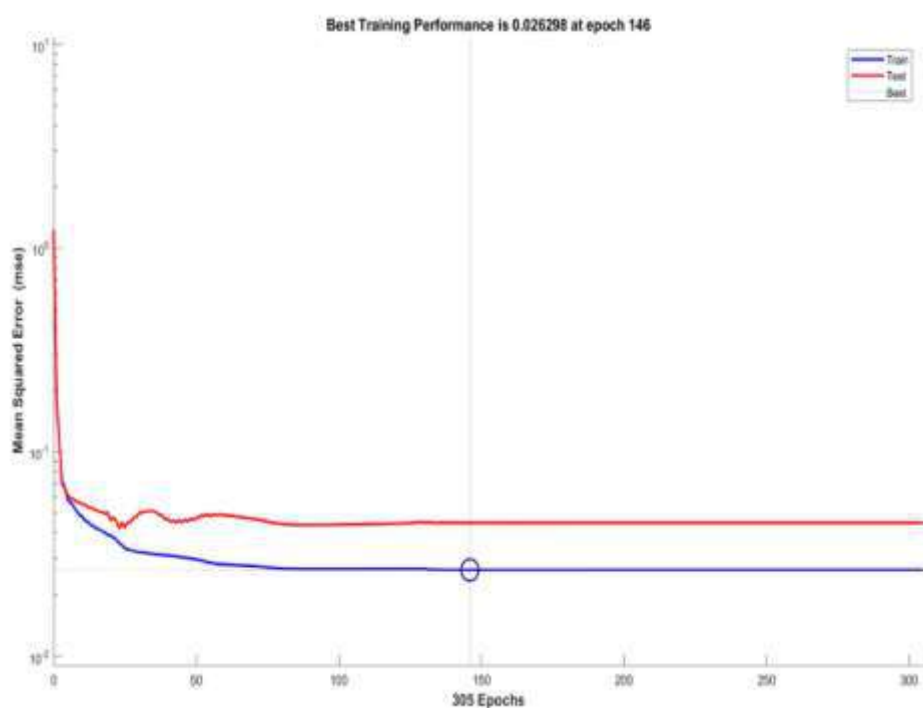
نمودار ماتریس برای نشان دادن روابط متقابل داده‌های مورفومتریک اندازه‌گیری شده بر روی نمونه بازوپایان بدست آمد و بین داده‌های ورودی مدل شبکه عصبی همبستگی خوبی وجود دارد. بر این اساس، ۱۲ نورون در لایه ورودی و یک نورون در لایه خروجی به کار گرفته شد. توابع انتقال TANSIG و PURLIN به ترتیب از لایه یک به دو و از لایه دو به سه در نظر گرفته شدند (شکل ۴). تابع عملکرد میانگین مربعات خطا (MSE) برای اندازه‌گیری قابلیت اطمینان مدل شبکه عصبی استفاده شد. برای آموزش مدل شبکه عصبی از تابع آموزش (trainbr) استفاده شد. الگوریتم آموزشی اجرا شد و همانطور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، پس از ۱۴۶ دوره، خطای آموزشی همچنان کاهش می‌یابد، اما خطای اعتبارسنجی شروع به افزایش می‌کند. بر این اساس، آموزش شبکه در دوره ۱۴۶ = متوقف شد و وزن‌ها و مقادیر بایاس بهینه‌سازی شده به دست آمد (شکل ۵). مقدار تابع عملکرد، دوره = ۱۴۶، به ۰.۰۲۶ می‌رسد. تصاویر گرافیکی نشان‌دهنده گرادپان،  $\mu$ ، شکست اعتبارسنجی Gamk، ssX، مدل شبکه عصبی در شکل (۶) نشان داده شده است.



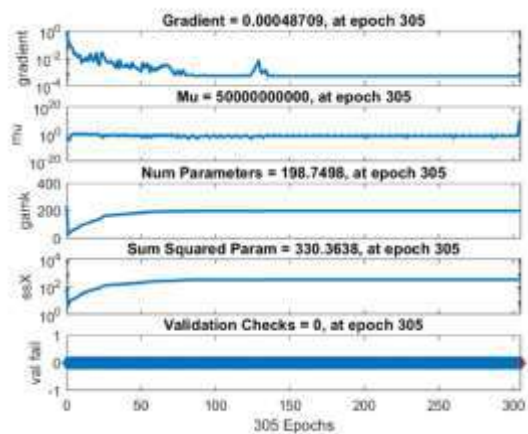
شکل ۴. نموداری که ساختار و تنظیمات پارامتر عصبی را نشان می‌دهد. مدل شبکه‌ای در این مطالعه برای پیش‌بینی محل براکیوپودها طراحی شده است.



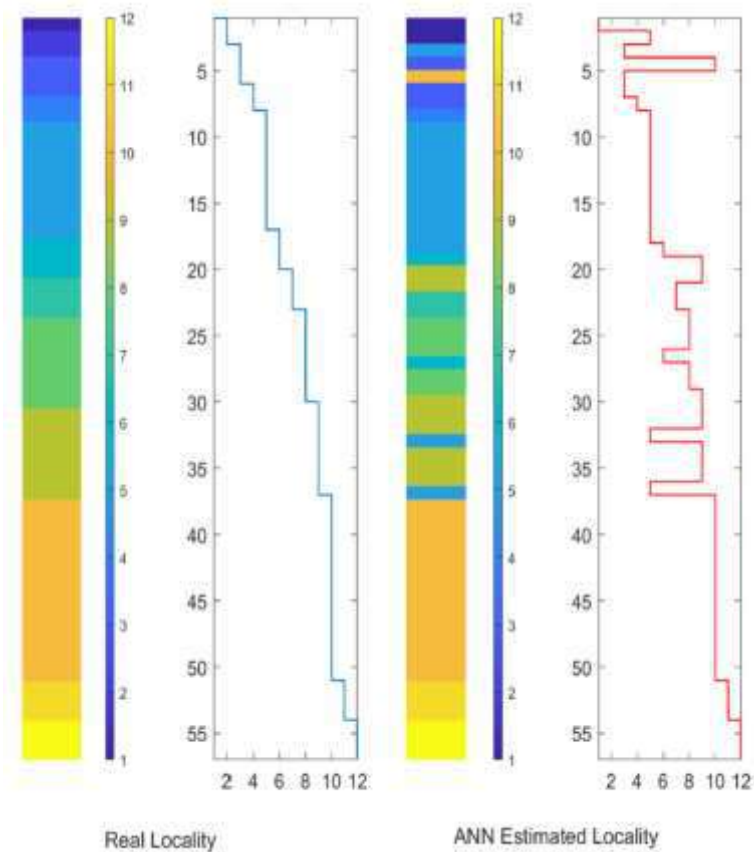
مقایسه بین محل واقعی و تخمینی نمونه های *Rhynchotrema-Hiscobeccus* در آموزش و مجموعه داده آزمایشی مدل شبکه عصبی در شکل‌ها نشان داده شده است (شکل ۷). همانطور که مشاهده می‌شود، با استفاده از مدل شبکه عصبی پس انتشار طراحی شده در این مطالعه، تطابق خوبی بین مکان‌های واقعی و تخمینی بازوپایان وجود دارد. از ۵۷ محل موجود در مجموعه داده آزمایشی، شبکه عصبی با موفقیت ۴۶ محل را به درستی با دقت ۸۱٪ پیش‌بینی کرد. در منطقه‌ای با سوابق فسیلی ضعیف و بدون داده‌های قابل اعتماد، تکنیک‌های هوش مصنوعی می‌تواند به عنوان یک روش جایگزین برای پر کردن شکاف و همچنین کمک به شناسایی روابط ریاضی بین داده‌های ریخت‌سنجی فسیل‌های بازوپایان اردوئین پسنین و توزیع جغرافیایی آنها استفاده شود.



شکل ۵. نمودار نشان‌دهنده عملکرد مدل شبکه عصبی را در مقابل دوره‌های آموزشی



شکل ۶. تصاویر گرافیکی نشان دهنده گرایان،  $\mu$ , gamk، ssX و اعتبار سنجی مدل شبکه عصبی است.



شکل ۷. مقایسه بین محل واقعی و تخمینی تبار *Rhynchotrema-Hiscobeccus* در آزمایش مجموعه داده مدل شبکه عصبی، کدهای رنگ ۱ تا ۱۲ هستند، ارجاع به مناطق مورد مطالعه آمریکای شمالی.

مقایسه بین محل واقعی و تخمینی براکیوپودهای *Hiscoibeccus*, *Rhynchotrema* و *Plaesiomyid* در مجموعه داده های آموزشی و آزمایشی مدل شبکه عصبی انجام گرفت. با استفاده از مدل شبکه عصبی پس انتشار (back-propagation neural network) طراحی شده در این مطالعه، تطابق خوبی بین مکان های واقعی و تخمینی براکیوپود وجود دارد (شکل ۷). از ۵۷ محل موجود در مجموعه داده آزمایشی، شبکه عصبی با موفقیت ۴۶ محل را به درستی با دقت ۸۱٪ پیش بینی کرد. در منطقه ای با سوابق فسیلی ضعیف و بدون داده های قابل اعتماد، تکنیک های هوش مصنوعی می تواند به عنوان یک روش جایگزین برای پر کردن شکاف و همچنین کمک به شناسایی روابط ریاضی بین داده های مورفولوژیکی فسیل های بازوپایان اردوئین پسین و توزیع جغرافیایی آنها استفاده شود.

### نتیجه گیری

آنالیز هوش مصنوعی با استفاده از مدل شبکه عصبی که بر اساس مجموعه داده مورفومتریک از نمونه های بازوپایان اردوئین پسین آمریکای شمالی انجام گرفت نشان می دهد که شبکه عصبی می تواند ارتباط بین داده های مورفومتریک با محل آن ها پیدا کند. نتایج مطالعات شبکه های عصبی که بر اساس داده های مورفولوژیکی از براکیوپودهای اردوئین پسین آمریکای شمالی می باشد با دقت بالای ۸۰ درصد تفاوت نمونه های مربوط به مناطق اینتراکراتونیک استوایی مانند *Hiscoibeccus* را با براکیوپودهای فلات پریکراتونیک گرمسیری و نیمه گرمسیری مانند *Rhynchotrema* نشان می دهد. در نتیجه با ارائه اندازه های مورفومتریک بیشتر به مدل شبکه عصبی، این مدل قابلیت پیش بینی موقعیت نمونه های فسیلی را دارا می باشد. با فرض اینکه نمونه های بازوپایان از محلی به محل دیگر جابجا شده باشند، شبکه های عصبی قادر به پیدا کردن محل اصلی آنها می باشند. با استفاده از مدل ارائه شده در این مطالعه و با افزودن نمونه های فسیلی بیشتر از سایر سایت های جغرافیایی در سراسر جهان و ایجاد یک مجموعه داده جامع، میتوان موقعیت دیرین جغرافیایی این نمونه های فسیلی را برای گنجاندن مکان های وسیع تری با دقت بسیار بالا پیش بینی کرد.

### منابع:

- Abdizadeh, H., Kadkhodaie, A., Ahmadi, A., and Heidarfard, M.H., 2017. Estimation of Total Organic Carbon from well logs and seismic sections via neural network and ant colony optimization approach: A case study from the Mansuri oil field, SW Iran. *Geopersia* 7 (2), 255–266. University of Tehran Press.
- Amsden, T.W., 1983. Upper Bromide Formation and Viola Group (Middle and Upper Ordovician) in eastern Oklahoma. *Oklahoma Geol. Survey Bull.* 132. Welling–Fite–Corbin Range strata, 1–23; 132, the Late Ordovician brachiopod genera *Lepidocyclus* and *Hiscoibeccus* 36–44.



- Cooper, G.A., 1956. Chazy and related brachiopods. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, Vol. 127, 1245 p.
- Farzi, R., Bolandi, V., Kadhodaie, A., Iglauer, S., and Hashempour, Z., 2017. Simulation of NMR response from micro-CT images using artificial neural networks. *J. Natural Gas Sci. Eng.* 39, 54–61. Elsevier press.
- Holland, S.M., and Patzkowsky, M.E., 2007. Gradient ecology of a biotic invasion: biofacies of the type Cincinnati series (Upper Ordovician), Cincinnati, Ohio region, USA. *Palaios* 22, 392–407.
- Jin, J., 2001. Evolution and extinction of the north American *Hiscobeccus* brachiopod fauna during the late Ordovician. *Can. J. Earth Sci.* 38, 143–151.
- Kadhodaie, A., Takahashi Monteiro, S., Ramos, F., and Hatherly, P., 2010. Rock Recognition from MWD Data: a Comparative Study of Boosting, Neural Networks and Fuzzy Logic. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing Letters (GSRL)* 7 (4), 680–684.
- Ludvigson, G.A., Witzke, B.J., Gonzalez, L.A., Carpenter, S.J., Schneider, C.L., and Hasiuk, F., 2004. Late Ordovician (Turinian- Chatfieldian) carbon isotope excursions and their stratigraphic and paleoceanographic significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210, 187–214.
- Sohrabi, A., and Jin, J., 2013. Evolution of the *Rhynchotrema* – *Hiscobeccus* lineage: implications for the diversification of the late Ordovician epicontinental brachiopod fauna of Laurentia. *Lethaia* 46, 188–210.
- Sporat, C., and Jin, J., 2013. Evolution of the Late Ordovician plaesiomyid brachiopod lineage in Laurentia. *Can. J. Earth Sci.* 50: 872–894.
- Willard, B., 1928. No. 6a – The Brachiopods of the Ottosee and Holston Formations of Tennessee and Virginia. *Bulletin of the Harvard Museum of Comparative Zoology*, 48: 255–292, pl. 1–3.
- Young, G.A., Elias, R.J., Wong, S., and Dobrazanski, E.P., 2008. Upper Ordovician Rocks and Fossils in Southern Manitoba. *Canadian Paleontology Conference, Field Trip Guidebook* 13, 97.

## تحلیل دگرریختی‌های ساختاری منطقه بلده در البرز مرکزی

نرجس سادات درویش‌پور<sup>۱</sup>، حجت‌اله صفری<sup>۲</sup>، رضوانه حمیدی<sup>۳</sup>

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران،

Email: nsdarvishpor@gmail.com

۲- دانشیار تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران،

Email: safari.ho@gmail.com

۳- دانش آموخته دکتری تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران،

Email: hamiditectonic92@gmail.com

### چکیده

منطقه بلده واقع در یال شمالی البرز مرکزی برای بررسی وضعیت دگرریختی‌های ساختاری انتخاب گردید تا بتوان مدلی زمین ساختی برای این بخش ارائه نمود. سپس با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور، GIS و بررسی‌های صحرایی ساختارها استخراج گردیده و مورد تحلیل سینماتیکی قرار گرفتند. نتایج نشان داد که مهمترین ساختارهای منطقه گسل‌های رانده خزر، منگل، نورود و علی‌آباد می‌باشند. این ساختارها روند تقریباً شرقی-غربی داشته و از روند البرز مرکزی تبعیت می‌کنند. دگرریختی‌های منطقه عمدتاً توسط گسل‌های رانده اصلی کنترل شده‌اند. این ساختارها شامل گسل‌هایی با شیب کم تا متوسط (۴۰-۵۰ درجه) رو به جنوب می‌باشند که سبب راندگی رو به شمال واحدهای سنگی شده‌اند. همراهی دو گسل نورود و علی‌آباد سبب تشکیل یک ساختار گل‌مانند به صورت بلوکی فراجسته شده است. بررسی محورهای سینماتیکی نشان از چرخش چپگرد محورهای فشار از شمال منطقه به جنوب است که سبب ایجاد یک زمین ساخت برشی-فشارشی (دگرفشارش) شده است.

**واژه‌های کلیدی:** البرز مرکزی، دگرریختی‌ها، گسلش معکوس، ساختار گل‌مانند، رژیم دگرفشارش

## Structural Deformation Analysis of Baladeh Area in Central Alborz

### Abstract

The Baladeh area, located in the Northern limb of Central Alborz, is selected to present a Tectonic model via investigation of structural deformations. In the following, the structures were extracted using Remote sensing techniques, GIS and field surveys, and then the kinematic analysis was performed on them. The results of this research show that the main structures are the Khazar; Mangel; Nowrud; and Aliabad thrust faults. These structures have East-West strikes similar to the Central Alborz trend. The investigation of faults presents that the main deformation is controlled by thrust faults. The structures have a low angle (40-50°) dip toward the South and caused to northward thrusting of rock sequences. The companionship of Nowrud and Aliabad thrust faults caused to the formation of a Flower structure (as a Push-up block). The surveying of kinematic axes presents the Sinistral rotation of them from the Northern part to the Southern part. This phenomenon caused the establishment of a Transpressional (compressional-shearing) tectonic regime.

**Keywords:** Central Alborz, Deformations, Reverse faults, Flower structure, Transpressional regime

### ۱- مقدمه

کوهزاد البرز با پهنای تقریبی ۱۰۰ و طول بیش از ۹۰۰ کیلومتر با روند تقریبی خاوری-باختری بخشی از کوهزاد آلپ-همیالیا در آسیا است که در شمال ایران و جنوب حوضه خزر قرار گرفته است (Berberian & Yeats, 1999; Safari & Gholami, 2011; Djamour, 2010). که

شکل‌گیری اولیه آنها در طی تریاس پسین در اثر برخورد گندوانا- اوراسیا بوده است (Zanchi et al., 2006). این کوهزاد در طی فازهای پایانی کوهزایی آلپی به شکل کنونی خود درآمده‌اند (Safari & Gholami, 2011). زمین‌ساخت سنوزئیک در البرز حاصل همگرایی ورقه‌های عربی و اوراسیا در نتیجه بازشدگی دریای سرخ می‌باشد که دگرشکلی گسترده‌ای را بصورت راندگی‌ها و چین‌خوردگی‌ها بویژه نهشته‌های ائوسن تجربه کرده است (Yassaghi & Maadanipour, 2008; Alavi, 1996; Allen et al., 2003). ساختارهای البرز بیشتر از نوع چین‌های ملایم و ناهماهنگ با روندی خمیده می‌باشد. البرز مرکزی دارای روند خاوری-باختری بوده و یکی از بخش‌های به شدت دگرریخت شده را تشکیل می‌دهد که در آن دگرریختی‌ها عمدتاً توسط گسل‌های راندگی اصلی کنترل می‌شوند (Alavi, 1996; Yasaghi, 2005). به گونه‌ای که ساختارها شامل گسل‌هایی با شیب زیاد که موازی با کمر بند کوهزاد است، مشخص می‌شوند. بیشتر این گسل‌های رانده دارای سازوکار معکوس (یا رانده) با مقداری مولفه امتدادلغز چپ‌بر می‌باشند. از نظر وضعیت شیب گسل‌ها باید اذعان نمود که گسل‌های دامنه جنوبی دارای شیبی به سمت شمال و گسل‌های دامنه شمالی دارای شیبی به سمت جنوب هستند که به این ترتیب، سبب تشکیل ساختار گل‌مانند شده است (Stocklin, 1974; Nazari, 2006; Allen et al., 2003). منطقه مورد بررسی در تقسیم‌بندی پیشنهادی اشتوکلین (Stocklin, 1974)، بخشی از زون نتوژن شمالی محسوب شده که ناحیه‌ای به نسبت مقاوم از سنگهای تریاس تا کرتاسه را شامل می‌شود. هدف از این تحقیق بررسی وضعیت ساختاری یال شمالی رشته کوه البرز در بخش مرکزی، با روند تقریباً شرقی-غربی (محل خمیدگی البرز) در حد فاصل گسل‌های خزر و البرز شمالی بود تا با مطالعه ساختارهای منطقه بتوان به تحلیل و بررسی رژیم زمین‌ساختی این منطقه پرداخت.

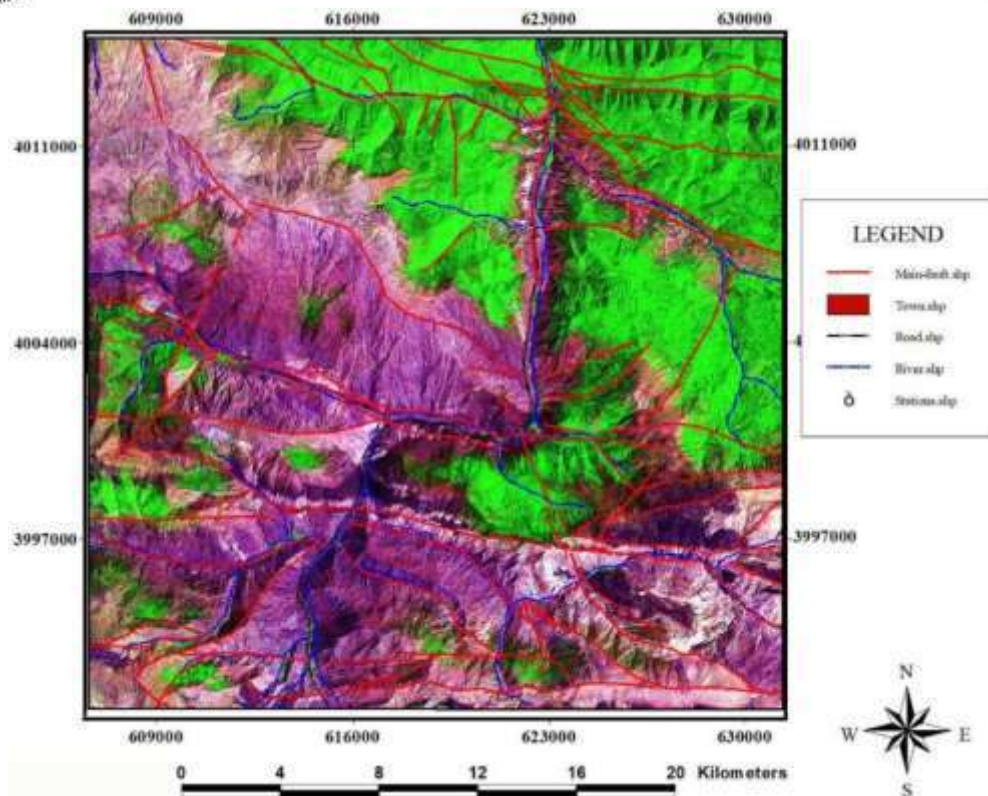
از پژوهشهایی که در پهنه البرز مرکزی صورت گرفته می‌توان به موارد ذیل اشاره نمود: گست و همکاران (Guest et al. 2007) برشی ساختاری عرضی در راستای حوضه خزر جنوبی-ایران مرکزی ترسیم نموده و براساس آن مدل تاق‌گون با الگوی زمین‌ساختی پوسته نازک را برای البرز در نظر گرفتند. تاتار و همکاران (Tatar et al. 2007) با مطالعه سازوکار و منشأ زمین‌لرزه‌ها به این نتیجه رسیدند که دگرریختی البرز تابع عملکرد گسل‌های رانده اصلی پیشانی و گسل‌های امتدادلغز در قسمت‌های نسبتاً مرتفع البرز بوده است و با توجه به اینکه این ساختارها در بخش عمیق پوسته به یکدیگر متصل می‌گردند، یک ساختار گل‌مانند ایجاد نموده‌اند. بالتو و همکاران (Ballato et al. 2008) البرز را از لحاظ روندهای ساختاری به چهار پهنه تقسیم نمودند که عبارتند از: الف- پهنه تالش (با روند شمالی-جنوبی)؛ ب- پهنه البرز غربی (با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق)؛ ج- پهنه البرز مرکزی (با روند شرقی-غربی)؛ د- البرز شرقی (با روند شمال‌شرق-جنوب‌غرب). ریتز و همکاران (Ritz et al., 2006) اعتقاد دارند که رژیم تراکشن حاکم بر البرز مرکزی از حدود ۱ تا ۱/۵ میلیون سال قبل (همزمان با فعالیت آتشفشان دماوند) شکل گرفته است. علوی (۱۹۹۱) ساختار البرز را در قالب ساختمان‌های دوپلکس از نوع گرده‌ای مرکب (stack Antiformal) در البرز خاوری تصور کرد. اما دیگر پژوهشگران چون نظری (Nazari, 2006)، اشتوکلین (Stocklin, 1974) و آلن و همکاران (Allen et al., 2003) برای این پهنه ساختاری در شمال ایران در بخش البرز مرکزی یک ساختار گل‌مانند دانسته‌اند. از نظر جغرافیایی، ناحیه مورد مطالعه در جنوب آمل در حد فاصل طول‌های ۱' ۵۲° تا ۲۷' ۵۲° و عرض‌های ۲' ۳۶° تا ۱۶' ۳۶° شمالی (در خاور و شمال خاوری منطقه بلده) قرار گرفته است. این منطقه از حوالی رزگه در جاده هراز تا روستای کرسی در محل دوآب و همچنین در راستای دره نوررود واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

## ۲- روش انجام کار

روش‌های بکاررفته در این پژوهش پیمایشی و توصیفی-تحلیلی بوده است. بدین منظور اقدام به مطالعه و جمع‌آوری داده‌های مورد نیاز و پردازش اولیه آن‌ها به منظور ایجاد پایگاه داده‌ها در محیط نرم‌افزاری شده است. سپس این داده‌ها با هدف استخراج اطلاعات مورد تحلیل قرار گرفته و یافته‌ها از طریق بررسی‌های میدانی کنترل شده‌اند. جهت شناسایی گسل‌ها، ابتدا تصویر ماهواره‌ای ETM+ (مربوط به سال ۲۰۱۷) تهیه و تصویری با رنگ کاذب (از ترکیب باندهای ۱-۴-۷) بدست آمده و به روش امتزاج تصاویر (Fusion) به کمک باند ۸ پانکروماتیک (با دقت ۱۴ متر) تفکیک مکانی آن ارتقاء داده شد. سپس با اعمال فیلترهای بالاگذر (High Pass) و بارزکننده لبه‌ها (Edge Sharpening) تصویر یادشده بارزسازی شد. در ادامه با اعمال فیلترهای جهت‌دار (Convolution/Directional) در جهات ۴۵، ۹۰، ۱۳۵، ۱۸۰ درجه بر روی تصویر و همچنین با یاری گرفتن از تصویر مدل رقومی ارتفاعی در محیط نرم‌افزاری اقدام به شناسایی و استخراج شکستگی‌های موجود در منطقه گردید (شکل ۲).



شکل ۲: استخراج خطوطاره‌ها از روی تصویر ماهواره‌ای اصلاح و بارزسازی شده

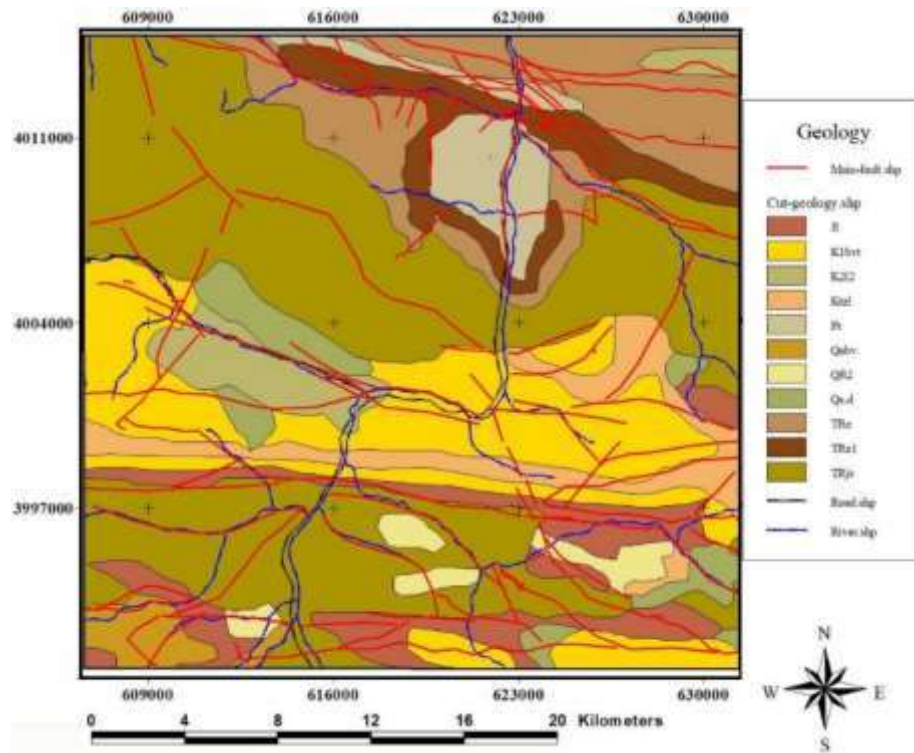
در طی عملیات صحرایی کلیه خطوطاره‌های استخراج شده توسط روش‌های سنجش از دور کنترل و سپس اندازه‌گیری گردیدند و سپس گسل‌هایی که با شواهد صحرایی به اثبات رسیدند؛ در نقشه ساختاری به‌همراه سایر عوارض آورده شدند (شکل ۴). برای درک وضعیت دگربرختی‌ها و دستیابی به مدل تکامل ساختاری، تحلیل‌های ساختاری گسل‌ها در قالب تحلیل هندسی و سینماتیکی انجام گردید. مهمترین تحلیل هندسی صورت گرفته برای ساختارها، تهیه نمودار گل سرخی از شکستگی‌های منطقه است. که بر اساس روش تعداد-امتداد اقدام به ترسیم نمودار گل سرخی از شکستگی‌های این مناطق گردید (Ramsay & Hubber, 1987). در نهایت نتایج بدست آمده بر روی نقشه ساختاری هر بخش آورده شد (شکل ۴). اساس تحلیل سینماتیکی شکستگی‌ها در این پژوهش، روش محاسبه صفحه حرکتی (Marrett & Allmendinger, 1990) است. در این روش تحلیلی، جهت محاسبه محورهای حرکتی (به‌خصوص محور فشارش)، ابتدا گسل‌ها همراه با قطب و خش لغز آنها ترسیم شده و سپس صفحه حرکتی آنها محاسبه گردید. در ادامه بر روی صفحه حرکتی ۴۵ درجه در جهت و خلاف جهت بردار لغزش حرکت نموده و به این ترتیب محورهای فشارش و کشش محاسبه شد و در نهایت نتایج بدست آمده بر روی نقشه ساختاری آورده شد (شکل ۴).

### ۳- نتایج بدست آمده

سازندهای رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی بر اساس مشاهدات صحرایی و نقشه‌های زمین‌شناسی موجود (شکل ۳) شامل: سازندهای مبارک (۲۰۰ تا ۲۵۰ متر سنگ آهک‌های تیره رنگ غالباً فسیل دار، سنگ آهک مارنی و مارن‌های سیلت‌دار به سن کربونیفر پیشین)، دورود (۱۵۰ متر شیل، ماسه‌سنگ، سنگ آهک ضخیم‌لایه، سیلت استون و کوارتزیت به سن پرمین پیشین)، روته (۲۳۰ متر توالی شیل، ماسه‌سنگ، سنگ آهک ضخیم‌لایه، سیلت استون و کوارتزیت به سن پرمین میانی-بالایی)، نسن (۲۳۰ متر توالی سنگ آهک با چرت به‌همراه شیل‌های مارنی و ماسه‌ای به سن پرمین پسین)، الیکا (۲۹۵ متر سکانس رسوبی شامل آهک، دولومیت و دولومیت ضخیم‌لایه با سن تریاس پایینی تا میانی)، شمشک (۱۵۰۰ متر سکانس‌هایی تکرارشونده از شیل، ماسه‌سنگ، سیلت‌استون،



کنگلومرای سفیدرنگ، شیل های ذغالدار به همراه لایه های ذغال با سن تریاس بالایی- ژوراسیک پایینی، دلیچای (۱۰۷ متر مارن، آهک های آمونیت دار به همراه ماسه سنگ آمونیتی با سن ژوراسیک پایینی- میانی)، لار (۲۵۰ تا ۳۵۰ متر آهک های ضخیم لایه تا توده ای به سن ژوراسیک بالایی) و تیزکوه (۱۷۰ متر آهک های اربیتولین دار به همراه شیل آهکی به سن کرتاسه پایینی) می باشند.



شکل ۳: نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد بررسی

در این پژوهش ساختارها در ۱۲ ایستگاه در قالب سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی مورد پیمایش قرار گرفتند. مهمترین ساختارهای منطقه شامل گسل های خزر، منگل، هراز (در بخش شمالی)، نورود (در بخش مرکزی) و علی آباد (در بخش جنوبی) و تاقدیس عمارت (بخش شمالی و مرکزی) و ناودیس ناگله سر (بخش جنوبی) می باشند (شکل ۵). مشخصات گسل ها در منطقه مورد مطالعه به شرح ذیل می باشد:

**الف- گسل خزر:** این گسل یک گسل رانده با طولی بیش از ۱۰۰ کیلومتر و دارای مشخصات N90/45-S بوده و عملکرد آن سبب فراخاست دامنه شمالی البرز شده و همچنین سبب راندگی رو به شمال نهشته های کنگلومرای پلیوسن بر روی دشت آمل گردیده است (شکل ۴-الف).

**ب- گسل منگل (گسل شمال البرز):** این گسل با طولی بیش از ۱۰۰ کیلومتر، دارای مشخصات N100/45-S است و عملکرد آن سبب راندگی آهک الیکا (تریاس) بر روی آبرفت های عهد حاضر شده است (شکل ۴-ب).

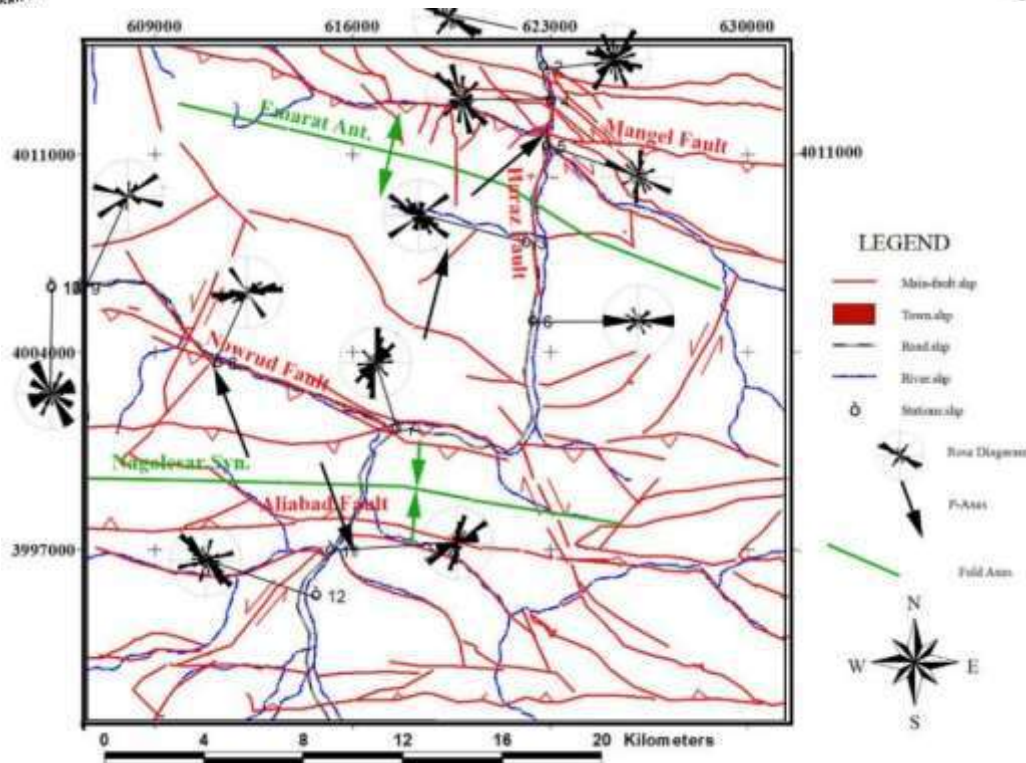
**ج- گسل نورود:** این گسل با طولی بیش از ۳۰ کیلومتر (شکل ۵) دارای روند جنوب خاوری- شمال باختری (در باختر گسل هراز) بوده و در خاور گسل هراز تبدیل به خاوری- باختری شده است. شیب این گسل حدود ۴۰ تا ۴۵ درجه به سمت جنوب می باشد (شکل ۴-ج). مکانیسم این گسل راندگی با کمی مولفه امتداد لغز چپ بر می باشد. عملکرد این گسل سبب برخاستگی بلوک جنوبی آن و تشکیل ناودیس برخاسته ناگله سر شده است (شکل ۶).

**د- گسل هراز:** گسل هراز با طولی حدود ۴۰ کیلومتر و با مشخصات N175/46-NE دارای مکانیسم حرکتی راستالغز راست بر با کمی مولفه نرمال می باشد. عملکرد این گسل، مسیر رودخانه هراز را رقم زده است (شکل ۴-د).

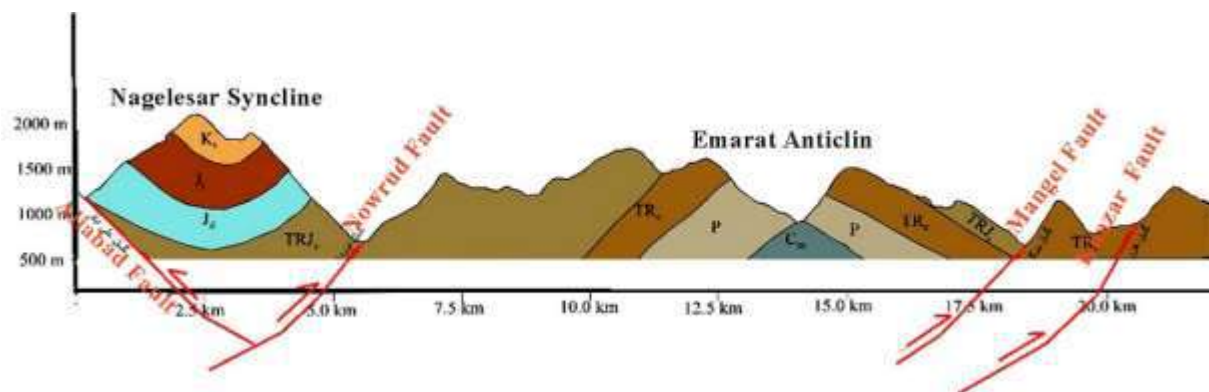
و- گسل علی آباد: گسل علی آباد با طولی بیش از ۳۰ کیلومتر (شکل ۵) روند تقریباً خاوری- باختری داشته و شیب صفحه گسل حدود ۵۵ تا ۶۰ درجه به شمال می باشد. مکانیسم حرکتی این گسل، معکوس است. همراهی عملکرد این گسل با گسل نورود سبب برخاستگی بلوک شمالی آن و تشکیل ناودیس برخاسته ناگله سر شده است (شکل ۴-ه).



شکل ۴: نمایشی از گسل های اصلی منطقه مورد بررسی، الف- گسل خزر؛ ب- گسل منگل (شمال البرز)؛ ج- گسل نورود؛ د- گسل هراز؛ و- گسل علی آباد



شکل ۵: نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه



شکل ۶: مقطع عرضی شماتیک با امتداد شمالی - جنوبی از وضعیت ساختارهای منطقه

مهمترین محور فشار در بخش‌های مختلف منطقه به شرح ذیل می‌باشند: محور فشار در بخش شمالی دارای امتداد N50 می‌باشد که اگر فشاری با این امتداد بر روی گسل‌هایی نظیر خزر و منگل (شمال البرز) وجود داشته باشد؛ مکانیسم این گسل‌ها می‌تواند معکوس یا مولفه چپ‌بر باشد. مهمترین محور فشار در بخش مرکزی دارای امتداد N15 می‌باشد که اگر فشاری با این امتداد بر روی گسل‌هایی نظیر نورود وجود داشته باشد؛ مکانیسم این گسل‌ها می‌تواند معکوس خالص باشد. در بخش جنوبی حداقل دو جهت محور حرکتی (محور P) با آزمون‌های N336 و N160 قابل مشاهده می‌باشند. این دو جهت فشار مخالف هم، نشان از یک سیستم فشارشی پیچیده دارد که معمولاً در سیستم گسل‌های رانده (معکوس) با شیب مخالف دیده می‌شوند.

بررسی‌های صحرایی انجام گرفته حکایت از وجود دو گسل نورود با شیب رو به جنوب (راندگی رو به شمال) و گسل علی‌آباد با شیب رو به شمال (راندگی رو به جنوب) مطابقت دارد.

#### ۴- بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق به بررسی وضعیت دگرریختی‌های یال شمالی رشته‌کوه البرز در بخش مرکزی، با روند تقریباً شرقی- غربی (محل خمیدگی البرز) پرداخته شد و با استفاده از نتایج تکنیک‌های مختلف سعی گردید که مدلی زمین‌ساختی برای این بخش ارائه گردد. نتایج این بررسی نشان داد که این منطقه از لحاظ زمین‌ساختی بخشی از زون نوژن شمالی (از دیدگاه اشتوکلین ۱۹۷۴) محسوب می‌شود و دارای پیچیدگی‌های ساختاری بسیاری می‌باشد. بررسی گسل‌های منطقه نشان داد که دگرریختی‌های منطقه عمدتاً توسط گسل‌های معکوس (با رانده) اصلی کنترل شده‌اند. در این منطقه گسل‌های اصلی نظیر: گسل خزر (در دامنه شمالی در مرز کوه- دشت)، گسل منگل (به عنوان گسل شمال البرز در بخش شمالی) و گسل نورود (در بخش مرکزی منطقه)، گسل‌های دارای سازوکار معکوس (یا رانده) با مقداری مولفه امتدادلغز چپ‌بر می‌باشند. این ساختارهای با روند تقریباً شرقی- غربی (موازی با کمر بند کوهزاد) شامل گسل‌هایی با شیب کم تا متوسط (۴۰ تا ۵۰ درجه) رو به جنوب می‌باشند که سبب راندگی رو به شمال واحدهای سنگی شده‌اند. همچنین گسل علی‌آباد با روندی مشابه (تقریباً شرقی- غربی) با شیب مخالف (رو به شمال) سبب راندگی رو به جنوب بلوک شمالی خود شده است. بررسی ارتباط سینماتیکی ساختارها نشان داد که ناودیس برخاسته ناگله‌سر بر روی فرادیواره‌های دو گسل نورود (با شیب رو به جنوب و راندگی رو به شمال) و علی‌آباد (با شیب رو به شمال و راندگی رو به جنوب) تشکیل یافته است. این پدیده نشان می‌دهد که همراهی دو گسل نورود و علی‌آباد سبب تشکیل یک ساختار گل‌مانند به صورت بلوکی فراچسته شده که حاصل آن تشکیل ساختار ناودیس بالاآمده ناگله‌سر (با ارتفاع زیاد) شده است (شکل ۶). همچنین بررسی محورهای سینماتیکی نشان داد که از بخش شمالی به سمت بخش‌های مرکزی و جنوبی، محور فشارش دچار خمش چپگرد شده که سبب تغییر میزان مولفه چپ‌بر در مکانیسم گسل‌های رانده شده و به سمت جنوب میزان مولفه چپ‌بر کمتر شده و گسل‌های جنوبی تقریباً دارای مکانیسم رانده خالص می‌باشند که این مسئله حکایت از چرخش محورهای فشارش از شمال به جنوب است که می‌تواند به خاطر حرکت رو به جنوب-جنوب‌باختر صفحه خزر جنوبی و اثر آن بر یال شمالی البرز باشد که سبب ایجاد یک زمین‌ساخت برشی- فشارشی (دگر فشارش) شده است.

#### ۵- مراجع

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleotethys remnants in Northeastern Iran, Geological Society of American Bulletin, Vol: 3, pp 983- 992
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic Synthesis and Structural style of Alborz Mountain System in Northern Iran, J. Geodynamics, V. 21, No. 1, pp. 1-33.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003, Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Northern Iran, Journal of structural Geology., No:25, pp. 659-672.
- Ballato, P., Nowaczyk, N. R., Landgraf, A., Strecker, M. R., Friedrich, A., Tabatabaei, S. H., 2008. Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, northern Iran, *Tectonics*, **27**, TC6001, doi:10.1029/2008TC002278.
- Berberian, M., Yeats, R.S., 1999. Patterns of Historical Earthquake Rupture in Iranian Plateau", Bull. Seim. Am. 89, pp. 120-139
- Djamour, Y, Vernant, P, Bayer, R, Nankali, H.R, Ritz, J, Hinderer, J, Hatam, Y, Luck, B, Moigne, N, Sedighi, M, Khorrami, F, 2010, GPS & gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran, Geophysical Journal International, No: 183, p: 1287- 1301.
- Guest, B., Guest, A., Axen, G., 2007. Late Tertiary tectonic evolution of Northern Iran: a case study of simple crustal folding, Global and Planetary Changes, 58, 435-453
- Marrett, R., Allmendinger, R. W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data, J. of structural Geology", Vol. 12, No. 8, pp. 973-986.



- Nazari, H., 2006. Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: Approche morphotectonique et paléoseismologique, PhD thesis, Univ. of Montpellier 2, Montpellier, France.
- Ramsay J. G., Hubber M., 1987. The techniques of modern structural geology, Volume 2: Folds and Fractures, Academic Press, London, 406p.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., & Vernant, P., 2006. Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics. *Geology*, 34(6), 477-480.
- Safari, H., Gholami, M., 2011, Tectonic Evolution Of Southern Limb Of Eastern Alborz, Iran, *I.J. Geoinformatics Research and Development*, Vol. 2, Issue 1, pp 1-13.
- Stocklin, J., 1974. North Iran: Alborz Mountains, Geological Society, London, Special Publications, Vol: 4, pp. 213- 2334.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., & Bergman, E., 2007. The 2004 May 28 Baladeh earthquake (M w 6.2) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran. *Geophysical Journal International*, 170(1), 249-261.
- Yassaghi, A. Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran. *Journal of Structural Geology* 30(12): 1507-1519
- Yassaghi, A., 2005. The effect of deep-seated transverse faults on structural evolution of west-central Alborz mountains. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7.
- Zanchi, A. et al., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran, *Journal of Structural Geology*., No: xx, pp. 1-15.



## تغییرات ترکیب شیمیایی بیوتیت در سنگ میزبان‌های محیط همگرا، داخل صفحه و ریف

ناصر اشرفی

گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور

n\_ashrafi@pnu.ac.ir

### چکیده

مطالعه حاضر به بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی کانی بیوتیت در سه محیط مهم زمین‌ساختی، صرفنظر از نوع سنگ میزبان آن، می‌پردازد. در این بررسی بیش از ۱۶۰۰۰ داده میکروپروپ از کانی بیوتیت مورد استفاده قرار گرفت. تغییرات اکسیدهای اصلی در نمودارهای ژئوشیمیایی دوتایی و مثلثی مرسوم که معمولاً برای بیوتیت‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد، مورد بررسی قرار گرفت. بررسی‌ها نشان داد که همبستگی منفی خیلی بالایی بین Fe و Mg در بیوتیت‌های هر سه محیط همگرا، داخل صفحه‌ای و ریفی قابل مشاهده است؛ با این وجود، گروه‌های فقیر از Mg و غنی از Mg بطور مشخصی قابل تفکیک هستند. بین Al و Mg همبستگی منفی مشخص در بیوتیت‌های محیط داخل صفحه‌ای قابل مشاهده است بر خلاف دو محیط دیگر که در آنها فاقد همبستگی هستند. در نمودارهای متمایزکننده بر اساس FeO، MgO،  $Al_2O_3$ ، بیوتیت‌های مجموعه‌های آلکالن غیرکوهزایی از فراوانی خیلی پایین نسبت به مجموعه‌های کالک‌آلکالن کوهزایی و پرآلومینوس برخوردار هستند. پراکندگی و نبود پیوستگی ترکیبی در بیوتیت‌های محیط ریفی نسبت به بقیه محسوس می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت؛ محیط تکتونیکی؛ شیمی میکا

### Abstract

The present study deals with the variations of the major oxides of the biotite mineral in three important tectonic environments, regardless of the type of its host rock. More than 16,000 microprobe data of biotite were used in this study. The variations of the major oxides were investigated in the conventional binary and triangular geochemical diagrams that are usually used for biotites. A very high negative correlation between Fe and Mg can be observed in the biotites of three tectonic settings, convergent, intra-plate and rift. Nevertheless, Mg-poor and Mg-rich groups can be clearly distinguished. A clear negative correlation between Al and Mg can be seen in the biotites of the intra-plate setting, unlike the other two environments in which there is no correlation. In the discrimination diagrams based on FeO, MgO and  $Al_2O_3$ , biotites of anorogenic alkaline suites have a very low abundance compared to orogenic calc-alkaline and peraluminous suites. Scattering and gaps in the biotites of the rift setting are noticeable compared to the others.

**Key words:** biotite; tectonic setting; mica chemistry

### ۱- مقدمه

ترکیب شیمیایی میکاهای ماگمایی به فاکتورهای فیزیکو-شیمیایی وابسته به تبلور ماگما حساس بوده و می‌تواند اطلاعات سنگ‌شناسی با ارزشی را فراهم نماید (Nachit et al., 1985; Munoz, 1992). از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها معمولاً برای ارزیابی شرایط تولید ماگمای میزبان آنها کمک گرفته شده است مثلاً برای مواردی مثل فوق‌اسیژن ماگمای والد، دمای لیکوئیدوس، طبقه بندی گرانیتوئیدها به گروه‌های I و S و همچنین سن سنجی رویدادهای حرارتی ثبت شده. میکاها با فرمول عمومی  $(OH, F)_4 M_4-6 T_8 O_{20}$  مشخص می‌شوند، که در آن I اساساً از K، Na یا Ca و به مقدار کمتر از Rb، Cs، Ba و ... تشکیل می‌شود در حالیکه M اساساً از Al، Mg یا Fe به همراه Mn، Cr، Ti، Li و ... پر می‌شود. سایت T بطور کلی از Si یا Al و احتمالاً همچنین از  $Fe^{3+}$  و Ti تشکیل می‌گردد (Rieder et al., 1998). بیوتیت‌ها شامل انواع غنی از منیزیم (فلوگوپیت) تا غنی از آهن (آنیت و

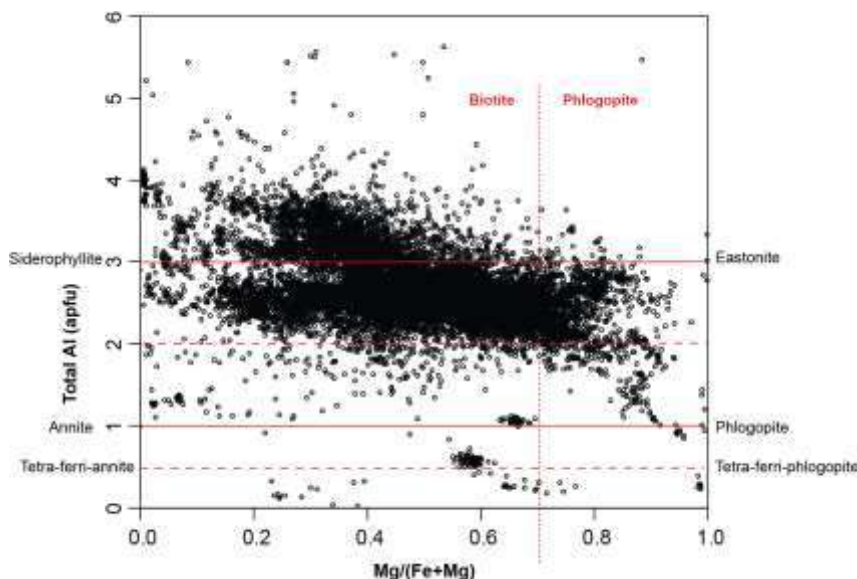
سیدروفیلیت) را دربر می‌گیرند. مقدار  $X_{FeO^*} = FeO^*/(FeO^* + MgO)$  بیوتیت‌ها بستگی به سنگ میزبان آنها دارد و از  $X_{FeO^*} \approx 1$  در سنگهای فلسیک تا  $X_{FeO^*} \approx 0$  در سنگهای بازیک متغیر است (Abrecht and Hewitt, 1988). هدف مطالعه حاضر، بررسی این موضوع بوده که آیا هیچگونه همبستگی بین عناصر اصلی کانی بیوتیت با در نظر گرفتن محیط تکنیکی سنگ میزبان آن و صرف نظر از ترکیب سنگ میزبان، وجود دارد یا خیر؟ در صورت وجود این همبستگی‌های مثبت یا منفی چگونه تفسیر می‌شوند؟

## ۲- روش مطالعه

مجموعه داده‌های شیمی کانی میکا از پایگاه GEOROC اقتباس گردید (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>). در این مطالعه تغییرات اکسیدهای اصلی کانی بیوتیت از سنگهای میزبان مختلف ولی با محیط تکنیکی مشخص شامل محیط همگرا (قوس)، محیط داخل صفحه (قاره‌ای و اقیانوسی) و محیط ریفتی، در نمودارهای دوتایی ( $Mg-Al^{tot}$ ,  $MgO-FeO^*$ ,  $MgO-Al_2O_3$ ,  $FeO^*-Al_2O_3$ ) و مثلثی ( $FeO^*-Al_2O_3-MgO$ ) و ( $TiO_2-FeO^*-MnO-MgO$ )، که بطور مرسوم برای بیوتیت‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد، ترسیم گردید. از بین بیش از ۴۴۰۰۰ سری داده تجزیه‌ای موجود (اقتباس شده در سال ۲۰۲۱) که اساساً توسط میکروپروپ الکترونی تجزیه شده بودند ۱۶۳۶۵ سری داده بیوتیت انتخاب گردید. در فرایند پالایش داده‌ها، معیار انتخاب داده‌های تجزیه‌ای، کامل بودن سری اکسیدهای اصلی کانی مورد نظر بود. ترکیب سنگ میزبان کانی بیوتیت از فلسیک تا مافیک و از آتشفشانی تا نفوذی متغیر بوده است.

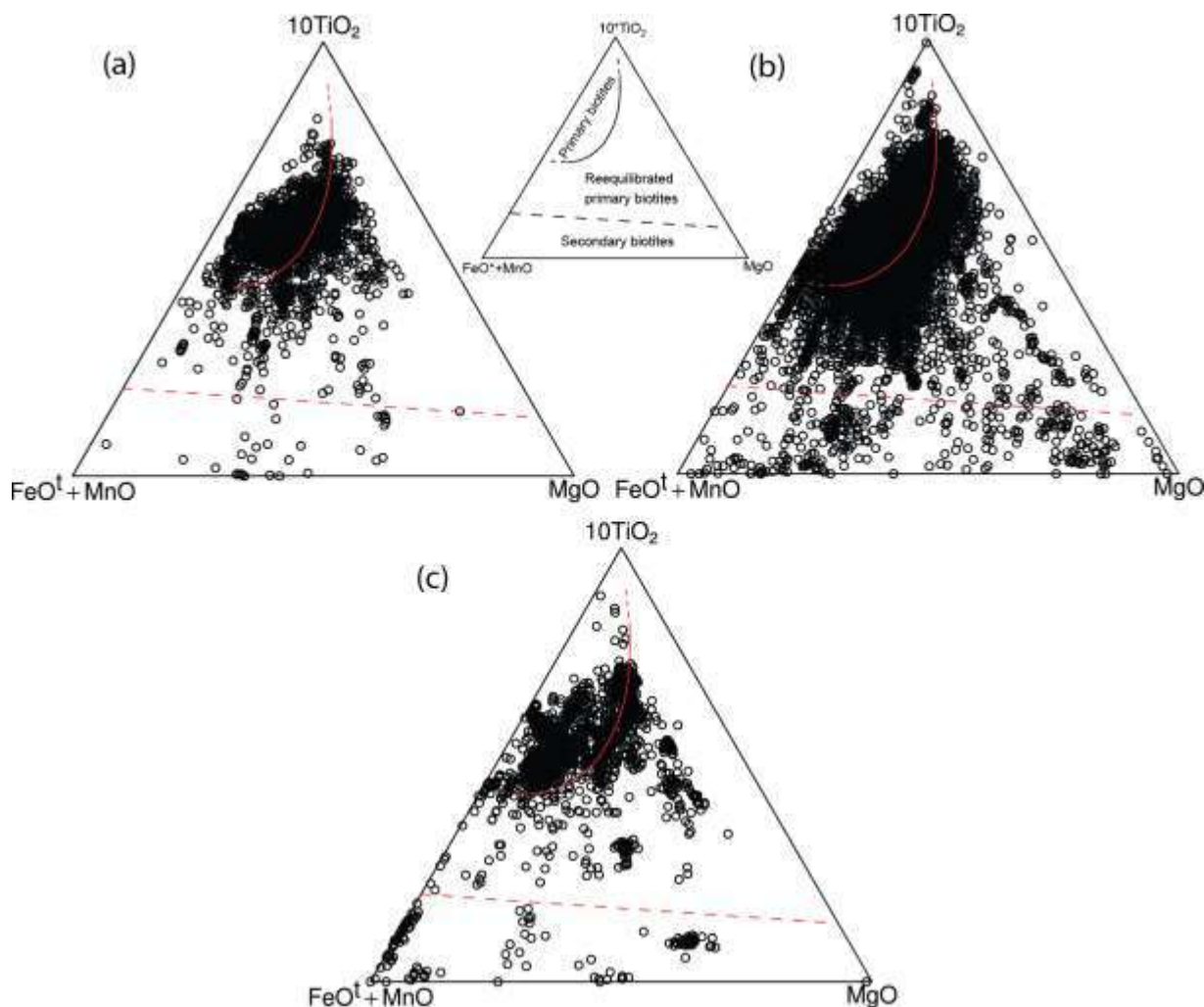
## ۳- بحث

بر اساس طبقه‌بندی انجمن بین المللی کانی‌شناسی ترکیب بخش عمده داده‌های مورد استفاده در محدوده محور سیدروفیلیت- استونیت ترسیم شده و با مقدار  $Mg/(Mg+Fe) < 0.7$  مشخص می‌شوند (شکل ۱). با این وجود، بخشی از داده‌ها دارای عدد منیزیم بیشتر از مقدار مذکور بوده که می‌توانند به عنوان فلوگوپیت یا بیوتیت غنی از منیزیم در نظر گرفته شوند. در هر حال، داده‌ها در مقادیر کمتر  $Mg\#$  پراکندگی محسوسی نسبت به داده‌های با عدد منیزیم بیشتر نشان می‌دهند؛ بطوریکه بیوتیت‌های غنی از آهن (فقیر از منیزیم) به سه روند مشخص و مجزا در انتها ختم می‌گردند. این ویژگی احتمالاً به مهمتر بودن جاننشینی سیدروفیلیتی یا چرماک  $Si = TAl^{MAl}$  ( $Mg, Fe$ ) نسبت به جاننشینی  $Mg=Fe$  در مقادیر کمتر  $Mg\#$  اشاره دارد.



شکل ۱- موقعیت و پراکندگی داده‌های بیوتیت مورد استفاده در نمودار  $Mg\#$  مقابل  $Al$  (Rieder et al., 1998).

ترسیم ترکیب بیوتیت‌ها از سه محیط تکتونیکی معین یعنی محیط همگرا، داخل صفحه‌ای و ریف‌ت در نمودار مثلثی  $\text{TiO}_2\text{--}(\text{FeO}^{\text{I}} + \text{MnO})\text{--Mg}$  که توسط Nachit et al. (2005) به عنوان ابزاری جهت تشخیص بیوتیت‌های ماگمایی اولیه از بیوتیت‌های کم و بیش تعادل مجدد یافته و انواع نئوفره پیشنهاد گردیده است، نشان می‌دهد آنها در داخل یا در اطراف محدوده بیوتیت‌های اولیه واقع گردیده و کشیدگی ترکیبی خیلی جزئی به سمت محدوده بیوتیت‌های ثانویه از خود نشان می‌دهند (شکل ۲-۲a,b,c)؛ بنابراین مقدار Ti در بیوتیت‌های مورد بررسی خیلی به ندرت به صفر می‌رسد.

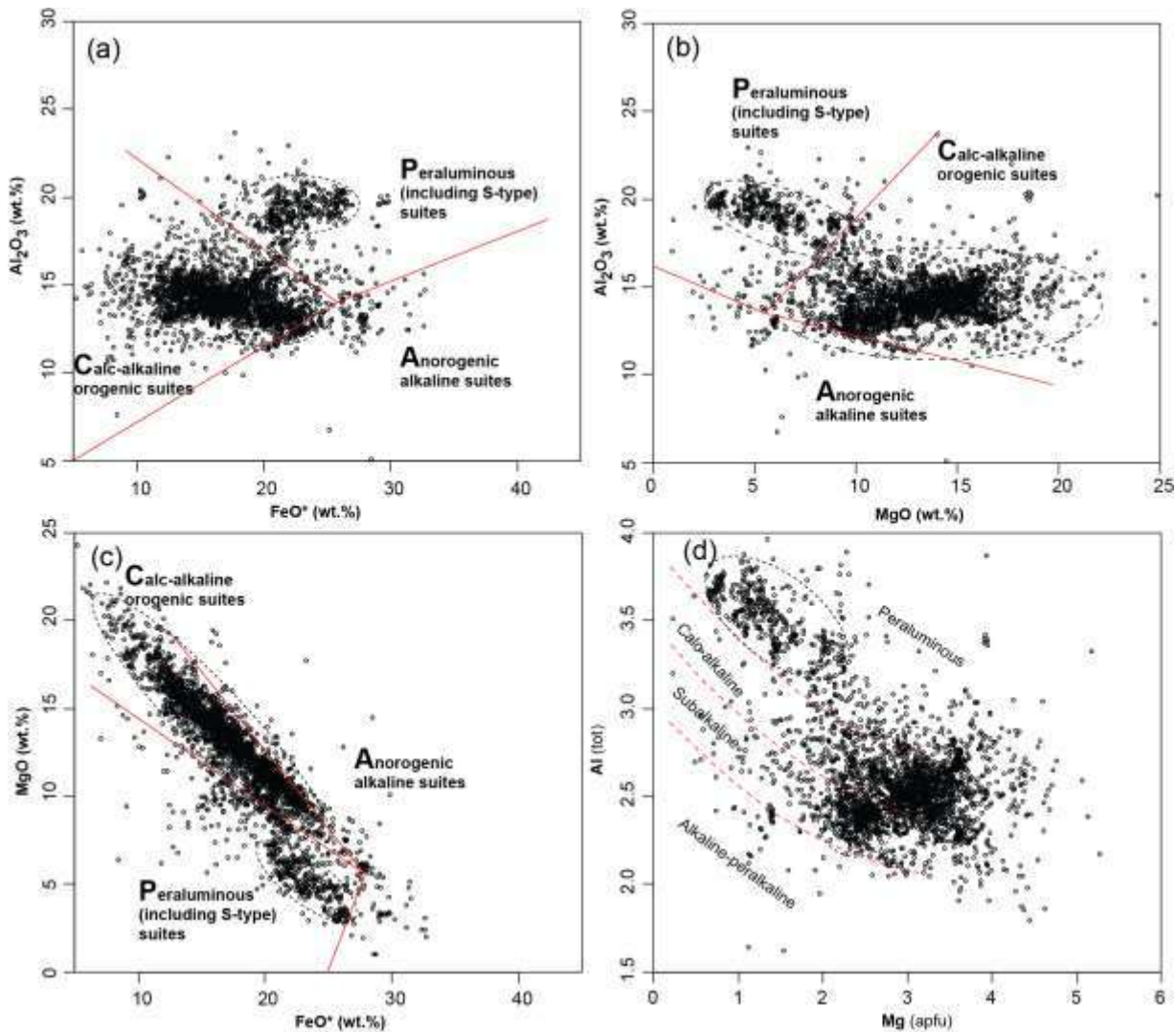


شکل ۲- تغییرات ترکیبی بیوتیت در نمودار مثلثی  $\text{TiO}_2\text{--}(\text{FeO}^{\text{I}} + \text{MnO})\text{--Mg}$  پیشنهاد شده توسط Nachit et al. (2005) برای تفکیک بیوتیت‌های اولیه و ثانویه؛ در سنگ میزبان‌های محیط همگرا (a)، داخل صفحه‌ای (b) و محیط ریف‌ت (c).

در مطالعه Abdel-Rahman (1994) بیوتیت‌های سری آلکان غیرکوهزایی (A) غالباً غنی از آهن بوده و بیوتیت‌های سری کالک آلکان (سری کوهزایی مرتبط با فروانش) (C) غنی از منیزیم می‌باشند. در این نمودارها موقعیتی برای بیوتیت‌های سری آلکان کوهزایی مشخص نگردیده است؛ چنین بیوتیت‌هایی در محدوده کالک آلکان کوهزایی ترسیم می‌گردند (اشرفی و همکاران، ۱۳۸۸). در نمودارهای دوتایی،  $\text{FeO}^{\text{I}}\text{--Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{MgO--Al}_2\text{O}_3$  (شکل ۳-۲a,b)، غالباً ترکیب بیوتیت‌های محیط همگرا به دو محدوده کالک آلکان کوهزایی (C) و پرآلومینوس (P) محدود بوده و کمیابی سری آلکان غیرکوهزایی (A) در آن مشهود است. این ویژگیها به همراه همبستگی منفی شدید در نمودار  $\text{FeO}^{\text{I}}\text{--MgO}$  وجود داشته (شکل ۳-۲c) و بواسطه آن می‌توان

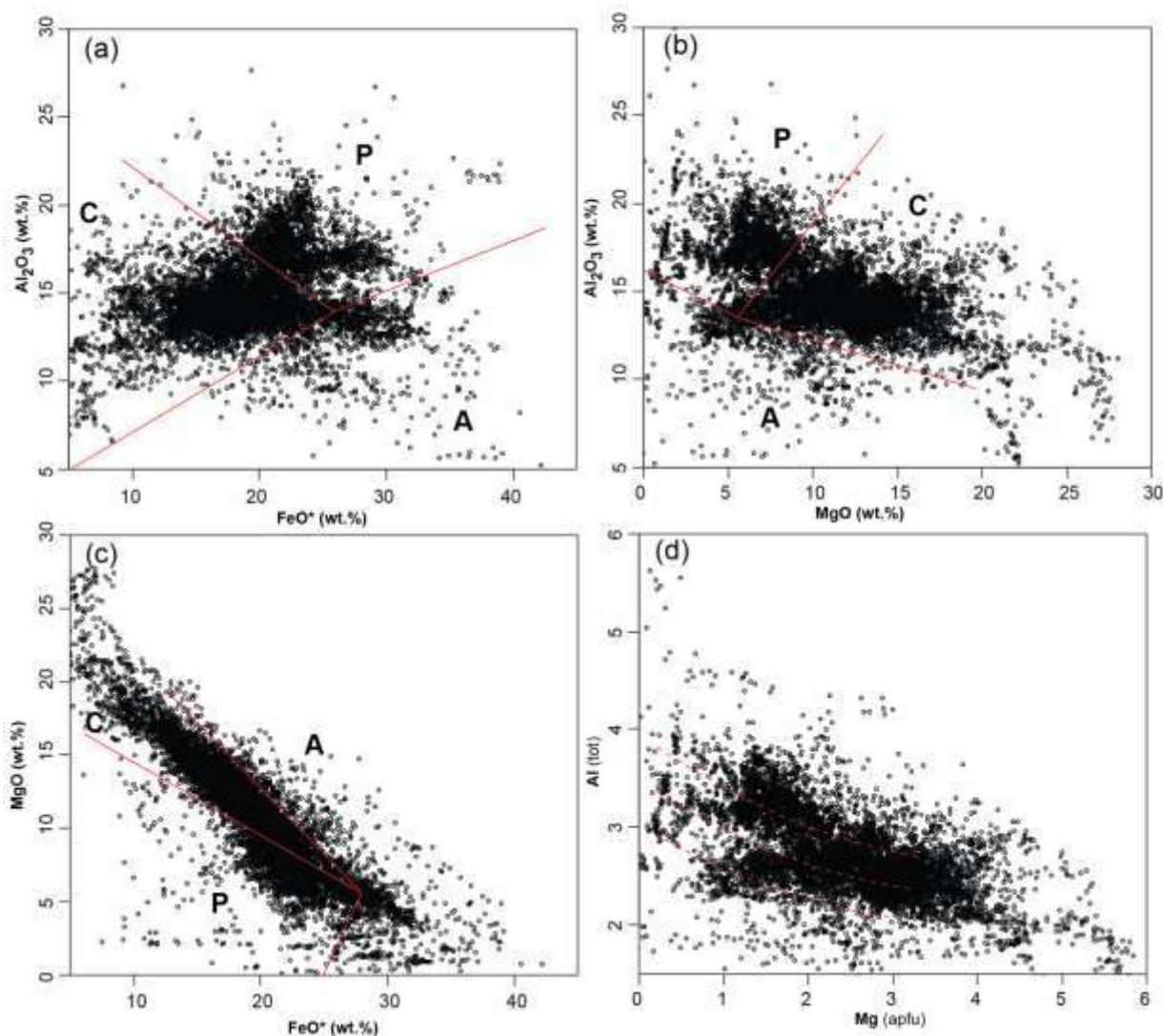


بیوتیت‌ها را به دو گروه فقیر از منیزیم و غنی از منیزیم منفک نمود؛ این همبستگی بیانگر اهمیت جانشینی  $Fe=Mg$  در بیوتیت‌ها می‌باشد. استفاده از نمودار  $Mg-Al^{tot}$ ، که توسط Stussi and Cuney (1996) به منظور تعیین طبیعت ماگمای گرانیتی از روی ترکیب بیوتیت بکار گرفته شده و در آن روند سری‌های آلکالن-پرآلکالن، ساب‌آلکالن، کالک‌آلکالن و پرآلومینوس از همدیگر منفک گردیده است، نشانگر یک روند یا همبستگی منفی در بخش پرآلومینوس می‌باشد (شکل ۳-d). همچنین طبق نمودار اخیر کمیابی سری آلکالن-پرآلکالن نسبت به بقیه سری‌ها مشهود بوده که احتمالاً در ارتباط با فراوانی کم چنین سری‌های ماگمایی می‌باشد.



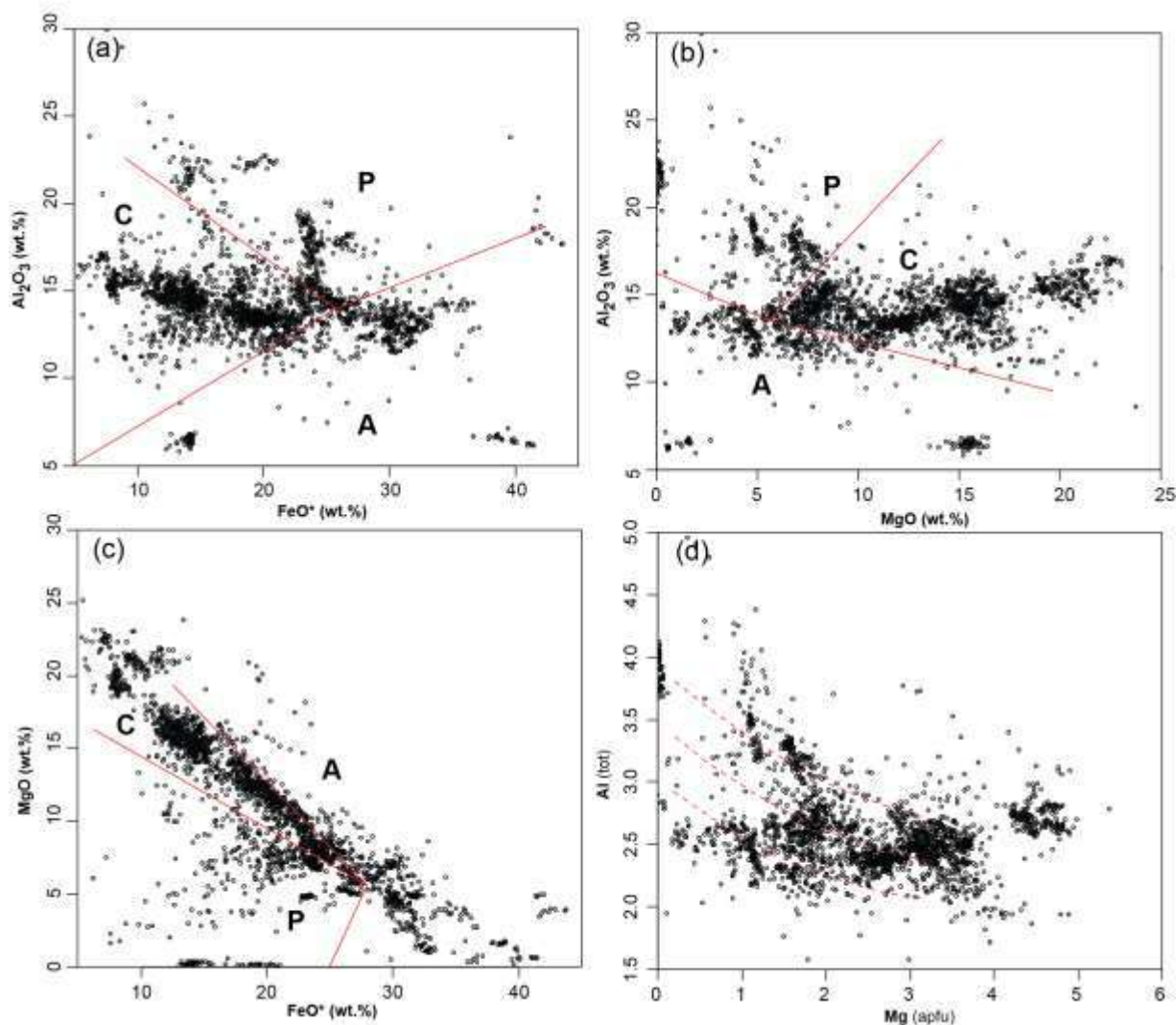
شکل ۳- تغییرات ترکیبی بیوتیت در سنگ‌های محیط همگرا؛ (a) نمودار  $Al_2O_3$  vs.  $FeO^*$ ؛ (b) نمودار  $Al_2O_3$  vs.  $MgO$ ؛ (c) نمودار  $FeO^*$  vs.  $MgO$ ؛ (d) نمودار  $Mg$  vs.  $Al^{tot}$  (Stussi and Cuney, 1996).

نمودارهای دوتایی،  $FeO^{tot}-Al_2O_3$  و  $MgO-Al_2O_3$  (شکل ۴-a, b)، نشانگر وجود بیوتیت‌های محیط داخل صفحه‌ای در هر سه سری (C)، (P) و (A) می‌باشد. همبستگی منفی شدید در نمودار  $FeO^{tot}-MgO$  برای داده‌های بیوتیت داخل صفحه‌ای وجود داشته (شکل ۴-c) و باز بیانگر اهمیت جانشینی  $Fe=Mg$  در بیوتیت‌ها می‌باشد. در نمودار  $Mg-Al^{tot}$ ، فراوانی داده‌ها از هر چهار سری (آلکالن-پرآلکالن، ساب‌آلکالن، کالک‌آلکالن و پرآلومینوس) مشهود بوده و همبستگی منفی مشخص بین  $Mg$  و  $Al^{tot}$  وجود دارد (شکل ۴-d).



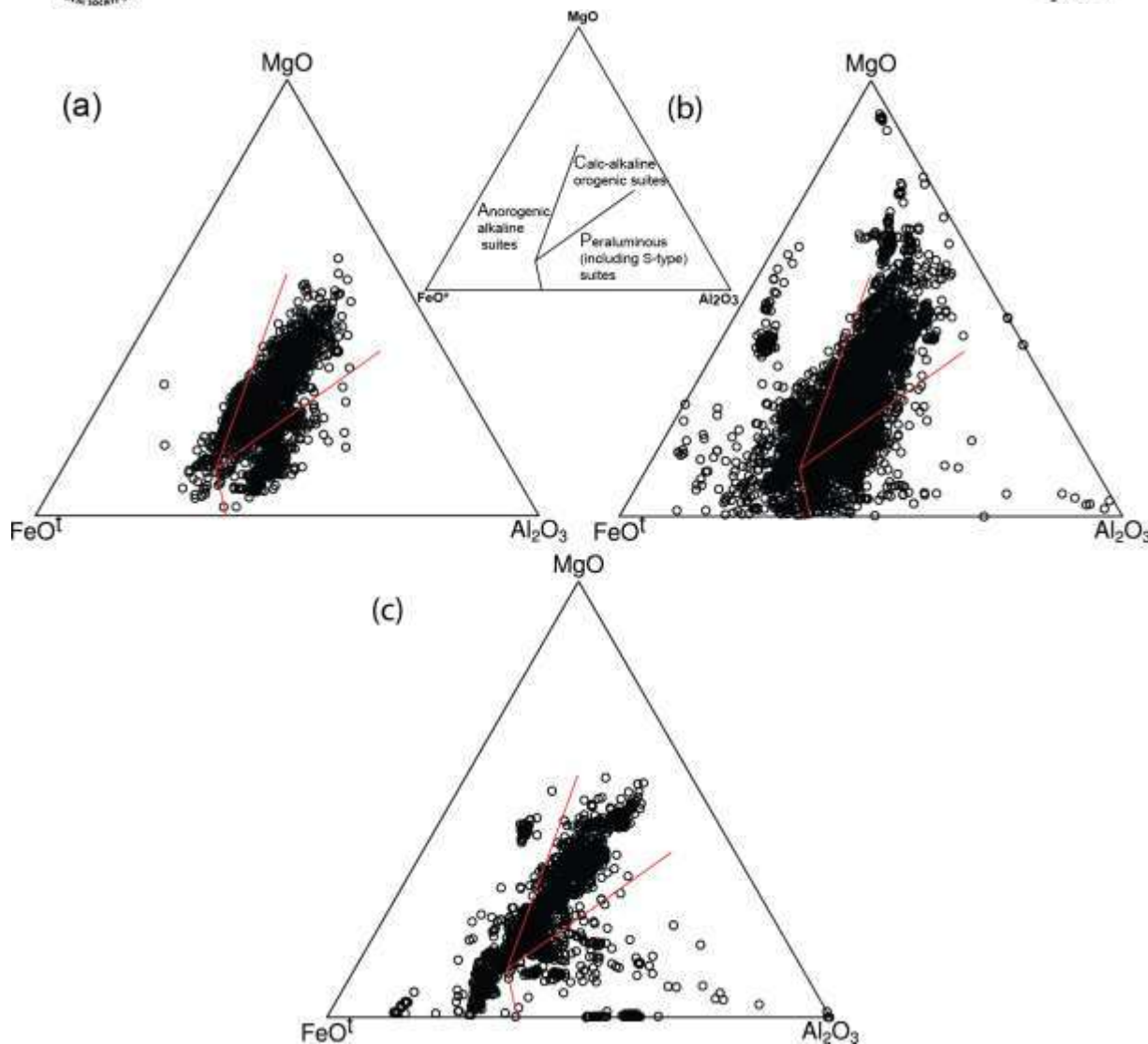
شکل ۴- تغییرات ترکیبی بیوتیت در سنگ‌های محیط داخل صفحه‌ای؛ (a) نمودار  $\text{FeO}^*$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ؛ (b) نمودار  $\text{MgO}$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ؛ (c) نمودار  $\text{FeO}^*$  vs.  $\text{MgO}$ ؛ (d) و  $\text{Al}^{\text{tot}}$  vs.  $\text{Mg}$  (Stussi and Cuney, 1996). (Abdel-Rahman, 1994)

پراکندگی و عدم پیوستگی (gap) داده‌های بیوتیت از محیط ریفتی در نمودارهای دوتایی،  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{FeO}^{\text{t}}-\text{Al}_2\text{O}_3$  (شکل ۵-۵a)، مشهود بوده و داده‌ها در هر سه محدوده کالک آلکان کوهزایی، پرآلومینوس و آلکان غیر کوهزایی واقع می‌گردند. اینجا هم، ویژگی همبستگی منفی شدید در نمودار  $\text{FeO}^{\text{t}}-\text{MgO}$  (شکل ۵-۵c) به همراه همبستگی مثبت جزئی در محدوده پرآلومینوس قابل تشخیص می‌باشد. روندها در نمودار  $\text{Mg}-\text{Al}^{\text{tot}}$  نشان می‌دهد که احتمالاً همبستگی خیلی مشخصی بین دو پارامتر وجود نداشته باشد. با این وجود، فراوانی داده‌ها از هر چهار سری (آلکان-پرآلکان، ساب آلکان، کالک آلکان و پرآلومینوس) در بیوتیت‌های محیط ریفتی قابل مشاهده است (شکل ۵-۵d).



شکل ۵- تغییرات ترکیبی بیوتیت در سنگ‌های محیط ریفیتی؛ (a) نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{FeO}^*$ ؛ (b) نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{MgO}$ ؛ (c) نمودار  $\text{MgO}$  vs.  $\text{FeO}^*$ ؛ (d) نمودار  $\text{Mg}$  vs.  $\text{Al}^{\text{tot}}$  (Stussi and Cuney, 1996). (Abdel-Rahman, 1994)

نمودار مثلثی ( $\text{FeO}^{\text{t}}\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$ ) حاکی از غالب بودن روند سری کالک آلکالن کوهزایی در هر سه محیط همگرا، داخل صفحه ای و ریفیتی برای بیوتیت‌های مورد بررسی می‌باشد (شکل ۶-a,b,c)؛ با این تفاوت که معمولاً مقادیر  $\text{MgO}$  در محیط همگرا به صفر میل نمی‌کند ولی در دو محیط دیگر مقدار آن گاهی به صفر می‌رسد. به عنوان نتیجه کلی به نظر می‌رسد استفاده از چنین عناصری برای تعیین سری ماگمایی و یا محیط تکتونیکی سنگ میزان دقت چندانی نداشته و کارایی لازم را نخواهد داشت. شاید اگر ترکیب بیوتیت‌هایی که پاراژنز معین و در تعادل با کانیهای مشخص هستند جهت تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی سنگ میزان مورد استفاده قرار گیرند نتایج دقیق‌تری در پی داشته باشند.



شکل ۶- تغییرات ترکیبی بیوتیت در نمودار مثلثی (FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO) (Abdel-Rahman, 1994)؛ (a) در سنگ‌های محیط همگرا؛ (b) در سنگ‌های محیط داخل صفحه‌ای؛ (c) در سنگ‌های محیط ریفتی.

## ۵- نتیجه گیری

فراوانی بیوتیت‌هایی که روندهای کالک آلکالن کوهزایی، متآلومینوس یا آلکالن کوهزایی را دنبال می‌کنند نسبت به بقیه روندها بیشتر است. بررسی‌ها نشان دادند که جانشینی آهن و منیزیم یکی از مهمترین جانشینی‌های عنصری در بیوتیت‌ها می‌باشد. تفکیک سری‌های پرآلومینوس، کالک‌آلکالن، ساب آلکالن و آلکالن-پرآلکالن از همدیگر در بیوتیت‌های فقیر از منیزیم (غنی از آهن) از همدیگر آسانتر از بیوتیت‌های غنی از منیزیم (فقیر از آهن) می‌باشد. جانشینی چرماک  $Si^{IV}Al^{IV}Mg$  به  $Si^{IV}Al^{IV}Fe$  به نظر می‌رسد در بیوتیت‌های کم منیزیم اهمیت بیشتری داشته باشد. مقدار منیزیم در بیوتیت‌های محیط همگرا، نسبت به دو محیط داخل صفحه‌ای و ریفتی، خیلی بندرت به صفر می‌رسد. یک روند جزئی مثبت علاوه بر همبستگی منفی شدید بین Fe و Mg در بیوتیت‌های محیط ریفتی قابل شناسایی می‌باشد. در کل به نظر می‌رسد که اگر ما از ترکیب بیوتیت‌هایی استفاده کنیم که در تعادل با کانیهای معین باشند



شاید نتایج بهتری در خصوص تعیین سری ماگمایی و محیط تکنونیک سنگ میزبان بدست آوریم. در هر حال، کار حاضر روند داده‌های بیوتیت از سنگ میزبان‌های با محیط تکنونیک معین را صرفنظر از ترکیب آنها به نمایش می‌گذارد.

## ۶- تقدیر و تشکر

تیم کاری پایگاه داده (GEOROC) Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents و منابع داخل آن شایسته تقدیر می‌باشند.

## ۷- مراجع

- اشرفی، ن.، جهانگیری، ا.، عامری، ع.، هسب، ن.، ابی، ن.، ۱۳۸۸. شیمی کانی بیوتیت در توده‌های آذرین قلیایی بزقوش و کلیبر، شمال غرب ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳، صفحات ۳۸۱-۳۹۴.
- Abdel-Rahman, A.F.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol.* 35, 525-541.
- Abrecht, J., Hewitt, D.A., 1988. Experimental evidence on the substitution of tin in biotite, *Am. Miner.* 73, 1275-1284.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2013. *An Introduction to the Rock Forming Mineral*. Third Longman Editions. The Mineralogical Society, London 549 pp.
- Munoz, J.L., 1992. Calculation of HF and HCl fugacities from biotite compositions: revised equations. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs* 24, p. 221.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *C. R. Geoscience* 337, 1415-1420.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Caron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Hebd. Acad. Sci.* 301, 813-818.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guoggenheim, S., Koval, P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sssi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *Can. Mineral.* 36, 41-48.
- Stussi, J.M., Cuney, M., 1996. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment. *J. Petrol.* 37, 1025-1029.



## پتانسیل‌یابی معادن سنگ مرمر مبتنی بر استفاده از منطق فازی در نرم‌افزار Arc GIS منطقه مورد مطالعه: استان آذربایجان غربی

میرجواد غیبی<sup>۱\*</sup>، سجاد چهرگانی<sup>۲</sup>، ستیا یعقوب بادکی<sup>۳</sup> علی محمدعلی اصل میانداوب<sup>۴</sup>

۱- کارشناس ارشد مهندسی معدن/ استخراج مواد معدنی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

javad.g1374@gmail.com

۲- دانشیار، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

s.chehreghani@urmia.ac.ir

۴- دانشجوی کارشناسی ارشد/ استخراج مواد معدنی، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

Cynthiia002@gmail.com

۳- کارشناس مهندسی معدن، دانشگاه ارومیه، میانداوب، ایران

alimohamadaliasl@yahoo.com

### چکیده

عملیات اکتشاف معادن در چهار مرحله صورت می‌گیرد. یکی از این مراحل مرحله پی‌جویی معادن است، در مرحله پی‌جویی ابتدا باید مناطق امید بخش کانسار مورد مطالعه در محدوده تعیین شود. یکی از امور مربوط به مرحله پی‌جویی مطالعات دفتری است. در این مرحله مهندسان با توجه به اطلاعات موجود از منطقه مورد نظر اطلاعاتی را که برای یافتن پتانسیل‌های موجود در منطقه است را بررسی می‌نمایند. یکی از اطلاعاتی که می‌تواند در این امر یاری دهنده باشد، استفاده از نقشه‌های پتانسیل‌یابی اکتشافی معادن است. این نقشه‌ها می‌توانند به صورت‌های مختلف تهیه شوند. هدف از این مطالعه نیز تهیه نقشه‌های پتانسیل‌یابی اکتشافی برای معادن سنگ مرمر در استان آذربایجان غربی بوده است. که این نقشه با استفاده از روش منطق فازی و عملگر Sum نرم‌افزار Arc GIS تهیه شده است. همچنین در اینجا برای وزن دهی به لایه‌های مورد استفاده که شامل لایه معادن مرمر، گسل‌ها، رودخانه‌ها، راه‌ها، شیب، ارتفاع و واحدهای سنگی مرتبط بوده است از نظر کارشناسان استفاده شده است. همچنین در انتها و با توجه به معادن کشف شده مرمر و با توجه به نقشه به دست آمده نقاط مستعد برای اکتشاف معادن سگ مرمر مشخص شده است.

**واژه‌های کلیدی:** استان آذربایجان غربی، منطق فازی، نرم‌افزار Arc GIS، معادن مرمر، اکتشاف

### Abstract

The mine exploration operation takes place in four stages. One of these stages is the prospecting stage of mines, in the prospecting stage, the promising areas of the deposit under study must be determined within the scope. One of the matters related to the search phase is office studies. At this stage, engineers check the information to find the potential in the area according to the available information of the desired area. One of the information that can help in this matter is the use of prospecting maps of mines. These maps can be prepared in different ways. The purpose of this study was to prepare exploration potential maps for marble mines in West Azarbaijan province. This map is prepared using fuzzy logic method and Sum operator of Arc GIS software. Also, it has been used here to weight the layers used, which include the layer of marble mines, faults, rivers, roads, slope, height and related stone units according to experts. Also, at the end, according to the discovered marble mines and according to the obtained map, the potential points for the exploration of dog marble mines have been identified.

**Key words:** West Azarbaijan province, fuzzy logic, Arc GIS software, marble mines, exploration

### ۱- مقدمه

ایران به دلیل موقعیت و ساختار زمین‌شناسی مناسب، از نظر پتانسیل‌های معدنی دارای موقعیت خوبی است. این موضوع را وجود تنوع در اکتشاف مواد معدنی مختلف در سال‌های گذشته در استان‌های مختلف کشور اثبات می‌نماید (شاهی و کامکار روحانی، ۱۳۹۲). ذخایر معدنی به عنوان یک ثروت طبیعی

برای هر کشور در نظر گرفته می‌شود، که شناسایی، ارزیابی و اولویت‌بندی آن‌ها برای جذب سرمایه‌گذاری از بخش خصوصی و دولتی برای پیشرفت هر کشور دارای اهمیت فراوان است (کریمی، ۱۳۸۱). کشف معادن در حالت کلی در سه مرحله صورت می‌گیرد. در مرحله اول که به مرحله پیجویی اکتشاف معادن معروف است، به دست آوردن اطلاعات مقدماتی مختلف از قبیل موقعیت جغرافیایی، وضعیت زمین‌شناسی، روش و نحوه استخراج ذخیره، میزان حدودی ذخیره، بررسی‌های تقریبی اقتصادی از نظر هزینه‌ها، درآمدها، شرایط بازار و امکانات صادرات و همچنین مواردی از این قبیل، می‌تواند مهندسین را در مورد توجیه فنی و اقتصادی بودن محدود برای ادامه کار یاری نماید. در حالت کلی پی‌جویی به معنای مشخص نمودن ناحیه‌ای است که احتمال می‌رود در آن ناحیه ماده معدنی موجود باشد (Madani, 2011). دو مرحله بعدی اکتشاف معادن پس از پی‌جویی، اکتشاف مقدماتی و تفصیلی است. این مراحل شامل انجام نمونه برداری و یافتن محلی از محدوده مورد مطالعه که دارای آنومالی بیشتری نسبت به سایر مناطق است می‌باشد. در حالت کلی هدف نهایی این مراحل می‌توان به این صورت بیان نمود که پی‌جویی با هدف تعیین محل ناهنجاری‌ها صورت می‌گیرد ولی اکتشاف مقدماتی و تفصیلی با هدف تعیین حدود ناهنجاری‌ها صورت می‌گیرد (Moon and Whateley, 2006).

شروع انجام مطالعات اکتشافی بر پایه شناخت پتانسیل‌ها، توان معدنی و نحوه رخداد آن و مطالعه فازهای مختلف مناطق دارای کانه و مناطق مستعد زمین‌شناسی استوار است (بونهام کارتر، ۱۳۷۹). برای اولویت‌بندی مناطق اکتشافی در شناسایی ذخایر جدید از پتانسیل‌یابی استفاده می‌شود. پتانسیل‌یابی در حال حاضر برای منابع معدنی از روش‌های تصمیم‌گیری چند معیار استفاده می‌نماید. معیارهای مورد استفاده در این روش می‌تواند شامل نقشه‌های زمین‌شناسی، داده‌های ژئوشیمی، داده‌های ژئوفیزیک و داده‌های ماهواره‌ای باشد.

ذخایر معدنی بخصوص ذخایر سنگ‌های ساختمانی و نما در سراسر جهان از تنوع و پراکندگی خاصی برخوردار هستند. در این میان برخی از کشورها دارای ذخایر معدنی خوبی به دلیل موقعیت جغرافیایی و وضعیت زمین‌شناسی هستند. همچنین نبود ذخایر معدنی سنگ ساختمانی در بعضی از کشورها باعث به وجود آمدن تجارتی به میزان ۳.۵ میلیارد دلاری شده است (فصلنامه خبری، آموزشی و پژوهشی دنیای سنگ، ۱۴۰۰). ایران براساس آخرین آمار جهانی از نظر میزان ذخایر رتبه سوم و از نظر تولید عمده در رتبه پنجم جهانی برای سنگ‌های ساختمانی و نما قرار گرفته است. میزان این ذخایر بیش از ۲۰ میلیارد تن تخمین زده شده است. سنگ‌های تزئینی و نما از زیر مجموعه سنگ‌های ساختمانی بوده و به دلیل داشتن ویژگی‌های کیفی خاص، پس از یرش و ساب و صیقل می‌توانند در نمای ساختمان‌ها مورد استفاده قرار گیرند (عطایی، ۱۳۸۷). این سنگ‌ها از نظر زمین‌شناسی به سه دسته سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگون تقسیم می‌شوند (Esmaeilzadeh et al., 2021). همچنین از نظر تجاری انواع سنگ‌ها به چهار دسته تراورتن، مرمر، مرمریت و گرانیت تقسیم‌بندی می‌شوند (آمار معادن استان آذربایجان غربی، ۱۴۰۰). استان آذربایجان غربی به دلیل ساختار زمین‌شناسی یک منطقه فعال معدنی برای کشور محسوب می‌گردد (Esmaeilzadeh et al., 2021). این استان در حال حاضر ۷ درصد از ذخایر سنگ تزئینی کشور را دارا است (آمار معادن استان آذربایجان غربی، ۱۴۰۰).

امروزه در اکتشافات معدنی استفاده از فناوری‌های مختلف از جمله سیستم اطلاعات جغرافیایی گسترش فراوانی یافته است. این سیستم برای مدیریت و تجزیه و تحلیل اطلاعات مکانی مورد استفاده قرار می‌گیرد، که قابلیت جمع‌آوری، ذخیره، تجزیه و تحلیل و نمایش اطلاعات را دارد. همچنین عملکرد اصلی این سیستم به دست آوردن اطلاعاتی است که از ترکیب لایه‌های مختلفی از داده‌ها به روش‌های مختلف به دست می‌آیند (Malczewski, 1999). مدل‌های تلفیق داده‌ها را در GIS می‌توان به دو دسته کلی داده - مبنا و دانش - مبنا تقسیم‌بندی نمود. مدل‌های داده - مبنا برای مناطقی که دارای داده‌های کافی باشند مورد استفاده قرار می‌گیرند. همچنین وزن‌دهی در این مدل‌ها با استفاده از روش‌های آماری و اندیس‌های معدنی صورت می‌گیرد. این درحالی است که مدل‌های دانش - مبنا در مناطق شناخته نشده کاربرد دارند و وزن‌دهی آن‌ها براساس نظر و دانش کارشناسان صورت می‌گیرد (Bouham-Carter, 1994).

پژوهش‌های زیادی در مورد پتانسیل‌یابی معدنی صورت گرفته است، که از این میان می‌توان به موارد مختلفی در ادامه اشاره نمود. پاول و همکاران در سال ۲۰۰۳ با استفاده از داده‌های موجود و با استفاده از شبکه با یک تابع شعاعی اقدام به تهیه نقشه پتانسیل‌یابی معدنی نمودند. آن‌ها مشاهده نمودند تنها ۶ درصد منطقه مورد مطالعه دارای پتانسیل بالا برای اکتشاف معدن است (Powal et al., 2003). سانچز و همکاران در سال ۲۰۰۰ با استفاده از شبکه عصبی اقدام به اکتشاف طلا در جنوب شرقی اسپانیا نمودند. نتایج این مطالعه نشان داد که استفاده از شبکه عصبی می‌تواند یک ابزار موثر برای تهیه پتانسیل‌های معدنی باشد (Sanchez et al., 2003). در داخل ایران نیز مطالعات زیادی برای پتانسیل‌یابی و تهیه نقشه‌های حاصل از این پتانسیل‌یابی‌ها صورت گرفته است، که در ادامه بیان می‌شود. جهان‌تغ و همکاران در سال ۱۴۰۲ با استفاده از نرم‌افزار GIS نقشه‌های پیشگو را برای منطقه شهر بابک استان کرمان تهیه نمودند. همچنین آن‌ها

برای تهیه نقاط غیر کانی‌سازی از روش آنالیز نقطه‌ای استفاده نمودند. همچنین در جهت آموزش مدل از شبکه عصبی دولایه پرسپترون استفاده نمودند. آن‌ها با توجه به مدل مذکور نواحی امیدبخش اصلی در بخش شمال غربی و شمال شرقی محدوده برای مس پورفیری مشخص گردید. هم‌پس‌طور آن‌ها با توجه به نتایج مطالعه دو ناحیه در قسمت شمالی و جنوب غربی محدوده را جهت مطالعات تکمیلی مشخص نمودند (جهانتیخ و همکاران، ۱۴۰۲). شاهی و کامکار روحانی در سال ۱۳۹۲ با استفاده از روش منطق فازی و به کمک سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) اقدام به تهیه نقشه پتانسیل‌های معدنی طلای هیدروترمال در منطقه تربت حیدریه استان خراسان رضوی نمودند. آن‌ها احتمال کانی‌زایی را به ترتیب اولویت بر نقشه‌های خروجی نمایش دادند. همچنین آن‌ها پنج عملگر مختلف روش فازی را با یکدیگر مقایسه نمودند. نتایج نشان داد این روش برای مشخص نمودن محدوده‌ها بسیار کارآمد بوده است (شاهی و کامکار روحانی، ۱۳۹۲). کیانی‌پور و همکاران در سال ۱۳۹۱ با استفاده از روش نروفازی اقدام به تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پتانسیل‌های معدنی چهارگنبد کرمان نمودند. آن‌ها اقدام به تهیه لایه‌های مختلفی همچون نقشه‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ژئوفیزیک و سایر موارد در محیط GIS نمودند. نتایج حاصل نشان داد که ۸۰ درصد از اندیس‌های محدود دارای پتانسیل بالا برای ذخایر مس در این استان است (کیانی‌پور و همکاران، ۱۳۹۱). فتحیان‌پور و همکاران در سال ۱۳۸۸ با استفاده از الگوریتم اوزان و همچنین جمع‌آوری لایه‌های مختلف در سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) نقشه نهایی پتانسیل‌سنجی سرب و روی را برای منطقه ایرانکوه اصفهان ترسیم نموده و مناطق مستعد را اولویت‌بندی نمودند. همچنین آن‌ها با استفاده از آزمون استقلال شرطی میزان وابستگی لایه‌های ورودی را مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها در نهایت دریافتند محدوده‌های فعلی معادن دارای پتانسیل بالایی بوده و همچنین بخش‌های غربی معدن گوشفیل تا تپه سرخ، غرب معدن تپه سرخ و شمال کلاه دروازه مناطق مناسبی برای تمرکز و انجام عملیات اکتشافی هستند (فتحیان‌پور و همکاران، ۱۳۸۸).

در این مطالعه، برای شناسایی مناطقی که دارای پتانسیل مناسب برای معادن سنگ نما مرمر در استان آذربایجان غربی هستند، از روش فازی به عنوان یکی از روش‌های دانش محور در محیط‌های سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) استفاده شد. روش فازی در زمینه‌های بسیار متنوعی مورد استفاده قرار گرفته است (Carranza and Martin, 2001; Cheng and Agterberg, 1999; Porwal et al., 2006; Topcu and saridmir, 2008)

## ۲- مواد و روش کار

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

استان آذربایجان غربی که ۲/۲۵ درصد از مساحت کل کشور ایران را به خود اختصاص می‌دهد، جز ۳۱ استان کشور بوده و در شمال غربی کشور واقع شده است. این استان در موقعیت جغرافیایی ۳۵ درجه و ۵۸ دقیقه الی ۲۹ درجه و ۴۶ دقیقه شمالی (نسبت به خط استوا) و ۴۴ درجه و ۳ دقیقه و ۴۷ درجه و ۲۳ دقیقه شرقی (نسبت به نصف النهار مبدا) قرار گرفته است. استان آذربایجان غربی از شمال با کشورهای آذربایجان و ترکیه، از غرب با کشورهای ترکیه و عراق دارای مرز مشترک زمینی می‌باشد (شکل ۱-ا). این استان تنها کشور هم مرز با کشور ترکیه می‌باشد که این امر باعث شده است این استان دروازه ورود ایران به اروپا تلقی شود. همچنین این استان براساس آخرین سرشماری انجام شده در سال ۱۳۹۵ دارای ۱۹ شهرستان، ۳۶ بخش، ۴۵ شهر، ۱۰۹ دهستان و ۳۷۲۸ آبادی است.

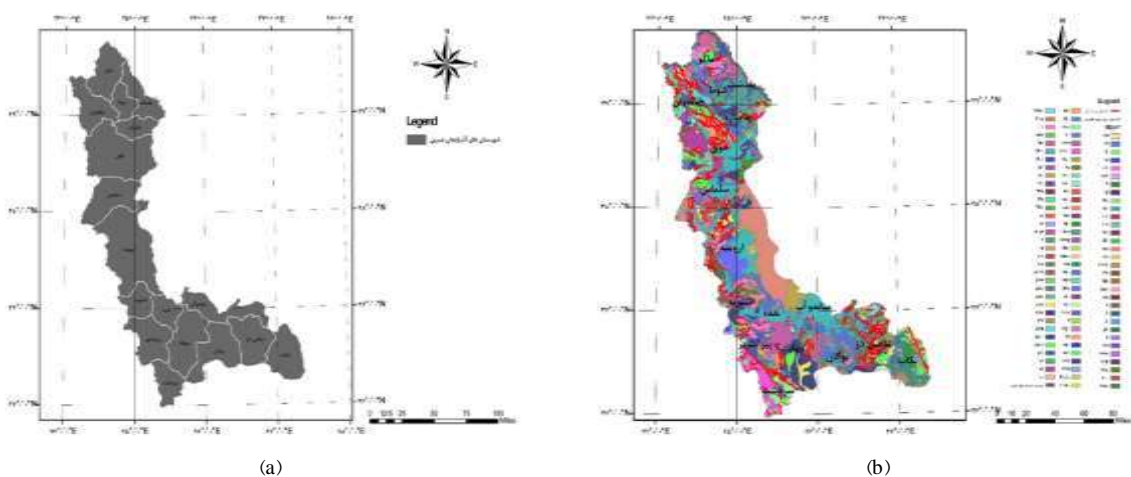
### ۲-۲- زمین‌شناسی و روندهای ساختاری منطقه مورد مطالعه

بخش زیادی از استان آذربایجان غربی با زون‌های سنگی از نوع متامورف و گرانیتوئید نفوذی (سندج - سیرجان) پوشش داده شده است (شکل ۱-ب). همچنین بخشی از شمال شرق آذربایجان غربی دارای زون ایران مرکزی می‌باشد که باعث گردیده است افیولیت‌های خوی - مهاباد در این ناحیه قرار بگیرند. علاوه بر این‌ها و به طور محدود در قسمت‌های جنوبی استان شاهد بیرون زدگی‌هایی از سنگ آذرین ترشیری هستیم. این استان دارای مورفولوژی کوهستانی بوده و در قسمت شرق خود دارای یک فرونشست تکتونیکی با سابقه حدودی ۳۵ الی ۴۰ هزار ساله به نام دریاچه ارومیه را دارا است. در حالت کلی از نظر زمین‌شناسی و با توجه به عوامل مختلف موجود استان آذربایجان غربی را می‌توان از نظر پهنه‌های ساختاری به پنج دسته زون ماکو - تبریز، گوه افیولیتی خوی - مرند، پلاتفرم پالئوزوئیک باختر دریاچه ارومیه، فرونشست دریاچه ارومیه و زون دگرگونه اشونیه - مهاباد تقسیم نمود.



استان آذربایجان غربی به دلیل قرارگیری به طور موازی با باقی مانده سخت پوسته اقیانوسی پالئوتتیس دریای خزر دارای به هم ریختگی، پیچیدگی و روراندگی بیشتری نسبت به سایر قسمت‌های مرتبط با کوهزایی در کشور ایران است. در حالت کلی استان آذربایجان غربی با توجه به داده‌های آنالیز شده دارای ۳ روند عمده است.

روند شمال غربی - جنوب شرقی: دارای روندهای مختلفی است که اصلی‌ترین آن بالا آمادگی ناحیه‌ای است. یکی از ویژگی‌های این روند عمود بودن آن نسبت به جهت فروانش است (N40 - 50W)، که با توجه به حوادث بعدی دچار دستخوش زیادی شده است. روند شمال شرقی - جنوب غربی: این روند نقش مهمی را در به هم ریختگی توالی واحدها و ساختارهای موجود را از زمان تشکیل تا به امروز دارا است. این گسل‌ها که به گسل‌های بانه - خزر معروف هستند در زمان‌های قبل از فروانش تشکیل شده‌اند. این روند در حال حاضر با توجه به آثار آن در منطقه و محل قابل تشخیص است و با سازکارهای اولیه و به صورت پیوسته نمی‌توان آن را تشخیص داد. روند شرقی - غربی: دارای عمومیت کمتری نسبت به روندهای شمال غربی - جنوب شرقی و شمال شرقی - جنوب غربی است. اما به دلیل جوان بودن و ارتباط آن با سیستم‌های جوان کانی‌سازی درارای اهمیت بالایی است.

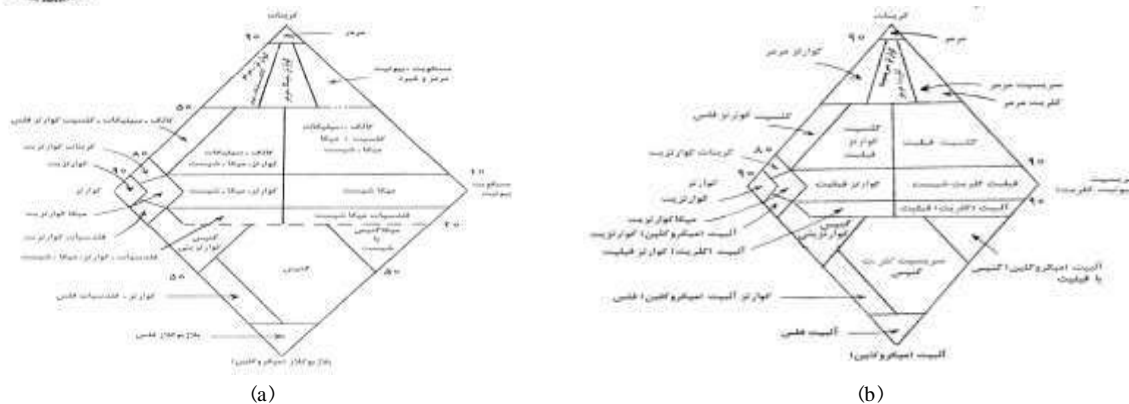


شکل ۱ (a) نقشه منطقه مورد مطالعه. (b) نقشه زمین‌شناسی و روندهای ساختاری منطقه مورد مطالعه

### ۳-۲- سنگ مرمر و معادن سنگ مرمر

سنگ مرمر نوعی سنگ دگرگونی فاقد تبلور است که تحت تأثیر حرارت و فشار بر روی سنگ‌های رسوبی مانند آهک‌های خالص یا ناخالص ایجاد می‌شود (شکل ۲). در اثر این دگرگونی بلورهای ریز کانی‌هایی چون کلسیت رشد می‌کنند، و هر چه شدت دگرگونی افزایش بیشتری یابد کانی‌های درشت‌تری در سنگ به وجود خواهد آمد. رگه‌های موجود در سنگ مرمر مربوط به ناخالصی‌های سنگ آهک اولیه است. سنگ‌های مرمر معمولاً تنها از یک نوع کانی مانند کلسیت با دولومیت تشکیل شده و دارای دانه‌های موزائیکی و درشت هستند. این سنگ‌ها معمولاً در دگرگونی مجاورتی تشکیل می‌شوند ولی در دگرگونی ناحیه‌ای نیز یافت این نوع سنگ یافت شده است.

استان آذربایجان غربی از نظر معادن کشف شده دارای تعداد ۲۱ مورد است که بیشترین تعداد این معادن در شهرستان نقده واقع شده است. از این تعداد تنها ۷ الی ۸ معدن در سطح استان در حال کار است.

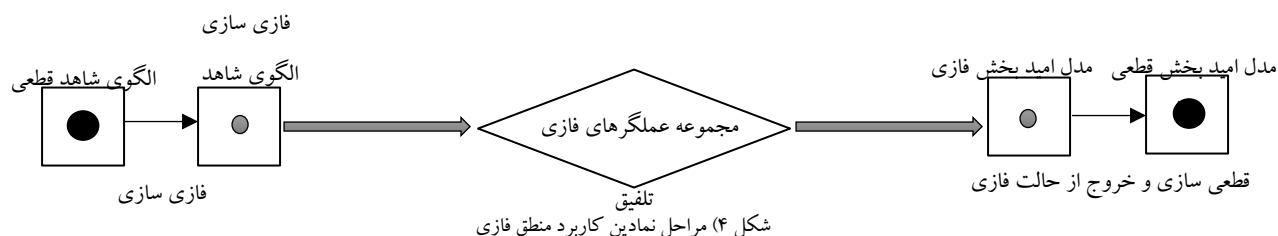


شکل ۳ (a) طبقه‌بندی سنگ‌های دگرگونی حرارت بالا، (b) طبقه‌بندی سنگ‌های دگرگونی حرارت پایین (Winkler, 1979)

## ۴-۲- آشنایی با روش منطق فازی

از زیر مجموعه‌های نظریه کلاسیک عضویت این است که یک مجموعه به صورت درست یا غلط باید تعریف شود. در این صورت عضویت یک مجموعه فازی، بر اساس مقیاسی از گروه‌بندی و به صورت واقعی از صفر تا یک بیان می‌گردد (Novriadi and Darijanto, 2006; Tangestani, 2009; de An et al., 2011). در این صورت مقدار صفر نشان دهنده عدم عضویت کامل و مقدار یک نشان دهنده عضویت کامل مجموعه است (An et al., 1991). سایر اعضای مجموعه توانایی اخذ اعداد بین صفر تا یک را براساس میزان قطعی بودن عضویت‌شان در مجموعه می‌توانند داشته باشند. روش فازی، احتمال بودن یا نبودن یک موضوع را در مجموعه فازی با توجه به تابع عضویت فازی بررسی می‌کند. این مجموعه‌ها هیچ مرز مشخصی ندارند و عضویت یا عدم عضویت یک موضوع در یک مجموعه خاص به صورت تدریجی اتفاق می‌افتد (Wang and Hall, 1996). تابع عضویت فازی در حالت کلی به چهار دسته S شکل، J شکل، خطی و تعریف شده توسط کاربر تقسیم می‌شود (Richards et al., 2001). روش فازی با استفاده از ترکیب لایه‌ها میزان مطلوب بودن یک گزینه را بیان می‌کند (Malczewski, 1999). به طور کلی روش‌های ادغام لایه‌ها در منطق فازی با دو روش ترکیب وزنی و میانگین وزنی درج‌ای صورت می‌گیرد (رنگزن و همکاران، ۱۳۸۶). تلفیق نقشه‌های مختلف اکتشافی برای به دست آوردن نقشه امید بخش معدنی را در حالت کلی به دو اصل متکی بر دانش یا داده می‌توان تقسیم نمود. روش منطق فازی از جمله روش‌های متکی بر دانش است، که بر تلفیق دانش و تخصیص یک زمین‌شناس یا مهندس معدن در فرآیند مدلسازی است (Harris et al., 2001).

در حالت کلی از منطق فازی برای نقشه‌برداری و مدلسازی پتانسیل‌های معدنی استفاده شده است که می‌توان به کارهای رنجبر و هنرمند در شناسایی مس پرفیری (Ranjbar and Honarmand, 2004)، و نیکان و همکاران برای کانسارهای آهن - طلا و مس (Nykanen et al., 2008) اشاره نمود. به صورت کلی مدلسازی پتانسیل‌های معدنی با استفاده از منطق فازی دارای سه مرحله است. این مراحل شامل فازی سازی داده‌ها، ترکیب منطقی نقشه‌ها، قطعی سازی و گرفتن خروجی برای تفسیر بهتر نقشه‌ها، این مراحل به صورت شماتیک در شکل (۴) قابل مشاهده است (Carranza and Martin, 2001).



## ۵-۲- روش کار

در این پژوهش با استفاده از نرم‌افزار GIS و تلفیق داده‌ها به پتانسیل‌یابی مناطق دارای اهمیت زیاد برای اکتشاف معادن مرمر پرداخته شده است. داده‌های تحت تلفیق قرار گرفته در این پژوهش تحت لایه‌های زمین‌شناسی (واحد‌های سنگی)، ارتفاع، شیب، رودها، گسل‌ها، راه‌ها و معادن سنگ مرمر اکتشاف شده در استان بوده است. لایه‌های شیب و ارتفاعی منطقه مورد مطالعه از لایه Dem منطقه در محیط نرم‌افزار Arc GIS به دست آمده است. همچنین لایه‌های واحد‌های سنگی مرتبط با شرایط لازم برای تشکیل سنگ مرمر با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی و واحد‌های مرتبط در محیط نرم‌افزار Arc GIS استخراج شده است. لایه معادن سنگ مرمر استان نیز با توجه به اطلاعات به دست آمده از اداره صنعت معدن و تجارت استان و از روی نقشه کاداستر معدن در محیط نرم‌افزار Arc GIS به دست آمده است. برای تلفیق این لایه‌ها در مرحله اول لایه‌های فاصله‌بندی شده با نام نقشه فاصله‌ها در محیط نرم‌افزار تولید شده است. پس از به دست آمدن لایه‌های فاصله که نشان دهنده نزدیکی و دوری قسمت‌های مختلف محدوده مورد مطالعه از پدیده‌های مختلف موجود در لایه‌های مختلف است، این فاصله‌ها باید عضویت‌بندی گردند. عضویت‌بندی دارای هفت تابع مختلف است، در این مطالعه برای لایه‌های معادن، رودها، راه‌ها و واحد‌های سنگی از تابع Small که بیان‌کننده این است که هر چه به پدیده‌ها نزدیکتر باشد امتیاز بیشتری دارد استفاده شده است. همچنین برای لایه گسل‌ها از تابع Large، برای شیب تابع Gossin و برای ارتفاع از تابع Linear استفاده شده است. در انتها پس از به دست آمده لایه‌های عضویت دهی با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS مدل نهایی تحت عنوان نقشه همپوشانی به دست می‌آید.

## ۳- بحث و نتایج

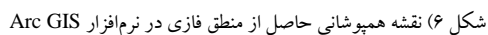
برای به دست آوردن نقشه همپوشانی علاوه بر استفاده از لایه‌های مختلف، برای امتیازدهی به هر لایه از نظر کارشناسان نیز استفاده گردید، که میانگین امتیازدهی کارشناسان مختلف برای هر لایه در جدول شماره (۱) بیان شده است. همچنین برای تلفیق داده‌ها از گزینه Sum استفاده شده است که رابطه آن به صورت رابطه ۱ قابل بیان است، که در آن L و t نشان‌دهنده لایه و وزن آن است.

جدول شماره ۱- میانگین وزنی امتیازات داده شده برای لایه‌های مختلف توسط کارشناسان

| نام لایه                    | شیب  | ارتفاع | معادن | واحد‌های سنگی | راه‌ها | رودها | گسل‌ها |
|-----------------------------|------|--------|-------|---------------|--------|-------|--------|
| میانگین وزنی امتیاز هر لایه | ۰/۱۲ | ۰/۱    | ۰/۲   | ۰/۳           | ۰/۰۸   | ۰/۰۵  | ۰/۱۵   |

$$sum = (L_1 \times t_1) + (L_2 \times t_2) + \dots + (L_n \times t_n) \quad (1)$$

نقشه حاصل از تلفیق لایه‌های مختلف با روش Sum برای تعداد هفت لایه مختلف در شکل (۶) آمده است. در این نقشه مناطقی که دارای ارزش پتانسیل بیشتری برای اکتشاف معادن سنگ مرمر هستند، با امتیاز بالاتری مشخص شده‌اند. همان‌طور که قابل مشاهده است مناطق سبز رنگ دارای ارزش فازی بالاتری برای اکتشاف معادن سنگ مرمر هستند. با توجه به تعداد معادن کشف شده برای هر شهرستان نتایج به دست آمده دارای مقبولیت خوبی هستند. همچنین پیشنهاد می‌شود برای مطالعاتی بعدی لایه‌های پوشش گیاهی مناطق، مناطق حفاظت شده، مناطق مسکونی و ... نیز برای دقیق‌تر بودن مطالعه مورد بررسی قرار گیرد.





فتحیان‌پور، ن، قاندرحمی، ر، حاضری، م، ۱۳۸۸، تعیین مناطق با پتانسیل بالای سری و روی منطقه ایرانکوه اصفهان در محیط GIS، نشریه علمی - پژوهشی مهندسی معدن، ۴ (۸)، ۱۳-۲۲.

فصلنامه‌ی خبری، آموزشی و پژوهشی دنیای سنگ، ۱۴۰۰، شماره ۳۴، انجمن سنگ ایران.

کریمی، م، ۱۳۸۱، طراحی و اجرای یک سیستم اطلاعات جغرافیایی برای اکتشاف معادن مس در مرحله تفصیلی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، ۱۲۰ صفحه.

کیانپوریان، ص، فرهمندیان، م، کریمی، م، بحرودی، ع، ۱۳۹۱، تهیه نقشه پتانسی معدنی برای کانسارهای مس با استفاده از مدل ترکیبی نروفازی: مطالعه موردی بر گره ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگنبد در استان کرمان، فصلنامه علوم زمین، ۲۴ (۹۴)، ۲۷۷-۲۸۶.

An, P., Moon, W. M. & Rencz, A., 1991, Application of fuzzy set theory for integration of geological, geophysical and remote sensing data, Canadian Journal of Exploration Geophysics, Vol. 27 (1): 1-11.

Bonham-Carter, G. F., 1994. Geographic Information Systems for Geoscientists: Modeling with GIS, Pergamon, Ontario.

Carranza, E. J. M., and Martin, H., 2001. Geologically constrained fuzzy mapping of gold mineralization potential, Baguio district, Philippines, Natural Resources Research 10.2: 125-136.

Cheng, Q. & Agterberg, F. P., 1999, Fuzzy weights of evidence method and its application in mineral potential mapping, Journal of Natural Resources Research, Vol. 8 (1): 27-35.

De Gruijter J. J., Walvoort D. J. J. & Bragato G., 2011, Application of fuzzy logic to Boolean models for digital soil assessment, Journal of Geoderma, Vol. 166 (1): 15-33.

Esmailzadeh, A., Khademi, D., Mikaeil, R. and Taghizadeh, S., 2021. The use of vikor method to set up place locating of processing plant (Case study: Processing plant of south of west azerbaijan). Journal of Soft Computing in Civil Engineering, 5(1), pp.38-48.

Harris, J. R., Wilkinson, L., Heather, K., Fumerton, S., Bernier, M. A. & Ayer, J., 2001, Application of GIS processing techniques for producing mineral prospectivity maps – A case study: Mesothermal Au in the Swayze Greenstone Belt, Ontario, Canada, Journal of Natural Resources Research, Vol. 10 (2): 91-124.

Madani, S.H., 2011. Mineral Exploration, Publishing Company of textbooks (In Persian).

Malczewski, J., 1999. GIS and Multicriteria Decision Analysis, John Wiley & Sons INC.

Moon, C. J., Whateley, K.G., 2006. Introduction to Mineral Exploration BLACKWELL PUBLISHING.

Novriadi, H. P. M. & Darijanto, T., 2006, Applying Fuzzy Logic Method in mineral potential mapping for epithermal gold mineralization in the Island of flores, East Nusa Tenggara using geographical information systems (GIS), Proceeding of 9th International Symposium on Mineral Exploration: 62-68.

Nykänen, V., Groves, D. I., Ojala, V. J., Eilu, P. and Gardoll, S. J., 2008. Reconnaissance-scale conceptual fuzzy-logic prospectivity modelling for iron oxide copper-gold deposits in the northern Fennoscandian Shield, Finland, Australian Journal of Earth Sciences 55.1: 25-38.

Porwal, A., Carranza, E. J. M. & Hale, M., 2003. Artificial neural networks for mineral potential mapping: A case study from Aravalli province, western India, Natural Resources Research, v. 12(3), pp. 155-177.

Porwal, A., Carranza, E. J. M. & Hale, M., 2006, A hybrid fuzzy weights-of-evidence model for mineral potential mapping, Journal of Natural Resources Research, Vol. 15(1): 1-14.

Ranjbar, H., and Honarmand, M., 2004. Integration and analysis of airborne geophysical and ETM+ data for exploration of porphyry type deposits in the Central Iranian Volcanic Belt using fuzzy classification, International Journal of Remote Sensing 25.21: 4729-4741.

Richards, J.P., Boyce, A.J. and Pringle, M.S., 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a model and temporal localization of porphyry Cu mineralization. Economic Geology, 98. 1515-1533.

Sanchez, J. P., Chica-Olmo, M. & Abarca, F., 2003. Artificial neural network as a tool for mineral potential mapping with GIS, INT.J, Remote Sensing, Vol. 24, pp. 1151-1156.

Tangestani, M., 2009, A comparative study of Dempster-Shafer and fuzzy models for landslide susceptibility mapping using a GIS: An experience from Zagros Mountains, SW Iran, Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 35 (1): 66-73.

Topçu, İ. B. & Saridemir, M., 2008, Prediction of mechanical properties of recycled aggregate concretes containing silica fume using artificial neural networks and fuzzy logic, Journal of Computational Materials Science, Vol. 42 (1): 74-82.

Wang, F. and Hall, G.B., 1996. Fuzzy representation of geographical boundaries in GIS. International Journal of Geographical Information Science, 10, 5. 573-590.

Winkler H.G.F. 1979: Petrogenesis of metamorphic rock. Springer Verlag, Stuttgart.

## بررسی توانمندی رادار نفوذی در بهینه سازی تعیین موقعیت سینه کارهای استخراجی ذخایر سنگ های تزئینی (مطالعه موردی معدن مرمریت شوربلاغ پلدشت)

آمنه نایب<sup>۱\*</sup>، جعفر عبدالهی شریف<sup>۲</sup>، سمیه بابایی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی مقطع کارشناسی ارشد رشته مهندسی معدن، گرایش استخراج، دانشگاه ارومیه

۲- استاد، گروه معدن دانشگاه ارومیه

۳- کارشناس استخراج معدن

### چکیده

وجود دو گسل عمیق و درزه های ناشی از این گسلش ها در گستره محدوده معدن مرمریت شوربلاغ پلدشت، از یک سو سبب کاهش کوپ دهی واز سوی دیگر موجب کاهش اثربخشی روش های متداول اکتشاف نظیر درزه نگاری سطحی، حفر گمانه اکتشافی و نقشه های زمین شناسی در تعیین متغیرهایی نظیر میزان شکستگی و تشخیص محدوده سست لایه های زیرین شده است. همین امر ضرورت استفاده از روش راداری نفوذ در زمین برای بررسی ویژگی های کمی و کیفی ذخیره معدنی را توجیه می نماید. بدین منظور در گستره این معدن موقعیت ۱۰ پروفیل برداشت بر اساس شرایط محیطی انتخاب شد و پس از آن برداشت هایی در فرکانس ۱۰۰ مگاهرتز با عمق نفوذ ۲۰ متر انجام گرفت. بر این اساس خردترین بخش ذخیره در موقعیت پروفیل P3 با تعداد ۲۲ شکستگی و سالم ترین بخش ذخیره در موقعیت پروفیل P6 با ۵ شکستگی، تشخیص داده شد. پژوهش انجام شده نشان می دهد توده معدنی حتی در افق های زیرین نیز دارای شکستگی بوده و برای انتخاب محل سینه کار مناسب نیست.

**واژه کلیدی:** سنگ تزئینی، روش راداری نفوذ به زمین، درزه و شکاف، مطالعات زیرسطحی، مرمریت

### Abstract

With two faults in the catchment area, the Shourbolagh mine in Poldasht is so difficult to determining of its fracture rate and detecting the weak range of underlying layers through surface joint surveying methods, exploratory borehole drilling and geological maps. this justifies the use of Ground Penetrating Radar method (GPR) in this study. The number of 10 profiles was selected based on the environmental conditions, and then measurements were made at a frequency of 100 MHz with a penetration depth of 25 meters. The weakest area was detected at the p3 profile with 22 and the strongest area at the p6 profile with 5 fractures. The obtained values explain that the Shourbolagh mine in Poldasht has fractures even in the lower layers and it is not suitable for choosing a mining site.

**Keywords:** Decorative Stone, Ground Penetration Radar Method, Joints and Cracks, Subsurface Studies, Marble

### ۱- مقدمه

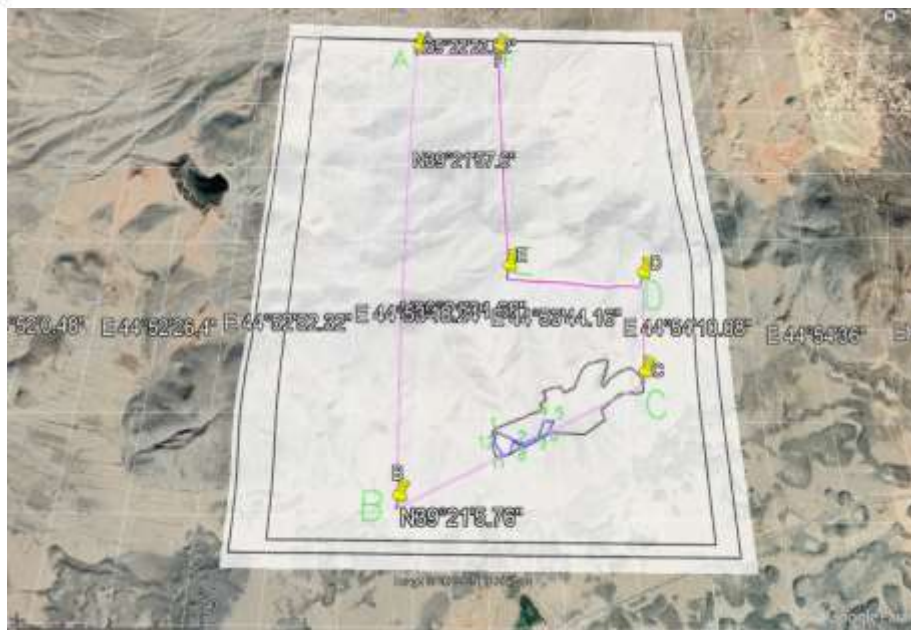
در استخراج معادن به روش های نوین، چالش اصلی، افزایش بهره وری معدن با دیدگاه کاهش تخریب و یا آسیب به محیط زیست است. در معادن سنگ تزئینی برای بدست آوردن داده های لازم برای برنامه ریزی تولید این قبیل ذخایر از طریق مطالعات سطحی، نظیر درزه نگاری و همچنین حفر گمانه ها کمک گرفت. اما اطلاعات گمانه ها نقطه ای و دسترسی به آنها بسیار پرهزینه هستند. امروزه روش های جدیدی برای مطالعات زیرسطحی ابداع شده است که به مراتب کم هزینه تر از روش های قدیمی بوده و همچنین کمترین آسیب را به محیط زیست و توده معدنی وارد می کنند. این روش ها بطور عام از دقت و صحت بالایی نیز برخوردار هستند. روش رادار نفوذی به زمین، روش نسبتاً جدیدی است که در سال های اخیر به عنوان روش اکتشافی استاندارد برای برخی ذخایر معرفی

شده‌است. این روش از قدرت تفکیک بالایی برخوردار است و می‌تواند اطلاعات کافی از لایه‌های زیرین زمین از جمله سطوح ناپیوستگی و شکستگی‌ها را ارائه کند. این اطلاعات برای تصمیم‌گیری در انتخاب محل سینه‌کار و یا تدوین برنامه‌ریزی تولید بسیار مهم هستند. این امر سبب افزایش قابل توجه بهره‌وری معادن سنگ تزئینی از رهگذر کاهش هزینه‌ها و میزان باطله و نیز پیشگیری از اضافه برداشت می‌شود. همچنین میزان تخریب محیط زیست نیز به حداقل می‌رسد. امروزه برای تصمیم‌گیری و انتخاب بهینه‌ترین مکان سینه‌کار، استفاده از مطالعات درزه نگاری سطحی و حفر گمانه و نقشه‌های زمین‌شناسی، رایج است. اما روش‌هایی نیز برای اطمینان از سلامت و بهینگی نقاط زیرسطحی معادن و مناطق معدنی به کار گرفته می‌شود که دقت مطالعات کاربردی را بالا برده و نتیجتاً سبب تسهیل فرآیند تصمیم‌گیری و برنامه‌ریزی جهت افزایش بهره‌وری شده‌اند.

روش‌های مطالعه زیرسطحی با هدف افزایش دقت و اطمینان از کیفیت لایه‌های زیرین صورت می‌گیرد. روش راداری نفوذ به زمین یکی از مهم‌ترین و کاربردی‌ترین این روش‌ها است. در فهرست مزیت‌های قابل ذکر این روش می‌توان به هزینه اندک، کاهش آسیب‌های محیط‌زیستی در حین مطالعه، سرعت پردازش بالا و بازه وسیع اطلاعات قابل بررسی در این روش، اشاره نمود. بر این اساس این شیوه با چیره آمدن بر برخی محدودیت‌های سایر روش‌ها و نیز در دسترس بودن برای طیف گسترده‌تری از دست‌اندرکاران علوم و فنون معدنی می‌تواند در محیط‌هایی با چالش‌های بیشتر، به صرفه‌تر و علمی‌تر عمل کند. در محدوده‌ی مورد مطالعه‌ی این جستار ( معدن مرمریت شوربلاغ پلدشت) نیز به دلیل وجود شکستگی‌های زیاد سطحی و نداشتن اطلاعات زیرسطحی، اتخاذ تصمیم جهت تعیین موقعیت بهینه سینه‌کار با چالش زیادی روبرو بوده‌است. براین اساس برای رفع ابهامات موجود در خصوص ویژگی‌های کمی و کیفی و عمق گسترش ذخیره معدنی استفاده از روش راداری نفوذ در زمین به عنوان یک رهیافت بهینه برای این معدن انتخاب و مورد استفاده قرار گرفت.

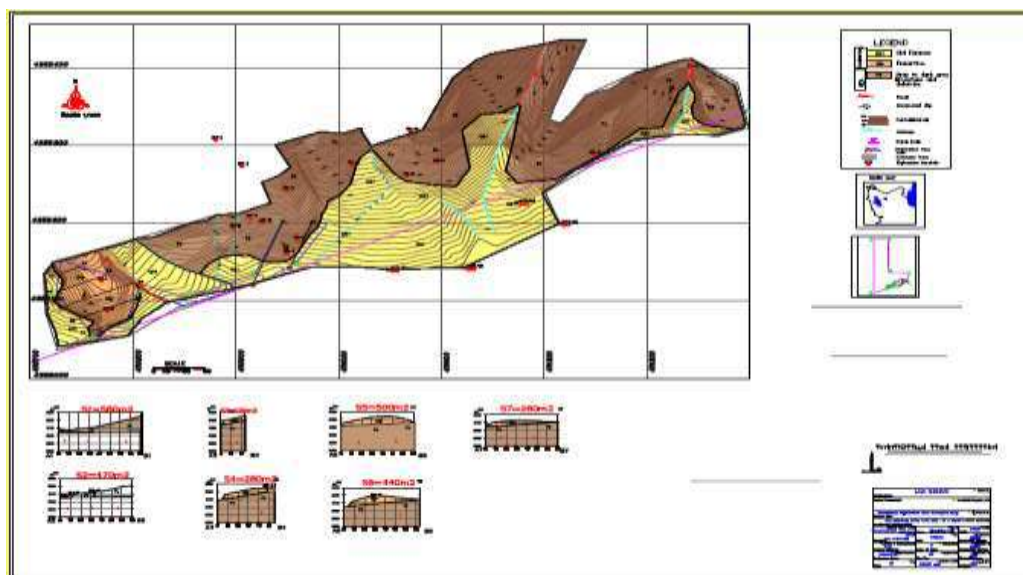
## ۲- مشخصات منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در ۴۰ کیلومتری شهرستان ماکو در استان آذربایجان غربی واقع شده‌است. این محدوده شش ضلعی و به وسعت ۱/۳۶۰۹ کیلومتر مربع در شهرستان پلدشت، بخش مرکزی دهستان چاپارسار، در ناحیه شرقی آبادی شوربلاغ قرار دارد. آب و هوای اقلیم شمال استان آذربایجان غربی سرد و کوهستانی است. منطقه مورد مطالعه دارای زمستان‌های سرد و برفی و تابستان‌های معتدل است. که در برخی از ماه‌ها به دلیل بارش برف و برودت هوا فعالیت معدنی انجام نمی‌گیرد. دو نوع لایه‌بندی دولومیتی و تراروتن در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. در محدوده مورد مطالعه دو گسل در حوزه‌های آبریز دیده شده‌است. منطقه‌ی قرارگیری معدن مورد اشاره در کل ۵ حوزه آبریز دارد که در فصل‌های بارندگی فعال و در فصل‌های گرم بی‌آب هستند. میزان شکستگی‌ها و درزه‌های سطحی در گستره معدن بسیار زیاد بوده و اطلاعاتی از لایه‌های زیرین در دست نیست. موقعیت کلی محدوده و قسمتی از محدوده که مطالعات زمین‌شناسی در آن صورت گرفته است، در شکل شماره ۱ آورده شده است.



شکل (۱)- موقعیت چهار گوش اکتشافی که مطالعات در آن انجام شده است.

در خلال این پژوهش برای افزایش داده‌های اکتشافی در بخشی از محدوده، مطالعات زمین‌شناسی در مقیاس مناسب صورت گرفته است. در شکل شماره ۲ خلاصه‌ای از یافته‌های حاصل از بررسی‌های زمین‌شناسی در قالب نقشه زمین‌شناسی منطقه ارائه شده است؛



شکل (۲)- نقشه زمین‌شناسی منطقه

جهت دریافت اطلاعات عمقی در فرآیند درزه‌نگاری، گمانه‌هایی با فاصله نسبتاً زیاد از هم در محدوده اکتشافی حفر شده‌است. به علت فراوانی شکستگی‌ها و پایین بودن ضریب بازایی مغزه‌ها عملاً "داده‌های موثر و قابل اتکایی برای انتخاب موقعیت سینه کار و یا برنامه ریزی تولید معدن، از این گمانه‌ها بدست نیامده‌است. این امر تیم پژوهشی را ناگزیر از بهره‌گیری از روش رادار نفوذ در زمین، جهت آگاهی از وضعیت لایه‌های زیرسطحی نموده است.



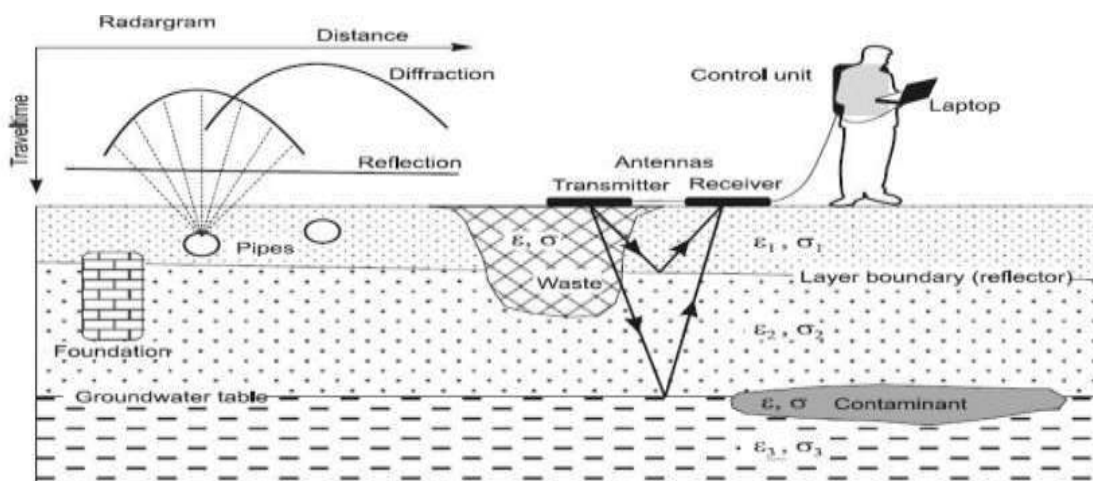
### ۳- روش راداری نفوذ به زمین

#### ۲-۱- معرفی روش

GPR یک روش ژئوفیزیکی است که در آن با استفاده از امواج الکترومغناطیسی می‌توان به بررسی و مطالعه زیرسطحی و شناسایی تغییرات لایه‌های زیرین معادن پرداخت و اطلاعاتی درباره جنس لایه‌ها، سطوح شکستگی، درزه‌ها و عمق آن‌ها و سایر متغیرهای مورد نیاز به دست آورد. در این روش با فرکانس‌های متفاوت (۱۲ تا ۲۳۰۰ مگاهرتز) کار می‌شود و با ارسال امواج الکترومغناطیسی و با بررسی بازتاب‌های این امواج از سطوح زیرین، به شناسایی لایه‌ها انجام می‌گیرد. واضح است که تنها قسمتی از امواج بازتاب داده می‌شود و سرعت امواج بازتابشی به دفعات از امواج تابشی کمتر است. امواج بازتابشی حامل اطلاعاتی از لایه‌های زیرسطحی هستند که توسط دستگاه، پردازش و تحلیل می‌شوند. روش راداری نفوذ به زمین در عمق‌های بین ۱ تا ۵۴۰۰ متر دارای کاربرد است. عمق نفوذ به لایه‌های زیرین، هم به جنس لایه‌ها و هم به فرکانس ارسالی توسط دستگاه بستگی دارد. هرچه فرکانس ارسالی پرتراکم‌تر باشد، عمق نفوذ کم‌تر و وضوح اطلاعات دریافتی بیشتر خواهد بود. از این روش در حوزه‌های متفاوتی مانند رشته‌های باستان‌شناسی و عمرانی و یخچال‌شناسی و زیست‌محیطی و علوم زمین بهره گرفته می‌شود. اولین برداشت GPR در سال ۱۹۲۹ برای تعیین عمق یک رودخانه یخ زده در اتریش انجام گرفته‌است.

#### ۲-۲- تئوری روش GPR

دستگاه‌های راداری نفوذی به زمین دارای آنتن‌های فرستنده، واحد کنترل‌کننده رادار و ابزارهای مناسب ذخیره سازی و پردازش داده‌ها می‌باشند. همانگونه که در عکس زیر مشخص است، دستگاه GPR دارای یک مولد سیگنال، و یک فرستنده و یک گیرنده است. امواج توسط فرستنده به داخل زمین فرستاده می‌شوند. بخشی از انرژی امواج در برخورد با فصل مشترک‌های زیر سطحی منعکس و یا پخش شده و بخشی از انرژی در لایه‌ها و یا اشیاء مدفون نفوذ می‌کند. نمای شماتیک ارسال و دریافت امواج الکترومغناطیس به لایه‌های زیرین در شکل شماره ۳ نشان داده شده است. (احمدی، ۱۳۹۵)



شکل ۳- شکل شماتیک ارسال و دریافت امواج الکترومغناطیس به لایه‌های زیر سطحی

بررسی و تحلیل اطلاعات ثبت شده توسط دستگاه می‌تواند اطلاعات کاملی در مورد شکل هندسی توده یا سطح بازتاب دهنده ارائه کند. اگر زمان رفت و برگشت موج الکترومغناطیسی که از آنتن فرستنده ساطع و بعد از انعکاس از توده بازتاب‌کننده به آنتن گیرنده باز می‌گردد، اندازه‌گیری شود می‌توان عمق توده یا سطح بازتاب دهنده را مشخص کرد. البته برای این مهم می‌بایست سرعت موج الکترومغناطیسی در محیط انتشار مشخص باشد.

وضوح تصاویر هم به فرکانس مورد استفاده بستگی دارد. امواج GPR با فرکانس بالا، طول موج کوتاه‌تری دارند و تصویر ارسالی وضوح بالاتری خواهد داشت. در فرکانس‌های پایین‌تر، وضوح کمتر بوده و حتی ممکن است شناسایی غیرممکن باشد. عامل مهم دیگری که باید به آن توجه کرد عمق نفوذ این فرکانس‌ها است. این عامل نیز به فرکانس و طول موج و جنس مواد زیر سطحی بستگی دارد. هرچه فرکانس بالاتر طول موج کوتاه‌تر و عمق نفوذ کمتر خواهد بود و برعکس. برای تعیین فرکانس می‌بایست به جنس مواد زیر سطحی و سرعت امواج الکترومغناطیسی در محیط مورد مطالعه و عمقی که برای مطالعات مد نظر است، توجه داشت. بیشتر سیستم‌های GPR از دو آنتن برای ارسال و دریافت امواج استفاده می‌کنند (ابراهیمی، ۱۳۹۷).

مشخصات انواع آنتن‌های GPR، همراه با کشور سازنده و قدرت تفکیک و عمق نفوذ هر یک از آن‌ها در جدول شماره ۱ آورده شده است.

جدول شماره ۱- فهرست آنتن‌های رادار نفوذی به زمین موجود در کشورمان

| فرکانس غالب آنتن | نوع آنتن  | نام شرکت سازنده و کشور سازنده | قدرت تفکیک متوسط (متر) | عمق متوسط (متر) |
|------------------|-----------|-------------------------------|------------------------|-----------------|
| ۲۵ مگاهرتز       | Un shield | Mala,sweden                   | ۱                      | ۸۰              |
| ۵۰ مگاهرتز       | Un shield | Mala,sweden                   | ۰.۵                    | ۴۰              |
| ۱۰۰ مگاهرتز      | Shield    | Mala,sweden                   | ۰.۲۵                   | ۲۰              |
| ۲۵۰ مگاهرتز      | Shield    | Mala,sweden                   | ۰.۱۰                   | ۸               |
| ۸۰۰ مگاهرتز      | Shield    | Mala,sweden                   | ۰.۰۳                   | ۲               |

در شکل شماره ۴ دستگاه GPR با آنتن ۱۰۰ مگا هرتزی به همراه چرخ تریگر به تصویر کشیده شده است. در پژوهش حاضر و در گستره معدن شوربلاغ این دستگاه مورد استفاده قرار گرفته است. برداشت ده پروفیل محدوده با این دستگاه و فرکانس ۱۰۰ مگا هرتز انجام شده است.



شکل شماره ۴- تصویری از دستگاه GPR آنتن ۱۰۰ مگا هرتز shield به همراه چرخ تریگر

## ۲-۳- انتشار، سرعت و جذب امواج GPR

معمولاً سیستم‌های GPR از یک آنتن فرستنده و گیرنده تشکیل شده است. فرستنده یک پالس الکترومغناطیس (که در آن میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی و جهت انتشار بر هم عمودند) با فرکانس بالا را به صورت مخروط سه بعدی به پایین انتشار می‌دهد. وسعت سطح مخروط به عواملی مانند طول موج ( $\lambda$ )، عمق بازتاب کننده ( $Z$ ) و ثابت دی الکتریک ( $K$ ) بستگی دارد. (پیرنیا، ۱۳۹۷)

$$Z = \frac{\omega \varepsilon}{K} \quad (۱)$$

$$K = (\omega^2 \varepsilon \mu + i \omega \mu \sigma)^{\frac{1}{2}} \quad (۲)$$

در رابطه ۱ و ۲،  $\sigma$  رسانندگی الکتریکی،  $\varepsilon$  گذردهی دی الکتریک،  $\mu$  تراوایی مغناطیسی،  $\omega$  فرکانس زاویه موج هستند. موج الکترومغناطیس به صورت یک مخروط سه بعدی به سمت پایین حرکت می کند. سرعت این امواج از رابطه (۳) محاسبه می شود. (قنبری، ۱۳۹۵)

$$V = \frac{C_0}{\sqrt{\varepsilon_r' \mu_r' \frac{1 + \sqrt{1 + (\frac{\delta}{\varepsilon_r' \omega})^2}}{2}}} \quad (۳)$$

در رابطه ۳،  $C_0$  سرعت موج الکترومغناطیس در خلأ،  $\omega$  فرکانس زاویه ای موج،  $\mu_r'$  قسمت حقیقی تراوایی نسبی،  $\varepsilon_r'$  قسمت حقیقی ضریب دی الکتریکی هستند.

بخشی از امواج ارسالی به لایه های زیرسطحی مطابق رابطه (۴) توسط این لایه ها جذب می شود. جذب امواج عبارت از تبدیل انرژی موج به گرما است. جذب یکی از خواص فیزیکی مواد است و در خصوص امواج الکترومغناطیسی به هدایت الکتریکی و گذردهی دی الکتریک مواد بستگی دارد. (ابراهیمی، ۱۳۹۷)

$$\alpha = \omega \left\{ \left( \frac{\mu \varepsilon}{2} \right) \left[ \left( 1 + \frac{\sigma^2}{\omega^2 \varepsilon^2} \right)^{1/2} - 1 \right] \right\}^{1/2} \quad (۴)$$

## ۲-۴- انعکاس و انکسار امواج در زمین

انعکاس و انکسار امواج الکترومغناطیسی در فصل مشترک های بین لایه ها و اهداف، که اختلاف در خواص الکتریکی دارند صورت می گیرد. گذردهی دی الکتریکی (ε) و هدایت الکتریکی (σ) و تراوایی مغناطیسی (μ)، پارامترهای فیزیکی تعیین کننده ای در انعکاس پذیری امواج از فصل مشترک ها هستند. این روش بسیار شبیه به روش لرزه نگاری است. لازم به ذکر است که دقت در انجام عملیات صحرائی و پردازش داده ها در دقت نتایج بدست آمده نهایی بسیار با اهمیت است. در واقع امواج الکترومغناطیس در برخورد با فصل مشترک بین دو محیط مطابق با رابطه (۵) به دلیل اختلاف امپدانس دو محیط انعکاس و انکسار می یابند. (ابراهیمی، ۱۳۹۷)

$$Z^* = Z' + iZ'' = \sqrt{\frac{\mu^*}{\varepsilon^*}} \quad (۵)$$

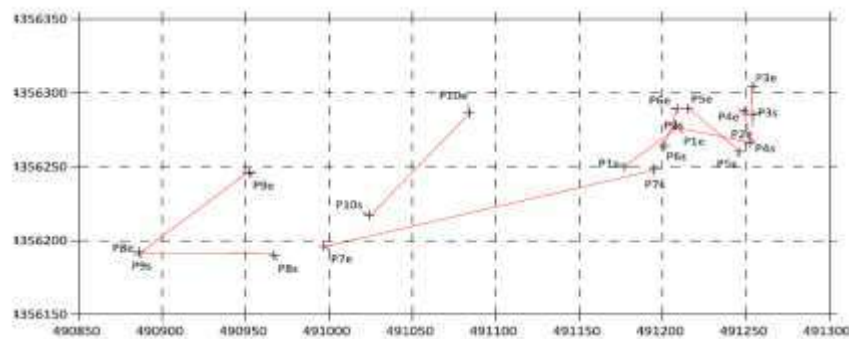
در رابطه ۵  $\mu^*$  نفوذپذیری مختلط،  $\varepsilon^*$  گذردهی مختلط هستند.

به طور کلی به توانایی تفکیک سیگنال ها از اهداف نزدیک به هم در علوم ژئوفیزیک، قدرت تفکیک گفته می شود. در GPR تفکیک پذیری به فرکانس مرکزی، پهنای باند و همچنین پارامترهای الکتریکی از قبیل رسانندگی و ضریب دی الکتریکی و نیز شکل هندسی هدف وابسته است. (پیرنیا، ۳۹۷)

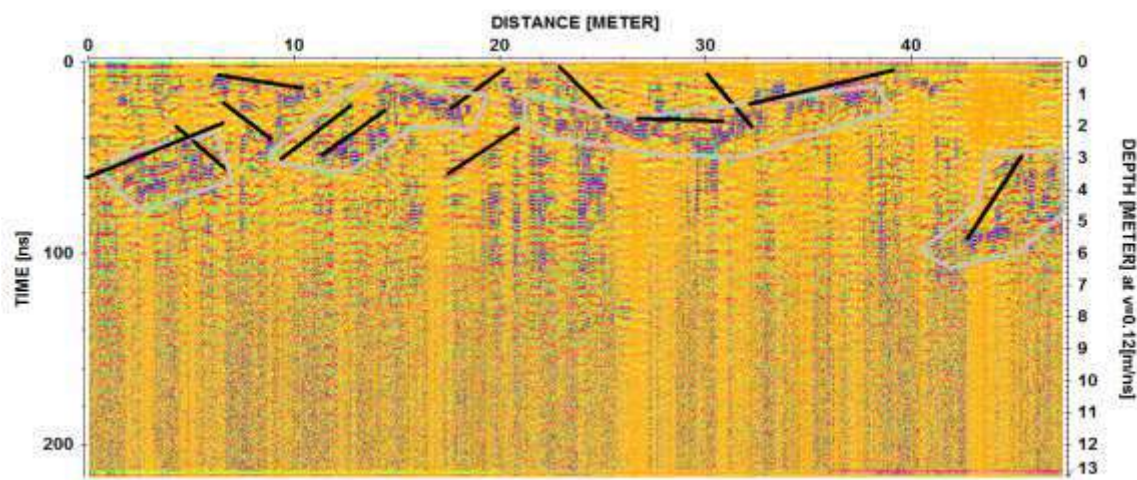
## ۴- پردازش و تحلیل داد های برداشت شده از گستره طرح

به طور کلی پردازش داده‌های ژئوفیزیک به منظور غلبه بر محدودیت‌های ذاتی و نوفه‌های موجود در داده‌های خام، صورت می‌پذیرد. روش GPR نیز از این قاعده مستثنی نیست و حتی در پاره‌ای از مطالعات بدون اعمال پردازش‌های مناسب، دستیابی به هدف مورد نظر غیر ممکن به نظر می‌رسد. دامنه پردازش‌های به کار رفته بر روی داده‌ها توسط پارامترهای مختلفی کنترل می‌شود. در برخی از مطالعات ممکن است حتی از اعمال پردازش‌های ابتدایی بر روی داده‌ها خودداری شود و در پاره‌ای از آنها دامنه وسیعی از پردازش‌ها بر روی داده‌ها صورت می‌پذیرد. به طور معمول در مرحله اول داده‌ها ویرایش می‌شوند. در این مرحله تصحیح صفر زمانی ۱، معکوس کردن جهت پروفیل‌ها، پیوند فایل‌ها، حذف داده‌های تکراری و اضافه کردن آنها در ایستگاه‌هایی که برداشت صورت گرفته، ویرایش پارامترهای برداشت از قبیل فرکانس مرکزی، فاصله آنتن‌ها صورت می‌پذیرد. در مرحله بعدی ویرایش داده‌ها، با اعمال فیلترهای مناسب، نوفه‌ها حذف می‌شوند.

داده‌های برداشت شده توسط رادار زمینی مطابق آنچه در بخش‌های پیشین اشاره شده است مورد پردازش قرار گرفته‌اند. نخستین گام در پردازش داده‌های برداشت شده از محدوده تهیه تصویر رادار گرام است. رادار گرام‌ها به تعداد پروفیل‌های برداشت شده (۱۰ پروفیل) تهیه می‌شوند. در ادامه نمونه‌ای از رادار گرام‌های تهیه شده ارائه خواهد شد. لازم به ذکر است مسیر پروفیل‌های برداشت در هر سایت متناسب با تراکم شکستگی‌ها و نیز امکان حمل دستگاه تعیین می‌شوند. در گام دوم موقعیت عوارض شناسایی شده مربوط به هر برداشت روی رادار گرام مربوطه مشخص می‌شود به طوری که موقعیت هندسی رادار گرام و شکستگی‌ها به راحتی از روی آن قابل استخراج باشد. در این محدوده تعداد ۱۰ پروفیل به طول ۶۵۹ / ۷ متر، به صورت شبکه در محل معدن برداشت شد. موقعیت پروفیل‌های برداشت شده بشرح شکل ۵ و تجزیه و تحلیل داده‌های قابل استخراج از رادار گرام مسیر پروفیل شماره ۲ در شکل ۶ ارائه شده است.



شکل ۵- موقعیت پروفیل‌های برداشت شده از منطقه که بر اساس شرایط محیطی تعیین شده‌اند.



شکل شماره ۶- رادیوگرام پروفیل P2

طول این پروفیل (پروفیل شماره ۲) ۴۶.۵ متر است و در جهت تقریبی غربی شرقی برداشت شده‌است. براساس تحلیل داده‌ها در این پروفیل ۱۳ شکستگی و چهار زون سست مشاهده شده‌است. نتایج حاصل از برداشت GPR برای تمامی پروفیل‌ها، حاکی از آن است که تعداد شکستگی‌ها تا عمق ۲۰ متری (حد اکثر میزان نفوذ امواج GPR در فرکانس ۱۰۰ مگاهرتزی مورد استفاده در این پژوهش) زیاد بوده و کانسنگ واقع در افق‌های زیرین ذخیره از کیفیت بسیار پایینی برخوردار هستند.

## ۵- نتیجه‌گیری و پیشنهادات

در این پژوهش با استفاده از روش رادار نفوذی زمین (GPR) به بررسی کیفیت سنگ افق‌های زیرین ذخیره مرمریت شوربلاغ پرداخته شده‌است. با توجه به نتایج حاصل از رادارگرام‌ها موقعیت درزه‌ها و زون‌های خرد شده تعیین شده‌است. این زون‌ها که بیشتر به صورت شکستگی - که احتمالاً همراه با بازشدگی یا پرشدگی و زون سست است - روی رادارگرام‌ها نمایان می‌شوند. با توجه به وضعیت پله‌ها، حداقل حجمی از توده سنگ که قابلیت استخراج اقتصادی داشته باشد، برای هر پروفیل براساس تعداد شکستگی و تعداد زون سست بشرح جدول شماره ۲ تعیین گردید.

جدول شماره ۲- موقعیت انومالی‌های برداشت رادار نفوذی

| شماره پروفیل | متر از  | تعداد شکستگی | تعداد زون سست | تعداد شکستگی بر متر طول | درصد حجم تقریبی سنگ سالم | عمق هوازده، متر |
|--------------|---------|--------------|---------------|-------------------------|--------------------------|-----------------|
| P1           | ۴۱.۸    | ۱۵           | ۲             | ۰.۳۵۸                   | ۱۰                       | ۷               |
| P2           | ۴۶.۵    | ۱۳           | ۴             | ۰.۲۷۹                   | ۲۵                       | ۴.۵             |
| P3           | ۱۹.۰    | ۲۲           | ۳             | ۱.۱۵۷                   | ۱۰                       | ۹               |
| P4           | ۲۱.۲    | ۸            |               | ۰.۳۷۷                   | ۲۰                       | ۵               |
| P5           | ۴۲.۴    | ۲۰           | ۹             | ۰.۴۷۱                   | ۳۰                       | ۱۳              |
| P6           | ۲.۲۶    | ۵            | ۳             | ۰.۱۹۰                   | ۳۰                       | ۶               |
| P7-1         | ۵۰-۰    | ۱۰           | ۶             | ۰.۲                     | ۲۰                       | ۹               |
| P7-2         | ۱۰۰-۵۰  | ۱۱           | ۷             | ۰.۲۲                    | ۲۰                       | ۹               |
| P7-3         | ۱۵۰-۱۰۰ | ۱۳           | ۶             | ۰.۲۶                    | ۱۰                       | ۹               |
| P7-4         | ۱۵۰-۱۹۱ | ۱۱           | ۵             | ۰.۲۶۸                   | ۲۰                       | ۹               |
| P8           | ۸۱.۰    | ۱۵           | ۵             | ۰.۱۸۵                   | ۳۰                       | ۷               |
| P9           | ۸۵.۳    | ۷            | ۴             | ۰.۰۸۲                   | ۳۰                       | ۵               |
| P10          | ۹۱.۴    | ۶            | ۵             | ۰.۰۶۵                   | ۳۰                       | ۳               |

با توجه به نتایج حاصل از پژوهش حد اکثر کوپ دهی معدن در بعضی از بخش‌های ذخیره حدود ۳۰ درصد خواهد بود که با توجه به ضرورت قواره کردن کوپ‌ها، ضریب بازیابی از ۳۰ درصد نیز کمتر خواهد بود. براین اساس بهره‌برداری از این بخش‌های کانسار اقتصادی نخواهد بود. پیشنهاد می‌شود سینه کار فعلی تعطیل و با انجام مجدد مطالعات موقعیت مناسب‌تری برای احداث سینه کار انتخاب گردد.

## ۶-مراجع

- اکبر حیدری و همکاران، ۱۳۹۶، شناسایی تونل مدفون با استفاده شبیه سازی عددی دو بعدی داده های ژئوفیزیکی رادار نفوذی به زمین، مطالعه موردی: تونل شماره ۳ آزاد راه تهران-پردیس، نشریه پژوهش های ژئوفیزیک کاربردی
- افسانه احمد پور و همکاران، ۱۳۹۵، مدل سازی پیشرو و وارون داده های GPR با هدف کاربرد در شناسایی لوله های مدفون، مطالعه موردی: لوله انتقال فراورده های نفتی در دانشگاه صنعتی شاهرود، نشریه پژوهش های ژئوفیزیک کاربردی
- احمدی و همکاران، ۱۳۹۵، بکارگیری روش رادار نفوذی به زمین جهت مطالعات ژئوتکنیکی بنای تاریخی سی و یه پل، مجله انجمن زمین شناسان مهندسی ایران
- سجاد قنبری و محمد کاظم حفیظی، ۱۳۹۲، کاربرد مدل سازی پیشرو و الگوریتم پردازشی مناسب در تعیین محل قنات به روش GPR، مجله ژئوفیزیک ایران جلد ۱۰
- علیرضا عرب امیری و همکاران، ۱۳۹۷، پایان نامه ارشد، بررسی درزه و شکستگی های معدن سنگ تزئینی تراورتن با استفاده از روش رادار نفوذی به زمین (GPR) در منطقه آستانه دامغان، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
- علیرضا عرب امیری و همکاران، ۱۳۹۷، پایان نامه ارشد، اکتشاف زغالسنگ با استفاده از روش رادار نفوذی به زمین در پردیس معدن آموزشی، دانشگاه صنعتی شاهرود
- مصطفی صاحبکاری و همکاران، ۱۳۹۹، تعیین عمق و قطر اهداف هادی استوانه ای مدفون در محیط پس زمینه نامعلوم با استفاده از رادار نفوذ در زمین، نشریه علمی الکترومغناطیس کاربرد

## ماگماتیسزم مزو-سنوزوئیک، جایگاه تکتونو-ماگمایی و متالورژی مرتبط با آن در ایران

### حمایت جمالی\*

\*دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

[h.jamali@sci.ui.ac.ir](mailto:h.jamali@sci.ui.ac.ir)

### چکیده

تتیس جوان (New Tethys) در ایران و سرزمین های مجاور، دارای شاخه ها و حوضه های چند گانه بوده و باز و بسته شدن آنها در مکان ها و زمان های مختلف (از ژوراسیک تا عهد حاضر) رخ داده که هر کدام دارای ویژگی های ماگمایی و متالورژیکی خاص است. توزیع انواع کانه زایی ها (از نظر زمانی- مکانی) در این کمربندها یکسان نیست. حداقل سه کمربند ماگمایی مربوط به حوضه های تتیس جوان در ایران و سرزمین های مجاور قابل شناسایی است که شامل کمربند جنوب غربی (سندج-سیرجان و ارومیه - دختر)، کمربند شمالی (البرز-آذربایجان-قفقاز) و کمربند شرقی (کمربند لوت) می باشد. کمربند جنوب غربی در بخش جنوبی پتانسیل بالایی برای کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری دارد در حالیکه در نیمه شمالی پتانسیل طلا و آهن خوبی را نشان می دهد. کمربند شمالی در غرب دارای مس-طلا و در شرق دارای آهن بیشتری است.

واژه های کلیدی: تتیس؛ مزوسنوزوئیک؛ ماگماتیسزم؛ متالورژی؛ جایگاه تکتونیکی.

### Abstract

The New-Tethys in Iran and neighboring lands has multiple branches and basins, and their opening and closing occurred in different places and different times (from the Jurassic to the present era), each of which has its own characteristics in term of magmatic and metallogenic. The distribution of types of mineralization (in time and space) in these belts is not the same. At least three magmatic belts related to the New-Tethys basins in Iran and adjacent territories can be identified, which include the southwestern belt (Sanandaj-Sirjan and Uromieh-Dokhtar), the northern belt (Alborz-Azerbaijan-Caucasus) and the eastern belt (Lot belt). The southwest belt in the southern part has a high potential for copper-molybdenum porphyry deposits, while in the northern part it has a good potential for gold and iron. The northern belt has copper-gold in the west and more iron in the east.

**Key words:** Tethys; Meso-Senozoic; Magmatism; Metallogeny; Tectonic setting.

### مقدمه

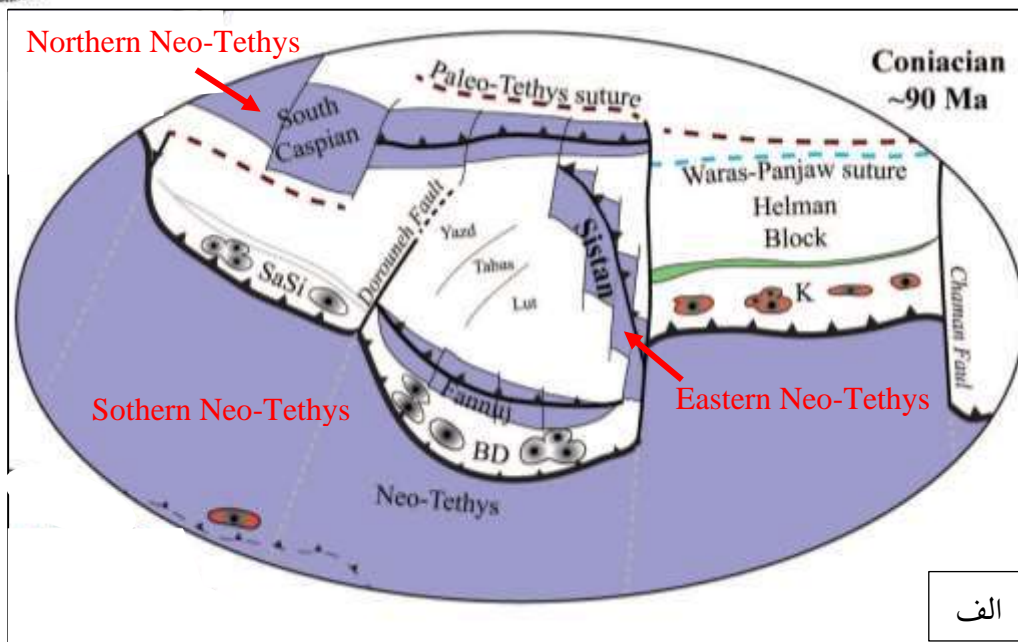
محققین مختلف به طروق مختلف، پهنه ایران را به زون های ساختاری-رسوبی تقسیم کرده اند (Stocklin, 1968; Aghanabati, 2004 and references there in) نگاه اجمالی به این تقسیم بندی ها نشان می دهد جایگاه سنگ های ماگمایی مزو-سنوزوئیک ایران (که بجز زون زاگرس و کپه داغ در همه جای ایران رخنمون دارند) مورد چالش بوده و توافق کلی در مورد آنها وجود ندارد. از طرفی پتانسیل های معدنی و کانسارهای شناخته شده همراه با ماگماتیسزم از نظر توزیع زمانی- مکانی و نیز نوع کانه زایی، یکسان و مشابه نیست. توجه به نکات مورد اشاره، نویسنده را برآن داشت تا براساس تجربیات میدانی، مطالعات آکادمیک و نیز بررسی پژوهش ها، مقالات و پایان نامه هایی که در ایران و سرزمین های مجاور در این خصوص انجام گرفته است، الگوی جدیدی را پیشنهاد نماید. گرچه ارائه الگوی کامل و دقیق نیاز به مطالعات بیشتری دارد و این نوشتار قدمی کوچک برای شروع یک مسیر طولانی و سخت در آینده می باشد.

## جایگاه تکتونو-ماگمایی

فلات ایران از قطعات و بلوک‌های مختلف تشکیل یافته که در طی زمان‌های مختلف بهم جوش خورده‌اند. این بلوک‌ها خود بخشی از قاره گندوانا بوده که در زمان‌های مختلف از آن جدا شده و ضمن حرکت در جهات مختلف سبب تشکیل اقیانوس‌هایی شده است که تحت عنوان تئیس از آنها نام برده می‌شود. در مورد زمان و مکان باز و بسته شدن این اقیانوس‌ها اتفاق نظر وجود ندارد و همین سبب ارائه تقسیم‌بندی‌های مختلف رسوبی-ساختاری توسط محققین مختلف شده است (Stocklin, 1968; Alavi, 1991; Aghanabati, 2004 and references there in). یکی از مسائل و چالش‌ها در این تقسیم‌بندی‌ها، جایگاه ماگماتیسم مزو-سنوزوئیک می‌باشد که بجز در زون زاگرس و کپه داغ، رخنمون‌های آن در همه جای ایران زمین و مناطق همجوار دیده می‌شود (شکل ۱). گرچه اغلب زمین‌شناس‌ها، این سنگ‌ها به فرورانش اقیانوس تئیس (در محل زمین‌درز زاگرس) به زیر پلایت ایران دانسته‌اند. ولی گستردگی زمانی و مکانی، روندهای متفاوت، پراکندگی نامنظم و نیز متالوژنی متفاوت آنها و از همه اینها مهم‌تر، پراکندگی سنگ‌های افیولیتی مرتبط با این دوره‌های زمانی، این سوال‌ها را مطرح می‌کند که (۱) آیا تئیس فقط یک اقیانوس بوده؟ (۲) آیا باز و بسته شدن آنها همزمان رخ داده؟ (۳) آیا جهت فرورانش همه آنها یکی بوده؟ (۴) آیا بسته شدن همه آنها منجر به تشکیل کمان‌های ماگمایی شده؟ (۵) آیا پتانسیل‌های معدنی و نوع کانه‌زایی آنها مشابه است؟

با دقت در نقشه توزیع سنگ‌های آذرین مزو-سنوزوئیک (شکل ۱) و حوضه‌های نئوتئیس (شکل ۲) در ایران و مطالعاتی که در سال‌های اخیر در ایران و کشورهای همجوار انجام گرفته (جنتزر و همکاران ۲۰۲۲، باریر و ورلینک، ۲۰۰۸)، می‌توان دریافت که حوضه‌های اقیانوسی نئوتئیس حداقل سه شاخه در ایران داشته است. نئوتئیس جنوب غرب ایران (یا نئوتئیس ۱) که در منطقه زاگرس واقع بوده و فرورانش آن به سمت شمال شرق، کمر بند ماگمایی سهند-سیرجان و ارومیه-دختر را بوجود آورده است. نئوتئیس شمال ایران (نئوتئیس ۲) که بنظر می‌رسد پوسته‌های اقیانوسی خزر جنوبی و دریای سیاه باقیمانده‌های آن باشد با فرورانش خود کمر بند ماگمایی البرز-آذربایجان را بوجود آورده است. برخلاف نئوتئیس ۱ که همه محققین فرورانش آن را به سمت شمال شرق در نظر می‌گیرند، در مورد محل دقیق و جهت فرورانش نئوتئیس ۲ اتفاق نظر وجود ندارد. به عقیده (Alavi (2004 و Moghadam and Foden (2012 در منطقه طارم-قزوین یک حوضه پشت کمان نسبت به ارومیه-دختر بوجود آمده که با فرورانش به سوی شمال شرق، کمان البرز غربی-آذربایجان را بوجود آورده است. در کار آنها البرز مرکزی و شرقی دیده نشده است. ضمناً شواهدی از پوسته اقیانوسی در این مناطق گزارش نشده است. (Jamali et al (2012 با مطالعه در شمال غرب ایران و Eyuboglu et al, (2011 در منطقه پوتیدز، فرورانش نئوتئیس ۲ را بسوی جنوب در نظر گرفته‌اند. Moghadam et al, (2014 and 2015 نیز در شمال شرق ایران، جهت فرورانش را از شمال به جنوب در نظر گرفته است گرچه Moghadam et al, (2022 ماگماتیسم شمال شرق ایران (۱۱۰-۵۰ میلیون سال) را مربوط به حوضه کششی پشت قوس نئوتئیس ۱ قلمداد کرده و ماگماتیسم سنوزوئیک همین منطقه را به زون برخورد نسبت داده است. تئیس شرقی یا اقیانوس سیستان مابین ایران و افغانستان دارای روند تقریبی شمالی-جنوبی بوده که فرورانش آن کمر بند ماگمایی شرق ایران را بوجود آورده است. (Arjmandzadeh et al., (2011 به فرورانش دو طرفه در این منطقه معتقد است. (Omidianfar et al., (2022 ماگماتیسم ائوسن-اولیگوسن شرق ایران را به محیط تکتونیکی کششی ناشی از برگشت به عقب صفحه فروورنده (slab roll back) در نظر گرفته که سبب بالا آمدن استونسفر و بعد ماگماتیسم شده است. آنها بدون توجه به حضور افیولیت‌ها در مجاورت این کمر بند و روند متفاوت آن به ارومیه-دختر، آن را به محیط پشت کمان ارومیه-دختر در نظر گرفته‌اند. (Jentzer et al., (2022 جهت فرورانش اقیانوس سیستان را بسمت شمال شرق در نظر گرفته است (شکل ۱، الف).

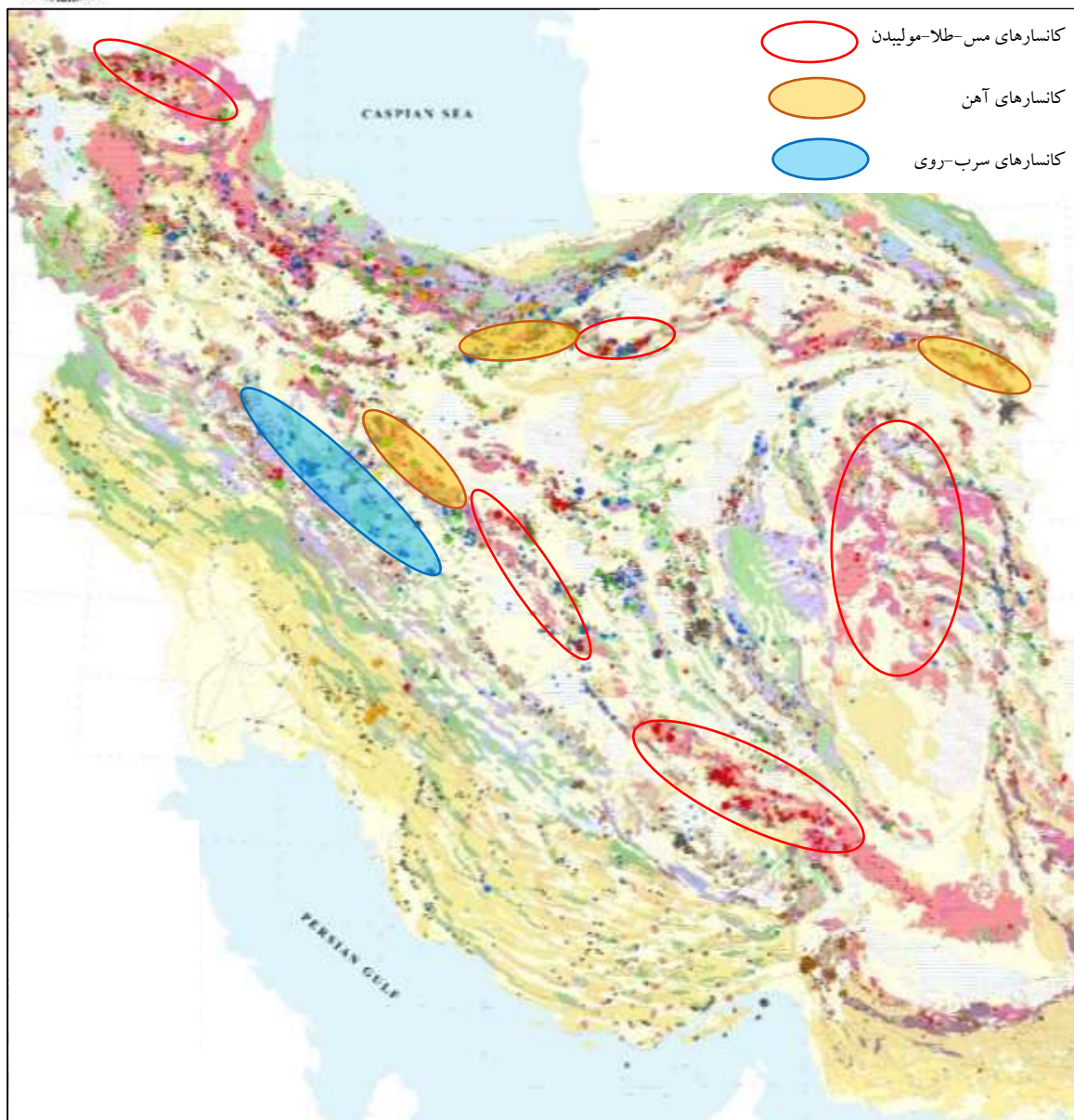




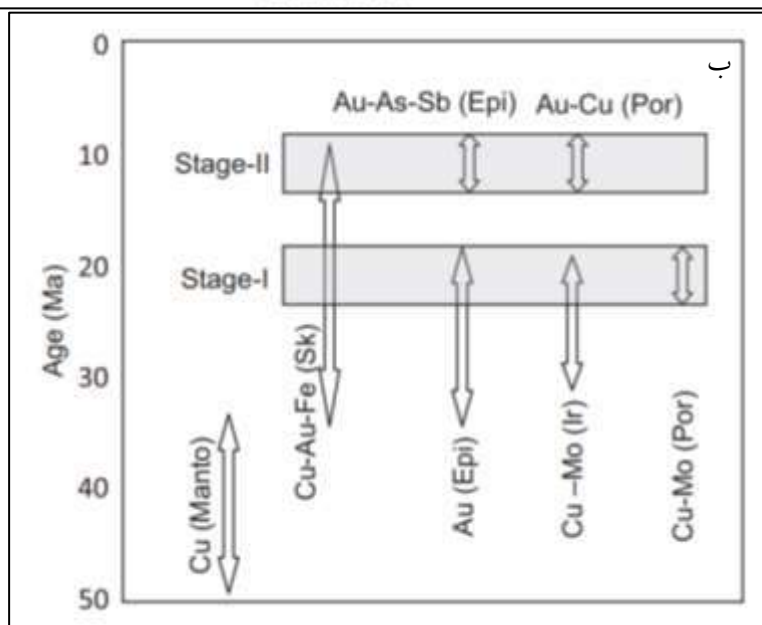
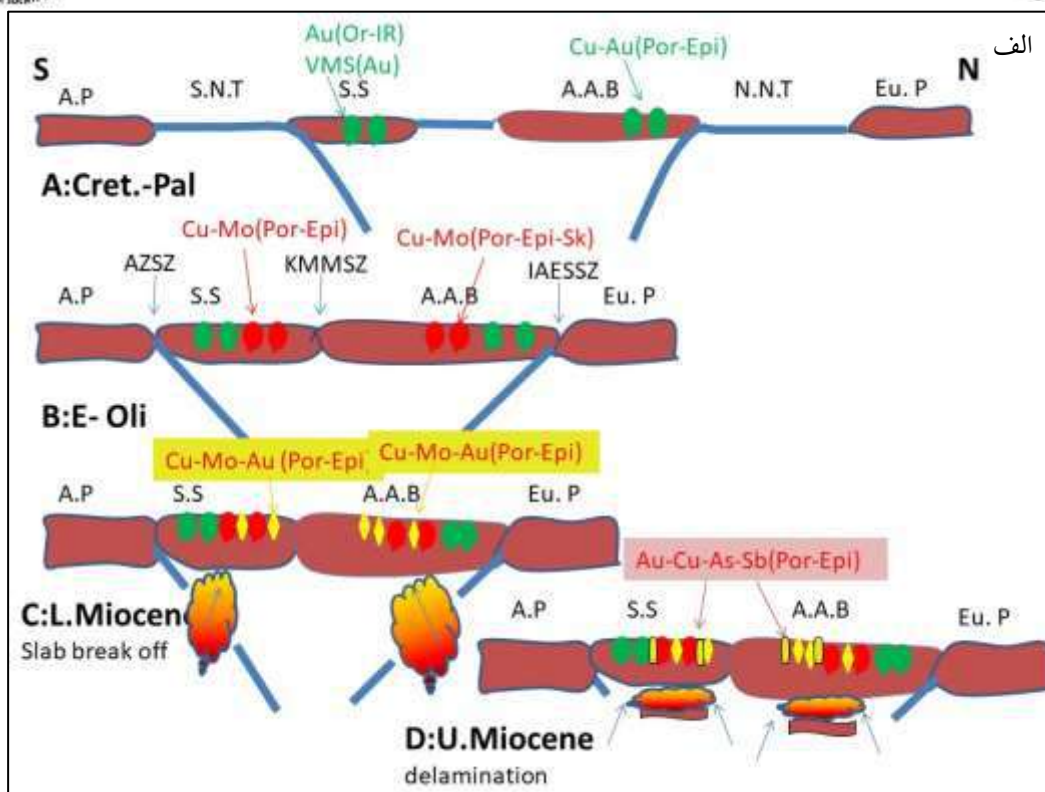
شکل ۱: الف) پراکندگی حوضه های اقیانوسی (افیولیت ها) (Jentzer et al., 2022) و ب) کمرندهای ماگمایی مزو-سنوزوئیک در ایران و کشورهای همجوار (با تغییراتی از Richards and Sholeh, 2016)

## متالوژنی

بخش اصلی ذخایر معدنی ایران در ارتباط با ماگماتیسم مزو-سنوزوئیک بویژه نئوژن می باشد. کانسارهای مرتبط با این ماگماتیسم در ایران و سرزمین‌های مجاور شامل انواع کانسارهای پورفیری، انواع اپی ترمال‌ها، اسکارن، مانتو، IOCG و رگه ای (مس، مولیبدن، طلا، آهن، منگنز، تنگستن، قلع، سرب-روی، آرسنیک، آنتیموان) و انواع سنگ‌های ساختمانی می باشد که با توجه به تنوع عنصری و ژنتیکی، عوامل مختلف و متعددی در شکل‌گیری آنها نقش داشته است. بنابراین شناسایی و ارزیابی هر کدام از این عوامل و یا مجموعه‌ای از آنها، در اکتشاف و پیاده کردن روش‌های اکتشافی کانسارها می تواند کمک نماید. این عوامل بسیار متعددی که تعدادی از آنها به ماهیت و ترکیب فیزیکو-شیمیایی پوسته فرورونده مثل ترکیب، میزان دگرسان بودن، محیط تشکیل، عدم و یا وجود کانسارهای اولیه در آنها، نوع رسوبات پوشاننده، ضخامت، دما (زمان)، یکنواختی، سرعت حرکت، شیب فرورائش، تغییر زاویه فرورائش بستگی دارد. تعدادی از عوامل نیز به ماهیت و ویژگی‌های پوسته بالایی مثل ترکیب، ضخامت، دما، تکنونیزه بودن، اکسیدان و یا احیا بودن آن بستگی دارد. یکی دیگر از عوامل تعیین کننده، منشا و عمق تشکیل ماگما، ماهیت و ترکیب منشا، میزان آب و نیز نحوه و مسیر حرکت مذاب می باشد. بدلیل همان عوامل متعدد است که مثلاً در نیمه جنوبی ارومیه- دختر کانسارهای پورفیری غالب است در حالیکه در نیمه شمالی آن تعداد کانسارهای پورفیری اندک بوده و کانسارهای اکسید آهن زیاده‌تر است. یا در نیمه شمالی زون سندیج-سیرجان کانسارهای سرب و روی و طلای کوهزایی غالبیت بیشتری دارد در حالیکه در نیمه جنوبی آن تعداد این کانسارها کاهش پیدا کرده است. در کمربند البرز-آذربایجان، نیمه شرقی پتانسیل بالایی از آهن دارد در حالیکه نیمه غربی کانسارهای مس-مولیبدن-طلای بیشتری دارد (شکل ۲). از عوامل موثر دیگر می توان به مدت زمان فرورائش و میزان بالغ شدگی کمان ماگمایی اشاره کرد که در میزان تشکیل کانسارها نقش اساسی ایفا می نماید بطوریکه نوع (هم از نظر تیپ کانه زایی و هم از نظر عناصر همراه) به میزان بالغ شدگی ماگماتیسم ارتباط پیدا می کند (Richards, 2009; Jamali and Mehrabi, 2015). مثلاً در منطقه ارسباران و زون ارومیه- دختر، اغلب کانسارهای بزرگ و پرعیار پورفیری در دوره میوسن تشکیل شده اند (Richards and Sholeh, 2016) و در شمال غرب ایران کانسارهای جوان تر طلای بیشتری دارند تا مولیبدن (شکل ۳) (Jamali and Mehrabi, 2015).



**شکل ۲:** نقشه متالورژی ایران (تهیه شده سازمان زمین شناسی) و توزیع مناطق معدنی مهم آهن، مس-طلا-مولیبدن و سرب-روی مرتبط با ماگماتیسم مزو-سنوزوئیک.



**شکل ۳:** توزیع زمانی-مکانی انواع کانسارهای مس-مولیبدن-طلا در شمال غرب ایران. الف) تکامل زمانی - مکانی حوضه های نئوتتیس شمالی (N.N.T) و جنوبی (S.N.T) و متالوژنی مربوط به هر دوره را از قفاز تا کردستان و از کرتاسه تا میوسن بالایی نشان می دهد. ب) انواع کانسارهای براساس زمان در زون ارسباران. کانسارهای مس-مولیبدن در میوسن زیرین و کانسارهای مس-طلا در میوسن بالایی بیشتر رخ داده است (Jamali et al., 2012; Jamali and Mehrabi, 2015)



## نتیجه گیری

در پهنه ایران زمین و مناطق مجاور، حداقل سه حوضه اقیانوسی نئوتتیس شامل نئوتتیس جنوبی در محل زاگرس، نئوتتیس شمالی در محل دریای خزر - دریای سیاه و نئوتتیس شرقی در محل سیستان - خراسان در دوره های مزو - سنوزوئیک وجود داشته که بسته شدن آنها، کمربندهای ماگمایی خاص خود را بوجود آورده است. کمربند ماگمایی نئوتتیس جنوبی از نظر متالورژی غنی بوده (بویره در نیمه جنوبی) و کانسارهای پورفیری بزرگی را بوجود آورده است. نئوتتیس شمالی در شمال غرب ایران کانسارهای بزرگ پورفیری و در شمال شرق ایران کانسارهای بزرگ آهن را در خود جای داده است. نئوتتیس شرقی گرچه با کانی زایی های نسبتا خوبی همراه است ولی نسبت به دوتای دیگر از اهمیت کمتری برخوردار است. مهم ترین کانسارهای پورفیری در میوسن و آهن در انوسن بالایی رخ داده است. در یک کمربند ماگمایی با تکامل ماگماتیسیم، پتانسیل کانه زایی افزایش یافته و کانسارهای مولیبدن دار با کانسارهای طلا دار جایگزین شده است. علی رغم نتیجه گیری کلی در بالا، باید توجه داشت که هنوز سوالات زیادی در خصوص حوضه های نئوتتیس، زمان باز و بسته شدن آنها، جهت فرو رانش و پتانسیل های مرتبط با دوره های مختلف فرو رانش وجود دارد و نیاز است متخصصین مختلف علوم زمین از جنبه های مختلف پتروژنتیکی، جایگاه ژئودینامیکی، چینه شناسی - محیط رسوبی و متالورژی به مطالعات دقیق تر و با داده های معتبر به موضوع بپردازند تا نتایج مطلوب تری حاصل شود.

## مراجع

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines: Geological Survey of Iran, 582 p.
- Alavi, M., 1991. Tectonic Map of the Middle East, 1/5000000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M., Homam, S.M., 2011. Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut Block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 1(3), 1-14.
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz ranges, N-Iran: *Lithos*, 148, 98-111.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Bektas, O., Ayhan, S., 2011. Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity: Example from the eastern Pontides belt, NE Turkey. *Geoscience Frontiers*, 2(1), 49-56.
- Jamali, H., Mehrabi, B., 2015. Relationships between arc maturity and Cu-Mo-Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt. *Ore Geology Reviews*, 65, 487-501.
- Jamali, H., Yaghubpur, A., Mehrabi, B., Dilek, Y., Daliran, F., Meshkani, S.A., 2012. Petrogenesis and tectono-magmatic setting of Meso-Cenozoic magmatism in Azerbaijan province, Northwestern Iran. *Petrology, New Perspectives and Applications INTECH*, Croatia, 39-56.
- Jentzer, M., Agard, P., Bonnet, G., Monié, P., Fournier, M., Whitechurch, H., Omrani, J., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Kohansal, R., Couto, D.D., Godbillot, C., Ninkabou, D., 2022. The North Sistan orogen (Eastern Iran): Tectono-metamorphic evolution and significance within the Tethyan realm. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X22001058>
- Moghadam H.S., Li1, Q.L., Li1, X.H., Stern, R.J., Levresse, G., Santos, J. F., Lopez Martinez, M., Ducea, M. N., Ghorbani, G., and Hassannezhad, A., 2022. Neotethyan Subduction Ignited the Iran Arc and Back arc Differently. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125, e2019JB018460. <https://doi.org/10.1029/2019JB018460>
- Moghadam, H. S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R. J., Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos*, 210-211, 224-241.



- Moghadam, H. S., Rossetti, F., Lucci, F., Chiaradia, M., Gerdes, A., Martinez, M. L., 2016. The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248, 517–535.
- Omidianfar, S., Monsef, I., Rahgoshay, M., Shafaii Moghadam, H., Cousens, B., Chen, M., Rajabpour, S. and Zheng, J., 2022. Neo- Tethyan subduction triggered Eocene– Oligocene magmatism in eastern Iran. *Geological Magazine* <https://doi.org/10.1017/S0016756822001066>
- Richards, J. P., 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere. Geological Society of America.
- Richards, J.P., Sholeh, A., 2016. The Tethyan Tectonic History and Cu-Au Metallogeny of Iran. Society of Economic Geologists, Inc. 19, 193–212.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran; A review: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229–1258.

## درهم تنیدگی ژئوشیمیایی ذخایر برون‌دمی (معدن روی کالامین، استان یزد)

سید رضا مهرنیا\*

دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، ایران

srmehrniya@pnu.ac.ir

### چکیده

معمولا برای درون یابی داده های ژئوشیمیایی و افراز شعاع اثر شبکه های متساوی البعد، از روش های زمین آماری و الگوریتم هایی نظیر واریوگرافی استفاده میشود تا برآورد قابل قبولی از شعاع اثر متغیرهای ناحیه ای بعمل آید. اما در مواردی که توزیع عناصر شاخص، مستقل از هاله های لیتوژئوشیمیایی اولیه باشند، احتمال تبعیت از / تداخل با خوشه بندی هندسی سامانه های گسلی افزایش می یابد و در چنین مواردی، روش های زمین آماری پاسخگوی نیازهای اکتشافی نخواهند بود. در اغلب ذخایر برون‌دمی و برخی از رخساره های ماگمایی گرمایی، تغییرات عیار معدنی تحت تاثیر گسل های شعاعی یا حلقوی پنهانی است که در حین تشکیل کانسار یا قبل از آن بوجود آمده و موقعیت آنها تعیین کننده تصمیمات راهبردی برای ادامه فازهای اکتشافی است. شاخص درهم تنیدگی ژئوشیمیایی (IGE)، کمیت جدیدی است که مطابق اصول هندسه طلایی و ذیل محاسبه تابع مارپیچ لگاریتمی بدست می آید. IGE، با بهره گیری از سری نامتناهی فیبوناچی، رابطه مکانی بی هنجاری های ژئوشیمیایی با هندسه گسل ها را برآورد و نظم ذاتی آنها را آشکار می نماید. در این تحقیق، از داده های لیتوژئوشیمیایی معدن روی کالامین (استان یزد)، برای دستیابی به شاخص مذکور استفاده شده است. نتایج نشان می دهند که برخی از عناصر ردیاب این کانسار دارای توزیع شبه مارپیچی هستند و برای ادامه اکتشافات تفصیلی پیشنهاد می گردند.

**واژه‌های کلیدی:** اکتشافات معدنی؛ درهم تنیدگی ژئوشیمیایی؛ کانسار روی کالامین.

### Abstract

Geostatistical methods and their algorithms such as variography are usually used to interpolate geochemical data and determine the buffering radius of isometric grids in order to optimally reducing the bias of regional variables. However, in cases where the distribution of indicator elements is independent of the primary lithochemical halos, the probability of underfollowing of/interfering with the geometric clustering of fault systems increases and in such cases, geostatistical methods will not respond to exploration essentials. In most of Sedex deposits and some hydrothermal magmatic facies, changes in mineral content are influenced by the hidden ring structures or radial fault systems that occurred during or before the formation of the deposit and support the strategic decisions making for more exploration phases. The index of geochemical entanglement (IGE) is a new quantity that is obtained according to the principles of golden geometry and under the calculation of the logarithmic spiral function. IGE, by using the infinite Fibonacci series, estimates the spatial relationship of the geochemical halos with the geometrical state of the faults and reveals their inherent order. In this research, the lithochemical data of Calamine Zn-deposit (Central Iran) has been used to achieve the mentioned index. The results show that some of the tracer elements of this deposit have a quasi-spiral distribution and are suggested for further detailed explorations.

**Key words:** Mineral explorations; Geochemical Entanglement; Calamine Zn-deposit.

### ۱- مقدمه

اصول هندسه طلایی، برگرفته از سری اعداد فیبوناچی است و مجموعه نامتناهی از رویدادها با منشأ طبیعی را در قالب تابع زیر بیان می کند (مهرنیا، ۱۴۰۰).

$$F_n = F_{(n-2)} + F_{(n-1)}$$

(۱)

در این فرمول، منظور از  $F_n$ ، جمله آخر فیبوناچی و عبارت های  $F_{(n-1)}$  و  $F_{(n-2)}$ ، جملات متوالی ماقبل آخر هستند.



بر اساس این ضابطه، سری فیبوناچی در پدیده‌های زمین‌شناختی (مانند توزیع‌های ژئوشیمیایی و گسل‌ها)، شامل مجموعه اعداد طبیعی با فرض  $F_1=1$  است (جمله اول مساوی عدد یک است) و بصورت نامتناهی ادامه می‌یابد (مهرنیا، ۱۴۰۰). در رابطه ۲، دوازده جمله اول سری فیبوناچی معرفی شده‌اند.

$$1, 1, 2, 3, 5, 8, 13, 21, 34, 55, 89, 144, \dots \quad (2)$$

چنانچه ملاحظه می‌گردد، هر جمله فیبوناچی از جمع جبری دو جمله ماقبلش بدست می‌آید و سری تصاعدی خاصی را بوجود می‌آورد که مبنای پیدایش مارپیچ لگاریتمی طبیعت است. طبق رابطه ۳، نسبت بین جمله آخر و ماقبل آخر، عدد ثابت  $1/618$  می‌باشد که به آن نسبت طلایی می‌گوییم و برای سطوح مختلف مارپیچ قابل افزایش است.

$$GR = F_n / F_{(n-1)} = 1.618 \quad (3)$$

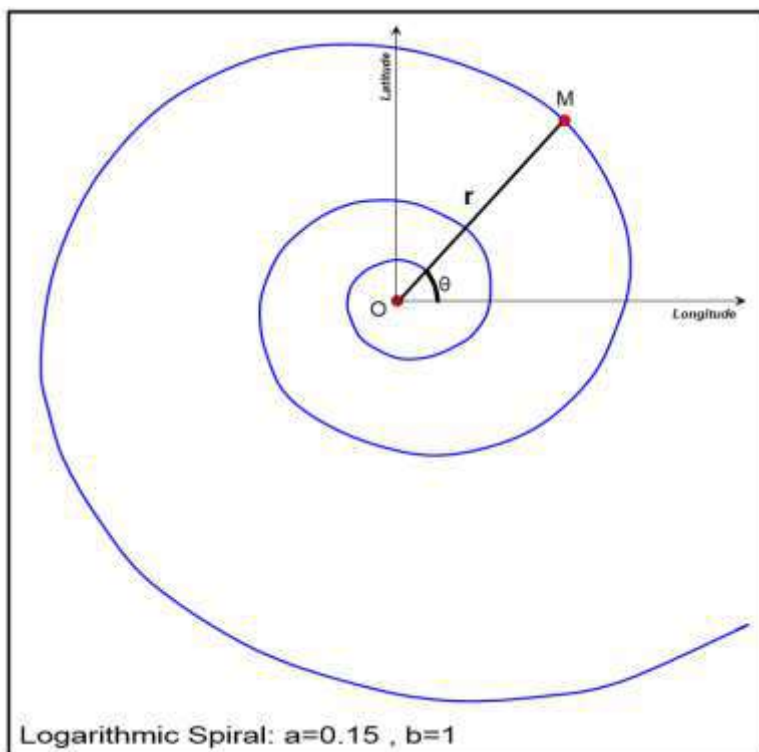
در این فرمول، منظور از  $GR$ ، نسبت طلایی،  $F_n$ ، جمله آخر و  $F_{(n-1)}$ ، جمله ماقبل آخر سری فیبوناچی است. مهرنیا (۱۴۰۰) نشان داد که برای ذخایر معدنی که توسط کنترل‌کننده‌های ساختمانی توزیع یا بازتوزیع شده و منشأ پسمامگمایی/پساولکانیکی دارند، تابع مارپیچ لگاریتمی صدق می‌نماید. در اغلب ذخایر برون‌دیمی و برخی از کانسارهای ماگمایی گرمایی، توزیع هاله‌های لیتوژئوشیمیایی تابع ساختمان‌های گسلی پنهان و آشکاری است که از قاعده مارپیچ لگاریتمی تبعیت می‌کنند و نواحی امیدبخش آنها با استفاده از الگوریتم سری فیبوناچی قابل پیش‌بینی می‌باشد (Sadrmohammadi et al, 2021). شاخص درهم‌تنیدگی ژئوشیمیایی (Index of Geochemical Entanglement- IGE)، یک معیار جدید برای سنجش روابط مکانی دو نقطه واقع بر سطح مارپیچ لگاریتمی است که برای محاسبه آن از رابطه زیر استفاده می‌گردد (مهرنیا، ۱۴۰۰).

$$IGE = \text{Log} Z = \theta / \text{Log} r \quad (4)$$

در این فرمول، منظور از  $\theta$ ، زاویه مختصات قطبی بین دو نقطه مفروض ( $M$  و  $O$ ) با عیارهای معین است که بر حسب رادیان بیان می‌گردد. منظور از  $\text{Log} r$ ، لگاریتم طول برداری است که نقطه  $O$  را به نقطه  $M$  وصل می‌کند، و منظور از  $\text{Log} Z$ ، لگاریتم تابع نمایی پارامترهای مارپیچ لگاریتمی است که هم‌ارز شاخص درهم‌تنیدگی ژئوشیمیایی ( $IGE$ ) می‌باشد و بصورت زیر بیان می‌گردد.

$$\text{Log} Z = \text{Log}(ae^b) \quad (5)$$

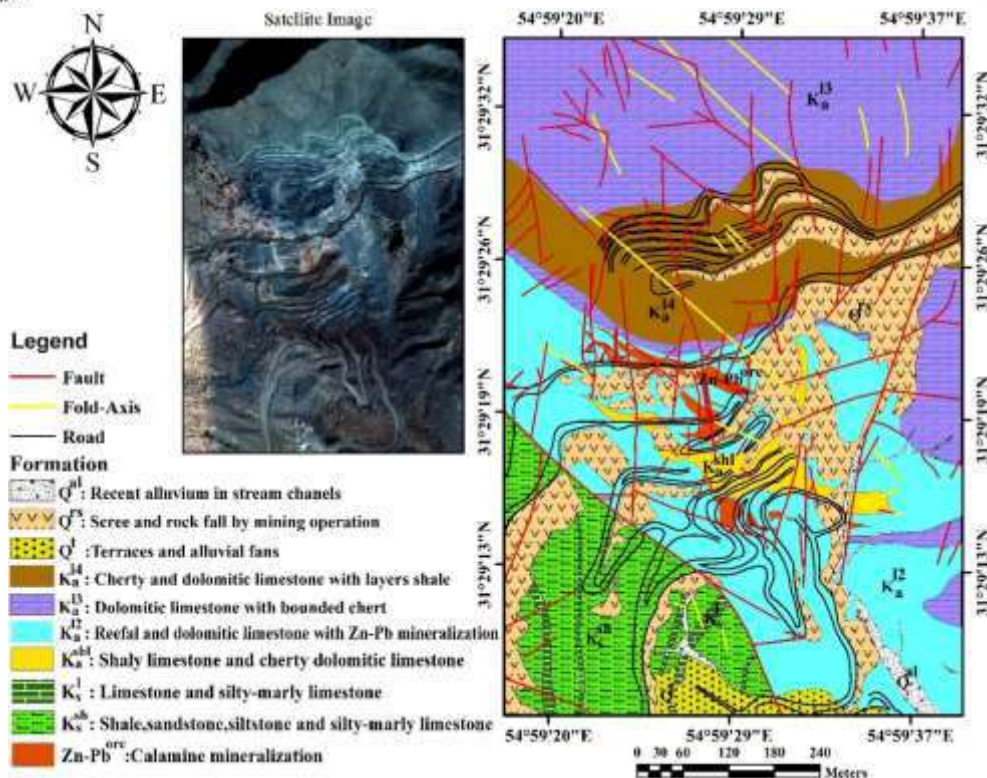
در رابطه اخیر منظور از  $a$  و  $b$ ، پارامترهای مارپیچ لگاریتمی و  $e$ ، عدد نپر (ثابت اویلر) است که در خلال توزیع نمایی رویدادهای طبیعی ظاهر میشود. در شکل ۱، کمیت‌ها و شاخص‌های متناسب با  $IGE$  معرفی شده‌اند. این کمیت‌ها در سطح توزیع فیبوناچی و روی تابع مارپیچ لگاریتمی قرار دارند.



شکل ۱- مارپیچ لگاریتمی توزیع های ژئوشیمیایی (O و M، مکان های توزیع عیار معدنی، r بردار فاصله و  $\theta$  زاویه قطبی بین O و M است)

## ۲- بحث

معدن کالامین بخشی از مجتمع سرب و روی مهدی آباد (استان یزد) است که منشاء بروندمی دارد (Reichert, 2007) و جزو ذخایر مهم روی در ایران مرکزی است. یافته های زمین شناسی موید وجود حوضه رسوبی آتشفشانی با ظرفیت بالایی برای کانه زایی سرب و روی است. کانه زایی منطقه بطور آشکار و پنهان با گسل های اصلی در ارتباط است (Reichert et al, 2003). اغلب دگرسانی ها و نواحی لیتوژئوشیمیایی، در اطراف انشعابات گسلی رخ داده اند و با رخساره های محیط سوپرژن مطابقت دارند (Reichert, 2007). در ذخایر بروندمی ایران مرکزی، رابطه معناداری بین فعالیت های آتشفشانی (توده های ساب ولکانیک) با رویداد کانه زایی مشاهده نمی شود، اما وجود حوضه های رسوبی آتشفشانی و شرایط مناسب آنها برای میزبانی فزات پایه (از قبیل سرب و روی) یک امر بدیهی با نشانه های زمین شناختی مستدل است که با منشاء بروندمی معدن کالامین مطابقت دارد (Sadrmohammadi et al, 2021). در چنین شرایطی، تشخیص رابطه کانه زایی با توزیع هندسی سامانه های گسلی اهمیت زیادی دارد، لذا با توجه به تبعیت الگوی توزیع گسل ها از سری فیبوناچی، افراز بخش هایی از مارپیچ لگاریتمی که متناظر با عیار عناصر شاخص و ردیاب باشد، بعنوان هدف اصلی این تحقیق منظور گردیده است. در شکل ۲، واحدهای زمین شناسی و گسل های مرتبط با کانه زایی روی سرب کالامین معرفی شده اند.



شکل ۲- موقعیت و نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰ معدن کالامین (Sadrmohammadi et al, 2021)

چنانچه ملاحظه می گردد، سازند دولومیتی آبکوه (کرتاسه، با علامت اختصاری  $K_{a12}$ )، میزبان اصلی روی و سرب منطقه است. مکان هندسی کانه زایی با امتداد گسل تپه سیاه (شمالی - جنوبی) مطابقت دارد. بطوری که رخساره های با عیار بالا، غالباً در محل تلاقی این گسل با ساختمان های شرقی - غربی / شمال شرقی - جنوب غربی یافت می شوند و در محل کانه زایی، نشانه های گسیختگی، تغییرات کاتاکلاستیکی، برشی شدن و درز و شکاف های مملو از ترکیبات اکسیدی و هیدروکسیدی مشاهده می گردند (Reichert et al, 2003).

لذا با در نظر گرفتن نقش کنترل کننده های ساختمانی و تبعیت آنها از توزیع مارپیچ لگاریتمی (مهرنیا، ۱۴۰۰)، از شاخص IGE برای شناسایی مناطق امیدبخش معدنی و انجام تحلیل های متناسب با فاز تفصیلی استفاده شده است. سرب و روی دو عنصر شاخص (تیپومورفیک) کالامین هستند که مطابق جدول ۱ و بر اساس نتایج روش های آماری (رگرسیون خطی و توزیع پواسونی)، دارای همبستگی معنادار با برخی از عناصر ردیاب می باشند.

جدول ۱- نتایج رگرسیون خطی و توزیع پواسونی عناصر شاخص و ردیاب معدن روی و سرب کالامین

|              |             | عناصر ردیاب فوق کانساری |      |      |      |      | عناصر احیایی |      |      | عناصر ردیاب تحت کانساری |      |      |      |      |
|--------------|-------------|-------------------------|------|------|------|------|--------------|------|------|-------------------------|------|------|------|------|
|              |             | Pb                      | Zn   | Ag   | Sb   | As   | Ba           | Fe   | S    | Cd                      | Cu   | Ni   | Co   | Cr   |
| ضریب همبستگی | Pb          | 1/00                    | 0/57 | 0/57 | 0/81 | 0/39 | 0/24         | 0/79 | 0/41 | 0/54                    | 0/06 | 0/31 | 0/19 | 0/12 |
|              | Zn          | 0/57                    | 1/00 | 0/22 | 0/75 | 0/55 | 0/42         | 0/65 | 0/35 | 0/66                    | 0/02 | 0/62 | 0/38 | 0/11 |
| ضریب پواسون  | $\lambda_1$ | 0/30                    | 0/38 | 0/74 | 0/38 | 0/45 | 0/44         | 0/40 | 0/40 | 0/30                    | 0/53 | 0/55 | 0/65 | 0/53 |
|              | $\lambda_2$ | 0/35                    | 0/73 | 0/29 | 0/51 | 0/60 | 0/45         | 0/42 | 0/30 | 0/37                    | 0/31 | 0/41 | 0/53 | 0/37 |

مطابق جدول بالا، آنتیموان (Sb) و آرسنیک (As) ردیاب های فوق کانساری، آهن (Fe) ردیاب زون احیایی و کادمیوم (Cd) و نیکل (Ni)، عناصر ردیاب تحت کانساری کالامین هستند (Sadrmohammadi et al, 2021). همچنین بر اساس تغییرات ضریب پواسون ( $\lambda$ )، اغلب عناصر این جدول تمایل به توزیع غیرخطی دارند، که این امر نشان دهنده تبعیت آنها از سازوکار توزیع مارپیچ لگاریتمی است (مهرنیا، ۱۴۰۰). در این تحقیق، از بانک اطلاعات ژئوشیمیایی کالامین برای تعیین شاخص درهم تنیدگی عناصر ردیاب و نقش آن در توزیع هاله های لیئوژئوشیمیایی استفاده شده است (Sadrmohammadi et al, 2021). بدین ترتیب، زمینه بازبینی مناطق امیدبخش و ارائه پیشنهاداتی جهت ادامه اکتشافات سطحی و تحت الارضی فراهم شده است. جدول ۲ بیانگر تغییرات درهم تنیدگی عناصر روی، سرب، آنتیموان، آرسنیک، آهن، کادمیوم و نیکل است. محاسبات این جدول با استفاده از رابطه ۴ انجام شده و بردارهای  $r$  و زوایای  $\theta$  برحسب شاخص کانونی (Zn) محاسبه شده اند.

جدول ۲- محاسبه شاخص درهم تنیدگی ژئوشیمیایی برای عناصر شاخص و ردیاب کالامین (روی عنصر کانونی است)

| عنصر | نقش                    | زاویه تنیدگی (رادیان) | لگاریتم بردار تنیدگی | شاخص درهم تنیدگی ژئوشیمیایی |
|------|------------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------------|
| Zn   | عنصر شاخص کانونی       | 0/00                  | 0/00                 | -----                       |
| Pb   | عنصر شاخص              | 0/71                  | 1/11                 | 1/56                        |
| Sb   | ردیاب فوق کانساری      | 0/72                  | 1/11                 | 1/54                        |
| As   | ردیاب فوق کانساری      | 0/76                  | 1/09                 | 1/43                        |
| Fe   | ردیاب میانی (زون احیا) | 0/72                  | 1/17                 | 1/63                        |
| Cd   | ردیاب تحت کانساری      | 0/62                  | 1/00                 | 1/61                        |
| Ni   | ردیاب تحت کانساری      | 0/9                   | 1/2                  | 1/33                        |

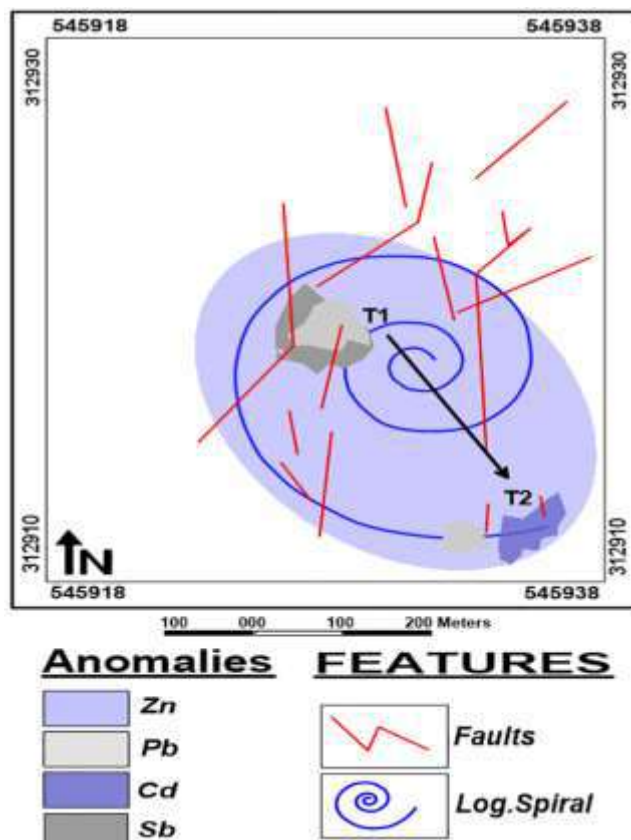
مطابق این جدول، مکان هندسی عیار بیشینه روی در کانون مارپیچ قرار دارد و طول بردار و زاویه قطبی آن صفر است (فاقد شاخص تنیدگی). از آنجا که آهن و کادمیوم دارای بیشترین درهم تنیدگی با روی هستند (تقریب نسبت طلایی)، لذا بیانگر کانه زایی متناسب با انشعابات گسل تپه سیاه در سطح و عمق کانسار می باشند. از دیدگاه لیئوژئوشیمیایی، فلز روی دارای ماهیت میان کانساری است و تمایل زیادی برای همیافتی با آهن و کادمیوم دارد (Reichert, 2007). به همین دلیل درهم تنیدگی آن با عناصر فوق کانساری، ضعیف تر از عناصر تحت کانساری است.

اکنون چنانچه سرب را در مرکز مارپیچ قرار دهیم (تغییر کانون)، محاسبات IGE مطابق جدول ۳ انجام میشوند. در اینجا نیز شاخص درهم تنیدگی از رابطه ۴ بدست آمده و قوی یا ضعیف بودن آن، نسبت به عدد طلایی ۱/۶۱۸ تعیین شده است. طول بردار و زاویه قطبی در مرکز مارپیچ صفر است. زوج فلزی سرب-آنتیموان دارای بهترین و زوج های فلزی سرب-کادمیوم و سرب-نیکل دارای ضعیف ترین شاخص تنیدگی هستند. از منظر لیئوژئوشیمیایی، سرب دارای ماهیت فوق کانساری است و افزایش عمق کانسار، موجب کاهش شاخص تنیدگی آن می گردد.

جدول ۳- محاسبه شاخص درهم تنیدگی ژئوشیمیایی برای عناصر شاخص و ردیاب کالامین (سرب عنصر کانونی است)

| عنصر | نقش                    | زاویه تنیدگی (رادیان) | لگاریتم بردار تنیدگی | شاخص درهم تنیدگی ژئوشیمیایی |
|------|------------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------------|
| Zn   | عنصر شاخص              | ۰/۷۱                  | ۱/۱۱                 | ۱/۵۶                        |
| Pb   | عنصر شاخص کانونی       | ۰/۰۰                  | ۰/۰۰                 | -----                       |
| Sb   | ردیاب فوق کانساری      | 0/۶۷                  | 1/۰۸                 | 1/۶۱                        |
| As   | ردیاب فوق کانساری      | 0/۶۵                  | 1/۱۳                 | 1/۷۳                        |
| Fe   | ردیاب میانی (زون احیا) | 0/7۶                  | 1/1۵                 | 1/۵۱                        |
| Cd   | ردیاب تحت کانساری      | 0/۹۳                  | 1/۱۳                 | 1/۲۱                        |
| Ni   | ردیاب تحت کانساری      | ۱/۰۵                  | 1/۱۳                 | 1/۰۷                        |

مطابق شکل ۳ و با توجه به ضرورت تقریب IGE توسط نسبت طلایی (۱/۶۱۸)، از زوج فلزات روی-کادمیوم (جدول ۲) و سرب-آنتیموان (جدول ۳) به ترتیب برای ارائه مدل اکتشافی روی و سرب کالامین استفاده شده است.



شکل ۳- مدل هندسی توزیع روی، سرب، کادمیوم و آنتیموان معدن کالامین (T1 نشان دهنده اولویت اکتشاف سرب و T2 بیانگر اولویت اکتشاف روی است).

در این شکل، نواحی امیدبخش با حروف اندیس دار T1 (اولویت کشف سرب) و T2 (اولویت اکتشاف روی) مشخص شده اند. از آنجا که هر دو ناحیه در سطح توزیع مارپیچ لگاریتمی قرار دارند. بنابراین هاله ژئوشیمیایی روی، از خوشه بندی متناظر با انشعابات گسلی منطقه تبعیت می کند و برازش قابل قبولی با تغییرات عیار منتج از سری فیبوناچی دارد.

طبق این مدل، با حرکت از T1 به T2، محتوای عناصر تحت کانساری (کانه زایی هیپوژنیک روی-کادمیوم) افزایش می یابد. بعبارت دیگر، شیب تغییرات عیار طوری است که با حرکت از شمال غرب به جنوب شرق، از محتوای عناصر فوق کانساری کاسته و بر محتوای عناصر تحت کانساری افزوده می شود. همچنین با توجه به وسعت هاله محاطی روی و برازش مکانی آن با تابع مارپیچ لگاریتمی، پیش بینی می شود که درهم تنیدگی ژئوشیمیایی کالامین از نوع منظم و کم اریب باشد. این امر نشانه تداوم کانه زایی و افزایش عیار روی در عمق رخنمون های دگرسانی منطقه است.

### ۳- نتیجه گیری و پیشنهادات

نتایج این تحقیق، ذیل مقایسه جداول ۲ و ۳، تامل در ویژگی های زمین شناختی و زمین ساختی (شکل ۲)، و تحلیل مدل اکتشافی شکل ۳ بدست آمده اند.

- توزیع هندسی رویداد کانه زایی کالامین، تابع توزیع گسل/گسل‌هایی است که نقش کلیدی در انتقال ماده معدنی داشته و شرایط لازم را برای تجمع ذخایر برون‌دمی در حوضه رسوبی آتشفشانی کرتاسه (سازند آبکوه) فراهم نموده‌اند.

- مطابق شکل ۲، گسل تپه سیاه نقش مهمی در میزبانی سازند آبکوه داشته است. از آنجا که سازوکار پیدایش، خوشه‌بندی و انشعاب گسل‌های حلقوی و شعاعی تابع سری فیوناچی است، لذا توزیع هاله‌های لیتوژئوشیمیایی (در اطراف ساختمان‌های گسلی)، از مارپیچ لگاریتمی تبعیت می‌کنند و این امر سبب می‌شود که محاسبه و تحلیل شاخص درهم‌تنیدگی ژئوشیمیایی بعنوان یک رهیافت جدید در اکتشاف ذخایر برون‌دمی کارآمد باشد.

- مطابق جدول ۱، توزیع هندسی روی با توزیع عناصر میان کانساری و تحت کانساری کالامین مطابقت دارد. بنابراین مطالعه هاله‌های لیتوژئوشیمیایی آهن و کادمیوم برای شناسایی مناطق امیدبخش معدنی (سطحی و عمقی) توصیه می‌گردد.

- مطابق جدول ۲، توزیع هندسی سرب با توزیع عناصر فوق کانساری کالامین مطابقت دارد. بنابراین مطالعه هاله‌های لیتوژئوشیمیایی آنتیموان برای شناسایی مناطق امیدبخش معدنی (سطحی) توصیه می‌گردد.

- مدل هندسی توزیع عناصر شاخص و ردیاب کالامین (شکل ۳) بیانگر گسترش هاله لیتوژئوشیمیایی روی در مطابقت با توزیع مارپیچی شکل عیار معدنی است. در مقیاس محلی، این توزیع از انشعابات گسل تپه سیاه تبعیت می‌کند و بیانگر مطابقت نظم ژئوشیمیایی کانسار با نظم پدیده‌های زمین‌ساختی در بخش معینی از حوضه رسوبی آتشفشانی منطقه است. محاسبه IGE نظم هندسی هاله‌های ژئوشیمیایی کالامین را آشکار نموده و یک رهیافت جدید برای توسعه و هدایت اکتشافات تفصیلی است.

#### ۴- مراجع

مهرنیا، س.ر، هندسه طلایی طبیعت - علوم زمین، (۱۴۰۰)، نشر ستایش، ۲۳۸.

Reichert, J., 2007. A Metallogenic Model for Carbonate hosted Non-Sulfide Zn Deposits based on Observations of Mehdiabad and Iran Kouh, Central and Southwestern Iran [PhD Thesis], University of Martin Luther, Shillong, 129 pp.

Reichert, J., Borg, G. and Rashidi, B., 2003. Mineralogy of Calamine ore from the Mehdi Abad Zn-Pb Deposit, Cent. Iran. 7<sup>th</sup> Biennial Meeting, Society for Geology Applied to Mineral Deposits; Mineral exploration and sustainable development, Athens, Greece. Retrieved December 16, 2003 from <https://www.tib.eu/en/search/id/BLCP%3ACN057745834/Mineralogy-of-calamine-ore-from-the-Mehdi-Abad/>.

Sadrmohammadi, N., Mehrnia, S.R, Rezaei, Kh., Kadioğlu, S., and Honarvar, M., 2021. Evaluation of Fractal Variance-Distance Model in Identifying Geochem. Anomalies of Calamine Mehdiabad Mining Complex, Cent. Iran, JME, 12(1), 45-62. <https://doi.org/10.22044/jme.2020.10215.1960>.

## کاربرد گرادیان هیدرولیکی و نرخ پمپاژ در اصلاح روش آسیب‌پذیری GALDIT برای ارزیابی خطر شوری در آبخوان ساحلی ارومیه

میرسجاد فخری<sup>۱\*</sup>، اصغر اصغری مقدم<sup>۲</sup>، عطاالله ندیری<sup>۳</sup>، رحیم برزگر<sup>۴</sup>

دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

S.Fakhri66@yahoo.com

استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

moghaddam@tabrizu.ac.ir

دانشیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

nadiri.ata@gmail.com

استادیار انستیتو تحقیقاتی معادن و محیط زیست، دانشگاه کبک، کانادا

[rahim.barzegar@uqat.ca](mailto:rahim.barzegar@uqat.ca)

### چکیده

آب‌های زیرزمینی یکی از منابع اصلی تأمین آب شرب، کشاورزی و ... می‌باشد، بنابراین توجه به امر مدیریت در سفره‌های آب‌زیرزمینی بسیار دارای اهمیت می‌باشد. با توجه به روند برداشت بی‌رویه آب از منابع آب زیرزمینی به ویژه در مناطق ساحلی تعادل بین جبهه‌های آب شور و شیرین در اینگونه سفره‌ها بهم خورده است. مهمترین پارامترهای مؤثر جهت بررسی اثر تهاجم جبهه‌های آب شور دریا به ساحل عبارتند از نوع آبخوان اعم از آبخوان آزاد، آبخوان تحت فشار، نشتی و سایر، هدایت هیدرولیکی آبخوان، عمق سطح آب زیرزمینی بالاتر از سطح دریا، فاصله از نوار شور ساحلی، اثر پارامترهای کیفی آب شور دریا بر نوار ساحلی و ضخامت آبخوان که همه این پارامترها در یک شاخص آسیب‌پذیری به نام GALDIT ارائه و برای آسیب‌پذیری آبخوان‌های ساحلی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این مطالعه از این شاخص برای ارزیابی آسیب‌پذیری آبخوان دشت ارومیه استفاده شد. سپس به منظور اصلاح شاخص مذکور، دو پارامتر i (گرادیان هیدرولیکی) و P (نرخ پمپاژ) به مدل GALDIT اضافه شدند. نتیجه حاصل تهیه ۷ نقشه آسیب‌پذیری آبخوان بود که هر کدام دارای پارامترهای مختلفی هستند. مقدار آسیب‌پذیری در آبخوان دشت ارومیه با توجه به شاخص‌های مختلف مورد بررسی بین ۲ تا ۸/۱۱ متغیر است و طبقه‌بندی کلی نقشه‌ها به ۶ کلاس طبقه‌بندی شد. شاخص GALDIT دارای ۶ طبقه آسیب‌پذیری و شاخص‌های GAiDIT و GAiDIT-P دارای ۳ طبقه



آسیب‌پذیری هستند. اضافه شدن پارامتر  $i$  در شاخص GALDIT- $i$  و پارامترهای  $i$  و  $P$  در شاخص GALDIT- $iP$  باعث افزایش شدت آسیب‌پذیری شده است. به طوری که با اضافه شدن پارامترهای  $i$  و  $P$  درصد و مقادیر مساحت طبقات آسیب‌پذیری تغییر کرده و شدت آسیب‌پذیری بیشتر شده است. به طور کلی می‌توان بیان کرد که در مناطق شرقی و مرکز دشت ارومیه و در حاشیه ساحلی آبخوان مورد نظر شدت آسیب‌پذیری خیلی زیاد تا زیاد می‌باشد و در قسمت غربی و فاصله‌های دورتر از ساحل، میزان شدت آسیب‌پذیری کمتر می‌شود. طوری که در قسمت جنوب شرقی آبخوان مورد بررسی میزان و شدت آسیب‌پذیری نسبت به سایر نقاط بیشتر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آب زیرزمینی، آبخوان ارومیه، آسیب‌پذیری، شاخص گالدیت، گالدیت اصلاح شده

## Abstract

Groundwater is one of the main sources of drinking water supply, agriculture, so the management of underground water table is very important. Extreme groundwater extract has disturbed the balance of saltwater and freshwater, resulting in significant saltwater intrusion in many parts of the aquifer. The most important factors controlling seawater intrusion were found to be the following: Groundwater occurrence (aquifer type; unconfined, confined and leaky confined); Aquifer hydraulic conductivity; Depth to groundwater Level above the sea; Distance from the shore (distance inland perpendicular from shoreline); Impact of existing status of sea water intrusion in the area and Thickness of the aquifer, which is being mapped. The acronym GALDIT is formed from the highlighted letters of the parameters for ease of reference. In this study, this index was used to evaluate the vulnerability of the Urmia plain aquifer. Then, in order to modify the mentioned index, two parameters  $i$  (hydraulic gradient) and  $P$  (pumping rate) were added to the GALDIT model. The result was the preparation of 7 aquifer vulnerability maps, each of which has different parameters. The amount of vulnerability in the aquifer of Urmia Plain varies between 2 and 8.11 according to the various indicators investigated, and the general classification of the maps was classified into 6 classes. GALDIT index has 6 vulnerability classes and GAI $i$ DIT and GAI $i$ DIT- $P$  indicators have 3 vulnerability classes. The addition of the  $i$  parameter in the GALDIT- $i$  index and the  $i$  and  $P$  parameters in the GALDIT- $iP$  index has increased the severity of vulnerability. So that with the addition of  $i$  and  $P$  parameters, the percentage and area values of the vulnerable classes have changed and the intensity of vulnerability has increased. In general, it can be said that in the eastern and central regions of the Urmia plain and on the coastal edge of the aquifer, the intensity of vulnerability is very high to high, and in the western part and farther from the coast, the intensity of the damage is Acceptability decreases. So that in the southeastern part of the studied aquifer, the degree and severity of vulnerability is higher than in other places.

Key words: Groudwater, Urrmia Aquifer, Vulnerability, GALDIT Index, Modifided GALDIT

## مقدمه

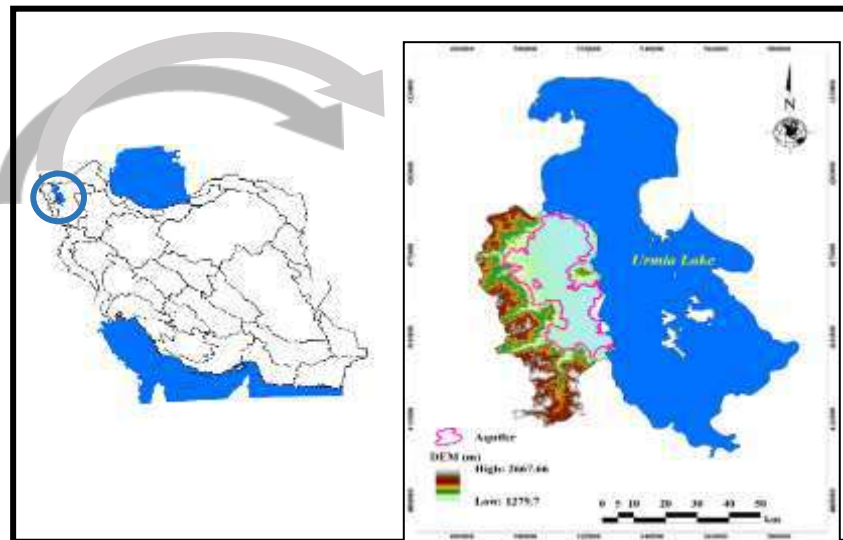
با توجه به محدودیت منابع آب‌های سطحی، آب‌های زیرزمینی تنها منبع قابل اعتماد آب شیرین در بسیاری از کشورهای دنیاست. منابع آلاینده انسانی مانند فعالیت‌های کشاورزی، صنعت و فاضلاب‌های خانگی به تدریج باعث کاهش کیفیت آب زیرزمینی شده است به طوری که استفاده از این منابع ارزشمند را به دلیل به خطر انداختن سلامتی انسان‌ها، محدود می‌کند (Khader and McKee, 2014). در بسیاری از کشورهای جهان، جمعیت زیادی در مناطق ساحلی زندگی می‌کنند که در این مناطق، به دلیل در دسترس نبودن منابع آب سطحی کافی، آبخوان‌های ساحلی یکی از مهمترین منابع تامین آب مورد نیاز مصارفی همچون کشاورزی، شرب و صنعت می‌باشد. (Luyun et al., 2009). از طرفی، به دلیل برداشت بی‌رویه از آب زیرزمینی، مناطق ساحلی دارای پتانسیل بالای پیشروی آب شور دریا است. پیشروی آب شور می‌تواند موجب کاهش کیفیت آب شیرین در دسترس شود (Adepelumi et al., 2009; Boluda-). Botella et al., 2014; Chen and Jiao, 2014; Lucas et al., 2010; Mollema et al., 2013 مدیریت و پایش کیفیت آب زیرزمینی آبخوان و محدوده اندرکنش آب شور و شیرین و بررسی تغییرات آن یکی از مهم‌ترین مسائل پیش روی مدیران و تصمیم‌گیران منابع آب به شمار می‌رود و بنابراین تعیین مناطق پرخطر از نظر پیشروی آب شور بسیار ضروری به نظر می‌رسد. بنابراین تهیه نقشه آسیب‌پذیری آبخوان می‌تواند ابزار مناسبی برای بررسی تغییرات محدوده اندرکنش آب شور و شیرین و مدیریت منابع آب زیرزمینی سواحل باشد. روش GALDIT یکی از روش‌های شاخص و هم‌پوشانی است که برای ارزیابی آسیب‌پذیری آب زیرزمینی به پیشروی آب شور در نواحی ساحلی توسعه یافته است. برای اولین بار در سال ۲۰۰۱ توسط چاچادی و لوبوفیرا ارزیابی آسیب‌پذیری نفوذ آب شور در آبخوان‌های ساحلی به منظور ارزیابی میزان آلودگی آبخوان و نفوذ آب شور دریا به آبخوان‌های ساحلی انجام شد و مدل GALDIT نامیده شد (Chachadi and Lobo Ferreira, 2001). این روش به طور موفقیت‌آمیزی در سواحل پرتغال، آبخوان مونتو گوردو

(Chachadi et al., 2002)، سواحل آبخوان باردیز (Chachadi and Lobo Ferreira, 2001; Lobo Ferreira et al., 2005)، آبخوان رودوپ (Shetkar and Mahesha, 2011) و سواحل هند (Recinos et al., 2014) استفاده شده است و بر مبنای ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی (تراز سطح آب زیرزمینی، ضخامت آبخوان)، ریخت‌شناسی (فاصله از ساحل)، هیدرودینامیکی (قابلیت انتقال) و شیمیایی (تأثیر پیشروی‌های دریایی) استوار است (Hallal et al., 2019). در واقع روش GALDIT یکی از روش‌های ارزیابی آسیب‌پذیری در آب زیرزمینی است که اثرات بالا آمدن آب دریا را در آبخوان به خوبی نشان می‌دهد و مدلی توسعه یافته برای ارزیابی آسیب‌پذیری آب زیرزمینی به نفوذ آب شور در نواحی ساحلی است. در محدوده مطالعاتی دریاچه ارومیه عمده مصارف آب مورد نیاز برای کشاورزی و مصارف دیگر بیشتر متکی به منابع آب زیرزمینی است و در مواقع خشکسالی که دبی رودخانه‌ها و تغذیه منابع آب زیرزمینی به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد، کشاورزان برای تأمین نیاز آبی خود به سمت برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی روی می‌آورند که این مسئله باعث پیشروی آب شور دریا و شور شدن آب‌های زیرزمینی می‌شود. بنابراین با توجه به اهمیت پیشروی آب شور در آبخوان ساحلی دشت ارومیه، این آبخوان به عنوان منطقه مورد مطالعه انتخاب شده است. در این مطالعه، به منظور تهیه نقشه آسیب‌پذیری و ارائه گزینه‌های مدیریتی مناسب برای حفاظت آبخوان ساحلی این دشت، آسیب‌پذیری آبخوان با اضافه شدن پارامترهای گرادیان هیدرولیکی و نرخ پمپاژ به شاخص GALDIT و همچنین ترکیب و جایگزین آنها با سایر پارامترها، مورد بررسی قرار گرفته و ۷ شاخص تولید شده است. بنابراین یکی از اهداف اصلی این پژوهش ارزیابی آسیب‌پذیری آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش GALDIT و اصلاح شده می‌باشد تا بهترین روش جهت ارزیابی آسیب‌پذیری آبخوان مورد بررسی انتخاب شود و در نهایت میزان تأثیر هر کدام از پارامترها در ارزیابی آسیب‌پذیری سنجیده شود.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- موقعیت و مشخصات جغرافیائی منطقه مورد مطالعه

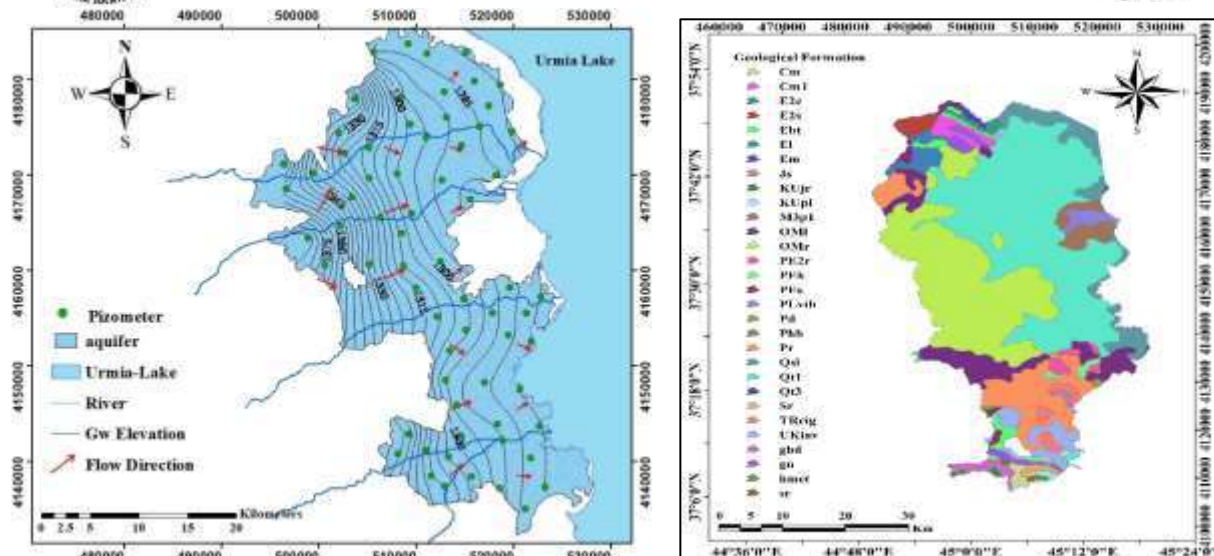
محدوده مطالعاتی دشت ارومیه در مرکز استان آذربایجان غربی و در حاشیه غربی دریاچه ارومیه واقع شده است. این دشت از شمال به محدوده مطالعاتی کههریز، از غرب به محدوده‌های سرو و زیوه، از جنوب به محدوده‌های رشکان و اشنویه و از شرق به دریاچه ارومیه محدود می‌شود. راه‌های دسترسی به محدوده شامل جاده‌های ارومیه-سلماس، ارومیه-مهاباد و ارومیه- تبریز می‌باشد. حوضه آبریز دریاچه ارومیه با وسعت حدود ۵۱۷۶۲ کیلومتر مربع در قسمت شمال غربی ایران از نظر مختصات جغرافیایی بین طول‌های ۴۹° ۴۴' تا ۴۵° ۱۹' شرقی و عرض‌های ۳۷° ۵۰' تا ۳۷° ۳۷' شمالی قرار گرفته است. محدوده مطالعاتی دشت ارومیه در استان آذربایجان غربی قرار گرفته و یکی از دشت‌های حوضه آبریز دریاچه ارومیه می‌باشد که متولی مطالعاتی آن شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان غربی است. مساحت کلی این محدوده مطالعاتی ۲۱۶۴/۴۳ کیلومتر مربع می‌باشد که حدود ۴/۱۸ درصد کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه را دربر می‌گیرد. از این میزان ۸۱۲/۰۶ کیلومتر مربع مربوط به وسعت دشت و ۱۳۵۲/۳۷ کیلومتر مربع را نیز ارتفاعات محدوده مطالعاتی تشکیل می‌دهد. متوسط ارتفاع دشت ارومیه ۱۵۴۲ متر از سطح دریاهای آزاد، حداکثر ارتفاع محدوده مطالعاتی ارومیه ۲۶۶۷ متر و حداقل آن ۱۲۸۰ متر در حاشیه دریاچه ارومیه است. موقعیت محدوده مطالعاتی ارومیه در شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه

## ۲-۲- زمین شناسی و هیدروژئولوژی منطقه

محدوده مطالعاتی ارومیه به لحاظ تکتونیکی قسمتی از زون ایران مرکزی و در شمال غربی زون سهندج سیرجان قرار دارد و عامل اساسی چین خوردگی و دگرگونی آن حرکات کوهزایی پرکامبرین پسین است. سازندهای حاشیه دشت عمدتاً متعلق به دوران سوم، سازند قم (دوره الیگومیوسن) است و لیتولوژی آن بیشتر از جنس آهک، رخساره های شیلی، کنگلومرا و مارن با وسعت زیاد و رخنمون هایی از گچ و نمک در بخش های زیادی از حاشیه دشت (جنوب، جنوب غرب و شمال و شمال غرب) مشاهده می شود. در حاشیه غربی و جنوب غربی دشت نیز شیست های سازند کهر، آهک و آهک های دولومیتی پرمین و سنگ آذرین گرانیتی با وسعت کم مشاهده می شود. در بخش های میانی و حاشیه شرقی دشت سنگهای آذرین بیرونی رخنمون دارند (شکل a۲). عامل بوجود آمدن دشت ارومیه، فعالیت های رودخانه ای، انباشته شدن رسوبات و عقب نشینی دریاچه ارومیه در اواخر دوران سوم می باشد. عمق برخورد به سطح آب زیرزمینی در دشت ارومیه از غرب به شرق کاهش یافته و بین ۵۰ تا ۳ متر متغیر می باشد. جهت جریان آب زیرزمینی به تبعیت از توپوگرافی منطقه از غرب به سمت شرق و به سمت دریاچه ارومیه می باشد (شکل b۲). رودخانه نازلوچای، روضه چای، شهرچای و باراندوزچای مهم ترین رودخانه های دشت ارومیه را شامل می شوند و پس از عبور از شهر ارومیه و تغذیه دشت وارد دریاچه ارومیه می شوند. حداکثر مقدار ضریب قابلیت انتقال دشت در بخش های ورودی، و مناطق مرکزی دشت بین ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر مربع و حداقل آن به میزان ۱۰۰ متر مربع در در بخش های خروجی دشت و نزدیک به دریاچه ارومیه می باشد. براساس نتایج آزمایش پمپاژ در منطقه متوسط ضریب ذخیره آبخوان دشت ارومیه، بین ۱ تا ۶ درصد می باشد.



شکل ۲. (a) نقشه زمین شناسی (b) نقشه جهت جریان آب زیرزمینی

## ۲-۲- شاخص GALDIT و اصلاح شده

از ویژگی‌های ذاتی هیدروژئولوژیکی، ویژگی‌های فیزیکی آن محیط است، که پتانسیل نفوذ آب شور را تحت تأثیر قرار می‌دهد. واژه GALDIT از حروف اول شش پارامتر نوع آبخوان<sup>۱</sup> (G)، هدایت هیدرولیکی آبخوان<sup>۲</sup> (A)، اختلاف تراز سطح آب زیرزمینی با سطح آب دریا<sup>۳</sup> (L)، فاصله تا ساحل<sup>۴</sup> (D)، تأثیر بزرگی و وسعت آب شور نفوذ کرده<sup>۵</sup> (I) و ضخامت آبخوان<sup>۶</sup> (T) به دست آمده است. این شش پارامتر در ترکیب با همدیگر جهت ارزیابی پتانسیل نفوذ آب شور استفاده می‌شوند. سیستم رتبه‌بندی عددی با استفاده از پارامترهای GALDIT، برای ارزیابی پتانسیل نفوذ آب شور در محیط‌های هیدروژئولوژیکی طراحی شده است. این سیستم دارای سه قسمت وزن‌ها، محدوده‌ها و رتبه‌بندی اهمیت پارامترها می‌باشد. وزن تعیین شده برای هر پارامتر نشان دهنده اهمیت نسبی آن در فرایند نفوذ آب شور است.

شاخص GALDIT را می‌توان با جمع کردن حاصلضرب وزن نسبی هر پارامتر در رتبه‌های آن و تقسیم کردن آن بر مجموع وزن پارامترها طبق رابطه (۱) محاسبه کرد. حداکثر مقدار شاخص GALDIT با جایگزین کردن حداکثر امتیاز رتبه‌بندی برای هر پارامتر به دست خواهد آمد و همچنین حداقل مقدار شاخص GALDIT با جایگزین کردن حداقل مقدار رتبه برای هر پارامتر به دست می‌آید.

<sup>1</sup> Groundwater occurrence

<sup>2</sup> Aquifer hydraulic conductivity

<sup>3</sup> Height of groundwater level of above sea level

<sup>4</sup> Distance from the shoreline

<sup>5</sup> Impact of existing status of seawater intrusion in the area

<sup>6</sup> Thickness of the mapped aquifer

<sup>7</sup>

$$GALDIT\ Index = \frac{\sum_{i=1}^6 (W_i \times R_i)}{\sum_{i=1}^6 (W_i)} \quad \text{رابطه (۱)}$$

در این رابطه  $W_i$  و  $R_i$  به ترتیب وزن نسبی و رتبه بندی پارامتر  $i$  را نشان می دهند.

در این مطالعه، به منظور تهیه نقشه آسیب پذیری و ارائه گزینه های مدیریتی مناسب برای حفاظت آبخوان دشت ارومیه، برای انطباق بیشتر نقشه های آسیب پذیری با شرایط موجود در منطقه، روش GALDIT با توجه به موقعیت ویژه منطقه و خصوصیات آبخوان مورد بررسی، با اضافه کردن پارامترهای گرادیان هیدرولیکی<sup>۸</sup> (i) و نرخ پمپاژ<sup>۹</sup> (P) اصلاح شد. با توجه به رتبه های مربوط به پارامترها و ضرایب وزنی که اهمیت نسبی آن ها را نسبت به آسیب پذیری آبخوان نشان می دهد (جدول ۱). نقشه شاخص آسیب پذیری GALDIT-iP Index، براساس رابطه (۲) محاسبه می شود:

$$GALDIT\ Index = \frac{\sum_{i=1}^8 (W_i \times R_i)}{\sum_{i=1}^8 (W_i)} \quad \text{رابطه (۲)}$$

بر اساس رتبه بندی ها و وزن پارامترهای جدول (۱)، در محیط نرم افزار ArcGIS برای هر پارامتر لایه رستری تهیه شد، سپس با استفاده از روابط (۱) و (۲) نقشه شاخص نهایی مدل آسیب پذیری آبخوان از هم پوشانی لایه های رستری پارامترها به دست آمد.

**جدول ۱- بازه ها و رتبه های پارامترهای شاخص GALDIT و GALDIT اصلاح شده (Chachadi and Lobo Ferreira, 2001; Chachadi et al., 2002; Gorgij and Moghaddam, 2016; Majedi-Asl et al., 2021)**

| Parameter                    | Weight | Parameter Range and Ratings |             |            |           |          |         |         |         |         |      |
|------------------------------|--------|-----------------------------|-------------|------------|-----------|----------|---------|---------|---------|---------|------|
|                              |        | 10                          | 9           | 8          | 7         | 6        | 5       | 4       | 3       | 2       | 1    |
| G                            | 1      | Confined                    |             |            |           |          |         |         |         |         |      |
| A(m/day)                     | 3      | >35                         | 30-35       | 25-30      | 20-25     | 15-20    | 10-15   | 7.5-10  | 5-7.5   | 2.5-5   | <2.5 |
| L (m)                        | 4      | <5                          | 5-10        | 10-15      | 15-20     | 20-30    | 30-40   | 40-50   | 50-60   | 60-80   | >80  |
| D (1000m)                    | 4      | <1                          | 1-2         | 2-30       | 3-4       | 4-6      | 6-8     | 8-10    | 10-150  | 15-20   | >20  |
| I (meq/l)                    | 1      | >1                          | 0.9-1       | 0.8-0.9    | 0.7-0.8   | 0.6-0.7  | 0.5-0.6 | 0.4-0.5 | 0.3-0.4 | 0.2-0.3 | <0.2 |
| T (m)                        | 2      | >200                        | 200-220     | 180-200    | 160-180   | 140-160  | 120-140 | 100-120 | 80-100  | 60-80   | <60  |
| i                            | 4      | <0.005                      | 0.005-0.009 | 0.009-0.01 | 0.01-0.05 | 0.05-0.1 | 0.1-0.5 | 0.5-1   | 1-1.5   | 1.5-2   | >2   |
| P (1000m <sup>3</sup> /year) | 4      | >600                        | 400-6000    | 200-400    | 100-200   | 50-100   | 20-50   | 10-20   | 5-10    | 1-5     | <1   |

8 Hydraulic gradient

9 Pumping Rate

### ۳- تحلیل نتایج

#### ۳-۱ تحلیل نتایج نقشه‌های آسیب‌پذیری

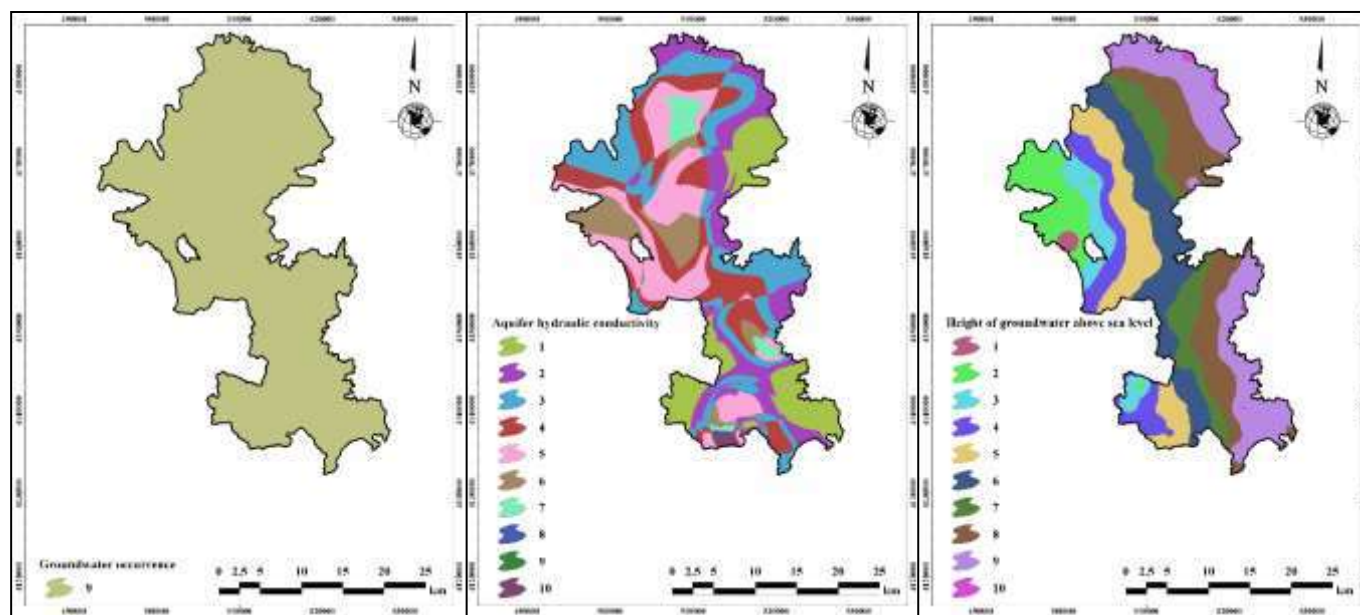
پس از آماده‌سازی و پردازش داده‌ها در ArcGIS، لایه‌های کلاسه‌بندی شده مربوط به عوامل مؤثر بر آسیب‌پذیری ایجاد شد، شکل (۴). این لایه‌ها بر اساس جدول (۱) وزن‌دهی شدند و نهایتاً نقشه‌های آسیب‌پذیری آبخوان از هم‌پوشانی و تلفیق نقشه پارامترها با استفاده از رابطه (۱) تهیه شدند. نقشه‌های نهایی آسیب‌پذیری آبخوان حاصل از هم‌پوشانی نقشه پارامترها با استفاده از ۷ شاخص مورد استفاده به ترتیب در شکل (۵) آورده شده‌اند. همچنین شاخص مورد نظر به صورت توصیفی طبقه‌بندی شد و نتایج در جدول (۲) آورده شده است. عدد محاسبه شده نشان دهنده میزان حساسیت سفره به آلوده شدن بوده به این ترتیب که اعداد بزرگ‌تر تعیین‌کننده استعداد بیش‌تر آبخوان برای آلوده شدن می‌باشد. نتایج حاصل از روش‌های مورد استفاده در ارزیابی آسیب‌پذیری نشان داد که مقدار شاخص در دشت بین ۲ تا ۸/۱۱ متغیر است و طبقه‌بندی کلی نقشه‌ها به ۶ کلاس طبقه‌بندی شد. در این بین سهم روش GALDIT ۶ طبقه آسیب‌پذیری بوده و بیشترین کلاسه از طبقه بدون آسیب‌پذیری را شامل می‌شود، به طوری که در ادامه با اضافه شدن پارامترهای i و P شرایط متفاوت بوده و درصد و مقادیر مساحت طبقات آسیب‌پذیری تغییر کرده است. نکته قابل توجه این است که در شاخص GALDIT-i با اضافه شدن پارامتر i میزان آسیب‌پذیری با کلاسه خیلی زیاد نسبت به سایر شاخص‌ها بیشتر بوده و فاقد طبقه با کلاسه بدون و خیلی کم آسیب‌پذیری می‌باشد. در حالت کلی با اضافه شدن پارامتر i طبقات با آسیب‌پذیری کم، حذف شده و طبقات با آسیب‌پذیری متوسط و زیاد بیشتر شده است. به طور کلی می‌توان گفت که اضافه شدن پارامترهای i و P باعث حذف و یا کاهش درصد مساحت طبقات بدون و خیلی کم آسیب‌پذیری و افزایش درصد مساحت طبقات با آسیب‌پذیری بیشتر شده است، طبق جدول (۳). کمترین طبقات آسیب‌پذیری هم مربوط به شاخص‌های GALDIT و GALDIT-P با ۳ طبقه آسیب‌پذیری می‌باشد.

جدول ۲- طبقه‌بندی کیفی و مساحت مناطق آسیب‌پذیر آبخوان دشت ارومیه براساس شاخص‌های مورد استفاده

| Classification | Range    | GALDIT                 | GAPDIT                 | GALDIT-P               | GALDIT-iP              | GALDIT-i               | GALDIT                 | GALDIT-P               |
|----------------|----------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
|                |          | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) |
| Without        | <2.5     | 38.64                  | 4.91                   | 0.01                   | -                      | -                      | -                      | -                      |
| Very low       | 2.5-3.75 | 133.66                 | 158.15                 | 117.49                 | 0.04                   | -                      | -                      | -                      |
| Low            | 3.75-5   | 365.63                 | 635.16                 | 246.77                 | 170.85                 | 144.91                 | 309.22                 | <b>110.13</b>          |
| Moderate       | 5-6.25   | 237.45                 | 13.84                  | 403.84                 | 432.43                 | 260.99                 | 463.51                 | <b>627.70</b>          |
| High           | 6.25-7.5 | 36.45                  | 0.005                  | 43.95                  | 208.73                 | 397.64                 | 39.31                  | <b>74.24</b>           |
| Very high      | >7.5     | 0.21                   | -                      | -                      | 0.02                   | 8.55                   | -                      | -                      |
| جمع            |          | <b>812.058</b>         | <b>812.058</b>         | <b>812.054</b>         | <b>812.078</b>         | <b>812.090</b>         | <b>812.041</b>         | <b>812.070</b>         |

جدول ۳- طبقه بندی کیفی و درصد مساحت مناطق آسیب پذیر آبخوان دشت ارومیه براساس شاخص های مورد استفاده

| Classification | Range    | GALDIT                 | GAPDIT                 | GALDIT-P               | GALDIT-iP              | GALDIT-i               | GAiDIT                 | GAiDIT-P               |
|----------------|----------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
|                |          | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) | Area(km <sup>2</sup> ) |
| Without        | <2.5     | 4.76                   | 0.06                   | 0.002                  | -                      | -                      | -                      | -                      |
| Very low       | 2.5-3.75 | 16.46                  | 19.47                  | 14.47                  | 0.01                   | -                      | -                      | -                      |
| Low            | 3.75-5   | 45.03                  | 78.22                  | 30.39                  | 21.04                  | 17.84                  | 38.08                  | <b>13.56</b>           |
| Moderate       | 5-6.25   | 29.24                  | 1.7                    | 49.73                  | 53.25                  | 32.14                  | 57.08                  | <b>77.30</b>           |
| High           | 6.25-7.5 | 4.49                   | 0.001                  | 5.41                   | 25.70                  | 48.96                  | 4.84                   | <b>9.14</b>            |
| Very high      | >7.5     | 0.03                   | -                      | -                      | 0.003                  | 1.05                   | -                      | -                      |
|                | جمع      | <b>100</b>             | <b>100</b>             | <b>100</b>             | <b>100</b>             | <b>100</b>             | <b>100</b>             | <b>100</b>             |

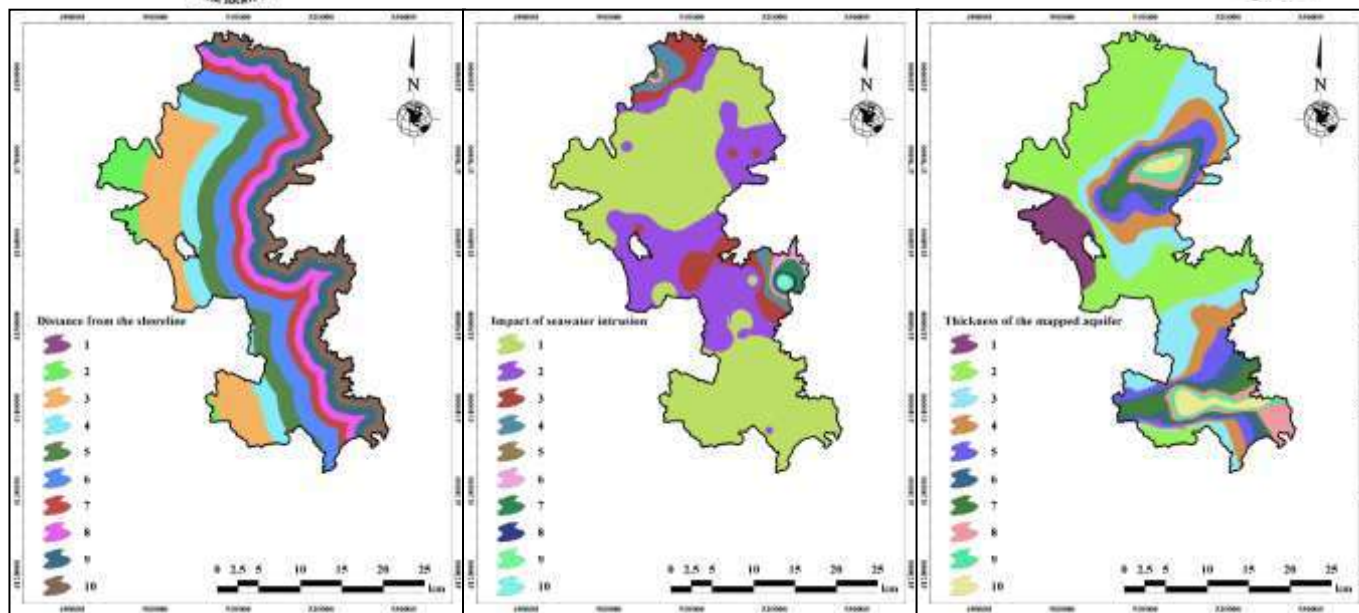


(a)

(b)

(c)



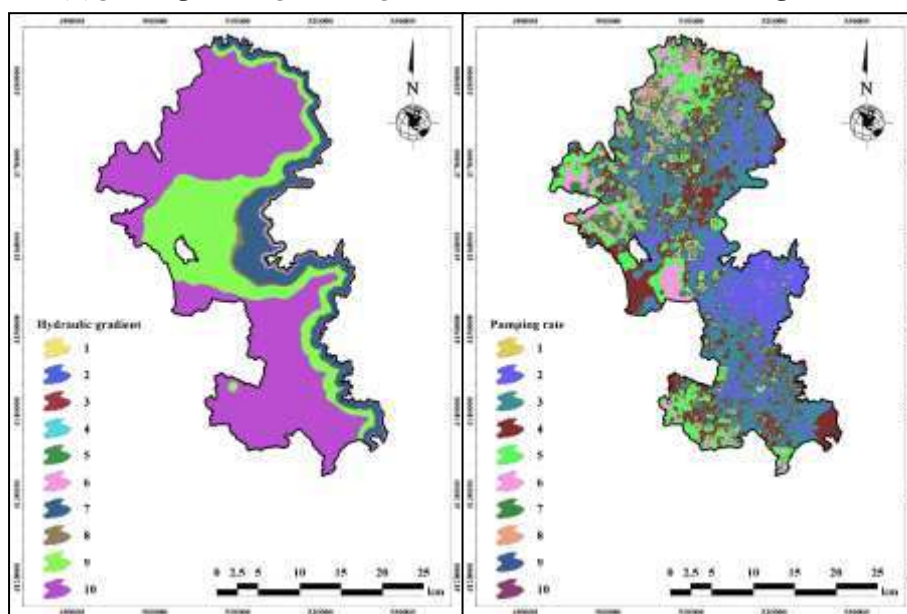


(d)

(e)

(f)

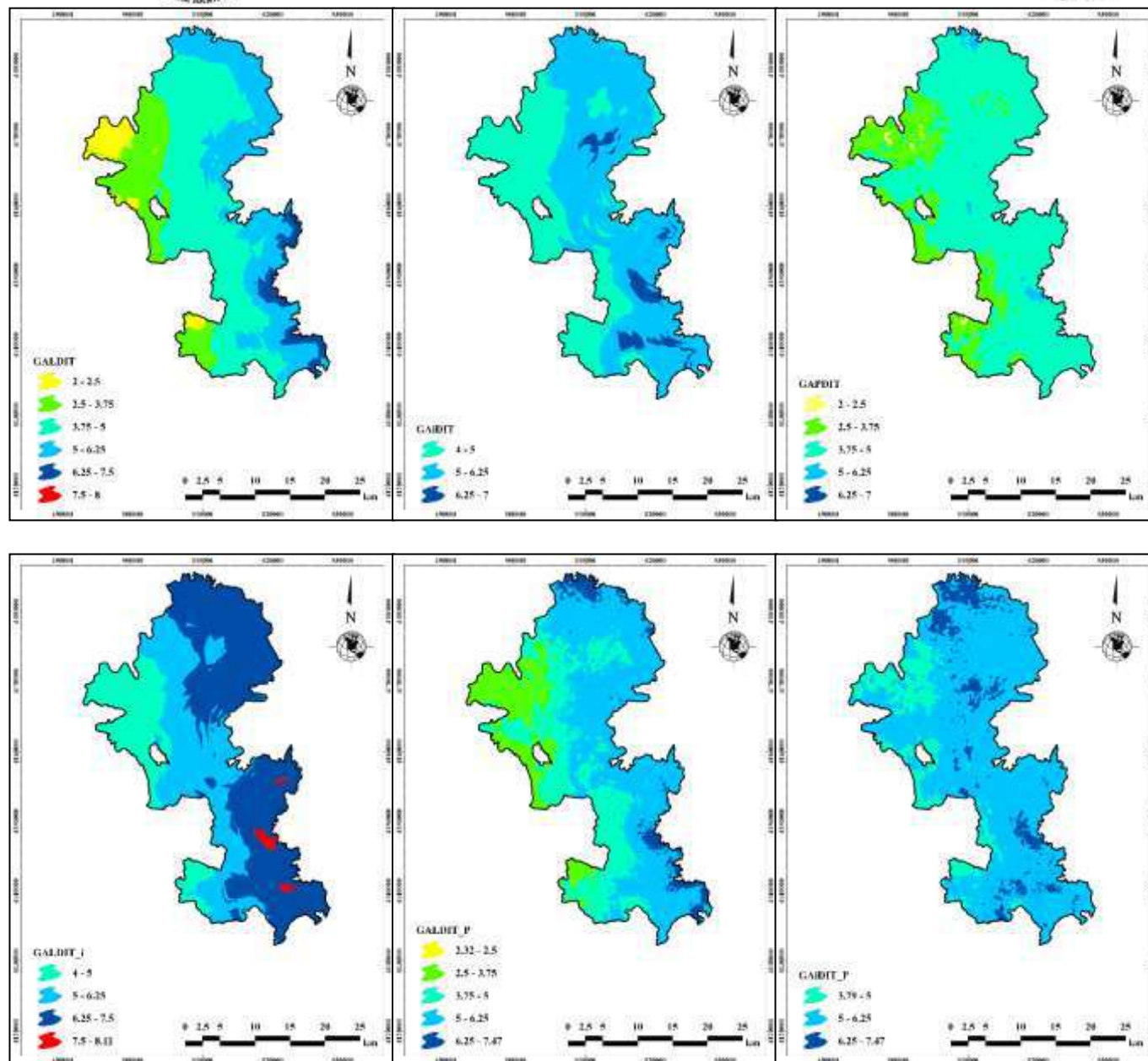
شکل ۴- نقشه پارامترهای: (a) نوع آبخوان، (b) هدایت هیدرولیکی، (c) اختلاف تراز سطح آب زیرزمینی با سطح آب دریا، (d) فاصله تا ساحل، (e) تأثیر بزرگی و وسعت آب شور نفوذ کرده، (f) ضخامت آبخوان، (g) گرادیان هیدرولیکی و (h) نرخ پمپاژ

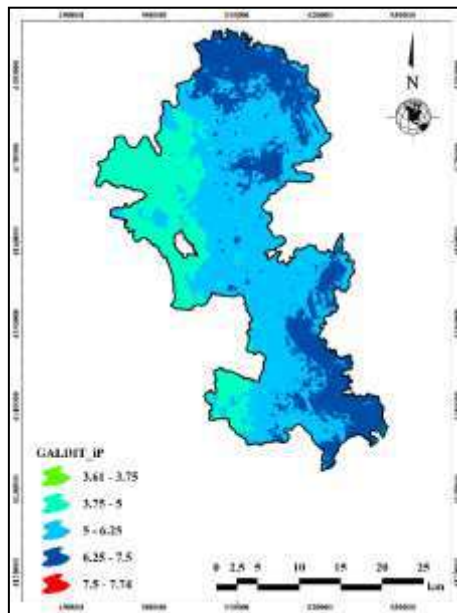


(g)

(h)







شکل ۵- نقشه آسیب پذیری آبخوان دشت ارومیه با استفاده از شاخص های مورد استفاده

#### ۴- نتیجه گیری

در این تحقیق با اضافه کردن و جایگزین کردن پارامترهای گرادیان هیدرولیکی و نرخ پمپاژ به پارامترهای شاخص GLADIT، ۷ شاخص آسیب پذیری تهیه شد و آسیب پذیری آبخوان دشت ارومیه مورد ارزیابی قرار گرفت. مقدار آسیب پذیری در آبخوان دشت ارومیه با توجه به شاخص های مختلف مورد بررسی بین ۲ تا ۸/۱۱ متغیر است و طبقه بندی کلی نقشه ها به ۶ کلاس طبقه بندی شد. شاخص GALDIT دارای ۶ طبقه آسیب پذیری و شاخص های GaiDIT و GALDIT-P دارای ۳ طبقه آسیب پذیری هستند. اضافه شدن پارامتر  $i$  در شاخص GALDIT- $i$  و پارامترهای  $i$  و  $P$  در شاخص GALDIT- $iP$  باعث افزایش شدت آسیب پذیری شده است. به طوری که با اضافه شدن پارامترهای  $i$  و  $P$  در درصد و مقادیر مساحت طبقات آسیب پذیری تغییر کرده است، طبق جدول (۲) و (۳). به طور کلی می توان بیان کرد که در مناطق شرقی و مرکز دشت ارومیه و در حاشیه ساحلی آبخوان مورد نظر شدت آسیب پذیری خیلی زیاد تا زیاد می باشد و در قسمت غربی و فاصله های دورتر از ساحل، میزان شدت آسیب پذیری کمتر می شود. طوری که در قسمت جنوب شرقی آبخوان مورد بررسی میزان و شدت آسیب پذیری نسبت به سایر نقاط بیشتر می باشد.

#### ۵- منابع

- Chachadi, A. G., Lobo Ferreira, J. P. (2001). Sea water intrusion vulnerability mapping of aquifers issuing GALDIT method. In: Proc. Workshop on Modeling in Hydrogeology, Anna University, Chennai, 143-156.
- Chachadi, A. G., Lobo Ferreira, J. P., Noronha, L., Choudri, B. S. (2002). Assessing the impact of sea-level rise on salt water intrusion in coastal aquifers using GALDIT model, COASTIN newsletter. 7. 27-32.
- Gorgij, A. D. and Moghaddam, A. A. 2016. Vulnerability assessment of saltwater intrusion using simplified GAPDIT method: a case study of Azarshahr plain aquifer, East Azerbaijan, Iran. Arabian Journal of Geosciences, 9, 1-13.



Hallal, D. D., Khelfi, M. E. A., Zahouani, S., Benamghar, A., Haddad, O., Ammari, A., et al. 2019. Application of the GALDIT method combined with geostatistics at the Bouteldja aquifer (Algeria). *Environmental Earth Sciences*, 78, 1-18.

Khader A, McKee M (2014) Use of a relevance vector machine for groundwater quality monitoring network design under uncertainty. *Environmental Modelling and Software* 57:115-126.

Luyun JrR, Momii K, Nakagawa K (2009) Laboratory-scale saltwater behavior due to subsurface cutoff wall. *Journal of Hydrology* 377:227-236.

Majedi-Asl, M., Mahmoudpour, H., Sadeghfam, S. and Ebrahimpour, E. 2021. Qualitative Assessment of the Coastal Plain of Urmia using the Modified GALDIT Vulnerability Method. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*, 16(1), 55-67. (In Persian)

Recinos, N., Kallioras, A., Pliakas, F., and Schuth, C., 2014. Application of GALDIT index to assess the intrinsic vulnerability to seawater intrusion of coastal granular aquifers. *Environ. Earth Sci.* 59: 72. 1866-6299.

Shetkar, R. V., Mahesha, A., 2011. Tropical, seasonal river basin development, hydrogeological analysis, *Hydrol. Engin.*, 289-291.

## استفاده از تابع تحلیل سرعت برای بهترین مقدار XY در لرزه نگاری شکست مرزی

رامین نیک روز

دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

r.nikrouz@urmia.ac.ir

### چکیده

یکی از اهداف اولیه روش لرزه ای شکست مرزی (انکساری) تعیین توزیع سرعت در لایه های زیرسطحی می باشد. امروزه برای تفسیر داده های حاصل از شکست مرزی روش های مختلفی ارائه شده است که می توان گفت این روش ها بر مبنای روش اولیه مسیر پرتو استوار بوده است که خود نیز بر مبنای قانون انکسار موج می باشد. استفاده از تابع تحلیل سرعت در کارهای لرزه ای شکست مرزی بر اساس مقدار XY (نقاطی در روی سطح زمین که پرتوهای موج منکسر دریافت می گردند) کمک شایانی در خصوص تحلیل سرعت بر اساس روش دوجانبه تعمیم یافته (GRM) و همچنین هموارسازی سطح ایستا در روش دوجانبه تعمیم یافته (GRM SSM) می نماید. روش دوجانبه تعمیم یافته یک روش استاندارد وارون لرزه ای برای تجزیه و تحلیل داده های لرزه ای شکست مرزی در مطالعات اکتشافی ژئوفیزیکی می باشد. برای تعیین نمودن مقدار XY بهینه در روش های مورد اشاره به جزئیات تحلیل مهاجرت نیاز می باشد. این جزئیات برگرفته از روش زمان برخوردگاه است که محقق جهت تفسیر نتایج به شناخت دقیق و اصولی این روش نیازمند می باشد. این جزئیات کمک می کند تا توسط تابع تحلیل سرعت بتوان از دقت عمودی به دقت افقی حرکت نمود و در نتیجه تجزیه و تحلیل دقیق باعث شود مفسر بهترین نتیجه گیری را از داده های خود انجام دهد که در روش لرزه ای بازتابی به این دقت نخواهد بود. با انجام محاسبات برای زمان - عمق و تابع تحلیل سرعت در حقیقت جداسازی زمان سیر به اجزا افقی و عمودی امکان پذیر خواهد شد.

**واژه های کلیدی:** روش لرزه شکست مرزی، روش دوجانبه تعمیم یافته، تحلیل سرعت

### Abstract

The determination of seismic velocities in the unweathered layer with shallow seismic refraction methods is often an ill posed problem. The major challenges of the processing of the seismic refraction data is to reduce the very large volume of data, primarily through averaging processes, and to generate acceptable detailed starting models. The standard methods for correcting for surface irregularities are usually not practical where the very near surface irregularities are of limited lateral extent. Most methods for correcting for near-surface effect attempt to model the near surface irregularities and to calculate the travel times through these irregularities. The corrections are usually computed with the first arrival refraction data, if there is adequate coverage of these irregularities. The new method for correcting near-surface effects, takes advantage of a unique feature of the GRM (Generalized Reciprocal Method) in which variable refraction migration distance, known as the XY distance, is employed. Since the GRM time-depth computed with a range of XY values generally do not exhibit large differences, the average of the time-depth for a range of XY values is largely similar to that computed with the optimum XY value. However, anomalies caused by surface irregularities propagate laterally throughout the travel times and time-depth. The GRM smoothing statics method (SSM) is a simple and robust approach, which can facilitate more accurate estimate of refractor velocities.

**Key words:** Seismic Refraction Method, Generalized Refraction Method, Velocity Analysis.

### ۱- مقدمه

در گذشته انتخاب یک روش تفسیر برای داده های لرزه ای شکست مرزی به جای کاربرد و اهمیت روش، بیشتر بر اساس محل جغرافیایی استوار بوده است. به عنوان مثال تاکنون اکثر روش های ذکر شده ی انتشار یافته در آمریکای شمالی، روش زمان تاخیر (delay time method) و یا در اروپا روش جمع - منها (plus-minus method) و در استرالیا روش زمان دو جانبه (reciprocal time method) مورد طرفدار بوده است. مقایسه بین روش ها امری اجتناب ناپذیر است. در اکثر روش های لرزه ای محاسبات سرعت از اهمیت خاصی برخوردار می باشد. به عنوان مثال روش زمان تاخیر روش خاصی برای به دست آوردن

سرعت لایه‌ها ندارد، به طوری که اکثر مقالات منتشر شده، نحوه محاسبه‌ی سرعت را بر اساس میانگین سرعت‌های ظاهری به دست آمده از منحنی‌های زمان - مسافت و یا بر اساس دانش محلی تعیین می‌نماید. تصحیحات برای خطاهای قابل قبول در سرعت محاسبه شده، در مرحله تفسیر می‌تواند انجام پذیرد. با وجود این معمولاً منحنی‌های زمان رسید به دست آمده در مطالعات لرزه‌ای شکست مرزی کم عمق، به صورت غیرمنظم است که این بی‌نظمی باعث کاهش صحت اندازه‌گیری سرعت‌های ظاهری می‌گردد. بنابراین همان گونه که توسط مفسرین مختلف لرزه‌ای پیشنهاد می‌گردد بهتر است تحلیل سرعت توسط روش‌های متناسب با آن تکنیک و بر اساس تجربه مفسر انجام پذیرد (نیک روز، ۱۳۹۳).

یکی از مهمترین اهداف اجرای روش لرزه‌ای شکست مرزی که بخشی از مطالعات ژئوفیزیک اکتشافی لرزه‌ای است اندازه‌گیری و تعیین تغییرات مکانی یا فاصله‌ای (spatial variation) پارامترهای پتروفیزیکی از قبیل سرعت لرزه‌ای (seismic velocity) و جذب (absorption) توسط تجزیه و تحلیل سیگنال‌های لرزه‌ای (seismic signals) می‌باشد که به صورت مصنوعی تولید میشود (نیک روز ۱۳۹۳). امروزه برای تفسیر داده‌های حاصل از شکست مرزی، روش‌های مختلفی ارائه گردیده است که می‌توان گفت مبنای آن‌ها بر اساس روش مسیر پرتو (raypath method) استوار است که آن نیز بر مبنای قانون شکست مرزی موج می‌باشد. بر این اساس کلیه تفاسیر داده‌های شکست مرزی را به طور کلی به سه روش گرافیکی و جبهه موج، تحلیلی و غیر تحلیلی می‌توان طبقه بندی نمود. روش ترسیمی (graphical method) توسط افراد مختلفی مانند (Tarrant 1956)، (Hales 1958)، (Stulken 1967) و روش غیر تحلیلی (non-analytical method) توسط افرادی مانند (Dobrin 1960)، (Heiland 1963) و (Hollister 1967) ارائه گردید.

اساس روش تحلیلی (analytical method) بر مبنای زمان تاخیر و وارون کردن (inversion) داده‌های زمان رسید می‌باشد و هدف آن‌ها تعیین مدل سرعتی و همچنین محاسبه عمق هدف مورد مطالعه از طریق پردازش زمان رسید اولیه است. به عبارت دیگر در این روش سعی گردیده است تا تجزیه و تحلیل‌های لازم بر اساس منحنی‌های زمان رسید و انجام تصحیحات مورد نیاز با توجه به مسیر موج و سطح جدایش‌های عمودی نزدیک به مسیر موج بررسی گردد. روش‌های تحلیلی ارجحیت زیادی نسبت به روش‌های ترسیمی و غیر تحلیلی دارد. از مزایای استفاده از این روش می‌توان به محاسبه و تعیین سطوح نامنظم و همچنین محاسبات لازم برای لایه‌های شیب دار اشاره نمود (Palmer et al, 2005). یکی از بهترین روش‌های تحلیلی می‌توان به روش هموارسازی سطح ایستا در روش دوجانبه تعمیم یافته (GRM SSM) اشاره نمود (Nikrouz, 2005).

## ۲- روش هموار سازی در روش دوجانبه تعمیم یافته (GRM SSM)

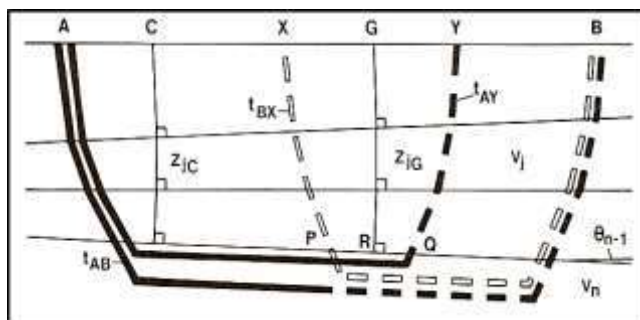
روش هموار سازی در روش دو جانبه تعمیم یافته یک روش استاندارد وارون لرزه‌ای (seismic inversion) برای تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی در مطالعات اکتشافی می‌باشد. امروزه این روش با توجه به نتایج قابل قبول آن توسط اکثر شرکت‌های مشاوره‌ای و پیمانکاران بخش لرزه شکست مرزی در اکثر مناطق دنیا مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش همانند روش دوجانبه تعمیم یافته (GRM)، از داده‌های لرزه‌ای که برداشت آن‌ها در روی زمین به صورت چشمه رفت و چشمه برگشت انجام می‌پذیرد، استفاده می‌گردد. از مهم ترین توانایی‌های این روش، به محاسبه سرعت و شکل لایه منکسره، اطلاعات تفصیلی ساختار سطح شکنا و به خصوص تغییرات جانبی موجود در آن می‌توان اشاره نمود. هر چقدر فاصله دریافت کننده امواج (مانند ژئوفون‌ها) از یکدیگر کمتر باشد تجزیه و تحلیل تغییرات جانبی بهتر و از دقت (precision) و صحت (accuracy) بالایی برخوردار خواهند بود. در واقع صحت، میزان نزدیکی داده‌ها به داده‌های واقعی را که مورد پذیرش ما می‌باشد، نشان می‌دهد اگرچه بعضی مواقع امکان تعیین درستی و صحت اندازه‌گیری داده‌ها به طور صد در صد صحیح مشخص نیست. در حالی که دقت، اندازه‌گیری مقایسه نزدیکی داده‌ها (دو یا بیشتر) نسبت به یکدیگر است. روش هموار سازی کمک می‌نماید که صحت به همراه دقت در تجزیه و تحلیل داده‌ها و در نهایت نتیجه‌گیری نهایی از درجه اطمینان بالایی برخوردار گردد. هر چقدر میزان صحت به همراه دقت داده‌ها بیشتر باشد، به نتیجه واقعی نزدیک تر می‌شویم (نیک روز ۱۳۹۳).

یکی از تفاوت‌های مهم این روش و سایر روش‌های لرزه شکست مرزی، توانایی این روش در نحوه‌ی محاسبه فواصل دورافت (offset distances) در طول نقاط پروفیل و همچنین محاسبات لازم جهت انتخاب بهینه فاصله لرزه یاب‌های X و Y است. انتخاب صحیح فواصل XY در دقت اطلاعات حاصل از این روش بویژه برای لایه‌های شیب دار و یا اعوجاج دار نقش مهمی دارد. به این نکته باید اشاره نمود که فرمول‌های به کار رفته برای محاسبات تابع تحلیل سرعت و زمان

- عمق در روش GRM مشابه فرمول‌های مورد استفاده در روش دوجانبه است با این تفاوت که اصل مهاجرت (principle of migration) در محاسبات مد نظر قرار گرفته است. از طرف دیگر محاسبات انجام شده برای فواصل دورافت بویژه برای سطوح اعوجاج‌دار باید با دقت خاصی انجام پذیرد.

### ۳- تابع تحلیل سرعت XY

هندسه مسیر حاصل از برداشت داده‌ها در این روش بر اساس شکل 1 نشان داده شده است. در این شکل خطوط تیره نشان دهنده‌ی زمان رسیدهای است که با هم جمع شده‌اند و خطوط منقطع تیره نشان دهنده‌ی زمان رسیدهایی هستند که حذف می‌شوند و خطوط منقطع سفید زمان رسیدهایی را نشان می‌دهد که از یکدیگر کسر می‌گردند.



شکل ۱) هندسه مسیر برداشت داده‌ها جهت محاسبه تابع تحلیل سرعت (Palmer, 1980).

بنابراین تابع تحلیل سرعت برای لایه‌ی منکسره،  $t_v$ ، بر اساس رابطه‌ی زیر تعریف می‌گردد.

$$t_v = \frac{1}{2} (t_{AY} - t_{BX} + t_{AB}) \quad (1)$$

در تابع فوق هر یک از جفت زمان‌های رسید حاصل از چشمه رفت و چشمه مقابل،  $t_{AY}$  و  $t_{BX}$  و همچنین زمان دو جانبه  $t_{AB}$  محاسبه گردیده است. ارزش این تابع برای محاسبه G که در وسط مسیر X و Y قرار دارد و آن نیز بر اساس تابعی از مسافت AG است، دلالت دارد. در عمل رابطه (۱) را برای کلیه جفت زمان‌های رسید با فواصل XY مشخص می‌توان محاسبه نمود. با تغییر فاصله XY (معمولاً با تغییر فاصله یک لرزه‌یاب) برای محاسبات بعدی، زمان رسید دوجانبه نیز به مقدار کمی تغییر می‌کند که این تغییر جزئی از یکی شدن ارزش XY در فواصل مختلف مانع خواهد شد. در حالت خاص زمانی که مقدار XY برابر صفر می‌شود، رابطه (۱) به رابطه زیر تغییر می‌یابد.

$$t_v = \frac{1}{2} (t_{AG} - t_{BG} + t_{AB}) \quad (2)$$

برای سطوح شکنا با شیب ملایم، زمان‌های رسید از Q تا Y و از P تا X تقریباً برابر هستند و با تقریب خوبی همدیگر را می‌توانند حذف نمایند. بنابراین در تابع تحلیل سرعت،  $t_v$  به مقدار میانگین زمان‌های رسید از A تا P و از A تا Q یا به طور تقریبی از A تا R کاهش می‌یابد. این تقریب، زمانی که فاصله XY (مانند P و Q) خیلی به هم نزدیک باشند منطقی‌تر و قابل قبول‌تر به نظر می‌رسد. زمانی که مقدار  $t_v$  برای مکان‌های متوالی لرزه‌یاب‌ها محاسبه می‌گردد، افزایش‌ها نشان دهنده‌ی زمان‌های اضافه شده برای مسیر فواصل مکان لرزه‌یاب‌ها در سطح شکنا است و بنابراین روشی را برای تعیین سرعت لرزه‌ای سطح شکنا می‌توان ارائه نمود. در این حالت تابع تحلیل سرعت به صورت زیر خواهد بود:

$$t_v = \left\{ \begin{array}{l} \sum_{j=1}^{n-1} Z_{jG} (\cos \alpha_{jn} + \cos \beta_{jn}) / 2 V_j \\ + AG \left[ \begin{array}{l} \cos \theta_{n-1} / V_n \\ - \sum_{j=1}^{n-2} (\cos \alpha_{jn} - \cos \beta_{jn}) \sin(\theta_j - \theta_{j-1}) \cos \theta_{j-1} / 2 V_j \end{array} \right] \end{array} \right. \quad (3)$$

#### ۴- بهترین مقدار XY با استفاده از تابع تحلیل سرعت

روش GRM SSM از محاسبه تحلیل سرعت و فرمول زمان - عمق برای به دست آوردن میزان تغییرات مهاجرت (XY) استفاده می نماید. در این روش برای به دست آوردن مقدار قابل اطمینان جهت تخمین سرعت سطح شکنا علاوه بر محاسبه ی تابع تحلیل سرعت، به مقدار XY بهینه (optimum) نیاز خواهیم داشت. برای تعیین نمودن مقدار دقیق XY بهینه در این روش به جزئیات تحلیل مهاجرت (detailed analysis of migration) نیاز است. این جزئیات برگرفته از توسعه ی روش GRM از روش زمان برخوردگاه است که محققین جهت تفسیر نتایج، به شناخت این روش نیاز دارند. در حقیقت این جزئیات کمک می کنند تا در ادامه روش GRM SSM، از دقت عمودی به سمت دقت افقی بتوان حرکت نمود. برای به دست آوردن دقت افقی در ابتدا باید یک دسته از داده های زمان سیر را به اجزاء عمودی و افقی بتوان تفکیک نمود و توسط متمرکز شدن بر روی تکنیک تغییرات مهاجرت (مقدار داده های XY) نتایج مورد نظر را به دست آورد. با انجام محاسبات برای زمان - عمق و تابع تحلیل سرعت در حقیقت جداسازی زمان سیر به اجزاء افقی و عمودی امکان پذیر خواهد شد. بنابراین یکی از مزایای روش GRM SSM، استفاده از داده های حاصل از چشمه پروفیل رفت و چشمه پروفیل برگشت است که این داده ها اساساً به حل سرعت های سطح شکنا و بویژه سطح شکنا ی نامنظم قادر خواهد بود.

همان گونه که در شکل ۱ دیده می شود، اگر موج حاصل از چشمه ی A توسط گیرنده Y و هم چنین موج حاصل از چشمه B توسط گیرنده X دریافت گردد، نقطه ی فرضی فاصله G که مابین گیرنده های XY قرار گرفته است، عامل خوبی برای تحلیل زمان-عمق (time - depth)،  $t_G$ ، و یا  $T_G$  می تواند باشد. اگر تابع تحلیل سرعت برای XY های مختلف بر حسب فاصله رسم گردد، آن گاه سرعت یا سرعت های ظاهری سطح شکنا  $V_n'$  به عنوان عکس شیب منحنی تابع تحلیل سرعت که شامل بهترین XY می باشد، تعریف می گردد. بهترین فاصله XY زمانی است که امواج رسیده به گیرنده های X و Y یا بسیار نزدیک به هم بر روی سطح شکست مرزی حاصل شده باشند. بر اساس روش پالم در محاسبات GRM که در سال ۱۹۸۰ ارائه نمود برای لایه های افقی، مناسب ترین مقدار XY را از ترسیم مسیر امواج شکست مرزی حاصل از دو انفجار در محل چشمه های رفت و مقابل در دو سمت گیرنده ها می توان محاسبه نمود.

$$XY = 2 \sum_{j=1}^{n-1} Z_{jG} t_G i_{jn} \quad (4)$$

در این رابطه،  $Z_{jG}$  عمق لایه J ام زیر نقطه G (نقطه وسط گیرنده ها) و مقدار  $i_{jn}$  از رابطه ی زیر برای لایه n ام به دست می آید.

$$i_{jn} = \sin^{-1} \left[ \frac{V_j}{V_n} \right] \quad (5)$$

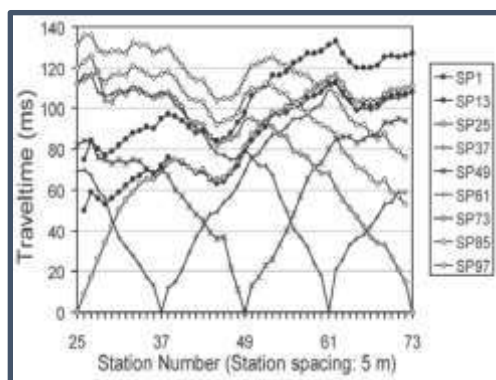
که در آن  $V_j$  سرعت لایه بالای سطح شکنا و  $V_n$  سرعت لایه ی سطح شکنا می باشد. رابطه ی فوق را برای لایه های شیب داری که قدرمطلق شیب آن ها از بیست درجه بیشتر نباشد یعنی  $|\theta_j - \theta_k| < 20^\circ$  می توان محاسبه نمود.



در روش پالمر در حل مسائل مربوط به GRM برای یافتن بهترین مقدار XY از بررسی منحنی‌های تحلیل سرعت و یا از منحنی‌های زمان - عمق تعمیم یافته (generalized time-depth) می‌توان کمک گرفت. در این حالت برای منحنی‌های تحلیل سرعت کم انحناترین منحنی و برای منحنی‌های زمان - عمق تعمیم یافته، منحنی که نشان‌دهنده‌ی بیشترین جزئیات از تغییرات منطقه است، انتخاب می‌گردد. ذکر این نکته ضروری است که تمام محاسبات مورد استفاده برای داده‌های رفت و برگشت، و نتایج آن‌ها در فرمول‌ها برای محاسبه سرعت، فاکتور تبدیل عمق و فاصله XY بهینه اساساً از شیب مستقل می‌باشد.

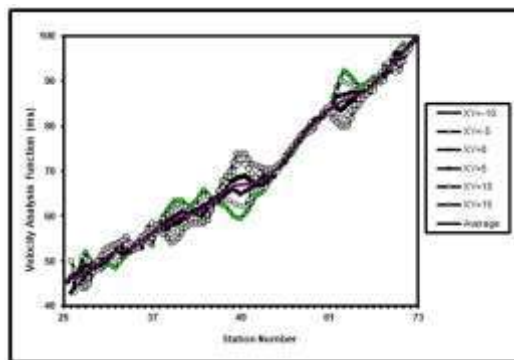
## ۵- نتایج حاصل از داده‌ها

داده‌های مورد مطالعه از منطقه‌ای واقع در جنوب شرق استرالیا و از یک منطقه معدنی با لرزه نگار ۴۸ کاناله که فاصله ژئوفون‌ها از یکدیگر ۵ متر می‌باشد برداشت گردیده است. منحنی زمان - مسافت در شکل شماره ۲ نشان داده شده است.



شکل ۲) منحنی زمان - مسافت بر اساس برداشت داده‌ها

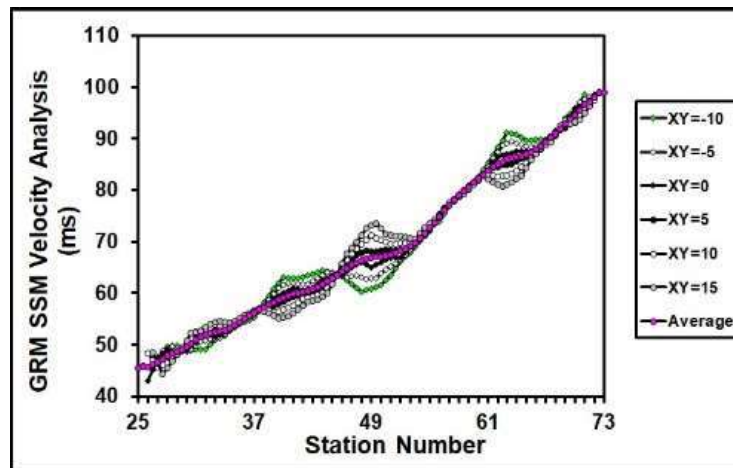
شکل شماره ۳ نمودار تابع تحلیل سرعت (velocity analysis function) را برای مقادیر مختلف XY نشان می‌دهد. همان گونه که مشاهده می‌شود بهترین محاسبه سرعت بر اساس  $XY=0$  می‌باشد که به منحنی میانگین نیز نزدیک می‌باشد. واضح است که برای مقدار  $XY=15$  نباید اطمینان حاصل نمود.



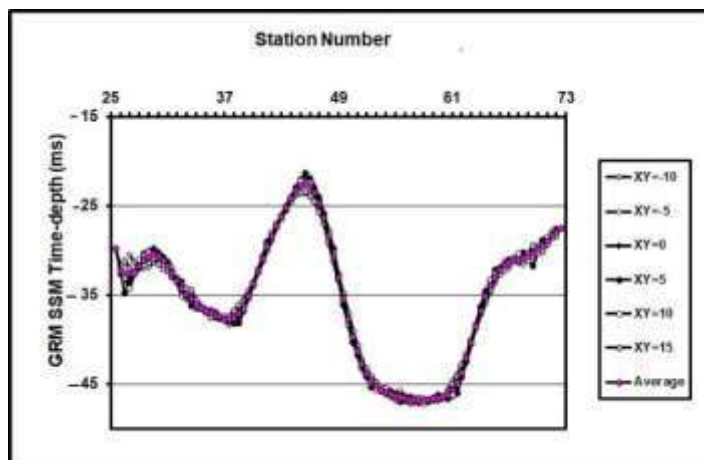
شکل ۳) منحنی تحلیل سرعت داده‌ها

مهم‌ترین بخش نتایج ترسیم نمودار زمان - مسافت بر اساس عمق می‌باشد که این نمودار نیز باید بعد از تفسیر و تجزیه و تحلیل داده‌ها بر اساس XY بهینه به دست آورد. ذکر این نکته ضروری است که فاصله XY بستگی به هنر و تجربه مفسر دارد. شکل شماره ۴ نمودار هموار سازی در روش دو جانبه تعمیم یافته برای داده‌های بدست آمده را نشان می‌دهد. بر این اساس می‌توان نمودار زمان - مسافت را برای منطقه مورد مطالعه را بر اساس شکل ۵ بدست آورد.

هم خوانی نمودارها نیز تایید از صحت و دقت پردازش داده ها دارد. ضمناً در تفاسیر مقاطع لرزه ای علاوه بر محاسبات صحیح ریاضی به مقاطع زمین شناسی نیز باید توجه خاص نمود.



شکل ۴) نمودار هموار سازی در روش دو جانبه تعمیم یافته برای داده های



شکل ۵) نمودار زمان عمق بر اساس محاسبات هموار سازی در روش دو جانبه تعمیم یافته برای داده ها

## ۵- نتیجه گیری

روش هموار سازی ایستا که در حقیقت روش توسعه داده شده GRM بوده و به اختصار GRM SSM نامیده شده است یکی از روش های قابل اطمینان جهت کارهای اکتشاف لرزه ای بوده که در بخشی از آن می توان بهترین مقدار XY حاصل از تابع تحلیل سرعت را محاسبه نمود. هدف از انجام این محاسبات، هموار سازی و تصحیح سرعت لرزه ای بر روی منحنی های تحلیل سرعت و تحلیل زمان - عمق می باشد زیرا تغییرات کوچک در محاسبات زمانی انجام شده، تغییرات بزرگی را در تغییرات جانبی محاسبه شده از سرعت می تواند نشان دهد. در این روش، میانگین زمان - عمق های محاسبه شده برای یک سری از مقادیر مختلف XY، از مقدار XY حاصل از محاسبات زمان - عمق برای  $XY=0$  کسر می گردد. این عمل در حقیقت باعث هموار سازی منحنی های لرزه ای و

یکسان نمودن روند محاسبات بویژه در شرایطی که با سطوح غیرهموار روبرو هستیم می‌گردد. باید توجه نمود که این هموارسازی با تصحیحات هوازدگی که در کارهای شکست مرزی انجام می‌پذیرد، متفاوت است. یکی از مهم‌ترین مزایای استفاده از این محاسبات، می‌توان به افزایش درجه تفکیک پذیری در تشخیص لایه‌های زیرسطحی اشاره نمود. برای تعیین نمودن مقدار  $XY$  بهینه به جزئیات تحلیل مهاجرت نیاز می‌باشد. این جزئیات برگرفته از روش زمان برخوردگاه است که محقق جهت تفسیر نتایج به شناخت دقیق و اصولی این روش نیازمند می‌باشد. این جزئیات کمک می‌کنند تا توسط تابع تحلیل سرعت بتوان از دقت عمودی به دقت افقی حرکت نمود و در نتیجه تجزیه و تحلیل دقیق باعث شود مفسر بهترین نتیجه‌گیری را از داده‌های خود انجام دهد که در روش لرزه‌ای بازتابی به این دقت نخواهد بود.

## ۶- مراجع

- نیک‌روز، ر، ۱۳۹۳، کاربرد روش‌های لرزه‌ای شکست مرزی در اکتشافات ژئوفیزیکی، انتشارات دانشگاه ارومیه.
- Dobrin, M.B., 1960, Introduction to geophysical prospecting, McGraw-Hill, New York.
- Hales, F.W., 1958, An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines, Geophysical Prospecting, 6, 285-294
- Heiland, C.A., 1963, Geophysical Exploration, Prentice-Hall Inc., New York.
- Hollister, J.C., 1967, A curved path refraction method, Seismic Refraction Prospecting, SEG, Tulsa, pp. 217-230.
- Nikrouz, R., 2005, Three-dimensional (3D) three component (3C) shallow seismic refraction survey across a shear zone associated with dryland salinity at the Spicers Creek Catchment, New South Wales, Australia, Ph.D. thesis.
- Palmer, D., 1980, The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation, Society of Exploration Geophysicists.
- Palmer, D., Nikrouz, R. and Spyrou, A., 2005, Static corrections for shallow seismic refraction data, Exploration Geophysics, Vol. 36, 7-17.
- Stuklen, E.J., 1967, Construction, graphs and monographs for refraction computations, Seismic Refraction Prospecting, SEG, Tulsa, pp.304-329.
- Tarrent, L.H., 1965, A rapid method of determining the form of a seismic refractor from line profile results, Geophysical Prospecting, 4, 131-139.

# فراوانی و پراکندگی جغرافیایی خانواده‌های مختلف سرخس‌ها در نهشته‌های تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین ایران

سولماز صادقی<sup>۱\*</sup>، حسین هاشمی<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی دکتری چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

sadeghisolmaz6890@gmail.com

۲- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

h.hashemi@khu.ac.ir

## چکیده

به دلیل وجود ذخایر زغال سنگی غنی در سازند شمشک البرز، مطالعه ماکروفسیل‌های گیاهی نهشته‌های مذکور از دیرباز مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان و دیرینه‌شناسان گیاهی بوده است. ارزیابی ماکروفسیل‌های گیاهی سازند شمشک حاکی از آن است که در آن زمان فلیکوفیت‌ها فراوان‌ترین شاخه نهانزادان آوندی در ایران بودند. ماکروفسیل‌های گیاهی شناخته شده از سرخس‌ها در ایران مربوط به خانواده‌های Matoniaceae, Dipteridaceae, Dicksoniaceae, Marattiaceae, Osmundaceae و Schizaeaceae می‌باشند و بیشترین شباهت بین البرز مرکزی و ایران مرکزی است. بخش اعظم گونه‌های شناسایی شده، از Osmundaceae و Dipteridaceae هستند. همچنین براساس شرایط زیستی، فراوانی سرخس‌ها در یک منطقه، آب و هوای گرم و مرطوب (مخصوصاً خانواده Osmundaceae) را نشان می‌دهد. حضور نسبتاً فراوان سرخس‌ها در سازند شمشک با خانواده‌هایی چون Osmundaceae, Matoniaceae, Dipteridaceae و Schizaeaceae شرایط مشابهی در دوره ژوراسیک را بیان می‌کند.

**واژه‌های کلیدی:** ماکروفسیل‌های گیاهی، سازند شمشک، ارتفاعات البرز، ایران مرکزی، فلیکوفیت.

## Abstract

The coal-bearing strata of the Shemshak Formation, have been repeatedly investigated for their diverse, well-preserved plant macrofossils. Review of the available palaeobotanical data indicates that filicophyta were the most abundant phylum of vascular plants in Iran. Here we assess the abundance and geographical distribution of different fern families from the Upper Triassic-Early Jurassic strata of the Iran plate. The known fern plant macrofossils in Iran fall within one of the six following families: Marattiaceae, Osmundaceae, Matoniaceae, Dipteridaceae, Dicksoniaceae, Schizaeaceae. Most of the identified species are from Osmundaceae and Dipteridaceae and the most similarity appears to be between central Alborz and central Iran. Also, based on biological conditions, abundance of ferns (especially Osmundaceae) indicates prevalence hot and humid climate. The relative abundance of ferns in the Shemshak Formation of such families as Dipteridaceae, Matoniaceae, Osmundaceae, and Schizaeaceae signifies comparable conditions during this time interval.

**Key words:** Plant megafossils, Shemshak Formation, Alborz Ranges, central Iran, Filicophyta.

## ۱- مقدمه

نام دوره ژوراسیک، با مدت زمان ۶۰ میلیون سال، از کوه‌های ژورا در مرز فرانسه و سوئیس، گرفته شده و شامل سه زیر دوره لیا، دوگر و مالم است. ویژگی‌های لیتولوژیکی/دیرینه‌زیستی این دوره در ایران شمالی/مرکزی (البرز، کپه داغ و ایران مرکزی) نشان دهنده وجود دو چرخه رسوبی جداست. چرخه نخست غالباً رسوبات آواری (سازند شمشک) همراه با بقایای گیاهی بوده و غالباً معرف محیط‌های مردابی-رودخانه‌ای با پیشروی‌های مقطعی و کوتاه مدت دریا است در حالی که چرخه دوم با نهشته‌های مارن و سنگ آهک‌های دریایی شناخته می‌شود. سازند شمشک شامل تناوب ماسه‌سنگ، سیلتستون، شیل، و گل‌سنگ همراه با میان لایه‌هایی از آهک بوده و در مقطع چینه‌شناسی الگو دارای لایه‌های زغال است (آقاباتی، ۱۳۸۵). مقطع تیپ سازند شمشک در بالای دره روته، در قسمت شرقی معدن زغال شمشک اندازه‌گیری و با توجه به تغییرات سنگی، چهار عضو در این واحد سنگی معرفی شد (Assereto, 1966). سازند شمشک در پهنه ایران مرکزی و حاشیه شمالی آن (کوه‌های البرز)، گسترش جغرافیایی قابل توجهی دارد. با توجه به وجود ذخایر قابل ملاحظه زغال‌سنگ در سازند شمشک، مطالعه ماکروفسیل‌های گیاهی نهشته‌های مذکور از دیرباز مورد توجه دیرینه‌شناسان گیاهی بوده است. مطالعه گیاهان فسیل علاوه بر کمک به رده‌بندی انواع منقرض شده و نیز تعیین روند تکاملی آنها، به کسب اطلاعات مهمی درباره آب و هوای گذشته، پارامترهای محیطی، و پراکندگی زمانی و

جغرافیایی گیاهان منجر می‌شود. ارزیابی مطالعات قبلی حاکی از آن است که گروه‌های اصلی گیاهی (اسفونیت‌ها، فلیکوفیت‌ها، سیکادوفیت‌ها، ژینکوفیت‌ها و کنیفروفیت‌ها) در سراسر این دو پهنه (البرز و ایران مرکزی) شناسایی شده‌اند (صادقی و هاشمی، ۱۴۰۱). از آنجایی که فلیکوفیت‌ها از فراوان‌ترین گروه‌ها در ایران بوده‌اند در این مطالعه سعی بر آن است که به بررسی فراوانی و پراکندگی جغرافیایی خانواده‌های مختلف آن پرداخته شود. بررسی پراکندگی جغرافیایی ماکروفسیل‌های گیاهی به درک شرایط محیط‌های رسوبی و پالئوژئوگرافی رسوبات تریاس-ژوراسیک پیشین ایران ایران مرکزی و البرز کمک شایانی خواهد کرد.

## ۲- روش کار

جهت این مطالعه، با بررسی اطلاعات موجود، از جمله نقشه‌ها و گزارش‌های قابل دسترس، ۱۳ برش چینه‌شناسی از سه بخش البرز غربی (سلطانیه، رودبار و پاکده)، البرز مرکزی (رامسر-جواهرده، قزوین، آبیک، بلده، تیار، زیرآب، طزره و جام)، و البرز شرقی (کلات، غزنویان-فارسیان، جاجرم) و ۱۰ برش از کرمان و یزد (پروده، کالشانه، طبس، رخنه، بهاباد، کالشور، باب‌هوتک، دشت خاک، گودزربانو، پابدانا) انتخاب شدند (شکل ۱). مقاطع چینه‌شناسی به گونه‌ای انتخاب شدند که علاوه بر فاصله مناسب از هم، بتوانند کل محدوده مورد مطالعه را پوشش دهند. سپس جدولی از گونه‌های شناسایی شده از ماکروفسیل‌های گیاهی تهیه شد. در نهایت با تلفیق اطلاعات مکانی و گونه‌های معرفی شده، فراوانی و پراکندگی جغرافیایی ماکروفسیل‌های گیاهی در ایران مرکزی و البرز بررسی شد.



شکل ۱- نقاط قرمز رنگ موقعیت جغرافیایی مناطق بررسی شده در پهنه ایران مرکزی و البرز (نقشه زمین‌شناسی ایران با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، شرکت ملی نفت ایران).

## ۳- زمین‌شناسی منطقه

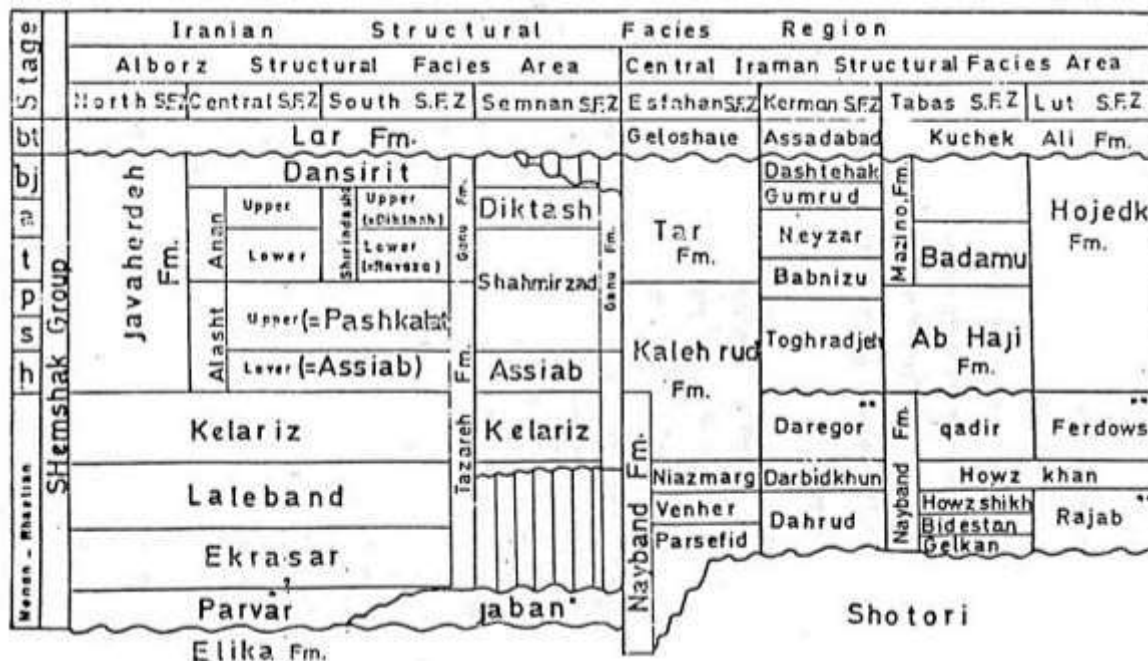
رسوبات زغال‌دار ایران به سن رتین-دوگر میانی در حوضه‌های پیش‌بوم کم‌ژرفای قاره‌ای-مردابی با شرایط به تقریب یکسان نهشته شده‌اند به همین دلیل رخساره‌ای همگن و تفکیک‌نشده دارند. در غرب البرز، در ناحیه رودبار، ستبرای سازند شمشک بیشتر از ۱۵۰۰ متر و در کوه‌های طارم و سلطانیه حدود ۱۰۰۰ متر می‌باشد. در البرز مرکزی ضخامت سازند شمشک به سمت غرب کاهش یافته (در دربندسر تقریباً ۲۲۰ متر) و کمی به سمت شرق دوباره ستبرای افزایش یافته و در مناطقی مانند دره هراز و دره نور به بیش از ۳۰۰۰ متر می‌رسد. در این بخش بیشترین تغییر رخساره‌ها در جهت شمال به جنوب و عمود به محور ساختارها است. سازند شمشک در البرز دارای همراهان زیادی از افق‌های زغال‌سنگی با بقایای گیاهی خوب حفظ شده است که موجب شده مطالعات گسترده‌ای در این منطقه انجام شود (به عنوان مثال: صادقی و هاشمی، ۱۴۰۰؛ فرهی منش، ۱۳۹۸؛ فدایی خجسته و همکاران، ۱۳۸۹؛ حاجی پور، ۱۳۸۸؛ سعادت نژاد، ۱۳۸۱؛ سهرابی، ۱۳۸۷؛ جوادی، ۱۳۹۱).

Vaez-Javadi & Abbasi, 2018, 2012; Schweitzer et al., 2000; Fakhr, 1977; Corsin & Stampfli, 1977; Sadovnikov, 1976; Alavi & Barale, 1970; Kilpper, 1968, 1964; Furon, 1941).

در پهنه ایران مرکزی سازند ناینده و هجدک (شکل ۲) با ضخامت متوسط ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر دارای لایه های متعدد زغالی هستند که ماکروفسیل های گیاهی آنها توسط (مهدیزاده، ۱۳۹۷؛ عامری، ۱۳۹۵؛ واعظ جوادی، ۱۳۹۵-۹۲؛ ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۱؛

Vaez-Javadi 2014, 2018; Vaez-Javadi & Mirzaei-Ataabadi, 2006; Schweitzer & Kirchner 2003; Schweitzer et al. 1997)

مطالعه شده است.



شکل ۲- لیئوستراتیگرافی سازند شمشک در ایران (Repin, 1987).

#### ۴- بحث

اصطلاح فیلکوفیت (Filicophyta) درباره گروهی از فسیل ها که جزء سرخس های واقعی (دارای اندام زایای مشخص همراه با هاگ برای تولید مثل) باشند، به کار می‌رود. اندام زایا (هاگدان ها) به صورت منفرد (synange) یا به صورت توده ای (sorus) به تعداد زیاد در پشت برگ یا حاشیه آن دیده می شود. فیلکوفیت ها فراوان ترین شاخه نهانزادان آوندی بوده و امروزه نیز ۱۰۰۰۰ گونه از آنها شناسایی شده است. گروههای مختلف سرخس از پالئوزوئیک پسین ظاهر شده و در کربونیفر بسیار متنوع و فراوان شده ولی از اواخر آن تا پرمین از تنوع و فراوانی آنها کاسته شده و تنها Marattiaceae, Osmundaceae, Matoniaceae, Dipteridaceae و Gleicheniaceae توانستند تا مزوزوئیک برسند. در اوایل مزوزوئیک شمار دیگری از خانواده ها مانند Cyatheaceae, Dicksoniaceae, Schizaeaceae, Polypodiaceae و Angiosperm جبران شد. برای اولین بار از سری های ژوراسیک میانی ثبت شده و در پالئوژن جزء خانواده های اصلی سرخس ها بوده است که امروزه نیز در تمام نقاط جهان مشاهده می‌شوند. Tempskyaceae گروهی دیگر از سرخس ها بودند که در مزوزوئیک ظاهر و در اواخر کرتاسه منقرض شدند. Marsileaceae و Salviniaceae اولین بار در مزوزوئیک ظاهر شدند. اعضای این گروه اگرچه گیاهان خیلی کوچکی بودند ولی به علت زیست در محیط آبی فسیلهای بسیار کامل و خوبی از آنها در بین رسوبات یافت می شود (Cleal et al., 2001, p. 4).

بررسی دیرینه جغرافیای ژوراسیک ایران، گویای این است که در این زمان سرزمین ایران شامل دو گستره مستقل بود که در امتداد محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس از یکدیگر جدا بودند، لذا انتظار می‌رود که محتوای فسیلی این دو منطقه در این بازه زمانی قابل مقایسه باشند. مقایسه ماکروفسیل‌های گیاهی در ایران مرکزی و البرز، نشان دهنده شباهت قابل ملاحظه پالئوفلورای تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین در این دو پهنه و در نتیجه یکپارچگی جغرافیایی و یکنواختی آب و هوای دیرینه در این زمان است (صادقی و هاشمی، ۱۴۰۱). ارزیابی مطالعات قبلی حاکی از آن است که با وجود گستره وسیع البرز مرکزی، گسترش قابل توجه سازند شمشک در این منطقه، و وجود رخنمون‌های مناسب، بیشترین مطالعات در این منطقه انجام شده و بیشترین شباهت بین البرز مرکزی و ایران مرکزی است. کاهش این شباهت در سطح گونه به سمت البرز غربی ممکن است به عرض جغرافیایی این مناطق، یا کمیت مطالعات انجام شده در البرز غربی مرتبط باشد. همچنین ماکروفسیل‌های گیاهی شناخته شده از سرخس‌ها در ایران در یکی از خانواده‌های Marattiaceae, Osmundaceae, Matoniaceae, Dipteridaceae, Dicksoniaceae, Schizaeaceae, و Osmundaceae هستند (شکل ۳). باید توجه داشت که توزیع و پراکنش گونه‌های گیاهی در هر اقلیمی به شدت تحت تأثیر رژیم رطوبتی و حرارتی محیط آنهاست. اگر ما قبول داشته باشیم که زمان حال کلید گذشته است، باید پذیرفت همان گونه که گیاهان امروزی در شرایط آب و هوای گوناگون زندگی می‌کنند، گیاهان فسیل نیز در شرایط رطوبتی و حرارتی گوناگون می‌زیستند. امروزه برای بازسازی شرایط زیستی گیاهان فسیل از مطالعه شرایط زیستگاهی نمونه‌های خویشاوندی امروزی آنها استفاده می‌شود که با تغییر در روند دما و نزولات جوی ترکیبات جوامع گیاهی تغییر می‌کند. مقایسه بین نمونه‌های فسیلی با گونه‌های نزدیک و مشابه امروزی آنها شاید مطابقت چندانی نداشته باشند با این حال شاید بعضی از گروه‌ها معرف کلیماتولوژی و اکولوژی محیط زیست خود باشند.

خانواده اسمونداسه آ (Osmundaceae) یکی از بزرگترین گروه‌های سرخس‌ها در تریاس پسین (رتین) و ژوراسیک پیشین بوده و با شروع کرتاسه از فراوانی آنها کاسته شده و امروزه با وجود ۱۶ گونه متعلق به سه جنس *Osmunda*, *Todea*, *Leptopteris* شناخته می‌شود (Taylor et al., 2009). نمونه‌های این خانواده اغلب در مناطق مرطوب، باز و گاهی در مناطق نیمه مرطوب و جنگل‌های سایه، حاشیه دریاچه‌ها، کنار رودخانه‌ها و اغلب در ارتفاعات ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر رشد می‌کنند. با توجه به این که فرم‌های مختلف این خانواده امروزه عموماً در مجاورت جریانهای آبی گسترش دارند، احتمالاً افراد این خانواده در گذشته نیز در امتداد بستر رودخانه‌ها یا باتلاق‌های آب شیرین زندگی می‌کردند (Van Konijnenburg-van Cittert, 2002).

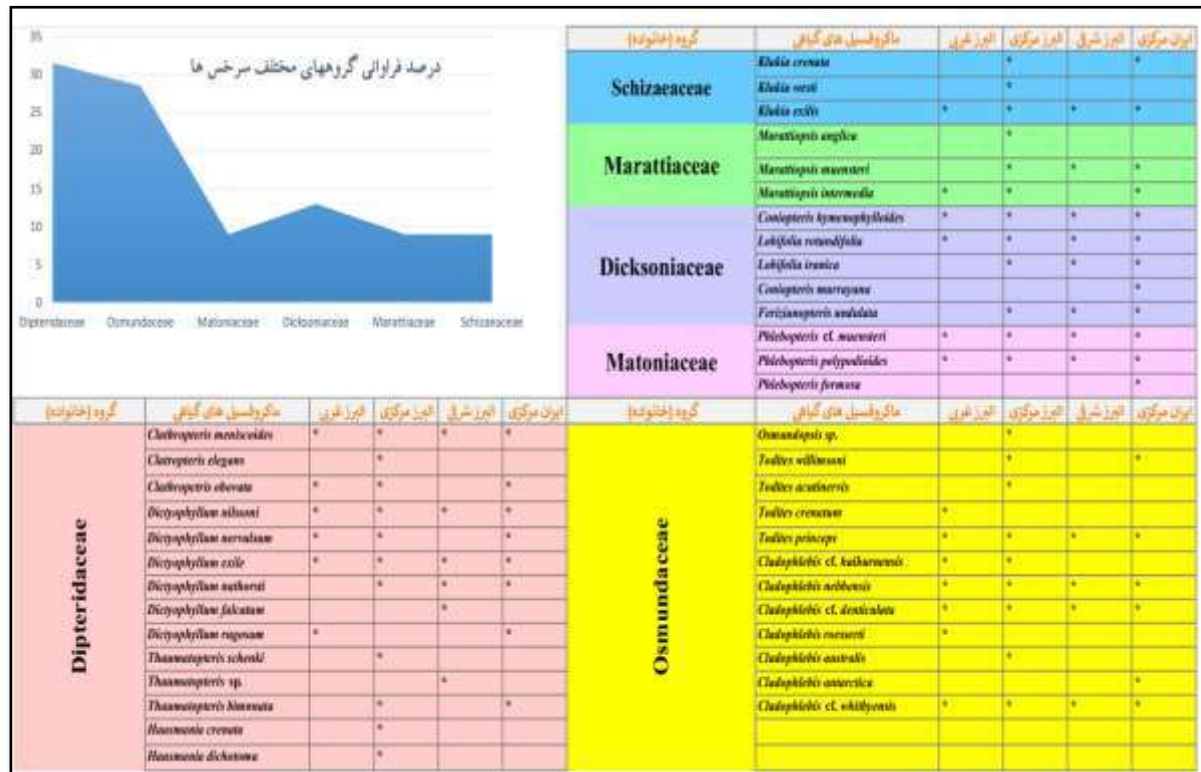
قدیمی‌ترین نمونه‌های خانواده دیپتریاداسه آ (Dipteridaceae) مربوط به اوایل تریاس پسین و یا اواخر تریاس میانی بود و اوج گسترش آنها در ژوراسیک و کرتاسه بود. این خانواده شامل *Comptopteris*, *Dictyophyllum*, *Clathropteris*, *Thaumatopteris*, *Hausmannia* و *Goeppertella* به *Dictyophyllum* شباهت داشته ولی توسط فروند بی‌پنه از آن متمایز است ولی امروزه هنوز به طور قطعی در Dipteridaceae قرار داده نمی‌شود. این خانواده امروزه بیشتر به صورت *Dipteris conjugata* و *Cheiropleuria* وجود دارد که در ژاپن و چین مشاهده می‌شود (Tidwell & Ash, 1994). خانواده دیپتریاداسه آ تا اواسط مزوزوئیک محیط‌های مرطوب معتدل گرم و نیمه گرم را اشغال کرده بودند اما با افزایش دما تعداد آنها شدیداً کاهش یافت به طوری که در دوره کرتاسه تنها *Hausmannia* از افراد این خانواده وجود داشت (Van Konijnenburg-van Cittert, 2002). همچنین دیکسونیاسه‌های (Dicksoniaceae) آب و هوای گرم و مرطوب را ترجیح داده و در جنگل‌های کوهستانی مرطوب به ویژه در مناطق گرمسیری و اغلب در ارتفاع ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متر زندگی می‌کنند. واسیلیف (Vassiliev, 1984) محل زندگی دیکسونیاسه آ را مناطق ساحلی با رطوبت بالا و با شرایط مشابه در کنار محل رشد ماراسیاسه آ، شیزاسه آ و اسمونداسه آ در نظر گرفته است. امروزه این خانواده به صورت سرخس‌های درختی شکل هستند که در مناطق گرمسیری و نواحی معتدل جنگل‌های بارانی در نیمکره جنوبی وجود دارند (Tidwell & Nishida, 1993).

شیزاسه آ (Schizaeaceae) که از ژوراسیک به بعد ظاهر شدند، امروزه گیاهان کوچکی را شامل می‌شود که در شرایط مختلف آب و هوایی زندگی می‌کنند اما محیط‌های گرم و مرطوب و مناطق استوایی تا نیمه استوایی را ترجیح می‌دهند. واسیلیف (Vassiliev, 1984) محل زندگی افراد منتسب به این خانواده را محیط‌های ساحلی مرطوب و دامنه ارتفاعات دارای رطوبت زیاد در نظر گرفته است.



ماراسیاسه های متعلق به مزوزوئیک اغلب در آب و هوای گرم و مرطوب زندگی می کردند و برگ های بزرگ و نازک آنها احتمالا موید این مطلب است (Van Konijnenburg- van Cittert, 2002). امروزه هفت جنس از خانواده ماراسیاسه آ در مناطق حاره ای مخصوصا در نواحی با رطوبت دائم همراه با باران و مه (همانند شمال ایران- لندن، اروپا) و دره های شیب دار زیست می کنند.

مقایسه ماکروفسیل های گیاهی سرخس ایران مرکزی و البرز، نشان دهنده شباهت قابل ملاحظه پالئوفلورای تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین در این دو پهنه است که در نتیجه یکپارچگی جغرافیایی و یکنواختی آب و هوای دیرینه در این زمان است. بنابراین، براساس شرایط زیستی که در بالا به آن اشاره شد فراوانی سرخس در یک منطقه، آب و هوای گرم و مرطوب (مخصوصا خانواده Osmundaceae) را نشان می دهد. خصوصا حضور نسبتا فراوان سرخس در سازند شمشک با خانواده هایی چون Osmundaceae, Mattoniaceae, Dipteridaceae, Schizoaceae شرایط مشابهی در دوران آنها را بیان می کند.



شکل ۳- مقایسه و درصد فراوانی پالئوفلورای سرخس سازند شمشک در کوه های البرز و ایران مرکزی.

## ۵- نتیجه گیری

نهشته های سازند شمشک، رخساره آواری داشته و غالباً شامل شیل و ماسه سنگ هستند که ضخامت آن از چندین متر تا بیش از سه هزار متر متغیر است. به دلیل وجود ذخایر زغال سنگی غنی در سازند شمشک البرز، مطالعه ماکروفسیل های گیاهی نهشته های مذکور از دیرباز مورد توجه بسیاری از زمین شناسان و دیرینه شناسان گیاهی بوده است. ارزیابی مطالعات قبلی حاکی از آن است که گروه های اصلی گیاهی (اسفونوفیت ها، فلیکوفیت ها، سیکادوفیت ها، ژینکوفیت ها و کنیفروفیت ها) در سراسر دو پهنه (البرز و ایران مرکزی) شناسایی شده اند. از این گروه، فلیکوفیت ها فراوان ترین شاخه نهانزادان آوندی در ایران بوده اند. در این مطالعه به بررسی فراوانی و پراکندگی جغرافیایی خانواده های مختلف آن پرداخته شده است. جهت این مطالعه، ۱۳ برش چینه شناسی از البرز و ۱۰ برش از ایران مرکزی (کرمان و یزد) انتخاب شدند. مقایسه ماکروفسیل های گیاهی ایران مرکزی و البرز، نشان دهنده شباهت قابل ملاحظه پالئوفلورای تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین در این دو پهنه است که در نتیجه یکپارچگی جغرافیایی و یکنواختی آب و هوای دیرینه در این زمان است. با وجود گستره وسیع البرز مرکزی، گسترش قابل توجه سازند شمشک در این منطقه، و وجود رخنمون های مناسب، بیشترین مطالعات در این منطقه انجام شده و بیشترین شباهت بین البرز مرکزی و ایران مرکزی است. این شباهت در سطح گونه، به سمت البرز غربی کاهش یافته که ممکن است به عرض جغرافیایی این مناطق یا تعداد مطالعات





انجام شده در البرز غربی مرتبط باشد. ماکروفسیل‌های گیاهی شناخته شده از سرخس‌ها در ایران در یکی از شش خانواده Marattiaceae, Osmundaceae, Matoniaceae, Dipteridaceae, Dicksoniaceae, Schizaeaceae, و Osmundaceae از Osmundaceae و Dipteridaceae هستند. همچنین براساس شرایط زیستی، فراوانی سرخس در یک منطقه، آب و هوای گرم و مرطوب (مخصوصاً خانواده Osmundaceae) را نشان می‌دهد. حضور نسبتاً فراوان سرخس‌ها در سازند شمشک با خانواده‌هایی چون Dipteridaceae, Matoniaceae, Osmundaceae و Schizaeaceae شرایط مشابهی در زمان زندگی آنها را بیان می‌کند.

## ۶- مراجع

- آقاباتی، ع. (۱۳۸۵): زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ اول.
- ابراهیمی شاه آبادی ر،، داستانیور م،، عامری ح. و خلیلی زاده ح. ۱۳۹۱. معرفی ماکروفسیل‌های گیاهی سازند هجدک در برش گود زربانو (شمال کرمان)، اولین همایش زمین‌شناسی فلات ایران.
- سعادت نژاد، ج. ۱۳۸۱. مطالعه پالئوبوتانی رسوبات معادل سازند شمشک در مناطق رامسر، جواهرده و اشکورات علیا، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۵۵۶.
- سهرابی ملایوسفی، م. ۱۳۸۷. معرفی ماکروفسیل‌های گیاهی معدن زغالسنگ آبیک، قزوین، چهارمین همایش زمین‌شناسی و محیط زیست، جلد ۴، شماره ۱، ۸-۱.
- صادقی، س،، هاشمی، ح. ۱۴۰۰. ماکروفسیل‌های گیاهی سازند شمشک در مقطع چینه‌شناسی رودبار، البرز غربی. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴-۸۵: ۱-۱۸.
- صادقی، س،، هاشمی، ح. ۱۴۰۱. پراکندگی جغرافیایی ماکروفسیل‌های گیاهی سازند شمشک در ایران، ۲۵مین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه شاهرود.
- عامری ح. ۱۳۹۵. دیرینه‌شناسی سیستماتیک ماکروفسیل‌های گیاهی سازند هجدک در برش معدن پابدانای جنوبی، دومین همایش ملی زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- فدائی خجسته، م،، طغرای، ن،، پورمجیدیان، م،، یزدی، م،، ۱۳۸۹. مطالعه فلور بازدانگان رتو-لیاس گروه شمشک در منطقه کلات استان گلستان، فصلنامه علمی-پژوهشی تحقیقات جنگل و صنوبر ایران، جلد ۱۸، شماره ۳، ۴۹۷-۴۸۵.
- فرهی منش، م. ۱۳۹۸. بررسی ماکروفسیل‌های گیاهی گروه شمشک در ناحیه غزنوی البرز شرقی (تریاس-ژوراسیک)، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴۰.
- مهدیزاده، ا. ۱۳۹۷. زیست‌چینه‌نگاری و تحلیل تطبیقی ماکروفسیل‌های گیاهی ژوراسیک میانی منطقه طبس و یزد و تهیه نقشه پراکنش پوشش گیاهی دیرینه، رساله دکترا، دانشگاه فردوسی مشهد.
- نجفی حاجی پور، د. ۱۳۸۸. مطالعه ماکروفسیل‌های گیاهی گروه شمشک در ناحیه غزنوی-فارسیان، در مسیر جاده شاهرود-آزاد شهر (البرز شرقی)، شمال ایران: کاربرد چینه‌شناسی ناحیه‌ای و آب و هوای دیرینه، جلد ۲، شماره ۱، ۱۱۴-۱۰۶.



واعظ جوادی، ف. ۱۳۹۱. ماکروفسیل‌های گیاهی منطقه تیار، جنوب آمل، تعیین سن و تطابق آن با سایر افق‌های گیاهی ایران، مجله علوم زمین، جلد ۲۱، شماره ۸۳، ۲۳۷ - ۲۲۹.

واعظ جوادی، ف. ۱۳۹۲. معرفی ماکروفسیل‌های گیاهی منطقه جعفرآباد، غرب طبس و تفسیر آب و هوای دیرینه آن، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۵۱، ۶۶-۸۶.

واعظ جوادی ف. ۱۳۹۴. معرفی ماکروفسیل‌های گیاهی و زیست چینه‌نگاری برش کالشانه، شمال غرب طبس و تحلیل آب و هوای دیرینه، مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب ۶۱، ۱۰۵-۱۲۳.

واعظ جوادی، ف. ۱۳۹۵. بیوستراتیگرافی رسوبات ژوراسیک میانی کوچکعلی، طبس و معرفی بیوزون فراگیر *hymenophylloides Coniopteris* - *Klukia exilis* در گستره ایران، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین

Alavi, M. & Barale, G. 1970. Etude Preliminaire de la Flora de la Formation de Shemshak dans la region de Djam (Iran). Bull. Soc. Linn., Lyon, 39(8): 241- 252.

Assereto, R. 1966. The Jurassic Shemshak Formation in central Elburz, Iran. Paleontology, V. 72: 1133- 1182.

Cleal, C.J., Thomas, B.A., Batten, D.J. & Collinson, M.F. (2001): Mesozoic and Tertiary Palaeobotany of Great Britain, Geological Conservation Review Series, NO. 22, Joint Nature Conservation Committee: 3-15.

Corsin P. and Stampfli G. 1977. La formation de Shemshak dans l'Alborz oriental (Iran). Flore – stratigraphie. paléogéographie. Geobios. 10 (4. 509-571).

Fakhr M. S. 1975. Contribution à l' étude de la florérhéto- liassique de la formation de Shemshak de l'Elbourz (Iran). These de doctorat d' etat es- sciences naturelles. a l' Universite Pierre et Marie Curie. Paris. 421p.

Furon, R. 1941. Géologie du plateau iranien (Perse- Afghanistan- Béloutchistan). Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. (n.s) 7 ( 2): 177- 414.

Kilpper K. 1964. Dbereine Rat-Lias flora aus dem nordlichen Abfall des Alburs-Gebirges in Nordiran. Teil 1: Bryophyta und Pteridophyta. Palaeontographica. Abt. B. 114: 1-78.

Kilpper, K. 1968. Die Gattung *Otozamites*. Taxon. 17. 548- 552.

Repin, Y. S. 1987. Stratigraphie and palaeogeography of coal-bearing sediments of Iran. Unpublished Report, National Iranian Steel Company, Tehran, 1: 1-326.

Sadovnikov, G.N. 1976. The Mesozoic flora of Alborz Central Iran & its stratigraphy Importance. N. I. S. C., 118p.

Schweitzer H.J. van Konijnenburg- van Cittert J.H.A. and van Der Burgh J. 2000. The Rhaeto- Jurassic Flora of Iran and Afghanistan, 12. Cycadophyta II. Nilssoniales. Palaeontographica, Abt B. 254 (1/3): 1-63.

Schweitzer H.J., Kirchner M. 2003. Die rhato-jurassischen Flora des Iran und Afghanistan 13. Cycadophyta. III. Bennettiales, Paleontographica, Stuttgart, 264: 1-166.

Schweitzer H.J., van Konijnenburg-van Cittert J.H.A., van Der Burgh J. 1997. Die RhaetoJurassic Flora of Iran and Afghanistan 10. Bryophyta, Lycophyta, Sphenophyta, Pterophyta - Eusporangiateae and protoleptosporangiateae, Paleontographica, Abt B 243: 103-192.

Taylor, T.N., Taylor, E.L. & Krings, M. 2009. Paleobotany "The Biology and Evolution of Fossil Plants, SA: 1230p.

Tidwell, W.D., and Ash, S.R., 1994. A review of selected Triassic to Early Cretaceous ferns. Journal of Plant Research, 107 417-442.

Tidwell, W.D., and Nishida, H., 1993. A new fossilized tree fern stem, *Nishidacaulis burgii* gen. et sp. nov., from Nebraska, South Dakota, U.S.A. Rev. Palaeobot. & Palyn.: 78 55-67

Vaez Javadi F. 2014. Triassic and Jurassic Floras and Climate of Central-East Iran, Tehran, Geological Survey of Iran- Rahi publication, 290p.

Vaez-Javadi F. 2018. Middle Jurassic flora from the Hojedk Formation of Tabas, central east Iran: Biostratigraphy and Palaeoclimate implications. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 2: 299-316.



Vaez Javadi F., Mirzaei-Ataabadi M. 2006. Jurassic plant macrofossils from the Hojedk Formation, Kerman area, east-central Iran, *Alcheringa*, 30: 63-96.

Vaez-Javadi F. and Abbasi N. 2012. Plant macrofossils of Baladeh area (Central Alborz), dating and Biostratigraphy. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 48(3): 37-64. (in Persian)

Vaez-Javadi F. and Abbasi N. 2018. Middle Jurassic biostratigraphy of plant macro and microfossils in Soltanieh Mountains, south of Zanjan, NW Iran. *Journal of Geosciences*, 106: 91-102.

Van Konijnenburg -van Cittert, J.H.A., 2002. Ecology of some Late Triassic to Early Cretaceous ferns in Eurasia. *Review of Palaeobotany. and Palynology*. 119113- 124

Vassiliev, Y. 1984. Mesozoic plant fossils from coal areas in Iran, (translated into persien Mehdian, M.H.): Atlas of the Ministry of Mine and Metal, V. 2(2), 47pls., Tehran.

## ثبت شاخص های نانوفسیل های آهکی در گذر کرتاسه – پالئوژن، شاهدهی بر تغییرات سریع گونه ها و پیامدی بر رویداد PETM در تیتس شرقی، حوضه زاگرس (زون فارس)

سعیده سنماری<sup>۱\*</sup>، علی اصغر ثیاب قدسی<sup>۲</sup>، طاهره حبیبی<sup>۳</sup>

۱- دانشیار، گروه معدن، دانشکده فنی، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

Senemari2004@yahoo.com

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه

a.siabeghodsy@urmia.ac.ir

۳- دانشیار، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

[thabibi@shirazu.ac.ir](mailto:thabibi@shirazu.ac.ir)

### چکیده

چینه نگاری زیستی بر اساس نانوفسیل های آهکی در بازه زمانی، گذر کرتاسه تا محدوده میانی پالئوژن در بخش فوقانی سازند گورپی و بخش تحتانی سازند پابده در زون فارس (برش آب زالو) مورد مطالعه قرار گرفت. برش مورد مطالعه دارای ۷۰ متر ضخامت است که از لیئولوژی سنگ آهک آرژیلیتی، شیل، سنگ آهک و مارن تشکیل شده است. در این مطالعه ۶۸ گونه متعلق به ۳۰ جنس از نانوفسیل های آهکی شناسایی شدند. با توجه به الگوهای زیست چینه نگاری، زون های بخش فوقانی سازند گورپی شامل:

Arkhangelskiella cymbiformis Zone (CC25/ (UC19 –UC20a, UC20b), Nephrolithus frequens Zone (CC26b/ (UC20d), Chiasmolithus danicus Zone (NP3/ CNP3- CNP4, CNP5), Ellipsolithus macellus Zone (NP4/CNP6- CNP7), Fasciculithus tympaniformis Zone (NP5/ CNP7-CNP8), Heliolithus kleinpellii Zone (NP6/ CNP8), Discoaster mohleri Zone (NP7/ Heliolithus riedelii Zone (NP8) or CNP9/ CNP10 combined zone

و در بخش تحتانی سازند پابده زون های:

Discoaster Discoaster multiradiatus Zone (NP9/ CNP11), Tribrachiatus contortus Zone (NP10/ CNE1, CNE2, CNE3), Discoaster lodoensis Zone (NP13/ CNE5), Tribrachiatus orthostylus Zone (NP12/ CNE4), binodosus Zone (NP11/ CNE3), Discoaster sublodoensis Zone (NP14/ CNE6, CNE7, CNE8), Nannotetrina fulgens Zone (NP15/ CNE9)

شناسایی شدند. بر اساس بیوزون های تعیین شده، سن اواخر ماستریشتین پسین تا ائوسن میانی (اشکوب لوتتین) برای برش مورد مطالعه پیشنهاد می شود. مطالعه حاضر، گویای

آن است که مرز کرتاسه همراه با یک ناپیوستگی رسوبی، از رسوبات پالئوژن جدا می شود. همچنین بازه PETM در محدوده زون های NP9/NP10 با حضور جنس هایی

نظیر *Discoaster* و *Fasciculithus*, *Tribrachiatus*, *Sphenolithus* که متعلق به اقلیم مناطق گرمسیری هستند مشخص می باشد.

**واژه های کلیدی:** سازند پابده، سازند گورپی، نانوفسیل های آهکی، PETM، K/Pg.

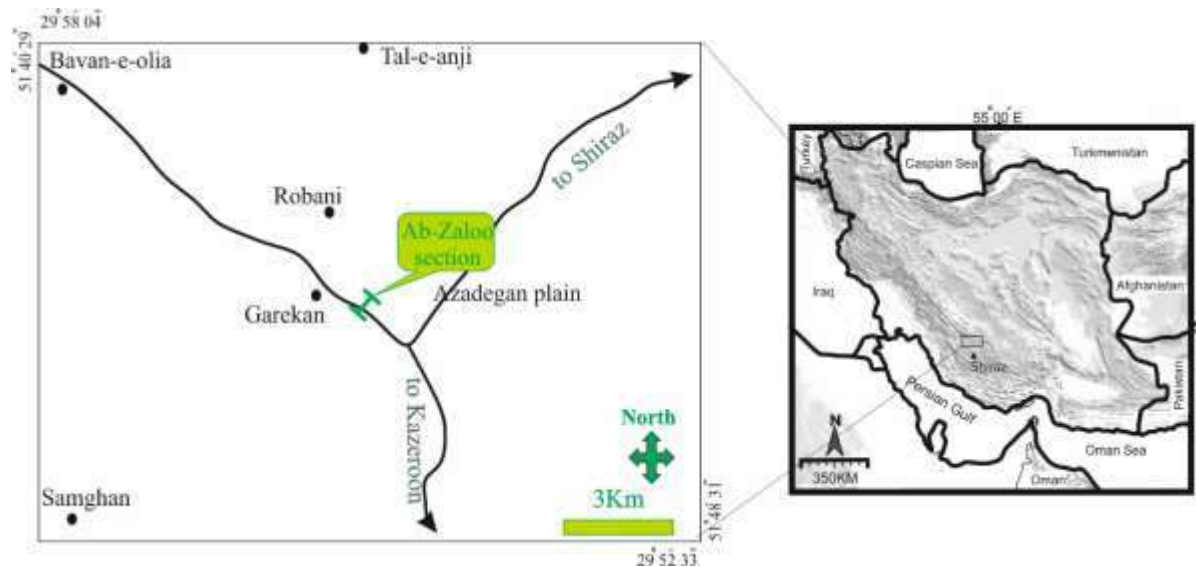
### Abstract

Biostratigraphy was studied based on calcareous nannofossils in the Cretaceous to mid-Paleogene interval in the upper part of the Gurpi Formation and the lower part of the Pabdeh Formation in the Fars Zone (Ab-Zaloo section). The studied section is 70 meters thick, which consists of argillaceous limestone, shale, limestone and marl. In this study, 68 species belonging to 30 genera of calcareous nannofossils were identified. According to the biostratigraphic patterns, the zones of the upper part of Gurpi Formation include: Arkhangelskiella cymbiformis Zone (CC25/ (UC19 –UC20a, UC20b), Nephrolithus frequens Zone (CC26b/ (UC20d), Chiasmolithus danicus Zone (NP3/ CNP3- CNP4, CNP5), Ellipsolithus macellus Zone (NP4/CNP6- CNP7), Fasciculithus tympaniformis Zone (NP5/ CNP7-CNP8), Heliolithus kleinpellii Zone (NP6/ CNP8), Discoaster mohleri Zone (NP7/ Heliolithus riedelii Zone (NP8) or CNP9/ CNP10 combined zone. And in the lower part of the Pabdeh Formation, the following zones: Discoaster multiradiatus Zone (NP9/ CNP11), Tribrachiatus contortus Zone (NP10/ CNE1, CNE2, CNE3), Discoaster binodosus Zone (NP11/ CNE3), Tribrachiatus orthostylus Zone (NP12/ CNE4), Discoaster lodoensis Zone (NP13/ CNE5), Discoaster sublodoensis Zone (NP14/ CNE6, CNE7, CNE8) and Nannotetrina fulgens Zone (NP15/ CNE9) were identified. Based on the determined biozones, the age of late Maastrichtian to middle Eocene (Lutetian stage) is suggested for the studied section. The present study shows that the Cretaceous boundary is separated from the Paleogene sediments along with a sedimentary discontinuity. Also, the PETM range in the range of NP9/NP10 zones is characterized by the presence of genera such as *Fasciculithus*, *Tribrachiatus*, *Sphenolithus* and *Discoaster*, which belong to tropical climates.

**Key words:** Pabdeh Formation, Gurpi Formation, calcareous nannofossils, PETM, K/Pg.

## ۱- مقدمه

حوضه زاگرس که با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در جنوب غرب ایران فرم گرفت، بخشی از حوضه تتیس شرقی محسوب می‌شود که با گسترشی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر از شمال غرب ایران (جنوب شرق ترکیه) تا جنوب شرق ایران ادامه دارد (Motiei 2003). این حوضه به دلیل دارا بودن منابع هیدروکربوری مورد توجه محققین فراوانی قرار گرفته و پروژه‌های اکتشافی زیادی توسط دانشمندان خصوصاً کارشناسان شرکت نفت در محدوده آن انجام شده است. همچنین در این حوضه بر اساس ویژگیهای ساختمانی و تکتونیکی، پهنه‌های مختلفی نظیر زون‌های ایذه، لرستان، فارس، فروافتادگی دزفول توسط زمین‌شناسان ایجاد شده است. در این مکان قدمت زمانی رسوبات که ضخامتی در حدود ۱۰۰۰۰ متر دارد از اواخر پرکامبرین تا حال حاضر می‌باشد (Aghanabati 2006). در این میان، بازه زمانی کرتاسه - پالئوژن که یکی از مهمترین زمان‌ها در تاریخ زمین‌شناسی محسوب می‌شود با رخدادی نظیر انقراض مهم جانوری روبرو بوده است. در این زمینه تحقیقات زیادی بر اساس گروه‌های فسیلی فرامینیفر، پالینومورف و نانوفسیلهای آهکی انجام گرفته است (Ahifar et al. 2015; Razmjooei et al. 2018; Senemari & Foroughi 2019). در برش مورد مطالعه تا کنون مطالعه‌ای بر اساس نانوفسیل‌های آهکی صورت نگرفته لذا از آنجا که در حوضه زاگرس به دلایل مختلف از جمله فعالیتهای تکتونیکی، تغییرات رخساره‌ای فراوانی حتی در فواصل کم شاهد هستیم، لذا به منظور بررسی تغییرات نانوفسیل‌های آهکی در گذر کرتاسه - پالئوژن، تعیین مرز سازند‌های گورپی-پابده (بخش فوقانی سازند گورپی و بخش تحتانی سازند پابده) و تعیین حادثه PETM در برش آب زالو انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفت.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به برش آب زالو.

## ۲- مواد و روشها

برش مورد مطالعه در کمربند چین خورده -رورانده زاگرس، واقع در استان فارس، در ۲۰۰ کیلومتری شمالغرب در روستای آب زالو قرار دارد (شکل ۱). در این ناحیه، بخش فوقانی سازند گورپی از سنگ آهک‌های آرژیلیتی و شیل تشکیل شده و بخش تحتانی سازند پابده با لیتولوژی شیل‌های ارغوانی، سنگ آهک و سنگ آهک‌های آرژیلیتی ادامه یافته است. از لحاظ سنگ‌شناسی، بخش فوقانی سازند گورپی شامل سنگ آهک‌های آرژیلیتی و شیل است که بدنبال آن بخش تحتانی سازند پابده شامل شیل‌های ارغوانی، سنگ آهک و سنگ آهک‌های آرژیلیتی است. از برش مورد مطالعه، تعداد ۷۰ نمونه برداشت گردید که ۲۷ نمونه متعلق به سازند گورپی و ۴۳ نمونه متعلق به سازند پابده با فواصل نمونه برداری یک متر به صورت سیستماتیک انجام شد. نمونه‌های مورد

نظر با روش اسمیر اسلاید که روشی بسیار ساده و در عین حال دقیق است، آماده سازی شد (Bown & Young 1998). بدنبال آن نمونه ها توسط میکروسکوپ پلاریزان نور ی (المپوس مدل HP) با بزرگنمایی ۱۰۰۰ برابر مورد مطالعه و تصویر برداری قرار گرفتند. برای آماده نمودن جدول بیواستراتیگرافی، تعیین گونه های شاخص و سپس تعیین افق های زیستی (تعیین اولین حضور گونه یا First Occurrence و تعیین آخرین حضور گونه یا Last Occurrence) مطالعه در ۳ تا ۵ ردیف در اسلایدهای اسمیر انجام گرفت. در این مطالعه از الگو های زیستی کرتاسه یعنی، (Sissingh (1977)، (Burnett (1998) و برای بازه زمانی پالئوژن از الگو های زیستی (Martini (1971), Bukry & Okada (1980) و Agnini et al. (2014) استفاده گردید. دلیل استفاده از الگوهای زیستی متنوع در مطالعه حاضر آن است که در برخی موارد شاخص های زیستی مربوط به یک الگو یا زون بندی وجود نداشت و ثبت نگردید اما شاخص های زیستی مربوط به زون بندی دیگر مشاهده شد. از این رو برای بازه زمانی کرتاسه از دو زون بندی و برای بازه زمانی پالئوژن از سه زون بندی استفاده گردید تا در عین حال به مفاهیم و شاخص های زون بندی در الگوهای مختلف در این برش آگاه شویم.

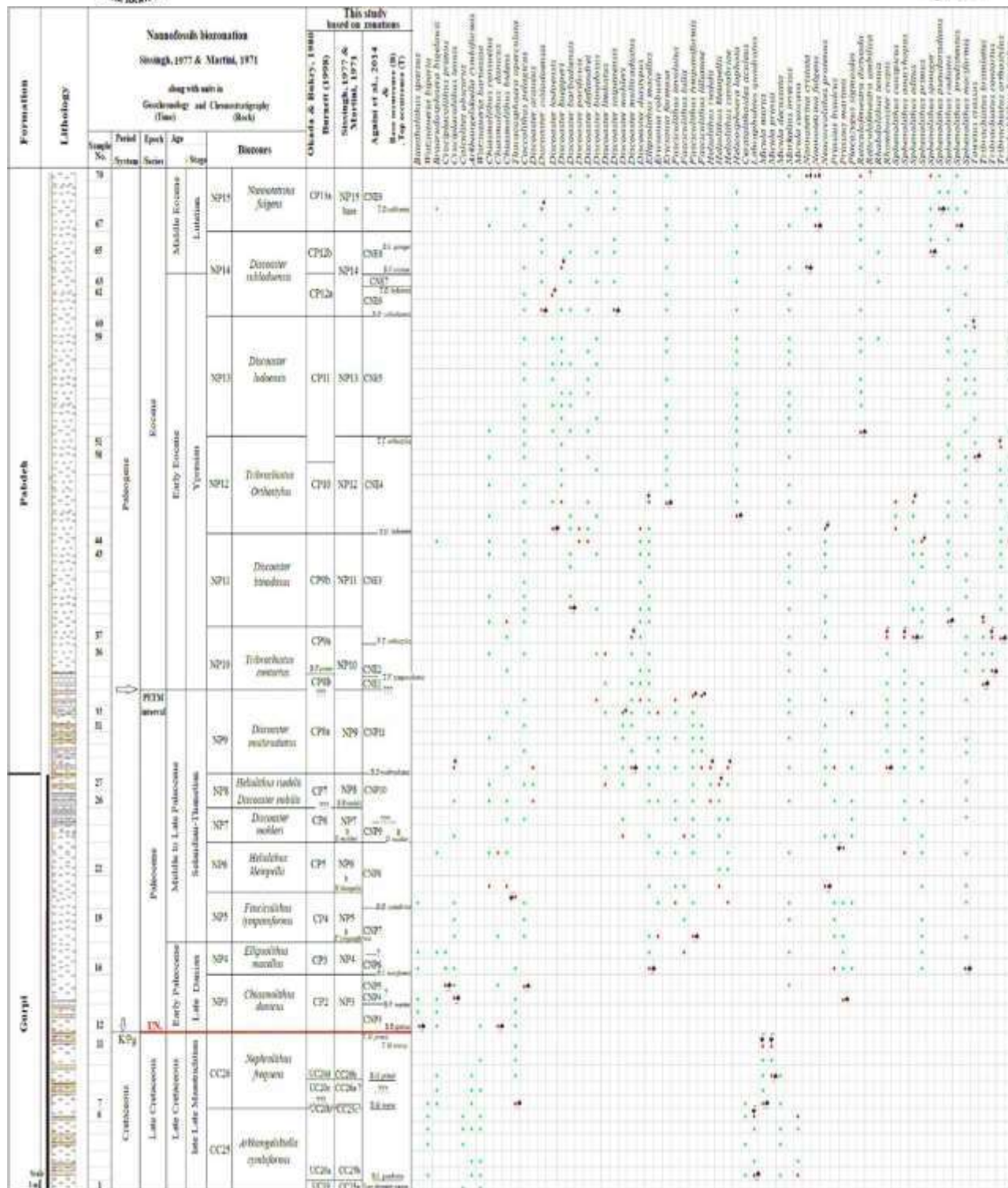
### ۳- بیواستراتیگرافی

با توجه به طبیعت پلانکتونی نانوفسیلهای آهکی، از آنها میتوان بعنوان بهترین شاخص فسیلی برای تعیین سن لایه های رسوبی استفاده نمود. از این رو، از اولین حضور و آخرین حضور این گونه ها بعنوان مقیاس مناسبی برای تعیین افقهای زیستی در چینه نگاری زیستس استفاده شده تا به وسیله آنها بتوان جدول بیواستراتیگرافی را رسم و تعیین سن و تفسیرهای لازمه را انجام داد. در این رابطه، بسیاری از محققین از الگوهای بیوزوناسیون در قلمرو تیس استفاده نمودند که از بین آنها میتوان به افرادی همچون (Thierstein (1973), Sissingh (1977) اشاره نمود که در نهایت تحقیق و نتایج کار آنها توسط محققینی همچون (Nielsen-Perch (1985) و (Burnett (1998) برای بازه زمانی کرتاسه اصلاح شد. همچنین در راستای کاوش برای رسوبات کرتاسه، برای رسوبات دوران سوم هم محققینی همچون (Martini (1971) و (Agnini et al. (2014) به تحقیق و بررسی خود در این بازه زمانی ادامه دادند. بازه زمانی اواخر ماسترشتین پسین - پالئوسن پسین تقریباً زمانی بین ۷۱-۶۱/۶ میلیون سال قبل بر پایه (GTS (Gradstein et al. 2012) را در بر می گیرد که مقارن با زیرزون یا زون های زیر است (شکل ۲):

Arkhangelskiella cymbiformis Zone (CC25)/ (UC19 –UC20a, UC20b), Nephrolithus frequens Zone (CC26b)/ Ellipsolithus macellus Zone (NP4/CNP6- , Chiasmolithus danicus Zone (NP3)/ CNP3- CNP4, CNP5, (UC20d) Heliolithus kleinpellii Zone (NP6/ CNP8), Fasciculithus tympaniformis Zone (NP5/ CNP7-CNP8), CNP7) Discoaster mohleri Zone (NP7)/ Heliolithus riedelii Zone (NP8) or CNP9/ CNP10 combined zone.

این بایوزون ها در برش مورد مطالعه دارای ۲۷ متر ضخامت در بخش فوقانی سازند گورپی و در محدوده زمانی فوق را به خود اختصاص میدهند. در بخش فوقانی سازند گورپی، رسوبات اواخر ماسترشتین با محدوده زمانی تقریبی 66-68 Ma بر پایه (GTS (Gradstein et al. 2012) که مقارن با حضور گونه *Lithraphidites quadratus* (گونه شاخص زیرزون CC25b) تا حضور گونه های *Micula prinsii* و *Micula murus* به عنوان شاخص های اواخر ماسترشتین پسین (در زون CC26) است، معرفی می شوند. زون های زیستی محدوده زمانی مورد نظر در برش مورد مطالعه، تا ۱۱ متر ضخامت (تا نمونه شماره ۱۱) از قاعده سکشن در بخش فوقانی سازند گورپی و در محدوده کرتاسه پسین را به ثبت می رسانند. حضور جنس ها و گونه هایی نظیر *Thoracosphaera operculata*, *Watznaueria barnesiae*, *Micula murus*, *Micula prinsii*, *Lithraphidites quadratus* از گونه های مهم و شاخص های اقلیم گرم در مناطق واقع در عرض های جغرافیایی پایین می باشند، بیانگر شرایط آب و هوایی مذکور در زمان ته نشینی این رسوبات در حوضه اقیانوس تیس شرقی در برش مورد مطالعه، واقع در ایران است.

زون های تعیین شده در بخش تحتانی سازند پابده که برای سن تاتین، پیرزین و لوتین مشخص شده است معادل با زون های Discoaster *Tribrachiatum contortum* Zone (NP10/ CNE1, CNE2, CNE3) , *multiradiatus* Zone (NP9/ CNP11) Discoaster *lodoensis* Zone , *Tribrachiatum orthostylus* Zone (NP12/ CNE4) , *binodosus* Zone (NP11/ CNE3) *Nannotetrina fulgens* Zone (NP15/ , *Discoaster sublodoensis* Zone (NP14/ CNE6, CNE7, CNE8), (NP13/ CNE5) CNE9) می باشد. این بایوزون ها در برش مورد مطالعه ۴۳ متر از شیل های ارغوانی بخش تحتانی سازند پابده را به خود اختصاص می دهند.



شکل ۲- نانو استراتیگرافی در بخش فوقانی سازند گورپی و بخش تحتانی سازند پابده در برش آب زالو



### ۳- نتیجه گیری

به منظور بررسی بازه زمانی و چگونگی گسترش نانوفسیل های آهکی در بخش فوقانی سازند گورپی و بخش تحتانی سازند پابده، برش آب زالودر زون ساختاری فارس در حوضه رسوبی زاگرس انتخاب شد. ضخامت برش مورد مطالعه ۷۰ متر است که شامل لیتولوژی شیل، مارن، سنگ آهک های آرژیلیتی و سنگ آهک است. در این ضخامت نمونه برداری بصورت سیستماتیک در فواصل ۱ متر انجام شد. در این ضخامت ۶۸ گونه از نانوفسیل های آهکی متعلق به ۳۰ جنس ثبت گردید. بر اساس گونه های شاخص ثبت شده و تجمع فسیلی همراه مجموعاً ۱۴ بیوزون شناسایی شد. در این میان، بیوزون های CC25 و CC26 از اواخر ماسترشتین پسین معادل با UC19 تا UC20d از زون بندی (Burnett (1998) و بیوزون های NP4 تا NP15 از پالئوژن معادل با زون های CNP3 تا CNE9 از زون بندی (Agnini et al. (2014) و زون های CP2 تا CP13a از زون بندی (Okada and Bukry (1980) شناسایی شد. بر این اساس سن برش مورد مطالعه از اواخر ماسترشتین پسین تا ائوسن میانی (لوتتین) پیشنهاد شد. همچنین مطالعات حاضر نشان می‌دهد که مرز K/Pg همراه با یک ناپیوستگی رسوبی در سازند گورپی، از اواخر زیرزون CC26b تا شروع زون NP3 از اواخر دانین وجود دارد. ضمناً حضور گونه های شاخص آب گرم در مرز NP9/NP10 میتواند بیانگر پیامد حادثه حرارتی PETM در مرز پالئوسن/ائوسن در برش مورد مطالعه باشد که در قلمرو تبتش شرقی در حوضه رسوبی زاگرس (زون فارس) رخ داده است.

### ۴- تشکر و قدردانی

از دانشگاه شیراز جهت فراهم نمودن امکان مطالعات آزمایشگاهی و صحرایی در طی انجام این پژوهش سپاسگزاری می گردد.

### References

- Aganbati A (۲۰۰۶) Geology of Iran. Geological Organization of Iran, Tehran, 401 p.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pălike, H., Backman, J. and Rio, D (2014) 'Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes', *Newsletters on Stratigraphy*, 47(2): 131–181.
- Ahifar, A., Kani, A., Amiri bakhtiar, H (2015) Calcareous nannofossil biostratigraphy of pabdeh formation at Gurpi anticline. *Geosciences* 24 (95), 107–120. <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42301>
- Bown PR (1998) Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropaleontology Society Publication Series, Chapman and Hall/Kluwer Academic, London, 317
- Bown, PR and Young, J.R. (1998) Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
- Burnett, J A (1998) Upper Cretaceous. In: Bown, P. R., ed., Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropaleontological Society Publication Series. Chapman and Hall Ltd. Kluwer Academic Publisher, London. 132–165.
- Gardin S. (2002) Late Maastrichtian to early Danian calcareous nannofossils at Elles (Northwest Tunisia). A tale of one million years across the K–T boundary. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178: 211–231.





Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M., eds. (2012) The Geological Time Scale 2012, Amsterdam, Elsevier, 2 Vols. 1144 p.

Hay, W.W. and Mohler, H.P. (1967) Calcareous Nannoplankton from Early Tertiary Rocks at Pont Labau, France, and Paleocene-Eocene Correlation. *Journal of Paleontology*, 41, 1505-1541.

Martini, E. (1970) Standard Paleogene Calcareous Nannoplankton Zonation. *Nature* 1:226–560.

Motiei, H. (2003) Stratigraphy of Zagros. In: *Treatise on the Geology of Iran*. Geological Survey of Iran. (in Farsi).

## تحلیل الگوی هندسی استیلولیت‌ها در سازند سروک (کرتاسه بالایی)، میدان سروستان

نیلوفر فرتوت اهوازی<sup>۱\*</sup>، مهناز رضائیان<sup>۲</sup>، زهرا سیدمهدی<sup>۳</sup>، نوید دهباشی قنوازی<sup>۴</sup>

۱- کارشناسی ارشد / (زمین‌شناسی-تکتونیک) دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

niloofarfartoot@gmail.com

۲- استادیار دانشکده علوم زمین دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

mahnaz.rezaeian@gmail.com

۳- دانشگاه استرالیای غربی

zseyedmehdi@gmail.com

۴- کارشناس ارشد زمین‌شناسی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

naviddehbashi@gmail.com

### چکیده

در این مطالعه، شناسایی انواع استیلولیت‌ها و بررسی الگوی هندسی استیلولیت و رده بندی، ارتباط الگوی هندسی استیلولیت با هندسه چین خوردگی در سازند سروک به سن کرتاسه بالایی مورد توجه قرار گرفته است. ابزار مورد استفاده عبارتند از داده‌های استخراج شده از نمودار تصویری از چاه‌های اکتشافی سعادت‌آباد - سروستان و مغزه‌های چاه سروستان در میادین هیدروکربوری سعادت‌آباد - سروستان واقع در ناحیه فارس داخلی است. در این مطالعه استیلولیت‌های برداشت شده از مغزه‌ها (با فرض قائم بودن محور حفاری) در سه دسته ۱- استیلولیت افقی، ۲- قائم، ۳- مورب رده بندی شد. همچنین دامنه‌ی دندان‌های استیلولیت، در دو رده ۱- ریزدامنه (mm)، ۲- بزرگ دامنه (cm) دسته بندی شد. چهار الگوی هندسی، تیز قله (کله قندی)، موجی، خطی (مویی)، جبهه‌ای معرفی شد. در مجموع ۱۰۳ استیلولیت برداشت شد، بیشترین درصد فراوانی استیلولیت، در رده افقی ۷۶/۶٪ و کمترین درصد فراوانی، رده مورب با ۱۰/۷٪ است. آمار فراوانی نامبرده نشانگر اهمیت استیلولیت همزمان با رسوبگذاری است. چیرگی جمعیت آماری استیلولیت افقی، شامل جبهه‌ای بزرگ دامنه است. هندسه‌ی رده قائم، در انواع موجی، کله قندی و خطی (مویی) است. همه‌ی قائم‌ها ریزدامنه هستند. رابطه تقاطع بین استیلولیت قائم و مورب و همچنین استیلولیت با شکستگی باز مشاهده شد.

بر اساس ۱۱۷۲ داده‌ی لایه بندی دو میدان سعادت‌آباد و سروستان در افق چینه‌ای سازند سروک، هندسه چین خوردگی معرفی شد. آزمون امتداد محور چین در این افق دارای روند آزمون‌تی ۳۰۹ و شیب ۲ درجه است. با این وجود، در سطح دشت کواترنری سروستان، چین خوردگی نامبرده در دو برنزرد رازک به سن میوسن میانی و سازند بختیاری به سن میوسن پایانی دارای روند محوری شرقی-غربی در تصاویر ماهواره‌ای است. در مجموع در دو چاه سعادت‌آباد سه و چهار، سه نسل استیلولیت غیرافقی در سازند سروک معرفی شد. آزمون امتداد استیلولیت غیرافقی به ترتیب از قدیم (کرتاسه بالایی) به جدید، نسل اول آزمون امتداد ۴۰ الی ۶۰، نسل دوم با آزمون امتداد ۶۰ الی ۸۰ و نسل سوم ۸۰ الی ۱۱۰ معرفی شده است. نسل آخر با تنش شمالی-جنوبی امروزه هم‌خوانی دارد. در مجموع دو چاه سعادت‌آباد سه و چهار، شکستگی باز متناظر با استیلولیت غیرافقی مشاهده شد. چرخش ساعتگرد تنش مسبب چین خوردگی و تشکیل نسل‌های نامبرده استیلولیت از زمان کرتاسه پایانی مشهود است.

**واژه‌های کلیدی:** استیلولیت تکتونیک، الگوی هندسی استیلولیت، میدان سعادت‌آباد سروستان.

### Abstract

The purpose of this study is to identify the types of stylolites and to examine the geometric pattern of stylolites and its classification, to relate the geometric pattern of stylolites to folding geometry and to present a geodynamic scenario in the Upper Cretaceous Sarvak Formation. The tools used the data extracted from the image log of Saadat Abad-Sarvestan exploratory wells and their cores samples. In this study, the stylolites collected from the cores (assuming that the drilling axis is vertical) were classified into three categories: 1-horizontal stylolite, 2-vertical, 3-diagonal. Also, the size of stylolite teeth was categorized into two categories: 1- small range (mm), 2- large range (cm). Four geometric patterns, sharp, wavy, linear (hairy), and box were introduced.

A total of 103 stylolites were collected, the highest frequency of stylolites is in the horizontal category, 76/6%, and the lowest frequency is in the diagonal category with 10/7%. The mentioned abundance statistics show the importance of stylolite at the syn-sedimentation. The dominance of the horizontal stylolite population includes a large range box. The geometry of the vertical category is in wave, sharp and linear (hair) types. All verticals are micro-domains.

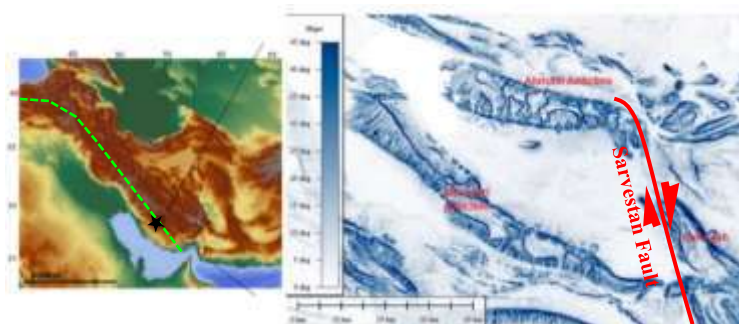
Based on 1172 bedding data of Saadat Abad and Sarvestan fields in the Sarvak Formation, the folding geometry was introduced. The azimuthal trend of the axis includes the folding 309 and dip of two degrees. Nevertheless, on the outcrop of the Quaternary plain of Sarvestan, the aforementioned folds in the two outcrops of Razak of Middle Miocene age and Bakhtiari Formation of Late Miocene age have an east-west axial trend in satellite images. The fold's axis has rotated counterclockwise from the Sarvak horizon to the younger horizons. So that today's central trend follows the current prevailing maximum horizontal stress. In total, four generations of non-horizontal stylolites were introduced in the Sarvak Formation in two wells of Saadat Abad, three and four. The azimuth of non-horizontal stylolites has been introduced in order from old (Upper Cretaceous) to new, the first generation has an azimuth of 40 to 60, the second generation has an azimuth of 60 to 80, the third generation has an azimuth of 80 to 110 and the fourth generation has an azimuth of 95 to 105. The last generation is consistent with current the N-S maximum horizontal stress. The clockwise rotation of the stress regime causing folding and the formation of the mentioned stylolite generations is evident since the end of the Cretaceous period.

**Key words:** Stylolite Tectonic, geometric pattern of stylolite, Saadatabad - Sarvestan oil field.

## ۱- مقدمه

بررسی انواع شکستگی‌ها (شامل شکستگی فشاری-برشی-کششی) به شناخت بهتر از پتانسیل بهره برداری مخازن نفتی کمک می‌کند. چراکه شکستگی‌ها سهم مهمی در تخلخل و تراوایی سنگ‌ها دارند (فوسن، ۲۰۱۰). آنها در میادین نفتی حوضه زاگرس نقش اساسی در مهاجرت و تولید سیالات هیدروکربنی دارند. استیلولیت‌ها از جمله شکستگی‌های فشاری مشاهده شده در مخازن کربناته هستند. آنها دارای منشاء تکتونیکی و رسوبی هستند. استیلولیت‌ها، به عنوان شکستگی طبیعی در مخازن هیدروکربوری معرفی شده‌اند (پوژانگ و همکاران، ۲۰۲۲). اگر چه نقش آنها در برابر سیالات به عنوان مانع مشهود است اما در برخی از مطالعات اخیر به عنوان تسهیل کننده جریان‌ات زیرسطحی مورد توجه قرار گرفته‌اند (بیدون و همکاران، ۲۰۲۳؛ افروغی و محرابی، ۲۰۲۳؛ لویز و همکاران، ۲۰۲۳). به عنوان مثال مطالعه پونتس و همکاران (۲۰۲۳) نشان می‌دهد که استیلولیت‌ها به عنوان مجرا و جریان سیال عمل می‌کنند و انحلال موازی لایه بندی را افزایش می‌دهد. نفوذپذیری، تخلخل و جریال سیال با الگوی هندسه‌ی استیلولیت‌های مختلف، متفاوت است (افروغی و محرابی، ۲۰۲۳). تکتونیسیم مهمترین عامل تأثیرگذار بر ایجاد استیلولیت‌ها و عمق یکی از عوامل موثر بر توسعه استیلولیت است (ژائو و همکاران، ۲۰۲۳).

در این مقاله با استفاده از داده‌های استخراج شده از نمودار تصویری چاه‌های بهره‌برداری سعادت‌آباد و مغزه‌های چاه اکتشافی سروستان در میادین هیدروکربوری سعادت‌آباد- سروستان واقع در ناحیه فارس داخلی به شناسایی بررسی الگوی هندسی استیلولیت و رده بندی آن، ارتباط الگوی هندسی استیلولیت با هندسه چین خوردگی و ارائه سناریوی ژئودینامیکی در افق سازند سروک به سن کرتاسه بالایی پرداخته شده است. گستره مورد مطالعه در پهنه زاگرس چین خورده ساده در ۸۰ کیلومتری جنوب شرق شهر شیراز قرار دارد (شکل ۱). یکی از عارضه‌های ساختاری مهم گستره مورد مطالعه، گسله پی‌سنگی عرضی سروستان است. این گسله یال غربی تاقدیس کوه سیاه را بریده و در هسته این تاقدیس موجب بروز سازند سروک شده است. گسله سروستان از جمله گسله‌هایی است که به صورت عرضی کمر بند چین خورده ساده زاگرس را قطع کرده است و سازوکار آن راستالغز راستگرد همراه با مولفه شیب‌لغز معکوس است. امتداد این گسل شمالی-جنوبی تا شمال‌باختر-جنوب‌خاور و جهت شیب گسل شمال شرق و طول آن حدود ۹۰ کیلومتر است (بربریان ۱۹۹۵).



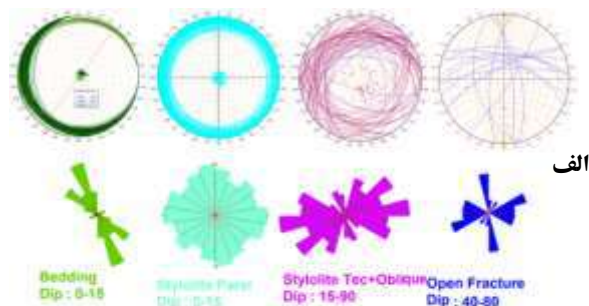
شکل ۱: الف) نقشه توپوگرافی برجسته ایران، مرز برخورد کوهزاد زاگرس با خط چین سبز رنگ نشان داده شده است. (ب) در نقشه توپوگرافی برجسته، کوه مظفری شامل تاقدیس قره و گشتاسب، در غرب و جنوب غربی دشت سروستان قرار دارد. تاقدیس احمدی در شمال دشت و تاقدیس کوه سیاه در شرق، جنوب شرق دشت قرار دارد. دشت سه گوش کواترنری سروستان در مرکز تصویر قابل مشاهده است. دو تاقدیس زیرسطحی سروستان-سعادت‌آباد در زیر آن مدفون است. توپوگرافی از سطح زمین با شیب تقریبی صفر به رنگ سفید تا شیب ۴۵ در قله چین با آبی پررنگ مشخص شده است. شهر شیراز با ستاره مشکی بر روی نقشه توپوگرافی برجسته مشخص شده است.

## ۲- داده ها و روش کار

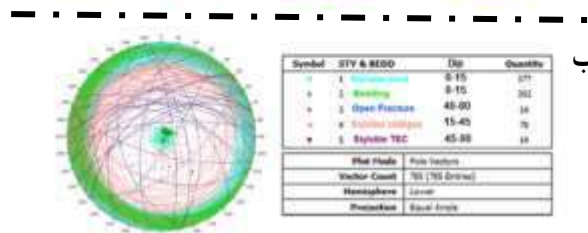
از بهترین روش‌های مطالعه انواع شکستگی‌ها، مطالعه نمودارهای تصویری با استفاده از تصویربرداری الکتریکی، صوتی و یا اپتیکی است (شلومبرژر، ۲۰۰۵). در این مقاله با استفاده از نمودارهای تصویری OBMI و UBI، هندسه استیلولیت و شکستگی‌های باز، و همچنین نسل‌های استیلولیت در مخزن گروه بنگستان سازند سروک مورد مطالعه قرار گرفت. از چاه‌های سعادت‌آباد سه و چهار برای ارائه داده‌های نمودار تصویری که در میدان سعادت‌آباد قرار دارند استفاده شد.

استیلولیت‌ها از نظر منشاء، در دو رده‌ی غیر تکتونیکی (وزنی، بار روی پوشش رسوبی) و تکتونیکی مطالعه می‌شوند. در مطالعه استیلولیت‌ها، آن‌ها به دو دسته موازی لایه بندی و غیر موازی لایه بندی تقسیم می‌شود. در این مقاله استیلولیت موازی لایه بندی با شیب ۰-۱۵ (افقی)، و استیلولیت غیر موازی با شیب ۱۵-۹۰ است که در دو دسته کوچک زاویه (مورب، با شیب ۱۵ الی ۴۵) و بزرگ زاویه (تکتونیکی با شیب ۴۵ الی ۹۰) معرفی شد.

لایه بندی برداشت شده در چاه سعادت‌آباد سه در سازند سروک، در عمق ۲۷۲۰ الی ۳۰۹۰ متر، تعداد ۳۰۲ داده، دارای آزمون امتداد شمال غرب-جنوب شرق (NW-SE) است، جهت شیب لایه بندی به سمت جنوب غرب SW و مقدار شیب لایه بندی ۰ الی ۱۵ درجه است. استیلولیت افقی (موازی لایه بندی) با تعداد ۳۷۷ داده، استیلولیت مورب (کوچک زاویه) با تعداد ۷۸ داده و استیلولیت تکتونیکی (بزرگ زاویه) با تعداد ۱۴ داده نمایش داده شد (شکل ۲).



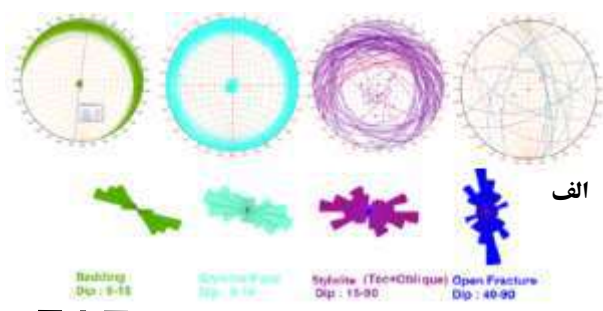
الف



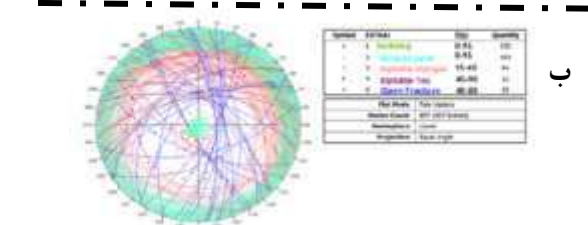
ب

شکل ۲: (الف) نمایش رزیدیاگرام و استریوگرام آزمون امتداد لایه بندی (سبز رنگ با شیب ۰-۱۵) و استیلولیت افقی (موازی لایه بندی با شیب ۰-۱۵ به رنگ آبی روشن) و استیلولیت غیرافقی (مجموع کوچک زاویه و بزرگ زاویه با شیب ۱۵-۹۰ به رنگ ارغوانی) و شکستگی باز (رنگ آبی) نشان داده شد. (ب) کل داده‌ها با ترتیب رنگی مشابه نمایش داده شده است.

لایه بندی برداشت شده در چاه سعادت آباد چهار با تعداد ۳۳۲ داده، دارای آزمون امتداد شمال غرب-جنوب شرق (NW-SE) است، جهت شیب لایه بندی به سمت شمال شرق NE و مقدار شیب لایه بندی ۰ الی ۱۵ درجه است. استیلولیت افقی (موازی لایه بندی) با تعداد ۴۰۳ داده، استیلولیت مورب (کوچک زاویه) با تعداد ۸۳ داده و استیلولیت تکنونیک (بزرگ زاویه) با تعداد ۱۳ داده نمایش داده شد (شکل ۳).



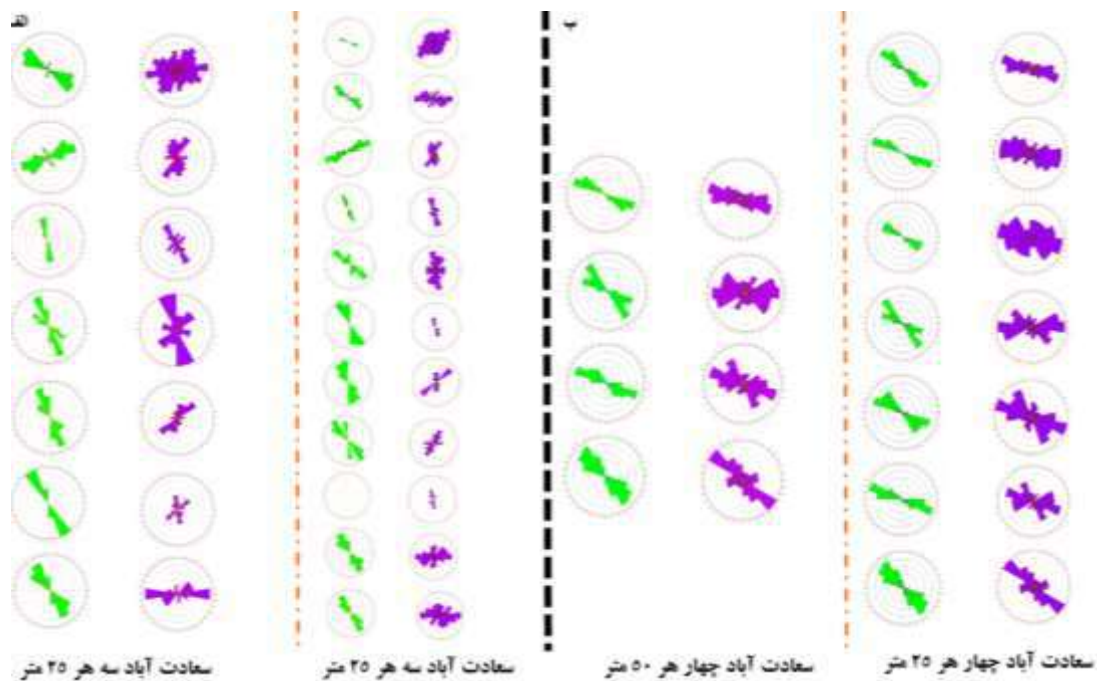
الف



ب

شکل ۳: (الف) نمایش رزیدیاگرام و استریوگرام آزمون امتداد لایه بندی (سبز رنگ با شیب ۰-۱۵) و استیلولیت افقی (موازی لایه بندی با شیب ۰-۱۵ به رنگ آبی روشن) و استیلولیت غیرافقی (مجموع کوچک زاویه و بزرگ زاویه با شیب ۱۵-۹۰ به رنگ ارغوانی) و شکستگی باز (رنگ آبی) نشان داده شد. (ب) کل داده‌ها با ترتیب رنگی مشابه نمایش داده شده است.

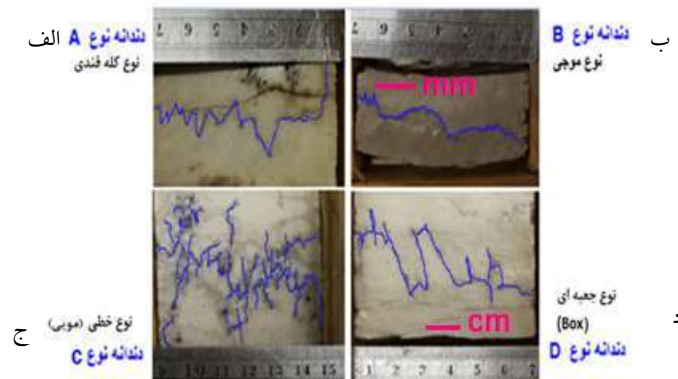
در بررسی هندسه استیلولیت با عمق برای هر چاه از بالای افق تا قاعده سازند سروک، ابتدا هر ۵۰ متر و سپس هر ۲۵ متر مورد بررسی قرار گرفت. در چاه سعادت آباد چهار در هر دو بررسی (۵۰ و ۲۵ متر) لایه بندی با روند زاگرسی، شمال‌غرب-جنوب‌شرق و آزمون امتداد میانگین ۱۲۵ است. استیلولیت‌ها در این چاه در هر ۵۰ متر، آزمون امتداد استیلولیت با آزمون امتداد لایه بندی موازی است به غیر از ۵۰ متر سوم که زاویه ۳۵ درجه‌ای می‌سازد. در بررسی هر ۲۵ متر، آزمون امتداد ۲۵ متر چهارم با آزمون امتداد لایه بندی موازی نیست و زاویه ۳۵ درجه‌ای می‌سازد و به وضوح تغییر جهت آزمون امتداد از شمال‌غرب-جنوب‌شرق به شرقی غربی مشهود است (شکل ۴ ب). در بررسی عمقی در چاه سعادت آباد سه، لایه بندی با تغییر عمق، تغییر مشهودی نشان نمی‌دهد به جز در ۱۰ متر از بالای سازند سروک آزمون امتداد لایه بندی از روند زاگرسی شمال‌شمال‌غرب-جنوب‌جنوب‌شرق به روند شمال‌شرق-جنوب‌غرب تغییر می‌کند و در دو بررسی هر ۵۰ و ۲۵ متر مشهود است. سپس لایه بندی در ادامه عمق به روند شمال‌شمال‌غرب-جنوب‌جنوب‌شرق بازمی‌گردد. آزمون امتداد میانگین برای لایه‌بندی در این چاه ۱۱۴۵ الی ۱۵۰ است. بررسی عمقی آزمون امتداد استیلولیت‌ها در این چاه با چرخش‌های بیشتری نسبت به چاه سعادت آباد چهار مشاهده شد. آزمون امتداد اکثریت داده‌های استیلولیت از روند موازی با داده‌ی لایه بندی تبعیت نمی‌کند (شکل ۴ الف). الگوی هندسی استیلولیت در چاه سعادت آباد سه در بررسی عمقی هر ۲۵ متر ابتدا با آزمون امتداد میانگین ۴۵ از شمال‌شرق-جنوب‌غرب با زاویه‌ی ۴۵ درجه به روند شرقی غربی، سپس با زاویه‌ی ۴۵ درجه به روند شمالی جنوبی تبدیل می‌شود. در ادامه در چهار ۲۵ متر بعدی در روند شمالی جنوبی قرار دارد و در ۲۵ متر هفتم با زاویه ۴۵ درجه به روند جنوب‌غرب-شمال‌شرق تغییر می‌کند و در دو ۲۵ متر بعدی همین روند را دارد و با زاویه‌ی ۴۵ درجه در انتهای سازند سروک روند شرقی غربی به خود می‌گیرد.



شکل ۴: نمایش عمقی آزمون امتداد لایه بندی (رزدیگرام سبز) و استیلولیت (رزدیگرام بنفش) در چاه سعادت‌آباد چهار (ب) و چاه سعادت‌آباد سه (الف). ضخامت سازند سروک در چاه سعادت‌آباد چهار ۱۶۵ متر و در چاه سعادت‌آباد سه ۳۵۰ متر است.

مطالعه مغزه چاه‌های اکتشافی سروستان دو و سه به منظور شناسایی انواع استیلولیت‌ها و رده بندی الگوی هندسی در سازند سروک انجام شد. استیلولیت‌های برداشت شده از مغزه‌ها با فرض قائم بودن محور حفاری، در سه دسته ۱- استیلولیت افقی ۲- استیلولیت قائم ۳- استیلولیت مورب قابل رده بندی است. رده بندی

دیگر، بر اساس شکل هندسی دندانه‌های استیلولیت است که برای دو چاه، چهار رده الف: A (کله قندی یا تیزقله)، ب: B (موجی)، ج: C (خطی) و د: D (جعبه‌ای معرفی شد. همچنین دامنه استیلولیت با دو رده ریز دامنه mm و بزرگ دامنه cm معرفی شد. (شکل ۵).



شکل ۵: چهار رده استیلولیت الف: رده A (کله قندی یا تیزقله)، ب: رده B (موجی)، ج: رده C (خطی) و د: رده D (جعبه‌ای) است (با رنگ آبی مشخص شده است). و بزرگ دامنه: سانتی‌متر و ریز دامنه: میلی‌متر) با رنگ صورتی نشان داده شده است.

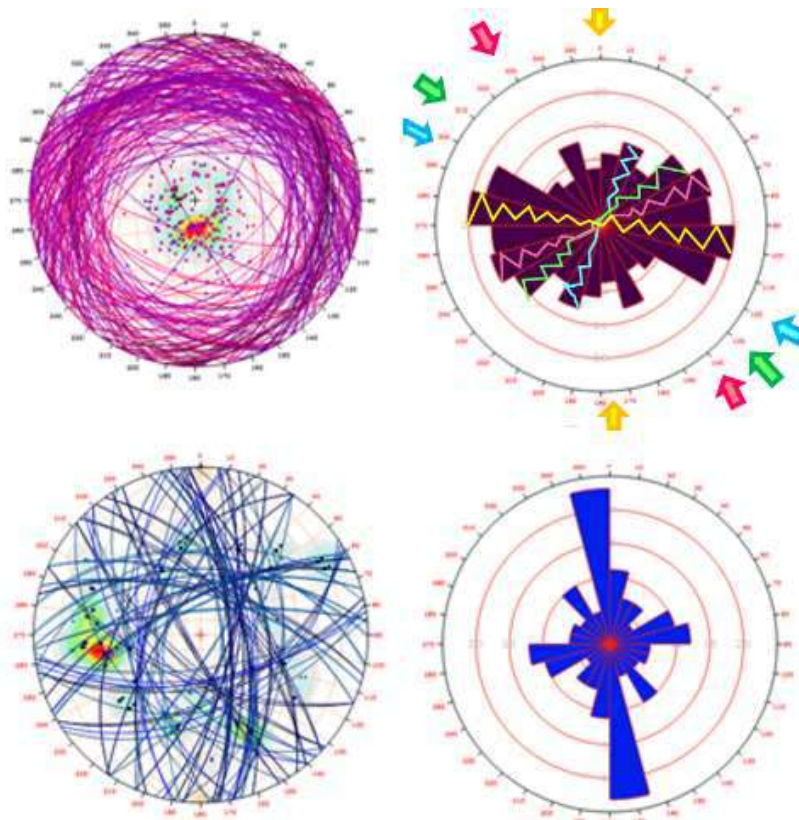
### ۳- رابطه استیلولیت با ساختار چین

در طی چین خوردگی، دگرشکلی کششی (ساختارهای عرضی و طولی شامل درزه و رگه موازی و عمود بر محور چین خوردگی) و دگرشکلی فشارشی (ساختارهای طولی فشاری اعم از استیلولیت موازی با محور چین خوردگی) مشهود است. همچنین زوج هم یوغ (مورب نسبت به محور چین خوردگی تشکیل می‌شوند (تاوانی و همکاران، ۲۰۱۵). رابطه بین مراحل دگرشکلی و توزیع شکستگی‌ها در مقیاس چین خوردگی توسط (بیدون و همکاران ۲۰۲۳) نمایش داده شده است. شکستگی کششی همراه با استیلولیت‌ها در تنش فشاری بوجود می‌آیند. در رزدیاگرام بدست آمده از مطالعه بن ایتزاک و همکاران (۲۰۱۴) استیلولیت با رنگ قرمز و شکستگی‌ها با رنگ آبی نمایش داده شده است. روند آزمون امتداد بیشینه فراوانی استیلولیت و شکستگی کششی که در تنش فشاری واحد بوجود آمده‌اند، بر هم عمود هستند. نتایج به دست آمده در برداشت از چاه‌های دو میدان مورد مطالعه، با مطالعات پیشین هم‌خوانی دارد و متناظر با هر نسل از استیلولیت، یک رده شکستگی باز عمود بر آن مشاهده شد.

### ۴- تحلیل داده

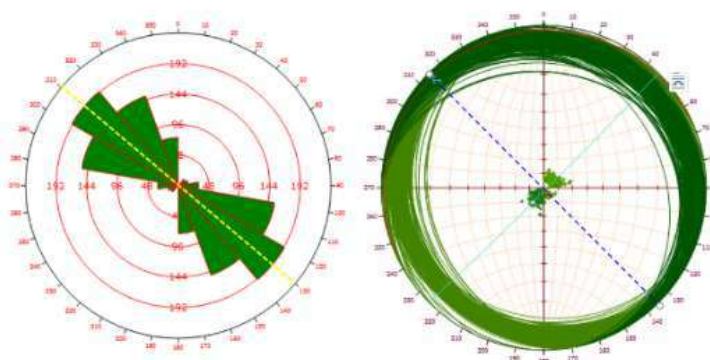
از مجموع ۲۲۲ داده‌ی استیلولیت غیرافقی با شیب ۱۵ الی ۹۰ (مجموع کوچک زاویه و بزرگ زاویه) چاه سعادت‌آباد ۳، ۴ و ۵، چهار نسل استیلولیت از زمان کرتاسه تا به امروز با جهت بیشینه تنش افقی (محلی) به ترتیب از شمال غرب-جنوب شرق، به شمالی جنوبی (تنش امروزه) در جهت چرخش ساعتگرد کاملاً مشهود است و عمود بر هر نسل استیلولیت یک شکستگی باز متناظر با استیلولیت مشاهده شد (شکل ۶).





شکل ۶: استریوگرام و رزیدیاگرام استیلولیت غیرافقی با رنگ بنفش و شکستگی باز با رنگ آبی لاجوردی برای سه چاه از میدان سعادت‌آباد. چهار نسل استیلولیت مرتبط با تنش ناحیه ای منطقه از قدیم به جدید با فلش رنگی به ترتیب آبی، سبز، صورتی و زرد مشخص شد. شکستگی باز متناظر با استیلولیت مشاهده شد.

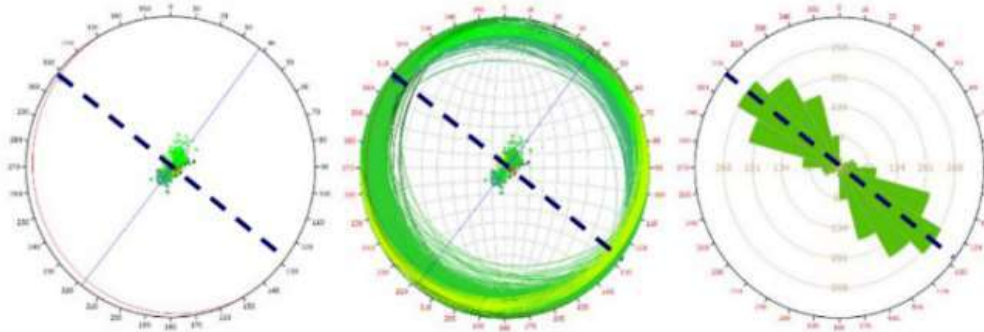
هندس چین سعادت‌آباد بر اساس داده‌های محلی و با استفاده از ۶۳۴ داده‌ی لایه بندی نمودار تصویری در افق سازند سروک چاه سعادت‌آباد سه و چهار NW-SE است (شکل ۷). روند محور چین سعادت‌آباد با استفاده از ۸۰۴ داده‌ی لایه بندی چاه سعادت‌آباد سه و چهار و داده‌ی (چاه سعادت‌آباد سه، چهار و پنج) نفت مرکزی، آزمون امتداد ۳۱۵ با شیب ۲ را نشان می‌دهد.



شکل ۷: رزیدیاگرام و استریوگرام لایه بندی دو چاه سعادت‌آباد سه و چهار، روند محور چین سعادت‌آباد با خط چین آبی در استریوگرام و با خط چین زرد در رزیدیاگرام لایه بندی نمایش داده شد.



هندسه چین در بررسی ناحیه‌ای میدان سروستان-سعادت‌آباد با استفاده از ۱۱۷۲ داده‌های لایه بندی چاه‌ها از نمودارهای تصویری دو میدان سروستان-سعادت‌آباد روند محوری شمال‌غرب-جنوب‌شرق با آزیموت امتداد ۳۰۹ و شیب دو را نشان می‌دهد (شکل ۸).

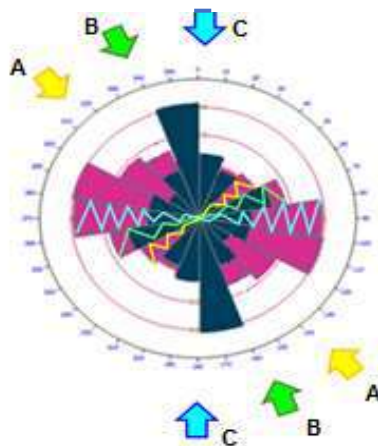


شکل ۸: رزیدیاگرام و استریوگرام ۱۱۷۲ لایه بندی چاه‌های دو میدان سعادت‌آباد سروستان با رنگ سبز و نمایش پی دیاگرام (محور چین با خط چین سرمه‌ای) با توجه به قطب صفحات لایه بندی نشان داده شده است

## ۵- نتیجه گیری

در مطالعات انجام شده بر روی مغزه‌های دو چاه، ۱۰۳ استیلولیت برداشت شد. بیشترین درصد فراوانی، استیلولیت افقی ۷۶.۶٪ و کمترین درصد فراوانی استیلولیت مورب ۱۰.۷٪ می‌باشد. آمار فراوانی نامبرده نشانگر اهمیت استیلولیت همزمان با رسوبگذاری است. بیش از ۳۵ درصد از استیلولیت‌های چاه سروستان دو موجی و ریز دامنه هستند. بیش از ۳۰ درصد خطی و بیش از ۶۶ درصد ریز دامنه هستند. در چاه سروستان سه بیش از ۵۵ درصد استیلولیت آن خطی و بیش از ۸۰ درصد ریز دامنه هستند. به نظر می‌رسد که تاثیر بارگذاری رسوبی چیره‌تر از تاریخچه تحولات تکتونیکی زاگرس است. نسل اول استیلولیت‌ها، جعبه‌ای بزرگ دامنه افقی، نسل دوم کله قندی - مویی و نسل سوم موجی ریز دامنه است. بیشتر استیلولیت‌ها با هندسه موجی شکل، ریز دامنه، افقی هستند. نسل استیلولیت‌های قائم همگی ریز دامنه هستند و در انواع موجی، تیز قله (کله قندی) و مویی خطی است. بیشترین جمعیت هندسه استیلولیت برداشت شده ابتدا موجی و سپس خطی (مویی) است. در چاه سروستان دو استیلولیت قائم ریز دامنه با الگوی هندسی موجی توسط استیلولیت ریز دامنه موجی شکل مورب قطع می‌شود. استیلولیت قائم، عمود بر شکستگی باز و آن را قطع می‌کند. استیلولیت مورب موجی ریز دامنه، شکستگی باز را قطع می‌کند.

تشکیل نسل‌های استیلولیت مرتبط با تنش گستره با استفاده از کل داده‌های دو میدان بر اساس بیشینه تنش افقی (ناحیه ای، منطقه سروستان) روند شمال‌غرب جنوب شرق تا به امروز که جهت بیشینه تنش افقی شمالی-جنوبی است، سه نسل استیلولیت به ترتیب از قدیم به جدید با حروف A، B و C با فلش رنگی ابتدا زرد، سپس سبز و آبی مشخص شده است. چرخش ساعتگرد از کرتاسه تا به امروز در نسل‌های استیلولیت مشهود است (شکل ۹).



شکل ۹: تشکیل نسل‌های استیلولیت مرتبط با تنش گستره با استفاده از داده‌های دو میدان، رنگ صورتی در رزدیگرام آزمون امتداد استیلولیت‌ها هستند (برای تمایز سه نسل اصلی با زیگزاگ رنگی در رزدیگرام صورتی نمایش داده شد). شکستگی باز متناظر با استیلولیت‌ها با رنگ خاکستری نمایش داده شد. سه نسل استیلولیت که به ترتیب با فلش زرد، سبز و آبی نمایش داده شد.

## - مراجع

- Afroogh, A., & Mehrabi, H. (2023). How geomechanical attributes control the morphology of stylolites in carbonate sequences? A case from Permian–Triassic gas reservoirs in the Persian Gulf. *Geomechanics for Energy and the Environment*, 33, 100424.
- Berberian, M. (1995). Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241(3-4), 193-224.
- Beaudoin, N. E., Lacombe, O., Hoareau, G., & Callot, J. P. (2022). How the geochemistry of syn-kinematic calcite cement depicts past fluid flow and assists structural interpretations: a review of concepts and applications in orogenic forelands. *Geological Magazine*, 159(11-12), 2157-2190.
- Pontes, C., Balsamo, F., Pizzati, M., Hilario Bezerra, F. (2023) Burial stylolites enhance karst dissolution and control cave geometry in heterolithic carbonates, Salitre Formation, Brazil
- Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge: Cambridge University Press, 463 pp.
- Li, C., Zhao, L., Li, W., Zhao, W., Sun, M., Zhang, Y., & Zheng, T. (2023). Formation Timing and Features of Stylolites and Controlling Factors for the Second-Period Stylolites in the Carboniferous KT-I Formation of NT Oilfield. *Energies*, 16(6), 2909.
- Lopes, J. A., Medeiros, W. E., Oliveira, J. G., Santana, F. L., Araújo, R. E., La Bruna, V., ... & Bezerra, F. H. (2023). Three-dimensional characterization of karstic dissolution zones, fracture networks, and lithostratigraphic interfaces using GPR cubes, core logs, and petrophysics: Implications for thief zones development in carbonate reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, 150, 106126.
- Navabpour, P. (2009). *Brittle tectonics and palaeostress reconstructions in the Zagros: passive palaeo-margin and continental collision* (Doctoral dissertation, PhD thesis, University of Nice–Sophia Antipolis)
- Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J. A., & Mazzoli, S. (2015). A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth-Science Reviews*, 141, 82-104.
- Toussaint, R., Aharonov, E., Koehn, D., Gratier, J. P., Ebner, M., Baud, P., ... & Renard, F. (2018). Stylolites: A review. *Journal of Structural Geology*, 114, 163-195.
- Xing, Y., Wang, H., Zhang, L., Chen, P., Yu, W., Guo, C., & Shi, H. (2022). Fracture Properties and Their Impacts on Performance in Carbonate Reservoir, Central Block B on the Right Bank of Amu Darya. *Lithosphere*, 2022(Special 12), 5335113.

## ژئوشیمی و کانه سازی طلا در منطقه میاردان، غرب بستان آباد

فاطمه جهانگیر یار<sup>۱\*</sup>، صمد علیپور<sup>۲</sup>، وارطان سیمونز<sup>۳</sup>، الکساندر توالچر لیدزه<sup>۴</sup>

۱- دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

fjahangirya@yahoo.com

۲- استاد، گروه زمین، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

Alipour-samad@yahoo.com

۳- دانشیار، مرکز تحقیقات علوم پایه دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

Simmonds\_vartan@yahoo.co.uk

۴- استاد، زمین شناسی، دانشگاه گرجستان، گرجستان

sandrotval@gmail.com

### چکیده

منطقه کانی زایی طلای میاردان در ۱۵ کیلومتری، غرب شهرستان بستان آباد در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. از نظر زمین شناسی مهم ترین واحدهای زمین شناسی منطقه را واحدهای پلیوسن تشکیل می دهند که بیشترین گسترش و ضخامت را در این منطقه دارند. واحدهای سنگی عمدۀ منطقه شامل توف و گدازه های آندزیتی وابسته به انوسن بوده که میزان کانی سازی رگه ای طلا هستند. کانه زایی طلا در داخل سنگ های آندزیتی دگرسان، خرد شده و برشی شده انوسن در کتاکت با استوک دیوریت پورفیری شکل گرفته است. با توجه به مساحت منطقه (حدود ۱/۲۴ کیلومتر مربع) تعداد ۳۵۴ نمونه ژئوشیمیایی از سنگهای محدوده مورد مطالعه برداشت شد پس از پردازش داده ها، ۸ زون بی هنجاری طلا در این محدوده مورد بررسی قرار گرفت که بیشترین مقدار آنومالی طلا در زون اول به مقدار ۲/۰۴ گرم در تن و در زون سیلیسی قرار دارد.

واژه های کلیدی: کانه زایی؛ ژئوشیمیایی؛ آنومالی، طلا؛ میاردان

### Abstract

Miyardan gold mineralization area is located 15 km west of Bostan Abad city in East Azarbaijan province. Geologically, the most important geological units in the region are Pliocene units, which have the largest expansion and thickness in this area. Major rock units in the area include Eocene-associated andesitic tuff and lava. old mineralization is formed in altered, crushed and shear-age andesitic rocks in contact with Eocene porphyritic stock. Considering the surface area of the study region (about 24.1 km<sup>2</sup>), 354 samples of lithogeochemical samples were collected, based on which 8 anomaly zones for gold were found in this area. The highest gold grade is obtained from the first zone, reaching to 2.04 g / ton, which is a silicified zone.

**Key words:** mineralization<sup>۱</sup> Geochemical<sup>۲</sup> Anomaly<sup>۳</sup> Gold<sup>۴</sup> Miardan

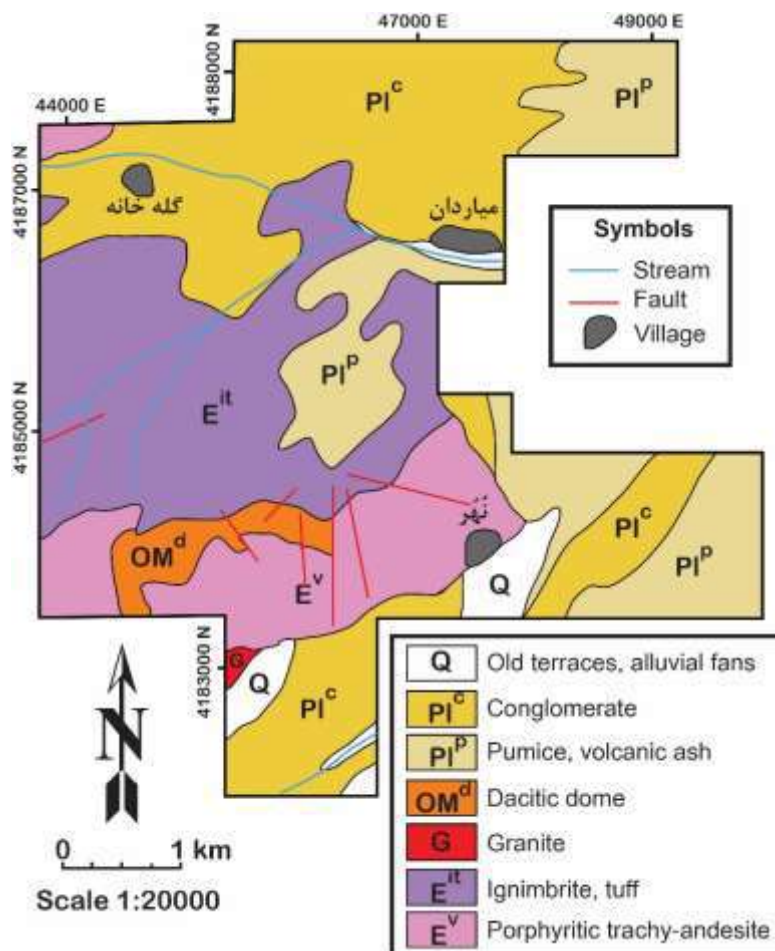
### ۱- مقدمه

یکی از روش های کشف ذخایر معدنی، اکتشافات ژئوشیمیایی است که در بهینه سازی هزینه های اکتشافی و راهنمایی جهت شناسایی مناطق پتانسیل دار نقش مؤثری دارد (Kylie, 2007) که امروزه یکی از مؤثرترین تکنیک های اکتشافی در مقیاس ناحیه ای، روش های ژئوشیمیایی هستند و در این میان، روش ژئوشیمیایی سنگ ها با تکیه بر قوانین حاکم بر تمرکز فلزات در سنگ ها انجام می شود (حسنی پاک، ۱۳۹۱). از مطالعات انجام شده در منطقه، می توان به گزارش پیجویی و پتانسیل یابی مواد معدنی شهرستان بستان آباد (مؤید و همکاران، ۱۳۷۶) اشاره کرد. در این مقاله سعی شده با استفاده از داده های ژئوشیمیایی مبنی بر سنگ ها و پردازش آماری داده های حاصل از آن هاله ژئوشیمیایی عنصر طلا در ورقه ۱:۲۵۰۰۰ میاردان و کانه زایی طلا مورد مطالعه قرار گیرد.

### ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

محدوده کانی سازی طلای میاردان به وسعت تقریبی ۲۴/۱ کیلومتر مربع با مختصات ۴۶° تا ۳۸° ۴۶' طول شرقی و ۴۹° تا ۳۷° ۴۷' عرض شمالی بوده و بخشی از ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد را تشکیل میدهد از نظر تقسیم بندیهای ساختاری، محدوده مورد مطالعه جزو ایران مرکزی و

کمر بند ارومیه دختر محسوب میشود (آفانباتی، ۱۳۸۳). پی سنگ منطقه مورد مطالعاتی را واحدهای آتشفشانی سرپانتینی و کلریتی شده بازالتی، توف بازیک و گابرو و واحدهای آهک مارنی نازک لایه، ماسه سنگ، کنگلومرا و شیل به سن کرتاسه پسین میسازند. بر روی این واحدها رسوبات منسوب به ائوسن به صورت ناپیوسته با ترکیب آذرآواری قرار گرفته اند. توده های نفوذی گرانیتی، کوارتز مونزونیتی، گرانودیوریتی، سنگهای داسیتی و ریوداسیتی با رنگ روشن به شکل گنبد و سیل و دایکهای ریولیتی منسوب به الیگوسن در درون واحدهای قدیمی تزریق شده اند. واحدهای آهکی سازند قم و واحدهای گچ دار مارنی، سیلت، ماسه سنگ و کنگلومرا به سن میوسن در شمال شرق محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند. رسوبات پلیوسن بیشتر از نوع کنگلومرای سست می باشند که اجزای آن از بولدرهای آندزیتی، لاپیلی توف، قطعات پومیس و خاکستر ریزدانه آتشفشانی تشکیل شده است رسوبات کواترنری به شکل رسوبات کوهپایه ای و تراسهای قدیمی و رسوبات آبراههای، جوانترین واحدهای منطقه مورد مطالعه را تشکیل میدهند (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه زمین شناسی منطقه مباردان (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد؛ بهروزی و همکاران، ۱۳۷۷)

### ۳- روش بررسی

بررسی ها در این مطالعه در دوبخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفت. به دلیل پوشیده بودن سطح منطقه توسط رسوبات جوان شامل لایه آگلومرا و توف، پومیس و کنگلومرا به ضخامت متوسط ۸۰ متر و شرایط زمین شناختی گدازه ها و سنگ های آذرآواری آتشفشان سهند، امکان نمونه برداری سنگ زمین ژئوشیمیایی سیستماتیک از واحدهای سنگی منطقه وجود نداشت و لذا، نمونه برداری عمدتاً از رخنمون های موجود در درون دره ها صورت گرفت. در این راستا، تعداد ۳۵۴ نمونه سنگ زمین شیمیایی از

واحدهای سنگی مختلف در محل رخنمون‌ها از محل‌های کانه‌زایی، حاشیه کنتاکت‌ها و مناطق سیلیسی رخنمون‌ها بصورت تک نمونه، انتخابی و متریک برش لپری نمونه برداری انجام شد. وزن نمونه‌ها در حدود ۱ کیلوگرم بوده است. نمونه‌های برداشت شده از منطقه بعد از کدگذاری و توزین جهت آماده‌سازی و آنالیز به آزمایشگاه KIMS گرجستان ارسال گردید. محتوای طلای آنها با روش Fire Assay مورد اندازه‌گیری قرار گرفت همچنین تعداد ۳۱ مقطع نازک و صیقلی از نمونه‌های کمتر دگرسان شده تهیه و مورد بررسی قرار گرفت.

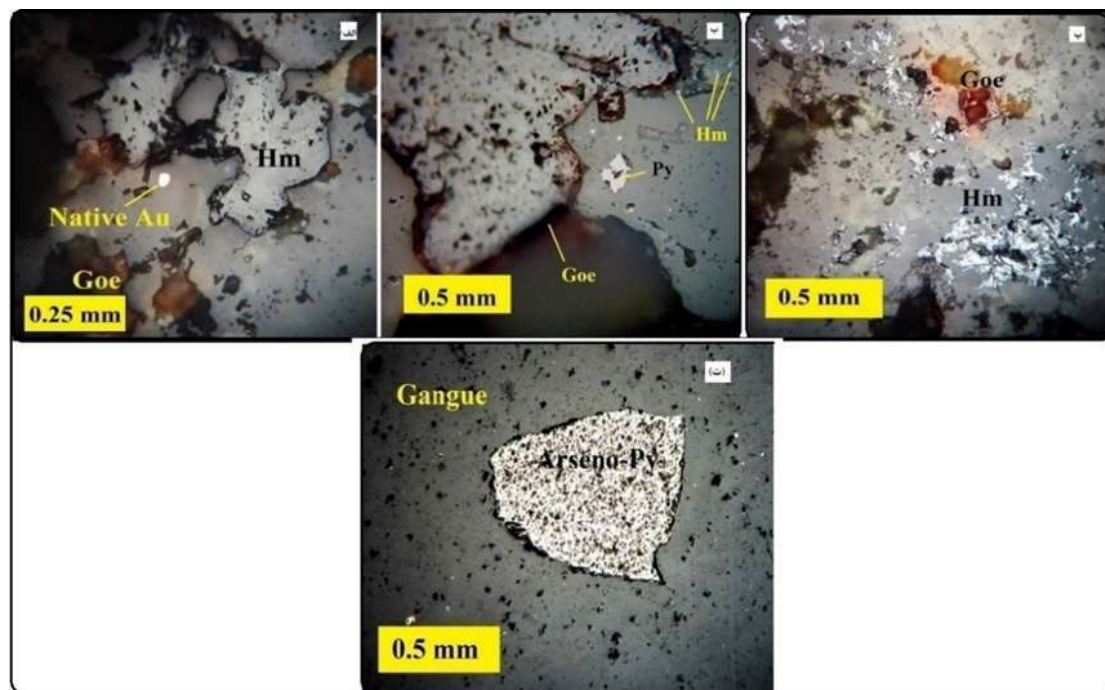
## ۴- بحث و بررسی

کانه‌زایی طلا در منطقه بستان آباد در سنگهای آندزیتی دگرسان، خرد و برشی شده ائوسن در کنتاکت با استوک دیوریت پورفیری شکل گرفته است. این محدوده عمدتاً بصورت برشی و تیره رنگ بوده که ناشی از پوشش سطحی متشکل از اکسیدهای آهن آبدار می‌باشد و حاکی از اکسایش کانی‌های سولفیدی اولیه است. در این محدوده، سنگ‌های آندزیتی توسط تعداد زیادی رگه و رگچه‌های کوارتزی سفید و شیری رنگ حاوی طلا با عیار تقریبی ۱/۲ گرم در تن باشند باشند قطع شده‌اند (شکل ۲ الف). این رگه‌ها بصورت ناهمگن در گدازه آندزیتی و توفهای برشی توزیع شده‌اند. حاشیه رگه‌های کوارتزی اغلب توسط لایه نازکی از کانه‌های سولفید (پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن) احاطه شده که به کوارتز رنگ خاکستری داده است که عیار طلای آن بیشتر از ۱۰ ppm است (شکل ۲ ب). علاوه بر رگه‌های کوارتز، طلا در سنگ‌های دگرسان و برش‌ها نیز یافت می‌شود (۲ پ). بافت برشی و کاتاکلاستی در این رگه‌ها قابل مشاهده بوده و گاه قطعاتی از سنگ دیواره توفی به صورت خرد شده در داخل این رگه - رگچه‌ها یافت می‌شوند. طلای خالص با ابعادی در حدود ۵۰۰ میکرون در داخل رگه‌ها و سنگ میزبان مشاهده می‌شود (شکل ۳ الف). فراوانترین کانی کدر همراه کننده طلا، پیریت می‌باشد که به فرم پرکننده فضای خالی و بافت جانشینی در متن سنگ‌ها و در داخل رگه‌ها تشکیل شده است (شکل ۳ ب). آرسنوپیریت نیز در همراهی با پیریت دیده می‌شود (شکل ۳ پ). دگرسانی سوپرژن موجب اکسایش کانی‌های سولفیدی و تشکیل گوتیت و هماتیت شده است (شکل ۳ ت).



شکل ۲: (الف) بافت استوک و رگه متشکل از رگچه‌های کوارتزی سفید و شیری رنگ در محدوده بستان آباد (ب) رگه کوارتز طلا دار حاوی پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن در آندزیت با عیار طلای  $10 \text{ ppm} <$ ، گمانه (۵/۵۲ - ۵/۴۹ - ۲۰ - BHB پ) برشهای طلا دار. رنگ روشن متعلق به سنگ متاسوماتیک متشکل از کوارتز سرسپت بوده و رنگ قهوه ای مربوط به بخشهای حاوی کوارتز و هیدرواکسید آهن است.





شکل ۳. Error! No text of specified style in document. الف) پیریت و ذره طلای خالص در داخل رگه کوارتز - سولفید، ب) هماتیت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، پ) گوتیت (هیدروکسید آهن ثانویه)، ت) بلور پی شکل آرسنوپیریت در داخل رگه کوارتز - سولفید.

## ۱-۴ پارامترهای آماری داده‌های خام

جهت پردازش داده‌های سنگ زمین‌شیمیایی، نتایج آنالیز نمونه‌ها در نرم افزار SPSS مورد پردازش قرار گرفته است. اولین گام در شناخت خصوصیات یافته‌های اکتشافی، محاسبه پارامترهای آماری یافته‌ها نظیر میانگین، انحراف معیار، واریانس و کشیدگی می‌باشد. پس از کنترل دقت آزمایش، به منظور تعیین توزیع فراوانی طلا، پارامترهای آماری، برای عنصر طلا براساس داده‌های خام تهیه گردید که در جدول ۱ ارائه شده است. با توجه به مقدار کمینه و بیشینه عناصر می‌توان نتیجه گرفت که محدوده داده‌ها بسیار وسیع می‌باشد و در نتیجه آن، احتمال وجود داده‌های خارج از رده در این مجموعه داده بسیار بالا است. علاوه بر این، این داده‌ها از توزیع نرمال پیروی نمی‌کنند، بنابراین باید تبدیلی بر روی آنها انجام داد که بتواند آنها را به نرمال نزدیک کند.

جدول ۱: محاسبه پارامترهای آماری داده‌های خام و نرمال عناصر منطقه میاردان.

| داده های خام | داده های نرمال | عناصر        |  |
|--------------|----------------|--------------|--|
| Au           | Au             | تعداد نمونه  |  |
| ۳۱۹          | ۳۸۰            | تعداد کل     |  |
| ۹۸           | ۰              | حذف شده      |  |
| ۰/۱۲         | ۰/۶۹           | میانگین      |  |
| ۰/۰۵         | ۰/۰۷           | میانه        |  |
| ۰/۰۱         | ۰/۰۱           | مد           |  |
| ۰/۱۷         | ۳/۳۳           | انحراف معیار |  |
| ۰/۰۳         | ۱۱/۱۰          | واریانس      |  |
| ۲/۱۹         | ۹/۸۳           | کج شدگی      |  |
| ۴/۹۰         | ۱۱۰/۱          | خطای کج شدگی |  |
| ۰/۲۷         | ۰/۲۵           | کشیدگی       |  |
| ۰/۲۷         | ۰/۲۵           | خطای کشیدگی  |  |
| ۰/۰۱         | ۰/۰۱           | حداقل        |  |
| ۰/۸۹         | ۴۵/۶۰          | حداکثر       |  |
| ۳۵/۴۰        | ۲۶۵/۷          | مجموع        |  |

## ۴-۲ تعیین مقادیر خارج از رده و نرمال سازی داده ها

داده‌های خارج از رده که در ژئوشیمی علاوه بر اشتباه یا خطا، اغلب ناشی از فرآیندهای کانی‌سازی، دگرسانی و فعالیت‌های انسانی ایجاد می‌شوند شناسایی و حذف می‌شوند (Lalor et al., 2001; Reimann et al., 2005). سپس نیز از لگاریتم طبیعی داده‌های خام به اضافه یا منهای مقدار ثابت  $\lambda$  ( $\lambda=1$ ) مطابق رابطه  $\{Z=Ln I \pm \lambda\}$  استفاده شده و پارامترهای آماری برای حالت نرمال تهیه شدند (جدول ۱). با بررسی این داده‌ها می‌توان تابع توزیع، وجود یا عدم وجود چولگی و بی‌هنجاری‌های ارزشمند را مشخص کرد. مقادیر زمینه، حد آستانه و بی‌هنجاری عنصر طلا براساس مقایر میانه (M) و انحراف معیار (S) محاسبه می‌شوند (جدول ۲)، به این ترتیب که مقادیر بیشتر از  $M+3S$  به عنوان بی‌هنجاری درجه یک، مقادیر بین  $M+2S$  و  $M+3S$  به عنوان بی‌هنجاری درجه دو و مقادیر بین  $M+S$  و  $M+2S$  به عنوان حد آستانه در نظر گرفته می‌شوند (جدول ۲) (حسنی پاک، ۱۳۹۱) برای تعیین آنومالی‌های طلا در منطقه مورد مطالعه وجود روند خطی در سیستم نمونه برداری پردازش داده‌ها به روش کریجینگ خطای بالایی را به نتیجه وارد می‌نمود بنابراین بر حسب سنگ شناختی منطقه و روند نمونه‌ها محدوده اکتشافی را به بخش‌های فرضی تقسیم نموده و رسم هاله‌های ژئوشیمیایی را در این بخش‌ها انجام داده ایم تا از ایجاد آنومالی‌های غیر واقعی تا حدودی جلوگیری به عمل آید. در شبکه بندی پردازش ژئوشیمیایی نزدیکترین داده استفاده شده است. و ۸ زون آنومالی طلا در منطقه تشخیص داده شد که عیار آن‌ها در جدول ۳ و شکل ۴ آورده شده است.

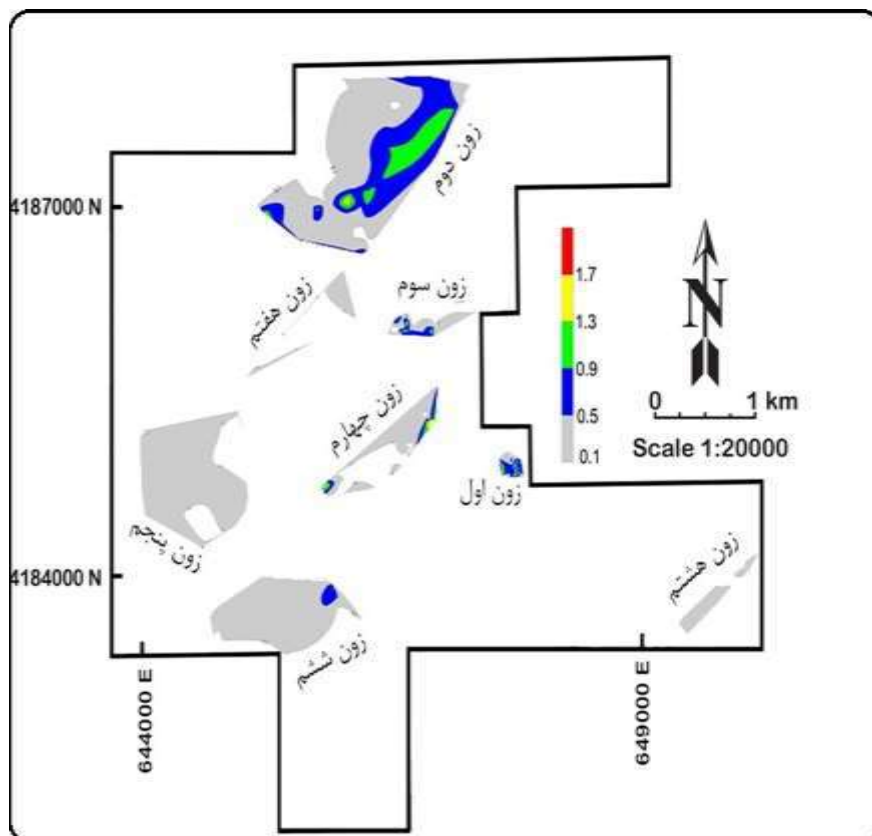
جدول ۲: تعیین مقادیر زمینه، حد آستانه و بی‌هنجاری منطقه میاردان

| عناصر     | طلا<br>(ppb) |
|-----------|--------------|
| زمینه     | < ۰/۲۹       |
| حد آستانه | ۰/۴۷         |
| ناهنجاری  | > ۰/۶۴       |



جدول ۳: مقادیر عیار طلا در نمونه‌های سنگ زمین شیمیایی منطقه میاردان (زون اول تا زون هشتم)

| طلا (ppm) |         |         |         |           |          |         |          |          |
|-----------|---------|---------|---------|-----------|----------|---------|----------|----------|
|           | زون اول | زون دوم | زون سوم | زون چهارم | زون پنجم | زون ششم | زون هفتم | زون هشتم |
| نمونه     | ۷۷      | ۳۹      | ۳۳      | ۳۳        | ۲۳       | ۲۶      | ۱۲       | ۱۶       |
| میانه     | ۰/۶۰    | ۰/۴۸    | ۰/۲۸    | ۰/۴۰      | ۰/۲۰     | ۰/۱۵    | ۰/۱۱     | ۰/۱۶     |
| حداقل     | ۰/۰۱    | ۰/۰۱    | ۰/۰۱    | ۰/۰۱      | ۰/۰۱     | ۰/۰۱    | ۰/۰۱     | ۰/۰۴     |
| حداکثر    | ۲/۰۴    | ۱/۷۸    | ۱/۶۸    | ۱/۶۷      | ۱/۴۲     | ۰/۹۸    | ۰/۵      | ۰/۴۴     |
| میانگین   | ۰/۰۳    | ۰/۰۳    | ۰/۰۱    | ۰/۱۲      | ۰/۰۶     | ۰/۱۸    | ۰/۰۵     | ۰/۰۶     |



شکل ۴: نقشه کنتور ایزوشیمیایی، نشانگر بی هنجاری‌های طلا در محدوده مورد مطالعه

## ۵- نتیجه گیری

منطقه مورد مطالعه به مساحت ۲۴/۱ کیلومترمربع و در ۱۵ کیلومتری غرب شهرستان بستان آباد قرار دارد. این منطقه عموماً از سنگهای آتشفشانی تشکیل شده که توسط واحد سنگی خاکستر آتشفشانی پوشیده شده است. فرایند دگرسانی و کانی سازی در درون واحدهای آتشفشانی و آذرآواری انوسن صورت گرفته است. کانه زایی طلا در سنگ های دگرسان شده و برشی دیده می شود. مطالعات ژئوشیمیایی در سنگ ها در منطقه میاردان هشت زون با آنومالی طلا را مشخص می کند که بیشترین عیار طلا در زون اول ۲/۰۴ گرم در تن میباشد و کمترین عیار طلا در همه زون ها ۰/۰۱ گرم در تن می باشد. مطالعات میکروسکوپی نشان دهنده طلای طبیعی در منطقه بوده که بالاترین عیار آن ۱۰ ppm می باشد.

## ۶- مراجع

- آقاباتی، ع.ا.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- حسینی پاک، ع.، ۱۳۹۱. اصول اکتشافات ژئوشیمیایی، انتشارات دانشگاه تهران، ۶۱۵ ص.
- مؤید، م.، ۱۳۹۱. گزارش پیجویی و پتانسیل یابی مواد معدنی شهرستان بستان آباد، مرکز مطالعات زمین شناسی و معدنی کشور
- Kylie, P., (2007). Application of lithogeochemistry to gold exploration in the St Ives goldfield, Western Australia. Exploration Environment Analysis. 7(2), 99-108.

## وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی با استفاده از هوش مصنوعی

راشد پورمیرزائی<sup>۱</sup>، رامین نیکروز<sup>۲</sup>

۱- دانشیار، گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی ارومیه، ارومیه، ایران

r.poormirzaee@uut.ac.ir

۲- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

r.nikrouz@urmia.ac.ir

### چکیده

عدم یکتایی در نتایج وارون‌سازی از چالش‌های اصلی در پردازش داده‌های ژئوفیزیکی می‌باشد. جهت کاهش عدم یکتایی در نتایج وارون‌سازی، استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی مناسب، گمانه‌ها و یا سایر داده‌های کمکی بسیار موثر است. اما در بسیاری از موقعیت‌ها دسترسی به این اطلاعات به دلایل مختلف زمین‌شناسی میسر نیست و یا از صحت و دقت مناسبی برخوردار نمی‌باشند. در این شرایط مفسر و یا کاربر ناگزیر به استفاده از وارون‌سازی بصورت سعی و خطا و مجبور به اتکا به تجربه خود خواهد بود. در این مطالعه یک روش خودکار جدید جهت وارون‌سازی داده‌های شکست مرزی با استفاده از هوش مصنوعی معرفی شده است. در روش پیشنهاد شده از دو شبکه عصبی مصنوعی به صورت ترکیبی برای پیش‌بینی پارامترهای مدل استفاده شده است. شبکه اول با استفاده از مدل‌های مصنوعی آموزش دیده و یک مدل اولیه را برای داده‌های مشاهده شده پیش‌بینی می‌نماید. در ادامه با یک شبکه عصبی مصنوعی ثانویه و با استفاده از اطلاعات به دست آمده از شبکه اول، مدل مناسب و نهایی برای داده‌های مشاهده شده پیش‌بینی می‌شود. در الگوریتم معرفی شده، هوش مصنوعی اطلاعات کمکی و یا اطلاعات اولیه را بصورت خودکار از داده‌های مشاهده شده استخراج کرده و لذا وابسته به کارشناس و یا مفسر نمی‌باشد. روش معرفی شده با استفاده از داده‌های مصنوعی و واقعی مورد آزمون واقع شد و نتایج بیانگر کارایی و صحت و دقت قابل قبول در روش پیشنهاد شده می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** هوش مصنوعی؛ شکست مرزی؛ وارون‌سازی؛ داده‌های کمکی

### Abstract

Non-uniqueness problem in inversion is a main challenge in the processing of the geophysical data to achieve accurate results. In order to decrease the ambiguities in the inversion results, using geological information and boreholes data and other auxiliary information are very important. On the other hand, because of lack of data, in many situations this information isn't available; therefore, geophysicists have to perform non-accurate inversion and find final model by Trial and Error which the results may be non-precision. In current study a new inversion technique for inversion of seismic refraction data in the absence of prior information is proposed. In this method to achieve accurate results two artificial neural networks (ANNs) are used. Firstly, first network trained by 3k synthetic samples. Then, a primary model by first network was predicted for observed data. The primary model was used to determine a range for each of the model parameters, for example thickness and P-wave velocities, for each layers to generate new synthetic samples for training the second network. Finally, after training procedure, second network estimates the final model. In the proposed method, prior information is extracted by first network automatically. The introduced inversion algorithm was tested by both synthetic and real datasets. In this study results have been showed the applicability of proposed technique in the inversion of seismic refraction data.

**Key words:** Artificial intelligence, Artificial Neural Networks, Seismic Refraction, Seismic Inversion.

### ۱- مقدمه

روش لرزه‌نگاری شکست مرزی اغلب به منظور به نقشه درآوردن ساختارهای زیرسطحی، براساس شکست موج در زمین استفاده می‌شود. در مطالعات لرزه‌نگاری، امواج لرزه‌ای توسط چشمه‌های کنترل شده ایجاد شده و در بین لایه‌های زیر سطحی انتشار می‌یابند. بخشی از امواج تولید شده در سطح بعد از شکست

یا بازتاب در مرزهای لایه‌های زیر سطحی، به دلیل تغییر سرعت لرزه‌ای یا چگالی بر اساس قوانین موج به سطح زمین برگشت داده می‌شوند. ژئوفون‌ها که در سطح زمین در امتداد خط مستقیم و با فواصل مساوی آرایش یافته‌اند به وسیله این امواج برگشتی تحت جنبش قرار گرفته و در نتیجه زمان رسیدن امواج در فواصل مختلف از چشمه ثبت می‌شوند. این زمان‌های سیر موج طولی با استفاده از مدل‌سازی وارون مورد پردازش قرار گرفته و در نهایت ویژگی‌های لایه‌های زیرسطحی به تصویر کشیده می‌شوند (Kearey et al., 2002). در روش شکست مرزی، مستقیماً از امواج طولی و سرموج (Head wave)، به منظور ترسیم ناهمگنی‌های زمین‌شناسی استفاده می‌شود. به دلیل ساده بودن تئوری این روش و سرعت بالا در مطالعات لرزه نگاری شکست مرزی، این روش در مطالعات مختلف مانند اکتشاف آب، مطالعه ساختگاه سد و سایر مطالعات مهندسی استفاده می‌شود (Poormirzaee et al., 2019).

در مدل‌سازی‌های ژئوفیزیکی به طور معمول از دو روش پیشرو (Forward) و وارون (Inverse) استفاده می‌شود. مدل‌سازی پیشرو عبارت از پیش بینی داده‌های مشاهده‌ای با فرض یک محیط با پارامترهای قابل اندازه‌گیری و یک چشمه مشخص و در نتیجه یک جواب قطعی می‌باشد. در مقابل این تعریف، مفهوم مدل‌سازی وارون قرار دارد که عبارت از پیش‌بینی پارامترهای مدل با استفاده از داده‌های برداشت شده و در نهایت نتایج چند داده‌ای است. در حقیقت، با استفاده از وارون سازی داده‌های مورد نیاز ژئوفیزیکدانان مانند سرعت لایه‌های زیرسطحی، ضخامت لایه‌ها و یا سایر اطلاعات در خصوص مدل‌های الاستیکی زمین قابل محاسبه می‌باشند. در عملیات وارون‌سازی به طور معمول ابتدا با استفاده از مدل‌سازی پیشرو داده تخمینی محاسبه می‌شود و سپس در قالب یک تابع هدف (یا تابع خطا)، داده‌های تخمین زده شده با داده‌های مشاهده‌ای مقایسه می‌شوند. مقایسه این دو نوع از داده توسط روش‌های مختلف بهینه‌سازی تابع هدف انجام می‌گیرد. تابع هدف در بیشتر مسائل ژئوفیزیکی یک تابع غیرخطی و پیچیده می‌باشد.

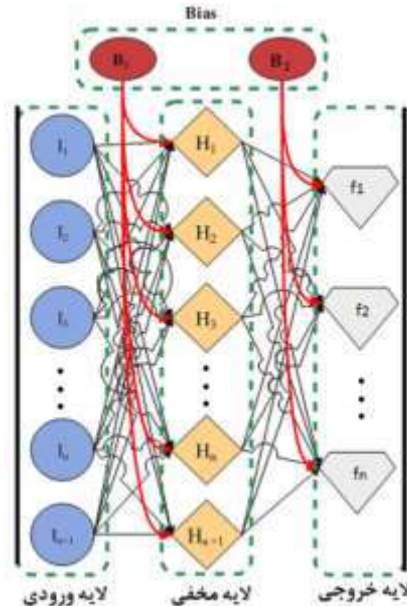
روش‌ها و الگوریتم‌های مختلفی برای وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای ارائه شده است. اما چالش عدم یکتایی در تمام این روش‌ها وجود دارد (بعبارت دیگر برای یک مجموعه از داده‌های مشاهده شده مدل‌های مختلفی می‌توان ارائه نمود). لذا ژئوفیزیکدانان و یا کارشناسان در پردازش وارون‌سازی داده‌ها سعی می‌کنند با استفاده از داده‌های کمکی و یا اولیه مانند اطلاعات زمین‌شناسی و یا داده‌های درون چاهی و گمانه مدل‌نمایی محتمل را محدود کرده تا به بهترین مدل‌نمایی دست یابند. اما در بیشتر مواقع اطلاعات کمکی در دسترس نیستند و یا فراهم نمودن آنها نیازمند صرف هزینه و وقت زیادی می‌باشد. در صورتی که اطلاعات اولیه و یا کمکی در دسترس نباشند، ژئوفیزیکدان و یا کارشناس مجبور است یک وارون‌سازی مبتنی بر سعی و خطا و یا تجربه خود را انجام دهد، که با خطای زیادی همراه است.

پیشرفت علوم کامپیوتر و روش‌های یادگیری ماشین سبب شده است که هوش مصنوعی بعنوان یک رویکرد در وارون‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی مورد توجه قرار گیرد. استفاده از هوش مصنوعی در وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای بازنای (Russell, 2019)، گرانی سنجی (Kumar and Rao, 2021)، مگنتوتلوریک (Spichak and Popova, 2005)، الکترومگنتیک (Bai et al., 2020) و رزیستیویته (El-Qady and Ushijima, 2001) و همچنین سایر روش‌های ژئوفیزیکی استفاده شده است که نتایج بیانگر کارایی هوش مصنوعی در وارون‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی می‌باشد. در روش پیشنهاد شده در این مطالعه با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی داده‌های لرزه شکست مرزی در دو مرحله متوالی پردازش شده و عمل وارون‌سازی انجام می‌گیرد که به بخشی از این روش پرداخته می‌شود. برای آزمون الگوریتم پیشنهاد شده در این مطالعه، از داده‌های مصنوعی و واقعی استفاده شده است.

## ۲- شبکه عصبی مصنوعی

شبکه عصبی مصنوعی از مکانیزم مغز انسان ایده گرفته شده است. کوچکترین واحدهای سازنده سیستم عصبی نرون‌ها هستند. دو یا چند نرون می‌توانند با هم در قالب یک لایه ترکیب شوند. یک شبکه خاص خود می‌تواند از چند لایه تشکیل شود. هر لایه در شبکه دارای ماتریس وزن‌ها، بردار بایاس و خروجی مختص به خود می‌باشد (شکل ۱). لایه‌های یک شبکه چندلایه، وظایف متفاوتی دارند. لایه‌ای که خروجی شبکه را ایجاد می‌نماید تحت عنوان لایه خروجی شناخته می‌شود. بقیه لایه‌ها تحت عنوان لایه مخفی نام‌گذاری می‌شوند. ساده‌ترین نوع شبکه، شبکه پرسپترون است. که اولین بار توسط روزنبلات در سال ۱۹۵۸ میلادی مطرح گردید. پرسپترون یک نرون ساده است که جهت کلاسه‌بندی کردن ورودی‌هایش به دو دسته مجزا استفاده می‌شود. پرسپترون برای تابع محرک خود از تابع پله‌ای استفاده می‌کند. به شبکه‌های چندلایه از پرسپترون‌ها شبکه MLP (Multilayer Perceptron) نیز می‌گویند (منهاج، ۱۳۸۹) (شکل ۱). در آموزش شبکه عصبی داده‌ها به صورت تصادفی به سه دسته آموزشی، اعتبارسنجی و آزمایشی تقسیم می‌شوند. داده‌های آموزشی برای آموزش شبکه استفاده می‌شوند. داده‌های اعتبارسنجی برای بررسی کیفیت شبکه در انتهای هر نسل آموزش به کار می‌روند. داده‌های آزمایشی هنگام آموزش استفاده نمی‌شوند بلکه پس از اتمام فاز آموزش کارایی شبکه با داده‌های جدید آزمایشی سنجیده می‌شود. به کمک داده‌های اعتبارسنجی می‌توان زمان اتمام آموزش را نیز تنظیم کرد،

به این ترتیب که پس از هر نسل آموزش کارایی شبکه با این داده‌ها سنجیده می‌شود اگر در چند نسل متوالی، کارایی بهبودی پیدا نکرد، آنگاه عملیات آموزش متوقف می‌شود و بدین ترتیب از پدیده آموزش بیش از حد جلوگیری می‌شود. تاکنون شبکه عصبی مصنوعی در مطالعات مختلف مهندسی و همچنین علوم زمین در حوزه‌های مختلف با موفقیت به کار برده شده است (Alizadeh et al., 2021; Poormirzaee et al., 2021).



شکل (۱)- نمایش ساختار یک شبکه MLP با یک لایه مخفی.

### ۳- وارون سازی داده‌های لرزه شکست مرزی با استفاده از شبکه‌های عصبی

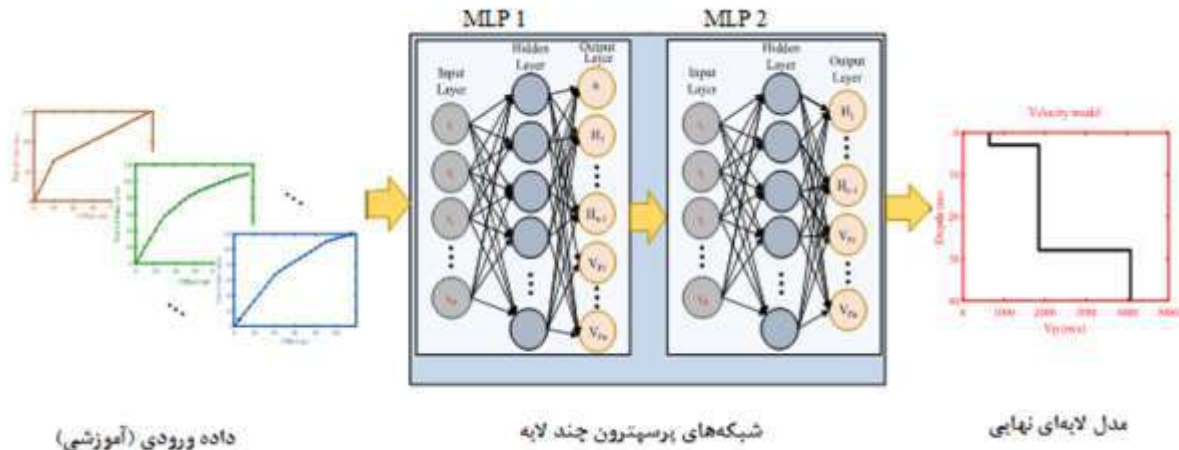
در این مطالعه، جهت وارون سازی داده‌های شکست مرزی از دوشبکه MLP استفاده شده است. در حقیقت الگوریتم پیشنهاد شده به عنوان یک عملگر ( $\hat{C}$ ) سعی می‌کند با یادگیری از داده‌های ورودی (آموزشی)، برای داده‌های مشاهده شده یک مدل لایه‌ای را پیشنهاد کند. در این فرایند برای ارائه مدل نهایی نیازی به داده‌های کمکی و یا اولیه نمی‌باشد. عملکرد این الگوریتم را می‌توان از طریق رابطه (۱) و شکل (۲) بهتر معرفی نمود.

$$\hat{C}[t_n] \rightarrow [N, V_i^p, H_j] \quad (i=1,2,\dots,N; j=1,2,\dots,N-1) \quad (1)$$

جهت آموزش شبکه MLP اول از داده‌های مصنوعی تولید شده از طریق مدل‌سازی پیشرو استفاده شد. به این منظور بیش از ۳ هزار (3K) نمونه مصنوعی برای آموزش شبکه اول تولید شد. داده‌های آموزشی شامل زمان سیر ( $t_n$ ) امواج شکست مرزی می‌باشند که برای مدل‌های لایه‌ای مختلف (مدل‌های دو لایه، سه لایه و چهار لایه) تولید شدند. برای کارایی شبکه اول سعی شد بصورت تصادفی برای هر مدل دامنه وسیعی از ضخامت‌ها و سرعت‌ها در نظر گرفته شود. در این مرحله شبکه MLP اول قادر است برای داده‌های مشاهده شده تعداد لایه‌ها ( $N$ ) و یک سرعت تقریبی برای هر لایه ( $V_i^p$ ) و ضخامت لایه‌ها ( $H_j$ ) را تخمین بزند. در ادامه جهت تخمین مدل نهایی و دقیق از شبکه MLP دوم استفاده شد. برای آموزش شبکه دوم داده‌های آموزشی مصنوعی با توجه به نتایج شبکه اول تولید شدند. بطوریکه از مقادیر سرعت‌ها و ضخامت‌های تخمین زده شده توسط شبکه اول بعنوان اطلاعات کمکی استفاده شد تا داده‌های آموزشی برای شبکه دوم در دامنه مناسب محدودتری تعریف شود تا کارایی شبکه دوم جهت پیش بینی مدل نهایی برای داده‌های مشاهده‌ای افزایش یابد. برای این منظور ۲ هزار (2K) داده آموزشی جدید با استفاده از روش پیشرو تولید شد. بعد از تکمیل آموزش شبکه دوم، مدل نهایی برای داده‌های مشاهده شده تخمین زده شد.

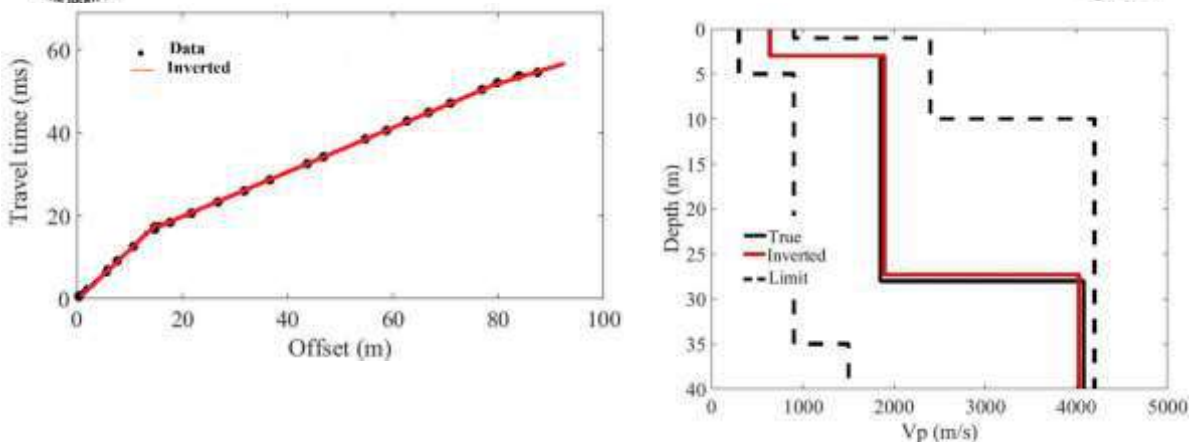
فرایند الگوریتم پیشنهادی جهت وارون‌سازی داده‌های انکساری در شکل (۲) نشان داده شده است. لازم بذکر است در این مطالعه از شبکه‌های با دو لایه مخفی که دارای ۱۷ و ۱۳ نرون بودند استفاده شد. همچنین ۷۰٪ داده‌ها برای آموزش و از مابقی داده‌ها برای آزمون (۱۵٪) و ارزیابی در حین آموزش (۱۵٪) شبکه

استفاده شد. برای آموزش شبکه‌ها از الگوریتم لونبرگ-مارگارت و همچنین برای لایه‌های مخفی و خروجی به ترتیب از تابع سیگموئید و خطی استفاده شده است.



شکل ۲- فرایند وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی ترکیبی.

در ادامه جهت ارزیابی روش پیشنهادی در این مطالعه، یک مدل مصنوعی مورد بررسی قرار می‌گیرد. به این منظور ابتدا با استفاده از مدل پیشرو یک مدل سه لایه تولید شد (شکل ۳ و جدول ۱). در ادامه شبکه اول با استفاده از ۳k نمونه آموزش داده شد. بعد از این مرحله داده مشاهده شده (زمان سیر مربوط به مدل مصنوعی) به شبکه اول ارائه شد. این شبکه یک مدل اولیه را بعنوان خروجی ارائه داد که از این خروجی برای تعیین یک محدوده برای تولید داده‌های آموزشی مناسب برای شبکه دوم استفاده شد (جدول ۱). با استفاده از این محدوده ۲k نمونه (مدل) جدید جهت آموزش شبکه دوم تولید شد. در حقیقت تعیین محدوده برای تولید نمونه‌های آموزشی برای شبکه دوم، نقش ایجاد اطلاعات اولیه و یا کمکی را دارد که توسط شبکه اول ایجاد می‌شود. بعد از آموزش شبکه دوم، این شبکه تخمین نهایی از پارامترهای مدل را ارائه می‌دهد که نتایج آن در جدول ۱ نشان داده شد است. همانطور که دیده می‌شود مقدار خطا بسیار ناچیز بوده و این بیانگر عملکرد بسیار مناسب الگوریتم پیشنهاد شده در وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی (بدون اطلاعات کمکی) می‌باشد.



شکل ۳- نمودار زمان-مکان مدل مصنوعی سه لایه (شکل سمت چپ) و مقطع سرعت مربوطه که با استفاده از روش شبکه‌های عصبی ترکیبی به دست آمده است (شکل سمت راست).

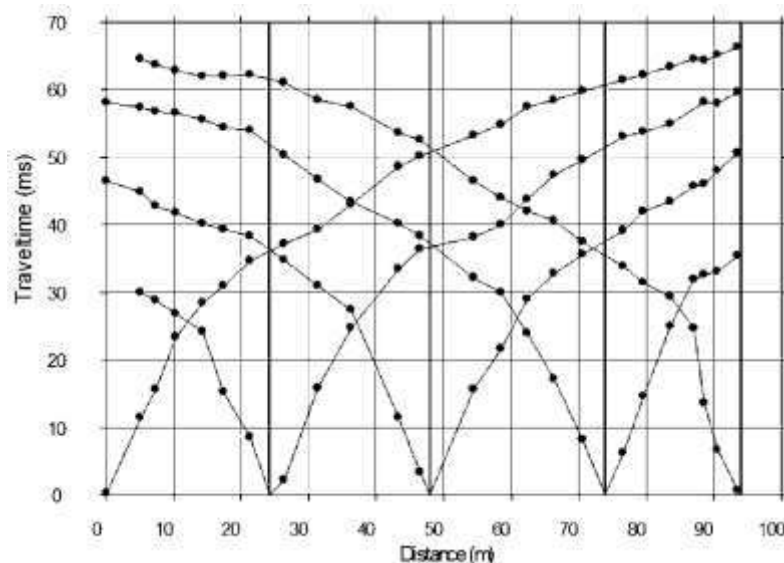
جدول ۱- نتایج وارون سازی یک مدل سه لایه با استفاده از شبکه‌های عصبی ترکیبی.

| خطا | تخمین نهایی | محدوده تعیین شده | مقدار واقعی | پارامتر مدل |
|-----|-------------|------------------|-------------|-------------|
| 0.0 | 3           | -                | 3           | N           |
| 0.6 | 3.02        | 1-5              | 3           | H1 (m)      |
| 1.8 | 24.53       | 10-30            | 25          | H2 (m)      |
| 0.3 | 641         | 300-1100         | 639         | Vp1 (m/s)   |
| 2.3 | 1893        | 850-2400         | 1850        | Vp2 (m/s)   |
| 1.7 | 4070        | 1500-4200        | 4144        | Vp3 (m/s)   |

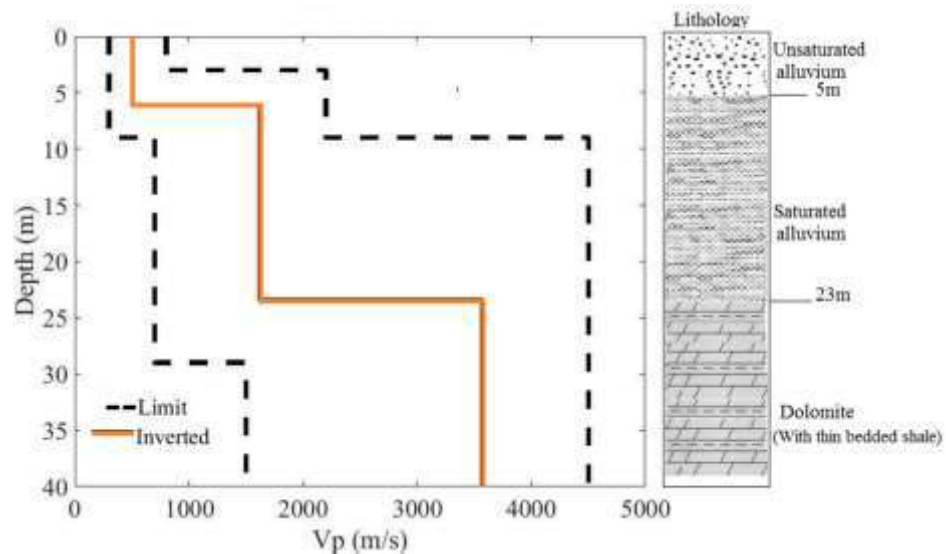
جهت ارزیابی بیشتر، الگوریتم ارائه شده با استفاده از یک مجموعه داده واقعی نیز مورد ارزیابی قرار گرفت. به این منظور بعد از برداشت داده‌های لرزه شکست مرزی به منظور مطالعه سنگ بستر (Bed Rock) سد لیلان جای واقع در شهرستان ملکان (استان آذربایجان شرقی)، زمان رسید ( $t_H$ ) مربوط به منطقه مورد مطالعه به دست آمد (شکل ۴). سنگ شناسی موجود در منطقه اغلب شامل دولومیت، شیل و آبرفت در بستر رودخانه است. سنگ بستر ساختگاه شامل تناوبی از شیل و دولومیت سازند باروت و سلطانیه می باشد. حفاری هایی که در محل صورت گرفته است حداکثر ضخامت آبرفت را ۲۳ متر بیان نموده‌اند (رستمی و شرقی،



۱۳۹۶). هدف از وارون‌سازی این داده‌ها تخمین عمق سنگ بستر و محاسبه ساختار سرعتی در ساختگاه سد می‌باشد. داده‌ها در یک پروفیل به طول حدود ۱۰۰ متر و با فواصل ژئوفونها ۴ متر برداشت شدند. برای انجام وارون‌سازی با استفاده از روش شبکه‌های عصبی ترکیبی، ابتدا ۳۴ نمونه آموزشی با در نظر گرفتن آرایش برداشت داده‌های واقعی، با استفاده از روش مدل‌سازی پیشرو تولید شد. در تولید داده‌های آموزشی مدل‌های مختلف ۲، ۳، ۴، ۵ لایه با پارامترهای مختلف مدنظر قرار گرفت. در ادامه همانند فرایند وارون‌سازی داده‌های مصنوعی، شبکه اول بعد از آموزش، یک مدل اولیه را برای داده‌های برداشت شده ارائه داد. این شبکه تعداد لایه‌های زیر سطحی را با توجه به داده برداشت شده، یک مدل زیرسطحی سه لایه تخمین زد. همچنین شبکه اول مقادیر ضخامت لایه اول و دوم را به ترتیب برابر حدود ۷ و ۲۰ متر تخمین زد (شکل ۵). بر اساس محاسبات انجام شده سرعت مربوط به لایه‌ها را می‌توان به ترتیب از لایه اول تا سنگ بستر برابر با ۶۰۰ متر بر ثانیه، ۱۲۰۰ متر بر ثانیه و ۳۰۰۰ متر بر ثانیه تخمین زد. از این تخمین اولیه برای تعیین یک محدوده جدید (Limit) جهت تولید داده‌های آموزشی در خصوص شبکه دوم استفاده شد. داده‌های آموزشی جدید در محدوده تعیین شده توسط مدل‌سازی پیشرو تولید شدند و شبکه دوم آموزش داده شد. بعد از آموزش شبکه دوم، یک مدل نهایی برای داده‌های برداشت شده توسط این شبکه ارائه شد (شکل ۵). همان‌طور که در شکل ۵ دیده می‌شود عمق سنگ بستر حدود ۲۳ متر تخمین زده شد که از یک تطابق مناسب و صحت و دقت قابل قبول با مقطع زمین‌شناسی موجود در منطقه برخوردار است.



شکل ۴- داده‌های لرزه شکست مرزی برداشت شده در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۵- وارون سازی داده‌های لرزه شکست مرزی واقعی با استفاده از شبکه‌های عصبی ترکیبی.

#### ۴- نتیجه گیری

عدم قطعیت و ابهام در نتایج وارون سازی از چالش‌های عمده در حوزه پردازش داده‌های ژئوفیزیکی برای مفسران می‌باشد. استفاده از داده‌های کمکی مانند اطلاعات درون‌چاهی و یا زمین‌شناسی می‌تواند کمک قابل توجهی در راستای کاهش ابهام و افزایش صحت در نتایج نماید. اما در بسیاری از مواقع این اطلاعات در دسترس نیستند و یا از اعتبار و کیفیت مناسبی برخوردار نیستند. در چنین شرایطی مفسر و یا ژئوفیزیکدان باید بر مبنای سعی و خطا و با اتکا به تجربه خود وارون سازی را انجام دهد. در این مطالعه یک روش نوین بر مبنای هوش مصنوعی برای وارون سازی داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی معرفی شده است که بدون نیاز به اطلاعات اولیه وارون سازی انجام می‌گیرد. در این روش از دو شبکه عصبی استفاده شد. ترکیب متوالی شبکه‌های عصبی سبب می‌شود اطلاعات خروجی شبکه اول بعنوان اطلاعات کمکی به شبکه دوم جهت تخمین دقیق مدل نهایی کمک کند. الگوریتم پیشنهادی در این مطالعه روی یک مدل مصنوعی مورد آزمون قرار گرفت. نتایج نشان داد که روش پیشنهادی در تخمین مدل سرعتی از قابلیت اطمینان بالایی برخوردار است. همچنین روش پیشنهادی روی یک مجموعه داده شکست مرزی برداشت شده از ساختمان یک سد، پیاده‌سازی با نتایج وارون‌سازی با نتایج مطالعات دقیق زمین‌شناسی که قبلاً انجام گرفته بود، از تطابق بسیار بالایی برخوردار بود. در این مطالعه روش وارون سازی مبتنی بر شبکه‌های عصبی بر روی مدلی با عمق کم سنگ بستر (۳۰ متر) مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به قابلیت روش‌های هوش مصنوعی بنظر می‌رسد روش ارائه شده در این مطالعه در وارون سازی سایر داده‌های ژئوفیزیکی مانند داده‌های ژئوالکتریک نیز می‌تواند موثر واقع شود و عدم قطعیت در وارون سازی این داده‌ها را تا حد زیادی کاهش دهد.

#### ۵- مراجع

رستمی، ص.، شرقی، ی.، ۱۳۹۷، تشخیص عمق رسوبات در ساختمان سد لیلان چای با استفاده از لرزه نگاری انکساری، هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، صفحه: ۴۸۲-۴۸۵.  
منهاج، م.، ۱۳۸۹، مبانی شبکه‌های عصبی، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر.



Alizadeh, S., Poormirzaee, R., Nikrouz, R., Sarmady, S., 2021, Using Stacked Generalization Ensemble Method to Estimate Shear Wave Velocity Based on Downhole Seismic Data: a case study of Sarab-e-Zahab, Iran: *Journal of Seismic Exploration*, 30, 281–301.

Bai, P., Vignoli, G., Viezzoli, A., Nevalainen, J., and Vacca, G., 2020. (Quasi-)Real-Time Inversion of Airborne Time-Domain Electromagnetic Data via Artificial Neural Network, *Remote Sens.*, 12, 3440.

El-Qady, G., Ushijima, K., 2001. Inversion of DC resistivity data using neural networks, *Geophysical Prospecting*, 49, pp.417-430.

Kearey, P., Brooks, M., Hill I., 2002, *An introduction to geophysical exploration*. John Wiley & Sons.

Kumar, A., Rao, G.S., 2021. Inversion of magnetic and gravity anomaly using artificial neural networks, *SEG Technical Program Expanded Abstracts* : 936-940.

Poormirzaee, R., Sarmady, S., Sharghi, Y., 2019. A new inversion method using a modified bat algorithm for analysis of seismic refraction data in dam site investigation. *J. Environ. Eng. Geophys.* 24, 201–214.

Poormirzaee, R., Sohrabian, B., Tahmasebi, P., 2021, Seismic refraction data analysis using machine learning and numerical modeling for characterization of dam construction sites, *Geophysics*, 87(2), 21-28.

Russell, B., 2019, Machine learning and geophysical inversion -A numerical study: *The Leading Edge*, 38, 512–519.

Spichak, V.V., Popova, I.V., 2005. Methodology of Neural Network Inversion of Geophysical Data, *Izvestiya, physics of the solid earth*, 41, 3, pp. 71-85.

## بررسی تأثیر عوامل مختلف زمین‌شناسی از جمله سنگ میزبان بر روی ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن جهت تعیین منشأ سیال کانه‌ساز در کانسارهای اسکارن آهن

زهرا معصومی‌پور<sup>۱</sup>، حمایت جمالی<sup>۲\*</sup>

۱- کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

zahra.masoumipour0020@gmail.com

۲- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

h.jamali@sci.ui.ac.ir

### چکیده

کانسارهای اسکارن آهن عباس‌آباد جنوبی، عباس‌آباد شمالی و سنگان در ایران و Zhangmatun در کشور چین، براساس مطالعات قبلی از نظر نوع سنگ میزبان و توده نفوذی مسبب اسکارن با یکدیگر شباهت‌ها و تفاوت‌هایی دارند، که منجر به تفاوت در ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار (مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$ ) در کانی‌های گارنت و مگنتیت و منشأ سیال کانه‌ساز در این کانسارها شده‌است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  گزارش شده در این کانسارها با چندین محدوده از سیالات گرمابی همپوشانی دارند که این امر می‌تواند موجب خطا در تعیین منشأ واقعی سیال کانه‌ساز شود. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  گزارش شده از کانسارهای آهن عباس‌آباد جنوبی، سنگان و Zhangmatun از ایزوتوپ‌های سنگین  $^{18}\text{O}$  غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این امر به دلیل تبادل و برهم‌کنش سیالات کانه‌ساز در این کانسارها با سنگ میزبان کربناته غنی از  $^{18}\text{O}$  می‌باشد. چنانچه علی‌رغم سنگ میزبان یکسان، توده نفوذی و منشأ سیال کانه‌ساز در این کانسارها با یکدیگر متفاوت هستند. که این امر اهمیت بررسی دقیق زمین‌شناسی منطقه و ایجاد ارتباط بین آن و داده‌های مختلف ایزوتوپی، ژئوشیمی و سیالات درگیر را نشان می‌دهد.

**واژه‌های کلیدی:** اسکارن آهن، سنگ میزبان، سیال کانه‌ساز، ایزوتوپ‌های پایدار.

### Abstract

According to previous studies, the iron skarn deposits of Southern Abbasabad, Northern Abbasabad and Sangan in Iran and Zhangmatun in China have similarities and differences with each other in terms of the host rock and the intrusive body that causes skarn alteration and iron mineralization, which leads to differences in the composition of stable isotope values ( $\delta^{18}\text{O}$ ) in garnet and magnetite and the origin of ore-forming fluid in these deposits. The  $\delta^{18}\text{O}$  values reported in these deposits overlap with several field of hydrothermal fluids, which can cause error in determining the real origin of ore-forming fluid. The values reported from Southern Abbasabad, Sangan and Zhangmatun iron deposits show enrichment of heavy  $^{18}\text{O}$  isotopes. This is due to the exchange and interaction of ore-forming fluids in these deposits with the  $^{18}\text{O}$ -rich carbonate host rock. If despite the same host rock, the intrusive body and the origin of ore-forming fluids in these deposits are different from each other. This shows the importance of a detailed investigation of the geology of the region and establishing a relationship between it and various isotopic data, geochemistry and fluids involved.

**Key words:** Iron skarn, host rock, ore-forming fluids, stable isotope.

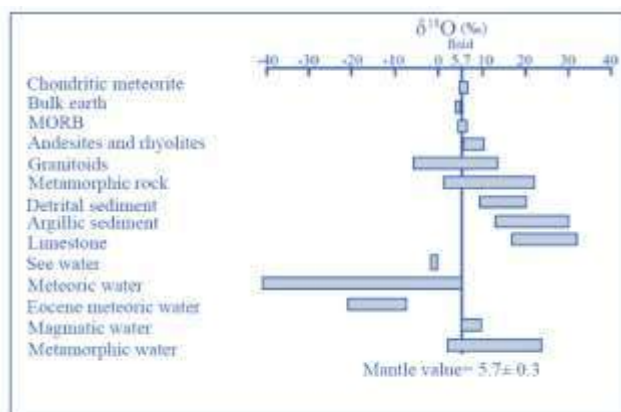
### ۱- مقدمه

بزرگترین ذخایر اقتصادی نوع اسکارنی، اسکارن‌های آهن هستند که معمولاً به خاطر مگنتیت استخراج می‌شوند. به طور کلی تکامل و پیدایش کانسارهای اسکارن که به موازات جایگزینی و تبلور توده‌های نفوذی رخ می‌دهند در سه مرحله (۱) دگرگونی مجاورتی ایزوشیمیایی، (۲) تشکیل اسکارن و (۳) دگرسانی قهقراپی خلاصه می‌شوند. گسترش و توسعه‌ی مراحل اسکارن به ویژگی‌های زمین‌شناسی و محل شکل‌گیری آن بستگی دارد. مجموعه کانی‌های اسکارنی رایج در این کانسارها عموماً شامل گارنت، پیروکسن و مقادیر کمتری از اپیدوت و ترمولیت - اکینولیت می‌باشند که همگی غنی از آهن هستند (Purtov et al., 1989). در این کانسارها مگنتیت کانه اکسیدی اولیه است. همانیت نیز می‌تواند در اثر عواملی چون هوازدگی سطحی و یا افزایش فوگاسیته اکسیژن در دمای

بالا از مگنتیت‌ها حاصل شود. همانطور که گفته شد عموماً، اسکارن‌ها در مرز همبری بین توده‌های نفوذی فلسیک- حدواسط و سنگ میزبان کربناته رخ می‌دهند. با این حال تعدادی کانه‌زایی آهن مرتبط با توده‌های نفوذی مافیک نیز گزارش شده‌اند (Meinert, 1992; Meinert et al, 2005; Zhang et al., 2014) که به عنوان کانسارهای اسکارن نوع کارناوال شناخته می‌شوند (Eugster and Chou, 1979; Rose et al., 1985; Xie et al., 2017; Masoumipour et al., 2023). براساس مطالعاتی که محققین در گذشته انجام داده‌اند، کانسارهای اسکارن آهن از نوع کارناوال، در اثر جانشینی و فرآیندهای متاسوماتیک تشکیل می‌شوند (Rose et al., 1985). ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار کانی‌های گرمایی به عنوان یک ابزار کلیدی و مهم، در حال حاضر به بخش جدایی ناپذیری از مطالعه کانسارهای گرمایی (فارغ از نوع کانه‌زایی در آن‌ها) تبدیل شده است. ترکیب ایزوتوپی کانی‌های گرمایی در هر تیب از کانسار به عوامل مختلفی نظیر ترکیب و جنس سنگ میزبان، ماهیت سیالات کانه‌ساز و فرآیندهای مؤثر در ته‌نشست کانی‌ها (و فلزات) بستگی دارد. با توجه به این عوامل، تعیین منبع سیالات کانه‌ساز بسیار دشوار و حساس می‌باشد. بنابراین در پژوهش پیش‌رو سعی بر این است که با استفاده از مطالعات زمین‌شناسی و داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و تلفیق آن‌ها با یکدیگر، به اهمیت و چگونگی تأثیر نوع سنگ میزبان، توده نفوذی مسبب اسکارن و واکنش‌های سیال به سنگ در تفسیر مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار و تعیین دقیق منشأ احتمالی سیال کانه ساز پرداخته شود. از این‌رو، مجموعاً سه کانسار آهن در ایران (کانسار اسکارن آهن تیب کارناوال عباس‌آباد جنوبی (Masoumipour et al., 2023)، کانسار اسکارن آهن - مس عباس‌آباد شمالی (Masoumipour et al., 2023)، کانسار اسکارن آهن سنگان (Sepidbar et al., 2017)، و یک کانسار اسکارن آهن تیب کارناوال Zhangmatun (Xie et al. 2017) در کشور چین را از نظر داده‌های زمین‌شناسی و ایزوتوپ‌های اکسیژن در کانی‌های گارنت و مگنتیت را با یکدیگر مقایسه کردیم.

## ۲- بحث

اکسیژن یکی از فراوان‌ترین عناصر در پوسته و گوشته زمین می‌باشد که در خانواده عناصر لیتوفیل و آتموفیل قرار دارد. این عنصر در بیشتر محدوده‌های دمايي پایدار می‌باشد و این امر اکسیژن را به یکی از جالب‌ترین عناصر در مطالعات ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار تبدیل کرده است (Hoefs, 2009). از آنجاکه اکسیژن یکی از اجزای تشکیل‌دهنده کانی‌های سنگ‌ساز نظیر سیلیکات‌ها، اکسیدها، کربنات‌ها، فسفات‌ها و ... می‌باشد و خود این کانی‌ها در کانسارهای فلزی و غیرفلزی نیز حضور دارند، بنابراین ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن موجود در آن‌ها (کانی‌های یادشده) اطلاعات سودمندی را در مورد منشأ و شرایط تشکیل آن‌ها ارائه می‌دهد. در گذشته محققین بر این عقیده بودند که بسیاری از کانسارها دارای منشأ ماگمایی هستند، درحالی‌که امروزه مطالعه بر روی ایزوتوپ‌های پایدار نشان داده است که در اثر فرآیندهای همرفت و چرخش سیالات حاوی فلزات و اختلاط با سیالات دیگر در محیط‌های نزدیک به سطح زمین، کانه‌زایی رخ می‌دهد. به همین دلیل سیالات کانه‌ساز با خاستگاه‌های متفاوت می‌توانند در مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  خود تفاوت‌های سیستماتیک نشان دهند. سیالات کانه‌ساز در کانسارهای گرمایی ممکن است از منابع مختلفی نشأت گرفته باشند، که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: سیالات ماگمایی، دگرگونی، جوی، شورابه‌ای (یا آب‌های بین سازندی) و آب‌های زمین گرمایی که هریک از آن‌ها دارای ترکیب ایزوتوپی مشخص و گاهاً متفاوت از یکدیگر هستند. هرچند بسیاری عقیده دارند سیالات ماگمایی، دگرگونی و حتی آب‌های بین سازندی معمولاً ترکیبی از یک یا چند نوع سیال با منشأ متفاوت هستند (Hoefs, 2009). شکل (۱) محدوده مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سنگ‌ها و سیالات با منشأهای متفاوت را نشان می‌دهد براساس داده‌هایی از داده‌ها از Taylor (1974) و Hoefs (2009).



شکل ۱- مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سنگ‌ها و مخزن‌های زمین‌شناسی مهم و سیالات با منشأهای متفاوت طبیعی. داده‌ها از Taylor (1974) و Hoefs (2009).

در ادامه خلاصه‌ای از وضعیت زمین‌شناسی، کانه‌زایی و ژئوشیمی ایزوتوپی کانسارهای مورد مطالعه ارائه خواهد شد.

## ۲-۱- کانسار اسکارن آهن تیپ کارناوال عباس‌آباد جنوبی

کانسار آهن عباس‌آباد جنوبی در ۳۰ کیلومتری جنوب غرب اردستان و ۷۰ کیلومتری شمال شرق، در بخش غربی زون ایران مرکزی اصفهان واقع شده است. واحدهای سنگ‌شناسی که در منطقه عباس‌آباد جنوبی گسترش دارند عبارتند از واحدهای رسوبی سازندهای شتری و نایبند با سن تریاس میانی تا بالایی، سنگ‌های آهکی کرتاسه بالایی و سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن که مورد هجوم چند دایک کوچک و توده نفوذی مافیک قرار گرفته‌اند. دگرسانی اسکارن و کانه‌زایی آهن اغلب در مجاورت گابرو عباس‌آباد و در واحدهای رسوبی سازند نایبند رخ داده است. تشکیل اسکارن و کانه‌زایی در دو مرحله پیشرونده و پسرونده رخ داده است. اسپینل، گارنت و پیروکسن در مرحله پیشرونده تشکیل شده‌اند. اپیدوت، ترمولیت / اکینولیت و کلسیت به همراه کانه‌های فلزی مثل مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت در مرحله پسرونده تشکیل شده‌اند (معصومی‌پور، ۱۴۰۱). مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  چهار نمونه گارنت از واحدهای اسکارنی کانسار آهن عباس‌آباد جنوبی از ۸/۶۶‰ تا ۱۱/۲۹‰ با میانگین ۱۰/۲۷‰ در تغییر است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده سیال در حال تعادل با گارنت‌ها در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز برابر است با ۱۰/۷۶-۱۳/۳۹‰. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  مگنتیت از ۵/۶۹‰ تا ۶/۲۵‰ (با میانگین ۵/۹۷‰) در تغییر است. این مقادیر حدود ۲‰ از مگنتیت‌های ماگمایی (Taylor, 1976, ۱-۴‰) بیشتر است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سیال در حال تعادل با این مگنتیت‌ها در دمای ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد برابر با ۱۰/۸‰ تا ۱۴/۸۶‰ تخمین زده شده است (شکل ۲؛ Masoumipour et al., 2023). کلیه مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده برای سیال در حال تعادل با گارنت و مگنتیت‌های کانسار آهن عباس‌آباد جنوبی با محدوده سیالات دگرگونی (Taylor, 1974, ۴-۲۵‰) هم‌پوشانی دارند. ترکیب ایزوتوپی سیال دگرگونی معمولاً به مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سنگ‌های دگرگونی بستگی دارد. با توجه به اینکه تا شعاع تقریباً ۳۰ کیلومتری از محدوده مطالعاتی عباس‌آباد جنوبی، هیچ یک از شواهد زمین‌شناسی مبنی بر حضور سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای وجود ندارد. بنابراین هم‌پوشانی مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده برای سیال در حال تعادل با گارنت و مگنتیت‌های این کانسار با محدوده ایزوتوپی تعیین شده برای سیالات دگرگونی با توجه به زمین‌شناسی منطقه، نمی‌تواند دلیل و تفسیر مناسبی برای منشأ احتمالی سیالات کانه‌ساز در این کانسار باشد. در عین حال، مقادیر  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$  محاسبه شده در کانی‌های گارنت و مگنتیت در کانسار عباس‌آباد جنوبی تقریباً چیزی حدود ۴‰ از محدوده تعیین شده برای سیالات ماگمایی (Taylor, 1974; Hoefs, 2009, ۵/۵-۱۰‰) بیشتر است. عده‌ای از محققین (Rose et al., 1985) مقادیر بالای  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده در کانی‌های گرمایی را به برهم‌کنش سیالات ماگمایی با سنگ میزبان کرناته غنی از  $\delta^{18}\text{O}$  در طول زمان نسبت داده‌اند. این درحالیست که بر خلاف توده‌های نفوذی فلسیک تا حدواسط مرتبط با سیستم‌های اسکارنی که در آن‌ها سیال ماگمایی (به عنوان سیال کانه‌ساز) به طور مستقیم در اثر تبلور ماگما در عمق تشکیل می‌شود، توده‌های نفوذی مافیک (مثل گابروها) به علت عدم تفریق، حداقل تمایل را نسبت به آزادسازی سیالات ماگمایی دارند. به همین دلیل مقادیر بالای  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده در حال تعادل با کانی‌های گارنت و مگنتیت در کانسار آهن عباس‌آباد جنوبی

که یک توده نفوذی مافیک (گابرو عباس آباد) به عنوان مسبب و عامل حرارتی تشکیل هاله دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی آن‌ها در آن در نظر گرفته شده‌است، نمی‌تواند نشان‌دهنده منشأ ماگمایی برای سیالات کانه‌ساز غنی از  $\delta^{18}\text{O}$  (حتی با وجود برهم‌کنش سیال/سنگ و غنی‌شدگی از ایزوتوپ‌های سنگین اکسیژن) در این کانسار باشد. همانطور که در شکل (۲) نشان داده شده‌است، مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده برای سیال در حال تعادل برای کانی‌های گارنت مرحله پیش‌رونده و مگنتیت مرحله پس‌رونده کانی‌سازی در کانسار آهن عباس آباد جنوبی به خوبی با محدوده سیالات بین منفذی و یا شورابه‌ها (Hoefs, 2009; ۱۵-۲٪) هم‌پوشانی دارد، که با توجه به حوضه‌ی رسوبی/زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی، منطقی و قابل قبول می‌باشد. گذشته از آن در مراحل پایانی بسیاری از سامانه‌های گرمابی خصوصاً اسکارن‌ها، اختلاط سیالات کانه‌ساز با آب‌های جوی بسیار رایج و فراگیر است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده برای سیال در حال تعادل با کلسیت‌ها در کانسار آهن عباس آباد جنوبی در محدوده ۱/۸-۴/۴۰٪ قرار می‌گیرند و شواهدی بر اختلاط سیالات کانه‌ساز با آب‌های جوی با مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  پائین‌تر هستند (شکل ۲). Masoumipour et al. (2023) براساس مطالعات ایزوتوپی و تلفیق آن با کلیه داده‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر پیشنهاد کرده‌اند که، واکنش سیالات شور غیرماگمایی از قبیل آب‌های محبوس (connate water) با سنگ‌های رسوبی، و اختلاط آن‌ها با آب‌های جوی در مراحل آخر کانه‌زایی، منجر به تغییر ترکیب ایزوتوپی سیال کانه‌ساز شده‌است و گارنت و مگنتیت با مقادیر  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$  نسبتاً بالا (میانگین مقادیر به ترتیب برابر است با ۱۲/۳۰٪ و ۱۴/۶۰٪) نیز از این سیال کانه‌ساز تغییر یافته، نهشته شده‌اند. در حالیکه، مقادیر  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$  تخمینی کلسیت‌ها کاهش یافته، که نشانه اضافه شدن حجم زیادی از آب‌های جوی به سیستم گرمابی در مرحله آخر کانه‌زایی می‌باشد. مدل ژنتیکی پیشنهادی برای کانسار اسکارن آهن عباس آباد جنوبی به این شکل است که در زمان ائوسن میانی، یک استوک گابرویی به داخل واحدهای رسوبی سازند نایبند نفوذ کرده و به عنوان یک منبع حرارتی برای سلول‌های همرفتی سیالات شور غیرماگمایی (سیالات بین منفذی - محبوس و جوی) عمل کرده‌است، در نتیجه این همرفت و واکنش‌ها، آهن و سایر یون‌ها از گابروی در حال انجماد شسته شده و در اثر عواملی مثل کاهش دما - شوری، افت فشار و افزایش pH، حلالیت آهن در سیال کانه‌ساز کاهش یافته و منجر به تنشینی مگنتیت شده‌است. لذا ایشان، کانسار آهن عباس آباد جنوبی را یک کانسار اسکارنی آهن از نوع کارناوال دانسته که برای اولین بار در ایران معرفی شده‌است.

## ۲-۲- کانسار اسکارن آهن - مس عباس آباد شمالی

کانسار آهن عباس آباد شمالی (NAA) که در فاصله ۵ کیلومتری از محدوده مطالعاتی عباس آباد جنوبی قرار دارد، در مرز بین توده گرانیتوئیدی دورجین با سن ۲۴/۲ میلیون سال (Babazadeh et al., 2017) و سنگ‌های آتشفشانی - آذرآواری ائوسن تشکیل شده‌است. سنگ میزبان این کانی‌سازی عموماً شامل توف، گدازه‌های آندزیتی حدواسط همراه با درون لایه‌های آهکی و مادستون می‌باشد. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  گارنت و مگنتیت‌های متعلق به این کانسار به ترتیب برابر با ۳/۲۳-۳/۰۲٪ و ۲/۴۱-۰/۱۵٪ می‌باشد. میانگین مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده برای سیال در حال تعادل گارنت‌های کانسار NAA در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد برابر با ۵/۲۲٪ می‌باشد. میانگین مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سیال در حال تعادل با مگنتیت‌های کانسار NAA نیز در دمای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد آن برابر است با ۱۱/۲۵٪ (Masoumipour et al., 2023). کلیه مقادیر  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$  برای کانی‌های گارنت و مگنتیت مشابه با دیگر مقادیر ایزوتوپی گزارش شده در سایر کانسارهای اسکارنی سرتاسر جهان می‌باشد (Meinert et al., 2003, 2005) که نشان‌دهنده منشأ ماگمایی برای سیالات کانه‌ساز و اختلاط آن‌ها با سیالات جوی است.

## ۲-۳- کانسار اسکارن آهن سنگان

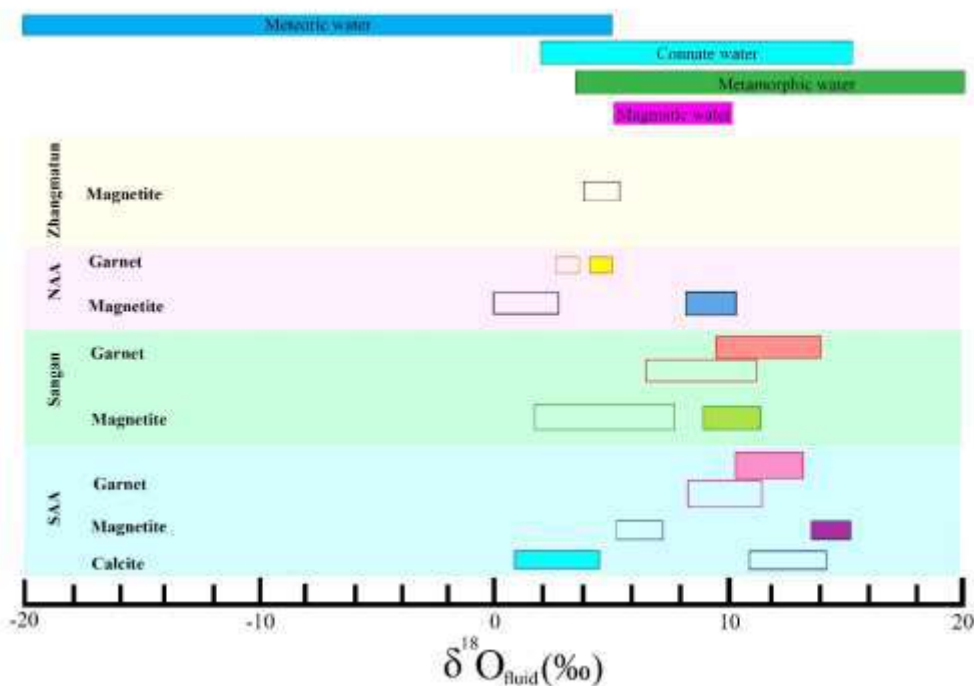
کانسار آهن سنگان در منتهی‌الیه لبه شرقی کمربند ماگمایی سبزوار - درون در شمال شرق بلوک لوت در مجاورت گرانیتوئیدهای ائوسن با سن ۴۰ میلیون سال (سینوگراتیت و گرانیت) و سنگ‌های آهکی کرتاسه واقع شده‌است (سپیدبار، ۱۳۹۶). مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  گارنت و مگنتیت‌های کانسار سنگان به ترتیب برابر با ۷/۷-۳/۱-۷/۵٪ می‌باشد. هم‌چنین مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده برای سیال در حال تعادل با کانی‌های یادشده در این کانسار برای گارنت برابر با ۱۰/۱-۸/۱۴٪ و برای مگنتیت برابر با ۹/۸-۱۱/۱٪ می‌باشد (Sepidbar et al., 2017). همانطور که در شکل (۲) مشاهده می‌شود، سیال در حال تعادل با کانی‌های گارنت و مگنتیت در کانسار سنگان، دارای مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  نسبتاً بالایی نسبت به محدوده سیالات ماگمایی (۵/۵-۱۰٪) Hoefs, 1974; Taylor, 1974;



2009) هستند. مقادیر بالای  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$  محاسبه شده برای کانی‌های مرحله پیشرونده و پسرونده در دیگر کانسارهای اسکارن نیز توسط عده‌ای از محققین گزارش شده‌است (Rose et al., 1985; Catchpole et al., 2015; Peng et al., 2016; Sepidbar et al., 2017; Hong et al., 2020; Gao et al., 2020; Xie et al., 2017, 2021). در سیستم‌های ماگمایی - گرمایی سه عامل کلیدی و مهم (۱) آلودگی پوسته (Bindeman, 2008; Auer et al., 2009)، (۲) جوشش سیال (Lynch et al., 1990; Bowers, 1991) و (۳) واکنش‌های سیال/سنگ بین سیالات ماگمایی و سنگ دیواره کربناته (Hoefs, 2009; Catchpole et al., 2015) موجب بالا رفتن مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در کانی‌های گرمایی می‌شوند. (Sepidbar et al., 2017) پیشنهاد کردند که سیالات ماگمایی منشأ اصلی کانه‌سازی در کانسار آهن سنگان بوده و مقادیر بالای  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده برای سیال در حال تعادل با کانی‌های گارنت و مگنتیت نیز، نشان‌دهنده برقراری تبادل مجدد ایزوتوپی اکسیژن این کانی‌های گرمایی با منابعی از  $^{18}\text{O}$  غنی بوده‌اند، یا به عبارتی دیگر نتیجه تبادل و برهم کنش سیالات ماگمایی با سنگ میزبان کربناته غنی از  $^{18}\text{O}$  همراه با واکنش‌های کربن‌زدایی در دمای بالا می‌باشد.

## ۲-۴- کانسار اسکارن آهن تیپ کارناوال Zhangmatun

اسکارن آهن Zhangmatun یکی دیگر کانسارهای نادر تیپ کارناوال در کشور چین می‌باشد، که اسکارن و کانه زایی آهن در مرز بین واحدهای رسوبی کربناته سازند Majiagou و توده نفوذی مافیک Ji'nan تشکیل شده‌است. مجموعه کانه‌های فلزی در این کانسار شامل مگنتیت، پیریت و کالکوپریت می‌باشد که همراه با کانی‌های اسکارنی کلینوپیروکسین، ترمولیت/اکتینولیت، فلوگوپیت، سربانتینیت و کلریت همراه هستند و همانند دیگر اسکارن‌ها در دو مرحله اصلی پیشرونده و پسرونده تشکیل شده‌است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  مگنتیت در این کانسار در محدوده‌ی ۳/۴‰ تا ۴/۶‰ در تغییر است. این مقادیر همانند مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در کانسار آهن عباس‌آباد جنوبی از محدوده ایزوتوپی تعیین شده برای مگنتیت‌های ماگمایی بیشتر می‌باشد (Xie et al., 2017). مقادیر بالای  $\delta^{18}\text{O}$  حاصل از نتایج آزمایشگاهی و همچنین مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  ایزوتوپی محاسبه شده برای سیال در حال تعادل با همان مگنتیت‌ها، نشانگر تبادل ایزوتوپی اکسیژن بین سیالات کانه‌ساز و سنگ‌های کربناته غنی از ایزوتوپ سنگین اکسیژن  $^{18}\text{O}$  در دمای نسبتاً بالا می‌باشد. ایشان (Xie et al., 2017) همانند Masoumipour et al. (2023) منشأ آهن برای تشکیل مگنتیت غنی از اکسیژن  $^{18}\text{O}$  در این تیپ کانسار (کارناوال) را از طریق شستشوی آهن از توده گابرویی توسط سیالات کانه‌ساز غنی از اکسیژن سنگین  $^{18}\text{O}$  در طی فرایند دگرگونی مجاورتی دانسته و عنوان می‌کند که واکنش بین سیالات کانه‌ساز با سنگ‌های کربناته غنی از اکسیژن  $^{18}\text{O}$  منجر به تغییر در ترکیب سیال کانه‌ساز شده که در نهایت با کاهش دما و فشار و افزایش فوگاسیته اکسیژن انحلال آهن در سیال کانه‌ساز تغییر یافته کاهش پیدا می‌کند و در نهایت منجر تشکیل مگنتیت می‌شود. با این حال، (Xie et al., 2017) منشأ اصلی سیال کانه‌ساز در کانسار Zhangmatun را از نوع سیال ماگمایی - گرمایی (تغییر یافته) دانسته که در مراحل آخر کانه‌زایی، آب‌های جوی به این سیال تغییر یافته اضافه شده‌است. با این حال، علی‌رغم عدم وجود اتفاق نظر در مورد منشأ آهن و سیالات کانه‌ساز در کانسارهای آهن تیپ کارناوال، بسیاری از محققین بر این باورند که سیالات مسئول کانه‌سازی در این تیپ از کانسارها از نظر زمانی و مکانی در ارتباط با توده‌های مافیک بوده‌اند. اما باید این نکته را در نظر گرفت که توده‌های نفوذی مافیک به خصوص گابروها، به علت عدم تفریق ماگمایی، تمایلی به آزادسازی سیال ماگمایی ندارند و باید به این نکته مهم هنگام تعبیر و تفسیر دیتاها جهت تعیین منشأ سیال کانه‌ساز توجه کرد.



شکل ۲- نمودار مقایسه مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  (مستطیل های خالی) کانی های گارنت، مگنتیت و کلسیت به همراه مقادیر  $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$  (مستطیل های رنگی) محاسبه شده سیال در حال تعادل با آن ها در کانسار آهن عباس آباد جنوبی (SAA)، عباس آباد شمالی (NAA)، سنگان و Zhangmatun.

### ۳- نتیجه گیری

جدول (۱) خلاصه ای از مقایسه چهار کانسار مورد بحث در این پژوهش را نشان می دهد. در این پژوهش ثابت شد که مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در کانی های گرمایی کانسارهای اسکارنی، بسته به نوع سنگ میزبان می تواند متغیر باشد. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سیال کانه ساز می تواند همزمان با چندین محدوده تعیین شده برای سیالات کانه ساز نظیر سیالات ماگمایی، دگرگونی آب های جوی و غیره همپوشانی داشته باشد بدون اینکه از این منابع نشأت گرفته باشند. بنابراین براساس کلیه مطالب گفته شده در بالا، می توان اینگونه نتیجه گرفت که تعیین منشأ سیال کانه ساز در کانسارهای اسکارنی با استفاده از ایزوتوپ های پایدار اکسیژن نیازمند مطالعات دقیق زمین شناسی و شناسایی واحدهای سنگی مرتبط با کانه زایی در منطقه و تلفیق با نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی و سیالات در گیر، می تواند به تفسیر و تعبیر صحیح و منطقی نتایج ایزوتوپ های پایدار جهت تعیین خاستگاه سیال کانه ساز در سیستم های گرمایی کمک کند.

جدول (۱)- مقایسه چهار کانسار اسکارن عباس آباد جنوبی، شمالی، سنگان و Zhangmatun.

| نام کانسار      | فلز / فلزات اقتصادی | تیپ کانسار          | سنگ میزبان              | ترکیب توده نفوذی همراه با اسکارن | سری ماگمایی                  | محیط تکتونیکی        | کانی های مرحله پیشرونده | کانی های مرحله پسرونده | دما (C°) | ایزوتوپ اکسیژن ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰)) | منشا سیال            |
|-----------------|---------------------|---------------------|-------------------------|----------------------------------|------------------------------|----------------------|-------------------------|------------------------|----------|--|----------------------|
| عباس آباد جنوبی | Fe                  | اسکارن نوع کارناوال | کربنات های سازند نایبند | گابرو                            | تولیتی متعادل به کالک آلکالن | فرورانش فعال قاره ای | Spl- Grt- Px            | Ep- Tre/Act            | 180- 500 | Gr= 10.76- 13.39‰<br>Mgt= 14.29- 14.86‰                    | سیالات بین منفذی شور |

|                                     |       |                           |   |            |                           |               |         | (تر یاس<br>بالایی)     |             |  |                  |
|-------------------------------------|-------|---------------------------|---|------------|---------------------------|---------------|---------|------------------------|-------------|--|------------------|
| عباس‌آباد<br>شمالی                  | Cu-Fe | اسکارن                    | سنگ‌های<br>آشفشانی -<br>آذرآواری<br>اثوسن | گرانیتوئید | کالک‌آلکان                | سمت<br>برخورد | Grt- Px | Ep-<br>Tre/Act         | 200-<br>450 | Grt= 5.12-<br>5.33%<br>Mgt= 8.55-<br>10.8% | ماگمایی +<br>جوی |
| Sangan<br>(Sepidbar et<br>al. 2017) | Fe    | اسکارن                    | آهک‌های<br>کرتاسه                         | گرانیتوئید | کالک‌آلکان<br>پتاسیم بالا | سمت<br>برخورد | Grt- Px | Ep-<br>Tre/Act-<br>phl | 375-<br>550 | Grt= 10.1-<br>14.8%<br>Mgt= 9.8-<br>10.9%  | ماگمایی +<br>جوی |
| Zhangmatun<br>(Xie et al.<br>2017)  | Fe    | اسکارن<br>نوع<br>کارناوال | آهک‌های<br>اوردوویسین                     | گابرو      | کالک‌آلکان                | -             | Grt- Px | Ep-<br>Tre/Act         | -           | $\delta^{18}\text{O}$ :Mgt=<br>2.5-6.4%    | ماگمایی +<br>جوی |

## ۷- مراجع

سپیدبر، ف.، ۱۳۹۶، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شرق سنگان و بررسی احتمال ارتباط آن با کانه‌زایی آهن. پایان‌نامه دکتری، پترولوژی، دانشگاه تهران، تهران، ایران، ۲۹۵ صفحه.

معصومی پور، ز.، ۱۴۰۱، زمین‌شناسی، ژئوشیمی ایزوتوپی و ژنز کانسار آهن شرق عباس‌آباد، شمال‌شرق اصفهان. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، ۱۸۲ صفحه.

Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Bröcker, M., D'Antonio, M., Cottle, J., Gebbing, T., Carmine Mazzeo, F., Ahmadi, P., 2017a. Late Oligocene-Miocene mantle upwelling and interaction inferred from mantle signatures in gabbroic to granitic rocks from the Urumieh-Dokhtar arc, south Ardestan, Iran. *International Geology Reviews*. 59, 1590–1608.

Bowers, T.S., 1991. The deposition of gold and other metals: pressure-induced fluid immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55 (9), 2417–2434.

Catchpole, H., Kouzmanov, K., Putlitz, B., Seo, J.H., Fontboté, L., 2015. Zoned base metal mineralization in a porphyry system: Origin and evolution of mineralizing fluids in the Morococha district. Peru. *Economic Geology*, 110 (1), 39–71.

Eugster, H.P., Chou, I.M., 1979. A model for the deposition of Cornwall-type magnetite deposits. *Economic Geology*, 74, 763–774.

Gao, X., Yang, L.Q., Yan, H., Meng, J.Y., 2020. Ore-forming processes and mechanisms of the Hongshan skarn Cu–Mo deposit, Southwest China: Insights from mineral chemistry, fluid inclusions, and stable isotopes. *Ore Energy Resour. Geol.* 4, 100007.

Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. 6th ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 285p.

Hong, W., Zhanga, Z., Bakerb, M.J., Jianga, Z., Duana, S., 2020. Zircon U-Pb dating and stable isotopic compositions for constraining the genesis of the Chagangnuoer magnetite deposit in western Tianshan, NW China. *Ore Geology Reviews*, 121, 103478.

Lynch, J.V.G., Longstaffe, F.J., Nesbitt, B.E., 1990. Stable isotopic and fluid inclusion indications of large-scale hydrothermal paleoflow, boiling, and fluid mixing in the Keno Hill Ag–Pb–Zn district, Yukon Territory. Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54 (4), 1045–1059.

Masoumipour, Z., Jamali, H., Harris, C., Lentz, D.R., Yousefi, F., 2023. Origin and evolution of the ore-forming fluids in the southern Abbas Abad iron skarn deposit, NE Isfahan, Central Iran: Insights from geology, fluid inclusions, and C–O isotopes. *Journal of Geochemical Exploration*, <https://doi.org/10.1016/j.jgexplo.2023.107194>.



- Meinert L. D., Dipple G. M., Nicdescu S., 2005. World skarn deposits, *Economic Geology* 100th Anniversary, 299- 336.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada* 19 (4), 145-162.
- Peng, H.J., Mao, J.W., Hou, L., Shu, Q.H., Zhang, C.Q., Liu, H., Zhou, Y.M., 2016. Stable isotope and fluid inclusion constraints on the source and evolution of ore fluids in the Hongniu-Hongshan Cu skarn deposit, Yunnan Province, China. *Economic Geology*, 111, 1369–1396.
- Purtov, V. K., Kholodnoc, V.V., Anfilogov, V.N., and Nechkin, G.S., 1989. The role of chlorine in the formation of magnetite skarns: *international Geology Review*, 31, 63-71.
- Rose, A.W., Herrick, D.C., Deines, P., 1985. An oxygen and sulfur isotope study of skarn type.
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Li, J-W., Ma, C., 2017. Mineral and stable isotope compositions, phase equilibria and  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  geochronology from the iron skarn deposit in Sangan, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 91, 660-681.
- Taylor, B.E., 1976. Origin and significance of C–O–H fluids in the formation of Ca–Fe–Si skarn, Osgood Mountains, Humboldt County, Nevada. Ph.D. Thesis Stanford University, 306p.
- Xie, Q.H., Zhang, Z.C., Hou, T., Jin, Z.L., Santosh, M., 2017. Geochemistry and oxygen isotope composition of magnetite from the Zhangmatun deposit, North China Craton: Implications for the magmatic-hydrothermal evolution of Cornwall-type iron mineralization. *Ore Geology Reviews*, 88, 57–70.
- Xie, Q.H., Zhang, Z.C., Jin, Z.L., Santosh, M., 2021. The high-grade Fe skarn deposit of Jinling, North China Craton: Insights into hydrothermal iron mineralization. *Ore Geology Reviews*, 138, 104395.
- Zhang, Z.C., Hou, T., Santosh, M., Li, H.M., Li, J.W., Zhang, Z.H., Song, X.Y., Wang, M., 2014. Spatio-temporal distribution and tectonic settings of the major iron deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews* 57, 247–263.

## مطالعه مینرال شیمی و دما و فشار دگرگونی آمفیبول بیوتیت شیست های مجموعه دگرگونی اندزق - مجنده، جنوب غرب مشگین شهر

آرزو زرعی بارنجی<sup>\*۱</sup>، رباب حاجی علی اوغلی<sup>۲</sup>، محسن موید<sup>۲</sup>، چانگ وان اوه<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

zareei.arezou@tabrizu.ac.ir

۲- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

moayyed@tabrizu.ac.ir; hajialioghli@tabrizu.ac.ir

۳- استاد، گروه علوم زمین و محیط زیست، دانشگاه ملی جانبوک، جنجو، کره جنوبی

ocwhan@jbnu.ac.kr

### چکیده

مجموعه دگرگونی اندزق-مجنده در استان اردبیل و جنوب غرب مشگین شهر رخنمون یافته است. سنگ های دگرگونی این مجموعه شامل انواع شیست، مرمر، آمفیبولیت و کالک سیلیکات می باشد. در این پژوهش به بررسی آمفیبول بیوتیت شیست ها پرداخته ایم. مجموعه کانی های دگرگونی در این سنگ ها شامل بیوتیت، آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی های اوپک می باشد. بافت سنگ لپیدوبلاستیک می باشد و شیستوزیته در سنگ ها مشاهده می شود. آمفیبول ها عمدتاً به دو صورت مشاهده می شوند. آمفیبول های جهت یافته و دانه ریزتر در اطراف آمفیبول های پورفیروبلاست تشکیل شده اند که نشان دهنده تشکیل آمفیبول ها طی دو مرحله دگرگونی می باشد. با استفاده از نتایج آنالیز نقطه ای میکروپروب (EPMA) توسط دستگاه JEOL در دانشگاه ملی چونام کره جنوبی ترکیب آمفیبول های مورد مطالعه از نوع چرمایت تعیین شده است. ترکیب پلاژیوکلاز های مورد مطالعه از نوع الیگوکلاز می باشد. نتایج حرارت و فشار سنجی آمفیبول ها نشانگر دمای  $655-759 \pm 40^\circ\text{C}$  و فشار  $4.97-5.58$  کیلو بار می باشد. دما و فشار اوج دگرگونی نشان دهنده تشکیل این سنگ ها در رخساره آمفیبولیت می باشد.

واژه های کلیدی: شمال غرب ایران، شیست، دما و فشار دگرگونی، مینرال شیمی.

## The study of mineral chemistry and metamorphic temperature and pressure from the amphibole biotite schists in the Andazaq-Majandeh metamorphic complex, SW Meshginshahr

### Abstract

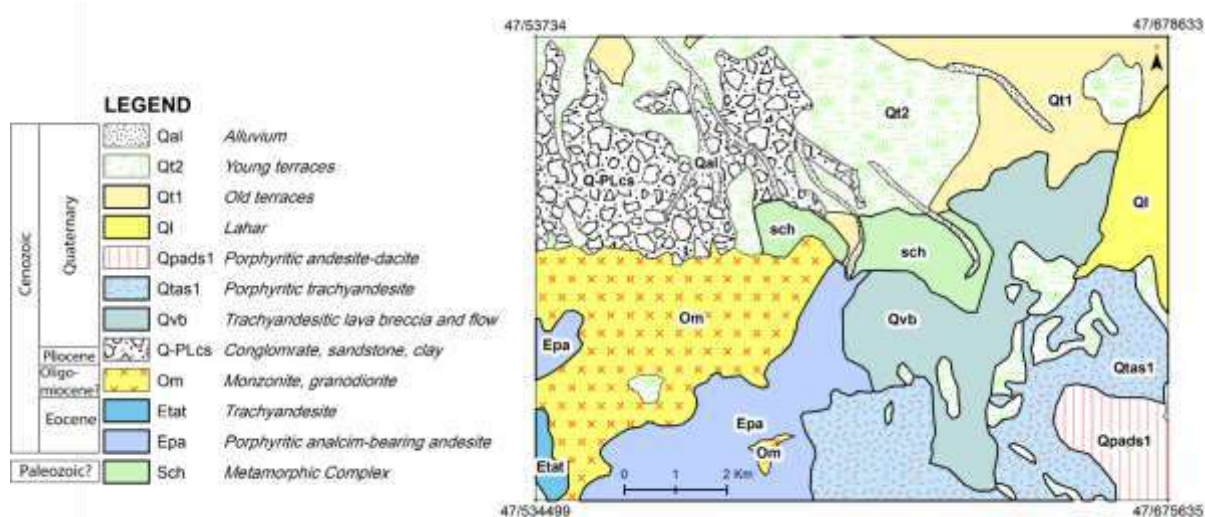
The Andazaq-Majandeh metamorphic complex is exposed in Ardabil province and southwest of Meshgin Shahr. Metamorphic rocks of this complex include schist, marble, amphibolite and calcsilicate. In this research, we have investigated the amphibole-biotite schists from this metamorphic complex. The metamorphic mineral assemblages include biotite, amphibole, plagioclase, Quartz and opaque minerals. The texture is Lepidoblastic and schistosity is observed in these rocks. Amphibole is mainly observed in two groups. Oriented and finer-grained amphiboles are formed around coarse-grained porphyroblastic amphiboles, which indicates their formation during two stages of metamorphism. Using the results of electron probe microanalysis (EPMA) by the JEOL instrument at Chonnam National University in South Korea, the composition of the amphiboles plots in the Tschermakite field. The composition of the studied plagioclase is oligoclase. Thermobarometry indicates the temperature  $655-759 \pm 40^\circ\text{C}$  and pressure  $4.97-5.58$  kbar. These temperatures and pressures indicate amphibolite facies metamorphism for these rocks.

**Key words:** NW Iran, Schist, Metamorphic P, T, Mineral Chemistry.

## ۱- مقدمه

سنگ های دگرگونی اندزق- مجنده در جنوب غرب مشگین شهر در استان اردبیل و در دامنه های شمال غربی آتشفشان سیلان رخنمون یافته است. براساس تقسیم بندی های زمین شناختی جایگاه منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان (Nabavi, 1976) و ایران مرکزی (Stöcklin, 1968) قرار می گیرد. مجموعه دگرگونی اندزق- مجنده احتمالاً کهن ترین واحد سنگی منطقه را تشکیل می دهند (Amini, 1994) و توسط سنگ های آتشفشانی و آذرآواری سنوزوئیک پوشیده شده اند (شکل ۱). این سنگ های دگرگونی در جنوب روستاهای مجنده و اندزق رخنمون دارند. در داخل این مجموعه دگرگونی دایک هایی با ترکیب گرانیتی با راستای شمال غرب - جنوب شرق در داخل سنگ های دگرگونی نفوذ کرده اند و همچنین رگچه های سیلیسی در داخل این سنگ ها دیده می شود.

پروتولیت سنگ های دگرگونی ناحیه ای مجموعه دگرگونی اندزق- مجنده از انواع سنگ های رسوبی پلیتی، آهکی، مارنی و انواع سنگ های آذرین درونی و بیرونی با ترکیبات حدواسط و بازیک تشکیل شده است. بیشتر این سنگ ها فولیاسیون دارند. بافت های اولیه آذرین و رسوبی سنگ های پروتولیت تا حدودی در سنگ های دگرگونی درجه پایین حفظ شده است. دگرگونی در سنگ های این مجموعه درجات مختلفی از رخساره شیست سبز و آمفیبولیت را نشان می دهد. در این مقاله به مطالعه آمفیبول بیوتیت شیست های مجموعه دگرگونی اندزق- مجنده پرداخته ایم.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشگین شهر.

## ۲- مواد و روش ها

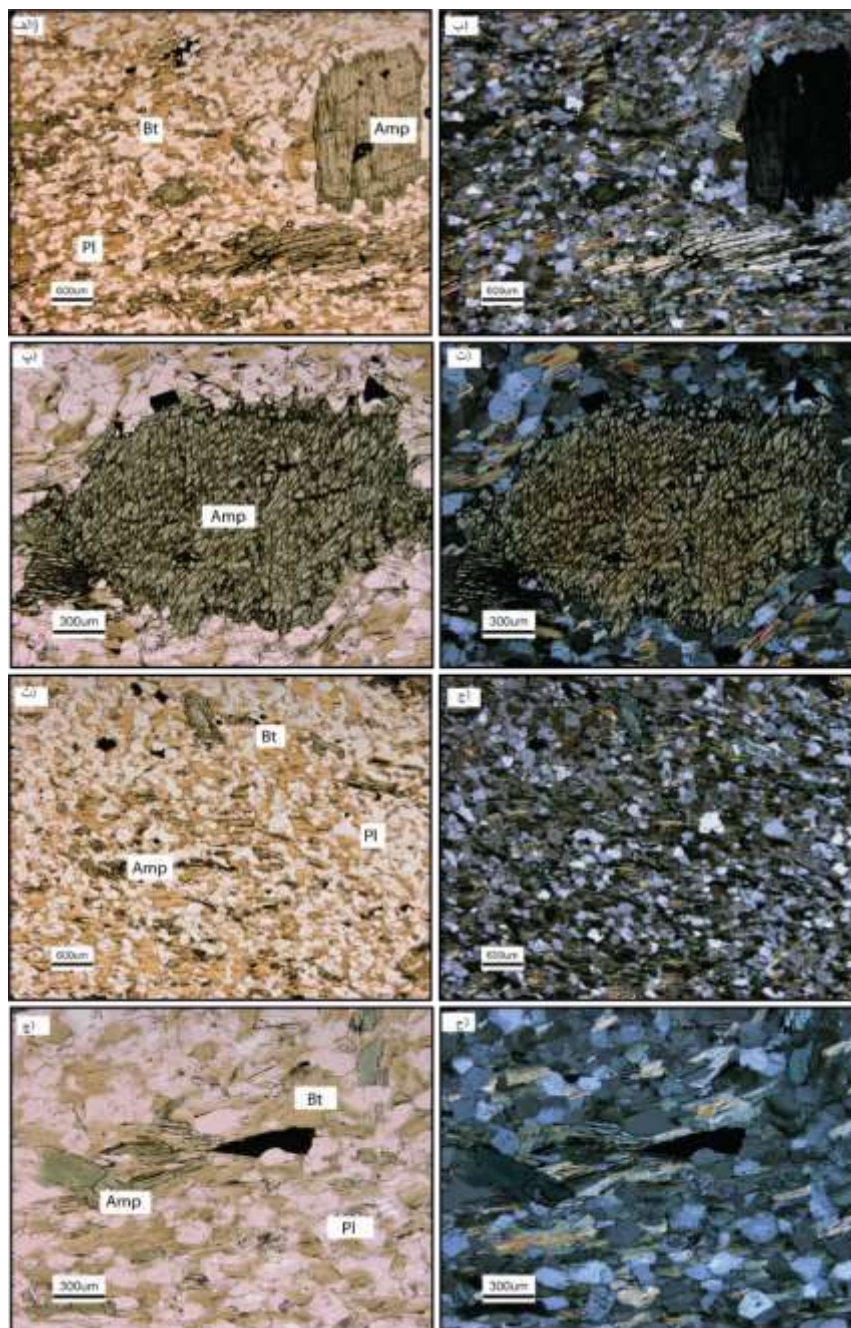
نمونه برداری از واحدهای سنگی طی چندین پیمایش در اطراف روستاهای مجنده و اندزق انجام گرفت. از نمونه های مناسب برای مطالعات پتروگرافی در کارگاه مقطع زنی دانشگاه تبریز مقاطع نازک سنگی تهیه گردید. برای انجام آنالیزهای مربوط به EPMA، مقاطع نازک در دانشگاه ملی جانبوک کره جنوبی تهیه گردید و توسط کربن پوشانده شده و توسط دستگاه میکروپروپ JEOL در دانشگاه چوناام کره جنوبی تحت آنالیز میکروپروپ نقطه ای قرار گرفت.

## ۳- بحث

آمفیبول بیوتیت شیست های مجموعه دگرگونی اندزق- مجنده از مجموعه کانی های دگرگونی بیوتیت (۳۰-۴۰٪)، آمفیبول (۱۵-۲۰٪)، پلاژیوکلاز (۳۰-۲۵٪)، کوارتز (۵-۱۰٪) و کانی های اوپک ۵٪ تشکیل شده است (شکل ۲). مطالعات پتروگرافی نشانگر تشکیل آمفیبول ها طی دو مرحله دگرگونی است (شکل ۲). تشکیل اولین نوع آمفیبول ها به صورت پورفایرولاست می باشد که کانی های آمفیبول زمینه و بیوتیت که فولیاسیون سنگ را تشکیل داده اند، این

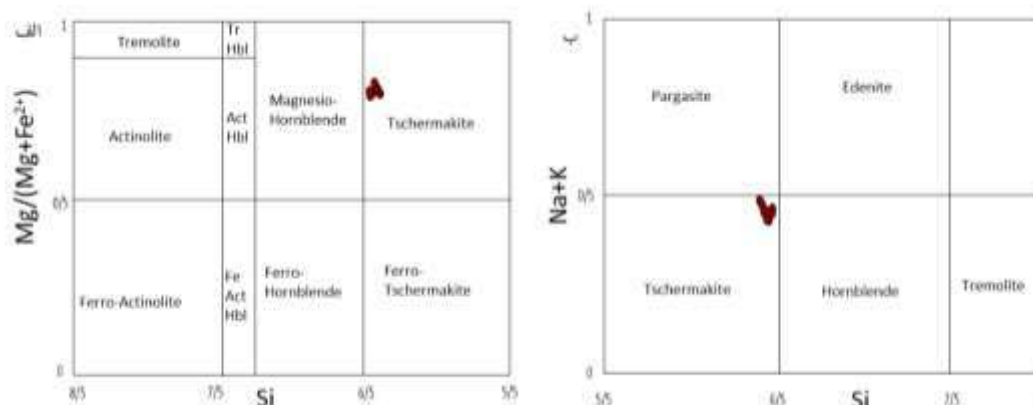


پورفیروبلاست ها را دور زده اند (شکل ۲ الف، ب، پ و ت). دومین نوع آمفیبول ها به صورت بلورهای ریز و سوزنی کشیده در متن سنگ و هم جهت با فولیاسیون سنگ تشکیل شده اند (شکل ۲ ث، ج، چ و ح).



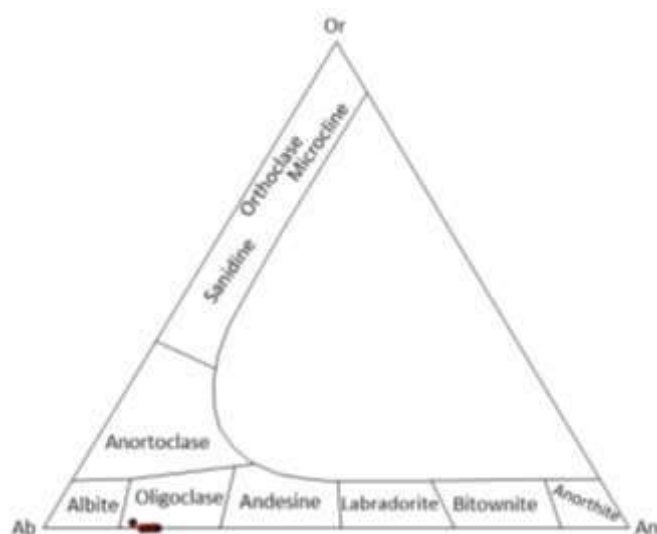
شکل ۲- آمفیبول بیوتیت شیت های مجموعه دگرگونی اندزق- میجده. الف) حضور دو نوع آمفیبول در این سنگ ها به صورت ۱) پورفیروبلاست ۲) زمینه سنگ. فولیاسیون در اطراف پورفیروبلاست در نور PPL. ب) همان تصویر در نور XPL. پ) دور زدن فولیاسیون سنگ در اطراف پورفیروبلاست آمفیبول در نور PPL. ت) همان تصویر در نور XPL. ث) شستو زیده سنگ که در اثر جهت یافتگی کانی های بیوتیت و آمفیبول زمینه تشکیل شده است PPL. ج) همان تصویر در نور XPL. حضور آمفیبول های ریز سوزنی هم جهت با فولیاسیون سنگ در آمفیبول بیوتیت شیت ها PPL. ح) همان تصویر در نور XPL. علائم اختصاری کانی ها از Whitney (2010) می باشد.

براساس نمودار مقادیر  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  در مقابل مقدار Si ترکیب آمفیبول های زمینه در آمفیبول بیوتیت شایست های مجموعه دگرگونی اندزق-مجنده از نوع چرمایت می باشد.



شکل ۳- ترکیب آمفیبول ها در آمفیبول بیوتیت شایست های مجموعه دگرگونی اندزق-مجنده (Leake et al., 1997). الف) رسم نمودار  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  در برابر Si که نشان دهنده ترکیب چرمایت می باشد ب) دیاگرام Na+K در برابر Si که ترکیب آمفیبول را چرمایت نشان می دهد.

براساس دیاگرام سه تایی آلینت، ارتوز و آنورتیت، ترکیب پلاژیوکلازهای مورد مطالعه در آمفیبول بیوتیت شایست های مجموعه دگرگونی اندزق-مجنده از نوع الیگوکلاز می باشد.



شکل ۴- ترکیب پلاژیوکلازهای آمفیبول بیوتیت شایست های مجموعه دگرگونی اندزق - مجنده که در محدوده الیگوکلاز قرار می گیرد.



برای تعیین دما و فشار در سنگ های مورد مطالعه از روش بارومتري مقدار آلومينيوم در هورنبلند (Schmidt, 1992) استفاده شده است. اين فشارسنج مستقل از دما می باشد. مقدار فشار تعيين شده برای آمفیبول ها  $4.97-5.58$  کیلوپار می باشد. برای تعیین دما از دماسنجی مقدار تیتانیوم در هورنبلند (Ottens, 1984) استفاده شده است. این دماسنج مستقل از فشار می باشد و برای نمونه های مورد مطالعه دمای  $686^{\circ}\text{C}-655$  را نشان می دهد.

با توجه به اینکه هورنبلند و پلاژیوکلاز در سنگ های مورد مطالعه در تعادل می باشد و کوارتز در سنگ های مورد مطالعه وجود دارد بهمین علت از ترمومتري زوج کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز (Holland and Blundy, 1994) در فشار تعیین شده به روش Schmidt (1992) استفاده شده است. دمای به دست آمده از این روش  $727-759 \pm 40^{\circ}\text{C}$  می باشد. با توجه به دما و فشارهای به دست آمده از روش های ترموبارومتري، شرایط دما و فشار اوج دگرگونی، رخساره آمفیبولیت تعیین می شود.

#### ۴- نتیجه گیری

مجموعه دگرگونی اندزق - مجنده از سنگ های دگرگونی شیبست، آمفیبولیت، مرمر و کالکسیلیکات تشکیل شده است. این مجموعه در جنوب غرب مشگین شهر رخمون دارد و توسط سنگ های آذرین و رسوبی سنوزوئیک پوشانده شده است. مجموعه کانی های دگرگونی در این سنگ ها، بیوتیت ( $30\%$ )، آمفیبول ( $15-20\%$ )، پلاژیوکلاز ( $25-30\%$ )، کوارتز ( $5-10\%$ ) و کانی های اوپک  $5\%$  می باشد. براساس داده های آنالیز میکروپروب نقطه ای ترکیب آمفیبول ها از نوع چرماکیت تعیین می گردد. ترکیب پلاژیوکلازهای مورد مطالعه از نوع الیگوکلاز می باشد.

با استفاده از روش های ترموبارومتري مقدار دما  $655-759 \pm 40^{\circ}\text{C}$  و فشار  $4.97-5.58$  کیلوپار می باشد. رخساره دگرگونی برای فشار و دمای اوج دگرگونی، رخساره آمفیبولیت می باشد.

#### ۵- تقدیر و تشکر

از گروه محترم علوم زمین دانشگاه تبریز برای حمایت های علمی و دانشگاه ملی جانبوک برای حمایت های مالی کمال تشکر و قدردانی را داریم.

#### ۶- مراجع

- حاجی علی اوغلی، ر.، ۱۳۹۹. بلورشناسی نوری با نگرشی ویژه بر بافت سنگ ها، انتشارات دانشگاه تبریز، ۳۱۴ صفحه.
- قاسمی، ح.، ۱۳۹۴. پتروگرافی و پتروژنز سنگهای دگرگونی (جلد اول و دوم)، انتشارات دانشگاه شاهرود، ۵۶۲ و ۷۰۹ صفحه.
- همام، م.، قاسمی، ح.، لنگرانی، م.، ۱۳۸۹. پترولوژی سنگ های دگرگونی، ترجمه، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۳۸۲ صفحه.
- Amini B. 1994. Geological Map of Meshginshahr region, 1: 100,000. Geological Survey of Iran.
- Holland T., Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to mineralogy and petrology. 116. 433-447.
- Leake B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G. 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. The Canadian Mineralogist. 35.(1):219-246



Nabavi M. 1976. An introduction to the geology of Iran.

Otten M. T. 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. Contributions to Mineralogy and Petrology. 86.(2):189-199.

Schmidt M. W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to mineralogy and petrology. 110.(2-3):304-310

Stöcklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG bulletin. 52.(7):1229-1258.

Whitney D. L., Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist. 95.(1):185-187

## مطالعه انواع رگه و رگچه های مرتبط با کانه زایی مس، طلا و مولیبدن در مرکز باتولیت قره داغ (قره چیلر - انیق) و روابط تقاطع آنها، آذربایجان شرقی

قهرمان سهرابی<sup>۱\*</sup>

۱- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

q\_sohrabi@uma.ac.ir

### چکیده

محدوده مورد مطالعه در شمال شرق خاروانا در مرکز باتولیت قره داغ (قره چیلر - انیق) واقع شده است. مهمترین واحد زمین شناسی محدوده مطالعاتی باتولیت قره داغ و با ترکیب دیوریت، مونزودیوریت تا گرانودیوریت می باشد. توده های نفوذی این منطقه کالک آلکان، متاآلومینوس و از نوع I مرتبط با قوسهای قاره ای می باشد. سیالات هیدروترمالی حاصل از باتولیت قره داغ و استوک های مرتبط با آن، هاله های دگرسانی وسیعی همراه با کانه زایی Cu-Mo-Au تشکیل داده است. بخش عمده کانه زایی Cu-Mo-Au در مرکز باتولیت همراه با رگه های کوارتزی رخ داده است. کانه زایی در رگه و رگچه ها شامل کوارتز + کالکوپیریت + مولیبدنیت ± پیریت، رگه های کوارتز + مولیبدنیت ± پیریت ± کالکوپیریت، رگه های کوارتز + پیریت، کوارتز + پتاسیم فلدسپار + مولیبدنیت + بیوتیت، کوارتز + مگنتیت + پیریت و کوارتز + کلسیت + پیریت ± کالکوپیریت با حاشیه دگرسانی پتاسیک، پتاسیک - فلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک می باشد. مطالعات روابط تقاطع رگه و رگچه های کوارتزی کانه دار نشان میدهد که کانی سازی رگه ای طی دو فاز رخ داده است. فاز اول و قدیمی مرتبط با رگه های کوارتزی مس - مولیبدن دار دما بالا و فاز دوم و جوانتر مرتبط با رگه های کوارتزی - کربناتی مس - طلا دار دما پایین بوده که در اطراف و بخش فوقانی سیستم پورفیری تشکیل شده اند. رگه های فاز جوانتر (طلادار) گاهی رگه های فاز قدیمی (مولیبدن دار) را قطع نموده است.

واژه های کلیدی: رگه، مس، طلا، مولیبدن، باتولیت، قره داغ

## Study types of veins and veinlet related to Cu-Au and Mo mineralization in the center of the QaraDagh batholith (QaraChillar-Aniq) and their intersection relationships, East Azerbaijan

Ghahraman Sohrabi<sup>1\*</sup>

1-Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Mohaghegh Ardebili University, Ardebil, Iran

q\_sohrabi@uma.ac.ir

### Abstract

The studied area is located in the northeast of Kharwana, in the center of Qara Dag batholith (Qara Chiller-Anig). The most important geological units of the study area are the Qaradagh batholith with the composition of diorite, monzodiorite and granodiorite. The intrusive masses of this area are calc-alkaline, metaaluminous and I type related to continental arcs. Hydrothermal fluids from the Garhdagh batholith and related stocks have formed large alteration halos with Cu-Mo-Au mineralization. The major part of Cu-Mo-Au mineralization occurred in the center of the batholith along with quartz veins. Mineralization in veins and veinlets including quartz + chalcopyrite + molybdenite ± pyrite, quartz + molybdenite veins, quartz + molybdenite ± pyrite ± chalcopyrite veins, quartz + chalcopyrite ± pyrite veins, quartz + pyrite veins, quartz + potassium-feldspar + molybdenite + biotite, quartz + magnetite + pyrite and quartz + calcite + pyrite + gold ± chalcopyrite with potassic, potassic-philic, argillic and propylitic alteration margin. The studies of the relationships between vein intersections and mineralized quartz veinlets show that vein mineralization occurred during two phases. The first and old phase is associated with high-temperature copper-molybdenum quartz veins, and the second and younger phase is associated with low-temperature copper-gold-bearing quartz-carbonate veins, which are formed around and in the upper part of the porphyry system. The veins of the younger phase (gold) sometimes cut the veins of the old phase (molybdenum).

**Key words:** vein, copper, gold, molybdenum, batholith, QaraDagh

## ۱- مقدمه

اساس تعیین سن نسبی رویدادهای هیدروترمالی از قطع شدگی یک رگه و خمیدگی رگه دیگر به دست می‌آید. عموماً رگه‌های جوانتر رگه‌های قدیمی را قطع می‌کنند و گاهی رگه‌های پیشین مجدداً باز شده و بوسیله سیالات جوانتر پر می‌شوند. روابط تقاطع بین رگه‌ها و نفوذی‌های پورفیری‌های السالوادر توسط (Gustafson and Hunt, 1975)، یوتا (Keith et al, 1986)، و ینگام (Redmond et al, 2001) مطالعه شده است. سن نسبی بین پورفیری‌ها و رگه‌ها می‌تواند جهت طبقه‌بندی نفوذی‌های پیش از کانه‌زایی، همزمان با کانه‌زایی و بعد از کانه‌زایی بکار برده شود. تمامی نفوذی‌های قبل از کانه‌زایی توسط تمام انواع رگه‌ها قطع می‌شوند. توده‌های همزمان با کانه‌زایی توسط برخی از رگه‌های کانه‌دار قطع می‌شوند و کل آنها توسط رگه‌های جوانتر (اغلب نوع D) کانه‌دار قطع می‌شوند. توده‌های بعد از کانه‌زایی تمام رگه‌ها و توده‌های قبلی را قطع می‌کنند.

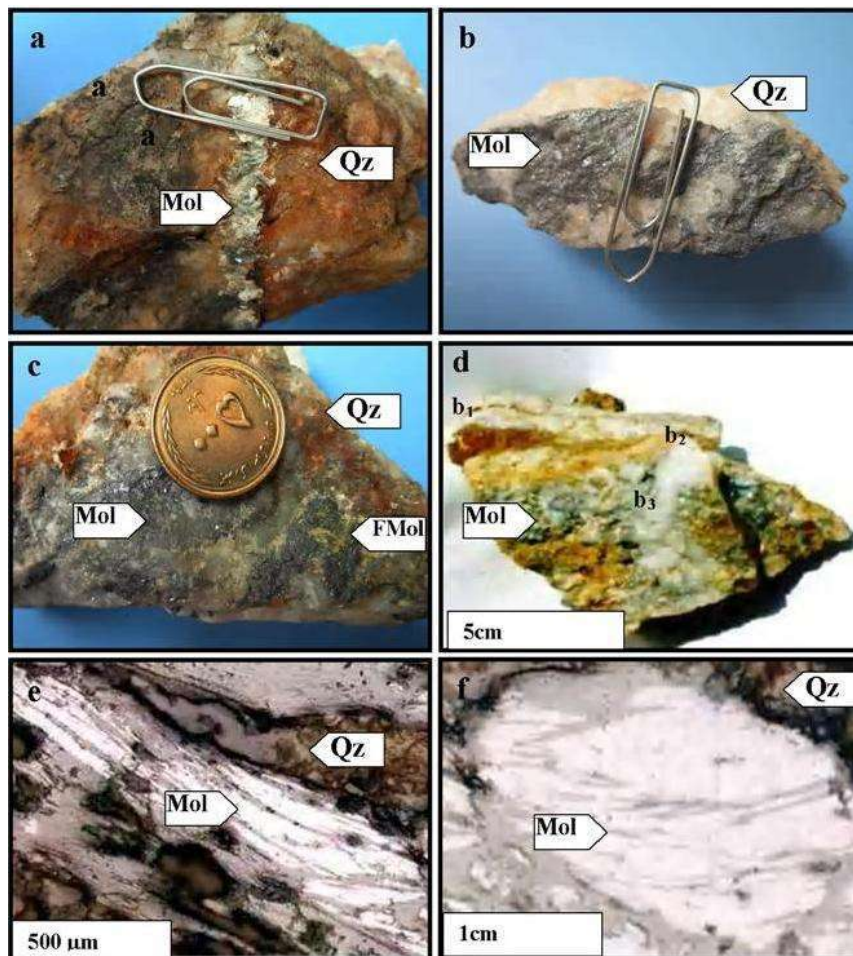
روابط تقاطع رگه و رگچه‌ها توسط (Sedorff et al, 2005; Sillitoe, 2010) مورد بازنگری قرار گرفته است. در مرکز باتولیت قره داغ حداقل ۴ فاز نفوذی کانه‌دار و غیر کانه‌دار قابل تفکیک است. قدیمی‌ترین فاز گرانودیوریت و مونزوگرنایت بوده که سنگ درونگیر کلیه رگه‌ها و زون‌های کانه‌دار می‌باشد. فاز دوم استوک گرانیت پورفیری مرتبط با کانه‌زایی مس - مولیبدن بوده که آپوفیزهایی از آنها بصورت دایک‌های کانه‌دار رخنمون یافته است. فاز سوم مربوط به استوک‌های خرد و دگرسان و کانه‌دار می‌باشد که کانه‌زایی طلای اپی‌ترمال (رگه‌های کوارتز - کربنات‌طالدار) نیز در ارتباط با این فاز تشکیل شده‌اند. فاز چهارم آخرین فعالیت‌های ماگمایی منطقه محسوب شده که اغلب بصورت دایک‌های بازیک و حدواسط غیر کانه‌دار و غیر دگرسان شده رخنمون دارند. این پژوهش بر اساس مطالعات صحرایی، مطالعه مقاطع نازک و صیقلی (۳۰ عدد) و آنالیز نمونه‌ها به روش ICP-MS (۴۰ نمونه) به منظور تفکیک انواع رگه و رگچه‌های کانه‌دار حاوی مس، طلا و مولیبدن انجام شده است.

## ۲- بحث

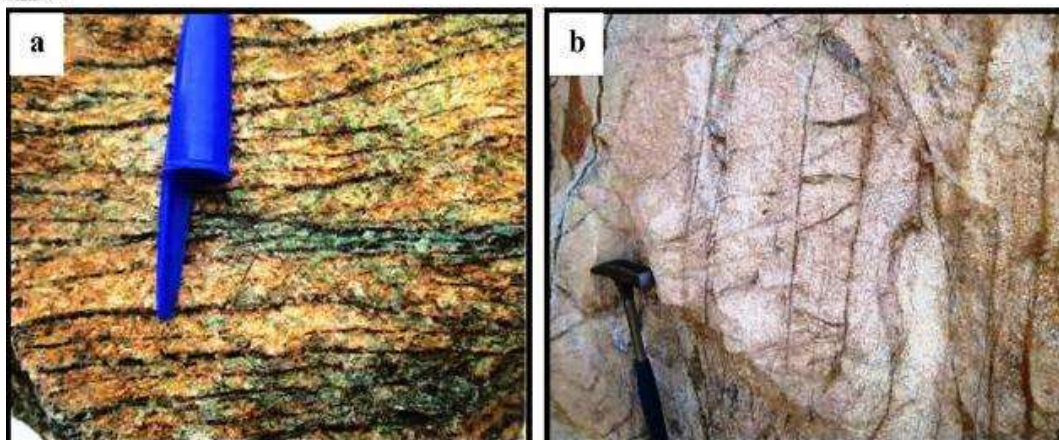
مهمترین واحدهای زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی شامل باتولیت قره‌داغ و واحدهای آهکی - شیلی کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی اتوسن می‌باشند. محدوده کانه‌زایی اغلب از توده‌های نفوذی دیوریتی مونزونیتی تا گرانودیوریتی تشکیل شده است. با عملکرد فاز پیرنه در آغاز الیگوسن، نفوذ توده‌های متعددی مانند باتولیت‌های قره‌داغ و استوک‌های مرتبط با آنها موجب دگرسانی و کانه‌زایی شده است. کانه‌زایی Cu - Au - Mo در ارتباط با استوک‌های حاصل از این باتولیت و در مرکز آن رخ داده است. سهرابی (۱۳۸۲، ۱۳۸۵ و ۱۳۹۵)، رضایی اقدم و سهرابی (۱۳۸۷ و ۱۳۸۹)، مختاری (۱۳۸۷)، حسن پور (۱۳۸۹)، جمالی (۱۳۹۱)، ذاکری (۱۳۹۲) و (Jamali et al., 2010) مطالعاتی در خصوص کانه‌زایی، سیالات درگیر، ژئوشیمی، متالوژنی و ژئودینامیک Cu-Au و زون‌بندی و کانه‌زایی Cu-Mo-Au در باتولیت قره داغ انجام داده‌اند. بر اساس مطالعات صورت گرفته توده‌های نفوذی این منطقه کالک آلکالن، متآلومینوس و از نوع I مرتبط با قوسهای قاره‌ای می‌باشند. سیالات هیدروترمالی حاصل از باتولیت قره‌داغ، هاله‌های دگرسانی وسیعی همراه با کانه‌زایی Cu-Mo-Au تشکیل داده است. بخش عمده کانه‌زایی (Cu-Mo-Au) در مرکز باتولیت در رگه‌های کوارتزی رخ داده است. در محدوده مورد مطالعه کانی - سازی در رگه و رگچه‌ها بصورت کوارتز + مولیبدنیت و کوارتز + کوارتز + مولیبدنیت + کالکوپیریت ± پیریت، کوارتز + پیریت + طلا و کوارتز + پیریت + کالکوپیریت + طلا با حاشیه دگرسانی پتاسیک، پتاسیک - فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک رخ داده است.

رگه‌های کانه‌دار اغلب بر اساس مورفولوژی، بافت، میرالوژی کانی‌های پرکننده رگه، نوع دگرسانی و جهت یافتگی طبقه‌بندی می‌شوند. رگه‌ها بر اساس دگرسانی سنگ دیواره و عموماً در حالت کلی از روی کاهش محتوای فلزی، عیار آن و محل قرارگیری در داخل یک کانسار توصیف می‌شوند. اغلب نه همیشه رگه‌های جوانتر در حرارت‌های پایین‌تر شکل می‌گیرند. محاسبه دمای تشکیل برای بیشتر رگه‌ها بر اساس مطالعات سیالات درگیر و تفریق ایزوتروپی گوگرد صورت می‌گیرد. رگه و رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار و غیر کانه‌دار منطقه مورد مطالعه بر حسب نوع کانه‌های موجود، نوع باطله و بافت به ۸ دسته کوارتز + کالکوپیریت + مولیبدنیت ± پیریت، رگه‌های کوارتز + مولیبدنیت، رگه‌های کوارتز + مولیبدنیت ± پیریت، رگه‌های کوارتز + کالکوپیریت، رگه‌های کوارتز + کالکوپیریت ± پیریت، رگه‌های کوارتز + پیریت، رگه‌های آپلیتی (کوارتز + پتاسیم‌فلدسپار + مولیبدنیت + بیوتیت)، رگه‌های کوارتز + مگنتیت + پیریت و رگه‌های کوارتز + کلسیت + پیریت + طلا ± کالکوپیریت تفکیک و تقسیم شده است (اشکال ۱، ۲، ۳، ۴، ۵). رگه و رگچه‌های مذکور ضخامتی بین ۱ میلیمتر

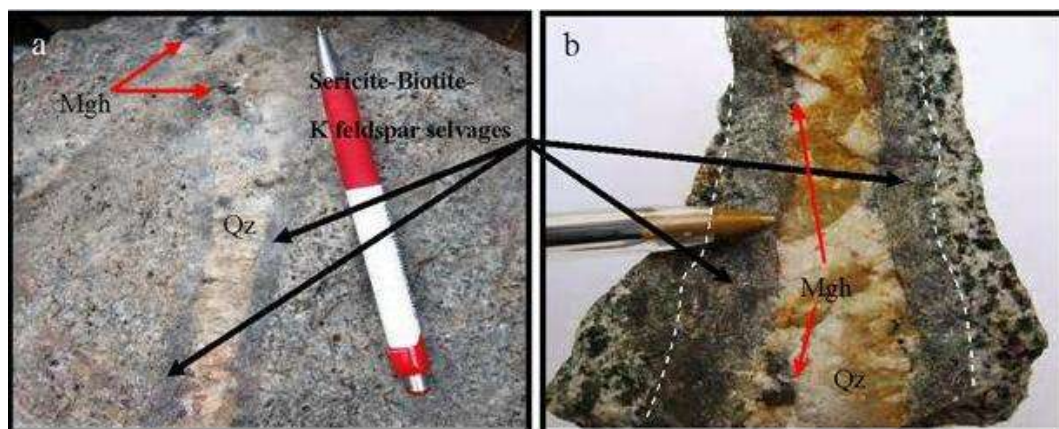
تا ۳ متر دارند. رگه های ضخیم اغلب شامل کوارتز + کالکوپیریت + مولیدنیت  $\pm$  پیریت و کوارتز + کلسیت + پیریت + طلا  $\pm$  کالکوپیریت هستند. رگه های نازک اغلب از نوع کوارتز + مگنتیت + پیریت هستند.



شکل ۱- تصاویر مژوسکوپیک و میکروسکوپی از مولیدنیت. a- رگه مولیدنیت (Mol) به ضخامت حدود ۱ سانتی متر که رگه کوارتزی را قطع نموده و در بخش سطحی به فری مولیدات (FMol) تبدیل شده است. b- پرشدگی کوارتز با مولیدنیت به ضخامت حدود ۵ میلی متر. c- هم رشدی مولیدنیت با کوارتز و تبدیل بخشی از مولیدنیت به فری مولیدات. d- تشکیل بافت نواری (Ribbon Texture) در مولیدنیت که متشکل از سه لایه نواری مولیدنیت در داخل کوارتز می باشد (b<sub>1</sub>, b<sub>2</sub> و b<sub>3</sub> نوار مولیدنیت در داخل کوارتز). e و f- تصاویر میکروسکوپی مقاطع صیقلی مولیدنیت منطقه مورد مطالعه.

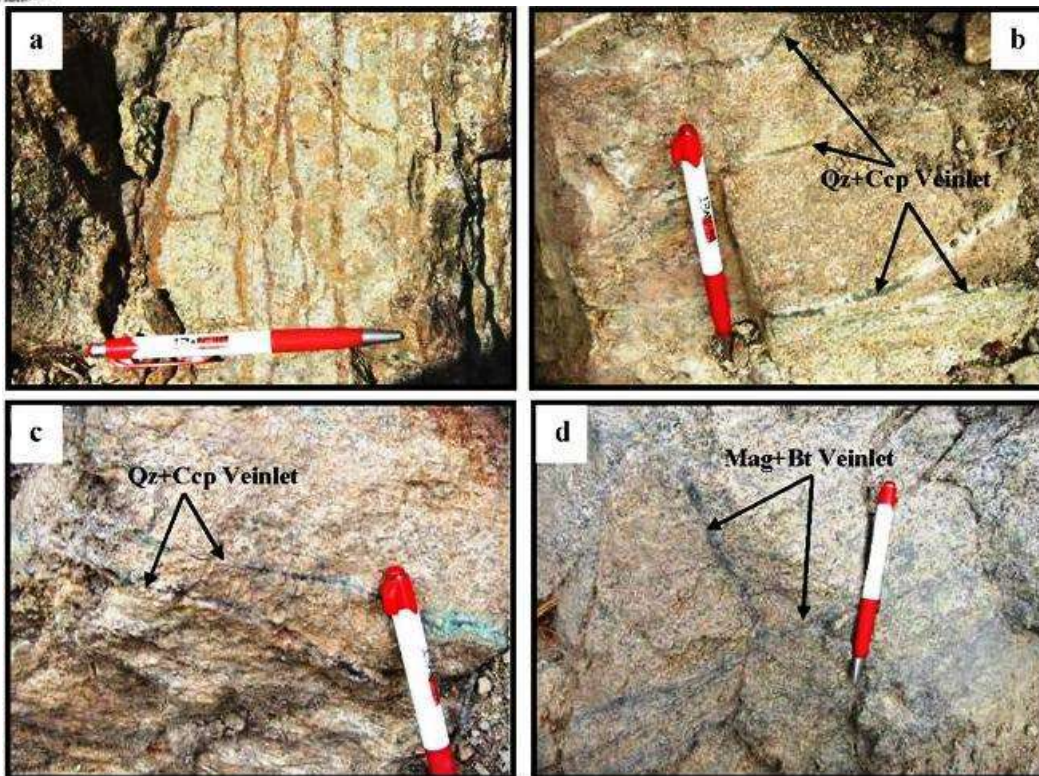


شکل ۲- تصاویر موزسکوپیك مربوط به رگچه‌های نواری a- رگچه نواری حاوی کوارتز + کالکوپیریت که در سطح به کرنات مس (مالاکیت) و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است. b- رگچه‌های کوارتز + کرنات + پیریت منطقه انیق که در اثر فرآیند هوازدگی پیریت‌ها به هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است.

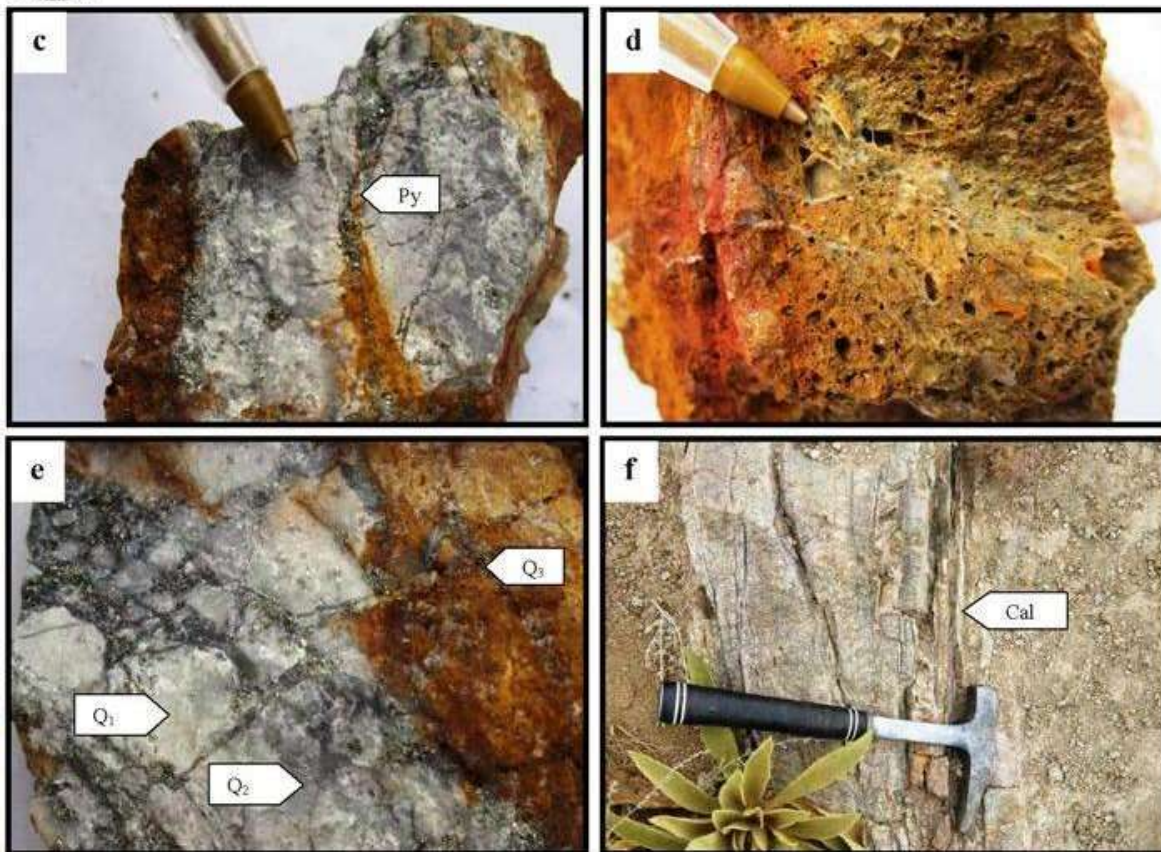


شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی رگچه‌های کوارتز (Qz) + مگنتیت (Mag) a و b- رگچه‌های کوارتز + مگنتیت با هاله دگرسانی پتاسیک- فلیک





شکل ۴- تصاویر صحرایی مربوط به رگچه‌های نواری محدوده کانه‌دار قره‌چیلر. a- رگچه‌های نواری سولفیدی که به هیدروکسید آهن تجزیه شده‌اند. b- رگچه‌های نواری کربنات + سولفید (کالکوپیریت + پیریت) در کف آبراهه قره‌چیلر. c- رگچه‌های نواری کوارتز + کالکوپیریت که سولفید مس به کربنات (مالاکیت) تبدیل شده است. d- رگچه‌های مگنتیت + بیوتیت (Bt) در زون پتاسیک قره‌چیلر



شکل ۵- تصاویر مژوسکوپیک و میکروسکوپیک مربوط به رگه‌های طلا دار منطقه. c- قطع شدگی رگه کوارتزی طلا دار توسط رگچه پیریتی تاخیری. d- باف حفره‌ای و لانه زنبوری در کوارتز طلا دار. e- وجود سه نسل کوارتز در رگه کوارتزهای طلا دار با رنگ‌های متفاوت. f- رگچه‌های کربناتی (کلسیت و بندرت سیدریت) نواری در حاشیه رگه‌های کوارتزی طلا دار.

نوع رگه‌های کانه دار در بخش‌های مختلف باتولیت با همدیگر تفاوت دارند، بطوریکه رگه‌های کوارتز + مولیبدنیت در مناطق قره دره و گوهران- آغان، رگه- های کوارتز + کالکوپیریت + مولیبدنیت  $\pm$  پیریت، رگه‌های آپلیتی و کوارتز + پیریت + مگنتیت در منطقه قره چیلر، رگه‌های کوارتز + کلسیت + پیریت + طلا  $\pm$  کالکوپیریت در منطقه انیق و رگه‌های کوارتز + کالکوپیریت  $\pm$  پیریت در منطقه پیربلاغ و قره دره رخمون دارند.

بطور کلی روابط تقاطع رگه و رگچه‌های منطقه مورد مطالعه، تقدم و تاخر تشکیل آنها به شرح زیر می‌باشد:

**رگچه‌های نوع M:** رگچه‌های نوع M که از مگنتیت تشکیل شده‌اند و بر حسب نوع باطله به دو نوع قابل تقسیم هستند:

۱- رگچه‌های نوع M1: این رگچه‌ها از مگنتیت  $\pm$  بیوتیت  $\pm$  اکتیولیت تشکیل شده و در بخش‌های فرسایش یافته منطقه قره چیلر (زون پتاسیک) رخمون دارند. ضخامت این نوع رگچه‌ها از ۱ تا ۲۰ میلیمتر در تغییر است.

۲- رگچه‌های نوع M2: این رگچه‌ها از کوارتز + مگنتیت  $\pm$  پیریت تشکیل شده و اغلب در مجاورت رگه‌های کوارتز + مولیبدنیت گوهران- آغان رخمون دارند. رگچه‌های نوع M قدیمی‌ترین رگچه‌های منطقه محسوب می‌شوند.

**رگه و رگچه‌های نوع A:** این نوع رگه‌ها در منطقه قره چیلر، پیربلاغ و زلیلی دره رخمون دارند و خود به دو نوع قابل تقسیم هستند:

نوع اول یا A1: این رگه‌ها حاوی کوارتز + کالکو پیریت + پیریت بوده و از نظر سنی بعد از رگچه‌های نوع M تشکیل شده‌اند. این رگه‌ها اغلب در مناطق قره چیلر و پیربلاغ رخمون دارند.

نوع دوم یا A2: این رگه‌ها از کوارتز + پیریت  $\pm$  کالکوپیریت + طلا تشکیل شده‌اند و اغلب در منطقه زلیلی دره و انیق رخمون دارند.



**رگه و رگچه‌های نوع B:** این نوع رگه‌ها بر اساس مینرالوژی و تقدم و تاخر فازی خود به سه نوع قابل تقسیم هستند: رگه و رگچه‌های نوع B<sub>1</sub>: این نوع رگه‌ها از کوارتز + کالکوپیریت + مولیدنیت تشکیل شده‌اند و اغلب در منطقه قره‌چیلر رخنمون دارند.

رگه و رگچه‌های نوع B<sub>2</sub>: این نوع رگه‌ها از کوارتز + مولیدنیت + پیریت تشکیل شده‌اند و اغلب در منطقه قره‌دره رخنمون دارند.

رگه و رگچه‌های نوع B<sub>3</sub>: این نوع رگه‌ها صرفاً از کوارتز + مولیدنیت با هاله دگرسانی سریستی و پتاسیک تشکیل شده و در منطقه گوهران و قره‌دره رخنمون دارند.

**رگه و رگچه‌های نوع D:** این نوع رگه و رگچه‌ها تقریباً در تمام مناطق مطالعه شده (قره‌چیلر - انیق - گوهران) بخصوص در استوک‌های کوارتزموئزونیته دگرسان شده انیق، گوهران - آغان رخنمون دارند و خود به دو دسته قابل تقسیم هستند:

نوع اول یا D<sub>1</sub>: این نوع رگه‌ها از کوارتز + پیریت تشکیل شده‌اند.

نوع دوم یا D<sub>2</sub>: این نوع رگچه‌ها اغلب حاوی پیریت بوده و از نظر سنی همزمان یا کمی بعد از رگچه‌های نوع D<sub>1</sub> تشکیل شده‌اند.

**رگه و رگچه‌های نوع E:** این نوع رگه و رگچه‌ها اغلب از کربنات  $\pm$  سولفید تشکیل شده و در منطقه زیلی‌دره، استوک‌های گوهران - آغان، انیق و بخشی از منطقه کانه‌دار قره‌چیلر رخنمون دارند.

بر اساس روابط تقاطع رگه‌ها و رگچه‌ها از قدیم به جدید می‌توان توالی زیر را در نظر گرفت:

**رگه و رگچه‌های نوع اول:** این نوع رگچه‌ها در واقع همان نوع M بوده که اغلب در زون پتاسیک منطقه قره‌چیلر رخنمون دارند و قدیمی‌ترین نوع رگچه‌های منطقه محسوب می‌شوند.

**رگه و رگچه‌های نوع دوم:** این رگه‌ها در منطقه قره‌چیلر، پیربلاغ و زیلی‌دره رخنمون دارند. رگه‌های زون قره‌چیلر و پیربلاغ (نوع A<sub>1</sub>) بعد از رگچه‌های نوع M تشکیل شده‌اند، اما نوع A<sub>2</sub> جوانتر بوده و بعد از رگه و رگچه‌های گروه B تشکیل شده‌اند.

**رگه و رگچه‌های نوع سوم:** این نوع رگه‌ها بعد از رگه و رگچه‌های نوع A تشکیل شده‌اند و شامل رگه و رگچه‌های نوع B<sub>1</sub>، B<sub>2</sub> و B<sub>3</sub> می‌باشند.

روابط تقاطع این نوع رگچه‌ها و مطالعات سیالات درگیر نشان می‌دهد که از نظر سنی اول رگه‌های نوع B<sub>1</sub>، سپس B<sub>2</sub> و در نهایت نوع B<sub>3</sub> تشکیل شده‌اند.

**رگه و رگچه‌های نوع چهارم:** این نوع رگه و رگچه‌ها در برخی مناطق رگه و رگچه‌های نوع M، A و B را قطع نموده و از نظر سنی جوانتر از آنها بوده و با علامت D نشان داده شده‌اند.

**رگه و رگچه‌های نوع پنجم:** این نوع رگچه‌ها همزمان با رگچه‌های نوع D و یا کمی بعد از آنها تشکیل شده‌اند و اغلب شامل کانی‌های کربناتی (کلسیت، دولومیت، سیدریت و انکریت) هستند که با علامت E نشان داده شده‌اند. توالی پاراژنتیکی رگه و رگچه‌ها در شکل ۶ نشان داده شده است.

بطور کلی ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده نفوذی میزبان کانی‌سازی، شواهد کانه‌زایی، دگرسانی و سیالات درگیر نشانگر این هستند که کانی‌سازی در منطقه انیق - قره‌چیلر به دو فاز کانه‌زایی متفاوت از نظر سنی و مینرالوژیکی مربوط هستند.

فاز اول کانه‌زایی مرتبط با رگه‌های کوارتزی حاوی مس - مولیدن است. این نوع رگه‌ها از کوارتز + مولیدنیت و کوارتز + کالکوپیریت + مولیدنیت تشکیل شده‌اند. مطالعات صحرایی، نحوه آرایش رگه‌های کانه‌دار و نتایج حاصل از سیالات درگیر نشان می‌دهد که این رگه‌ها به یک سیستم پورفیری مدفون در عمق مرتبط هستند که در منطقه قره‌چیلر آپوفیزهایی از آن بصورت دایک‌های کانه‌دار تظاهر یافته است. فاز دوم مربوط به رگه‌های کوارتزی و کربناتی مس - طلا دار دما پایین بوده که در اطراف و بخش فوقانی سیستم پورفیری مرتبط با استوک خرد و دگرسان شده گوهران - آغان تشکیل شده است. این فاز نسبت به فاز مس - مولیدن جوانتر بوده و در برخی بخش‌ها زون‌های مس - مولیدن را قطع نموده یا اینکه سیالات هیدروترمالی مربوط به این فاز از محل شکستگی‌های از قبل بوجود آمده و منطبق با رگه‌های کوارتزی مولیدن‌دار مجدداً نفوذ کرده و با کانه‌زایی مس - مولیدن پیشین همپوشانی انجام داده است. اغلب رگه‌های مس - مولیدن و طلا دار مربوط به دو فاز کانه‌زایی بوده و بدین طریق بوجود آمده‌اند.

| Types of Vein and Veinlets           |          |                | Decreasing age →      |                                 |                        |
|--------------------------------------|----------|----------------|-----------------------|---------------------------------|------------------------|
|                                      |          |                | Mineralization        |                                 |                        |
|                                      |          |                | Early - stage         | Middle - stage                  | Late - stage           |
|                                      |          |                | Potassic 550 – 450 °C | Potassic – Phyllic 450 – 300 °C | Late – Phyllic <300 °C |
| Quartz + Oxide<br>± Silicate         | M - Type | M <sub>1</sub> |                       |                                 |                        |
|                                      |          | M <sub>2</sub> |                       |                                 |                        |
| Quartz +<br>Chalcopyrite ±<br>Pyrite | A - Type | A <sub>1</sub> |                       |                                 |                        |
|                                      |          | A <sub>2</sub> |                       |                                 |                        |
| Quartz + Molybdenite<br>±            | B - Type | B <sub>1</sub> |                       |                                 |                        |
|                                      |          | B <sub>2</sub> |                       |                                 |                        |
|                                      |          | B <sub>3</sub> |                       |                                 |                        |
| Sulfide - Quartz                     | D - Type | D <sub>1</sub> |                       |                                 |                        |
|                                      |          | D <sub>2</sub> |                       |                                 |                        |
| Carbonates                           | E - Type | E              |                       |                                 |                        |

شکل ۶- توالی پاراژنتیکی رگه و رگچه‌های کانده در منطقه قره چیلر- انیق

### ۳- نتیجه گیری

مطالعات روابط تقاطع و تقدم و تاخر رگه و رگچه‌های کوارتزی کانده در (Cu-Au-Mo) نشان می‌دهد که کانی‌سازی رگه‌ای طی دو فاز و ۵ مرحله رخ داده است. فاز اول و قدیمی کانه‌زایی مرتبط با رگه‌های کوارتزی حاوی مس-مولیبدن دما بالا و فاز دوم و جوانتر مرتبط با رگه‌های کوارتزی-کربناتی مس-طلا دار دما پایین بوده که در اطراف و بخش فوقانی سیستم پورفیری تشکیل شده‌اند. رگه‌های فاز جوانتر (طلا دار) در برخی بخش‌ها رگه‌های فاز قدیمی (مولیبدن دار) را قطع نموده و یا مجدداً منطبق با رگه‌های کوارتزی مولیبدن دار نفوذ کرده است.

#### ۴- مراجع

- جمالی، ح.، ۱۳۹۱. زونبندیهای متالوژنیک و کنترل کننده های تکتونو- ماگمایی آنها در کمربند ماگمایی اهر- ارسباران، شمال غرب ایران. رساله دکتری، دانشگاه خوارزمی، ۳۵۴ص.
- حسن‌پور، ش.، ۱۳۸۹. متالوژنی و کانه‌زایی مس - طلا در زون ارسباران (آذربایجان شرقی). رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۵۶ص.
- ذاکری، ل.، ۱۳۹۲. مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و ژنز کانسار قره‌چیلر، در باتولیت گرانیتوئیدی شاه جهان (آذربایجان شرقی). رساله دکتری، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ۲۶۹ص.
- رضایی‌اقدام، م.، سهرابی، ق.، ۱۳۸۷. تخمین فشار و حرارت تشکیل رگه های کوارتزی مس، مولیدن و طلادار با استفاده از سیالات درگیر در مرکز باتولیت قره داغ شمال باختر ایران، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز.
- رضایی‌اقدام، م.، سهرابی، ق.، ۱۳۸۹. بررسی ژئوشیمی آلتراسیون و ارتباط آن با کانه‌زایی مولیدن و مس در منطقه قره‌چیلر- قره‌دره (شمالغرب ایران)، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، سال ۲۰، شماره ۷۷.
- سهرابی، ق.، ۱۳۸۲. بررسی متالوژنی و ژئوشیمی مولیدن در نوار قره داغ- شیورداغ، آذربایجان شرقی، شمالغرب ایران، رساله دکتری، دانشگاه تبریز، ۶۱۰ص.
- سهرابی، ق.، ۱۳۸۵. زون‌بندی میرالیزاسیون Cu-Au و Cu-Mo در زون متالوژنی شمالغرب ایران، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین.
- سهرابی، ق.، ۱۳۹۴. بررسی کانی‌سازی مس و مولیدن و آهن در توده گرانیتی قولان، شرق سیه رود، پایان نامه کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز، ۱۴۸ص.
- مختاری، ع. ا.، ۱۳۸۷. پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز باتولیت قره‌داغ (خاور سیه‌رود، آذربایجان خاوری) و هاله اسکارنی آن، با نگرشی بر کانی‌سازی مرتبط با توده نفوذی، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۴۷ص.
- Gustafson, L.B., and Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, 857-912
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A.M., Mehrabi, B., 2010. Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *Int. Geol.Rev.* 52, 608-630. <http://dx.doi.org/10.1080/00206810903416323>
- Keith, J.D., Shanks, III, W.C., Archibald, D.A., and Farrar, E., 1986, Volcanic and intrusive history of the Pine Grove porphyry molybdenum system, southwestern Utah: *Economic Geology* 81, 553-577.
- Redmond, P.B., Landtwing, M.R., and Einaudi, M.T., 2001. Cycles of porphyry dike emplacement, veining, alteration and mineralization in the Bingham porphyry Cu-Au-Mo deposit, Utah, in Piastryński, A., et al., eds., *Mineral deposits at the beginning of the 21st century: Joint Biennial SGA-SEG Meeting, 6th, Kraków, Poland, 2001, Proceedings*, pp. 473-476.
- Sillitoe, R.H., 2010. porphyry copper systems: *Economic geology* 105, 3-41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: *Economic geology* 100<sup>TH</sup> Anniversary Volume, p. 251-298. <https://pubs.geoscienceworld.org/books/book/1940/chapter/107713475>

## بررسی فرونشست دشت اصفهان-برخوار با به کار گیری روش های تحلیل سلسله مراتبی - فازی و تداخل سنجی راداری

عبدالرضا واعظی هیر<sup>۱</sup>، مهری تبرمایه<sup>۲\*</sup>، کریم تقی پور، سعیده موسوی پور

۱- استاد تمام گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

r.vaezi@tabrizu.ac.ir

۲- پژوهشگر پسا دکتري، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

mehritabarmayeh@yahoo.com

۳- کارشناس شرکت معدنکاو گنجینه ظفر. تبریز، ایران

taghipourfzsc@gmail.com

۳- کارشناس مطالعات شرکت آب منطقه ای استان اصفهان، ایران

s.mousavipour@gmail.com

### چکیده

با توجه به قرار گیری دشت اصفهان-برخوار در معرض فرونشست، در این مطالعه، نقشه پتانسیل فرونشست این دشت جهت شناسایی مناطق با خطر نشست بالا تهیه گردید. بدین منظور پارامترهای ضخامت اشباع آبخوان، افت سطح آب زیرزمینی، ضخامت لایه رسی، هدایت هیدرولیکی، کاربری اراضی، نرخ تغذیه و فاصله از گسل به عنوان عوامل موثر بر فرونشست دشت تعیین شدند و با استفاده از روش فرایند تحلیل سلسله مراتبی- فازی جهت تهیه نقشه نهایی فرونشست مورد استفاده قرار گرفتند. نقشه حاصل با شاخص ۰/۰۰۲۴ تا ۰/۰۱۴ به گروه هایی بر اساس احتمال فرونشست طبقه بندی گردید. همچنین نقشه تغییرات نرخ فرونشست دشت نامبرده توسط روش رادار اینترفرومتری و با استفاده از تصاویر ماهواره ای Sentinel-1 و Envisat تهیه شد و نتایج حاصل صحت اجرای روش قبلی را تایید کرد. بر اساس نتایج، شمال شهر اصفهان، غرب خمینی شهر و جنوب شاهین شهر در معرض خطر پتانسیل فرونشست بالا قرار گرفته اند که فرودگاه اصفهان هم در این مناطق واقع شده است.

**واژه های کلیدی:** فرونشست، دشت اصفهان-برخوار، تحلیل سلسله مراتبی-فازی، رادار اینترفرومتری.

### Investigating the subsidence of the Isfahan-Borkhar plain using the Analytic Hierarchy Process (AHP)- Fuzzy and radar interferometry methods

#### Abstract

In this study, the potential subsidence map of the Isfahan-Borkhar plain was prepared to identify areas at high risk of this phenomena. To do this, parameters including aquifer thickness, groundwater drawdown, clay layer thickness, hydraulic conductivity, land use, recharge rate, and distance from faults were determined as influential factors on the subsidence of the plain. The Fuzzy Analytic Hierarchy Process was used to prepare the final subsidence map. The resulting map with the index of 0.024 to 0.014 was classified to different potential zone. Additionally, the map of variation in subsidence rate for the mentioned plain was prepared using the interferometric radar method and satellite images obtained from Sentinel-1 and Envisat. The results confirmed the accuracy of the previous method. According to the results, the northern part of Isfahan, the western part of Khomeini Shahr, and the southern part of Shahin Shahr are at high risk of potential subsidence, where Isfahan Airport is also located in these areas.

**Key words:** Subsidence, Isfahan-Borkhar plain, Analytic Hierarchy Process-Fuzzy, radar interferometry.

### ۱-مقدمه

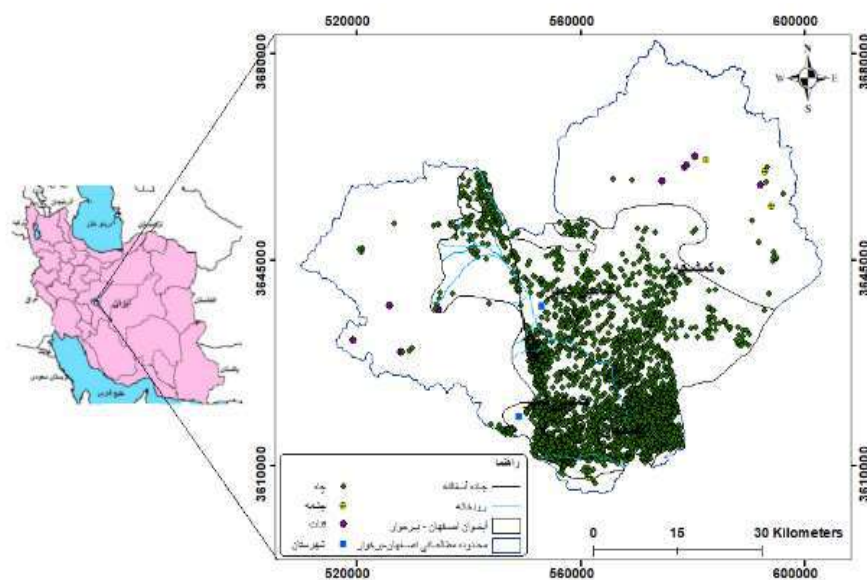
نشست زمین به فروریزش ناگهانی یا تدریجی سطح زمین که ممکن هست با جابجایی های افقی هم همراه باشد، اطلاق می گردد (صالحی اسفندارانی، ۱۳۹۲). این پدیده یکی از رویدادهایی است که در دهه های اخیر به وفور در بسیاری از دشت های ایران مشاهده شده است. عوامل متعددی سبب رخداد پدیده

فرونشست زمین می‌شوند که می‌توان به فعالیت‌های تکنیکی، لغزش زمین، انقباض خاک، نشست ناشی از استخراج آب ژئوترمال و برداشت بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی به منظور تامین نیازهای کشاورزی، صنعتی، مصارف خانگی با عنوان عمده دلایل وقوع فرونشست اشاره کرد (کوروش و همکاران، ۱۴۰۰). استخراج آب‌های زیرزمینی در اقلیم خشک و نیمه خشک از جمله عوامل بسیار مهم در ایجاد این پدیده شناخته شده‌اند که می‌تواند خسارات غیر قابل جبرانی در تاسیسات و یا سازه‌های زیربنایی ایجاد کند (مرتضوی و همکاران، ۱۳۹۰). برداشت زیاد از آب زیرزمینی که عمدتاً در رسوبات تحکیم نیافته یا نیمه تحکیم یافته ذخیره شده‌اند باعث کاهش فشار آب منفذی، افزایش تنش مؤثر، ایجاد تراکم غیرالاستیک می‌شود و با تغییر در چیدمان و کاهش حجم رسوبات موجب فرونشست زمین می‌شود (صالحی اسفندارانی و همکاران، ۱۳۷۴). بنابراین شناخت علت یا علل تأثیر گذار در فرونشست سطح زمین اهمیت زیادی در جهت کنترل و مدیریت خطرات ناشی از آن دارد که می‌تواند اثرات زیانبار این پدیده را کاهش دهد (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۸). روش‌های مختلفی برای شناسایی و تعیین میزان فرونشست زمین وجود دارد که از جمله آن می‌توان به استفاده از روش‌های سیستم موقعیت‌یابی جهانی (GPS)، تداخل سنجی رادار دریاچه مصنوعی (InSAR)، داده‌های مشاهده میدانی، لجستیک رگرسیون، شبکه عصبی مصنوعی، منطق فازی و فازی عصبی، روش‌های مبتنی بر اندازه‌گیری تغییرات سطح آب زیرزمینی و فرآیند تحلیل سلسله مراتبی (AHP) را نام برد (Bhattarai and Kondoh 2017; Oh et al, 2019; Zhou et al, 2020; Bokhari et al, 2023; Liu et al, 2023). بسیاری از این روش‌ها از نظر تجهیزات و نیروهای لازم بسیار پرهزینه و زمان‌بر هستند. ولی از میان این روش‌ها، روش فرآیند تحلیل سلسله مراتب فازی علیرغم عدم قطعیت آن به عنوان یک روش قدرتمند شناخته شده است که به طور گسترده توسط بسیاری از پژوهشگران مورد استفاده قرار می‌گیرد (Ibrahim et al, 2018). همچنین رادار دیافراگم مصنوعی تداخل سنجی (InSAR) به عنوان یکی دیگر از روش‌های شناخته شده و مؤثر برای اندازه‌گیری تغییرات ارتفاع سطح زمین می‌باشد که به دلیل قابلیت پایش داده‌ها از یک منطقه وسیع با وضوح زمانی بالا و در شرایط جوی متفاوت مورد توجه بیشتری در دهه‌های اخیر قرار گرفته است (Hu et al, 2019). زنگی و واعظی هیر در سال ۱۳۹۹ در مطالعه‌ای تحت عنوان پتانسیل فرونشست دشت شازند ناشی از افت آب زیرزمینی با مدل وزن دهی و آنالیز صحت سنجی آن با استفاده از تداخل سنجی راداری به این نتیجه رسیده‌اند که نواحی شمالی و شمال غربی دشت شازند در معرض خطر فرونشست قرار دارند. همچنین آنان یافتند پالایشگاه شازند نیز در مناطق با پتانسیل فرونشست قرار گرفته است که نیاز به اعمال برنامه‌های مدیریتی جدی در این منطقه را می‌طلبد. شادفر و همکاران در مطالعه‌ای که بر روی فرونشست دشت واقع در شهر بوئین زهرا در سال ۱۳۹۴ انجام داده‌اند به این نتیجه رسیده‌اند که فاکتور برداشت از آب زیرزمینی با ضریب ۰/۴۸ و سنگ شناسی با ضریب ۰/۲۴ از جمله مهم‌ترین عوامل ایجاد فرونشست در این دشت می‌باشد. حدود ۵۵/۰ درصد از مساحت این دشت را مناطقی با پتانسیل بالا به خود اختصاص داده است. عالی پور اردی و همکاران (۱۳۹۶) در مطالعه‌ای که ریسک فرونشست ناشی از افت سطح آب زیرزمینی را در دشت اردبیل با استفاده از مدل تحلیل سلسله مراتبی فازی پهنه بندی کرده‌اند به این نتیجه رسیدند که ۸۰ درصد منطقه دارای پتانسیل فرونشست متوسط به بالا هستند. با توجه به اهمیت شناسایی و مطالعه فرونشست، به منظور کنترل و مدیریت این پدیده در دشت اصفهان - برخوار واقع در استان اصفهان که در معرض فرونشست و خطرات ناشی از آن قرار دارد در این مطالعه سعی بر اینست تا با تهیه نقشه‌های تغییرات و پتانسیل فرونشست اقدام به شناسایی مناطق محتمل متأثر از این پدیده پرداخته شود.

## ۲- روش تحقیق

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

دشت اصفهان - برخوار با مساحت تقریبی ۱۶۴۲ کیلومتر مربع در استان اصفهان واقع شده است. این منطقه بر اساس طبقه بندی آمبرژه و دومارتن دارای آب و هوای خشک و سرد خشک است. به طوریکه میانگین بارندگی، دما و تبخیر سالانه به ترتیب ۱۱۵ میلی متر، ۱۴ درجه سانتی گراد و ۲۴۰۲/۶ میلی متر اندازه گیری شده است. این منطقه دارای یک سفره آبرفتی محصور نشده با ضخامت از ۱۰۰ متر در شمال و غرب منطقه تا ۳۰۰ متر در قسمت جنوب شرقی می‌باشد. پارامترهای هیدرودینامیکی شامل هدایت هیدرولیکی، ضریب ذخیره و قابلیت انتقال به ترتیب در محدوده ۲-۱۵ متر در روز (m/d)، ۰/۰۱-۰/۱۰۶ و ۵۰۰-۲۰۰۰ متر مربع در لیتر (m<sup>2</sup>/d) برآورد شده است. در مجموع ۵۲۶۳ حلقه چاه بهره برداری کشاورزی در آبخوان اصفهان - برخوار توسط سازمان آب منطقه ای استان اصفهان در این منطقه ثبت شده است (شکل ۱) که در نتیجه برداشت مازاد در طی یک دوره طولانی مدت از سال ۱۳۶۱ تا سال ۱۳۹۸ سطح آب زیرزمینی حدود ۳۸ متر افت داشته است.



شکل ۱- نقشه موقعیت جغرافیایی آبخوان دشت اصفهان- بر خوارو تغییرات افت سطح آب زیرزمینی در مهر (۱۳۹۸-۱۳۸۱)

## ۲-۲- زمین شناسی منطقه

محدوده مطالعاتی بر خوار- اصفهان از نظر ساختار زمین شناسی به طور عمده در زیر پهنه ساختاری ایران مرکزی، سنج- سیرجان قرار گرفته است. سنگ های موجود در این ناحیه بیشتر مربوط به پالئوژنیک تا عهد جدید می باشد. عمده واحدهای سنگی آن شامل واحدهای دوران چهارم زمین شناسی است که حدود ۸۱ درصد (۳۰۴۴ کیلومتر مربع) از منطقه را در بر گرفته است و از نظر قابلیت ذخیره آب سازند آبرفتی بسیار قابل توجه می باشد. (بر گرفته از اطلاعات گزارش زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهرستان های کوهپایه، میمه، طرق، نجف آباد و اردستان) و ۱:۲۵۰۰۰۰ نقشه (اصفهان) متعلق به سازمان زمین شناسی).

## ۳-۲- جمع آوری داده ها و روش تحقیق

در این مطالعه از روش تحلیل سلسله مراتبی- فازی که یک روش شناخته شده ای در پتانسیل یابی و مکانیابی می باشد جهت پتانسیل یابی فرونشست استفاده شده است. در روش وزن دهی مقایسه زوجی، معیارها دو به دو با یکدیگر مقایسه شده و اهمیت آن ها نسبت به یکدیگر تعیین می گردد. سنجش قضاوت های حرفه ای و کارشناسی با فرایند سلسله مراتبی در مورد اهداف چند معیاره باعث بهبود کارایی و نتیجه گیری های مناسبی می شود. در این مطالعه با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتب اقدام به بررسی پتانسیل فرونشست دشت اصفهان- بر خوار شده است که بدین منظور در ابتدا لایه های عوامل موثر بر فرونشست شامل کاربری زمین، افت سطح آب زیرزمینی، در صد ضخامت لایه رس در بخش اشباع آبخوان، ضخامت بخش اشباع آبخوان، میزان تغذیه آبخوان، فاصله از گسل و لایه هدایت هیدرولیکی (به عنوان ضریب هیدرودینامیک آبخوان) با اخذ داده از شرکت آب منطقه ای استان اصفهان که شامل اطلاعات مربوط به لاگ های اکتشافی، پیژومترها و همچنین اطلاعات آزمون پمپاژ بود با به کار گیری سیستم اطلاعات جغرافیایی تهیه گردید. سپس با نظر سنجی از کارشناسان و صاحب

نظران متخصص در این زمینه و با استفاده نرم افزار Expert choice و ایجاد ماتریس ارزش گذاری و مقایسه زوجی معیار های در نظر گرفته شده برای فرونشست دشت اصفهان-برخوار، امتیاز و رتبه های مربوط به هر معیار و زیر معیارهای آن تعیین گردید (جدول ۱). همچنین از آنالیز اطلاعات مربوط به ۵۶ تصویر Envisat که بین سال‌های ۲۰۰۳ و ۲۰۱۰ و ۵۶ تصویر Sentinel-1 جمع‌آوری شده از سال ۲۰۱۴ تا ۲۰۲۲ برای تهیه نقشه تغییرات فرونشست استفاده گردید.

جدول ۱- وزن و رتبه های اختصاص داده شده به پارامترهای موثر در فرونشست آبخوان دشت اصفهان-برخوار

| وزن | رتبه | کاربری اراضی                | وزن | رتبه | افت سطح آب زیرزمینی (متر بر سال) |
|-----|------|-----------------------------|-----|------|----------------------------------|
| 2   | 7    | فرودگاه                     | 5   | 8    | $> -1$                           |
|     | 5    | زمین کشاورزی                |     | 6    | $(-0.75) - (-1)$                 |
|     | 3    | زمین مسکونی                 |     | 5    | $(-0.5) - (-0.75)$               |
|     | 1    | دیم و بایر و تالاب...       |     | 3    | $(-0.25) - (-0.5)$               |
|     |      | ضرایب هیدرودینامیک آبخوان   |     | 2    | $(0) - (-0.25)$                  |
| 4   | 8    | $< 5$                       | 3   | 1    | $0 <$                            |
|     | 6    | 5-20                        |     |      | ضخامت اشباع آبخوان (m)           |
|     | 4    | 20-50                       |     | 3    | $< 50$                           |
|     | 2    | 50-80                       |     | 4    | 50-100                           |
| 2   |      | فاصله از گسل                |     | 5    | 100-150                          |
|     | 8    | 10 Km                       |     | 6    | 150-200                          |
|     | 6    | 30 Km                       |     | 7    | 200-250                          |
|     | 3    | $> 30$ Km                   |     | 8    | 250-300                          |
| 2   |      | تغذیه خالص (میلیمتر در سال) | 5   | 9    | $> 300$                          |
|     | 6    | 0-50                        |     | Rate | ضخامت خاک رس (درصد)              |
|     | 4    | 50-100                      |     |      |                                  |
|     | 2    | 100-175                     |     | 2    | 0-20                             |
|     |      |                             |     | 4    | 20-40                            |
|     |      |                             |     | 6    | 40-60                            |
|     |      |                             |     | 8    | 60-80                            |
|     |      |                             |     | 9    | 80-100                           |

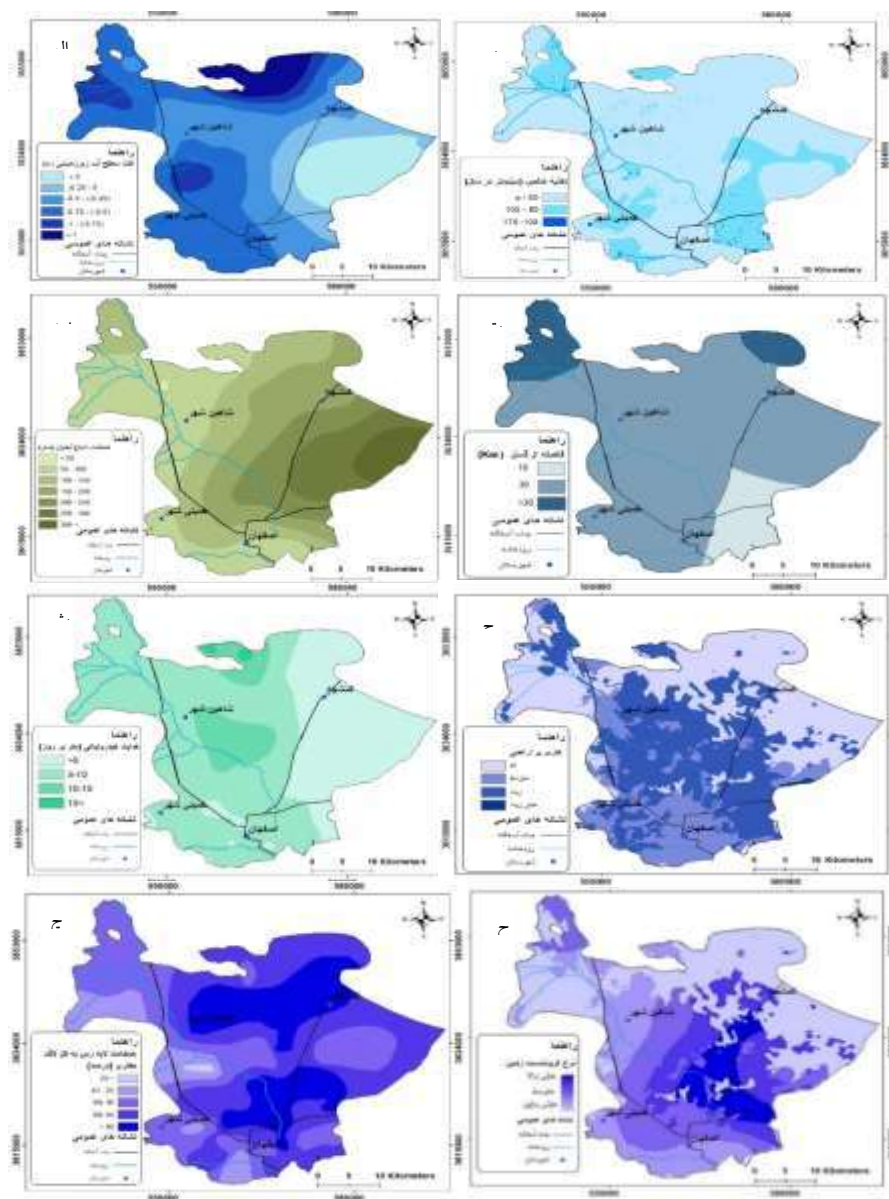
### ۳- نتایج و بحث

#### ۳-۱- تهیه لایه ها و نقشه پتانسیل فرونشست آبخوان دشت اصفهان - برخوار به روش AHP Fuzzy

بعد از تعیین وزن و رتبه معیارها به روش AHP، لایه های مورد نظر در سیستم اطلاعات جغرافیایی تهیه شد و وزن و رتبه های مربوطه بر معیارها و زیر معیارهای آن اعمال گردید (شکل ۲ الف تا ج). لایه پتانسیل فرونشست برای محدوده دشت با استفاده از روش هم پوشانی Fuzzy Overlay تهیه گردید (شکل ۲ ح). از تلفیق لایه های تهیه شده نقشه پتانسیل فرونشست برای محدوده دشت اصفهان-برخوار تهیه شد. بر اساس نتایج به دست آمده برای پتانسیل فرونشست (۰/۰۰۲۴ تا ۰/۰۱۴)، محدوده دشت از نظر پتانسیل فرونشست اولویت بندی گردید. بر اساس شکل ۳ مشاهده می شود که قسمت های مرکزی محدوده دشت اصفهان-



برخوار نسبت به سایر نقاط آن دارای پتانسیل فرو نشست بیشتری می‌باشند و این مناطق مستعد ارائه راهکار و پیشگیری از خطرات ناشی از فرو نشست می‌باشد. نقشه پتانسیل فرو نشست دشت اصفهان برخوار نشان می‌دهد که قسمت‌های مرکزی محدوده نسبت به سایر نقاط آن دارای پتانسیل فرو نشست بیشتری می‌باشند. همچنین بر اساس نقشه ارائه شده در شکل ۴، شمال شهر اصفهان، غرب خمینی شهر و جنوب شاهین شهر در معرض خطر پتانسیل فرو نشست بالا قرار گرفته‌اند. همچنین لازم به ذکر است که فرودگاه اصفهان هم که جدا از دشت اصفهان-برخوار نیست در محدوده ای با پتانسیل بالا قرار دارد.

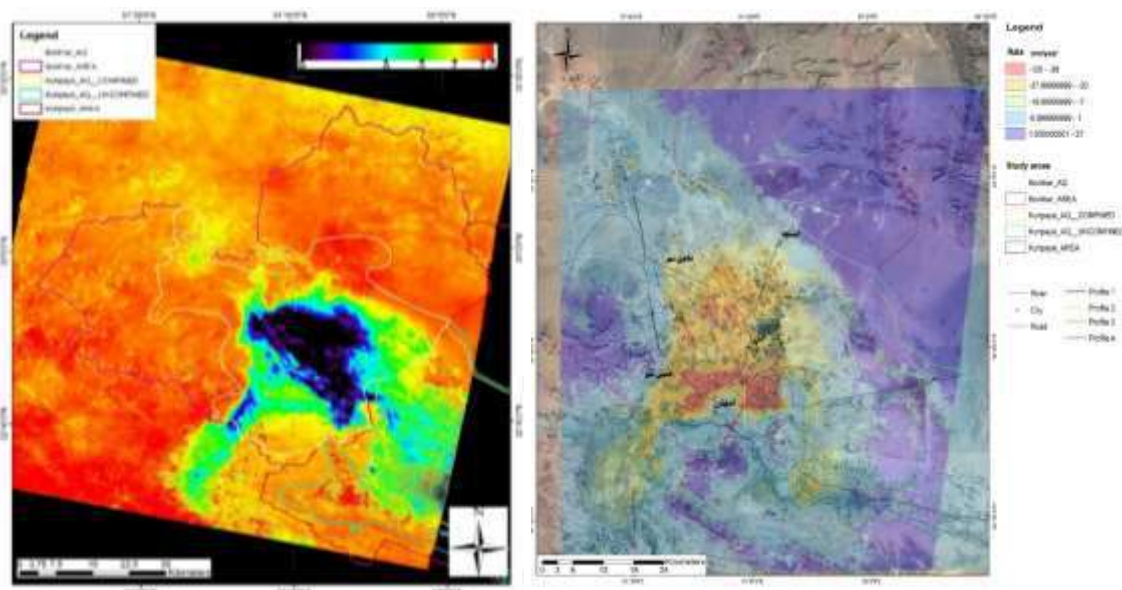


شکل ۳- (الف) برداشت آب زیرزمینی (m). (ب) تغذیه خالص (mm/year)، (پ) ضخامت اشباع (m)؛ (ت) فاصله از گسل (Km)، (ث) هدایت هیدرولیکی (m/d)، (ج) کاربری زمین، (چ) ضخامت لایه رسی به کل لاگ حفاری (%). (ح) طبقه بندی پتانسیل فرو نشست در محدوده دشت اصفهان - برخوار به روش

AHP-Fuzzy

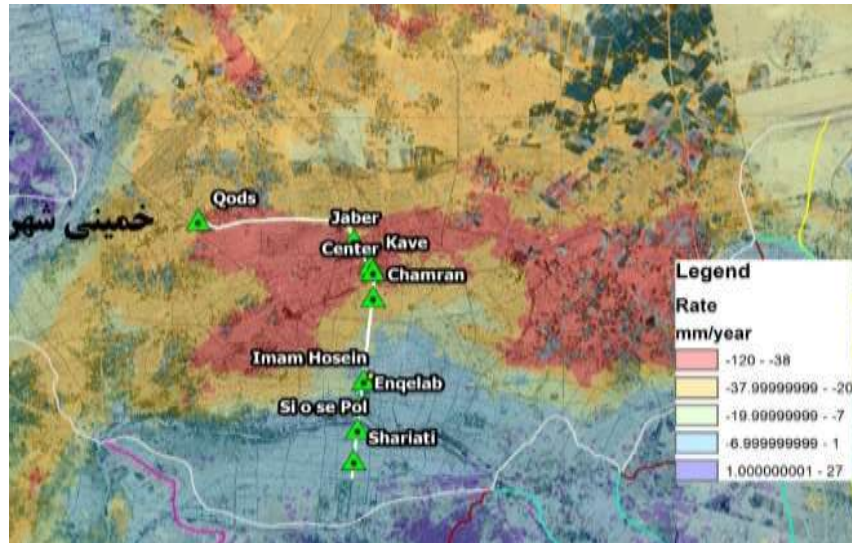
## تکنیک تداخل سنجی راداری ( InSAR )

تداخل سنجی راداری با دیافراگم مصنوعی برگرفته از Synthetic Aperture Radar Interferometry است که به اختصار InSAR نامیده می‌شود. در این فناوری با استفاده از تلفیق داده‌های بدست آمده از سیستم‌های تصویر برداری رادار، حرکت، ارتفاع و تغییرات سطح زمین نقشه برداری می‌شود. در این پروژه برای مطالعه پدیده فرونشست از داده‌های ماهواره Envisat در بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰ و داده‌های ماهواره Sentinel-1 در بازه زمانی ۲۰۱۴ تا ۲۰۲۱ استفاده شده است. هر دو ماهواره توسط آژانس فضایی اروپا (ESA) پرتاب و مدیریت شده و در باند C تصویر برداری می‌کنند. برای پردازش تصاویر ماهواره‌های Envisat و Sentinel از روش تحلیل سری‌های زمانی و تکنیک SBAS استفاده گردید. مراحل مختلف پردازش این داده‌ها با نرم افزارهای Stamps، Sarscape و GMTSAR انجام گرفت. خروجی نهایی پردازش این داده‌ها، نقشه میدان سرعت متوسط می‌باشد که نشان‌دهنده میزان و سرعت حرکات قائم پوسته زمین می‌باشد که برای دشت اصفهان برخوار در شکل ۵ (الف) برای بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰ و در شکل ۶ (ب) برای بازه زمانی ۲۰۱۴ تا ۲۰۲۱ ارائه شده است. بر اساس نتایج پردازش تصاویر راداری (InSAR)، در مناطق شمالی شهر اصفهان فرونشست زمین کاملاً مشهود می‌باشد. این فرونشست در محدوده بین شاهین شهر، خمینی شهر، کمشچه و فرودگاه محصور شده است. بیشترین نرخ فرونشست در شمال اصفهان قریب به ۱۲۰ میلی متر در سال محاسبه شده است. موضوع حایز اهمیت در مبحث فرونشست، علاوه بر سرعت فرونشست، تغییرات نرخ فرونشست می‌باشد که موجب فرونشست نامتقارن و اثرات نامطلوب بر شریان‌های حیاتی باشد. به عنوان مثال انتظار می‌رود که خطوط متروی شهر اصفهان به دلیل قرار گرفتن در پهنه‌های فرونشست زمین با نرخ متفاوت، دچار آسیب گردند (شکل ۶).



شکل ۵ (الف) - نقشه میدان سرعت متوسط حاصل از پردازش تصاویر ماهواره Sentinel-1 (IW3) در بازه زمانی ۲۰۱۴\_۱۰\_۲۷ تا ۲۰۲۱\_۰۱\_۱۱ که نشان‌دهنده میزان و سرعت حرکات قائم پوسته زمین می‌باشد. اعداد در راهنمای سمت چپ پایین نقشه بر حسب میلیمتر در سال می‌باشند به طوری مقادیر منفی نشانگر فرونشست زمین و مقادیر مثبت نشانگر فرایش یا بالا آمدگی زمین می‌باشند. خطوط خط چین موقعیت پروفیل‌های موجود را نشان می‌دهند. (ب) نقشه میدان سرعت متوسط حاصل از پردازش تصاویر

ماهواره Sentinel-1 (IW3) در بازه زمانی ۲۷\_۱۰\_۲۰۱۴ تا ۱۱\_۰۱\_۲۰۲۱ که نشان‌دهنده میزان و سرعت حرکات قائم پسته زمین می باشد. اعداد در راهنمای سمت چپ پایین نقشه بر حسب میلیمتر در سال می باشند به طوری مقادیر منفی نشانگر فرونشست زمین و مقادیر مثبت نشانگر فرایش یا بالا آمدگی زمین می باشند. خطوط خط چین موقعیت پروفیل های موجود در شکل های ۲-۳۰ تا ۲-۳۳ را نشان می دهند.



۶- موقعیت خطوط متروی شهر اصفهان بر روی نقشه تغییرات فرونشست زمین با استفاده از روش رادار اینترفرومتری

### واسنجی و صحت سنجی نقشه بدست آمده با استفاده از روش AHP-Fuzzy

جهت واسنجی و صحت سنجی نقشه بدست آمده از روش AHP-Fuzzy از نتایج بدست آمده از آشکارسازی و تعیین میزان فرونشست به روش تصاویر ماهواره‌ای راداری و تداخل سنجی راداری استفاده شد و وزن و رتبه های اختصاص داده شده طی مراحل سعی و خطا تغییر داده شد تا در نهایت نقشه‌ای با انطباق بیشتر حاصل گردد.

نقشه ماهواره‌ای تهیه شده به روش رادار اینترفرومتری نشان می‌دهد که محدوده واقع در شمال شهر اصفهان، شرق شاهین شهر و غرب فرودگاه اصفهان، غرب شاپور آباد و شمال مسکن مهر دولت آباد همچنین جنوب غرب شهر اصفهان بیشترین نرخ فرونشست را به خود اختصاص داده اند. علاوه بر آن فرونشست واضحی در محدوده بین شاهین شهر، خمینی شهر، کمشچه و نواحی اطراف فرودگاه دیده می‌شود که این یافته ها نتایج حاصل از مدل AHP-Fuzzy را تایید می‌کند. با توجه به این که مناطق استراتژیک شهر اصفهان نظیر باند فرودگاه و سایر مناطق مسکونی در نقاطی با پتانسیل متوسط به بالا قرار گرفته هست ارائه راهکارهای مدیریتی در این مناطق امری ضروری می‌باشد چرا که اگر به مشکل فرونشست زمین در این مناطق توجه نشود، به طور قطع این مناطق دچار نشست و مشکلات و تبعات ناشی از آن خواهد.

### ۴- نتیجه گیری

شاخص آسیب پذیری بدست آمده از روش Fuzzy-AH، برای آبخوان اصفهان برخوار بین رنج ۰/۰۰۲۴ تا ۰/۰۱۴ محاسبه گردید. بر اساس گروه بندی صورت گرفته جهت تفکیک مناطق با پتانسیل فرونشست، دشت برخوار به سه گروه با پتانسیل فرونشست پایین، متوسط و بالا کلاسه بندی شد. بیشترین پتانسیل از نظر فرونشست را مناطق مرکزی این دشت به خود اختصاص داد. نقشه ماهواره‌ای تهیه شده برای محدوده مطالعاتی اصفهان برخوار به روش رادار اینترفرومتری نشان می‌دهد که فرونشست در محدوده بین شاهین شهر، خمینی شهر، کمشچه و فرودگاه محصور شده است. بیشترین نرخ فرونشست محاسبه شده در شمال اصفهان می‌باشد که قریب به ۱۲۰ میلی متر در سال بدست آمد. در واقع نتایج حاصل از رادار اینترفرومتری یافته های بدست آمده از روش تحلیل سلسله مراتب را تایید کرد.

## ۵- تقدیر و تشکر

بدینوسیله نویسندگان این مقاله از شرکت آب منطقه ای استان اصفهان که در انجام این پژوهش مساعدت کرده اند کمال تشکر را ابراز می دارند.

## ۶- منابع

- شیرانی، ک.، پسندی، م.، ابراهیمی، ب.، ۱۴۰۰. بررسی فرونشست زمین در دشت نجف‌آباد اصفهان با استفاده از تکنیک تداخل سنجی تفاضلی راداری. علوم آب و خاک. ۲۵ (۱)، ۱۰۵-۱۲۷.
- مرتضوی، م.، سلیمانی، ک.، غفاری موفق، ف.، ۱۳۹۰. مدیریت منابع آب و توسعه پایدار، مطالعه موردی: دشت رفسنجان. آب و فاضلاب، ۲۲ (۲)، ۱۳۷-۱۲۶.
- صالحی اسفندارانی، ر.، غفوری، م.، لشکری پور، غ.، دهقانی، م.، ۱۳۹۲. بررسی فرونشست دشت مهباز جنوبی با استفاده از روش تداخل سنجی راداری، فصلنامه مهندسی و ایاری و آب، ۳ (۱۱)، ۴۷-۵۷.
- مقصودی، ی.، امانی، ر.، احمدی، ح.، ۱۳۹۸. بررسی رفتار فرونشست زمین در منطقه غربی تهران با استفاده از تصاویر سنتینل-۱ و تکنیک تداخل سنجی راداری مبتنی بر پراکنش گرهای دائمی، تحقیقات منابع آب ایران، ۱۵ (۱)، ۳۱۳-۲۹۹.
- طاهری زنگی، ص.، واعظی هیر، ع.، ۲۰۲۰. پتانسیل فرونشست دشت شازند ناشی از افت آب زیرزمینی با مدل وزن‌دهی و آنالیز صحت‌سنجی آن با استفاده از تداخل سنجی راداری. اکوهیدرولوژی. ۱۷ (۱)، ۱۸۳-۱۹۴.
- عالی پور اردی، م.، ملک محمدی، ف. ب.، جعفری، ح.، ۱۳۹۶. پهنه بندی ریسک فرونشست زمین در اثر افت سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل تحلیل سلسله مراتبی فازی (مطالعه موردی: دشت اردبیل). مجله علوم و مهندسی آب‌خیزداری ایران ۱۱ (۳۸)، ۳۴-۲۵.
- شادفر، ن.، و چیتگر، س.، احمدی، ع.، ۱۳۹۴. پهنه بندی خطر فرونشست زمین با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP) ناحیه مورد مطالعه (شهر بوئین زهرا). جغرافیایی سرزمین. ۱۲ (۴۸)، ۱۱۶-۱۰۱.
- Zhou, C., Gong, H., Chen, B., Gao, M., Cao, Q., Cao, J., ... & Shi, M., 2020. Land subsidence response to different land use types and water resource utilization in Beijing-Tianjin-Hebei, China. Remote Sensing, 12(3), 457.
- Bhattarai, R., & Kondoh, A., 2017. Risk assessment of land subsidence in Kathmandu Valley, Nepal, using remote sensing and GIS. Advances in Remote Sensing, 6(02), 132.
- Oh, H. J., Syifa, M., Lee, C. W., and Lee, S. 2019. Land subsidence susceptibility mapping using bayesian, functional, and meta-ensemble machine learning models. Applied Sciences, 9(6), 1248.
- Hu, B., Chen, J., and Zhang, X. 2019. Monitoring the land subsidence area in a coastal urban area with InSAR and GNSS. Sensors, 19(14), 3181.
- Liu, J., Wang, H. and Yan, X. 2015 Risk Evaluation of Land Subsidence and Its Application to Metro Safety Operation in Shanghai. The Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences, 372, 543-553. <https://doi.org/10.5194/piahs-372-543-2015>
- Ibrahim, E., Putranto, D. D. A., and Affandi, A. K. 2018. Evaluation of land subsidence impact at lowland areas using analytical hierarchy process (AHP) Method. In E3S Web of Conferences (Vol. 68, p. 04017). EDP Sciences.

## مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیائی کانسار سرب-روی±(مس-طلا) باریک آب، کمر بند فلز زائی طارم-هشتجین

فرهنگ علی‌یاری<sup>۱</sup>، تقی مصطفی‌جوکار<sup>۲</sup>

۱- دانشیار، گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی ارومیه، ارومیه، ایران

[f.aliyari@uut.ac.ir](mailto:f.aliyari@uut.ac.ir)

۲- شرکت معدنی سرب و روی کیماگوهران، تهران، ایران

### چکیده

کانسار سرب-روی-(مس±مولیبدن±طلا) باریک آب در ۱۵ کیلومتری شمال خرم‌دره، در بخش مرکزی کمر بند فلز زائی طارم-هشتجین واقع است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده کانسار شامل واحدهای آتشفشانی-آذرآواری انوسن با ترکیب آندزیتی، تراکی آندزیت، ریوداسیت، توف و آگلومرا با بافت پورفیری می‌باشد که توسط توده‌های نفوذی کوارتز دیوریت و کوارتز مونزونیت قطع شده‌اند. دگرسانی‌های سیلیسی و آرژیلیک در بخش‌های داخل پهنه کانه‌زائی مشاهده می‌شوند و ارتباط تنگاتنگی با کانه‌زائی دارند. دگرسانی پروپیلیتیک در پیرامون و حاشیه توده معدنی گسترش دارد. کانه‌زائی سرب-روی-(مس±مولیبدن) در کانسار باریک آب در ارتباط تنگاتنگ با رخداد‌های برشی و رگه‌ای مرتبط با گسل‌های عمده امتداد لغز چپگرد و نرمال منطقه رخ داده است. چهار مرحله کانه‌زائی بر مبنای روابط بافتی، کانی‌شناسی و پاراژنز در کانسار باریک آب شناسائی شده است: (۱) مرحله اول کانه‌زائی شامل رگه‌ها و رگچه‌های کوارتز-پیریت-کالکوپریت±بورنیت می‌باشد. مرحله دوم کانه‌زائی شامل رگه‌ها و برش‌های گرمایی با سیمان سیلیسی گالن، اسفالریت-کالکوپریت±بورنیت±پیریت است. مرحله سوم کانه‌زائی متشکل از رگچه‌های کوارتز-گالن-کالکوسیت-تراهدریت±هماتیت در رگه‌ها و سیمان گرمایی برش‌ها مشخص می‌شود. مرحله چهارم شامل رگه و رگچه‌های کوارتز-کلیست-پیریت تأخیری فاقد کانه‌زائی می‌باشد. بافت‌های دانه پراکنده، برشی، رگه-رگچه‌ای، جانشینی و تیغه‌ای بافت‌های اصلی کانه‌ها تشکیل می‌دهند. کانی‌شناسی کانسنگ‌ها به ترتیب فراوانی شامل گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مگنتیت و هماتیت می‌باشد. مطالعات ژئوشیمیائی انجام گرفته نشان می‌دهد که عناصر سرب، روی، مس و مولیبدن دارای همبستگی مثبت قوی با یکدیگر بوده و از نظر ژئوشیمیائی وابسته به مؤلفه اپی‌ژنتیک سنگ هستند و در یک خوشه قرار می‌گیرند.

**واژه‌های کلیدی:** کانی‌شناسی، ژئوشیمی، بافت و ساخت، باریک آب، کمر بند متالورژی طارم-هشتجین

### ۱- مقدمه

کانسار سرب-روی-(مس±مولیبدن±طلا) باریک آب در فاصله حدود ۱۵ کیلومتری شمال خرم‌دره و بخش مرکزی کمر بند فلز زائی طارم هشتجین از پهنه ماگمایی سنوزوئیک البرز باختری-آذربایجان (نبوی، ۱۳۵۵) است (شکل ۱a). این کمر بند میزبان مهمی از کانسارهای اپی ترمال در ایران همانند کانسارهای طلای گلوچه (Shahbazi et al., 2015; Ghasemi Siani et al., 2016; Mehrabi et al., 2009) سرب و روی ± (طلا) زه‌آباد (Shahbazi et al., 2019; Kouhestani et al., 2020)، مس علی‌آباد-خانچای (Shahbazi, 2020)، مس-سرب-روی مرشون (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۷) و عباس‌آباد (Kouhestani et al., 2020)، مس-طلا لوبین زرده (Zamanian et al., 2019; Mokhtari et al., 2016; Kouhestani et al., 2018) و آفکند (Feizi et al., 2016)، مس-طلا لوبین زرده (Zamanian et al., 2019)، رشت‌آباد (Khakzad and Hajalilou, 1999)، خلیفه‌لو (Esmaeili et al., 2015)، چرگر (Mousavi Motlagh et al., 2019) و شمال چرگر (Naderlou et al., 2021) در آن قرار دارند. محدوده اکتشافی باریک آب در فاصله حدود ۱۵ کیلومتری شمال خرم‌دره و در بخش مرکزی طارم به عنوان بخشی از کمر بند آتشفشانی-نفوذی سنوزوئیک البرز-آذربایجان واقع است (شکل ۱b). مطالعات پتروگرافی، کانه‌نگاری، بافت و ساخت و ژئوشیمیائی زون‌های دگرسان و کانه‌دار بر روی تعداد ۶۵ نمونه برداشت شده از رخنمون‌های سطحی، مغزه‌های حفاری و تونل‌ها انجام گرفت. مطالعات میان‌بارهای سیال بر روی ۴ نمونه مقطع دوبرصقل در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران استفاده از دستگاه ریزدما سنچ Linkam مدل THMS600 انجام گرفته است.



## ۲- زمین‌شناسی

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابهر (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۵) و با توجه به پیمایش‌های صحرایی انجام گرفته در قالب تهیه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ کانسار باریک‌آب (پورنیک و همکاران، ۱۳۹۳)، (شکل ۱b)، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده کانسار باریک‌آب شامل واحدهای آشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی تا بالائی با ترکیب لیتیک‌توف داسیتی تا ریوداسیتی ( $E_6^{cl}$ )، گدازه‌های آندزیت بازالتی ایگنمبریتی شده ( $E_6^{ig}$ )، گدازه‌های آندزیت-داسیت پورفیری خاکستری تیره ( $E_6^{Pa}$ ) و گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت بازالتی ( $E_6^{an-ba}$ ) هستند، که توسط توده‌های نفوذی ساب‌ولکانیک با ترکیب کوارتز دیوریت تا کوارتز مونزونیت (qd-qm) قطع شده‌اند. واحد لیتیک‌توف داسیتی تا ریوداسیتی با روند عمومی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و خاکستری تیره تا رنگ قهوه‌ای تا بنفش بخش عمده‌ای از رخنمون‌های سنگی محدوده را به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۲a). بر اساس مطالعات میکروسکوپی، واحد مذکور متشکل از بلورهای کوارتز، سانیدین، پلاژیوکلاز، بیوتیت و قطعات خرده‌سنگی با بافت پورفیر و کلاستیک می‌باشد. واحد گدازه‌های آندزیت بازالتی ایگنمبریتی شده با رنگ رخنمون قهوه‌ای تا بنفش و ضخامت نسبتاً زیاد بصورت میان‌لایه‌هایی درون واحد لیتیک‌توف داسیتی تا ریوداسیتی مشاهده می‌گردد (شکل ۲b). مطالعات پتروگرافی نشان‌دهنده حضور بلورهای کوارتز، الیگوکلاز، فلدسپات الکالن و کمتر بیوتیت با بافت اوتاکسیتیک در یک زمینه میکروولیتی تا شیشه‌ای می‌باشد.

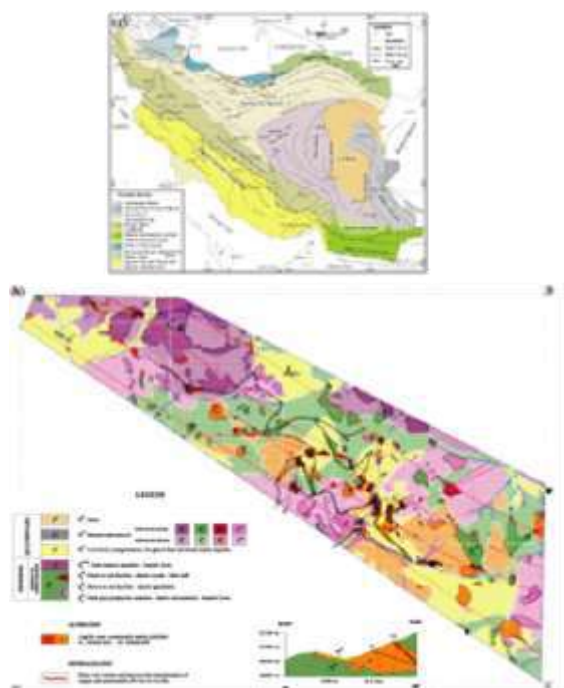
گدازه‌های آندزیت-داسیت پورفیری خاکستری تیره رنگ متشکل از آندزیت، داسیت و گدازه‌های بازالتی با بافت پورفیری با روند عمومی NW-SE و شیب متوسط 56NE است (شکل ۲c). واحد یاد شده شامل فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول در یک زمینه میکروولیتی تا شیشه‌ای است. بخشی عمده‌ای از فنوکریست‌ها به ترتیب به کانولینیت، سریست، کلسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت بازالتی تیره رنگ عمدتاً در شمال‌باختر منطقه گسترش داشته و دارای ضخامت زیاد با امتداد N25W و شیب متوسط 50NE هستند (شکل ۲d). بر مبنای مطالعات پتروگرافی، واحد آندزیت بازالتی دارای بافت پورفیری متشکل از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیکروکسن و کمتر الیون در یک زمینه میکروولیتی تا هیالوپلیتیک می‌باشد. توده نفوذی کوارتز دیوریت تا کوارتز مونزونیت پورفیری به رنگ خاکستری روشن در بخش مرکزی محدوده و عمدتاً در تونل‌های اکتشافی-استخراجی قابل مشاهده است (شکل ۲e). واحد مذکور تمام واحدهای آشفشانی و آذرآواری ائوسن زیرین تا بالائی را قطه می‌نماید. در مطالعات میکروسکوپی، توده مذکور با بافت پورفیری متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، فلدسپات الکالن و کوارتز همراه با مقادیر کمتر بیوتیت کلریتی شده، سریست، کلریت و کانیهای کدر می‌باشد.

## ۳- دگرسانی هیدروترمال، کانه‌زایی و کانی‌شناسی

بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی دگرسانی هیدروترمال بصورت پهنه‌ای به طول ۲/۵ کیلومتر و عرض متغیر بین ۲۰ تا ۲۰۰ متر با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری عمدتاً در امتداد گسل‌های امتدادلغز راستگرد و نرمال منطقه و نیز پهنه‌های بررسی شده توسعه یافته است. مهم‌ترین زونهای دگرسانی شامل دگرسانی‌های آرژیلیک، سریستی، پروپلیتیک و سیلیسی می‌باشد.

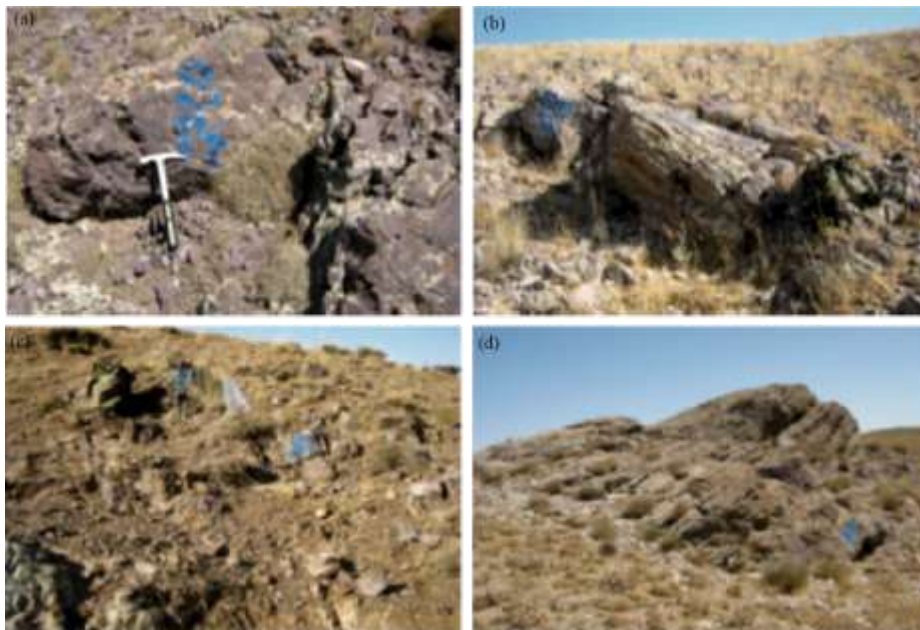
براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام شده و با توجه به مجموعه کانی‌شناسی، روابط بافتی و ارتباط قطع‌کنندگی رگه‌های کانه‌دار، فرآیند کانه‌زایی در کانسار باریک‌آب به چهار مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول کانه‌زایی شامل رگه و رگچه‌های کوارتزی به ضخامت چند میلیمتر تا ۱۰ سانتیمتر است که دارای مقادیر متغیری پیریت و کالکوپیریت می‌باشند. این مرحله از کانه‌زایی اغلب توسط مرحله دوم کانه‌زایی قطع شده است. مرحله دوم کانه‌زایی، مهم‌ترین مرحله کانه‌زایی در کانسار باریک‌آب می‌باشد. این مرحله با حضور رگه‌ها و برشهای گرمایی با سیمان کوارتز-سولفیدی (گالن، اسفالریت  $\pm$  کالکوپیریت  $\pm$  پیریت) به ضخامت ۱۰ میلیمتر تا ۵۰ سانتیمتر دیده می‌شود. این مرحله از کانه‌زایی اغلب مرحله اول کانه‌زایی را قطع کرده و خود توسط رگه‌های مراحل بعدی کانه‌زایی قطع شده است. قطعات این مرحله از کانه‌زایی اغلب به صورت قطعات برشی در سیمان گرمایی برشهای مرحله سوم کانه‌زایی دیده می‌شوند. مرحله سوم کانه‌زایی با حضور کوارتز و بلورهای تیغه‌ای هماتیت در رگه‌ها و سیمان گرمایی برش‌های کوارتز هماتیتی-اغلب ضخامتی بین ۹ تا ۵ سانتیمتر داشته و عموماً مرحله دوم کانه‌زایی را قطع کرده و خود توسط رگچه‌های مرحله چهارم کانه‌زایی قطع شده‌اند. مرحله چهارم کانه‌زایی یک مرحله عقیم بعد از کانه‌زایی بوده و به آخرین فعالیت‌های گرمایی در کانسار باریک‌آب مرتبط می‌باشد. این مرحله با حضور رگه و رگچه‌های مجزا و یا دسته

رگچه‌های کوارتز کربناتی با ضخامت کمتر از ۱ سانتیمتر مشخص می‌شود که عموماً مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده‌اند. هیچ‌گونه کانی سولفیدی با این مرحله مشاهده نمی‌شود.



شکل (۱) (a) - نقشه تکتونیکی ایران با تغییرات از نبوی (Nabavi, 1976) همراه با موقعیت منطقه مورد مطالعه (مربع مشکی) در پهنه البرز باختری-آذربایجان و (b) نقشه زمینی‌شناسی کانسار باریک‌آب.

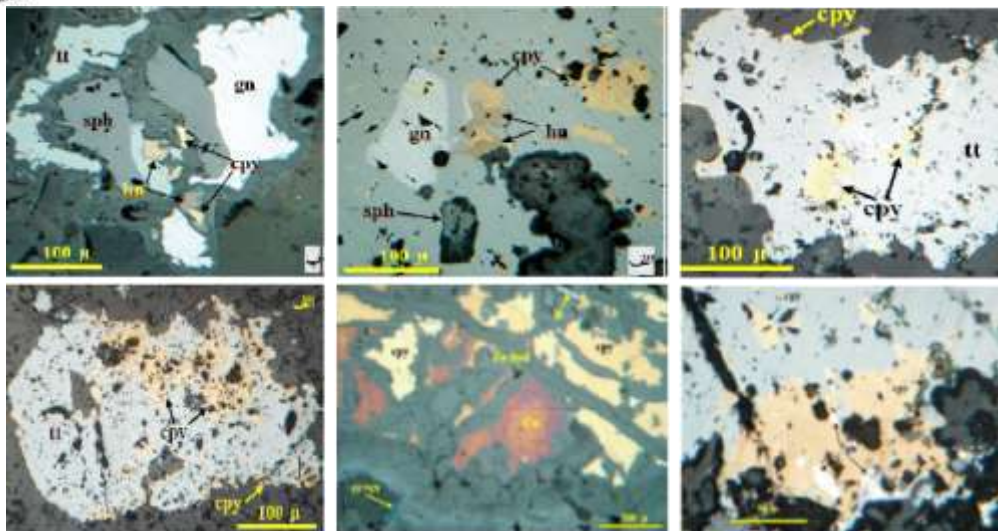




شکل ۲) (a) واحد لیتیک توپ داسیتی تا ریوداسیتی ( $E_6^{tl}$ )، (b) گدازه‌های آندزیت بازالتی ایگنمبریتی شده ( $E_6^{ig}$ )، (c) گدازه‌های آندزیت-داسیت پورفیری خاکستری تیره ( $E_6^{pa}$ )، (d) گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت بازالتی ( $E_6^{an-ba}$ ) و (e) توده نفوذی کوارتزید پوریت تا کوارتزمونزونیت پورفیری (qd-qm).



شکل ۴) بافت و ساخت مهم کانسار باریک‌آب. الف، ب و ج) بافت رگه‌ای، د) بافت برشی، ر) بافت قشری، ز) بافت رگچه‌ای



شکل ۵) تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های (A و B) گالن خود شکل تا نیمه شکل‌دار، (C و D) سروزیت از محل رخ ها و حاشیه جانشین گالن می‌گردد، (E) حضور کانی ملاکیت به عنوان کانی ثانویه که در اثر فرآیندهای برونزاد تشکیل می‌شود، (F) حضور کالکوپیریت، (G) پیریت نسل دوم که در اثر فرایندهای برونزاد به گوتیت تبدیل شده است، (H) حضور کانی تراهدريت که در هم‌رشدی با کانی گالن است.

## ۵- نتیجه‌گیری

شواهدی از قبیل مشاهدات صحرایی، ساخت و بافت، سنگ میزبان، پاراژنز، زمین‌شیمی و الگوی دگرسانیه‌ها در کانسار باریک‌آب نشان می‌دهد که این کانسار از نوع کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه نوع سولفیداسیون حدواسط بوده و از این نظر قابل مقایسه با سایر کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در کمربند فلززایی طارم هشتجین (مانند زاجان، مرشون، علی‌آباد-خانچای، آقکند، ورمزیار، لوبین زرده و شاه‌علی‌بیگل) است. در هر حال، این مقایسه نیازمند اطلاعات دقیق ایزوتوپی (پایدار و سن‌سنجی) برای بسیاری از این کانه‌زایی‌ها است.

ژئومتری رگه‌ای کانه‌زایی در کانسار باریک‌آب و دیگر کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در کمربند فلززایی طارم هشتجین نشان می‌دهد که ساختارهای گسلی معبر اصلی برای عبور جریان سیالات کانه‌ساز بوده‌اند. علاوه بر این، این کانه‌زایی‌ها اغلب درون توالی آتشفشانی رسوبی ائوسن-و در ارتباط فضایی نزدیک با توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ائوسن پایانی تشکیل شده‌اند. از این رو، بررسی پهنه‌های گسلی موجود در توالی آتشفشانی رسوبی ائوسن به ویژه در مناطقی که مورد هجوم گرانیتوئیدی ائوسن بالایی قرار گرفته‌اند، از نظر اکتشاف کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه (و گرانه‌ها) می‌تواند حائز اهمیت است.

## ۶- مراجع

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211–238.
- Esmali, M., Lotfi, M. and Nezafati, N., 2015. Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlou copper deposit, southeast Zanjan, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 8(11), 9625–9633.
- Feizi, M., Ebrahimi, M., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., 2016. Geology, mineralization and geochemistry of Aqkand Cu occurrence (north of Zanjan, Tarom–Hashtjin zone). *Journal of Economic Geology* 8(2), 507–524 (in Persian with extended English abstract).
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C.M., Ganerod, M., 2015. Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran. *Open Geosciences* 7, 207–222.
- Hosseiny, M., Moosavi, E., Rasouli Jamadi, F., 2016. Geological map of Abhar, Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran.
- Hossienzadeh, M.R., Maghfouri, S., Moayyed, M., Rahmani, A., 2016. Khalyfehlou deposit: High-sulfidation epithermal Cu-Au mineralization in the Tarom magmatic zone, north Khoramdareh. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 25(99), 179–194. (in Persian with English abstract).



Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., 2018b. Origin and evolution of mineralizing fluids of the Armaqan Khaneh epithermal base metal deposits, NW Iran: Fluid inclusion and stable isotope perspective. Porphyry Cu–Au–Mo Mineral System International Symposium, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.

Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., Johnson, A.C., 2018a. Intermediate-sulfidation type base metal mineralization at Aliabad–Khanchy, Tarom–Hashtjin metallogenic belt. NW Iran. *Ore Geology Reviews* 93, 1–18.

Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K.Z., Zhang, X.N., 2020. Genesis of the Abbasabad epithermal base metal deposit, NW Iran: Evidences from ore geology, fluid inclusion and O–S isotopes. *Ore Geology Reviews* 126, 103752.

## معرفی پتانسیل های ژئوپارک شهرستان مراغه

غلام رضا زارع<sup>۱\*</sup>، علیرضا امری کاظمی<sup>۲</sup>، منصوره نیک نهاد<sup>۳</sup>

۱- غلام رضا زارع، سازمان حفاظت محیط زیست، شهرستان مراغه

Nzaare73@gmail.com

۲- علیرضا امری کاظمی، عضو ارشد داوران ژئوپارک یونسکو،

۳- منصوره نیک نهاد، دانشجوی دکتری زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان\* m\_niknahad@sci.uk.ac.ir

### چکیده

شهرستان مراغه در شمال باختری کشور، در جنوب رشته کوه سهند با فاصله ۱۴۰ کیلومتری شهر تبریز واقع شده است، با وجود عروس کوه های ایران زمین، حریر چشم نواز رودخانه صوفی چای، با ساختارهای متعدد زمین شناسی از جمله غارهای متعدد طبقاتی و آبی، آبشارهای دره گشایش، چشمه های تراورتن ساز و درمانی، معادن متروک و نیمه فعال ذغال سنگ، وجود آمونیت های سازند دلیچای و سازند شمشک، سازند استخواندار فسیل های مهره دار مراغه و غیره به همراه طبیعت بی نظیر و تاریخ کهن دیار مراغه شهرستان مراغه بعنوان یک ژئوپارک جهانی دارای پتانسیل خاصی می باشد.

**واژه های کلیدی:** مراغه، سهند، ژئوپارک، آمونیت، فسیل مهره دار

### Abstract

Maragheh city is located in the Northwest of Iran, south of the Sahand mountain range, 140 km from Tabriz city, with many geological structures, like Sahand mountain, Soufi-chaie river, layered caves, eysers Goshaiash valley, travertine springs for therapeutic purposes, abandoned and semi-active coal mines, the presence of ammonites of the Delichai Formation and Shamshak Formation, Vertebrate bony Formation of Maragheh fossils, etc. along with the unique nature and the ancient history, Maragheh city has a special potential as a global geopark.

**Key words:** Maragheh, Sahand, Geopark, Ammonite, Vertebrate Fossil

### ۱- مقدمه

منابع فیزیکی زمین به همراه منابع بیولوژیکی و فرهنگی، سه منبع مهم میراث بشر هستند. از آنجایی که منابع فیزیکی زمین همانند بخش اعظم منابع زیستی آن به شدت مورد بهره برداری اقتصادی قرار گرفته، ارزشهای ذاتی آن کمتر شناسایی شده اند. این ارزش ها از نظر تنوع زمین شناسی (Geodiversity) بسیار قابل ملاحظه هستند. تنوع زمین شناسی، مفهومی جدید در بین زمین شناسان است. این مفهوم انواع موضوعات زمین شناسی، زمین ریخت شناسی، ساخت و شکل خاک و تلفیق فرایند های زمین شناختی را شامل می شود. همانند تنوع زیستی، تنوع زمین شناسی نیز به تفاوت ابعاد از نظر زمان و مکان می پردازد.

ژئوپارکها ابتکاری نوین در تضمین آینده زمین و مفهومی جدید در حفاظت از میراث طبیعی و زمین شناختی و توسعه اقتصادی جوامع محلی و

سرزمین‌های میزبان ژئوپارک است. ژئوپارکها ضمن جلب مشارکت همگانی در حفاظت و نگهداری میراث زمین‌شناختی و تبیین ارزش و اصالت زمین و طبیعت در اندیشه همگان، با توسعه فعالیت‌های گردشگری و ژئوتوریسم، اهداف گسترده‌ای را در توسعه اقتصادی جامعه محلی، دنبال می‌کنند.

امروزه موضوع ژئوپارک رویکرد اصلی توسعه گردشگری در بسیاری از کشورهای پیشرفته و همچنین کشورهایی است که منابع و ذخایر طبیعی محدود داشته و یا از لحاظ صنایع و تولیدات وابسته به آن ضعیف هستند. ژئوپارکها با بهره‌برداری پایدار از منابع طبیعی به ویژه زمین‌شناختی و دیگر جاذبه‌های فرهنگی، تاریخی، تحولی شگرف در وضعیت گردشگری مناطق ایجاد می‌نمایند. نقش اصلی ژئوپارک کمک به جوامع محلی برای احیا و تقویت هویت محلی و فرهنگی با توجه به اصول توسعه پایدار است.

شهرستان مراغه بعلت تنوع ساختارهای زمین‌شناسی و طبیعت منحصر بفرد با وجود آثار تاریخی و بناهای دوران‌های مختلف تاریخی دارای توانمندی ویژه جهت معرفی ژئوپارک مراغه می‌باشد. از جمله توانمندی‌های زمین‌ساختی مراغه می‌توان به غارهای متعدد، عروس کوه‌های ایران سهند، منطقه فیلی مراغه، دره بکر صوفی چای با صخره‌های بلند قامت آدرین، چشمه‌های آب فشان دره گشایش، مناطق گویدرق و آهق با آمونیت‌های سازند دلیچای، آبشارهای کوه سهند و پای شهری و ... اشاره نمود.

## ۲- زمین‌شناسی عمومی مراغه

در زون‌بندی ارائه شده (Stocklin, 1977)، منطقه مراغه در زون‌های آتشفشانی ترشیری - کواترنر و رسوبات پلاتفرمی و حوضه‌های بین کراتونی مزوزوئیک بعد از تریاس میانی که به طور محلی پالئوژن را هم شامل می‌شود - قرار می‌گیرد.

در شمال غرب و جنوب مراغه رخنمون گسترده‌ای از نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین تا اردوئین (رسوبات حاشیه غیرفعال) دیده می‌شود. به علت عملکرد اوروژنیک فاز هرسی‌نین و حرکات اپیروژنیک فاز کالدوئین نهشته‌های سیلورین، دووین و کربونیر دارای نبود چینه‌ای بوده و نهشته‌های پیش‌رونده پرمین در اغلب نقاط با دگرشیبی زاویه‌دار طبقات پالئوزوئیک زیرین را می‌پوشاند. این نهشته‌ها در حاشیه رودخانه قلعه چای عجشیر - شمال غرب مراغه - و جنوب مراغه - اطراف رودخانه‌های قوری چای و لیلان چای - رخنمون دارد. حضور این نهشته‌ها در این مناطق نشان می‌دهد که پی سنگ منطقه مراغه گندوانیک بوده و همانند بخش‌های دیگر ایران، ساحل جنوبی پالئوتیس و حاشیه شمال شرقی گندوانا را تشکیل داده و در اثر فاز کوهزائی هرسی‌نین به سرزمین‌های اوراسیائی ملحق شده است.

با توجه به گسترش نهشته‌های دورد، روت و الیکا در شمال و جنوب مراغه می‌توان چنین پنداشت که پس از الحاق منطقه مراغه به سرزمین‌های اوراسیائی و تشکیل پالئوتیس دوم، منطقه مراغه، ساحل جنوبی این اقیانوس را تشکیل می‌داده و یا به عبارتی رسوبات حاشیه غیرفعال در این بخش نهشته شده است.

مهم‌ترین فعالیت ولکانیک و پلوتونیک پوسته ایران زمین در ارتباط با عملکرد فاز پیرنه است. این فعالیت‌ها بعد از تصادم قاره - قاره و بسته شدن کامل حوضه اقیانوسی نئوتیس و حرکات کششی بعد از مرحله فشارشی لارامید به وقوع پیوسته است و برخلاف اشاره اغلب محققان این فعالیت‌ها به جزایر قوسی (Alavi, 1996)، حاشیه فعال قاره ای (Moein Vaziri, 1985; Berberian, 1983) مناطق ریفتی (Amidi, Emami, 1984) مربوط نیست. بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیائی سنگ‌های ولکانو-پلوتونیک ترشیری البرز غربی - آذربایجان و شباهت زیاد آنها به زون ماگمائی ارومیه - دختر نشان دهنده وابستگی فعالیت‌ها به قوس‌های ماگمائی پس برخوردی (Post collision arc) است (مؤید، ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱). این نهشته‌ها به سن انوسن زیرین - میانی در جنوب و جنوب شرق مراغه و در حاشیه رودخانه‌های قوری چای و لیلان چای و شمال ارتفاعات آغلاقان رخنمون داشته، و شامل توف‌های سبز و فوران‌های بازیک تا حدواسط زیردریایی بوده، و معادل سازند کرج در البرز مرکزی فرض شده است.

در این ناحیه، بعد از عملکرد فاز پیرنه و خروج بخش‌های عمده منطقه مراغه از آب، نبود چینه‌ای انوسن فوقانی و الیگوسن زیرین همانند دیگر نقاط در آذربایجان و ایران مرکزی دیده می‌شود؛ در پی این رخداد رسوب‌گذاری نهشته‌های قاره‌ای سرخ زیرین و سازند قم در بخش‌های شرق و جنوب شرقی مراغه - حذفاصل هشترو و مراغه - انجام شده است. این سیکل رسوبی با رسوب‌گذاری نهشته‌های پس‌رونده سازند سرخ فوقانی (U.P.R) به اتمام می‌رسد. همزمان با عملکرد فاز فشاری آستیرین در مرز میوسن - پلیوسن، فعالیت آتشفشانی عظیم سهند شروع شده است. مطالعات سنگ‌شناسی سکانس آتشفشانی و آذرآواری سهند نشان می‌دهد که فعالیت‌های اولیه در سهند با گدازه‌های بازیک تا حدواسط متمایل به بازیک آغاز شده و با گذشت زمان گرایش

به سمت ترم‌های اسیدی‌تر مانند تراکی آندزیت، داسیت و ریوداسیت انجام شده است. آرایش تقریباً منظم و خطی دم‌های آتشفشانی در دامنه‌های شمالی سهند نشان می‌دهد، که احتمالاً شروع آتشفشان در این منطقه از گسل‌های ژرف و عمیق موجود در منطقه تبعیت کرده است.

در ارتباط با فعالیت‌های اسیدی با خصوصیت انفجاری زیاد، انواع فعالیت‌های آذرآواری را در منطقه مراغه و مناطق همجوار شاهد هستیم. گستره عظیمی از منطقه مراغه و پیرامون آتشفشان سهند را طبقات استخوان‌دار مراغه (بن بد Bone bed) اشغال کرده است. این نهشته‌ها، رسوبات آواری و آذرآواری، در دریاچه‌ها یا برکه‌های کوچکی که در اطراف کوه سهند قرار دارد، تشکیل شده است. در برخی از برهه‌های زمانی، نوسانات سطح آب و خصوصاً دوره‌های یخچالی سبب کاهش سطح آب شده و با پس‌روی آن بخش اعظم رسوبات پیروکلاستیک و دریاچه‌ای سر از آب بیرون آورده و تحت تأثیر جریان‌های یخچالی و رودخانه‌های منطقه قرار گرفته است؛ با اوج‌گیری فعالیت‌های آتشفشانی و ذوب یخچال‌ها و توسعه دوره‌های میان یخچالی، ارتفاع آب افزایش یافته و شروع به پیشروی مجدد کرده است (موید، ۱۳۸۱).

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که قبل از تجمع آثار فیسیلی مهره‌داران، لایه توف پامیسی سفیدرنگی در بین طبقات دیده می‌شود که می‌تواند بیانگر فعالیت‌های انفجاری و توسعه نهشته‌های موجی خروشان قاعده‌ای (Base surge deposits)، ایگنمبریت‌ها، لاهارها و توف‌های بارشی اسیدی باشد. این شرایط با مسموم کردن محیط، امکان مرگ گروه‌های جانوری مستقر در محل و یا در حال کوچ را فراهم می‌ساخته است.

### ۳- کوه سهند

سهند نام قله و رشته کوهی آتشفشانی در جنوب تبریز، شمال مراغه و هشت‌رود، غرب بستان آباد و شرق آذرشهر، عجب شیر و اسکو، در مرکز استان آذربایجان شرقی است. این رشته کوه دارای ۱۷ قله با ارتفاع بیش از ۳۰۰۰ متر است که بلندترین آن‌ها قله کمال (قوج گلی داغی) ۳۷۰۷ متر بلندی دارد و مرتفع‌ترین نقطه استان محسوب می‌شود که در محدوده شهرستان بستان آباد قرار گرفته است.

رشته کوه سهند به دلیل انبوهی گیاهان، چمن زارها، گلزارها و مراتع در آن به عروس کوه‌های ایران مشهور شده است؛ چراکه سطح تمام مناطق این رشته کوه پوشیده از سبزه است. کوه‌های کمال، جام، سهند، سلطان، دمیرلی، آغ داغ، موتال داغی، شیر داغی، حرم داغی، گپرو داغی، آتاشان، درویش از مهم‌ترین قلل رشته کوه سهند محسوب می‌شوند.

ارتفاع این کوه از سطح دریا ۳۶۹۵ متر مخروط بسیار پهن و گسترده‌ای از تناوب منظم گدازه و خاکستر می‌باشد. مواد آتش‌فشانی سهند بر روی رسوبات مختلف از پالئوژئیک تامیوسن و مساحت تقریبی ۴۵۰۰ کیلومتر مربع را پوشانده است سهند توده آذرین خروجی است که به صورت کلاهکی روی پایه‌ای از سنگ‌های رسوبی به سن‌های مختلف قرار دارد. در یک نگاه کلی مواد تشکیل‌دهنده سهند به ترتیب از پائین به بالا عبارتند از: کنگلومرای آتش‌فشانی، افق‌های پامیس‌دار، گدازه‌های آندوزیتی، تناوبی از لایه‌های آگلومرای، ودانه‌های برشی و لاهار و گدازه‌های داسیتی، به این ترتیب با توجه به وضع چینه‌شناسی، سهند را می‌توان نوعی کلاسیک از یک آتش‌فشان چینه‌ای دانست.

### ۴- غار آهکی هامپوئیل

در جنوب دامنه سهند در مجموعه سازندهای دوران دوم زمین‌شناسی در رسوبات دولومیتی، آهکی و مارنی مروط به سازند الیکا در اثر نفوذ آب‌های سطحی در طی زمانهای طولانی غاری با ویژگیهای منحصر بفردی با ورودی تالار مانند به ارتفاع بیش از ۱۰ متر و چاه‌های به عمق حدود ۱۰۰ متر یکی از غارهای منحصر بفرد میباشد که نیازمند مطالعه و کاوش میباشد.





تصویر ۱: چشم اندازی از کوه سهند



تصویر ۲: چشم اندازی از داخل غار هامپوئیل



## ۵- ساری سو

در فاصله ۴ کیلومتری مراغه پس از عبور از محله یوسف آباد و بعد از رد کردن مناظر طبیعی و بکر مسیر ارتباطی این روستا و رجوی و در فاصله ۳ کیلومتری شمال غربی آبادی و رجوی پس از طی مسیر فرعی از کنار جاده راه خاکی به مسافت ۳۰۰ متر و بعد از عبور از پل، نی‌هایی را می‌بینیم که از دل خاک سخت قد برافراشته‌اند و در خاک خشک جلب نظر می‌کنند. این همان نی‌هایی است که از آب چشمه معدنی ساری سو به فاصله چند متر توسط آب گوگردی سیر آب می‌شوند.



تصویر ۳: چشم اندازی از چشمه آب معدنی ساری سو

آب این چشمه معدنی که از چند ناحیه نزدیک هم درون حوضی دایروی می‌جوشد و به سان زعفرانی که محلول باشد، می‌نماید. به علت دارا بودن در بالای ترکیبات گوگردی زرد رنگ بوده و دمای این چشمه طبق نمونه برداری انجام شده در روز ۲۸ تیر، ۱۳ درجه سلیسیوس می‌باشد. دبی مینیمم ۰.۱ و دبی ماکسیمم هم ۰.۱ لیتر بر ثانیه هستند. ارتفاع از سطح دریا این چشمه ۱۳۸۶ متر و PH آن ۸ و هدایت الکتریکی ۲۷۶ است.

## ۶- چشمه معدنی گشایش

در دامنه کوههای مندل بسر و گشایش و در حوالی دهکده گشایش آب‌های معدنی گرمی وجود دارد که بسیار معروف می‌باشد و به لحاظ نزدیکی به دهکده گشایش بنام آب‌های معدنی گشایش معروف گشته‌اند. دهکده گشایش در ۱۴ کیلومتری جنوب شرقی مراغه واقع شده‌است و از دهکده تا چشمه‌های معدنی که در جنوب غربی دهکده واقع شده‌اند در حدود ۷۰۰ متر پیاده روی است در این ناحیه دره‌ای شرقی - غربی وجود دارد و رودخانه مردق چای در آن جاری است در این دره دو چشمه معدنی وجود دارد یکی از آن‌ها در سمت جنوبی دره در زیر

سنگهای آهکی که به صورت غار کوچکی در آمده‌اند از زمین خارج می‌شود. آبدۀ این چشمه زیاد بوده و بصورت نهر بزرگی بر رودخانه می‌ریزد از نقاط دیگر این ناحیه آب و گاز از زمین خارج می‌شود و در برخی از نقاط توام با صداست. آب چشمه دیگر در قسمت شمالی دره از سوراخی در یک سنگ آهکی که به طرف رودخانه جلو آمده‌است با فشار و با صدا به خارج می‌جهد و مقدار و فشار آب بعد از هر جهش کا



هش می‌یابد و از نو جهش تکرار می‌شود. این آب‌ها در ردیف آب‌های بیکربناته کلسیک و منیزین گازدار معتدل است. حرارت آب زلال این چشمه ۲۵ درجه سانتیگراد و مزه اش کمی گزنده است. ارتفاع چشمه‌ها از سطح دریا ۱۴۷۰ متر است.

تصویر ۴: نمایی از چشمه آب معدنی دره گشایش

## ۷- منطقه فسیلی مراغه

فسیل‌های مهره دار برخلاف فسیل‌های دریایی بندرت یافت می‌شوند زیرا زمانی که موجودی در محیط خشکی دچار مرگ و میر می‌شود تحت تاثیر عوامل هوازدگی تجزیه شده و از بین میرود، و آثاری از موجود باقی نمی‌ماند ولی در شرایط ویژه ای چون محیط‌های رودخانه ای سیلابی، محیط‌های مردابی اطراف آتشفشان‌ها (بعلت پوشانده شدن اجساد با خاکسترهای آتشفشانی) و عملکرد صفحات تکتونیکی (ایجاد مینی کلیمات) موجودات مهره دار به صورت فسیل حفظ می‌شوند که در زمان میوسن فوقانی چنین شرایطی در جنوب کوه آتشفشانی سهند برقرار بوده که اکنون شاهد ذخایر با ارزش فسیل‌های مهره دار در سایت مراغه هستیم.

منطقه فسیلی مراغه بدلیل موارد ذکر شده در ذیل از اهمیت خاصی برخوردار می باشند:

- ۱- گونه زایی جانوران فسیلی ( پستانداران ) در میوسن فوقانی در نوار آذربایجان بخصوص در سایت مراغه
- ۲- واقع شدن در مسیرهای مهاجرتی پستانداران دوران سوم (مسیر های مهاجرتی ما بین اروپا، آفریقا و آسیای شرقی)
- ۳- تراکم بالای قطعات فسیلی در واحد حجم لتهای فسیلی
- ۴- پراکنش وسیع لتهای فسیل مهره دار در مساحت حدود ۴۰ هزار هکتار در سایت مراغه
- ۵- تنوع خانواده های جانوری موجود در لتهای حفاری شده بیانگر پتانسیل بالای فسیل مهره دار سایت مراغه می باشد
- ۶- دسترسی نسبتا آسان به لتهای فسیل مهره دار و حفظ شدگی مناسب قطعات فسیلی در سایت مراغه نسبت به سایر مکانهای فسیل مهره دار جهان  
این منطقه جزء پنج منطقه پر اهمیت دارای فسیل مهره دار جهان بشمار می آید و از نظر ذخیرگاه دیرینه شناسی و مطالعه جغرافیای دیرینه صفحه اوراسیا دارای اهمیت ویژه ای است چه بسا با کاوش و استخراج جدید نمونه های موجود در سطح سایت مراغه، می توان در سطح جهان بیش از پیش به معرفی پتانسیل های موجود پرداخت.

#### طبقه بندی ژئوسایت فسیلی مراغه :

امری کاظمی پدیده های زمین شناسی ایران یا سایت های میراث زمین شناسی را از نظر میزان اهمیت و ارزش به سه گروه اصلی تقسیم نموده :  
سایت های منطقه ای - سایت های ملی و سایت های بین المللی . ( امری کاظمی ، ۱۳۸۵ ).

خوشرفتار تقسیم بندی ده گانه رینارد و لوگان (۲۰۰۴) از ژئوسایت ها شامل ژئوسایت های ساختمانی ، دیرینه شناسی ، رسوب شناسی ، کانی شناسی ، چینه شناسی ، ژئومورفولوژیک ، هیدرولوژیک ، غارشناسی ، زمین شناسی تاریخی و زمین شناسی فرهنگی نام می برد ( خوشرفتار ، ۱۳۸۷ )

نبوی در طبقه بندی خود پدیده های زمین شناسی را بر پایه ارزش آنها برای گروه های سنی و کاری و گیرایی برای گردشگران به ۶ گروه شامل :  
۱- بی همتایی ۲- تک پدیده استانی ۳- کمیاب بودن ۴- الگو و شناساگر ۵- چند گونه گی و ۶- نونده تقسیم کرده است .  
سازمان حفاظت محیط زیست ایران در راستای حفاظت از منابع و مطابق طبقه بندی آی یو سی ان مناطقی را تحت عنوان اثر طبیعی ملی مدیریت می کند . اثر طبیعی ملی به خاطر کمیابی سرشتی ، کیفیت زیبایی شناسی و یا اهمیت فرهنگی مورد حفاظت قرار می گیرد که می تواند شامل سیماهای طبیعی ، سیماهای دریایی ، سیماهای فرهنگی باشد.

#### این ژئوسایت به دلایل زیر با اهمیت تلقی می شود :

- ۱- ژئوسایت مهم از نظر تاریخ طبیعی
- ۲- ژئوسایتی کامل از نوع خود ( اینتگریتی ) که در صورت نابودی احیا آن غیر ممکن است .
- ۳- ژئوسایتی دارای اهمیت بین المللی و یکی از معدود پدیده ها از نوع خود
- ۴- الگو و شناساگر به سبب نمونه های خاص ( نمونه های کامل و منقرض شده و نمونه های جدید از پستانداران )
- ۵- کمیاب در سطح جهانی
- ۶- تک پدیده کشوری (در کشور بی همتا) و دارای همتا های بسیار معدود در سطح جهان
- ۷- دارای پتانسیل علمی بسیار بالا به دلیل گونه های خاص فسیلی و کشف نشانه هایی از گونه زایی گونه هایی از پستانداران که از هیچ جای دیگر جهان گزارش نشده است.

۸- تشریح برخی از ابهامات در تاریخ تکامل طبیعی پستانداران

۹- لزوم حفاظت از سایت و درجه بالای نیاز حفاظتی آن



تصویر ۵: نمایی از سایت حفاری شده در منطقه فسیلی با تراکم بالا

## ۸- نتیجه گیری

با بیان تعداد محدودی از ژئوسایت های معرفی شده در این نوشتارها و سایر توانمندیهای موجود در سطح شهرستان با وجود رصد خانه و برج های تاریخی و میراث معنوی در زمینه های مختلف می توان ژئوپارک مراغه را از توانمندترین مناطق برای معرفی جهانی ژئوپارک ها در نظر گرفت.



## ۹- منابع

- ۱- پور ابریشمی، زارع و همکاران. ۱۳۸۴. مطالعه، اکتشاف، استخراج و بازسازی فسیل منطقه مراغه و ورزقان. سازمان حفاظت محیط زیست ایران
- ۲- امری کاظمی، ع. ۱۳۸۵. نگاهی به مفاهیم کلی ژئوپارک، میراث زمین‌شناسی و ژئوتوریسم و بررسی جایگاه ایران در این زمینه. بیست و پنجمین گردهمائی علوم زمین شناسی سازمان زمین شناسی کشور ۳
- ۳- درویش زاده، ع. ۱۳۸۰. زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیر کبیر
- ۴- حامد سلیمانیان (۱۳۹۳)، مراغه بهشت چشمه‌ها و قناتها، انتشارات بهتا پژوهش، ص ۲۲۰-۲۵۷
- ۵- خوش رفتار، ر. ۱۳۸۷. راهنمایی‌ها و معیارهای لازم برای ژئوپارک‌های ملی خواستار عضویت در شبکه جهانی ژئوپارک‌های یونسکو (ژوئن ۲۰۰۸). منتشر نشده

# مقالات پوستر

## منشاء رگه‌های اپی‌ترمال فلزات پایه و گرانبها در منطقه قره‌چای - کورملا بر اساس شواهد ایزوتوپ‌های پایدار

زهرا حسنی سوقی<sup>۱\*</sup>، علی اصغر کلاگری<sup>۲</sup>، قهرمان سهرابی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

z.hassanisoughi@tabrizu.ac.ir

۲- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

calagaria@yahoo.com

۳- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

q\_sohrabi@yahoo.com

### چکیده

رگه‌های فلزات پایه و گرانبهای قره‌چای - کورملا در فاصله ۲ کیلومتری جنوب شهر تیکمه‌داش و ۷۵ کیلومتری جنوب شرق تبریز قرار گرفته و بخشی از منطقه طلادار میانه - بستان‌آباد در پهنه البرز غربی - آذربایجان است. کانه‌زایی در منطقه قره‌چای - کورملا به صورت رگه - رگچه‌های کوارتزی با میزبان واحدهای آتشفشانی - آذرآواری اتوسن و توده نفوذی آلکالی‌گرانیتی رخ داده است. دگرسانی‌های قابل تشخیص در اطراف رگه - رگچه‌های کوارتزی شامل انواع سیلیسی، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک هستند. کانه‌زایی در منطقه قره‌چای - کورملا طی سه مرحله شکل گرفته است. در مرحله اول کانه‌زایی، کانی‌های کوارتز، پیریت، کالکوپیریت و بورنیت تشکیل شده‌اند. مرحله دوم کانه‌زایی با حضور کانی‌های کوارتز، گالن و اسفالریت به همراه پیریت و کالکوپیریت قابل شناسایی است. مرحله سوم کانه‌زایی حاوی کوارتز همراه با کانی‌های اکسیدی - هیدروکسیدی منگنز (پیرولوزیت و پسیلوملان) است. مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد در منطقه قره‌چای - کورملا حاکی از آن است که سیالات کانه‌ساز در این منطقه دارای منشاء ماگمایی بوده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** رگه‌های اپی‌ترمال؛ فلزات پایه و گرانبها؛ قره‌چای - کورملا؛ ایزوتوپ‌های پایدار.

### Abstract

The Gharehchay-Kurmolla (Gh-Ku) base and precious metals veins is located in ~2 km south of Tikmehdash, 75 km southeast of Tabriz, and is a part of Miyaneh-Bostanabad Au-bearing district in West Alborz-Azarbaidjan structural zone. Mineralization in the study area occurred in quartz veins-veinlets hosted by the Eocene volcanic-pyroclastic units as well as alkali granite. The recognizable alteration zones around the quartz veins-veinlets include silicic, phyllic, intermediate argillic, and propylitic. The mineralization was developed during three conspicuous stages. At the stage 1, minerals such as quartz, pyrite, chalcopryrite, and bornite were formed. During the stage 2, minerals like quartz, galena, and sphalerite together with pyrite and chalcopryrite were developed. The stage 3 was concurrent with deposition of quartz accompanied by Mn-oxide/hydroxides (pyrolusite and psilomelane). The isotopic values of oxygen and sulfur at Gh-Ku indicate that the ore-forming fluids in this area had predominantly magmatic signature.

**Key words:** Epithermal veins; Base and precious metals; Gharehchay-Kurmolla; Stable isotopes.

### ۱- مقدمه

به اتم‌های یک عنصر که عدد اتمی یکسان ولی عدد جرمی متفاوت دارند، ایزوتوپ می‌گویند. ایزوتوپ‌ها به دو دسته ایزوتوپ‌های پایدار و ایزوتوپ‌های ناپایدار تقسیم می‌شوند. ایزوتوپ‌های پایدار به عناصر دیگر تجزیه نمی‌شوند، در مقابل ایزوتوپ‌های ناپایدار پرتوزا هستند و هسته آن‌ها به مرور زمان متلاشی می‌شود و به عناصر دیگر تجزیه می‌شوند. هر دو ایزوتوپ‌های سنگین و سبک پایدار در واکنش‌های شیمیایی و در فرآیندهای بیولوژیکی و ژئوشیمیایی مشارکت



می‌کنند، اما میزان و سرعت آن در ایزوتوپ‌های پایدار سنگین و سبک در واکنش‌های فیزیکی و شیمیایی متفاوت است. پیوندهای شیمیایی و فیزیکی اتم‌ها با ایزوتوپ‌های پایدار سنگین، قوی‌تر از ایزوتوپ‌های معمول‌تر و سبک‌تر یک عنصر هستند. در نتیجه، ایزوتوپ‌های سنگین‌تر نسبت به ایزوتوپ‌های سبک‌تر واکنش‌کنندتری نشان می‌دهند که در واکنش‌های فیزیکی و بیولوژیکی باعث جداسازی ایزوتوپ یا جزء به جزء شدن ایزوتوپی واکنش‌دهنده و محصول می‌شوند و با این تغییر در نسبت ایزوتوپ پایدار عناصر مختلف می‌توان وجود یا میزان فرآیندهای کلیدی مرتبط با عناصر را نشان داد. مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار بخشی مهم در بررسی کانسارهاست و اطلاعات مفیدی در رابطه با منبع سیالات گرمایی، اجزای تشکیل‌دهنده کانسنگ، دمای کانی‌سازی و شرایط تشکیل کانسار فراهم می‌کند (Ohmoto and Rye, 1979; Faure et al., 2002; Hoefs, 2015).

## ۲- مواد و روش

جهت تعیین منشأ گوگرد و اکسیژن در منطقه قره‌چای - کورملا، تعداد ۴ نمونه کانی سولفیدی (کالکوپیریت، گالن و اسفالریت) و ۴ نمونه کانی کوارتز هم‌زیست با کانی‌های سولفیدی از رگه - رگچه‌های کوارتزی انتخاب شد. ابتدا نمونه‌ها را خرد کرده و سپس با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی نمونه‌های خالص جدا شدند. پس از جداسازی، نمونه‌ها توسط هاون آگاتی پودر شده و برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی به آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک فرستاده شد.

## ۳- بحث

### روش اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد

برای اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی اکسیژن، پس از تجزیه نمونه جامد در فرآیند پیرولیز (تجزیه حرارتی در دمای بالا و اتمسفر خنثی) همراه با احیای کربن در درجه حرارت بالای ۱۴۵۰ درجه سانتی‌گراد، تمامی اتم‌های اکسیژن در مولکول به گاز CO تبدیل می‌شود. گاز CO تولیدشده از ستون آب عبور کرده و پس از آن گازهای مزاحم حذف می‌شوند. گاز CO جداشده تا دمای ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد حرارت داده شده و سپس عمل واجذب صورت می‌گیرد. در نهایت، گاز CO آزاد همراه با گاز هلیوم به‌عنوان گاز حامل از سیستم IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer) عبور داده می‌شود تا مقادیر دقیق ایزوتوپی اندازه‌گیری شود. در این روش، مقادیر ایزوتوپی اکسیژن نسبت به استاندارد V-SMOW محاسبه گردید. دقت این بررسی حدود  $\pm 0.2$  در هزار است. همچنین به‌منظور تعیین ترکیب ایزوتوپی گوگرد، بعد از تجزیه نمونه جامد در درجه حرارت بالای ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد، تمامی اتم‌های گوگرد در مولکول به گاز SO<sub>2</sub> تبدیل می‌شود. گاز SO<sub>2</sub> تولیدشده از سیستم عبور کرده و پس از آن گازهای مزاحم حذف می‌شوند. سپس گاز SO<sub>2</sub> تا دمای ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد حرارت داده شده و از سیستم IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer) عبور داده می‌شود تا مقادیر دقیق ایزوتوپی ثبت گردد. در این روش، مقادیر ایزوتوپی گوگرد نسبت به استاندارد VCDT اندازه‌گیری شده و خطای تجزیه در حد  $\pm 0.1$  در هزار گزارش شده است.

### نتایج آنالیز ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد

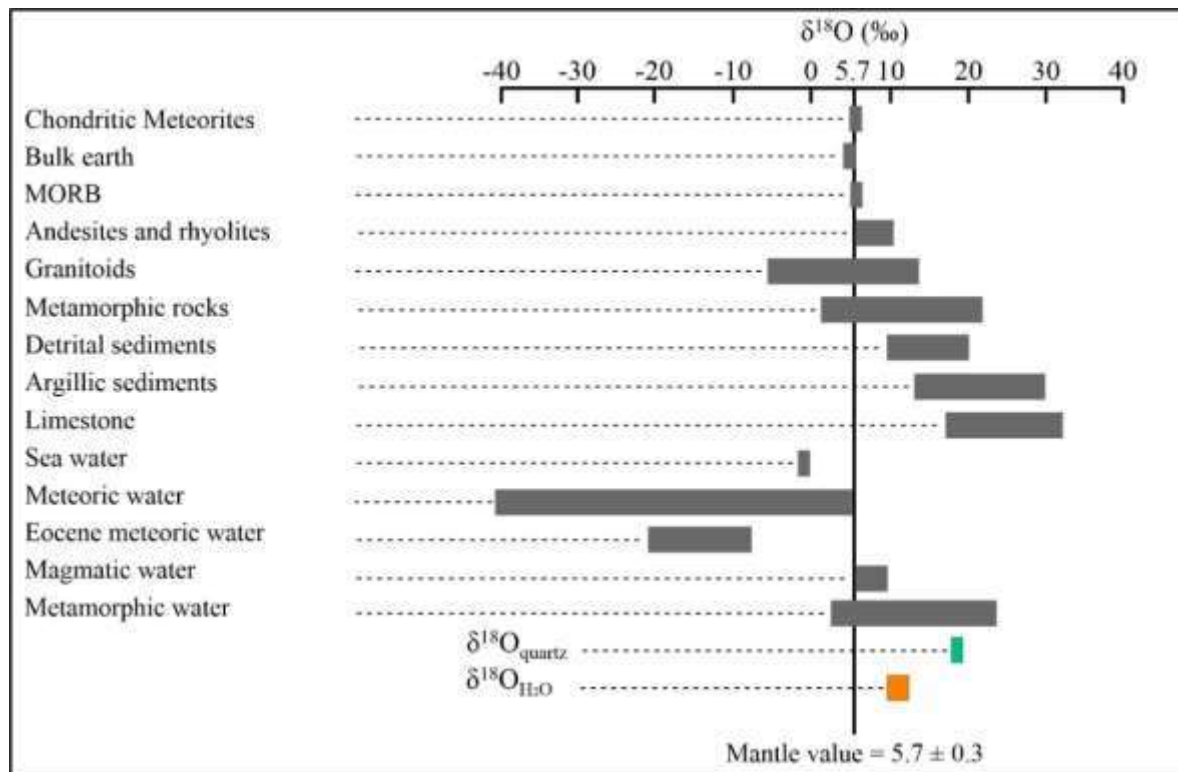
مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد نمونه‌های منطقه قره‌چای - کورملا در جدول ۱ نشان داده شده است. مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  برای کوارتز مرحله اول کانه‌زایی ۱۸/۲+ در هزار و برای کوارتز مرحله دوم کانه‌زایی در محدوده ۱۸/۲+ تا ۱۸/۸+ در هزار اندازه‌گیری شده است (جدول ۱). میزان  $\delta^{18}\text{O}$  کوارتز مرحله سوم حدود ۱۸+ در هزار مشخص شده است (جدول ۱). ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیالات گرمایی در تعادل با کوارتز با استفاده از مقادیر میانگین دماهای همگن شدن میانبارهای سیال از همان مرحله کانه‌زایی (۲۹۵، ۲۷۴ و ۲۴۵ درجه سانتی‌گراد به‌ترتیب برای مراحل اول، دوم و سوم) و بر اساس رابطه پیشنهادی Méheut et al. (2007) محاسبه شد. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سیال گرمایی در کوارتز مرحله اول کانه‌زایی حدود ۱۲/۵+ در هزار و در کوارتز مرحله دوم کانه‌زایی در محدوده بین ۱۱/۵+ تا ۱۲/۱+ در هزار تعیین شد (جدول ۱). میزان  $\delta^{18}\text{O}$  سیال گرمایی در کوارتز مرحله سوم کانه‌زایی نیز ۹/۷+ در هزار به‌دست آمد (جدول ۱). میزان  $\delta^{34}\text{S}$  در کانی‌های سولفیدی (کالکوپیریت، گالن و اسفالریت) در گستره ۱/۶- تا ۳/۶- در هزار (با میانگین ۲/۷- در هزار) متغیر است (جدول ۱). اگر میانگین دمای همگن شدن میانبارهای سیال به‌عنوان دمای تعادلات ایزوتوپی در نظر گرفته شود، با استفاده از این دما و با توجه به معادله Li and Liu (2006)، مقدار  $\delta^{34}\text{S}$  سیال گرمایی در تعادل با کانی‌های سولفیدی در بازه بین ۱/۵- تا ۳/۴- در هزار (با میانگین ۲/۳- در هزار) قرار دارد (جدول ۱).

جدول ۱- مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد در منطقه قره‌چای - کورملا.

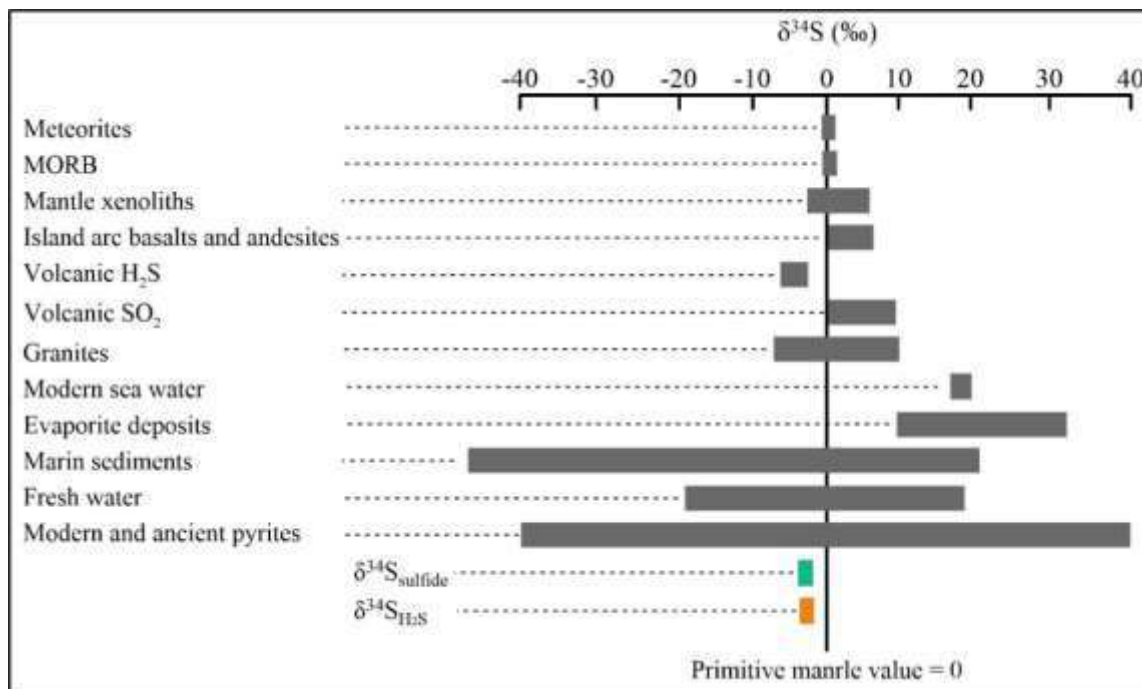
| Sample no. | Stages of mineralization | Mineral      | $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ (‰ VSMOW) | $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰ VSMOW) | $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfide}}$ (‰ CDT) | $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ (‰ CDT) |
|------------|--------------------------|--------------|---|--|--|--|
| T-01       | 1                        | Chalcopyrite |   |  | -3.3   | -3.4   |
| T-02       | 2                        | Chalcopyrite |   |  | -2.4   | -2.5   |
| T-03       | 2                        | Galena       |   |  | -3.6   | -1.5   |
| T-04       | 2                        | Sphalerite   |   |  | -1.6   | -1.9   |
| T-05       | 1                        | Quartz       | +18.2   | +12.5  |  |  |
| T-06       | 2                        | Quartz       | +18.8   | +12.1  |  |  |
| T-07       | 2                        | Quartz       | +18.2   | +11.5  |  |  |
| T-08       | 3                        | Quartz       | +18.0   | +9.7   |  |  |

### تفسیر نتایج حاصل از مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد

ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال گرمایی در تعادل با کوارتز در منطقه قره‌چای - کورملا در بازه بین  $+9/7$  تا  $+12/5$  در هزار قرار دارد (جدول ۱) که نشان می‌دهد سیالات کانه‌ساز به‌طور عمده دارای منشأ ماگمایی بوده‌اند (شکل ۱). مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  کانی‌های سولفیدی (کالکوپیریت، گالن و اسفالریت) در منطقه قره‌چای - کورملا در رنج محدودی ( $-1/6$  تا  $-3/6$  در هزار) تغییر می‌یابد (جدول ۱) که نشان می‌دهد آن‌ها تحت شرایط فیزیکوشیمیایی پایدار تشکیل شده و از یک منبع نسبتاً همگن نشأت گرفته‌اند (شکل ۲). میزان  $\delta^{34}\text{S}$  سیال گرمایی ( $-1/5$  تا  $-3/4$  در هزار) در منطقه قره‌چای - کورملا (جدول ۱) بیانگر منشأ ماگمایی (شکل ۲) گوگرد سیال کانه‌ساز است (Faure, 1986; Calagari, 2003; Chen et al., 2009; Hoefs, 2015). با توجه به اینکه سنگ‌های میزبان منطقه مورد مطالعه از نوع سنگ‌های آذرین هستند، احتمال بیشتری وجود دارد که گوگرد سیالات کانه‌ساز از شسته‌شدن سنگ‌های میزبان منشأ گرفته باشد.



شکل ۱- مقایسه مقادیر ایزوتوپی اکسیژن منطقه قره‌چای - کورملا با مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (Rollinson, 1993; Hoefs, 2015).



شکل ۲- مقایسه مقادیر ایزوتوپی گوگرد منطقه قره‌چای - کورملا با مقادیر ایزوتوپی گوگرد در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (Rollinson, 1993; Hoefs, 2015).

#### ۴- نتیجه‌گیری

در حالت کلی، ترکیب ایزوتوپی اکسیژن ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ) در منطقه قره‌چای - کورملا (+۹/۷ تا +۱۲/۵ در هزار) پیشنهاد می‌کند که سیالات کانه‌ساز به‌طور عمده دارای منشأ ماگمایی بوده‌اند. همچنین، نتایج ایزوتوپی‌های پایدار گوگرد ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ ) در منطقه مورد مطالعه (-۱/۵ تا -۳/۴ در هزار) بیانگر منشأ ماگمایی سیال گرمایی است.

#### ۵- تقدیر و تشکر

در این جا لازم است از معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز جهت حمایت‌های مالی کمال تشکر و قدردانی را داشته باشیم.

#### ۶- مراجع

- Calagari, A.A., 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of phyllic and potassic-phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (7), 767-780. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00083-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00083-4)
- Chen, Y.J., Pirajno, F., Li, N., Guo, D.S., Lai, Y., 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan province, China: implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews* 35 (2), 245-261. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.11.003>



Faure, G., 1986. Principles of isotope geology, 2nd edition. John Wiley and Sons, New York, 589 pp.

Faure, K., Matsuhisa, Y., Metsugi, H., Mizota, C., Hayashi, S., 2002. The Hishikari Au–Ag epithermal deposit, Japan: Oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids. *Economic Geology* 97 (3), 481–498. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.481>

Hoefs, J., 2015. Stable isotope geochemistry, 7th edition. Springer International Publishing, Switzerland.

Li, Y.B., Liu, J.M., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica Cosmochimica Acta* 70 (7), 1789–1795. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.015>

Méheut, M., Lazzeri, M., Balan, E., Mauri, F., 2007. Equilibrium isotopic fractionation in the kaolinite, quartz, water system: prediction from first-principles density-functional theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71 (13), 3170–3181. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.04.012>

Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979. Isotope of sulfur and carbon. In: *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits* (ed. H.L. Barnes), John Wiley and Sons, New York, 509-567.

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, United Kingdom, 352 pp.

## گیاه پالایی نقره، سرب و روی از خاک آلوده به فلزات سنگین توسط گیاه *Glycyrrhiza glabra*

### سمانه تربتی<sup>۱</sup>

۱- دانشیار گروه اکولوژی و مدیریت ذخایر آبی، پژوهشکده آرتیمیا و آبرزی‌پروری، دانشگاه ارومیه

Email: s.torbati@urmia.ac.ir

### چکیده

افزایش روز افزون فلزات سنگین در محیط زیست در نتیجه انواع فعالیت‌های انسانی از جمله فعالیت معدن‌کاری منجر به نگرانی‌های وسیع در حوزه بهداشت و سلامت شده است. بنابراین ضرورت پایش کمیت آن‌ها در مناطق آلوده و ارائه راهکارهای تصفیه‌کننده جدید، موثر و سازگار با محیط زیست به شدت احساس می‌شود. در این پژوهش توانایی گیاه شیرین بیان (*Glycyrrhiza glabra*) در پالایش خاک آلوده به فلزات سنگین مورد بررسی واقع شد. عملیات نمونه‌گیری از خاک منطقه معدنی طلای زرشوران و گیاه مورد مطالعه انجام و پس از آماده‌سازی نمونه‌های خاک و گیاه، مقدار عناصر مورد مطالعه با بهره‌گیری از روش طیف‌سنجی جرمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) تعیین شدند. سطوح آلودگی فلزات در خاک با استفاده از فاکتور غنی‌شدگی (EF) ارزیابی شد. همچنین ضرایب غنی‌شدگی عناصر در ریشه (ECR) و اندام هوایی (ECS)، فاکتور انتقال (TF) محاسبه گردید. مطابق نتایج آلودگی بالایی برای عناصر Ag، Pb و Zn در خاک منطقه مورد مطالعه تعیین گردید و گونه گیاهی مورد مطالعه به عنوان گیاهی با توانایی تثبیت Pb، Ag تعیین گردید.

**واژگان کلیدی:** انباشت زیستی، گیاه پالایی، تثبیت گیاهی، استخراج گیاهی، کانسار زرشوران

### Abstract

The increasing amount of heavy metals in the environment as a result of various human activities, including mining activities, has led to wide concerns in the field of health and safety. Therefore, the necessity of monitoring their quantity in polluted areas and providing new, effective and environmentally friendly treatment solutions is strongly felt. In this research, the ability of licorice plant (*Glycyrrhiza glabra*) in purifying soil contaminated with heavy metals was investigated. Sampling was carried out from the soil of the Zarshouran gold mining area and the studied plant, and after preparing the soil and plant samples, the amount of the studied elements was determined using the inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) method. Metal pollution levels in soil were evaluated using enrichment factor (EF). Also, the enrichment coefficients of elements in root (ECR) and shoot (ECS), transfer factor (TF) were calculated. According to the results, high contamination for Ag, Pb and Zn elements was determined in the soil of the studied area and the studied plant species was determined as a plant with the ability to stabilize Ag and Pb.

### ۱. مقدمه و هدف

فلزات سنگین از جمله مهمترین ترکیبات آلاینده اثرگذار در اکوسیستم‌ها و موجودات زنده و نهایتاً در زنجیره غذایی و سلامت انسان به شمار می‌آیند (Fashola et al., 2016; Sarwar et al., 2017). این دسته از آلاینده‌ها به دلیل انحلال کم، غیر قابل تجزیه بودن دارای اثرات نامطلوب در سلامت انسان هستند و گزارشاتی مبنی بر نقش این آلاینده‌ها در ایجاد اختلال در عملکرد دستگاه گوارش، کلیه و سیستم ایمنی، اختلالات سیستم عصبی، ضایعات پوستی و سرطان وجود دارد (Balali-Mood et al., 2021; Rascio and Navari-Izzo, 2011; Sobhanardakani, 2017; Sobhanardakani et al., 2018; Hosseinniaee et al., 2021).

کانسار زرشوران که در فاصله ۲۵ km شمال شهرستان تکاب واقع شده است و مهم‌ترین معدن طلای در شمال غرب ایران است. معدن‌کاری در این منطقه گذشته‌ای طولانی دارد و فعالیت استخراجی در رابطه با طلا و زرنیخ در این منطقه به چند صد سال پیش نسبت داده می‌شود. فعالیت‌های معدنی، هوازدهی حجم

زیادی از مواد باطله معدنی و مقدار بالای فلزات کمیاب در منطقه معدن به عنوان منابع اصلی آلودگی فلزات سنگین در این منطقه عنوان شده است (Modabberi and Moore, 2004).

امروزه روش‌های فیزیکی و شیمیایی مختلفی در پالایش فلزات سنگین از محیط استفاده می‌شوند (Khalid et al., 2017; Sasmaz et al., 2015). اما اکثر این روش‌ها مقرون به صرفه نبوده و در اغلب موارد سازگار با محیط زیست نیستند. کاربرد روش‌های زیستی به دلیل هزینه پایین و سازگاری با محیط زیست مورد توجه واقع شده است. گیاه پالایی از جمله فناوری‌های مقبول در این حوزه است (Pilon-Smits, 2005; Rascio and Navari-Izzo, 2011; Sarwar et al., 2017) و شامل تمام فرآیندهای زیستی، شیمیایی و فیزیکی گیاهان می‌شود که در حذف آلاینده‌ها از محیط نقش دارند. تاکنون کاربرد این روش برای حذف آلاینده‌های مختلفی مانند هیدروکربن‌های نفتی، علف‌کش‌ها، فلزات سنگین و ترکیبات رادیواکتیو گزارش شده است. در این میان استخراج گیاهی (Phytoextraction) و تثبیت گیاهی (Phytostabilization) از مهمترین مکانیسم‌های گیاه پالایی هستند که در پالایش خاک‌های آلوده معرفی شده است (Chirakkara et al., 2016; Peer et al., 2006; Yan et al., 2020). در این پژوهش ضمن تعیین میزان آلودگی خاک منطقه معدنی زرشوران به برخی فلزات سنگین، توانایی گیاه *Glycyrrhiza glabra* L. در پالایش فلزات Ag, Zn, Pb از خاک مورد ارزیابی قرار گرفت.

## ۲. تئوری و پیشینه تحقیق

مطابق نتایج پژوهش‌های گذشته، گیاهانی با بیومس بالا، نظیر ذرت، آفتابگردان و تنباکو، همچنین علف‌هایی نظیر *Trifolium alexandrinum* و برخی گونه‌های درختی از جمله گونه‌های مناسب برای استخراج فلزات معرفی شده‌اند (Yan et al., 2020). به عنوان مثال در پژوهش انجام در خاک محدوده معدن متروکه ای در جنوب چین، مشخص شد که گونه‌ی علفی و زینتی *Polygonum capitatum* توانایی بالایی را در استخراج عناصر Cu, Ni, Cr, Cd و Hg، قابل قبول دارد (Wu et al., 2021)؛ یا توانایی گونه درختی *Erato polymnioides* در منطقه معدن طلایی در اکوادور، در استخراج عناصر Zn, Cd و Hg، قابل قبول ارزیابی شده است (Chamba-Eras et al., 2022). همچنین گزارشات زیادی تاییدکننده توانایی بالای برخی گونه‌های بومی در تثبیت عناصر هستند. مثلاً کمیت فلزات سنگین در اندام هوایی ۳۵ گونه‌ی گیاهی بومی معدن مس سونگون اندازه‌گیری شده و گیاهانی از جنس‌های *Achillea*، *Teucrium* و *Papaver* به ترتیب دارای توانایی تثبیت عناصر Al, Pb و Cu ارزیابی شدند (Alizadeh et al., 2022). برخی از گیاهان توانایی انباشت مقادیر بالایی از عناصر جزئی را در اندام هوایی خود دارند و به عنوان گیاهان ابرانباشتگر (hyperaccumulator) معرفی می‌گردند. تاکنون حدود ۵۰۰ گونه گیاهی متعلق به ۴۵ خانواده (حدود ۰/۲٪ از کل گونه‌های گیاهی موجود در طبیعت) به عنوان گیاهان ابرانباشتگر معرفی شده‌اند (Sheoran et al., 2016).

مطالعه‌ای در سال ۲۰۰۹ در معدن انگوران انجام گرفته است و توان گیاه پالایی گیاهان این منطقه معدنی مورد ارزیابی واقع شده است (Chehregani et al., 2009). در این بررسی توانایی ۱۸ گونه گیاهی متعلق به خانواده‌های گیاهی مختلف در جذب عناصر کادمیوم، روی، نیکل، سرب، مس و آهن با به کارگیری روش جذب اتمی مورد ارزیابی واقع گردید. و تعداد ۵ گونه گیاهی به عنوان گیاهان انباشتگر فلزات سنگین در این منطقه معدنی معرفی گردیدند. و گیاه *Noea mucronata* به عنوان بهترین انباشتگر Cu, Ni, Zn, Pb و Cd معرفی گردید.

همچنین در بررسی دیگر انجام گرفته در منطقه معدنی تکاب، توانایی ۸۹ گونه گیاهی در جذب و پالایش As مورد ارزیابی قرار گرفت و معلوم گردید که دو گونه گیاهی *Isatis cappadoica* و *Hesperis persica* متعلق به خانواده Brassicaceae نشان دهنده بیشترین انباشتگری در پیکر خود هستند (Karimi et al., 2009).

در معدن سر چشمه واقع در جنوب شرق ایران، بررسی در رابطه با انباشت عنصر مس در گیاهان رویش یافته در محدوده معدنی صورت گرفت. توان گیاه پالایی تعداد ۱۴۶ گونه گیاهی متعلق به ۴۰ خانواده گیاهی در این بررسی مورد مطالعه واقع گردید. و معلوم شد که بیشترین انباشتگر عنصر مس در گیاه *Polypogon fugax* با مقدار ۴۰۱۲  $\mu\text{g/g}$  انجام پذیرفته است و این گیاه یک ابر انباشتگر عنصر مس معرفی گردید (Ghaderian and Ghotbi Ravandi, 2012).

تهیه نمونه‌های خاک و گیاه در سال ۱۴۰۰ از محدوده‌ی معدن زرشوران تکاب انجام گرفت. در هر ایستگاه، به دنبال جمع‌آوری ریشه و اندام هوایی گونه‌ی گیاهی، نمونه‌ی خاک مربوط به گیاه، از عمق ۱۰-۲۰ cm و از ناحیه ریزوسفر گیاه (در سه تکرار) تهیه گردید. نمونه‌های خاک به کیسه‌های پلاستیکی و نمونه‌های گیاهی به پاکت‌های کاغذی با برچسب اختصاصی انتقال داده شدند.

پس از انتقال به آزمایشگاه، عملیات خشک کردن نمونه‌های خاک در دمای محیط و الک کردن آن‌ها با الک ۲mm انجام و برای آنالیز ICP-MS توسط دستگاه HP Agilent 4500 ICP/MS (USA) آماده‌سازی شد. در مورد نمونه‌های گیاهی نیز، پس از جداسازی دو بخش ریشه و اندام هوایی، نمونه‌ها ابتدا به کمک آب شهری و سپس با آب مقطر شستشو و در دمای محیط کاملاً خشک شدند و در نهایت بعد از خردایش اولیه، در داخل کیسه‌های پلاستیکی نگهداری و برای انجام آنالیز ICP-MS آماده شدند. آماده‌سازی نمونه‌های خاک و گیاه برای ICP-MS مطابق با روش استاندارد هضم اسید انجام گردید (USEPA, 1996).

به منظور شناسایی گیاهان، نمونه‌ای از گیاه جمع‌آوری شده در هر ایستگاه (گیاه جمع‌آوری شده واجد تمام بخش‌های گیاهی اعم از ریشه، ساقه، برگ و گل) پرس و حفظ گردید. شناسایی گیاه با استفاده از منابع معتبر گیاه‌شناسی از جمله فلور ایرانیکا (Rechinger, 1963-2010) انجام گرفت و سپس با سایر فلورهای منطقه از جمله فلور ترکیه (Davis, 1984) و فلور عراق (Townsend and Guest, 1966-1985) نیز مقایسه شدند.

برای تعیین میزان آلودگی در نمونه‌های خاک مورد مطالعه، از شاخص آلودگی فاکتور غنی‌شدگی ((Enrichment coefficient (EF) استفاده گردید (Anbuselvan et al., 2018; Pekey et al., 2004). این ضریب از نسبت غلظت عنصر مورد نظر در نمونه خاک مورد مطالعه به غلظت همان عنصر در ماده مرجع به دست می‌آید. مقادیر  $EF < 1$  نشان‌دهنده عدم غنی‌شدگی عنصر مورد نظر در نمونه خاک،  $1 < EF < 3$  نشان‌دهنده غنی‌شدگی ضعیف و  $10 < EF < 25$  نشان‌دهنده غنی‌شدگی متوسط،  $25 < EF < 50$  غنی‌شدگی شدید و بالاتر از این مقدار نیز به عنوان غنی‌شدگی بسیار قابل توجه عنصر مورد نظر در خاک در نظر گرفته می‌شود.

معمولاً توانایی گیاه در جذب عناصر به وسیله مقایسه میزان غلظت عنصر در گیاه (ریشه یا اندام هوایی) نسبت به غلظت آن در خاک ارزیابی می‌شود که تحت عنوان ضریب غنی‌شدگی در اندام هوایی ((Enrichment coefficient of shoot (ECS) و یا ضریب غنی‌شدگی در ریشه (Enrichment coefficient of root (ECR)) نیز نام برده می‌شود. همچنین فاکتور انتقال ((Translocation factor (TF) عنصر مورد مطالعه از ریشه گیاه به اندام هوایی آن، با تقسیم مقدار آن عنصر در اندام هوایی به مقدار آن در ریشه محاسبه می‌شود (Baker et al., 1994; Sarwar et al., 2017).

#### ۴. نتایج و بحث

جدول ۱ نشان دهنده pH، EC، و مختصات ایستگاه‌های نمونه برداری خاک و نیز EF عناصر Ag، Pb و Zn است. مطابق این جدول میانگین EF، برای عناصر Ag، Pb، Zn به ترتیب برابر با ۵۹/۲، ۵۵/۸، ۲۸/۶ تعیین گردید. با در نظر گرفتن مقادیر EF، خاک این منطقه برای ۳ عنصر مورد بررسی دارای آلودگی قابل توجهی است. مطابق نتایج ایستگاه نمونه برداری ۷ تا ۱۳ دارای بیشترین آلودگی برای هر ۴ عنصر مورد بررسی بودند.

مطابق جدول ۲ و مقادیر محاسبه شده برای ECR، ECS و TF، گیاه مورد مطالعه برای عنصر Ag دارای  $ECR > 1$  بوده و به این ترتیب این گیاه دارای توانایی تثبیت گیاهی Phytostabilization عنصر نقره در بخش ریشه خود می‌باشد.

در مورد عنصر سرب هر دو فاکتور ECR و ECS دارای مقادیر بالاتر از یک تعیین گردیدند. بنابراین گیاه *G. glabra* دارای توانایی قابل قبول در تثبیت عنصر Pb در ریشه و نیز انتقال آن به اندام هوایی خود می‌باشد.

مطابق جدول ۲، ECR، ECS و TF محاسبه شده برای عنصر Zn عددی کمتر از یک بود. بنابراین در مورد عنصر Zn این گیاه عملکرد قابل قبولی در گیاه پالایی عنصر روی ندارد.

بنابراین در جمع‌بندی نتایج به دست آمده، می‌توان گفت که گیاه *G. glabra* دارای توانایی قابل قبول در تثبیت گیاهی عناصر Ag، Pb می‌باشد و می‌تواند به عنوان نماینده گیاهی مناسبی برای پالایش این عناصر در خاک معرفی گردد.



جدول ۱- pH و EC خاک در ایستگاه های نمونه برداری و فاکتور غنی شدگی عناصر نقره، سرب و روی در این ایستگاه ها

| Soil sampling location                   | pH               | EC (mS/cm)         | EF                  |                     |                     |
|--|------------------|--------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
|  |                  |                    | Ag                  | Pb                  | Zn                  |
| 1 (36° 43' 32.089" N, 47° 08' 09.480" E) | 8.0 <sup>a</sup> | 0.19 <sup>c</sup>  | 14.13 <sup>c</sup>  | 8.23 <sup>c</sup>   | 1.24 <sup>c</sup>   |
| 2(36° 43' 32.015" N, 47° 08' 09.359"E)   | 8.3 <sup>a</sup> | 0.18 <sup>c</sup>  | 6.68 <sup>d</sup>   | 5.48 <sup>c</sup>   | 1.98 <sup>c</sup>   |
| 3 (36° 43' 31.944" N, 47° 08' 08.420"E)  | 7.9 <sup>a</sup> | 0.12 <sup>c</sup>  | 57.61 <sup>b</sup>  | 11.61 <sup>c</sup>  | 2.61 <sup>c</sup>   |
| 4 (36° 43' 32.192" N, 47° 08' 08.649"E)  | 7.6 <sup>a</sup> | 0.17 <sup>c</sup>  | 20.26 <sup>c</sup>  | 5.39 <sup>c</sup>   | 1.77 <sup>c</sup>   |
| 5 (36° 43' 32.608" N, 47° 08' 06.307"E)  | 7.8 <sup>a</sup> | 0.22 <sup>bc</sup> | 11.98 <sup>c</sup>  | 0.84 <sup>d</sup>   | 2.02 <sup>c</sup>   |
| 6 (36° 43' 32.477" N, 47° 08' 05.685" E) | 7.8 <sup>a</sup> | 0.13 <sup>c</sup>  | 1.79 <sup>d</sup>   | 0.40 <sup>d</sup>   | 1.02 <sup>c</sup>   |
| 7(36° 43' 31.169" N, 47° 08' 03.744"E)   | 7.8 <sup>a</sup> | 0.10 <sup>c</sup>  | 3.89 <sup>d</sup>   | 1.09 <sup>d</sup>   | 0.47 <sup>c</sup>   |
| 8 (36° 43' 25.683" N, 47° 08' 13.886"E)  | 7.5 <sup>a</sup> | 0.24 <sup>bc</sup> | 195.43 <sup>a</sup> | 156.12 <sup>a</sup> | 40.84 <sup>b</sup>  |
| 9 (36° 43' 25.285" N, 47° 08' 13.886"E)  | 7.4 <sup>a</sup> | 0.37 <sup>b</sup>  | 76.67 <sup>b</sup>  | 95.64 <sup>ab</sup> | 17.38 <sup>bc</sup> |
| 10 (36° 43' 25.683" N, 47° 08' 13.977"E) | 7.6 <sup>a</sup> | 0.31 <sup>b</sup>  | 155.54 <sup>a</sup> | 257.07 <sup>a</sup> | 48.19 <sup>b</sup>  |
| 11 (36° 43' 31.169" N, 47° 08' 14.555"E) | 7.7 <sup>a</sup> | 0.35 <sup>b</sup>  | 122.7 <sup>ab</sup> | 82.97 <sup>ab</sup> | 13.46 <sup>bc</sup> |
| 12 (36° 43' 26.082" N, 47° 08' 14.247"E) | 7.3 <sup>a</sup> | 0.87 <sup>a</sup>  | 208.86 <sup>a</sup> | 248.61 <sup>a</sup> | 19.53 <sup>b</sup>  |
| 13 (36° 43' 21.663" N, 47° 08' 18.461"E) | 7.4 <sup>a</sup> | 0.73 <sup>a</sup>  | 67.59 <sup>b</sup>  | 90.31 <sup>ab</sup> | 133.62 <sup>a</sup> |
| 14 (36° 43' 20.156" N, 47° 08' 15.977"E) | 7.5 <sup>a</sup> | 0.18 <sup>c</sup>  | 12.56 <sup>c</sup>  | 14.42 <sup>c</sup>  | 26.91 <sup>b</sup>  |
| 15 (36° 43' 20.715" N, 47° 08' 14.429"E) | 7.4 <sup>a</sup> | 0.22 <sup>c</sup>  | 41.75 <sup>b</sup>  | 23.80 <sup>c</sup>  | 67.89 <sup>ab</sup> |
| 16 (36° 43' 20.706" N, 47° 08' 15.142"E) | 7.4 <sup>a</sup> | 0.21 <sup>c</sup>  | 50.32 <sup>b</sup>  | 63.40 <sup>b</sup>  | 99.84 <sup>a</sup>  |
| 17 (36° 43' 20.586" N, 47° 08' 14.023"E) | 7.4 <sup>a</sup> | 0.25 <sup>b</sup>  | 13.15 <sup>c</sup>  | 5.68 <sup>c</sup>   | 14.69 <sup>bc</sup> |
| 18 (36° 43' 22.566" N, 47° 08' 15.113"E) | 7.4 <sup>a</sup> | 0.32 <sup>b</sup>  | 62.36 <sup>b</sup>  | 39.08 <sup>b</sup>  | 43.89 <sup>b</sup>  |
| 19 (36° 43' 23.175" N, 47° 08' 11.773"E) | 7.4 <sup>a</sup> | 0.15 <sup>c</sup>  | 32.73 <sup>c</sup>  | 3.99 <sup>cd</sup>  | 31.19 <sup>b</sup>  |
| 20 (36° 43' 23.316" N, 47° 08' 10.372"E) | 7.5 <sup>a</sup> | 0.13 <sup>c</sup>  | 28.91 <sup>c</sup>  | 2.19 <sup>cd</sup>  | 3.67 <sup>c</sup>   |
| Mean                                     | 7.6              | 0.27               | 59.2                | 55.8                | 28.6                |

## ۵. نتیجه گیری

خاک منطقه مورد مطالعه دارای آلودگی قابل توجهی به عناصر Ag، Pb، و Zn دارد. عملکرد گیاه *G. glabra* در تثبیت عناصر Ag، Pb قابل قبول بوده و این گیاه می تواند به عنوان گیاه تثبیت کننده این دو عنصر در ریشه خود معرفی گردد.

جدول ۲- مقادیر عناصر مورد مطالعه در خاک و گیاه و محاسبه پارامترهای ECS، ECR و TF.

| Element | Soil (mg/kg) | G. glabra (mg/kg) |         | ECS  | ECR  | TF   |
|---------|--------------|-------------------|---------|------|------|------|
|         |              | Shoot             | root    |      |      |      |
| Ag      | 0.8±0.3      | 0.1±0.0           | 1.7±0.2 | 0.13 | 2.13 | 0.06 |
| Pb      | 10±3.3.9     | 11±0.7            | 482±1.9 | 1.10 | 4.80 | 0.23 |
| Zn      | 135±35.6     | 23±3.1            | 34±2.8  | 0.17 | 0.25 | 0.68 |

## ۶. منابع

- Alizadeh A, Ghorbani J, Motamedi J, Vahabzadeh G, Edraki M, van der Ent A. 2022. Metal and metalloid accumulation in native plants around a copper mine site: implications for phytostabilization. *International Journal of Phytoremediation* 24: 1141-1151.
- Anbuselvam N, Senthil Nathan D, Sridharan M. 2018. Heavy metal assessment in surface sediments off Coromandel Coast of India: Implication on marine pollution. *Marine Pollution Bulletin* 131: 712-726.
- Baker AJM, Reeves RD, Hajar ASM. 1994. Heavy metal accumulation and tolerance in British populations of the metallophyte *Thlaspi caerulescens* J. & C. Presl (Brassicaceae). *New Phytologist* 127: 61-68.
- Balali-Mood M, Naseri K, Tahergorabi Z, Khazdair MR, Sadeghi M. 2021. Toxic mechanisms of five heavy metals: mercury, lead, chromium, cadmium, and arsenic. *Frontiers in Pharmacology* 12.
- Chamba-Eras I, Griffith DM, Kalinhoff C, Ramírez J, Gázquez MJ. 2022. Native hyperaccumulator plants with differential phytoremediation potential in an artisanal gold mine of the Ecuadorian Amazon. *Plants* 11: 1186.
- Chehregani A, Noori M, Yazdi HL. 2009. Phytoremediation of heavy-metal-polluted soils: Screening for new accumulator plants in Angouran mine (Iran) and evaluation of removal ability. *Ecotoxicology and Environmental Safety* 72: 1349-1353.
- Chirakkara RA, Cameselle C, Reddy KR. 2016. Assessing the applicability of phytoremediation of soils with mixed organic and heavy metal contaminants. *Reviews in Environmental Science and Bio/Technology* 15: 299-326.
- Davis PH. *Flora of Turkey*. Vol 1-10. Edinburgh.: Edinburgh University Press, 1984.
- Fashola MO, Ngole-Jeme VM, Babalola OO. 2016. Heavy metal pollution from gold mines: environmental effects and bacterial strategies for resistance. *International journal of environmental research and public health* 13: 1047.
- Ghaderian SM, Ghotbi Ravandi AA. 2012. Accumulation of copper and other heavy metals by plants growing on Sarcheshmeh copper mining area, Iran. *Journal of Geochemical Exploration* 123: 25-32.
- Hosseinniaee S, Jafary M, Tavili A, Zare S. 2021. Geochemical and ecological assessment of some heavy metals in the soil around the lead and zinc mine in northwestern of Iran. *Iranian Journal of Health and Environment* 14: 159-172.
- Karimi N, Ghaderian SM, Maroofi H, Schat H. 2009. Analysis of arsenic in soil and vegetation of a contaminated area in Zarshuran, Iran. *International Journal of Phytoremediation* 12: 159-173.
- Khalid S, Shahid M, Niazi NK, Murtaza B, Bibi I, Dumat C. 2017. A comparison of technologies for remediation of heavy metal contaminated soils. *Journal of Geochemical Exploration* 182: 247-268.
- Modabberi S, Moore F. 2004. Environmental geochemistry of Zarshuran Au-As deposit, NW Iran. *Environmental Geology* 46: 796-807.
- Peer WA, Baxter IR, Richards EL, Freeman JL, Murphy AS. Phytoremediation and hyperaccumulator plants. In: Tamas MJ, Martinoia E, editors. *Molecular Biology of Metal Homeostasis and Detoxification: From Microbes to Man*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 2006, pp. 299-340.
- Pekey H, Karakaş D, Ayberk S, Tolun L, Bakoğlu M. 2004. Ecological risk assessment using trace elements from surface sediments of İzmit Bay (Northeastern Marmara Sea) Turkey. *Marine Pollution Bulletin* 48: 946-953.
- Pilon-Smits E. 2005. Phytoremediation. *Annual Review of Plant Biology* 56: 15-39.
- Rascio N, Navari-Izzo F. 2011. Heavy metal hyperaccumulating plants: How and why do they do it? And what makes them so interesting? *Plant Science* 180: 169-181.
- Rechinger KH. *Flora Iranica*. Vol 1-175. Graz, Austria: Akademische Druck und Verlagsanstalt, 1963-2010.
- Sarwar N, Imran M, Shaheen MR, Ishaque W, Kamran MA, Matloob A, et al. 2017. Phytoremediation strategies for soils contaminated with heavy metals: Modifications and future perspectives. *Chemosphere* 171: 710-721.



- Sasmaz M, Arslan Topal EI, Obek E, Sasmaz A. 2015. The potential of *Lemna gibba* L. and *Lemna minor* L. to remove Cu, Pb, Zn, and As in gallery water in a mining area in Keban, Turkey. *Journal of Environmental Management* 163: 246-253.
- Sheoran V, Sheoran AS, Poonia P. 2016. Factors affecting phytoextraction: a review. *Pedosphere* 26: 148-166.
- Sobhanardakani S. 2017. Potential health risk assessment of heavy metals via consumption of caviar of Persian sturgeon. *Marine Pollution Bulletin* 123: 34-38.
- Sobhanardakani S, Tayebi L, Hosseini SV. 2018. Health risk assessment of arsenic and heavy metals (Cd, Cu, Co, Pb, and Sn) through consumption of caviar of *Acipenser persicus* from Southern Caspian Sea. *Environmental Science and Pollution Research* 25: 2664-2671.
- Townsend CC, Guest E. *Flora of Iraq*. Vol 1-9. Baghdad, Iraq: Ministry of Agriculture and Agrarian Reform, 1966-1985.
- USEPA. Method 3050B: acid digestion of sediments, sludges, and soils. Washington, DC: EPA, 1996.
- Wu B, Peng H, Sheng M, Luo H, Wang X, Zhang R, et al. 2021. Evaluation of phytoremediation potential of native dominant plants and spatial distribution of heavy metals in abandoned mining area in Southwest China. *Ecotoxicology and Environmental Safety* 220: 112368.
- Yan A, Wang Y, Tan SN, Mohd Yusof ML, Ghosh S, Chen Z. 2020. Phytoremediation: a promising approach for revegetation of heavy metal-polluted land. *Frontiers in Plant Science* 11: 359.

## پایش و تحلیل شبکه هوای فشرده در معدن مس قلعه‌زری

محمدجواد رحیم‌دل<sup>۱\*</sup>، فرزاد ظفرزاده<sup>۲</sup>

۱- استادیار، گروه مهندسی معدن، پردیس مهندسی، دانشگاه بیرجند

rahimdel@birjand.ac.ir

۲- دانش‌آموخته کارشناسی مهندسی معدن، دانشگاه بیرجند

### چکیده

هوای فشرده در معادن زیرزمینی کاربردهای متعددی در زمینه تامین ایمنی، عملیات استخراج و نیز خدمات فنی دارد. پایش سیستم‌های تامین هوای فشرده معدن به منظور کفایت هوای فشرده تولیدی و افت فشار هوا در مسیر تولید تا توزیع هوای فشرده ضرورت دارد. هدف از این مقاله، مسیر انتقال هوای فشرده در معدن مس قلعه‌زری است. برای این منظور، پس از پیمایش و تعیین مشخصات مسیرهای انتقال هوای فشرده، میزان مصرف و افت فشار هوا برآورد شده است. علاوه بر این، کفایت هوای فشرده تولیدی معدن بررسی شده است. با توجه به نتایج، میزان هوای فشرده مصرفی معدن در شرایط عادی معدنکاری برابر با ۳۷ متر مکعب بر دقیقه است. افت هوای فشرده در مسیرهای شبکه کمتر از حد مجاز بوده، اما میزان کل افت فشار شبکه مقدار قابل توجهی است. در این صورت انجام اقدامات کنترلی به منظور حفظ فشار و حجم هوای فشرده در محل مصرف‌کننده‌های معدن ضرورت دارد.

**واژه‌های کلیدی:** انتقال انرژی؛ هوای فشرده؛ معدنکاری زیرزمینی؛ معدن مس قلعه‌زری.

### Abstract

Compressed air has many applications in underground mines for the safety issues, extraction operations and technical services. It is necessary to monitor the mine compressed air supplying systems to ensure the adequacy of the airflow production and pressure drop in the compressed air production and distribution network. This paper aims to monitoring the compressed air distribution network in Qale-Zari Copper mine. To achieve this, after determination of the network specifications, the volume of consumption and the air pressure drop were estimated. Moreover, the adequacy of the air produced by the compressor house of the mine was checked. Regarding the results, the volume of the compressed air consumed by the mine is estimated as 37 cubic meter per minute. The pressure drop of the compressed air in the network is less than the permissible limit, but the total pressure drop is considerable. In this approach, it is necessary to carry out control measures to maintain the pressure and the volume of the compressed air in the place of the consumers.

**Key words:** Energy transportation, compressed air, underground mining, Qale-Zari Copper Mine.

### ۱- مقدمه

امروزه هوای فشرده در صنایع مختلف به طور گسترده در ابزارهای کنترلی و ماشین‌آلات استفاده می‌شود. در عملیات معدنکاری زیرزمینی هوای فشرده برای مقاصد گوناگونی از قبیل راه‌اندازی چکش‌ها و چالزن‌های حفاری، بادبزن‌ها، تجهیزات و ماشین‌آلات استخراجی، بارگیری و باربری نظیر ماشین‌آلات استخراج پنوماتیکی، لودرهای معدنی، و نیز تجهیزات جانبی از قبیل درب‌های تهویه و افشانه‌های آب جهت کاهش گرد و غبار در هوای معادن استفاده می‌شود (سازمان صمت، ۱۳۸۹؛ مدنی، ۱۳۹۷). وجود هر گونه توقف در مسیر تولید و توزیع هوای فشرده معدن، منجر به توقف تجهیزات هوای فشرده معدن و در نهایت توقف عملیات معدنکاری می‌شود. از این رو، بررسی میزان مصرف هوای فشرده در شرایط مختلف عملیاتی معدن و نیز بررسی افت فشارهای موجود در خطوط انتقال هوای فشرده ضرورت دارد.

بررسی شبکه تامین و توزیع هوای فشرده در معادن سطحی و زیرزمینی توسط محققین مختلف صورت گرفته است. فرامرز و زارعی (۱۳۹۵) به تعدیل و طراحی شبکه هوای فشرده در جبهه کارهای آماده‌سازی و کارگاه‌های استخراج معدن مرکزی زغالسنگ طبس پرداختند. در این تحقیق، با در نظر گرفتن میزان

مصرف هوای فشرده هر یک از تجهیزات پنوماتیکی معدن، میزان مصرف هوای فشرده در جبهه کارها و کارگاه‌های استخراج معدن با توجه به ضرایب ارتفاع، نشت و هم‌زمانی برای مسیرهای انتقال هوای فشرده محاسبه گردید. در نهایت، قطر مناسب لوله‌های انتقال هوای فشرده با توجه به افت فشار مجاز هوای فشرده محاسبه و ارائه گردید. حلاجیان و فرخی (۱۳۹۷) به بررسی و بهینه‌سازی میزان هوای فشرده لازم در معدن زغال‌سنگ گلندرود با هدف کاهش هزینه‌ها و بهبود بازدهی عملیات تامین هوای فشرده پرداختند. در این تحقیق، میزان هوای فشرده لازم برای ماشین‌آلات و تجهیزات پنوماتیکی معدن با توجه به استخراج روزانه ۹۰۰ تن ماده معدنی از دو طبقه معدن برآورد گردید. با توجه به نتایج، میزان هوای فشرده مورد نیاز ۷۲ متر مکعب در دقیقه برآورد گردید. زین‌الدینی و همکاران (۱۴۰۰) به بهینه‌سازی مصرف هوای فشرده در مجتمع مس سرچشمه پرداختند. در این تحقیق به منظور بهینه‌سازی مصرف هوای فشرده معدن، گزینه‌های مختلفی پیشنهاد گردید و ضمن ارائه شاخص‌های اقتصادی هر یک از گزینه‌ها از قبیل هزینه‌های سرمایه‌گذاری، هزینه‌های عملیاتی، هزینه‌های ناشی از توقف و نیز دوره بازگشت سرمایه، به ارائه بهترین گزینه پرداختند.

هدف از مقاله حاضر بررسی شبکه توزیع هوای فشرده در معدن مس قلعه‌زری است. برای منظور پس از پیمایش مسیر هوای فشرده معدن و تعیین میزان شدت جریان هوای فشرده لازم برای راه‌اندازی تجهیزات کارگاه‌های استخراج، نیروگاه مرکزی و کارخانه فرآوری معدن، به بررسی افت هوای فشرده در هر یک از مسیرهای شبکه پرداخته شد. این مقاله در سه بخش تدوین گردیده است. در بخش دوم به ارائه روش پژوهش پرداخته شده است. بررسی شبکه هوای فشرده معدن و میزان شدت جریان هوای فشرده و نیز افت فشارهای موجود در مسیر انتقال هوای فشرده در معدن مس قلعه‌زری در بخش سوم ارائه شده است.

## ۲- روش تحقیق؛ برآورد هوای فشرده مصرفی و محاسبه افت فشار در شبکه توزیع هوای فشرده

پس از پیمایش مسیر توزیع هوای فشرده، کروکی شبکه توزیع هوای فشرده ترسیم می‌شود. پس از برآورد میزان مصرف خام هوای فشرده هر یک از تجهیزات، به محاسبه مصرف هوای فشرده واقعی تجهیزات پرداخته می‌شود. در این بخش به ارائه نحوه محاسبه میزان واقعی هوای فشرده توسط تجهیزات پنوماتیکی و نیز برآورد افت فشار هوا در محل مصرف‌کننده‌ها پرداخته می‌شود. محاسبه شدت جریان هوای فشرده در محل مصرف‌کننده‌ها پس از محاسبه مصرف خام هر یک از تجهیزات هوای فشرده، لازم است با اعمال ضرایبی، میزان مصرف واقعی تجهیزات هوای فشرده محاسبه گردد. این میزان مصرف، مبنای انتخاب کمپرسور و شبکه توزیع هوای فشرده است. مهم‌ترین ضرایب تصحیحی شامل ضریب ارتفاع، ضریب نشت و ضریب هم‌زمانی است که در ادامه توضیح داده شده است.

### ۱-۲-۱- ضریب ارتفاع

فشار هوای ورودی در ارتفاعات مختلف متفاوت است و این امر بر شدت جریان مفید کمپرسور تاثیر دارد. بنابراین، با توجه به ارتفاع محل، مصرف اولیه دستگاه‌های بادی را باید در ضریب ارتفاع ضرب کرد تا شدت جریان مصرفی تصحیح شود. ضریب ارتفاع از جدول ۱ قابل محاسبه است.

جدول ۱- تعیین ضریب ارتفاع با توجه به ارتفاع محل کمپرسور (سازمان صمت، ۱۳۸۹)

| ارتفاع محل کمپرسور (متر) | ۰ | ۳۰۰  | ۶۰۰  | ۹۰۰ | ۱۲۰۰ | ۱۵۰۰ | ۱۸۰۰ | ۲۱۰۰ | ۲۴۰۰ |
|--------------------------|---|------|------|-----|------|------|------|------|------|
| ضریب ارتفاع              | ۱ | ۱/۰۳ | ۱/۰۷ | ۱/۱ | ۱/۱۴ | ۱/۱۷ | ۱/۲۰ | ۱/۲۳ | ۱/۲۶ |

### ۱-۲-۲- ضریب ارتفاع

از لحاظ تجربی تمام مصرف‌کننده‌های هوای فشرده هم‌زمان باهم معمولاً کار نمی‌کنند، بنابراین بسته به محل مصرف و تعداد مصرف‌کننده‌ها باید ضریبی تحت عنوان ضریب هم‌زمانی برای میزان مصرف تجهیزات پنوماتیکی در نظر گرفته شود. اگر در یک جبهه کار با وجود دو دستگاه پنوماتیکی، تنها یکی از آن‌ها در یک زمان فعال باشند، در طراحی شبکه هوای فشرده، پرمصرف‌ترین دستگاه در نظر گرفته می‌شود. علاوه بر این، از آنجایی که در جبهه کارهای معدن از چکش‌های مکانیکی و یا چالزن استفاده می‌شود، بنابراین بسته به تعداد چکش‌ها و یا چالزن‌های فعال، باید ضریب هم‌زمانی آن‌ها را محاسبه کرد. مطابق

دستورالعمل توزیع هوای فشرده در معادن (سازمان صمت، ۱۳۸۹)، ضریب همزمانی چکش‌های مکانیکی و چالزن‌ها با توجه به تعداد آن‌ها و با استفاده از جدول ۲ در نظر گرفته می‌شود.

جدول ۲- ضریب همزمانی تجهیزات پنوماتیکی (سازمان صمت، ۱۳۸۹)

| تعداد چالزن یا بارکننده | ضریب همزمانی | تعداد چالزن یا بارکننده | ضریب همزمانی |
|-------------------------|--------------|-------------------------|--------------|
| ۱                       | ۱            | ۱۰                      | ۰/۷۱         |
| ۲                       | ۰/۹۰         | ۱۲                      | ۰/۶۷         |
| ۳                       | ۰/۸۷         | ۱۵                      | ۰/۶۳         |
| ۴                       | ۰/۸۵         | ۲۰                      | ۰/۵۸         |
| ۵                       | ۰/۸۲         | ۲۵                      | ۰/۵۵         |
| ۶                       | ۰/۸۰         | ۳۰                      | ۰/۵۳         |
| ۷                       | ۰/۷۷         | ۴۰                      | ۰/۵۲         |
| ۸                       | ۰/۷۵         | ۵۰                      | ۰/۵۱         |
| ۹                       | ۰/۷۴         | ۷۰                      | ۰/۴۷         |
| ۱۰                      | ۰/۷۱         | ۱۲                      | ۰/۶۷         |

### ۱-۲-۳- ضریب ارتفاع

در شبکه توزیع هوای فشرده از آنجا که هوای فشرده از محل مصرف تا محل تولید از خطوط لوله و اتصالات آن عبور می‌کند، بنابراین، بسته به نوع اتصالات و خط لوله، مقداری نشت هوای فشرده وجود خواهد داشت. در این صورت، با داشتن ضریب نشت، شدت جریان هوای محاسبه شده را باید در این ضریب (که بزرگ‌تر از واحد است) ضرب کرد تا شدت جریان هوایی که باید در ابتدای خط لوله به جریان افتد، به دست آید. مطابق دستورالعمل توزیع هوای فشرده در معادن (سازمان صمت، ۱۳۸۹) ضریب نشت بین ۱/۱ تا ۱/۱۵ در نظر گرفته می‌شود. علاوه بر این، در صورتی که اطلاع دقیقی از جزئیات خط لوله در دست نباشد، ضریب همزمانی برابر با ۱/۱۵ در نظر گرفته می‌شود.

### ۲-۲- محاسبه افت فشار در شاخه‌های شبکه

برای محاسبه ی افت فشار در لوله‌ها، روابط، جدول‌ها و نمودارهای مختلفی وجود دارد که همگی تجربی هستند و نتایج حاصل از آن‌ها تا حدی با یکدیگر متفاوت است. روابط هاریس و اطلس کوپکو به عنوان دو رابطه پرکاربرد در محاسبه افت فشار در لوله‌ها استفاده می‌شود. افت فشار هوای فشرده مطابق رابطه هاریس به صورت زیر است (سازمان صمت، ۱۳۸۹):

$$\Delta p = \frac{800LQ^2}{rd^{5.3}} \quad (1)$$

که در این رابطه،  $\Delta p$ : افت فشار در طول خط لوله بر حسب بار،  $L$ : طول مؤثر لوله بر حسب متر،  $f$ : نسبت تراکم یا نسبت فشار مطلق هوای فشرده در داخل لوله به فشار مطلق هوای اتمسفر در محل،  $Q$ : شدت جریان هوای آزاد بر حسب لیتر در ثانیه و  $d$ : قطر داخلی لوله بر حسب میلی‌متر است. رابطه (۲) توسط شرکت اطلس کوپکو ارائه شده است (سازمان صمت، ۱۳۸۹):

$$\Delta p = \frac{fLQ^{1.58}}{p_1 d^5} \quad (2)$$

که در این رابطه،  $\Delta p$ : افت فشار در طول خط لوله بر حسب بار،  $L$ : طول مؤثر لوله بر حسب متر،  $f$ : ضریب اصطکاک که برای لوله‌های معمولی برابر با  $10^{-8}$  در نظر گرفته می‌شود،  $Q$ : شدت جریان هوای آزاد بر حسب متر مکعب در ثانیه،  $P_1$ : فشار مطلق هوا در ابتدای خط لوله بر حسب بار و  $d$ : قطر داخلی لوله بر حسب میلی‌متر است.

### ۲-۳- محاسبه فشار در محل مصرف‌کننده‌ها

پس از محاسبه افت فشار در لوله‌ها، میزان فشار هوا در محل مصرف‌کننده‌ها با در نظر گرفتن میزان فشار در ابتدای خط لوله و افت فشار لوله محاسبه می‌شود. اگر فشار در تمام نقاط شبکه در حد مجاز باشد، طراحی شبکه به خوبی انجام گرفته است. در صورتی که فشار در محل مصرف به حد مجاز نرسد، لازم است قطر تمام یا بخشی از شبکه تغییر داده شده و محاسبات تکرار شود.

### ۳- بررسی شبکه توزیع هوای فشرده در معدن مس قله‌زری

در این بخش پس از معرفی معدن مس قله‌زری به بررسی شبکه توزیع هوای فشرده در محل کمپرسورخانه اصلی معدن مس پرداخته شده است.

#### ۳-۱- معرفی معدن مس قله‌زری

معدن زیرزمینی مس قله‌زری در فاصله ۱۸۰ کیلومتری جنوب شهرستان بیرجند در استان خراسان جنوبی و در حاشیه شمالی کویر لوت قرار دارد که مساحتی حدود ۶ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. ارتفاع محل معدن مس قله‌زری از سطح آب‌های آزاد ۱۴۵۰ متر است. در معدن مس قله‌زری آماده‌سازی و دسترسی به کانسار جهت استخراج شامل حفاری چاه‌های قائم، تونل‌های دنباله لایه و در نهایت دویل‌های نفر رو یا نیز دویل‌های انتقال مواد معدنی است (Rahimdel and Ghodrati, 2023). استخراج در معدن زیرزمینی مس قله‌زری به روش انبارهای صورت می‌گیرد. روش استخراج انبارهای به طور عمده در استخراج کانسارهای غیر لایه‌ای و پر شیب استفاده می‌شود. در این روش، سنگ معدنی خرد شده پس از اولین مرحله شکست، تحت نیروی ثقلیه محل بارگیری انتقال می‌یابد. عملیات استخراج از طریق چالزنی و آتشکاری صورت می‌گیرد. اساس این روش، که روشی با استخراج در جهت قائم و رو به بالاست، انبار نمودن دو سوم از سنگ معدنی خرد شده در فضای خالی کارگاه استخراج توسط کارگران و خنثی کردن نیروی سطحی وارد بر کمر بالا و کمر پایین توده ماده معدنی است (اورعی، ۱۳۹۱؛ عطایی، ۱۳۸۵). جهت استخراج در این روش به سمت بالاست. به این معنی که جبهه کار روی سر و به بالا حرکت خواهد کرد. ماده معدنی بصورت برش‌های افقی از پایین به بالا استخراج می‌کنند و ماده معدنی خرد شده را در قسمت‌های استخراج شده می‌ریزند. در حقیقت در این روش، ماده معدنی خود عامل پر کردن کارگاه استخراج و در نتیجه باعث نگهداری دیواره‌های فضای استخراجی است و در عین حال از ماده معدنی باقیمانده در داخل کارگاه به عنوان سکویی برای حفر ماده معدنی در قسمت‌های بالا استفاده می‌شود. از آنجایی که ماده معدنی در اثر آتشکاری افزایش حجم پیدا می‌کند، مقداری از ماده معدنی منفجر شده باید در حین استخراج بیرون کشیده شود. در غیر این صورت، مواد معدنی منفجر شده، کارگاه را مسدود خواهد کرد. قسمت بیشتر سنگ‌های استخراج شده در کارگاه در داخل قیف‌ها و نقاط واریز انبار می‌شوند. وقتی که فاصله بین کف استخراج روی سنگ‌های خرد شده و کف کارگاه کم باشد و ادامه کار ممکن نباشد، بخشی از ماده معدنی تخلیه می‌شود و بقیه مواد تا پایان استخراج بصورت انبار شده در کارگاه باقی می‌ماند.

#### ۳-۲- پیمایش و تحلیل شبکه هوای فشرده در معدن مس قله‌زری

در این بخش به بررسی شبکه توزیع هوای فشرده در محل چاه اصلی معدن پرداخته شده است. تجهیزات هوای فشرده مورد استفاده در معدن قله‌زری شامل مته تیز کن، لودرهای تونلی و چالزن‌های بادی هستند. با توجه به نقشه استخراجی معدن، مسیر انتقال هوای فشرده از محل کمپرسورخانه اصلی معدن پیمایش و کروکی شبکه توزیع هوای فشرده ترسیم شد. شکل ۱ شبکه ساده شده توزیع هوای فشرده در معدن را نشان می‌دهد. هر یک از خطوط شکل ۱ نشان‌دهنده خطوط انتقال هوای فشرده در شبکه مورد مطالعه است. فاصله بین هر یک از نقاط شبکه (تعداد ۸۲ نقطه از N1 تا N82) بیانگر خط انتقال هوای فشرده با طول مؤثر لوله یا شیلنگ مورد نظر است. شبکه توزیع هوای فشرده معدن قله‌زری از نوع خطی هست که با پیشرفت عملیات معدنکاری، طول مؤثر لوله کشی و اصطکاک در مسیر انتقال هوای فشرده افزایش یافته است. این افزایش، منجر به افت قابل توجه فشار هوای فشرده شده که در نهایت منجر به کاهش بازدهی عملیات تجهیزات بادی و در نهایت عملیات معدنکاری می‌شود.

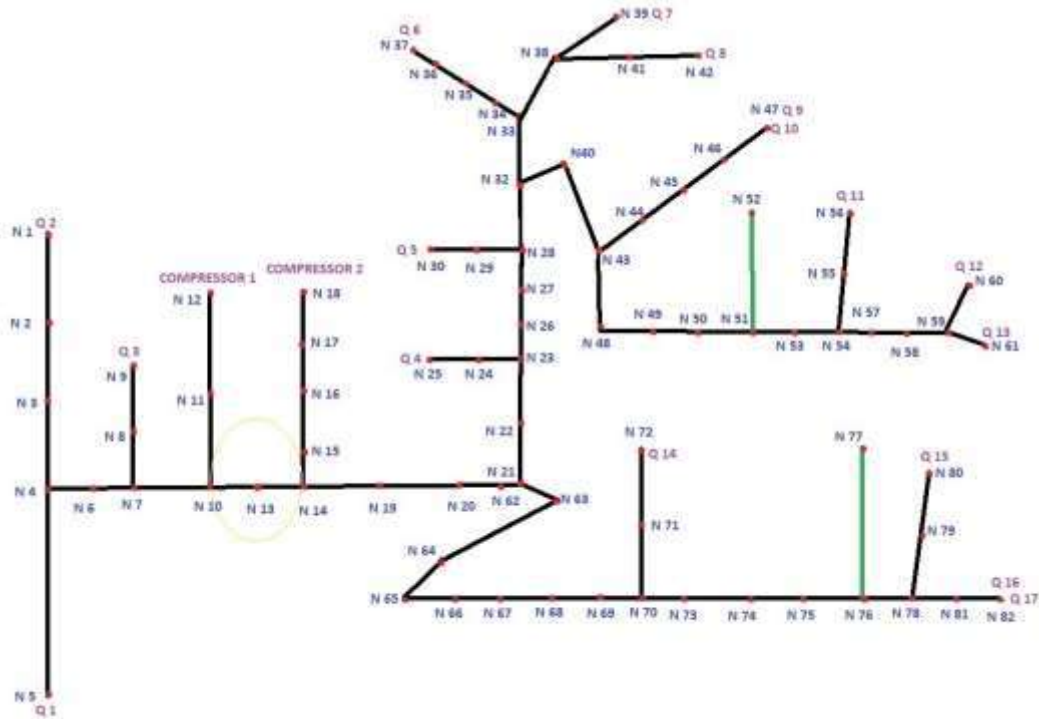
میزان مصرف عملیاتی هوای فشرده هر یک از مصرف‌کننده‌ها، با توجه به میزان مصرف اسمی هر یک از تجهیزات و ضرایب تصحیحی ارتفاع، نشت و ضریب همزمانی محاسبه شده و در جدول ۳ آورده شده است. با توجه به نتایج، میزان مصرف هوای فشرده در شرایط متعارف معدنکاری برابر با ۳۶ متر مکعب در ثانیه برآورد شده است.

جدول ۳- مصرف عملیاتی هوای فشرده توسط مصرف‌کننده‌های اصلی محدوده مورد مطالعه

| مصرف کننده          | مصرف عملیاتی (m <sup>3</sup> /min) |
|---------------------|------------------------------------|
| کارخانه فرآوری (Q1) | ۱۳/۸                               |



|     |   |
|-----|---|
| ۵/۸ | لودر جبهه کار، تراز ۱۷۵ - (Q9)          |
| ۲/۴ | چالزن کارگاه استخراج ، تراز ۲۰۵ - (Q11) |
| ۵/۸ | لودر جبهه کار، تراز ۲۰۵ - (Q12)         |
| ۲/۴ | چالزن کارگاه استخراج چاه اصلی (Q14)     |
| ۵/۸ | لودر جبهه کار چاه اصلی (Q17)            |



شکل ۱- شبکه هوای فشرده ساده شده معدن

با توجه به مقادیر طول مؤثر لوله ها و قطر داخلی خطوط هوای فشرده در شبکه توزیع هوای فشرده، افت فشار در هر یک از خطوط محاسبه شده است. برای این منظور، متوسط فشار مطلق هوای فشرده تولیدی کمپرسورها به اندازه ۸۸ پی اس آی یا ۶/۹۳ بار در نظر گرفته شد و افت فشار در هر یک از خطوط شبکه با استفاده از روابط هاریس و اطلس کوپکو محاسبه شدند. با توجه به نتایج، در شرایط فعلی معدنکاری افت فشار به دلیل افزایش طول مسیر هوای فشرده در محل لودر و چالزن تراز ۱۷۵ - (مصرف کننده های Q9 و Q10) در حدود ۱/۸ بار از میزان مجاز ارائه شده توسط دستورالعمل توزیع هوای فشرده معدن کمتر است. این میزان افت فشار، عملکرد تجهیزات هوای فشرده را به طور قابل توجهی تحت تاثیر قرار می دهد. از این رو، تعدیل شبکه هوای فشرده شامل تعویض لوله های شبکه در مسیرهای منتهی به این مصرف کننده با هدف کاهش افت فشار در محل مصرف و با استفاده از کمپرسورهای موضعی در نزدیک ترین محل ممکن به این مصرف کننده ضرورت دارد.

#### ۴- نتیجه گیری

طراحی و محاسبات شبکه هوای فشرده، اجرای تهویه صحیح و تامین هوای فشرده کافی از حیاتی ترین موارد در طراحی معادن و فضاهای زیرزمینی هستند. در این تحقیق، به پیمایش و بررسی شبکه هوای فشرده در محل چاه اصلی معدن زیرزمینی مس قلعه زری پرداخته شد. با توجه به نتایج این تحقیق، میزان مصرف عملیاتی هوای فشرده معدن با توجه به دستورالعمل توزیع هوای فشرده در معادن برابر با ۳۶ متر مکعب در ثانیه برآورد شد که بیشترین میزان مصرف آن در کارخانه فرآوری معدن و برابر با ۱۳/۸ متر مکعب در ثانیه است. علاوه بر این، در شرایط فعلی معدنکاری، بیشترین افت فشار در شبکه هوای فشرده مورد مطالعه



در محل لودر و چالزن تراز ۱۷۵- معدن برآورد شده که عملکرد این تجهیزات را به طور قابل توجهی تحت تاثیر قرار می‌دهد. از این اقدامات اصلاحی نظیر تعویض خطوط لوله و یا استفاده از کمپرسورهای موضعی در مسیرهای منتهی به مصرف‌کننده‌های اشاره شده، ضرورت دارد.

## ۵- تقدیر و تشکر

بر خود وظیفه می‌دانیم از همکاری‌های ارزشمند تمامی کارکنان معدن مس قلعه‌زری که در انجام این طرح ما را یاری نمودند، سپاس‌گذاری کنیم.

## ۶- مراجع

- Rahimdel, M.J. and Ghodrati, B., 2023. Reliability analysis of the compressed air supplying system in underground mines. Scientific Reports, 13(1), p.6836.
- اورعی، سید کاظم، ۱۳۹۱. روشهای استخراج زیرزمینی (معدن فلزی)، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر.
- حلاجیان، طاهره و فرخی، علی اکبر، ۱۳۹۷. محاسبه و بهینه‌سازی میزان هوای فشرده مصرفی جهت بهبود بازدهی و کاهش هزینه‌های حاصل از آن در معدن زغال سنگ گلندرد، کنفرانس ملی پژوهش‌های دانش بنیان در علوم زمین، اهواز.
- زین الدینی، غلامرضا، منصوری، سید حسین، صفوی نژاد، جواد، سادات خراسانی، سید حمیدرضا، معصومی آسیایی، رضا رسولیان، حسین، ۱۴۰۰. بهینه‌سازی مصرف هوای فشرده در مجتمع مس سرچشمه، پنجمین همایش بین‌المللی دانش و فناوری مهندس برق، کامپیوتر و مکانیک ایران، تهران.
- سازمان صنعت، معدن و تجارت، ۱۳۸۹. دستورالعمل توزیع هوای فشرده در معدن، انتشارات سازمان نظام مهندسی معدن.
- عطایی، محمد، ۱۳۸۵. معدنکاری زیرزمینی، جلد دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فرامرزی، امین و زارعی درمیان، محمد امین، ۱۳۹۵. طراحی و تعدیل شبکه هوای فشرده کارگاه‌های استخراج و جبهه کارهای آماده‌سازی معدن مرکزی پروده طیس، ماهنامه تهویه و تاسیسات، سال سیزدهم، شماره ۷، پیاپی ۱۴۸، صفحات ۸۶-۹۵.
- مدنی، حسن، ۱۳۹۷. خدمات فنی در معدن، انتشارات جهاد دانشگاهی امیرکبیر، چاپ هفتم، ۶۶۱ صفحه.

## الگوی رخداد کانه زایی، دگرسانی و کانی‌شناسی در کانسار منگنز چشمه میوه، جنوب دامغان، سمنان

پرویز قادری<sup>۱\*</sup>، احمد گودرزی<sup>۲</sup>

۱- دانشگاه سراسری ارومیه، ارومیه

www.Parviz.geology@gmail.com

۲- دانشگاه آزاد واحد تهران مرکز، تهران

www.Atlas.Sang.Parsian@gmail.com

### چکیده

کانسار منگنز چشمه میوه در ۱۳۰ کیلومتری جنوب غرب دامغان و در قسمت شمال غربی کمان ماگمایی ترو-چاه شیرین (TCSMA) قرار دارد. سنگ میزبان کانه‌زایی شامل سنگ‌های شیستی و کربناته است که توسط فازهای نیمه عمیق آندزیت و آندزیت بازالیت با سن بعد از ائوسن که درون واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ نموده است، تغذیه و بارور شده‌اند. کانه‌زایی منگنز در این ناحیه شامل کانی‌های اولیه پیرولولیت، پسیلوملان، کالکوپیریت و به صورت پراکنده شامل کانی‌زایی مس اکسیدی (مالاکیت) و کانی‌های ثانویه کالکوسیت، اکسید-هیدروکسیدهای آهن و گرافیت می‌باشند. کانه‌ها در رگه و استوک و رگ‌های دارای شکستگی، میکا شیت، تالک شیت و کوآرتز مشاهده شده است. کانه‌زایی در این کانسار به صورت استوک و رگ، رگه رگچه‌ای و افشان رخ داده است. سیستم دگرسانی در کانسار منگنز چشمه میوه به صورت متحدالمرکز بوده و به ترتیب از مرکز به حاشیه شامل پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک است که این روند در تبعیت با ساختار ناودیسسی منطقه می‌باشد. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی و برداشت‌های ژئوفیزیکی صورت گرفته در منطقه و تلفیق مطالعات کانی‌شناسی، ساخت، بافت و دگرسانی کانسار منگنز چشمه میوه مشابهت زیادی با کانسارهای مس-مولیبدن-طلا پورفیری دارد.

**واژه‌های کلیدی:** دامغان، چشمه میوه، کمان ماگمایی ترو-چاه شیرین، کانه زایی منگنز.

### Abstract

Cheshme Miveh manganese deposit is located 130 km southwest of Damghan and in the northwest part of Torud-Chah Shirin magmatic arc (TCSMA). The host rock of mineralization includes schist and carbonate rocks which are nourished and fertilized by semi-deep phases of andesite-andesite basalt with post-Eocene age that penetrated into the Eocene volcanic-sedimentary units. Manganese mineralization in this area includes the primary minerals of pyrolusite, psilomelan, and chalcopirite and sporadically includes the mineralization of copper oxide (malachite) and secondary minerals of chalcocite, iron oxide-hydroxides, and graphite. Minerals have been observed in fractured vein and stockwork, mica schist/talc schist and quartz. Mineralization has occurred in this deposit in the form of stockwork, vein vein and outcrop. The alteration system in Cheshme Miveh manganese deposit is concentric and includes potassic, phyllic, argillic and propylitic from the center to the periphery, and this trend is in accordance with the navigational structure of the region. Based on the geological studies and geophysical surveys carried out in the region and the integration of mineralogical studies, the structure, texture and alteration of Cheshme Miveh manganese deposit is very similar to copper-molybdenum-gold porphyry deposits.

**Key words:** Damghan, Cheshme Miveh, Torud-Chah Shirin magmatic arc, manganese mineralization.

### ۱- مقدمه

کمر بند ترو-چاه شیرین در بخش شمالی ایران مرکزی و جنوب فرفاوندگی کویر چاه جم، محدود به گسل‌های شمال شرقی- جنوب غربی انجیلو در شمال و ترو در جنوب قرار دارد و از نظر تقسیمات زون‌های زمین ساختاری ایران، این ناحیه بخشی از زون ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد (Stocklin, 1968) (شکل ۱). این کمر بند در جنوب استان سمنان واقع شده است (آقاباتی، ۱۳۸۳). مجموعه آتشفشانی- نفوذی ترو-چاه شیرین به طور عمده شامل گدازه‌ها و مواد آذرآواری ائوسن با ترکیب غالب حدواسط (آندزیتی) و توده‌های نفوذی الیگومیوسن با ترکیب گرانودیوریتی است (رشید نژاد، ۱۳۷۱).

سنگ‌های آتشفشانی به طور محلی با سنگ‌های رسوبی همراه می‌شوند که نشان می‌دهد بخشی از فعالیت آتشفشانی به صورت زیرآبی بوده است. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی شامل گرانیت، گرانودیوریت، کوآرتز مونزونیت، مونزونیت، مونودیوریت و کوآرتز مونزونودیوریت است (سهیلی و کوثری، ۱۳۷۹).



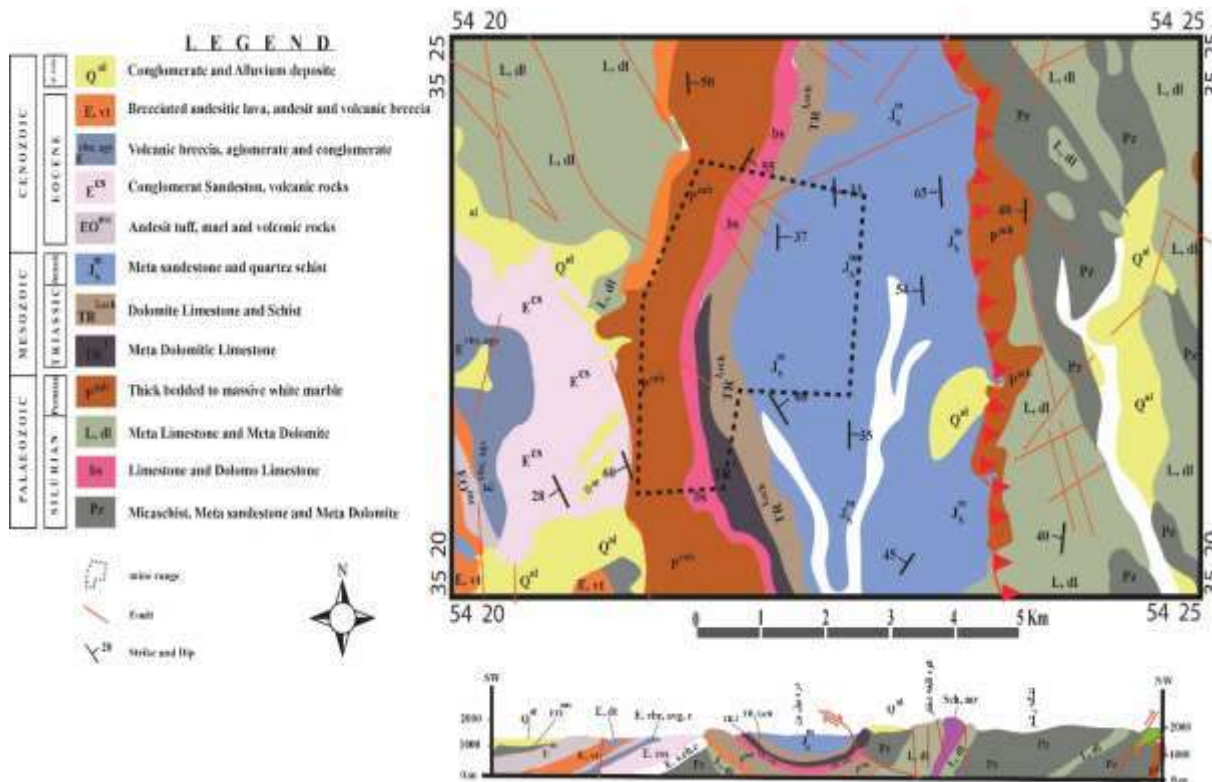
شکل ۱: تقسیم بندی زون‌های زمین ساختاری ایران (Stocklin, 1968) و جایگاه کمربند ماگمایی تروود - چاه شیرین.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه

کانسار منگنز چشمه میوه در فاصله ۱۳۰ کیلومتری جنوب دامغان (شرق استان سمنان) و ۲۵ کیلومتری غرب روستای رشم با مختصات جغرافیایی  $27^{\circ} 27' 54''$  عرض شمالی و  $30^{\circ} 4' 19'' 35^{\circ}$  طول شرقی و  $1:100000$  کلاته - رشم را در قسمت غربی آن تشکیل می‌دهد. این کانسار تاکنون از دیدگاه کانی‌شناسی، ساخت، بافت و دگرسانی مورد مطالعه قرار نگرفته است. تنها مطالعه زمین‌شناسی به لحاظ ساختاری صورت گرفته است که آن هم مربوط به واحدهای کانی ساز و سنگ‌های آذرین در قسمت مرکزی زون تروود - چاه شیرین می‌باشد (تدین و کتال رشید، ۱۳۹۹). در این ناحیه در اثر عملکرد دو گسل اصلی تروود - انجیلو، آب‌های جوی در امتداد شکستگی‌ها، درزه‌ها و گسل‌های فرعی نفوذ یافته و نهایتاً کانسارهای فلزی از قبیل مس، سرب، منگنز، روی، طلا، نقره و ... را تشکیل داده‌اند. اکثر مطالعات صورت گرفته در این کمان حاکی از ذخایر نوع اپی ترمال می‌باشد (شیبی و موسیوند، ۱۳۹۷، Mehrabi and Ghasemi, 2012, Shamanian et al, 2004, Tale, ۱۳۹۷, Fazel et al, 2019).

سنگ‌های محدوده‌ی کانسار با دگرگونی متوسط و بالایی که از خود نشان داده‌اند در میان توده‌های آهکی و مرمرهای دولومیتی که درجه دگرگونی ضعیف‌تری را تحمل نموده‌اند قرار گرفته‌اند. این لیتولوژی‌ها بر طبق مطالعات صورت گرفته بخش غربی یک ناودیس بزرگ را شامل می‌شود. بخش مورد مطالعه در میان رشته کوه‌هایی با توپوگرافی ملایم و ستبرایی کم ارتفاع قرار گرفته است که توان کانی سازی منگنز (به عنوان فاز اصلی کانی‌زایی) و همچنین سیلیس (به صورت فاز فرعی کانی‌زایی) و در نهایت مس و گرافیت (به صورت فاز ثانویه و متفرقه‌ی کانی‌زایی) را دارا می‌باشد. از نظر زمین‌شناسی، واحدهای سنگی منطقه که بخشی از زون ایران مرکزی معرفی می‌شوند شامل سنگ‌های دگرگونی (انواع شیست (تالک شیست، گرافیت شیست در قسمت میانی محدوده، کوآرتز میکا شیست، گارنت شیست در قسمت شرقی محدوده)) می‌باشد. تمام واحدهای دگرگونه ذکر شده سن مزوزوئیک پایینی (تریاس و ژوراسیک) را از خود نشان می‌دهند. در دسته بعدی این واحدهای سنگی، سنگ‌های آهکی و آهک‌های دولومیتی با آثار اندک از عوامل دگرگون ساز قرار گرفته‌اند که به شکل ستبراهایی با ارتفاع بالا و شیب تند، سنگ‌های دگرگونی شیستی را در دو طرف محدوده مورد نظر محصور کرده‌اند. آثار بسیار اندکی هم از وجود سنگ‌ها و واحدهای آذرین در منطقه (محدوده‌ی منگنز) به شکل سیل و دایک‌ها وجود دارد. مهمترین واحدهای آذرین رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه شامل گدازه‌های آندزیتی و توف‌های آذر آواری ائوسن می‌باشد. در قسمت شمالی محدوده توده‌ای نیمه عمیق با ترکیب میکرودیوریت - دیوریت پورفیری به درون این واحدهای آتشفشانی - آذر آواری با ساخت برشی تزریق شده است. میکرودیوریت دارای فنوکریست -

های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند می‌باشند که در زمینه‌ای خاکستری - صورتی روشن تا تیره رنگ حضور دارند. نمایی از واحدهای سنگی ذکر شده در منطقه مورد مطالعه، در نقشه‌ی زمین‌شناسی خلاصه شده این ناحیه آورده شده است (شکل ۲).



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه همراه با نیم رخ واحدهای سنگی منطقه.

### ۳- روش کار

پس از بررسی تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود و هم چنین بررسی‌های مقدماتی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته - رشم و گردآوری اطلاعات مقدماتی، عملیات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و کانسنگی سطحی و عمقی جهت مطالعات سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی، کانه‌نگاری، بافت، ساخت و مشخص نمودن انواع دگرسانی‌های مربوط به کانی‌سازی انجام گردید. در این راستا تعداد ۴۰ نمونه از انواع سنگ‌های شیبستی پذیرای کانی‌سازی و همچنین سنگ‌های آذرین مولد کانی‌ساز در بخش‌های کانه‌دار سطحی و تعداد ۱۰ نمونه سنگی پذیرای کانی‌سازی منگنز برداشت گردید. سپس تعداد ۵ مقطع نازک میکروسکوپی و ۱۰ مقطع صیقلی تهیه و از نظر سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری با میکروسکوپ‌های پلاریزان مدل المپوس و E200POL Nikon مطالعه شد.

### ۴- پتروگرافی

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، توده نفوذی مولد کانه‌زایی در کانسار منگنز چشمه میوه دارای بافت‌های غالب پورفیریتیک، میکروگرانولار و گلوپورفیریتیک می‌باشد. به دلیل ماهیت نیمه عمیق و حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و به مقدار کمتر پتاسیم فلدسپار سنگ دارای ترکیب دیوریت پورفیری تا میکرودیوریت می‌باشد. در اکثر مقاطع مطالعه شده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به سرسیت و کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول) به کلریت، کلسیت، و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. همچنین در این سنگ‌ها، رگچه‌های کوارتز، ارتوز و کلسیت به وفور حضور دارند.



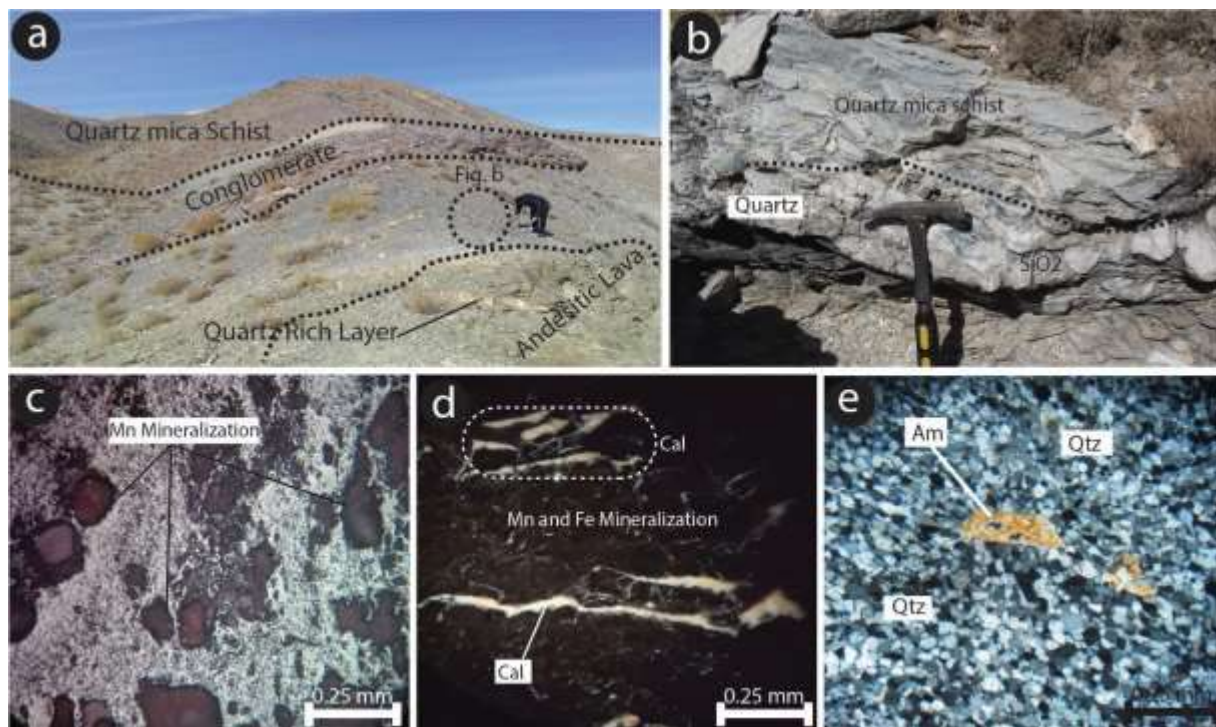
بیوتیت‌های ورقه‌ای دارای پلی کروئیسیم قهوه‌ای به صورت مستقیم از ماگما و انواع دانه‌ریز با پلی کروئیسیم سبز، دارای منشأ گرمایی هستند. حضور فنوکریست‌های بیوتیت حاکی از یک ماگمای دیوریتی حاوی ۳٪ وزنی  $H_2O$  است (Whitney, 1988). کانی‌های فرعی به ترتیب فراوانی آپاتیت، زیرکن و روتیل هستند که به مقدار جزئی در برخی مقاطع مورد مطالعه قابل مشاهده است. این کانی‌ها به صورت ادخال در فازهای سیلیکاتی (بیوتیت، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار) و حتی در زمینه سنگ یافت می‌شوند.

## ۵- دگرسانی

بر اساس مطالعات صحرایی و مشاهدات میکروسکوپی انواع دگرسانی‌های زیر در بخش‌های مختلف محدوده معدنی چشمه میوه شناسایی شده است. البته قابل ذکر است که برخی از این فازها در خارج از محدوده معدنی قرار دارند اما ارتباط ژنتیکی و فیزیکوشیمیایی آنها با فازهای کانی‌ساز در ناحیه غیر قابل انکار است.

### ۵-۱- دگرسانی پتاسیک

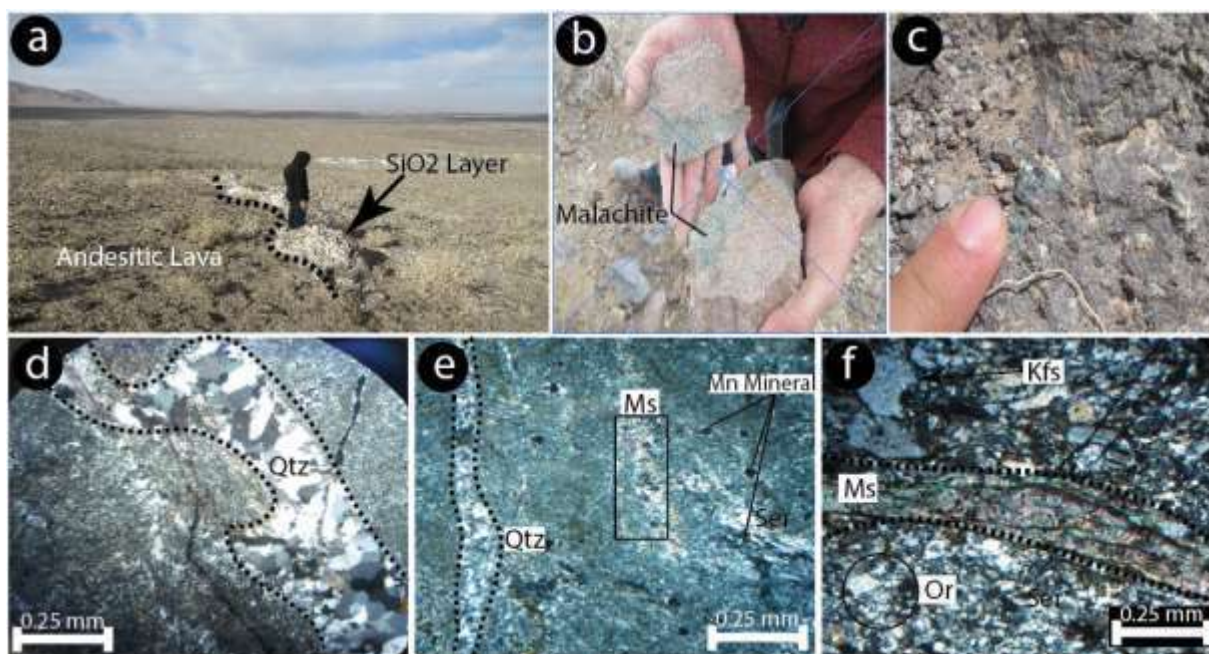
این نوع از دگرسانی در سطح زمین در قالب رگه‌های فلدسپار پتاسیم و در مطالعات پتروگرافی با حضور کانی‌های شاخص بیوتیت ثانوی و فلدسپار پتاسیم در میکرودیوریت پورفیری مشاهده می‌شود (شکل ۳-ا). در نمونه‌های میکرودیوریتی برداشت شده دو نسل بیوتیت شامل انواع ورقه‌ای - ماگمایی به شدت کلریتی شده و بیوتیت‌های ریز گرمایی - ثانویه حضور دارند. از دیگر شواهد این دگرسانی می‌توان به رگه‌های حاوی فلدسپار پتاسیم در معیت رگه‌های سیلیسی اشاره نمود (شکل ۳-ب، ج). حضور این دگرسانی در بخش مرکزی سیستم‌های پورفیری بسیار حائز اهمیت است (Pirajno, 2009). در اغلب این نمونه‌ها، کانه‌های پیرولولزیت، هماتیت، کالکوپیریت و کلسیت به فراوانی مشاهده شده‌اند (شکل ۳-د، ج).



شکل ۳: ا: نمای از تنوع سنگ‌شناسی در محدوده منگنز چشمه میوه و شواهدی از دگرسانی پتاسیک؛ ب: نمایی نزدیک از رگه‌های فلدسپار پتاسیم، کوارتز و کلسیت؛ ج: تصویر میکروسکوپی از یک مقطع صیقلی دارای کانی‌های منگنز و اکسیدهای و هیدروکسیدهای آهن؛ د: تصویر میکروسکوپی از یک مقطع صیقلی دارای رگه‌های کلسیت، کوارتز و مقدار کمی فلدسپار پتاسیم در کنار کانی سازی منگنز و اکسیدهای آهن (مگنتیت) شاخص دگرسانی پتاسیک؛ ه: تصویر میکروسکوپی از یک مقطع نازک دارای کانی‌های کوارتز ریز بلور و آمفیبل، (تصاویر د، ه در حالت XPL و تصویر ج در حالت PPL تهیه شده است). (علامت اختصاری کانی‌ها از (Kretz, 1983)).

## ۵-۲- دگرسانی فیلیک

این سیستم دگرسانی به ویژه در میکرودیوریت ها و به مقدار کمتر در آندزیت های میزبان مشاهده شده است (شکل ۴-ا). این دگرسانی به صورت محدود و با عرض بسیار کم در اطراف گسل ها و شکستگی های موجود در منطقه که عموماً با واحدهای شیستی پذیرای کانی سازی در ارتباط هستند، قابل مشاهده می باشد. در سنگ های دارای شکستگی های بیشتر، این دگرسانی شدت می یابد و با رگچه های کوارتز - سرسیت - پیریت (QSP) مشخص می شوند. در بسیاری از مقاطع مطالعه شده دگرسانی پتاسیک توسط دگرسانی فیلیک بعدی تحت تاثیر قرار گرفته است به گونه ای که اغلب فلدسپارها به سرسیت و بیوتیت ها به کلریت دگرسان شده اند (شکل ۴-د، ۴-ه، ۴-ف).



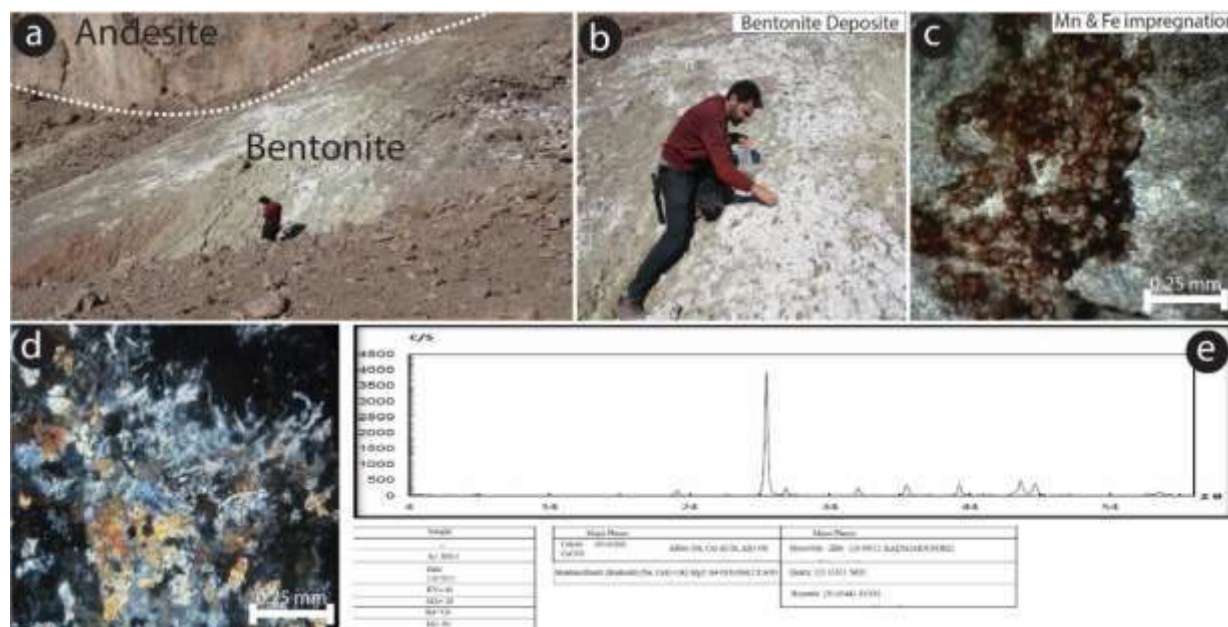
شکل ۴: برخی از مهم ترین شواهد دگرسانی فیلیک در منطقه. a,b,c: تصویری از توسعه دگرسانی فیلیک در آندزیت های پرشی شده همراه با کانی سازی مس و اکسید آهن سوپرژن، d: تصویر میکروسکوپی از یک مقطع نازک دارای رگه های سلیسی و فلدسپارهای آلتره شده، e,f: تصویر میکروسکوپی از یک مقطع نازک دارای کانی های کوارتز-سرسیت (دگرسانی فیلیک)، مسکوویت، آلکالی فلدسپار و اذخال های منگنز بر روی سنگ های متاثر از دگرسانی پتاسیک. (تصاویر میکروسکوپی در حالت XPL تهیه شده است). (علائم اختصاری کانی ها از (Kretz, 1983)).

## ۵-۳- دگرسانی آرژیلیک

در برداشت های صحرایی، یک پهنه آرژیلیک تقریباً گسترش یافته و ۷ شکل در بخش مرکزی و رو به شمال غرب محدوده مورد مطالعه به وضوح قابل مشاهده است که بر روی پهنه پتاسیک - فیلیک قبلی قرار گرفته است. معمولاً این دگرسانی در اثر عملکرد سیالاتی با منشأ ماگمایی، بخارات اسیدی حاصل از جوشش سیالات و یا آب های جوی در دمای °C ۱۰۰-۳۰۰ ایجاد می شود (Pirajno, 2009). ظهور و گسترش لایه های بنتونیتی و ایلیتی حاصل از دگرسانی واحدهای آذرین (آندزیتی) در منطقه در برداشت های صحرایی قابل مشاهده است (شکل ۵-ا، ۵-ب). همچنین مطالعات میکروسکوپی بیانگر آن است که در این دگرسانی بسیاری از فلدسپارها به طور بخشی و گاه کامل به کانی های رسی (کانولینیت، ایلیت) تبدیل شده اند (شکل ۵-د، ۵-ه). به نظر می رسد این



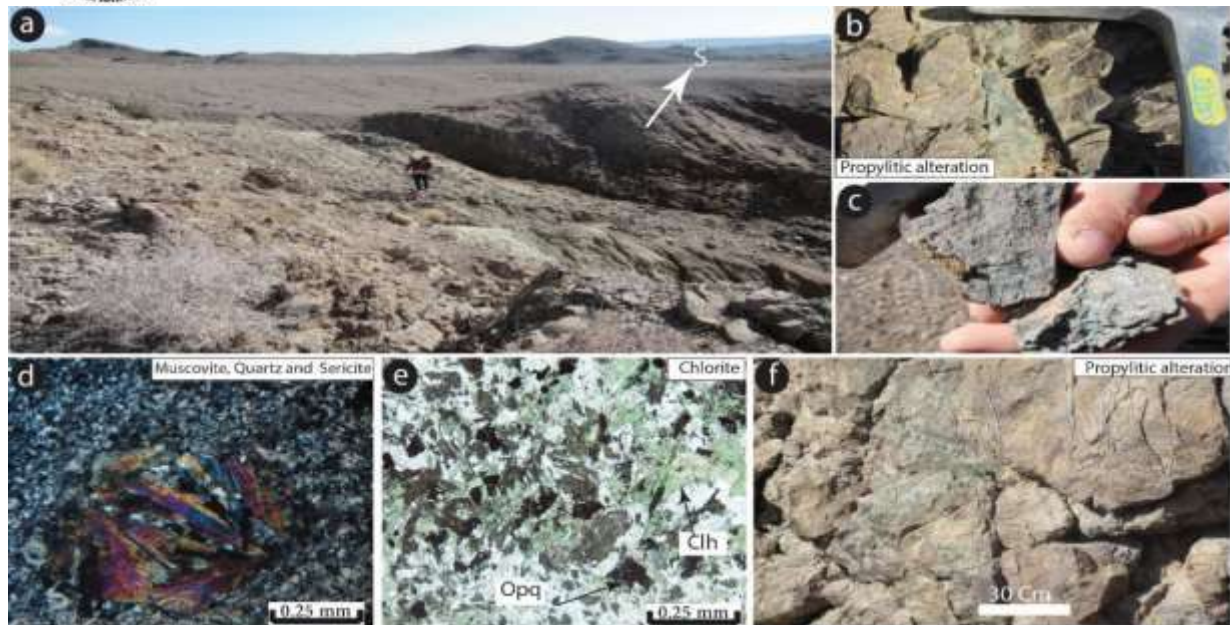
بخش توسط یک گسلش از نوع راندگی با امتداد شمال غرب - جنوب شرق و شیب به سمت جنوب کنترل شده است. عدم تبعیت کانی‌سازی منگنز با واحدهای سنگی در برگرفته از ویژگی‌های شاخص تاثیر این دگرسانی است. از لحاظ زمین‌شناسی چنین لنزهای غنی از منگیزی تنها در ارتباط با وجود سیالات ماگمایی ایجاد می‌شوند.



شکل ۵. شواهدی از دگرسانی آرژیلیک در کانسار چشمه میوه. a,b: نمایی از دگرسانی واحدهای آندزیتی منطقه و ظهور لایه‌های بنتونیتی c,d: تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های رسی در بخش دگرسانی آرژیلیک، e: نتایج پراش اشعه ایکس نمونه‌ای متاثر از دگرسانی آرژیلیک. (تصاویر میکروسکوپی در حالت XPL تهیه شده است).

#### ۴-۵- دگرسانی پروپیلیتیک

نمونه‌های متاثر از دگرسانی پروپیلیتیک که در صحرا با رنگ سبز و در زیر میکروسکوپ با کانی‌های شاخص اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز شناسایی می‌شوند، در سنگ‌های آتشفشانی و واحد آندزیتی حضور دارند (شکل ۶-a,b,c,f). در طی این دگرسانی، کانی‌های بیوتیت به کلریت و اپیدوت و کانی پلاژیوکلاز به طور کامل به کلسیت تبدیل شده است (شکل ۶-d,e). کانی‌سازی عمده‌ای در این نوع دگرسانی مشاهده نشده است اما گاه میزبان رگه‌های سیلیسی توده‌ای هستند. کانه‌های پیریت، کالکوسیت، بورنیت و کوولیت (ثانویه) در سنگ‌های حاصل از این دگرسانی حضور دارند.

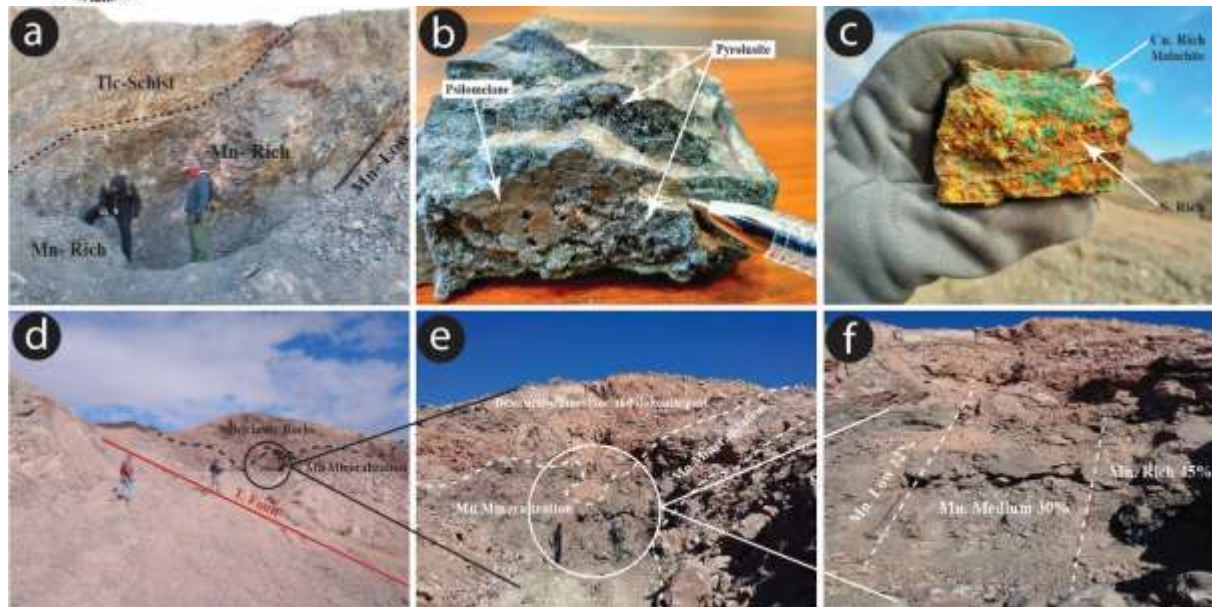


شکل ۶: برخی از ویژگی‌های دگرسانی پروپلیتیک در کانسار چشمه میوه. a,b: تصویری از محدوده متاثر از دگرسانی در متراژ حدوداً ۳۰۰ متر که به دلیل عملکرد دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز درآمده است؛ c: تصویر نمونه دستی از کانی‌های کلریت؛ d,e: تصویر میکروسکوپی از یک مقطع نازک از ظهور کانی‌های کلریت و کلسیت (دگرسانی پروپلیتی) بر روی کانی‌های شاخص دگرسانی فلیک (سرسیت)؛ f: کلریتی شدن سنگ‌های مولد کانی‌سازی در کانسار منگنز چشمه میوه. (تصاویر میکروسکوپی در حالت XPL تهیه شده است). (علائم اختصاری کانی‌ها از (Kretz, 1983)).

## ۶- کاننگاری

در محدوده‌ی معدنی منگنز چشمه میوه، کانی‌زایی هیپوژن به دو صورت رگه- رگچه و افشان در معیت سنگ‌های متاثر از دگرسانی پتاسیک و به مقدار کمتر در انواع متاثر از دگرسانی فلیک مشاهده می‌شود (شکل ۷- a). کانی‌زایی اصلی منگنز به شکل کانی اصلی شامل پسیلوملان با یک بنیان هیدروکسیدی و پیرولولوزیت با یک بنیان اکسیدی (شکل ۷- b) و رودوکروزیت است. در بین لایه‌های آغشته به منگنز این بخش، میان لایه‌ی بسیار کم ضخامتی (تا ۴۰ سانتی متر) از هماتیت هم رخنمون دارد که بی دلیل با عوامل فرسایشی و ته نشینی در این بخش نیست. این قسمت به دلیل وجود اکسیدهای آهن و میان لایه- های ضعیفی از هماتیت رنگ خاکستری متمایل به قرمز را از خود نشان می‌دهد.

علاوه بر کانی‌سازی اصلی، مجموعه کانی‌های سولفیدی هیپوژن شامل کالکوپیریت، پیریت، هماتیت و مگنتیت و کانی‌های سوپرژن شامل مالاکیت (شکل ۷: c) و آزوریت است. کانی‌های کالکوپیریت و مگنتیت با دگرسانی پتاسیک از مرحله هیدروترمال اولیه همراه هستند. کالکوپیریت داخل رگه‌های ارتوز و در زمینه سنگ با دگرسانی‌های پتاسیک و فلیک دیده می‌شوند. همچنین این کانی در برخی رگه‌های سلیسی نفوذ کرده در داخل شست‌های منگنز دار نیز مشاهده شده است. ایلمنیت، مگنتیت و هماتیت به صورت پراکنده در دگرسانی‌های فلیک و آرژیلیک در سنگ‌های آندزیتی وجود دارند. علاوه بر موارد ذکر شده رگه‌های نازکی از مالاکیت، آزوریت و بقایای پیریت، درون شکستگی‌های سنگ‌های شستی را پر نموده است. این در حالی است که در معیت واحدهای دارای کانی‌سازی منگنز و به ویژه در تالک شست‌ها در ضخامت‌های اقتصادی کانی‌سازی مس به شکل اکسیدی (مالاکیت) رخ داده است. در ناحیه کانسار منگنز چشمه میوه، عیار کانی‌سازی در بخش‌های تخریبی و مرتبط با گسل و شکستگی بسیار بالاتر و گسترش آن نیز بیشتر می‌باشد (شکل ۷- d,e,f).



شکل ۷: a: کانی سازی منگنز در بین لایه های شیستی به صورت رگه ای و تحت تاثیر دگرسانی پتاسیک، b: نمایی از کانی سازی پرولولزیت و پسولولان در شیست های کانساز چشمه میوه، c: کانی سازی ملاکیت در کانسار منگنز چشمه میوه d,e,f: گسترش و عیار کانی سازی منگنز در بخش های تخریبی و نکتونیزه.

## ۷- نتیجه گیری

کانی زایی اصلی منگنز در ناحیه مورد مطالعه به شکل کانی اصلی شامل پسولولان با یک بنیان هیدروکسیدی و پرولولزیت با یک بنیان اکسیدی و رودوکروزیت است. بر اساس مطالعات دقیق صحرایی و مشاهدات میکروسکوپی، انواع دگرسانی های پتاسیک (فلدسپار پتاسیم، بیوتیت ثانوی و مگنتیت)، پروپیلیتیک (کلریت، اپیدوت و کلسیت)، فلیک (سریست، کوارتز، پیریت) و آرژیلیک (کائولینیت، مونت موریلونیت، پیروفیلیت) در محدوده معدنی چشمه میوه شناسایی شده است. به علاوه ماهیت نیمه عمیق سنگ های میزبان (آندزیت و دیوریت)، حضور دگرسانی پتاسیک در مطالعات سطحی و رخداد کانه زایی (پراکنده و رگه-رگچه ای)، همراه با پهنه بندی دگرسانی های موجود همگی حاکی از رخداد یک سیستم اپی ترمال در این منطقه است.

## ۸- تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله از شرکت اطلس سنگ پارسیان برای قبول زحمت هزینه های پیمایش صحرایی، بازدید و انجام مطالعات دفتری و آنالیز نمونه ها تشکر و قدر دانی به عمل می آورند.

## ۹- منابع

- آقاباتی، ع. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. (۱۳۸۳). ۶۰۶ صفحه.
- رشیدنژاد عمران، ن. بررسی تحولات سنگ شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانه سازی طلا در منطقه باغو (جنوب دامغان). پایان نامه کارشناسی ارشد. (۱۳۷۱). دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- سهیلی، م.، کوثری، س. و عابدیان، ن. پروژه اکتشاف مقدماتی معادن شهرستان دامغان. (۱۳۷۹). سازمان صنایع و معادن استان سمنان.
- مریم شبی، فردین موسیوند. پترولولزی، ژئوشیمی و پذیرفتاری مغناطیسی توده چاه موسی میزبان کانه زایی مس (در شمال غرب ترو، جنوب شاهرود) با نگاه ویژه به کانه زایی. گزارش طرح. (۱۳۹۷) شرکت توسعه و گسترش معادن خاورمیانه.



میثم تدین، رشید کتال رشید. تحلیل ساختاری محدوده معدنی مس دوگان، شمال پهنه گسلی تروود (ایران مرکزی). فصلنامه زمین ساخت. (۱۳۹۹) شماره (۱۳(۴)، ص ۸۷-۱۰۶.

- Kretz R., 1983. "Symbols for rock-forming minerals" American mineralogist 68, no. 1-2277-279.
- Mehrabi, B., Ghasemi, M.S., 2012. Intermediate sulfidation epithermal Pb–Zn–Cu ( $\pm$ Ag–Au) mineralization at Cheshmeh Hafez deposit, Semnan province, Iran. Geological Society India Journal, 80, 563–578.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and wall rock alteration. In Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, Dordrecht. 73-164.
- Shamanian, GH., Jeffrey, W., Hasanzadeh, j., 2004. The Gandy and Abolhassani Epithermal Prospects in the Alborz Magmatic Arc, Semnan Province, Northern Iran. Economic Geology, 99 (4), 691- 712.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52(7): 1229–1258.
- Tale Fazel, E., Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., 2019. Epithermal systems of the Toroud–Chah Shirin district, northern Iran ore-fluid evolution and geodynamic setting. Ore Geology reviews, 109, 70p.
- Whitney, J. A., 1988. The origin of granite: The role and source of water in the evolution of granitic magmas. Geological Society of America Bulletin, 100(12), 1886-1897.

## جغرافیا و توسعه اقتصادی در خراسان جنوبی

مهدی اخگری<sup>۱</sup>، مهدی صداقتی<sup>۲</sup>

۱- استادیار، گروه جغرافیا و برنامه ریزی شهری، دانشگاه پیام نور

Akhgari\_m@yahoo.com

۲- دانشجوی ارشد رشته جغرافیای و برنامه ریزی شهری، گرایش آمایش شهری

Mehdy\_s62@gmail.com

### چکیده

بایستگی افغانستان در اقتصاد شرقی ایران احیاگر مجدد نقش استان‌های مرزی شرق در تجارت خارجی کشور طی یک‌دهه گذشته بوده است. این جستار به واری جاییگاه خراسان جنوبی در اقتصاد شرقی ایران با روش تبیینی و کاربری جغرافیای اقتصادی پرداخته است. با درنظرداشت رقابت‌های ژئواکونومیکی و ژئوپولیتیکی منطقه ای در آسیا و رویدادهای جهانی چون تحریم‌های جدید آمریکا هدف کندوکاو مزبور نگرورزی به جایگاه اقتصادی استان‌ها و کشورهای شرقی ایران در پیشرفت اقتصادی و برنامه ریزی‌های تجارت خارجی منطقه ای کشور و بازگویی اهمال کاری پژوهشگران حوزه اقتصاد، جغرافیا و سیاست از این پیش آمدگی راهبردی است. ازاین‌رو، نوآفرینی و ایده اصلی پژوهش گونه ای آینده پژوهی و اثبات نقش فرامحلی جغرافیای خراسان جنوبی در چارچوب مفهوم جدید اقتصاد شرقی است. به منظور پاسخ به پرسش این گفتار که توانمندی‌های محیطی خراسان جنوبی در گسترش روابط اقتصادی ایران-افغانستان کدام‌اند؟ محیط جغرافیایی، اقتصادی، فرهنگی، اجتماعی، و سیاسی-امنیتی این استان مطالعه گردید. اگرچه تعاملات بازرگانی کشور با همسایگان شرق متأثر از گفتمان غرب بوده است، برآیندها گویای کارایی نقش فرامحلی خراسان جنوبی در پیش‌درآمدی اقتصاد منطقه ای شرق و با محوریت ایران و افغانستان است. رونق اقتصاد شرق نقش بسزایی در توسعه پایدار این استان خواهد داشت. لذا مطالعات استان‌شناسی در این دو کشور می‌بایست بر اهمیت سطوح فرامحلی جغرافیای اقتصادی استان‌های مرزی توجه یابند.

**واژه‌های کلیدی:** جغرافیا، اقتصاد، خراسان جنوبی، ایران

### Abstract

The importance of Afghanistan in the economy of eastern Iran has revived the role of the eastern border provinces in the foreign trade of the country during the last decade and a half. This essay examines the position of South Khorasan in the eastern economy of Iran with the explanatory method and the application of economic geography. Considering the regional geo-economic and geo-political competitions in Asia and global events such as the new US sanctions, the purpose of the aforementioned research is to look at the economic position of the provinces and eastern countries of Iran in the economic progress and regional foreign trade planning of the country and to recount the procrastination of researchers in the fields of economics and geography. And politics is a strategic outcome of this. Therefore, innovation and the main idea of research is a type of future research and proof of the translocal role of the geography of South Khorasan in the framework of the new concept of eastern economy. In order to answer the question of this speech, what are the environmental capabilities of South Khorasan in the expansion of Iran-Afghanistan economic relations? The geographical, economic, cultural, social, and political-security environment of this province was studied. Although the commercial interactions of the country with its eastern neighbors have been influenced by the western discourse, the results show the effectiveness of the transnational role of South Khorasan in the development of the regional economy of the east, centered on Iran and Afghanistan. The prosperity of the eastern economy will play a significant role in the sustainable development of this province. Therefore, provincial studies in these two countries should pay attention to the importance of the extra-local levels of the economic geography of the border provinces.

**Key words:** Geography, Economy, South Khorasan, Iran

### ۱- مقدمه

اقتصاد شرقی ایران مفهوم جدید پژوهش حاضر برای بیان اهمیت ژئواکونومیکی کشورهای شرق در توسعه ی اقتصاد ملی و تجارت خارجی کشور است جغرافیای آسیای مرکزی، آسیای جنوبی، آسیای جنوب شرقی و آسیای شرقی مناطق محوری اقتصاد شرقی ایران هستند در این نوشتار تنها کشور افغانستان



مدنظر است. تحت این مفهوم جغرافیای اقتصادی استانهای مرزی شرق شمال شرق و جنوب شرق ایران نقش ویژه ای می‌یابد. اهمیت اقتصاد شرق با نقش آفرینی ایران و افغانستان به ظرفیتهای خاص این دو کشور برمیگردد ایران با داشتن ۱۶ استان مرزی همسایگی با ۱۵ کشور آسیایی، ۸۷۵۵ کیلومتر مرز مشترک موقعیت جغرافیایی مناسب و قرار گرفتن در مسیر دسترسی به آبهای آزاد جهان در گسترش مبادلات ملی منطقه ای و جهانی افغانستان محصور در خشکی و کشورهای شرق حائز اهمیت است. در مقابل ژئواکونومی متصل کننده ی محیط اقتصادی افغانستان به شبه قاره هند آسیای جنوب غربی آسیای مرکزی و جنوبی و بازار مصرفی رو به رشد این کشور بر شدت این وابستگی دو جانبه افزوده است. هنگام طرح بحث همکاریهای اقتصادی بین دو یا چند کشور و تأثیری که این همکاری ها بر سطوح خرد، ملی، منطقه ای و جهانی دارد در نخستین گام دولتها به شناسایی فرصتهای تجاری در ابعاد مختلف و سپس به چگونگی بهره گیری از آنها میاندیشند عده ای نیز بر شناسایی چالشها و موانع، که از نظر این پژوهش امری بسیار مهم است می پردازند. منظور از سطح خرد در اینجا تأثیر تعاملات اقتصادی کشورها بر استانها است به عنوان نمونه تعاملات بازرگانی ایران و افغانستان بستر و موقعیتی مناسب برای رونق و توسعه اقتصادی خراسان جنوبی محسوب میشود از سوی دیگر استانهای مرزی به مثابه دروازه ی صادرات واردات نقشی انکار ناپذیر در گسترش روابط اقتصادی کشورها دارند؛ بنابراین هر یک از استانهای شرقی در مناسبات و ارتقاء تجارت خارجی ایران با کشورهای پاکستان، هند، چین افغانستان و آسیای مرکزی حائز اهمیت فراوان هستند؛ اما این نوشتار به ظرفیتهای و نقش استان خراسان جنوبی بر تعاملات اقتصادی ایران و افغانستان میپردازد.

از خراسان جنوبی به دلیل طولانی ترین مرز مشترک آن با افغانستان قرار گرفتن در مسیر دو کریدر بزرگ - شمال - جنوب و شرق غرب ایران و پیوند دهنده استانهای جنوبی شرقی به شمال شرقی کشور به عنوان «گلوگاه بزرگ اقتصادی ایران با «افغانستان یاد میشود. اما تجربه تاریخی نشان می دهد که از فرصت های پیشرو در راستای تحول اقتصادی این استان استفاده ی مطلوب نشده است. باور به نقش خراسان جنوبی و جایگاه فرصتهای آن در رونق تجارت خارجی شرق ایران، سهم بسزایی در توجه و تمرکز دولت مردان و حتی کشورهای خارجی بر این استان مرزی خواهد داشت. نادیده انگاشتن این مهم، اقتصاد و توسعه پایدار این استان را در آینده به شدت آسیب پذیر خواهد کرد. بازنمایی توانمندیها و از همه مهم تر رفع موانع موجود ضمن توسعه این استان گامی بزرگ به سوی تحقق «اقتصاد منطقه ای شرق» خواهد بود.

مشکلات فراوانی رنج میرد از جمله افزایش مهاجرت مرزنشینان، عدم توسعه یافتگی مناطق مرزی، کمبود امکانات و خدمات پایه پراکندگی روستاها دوری از مراکز تصمیم گیری ملی خشکسالی، سرمایه گذاری خارجی ضعف و عدم شکل گیری نهادهای توسعه در مقیاس محلی منطقه ای و بین المللی. چنین مشکلاتی گویای نمایه ی روشنی از آینده اقتصادی خراسان جنوبی نیست با این وجود، تأکید صرف بر نقاط قوت منتج به خوش بینی کاذب و تأکید صرف بر نقاط ضعف منتج به بدبینی کاذب در خصوص نقش آفرینی چنین مناطقی میشود بلکه باید از کمترین پتانسیلهای ژئواکونومیک خراسان جنوبی برای گسترش روابط بازرگانی و توسعه ی اقتصادی مناطق شرقی ایران و مناطق غربی افغانستان بهره جست. ژئوپلیتیک و ژئواکونومی کشور افغانستان تأثیر بسزایی در اقتصاد شرق و توسعه اقتصادی استانهای شرقی ایران دارد. این کشور در ناحیه ای قرار دارد که میتوان آن را به لحاظ سیاسی، اقتصادی، فرهنگی، امنیتی و ژئوپلیتیکی در زیر مجموعه چند سیستم منطقه ای از جمله آسیای مرکزی، آسیای جنوبی، شرق آسیا، خاورمیانه و خلیج فارس جای داد شکل شماره (۱) (Vothouqi & Et ۲۰۱۴:۱۴) این مهم نشانگر اهمیت جغرافیای اقتصادی افغانستان در استراتژی نظم نوین جهانی و اقتصاد منطقه ای شرق است

دو مفهوم «رشد اقتصادی» و «توسعه اقتصادی» با یکدیگر تفاوت دارند. رشد اقتصادی، مفهومی کمی است، اما توسعه اقتصادی، مفهومی کیفی است. «رشد اقتصادی» به تعبیر ساده عبارت است از افزایش تولید (کشور) در یک سال خاص در مقایسه با مقدار آن در سال پایه. در سطح کلان، افزایش تولید ناخالص ملی (GNP) یا تولید ناخالص داخلی (GDP) در سال مورد نیاز به نسبت مقدار آن در یک سال پایه، رشد اقتصادی محسوب می شود. برای دستیابی به عدد رشد واقعی باید تغییر قیمت های ناشی از تورم، استهلاك تجهیزات و کالاهای سرمایه ای را نیز از آن کسر کرد.

منابع مختلف رشد اقتصادی عبارتند از: افزایش به کارگیری نهادهای (افزایش سرمایه یا نیروی کار)، افزایش کارایی اقتصاد (افزایش بهره وری عوامل تولید) و به کارگیری ظرفیتهای احتمالی خالی در اقتصاد.

«توسعه اقتصادی» عبارت است از رشد همراه با افزایش ظرفیتهای تولیدی اعم از ظرفیتهای فیزیکی، انسانی و اجتماعی. در توسعه اقتصادی، رشد کمی تولید به دست می آید، اما در کنار آن نهادهای اجتماعی نیز متحول می شوند، نگرش ها تغییر می یابند، توان بهره برداری از منابع موجود به صورت مستمر و پویا افزایش می یابد و هر روز نوآوری جدیدی انجام خواهد شد. همچنین ترکیب تولید و سهم نسبی نهادهای نیز در فرایند تولید تغییر می کند. توسعه، امری فراگیر در جامعه است و نمی تواند صرفاً در بخشی از آن اتفاق بیافتد. توسعه، حد، مرز و سقف مشخصی ندارد بلکه به دلیل وابستگی آن به انسان، پدیده ای کیفی است و هیچ محدودیتی ندارد.

توسعه اقتصادی ۲ هدف اصلی دارد: ۱. افزایش ثروت و رفاه مردم جامعه و ریشه‌کنی فقر ۲. ایجاد اشتغال. هر یک از این اهداف با عدالت اجتماعی همسو است. نگاه به توسعه اقتصادی در کشورهای پیشرفته و کشورهای توسعه نیافته متفاوت است. در کشورهای توسعه یافته، هدف اصلی افزایش رفاه و امکانات مردم است، اما در کشورهای عقب مانده، ریشه‌کنی فقر و افزایش عدالت اجتماعی مدنظر است.

## ۲- شاخص‌های توسعه اقتصادی

از جمله شاخص‌های توسعه اقتصادی یا سطح توسعه‌یافتگی می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

الف- شاخص درآمد سرانه: درآمد سرانه از تقسیم درآمد ملی یک کشور (تولید ناخالص داخلی) به جمعیت آن به دست می‌آید. این شاخص ساده و قابل ارزیابی در کشورهای مختلف با سطح درآمد سرانه کشورهای پیشرفته مقایسه می‌شود. زمانی کسب درآمد سرانه ۵۰۰۰ دلار در سال نشانگر توسعه‌یافتگی بوده است و زمانی دیگر حداقل درآمد سرانه ۱۰۰۰۰ دلار بوده است.

ب- شاخص برابری قدرت خرید (PPP): از آنجا که شاخص درآمد سرانه از قیمت‌های محلی کشورها محاسبه می‌شود و معمولاً سطح قیمت محصولات و خدمات در کشورهای مختلف جهان یکسان نیست، از شاخص برابری قدرت خرید استفاده می‌شود. در این روش، مقدار تولید کالاها را در هر کشور، در قیمت‌های جهانی آن کالاها ضرب شده و پس از انجام تعدیلات لازم، تولید ناخالص ملی و درآمد سرانه آنان محاسبه می‌شود.

پ- شاخص درآمد پایدار (GNA, SSI): کوشش برای غلبه بر نارسایی‌های شاخص درآمد سرانه و توجه به «توسعه پایدار» به جای «توسعه اقتصادی» به محاسبه شاخص درآمد پایدار می‌انجامد. در این روش، هزینه‌های زیست‌محیطی که در جریان تولید و رشد اقتصادی ایجاد می‌شود نیز در حساب‌های ملی منظور شده و سپس میزان رشد و توسعه به دست می‌آید.

ت- شاخص‌های ترکیبی توسعه: از اوایل دهه ۱۹۸۰ برخی از اقتصاددانان به جای تکیه بر شاخص انفرادی برای اندازه‌گیری و مقایسه توسعه اقتصادی بین کشورها، استفاده از شاخص‌های ترکیبی را پیشنهاد کردند. برای مثال می‌توان به شاخص ترکیبی موزنی مک‌گرانها (۱۹۷۳) اشاره کرد که بر مبنای ۱۸ شاخص اصلی (۷۳ زیرشاخص) محاسبه شده بود.

ث- شاخص توسعه انسانی (HDI): این شاخص در ۱۹۹۱ توسط سازمان ملل متحد معرفی شد و براساس این شاخص‌ها محاسبه می‌شود: درآمد سرانه واقعی، امید به زندگی و دسترسی به آموزش که تابعی از نرخ باسوادی بزرگسالان و میانگین سال‌های به مدرسه رفتن افراد است.

## ۳- خراسان جنوبی

استان خراسان جنوبی یکی از استان‌های ایران است. این استان در شرق ایران واقع شده و مرکز آن، شهر بیرجند است. استان خراسان جنوبی، با مصوبه مجلس شورای اسلامی و پس از تقسیم استان خراسان به سه استان، در سال ۱۳۸۲ ایجاد شد. مساحت این استان ۱۵۱'۱۹۳ کیلومتر مربع است که از این نظر سومین استان ایران است. بر اساس سرشماری سال ۱۳۹۰، جمعیت آن برابر با ۷۳۲'۱۹۲ نفر می‌باشد و از این نظر ۲۸امین استان کشور است.

## ۴- جغرافیای طبیعی استان خراسان جنوبی

استان خراسان جنوبی با وسعت ۹۵۳۸۸ کیلومتر مربع از شمال به استان خراسان رضوی، از جنوب شرقی به استان سیستان و بلوچستان، از جنوب غربی به کرمان، از غرب به استان یزد، و از شرق به کشور افغانستان محدود می‌شود.

\* استان خراسان جنوبی در شرق کشور و حاشیه شمال شرقی دشت لوت قرار دارد و مرکز آن شهر بیرجند است.

\* استان خراسان جنوبی با ۸/۵ درصد از وسعت کشور، جزء استان‌های وسیع ایران محسوب می‌شود.



## ۵- زمین‌شناسی استان

قسمت اعظم خراسان جنوبی از نظر زمین‌شناسی بین دو بلوک لوت در غرب و بلوک هلمند افغانستان در شرق قرار گرفته است. قدیمی‌ترین سنگ‌های استان مربوط به دوران پرکامبرین می باشد که در ده سلم‌نهندان و قاین مشاهده می شود. سنگ‌های مربوط به دوران پالئوزوئیک در غرب استان به ویژه بشرویه و فردوس دیده می شود. رسوبات کواترنر در استان به صورت مخروط افکنه‌ها، پادگانه‌های آبرفتی، نهشته‌های دانه ریز، کِلوت‌ها، دَق‌ها و رسوبات تبخیری است که در برخی از آنها به دلیل شیب کم، منابع آب و خاک نسبتاً حاصلخیز، محل فعالیت‌های زراعی می باشد و بسیاری از روستاها و شهرهای استان در این مناطق به وجود آمده‌اند. سرزمین‌های مرتفع و کوهستانی در مناطق مختلف استان به ویژه شمال و مرکز در دوره‌ی ترشیاری شکل گرفته‌اند. لذا می توان گفت که اغلب کوهستان‌های خراسان جنوبی جزء کوه‌های جوان محسوب می شوند.

## ۶- ناهمواری‌های استان

ناهمواری‌های استان خراسان جنوبی، یا به صورت کوهستان با دامنه‌های پرشیب و دره‌های تنگ و عمیق یا در برخی نقاط دیگر به صورت سرزمین‌های پست و هموار دیده می شود. بنابراین می توان ناهمواری‌های استان را به دو دسته تقسیم کرد:

الف) سرزمین‌های مرتفع (ارتفاعات)  
ب) سرزمین‌های پست و هموار (دشت‌ها)

### ۱-۶ سرزمین‌های مرتفع (ارتفاعات)

کوه‌های استان ما بخشی از کوه‌های شرقی ایران‌اند که با ارتفاع و بارش بیشتر، چهره‌ی آب و هوای این مناطق را از سایر نواحی استان متمایز کرده و منشأ رودهای فصلی و پیدایش سکونتگاه‌های روستایی و شهری در این مناطق شده‌اند. کوه‌های استان را می توان به سه گروه تقسیم کرد: ارتفاعات شمالی: شامل کوه‌های آهنگران، شاسکوه، کوه سیاه، علی جمالی و شتری می شود. این ارتفاعات در محدوده‌ی شهرستان‌های قاینات، سرایان، فردوس و بشرویه واقع شده‌اند.

ارتفاعات مرکزی: شامل کوه‌های باقران، مؤمن آباد و شاه ناصر... این ارتفاعات بیشتر در محدوده‌ی شهرستان‌های بیرجند و درمیان قرار دارند. ارتفاعات جنوبی: شامل کوه‌های باران، استند، کوه سرخ و کوه شاه... این ارتفاعات در محدوده‌ی شهرستان‌های سریش و نهندان واقع شده‌اند.

۶۱/۵ درصد از مساحت استان خراسان جنوبی ارتفاعی بیش از ۱۲۰۰ متر دارد. و به طور کلی میانگین ارتفاع استان از سطح آب‌های آزاد ۱۲۹۷ متر می باشد. ارتفاعات استان در جهت شمال غربی - جنوب شرقی در سطحی نسبتاً زیاد (از شمال تا جنوب استان) تا مرز افغانستان گسترده شده‌اند.

### ۲-۶ سرزمین‌های پست و هموار (دشت‌ها)

در استان خراسان جنوبی ۳۳ دشت وجود دارد که از این تعداد ۲۴ مورد در داخل استان قرار دارد و ۹ دشت مشترک با استان‌های همجوار است. این دشت‌ها در حد فاصل رشته کوه‌ها و ارتفاعات پراکنده‌ی استان گسترده شده‌اند. و به دلیل هموار بودن و شرایط مناسب برای کشاورزی، جمعیت زیادی در آنها زندگی می کنند.

در شمال غرب، شمال شرق و جنوب غرب استان تحت تأثیر کویر لوت و نمک، دشت‌ها به صورت دَق و کویر مشاهده می شوند که از نظر کشاورزی اهمیت چندانی ندارند.

استان خراسان جنوبی به دلیل وجود گسل‌های فعال در ناحیه‌ای با پهنه‌ی خطرپذیری بسیار زیاد قرار گرفته و هر ۱۰ تا ۱۵ سال با یک زلزله‌ی مخرب با بزرگی بیشتر از ۵/۶ ریشتر مواجه بوده و هر ساله بیش از ۶۰۰ زمین‌لرزه کمتر از چهار ریشتر در استان به ثبت می رسد. در ۵۰ سال گذشته شش زمین‌لرزه



مخرب در محدوده استان به وقوع پیوسته است. در استان خراسان جنوبی گسل‌های فعال متعددی وجود دارد که در مناطق مختلف استان پراکنده شده‌اند و باعث وقوع زلزله‌های متناوب با دوره‌های بازگشت کوتاه در سطح استان شده‌اند.

## ۷- گسل‌های فعال استان خراسان جنوبی

نام گسل      موقعیت جغرافیایی

اردکول      قاینات

دوست‌آباد      سرایان

دشت بیاض      قاینات

نوزاد      درمیان

خراشاد      بیرجند

نهبندان      نهبندان

گسل نهبندان در جنوب استان فعال‌ترین و بزرگ‌ترین گسل استان خراسان جنوبی است.

## ۸- آب و هوای استان

### ۱-۸ انواع آب و هوای استان

استان خراسان جنوبی تحت تأثیر عرض جغرافیایی (۳۴° تا ۳۰° شمالی)، ارتفاع از سطح دریا، دوری از منابع رطوبتی، ناهمواری‌ها و مجاورت با دشت لوت و دشت کویر، از شرایط اقلیمی خشک و بیابانی در نواحی پست و آب و هوای نیمه خشک در نواحی کوهستانی و مرتفع برخوردار است.

### ۲-۸ عوامل مؤثر بر آب و هوای استان

- ۱) عرض جغرافیایی: با توجه به اختلاف زاویه تابش، میزان گرمای دریافتی از خورشید در جنوب استان بیشتر از شمال آن است.
- ۲) ارتفاع: تفاوت ارتفاع از سطح دریا باعث به وجود آمدن آب و هوای خشک و بیابانی برای نواحی پست و آب و هوای نیمه خشک در نواحی کوهستانی شده است.
- ۳) دشت لوت و دشت کویر: دشت لوت یکی از خشک‌ترین و گرم‌ترین بیابان‌های جهان است؛ شدت تابش خورشید، کمبود بارش و تبخیر زیاد از ویژگی‌های آن است که بر آب و هوای استان تأثیر زیادی دارد. همچنین دشت کویر تأثیر مشابهی بر شمال غرب استان ما دارد.
- ۴) دوری از منابع رطوبتی: خراسان جنوبی با توجه به موقعیت جغرافیایی خود از منابع رطوبتی اقیانوسی بهره‌چندانی نمی‌برد.
- ۵) ناهمواری‌ها و جهت آنها: تأثیر ناهمواری‌های خراسان جنوبی علاوه بر میزان بارش، بیشتر حالت بادپناهی برای برخی از شهرها دارد که تفاوت دمایی را به وجود آورده است؛ مانند تفاوت تأثیر بادهای سرد سیبری در بیرجند و قاین.
- ۶) توده‌های هوا: مهم‌ترین توده‌های هوایی که آب و هوای استان را تحت تأثیر قرار می‌دهد، عبارت‌اند از: توده سرد قطبی، توده مرطوب غربی (مدیترانه‌ای)، توده گرم و خشک، توده هوای سودانی، توده جنوب شرقی (موسمی) و بادهای ۱۲۰ روزه سیستان.

## ۹- منابع طبیعی استان

### ۱-۹ وضعیت آب‌های استان

استان خراسان جنوبی در نواحی خشک و نیمه خشک کشور واقع شده است و میزان بارش در آن کم است؛ ازسوی دیگر با توجه به روند رو به رشد و توسعه شهرها و افزایش صنایع، تقاضا برای مصرف آب روز به روز در حال افزایش است. این مسائل باعث محدودیت منابع آب استان شده است. منابع آب های استان خراسان جنوبی را می توان به دو دسته تقسیم کرد: الف) سطحی ب) زیر زمینی

## ۱-۱- آب های سطحی

آب های سطحی استان شامل رودها و روان آب هاست. رودخانه های استان به صورت فصلی و اتفاقی جریان دارند و عمدتاً در فصل زمستان از آب بیشتری برخوردارند.

۱) رود بمرود (خوشبخت یا حاج یآباد): این رودخانه از ارتفاعات جنوب شرق شهرستان قاین سرچشمه می گیرد. جریان سطحی آن پس از مشروب کردن اراضی روستاهای کبودان، زهان وافین به سد حاجی آباد و در نهایت وارد دق پترگان می گردد. طول این رودخانه ۱۳۵ کیلومتر است و رودهای فرعی افین، علی آباد و مولید به آن می پیوندند. شهرهای زهان، اسفدن و حاجی آباد در نزدیکی این رود واقع می باشند.

۲) رودخانه فخرود: این رودخانه از ارتفاعات شمال غربی شهرستان درمیان اطراف روستاهای نقج و نگینان (کوه گینو) سرچشمه می گیرد و از مرکز دشت های بورنگ و درمیان (اسدی) عبور می کند و به سد رزه و در نهایت به دق تندی در افغانستان ختم می شود. نزدیک ترین شهر به این رود شهر اسدی است، طول این رودخانه تا مرز ۱۵۵ کیلومتر است و رودهای فرعی؛ جاجنگ، خورشیدان، درمیان و زالیران به آن می پیوندند.

۳) رودخانه شور قاین (کال دونخ): این رودخانه از ارتفاعات غرب و جنوب غربی شهرستان قاینات سرچشمه می گیرد. شاخه های اولیه آن شاخن و کال خونیک است. این رودخانه در جهت شمال شرقی جریان می یابد و اراضی دهستان های فرخی، ابراهیم آباد و امیرآباد را مشروب می کند و از استان خارج می شود و به نمکزار خواف می ریزد. طول این رودخانه ۲۶۰ کیلومتر است که در مسیر خود شاخه های زیادی را دریافت می کند و به علت عبور از زمین های شور، آب آن نامطلوب است.

۴) رودخانه شور بیرجند (شاهرود): این رودخانه که تنها رودخانه دائمی حوضه آبریز دشت لوت است از ارتفاعات شهرستان سربیشه سرچشمه می گیرد و پس از زهکشی دشت بیرجند و خوسف به رود گاریجگان می پیوندد و در انتها به دشت لوت می ریزد. این رودخانه در حوالی بیرجند و خوسف به نام شاهرود یا رود بیرجند و در پایان رود شور نامیده می شود. طول این رودخانه ۲۸۰ کیلومتر است.

از رود های دیگر استان می توان به موارد زیر اشاره کرد:

رود زو که از ارتفاعات شمال شهرستان سرایان سرچشمه می گیرد و به وسیله سد مخزنی شهید پارسا مهار می شود. رود بلده که از ارتفاعات کلات و تیرماهی در شهرستان فردوس سرچشمه می گیرد و پس از آبیاری اراضی باغستان و اسلامیه به کال نمک می ریزد. سیاهو، گزیک، آهنگران، تجنود، دهک، سده، بندان، رقه و... از دیگر رودخانه های استان می باشند.

۵) سد های استان: سد های استان به منظور تأمین آب کشاورزی و تغذیه سفره های آب زیر زمینی احداث شده اند. سد رزه: تنها سد بتنی در استان است که در شهرستان درمیان (۱۳۵ کیلومتری جنوب شرق بیرجند) بر روی رودخانه فخرود با هدف کنترل سیلاب های فصلی، ذخیره سازی و تنظیم حدود ۸ میلیون مترمکعب روان آب جهت مشروب کردن ۶۰۰ هکتار از اراضی پایین دست احداث شده است.

مشخصات تعدادی از سدهای استان خراسان جنوبی

| نام سد     | رودخانه   | شهرستان |
|------------|-----------|---------|
| رزه        | فخرود     | درمیان  |
| حاجی آباد  | بمرود     | قاینات  |
| برون       | برون      | فردوس   |
| شهید پارسا | زو        | سرایان  |
| چهارفرسخ   | چهار فرسخ | نهبندان |
| شوسف       | شوسف      | نهبندان |

|        |              |           |
|--------|--------------|-----------|
| سرایان | کال سبز کاخک | سرنده     |
| سریشه  | باغ سنگی     | باغ سنگی  |
| بیرجند | حصار سنگی    | حصار سنگی |
| قاینات | شاخن         | فرخی      |

## ۲-۱-۹ آب های زیر زمینی

آب های زیرزمینی از طریق چشمه، قنات و چاه های عمیق و نیمه عمیق مورد بهره برداری قرار می گیرند. در حال حاضر میزان بهره برداری از آب های زیرزمینی در استان خراسان جنوبی بیش از ۱۱۲۹ میلیون مترمکعب است که ۱۵۷ میلیون متر مکعب بیشتر از ظرفیت تغذیه طبیعی است و سالانه به همین میزان از حجم ذخایر آب های زیرزمینی کاسته می شود، که استمرار این عمل آفت شدید سطح آب های زیرزمینی استان را در پی دارد.

لوله کشی آب شرب شهر بیرجند دارای قدمتی چندین ساله است و اولین شهر در کشور است که از امتیاز آب لوله کشی برخوردار شده است؛ در سال ۱۳۰۲ با ابتکار تعدادی افراد خیر و با هدف رفع مشکل کم آبی و دستیابی به آب سالم و بهداشتی با خریداری دو رشته قنات علی آباد و اسفهرود در دامنه کوه باقران و احداث خط لوله ای ۱ به طول ۹ کیلومتر و انتقال آب قنات مذکور به شهر و هدایت آن به مخزنی که در مرتفع ترین تپه ماهورهای غربی شرقی بیرجند احداث شده بود و نصب چند شیر عمومی در معابر شهر، زمینه استفاده از آب لوله کشی بهداشتی را فراهم کردند که این تأسیسات در زمان خود تأسیساتی منحصر به فرد تلقی می شد که در سایر شهر های کشور مشابه آن یافت نمی شد.

به دلیل استفاده بی رویه از آب های زیر زمینی در استان، هم اکنون از مجموع ۳۳ دشت در استان ۲ دشت سده و سرایان در وضعیت ممنوعه بحرانی، ۱۷ دشت در وضعیت ممنوعه و ۱۴ دشت در وضعیت آزاد قرار دارند.

## ۲-۹ خاک

خاک ها در استان خراسان جنوبی با توجه به حاکم بودن آب و هوای خشک و نیمه خشک و فقر پوشش گیاهی و زندگی جانوری تکامل لازم را پیدا نکرده اند (افق های خاک تکمیل نشده است). این شرایط در نواحی بیابانی و کوهستانی متفاوت است، به طوری که در نواحی حاشیه ای استان که عمدتاً بیابان ها واقع شده اند، خاک ها تحت تأثیر فرسایش بادی تکامل لازم را نیافته اند ولی در مناطق کوهپایه ای و دشت های مجاور به علت بارش بیشتر و وجود سیلاب ها، خاک تکامل بیشتری یافته و از نوع آبرفتیمی باشد.

## ۳-۹ پوشش گیاهی

پوشش گیاهی استان به دلیل تنوع آب و هوایی و ناهمواری ها در نقاط مختلف یکسان نیست. در نواحی کوهستانی پوشش گیاهی فشرده تر و از استپ های کوهستانی تشکیل شده ولی در نواحی شرقی، جنوبی و غربی پوشش گیاهی تنک تر و گیاهان شورپسند وجود دارد.

پوشش گیاهی استان را می توان به دو دسته جنگل ها و مراتع دسته بندی کرد:

الف) جنگل ها: وسعت جنگل های استان ۶۱۱۶۳۱ هکتار است که حدود ۴/۶ درصد از وسعت استان را تشکیل می دهد. جنگل های استان را می توان به چهار گروه تقسیم کرد:

۱) ذخیره گاه های جنگلی: به منظور حفاظت از گونه های جنگلی نادر و جلوگیری از انقراض آنها مناطقی تحت عنوان ذخیره گاه جنگلی تعیین شده است. در این ذخیره گاه ها حفاظت همراه با تحقیقات، و فعالیت های حمایتی و آموزشی برای جوامع محلی ارائه می شود. ذخیره گاه های جنگلی خراسان جنوبی با مساحت ۱۰۰۰۰ هکتار با گونه های بنه، بادامشک، دیودال، ارژن، انجیر وحشی در مناطق مختلف استان قرار دارد.

۲) پارک های جنگلی: این پارک ها با هدف افزایش تفرجگاه و فضای سبز ایجاد می شوند. در حال حاضر تعداد هفت پارک جنگلی با مساحت ۲۳۵ هکتار در استان وجود دارد.

۳) جنگل‌های نیمه انبوه: این جنگل‌ها با وسعت ۳۱۱۲ هکتار با پوشش (۵۰/۲۵ درصد) بیشتر در شهرستان‌های درمیان، قاینات، سرایان وجود دارند و گونه‌های گیاهی موجود در آنها بنه و بادامشک است.

۴) جنگل‌های تنک: جنگل‌های تنک با پوشش (۵/۲۵ درصد) با وسعت ۶۰۸۵۱۹ هکتار در اغلب شهرستان‌های استان وجود دارد و گونه‌های درختی آن؛ بنه، بادامشک، ارغوان، انجیر وحشی، کهور و تنگرس است.

ب) مراتع استان: مرتع، زمینی است شامل کوه، دامنه یا زمین‌های مسطح که در فصول رویش گیاهان دارای پوشش گیاهی از نوع گیاهان علوفه‌ای خود روست و با توجه به سابقه بهره‌برداری صرفاً مورد چرای دام قرار می‌گیرد. مراتع علاوه بر ارزشی که در تولید و تأمین علوفه دارند از جهات دیگری حائز اهمیت اند، از جمله: جلوگیری از سیل، حفاظت آب و خاک، تولید اکسیژن و تلطیف هوا، استفاده دارویی و صنعتی... به طوری که می‌توان گفت ۷۵ درصد دارای ارزش‌های زیست محیطی و تنها ۲۵ درصد از ارزش اقتصادی مراتع به تولید علوفه اختصاص دارد. طبقه‌بندی مراتع استان: الف) مراتع متراکم ب) مراتع نیمه متراکم ج) مراتع کم تراکم. مهم‌ترین گونه‌های مرتعی در استان که استفاده صنعتی و دارویی دارند، عبارت‌اند از: آنگوزه شیرین، و شاء (کندل)، آویشن، زیره سیاه، بومادران، کلپوره، ریواس، کاکوتی و....

#### ۴-۹ زیست بوم‌های حفاظت شده استان

در استان خراسان جنوبی به منظور حفاظت از گونه‌های گیاهی و جانوری، چهار منطقه حفاظت شده و دو پناهگاه حیات وحش ایجاد شده است که عبارت‌اند از:

۱) منطقه حفاظت شده آرک و گرننگ: این منطقه با مساحت ۳۰۰۰۰ هکتار در بخش خوسف (شهرستان بیرجند) واقع شده، از نظر توپوگرافی کوهستانی و صخره‌ای است. گیاه غالب آن در مناطق دشتی درمنه و در ارتفاعات بنه و بادامشک است. جانوران این منطقه کل، بز، گرگ، شغال و پرندگانی مثل کبک، تیهو، باقرقره و... است.

۲) منطقه حفاظت شده درمیان: این منطقه با وسعت ۸۰۰۰۰ هکتار به علت داشتن مراتع زیاد و تپه‌ماهورهای متعدد مأمن مناسبی برای پرورش قوچ و میش وحشی است. همچنین به دلیل داشتن آبشار، چشمه معدنی آب ترش، چهار هزار ساله دوشنگان و وجود گیاهان مرتعی همچون: قیچ، نسترن وحشی، گون، گروکما و پستانداران مختلف از زیستگاه‌های مهم استان به شمار می‌رود.

۳) منطقه حفاظت شده شاسکوه: این منطقه با وسعت ۷۰۳۰۰ هکتار در منطقه زیرکوه (شهرستان قاینات) قرار دارد و از نظر توپوگرافی شامل کوه‌ها، تپه‌ها، دشت‌های آبرفتی و دق می‌باشد. در قسمت دشتی این منطقه پرندگان با ارزش‌هویزه و زاغ‌بور وجود دارند. وجود جنگل‌های تنک بنه و بادامشک به عنوان ذخیره گاهی است که از تنوع ژنی قابل ملاحظه‌ای برخوردار می‌باشد.

۴) منطقه حفاظت شده مظفری: این منطقه با مساحت ۹۲۸۰۸ هکتار در شهرستان بشرویه قرار دارد. از نظر توپوگرافی بیش از ۵۰٪ مساحت منطقه را عرصه‌های کویری و بیابانی تشکیل می‌دهد.

۵) پناهگاه حیات وحش کجی نمکزار: تالاب کجی نمکزار نهبندان، شوره‌زاری وسیع در ۷۵ کیلومتری شمال شهر نهبندان است که به دلیل پایین بودن سطح ارتفاع آن نسبت به مناطق پیرامون، محل تجمع زه آب منطقه شده است و از آنجایی که در تمام فصول سال دارای ذخیره آبی است، محل مناسبی برای پرندگان مهاجر محسوب می‌شود. منطقه کجی نمکزار نهبندان همانند سایر تالاب‌های کشور پرندگان متنوعی را در خود جای داده است و هر ساله به ویژه در فصل مهاجرت پرندگان آبرزی و کنار آبرزی گونه‌های مختلفی از آبچلیک، حواصیل و اردک سرسبز در آن به چشم می‌خورد.

۶) پناهگاه حیات وحش رباط شور: این منطقه در اطراف کوه رباط شور فردوس دارای تنوع پوشش گیاهی و زندگی جانوری منحصر به فردی است.

#### ۵-۹ بیابان‌های استان

۶/۸۱ درصد از مساحت استان خراسان جنوبی را اراضی بیابانی تشکیل داده است.

اشکال بیابانی و مساحت کل در استان به هکتار

کویلر ۱۶۱۹۶۹

تپه های ماسه ای ۲۱۸۵۰۴

پهنه های ماسه ای ۶۶

دق رسی ۸۲۹۲۳

اراضی شور و نم‌کار ۱۱۳۴۴۹

اراضی بدون پوشش گیاهی ۵۴۳۳۴۵

مجموع ۱۱۲۰۲۵۶

بارندگی کم با پراکنش نامناسب، تبخیر و تعرق بیشتر از میزان نزولات جوی سالانه، فقر پوشش گیاهی و وجود بادهای فرساینده از ویژگی های نواحی بیابانی استان است. در استان خراسان جنوبی ۲۲ کانون بحران فرسایش بادی با مساحت ۸۸۰۳۳۴ هکتار وجود دارد که در تمام شهرستان های استان پراکنده اند. حرکت ماسه های روان از این کانون های بحرانی موجب گسترش بیابان ها و طوفان های گرد و خاک می شود. آبخیزداری: یکی از مهم ترین راهکارهای علمی و عملی جهت مقابله با سیل، خشکسالی و بیابان زایی است. آبخیزداری در نواحی بالادست (بالا تراز خط تلاقی کوه و دشت) با انجام عملیات مناسب مانع ایجاد سیلاب های مخرب می شود و آب را به درون زمین نفوذ می دهد تا در فصول خشک، به مرور زمان از طریق چشمه ها، قنوات و چاه های عمیق و نیمه عمیق در اختیار مصرف کنندگان قرار گیرد. در مناطقی که وضعیت زمین شناسی و خاک اجازه نفوذ تمامی بارش را ندهد، با ایجاد سازه های مکانیکی سرعت جریان آب را کنترل می کند و با ایجاد تأخیر در جریان سیلاب، باعث نفوذ آب به درون سفره های آب زیرزمینی می شود یا با ایجاد سازه های ذخیره ای (سد) آب را ذخیره و به مرور در اختیار مصرف کننده قرار می دهد. آبخوان داری: در نواحی پایین دست به منظور تقویت آبخوان ها، عملیاتی شامل پخش سیلاب در دشت ها انجام می گیرد. پروژه های اجرا شده آبخوان داری در شهرستان بیرجند مرکز استان خراسان جنوبی بالغ بر ۵۰۰۰ هکتار بوده که رتبه اول کشوری را از این نظر داراست.

## ۱۰- دلایل سرمایه گذاری با توجه جغرافیای خراسان جنوبی

- ۱- دارا بودن ۲ گمرک رسمی به نامهای گمرک بیرجند و گمرک ماهیرود و ۴ بازارچه مرزی فعال به نامهای ماهیرود، گلورده، یزدان و دو کوهانه
- ۲- قرار گرفتن استان در مرز ثقل محور ترانزیتی شرق ایران
- ۳- استقرار استان در مسیر بزرگراههای آسیایی و امکان استفاده از سرمایه گذاری بین المللی در توسعه شبکه حمل و نقل منطقه.
- ۴- قرار گرفتن در مسیر ترابری هوایی منطقه بین المللی و توسعه ظرفیتهای ترابری هوایی
- ۵- وجود منطقه ویژه اقتصادی در شهرستان بیرجند با ۷۳۰ هکتار در مرز استان و ۱۰۰ هکتار دیگر آن در مرز ایران و افغانستان.
- ۶- فرصت طلایی همسایگی با کشور افغانستان با ۳۳۱ کیلومتر مرز مشترک با توجه به بازار مصرفی گسترده این کشور
- ۷- وجود ۱۴ دانشگاه معتبر و مختلف دولتی و غیر دولتی و ۵ مرز آموزش عالی.
- ۸- امکان بهره گیری غنی از انرژیهای تجدید شونده خورشیدی بادی و .....
- ۹- وجود ۲۰ شهرک و ناحیه صنعتی با دارا بودن ۲۱۷۱ هکتار اراضی در اختیار
- ۱۰- رتبه ششم در تعداد معادن استانهای کشور با وجود بالغ بر ۵۱۵ معدن و ۵۳ نوع ماده معدنی با ذخیره قطعی ۲۵ میلیارد تن، ساختار زمین شناسی منحصر به فرد و وجود پتانسیلهای کانیهای مهمی چون طلا، قلع، تنگستن، مس، سرب، روی، آهن، زغال سنگ و ذخایر غنی ه سنگهای تزئینی نظیر گرانیت مرمریت تراورتن مرمر و... رتبه اول ذخایر زغالسنگ نیزیت و خاکهای نسوز شور.
- ۱۱- وجود مزیتهای نسبی در برخی تولیدات کشاورزی: رتبه اول در تولید زرشک و عتاب رتبه دوم در تولید زعفران رتبه سوم در تولید گیاهان دارویی رتبه چهارم در تولید پنبه رتبه پنجم در تولید گل نرگس و رتبه ششم در تولید انار کشور داشتن رتبه سوم کشوری با وجود ۸۰۰ نوع گیاهان دارویی در استان ه امکان استفاده از دشتها و حاشیه کویر در پرورش دام نظیر، شتر شتر مرغ بز کرکی ..... امکان تشکیل و راه اندازی شرکتهای سهامی زراعی با توجه به فعالیت شرکت سهامی زراعی و کسب مقام اول از لحاظ کمی و کیفی در کشور



۱۲ - برخورداری از ظرفیتهای تاریخی، فرهنگی، صنایع دستی و طبیعی در توسعه صنعت گردشگری ه وجود بیش از ۱۵۰۰ اثر تاریخی شناسایی شده در سطح استان و ثبت بیش از ۱۸۱۶ اثر تاریخی در فهرست آثار ملی کشور وجود بیش از ۱۹ باغ تاریخی ثبت شده در فهرست آثار ملی کشور وجود ۱۰ منطقه نمونه گردشگری و تعداد ۱۳ روستای هدف به همراه ۵ مجتمع آب درمانی ساماندهی شده

## ۱۱- نتیجه گیری

مسئله ی اصلی این پژوهش، نقش جغرافیای اقتصادی خراسان جنوبی بر روابط اقتصادی ایران و افغانستان بوده و نتایج آن بر مبنای روش تبیینی و کاربریست مفاهیم نظری جغرافیای اقتصادی، توسعه پایدار، مرز و بازارچههای مرزی حاصل شده است. هدف طرح این مسئله توجه به حوزه اقتصاد منطقهای شرق بود. تحولات تاریخی و کنونی منطقه و جهان بیانگر ناپایداری روابط ایران با غرب بهویژه آمریکا است. تمرکز دولت مردان کشور بر گسترش و ازسرگیری مناسبات با کشورهای غربی با توجه به میزان تلاش و هزینهایی که در این زمینه صورت گرفت، نتوانست به انتظارات ملت ایران پاسخ کافی و مناسب دهد. غلبهی رویکرد غربی بر رویکرد اقتصاد شرقی سیاست خارجی ایران دلایل مختلفی دارد از جمله سنگینی وزن کشورهای غرب به ویژه آمریکا در تحولات و تعاملات جهان. این نکته از آن جهت مهم است که در برخی موضوعات روابط و مناسبات اقتصادی -سیاسی کشورهای شرق از جمله افغانستان (در زمان کنونی) با ایران به نحوی متأثر از گفتمان ضد ایرانی آمریکا است. براساس یافته های این پژوهش قلمرو شرق (افغانستان و خراسان جنوبی) می تواند در تسهیل و تعمیق تعاملات منطقهای کشور مشمر ثمر واقع شود.

## ۱۲- تقدیر و تشکر

بدینوسیله از حمایت مالی سرای نوآوری دانشگاه در انجام این تحقیق کمال تشکر و قدردانی را داریم.

## ۱۳- مراجع

1. Amin Ash, (2004), "An Institutionalist Perspective on Regional Economic Development", Reading Economic Geography, Edited by Trevor J. Barnes, Jamie Peck, Eric Sheppard, and Adam Tickell, Blackwell publishing, pp: 49-58;
- 2.. Kim, Sukko (2007-2008), Spatial Inequality and Economic Development: Theories, facts, and policies. Working Paper (No.6), Commission on Growth and Development, Washington, DC, The International Bank for Reconstruction and Development;
3. Kušar, Simon (2010)," The Institutional Approach in Economic Geography: an Applicative View, Original scientific paper, UDK 330.4:711.4,(497.4),911.3:33,(497.4),P:39-49;
4. Noorbakhsh, Farhad, (2000), Human Development and regional disparities in Iran, a policy model, University of Glasgow, dept. of economics;
5. North, Douglas (1981), Structure and change in economic history, New York, w.w. Norton;
6. Steward, Kitty (2002), Measuring well-being and exclusion in Europe's regions, London: Centre for Analysis of Social Exclusion, London School of Economics and Political Science;
8. Schmoltzler Armin, (1999), the new Economic Geography, Socio-economic center, Zurich, Blackwell Publishers Ltd;
10. Sharbatoghlie, Ahmad, (1991), Urbanization and Regional disparities in post – revolutionary Iran, West view press;
12. Venables. Anthony J. (2008), "The New Palgrave Dictionary of Economics, Second Edition", Edited by Steven N. Durlauf and Lawrence E. Blume;
14. Williamson, Jeffery G (1965), "Regional Inequality and the Process of National Development (A description of patterns)," Economic development and cultural change, Vol. 13, No. 4, pp.1-84



## پترولوژی سنگ‌های گابرویی، مونزونیتی و سینیتی یلی بلاغ، جنوب غرب میاندوآب، آذربایجان غربی

پرویز قادری<sup>۱\*</sup>، شیدا طلایی<sup>۲</sup>

۱- دانشگاه سراسری ارومیه، ارومیه

www.Parviz.geology@gmail.com

۲- دانشگاه سراسری ارومیه، ارومیه

www.Talaei@gmail.com

### چکیده

مناطق مورد مطالعه در جنوب شرق میاندوآب شامل سنگ‌های گابرویی، مونزونیتی و سینیتی به سن ترشیری می‌باشند که بخشی از کمان ماگمایی ارومیه- دختر در شمال زون ساختاری سندج - سیرجان را تشکیل می‌دهند. این واحدهای نفوذی همگی طبیعت آکالان داشته و بافت غالب در آنها گرانولار می‌باشد اما بافت‌هایی نظیر کومولا و پوئی-کلیتیک نیز به ویژه در گابروها قابل مشاهده است. از کانی‌های این سنگ‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز، آلكالی فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، کلینوپیروکسن و اولیوین اشاره کرد. نمودارهای عنکبوتی نرمالیز شده به گوشته‌ی اولیه نشان می‌دهد که ماگمای مادر این سنگ‌ها غنی از عناصر Ba، Sr، Ti، K، Rb و LREE و فقیر از عناصر Ta، Nb، P و HREE بوده که از یک گوشته‌ی غنی شده با ترکیب اسپینل - لِرزولیت با آهنگ ذوب ۱ تا ۵ درصد مشتق شده است. این سنگ‌ها در نتیجه ذوب بخشی در بالای زون فرورانشی، مرتبط با فرورانش مایل نئوتتیس به زیر پهنه سندج-سیرجان و در یک محیط کمان آتشفشانی فعال قاره‌ای (VAG) ایجاد شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** مجموعه گابرویی، مونزونیتی و سینیتی، کمان ماگمایی ارومیه دختر، میاندوآب.

### Abstract

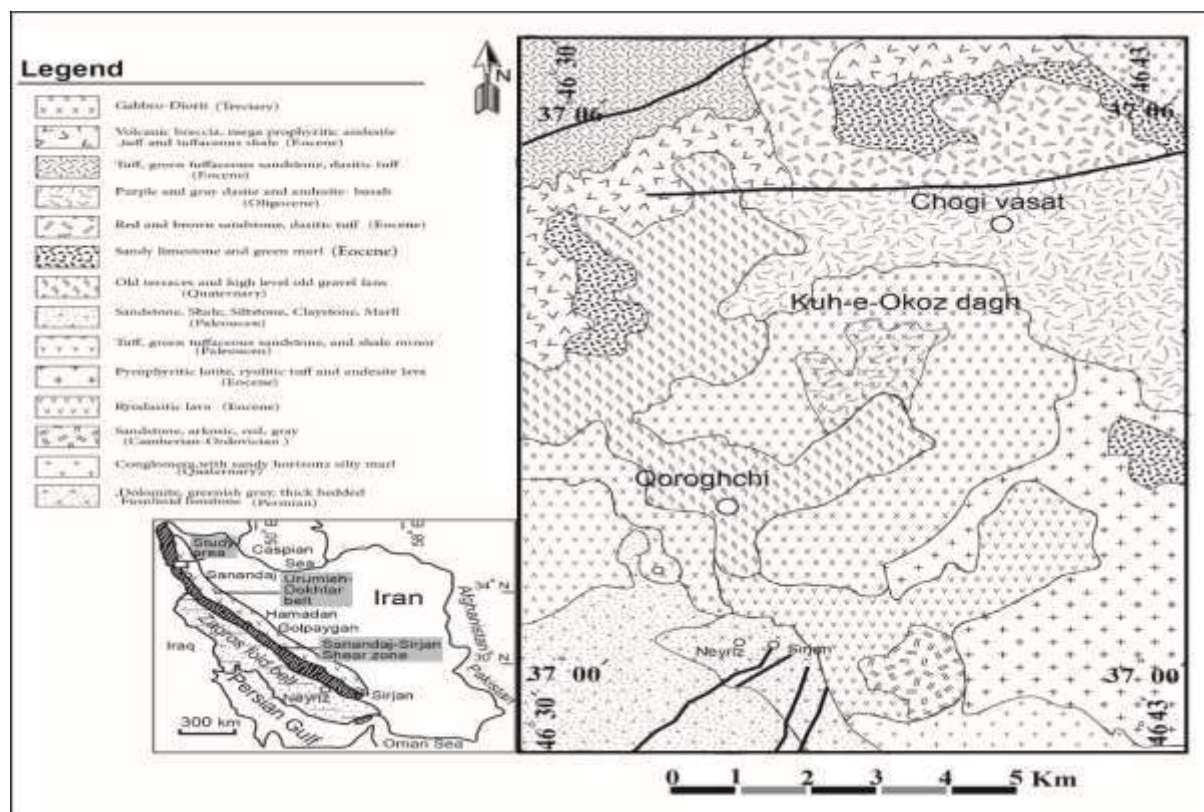
The study area in the southeast of Miandoab includes gabbroic, monzonitic and syenite rocks of Tertiary age, which forms part of the Urmia-Dokhtar magmatic arc in the north of the Sanandaj-Sirjan structural zone. These intrusive units are all alkaline in nature. And the dominant texture in them is granular, but textures such as cumula and poiclitic are also visible, especially in gabbros. Plagioclase, alkali feldspar, quartz, biotite, clinopyroxene and olivine are among the minerals of these rocks. **Key words:** Granite, Enclaves, magmatic mixing, Mahabad, gholgholeh. Spider diagrams normalized to the primary mantle show that the parent magma of these rocks is rich in Ba, Sr, Ti, K, Rb and LREE elements and poor in Ta, Nb, P and HREE elements, which is from a Mantle enriched with spinel-lherzolite combination with a melting rate of 1 to 5% is derived. These rocks were created as a result of partial melting above the subduction zone, related to the subduction of the Neotethys slope under the Sanandaj-Sirjan zone and in an active continental arc (VAG) environment.

**Kyword:** Gabbroic, monzonite and syenite complex, Urmia Dokhtar magmatic arc, Miandoab.

### ۱- مقدمه

مناطق مورد مطالعه در جنوب استان آذربایجان غربی و در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب شرقی میاندوآب رخمون دارند. این منطقه بین طول‌های جغرافیایی ۳۰°۴۶' تا ۳۱°۴۶' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۰۰°۳۷' تا ۰۶°۳۷' شمالی قرار دارد و تماماً در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قره‌آقاج جای می‌گیرد. بر طبق تقسیمات زون‌های زمین ساختاری ایران، این ناحیه بخشی از کمان ماگمایی ارومیه - دختر را در قسمت شمالی زون سندج - سیرجان تشکیل می‌دهد (Stöcklin, 1968). این مجموعه شامل سنگ‌های مونزونیتی، سینیتی و گابرویی می‌باشد که با گرانیت‌های نوع A همراه هستند و از لحاظ سنی به ترشیری نسبت داده می‌شوند. کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، به صورت یک نوار آتشفشانی مابین زون‌های ایران مرکزی و سندج- سیرجان واقع شده است. این ایالت منحصر به ایران نمی‌باشد بلکه از صربستان آغاز شده و تا پاکستان ادامه می‌یابد. این مجموعه ماگمایی بخشی از یک کمان ماگمایی نوع آند و یک محور فعال از نظر آتشفشان (کرتاسه فوقانی - ائوسن) و پلوتونیزم (الیگوسن - میوسن) محسوب می‌شود (Alavi, 1991; Berberian, 1982). تشکیلات منطقه را سنگ‌های گوناگون با ترکیب و سن گوناگون به وجود آورده است که به طور عمده در برگیرنده سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی، از زمان پرکامبرین تا عهد حاضر می‌باشد. کهن‌ترین سنگ‌نشته‌های شناخته‌شده در مناطق مورد مطالعه، مجموعه‌ای دگرگونی است، که در جنوب و جنوب باختری روستای

نصیرکندی با روندی تقریباً شمالی- جنوبی قرار گرفته است. این مجموعه دگرگونی شامل تناوبی از میکاشیست، سنگ آهک‌های کانی‌دار (ترمولیت + ولاستونیت)، گنیس‌های بیوتیت آمفیبول‌دار، متاداباز و شیست‌های کردیریت‌دار است. این ردیف دگرگونی در اصل تناوبی از فراورده‌های آتشفشانی اولترابازیک است که تحت تأثیر دگرگونی دیناموترمال قرار گرفته و با تحمل فازهای تغییرشکل وابسته، به وضع کنونی درآمده است. بخش‌های زیرین واحدها در زیر زمین نهفته‌اند و ضخامت قابل مشاهده حدود ۲۰۰ متر برآورد شده است. همچنین رخساره‌های سنگی به سن سنوزویک در این منطقه گسترش قابل توجهی دارد که در بخش زیرین شامل سنگ آهک‌های نازک‌لایه و منظم به رنگ زرد تا کرم‌رنگ و به سمت بالا با سنگ آهک‌های متوسط تا سبترلایه خاکستری و دولومیت‌های سبترلایه زرد مایل به خاکستری شیل‌های سیاه کربن‌دار، ماسه‌سنگ‌های خاکستری با لایه‌های نازک زغال و واحد آتشفشانی متشکل از گدازه‌های بازالت اسپلیتی ادامه می‌یابد. توده‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه شامل گرانیت، دیوریت و مونزودیوریت و گابرو-دیوریت با سن‌های متفاوت هستند که در انتهای جنوب و جنوب‌غربی ورقه قابل مشاهده هستند، در پیرامون کوه اکوز داغی و جنوب خاوری پلی‌بلاخ سنگ‌های نفوذی دیوریت تا گابرو-دیوریت برنزد دارند.

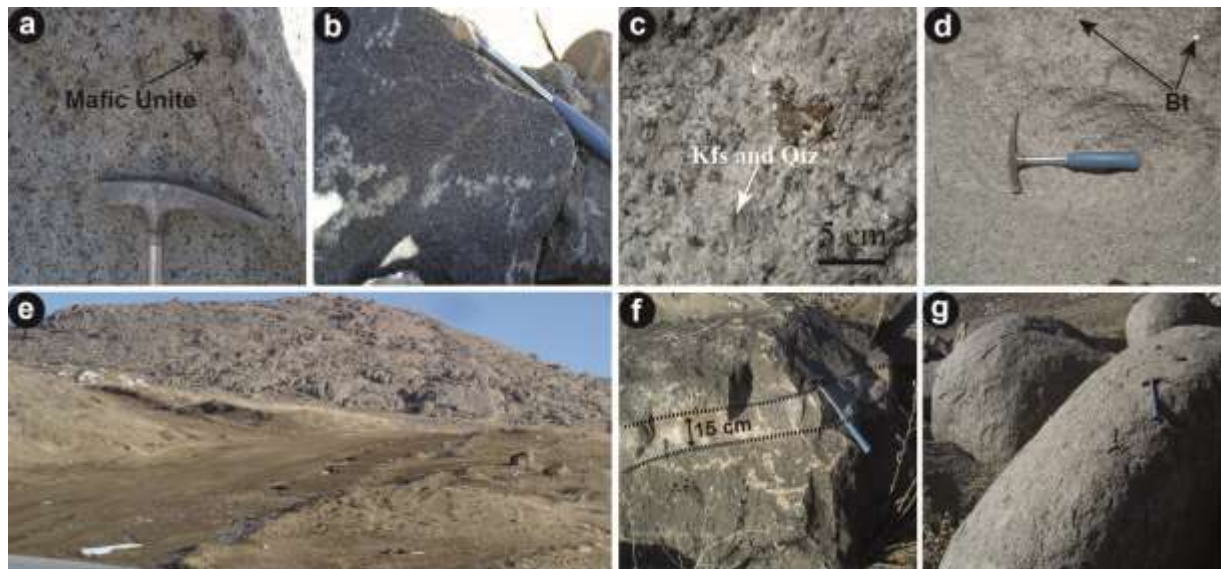


شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی خلاصه شده و موقعیت منطقه مورد مطالعه (با تغییرات از رضایی، فنودی، ۱۳۸۸).

## ۲- مطالعات صحرایی

رنگ سنگ‌ها در نمونه دستی روشن تا تیرگی متوسط و از نوع لوکوکرات تا مزوکرات، دارای کانی‌های تیره‌ی پروکسن و آمفیبول و بیوتیت می‌باشد (شکل ۲: a, b). کانی‌های روشن این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار بوده که در نمونه‌های دستی از این سنگ‌ها به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۲: c). همچنین کانی کوارتز نیز در این سنگ‌ها می‌تواند تا ده درصد وزنی وجود داشته باشد. پروکسن (اوژیت)، آمفیبول، اولیون و بیوتیت کانی‌های تیره این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند که همانند بلورهای فلسیک در نمونه‌های دستی قابل مشاهده هستند (شکل ۲: d). شکل‌گیری و استقرار سنگ‌های گابرویی و گابرو دیوریتی منطقه مورد مطالعه، غالباً توده‌ای می‌باشد (شکل ۲: e). وجود دایک‌های دیابازی در این ناحیه، که به داخل توده‌های گابرویی و مونزوغابرویی نفوذ کرده حاکمی از آن است که ماگمای مولد این دایک‌ها با فاصله زمانی نسبتاً کوتاهی نسبت به توده‌ی اصلی تزریق شده است. در محل تماس حاشیه‌ی این دایک‌ها با توده آذرین بر اثر انتقال حرارت به داخل توده، دگرسانی بیشتر شده است. این دایک‌ها دارای مقادیر متفاوتی از کانی‌های مافیک هستند، که نسبت

این کانی‌ها بیشتر از توده‌ی گرانیتی است. گاه‌ها شکستگی و گسلش‌هایی در جهت عمود بر طول گسترش این دایک‌ها، باعث قطع شدگی و جابجایی این ساخت‌های آذرین شده است به طوری که اثر متاسوماتیسم ناشی از نفوذ این توده، و سیالات گرمابی آنها، در محل این شکستگی‌ها بیشتر و گسترده‌تر است. ضخامت این دایک‌ها ۱۵ تا ۲۰ سانتی‌متر و طول آنها به چندین متر می‌رسد (شکل ۲: f). آثار فرسایش پوست‌پیزی نیز در این سنگ‌ها قابل مشاهده است. در سنگ‌های گابرویی و مونزوگابرویی بر اثر کاهش فشار، سطح سنگ‌ها ورقه‌ورقه شده و سبب می‌شود که توده به صورت گنبدی یا کروی دیده شود. این نوع فرسایش را که غالباً در سنگ‌های گرانیتی متداول است، فرسایش پوست‌پیزی گویند. در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه این نوع فرسایش به وفور قابل مشاهده است. سطح سنگ‌ها ورقه‌ورقه و آثار دگرسانی گرمابی نیز در آنها قابل مشاهده است (شکل ۲: g). انکلاوهای هم منشأ نیز در این سنگ‌ها قابل مشاهده است که در برخی از آنها حواشی توسط کانی‌های مافیک احاطه شده است (شکل ۲: a). تبادل سیال در هنگام فرایندهای تبلور و تفریق ماگمایی، به احتمال زیاد، دلیل احاطه شدن حواشی انکلاو‌ها توسط کانی‌های مافیک می‌باشد.



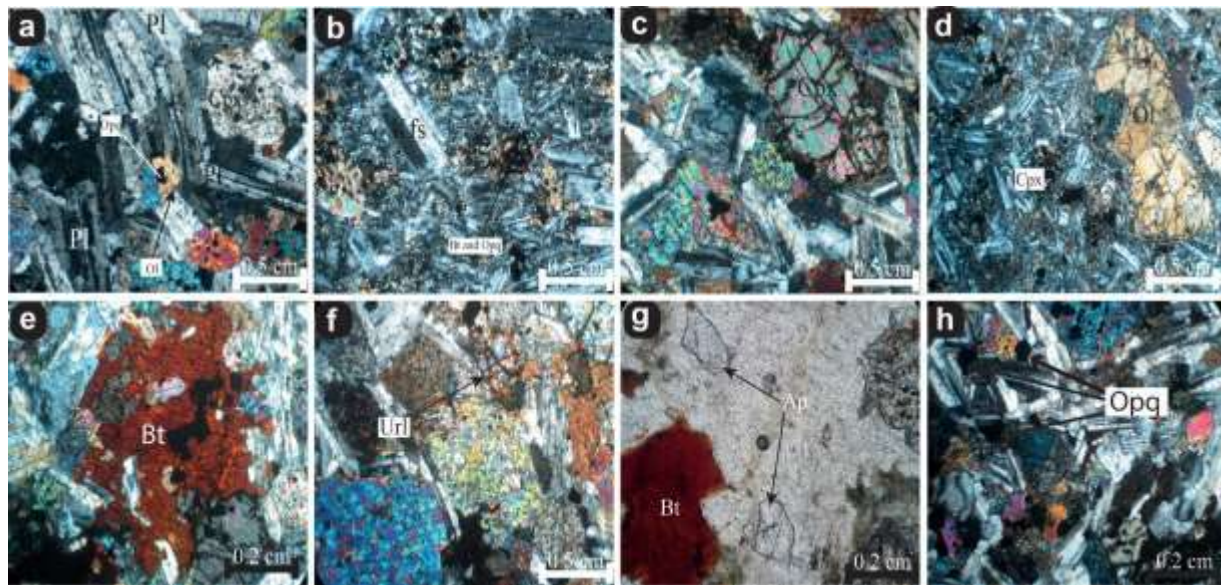
شکل ۲: a, b: نمونه‌های دستی از سنگ‌های گابرویی لوکوکرات تا مزوکرات در منطقه مورد مطالعه، c: وجود درشت بلورهای فلسیک (پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم) در نمونه‌های دستی سنگ‌های مورد مطالعه، d: وجود بلورهای فرومینزین (بیوتیت و آمفیبول) در نمونه‌های دستی سنگ‌های مورد مطالعه، e: شکل و نحوه استقرار گابروهای منطقه مورد مطالعه که غالباً به شکل توده‌ای است (دید عکس به سمت شمال است)، f: نمونه‌ای از دایک‌های نفوذی به داخل توده آذرین در منطقه مورد مطالعه، g: نمونه‌ای از فرسایش پوست‌پیزی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

### ۳- مطالعات میکروسکوپی

کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، کلینوپیروکسن و اولیوین هستند. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار و با ماکل پلی‌سنتتیک قابل مشاهده است. این کانی دارای درصد فراوانی بین ۲۵ تا ۶۰ درصد در مقاطع مطالعه شده می‌باشد. اندازه‌ی این بلورها در مقاطع مورد مطالعه به یک سانتی‌متر هم می‌رسد. گاه‌ها پلاژیوکلازها بلورهای فرومینزین پیروکسن را در بر گرفته‌اند و در تشکیل بافت افتیک نقش دارند. در برخی موارد طول پلاژیوکلازها بیشتر از قطر پیروکسن‌ها بوده و بافت ساب‌افتیک را به وجود می‌آورد. اغلب این بلورها کلسیک (آنورتیتی) هستند و مقدار بلورهای سدیک (آلبیتی) نسبت به انواع کلسیک کمتر می‌باشند. گاه‌ها پلاژیوکلازها زون‌بندی نرمال داشته و از سمت حاشیه به سمت مرکز بلور، نوارهای تیره و روشن، تکرار می‌شود (شکل ۳: a). بلورهای فلدسپار پتاسیم‌دار با اندازه‌های تا یک سانتی‌متر، که غالباً دارای ماکل مشبک و کارلسباد هستند، در مقاطع مورد مطالعه قابل مشاهده می‌باشند. این بلورها گاه‌ها دارای هم‌رشدی با بلورهای پلاژیوکلاز هستند و مقدار آنها بین ۱۵ تا ۴۰ درصد در مقاطع مطالعه شده، متغیر است. ماکل این بلورها در مقاطع مورد مطالعه، اغلب به صورت مشبک (میکروکلین) و یا کارلسباد (اورتوز) می‌باشند. ادخال‌هایی از کانی‌های زیرکن و کانی‌های مافیک‌تر همراه با بلورهای اوپیک در برخی موارد در این بلورهای فلسیک قابل مشاهده است (شکل ۳: b).



بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (ایدیومورف تا هیپ ایدیومورف) پیروکسن با ترکیب اوژیت، تیتانواوژیت و گاه دیوپسید مشاهده می‌شود. این کانی‌ها به کلریت تجزیه‌شدگی نشان می‌دهند و آثاری از شکستگی‌های ریز در آنها قابل رؤیت می‌باشد. در بلورهای کلینوپروکسن ماکل منطقه بندی و ساعت شنی دیده شده و بلورهای پلاژیوکلاز به صورت ادخال در آنها قابل مشاهده است. این کانی بر اثر محلول‌های آبدار ناشی از مراحل انتهایی ماگما (پنوماتوژن)، دگرسان شده و از اطراف به اورالیت تبدیل شده است (شکل ۳: c). بلورهای اولوین، به‌صورت بلورهای درشت و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (هیپ ایدیومورف) می‌باشند و اکثراً از حاشیه ایدینگستیزه شده‌اند و یا در بخش‌هایی به سرپانتین و کلریت تجزیه شده‌اند. در بعضی از نمونه‌ها این کانی‌ها به همراه بلورهای کلینوپروکسن توسط پلاژیوکلازهای کلسیک احاطه شده‌اند (شکل ۳: d). اولوین‌ها به آسانی به کانی‌های گروه سرپانتین مانند آنتی-گوریت  $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$  دگرسان می‌شوند. منیزیت،  $MgCO_3$  و اکسیدهای آهن دیگر کانی‌هایی هستند که در همان زمان از این دگرسانی ایجاد می‌شوند. اولوین‌های موجود در سنگ‌های آذرین بازیک معمولاً هاله نشان می‌دهند. این هاله‌ها که حاشیه‌های هم مرکزی از جنس پیروکسن و آمفیبول دارند بر اثر ناپایداری اولوین‌های دما بالا از محیط‌هایی با دمای پایین‌تر و حاوی  $H_2O$  ایجاد می‌شوند (Arai et al., 2006). بیوتیت اغلب به صورت شکل‌دار و در اندازه‌هایی بین ۱ تا ۱/۵ سانتی متر در سنگ‌های گابرویی منطقه قابل مشاهده است (شکل ۳: e). در بعضی موارد این کانی بر اثر محلول‌های آبدار گرم به سرسیت آلتره شده است. همچنین اورالیت (حاصل دگرسانی پیروکسن‌ها) (شکل ۳: f)، آپاتیت (شکل ۳: g) و کانی‌های اوپک (شکل ۳: h) نیز در این سنگ‌ها جزء کانی‌های متفرقه تقسیم بندی می‌شوند. بافت غالب این سنگ‌ها گرانولار می‌باشد اما بافت‌هایی نظیر کومولا و پوئی-کلیتیک نیز به ویژه در گابروها قابل مشاهده است.



شکل ۴: a: نمونه‌ی میکروسکوپی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی تکراری، b: نمونه‌ی میکروسکوپی از بلورهای فلدسپار پتاسیم دارای ماکل کالسپاد، c: نمونه‌ای از بلورهای کلینوپروکسن در مقاطع مورد مطالعه، d: نمونه‌ای از بلورهای اولوین در مقاطع مورد مطالعه، e: نمونه‌ای از بلورهای بیوتیت در مقاطع مورد مطالعه، f: نمونه‌ای از دگرسانی کانی پیروکسن و ظهور اورالیت در اطراف آن، g: بلورهای آپاتیت در زمینه سنگ‌های گابرویی منطقه، h: پراکندگی کانی‌های اوپک در زمینه‌ی سنگ‌های منطقه، (تصاویر a,b,c,d,e,f,h در حالت XPL و g در حالت PPL گرفته شده است). (علائم اختصاری کانی‌ها از (Kretz, 1983).

#### ۴- مطالعات ژئوشیمی

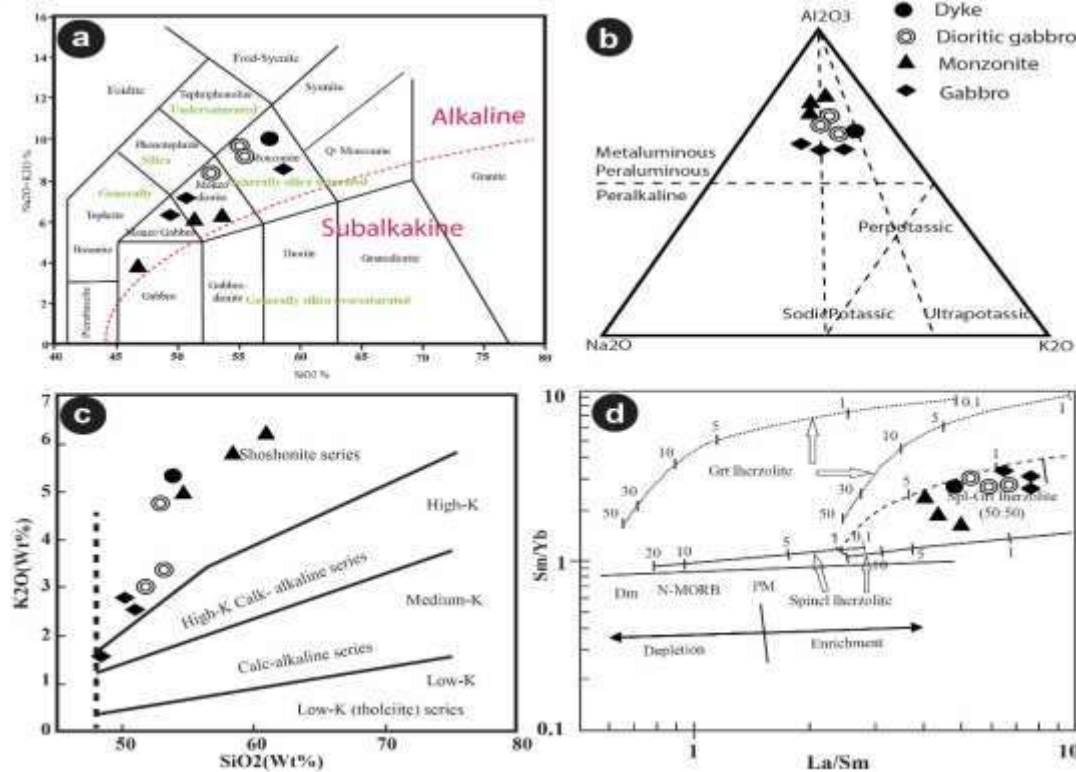
مطالعه بر روی تغییر و تحول ایجاد شده و دنبال کردن حوادث رخ داده در ماگما و سنگ‌های حاصل از آن، توسط روش‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد (Rollinson, 1993). بدین منظور جهت بررسی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، پس از نمونه برداری و مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۰ نمونه تازه و غیر دگرسان (شامل ۳ نمونه گابرویی، ۳ نمونه مونزونیتی، ۳ نمونه سینیتی و ۱ نمونه دایک)، از بین نمونه‌های برداشت شده صحرایی انتخاب و جهت انجام آنالیز شیمیایی به شرکت ALS Minerals کشور ایرلند ارسال شد. تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و فرعی در این شرکت به ترتیب به وسیله دستگاه



ICP-OES و ICP-MS مدل ISO/IEC 17025 انجام شده و برای هر نمونه ۱۰ اکسید اصلی و ۲۱ عنصر فرعی و ۱۴ عنصر خاکی نادر ارائه گردید (پیوست).

#### ۱-۴- طبقه بندی، شاخص آلومین، سرشت ماگما و نرخ ذوب بخشی

به منظور تقسیم بندی ژئوشیمیایی و نام گذاری نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار له باس و همکاران (Le Bas et al., 1986) استفاده شده است. این نمودار حاصل تقابل اکسید  $\text{SiO}_2$  در مقابل اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  می‌باشد، به طوری که در محور X اکسید  $\text{SiO}_2$  و در محور Y اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  قرار می‌گیرند. بر پایه این نمودار، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گابرو، مونزوگابرو، مونزونیت، مونزوسینیت و سینیت واقع شده‌اند (شکل ۴: a). در نمودار مثلثی ارائه شده توسط Hyndman (1985) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۴: b). ویژگی متآلومینوس نشانگر منشأ آذرین است. محیط تکنیکی زون فرورانشی در حاشیه قاره و جزایر اقیانوسی محیط مناسبی برای کسب این ویژگی است. با استفاده از نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  از (Peccerillo and Taylor, 1976) سنگ‌های آذرین بر اساس میزان پتاسیم به انواع توله‌تیت، کالک آلکالین با پتاسیم کم، کالک آلکالین با پتاسیم زیاد و شوشونیت قابل تفکیک هستند که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۴: c). بنابر عقیده ایروین و باراگار (Irvian and Baragar, 1971)، در اثر بالا بودن فشار بخشی اکسیژن در سری شوشونیتی آهن ماگما وارد فاز اکسیدی مگنتیت و تیتانومگنتیت می‌شود و میزان آهن دو ظرفیتی از سنگ‌های بازیک تا اسیدی در سری شوشونیتی کاهش می‌یابد ولی در سری تولیتی چون فشار بخشی اکسیژن در مراحل اولیه پایین است آهن مصرف نمی‌شود لذا منیزیم وارد ساختمان کانی‌های اولترامافیک شده و ماگما از آهن به طور نسبی غنی می‌شود. به منظور تعیین آهنگ نرخ ذوب بخشی در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از نمودارهای  $\text{Sm/Yb}$  در مقابل  $\text{La/Sm}$  از (Aldanmaz et al., 2000) استفاده شد. بر طبق این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه حاصل گوشته غنی شده با ترکیب اسپینل - لارزولیت و آهنگ ذوب بخشی پایین (۵-۱ درصد) می‌باشند (شکل ۴: d). در این محدوده‌ی گوشته‌ای به علت پایدار بودن فاز گارنت و اسپینل در لیکیدوس سنگ منشأ، این کانی‌ها در فرایند ذوب بخشی شرکت نکرده و در نتیجه در نمودارهای الگوی REE در انواع عناصر خاکی سنگین تهی شدگی قابل مشاهده است.



شکل ۴: a: نمودار تقسیم‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه (Le Bas, 1986)، b: نمودار مثلثی  $Al_2O_3$ - $K_2O$ - $Na_2O$  از (Hyndman, 1985) جهت تعیین شاخص آلومین، c: نمودار  $SiO_2$ (Wt%) در مقابل  $K_2O$ (Wt%) از (Peccherillo and Taylor, 1976) جهت تعیین سرشت ماگما، d: نمودار  $Sm/Yb$  در برابر  $La/Sm$  جهت تعیین آهنگ ذوب بخشی برای نمونه‌های مورد مطالعه (Aldanmaz et al., 2000). مقادیر MORB تهی شده (McKenzie and O'Nions, 1991؛ DM)، گوشته اولیه و MORB عادی (به ترتیب Sun and McDonough, 1989؛ N-MORB و PM).

## ۲-۴- نمودارهای الگوی REE و چند عنصری عناصر نادر خاکی (اسپایدر دیاگرام)

برای این منظور عناصر سنگی نمونه‌های مورد مطالعه به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نرمالیز شدند (شکل ۵: a). عبارهای مطلق همه عناصر خاکی نادر در نمونه‌های مورد مطالعه متغیر می‌باشد. نسبت‌های عنصری  $(La/Yb)_n$ ،  $(La/Sm)_n$  و  $(Sm/Yb)_n$  نشان می‌دهند که عیار خاکی-های سبک و سنگین در برخی نمونه‌ها الگوی صافی دارند، به طوری که یکنواختی تقریبی در این الگوها نمایش منشاء مشابه این نمونه‌های سنگی است. همچنین الگوهای صاف مشابه نشان می‌دهند که در تفریق‌های اولیه که ماگماهای گابروی و مونزوگابروی حضور دارند عیار عناصر ناسازگار پایین‌تر از ماگمای سینیتی است. اما در نمونه‌های دیگر مثل سینیت‌ها نسبت LREE بالاتر از HREE می‌باشند. بعلاوه نمونه‌های مافیک‌تر الگوی صاف‌تری نسبت به نمونه‌های فلسیک دارند. این مشخصه نشان می‌دهد که ماگمای سینیتی و مونزونی، دارای تبلور تفریقی بوده تا انواع مافیک تا فلسیک ایجاد شوند. ناهنجاری منفی کم در عنصر Eu هم در بسیاری نمونه‌های سنگی مورد مطالعه نشانگر این است که احتمالاً پلاژیوکلاز فاز پایدار در منشاء بوده و یا پلاژیوکلاز فاز مهم تشکیل شده در حین تبلور تفریقی بوده است (White, 2005؛ Rollinson, 1993). پایین بودن عیار Sr و همچنین عناصر HFSE هم این استدلال‌ها را تایید می‌نماید. به نظر می‌رسد به دلیل کاهش و یا از بین رفتن و مثبت شدن ناهنجاری Eu در برخی نمونه‌های مافیک، احتمالاً تبلور پلاژیوکلازها عامل تغییرات ناهنجاری‌های Eu و Sr باشد تا پایداری در حین ذوب بخشی سنگ منشاء. در حالت کلی الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های مورد مطالعه با هم موازید و سنگ‌های منطقه از عناصر کمیاب سبک LREE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. دو احتمال را برای غنی‌شدگی نمونه‌های LREE می‌توان در نظر گرفت: یکی این که چون LREE ها ناسازگارتر از HREE ها هستند (Krauskopf and Bird, 1976) ممکن است در اثر تحولات ماگمایی در سنگ‌های منطقه متمرکز شده باشند. عامل دیگری که باعث غنی‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREE ها

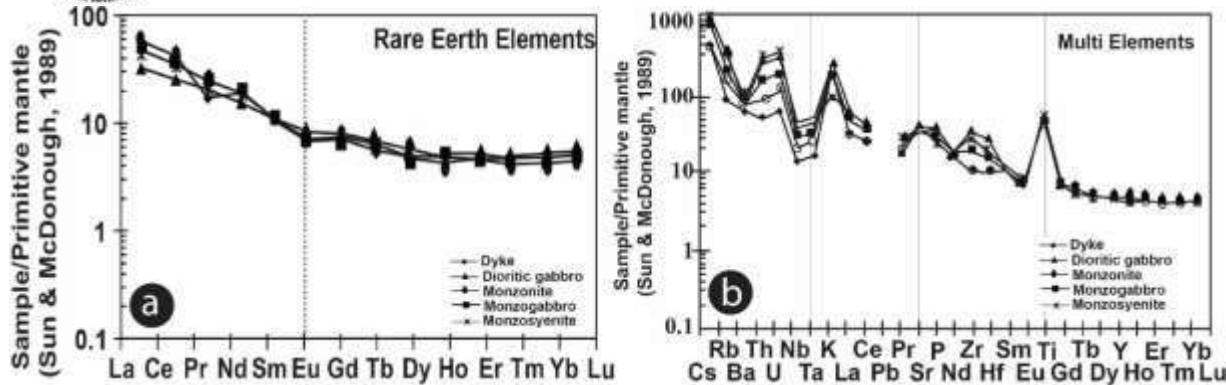
می‌شود این است که این سنگ‌ها در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند (Winter, 2001). تهی‌شدگی قابل توجه این سنگ‌ها از HREE را می‌توان به باقی ماندن گارنت در فاز تفاله و عدم مشارکت این کانی در فرایند تولید مذاب دانست. عناصر خاکی نادر در اکثر حالات یک روند کاهشی از La (عناصر نادر خاکی سبک LREE) تا Lu (عناصر نادر خاکی سنگین HREE) نشان می‌دهند. همچنین بالا بودن نسبت‌های  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  و  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  و  $\text{Sm}_N/\text{Yb}_N$  حاکی از آن است که LREE ها فراوانی بسیار بالاتری از MREE ها و HREE ها دارند. چنین تفاوتی بیانگر غنی بودن سنگ منشأ REE مخصوصاً انواع LREE می‌باشد. همچنین ممکن است عاملی باعث غنی‌شدگی گوشته، قبل از فرایند ذوب بخشی (برای مثال در زون‌های فرورانش قدیمی) شده باشد. عدم مشاهده ناهنجاری مثبت یا منفی واضح در عنصر Eu در برخی نمونه‌ها مثل نمونه‌های دیوریت گابرووی نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز فاز مداخله کننده در حین ذوب بخشی سنگ منشأ نبوده است. در این حالت پلاژیوکلاز فاز مداخله کننده در لیکیدوس سنگ منشأ نیست. LREE ها چون ناسازگارتر از HREE ها هستند در درصدهای کم ذوب بخشی وارد مذاب می‌شوند. بنابراین یکی از اختلاف میان فراوانی LREE نسبت به HREE در نمودارهای الگوی عناصر نادر خاکی را می‌توان به درصد پایین ذوب بخشی سنگ منشأ نسبت داد.

برای بررسی نمودارهای عناصر نادر خاکی چند عنصری (اسپایدر دیاگرام)، عناصر سنگی نمونه‌های مورد مطالعه به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نرمالیز شدند (شکل ۵: b). اکثر عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE؛ مانند: K, Rb, Ba, Sr و Cs) دارای عبارهای مختلفی هستند. بالا بودن عبارهای Ba و Rb بالا بودن درصد مودال کانی‌های فلدسپار آلکالن و کمتر بیوتیت همخوانی دارد. برای مثال نمونه‌های فلسیک دارای عبارهای بسیار بالایی از این عناصر هستند. در نمودارهای عنکبوتی مربوط به سینیت‌ها این امر قابل مشاهده است. مقادیر Sr در سنگ‌های حدواسط و تا حدودی مافیک بالاتر است که با درصد مودال بیشتر پلاژیوکلاز و گاه آلکالی فلدسپار همخوانی دارد. بالا بودن اکسید پتاسیم بازتابی از درصد مودال فلدسپار آلکالن است. عبار اکثر عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE) مانند Nb, Ta, Zr, Hf، همراه با عنصر P تقریباً در همه نمونه‌ها پایین هستند. همچنین الگو و روند کاهیدگی و افزودگی این عناصر در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه مشابه می‌باشند. بنابراین عوامل یکسانی باعث ناهنجاری‌های منفی در همه نمونه‌های سنگی شده است. در اکثر نمونه‌ها عناصر ناسازگار نامتحرک با پتانسیل یونی بالا (HFSE) و P به طور آشکاری ناهنجاری منفی دارند، اما برخی از عناصر لیتوفیل ناسازگار متحرک با شعاع یونی بزرگ (LILE؛ مانند: K, Rb, Sr و کمتر Ba) ناهنجاری مثبت یا به عبارتی غنی‌شدگی در بسیاری از نمونه‌ها نشان می‌دهند. این ناهنجاری‌ها مختص زون‌های فرورانشی هستند (Pearce et al., 1984؛ Pearce and Peate, 1995؛ White, 2005). دسته اول عناصر در این زون‌ها، به دلیل حلالیت پایین، نمی‌توانند به وسیله سیالات فرورانشی وارد مذاب شوند (Brenan et al., 1994؛ White, 2005). همچنین کانی‌های نگهدارنده و پایدار در لیکیدوس محل ذوب در گوشته در مناطق فرورانشی، مانند روتیل، آپاتیت و تیتانیت می‌توانند باعث ناهنجاری‌های منفی برخی از این عناصر شوند (Woodhead et al., 1993؛ White, 2005). بعلاوه، تهی‌شدگی از این عناصر در توده‌های نفوذی فلسیک، می‌تواند نشان دهنده دخالت پوسته در تشکیل آنها باشد (Swain et al., 2008).

گابروهای منطقه در مقایسه با گوشته‌ی اولیه نسبت به عناصر LREE، LILE، غنی‌شدگی و نسبت به عناصر HREE، HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند، که این نشانه کم بودن درجه ناسازگاری HREE نسبت به LREE است. که این امر در گابروهای منطقه به دلیل ذوب بخشی منشأ و باقی ماندن گارنت می‌باشد. گارنت بهترین منبع برای تمرکز عناصر ناسازگار سنگین در ماگماهای گابرویی و به طور کل مافیک می‌باشد. در این صورت گارنت در منشأ گوشته‌ای باقی مانده و ذوب نمی‌شود و در نتیجه فراوانی عناصر نادر خاکی سنگین در مذاب تولید شده پایین می‌آید، در حالی که عناصر نادر خاکی سبک در پایین‌ترین درجات ذوب بخشی وارد ماگما شده و غلظت ماگما از این عناصر بالا می‌رود. تهی‌شدگی در عناصری مثل تیتان را می‌توان به تفکیک کانی‌های تیتان‌دار ضمن تبلور بخشی در پوسته‌ی قاره‌ای یا منبع تهی‌شده از تیتان نسبت داد که عامل جدایش فازهای تیتان دار و تهی‌شدگی از این عنصر است.

در حالت کلی بررسی نمودارهای عنکبوتی نرمالیز شده به گوشته‌ی اولیه نشان می‌دهد که ماگمای مادر این سنگ‌ها از یک گوشته‌ی غنی از عناصر Ba، Sr، Ti، K، Rb و LREE و فقیر از عناصر Nb، Ta، P و HREE ها نشأت گرفته است. بالا بودن نسبت‌های  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  و  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  و  $\text{Sm}_N/\text{Yb}_N$  رخداد اوژیت و آپاتیت و همچنین محاسبات درصد ذوب بخشی بر اساس ضرایب توزیع، بیانگر یک فرایند ذوب حدود ۵-۱ درصدی از یک گوشته با ترکیب اسپینل لرزولیت با مقادیر کمی گارنت بوده است. بر اساس ضرایب توزیع در کانی‌های مختلف، عناصر لیتوفیل متحرک با شعاع یونی بالا (LILE) عمدتاً توسط پلاژیوکلاز و بیوتیت، عنصر خاکی نادر (REE) بوسیله بیوتیت و عناصر سری اول فلزات واسطه در جدول تناوبی، بسته به سنگ و عنصر مورد مطالعه بوسیله بیوتیت، آمفیبول، کلینوپیروکسن و الوبن در طول تبلور کنترل می‌شده‌اند.

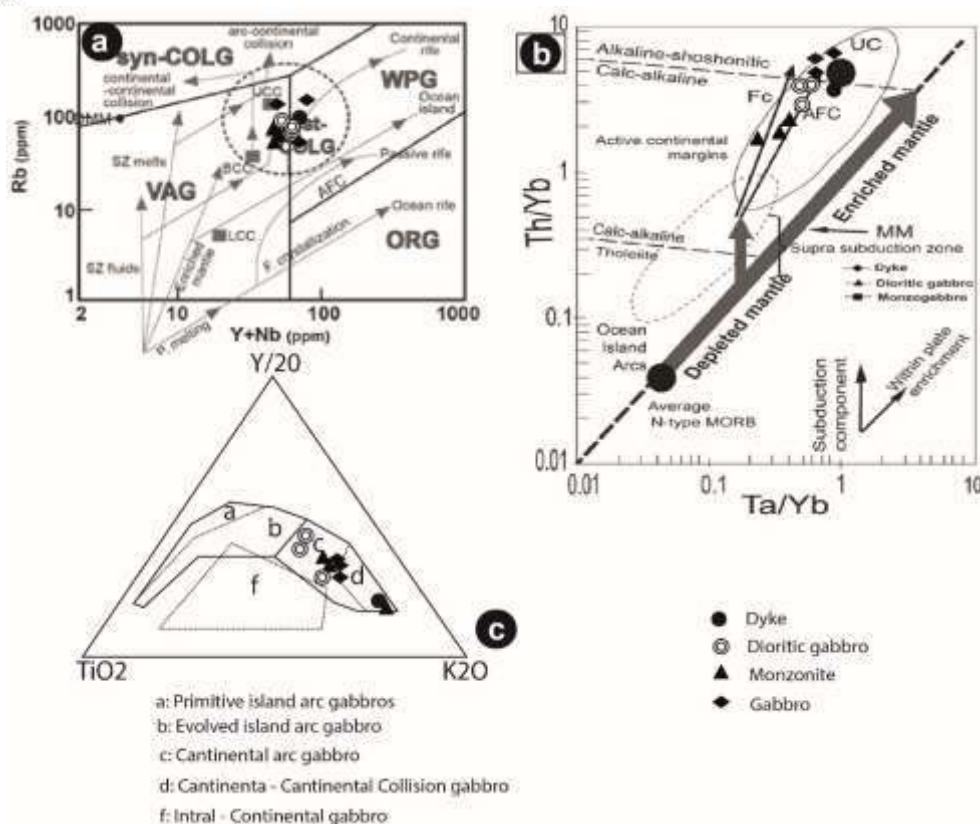




شکل ۵: a: نمودار الگوی REE عناصر خاکی نادر نرمالیز شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های مورد مطالعه، b: نمودارهای چند عنصری (اسپایدر دیاگرام) نرمالیز شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

### ۳-۴- تعیین محیط تکتونوماگمایی

تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های ماگمایی در زمان تشکیل یکی از مباحث اصلی در پترولوژی می‌باشد. بدین منظور از نمودارهای مختلفی جهت حصول نتایج بهره گرفته شد. در نمودار Rb در برابر Y/Nb (Pearce et al., 1984)، که مسیرهای پتروژنتیکی وابسته به منابع مختلف را نشان می‌دهد، یک ترکیب فلسیکی مشتق شده از گوشته می‌تواند به آنها دست یابد (DMM: مورب گوشته‌ای تهی شده). این نمودار همچنین ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC)، ترکیب کل پوسته قاره‌ای (BCC) و ترکیب پوسته قاره‌ای پایینی (LCC) و مسیر ذوب بخشی سیال تغییر یافته BCC در طول تراستینگ درون قاره‌ای را در یک محیط قوس قاره‌ای، نشان می‌دهد (Pearce, 1996; Pearce et al., 1984). تغییرات در مقادیر برخی از عناصر در مایعات فلسیکی، که سنگ‌های منطقه را ایجاد نموده‌اند نشان می‌دهد که آنها احتمالاً مذاب‌هایی هستند که در ارتباط با سیالات فرورانشی ایجاد شده‌اند (شکل ۶: a). در نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb از (Pearce, 1983) که برای نمایش طبیعت، محیط تکتونیکی و تحولات ماگمایی گابروها و دیگر سنگ‌های نفوذی به کار می‌رود، در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی زون بالای فرورانش ترسیم می‌شوند. طبیعت ماگمایی، عمدتاً کالک‌آلکالن یا پتاسیم بالاست (Gill, 2010) و همچنین در مقادیر کم می‌تواند مذاب‌هایی با طبیعت شوشنیتی نیز تولید نماید (شکل ۶: b). در نمودار سه جزئی  $Y/20-TiO_2-K_2O$  از (Biermanns, 1996) که جهت تعیین محیط تکتونیک تشکیل انواع سنگ‌های نفوذی بکار می‌رود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنگ‌های برخورد دو قاره و سنگ‌های قوس قاره واقع شده‌اند و این نشان می‌دهد که نفوذی‌های منطقه‌ی مورد مطالعه احتمالاً در یک حاشیه‌ی فعال قاره‌ای توسعه یافته‌اند (شکل ۶: c).



شکل ۶: a: نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی برای نمونه‌های گابروی و مونزوسینیتی (DMM: مورب گوشته‌ای تهی شده)، ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC)، ترکیب کل پوسته قاره‌ای (BCC) و ترکیب پوسته قاره‌ای پایینی (LCC) و مسیر ذوب بخشی سیال تغییر یافته BCC می‌باشد (Pearce, 1996; Pearce et al., 1984)، b: نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) برای نمایش طبیعت، محیط تکتونیکی و تحولات ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه. MM: روند گوشته متاسوماتیسم شده، UC: ترکیب پوسته فوقانی (بر اساس (Taylor and McLennan (1985)، FC: روند تبلور تفریقی، AFC: منحنی آرایش همراه با تبلور تفریقی (Keskin, 2005)، c: نمودار سه جزیی Y/20-TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O تعیین محیط تکتونیکی تشکیل انواع گابروها و مونزوسینیت‌ها (Biermanns, 1996).

تغییرات در مقادیر برخی از عناصر (تغییرات در عناصر HFSE و LILE) در مایعات حاصل از سنگ منشأ که این توده‌های نفوذی را ایجاد نموده‌اند، نشان می‌دهد که این توده‌ها احتمالاً مذاب‌هایی در ارتباط با سیالات فرورانشی هستند. بنابراین، این امکان وجود دارد که سنگ‌های گابروی و مونزو سینیتی منطقه در نتیجه ذوب بخشی گوه گوشته‌ای در بالای زون فرورانشی (supra subduction zone) در نتیجه دخالت سیالات فرورانشی در این منطقه ایجاد شده باشند. در هر حال این مذاب‌ها در یک محیط کمان آتشفشان قاره‌ای فعال (Active volcanic arc) تشکیل شده‌اند. بنابراین دخالت تیغه فرورانده شده به صورت تولید سیالات فرورانشی و انتقال آنها به گوه گوشته‌ای، نقش بسیار مهم در تولید این مذاب‌ها داشته است. فرورانش مایل (اریب) نئوتیس به زیر پهنه سندج - سیرجان باعث شده است تا زون‌های برشی بزرگ مقیاس در لبه جنوبی آن ایجاد شوند (Agard et al., 2011; Alaminia et al., 2005; Molinaro et al., 2013). این فرایندها محل‌های مناسبی برای نفوذ توده‌های ماگمایی ایجاد نموده‌اند. بنابراین عملکرد تکتونیک جهانی و در نتیجه آن، عملکرد گسل‌های بزرگ مقیاس باعث نفوذ ماگماهای عمیق گوشته‌ای به این بخش از پوسته قاره‌ای ایران شده و در آشیانه‌های پوسته‌ای، تبلور تفریقی برای ایجاد انواع سنگ‌های نفوذی را موجب شده است.

## ۵- نتیجه گیری

سنگ‌های مطالعه شده، توده‌های نفوذی آلکالن با ماهیت شوشونیتی بوده که ماهیتی متا آلومینوس داشته و از نظر ترکیبی شامل گابرو، مونزو گابرو و مونزو سینیت می‌باشند. این گروه سنگی با کانی غالب پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار به همراه بلورهای اولوین و پیروکسن خود شکل تا نیمه شکل دار (ایدیومورف تا هیپ ایدیومورف)، بافت شاخص گرانولار را از خود نشان می‌دهند اما بافت‌هایی نظیر کومولا و پوئی کلیتیک نیز به ویژه در گابروها قابل مشاهده است. سنگ‌های منطقه در مقایسه با گوشته‌ی اولیه نسبت به عناصر LREE, LILE غنی‌شدگی و نسبت به عناصر HREE, HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند، که این نشانه کم بودن درجه ناسازگاری HREE نسبت به LREE است. همچنین بالا بودن نسبت‌های  $\text{LaN}/\text{SmN}$  و  $\text{LaN}/\text{YbN}$  حاکی از آن است که LREEها فراوانی بسیار بالاتری از MREEها و HREEها دارند. چنین تفاوتی بیانگر غنی بودن سنگ منشأ از REE مخصوصاً انواع LREE می‌باشد. این سنگ‌ها در نتیجه ذوب بخشی یک گوه گوشته‌ای غنی شده در بالای زون فرورانشی، مرتبط با فرورانش مایل نئوتیس به زیر پهنه سندج-سیرجان و در یک محیط کمان آتشفشانی فعال قاره‌ای (VAG) ایجاد شده‌اند.

## ۶- تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله از جناب آقای دکتر عبدالناصر فضل‌نیا، جهت راهنمایی و کمک‌های بی دریغشان کمال تشکر را دارند.

## ۷- منابع

رضایی، ح.، فنودی، م. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ قره‌آقاج. (۱۳۸۸). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Mineralogical Magazine*, 148(5-6): 692–725.
- Alaminia, Z., Karimpour, M.H., Homan, S.M. and Finger, F., 2013. Geochemistry and geochronology of Upper Cretaceous, magnetite series granitoids, Arghash-GhasemAbad, NE Iran. *Petrology*, 3(12): 103-118
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103(8), pp.983-992
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J. G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Arai, S., Takada, S., Michibayashi, K., Kida, M., 2004. Petrology of peridotite xenoliths from Iraya Volcano, Philippines, and its implication for dynamic mantle-wedge processes. *J Petrol* 45:369–389.
- Berberian, F., 1982. Late Ceretaceous and early Miocene Andian- type plutonic activity in Northern Markan and central Iran. *Journal of Geology Society* 139, 163-183.
- Biermanns, L. 1996. Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^{\text{total}}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Y and Zr. In: *Andean Geodynamics* (Eds. Cobbold, R., Fontbote, L., Gapais, D., Jaillard, É., Marocco, R., Poupinet, G., Roperch, P. and Wörner, G.) *Symposium International sur la Geodynamique Andine* 547-550. Saint-Malo, France.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., and Ryerson, F.J., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128, 327–339.
- Hyndman, D. W., 1985. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw- Hill Book Company, 786p.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci* , 8, 523–548.
- Keskin, M., 2005. Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. [www.mantleplumes.org](http://www.mantleplumes.org)
- Krauskopf, K. P. and Bird, D. K., 1976. *Introduction to geochemistry*. McGrawHill, pp. 788.
- Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals" *American mineralogist* 68, no. 1-2 (1983) 277-279.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- McKenzie, D., O'Nions, R. K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32, 1021-1091.
- Modjarrad, M., 2013. Geochemistry and tectonic setting of Maien Bolagh (Takab) alkali gabbros-NW Iran, *Journal of Tethys: Vol. 1, No. 4*, 303–314.
- Molinario, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2005. Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break-Mountains, Iran recent slab break-off. *Terra Nova*, 17(1): 1–6.

- Pearce, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.), TraceElement Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pearce, J.A., Peate, and D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Rollinson, H. R., 1993. Using geological data: Evolution; Presentation; Interpretation Longman, 560p.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists* 52: 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. S. and Norry, M. J.) Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris, G., and Schwarz, M., 2008. Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. *Precambrian Research*, 166, 283-296.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, London.
- White, A.J.R., and Chappell, B.W., 1983 Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoir* 159, 21-34.
- Winter, J. D., 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 697.
- Woodhead, J., Eggins, S., and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114, 491-504.

## ۸- پیوست:

جدول ۱: نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی عناصر اصلی به (%) و عناصر فرعی و REE به (ppm) به روش ICP-MS.

| Sample                         | Hy-1    | Hy-4   | Hy-6   | Hy-10   | Hy-11   | Hy-13   | Hy-16    | Hy-20 | Hy-21  | Hy-22   |
|--------------------------------|---------|--------|--------|---------|---------|---------|----------|-------|--------|---------|
| Type                           | Monz. g | Dyor.g | Dyor.g | Monz.sy | Monz.sy | Monz.sy | Monzonit | Dyke  | Dyor.g | Monz. G |
| SiO <sub>2</sub>               | 53.07   | 48.40  | 51.20  | 58.57   | 58.73   | 59.80   | 58.44    | 53.32 | 51.69  | 50.43   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.13   | 12.27  | 15.91  | 18.68   | 18.72   | 18.91   | 18.56    | 14.55 | 16.11  | 15.57   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8.45    | 10.32  | 9.89   | 4.52    | 4.57    | 3.85    | 4.95     | 7.68  | 10.19  | 10.31   |
| CaO                            | 7.42    | 9.96   | 9.15   | 4.10    | 3.85    | 3.50    | 3.81     | 6.64  | 8.05   | 8.40    |
| MgO                            | 6.67    | 11.73  | 6.66   | 1.72    | 1.82    | 1.36    | 1.85     | 7.60  | 5.02   | 6.84    |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.46    | 2.27   | 2.79   | 4.52    | 4.54    | 4.65    | 4.47     | 3.08  | 3.63   | 3.24    |
| K <sub>2</sub> O               | 3.02    | 1.41   | 2.24   | 5.56    | 5.58    | 6.03    | 5.59     | 4.54  | 2.81   | 2.50    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.036   | 0.078  | 0.015  | 0.004   | 0.004   | 0.002   | 0.003    | 0.060 | 0.008  | 0.032   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.71    | 0.63   | 0.92   | 0.65    | 0.67    | 0.57    | 0.69     | 0.77  | 0.89   | 0.78    |
| MnO                            | 0.16    | 0.21   | 0.19   | 0.08    | 0.08    | 0.07    | 0.09     | 0.14  | 0.18   | 0.18    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.36    | 0.31   | 0.23   | 0.35    | 0.37    | 0.29    | 0.37     | 0.47  | 0.31   | 0.62    |
| Total                          | 98.49   | 97.59  | 99.20  | 98.75   | 98.93   | 99.03   | 98.82    | 98.85 | 98.89  | 98.90   |
| LOI                            | 1.2     | 2.0    | 0.5    | 1.0     | 0.8     | 0.7     | 0.9      | 0.8   | 0.8    | 0.7     |
| Ba                             | 446     | 259    | 456    | 571     | 510     | 749     | 498      | 500   | 524    | 461     |
| Be                             | 3       | 3      | 1      | 5       | 6       | 5       | 6        | 1     | 2      | 2       |
| Ce                             | 50.2    | 35.6   | 43.4   | 64.2    | 67.2    | 61.6    | 69.1     | 58.6  | 47.7   | 58.6    |
| Co                             | 28.1    | 42.7   | 29.6   | 8.2     | 8.1     | 5.9     | 8.8      | 26.9  | 26.5   | 33.0    |
| Cs                             | 3.7     | 3.0    | 1.5    | 6.7     | 7.9     | 7.8     | 7.0      | 6.5   | 5.7    | 2.9     |
| Dy                             | 3.55    | 3.07   | 4.05   | 3.35    | 3.06    | 3.12    | 3.28     | 3.40  | 4.12   | 4.04    |
| Er                             | 2.02    | 1.85   | 2.36   | 1.87    | 2.03    | 1.86    | 2.03     | 1.94  | 2.41   | 2.19    |



|         |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Eu      | 1.16  | 1.11  | 1.32  | 1.07  | 1.03  | 0.99  | 1.04  | 1.08  | 1.39  | 1.30  |
| Ga      | 15.4  | 12.9  | 16.8  | 18.1  | 17.4  | 16.8  | 17.7  | 14.5  | 16.3  | 14.8  |
| Gd      | 4.19  | 3.75  | 4.51  | 3.66  | 3.68  | 3.52  | 3.87  | 4.08  | 4.46  | 4.85  |
| Hf      | 3.2   | 1.9   | 3.3   | 6.0   | 6.6   | 6.0   | 7.8   | 4.4   | 3.4   | 2.7   |
| Ho      | 0.66  | 0.59  | 0.81  | 0.58  | 0.63  | 0.58  | 0.66  | 0.73  | 0.80  | 0.79  |
| La      | 26.9  | 16.8  | 21.4  | 34.7  | 35.5  | 34.1  | 37.0  | 30.3  | 24.1  | 31.5  |
| Lu      | 0.30  | 0.39  | 0.34  | 0.33  | 0.34  | 0.31  | 0.34  | 0.30  | 0.36  | 0.30  |
| Ba      | 446   | 259   | 456   | 571   | 510   | 749   | 498   | 500   | 524   | 461   |
| Nb      | 14.3  | 5.8   | 9.8   | 25.5  | 27.0  | 25.2  | 29.8  | 20.0  | 12.1  | 11.1  |
| Nd      | 23.0  | 18.9  | 20.1  | 23.8  | 23.3  | 22.1  | 24.5  | 23.7  | 21.9  | 27.9  |
| Ni      | 96    | 256   | 35    | 21    | <20   | <20   | <20   | 157   | <20   | 88    |
| Pr      | 5.83  | 4.35  | 5.04  | 6.79  | 6.77  | 6.36  | 7.05  | 6.33  | 5.71  | 6.70  |
| Rb      | 89.8  | 47.1  | 41.5  | 185.9 | 192.0 | 210.0 | 203.1 | 124.5 | 61.0  | 78.0  |
| Sc      | 22    | 30    | 27    | 8     | 8     | 7     | 8     | 20    | 22    | 22    |
| Sm      | 4.31  | 4.03  | 4.34  | 4.30  | 4.33  | 3.90  | 4.27  | 4.44  | 4.40  | 4.97  |
| Sn      | <1    | <1    | <1    | 2     | 2     | 5     | 2     | 1     | 3     | 1     |
| Sr      | 744.5 | 838.6 | 504.0 | 703.2 | 690.1 | 716.1 | 664.7 | 639.7 | 642.8 | 890.4 |
| Ta      | 1.0   | 0.4   | 0.7   | 1.7   | 1.8   | 1.7   | 2.0   | 1.2   | 0.8   | 0.9   |
| Tb      | 0.63  | 0.56  | 0.73  | 0.56  | 0.56  | 0.52  | 0.56  | 0.63  | 0.72  | 0.74  |
| Th      | 8.0   | 2.8   | 4.0   | 18.3  | 29.4  | 21.6  | 20.3  | 12.3  | 5.0   | 5.8   |
| Tm      | 0.30  | 0.25  | 0.35  | 0.32  | 0.30  | 0.31  | 0.31  | 0.28  | 0.35  | 0.29  |
| U       | 2.6   | 1.0   | 1.1   | 5.7   | 9.6   | 7.1   | 6.1   | 3.9   | 1.6   | 1.8   |
| V       | 192   | 225   | 230   | 93    | 98    | 75    | 99    | 188   | 232   | 237   |
| W       | 1.4   | 1.0   | 0.7   | 3.7   | 4.5   | 3.2   | 2.8   | 1.9   | 0.8   | 1.0   |
| Zr      | 131.4 | 72.8  | 125.5 | 269.7 | 294.2 | 253.8 | 355.0 | 196.6 | 131.3 | 104.2 |
| Y       | 20.1  | 18.2  | 22.5  | 18.4  | 18.7  | 17.6  | 19.8  | 19.9  | 22.9  | 22.1  |
| Yb      | 2.02  | 1.67  | 2.11  | 2.13  | 2.13  | 1.97  | 2.23  | 1.90  | 2.33  | 1.97  |
| K       | 59025 | 59238 | 64015 | 32060 | 14968 | 23780 | 59344 | 48197 | 29831 | 26540 |
| P       | 2465  | 2606  | 2043  | 2536  | 2183  | 1620  | 2606  | 3311  | 2183  | 4367  |
| Ti      | 55394 | 57099 | 48576 | 60507 | 53690 | 78404 | 58803 | 65621 | 75847 | 66473 |
| Eu*     | 4.24  | 4.37  | 4.41  | 3.93  | 3.99  | 3.67  | 4.01  | 4.26  | 4.41  | 5.03  |
| Eu/Eu*  | 0.27  | 0.25  | 0.29  | 0.27  | 0.25  | 0.26  | 0.25  | 0.25  | 0.31  | 0.25  |
| Lan/Ybn | 16.35 | 12.78 | 12.5  | 20.26 | 20.73 | 21.35 | 20.93 | 19.66 | 12.78 | 19.71 |
| Lan/Smn | 6.82  | 4.52  | 5.35  | 8.81  | 9.01  | 9.64  | 9.54  | 7.47  | 6.02  | 6.9   |
| Gdn/Ybn | 2.33  | 2.54  | 2.34  | 1.9   | 1.91  | 1.96  | 1.95  | 2.36  | 2.11  | 2.7   |
| Smn/Ybn | 2.46  | 2.82  | 2.33  | 2.3   | 2.3   | 2.21  | 2.19  | 2.62  | 2.12  | 2.85  |

## ارزیابی آلودگی خاک‌های اطراف معدن سرب و روی ایرانکوه به عنصر سرب (جنوب غرب اصفهان)

مهر آسا اسکندری طوری<sup>۱</sup>، گیتی فرقانی تهرانی<sup>۲\*</sup>

۱- کارشناس ارشد، گروه آب‌شناسی و زمین‌شناسی زیست‌محیطی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

mehrasaeskandari@yahoo.com

۲- استادیار، گروه آب‌شناسی و زمین‌شناسی زیست‌محیطی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

forghani@shahroodut.ac.ir

### چکیده

هدف از انجام این پژوهش، بررسی غلظت سرب در ۲۰ نمونه خاک سطحی اطراف معدن سرب و روی ایرانکوه می‌باشد. بر اساس نتایج به دست آمده، غلظت کل عنصر سرب بین  $18.4 \text{ mg/kg}$  و  $2869 \text{ mg/kg}$  (میانگین  $273.4 \text{ mg/kg}$ ) تغییر می‌کند و بیشترین غلظت در نمونه‌های برداشت شده از پیرامون معدن مشاهده می‌شود. بررسی منحنی توزیع فراوانی عنصر سرب در خاک‌های مورد مطالعه نیز مؤید توزیع غیرنرمال این عنصر سرب است که مؤید تأثیر یک عامل انسان‌زاد (فعالیت معدنکاری) بر افزایش غلظت سرب در خاک است. بر اساس مقادیر ضریب غنی‌شدگی، نمونه‌های خاک در رده آلودگی اندک (در ایستگاه‌های دور از محدوده معدن) تا بی‌نهایت آلوده (در ایستگاه‌های مجاور سدهای باطله) قرار می‌گیرند. با توجه به نتایج به دست آمده، مدیریت زیست‌محیطی باطله‌های دورریزی شده در پیرامون معدن اهمیت بسیار زیادی دارد.

**واژه‌های کلیدی:** خاک، آلودگی، فعالیت معدنکاری، سرب

### Abstract

The present study aims to investigate the total concentration of Pb in 20 topsoil samples collected around the Irankuh Pb-Zn mine. Based on the obtained data, the total concentration of Pb varies between 18.4 and 2869 mg/kg (average value of 273.4 mg/kg), and the highest content of Pb is recorded in soils collected in the vicinity of the mining site. The frequency distribution curve of Pb in the studied samples does not follow a normal distribution, confirming the impact of anthropogenic activity (mining) on the content of Pb in the study area. Based on the enrichment factor values, the soil samples are classified in low levels of pollution (at sites far from the mining area) to extremely polluted (at sites near the tailing ponds). The results of this study shows that the environmental management of the disposed tailings around the mine is of crucial importance.

**Key words:** Soil, Pollution, Mining activity, Lead

### ۱- مقدمه

آلودگی خاک با فلزات سنگین یکی از مهم‌ترین مشکلات زیست‌محیطی در سراسر جهان است. فلزات سنگین مانند سرب، کادمیم، مس و روی سمی‌ترین عناصر محیط زیست محسوب می‌شوند و در فهرست آلاینده‌های اولویت‌دار آژانس حفاظت از محیط زیست ایالات متحده (USEPA) قرار دارند

(Lei et al., 2010). در بین این عناصر، سرب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، چرا که این عنصر فاقد هرگونه نقش مثبت بیولوژیکی برای موجودات زنده است و با توجه به اثرات سم‌شناسی، این عنصر یک تهدید بالقوه برای سلامت انسان است. قرارگیری در معرض سرب می‌تواند به بروز مشکلاتی همچون اختلالات رفتاری، اختلال در رشد ذهنی و کاهش عملکردهای شناختی، سقط جنین و ناهنجاری‌های مادرزادی، آسیب به کلیه، آسیب به آنزیم‌های خون، کما و حتی مرگ منجر شود (Štupar et al., 2007). همچنین بر اساس رده‌بندی آژانس بین‌المللی تحقیقات سرطان (IARC; 2006)، ترکیبات سرب در گروه احتمالاً سرطان‌زا (گروه A2) قرار می‌گیرند (Bonberg et al., 2017). به طور عمده سه مسیر در معرض قرارگیری برای افراد وجود دارد: هضم، تماس پوستی و استنشاق. مسیر اصلی قرار گرفتن در معرض عناصر بالقوه سمی (PTEs) برای کودکان و بزرگسالان، هضم می‌باشد (Du et al., 2008). در مناطق معدنکاری و فراآوری ماده معدنی، احتمال بروز خطرات ناشی از در معرض قرارگیری سرب بسیار زیاد است و این امر، اهمیت مطالعه غلظت این عنصر در مناطق معدنی را مورد تأکید قرار می‌دهد. در این مطالعه، غلظت عنصر بالقوه سمی سرب و غنی‌شدگی این عنصر در خاک‌های پیرامون معدن سرب و روی ایرانکوه مورد بررسی قرار گرفته است.

## ۲- روش انجام تحقیق

### ۱-۲- نمونه‌برداری، آماده‌سازی و اندازه‌گیری ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی نمونه‌ها

۲۰ نمونه خاک سطحی (عمق ۰-۲۰ سانتی‌متر) از منطقه مورد مطالعه برداشت شد (شکل ۱). نمونه‌های برداشت شده در دمای آزمایشگاه خشک شده و سپس از الک ۶۰ مش عبور داده شدند. ویژگی‌های خاک شامل pH، درصد کربنات، ماده آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی توسط روش‌های استاندارد اندازه‌گیری شدند. pH بر اساس روش استاندارد سازمان حفاظت از محیط زیست آمریکا (EPA Test Method, 1998, Method 9045)، کربنات غیرآلی با روش تیتراسیون برگشتی، مقدار ماده آلی با استفاده از تیتراسیون توسط محلول فروآمونیم سولفات، و ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC) از راه محاسبه جذب و رهاسازی یون‌های آمونیم ( $\text{NH}_4^+$ ) در یک محلول آمونیم استات یک مولار با pH=7 (USEPA, 1995) تعیین شد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی نمونه خاک‌های مورد مطالعه



## ۲-۲- اندازه‌گیری غلظت کل عنصر سرب

برای تعیین غلظت کل نمونه‌های مورد مطالعه از روش هضم چهار اسید ( $\text{HF}+\text{HCl}+\text{HClO}_4+\text{HNO}_3$ ) استفاده شد. پس از هضم نمونه‌ها، غلظت کل عنصر توسط دستگاه ICP-MS مدل Perkin Elmer Elad Dcr-e شرکت زرآزما تهران تعیین شد.

## ۳- نتایج و بحث

در جدول ۱، آمار توصیفی پارامترهای فیزیکی- شیمیایی اندازه‌گیری شده ارائه شده است. pH نمونه‌های خاک مورد مطالعه بین ۶/۷ تا ۸/۲ (متوسط ۷/۵) متغیر است که با توجه به زمین‌شناسی منطقه، اقلیم خشک و اصلاح خاک‌های کشاورزی با آهک، pH قلیایی قابل انتظار است. مقدار ماده آلی در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۲ تا ۴/۸ درصد میانگین ۲ درصد) متغیر می‌باشد. بیش‌ترین مقدار ماده آلی مقدار ۴/۸ درصد می‌باشد که احتمالاً به دلیل استفاده از کودهای حیوانی در این منطقه می‌باشد. مقدار کربنات نمونه‌های خاک مورد مطالعه بین ۶ تا ۴۸/۵ درصد (میانگین ۲۴/۴ درصد) متغیر است که با pH قلیایی تا خنثی نمونه‌ها، زمین‌شناسی منطقه و کاربری کشاورزی خاک‌های مورد مطالعه مطابقت دارد. در نمونه‌های خاک مورد مطالعه مقدار CEC بین ۱۸ meq/100g تا ۱۱/۲ (میانگین ۱۵/۱ meq/100g) متغیر است. بر اساس رده‌بندی CEC (Metson, 1957) خاک‌های مورد مطالعه در رده ظرفیت تبادل کاتیونی کم تا متوسط قرار دارند.

جدول ۱- آمار توصیفی پارامترهای فیزیکی- شیمیایی خاک معدن سرب و روی ایرانکوه

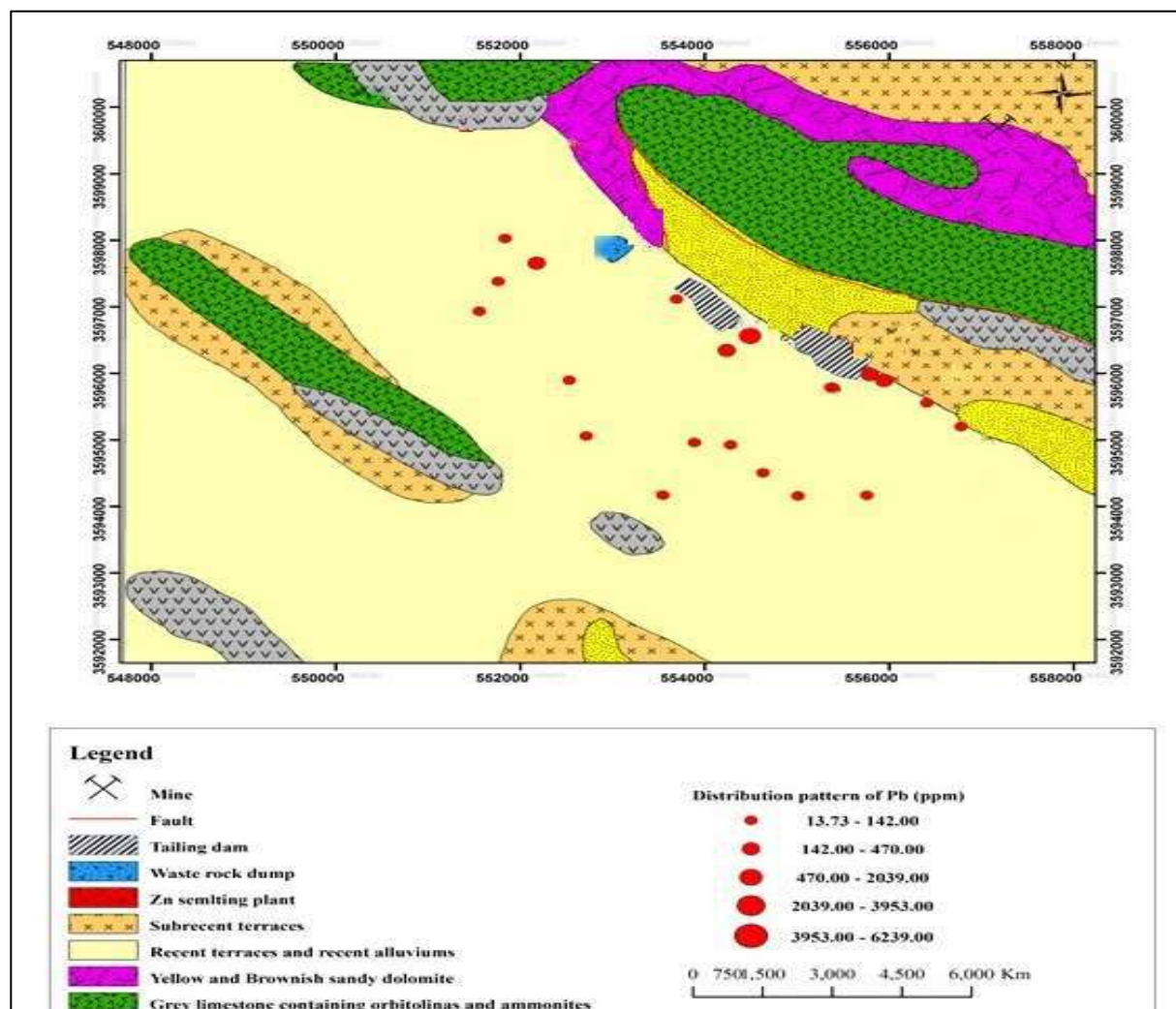
| شماره نمونه | pH  | ماده آلی (%) | کربنات (%) | ظرفیت تبادل کاتیونی (meq/100g) |
|-------------|-----|--------------|------------|--------------------------------|
| حداقل       | ۶/۷ | ۰/۲          | ۶          | ۱۱/۲                           |
| حداکثر      | ۸/۲ | ۴/۸          | ۴۸/۵       | ۱۸                             |
| میانگین     | ۷/۵ | ۲            | ۲۴/۴       | ۱۵/۱                           |

## ۱-۳- ارزیابی غلظت کل عنصر سرب در نمونه‌های خاک

غلظت عنصر سرب در خاک‌های مورد مطالعه بین ۱۸/۴ mg/kg و ۲۸۶۹ mg/kg (میانگین ۲۷۳/۴ mg/kg) متغیر است. با توجه به شکل ۲، بیش‌ترین غلظت سرب در نمونه شماره ۲۰ (واقع در مجاورت سد باطله غیرفعال) و کم‌ترین غلظت این عنصر در نمونه شماره ۱۳ (در فاصله بیش‌تر نسبت به سد باطله و کارخانه ذوب و فرآوری) مشاهده می‌شود. بر این اساس نمونه‌های نزدیک سد باطله‌های حاصل از فرآوری و کارخانه‌های ذوب و فرآوری حاوی غلظت بیشتری از سرب می‌باشند. بنابراین فعالیت معدنکاری تأثیر قابل توجهی بر غنی‌شدگی عنصر بالقوه سمی سرب در نمونه‌های خاک منطقه داشته است.

در جدول ۲، آمار توصیفی غلظت کل عنصر سرب در نمونه‌های خاک ارائه شده است. با توجه به مقادیر تیزشدگی و چولگی و همچنین ضریب تغییرات (که عبارتست از نسبت انحراف معیار به میانگین مقادیر)، توزیع عنصر سرب غیرنرمال بوده و بنابراین منابع انسان‌زاد (معدنکاری، فرآوری و ذوب ماده معدنی) در ورود این عنصر به خاک نقش داشته‌اند. ترسیم منحنی توزیع فراوانی عنصر سرب (شکل ۳) در خاک‌های مورد مطالعه نیز مؤید توزیع غیرنرمال عنصر سرب در خاک منطقه است (لازم به ذکر است که به دلیل توزیع به شدت غیرنرمال داده‌های غلظت سرب، پیش از رسم منحنی توزیع فراوانی، داده‌ها به شکل لگاریتمی درآمدند و با توجه به شکل ۳، حتی پس از لگاریتم گرفتن از داده‌ها، توزیع غیرنرمال است).

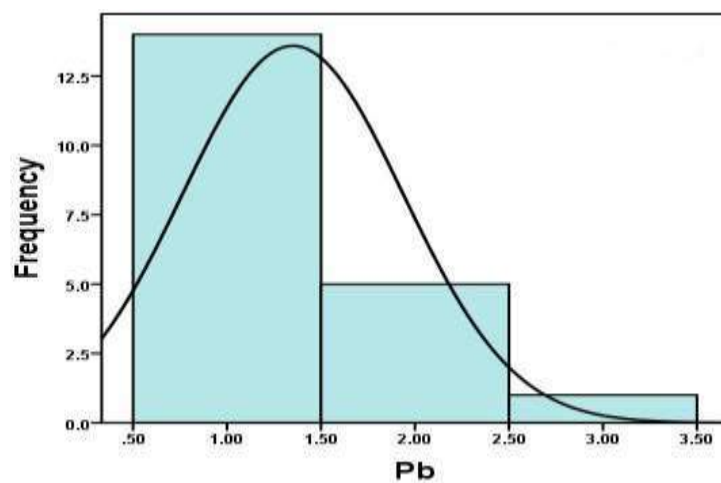
برای ارزیابی خاک منطقه مورد مطالعه از نظر غلظت سرب، نتایج به دست آمده با میانگین خاک‌های جهانی، ترکیب شیل میانگین، پوسته میانگین و حداکثر غلظت مجاز خاک‌های کشاورزی و مسکونی مقایسه شد. میانگین غلظت عنصر سرب در خاک‌های مورد مطالعه (۲۷۳/۴ میلی گرم بر کیلوگرم)، ده برابر میانگین خاک‌های جهانی (۲۷ میلی گرم بر کیلوگرم، Kabata-Pendias, 2000) می‌باشد. در شکل ۴ میانگین غلظت عنصر سرب با میانگین خاک جهانی، حداکثر غلظت مجاز این عنصر برای خاک‌های کشاورزی و مسکونی (CCME, 2007)، ترکیب شیل میانگین (Turekian & Wedepohl, 1961) و پوسته میانگین (Kabata-Pendias, 2000) مقایسه شده است. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که میانگین غلظت عنصر سرب در نمونه‌های برداشت شده، به ترتیب سه و دو برابر حداکثر غلظت مجاز این عنصر برای خاک‌های کشاورزی و مسکونی (به ترتیب ۷۰ و ۱۴۰ میلی گرم بر کیلوگرم) و همچنین ۲۱ و ۱۳ برابر ترکیب پوسته میانگین و شیل میانگین (به ترتیب ۱۳ و ۲۰ میلی گرم بر کیلوگرم) است. نتایج نشان دهنده غلظت بالای سرب در خاک‌های اطراف معدن سرب و روی ایرانکوه می‌باشد.



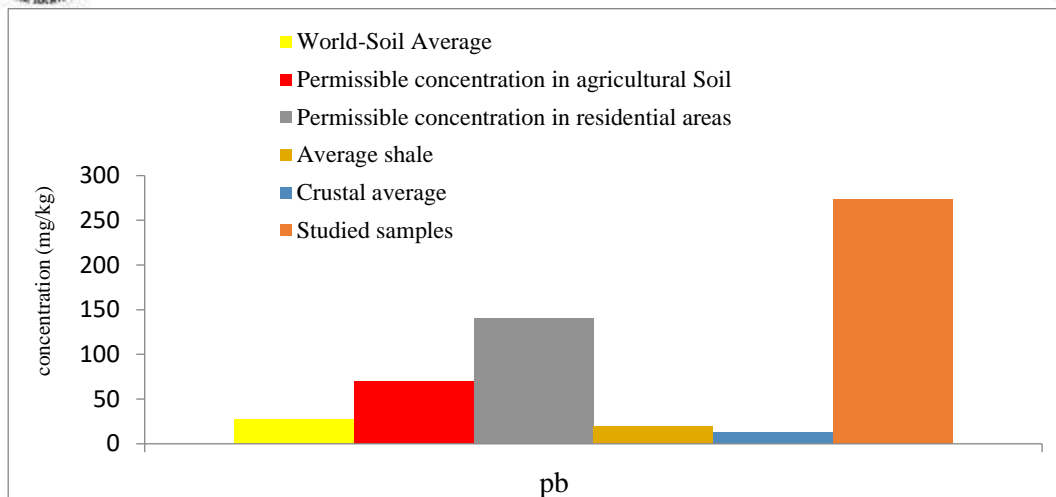
شکل ۲- نقشه پراکندگی غلظت سرب در منطقه مورد مطالعه

جدول (۲) - آمار توصیفی غلظت کل عنصر سرب در نمونه‌های خاک

| مقدار | پارامتر آماری  |
|-------|----------------|
| ۱۸/۴  | حداقل (mg/kg)  |
| ۲۸۶۹  | حداکثر (mg/kg) |
| ۲۳۷/۴ | میانه          |
| ۴۱/۱  | میان           |
| ۶۳۰/۳ | انحراف معیار   |
| ۲/۶   | ضریب تغییرات   |
| ۴/۲   | چولگی          |
| ۱۸/۴  | تیزشدگی        |



شکل (۳) - منحنی توزیع فراوانی عنصر سرب



شکل ۴- مقایسه میانگین غلظت سرب در نمونه‌های مورد مطالعه با غلظت سرب در خاک جهانی میانگین، شیل میانگین، پوسته میانگین، حداکثر غلظت مجاز سرب در خاک‌های کشاورزی و مسکونی

## ۲-۳- ارزیابی کمی شدت آلودگی خاک به فلز سرب

در این بخش با توجه به شاخص زیست محیطی ضریب غنی‌شدگی، آلودگی خاک‌های پیرامون معدن سرب و روی ایرانکوه به عنصر سرب بررسی می‌شود. ضریب غنی‌شدگی (EF) یک روش موثر برای ارزیابی شدت آلودگی خاک و تعیین سهم نسبی منابع طبیعی و انسان‌زاد از یکدیگر است (Gu et al., 2012). به طور کلی، در صورتی که ضریب غنی‌شدگی یک عنصر از ۲ کم‌تر باشد، نمونه نسبت به آن عنصر فاقد آلودگی است، در حالی که بیشتر بودن ضریب غنی‌شدگی از ۲ نشانگر آلودگی نمونه به عنصر (از منابع طبیعی یا انسان‌زاد) است (Gu et al., 2012). ضریب غنی‌شدگی توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود:

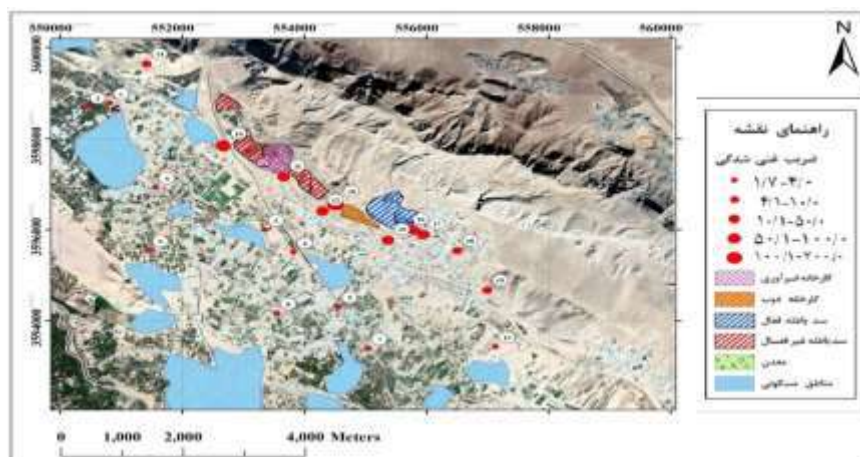
$$EF = \frac{\left( \frac{M_{sample}}{N_{sample}} \right)}{\left( \frac{M_{background}}{N_{background}} \right)}$$

که در آن  $M_{sample}$  غلظت عنصر سرب در نمونه،  $N_{sample}$  غلظت عنصر بهنجار کننده در نمونه،  $M_{background}$  غلظت عنصر سرب در ماده زمینه (پوسته میانگین، ۱۳ میلی‌گرم بر کیلوگرم) و  $N_{background}$  غلظت عنصر بهنجار کننده (آلومینیم) در ماده زمینه (پوسته میانگین، ۸۱۳۰۰ میلی‌گرم بر کیلوگرم) است (Abraham & Parker, 2008). بر اساس مقادیر ضریب غنی‌شدگی بر مبنای ترکیب پوسته میانگین، حداکثر مقدار ضریب غنی‌شدگی ۱۷۹/۹ و حداقل آن ۱/۷ (میانگین ۲۰/۵) است. بر اساس رده‌بندی ساترلند (جدول ۳) و مقادیر میانگین ضریب غنی‌شدگی، در نمونه‌های خاک مورد مطالعه، عنصر سرب در رده غنی‌شدگی اندک تا بی‌نهایت زیاد قرار می‌گیرد. در شکل ۵ توزیع ضریب غنی‌شدگی عنصر سرب در خاک‌های منطقه، نسبت به میانگین ترکیب پوسته (Taylor & McLennan, 1995) نشان داده شده است.

جدول ۳- رده بندی مقادیر ضریب غنی شدگی (Sutherland, 2000)

| شدت غنی شدگی                   | EF                |
|--------------------------------|-------------------|
| بدون غنی شدگی تا غنی شدگی اندک | $EF \leq 2$       |
| غنی شدگی متوسط                 | $2 < EF \leq 5$   |
| غنی شدگی قابل توجه             | $5 < EF \leq 20$  |
| غنی شدگی بسیار زیاد            | $20 < EF \leq 40$ |
| غنی شدگی بی نهایت زیاد         | $EF > 40$         |

بر اساس شکل ۵ افزایش فاصله از سدهای باطله و کارخانه فرآوری سبب کاهش ضریب غنی شدگی عنصر سرب در نمونه های مورد مطالعه می شود و نمونه های نزدیک سدهای باطله و کارخانه ذوب و فرآوری ضریب غنی شدگی بیشتری نسبت به سایر نمونه ها دارند که این امر نشان دهنده تأثیر فعالیت های انسانی بر آلودگی نمونه های مورد مطالعه می باشد.



شکل ۵- نقشه پراکندگی ضریب غنی شدگی سرب در منطقه مورد مطالعه

## ۵- نتیجه گیری

نتایج بدست آمده نشان می دهد که فعالیت معدنی باعث افزایش غلظت عنصر سرب در منطقه مورد مطالعه شده است. غلظت سرب در نمونه های خاک مورد مطالعه، در مقایسه با حداکثر غلظت مجاز این عنصر در خاک های کشاورزی و مسکونی بیشتر است که این امر با توجه به فعالیت کشاورزی گسترده در منطقه و همچنین تمرکز مراکز جمعیتی در پیرامون معدن باید مورد توجه قرار گیرد. با توجه به این که تمرکز فلزات در خاک می تواند به تمرکز آنها در محصولات کشاورزی، و همچنین در غبارهای مناطق مسکونی منجر شود، و با توجه به اثرات منفی سرب بر سلامت انسان، به ویژه کودکان، مدیریت زیست-محیطی و کنترل منبع آلودگی سرب (توده های باطله دپو شده در محدوده مورد مطالعه) و همچنین انجام اقدامات محافظتی همانند پاکسازی خاک در منطقه بسیار ضروری است.

## 6- مراجع

- Abraham, G. M. S., & Parker, R. J. , 2008. Assessment of heavy metal enrichment factors and the degree of contamination in marine sediments from Tamaki Estuary, Auckland, New Zealand. *Environmental Monitoring and Assessment*, 136(1), 227–238.
- Bonberg, N., Pesch, B., Ulrich, N., Moebus, S., Eisele, L., Marr, A., Arendt, M., Jöckel, K.-H., Brüning, T., & Weiss, T., 2017. The distribution of blood concentrations of lead (Pb), cadmium (Cd), chromium (Cr) and manganese (Mn) in residents of the German Ruhr area and its potential association with occupational exposure in metal industry and/or other risk factors. *International Journal of Hygiene and Environmental Health*, 220(6), 998–1005.
- Du, P., Xue, N., Liu, L., & Li, F., 2008. Distribution of Cd, Pb, Zn and Cu and their chemical speciations in soils from a per-smelter area in northeast China. *Environmental Geology*, 55(1), 205–213.
- Gu, Y.-G., Wang, Z.-H., Lu, S.-H., Jiang, S.-J., Mu, D.-H., & Shu, Y.-H., 2012. Multivariate statistical and GIS-based approach to identify source of anthropogenic impacts on metallic elements in sediments from the mid Guangdong coasts, China. *Environmental Pollution*, 163, 248–255.
- Kabata-Pendias, A., 2000. Trace elements in soils and plants. CRC press.
- Lei, M., Zhang, Y., Khan, S., Qin, P., & Liao, B., 2010. Pollution, fractionation, and mobility of Pb, Cd, Cu, and Zn in garden and paddy soils from a Pb/Zn mining area. *Environmental Monitoring and Assessment*, 168(1), 215–222.
- Metson, A. J., 1957. Methods of chemical analysis for soil survey samples. *Soil Science*, 83(3), 245.
- Sutherland, R. A., 2000. Bed sediment-associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii. *Environmental Geology*, 39(6), 611–627.
- Štupar, J., Dolinšek, F., & Eržen, I., 2007. Hair-Pb longitudinal profiles and blood-Pb in the population of young Slovenian males. *Ecotoxicology and Environmental Safety*, 68(1), 134–143.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2), 241–265.
- Turekian, K. K., & Wedepohl, K. H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geological Society of America Bulletin*, 72(2), 175–192.

## ژئوشیمی و شیمی مجموعه دگرگونی پیرسلیمان - چهارگاه

فاطمه دارابی<sup>۱\*</sup> سیدمصطفی زارعی<sup>۲</sup>

۱- کارشناسی ارشد، رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه اصفهان، همدان، ایران

\*fatemehdarabi66@gmail.com

۲- کارشناسی، حقوق دانشگاه پیام‌نور همدان، همدان، ایران

smzareei@gmail.com

### چکیده

مجموعه دگرگونی پیرسلیمان-چهارگاه در جنوب شهرستان قروه و بخشی از زون سنندج-سیرجان می‌باشد. این مجموعه از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل انواع شیست‌ها، متادیوریت، آمفیبولیت، مرمر و کوارتزیت تشکیل شده‌است. متادیوریت‌های مورد مطالعه دارای ساخت توده‌ای و ضریب رنگی مزوکرات هستند. آمفیبولیت‌های مورد مطالعه نیز دارای بافت نماتوبلاستیک و لیپدونماتوبلاستیک هستند و از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز تشکیل شده‌اند. فولیاسیون زمینه و دانه‌های پورفایرولاست موجود در آندالوزیت شیست‌های منطقه چهارگاه نشان از رشد همزمان این پورفایرولاست با حادته تکتونیک دارد. با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی و آنالیز ژئوشیمی کل پرتولیت نمونه‌های متادیوریت و آمفیبولیت مورد مطالعه، آذرین و از نوع بازالت ساب-آلکالن می‌باشد. سری ماگمایی سنگ مادر آمفیبولیت‌های مورد مطالعه دارای ماهیت ساب‌آلکالن و از نوع تولیتی است. فشارسنجی نمونه‌های آمفیبولیتی مجموعه دگرگونی مورد مطالعه فشاری در حدود ۳ کیلو بار را برآورد می‌کند که این دما در حد دمای رخساره آمفیبولیت است.

**واژه‌های کلیدی:** مجموعه دگرگونی، ژئوشیمی، فشارسنجی، رخساره آمفیبولیت.

### Abstract

Pirsliman-Chahargah metamorphic complex is in the south of Qorve city and is a part of Sanandaj-Sirjan zone. This collection consists of regional metamorphic rocks, including types of schists, metadiorite, amphibolite, marble and quartzite. The studied metadiorites have a mass structure and a mesocratic color coefficient. The studied amphibolites also have nematoblastic and lipidonematoblastic texture and are composed of the main minerals plagioclase and green hornblende. The background foliation and porphyroblast grains found in andalusite-schists of Chahargah area show the simultaneous growth of this porphyroblast with the tectonic event. According to the field evidence and petrographic studies and geochemical analysis of the whole pertholite of the studied metadiorite and amphibolite samples, it is igneous and sub-alkaline basalt type. The magmatic series of the mother rock of the studied amphibolites is sub-alkaline and tholeiitic in nature. The pressure measurement of the amphibolite samples of the studied metamorphic complex estimates a pressure of about 3 kbar, which is the temperature of the amphibolite facies.

**Key words:** Metamorphic set, geochemistry, pressure measurement, amphibolite facies.

### ۱- مقدمه

در اعصار مختلف تاریخ زمین‌شناسی، فرآیندهای دگرگونی، بر سنگ‌های پوسته زمین اثر کرده‌اند، به‌طوری که بخشی از پوسته می‌تواند چندین مرحله دگرگونی را پشت سر گذاشته باشد. برای حضور سنگ‌های دگرگونی متفاوت، می‌توان خاستگاه‌های ژنتیکی متفاوتی را در نظر گرفت. با توجه به مطالعات سنگ‌های دگرگونی می‌توان اطلاعاتی راجع به رفتار تکتونیک و حرارتی گذشته زمین به‌دست آورد. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در زمان‌های طولانی، متحمل تغییر شکل‌های پیچیده‌ای شده و نوارهای دگرگونی طولی را به وجود می‌آورند.



انجام یک مطالعه پترولوژیکی جامع و کامل بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی بر روی نمونه‌ها و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی امکان‌پذیر نیست. تفسیر منشاء و پتروژنز سنگ‌ها نیازمند انجام مطالعات دقیق ژئوشیمیایی، پردازش داده‌ها و تحلیل درست نتایج حاصل است. لذا پس از بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها مطالعه خصوصیات ژئوشیمیایی آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است. با بررسی‌های ژئوشیمیایی، در این مقاله سعی می‌شود تا سری ماگمایی سنگ‌ها، محیط تکنیکی و ماهیت سنگ منشاء متادیوریت و آمفیبولیت منطقه مورد نظر مشخص گردد.

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه دگرگونی منطقه، تعداد ۶ نمونه سنگ که حداقل هوازدگی را دارند، جهت تجزیه عناصر اصلی به روش ICP-ES به شرکت زرآزما (تهران) ارسال گردید. که از این ۶ نمونه سه نمونه متادیوریت و ۳ نمونه آمفیبولیت می‌باشد. موقعیت جغرافیایی نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. در ادامه برای تعیین دقیق دما و فشار مجموعه دگرگونی مورد مطالعه ۳ مقطع نازک صیقلی از سنگ آمفیبولیت منطقه انتخاب شد و به روش الکترون مایکروپروب با دستگاه الکترون پروب در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) با دستگاه مدل SX100 مورد آنالیز قرار گرفته و نتایج حاصل از این تجزیه در جدول ۲ آورده شده است.

شیمی کانی‌ها و تغییراتی که در ترکیب کانی‌ها پدید می‌آید، نقش مهمی را در فهم فرایندها و تحلیل و تفسیر پتروژنتیکی سنگ‌ها ایفا می‌کند. تغییرات ترکیب شیمیایی کانی‌ها، عمدتاً به جابه‌جایی و جانشینی کاتیون‌ها در ساختار بلورین کانی‌ها مربوط است که در شرایط فیزیکی شیمیایی خاصی انجام می‌شود. هدف از مطالعه مینرال شیمی کانی‌های دگرگونی تعیین نوع کانی‌های موجود در سنگ‌های متابازیت با توجه به ترکیب شیمی آنها و تعیین فشار و دمای دگرگونی است. در این مقاله به بررسی ترکیب شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز موجود در آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی مورد نظر پرداخته شده است.

## ۲- ژئوشیمی

### - تعیین پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه

تشخیص پروتولیت در سرزمین‌های دگرگونی یکی از اهداف مطالعات سنگ‌شناسی دگرگونی به شمار می‌رود. برای این منظور معیارهای صحرایی، میکروسکوپی و شیمیایی مورد استفاده قرار می‌گیرند، با استفاده از عناصر اصلی در متابازیت‌های می‌توان به نوع سنگ بازیک قدیمی پی‌برد.

### - نام‌گذاری سنگ‌ها بر اساس عناصر اصلی

روش TAS (TA=Total Alkali S=SiO<sub>2</sub>) توسط کاکس و دیگران (۱۹۷۹) برای طبقه‌بندی مقدماتی سنگ‌های آذرین استفاده شد. در این نمودار مقادیر آلکالینته در برابر SiO<sub>2</sub> قرار می‌گیرد. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده بازالت و آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۱).

جدول ۱- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های برداشت شده از مجموعه دگرگونی قروه

| نمونه         | AS-1         | AS-29        | AS-31        | TZ-55        | TZ-56        | TZ-61        |
|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| طول جغرافیایی | 47°44'51.34" | 47°44'27.79" | 47°44'28.41" | 47°41'30.57" | 47°41'34.56" | 47°41'41.13" |
| عرض جغرافیایی | 35°05'10.11" | 35°03'59.43" | 35°04'12.20" | 35°04'55.28" | 35°04'47.50" | 35°05'05.61" |

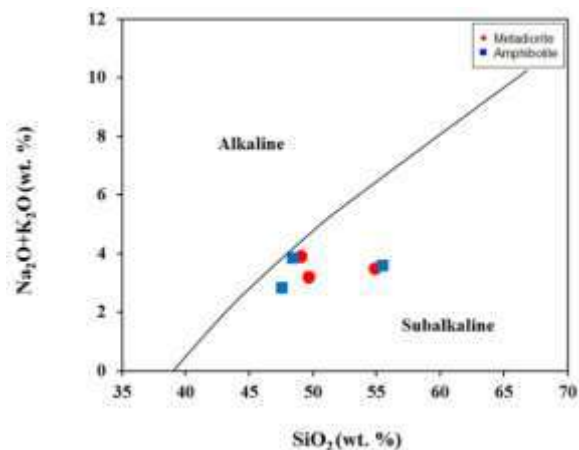
### - نام‌گذاری بر اساس عناصر فرعی

نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی، فرعی و عناصر کمیاب در سنگ‌های مورد مطالعه به منظور بررسی رفتار ژئوشیمیایی آنها مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفت. بر اساس نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل Zr/TiO<sub>2</sub> که توسط وینچستر و فلوید (۱۹۷۷) طراحی شده است، نمونه‌های مورد آنالیز در محدوده بازالت‌های ساب‌آلکان و آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۲).

جدول ۲- تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی نمونه‌های مورد بررسی

| Sample                         | AS-1         | AS-29        | AS-31        | TZ-55       | T-56        | TZ-61       |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|
| type                           | Meta diorite | Meta diorite | Meta diorite | Amphibolite | Amphibolite | Amphibolite |
| SiO <sub>2</sub> (wt.%)        | 54.94        | 49.12        | 49.72        | 47.58       | 55.47       | 48.39       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.81        | 14.29        | 16.01        | 13.54       | 13.74       | 14.31       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8.85         | 13.18        | 8.66         | 12.67       | 12.67       | 12.84       |
| CaO                            | 11.87        | 10.68        | 11.35        | 12.82       | 12.82       | 9.89        |
| MgO                            | 6.93         | 6.02         | 7.11         | 7.98        | 4.83        | 7.25        |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.79         | 3.14         | 2.64         | 2.36        | 2.43        | 3.45        |
| K <sub>2</sub> O               | 0.66         | 0.73         | 0.54         | 0.47        | 1.17        | 0.40        |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.10         | 2.23         | 1.05         | 1.43        | 1.46        | 1.68        |
| MnO                            | 0.12         | 0.19         | 0.12         | 0.15        | 0.12        | 0.14        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.15         | 0.48         | 0.14         | 0.17        | 0.21        | 0.22        |
| Total                          | 104.22       | 100.07       | 97.33        | 99.16       | 104.91      | 98.57       |
| Ag(ppm)                        | 0.42         | 0.45         | 0.27         | 0.41        | 0.43        | 0.41        |
| As                             | 2.5          | 2.4          | 2.7          | 1.7         | 9.7         | 4.8         |
| Ce                             | 25           | 71           | 23           | 30          | 46          | 34          |
| Co                             | 33           | 38           | 32           | 44          | 31          | 40          |
| Cs                             | 1.2          | 1.5          | 1.2          | 0.5         | 1.5         | 0.7         |
| Dy                             | 4.93         | 7.55         | 4.05         | 4.96        | 6.3         | 5.44        |
| Er                             | 2.99         | 4.6          | 2.53         | 2.87        | 3.67        | 3.15        |
| Eu                             | 1.25         | 2.4          | 1.02         | 1.9         | 1.75        | 1.63        |
| Gd                             | 4.06         | 7.6          | 3.39         | 4.64        | 6.08        | 5.21        |
| Hf                             | 1.86         | 2.97         | 1.63         | 1.23        | 1.06        | 0.95        |
| K                              | 5451         | 6094         | 4449         | 3889        | 9676        | 3318        |
| La                             | 10           | 38           | 10           | 13          | 21          | 15          |
| Li                             | 16           | 21           | 17           | 7           | 23          | 18          |
| Lu                             | 0.35         | 0.49         | 0.29         | 0.27        | 0.38        | 0.31        |
| Nb                             | 10.1         | 27.9         | 13.3         | 16.1        | 10.1        | 18.8        |
| Nd                             | 14.2         | 34.7         | 12.1         | 17.5        | 26.6        | 20.5        |
| Ni                             | 82           | 56           | 60           | 93          | 22          | 48          |
| P                              | 665          | 2113         | 601          | 749         | 898         | 942         |
| Pb                             | 47           | 117          | 141          | 351         | 176         | 256         |
| Pr                             | 3.2          | 8.92         | 2.84         | 4.07        | 6.37        | 4.72        |
| Rb                             | 15           | 12           | 17           | <1          | 24          | <1          |
| S                              | 116          | 103          | 96           | 79          | 739         | 113         |
| Sc                             | 26.4         | 29.6         | 27.1         | 32.3        | 26.7        | 28          |
| Sm                             | 3.54         | 7.31         | 3.01         | 4.31        | 6.06        | 4.92        |
| Sr                             | 248          | 383          | 246          | 209         | 229         | 249         |
| Ta                             | 1.4          | 1.88         | 1.75         | 1.94        | 1           | 2.1         |
| Tb                             | 0.68         | 1.1          | 0.58         | 0.72        | 0.93        | 0.8         |
| Th                             | 4.07         | 5.32         | 3.08         | 2.18        | 5.95        | 3.04        |
| Ti                             | 6584         | 13397        | 6266         | 8765        | 8765        | 10091       |
| Tm                             | 0.39         | 0.57         | 0.3          | 0.34        | 0.47        | 0.38        |
| U                              | 0.7          | 0.6          | 0.5          | 0.4         | 1.18        | 0.3         |
| V                              | 157          | 286          | 158          | 243         | 213         | 230         |
| Y                              | 23           | 39           | 20           | 23          | 31          | 26          |
| Yb                             | 2.2          | 3.4          | 2            | 2.3         | 2.8         | 2.5         |
| Zr                             | 39           | 86           | 35           | 41          | 49          | 58          |

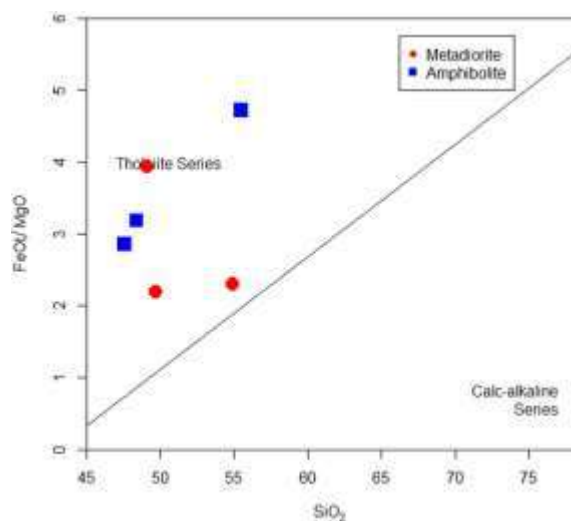




شکل ۳- نمودار تغییرات SiO<sub>2</sub> در برابر Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (ایروین و بارگار، ۱۹۷۱).

#### - نمودار FeOt/MgO در برابر SiO<sub>2</sub>

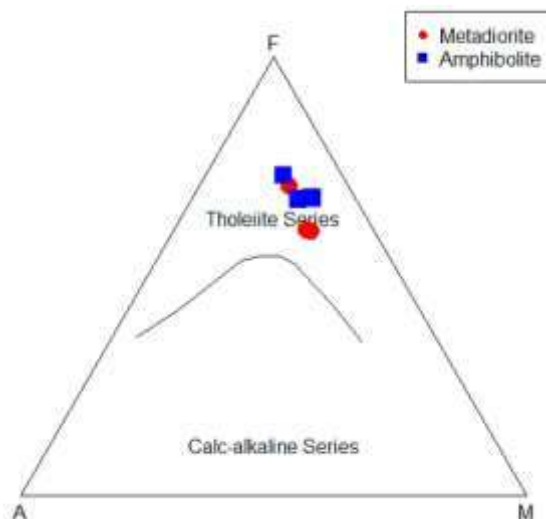
میاشیرو (۱۹۷۴) با استفاده از نسبت FeOt/MgO در برابر SiO<sub>2</sub> نموداری ارائه کرد که سری‌های ماگمایی ساب آکالن را به دو گروه کالک آکالن و تولیتی تقسیم می‌کند. با توجه به این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری ماگمایی تولیتی قرار می‌گیرد (شکل ۴).



شکل ۴- نمودار تغییرات SiO<sub>2</sub> در برابر FeOt/MgO (میاشیرو، ۱۹۷۴).

#### - نمودار AFM

این نمودار برای تشخیص تولیتی یا کالک آلکالن بودن سنگ‌های شبه قلیایی به کار می‌رود. در این نمودار، نمونه‌ها در گستره تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵).

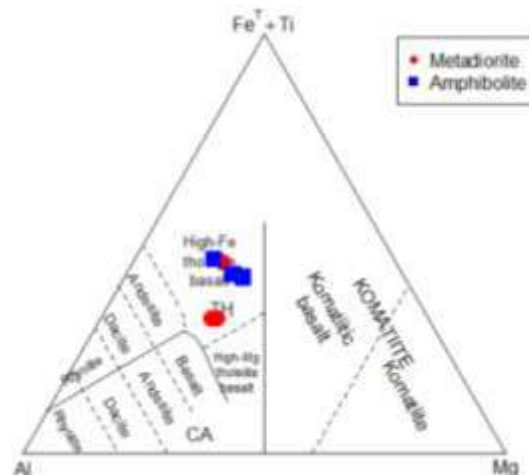


شکل ۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار AFM (ایروین و باراکار، ۱۹۷۱).

#### - نمودار کاتیونی $Al, Mg, (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti)$ (جنسن<sup>۱</sup>، ۱۹۷۶)

نمودار کاتیونی جنسن بر اساس نسبت‌های کاتیونی  $Al, Mg, (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti)$  می‌باشد. انتخاب این عناصر به دلیل قابلیت تغییرشان در داخل سنگ‌های ساب آلکالن، تغییرات آن‌ها به نسبت عکس هم و نیز پایداری‌شان تحت درجات پایین دگرگونی است. لذا این روش طبقه‌بندی را می‌توان برای سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده که کاهش متاسوماتیکی اندکی از آلکالی‌ها را تحمل کرده‌اند، به کار برد. اهمیت اساسی نمودار جنسن این است که کوماتیت‌ها را به صورت مجزا از بازالت‌ها و سنگ‌های کالک آلکالن نشان داده و بنابراین برای سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده‌ی آرکئن مفید است. با توجه به شکل (۶) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار کاتیونی جنسن در محدوده بازالت‌های تولیتی  $Fe$  بالا قرار می‌گیرند.

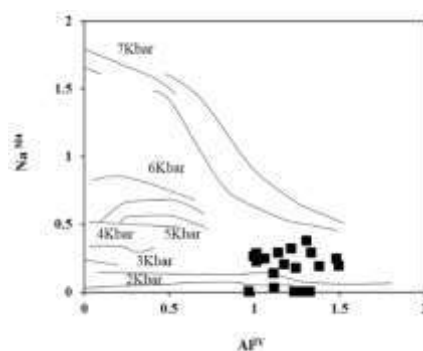
<sup>1</sup> Jensen



شکل ۶- قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر طبق درصد کاتیونی Al و Mg (Ti+Fe).

### ۳- فشار سنجی با استفاده از کانی آمفیبول

ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول به صورت گسترده برای تعیین فشار سنگ‌های آذرین و دگرگونی به کار می‌رود. به عنوان مثال توزیع عنصر Al (هالیستر و همکاران، ۱۹۸۷؛ جانسون و ردفورد، ۱۹۸۹؛ پلی و اشمیت، ۱۹۹۲) و  $Na^B$  (لیرد و همکاران، ۱۹۸۴؛ براون، ۱۹۷۷). در کانی آمفیبول تابع فشار بوده، در نتیجه با استفاده از این عناصر می‌توان به فشار دگرگونی پی برد. بر مبنای مقادیر  $Na_{M4}$  و  $Al^{VI}$  (براون، ۱۹۷۷) در آمفیبول‌های مورد بررسی ۲ تا ۵ کیلو بار فشار برای آمفیبولیت‌ها تخمین زده می‌شود، که نشان از فشار متوسط برای این سنگ‌ها دارد (شکل ۷).



شکل ۷- تعیین فشار دگرگونی آمفیبولیت‌های آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی قروه بر اساس نمودار براون (۱۹۷۷).

ترکیب آمفیبول علاوه بر فشار به دما، فوگاسیته اکسیژن، ترکیب کل و فازهای همزیست بستگی دارد (هامستروم، ۱۹۸۶)، به طوری که با افزایش دما و فشار آمفیبول مقادیر عناصر  $Al$ ،  $Na$ ،  $Ti$ ،  $K$  و  $Mg\#$  افزایش یافته و  $Si$  کاهش می‌یابد (فمنیاس، ۲۰۰۶). استفاده از فشار سنج  $Al$  در آمفیبول از متداول‌ترین روش‌های تخمین فشار می‌باشد. استفاده از این فشار سنج مستلزم همزیستی کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن می‌باشد. از آنجایی که آمفیبول‌های مورد مطالعه با این کانی‌ها همزیست می‌باشند می‌توان از این فشار سنج در جهت پی بردن به فشار آمفیبولیت مجموعه دگرگونی قروه بهره جست.

همخوانی مناسبی بین  $Al^t$  کل و  $Al^{IV}$  در آمفیبول‌های مورد بررسی وجود دارد (شکل ۸ الف) که با استفاده از نمودار اشمیت (۱۹۹۲) محدوده فشار از ۲ تا ۵ کیلو بار است (شکل ۸ ب). برای برآورد فشار تبلور آمفیبول از روش‌های مرسوم زمین‌شناختی بر اساس محتوای  $Al$  موجود در هورنبلند استفاده شده است، نتایج محاسبه در جدول ۳ آورده شده است:

۱: اشمیت (۱۹۹۲)

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 Al^t$$

۲: اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵)

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 Al^t - 3.01 - \{ [T (^\circ C) - 675] / 85 \} \times \{ 0.530 Al^t + 0.005294 [T (^\circ C) - 675] \}$$

۳: هامستروم و زن (۱۹۸۶)

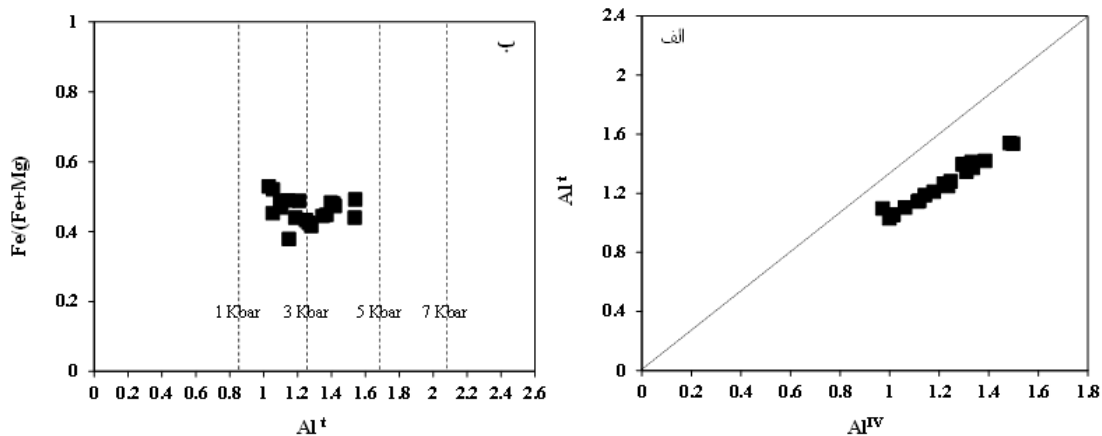
$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 Al^t$$

۴: هولیستر و همکاران (۱۹۸۷)

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 Al^t$$

۵: جانسون و ردفورد (۱۹۸۹)

$$P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 Al^t$$



شکل ۸- الف) همخوانی خطی  $Al^t$  کل و  $Al^{IV}$  در آمفیبول‌های مورد بررسی. ب) تعیین گستره فشار تشکیل آمفیبولیت‌ها بر اساس نمودار (اشمیت، ۱۹۹۲).



جدول ۳- محاسبه فشار تشکیل بلورهای آمفیبول با استفاده از روش دانشمندان مختلف (با استفاده از صفحه گسترده محاسبات آمفیبول در نرم افزار اکسل) در توده های آمفیبولیتی مجموعه دگرگونی قروه

| فشار (کیلو بار) |        |       |   |
|-----------------|--------|-------|---|
| میانگین         | حداکثر | حداقل | با استفاده از روش محتوی آلومینیوم در هورنبلند |
| 3.02            | 4.21   | 1.83  | اشمیت (۱۹۹۲)                                  |
| 2.07            | 3.15   | 1     | اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵)                        |
| 2.45            | 3.71   | 1.19  | همستروم و زن (۱۹۸۶)                           |
| 2.38            | 3.8    | 0.97  | هولستر و همکاران (۱۹۸۷)                       |
| 1.9             | 2.96   | 0.84  | جانسون و رادرفورد (۱۹۸۹)                      |

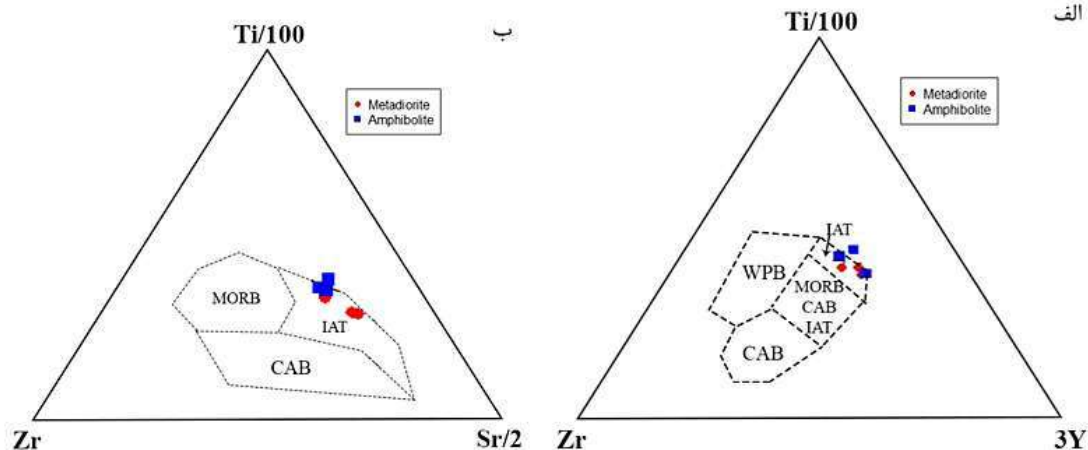
#### ۴- تعیین جایگاه تکتونیکی

هر سنگ را می توان به محیط زمین شناختی خاصی نسبت داد و در واقع هر یک از محیط های زمین شناختی، مجموعه سنگ های خاص خود را دارند و توزیع سنگ ها با جایگاه زمین شناختی تغییر می کند. با توجه به اینکه ماگمای مادر در چه محیطی تشکیل شده است مقادیر عناصر کمیاب و نادر آن فرق دارند. در نتیجه می توان به رابطه بین محیط تکتونیکی و تشکیل سنگ ها پی برد. یکی از نمودارهایی که برای تعیین محیط تکتونیکی بازالت ها با استفاده از عناصر نادر و اصلی ارائه شده است، نمودار پیرس و کان می باشد.

#### - نمودار پیرس و کان<sup>۲</sup> (۱۹۷۳)

پیرس و کان (۱۹۷۳) با استفاده از عناصر  $\text{Sr}$  و  $\text{Y}$ ،  $\text{Zr}$ ،  $\text{Ti}/100$  نمودارهایی ارائه کرده اند که محدوده های بازالت های تولییتی، تولییت های جزایر قوسی، بازالت های پشته های میان اقیانوسی، بازالت های قوس قاره ای، بازالت های درون صفحه ای را از هم متمایز می کند. با توجه به این نمودارها نمونه های مورد بررسی در محدوده تولییت های جزایر قوسی (IAT) قرار می گیرند (شکل ۹ الف و ب).

<sup>2</sup> Pearce & Cann



شکل ۹-الف و ب) نمودار تکتونیکی پیرس و کان (۱۹۷۳). CAB: بازالت‌های قوس قاره‌ای، MORB: بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی، WPB: بازالت‌های درون صفحه‌ای، IAT: تولیت‌های جزایر قوسی.

## ۵- نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات صورت گرفته بر روی مجموعه دگرگونی پیرسلیمان-چهارگاه مشخص شد که:

سنگ‌های موجود در این مجموعه حاصل دگرگونی ناحیه‌ای هستند، که با مطالعات پتروگرافی سنگ‌های میکاشیست، کالک شیست، آندالوزیت‌شیست، کلریت میکاشیست، متادیوریت، آمفیبولیت، مرمر و کوارتزیت تشخیص داده شد. بافت موجود در این سنگ‌ها نماتوبلاستیک و لیپیدوبلاستیک می‌باشد. در

بعضی از آندالوزیت‌شیست‌ها کانی آندالوزیت به صورت پورفایروبلست بوده که بر اثر استرس وارد شده بر آنها بر اثر عوامل تکتونیکی موجود در منطقه دچار کشیدگی شده و بودیناژ شده‌اند.

با مطالعه شیستوزیته متن سنگ با شیستوزیته داخل پورفایروبلست مشخص می‌شود که سایه وانتش (strain shadow) و کلاه وانتش (strain cap) وجود ندارد و شیستوزیته اطراف آندالوزیت نشان‌دهنده همزمانی رشد آندالوزیت با شیستوزیته اصلی منطقه است. کانی کلریت و کوارتز شکستگی‌های موجود در کانی آندالوزیت را که بر اثر کشیدگی به وجود آمده است به شکل فیبر پر کرده‌اند.

با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی متادیوریت‌ها و آمفیبولیت‌ها، مشخص شد پروتولیت این سنگ‌ها آذرین بوده و از نوع ساب‌آلکانل می‌باشد و در گروه تولیتی قرار می‌گیرد.

بر طبق آنالیز الکترون میکروپروب صورت گرفته به روی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز سنگ‌های آمفیبولیتی، آمفیبول‌ها از نوع کلسیک با ترکیب اکتینولیت هورنبلند-مگنزیوهورنبلند و چرماکیت هورنبلند هستند و پلاژیوکلازها ترکیب الیگوکلاز-لابرادوریت دارد که تایید کننده افزایش درجه دگرگونی است.

محیط تکتونیکی برای پروتولیت نمونه‌ها مورد بررسی بازالت‌های تولیتی جزایر قوسی در نظر گرفته می‌شود.

## ۶- مراجع

- قربانی، م.، (۱۳۸۱)، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین.
- گردیده، س.، (۱۳۸۹)، پترولوژی مجموعه آذرین و دگرگونی منطقه مشیر آباد-تازه آباد در جنوب قروه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان، ۱۵۴ صفحه.
- محجل، م.، (۱۳۹۵)، میکروتکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس، ۷۴۲ صفحه.
- محجل، م و سهندی، م. ر.، (۱۳۷۸)، تکامل تکتونیک پهنه سندانج-سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۳۲، صفحه ۴۹-۲۸.
- معین وزیری، ح.، (۱۳۷۷)، دیباچه‌ای بر ماگماتیسم ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۳۴۰ صفحه.
- نبوی، م. ح.، (۱۳۵۵)، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۵ صفحه.
- مولایی یگانه، ط.، ترکیان، ا.، سپاهی، ع. ا.، (۱۳۹۶)، بررسی خاستگاه و زمین دما- فشارسنجی توده‌ی دیوریت گابرویی (جنوب قروه- کردستان)؛ با تکیه بر شیمی کانی‌ها، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و پنجم، شماره اول، بهار ۹۶، صفحه ۱۶۶-۱۵۳.
- نوری هندی، ل.، (۱۳۹۰)، بررسی پترولوژیکی پلوتون گرانیتی قلا‌ی لان جنوب غرب قروه (استان کردستان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان، ۱۱۵ صفحه.
- Alavi, M. (1994), Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4), 211-238.
- Anderson, J. L., & Smith, D. R. (1995), The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559.
- Anderson, J. L. (1996), Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2), 125-138.
- Azizi, H., Zanjefili-Beiranvand, M., & Asahara, Y. (2015), Zircon U-Pb ages and petrogenesis of a tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj-Sirjan zone, northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc-continent collision. *Lithos*, 216, 178-195.
- Berberian, M. (1977), Three phases of metamorphism in Haji-Abad quadrangle (southern extremity of the Sanandaj-Sirjan structural Zone): a palaeotectonic discussion. *Contribution to the Seismotectonics of Iran*, 239-263.
- Best, M. G. (2013), *Igneous and metamorphic petrology*. John Wiley & Sons.
- Boynton, W. V. (1984), Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Developments in geochemistry* (Vol. 2, pp. 63-114). Elsevier.
- Brown, E. H. (1977), The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18(1), 53-72.
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011), *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media.

## مطالعه اثرات حرارتی و شیمیایی - کانی شناسی بر روی سنگ های دگرگونی میزبان خود در منطقه عشاق - بابارود

فاطمه دارابی<sup>۱\*</sup>، سیدمصطفی زارعی<sup>۲</sup>

۱- کارشناسی ارشد، رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه اصفهان، همدان، ایران

fatemehdarabi66@gmail.com

۲- کارشناسی، حقوق دانشگاه پیام نور همدان، همدان، ایران

smzareei@gmail.com

### چکیده

منطقه مورد مطالعه بین طول های جغرافیایی ۳۸° ۴۸' تا ۴۸° ۴۹' شرقی و عرض جغرافیایی ۳۴° ۳۴' شمالی و جنوب شرق همدان واقع شده است. پگماتیت ها و آپلیت ها بر اساس ترکیب کانی شناسی به پگماتیت های تورمالین دار همراه یا بدون مسکویت، پگماتیت های کوارتز-مسکویت دار، پگماتیت های تورمالین-گارنت دار، آپلیت های تورمالین دار، آپلیت های گارنت-تورمالین دار و رگه های کوارتز خالص تقسیم می شوند. دگرگونی ناحیه ای منطقه سبب ایجاد انواع شیت ها شامل گارنت شیت، تورمالین شیت، سیلیمانیت شیت و گارنت-آندالوزیت-سیلیمانیت شیت و دگرگونی در حد رخساره شیت سبز و آمفیبولیت شده است. مطالعات پتروگرافی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی دایک های آپلیتی-پگماتیتهای بیانگر آن است که این دایک ها از نظر درجه اشباع از آلومین به سری پر آلومین همراه با برتری مسکویت نسبت به بیوتیت متعلق هستند.

واژه های کلیدی: پگماتیت، آپلیت، عشاق، بابارود

### Abstract

The studied area is located between longitudes 38°48' to 48°49' east and latitude 34°34' north and southeast of Hamedan. Based on mineralogical composition, pegmatites and aplites are divided into tourmaline-bearing pegmatites with or without muscovite, quartz-muscovite-bearing pegmatites, tourmaline-garnet-bearing pegmatites, tourmaline-bearing aplites, aplites Garnet-tourmaline and pure quartz veins are divided. The regional metamorphism of the region has caused the creation of various types of schists, including garnet schist, tourmaline schist, sillimanite schist, and garnet-andalusite-sillimanite schist and metamorphism at the level of green schist and amphibolite facies. Petrographic, mineralogical and geochemical studies of aplitic-pegmatite dykes indicate that these dykes belong to the peraluminum series in terms of the degree of alumina saturation with the superiority of muscovite over biotite.

**Key words:** Pegmatite, Aplite, Oshagh, Babaroud

### ۱- مقدمه

در جنوب شهرستان همدان و جنوب شرقی توده گرانیتوئیدی الوند، رگه ها و توده های بزرگی از سنگ های پگماتیتهی وجود دارد. این پگماتیت ها در روستاهای عشاق و بابارود قابل مشاهده اند اما گسترش آن ها مخصوصاً در اطراف روستای عشاق به اندازه ای است که حتی در نقشه های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ همدان آمده است. در ناحیه مورد مطالعه طیف های وسیعی از سنگ های دگرگونی با کانی شناسی بسیار متنوع وجود دارد. بنابراین تعیین رخساره و زون های دگرگونی ناحیه مورد مطالعه حائز اهمیت می باشد و همچنین بخشی از وضعیت زمین شناسی به ویژه از دیدگاه سنگ شناسی دگرگونی منطقه همدان را مشخص می کند. پگماتیت ها را می توان از جنبه های مختلف مورد مطالعه قرار داد. یکی از جنبه ها مطالعه اثرات شیمیایی و کانی شناسی است که دایک ها و پگماتیت ها بر روی سنگ های میزبان خود گذاشته اند که می تواند کمک شایانی در جهت تفسیر تکامل زمین شناسی داشته باشد.

## ۲- پتروگرافی و کانی‌شناسی سنگ‌های پگماتیته و آپلیتی منطقه

بر اساس مشاهدات صحرایی و بازدیدهای صورت گرفته پگماتیته‌ها و آپلیت‌های در مجاورت با سنگ میزبان منطقه بیشتر در شمال غربی بابرود مشاهده شدند.

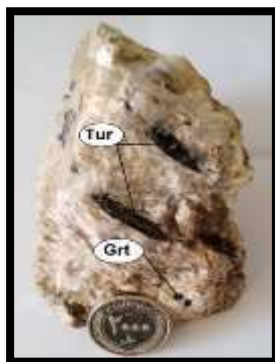
پگماتیته‌ها و آپلیت‌های منطقه را می‌توان به صورت زیر دسته‌بندی کرد:

- پگماتیته‌های تورمالین‌دار همراه یا بدون مسکوویت
- پگماتیته‌های غنی از کوارتز-مسکوویت
- پگماتیته‌های تورمالین-گارنت‌دار
- آپلیت‌های تورمالین‌دار
- آپلیت‌های گارنت-تورمالین‌دار
- رگه‌های کوارتز خالص

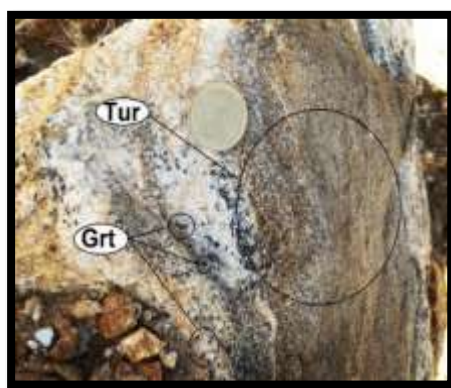
از میان پگماتیته‌ها و آپلیت‌های مذکور، پگماتیته‌های تورمالین-گارنت‌دار در منطقه به صورت غالب مشاهده شدند، بنابراین به تشریح بیشتر این مورد پرداخته می‌شود.

## ۳- پگماتیته‌های تورمالین-گارنت‌دار

این نوع پگماتیته‌ها در جنوب غربی عشاق رخمون دارند و به صورت رگه‌ای و عدسی دیده می‌شوند. در مشاهدات صحرایی تورمالین‌های موجود در آنها به صورت بلورهای متوسط با فراوانی بیشتر کوارتز دیده می‌شود (شکل ۱). اما گاهی تورمالین‌های مذکور ریز و سوزنی بوده و فراوانی بیشتری نسبت به کوارتز نشان می‌دهند به گونه‌ای که به سنگ منظره‌ای تقریباً سیاه رنگ بخشیده‌اند، همچنین گارنت‌های موجود تیره رنگ و ریز بوده و فراوانی کمی دارند و گاهی به سختی قابل تشخیص‌اند (شکل ۲).



شکل ۱- نمونه دستی از پگماتیت تورمالین-گارنت دار

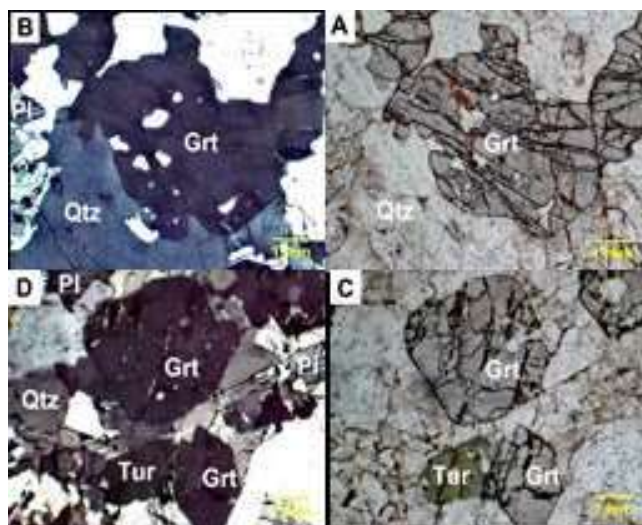


شکل ۲- نمونه ای از پگماتیت تورمالین-گارنت دار (تورمالین های ریز و سوزنی به سنگ ظاهری سیاه رنگ بخشیده اند)

در بررسی مقاطع نازک دارای بافت آنهدرال گرانولار هستند و علاوه بر گارنت و تورمالین کانی های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، مسکویت و بیوتیت هم قابل تشخیص است. گارنت ها در حال تجزیه شدن هستند که به صورت خوردگی شیمیایی قابل مشاهده است. گارنت ها اکثراً مطابق واکنش زیر در حال تبدیل شدن به بیوتیت می باشند (شکل ۳).

#### بیوتیت → گارنت + مذاب

احتمالاً شکل نامنظم دانه های گارنت حاکی از بهم خوردن تعادل شیمیایی محیط می باشد. به عبارت دیگر با تغییر شرایط، واکنش هایی بین کانی ها رخ می دهد که مجموعه ناپایدار (گارنت) به مجموعه پایدار و جدید (بیوتیت) تبدیل می گردد.

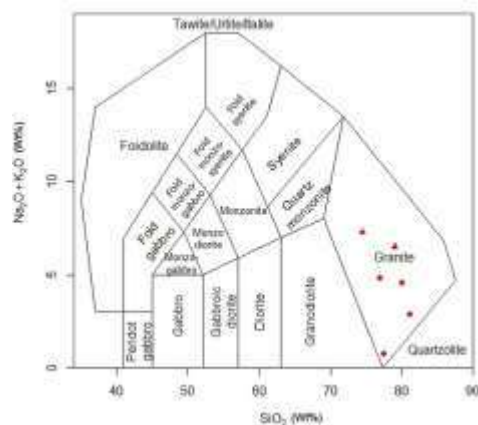


شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی A و C در نور PPL، گارنت‌ها در محل شکستگی‌ها در حال تجزیه و تبدیل شدن به بیوتیت در پگماتیت تورمالین گارنت‌دار. تصویر میکروسکوپی B و D در نور XPL

پلاژیوکلاز=Pl کوارتز=Qtz تورمالین=Tur گارنت=Grt

۴- نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، (میدلموست، ۱۹۹۴)

این نمودار برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین ارائه شده است. همانطور که در نمودار قابل تشخیص است نمونه‌های پگماتیت و آپلیت نفوذی برداشت شده در محدوده گرانیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴).

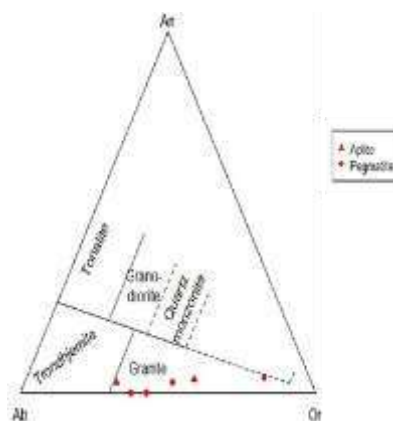


شکل ۴- نمودار TAS رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های پلوتونیک، (میدلموست، ۱۹۹۴)

۵- نمودار نورماتیو Ab-An-Or اوکانر (۱۹۶۵)



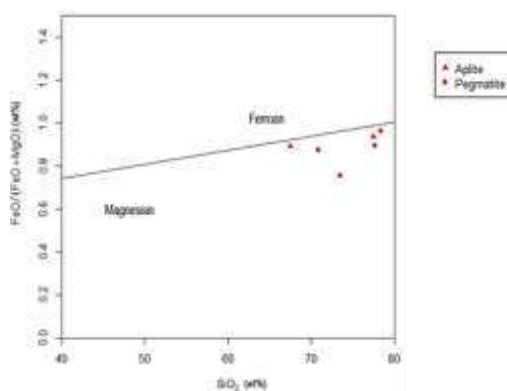
با استفاده از کانی های نورماتیو برای سنگ های پلوتونیک فلسیک با  $q > 10\%$  طراحی شده است. نمونه های ترسیم شده در نمودار (شکل ۵) در محدوده گرانیت واقع شده است.



شکل ۵- نمودار (اوکازر، ۱۹۶۵) برای سنگ های پلوتونیک

## ۶- نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ در مقابل $SiO_2$

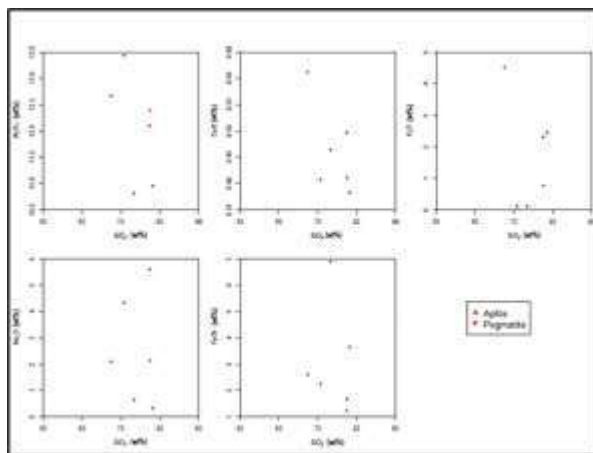
فراست و همکارانش نمودار جدیدی را به منظور جدا کردن سری تولیتی و کالک آلکالن پیشنهاد کردند که در آن سری های یاد شده به ترتیب تحت نام های Ferroan و Magnesian نام گذاری می شوند (فراست و همکاران، ۲۰۰۱). مطابق این تقسیم بندی اکثر نمونه ها در محدوده سری منیزین یا کالک آلکالن و همچنین تیپ S قرار می گیرند (شکل ۶).



شکل ۶- نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس مقدار  $SiO_2$  در مقابل  $FeO/(FeO+MgO)$

## ۷- نمودارهای هارکر

نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) بر اساس تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل تغییرات درصد وزنی سیلیس پایه گذاری شده‌اند. مقدار سیلیس، از متغیرهای مهم شیمیایی است که عوامل تاثیر گذار در مخزن ماگمایی، تغییرات مشخصی در میزان آن به وجود می‌آورد. با توجه به این تغییرات می‌توان به فرآیندهای ذوب بخشی، تفریق، اختلاط ماگمایی و آلايش پوسته‌ای دست یافت (ویلسون، ۱۹۸۹) (شکل ۷).



شکل ۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $\text{SiO}_2$  (هارکر، ۱۹۰۹)

## ۸- نتیجه‌گیری

در آپلیت-پگماتیت‌ها تنوع کانی‌شناسی بسیاری دیده می‌شود همچنین با توجه به مطالعات صحرایی دایک‌های فلسیک، سنگ‌های دگرگونی (میزبان) منطقه را قطع کرده‌اند. نمونه‌های مورد مطالعه از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی در محدوده کالک آلکالن و از نظر درجه اشباعی از آلومین در گروه پرآلومین با برتری مسکوویت نسبت به بیوتیت جای می‌گیرند. همچنین لازم به ذکر است که ماگماهای حاشیه فعال قاره‌ها بر روی نمودار جزء کالک آلکالن‌ها قرار می‌گیرند. براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی دایک‌های آپلیتی و پگماتیت‌ها از نوع S می‌باشند. پگماتیت‌ها و آپلیت‌های مورد مطالعه در محدوده VAG و Syn-COLG قرار می‌گیرند. در نمودارهای عنکبوتی عناصر Rare شیب نسبتاً تندی را بین LREE نظیر (Nd, Ce, La) تا HREE نشان می‌دهند به عبارت دیگر LREE نسبت به HREE غنی شدگی نشان می‌دهند، که حاکی از ماگماهای حاشیه فعال قاره‌هاست همچنین از آنجا که نسبت LREE به HREE بزرگ‌تر است می‌توان نتیجه گرفت که ماگما نسبت به منشأ خود تحول بیشتری را طی کرده است. با توجه به نمودار نرمال شده نسبت به کندریت در عناصر Ti, Sr, Nb و Ba شاهد آنومالی منفی هستیم که می‌توان آنها را به توده‌های کالک آلکالن قوسی مرتبط دانست. همچنین در این نمودارها LILE نظیر (Rb, K, Th) نسبت به برخی HFSE نظیر (Ti, Nb, Zr, Y) غنی شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. همچنین با توجه به آنومالی منفی در Nb می‌توان محیط تکنونیک فروران را برای نمونه‌ها در نظر گرفت. یکی از پارامترهای مهم برای تشخیص ماگماهای حاشیه فعال قاره‌ها آنومالی منفی Nb در نمودارهای عنکبوتی است. نمودارهای هارکر نشان می‌دهند که با افزایش درصد  $\text{SiO}_2$  مقادیر  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{FeO}$  کاهش یافته و مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  روند افزایشی را نشان می‌دهد.



## ۸- منابع

- اسدی، ن.، (۱۳۹۱) مطالعه علل تغییر درجه دگرگونی در طول همبری مجموعه پلوتونیک الوند. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه دانشگاه بوعلی سینا.
- افتخارنژاد، ج.، (۱۳۵۹) تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی. نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، صفحات ۱۹-۲۸.
- اقلیمی، ب.، (۱۳۷۹) نقشه زمین‌شناسی ورقه همدان (۱:۱۰۰۰۰۰). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- هوشمندزاده، ع.، (۱۳۷۱) پتروژنز سنگ‌های دگرگونی. (ترجمه)، تألیف هلموت، گ. ف. وینکلر، انتشارات دانشگاه شیراز، ۴۰۸ ص.
- هوشمندزاده، ع. و همکاران، (۱۹۷۳) فازهای تغییر شکل سنگ‌های دگرگونه منطقه شهرکرد-سندج. نشریه کانون مهندسين ايران، شماره ۵۹، ۷ ص.
- هوشمندزاده، ع.، (۱۳۵۷) بررسی مسئله فازهای تغییر شکل و دگرگونی در زون شهرکرد-سندج. نشریه کانون مهندسين ايران، ۵۹ ص.
- یوسف‌زاده، م.، (۱۳۸۲) مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه نهاوند. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تربیت معلم.

-Alavi, M., (1994) Tectonics of Zagros Orogenic Belt of Iran, New Data and Interpretation. *Tectonophysics*, 229, Pages 211-238.

-Alavi, M., (2004) Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and Its Proforeland Evolution. *American Journal of Science*, 304, Pages 1-20.

-Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z., And Sepahi, A. A., (2012), Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 72(4), Pages 363-383.

-Barker, A. J., (1991) Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie, New York, 162 p.

-Bellon, H., Braud, J., (1975) Données nouvelles sur le domine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj - Sirjan) au niveau de Kevmanshah - Hamadan (Iran); Nature, age et interpretation des series metamorphiques et des intrusions: evolutions structurale. 14p.

## تعیین هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه برای اکتشاف مس در کانسار مس باشماق، شمال شرق هشترو، شمال غرب ایران

مهرداد براتی<sup>۱</sup>، فرزانه مولایی<sup>۲</sup>، توحید یوسفی<sup>۳</sup>

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا همدان

(msmbarati@yahoo.com)

۲. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا همدان

(Farzane1Molayi@gmail.com)

۳. دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه

(t.yousefi674@gmail.com)

### چکیده

کانسار مس باشماق در شمال غرب ایران واقع است. کانی‌سازی مس در این کانسار اغلب از نوع کالکوپیریت و به دو نوع رگه - رگچه و برش گرمایی داخل سنگ میزبان گرانیتی رخ داده است. دگرسانی‌های گرمایی مختلفی در کانسار باشماق شناسایی شده‌اند که عبارتند از کلریتی شدن، اپیدوتی شدن، کلسیتی شدن، آرژیلیک و هیدروکسیدهای آهن. به منظور تعیین توزیع عناصر کانساری از روش تحلیل مولفه‌های اصلی (PCA) بر روی داده‌های لگاریتمی استفاده شد. مقایسه مقادیر مولفه‌های اصلی عناصر کانساری در بخش‌های شمال غربی با جنوب شرقی خط اکتشاف نشان می‌دهد که الگوی توزیع عناصر کانساری در هر دو بخش تقریباً مشابه است. با استفاده از مقادیر مولفه‌های اصلی دو گروه از عناصر کانساری شامل Cu-Mo-As-Ag و Pb-Zn-Fe در هاله‌های اولیه طولی شناسایی شد. این دو گروه از عناصر کانساری نشان می‌دهند که کانی‌سازی مس توسط کانی‌های سولفیدی فلزات پایه احاطه شده است. نقشه توزیع هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه نیز چنین زون‌بندی طولی از عناصر کانساری نشان می‌دهد. واژه‌های کلیدی: کانسار مس، دگرسانی گرمایی، خط اکتشاف، هاله‌های اولیه.

### Abstract

The Bashmag copper deposit is located at NW Iran. Copper mineralization mainly occurred as hydrothermal breccia and veins/veilets within granite host rock and is closely associated with chalcopyrite. Many types of hydrothermal alterations have been observed at Bashmag including chloritization, epidotization, calcification, argillic, and iron hydroxide. Principal component analysis method (PCA) was applied on log-ratio transformed data to recognize distribution of trace elements at the surface samples. The comparison of PCs values of northwestern and southeastern parts from the prospecting line show similarity in hydrothermal alteration and the distribution of trace elements both parts. These values also represent longitudinal primary haloes for Cu-Mo-As-Ag and other one for Pb-Zn-Fe. This indicate that copper mineralization was surrounded by base metal mineralization. The map of distribution of primary geochemical haloes also show such zonation of ore-indicator elements.

**Key words:** Copper deposit; Hydrothermal alteration; Prospecting line; Primary haloes.

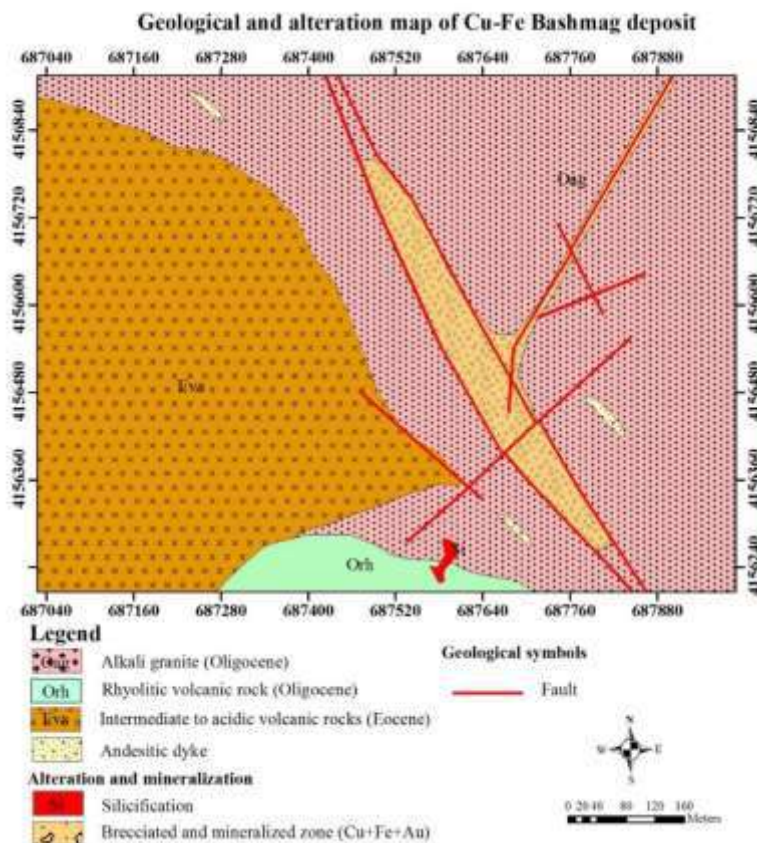
### ۱- مقدمه

اکتشاف موفقیت‌آمیز ذخایر معدنی تا حد زیادی مرهون به کارگیری مطالعات ژئوشیمیایی دقیق بر روی آنها می‌باشد. در این مطالعات عواملی مانند روش نمونه‌برداری، روش آنالیز و نحوه تفسیر نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی متناسب با نوع کانسار بسیار مهم خواهد بود. مطالعه الگوهای توزیع و پراکندگی عناصر در یک کانسار معین و ارتباط آنها با یکدیگر و مقایسه تغییرات آنها در زون‌هایی با دگرسانی و کانه‌زایی مختلف تنها از طریق انجام مطالعات ژئوشیمیایی و ارتباط آنها با مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی امکان‌پذیر خواهد بود. کانسارهای پنهان با استفاده از هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه عناصر ردیاب کانساری به‌طور موفقیت آمیزی شناسایی شده‌اند (Cameron et al., 2004; Li et al., 2006; Schmid and Taylor, 2009). سه نوع زون‌بندی محوری، طولی و عرضی با هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه ارتباط دارند که نقش مهمی در اکتشاف کانسارها ایفا می‌کنند (Beus and Grigorian, 1977; Chen and Liu, 2000; Li et al., 1995, 1998, 2006; Li et al., 2018).

تاکنون هیچ بررسی در مورد هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه برای شناسایی کانسارها در محدوده مورد مطالعه انجام نشده است. تحلیل مولفه‌های سطحی عناصر کانساری در کانسار باشماق می‌تواند در شناخت صحیح توزیع فراوانی این عناصر در این نوع کانسارها کمک قابل توجهی نماید. از طرفی تعیین زون‌بندی طولی حاصل از تحلیل مولفه‌های اصلی می‌تواند الگوی تمرکز عناصر کمیاب کانساری را مشخص کند.

## ۲- زمین‌شناسی

واحدهای سنگی اصلی میزبان کانه‌زایی مس در ناحیه مورد مطالعه شامل گرانیت آلکالن و بیوتیت گرانیت به سن الیگوسن هستند (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۲). در کانسار باشماق کانی‌سازی مس در یک زون گسلی با روند شمال غربی - جنوب شرقی رخ داده است که در کنتاکت بین واحد گرانیت آلکالن الیگوسن و واحدهای آتشفشانی ائوسن واقع شده است (شکل ۱). واحد سنگی اصلی میزبان کانی‌سازی مس در کانسار باشماق گرانیت آلکالن و به طور نادر دایک‌های آندزیتی و دیابازی می‌باشد. دایک‌های آندزیتی و دیابازی در بخش‌هایی که در مجاورت کانه‌زایی اصلی مس واقع شده‌اند حاوی رگه‌های کلسیت - سولفید - اکسید هستند. بافت غالب مس از نوع رگه - رگچه و نیز برش‌های گرمابی می‌باشد. کالکوپیریت کانی فلزی اصلی موجود در رگه‌های کلسیتی و برش‌های گرمابی است. علاوه بر این، پیریت، گالن، اسفالریت و الیژیست نیز به عنوان کانی‌های سولفیدی و اکسیدی در این بخش‌ها مشاهده شده‌اند. دگرسانی‌های عمده موجود در کانسار باشماق که ارتباط نزدیکی با کانی‌سازی مس دارند عبارتند از کلسیتی شدن، اپیدوتی شدن، کلریتی شدن و آرژیلیتی شدن. کلسیتی شدن به صورت رگه‌های کلسیتی کانه‌دار حاوی کالکوپیریت، پیریت، گالن و اسفالریت و نیز به صورت پرکننده فضای بین قطعات در برش‌های گرمابی یافت می‌شود. وجود برش‌های گرمابی غنی از مس نشان می‌دهد که فرآیندهای تکنونیک در طول دگرسانی گرمابی و کانی‌سازی بعدی مس فعال بوده‌اند.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کانسار باشماق که در آن روند کانی‌سازی مس و ارتباط آن با گسل‌های اصلی مشخص است.

### ۳- نتایج و بحث

#### ۱-۳- تحلیل مولفه‌های اصلی عناصر کانساری در نمونه‌های سطحی کانسار باشماق

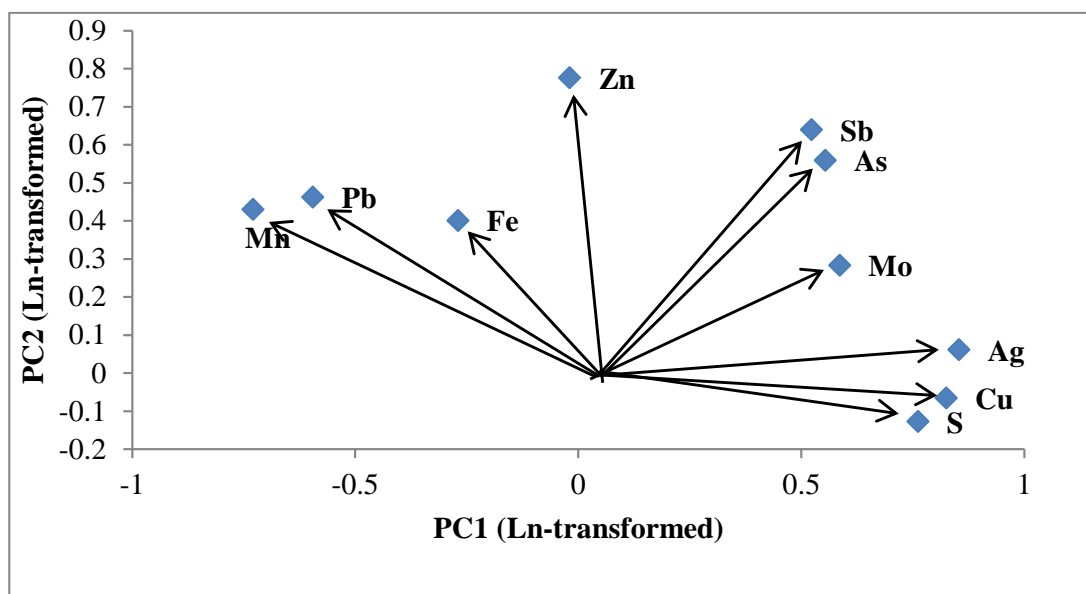
داده‌های ژئوشیمیایی خام معمولاً دارای توزیع لاگ نرمال در کانسارهای فلزی هستند (Reimann and Filzmoser, 2000). بنابراین به منظور انجام تحلیل دقیق مولفه‌های اصلی و کاهش مقادیر چولگی عناصر کانساری مورد مطالعه (جدول ۱) تمام عناصر کانساری به نسبت‌های تمرکز یافته لگاریتمی تبدیل شدند. با استفاده از داده‌های لگاریتمی مذکور مولفه‌های اصلی عناصر کانساری محاسبه و تعداد سه مولفه اصلی با بیشترین مقادیر تغییرپذیری انتخاب و در نمودارهای دومتغیره نمایش داده شد. تحلیل مولفه‌های اصلی عناصر کانساری به طور موفقیت آمیز برای نشان دادن روابط ژئوشیمیایی بین کانی‌سازی مس و عناصر ردیاب کانساری استفاده شده است. (Howarth and Sinding-Larsen, 1983; Wang et al., 2013) نمونه‌های سطحی با سه مولفه اصلی مشخص شدند (جدول ۲). مولفه اول (PC1) و دوم (PC2) دو گروه از عناصر کانساری شامل Cu-S-Ag (As-Sb-Mo) و Pb-Zn (Fe-Mn) را نشان می‌دهند. اولین گروه از عناصر با کانی‌سازی کالکوپیریت و مولیبدنیت مشخص می‌شود که توسط کانی‌سازی آهن، سرب و روی در گروه دوم عناصر احاطه شده است. نمودار دو متغیره PC2 در برابر PC3 (شکل ۲) دو گروه از عناصر کانساری شامل Cu-S-Ag (As-Sb-Mo) و Pb-Zn (Fe-Mn) است که دارای بیشترین اختلاف در مولفه دوم (PC2) هستند را نشان می‌دهد. در این نمودار گروه عناصر Cu-S-Ag (As-Sb-Mo) نشان دهنده کانی‌سازی مس، نقره و سایر عناصر کانساری مانند مولیبدن، آرسنیک و آنتیموان است. با وجود این، گروه عناصر Pb-Zn (Fe-Mn) نشانگر کانی‌سازی آهن همراه با سرب، روی و منگنز است.

جدول ۱ - داده‌های آماری بدست آمده برای عناصر معرف کانساری در نمونه‌های سطحی کانسار باشماق.

| n = 72                 |    | Ag      | As      | Cu      | Fe      | Mn      | Mo      | Pb      | S       | Sb      | Zn      |
|------------------------|----|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Mean                   |    | 7.9119  | 221.79  | 37164   | 45718   | 1425.2  | 12.1628 | 206.37  | 5258.4  | 3.9294  | 416.72  |
| Std. Deviation         |    | 17.0449 | 1165.52 | 78909.2 | 20715.3 | 1050.38 | 51.0171 | 301.991 | 11295.3 | 7.58609 | 581.386 |
| Skewness               |    | 2.683   | 5.948   | 3.569   | 2.193   | 1.043   | 8.271   | 4.362   | 2.351   | 5.571   | 3.486   |
| Std. Error of Skewness |    | 0.283   | 0.283   | 0.283   | 0.283   | 0.283   | 0.283   | 0.283   | 0.283   | 0.283   | 0.283   |
| Kurtosis               |    | 6.328   | 34.84   | 16.475  | 7.695   | 0.847   | 69.47   | 26.899  | 4.319   | 34.387  | 13.063  |
| Minimum                |    | 0.22    | 2.6     | 42      | 1909    | 26      | 0.88    | 0.75    | 3.75    | 0.9     | 42      |
| Maximum                |    | 75.7    | 7747.4  | 500000  | 133000  | 4793    | 435.4   | 2208    | 39900   | 55.7    | 3166    |
| Percentiles            | 25 | 0.4425  | 7.475   | 1820    | 38164   | 567.5   | 2.12    | 19      | 120.25  | 1.15    | 139.5   |
|                        | 50 | 0.83    | 9.9     | 5694    | 39900   | 1145.5  | 3.165   | 117     | 376     | 1.265   | 217.5   |
|                        | 75 | 4.225   | 19.8    | 18724   | 53972   | 2056.2  | 9.45    | 329.25  | 1403.8  | 4.6875  | 489.25  |

جدول ۲- مقادیر مولفه‌های اصلی بدست آمده برای نمونه‌های سطحی کانسار باشماق.

|               | PC1           | PC2          | PC3    |
|---------------|---------------|--------------|--------|
| Ln_Ag         | <b>0.854</b>  | 0.061        | 0.031  |
| Ln_As         | <b>0.554</b>  | <b>0.559</b> | -0.422 |
| Ln_Cu         | <b>0.825</b>  | -0.066       | 0.29   |
| Ln_Fe         | -0.269        | <b>0.401</b> | -0.603 |
| Ln_Mn         | <b>-0.729</b> | <b>0.43</b>  | -0.09  |
| Ln_Mo         | <b>0.587</b>  | 0.283        | 0.246  |
| Ln_Pb         | <b>-0.595</b> | <b>0.462</b> | 0.484  |
| Ln_S          | <b>0.762</b>  | -0.127       | 0.043  |
| Ln_Sb         | 0.523         | <b>0.64</b>  | -0.266 |
| Ln_Zn         | -0.019        | <b>0.776</b> | 0.537  |
| Total         | 3.875         | 1.988        | 1.291  |
| % of Variance | 38.752        | 19.881       | 12.913 |
| Cumulative %  | 38.752        | 58.633       | 71.545 |
| Total         | 3.875         | 1.988        | 1.291  |
| % of Variance | 38.752        | 19.881       | 12.913 |
| Cumulative %  | 38.752        | 58.633       | 71.545 |

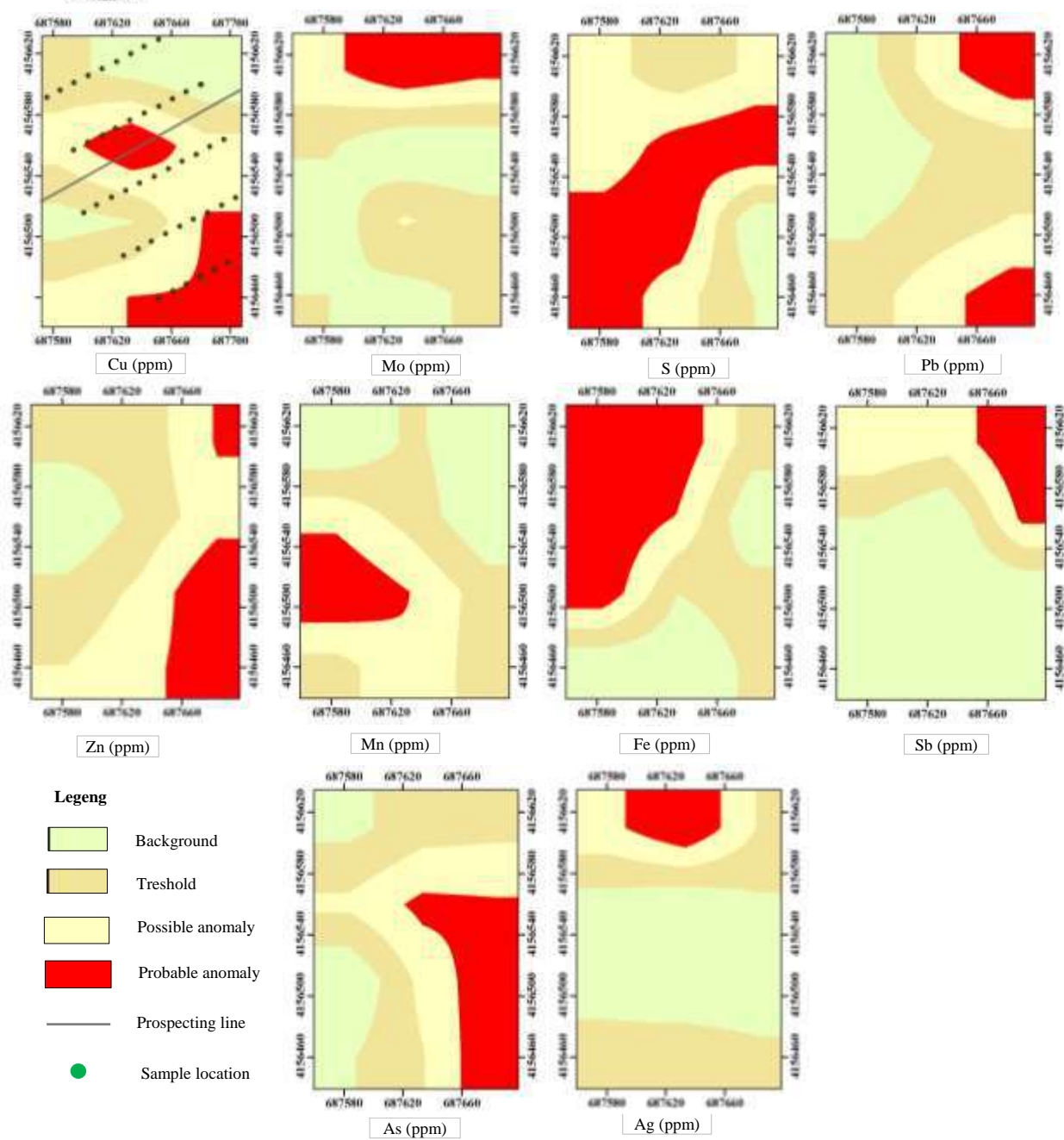


شکل ۲- نمودار دو متغیره PC1 در برابر PC2 عناصر معرف کانساری برای نمونه‌های سطحی در کانسار باشماق.



## ۳-۲- بررسی هاله‌های اولیه طولی

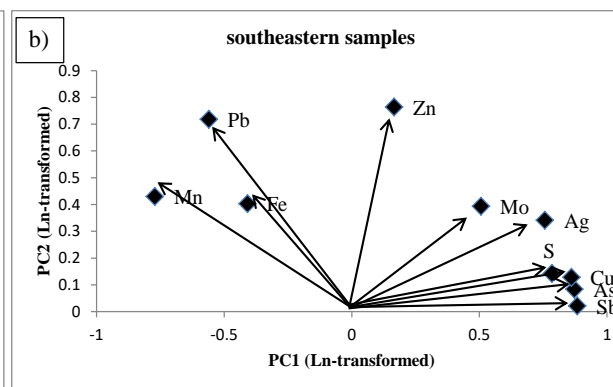
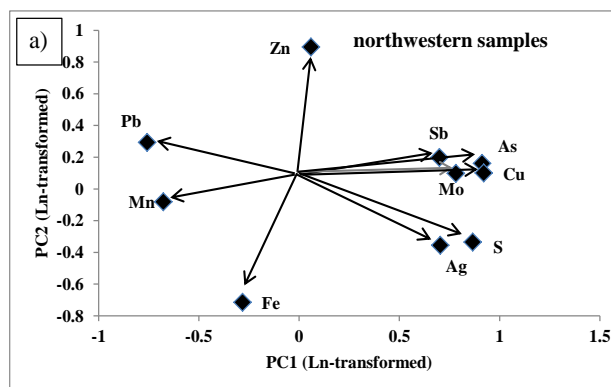
داده‌های حاصل از آنالیز نوعی زون‌بندی از هاله‌های طولی را با تقسیم‌بندی داده‌های ژئوشیمیایی توسط خط اکتشاف به دو بخش شمال غربی ( $n = 44$ ) samples و جنوب شرقی ( $n = 28$  samples) مشخص می‌کند (شکل ۳). شکل ۳ نوعی زون‌بندی طولی از عناصر معرف کمیاب را در کانسار باشماق نشان می‌دهد که در آن آنومالی، حد آستانه‌ای و زمینه عناصر کانساری مشخص شده است. نمونه‌ها از بخش‌های کانه‌دار و فاقد کانه برداشت گردید. برای بخش شمال غربی تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی داده‌های لگاریتمی انجام شد. مقایسه مقادیر تغییرپذیری مولفه‌های اول ( $ca. 51\%$ )، دوم ( $ca. 17\%$ ) و سوم ( $ca. 13\%$ ) برای بخش شمال غربی خط اکتشاف اختلاف آشکاری بین عناصر ردیاب کانساری نشان می‌دهد (جدول ۳). بخش شمال غربی با گروه عناصر Cu-Mo-S و Pb-Zn-Fe مشخص می‌شود که در آن کانی‌سازی مس با سولفیدهای فلزات پایه احاطه شده است. در بخش جنوب شرقی خط اکتشاف سه مولفه اصلی شناسایی شد. بیشترین مقادیر تغییرپذیری برای مولفه‌های اول ( $ca. 48\%$ ) و دوم ( $ca. 17\%$ ) بدست آمد (جدول ۳). دو سری از عناصر شامل Cu-Mo-S-As و Fe-Pb-Zn مشخص شد (شکل ۴). Cu-Mo-S-As بیانگر کانی‌سازی مس و Fe-Pb-Zn نشان‌دهنده کانی‌سازی سولفیدهای فلزات پایه و آهن مانند گالن، اسفالریت و هماتیت است که اطراف کانی‌سازی مس رخ داده است.



شکل ۳- نقشه توزیع هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه عناصر کانساری در کانسار باشماق.

جدول ۳ - مقادیر مولفه‌های اصلی که برای محدوده‌های شمال غربی و جنوب شرقی خط اکتشاف محاسبه شده‌اند.

| Northwestern trace elements | PC1           | PC2           | PC3    | Southeastern trace elements | PC1          | PC2          | PC3    |
|-----------------------------|---------------|---------------|--------|-----------------------------|--------------|--------------|--------|
| Ln_Ag                       | <b>0.866</b>  | <b>-0.335</b> | 0.2    | Ln_Ag                       | <b>0.757</b> | <b>0.341</b> | 0.402  |
| Ln_As                       | <b>0.913</b>  | 0.161         | -0.035 | Ln_As                       | <b>0.872</b> | 0.084        | -0.255 |
| Ln_Cu                       | <b>0.921</b>  | 0.1           | -0.009 | Ln_Cu                       | <b>0.861</b> | 0.128        | 0.014  |
| Ln_Fe                       | -0.282        | <b>-0.715</b> | 0.556  | Ln_Fe                       | -0.408       | <b>0.403</b> | 0.669  |
| Ln_Mn                       | <b>-0.677</b> | -0.081        | 0.608  | Ln_Mn                       | -0.771       | <b>0.43</b>  | 0.179  |
| Ln_Mo                       | <b>0.782</b>  | 0.098         | 0.48   | Ln_Mo                       | 0.507        | 0.393        | 0.252  |
| Ln_Pb                       | <b>-0.758</b> | <b>0.293</b>  | 0.294  | Ln_Pb                       | -0.56        | <b>0.718</b> | -0.23  |
| Ln_S                        | 0.704         | <b>-0.355</b> | -0.043 | Ln_S                        | <b>0.784</b> | 0.142        | 0.344  |
| Ln_Sb                       | 0.7           | 0.198         | 0.42   | Ln_Sb                       | <b>0.884</b> | 0.021        | -0.128 |
| Ln_Zn                       | 0.059         | 0.894         | 0.323  | Ln_Zn                       | 0.166        | <b>0.764</b> | -0.581 |
| Total                       | 5.144         | 1.725         | 1.319  | Total                       | 4.831        | 1.761        | 1.296  |
| % of Variance               | 51.444        | 17.255        | 13.192 | % of Variance               | 48.311       | 17.609       | 12.962 |
| Cumulative %                | 51.444        | 68.698        | 81.891 | Cumulative %                | 48.311       | 65.92        | 78.882 |



شکل ۴ - نمودار دومتغیره‌ای که (a) PC1 در برابر PC2 محدوده شمال غربی و (b) PC1 در برابر PC2 محدوده جنوب شرقی را در کانسار باشماق نشان می‌دهد.

مقادیر تغییر پذیری تقریباً یکسانی از عناصر کمیاب کانساری بین مولفه دوم (ca. 17.2%) بخش شمال غربی و مولفه دوم (ca. 17.6%) بخش جنوب شرقی خط اکتشاف وجود دارد. این مقادیر یکسان نشان دهنده تشابه دگرسانی گرمایی و توزیع تقریباً یکسان عناصر کمیاب در هر دو بخش است. مقادیر تغییر پذیری

مولفه‌های اول (ca. 51%) و دوم (ca. 17%) در بخش شمال غربی نسبت به اندازه همین مقادیر برای مولفه‌های اول (ca. 48%) و دوم (ca. 17%) در بخش جنوب شرقی اندکی بیشتر است که توزیع بیشتر هاله‌های اولیه طولی در بخش شمال غربی نسبت به بخش جنوب شرقی را نشان می‌دهد (جدول ۳ و شکل ۴). بنابراین مقادیر تغییرپذیری تقریباً مشابه در مولفه‌های هر دو بخش توزیع مشابه عناصر کمیاب در آنها را نشان می‌دهد. بخش مجاور کانسار زون‌بندی طولی را برای عناصر Cu-Mo-As-Ag و بخش حاشیه‌ای چنین زون‌بندی را برای عناصر Pb-Zn-Fe نشان می‌دهد.

### ۳- نتیجه گیری

مهمترین نتایج حاصل از این پژوهش را می‌توان در موارد زیر خلاصه نمود:

تحلیل مولفه‌های اصلی تمام نمونه‌های سطحی دو گروه از عناصر شامل Cu-Mo-As-Ag و Pb-Zn-Fe را مشخص می‌کند که در آن کانی‌سازی مس توسط کانی‌سازی آهن، سرب و روی احاطه شده است. روش تحلیل مولفه‌های اصلی نشان می‌دهد توزیع ژئوشیمیایی عناصر کانساری در دو طرف خط اکتشاف تقریباً مشابه است. روش تحلیل مولفه‌های اصلی برای تعیین هاله‌های ژئوشیمیایی طولی در دو بخش شمال غربی و جنوب شرقی خط اکتشاف به کار برده شد که براین اساس مس، گوگرد، آهن و منگنز تشکیل هاله‌هایی را می‌دهند که توسط هاله‌های ژئوشیمیایی سرب، روی، نقره، آرسنیک و آنتیموان احاطه می‌شوند.

### ۴- مراجع

- Beus, A.A.; Gregorian, S.V. *Geochemical Exploration Methods for Mineral Deposits*; Applied Publishing Ltd.: Moscow, Russia, 1977.
- Cameron, E.M., Hamilton, S.M., Leybourne, M.I., Hall, G.E.M., McClenaghan, M.B., 2004. Finding deeply buried deposits using geochemistry. *Geochem. Explor.*
- Chen, Y.Q., Liu, H.G., 2000. Delineation of potential mineral resources region based on geo-anomaly unit. *J. China Univ. Geosci.* 11, 158–163.
- Howarth, R.J., Sinding-Larsen, R., 1983. Multivariate analyses. In: Howarth, R.J. (Ed.), *Statistics and Data Analysis in Geochemical Prospecting. Handbook of Exploration Geochemistry*, vol. 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 207–289.
- Li, H., Wang, Z.N., Li, F.G., 1995. Ideal models of superimposed primary haloes in hydrothermal gold deposits. *J. Geochem. Explor.* 55, 329–336.
- Li, H., Zhang, G.Y., Yu, B., 2006. Tectonic Primary Halo Model and the Prospecting Effect During Deep Buried Ore Prospecting in Gold Deposits. Geological Publishing House, Beijing, 146 pp. (in Chinese).
- Li, H., Zhang, W.H., Chang, F.C., Zheng, T., Liu, B.L., Wang, Z.N., Tang, L., Liu, Z.C., Li, F. G., Wang, J.C., Guo, R.F., Geng, X.H., 1998. Primary Halo Model for Buried Ore Prospecting of Large and Super-large Gold Deposits. Metallurgical Industry Press, Beijing, 125 pp. (in Chinese).
- Li, Y., Zhang, D., Yang, N., Zhang, T., Shi, W., 2018. Primary geochemical haloes study of the possibly Carlin-like Dashui gold deposit for gold exploration in southern Gansu Province, Central China. *Geochem. Explor. Environ. Anal.* 19, 6–23.
- Reimann, C., Filzmoser, P., 2000. Normal and lognormal data distribution in geochemistry: death of a myth. Consequences for the statistical treatment of geochemical and environmental data. *Environ. Geol.* 39, 1001–1014.
- Schmid, S., Taylor, W.R., 2009. Significance of carbonaceous shales and vanadium geochemical haloes in the exploration for rock phosphate deposits in the southern Georgina Basin, Central Australia. *J. Geochem. Explor.* 101, 91–92.
- Wang, C.; Carranza, E.J.M.; Zhang, S.; Zhang, J.; Liu, X.; Zhang, D.; Sun, X.; Duan, C. Characterization of primary geochemical haloes for gold exploration at the Huanxiangwa gold deposit, China. *J. Geochem. Explor.* 2013, 124, 40–58.

## تکامل زمین شیمیایی پهنه‌های کائولینیزه منطقه باباجان، شمال شرق اهر (استان آذربایجان شرقی)، شمال غرب ایران

پرستو قلی‌زاده<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، یوسف رحیم‌سوری<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

P.golizadeh@urmia.ac.ir

۲- استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.abedini@urmia.ac.ir

۳- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

y.rahimsouri@urmia.ac.ir

### چکیده

پهنه کائولینیزه منطقه باباجان (شمال‌شرق شهر اهر، استان آذربایجان شرقی، شمال‌غرب ایران) محصول نفوذ سنگ‌های گرانودیوریتی به سن الیگوسن به درون سنگ‌های آندزیتی ائوسن می‌باشد. براساس مطالعات کانی‌شناسی، کائولینیت، کوارتز، کلریت، مسکویت-ایلیت، روتیل، آاناتاز، آلونیت، گوتیت و هماتیت فازهای کانیایی این پهنه دگرسانی می‌باشند. محاسبات تعادل جرم با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک نشان می‌دهند که عناصری نظیر U، Nb، Pb، Sc و Cd در طی توسعه فرایندهای کائولینیتی شدن غنی شده و عناصری مانند Co، Be، V، Fe، Ti، P و Na با تهی‌شدگی همراه گشته‌اند. این در حالی است که عناصری چون Hf، Ga، W، Th، Ba، Rb و REE هردو فرآیند شستشو و تثبیت را متحمل شده‌اند. الگوی توزیع REE به‌هنگار شده به‌کندریت نشان دهنده تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و رخداد بی-هنجاری منفی Eu و Ce در طی کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی را به نمایش می‌گذارند. شواهد کانی‌شناسی (حضور آلونیت) و پارامترهای زمین‌شیمیایی نظیر مقادیر  $\text{Ba}+\text{Sr}$ ،  $\text{La}+\text{Ce}+\text{Y}$ ،  $\text{TiO}_2$  و بی‌هنجاری منفی Ce نقش برجسته فرایندهای درونزاد و برونزاد در طی تکوین پهنه کائولینیزه منطقه باباجان را آشکار می‌سازند.

**واژه‌های کلیدی:** پهنه کائولینیزه، زمین‌شیمی، تعادل جرم، باباجان، اهر.

### Abstract

The kaolinized zones of the Babajan area (northeast of Ahar town, East Azarbaijan province, northwestern Iran) is the product of intrusion of granodiorite rocks of Oligocene age into Eocene andesitic rocks. According to mineralogical studies, kaolinite, quartz, chlorite, muscovite-illite, rutile, anatase, alunite, goethite, and hematite are the mineral phases of this alteration zone. Mass balance calculations assuming Al as a immobile monitor element show that elements such as U, Nb, Pb, Sc, and Cd are enriched during the development of kaolinization processes and elements such as Co, Be, V, Fe, Ti, P, and Na have been accompanied with depletion. This is while elements such as Hf, Ga, W, Th, Ba, Rb, and REE have undergone both leaching and fixation processes. The distribution pattern of REE normalized to chondrite shows the differentiation and enrichment of LREE compared to HREE and the occurrence of negative anomalies of Eu and Ce during kaolinization of andesite rocks. Mineralogical evidence (presence of alunite) and geochemical parameters such as  $\text{Ba}+\text{Sr}$ ,  $\text{La}+\text{Ce}+\text{Y}$ ,  $\text{TiO}_2$ , and the negative Ce anomaly reveal the prominent role of hypogene and supergene processes during the formation of the kaolinized zones of the Babajan area.

**Key words:** Kaolinized zone, Geochemistry, Mass balance, Babajan, Ahar.

### ۱- مقدمه

کائولن یک سنگ رسی نرم، پودری شکل و سفید رنگ هست که مهم‌ترین جزء سازنده آن کائولینیت می‌باشد (Akinyemi et al., 2014). این ماده معدنی یک منبع غیرفلزی با ارزش می‌باشد که در صنایع مختلف مانند صنعت کاغذسازی، سرامیک، لاستیک‌سازی، رنگ، پلیمر، سفال‌گری، ساخت کامپوزیت، تصفیه آب و فاضلاب، داروسازی و آرایشی-بهداشتی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Ayalew, 2022). ذخایر کائولن بر اساس منشأ به دو دسته

اولیه و ثانویه تقسیم می‌شوند. ذخایر کائولن اولیه حاصل هوازدگی (Dovalet al., 2012) و یا دگرسانی گرمایی (Kadir et al., 2014) گرانیت‌ها، ریولیت‌ها و دیگر سنگ‌های غنی از فلدسپار و میکا و یا ترکیبی از هر دو فرآیند هستند (Murray et al., 1993). میکا، فلدسپار، کوارتز، اکسیدهای آهن و کانی‌های تیتانیوم‌دار رایج‌ترین کانی‌های همراه ذخایر کائولن هستند (Ramaswamy et al., 2011). ذخایر کائولن ثانویه تحت تأثیر فرسایش، انتقال و رسوبگذاری مجدد در دریاچه‌ها، مرداب‌ها و تالاب‌ها تشکیل می‌شوند (Ekoss, 2010; Gorbachev et al., 2007; Savko et al., 2008). مهم‌ترین ذخایر کائولن جهان در کشورهای ایالت متحده آمریکا، برزیل و اوکراین متمرکز شده است (Costa et al., 2009). در ایران نیز ذخایر کائولن توزیع گسترده‌ای دارد که از سن پرکامبرین تا میوسن تشکیل شده‌اند. در این بین، ذخایر کائولن ائوسن - الیگوسن از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. این ذخایر به طور عمده در سنگ‌های آذرین و کربناته رخ داده‌اند (Ghorbani, 2013).

منطقه باباجان در ۱۵ کیلومتری شمال‌شرق شهرستان اهر، استان آذربایجان شرقی، شمال‌غرب ایران واقع شده است. در این منطقه جاییگیری و نفوذ سنگ‌های آذرین درونی الیگوسن به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن باعث تشکیل و توسعه پهنه‌های دگرسانی کائولینیزه شده است. تاکنون مطالعات زمین‌شیمیایی خاصی بر روی این پهنه‌های کائولینیزه این منطقه انجام نشده است. در این پژوهش سعی شده است با تلفیق نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی و بررسی‌های کانی‌شناسی و مطالعات زمین‌شیمیایی، به بررسی نقش کنترل‌کننده کانی‌ها و عوامل زمین‌شیمیایی مؤثر در توزیع، تحرک و غنی‌شدگی عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی در طی کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی و دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در پهنه‌های کائولینیزه منطقه باباجان پرداخته شود.

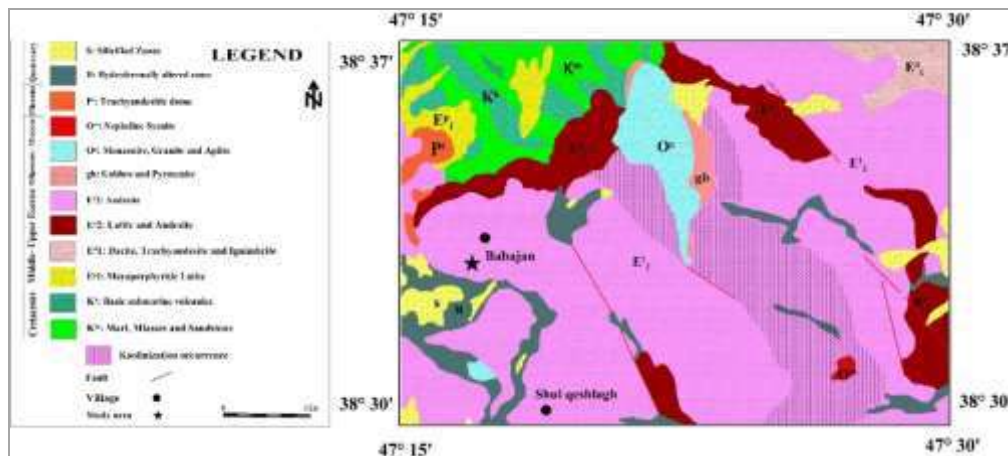
این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرایی پیمایش‌هایی به منظور شناخت واحدهای لیتولوژیکی و دگرسانی‌های موجود در منطقه انجام شده و تعداد ۲۸ نمونه از پهنه دگرسان و سنگ‌های آتشفشانی وابسته به دگرسانی از محل رخنمون‌ها برداشت شده است. در بخش آزمایشگاهی با تهیه ۱۰ مقطع نازک، ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه مرتبط با دگرسانی مطالعه و مشخص شد. ۶ نمونه از پهنه‌های دگرسانی کائولینیزه برای تعیین فازهای کانیایی نامشخص به روش پراش پرتو ایکس (XRD) در شرکت کانسانار بینالود تجزیه گردیدند. جهت مطالعات زمین‌شیمیایی برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی ۱۰ نمونه از پهنه دگرسانی کائولینیزه و ۲ نمونه از سنگ اولیه آندزیتی برای تجزیه به روش‌های ICP-AES و ICP-MS به آزمایشگاه ALS\_chemex کشور کانادا ارسال شدند. مقادیر LOI نمونه‌های یاد شده بر پایه کاهش وزن یک گرم نمونه پس از گرما دادن در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه اندازه‌گیری شدند.

## ۲- بحث و بررسی

منطقه مورد مطالعه براساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، بخشی از پهنه ساختاری البرز- آذربایجان می‌باشد. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در این منطقه سنگ‌های قبل از کرتاسه هستند. این واحدها به دو بخش سنگ‌های دگرگونی (فیلیت و مرمر) و مجموعه آتشفشانی- رسوبی ژوراسیک- کرتاسه که بر روی سری دگرگونی قرار گرفته‌اند، تقسیم می‌شوند (قربانی، ۱۳۸۶). فعالیت آذرین که از کرتاسه در محور فلزایی اهر- جلفا تظاهر داشته، از الیگوسن حالت نفوذی به خود گرفته و به صورت توده‌های آذرین کوچک تا بزرگ و دایک‌های آندزیتی تظاهر یافته است. فعالیت‌های ماگمایی پس از ائوسن در کانی‌زایی این محور نقش مؤثری داشته‌اند. اغلب فعالیت‌های نفوذی به الیگوسن زیرین محدود می‌شوند. این توده‌ها شامل دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و سینیت هستند که در ادامه فرآیند ماگماتیسیم ائوسن بوده و به احتمال زیاد سنگ‌های نفوذی الیگوسن با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای خویشاوندی زایشی هستند. فعالیت آتشفشانی که در طول الیگوسن- میوسن بیشتر به صورت نیمه آتشفشانی تظاهر یافته بود، در طی پلیوسن بار دیگر حالت خروجی پیدا می‌کند که محصولات آتشفشانی اغلب به صورت سنگ‌های آذرآواری و کمتر به صورت گدازه بوده است. بخشی از نیمه جنوبی شمال‌غرب چهارگوش اهر با گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری پراکنده متعلق به کواترنری مشخص می‌شود. گدازه‌های آتشفشان سبلان در جنوب مشکین‌شهر و مجموعه گدازه‌ها و مواد آذرآواری شمال ورزقان نمونه‌هایی از این مجموعه هستند. پس از آرامش فعالیت‌های آتشفشانی کواترنری و یا در فاصله زمانی بین فوران‌ها، فرصتی برای تشکیل رسوبات کواترنری و تراورتن‌ها پیش آمده است (شکل ۱). این رسوبات بخش وسیعی از غرب چهارگوش اهر را پوشانده‌اند (قربانی، ۱۳۸۶).

بر اساس مشاهدات صحرایی، سنگ‌های آندزیتی ائوسن در منطقه باباجان بیشتر تحت تأثیر فرآیندهای کائولینیتی شدن قرار گرفته‌اند. در واقع نفوذ سنگ‌های آذرین درونی به درون آندزیت‌ها باعث تشکیل پهنه‌های کائولینیزه منطقه باباجان شده است که ساختارهای تکنیکی نیز نقش مهمی در تشکیل پهنه‌های کائولینیزه دارند. در واقع گسل‌ها و درز و شکستگی‌ها به عنوان معابری برای نفوذ محلول‌های گرمایی و تشکیل پهنه کائولینیزه عمل نموده‌اند. پهنه کائولینیزه به رنگ سفید بوده و در نزدیکی گسل‌ها گسترش زیادی دارد و شدت فرآیند کائولینیتی شدن با دور شدن از گسل‌ها کاهش می‌یابد. این پهنه‌ها در چندین

موقعیت دارای عدسی‌های سیلیسی، رگه و رگچه‌هایی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و کانی‌سازی ژئیس و باریت هستند. در مجاورت پهنه‌های کائولینیزه منطقه باباجان دگرسانی‌های سیلیسی، فلیک و پروپلیتیک نیز قابل رؤیت است.



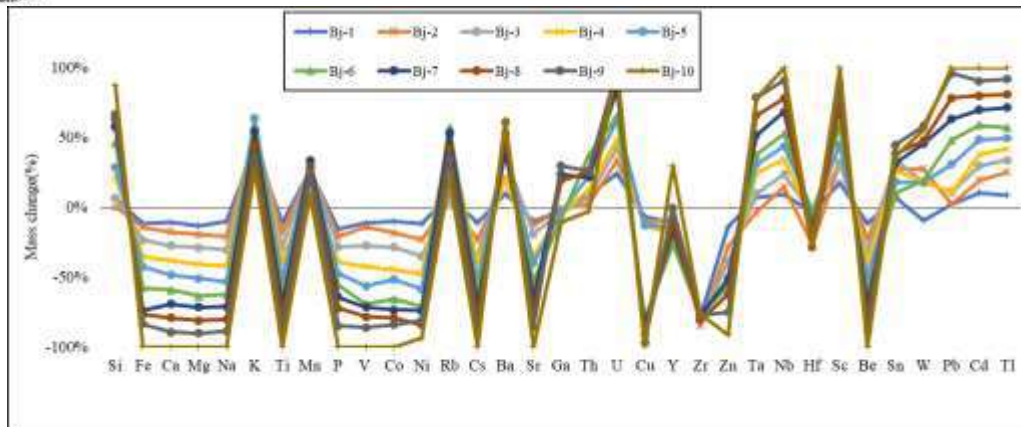
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه باباجان که در آن موقعیت پهنه کائولینیزه نسبت به سایر واحدهای سنگی مشخص شده است.

مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که آندزیت‌های مرتبط با پهنه‌های کائولینیزه مورد مطالعه دارای بافت پورفیری بوده و درشت بلورهای از پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در یک زمینه میکروکریستالین تا شیشه‌ای قرار دارند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شوند و دارای ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد هستند. کوارتز، بیوتیت، هورنبلند و اوپک‌ها دیگر کانی‌های موجود در این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازهای موجود در آندزیت‌ها تحت تأثیر عملکرد فرآیندهای دگرسانی به کائولینیت، آلپیت، کوارتز و کلسیت تبدیل شده‌اند. کانی‌های بیوتیت، کلریت و اوپک نیز حاصل دگرسانی کانی‌های پروکسن و هورنبلند می‌باشند. نتایج تجزیه‌های پراش پرتو ایکس (XRD) نشان می‌دهند که پهنه‌های کائولینیزه منطقه باباجان ترکیب کانی‌شناسی نسبتاً ساده‌ای دارند و از کانی‌های کائولینیت، کوارتز، کلریت، مسکویت-ایلیت، اورتوکلاز، روتیل، آاناتاز، همازیت، گوتیت و آلونیت تشکیل شده‌اند.

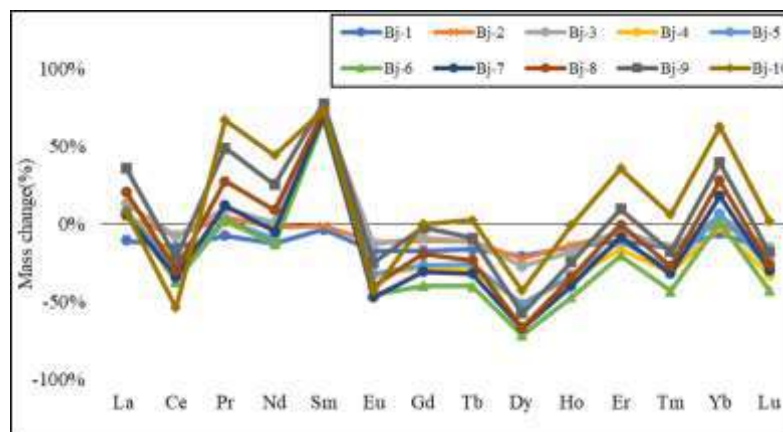
در این پژوهش، برای محاسبات تغییرات جرم عناصر در طی توسعه و تکوین پهنه‌های کائولینیزه از روش زمین‌شیمی عناصر کم تحرک (Nesbitt, 1979) استفاده شده است. در این روش، از میان عناصر کم‌تحرک  $Al$ ،  $Ti$ ،  $Hf$ ،  $Zr$  و  $Sc$  که برای محاسبات تغییرات جرم عناصر در طی دگرسانی بکار می‌روند (Kadir et al., 2014)،  $Al$  به دلیل دارا بودن کمترین دامنه تغییرات به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک انتخاب گردید و برای محاسبه تغییرات جرم عناصر از رابطه زیر بهره گرفته شد (Nesbitt, 1979):

$$\% \text{ Change} = \left[ \left( \frac{\text{Element}_{\text{kaolitized sample}}}{Al_2O_3 \text{ Kaolitized sample}} \right) / \left( \frac{\text{Element}_{\text{Andesite}}}{Al_2O_3 \text{ Andesite}} \right) \right] - 1 \times (100)$$

بر اساس نتایج به دست آمده از محاسبات تغییرات جرم، عناصری نظیر  $U$ ،  $Nb$ ،  $Pb$ ،  $Sc$  و  $Cd$  در طی توسعه فرایندهای کائولینیتی شدن غنی شده و عناصری مانند  $Co$ ،  $Be$ ،  $V$ ،  $Fe$ ،  $P$  و  $Na$  با تهی‌شدگی همراه گشته‌اند. این در حالی است که عناصری چون  $Hf$ ،  $Ga$ ،  $W$ ،  $Th$ ،  $Ba$ ،  $Rb$  و  $REE$  هردو فرآیند شستشو و تثبیت را متحمل شده‌اند (شکل ۲).



شکل ۲ الف) - روند تغییرات جرم عناصر اصلی و جزئی در طی کاتولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی منطقه باباجان.



شکل ۲ ب) - روند تغییرات جرم عناصر نادر خاکی در طی کاتولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی منطقه باباجان.

با توجه به کانی‌شناسی سنگ اولیه آندزیتی کاهش جرم عناصر  $\text{Na}$  و  $\text{Ca}$  ناشی از تجزیه کانی پلاژیوکلاز و تهی‌شدگی عناصر  $\text{K}$ ،  $\text{Rb}$ ،  $\text{Cs}$ ،  $\text{Ba}$  و  $\text{Sr}$  به دلیل تجزیه کانی‌های اورتوکلاز و مسکویت می‌باشد که به طور بخشی از سیستم خارج شده‌اند (Galán et al., 2015). افزایش جرم  $\text{Ba}$  و  $\text{K}$  احتمالاً به واسطه فرآیند جذب سطحی کانی مسکویت-ایلیت رخ داده است (Fernández-Caliani et al., 2010). کاهش جرم و خروج عناصر  $\text{Fe}$ ،  $\text{Ni}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{Mg}$  و  $\text{Mn}$  نتیجه تجزیه و تخریب کانی‌های فرومنیزین سنگ‌های آندزیتی می‌باشند (Abedini and Calagari, 2016). کاهش جرم  $\text{P}$  ناشی از تخریب آپاتیت سنگ اولیه در طی دگرسانی می‌باشد (Gouveia et al, 1993). غنی‌شدگی  $\text{Si}$  به دلیل ورود سیالات غنی از سیلیس به سیستم دگرسانی می‌باشد. سیالات غنی از سیلیس بخش‌هایی سیالات گرمایی در سیستم‌های اپی ترمال هستند، زمانی که به حد اشباع می‌رسند در حین حرکت در امتداد درز و شکاف و شکستگی‌های سنگ به صورت  $\text{SiO}_2$  رسوب می‌کنند (Ercan et al., 2022). غنی‌شدگی  $\text{U}$  بواسطه عملکرد فرآیندهای جذب سطحی توسط کانی‌های رسی به ویژه کاتولینیت و ایلیت رخ داده است (Zielinski, 2003). خروج نسبی  $\text{Ti}$ ،  $\text{Zr}$ ،  $\text{Ga}$ ،  $\text{Th}$ ،  $\text{Hf}$  که به عنوان عناصر کم‌تحرك شناخته شده‌اند (Jiang et al., 2003) در طول دگرسانی یک رفتار غیرعادی محسوب می‌شود. این رفتار غیرعادی به  $\text{pH}$  سیالات مسئول دگرسانی بستگی دارد، به طوری که عناصر یاد شده در  $\text{pH}$  اسیدی دچار تحرک شده‌اند (Karakaya, 2009). کاهش و افزایش جرم  $\text{Y}$  به تغییرات دمای سیالات دگرسان کننده وابسته می‌باشد. از اینرو، به عبارتی، این عنصر در دگرسانی دما بالا و پایین به ترتیب متحمل تهی‌شدگی و غنی‌شدگی می‌شود (Salvis, 1996). در طی کاتولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی متحمل هر دو فرآیند شستشو- تثبیت شده‌اند.  $\text{pH}$ ‌های پایین و بالا به ترتیب شرایط تهی‌شدگی و غنی-شدگی REEs در طی دگرسانی را مهیا می‌سازند (Fulignati et al., 1999). با توجه به اینکه عملکرد سیال‌های درونزاد در توسعه و تکوین پهنه‌های



کائولینیزه منطقه مورد مطالعه در ادامه اثبات شده، انتظار می‌رود که REE در طی کائولینیتی شدن سنگ‌های آندزیتی شسته شده و از سامانه دگرسانی خارج شوند.

نتایج محاسبات تغییرات جرم نشان می‌دهد که تمامی REE در طی تکوین پهنه کائولینیزه هر دو فرآیند تثبیت - شستشو را متحمل شده‌اند. در واقع در نزدیکی محل گسل‌ها REE به دلیل ماهیت اسیدی سیالات مسئول دگرسانی پهنه‌های کائولینیزه منطقه باباجان تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در نمونه‌های دورتر از محل گسل‌ها REE ترسیب شده و غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این رخداد می‌تواند دلیلی غیر از تغییرات pH داشته باشد.

توانایی کانی‌های کائولینیت، آلونیت، هماتیت و گوتیت در جذب و روبش REE در سامانه‌های دگرسانی قبلاً" به اثبات رسیده است (Koeppenkastrop and De Carlo, 1992; Abdioglu et al., 2015). با توجه به حضور این کانیها در پهنه‌های کائولینیزه مورد مطالعه به نظر می‌رسد بخشی از غنی‌شدگی REE به واسطه جذب سطحی کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن و تثبیت REE توسط کانی آلونیت (به واسطه جانشینی REE به جای K) (karakaya, 2009) صورت گرفته است که همبستگی مثبت و قوی REE با Al ( $r = 0.82$ ) و Fe ( $r = 0.69$ ) نیز این ادعا را تأیید می‌کند.

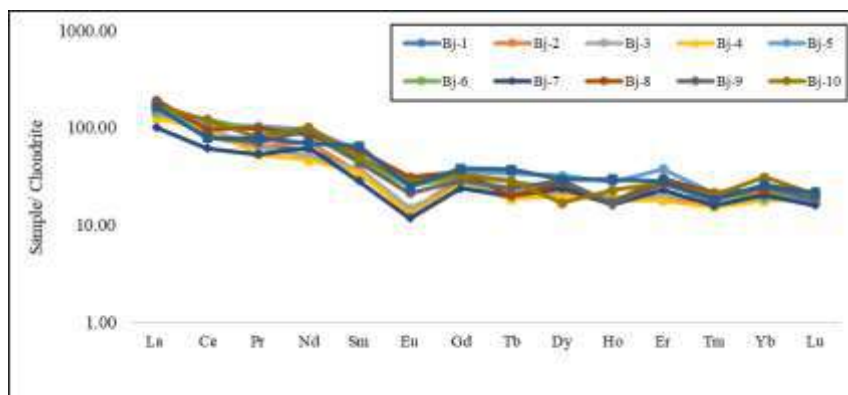
الگوی توزیع REE بهنجار شده به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) بیانگر تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به S و رخداد بی‌هنجاری منفی Eu و Ce می‌باشد (شکل ۳). بازه تغییرات مقادیر  $(LREE/HREE)_N$  و  $(La/Yb)_N$  به ترتیب برابر  $1/14 - 4/48$  و  $3/07 - 13/17$  می‌باشد. حرف N در این نسبت‌ها بیانگر بهنجار شدن REE به کندریت هست. این نسبت‌ها نشانگر تغییرات pH سیال‌های دگرسان کننده سنگ‌های آندزیتی می‌باشند. در واقع تفکیک و جدایش LREE از HREE از تغییرات pH سیال تبعیت می‌کند. در pH اسیدی LREE و در pH قلیایی HREE متحرک می‌شوند (Patino et al., 2003; Abedini et al., 2016). معمولاً pH‌های پایین و بالا به ترتیب مربوط به سیالات دگرسان کننده هیپوژن و سوپرژن می‌باشد (Ronov et al., 1967).

در این مطالعه، برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در پهنه‌های کائولینیزه از روابط زیر استفاده گردید (Taylor and McLennan, 1985):

$$Eu/Eu^* = Eu_{sample}/Eu_{chondrite} / \sqrt{[(Sm_{sample}/Sm_{chondrite}) \times (Gd_{sample}/Gd_{chondrite})]}$$

$$Ce/Ce^* = 2(Ce_{sample}/Ce_{chondrite}) / [(La_{sample}/La_{chondrite}) + (Pr_{sample}/Pr_{chondrite})]$$

با توجه به محاسبات انجام شده مقادیر  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  به ترتیب از  $0/67$  تا  $0/93$  و  $0/99$  متغیر هستند. رخداد بی‌هنجاری منفی Eu به دلیل تخریب کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند توسط سیال‌های درونزاد دما بالا و فعالیت بالای لیگاند‌های کمپلکس‌ساز است (Karakaya et al., 2012). رخداد بی‌هنجاری منفی Ce بر نقش سیالات درونزاد در شکل‌گیری پهنه‌های کائولینیزه منطقه باباجان دلالت دارد (Kadir et al., 2011).



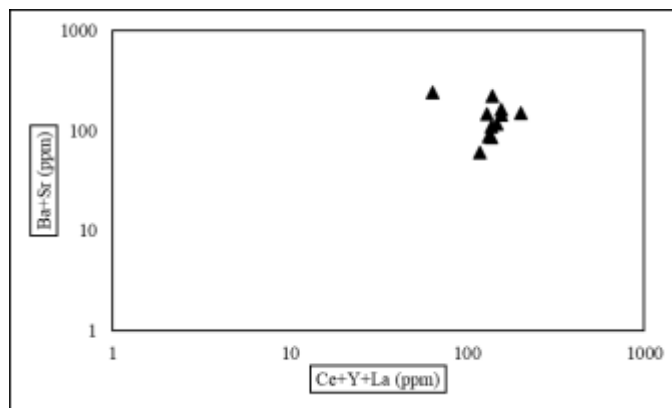
شکل ۳- الگوی توزیع عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) برای نمونه‌های پهنه کائولینیزه منطقه باباجان.

برای تعیین نقش فرآیندهای هیپوژن و سوپرژن در طی تشکیل و توسعه ذخایر کائولن از پارامترهای زمین‌شیمیایی مختلفی می‌توان بهره گرفت. اولین پارامتر زمین‌شیمیایی مورد استفاده در این پژوهش، مقادیر  $TiO_2$  نمونه‌های کائولن می‌باشد. مقادیر  $TiO_2$  کمتر و بیشتر از ۱ درصد وزنی به ترتیب مربوط به ذخایر کائولن با ماهیت هیپوژن و سوپرژن می‌باشد (Maiza et al, 2003). با توجه به مقادیر  $TiO_2$  نمونه‌های کائولن مورد مطالعه  $1/23 - 0/52$  درصد وزنی می‌توان چنین نتیجه گرفت که هر دو محلول درونزاد و برونزاد بر روی دگرسانی سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه نقش داشته‌اند. دومین روش،

استفاده از مقادیر Ba+Sr و Ce+Y+La نمونه‌های کائولن می‌باشد. مقادیر Ba+Sr بالا کائولن با ماهیت هیوژن و مقادیر Ce+Y+La بالا کائولن با ماهیت سوپرژن همخوانی دارد (Dill et al., 2000). نمودار دو متغیره Ba+Sr در برابر Ce+Y+La برای نمونه‌های مورد مطالعه ترسیم شده، نقش هر دو فرآیند هیوژن و سوپرژن در تشکیل و توسعه پهنه‌های کائولینیزه منطقه باباجان را آشکار می‌سازد (شکل ۴).

### ۳- نتیجه‌گیری

- (۱) دگرسانی آندزیت‌های ائوسن در منطقه باباجان با تشکیل کانی‌های کائولینیت، کوآرتز، کلریت، مسکویت-ایلیت، اورتوکلاز، روتیل، آناتاز، هماتیت، گوتیت و آلونیت همراه بوده است. حضور کانی آلونیت، دگرسانی آرژیلیک پیشرفته سنگ‌های آندزیتی را نمایان می‌سازد.
- (۲) رفتار دوگانه افزایشی و کاهش‌ی برای برخی از عناصر جزئی می‌تواند به عواملی نظیر تغییرات pH سیال‌های عامل دگرسانی، تغییر در نسبت سیال به سنگ، اختلاف در میزان شدت و درجه دگرسانی، جذب سطحی، فرآیندهای روبش و تثبیت در فازهای کانیایی تازه و تفاوت در میزان دسترسی به یون‌های کمپلکس‌ساز وابسته باشد.
- (۳) رخداد بی‌هنجاری Eu در ارتباط با تخریب کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند در طی کائولینیتی شدن آندزیت‌ها و فعالیت بالای لیگاندهای کمپلکس‌ساز می‌باشد.
- (۴) رخداد بی‌هنجاری منفی Ce در ارتباط نقش فرآیندهای هیوژن در تشکیل و توسعه پهنه‌های کائولینیزه می‌باشد.
- (۵) تلفیق نتایج حاصل از پارامترهای زمین‌شیمیایی نظیر مقادیر Ba+Sr، TiO<sub>2</sub> و Ce+Y+La همراه با محاسبات تغییرات جرم عناصر نقش برجسته فرآیندهای هیوژن نسبت به فرآیندهای سوپرژن در توسعه پهنه‌های کائولینیزه مورد مطالعه را نشان می‌دهند.



شکل ۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار دو متغیره Ba+Sr در برابر Ce+Y+La (Dill et al., 2000).

### ۴- مراجع

نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ صفحه.

Abdioğlu, E., Arslan, M., Kadir, S., and Temozel, I., 2015. Alteration mineralogy, lithochemistry and stable isotope geochemistry of the Murgul (Artvin, NE Turkey) volcanic hosted massive sulfide deposit: Implications for the alteration age and ore forming fluids: Ore Geology Reviews 66, 219-242.

Abedini, A., and Calagari, A. A., 2016. Geochemical characteristics of the Arabsah kaolin deposit, Takab geothermal field, NW Iran: Arabian Journal of Geosciences 9 (548): 1-16.

Akinyemi, S.A., Ogunniyi, S.O., Ojo, A.O., Gitaric, W.M., Momoh, A., Akinola, O.O., Talab, A.O., Afolagboye, L.O., Olaolorun, O.A., and Ayodele, O.S., 2014. Mineralogy, physicochemical characteristics and industrial potential of some residual clay deposits within Ekiti State. Southwest Niger: Environmental Earth Science 4, 1-20.



Ayalew, A.A., 2022. A critical review on clay-based nanocomposite particles for application of wastewater treatment: *Water Science and Technology* 85, 3002–3022.

Dill, H.G., Bosse, H.R., and Kassbohm, J., 2000. Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central America Cordillera (Western Salvador): *Economic Geology* 95, 517-538.

Doval, M., Martín-García, R., Iglesia, Á.L., and Alonso-Zarza, A.M., 2012. Clay minerals associations in palaeoweathering profiles from Central Spain: Genesis and implications: *Clay Minerals*, 47, 117-129.

Ercan, H.Ü., Ece, Ö. I., Çiftçi, E., 2022. Comparison of Epithermal Kaolin Deposits from the Etili Area (Çanakkale, Turkey): Mineralogical, Geochemical, and Isotopic Characteristics. *Clays Clay Minerals* 16, 17-26.

Fernandez-Caliani J.C., Cantano, M., 2010.. Intensive kaolinization during a lateritic weathering event in southwest Spain: Mineralogical and geochemical inferences from a relict paleosol: *Catena* 80, 23-33.

Fulignati, P., Gioncada, A., and Sbrana, A., 1999. Rare-earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy): *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88, 325-342.

Galan, E., Aparicio, P., Fernández-Caliani, J.C., Miras, A., Márquez, M.G., Fallick, A.E., and Clauer, N., 2016. New insights on mineralogy and genesis of kaolin deposits: The Burela kaolin deposit (Northwestern Spain): *Applied Clay Science* 131, 14–26.

Ghorbani, M., 2013. *The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources*: Springer. ISBN: 978-94-007-5625-0.

Gouveia, M.A., Prudencio, M.I., Figueiredo, M.O., Pereira, L.C.J., Waerenbrogh, J.C., Morgado, I., Pena, T., and Lopes, A., 1993. Behaviour of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal: *Chemical Geology* 107, 293-298.

Jiang, N., Sun, S., Chu, X., Mizuta, T., and Ishiyama, D., 2003. Mobilization and enrichment of high-field strength elements during late- and post-magmatic processes in the Shuiquangou syenitic complex, Northern China: *Chemical Geology* 200, 117-128.

Kadir, S., Erman, H., and Erkoyun, H., 2011. Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of hydrothermal kaolinite deposits within Neogene volcanites, Kütahya (western Anatolia), Turkey: *Clays and Clay Minerals* 59, 250-276.

Kadir, S., Kulah, T., Eren, M., Onalgi, N., and Guril, A., 2014, Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of the Güzeyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the Late Miocene Gözdeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey: *Clays and Clay Minerals*, 62, 477-499.

Karakaya, M.C., Karakaya, N., Küpeli, S., and Yavuz, F., 2012. Mineralogy and geochemical behavior of trace elements of hydrothermal alteration types in the volcanogenic massive sulfide deposits, NE Turkey: *Ore Geology Reviews* 48: 197-224.

Karakaya, N., 2009. REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence: *Journal of Geochemical Exploration* 101, 185-208.

Koeppenkastrop, D., De Carlo, E.H., 1992. Sorption of rare earth elements from seawater onto synthetic mineral particles: An experimental approach: *Chemical Geology* 95: 251-263.

Maiza, P.J., Pieroni, D., and Marfil, S.A., 2003. Geochemistry of hydrothermal kaolins in the SE area of Los Menucos, province of Río Negro, Argentina”, In: Dominguez E.A., Mas G.R., Cravero F. (Eds.), 2001, *A Clay Odyssey*. Elsevier, Amsterdam, 123-130.

Murray, H.H., and Keller, W.D., 1993. Kaolins, kaolins, kaolins. In: Murray HH, Bundy WM, Harvey CC (editors). *Kaolin Genesis and Utilization*. Special Publication No. 1. Boulder, CO, USA: The Clay Minerals Society, pp. 1-24.

Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite: *Nature* 279, 206-210.



Patino, L.C., Velbel, M., Price, J.R., and Wade, J., 2003. Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesite in Hawaii and Guatemala: *Chemical Geology* 202: 343-364.

Ramaswamy, S., and Raghavan, P., 2011. Significance of impurity mineral identification in the value addition of kaolin—A case study with reference to an acidic kaolin from India: *Journal of Minerals and Materials Characterization and Engineering* 10, 1007-1025.

Ronov, A.B., Balashov, Y.A., and Migdisov, A.A., 1967. Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle: *Geochemistry International* 4, 1-17.

Salvi, S., and Williams-Jones A. E., 1996. The role of hydrothermal processes in concentrating high field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1917-1932.

Savko, A.D., Manukovskii, S.V., and Shevyrev, L.T., 2008. Scientific Works of Geological Sciences Research Institute of the Voronezh State University, Issue 53.

Taylor, Y., and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. 1st ed. Oxford, UK: Blackwell.

Zielinski, R.A., 2003. The mobility of Uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite: A case study in the Troublesome Formation, Colorado: U.S.A: *Chemical Geology* 35, 185-20.

## مروری بر روش‌های مطالعه ارتباط هیدرولیکی رودخانه و آب زیرزمینی

حسین سلیمانگلی<sup>۱</sup>، مجتبی قره‌محمودلو<sup>۲</sup>، نادر جندقی<sup>۳</sup>، محمد عباسی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده علوم کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبد کاووس، گنبد کاووس، ایران

[hossein\\_soleimangoli@yahoo.com](mailto:hossein_soleimangoli@yahoo.com)

۲- دانشیار، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده علوم کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبد کاووس، گنبد کاووس، ایران

[m.g.mahmoodlu@gmail.com](mailto:m.g.mahmoodlu@gmail.com)

۳- استادیار، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده علوم کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبد کاووس، گنبد کاووس، ایران

[nader.jandaghi@gmail.com](mailto:nader.jandaghi@gmail.com)

۴- استادیار، بخش تحقیقات جنگل‌ها، مراتع و آبخیزداری، اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری استان گلستان، گرگان، ایران

[mohammad\\_abbasi1382@yahoo.com](mailto:mohammad_abbasi1382@yahoo.com)

### چکیده

یکی از مهمترین مباحث هیدرولیکی که در مطالعات هیدروژئولوژیکی یک منطقه بررسی ارتباط هیدرولیکی بین رودخانه‌ها و سفره‌های زیرزمینی است. در چند دهه اخیر لزوم مدیریت یکپارچه منابع آب باعث شده تا بررسی برهمکنش آب‌های سطحی (خصوصاً رودخانه‌ها) و آب‌های زیرزمینی اهمیت بالایی پیدا کند. در حال حاضر مراکز تحقیقاتی و دانشگاهی فراوانی در سرتاسر دنیا بر شناسایی مکانیزم‌ها، فرآیندها و پیامدهای برهمکنش آب‌های سطحی و زیرزمینی متمرکز شده‌اند. از این رو تکنیک‌ها متفاوت صحرائی به همراه روش‌های مختلف مدل‌سازی همگام با این تحقیقات توسعه پیدا کرده‌اند. در سراسر دنیا یکی از مهمترین انواع تبادلات آبی در حوضه‌های آبریز مابین رودخانه‌ها و آب‌های زیرزمینی رخ می‌دهد. اصولاً کمیت و کیفیت منابع آبی متأثر از این تبادلات آبی می‌باشد. در این پژوهش مهمترین روش‌های بررسی تبادلات آبی بین رودخانه‌ها و آب‌های زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفته و مناسب‌ترین روش‌ها برای مناطق خشک و نیمه خشکی مانند کشور ایران معرفی شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** رودخانه، آب زیرزمینی، ارتباط هیدرولیکی، تبادلات آبی، مناطق خشک و نیمه خشک.

### Abstract

One of the most important hydraulic issues in the hydrogeological studies of a region is the investigation of the hydraulic interaction between rivers and aquifers. In the last few decades, the need for integrated management of water resources has made it important to study the interaction of surface water (especially rivers) and groundwater. Currently, many research and academic centers around the world are focused on identifying the mechanisms, processes, and consequences of the interaction of surface and groundwater. Therefore, different field techniques together with different modeling methods have been developed along with these researches. All over the world, one of the most important types of water exchange occurs in the watersheds between rivers and groundwater. Basically, the quantity and quality of water resources are affected by these water interactions. In this research, the most important methods of investigating water interactions between rivers and groundwater have been investigated and the most suitable methods for arid and semi-arid regions like Iran have been introduced.

**Key words:** River, Groundwater, Hydraulic connection, Water interaction, Dry and Semi-dry areas

### ۱- مقدمه

یکی از اساسی‌ترین پیش نیازهای توسعه پایدار در هر کشوری مدیریت منابع آبی آن است. از میان منابع آبی مختلف، مدیریت آب‌های زیرزمینی، به عنوان یکی از مهمترین و گاهی تنها منبع آبی در کشورهای خشک و نیمه خشک امری بسیار مهم می‌باشد. مطالعات نشان داده که در صورت افت شدید سطح آب‌های زیرزمینی و در نتیجه کاهش ذخیره مخازن آب زیرزمینی (سفره‌های آب زیرزمینی) می‌تواند منجر به بروز اثرات زیست محیطی زیانبار متعددی از جمله، فرونشست زمین، افزایش شوری، کاهش کیفیت آب‌های زیرزمینی، کاهش آبدی چاه‌ها، افزایش هزینه پمپاژ، افزایش حفر چاه‌های عمیق‌تر، کاهش دبی پایه چشمه‌ها، رودخانه‌ها و دیگر منابع آب سطحی، به خطر انداختن اکوسیستم‌های آبی و در برخی مواقع نابودی تالاب‌ها شود (Hancock et al., 2005)؛ میرمحمد صادقی و همکاران، ۱۳۹۷).

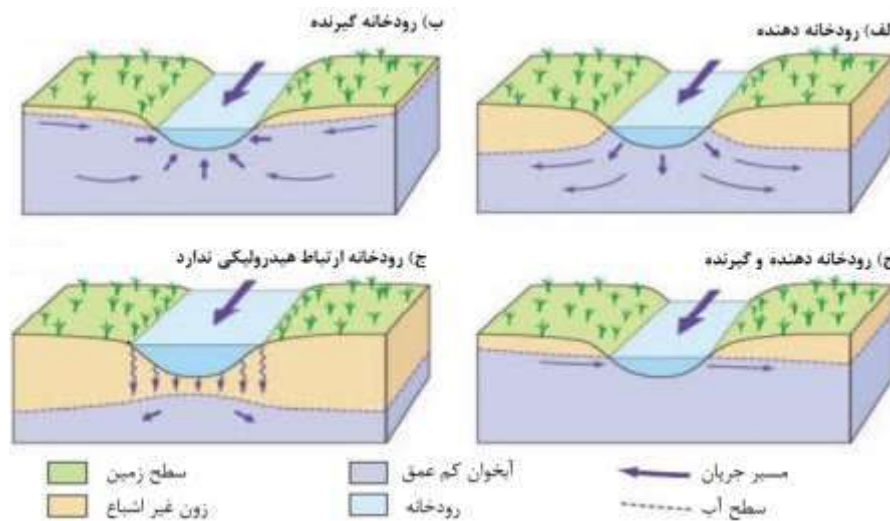
امروزه پروژه‌های توسعه منابع آبی، فعالیت‌های صنعتی به همراه کشاورزی در کنار اثرات مثبت اقتصادی و اجتماعی در هر منطقه، سبب تغییرات در رژیم هیدرولوژیکی رودخانه‌ها و کاهش آبهای سطحی پایین دست می‌شود که این امر می‌تواند سبب اثرات منفی در اکوسیستم رودخانه و بقای موجودات زنده شود (Zhang et al., 2009).

در بسیاری از مناطق آب‌های سطحی (نظیر رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، سدها، زمین‌های باتلاقی) و آب‌های زیرزمینی با هم در ارتباط هستند. مطالعات نشان داده در صورت وجود زون غیر اشباع بین آب‌های سطحی و آب‌های زیرزمینی، نشت از آبهای سطحی می‌تواند سبب تغذیه آب‌های زیرزمینی شود. از این رو تبادل آب بین این دو منبع آبی می‌تواند بر روی کیفیت دیگری تأثیر بگذارد و یا سبب آلودگی یکی از آنها بر دیگری شود (یوسفی سنگانی و محمد زاده، ۱۳۸۸).

## ۲- انواع برهمکنش آب سطحی و آب زیرزمینی

### ۲-۱- برهمکنش‌های آب زیرزمینی و رودخانه‌ها

تبادل آب زیرزمینی و آب سطحی در مقیاس وسیع تحت تأثیر نحوه توزیع هدایت هیدرولیکی و اندازه ذرات آن در آبراهه‌ها، رسوبات دشت آبرفتی اطراف رودخانه و شکل و موقعیت آبراهه در دشت آبرفتی کنترل می‌شود. رودخانه‌ها با اشکال مختلف ژئومورفولوژیکی به چهار شکل می‌تواند با آب‌های زیرزمینی در ارتباط باشند (شکل ۱). (۱) رودخانه آبخوان را تغذیه می‌کند، (۲) رودخانه آبخوان مجاور را زهکشی می‌کند، (۳) ترکیبی از دو شکل ارتباط قبلی می‌باشد بطوریکه هم آبخوان را زهکشی و هم تغذیه می‌کند و (۴) رودخانه با آبخوان ارتباط هیدرولیکی ندارد (محمودی و همکاران، ۱۳۹۷).



شکل ۱- اشکال مختلف ارتباط هیدرولیکی رودخانه و آبخوان (Woessner, 2000)

### ۲-۲- برهمکنش آب زیرزمینی و دریاچه‌ها

بطور کلی خصوصیات هیدرولوژیکی هر دریاچه‌ای تحت تأثیر جریان سیستم‌های آب زیرزمینی موجود در هر منطقه می‌باشد. درک صحیح از این ارتباط می‌تواند در ارزیابی بیلان آبی هر دریاچه نقش اساسی بازی کند. نحوه برهمکنش دریاچه‌ها با آب‌های زیرزمینی مشابه رودخانه‌ها می‌باشد. مهمترین تفاوت آن‌ها با رودخانه‌ها بزرگی سطح کف و همچنین سطح تراز آب دریاچه‌ها می‌باشد. میزان جریان ورودی از آب زیرزمینی به عواملی چون توپوگرافی حوضه آبخیز و هیدرولوژی منطقه وابسته است (Sophocleous, M.A., 2002).

## ۳-۲- برهمکنش آب زیرزمینی و تالاب‌ها

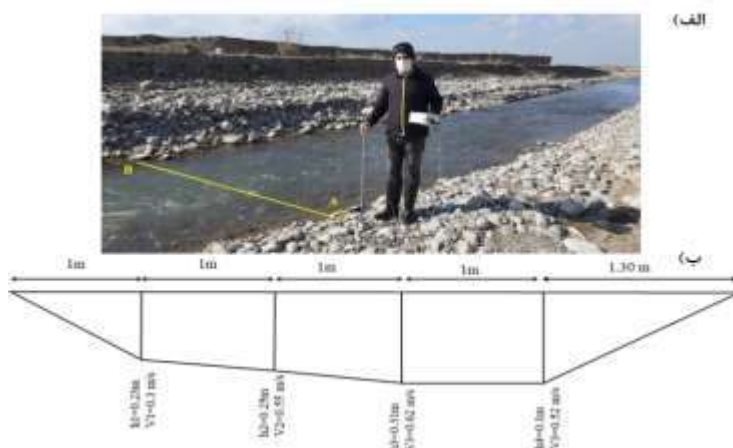
تالاب‌ها اصولاً مناطقی هستند که ویژگی‌های آن‌ها چیزی میان خشکی و آب است. تالاب‌ها معمولاً در مناطقی که دبی ورودی از آب زیرزمینی به سطح زمین قابل توجه است (سطح آب زیرزمینی بالاتر از سطح زمین است) یا در مناطقی که بدلیل نفوذ پذیری کم لایه‌های سطحی دارای زهکشی پایینی هستند رخ می‌دهد. مطالعات نشان داده که در صورتیکه مشکل زهکشی وجود داشته باشد تخلیه و پمپاژ آب سطحی به دلیل زهکشی نامناسب لایه‌های زیرین مشکلی را حل نخواهد کرد اما در مناطقی که چشمه‌های آب زیرزمینی آب را به تالاب می‌آورند پمپاژ آبخوان‌های زیرین روی مقدار دبی آب زیرزمینی به تالاب تأثیرگذار خواهد بود (محمودی و همکاران، ۱۳۹۷).

## ۳-۳- روش‌های بررسی تبادلات آبی رودخانه و آبخوان

تاکنون روش‌های مختلفی برای بررسی تبادلات آبی، بین آبهای سطحی و زیرزمینی توسعه یافته‌است. براساس هدف و شرایط منطقه مورد مطالعه ممکن است تنها برخی روش‌ها کاربرد داشته باشند. محققان برای بررسی تبادلات آبی باتوجه به هدف از انجام پژوهش که می‌تواند جمع‌آوری داده برای ساخت مدل آب زیرزمینی، مطالعه بیلان هیدروژئوشیمیایی، بررسی هاله‌های آلودگی یا ایجاد درک بیشتر از رابطه دو منبع آبی (سطحی و زیرزمینی) باشد، اقدام به مطالعه تبادلات آبی بین منابع آبی سطحی و زیرزمینی باشد. بطوریکه نحوه اندازه‌گیری و جمع‌آوری داده‌ها رابطه مستقیمی و وابسته به نوع هدفی که از پیش تعیین شده دارد.

### ۳-۱- اندازه‌گیری دبی رودخانه (هیدرومتری رودخانه)

یکی از روش‌های مرسوم و البته مهم برای تعیین تبادل میان آب سطحی (رودخانه) و زیرزمینی اندازه‌گیری دبی رودخانه در مقاطع معین از یک رودخانه می‌باشد (شکل ۲). در صورتیکه دبی رودخانه در مقطع پایین دست رودخانه کمتر از مقطع اندازه‌گیری بالادست باشد، آب موجود در رودخانه ممکن است به آبخوان نفوذ کرده باشد و یا بالعکس اگر مقدار آب در مقطع پایین دست افزایش یابد، مقدار مازاد به احتمال فراوان از آبخوان به رودخانه وارد شده‌است. باید توجه داشت که در این روش باید تمامی ورودی و خروجی‌ها به رودخانه در رابطه بین رودخانه کاملاً لحاظ شده باشد. اصولاً برای اندازه‌گیری دبی در مقاطع مختلف رودخانه از دستگاه مولینه (اندازه‌گیری سرعت رودخانه) استفاده می‌شود (شکل ۲).



شکل ۲- اندازه‌گیری دبی رودخانه در مقاطع مختلف با استفاده از دستگاه مولینه  
الف) تصویر کانال رودخانه و مقطع اندازه‌گیری دبی رودخانه. ب) شماتیک سطح مقطع رودخانه.

### ۳-۲- بررسی خطوط هم پتانسیل و جهت جریان رودخانه

بررسی خطوط هم پتانسیل در اطراف رودخانه‌ها یکی دیگر از روش‌هایی است که توسط آن می‌توان ارتباط بین رودخانه‌ها و آبخوان‌ها را بررسی کرد. در صورتیکه تراز آب زیرزمینی در اطراف رودخانه بالاتر از آب زیرزمینی در کف رودخانه باشد به عبارت دیگر انحنای خطوط تراز در خلاف جهت جریان رودخانه‌ها باشد رودخانه گیرنده است. در صورتی که انحنای خطوط تراز آب زیرزمینی در جهت جریان آب رودخانه باشد. همچنین تراز آب زیرزمینی در اطراف رودخانه پایین تر از آب زیرزمینی کف رودخانه باشد، جهت جریان از رودخانه به طرف بیرون از آن است و رودخانه دهنده است.

### ۳-۳- استفاده از روش ردیابی

بطور کلی، ردیاب‌ها به دو دسته مختلف (۱) ردیاب‌های محیطی یا طبیعی که در خود آبخوان و رودخانه وجود دارند و (۲) ردیاب‌های که به محیط اضافه می‌شوند، همانند ردیاب‌های رنگی تقسیم‌بندی می‌شوند. اصولاً با استفاده از ردیاب‌ها می‌توان اطلاعات مفیدی در مورد جهت حرکت آب زیرزمینی و همچنین ویژگی‌های هیدرولیکی بین دو نقطه تزریق ردیاب و تخلیه دریافت کرد. همچنین می‌توان از ردیاب‌های محلول در آب برای بررسی ارتباط بین رودخانه و آبخوان استفاده کرد.

از اصلی‌ترین ایزوتوپ‌های چرخه هیدرولوژی به عنوان ردیاب مورد استفاده قرار می‌گیرند می‌توان به ایزوتوپ‌های اکسیژن، هیدروژن، کربن، گوگرد و نیترژن اشاره کرد. ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن اغلب به عنوان ردیاب ایده‌آل مورد استفاده کارشناسان قرار می‌گیرند. تغییرات فصلی مقدار ایزوتوپ‌ها در نزولات جوی و آب‌های سطحی نسبت به آب زیرزمینی بیشتر می‌باشد. این تفاوت در غلظت ایزوتوپ در منابع آبی به ردیابی منشاء تغذیه و تعیین سهم آب‌های زیرزمینی در منابع سطحی کمک می‌کند.

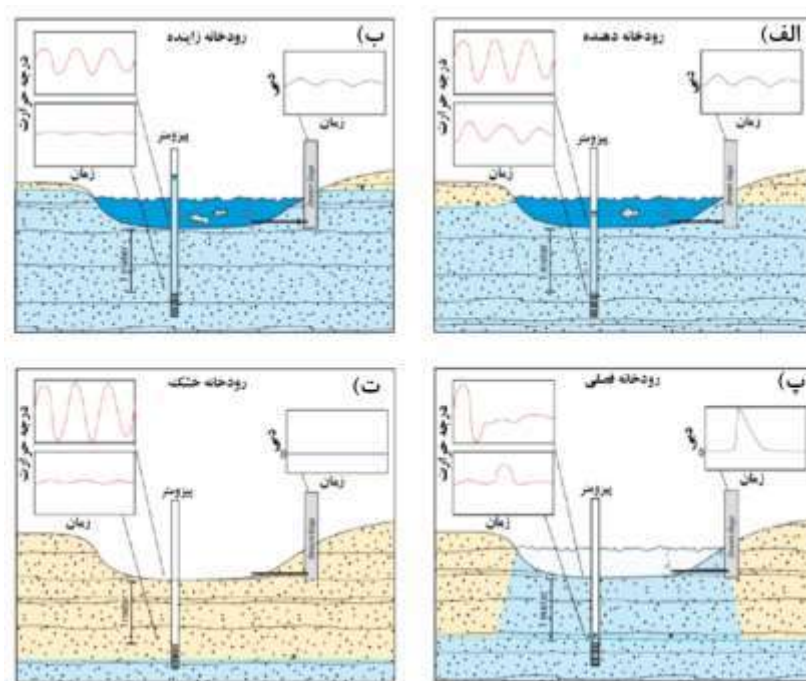
### ۳-۴- مدل سازی در تعیین ارتباط

مدل سازی روشی است که توسط آن می‌توان ارتباط بین آبهای سطحی و زیرزمینی را مطالعه نمود. اصولاً مدل‌ها براساس اطلاعات هیدروژئولوژیکی هر منطقه ساخته می‌شوند که توانایی بازسازی برخی فرآیندها و رخدادها را دارند. به عنوان مثال افزایش دبی برداشت چاه‌ها یا افزایش تعداد چاه‌ها چه اثری بر سیستم تبادل آب‌های سطحی و زیرزمینی دارد، اجرای شبکه آبیاری و یا زهکشی چه تاثیری بر جریان پایه رودخانه دارد و یا انتقال آب از یک حوضه به حوضه دیگر چه تاثیری خواهد داشت. اصولاً مدل‌های هیدرولوژیکی در بررسی تبادل آب‌های سطحی و زیرزمینی به دو دسته (۱) تلفیقی کامل و (۲) مناطق به هم پیوسته تقسیم می‌شوند. در روش اول معادلات حاکم بر آب‌های سطحی و زیرزمینی همزمان اجرا می‌شوند و در روش دوم این معادلات به صورت جداگانه اجرا و حل می‌شوند.

### ۳-۵- استفاده از مادون قرمز (حرارتی)

اختلاف بین دمای آب‌های سطحی و آب‌های زیرزمینی می‌تواند به بررسی ارتباط بین این دو منبع و همچنین کمی ساختن نرخ جریان کمک کند. از آنجاییکه دمای آب زیرزمینی در طول سال ثابت است اما دمای آب رودخانه براساس تغییرات روزانه و فصلی تغییر می‌کند، می‌توان ارتباط بین این دو منبع را مشخص نمود. در صورتی که رودخانه گیرنده باشد، دمای رسوبات کف رودخانه در طول زمان تغییر نمی‌کند، ولی در صورتی که رودخانه دهنده باشد، دمای رسوبات با تغییر دمای آب رودخانه تغییر می‌کند این اندازه‌گیری‌ها اجازه می‌دهد که رژیم جریان به نحوی مشخص شود. شکل ۳ بیانگر حالات مختلف تبدلات حرارتی در انواع مختلف رودخانه‌ها می‌باشد. اصولاً در روش حرارتی از یک سری سنسورهای حرارتی برای ثبت و پایش درجه حرارت آب و رسوبات بستر رودخانه استفاده می‌کنند. این سنسورها در اعماق مختلف آب رودخانه و همچنین رسوبات بستر آن قرار داده می‌شوند. سنسورهای حرارتی را طوری طراحی می‌کنند که قابلیت ذخیره داده‌های اندازه‌گیری شده دما با فواصل زمانی مشخص را دارند.





شکل ۳- حالات مختلف تبادلات حرارتی در انواع رودخانه‌ها (Rosenberry and LaBaugh, 2008)

### ۳-۶- استفاده از شاخص‌های زیستی

تنوع هیدروژئوشیمیایی به همراه آلودگی منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی، باعث تغییرات در تراکم و تنوع میکروارگانیسم‌ها در منابع آبی می‌شود، بطوریکه که با مطالعه این میکروارگانیسم‌ها می‌توان به وضعیت کمی و کیفی آبهای سطحی و زیرزمینی و ارتباط منابع آبی با یکدیگر پی‌برد. بطوریکه می‌توان توزیع انواع میکروارگانیسم‌ها گیاهی و جانوری به‌عنوان عاملی برای مطالعه بر هم کنش منابع آب سطحی و زیرزمینی استفاده نمود.

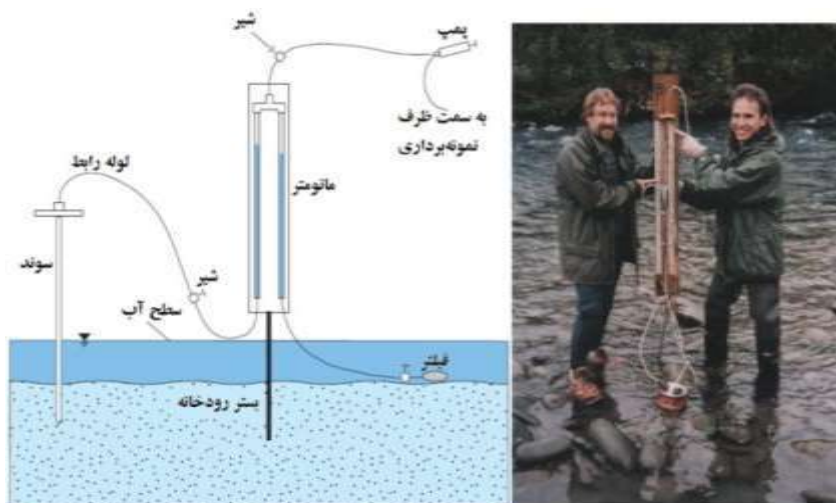
### ۳-۷- روش ژئوفیزیک

روش ژئوفیزیک، یک روش سریع برای بدست آوردن اطلاعات هیدروژئولوژیکی آبخوان و لایه‌های زیرسطحی است. این روش می‌تواند در بررسی رابطه آب‌های سطحی و زیرزمینی بسیار مفید باشند. اگرچه این روش با یکسری مشکلات و محدودیت همراه است و در برخی موارد می‌تواند روند مطالعه را مختل نماید. از جمله این محدودیت‌ها، می‌توان به تجهیزات گران قیمت، به همراه مطابقت اطاعات داده‌های برداشت شده با مجموعه داده‌های دیگر نظیر لاگ چاه‌های حفاری و آنالیز شیمیایی نمونه‌ها اشاره نمود. در مجموع روش ژئوفیزیک با وجود اینکه یک روش کاربردی است دارای محدودیت‌هایی نیز که می‌تواند بر کل فرایند مطالعه در منطقه تأثیر گذار باشد.

### ۳-۸- پتانسیومترهای هیدرولیکی (مینی پیزومتر)

تاکنون تجهیزات متنوعی برای تخمین گرادیان هیدرولیکی قائم (عمودی) در زیر بستر توده‌های آب سطحی طراحی شده‌است. بوسیله این ابزارها و تجهیزات می‌توان بار هیدرولیکی را نسبت به تراز آب سطحی مستقیماً اندازه‌گیری کرد.

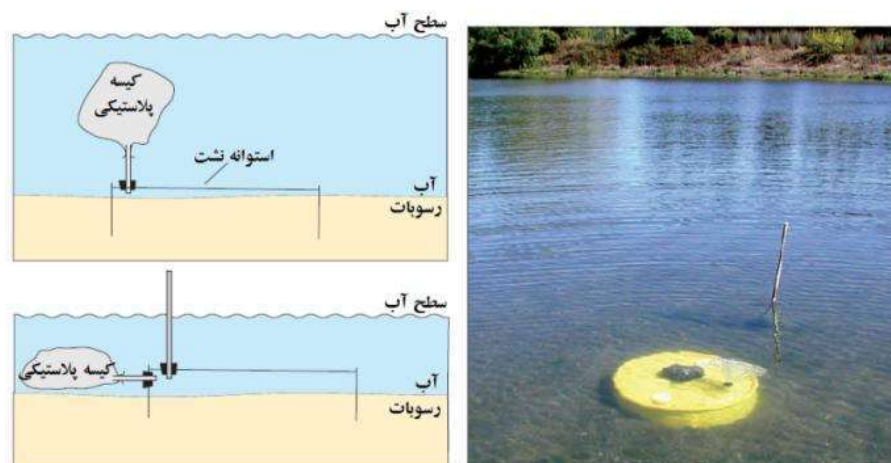
یکی از مرسوم ترین ابزارها که برای این کار مورد استفاده قرار می گیرند مینی پیزومتر یا پتانسیومترهای هیدرولیکی هستند (شکل ۴). اگرچه توسط این روش امکان اندازه گیری مستقیم جریان آب وجود ندارد، اما جهت جریان آب در فصل مشترک آب های سطحی و رسوبات بستر را می توان تعیین نمود.



شکل ۴- نمای کلی از یک مینی پیزومتر (پتانسیومتر هیدرولیکی) و اجزای مختلف آن (Winter et al., 1998)

### ۳-۹- نشت سنج ها

برخلاف مینی پیزومتر، نشت سنج ها برای اندازه گیری جریان بین آب های سطحی (رودخانه ها، دریاچه ها و تالاب ها) و آب های زیرزمینی در شرایط طبیعی بکار گرفته می شوند. نشت سنج ها ابزاری هستند که بخش کوچکی از بستر آب سطحی را مجزا کرده و جریان آب در این بخش کوچک را اندازه گیری می کنند. یکی از معمولی ترین نشت سنج ها نشت سنج نیمه بشکه ای نامیده می شود از انتهای بریده شده یک بشکه یا سیلندر و کیسه پلاستیکی متصل به آن، که برای ثبت تغییرات حجم آب در طول زمان بکار می رود، تشکیل شده است (شکل ۵).



شکل ۵- نشت سنج و اجزای مختلف آن (Winter et al, 1998)

#### ۴- بررسی مزیت‌ها و معایب برخی روش‌ها و ابزارهای تبادلات آب‌های سطحی و آبخوان

همانطور که در بخش‌های قبل شرح داده شد روش‌ها و ابزارهای متنوعی برای محاسبه و اندازه‌گیری جریان تبدلی بین منابع آب سطحی و زیرزمینی مورد استفاده قرار می‌گیرد که در ادامه مزایا و معایب برخی از این روش‌ها بررسی می‌شود.

یکی از معروف ابزارهای در مطالعات تبادلات آبی بین منابع آب سطحی و آبخوان نشت سنج‌ها هستند که قادرند به‌طور مستقیم میزان جریان تبدلی بین مخازن آب سطحی و زیرزمینی را اندازه‌گیری می‌کنند. اگرچه نشت سنج‌ها ابزارهای نسبتاً ساده‌ای در اندازه‌گیری هستند اما به‌دلیل مشکلاتی که در نصب و اجرای آنها در عملیات صحرایی وجود دارد عدم قطعیت‌های زیادی در تخمین میزان جریان ایجاد می‌کنند.

استفاده از پیژومترها و گمانه‌ها در بستر رودخانه یا نزدیک بستر برای اندازه‌گیری تراز آب زیرزمینی نسبتاً ساده است. از این روش‌ها می‌تواند برای محاسبه جریانهای عمودی به همراه گرادیان هیدرولیکی استفاده نمود. اگرچه برآورد دقیق جریان عمودی به علت تخمین هدایت هیدرولیکی (نفوذپذیری) در بیشتر مواقع با مشکل همراه می‌باشد. در دیگر معایب این ابزارها مقیاس مکانی (از سانتی‌متر تا متر) و زمانی (ثانیه تا دقیقه) کوچک آنها می‌باشد. بنابراین اگر محدوده مطالعاتی بزرگ باشد با مشکلاتی همراه است. علاوه بر این پیژومترهایی که در بستر رودخانه‌ها نصب می‌شوند بسته به نوع رودخانه و جریان مستعد آبهویی هستند. همچنین احتمال خسارات به این ابزار توسط سیلاب‌های فصلی و جریان‌های گلی رودخانه وجود دارد.

از روش‌های مرسوم دیگر که تقریباً در تمام مطالعات از آن استفاده می‌شود روش اندازه‌گیری مستقیم دبی رودخانه در برخی مناطق در طول رودخانه است. این روش علاوه بر اینکه بسیار ساده است از آن می‌توان برای محاسبه بیلان جرمی استفاده نمود. همچنین مقیاس زمانی (از چند ساعت تا چند سال) و مکانی (چند مترمربع تا چند کیلومتر مربع) مطالعه در این روش نسبت به روش‌های دیگر نسبتاً بزرگتر می‌باشد. باوجود این روش اندازه‌گیری مستقیم دبی رودخانه دارای معایبی نیز نظیر حجم کار بالا، مشکل بودن اندازه‌گیری دبی رودخانه در زمانی که جریان کم یا سیلابی است و در نهایت محاسبه تبخیر، جریان ورودی و خروجی به رودخانه جهت تخمین و رسم منحنی سرعت می‌باشد.

روش استفاده از سنسورهای حرارتی (اندازه‌گیری دمای بستر جریان) یک روش نسبتاً ارزان قیمت و دقیقی می‌باشد. علاوه بر این از این روش می‌توان برای اندازه‌گیری میزان نفوذ جریان و جهت حرکت آن استفاده کرد. اگرچه این روش دارای معایبی هم می‌باشد. به‌عنوان مثال از این روش برای اندازه‌گیری نقطه‌ای (مکان) می‌توان استفاده کرد. علاوه بر این از این روش برای جدا کردن جریان زیرسطحی از میزان تغذیه نمی‌توان استفاده نمود.

روش ردیاب یکی از دقیق‌ترین و پرکاربردترین روش‌ها مطالعات منابع آبی است. از مهمترین مزایایی این روش می‌توان به ارزیابی میزان هدر رفت آب و جریان‌های جانبی در کل بازه رودخانه اشاره کرد. تعیین جهت جریان آب از رودخانه به آبخوان و اندازه‌گیری سرعت نفوذ آب از دیگر محاسنات این روش می‌باشد. اگرچه در این روش اندازه‌گیرها بیشتر به‌شکل نقطه‌ای می‌باشد و این امر زمان و انرژی زیادی را صرف می‌کند. علاوه بر این در برخی موارد آشکارسازی ردیاب‌ها به‌دلیل جذب و فرآیندهای دیگر با مشکل همراه است. همچنین استفاده از برخی ردیاب‌ها نظیر ردیابهای ایزوتوپی بسیار گران قیمت می‌باشد.

#### ۵- نتیجه‌گیری

در این پژوهش مهمترین روش‌های بررسی تبادلات آبی بین آب‌های سطحی خصوصاً رودخانه‌ها، به عنوان مهمترین منابع آب سطحی مورد بررسی قرار گرفت. این روش‌ها را می‌توان براساس مقیاس به دو گروه منطقه‌ای و محلی تقسیم کرد. از روش‌هایی با مقیاس منطقه‌ای می‌توان به اندازه‌گیری مستقیم دبی رودخانه، تصویربرداری مادون قرمز و مدل‌سازی آب زیرزمینی اشاره کرد که اکثر این روش‌ها مستلزم زمان، کار و هزینه بالاست. در یک مقیاس کوچکتر و محلی، بعضی روش‌ها مانند اندازه‌گیری مستقیم درجه حرارت رسوبات، اندازه‌گیری هدایت الکتریکی در امتداد مقاطعی در رودخانه و آب زیرزمینی، ردیاب‌ها، نشت سنج‌ها و مینی-پیژومترها استفاده می‌شوند. یکی از مرسوم‌ترین این روش‌ها اندازه‌گیری مستقیم دبی رودخانه در بازه‌های مختلف آن است. اصولاً اندازه‌گیری میزان دبی در نهرها و سرشاخه‌های کوچک رودخانه نتایج نسبتاً خوبی به همراه دارد ولی در رودخانه‌ها و سرشاخه‌های اصلی استفاده از این روش همواره با مقداری خطا همراه است. جهت بررسی مقدار تبادلات آبی بین آب‌های سطحی و زیرزمینی و همچنین تغییرات جهت در طول زمان باید پارامترهای فیزیکو-شیمیایی هر دو منبع آبی بررسی شود.



بیشتر روش‌ها ارائه شده در این تحقیق در خارج از کشور و در شرایط آب و هوایی مرطوب جاییکه اغلب رودخانه‌ها به صورت زهکش عمل می‌کنند توسعه یافته‌اند. از این‌رو، تمرکز این روش‌ها بر شناسایی میزان تخلیه آب زیرزمینی به داخل رودخانه‌ها می‌باشد. اما در کشور ما به جز جلگه خزری که دارای آب و هوای مرطوب می‌باشد، بیشتر مناطق کشورمان خشک و نیمه خشک هستند و رودخانه‌ها در بیشتر مواقع دهنده‌اند و آب‌های زیرزمینی تغذیه می‌کنند. از این‌رو استفاده از روش‌های ارائه شده در این پژوهش برای مناطق خشک و نیمه خشک ممکن است ناکارآمد و در برخی موارد با خطا همراه باشند. در نتیجه تمامی روش‌های ارائه شده در این پژوهش را نمی‌توان برای مطالعه برهمکنش رودخانه و آب‌های زیرزمینی و کمی‌سازی تبادلات در شرایط ایران استفاده نمود. با توجه به روش‌های ارائه شده روش‌های نظیر اندازه‌گیری مستقیم دبی در طول رودخانه، استفاده از پارامترهای فیزیکی‌شیمیایی آب در رودخانه به پارامترهای ایزوتوپی را می‌توان برای مناطق خشک و نیمه خشک پیشنهاد نمود. همچنین برای درک بهتری از تبادلات آبی بین رودخانه‌ها و آب‌های زیرزمینی پیشنهاد میشود از چندین روش استفاده شود و نتایج حاصل از آنها با هم مقایسه شود.

## منابع

- فاریابی، م، ۱۳۹۴، بررسی برهمکنش آب زیرزمینی و رودخانه با استفاده از روش‌های کیفی، بخش شمالی محدوده دزفول- اندیمشک، رساله دکتری هیدروژئولوژی، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۸۰ صفحه.
- محمودی، ز، بهره‌مند، ع، عبدالحی، خ، ۱۳۹۷، مروری بر روش‌ها و مدل‌های برهمکنش آب سطحی-زیرزمینی با تمرکز بر مدل‌های جامع منطقه‌ای. مجله آب و توسعه پایدار ۵(۲)، ۱۱۶-۱۰۱.
- میرمحمدصادقی، م، ابراهیمی، ب، پسندی، م، ۱۳۹۷، افت شدید سطح آب زیرزمینی و اندرکنش رودخانه-آبخوان (مطالعه موردی: آبخوان نجف‌آباد در حوضه زاینده‌رود). مجله علوم آب و خاک، ۲۲(۲): ۱۰۷-۱۲۵.
- یوسفی سنگانی، ک و محمدزاده، ح، ۱۳۸۸، تباد آب سطحی و آب زیر زمینی و چگونگی اندازه گیری نشت آب، دومین کنفرانس سراسری آب، ۲۰ اسفند ۱۳۸۸، دانشگاه آزاد اسلامی واحد بهبهان، ص ۸۱۴-۸۰۳.
- Hancock, P.J., A.J., Boulton, and W.F., Humphreys, 2005. Aquifers and hyporheic zones: towards an ecological understanding of groundwater. *Hydrogeol Journal* 13, 98-111 .
- Rosenberry, D.O., and Labaugh, J.W., 2008. Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water. *U.S. Geological Survey Techniques and Methods* 4-D2, 128 p.
- Sophocleous, M.A., 2002. Groundwater recharge. In: *Silveira L (Ed) Encyclopedia of life support systems*. EOLSS, Oxford. Groundwater, 126- 164.
- Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., and Alley, W.M., 1998. Ground water and surface water, a single resource. *U.S. Geological Survey Circular* 1139, 79 p.
- Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water Interactions: rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38(3), 423-429
- Zhang, Z., Dehoff A.D., Pody R.D., and Balay J.W., 2009. Detection of streamflow change in the Susquehanna River Basin, *journal of Water Resources Management* 24 (10), 1947-1964.

## بررسی پتانسیل کانه‌زایی مس پورفیری توده‌های نفوذی منطقه کوه اسفند (بنگلو) در مقایسه با سایر سیستم‌های پورفیری کمر بند مس کرمان، براساس مطالعات ژئوشیمی

افسانه سلطانی<sup>۱</sup>، علیرضا زراسوندی<sup>۲</sup>، نادر تقی‌پور<sup>۳</sup>، عادل ساکی<sup>۴</sup>، محسن رضایی<sup>۵</sup>، مرتضی سجادیان<sup>۶</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران Soltani.afsane@gmail.com

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران Zarasvandi@scu.ac.ir

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران taghipour@du.ac.ir

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران adel\_saki@yahoo.com

۵- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران m.rezaei@scu.ac.ir

۶- کارشناس ارشد تحقیقات اکتشاف مدیریت تحقیقات و فنآوری شرکت معدنی و صنعتی گل‌گهر، کرمان، ایران

sajjadiyan\_mo@golgohar.com

### چکیده

کانسار مس پورفیری کوه اسفند (بنگلو) در ۹۰ کیلومتری جنوب شرق جیرفت، بر روی کمان ماگماتیک سنوزوئیک کرمان، جنوبی‌ترین بخش کمر بند ماگماتیک ارومیه - دختر در ایران واقع شده است. واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه شامل توده‌های نفوذی و آتشفشانی است که در اثر محلول‌های گرمایی شدیداً دگرسان شده‌اند. توده نفوذی به ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و کوارتز دیوریت تفکیک شدند. کار حاضر براساس مطالعات ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های توده نفوذی حاصل از آنالیز ICP-MS به تعیین بارور و یا نابارور بودن توده نفوذی در مقایسه با سیستم پورفیری کوه پنج و جبال بارز واقع بر روی کمر بند مس کرمان می‌پردازد. در واقع نسبت عناصر  $Sm/Yb$ ،  $La/Yb$ ،  $Sr/Y$ ،  $Dy/Yb$ ،  $La/Sm$  غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر (REE) و همچنین نسبت  $Eu/Eu^*$  از عوامل تفکیک کننده توده‌های نفوذی بارور از نابارور می‌باشد. بر همین اساس کانسار مس پورفیری کوه اسفند (بنگلو) در رده سیستم‌های نیمه بارور تا بارور قرار می‌گیرد.

**واژه‌های کلیدی:** توده نفوذی، ژئوشیمی، عناصر کمیاب، پورفیری، کوه اسفند

### Abstract

Koh Esfand (Bongloo) porphyry copper deposit is located 90 km southeast of Jiroft, on the Cenozoic Kerman magmatic arc, the southernmost part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt in Iran. The rock units in the study area include intrusive and volcanic that have been severely altered by hydrothermal solutions. The intrusive mass was separated into granite, granodiorite, diorite and quartz diorite. Based on the geochemical studies of the main and rare elements of intrusive rock samples obtained from ICP-MS analysis, the present work determines the fertility or infertility barren of the intrusive rock compared to the porphyry system of Koh Panj and Jabal Barez located on the copper belt of Kerman. In fact, the ratio of elements  $La/Sm$ ,  $Dy/Yb$ ,  $Sr/Y$ ,  $La/Yb$ ,  $Sm/Yb$ , the enrichment and depletion of elements (REE) and also the ratio  $Eu/Eu^*$  are the distinguishing factors of. Fertile from barren intrusive rock. Accordingly, the porphyry copper deposit of Koh Esfand (Bongloo) is placed in the category of semi-fertile to fertile systems.

**Key words:** Intrusive mass, geochemistry, trace elements, porphyry, Kouh Esfand.

### ۱- مقدمه

کانسارهای پورفیری از نظر مکانی و فضایی در ارتباط با توده‌های نفوذی حدواسط - سیلیسی به عنوان منبع جهانی ذخایر مولیبدن (با بیش از ۷۵ درصد)، مس (با بیش از ۵۰ درصد) و طلا (با بیش از ۲۰ درصد) محسوب می‌شوند (Sillitoe, 2010; Chen and Wu, 2020). نفوذی‌های مرتبط با کانسارهای پورفیری جهانی از ترکیبات غیرآداکتی به سمت ترکیبات آداکتی با نسبت بالای  $Sr/Y$  و  $La/Yb$  متمایز می‌شوند (Richards and Kerrich, 2007). در ایران، تمام کانسارهای مس پورفیری شناخته شده در ساختار تکتونیکی الیگوسن - میوسن پس از برخورد (Zarasvandi et al., 2005) در امتداد کمر بند ماگماتیک ارومیه - دختر به خصوص در بخش جنوب شرقی این کمر بند با عنوان کمر بند ماگماتیک کرمان رخ می‌دهند (Richards et al., 2012) دو رخداد کانی‌سازی عمده در کانسارهای

مس پورفیری کمر بند ماگماتیک ارومیه-دختر (Raic et al., 2021)، شامل: (۱) کانسارهای غیر آداکیتی الیگوسن تا میوسن اولیه و (۲) کانسارهای میوسن اولیه تا میوسن پسین که دارای علائم ژئوشیمیایی شبه آداکیتی هستند. نوع اول کانسارها عمدتاً در طی بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتتیس قبل از فروانش صفحه ایجاد شدند و نوع دوم در ساختار پس از برخورد توسعه یافته است. به طور کلی می‌توان بیان نمود که کمان ماگماتیک ارومیه - دختر به دو بخش مرکزی و جنوب شرقی تقسیم می‌شود. بخش مرکزی (بین شهر ساوه و یزد و شامل گنبد های قم - کاشان - نظنز، اردستان، نائین، نائین - یزد) شامل سنگ‌های رسوبی نئوپروتروزوئیک پسین تا پالئوزوئیک است که توسط سری مزوزوئیک پوشانده شده‌اند (Berberian and King, 1981). بخش جنوب شرقی کمان ماگماتیک ارومیه - دختر به عنوان کمر بند ماگماتیک کرمان با سه توالی مختلف از جمله واحد آذرآواری ائوسن بحر آسمان (توف‌ها، برش‌های آتشفشانی و جریان‌های گدازه تراکی بازالتی تا تراکی آندزیتی)، واحد آتشفشانی ائوسن میانی رازک (بازالتی-ریولیتی) با ماهیت آکالک آلکال و به طور فرعی تولیتی و واحد آتشفشانی الیگوسن هزار (تراکی آندزیت و تراکی بازالت) با ماهیت شوشنیتی مشخص می‌شود (Hassanzadeh, 1993). براساس مطالعات (Asadi et al., 2014)، رخداد های تکو - ماگماتیک و فرایندهای متالورژیک در کمر بند مس ماگماتیک کرمان منجر به شکل‌گیری دو سیستم مس پورفیری متفاوت با کانی‌سازی اقتصادی تا نیمه اقتصادی در ساختار همزمان با برخورد می‌شوند که عبارتند از: (۱) ائوسن - الیگوسن (جبال بارز) با ترکیب گابرو تا گرانیت‌های نابارور و معادل آتشفشانی در جنوب شرقی و مرکز کمر بند ماگماتیک سنوزوئیک کرمان و (۲) میوسن میانی - پایانی (کوه پنج) با ترکیب دیوریت تا استوک‌های گرانودیوریتی با بافت پورفیری در شمال غربی و مرکز کمر بند ماگماتیک سنوزوئیک کرمان. نفوذی‌های میوسن پس از آرامش ماگماتیک الیگوسن میانی تا میوسن میانی جایگیر شدند. در واقع اکثر نفوذ های پورفیری اقتصادی و نیمه اقتصادی در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان با مراحل پس فروانش و یا برخورد میوسن میانی - پایانی - پلیوسن مرتبط است، در حالی که نفوذ های ائوسن - الیگوسن بیشتر به فرآیندهای فروانش و یا پیش برخورد مربوط می‌باشند (Asadi et al., 2014). بنابراین مرحله برخورد در میوسن به عنوان یک رخداد اصلی منجر به تولید بسیاری از کانسارهای مس پورفیری در کمر بند ماگمایی سنوزوئیک کرمان محسوب می‌شود (Richards et al., 2012, Asadi et al., 2014). به طور کلی، سیستم های پورفیری کمر بند کمان ماگماتیک کرمان به توده‌های با نسبت بالای  $Str/Y$  کوه پنج در میوسن اولیه تا پلیوسن اولیه، در مقایسه با سنگ‌های نفوذی نوع جبال بارز الیگوسن اولیه - پایانی محدود می‌شود (Alirezai et al., 2017). چنین تکامل زمانی از ماگماتیسم کالک-قلیایی نرمال اولیه (نفوذ های نیمه اقتصادی؛ نوع جبال بارز) تا ماگماتیسم کالک-آلکال پتاسیک و نسبت بالای  $Str/Y$  مرحله نهایی (نفوذ های اقتصادی؛ نوع کوه پنج) در سایر نقاط جهان نیز بررسی شده است. کانسار مس کوه اسفند (بنگلو) در استان کرمان، ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان بم، ۹۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان جیرفت، بین عرض‌های جغرافیایی  $28^{\circ} 17' 1/28''$  تا  $35^{\circ} 18' 32''$  شمالی و طول‌های جغرافیایی  $58^{\circ} 33' 32''$  تا  $57^{\circ} 25' 11''$  شرقی، بخشی از کمر بند ماگمایی جنوب ارومیه - دختر است. در این پژوهش، براساس مطالعات ژئوشیمی به تعیین بارور یا نابارور بودن توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه در مقایسه با سیستم‌های پورفیری کوه پنج و جبال بارز می‌پردازیم.

## ۲- مواد و روش

در این پژوهش، پس از تهیه نقشه بزرگ مقیاس منطقه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و پیمایش صحرایی و نقشه صد هزار نگیسان، ۱۴ نمونه از توده‌های نفوذی منطقه به منظور بررسی زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و دگرسانی برداشت شد. برای بررسی‌های کانی‌شناسی تعداد ۵۰ مقطع نازک - صیقلی در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز و دانشگاه دامغان تهیه و بررسی شد. به منظور بررسی ژئوشیمی و پترولوژی توده نفوذی منطقه نمونه‌ها به روش ICP-MS در آزمایشگاه زرازا مورد آنالیز قرار گرفت

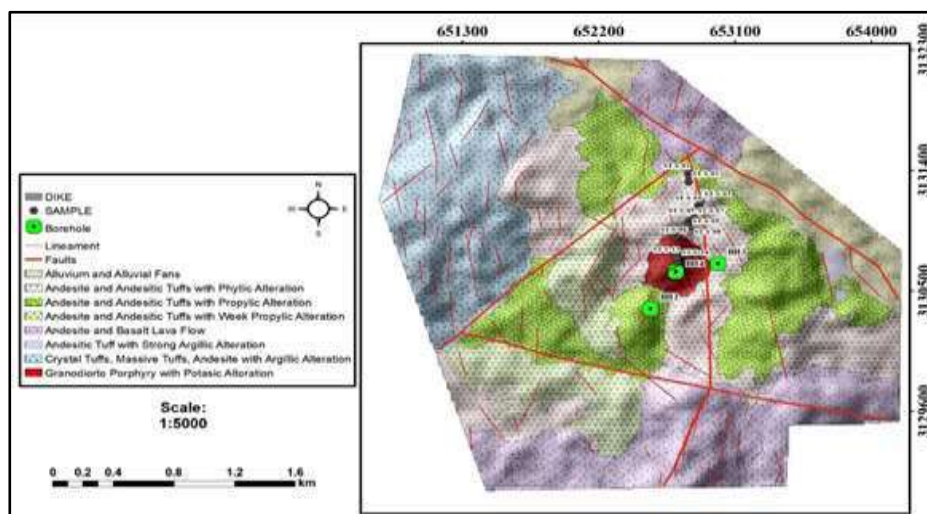
## ۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

در مقیاس ناحیه‌ای و از نظر زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی کمر بند ماگماتیک ارومیه - دختر، بر روی کمان ماگماتیک سنوزوئیک کرمان و در محدوده نقشه صد هزار نگیسان واقع شده است. براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته، واحدهای سنگی مورد مطالعه به سه مجموعه مختلف قابل تفکیک می‌باشند که عبارتند از: (۱) مجموعه آتشفشانی: قدیمی‌ترین واحدهای سنگی با سن ائوسن شامل مجموعه آتشفشانی با طیف ترکیبی آندزیت پورفیری، آندزیت - بازالت می‌باشند. (۲) مجموعه آذرآواری: واحدهای سنگی با سن ائوسن با ترکیب آندزیت و آندزیت - بازالت پورفیری می‌باشد. (۳) مجموعه توده نفوذی: توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و کوارتز دیوریت در قسمت مرکزی محدوده مورد مطالعه در بین واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن نفوذ کرده است (شکل ۱).

به منظور تفکیک واحدهای سنگی و ارتباط آنها با کانی‌سازی نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس منطقه بنگلو تهیه شد (شکل ۲). با استفاده از اطلاعات موجود در نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه معدنی کوه اسفند (بنگلو) شرح داده شده و با تکیه بر اطلاعات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناختی، مطالعات میکروسکوپی شیمیایی به بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی واحدهای آتشفشانی و توده نفوذی می‌پردازیم.



شکل (۱)- تصویر صحرایی از واحدهای سنگی دربرگیرنده ماده معدنی در منطقه بنگلو



شکل (۲)- نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس منطقه بنگلو به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده

### ۳-۱- مطالعات پتروگرافی توده نفوذی محدوده مورد مطالعه

**الف- واحد دیوریت:** این واحد بخش مهم توده‌های نفوذی موجود در منطقه بنگلو را تشکیل می‌دهد و ترکیب سنگ‌شناسی آن از دیوریت تا کوارتز دیوریت تغییر می‌کند. دیوریت‌ها با رنگ خاکستری در نمونه دستی و در مطالعات میکروسکوپی درشت دانه تا ریزدانه بوده و بافت ناهمسان دانه و دانه‌ای مشخص می‌شوند. ترکیب کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۴۵ درصد حجمی)، فلدسپار آلکالن (۵-۰ درصد حجمی)، کانی‌های فرومنیزین از جمله: آمفیبول (۱۰-۲۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۲۰-۳۰ درصد حجمی) و پیروکسن با مقدار کم کوارتز (تا ۵ درصد) می‌باشند. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل دار همراه با ماکل تکراری و بافت منطقه‌بندی از فراوانی قابل ملاحظه‌ای نسبت به کانی‌های دیگر برخوردارند پلاژیوکلازها غالباً دستخوش دگرسانی شده‌اند که گاهی در بخش‌های مرکزی بلور با شدت بیشتری صورت گرفته است و مجموعه کانی‌های سرسیت، کلسیت، اپیدوت از این تجزیه حاصل شده‌اند.

**ب- واحد کوارتز دیوریت:** گسترده‌ترین و مهم‌ترین بخش از توده‌های نفوذی در منطقه بنگلو توده نفوذی با ترکیب کوارتز دیوریت است. در مشاهدات صحرایی این توده به واسطه رنگ ظاهری خاکستری روشن با بافت دانه‌ای متوسط تا درشت بلور قابل تشخیص است. ترکیب کانی‌های اصلی این سنگ‌ها اغلب

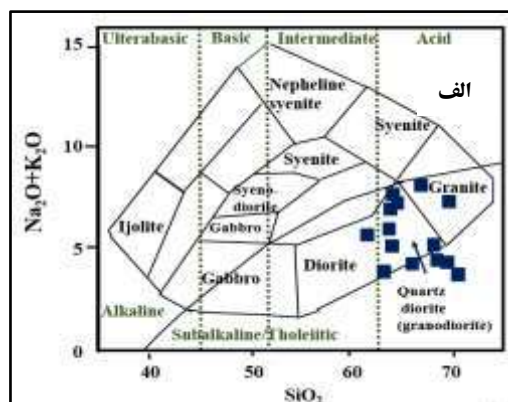
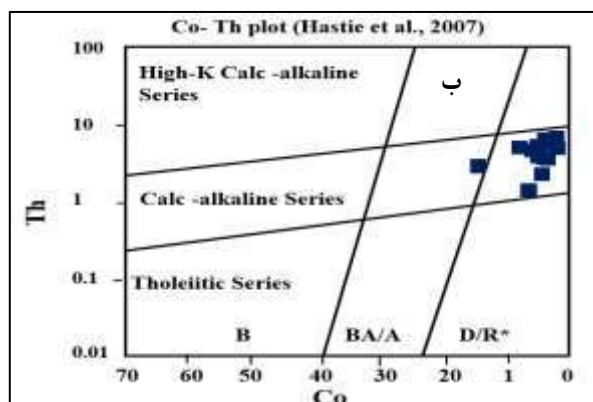


شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، کوارتز، آمفیبول، بیوتیت تشکیل شده است. از کانی‌های فرعی می‌توان به کلریت، کلسیت، انیدریت، موسکویت اشاره نمود. بلورهای نیمه شکل تا شکل‌دار پلاژیوکلاز با ابعاد متغیر حدود ۵۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. این بلورها در بسیاری موارد دچار دگرسانی شده و کانی‌های ثانویه سرسیت، موسکویت، کلریت، کلسیت ایجاد شده است. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند است و حدود ۳۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده است. بیوتیت به دوشکل اولیه و ثانویه در این توده نفوذی دیده می‌شود. بیوتیت اولیه به صورت بلورهای مستطیلی شکل‌دار و بی‌شکل حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم سنگ را در برگرفته است و در برخی موارد تنها بقایایی از در حین تبدیل به بیوتیت ثانویه قابل مشاهده است. کوارتز در کوارتز دیوریت‌ها به صورت دانه ریز تا دانه درشت و نیمه خودشکل تا بی‌شکل هستند و بعضاً خوردگی خلیجی دارند. ج- **توده نفوذی گرانیتی تا گرانودیوریتی:** توده گرانیتی تا گرانودیوریتی در بخش‌های حاشیه‌ای توده دیوریتی و کوارتز دیوریتی و در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه رخمون دارند. براساس مطالعات سنگ‌نگاری، بافت کلی توده گرانیتی تا گرانودیوریتی به دو صورت گرانولار دانه درشت و دانه متوسط تا دانه ریز است. از کانی‌های دانه درشت اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن، ارتوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و کوارتز به صورت بین دانه‌ای تشکیل شده است.

## ۴- مطالعات ژئوشیمی منطقه مورد مطالعه

### ۴-۱- رده‌بندی ژئوشیمی توده نفوذی منطقه مورد مطالعه

بر اساس نمودار تغییرات  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Cox et al., 1979)، نمونه‌های توده نفوذی عمدتاً در گستره دیوریت، کوارتز دیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف) البته مقداری انحراف از محدوده گرانیت مشاهده می‌شود که مربوط به درصد بالای سیلیس در نمونه‌هاست. شناسایی سری ماگمایی براساس نمودار عناصر کمیاب Th-Co (Hasti et al., 2007)، تمام نمونه‌های نفوذی در محدوده سری کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۳ ب). مجموعه توده نفوذی از نظر درجه‌ی اشباع آلومینا، در نمودار تغییرات A/CNK به نسبت A/NK (Shand, 1947) در محدوده پراکسینوس قرار دارند (شکل ۴ الف).



شکل (۳- الف) نمودار رده‌بندی  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Cox et al., 1979)، (ب) تعیین سری ماگمایی نمونه‌های توده نفوذی سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) با استفاده از نمودار Th-CO (Hastie et al., 2007)

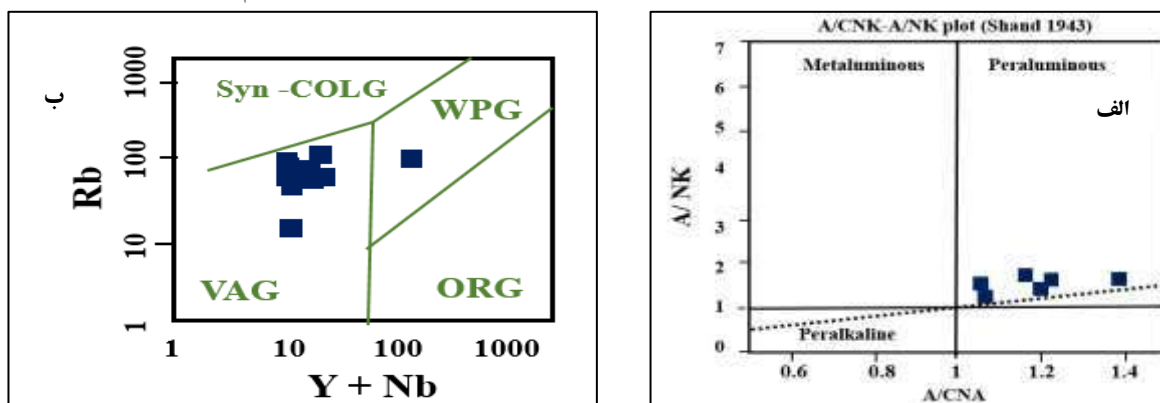
نمودارهای متمایز کننده جایگاه‌های زمین ساختی که براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماها ترسیم می‌شوند (Pearce et al., 1984) به منظور تعیین محیط تکنیکی بر پایه عناصر کمیاب، نسبت‌های بین آنها و عناصر کم‌حرک استفاده شده است. محتوای بالای Rb و Th مشابه گرانیت‌های همزمان با برخورد مناطق چین، تبت و انگلستان است که از گرانیت‌های این نوع در جهان هستند. بالا بودن Rb از ویژگی‌های خاص گرانیت‌های همزمان با برخورد است اما مقادیر بالای Th همیشه نمی‌تواند برای اثبات همزمانی بکار رود. بنابراین از نمودار Rb در مقابل Y+Nb (Pearce et al., 1984)، که به طور مؤثرتری گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های قوس آتشفشانی جدا می‌کند مورد استفاده قرار گرفت. براساس این نمودار تمام نمونه‌ها در گستره‌ی گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۴ ب).

### ۴-۲- بررسی کانه‌زایی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه

میزان بالای نسبت عناصر  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  و  $(\text{Dy}/\text{Yb})_n$  نرمالایز شده نسبت به کندریت‌ها، نشان از غنی‌شدگی منبع مذاب و آغشتگی پوسته‌ای در پوسته نسبتاً ضخیم، درگیری تبلور تفریقی هورنبلند و کمی گارنت در بخش پوسته‌ای عمیق (همانند سیستم پورفیری کوه پنج) است که یکی از ویژگی‌های سیستم پورفیری اقتصادی و بارور می‌باشد (Zarasvandi et al., 2015, Asadi et al., 2014). میزان پایین این نسبت‌ها نشان‌دهنده غنی‌شدگی کمتر مذاب با حضور کم یا عدم



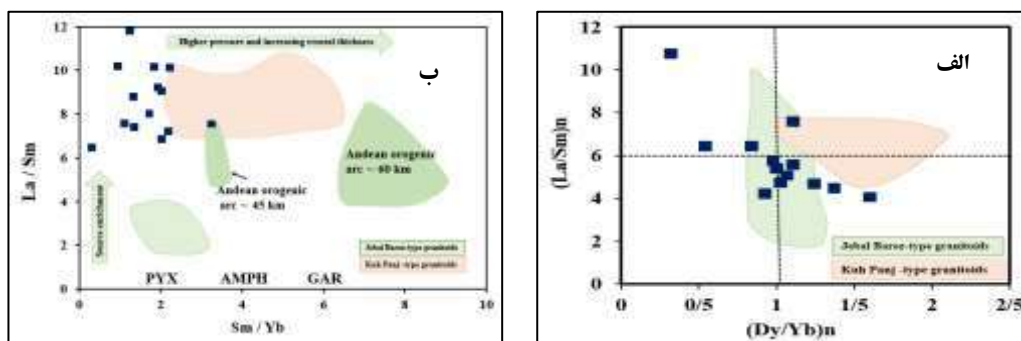
حضور آمفیبول‌ها می‌باشد (همانند سیستم پورفیری جبال بارز) می‌باشد. براساس نمودار  $(La/Sm)_n$  در مقابل  $(Dy/Yb)_n$  (after Richards et al., 2012) (شکل ۵ الف) متمایز کننده نقش هورنبلند (تیتانیت) در مقابل گارنت می‌باشد. نسبت عناصر  $(La/Sm)_n$  و  $(Dy/Yb)_n$  در سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) به



شکل ۴- الف) تعیین میزان اشباع از آلومینیوم براساس نمودار  $A/NK - A/CNA$  (Shand, 1947)، ب) تعیین خاستگاه زمین‌ساختی با استفاده از نمودار Rb مقابل  $Y+Nb$  (Pearce et al., 1984).

ترتیب  $(۱۰/۷ - ۴/۰۱)$  و  $(۱ - ۰/۳)$  است که با سیستم کوه پنج  $[La/Sm]_n = ۴/۶ - ۶/۶$ ،  $(Dy/Yb)_n = ۲ - ۱$  و جبال بارز  $[La/Sm]_n = ۱/۱ - ۲/۲$  و  $(۱/۸ - ۱/۱)$  و  $(Dy/Yb)_n =$  همپوشانی دارد و شرایط حدواسط بین این دو سیستم را نشان می‌دهند و بیشتر به سمت ویژگی‌های کوه پنج تمایل دارد. علاوه بر این فراوانی کانی هورنبلند قابلیت کانه‌زایی متناسب با این سیستم پورفیری را تایید می‌کند.

علی‌رغم اینکه، میزان بالای عناصر  $La/Sm$  و  $Sm/Yb$  نشان‌دهنده غنی‌شدگی منبع از LREEها و ادغام پوسته‌ای یا یک منبع گارنت به شدت متاسوماتیسم شده می‌باشد میزان پایین  $La/Sm$  و  $Sm/Yb$  نشان‌دهنده غنی‌شدگی پایین منبع از LREEها به همراه حضور کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز باقی‌مانده و عدم تبلور تفریقی گارنت می‌باشد (Asadi et al., 2014, Zarasvandi et al., 2015). نسبت بالای  $La/Sm$  نشان‌دهنده آغشتگی پوسته‌ای و تفریق هورنبلندها و کمی گارنت که یکی از ویژگی‌های کانسارهای اقتصادی است. براساس نمودار  $La/Sm$  در مقابل  $Sm/Yb$  (Kay, 2001) (شکل ۵ ب)، نمونه‌های سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) نسبت  $[La/Sm] = ۷/۵ - ۱۱/۸$  و  $[Sm/Yb] = ۰/۴ - ۳/۳$ ، در مقایسه با سیستم‌های پورفیری کوه پنج حدواسط  $[La/Sm] = ۷/۳ - ۱۰/۶$  و



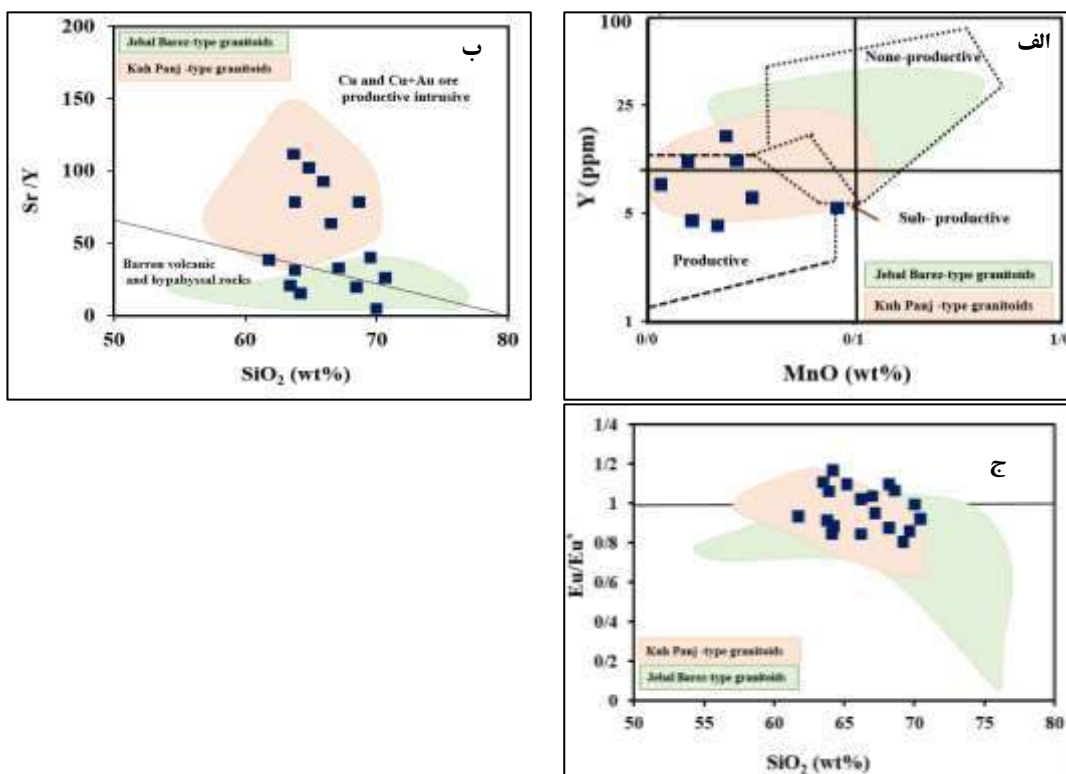
شکل ۵- نمودار  $(La/Sm)_n$  در مقابل  $(Dy/Yb)_n$  (after Richards et al., 2012) (نمونه‌های منطقه کوه اسفند، ب) نمودار  $La/Sm$  در مقابل  $Sm/Yb$ ، مرزهای تقریبی توسط (Kay, 2001)، سنگ‌های پورفیری KCMA در مقایسه با کمان‌های کوهزایی آند.

$[Sm/Yb] = ۲/۳ - ۶/۶$ ، و جبال بارز  $[La/Sm] = ۱/۸ - ۳/۴$  و  $[Sm/Yb] = ۱/۷ - ۲/۸$ ، بین سیستم‌های پورفیری کوه پنج و جبال بارز با تفریق پیروکسن با روندی به سمت هورنبلندها یعنی افزایش فشار و آغشتگی پوسته را همراه با غنی‌شدگی عناصر LREEها را نشان می‌دهند. در واقع میزان  $La/Sm$  در توده نفوذی مورد مطالعه مشابه با سیستم‌های پورفیری کوه پنج بالاست اما مقدار نسبت  $Sm/Yb$  پایینی را همانند سیستم جبال بارز نشان می‌دهند.

براساس نمودار  $Y-MnO$  (Baldwin and Pearce, 1982) (شکل ۶ الف)، گرانیتهای دارای پتانسیل کانه‌زایی بالا، محتوای Y و Mn کمتری نسبت به انواع نابارور دارند. سیستم پورفیری منطقه کوه اسفند (بنگلو) دارای محتوای Y نسبتاً بالا (۹۸-۲۰۶ ppm) اما محتوای MnO پائین (۰/۰۳-۰/۰۵ wt%) هستند که آنها را در محدوده بارور تا نیمه بارور قرار می‌دهد. گرانیتهای سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) در محدوده بین گرانیتهای کوه پنج و جبال

بارز واقع شده‌اند که نشان دهنده شباهت ژئوشیمیایی مشترک آنهاست (Baldwin and Pearce, 1982). علاوه بر این گرانیتوئیدهای کانه‌زا مس - طلا - مولیبدن حاوی نسبت  $Sr/Y$  و  $V/Sc$  بالاتر اما محتوی  $Zr$  پایین‌تری نسبت به گرانیتوئیدهای نابارور نشان می‌دهند (Loucks., 2014). بر همین اساس در نمودار  $Sr/Yb$  در مقابل  $SiO_2$  (Loucks., 2014) (شکل ۶ ب) نمونه‌ها در مرز بین محدوده‌های بارور و نابارور و درون محدوده گرانیتوئیدهای نوع جبال بارز تا کوه پنج واقع می‌شوند که نشان دهنده نیمه بارور تا بارور بودن آنهاست. به بیان (Loucks, 2014)، مجموعه‌های آذرین با نسبت بالای  $(Sr/Y > ۳۵)$   $(۰/۳۸۵ - ۳۲/۵)$  و  $(V/Sc > ۳۲/۵)$  به عنوان بارور مس در نظر گرفته می‌شوند. نسبت  $Sr/Y$  در محدوده مورد مطالعه  $(۱۸/۹ - ۲۷۲/۳)$   $[Sr/Y]$  به طور میانگین  $(۵۸/۳)$  مقایسه با سیستم کوه پنج  $(Sr/Y > ۵۶)$  و جبال بارز  $(Sr/Y < ۲۱)$  از نابارور تا بارور متغیر است.

به بیان (Richards et al., 2012)، افزایش تفریق هورنبلند نسبت به پلاژیوکلاز انباشتی با افزایش نسبت  $(Eu/Eu^*)$  مرتبط است که در سیستم‌های پورفیری کوه پنج مشاهده می‌شود اما در کانسارهای نابارور آنومالی منفی از نسبت  $Eu/Eu^*$  مانند سیستم پورفیری جبال بارز (به طور متوسط  $۰/۲۵$ ) منعکس کننده تبلور تفریقی پلاژیوکلاز و یا فلدسپار K از مذاب است چنانچه در سنگ‌های آذرین جزایر قوسی مشاهده می‌شود (Shafiei et al., 2009; Macpherson et al., 2006). نسبت آنومالی در سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) معادل  $(Eu/Eu^* = ۱/۱ - ۰/۸)$ ، به طور میانگین  $(۱/۰۵)$  می‌باشد. براساس نمودار  $Eu/Eu^*$  در مقابل  $SiO_2$  (Richard et al., 2001)؛ (شکل ۶ ج)، تغییرات آنومالی  $Eu$  نمونه‌های سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) از کمی منفی به سمت کمی مثبت و کوچک افزایش می‌باشد که نشان‌دهنده درگیری هورنبلند (مقدار آب زیاد) و متعاقباً توقف تبلور تفریقی پلاژیوکلازها است (Richard et al., 2012). این روند از آنومالی در سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) اشاره به سیستم نیمه بارور تا بارور پورفیری کوه اسفند (بنگلو) دارد.

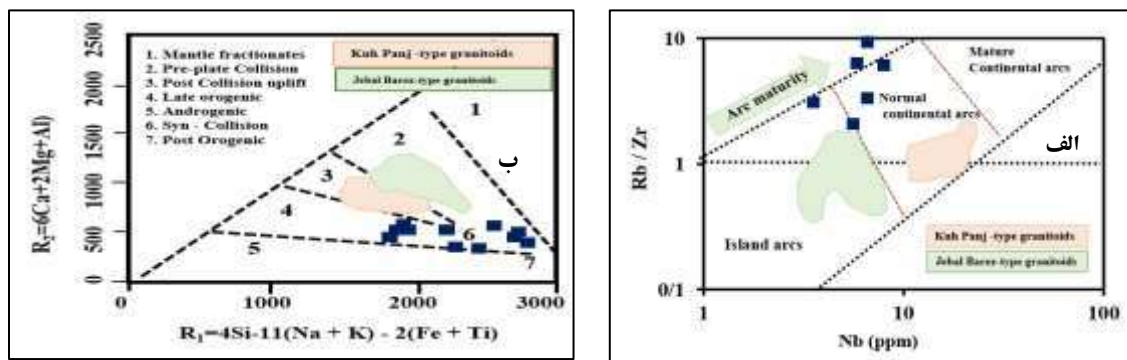


شکل ۶ - تفکیک توده نفوذی بارور و نیمه بارور نمونه‌های منطقه کوه اسفند با استفاده از نمودار: الف) نمودار Y-MnO (Baldwin and Pearce, 1982)، ب) نمودار  $Sr/Y$  -  $SiO_2$  (Louck, 2014)، ج) نمودار  $Eu/Eu^*$  -  $SiO_2$  (Richard et al., 2001).

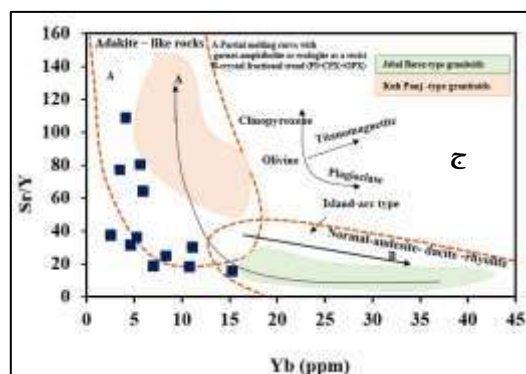
نمودار  $Rb/Zr$  در مقابل  $Nb$  (Brown et al., 1984) (شکل ۷ الف) و نمودار  $R_1-R_2$  (De la Roche et al., 1980) (شکل ۷ ب) نمونه‌های سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) در محیط حاشیه فعال قاره‌ای و همزمان با برخورد قرار می‌گیرند.

### ۳-۴- پتروژنز

براساس نمودار Sr/Y در مقابل Y (Defant and Drummond, 1993) (شکل ۸) نسبت  $([Sr/Y] = ۱۸/۹-۲۷۲/۳)$  به طور میانگین  $(۵۸/۳)$  و  $(۸/۶-۲۵)$   $[La/Yb] =$  به طور میانگین  $(۱۴/۹)$ ، در مقایسه با سیستم‌های پورفیری کوه پنج با میزان  $(Sr/Y > ۵۶)$  و  $(La/Yb > ۲۰)$  و سیستم‌های پورفیری جبال بارز با میزان  $(Sr/Y < ۲۱)$  و  $(La/Yb < ۹)$  به سمت سیستم‌های کوه پنج تمایل بیشتری دارند و با توجه به نمودار نمونه‌های سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) از سنگ‌های نرمال آندزیتی به سمت محدوده سنگ‌های شبه آداکیتی تمایل دارند.



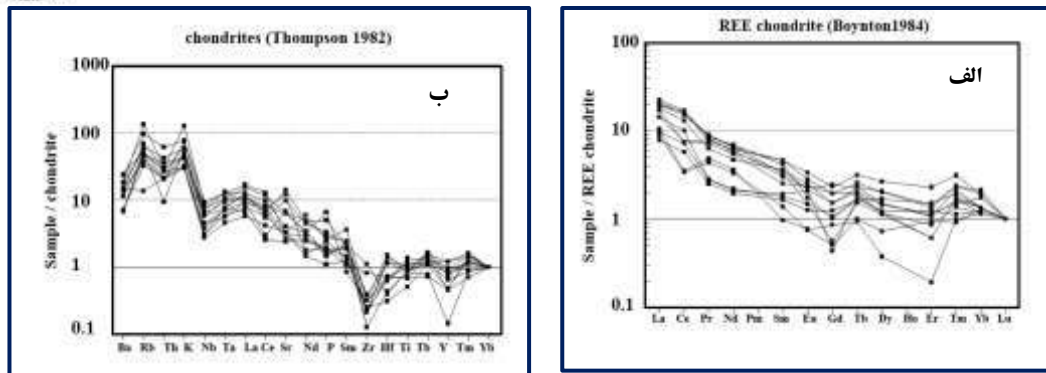
شکل (۷- الف) نمودار Rb/Zr در مقابل Nb (Brown et al., 1984)، تمایز محیط جزایر قوسی از حاشیه فعال قاره‌ای نمونه‌های منطقه کوه اسفند، (ب) نمودار  $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$  در مقابل  $R2 = 5Ca + 2Mg + Al$  (De la Roche et al., 1980) نمونه‌های منطقه کوه اسفند



شکل (۸) - نمودار Sr/Y - Yb (Defant and Drummond, 1993)

### ۴-۴- توزیع عناصر کمیاب در سیستم‌های پورفیری

براساس نمودار الگوی فراوانی عناصر کمیاب نرمالایز شده به کندریت‌ها (شکل ۹ الف و ب)، نمونه‌های سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) غنی‌سازی عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE = La, Ce, Pr, Nd) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE = Tm, Yb, Lu) و عناصر خاکی کمیاب متوسط (MREE = Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er) و Y نشان می‌دهند که از ویژگی کانسارهای بارور می‌باشند. بر خلاف کانسارهای بارور، کانسارهای نابارور مانند سیستم‌های پورفیری جبال بارز غنی‌شدگی قابل توجهی در عناصر HFSE و عناصر HREE + Y نشان می‌دهند که بیانگر عدم اهمیت گارنت و سایر کانی‌های سنگین مانند هورنبلند در طی پتروژنز است (Asadi et al., 2014, Zarasvandi et al., 2015). آنومالی منفی عناصر HFSE از جمله Y, Ti, Zr, Ta نشان‌دهنده سهم کانی‌های سنگین مانند هورنبلند و گارنت در طی پتروژنز کانسارهای نیمه اقتصادی است.



شکل ۹- نمودار الگوی فراوانی عناصر کمیاب (Boynton, 1984) نرمالایز شده با کندریت‌ها نمونه‌های منطقه کوه اسفند، (ب) نمودار الگوی تغییرات چندعنصری نرمالایز شده توسط کندریت‌ها (Thompson, 1982)، نمونه‌های منطقه کوه اسفند.

## ۵- نتیجه گیری

براساس مطالعات صحرایی و ژئوشیمی؛ نمونه‌های توده نفوذی عمدتاً در گستره دیوریت، کوآرتز دیویت و گرانیت قرار می‌گیرند و متعلق به سری ماگمایی کالک آلکالن و اشباع شدگی از آلومینوس را نشان می‌دهند. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کمان‌های آتشفشانی و در نزدیک بین این محدوده و محدوده گرانیت‌های درون صفحه ای قرار می‌گیرند. در مطالعات عناصر نسبت کمیاب عناصر  $(La/Sm)_n$  و  $(Dy/Yb)_n$  به ترتیب  $(۱۰/۷ - ۴/۰۱)$  و  $(۱ - ۰/۳)$  و نسبت  $۱۰/۲ - ۴/۶$   $([La/Sm] = ۴/۶)$  و  $([Sm/Yb] = ۰/۴ - ۲/۳)$  و نسبت  $([Sr/Y] = ۱۸/۹ - ۲۷۲/۳)$  به طور میانگین  $(۵۸/۳)$  و  $([La/Yb] = ۸/۶ - ۲۵)$  به طور میانگین  $(۱۴/۹)$ ، در مقایسه با سیستم کوه پنج  $([La/Sm]_n = ۴/۶ - ۶/۶)$ ،  $([Dy/Yb]_n = ۱ - ۲)$  و  $(Sr/Y > ۵۶)$  و  $(La/Yb > ۲۰)$  و جبال بارز  $([La/Sm]_n = ۱/۱ - ۲/۲)$  و  $([Dy/Yb]_n = ۰/۸ - ۱/۱)$  می‌توان گفت غالباً در حد واسط بین این دو سیستم قرار دارد به طوریکه به سیستم کوه پنج نزدیکتر است و به نوعی بیشتر به سمت ویژگی‌های کوه پنج تمایل دارد. علاوه بر این فراوانی کانی هورنبلند قابلیت کانه‌زایی متناسب با این سیستم پورفیری را تایید می‌کند. با این وجود میزان پایین تر  $Sm/Yb$  تفریق تفریق پیروکسن با روندی به سمت هورنبلندها یعنی افزایش فشار و آغشتگی پوسته را همراه با غنی‌شدگی عناصر LREE‌ها را نشان می‌دهند. نسبت آنومالی  $Eu/Eu^*$  در سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) معادل  $(۰/۸ - ۰/۱)$  می‌باشد. تغییرات آنومالی  $Eu$  نمونه‌های سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) از کمی منفی به سمت کمی مثبت و کوچک افزایش می‌باشد که نشان‌دهنده درگیری هورنبلند (مقدار آب زیاد) و متعاقباً توقف تبلور تفریقی پلاژیوکلازها است. این روند از آنومالی در سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) اشاره به سیستم نابارور تا بارور پورفیری کوه اسفند (بنگلو) دارد. توده نفوذی سیستم پورفیری کوه اسفند (بنگلو) از سنگ‌های نرمال آندزیتی به سمت محدوده سنگ‌های شبه آداکیتی تمایل دارند. براساس نمودار الگوی فراوانی عناصر کمیاب نرمالایز شده به کندریت‌ها، نمونه‌های سیستم پورفیری کوه اسفند (کوه اسفند (بنگلو)) غنی‌سازی عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین و عناصر خاکی کمیاب متوسط و  $Y$  نشان می‌دهند که از ویژگی کانسارهای بارور می‌باشند. آنومالی منفی عناصر HFSE از جمله  $Y$ ،  $Ti$ ،  $Zr$ ،  $Ta$  نشان‌دهنده سهم کانی‌های سنگین مانند هورنبلند و گارنت در طی پروژنز کانسارهای نیمه اقتصادی است. به طور کلی براساس مطالعات ژئوشیمی انجام شده، کانسار مس پورفیری کوه اسفند (بنگلو) را می‌توان به عنوان سیستم‌های پورفیری نیمه بارور تا بارو معرفی نمود.

## ۶- تقدیر و تشکر

این مقاله بخشی از پروژه تحقیقاتی با شماره قرارداد ۰۰/۴۳۰۴ با بخش تحقیقات و فناوری شرکت معدنی و صنعتی گل گهر می‌باشد. بدین وسیله از آقای مهندس حاجی‌زاده مدیر محترم این بخش و همکارانشان تشکر و قدردانی می‌شود.

## ۷- مراجع

Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth-Science Reviews*, 138, pp.25-46.



- Boydton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Developments in geochemistry* (Vol. 2, pp. 63-114). Elsevier.
- Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3), pp.664-674.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36(1-2), pp.83-130.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.* 18, 210–265.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. Petrographic aspects of volcanic rocks. *The Interpretation of Igneous Rocks*, pp.176-196
- Chen, P., Liu, B., Long, Z., Zhou, L., Fu, Y. and Zeng, Q., 2022. Ore genesis of the Sadaigoumen porphyry Mo deposit, North China Craton: Constraints from pyrite trace element and lead isotope analyses. *Ore Geology Reviews*, 142, p.104698.
- De la Roche, H.D., Leterrier, J.T., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature. *Chemical geology*, 29(1-4), pp.183-210.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *nature*, 347(6294), pp.662-665.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). University of California, Los Angeles, California, USA, p. 204 p. Ph.D. Thesis.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of petrology*, 48(12), pp.2341-2357.
- Kay, S.M., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA today*, 11, pp.4-9.
- Loucks, R.R., 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(1), pp.5-16.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. and Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), pp.581-593.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), pp.956-983.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), pp.956-983.
- Richards, J.P., Kerrich, R., 2007. Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Econ. Geol.* 102, 537–576. Richards, J.P., Boyce, A.J. and Pringle, M.S., 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96(2), pp.271-305.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic geology*, 107(2), pp.295-332.
- Raič, S., Molnár, F., Cook, N., O'Brien, H., Lahaye, Y., 2022. Application of lithogeochemical and pyrite trace element data for the determination of vectors to ore in the Raja Au-Co prospect, northern Finland. *Solid Earth* 13, 271–299.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology* 105, 3–41.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44, pp.265-283.
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18(1), pp.49-107.



Shand, S.J., 1927. Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits, with a chapter on meteorites. T. Murby & Company

Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, 47(6), pp.620-646. Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Dareh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, 47(6), pp.620-646.

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M. and Pourkaseb, H., 2015. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews*, 70, pp.407-423.  
Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3), pp.664-674.

## تأثیر فرآیند دولومیتی شدن بر روی رخساره‌های رسوبی سازند فهلیان در میدان نفتی دارخوین، جنوب غربی ایران

علاءالدینی، کیمیا\*<sup>۱</sup>، حسینی برزی، محبوبه<sup>۲</sup>، هنرمند، جواد<sup>۳</sup>

۱- کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ رسوبی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

Email: Kimiaaalaeddini@gmail.com

۲- دانشیار، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

Email: hosseinibarzi@gmail.com

۳- استادیار، پژوهشگاه صنعت نفت، پردیس بالا دستی، پژوهشکده علوم زمین

Email: honarmandj@gmail.com

### چکیده

سازند فهلیان به عنوان بخشی از گروه خامی، توالی رسوبی کربناته با سن کرتاسه پیشین (بریاژین-هوتریوین) است که در حوضه رسوبی زاگرس به عنوان سنگ مخزن نهشته شده است. این سازند در برش زیرسطحی در ناحیه مورد مطالعه (میدان دارخوین در جنوب باختر ایران) به صورت همشیب سازند گرو را پوشانیده و خود به صورت هم شیب توسط سازند گدوان پوشیده شده است. این نهشته ها به صورت یک رمپ کربناته در چهار کمربند رخساره‌ای یهنة جزر و مدی، لاگون، شول و دریای باز قابل مشاهده می باشد. در این پژوهش به منظور شناسایی انواع دولومیت و ارتباط آن با رخساره های رسوبی در چاه میدان نفتی دارخوین، جنوب غربی مورد مطالعه قرار گرفت. بررسی رسوبی و شرایط محیطی نشان می دهد که دولومیت های موجود درد رسوبات پهنه های کشتی سازند فهلیان همزمان با رسوب گذاری تشکیل شده که شامل رسوبات اولیه آهکی - گلی پلت دارمی باشد که با آب های بسیار شور دستخوش دولومیتی شدن گردیدند.

**واژه های کلیدی:** دارخوین، دیاژنز، دولومیتی شدن، کمربند رخساره ای

### Abstract

Fahlian Formation as part of the raw group is a carbonate sedimentary sequence with pre-Cretaceous age (Briazine-Hotrivin) that has been deposited in Zagros sedimentary basin as reservoir rock. This formation in the subsurface section in the studied area (Darkhovin field in the south-west of Iran) covered the Grove formation as a slope and was covered by the formation as a co-slope by the builder These deposits are visible as a carbonate ramp in four facies belts of Tidal, Lagoon, Scholl and open sea. In this study, to identify the types of dolomite and its relationship with sedimentary facies in Darkhovin oil field well, southwest was studied. Sedimentary and environmental conditions show that the present dolomites are the pain of sediments of the Tidal zones of the Fahlian Formation formed at the same time as the sedimentation which includes the initial calcareous-mud sediments of pellet that were dolomitized with very salty waters.

**Key words:** Darkhovin, diagens, dolomite, facies belt.

### ۱- مقدمه

میدان دارخوین در جنوب غرب ایران، در غرب کارون، ۳۰ کیلومتری مرز ایران و عراق، در فاصله ۴۵ کیلومتری شمال شرق آبادان و در جنوب شرقی میادین آزادگان، کوشک، و جفیر واقع شده است (شکل ۱). دارخوین تاقدیسی ژئوفیزیکی بدون هیچگونه برجستگی سطح الارضی است و امتداد محوری شمال غربی - جنوب شرقی معمول تاقدیس های زاگرس است یکی از پدیده های مهم دیاژنتیکی که اغلب منشاء جانشینی دارد و به طور وسیعی در برخی از مقاطع

مورد مطالعه مشاهده شده، دولومیتی شدن می باشد. حدود ۵۰٪ از گل مخازن کربناته، دولومیتی هستند. سیالات دولومیت ساز شامل شورابه های دریائی، شورابه های قاره ای، آب های معمولی دریا، آب های دریائی که بر اثر احیای سولفات تغییر کرده، آب دریای مخلوط شده با آب های جوی و آب دریای مخلوط شده با شورابه های مختلف می باشند (Warren, 2000; et al., 2015). دولومیت کانی بسیار منظمی است و سرعت تشکیل و تبلور بسیار پائین دارد (رحیم پور بناب ۱۳۸۹). دولومیت ها از نظر طرز تشکیل به دو گروه تقسیم می شوند. (Hardie, 1987)

(۱) دولومیت اولیه (سین ژنتیک)

(۲) دولومیت ثانویه (اپی ژنتیک)



شکل (۱) موقعیت جغرافیائی منطقه مورد مطالعه که با ستاره زرد رنگ مشخص شده است

## ۲- داده ها و روش ها

هدف از مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک، شناخت اجزاء و بررسی فراوانی و اندازه آن ها در رخساره می باشد. با توجه به این اطلاعات می توان نوع و شرایط محیط رسوبگذاری را مطالعه کرد.

در این راستا تعداد ۲۵۰ مقطع نازک تهیه شده از مغزه های حفاری جهت بررسی ریزرخساره ها، تعیین کمربندهای رسوبی، مورد مطالعه قرار گرفت. مطالعه این توالی منجر به شناخت ۱۰ ریز رخساره در ۴ کمر بند رخساره ای پهنه جدر و مدی، سد (شول)، لاگون و دریای باز گردید. که توضیح آن ها به شرح ذیل می باشد:

## ۳- پتروگرافی و شناسایی انواع دولومیت های سازند فهلیان در میدان دارخوین

در مقاطع مورد مطالعه هیچ شواهدی مبنی بر وجود دولومیت های اولیه مشاهده نمی شود و دولومیت ها از نوع دولومیت های ثانویه می باشند (Daries, 1971). همچنین دولومیت را بر اساس بافت، اندازه و شکل بلوری و همراهی و عدم همراهی با کانی های تبخیری تقسیم بندی نموده اند. (Tucker & Wright, 1996)

دولومیت های با بلورهای ریز تبخیری ها (ژیپس و انیدریت) همراه می باشند.

دولومیت هایی با بلورهای ریز که با کانی های تبخیری همراه نیستند.

دولومیت های دانه شکر (Sucrosic) با بلورهای متوسط تا درشت

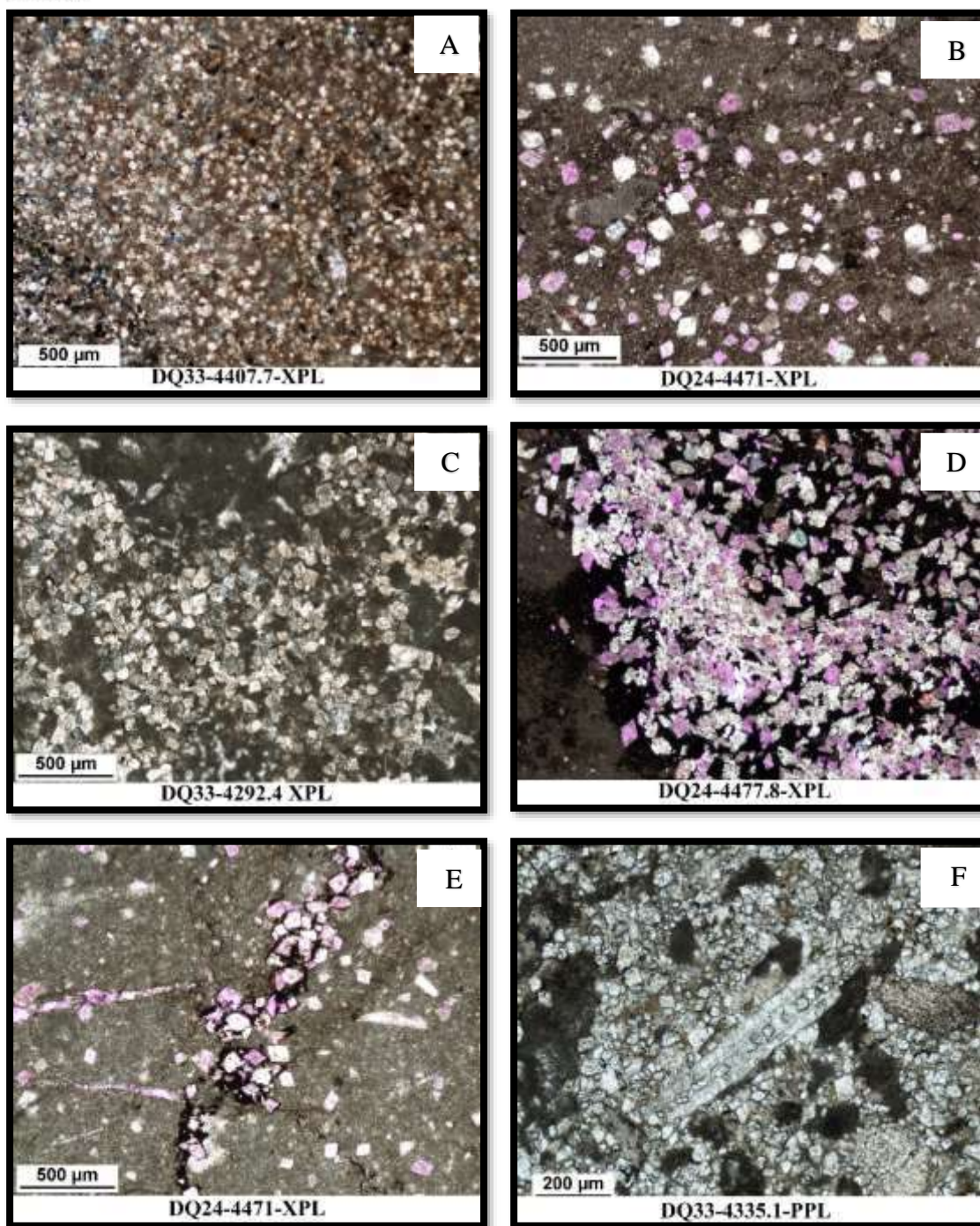


بر اساس مطالعات صورت گرفته، دولومیت‌های موجود در سازند فهلیان از نوع ۲ و ۳ می‌باشند. دولومیت‌های نوع دوم و سنگ آهک‌های دارای بافت مادستون تا و کستون سازند فهلیان مشاهده می‌گردد که چنین دولومیت‌هایی می‌تواند نتیجه‌ای از مدل مخلوط متئوریک دریائی و آب و هوای مرطوب تفسیر کرد (شکل 2 تصویر A).

در بخش‌هایی از سازند فهلیان دولومیت دانه شکری دیده می‌شود که عموماً در شرایط تدفین رسوبات، دیاژنز تاخیری و در حرارت بالا و به آرامی تشکیل می‌شود و نیز تخلخل بین بلوری در برخی موارد در بین این نوع دولومیتی شدن همزمان یا قبل از تشکیل نفت و مهاجرت آن بوده است (شکل ۲ تصویر B). سیبلی و گرگ Sibley & Gregg, 1987 بافت‌های سنگ‌های رسوبی را بر اساس توزیع اندازه بلوری و شکل مرز بلوری دانه‌ها که حاصل فرآیند هسته گذاری Nucleation و چند منشائی Ploy modal و بر اساس شکل مرز بلوری صفحه‌ای Planar و غیر صفحه‌ای non planer تقسیم نموده‌اند. بافت‌های صفحه‌ای به صورت یوهدرال و ساب هدرال تقسیم شده‌اند. سیبلی و گرگ در سال ۱۹۸۷ با مطالعات آزمایشگاهی انجام شده، پیشنهاد نمودند که بلورهای دولومیت یوهدرال و ساب هدرال بیانگر اشباع شدگی پائین یا درجه حرارت پائین می‌باشند و تشکیل بلورهای یوهدرال (غیر صفحه‌ای) بیانگر درجه حرارت‌های بالای ۵۰ درجه و یا اشباع شدگی بالا می‌باشد که ناشی از دولومیتی شدن تدفینی است. بلورهای دولومیت مشاهده شده در سازند فهلیان از حالت یوهدرال تا آن هدرال تغییر می‌کند. به طوری که برخی از بلورهای دولومیت با بافت صفحه‌ای (یوهدرال) با مرزهای مستقیم و خاموشی مستقیم و شفاف در زمینه‌ای از میکرایت به صورت شناور حضور دارند، که در بافت مادستون تا و کستون سازند فهلیان دیده می‌شود (شکل ۲ تصویر C).

این بلورهای دولومیتی با بافت صفحه‌ای، در مرحله پیشرفته‌تر دولومیتیزاسیون باعث توسعه فضاهای خالی بین بلورهای دولومیت لوزی شکل گردیده‌اند و یک بافت ساکاروز ایجاد کرده‌اند که آثار نفت مشاهده شده در بین بلورهای دولومیت بیانگر وجود چنین تخلخل‌های بین بلوری می‌باشد. چنین حالتی ممکن است مبین این مطلب باشد که: محتوای دولومیت بیش از ۵۰٪ افزایش یافته و بلورهای لوزی شکل دولومیت‌ها به طور فرآیندهای به هم برخورد، یک قاب یا چهارچوب در اطراف دولومیت ایجاد کرده است و تخلخل بین بلوری را تشکیل داده است. (Weyl, 1960) (شکل ۲ تصویر D).

همچنین بلورهای دولومیتی پراکنده در طول استیلولیت‌ها و رگه‌های انحلالی فشاری در بخش‌هایی از سازند فهلیان دیده می‌شود که نیز موید تدفینی بودن دولومیت‌های سازند فهلیان می‌باشد (شکل ۲ تصویر E). این دولومیت‌ها با بلورهای ریز تا متوسط احتمالاً از مهاجرت سیالات دارای هیدروکربور زمانیکه استیلولیت‌ها مجرای فعال برای عبور سیالات بوده‌اند، ته نشست یافته‌اند (Kamali et al., 1995) (شکل ۲ تصویر F).



## شکل ۲) فرایندهای دولومیتی شدن در توالی مورد مطالعه

- (A) جانشینی غیر انتخابی دولومیت‌های بی‌شکل در زمینه میکرایتی و تخریب فابریک  
(B) پراکندگی بلورهای شکل دار و نیمه شکل دار دولومیت رنگ آمیزی شده با آلزالدین قرمز  
(C) بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار میکرایتی شده  
(D) بلورهای شکل دار و نیمه شکل دار دولومیت متوسط بلور با مرز صاف و مخرب فابریک اولیه  
(E) بلورهای شکل دار دولومیت در طول استیلولیت با آغشتگی نفتی

(F) فرآیند دولومیتی شدن در داخل یکه بایوکست و اینتراکست‌ها

#### 4- مشخصه های رخساره، محیط رسوبی و عوارض دیاژنزی

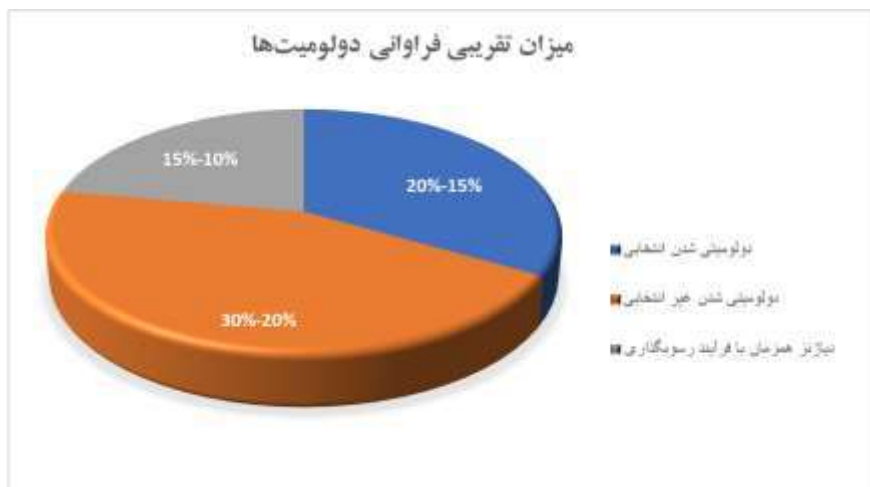
کربنات‌ها از نظر کانی شناختی ناپایدار بوده و می‌توانند تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنزی پس از رسوبگذاری قرار گیرند (تاكر، ۱۹۹۱) و تاریخچه دیاژنزی رسوبات کربناته با نوسانات سطح آب دریا مرتبط است. فرایندهای دیاژنزی موثر بر روی سازند فلهیان در چاه‌های مورد بررسی عبارتند از آشفته‌گی زیستی، میکریتی شدن، سیمانی شدن، تراکم، نوریختی، انحلال، دولومیتی شدن، شکستگی، و سیلیسی شدن است که در محیط‌های دیاژنزی که به طور عمده فراوان ترین فرایند دیاژنزی تأثیر گذار در رسوبات، دولومیتی شدن و میکریتی شدن است پس از مطالعات پتروگرافی ۱۰ ریز رخساره در چهار کمر بند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، شول، لاگون و دریای باز مورد شناسایی قرار گرفت.

جدول (۱) رخساره‌های میکروسکوپی و فراوانی انواع دیاژنرها در سازند فلهیان در چاه‌های مورد مطالعه.

| summary of Darkhoein Microfacies & diagenesis |                |   |   |                        |
|---|----------------|---|---|------------------------|
| ردیف  | کد ریز رخساره  | نام ریز رخساره                                  | دیاژنز  | زیر محیط               |
| ۱   | A <sub>۱</sub> | وکستون خرده فسیل دار                            | میکریتی شدن - استیلولیتی شدن - dolomitization   | پهنه جزر و مدی         |
| ۲   | B <sub>۱</sub> | گرینستون پلوئیدی فسیل دار اوئیدی                | استیلولیتی شدن - پیریتی شدن - انحلال - dedolomitization - fracture فشاری  | لاگون به سمت (سد) شول  |
| ۳   | B <sub>۲</sub> | گرینستون اینتراکستی پلوئیدی فسیل دار            | سیمانی شدن - استیلولیتی شدن - میکریتی شدن   | لاگون به سمت (سد) شول  |
| ۴   | C <sub>۱</sub> | پکستون بایوکلاستی . پلوئیددار                   | دارای فرایند نئومورفیسم افزایشی ۱۵٪-۲۰٪، انحلال فشاری، شکستگی ۵٪، dolomitization - recrystalization - میکریتی شدن | لاگون                  |
| ۵   | C <sub>۲</sub> | پکستون پلوئیدی دارای خرده فسیل و فرامینیفر کفزی |   | لاگون                  |
| ۶   | C <sub>۳</sub> | فلوتستون حاوی جلبک و فرام کفزی                  |   | لاگون                  |
| ۷   | C <sub>۴</sub> | وکستون خرده فسیل دار و دوکفه‌ای                 |   | لاگون                  |
| ۸   | C <sub>۵</sub> | پکستون حاوی جلبک فرامینیفرهای کفزی              |   | لاگون                  |
| ۹   | C <sub>۶</sub> | وکستون دارای فرامینفرهای کفزی و خرده فسیل       |   | لاگون                  |
| ۱۰  | D <sub>۱</sub> | مادستون خرده فسیل دار                           | انحلال فشاری، آرژیلیتی شدن، میکریتی شدن   | لاگون به سمت محیط عمیق |

## ۵- بررسی فراوانی انواع دولومیت‌های میدان دارخوین

بر اساس شواهد مختلف اعم از شواهد دیاژنتیکی موجود در نمونه‌های میکروسکوپی و استفاده از روش‌های پتروگرافی نظیر میکروسکوپ پلاریزان، تاریخچه فرآیند دیاژنتیکی دولومیت‌های سازند فهلان به شرح زیر می‌باشد:



شکل ۳- نمودار فراوانی دولومیت‌ها در توالی مورد مطالعه

جدول ۱- جدول فراوانی انواع دولومیت‌های شناسایی شده در چاه‌های مورد مطالعه بر اساس (Tucker, 2001)

| فراوانی انواع دولومیت‌های سازند فهلان در میدان دارخوین |                      |                                   |  |
|--|----------------------|-----------------------------------|--|
| کمبرند رخساره‌ای                                       | میزان تقریبی فراوانی | دیاژنز                            | دولومیت‌های شناسایی شده در سازند فهلان |
| لاگون به سمت شول                                       | ۱۵٪-۲۰٪              | دولومیتی شدن انتخابی              | دولومیت دانه شکری                      |
|  | ۲۰٪-۳۰٪              | دولومیتی شدن غیر انتخابی          |  |
| پهنه جزرومدی   | ۱۵٪-۱۰٪              | دیاژنز همزمان با فرایند رسوبگذاری | دولومیت‌های ریز بلور                   |

## نتیجه گیری

بررسی‌های سنگ نگاری و بررسی بافت رسوبی بر روی مقاطع نازک سازند فهلان منجر به شناسایی 10 ریزرخساره مربوط به چهار کمربند رخساره‌ای پهنه‌های جزرومدی، لagoon، سد و دریای باز شده است. با توجه به رخساره‌های تشکیل دهنده سازند فهلان در چاه‌های مورد مطالعه میدان دارخوین در مقاطع مورد بررسی می‌توان محیط رسوبی این سازند را یک سکوی کربناتی حاشیه دار (شلف) در نظر گرفت. فرایندهای دیاژنتی تأثیر گذار بر روی سازند فهلان در چاه‌های مورد بررسی شامل آشفستگی زیستی، میکربیتی شدن، سیمانی شدن، تراکم، نوریختی، انحلال، دولومیتی شدن، شکستگی، و سیلیسی شدن است که در محیط‌های دیاژنتی به طور عمده فراوان ترین فرایند دیاژنتی تأثیر گذار در رسوبات، دولومیتی شدن و میکربیتی شدن است. بلورهای دولومیت مشاهده شده در سازند فهلان از حالت یو هدرال تا انهدرال تغییر می‌کند. به طوری که برخی از بلورهای دولومیت با بافت صفحه‌ای (یو هدرال) با مرزهای مستقیم و خاموشی مستقیم و شفاف در زمینه‌ای از میکربایت به صورت شناور حضور دارند، که در بافت مادستون تا وکستون سازند فهلان دیده می‌شود.

## سپاسگزاری

در اینجا لازم است از سرکارخانم دکتر محبوبه حسینی برزی از دانشگاه شهید بهشتی و جناب آقای دکتر جواد هنرمند از پژوهشگاه بالادستی صنعت نفت به سبب راهنمایی‌های ارزنده آنها و در اختیار گذاشتن داده‌ها و مقاطع نازک و همچنین جناب آقای دکتر سعید منیبی و سرکار خانم کتابون رضایی پرتو و سرکار خانم دکتر مریم‌ناز بهرام منش طهرانی به سبب در اختیار قرار دادن منابع علمی ارزشمند تشکر و قدردانی می‌شود.

## ۷- مراجع

- رمضانی اکبری، ع.، رحیم پور بناب، ح.، کمالی، م.، موسوی حرمی، ر.، کدخدائی، ع. ۱۳۹۵. - محیط رسوبی، رخساره‌های الکتریکی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلپان (کرتاسه آغازین) در دشت آبادان. فصلنامه علوم زمین ۲۶، شماره ۱۰۲ - شماره ۱ سال بیست و ششم.
- رحیم پور بناب، ح. ۱۳۸۹. سنگ شناسی کربناته. ۵۵۴ ص.
- عرب سالاری، س.، محمدی، م. ح. و موحد، ب. ۱۳۹۲. ارزیابی خواص مخزنی سازند فهلپان واقع در دشت آبادان (جفیر و دارخوین). پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد دماوند و ماهنامه علمی - ترویجی نفت و گاز، شماره ۱۰۳.
- علاءالدینی، ک.، حسینی برزی، م.، و هنرمند، ج. ۱۴۰۱. میکروفاسیس و سکانس‌های رسوبی و ارتباط آن‌ها با فرایندهای دیاژنزی و خواص مخزنی سازند فهلپان در میدان نفتی دارخوین، جنوب غربی ایران
- کاظمی، ا. ۱۳۹۷. بررسی رخساره‌ها، محیط رسوبی، دیاژنز و کیفیت مخزنی سازند فهلپان در میدان یادآوران، جنوب غرب ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم زمین. ۲۰۸
- کاظمی، ا.، صالحی، م. ع.، پاکزاد، ح. ر.، هنرمند، ج. و خدائی، ن. ۱۳۹۹. بررسی عوامل کنترل‌کننده کیفیت مخزنی و معرفی واحدهای جریان سازند فهلپان در یکی از میادین نفتی دشت آبادان، جنوب غرب ایران. دوره ۳۰، ۹۹-۱ - شماره پیاپی ۱۱۰ فروردین و اردیبهشت. صفحه ۴-۲۰. پژوهش نفت (نشریه علمی - پژوهشی)
- رحیم پور بناب، ح. ۱۳۸۹. سنگ شناسی کربناته. ۵۵۴ ص.
- رحیم پور بناب، ح. ۱۳۹۶. سنگ شناسی کربناته با نگرشی بر کیفیت مخزنی، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ سوم، ۵۷۶ ص.
- لاسمی، ی. و نورافکن خ. ۱۳۸۴. رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی سازند فهلپان در میدان نفتی دارخوین، جنوب باختر ایران. همایش نهمین انجمن زمین‌شناسی ایران.

## Reference

- Bozorgnia, F., Banafti, S. Microfacies and Microorganism of Paleozoic through Tertiary Sediments of Some parts of Iran. *N.I.O.C.* 81.
- Bucur, I., and Sasaran, E., 2005. Relationship between algae and environment: An Early Cretaceous case study, Trascau Mountains, Romania. *Facies*, 51 (1-4): 275-287.
- Burchette, T.P., and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional system. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.
- Davis, R. B., Bishop, C.D., Hollis, C.E., Gaur, R.S., and Haider, A., 1997. Architecture of the Mingish oolite reservoir in the Umm Gudair field, Kuwait, Jurassic/ Cretaceous carbonates platform basic system. *Geoarabia*, 2(4), 476-496.
- Folk, R.L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient lime stones. In: Pray, L.C. and Murray, R.C., (eds), Dolomitization and limestone diagenesis. *The society of economic paleontologist and Mineralogist*, 13: 14-48.



- Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate rocks analysis, interpretation and application, *Springer-verlag*, 976 p.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks. 2<sup>nd</sup> edition, *Springer*, 98.p.
- James, G. A., Wynd, J. G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. A. A. P. G.
- James, N.P., 1991. Diagenesis of Carbonate sediments, a short course. *Geological Society of Australian Sedimentologists*. 194 p.
- Tucker, M.E., Wright, V., P. 1990. Carbonate pedimentology. *Blackwell scientific publications., Oxford*, 482 p.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 3<sup>rd</sup> edition, 262. P.
- Wagoner, J.C., Van, Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and J. Hardenbol, J., 1988. AN OVERVIEW OF THE FUNDAMENTALS OF SEQUENCE STRATIGRAPHY AND KEY DEFINITIONS. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*.
- Warren, J. K., 2006- Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer-Verlag, Brunei, 1036p.
- Warren, J., 2000- Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Sci. Rev.*52: 1-81.

## آسیب پذیری آبخوان دشت کرمانشاه با استفاده از SINTACS

لیدا راسخ نیا<sup>۱</sup>، اسفندیار عباس نوین پور<sup>۲</sup>، معصومه آهنگری<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، زمین شناسی گرایش آب شناسی، دانشگاه ارومیه، ایران.

Email: l.raskhnya1387@gmail.com

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه ارومیه، ایران.

۳- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه ارومیه، ایران.

### چکیده

دشت کرمانشاه به دلیل داشتن خاک حاصلخیز دارای زمین های مستعد کشاورزی است که به دلیل توسعه کشاورزی، استفاده بی رویه از تنها منبع آب منطقه یعنی آبخوان دشت کرمانشاه و همچنین استفاده از کودهای شیمیایی و مواد آفت کش همواره در معرض آلودگی قرار دارد. یکی از راه های مناسب برای جلوگیری از آلودگی آب های زیرزمینی، شناسایی مناطق دارای پتانسیل آلودگی می باشد. لذا برای تعیین آسیب پذیری آبخوان از روش SINTACS در این مطالعه استفاده شد و سپس با مقادیر نترات اندازه گیری شده اعتبارسنجی انجام شد. به منظور بررسی خصوصیات هیدروژئوشیمیایی منابع آب زیرزمینی دشت، از نقاط تعیین شده ۱۹ نمونه آب در سال ۱۴۰۲ برداشت گردید که آنالیز نمونه ها آب در آزمایشگاه تحت نظارت سازمان محیط زیست انجام گردید. نقشه آسیب پذیری آبخوان نسبت به آلودگی، با تقسیم بندی به محدوده آسیب پذیری کم تا متوسط، متوسط تا زیاد، زیاد و خیلی زیاد تهیه و شاخص سینتاک بین ۱۱۷ تا ۱۷۷ محاسبه گردید. ضریب همبستگی (CI) بین شاخص سینتاک و غلظت نترات ۸۵ بدست آمد. نقشه نهایی نشان داد که نواحی مرکزی، شمال و غرب منطقه دارای بیش ترین میزان پتانسیل آلودگی هستند.

**واژه های کلیدی:** آسیب پذیری؛ SINTACS؛ کرمانشاه؛ آلودگی؛ ضریب همبستگی.

### Abstract

The Kermansha Plain aquifer is one of the most important aquifers in Kermansha province, which has been reduced during the years due to the increase in agricultural and industrial groundwater quality and this has caused changes in the chemical composition of groundwater in the region. One of the appropriate ways to prevent groundwater pollution is to identify areas with potential pollution. Therefore, to determine the vulnerability of the aquifer, the SINTACS method was used in this study, and then validation was done with the measured nitrate values. In order to investigate the hydrogeochemical characteristics of the plain's underground water sources, 19 water samples were taken from the designated points in 1402, and the analysis of the water samples was carried out in the laboratory under the supervision of the Environmental Organization. The vulnerability map of the aquifer to pollution was prepared by dividing it into low to medium, medium to high, high and very high vulnerability ranges and the syntak index was calculated between 117 and 177. The correlation coefficient (CI) between SINTACS index and nitrate concentration was 85. The final map showed that the central, northern and western areas of the region have the highest potential for pollution.

**Key words:** vulnerability; SINTACS; Kermansha; Pollution; Correlation Coefficient

### ۱- مقدمه

آلودگی آب یکی از بزرگترین مشکلات در دنیای امروز می باشد که با پیشرفت و توسعه کشورها رابطه مستقیم دارد. به عبارت دیگر، با رشد صنعت و روی کار آمدن کارخانجات و صنایع مختلف، مواد آلی، غیر آلی، معدنی و انواع باکتری و ویروس و ذرات معلق به منابع زیرزمینی آب و آب های سطحی وارد شده اند. با ورود این آلاینده ها به آب تغییرات در بو، رنگ و طعم منابع آبی ایجاد شده و تهدیدی بزرگ برای سلامتی محیط زیست و انسان محسوب می گردد (Aller و همکاران، ۱۹۸۷). مطابق با تعریف صورت گرفته، به ورود مستقیم یا غیرمستقیم مواد شیمیایی، معدنی، بیولوژیکی و فیزیکی از فاضلاب های خانگی و صنعتی و بیمارستانی به سفره های آب زیر زمینی و آب های سطحی و ایجاد تغییر در رنگ، طعم و بو آنها اصطلاحاً آلودگی آب گفته می شود (Bhatnagar, 2013). برخی از منابع آلودگی آب ها مستقیماً وارد آب های سطحی شده و باعث شیوه بیماری های واگیردار و رشد جلبک و میکروارگانیسم های هوازی و بی هوازی

می‌گردند. از جمله این آلاینده‌ها می‌توان به ورود انواع حشره کش‌ها، کودهای شیمیایی، شوینده‌ها، فاضلاب‌های بیمارستانی و صنعتی اشاره نمود. بدین ترتیب مشخصات ارزیابی آلودگی آب‌های زیرزمینی و جریانات سطحی در ارتباط تنگاتنگی با یکدیگر قرار دارند. در این پژوهش به بررسی اثر مستقیم آلودگی جریان آب‌های سطحی به آلودگی منابع زیرسطحی با استفاده از ارزیابی شاخص‌های آسیب‌پذیری پرداخته خواهد شد. رایج‌ترین روش‌های ارزیابی شاخص آسیب‌پذیری شامل روش‌های (GOD, DRASTIC (Antonakos and Lambrakis, 2007)، (Corniello et al, 1997)، SI, SINTACS، روش رتبه‌دهی AVI است (Annan, 2015؛ Sharadqah, 2017). متداول‌ترین روش تعیین آسیب‌پذیری آبخوان روش DRASTIC می‌باشد که تاکنون در مطالعات متعددی به کار برده شده است (Babiker و همکاران، 2015؛ Baalousha, 2006؛ Kozłowski و Sojka, 2019)، مقصوم و همکاران (2020) و جانگ و همکاران (2020). Wei و همکاران (2021) آسیب‌پذیری آب‌های زیرزمینی در برابر آلودگی نترات در حوضه رودخانه داگوچا در چین با مدل دراستیک اصلاح شده انجام دادند. مدل دراستیک با ضریب کاربری اراضی و مدل ماشین بردار پشتیبان اصلاح کردند. آنها با استفاده از 103 نمونه آب زیرزمینی مدل‌ها را اعتبارسنجی نمودند. ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) به ترتیب برای مدل‌های DRASTIC+LU، DRASTIC-LU، DRASTIC و DRASTIC-LU+ SVM 0/853، 0/755، 0/631 و 0/502 است. نتایج نشان داد که مدل DRASTIC-LU دقیق‌تر از مدل اصلی است. همچنین مشاهده شد که مدل تلفیقی با استفاده از SVM همبستگی بهتری بین مقادیر آسیب‌پذیری و آلودگی نترات نشان داد. Rajput و همکاران (2020) مدل دراستیک و بهینه مدل را برای ارزیابی آسیب‌پذیری و خطر آلودگی آب‌های زیرزمینی راجستان در کشور هند انجام دادند. با استفاده از DRASTIC اصلی و همچنین DRASTIC اصلاح شده برای یافتن بهترین مدل مناسب برای منطقه مورد مطالعه انجام دادند. ارزیابی ریسک آب‌های زیرزمینی با ادغام نقشه کاربری اراضی با وزن مناسب و رتبه بندی با نقشه آسیب‌پذیری انجام شد. روش مطالعه شامل اصلاح رتبه بندی پارامترهای DRASTIC بر اساس میانگین غلظت کروم (Cr) هر محدوده پارامتر از طریق تکنیک آماری ساده و اصلاح وزن پارامتر DRASTIC با دو روش مختلف است: (1) به حداکثر رساندن ضریب همبستگی بین شاخص آسیب‌پذیری و غلظت کروم (Cr) (2) تجزیه و تحلیل حساسیت تک پارامتری (SPSA). از مقایسه ضریب همبستگی (r) بین شاخص و غلظت کروم با مدل‌های DRASTIC اصلی، DRASTIC اصلاح شده، بهینه‌سازی به ترتیب 0/3، 0/35 و 0/37 مشاهده شد که ضریب همبستگی به دلیل اصلاح وزن بهبود یافته است. همچنین نتایج نشان می‌دهد که در روش بهینه‌سازی ضریب همبستگی در روش GRG نسبت به روش SPSA بهتر بدست آمده است. بهترین ضریب همبستگی ( $r = 0.41$ ) بین شاخص آسیب‌پذیری و غلظت کروم با اصلاح وزن (با استفاده از بهینه‌سازی GRG) و گنجاندن لایه کاربری زمین در مدل اصلی DRASTIC به دست آوردند. نتایج نشان داد که ادغام DRASTIC با کاربری زمین، ضریب همبستگی بین غلظت کروم و شاخص آسیب‌پذیری را برای مدل‌های DRASTIC اصلی و همچنین رتبه‌بندی و وزن اصلاح شده بهبود می‌دهد. آزمون تجزیه و تحلیل حساسیت نشان داد که تغذیه حساس‌ترین پارامتر در حالی که خاک کمترین پارامتر در منطقه مورد مطالعه حساس است. مدل دراستیک در کشورهای دیگر نظیر هند (Rahman, 2008)، الجزایر (Samey and Gang, 2008)، یونان (Antonakos and Lambrakis, 2007)، ژاپن (Babiker and al..., 2005)، اردن (Al- Adamat and al..., 2003)، امارات متحده عربی (Zabet, 2002)، کره جنوبی (Kim and Ham, 1999) و غیره مورد استفاده قرار گرفته است.

فعالیت وسیع کشاورزی و دامداری در دشت روانسر- سنجابی و کوزران دشت میاندویند و بالادریوند بر آلودگی آب سطحی و به طبع آن آب زیرزمینی قابل بحث و محتمل می‌باشد. از آنجا که نبود تصفیه خانه شهرک‌های همجوار رودخانه قره سو و تخلیه فاضلاب خانگی این شهرک‌ها به جریان آب رودخانه آلودگی آب این رودخانه به نترات و فسفات و آلودگی میکروبی محتمل می‌باشد. به دلیل عدم وجود تصفیه‌خانه فاضلاب، جهت جریان فاضلاب خام به سمت جریان آب رودخانه قره سو می‌باشد. در این پژوهش جهت بررسی هیدروژئوشیمیایی آب زیرزمینی دشت کرمانشاه با استفاده از روش سینتکس در محیط GIS میزان و تمرکز آلودگی ناشی از رودخانه قره‌سو و آثار آن بر روی آبخوان دشت کرمانشاه بررسی می‌شود.

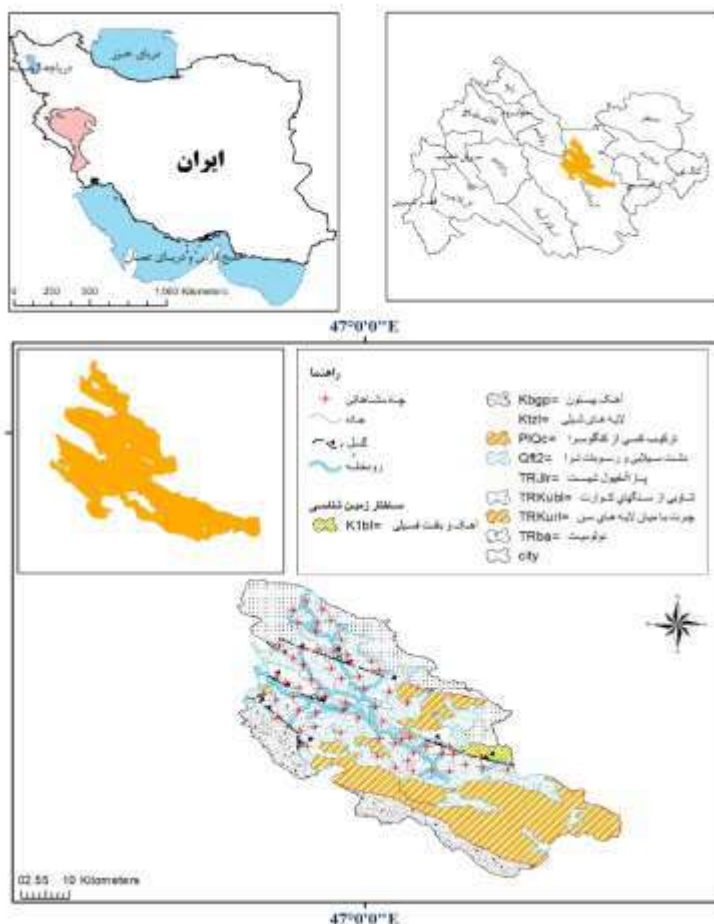
## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه دشت کرمانشاه به وسعت ۲۸۷۹۷ هکتار در غرب شهر کرمانشاه بین مختصات جغرافیایی ۴۶°۴۵' تا ۴۷°۵' طول شرقی و ۳۴°۳۵' تا ۳۴°۲۳' دقیقه عرض شمالی قرار گرفته است. ارتفاع متوسط دشت از سطح دریا ۱۳۳۰ متر و کل بارندگی برابر با ۴۵۸ میلی‌متر است. منطقه‌ی مورد مطالعه دارای آب و هوای نیمه خشک است که در تابستان‌ها گرم و در زمستان‌ها سرد می‌باشد. حداکثر درجه حرارت در تیرماه و حداقل آن در دی ماه می‌باشد. دمای متوسط



سالانه از ۳۷/۶ درجه تا ۳/۴ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. نزولات جوی به صورت برف و باران می‌باشد. بیشتر بارش‌های جوی ناشی از ورود جبهه‌های مرطوب مدیترانه‌ای است که عمدتاً در فصول پاییز و بهار به صورت باران و تگرگ و در زمستان به صورت برف فرود می‌آید. این توده‌های مرطوب گاهی در اثر برخورد با ارتفاعات به صورت بارندگی‌های منظم و مداوم بوده، ولی به موازات آنها، رگبارهای تند و شدید، نیز از نوع کوه بارش معمولاً به وقوع می‌پیوندد. از نظر زمین‌شناسی دشت کرمانشاه را می‌توان جزء سلسله جبال زاگرس مرتفع (روارنده) به حساب آورد. رشته کوه زاگرس نتیجه فعالیت‌های کوه‌زایی آلپ در اواخر دوره‌ش پلیوسن می‌باشد (جباری و خزائی، ۱۳۸۹).



شکل ۱- موقعیت دشت در ایران و استان کرمانشاه و واحدهای زمین‌شناسی

## ۲-۲- داده‌ها و روش کار

نمونه‌برداری از آب زیرزمینی در خردادماه ۱۴۰۲ از تعداد ۱۹ چاه بهره‌برداری و منابع سطحی واقع در محدوده‌ی مطالعاتی انجام گرفت. تجزیه هیدروشیمیایی از تعداد ۱۹ نمونه‌ی انتخابی به‌منظور تعیین فراسنج‌های هدایت الکتریکی، اسیدیته، غلظت نیترات، کدورت، COD و فسفات در آزمایشگاه شرکت دانش بنیان مدیریت بهره‌برداری داناب غرب مورد معتمد محیط زیست استان کرمانشاه با رعایت اصول استاندارد (ای اس تی ام ۲۰۰۲) صورت پذیرفت که برای اندازه‌گیری نیترات از روش اسپکتروفتومتری استفاده شده است. نتایج این تجزیه‌ها در مرحله‌ی صحت‌سنجی مدل‌های آسیب‌پذیری با مقادیر نیترات مورد استفاده قرار گرفت. نتایج آزمایشات پمپاژ انجام شده توسط سازمان آب منطقه‌ای مربوط به تعداد ۶۴ چاه اکتشافی و مشاهداتی همچنین از داده‌ها و اطلاعات شامل نقشه‌ی ارتفاعی رقومی، کاربری اراضی، نفوذپذیری و بافت خاک، چاه‌های بهره‌برداری، بارش منطقه نیز مورد استفاده قرار گرفت.

در مراحل اولیه‌ی مطالعاتی می‌بایست با توجه به داده و اطلاعات موجود، توزیع فراسنج‌های مؤثر در هریک از روش‌های آسیب‌پذیری آب‌های زیرزمینی را در محدوده‌ی مطالعاتی تعیین شود. این فراسنجه‌ها شامل عمق سطح آب زیرزمینی ۱ (D)، تغذیه‌ی خالص ۲ (R)، محیط آبخوان ۳ (A)، محیط خاک ۴ (S)، محیط غیراشباع ۵ (I)، هدایت آبی ۶ (C) و شیب پستی و بلندی ۷ (T) هستند. به این منظور نقشه‌ی توزیع هر یک از فراسنجه‌های مؤثر در روش‌های آسیب‌پذیری در محیط نرم‌افزار ArcGIS (V. 10.8) تهیه شد. برای تهیه‌ی نقشه‌های توزیع فراسنجه‌های موردنظر از روش زمین‌آماري ۸ با استفاده از تحلیل واریوگرام، برازش مدل و اعتبارسنجی مدل درونیابی انجام می‌شود (صادقی اقدم و همکاران ۲۰۱۹). فراسنجه‌های مؤثر در هر یک از طبقه‌بندی‌ها به روش درونیابی کریجینگ عادی و مدل نوع Gaussian با استفاده از الحاقیه‌ی Geostatistical analyst تهیه شد. نوع تصویر لایه‌های درونیابی به منظور اعمال محاسبات بعدی به رستر (با مقادیر Cell size برابر ۱۰۰) تبدیل شده و با استفاده از ابزار Extent by mask به مرز محدوده‌ی مطالعاتی تعمیم داده شد.

پس از تعیین توزیع فراسنجه‌ها، رتبه‌بندی ۹ مقادیر فراسنجه‌های مؤثر در تعیین به روش‌های آسیب‌پذیری سینتکس (SINTACS) به ترتیب مطابق مطالعات انجام شده توسط Aller et al (۱۹۸۷) و سیویتا و مانو (۱۹۹۷) انجام پذیرفت. رتبه‌های اختصاص یافته برای هر فراسنجه به نحوی است که رتبه‌های بالاتر به مناطق با تأثیر در افزایش انتقال آلاینده به آب زیرزمینی اختصاص داده می‌شود. مقادیر این رتبه‌ها در روش دراستیک و سینتکس تقریباً مشابه و در بازه عددی ۱ تا ۱۰ و در روش اس‌آی در بازه عددی ۱۰ تا ۱۰۰ می‌باشد. به منظور رتبه‌بندی هر یک از لایه‌های رستری از ابزار Reclassify استفاده شد. نقشه‌های درونیابی شده رتبه‌بندی فراسنجه‌های مؤثر در هر روش آسیب‌پذیری مطابق اشکال ۳، ۴ و ۵ ارائه شده است که در این نقشه‌ها پیکسل‌های دارای اعداد بزرگتر بیان‌کننده‌ی مناطقی هستند که آسیب‌پذیری ذاتی آب زیرزمینی بیشتر است و پیکسل‌های دارای ارزش عددی کمتر مناطقی را نشان می‌دهند که آسیب‌پذیری ذاتی ناچیز می‌باشد.

شاخص آسیب‌پذیری یک روش شاخص و همپوشان براساس وزن‌دهی ۱۰ است (وربا و زاپوروزک ۱۹۹۴) که در آن اطلاعات حاصل از فراسنجه‌های مختلف به‌صورت تلفیقی و به‌طور موازی مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرند و سپس توسط سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) پردازش می‌شود (دیکسون ۲۰۰۵). باتوجه به این که لایه‌های فراسنجه‌های مؤثر در هر روش آسیب‌پذیری دارای وزن‌های معین مطابق جدول ۱ هستند، برای ترکیب و تلفیق داده‌ها از تابع هم‌پوشانی وزنی از طریق ابزار Raster calculator استفاده شد. هر یک از روش‌های تعیین آسیب‌پذیری در محیط نرم‌افزار ArcGIS شبیه‌سازی و اجرا می‌شود که در واقع روابط ریاضی بین عوامل مؤثر در هر یک از روش‌ها مطابق روابط ارائه شده در جدول ۱ است که می‌توان با تهیه‌ی لایه‌های زمین‌مرجع شده و هم‌پوشان (به فرمت رستری) اعمال نمود و لایه‌ی رستر نهایی نقشه‌ی آسیب‌پذیری آب زیرزمینی برای محدوده‌ی مورد نظر تهیه شد.

## ۲-۳- روش‌های آسیب‌پذیری

این مطالعه روش آسیب‌پذیری SINTACS بر اساس اطلاعات موجود در جدول ۱ مورد استفاده قرار گرفت. فراسنجه‌های مؤثر در روش SINTACS از روش DRASITIC اشتقاق یافته‌اند و تنها رتبه‌بندی و وزن‌دهی آن‌ها در این روش متفاوت است (ساداتی‌پور و همکاران ۲۰۱۶). شاخص آسیب‌پذیری هر روش بر اساس رتبه‌بندی و وزن‌دهی فراسنجه‌های کاربردی ارائه شده در جدول ۱ محاسبه می‌گردد. با توجه به روابط موجود W بیانگر ضریب وزنی (به هر فراسنجه با توجه به اهمیت تأثیر آن در محاسبه‌ی آسیب‌پذیری داده می‌شود)، I بیانگر نرخ است که برای هر قسمت از دشت نرخ در نظر گرفته می‌شود (Panagopoulos et al., 2005). مقادیر بزرگ‌تر و کوچک‌تر شاخص آسیب‌پذیری I که بر اساس رابطه زیر تعیین می‌گردند، به ترتیب نشان‌دهنده‌ی پتانسیل زیاد و کم آسیب‌پذیری آبخوان است.

- 1- Depth of groundwater
- 2- Net Recharge
- 3- Aquifer media
- 4- Soil media
- 5- Unsaturated zone
- 6- Hydraulic Conductivity
- 7- Topographic Slop
- 8- Geostatistics
- 9- Rating
- 10- Wheight

$$I_{\text{sintacs}} = \sum_{i=1}^7 P_i W_i$$

جدول ۱- کلاس بندی روش SINTACS

| رتبه بندی | کلاس بندی           |
|-----------|---------------------|
| < ۶۳      | بدون خطر آسیب پذیری |
| ۶۴-۷۷     | خیلی کم             |
| ۷۸-۹۹     | کم                  |
| ۱۰۰-۱۱۹   | کم تا متوسط         |
| ۱۲۰-۱۳۹   | متوسط تا زیاد       |
| ۱۴۰-۱۵۹   | زیاد                |
| ۱۶۰-۱۷۹   | خیلی زیاد           |
| > ۱۸۰     | کاملاً مستعد آلودگی |

## ۲-۴- صحت سنجی

صحت سنجی روش DRASTIC و SINTACS با نتایج به دست آمده از داده های صحرایی نشان می دهد که این روش می تواند برای ارزیابی نقاط دارای پتانسیل آلودگی مناسب باشد. با استفاده از مقادیر آلودگی نترات به دست آمده توسط داده های صحرایی نتایج مدل ها مورد ارزیابی قرار گرفت.

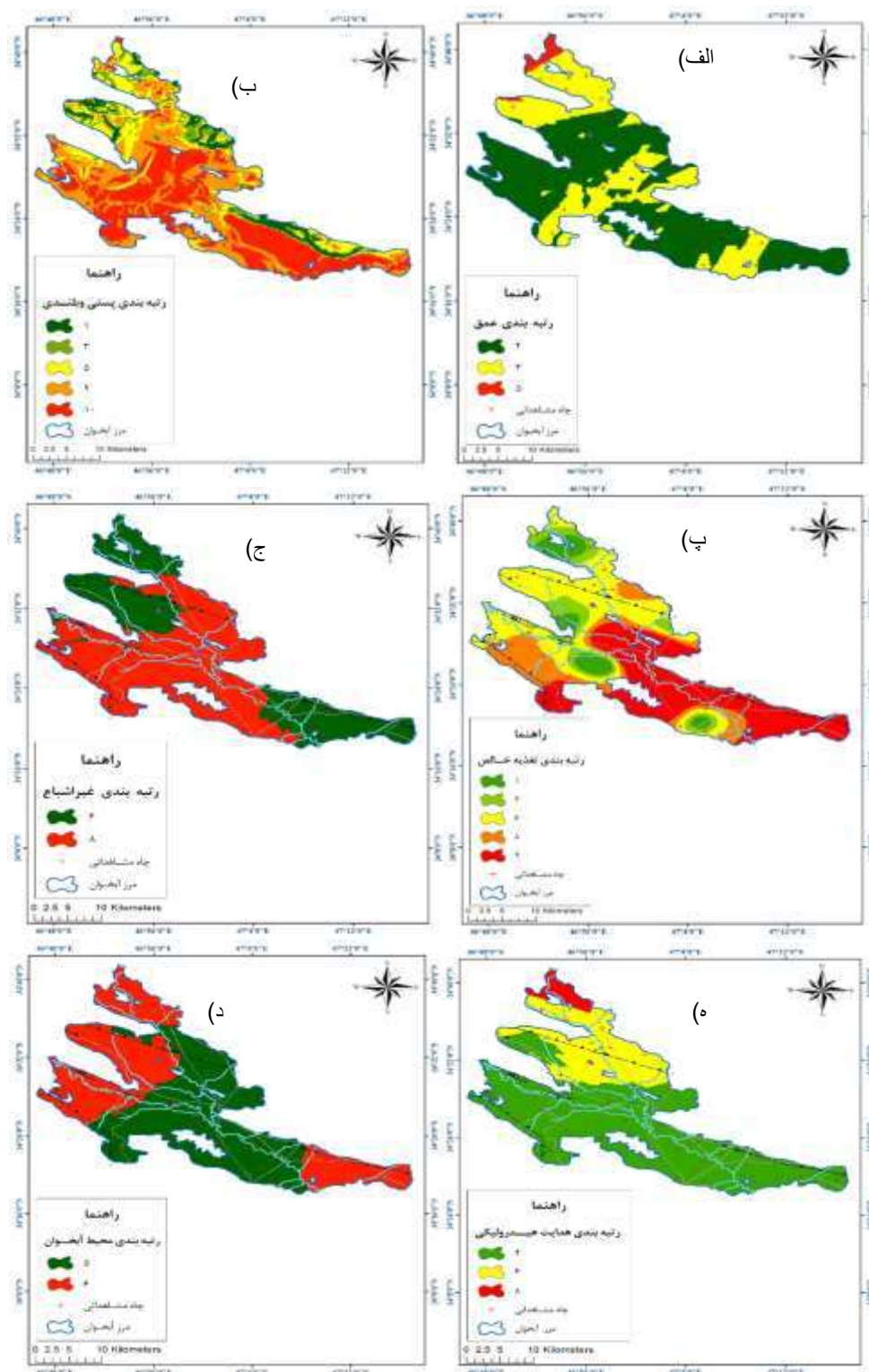
$$CSVI_i = \frac{SGTi}{SGT_{max}} \times SVI_{max} \quad (2)$$

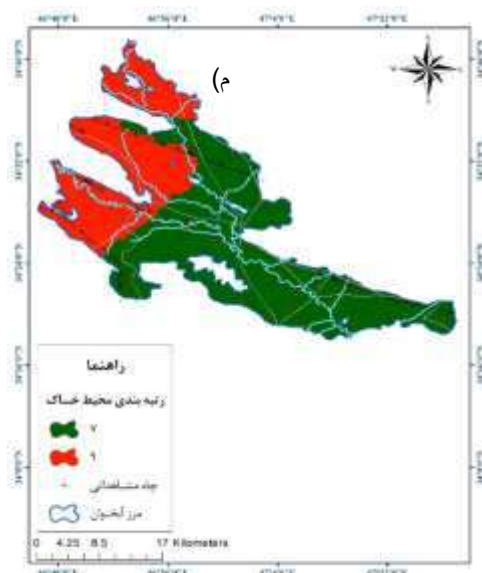
در رابطه بالا، CSVI شاخص آسیب پذیری، SGTi مقدار نترات به دست آمده اندازه گیری صحرایی، SGTmax حداکثر مقدار نترات اندازه گیری شده با استفاده از داده های صحرایی و SVImax حداکثر مقدار شاخص ها را نشان می دهد.

## ۳- نتایج و بحث

با توجه به مراحل تهیه روش ها و به کارگیری و تجزیه و تحلیل اطلاعات جمع آوری شده از منطقه مورد مطالعه ضمن تهیه لایه های اطلاعاتی فراسنج های مورد نیاز، رتبه دهی آنها مطابق نقشه های ارائه شده (اشکال ۳، ۴ و ۵) انجام شد. بر اساس نحوه توزیع عمق آب زیرزمینی، مشخص شد که سطح ایستابی در نواحی شمالی محدوده مطالعاتی دارای عمق بیشتری است و به سمت نواحی جنوبی و مرکزی همراه با کاهش سطح ایستابی احتمال آلودگی آب زیرزمینی در این نواحی افزایش می یابد. تغذیه بیشتر سرعت بالاتری را برای انتقال آلاینده ها به سطح آب زیرزمینی فراهم می آورد. در محدوده مطالعاتی بیشترین نرخ تغذیه در مناطق جنوب و شرق و همچنین در مسیر رودخانه رخ می دهد. آبیاری زمین های کشاورزی از آب رودخانه ها و پخش آب در بخش های انتهایی دشت به دلیل عدم زهکشی رودخانه ها و ناتوانی در تخلیه آب جاری لذا میزان نفوذ آب به زمین در این مناطق را افزایش می دهد. به طور کلی هر چقدر اندازه ذرات تشکیل دهنده خاک ریزتر و نفوذ پذیری خاک کمتر و درصد مواد آلی و ضخامت خاک بیشتر باشد، پتانسیل آلودگی آب زیرزمینی کاهش می یابد. محیط اشباع و غیر اشباع به خصوصیات مواد تشکیل دهنده منطقه نظیر میزان تخلخل، جنس، اندازه و جوشندگی ذرات بستگی دارند که میزان پویایی تحرک آلودگی و به عبارتی فرآیندهای رقیق سازی آلودگی نظیر تجزیه شیمیایی، جذب، پخش و تأخیر را کنترل می کند. با توجه به اطلاعات حاصل از حفاری های اکتشافی، ژئوفیزیکی و زمین شناسی نوع و جنس رسوبات زیرسطحی مورد مطالعه قرار گرفت و مشخص شد که قسمت های شمالی محدوده مطالعاتی با توجه به سیلابی بودن رودخانه ها، از رسوبات دانه درشت تر تشکیل شده است که به سمت پایین دست جریان (نواحی مرکزی و جنوبی) از اندازه رسوبات کاسته می شود. با توجه به این که در مناطق کم شیب گسترش خاک بیشتر است در این مناطق رواناب تشکیل شده کم و نفوذ به زمین زیاد می باشد. شیب در محدوده مطالعاتی به طور کلی زیاد بوده که به ویژه در مناطق حاشیه آبخوان، افزایش زمان تماس آب های سطحی و آلاینده ها با سطح زمین موجب افزایش انتقال آلودگی به آب زیرزمینی می شود. بالا بودن هدایت آبی نیز امکان جریان یافتن آلاینده ها در آبخوان را بیشتر خواهد کرد. همچنین در نواحی با کاربری اراضی از نوع کشاورزی

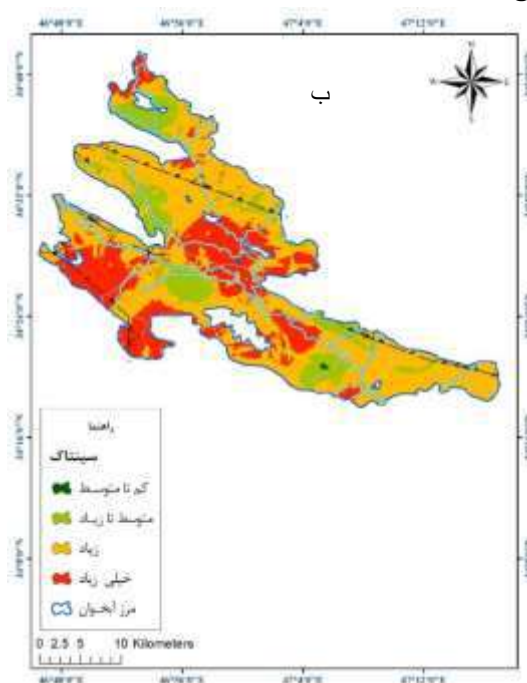
به دلیل کاربرد کودهای کشاورزی و آفت کش ها، بیشترین ورود آلاینده ها از طریق نفوذ سطحی به آب های زیرزمینی اتفاق می افتد که این حالت در نواحی مرکزی محدوده مطالعاتی با وجود زمین های زراعی هموار مستعد انتقال آلاینده ها به آب زیرزمینی می باشد.





شکل ۳- لایه های درون یابی رتبه بندی فراسنج های روش CINTACS (الف) پستی و بلندی، (ب) عمق سطح ایستابی، (پ) تغذیه ی خالص، (ج) منطقه ی غیر اشباع، (ه) هدایت هیدرولیکی، (د) محیط آبخوان، (م) محیط خاک.

بعد از رتبه دهی و وزن دهی لایه های مختص به فراسنج های روش SINTACS مطابق با نرخ های توصیه شده در جدول ۱ نقشه ی نهایی آسیب پذیری برای این روش تهیه شد (شکل ۴). نقشه ی پهنه بندی برای این شاخص برای دشت کرمانشاه بین ۱۱۷ تا ۱۷۷ برآورد شد که به ترتیب ۱، ۱۷، ۷۱ و ۱۱٪ از مساحت دشت در محدوده ی آسیب پذیری کم تا متوسط، متوسط تا زیاد، زیاد و خیلی زیاد قرار دارد. بخش مرکزی و غربی آبخوان دارای آسیب پذیری خیلی زیاد هستند و با توجه به لایه های فراسنج ها (شکل ۳) عمق سطح ایستابی و هدایت هیدرولیکی در این ناحیه پایین است.



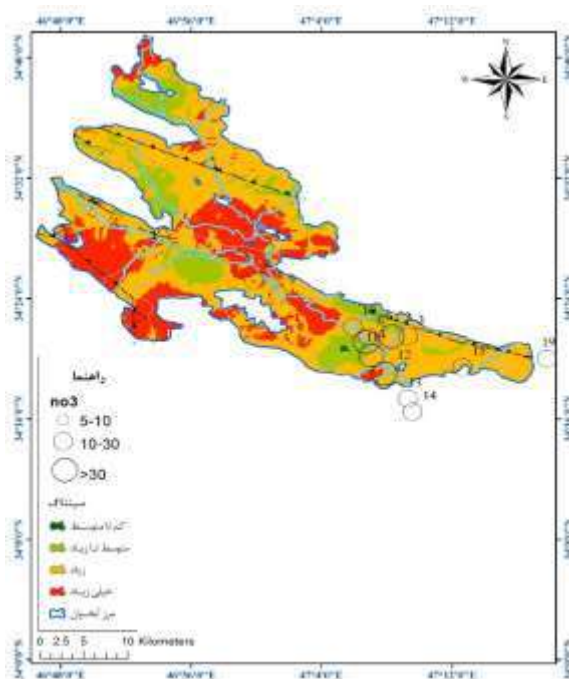
شکل ۴- نقشه آسیب پذیری منابع آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه با مدل SINTACS

#### ۴- صحت سنجی

با توجه به نتایج تجزیه هیدروشیمیایی نمونه‌های آبی، مقدار نیترات موجود در آب زیرزمینی منطقه‌ی مورد مطالعه در حد استاندارد جهانی لازم برای شرب بوده و بیشترین غلظت نیترات در نواحی مرکزی و شمالی دشت (روستاهای برنجان، بیرمزد، چقاماران، دوستوند، حسین آباد) تعیین شده است. منشأ نیترات ناشی از فعالیت‌های انسانی (مرغداری، سایت‌های صنعتی) و استفاده از کودهای نیترات‌دار در مصارف کشاورزی و وجود زباله (شرکت بازیافت زباله کرمانشاه) است. با توجه به همبستگی قطعی بین مقادیر غلظت نیترات و آسیب‌پذیری منطقه (لاتمانی و همکاران ۲۰۱۵) برای بررسی صحت سنجی هر دو روش نقشه آسیب‌پذیری از داده نیترات مطابق شکل ۵ استفاده شده است. با بررسی نتایج به دست آمده و محاسبه‌ی شاخص همبستگی (CI) (جدول ۲) مشاهده شد که شاخص همبستگی بین میزان غلظت نیترات و روش SINTACS به ترتیب برابر ۸۵ حاصل شد. بنابراین روش SINTACS، روش مناسب‌تری نسبت به بقیه روش‌ها برای ارزیابی آسیب‌پذیری آبخوان دشت کرمانشاه است. همچنین بر اساس نقشه‌های توزیع آسیب‌پذیری دو روش شباهت‌هایی در رده‌بندی‌های آسیب‌پذیری در برخی نواحی جنوبی و شمال شرقی منطقه‌ی مطالعاتی مشاهده می‌گردد.

جدول ۲- مقایسه‌ی مقادیر CI روش ارزیابی آسیب‌پذیری آب‌های زیرزمینی.

| شاخص همبستگی (CI) | روش آسیب‌پذیری   |
|-------------------|------------------|
| ۸۵                | سینتکس (SINTACS) |



شکل ۵- انطباق مقادیر نیترات با نقشه‌ی آسیب‌پذیری روش SINTACS

#### ۵- بحث و نتیجه‌گیری

رودخانه قره سو به عنوان تنها رودخانه دائمی شهر کرمانشاه در گذشته به عنوان منبع آب شرب شهر کرمانشاه مورد استفاده قرار می‌گرفت اما در سالهای اخیر به دلیل تخلیه بیش از اندازه فاضلاب‌های شهری، کشاورزی و صنعتی به لحاظ آلودگی دارای مشکلات فراوانی شده است. با توجه به اهمیت تعیین آسیب‌پذیری آب زیرزمینی دشت کرمانشاه به ویژه نسبت به آلودگی با منشأ انسانی ناشی از کاربرد بی‌رویه کودها و آفت‌کش‌های کشاورزی، غلظت نیترات موجود در منابع آب زیرزمینی محدوده‌ی مطالعاتی مورد تجزیه قرار گرفت. مقایسه مقادیر غلظت نیترات با مقادیر استاندارد جهانی نشانگر قابل شرب بودن این منابع آبی بود.

در راستای مطالعاتی، لایه‌های رستری هر یک از پارمترهای موثر در تعیین آسیب‌پذیری آب زیرزمینی نسبت به آلودگی با توجه به داده و اطلاعات موجود و ویژگی‌های منطقه‌ی مطالعاتی در محیط نرم‌افزار ArcGIS تعیین شد و نحوه‌ی توزیع آنها و تأثیر بر انتقال‌پذیری آلاینده مورد بررسی قرار گرفت. بر این اساس نواحی شرقی و مرکزی محدوده‌ی مطالعاتی دارای پتانسیل انتقال آلاینده‌ی بیشتری بودند که اغلب در ارتباط با مقدار تغذیه، محیط غیراشباع و اندازه رسوبات آبرفتی است.

## ۶- مراجع

- جباری، ا. و خزائی، ع. ۱۳۹۸. پیش‌بینی آب گرفتگی دشت کرمانشاه با استفاده از نقشه‌های زمین ریخت‌شناسی. جغرافیا و توسعه. ۲۲: ۷۳-۸۸.
- Bhatnagar A, Devi P (2013) Water quality guidelines for the management of pond fish culture. International Journal of Environmental Sciences 3(6):1980-1990.
- Sharadqah, S. 2017. Contamination Risk Evaluation of Groundwater in the Canton of Portoviejo-Ecuador, using Susceptibility Index and two Intrinsic Vulnerability Models. American Journal of Environmental Sciences, 13(1):65-76.
- Anane, M., Abidi, B., Lachaal, F., Limam, A., Jellali, S. 2015. GIS-based DRASTIC, Pesticide DRASTIC and the Susceptibility Index (SI): comparative study for evaluation of pollution potential in the Nabeul-Hammamet shallow aquifer, Tunisia. Journal of Hydrogeology, 21(3): 715-731.
- Babiker, I.S., Mohamed, A.A., Tetsuya, H. 2015. A GIS-based DRASTIC model assessing aquifer vulnerability in Kakamigahara Height Gifu Prefecture. Science of the Total Environment Journal, 345(1):127-140
- Baalousha, H. 2006. Vulnerability assessment for the Gaza Strip, Palestine using DRASTIC. Springer Verlag, 50(3):405-414.
- Kozłowski M, Sojka M. Applying a Modified DRASTIC Model to Assess Groundwater Vulnerability to Pollution: A Case Study in Central Poland. Pol. J. Environ. Stud. 2019; 28(3): 1223-1231.
- Jang W, Engel B, Harbor J, Theller L. 2020. Integrated environmental modeling for efficient aquifer vulnerability assessment using machine learning. Environmental Modelling & Software. 124(4):678-688.
- Maqsoom A, Aslan B, Khalil U, Ghorbanzadeh O, Ashraf H, Tufail R, Farooq D, Blaschke T. 2020. A GIS-based DRASTIC Model and an Adjusted DRASTIC Model (DRASTICA) for Groundwater Susceptibility Assessment along the China-Pakistan Economic Corridor (CPEC) Route. SPRS Int. J. Geo-Inf, 9(5): 332-344.
- Wei A., Bi P., Go J., Li D. 2021. Modified DRASTIC model for groundwater vulnerability to nitrate contamination in the Dagujia river basin, China. Water Supply. 21(4): 1793-1805. <https://doi.org/10.2166/ws.2021.018>.
- Rajpt H., Goyal R., Brighu U. 2020. Modification and optimization of DRASTIC model for groundwater vulnerability and contamination risk assessment for Bhiwadi region of Rajasthan, India. Environmental Earth Sciences. 79(136):
- Rahman, A. 2008. A GIS based model for assessing groundwater vulnerability in shallow aquifer in Algarh, India. Applied Geography 28 (1): 32-53
- Al-Adamat, R., Foster, I. and Baban, S., 2003. Groundwater vulnerability and risk mapping for the Basaltic aquifer of the Azraq basin of Jordan using GIS, remote sensing and DRASTIC. Applied Geography, 23, 303-324.
- Rajput H, Goyal R, Brighu U. 2020. Modification and optimization of DRASTIC model for groundwater vulnerability and contamination risk assessment for Bhiwadi region of Rajasthan, India. Environmental Earth Sciences, 79.
- Zadeh LT. 1965. Fuzzy sets. Information Control 8: 338-353.
- Mirzaei S. 2009. Valuation vulnerability and preparation of contamination risk maps of Shahrekord aquifer by using GIS and DRASTIC and SINTACS models. Master Thesis. University of Shahrekord. 1p (In Persian).
- Javanshir. G. Nadiri. AA. Sadeghfam. S. & Abbas Novinpour. E. (2016). Introducing a new method to aquifer vulnerability assessment of Moghan plain based on combination of DRASTIC, SINTACS and SI methods. Journal of Ecohydrology. 3(4):491-503. (In Persian)
- Aller, L., T. Bennet, J.H. Lehr, R.J. Petty, and G. Hackett. 1987. DRASTIC: a standardized system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeological settings. EPA/600/2-87/035. US Environmental Protection Agency, Ada, OK, USA.
- Vrba, J., Zoporozec, A., 1994. Guidebook on mapping groundwater vulnerability. International Contributions to Hydrogeology. Verlag Heinz Heise GmbH and Co. KG.



Dixon, B., (2005a). Applicability of neuro- Fuzzy techniques in prediction ground-water vulnerability: a GISbased sensitivity analysis. *Journal of Hydrology*, 309, 17- 38. Dixon, B., (2005b). Groundwater vulnerability mapping: a GIS and Fuzzy rule based integrated tool. *Journal of Applied Geography*, 25, 327- 347.

Antonakos, A.K., and Lambrakis, N.J. 2007. Development and testing of three hybrid methods for the assessment of aquifer vulnerability to nitrates, based on the drastic model, an example from NE Korinthia, Greece. *J. Hydrol.* 333: 288-304.

Corniello A, Ducci D, Napolitano P. Comparison between parametric methods to evaluate aquifer pollution vulnerability using a GIS: An example in the Piana Campana. *Engineering Geology and the Environment*, Balkema, Rotterdam, The Netherlands. 1997; P: 1721-1726.

Kim,Y., and Hamm, S., (1999). Assessment of the potential for ground water contamination using the DRASTIC/EGIS technique, Cheongju area, South Korea. *Hydrogeology Journal*, 7 (2), 227-235.

Samey, A.A., and Gang, C. 2008. A GIS Based DRASTIC Model for the Assessment of Groundwater vulnerability to pollution in West Mitidja: Blida city, Algeria. *Res. J. Appl. Sci.* 3: 7. 500-507.

Nadiri A, Jabraili N, Qarakhani M (2018) Comparison of the ability of different combined methods in assessing the vulnerability of groundwater in the Dasht-Qaroh-Dehgolan aquifer. *Journal of Eco-Hydrology*, 6(3): 821-836. (In Persian) 10.22059/IJE.2019.281985.1118

Moosavirad, S.M., Janardhana, M.R. & Khairy, H. (2013). Impact of anthropogenic activities on the chemistry and quality of groundwater: A case study from a terrain near Zarand City, Kerman Province, SE Iran. *Environment Earth Sciences*, 69, 2451-2467.

Panagopoulos, G., A. Antonakos, and N. Lambrakis. 2005. Optimization of DRASTIC model for groundwater vulnerability assessment, by the use of simple statistical methods and GIS. *Hydrogeology Journal* (published online).

Secunda, S., Collin, M.L. and Melloul, A.J., 1998. Groundwater vulnerability assessment using a composite model combining DRASTIC with extensive agricultural land use in Israel's Sharon region. *Journal of Environmental Management*, 54(1), pp.39-57.

Lathamani R, Janardhana MR, Mahalingam B, Sureshad S (2015) Evaluation of Aquifer Vulnerability Using Drastic Model And GIS: A Case Study Of Mysore City, Karnataka, India

Sadatipour A, Nouri R, Baqhvand A, Javadipirbazari S, Kardan Moqadam H (2016) Evaluation vulnerability Qaen aquifer by using DRASTIC model. *Environmental science studies* 1(2):63-71 (In Persian)

Nadiri AA, Gharekhani M, Khatibi R, Asghari Moghaddam A (2017) Assessment of groundwater vulnerability using supervised committee to combine fuzzy logic models. *Environ Science Pollute Research* 24(9): 8562-8577.



## ماگماتیسیم گرانیتوئیدی الیگومیوسن جبال بارز

راضیه رضایی آذربانی<sup>۱</sup>، حبیب‌الله قاسمی<sup>۲</sup>، مسعود علیپور اصل<sup>۳</sup>، محسن مباشری<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

rezaeerazieh.r@gmail.com

۲- استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

۳- دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۴- شرکت مهندسی مشاوره‌ای پارس اولنگ

### چکیده

نوار ماگمایی دهج-ساردوئیه-جبال بارز به سن ترشیری، منبع اصلی کانه‌زایی مس در کرمان است که با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور به طول بیش از ۴۵۰ کیلومتر و عرض حدود ۷۰ کیلومتر امتداد دارد. این نوار، ادامه جنوب‌خاوری کمان ماگمایی ارومیه-دختر است و عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی چین‌خورده و گسله ترشیر تشکیل شده‌است. مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز به سن الیگومیوسن متشکل از توده‌های نفوذی دیوریتی-گرانیتی متعددی است که در فازهای پایایی و با منطقه‌بندی سنگ شناختی عادی (به ترتیب از حاشیه به مرکز شامل دیوریت-گرانودیوریت-گرانیت) به درون سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری-رسوبی انوسن نفوذ کرده‌است. ماگماتیسیم گرانیتوئیدی جبال بارز دارای ویژگی‌های گرانیت‌های کالک‌آلکالن نوع I حاشیه‌دار ناشی از فروورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی است.

**واژه‌های کلیدی:** نوار ارومیه-دختر؛ جبال بارز؛ توده‌های گرانیتوئیدی؛ ماگماتیسیم کالک‌آلکالن

### Abstract

The magmatic belt of Dehaj-Sardouyeh-Jebal-e-Barez with Tertiary age, is the main source of copper mineralization in Kerman, which is extended more than 450 km long and about 70 km width in the NW-SE trend. This belt is the SE part of the Urmia-Dokhtar magmatic arc which is mainly composed of the Tertiary folded and faulted volcano-sedimentary rocks. The Oligo-Miocene Jebal-e-Barez granitoid complex consists of numerous diorite-granite plutons were intruded in successive phases and with normal lithological zoning (including diorite-granodiorite-granite from the margin to the center, respectively) into the Eocene volcanic-volcanosedimentary. This granitoid magmatism has the characteristics of the calc-alkaline I-type granites of the continental margin resulting from the subduction of the Zagros Neotethys oceanic lithosphere beneath the central Iran continental plate.

**Key words:** Urmia-Dokhtar Zone, Jebal-e-Barez, Granitoid intrusions, Calc-Alkaline magmatism

### ۱- مقدمه

ماگمازایی و دگرگونی دوران سنوزوییک به آخرین گام از فروورانش سنگ‌کره اقیانوسی تتیس جدید و شاخه‌های فرعی آن به زیر ایران مرکزی در کرتاسه پسین-پالئوسن و بسته شدن نهایی این حوضه اقیانوسی و تصادم بلوک‌های قاره‌ای عربی (زاگرس) با ایران مرکزی در کرتاسه پایانی (Berberian and Agard et al., 2005; Allen and Armstrong, 2008; Horton et al., 2008; Dargahi et al., 2010; Agard et al., 2011; Moritz et al., 2016)، نوژن (Berberian et al., 1982) و میوسن (Berberian and King, 1981; Berberian and Berberian, 1981; Jackson et al., 1995; McQuarrie et al., 2003; Sun et al., 2004; Guest et al., 2006; Azizi and Moinevaziri, 2009; Okay et al., 2010; Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013) و حتی پلیوسن (Stocklin, 1968) مرتبط است. آتشفشانی بسیار پرحجم ناشی از این رخداد فروورانشی به تشکیل دو کمان ماگمایی یکی در بخش جنوبی و نزدیک به پهنه فروورانشی زاگرس به نام کمان ماگمایی ارومیه-دختر با ویژگی غالب کالکوآلکالن به طول بیش از ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض متوسط ۵۰ کیلومتر در امتداد نوارهای زاگرس و سندج-سیرجان تا بزمان و دیگری در بخش شمالی در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی-جنوب البرز و خاور بلوک لوت با ویژگی غالب آلکالن و سرشار از عناصر نادر انجامیده است. سنگ‌های

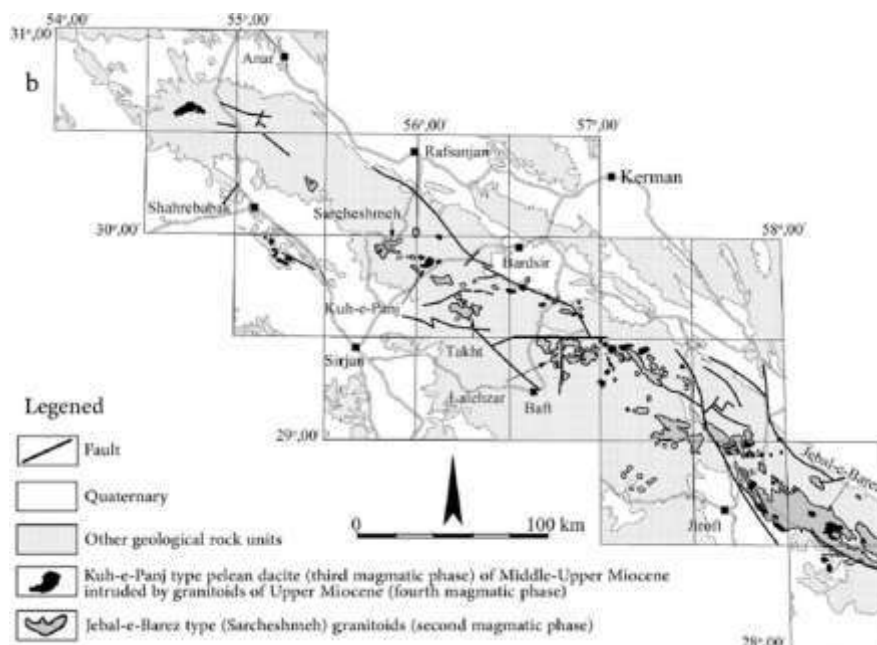
ماگمایی نوار ارومیه - دختر در سراسر زمان ائوسن تا کواترنری پراکنده‌اند ولی بیشینه فراوانی آن‌ها در یک دوره آتشیاری ماگمایی ۳۰ میلیون ساله در ائوسن - الیگوسن (۵۵ تا ۲۵ میلیون سال پیش) بوده است. در باره منشأ بروز این فعالیت ماگمایی دو نظریه غالب کافت درون قاره‌ای (Sabzehei, 1974, Amidi, 1981; Emami, 1981) و فرورانش (Berberian and Berberian, 1981; Alavi, 1994) مطرح بوده است. شهاب پور (۲۰۰۷) به فرورانش جزایر کمائی و بربریان و بربریان (۱۹۸۱) و بسیاری دیگر از پژوهشگران به فرورانش کمان حاشیه قاره باور دارند. به نظر میرسد که در خلال کرتاسه پایانی با بسته شدن حوضه اقیانوسی تتیس جدید، ابتدا ماگمازایی از نوع جزایر کمائی بوده که با جمع شدن و به هم آمدن جزایر کمائی، افزایش عمق ورقه فرورنده و عمق محل زایش ماگما، در ائوسن میانی - الیگوسن جبهه ماگمایی به داخل قاره ایران مرکزی مهاجرت کرده و به شکل ماگمازایی محیط کشتی درون کمائی حاشیه قاره نمایان گشته و نوار ماگمایی ارومیه - دختر و شمال ایران مرکزی - جنوب البرز را ایجاد کرده است (Agard et al., 2011). Ghasemi and Rezaei Kahkhaei, 2015; Ahmadvand et al., 2020

## ۲- زمین‌شناسی عمومی

مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در نوار دهج - ساردوئیه در انتهای جنوب شرقی نوار ارومیه - دختر قرار گرفته است (شکل ۱). این نوار با روند شمال غرب - جنوب شرق، بیش از ۴۵۰ کیلومتر طول و ۷۰ کیلومتر عرض داشته از شمال غرب استان کرمان (دهج) شروع و تا جنوب شرق (جبال بارز و جیرفت) ادامه می‌یابد. توده‌های باتولیتی جبال بارز از شمال به کفه ریگان و از جنوب به فرونشست جازموریان محدود شده‌اند (قربانی، ۱۳۹۳).

میزبان اصلی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی منطقه جبال بارز، توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن است که در تمام نوار ارومیه - دختر دیده می‌شود. فازهای ماگمایی منطقه شامل حداقل یک فاز اصلی در ائوسن و ۴ فاز دیگر در الیگوسن هستند. این چهار فاز به ترتیب شامل (۱) جایگیری توده‌های دیوریتی / کوارتزدیوریتی، (۲) جایگیری و نفوذ توده‌های گرانودیوریتی به درون فاز قبلی، (۳) تزریق توده‌های گرانیتی - آلکالی گرانیتی به درون فازهای قبلی؛ البته این فاز خود شامل تفریقی‌های آپلیتی - پگماتیتی نیز هست که به صورت رگه‌ای درون توده‌های گرانیتی - آلکالی گرانیتی و فازهای قبلی دیده می‌شوند. (۴) جایگزینی دایک‌های دیابازی در توده‌های گرانیتوئیدی. به طور کلی توده‌های نفوذی موجود در منطقه جبال بارز به سن الیگوسن - میوسن بوده و درون سنگ‌های آتشفشانی مجموعه هزار نفوذ کرده‌اند (Dimitrijevic, 1973). از توده‌های نفوذی مجموعه جبال بارز می‌توان به توده‌های دلفارد، دره حمزه، میجان، کرور و هیشین اشاره کرد.

وجود گسل‌های متقاطع و ژرف در منطقه جبال بارز باعث تشکیک نقاط ضعف در پوسته و فوران ماگما از این مناطق شده است. به طور کلی نقش تکتونیک در جایگیری ماگما در زمان ترشیری بسیار چشم‌گیر بوده است. دگرسانی اعمال شده در نتیجه فعالیت محلول‌های گرمایی و آب‌های سطحی همراه با سیستم‌های تکتونیک (درز و گسل) در منطقه موجب شده است تا رگه‌های متعدد اپیدوت و کلریت و گاهی رگه‌ها و عدسی‌های سیلیسی در واحدهای سنگی حضور داشته باشند. عملکرد گسترده سیستم گسله فعال در مناطق زیادی از این مجموعه نفوذی، خردشدگی و شکستگی‌های فراوان را در سنگ‌ها ایجاد کرده است و زمینه را برای گسترش دگرسانی در کل منطقه جبال بارز فراهم نموده است.



شکل ۱- موقعیت نوار ماگمایی دهج- ساردوئیه در جنوب استان کرمان و توده های گرانیتوئیدی جبال بارز در این نوار (قربانی، ۱۳۹۳).

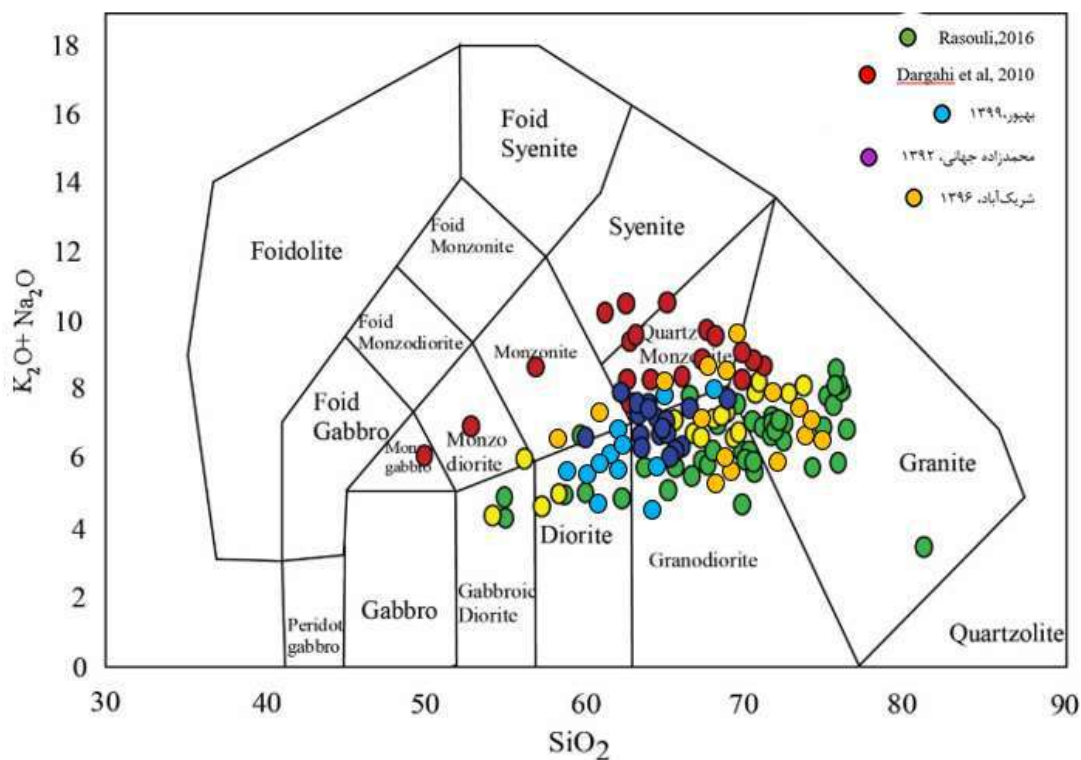
#### ۴- ژئوشیمی

با توجه به نمودار  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  سنگ های نفوذی منطقه هیشن، کرور و میجان در محدوده گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت با طبیعت ساب آلكالین و از نوع گرانیتوئیدهای کالک آلكالین نوع I ناشی از تفریق ماگمای بازالتی منشأ گرفته از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده، توسط سیالات آزاد شده در جریان دگرگونی پیشرونده ورقه اقیانوسی فرورونده قرار می گیرند. درگاهی و همکاران (Dargahi et al, 2010) با مطالعه توده های بخش غربی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در شرق جیرفت، آن ها را از نوع سینیت، کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت و مونزونیت تشخیص داده اند. توده های نفوذی بخش میانی جبال بارز در شرق جیرفت نیز از لحاظ سنگ شناسی عمدتاً در محدوده کوارتز دیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و مونزو گرانیت قرار می گیرند و ماهیتی متا آلمین تا پر آلمین دارند و از نوع گرانیت های I هستند (جشاری، ۱۳۹۸). توده های گرانیتوئیدی محدوده سربیزن- کوه نیمه که در امتداد دره دلفارد قرار گرفته اند و بخشی از مجموعه نفوذی جبال بارز هستند نیز ترکیب دیوریتی، مونزونیتی، گرانودیوریتی، گرانیتی و آلكالی گرانیت دارند (رضایی و همکاران، ۱۴۰۱).

به باور بهپور (۱۳۹۹) توده های گرانیتوئیدی جنوب شرق جبال بارز دارای ماهیت کالک آلكالین تا کالک آلكالین پتاسیم بالا و متا آلمین تا پر آلمین ضعیف و در محدوده گرانیت های نوع I قرار می گیرند. سنگ های این منطقه از جبال بارز نیز در محدوده تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلكالی گرانیت قرار می گیرند. توده های نفوذی انتهایی مجموعه جبال بارز (جنوب سد نساء در شهرستان بم) از نظر سری ماگمایی در قلمرو کالک آلكالین تا کالک آلكالین پتاسیم بالا قرار می گیرند. این توده ها نیز از یک ماگمای مادر واحد سرچشمه گرفته اند و منشأ همه آن ها یکی است. زیرا فقیر شدگی و غنی شدگی همه آن ها نسبت

به NMORB، کندریت و گوشته اولیه یکسان است (محمدزاده جهانی، ۱۳۹۲). توده نفوذی کرور در بخش جنوبی جبال بارز نیز ترکیب، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت دارند (شریک‌آباد، ۱۳۹۶). شکل ۲ موقعیت قرارگیری توده‌های نفوذی جبال بارز را در نمودار TAS نشان می‌دهد.

با بررسی کارهای انجام شده مشاهده می‌شود شماری از نمونه‌ها از روند کلی سدیم پیروی نکرده و مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  در آن‌ها کاهش یافته‌است. تصور می‌شود علت این مسئله دگرسانی باشد. بدین ترتیب که در اثر دگرسانی، سدیم از این سنگ‌ها خارج شده‌است (Grove et al, 2003). همچنین در شماری از نمونه‌ها میزان  $\text{K}_2\text{O}$  به طور غیرعادی بیشتر از دیگر نمونه‌هاست. احتمال می‌رود علت این مسئله، غنی‌شدگی از  $\text{K}_2\text{O}$  در اثر محلول‌های گرمایی باشد. تغییرات اکسیدهای مانند  $\text{CaO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{MnO}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  خطی بوده و دارای یک سیر نزولی است. توده‌های نفوذی تاخیری در یک فاز اسیدی‌تر نسبت به توده اصلی قرار می‌گیرند که یک الگوی تفریق‌یافتگی مشخص را نشان می‌دهد.

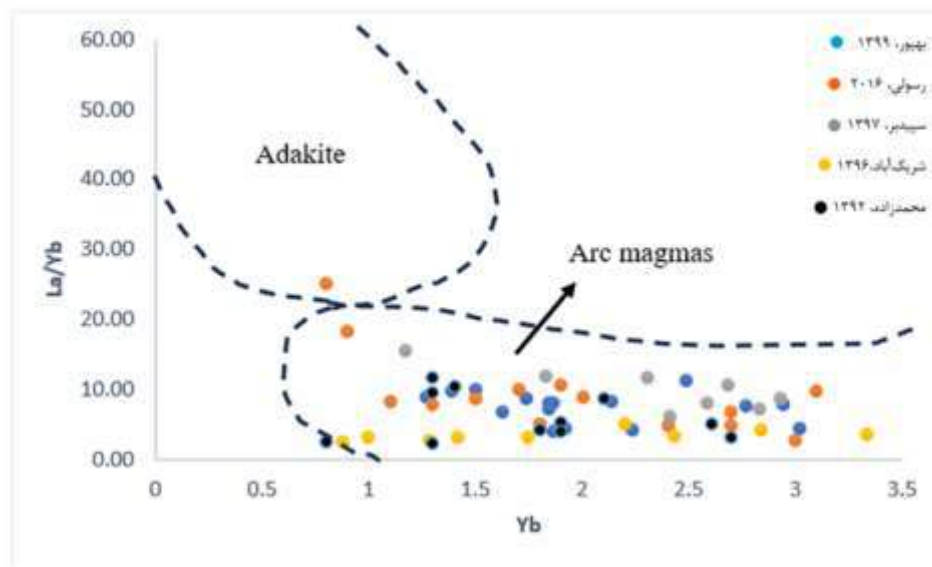


شکل ۲. موقعیت قرارگیری نمونه‌های جبال بارز بر روی نمودار TAS

#### ۴- بررسی گرایش آداکیتی در گرانیتوئید جبال بارز

گرانیتوئیدهای کانی‌ساز در برخی کانسارها با مقادیر بالای نسبت‌های  $\text{La/Yb}$  و  $\text{Sr/Y}$  مشخص می‌شوند (Richards, 2011). سنگ‌های آذرین با نسبت  $\text{Sr/Y}$  بیش از ۲۰ و کمتر از ۱۲ به عنوان آداکیت در نظر گرفته می‌شوند و با منشأ گرفتن ماگماها از از یک محیط با فشار بالا توضیح داده می‌شوند (Defant and Drummond, 1990). بنابراین ارتباط بین کانسار پورفیری و سنگ‌های آداکیتی جالب به نظر می‌رسد. کریم‌پور و همکاران (۱۴۰۰) به بررسی ارتباط ژنتیکی کانسارهای مس پورفیری با گرانیتوئیدهای آداکیتی و غیر آداکیتی در ایران پرداخته‌اند؛

با ترسیم نمودارهای مرتبط با آداکیت‌ها و بررسی کارهایی که تا کنون بر روی نواحی مختلف جبال‌بارز انجام شده، مشاهده می‌شود حداقل در مناطقی از جبال‌بارز که این مطالعات صورت گرفته سنگ‌ها از نوع آداکیتی نبوده و در محدوده کمان‌های ماگمایی نرمال قرار می‌گیرند (شکل ۳).

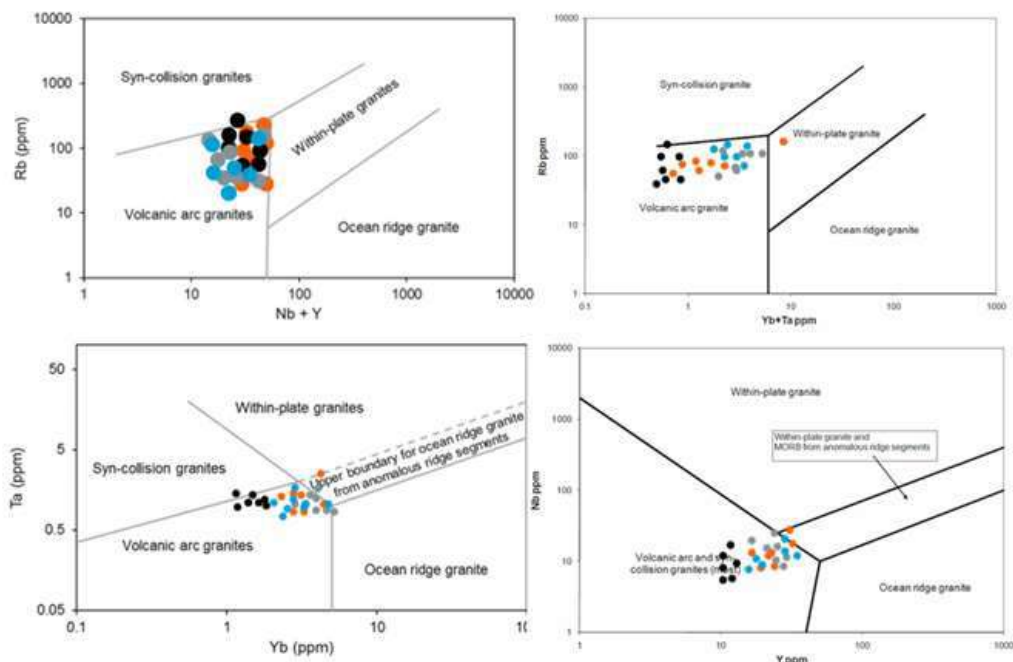


شکل ۳. نمودار  $La/Yb$  در برابر  $Yb$  و موقعیت قرارگیری نمونه‌های جبال‌بارز در محدوده کمان ماگمایی نرمال (Defant et al, 2002).

## ۵- محیط تکتونیکی

در رابطه با محیط تکتونیکی، توده‌های نفوذی بخش غربی جبال‌بارز، در محدوده گرانیتوئیدهای مرتبط با قوس قاره می‌گیرند (Dargahi et al, 2010). محیط تکتونیکی بخش میانی جبال‌بارز نیز در ارتباط با فرورائش و مربوط به حاشیه فعال قاره می‌باشد (جشاری، ۱۳۹۸). توده‌های گرانیتوئیدی بخش انتهایی جبال‌بارز (جنوب سد نساء شهرستان بم) نیز نتایج مشابهی را نشان می‌دهند و بر اساس نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی در یک محیط قوس ماگمایی یا فرورائشی قرار می‌گیرند (محمدزاده جهانی، ۱۳۹۲).

غنی‌شدگی نسبی توده‌های گرانیتوئیدی جبال‌بارز از LILE و LREE نسبت به HREE به همراه تهی‌شدگی از Ta، Nb و Ti بیانگر یک محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فرورائش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران مرکزی برای تشکیل آن است (بهپور و همکاران، ۱۳۹۹).



شکل ۴. نمودارهای تعیین محیط زمین ساخت- ماگمایی (Pearce et al, 1984) و موقعیت قرارگیری نمونه‌های جبال بارز.

## ۶- نتیجه گیری

مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در انتهای جنوب شرقی نوار ارومیه-دختر قرار گرفته و دارای ترکیب کلی دیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت است. ماگماتیسیم منطقه جبال بارز ماهیت کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا و متآلومین تا پرآلومین ضعیف دارد و در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرد. با ترسیم نمودارهای مرتبط با آداکت‌ها مشاهده می‌شود حداقل در مناطقی از جبال بارز که مطالعات صورت گرفته سنگ‌ها از نوع آداکتی نبوده و در محدوده کمان‌های ماگمایی نرمال قرار می‌گیرند. از لحاظ تکتونیکی مجموعه جبال بارز ویژگی‌های یک محیط زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهد که در ارتباط با فرو رانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران مرکزی است.

## منابع

- بهپور، ش.، (۱۳۹۸) ژئوشیمی و پتروژنز بخش جنوب شرقی توده گرانیتوئیدی جبال بارز (جنوب بم، استان کرمان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- بهپور، ش.، مرادیان، ع.، احمدی‌پور، ح.، (۱۳۹۹) منشأ، تحولات ماگمایی و خاستگاه زمینساختی جنوب شرق گرانیتوئید جبال بارز، بم، استان کرمان، علوم زمین، سال بیست و نهم، شماره ۱۱۶، صفحه ۲۰۳ تا ۲۱.
- جشاری، م.، (۱۳۹۸) پترولوژی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی بخش میانی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، شرق جیرفت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۰۰ صفحه.



- رسولی، ج.، قربانی، م.، (۱۳۹۶) کانه‌زایی مس پورفیری، دگرسانی، سن‌سنجی زیر کن به روش U/Pb و پتروژنز سنگ‌های منطقه دلفارد (شمال باختر جیرفت)، مجله علوم زمین، سال بیست و هشتم، شماره ۱۱۰، ص ۲۸۶-۲۷۳.
- سیدبر، ث.، (۱۳۹۷) پتروولوژی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی بخش غربی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، شرق جیرفت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۰۴ صفحه.
- قربانی، م.، (۱۳۹۳) زمین شناسی ایران، آراین زمین، ۴۸۸ صفحه.
- محمدزاده جهانی، ن.، (۱۳۹۲) بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز انتهای توده نفوذی جبال بارز (جنوب سد نساء شهرستان بم). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه کرمان، ۱۸۶ صفحه.
- محمدزاده جهانی، ن.، (۱۳۹۲) بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز انتهای توده نفوذی جبال بارز (جنوب سد نساء شهرستان بم). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه کرمان، ۱۸۶ صفحه.
- یوسفی شریک آباد، ج.، (۱۳۹۶) منشاء و تکامل ماگما و سیال گرمایی و بررسی فاکتورهای کنترل‌کننده باروری ماگما و کانی‌سازی در کاناسر پورفیری کرور، نوار مس کرمان، ایران. رساله دکترا، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۸۴ صفحه.

## Reference

- Agard, P. Omrani, J. Jolivet, L. and Mouthereau, F. 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*. 94: 401–19.
- Agard, P., Omrani, J. Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B. Spakman, W. Monié, P. Meyer, B. and Wortel, R. 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*. 148(5-6): 692-725.
- Ahmadvand, A., Ghorbani, M.R., Mokhtari, M.A.A., Chen, Y., Amidon, W., Santos, J.F., and Paydari, M., 2020, Lithospheric mantle, asthenosphere, slab and crustal contribution to petrogenesis of Eocene to Miocene volcanic rocks from the west Alborz Magmatic Assemblage, SE Ahar, Iran. *Geological Magazine*
- Alavi, M., 1991, Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*. 103: 983–992.
- Amidi, S.M. 1975. Contribution a etude stratigraphic, petrologique, etpetrochimique des rock magmatiques de laregion de Natanz-Nain-Surk (Iran central), Gernoble.
- Amidi, S.M. Emami, M.H. and Michel, R. 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau*. 73: 917–32.
- Amidi, S.M., Emami, M.H. and Michel, R., 1984, Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau*. 73: 917–32.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H. 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167–79.
- Berberian, F. & Berberian, M. 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran, In: Zagros, Hidu Kush and Himalaya Geodynamic Evolution, Am. Geophys. Union, Geodynamic Series 3: 5-32.
- Berberian, F. and King, G.C.P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 18: 210–256.
- Chiu, H.Y. Chung, S.-L. Zarrinkoub, M.H. Mohammadi, S.S. Khatib, M.M. and Iizuka, Y. 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*. 162–163: 70–87.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y., and Babaei, A., 2010, Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190–204.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere.



- Defant, M.J. and Kepezhinskas, P., 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(6): 65–69.
- Dimitrijevic, M.D. 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Report 52, 334.
- Emami, M. H., 1981, Geologie de la region Qom – Aran. Contribution a l'etude dynamique et geochemique du volcanisme tertiaire d'Iran central, these de doctorat, Grenoble, 489 pp.
- Emami, M.H., 1981. Geologie de la region de Gom-Aran (Iran) Contribution a l'etude dynamique et geochemique du volcanisme Tertiaire de Grenoble., 489 pp.
- Guest, B., Stockli, D.F., Grove, M., Axen, G.J., and Lam, P.S., 2006, Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *Geological Society of America Bulletin*. 118: 1507–21.
- Horton, B.K. Hassanzadeh, J. Stockli, D.F. Axen, G.J. Gillis, R.J. Guest, B. Amini, A., Fakhari, M.D. Zamanzadeh, S.M. and Grove, M. 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics* 451: 97–122.
- McCall, G.J.H., 2002, A summary of the geology of the Iranian Makran. In: Cliff, P.D., Kroon, D., Gaedecke, C., and Craig, J. (Eds.): *The tectonics and climatic evolution of the Arabian Sea region*. Geological Society of London, Special Publication. 195: 147-204.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L. 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, Western Iran. *Structural Geology*. 22: 1125–1139.
- Nature, 347: 662–665.
- Rasouli, J., Shirzadi, L., 2017. Investigation the role of geochemical characteristics in the magmatic evolution Jebel-e-Barez plutonic complex, SE Iran, *Geo Convention*.
- Sabzehei, M. 1974. Les melange ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridional). *Etude petrographique et structural*. These Doc. Etat. Univ. Grenoble, 306P.
- Sengör, A. M. C. 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society Special Publication*. 49: 797-831.
- Stocklin, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Verdel, C. Wernicke, B.P. Hassanzadeh, J. and Guest, B. 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*. 30: 3008–3302.



## تغییر مصنوعی تخلخل با استفاده از مواد پرکننده منافذ و تاثیر آن بر مقاومت فشاری تک‌محوری سنگ‌های تراورتن حاجی آباد محلات

محمد محمودمینه<sup>۱</sup>، ماشاءالله خامه چیان<sup>۲</sup>، محمد رضا نیکودل<sup>۳</sup>، احمد ذلولی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی مهندسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

Mohammad.mahmodmine@modares.ac.ir

۲- عضو هیأت علمی، گروه زمین‌شناسی مهندسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

khamechm@modares.ac.ir

۳- عضو هیأت علمی، گروه زمین‌شناسی مهندسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

nikudel@modares.ac.ir

۴- پژوهشگر پسادکتری، گروه زمین‌شناسی مهندسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

a.zalooli@modares.ac.ir

### چکیده

دوام و مقاومت سنگ‌ها تحت شرایط اقلیمی متغیر و شدید یک فاکتور تعیین‌کننده برای پایداری سنگ‌های به کار برده شده در ساختمان‌ها است. مقاومت فشاری تک‌محوری یکی از ویژگی‌های مهم در انتخاب سنگ ساختمانی می‌باشد به‌خصوص زمانی که به عنوان سنگ‌فرش به کار می‌رود. همچنین مقاومت فشاری تک‌محوری سنگ می‌تواند به عنوان یک معیار اولیه از دوام طولانی مدت سنگ در برابر فرآیندهای هوازدگی مانند ذوب و انجماد آب، تبلور محلول‌های نمکی و محلول‌های اسیدی ناشی از باران‌های اسیدی در اتمسفرهای آلوده باشد. در پژوهش حاضر با انتخاب سنگ تراورتن حاجی آباد از معادن شهرستان محلات سعی شده که دوام و مقاومت آن با استفاده از تغییر مصنوعی تخلخل با استفاده از مواد پرکننده منافذ مانند رزین و سیمان سفید پرتلند با پودر سنگ آهک مورد بررسی قرار گیرد. همچنین ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ویژگی‌های فیزیکی سنگ، شامل دانسیته خشک و اشباع، تخلخل و جذب آب، قبل از بهسازی و پس از بهسازی مقایسه شد. در نهایت با توجه به نتایج به دست آمده از این آزمایش‌ها، مناسب‌ترین روش پرکردن منافذ سنگ برای استفاده در ساختمان‌ها پیشنهاد شده است.

**واژه‌های کلیدی:** (سنگ ساختمانی، تراورتن حاجی آباد، مقاومت فشاری تک‌محوری، رزین، سیمان سفید پرتلند)

### Abstract

Durability and resistance of stones under variable and severe climatic conditions is a determining factor for the stability of stones used in buildings. Uniaxial compressive strength is one of the important features in choosing building stone, especially when it is used as a paving stone. Also, the uniaxial compressive strength of the stone can be a primary measure of the long-term durability of the stone against weathering processes such as melting and freezing of water, crystallization of salt solutions and acid solutions caused by acid rains in polluted atmospheres. In the current research, by choosing Haji Abad travertine from the mines of Mahallat city, it is tried to investigate its durability and resistance by artificially changing the porosity by using pore filling materials such as resin and Portland white cement with limestone powder. Also, the Lithological characteristics and physical characteristics of the stone, including dry and saturated density, porosity and water absorption, were compared before and after improvement. Finally, according to the results obtained from these tests, the most appropriate method of filling the pores of stone for use in buildings has been suggested.

**Key words:** (Building stone, Haji Abad travertine, uniaxial compressive strength, resin, white portland cement)

### ۱- مقدمه

سنگ طبیعی با کیفیت مناسب که بتوان آن را به همان صورتی که در طبیعت یافت می‌شود، استخراج نموده و به صورت سنگ تزئینی و نما مورد استفاده در صنعت ساختمان، بریده و مصرف نمود، را سنگ ساختمانی می‌نامند (موسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران، ۱۳۸۴). ایران با توجه به ذخایر فراوان سنگ ساختمانی، از جمله مهم‌ترین کشورهای تولیدکننده سنگ ساختمانی در دنیا به شمار می‌آید. سنگ‌های ساختمانی به دلیل ارزان بودن و فراوانی زیاد به

طور گسترده‌ای در فعالیت‌های عمرانی و ساختمان‌سازی و به‌عنوان سنگ تزئینی در نمای داخلی و خارجی ساختمان‌ها، سنگ کف و پلکان، سنگ قبر، دیواره و شالوده‌ها و غیره بکار گرفته می‌شوند (McMillan et al., 1999). دوام و مقاومت بسیار بالا، جلاء‌پذیری مطلوب، مقاومت سایشی و ضربه‌ای بالا، قابلیت برش و صیقل خوردن، قابلیت شستشو، ثبات رنگ، مقاومت در برابر حرارت و رطوبت، مقاومت خمشی، غیرقابل نفوذ بودن، مقاومت در برابر تغییرات جوی، پایداری در برابر مواد اسیدی و قلیایی و غیره از جمله ویژگی‌های منحصر به فرد انواع سنگ‌های ساختمانی است. سنگ‌هایی که به‌عنوان نما در بیرون از ساختمان استفاده می‌شوند با توجه به شرایط اقلیمی حاکم بر منطقه، به دلیل این که در معرض عوامل مختلف نظیر چرخه‌های ذوب و انجماد آب، تبلور نمک و باران‌های اسیدی قرار دارند، بعد از مدتی مقاومت و دوام آن‌ها کاهش می‌یابد. بنابراین، شناخت ویژگی‌های سنگ‌ها و ارزیابی کیفیت آن‌ها قبل از انتخاب سنگ برای استفاده در یک محیط، ضروری است (Jamshidi et al., 2015).

تراورتن نوعی از سنگ آهک است که از طریق رسوب سریع کربنات کلسیم از چشمه‌های آب گرم تشکیل می‌شود و به طور گسترده‌ای به‌عنوان سنگ ساختمانی در ایران و دیگر کشورها استفاده می‌شود (خلیلی ثابت و همکاران، ۱۳۹۹).

یکی از ویژگی‌های مهم در انتخاب یک سنگ به‌عنوان سنگ ساختمانی ویژگی‌های فیزیکی، مکانیکی و دوام سنگ می‌باشد. تخلخل تراورتن به شدت کنترل‌کننده ویژگی‌های فیزیکی، مکانیکی و دوام آن است. تخلخل تراورتن به صورت میکروتخلخل (منافذ کوچک‌تر از ۵ میکرومتر) و ماکروتخلخل (منافذ بزرگ‌تر از ۵ میکرومتر) است، که هر یک از این منافذ به نحوی کنترل‌کننده رفتار آن هستند. برای مثال، مقادیر بالای میکروتخلخل‌ها باعث کاهش دوام سنگ در برابر چرخه‌های تبلور نمک و ذوب و انجماد آب می‌شود، در حالی که ماکروتخلخل‌ها تأثیر چندانی روی دوام در برابر چرخه‌های تبلور نمک و ذوب و انجماد آب ندارند (Zalooli et al., 2020)؛ از طرف دیگر وجود میکروتخلخل‌ها و ماکروتخلخل‌ها باعث کاهش ویژگی‌های مقاومتی مانند مقاومت فشاری تک‌محوری، مقاومت کششی و مقاومت خمشی سنگ می‌شود. افزایش تخلخل به‌ویژه منافذ موئینه (منافذی با قطر ۱ تا ۱۰ میکرومتر) باعث افزایش خاصیت جذب آب می‌شوند. جذب آب در سنگ‌ها تابع تخلخل موثر، ویژگی‌های سنگ شناسی مانند لایه‌بندی سنگ و ویژگی‌های کانی شناسی و همچنین توزیع اندازه منافذ و نحوه ارتباط منافذ سنگ است (Siegesmund and Dürrast, 2011).

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱. معرفی و تهیه نمونه‌ها

نمونه‌ی سنگ انتخابی، سنگ تراورتن شهرستان محلات است که این شهرستان از لحاظ موقعیت مکانی در فاصله ۳۶۲ کیلومتری جنوب‌غربی تهران و یکی از شهرهای جنوب‌شرقی استان مرکزی می‌باشد. معدن سنگ تراورتن حاجی آباد در جنوب‌غربی شهرستان محلات که در شمال جاده محلات به خمین است، قرار دارد. سنگ‌های تراورتن حاجی آباد بیشتر دارای رنگ روشن هستند که با تنوع رنگی سفید، کرم - بژ و یا رنگ شکلاتی می‌باشند و در رده سنگ‌های رسوبی قرار دارند. به طور کلی ناحیه مورد مطالعه در دو پهنه ساختاری ایران مرکزی در شمال و سندج-سیرجان در بخش جنوبی واقع شده است (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۶). نمونه‌های مورد استفاده برای این پژوهش از کارخانه‌های سنگ‌بری اطراف تهران جمع‌آوری شدند. بعد از برنامه‌ریزی و تعیین آزمایش‌های آزمایشگاهی برای انجام این پژوهش با استفاده از دستگاه برش و ساب، نمونه‌های لازم برای انجام آزمایش‌های تعیین ویژگی‌های فیزیکی و مکانیکی و همچنین سنگ‌شناسی نمونه‌ها تهیه شد.

### ۲-۲. روش‌های بهسازی سنگ تراورتن

برای بهسازی نمونه‌ها از روش بهسازی با رزین و پودر سنگ آهک و بهسازی با سیمان سفید پرتلند با پودر سنگ آهک، استفاده شده است. در ادامه اثرات این روش‌ها بر روی ساختار سنگ مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد و مناسب‌ترین روش پرکردن منافذ براساس ویژگی‌های مهندسی سنگ تعیین می‌شود.

## ۲-۲-۱. بهسازی با رزین

در این مرحله، بهسازی نمونه‌های تراورتن با استفاده از رزین و پودر سنگ الک شده (عبوری از الک ۲۰۰) انجام گرفت. برای این کار از رزین اپوکسی شفاف نیمه رقیق استفاده شده است. اولاً این که رزین باید به اندازه‌ای رقیق باشد که بتواند به راحتی به داخل حفرات سنگ نفوذ کند و ثانیاً رزین باید پس از مدت حداقل ۲ و حداکثر ۳ ساعت شروع به سخت شدن کند و پس از ۱۲ ساعت کاملاً سخت شود. به این منظور نسبت حجمی مناسب برای رزین و هاردنر بدست آمد. برای این نسبت، هاردنر باید نصف رزین مصرفی باشد. بعد از ترکیب کامل رزین و هاردنر، روی نمونه‌ها ریخته می‌شود تا به خوبی داخل حفرات نفوذ کند. این کار تا جایی انجام می‌یابد که حفرات تقریباً از رزین اشباع شوند و برای همه سطوح سنگ این روش تکرار گردید تا نمونه کامل پوشانده شود. بعد از خشک شدن و نفوذ کامل رزین به درون سنگ، نمونه‌ها بار دیگر با پودر سنگ بهسازی شدند تا حفراتی که به هم پیوسته‌اند و رزین نمی‌تواند آن‌ها را بپوشاند بسته شوند. سپس در انتها دوباره نمونه‌های سنگی با لایه‌ای نازک از رزین بهسازی شدند. شکل (۱) نمونه‌های بهسازی شده با رزین و پودر سنگ را نشان می‌دهد.



شکل ۱- بهسازی نمونه‌ها با استفاده از رزین و پودر سنگ

## ۲-۲-۲. بهسازی با سیمان سفید پرتلند

بهسازی نمونه‌های تراورتن با استفاده از سیمان سفید و پودر سنگ الک شده (عبوری از الک ۲۰۰) با نسبت‌های متفاوت اندازه‌گیری شد. برای این کار ۵۰۰ گرم سیمان با ۵۰۰ گرم پودر سنگ مخلوط شد و سپس به اندازه کافی آب اضافه گردید تا ملات (سیمان سفید پرتلند + پودر سنگ آهک + آب) آماده شود. بعد از آماده سازی ملات، به وسیله‌ی کاردک آن را روی سطح سنگ ریخته و پخش می‌شود، طوری که تمام ابعاد به‌طور یکسان پوشانده شوند و حفرات پر شوند. پس از خشک شدن نمونه‌های بهسازی شده، نمونه‌ها سمباده خورده و ساب داده شدند. این کار را چندین بار تکرار گردید تا منافذ و حفرات سنگ به‌طور کامل پر شوند. در پایان نمونه‌ها باید به مدت چندین روز خشک شوند تا ملات تزریق شده به خوبی سخت شود و به مقاومت مطلوب برسد. شکل (۲) نمونه‌های بهسازی شده با سیمان سفید پرتلند با پودر سنگ را نشان می‌دهد.



شکل ۲- بهسازی نمونه‌ها با استفاده از سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ

## ۳-۲. ویژگی‌های سنگ‌شناسی

برای بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی از هر نمونه ۲ مقطع نازک (در جهت طول مغزه و در جهت قطر مغزه) گرفته شد و در زیر میکروسکوپ ویژگی‌های آن بررسی شد. مقاطع نازک بایستی ضخامتی حدود ۰/۰۳ میلی‌متر داشته باشند تا نور پلاریزه به راحتی از آن‌ها عبور کند. همچنین آزمایش  $XRD^1$  و  $XRF^2$  جهت شناسایی ترکیب دقیق کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگ تراورتن انجام گرفت. این آزمایش‌ها با استفاده از استاندارد ASTM (2005) انجام شد.

## ۴-۲. ویژگی‌های فیزیکی

این دسته از ویژگی‌ها شامل چگالی خشک، چگالی اشباع، تخلخل و جذب آب می‌باشند. در این پژوهش، تعیین ویژگی‌های فیزیکی نمونه‌ها براساس روش استاندارد (ISRM, 1981) انجام گرفته است. برای انجام آزمایش‌ها، نمونه‌هایی با ابعاد تقریبی  $10 \times 10 \times 4$  سانتی‌متر در کارگاه سنگ‌بری برش داده شدند و ساب خوردند. لازم به ذکر است که آزمایش‌ها بر روی سنگ تراورتن با مجموع تعداد ۱۰ نمونه قبل بهسازی و ۱۰ نمونه بعد بهسازی با رزین و ۱۰ نمونه برای بهسازی با سیمان سفید پرتلند با پودر سنگ، برای هر کدام از ویژگی‌ها انجام گرفته است.

## ۱-۴-۲. چگالی

چگالی به عنوان نسبت جرم سنگ به حجم سنگ که شامل حفرات آن نیز می‌شود، می‌باشد که به ترکیب کانی‌شناسی، تخلخل و مواد پرکننده بستگی دارد. اختلاف در دانسیته سنگ‌ها به دلیل اختلاف در تخلخل آن‌هاست، زیرا دانسیته دانه‌ای اکثر کانی‌ها به هم نزدیک است. برای بررسی این ویژگی ابتدا نمونه‌ها را به مدت ۴۸ ساعت درون آب شرب در دستگاه خلاء (دیسیکاتور) گذاشته سپس جرم مستغرق و اشباع نمونه‌ها محاسبه شد. نکته قابل توجه در اندازه‌گیری جرم در حالت اشباع این است که سطح نمونه باید عاری از آب اضافی باشد و سطح نمونه حالت خیس داشته باشد، که برای این امر بعد از خروج نمونه‌ها از آب به وسیله پارچه تمیز اقدام به جمع آوری آب اضافی در سطح نمونه‌ها گردید و نهایتاً جرم اشباع آن‌ها به وسیله ترازو تعیین گردید. همچنین به وسیله همین نمونه‌های اشباع اقدام به اندازه‌گیری جرم غوطه‌وری نمونه‌ها به وسیله ترازوی ارشمیدس شد؛ به این صورت که نمونه‌های اشباع را یک به یک در سبد غوطه‌ور (درون آب) ترازوی ارشمیدس قرار داده و جرم آن‌ها ثبت گردید. سپس نمونه‌ها درون آون (گرمخانه) به مدت ۲۴ ساعت قرار گرفته تا رطوبت خود را از دست بدهند و جرم خشک نمونه‌ها بدست آید. سپس چگالی خشک و اشباع نمونه‌ها با انجام محاسبات مربوطه بدست آورده شد (رابطه ۱ و ۲).

## ۲-۴-۲. تخلخل

<sup>1</sup>- X-Ray Diffraction

<sup>2</sup>- X-Ray Fluorescence

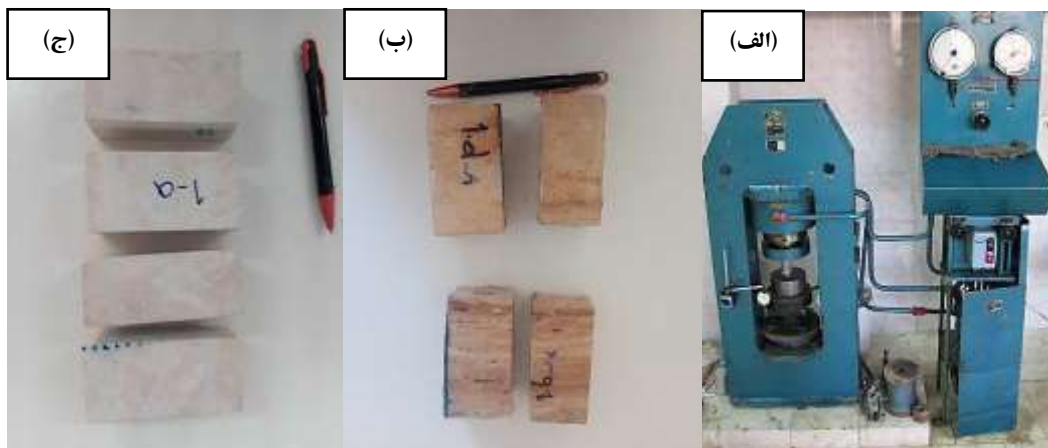
تخلخل یک سنگ عبارت است از نسبت حجم کل حفره‌های آن به حجم کل سنگ که بر حسب درصد بیان می‌شود. بعد از اندازه‌گیری چگالی خشک و اشباع نمونه‌ها، با استفاده از فرمول تخلخل آن‌ها محاسبه گردید. همچنین تخلخل برای ارزیابی و تعیین مقاومت، دوام و همچنین مقدار جذب آب و نحوه انتقال آن در مصالح ساختمانی بسیار مفید می‌باشد.

## ۲-۴-۳. جذب آب

جذب آب به صورت وزن آب جذب شده به وزن خشک نمونه تعریف می‌شود. هر چه میزان حفرات سنگ به هم پیوسته‌تر باشند جذب آب بیش‌تر خواهد بود. سنگ‌های با جذب آب بالا در برابر هوازدگی فیزیکی حاصل از چرخه‌های تبلور نمک بیش‌تر مستعد هستند.

## ۲-۵. آزمایش مقاومت فشاری تک‌محوری

آزمایش مقاومت فشاری تک‌محوری متغیری مهم در مطالعات مکانیکی سنگ بکر می‌باشد که با وجود ظاهری ساده انجام دقیق آن بسیار مشکل است. این آزمایش عمدتاً به عنوان شاخصی برای مقایسه سنگ‌ها شناخته می‌شود. نحوه‌ی انجام این آزمایش براساس استاندارد ASTM D2938-95 انجام شده است. برای انجام این آزمایش نمونه‌هایی با ابعاد  $4 \times 5 \times 10$  سانتی‌متر در کارگاه سنگ‌بری برش داده و ساب خوردند که ۴ نمونه قبل از بهسازی و ۸ نمونه بعد از بهسازی برای رزین و سیمان سفید با پودر سنگ انجام گرفت. شکل (۳) دستگاه آزمایش مقاومت فشاری تک‌محوری و نمونه‌های مورد استفاده در این آزمایش را نشان می‌دهد.



شکل (۳) - (الف) دستگاه مقاومت فشاری تک‌محوری (ب) نمونه‌های بهسازی شده با رزین (ج) نمونه‌های بهسازی شده با سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ

مقدار عددی مقاومت فشاری تک‌محوری از تقسیم حداکثر بار وارد بر نمونه توسط دستگاه آزمایش به سطح مقطع اولیه آن به دست می‌آید. برای تعیین رفتار سنگ در برابر بارگذاری و همچنین ترسیم منحنی تنش-کرنش سنگ‌ها مطابق شکل (۴) در طول مراحل بارگذاری به کمک ساعت اندیکاتور میزان تغییر شکل (جابجایی) اندازه‌گیری شد.

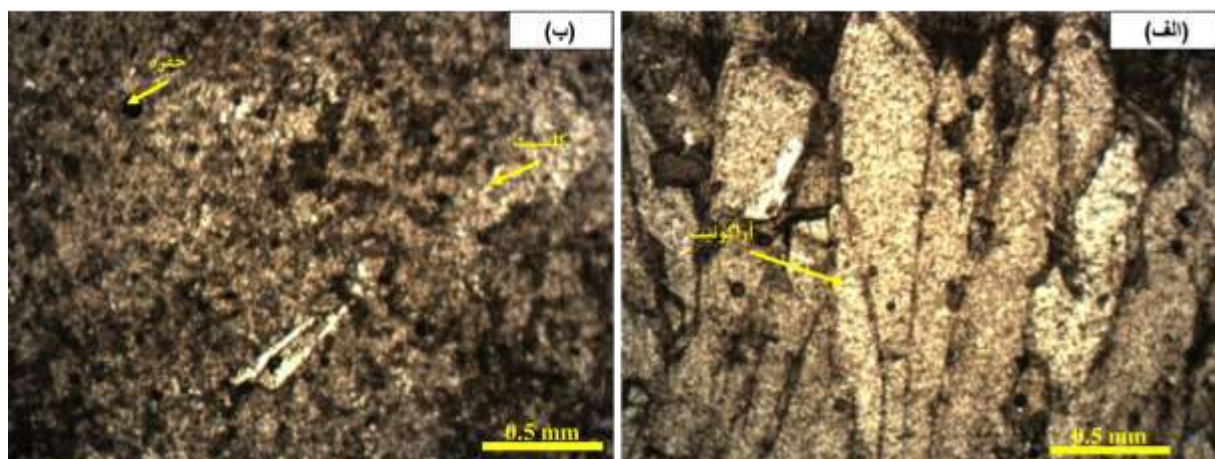


شکل (۴) - سیستم بارگذاری و اندازه گیری تغییر شکل

### ۳- نتایج و بحث

#### ۳-۱. نتایج ویژگی های سنگ شناسی

شکل (۵) نشان دهنده ی مقاطع میکروسکوپی نمونه تراورتن حاجی آباد می باشد. آزمایش XRD بر روی نمونه سنگ تراورتن انجام گرفت و مشخص شد همه نمونه ها دارای کانی کلسیت هستند. آزمایش XRF نیز نشان داد که بیش ترین عناصر تشکیل دهنده این سنگ ها، آب و مواد فرار مانند دی اکسید کربن (L.O.I) و اکسید کلسیم (CaO) هستند. L.O.I و اکسید کلسیم بالا در این سنگ ها نشان دهنده ی بخش آلی و بایوکلاستیک این سنگ ها است، که قسمت اصلی پیکره ی این سنگ ها را تشکیل می دهد و دارای کانی کلسیت است. اکسیدهای آهن و آلومینیوم نشانگر وجود رس های آواری مانند مونت موریلونیت در این سنگ ها است. وجود اکسید سیلیس می تواند خود را در قالب کانی کوارتز نشان دهد. اکسید منیزیم نیز نشانگر کلسیت با منیزیم بالا یا پایین در نمونه های تراورتن است.



شکل (۵) - نمونه تراورتن حاجی آباد در جهت الف) موازی لایه بندی ب) عمود بر لایه بندی

### ۳-۲. نتایج ویژگی های فیزیکی

نتایج ویژگی های فیزیکی نمونه ها، قبل از بهسازی و بعد از بهسازی آن ها در جدول (۱) نشان داده شده است. بعد از بهسازی نمونه ها با مواد پرکننده، تخلخل و جذب آب همه نمونه ها در هر دو حالت بهسازی شده کاهش یافت، به طوری که این کاهش ابتدا مربوط به نمونه های بهسازی شده با رزین و پودر سنگ سپس نمونه های بهسازی شده با سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ می باشد. کاهش تخلخل و جذب آب نمونه های بهسازی شده با رزین بسیار بیش تر از نمونه های بهسازی شده با سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ است. همچنین اختلاف مقدار چگالی خشک و اشباع نمونه ها در حالت بهسازی شده با رزین و پودر سنگ نسبت به نمونه های بهسازی شده با سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ بسیار ناچیز است؛ به این دلیل که حفرات سنگ با مواد پلی استر رزین نسبت به سیمان پرتلند و پودر سنگ بهتر پر شده اند و فضای کم تری برای نفوذ و جذب آب داشته اند.

جدول ۱- نتایج ویژگی های فیزیکی سنگ تراورتن حاجی آباد قبل و بعد از بهسازی

| حالت                                   | تعداد نمونه | چگالی خشک ( $\text{gr/cm}^3$ ) | چگالی اشباع ( $\text{gr/cm}^3$ ) | تخلخل (%) | جذب آب (%) |
|--|-------------|--------------------------------|----------------------------------|-----------|------------|
| قبل از بهسازی                          | ۱۰          | ۲/۵۲                           | ۲/۵۷                             | ۳/۴۰      | ۱/۳۰       |
| بهسازی با رزین و پودر سنگ              | ۱۰          | ۲/۴۲۳                          | ۲/۴۲۵                            | ۰/۱۳      | ۰/۰۵       |
| بهسازی با سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ | ۱۰          | ۲/۴۰                           | ۲/۴۳                             | ۲/۴۲      | ۰/۹۹       |

### ۳-۳. نتایج آزمایش مقاومت فشاری تک محوری

نتایج آزمایش فشاری تک محوری نمونه ها، قبل از بهسازی و بعد از بهسازی با رزین و سیمان سفید پرتلند با پودر سنگ در جدول (۲) نشان داده شده است. همان طوری که ملاحظه می شود بعد از بهسازی نمونه ها، مقاومت فشاری تک محوری نسبت به قبل از بهسازی افزایش پیدا کرد که در حالت بهسازی با رزین و پودر سنگ این افزایش بیشتر از بهسازی با سیمان سفید پرتلند با پودر سنگ است.

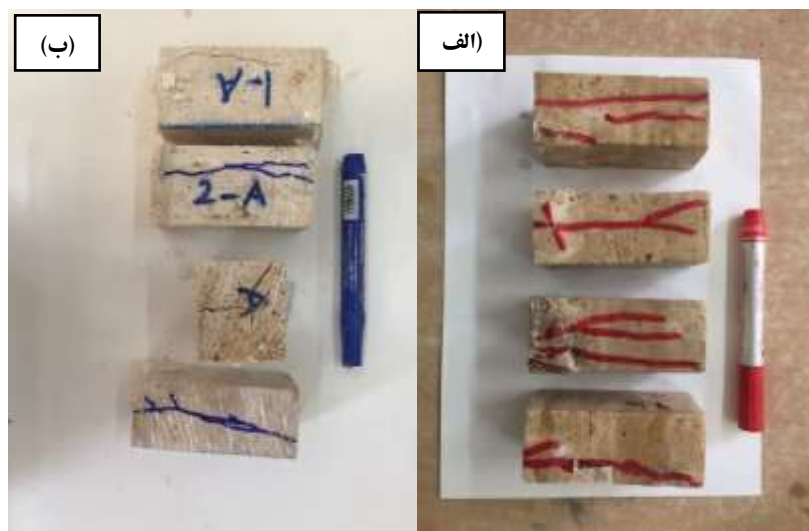
جدول ۲- نتایج آزمایش مقاومت فشاری تک محوری سنگ تراورتن حاجی آباد قبل و بعد از بهسازی

| حالت                                   | تعداد نمونه | درصد افزایش مقاومت | مقاومت فشاری تک محوری ( $\text{MPa}$ ) | بار حداکثر ( $\text{kN}$ ) | سطح تماس نمونه ( $\text{cm}^2$ ) |
|--|-------------|--------------------|--|----------------------------|----------------------------------|
| قبل از بهسازی                          | ۴           | -                  | ۳۶/۵۳                                  | ۸۰                         | ۲۱/۹۰                            |
| بهسازی با رزین و پودر سنگ              | ۴           | ۲۶/۰۰              | ۴۶/۰۳                                  | ۱۰۲                        | ۲۲/۱۶                            |
| بهسازی با سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ | ۴           | ۱۲/۹۰              | ۴۱/۲۴                                  | ۸۵                         | ۲۰/۶۱                            |

تراورتن های حاجی آباد که بعد از بهسازی تخلخل و جذب آب آن ها کاهش پیدا کرد، دارای مقاومت فشاری تک محوری بیشتری هستند که درصد افزایش مقاومت فشاری تک محوری برای بهسازی با رزین و پودر سنگ ۲۶ درصد و برای بهسازی با سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ ۱۲/۹۰ درصد می باشد.

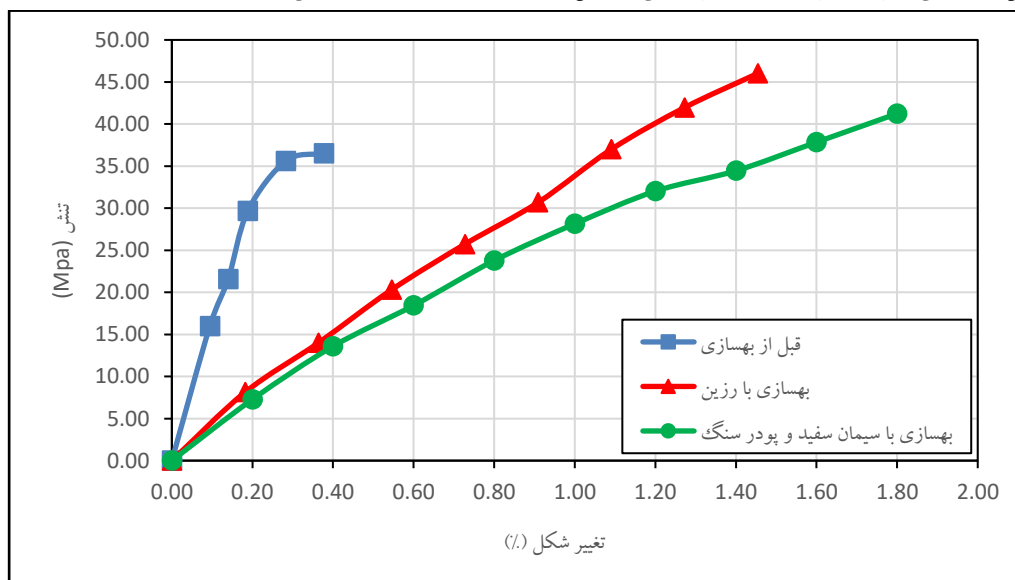


این آزمایش با پژوهش Garcia- del-Cura et al., (2012) که بیان کردند با کاهش تخلخل، مقدار مقاومت فشاری تک‌محوری افزایش می‌یابد و برعکس، تایید می‌شود. همچنین با پژوهش‌های Demirdag, (2009) و Urosevic, (2010) که به این نتیجه رسیدند که مقاومت فشاری تک‌محوری تراورتن پر شده و بهسازی شده بیش‌تر از تراورتن پرنشده است مطابقت دارد. شکل (۶) نمونه‌های بهسازی شده را بعد از آزمایش مقاومت فشاری تک‌محوری نشان می‌دهد.



شکل ۶- نمونه‌های بهسازی شده بعد از آزمایش مقاومت فشاری تک‌محوری الف) نمونه‌های بهسازی شده با رزین و پودر سنگ ب) نمونه‌های بهسازی شده با سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ

نمودار شکل (۷) منحنی تنش- کرنش سنگ تراورتن حاجی آباد قبل و بعد از بهسازی نمونه‌ها را نشان می‌دهد.



شکل ۷- منحنی تنش کرنش نمونه تراورتن حاجی آباد قبل و بعد از بهسازی



میزان تنش یک سنگ با درصد کرنش آن رابطه‌ی مستقیم دارد. همچنین مقاومت فشاری تک‌محوری سنگ با میزان تخلخل و چگالی سنگ رابطه تنگاتنگی دارد؛ به طوری که هرچه سنگ دانسیته بالاتری داشته باشد و میزان حفرات داخل بافتش کم‌تر باشد، مقاومت بیش‌تری خواهد داشت. همان‌طوری که در شکل (۶) ملاحظه می‌شود میزان مقاومت فشاری تک‌محوری نمونه‌ها بعد از بهسازی افزایش یافته است و در کرنش بیش‌تری به مقاومت حداکثر می‌رسد و دیرتر گسیخته می‌شود. میزان کرنش بعد از بهسازی با سیمان سفید پرتلند و پودر سنگ بیش‌تر از بهسازی با رزین است، که دلیل آن می‌تواند رفتار الاستیک کانی‌های کلسیت و آراگونیت تحت تنش فشاری با نوع ماده‌ی پرکننده منافذ باشد.

#### ۴- نتیجه‌گیری

کاهش تخلخل و جذب آب نمونه‌های بهسازی شده با رزین بسیار بیش‌تر از دو حالت دیگر است و این نشان می‌دهد که بهسازی با رزین می‌تواند روش مناسبی برای سنگ‌هایی که به‌عنوان سنگ ساختمانی و نما مورد استفاده قرار می‌گیرند، باشد. بیش‌ترین مقاومت حداکثر ( $46/03 \text{ MPa}$ ) و در حالت بهسازی با رزین و پودر سنگ می‌باشد که نشان دهنده‌ی بیش‌ترین مقاومت فشاری تک‌محوری با کاهش تخلخل و جذب آب بعد از بهسازی نمونه‌ها است و مناسب‌ترین سنگ در این پژوهش برای استفاده به‌عنوان سنگ ساختمانی است. با بهسازی سنگ تراورتن با رزین، درصد تخلخل از  $3/4$  به  $0/13$  کاهش یافت. از طرفی با کاهش تخلخل، مقاومت فشاری تک‌محوری  $26$  درصد افزایش یافت. در مقایسه با داده‌های تجربی دیگر افزودن رزین موثرتر از افزودن موادی مانند سیمان و پودر سنگ عمل می‌کند. بنابراین با بهسازی این نوع سنگ‌ها با رزین که استفاده زیادی در صنعت ساختمان سازی دارند می‌توان کمک بسزایی به این صنعت کرد.

#### ۵- مراجع

خلیلی ثابت، ن.، ارومیه‌ای، ع.، اسپهبد، م.، دانشور فضلی، د.، (۱۳۹۹)، "ارزایی و مقایسه خواص مهندسی سنگ تراورتن معادن آذرشهر و فیروزکوه به‌عنوان معادن سنگ ساختمانی"، سی و نهمین کنگره ملی و چهارمین کنگره بین‌المللی علوم زمین.  
سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۶)، "نقشه زمین‌شناسی محلات"، مقیاس  $1/100000$ .  
موسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران، (۱۳۸۴)، "سنگ‌های تزئینی و نما-واژه‌نامه"، چاپ اول، شماره استاندارد ۸۲۲۸.۱۰.

- ASTM D2938-95, (2017). Standard Test Method for Unconfined Compressive Strength of Intact Rock Core Specimens (Withdrawn 2005).
- ASTM, (2005). "Annual Book of ASTM Standards", Volume 04.08 and 04.09, Soil and Rock; Building Stones, Published by ASTM in 2005.
- Demirdag, S., (2009). "The effect of using different polymer and cement based materials in pore filling applications on technical parameters of travertine stone.", Construction and Building Materials, 23(1), 522-530.
- Garcia-del-Cura M.A., Benavente, D., Martinez-Martinez, J, Cueto, N., (2012). "Sedimentary structures and physical properties of travertine and carbonate tufa building stone", Construction and Building Materials 28, 456-467.
- ISRM, (1981): "Rock characterisation testing and monitoring". In: Brown, E. T. (ed.) Pergamon Press, Oxford.
- Jamshidi, A., Nikudel, M. R., Khamsehchiyan, M., and Zalooli, A., (2015). "Statistical models for predicting the mechanical properties of travertine building stones after freeze-thaw cycles". In Engineering Geology for Society and Territory-Volume 8: Preservation of Cultural Heritag., 477-481. Springer International Publishing.
- McMillan, A., Gillanders, R., and Fairhurst, J. A., (1999). "Building stones of Edinburgh. Edinburgh Geological Society".
- Siegesmund, S., and Dürrast, H., (2011). "Mechanical and physical properties of rocks. Stone in architecture", 97-225.
- Urosevic, M., Pardo, E., Cardell, C., (2010). "Rough and polished travertine building stone decay evaluated by a marine aerosol ageing test", Construction and Building Materials 24, pp 1438-1448.
- Zalooli, A., Khamsehchiyan, M., Nikudel, M. R., Freire-Lista, D. M., Fort, R., and Ghasemi, S., (2020). "Artificial microcracking of granites subjected to salt crystallization aging test.", Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 79(10), 5499-5515.

## پیش‌بینی میزان آلودگی سرب حاصل از فعالیت‌های معدنی با استفاده از روش جنگل

### تصادفی (Random Forest)

حسین مهدیانفر<sup>۱</sup>، میرمهدی سیدرحیمی نیارق<sup>۲\*</sup>، محمدحسین اولیائی<sup>۱</sup>

۱- عضو هیات علمی مجتمع آموزش عالی گناباد

Hssn.mahdianfar@gmail.com

۲- دانشیار گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه محقق اردبیلی

m.seyedrahimi@uma.ac.ir

#### چکیده

روش جنگل تصادفی یک روش ترکیبی و قدرتمند است که می‌تواند با داده‌های با بعد بالا مرتبط شود و برای برنامه‌های بلادرنگ به‌طور موثری کاربرد داشته باشد. با ترکیب پیش‌بینی‌های چندین درخت تصمیم‌گیری، نتایج دقیق و پایدار برای وظایف طبقه‌بندی و رگرسیون ارائه می‌دهد و در زمینه‌های مختلف از جمله سنجش از دور، بیوانفورماتیک، و پردازش زبان طبیعی کارایی بسیار مناسبی ارائه داده است. در این مطالعه به منظور پیش‌بینی مقدار آلودگی عنصر سرب در اطراف محدوده معدنی ایران کوه از روش جنگل تصادفی استفاده شده است. برای پیش‌بینی از ۹ عنصر آهن، آرسنیک، مس، روی، کادمیوم، نیکل، منیزیم، نقره و منگنز استفاده شده است. در ادامه نتایج مقادیر پیش‌بینی با مقادیر واقعی در میزان خطای حاصل مورد بحث قرار گرفته است. میانگین مربع خطاها برابر با ۰/۲۶ و اکثر نمونه‌ها با خطای قابل قبولی پیش‌بینی شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** آلودگی، عنصر سرب، الگوریتم یادگیری، جنگل تصادفی

#### Abstract

The random forest method is a hybrid and powerful method that can be associated with high-dimensional data and effectively applied to real-time applications. By combining the predictions of multiple decision trees, it provides accurate and stable results for classification and regression tasks, and it has performed very well in various fields, including remote sensing, bioinformatics, and natural language processing. In this study, the random forest method was used to predict the amount of lead element pollution around the mining area of Irankuh. 9 elements iron, arsenic, copper, zinc, cadmium, nickel, magnesium, silver and manganese have been used for prediction. In the following, the results of prediction values are discussed with actual values in the resulting error. The mean square of errors is equal to 0.26 and most of the samples are predicted with an acceptable error.

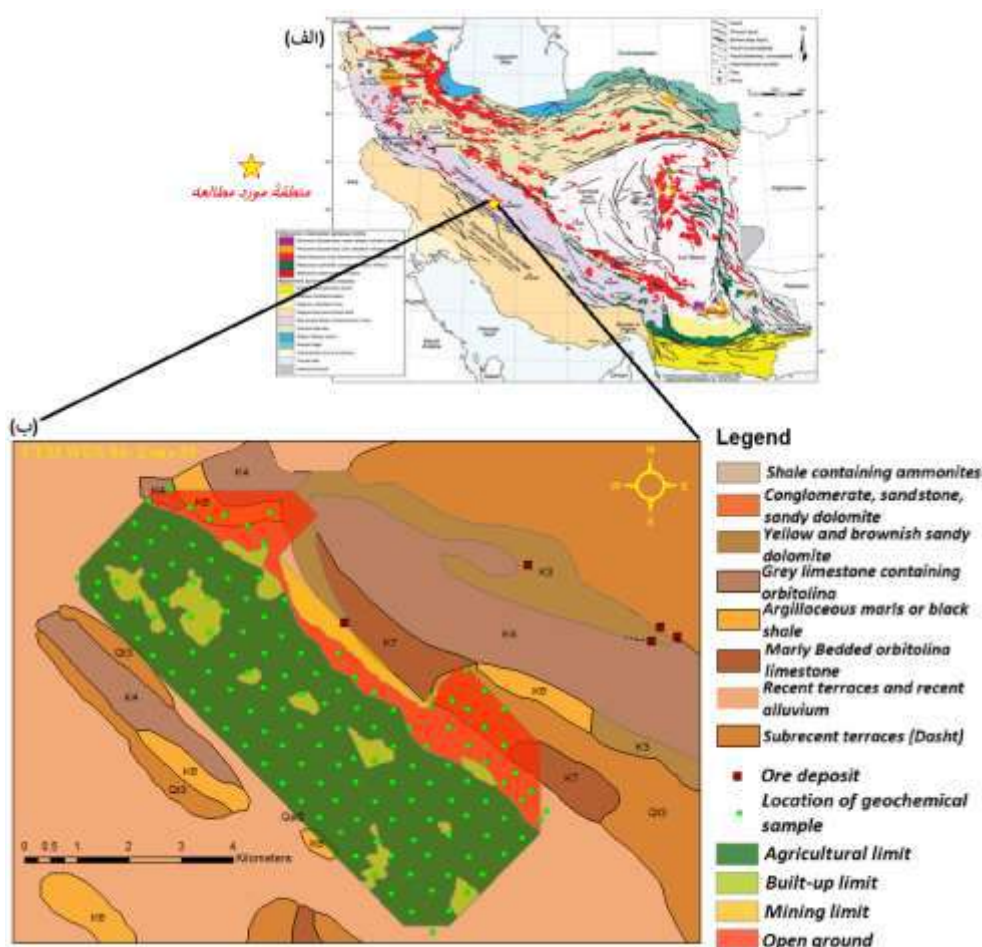
**Key words:** Pollution, lead element, learning algorithm, random forest

#### ۱- مقدمه

آلودگی خاک، هوا و آب مناطق اطراف معادن توسط عناصر سنگین و سمی می‌تواند حیات انسانی، حیوانات و گیاهان را به خطر بیندازد. آلاینده‌های فلزات سمی دارای منشأ طبیعی و انسانی هستند. فلزات سمی آلاینده خاک، آب و سایر محیط‌ها می‌توانند مربوط به کارخانه‌ها، زمین‌های کشاورزی، فعالیت‌های معدنی و انسانی باشند. عملیات استخراج و فرآوری مواد معدنی و کارخانه‌های متالورژی نقش اساسی در آلودگی‌های زیست‌محیطی دارند [۱]. تعیین میزان و شدت آلودگی، تشخیص ویژگی‌های آلاینده‌های فلزی و ترسیم نقشه آلودگی عناصر آلاینده از مباحث مهم در آلودگی زیست‌محیطی هستند [۲]. در این مطالعه به منظور پیش‌بینی مقدار آلودگی عنصر سرب در اطراف محدوده معدنی ایران کوه از روش جنگل تصادفی استفاده شده است. روش جنگل تصادفی یکی از الگوریتم‌هایی است که با دقت قابل قبولی می‌تواند بعد از آموزش، مقادیر هدف را پیش‌بینی کند [۳]. این روش که توسط لئو بریمن [۴] در سال ۲۰۰۱ معرفی شد، برای وظایف طبقه‌بندی و رگرسیون مورد استفاده قرار می‌گیرد و محدودیت‌های درخت‌های تصمیم‌گیری را از بین می‌برد و پیش‌بینی‌های دقیق‌تر و پایدارتری ارائه می‌دهد.

## ۲- منطقه مورد مطالعه

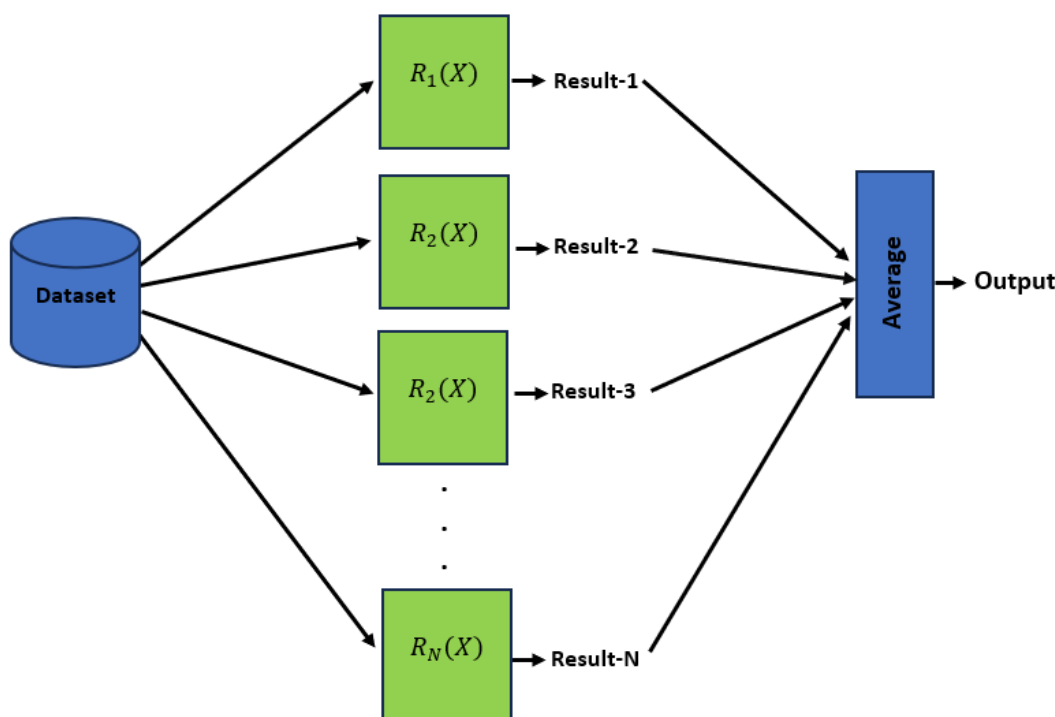
منطقه مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب اصفهان و در دامنه جنوبی رشته کوه ایرانکوه قرار گرفته است (شکل ۱- الف). این منطقه بخشی از زون زمین‌ساختی سندج - سیرجان است که به موازات گسل اصلی زاگرس قرار دارد. شیل‌های سازند شمشک ژوراسیک پایین‌ترین واحد چینه‌شناسی را تشکیل می‌دهند و توسط توالی کرتاسه از دولستون و سنگ‌های آهکی فسیلی پوشانده شده‌اند [۵]. شکل (۱- ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه محل نمونه‌های ژئوشیمیایی خاک را نشان می‌دهد. از نظر زمین‌شناسی، منطقه معدنی بخشی از کمربند فلززایی ملایر-اصفهان است که میزبان ذخایر سرب و روی کربناته است. [۶]. کانی‌سازی سرب-روی MVT در دولستون‌ها به صورت سولفید و کربنات رخ داده است. کانی‌های اصلی سرب و روی به صورت رگه‌هایی در دیواره‌ی گسل‌های معکوس، سنگ‌های شکسته شده و فضاهای اتساع یافته رخ داده است، بنابراین کانی‌سازی ممکن است در حین یا بعد از گسل خوردگی و شکستگی رخ داده باشد [۷]. کانی‌های غالب شامل اسفالریت غنی از آهن، دولومیت غنی از آهن و منگنز، آنکرایت، گالن، پیریت کم، قیر و کلسیت  $\pm$  کوآرتز  $\pm$  باریت می‌شوند [۸].



شکل ۱- الف) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه به همراه محدوده عملیات معدنی، محل نمونه‌برداری و مشخصات زمین‌های اطراف [۹]

### ۳- روش جنگل تصادفی (Random Forest)

روش جنگل تصادفی (Random Forest) از جمله روش های کارآمد در یادگیری گروهی است که ترکیب چندین درخت تصمیم گیری (Decision Tree) را برای مدیریت داده های با بعد بالا و افزایش دقت پیش بینی فراهم می کند [۳]. مطابق با شکل (۲) در این روش، مجموعه ای از  $N$  درخت  $\{R_1(X), R_2(X), \dots, R_N(X)\}$  برای ایجاد یک جنگل تشکیل می شود که  $X = \{x_1, x_2, \dots, x_p\}$  بردار ویژگی ها می باشد [۳]. هر درخت با استفاده از یک زیرمجموعه تصادفی از نمونه های آموزش با جایگذاری ساخته می شود.



شکل ۲- شمای کلی روش جنگل تصادفی

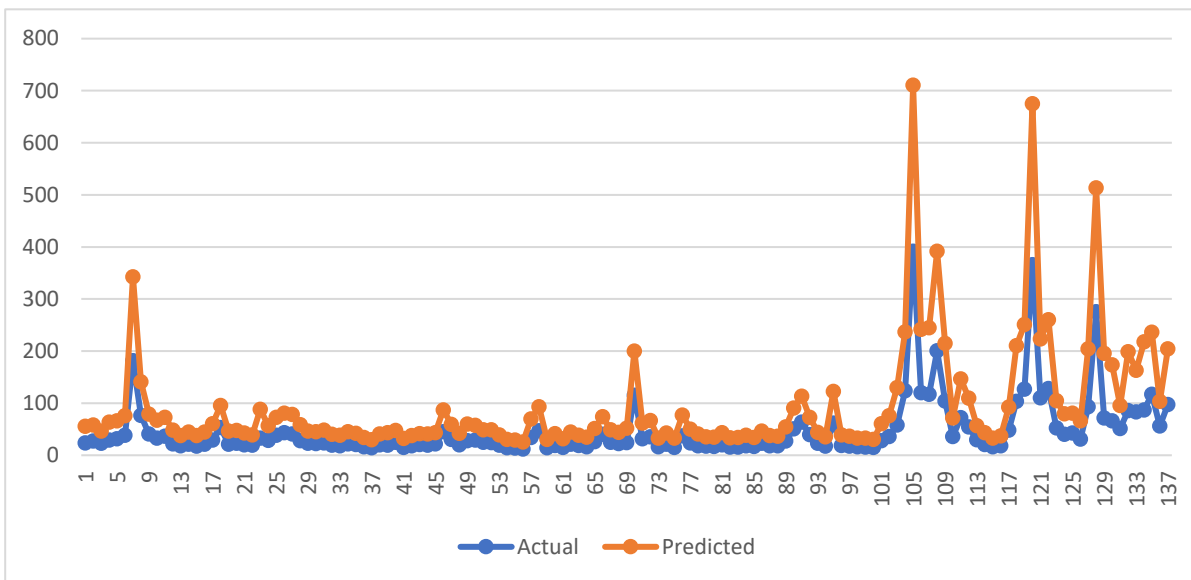
در مرحله آموزش، هر درخت تصمیم گیری به صورت مستقل و بدون هرس ایجاد می شود و گره ها با استفاده از یک زیرمجموعه تصادفی از ویژگی ها جدا می شوند. با ایجاد جنگل با تعداد مشخصی از درخت ها، الگوریتم درخت های با ساختار متنوع و خطای پایین ایجاد می کند [۳]. پیش بینی نهایی رگرسیون به وسیله میانگین گیری از پیش بینی های هر درخت به دست می آید. برای ایجاد درخت های جنگل، دو پارامتر بایستی تنظیم شوند که عبارتند از تعداد درخت های تصمیم گیری (Ntree) و ویژگی های انتخاب شده بمنظور ساخت هر درخت [۳] مقدار پیش فرض 100 برای Ntree به طور گسترده ای استفاده می شود، زیرا غالباً خطاها قبل از رسیدن به این تعداد درخت ها ثابت می شوند [۱۰]. در این مطالعه، تعداد درختان برابر با ۱۰۰ و جهت ایجاد هر درخت از تمام ویژگی ها استفاده شده است.

### ۴- بحث و نتایج

فاکتورهای مورد استفاده برای آموزش الگوریتم، ۹ عنصر آهن، آرسنیک، مس، روی، کادمیوم، نیکل، منیزیم، نقره و منگنز می باشند. این عناصر دارای ارتباط معنادار و همبستگی مناسب با عنصر سرب در این منطقه هستند. عنصر سرب یکی از مهمترین عناصر آلاینده در این منطقه می باشد. با توجه به همبستگی مناسب فاکتورهای پیش بینی کننده با متغیر هدف، روند یادگیری و پیش بینی الگوریتم به خوبی انجام می شود. بدین منظور ابتدا داده های مختلف نرمالایز شدند. تعداد ۱۳۷ نمونه ژئوشیمیایی در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است. این نمونه ها از خاک های برجا در اطراف محدوده معدنی در قالب یک شبکه سیستماتیک

برداشت شده است. در این تحقیق به منظور ارزیابی دقیق تر نتایج، از روش 10-fold استفاده می شود. در این روش، داده ها به ده بخش مساوی تقسیم شده و هربار یکی از دسته ها جهت ارزیابی و سایر مقادیر به منظور آموزش مدل استفاده می شوند. بر این اساس الگوریتم جنگل تصادفی ده بار آموزش داده شده است و در هر مرحله یک دسته پیش بینی گردیده است که در انتها میانگین مقادیر ارزیابی به عنوان نتیجه در نظر گرفته شد.

شکل ۳ مقادیر واقعی و مقادیر پیش بینی شده را نشان می دهد. در این نمودار مقادیر آنالیز شده با مقادیر پیش بینی شده مقایسه شده است. به طور کلی روند تغییرات عیاری در هر دو نمودار مشابه یکدیگر است و در نمونه هایی که مقدار واقعی سرب افزایش می یابد مقدار سرب پیش بینی شده نیز افزایش نشان می دهد. بنابراین انتخاب نوع عناصر برای آموزش و از طرفی فرایند یادگیری با یک منطق قابل توجهی مواجهه بوده است. الگوریتم بر اساس این نمودار فاصله دو نمودار در نمونه هایی که عیار بالاتری دارند افزایش می یابد و نمونه هایی که عیار پایین تر دارند مقادیر واقعی و مقادیر حاصل از الگوریتم به یکدیگر نزدیکتر هستند.



شکل ۳- مقایسه مقادیر عیار سرب حاصل از آنالیز نمونه ها و مقادیر پیش بینی شده در روش جنگل تصادفی (محور افقی شماره نمونه و محور قائم مقدار سرب)

در ادامه نتایج مقادیر پیش بینی با مقادیر واقعی در میزان خطای حاصل مورد بحث قرار گرفته است. به منظور ارزیابی نتایج از رابطه میانگین قدرمطلق خطا (MAE)، مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) و ضریب تعیین ( $R^2$ ) استفاده شده است. روابط زیر نحوه محاسبه هریک از این پارامترها را نمایش می دهد:

$$\frac{\sum_{i=1}^K |\hat{Y}_i - Y_i|}{K} \quad (1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^K (\hat{Y}_i - Y_i)^2}{K}} \quad (2)$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^K (\hat{Y}_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^K (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2} \quad (3)$$

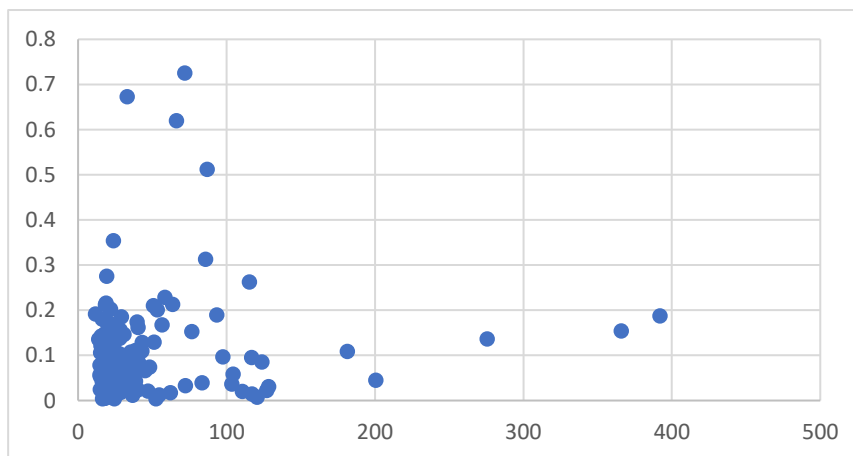
در روابط فوق،  $K$  تعداد نمونه های آزمایش،  $\hat{Y}_i$  مقدار پیش بینی مدل برای نمونه ام،  $Y_i$  مقدار هدف و  $\bar{Y}$  مقدار میانگین می باشند. بر این اساس مقدار میانگین قدرمطلق خطا برابر با ۱۹ درصد بدست آمده است که نمونه های عیار بالای سرب بر روی این مقدار نقش بیشتری دارند. مقدار مجذور میانگین مربعات خطای

پیش بینی برابر ۲۶ درصد است که این نوع خطا بر اساس موارد ذکر شده در نمودار شکل ۳ بیشتر متأثر از مقادیر عیار بالای سرب می باشد. مقدار ضریب تعیین پیش بینی نیز برابر ۰/۷۹ می باشد. بر اساس نتایج بدست آمده و نمودارهای حاصل بویژه نمودار شکل ۴ اکثر نمونه ها با خطای قابل قبولی پیش بینی شده اند. در شکل ۴ مقدار

درصد نسبی خطا حاصل از پیش بینی مقدار عنصر سرب در نمونه های منطقه نشان داده شده است. به منظور ارزیابی مقداری نسبی خطا در هر نمونه و تعیین نمونه هایی که میزان خطای پیش بینی در آنها زیاد است این نمودار ترسیم شده است. در این نمودار محور افقی مقدار عیار سرب نمونه ها و محور قائم درصد نسبی خطا در هر نمونه را نشان می دهد. درصد نسبی خطا از قدر مطلق تفاضل بین عیار واقعی و عیار پیش بینی شده تقسیم بر مقدار واقعی بدست آمده است. همان طور که مشاهده می شود در اکثر نمونه ها مقدار درصد نسبی خطا کمتر از ۲۰ درصد است و تنها در چند نمونه محدود میزان خطای پیش بینی افزایش نشان می دهد. با توجه به اینکه الگوریتم جنگل تصادفی به خوبی توانسته است روند افزایش و کاهش عیارها را مدل کند و برای مقادیر واقعی بالای سرب، مقادیر بالایی پیش بینی کند و همچنین مقادیر عیار پایینی برای مقادیر واقعی ( دارای عیار پایین) پیش بینی نماید بنابراین در نهایت با خطای بسیار پایینی می توان محل آلودگی های سرب را با استفاده از روش جنگل تصادفی شناسایی کرد.

## ۵- نتیجه گیری

در این مطالعه به منظور پیش بینی مقدار آلودگی عنصر سرب در اطراف محدوده معدنی ایران کوه از روش الگوریتم یادگیری جنگل تصادفی استفاده شد. برای آموزش این الگوریتم از عناصر آهن، آرسنیک، مس، روی، کادمیوم، نیکل، منیزیم، نقره و منگنز استفاده گردید. این روش توانست به دقت قابل قبولی مقدار عنصر سرب را در نمونه های مختلف منطقه پیش بینی کند. با استفاده از روش 10-fold برای تمام نمونه های منطقه مقدار سرب پیش بینی شد. شاخص های مختلفی جهت ارزیابی میزان دقت الگوریتم بر روی این داده ها بکار گرفته شد. مقدار میانگین قدرمطلق خطا برابر با ۱۹ درصد و مقدار مجذور میانگین مربعات خطای پیش بینی برابر ۲۶ درصد است که نمونه های عیار بالای سرب بر روی این شاخص ها نقش بیشتری دارند. همچنین مقدار ضریب تعیین پیش بینی نیز برابر ۰/۷۹ می باشد. بر اساس نمودارهای مختلف ترسیمی، اکثر نمونه ها با خطای قابل قبولی پیش بینی شده اند. در اکثر نمونه ها مقدار درصد نسبی خطا کمتر از ۲۰ درصد است و تنها در چند نمونه محدود میزان خطای پیش بینی افزایش نشان می دهد. الگوریتم جنگل تصادفی به خوبی توانست روند افزایش و کاهش عیارها را پیش بینی کند و برای مقادیر واقعی بالای سرب، مقادیر بالا و برای مقادیر عیار پایینی سرب مقادیر پایینی پیش بینی کرد. بنابراین بر این اساس در نهایت با خطای بسیار پایینی می توان محل آلودگی های سرب را با استفاده از روش جنگل تصادفی شناسایی کرد.



شکل ۴- مقدار درصد نسبی خطای حاصل از پیش بینی مقدار عنصر سرب در نمونه های منطقه (محور افقی مقدار عیار سرب نمونه ها و محور قائم درصد نسبی خطا در هر نمونه)

## ۷- مراجع

- [1] Vareda, João P., Artur JM Valente, and Luisa Durães. "Assessment of heavy metal pollution from anthropogenic activities and remediation strategies: A review." *Journal of environmental management* 246 (2019): 101-118.
- [2] Morton-Bermea, O., E. Hernández-Álvarez, G. González-Hernández, F. Romero, R. Lozano, and L. E. Beramendi-Orosco. "Assessment of heavy metal pollution in urban topsoils from the metropolitan area of Mexico City." *Journal of Geochemical Exploration* 101, no. 3 (2009): 218-224.
- [3] Quinlan, J. Ross. "Induction of decision trees." *Machine learning* 1 (1986): 81-106.
- [4] Breiman, Leo. "Random forests." *Machine learning* 45 (2001): 5-32.
- [5] Rastad E. "Geological, mineralogical and ore facies investigation of the Lower Cretaceous stratabound Zn-Pb-Ba-Cu deposits of the Irankuh Mountain Range, Isfahan, west-central Iran." [PhD thesis] Heidelberg University; (1981).
- [6] Ghazban, Fereydoun, Robert H. McNutt, and Henry P. Schwarcz. "Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran." *Economic Geology* 89, no. 6 (1994): 1262-1278.
- [7] Hosseini-Dinani, Hengameh, AlijanAftabi, Abbas Esmaeili, and Mahdi Rabbani. "Composite soil-geochemical halos delineating carbonate-hosted zinc-lead-barium mineralization in the Irankuh district, Isfahan, west-central Iran." *Journal of Geochemical Exploration* 156 (2015): 114-130.
- [8] Karimpour, Mohammad Hassan, and MartiyaSadeghi. "Dehydration of hot oceanic slab at depth 30-50 km: KEY to formation of Irankuh-EmaratPbZn MVT belt, Central Iran." *Journal of Geochemical Exploration* 194 (2018): 88-103.
- [۹] سیدرحیمی، م.م.، مهدیانفر، ح.، مختاری، ا.ر.، به کارگیری روش‌های ساختاری ژئوشیمیایی فرکتال و آماره U جهت تعیین مناطق آلوده به عنصر سرب مرتبط با فعالیت‌های معدنی در منطقه ایرانکوه، روش‌های تحلیلی و عددی در مهندسی معدن، ۱۴۰۲، دوره ۱۳، شماره ۳۴، ص ۴۱-۵۵.
- [10] Lawrence, Rick L., Shana D. Wood, and Roger L. Sheley. "Mapping invasive plants using hyperspectral imagery and Breiman Cutler classifications (RandomForest)." *Remote Sensing of Environment* 100.3 (2006): 356-362.

## مرور آماری تغییر اقلیم و پایش خشکسالی استان خراسان جنوبی

محمد اکبری<sup>۱</sup>، میناگرگانی<sup>۲</sup>، عطیه حسینی مقدم<sup>۳</sup>

۱- دانشیار گروه مهندسی عمران، دانشکده مهندسی، دانشگاه بیرجند

[Akbari.m86@gmail.com](mailto:Akbari.m86@gmail.com)

۲- دانشجوی کارشناسی جغرافیا و برنامه ریزی شهری، دانشگاه بیرجند

[Mobinagorgani39@gmail.com](mailto:Mobinagorgani39@gmail.com)

۳- دانشجوی کارشناسی جغرافیا و برنامه ریزی شهری، دانشگاه بیرجند

[Ahoseni681@gmail.com](mailto:Ahoseni681@gmail.com)

### چکیده

در این مقاله، تأثیر تغییر اقلیم بر استان خراسان جنوبی و پایش خشکسالی در این منطقه مورد بررسی قرار می‌گیرد. استان خراسان جنوبی یکی از مناطقی است که به شدت تحت تأثیر تغییرات اقلیمی قرار دارد. این منطقه در سال‌های اخیر با کمبود آب روبرو بوده و مشکلاتی نظیر کاهش سطح آب زیرزمینی، کاهش بارندگی و تشدید خشکسالی را تجربه کرده است. در این پژوهش، تاریخچه بارش‌ها و دماها در استان خراسان جنوبی مورد بررسی قرار گرفته و سپس الگوهای تغییر اقلیم بر مبنای داده‌های آماری مورد ارزیابی قرار گرفته است. از طرفی، تأثیرات تغییر اقلیم بر روی منابع آبی و مشکلات خشکسالی در استان نیز مورد بررسی قرار گرفته است. در دهه‌های اخیر، بارش‌ها در استان به طور کلی کاهش یافته و دما نیز افزایش یافته است. این تغییرات در بارش و دما تأثیر زیادی بر منابع آبی و رودخانه‌ها در استان داشته و کمبود آب و خشکسالی را تشدید کرده است. تغییرات آب و هوایی و خشکسالی‌ها، اثرات مخربی بر روی محیط زیست، اقتصاد و جوامع انسانی دارند. با استفاده از روش‌های استاندارد و داده‌های مربوطه، این مقاله تلاش می‌کند تا تأثیر تغییر اقلیم را بر استان خراسان جنوبی به صورت دقیق و علمی توصیف کند.

**واژه‌های کلیدی:** تغییر اقلیم، خشکسالی، پایش، استان خراسان جنوبی، داده‌های استاندارد

### Abstract

In this article, the impact of climate change on South Khorasan province and the monitoring of drought in this region are examined. South Khorasan province is one of the areas heavily affected by climate change. In recent years, this region has faced water scarcity and experienced issues such as declining groundwater levels, reduced rainfall, and intensified drought. The study investigates the historical patterns of precipitation and temperature in South Khorasan province, followed by an assessment of climate change patterns based on statistical data. Additionally, the effects of climate change on water resources and drought issues in the province are also examined. In recent decades, precipitation in the province has generally decreased, while temperatures have increased. These changes have had a significant impact on water resources and rivers in the province, exacerbating water scarcity and drought. Climate variations and droughts have detrimental effects on the environment, economy, and human communities. Using standardized methods and relevant data, this article aims to provide a precise and scientific description of the impact of climate change on South Khorasan province.

**Key words:** climate change, drought, monitoring, South Khorasan province, standardized data.

### ۱- مقدمه

تغییر اقلیم به معنای تغییر طولانی مدت در الگوهای آب و هوایی جهان است. این تغییرات می‌توانند شامل افزایش دما، تغییر الگوی بارش، افزایش سطح دریا و تغییرات دیگر باشند. تغییر اقلیم به دلیل فعالیت‌های انسانی مانند انتشار گازهای گلخانه‌ای، تخریب جنگل‌ها و تغییر کاربری اراضی رخ می‌دهد و نیز خشکسالی به معنای کمبود طولانی مدت بارش و کاهش منابع آبی است. این پدیده می‌تواند تأثیرات جدی بر روی منابع آب، کشاورزی، بیابان‌زایی و سایر بخش‌های اقتصادی و اجتماعی داشته باشد. خشکسالی‌ها معمولاً به دلیل کاهش بارش‌ها، تغییر الگوی بارش و افزایش تبخیر رخ می‌دهند.

در میان بلایای طبیعی مرتبط با آب و هوا، خشکسالی به دلیل ماهیت ذاتی و تأثیرات گسترده بر تولیدات کشاورزی، تأمین آب عمومی، تولید انرژی، حمل و نقل، گردشگری، سلامت انسان و اکوسیستم‌های طبیعی، پیچیده ترین و شدیدترین بلای طبیعی است. این پدیده پر تکرار می‌تواند از چند هفته تا چند سال طول بکشد و هر ساله مناطقی و جمعیت زیادی را در سراسر جهان تحت تأثیر قرار دهد.



تأثیرات مرتبط با خشکسالی اغلب آرام و غیر ساختاری بوده و ممکن است مدت طولانی پس از خشکسالی نیز ادامه یابند. در حالیکه تأثیرات این پدیده منجر به زیانهای اقتصادی، محیطی و رنج های انسانی فراوان میشود، اما در مقایسه با خسارت های ناشی از سایر بلایای طبیعی (مانند سیل و طوفان)، که ناگهانی و ساختاری هستند، کمتر به چشم می آید. بنابراین، خطر خشکسالی اغلب دست کم گرفته می شود، مرگ و میر ناشی از خشکسالی، عمدتاً در کشورهای فقیر و به ویژه هنگامی که این مناطق درگیر ناآرامی های اجتماعی یا درگیریهای نظامی هستند رخ میدهد. (لیلاملکی\_۱۳۹۵:۲)

ایران به دلیل قرارگیری در کمربند خشکسالی و مجاورت با پرفشار جنب حاره ای دارای اقلیم خشک و نیمه خشک می باشد و در نتیجه در اکثر این سالها دچار خشکسالی شده است. این روند خشکسالی به دلیل کمبود بارش شدید در بیشتر نقاط ایران در دهه های اخیر اتفاق افتاده است، پدیده تغییر اقلیم میتواند بر سیستم های مختلف تأثیر متفاوت داشته باشد که به دلیل نقش حیاتی آب در زندگی انسان، بررسی تأثیرات منفی آن بر شدت و فراوانی، وقوع خشکسالی در یک منطقه از اهمیت ویژه ای برخوردار است. (یعقوب زاده و همکاران\_۱۳۹۶:۴۸۳)

یکی از چالش های مهم در جهان کنونی رقابت برای دسترسی به منابع آب می باشد تغییر اقلیم از پدیده هایی است که آینده جهان را با تهدید مواجه نموده است. (صدیقه معصومی، هانیه نوذری، ۱۳۹۳:۲)

تب تند خشکسالی سالهاست که در استان خراسان جنوبی فروکش نکرده و هر سال داغ تر بر عطش چشمه ها و قنات ها و چاه ها افزوده است. آثار و پیامدهای خشکسالی در استان خراسان جنوبی تا آنجا پیش رفته است که ۵۰ درصد روستاهای خراسان جنوبی خالی از سکنه شده است. خشکسالی های چندین ساله در استان خراسان جنوبی در بخش زراعی و باغی سبب خشک شدن درختان، کاهش محصول و بد کیفیت شدن محصولات شده است و در بخش دام و طیور نیز خشکسالی ها سبب کاهش جمعیت دام، کاهش میزان شیردهی، افزایش عدم باروری و سقط جنین دام شده است. (ژیلا سجادی\_۱۳۹۵:۱۲)

خراسان جنوبی دچار ناهنجاری های اقلیمی است، طبیعت و ذات استان دارای آب و هوای گرم و خشک با دوره های خشکسالی و ترسالی شدید و در مجموع دارای اقلیم نامنظم است که این موضوع از گذشته وجود داشته است. تغییرات اقلیم باعث شده در سال های اخیر اثرات خشکسالی شدت یابد و تغییرات اقلیم یک پدیده جهانی است که اثرات محلی هم دارد؛ اثر آن بر کشاورزی روستاها و زندگی و معیشت مردم است.

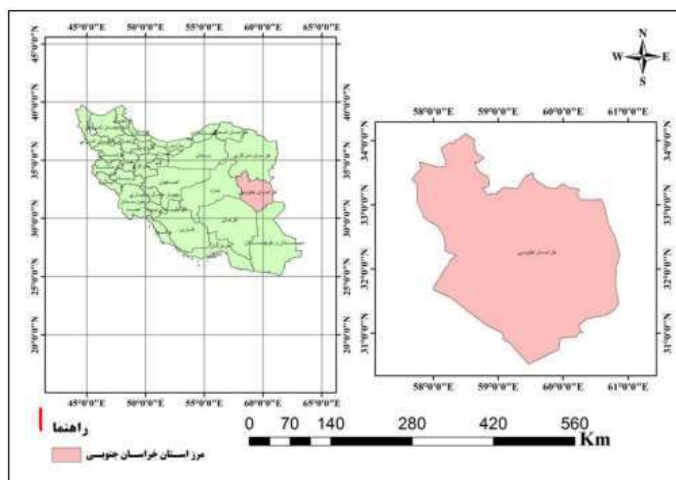
تغییرات اقلیمی در مناطق جنوبی استان از جمله شهرستان نهبندان بیشتر مشهود است و در چند سال اخیر شاهد پدیده پناهندگان اقلیمی در این منطقه بوده ایم به گونه ای که براساس بررسی و پژوهش های انجام شده از سال ۱۳۷۵ تا ۱۳۹۵ بیش از ۳۰ درصد جمعیت شهرستان نهبندان مهاجرت کرده اند. (پیمان محمودی\_۱۴۰۰:۷۴)

در سالهای اخیر به دلیل فراهم نبودن شرایط ریزش های جوی، از مقدار بارندگی ها کاسته شده است. به طوریکه میانگین بارندگی در ایستگاه بیرجند به عنوان مهمترین ایستگاه منطقه خراسان جنوبی ۱۷۷ میلی متر بوده که ضریب تغییرات آن ۳۰ درصد است. میانگین بارش منطقه ۱۸۰ میلی متر است که ۱۰۴ کمتر از بارش جهانی بوده و از طرفی میزان تبخیر در این مناطق بسیار بالاست.

به منظور پاسخگویی به این چالش و طرح ریزی سیاست های سازگار با تغییر اقلیم، می بایست دانش و آگاهی ذینفعان در خصوص تغییر اقلیم و خشکسالی به گونه ای مستمر افزایش یابد. ایجاد شناختی جامع از الگوی تغییر اقلیم و تأثیر آن بر فعالیت های کشاورزی و معیشت خانوارهای روستایی ساکن در مناطق مستعد خشکسالی موجب میشود که با بهبود مدیریت این پدیده در سطوح مختلف نهادی و خُرد، توان بازگشت پذیری جامعه روستایی در شرایط بحرانی خشکسالی افزایش یابد.

## ۲- معرفی منطقه مورد مطالعه

در این تحقیق تغییر اقلیم و پایش خشکسالی استان خراسان جنوبی واقع در کشور ایران مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت. (شکل ۱) استان خراسان جنوبی بین ۵۷ درجه و ۱ دقیقه، تا ۶۰ درجه و ۵۷ دقیقه طول شرقی و ۳۰ درجه و ۳۲ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۳۶ دقیقه عرض شمالی قرار گرفته با ارتفاع ۱۴۵۰ متر از سطح دریاهای آزاد واقع است. آب و هوای آن بیابانی و گرم و خشک و متوسط دمای سالیانه ۱۷.۵ درجه سانتی گراد با متوسط بارش سالیانه ۱۳۴ میلی متر است. (یعقوب زاده و همکاران\_۱۳۹۶:۳۹۸)



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

### ۳- مواد و روش ها

این پژوهش قصد دارد تا اطلاعات معتبر از وضعیت موجود را ارائه و سپس با تکیه بر آن و بررسی دیگر اطلاعات کتابخانه ای، راهکاری را برای برون رفت از این وضعیت و یا سازگاری با این شرایط پیشنهاد دهد. این مقاله از نوع تحقیقات کاربردی و از نظر روش با توجه به ماهیت موضوع و هدف تحقیق، روش توصیفی تحلیلی با تأکید بر موردکاوی است و برای جمع آوری داده ها، از منابع کتابخانه ای، گزارش های سازمان اداره کل هواشناسی استان خراسان جنوبی و داده های هواشناسی ایستگاه های ایران، اینترنت وبسایت های معتبر نظرسنجی بهره گرفته است. با تکیه بر همین اطلاعات و تبیین بیشتر موضوع، به اولویت بندی موانع پرداخته و راهکارهایی بر طبق آن پیشنهاد شده است.

#### الف) علل تغییر آب و هوای کره زمین و خشکسالی

اصلی ترین دلایل تغییر آب و هوا و خشکسالی به نظر چارلی و باری (۱۹۹۲) عبارتند از:

- ۱- گسترش و حضور پرفشار جنب حاره ۲- تغییرات چرخه موسمی های تابستانی ۳- کاهش دمای آبهای سطحی اقیانوس ها بر اثر تغییر مسیر جریانهای اقیانوسی با تشدید فرارانش ۴- جابه جایی مسیر سیستم های باران زایی عرض های میانه. روابط متقابل جو و اقیانوس ها نقش بسیار مهمی در اینگونه همبستگی دارد، زمانی که دمای آبهای سطحی اقیانوسها کاهش مییابد، جو پایدارتر شده و شرایط و اچرخندگی حاکم میشود.
- علل وعوامل مؤثر در خشکسالی ها هنوز به طور کامل شناخته نشده است. از این رو انسان هم قادر نیست از وقوع آنها جلوگیری کند، اما اغلب عواملی چون وضعیت لکه های خورشیدی، جریانهای آبی La Nina , L Nino و همچنین افزایش مقدار  $CO_2$  در جو کره زمین را در پیدایش خشکسالی مؤثر میدانند. (فنی و همکاران، ۱۳۹۵: ۱۷۸)

#### ب) اثر تغییرات آب و هوایی

برخلاف تصور بیشتر افراد خشکسالی رخدادی نادر و تصادفی نیست، بلکه حالتی به هنجار و مستر از آب و هواست. از آنجا که به صورت تدریجی ظاهر میشود روندی آهسته تر و نامحسوس تر را نسبت به سایر بلایای طبیعی دارد (درکاپ و پاولسن، ۱۹۸۰: ۳۰۲)

تغییر آب و هوا اثرات مخربی بر بخش های مختلف از جمله منابع آب کشاورزی، مقوله انرژی و صنعت توریسم خواهد داشت. بیشتر کشورهای جهان در زمینه های تولید انرژی، کشاورزی و آب آشامیدنی تکیه بر منابع آبی خود دارند که بر توسعه اقتصادی آنها مؤثر است، اتخاذ تصمیمات در رابطه با تخصیص آب در بخش های مختلف و مدیریت منابع آبی آینده نیازمند در دست داشتن اطلاعات تغییر آب و هوا (اغلب دما و بارش) است. «آثار و پیامدهای خشکسالی تنها به مناطق روستایی خلاصه نشده و این پیامدها به شکل افزایش قیمت محصولات کشاورزی، حضور مهاجرین تازه وارد، افزایش پدیده گرد و غبار و حرکت شنهای روان، کمبود آب و ... زندگی ساکنان مناطق شهری را نیز تحت تأثیر قرار می دهد.» (موسسه بین المللی مدیریت مهاجرت-۱۹۹۳:۱)

موضوع تغییر اقلیم در دهه های اخیر به شدت از سوی جامعه جهانی مورد توجه قرار گرفته است به نحوی که اندیشمندان حوزه های مختلف تلاش کرده اند زوایای مختلف تغییر اقلیم را مورد بحث و بررسی قرار دهند. با وجود پاره ای اختلاف نظرها، تعداد قابل توجهی از اندیشمندان بر این باورند که تغییر اقلیم واقعیتهای جهانی است به نحوی که صاحب نظرانی دو دسته شواهد مستقل مبنی بر گرمایش غیرطبیعی کره زمین در قرن حاضر را ارائه نموده اند.

زمین نشانگر آن است که افزایش دمای رخ داده نخست؛ بررسی مقایسه ای میزان دما

در قرن اخیر در مقایسه با دوره هزار ساله مورد بررسی به گونه ای بی سابقه افزایش یافته است.

دوم؛ مدلهایی که قادرند تغییر های دمایی ایجاد شده در فاصله سالهای ۱۰۰۰ تا ۱۸۵۰ میلادی در نیمکره شمالی را با موفقیت پیش بینی کنند، تنها ۲۵٪ از افزایش دما در قرن بیستم را به سازه های طبیعی نسبت داده اند بنابراین بخش عمده گرمایش کره زمین در قرن بیستم با افزایش گازهای گلخانه ای مرتبط است. (عزت الله کرمی، ۱۳۹۴: ۶۲)

جدول ۱: وضعیت بارندگی ماهانه در ایستگاه های مورد مطالعه برحسب میلی متر (رضاحمنی، ۱۳۹۹: ۲۴)

| پارامترها           | ایستگاهها |         |        |         |        |        |            |
|---------------------|-----------|---------|--------|---------|--------|--------|------------|
|                     | بیرجند    | نهبندان | طبرس   | بشروییه | قاین   | فردوس  | خور بیرجند |
| کمینه               | ۰/۰۶      | ۰/۰۴    | ۰/۰۰   | ۰/۰۳    | ۰/۰۲   | ۰/۰۰   | ۰/۰۰       |
| پیشینه              | ۳۶/۱۰     | ۳۴/۵۶   | ۱۷/۱۸  | ۱۹/۶۶   | ۳۷/۱۰  | ۲۷/۳۶  | ۱۸/۱۹      |
| میانگین             | ۱۲/۷۷     | ۱۰/۵۴   | ۶/۹۰   | ۷/۶۱    | ۱۳/۶۶  | ۱۱/۰۱  | ۷/۳۰       |
| دامنه تغییرات       | ۳۶/۰۴     | ۳۴/۵۲   | ۱۷/۱۸  | ۱۹/۶۶   | ۳۷/۰۶  | ۲۷/۳۶  | ۱۸/۹۹      |
| انحراف معیار        | ۱۳/۷۵     | ۱۳/۰۳   | ۷/۱۲   | ۷/۵۴    | ۱۴/۱۰  | ۱۱/۱۲  | ۷/۷۷       |
| ضریب تغییرات        | ۱۰۷/۶۷    | ۱۲۳/۶۱  | ۱۰۳/۱۴ | ۹۹/۰۱   | ۱۰۳/۲۸ | ۱۰۱/۰۳ | ۱۰۶/۴۶     |
| چولگی               | ۰/۷۰      | ۰/۹۶    | ۰/۳۹   | ۰/۳۶    | ۰/۵۶   | ۰/۴۱   | ۰/۴۷       |
| کشیدگی              | -۱/۱۶     | -۰/۷۵   | -۱/۸۵  | -۱/۶۰   | -۱/۳۹  | -۱/۷۵  | -۱/۷۳      |
| میانگین بارش سالانه | ۱۵۳       | ۱۶۳/۸۷  | ۱۲۶/۵۳ | ۹۱/۳۴   | ۸۷/۹۶  | ۱۳۲/۲۴ | ۸۲/۷۲      |

میانگین بارندگی در ۷ ایستگاه مورد مطالعه در استان خراسان جنوبی در طی دوره آماری (۱۹۹۰-۲۰۱۴) به شرح جدول (۱) است. لازم به توضیح است که اطلاعات سایر ایستگاه های استان برای دوره زمانی انتخابی، ناقص و غیرقابل استفاده بود. طبق مطالعه ای که برای وضعیت بارندگی و دمای ایستگاه بیرجند انجام گرفت، نتایج نشان داد که روند بارش در این ایستگاه همواره به صورت کاهشی بوده است در همین دوره روند تغییرات دما طبق نمودارهای بدست آمده به صورت افزایشی بوده است که میتوان نتیجه گرفت که در سال هایی که دما افزایش داشته است، در طرف مقابل بارندگی کم بوده است و خشکسالی در منطقه حاکم بوده است.

هر چه تفاوت بین دما و بارش بیشتر شده است به همان میزان خشکسالی شدیدتر را به همراه داشته است. این موضوع با توجه به مقدار بدست آمده برای ضریب تغییرات بارندگی سالانه ایستگاه بیرجند معادل ۲۹.۲۴ درصد قابل استنباط است. همچنین نقشه های پهنه بندی خشکسالی نیز این تغییرات را به خوبی نشان می‌دهد. (محمدحسین جهانگیر، محمدسارانی راد، ۱۳۹۶: ۵۱)

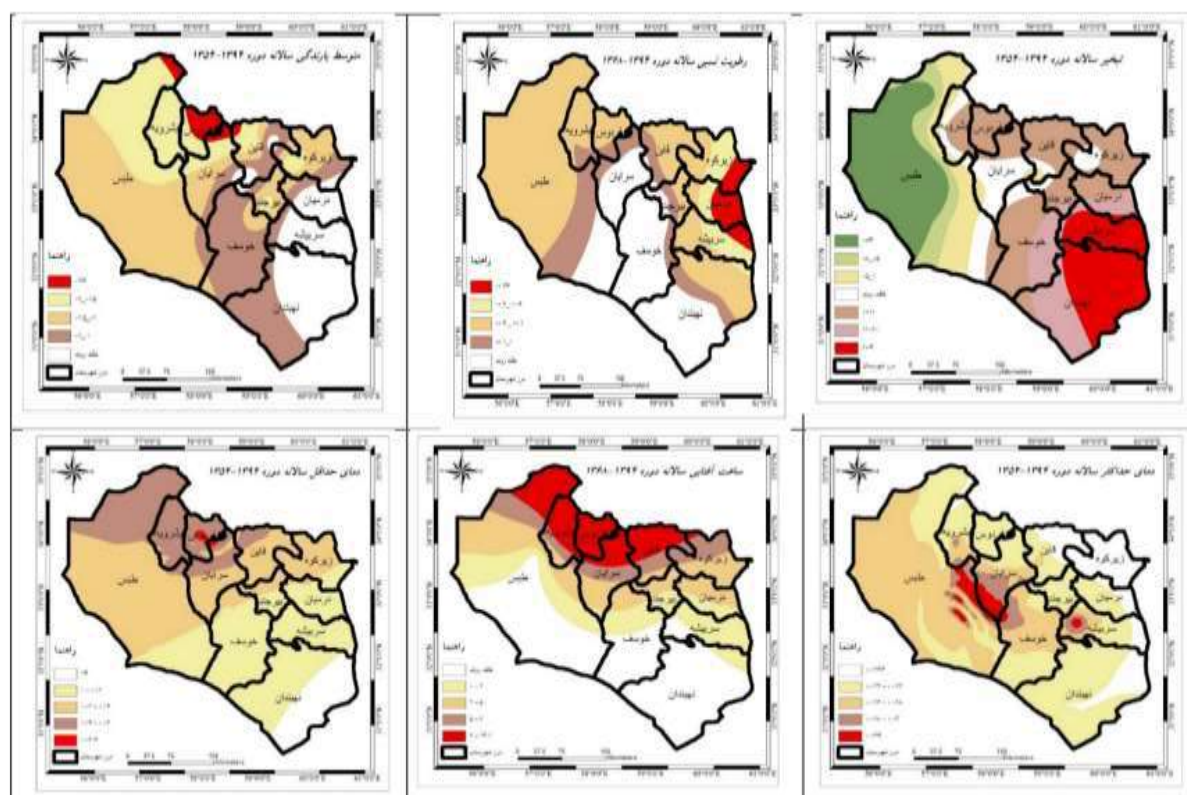
### ج) ارزیابی روند تغییرات زمانی - مکانی متغیرهای اقلیمی استان خراسان جنوبی با استفاده از GIS

در شکل ۲ به عنوان نمونه و با توجه به محدودیت فضا نقشه های پهنه بندی سالانه شیب، روند تغییرات مکانی پارامترهای بارندگی، دمای حداکثر و حداقل، ساعت آفتابی، تعداد روز یخبندان و تبخیر سالانه نشان داده شده است. در جدول ۲ تعداد و درصد سری زمانی-مکانی که حداقل در سطح ۱۰ درصد معنی دار بوده نشان داده شده است بر این اساس در پارامتر بارندگی ایستگاه های سینوپتیک بیرجند، اسدآباد، خور، خرو و آیز، دمای حداکثر ایستگاه های بشرویه، اسدیه و فتح آباد، دمای حداقل ایستگاه های قاین و بشرویه و در تعداد روز بارانی ایستگاه های بشرویه و طبس با وجود داشتن تغییرات از نظر آماری فاقد روند معنی دار بوده است. (کاویان و همکاران ۱۳۹۹: ۴۵)

بررسی ناهنجاری پارامترها در سری های زمانی ماهانه و فصلی نشان دهنده نوسانات شدیدتر این پارامترها می باشد همچنین مقایسه همزمان پارامترهای مورد بررسی در یک ایستگاه نیز روند تغییرات متفاوت و پیچیده ای را نشان می‌دهد. از مقایسه موقعیت جغرافیایی و ارتفاعی ایستگاه های همراه با روند و فاقد روند می توان نتیجه گرفت این عوامل تأثیر معنی داری بر تغییرات پارامترهای مورد بررسی نداشته است.

بررسی تفصیلی وقایع روزانه بارش ایستگاه سینوپتیک و باران سنجی بیرجند در فاصله ۷ کیلومتری و اختلاف ارتفاع حدود ۱۰۰ متر نشان داد که موارد بسیار متعددی از ثبت بارش روزانه در یک ایستگاه و عدد صفر در ایستگاه دیگر وجود دارد، که با توجه به دوره آماری طولانی این ایستگاه و همچنین موارد مشابه در چند ایستگاه دیگر میتوان گفت توسعه شهری و شهرسازی نمیتواند دلیل این موضوع باشد، لذا می توان فرض کرد نحوه نفوذ توده های آب و هوایی بسیار متفاوت بوده و پهنه های بارش کوچک است. (قائمی و همکاران ۱۴۰۰) برای مقایسه شیب روند محاسبه شده توسط تخمین گر سن و رگرسیون خطی و آزمون شاخص استاندارد از آزمون من-ویتنی استفاده شده است.

شکل ۲: نقشه های پهنه بندی شده شیب روند تغییرات پارامترهای اقلیمی (طاووسی ۱۳۹۸: ۴۵)



جدول ۲: تعداد و درصد سری زمانی-مکانی معنی دار شده (طاووسی ۱۳۹۸: ۴۶)

| پارامتر           | سری   | بارندگی | دمای حداکثر | دمای حداقل | اختلاف دما | ساعات آفتابی | تعداد روز بارانی | تعداد روز یخبندان | تبخیر | رطوبت نسبی | بارش روزانه |
|-------------------|-------|---------|-------------|------------|------------|--------------|------------------|-------------------|-------|------------|-------------|
| تعداد مورد بررسی  | مکانی | ۳۱      | ۱۷          | ۱۷         | ۱۱         | ۶            | ۹                | ۴                 | ۵     | ۱۱         | ۱۷          |
| بررسی             | زمانی | ۵۲۷     | ۲۸۹         | ۲۸۹        | ۱۸۷        | ۱۰۲          | ۹۹               | ۶۸                | ۸۵    | ۱۸۷        | ۱۱۶         |
| معنی دار شده      | مکانی | ۲۶      | ۱۴          | ۱۴         | ۱۰         | ۶            | ۷                | ۳                 | ۵     | ۱۱         | ۶           |
|                   | زمانی | ۸۶      | ۸۱          | ۱۳۴        | ۳۸         | ۲۵           | ۲۰               |                   | ۴۶    | ۹۵         | ۸           |
| درصد معنی دار شده | مکانی | ۸۴      | ۸۲          | ۸۲         | ۹۱         | ۱۰۰          | ۷۷/۷             | ۷۵                | ۱۰۰   | ۱۰۰        | ۳۵          |
|                   | زمانی | ۱۶/۳    | ۲۸          | ۴۶/۴       | ۲۰/۳       | ۲۴/۵         | ۲۰               |                   | ۵۴    | ۵۰/۸       | ۶/۹         |

نتایج نشان میدهد با وجود یکسان بودن جهت روند، شیب تغییرات بدست آمده از شاخص استاندارد شده با مقادیر محاسبه شده از تخمینگر سن و رگرسیون خطی تفاوت معنی داری دارد ولی اختلاف معنی دار بین مقادیر محاسبه شده تخمینگر سن و رگرسیون خطی وجود ندارد.

بررسی همزمان بارش، تبخیر، رطوبت نسبی و دما نشان می‌دهد در مجموع روند افزایش دما با افزایش تبخیر و کاهش بارش و رطوبت نسبی همراه بوده است. متوسط سالانه بارش و تبخیر تشتک به ترتیب ۳۰.۹۵ کاهش و ۱۷۸ افزایش داشته است که نشان می‌دهد روند تغییرات پارامترهای اقلیمی استان خراسان جنوبی در جهت خشکسالی است. (کاویان و همکاران، ۱۳۹۹: ۶۳)

#### ۴-ارائه راهکارها و پیشنهادات

علل و عوامل مؤثر در خشکسالی‌ها هنوز به طور کامل شناخته نشده است، از این رو انسان هم قادر نیست از وقوع آنها جلوگیری کند، اما اغلب عواملی مانند آنچه که در زیر آورده شده استان خراسان جنوبی را مانند سایر مناطق جهان، با چالش‌هایی در خصوص تغییر اقلیم روبرو کرده است. برخی از این چالش‌ها عبارتند از:

- ۱- وضعیت در جو کره و افزایش گازهای سمی از جمله گازهای گلخانه‌ای
- ۲- افزایش مقدار النینو، لانیو لکه‌های خورشیدی
- ۳- تأثیر بر روی منابع آب کشاورزی و کمبود آب
- ۴- تأثیر بر روی انرژی و صنعت توریسم
- ۵- افزایش قیمت محصولات کشاورزی
- ۶- حضور مهاجرین تازه وارد
- ۷- افزایش پدیده گرد و غبار و حرکت شنهای روان
- ۸- افزایش دما، افزایش تبخیر و کاهش بارش و رطوبت نسبی

برای مقابله با این چالش‌ها، استان خراسان جنوبی می‌تواند اقداماتی انجام دهد مانند:

- ۱- افزایش آگاهی عمومی درباره تغییرات اقلیمی و اثرات آن بر منطقه
  - ۲- اجرای برنامه‌های مدیریت منابع آب برای بهره‌برداری بهینه و پایدار از آب
  - ۳- ترویج کشاورزی پایدار و استفاده از روش‌های کشاورزی مقاوم به تغییرات اقلیمی
  - ۴- اجرای طرح‌های حفاظت و مرمت منابع طبیعی و تنوع زیستی
  - ۵- توسعه زیرساخت‌های مقاوم در برابر خطرات طبیعی مانند سیستم‌های هشداردهی و مدیریت بحران
  - ۶- ترویج سبزیاری و کاهش آلودگی هوا و گازهای گلخانه‌ای
  - ۷- توسعه انرژی‌های تجدیدپذیر و کاهش استفاده از سوخت‌های فسیلی
  - ۸- استفاده از فناوری‌های نوین مانند آبیاری قطره‌ای
- این اقدامات می‌توانند به استان خراسان جنوبی کمک کنند، تا با چالش‌های تغییر اقلیم و خشکسالی مواجه شده، و به سازگاری با آن‌ها بپردازد.

#### ۵- نتیجه گیری

موضوعات خشکسالی، گرمایش جهانی و تغییر اقلیم از چالش‌های مهم حال حاضر جهان به شمار می‌آیند که می‌توانند باعث وقوع نوسانات گسترده در شرایط آب و هوایی کره زمین شوند این نوسانات موجب تغییرات وسیعی در الگوهای آب و هوایی (نظیر توزیع بارش و رخداد پدیده‌های حدی جوی شده و در پی آن باعث گسترش و تداوم خشکسالی، فرسایش خاک، بیابان‌زایی، وقوع ریزگرد و تخریب‌های زیست محیطی گردیده است. نوسانات اقلیمی یکی از ویژگی‌های طبیعی می‌باشد که بر اثر آن ناهنجاری‌هایی در روند پارامترهای هواشناسی از جمله بارندگی و دما حاصل می‌شود خشکسالی‌ها نشانه‌روشنی از این نوسانات می‌باشند که بسیاری از مناطق به ویژه نواحی خشک و نیمه خشک دنیا را با شدتهای زیاد هر چند سال یکبار در بر میگیرند

خشکسالی بر خلاف خشکی که یک پدیده دائم و ویژگی ذاتی برخی از مناطق جهان است، پدیده موقت می باشد که تحت عنوان انحراف و کمبود مقدار آب در یک منطقه نسبت به میانگین دراز مدت آن منطقه شناخته می شود خواهد بود. در بین شهرستان های استان بیشترین میزان خشکسالی به ترتیب قائن، خوسف، بشرویه، طبس و فردوس بوده است. از کل جمعیت استان ۹۱/۹٪ از کل مساحت ۸۴۲/تواحد تحت تأثیر خشکسالی خفیف تا خشکسالی شدید بوده است. خشکسالی های ۱۸ سال گذشته اثرات اجتماعی، اقتصادی و زیست محیطی فراوانی در سطح استان خراسان جنوبی و شهر بیرجند در پی داشته است. طرح مدیریتی با رویکرد پیشگیرانه، شامل اقدامات مناسبی است که از قبل و بر اساس ابزارهای برنامه ریزی مرتبط و مشارکت ذینفعان برای پیشگیری یا به حداقل رساندن آثار خشکسالی طراحی شده است. این رویکرد، شامل بخش های نظارت بر خشکسالی و سیستم های هشدار اولیه ؛ ارزیابی آسیب پذیری و تأثیر خشکسالی ؛ کاهش خشکسالی، آمادگی برای مقابله با خشکسالی و پاسخ به خشکسالی است. چالش کلیدی در خشکسالی، عبور از جامعه ای با رویکرد واکنشی به یک جامعه مقاوم و سازگار با خشکسالی با رویکرد پیشگیرانه است. این مدیریت شامل جنبه های مختلفی مانند تجزیه و تحلیل خطر خشکسالی و تأثیرات مربوط به آن (روندهای گذشته و پیش بینی های آینده)، همچنین تجزیه و تحلیل آسیب پذیری اجتماعی و محیطی در مقیاس منطقه ای، محلی و ملی است.

## ۷- مراجع

- ۱- لایلا ملکی، تغییر اقلیم، خشکسالی و پیامدها، دانشگاه پیام نور مرکز الیگودرز.
- ۲- خشکسالی و تغییر اقلیم، صدیقه معصومی، هانیه نودری (۱۳۹۳).
- ۳- بررسی خشکسالی، تر سالی و پیش بینی تغییرات اقلیم منطقه بیرجند با استفاده از مدل های آماری، علیرضابنی واهب، بهلول علیجانی (۱۳۸۲)
- ۴- تغییر اقلیم، خشکسالی و تنگدستی در ایران: نگاهی به آینده، عزت اله کرمی (۱۳۹۵)
- ۵- اثر تغییر اقلیم بر شدت و مدت خشکسالی در ایستگاههای خشک و نیمه خشک (بندرعباس و شهرکرد)، اسداله خورانی، زهرا جمالی (۱۳۹۳)
- ۶- بررسی اثر تغییر اقلیم بر ویژگی های دوره های ترسالی و خشکسالی (مطالعه موردی ایستگاه های ارازکوسه و تمر در استان گلستان)، مرجان بهلکه، ابوالحسن فتح آبادی، حامد روحانی، سید مرتضی سیدیان (۱۳۹۶)
- ۷- ارزیابی سه روش ریزمقیاسنمایی در پیشبینی خشکسالی هواشناسی تحت تاثیر تغییر اقلیم، مصطفی یعقوب زاده، مهدی امیرآبادی زاده، حسین خزیمه نژاد، زهرا زراعتکار (۱۳۹۶)
- ۸- اثر تغییر اقلیم بر شدت و فراوانی خشکسالی در خراسان جنوبی، مختار صالحی طبس، مصطفی یعقوب زاده، مهدی امیرآبادی زاده، غلامرضا زمانی (۱۳۹۸)
- ۹- بررسی وضعیت خشکسالی در استان خراسان جنوبی توسط شاخص درصد بارش نرمال و شاخص روند استاندارد سازی، محمدحسین جهانگیر، محمدحسین سارانی راد (۱۳۹۶)
- ۱۰- آشکارسازی تاثیر تغییرات اقلیمی بر افت سطح ایستابی آبخوان دشت بیرجند، بهزاد امرایی (۱۳۹۹)
- ۱۱- تغییرات مکانی- زمانی ویژگیهای خشکسالی پیشبینی شده ایران تحت سناریوهای تغییر اقلیم، علیرضا قائمی، سید آرمان هاشمی منفرد، عبدالحمید بحریم، پیمان محمودی، محمد ذونعمت کرمانی (۱۴۰۰)
- ۱۲- تحلیل دلایل و پیامدهای خشکسالی در استان خراسان جنوبی و شهر بیرجند، زهره فنی، ژیللا سجادی، حسینعلی خلیل اللهی، محمود فال سلیمان (۱۳۹۵)
- ۱۳- رزیابی روند تغییرات زمانی- مکانی متغیرهای اقلیمی استان خراسان جنوبی با استفاده از جی آی اس و تکنیکهای آماری، عطاالله کاویان، کاکاشاهدی، رضاچمنی، مرتضی دهقانی (۱۳۹۹)



۱۴- پهنه بندی اقلیمی استان خراسان جنوبی با نرم افزار جی آی اس، حمید رضا گلکار حمزهی یزد، محمد رضایی نژاد، مجتبی طاووسی (۱۳۹۴)

۱۵. Thomson, A.M., Calvin, K.V., Smith, S.J., Kyle, G.P., Volke, A., Patel, P., DelgadoArias, S., Bond-Lamberty, B., Wise, M.A., Clarke, L.E. and Edmonds, J.A., (2011), RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100". *Climatic change*, 109(1-2), 77 in [55].
۱۶. Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fischer, G., Kindermann, G., Nakicenovic, and N. Rafaj, P., (2011), "RCP 8.5 — A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions". *Climatic Change*, 109(1-2), 33 in [55].
۱۷. Taylor, K.E., Stouffer, R.J., and Meehl, G.A., (2012), "An overview of CMIP5 and the experiment design". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485-498 in [55].
۱۸. Eyring, V., Bony, S., Meehl, G.A., Senior, C.A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K.E., (2016), "Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization". *Geoscientific Model Development*, 9(5), pp 1937-1958 in [55].
۱۹. Wilhite, D.A. and Pulwarty, R.S., (2005), "Drought and Water Crises: Lessons Learned and the Road Ahead". in [55].
۲۰. Tallaksen, L., M. and Van Lanen, H. A. J., (2004), "Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater, *Developments in Water Science*". Elsevier Science B.V., Amsterdam in [55].
۲۱. Gall, M., Borden, K. A., and Cutter, S. L., (2009), "When do losses count? Six fallacies of natural hazards loss data". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(6), 799-809 in [55].
۲۲. Spinoni, J., Naumann, G., Vogt, J.V., Barbosa, P., (2016), "Meteorological droughts in Europe. Events and impacts, past trends and future projections". *Publications Office of the European Union, Luxembourg*, EUR 27748 EN in [55].
۲۳. Carrão H., Naumann, G. and Barbosa, P., (2016), "Mapping global patterns of drought risk: an empirical framework based on sub-national estimates of hazard, exposure and vulnerability". *Global and Environmental Change*, 39, 108-124 in [55].
۲۴. Svoboda, M., LeCompte, D., Hayes, M., Heim, R., Gleason, K., Angel, J., Rippey, B., Tinker, R., Palecki, M., Stooksbury, D., Miskus, D. and Stephens, S., (2002), "The Drought Monitor". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(8):pp1181-1190 in [55].



## اکتشافات لیتوژئوشیمیایی و کارایی روشهای آمار کلاسیک و فرکتال در جداسازی بخش اپی ترمال کانسار مس سوناجیل - هریس، استان آذربایجان شرقی

سیده مهیا عسکری<sup>۱</sup>، فاضل خالقی<sup>۲\*</sup> و مهران ادوای<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، اهر، ایران

seyedehmahyaaskari@gmail.com

<sup>۲</sup> نویسنده مسئول، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تبریز، تبریز، ایران

Fazel\_Khaleghi@yahoo.com

<sup>۳</sup> استادیار، گروه معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، اهر، ایران

mehranadvay@yahoo.com

### چکیده

محدوده سوناجیل در ۱۷ کیلومتری شهر هریس، استان آذربایجان شرقی در شمال غرب کشور واقع شده است. رخنمون های سنگی اصلی در محدوده از قدیم به جدید شامل نهشته های ولکانو کلاستیک ائوسن، توده های نفوذی الیگو- میوسن و نهشته های کواترنری می باشد. در محدوده سوناجیل دو سیستم کانی زایی پورفیری مس و رگه ای اپی ترمال شناسایی شده است. با توجه به نتایج پردازش تصاویر ماهواره ای و کاربرد ترکیب رنگی کاذب و کنترل های صحرایی و آزمایشگاهی، وجود شاخص های کانولینیت، کوآرتز، آلونیت و کانی های هیدروکسیل دار تأیید شده است که مبین دگرسانی های فلیک، پروپیلیتیک، آرزیلی، سیلیسی و تورمالین زایی در بخش اپی ترمال می باشند. تحلیل نتایج آنالیز داده های ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه ای و لیتولوژی با روش های آمار کلاسیک، مدل فرکتالی عیار- تعداد و عیار- مساحت نشان داد که روش فرکتالی عیار- تعداد با ضریب اطمینان بالا، بیشترین کارایی برای تفکیک بخش اپی ترمال از کانی سازی پورفیری را در منطقه دارد که مبنای تفسیر نقشه ها قرار گرفته است. مقادیر حداکثر ناهنجاری عنصر Au در سوناجیل منطبق با رگه های سیلیسی وابسته به اپی ترمال در بخش غربی محدوده و کمترین ناهنجاری مربوط به شمال شرق کانسار می باشد.

**واژه های کلیدی:** اپی ترمال، لیتوژئوشیمی، سوناجیل، فرکتال، طلا

### Abstract

Sunajil area is located 17 kilometers from Haris city, East Azarbaijan province, in the northwest of the country. The major geological units in the range from old to new include Eocene volcanoclastic deposits, Oligo-Miocene intrusive rocks and Quaternary deposits. Two porphyry copper and epithermal vein mineralization systems have been identified in Sonajil prospect. In this research, along with univariate and multivariate statistical investigations, the types of geochemical statistical populations were determined. The interpretation of the results of geochemical data analysis of stream sediments and lithology with classic statistical methods, grade-number and grade-area fractal models showed that the grade-number fractal method with a high confidence coefficient is the most effective for separating the epithermal part from porphyry mineralization. in the region, which is the basis for the interpretation of the maps. The values of the maximum anomaly of Au element in Sonajil correspond to the silica veins related to epithermal in the western part of the range and the lowest anomaly is related to the northeast of the deposit.

**Key words :** Epithermal, Lithgeochemistry, Sonajil, Fractal, gold

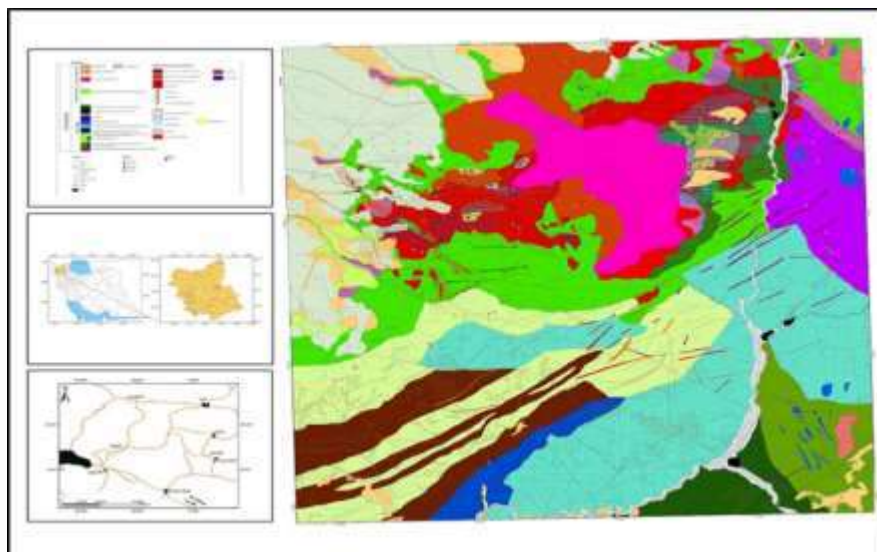
## ۱- مقدمه

طبقه بندی و جداسازی زون های همراه با کانه زایی از سنگ دیواره در زمین شناسی اقتصادی، اکتشافات زمین شیمیایی و در امر بهره برداری معادن از اهمیت فراوانی برخوردار است. به دلیل اینکه ساختار و ویژگی های هر کانسار در همیافتی کانیایی آن کانسار انعکاس داده می شود (Cox & Singer, 1986).. یکی از روش هایی که در مراحل اولیه اکتشاف در شناسایی مناطق امیدبخش به طور مؤثری مورد استفاده قرار می گیرد و در عین حال از بهترین راه های شناسایی منابع طلا است، ژئوشیمی رسوبات آبراهه ای می باشد (حسینی پاک، ۱۳۸۷). از آنجا که معمولاً در پوسته قاره ای چندین رویداد زمین شناسی در طول تشکیل یک کانسار اتفاق می افتد، بنابراین الگوهای ژئوشیمیایی عناصر ساختارهای پیچیده و خوشه ای مانند دارند، لذا برای حل این مشکل بهتر است از روشی نوین و مدل های پیچیده مانند فرکتال باید استفاده شود. مطالعه به کمک این روش ها مستلزم تجزیه و دقت بالایی است که در غیر این صورت، موجب تشخیص نادرست در مورد کانی سازی و عیار طلای موجود در کانسنگ خواهد شد (دایا و مرادی، ۱۳۹۷). لذا در این مقاله برای تهیه نقشه های ناهنجاری ژئوشیمی با به کارگیری شاخص های آمار کلاسیک و فرکتال تحت پوشش اکتشافات لیتوژئوشیمیایی در مقیاس ۱:۵۰۰۰، هدف شناسایی نواحی دارای پتانسیل بالا با احتمال وجود کانی سازی اپی ترمال طلا در بخش غربی کانسار سوناجیل می باشد.

## ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی محدوده سوناجیل

محدوده سوناجیل به مرکزیت دهکده مخروبه "جنگل" از توابع شهرستان هریس، استان آذربایجان شرقی در شمال غرب کشور واقع است. مختصات حدودی مرکز محدوده  $38^{\circ}10'29''$  عرض شمالی و  $47^{\circ}15'29''$  طول شرقی بوده، که در ۱۷ کیلومتری مستقیم شهر هریس واقع شده است. مساحت محدوده بالغ بر  $37/56$  کیلومتر مربع است. محدوده اکتشافی در دامنه جنوبی ارتفاعات قوشا داغ قرار دارد که با راستای شرقی- غربی قرار گرفته اند و منتهی الیه شرقی آن ها به کوه سبلان می رسند. بلندترین نقطه ارتفاعی منطقه با ارتفاع ۲۵۹۴ متر در کوه اکوز داغی و پست ترین نقطه محدوده اکتشافی با ارتفاع ۱۸۰۰ متر در بخش جنوبی محدوده و در بستر رودخانه برآغوش قرار دارند (شکل ۱). راه های دسترسی به محدوده مورد مطالعه از جاده تبریز- اهر منشعب شده و بعد از رسیدن به شهر هریس می توان از طریق جاده آسفالت هریس- هیق و جاده خاکی به طول حدود ۵ کیلومتر (هوایی) به منطقه دسترسی پیدا کرد (شکل ۱). در نقشه های تهیه شده از محدوده مورد مطالعه توسط سازمان زمین شناسی کشور (نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر) توده پورفیری و اپی ترمال سوناجیل مورد شناسایی قرار نگرفته است و این توده در این نقشه ها به عنوان بخش دگرسان شده شکل های ولکانیک ائوسن معرفی شده است. رخنمون های موجود در محدوده اکتشافی بر اساس نقشه زمین شناسی- معدنی ۱:۵۰۰۰ محدوده سوناجیل، عمدتاً نهشته های مربوط به سنوزوئیک را تشکیل می دهند. رخنمون های سنگی موجود در محدوده را می توان از قدیم به جدید به انواع، (۱) نهشته های ولکانو رسوبی ائوسن (۲) توده های نفوذی الیگو- میوسن (۳) سنگ های ولکانیکی کواترنری تقسیم بندی نمود. نهشته های آتشفشانی- رسوبی ائوسن در حدود ۵۰ درصد رخنمون های سنگی موجود در محدوده را در بخش های شمالی، شرقی و جنوبی به خود اختصاص داده اند. نهشته های ائوسن توسط توده های نفوذی و دایک های متعددی قطع می شوند که زمان جایگیری آن ها را می توان

به الیگو- میوسن نسبت داد. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی این توده‌ها به انواع قدیمی کالک آلکالن (گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت) و جدید شوشونیتی (مونزوگابرو، مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و سینیت تا نفلین سینیت) تقسیم بندی شده است. توده‌های نفوذی شوشونیتی در منطقه ارسباران در ارتباط با انواع کانی‌زایی‌های موجود در منطقه از جمله پورفیری و اپی ترمال هستند.



شکل (۱) - موقعیت جغرافیایی منطقه سوناگیل؛ (ب) نقشه راه‌های دسترسی به محدوده مطالعاتی؛ (ج) نقشه زمین‌شناسی منطقه سوناگیل با مقیاس ۱:۵۰۰۰، (شرکت کومه معدن پارس)

### ۳- اکتشافات ژئوشیمی و کانه‌زایی در محدوده اکتشافی

یکی از روش‌های کشف ذخایر معدنی، اکتشافات ژئوشیمیایی است که در بهینه‌سازی هزینه‌های اکتشافی و راهنمایی جهت شناسایی مناطق پتانسیل دار نقش مؤثری دارد. (Kylie, 2007) همچنین از اهداف اکتشاف ژئوشیمیایی دست‌یابی به تمرکز غیرعادی عناصری است که در ارتباط با کانی‌سازی باشند. توزیع آماری عناصر اصلی در طبیعت عادی است. در شرایطی که سنگ‌ها تحت تأثیر دگرسانی و کانی‌سازی قرار گرفته باشند، این توزیع از حالت عادی خارج گشته و به شکل غیرعادی در می‌آید. (Rose and Burt, 1979) یکی از متداول‌ترین روش‌های اکتشاف ناحیه‌ای، نمونه‌برداری از رسوبات آبراهه‌ای است که روشی قدرتمند و ارزان قیمت جهت تعیین و شناسایی مناطق امیدبخش کانی‌سازی در اکتشافات مواد معدنی و به ویژه طلا به شمار می‌رود و به عنوان ابزار اکتشافی مؤثر برای اکتشاف کانسارهای اپی ترمال در بیشتر نقاط جهان به کار رفته است (احمدی و محمدپور، ۱۳۹۷). رسوبات آبراهه‌ای که حاصل تخریب فیزیکی و شیمیایی لیتولوژی‌های موجود، کانی‌سازی، زون‌های دگرسانی و احتمالاً آلودگی در منطقه مورد بررسی است، در واقع نمونه‌ترکیبی از مواد فرسایش یافته از سنگ‌های بالا دست

حوضه آبریز هستند. بنابراین وجود ناهنجاری در این رسوبات از وجود یک منبع پرعیار در بالا دست آنها حکایت می‌کند (دایا و مرادی، ۱۳۹۷). اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه ای روشی مؤثر برای شناسایی مناطق ناهنجار به خصوص در مراحل اولیه اکتشاف ذخایر کشف نشده رخنمون دار و پنهان است. شناسایی ناهنجاری های با اهمیت در اکتشافات ژئوشیمیایی، بر اساس داده های حاصل از تجزیه نمونه های رسوبات آبراهه ای و تعیین غلظت عناصر، به منظور تولید لایه شاهد ژئوشیمیایی و تلفیق آن با سایر لایه های اکتشافی در مدل سازی پتانسیل معدنی یک تیپ ذخیره مشخص، بسیار مهم است (Carranza, 2011). عناصر آرسنیک، آنتیمون، بیسموت و نقره برای شناسایی کانی زایی طلای اپی ترمال بسیار مفید هستند. هاله های این عناصر می تواند بیش از چند کیلومتر در اطراف کانسارهای اپی ترمال گسترش یابند. این هاله ها در واقع بر اساس مهاجرت عناصر در رسوبات آبراهه ای ایجاد می شوند (Asli et al., 2023). منطقه بندی ژئوشیمیایی عناصر یادشده و همچنین میان کانی‌زایی عناصر پایه و طلای اپی ترمال با کانی زایی مس پورفیری در بسیاری از نواحی دنیا گزارش شده است (Simmons et al., 2005; Sinclair, 2007). علاوه بر اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه ای، انجام مطالعات لیتوژئوشیمیایی به عنوان یک ابزار اکتشافی با بررسی توزیع و فراوانی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در توده های سنگی و معرفی ناهنجاری ها، مطالعه ترکیب و توزیع هاله های ژئوشیمیایی اولیه و توسعه مدل منطقه بندی، در اکتشاف کانی سازی های پنهان و تشخیص عمق کانی سازی سودمند می‌باشد (Kylie, 2007). در منطقه مطالعاتی اکتشافات ژئوشیمیایی بر اساس سنگ و رسوبات آبراهه ای در خلال پی جویی های ژئوشیمیایی از محدوده های ناهنجاری انجام شد.

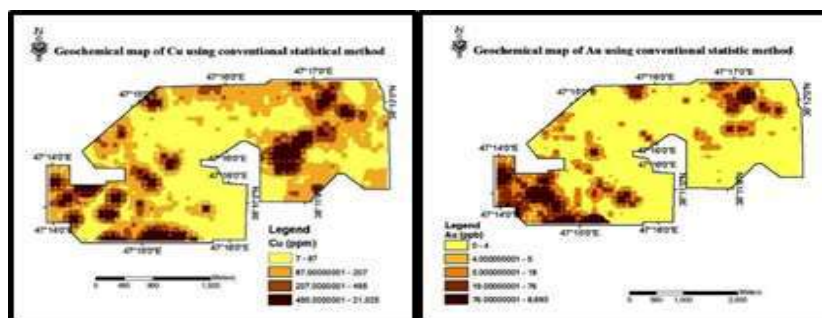
روش های جداسازی ناهنجاری از زمینه شامل روش های غیر ساختاری و ساختاری است. در روش های غیر ساختاری مبنای کار محاسبه پارامترهای آماری مربوط به کل منطقه است که با استفاده از پارامترهای مختلف و مقادیر حول میانگین بدون در نظر گرفتن موقعیت فضایی نقاط و جداسازی جوامع انجام می گیرد (Cheng et al., 1996). در مقابل روش های ساختاری، ارتباط فضایی نمونه ها و یا موقعیت آنها را نسبت به هم در تعیین حد جدایش جوامع در نظر می گیرد. همچنین مساحت نواحی نهایی ناهنجار معرفی شده توسط این روش به مراتب کمتر از روش های سنتی تعیین نواحی ناهنجار می باشد که این امر سبب کاهش قابل ملاحظه هزینه های اکتشافی در مراحل آتی می گردد. اما به طور کلی توانایی عمده این روش، در آسانی درک، اجرا و قابلیت محاسبه کمی دقیق مقادیر آستانه ناهنجار است (Hosseini et al., 2023). روش های ساختاری به روش های غیر ساختاری برتری دارد، زیرا در روش های ساختاری مختصات نقاط در تعیین ناهنجاری ها تأثیر گذارند و وجود چند نمونه ناهنجار در کنار یکدیگر می تواند موجب تقویت آن ها شود. برعکس وجود یک نمونه ناهنجار در بین جامعه ای از نمونه های زمینه از اهمیت آن می کاهد. این همان اثری است که باید در تفسیر ناهنجاری ها مورد توجه قرار گیرد (هزارخانی و سلجوقی، ۱۳۹۵). در این پژوهش پس از جمع آوری کلیه داده های ژئوشیمی منطقه سوناجیل و آماده سازی داده ها جهت انجام پردازش های آماری همچون بررسی آماری تک متغیره و دو متغیره انجام پذیرفته است. در نهایت با استفاده از نتایج به دست آمده، نقشه توزیع ژئوشیمیایی زون اپی ترمال تولید شده است. در مرحله بعد با استفاده از روش فرکتال، نقشه های ناهنجاری عناصر طلا و مس در محدوده اپی ترمال سوناجیل ترسیم و جوامع ناهنجاری به تفکیک تعیین مکان گشته، نتایج این دو روش مقایسه شده و نواحی مستعد اکتشاف معرفی شده اند. تأکید می شود که دیتابیس مورد استفاده، تلفیقی از تمام داده های معتبر موجود بوده است.

#### ۴- روش آمار کلاسیک

تجزیه و تحلیل داده‌ها در ژئوشیمی اکتشافی اغلب تجربی بوده است و این امر به علت خصلت اساساً عددی این داده‌ها و نبود مدل‌های ریاضی لازم جهت توصیف نوع منبع، چگونگی تفریق، مهاجرت، ته‌نشست و تمرکز عناصر در سنگ‌ها است. از این رو داده‌های ژئوشیمیایی در معرض تجزیه و تحلیل آماری قرار می‌گیرند (حسنی پاک، ۱۳۸۷). مدل‌سازی زمین‌شناسی کانسارها به خصوص کانسارهای طلا، که تغییرات عیار در حد بسیار ناچیز هم می‌تواند قابل توجه باشد، نقش بسیار مهمی در ارزیابی منابع و ذخایر و ایجاد فضای مناسب تخمین جهت بررسی‌های زمین‌آماري ایفا می‌کنند (Carranza, 2011). در اکتشافات ژئوشیمیایی، یک ناهنجاری نمی‌تواند در حد وجود مقادیر غیرعادی زیاد از یک عنصر و یا عناصر موجود در محیط‌های نمونه برداری شده باشد، بلکه ناهنجاری ژئوشیمیایی مرتبط با کانی‌سازی بر اساس میزان انحراف داده‌های ژئوشیمیایی از یکسری مقادیر ناحیه‌ای که تحت عنوان مقدار زمینه‌نمیده می‌شود، شناخته و مشخص می‌گردد.

اولین مرحله جهت پردازش داده‌های خام، ابتدا داده‌های سنسورد و خارج از ردیف تعیین و اصلاح گردید. این مقادیر گاهی به علت وجود خطاهای تجربی مانند خطای آنالیز در داده‌ها و گاهی هم به دلیل ناهمگنی‌های موجود در جامعه داده‌های اکتشافی بروز می‌کند. از طرفی وجود چنین داده‌هایی، باعث توزیع غیر نرمال داده‌ها می‌گردد. پس با توجه به نیاز توزیع نرمال در بررسی‌های آماری، این داده‌ها نیز اصلاح گردید. در این پژوهش جهت اصلاح داده‌ها از روش کاهش بزرگترین مقدار به یکی قبل از آن استفاده شده است. این تصحیح ساده، با توجه به نتایج قابل قبول از محاسبات پیچیده هم‌جولوگیری می‌نماید (یزدی و همکاران، ۱۳۹۲). البته نرمال کردن داده‌ها موجب تغییر ماهیت داده‌ها می‌شود. اکثر روش‌های آماری (به جز روش‌های غیر پارامتری) فرض نرمال بودن داده‌ها را به همراه دارند. در بررسی داده‌پردازی تک متغیره با تکیه بر آمار کلاسیک به صورت توصیفی (جدول پارامترهای آماری) و نمودارهای گرافیکی (هیستوگرام‌ها و سایر نمودارها)، اولین گام در مسیر داده‌پردازی است که حاوی اطلاعات سودمندی جهت ادامه مسیر اکتشاف ژئوشیمیایی است. این مرحله به عنوان مقدمه‌ای بر داده‌پردازی دو متغیره و چند متغیره محسوب شده است. جدول پارامترهای آماری نمونه‌های ژئوشیمیایی، خصوصیات از جمله ماکزیمم، مینیمم، واریانس، میانه، میانگین، مد، خطای استاندارد میانگین، انحراف معیار، کشیدگی و چولگی را در بر دارد. با استفاده از پارامترهای آماری، چولگی و کشیدگی می‌توان به نرمال بودن یا لاگ نرمال بودن جوامع پی برد. هر چه این دو مقدار به ترتیب به ۰ و ۳ نزدیکتر باشند، آن جامعه نرمال‌تر خواهد بود. چنانچه این کشیدگی به سمت راست بوده و چولگی مثبت باشد نشان‌دهنده فرایندهای دگرسانی و کانی‌سازی است؛ اما اگر کشیدگی به سمت چپ بوده و چولگی منفی باشد نشان‌دهنده فرایندهای ویژه‌ای مانند ته‌شدگی عناصر در پی فرایندهای فروشست است. اگر منحنی پراکندگی آماری داده‌های زمین‌شیمی مقارن و زنگوله‌ای شکل باشد، نشان‌دهنده نبود ارتباط با پدیده‌های دگرسانی، کانی‌سازی و ... است. (Rose et al., 1979) در (جدول ۱) پارامترهای آماری محاسبه شده مربوط به داده‌های ژئوشیمیایی سوناجیل، ارائه گردیده است. هیستوگرام داده‌های لگاریتمی نمونه‌های ژئوشیمیایی طلا، نقره، آرسنیک، آنتیمون، بیسموت و مس محدوده در (شکل ۲) نمایش داده شده است. توزیع غیرعادی جمعیت ژئوشیمیایی عناصر مذکور با کانی‌سازی اپی ترمال همخوانی دارد. در بررسی آماری چند متغیره اگر توزیع داده‌ها نرمال نباشد باید از روش آنالیز فاکتوری برای تفسیر تغییر پذیری داده‌ها و عوامل مؤثر در آن‌ها استفاده نمود. این روش‌ها نسبت به توزیع داده‌ها حساس نمی‌باشند (حسنی پاک، ۱۳۸۷). در این تحقیق آنالیز مولفه‌های اصلی (Principal components) با نرم افزار SPSS انجام گرفته است که نتایج آن در کانسار سوناجیل در (جدول ۲)، ارائه گردیده است. بر این اساس در کانسار سوناجیل: نتیجه آمار فاکتوری، دو فاکتور ۱ و ۲

تغییرپذیری داده‌ها را توجه می‌کند. عامل ۱، با مقادیر ویژه ۲/۰۸ بیش از ۴۶٪ تغییرپذیری داده‌ها را توجه می‌کند از آنجا که عناصر طلا، نقره، آرسنیک، آنتیموان، بیسموت و مس در این عامل حاضرند لذا این عامل به کانی‌سازی نوع اپی ترمال نسبت داده می‌شود. عامل ۲، حدود ۱/۵٪ مقادیر ویژه را به خود اختصاص داده و ۲۵٪ تغییرپذیری داده‌ها را توجه می‌کند. از آنجا که عناصر آرسنیک، بیسموت و مس در این عامل حاضرند، لذا این عامل به حضور کانی‌های سولفاسالتی از جمله تتراهیدریت و غیره (سولفید با شبه فلزات آرسنیک و کانی‌های مس دار) نسبت داده می‌شود (جدول ۳). با توجه به تنوع لیتولوژی، کثرت عوامل ناهمگن ساز، تعدد پارامترهای دخیل در کانی‌سازی، نحوه مهاجرت و جایگیری عناصر و غیره، نحوه توزیع نمونه‌ها بایستی در نقشه طراحی به گونه‌ای باشد که حوضه‌ای از منطقه فاقد اطلاعات نباشد (یزدی و همکاران، ۱۳۹۲). نقشه‌ها که نتایج برداشت‌ها، تحلیل‌ها و تخمین‌ها را نشان می‌دهند با استفاده از داده‌های لگاریتمی عناصر و به صورت نقشه‌های طیفی ترسیم شده‌اند. بنابراین جهت تولید نقشه ابتدا تخمین داده‌ها با استفاده از روش IDW در نرم افزار ArcMap انجام شده، سپس داده‌های عنصر مورد نظر رتبه‌بندی گردیده است و در نهایت ناهنجاری‌های آن عنصر مشخص شده است. پس از بررسی مقدماتی، نقشه مناطق ناهنجار عناصر Cu, Au با استفاده از روش آمار کلاسیک در کانسار سوناجیل ترسیم گردیده است (شکل ۷).



شکل ۲- نقشه ژئوشیمیایی عناصر الف (Au)؛ ب) Cu با استفاده از روش آمار کلاسیک در سوناجیل

## ۵- روش فرکتال

استفاده از روش‌های غیر ساختاری که مبتنی بر آمار کلاسیک است؛ دارای نقایصی از قبیل شرط تبعیت از توزیع نرمال، حذف تعدادی از داده‌ها به عنوان خارج از ردیف، عدم توجه به توزیع فضایی داده‌ها و نیز عدم توجه به شکل هندسی ناهنجاری‌ها بوده (Davis, 2002) و توانایی بیان بیشتر پیچیدگی‌های موجود در طبیعت را ندارند (Cheng et al., 1996). لذا دانشمندان برای بیان این پیچیدگی‌ها به هندسه خود طبیعت یا همان هندسه فرکتال روی آوردند. پروفیسور ماندلبروت برای اولین بار در سال ۱۹۸۳ هندسه فرکتال را بنیان نهاد (Mandelbrot, 1983). در دو دهه اخیر، روش‌های مبتنی بر هندسه فرکتال با توجه به خصوصیات چون استفاده از تمام داده‌های واقعی، در نظر گرفتن شکل هندسی در برگزیده عیارهای گوناگون و توجه به نوع توزیع داده‌ها، از بهترین روش‌ها در جدایش ناهنجاری ژئوشیمیایی از زمینه با ضریب اطمینان بالا هستند (هزارخانی و سلجوقی، ۱۳۹۵). به طور کلی داده‌های ژئوشیمیایی رفتار مولتی فرکتالی دارند که بیانگر تغییرات ژئوشیمیایی، دگرسانی، کانی‌سازی و به دنبال آن مراحل غنی‌شدگی یک عنصر است (زمیاد و همکاران، ۱۴۰۰). از آنجا که سازوکار ناحیه بندی بافتی ذخایر اپی ترمال یک فرآیند پیچیده و در عین حال مرتبط با پدیده‌های زمین‌شناختی است، لذا در عمل نیازمند دستیابی به الگوی توزیع غیر خطی داده‌ها و تحلیل مکانی آنها به روش فرکتال هستیم (مهرنیا، ۱۳۹۶). به طور کلی وجود ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی باعث افزایش

بعد فرکتال متغیرهای ژئوشیمیایی می‌شود و بر این اساس می‌توان مراحل مختلف توزیع عناصر را بر اساس اختلاف در بعد فرکتالی جدا کرد. به این صورت جامعه ناهنجاری، حد آستانه و زمینه در یک منطقه شناسایی می‌شود. روش‌های مختلفی برای تعیین بعد فرکتالی الگوهای ژئوشیمیایی به منظور جدایش ناهنجاری از زمینه بکار برده شده است که از آن جمله می‌توان به مدل‌های عیار-حجم، عیار-مساحت، عیار-محیط، طیف توان-مساحت، عیار-فاصله و عیار-تعداد اشاره نمود. از طرفی با توجه به اینکه توزیع تمرکز عناصر ناهمگن و نامنظم می‌باشد، در بسیاری از مطالعات از مدل‌های فرکتالی عیار-مساحت و عیار-تعداد به عنوان یکی از قدرتمندترین مدل‌ها برای جدایش جوامع ناهنجاری از زمینه به طور گسترده استفاده شده است (دایا و مرادی، ۱۳۹۷). این جوامع به دلیل ماهیت فرکتالی توزیع عناصر در طبیعت با ساختارهای زمین‌شناسی منطقه از قبیل واحدهای سنگ‌شناسی، گسل‌ها، دگرسانی‌ها، ژئوشیمی و کانی‌شناسی در ارتباط هستند. اعتبارسنجی روش‌های فرکتالی غالباً بر اساس انطباق نقشه‌های زمین‌شناسی با ناهنجاری‌ها بوده است (Wang et al., 2010).

روش فرکتالی عیار-مساحت (C-A)، توسط چنگک در سال ۱۹۹۴ مطرح گردیده است. در این مدل میزان مساحتی که هر عیار در منطقه مورد مطالعه اشغال می‌کند، مورد نظر می‌باشد که با افزایش عیار عنصر، میزان مساحت اشغالی توسط آن عنصر کاهش می‌یابد. رابطه مورد استفاده در این روش به صورت (رابطه ۱) می‌باشد.

$$A(\mu \geq X_0) = F \cdot X_0^a \quad (\text{رابطه ۱})$$

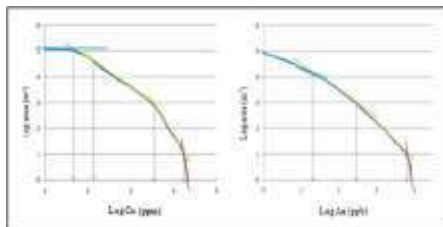
که در آن  $A(\mu \geq X_0)$  برابر مساحت تجمعی محصور شده توسط خطوط هم‌عیاری است که عیار متناظر آن‌ها بزرگتر یا مساوی است. پارامتری مرتبط با بعد خط هم‌عیار است. در یکسری داده ژئوشیمیایی با دو گروه فرکتالی متصل با همدیگر مواجه هستیم. یک گروه زمینه و گروه دیگر ناهنجاری می‌باشد. در اینجا جهت جدایش جامعه ناهنجار، غلظتی بحرانی که در محدوده آن بعد فرکتال تغییر می‌نماید یعنی از بعد کمتر زمینه به بعد بیشتر ناهنجاری تغییر می‌کند، حد آستانه‌ای نام دارد. بنابراین ابتدا با استفاده از لگاریتم عیار عناصر (محور X) و لگاریتم مساحت (محور Y) نمودار تمام لگاریتمی عنصر مورد نظر رسم می‌گردد. از آنجا که مدل‌های فرکتالی نوعی روابط نمایی بین این پارامترها برقرار می‌کند، لذا نمودار آن‌ها در دستگاه مختصات تمام لگاریتمی به صورت خط راست در می‌آید. در اینصورت پس از رسم نمودار عیار-مساحت (C-A)، مرز بین خطوط دارای عیاری است که تغییر جامعه (حدود آستانه‌ای) را نشان می‌دهد. در نتیجه حد آستانه‌ای به راحتی از روی نقطه تقاطع دو خط قابل قرائت می‌باشد (یزدی و همکاران، ۱۳۹۲). لازم به ذکر است که به طور کلی در این نمودارها، شکست اول معرف جدایش جوامع زمینه محلی و زمینه ناحیه‌ای و شکست دوم معرف حد آستانه‌ای و شکست سوم نیز معرف ناهنجاری می‌باشد (Hosseini et al., 2023). با رسم منحنی عیار-مساحت در سوناجیل، داده‌های عنصر Au با شکست به ۴ جامعه و عنصر Cu با ۴ شکست به ۵ جامعه تقسیم گردیده‌اند (شکل ۳). در منحنی لگاریتمی عیار-مساحت می‌توان به این نکته پی برد که متناسب با بالا رفتن عیار طلا، بعد فرکتالی عیار در مقابل مساحت کاهش پیدا می‌کند که این نکته اساس و پایه روش‌های زمین‌آمار از جمله روش فرکتالی عیار-مساحت برای تفکیک جوامع زمین‌شیمیایی است (Cheng et al., 1994). نمودارهای لگاریتمی حاصل از روش عیار-مساحت بیانگر تغییر در شرایط زمین‌شناسی و به خصوص کانی‌سازی است (دایا و مرادی، ۱۳۹۷). روش فرکتالی عیار-تعداد (C-N)، به صورت شاخه‌ای از مدل عیار-مساحت (C-A) توسط موآ و همکاران در سال ۲۰۰۴، جهت تعیین زمینه و عیارهای حد آستانه ناهنجاری پیشنهاد شده است. در این روش تفاوت‌های زمین‌شناسی در نمودار تمام لگاریتمی (Log-Log) حاصل از روش‌های فرکتالی C-A، C-N، ... نشان داده می‌شوند. بر روی نمودار انفصال

بین خط مستقیم و عیار مربوط به آن، به عنوان حد آستانه جهت جدایش عیار به صورت اجزاء مختلف استفاده می‌گردد که نشان دهنده فاکتورهای مسبب اختلاف مثل اختلاف زمین‌شناسی و فرآیندهای ژئوشیمیایی می‌باشند (Wang et al., 2010). رابطه کلی این روش به شرح (رابطه ۲) می‌باشد:

$$N(\geq p) \propto p^{-\beta} \quad (\text{رابطه ۲})$$

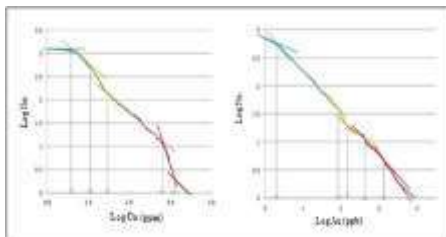
که در آن  $N(\geq p)$  تعداد نمونه‌ها با عیار بزرگتر از عیار  $p$ ،  $p$  عیار عناصر و  $\beta$  بعد فرکتالی را نشان می‌دهند. در محدوده سوناجیل، داده‌های عناصر Cu, Au با ۵ شکست به ۶ جامعه تفکیک شده است (شکل ۴). با تأملی مختصر در منحنی لگاریتمی عیار - تعداد می‌توان به این نکته پی برد که متناسب با بالا رفتن عیار طلا، بعد فرکتالی عیار در مقابل تعداد کاهش پیدا می‌کند که این نکته اساس و پایه روش فرکتالی عیار - تعداد برای تفکیک جوامع زمین‌شیمیایی است (Moa et al., 2004).

جهت ارائه نقشه حاصل از نتایج روش عیار - مساحت و عیار - تعداد که نشانگر جدایش ناهنجاری از زمینه می‌باشد، ابتدا نقشه کنترولی و یا نقشه شبکه بندی شده منطقه اکتشافی تهیه شد. پس از رسم نقشه شبکه بندی داده‌ها، برای هر سلول عیاری وجود دارد که بر این اساس رتبه بندی گردید. در این تحقیق نیز پس از تعیین حدود آستانه‌ای و جوامع تمیز شده، به وسیله نرم افزار ArcMap بسته به نوع داده‌ها، با استفاده از روش IDW، نقشه درون‌یابی شده رسم گردیده است و در نهایت مناطق ناهنجار حاصل از روش عیار - مساحت و عیار - تعداد عناصر Cu, Au در معدن سوناجیل، نشان داده شده است (شکل ۵). همانطور که مشخص است بیشترین ناهنجاری عنصر Au منطبق با رگه‌های سیلیسی متناسب به اپی ترمال در بخش غربی کانسار سوناجیل و کمترین ناهنجاری مربوط به شمال شرق محدوده مطالعاتی می‌باشد. بر این اساس ناهنجاری‌های به دست آمده در این روش‌ها نیز با ناهنجاری‌های به دست آمده در روش آمار کلاسیک همخوانی دارد و تنها اختلاف آن‌ها این است که در روش عیار - تعداد یک رتبه (Class) بیشتر تفکیک شده است و این عامل باعث تفکیک جزئی‌تر ناهنجاری‌ها گردیده است. با توجه به دقت بسیار بالای نقشه‌های ترسیم شده توسط این مدل در تفکیک جوامع کانی‌سازی و جدایش ناهنجاری‌های مختلف از زمینه، جهت معرفی مناطق امید بخش معدنی در سوناجیل از نقشه‌های فرکتال استفاده شده است.

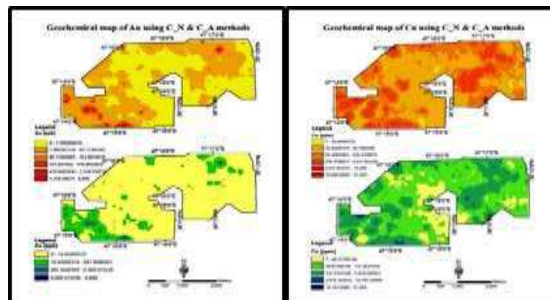


شکل ۳ - نمودار لگاریتمی عناصر Cu, Au با استفاده از روش عیار - مساحت در سوناجیل





شکل (۴)- نمودار لگاریتمی عناصر Cu, Au با استفاده از روش عیار- تعداد در سوناچیل



شکل (۵)- نقشه ژئوشیمیایی عناصر الف (Au) ؛ ب (Cu) با استفاده از روش های عیار- مساحت و عیار-تعداد در سوناچیل

## ۶- نتیجه گیری

تحلیل مجدد بر روی نتایج آنالیز ژئوشیمیایی داده ها با روش های آمار کلاسیک، مدل فرکتالی عیار- تعداد و عیار- مساحت نشان داد که روش فرکتالی عیار- تعداد بیشترین تفکیک را در منطقه دارد که تفسیر نقشه ها بر اساس نتایج این روش می باشد. همانطور که ملاحظه شد، بیشترین ناهنجاری عنصر Au منطبق با رگه سیلیسی منتسب به اپی ترمال در بخش غربی کانسار سوناچیل می باشد و کمترین ناهنجاری مربوط به شمال شرق محدوده مطالعاتی می باشد. لذا نتایج بدست آمده از روش های فرکتالی نه تنها در سطح و در مطالعات زیرسطحی نیز از اعتبار بیشتری برخوردار است. با توجه به هاله های دگرسانی و نیز کانی زایی های مشاهده شده در سطح و آنالیز نقشه های ناهنجاری با روش فرکتالی مؤید حضور و پتانسیل بالای منطقه غرب سوناچیل از دیدگاه طلاست.

## ۷- منابع

- دایا، ع. ا. و مرادی، ر.، ۱۳۹۷. مقایسه مدل های فرکتالی عیار - تعداد (C-N) و عیار - مساحت (C-A) در جداسازی بی هنجاری های ژئوشیمیایی از زمینه در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود، شمال غرب ایران. نشریه (علمی-پژوهشی) روش های تحلیلی و عددی در مهندسی معدن، شماره ۱۶، صص ۸۷-۹۴.
- زمیاد، م.، افضل، پ.، پورکرمانی، م.، نوری، ر. و جعفری، م.، ۱۴۰۰. ترکیب روش های دورسنجی و فرکتالی برای شناسایی دگرسانی ها در محدوده تیرکا، شمال خاوری ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، دوره سی و یکم، شماره ۴، پیاپی ۱۲۲، صص ۵۷-۶۸.
- سازمان نظام مهندسی معدن، ۱۳۹۵. گزارش پایانی اکتشاف محدوده سوناچیل در مقیاس ۱/۵۰۰۰.



صادقی، س.، یزدی، م.، رسا، ا. و جانثاری، م. ر.، ۱۴۰۰. منشاء یابی نهشته های پلاستی کواترنری با بهره گیری از مطالعات دورسنجی و ژئوشیمی در محدوده زواریان، جنوب غرب قم، مرکز ایران. فصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، دوره هفتم، شماره ۲ و ۱، صص ۶۲۹ - ۶۴۹.

مهدوی، م. و امینی فضل، ع.، ۱۳۶۸. نقشه زمین شناسی اهر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مهرنیا، س. ر.، ۱۳۹۶. بررسی نقش توزیع فرکتالی سیلیس در تحولات بافتی و کانه زایی طلا در منطقه راوند استان قزوین. فصلنامه زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، سال یازدهم، شماره ۴۳، صص ۱۵-۲۶.

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه ای بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

هزارخانی، ا. و سلجوقی، ب. ش.، ۱۳۹۵. مدل سازی فرکتال و چندفرکتال داده های ژئوشیمیایی. انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر.

Cheng, Q., Agterberg, F. P., and Ballantyne, S. B. (1994). The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 51(2), pp. 109-130.

Cheng, Q., Agterberg, F.P. and Carter, G.F., 1996. A Spatial Analysis Method for Geochemical Anomaly Separation. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 65, pp. 175-194.

Cox, D. P. and Singer, D. A., 1986. Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin, 1693: 379 pp.

Heidari, S. M., Afzal, P. and Sadeghi, B., 2022. Miocene tectono-magmatic events and gold/poly-metal mineralizations in the Takab-Delijan belt, NW Iran. *Geochemistry*, Vol. 83, pp. 125944.

Wang, Q. F., Deng, J., Liu, H., Yang, L. Q., Wan, L. and Zhang, R. Z., 2010. Fractal models for ore reserve estimation. *Ore Geology Reviews*, 37: pp. 2-14.

## بررسی روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها (GERT) در برنامه‌ریزی، مدیریت و کنترل پروژه‌های اکتشاف معادن

حسین فلاحي<sup>۱\*</sup>، محمد پارسائی<sup>۲</sup>، محمدرضا رحمانی<sup>۳</sup>، مهدی شمس‌الدینی<sup>۳</sup>

۱- مدیر دفتر فنی پهنه اکتشافی سبزواران، دانشجوی دکتری سنگ‌شناسی، دانشگاه تبریز؛ [Hosein.falahi@gmail.com](mailto:Hosein.falahi@gmail.com)

۲- مدیر پروژه پهنه اکتشافی سبزواران، موسسه ثارالله، قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص)، کرمان

۳- کارشناس مهندسی صنایع، کارگاه سبزواران، موسسه ثارالله؛ هلدینگ صنعت و معدن، قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص)

### چکیده

پروژه را می‌توان مجموعه‌ای از فعالیت‌هایی که توسط فرد یا افرادی به منظور رسیدن به یک نقطه هدف، تنها برای یک‌بار، در یک زمان مشخص و در یک مکان انجام می‌پذیرد، دانست. از ابزارهای رایج جهت کنترل پروژه می‌توان به روش‌های شبکه‌ای مانند روش مسیر بحرانی (CPM)، روش ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها (PERT) و روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها (GERT) اشاره کرد. در روش مسیر بحرانی (CPM)، برآورد زمان قطعی پروژه و در روش ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها (PERT) برآوردهای زمان احتمالی مورد استفاده قرار می‌گیرد، اما روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها (GERT) برای پروژه‌هایی به کار می‌رود که در آنها فعالیت‌هایی وجود دارند که اجرا یا عدم اجرای آنها جنبه احتمالی دارد و ادامه فعالیت تا انتهای پروژه منوط به تایید مراحل قبل می‌باشد. می‌توان از زمان و هزینه، بعنوان عوامل کلیدی در برنامه‌ریزی، مدیریت و کنترل پروژه یاد کرد و از آنجایی که مراحل مختلف فعالیت‌های اکتشافی با عواملی همچون ساختار، توپوگرافی، تیپ کانه‌زایی، عیارحد و ذخیره ماده معدنی و شیوه استخراج ارتباط مستقیم وجود دارد، نمیتوان با قطعیت در مورد ادامه پروژه سخن به میان آورد. اصل اخذ نتایج مثبت از انجام فعالیت‌های اکتشافی در هر مرحله به منظور انجام مطالعات بعدی، یک اصل پایدار در پروژه‌های اکتشافی محسوب می‌شود. لذا با توجه به حضور عوامل تغییر دهنده و کنترل کننده در مسیر برنامه‌ریزی و مدیریت پروژه‌های اکتشافی، نمیتوان با قطعیت در مورد زمان اتمام و یا هزینه‌های آن اظهار نظر نمود. آگاهی از میزان احتمال وقوع یک فعالیت می‌تواند در افزایش بهره‌وری پروژه از منظر زمان و هزینه موثر باشد.

**واژه‌های کلیدی:** روش مسیر بحرانی؛ روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها، برنامه ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها؛ برآورد زمان قطعی پروژه

### Abstract

A project can be considered as a set of activities that are carried out by a person or people in order to reach a target point, only once, at a certain time and in a place. Common tools for project control include network methods such as Critical Path Method (CPM), Program Evaluation Review Technique (PERT), and Graphical Evaluation and Review Technique (GERT). In the Critical Path Method (CPM), the definite time estimation of the project is used, and in the Program Evaluation Review Technique (PERT), the possible time estimation is used, but the Graphical Evaluation and Review Technique (GERT) is used for projects in which there are activities that implementation or non-implementation is possible, and the continuation of the activity until the end of the project depends on the approval of the previous steps. Time and cost can be mentioned as key factors in planning, management and project control; and since the different phases of exploration activities are directly related to factors such as structure, topography, type of mineralization, cut of grade and mineral deposit and the method of extraction, it is not possible to speak with certainty about the continuation of the project. The principle of obtaining positive results from exploratory activities at each stage in order to carry out subsequent studies is considered a strong principle in exploratory projects. Therefore, due to the presence of changing and controlling factors in the planning and management of exploration projects, it is not possible to comment with certainty about the completion time or its costs. Knowing the probability of an activity can be effective in increasing project productivity in terms of time and cost.

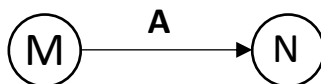
**Key words:** Critical Path Method; Graphical Evaluation and Review Technique, Program Evaluation and Review Technique, The Definite Time Estimation of Project.

## ۱- مقدمه

مجموعه‌ای از فعالیت‌ها که در زمان معین و با هزینه معین و کیفیت خاص برای رسیدن به هدفی معین انجام می‌شوند را پروژه می‌گویند (حاج شیر محمدی، علی، ۱۳۹۰). کنترل پروژه فرآیندی برای جمع‌آوری و تجزیه تحلیل داده‌های پروژه جهت هدایت هزینه‌ها و برنامه‌ها در مسیر درست است تا اطمینان حاصل شود که پروژه در مسیر مشخص تعریف شده باقی می‌ماند و اهداف و مقاصد خود را برآورده می‌کند (حاج شیر محمدی، علی، ۱۳۷۶). این فرآیند شامل مدیریت محصولات و اقلام قابل تحویل پروژه، بودجه، برنامه زمان‌بندی، منابع، ریسک‌ها و کیفیت می‌باشد. کنترل پروژه وقتی قابل انجام است که رویکرد برنامه مدیریت پروژه از قبل کاملاً مشخص و اهداف به صورت دقیق تعریف شده باشند. روش‌ها و تکنیک‌های پروژه براساس رویکرد مدیریت پروژه برای پروژه‌های قطعی و احتمالی می‌تواند متفاوت باشد. به منظور رسیدن به هدف پروژه (خدمات، طرح‌ها، برنامه‌ها) باید منابع و امکانات (نیروی انسانی، ماشین‌آلات، مصالح، بودجه، برنامه‌ها، سیاست‌ها) به طور صحیح و مناسب بکار گرفته شوند. برای این منظور، روش‌های مشخصی وجود دارند که با توجه به ماهیت فعالیت‌های درگیر در یک پروژه، از آنها استفاده می‌شود (Stevenson, W.J., Hojati, M., 2007). فعالیت‌ها براساس احتمال اجرای آنها، به دو گروه احتمالی و معین تقسیم‌بندی می‌شوند. فعالیت‌های معین تعدادی از فعالیت‌هایی هستند که در زمان برنامه‌ریزی مشخص است که به‌طور قطعی و مسلم انجام می‌شود و فعالیت‌های احتمالی، تعدادی از فعالیت‌هایی هستند که انجام چنین فعالیت‌هایی ممکن است در طول اجرای پروژه الزامی شده و نیز ممکن است احتیاجی به انجام آنها نباشد. از نظر طول زمان نیز فعالیت‌ها قابل تقسیم به دو گروه می‌باشند یکی فعالیت‌های دارای زمان معین و فعالیت‌های دارای زمان احتمالی. انواع فعالیت‌های ممکن در یک پروژه را با توجه به احتمال اجرای آنها به دو دسته فعالیت‌های معین و فعالیت‌های احتمالی تقسیم می‌کنند. فعالیت‌های معین، فعالیت‌هایی هستند که در زمان برنامه‌ریزی، مشخص است که به‌طور قطعی انجام خواهند شد. به عبارت دیگر به احتمال صد در صد اجرا می‌شوند. ولیکن در یک شبکه ممکن است فعالیت‌هایی وجود داشته باشند که انجام آنها احتمالی است به طوریکه این احتمال صد در صد نمی‌باشد. به اینگونه فعالیت‌ها، فعالیت‌های احتمالی گویند. این نوع از فعالیت‌ها، در طول اجرای پروژه ممکن است انجام شوند و یا ممکن است لزومی به انجام آنها نباشد. همچنین فعالیت‌ها را می‌توان از نظر طول زمان اجرا به فعالیت‌های دارای زمان معین و فعالیت‌های دارای زمان احتمالی دسته‌بندی کرد. فعالیت‌هایی که زمان اجرای آنها مشخص است و یا دارای تغییرات کمی می‌باشد، فعالیت‌های دارای زمان معین هستند. در حالیکه فعالیت‌هایی که زمان احتمالی دارند، زمان اجرای ثابتی نداشته و در بسیاری از موارد این زمان دارای تغییرات زیادی است که در پروژه‌های اکتشاف معادن قابل مشاهده هستند. پس رسیدن به اهداف و مقاصد پروژه، بدون مدیریت و کنترل بر اجرای فعالیت‌ها امکان‌پذیر نخواهد بود. روش مسیر بحرانی (CPM) به عنوان یکی از روش‌های برنامه‌ریزی پروژه، در پروژه‌های فاقد فعالیت و زمان‌های احتمالی، مناسب است. همچنین روش‌های دیگر جهت برنامه‌ریزی پروژه‌ها شامل روش ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها (PERT) و روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها (GERT)، به ترتیب در پروژه‌هایی با فعالیت‌های قطعی اما زمان اجرای احتمالی و در پروژه‌هایی با فعالیت‌های غیر قطعی و احتمالی استفاده می‌شوند که هر پروژه دارای دوره زمانی مشخصی است (Chatwal, S., 2014). معمولاً بر اساس نوع فعالیت‌های لازم، پروژه‌ها را از نظر زمانی به چهار فاز (مرحله اصلی): ۱- فاز امکان‌سنجی ۲- فاز طراحی و برنامه‌ریزی ۳- فاز اجرا ۴- فاز پایانی تقسیم می‌کنند. از آنجا که یکی از وظایف مدیریت پروژه برنامه‌ریزی و زمان‌بندی پروژه است باید پارامترهای زمان، هزینه، منابع و امکانات به گونه‌ای تعیین شوند که پروژه با اقتصادی‌ترین حالت ممکن انجام گردد. البته برای اینکه کارهای اجرایی مطابق برنامه‌ریزی و زمان‌بندی پیش روند، باید کنترل از طریق مدیریت بر اجرای آنها وجود داشته باشد. پس مدیریت پروژه یکی از ارکان اصلی برای رسیدن یک پروژه به هدف تعیین شده با زمان، هزینه و کیفیت مشخص است. برنامه‌ریزی موجی، حالتی از برنامه‌ریزی تکامل تدریجی است که در روش مسیر بحرانی کاربرد دارد به این صورت که در آن، کارهای قریب‌الوقوع و احتمالی به تفصیل، برنامه‌ریزی شده و کارهای آتی که جزئیات آنها مشخص نیست در سطح بالاتری از ساختار شکست کار، برنامه‌ریزی می‌گردد و به محض نزدیک شدن به زمان وقوع آنها به صورت تفصیلی برنامه‌ریزی می‌شود. با بهره‌گیری از این روش می‌توان بین روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها و روش مسیر بحرانی ارتباط معنی‌داری ایجاد کرد.

## ۲- روش تحقیق

همانطور که گفته شد یکی از مسائل اصلی که مدیریت و کنترل پروژه باید آن را تعیین کند، برنامه‌ریزی و زمان‌بندی پروژه است. روش‌های معمول برای برنامه‌ریزی پروژه‌ها، شامل نمودارهای گانت، روش مسیر بحرانی، روش ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها و روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها می‌باشند. با توجه به نوع فعالیت‌های یک پروژه روش مناسب انتخاب می‌شود. برای پروژه‌هایی که فعالیت‌های معین با زمان‌های معین دارند، روش CPM کاربرد دارد. برای پروژه‌هایی که فعالیت‌های معین با زمان‌های احتمالی دارند، روش ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها مناسب‌تر است و پروژه‌هایی که دارای فعالیت‌های احتمالی اند، کاربرد روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها بیشتر می‌باشد. نمودارهای شبکه را به شکل‌های مختلف می‌توان نمایش داد. به عبارتی شبکه، یک نمودار است که فعالیت‌های لازم برای تکمیل یک پروژه و ارتباط آنها با هم را از ابتدا تا انتها نشان می‌دهد. یکی از روش‌ها، استفاده از شبکه‌های برداری می‌باشد. در این شبکه‌ها، فعالیت‌ها به صورت برداری مشخص می‌گردند. همچنین شبکه‌های گره‌ای نیز وجود دارند که فعالیت‌ها داخل گره‌ها بیان می‌شوند. هر جزء از کارهای پروژه که اجرای آنها نیاز به صرف زمان، هزینه، منابع دارد را فعالیت گویند. فعالیت دارای نقاط آغاز و پایان می‌باشد. نقاط آغاز و یا



شکل ۱- الگوی شبکه

A : فعالیت تعریف شده

M : شروع فعالیت

N : پایان فعالیت

پایان یک فعالیت را که بیانگر تاریخ‌های زمانی هستند را رویداد می‌نامند.

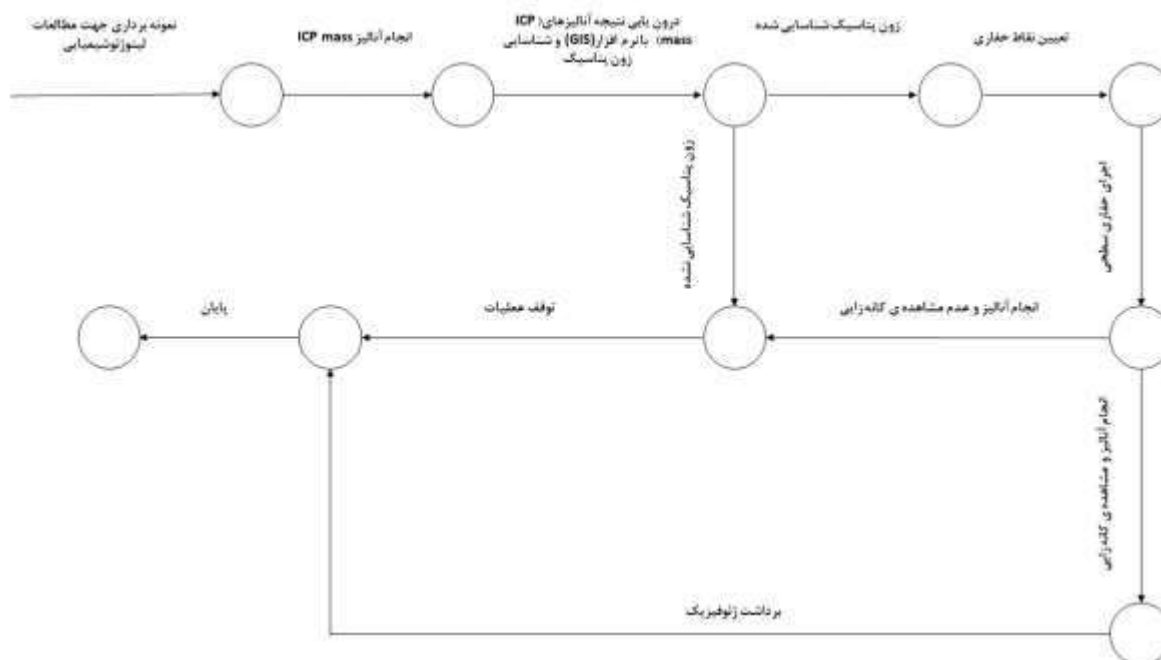
فعالیت A را پیش نیاز فعالیت B گویند در صورتیکه بلافاصله پس از تکمیل فعالیت A، فعالیت B قابل اجرا باشد. برای اینکه پروژه در مدت زمان معین به پایان برسد، باید زودترین تاریخ‌ها و دیرترین تاریخ‌ها را برای شروع و پایان هر فعالیت مشخص کرد. برخی از فعالیت‌ها از آغاز تا پایان پروژه به صورت پیوسته وجود دارند که باید در تاریخ مشخص اجرا شوند و نباید در اجرای آنها تاخیر بی‌افتد، چون باعث تاخیر در کل پروژه می‌شوند. به این فعالیت‌ها، فعالیت‌های بحرانی گویند. دو نوع روش برای محاسبه تاریخ‌ها بر روی شبکه وجود دارد. روش پیشرو و روش پسرو. در روش پیشرو، زودترین تاریخ‌های ممکن برای اجرا تعیین می‌شوند ولی در روش پسرو دیرترین تاریخ‌های ممکن محاسبه می‌گردند. در شبکه CPM عوامل زمانی معین و غیر قابل تغییر در نظر گرفته می‌شوند. در این روش با توجه به مدت زمان، توالی و ارتباط فعالیت‌ها، زودترین و دیرترین زمان‌های شروع و پایان هر فعالیت با محاسبه کل فعالیت‌ها به طور قطعی مشخص می‌شود. در صورتیکه پروژه‌ها در شرایط و محیطی اجرا می‌شوند که عوامل موثر در آنها نوسانات زیادی نداشته باشند، می‌توان با روش CPM به نتیجه قابل اطمینانی دست یافت. اساس روش PERT این است که وقایع کلیدی و مهم (بحرانی) باید در تاریخ‌های معین اجرا گردند تا کل پروژه در زمان تعیین شده به پایان برسد. در این شبکه عامل زمان توأم با احتمال بیان می‌شود. آگاهی از میزان احتمال وقوع رویدادهای مهم پروژه و یا تعیین احتمال تکمیل پروژه، مسئول پروژه را در تصمیم‌گیری‌ها کمک می‌کند. این دو شبکه‌ای که در قبل ذکر شدند، دارای فعالیت معین می‌باشند. به این معنی که پس از برنامه‌ریزی و در زمان اجرای عملیات، مشخص است که چه فعالیت‌هایی باید انجام گیرند تا پروژه به نتیجه برسد. بعضی از پروژه‌ها فعالیت‌های تعریف شده‌ای دارند که نباید به طور کامل اجرا شوند یا بعضی از فعالیت‌های آنها به صورت نیمه‌کاره و برخی از آنها بیش از یکبار اجرا می‌گردند. روش GERT، برای پروژه‌هایی که دارای فعالیت‌هایی هستند که اجرا یا عدم اجرای آنها به شکل احتمالی است و در شروع پروژه قابل پیش‌بینی نیستند، بکار می‌رود. در شبکه CPM، تمام خروجی‌های یک رویداد الزاماً باید اجرا شوند ولیکن در یک شبکه می‌توانیم خروجی‌های احتمالی داشته باشیم مثلاً از میان چندین

خروجی فقط یکی از آنها عملی شود. در شبکه CPM لازم است تا تمام فعالیت‌های ورودی تکمیل شوند تا فعالیت خروجی قابل شروع شدن باشد ولی در شبکه GERT تکمیل شدن یکی از فعالیت‌های ورودی کافی است. همچنین در شبکه GERT می‌توانیم بین فعالیت‌ها رابطه حلقه‌ای یا سیکلی داشته باشیم که چنین موردی در شبکه CPM مجاز نیست. با وجود حلقه در این نوع از شبکه‌ها، فعالیت‌ها می‌توانند چندین بار تکرار شوند. که در این پژوهش از این روش استفاده شده است.

### ۳- بحث

در یک پروژه اکتشافی معدنی فعالیت‌های متعددی پیش روی ما قرار دارند. این فعالیت‌ها با توجه به اینکه در چه مرحله از اکتشاف هستیم (شناسایی و پیجویی، اکتشاف عمومی و اکتشاف تفصیلی)، چه نوع کانساری را مورد اکتشاف قرار می‌دهیم و چه اهدافی مورد نظر ما است، باید تعریف شوند. از آنجا که پروژه‌های اکتشافی، هزینه‌های زیادی را به خود اختصاص می‌دهند، داشتن برنامه زمان‌بندی دقیق و مناسب، می‌تواند در کاهش هزینه‌های اکتشافی موثر باشد. برای تخمین زمان فعالیت‌ها در یک پروژه اکتشافی، باید از شخصی استفاده نمود که به عملیات اجرایی تسلط داشته باشد و بر اساس تجربه و با توجه به شرایط موجود بتواند بهترین زمان را برای انجام آن فعالیت پیش‌بینی کند. معمولاً افرادی که مسئول یک عملیات می‌باشند و در زمینه آن فعالیت تخصص مرتبط دارند، مناسب‌ترین افراد برای تخمین زمان فعالیت‌های مربوط به آن عملیات هستند. برای این منظور مسئول عملیات باید میزان تجهیزات، ماشین‌آلات یا نیروی انسانی مورد نیاز برای آن فعالیت را برآورد کند تا زمان اجرای فعالیت را تخمین بزند. در برنامه‌ریزی یک پروژه علاوه بر عامل زمان که می‌تواند احتمالی باشد، ماهیت برخی از فعالیت‌ها نیز احتمالی در نظر گرفته می‌شوند. یعنی در مرحله برنامه‌ریزی پیش‌بینی دقیق برای اجرای آنها، امکان پذیر نیست و در حین اجرای پروژه، انجام آن فعالیت‌ها الزامی تشخیص داده می‌شود. به عبارت دیگر لزوم یا عدم لزوم اجرای چنین فعالیت‌هایی بستگی به نتایج یا اجرای فعالیت‌های قبلی آنها دارد. در یک پروژه معدنی که در مرحله اکتشاف قرار دارد، به علت ارتباط مستقیم با شرایط زمین‌شناسی، کانی‌شناسی محل کانی‌سازی و طبیعت احتمال پذیر این عوامل، طرح از درجه احتمال و خطاپذیری بیشتری نسبت به سایر مراحل برخوردار است و به عبارتی ریسک معدنکاری در این مرحله زیاد می‌باشد. به عنوان مثال در مرحله نمونه‌برداری و آنالیز نمونه‌ها، در صورتیکه جواب آنالیزها رضایت‌بخش باشد، فعالیت بعدی (مثلاً ارزیابی ذخیره) انجام می‌گیرد ولی در صورت عدم تایید نتایج، باید آنالیزها مجدداً تکرار گردند، یا در طراحی و روش نمونه برداری تجدیدنظر شده و یا از ادامه فعالیت اکتشافی دست کشیده شود. این امر در مورد حفاریات اکتشافی (ترانشه، چاهک، ...)، بکارگیری روشهای ژئوشیمی، ژئوفیزیکی و ارزیابی ذخیره نیز وجود دارد. اکتشاف معادن با توجه به نوع کانسار و هدف مطالعات می‌تواند از محیط سنگ، خاک، آب، رسوب آبراهه‌ای، گدازه و حتی گاز انجام گیرد. حفاریات اکتشافی مانند تونل‌ها، ترانشه‌ها، چاهک‌ها و گمانه‌ها به منظور دسترسی مستقیم به ماده معدنی و نمونه‌برداری از آن حفر می‌شوند. در مناطقی که شبکه آبراهه‌ای وجود دارد، نمونه برداری از رسوبات آبراهه‌ای و مطالعه همزمان کانی سنگین، در کاهش تعداد نمونه‌ها و هزینه عملیات اکتشافی بسیار مؤثر خواهد بود. البته باید توجه داشت که طراحی شبکه نمونه‌برداری باید به گونه‌ای باشد که به یک روش بهینه (کاهش خطای نمونه برداری) برای اخذ نمونه‌ها دست یافت.

به عنوان مثال در پروژه پیجویی و شناسایی مرحله اکتشاف عمومی منطقه جالبرز، از مرحله برداشت‌های لیتوژئوشیمیایی تا مرحله برداشت ژئوفیزیک، مراحل احتمالی وجود دارد که در این مراحل از روش برنامه‌ریزی گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه‌ها استفاده شده است، به اینگونه که پس از انجام برداشت لیتوژئوشیمیایی در منطقه مورد نظر، باید آنالیز نمونه‌ها صورت پذیرد. بعد از دریافت نتایج آنالیز، توسط نرم افزار GIS، درون‌یابی نتایج آنالیز برای شناسایی زون پتاسیک انجام می‌شود، اگر چنانچه زون پتاسیک شناسایی نشود که این فعالیت در همین مرحله متوقف شده و ادامه کار انجام نمی‌شود، اگر زون پتاسیک شناسایی شود فعالیت‌ها ادامه پیدا کرده و بعد از انجام حفاری سطحی اگر چنانچه کانه زایی دیده نشود، در این مرحله برنامه متوقف شده و کار اتمام می‌یابد در غیر این صورت، در صورت مشاهده کانه‌زایی، فعالیت ژئوفیزیک انجام می‌شود.



## ۵- نتیجه گیری

در برنامه ریزی پروژه های اکتشاف معادن با استفاده از روش های شبکه ای، با توجه به وجود فعالیت های احتمالی در این پروژه ها، استفاده از روش برنامه ریزی گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه ها، نسبت به سایر روش ها ارجحیت دارد. این شبکه ها علاوه بر نشان دادن رابطه بین فعالیت ها با اطلاعاتی (نظیر زودترین و دیرترین زمان های ممکن برای شروع هر فعالیت، زودترین و دیرترین زمان های ممکن برای خاتمه هر فعالیت، تاریخ پایان و زمان های شناوری مجاز هر فعالیت) که ارائه می دهند، بهترین وسیله برای نشان دادن مشخصات زمانی فعالیت ها برای افراد در ارتباط با آن پروژه می باشند. همچنین فعالیت های بحرانی که از نظر زمان و تاریخ های شروع و پایان دارای اهمیت خاصی هستند (تاثیر روی کل پروژه می گذارند)، به راحتی شناسایی شده و مدیریت پروژه می تواند بر روی اجرای به موقع اینگونه فعالیت ها توجه کند. در پروژه های صنعتی و عمرانی، به علت وجود تجربه بالا و ثابت بودن پارامترهای موثر در عملیات و استانداردهای ذکر شده و مقید در این زمینه، عوامل زمانی معین و نوع فعالیت های قابل انجام برای مسئولین مشخص است. به همین علت شبکه روش مسیر بحرانی برای صنایع به خوبی پذیرفته شده است. برای برنامه ریزی پروژه های اکتشاف معادن با استفاده از روش شبکه ای، به علت وجود فعالیت های احتمالی در چنین پروژه هایی و با توجه به اینکه شبکه های روش ارزیابی و بازنگری پروژه ها و روش مسیر بحرانی قابلیت قبول فعالیت های احتمالی را ندارند، استفاده از شبکه روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه ها (GERT) مناسب به نظر می رسد در نهایت با استفاده از برنامه ریزی موجی، می توان بین روش گرافیکی ارزیابی و بازنگری پروژه ها و روش مسیر بحرانی، در مسیر پیشبرد پروژه ارتباط برقرار کرد.

## ۶- تقدیر و تشکر

نگارندگان این پژوهش از همراهی و مساعدت قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص) به پاس حمایت های اقتصادی و همچنین از مردم خونگرم میجان کمال تشکر و قدردانی را دارند.

## ۷- مراجع

- آلال پوش، حمید، (۱۳۸۲)، "دانش مدیریت پروژه"، ترجمه، انتشارات حامی.
- نادری پور، محمود، (۱۳۷۷)، "برنامه ریزی و کنترل پروژه"، سازمان برنامه و بودجه.
- کحال زاده، عباس، (۱۳۷۸)، "مدیریت پروژه"، ترجمه، نشر دانشگاهی تهران.
- حسینی پاک، علی اصغر، (۱۳۷۱)، "نمونه برداری معدنی"، انتشارات دانشگاه تهران.
- حاج شیر محمدی، علی، (۱۳۷۶)، "مدیریت و کنترل پروژه"، انتشارات جهاد دانشگاهی دانشگاه صنعت اصفهان.
- حاج شیر محمدی، علی، (۱۳۹۰)؛ "مدیریت و کنترل پروژه"، انتشارات جهاد دانشگاهی، دانشگاه صنعتی اصفهان، جلد اول، ویرایش جدید.
- طالش حسینی، س، مرادزاده، ع، اصغری، ا، (۱۳۹۸)، کاربرد شبکه برنامه ریزی GERT در ساختار مدیریت پروژه های پیچیده سازی زمین آماریدر کانسارمس - طلا دالی شمالی استان مرکزی، نشریه علمی پژوهشی
- صدری، م، سکاکی، ح، (۱۳۸۳)، روشهای شبکه ای موثر در مدیریت پروژه های اکتشافی، کنفرانس مهندسی معدن ایران
- Stevenson, W.J., Hojati, M., 2007, "Operations management", Vol. 8, Boston: McGraw-Hill/Irwin
- Chatwal, S., 2014, "Application of project scheduling in a bottling unit startup using pert and CPM techniques". International Journal of Advanced Research in Engineering and Applied Sciences 3(6), 1-9.



## بررسی تغییر روند ساختارهای خطی جنوب استان اردبیل

فاطمه صالحی دولق<sup>۱</sup>، رامین صادقی<sup>۲</sup>

۱- کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

[Fateme.salehi.3035@gmail.com](mailto:Fateme.salehi.3035@gmail.com)

۲- استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

[Raminsadeghi54@gmail.com](mailto:Raminsadeghi54@gmail.com)

### چکیده

جنوب استان اردبیل منطقه خلخال، از دیدگاه ژئودینامیکی و زمین ساختی از پیچیدگی ویژه‌ای برخوردار است. در همین راستا رژیم‌های تکتونیکی حاکم در زمان‌های مختلف زمین شناسی سبب دگرریختی سنگ‌ها شده است. آثار این دگرریختی‌ها در سنگ‌ها به صورت گسل‌ها، چین‌ها و دیگر ساختارهای تکتونیکی ثبت شده است. سازندهای مختلف زمین شناسی از پرموکرئونیفر تا عهدحاضر در این منطقه قابل مشاهده می‌باشند که در این تحقیق، ساختارهای دگرشکل یافته‌ی موجود در سازندهای آهکی کرتاسه و پس از آن، مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه فشارشی-کششی می‌باشد، یعنی نیروهای غالب بر منطقه ابتدا به صورت فشارشی و سپس کششی عمل کرده است. راستای نیروهای وارده باعث شکل‌گیری ساختارهای خطی مختلف شده است که این ساختارها در زمان‌های مختلف تغییر روند داده و باعث ایجاد ساختارها و ناآرامی‌ها در منطقه شده است، به طوری که این ساختارها ابتدا دارای روند شمال غرب-جنوب شرق سپس روند شمال شرق و جنوب غرب را به خود می‌گیرد و در انتها دارای روند شمالی-جنوبی می‌شود که همین روند، روند غالب منطقه بوده و شکل‌گیری ساختارها بر همین مبنا انجام شده است.

**واژه‌های کلیدی:** خلخال، تغییر روند، رژیم‌های کششی-فشارشی، ساختارهای شمالی-جنوبی

### Abstract

South of Ardabil province, Khalkhal region has a special complexity from the geodynamic and tectonic point of view. In this regard, the prevailing tectonic regimes in different geological times have caused the transformation of rocks. The effects of these changes are recorded in the rocks in the form of faults, folds and other tectonic structures. Various geological formations from the Permocarboneiferous to the present can be seen in this area in this research, the deformed structures found in Cretaceous limestone formations and later have been studied. The results of the investigations show that the tectonic regime governing the region is compressive-tensile, that is, the prevailing forces on the region first acted as compressive and then tensile. The direction of the incoming forces has caused the formation of different linear structures that these structures have changed in different times and caused the creation of structures and unrest in the region, So that these structures first have a trend of northwest-southeast, then it takes the trend of northeast and southwest And at the end, it has a north-south trend, which is the dominant trend of the region and the formation of structures was done on this basis.

**Key words:** Khalkhal, trend change, tensile-compressive regimes, north-south structures

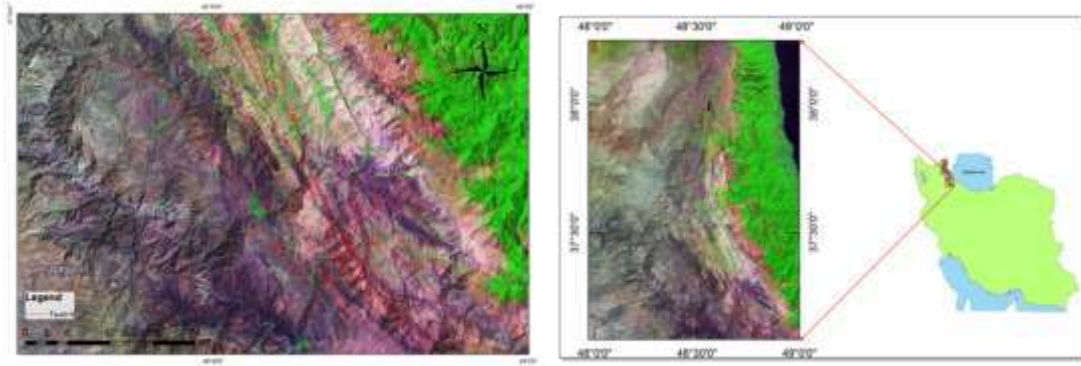
### مقدمه

گستره مورد مطالعه در استان اردبیل و در منطقه‌ی خلخال واقع شده است. مهم‌ترین راه ارتباطی به گستره مورد مطالعه، جاده‌ی خلخال-کلور-گندم آباد-ماسوله است. از دیگر راه‌های اصلی در ناحیه مورد مطالعه، محور اردبیل-آستارا-فومن-ماسوله است.

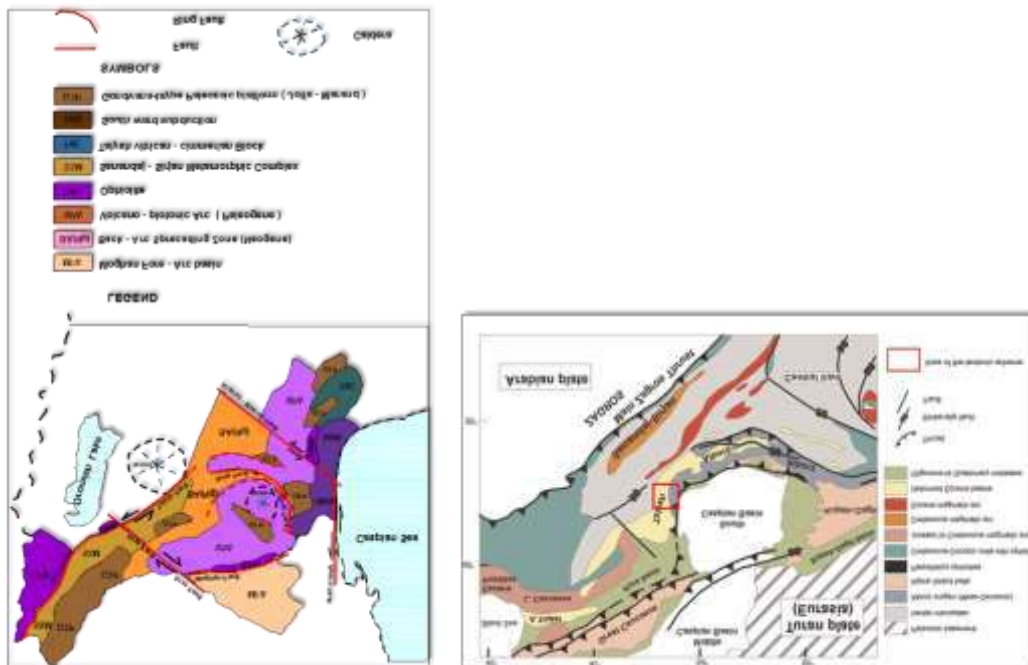
منطقه مورد بررسی بخشی از پهنه زمین ساختی آذربایجان خاوری است که در بین گودی کاسپین در خاور و فرونشست ارومیه-تکاب در باختر ایران جای گرفته است. به بیان دیگر منطقه مورد مطالعه جزئی از بخش باختری رشته کوه‌های البرز می‌باشد، جایی که روند ساختارهای البرز از شمال باختر-جنوب خاور به شمال-جنوب تغییر یافته است.

اردبیل به ویژه جنوب آن و منطقه خلخال دارای ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی متفاوتی نسبت به سایر نقاط بلوک آذربایجان و ایران است. ساختارهای موجود در منطقه به علت عملکرد فازهای تکتونیکی در زمان‌های مختلف در منطقه از خود نشان می‌دهد که در این راستا هم ساختارهای شکل‌پذیر شامل چین‌ها و هم ساختارهای شکننده شامل گسل‌ها و درزه‌ها مشاهده گردید.

گسل‌ها از مهم‌ترین ابزار برای تعیین جهت‌گیری بردار جابه‌جایی و حالت تنش هستند. بر پایه تعریف (Angelier, 1994)، گسل‌ها شکستگی است با دو بلوک جدا که جابه‌جایی کلی در آن با چشم غیر مسلح دیده می‌شود و بیشتر جابه‌جایی در راستای موازی با سطح گسل شود.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و تصویر ماهواره ای و گسل‌های اصلی منطقه با طول بزرگتر از ۵ کیلومتر

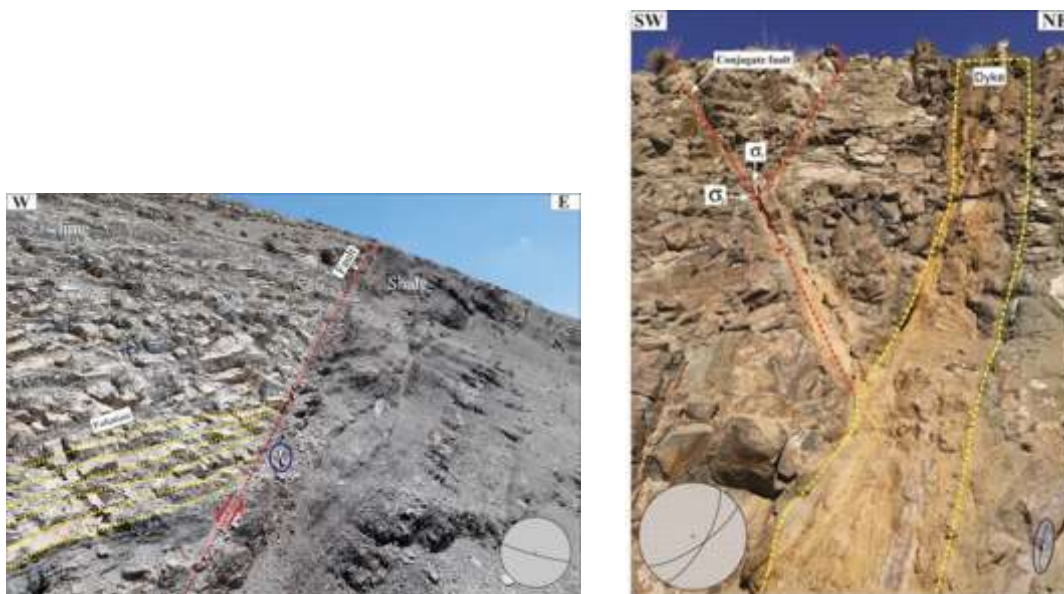


شکل ۲- نقشه زمین‌ساختی ساده شده گستره مورد مطالعه و مناطق اطراف ( اقتباس Vernant et al., 2004 )

شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی - ساختاری گستره مورد مطالعه و شمال‌باختر ایران

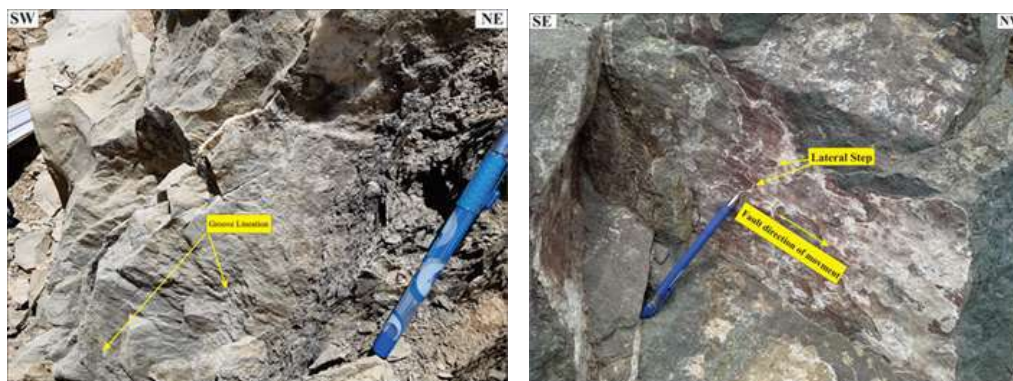
## روش پژوهش

گسل های تراستی در آهک های کرتاسه باعث رانده شدن لایه های رویی بر روی لایه های زیرین شده است. از طرفی باتوجه به این که از ساختارها می توان نتیجه گرفت قبل از کرتاسه فازهای تکتونیکی مختلف در این منطقه عملکرد داشته و راستای تنش های اصلی به طور متناوب در حال تغییر بوده اند دلیل آن این است که در هم پیچیدگی زیادی در ساختارهای این منطقه دیده می شود (شکل ۴). در منطقه عملکرد نیروهای تکتونیکی باعث به وجود آمدن شکستگی ها و گسل های مزدوج و همچنین ساختارهای کششی از جمله دایک شده است. این خطواره ها، موازی با روند حرکت دو بلوک گسلی یعنی راستای کمترین مقاومت برشی و بیشترین تنش برشی روی سطح گسل تشکیل می شوند.



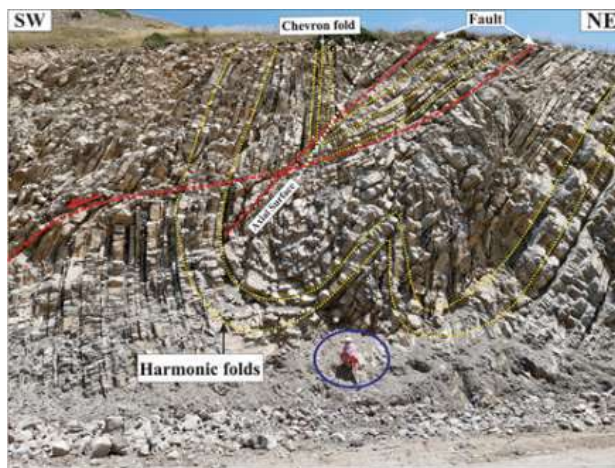
شکل ۴ - جابجایی نسبی دو بلوک گسلی، گسل نرمال با مولفه چپگرد در منطقه کلور. دید به شمال

شکل ۵ - شکستگی های مزدوج دید به سمت شمال غرب



شکل ۶- خش لغز شیباری روی سطح گسل در منطقه برآمدگی و فرورفتگی در سطح گسل و ایجاد پله های گسلی در منطقه دید جنوب باختر

در منطقه مورد مطالعه بیشتر چین ها به وسیله گسل ها بارها و بارها بریده شده و شکل اولیه خود را از دست داده اند تنها چین های بزرگ مقیاس حفظ شدگی بهتری نشان می دهند. در شکل ۶ شدت تکتونیزه و عملکرد نیروها به وفور مشاهده می شود به طوری که لایه بندی و ساختارها از جمله چین ها در غالب ناودیس و تاقدیس به شدت جابه جا شدند که در منطقه یک حالت ناودیس کلی که در درون آن ها ریز چین ها که به صورت جناغی هستند. زاویه بین یالی بین ۰ تا ۱۰ درجه می باشد و منطقه لولا یک نقطه است. چین خوردگی در شیب ها که این نوع چین ها نتیجه دگرریختی در زمان تشکیل سنگ در مواد سخت نشده است مانند چین های ریزشی در رسوبات نرم و چین های جریانی در جریان های لاوا.



شکل ۷- چین های تکتونیک: چین های هماهنگ و چین جناغی به همراه گسلش

### بررسی ژئودینامیکی و زمین ساختی البرز باختری با تگرشی بر علل تغییر روند ساختارها

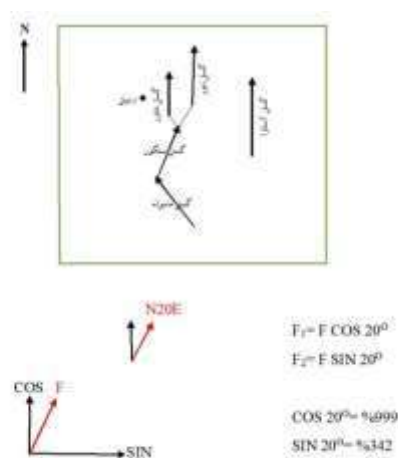
در خصوص شکل گیری فلات آذربایجان و گستره مورد مطالعه می توان چنین عنوان نمود که در اثر عملکرد فاز کوهزایی لارامید (کرتاسه بالایی - پالئوسن) و فرورائش اقیانوس نئوتتیس در ایران مرکزی فعالیت های آتشفشانی شدیدی در این منطقه به وجود آمده و بعد از این مرحله در اثر عملکرد فاز کوهزایی پیرنه (ائوسن) همزمان با به وجود آمدن توده های نفوذی در سایر مناطق البرز، فلات آذربایجان و کوه های این منطقه به وجود آمده اند





با بررسی بردارهای نیرو و تنش‌های وارده به ساختارهای خطی در گستره مورد مطالعه ملاحظه می‌شود که ایران بین دو پوسته قاره‌ای پایدار قدیمی یکی صفحه عربستان در جنوب باختری و دیگری صفحه توران در شمال خاوری فشرده شده است این مسئله در روند حوادث ساختاری و زمین‌شناسی ایران از جمله شمال باختری آن و گستره اردبیل تاثیر بسزایی داشته است.

بررسی‌های انجام یافته نشانگر این است که راستای نیروی وارده به گستره مورد مطالعه هم جهت با راستای نیروی اصلی می‌باشد که صفحه عربی ایران زمین را متاثر می‌کند راستای این نیرو در منطقه N20E می‌باشد. اگر نیروی وارد بر منطقه را مطابق شکل ۱۱ به دو مؤلفه  $F_1 = F \cos 20^\circ$  و  $F_2 = F \sin 20^\circ$  تجزیه کنیم مشاهده می‌شود که مقدار  $F_2$  بیشتر است چون  $\cos 20^\circ$  مقدار بیشتری داشته بنابراین  $F_1$  بزرگتر از  $F_2$  می‌باشد. با توجه به اینکه راستای  $F_1$  شمالی-جنوبی می‌باشد می‌توان گفت ساختارهای غالب گستره مورد مطالعه یعنی روندهای شمالی-جنوبی تحت تاثیر مؤلفه بزرگتر نیروی اصلی وارد بر منطقه  $F_1$  به وجد آمده‌اند، بنابراین ساختارهای کوچک و محلی، متاثر از گسل‌های فعال منطقه از جمله گسل آستارا و گسل نور نبوده (افتخارنژاد ۱۳۸۳، گفتگوی شفاهی) و به طور مستقل تحت تاثیر مؤلفه  $F_1$  پدیدار گشته‌اند.



شکل ۱۱- تحلیل تغییر روند ساختارها بر مبنای نیروهای منطقه

## نتیجه گیری

رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه فشارشی-کششی می‌باشد، یعنی نیروهای غالب بر منطقه ابتدا به صورت فشارشی و سپس کششی عمل کرده است. تغییرات ساختاری و تحولات ماگمایی در فازهای تکتونیکی الیگومیوسن به وجود آمده‌اند. ساختارها و خطواره‌های شمالی-جنوبی موجود در منطقه بعد از الیگومیوسن تشکیل شده و مستقل از گسل‌های پی‌سنگی آستارا و نور می‌باشند. در اثر عملکرد راستالغز چهار گسل احاطه‌کننده بلوک آذربایجان و حرکت راستالغز آن‌ها در اثر نیروی وارده بر منطقه ی آذربایجان متاثر از نزدیک شدن پلیت عربی تکامل ساختاری یافته‌اند و باعث تغییر روند و تکامل ساختاری منطقه شده است. تجزیه برداری راستای نیروی وارد از پلیت عربی به پلیت ایران N20E مشخص گردید. مؤلفه ی شمالی-جنوبی دارای مقدار بیشتری بوده و همین عامل باعث تغییر روند و ایجاد خطواره‌های شمالی-جنوبی شده است.



## تقدیر و تشکر

از اساتید والا و ارجمندم جناب آقای دکتر صادقی، سرکار خانم دکتر علی زاده و جناب آقای دکتر بهیاری تقدیر و تشکر ویژه دارم و سپاسگزارم از تمامی دست اندرکاران و برگزارکنندگان همایش زمین.

## مراجع

اسدیان، ع.، میرزایی، ع.ر.، ۱۳۸۷. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش خلخال-رضوانشهر. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
درویش زاده، ع.، ۱۳۹۷. زمین شناسی ایران (چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم). امیرکبیر، ۴۳۴ صفحه.  
صادقی، ر.، سعیدی، ع.، آرین، م.، قرشی، م.، ۱۳۹۵. تفکیک فازهای تنش دیرین با استفاده از داده های سطوح لغزش گسلی در منطقه خلخال. فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۲، ص ۲۹۷-۳۰۲.

Alsop, G.I., Holdsworth, R.E., 2004. Shear zones-an introduction and overview. Geological Society of London Publications. Special Publications.

Marshak, S., Mitra, G., 1988. Basic Methods of Structural Geology. Pearson, 464 pages.

Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 2: Folds and Fractures. Pergamon Press, London.

## شناسایی اکسیدهای آهن با استفاده از داده‌های سنجش از دور سنجنده ASTER

در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه نو

سرور الهویسی<sup>۱\*</sup>، خلیل رضایی<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه خوارزمی.

Soroorvaisy9559@gmail.com

۲- عضو هیئت علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی.

Kh.rezaei@gmail.com

### چکیده

امروزه از تکنیک‌های سنجش از دور استفاده‌های زیادی می‌شود که یکی از کاربردهای مهم آن در اکتشاف ذخایر معدنی می‌باشد. تکنیک‌های سنجش از دور امکان شناسایی و اکتشاف مقدماتی یک محدوده وسیع را با دقت و سرعت بالا و هزینه کم می‌سازد. از آنجا که آهن به عنوان یک عنصر استراتژیک نقش مهمی در توسعه صنعت و اقتصاد کشورها دارد، این تحقیق به منظور بررسی پتانسیل و حضور کانی‌سازی احتمالی آهن در محدوده چاه‌نو با مطالعات سنجش از دور بر روی داده‌های مرئی و مادون قرمز نزدیک به علاوه مادون قرمز کوتاه (SWIR+VNIR) سنجنده ASTER صورت گرفته است. برای شناسایی نواحی دارای پتانسیل آهن با استفاده از داده‌های سنجش از دور از تکنیک‌های پردازش تصاویر ماهواره‌ای نظیر نسبت گیری باندی BR، ترکیب رنگی کاذب FCC، روش نقشه برداری زاویه طیفی SAM و روش پیش‌بینی خطی باند Ls\_Fit استفاده شده است.

واژه‌های کلیدی: سنجنده ASTER، BR، FCC، SAM، Ls\_Fit، چاه نو

### Abstract

Nowadays, remote sensing techniques are widely used, which is one of its important applications in the exploration of mineral deposits. Remote sensing techniques enable identification and preliminary exploration of a wide range with high accuracy and speed and low cost. Since iron as a strategic element plays an important role in the development of the industry and economy of countries, this research has been done in order to investigate the potential and presence of possible iron mineralization in the chah now area with remote sensing studies on visible and near-infrared plus short-infrared (swir+vnir) data of the aster sensors. To identify areas with iron potential using remote sensing data, satellite image processing technique such as band ratio (BR), false color composition (FCC), spectral angle mapper method (SAM) and linear band prediction method (Ls\_Fit) are used.

**Key words:** Aster sensors, BR, FCC, SAM, Ls\_Fit, chah now

### ۱- مقدمه

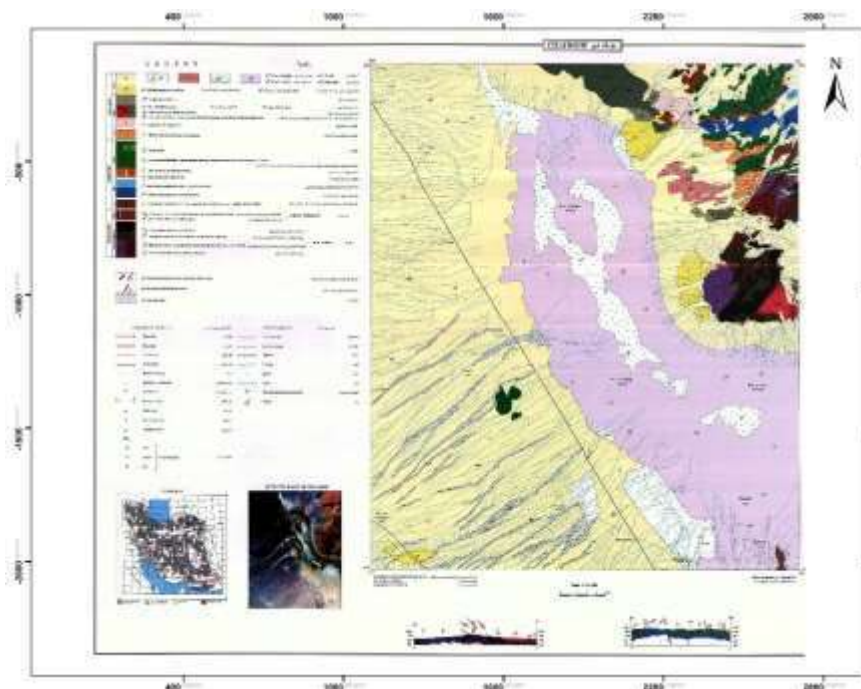
بهره‌گیری از فن‌آوری سنجش از دور و انواع تصاویر ماهواره‌ای در طی سال‌های اخیر به عنوان یکی از مهم‌ترین منابع جمع‌آوری اطلاعات به منظور مطالعه و پایش منابع زمینی و بهره‌برداری بهینه از این منابع می‌باشد (قربان‌زاده و عزت‌آبادی‌پور، ۱۳۹۹). در گذشته نقشه‌های زمین‌شناسی با استفاده از روش‌های مرسوم نقشه‌برداری زمین بر اساس مشاهدات میدانی تهیه شده‌اند، اما توسعه پردازش تصاویر، روش‌های نقشه‌برداری را تغییر داده‌است (Martins et al., 2015). سنجش از دور نقش بسیار مهمی در اقتصاد و صنعت کشور و توسعه صنایع از جمله صنعت معدن دارد و کاربردهای فراوانی در اکتشاف معادن و ذخایر معدنی مختلف داشته که یکی از کاربردهای به اثبات رسیده آن اکتشاف معادن آهن می‌باشد (حیدری‌جوانمردی و اسماعیلی، ۱۳۹۵). داده‌های مورد استفاده در این مطالعه مربوط به سنجنده ASTER است، سنجنده ASTER یکی از پنج سنجنده‌ای است که توسط ماهواره TERRA در دسامبر ۱۹۹۹ به فضا پرتاب و تصویربرداری آن در مارس ۲۰۰۰ شروع گردید (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۷). سنجنده ASTER با ۱۴ باند که دامنه طول موجی ۰.۵۲ تا ۱۱.۶۵ را در



سه محدوده طیف مرئی، سه باند مرئی و مادون قرمز نزدیک (VNIR) در محدوده ۰.۵۲-۰.۸۶ میکرون، با قدرت تفکیک مکانی ۱۵ متر، شش باند مادون قرمز طول موج کوتاه (SWIR) در محدوده ۱.۶۰-۲.۴۳ میکرون با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر و پنج باند مادون قرمز حرارتی (TIR) در محدوده ۸.۱۲۵-۱۱.۶۵ میکرون با قدرت تفکیک مکانی ۹۰ متر می‌باشد را پوشش می‌دهد (Yamaguchi et al., 1998). پهنای عرضی این سنجنده 60 کیلومتر است (Fujisada, 1995). برای آشکارسازی اکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) با توجه به داشتن ویژگی جذبی طیفی این گروه در محدوده امواج مادون قرمز نزدیک و طیف مرئی VNIR، این محدوده طیفی مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Taghavi et al., 2019).

## ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

ورقه چاه‌نو در موقعیت جغرافیایی ۵۴-۰۰، ۵۳-۳۰ طول‌های خاوری و ۳۳-۰۰، ۳۲-۳۰ عرض‌های شمالی جا دارد. آب و هوای این منطقه به طور کلی خشک و صحرایی بوده و بارندگی آن اندک است. از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه از دو بخش تشکیل شده است. بخش اول شامل بخش کوهستانی شمال خاوری که در برگیرنده‌ی نهشته‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک است که در مراحل گوناگون کوه‌زایی چین‌خورده و گسلیده شده‌اند. این نهشته‌ها بنابر ماهیت آتشفشانی-آهکی خود در برابر فرسایش مقاومت کرده و بلندی‌های منطقه را تشکیل داده‌اند. بخش دوم شامل بخش پست و کویری می‌باشد که در برگیرنده نهشته‌های کم‌ارتفاع و پست میوسن، نهشته‌های واحدهای  $Q_2$ ، نهشته‌های بادی  $Q_{sd}$  و نهشته‌های رسی نمکی  $Q_{cf}$  است. نهشته‌های کنگلومرایی ماسه‌ای، مارنی و آهکی میوسن در فاز کوه‌زایی آلپ پسین تحت عملکرد فشارهای جانبی قرار گرفته و فرونشسته و یک گودال وسیع با ساختار احتمالی زمین‌ناودیس را به وجود آورده است در بخش‌های نسبتاً بلند این گودال نهشته‌های واحد  $Q_2$  و در بخش ژرف تر آن رسوبات تبخیری و رسی رسوب نموده است. بنابر تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) این ورقه بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی است و شامل نهشته‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک، ترشیری و کواترنری می‌باشد (شکل ۱) (علانی مهابادی و فودازی، ۱۳۸۴).



شکل ۱- برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه‌نو

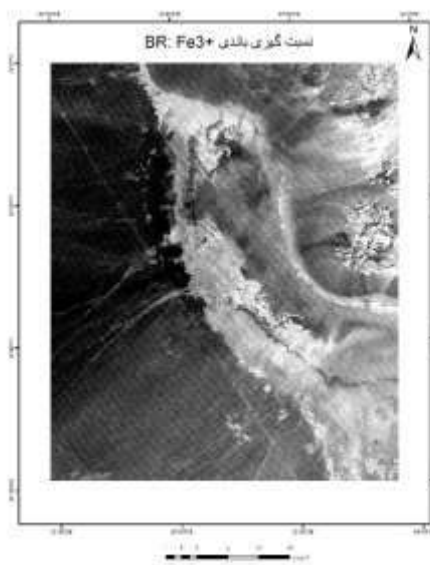
### ۳- روش مطالعه

در ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی و داده‌های ماهواره‌ای منطقه جمع‌آوری شده‌است. داده‌های ماهواره‌ای مورد استفاده در این پژوهش، داده‌های سنجنده ASTER مربوط به ماهواره TERRA می‌باشد. در ابتدا تصحیحات رادیومتریک، (به منظور تصحیح خطای ایجاد شده حاصل از اثرات جوی، توپوگرافی و اثر حساسیت سنجنده) و یکپارچه سازی تصاویر، Layer Stacking (یکی کردن باندهای VNIR و SWIR) برای تصحیح خطاهای موجود در تصویر اعمال شد (Yamaguchi et al., 1998). زون‌های آهن‌دار منطقه مورد مطالعه با اعمال تکنیک‌های نسبت‌گیری باندی (BR)، ترکیب رنگی کاذب (FCC)، نقشه-برداری زاویه طیفی (SAM) و روش پیش‌بینی خطی (LS-Fit) بارزسازی شده‌اند.

#### ۳-۱- نسبت‌گیری باندی (BR)

یکی از روش‌های رایج در پردازش تصاویر ماهواره‌ای روش نسبت‌گیری باندی است (Sabins, 1999). نسبت‌گیری باندی در واقع یکی از روش‌های پردازش تصاویر چندطیفی است که شامل تقسیم پیکسل‌های یک تصویر یا یک باند طیفی به پیکسل‌های متناظر آن تصویر یا باند دیگر است (آلیانی و همکاران، ۱۳۹۱). در این روش باندی که دارای بیشترین بازتاب است در صورت کسر و باندی که دارای بیشترین جذب است را در مخرج کسر قرار می‌گیرد (قربانزاده و عزت‌آبادی‌پور، ۱۳۹۹). روش نسبت‌گیری باندها می‌تواند برای بارزسازی اختلاف طیفی بین

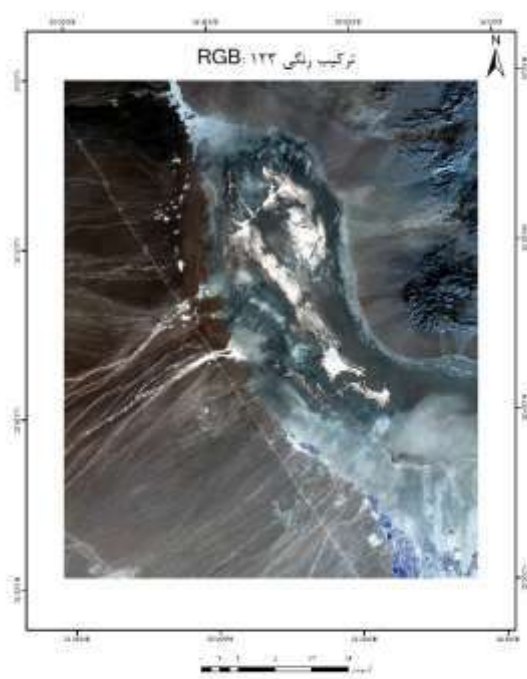
باندها استفاده شود و همچنین اثرات سایه و اختلاف روشنایی زمین را به دلیل شیب زمین کاهش دهد (Hewson et al., 2001). از روش نسبت‌گیری باندی برای آشکار کردن اختلاف بین درجات روشنایی، جدا کردن مرز واحدهای سنگی و تشخیص سنگ‌ها به کار می‌رود (Rouskov et al., 2005). جهت شناسایی مناطق دارای اکسید آهن به دلیل جذب در ناحیه باند ۱ و تابش در ناحیه باند ۲ از نسبت باندی ۲/۱ برای بارزسازی  $Fe^{3+}$  بهره گرفته شده‌است (Soe et al., 2005). بنابراین در تصاویر حاصل این مناطق با اثر مثبت پیکسل‌های روشن نمایان شده‌اند (شکل ۲).



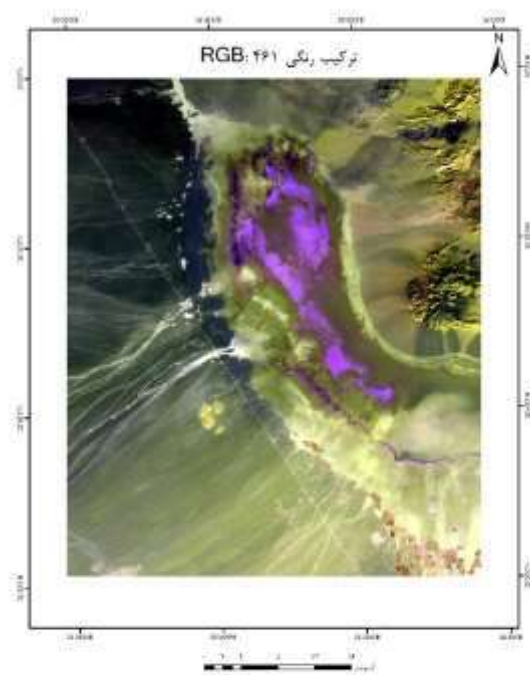
شکل ۲- نسبت‌گیری باندی  $Fe^{3+}$ ، نقاط هدف با رنگ سفید مشخص شده‌اند.

## ۲-۳- ترکیب رنگی کاذب (FCC)

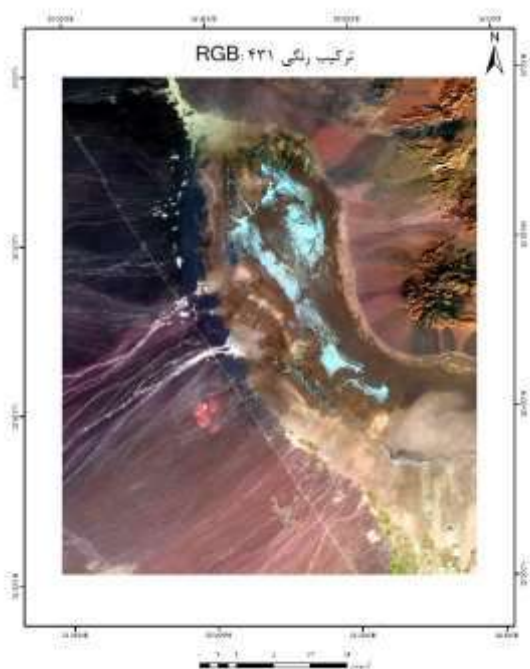
در این روش با قرار دادن باندهای مناسب تصویر در جعبه‌های قرمز، سبز و آبی عوارض مورد نظر مفسر به رنگ‌های دلخواه در تصویر حاصله پدید می‌آیند تا به راحتی عوارض مطلوب از تصویر حاصله استخراج شود (آلیانی و همکاران، ۱۳۹۱). افزودن ۳ رنگ قرمز سبز آبی در تصاویر چند طیفی برای نمایش طیف شاخص کانی به صورت ترکیب رنگی به کار می‌رود که نشان دهنده بیشترین انعکاس در طیف آن کانی است این روش آشکار سازی با ترکیب باندی‌های مرئی و فروسرخ حاصل می‌شود (Crosta et al., 1989). در این مطالعه ترکیب رنگی کاذب باندهای RGB-۱۲۳ برای آشکار سازی اکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت، لیمونیت) با توجه به ویژگی جذب طیفی در محدوده امواج مادون قرمز نزدیک و طیف مرئی (VNIR) استفاده شده‌است، در این ترکیب رنگی مناطق دارای اکسیدهای آهن بین تن‌های قهوه‌ای مایل به سیاه و آبی تیره تغییر خواهد کرد (شکل ۳). به علاوه ترکیب رنگی RGB-۴۶۱ نیز برای بارز سازی اکسیدهای آهن استفاده شد که مناطق دارای اکسید آهن به رنگ سبز دیده می‌شوند (شکل ۴) (آلیانی و همکاران، ۱۳۹۱). ترکیب رنگی کاذب باندهای RGB-۴۳۱ به منظور آشکار سازی اکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت، لیمونیت) با توجه به ویژگی‌های جذب طیفی در محدوده امواج مادون قرمز نزدیک و طیف مرئی VNIR مورد استفاده قرار گرفته است در این ترکیب رنگی مناطق دارای اکسیدهای آهن بین پیکسل‌های سفید و زرد متغیر هستند (شکل ۵) (Taghavi et al., 2019).



شکل 3- ترکیب رنگی RGB-۱۲۳ مناطق دارای اکسید آهن به رنگ قهوه‌ای مایل به سیاه و آبی تیره دیده می‌شوند.



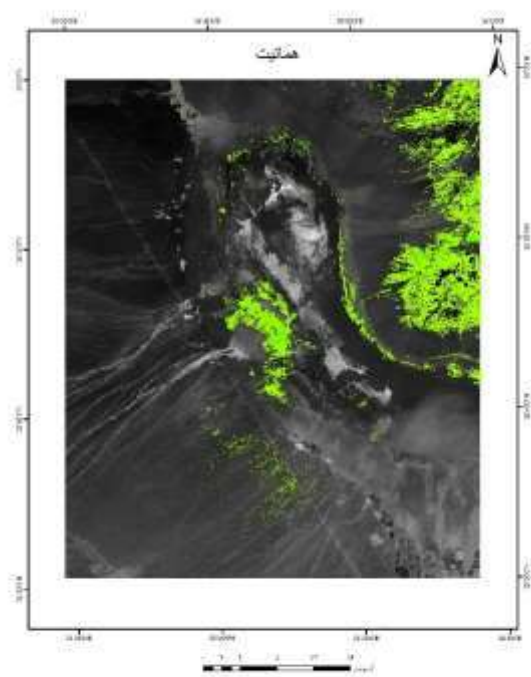
شکل (۴) - ترکیب رنگی RGB-۴۶۱ مناطق دارای اکسید آهن به رنگ سبز دیده می شوند.



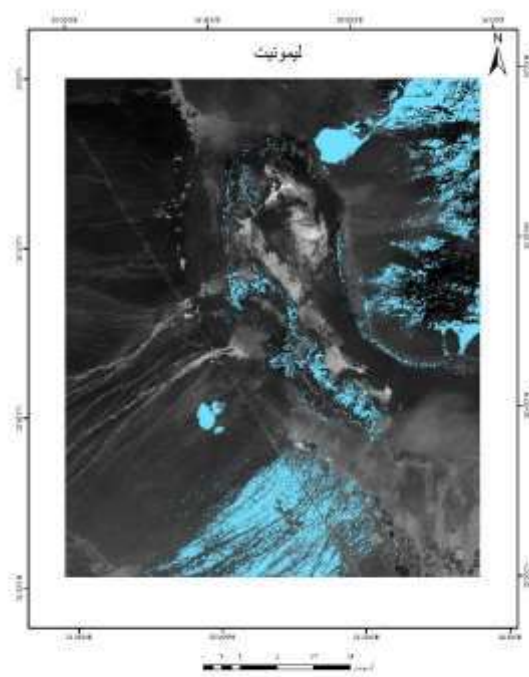
شکل (۵) - ترکیب رنگی RGB-۴۳۱ مناطق دارای اکسیدهای آهن به رنگ سفید و زرد دیده می شوند.

### ۳-۳- روش نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM)

روش نقشه‌برداری زاویه طیفی اولین بار توسط (Kruse et al., 1993) استفاده شد. این روش بر اساس مشابهت بین طیف کانی‌های مرجع کتابخانه طیفی سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) و طیف ASTER کانی‌های دگرسانی موجود در منطقه انجام گرفت. شباهت بین طیف مرجع و طیف پیکسل تصویر ASTER، به وسیله محاسبه زاویه بین طیف‌ها ارزیابی می‌شود (Kruse et al., 1993). در این روش هر چه مقدار زاویه بین ۰ تا ۱۰ کمتر باشد، شناسایی دقیق‌تر خواهد بود (آلبانی و همکاران، ۱۳۹۱). خروجی روش نقشه‌برداری زاویه طیفی تخمینی کیفی از مشابهت طیف مورد نظر با هر طیف مرجع ارائه می‌دهد. در خروجی حاصل از روش نقشه‌برداری زاویه طیفی، پیکسل روشن‌تر معادل زاویه بزرگ‌تر و نشان‌دهنده اختلاف بیشتر طیف مورد مطالعه با طیف مرجع و پیکسل تاریک‌تر معادل زاویه کوچک‌تر و نماد مشابهت بیشتر طیف‌ها می‌باشد (اخیانی و همکاران، ۱۳۹۲). در این مطالعه با استفاده از پیکسل‌های زاویه طیفی و با استفاده از کتابخانه طیفی سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) موجود در نرم‌افزار Envi 5.6 طیف کانی‌های آهن دار (هماتیت و لیمونیت) انتخاب شدند که نتایج آن در شکل ۶ و ۷ نشان داده شده‌است.



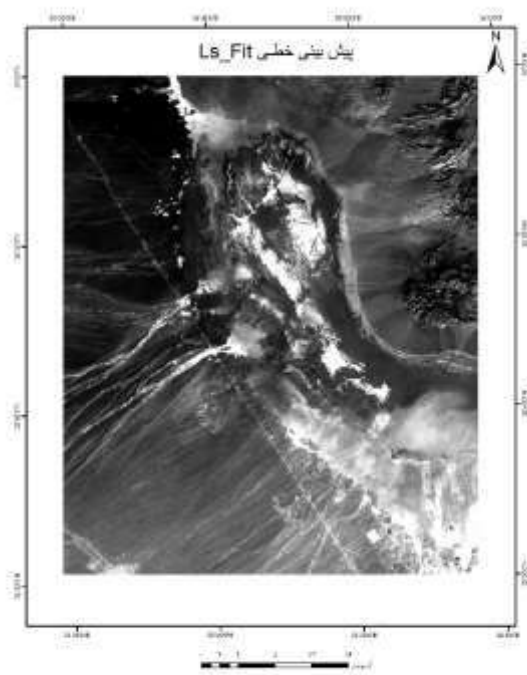
شکل ۶- نقشه‌برداری زاویه طیفی SAM، نقاط سبز رنگ نشان‌دهنده کانی هماتیت می‌باشد.



شکل (۷) - نقشه برداری زاویه طیفی SAM، نقاط آبی رنگ نشان دهنده کانی لیمونیت می باشد.

#### ۴-۳- روش پیش بینی خطی *Ls-Fit*

در این روش چنانچه در یک رگرسیون خطی فرکانس های بالا (جذب) و فرکانس های پایین (بازتاب) را که شکل دهنده رونده می باشند داشته باشیم و بدان یک چندجمله ای *Fit* نموده و نتیجه را از کل روند کسر کنیم تنها فرکانس های بالا (جذب) باقی می ماند و تصویری تولید می گردد که تنها جذب دارد. در روش *Ls-Fit* پس از اعمال تصحیحات اتمسفری بر تصویر خام هر یک از فریم ها و *Resample* نمودن منحنی طیفی هر یک از کانی های شاخص با اعمال الگوریتم موجود تصویری حاصل گردد که در آن مکان های هدف به رنگ سیاه دیده می شوند (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۷). در این مطالعه باند ۲ دارای بیشترین جذب برای کانی های اکسید آهن است به عنوان گروه مدل انتخاب و دیگر باندها به عنوان باندهای پیش بینی کننده انتخاب می شود (شکل ۸) (Shirazi et al., 2018). الگوریتم *Ls-Fit* با استفاده از روش پیش بینی خطی باند و با بکارگیری حداقل مربعات به پیش بینی یک باند بر اساس سایر باندها می پردازد (خادم پارسا و مسعودی، ۱۳۹۵).



شکل ۸- روش پیش بینی خطی Ls-Fit، نقاط هدف با رنگ سیاه مشخص شده اند که مستعد کانی سازی آهن می باشد.

#### ۴- نتیجه گیری

پردازش داده های ماهواره ASTER تکنیکی توانمند در پی جویی های زمین شناسی محسوب می شود. در این پژوهش تصاویر ماهواره ای مربوط به سنجنده ASTER در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه نو، با استفاده از روش های ذکر شده در پژوهش مورد پردازش قرار گرفتند، تکنیک های اعمال شده مشکل از نسبت گیری باندی (BR)، ترکیب رنگی کاذب (FCC)، نقشه برداری زاویه طیفی (SAM) و روش پیش بینی خطی (Ls-Fit) بر روی محدوده ۹ باندی (VNIR+SWIR) سنجنده ASTER مناطق مستعد اکسیدهای آهن را بارز سازی می کند. نتایج حاصل از روش های ذکر شده یکدیگر را تایید می کنند. برای مراحل بعدی اکتشاف ابتدا بهتر است از منطقه نمونه برداری شده و آنالیزهای بدست آمده با نتایج حاصل از پردازش تصاویر مقایسه و صحت سنجی شود.

#### ۵- مراجع

آلیانی، ف.، دادفر، ث.، معانی جو، م.، (۱۳۹۱). آشکارسازی زون های دگرسانی کانسار آهن حاجی آباد، با استفاده از داده های (SWIR+VNIR) سنجنده ASTER، ۲۴(۹۴)، ۸۰-۷۳.

اسماعیلی، ج.، خاکزاد، ا.، وثوقی عابدی، م.، (۱۳۹۷). مطالعه آلتراسیونهای کانسار آهن با روش سنجش از دور در منطقه کامو (میمه- اصفهان)، فصلنامه زمین شناسی محیط زیست، ۱۲(۴۳).



حیدری جوانمردی، م.، اسماعیلی، ع.، (۱۳۹۵). بررسی میزان کارایی سنجش از دور در تشخیص اکسید آهن (مگنتیت)، مطالعه موردی معدن چادرملو-یزد.

علانی مهابادی، س.، فودازی، م.، (۱۳۸۴). گزارش زمین‌شناسی در گستره‌ی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه‌نو، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

قربان زاده، م.ع.، عزت‌آبادی پور، ح.، (۱۳۹۹). شناسایی دی اکسید آهن با استفاده از داده‌های سنجش از دور، هشتمین کنفرانس ملی مهندسی عمران، معماری و توسعه شهری پایدار.

Crosta, A. P., & MOORE, J. M. (1989). Geological mapping using Landsat thematic mapper imagery in Almeria Province, South-east Spain. *International Journal of Remote Sensing*, 10(3), 505-514.

Fujisada, H. (1995, December). Design and performance of ASTER instrument. In *Advanced and next-generation satellites* (Vol. 2583, pp. 16-25).

Hewson, R. D., Cudahy, T. J., & Huntington, J. F. (2001, July). Geologic and alteration mapping at Mt Fitton, South Australia, using ASTER satellite-borne data. In *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (Cat. No. 01CH37217) (Vol. 2, pp. 724-726). IEEE.

Kruse, F. A., Lefkoff, A. B., Boardman, J. W., Heidebrecht, K. B., Shapiro, A. T., Barloon, P. J., & Goetz, A. F. H. (1993). The spectral image processing system (SIPS)—interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote sensing of environment*, 44(2-3), 145-163.

Martins, A. K., & Gadiga, B. L. (2015). Satellite remote sensing for mineral deposit assessment of clay in Mubi Local Government Area of Adamawa State, Nigeria. *Geosciences*, 5(1), 26-30.

Rouskov, K., Popov, K., Stoykov, S., & Yamaguchi, Y. (2005, June). Some applications of the remote sensing in geology by using of ASTER images. In *Scientific Conf. "SPACE, ECOLOGY, SAFETY" with Int. Participation* (pp. 167-173).

Sabins, F. F. (1999). Remote sensing for mineral exploration. *Ore geology reviews*, 14(3-4), 157-183.

Soe, M., Kyaw, T. A., & Takashima, I. (2005). Application of remote sensing techniques on iron oxide detection from ASTER and Landsat images of Tanintharyi coastal area, Myanmar.

Shirazi, A., Hezarkhani, A., Shirazy, A., & Shahrood, I. R. A. N. (2018). Remote sensing studies for mapping of iron oxide regions, South of Kerman, Iran. *International Journal of Science and Engineering Applications*, 7(4), 45-

Taghavi, A., Maanijou, M., Lentz, D., & Sepahi, A. A. (2019). Partial sub-pixel and pixel-based alteration mapping of porphyry system using ASTER data: regional case study in western Yazd, Iran. *International Journal of Image and Data Fusion*, 10(4), 300-326.

Yamaguchi, Y., Kahle, A. B., Tsu, H., Kawakami, T., & Pniel, M. (1998). Overview of advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 36(4), 1062-1071.



## کشف کانسار مس پورفیری سریدون و سایر محدوده‌های مستعد مس - طلا با استفاده از روش‌های ریاضی، داده‌های ژئوفیزیک هوابرد و تصاویر ماهواره‌ای

حجت شیرمرد<sup>۱\*</sup>، الناز حیدری<sup>۲</sup>، شهریار متوکل<sup>۳</sup>

۱- کارشناس ارشد مطالعات ژئوفیزیک، شرکت ملی صنایع مس ایران، تهران، ایران

([hodjat.shirmard@gmail.com](mailto:hodjat.shirmard@gmail.com))

۲- الناز حیدری، مشاور سنجش از دور، شرکت ملی صنایع مس ایران، تهران، ایران

([e.heydari.minin@gmail.com](mailto:e.heydari.minin@gmail.com))

۳- معاون اکتشاف و توسعه معدنی، شرکت ملی صنایع مس ایران، تهران، ایران

([motevaker@gmail.com](mailto:motevaker@gmail.com))

### چکیده

پردازش، تحلیل و تفسیر صحیح داده‌های ژئوفیزیکی و تصاویر ماهواره‌ای در محدوده مطالعاتی منجر به شناسایی و کشف کانسار جدید به نام سریدون شد. این محدوده که در حال تبدیل شدن به دامپ باطله معدن سرچشمه بود، اکنون پس از حفر بیش از ۱۰۰ هزار متر گمانه اکتشافی تا کنون، با ذخیره حدودی ۳.۵ میلیارد تن مس و عیار متوسط ۰/۴ درصد و عیار حد ۰/۱۵ درصد به یکی از بزرگترین کانسارهای مس پورفیری ایران تبدیل شده است. در این مطالعه به نحوه شناسایی این کانسار با استفاده از پردازش و تحلیل داده‌های هوابرد مغناطیس سنجی و الکترومغناطیس و سنجش از دور پرداخته شده است. روش اتخاذ شده در این پژوهش می‌تواند به عنوان یک رویکرد کلیدی در اکتشاف کانی‌سازی عمیق مس پورفیری و اپی ترمال در سایر محدوده‌ها به کار گرفته شود.

واژه‌های کلیدی: مغناطیس سنجی، الکترومغناطیس، تصاویر ماهواره‌ای، سریدون، مس پورفیری

### Abstract

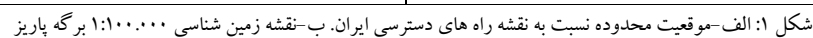
The correct processing, analysis and interpretation of geophysical data and satellite images in the study area led to the identification and discovery of a new deposit called Sereidoun. This area, which was becoming a tailings dump of the Sarcheshme mine, now after drilling more than 100 thousand meters of exploration boreholes, with a reserve of about 3.5 billion tons of copper and an average grade of 0.4% and a cutoff grade of 0.15%, has become one of the largest porphyry copper deposits in Iran. In this study, the method of identifying this deposit has been discussed using processing and analysis of airborne magnetometry, electromagnetic and remote sensing data. The method used in this research can be used as a key approach in the exploration of deep porphyry and epithermal copper mineralization in other areas.

**Key words:** magnetometry, electromagnetism, satellite images, Sereidoun, porphyry copper

### مقدمه

یافتن یک کانسار جدید که از نظر اقتصادی مقرون به صرفه باشد، به تدریج دشوارتر می‌شود زیرا مکان‌های کشف نشده از هر زمان دیگری در مناطق دورتر و مناطق پتانسیل دار معدنی در حال عمیق‌تر شدن هستند. در نتیجه، یکی از مهمترین مشکلات بخش اکتشاف مواد معدنی در سالهای آینده، اکتشاف ذخایر معدنی عمیق یا پنهان است. صنعت اکتشافات همیشه به دنبال توسعه پیشرفته‌ترین فناوری سنجش از دور ژئوفیزیکی برای کشف مناطق عمیق زمین با دقت و تفکیک مکانی بیشتر و دقیق‌تری بوده است (Schodde 2010). داده‌های مغناطیسی و الکترومغناطیسی مبتنی بر هلی کوپتر، به عنوان زیرمجموعه -

براساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰.۰۰۰ برگه پاریز (سازمان زمین شناسی و نقشه برداری کشور)، واحدهای سنگی در محدوده شامل: گرانودیوریت، آندزیت های ائوسن، ولکانیک های نئوژن و ائوسن، داسیت و رسوبات آبرفتی می باشد.

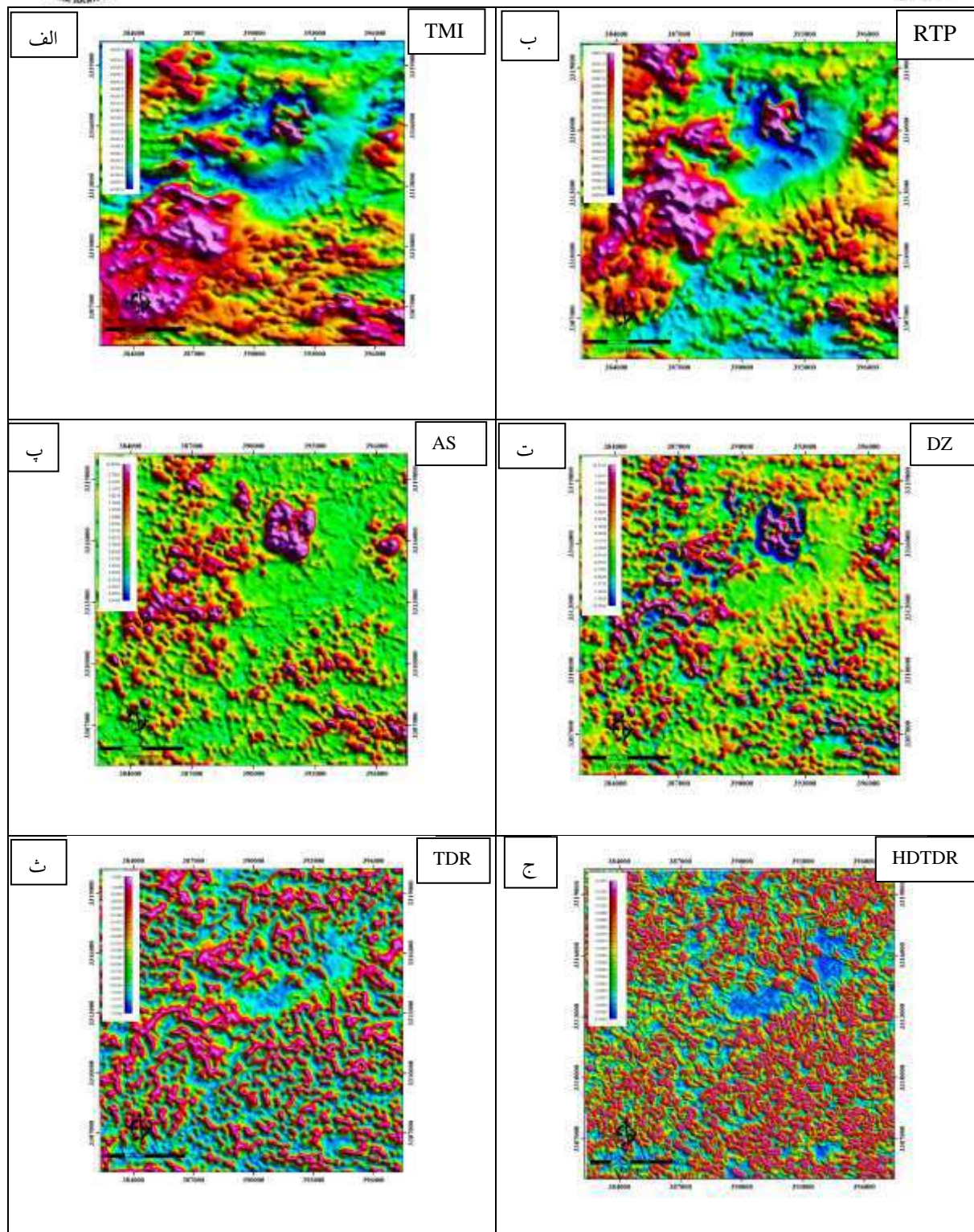


مطالعات ژئوفیزیک در محدوده مطالعاتی شامل مطالعات مگنتومتری و الکترومغناطیس هوابرد شرکت (Geonex Aerodat Inc.) می‌باشد که در بازه زمانی ۲۱ مارس تا ۲۸ اکتبر سال ۱۹۹۲ و با یک بالگرد مدل Bell 214A برداشت شده است. مسیر خطوط پروازی شمال شرق - جنوب غرب و عمود بر کمان ماگمایی ارومیه دختر بوده و به طور کلی ۳۶۰۰۰ کیلومتر پرواز با فاصله خطوط پرواز ۲۰۰ متر، ارتفاع پرواز ۶۰ متر و فاصله خطوط کنترلی ۱۰ کیلومتری انجام شده و خطوط پروازی جهت انجام کالیبراسیون داده‌ها نیز در ابتدا، میانه و انتهای هر پرواز برداشت شده است. سنسورهای فرستنده و گیرنده الکترومغناطیس بر روی یک پرنده با نام Osprey و در ارتفاع ۳۰ متری از سطح زمین و سنسورهای مگنتومتری (Scintrex H8 cesium optically pumped sensors) نیز با دقت  $0.001nT$  در ارتفاع ۴۵ متری از سطح زمین و ثبت نقاط در سیستم جغرافیایی UTM (WGS84) انجام پذیرفته است. (Geonex Aerodat Inc. Report, 1993).

جهتگیری متفاوت مغناطیدگی‌های القایی و بازماند در یک توده بی‌هنجار مغناطیسی و همچنین اثر تداخلی بی‌هنجاری‌های مختلفی که با خصوصیات هندسی و فیزیکی متفاوت در اعماق مختلف قرار گرفته‌اند، تفسیر نقشه‌های مغناطیسی به منظور شناسایی گسل‌ها، مرزهای بین لایه‌ای و بی‌هنجارهای مغناطیسی پراکنده در پوسته زمین را پیچیده و دشوار ساخته‌اند. با اعمال فیلترهایی نظیر فیلترهای مشتق و زاویه تیلت می‌توان این پیچیدگی‌ها را برطرف کرد. یکی از روش‌های تفسیر بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل اندازه‌گیری تغییرات فاز محلی داده‌های میدان پتانسیل است (Li et al 1998). با استفاده از این فیلترها مرز و حدود منابع مولد بی‌هنجاری تعیین می‌شود. در این راستا روش‌های متفاوتی چون اندازه‌گیری زاویه تیلت و مشتق افقی کل زاویه تیلت وجود دارد. به دلیل اهمیت زیاد تعیین مرزهای آنومالی در تفسیر نقشه‌های مغناطیس، روش‌های گوناگونی برای تعیین مرز آنومالی‌ها وجود دارند که مهم‌ترین آن‌ها روابط مبتنی بر زاویه تیلت می‌باشد (ریاحی ۱۳۹۸).

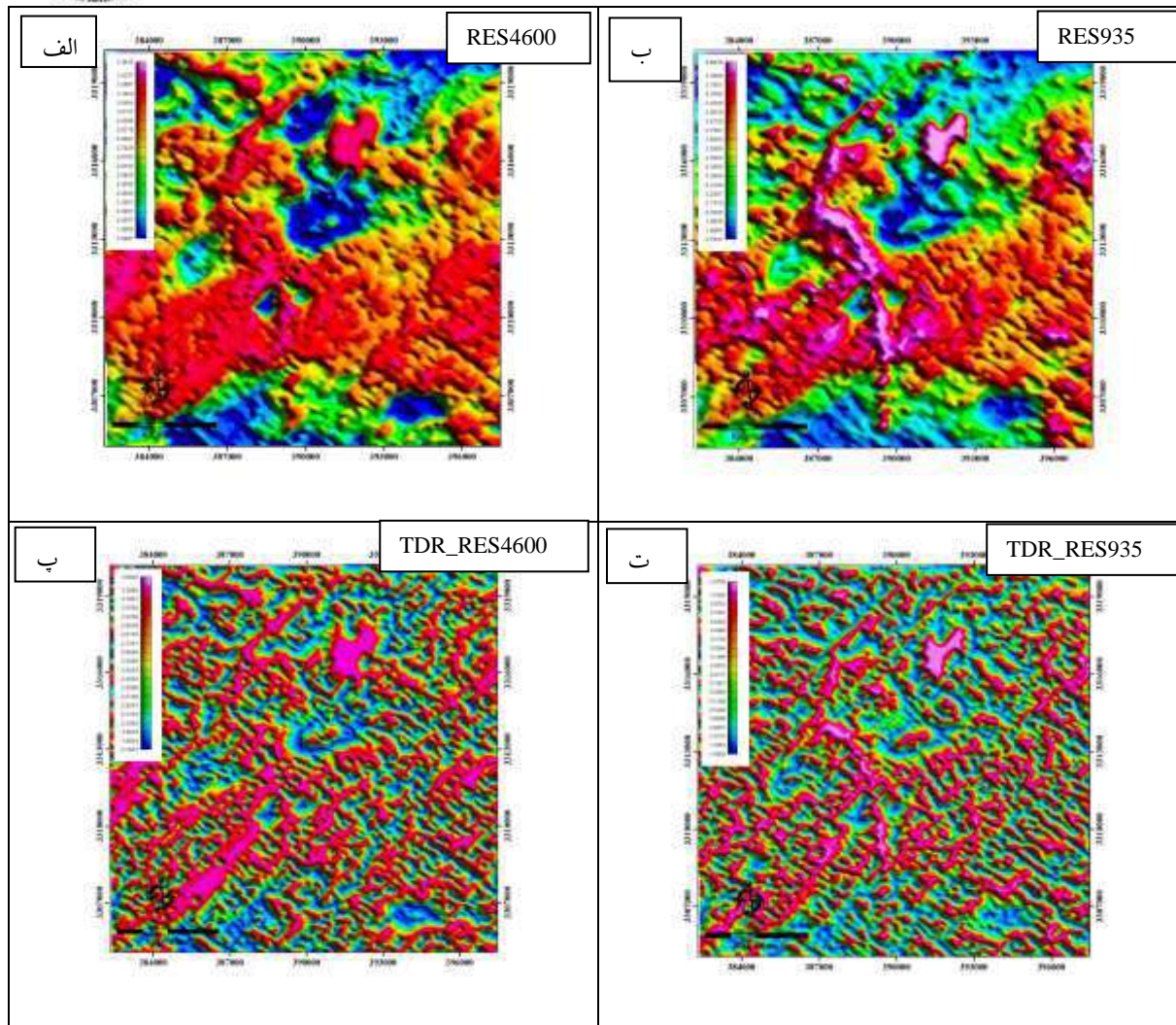
پس از پردازش و اعمال فیلترهای مختلف بر روی داده‌های ژئوفیزیک، نقشه‌های شدت کل میدان مغناطیسی (TMI)، برگردان به قطب (RTP)، سیگنال تحلیلی (AS)، مشتق قائم (DZ)، تیلت قائم (TDR)، تیلت افقی (HDTDR)، مقاومت ویژه با فرکانس ۹۳۵ هرتز، مقاومت ویژه با فرکانس ۴۶۰۰ هرتز، تیلت قائم مقاومت ویژه با فرکانس ۹۳۵ هرتز، تیلت قائم مقاومت ویژه با فرکانس ۴۶۰۰ هرتز.

باتوجه به نقشه‌های ژئوفیزیک تهیه شده و اعمال فیلترهای رایج مختلف اعم از نقشه‌های شدت کل میدان مغناطیسی، فیلتر برگردان به قطب، سیگنال تحلیلی و مشتق قائم، محدوده‌های معدنی سرچشمه، نوچون، دره زار و سریدون قابل شناسایی و تفکیک نبودند. اما در فیلترهای مشتق قائم و افقی با روش‌های آماری و ریاضی بارز شده و به خوبی قابل تفکیک هستند. فیلترهای مشتق به دلیل ماهیت ریاضی آنها اثبات کرده‌اند که در تعیین مرز بیهنجاری‌ها بسیار موثر می‌باشند (شاه وردی ۱۳۹۳). لذا محدوده سریدون با این روش (فیلتر مشتق افقی زاویه تیلت) به خوبی شناسایی و کشف شد. همچنین گسترش کانی‌سازی در اطراف محدوده‌های معدنی سرچشمه، دره زار، سرکوه و نوچون باتوجه به مرزهای تفکیک شده با این رویکرد افزایش پیدا کرد. همچنین تعداد ۴۲ آنومالی دیگر جهت انجام مطالعات آتی و تکمیلی و بررسی‌های بیشتر در این پژوهش معرفی شد. نقشه فیلترهای مختلف اعمال شده بر روی داده‌های ژئوفیزیک مغناطیس سنجی در شکل‌های ۲-الف تا ج و همچنین نتایج پردازش داده‌های ژئوفیزیک الکترومغناطیس هوابرد در شکل‌های ۳-الف تا ت نمایش داده شده است.



شکل ۲: نتایج پردازش داده های ژئوفیزیک مغناطیس سنجی هوابرد. الف-نقشه شدت کل میدان مغناطیسی. ب-نقشه برگردان به قطب. پ-نقشه سیگنال تحلیلی. ت-نقشه مشتق قائم. ث-نقشه زاویه تیلت قائم. ج-نقشه زاویه تیلت افقی.





شکل ۳: نتایج پردازش داده‌های ژئوفیزیک الکترومغناطیس هواپرد. الف- نقشه مقاومت ویژه در فرکانس ۴۶۰۰ هرتز. ب- نقشه مقاومت ویژه در فرکانس ۹۳۵ هرتز. پ- نقشه زاویه تیلت قائم برای مقاومت ویژه بدست آمده از فرکانس ۴۶۰۰ هرتز. ت- نقشه زاویه تیلت افقی برای مقاومت ویژه بدست آمده از فرکانس ۹۳۵ هرتز.

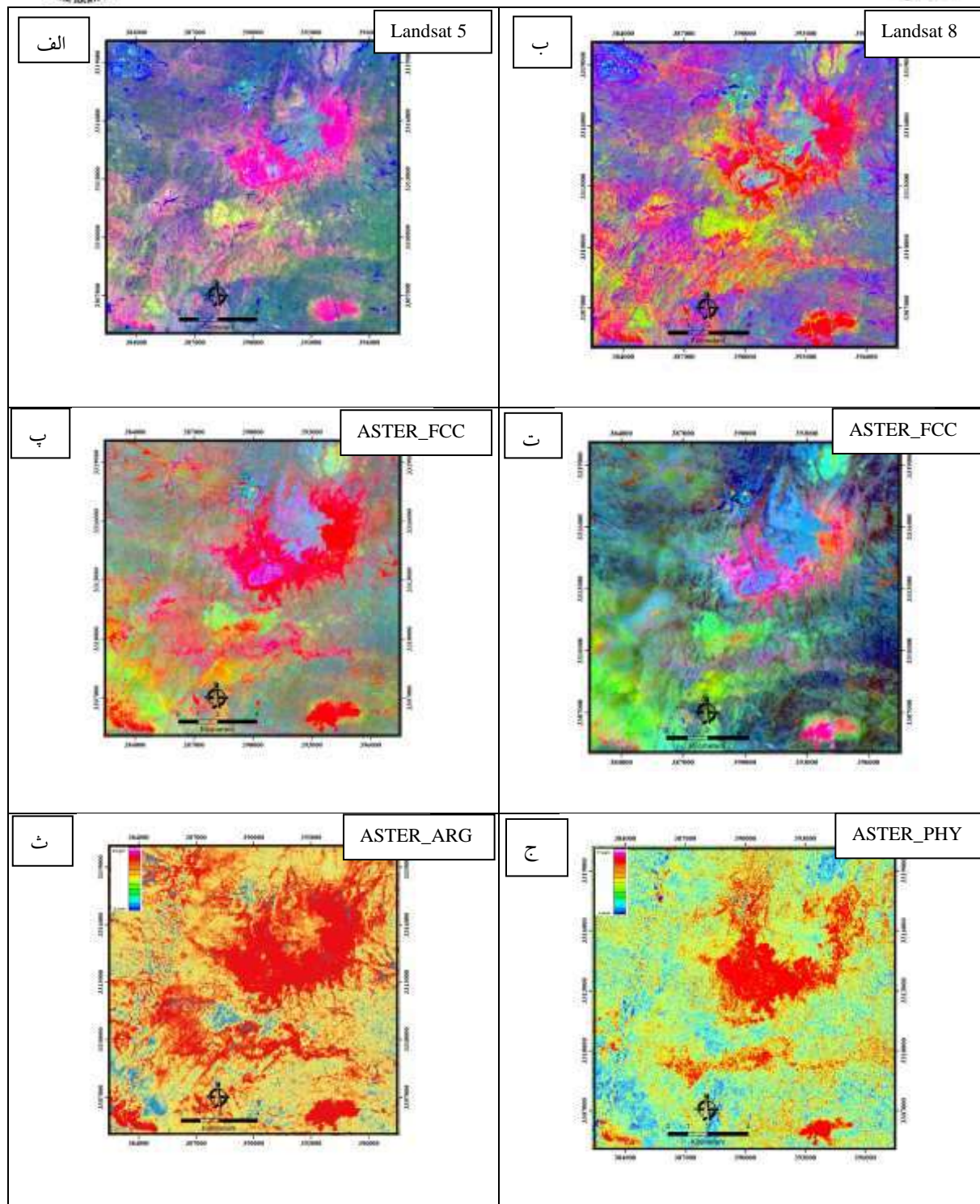
تصاویر ماهواره ای استفاده شده در این پژوهش شامل تصاویر استر، لندست ۸ و لندست ۵ با مشخصات زیر می باشد.

(AST\_L1T\_00307152003070155\_20150430033334\_35914)

(LT05\_L2SP\_160039\_20110102\_20200823\_02\_T1)

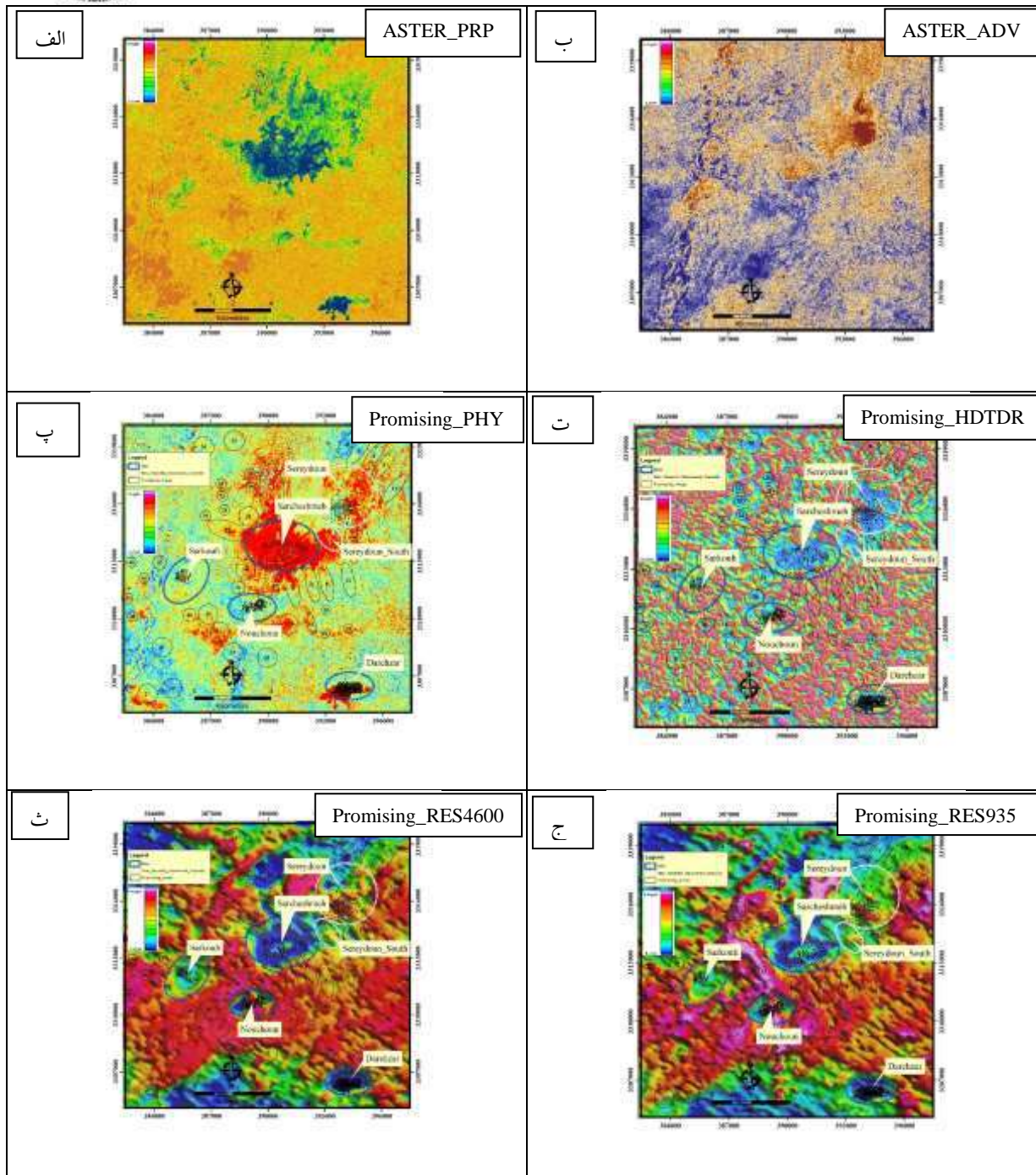
(LC08\_L1TP\_160039\_20220828\_20220909\_02\_T1)

دگرسانی‌های هیدروترمالی شامل آرژیلیکی، فیلیکی، پروپیلیتیکی و آرژیلیک پیشرفته پس از پردازش و اعمال فیلترهای ریاضی مختلف بر روی تصاویر ماهواره ای مذکور، شناسایی و تفکیک شد. همچنین تصاویر رنگی کاذب لندست ۵، لندست ۸، استر با ۲ ترکیب باندی مختلف، جهت بارزسازی و تفکیک واحدهای سنگی تهیه شدند (Shirmard et al2020). نتایج دگرسانی‌های بدست آمده از مطالعات دورسنجی نیز وجود کانسار سریدون را تایید کرده و با توجه به وجود دگرسانی آرژیلیک پیشرفته با شدت و گسترش بالا نشان از عمیق بودن این کانسار دارد. همچنین باتوجه به وجود دگرسانی‌های خطی و شعاعی اطراف محدوده سریدون و سرچشمه، مناطق مستعد از منظر رگه‌های مس طلای اپی ترمال در اطراف این محدوده ها تفکیک شد. نقشه‌های حاصل از پردازش تصاویر ماهواره ای در شکل ۴- الف تا ج و محدوده‌های مستعد شناسایی شده از این مطالعات در شکل‌های ۵- پ تا ج آورده شده است.



شکل ۴: نتایج پردازش تصاویر ماهواره ای. الف- تصویر رنگی کاذب ماهواره لندست ۵. ب- تصویر رنگی کاذب ماهواره لندست ۸. پ- تصویر رنگی کاذب ماهواره استر. ت- تصویر رنگی کاذب ماهواره استر. ج- دگرسانی آرژلیکی استخراج شده از تصویر ماهواره استر. چ- دگرسانی فلیکی استخراج شده از تصویر ماهواره استر





شکل ۵: نتایج پردازش و مناطق امید بخش شناسایی شده. الف- دگرسانی پروپیلیتیک استخراج شده از تصویر ماهواره استر که نهی شدگی در این تصویر حائز اهمیت است. ب- دگرسانی آرژیلیک پیشرفته استخراج شده از تصویر ماهواره استر که در محدوده سریدون شدت و گسترش آن بالا می باشد. پ- مناطق مستعد شناسایی شده (پلی گون های سفید) و معادن (پلی گون های مشکی) بر روی نقشه دگرسانی فلیک. ت- مناطق مستعد شناسایی شده (پلی گون های سفید) و معادن (پلی گون های مشکی) بر روی نقشه زاویه تیلت افقی. ث- مناطق مستعد شناسایی شده (پلی گون های سفید) و معادن (پلی گون های مشکی) بر روی نقشه مقاومت ویژه فرکانس ۴۶۰۰ هرتز. ج- مناطق مستعد شناسایی شده (پلی گون های سفید) و معادن (پلی گون های مشکی) بر روی نقشه مقاومت ویژه فرکانس ۹۳۵ هرتز

## نتیجه گیری

باتوجه به پردازش و تحلیل داده های ژئوفیزیک هوابرد مغناطیس سنجی و الکترومغناطیس و همچنین نتایج پردازش تصاویر ماهواره ای، محدوده سریدون به عنوان آنومالی با بالاترین اولویت شناسایی، تفکیک و پس از انجام حفاری های عمیق کشف شد. باتوجه بالا بودن میزان و شدت دگرسانی آرژلیک پیشرفته در محدوده آنومالی ژئوفیزیکی سریدون، می توان نتیجه گرفت که این کانسار عمیق بوده لذا نیاز به حفاری های شناسایی عمیق (حداقل ۱۰۰۰ متر) دارد. در نقشه های مقاومت ویژه، محدوده سریدون به دلیل دارا بودن زون های سیلیسی که در بخش های فوقانی کانسار تشکیل می شوند و شواهدی مبنی بر عمیق بودن زون کانی سازی دارند، لذا برخلاف محدوده های سرچشمه، نوچون، دره زار و سرکوه، این محدوده از مقادیر مقاومت ویژه نسبتا بالایی برخوردار می باشد. همچنین باتوجه به نقشه های مقاومت ویژه به نظر می رسد که کانسار سرکوه به سمت شمال شرق و جنوب غرب، کانسار نوچون نیز به سمت شرق و غرب و کانسار دره زار به سمت شمال و شمال غرب گسترش دارد. محدوده سریدون که قبلا توسط شرکت های مختلف بررسی و چندین گمانه نیز به عمق حدود ۶۰۰ متری حفر شده بود، به دلیل عدم دریافت نتایج مثبت، مقرر شده بود که به عنوان دامپ باطله معدن سرچشمه از آن استفاده شود که خوشبختانه این امر محقق نشد و کانسار سریدون به عنوان یک ذخیره در کلاس جهانی کشف و معرفی شد. تاکنون با حفر بیش از ۱۰۰ هزار متر گمانه اکتشافی ذخیره این کانسار حدود ۳.۵ میلیارد تن مس با عیار متوسط ۰/۴ درصد و عیار حد ۰/۱۵ درصد تخمین زده شده است. همچنین تعداد ۴۲ منطقه امید بخش دیگر نیز جهت انجام مطالعات اکتشاف تکمیلی در محدوده مورد مطالعه جهت اکتشاف کانی سازی مس پورفیری و مس طلای اپی ترمال شناسایی و پیشنهاد شد.

## مراجع

- محبوبه شاه وردی، منصوره منتهایی، لقمان نمکی، ۱۳۹۳، بررسی عملکرد روش زاویه تیلت مشتق افقی در تخمین لبه منشأ یهنجاری ها. شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران ۲۳ تا ۲۵ اردیبهشت ماه ۱۳۹۳، صفحه ۵۱-۵۵.
- ریاحی، شکوه و عابدی، میثم و بحرودی، عباس، ۱۳۹۸، پردازش داده های ژئوفیزیک هوایی مغناطیس جهت شناسایی مناطق مستعد کانی سازی مس پورفیری، مطالعه موردی: منطقه چهارگنبد، اولین همایش ملی پردازش سیگنال و تصویر در ژئوفیزیک، شاهرود، <https://civilica.com/doc/970458>
- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰.۰۰۰ برگه پاریز. سازمان زمین شناسی و نقشه برداری کشور
- داده های ژئوفیزیک هوابرد. (Geonex Aerodat Inc. Report, 1993).
- گردآوری تصاویر ماهواره ای از سایت USGS

Francisco J. F. Ferreira, Jeferson de Souza, Alessandra de B. e S. Bongioiolo, and Luís G. de Castro, 2011, "Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle" *GEOPHYSICS*, VOL. 78, NO. 3 (MAY-JUNE 2013); P. J33-J41, 11 FIGS. 10.1190/GEO2011-0441.1

R. Schodde, "Challenges of Exploring Under Deep Cover.2010"

D. Müller, K. Kwan, and D. I. Groves, "Geophysical implications for the exploration of concealed orogenic gold deposits: A case study in the Sandy Lake and Favourable Lake Archean greenstone belts, Superior Province, Ontario, Canada," *Ore Geol. Rev.*, vol. 128, p. 103892, Jan. 2021, doi: 10.1016/j.joregeorev.2020.103892.

T. O. Lawal, D. M. Omar, M. K. Salami, T. Adewumi, J. A. Sunday, and O. Fawale, "Detection of Concealed Mineral Deposits using Magnetic Data in part of Osun State and its Environs, South-western Nigeria," *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.*, vol. 655, no. 1, p. 012074, Feb. 2021, doi: 10.1088/1755-1315/655/1/012074.

P. G. John, D.A., Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, R.J., Bodnar, R.J., Dilles, J.H., Gray, Floyd, Graybeal, F.T., Mars, J.C., McPhee, D.K., Seal, R.R., Taylor, R.D., and Vikre, "Porphyry copper deposit model, chap. B of Mineral deposit models for resource assessment," 2010.

Y. Li and D. W. Oldenburg, "Separation of regional and residual magnetic field data," *GEOPHYSICS*, vol. 63, no. 2, pp. 431-439, Mar. 1998, doi: 10.1190/1.1444343.





H. Shirmard, E. Farahbakhsh, A. Beiranvand Pour, A. M. Muslim, R. D. Müller, and R. Chandra, "Integration of Selective Dimensionality Reduction Techniques for Mineral Exploration Using ASTER Satellite Data," Remote Sens., vol. 12, no. 8, p. 1261, Apr. 2020, doi: 10.3390/rs12081261.

## ویژگی‌ها و اثرات زیست محیطی تالاب شادگان

فرزاد ستوهیان\*<sup>۱</sup>، نگین ناظمی<sup>۲</sup>

۱- دانشیار گروه محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان، صومعه سرا، ایران

farzad.sotohian@gmail.com

۲- دانشجوی گروه محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان، صومعه سرا، ایران

negin.nazemi2000@gmail.com

### چکیده

تالاب شادگان بزرگترین تالاب ایران و سی و چهارمین تالاب از ۱۲۰۱ تالاب ثبت شده در فهرست معاهده رامسر و دارای تنوع زیستی بالایی می‌باشد. این تالاب دربرگیرنده هر سه نوع تالاب شیرین، لب شور و شور است، که زیستگاه‌های متنوع گیاهی و طیف گوناگونی از پرندگان آبی و جانوران وابسته به آب را در قلمروی خود جای داده است. تالاب شادگان دارای عملکردهای متنوع هیدرولوژیکی و ژئومورفولوژیکی از جمله: کنترل سیلاب، حفاظت سواحل، کاهش رسوب، جذب مواد مغذی و سموم محلول در آب رودخانه و تعدیل آب و هوا می‌باشد. تالاب شادگان، تنوع زیستی کشاورزی بی نظیری در حوزه‌ی خود دارد که علاوه بر زراعت و دامداری، ماهیگیری، شکار پرند، نی بری و برداشت علوفه نیز منافع هستند که نصیب حاشیه نشینان آن می‌گردد. در این تحقیق به بررسی ویژگی‌ها، اثرات زیست محیطی تالاب شادگان و ارائه راهکارهای مدیریتی جهت بهبود وضعیت تالاب می‌پردازیم.

**واژه‌های کلیدی:** تالاب شادگان، تنوع زیستی، زیستگاه، معاهده رامسر، اثرات زیست محیطی.

### Abstract

Shadgan Wetland is the largest wetland in Iran and the 34th out of 1201 wetlands registered in the Ramsar Convention list and has high biological diversity. This wetland includes all three types of freshwaters, brackish and salty wetlands, which has diverse plant habitats and a variety of aquatic birds and water-dependent animals in its territory. Shadgan Wetland has various hydrological and geomorphological functions, such as: flood control, coastal protection, sediment reduction, absorption of nutrients and soluble toxins in river water and water. Shadgan Wetland has a unique agricultural biodiversity in its area, which in addition to agriculture and animal husbandry, fishing, bird hunting, reed cutting and fodder harvesting are also available, which are indicated by the margins. In this research, we will investigate the characteristics, environmental environment of Shadgan wetland and provide management solutions to improve the wetland condition.

**Key words:** Shadgan wetland, biodiversity, habitat, Ramsar Convention, environmental effects.

### ۱- مقدمه

تالاب‌ها یکی از پر ثمرترین و حاصل خیزترین اکوسیستم‌ها در دنیا بوده، که با جنگل‌های بارانی قابل مقایسه هستند و به عنوان غنی ترین اکوسیستم، بیش‌ترین تنوع زیستی را به خود اختصاص داده‌اند. تالاب‌ها تقریباً ۶ درصد مساحت کره زمین را تشکیل می‌دهند و انواع گونه‌های مختلف گیاهان، حشرات، دوزیستان، خزندگان، پرندگان، ماهیان و پستانداران می‌توانند بخشی از اکوسیستم تالاب باشند (بنان، ۱۳۸۷). از آنجایی که کشور ایران به طور کلی (نیمه) خشک است، این تالاب‌ها آبادی‌های با ارزشی هستند که منجر به حفظ اقلیم (خرد) محلی و تنوع هم در کل گونه‌ها و هم تعداد مطلق می‌شود (کتاب دستورالعمل‌های کاربردی مدیریتی مدیریت تنوع زیستی، ۱۳۹۱). تالاب‌ها اگرچه وسعت چندانی نسبت به سایر محیط‌های زیستی ندارند، ولی در عمل به خاطر داشتن شرایط خاص محیطی، ویژگی‌های آب و خاک و پیچیدگی‌های بوم شناختی، تنوع قابل ملاحظه‌ای را به وجود می‌آورند (درخشان بابایی، ۱۳۹۳).

تالاب‌های ایران از نظر ملی، منطقه‌ای و جهانی از اهمیت بالایی برخوردارند و بر اساس مطالعات انجام شده در خصوص تالاب‌های خاورمیانه؛ ۶۳ تالاب ایران منطبق با یک یا چند معیار سایت رامسر هستند (کتاب دستورالعمل‌های کاربردی مدیریتی مدیریت تنوع زیستی، ۱۳۹۱). وجود گستره آبی در تالاب، باعث تعدیل درجه حرارت، افزایش رطوبت نسبی و نیز پالایش و تصفیه هوا در نواحی مجاور می‌شود (درخشان بابایی، ۱۳۹۳).

برخی انواع تالاب‌ها (مردابی - Swamp and Marsh) از پرتولیدترین اکوسیستم‌های جهان هستند و از این نظر حتی از جنگل‌های گرمسیری نیز غنی‌تر هستند. در حالی که میزان تولیدات اولیه در تالاب‌های مردابی به حدود ۱۲۰۰ گرم در متر مربع در سال می‌رسد، این میزان در جنگل‌های گرمسیری حدود ۱۰۰۰ و در اراضی کشاورزی حدود ۳۰۰ گرم در متر مربع در سال است (کتاب راهنمای تعیین نیاز آبی تالاب‌ها، ۱۳۹۲). تالاب‌ها از مکان‌های مورد توجه برای عده بیشماری از گردشگران محسوب می‌شوند، اما همچنین بعنوان یک واقعیت نباید اثرات غیر قابل کنترل گردشگری را بر منابع طبیعی، مانند تالاب‌ها فراموش کرد، چون می‌تواند بسیاری از منابع طبیعی وابسته به آن را از بین ببرد (محمدی، ۱۳۸۷). حضور پرندگان به صورت مهاجر یا بومی در مناطق، دارای ارزش‌های فراوانی است که از آن جمله می‌توان: ارزش‌های اکولوژیکی، اقتصادی، آموزشی، علمی، تفریحی و زیبایی‌شناسی آنها را نام برد (درخشان بابایی، ۱۳۹۳). ارزش اقتصادی کلیه اکوسیستم‌های طبیعی جهان حداقل ۳۳ تریلیون دلار برآورد گردیده که در این مطالعات ارزش خدمات و کارکردهای تالاب‌های جهان حدود ۹/۴ تریلیون دلار تخمین زده شده است (کتاب راهنمای تعیین نیاز آبی تالاب‌ها، ۱۳۹۲).

تالاب شادگان مهم‌ترین منابع تأمین‌کننده جریان آب تالاب از رودخانه‌های جراحی و کارون و نیز از طریق جزر و مد خلیج فارس می‌باشد، که پس از احداث سد مخزنی مارون و توسعه آبیاری در دشت‌های بالا دست دچار تغییرات گوناگونی شده است (کیان ارثی و ...، ۱۳۴۱). تالاب شادگان به دلیل مهاجرت پرندگان متنوع در فصول زمستان و اوایل بهار، از نواحی شمالی کره زمین به آن، توسط سازمان حفاظت محیط زیست به عنوان پناهگاه حیات وحش اعلام شده است. این تالاب در تاریخ ۲۳ ژوئن ۱۹۷۵ (۲۰ خرداد ۱۳۵۴) توسط کنوانسیون رامسر به عنوان تالاب دارای اهمیت بین‌المللی (به ویژه از لحاظ پرندگان آبی) به ثبت رسیده است (عساکره، ۱۳۸۳). تالاب شادگان از مهم‌ترین منابع تأمین‌کننده آب اراضی کشاورزی و نخلستان‌های حاشیه تالاب می‌باشد. افراد محلی از پوشش گیاهی تالاب برای ساخت پرچین، سقف خانه‌های روستایی، صنایع دستی و علوفه دام استفاده می‌کنند. استفاده از تالاب برای صید ماهی و شکار پرندگان از دیگر ارزش‌های اقتصادی تالاب شادگان است (کتاب راهنمای تالاب‌های ایرانی ثبت شده در کنوانسیون رامسر، ۱۳۶۶).

علاوه بر اهمیت زیست - محیطی تالاب شادگان، این تالاب در حفاظت از اراضی منطقه در برابر سیلاب‌ها، جلوگیری از فرسایش سواحل خور موسی تا آبادان و کنترل رسوبات و ذرات معلق نقش بسزایی ایفا می‌کند (میرزایی، ۱۳۹۷). تالاب شادگان به سبب گوناگونی و گستردگی زیستگاه‌ها، از تنوع زیستی بسیار غنی برخوردار است و دارای عملکردهای متنوع هیدرولوژیکی و ژئومورفولوژیکی از جمله: حفاظت سواحل، کاهش رسوب، جذب مواد مغذی و سموم محلول در آب رودخانه و تعدیل آب و هوا می‌باشد (خلیفه نیل ساز، ۱۳۹۵). ارتفاع آب تالاب در بخش‌های مختلف بین چند سانتی‌متر تا ۳ متر در نوسان است و بخش‌های عمیق‌تر تالاب معمولاً در امتداد آبراهه‌های طبیعی هستند. شیب تالاب در جهت شمال به جنوب در حدود ۰/۱۵ تا ۰/۱ متر در کیلومتر است. در پهنه جزر و مدی بسیار مسطح و شیب آن کمتر از ۰/۰۵ متر در کیلومتر است. از نظر هیدرولوژیکی تمام وضعیت اکولوژیکی تالاب به منابع آب شیرین جاری در رودخانه‌های بالا دست و در صورت پراپی تحت تأثیر جریان‌ات جزر و مدی خلیج فارس می‌باشد. عمق تالاب بسته به زمان و مکان از صفر تا چند متر متغیر است. ارتفاع زمین تالابی بین ۲ تا ۴ متر از سطح دریای آزاد می‌باشد. اراضی آن غالباً از رسوبات قدیمی جراحی و کارون تشکیل شده است.

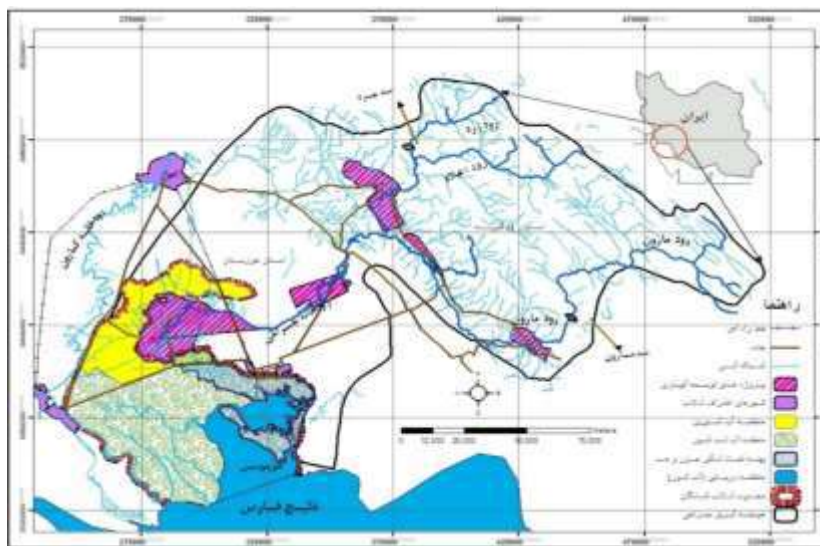
تالاب شادگان بخاطر ویژگی‌های پوشش گیاهی و وضعیت کلی آن جزو مهم‌ترین تالاب‌ها برای تعداد زیادی از پرندگان مهاجر، عبوری و تولید مثل‌کننده است، مضافاً اینکه مأمن و محل پرورش بسیار خوبی برای تعداد زیادی گونه‌های ماهی، بخصوص ماهی‌های آندمیک در حوزه جنوب غربی ایران می‌باشد. حفظ تالاب شادگان از نظر محیط زیستی، بویژه پس از کم آب شدن تقریبی تالاب هورالعظیم، دارای اهمیت بسیار زیادی است (خلیفه نیل ساز، ۱۳۹۵). مهم‌ترین فعالیت‌های انسانی پیرامون تالاب شادگان شامل: طرح‌های توسعه عمران و آبیاری در حوضه آبریز جراحی، وجود صنایع نفت و گاز، طرح‌های صنعتی، طرح‌های زیربنایی، بهره‌برداری از منابع تالاب و گردشگری است. در حدود ۲۲ درصد از تالاب آب شیرین و بیش از ۷۷ درصد از پهنه جزر و مدی به عنوان پناهگاه حیات وحش جزو اراضی حفاظت شده تالاب هستند (رحیمی بلوچی و ملک محمدی، ۱۳۹۲).

## ۲- روش تحقیق

تحقیق حاضر با استفاده از اطلاعات و داده‌ها از منابع معتبر همچون کتاب‌ها، مقالات و سایت سازمان حفاظت محیط زیست، همچنین بررسی مطالعات و تحقیقات صورت گرفته در مورد تالاب شادگان گردآوری شده است.

## ۳- موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه: تالاب بین‌المللی شادگان

تالاب بین‌المللی شادگان در منتهی الیه پایین دست حوضه آبریز رودخانه جراحی به فاصله ۴۰ کیلومتری از شهرستان اهواز قرار دارد. این تالاب با مساحت ۵۳۷۷۰۰ هکتار، وسیع‌ترین تالاب ایران بوده و از این نظر در میان ۱۲۰۱ تالاب بین‌المللی فهرست معاهده رامسر، در رده ۳۴ قرار دارد و بزرگترین تالاب خاورمیانه محسوب می‌شود. تالاب شادگان در طول جغرافیایی ۵/۴۸ درجه شرق گرینویچ و در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمال خط استوا واقع است (میرزایی، ۱۳۹۷). این تالاب در انتهای جنوب غربی کشور و در جنوب استان خوزستان قرار دارد و از شمال به اهواز، از غرب به جاده آبادان - اهواز، از جنوب به رودخانه بهمنشیر و خلیج فارس و از شرق به خور موسی محدود می‌شود (کیان ارثی و ...، ۱۴۰۱). برای رسیدن به این تالاب می‌بایست ابتدا وارد بزرگراه اهواز - آبادان شده، بعد از طی حدود ۹۷ کیلومتر به سه راهی دارخوین می‌رسیم و سپس دور می‌زنیم و به سمت راست می‌رویم تا بعد از ۱۲ کیلومتر به روستای صراخیه برسیم. این روستا در ۱۱ کیلومتری شهر شادگان قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی تالاب بین‌المللی شادگان (رحیمی بلوچی و ملک محمدی، ۱۳۹۲)

در محدوده تالاب، ۱۲ روستا و در حاشیه مرز آن ۶۲ روستا در فاصله کمتر از ۱۰۰۰ متر قرار دارد. همچنین شهرهای شادگان در فاصله ۵ کیلومتری مرز شرقی تالاب، شهر آبادان در فاصله حدود ۵ کیلومتری، مینوشهر در فاصله ۹ کیلومتری و خرمشهر در فاصله ۱۰ کیلومتری مرز غربی و شهر ماهشهر در فاصله ۲۰ کیلومتری مرز جنوبی تالاب قرار دارند. بخش عمده جمعیت این شهرها و روستاها از طوایف عرب زبان ایرانی هستند (شکل ۲).



شکل (۲) - نمایی از تالاب شادگان

#### ۴- بحث

تالاب‌ها به واسطه‌ی ارائه کالاهای خدمات مستقیم و غیرمستقیم به جامعه بشری و نیز به عنوان یک دارایی، بسیار حائز اهمیت هستند. این امر باعث شده در جوامع مختلف توجه فزاینده‌ای به ارزش‌ها و کارکردها، احیاء و نگهداری آنها صورت گیرد. در ادامه این تحقیق سعی در بررسی ویژگی‌ها و اهمیت تالاب شادگان در منطقه و تهدیدات پیش رو تالاب داریم. شناخت عوامل تهدید کننده تالاب شادگان و مدیریت آنها با توجه به قرار گرفتن این تالاب در فهرست مونترو، می‌تواند تالاب را از خطر نابودی و از دست دادن عنوان بین‌المللی نجات دهد.

حوضه رودخانه جراحی در جنوب رشته کوه زاگرس می‌باشد. ارتفاع قسمت‌های مختلف حوضه بسیار متفاوت است (از سطح دریا تا ۳۸۰۰ متری). مساحت حوضه آبریز آن ۲۴۳۱۰ کیلومتر مربع که ۹۸۰۲ کیلومتر مربع آن (حدود ۴۰ درصد) کوهستانی و ۱۴۵۰۸ کیلومتر مربع دیگر (حدود ۵۹/۷ درصد) دشت و زمین‌های دامنه‌ای تشکیل شده است. چند دشت اصلی این حوضه شامل: بهبهان، جایزان، رامهرمز، باغ ملک، خلف آباد و شادگان می‌باشند (خلیفه نیل ساز، ۱۳۹۵).

اقلیم تالاب که حوضه آبریز مارون - جراحی و تالاب شادگان است، بطور کلی تحت تاثیر شرایط ویژه‌ای است که بارزترین آنها عرض جغرافیایی پایین، ارتفاع نسبتاً کم و وجود خلیج فارس در جنوبی‌ترین مرز حوضه آبریز می‌باشد. رژیم بارندگی منطقه از نوع مدیترانه‌ای که در آن بخش اصلی بارش‌ها در طول زمستان (دیماه تا فروردین) رخ می‌دهد. دیگر ماه‌های سال عموماً خشک بوده و فاقد بارندگی قابل ملاحظه است. البته الگوی بارندگی در منطقه تالاب بصورت عمده ریزش‌های جوی در ماه‌های آخر پاییز تا اوایل بهار متمرکز می‌باشد. تابستان بسیار گرم و طولانی و زمستان‌های کوتاه و ملایم از ویژگی‌های بارز اقلیم این منطقه است. در طبقه‌بندی دومارتن، اقلیم حوضه آبریز رودخانه جراحی از خشک تا نیمه مرطوب مشخص شده و اقلیم بیابانی خشک بخش عمده (۶۳/۳٪) منطقه را در بر دارد. در حالیکه اقلیم‌های نیمه خشک و مدیترانه‌ای ۲۳ درصد و اقلیم نیمه مرطوب فقط ۱۳/۷ درصد منطقه را شامل می‌شود و بطور کلی اراضی تالاب شادگان جزو اقلیم خشک و گرم قرار دارد. در منطقه مطالعاتی تالاب شادگان، تغییرات میانگین دمای ماهانه در ماه‌های تابستان در حدود ۳۲-۳۷ درجه و در زمستان در حدود ۱۸-۱۲ درجه می‌باشد. آب نقش تعیین‌کننده‌ای را در مورد ویژگی‌های حیاتی تالاب‌ها ایفا می‌نماید. تغییرات آب از نظر کمیت و کیفیت ممکن است؛ روزانه، ماهانه، فصلی، سالیانه و یا دائمی باشد، که همزمان با تغییرات فوق کیفیت و کمیت حیات نیز تحت تأثیر قرار می‌گیرد (خلیفه نیل ساز، ۱۳۹۵).

تالاب شادگان از تنوع پوشش گیاهی قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. بر اساس مدارک موجود در اداره کل محیط زیست استان خوزستان، ۱۷ جامعه اصلی گیاهی شامل ۱۱۰ گونه گیاهی در محدوده تالاب شناسایی شده است (منتظر حجت، ۱۳۹۳). در قسمت‌های شمالی، مرکزی و غربی تالاب شادگان سطح وسیعی توسط جگن اشغال شده است. لویی کوچک در نواحی شمالی و نی بیشتر در حاشیه جاده آبادان-ماهشهر و علف شور در نقاط شرقی تالاب گسترش دارند. علاوه بر گیاهان فوق؛ آلاله آبی، نیلوفر آبی، پولاف، سوروف، خارشتر، نخل و درختچه‌های گز وجود دارد (کتاب راهنمای تالاب‌های ایرانی ثبت شده در کنوانسیون رامسر، ۱۳۶۶).

در این تالاب ۴۰ گونه پستاندار، ۱۷۴ گونه پرنده، ۸ گونه از خزندگان، ۳ گونه از دوزیستان و بیش از ۸۱ گونه از ماهیان را در خود نگهداری می‌نماید. پرندگان و ماهیان تالاب مهم‌ترین گروه‌های جانوری تالاب هستند (منتظر حجت، ۱۳۹۳). این تالاب مکان مناسبی برای زمستان‌گذرانی پرندگان مهاجر آبرزی

بوده و حضور پلیکان پا خاکستری، عقاب دریایی دم سفید، اردک مرمری و اردک بلوطی در آن گزارش شده است (کتاب راهنمای تالاب های ایرانی ثبت شده در کنوانسیون رامسر، ۱۳۶۶). ارزش های اکولوژیک و نقشی را که پرندگان در مسیر انرژی و چرخه مواد غذایی در اکوسیستم های منطقه بر عهده دارند و همچنین چنین رابطه تنگاتنگی که پرندگان با محیط خود برقرار می کنند، حائز اهمیت است (درخشان بابایی، ۱۳۹۳). از مهم ترین ماهیان می توان از شیرت، بنی، فیتوفاگ، لب پهن، توتینی، سیاه ماهی، کپور، گتان، آمور و ... نام برد. از مهم ترین خزندگان موجود در تالاب می توان به لاک پشت فراتی اشاره کرد (کتاب راهنمای تالاب های ایرانی ثبت شده در کنوانسیون رامسر، ۱۳۶۶).

مهم ترین پستانداران تالاب بین المللی شادگان عبارت اند از: ۱- گراز: با نام علمی *Sus scrofa* ۲- گربه وحشی با نام علمی *Felis silvestris* ۳- شنگ با نام علمی *Lutra lutra* ۴- گرگ با نام محلی ذنب و نام علمی *Canis lupus* ۵- تنها پستاندار دریایی وابسته به محدوده تالاب، دلفین گورپشت *Sousa chinensis* است که به صورت عبوری در بخش دریایی تالاب مشاهده می شود (رافعی و دانه کار، ۱۴۰۰).

میانگین دبی سالانه رودخانه جراحی که به این تالاب می ریزد ۲/۳ میلیارد متر مکعب می باشد، که در سال های مختلف بین ۰/۴ تا بیش از ۶/۶ متر مکعب متغیر است. از دیگر منابع آب ورودی به این تالاب؛ سیلاب های آبراهه کوپال و سریزهای سیلاب های رودخانه کارون می باشد. همچنین ورود آب حاصل از زهکشی واحدهای توسعه نیشکر و صنایع مختلف به این تالاب تنوع زیستی در این منطقه را دچار مشکل کرده است. لذا با توجه به خشکسالی های اخیر و تغییر در وضعیت اقتصادی ذینفعان و نیز مطرح شدن مسائل محیط زیستی، ارزیابی پایداری این تالاب برای جلوگیری از اثرات مخرب این پدیده ها، ضروری به نظر می رسد (میرزایی، ۱۳۹۷).

تالاب شادگان جزو تالاب های ساحلی دریایی و شامل سه بخش متمایز است: ۱. تالاب آب شیرین: که در قسمت بالای تالاب قرار داشته و از آب شیرین رودخانه جراحی تغذیه می شود و دارای پوشش گیاهی متراکم است (۲۲/۴٪ از مساحت تالاب را شامل می شود). ۲. پهنه جزر و مدی (بخش آب لب شور): که در جنوب تالاب قرار داشته (پایین دست بزرگراه آبادان- ماهشهر) و تحت تأثیر جزر و مد های خلیج فارس قرار دارد. چند رشته آبراه (خور) در این ناحیه وجود دارد (۴۱/۳٪ از مساحت تالاب را شامل می شود). ۳. منطقه ساحلی و یا بخش آب شور تالاب: که دربر دارنده خطوط ساحلی خلیج فارس تا نقطه ای از دریا که عمق آب آن در شرایط جزر به ۶ متر می رسد، است (۳۶/۳٪ از مساحت تالاب را شامل می شود) (رحیمی بلوچی و ملک محمدی، ۱۳۹۲). آنچه از دیدگاه محیط زیست بعنوان حیات وحش تالاب می باشد، شامل بخش های آب شیرین و پهنه جزر و مدی است (خلیفه نیل ساز، ۱۳۹۵).

گردشگری آثار نامطلوبی از قبیل؛ آلودگی آب و تالاب، آلودگی هوا، مشکلات دفع مواد زائد و زیان های اکولوژیکی بر تالاب بین المللی شادگان برجای خواهد گذاشت. همچنین آثار مطلوب گردشگری بر این تالاب شامل ارتقاء فرهنگ بومی منطقه، افزایش درآمد افراد بومی و ایجاد اشتغال و رونق کار خواهد بود (حجازی و ...، ۱۳۹۰).

تالاب شادگان، تنوع زیستی کشاورزی بی نظیری در حوزه ی خود دارد که علاوه بر زراعت و دامداری، ماهیگیری، شکار پرند، نی بری و برداشت علوفه نیز منافعی هستند که نصیب حاشیه نشینان آن می گردد. گندم، خرما و برنج از عمده ترین محصولات کشاورزی در حوزه ی این تالاب به شمار می رود. شهر شادگان و روستاهای اطراف به طور تاریخی برای تأمین معاش وابسته به تالاب هستند. تالاب شادگان و حیات وحش وابسته به آن دارای ارزش های اقتصادی- اجتماعی قابل ملاحظه است. پوشش گیاهی درون تالاب، علاوه بر اینکه چراگاه و منبع بسیار مهم تأمین غذا برای دام های روستاییان حاشیه تالاب است، به عنوان مصالح بومی ساختمانی برای پوشش سازه های روستایی نیز به کار برده می شود و به علاوه زیستگاه پرندگان مهاجر و بومی، همچنین بستر مناسبی برای آبریان پرورشی و غیرپرورشی است. یکی دیگر از فعالیت های معیشتی در شهرستان شادگان، ماهی گیری و شکار پرندگان است، که نه تنها در تأمین درآمد اقتصادی، بلکه در تأمین مایحتاج غذایی جمعیت روستایی ساکن حاشیه تالاب نیز نقش مهمی دارد. با وجود خور دورق، پرورش گاومیش در روستاهای منطقه از اهمیت خاصی برخوردار است. عبابافی، جاجیم، گلیم بافی و نمدمالی از صنایع دستی حاشیه نشینان تالاب از گذشته های دور است. در واقع وابستگی معیشت، سلامت و اقتصاد حاشیه نشینان با تالاب شادگان بر همگان آشکار می باشد و به گونه ای است که مرگ تالاب، مرگ آن ها را به دنبال خواهد داشت. لذا لزوم انجام فعالیت های مشارکتی مردم نهاد در حفاظت و مدیریت تالاب محسوس می باشد که این امر جز با شناخت سطوح نگرش و دانشی حاشیه نشینان میسر نخواهد بود (یوسفی حاجیوند و ...، ۱۳۹۳) و (رافعی و دانه کار، ۱۴۰۰).

تغییرات آب هوایی منجر به کاهش جریان ورودی آب به تالاب شادگان و خشک شدن آن و لذا باعث تخریب وضعیت تالاب شده است. با توجه به اهمیت تالاب شادگان از نظر ارائه خدمات استفاده های مستقیم و غیرمستقیم به ساکنان، جایگاه توریستی، کنترل کننده سیلاب ها، محل رسوب گیر، به عنوان بادشکن، محل زمستان گذرانی و زادآوری جمعیت های قابل ملاحظه ای از گونه های مختلف پرندگانی که در فصول پائیز و زمستان از شمال اروپا و آسیا به

منطقه مهاجرت می‌کند و همچنین از نظر یک میراث فرهنگی بسیار با ارزش که متعلق به همه نسل‌هاست، حفاظت از تالاب شادگان از دیدگاه داخلی و بین‌المللی از اهمیت ویژه و فزاینده‌ای برخوردار است (منتظر حجت، ۱۳۹۳).

از مهم‌ترین مخاطرات و عوامل تهدیدکننده این تالاب رسوب‌گذاری و پر شدن تدریجی تالاب توسط رسوبات رودخانه‌های جراحی و کارون، شور شدن تدریجی تالاب در اثر حمل‌تشیلات گچی، نمکی و مارنی توسط رودخانه جراحی به داخل تالاب است (کتاب راهنمای تالاب‌های ایرانی ثبت شده در کنوانسیون رامسر، ۱۳۶۶). برداشت‌های بی‌رویه از منابع آب تالاب و تخلیه زباله‌های شهری درون محدوده آن، در کنار تکه‌تکه کردن تالاب به واسطه احداث جاده‌ها، ایجاد ایستگاه‌ها تقویت فشار برق، گاز و لوله‌گذاری نفت و نیز ایجاد صنایعی چون نوپان‌سازی و الکل‌سازی که پساب خود را درون تالاب تخلیه می‌کنند، همه و همه در نابودی این تالاب نقش داشته و دارند. مشکل اصلی این است که تمامی این طرح‌ها بدون بررسی‌های زیست‌محیطی اجرا شده‌اند و همچنان نیز این روند با ساختن مجتمع فولاد و اسکله در دست‌ساخت شهرستان شادگان ادامه دارد. تمامی این مشکلات در نبود اطلاعات لازم از ارزش اقتصادی این تالاب برای ارزیابی اقتصادی-زیست‌محیطی طرح‌های مجاور آن است که سدی در سر را توسعه پایدار منطقه می‌باشند (منتظر حجت، ۱۳۹۳). این تالاب مکان زندگی گونه‌های مختلفی از پرندگان، ماهی‌ها و گیاهان آبی به شمار می‌رود. ورود هر گونه آلاینده‌ای به محیط آب شیرین تالاب شور تالاب شادگان سلامت این جانداران را تحت‌تاثیر قرار می‌دهد. از جمله دیگر عوامل مهم تهدیدکننده تالاب شامل خشکسالی و پدیده‌ی ریزگردها در سال‌های اخیر، همچنین ورود بیش از ۵۱ میلیون مترمکعب فاضلاب شهری و روستایی، ورود ۴۱ تا ۶۱ مترمکعب پساب آلوده‌ی صنایع فولاد و نیز ورود ۲۱ تا ۲۵ هزار مترمکعب پساب‌نیشکر به آب تالاب بوده، که اثرات جبران‌ناپذیری بر تنوع زیستی، کشاورزی و سلامت بهره‌برداران آن به دنبال داشته‌اند؛ به گونه‌ای که بسیاری از گونه‌های گیاهی و جانوری در منطقه منقرض شده‌اند (یوسفی حاجوند، ۱۳۹۳).

## ۵- نتیجه‌گیری

اگرچه تالاب‌ها وسعت چندانی ندارند، اما به علت داشتن ویژگی‌های منحصر به فرد بوم‌شناختی، خاک، آب و هوا، از جهات اقتصادی، اجتماعی، بیولوژیکی، زیبایی‌شناسی، علمی و تفرجگاهی دارای ارزش بسیار هستند. تالاب اکوسیستم‌هایی هستند که به دلیل فعالیت‌های انسانی حساس هستند و بطور قابل‌ملاحظه‌ای آسیب دیده‌اند. تالاب شادگان با قابلیت زادآوری، نقش مهمی در بقای گونه‌های بی‌شماری از گیاهان و جانوران وابسته به خود ایفا کرده و ذخیره‌گاه مهمی برای انبوه پرندگان، خزندگان، دوزیستان، ماهیان و بی‌مهرگان می‌باشد. تالاب شادگان نمونه‌ای طبیعی از انواع تالاب‌های شاخص، کمیاب و منحصر به فرد می‌باشد، که زیستگاه مناسب برای پشتیبانی از گونه‌های آسیب‌پذیر و در خطر انقراض است. یکی از روش‌های بلندمدت حفاظت تالاب، ارتقاء سطح فرهنگی جامعه است، این مهم در سایه بالابردن آگاهی عمومی نسبت به اهمیت تالاب محقق خواهد شد. نبود اطلاعات کافی درباره وضعیت چشم‌انداز شادی بخش طبیعی، عملکرد اکولوژیکی و ارزش اقتصادی تالاب شادگان، اهمیت آن را به درستی نشان نداده است. انجام امور تبلیغاتی، اطلاع‌رسانی و معرفی تالاب‌ها با تمامی عناصر و ظرفیت‌های بالقوه همچون انتشار و توزیع بروشور، پوستر، نصب تابلو در نقاط شاخص و نمایشگاه‌های منطقه‌ای و کشوری می‌تواند در جذب گردشگران و حفاظت بیشتر از تالاب‌ها مؤثر باشد.

با توجه به اهمیت تالاب و منحصر به فرد بودن آن از نظر وسعت، کارکرد و خدمات، برای جلوگیری از روند نابودی، ارائه راهکارهایی جهت کاهش فشارهای واردشده بر تالاب و مدیریت کارآمد و صحیح آن ضروری است:

✓ با توجه به شرایط آب و هوایی استان خوزستان؛ ایجاد امکانات تفریحی در محل تالاب، به منظور بهره‌بردن از پتانسیل تالاب در جهت افزایش درآمد ساکنان محلی و توسعه منطقه. همچنین، با بهره‌گیری از تبلیغات و به خصوص تبلیغات بین‌المللی برای تالاب شادگان همراه با بالا بردن توجه اکوتوریست‌های داخلی، می‌توان نسبت به جذب گردشگران خارجی اقدام نمود، که این مهم ارزآوری خوبی برای کشور و اشتغال‌زایی زیادی برای منطقه خواهد داشت.

✓ اندازه‌گیری و محاسبه هزینه‌های وارده به تالاب، در اثر تخلیه پساب کارخانه‌هایی مانند: الکل‌سازی، نوپان‌سازی، کشت و صنعت نیشکر و ... نتایج چنین مطالعاتی می‌تواند جهت واقعی کردن تولید ناخالص استان استفاده شود. اعداد بدست آمده می‌توانند، جهت اخذ جریمه از این کارخانه‌ها یا اجبار آن‌ها به تصفیه پساب از طریق استفاده از مالیات بر آلودگی یا سوبسید خرید تجهیزات تصفیه پساب از این کارخانه‌ها استفاده گردد. همچنین برای توجیه پروژه‌های آتی در مجاورت تالاب و انعکاس هزینه‌های زیست‌محیطی در هزینه‌های اجرای طرح، مفید خواهد بود.

- ✓ اعمال برنامه‌هایی در جهت بهبود عرضه آب به تالاب، قوانین و برنامه‌هایی جهت حفاظت از تالاب و راهکارهایی جهت مقابله با بلایای طبیعی مانند؛ خشکسالی.
- ✓ جلوگیری از احداث جاده‌های جدید در میان تالاب و در مناطق حساس مرتبط با تالاب
- ✓ جلوگیری از تغییر کاربری اراضی در پیرامون تالاب
- ✓ جلوگیری از خاکبرداری در بستر و پیرامون تالاب
- ✓ تعیین دقیق محدوده‌های تالاب
- ✓ حذف چرای دام پیرامون تالاب
- ✓ ایجاد مناطق قرق برای گونه‌های حفاظت شده
- ✓ تعیین کانون‌های لانه‌گزینی، زادآوری، تغذیه و پناه گونه‌های بومی و مهاجر به منظور مراقبت و حراست زیستگاه و پیشگیری از بروز تنش برای گونه‌ها
- ✓ کنترل مداوم شکار و صید در محدوده‌های امن و حفاظت شده
- ✓ تعیین و تأمین حلقه دائمی و محیط‌زیستی تالاب شادگان
- ✓ جلوگیری از انتقال و ورود فاضلاب‌های خانگی و صنعتی
- ✓ تمرکز بر توانمندسازی و افزایش ظرفیت خانوارهای روستایی حاشیه نشین تالاب به ویژه از طریق آموزش و آگاهی رسانی، به منظور مشارکت آن‌ها در حفاظت از تالاب از طریق حفظ تنوع زیستی کشاورزی در حاشیه‌ی آن، در جهت حفاظت و مدیریت این منابع ارزشمند.

## ۶- مراجع

- بنان، نگار. نقش تالابها بر جوامع زیست محیطی (پرندگان، پستانداران، آبزیان)، اولین کنفرانس بین المللی بحران آب ۱۳۸۷.
- حجازی، سیدجعفر، زارعی، رضا. و گودرزی، مجید. بررسی و ارزیابی اثرات جغرافیایی و زیست محیطی گردشگری با استفاده از مدل AHP (نمونه موردی: تالاب بین المللی شادگان) - فصلنامه علمی-پژوهشی تالاب/ دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، ۱۳۹۰-صفحات ۷۰-۵۹.
- خلیفه نیل ساز، منصور، ۱۳۹۵. پایش اکولوژی تالاب شادگان-وزارت جهاد کشاورزی-سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی-موسسه تحقیقات علوم شیلاتی کشور - پژوهشکده آبروی پروری جنوب کشور
- درخشان بابایی، فرزانه، قناتی، عزت اله و قهرودی تالی، منیژه. تالابها: گنجینه های ناشناخته-مقاله نشریه آموزش جغرافیا، دوره بیست و هشتم، شماره ۳، بهار ۱۳۹۳.
- رافعی، اسما و دانه کار، افشین. سیمای طبیعی و ویژگی های محیط زیستی تالاب شادگان-طبیعت ایران/ جلد ۶ شماره ۴، پیاپی ۲۹، مهر- آبان ۱۴۰۰، ۱۴۶-۱۳۵.
- رحیمی بلوچی، لایلا و ملک محمدی، بهرام. ارزیابی ریسک های محیط زیستی تالاب بین المللی شادگان بر اساس شاخص های عملکرد اکولوژیکی. محیط شناسی، سال سی و نهم، شماره ۱، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۱۱۲-۱۰۱.
- عساکره، حسین. نگرشی بر ویژگی های طبیعی تالاب شادگان. سپهر-دوره سیزدهم، شماره چهل و نهم، ۱۳۸۳، ۳۱-۲۵.
- کتاب دستورالعمل های کاربردی مدیریتی تنوع زیستی ۱۳۹۱- مؤلف: ویم گیسن، ترجمه: یاسمن اکبرزاده و سارا کوچکی، مجموعه مستندات طرح حفاظت از تالاب های ایران.
- کتاب راهنمای تالاب های ایرانی ثبت شده در کنوانسیون رامسر- نویسندگان: مسعود باقرزاده کریمی، مهدی روحانی رانکوهی-۱۳۸۶.
- کتاب راهنمای تعیین نیاز آبی تالابها-گردآوری: طرح حفاظت از تالابهای ایران با همکاری مهندسین مشاور آساراب-۱۳۹۲.
- کیان ارثی، فرحناز، انصاری، هوشنگ، حکمت پور، فاطمه، عوفی، فریدون، هوشمند، حسین. و بنی طرفی زادگان، جمیل. بررسی اثرات زیست بومی حضور گونه های غیر بومی در تالاب بین المللی شادگان-مجله علمی شیلات ایران ۱۴۰۱، ۹۶-۸۱.
- محمدی، سعید، زابلی، مجید. و مصطفوی، سید مهدی. توجه ویژه به تالابها و گردشگری- اولین کنفرانس بین المللی بحران آب ۱۳۸۷.





منتظر حجت، امیر حسین، منصوری، بهزاد و قربان نژاد؛ مجتبی. ارزش گذاری خدمات استفاده ای تالاب شادگان- فصلنامه اقتصاد مقداری. دوره ۱۱، شماره ۱، بهار ۱۳۹۳، ۷۳-۴۱.

میرزایی، عباس، آزر، حسن. و لیانی، قاسم. اولویت بندی عوامل تأثیرگذار بر پایداری اکوسیستم تالاب شادگان- فصلنامه علمی پژوهشی اکویولوژی تالاب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز. سال دهم، شماره ۳۸، زمستان ۱۳۹۷، ۸۰-۶۹.

یوسفی حاجیوند، رقیه، غنیان، منصور، برادران، مسعود. و رمضانی، لیلا. تحلیل عوامل مؤثر بر نگرش خانوارهای روستایی تالاب شادگان در خصوص تنوع زیستی کشاورزی- فصلنامه راهبردهای توسعه روستایی جلد ۱، شماره ۴، زمستان ۱۳۹۳، ۱۲۶-۱۰۹.

## مطالعات دورسنجی بر روی سامانه دگرسانی طاق‌دیس ایمان‌خان، شمال تکاب، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران

دریا عثمان نژاد<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، مهدی بهیاری<sup>۳</sup>، عباس اروجی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

deryaosmannejad@gmail.com

۲- استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

a.abedini@urmia.ac.ir

۳- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

m.behyari@urmia.ac.ir

۴- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی همدان

abbas3585@gmail.com

### چکیده

این پژوهش با هدف نقشه‌برداری از زون‌های دگرسانی اطراف طاق‌دیس ایمان‌خان، بارزسازی خطواره‌ها با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مختلف و اعمال الگوریتم‌های پردازشی متنوع جهت تعیین مناطق مستعد کانه‌زایی با بهره‌گیری از متدهای دورسنجی انجام شده است. بعد از پردازش تصاویر، از روش‌های آمار پایه و طیف مینا (ترکیب رنگی کاذب، کروستا، نسبت بانندی، و روش‌های طیف مینا همچون SFF و OSP MF جهت تفکیک و برجسته‌سازی پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک، فیلیک، پروپیلیتیک، و اکسید و هیدروکسیدهای آهن بهره گرفته شد. بررسی‌های سنجش از دور به دلیل دارا بودن داده‌هایی با دید گسترده و یکپارچه و هزینه بسیار کم روش مناسبی برای اکتشاف ذخایر معدنی می‌باشند. این پژوهش به دلیل استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و الگوریتم‌های پردازشی متنوع به منظور نقشه‌برداری از زون‌های دگرسانی و تعیین مناطق مستعد کانه‌زایی دارای اهمیت زیادی است. امید است نتایج این مطالعه بتواند در اکتشاف زون‌های فلزی جدید در سایر مناطق ایران مفید و مؤثر واقع شود.

**کلیدواژه:** ایمان‌خان، سامانه دگرسانی، سنجش از دور، تکاب.

### Abstract

This research was carried out with the aim of mapping the alteration zones around Iman Khan anticline, highlighting the contours using different satellite images and applying various processing algorithms to determine areas prone to mineralization using remote sensing methods. After processing the images, basic statistics and basic spectrum methods (false color composition, crust, band ratio, and basic spectrum methods such as SFF and OSP MF) were used to separate and highlight the argillic, phyllic, propylitic, and iron oxide and hydroxides alteration zones. Remote sensing surveys are a suitable method for exploring ore deposits due to the availability of data with a wide and integrated data and very low cost. This research is very important due to the use of satellite images and various processing algorithms in order to map alteration zones and determine areas prone to mineralization. It is hoped that the results of this study can be useful and effective in the exploration of new metallogenic zones in other regions of Iran.

### ۱- مقدمه

شناسایی و تحلیل دگرسانی‌ها، به عنوان یکی از روش‌های مؤثر در اکتشاف مواد معدنی، از اهمیت بالایی برخوردار است. علم دورسنجی بهترین روش برای شناسایی و تحلیل دگرسانی‌ها می‌باشد. با استفاده از پردازش داده‌های ماهواره‌ای، می‌توان کانی‌های شاخص برخی از دگرسانی‌ها را شناسایی کرد. تصاویر ماهواره‌ای، به دلیل توانایی بالا در تفکیک مکانی، رادیومتری، طیفی و پوشش گسترده، قادر به ارائه اطلاعات دقیق و ارزشمند در حوزه اکتشاف مواد معدنی هستند. یکی از مزایای برجسته استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در این زمینه، قابلیت تشخیص ایالت‌ها و کمربندهای کانی‌زایی است (Gupta, 2003).

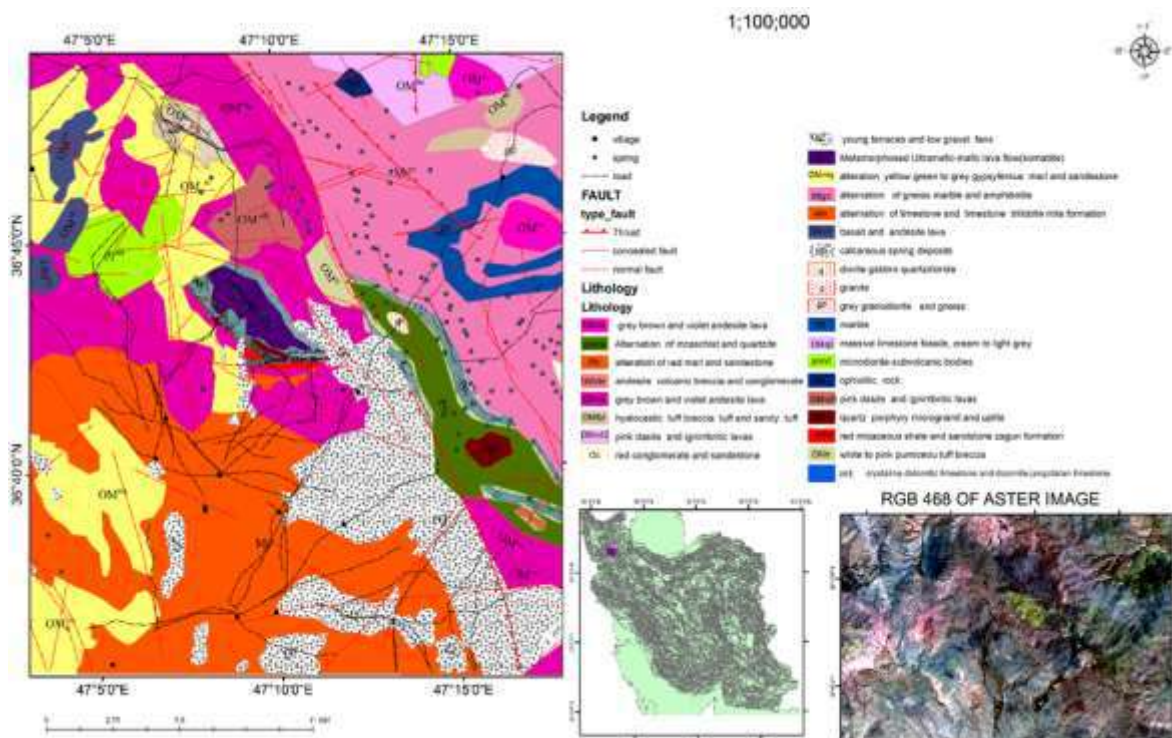
از اینرو، تصاویر ماهواره‌ای می‌توانند به‌عنوان ابزاری ارزشمند در برنامه‌های اکتشاف معدنی مورد استفاده قرار گیرند. هدف از این پژوهش، استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مختلف و به‌کارگیری الگوریتم‌های پردازشی گوناگون جهت تفکیک و برجسته‌کردن پهنه‌های دگرسانی و بارزسازی خطواره‌های اطراف طاق‌دیس ایمان‌خان در شمال تکاب می‌باشد.

شمال تکاب در استان آذربایجان غربی با دارا بودن زون‌های دگرسانی گسترده و کنسارهای با ارزش نظیر معادن طلای آق دره و زرشوران، سرب و روی انگوران و انواع ذخایر فلزی و غیرفلزی دیگر یکی از مناطق توانمند از نظر تعدد ذخایر فلزی به‌شمار می‌رود. این ذخایر فلزی با دگرسانی‌های گسترده همراه بوده و مطالعات زیادی از منظر زمین‌شناسی بر روی آنها صورت گرفته است. طاق‌دیس ایمان‌خان (واقع در شمال تکاب) به‌عنوان یک منطقه حیاتی با دارا بودن دگرسانی‌های گسترده و کانه‌زایی‌های فلزی نظیر طلا دارای اهمیت زمین‌شناسی بسیار بالایی است. تاکنون مطالعات جامعی از منظر سنجش از دور بر روی این منطقه و دگرسانی‌های آن صورت نگرفته است. در این پژوهش، سعی شده است با استفاده از مطالعات دورسنجی، انواع زون‌های دگرسانی حاضر در اطراف طاق‌دیس شناسایی شوند و از اطلاعات به دست آمده از این مطالعه برای شناسایی زون‌های کانه‌زایی در سایر مناطق ایران بهره گرفته شود.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

طاق‌دیس ایمان‌خان (شمال تکاب) در بخش مرکزی برگه ۱:۱۰۰۰۰ تخت‌سلیمان قرار دارد. این منطقه در بین دو زون ساختاری مهم کشور (زون سندج - سیرجان و کمربند ماگمایی ارومیه - دختر) واقع شده است. واحدهای سنگ‌شناسی مختلفی در این منطقه وجود دارد که عبارتند از (شکل ۱):

**الف) واحد مافیک و الترامافیک دگرگون شده:** این واحد شامل سنگ‌های دگرگونی میکا شیست، سرپانتینیت و سرپانتین شیست، متا گابرو و سنگ‌های بازالتی دگرگون شده هستند که در واقع معادل واحد ایمان‌خان در نظر گرفته می‌شوند.



شکل (۱) - نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان و قرارگیری طاق‌دیس ایمان‌خان در بخش مرکزی آن.

- ب) **واحد آهکی جانگوتاران:** این واحد نه تنها شامل آهک و دولومیت، بلکه میزبان کانی‌زایی پلا نیز می‌باشد.
- پ) **واحد شیست:** این واحد در جنوب و جنوب غرب طاق‌دیس ایمان‌خان قرار دارد و شامل شیست، شیل و دولومیت‌های حاوی چرت (سازند سلطانیه) می‌باشد.
- ت) واحد شیل و ماسه‌سنگ: این واحد بخشی از سازند زاگون محسوب می‌شود.
- ث) **واحد کوارتز پورفیری، آندزیتی و کربناتی:** سنگ‌های کربناتی این واحد شامل آهک و دولومیت‌های حاوی فسیل هستند.

### ۳- روش مطالعه

در این تحقیق، تلاش شده است تا باتوجه به هدف پژوهش، از کارآمدترین منابع قابل‌دسترس استفاده شود. از اینرو، جهت نقشه‌برداری پهنه‌های دگرسانی و بارزسازی کانی‌زایی‌ها از داده‌های ASTER، Landsat8-OLI، ETM، و همچنین Sentinel-2 استفاده شد. افزون بر این، از تصاویر Sentinel-2 برای نقشه‌برداری خطواره‌های منطقه استفاده شد. در این پژوهش، ابتدا تصاویر ماهواره‌ای با یک فرمت خاص دانلود شدند. به دلیل اینکه تصحیحات هندسی بر روی این تصاویر اعمال شده بود و تصاویر ژئورفرنس شده هستند، نیازی به اعمال الگوریتم هندسی نبود. لذا، فقط تصحیحات رادیومتری و اتمسفری بر روی داده‌های ماهواره‌ای انجام گردید. در نهایت، با استفاده از روش Gram-Schmidt Pan Sharpening بر روی داده‌های ماهواره‌ای، اطلاعات داده‌ها شفاف شدند و تصویر رنگی با رزولوشن بالا ایجاد گردیدند. این امر از طریق ادغام تصویری با قدرت تفکیک مکانی پایین با تصویری با رزولوشن و قدرت تفکیک مکانی بالا انجام شد. در نهایت، با ماسک کردن پیکسل‌هایی که به پوشش گیاهی در منطقه اشاره دارند، به بارزسازی دگرسانی محدوده ایمان‌خان با استفاده از روش‌های پردازشی مختلف مبادرت شد.

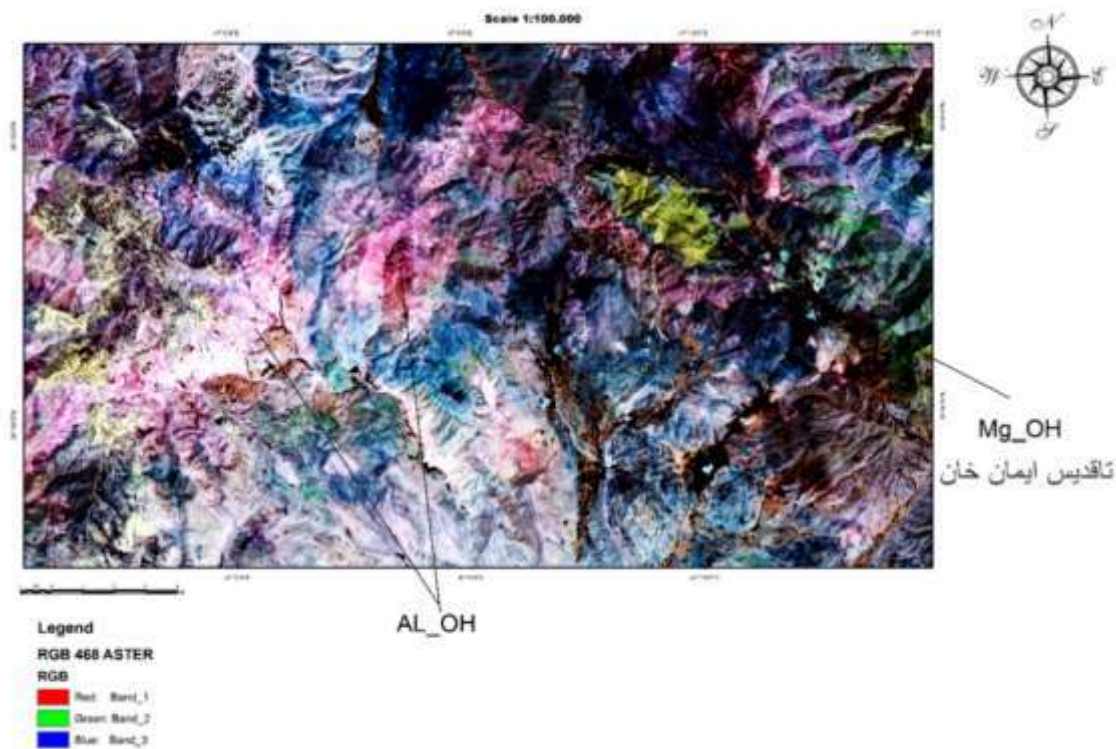
### ۴- بارزسازی دگرسانی‌ها با اعمال الگوریتم‌های مختلف پردازشی

#### ۴-۱- ترکیب رنگی کاذب (FCC) در تصویر استر

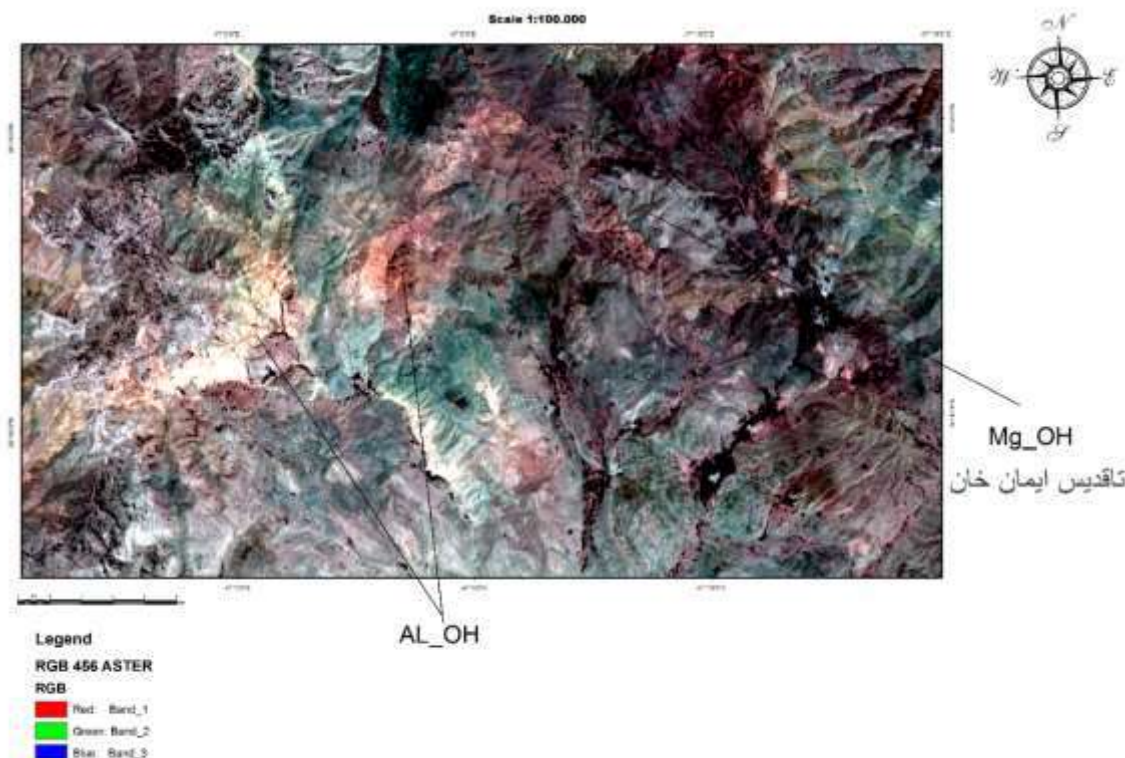
با توجه به وجود ترکیبات رنگی مختلف در تصاویر چند بانده، تعداد زیادی ترکیب رنگی مختلف قابل استخراج است. در این حالت، از شاخص بهینه‌سازی ترکیبات رنگی استفاده می‌شود و ترکیبات رنگی مناسب، که بیشترین تفکیک رنگی را برای واحدهای سنگی فراهم می‌کنند، انتخاب می‌گردد. برای ساخت ترکیب رنگی، معمولاً از ترکیب سه باند مختلف با اختصاص رنگ قرمز، سبز و آبی به هر باند استفاده می‌شود. با انتخاب باندهای مناسب در ساخت ترکیب رنگی، داده‌های کم ارزش حذف شده و از اطلاعات مفید حداکثر استفاده می‌گردد. ماهواره استر به دلیل قدرت طیفی بالا قادر به بارزسازی پهنه‌های دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک، با متد ترکیب رنگی کاذب می‌باشد. به عنوان مثال، در ترکیب رنگی ۴۶۸ کانی‌های شاخص دگرسانی فیلیک و آرژیلیک مانند کائولینیت، موسکویت و ایلیت در باند 6 ناحیه فروسرخ موج کوتاه (SWIR) سنجنده استر حداکثر جذب و کانی‌های شاخص دگرسانی پروپلیتیک مانند اپیدوت و کلریت در باند 8 محدوده فروسرخ موج کوتاه حداکثر جذب را دارند. کانی‌های رسی، سریست، کلریت، اپیدوت و کلسیت نیز بازتاب بالایی در باند 4 تصویر استر را دارا هستند. کلریت و اپیدوت به دلیل وجود Fe و Mg-OH قدرت جذب بالایی در باند 8 دارند، به همین دلیل یکی از رایج‌ترین ترکیبات رنگی برای بارزسازی دگرسانی عبارت ۴۶۸ می‌باشد. از اینرو، مجموعه کانی‌های کلریت و اپیدوت به رنگ سبز و کائولینیت به رنگ صورتی نمایان می‌گردد (شکل ۲ و ۳). در جدول ۱ تعدادی از ترکیبات رنگی مطلوب در زمینه شناسایی مناطق دگرسان شده به صورت خلاصه آورده شده‌اند (Mars and Rowan, 2006).

جدول ۱- ترکیبات رنگی مطلوب در زمینه شناسایی مناطق دگرسان شده با استفاده از سنجنده ASTER.

| نمایش RGB باندهای ASTER | قرمز           | سبز             | آبی   | صورتی                | نارنجی |
|-------------------------|----------------|-----------------|-------|----------------------|--------|
| SWIR 468                | آرژلیک پیشرفته | اپدوت - کرناتها | کلریت | آرژلیک               |        |
| SWIR 456                | آرژلیک         |                 |       | آرژلیک پیشرفته       | سریستی |
| TIR 14,12,10            | سیلیس          |                 |       | سنگ های غنی از سیلیس |        |



شکل ۲- RGB468 کلریت به رنگ ابی، اپدوت به رنگ سبز و کرناتها زرد، آرژلیک پیشرفته به رنگ قرمز، فلیک و آرژلیک به رنگ صورتی.



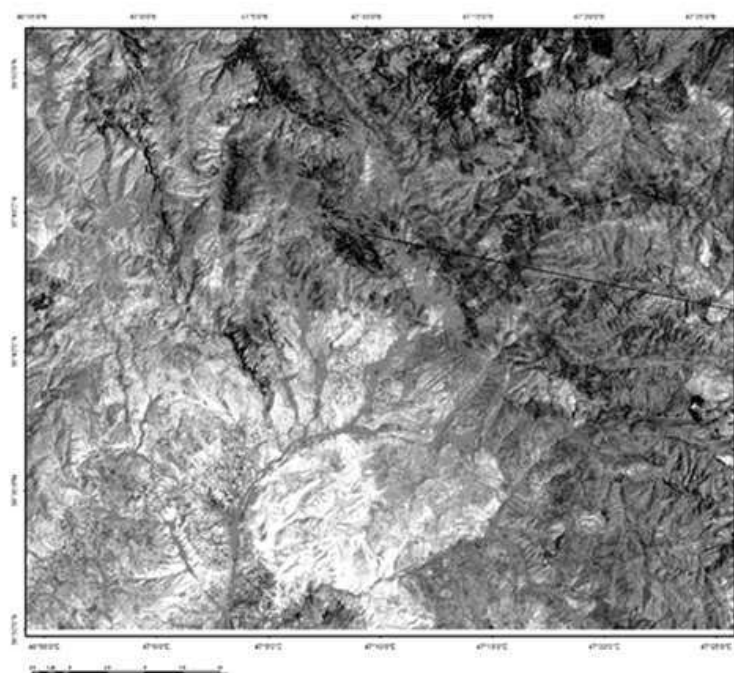
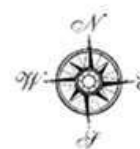
شکل ۳- RGB 456 که در آن سرسیت به رنگ نارنجی، آرژیلیک پیشرفته به رنگ صورتی و آرژیلیک به رنگ قرمز است.

#### ۴-۲- اعمال الگوریتم نسبت باندی در تصویر ETM

یکی از رایج ترین متدها جهت بارزسازی دگرسانی ها استفاده از روش نسبت باندی می باشد. این روش شامل تقسیم کردن دو یا چند باند بر همدیگر است. باندی که حداکثر میزان انعکاس را دارد، در صورت کسر و باندی که میزان جذب بیشتری را دارد، در مخرج کسر قرار می گیرد. در این پژوهش، جهت بارزسازی دگرسانی آرژیلیک و پراکندگی کانی های رسی در منطقه از داده های ETM استفاده شده است. وجود مناطق اکسیداسیونی کانی های آهن دار راهنمای خوبی برای تعیین مناطق دگرسانی حاوی کانی زایی به شمار می آید و می تواند در اکتشاف نواحی مستعد کانی سازی مؤثر واقع شود. به دلیل اینکه کانی های اکسید آهن در ماهواره ETM انعکاس قوی در باند ۳ و جذب قوی در باند ۱ دارند، از این دو باند جهت نقشه برداری اکسیدهای آهن منطقه استفاده شد (شکل ۴). همچنین، جهت بارزسازی دگرسانی آرژیلیک در منطقه و پراکندگی کانی های رسی از دو باند ۵ و ۷ به دلیل انعکاس قوی کانی های رسی در باند ۵ و جذب قوی در باند ۷، از این دو باند جهت بارزسازی دگرسانی آرژیلیک در منطقه به کار گرفته شد (Abrams, 2000) (شکل ۵).



Scale 1:250000

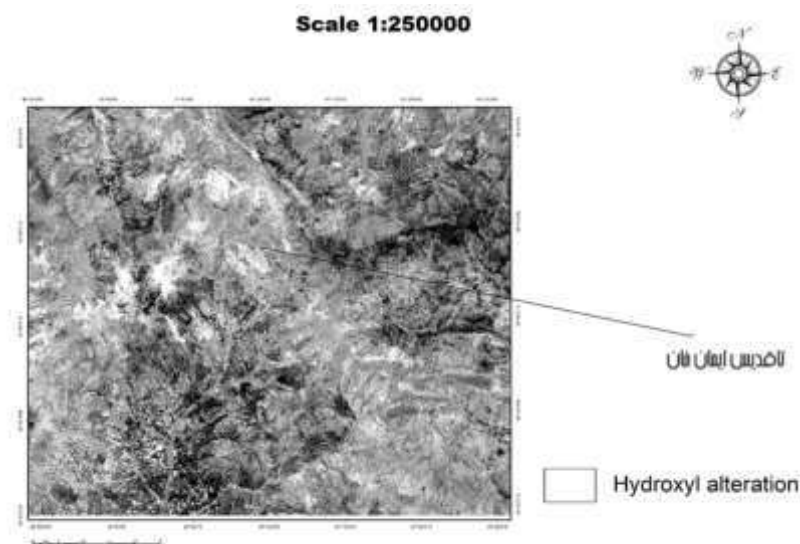


تأخیر ایمان فان

IRON OXID

شکل ۴- نسبت باندی B3/B1 که در آن پیکسل‌های سفید بیانگر اکسیدهای آهن در منطقه است.

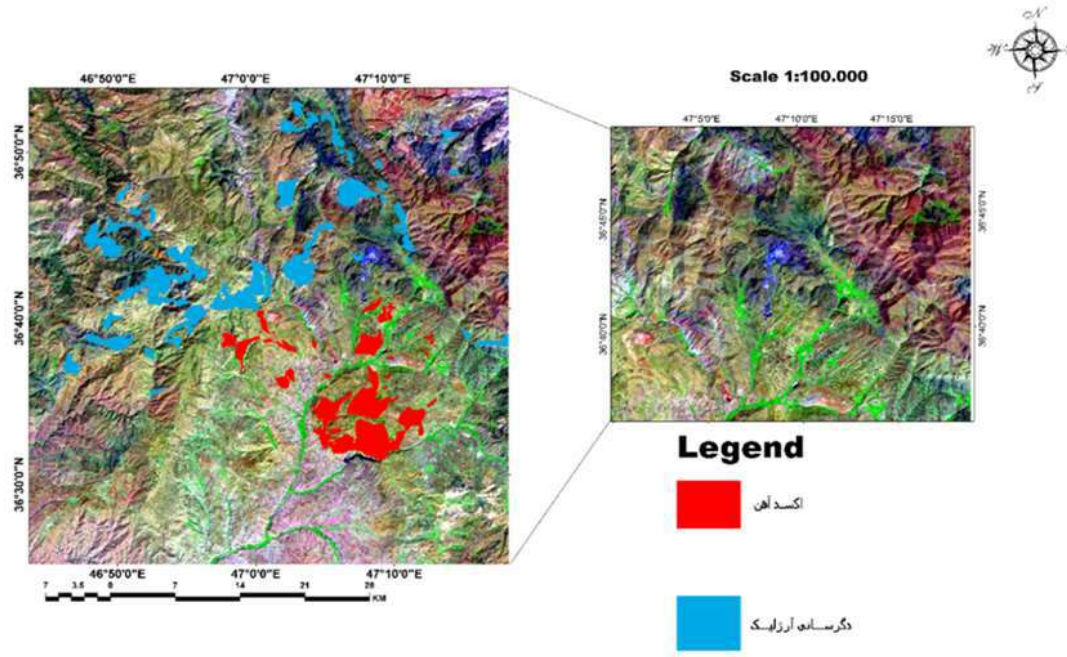
همچنین، جهت بارزسازی دگرسانی آرژیلیک در منطقه و پراکندگی کانی‌های رسی از دو باند ۵ و ۷ به دلیل انعکاس قوی کانی‌های رسی در باند ۵ و جذب قوی در باند ۷ از این دو باند جهت بارزسازی دگرسانی آرژیلیک در منطقه به کارگرفته شد (Abrams 2000) (شکل ۵). یکی از مهمترین الگوریتم‌ها جهت تشخیص مناطق مستعد کانی‌زایی در تصاویر ماهواره‌ای در مقیاس وسیع توام بودن دگرسانی‌های آرژیلیک، فلیک، اکسید آهن می‌باشد. معمولاً در محیطی که این نوع دگرسانی‌ها با هم دیده شوند، احتمال وجود کانی‌زایی در منطقه بیشتر می‌شود.



شکل ۵- نسبت باندی (B5/B7) که در آن پیکسل های سفید بیانگر اکسیدهای آهن در منطقه است.

#### ۴-۳- نسبت باندی در تصویر سنتینل ۲

برای بارزسازی اکسید آهن در منطقه از نسبت باندی B4/B2 و برای بارزسازی دگرسانی های آرژیلیک از نسبت باندی B11/B12 در تصویر سنتینل ۲ استفاده می شود.



شکل ۶- بارزسازی دگرسانی های آرژیلیک، اکسید آهن با الگوریتم نسبت باندی متداول در تصویر سنتینل ۲.



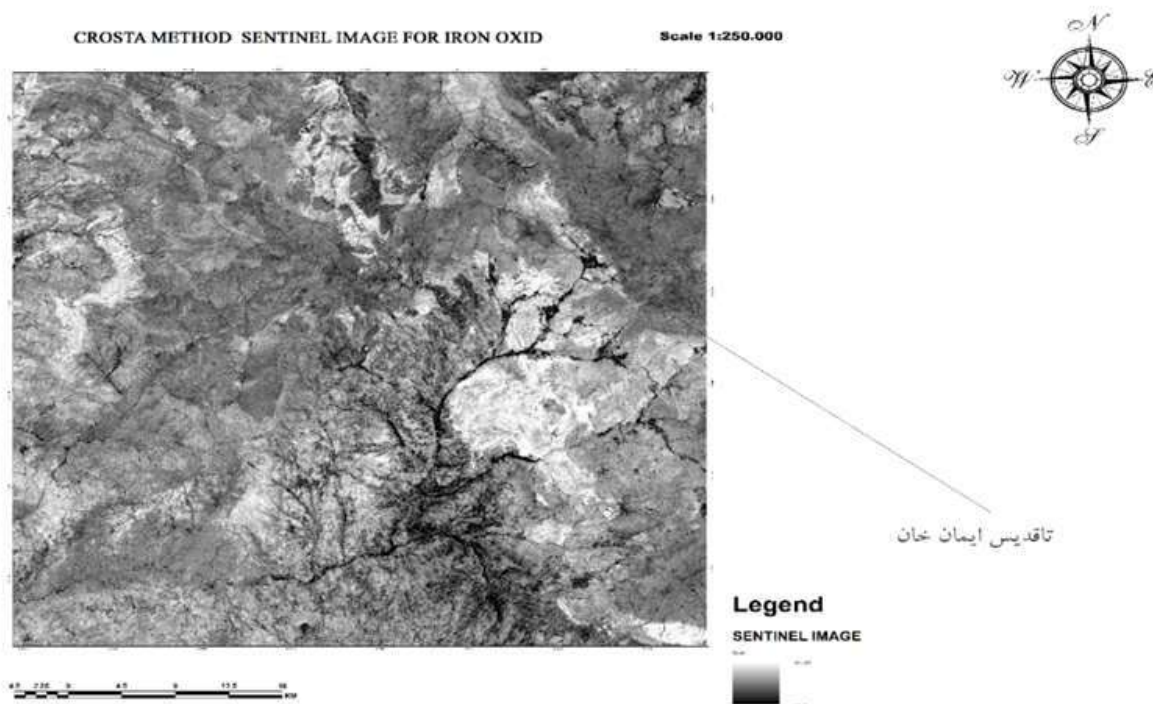
#### ۴-۴- اعمال الگوریتم کروستا بر روی باندهای سنتینل ۲

##### ۴-۴-۱- بارزسازی دگرسانی اکسید آهن با اعمال روش کروستا بر روی باندهای B2، B4، B8 و B11

برای بارزسازی اکسیدهای آهن منطقه بر روی باندهای B2، B4، B8 و B11 روش کروستا اعمال شد. از آنجاییکه کانی‌های اکسید آهن در باند ۴، انعکاس بالا و در باند ۲ جذب بالا دارند، هر چه اختلاف بین دو باند ۴ و ۲ بیشتر باشد، تفکیک کانی‌های آهن بهتر انجام می‌شود. با توجه به نتایج جدول ۲، در این پژوهش برای نمایش بهتر توزیع و تفکیک کانی‌های درمورد کانی‌های اکسید آهن، از خروجی PC4 استفاده شد (شکل ۷).

جدول ۲- نتایج آنالیز مؤلفه اصلی بر روی داده‌های سنتینل.

| column5   | column4   | column3   | column2   | column1     |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-------------|
| Band 11   | Band 8    | Band 4    | Band 2    | Eigenvector |
| 0.02644   | 0.020815  | 0.999305  | 0.016064  | PC 1        |
| -0.713759 | -0.605645 | -0.037123 | -0.349805 | PC 2        |
| 0.491418  | -0.79036  | 0.002415  | 0.365616  | PC 3        |
| -0.498354 | 0.08907   | 0.79046   | -0.862383 | PC 4        |



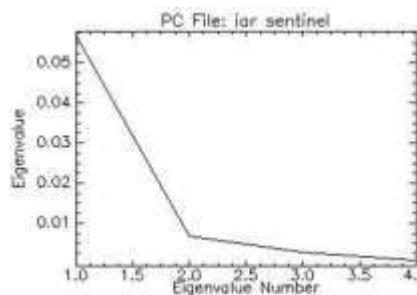
شکل ۷- نتایج خروجی PC4 که پیکسل‌های سفید بیانگر اکسیدهای آهن در منطقه هستند (Crosta, 1989).

#### ۴-۴-۲- بارزسازی دگرسانی آرژلیک با اعمال روش کروسا بر روی باندهای B2، B4، B8 و B11 و B11

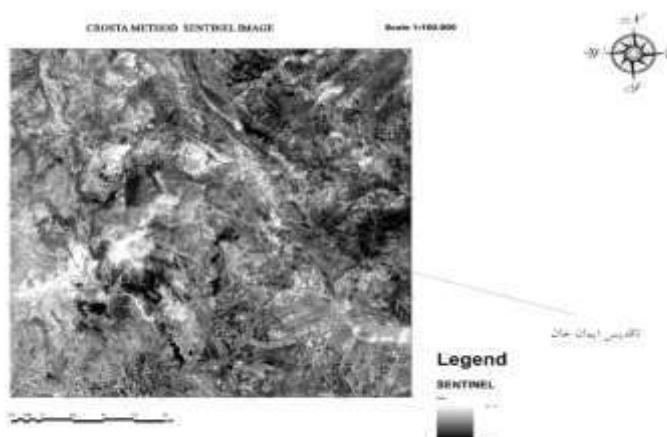
برای شناسایی ناحیه دگرسانی آرژلیک، از روش تحلیل مؤلفه اصلی استفاده شد. پس از بررسی پروفیل طیفی دگرسانی فلیک فرایند تحلیل مؤلفه اصلی روی باندهای مورد نظر انجام و نتایج در جدول ۳ و شکل ۸ ارایه شده است. کانی‌های رسی بیشترین بازتاب را در باند ۱۱ و بیشترین جذب را در باند ۱۲ دارند؛ بنابراین هرچه اختلاف بین دو باند ۱۱ و ۱۲ بیشتر باشد، تفکیک کانی‌های رسی بهتر انجام می‌شود. از اینرو،  $PC4$  حاوی این شرایط می‌باشد و خروجی حاصل پراکندگی کانی‌های رسی را به نمایش می‌گذارد که با نتایج به دست آمده از روش‌های قبل نیز مطابقت دارد (شکل ۹).

جدول ۳- نتایج آنالیز اصلی روی داده‌های سنتینل.

| Band 12   | Band 11   | Band 8    | Band 2    | genvector |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 0.027193  | 0.026812  | 0.999139  | 0.016235  | PC 1      |
| -0.681517 | -0.657706 | 0.041368  | -0.318192 | PC 3      |
| -0.151789 | -0.298733 | -0.003162 | 0.942183  | PC 5      |
| -0.71537  | 0.690987  | 0.00076   | -0.103836 | PC 6      |



شکل ۸- نمودار حاصل از اعمال الگوریتم کروسا بر روی باندهای انتخابی سنتینل.

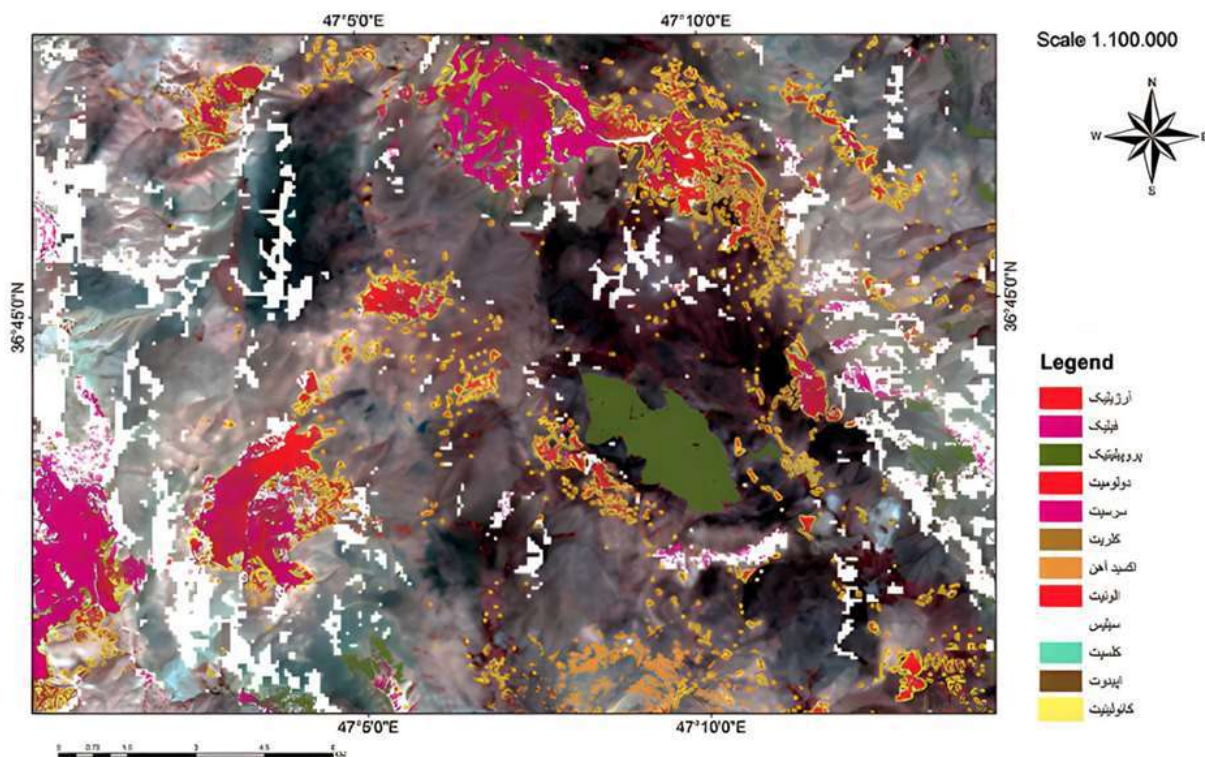


شکل ۹- بارزسازی دگرسانی با بنیان AL-OH که عمدتاً کانی‌های رسی هستند با اعمال الگوریتم کروسا بر روی تصویر سنتینل خروجی  $PC4$  پیکسل‌های سفید منطقه هدف هستند (Crosta, 1989).

## ۵- بارزسازی دگرسانی‌ها با استفاده از روش طیف مبنا

### ۵-۱- روش انطباق سیمای طیفی (SFF) در تصویر استر

روش انطباق سیمای طیفی از روش کمترین مربعات برای مقایسه طیف‌های تصویر با طیف مرجع برای شناسایی مواد معدنی استفاده می‌کند. در این مطالعه، با استفاده از رفتار طیفی کانی‌های شاخص دگرسانی‌ها نقشه دگرسانی منطقه با روش SFF تهیه شده است. انطباق سیمای طیفی الگوریتمی است که برای مقایسه طیف‌های تصویر با طیف‌های مرجع، از روش حداقل مربعات استفاده می‌کند. این روش از راه ارزیابی سیمای جذبی مشخص در طیف‌ها عمل انطباق طیف‌های پیکسل و هدف را انجام می‌دهد. در این روش، ابتدا پیوستار در طیف‌های تصویر و مرجع حذف می‌شود. سپس، با استفاده از فن حداقل مربعات ژرفا و شکل سیمای طیفی، طیف تصویر با طیف مرجع مقایسه می‌گردد (شکل ۱۰) (Rajendran, 2012).



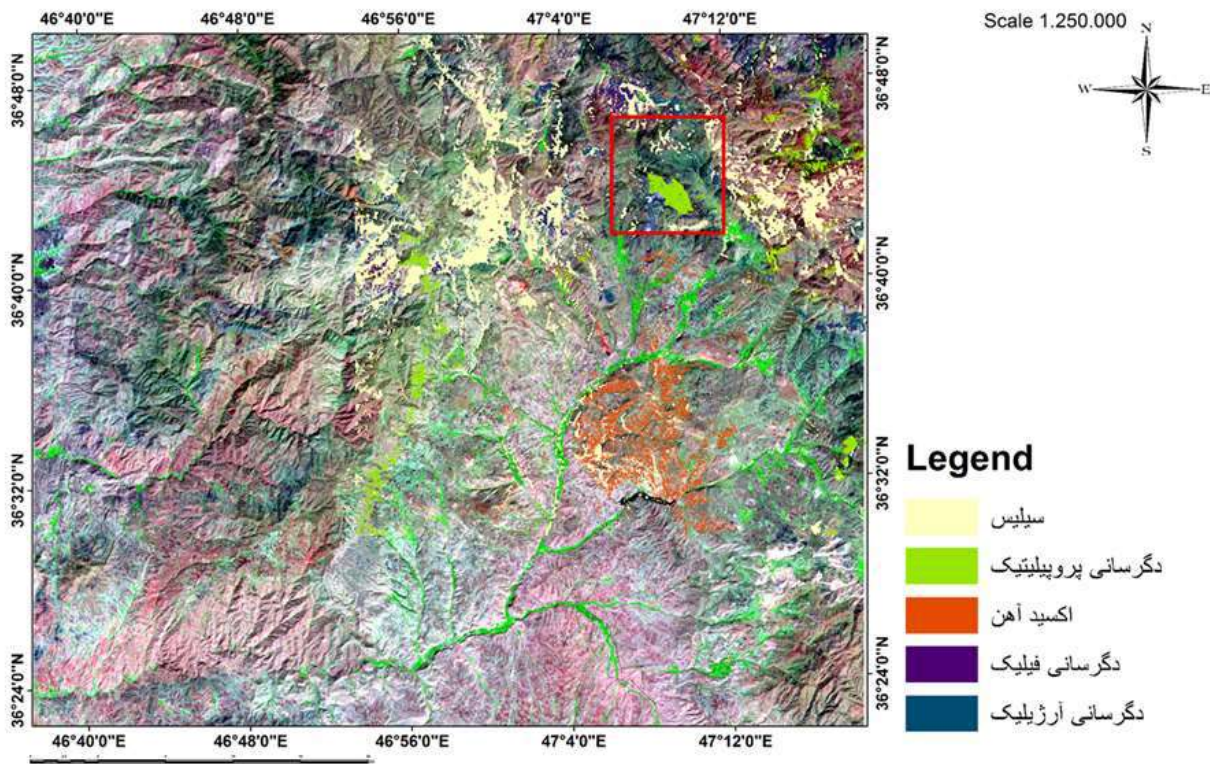
شکل ۱۰- الگوریتم SFF بر روی محدوده swir استر جهت تهیه نقشه دگرسانی اطراف طاق‌دیس ایمان‌خان.

### ۵-۲- متد MF بر روی داده‌های سنتینل جهت بارزسازی دگرسانی‌ها

در این روش، با استفاده از End Member های تعریف شده توسط کاربر، پاسخ End Member های معلوم افزایش می‌یابد و مانع پاسخ زمینه می‌شود. این روش وسیله‌ای سریع برای شناسایی موارد خاص بر اساس تطبیق End Member های منحنی بازتاب طیفی با تصویر است. در پردازش تصویر ماهواره‌ای Sentinel2، از باندهای طیفی واقع در محدوده‌های مرئی و مادون قرمز نزدیک (VNIR) و کوتاه (SWIR) تصویر سنتینل 2 از رفتار طیفی کانی‌های کانولینیت، موسکویت، آلونیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت، هماتیت و کوارتز کتابخانه طیفی سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS)



استفاده شده است. سپس، منحنی طیفی این کانی‌ها بر روی تصویر تصحیح شده بازسازی و با استفاده از تکنیک MF در شناسایی دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک، سیلیسی و نیز بارزسازی اکسیدهای آهن به کار گرفته شد (شکل ۱۱) (Harris, 2018).



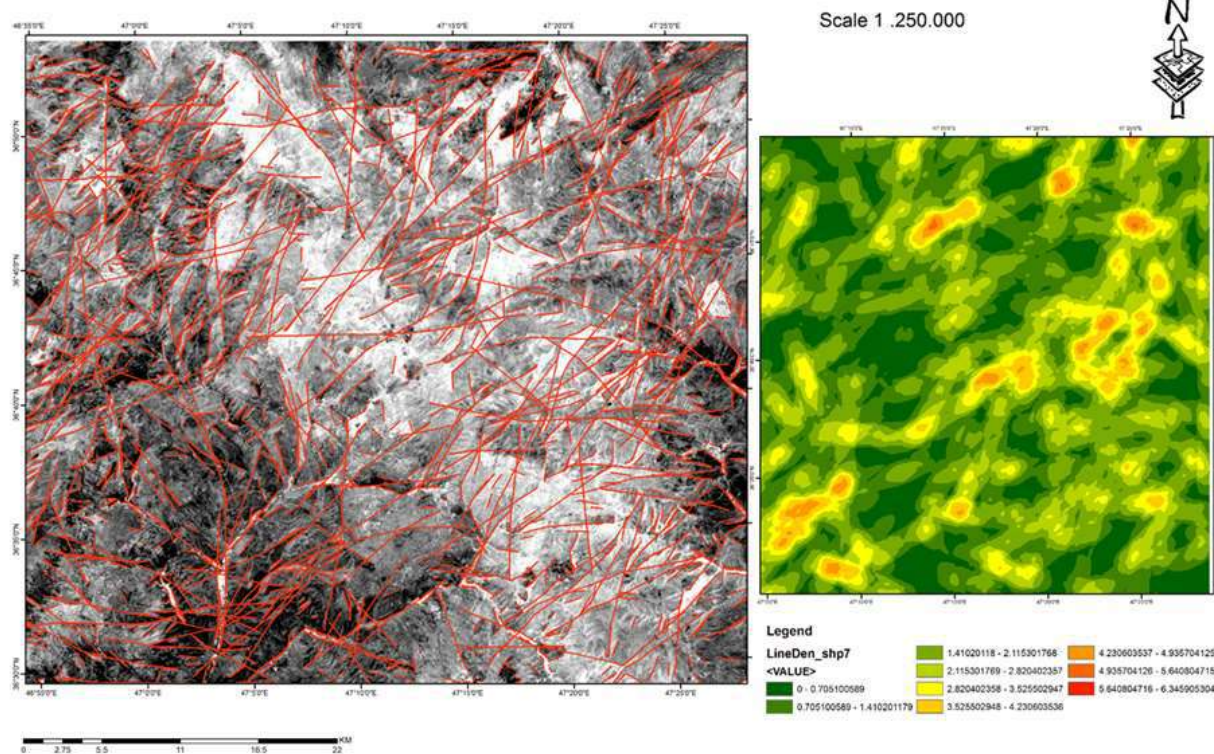
شکل ۱۱- اعمال روش MF برای بارزسازی دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه.

## ۶- آشکارسازی خطواره‌ها و عوارض ساختاری منطقه

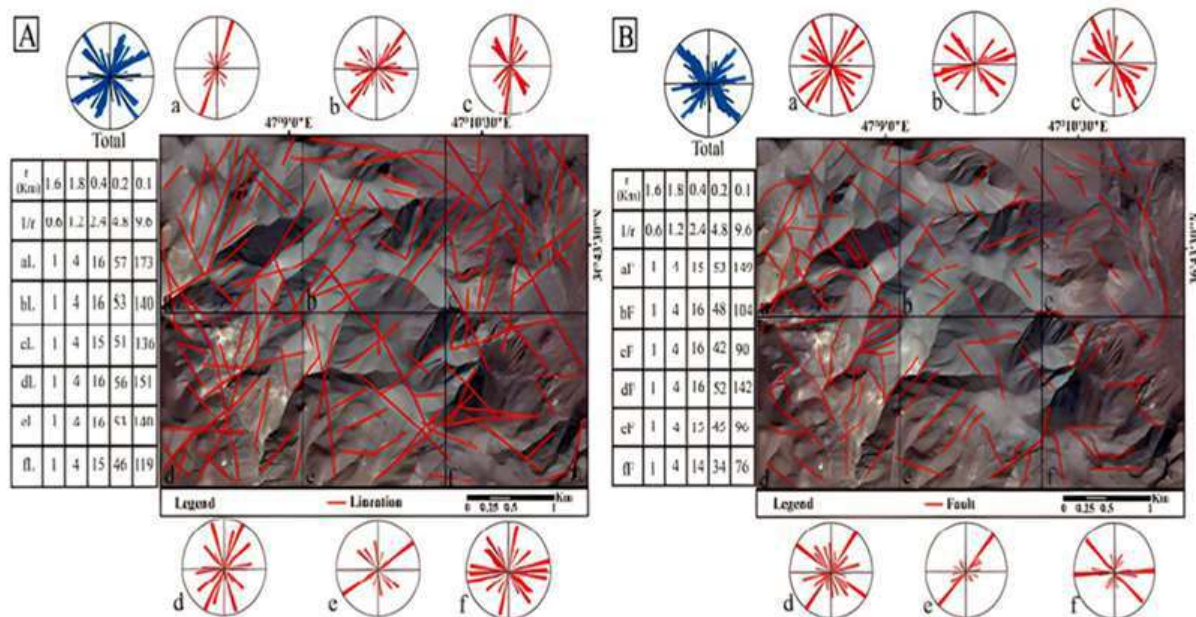
باتوجه به پوشش گسترده داده‌های دورسنجی، یکی از کاربردهای اساسی آن در زمین‌شناسی، بررسی ساختارهای ناحیه‌ای و منطقه‌ای است. بررسی‌های انجام شده نشان داده است که جریان‌های گرمایی برای رسیدن به سطح زمین از شکستگی‌های موجود در سنگ استفاده می‌کنند. این شکستگی‌ها معمولاً از نوع کششی و یا نرمال هستند. شکستگی‌ها معبری برای حرکت و در نهایت به سطح رسیدن جریان‌های گرمایی هستند. در نهایت، مواد معدنی می‌توانند در این شکستگی‌ها نهشته شوند.

در این پژوهش برای تهیه لایه خطواره‌های محدوده از باندهای ۱۰ متری تصویر سنتینل 2 استفاده شد. همزمان از نقشه زمین‌شناسی محدوده نیز کمک گرفته شد. با تهیه PCA از داده‌های سنتینل و وارد کردن آن در نرم افزار Geomatica و تنظیم پارامترهای مربوطه، نقشه خطواره‌های منطقه اطراف طاق‌دیس ایمان‌خان به طور اتوماتیک بارزسازی شد (شکل ۱۲). با رسم و تحلیل رزیدیاگرام منطقه مشخص شد که سیستم‌های شکستگی در دو جهت شمال‌غرب - جنوب‌شرق و شمال‌شرق - جنوب غرب فراوانی دارند (شکل ۱۳). از اینرو، می‌توان نتیجه گرفت که از نظر ساختاری و سنگ‌شناسی، منطقه مورد مطالعه دارای پیچیدگی‌های زیادی است و سیستم گسل‌ها و خطواره‌ها کنترل‌کننده کانی‌زایی هستند. با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور و خطواره‌های استخراج شده که روند شمال شرق - جنوب غرب و شمال غرب - جنوب شرق است، در قسمت‌هایی که عیار ماده معدنی بالا است چگالی خطواره‌ها زیاد بوده و در قسمت‌هایی که تکتونیک عملکرد ضعیف‌تری دارد، عیار ماده معدنی پایین است (شکل ۱۴) (Sabins, 1999).

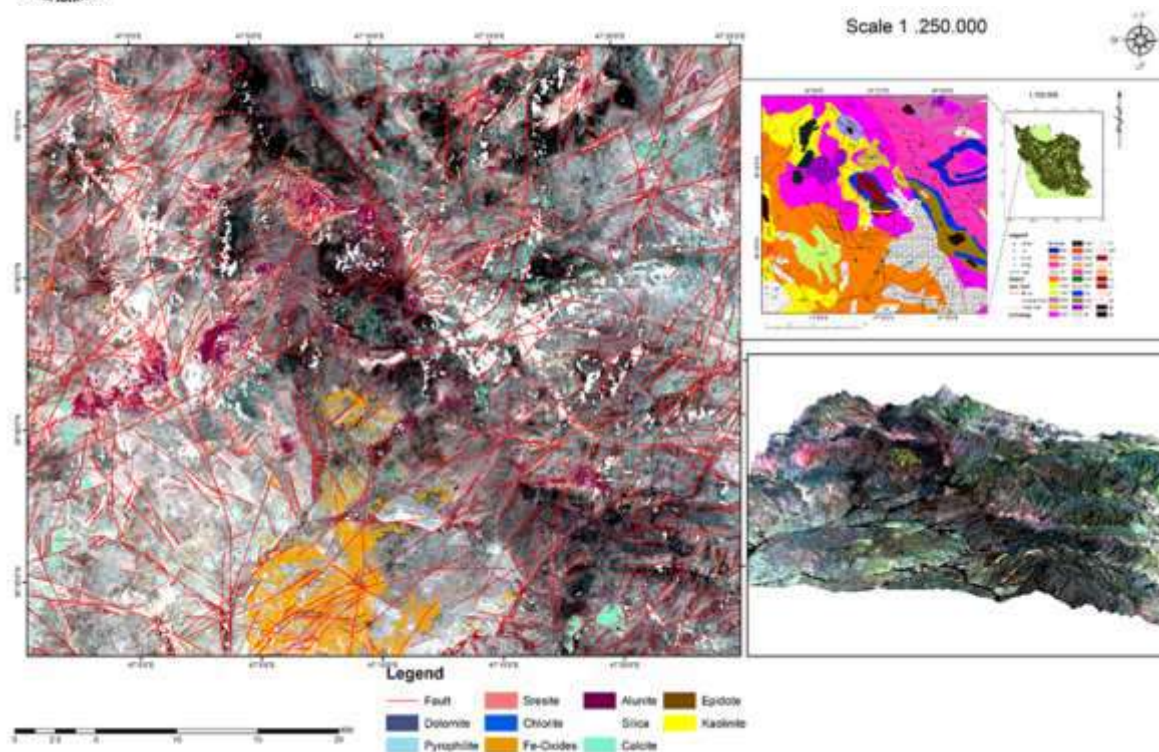




شکل ۱۲- بارزسازی خطواره‌های منطقه شمال تکاب با نرم‌افزار Geomatica



شکل ۱۳- خطواره‌های طولی و عرضی موجود در طاق‌دیس ایمان‌خان.



شکل ۱۴ - بارزسازی دگرسانی‌ها و گسل‌های اطراف طاق‌دیس ایمان‌خان با روش طیف مینا OSP.

## ۷- نتیجه گیری

امروزه سنجش از دور به عنوان یک روش اکتشافی کارآمد در مراحل اکتشافات بزرگ مقیاس می‌تواند ما را در زمینه اکتشاف انواع کانی سازی یاری دهد. از اینرو، در این پژوهش پس از انجام پردازش طیفی بر روی تصاویر ماهواره‌ای مختلف مربوط به محدوده شمال تکاب اطراف طاق‌دیس ایمان‌خان، نقشه دگرسانی‌های گرمابی و نقشه خطواره تهیه گردید. در این منطقه معدنی، دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک، فلیک، و کانی‌های اکسید-هیدروکسیدهای آهن توسعه یافته‌اند که در تصاویر به همراه عوامل دیگری از جمله شرایط سنگ‌شناسی منطقه، عملکرد زمین ساختی از جمله وجود گسل‌ها و چین خوردگی مشخص گردیدند. این پژوهش نشان می‌دهد با کمک پردازش تصاویر ماهواره‌ای می‌توان با صرف کمترین هزینه و کمترین اتلاف وقت، زون‌های کانی سازی در یک منطقه را بارزسازی نمود.

## ۸- منابع

Abrams, M. J., 2000. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform: International Journal of Image and Data Fusion 21, 847-859.

Crosta, A.P., 1989. Enhancement of landsat thematic mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State Brazil: a prospecting case history in greenstone belt terrain. In: Wolfe, W. L., & ZISSIS, G. L. (eds.) proceeding of the 9th thematic conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Calgary, 1173-1187.



Gupta, R.P., 2003. Remote Sensing Geology: Sccond edition. Springer; Berlin, 556 pp.

Harris, M., 2018. The potentials of Sentinel-2 and LandSat-8 data in green infrastructure extraction, using object based image analysis (OBIA) method: Journal of Geophysics Research 51, 231-240.

Mars, J.C., Rowan, L.C., 2006. Regional mapping of phyllic-and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms: International journal of Remote sensing 2, 161-186.

Rajendran, S. (2012). "ASTER detection of chromite bearing mineralized zones in Semail Ophiolite Massifs of the northern Oman Mountains: Exploration strategy: International Journal of Remote Sensing, 44: 121-135.

Sabins, F.F., 1999. Remote sensing for mineral exploration: Ore Geology Reviews 14, 157-183.



## زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی پهنه دگرسانی آرژیلیک و لیلو، جنوب غرب اهر،

### شمال باختر ایران

عادل افخمی نهند<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>

۱- دانش آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

afkhami\_adel@yahoo.com

۲- استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

abedini2020@yahoo.com

#### چکیده

نفوذ توده‌های آذرین گرانودیوریتی به سن الیگوسن به درون سنگ‌های آندزیتی ائوسن در شرق روستای ولیلو (جنوب غرب اهر، استان آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران) باعث رخداد پهنه دگرسانی آرژیلیک گسترده شده است. کوارتز و کائولینیت فازهای کانیایی اصلی این پهنه دگرسانی هستند که در مقادیر کمتر توسط کانی‌های نظیر اسمکتیت، آلونیت، مسکوویت-ایلیت، همتایت، پیروفیلیت و روتیل همراهی می‌شوند. الگوی توزیع REE به‌هنگام رخداد پهنه دگرسانی آرژیلیک همراه با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu در این پهنه دگرسانی دارند. این پژوهش نشان می‌دهد که تحرک عناصر نادر خاکی در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک ولیلو تابعی از عواملی نظیر pH و دما می‌باشد. حضور پوش‌سنگ‌های سیلیسی بر روی پهنه دگرسانی آرژیلیک همراه با آلونیت و پیروفیلیت و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE نشان می‌دهند که فرآیندهای درونزاد تأثیر بسیار مهمی در تکامل پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه ولیلو دارند.

**واژه‌های کلیدی:** زمین‌شیمی، دگرسانی آرژیلیک، عناصر نادر خاکی، ولیلو، اهر.

#### Abstract

Intrusion of granodioritic igneous bodies of Oligocene age into andesitic rocks with Eocene age resulted in occurrence of widespread argillic alteration zone in east of the Valilu village (southeastern Ahar, East Azarbaijan Province, NW Iran). Quartz and kaolinite are the main mineral phases of this alteration zone, which are accompanied in smaller amounts by minerals such as smectite, alunite, muscovite-illite, hematite, pyrophyllite, and rutile. The distribution pattern of REE normalized to chondrite shows differentiation and strong enrichment of LREE relative to HREE as well as occurrence of negative Eu anomalies in this alteration zone. This research indicates that mobilization of REE during development of the Valilu argillic alteration zone is function factors such as pH and temperature. The presence of silicic cap in the upper part of the argillic alteration zone along with alunite and pyrophyllite and enrichment of LREE relative to HREE indicate that hypogene processes have very important effect on the evolution of the argillic alteration zone in Valilu area.

**Keywords:** Geochemistry, Argillic alteration, REE, Valilu, Ahar.

#### ۱- مقدمه

در فاصله حدود ۲۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان اهر (استان آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران) در شرق روستای ولیلو، جایگیری سنگ‌های آذرین درونی الیگوسن با ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت به درون سنگ‌های آتشفشانی و مواد پیروکلاستیک ائوسن سبب تشکیل و توسعه یک سامانه دگرسانی آرژیلیک به نسبت گسترده‌ای شده است. در این پژوهش، سعی شده است با تکیه بر مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی مبادرت به بررسی عوامل مختلف زمین‌شیمیایی در تحرک، توزیع و تمرکز عناصر نادر خاکی، تعیین نقش و سهم فرآیندهای درونزاد و برونزاد و تعیین دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه ولیلو پرداخته شود.

این پژوهش در دو بخش مطالعات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش مطالعات صحرایی، در ابتدا پیمایش‌هایی به منظور شناخت روند گسترش و توسعه سامانه دگرسانی، ارتباط آن با سنگ‌های آذرین و در نهایت تفکیک انواع پهنه‌های دگرسانی حاضر در منطقه انجام گرفت. بر اساس اطلاعات بدست آمده، تعداد ۵۰ نمونه از پهنه دگرسانی منطقه آرژلیک و سنگ‌های آذرین درونی و آتشفشانی مرتبط با آن، و نیز بخش‌های کانه‌زایی شده از محل رخنمون‌ها برداشت گردیدند.

بخش آزمایشگاهی، با تهیه ۴۰ مقطع نازک- صیقلی از سنگ‌های آذرین درونی و آتشفشانی و مطالعه آنها با استفاده از میکروسکوپ شروع گردید. برای انجام مطالعات زمین‌شیمیایی، تعداد ۱۴ نمونه (۱۲ نمونه از پهنه دگرسانی آرژلیک و ۲ نمونه از سنگ‌های آندزیتی سالم) از بین نمونه‌های برداشت شده برای بررسی‌های بیشتر انتخاب شدند. برای تعیین فازهای کانایی نامشخص در نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی آرژلیک، تعداد ۴ نمونه از بین ۱۲ نمونه انتخاب و با استفاده از دیفرانکومتر D-5000 مدل زیمنس توسط شرکت کانساران پینالود کشور تجزیه شدند. پس از مطالعات کانی‌شناسی، تجزیه شیمیایی هر ۱۴ نمونه انتخابی به روش‌های ICP-ES و ICP-MS به ترتیب جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی و جزئی (شامل REE) در آزمایشگاه ACME کشور کانادا انجام گردید. مقادیر LOI نمونه‌ها در آزمایشگاه یاد شده بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه بعد از حرارت دادن در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه تعیین شدند.

## ۲- بحث و بررسی

منطقه ولیلو، در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان اهر، استان آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران واقع می‌باشد. این منطقه، بخشی از پهنه البرز- آذربایجان به شمار می‌رود. قدیمی‌ترین رخنمون تشکیلات سنگی منطقه مورد مطالعه مربوط به سنگ‌های آهکی ائوسن می‌باشند. این سنگ‌های رسوبی شیمیایی توسط رخنمون‌های سنگی نظیر آندزیت، تراکی آندزیت، بازالت، توف و ایگنمبریت ائوسن همراهی می‌شوند. واحدهای سنگی الیگوسن در منطقه ولیلو شامل سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت توسط مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای الیگومیوسن پوشیده شده‌اند. جوانترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه را رسوبات آبرفتی عهد حاضر تشکیل می‌دهند.

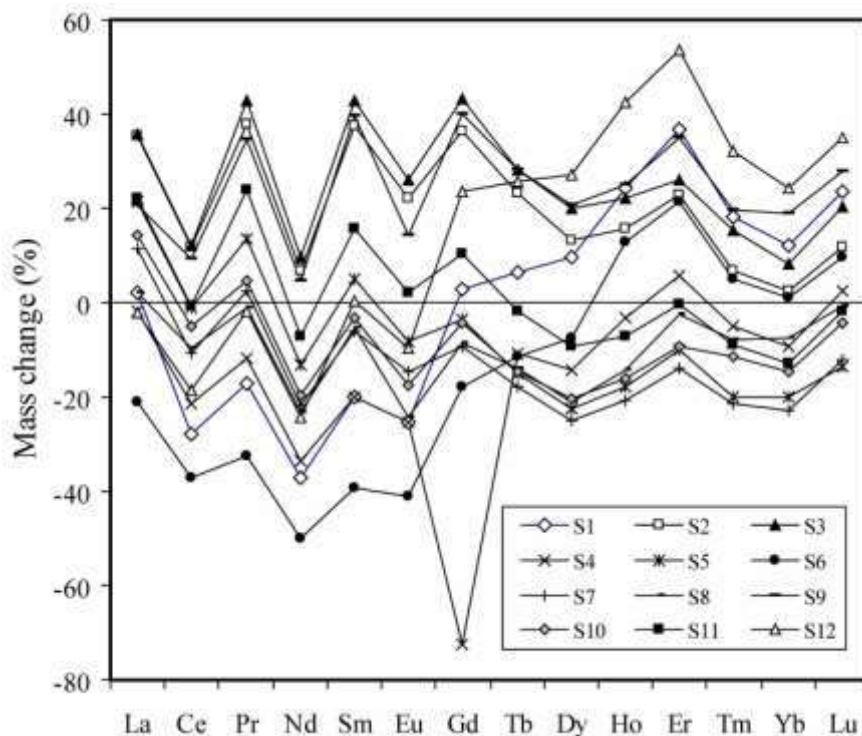
از برجسته‌ترین سیماهای زمین‌شناسی اقتصادی منطقه مورد بررسی می‌توان به نفوذ توده‌های آذرین درونی گرانودیوریتی الیگوسن به درون تشکیلات آندزیتی، تراکی آندزیتی، بازالتی، توفی و ایگنمبریتی ائوسن و توسعه یک سامانه دگرسانی گسترده اشاره کرد. سامانه دگرسانی یاد شده از پهنه‌های دگرسانی آرژلیک، فلیک، پروپیلیتیک و سیلیسی تشکیل شده است. از بین پهنه‌های یاد شده، پهنه دگرسانی آرژلیک از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار بوده و به طور عمده از دگرسانی سنگ‌های آندزیتی و به طور جزئی از تراکی آندزیت، بازالت، توف و ایگنمبریت توسعه یافته است. افزون بر این، در پهنه دگرسانی آرژلیک برونزدهایی از ترکیبات آهن دار نظیر هماتیت، لیمونیت و جاروسیت قابل مشاهده است. آلوئیتی شدن از دیگر پدیده‌های رایج همراه با این ترکیبات آهن می‌باشد. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که بر روی پهنه دگرسانی آرژلیک بعضاً "برونزدهایی از ترکیب سیلیسی ریزبلور به صورت پوش سنگ با ضخامتی متغیر از نیم تا دو متر تشکیل شده است. این پوش سنگ‌های سیلیسی توده‌ای شکل فاقد کانی‌سازی سولفیدی می‌باشند.

نتایج تجزیه‌های پراش پرتو X (XRD) نشان می‌دهند که کوارتز و کائولینیت فازهای کانایی اصلی تشکیل دهنده پهنه دگرسانی آرژلیک می‌باشند که توسط کانی‌هایی نظیر اسمکتیت، مسکوویت - ایلیت، هماتیت، آلونیت، پیروفلیت و روتیل در مقادیر کمتر همراهی می‌شوند. وجود کانی‌های نظیر پیروفلیت و آلونیت نشان می‌دهند که سنگ‌های آندزیتی منطقه دگرسانی در حد آرژلیک پیشرفته را تجربه نموده و فعالیت یون‌های سولفات در سیالات مسئول دگرسانی در آنها بالا بوده است (Karakaya, 2009).

در این پژوهش، برای تخمین میزان تغییرات جرم عناصر نادر خاکی در طی آرژلیتی شدن سنگ‌های آندزیتی ائوسن از روش زمین‌شیمی عنصر کم تحرک (Nesbitt, 1979) مطابق رابطه زیر استفاده گردید:

$$\% \text{Change} = [(X/I)_{\text{Argillic sample}} / (X/I)_{\text{Andesite}}] - 1 \times (100)$$

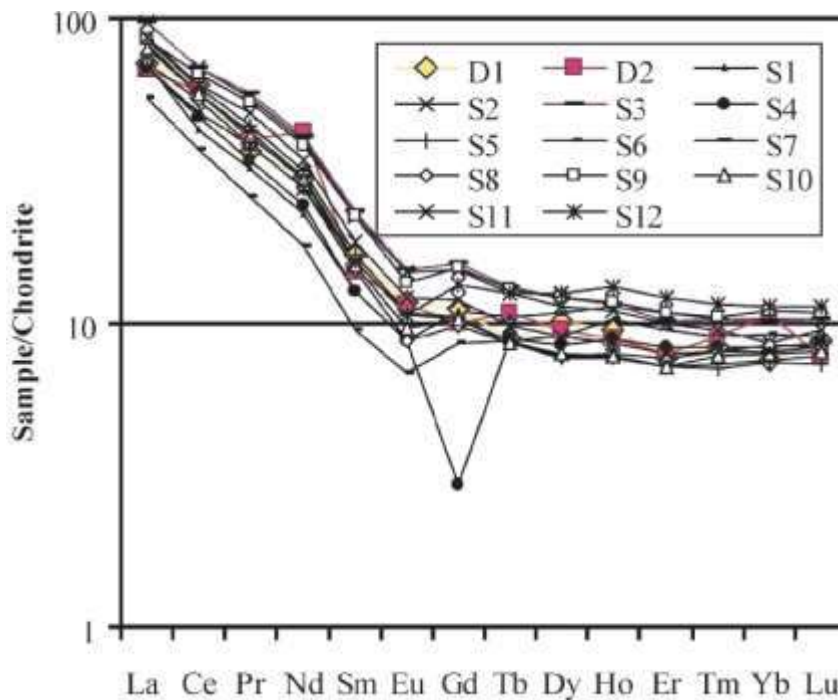
در این رابطه X و I به ترتیب مقدار عنصر مورد نظر برای محاسبه میزان تغییر جرم و مقدار عنصر شاخص کم‌تحرک انتخاب شده می‌باشند. انتخاب عنصر شاخص کم‌تحرک نکته قابل تأمل محاسبات تغییرات جرم عناصر است. بررسی‌های انجام شده نشان داده است که عناصری نظیر Sc, Ta, Th, Nb, Zr, Al و Ti در طی فرایندهای آرژیلیتی شدن سنگ‌های آتشفشانی دارای کمترین درجه تحرک هستند (Kadir and Erkoyun, 2013). در این پژوهش، Al به دلیل دامنه تغییرات کم نسبت به Sc, Ta, Th, Nb, Zr و Ti به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرک انتخاب گردید. در این محاسبات، مقادیر مثبت و منفی به دست آمده به ترتیب نشان دهنده میزان کاهش و افزایش جرم عناصر نادر خاکی در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه ولبو می‌باشد. نتایج حاصل از این محاسبات به صورت گرافیکی در شکل ۱ نمایش داده شده است.



شکل ۱- روند تغییرات جرم عناصر نادر خاکی در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه ولبو.

بر اساس نتایج بدست آمده، کلیه عناصر نادر خاکی در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک متحمل هر دو فرایند شستشو و غنی‌شدگی شده‌اند. از ویژگی‌های برجسته قابل ذکر می‌توان به تغییرات شدید در میزان تغییرات جرم عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه از پهنه دگرسانی آرژیلیک اشاره نمود (شکل ۱). از آنجاییکه تحرک REE در سیستم‌های دگرسانی به pH محلول‌های مسئول دگرسانی وابسته می‌باشند (Patino et al., 2003)، می‌توان چنین استنباط نمود که محلول‌های درون‌زاد با ماهیت pH پایین نقش مهمی در تحرک لانتانیدها داشته و کاهش درجه حرارت با گذر زمان همراه با خنثی شدن محلول‌های دگرسان‌کننده در اثر واکنش با سنگ‌های درونگیر موجبات غنی‌شدگی لانتانیدها را در اغلب نمونه‌های این پهنه دگرسانی فراهم نموده‌اند. الگوی توزیع REE به‌هنگام شده به‌کندریت (Taylor and McLennan, 1985) دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی قوی LREE نسبت به HREE در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه ولبو اهر دارد (شکل ۲). افزون بر این، آنچه که از این نمودار استنباط می‌شود این است که الگوی توزیع REE

به هنجار شده به سنگ اولیه آندزیتی شبیه به الگوی توزیع REE در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک است. تنها اختلاف بارز، وجود دو روند کاهشی و افزایشی نسبت به الگوی توزیع REE در پهنه دگرسانی آرژیلیک نسبت به سنگ اولیه آندزیتی است (شکل ۲).



شکل ۲- الگوی توزیع REE به هنجار شده به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک و سنگ اولیه آندزیتی.

در این پژوهش، برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در نمونه‌های مورد مطالعه از پهنه دگرسانی آرژیلیک به ترتیب از روابط استفاده گردید (Taylor and McLennan, 1985):

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{0.5}$$

$$\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2\text{Ce}_N / (\text{La}_N + \text{Pr}_N)$$

در این دو رابطه، حرف N مبین به هنجار کردن مقادیر Eu، Sm، Gd، Ce، La و Pr به مقادیر مشابه‌شان در کندریت (Taylor and McLennan, 1985) می‌باشد. این محاسبات نشان می‌دهند که بازه تغییرات مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک به ترتیب در بازه ۰/۷۵ الی ۱/۴۶ و ۰/۸۹ الی ۱/۰۲ متغیر هستند. مقادیر بی‌هنجاری‌های یاد شده در آندزیت‌ها نیز به ترتیب بازه تغییراتی از ۰/۸۸ الی ۰/۹۷ و ۱/۱۰ الی ۱/۱۷ را نشان می‌دهند. مقایسه بازه تغییرات بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در بین نمونه‌های پهنه آرژیلیک و سنگ‌های اولیه آندزیتی آشکار می‌کند که توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه ولیلو با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی ضعیف برای Eu و Ce همراه بوده است. به نظر می‌رسد علت اصلی رخداد بی‌هنجاری منفی Eu، شستشوی بخشی Eu به واسطه دگرسانی کانی‌های پلازیوکلاز سنگ اولیه آندزیتی در دماهای نسبتاً بالا بوده است (Kadir et al., 2014). اکسیداسیون پیریت‌های درونزاد حاضر در سنگ‌های آندزیتی مکانیسم دیگری بوده است که به واسطه تشکیل محلول‌های اسیدی برونزاد سبب شستشوی بخشی Eu و رخداد بی‌هنجاری منفی Eu شده است. رخداد بی‌هنجاری منفی Ce در کلیه نمونه‌های مطالعه شده نسبت به سنگ اولیه آندزیتی دلالت بر نقش موثر و ارزنده محلول‌های درونزاد نسبت به محلول‌های برونزاد در تشکیل این پهنه دگرسانی دارد (Cravero et al., 2001).

### ۳- نتیجه‌گیری

مهمترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از:

- ۱- وجود کانی‌های پیروفلیت و آلونیت نشان می‌دهد که سنگ‌های آندزیتی ائوسن به دلیل فعالیت بالای یون سولفات در سیالات گرمایی دگرسانی در حد رخساره آرژیلیک پیشرفته را متحمل شده‌اند.
- ۲- حضور پوش سنگ‌های سیلیسی بر روی پهنه دگرسانی آرژیلیک و رخداد بی‌هنجاری منفی Ce نشان می‌دهند که فرآیندهای درونزاد نقش مهم و بیشتری در توسعه و تکامل پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه و لیلو ایفا نموده‌اند.
- ۳- اکسیداسیون پیریت‌های درونزاد و تخریب کانی‌های فلدسپار توسط سیالات گرمایی دو عامل اصلی تاثیرگذار در رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در پهنه دگرسانی مورد مطالعه هستند.
- ۴- الگوی توزیع لانتانیدها و تغییرات در نسبت‌های عناصر نادر خاکی در پهنه دگرسانی مورد مطالعه تابعی از شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی (نظیر pH) و تغییرات دمای محیط می‌باشند.

### ۴- قدردانی

این پژوهش از حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده که نگارندگان سپاس و قدردانی خود را از مسئولین اعلام می‌دارند.

### ۵- مراجع

- Cravero, F., Dominguez, E., and Iglesias, C., 2001. Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina): Applied Clay Science 18, 157-172.
- Kadir, S., and Erkoyun, H., 2013. Genesis of the hydrothermal Karaçayır kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre Basin, western Turkey: Turkish Journal of Earth Sciences 22, 444-468.
- Kadir, S., Kulah, T., Eran, M., Önagil, N., and Gurel, A., 2014. Minerlogical and geochemical characteristics and genesis of the Gözelyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the late Miocene Gördeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey: Clays and Clay Minerals 62, 477-499.
- Karakaya, N., 2009. REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence: Journal of Geochemical Exploration 101, 185-208.
- Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite: Nature 279, 206-210.
- Patino, L.C., Velbel, M.A., Price, J.R., and Wade, J.A., 2003. Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala: Chemical Geology 202 (2003) 343-364.
- Taylor, Y., and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution, 1st ed. Oxford, UK: Blackwell.

## مدلسازی فرکتالی عیار-حجم برای یافتن بخش‌های مناسب زغال سنگ در لایه k7 کانسار کوچکعلی شمالی، طبس

مجتبی بازرگانی گلشن<sup>۱</sup>، مهران آرین<sup>۲</sup>، پیمان افضل<sup>۳</sup>، لی لی دانشور صائین<sup>۴</sup>، محسن آل علی<sup>۵</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

Bgmojtaba@gmail.com

۲- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

mehranarian@yahoo.com

۳- دانشیار، بخش مهندسی نفت و معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب، تهران، ایران

p\_afzal@azad.ac.ir

۴- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران

Daneshvar.saein@pnu.ac.ir

۵- دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

Aleali.mohsen@gmail.com

### چکیده:

هدف از این پژوهش تعیین بخش‌های باکیفیت زغال سنگ با استفاده از مدل فرکتالی عیار-حجم در لایه ی زغالی k7 کانسار کوچکعلی شمالی براساس میزان عیار گوگرد و خاکستر است. بر این اساس نمودارهای فرکتالی عیار-حجم برای خاکستر و گوگرد به صورت جداگانه ایجاد شدند بدین ترتیب ۶ و ۷ فراوانی متفاوت را برای خاکستر و گوگرد به ترتیب برای لایه k7 بدست آمد. براساس این مدل فراوانی گوگرد کمتر از ۱۸۱ و خاکستر کمتر از ۳۳.۱ برای لایه k7 بعنوان عیار مناسب و باکیفیت برای این لایه تشخیص داده شده که منطبق بر استاندارد روسی می باشد. با توجه به رسم پلان‌های متعدد در ترازهای ارتفاعی مختلف نشان می دهد که با کیفیت ترین بخش زغال براساس فراوانی گوگرد و خاکستر در لایه k7 بخش شمال غربی لایه است.

**واژه‌های کلیدی:** مدل فرکتال عیار-حجم، لایه زغال، خاکستر، گوگرد، کوچکعلی شمالی

### Abstract

The purpose of this research is to determine the high-quality parts of coal using the concentration -volume fractal model in the K7 coal seam of North Kuchakali coal deposit based on the concentration of sulfur and ash. Based on this, concentration-volume fractal diagrams were created for ash and sulfur separately, thus 6 and 7 different population were obtained for ash and sulfur, respectively, for the k7 seam. Based on this model, the abundance of sulfur is less than 1.81 and ash is less than 33.1 for the k7 seam as a suitable and high-quality grade for this seam, which is in accordance with the Russian standard. According to drawing of the plans at different altitude levels, it shows that the highest quality coal section based on the abundance of sulfur and ash concentration in the K7 seam is in the northwest part of the seam.

**Keywords:** C-V fractal, Coal seam, Ash, Sulfur, North Kuchakali

## مقدمه

زغال سنگ یک ماده فوق العاده پیچیده و ناهمگن است که تعیین خواص فیزیکی و شیمیایی آن نسبتاً دشوار است و معمولاً حاوی مقدار قابل توجهی ناخالصی های معدنی و آلی مختلف است که می تواند باعث ایجاد مشکلات زیست محیطی در چرخه استفاده از آن شود (Zhao and Sun, 2008). کیفیت یک عامل اساسی در مورد سودمندی ذخایر زغال سنگ است. گوگرد و خاکستر عناصر مهمی در مورد کیفیت زغال سنگ هستند. گوگرد یکی از مواد مضر زغال سنگ است که در زغال سنگ به دو صورت آلی و معدنی یافت می شود. پس از احتراق زغال سنگ، مقادیر زیادی دی اکسید گوگرد و دی اکسید کربن در محیط آزاد می شود و محیط را تحت تأثیر قرار می دهد (Wu et al, 2020). خاکستر زغال سنگ یکی از مهم ترین مسائل در نیروگاه های حرارتی است. این رسوبات عظیم خاکستر لوله های دیگ و سایر سطوح را می پوشاند و در نهایت باعث خرابی تجهیزات می شود. با این حال، به دلیل در دسترس بودن زیاد این نوع زغال سنگ و هزینه کم استخراج، همچنان در سراسر جهان مورد استفاده قرار می گیرد (Yang, 2017). مدل فرکتال/مولتی فرکتال توسط Mandelbrot (1983) ایجاد شد و از دهه ۱۹۸۰ به طور گسترده در علوم زمین به طور خاص برای تفسیر توزیع مکانی داده های ژئوشیمیایی و ترسیم مناطق معدنی از سنگ های میزبان استفاده شده است. (Li et al., 2003; Cheng, 2007; Afzal et al., 2011; Daneshvar Saein et al., 2012; Afzal et al., 2013; Yasrebi et al., 2013). روش های فرکتال بسیاری برای اکتشاف ژئوشیمیایی و تشخیص بی-هنجاری ها به کار گرفته می شود که شامل روش های عیار - مساحت (Cheng et al., 1994)، روش طیف توان - مساحت (Cheng et al., 1994)، روش عیار - فاصله (Li et al., 2003)، روش عیار - تعداد (Sadeghi et al., 2012) و عیار - حجم (Afzal et al, 2011) است. در ایران، اکتشاف سیستماتیک منابع زغال سنگ از سال ۱۹۶۶ آغاز شد و ذخایر زغال سنگ کک و ذخایر زغال سنگ حرارتی به ترتیب حدود ۲ و ۳ میلیارد تن برآورد شده است. حوزه زغالدار طبس با وسعت ۴۵ هزار کیلومتر مربع در فاصله ۸۰ تا ۲۰۰ کیلومتری جنوب و جنوب غربی طبس واقع شده است بخش شمالی این حوزه بر اساس مؤلفه های زمین شناسی - زمین ساختی به سه ناحیه زغالدار به نام های پروده، نای بند و مزینو تقسیم می شود. ۱۰ منطقه زغالی به اسامی مزینو، کوچک - علی (شمالی و جنوبی)، کمر مهدی، کالشور، کلمرد، کالشانه، دستگردان، پیرحاجات، جعفران و بهاباد در حوزه زغالدار طبس شناسایی شده اند (علی مولایی و امین زاده، ۱۳۹۷). منطقه کوچک علی شمالی در استان خراسان جنوبی و در حدود ۷۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان طبس واقع شده است. بررسی های انجام شده نشان می دهد که ساختار کلی محدوده در مناطق رخنمون یافته تا حدودی چین خورده و به شدت گسل خورده است. در نتیجه این فرآیند سازندهای بغمشاه، هجدک و پروده محدود، دو ساختار اصلی ناودیس، سازندهای آب حاجی، بادامو و هجدک دوساختار تاقدیسی (و تعدادی ساختار کوچکتر تاقدیس - ناودیس) و گسل خوردگی را نشان می دهند. به طور کلی در محدوده مورد مطالعه رخنمون ۵ سازند آب حاجی، بادامو، هجدک، پروده و بغمشاه به سن ژوراسیک دیده می شود رسوبات زغالدار در منطقه کوچک علی شمالی در سازند هجدک به سن ژوراسیک میانی قرار گرفته است این سازند در محدوده ورد مطالعه شامل تناوبی از رسوبات ماسه سنگی، شیل های سبزرنگ، شیل های زغالدار و لایه های زغالی است

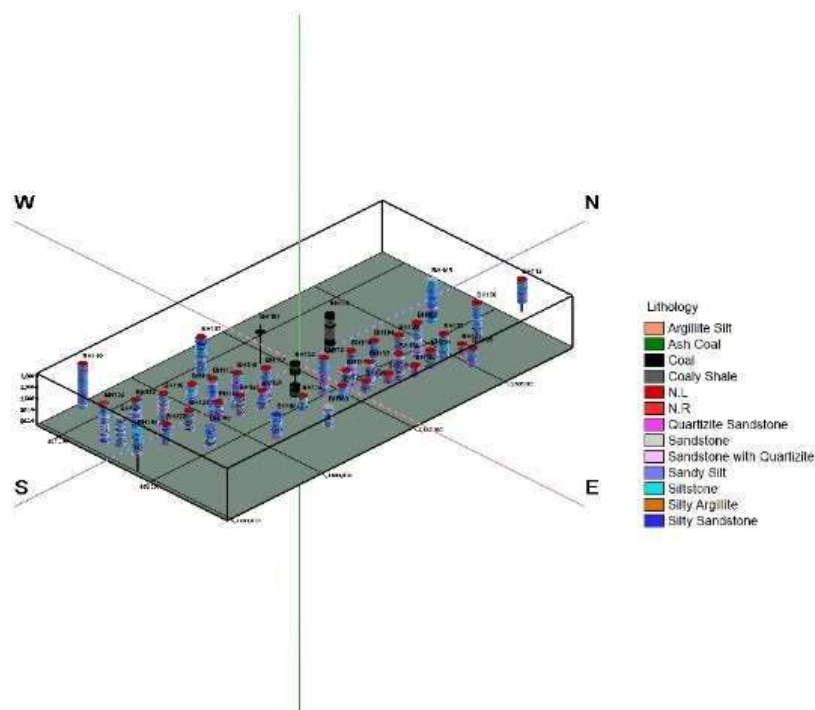
## روش

کاربرد مدل های فراکتالی برای تجزیه و تحلیل زون های کانی زایی براساس ارتباط میان عیارها حجم ها یا تناژها بوده (Agterberg et al., 1993; Afzal et al., 2013). افضل و همکاران (۲۰۱۱) مدل فرکتالی عیار حجم را برای تعیین زون های مختلف کانی زایی مس از سنگ میزبان فاقد ارزش پیشنهاد دادند این مدل به شرح زیر است:

$$V(p \leq v) \propto p^{-a1} \quad V(p \geq v) \propto p^{-a2};$$



جایی که  $V(p \leq v)$  و  $V(p \geq v)$  دو حجم با مقادیر عیار کوچکتر مساوی و بزرگتر مساوی با مقدار کانتور  $p$  نشان‌دهند. مقادیر آستانه در این مدل نشان‌دهنده‌ی مرزهایی میان زون‌های کانی‌زایی مختلف و سنگ‌های میزبان با ذخایر معدنی مختلف است. در این پژوهش ابتدا با استفاده از ۴۳ گمانه حفای شده به فاصله ۲۰۰ - ۵۰۰ متر (شکل ۱)، ۶۲ و ۱۹ نمونه آنالیز گوگرد و خاکستر برای لایه  $k7$ ، مدل ۳ بعدی این لایه براساس گوگرد و خاکستر با استفاده از نرم افزار Rockworks 17 ترسیم شد. سپس اندازه بلوک بر اساس ابعاد حفاری شبکه‌ای  $50 \times 50 \times 0.2$  متر به ترتیب برای  $X$ ،  $Y$  و  $Z$  تعیین شد. بعد از مرتب سازی داده‌ها به صورت نزولی و محاسبه فراوانی تجمعی آنها، با لگاریتم گیری از داده‌ها و فراوانی‌های تجمعی، نمودارهای فرکتالی رسم می‌شوند. سپس با استفاده از نمودار فرکتالی عیار-حجم به منظور بررسی عیار گوگرد و خاکستر و پی بردن به با کیفیت‌ترین بخش در لایه  $k7$  در سطوح ارتفاعی مختلف ۷۶۰، ۸۲۰، ۹۲۰، ۱۰۲۰ و ۱۱۰۰ متر با استفاده از نرم افزار Rockworks 17 پلان‌های متعدد ترسیم شد.



شکل ۱- نمای ۳ بعدی براساس لیتولوژی از گمانه‌های حفاری شده در کوچه‌کلی شمالی

## نتایج

نمودار لگاریتمی عیار-حجم برای داده‌های گوگرد و خاکستر لایه  $k7$  ترسیم شده نقاط شکست بین خطوط مستقیم در نمودار فرکتال عیار حجم مقادیر آستانه را برای جداسازی فراوانی‌های مختلف گوگرد و خاکستر نشان می‌دهد (اشکال ۳ و ۲). براساس نمودار لگاریتمی عیار-حجم برای لایه  $k7$ ، ۶ و ۷ فراوانی متغیر به ترتیب برای خاکستر و گوگرد در این لایه بدست آمد (جدول ۱ و ۲). مقادیر گوگرد کمتر از ۱۸۶ می‌تواند براساس استاندارد روسی بعنوان فراوانی مناسب گوگرد در این لایه در نظر گرفته شود (جدول ۳).

جدول ۱- فراوانی های مختلف ژئوشیمیایی برای گوگرد در لایه K7 بر اساس مدل سازی فراکتال عیار - حجم.

| بسیار بالا | بالا     | نسبتا بالا | میانه     | پایین     | بسیار پایین | دسته  |
|------------|----------|------------|-----------|-----------|-------------|-------|
| ۴.۱۶ <     | ۳.۸-۴.۱۶ | ۳.۳۸-۳.۸   | ۲.۷۵-۳.۳۸ | ۱.۸۱-۲.۷۵ | <۱.۸۱       | گوگرد |

جدول ۲- فراوانی های مختلف ژئوشیمیایی برای گوگرد در لایه K7 بر اساس مدل سازی فراکتال عیار - حجم.

| بسیار بالا | بالا    | نسبتا بالا | میانه     | پایین | دسته   |
|------------|---------|------------|-----------|-------|--------|
| <۸۵.۱      | ۶۶-۸۵.۱ | ۴۵.۷-۶۶    | ۳۳.۱-۴۵.۷ | <۳۳.۱ | خاکستر |

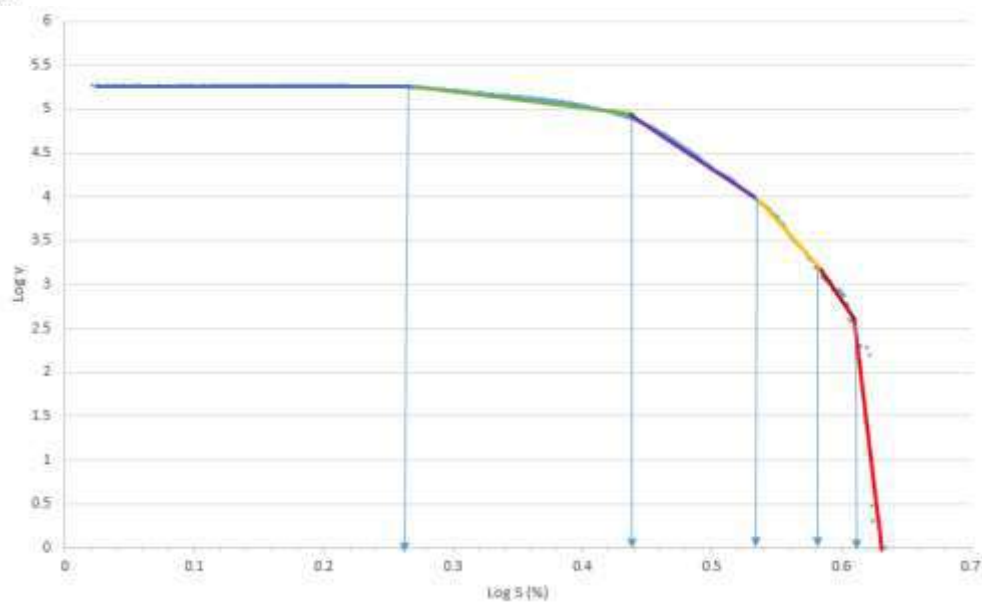
جدول ۳- طبقه بندی زغال براساس میزان گوگرد استاندارد روسی براساس (Skochinsky and Komarov, 1996).

| بسیار بالا | بالا  | نسبتا بالا | میانه   | پایین | خیلی پایین | دسته  |
|------------|-------|------------|---------|-------|------------|-------|
| >۵         | ۳.۵-۵ | ۲.۵-۳.۵    | ۱.۵-۲.۵ | ۱-۱.۵ | ۰-۱        | گوگرد |

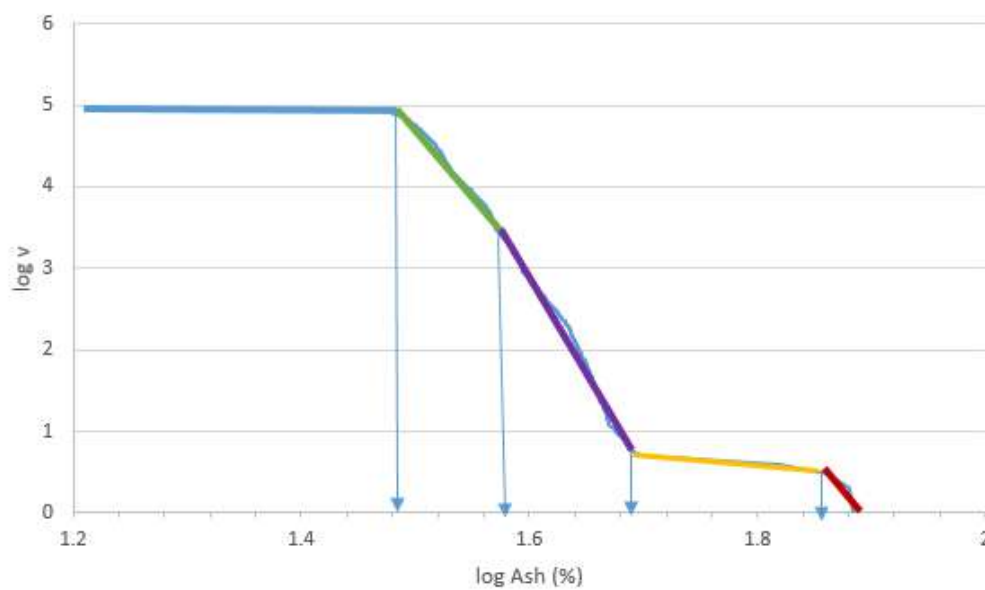
جدول ۴- طبقه بندی زغال براساس میزان خاکستر استاندارد روسی براساس (Skochinsky and Komarov, 1996).

| بسیار بالا | بالا  | نسبتا بالا | میانه | پایین | خیلی پایین | دسته   |
|------------|-------|------------|-------|-------|------------|--------|
| >۴۰        | ۳۱-۴۰ | ۲۵-۳۱      | ۱۵-۲۵ | ۱۰-۱۵ | ۰-۱۰       | خاکستر |

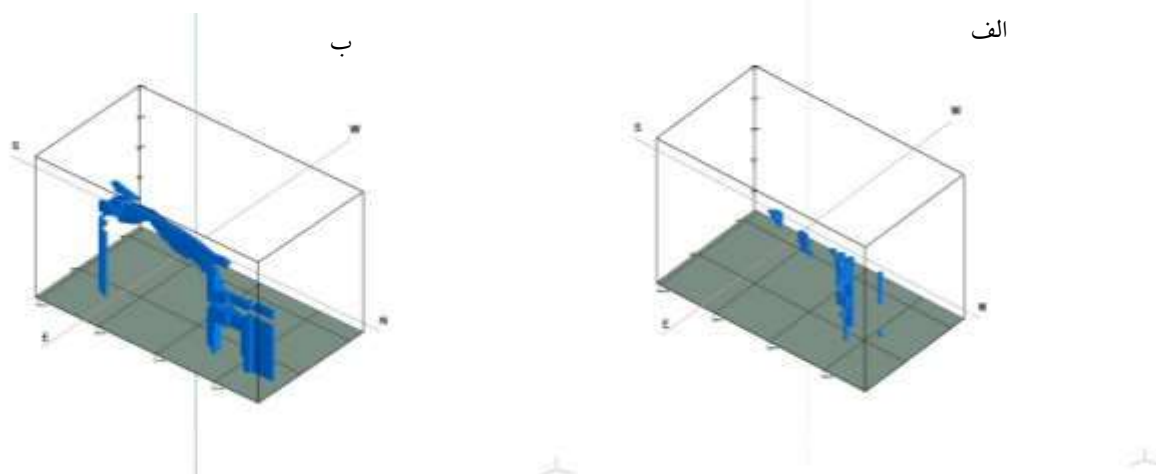
این عیار مناسب گوگرد براساس استاندارد روسی (۱.۸۱ <) در لایه K7 در بخش های شمال غربی لایه قرار گرفته است (شکل، ۴الف). همچنین مقادیر خاکستر کمتر از ۳۳.۱ براساس استاندارد روسی می تواند بعنوان فراوانی تقریباً مناسب خاکستر در نظر گرفته شود (جدول، ۴) این فراوانی خاکستر در لایه k7 بیشتر در بخش های شمالی لایه قرار گرفته است (شکل، ۴ب) براساس استاندارد USGS مقادیر گوگرد بالاتر از ۳.۸۹ درصد به عنوان فراوانی نامطلوب برای گوگرد تعیین شده است و همچنین مقادیر گوگرد بالاتر از ۳.۸۹ درصد می تواند رگه های نمایریتیک در درز زغال سنگ را نشان دهد (Wood and Kehn, 1976). در مدل فرکتالی براساس مقادیر عیار گوگرد در لایه k7 مقادیر بالاتر از ۳.۸ نشان دهنده رگه پیریت در این لایه می باشد.



شکل ۲- نمودار فرکتالی عیار حجم برای لایه k7 براساس فراوانی عیار گوگرد.

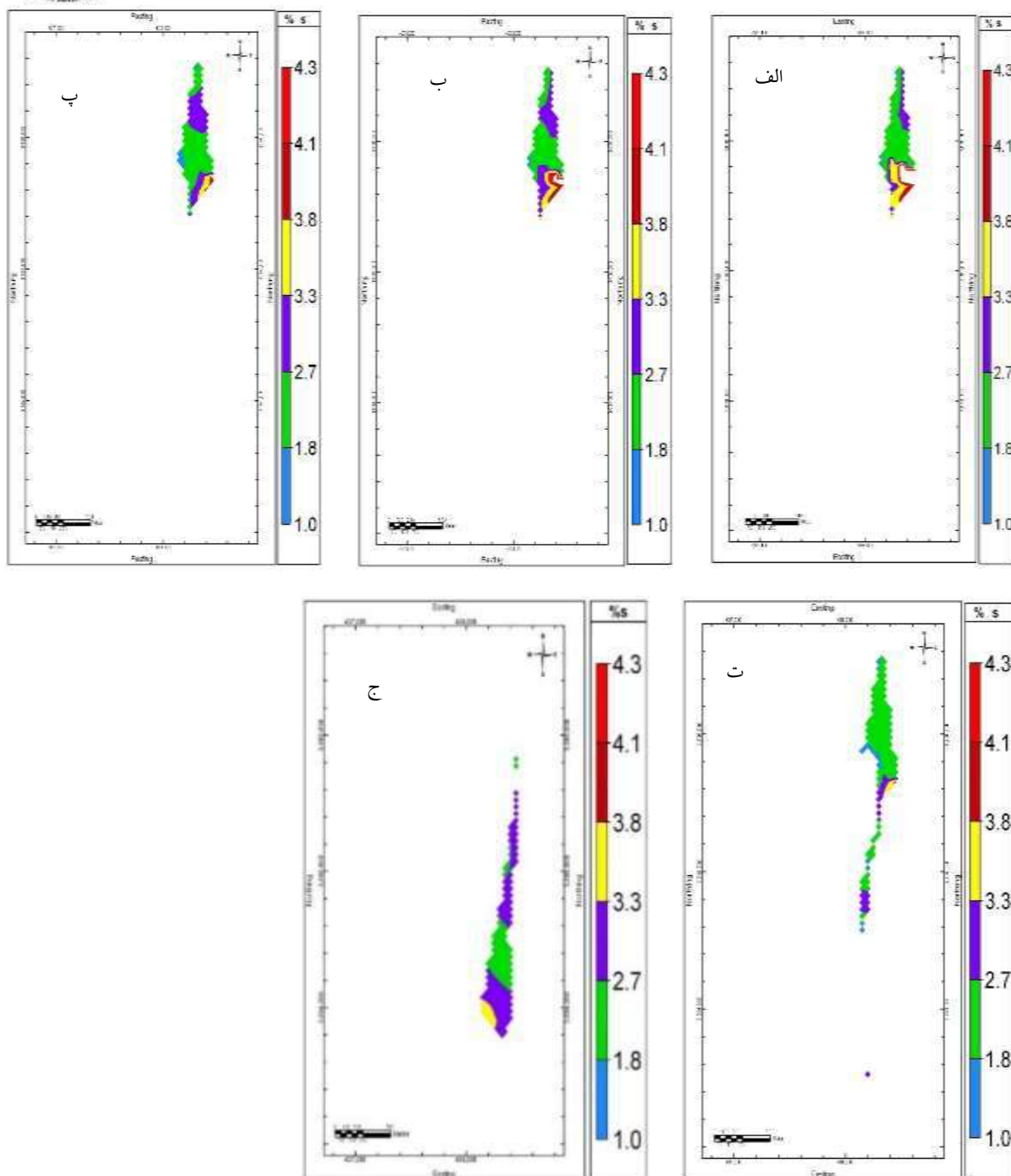


شکل ۳- نمودار فرکتالی عیار حجم برای لایه k7 براساس فراوانی عیار خاکستر.



شکل ۴- فراوانی مناسب گوگرد و خاکستر در لایه k7 براساس مدل فرکتالی عیار - حجم الف- گوگرد (۱۸)، B- خاکستر (۳۳.۱).

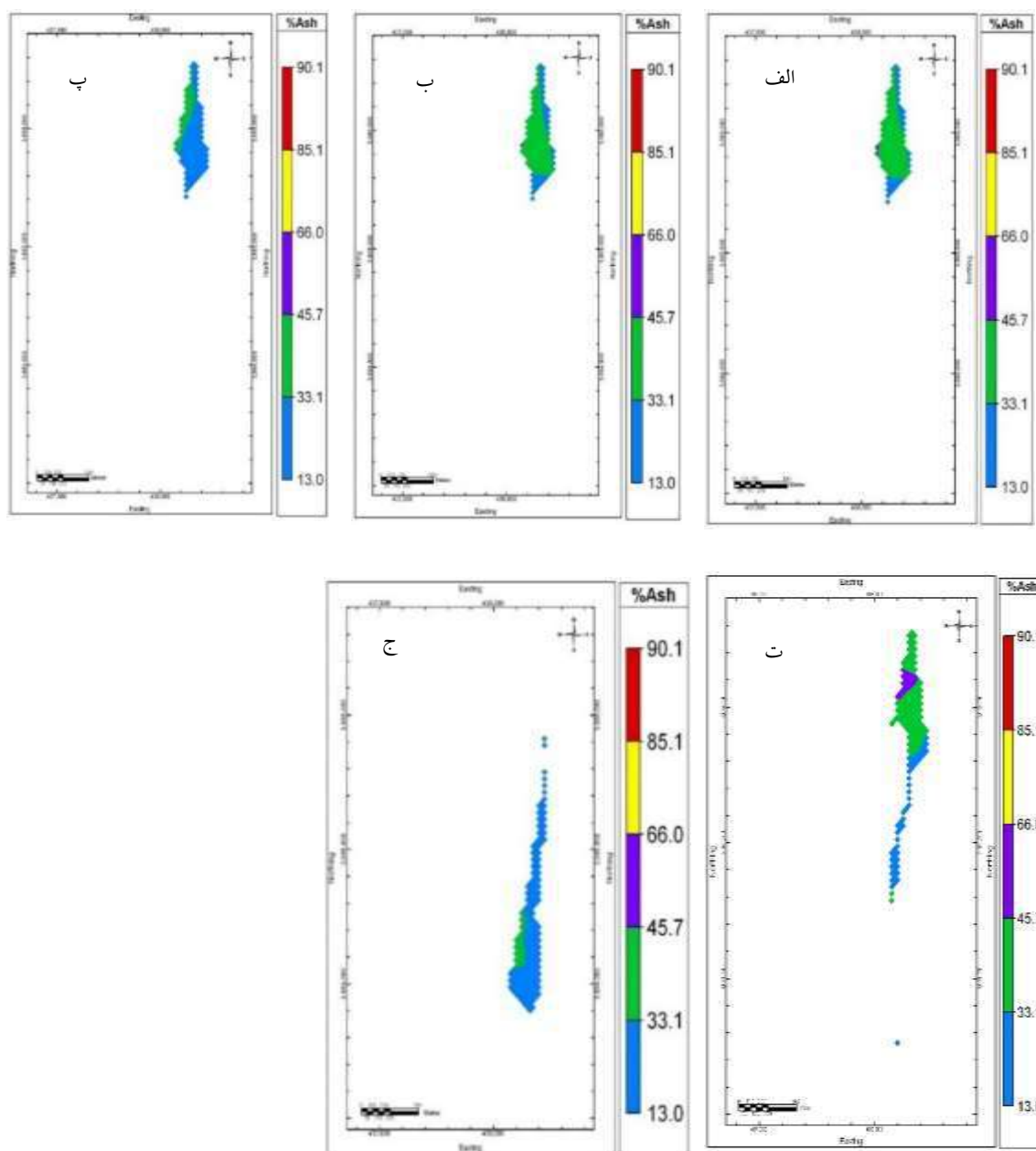
پلان‌های رسم شده براساس براساس مدل فرکتال عیار-حجم در لایه k7 نشان می‌دهد که مقادیر گوگرد بسیار پایین، ۱.۸۱٪ در صد در تراز ارتفاعی ۸۲۰، ۹۲۰ و ۱۰۲۰ متری تنها در بخش غربی لایه و در ارتفاع ۱۱۰۰ متری در بخش شمالی لایه قابل تشخیص است. مقادیر پایین گوگرد ۲.۷۵-۱.۸۱ در لایه k7 در تراز ارتفاعی ۷۶۰ و ۸۲۰ متری در شمال غربی لایه، در تراز ارتفاعی ۹۲۰ متری در شمال و شمال غرب لایه، در تراز ارتفاعی ۱۰۲۰ متر در بخش شمالی و مقدار اندکی هم در بخش جنوبی لایه و در تراز ارتفاعی ۱۱۰۰ متر در مرکز و شمال لایه متمرکز است. مقادیر بالای گوگرد ۳.۸٪ که نشان دهنده رگه پیریت نیز می‌باشد در ترازهای ارتفاعی ۷۶۰، ۸۲۰، ۹۲۰ و ۱۰۰۰ متری در بخش جنوب شرقی لایه قرار گرفته است اما در تراز ارتفاعی ۱۰۲۰ متری از گسترش آن کاسته شده و در تراز ارتفاعی ۱۱۰۰ متری اثری از مقادیر گوگرد بالای ۳.۸٪ (۳۸٪) دیده نمی‌شود (شکل ۵).



شکل (۵)- نقشه پلان عیار گوگرد در لایه k7 براساس مدل فرکتالی عیار - حجم در ترازهای ارتفاعی مختلف الف- در تراز ارتفاع ۷۶۰ متری ب- در ارتفاع ۸۲۰ متری پ- در تراز ارتفاعی ۹۲۰ متری ت- در تراز ارتفاعی ۱۰۲۰ متری ج- در تراز ارتفاعی ۱۱۰۰ متری

در لایه k7 با توجه به مدل فرکتالی عیار حجم مقادیر پایین خاکستر  $>30.2$  در ترازهای ارتفاعی ۷۶۰، ۸۲۰، ۹۲۰ و ۱۱۰۰ متری در بخش های شمالی، جنوبی، شرقی قرار گرفته اما در تراز ارتفاعی ۱۰۲۰ متری بیشتر در بخش جنوب شرقی قرار دارد فراوانی خاکستر میانه با توجه به نمودار فرکتال عیار-حجم،

۳۷.۱-۳۰.۲ در ترازهای ارتفاعی مختلف در بخش غربی لایه متمرکز است. مقادیر خاکستر نسبتاً بالا با توجه به مدل فرکتالی عیار حجم (۳۷.۱-۵۰.۱۱) تنها در تراز ارتفاعی ۱۰۲۰ متری و در بخش شمال غربی لایه قرار گرفته است مقادیر خاکستر بالا ۵۰.۴-۷۲.۴ و بسیار بالا  $72.4 <$  در این لایه دارای فراوانی بسیار کمی می باشد (شکل ۶).



شکل ۶- نقشه پلان عیار خاکستر در لایه k7 بر اساس مدل فرکتالی عیار - حجم در ترازهای ارتفاعی مختلف الف- در تراز ارتفاع ۷۶۰ متری ب- در ارتفاع ۸۲۰ متری پ- در تراز ارتفاعی ۹۲۰ متری ت- در تراز ارتفاعی ۱۰۲۰ متری ج- در تراز ارتفاعی ۱۱۰۰ متری

## نتیجه گیری

در این پژوهش از مدل فرکتال عیار-حجم به منظور تشخیص بخش‌های مختلف زغال با کیفیت متفاوت بر اساس عیار گوگرد و خاکستر برای لایه k7 استفاده شد. با کیفیت‌ترین بخش زغال در لایه k7 براساس استاندارد روسی از نظر فراوانی گوگرد و خاکستر بخش‌های شمالی غربی لایه می‌باشد که منطبق با مدل فرکتالی عیار-حجم بدست آمده برای خاکستر و گوگرد لایه k7 است. فراوانی خاکستر و گوگرد در لایه k7 در ترازهای ارتفاعی مختلف بجز تراز ۱۰۲۰ متری برای خاکستر روندی شمال-غرب-جنوب شرق را نشان می‌دهد بدین صورت که از جنوب شرقی به سمت شمال غرب کیفیت زغال افزایش می‌یابد. فراوانی عیار گوگرد در تراز ارتفاعی ۹۲۰ متری به حداکثر خود رسیده و از تراز ارتفاعی ۱۰۲۰ متری از میزان آن کاسته می‌شود این امر نشان می‌دهد که حضور پیریت بیشتر در عمق ۷۶۰ تا ۹۲۰ متری محتمل است. در لایه‌ی k7 برای سطوح ارتفاعی بالاتر فراوانی درصد بالای خاکستر کاهش می‌یابد که این کاهش می‌تواند در نتیجه فعالیت گسل‌های عمقی در محدوده باشد. مدل فرکتالی عیار-حجم برای خاکستر در لایه k7 انطباق نسبتاً خوبی را با استاندارد روسی نشان می‌دهد.

## تقدیر و تشکر

از سرکار خانم دکتر آقایی و شرکت فلات زرین کیمیا جهت در اختیار قرار دادن اطلاعات گمانه‌های معدن زغالسنگ کوچک‌کلی شمالی تشکر می‌شود.

## مراجع

علی ملایی، م.، امین‌زاده، ب.، ۱۳۹۷. ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و خاکی نادر در معدن زغالسنگ کوچک - علی جنوبی. فصلنامه زمین‌شناسی اقتصادی (۲)۱۱، ۳۲۱-۳۳۷

Afzal, P., Dadashzadeh Ahari, H., Rashidnejad Omran, N., Aliyari, F., 2013. Delineation of gold mineralized zones using concentration-volume fractal model in Qolqoleh gold deposit, NW Iran. *Ore Geol. Rev* 55 (6), 125-133. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.05.005>

Afzal, P., Fadakar Alghalandis, Y., Khakzad, A., Moarefvand, P., Rashidnejad Omran, N., 2011. Delineation of mineralization zones in porphyry Cu deposits by fractal concentration-volume modeling. *J. Geochem. Explor* 6 (10), 220-232. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.03.005>

Cheng, Q., 2007. Mapping singularities with stream sediment geochemical data for prediction of undiscovered mineral deposits in Gejiu, Yunnan Province, China. *Ore Geol* 32(2), 314-324. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.002>

Cheng, Q., Agterberg, F.P., Ballantyne, S.B., 1994. The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods. *J. Geochem. Explor* 51(2), 109-130. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(94\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0375-6742(94)90013-2)

Daneshvar Saein, L., Rasa, I., Rashidnejad Omran, N., Moarefvand, P., Afzal, P., Sadeghi, B., 2012. Application of number-size (N-S) fractal model to quantify the vertical distributions of Cu and Mo in Nowchun porphyry deposit (Kerman, SE Iran). *Arch. Min. Sci. J* 58 (1), 89-105. <https://doi.org/2478/amsc-2013-0006>

Li, C., Ma, T., Shi, J., 2003. Application of a fractal method relating concentrations and distances for separation of geochemical anomalies from background. *J. Geochem. Explor* 77(2), 167-175. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(02\)00276-5](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(02)00276-5)

Mandelbrot, B.B., 1983. *The Fractal Geometry of Nature*. Freeman, San Francisco. 468pp.





Sadeghi, B., Moarefvand, P., Afzal, P., Yasrebi, A.B., Daneshvar, Saein, L., 2012. Application of fractal models to outline mineralized zones in the Zaghia iron ore deposit, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration* 122(10), 9–19.

Skochinsky, A., Komarov, V., 1996. *Mine ventilation*, Mir publishers Moscow, Russia, 584pp.

Wood, G.H., Kehn, M., 1976. Coal Resource Classification System of U.S. Geological Survey, Bulletin 1450B, USGS.4-5.

Wu, M.; Qin, Y.; Wang, X.; Zhang, N.; Yang, L.; Xiong, K.; Zhu, C.; He, J., 2020. Geochemical characteristics of sulfur and its impact on accumulation of hazardous trace elements in late Paleozoic coal from Ningdong area. *J. China Coal Soc* 7(34), 29794–29803.

Yang, X.; Ingham, D.; Ma, L.; Srinivasan, N.; Pourkashanian, M., 2017. Ash Deposition Propensity of Coals/Blends Combustion in Boilers: A Modeling Analysis Based on Multi-Slagging Routes. *Proc. Combust. Inst* 36(3), 41–50. <https://doi.org/10.1016/j.proci.2016.06.060>

Yasrebi, A.B., Afzal, P., Wetherelt, A., Foster, P.J., Esfahanipour, R., 2013. Correlation between geology and concentration–volume fractal models: significance for Cu and Mo mineralised zones separation in Kahang porphyry deposit, Central Iran. *Geol. Carpath* 64(2), 153–163. <https://doi.org/10.2478/geoca-2013-0011>

Zhao C.L. and Sun Y.Z., 2008. Rare earth elements of coal seam 5 from Gequan Mine, Xingtai Coalfield. *World Journal of Engineering* 5 (1), 90-94. <https://doi.org/10.31035/cg2021022>

## مطالعه عوامل کنترل کننده فرایند دولومیتی شدن در مخازن دولومیتی

آرمین امیدپور<sup>۱\*</sup>، حسین رحیم پور بناب<sup>۲</sup>

۱- شرکت ملی نفت ایران، مناطق نفتخیز جنوب armin.omidpour@gmail.com

۲- استاد گروه زمین شناسی دانشگاه تهران rahimpour@ut.ac.ir

### چکیده

مخزن آسماری به سن الیگوسن - میوسن از جنبه‌های مختلف به ویژه توزیع تخلخل و تراوایی ایجاد شده توسط دولومیتی شدن تحت تاثیر ناهمگنی است. آنالیز دقیق مقاطع نازک نمونه‌های کربناته در چاه شماره ۱۱ میدان نفتی شادگان در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر اهواز منجر به شناسایی ۱۲ مجموعه رخساره‌ای در توالی رسوبی مورد مطالعه گردید که به چهار محیط رسوبی رمپ داخلی، رمپ میانی، رمپ بیرونی و حوضه تعلق دارند. این توالی در شش سکانس رسوبی رده سوم مرتب شده است. این سازند دستخوش تغییرات دیاژنتیکی پیچیده قرار گرفته است که عمدتاً توسط پیدایش چندین نسل از دولومیت‌ها نشان داده شده است. براساس مشاهدات این پژوهش در توالی رسوبی آسماری، می‌توان پیش‌بینی کرد که توزیع دولومیت در طول توالی مورد مطالعه از نظر رخساره‌ها، انواع مدل دولومیتی شدن، اندازه بلورها، فابریک، نوع چرخه، و موقعیت آن در سکانس‌های رده سوم یکنواخت نیست. دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور به صورت حفظ‌کننده فابریک در قسمت بالایی سازند، در حالی که دولومیت‌های درشت بلور به صورت مخرب فابریک عمدتاً در قسمت‌های میانی و پایینی تشکیل شده‌اند. این امر باعث توزیع تخلخل و تراوایی در سکانس‌های رسوبی می‌شود و در نتیجه بر کیفیت مخزن تأثیر می‌گذارد.

**واژه‌های کلیدی:** دولومیت، سازند آسماری، میدان شادگان، بافت، فابریک.

### Abstract

The Oligocene-Miocene Asmari reservoir is dominated by heterogeneity in various aspects, especially porosity and permeability caused mainly by dolomitization. The detailed thin-sections analysis of the carbonate samples in SG-11 well of the Shadegan oil field resulted in the distinction of 12 facies associations in the studied succession which are belong to four depositional environments include: inner ramp, mid ramp, outer ramp and basin. This succession is arranged in six third-order depositional sequences. The formation has undergone complex diagenetic alteration represented mainly by multiple generations of dolomites. Based on our observations in the Asmari succession, it could be envisaged that the distribution of dolomite through the study interval is not uniform in terms of facies, type of dolomitization model, crystal size, selective or pervasive fabric and modality, distribution of Fe-bearing dolomites, cycle type, and position within third order depositional sequences. Fine- to medium-crystalline, fabric-retentive dolomites occur in the upper part of the formation, whereas coarse-crystalline fabric-destructive dolomites mostly occur in the middle and lower parts. This causes distribution of porosity and permeability in the depositional sequences, thereby affecting the reservoir quality.

**Key words:** Dolomites, Asmari Formation, Shadegan Oil Field, texture, Fabric.

### ۱- مقدمه

دولومیتی شدن و شکستگی از مهم‌ترین فاکتورهای دیاژنتیکی کنترل‌کننده کیفیت مخزنی و تولید هیدروکربن هستند (Nemati and Pezeshk, 2005). به طور مشابه، در مخزن آسماری با ویژگی‌های مخزنی اولیه پایین، دولومیتی شدن باعث افزایش تخلخل و تراوایی کربنات‌های الیگو-میوسن و در نتیجه تولید هیدروکربن شده است (Aqrabi et al., 2006; Omidpour et al., 2021). بنابراین در این پژوهش به بررسی ویژگی‌های پتروگرافیکی انواع دولومیت‌های شناسایی شده در سازند آسماری در میدان نفتی شادگان، چگونگی و نحوه توزیع دولومیت‌ها در مجموعه رخساره‌های شناسایی شده در چارچوب چینه نگاری سکانشی می‌پردازیم. نتایج این مطالعه در نهایت برای دستیابی به تاثیر دولومیتی شدن بر پتانسیل مخزنی سازند آسماری در میدان شادگان بکار گرفته شده است.

### ۲- روش مطالعه

جهت دستیابی به اهداف یادشده تعداد ۵۲۴ عدد مقطع نازک تهیه شده از چاه شماره ۱۱ میدان نفتی شادگان مورد مطالعه قرار گرفته است. کلیه مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده توسط محلول آلزاین قرمز و فروسیانید پتاسیم به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (Dickson, ۱۹۶۹)

1965) رنگ‌آمیزی گردید. برای مطالعه سنگ آهک‌ها از طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) و در توصیف ریزرخساره‌ها و تعیین محیط رسوبی از تقسیم‌بندی فلوگل (Flügel, 2010)، بورچت و رایت (Burchette and Wright, 1992) و به منظور نامگذاری دولومیت‌ها از طبقه‌بندی بافتی دولومیت (Dolomite-rock texture) ارائه شده توسط سیبلی و گرگ (Sibley and Gregg, 1987) و چن و همکاران (Chen et al., 2004) استفاده گردیده است. در مطالعه چینه‌نگاری سکانسی از روش تاکر و هانت (Tucker and Hunt, 1992) استفاده گردید.

### ۳- بحث

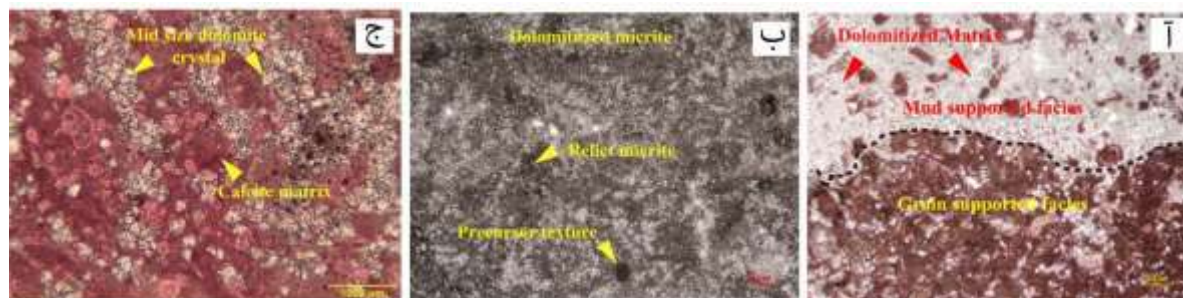
مطالعه بر روی بخش‌های دولومیتی مخزن آسماری در میدان نفتی شادگان نشان می‌دهد که عوامل متعدد و مهمی بر روی میزان، شدت، ترکیب شیمیایی و اندازه بلورهای دولومیت تاثیر گذاشته‌اند. در زیر هر یک از این عوامل ذکر و در ادامه توضیح داده می‌شود.

#### ۳-۱-۳ اثر کنترل‌کننده محیط رسوبی بر روی فرایند دولومیتی شدن

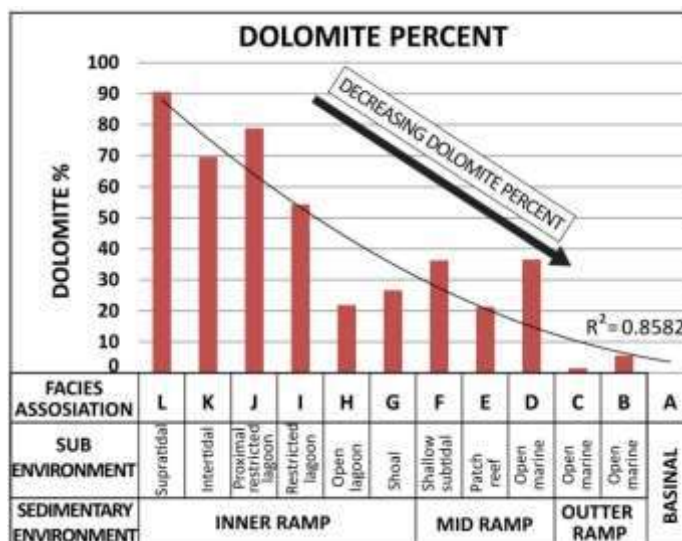
در پلنترهای کربناته کم عمق در شرایط آب و هوایی گرم و خشک، همانند شرایط تشکیل سازند آسماری (Omidpour et al., 2021)، به دلیل شرایط آب و هوایی، نرخ تبخیر بالا و شرایط برای تشکیل شورابه‌های غنی از یون منیزیم مهیا می‌باشد. در این شرایط مدل‌های دولومیتی شدن نشی - برگشتی (Seepage-reflux model) و سابخی (Supratidal-style model) نقش مهمی در دولومیتی شدن رسوب کربناته نهشته شده ایفا می‌کنند. بنابراین می‌توان انتظار داشت که مدل‌های دولومیتی شدن یاد شده بشدت متأثر از عمق حوضه و نوع رخساره‌ها باشند (Omidpour et al., 2022). این نقش بیشتر با تاثیر بروی درصد دولومیتی شدن رخساره‌های مختلف و اندازه بلورهای دولومیت در رخساره‌های مختلف نمایان می‌شود.

#### ۳-۱-۱-۳ ارتباط بین انواع رخساره‌ها و درصد دولومیتی شدن: بررسی‌های صورت گرفته در این پژوهش نشان می‌دهد که میزان

دولومیتی شدن در رخساره‌های مختلف متفاوت است (شکل ۱-آ) و از روند خاصی تبعیت می‌کند. بدین معنی که رخساره‌های نزدیک‌تر به نوار ساحلی بیشتر در معرض سیالات دولومیت‌ساز قرار گرفته‌اند تا رخساره‌های دورتر از نوار ساحلی، به همین دلیل است که رخساره‌های گل‌پشتیان نزدیک ساحل شواهد دولومیتی شدن بیشتری را نسبت به رخساره‌های دانه‌پشتیان دورتر از ساحل نشان می‌دهند (شکل ۱-ب و ج). درجه دولومیتی شدن در هر یک از مجموعه رخساره‌های شناسایی شده در توالی الیگو-میوسن سازند آسماری در میدان نفتی شادگان توسط مطالعات پتروگرافی تخمین زده شده است (شکل ۲). نتایج مطالعه نشان می‌دهد که مجموعه رخساره‌های رمپ داخلی در آسماری بالایی نسبت به سایر فواصل مورد مطالعه بیشتر دولومیتی شده‌اند.

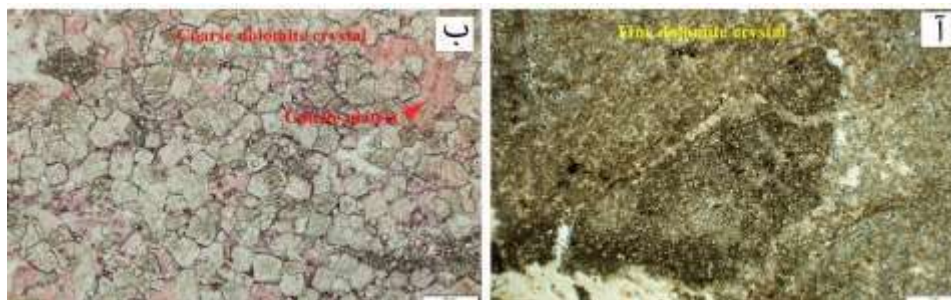


شکل ۱: آ) در این تصویر بخوبی تفاوت شدت دولومیتی شدن در دو رخساره نمایان می‌باشد. رخساره گل‌پشتیان (نیمه بالای تصویر) تقریباً بطور کامل ماتریکس آن دولومیتی شده است در حالیکه رخساره دانه‌پشتیان (پایین تصویر) بدلیل اندک بودن ماتریکس بمقدار کمی تحت تاثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته است. (نور معمولی، رنگ‌آمیزی شده با محلول آلزاین قرمز)؛ ب) مادستون اولیه‌ای که نزدیک ساحل که بر اثر فرایند دولومیتی شدن تقریباً کاملاً با بلورهای ریز دولومیتی شده است. (نور معمولی)؛ ج) رخساره دور از ساحل که بمقدار کمتر و بطور پراکنده توسط بلورهای درشت دولومیتی شده است (نور معمولی، رنگ‌آمیزی شده با محلول آلزاین قرمز).

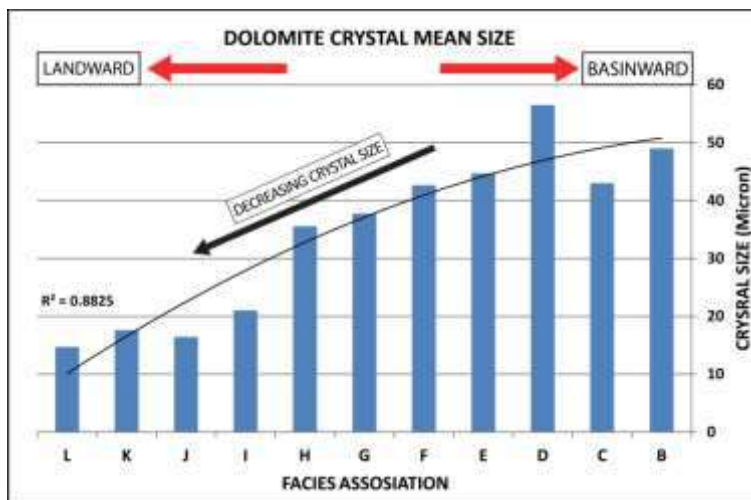


شکل ۲: هیستوگرام نشان‌دهنده درصد دولومیتی شدن در مجموعه رخساره‌های شناسایی شده در چاه ۱۱. درصد بالای دولومیت در مجموعه رخساره‌های رمپ داخلی نزدیک به ساحل مشاهده می‌شود و با حرکت بطرف رخساره‌های عمیقتر درصد دولومیتی شدن رخساره‌ها کمتر می‌شود. رخساره‌های کم عمق نزدیک به ساحل در مقایسه با رخساره‌های عمیقتر دور از ساحل بیشتر در معرض سیالات دولومیت ساز (مدل نشی-برگشتی) قرار گرفته‌اند بنابراین درصد دولومیت بالایی را نشان می‌دهند. گل پشتیبان بودن رسوبات نزدیک ساحل در مقایسه با دانه پشتیبان بودن رسوب دور از ساحل خود دلیل دیگری بر افزایش میزان دولومیتی شدن در رسوبات نزدیک ساحل می‌باشد.

**۳-۱-۲ ارتباط رخساره و اندازه بلورهای دولومیت:** بررسی ارتباط بین میانگین اندازه بلورهای دولومیت و رخساره‌های همراه آن بیانگر این است که اندازه بلورهای دولومیت به طور قابل توجهی به نوع رخساره مربوط می‌شود (شکل ۳) و یک روند کلی دارد. به این ترتیب که میانگین اندازه بلورها از رخساره‌های رمپ داخلی به طرف رخساره‌های رمپ میانی و بیرونی افزایش می‌یابد (شکل ۴). به نظر می‌رسد تغییرات اندازه بلورها مربوط به زمان دولومیتی شدن و نوع بافت رسوبی اولیه در هر رخساره باشد. بلورهای دولومیت در رخساره‌های گل غالب سوپراتایدال، اینترتایدال و لاگون محصور دارای قطر ۲۰ میکرون یا کمتر هستند (Aqravi et al. 2006; Omidpour et al. 2021). (شکل ۳-آ). اکروای و همکاران (Aqravi et al. 2006) اظهار داشتند که گل‌های آهکی دارای سطح واکنشی بیشتری نسبت به سنگ آهک‌های دانه درشت هستند، و وجود مکان‌های هسته سازی فراوان به طور کلی منجر به ته نشینی بلورهای دانه ریز و متعدد دولومیت به جای بلورهای دانه درشت‌تر با فراوانی کمتر می‌گردد. دولومیت‌ها در بافت‌های پکستونی/گریستونی فاقد گل، در سنگ آهک‌های محیط رمپ میانی تا بیرونی در بخش‌های پایینی توالی رسوبی سازند آسماری عمدتاً درشت بلور هستند (شکل ۳-ب). این امر احتمالاً به این دلیل است که در بافت‌های پکستونی/گریستونی مکان‌های هسته سازی نسبتاً کمی برای ته نشینی دولومیت در دسترس است. منافذ بین دانه‌ای و درون دانه‌ای با سیمان اسپاری مراحل اولیه دیاژنزی یا سیمان تیخیری پر می‌شوند و مانعی غیرمتخلخل در برابر نفوذ سیالات دولومیت ساز ایجاد می‌کنند (Aqravi et al. 2006).



شکل ۳: رخساره مادستونی نزدیک ساحل (پهنه جذر و مدی تا بالای پهنه جذر مدی) که در آن بلورهای ریز دولومیت جانشین بافت آهکی اولیه شده است. (نور معمولی)؛ (ب) رخساره دور از ساحل که با بلورهای درشت دولومیت جانشین شده است. (نور معمولی، رنگ آمیزی شده با محلول آلزاین قرمز).



شکل ۴: هیستوگرام میانگین اندازه بلورهای دولومیت در مجموعه رخساره‌های شناسایی شده در مقاطع نازک سازند آسماری در چاه ۱۱ میدان شادگان. دولومیت‌های درشت بلور در مجموعه رخساره‌های رمپ بیرونی و میانی که عمدتاً در بخش‌های پایینی توالی مورد مطالعه تمرکز دارند مشاهده می‌گردند. از آنسو دولومیت‌های ریز بلور در مجموعه رخساره‌های رمپ داخلی که عمدتاً در بخش‌های بالای توالی مورد مطالعه تمرکز دارند مشاهده می‌شوند. این پدیده را می‌توان اینگونه تفسیر کرد که مجموعه رخساره‌های رمپ داخلی بدلیل نزدیک بودن به نوار ساحلی عمدتاً در مراحل اولیه دیاژنز و در غالب مدل‌های دولومیتی شدن سوپراتایدال و نشتی-برگشتی دولومیتی می‌شوند که بدلیل (۱) نرخ بالای هسته‌زایی (۲) حجم بالای سیالات دولومیت‌ساز و (۳) سرعت بالای دولومیتی شدن، منجر به اندازه ریز بلورهای دولومیت می‌شود. از طرف دیگر مجموعه رخساره‌های رمپ میانی و رمپ خارجی بدلیل دور بودن از نوار ساحلی، در طی مراحل اولیه دیاژنز کمتر در معرض دولومیتی شدن قرار می‌گیرند و عموماً در مراحل انتهایی دیاژنز و در محیط دیاژنزی تدفینی (Burial diagenetic environment) دولومیتی می‌شوند. در اعماق تدفین فرایند دولومیتی شدن در قالب مدل دولومیتی شدن تدفینی رخ می‌دهد. مشخصه بارز دولومیت‌های تدفینی درشت بلور بودن آنها می‌باشد. علت درشت بلور بودن دولومیت‌های تدفینی به (۱) نرخ پایین سیالات در دسترس دولومیت‌ساز (۲) هسته‌سازی اندک و (۳) سرعت پایین تبلور در اعماق مربوط می‌شود.

## ۳-۲ اثر کنترل‌کننده تغییرات نسبی سطح آب دریا بر روی فرایند دولومیتی شدن

در این پژوهش آشکار گردید که تاثیر تغییرات سطح آب دریا در توزیع دولومیت در بخش‌های مختلف سکانس‌های رسوبی شناسایی شده (Omidpour et al., 2021a) در توالی مورد مطالعه یکنواخت نیست (شکل ۵). در ادامه به بررسی ارتباط بین تغییرات سطح آب دریا و دولومیتی شدن می‌پردازیم:

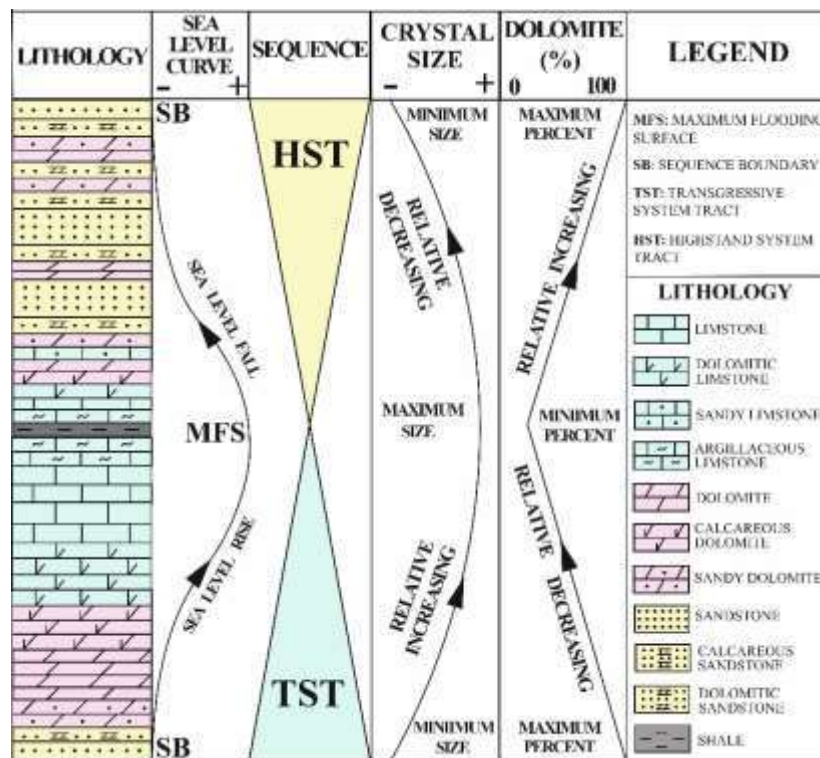
**۳-۲-۱ درصد دولومیت:** با توجه به اینکه مدل دولومیتی شدن اصلی در پلاتفرم آسماری از نوع نشتی - برگشتی است (Aqrabi et al. 2006; Omidpour et al., 2022)، بنابراین انتظار می‌رود که بیشترین درصد دولومیت در نزدیکی مرز سکانسی تشکیل شده است زمانی که سطح آب دریا پایین بوده است (شکل ۵). از این رو در رخساره‌های نزدیک ساحل بیشترین درصد دولومیتی شدن و در رخساره‌های دور از ساحل (در مجاورت سطح MFS) کمترین درصد دولومیتی شدن مشاهده می‌شود.

**۳-۲-۲ اندازه بلورها:** به طرف مرزهای سکانسی که محل تمرکز رخساره‌های نزدیک به ساحل است به دلیل حجم بیشتر سیالات دولومیت‌ساز و نرخ هسته‌زایی زیاد، نرخ دولومیتی شدن زیاد است، لذا اندازه بلورهای دولومیت تشکیل شده به صورت نسبی ریزتر می‌باشد. از طرف دیگر، به طرف MFS که محل تمرکز رخساره‌های دور از ساحل است به دلیل حجم کمتر سیالات دولومیت‌ساز و نرخ هسته‌زایی کمتر، فرایند دولومیتی شدن به کندی صورت گرفته و لذا بلورهای دولومیت به طور نسبی درشت‌تر می‌شوند (شکل ۵).

**۳-۲-۳ فابریک:** در مجاورت مرز سکانسی (رخساره‌های نزدیک به ساحل) به دلیل حجم بالای سیالات دولومیت‌ساز، فابریک غالب دولومیتی شدن از نوع مخرب (fabric-destructive) (شکل ۷-آ) می‌باشد. به طرف MFS (رخساره‌های دور از ساحل)، به دلیل کاهش حجم سیالات دولومیت‌ساز،



دولومیتی شدن به صورت انتخاب کننده فابریک (fabric-selective) (شکل ۷-ب) و نیز به دلیل کاهش سرعت و نرخ فرآیند دولومیتی شدن بصورت حفظ کننده فابریک (fabric-retentive) می‌باشد (شکل ۵).



شکل ۵: طرح شماتیک توالی چینه‌ای ایده‌آل با تغییرات سنگ شناسی، تغییرات اندازه بلورهای دولومیت و درصد دولومیت با نوسانات نسبی سطح آب دریا.

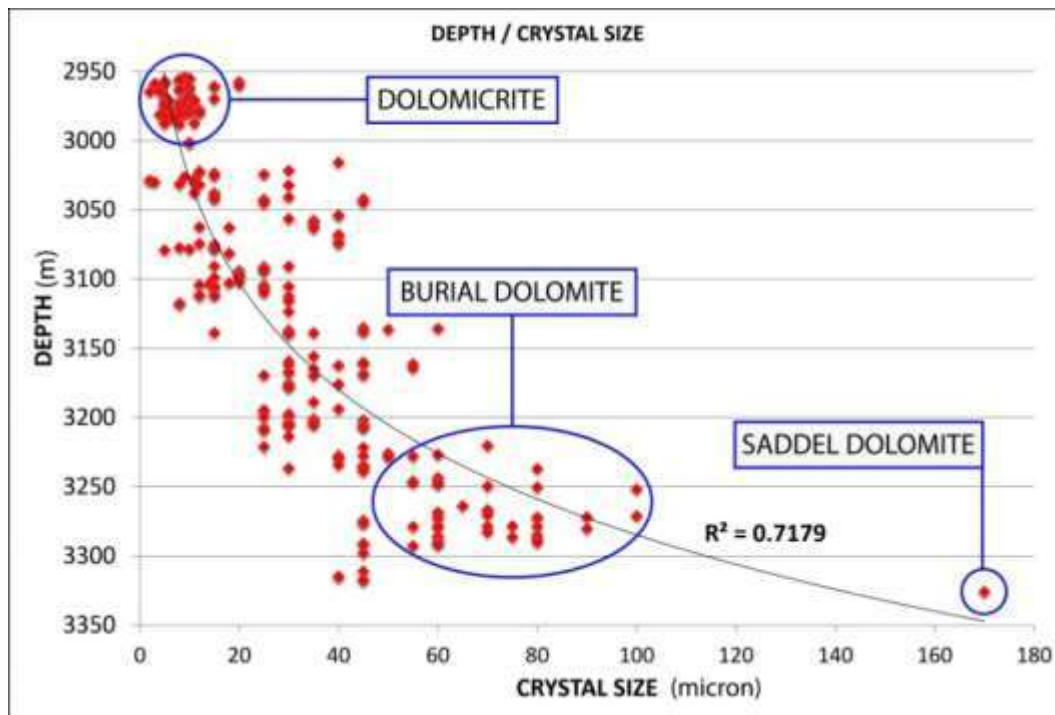
### ۳-۳ اثر کنترل کننده عمق تدفین بر روی فرایند دولومیتی شدن

پس از نهشته شدن رسوبات کربناته و به عمق برده شدن آنها در طی محیط دیاژنزی تدفینی، مجددا شرایط برای تشکیل دولومیت مهیا می‌گردد. با این تفاوت که دولومیت‌ها در عمق در قالب مدل دولومیتی شدن تدفینی (Burial model) تشکیل می‌شوند. دولومیت‌های تشکیل شده در مدل تدفینی ویژگی‌های بافتی، ژئوشیمیایی و کاتدولومینسانسی خاص خود را دارند که آنها را از سایر نوع دولومیت‌ها متمایز می‌کند. در این میان دولومیت‌های تشکیل شده در مراحل قبل از تدفین نیز با ورود به این محیط دیاژنزی دچار تغییراتی می‌شوند که این تغییرات ناشی افزایش عمق و دما می‌باشد.

#### ۱-۳-۳ اثر کنترل کننده عمق تدفین بر اندازه بلورهای دولومیت:

کراس پلات اندازه بلورهای دولومیت در برابر عمق برای تمامی انواع دولومیت‌های شناسایی شده سازند آسماری در میدان نفتی شادگان نشان می‌دهد که اندازه بلورها با افزایش عمق افزایش می‌یابد (شکل ۶). همانطور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود در ۲۰۰ متر فوقانی سازند آسماری اندازه بلورهای دولومیت غالبا کمتر از ۲۰ میکرون می‌باشد. در ۱۰۰ متر میانی سازند آسماری اندازه بلورهای دولومیت عموما بین ۲۰ تا ۴۰ میکرون می‌باشد. در نهایت در ۱۰۰ متر انتهایی سازند آسماری اندازه بلورهای دولومیت منحصرا بین ۴۰ تا ۸۰ میکرون می‌باشد. بنابراین می‌توان سه عمق کلیدی برای تغییر اندازه بلورهای دولومیت در حین تدفین در میدان شادگان در نظر گرفت. افزایش اندازه بلورها با افزایش عمق به دلایل زیر می‌باشد: (۱) محدود شدن دولومیت‌های ریزبلور به بخش‌های بالایی سازند آسماری (با در نظر گرفتن روند کم عمق شوندگی رو به بالا از نهشته‌های رمپ بیرونی در قسمت‌های پایینی به نهشته‌های رمپ داخلی در قسمت‌های میانی و بالایی سازند آسماری) (Omidpour et al., 2021)، جایی که دولومیتی شدن در دماهای نزدیک سطح صورت گرفته است. (۲) در اعماق تدفین بیشتر و دماهای بالاتر، دولومیت‌های تشکیل شده نسبتا درشت بلور هستند، همچنین در چنین اعماقی دولومیت‌های ریزبلور تشکیل شده در اعماق

کمر کمتر ممکن است دچار تبلور مجدد شوند و تشکیل دولومیت‌های درشت بلورتر را بدهند. (۳) دولومیت‌های زین اسبی با بلورهای درشت‌تر در بخش‌های پایینی توالی رسوبی سازند آسماری تشکیل شده‌اند.



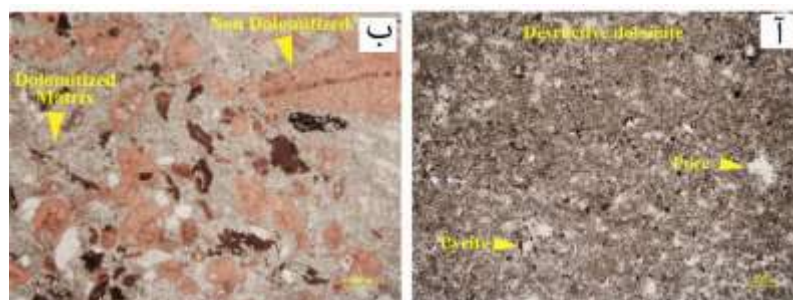
شکل ۶: کراس پلات اندازه بلورهای دولومیت در برابر عمق تدفین. همانطور که در شکل دیده می‌شود رابطه مستقیمی بین عمق تدفین با اندازه بلورها وجود دارد بطوریکه با افزایش عمق تدفین اندازه بلورهای دولومیت بزرگتر و با کاهش عمق تدفین کوچکتر می‌شوند.

### ۳-۳-۲ اثر کنترل کننده عمق تدفین بر فابریک‌های دولومیت:

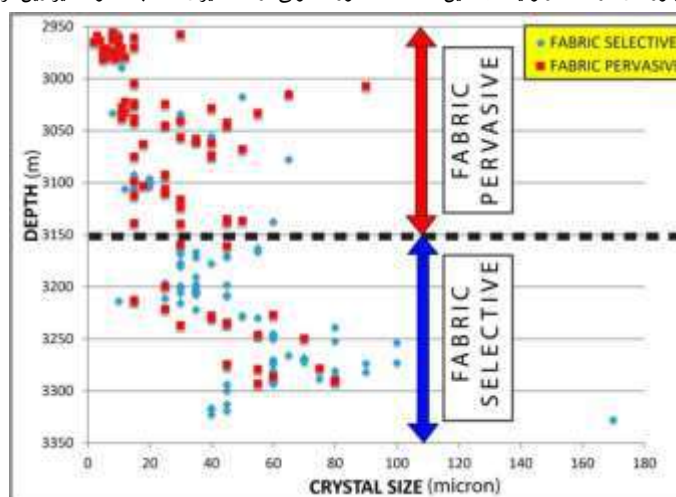
کراس پلات اندازه بلورهای دولومیت در برابر عمق تدفین برای دولومیت‌های با فابریک فراگیر (شکل ۷-آ) و دولومیت‌های انتخاب کننده فابریک (شکل ۷-ب) نشان می‌دهد که دولومیت‌های با فابریک فراگیر بطور کلی در بخش‌های بالایی سازند آسماری تشکیل شده‌اند (شکل ۸). در این اینتروال، رخساره‌های گل غالب سوپراتایدال، اینترتایدال و لاگون محصور تحت تاثیر دولومیتی شدن اولیه فراگیر قرار گرفته‌اند. با این وجود، شکل ۸ نشان می‌دهد که دولومیتی شدن به صورت انتخاب کننده فابریک در رخساره‌های رمپ میانی تا بیرونی با میزان گل کمتر در اعماق بیشتر در قسمت‌های پایینی سازند آسماری رخ داده است. این تغییرات فابریک به دلیل حجم بالاتر سیالات دولومیت‌ساز و دولومیتی شدن به صورت فراگیر در بخش بالایی سازند آسماری است. برعکس، بخش‌های پایینی سازند آسماری عمدتاً متشکل از سنگ‌های آهکی حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مانند روتالیا ونوتی (*Rotalia viennoti*)، لپیدوسیکلینا (*Lepidocyclina* sp.) و اپرکولینا (*Operculina* sp.) می‌باشند که به دلیل ترکیب کانی‌شناسی پایدار کلسیت کم منیزیم براحتی با دولومیت جایگزین نشده‌اند. در نتیجه دولومیتی شدن عمدتاً به صورت انتخاب کننده فابریک در ماتریکس گلی با ترکیب آراگونیتی رخ داده است، در حالیکه بایوکلست‌ها به دلیل ترکیب کانی‌شناسی اولیه پایدار تحت تاثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار نگرفته‌اند (Adabi, 2009).

شکل ۱۰ کراس پلات اندازه بلورهای دولومیت حفظ کننده فابریک (شکل ۹-آ) و مخرب فابریک (شکل ۹-ب) در برابر عمق را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل ۱۰ نشان داده شده، دولومیت حفظ کننده فابریک عمدتاً در نیمه بالایی توالی آسماری تشکیل شده، درحالیکه دولومیتی شدن با فابریک مخرب تحت تاثیر عمق تدفین قرار نگرفته و این فابریک در تمامی اعماق در توالی مورد مطالعه تشکیل شده است. بنظر می‌رسد که دولومیت‌های دانه ریز تشکیل شده در اعماق تدفین کمتر به صورت حفظ کننده فابریک، در مراحل بعدی تدفین و با افزایش عمق به دولومیت‌های درشت بلورتر نومورف می‌شوند. لذا بتدریج فابریک حفظ کننده جای خود را به فابریک مخرب می‌دهد (شکل ۱۰).

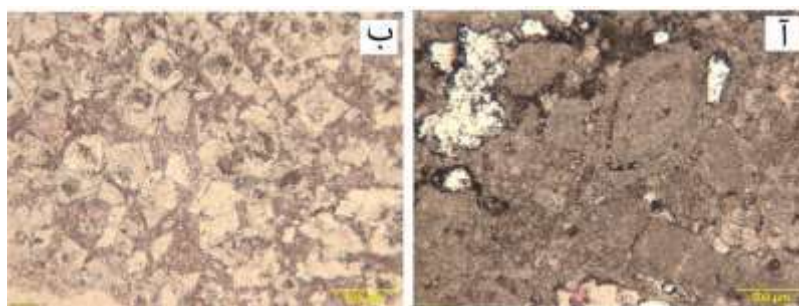




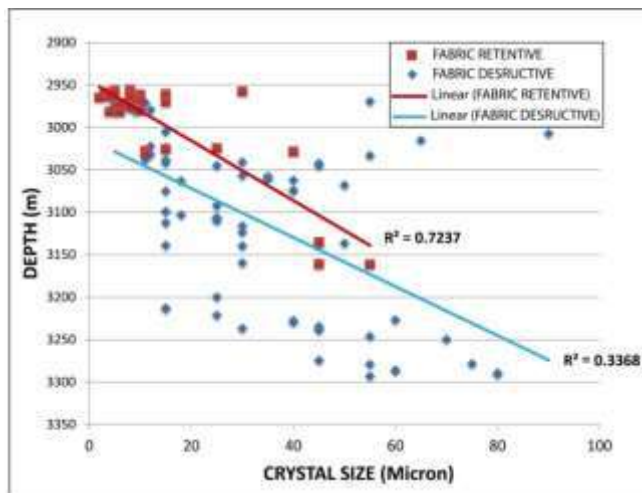
شکل ۷: آ) دولومیت مخرب فابریک که تمام فابریک اولیه سنگ را از بین برده است (نور معمولی)؛ ب) دولومیتی شدن انتخابی که فقط ماتریکس دانه ریز دولومیتی شده است. ؛ ب) رخساره دور از ساحل که با بلورهای درشت دولومیت جاننشین شده است (نور معمولی، رنگ آمیزی شده با محلول آلیزارین قرمز).



شکل ۸: کراس پلات اندازه بلورهای دولومیت در برابر عمق تدفین برای دولومیت‌ها با فابریک‌های مختلف. همانطور که در تصویر دیده می‌شود فابریک فراگیر عمدتاً در اعماق کمتر و نیمه فوقانی سازند مشاهد می‌شود در حالیکه فابریک انتخاب کننده فابریک غالباً در نیمه تحتانی سازند مشاهده می‌شود.



شکل ۹: آ) تصویر دولومیتی شدن حفظ کننده فابریک که در آن بلورهای ریز دولومیت ساختار اولیه آلوکمه‌ها را حفظ کرده و از آن تبعیت می‌کند. (نور معمولی، رنگ آمیزی شده با محلول آلیزارین قرمز)؛ ب) تصویر دولومیتی شدن مخرب فابریک که در آن بلورهای درشت دولومیت بافت اولیه آلوکمه‌ها و نیز زمینه را قطع کرده و از بین برده‌اند. در این حالت اثری از بافت اولیه باقی نمی‌ماند. (نور معمولی، رنگ آمیزی شده با محلول آلیزارین قرمز).



شکل ۱۰: کراس پلات اندازه بلورهای دولومیت (بر حسب میکرون) در برابر عمق برای فابریکهای حفظ کننده و فابریکهای مخرب در توالی رسوبی سازند آسماری. تمرکز زیاد دولومیت های حفظ کننده فابریک در بخش بالایی سازند آسماری قابل توجه می باشد.

#### ۴- نتیجه گیری

توزیع دولومیت در طول توالی الیگوسن-میوسن آسماری در میدان نفتی شادگان یکنواخت و تصادفی نیست. همه ۱۲ مجموعه رخساره‌ای به طور متغیر تحت تاثیر دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند ولی شدت دولومیتی شدن و سائز بلورهای دولومیت در آنها متغیر است. مجموعه رخساره‌های رمپ داخلی بیشتر دولومیتی شده‌اند و عموماً ریزبلور هستند در حالیکه مجموعه رخساره‌های رمپ میانی و بیرونی، به طور متوسط تا کم دولومیتی شده‌اند در عوض دولومیت های آنها درشت بلورتر می‌باشد. بنابراین نوع رخساره‌ها یک عامل کنترلی در شدت دولومیتی شدن و اندازه بلورهای دولومیت دارد. عمق تدفین عامل کنترلی کننده دیگری است که به شدت بر روی اندازه بلورهای دولومیت و نوع فابریک دولومیتی شدن تاثیر می‌گذارد بطوریکه می‌توان بر مبنای عمق تدفین محدوده‌ی فراوانی فابریک‌های مختلف بلورهای دولومیت را تفکیک و پیش‌بینی کرد. عامل مهم دیگری که کنترل کننده نوع فابریک و شدت دولومیتی شدن در رخساره‌های مختلف است را می‌توان به تغییرات نسبی سطح آب دریا نسبت داد. بطوریکه توزیع چینه‌شناسی این مجموعه‌های رخساره‌ای ثابت می‌کند که درصد دولومیت بیشتری در نزدیکی مرز سکانسی و همچنین در نهشته‌های HST تشکیل شده است و برعکس درصد دولومیت کمتری در نزدیکی سطوح Mfs تشکیل شده است. علاوه بر این تمرکز بلورهای ریز دولومیت در نزدیکی مرزهای سکانسی و تمرکز بلورهای درشت در نزدیکی سطوح Mfs می‌باشد.

#### ۵- تقدیر و تشکر

از جناب آقای دکتر سید رضا موسوی حرمی، دکتر اسدالله محبوبی، مهندس شهرام تقوی پور و خانم مهندس مهری عربی‌نژاد کمال تشکر را دارم.

#### ۶- مراجع

- Aqrabi, A.A.M., Keramati, M., Ehrenberg, S.N., Pickard, N., Moallemi, A., Svana, T., Darke, G., Dickson, J.A.D., Oxtoby, N.H., 2006. The origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology* 29(4), 381-402.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79, 3-57.
- Chen, Y.J., Pirajno, F., Sui, Y.H., 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver-lead deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver-dominated deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita* 39, 560-575.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Research* 36(2), 491-505.



- Dunham, R., 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of Carbonate Rocks. American Association Petroleum Geology, 121.
- Embry, A.F., Klován, J.E., 1971.** A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 19(4), 730-781.
- Flügel, E., 2010.** Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application. Second edition, 984.
- Hunt, D., Tucker, M.E., 1992.** Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology 81(1-2), 1-9.
- Nemati, M., Pezesh, H., 2005.** Spatial distribution of fractures in the Asmari formation of Iran in subsurface environment: Effect of lithology and petrophysical properties. Natural Resources Research 14 (4), 305-316.
- Omidpour, A., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Rahimpour-Bonab, H., 2021a.** Application of stable isotopes, trace elements, and spectral gamma-ray log in resolving high-frequency stratigraphic sequences of a mixed carbonate-siliciclastic reservoirs. Mar. Petrol. Geol. 125, 104854. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104854>.
- Omidpour, A., Moussavi-Harami, R., Van Loon, A.J., Mahboubi, A., Rahimpour-Bonab, H., 2021b.** Depositional environment, geochemistry and diagenetic control of the reservoir quality of the Oligo-Miocene Asmari Formation, a carbonate platform in SW Iran. Geol. Q. 65, 27. <https://doi.org/10.7306/gg.1596>.
- Omidpour, A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Rahimpour-Bonab, H., 2022.** Effects of dolomitization on porosity–Permeability distribution in depositional sequences and its effects on reservoir quality, a case from Asmari Formation, SW Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering 208, 109348.
- Sibley, D.F., Gregg, J.M., 1987.** Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Research 57(6), 967-975.

## ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی مورد استفاده برای شرب از نظر عناصر اصلی، کمیاب و آفت‌کش‌های محتمل در آبخوان عجبشیر

ناصر جبرائیلی اندریان<sup>۱\*</sup>، عطاالله ندیری<sup>۲</sup>، نفیسه امیدوار خطیبی<sup>۳</sup>، زهرا آذری اسکونی<sup>۴</sup>؛

۱. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

n.jabraili@tabrizu.ac.ir

۲. استاد هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

nadiri@tabrizu.ac.ir

۳. دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

nafisehomidvar7770@gmail.com

۴. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی زیست محیطی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

[zahraazari98@ms.tabrizu.ac.ir](mailto:zahraazari98@ms.tabrizu.ac.ir)

### چکیده

باتوجه به اهمیت آب شرب در زندگی انسان‌ها، آبخوان‌ها به عنوان اصلی‌ترین منابع آب شرب به حساب می‌آیند از این‌رو خصوصیات کیفی مربوط به دشت‌ها را مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌دهیم. هدف از مطالعه حاضر، بررسی کیفیت آب‌های زیرزمینی استفاده‌شده برای شرب در دشت عجبشیر با شاخص GQI با استفاده از نرم افزار ArcGIS است. محدوده مطالعاتی دشت عجبشیر یکی از آبخوان‌های استان آذربایجان شرقی است که جزو حوضه آبریز دریاچه ارومیه می‌باشد. در این پژوهش، شاخص کیفیت آب شرب بر اساس مؤسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران تعیین شده‌است. مقدار شاخص کیفی بر اساس استاندارد آب شرب ایران طبق محاسبات انجام گرفته برای منطقه مورد مطالعه بین ۶۴/۸ تا ۸۱ متغیر بوده و نمایان‌گر این است که میزان کیفیت آب این منطقه بر اساس استاندارد آب آشامیدنی در حد متوسط تا قابل قبول بوده و آب آبخوان در قسمت شمال شرقی دشت کیفیت بهتری داشته و به سمت شورزارهای حاشیه دریاچه ارومیه کیفیت کاهش پیدا می‌کند.

واژه‌های کلیدی: شاخص GQI؛ آبخوان عجبشیر؛ عناصر کمیاب؛ آفت‌کش

## Investigating The Quality of Groundwater Used for Drinking in Terms of Major Elements, Trace Elements and Pesticides in Ajabshir Aquifer

### Abstract

Considering the importance of drinking water in human life, aquifers are considered as the main sources of drinking water, therefore we analyze the quality characteristics of aquifers. The purpose of this study is to investigate the quality of groundwater used for drinking in AjabShir plain with GQI index using ArcGIS software. The study area of AjabShir plain is one of the aquifers of East Azerbaijan province, which is part of the catchment area of Lake Urmia. In this research, the drinking water quality index has been determined based on the standards and industrial research institute of Iran. The value of the quality index based on the drinking water standard of Iran for the studied area varied between 64.8 and 81, which means that the water quality of this area is moderate to acceptable and in the northeastern part of the plain, the quality is relatively high, and the quality decreases towards Lake Urmia.

**Key words:** GQI Index, Ajabshir Aquifer, Trace Elements, Pesticide.

### ۱- مقدمه

کیفیت آب همواره یکی از چالش‌های مهم مدیران و تصمیم‌گیرندگان در مدیریت جامع منابع آب است. برای استفاده از آب‌های زیرزمینی جهت شرب، بررسی تناسب کیفی این منابع اهمیت دارد. منابع آب زیرزمینی در ایران و بسیاری از کشورهای با آب و هوای مشابه جزو مهمترین منابع مورد استفاده در کشاورزی و شرب محسوب می‌شود. ضمن اینکه خطر آلودگی کمتر این منابع نسبت به دیگر روش‌های استحصال آب، باعث شده که حتی در مناطقی که کمبودی از لحاظ آب سطحی احساس نمی‌شود نیز استفاده از این منابع رونق داشته باشد. از طرفی کیفیت آب‌های زیرزمینی همچون آب سطحی دائماً در حال تغییر است. آب همواره مقادیری املاح، مواد معلق و گازهای محلول همراه خود دارد. وجود

برخی از املاح در آب برای سلامتی انسان ضروری است ولی مقدار بیش از مجاز آن‌ها سلامتی انسان را به خطر می‌اندازد (دیندارلو و همکاران، ۱۳۸۸). غلظت یون‌های اصلی یکی از شاخص‌های کیفی مهم آب زیرزمینی است که حد مجاز غلظت این یون‌ها در آب آشامیدنی توسط سازمان‌های مختلفی از جمله سازمان بهداشت جهانی و مؤسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران در قالب جدول‌های استاندارد و نیز در دیاگرام شولر مشخص شده‌است. از روش‌های متداول ارزیابی کیفی آب برای مصارف شرب مقایسه نمونه‌های آب هر منطقه با معیارهای یادشده است. مقایسه با جدول‌های استاندارد و دیاگرام شولر امکان بررسی کیفیت آب را در یک نقطه خاص از منطقه مورد نظر ارائه می‌دهند ولی روشی که کیفیت آب از لحاظ شرب را به صورت مکانی و با در نظر گرفتن غلظت همه یون‌های اصلی در کل منطقه نشان دهد نتایج بهتری خواهد داشت. تحقیقات متعددی در زمینه پایش کیفیت منابع آب به صورت مکانی هم در ایران و هم در دنیا صورت گرفته‌است. براون و همکاران (۱۹۷۰) شاخص کیفی آب (WQI) را بیان کردند. باکمن و همکاران (۱۹۹۸)، شاخصی برای ارزیابی و نقشه‌برداری درجه آلودگی آب زیرزمینی و آزمایش کاربرد آن در جنوب غرب فنلاند و مرکز اسلواکی ارائه کردند. ستیگر و همکاران (۲۰۰۶) کاربرد شاخص کیفیت آب زیرزمینی به عنوان ابزار ارزیابی در سیاست‌های کشاورزی-محیطی را بررسی کردند. ایشان با هدف مدیریت تأثیر توأم کشاورزی روی پارامترهای کلیدی شیمی و قابلیت شرب آب زیرزمینی با روش تحلیل عاملی به بررسی کیفیت آب زیرزمینی در پرتغال پرداختند. خسروی و همکاران (۲۰۱۶) به مطالعه تغییرات مکانی کیفیت آب زیرزمینی دشت یزد-اردکان با استفاده از GQI پرداختند. نتیجه نشان داد سه پارامتر مواد جامد محلول، سدیم و کلر با داشتن بیشترین ضریب رتبه‌بندی به ترتیب دارای بیشترین تأثیر در مقدار شاخص GQI و در نتیجه کیفیت آب زیرزمینی هستند. همچنین روند شاخص GQI در منطقه مورد مطالعه نزولی است و کاربری اراضی نقش بسیار زیادی در کاهش میزان کیفیت آب‌های زیرزمینی دشت یزد-اردکان دارد. پارسایی و همکاران (۲۰۲۰) مطالعه‌ای جهت بررسی تغییرات مکانی کیفیت آب زیرزمینی از نظر شرب و کشاورزی در دشت قروه در استان کردستان با استفاده از داده‌های سالانه ۱۳۸۸ تا ۱۳۹۳ انجام دادند. نتایج به دست آمده در مورد کیفیت آب‌های زیرزمینی از نظر شرب و کشاورزی نشان داد که مساحت مناطق دارای کلاس‌های مناسب‌تر در حال کاهش و مساحت مناطق دارای کلاس‌های نامناسب‌تر در حال افزایش است. دشتی و همکاران (۱۳۹۳)، کیفیت آب زیرزمینی در آبخوان لجنانات را با استفاده از این شاخص مورد ارزیابی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که در امتداد زاینده رود به دلیل وجود شالیزارها کیفیت آب زیرزمینی به کمترین حد خود می‌رسد. جوکار و همکاران (۱۳۹۰) نیز با استفاده از GQI به ارزیابی کیفیت منابع آب زیرزمینی آلودشت پرداختند و به این نتیجه رسیدند که آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه از نظر استاندارد‌های آب آشامیدنی در رده‌ی کیفیت متوسط تا خوب قرار می‌گیرند. ندیری و همکاران در سال ۱۴۰۰ با انجام پژوهشی، شاخص کیفیت آب زیرزمینی (GQI) را با الگوریتم ژنتیک، منطق فازی و فازی گاما ترکیب کرده و کیفیت آب شرب در آبخوان شمال شرقی بیجار را تعیین کردند. بر اساس صحت‌سنجی روش GQI-FL-GA با ضریب همبستگی ۰/۸۹ و مجذور مربعات خطای ۰/۰۱ بهترین روش جهت تعیین شاخص کیفی آب زیرزمینی منطقه انتخاب گردید. جبرائیلی اندریان و همکاران (۱۴۰۲) در مطالعه‌ای با عنوان "تعیین شاخص کیفیت آب زیرزمینی و مقایسه آن با نتایج ریسک سرطان زایی و غیرسرطان‌زایی" ارتباط کیفیت آب شرب با بیماری‌های سرطانی و غیر سرطانی بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که در مناطقی که کیفیت آب شرب پایین است شیوع انواع بیماری‌های مرتبط با آب نیز بیشتر است.

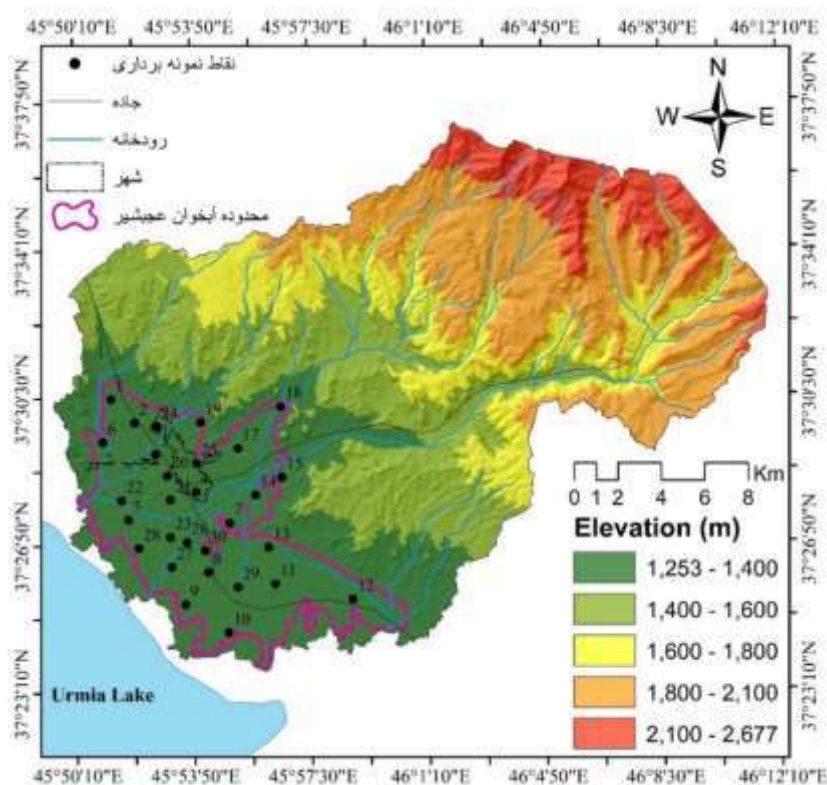
هدف از این مطالعه بررسی کیفیت آب زیرزمینی برای مصرف شرب با استفاده از شاخص GQI آبخوان دشت عجبشیر است. به دلیل اهمیت مسائل بهداشتی مرتبط با سلامت انسان و با توجه به اینکه تاکنون مطالعه‌ای جامعی در رابطه با عناصر اصلی و کمیاب و آفت‌کش‌های موجود در آب شرب محدوده مورد مطالعه انجام نگرفته است لذا در این پژوهش غلظت این عناصر در آب آشامیدنی آبخوان دشت عجبشیر با استاندارد ملی ۱۰۵۳ ایران (ISRI) مقایسه شده و براین اساس کیفیت آب شرب منطقه مطالعاتی تعیین شده است. در این پژوهش علاوه بر عناصر اصلی و کمیاب موجود در آب زیرزمینی دو نوع آفت کش ایمیداکلوپراید و کلرپریفوس نیز آنالیز شده است که در مطالعات قبلی تاکنون احتمال وجود آفت کش در آب زیرزمینی دشت عجبشیر بررسی نشده است.

## ۲- محدوده مطالعاتی دشت عجبشیر

### ۲-۱- موقعیت جغرافیایی

دشت عجبشیر جزو حوضه آبریز دریاچه ارومیه می‌باشد. منطقه مورد مطالعه از غرب و جنوب غرب به دریاچه ارومیه و از شمال به حوضه آبریز آذرشهر و شیرامین و از جنوب و شرق به حوضه آبریز صوفی‌چای و قبی‌چای محدود می‌گردد. تنها رودخانه این حوضه، رودخانه فصلی قلعه‌چای می‌باشد که از دامنه‌های سهند سرچشمه گرفته پس از آبیاری اراضی روستاهای هرگلان، ینگجه، تجرق، صومعه، زاویه، گنبد، ولنجق،

خانیان، شیشوان و شهر عجب شیر در مسیر خود و در فصول پر آبی به دریاچه ارومیه می پیوندند. نقشه پایه حوضه آبریز آبخوان دشت عجب شیر به همراه نقاط نمونه برداری در **Error! Reference source not found.** نشان داده شده است.

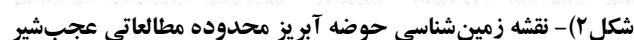


شکل ۱- نقشه پایه حوضه آبریز محدوده مطالعاتی عجبشیر و نقاط نمونه برداری

## ۲-۲- زمین شناسی

توسعه رسوبات و لایه های پالئوزوئیک در محدوده مورد مطالعه و نواحی جنوب شرقی آن در اطراف مراغه نشان می دهد که حوضه رسوبی البرز به طور غالب در این محدوده حکم فرما بوده است و افزایش عمق دریا در اوایل کرتاسه و تشکیل رسوبات سیلتی و ماسه ای فلیش های کرتاسه گویای ارتباط دریای عمیق فوق با دریا های عمیق کرتاسه حوضه زاگرس و به خصوص ناحیه لرستان و کرمانشاه می باشد، رخنمون های آهکی مربوط به سازند قم که در غرب منطقه مورد نظر دیده می شوند (شکل).





## FBI



### ۳-۱ روش کار

#### مرحله اول: تهیه نقشه‌های رستری هریک از پارامترهای اثرگذار در ارزیابی

در این مرحله با استفاده از نرم افزار GIS مناسب‌ترین روش درون‌یابی برای داده‌های مذکور که در اکثر موارد روش کریجینگ و در بعضی موارد روش عکس مجذور فاصله (IDW) تشخیص داده شد، جهت تهیه نقشه‌های رستری مورد استفاده قرار گرفت. سپس با استفاده از الحاقیه Geostatistical Analyst در نرم‌افزار ArcGIS نقشه‌های مربوط به هشت پارامتر شیمیایی از داده‌های مورد استفاده با تکنیک Kriging و IDW درون‌یابی گردیده و نقشه رستری مربوط به غلظت هر پارامتر تهیه گردید.

مرحله دوم: تهیه نقشه‌های هم‌مقیاس

در این مرحله جهت هم‌مقیاس شدن و هم‌معیار شدن داده‌های متفاوت هریک از پارامترها، با استفاده از رابطه غلظت هر پیکسل ( $X'$ ) از نقشه‌های رستری مرحله قبل با مقدار استاندارد ISRI برای هر پارامتر ( $X$ )، ارتباط برقرار گردید.

$$C = \frac{X' - X}{X' + X} \quad \text{رابطه ۱}$$

نتیجه این یکسان‌سازی مقیاس‌ها تولید ۸ نقشه جدید می‌باشد که ارزش پیکسل‌های آن‌ها بین (۱-) و (۱) تغییر می‌کنند.

مرحله سوم: تهیه نقشه‌های رتبه‌بندی

در این مرحله غلظت‌ها در نقشه‌های فوق بین (۱) و (۱۰) درجه‌بندی می‌شوند تا نقشه رتبه‌بندی مرحله شده (Rank Map) هر پارامتر به‌دست آید. به‌این ترتیب مقدار (۱-) در نقشه تولید شده در مرحله قبل به (۱) و مقدار (۱۰) به (۵) (و مقدار (۱) به (۱۰) در نقشه رتبه‌بندی شده تغییر می‌یابند. در این نقشه‌ها رتبه (۱) نشانگر کیفیت خوب آب زیرزمینی و رتبه (۱۰) بیانگر کیفیت بسیار بد آب زیرزمینی می‌باشد. جهت تبدیل واحد هر پیکسل نقشه قبلی ( $C$ ) به مقدار جدید ( $r$ ) از رابطه ۱-۰ که یک تابع چندجمله‌ای می‌باشد، استفاده می‌شود.

$$r = (0.5 \times C^2) + (4.5 \times C) + 5 \quad \text{رابطه ۱-۰}$$

#### مرحله چهارم: تهیه نقشه GQI

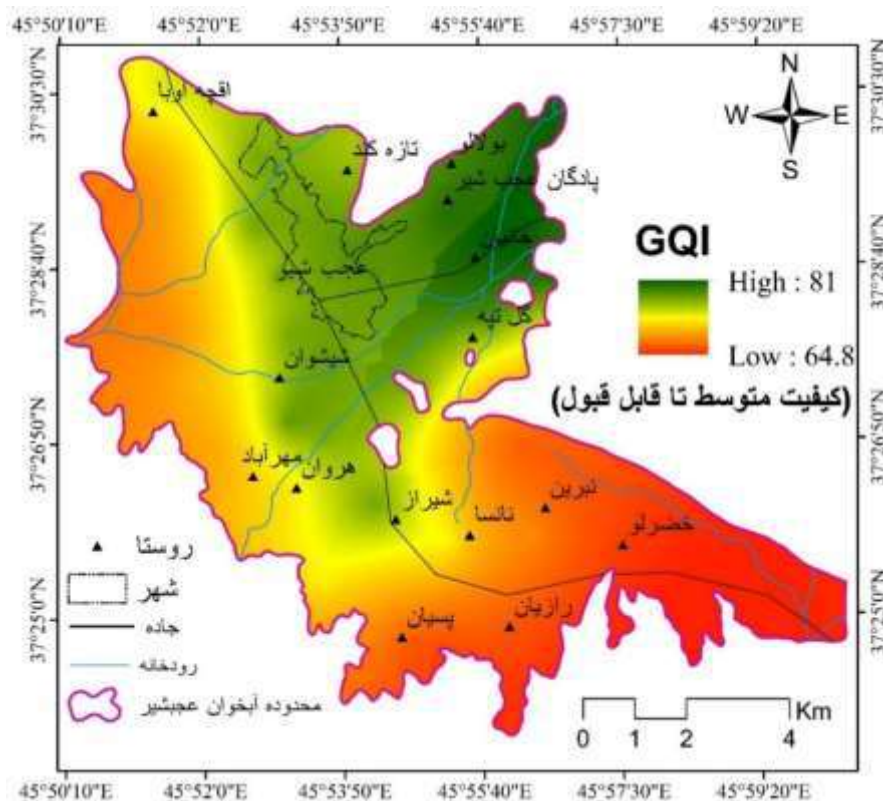
نقشه‌های رتبه‌بندی شده، وضعیت آبخوان را نسبت به هریک از این پارامترها نشان می‌دهند لذا به‌منظور ایجاد یک نقشه که نمایانگر تمام ۸ پارامتر شیمیایی باشد وضعیت کلی کیفیت آب را در مقایسه با استاندارد آب شرب ایران ارائه نماید از شاخص کیفیت آب زیرزمینی (GQI) استفاده شده و لایه‌های مربوط به پارامترها توسط رابطه ۲ با یکدیگر تلفیق گردیده‌اند.

$$GQI = 100 - \frac{r_1w_1 + r_2w_2 + \dots + r_nw_n}{n} \quad \text{رابطه ۲}$$

در این رابطه،  $r$  رتبه هر پیکسل از نقشه‌های رتبه‌بندی شده و  $w$  وزن نسبی هر یک از پارامترها می‌باشد که برابر با مقدار میانگین کل پیکسل‌های نقشه رتبه‌بندی شده مربوطه می‌باشد. برای محاسبه GQI در واقع از پارامترهای مختلف میانگین وزنی گرفته می‌شود که پارامترها با مقدار بیشتر (تفاوت بیشتر با مقدار استاندارد) دارای وزن نسبی و در نتیجه تأثیرگذاری بیشتری می‌باشند. به این دلیل که مقدار سمی بودن عناصر مختلف برای انسان متفاوت است، ذکر این نکته مهم است که در شرایطی استفاده از میانگین برای همه پارامترها صحیح می‌باشد که مقدار سمی و خطرناک بودن آن‌ها برای انسان تقریباً به یک اندازه باشد و اگر یک یا چند عنصر، سمی‌تر از دیگر عناصر باشند، فرمول بایستی کالیبره شده و ضرایب تغییر کنند (Babiker et al., 2007). مقادیر بالای شاخص کیفی نشان‌دهنده کیفیت خوب آب و مقادیر پایین، نشان‌دهنده کیفیت بد آب می‌باشد.

### ۴- بحث و نتایج

با توجه به شکل ۳ مقدار شاخص کیفی بر اساس استاندارد آب شرب ایران طبق محاسبات انجام گرفته برای منطقه مورد مطالعه بین ۶۴/۸ تا ۸۱ متغیر بوده و نمایان گر این است که میزان کیفیت آب این منطقه بر اساس استاندارد آب آشامیدنی در حد متوسط تا قابل قبول بوده و آب آبخوان در قسمت شمال شرقی که ورودی دشت است کیفیت نسبتاً بهتری دارد و به سمت قسمت‌های خروجی و نزدیک دریاچه کیفیت کاهش پیدا می‌کند. کاهش کیفیت آب زیرزمینی در منطقه علاوه بر تأثیر سازندهای زمین شناسی می‌تواند ناشی از ازدیاد برداشت و جایگزینی با آب شور نیز باشد.



شکل ۳- نقشه شاخص کیفی آب زیرزمینی GQI آبخوان عجشیر بر اساس استاندارد آب شرب ایران

## ۵- نتیجه گیری

در این پژوهش سعی بر آن شد که با استفاده از نتایج آنالیز برای عناصر اصلی، کمیاب به همراه برخی پارامترهای شیمیایی و دو نوع آفت کش، با استفاده از شاخص GQI به ارزیابی کیفیت آب شرب محدوده آبخوان عجشیر پرداخته شود. نتایج گویای این واقعیت است که در منطقه مطالعاتی کیفیت آب زیرزمینی برای شرب در حد متوسط تا قابل قبول بوده و کیفیت آب زیرزمینی در قسمت شمال شرقی آبخوان شامل شهر عجشیر و آبادی هایی مانند گل تپه، خانیان، بولالو و تازه کند بهتر از آبادی های نزدیک شورزارها و دریاچه مانند آبادی های خضرلو، نبرین، رازیان، پسپان است.

## ۶- منابع

- جبراییلی اندریان، ن.، ندیری، ع.، طاهری زنگی، ص.، صدقی، ز.، ۱۴۰۲. تعیین شاخص کیفیت آب زیرزمینی و مقایسه آن با نتایج ریسک سرطان زایی و غیرسرطانزایی، مجله مدیریت آب و آبیاری، 13(2)، 369-384. [magiran.com/p2595900](http://magiran.com/p2595900)
- جوکار، ک.، کلاتری، ن.، رحیمی، م. ح.، رحمانی، غ.، جوکار، الف.، ۱۳۹۰. ارزیابی کیفیت شرب آبخوان آهودشت با استفاده از GQI. چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران.
- دشتی برمکی، م.، صابری نصر، الق.، ۱۳۹۳. ارزیابی شاخص میفیت آب زیرزمینی (GQI) در آبخوان لنجانان با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی، نشریه زمین شناسی مهندسی، جلد هشتم، شماره ۲.
- دیندارلو، ک.، علیپور، و. و ق. فرشیدفر. ۱۳۸۸. کیفیت شیمیایی آب شرب بندرعباس، مجله بهداشت هرمزگان، 57-62، 1، 10.
- ندیری، ع.، طاهری زنگی، ص.، جبراییلی اندریان، ن.، ۱۴۰۰. پهنه بندی مکانی شاخص کیفی آبخوان شمال شرقی دشت بیجار و مقایسه ی کیفیت آب با روش های مختلف. نشریه اکوهیدرولوژی، دوره ۸، شماره ۱.



Babiker I. S, Mohamed M. A. A, Hiyama T. Assessing groundwater quality using GIS, Resources Management. 2007; 21 699–715.

Backman B., Bodis D., Lahermo P., Rapant S., Tarvainen T., "Application of a groundwater contamination index in Finland and Slovakia", Environmental Geology, 36 (1–2) (1998) 55-64. doi:10.1007/s002540050320.

Brown R. M., McClelland N. I., Deininger R. A., Tozer R., "GA water quality index: Do we dare?", Water & Sewage Works, 117 (1970) 339- 343.

Khosravi H., Heydari E., Zehtabian G., and Bazrafshan J. 2016. Analysis of spatial and temporal trends of groundwater index (GRI) (Case study: Yazd-Ardakan plain) 22(4): 711-720. (In Persian)

Parsaie F., Mahmoodi M.A., and Egdernezhad A. 2020. Assessment of Groundwater Quality for Drinking and Agriculture in Qorveh Plain. Wetland Ecobiology. 2021; 12(1). (In Persian with English abstract)

Stigter T.Y., Ribeiro L., Carvalho Dill A. M. M., "Application of a groundwater quality index as an assessment and communication tool in agro-environmental policies-Two Portuguese case studies", Journal of Hydrology, 327 (2006) 578-591

## کانی سازی و ژئوشیمی باریت در محدوده قپی باباعلی، شمال شرق مهاباد، شمال غرب ایران

سیما خلیفه زاده<sup>۱</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، یوسف رحیم سوری<sup>۳</sup>

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه ارومیه

sima.khalifezadeh96@gmail.com

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

a.abedini@urmia.ac.ir

۳- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

y.rahimsouri@urmia.ac.ir

### چکیده

کانسار باریت قپی باباعلی در فاصله ۲۲ کیلومتری شمال شرق شهر مهاباد، استان آذربایجان غربی واقع است. سنگ میزبان کانی سازی باریت در این محدوده عموماً توف ریولیتی متعلق به سازند مهاباد (منتسب به پروتروزوئیک پسین) می باشد. مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک چهار فرم از باریت را نشان داده است. وجود بی هنجاری مثبت Eu بیانگر شرایط احیایی سیالات گرمابی مسئول کانی سازی در زمان نهشت کانسنگ باریت است. مقادیر بی هنجاری های La و Ce کانسنگ های باریت قپی باباعلی هم منشأ دریایی و هم منشأ گرمابی را برای نهشته ارائه می دهند. با توجه به اطلاعات فوق به نظر می رسد که در تشکیل و توسعه باریت های محدوده قپی باباعلی هم سیالات گرمابی و هم سیالات دریایی نقش به سزایی داشته اند. تلفیق نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، شکل ذخیره معدنی و بررسی های ژئوشیمیایی نشان می دهند که تیپ کانسار باریت قپی باباعلی از نوع رگه ای گرمابی و پرکننده فضای خالی می باشد.

**واژه های کلیدی:** باریت، گرمابی، زمین شیمی، سازند مهاباد، قپی باباعلی.

### Abstract

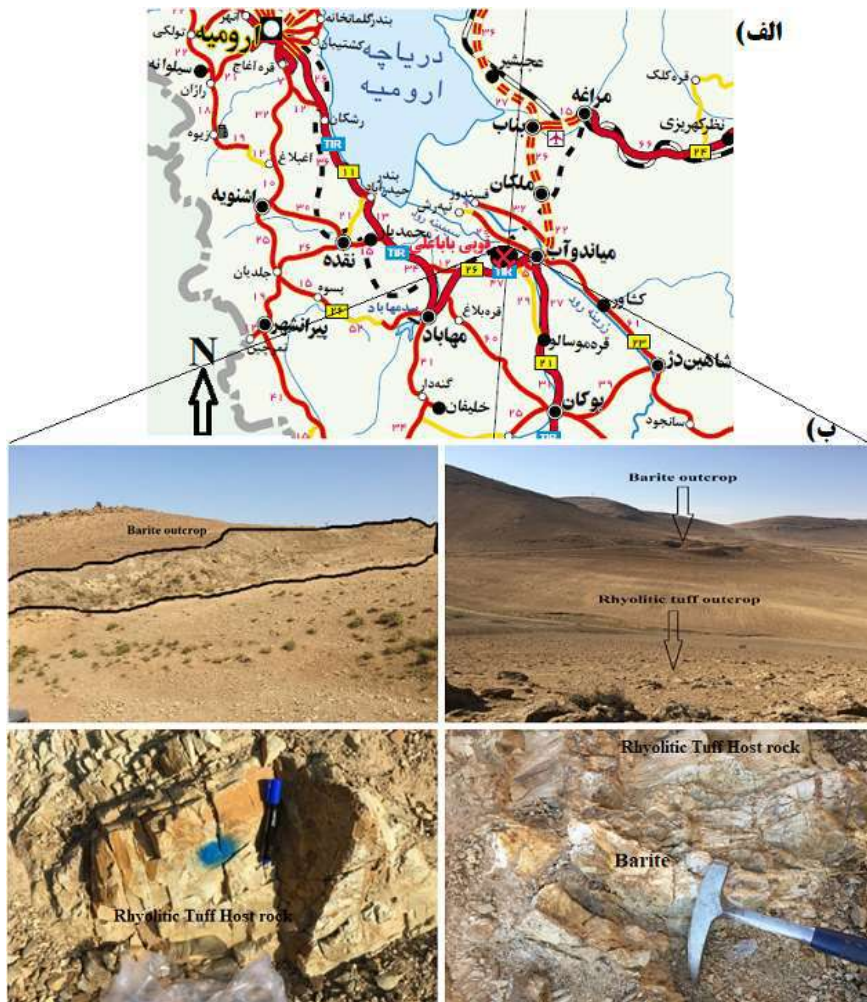
The Qupi Baba-Ali barite deposit is located 22 kilometers east of Mahabad city, West Azarbaijan province, NW Iran. The host rock of this deposit is mainly composed of rhyolitic tuff of the Mahabad Formation (Late Proterozoic). Microscopic study of thin sections has shown four forms of barite. The positive Eu anomaly values indicate that the mineral-forming fluid has a strong reductive-acidic nature and a temperature of more than 250 °C. The values of Ce and La anomalies of Qupi Baba-Ali barite ores suggest both marine and hydrothermal origin for mineral-forming fluid. According to the above information, it seems that both hydrothermal fluids and marine fluids have played a significant role in the formation and development of barites in Qupi Baba-Ali area. Combining the results obtained from the field observations, the shape of the mineral reserve and the geochemical investigations show that the type of the Qupi Baba-Ali barite deposit is hydrothermal vein-type and open space filling.

**Keywords:** Barite, Hydrothermal, Geochemistry, Mahabad Formation, Qupi Baba-Ali.

### ۱- مقدمه

محدوده کانی سازی باریت قپی باباعلی در فاصله ۲۲ کیلومتری شمال شرق شهر مهاباد در استان آذربایجان غربی واقع شده است (شکل ۱). اولین کانسار باریت در محدوده شهرستان مهاباد در سال ۱۳۷۸ شناسایی گردید. بعد از حدود دو سال، تعداد ۱۸ اندیس و کانسار باریت دیگر مورد اکتشاف قرار گرفتند (رحیم سوری، ۱۳۸۱). تا قبل از شناسایی ذخایر باریت چهارگوش مهاباد، تعداد ذخایر باریت ایران بیش از ۱۰۰ مورد گزارش شده است که به شکل های رگه ای، لایه ای و برجای مانده دیده شده اند (قربانی، ۱۳۸۱). ذخایر رگه ای عموماً ناشی از عملکرد سیالات گرمابی کانه دار می باشند (قربانی درخشی، ۱۳۹۸؛ قاسمی

سیانی و عیسی آبادی، ۱۳۹۹) و کنترل کننده های ساختاری نقش عمده ای در شکل گیری، موقعیت و هندسه این کانسارها دارد. در کانسارهای رگه ای گرمایی، کانی باریت به صورت کانی اصلی و یا به عنوان باطله، کانه های مس، سرب، روی و ... را همراهی می کند (خطی و همکاران، ۱۳۹۸).



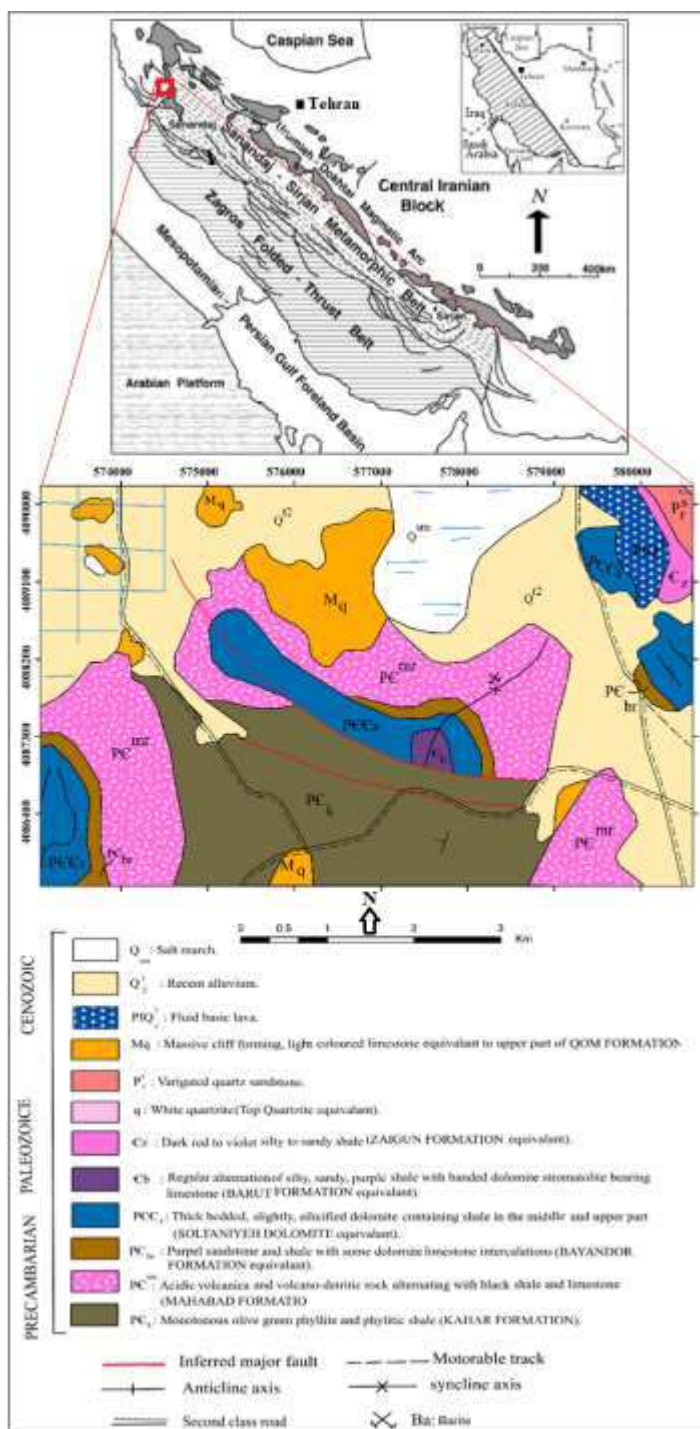
شکل ۱- الف: راه های دسترسی به محدوده معدن باریت قبی باباعلی مهاباد، ب: نمایی از زمین ریخت شناسی محدوده (دید تصویر به سمت جنوب غربی) و رخنمون ماده معدنی و سنگ درونگیر.

## ۲- بحث و بررسی

### زمین شناسی

محدوده قبی باباعلی مهاباد از نظر تقسیمات زمین شناسی ایران، در انتهای شمال غربی زون ساختاری سنندج- سیرجان (Stocklin, 1968) و جنوب زون خوی- مهاباد (نبوی، ۱۳۵۵) واقع شده است. واحدهای اصلی سنگ شناسی در این را توفها و ریولیت های سازند مهاباد به سن پروتروژوئیک پسین تشکیل می دهند که سنگ درونگیر کانی سازی باریت نیز می باشد (شکل ۲). بخش میانی توالی سازند مهاباد از یک واحد آتشفشانی اسیدی تشکیل شده است و دو

واحد شیلی مشخص در بخش بالایی و پایینی، سازند مهاباد را همراهی کرده است. این واحدهای شیل - ماسه‌ای سیاه کمرنگ با قسمت بالایی سازند کهر در البرز و کوه‌های سلطانیه قابل مقایسه می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی تقریباً ۸۰ درصد حجمی از کل سکناس را در شرق و شمال شرق مهاباد تشکیل می‌دهند.



شکل ۲- نقشه زمین شناسی محدوده باریت قبی باباعلی مهاباد (اقتباس از نقشه‌های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مهاباد و میاندوآب با اندکی تغییرات)

این سنگ‌ها عمدتاً شامل ریولیت، ایگنمیریت و توف‌های اسیدی دانه‌ریز می‌باشند که عموماً دگرگونی خفیف تا متوسطی را تحمل کرده‌اند و با اندکی تغییر شکل به متا-ریولیت و توف کریستالی تغییر یافته‌اند. این سنگ‌ها همچنین دچار دگرسانی‌های سریستی، کربناتی و هماتیته شدن شده‌اند و در نمونه‌های دستی عمدتاً به رنگ خاکستری تا سبز روشن و گاه بنفش روشن دیده می‌شوند.

## سنگ‌نگاری سنگ‌های درونگیر

سنگهای درونگیر باریت در محدوده قبی باباعلی در مقیاس صحرایی شبیه سیلستون می‌باشند ولی مطالعه سنگ‌نگاری آنها نشان داد با اینکه دارای لایه‌بندی ضعیفی هستند لیکن فاقد بافت تخریبی‌اند. بافت این سنگ‌ها بسیار ریز بلور بوده و دارای فنو کریست کمی می‌باشند. بر این اساس، این سنگ‌ها بیشتر در محدوده توف قرار می‌گیرند.

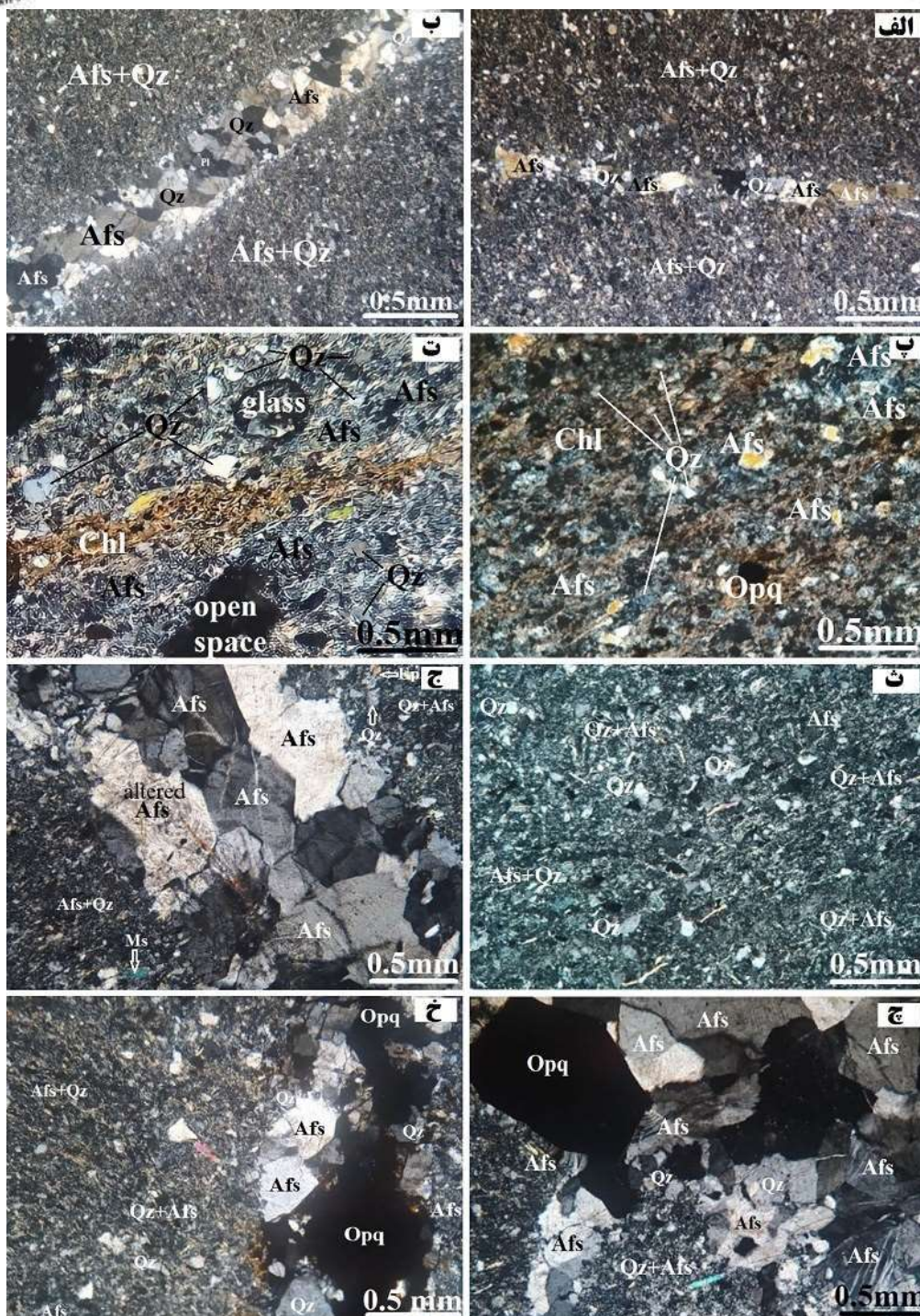
بر اساس مطالعه میکروسکوپی ۸ مقطع نازک، کانی‌های اصلی سنگ درونگیر هم در زمینه و هم به صورت فنو کریست از آلکالی فلدسپار و کوارتز تشکیل شده است (شکل ۳). کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها شامل کانی‌های اپک (عمدتاً اکسیدهای آهن، اندکی مالاکیت)، کانی‌های رسی حاصل از دگرسانی فلدسپارها، کلسیت ثانویه و مقدار بسیار جزئی پره‌نیت می‌باشند. آلکالی فلدسپارها که دارای فراوانی حجمی بین ۴۰ تا ۶۰ درصد هستند عمدتاً ساین‌دین می‌باشند. حجم اصلی سنگ را زمینه ریزبلوری از آلکالی فلدسپار و کوارتز تشکیل داده است. فنو کریست‌های آلکالی فلدسپار در مقایسه با کوارتزها عمدتاً درشت بلورتر هستند. بافت این سنگ‌ها عموماً ویتروپورفیری هستند (شکل ۳). بافت‌های برشی، جریان‌ی و میلونیتی نیز در سنگ‌های همبر در تماس با رگه‌های باریت تشخیص داده شده‌اند. در اثر دگرسانی، اغلب فلدسپارهای آلکالن سنگ درونگیر به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. فراوانی حجمی کانی کوارتز در سنگ درونگیر بین ۳۰ تا ۵۰ درصد متغیر می‌باشد. فنو کریست‌های کوارتز نیمه شکل تا شکل دار بوده و در متن سنگ به صورت بافت پراکنده دیده می‌شوند.

## کانی‌سازی باریت

بر اساس مطالعه میکروسکوپی ۶ مقطع نازک از کانسنگ باریت و بررسی روابط بافتی، ۴ فرم از کانی باریت شناسایی گردید. در فرم اول، کانی‌سازی به صورت بلورهای خود شکل کوچک، در فرم دوم به صورت بلورهای درشت نیمه شکل دار تا غیر شکل دار، در فرم سوم بصورت بلورهای بسیار ریز و بی شکل که بر اثر تبلور مجدد ناشی از تکنونیک در حواشی درشت بلورهای باریت فرم اول شکل گرفته‌اند. در فرم چهارم، باریت به صورت رگچه‌ای در درز و شکاف‌هایی که بصورت تاخیری ایجاد شده توسعه پیدا کرده است. این فرم از باریت، فرم‌های قبلی را قطع کرده است (شکل ۴). در شکل ۵ ترتیب توالی تشکیل کانی‌های تشکیل دهنده سنگ درونگیر و کانسنگ باریت قبی باباعلی مه‌آباد آورده شده است.

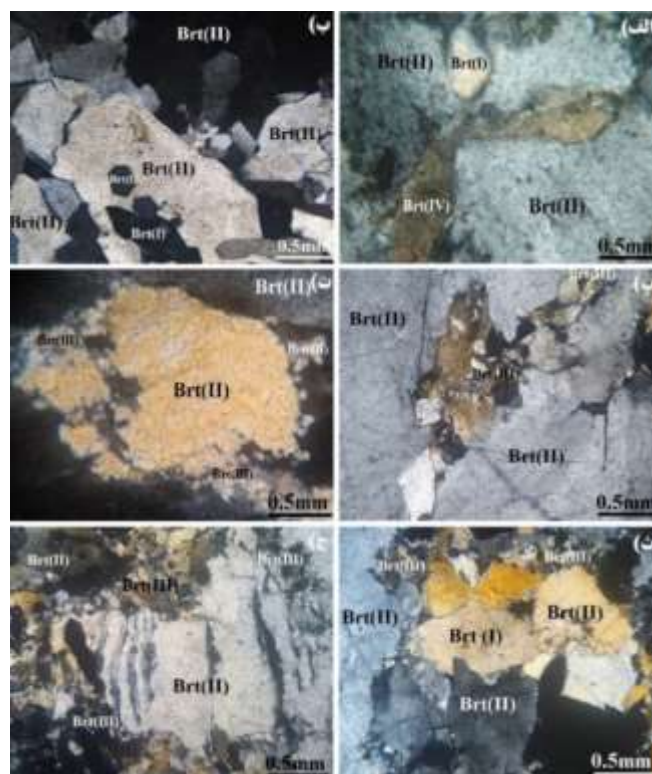
در ارتباط با نحوه کانی‌سازی باریت باید اشاره کرد که قبل از کانی‌سازی باید فضاهای خالی در سنگ درونگیر ایجاد شده باشد. فضاهای خالی عمدتاً تحت تاثیر فعالیت‌های تکنونیک ایجاد می‌شوند. با شکل‌گیری سیال کانی‌ساز، مسیر برای صعود از طریق این شکستگی‌ها و سطوح گسل (معمولاً گسل‌های پرمانند اطراف گسل‌های اصلی) به سمت بالا فراهم شده است. در نزدیکی سطح زمین با برخورد سیال گرمابی حاوی BaO (منشا گرفته از سنگ میزبان) با محیط غنی از SO<sub>3</sub> (ناشی از اکسید شدن گوگرد و H<sub>2</sub>S)، کانی باریت با تبلور در فضاهای خالی (عمدتاً سطوح گسل‌ها) به صورت رگه‌ای تشکیل شده است (رحیم سوری، ۱۳۸۱). امتداد رگه‌های باریت در محدوده قبی باباعلی از روند کلی گسل‌های فرعی محدوده تبعیت کرده است و به عبارتی، کانی‌سازی با تکنونیک ارتباط داشته است.





شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های درونگیر توف ریولیتی در وضعیت نوری XPL

Whitney and Evans (2010). نمادهای کانی‌شناسی برگرفته از (Afs: Alkali feldspars; Qz: Quartz; Opq: Opaque mineral)



شکل (۴) - تصاویر میکروسکوپی در وضعیت نوری XPL کانی‌سازی باریت (Brt: Barite) در فرم‌های مختلف.  
نماد کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans (2010)

| Mineralogy            | pre-Ore formation  | Hydrothermal |                   |      | Supergene |
|-----------------------|--------------------|--------------|-------------------|------|-----------|
|                       |                    | Early        | Middle (Main Ore) | Late |           |
| Ore Minerals          | Barite (I)         |              |                   |      |           |
|                       | Barite (II)        |              |                   |      |           |
|                       | Barite (III)       |              |                   |      |           |
|                       | Barite (IV)        |              |                   |      |           |
|                       | Hematite           |              |                   |      |           |
|                       | Limonite           |              |                   |      |           |
| Rock forming minerals | Alkali feldspar    |              |                   |      |           |
|                       | Quartz             |              |                   |      |           |
|                       | Quartz (veinlet)   |              |                   |      |           |
| Textures              | Dissiminated       |              |                   |      |           |
|                       | Brecciated         |              |                   |      |           |
|                       | Open Space filling |              |                   |      |           |
|                       | Vein-Veinlet       |              |                   |      |           |
|                       | Replacement        |              |                   |      |           |

شکل (۵) - ترتیب توالی تشکیل کانی‌های تشکیل دهنده سنگ درونگیر و کانسنگ باریت قبی باباعلی مهاباد

## ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

ده نمونه معرف از کانسنگ باریت محدوده قبی باباعلی به روش XRF مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته است. در این پژوهش فقط نتایج تجزیه شیمیایی عناصر نادر خاکی (جدول ۱) مورد تحلیل قرار گرفته است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر نادر خاکی به روش XRF کانسنگ باریت محدوده قبی باباعلی مهاباد.

| Sample | P6S2QSS | P5S4QSS | P13SS8 | P12S3QSS | P11SQSS7 | P2SQSS1 | P17QSS10 | P20S1QSS | P3QSS10 | P15SS8 |
|--------|---------|---------|--------|----------|----------|---------|----------|----------|---------|--------|
| La     | 1       | 1       | 1      | 1        | 1        | 1       | 1        | 1        | 1       | 1      |
| Ce     | 2       | 3       | 2      | 1        | 3        | 3       | 1        | 1        | 2       | 2      |
| Pr     | 0.43    | 0.51    | 0.42   | 0.33     | 0.74     | 0.33    | 0.34     | 0.37     | 0.37    | 0.35   |
| Nd     | 3.5     | 3.9     | 3.7    | 2.8      | 5.1      | 2.8     | 2.8      | 3.0      | 3.0     | 3.0    |
| Sm     | 2.20    | 2.75    | 2.69   | 2.24     | 2.30     | 2.08    | 2.07     | 2.24     | 2.46    | 2.35   |
| Eu     | 1.50    | 1.93    | 1.74   | 1.67     | 1.28     | 1.69    | 1.61     | 1.65     | 1.95    | 1.91   |
| Gd     | 0.73    | 0.68    | 1.29   | 0.16     | 1.38     | 0.12    | 0.22     | 0.18     | 0.19    | 0.46   |
| Tb     | 0.22    | 0.20    | 0.29   | 0.14     | 0.31     | 0.13    | 0.15     | 0.13     | 0.14    | 0.18   |
| Dy     | 1.06    | 0.88    | 1.50   | 0.44     | 1.66     | 0.38    | 0.52     | 0.41     | 0.50    | 0.78   |
| Ho     | 0.78    | 0.63    | 1.11   | 0.29     | 1.25     | 0.25    | 0.36     | 0.28     | 0.33    | 0.57   |
| Er     | 0.50    | 0.39    | 0.71   | 0.15     | 0.83     | 0.12    | 0.19     | 0.14     | 0.16    | 0.34   |
| Tm     | 0.10    | 0.10    | 0.10   | 0.10     | 0.10     | 0.10    | 0.10     | 0.10     | 0.10    | 0.10   |
| Yb     | 0.05    | 0.05    | 0.10   | 0.05     | 0.30     | 0.05    | 0.05     | 0.05     | 0.05    | 0.05   |
| Lu     | 0.10    | 0.10    | 0.10   | 0.10     | 0.13     | 0.10    | 0.10     | 0.10     | 0.10    | 0.10   |

نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهد که مقادیر REEs در باریت‌های مورد مطالعه از ۱۰/۵ تا ۲۰/۴ متغیر است. فراوانی عناصر نادر خاکی در باریت‌های با منشأ مختلف، متفاوت است. باریت‌های عمیق دریایی با غلظت بالای REEs مشخص می‌شوند. بطور کلی باریت‌های با منشأ عمیق دریایی دارای غلظت REEs یک تا صد برابر بیشتر از باریت‌های با منشأ غیردریایی هستند. به عبارتی دیگر، غلظت بالای REEs شاخص باریت‌های دریایی می‌باشد (Guichard et al., 1979). بررسی الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کلدريت (Taylor and McLennan, 1985)، تفریق نسبتاً ضعیف LREEs از HREEs را برای کانسنگ‌های باریت محدوده قبی باباعلی نشان داده است. برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری Eu، Ce و La از روابط زیر استفاده شده است:

$$\begin{aligned} \text{Eu/Eu}^* &= (\text{Eu Sample/Eu Chondrite}) / (\sqrt{\text{Sm Sample/Sm Chondrite}} * \text{Gd Sample/Gd Chondrite}) \\ \text{Ce/Ce}^* &= [(2(\text{Ce Sample/Ce Chondrite}) / (\text{La Sample/ La Chondrite} + \text{Pr Sample/Pr Chondrite}))] \\ \text{La/La}^* &= \text{La} / (3\text{Pr}-2\text{Nd}) \end{aligned}$$

بر اساس محاسبات انجام شده، مقادیر آنومالی Eu نمونه‌های باریت قبی باباعلی مهاباد از ۲/۵۸ تا ۱۰/۳۴ متغیر است (جدول ۲). وجود آنومالی مثبت Eu در باریت‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که آنها در شرایط احیایی و در دمای بیش از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (Fulignati et al., 1999; Parsapoor et al., 2009). بر این اساس، احتمال می‌رود سیال مسئول کانی‌سازی باریت ذخیره قبی باباعلی نیز چنین شرایطی در زمان نهشته داشته است. مقادیر کوچک‌تر از ۱ آنومالی Ce بیانگر منشأ دریایی و مقادیر بزرگ‌تر از ۱ بیانگر باریت‌های گرمابی است. مقادیر آنومالی Ce در کانسنگ‌های باریت قبی باباعلی مهاباد از ۰/۴۱ تا ۱/۲۲ (میانگین ۰/۷۲) متغیر می‌باشد (جدول ۲) که منشأ دریایی را برای نهشته باریت قبی باباعلی پیشنهاد می‌دهد. مقادیر آنومالی La در باریت‌های مورد مطالعه از ۸/۹- تا ۱/۴۷ (میانگین ۲/۷۷-) در تغییر می‌باشد (جدول ۲) که مقادیر کوچک‌تر از ۱ آنومالی La منشأ گرمابی و مقادیر بزرگ‌تر از ۱ منشأ دریایی را برای باریت‌ها نمایان می‌سازد. با توجه به اطلاعات فوق به نظر می‌رسد که در تشکیل و توسعه باریت‌های منطقه قبی



باباعلی سیالات گرمایی و دریایی نقش بسزایی داشته‌اند. پراکندگی REEs نشان می‌دهد که تغییرات دمایی همراه با pH و Eh و حضور فازهای کانیایی نقش مؤثری در تشکیل و گسترش باریت داشته‌اند.

جدول ۲)- نتایج مقادیر محاسبه شده بی‌هنجاری Eu، Ce و La نمونه های باریت محدوده قبی باباعلی مهاباد.

| Sample   | Ce/Ce <sup>+</sup> | Eu/Eu <sup>+</sup> | La/La <sup>+</sup> |
|----------|--------------------|--------------------|--------------------|
| P6S2QSS  | 0.71               | 3.62               | - 6.35             |
| P5S4QSS  | 0.97               | 4.31               | 13.80              |
| P13SS8   | 0.72               | 2.85               | - 2.25             |
| P12S3QSS | 0.41               | 8.52               | - 4.19             |
| P11SQSS7 | 0.77               | 2.20               | 1.47               |
| P2SQSS1  | 1.22               | 10.34              | - 4.19             |
| P17QSS10 | 0.40               | 7.29               | - 6.32             |
| P20S1QSS | 0.39               | 7.94               | - 8.09             |
| P3QSS10  | 0.77               | 8.72               | - 8.09             |
| P15SS8   | 0.79               | 5.61               | - 3.52             |

### ۳- نتیجه گیری

با توجه به مطالعه‌ی انجام شده، نتایج زیر را برای محدوده مورد مطالعه ارائه شده است.

۱- سنگ درونگیر کانی سازی باریت در محدوده کانسار قبی باباعلی مهاباد عمدتاً توف ریولیتی متعلق به سازند مهاباد می‌باشد. این سنگها دارای لایه‌بندی ضعیفی هستند.

۲- سنگ درونگیر پس از شکل گیری تحت تاثیر تکنونیک دچار گسلش شده و شکستگی‌ها و فضاهاى خالی در آن ایجاد شده است. سطوح گسل و شکستگی‌ها زمینه را برای صعود سیالات کانی ساز فراهم ساخته و در ادامه در شرایط مناسب، باریت به شکل رگه‌ای (تیپ رگه ای و پرکننده فضاهاى خالی) در فضاهاى خالی نهشت پیدا کرده است.

۳- مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک باریت نیز چهار فرم از شکل گیری باریت را نشان داده است. فرم اول بصورت بلورهای نیمه شکل دار تا گاه شکل دار ریز تا بی شکل بصورت ادخال، فرم دوم بصورت بلورهای بی شکل که بلورهای شکل دار فرم اول را در بر گرفته، فرم سوم بصورت بلورهای بسیار ریز و بی شکل که بر اثر تبلور مجدد ناشی از تکنونیک در حواشی درشت بلورهای باریت فرم اول شکل گرفته‌اند و فرم چهارم بصورت رگچه‌ای که بصورت تاخیری فرم‌های قبل را قطع کرده‌اند.

۴- وجود آنومالی مثبت Eu می‌تواند بیانگر شرایط احیایی سیالات گرمایی در زمان نهشت کانسنگ باریت قبی باباعلی مهاباد باشد. مقادیر آنومالی Ce و La کانسنگ‌های باریت قبی باباعلی هم منشأ دریایی و هم منشأ گرمایی را برای نهشته باریت قبی باباعلی پیشنهاد می‌دهند. با توجه به اطلاعات فوق به نظر می‌رسد که در تشکیل و توسعه باریت‌های منطقه قبی باباعلی هم سیالات گرمایی و هم سیالات دریایی نقش بسزایی داشته‌اند. پراکندگی REEs نشان می‌دهد که تغییرات دمایی همراه با pH و Eh نقش مؤثری در تشکیل و نهشته شدن باریت داشته‌اند.

### ۴- مراجع

خطی، ر.، ۱۳۹۸. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز باریت و کانه‌زایی همراه در شمال شرق قزوین. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی.  
رحیم‌سوری، ی.، ۱۳۸۱. بررسی و معرفی اکتشافی ذخایر و معادن باریت استان آذربایجان غربی (با مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی چهارگوش مهاباد). انتشارات شرکت معدنی مهاباد بلور- با همکاری معاونت معدنی وزارت صنایع و معادن استان آذربایجان غربی. ۱۹۸ ص.



قربانی، م.، ۱۳۸۱. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

قاسمی سیانی، م.، و عیسی آبادی، ف.، ۱۳۹۹. کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در ناحیه معدنی سرب-نقره (روی-مس باریت) روانج، شمال دلیجان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۵۵، ۱۰۷-۱۲۷.

قربانی درخشی، م.، ۱۳۹۸. بررسی ژئوشیمی، عوامل کنترل‌کننده و الگوی کانه‌زایی باریت-سرب-مس در توالی رسوبی-آتشفشانی سازند کهر (ارتفاعات میشو و مورو-شمال غرب ایران). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران.

Fulignati, P., Gioncada, A., and Sbrana, A., 1999. Rare earth element REE behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy): *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88, 325-342.

Guichard, F., Church, M. T., Treuil, M., and Jaffrezic, H., 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning: *Geochimica et Cosmochimica* 43, 983-997.

Henderson, P., 1984. *Rare earth element geochemistry*: Elsevier press.

Parsapoor, Al., Khalili, M., and Mackizadeh, M.A., 2009. The behaviour of trace and rare earth elements REE during hydrothermal alteration in the Rangan area Central Iran: *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 123-134.

Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin* 52, 1229-1258.

Taylor, S., McLennan, S.M., 1985. *The continental crust, Its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist* 95, 185-187.

## اکتشاف چشمه های هیدروکربنی با استفاده از چند الگوریتم در سنجش از دور تصاویر ماهواره ای در منطقه مغان

نگین فرهمندپور<sup>۱\*</sup>، دکتر خلیل رضایی<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه خوارزمی، تهران

Neginfarahmandpour@gmail.com

۲- عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران

Kh.rezaei@gmail.com

### چکیده

ریز تراوش هیدروکربنی به عنوان یکی از نشانگرهای هیدروکربن ها در سطح زمین ظاهر می شود که می تواند به صورت گاز یا مایع از طریق شکاف ها، گسل ها، یا سایر ویژگی های زمین شناختی نمایان شود. تراوش طولانی مدت هیدروکربن ها در سطوح زیرین می تواند انواع مختلفی از تغییرات شیمیایی و کانی شناسی را در گل و خاک ایجاد کند. نقشه برداری از این تغییرات برای کشف هیدروکربن مهم است. در این پژوهش، از تصاویر ماهواره ای برای شناسایی تغییرات سطحی ناشی از ریز تراوش های هیدروکربنی در منطقه مغان استفاده شد. پس از جمع آوری داده های تصاویر Landsat 8، از تحلیل طیفی و استفاده از روش هایی مانند ترکیب رنگی کاذب (FCC)، نسب بانندی (BR)، نقشه برداری زاویه طیفی (SAM) و روش کمترین مربعات رگرسیون شده (LS\_Fit) برای تحلیل داده ها و همچنین، از ابزارهای سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) برای ترکیب و تفسیر نتایج بهره برده می شود. این اطلاعات برای کشف و استخراج هیدروکربن ها و ارزیابی پتانسیل منابع در محدوده میادین نفتی نوروش کندی، انجیرلو و دره قیرلو بسیار مفید و کارآمد هستند.

واژه های کلیدی: ریز تراوش، هیدروکربن، سنجش از دور، دگرسانی، Landsat8.

### Abstract

Hydrocarbon microseepage appears on the Earth's surface as one of the indicators of hydrocarbons, which can manifest as gas or liquid through faults, fractures, or other geological features. Long-term seepage of hydrocarbons in subsurface levels can induce various chemical and mineralogical changes in soil and sediment. Mapping these changes is crucial for hydrocarbon detection. In this study, satellite imagery was employed to identify surface changes resulting from hydrocarbon microseepage in the Moghan region. Following the collection of Landsat 8 image data, spectral analysis and methods such as False Color Composite (FCC), Band Ratios (BR), Spectral Angle Mapping (SAM), and Least Squares Regression (LS\_Fit) were utilized for data analysis. Additionally, Geographic Information System (GIS) tools were employed to integrate and interpret the results. This information proves highly valuable and effective in detecting and extracting hydrocarbons, as well as assessing the resource potential in the oil fields of Nowruz Khendi, Anjirloo, and Darreh Qeirloo.

**Key words:** Microseepage, Hydrocarbon, Remote Sensing, Alteration, Landsat 8

### ۱- مقدمه

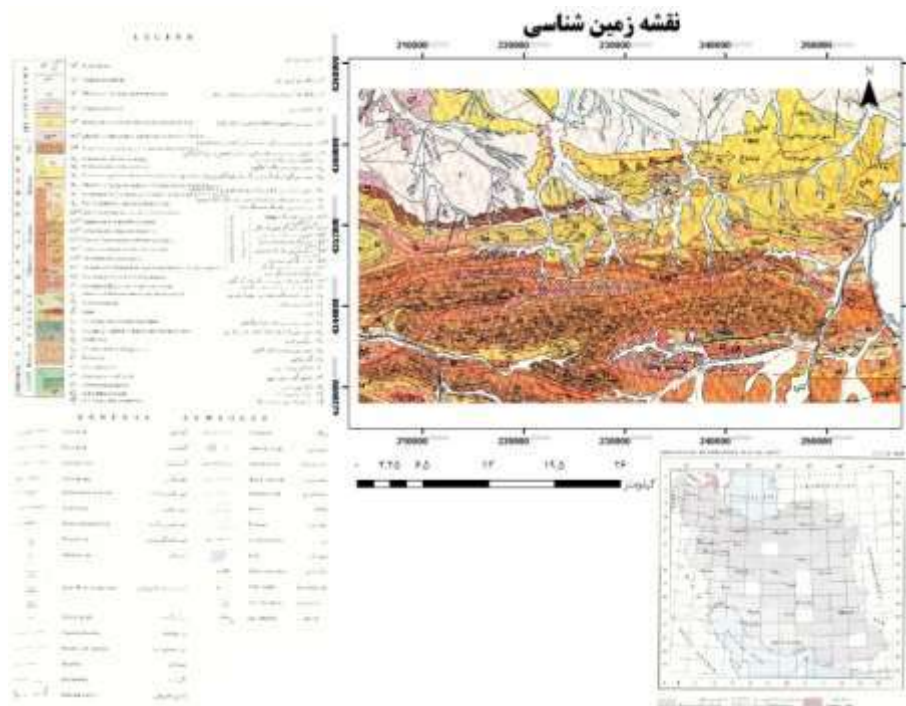
شناسایی و اکتشاف مواد مختلف به روش سنتی از طریق عملیات زمینی و کارهای میدانی نیازمند زمان، هزینه و نیروی انسانی فراوانی است و گاه نیز با خطا همراه است. امروزه علم سنجش از دور با بهره گیری از رفتارهای طیفی منحصر به فرد مواد مختلف و نیز کانی ها، به عنوان روشی جدید مورد استفاده ی علم اکتشاف در زمین شناسی و معدن و ذخایر هیدروکربنی قرار گرفته است (ارغوانیان و همکاران، ۱۳۹۰). در حوزه صنعت نفت فعالیت هایی مانند اکتشاف چاه های نفتی استخراج خطوطاره ها و نشانه های محیطی حضور نفت و یافتن مناطق قابل استخراج هیدروکربن بسیار مهم و کلیدی هستند. این فعالیت ممکن است نقطه شروع پروژه های اکتشافی باشند و همچنین در برخی موارد می توانند به نتایج بهتری نسبت به روش های اکتشاف دیگر منجر شوند. در این زمینه راه حل

های مختلفی وجود دارد از جمله استفاده از روش های زمین شناسی ژئوشیمی ژئوفیزیک و استفاده از تکنولوژی سنجش از دور که می تواند نقش مهمی در صنعت نفت داشته باشد. با توجه به هزینه های بالای فعالیت های اکتشافی دستیابی به قطعیت بالا در خصوص حضور هیدروکربن در یک منطقه یکی از اهداف مهم فعالیت های اکتشافی است در این زمینه استفاده از تصاویر ماهواره ای و بهره برداری از روش های سنجش از دور می تواند ریسک را کاهش داده و قطعیت را افزایش دهد (سیدین و همکاران، ۱۳۹۳). در کنار تکنیکهای مختلف اکتشافی، استفاده از تراوشات برای پیدا کردن نفت نیز قبلاً در بخش اکتشاف صنعت نفت وجود داشته است. تراوش ها می تواند به اکتشاف میادین نفت و گاز منجر شوند (Judd and Hlland;2007). ریز تراوشات در بسیاری از مخازن نفتی در نتیجه حرکت عمودی هیدروکربن ها از ذخایر نفت و گاز به سطح زمین ایجاد می شوند. این تراوشات یکسری آنومالی ها و آلتراسون هایی را در خاک و سنگ ایجاد می کند و در واقع یک محیط احیایی اسیدی بوجود می آورد. این تغییرات ایجاد شده توسط ریز تراوشات هیدروکربنی را میتوان با روش های سنجش از دوری بررسی کرد (پیره، ۱۳۸۹).

## ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

منطقه مغان از سه شهر گرمی، بيله سوار و پارس آباد تشکیل شده است و در شمال استان اردبیل قرار دارد و در موقعیت جغرافیایی بین ۳۹ درجه و ۲۰ دقیقه تا ۳۹ درجه و ۴۲ دقیقه عرض شمالی و ۴۷ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۱۰ دقیقه طول شرقی از نصف النهار گرینویچ واقع شده و از سطح دریا بطور متوسط ۴۵ متر ارتفاع دارد. این منطقه از شمال به رودخانه ارس و جمهوری آذربایجان، از غرب به شهرستان کلبر در استان آذربایجان شرقی، از شرق به جمهوری آذربایجان و از جنوب و جنوب غربی به شهرستانهای بيله سوار و گرمی محدود می گردد. در دشت مغان، به ویژه در نواحی گرمی و پارس آباد، ردیف های نئوژن، گسترده گی زیاد دارند. در این دشت، نهشته های آشکوب سارماسین زیرین و میانی بیشتر از نوع رس های قهوه ای، مارن های سیلیسی گچ دار و کمی آهک است که حدود ۲۵۰۰ متر ضخامت دارند. نهشته های پلیوسن بالایی با ۵۰۰ متر ستبراً متشکل از مارن های صدف دار در زیر و مارن های ماسه دار در بالا هستند که کمی توف و کنگلومرا نیز دارند. نهشته های کواترنری مغان از نوع پادگانه های آبرفتی و مخروط افکنه های عهد حاضر هستند که به طور مستقیم بر روی نهشته های پلیوسن بالایی (سازند آقچه گیل) قرار دارند. نخستین فاز کوهزایی هم زمان با رخداد آتیکن بوده که در اواخر میوسن رخ داده و بر اثر آن، رسوب های کهن چین خورده اند و رسوب های جوان، سازند آقچه گیل، به صورت دگرشیب روی آنها قرار گرفته اند (آقنابتی، ۱۳۸۳). منطقه نفت خیز دشت مغان با وسعت ۶/۵ کیلومتر مربع که ضخامت رسوبات (غنی از طبقات شیلی-رسی) در این منطقه به بیش از ۸ کیلومتر می رسد. این منطقه به همراه زمین های کشور آذربایجان و سایر کشورها مجاور، قسمت های جنوبی و میانی دریای خزر بخشی از سیستم چین خورده آلپی (ادامه کمربند چین خورده البرز) است. در این ناحیه ضخامت پوسته متغیر بین ۳۸ تا ۵۵ کیلومتر است. مغان در قسمت حوضه رسوبی دریای خزر- کورا واقع شده است که در بخش جنوبی حوضه پری کاسپین گسترش یافته است. این حوضه حدود ۳۹۰ میلیون سال پیش (دوئین میانی) در حاشیه شمالی پالتوتیس تشکیل شده است. این ایالت غنی نفتی و گازی دارای توالی های سنگ منشأ مناسبی بوده و در کربناته های کرتاسه دارای مخازن گازی و نفتی است. مخازن عظیم نفتی و گازی کشور آذربایجان از سنگ های منشأ انوسن پسین و الیگوسن تشکیل شده در این حوضه پاراتتیس بوده است. رخداد برخورد قاره ای در ۳۵ میلیون سال قبل منجر به فشارش و آپلیت این حوضه رسوبی شده است. ماسه سنگ های غنی از کوارتز نهشته شده در سیستم های رودخانه ای عهد حاضر بهترین سنگهای مخزنی را در این ناحیه تشکیل داده است. (دیزجی، ۱۳۸۷) (شکل ۱)





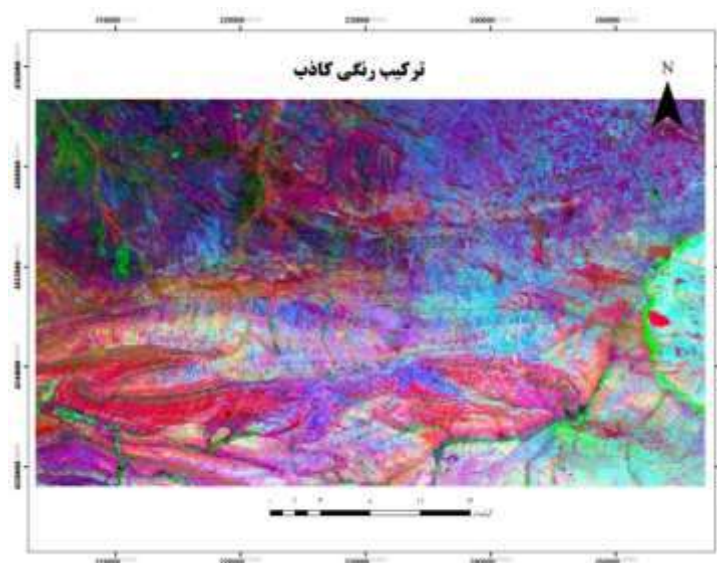
شکل ۱- برگه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مغان (با کمی تغییرات)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (اسدیان و آخری اسکویی، ۱۳۷۲)

### ۳- روش تحقیق

پردازش داده ها به دلیل استخراج اطلاعات از داده های ماهواره ای برای هدف های مختلف استفاده می شود. یکی از این هدف ها، بارز سازی دگرسانی ها است. این دگرسانی ها به تبدیل بستر آهن فریک به فروس، تبدیل رس های ایلیتی پایدار به کائولینیت و افزایش کانی های کربناته اشاره دارد که با روش های پردازشی نظیر ترکیب رنگی کاذب، نسبت بانندی، نقشه برداری زاویه طیفی و روش کمترین مربعات رگرسیون شده می توان این تغییرات در دگرسانی ها را شناسایی و مشخص کرد. پیش از به کار گیری هر یک از روشها باید یکسری پیش پردازش شامل تصحیحات رادیومتریکی و جوی روی داده ها انجام گیرد.

#### ۳-۱- ترکیب رنگی کاذب (FCC)

برای تفسیر بصری زون های دگرسانی با استفاده از داده های ماهواره ای ترکیب های رنگی کاذب استفاده می شود زیرا استفاده از رنگ ها، اطلاعات بصری و مفهومی بیشتری از تصویر را در اختیار ما قرار می دهند (عباس زاده و هزارخانی ۱۳۸۹). تصاویر ماهواره ای معمولاً با ترکیبی از سه رنگ اصلی قرمز، سبز و آبی نشان داده می شوند. این تکنیک در فرایند پردازش تصاویر ماهواره ای به شکل گسترده ای استفاده می شود (Lillesan and Keifer, 2000). به طور کلی ترکیب رنگی کاذب شامل ترکیب باندهای سنجنده های مختلف جهت خارج نمودن تصاویر از شکل سیاه و سفید آن هاست تا درک و قدرت تحلیل کاربر از عوارض موجود در تصاویر ماهواره ای افزایش یابد. ترکیب بانندی که برای نمایش تصویر استفاده می کنیم چیزی را نمایش می دهد که چشم انسان می بیند، این ترکیب بانندی، ترکیب رنگی اصلی می باشد و در غیر این صورت ترکیب رنگی کاذب نامیده می شود (Rowan et al, 2003). در (شکل ۲) از RGB (۴/۳)، ۶/۷، ۶/۵ که شامل نسبت بانندی آهن فروس، رس و آهن فریک می باشد استفاده شده است (بابلی نیا، ۱۳۹۹). در این ترکیب، رنگ سبز مایل به زرد دگرسانی رس و رنگ قرمز دگرسانی آهن فروس را در اطراف میادین منطقه مورد مطالعه نشان می دهد.



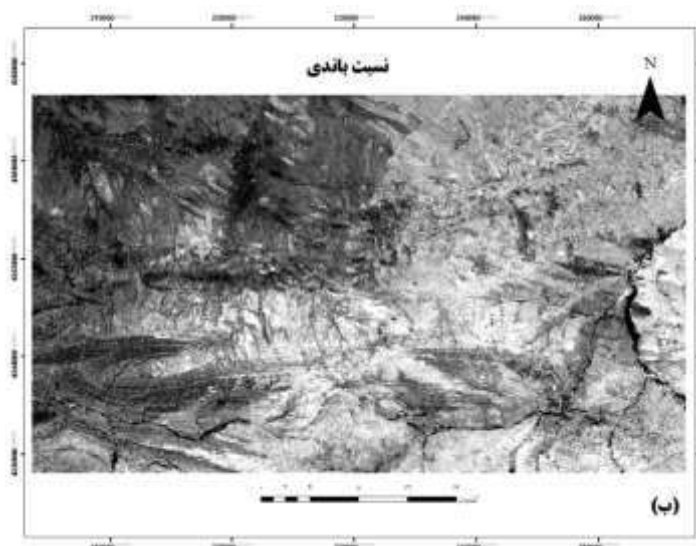
شکل ۲- بارزسازی دگرسانی ها با روش ترکیب رنگی کاذب. (۶/۵، ۶/۷، ۴/۳) RGB

## ۳-۲- نسبت بانندی (Band ratio)

یکی از روش های رایج در پردازش تصاویر ماهواره ای، روش نسبت بانندی است. این روش شامل تقسیم کردن دو باند بر همدیگر است. بانندی که میزان بازتابش از هدف مورد بررسی در آن بیشتر است در صورت کسر و باند دیگر که پدیده جذب برای همان هدف در آن بالاتر است در مخرج کسر قرار می گیرد (Rouskov et al, 2005). در (شکل ۳ الف) برای دگرسانی کانی های رسی از نسبت بانندی ۶ به ۷ و در (شکل ۳ ب) برای کانی های آهن فریک از ۴ به ۳ استفاده شده است (بابلی نیا، ۱۳۹۹). در هر دو تصویر مناطق روشن نشان دهنده ی دگرسانی ها در اطراف هر سه میدان مورد مطالعه است.



شکل ۳ الف- بارزسازی دگرسانی کانی های رسی با روش نسبت بانندی. (BR= ۶/۷)



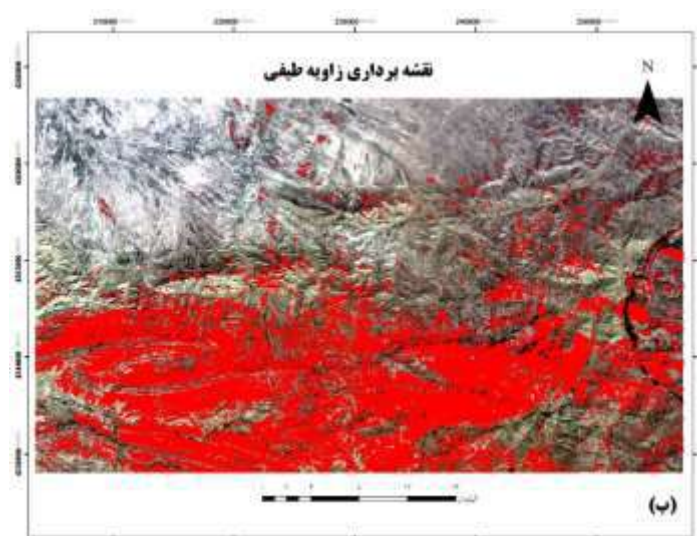
شکل ۳ (ب) - بارزسازی دگرسانی کانی های آهن فریک با روش نسبت بانندی. ( $BR = 4/3$ )

### ۳-۳- نقشه برداری زاویه طیفی (SAM)

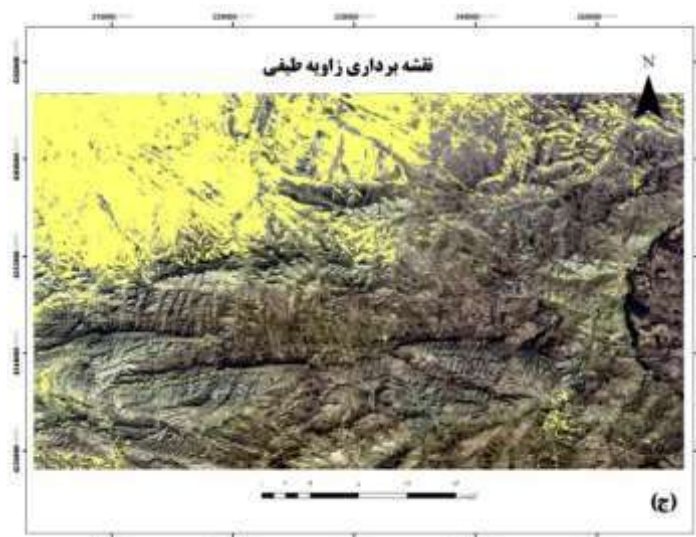
یکی از روش های موثر در طبقه بندی داده های ماهواره ای، روش تهیه نقشه با استفاده از زاویه طیفی بین بردار داده های طیفی مرجع (تهیه شده در آزمایشگاه، روی زمین و یا داده های تصویر ماهواره ای) می باشد. روش زاویه بردار طیفی یک روش قطعی و حتمی برای مشخص کردن و جدا کردن قسمت های مختلف یک تصویر با کاربری های متفاوت است. این روش یک روش طبقه بندی فیزیک پایه است که از زوایای انعکاسی چند بعدی پیکسل ها به عنوان رفرنس استفاده می کند. این الگوریتم شباهت بین زوایای انعکاسی پیکسل های تصویر را با منحنی های وکتوری از قبل برداشت شده طبقه بندی می کند (مرادپور و همکاران ۱۳۹۷). در (شکل ۴ الف، ب و ج) طبقه بندی زاویه طیفی، بر اساس کتابخانه USGS برای بررسی کانی اکسید آهن، کربناته و رسی انجام شده است (بابلی نیا، ۱۳۹۹). در این روش کانی رسی به رنگ سبز، کانی اکسید آهن (فریک) به رنگ قرمز و کربناته به رنگ زرد به عنوان دگرسانی های منطقه نشان داده شده است.



شکل ۴ الف- بارزسازی دگرسانی کانی رسی (کانولینیت) با روش نقشه برداری زاویه طیفی



شکل ۴ ب- بارزسازی دگرسانی کانی اکسید آهن (هماتیت) با روش نقشه برداری زاویه طیفی



شکل ۴ج- بارزسازی دگرسانی کانی کربناته (کلسیت) با روش نقشه برداری زاویه طیفی

#### ۴-۳- روش کمترین مربعات رگرسیون شده ( $LS\_Fit$ )

فرضیات این روش بر این اساس است که باندها به عنوان مقادیر ورودی، متغیرهای خطی هستند و اطلاعات تخمین زده شده بر اساس این مقادیر به عنوان خروجی این روش می باشد. باند تخمینی با استفاده از یک معادله خطی از باندهای ورودی بدست می آید. کانی هایی که نسبت به یک باند خاص حساس هستند و اختلاف جذب و بازتابش خوبی در یک باند خاص نشان می دهند با اختلاف مشاهده شده بین باند تخمین زده شده و باند اصلی قابل تفکیک می باشد (Asadi Haroni and Lavafan;2007). در (شکل ۵ الف و ب) این روش برای کانی های رسی با باند انتخابی ۷ صورت گرفته است. باند ۷ جذب در رس است آن را در منفی ضرب میکنیم تا رس ها با انعکاس و پیکسل روشن تر خود را نمایان کنند. برای آهن فروس باند ۶ انتخاب شده است که مناطق هدف با پیکسل روشن نمایان شده اند (بابلی نیا، ۱۳۹۹).





شکل ۵ الف) - بارزسازی دگرسانی کانی های رسی با روش کمترین مربعات رگرسیون شده. (باند ۷)



شکل ۵ ب) - بارزسازی دگرسانی کانی های رسی با روش کمترین مربعات رگرسیون شده. (باند ۶)

#### ۴- نتیجه گیری

امروزه سنجش از دور به عنوان یک روش اکتشافی کارآمد در مراحل اکتشافات کوچک مقیاس قادر است به ما در زمینه اکتشاف گونه‌های مختلف و شناسایی نواحی دگرسانی مرتبط با مناطق کانی‌سازی شده کمک نماید. بر این اساس در این مطالعه از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ به منظور شناسایی نواحی دگرسان شده با ریز تراوشات هیدروکربنی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مغان استفاده شده است. در این راستا روش های پردازش مختلف همچون ترکیب رنگی کاذب، نسبت باندی، نقشه برداری زاویه طیفی و کمترین مربعات رگرسیون شده بر روی تصاویر ماهواره‌ای منطقه اعمال شد و نتایج آن بر روی شبه تصاویر تولید شده مشخص کننده مناطق دگرسانی مرتبط با حضور کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن در تصاویر مجزا و به صورت نواحی روشن می‌باشد.

## ۵- مراجع

ارغوانیان، ا.، درویش زاده، ر.، رسا، ا. و حسینی اصل، ۱۳۹۰. استخراج نواحی دارای پتانسیل طال در منطقه غرب مشکین شهر با استفاده از تصاویر Hyperion سنجش از دور Gis ایران، سال سوم، شماره ۱، ص ۱۰.

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، ۵۸۶، انتشارات سازمان زمینشناسی ایران، تهران، ایران.

اسدیان، ع. و آخری اسکویی، ا.، ۱۳۷۲. برگه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مغان سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

پیره، ل.، ۱۳۸۹، "پتانسیل یابی منابع نفت و گاز در محدوده سما و شمال غرب ایلام با استفاده از روش های سنجش از دور (سنجنده استر) و کنترل های زمینی در محیط GIS" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی اصفهان.

دیزجی، ب.، ۱۳۸۷، پتانسیل اکتشافی نفتی آینده در شمال، پایان نامه کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی دانشگاه تهران، ۲۳۱ ص.

سیدین، س.، "اکتشافات تراوشات هیدروکربنی با استفاده از روشهای آشکارسازی"، ماهنامه علمی- ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز شماره ۱۱۱، ۳۹۳.

عباس زاده، م. و هزارخانی، ا.، ۱۳۸۹- نقشه برداری دگرسانی های گرمابی با استفاده از تصاویر Aster در منطقه راور، کرمان، فصلنامه علمی - پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، شماره ۷۸، صفحه ۱۲۸-۱.

مرادپور، ه. و همکاران، ۱۳۹۷. شناسایی و آشکارسازی رخساره های دگرسانی- کانه زایی آهن با استفاده از تکنیک های سنجش از دور، مطالعه موردی منطقه شمال خاوری همدان، دهمین همایش ملی انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران.

بابلی نیا، ع.، ۱۳۹۹، "شناسایی مناطق مستعد منابع هیدروکربنی با استفاده از اثرات ریز تراوشات و تکنیک های سنجش از دور در محدوده ی میادین نفتی دهلران، چشمه خوش و ابو غریب" پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی مهند، دانشگاه صنعتی اصفهان.

Asadi Haroni, H., and Lavafan, A., 2007, "Integrated Analysis of ASTER and Landsat ETM Data To Map Exploration Targets In The Muteh Gold-Mining Area, Iran", 5<sup>th</sup> international symposium spatial data quality 2007 Theme: Modelling qualities in space and time.

Judd, A. G., & Holland, R. (2007). Remote sensing of oil spills on water- a review. Journal of hazardous materials, 137(3), 1-14.

Lillesand, T., Keifer, R., 2000, Remote sensing and Image Interpretation, fourth edition, John Wiley & Sons, New York, 724 p.

Rouskov, K., Popov, K., Stoykov, S., & Yamaguchi, Y., 2005, "Some applications of the remote sensing in geology by using of aster image". in: Scientific Conference 'Space, Ecology, Safety'. p.p. 167-173.

Rowan, L.C. & Mars, J.C., 2003, lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emissivity and Reflection Radiometer ASTER data. Remote Sensing of Environment., 84, pp.350-366



## بررسی چینه‌نگاری سکانسی سازندهای پابده - جهرم بوسیله روش‌های آماری در یکی از میادین نفتی فروافتادگی دزفول، جنوب غربی ایران

محدثه شوق انگیز<sup>۱\*</sup>، علی اصغر ثیاب قدسی<sup>۲</sup>، امید فلاحت خواه<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

st\_m.shogangiz@urmia.ac.ir

۲- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.siabeghodsy@urmia.ac.ir

۳- دانشجوی دکتری فسیل‌شناسی و چینه‌شناسی، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

falahatkah.omid@gmail.com

### چکیده

در این مطالعه، بر روی سازندهای پابده-جهرم که به ترتیب با سن پالئوسن و ائوسن در حوضه رسوبی زاگرس شناخته می‌شوند، بررسی چینه‌نگاری سکانسی انجام شده است. زمین‌شناسان از دیرباز توجه خود را به سازندهای پابده و جهرم که به عنوان سنگ‌های منبع و مخزن در جنوب غربی ایران شناخته می‌شوند، معطوف داشته‌اند. مطالعه حاضر بر روی چینه‌نگاری سکانسی در دو چاه واقع در میادین نفتی فروافتادگی دزفول متمرکز شده است. در این تحقیق از نگارهای چاه و منحنی‌های INPEFA آن‌ها در نرم افزار Cycloglog برای این بررسی استفاده شده است. با استفاده از این روش‌ها در هر چاه هفت سکانس رسوبی رده سوم شناسایی گردید که با یکدیگر انطباق نسبتاً خوبی داشته و تداوم جانبی توالی‌های چینه‌ای قابل ردیابی است. این تکنیک‌ها امکان شناسایی هفت توالی رسوبی مرتبه سوم در هر چاه را فراهم می‌آورد که همبستگی بسیار خوبی با یکدیگر دارند و می‌توان از آن‌ها برای ردیابی تداوم جانبی توالی‌های چینه‌شناسی استفاده کرد.

**واژه‌های کلیدی:** سازندهای پابده - جهرم، فرو افتادگی دزفول، چینه‌نگاری سکانسی، منحنی INPEFA، انطباق

### Abstract

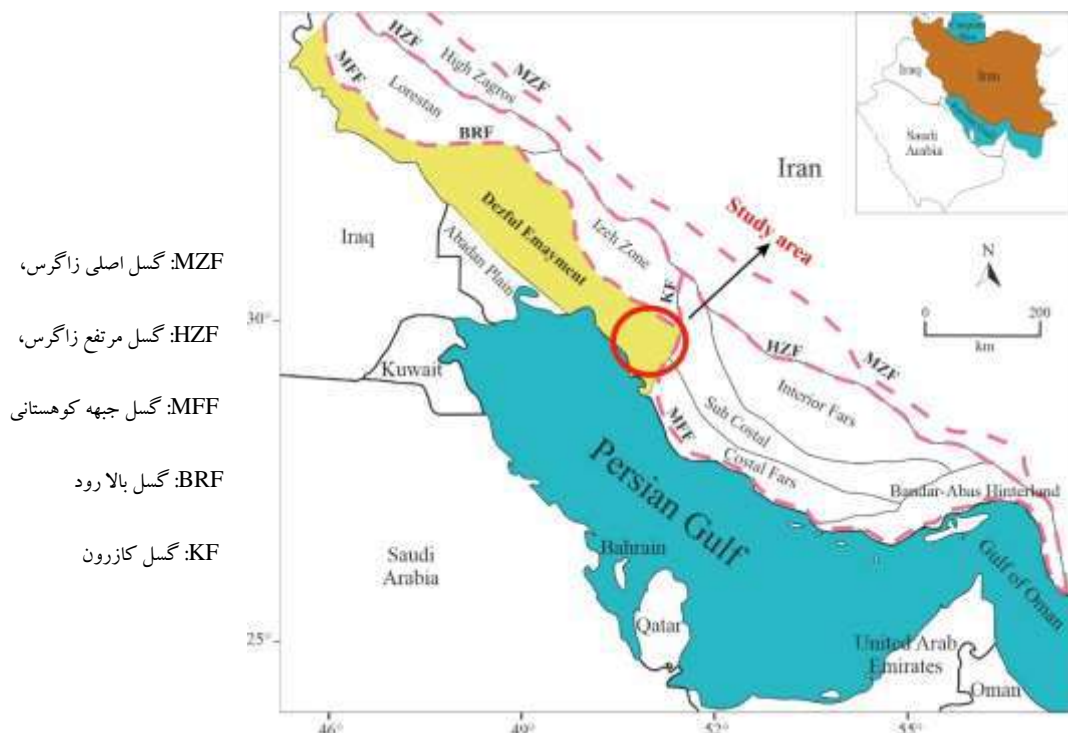
In this study, sequence stratigraphy has been conducted on the Pabdeh- Jahrom Formations, which are known to be Paleocene and Eocene rocks in the Zagros sedimentary basin, respectively. Geologists have long focused their attention on the Pabdeh and Jahrom Formations, which are known as source and reservoir rocks in southwest Iran. The current study focused on sequence stratigraphy in two wells situated in the oil fields of the Dezful Embayment. In this research, well logs and their INPEFA curves in the Cycloglog software were used for this investigation. These techniques allowed for the identification of seven third-order sedimentary sequences in each well, which have an excellent correlation with one another and can be used to trace the stratigraphic successions' lateral continuity.

**Key words:** Pabdeh- Jahrom Formations, Dezful Embayment, Sequence stratigraphy, INPEFA curve, Correlation

### ۱- مقدمه

حوضه رسوبی و کمربند کوه زایی زاگرس، بخشی از زنجیره ی کوهستانی آلپ - هیمالیاست. این کمربند با گستره ی بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر از جنوب شرق ترکیه و شمال سوریه و عراق تا شرق ایران امتداد دارد (Alavi-2007). زاگرس چین‌خورده تاریخچه زمین‌ساختی و ژئودینامیکی پیچیده‌ای دارد که مهم‌ترین آن‌ها فاز سکویی قاره‌ای در طول پالئوژئوتیک، کافت‌زایی در طول پرمین-تریاس، حاشیه‌ی غیرفعال قاره‌ای در حاشیه‌ی اقیانوس نئوتتیس در طول ژوراسیک و کرتاسه ی پیشین، بالاآمدگی و برجا گذاشتن افولیت‌های در طول کرتاسه ی پسین و در نهایت بسته شدن نئوتتیس و کوتاه شدگی در طول نئوژن

(اواخر سنوزوئیک) است (Stocklin 1974; Berberian and King 1981; Alavi 2004). بیشینه دمای پالئوسن-ائوسن (PETM) به دوره ای از گرم شدن شدید زمین اشاره دارد که تقریباً ۵۶ میلیون سال پیش رخ داده است. در طول این رویداد، انتشار سریع دی اکسید کربن و سایر گازهای گلخانه ای در جو رخ داد که منجر به افزایش قابل توجه دمای جهانی شد (Xie et al., 2022). این رخداد همزمان با مرز سازندهای پابده-جهرم در حوضه زاگرس دوران سنوزوئیک با تغییرات ناحیه‌ای در رخساره‌های رسوبی، محیط دریای باز تا قاره‌ای را در زاگرس مشخص می‌کند. طی این دوران، مارن‌ها و شیل‌های پلاژیک پالئوسن-ائوسن تا الیگوسن سازند پابده به سنگ‌های آهک آب‌های کم ژرفای ائوسن-الیگوسن سازند آسماری و جهرم تغییر می‌کند. عقب نشینی پس از الیگوسن در حوضه زاگرس شرایط مناسبی را برای ته‌نشست تبخیری‌ها و رسوبات تخریبی گروه فارس را نیز فراهم کرد (Bahroudi Akoyi\_hemin, 2004). در پژوهش حاضر، چینه‌نگاری سکانشی سازندهای پابده-جهرم در یکی از میادین نفتی فروافتادگی دزفول با استفاده از نگاره‌های چاه پیمایی و با اعمال روش‌های آماری انجام شده است.



(شکل ۱) موقعیت میدان نفتی مورد مطالعه در فروافتادگی دزفول، حوضه زاگرس و فراساحل مجاور آن. با تغییرات اندک از Sfidari et al., 2016

## اهداف مطالعه

با استفاده از روش آماری منحنی فیلتر تحلیل پیش بینی خطای یکپارچه (INPEFA) بررسی چینه‌نگاری سکانشی سازندهای پابده - جهرم در دو چاه A و B در یکی از میادین نفتی موجود در فروافتادگی دزفول انجام شده است. فاصله چاه‌های مورد مطالعه از همدیگر ۱۲ کیلومتر می‌باشد. ضخامت سازند جهرم در آنها به ترتیب ۱۶۰ و ۱۱۸ متر و ضخامت سازند پابده به ترتیب ۲۳۹ و ۱۹۲ متر می‌باشد. هدف از این مطالعه، بررسی و تفسیر چینه‌نگاری سکانشی، شناسایی سکانشی‌های رسوبی سازند پابده- جهرم با استفاده از نگاره‌های پرتو گاما (GR)، مقاومت عمیق (LLD)، تخلخل موثر (PHIE) و منحنی INPEFA آن‌ها و در نهایت انطباق سکانشی‌های شناسایی شده در چاه‌های A و B می‌باشد.

## روش کار

چینه‌نگاری سکansı با بهره گرفتن از سطح آب دریای محلی، ناحیه‌ای، جهانی و با در نظر داشتن روندهای جانبی و عمودی رخساره‌های رسوبی، توالی‌های رسوبی را سازماندهی می‌کند. ترکیب نگارهای چاه و منحنی INPEFA نرم افزار سیکلولاگ با تقسیم بندی‌های چینه‌نگاری سکansı می‌تواند نگرش‌های جدیدی از ماهیت و نوع سکانس‌های رسوبی سازندهای پابده-جهرم را مشخص نماید.

با توجه به اینکه این تحقیق یک بررسی زیرسطحی می‌باشد به همین دلیل اطلاعات اصلی زمین شناسی موجود دیتای رقومی نگارهای چاه می‌باشد که در مطالعه حاضر با به کار بردن روش منحنی INPEFA نرم افزار سیکلولاگ مراحل تحقیق صورت پذیرفته (Nio et al.2005) و مرزهای سکansı به صورت نسبتاً دقیق نشانه گذاری شده‌اند. منحنی INPEFA، یک روش منحصر به فرد در شناسایی سطوح سکansı و همچنین تقسیمات چینه‌نگاری سکansı، کاربرد منحنی فیلتر تحلیل پیش بینی خطای یکپارچه می‌باشد که در مطالعات به صورت گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد. (Shuning et al.2007, Wang et al.2018, Yuan et al.2015) منحنی INPEFA با نمایان کردن روندها و نقاط عطف (نقاط مثبت و منفی) می‌تواند برای پهنه بندی (zonation) و انطباق چاه‌ها استفاده شود. با انتخاب سطوح انطباق در منحنی INPEFA، این روش تطابق را می‌توان داده محوری در نظر داشت (ENRES International,2016)، یک روند منفی در منحنی INPEFA، روندی است که هنگام بالا رفتن در امتداد منحنی به سمت چپ ماهیت دارد و به یک پسروری دریایی یا رسوبات HST اشاره می‌کند و برعکس روند مثبت در این منحنی روندی است که هنگام بالا رفتن در امتداد منحنی به سمت راست در حال حرکت است و حاکی از یک پسروری دریایی یا رسوبات TST می‌باشد. همچنین نقاط عطف گذار از یک روند مثبت به یک روند منفی در منحنی INPEFA، نقطه عطف منفی نام دارد و نشان از مرز سکانس (SB) است و نقطه گذار از یک روند منفی به یک روند مثبت نقطه عطف مثبت و همان سطح سیلابی بیشینه MFS می‌باشد (ENRES International,2016).

## بحث

### چینه نگاری سکansı سازند پابده - جهرم از طریق روش INPEFA در چاه A

با توجه به تجزیه و تحلیل هایی که برای اطلاعات نمودارهای پتروفیزیکی این چاه انجام شد، هفت سکانس رده سوم برای این سازند در این چاه شناسایی گردید (شکل ۲) که در ادامه درباره چگونگی شناسایی آنها بحث شده است.

سکانس شماره یک (SQ1) از قسمت فوقانی سازند آسماری قاعده پابده شروع می‌شود و به (SB1) ختم می‌گردد، که از طریق روندهای منفی منحنی‌های INPEFA منتسب به نمودارهای گاما (GR) و مقاومت عمیق (LLD) ردیابی گردیده است. این سکانس فقط شامل یک پسروری بوده و HST با روند منفی منحنی INPEFA قابل تشخیص می‌باشد و نقطه عطف منفی نمودار در دسترس به SB1 ختم می‌شود.

(SQ 2) سکانس شماره دو از (SB1) شروع و به یک MFS رسیده و سپس به (SB2) ختم شده است. MFS این سکانس بواسطه‌ی نقاط عطف مثبت نمودارهای در دسترس برجسته گردیده است این سکانس که از بسته‌های رسوبی TST و HST ترکیب یافته است. رسوبات TST بوسیله روندهای مثبت نمودارهای INPEFA گاما، LLD، رسوبات HST آن نیز از طریق روندهای منفی نمودارهای INPEFA گاما، LLD شناسایی شده است.

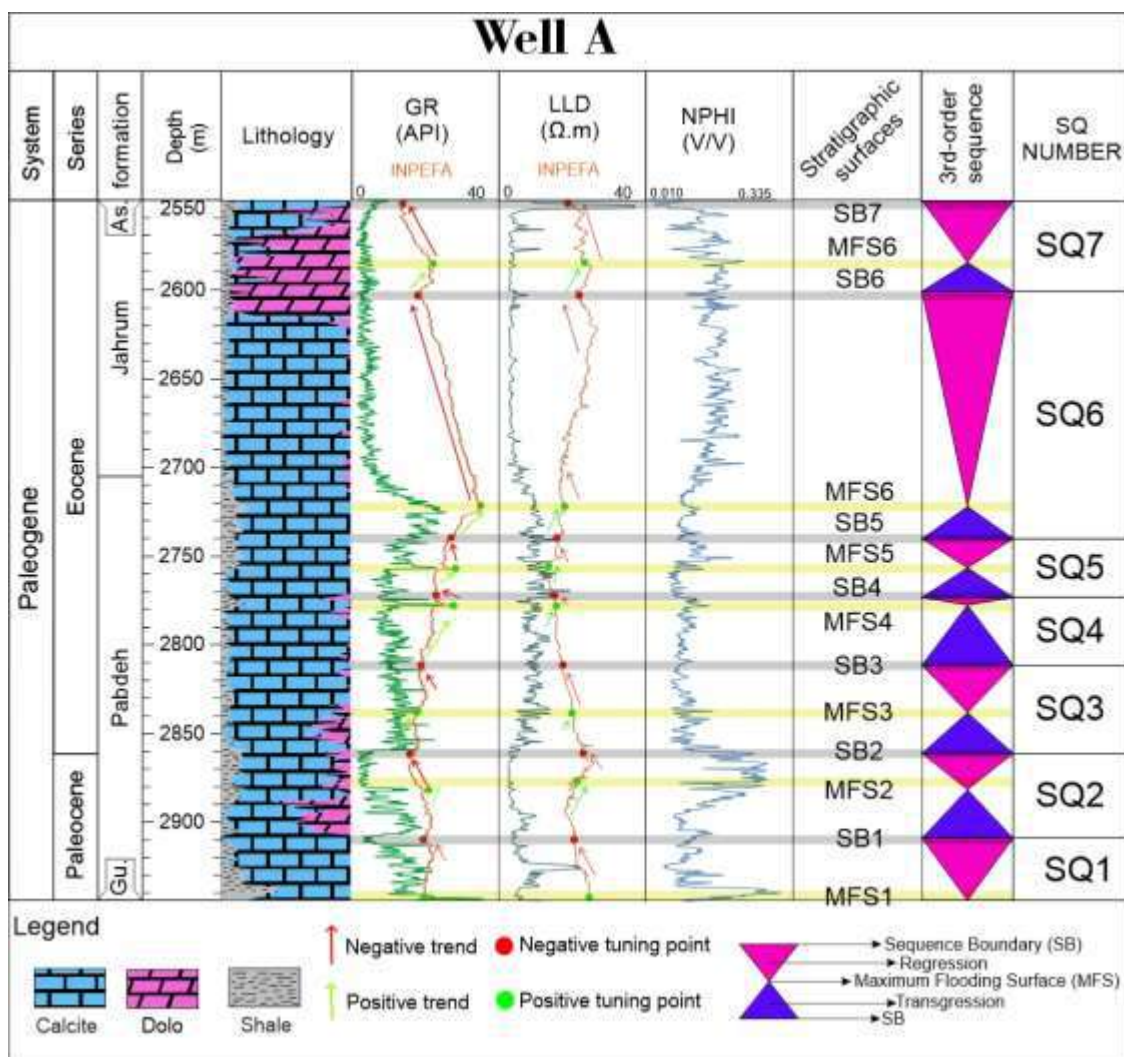
(SQ3) سکانس شماره سه از (SB2) شروع شده شامل رسوبات HST و TST می‌باشد که این سکانس در (SB3) خاتمه می‌یابد. این سکانس به ترتیب از پایین به بالا رسوبات TST با روند مثبت و همچنین MFS با روند مثبت در نقاط عطف مثبت برجسته و HST نیز با نقاط عطف منفی و با روند منفی مشخص گردیده است.

(SQ4) سکانس شماره چهار از (SB3) شروع و به یک MFS می‌رسد و سپس در (SB4) پایان یافته است، TST این سکانس با روندهای مثبت منحنی‌های INPEFA نمودارهای گاما و مقاومت عمیق معین شده است و HST آن از طریق روندهای منفی INPEFA همه نمودارها مشخص می‌باشد همچنین دارای یک پسروری کوتاه مدت بوده و (SB4) از روی نقاط عطف منفی INPEFA همه نمودارها قابل تشخیص می‌باشد. MFS این سکانس با نقاط عطف مثبت INPEFA قابل تشخیص می‌باشد.

(SQ5) سکانس شماره پنج به این صورت می‌باشد که از (SB4) شروع و در (SB5) خاتمه یافته از پایین به بالا نیز همانند دیگر سکانس‌ها شامل TST این سکانس روندهای مثبت منحنی‌های INPEFA نمودارهای گاما و مقاومت عمیق معین شده است و نقطه عطف مثبت شامل MFS می‌باشد همچنین روند منفی در نمودارها نشان دهنده HST نقاط عطف منفی در سکانس نمایانگر SB5 می‌باشد.

(SQ6) سکانس شماره شش از (SB5) شروع و در (SB6) خاتمه یافته و همانند سکانس‌های قبل که توضیح داده شد شامل روند‌های مثبت از نمودار INPEFA و رسیدن به TST، نقاط عطف مثبت بوده نشانگر MFS و سپس شامل روند منفی منحنی‌های INPEFA رسیدن به (HST) دارای یک پستی بلند مدت می‌باشد و نقاط عطف منفی نمایانگر (SB6) می‌باشد.

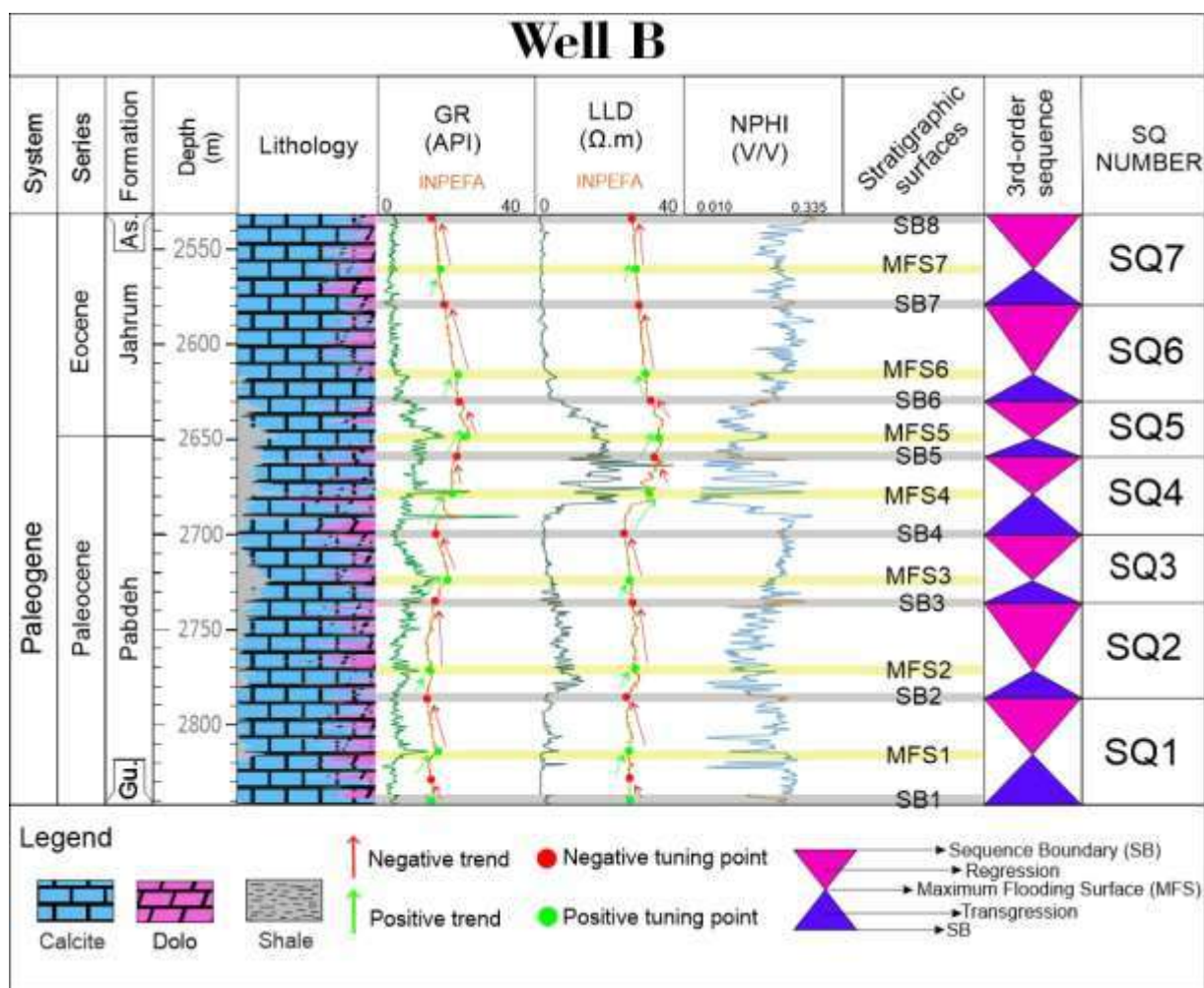
(SQ7) سکانس شماره هفت نیز از (SB6) شروع و در (SB7) خاتمه می‌یابد همانند سکانس‌های قبلی شامل یک روند مثبت و یک روند منفی می‌باشد که نقاط عطف مثبت نمایانگر MFS بود و در نمودار INPEFA به صورت برجسته مشخص گردیده و شامل یک روند مثبت TST و سپس پستی و یک روند منفی که به HST می‌رسد و نقاط عطف منفی نمایانگر SB می‌باشد در طول نمودار INPEFA به حالت برجسته مشخص گردیده است.



بررسی چینه نگاری سکansı سازندهای پابده - جهرم از طریق روش INPEFA که برای نمودارهای پتروفیزیکی موجود در چاه A میدان نفتی مورد مطالعه شکل (۲)

### چینه نگاری سکansı سازندهای پابده - جهرم از طریق روش INPEFA در چاه B

در چاه شماره B همانند چاه قبل، در این چاه نیز همه سطوح چینه‌ای که با روش INPEFA شناسایی شده است و هر سکانس در بین دو مرز قرار دارد و هر سکانس از سمت پایین به بالا شامل یک روند مثبت و منفی در منحنی‌های INPEFA نمودارهای گاما و مقاومت عمیق می‌باشد. هر سکانس در روند مثبت شامل بسته‌های رسوبی TST بوده و نقاط عطف مثبت که در منحنی‌های INPEFA برجسته شده MFS را مشخص میکند و پس از آن یک روند منفی در آن نمودار ها قابل مشاهده می‌باشد که بسته رسوبی HST را نمایش داده و نقاط عطف منفی برجسته در تصویر نماینگر SB می‌باشد که این روند ها در تمامی سکانس ها همانند سکانس های چاه A قابل مشاهده میباشد.

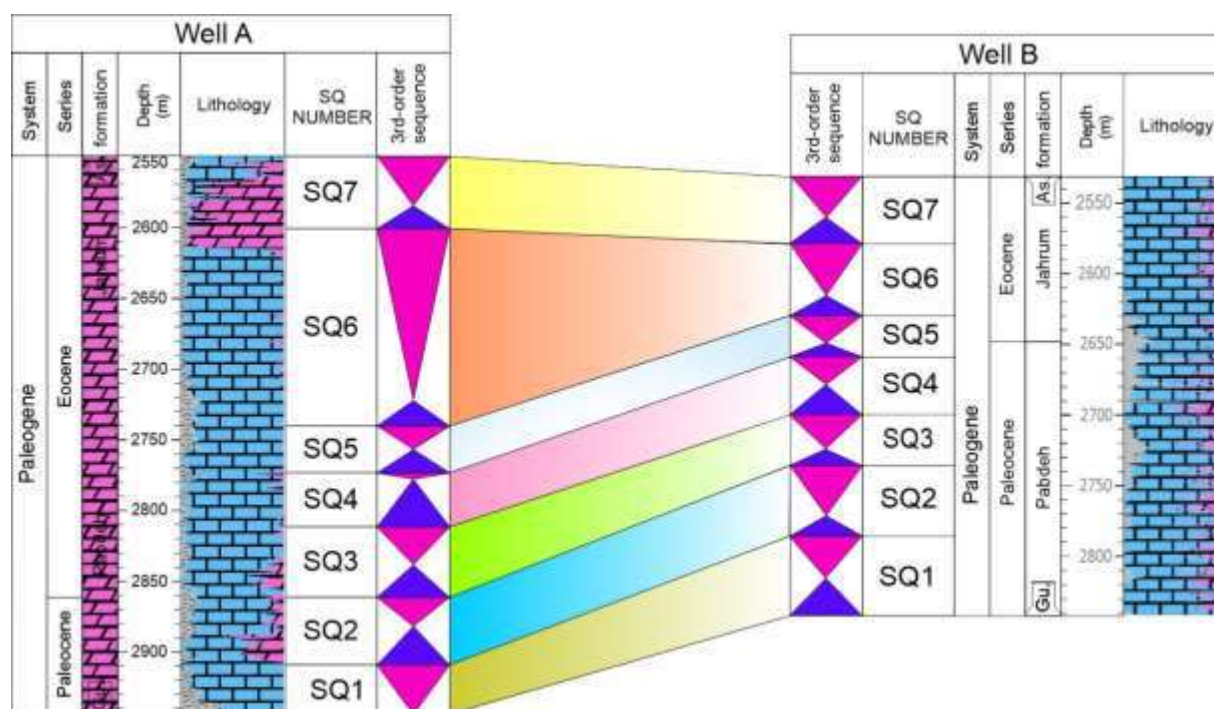


بررسی چینه نگاری سکansı سازندهای پابده - جهرم از طریق روش INPEFA که برای نمودارهای پتروفیزیکی موجود در چاه B میدان نفتی مورد مطالعه شکل (3)



## انطباق سکانس های شناسایی شده سازندهای پابده - جهرم در چاههای مورد مطالعه

انطباق در بحث های چینه شناسی یکی از مهم ترین عمل ها به حساب می آید. در این بخش سکانس های رسوبی رده سوم شناسایی شده در سازندهای پابده - جهرم در برش چاه های مورد مطالعه، مورد عمل انطباق قرار گرفته است. انطباق ماهیت زیر سطحی دارد و هدف از آن مقایسه سکانس های رسوبی میباشد. تطابق در چینه شناسی عبارت است از ارتباط همزمانی بین لایه های رسوبی، دو واحد چینه ای که در دو محل مختلف ظهور پیدا کرده باشند. در واقع جهت ایجاد یک تقویم زمین شناسی که قابل استفاده در تمام نقاط باشد، لازم است که سنگ های همزمان نواحی مختلف با یکدیگر مطابقت داده شوند. هر یک از سکانس های شناسایی شده رده سوم سازندهای پابده - جهرم در چاه A در مقابل سکانس های شناسایی شده در چاه B قرار گرفت و با یکدیگر مورد تطابق واقع شدند.



انطباق سکانس های رده سوم شناسایی شده سازندهای پابده - جهرم در دو چاه مورد مطالعه در یکی از میادین نفتی موجود در فروافتادگی دزفول شکل (۴)

## ۵- نتیجه گیری

- این پژوهش بر روی چینه نگاری سکانس سازند پابده - جهرم در یکپاز میادین نفتی فرو افتادگی دزفول تمرکز داشته و نتایج زیر حاصل شده:
- ۱- با توجه به ضخامت سکانس های رسوبی مورد مطالعه و تفسیر های قبلی دیگران سکانس های تفسیر شده به عنوان سکانس رده سوم تفسیر میشود.
- ۲- در این مطالعه دو چاه متفاوت ۷ سکانس رده سوم برای سازندهای جهرم و پابده تشخیص داده شد.
- ۳- سکانس های رسوبی شناسایی شده در دوچاه با یکدیگر تطابق خوبی داشته و روند جانبی توالی های مورد مطالعه قابل ردیابی هستند.



## ۷- مراجع

- Alavi M. 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307, P.1064-1095.
- Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold–thrust belt of Iran and its proofread evolution. *American Journal of Science* 304, 1–20.
- Baroudi A. Koyi Hemin A. (2004) Tectono-sedimentary framework of the Gurcharan formation in the Zagros foreland basin. *Mar Pet Geol* 21:1295–1310.
- Catuneanu, O.(2022) .Principles pf sequence stratigraphy.
- Heydari E., tectonic versus eustatic control on supersequences of the Zagros mountains of Iran , *Tectonophysics*.vol.45.pp.56-70.2008
- Masoumeh Sabokro , Mohammad Hossein Adabi. Biostratigraphy of the Pabdeh Formation in the Parsi Oil Field (Dezful Embayment, South-West Iran) Vol. 37, Issue 2, No. 83, Summer 2021, pp. 21-50
- McInherney, F.A.; Wing, S. (2011). "A perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future". *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 39: 489–516. Bibcode:2011AREPS..39..489M. doi:10.1146/annurev-earth-040610-133431.
- Sfidari, E., Zamanzadeh, S.M., Dashti, A., Opera, A., Tavakkol, M.H., 2016. Comprehensive source rock evaluation of the Kazhdumi Formation, in the Iranian Zagros Foldbelt and adjacent offshore. *Marine and Petroleum Geology* 71, 26–40.
- Xie, Y., Wu, F., Fang, X., 2022. A transient south subtropical forest ecosystem in central China driven by rapid global warming during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Gondwana Research*, 101, 192-202



## بایواستراتیگرافی سازند گورپی بر اساس نانوفسیل های آهکی در شمال ایذه (برش دانیال)

نسیم لواسانی<sup>۱</sup>، فریبا فروغی<sup>۲</sup>، بیژن بیرانوند<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

nasim.lavasani@ut.ac.ir

۲- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

f.foroughi@ut.ac.ir

۳- استادیار، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

biranvandb@ripi.ir

### چکیده

به منظور تعیین سن سازند گورپی، تعداد ۴۰ نمونه از برش دانیال با ضخامت ۳۳۷ متر واقع در تاق‌دیس پیون در ۳ کیلومتری شمال شرقی روستای کلچنار و در حدود ۲۵ کیلومتری شمال ایذه، برداشت شد. سازند گورپی در این برش از شیل‌های مارنی خاکستری تیره تا خاکستری، مارن و سنگ آهک مارنی تشکیل شده است. بر اساس مطالعه نانوفسیل‌های آهکی برش مذکور، تعداد ۶ بایوزون در کرتاسه پسین (کامپانین و مایستریشتین) شامل UC15d<sup>TP</sup>-UC20<sup>TP</sup> بر اساس زون‌بندی Burnett (1988) معادل CC22-CC26b از زون‌بندی Sissingh (1977) و ۵ بایوزون در پالئوسن پیشین شامل NP1-NP5 بر مبنای زون‌بندی Martini (1971) معادل CP1a-CP4 از زون‌بندی Okada & Bukry (1980) تشخیص داده شد. لذا سن سازند گورپی در برش دانیال بر اساس بایوزون‌های بدست آمده کامپانین پسین تا ابتدای سلاتندین - تانتین (Late Campanian to Selandian- Thanetian) مشخص شد. همچنین مرز K/Pg داخل سازند گورپی بوده و تدریجی است.

**واژه‌های کلیدی:** بایواستراتیگرافی، تاق‌دیس پیون، سازند گورپی، مرز کرتاسه-پالئوسن، نانوفسیل‌های آهکی.

### Abstract

In order to age determination of Gurpi Formation, 40 samples were collected from the 337m of Danial section. This section is located in the Pyun Anticline, 3 km northeast of Kalchenar village and nearly 25 km north of Izeh Zone in the Zagros Basin. The Gurpi Formation in this section consists of dark gray to gray shaly marl, marl, and marly limestone. Based on the study of calcareous nannofossils from the mentioned section, 6 biozones were found in the Late Cretaceous including UC15d<sup>TP</sup>-UC20<sup>TP</sup> based on Burnett (1988) equivalent to CC22-CC26b based on Sissingh (1977), and 5 biozones in the earlier Paleocene including NP1-NP5 based on Martini (1971) equivalent to CP1a-CP4 based on Okada & Bukry (1980). Therefore, the age of Gurpi Formation in Danial section is based on the late Campanian to Selandian- Thanetian biozones obtained and the K/Pg boundary is in the Gurpi Formation and gradual.

**Key words:** Biostratigraphy, Calcareous Nannofossils, Gurpi Formation, K/Pg boundary, Pyun Anticlyn.

### ۱- مقدمه

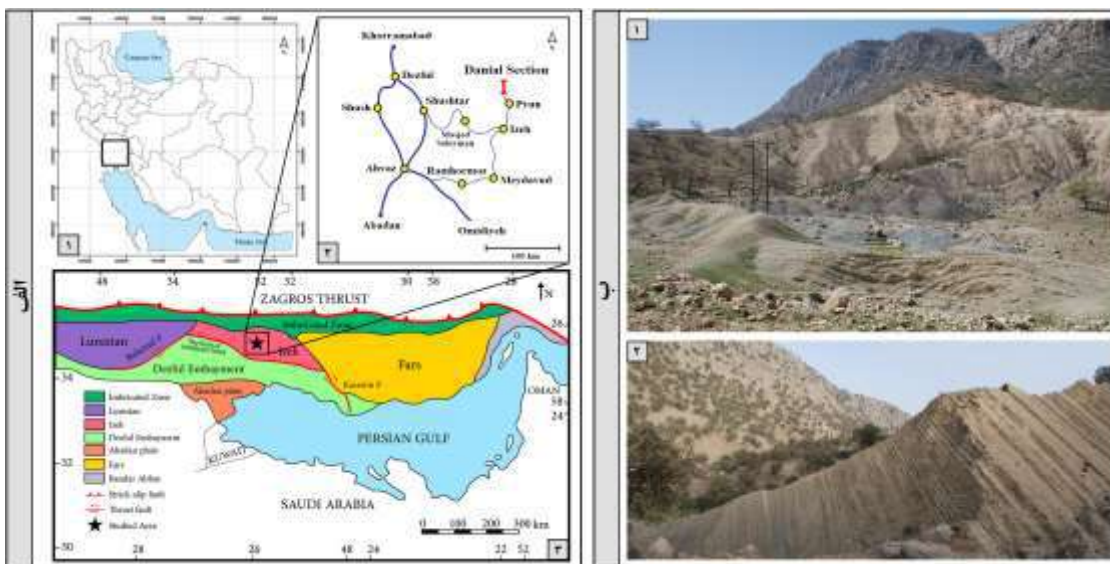
زاگرس به عنوان یکی از بزرگ‌ترین حوضه‌های رسوبی نفت‌خیز جهان، به دلیل اهمیت اقتصادی زیادی که دارد تا به حال مورد توجه محققان بسیاری قرار گرفته است. این حوضه رسوبی از نقطه نظر جغرافیایی به سه ناحیه لرستان، خوزستان و فارس تقسیم شده و از نظر مورفولوژی شامل زاگرس مرتفع، زاگرس چین‌خورده و دشت خوزستان می‌باشد. سازند گورپی در حوضه رسوبی زاگرس قرار گرفته و پوش سنگ مخازن نفتی سروک است. برش الگوی سازند شیلی گورپی در حوضه زاگرس در تنگ پابده در شمال مسجد سلیمان، واقع در میدان نفتی لالی، قرار داشته و ضخامت آن ۳۲۰ متر می‌باشد. این سازند از نقطه نظر سنگ‌شناسی از مارن و شیل‌های خاکستری مایل به آبی همراه با میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک‌های رسی تشکیل شده است. سازند گورپی دارای دو عضو آهکی رسمی امام حسن و سیمره (لوف) و یک عضو غیر رسمی به نام آهک منصوری است. این سازند به صورت تدریجی و گهگاه با دگرشیمی خفیفی همراه با یک زون هوازده حاوی ترکیبات آهن، سازند ایلام را پوشانده (مطیعی، ۱۳۷۲) و در جایی که سازند ایلام حضور نداشته باشد، بر روی سازند سروک قرار می‌گیرد.

مرز زیرین این سازند در نواحی فارس و خوزستان نمایانگر سن سانتونین و مرز بالایی آن نشانگر مایستریشتین است. در بعضی از نقاط زاگرس این سازند تا سن پالئوسن نیز می‌رسد. (آقائباتی، ۱۳۸۳). سازند گورپی به دلیل اهمیت زیادی که در صنعت نفت دارد توسط دیرینه‌شناسان متعددی بر مبنای گروه‌های فسیلی مختلف مورد مطالعه قرار گرفته است (بیرانوند و قاسمی‌نژاد، ۱۳۹۲، آهی‌فر و همکاران، ۱۳۹۲، پرندآور و همکاران، ۱۳۹۳، Foroughi & Aryanasab, 2018، سنماری، ۱۳۹۶، شکری و علیزاده، ۱۴۰۰).

گذر کرتاسه به پالئوسن به عنوان یکی از بزرگ‌ترین انقراض‌های جمعی تاریخ کره زمین، در حدود ۶۵ میلیون سال پیش رخ داده است. در طول این انقراض، حدوداً ۵۰ تا ۶۰ درصد گونه‌های جانوری و گیاهی از بین رفته‌اند. آغاز، پایان و پیماند این رخداد زمین‌ساختی در همه جای ایران و حتی در یک حوضه ساختاری-رسوبی شاخص یکسان نیست (آقائباتی، ۱۳۸۳). نویسندگان زیادی گذر کرتاسه به پالئوسن را در ایران مورد مطالعه و بررسی قرار داده‌اند (Beiranvand et al., 2014; Mahanipour et al., 2021) و حبیبی و همکاران، ۱۴۰۱). به منظور تعیین سن سازند گورپی در مطالعه حاضر از نانوفسیل‌های آهکی استفاده شده است. نانوفسیل‌های آهکی یکی از گروه‌های فسیلی هستند که به دلیل پراکندگی جغرافیایی وسیع، مدت زمان کوتاه حیات، حضور تعداد زیادی از آن‌ها در مقدار کمی از رسوب در نتیجه داشتن ابعاد کوچک (Jain, 2020) و فراوانی بسیار زیاد، یکی از مهم‌ترین ابزارهای تعیین سن لایه‌های رسوبی می‌باشند (Bown, 1998). همچنین آماده‌سازی ساده و سریع رسوبات برای مطالعه این گروه فسیلی از مزایا و لزوم استفاده از میکروسکوپ-های نوری پیشرفته با لنزهایی با بزرگنمایی بسیار بالا از جمله مشکلات مطالعه آن‌ها است.

## ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

به منظور مطالعه نانوفسیل‌های آهکی سازند گورپی از برش دانیال با ضخامت ۳۳۷ متر، نمونه‌برداری انجام شد. این برش در ۱۴۵ کیلومتری شمال غربی شهر اهواز در جنوب غرب ایران قرار دارد. نمونه‌برداری از تاق‌دیس پیون واقع در ۳ کیلومتری شمال شرقی روستای کلچنار و در حدود ۲۵ کیلومتری شمال ایذه انجام گرفت. قاعده برش در مختصات جغرافیایی  $32^{\circ}25'10''$  شمالی و  $49^{\circ}58'10''$  شرقی قرار دارد (شکل-۱). در این برش، سازند گورپی با ناپیوستگی واضحی بر روی سازند آهکی ایلام قرار گرفته و شواهدی از فرسایش سطحی و هوازدگی دیده نمی‌شود. سازند گورپی در برش دانیال شامل شیل‌های مارنی خاکستری تیره تا خاکستری، مارن و سنگ آهک مارنی (آرژیلیتی) می‌باشد. عضو آهکی امام حسن در این برش در بخش میانی سازند گورپی قرار دارد. بخش بالایی سازند گورپی شامل شیل و مارن‌های خاکستری بوده که در زیر شیل و مارن‌های رسی ارغوانی و خاکستری سازند پابده قرار می‌گیرد.



شکل ۱- الف-۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران، الف-۲: راه‌های دسترسی به برش دانیال، الف-۳: موقعیت جغرافیایی زون ایذه در نقشه زیرزون‌های پهنه زاگرس بر اساس (Falcon, 1961)، ب-۱: نمای شمالی بخش بالایی سازند گورپی و پایین‌ترین بخش سازند پابده، کوه پیون، ب-۲: نمای غربی بخش زیرین و میانی سازند گورپی (بخش شیلی و بخش آهکی امام حسن) در کوه پیون.

### ۳- آماده‌سازی و روش مطالعه

تعداد ۴۰ نمونه به طور سیستماتیک از عمق ۵۰ تا ۷۰ سانتی‌متری با رعایت اصول عدم آغشتگی برداشت شدند. نمونه‌ها در آزمایشگاه به روش ته‌نشست ثقلی (Bown and Young, 1998) آماده‌سازی شدند و برای مطالعه و عکسبرداری نمونه‌ها از میکروسکوپ نوری پلاریزان Zeiss 40 Axioskop با بزرگنمایی 1000X استفاده شد. بین ۵ تا ۷ ردیف (تراورس) از هر اسلاید مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت. برای انجام زیست‌چینه‌نگاری از اولین (First Occurance=FO) و آخرین حضور (Last Occurance=LO) گونه‌های فسیلی استفاده می‌شود. بر این اساس از الگوهای بایواستراتیگرافی نانوفسیل-های آهکی کرتاسه Sissingh (1977) به اختصار CC که توسط پرچ نیلسن (Perch-Nielsen, 1985) تصحیح شده، برای کرتاسه بالایی در حوضه تپیس از الگوی زیست‌چینه‌نگاری بورنت (Burnett (1988) به اختصار UC و برای نانوفسیل‌های پالئوژن از الگوی (Martini (1971) به اختصار NP و الگوی (Okada & Bukry (1980) که به اختصار CP نامیده می‌شود، استفاده شده است.

### ۴- بایواستراتیگرافی

با بررسی نمونه‌های سازند گورپی بر اساس نانوفسیل آهکی، بایوزون‌های زیر بدست آمده است (شکل-۲):

#### ۴-۱- P.P. UC15d<sup>TP</sup> Subzone: P.P.CC22

این زیرزون با ظهور گونه *Uniplanarius trifidus* شروع شده، با ظهور گونه *Eiffellithus parallelus* به اتمام می‌رسد و تقریباً نشان‌دهنده بخش زیرین کامپانین پسین (lower Upper Campanian) است. این زیرزون در نمونه شماره ۱ تا ۳، با ضخامت ۱۵ متر مشاهده گردید.

#### ۴-۲- UC15e<sup>TP</sup> Subzone: P.P.CC22

این بایوزون که به صورت تقریبی نشانگر بخش زیرین تا بالایی کامپانین پسین (lower to upper Upper Campanian) می‌باشد با ظهور گونه *Eiffellithus parallelus* آغاز شده و با انقراض گونه *Eiffellithus eximius* به پایان می‌رسد. در این مطالعه، زیرزون مذکور در نمونه‌های شماره ۳ تا ۸ که مجموعاً ۶۸ متر ضخامت دارد، تشخیص داده شد.

#### ۴-۳- UC16 Zone: CC23a

این بایوزون که نشان‌دهنده بالاترین بخش کامپانین پسین (upper Upper Campanian) است، از انقراض گونه *Eiffellithus eximius* شروع شده و با انقراض زیرگونه *Broinsonia parca subsp. constricta* به اتمام می‌رسد. در مطالعه حاضر این بایوزون در نمونه‌های شماره ۸ و ۹ مشاهده گردید که معادل ۷ متر می‌باشند.

#### ۴-۴- UC17 Zone: CC23b

شروع این بایوزون معادل با انقراض زیرگونه *Broinsonia parca subsp. constricta* و پایان آن معادل انقراض گونه *Tranolithus orionatus* می‌باشد. در این برش بایوزون مذکور ۲۶ متر ضخامت دارد و در نمونه‌های شماره ۹ و ۱۰ تشخیص داده شد که سنی معادل بالاترین بخش کامپانین تا بخش بالایی مایستریشتین پیشین (upper Upper Campanian to upper Lower Maastrichtian) دارد.

#### ۴-۵- UC18 Zone: CC24

مرز زیرین این بایوزون با انقراض گونه *Tranolithus orionatus* و مرز بالایی آن با انقراض گونه *Reinhardtites levis* مشخص می‌شود که معرف بخش بالایی مایستریشتین پیشین (upper Lower Maastrichtian) می‌باشد. در مطالعه حاضر، این بایوزون در نمونه شماره ۱۰ و ۱۱ با ضخامت ۳۵ متر قابل تشخیص است.

#### ۴-۶- UC19 Zone: CC25a

این بایوزون با انقراض *Reinhardtites levis* شروع شده، با ظهور *Lithraphidites quadratus* به اتمام می‌رسد و معادل بخش بالایی مایستریشتین پیشین تا بخش پایینی ماستریشتین پسین (upper Lower to lower Upper Maastrichtian) می‌باشد. بایوزون مذکور در این برش، از نمونه شماره ۱۱ و ۱۲ که ۱۴ متر ضخامت دارد، قابل مشاهده است.

#### ۴-۷- UC20 Zone

این بایوزون که با ظهور گونه *Lithraphidites quadratus* شروع شده، با انقراض اکثریت گونه‌های نابرجای کرتاسه به اتمام می‌رسد و سنی معادل بخش زیرین ماستریختین پسین (lower Upper Maastrichtian) دارد، دارای چهار زیرزون است که به شرح زیر می‌باشند:

#### UC20a<sup>TP</sup> Subzone: CC25b -۱-۷-۴

مرز زیرین این بایوزون با ظهور گونه *Lithraphidites quadratus* و مرز بالایی آن با ظهور گونه *Micula murus* مشخص می‌شود. این بایوزون متعلق به بخش زیرین ماستریختین پسین تا بخش بالایی؟ مایستریشتین پسین (lower Upper Maastrichtian to upper? Upper Maastrichtian) می‌باشد. در مطالعه حاضر، این بایوزون از نمونه شماره ۱۲ تا ۱۴ با ضخامت ۲۳ متر قابل تشخیص است.

#### UC20b<sup>TP</sup> Subzone: CC25c -۲-۷-۴

شروع این بایوزون با ظهور گونه *Micula murus* و اتمام آن با ظهور گونه *Ceratolithoides kamptneri* مشخص می‌شود که معادل با قسمت بالایی مایستریشتین پسین (upper Upper Maastrichtian) است. در این برش، این بایوزون با ضخامت ۱۲ متر از نمونه شماره ۱۴ تا ۱۵ قابل تشخیص است.

#### UC20c<sup>TP</sup> Subzone: CC26a -۳-۷-۴

شروع این بایوزون معادل با ظهور گونه *Ceratolithoides kamptneri* و پایان آن معادل ظهور گونه *Micula prinsii* می‌باشد. در این برش، بایوزون مذکور از نمونه شماره ۱۵ تا ۱۹ به ضخامت ۳۲ متر تشخیص داده شد که سنی معادل بخش بالایی مایستریشتین پسین (upper Upper Maastrichtian) دارد.

#### UC20d<sup>TP</sup> Subzone: CC26b -۴-۷-۴

مرز زیرین این بایوزون با ظهور گونه *Micula prinsii* و مرز بالایی آن با انقراض اکثریت گونه‌های نابرجای کرتاسه و شروع زون تجمعی *Thoracosphaera operculata* مشخص می‌شود. این بایوزون متعلق به بالاترین قسمت مایستریشتین (Uppermost Maastrichtian) می‌باشد. بایوزون مذکور در این برش، از نمونه شماره ۱۹ تا نمونه شماره ۲۵ با ضخامت ۳۴ متر قابل مشاهده است.

#### Markalius inversus Zone (NP1: CP1a) -۸-۴

این بایوزون که توسط Mohler & Hay et al. (1967), emend. Martini (1970a) معرفی شده است با انقراض کوکولیت‌های کرتاسه یا ظهور زون تجمعی گونه *Thoracosphaera operculata* شروع و با ظهور گونه *Cruciplacolithus tenuis* به پایان می‌رسد. در این بین انقراض *Micula murus* و ظهور *Cruciplacolithus primus* هم رخ می‌دهد. سن آن پالتوسن پیشین (اوایل دانین) (Early Paleocene; early Danian) می‌باشد. این بایوزون در اسلایدهای ۲۵ تا ۲۸ با ضخامت ۵ متر مشاهده گردید. با این وجود با توجه به نوع حوضه رسوبی انقراض گونه‌های *M. murus* و *C. primus* رخ نداده است و همچنان در نمونه‌های بعدی دیده می‌شوند. همچنین ظهور گونه *Biantholithus sparsus* در این نمونه، نشان‌دهنده شروع NP1 می‌باشد.

#### Cruciplacolithus tenuis Zone (NP2: CP1b) -۹-۴

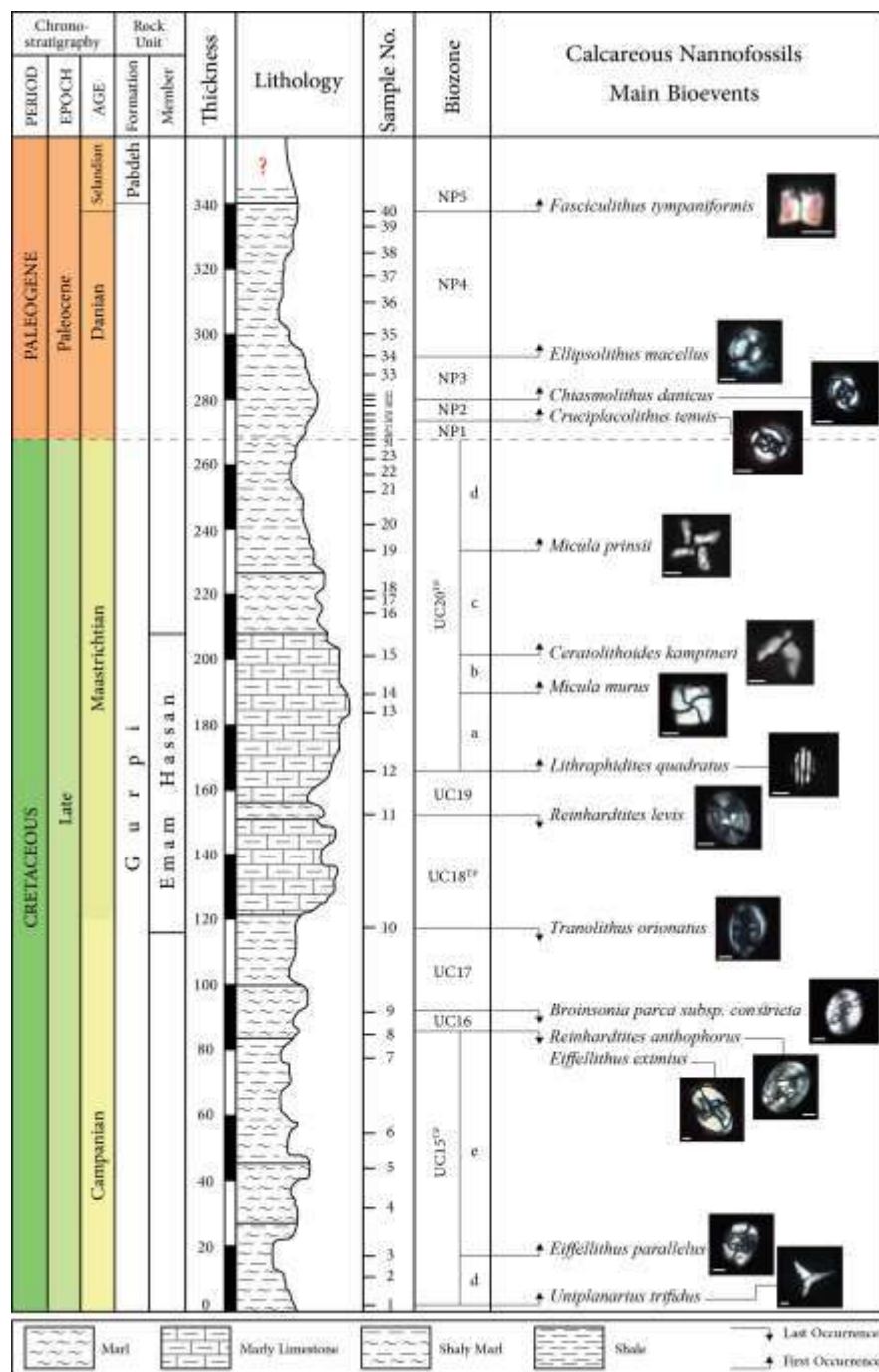
این بایوزون که توسط Mohler & Hay et al. (1967), emend. Martini (1970a) معرفی شده است با ظهور گونه *Cruciplacolithus tenuis* شروع و با ظهور گونه *Chiasmolithus danicus* به اتمام می‌رسد. در همین بازه، ظهور گونه‌های *Ericsonia cava* و *Prinsius dimorphosus* هم رخ می‌دهد. این بایوزون نشانگر زمان پالتوسن پیشین (اوایل دانین) (Early Paleocene; early Danian) می‌باشد. در مطالعه حاضر، این بایوزون در نمونه‌های شماره ۲۸ تا ۳۱ تشخیص داده شد که مجموعاً ۷ متر ضخامت دارد.

#### Chiasmolithus danicus Zone (NP3: CP2) -۱۰-۴

بر اساس تعریف، این بایوزون با ظهور گونه *Chiasmolithus danicus* شروع، با ظهور *Ellipsolithus macellus* به اتمام می‌رسد و توسط Martini (1970a) معرفی شده است. سن این بایوزون معادل پالتوسن پیشین (دانین پسین) (Early Paleocene; late Danian) می‌باشد. در این برش، این بایوزون از نمونه شماره ۳۱ تا نمونه شماره ۳۴ با ضخامت ۱۳ متر مشاهده شد.

#### Ellipsolithus macellus Zone (NP4: CP3) -۱۱-۴

شروع این بایوزون با ظهور گونه *Ellipsolithus macellus* و اتمام آن با ظهور گونه *Fasciculolithus tympaniformis* مشخص می‌شود. این بایوزون توسط Martini (1970a) معرفی شده است. سن بایوزون مذکور پالتوسن پیشین (دانین پسین) (Early Paleocene; late Danian) می‌باشد. در مطالعه حاضر، این بایوزون در نمونه‌های ۳۴ تا ۴۰ تشخیص داده شد که ۴۴ متر از ستون چینه‌شناسی را به خود اختصاص داده است.



شکل ۲- نمودار زیستی و سنگ‌شناسی برش مورد مطالعه.

#### ۱۲-۴- Fasciculithus tympaniformis Zone (NP5: CP4)

مرز زیرین این بایوزون که توسط Mohler & Hay in Hay et al. (1967) معرفی شده است با ظهور گونه *Fasciculithus tympaniformis* و مرز بالایی آن با ظهور گونه *Heliolithus klempellii* مشخص می‌شود. این بایوزون متعلق به پالئوسن پسین (تاتین، سلاتین) (Late Paleocene)

((Thanetian- Selandian)) می‌باشد و شروع آن در اسلاید شماره ۴۰ در متر ۳۴۰ متری قرار دارد. نمونه شماره ۴۰ آخرین نمونه از سازند گورپی می‌باشد و پس از آن شیل و مارن‌های ارغوانی سازند پابده شروع می‌شوند (شکل-۲).

تعداد ۶ بایوزون در کرتاسه شامل بایوزون‌های UC15<sup>TP</sup>, UC16, UC17, UC18<sup>TP</sup>, UC19, UC20<sup>TP</sup> از زون‌بندی (Burnett (1988) و ۵ بایوزون در پالئوسن شامل NP1, NP2, NP3, NP4 و NP5 از زون‌بندی (Martini (1971) در برش دانیال بر اساس مطالعه نانوفسیل‌های آهکی یافت شد. از بایوزون UC15<sup>TP</sup> تنها دو زیر زون UC15d<sup>TP</sup> و UC15e<sup>TP</sup> در این برش قابل مشاهده می‌باشد. همچنین تمامی زیرزون‌های بایوزون UC20<sup>TP</sup> که شامل UC20a<sup>TP</sup>, UC20b<sup>TP</sup>, UC20c<sup>TP</sup>, UC20d<sup>TP</sup> می‌شود، در برش مذکور قابل تشخیص است. خلاصه‌ای از بایوزون‌های بدست آمده در جدول ۱ قابل مشاهده است. مرز K/Pg در داخل سازند گورپی می‌باشد. در انتهای مایستریشتین، همزمان با فراوانی گونه *Micula thoracosphaera operculata*, *staurophora* و ظهور گونه *Biantholithus sparsus* و همچنین ظهور گونه‌های بسیار کوچکی که متعلق به پالئوسن می‌باشند، مرز K/Pg به صورت تدریجی قابل تشخیص می‌باشد (نمونه شماره ۲۵) و هیچ نوع ناپیوستگی دیده نمی‌شود. به دلیل همزمانی حضور گونه‌های کرتاسه و پالئوژن در ابتدایی‌ترین بخش‌های پالئوسن و تدریجی بودن این امر، امکان مشخص کردن محل دقیق این مرز وجود ندارد. لذا اولین نمونه‌ای که به طور واضح نمونه‌های متعلق به پالئوسن در آن مشاهده شد به عنوان محل تقریبی این مرز در نظر گرفته شده است. برای تعیین دقیق‌تر محل مرز، نیازمند به نمونه‌برداری با فواصل کمتر می‌باشد.

جدول (۱) - خلاصه بایوزون‌های بدست آمده از برش دانیال

| Sample No. | Bioevent   | Biozone  | Thickness                          | Age   |
|------------|--|--|------------------------------------|---|
| 1-3        | FO of <i>Uniplanarius trifidus</i> to FO of <i>Eiffelithus parallelus</i>                    | P.P. UC15d <sup>TP</sup> Subzone: P.P.CC22         | 15m                                | lower Upper Campanian                                   |
| 3-8        | FO of <i>Eiffelithus parallelus</i> to LO of <i>Eiffelithus eximius</i>                      | UC15e <sup>TP</sup> Subzone: P.P.CC22              | 68m                                | lower to upper Upper Campanian                          |
| 8-9        | LO of <i>Eiffelithus eximius</i> to LO of <i>Broinsonia parca</i> subsp. <i>constricta</i>   | UC16 Zone: CC23a                                   | 7m                                 | upper Upper Campanian                                   |
| 9-10       | LO of <i>Broinsonia parca</i> subsp. <i>constricta</i> to LO of <i>Tranolithus orionatus</i> | UC17 Zone: CC23b                                   | 26m                                | upper Upper Campanian to upper Lower Maastrichtian      |
| 10-11      | LO of <i>Tranolithus orionatus</i> to LO of <i>Reinhardtites levis</i>                       | UC18 Zone: CC24                                    | 35m                                | upper Lower Maastrichtian                               |
| 11-12      | LO of <i>Reinhardtites levis</i> to FO of <i>Lithraphidites quadratus</i>                    | UC19 Zone: CC25a                                   | 14m                                | upper Lower to lower Upper Maastrichtian                |
| 12-14      | FO of <i>Lithraphidites quadratus</i> to FO of <i>Micula murus</i>                           | UC20a <sup>TP</sup> Subzone: CC25b                 | 23m                                | lower Upper Maastrichtian to upper? Upper Maastrichtian |
| 14-15      | FO of <i>Micula murus</i> to FO of <i>Ceratolithoides kamptneri</i>                          | UC20b <sup>TP</sup> Subzone: CC25c                 | 12m                                | upper Upper Maastrichtian                               |
| 15-19      | FO of <i>Ceratolithoides kamptneri</i> to FO of <i>Micula prinsii</i>                        | UC20c <sup>TP</sup> Subzone: CC26a                 | 32m                                | upper Upper Maastrichtian                               |
| 19-25      | FO of <i>Micula prinsii</i> to FO of acme of <i>Thoracosphaera operculata</i>                | UC20d <sup>TP</sup> Subzone: CC26b                 | 34m                                | Uppermost Maastrichtian                                 |
| 25-28      | FO of acme of <i>Thoracosphaera operculata</i> to FO of <i>Crucioplacolithus tenuis</i>      | Markalius inversus Zone (NP1= CP1a)                | 5m                                 | Early Paleocene (early Danian)                          |
| 28-31      | FO of <i>Crucioplacolithus tenuis</i> to FO of <i>Chiasmolithus danicus</i>                  | <i>Crucioplacolithus tenuis</i> Zone (NP2: CP1b)   | 7m                                 | Early Paleocene (early Danian)                          |
| 31-34      | FO of <i>Chiasmolithus danicus</i> to FO of <i>Ellipsolithus macellus</i>                    | <i>Chiasmolithus danicus</i> Zone (NP3: CP2)       | 13m                                | Early Paleocene (late Danian)                           |
| 34-40      | FO of <i>Ellipsolithus macellus</i> to FO of <i>Fasciculithus tympaniformis</i>              | <i>Ellipsolithus macellus</i> Zone (NP4: CP3)      | 44m                                | Early Paleocene (late Danian)                           |
| 40         | FO of <i>Fasciculithus tympaniformis</i>   | <i>Fasciculithus tympaniformis</i> Zone (NP5: CP4) | at the Lastest part of the section | Late Paleocene (Selandian- Thanetian)                   |



## ۵- نتیجه‌گیری

جهت تعیین سن سازند گورپی، با بررسی نانوفسیل‌های آهکی ۴۰ نمونه از برش دانیال که لیتولوژی آن شامل شیل‌های مارنی خاکستری تیره تا خاکستری، مارن و سنگ آهک مارنی می‌باشد، برداشت شد. سازند گورپی در این برش بر روی سازند آهکی ایلام قرار گرفته و خود توسط شیل‌های ارغوانی سازند پابده پوشیده می‌شود. تعداد ۶ بایوزون در کرتاسه پسین (کامپانین و مایسترتین) شامل UC15d<sup>TP</sup>-UC20<sup>TP</sup> بر اساس زون‌بندی (Burnett 1988) معادل CC22-CC26b از زون‌بندی (Sissingh 1977) و ۵ بایوزون در پالئوسن پیشین شامل NP1-NP5 بر مبنای زون‌بندی (Martini 1971) معادل CP1a-CP4 از زون‌بندی (Okada & Bukry 1980) تشخیص داده شد. در نتیجه سن سازند گورپی در برش دانیال بر اساس بایوزون‌های بدست آمده کامپانین پسین تا ابتدای سلان‌دین - تانتین می‌باشد. همچنین مرز K/Pg داخل سازند گورپی بوده و تدریجی است.

## ۵- منابع

- آقاباتی، ع. زمین‌شناسی ایران. (۱۳۸۳). انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آهی فر، آ.، کنی، ا.، امیری بختیار، ح.، ۱۳۹۲. تعیین گذر کرتاسه-پالئوژن در زون ایزه. هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.
- بیرانوند، ب.، قاسمی‌نژاد، ا.، ۱۳۹۲. بازسازی محیط رسوبی سازند گورپی به کمک رخساره‌های پالینولوژیکی و مقایسه آن با مطالعات صحرایی و ریز رخساره‌های رسوبی در شمال شرق ایزه. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی ۲۹ (۱)، ۱-۲۴.
- پرندآور، م.، ماهانی پور، ا.، آقاباتی، ع.، حسینی، س.، ۱۳۹۲. زیست چینه‌نگاری نانوفسیل‌های آهکی در بخش بالایی سازند گورپی-بخش ابتدایی سازند پابده (شیل ارغوانی) در یال شمال خاوری تاقدیس کوه گورپی. فصلنامه علوم زمین، ۲۳ (۸۹)، ۱۸۷-۱۹۸.
- پرندآور، م.، ماهانی پور، ا.، آقاباتی، ع.، ۱۳۹۳. بررسی و مقایسه مرز کرتاسه-پالئوژن در زون‌های ایزه و لرستان. هشتمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه زنجان.
- حبیبی، ک.، فروغی، ف.، سبکرو، م.، ۱۴۰۱. بررسی گذر کرتاسه به پالئوژن بر اساس نانوفسیل‌های آهکی در مرز بین سازندهای گورپی و پابده در زون ایزه (برش تنگ‌انده). چهل و یکمین گردهمایی (همایش ملی) علوم زمین.
- سنماری، س.، ۱۳۹۶. ناواستراتیگرافی نهشته‌های منسوب به گذر سازندهای گورپی-پابده واقع در مرز بین زون‌های ایزه و فروافتادگی دزفول، زاگرس. یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۱۱ (۲۲)، ۱۳۲-۱۴۰.
- شکری، ن.، علیزاده، ب.، ۱۴۰۰. مطالعه نانوفسیل‌های آهکی سازند گورپی، میدان نفتی مارون. زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۱ (۳)، ۴۵۵-۴۷۲.
- مطیعی، ه. زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. (۱۳۷۲). انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Beiranvand, B., Ghasemi-Nejad, E., Kamali, M. R., and Ahmadi, A., 2014. Sequence stratigraphy of the late Cretaceous–Paleocene Gurpi formation in southwest Iran: *GeoArabia* 19,(2), 89-102.
- Bown, P., 1998. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. British Micropaleontological Society Publications Series, Chapman & Ltd/Kluwer Academic Press. London. 317.
- Bown, P.R., Young, J.R. 1998. *Techniques In: Bown, P.R. (ed.) Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*; British Micropaleontology Society Publication. 16-28.
- Falcon., N. L., 1961. Major earth-flexuring in the Zagros Mountains of south-west Iran: *Quarterly Journal of the Geological Society*, N.1591, P.129-130.





Foroughi, F., and Aryanasab, M. R. 2018. Biostratigraphy and paleoecology of Calcareous nannofossils from upper Gurpi and base of Pabdeh formations in Kuh-e Gurpi anticline, Zagros Basin, SW of Iran for demonstration of Kp/g boundary. In The 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, Tehran, Iran (in Persian).

Mahanipour, A., Parandavar, M., and Youssef, M., 2021. Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Late Cretaceous–early Paleocene interval in the Zagros basin (southeastern Tethys), Iran, Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology, 10.1080/03115518.2021.1872702

Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Planktonic Conference Roma, 1970. Italy. 739-785.

Okada, H. and Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry 1973, 1975). Marine Micropaleontology 5, 321–325.

Sissingh, W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geologie en Mijnbouw, 65(1), 37-65. Perch-Nielsen K (1985a,b) Mesozoic & Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli HM, Saunders JB, Perch-Nielsen K (eds) Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge, 329–554.



صورتی، سبز، خاکستری-سیاه و سیاه را نشان می‌دهد. رنگ سیاه تیره (مارماتیت) معمولاً نشان‌دهنده میزان بالای آهن (بیش از ۶ درصد وزنی) است، اما عناصر دیگر (مانند منگنز، کبالت) نیز بر رنگ اسفالریت تأثیر شگرفی دارند. طبق مطالعات (Ofstedahl (1941) دمای تشکیل اسفالریت توسط محتوای عنصر کمیاب کنترل می‌شود. غلظت بالایی از عناصر Co و In در کانسنگ‌های هیپوترمال و مزوترمال وجود دارد؛ درحالی‌که عناصر Ga و Ge (Sn و Hg) اغلب در کانسارهای با دمای پایین تر (ایپ‌ترمال) متمرکز هستند. همچنین، دمای تشکیل اسفالریت غنی از Ge کمتر از اسفالریت غنی از Ga است. به نظر می‌رسد که بوجه عناصر کمیاب اسفالریت تا حد زیادی توسط منشاء سیالات کانه‌ساز در انواع مختلف ذخایر گرمایی کنترل می‌شود (Cook et al., 2009)، اما دمای تشکیل نیز یک عامل مهم به نظر می‌رسد. مطالعات (Frenzel et al., 2016) نشان می‌دهد عناصری مانند آهن، منگنز و قلع اغلب در اسفالریت ناشی از کانسارهای ماگمایی-گرمایی دما بالا کنترل می‌شود؛ در حالی که سایر عناصر کمیاب (نظیر As، Ga، Ge و Tl) در محلول جامد اسفالریت در نهشته‌های گرمایی دما پایین غنی شده‌اند که مستقیماً به سیستم‌های ماگمایی-گرمایی مرتبط نیستند (Belissont et al., 2014).

رگه‌های گرمایی فلز آزاد-آرسنید معروف به ذخایر پنج عنصری (Ni-Co-As-Bi-Ag) به یک سبک کانی‌شناسی-فلزایی متمایز در سطح جهانی اشاره دارد که با حضور فلزات/شبه فلزات (نظیر As، Ag، Bi)، ترکیبات Co-Ni-Fe-آرسنید و سولفارسنید و حضور کربنات‌ها (دولومیت-آنکریت، سیدریت و کلسیت) به عنوان کانی‌های باطله شناخته می‌شوند (Kissin, 1992; Burisch et al., 2017). ناحیه فلزایی تکاب-انگوران در شمال غرب ایران دارای یکی از مناطق مهم برای معرفی کانی‌سازی پنج عنصری (Ag-Bi-Co-Ni-As) به همراه رگه مس و طلا است. کانسار بایچه باغ یکی از ذخایر کلاسیک حاوی Co-Ni-Fe-آرسنید در ناحیه فلزایی تکاب-انگوران است که در یک محیط آتشفشانی قلیایی پتاسیم بالا (کریپتودم داسیتی) و سن میوسن زیرین شکل گرفته است. کانسار رگه‌ای پنج عنصری بایچه باغ فرصت مناسبی برای مطالعه ژئوشیمی عناصر کمیاب در بخش‌های مختلف اسفالریت (مرکز، غشا و لبه) و به متعاقب آن تعیین خصوصیات محیط‌های گرمایی نظیر دما، اسیدیته، شوری و فرایندهای کانه‌ساز (سردشدگی، جوشش و اختلاط)، ارائه می‌دهد. در این پژوهش، توصیف ترکیبی عناصر کمیاب اسفالریت (LA-ICP-MS) برای دستیابی به تحرک پذیری، منبع و ته‌نشست فلزات حیاتی طی تکوین یک سامانه ماگمایی-گرمایی انجام شده است. بررسی سیستماتیک عناصر کمیاب در انواع مختلف اسفالریت رگه‌های گرمایی، فرصتی ایده‌آلی برای کسب اطلاعات بیشتر در مورد توزیع عناصر حیاتی In، Ge، Ga به عنوان ردیاب‌های ژنتیکی کانسار و تکامل سیال گرمایی فراهم می‌کند.

## ۲- روش مطالعه

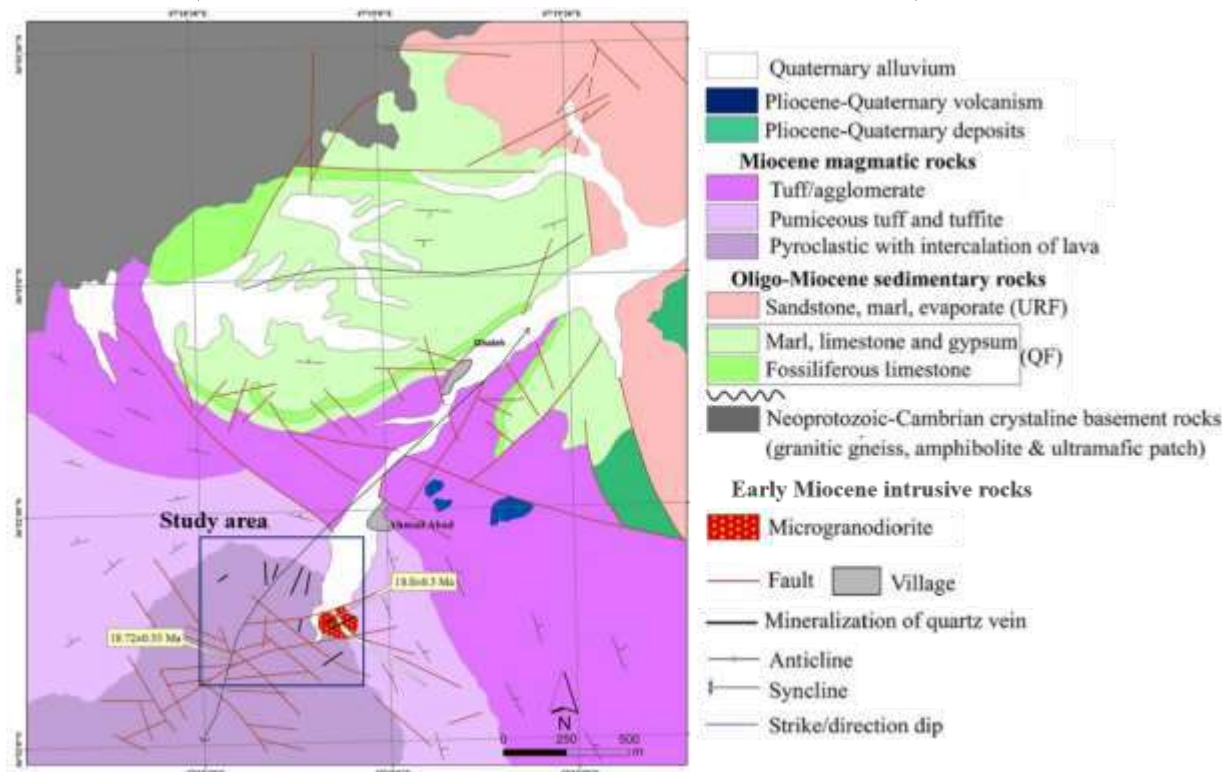
نمونه‌های معرف از رگه کوارتز-سولفید چندفلزی Cu-Pb-Zn (مرحله اول کانه‌زایی) برداشت شده است. پس از نمونه برداری، مقاطع صیقلی و نازک صیقلی از نمونه‌ها تهیه شده و توسط میکروسکوپ نوری (ZEISS Axioplan2) مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفتند. نقشه‌برداری اسفالریت با استفاده از فناوری LA-ICP-MS در شرکت خدمات فناوری اکتشاف زمین‌شناسی نانجینگ چین انجام شده است. سامانه فرسب لیزری به یک Agilent 7900 ICPMS کوپل شده است. تنظیم LA-ICP-MS با استفاده از اسکن خطی با قطر ۵۰ میکرون و سرعت ۳ میکرومتر بر ثانیه انجام گرفته است. کالیبراسیون دستگاه نیز توسط استاندارد NIST-610 با استفاده از یک اسکن خطی با قطر ۱۰۰ میکرون انجام شد. تجزیه و تحلیل نهایی داده‌ها با استفاده از خط مربع با قطر ۲۰ میکرومتر، سرعت ۵ میکرومتر بر ثانیه، سرعت تکرار ۲۰ هرتز و فلوانس  $6 \text{ J/cm}^2$  صورت گرفته است.

## ۳- جایگاه زمین‌شناسی

کوهزاد بزرگ زاگرس ناشی از برخورد اقیانوس نئوتتیس با پوسته قاره‌ای ایران شکل گرفته که در نتیجه آن، کمر بند سهندج-سیرجان و متعاقب آن ناحیه تکاب-انگوران به عنوان یکی از پهنه‌های فلزایی مهم ایران در شمال غربی این کمر بند شکل گرفته است. محدوده مورد مطالعه از دیدگاه زمین‌شناسی در چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب (Alavi et al., 1982) و ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان (Babakhani and Qalamqash, 1997)، قرار می‌گیرد. ساختار اصلی محدوده معدنی تکاب-انگوران تحت کنترل گسل NNW قینرجه-چهارطاق (یا گسل اصلی تکاب) با سازوکار امتداد لغز راست گرد و مولفه معکوس بوده که در امتداد آن بلوک بالا آمده انگوران به سمت حوضه فروافتاده تکاب یا شیرمرد رانده شده است. سنگ بستر دگرگونه پرکامبرین منتسب به سازند کهر در سراسر بلوک بالا آمده انگوران مشاهده می‌شود، در حالی که بخش زیادی از حوضه فروافتاده تکاب توسط رسوبات دریایی کم عمق قاره‌ای با سن الیگومیوسن تا عهد حاضر پوشیده شده است (Babakhani and Qalamqash, 1997). پس از رسوب گذاری این واحدها در اثر فعالیت‌های آتشفشانی ترشیری مرتبط با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، فرایندهای گرمایی وسیعی در این ناحیه شکل گرفته که نقش مهمی در رخداد طیفی از ذخایر طلای ایپ‌ترمال-کارلین (زرسوران، آق‌دره، آغ‌اتاق، توزلار و عربشاه)، اسکارن (شهرک، آی قلعه‌سی، کوه‌بلقیس و قینرجه)، پنج عنصری (بایچه باغ)، داشته است (Tale Fazel et al., 2023).

منطقه مورد مطالعه اغلب شامل واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی الیگوسن تا عهد حاضر است که بر روی سنگ بستر دگرگونی و برخی از رسوبات دریایی نئوژن تشکیل شده است (Babakhani and Qalamqash, 1997). سنگ بستر دگرگونی توسط گنیس نئوپروتروزوییک پسین تا کامبرین اولیه، شیست، آمفیبولیت و سنگ‌های متا

اولترامافیک جزئی، به ویژه در شمال غربی منطقه رخنمون دارد. آنها از نظر ساختاری از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی الیگومیوسن توسط یک گسل راندگی با روند ENE جدا شده‌اند. این توالی آتشفشانی-رسوبی واحد غالب در منطقه مورد مطالعه بوده و با توف‌های ویتریک الیگوسن تا میوسن پسین/میوسن میانی با ترکیب آگلومرا شروع می‌شود. این سنگ‌های آتشفشانی-آواری توسط یک توالی رسوبی با کنگلومرای پایه، مارن و سنگ آهک‌های فسیلی پوشیده شده که معادل سازند قم تعبیر می‌شود. رسوبات آواری سازند قرمز بالایی (URF) بر روی سازند قم قرار گرفته و شامل مارن‌های خاکستری/سبز، ماسه‌سنگ‌های قرمز و کنگلومرا با لایه‌های گچی در هم می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از محدوده معدنی بایچه باغ (با تغییرات از Heidari et al., 2023) و نمایش سن واحدهای سنگی آتشفشانی و توده نفوذی میکروگرانودیوریتی میزان رگه‌های کانه‌دار. موقعیت رگه‌ها در شکل ۲ نمایش داده شده است.

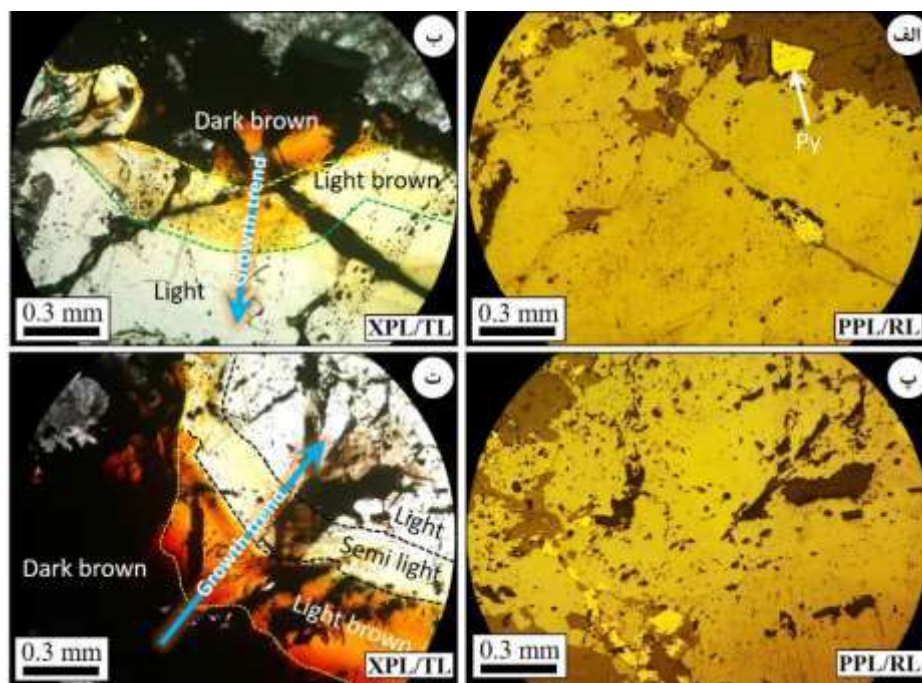
#### ۴- کانه‌زایی و ژئومتری رگه‌ها

از نظر ساختاری، کانسار بایچه باغ در بخش شمال شرقی یک ناقدیس قرار دارد (Rezazadeh et al., 2021) که در آن یک کریپتوم نیمه عمیق آتشفشانی در امتداد این ناقدیس با روند NNE-SSW تا NNE-SW شکل گرفته است. این سنگ‌های نیمه عمیق سنگ میزان اغلب رگه‌های مس کانسار بایچه باغ هستند که سن  $18772 \pm 10$  توسط اورانیوم-سرب موجود در زیرکن برای آنها بدست آمده است (Heidari et al., 2023). سنگ‌های نفوذی عمیق در کانسار بایچه باغ نادر است. رگه‌های اصلی کانسار بایچه باغ اغلب توسط کریپتوم داسیتی-ریولیتی با سن میوسن زیرین میزان می‌شود که توسط یک استوک گرانودیوریت پورفیری عمیق قطع شده است. سن U-Pb زیرکن‌های توده نفوذی گرانودیوریت (دارای رخنمون در جنوب روستای احمدآباد)، معادل  $180 \pm 0.3$  میلیون سال دارد (Heidari et al., 2023)، که کمی جوان‌تر از سنگ‌های نیمه عمیق آتشفشانی میزان می‌باشد. در مجموع تعداد ۲۰ رگه مس چندفلزی با پیوستگی کوتاه، شناسایی شده که به صورت عمودی تا ۵۰۰ متر گسترش داشته و طول و عرض آنها به ترتیب از ۱۵ تا ۲۳۵ متر و ۲۰ سانتی متر تا ۵ متر متغیر است (Schürenberg, 1960; Lotfi and Karimi, 2004). کانسنگ‌های واقع در ساختارهای عمیق، کششی و عمودی از شمال تا جنوب با شیب تند (۶۵ درجه تا ۹۰ درجه) گسترش دارند که تقریباً به موازات محور طویل ناقدیس با راستای NNE تا SSW کشیده شده‌اند. رگه‌های اصلی کانسار بایچه باغ به ترتیب از شمال تا جنوب ناقدیس شامل چهار رگسار (Lode veins: ۱) تایدان، ۲) طلعت، ۳) خوشنودی و ۴) دره، هستند (شکل ۱). رگه تایدان با راستای NNE بزرگ‌ترین لود منطقه است که با ۳۳ تا ۲۰۵ متر طول و ۵/۵ تا ۱/۴ متر ضخامت، بطور میانگین بین ۸۶/۰ تا ۶۲/۲ گرم در تن طلا دارد.

کالکوپیریت، پیریت، تانتیت، تتراهدريت، انارژیت، اسفالریت و گالن کانی‌های غالب در رگه‌های کوارتز-کرنات کانسار بایچه باغ هستند که با مقادیر فرعی از ترکیبات پیچیده Co-Ni-Fe تری‌آرسنید، دی‌آرسنید و سولفورآرسنید همراهی می‌شوند. علاوه بر این، کانی‌های کمیاب مگنتیت، مارکازیت، آرسنوپیریت، طلا و بیسموت آزاد و نیکولیت نیز در کانسار بایچه باغ وجود دارد. طلا اغلب به صورت طلای نامرئی در آرسنن پیریت وجود دارد و بخش کوچکی از آن به شکل طلای آزاد در تانتیت، پیریت و کالکوپیریت محصور شده است. مس در سطح معمولاً به مجموعه‌های سوپرزین تبدیل می‌شوند که اغلب از کوولیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، اریتریت  $(\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O})$ ، اپسومیت  $(\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O})$  و گوتیت تشکیل شده‌اند. کانی‌های باطله شامل کوارتز، کلسیت، آهن دولومیت، آنکریت، آدولاریا، باریت تیغه‌ای و فلوریت هستند. کانه‌ها اغلب بافت‌های دانه‌ای، اسکلتی، متخلخل، کلو فورم، متاسوماتیک و پرکننده فضای خالی را نشان می‌دهند. طبق شواهد صحرایی و آزمایشگاهی سه مرحله کانی‌سازی شامل مرحله اولیه کوارتز-سولفید Cu-Pb-Zn، مرحله میانی Co-Ni با ترکیب عنصر Bi-Co-Ni-Fe-As-S و کرنات‌ها و کوارتز به عنوان کانی‌های باطله و مرحله پایانی با ترکیب عناصر Cu-Fe-Bi-As-Sb-S و کرنات‌ها و کوارتز به عنوان کانی‌های باطله، در کانسار بایچه باغ را نشان می‌دهد.

## ۵- پتروگرافی اسفالریت

مشاهدات میکروسکوپ نوری نمونه‌های اسفالریت نوعی از پهنه‌بندی آشکار هسته-لبه (CR) را نشان می‌دهد (شکل ۲). ادخال‌های جزئی از گالن و پیریت را می‌توان در اسفالریت مشاهده کرد (شکل ۲ب). ضخامت بخش‌های مجزا بین ۵۰ تا ۳۰۰ میکرومتر متغیر است (شکل ۲). تغییرات رنگ در اسفالریت پهنه بندی شده CR با مناطق قهوه‌ای متضاد، مناطق زرد کم رنگ و/یا روشن، و عرض مقطع بیش از ۱۵۰ میکرومتر چشمگیر است (شکل ۲). ابعاد دانه اسفالریت به‌طور قابل توجهی در نمونه‌ها متفاوت بوده و بلورهای اسفالریت می‌توانند تا پنج ناحیه رنگی مجزا داشته باشند. مشاهدات دو الگوی پهنه‌بندی رنگ نوری معمولی را در بلورهای اسفالریت نشان می‌دهد: (۱) بافت CR (شکل ۲) و (۲) بافت هسته-غشا-لبه (CMR) (شکل ۲). به طور خاص، بافت CR، به طور کلی دانه درشت (تقریباً ۲ میلی متر)، به صورت یک هسته قهوه‌ای (۳۰۰-۵۰۰ میکرومتر) و لبه روشن با عرض بسیار متغیر (شکل ۲) رخ می‌دهد. در حالی که بافت CMR شامل یک هسته قهوه‌ای (۴۰۰-۶۰۰ میکرومتر) و نوارهای رشد موازی زرد کم‌رنگ و روشن است که ضخامت آنها از ۴۰ میکرومتر تا ۱۳۰ میکرومتر متغیر است. این مسطح به نظر می‌رسد (شکل ۲) در نمونه‌هایی که از نزدیک به گسل تاییدان جمع آوری شده اند رایج است (شکل ۱). همچنین، بسیاری از میانبارهای سیال در هر سه ناحیه رنگی در این اسفالریت مشاهده شد (شکل ۲).

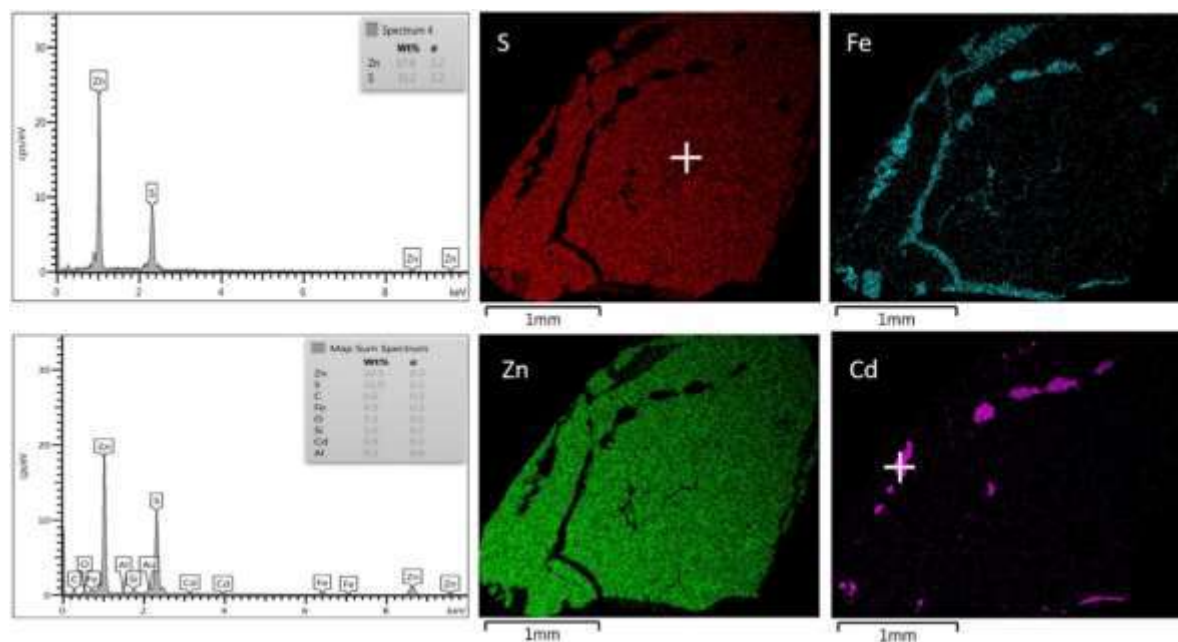


شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی نوری بازتابی و عبوری از نسل‌های مختلف اسفالریت در رگه کوارتز-سولفید Cu-Pb-Zn کانسار بایچه باغ. الف و ب) اسفالریت نوع هسته-لبه (CR) و پ و ت) اسفالریت با بافت هسته-غشا-لبه (CMR) که تغییرات رنگ آن به صورت تدریجی از قهوه‌ای تیره، قهوه‌ای روشن تا شفاف متغیر است.



## ۶- ترکیب شیمیایی عناصر کمیاب در اسفالریت

کلیه داده‌های تحلیلی برای توزیع عناصر جزئی و کمیاب در ترکیب اسفالریت توسط فناوری پیشرفته LA-ICP-MS انجام شده است. طبق شواهد منحنی‌های زمان-مکان LA-ICP-MS صاف بودند که نشان دهنده توزیع همگن عناصر در نقطه مورد نظر و عدم دخالت ادخال‌های مزاحم در حین آزمایش است (شکل ۳). آهن فراوان‌ترین عنصر کمیاب در اسفالریت با غلظت‌های بین ۰/۲۱ و ۴/۳۴ درصدوزنی است. بیشترین غلظت را می‌توان در بخش‌های قهوه‌ای با مقدار متوسط ۲/۵۱ درصد وزنی یافت. کادمیوم دومین عنصر کمیاب اسفالریت بوده که غلظت آن از ۱۸۹ تا ۲۱۴۹ ppm متغیر است و در مناطق روشن با مقدار متوسط ۱۴۵۶ ppm بیشترین مقدار را دارد. تمرکز عناصر Pb، Cu، Ga، Ge و Sb بسیار متغیر هستند. این عناصر به ترتیب از ۵۳-۱۲۵۶ (میانگین ۴۵۳ ppm)، ۴۵-۶۷۸ (میانگین ۳۵۶ ppm)، ۴۷-۸۷۵ (میانگین ۳۴۵ ppm)، ۲۳۳-۳۰۹ ppm (میانگین ۱۶۱ ppm) و ۱۸۶ پی پی ام (میانگین ۵۰ پی پی ام)، در تغییر هستند. عناصر کمیاب Cu، Ga، Sb اغلب در مناطق روشن اسفالریت متمرکز هستند. با این حال، عناصر Ge و Pb اغلب در نواحی قهوه‌ای تمرکز دارند که به ترتیب از ۱۳۵ تا ۸۷۶ (میانگین ۴۵۶ ppm) و ۲۳۴ تا ۶۷۵ (میانگین ۳۳۵ ppm) در تغییر هستند. علاوه بر این، عناصر Mn، Tl، Co و طیف وسیعی از غلظت‌ها را نشان می‌دهند که بیشتر در بخش‌های قهوه‌ای با مقادیر متوسط ۱۵/۶ ppm، ۲۳/۷ ppm، ۲۲/۳ ppm تمرکز دارند. عناصر کمیاب In، Ag، Sn نیز اغلب در نوارهای زرد کم رنگ اسفالریت غنی شدگی نشان می‌دهند. علاوه بر این، آرسنیک در چندین نقطه، با غلظت‌های مختلف از زیر حد تشخیص تا ۲۳/۲ ppm و غلظت‌های بالاتر در مناطق روشن (مقدار متوسط ۱۴/۵ ppm) آشکار شد.

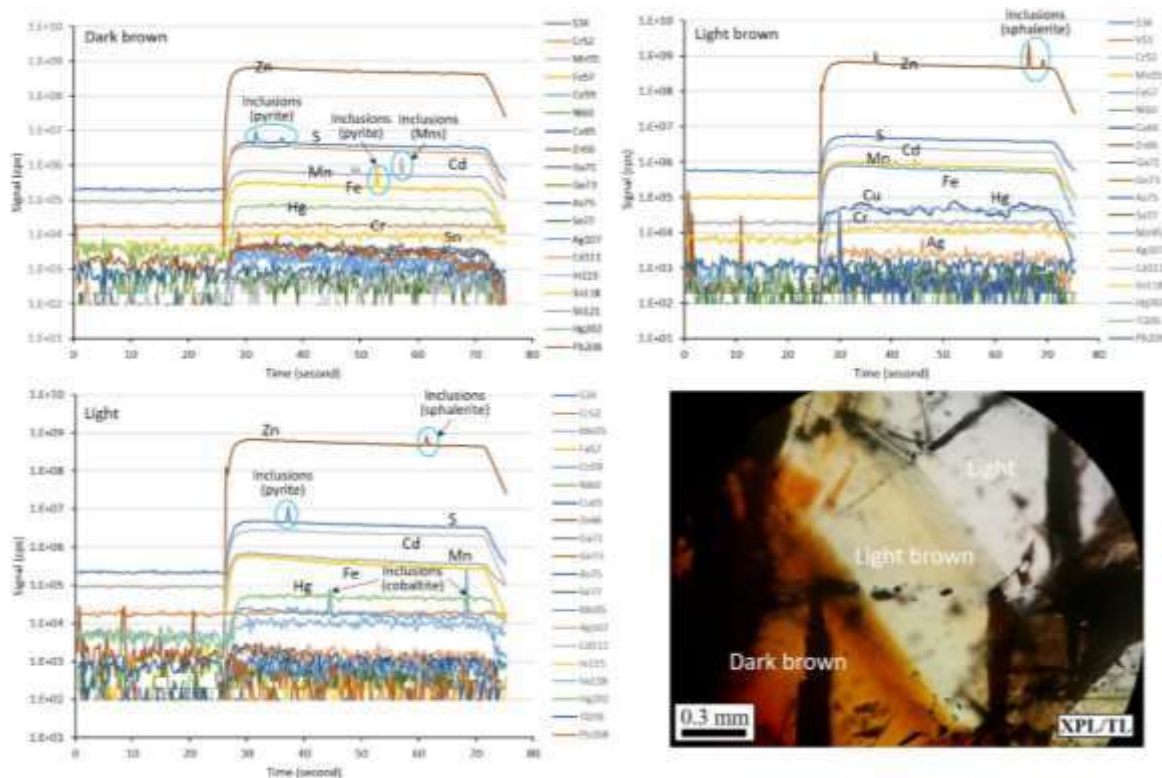


شکل ۳. تصاویر نقشه عنصری SEM به همراه طیف EDS از توزیع عناصر آهن، گوگرد، کادمیوم و روی در میزان اسفالریت CMR کانسار بایچه باغ.

## ۷- توزیع عناصر کمیاب در اسفالریت

یک الگوی نوری رنگی معمولی CR در بلورهای تک اسفالریت برای نقشه برداری موضعی SEM انتخاب شد (شکل ۳). اگرچه توزیع بیشتر عناصر کمیاب تحلیل شده ناهمگن است، نقشه‌های توزیع عنصر دو الگوی منطقه‌بندی ترکیبی متمایز را نشان می‌دهد. طبق مشاهدات این نقشه، عناصر آهن، منگنز، کبالت، سرب و نقره اغلب در هسته‌های قهوه‌ای متمرکز شده و در لبه‌های روشن با عرض کمتر از ۲۰۰ میکرومتر اغلب تهی می‌شوند (شکل ۴). در مقابل، مناطق روشن ترجیحاً در عناصر Cd، Ga، Sb، In و Sn نسبت به هسته‌های قهوه‌ای غنی می‌شوند (شکل ۴). همانطور که در شکل ۴ و منحنی‌های time-resolved از بخش‌های مختلف اسفالریت‌ها مشاهده می‌شود در بخش‌های

قهوه‌ای تیره ادخال‌های متعددی از پیریت و MnS وجود دارد. این درحالیست که اغلب در بخش‌های روشن میزان ادخال‌ها کاهش یافته و بیشتر ادخال کبالتیت مشاهده می‌شود. این موضوع نشان می‌دهد شواهد نشان می‌دهد سیال گرمایی کانه‌ساز در کانسار بایچه باغ از یک قطب غنی از آهن به قطب غنی از کبالت تحول یافته است. توالی پاراژنتیک و فراوانی کانه‌های کبالت و نیکل در مراحل پایانی کانی‌سازی و پس از شکل‌گیری مرحله سولفید Cu-Pb-Zn نیز موید این مطلب می‌باشد.



شکل ۴. منحنی‌های time-resolved یا زمان-مکان از بخش‌های مختلف اسفالریت توسط LA-ICP-MS. همانطور که مشاهده می‌شود در بخش‌های قهوه‌ای تیره ادخال‌های متعددی از پیریت و MnS وجود دارد. در بخش‌های روشن میزان ادخال‌ها کاهش یافته و اغلب ادخال کبالتیت مشاهده می‌شود. شواهد نشان می‌دهد سیال از یک قطب غنی از آهن به قطب غنی از کبالت تحول یافته است.

## ۸- بحث

### ۸-۱- تاریخچه رشد اسفالریت

تزریق ضربانی سیال گرمایی غنی از فلز احتمالاً در تشکیل اسفالریت‌های دارای پهنه‌بندی رنگی، نقش قابل توجهی داشته است (شکل ۲). در مرحله اولیه، سیالات عمیق با گذر از گسل NNE تایدان در سنگ‌های آذرآواری متخلخل متوقف شده و با واحدهای سنگی غنی از گوگرد بخش زیرین سازند قم (واحد ژئوسی OM<sub>q</sub><sup>m</sup>) مخلوط شدند که منجر به ته‌نشست اسفالریت قهوه‌ای و/یا پیریت جزیی شده است. پس از شکل‌گیری اسفالریت قهوه‌ای در بخش‌های مرکزی، حجم سیالات گرمایی کاهش یافته و محتوای منگنز در بخش‌های روشن بلور افزایش یافته است (شکل ۴). با جایگیری کانسنگ سولفیدی عملاً گسل تایدان مسدود شده و سامانه گرمایی نخستین شروع به بازسازی می‌نماید. در این زمان، با کاهش تدریجی دما و افزایش O<sub>2</sub>/f، عناصر کمیاب Ga، Cd، Sb، As تمایل دارند در سیال گرمایی ساکن شوند که با رسیدن به محیط احیایی حاوی H<sub>2</sub>S ناپایدار شده و مناطقی با رنگ روشن تشکیل می‌دهند. پس از شکل‌گیری مناطق روشن، سیالات مشتق شده از مناطق عمیق با دمای نسبتاً بالا وارد افق کانسنگ شده و نوارهای زرد کم‌رنگ از پیش موجود اسفالریت نوع CR را بیش از حد گسترش دادند. اثری از نوارهای زرد کم‌رنگ را نمی‌توان در فاصله دور از گسل تایدان (تونل H6 رگه تایدان ۲) مشاهده کرد، که احتمالاً به دلیل کاهش حجم سیالات مشتق شده از مناطق عمیق است. به همین ترتیب، تزریق دوره‌ای سیالات گرمایی مشتق از مناطق عمیق موجب تشکیل مناطق زرد کم‌رنگ و روشن بر روی بلورهای اسفالریت قهوه‌ای شده و در نهایت بافت CMR اسفالریت را تشکیل داده است. مکانیسم مشابهی برای توضیح



نواربندی رنگی درون بلورهای اسفالریت منفرد در کانسار West Shropshire انگلستان گزارش شده که تصور می‌شود تشکیل آنها به دلیل تزریق دوره‌ای سیالات گرمایی که جذب کاتیون‌های فلزی مختلف را در ترکیب اسفالریت پهنه‌بندی شده کنترل می‌کند، صورت گرفته باشد (Patrick et al., 1993). بنابراین، ممکن است که تشکیل اسفالریت با پهنه‌بندی رنگی را بتوان به تزریق دوره‌ای محلول گرمایی کانه‌ساز به ویژه در راستای شکستگی‌های باز (نظیر گسل تاییدان) نسبت داد.

## ۸-۲- ترکیب شیمیایی و تحول سیال گرمایی

توزیع هر یک از فلزات در اسفالریت توسط ترکیب سیال کانه‌ساز کنترل می‌شود (Kuhlemann and Zeeh, 1995). مقادیر بالای عناصر Fe, Mn, Ge و Tl در بخش‌های قهوه‌ای اسفالریت اغلب با همراهی پیریت وجود دارد (شکل ۴) که حاکی از بالا بودن این فلزات در سیال گرمایی و نیز بالا بودن محتوای سولفیداسیون سیال نسبت به سایر نوارهای رنگی روشن است (حجم مودال کانی‌ها به ترتیب کاهش می‌یابد: اسفالریت قهوه‌ای < پیریت < گالن). در مقابل، نوارهای زرد کم رنگ اسفالریت عاری از ادخال کانی‌ها و غنی شده در عناصر Ga و Sn, In هستند که نشان می‌دهد سیال سازنده نوارهای زرد کم رنگ دارای غلظت بالاتری از عناصر مذکور است. علاوه بر این، مقادیر بالایی از غلظت عناصر As و Sb در نوارهای روشن و همزیست با گالن آنتیموان‌دار استنباط می‌کند که سیال مناطق روشن از عناصر As و Sb غنی بوده‌اند. این امکان وجود دارد که تغییرات در اسفالریت دارای نواربندی رنگی با تغییر در خصوصیات فیزیکوشیمیایی کانی‌سازی ایجاد شود (Gagnevin et al., 2012). بسیاری از مطالعات نتیجه گرفته‌اند که مقدار pH از ۵ تا ۷ در ۱۵۰ درجه سانتیگراد برای شکل‌گیری اسفالریت مناسب است (Pfaff et al., 2010). شرایط احیایی سیالات گرمایی را می‌توان به صورت کیفی با استفاده از محتوای منگنز اسفالریت تخمین زد. تحت شرایط احیاء، منگنز تمایل دارد به جای تشکیل اکسیدهای منگنز، در شبکه‌های اسفالریت به صورت MnS حضور یابد (Vaughan and Craig, 1997). بنابراین، غلظت بالای منگنز در اسفالریت شرایط نسبتاً احیاء را نشان می‌دهد. در کانسار بایچه باغ، مقدار متوسط غلظت منگنز از بخش‌های قهوه‌ای (میانگین ۲۴/۳ ppm)، مناطق زرد کم‌رنگ (میانگین ۱۰/۴ ppm) تا نوارهای روشن (میانگین ۵/۶ ppm) کاهش می‌یابد، که نشان می‌دهد اسفالریت با رنگ‌های تیره‌تر تمایل به کاهش نسبتاً بیشتری دارد. دو نکته مثبت در غلظت منگنز در الگوی اسفالریت‌های CMR وجود دارد. نوسانات محتوای منگنز نشان می‌دهد که سطح  $fO_2$  حداقل دو ضریب مختلف را در طول رشد اسفالریت تجربه کرده است. با توجه به اینکه ته نشست سولفیدها ناشی از اختلاط دو سیال گرمایی متضاد صورت می‌گیرد، لذا pH تغییرات هماهنگ با این پارامترها (دما و  $fO_2$ ) را نشان می‌دهد (Pfaff et al., 2011). به طور خلاصه، خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیال (نظیر pH، دما و  $fO_2$ ) با تغییرات رنگ در طول فرایند رشد الگوی CMR بلورهای اسفالریت بایچه باغ سازگار هستند.

## ۹- نتیجه‌گیری

پیش از این پژوهش، مطالعات ناچیزی در خصوص پیدایش و اهمیت پهنه‌بندی رشد در اسفالریت انجام شده است. مطالعات در مقیاس میکروسکوپی نقش مهمی در دستیابی به درک بهتر سازوکار رشد اسفالریت پهنه‌بندی شده دارد. تصاویر پتروگرافی همراه با داده‌های دقیق LA-ICP-MS، ترکیبات مختلف عناصر کمیاب را در سه منطقه رنگی اسفالریت نشان داد. مشخص شد که تنوع رنگ اسفالریت را می‌توان به طور آزمایشی به غلظت آهن و محتوای نسبتاً پایین سایر عناصر (Ga و Cd, Sb, Tl, Ge, Pb) نسبت داد. در طول فرایند، تغییر چرخه‌ای عوامل خارجی، مانند شرایط فیزیکوشیمیایی (عوامل دما و  $fO_2$ ) و ترکیب سیال گرمایی موجب تشکیل بلور اسفالریت با ناحیه رنگی در بایچه باغ شده است. به طور کلی، مقیاس‌های میلی‌متری و میکرونی تغییرات ترکیبی در اسفالریت دارای منطقه‌بندی رنگی، تداوم یک سامانه گرمایی دوره‌ای در راستای یک گسل را نشان می‌دهد که مسئول محدوده ترکیبی بزرگ برخی از فلزات کمیاب در ساختمان بلوری یک کانی است.

## ۱۰- تقدیر و تشکر

بدین وسیله از همکاری آزمایشگاه دولتی تحقیقات کانسارهای معدنی در دانشگاه نانچینگ (چین) و به ویژه دکتر Shiru Lin در تهیه و تفسیر داده‌های دستگاهی LA-ICP-MS کمال تشکر و قدردانی را دارد.

## ۱۱- مراجع

- Alavi, M., Hajian, J., Amidi, M., Bolourchi, H., 1982. Geology of Takab-Saein-Qaleh, 1: 250000, Report No. 50. Geological Survey of Iran.
- Babakhani, A.R., Ghalamghash, J., 1990. Geological Map of Takht-e-Soleyman, 1: 100.000. Geological Survey of Iran, Tehran.

- Belissont R., Boiron M.C., Luais B. and Cathelineau M. (2014) LA-ICP-MS analyses of minor and trace elements and bulk Ge isotopes in zoned Ge-rich sphalerites from the Noailhac-Saint-Salvy deposit (France): insights into incorporation mechanisms and ore deposition processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 126, 518–540.
- Burisch, M., Gerdes, A., Walter, B.F., Neumann, U., Fettel, M., Markl, G., 2017. Methane and the origin of five-element veins: Mineralogy, age, fluid inclusion chemistry and ore forming processes in the Odenwald, SW Germany. *Ore Geol. Rev.* 81, 42–61.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B. and Melcher F. (2009) Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICP-MS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 4761–4791.
- Frenzel M, Hirsch T, Gutzmer J (2016a) Gallium, germanium, indium, and other trace and minor elements in sphalerite as a function of deposit type—a meta-analysis. *Ore Geol Rev* 76:52–78.
- Gagnevin D., Menuge J. F., Kronz A., Barrie C. and Boyce A.J. (2012) Minor elements in layered sphalerite as a record of fluid origin, mixing, and crystallization in the Navan Zn–Pb ore deposit, Ireland. *Economic Geology*, 109, 1513–1528.
- Heidari, S.M., Afzal, P. and Sadeghi, B., 2023. Miocene tectono-magmatic events and gold/poly-metal mineralizations in the Takab-Delijan belt, NW Iran. *Geochemistry*, p.125944.
- Kissin, S.A., 1992. Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) veins. *Geosci. Can.* 19, 113–124.
- Kuhlemann J. and Zeeh S. (1995) Sphalerite stratigraphy and trace element composition of east Alpine Pb-Zn deposits (Drau Range, Austria-Slovenia). *Economic Geology*, 90, 2073–2080.
- Lotfi, M., Karimi, M., 2004. Mineralogy and ore genesis of Bayche-Bagh five element (Ag- Ni-Co-As-Bi) vein deposit (NW Zanjan, Iran). *Geosci. Sci. Q. J.* 12, 40–55 (in Persian).
- Oftedal IW (1941) Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer zinkblende-führender Vorkommen, vol 8. Skrifter utgitt av det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo, Mat.-naturv.Kl.no.8
- Patrick R.A.D., Dorling M. and Polya D.A. (1993) TEM study of indium bearing and copper-bearing growth-banded sphalerite. *The Canadian Mineralogist*, 31, 105–117.
- Pfaff K., Hildebrandt L.H., Leach D.L., Jacob D.E. and Markl G. (2010) Formation of the Wiesloch Mississippi Valley-type Zn–Pb–Ag deposit in the extensional setting of the Upper Rhinegraben, SW Germany. *Mineralium Deposita*, 45, 647–666.
- Pfaff K., Koenig A., Wenzel T., Ridley I., Hildebrandt L.H., Leach D.L. and Markl G. (2011) Trace and minor element variations and sulfur isotopes in crystalline and colloform ZnS: Incorporation mechanisms and implications for their genesis. *Chemical Geology*, 286, 118–134.
- Rezazadeh, S., Hosseinzadeh, M.R., Rait, J., Moayyed, M., 2021. Sulfosalts record evolution of Cu-Bi-Co-Ni-As mineralization at Baycheh-Bagh deposit, NW Iran. *Ore Geol. Rev.* 139.
- Schürenberg, H., 1960: Vorprojekt zum Ausbau von Kupferbergbau, Kaiserliches Arsenal Teheran; Rheinstahl Industrie-Planungs GmbH., Essen-DiJsseldorf.
- Tale Fazel, E., Pašava, J., Wilke, F.D., Oroji, A. and Andronikova, I., 2023a. Source of gold and ore-forming processes in the Zarshuran gold deposit, NW Iran: Insights from in situ elemental and sulfur isotopic compositions of pyrite, fluid inclusions, and O–H isotopes. *Ore Geology Reviews*, p.105382.
- Vaughan D.J. and Craig J.R. (1997) Sulfide mineral stabilities, morphologies, and intergrowth texture. Pp. 367–434 in: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits—Third Edition* (H.L. Barnes, editor). John Wiley, New York.

## جایگاه تکتونیکی سرپانتینیت های زیوه، جنوب باختری ارومیه

رویا قربان‌نژاد<sup>۱</sup>، اکرم علیزاده<sup>۲\*</sup>

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه [ak.alizadeh@urmia.ac.ir](mailto:ak.alizadeh@urmia.ac.ir)

### چکیده

مجموعه آمیزه رنگین در ارتفاعات دالامپر واقع در جنوب باختر ارومیه، شامل سنگ آهک با لایه های رادیولاریتی، شیل، دیاباز، سنگهای بازالتی، میکرودیوریت، آندزیت و سرپانتینیت می باشد. وجود کانی های سرپانتین، دلیلی برای آنگیری گوشته و چرخه آب در عمق زمین است بنابراین، فرآیند سرپانتینینی شدن حاصل تجزیه شیمیایی و فیزیکی سنگ ها بوده که به دلیل هیدراسیون سنگ های اولترامافیک یا مافیک در نتیجه واکنش با سیالات با منشاء های مختلف، در مناطق مختلف تکتونیکی رخ می دهد. سرپانتینیت های زیوه با منشاء هارزبورژیت و دونیت هستند که بافت های مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی آن، شامل: بافت شبکه ای، بافت پلی گونال و ساخت چشمی و کلاست های سرپانتینیتی بوده و دارای شکستگی ها و رگه ها می باشند. تحرک شدید گسل های راندگی و پنهان در این منطقه، موجب خردشدگی شدید سنگ ها و ایجاد درزه و شکستگی های فراوان شده است. نتایج مطالعات، دمای تشکیل سرپانتینیت های منطقه را ۴۰۰-۴۳۰ درجه سانتیگراد با فشار تقریبی ۵-۴ کیلو بار و عمق ۱۰-۷ کیلومتر نشان می دهند که در نمودار سه گانه دما-فشار-عمق برای پایداری گونه های سرپانتین، در منطقه آنتی گوریت قرار می گیرد.

**واژه های کلیدی:** سرپانتینیت، آمیزه رنگین، دالامپر، زیوه، ارومیه

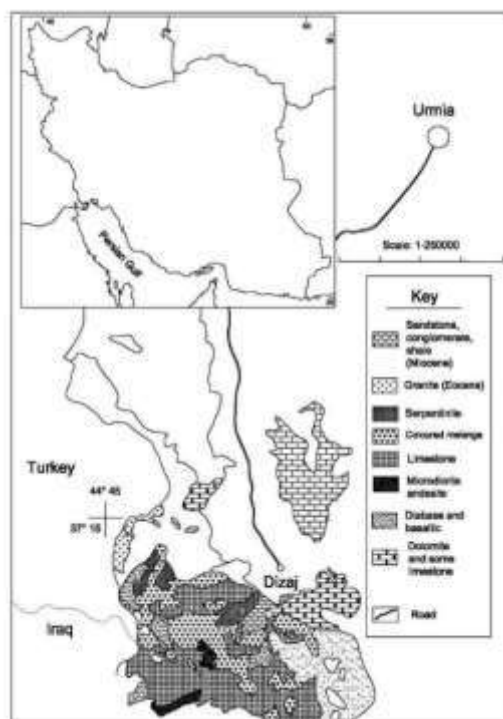
### Abstract

Coloured mélange in Dalampar is located in the southwest of Urmia includes: limestone with radiolarite, shale, diabase, basaltic rocks, micro-diorite, andesite and serpentinite. The presence of serpentine minerals is a reason for mantle dewatering and water cycle in the deep earth. Therefore, the process of serpentinization is the result of chemical and physical decomposition of rocks due to hydration of ultramafic or mafic rocks as a result of reaction with different origins of tectonics events. The Ziveh serpentinites contains of harzburgite and dunite origin. The fabrics and textures observed in microscopic sections include: reticular, polygonal tissue and ocular structure and serpentinite clusters that have fractures and veins. The movement of thrust and hidden faults has caused crushing of rocks and numerous joints and fractures at this region. The results show that the formation temperature of serpentines in the region is 430-400 °C with an approximate pressure 4-5 K and a depth of 7-10 km, illustrate on stability field of Antigorite for different type of serpentinites in the T-P-D diagram.

**Keywords:** Serpentinite, Coloured mélange, Dalampar, Ziveh, Urmia

سرپانتینیت‌ها در مکان‌های زمین‌ساختی متفاوتی تشکیل می‌شوند که در هر یک از این مکان‌ها، توسط بافت وکانی‌شناسی و سنگ‌مادر خاص مشخص می‌شوند (O'hanley, 1996). کانیهایی اصلی این سنگ شامل آنتیگوریت-لیزاردیت و کریزوتیل می‌باشد که پایدارترین آنها کانی آنتیگوریت است. در واقع کانیهایی گروه سرپانتین (با فرمول کلی  $(\text{Mg}_3\text{SiO}_5(\text{OH})_4)$  فیلسیلیکات‌ها هستند که از واکنش آب با الیوین و ارتوپروکسن در پریدوتیت‌های گوشته تشکیل می‌شوند (Hirauchi et al., 2020). سرپانتینیت‌ها اجزای مهمی در لیتوسفر اقیانوسی فرو رانده هستند و در چرخه‌های جهانی مواد فرارو هالوژنها و عناصر ناسازگار در مناطق فرورانش نقش اساسی دارند (Scambelluri et al., 2019).

در این تحقیق جایگاه تکتونیکی سرپانتینیت‌های منطقه زیوه واقع در جنوب غرب ارومیه و ارتباط آن با فرورانش، مورد بررسی قرار می‌گیرد (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه در جنوب شهرستان ارومیه، بخشی از زون سندانج-سیرجان می‌باشد. کانیهایی اصلی سنگ‌های سرپانتینیت شامل آنتیگوریت، لیزاردیت و کریزوتیل می‌باشد که پایدارترین آنها آنتیگوریت است زیرا آنتیگوریت در واکنش در دماهایی که از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد در طول دگرگونی تجاوز کند، تشکیل می‌شود. لیزاردیت و کریزوتیل می‌توانند در دماهای کم و نزدیک به سطح زمین تشکیل شوند. کانیهایی اولیه این سنگ شامل الیوین، پروکسن و اسپینل بوده و کانیهایی ثانویه شامل لیزاردیت، کریزوتیل، مگنتیت و کلسیت می‌باشد. وجود  $\text{CO}_2$  در فرایند سرپانتینیتی شدن می‌تواند باعث تولید منیزیت ( $\text{MgCO}_3$ ) یا متان شود.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه و نقشه زمین‌شناسی برگرفته از حقی‌پور و همکاران، ۱۳۵۵.

## روش پژوهش:

منطقه مورد مطالعه در ارتفاعات دالامپر و مرز جغرافیایی بین سه کشور ایران، ترکیه و عراق واقع شده است (شکل ۱). این منطقه به لحاظ زمینساختی در حاشیه فعال قاره ای زون بخیه (suture zone) و محل برخورد دو ورق ایران مرکزی و عربستان واقع شده است. تراست اصلی زاگرس با راستای شمال باختری - جنوب خاوری از جمله ساختارهای مهم و تأثیرگذار بر تکتونیک منطقه است که ادامه آن در کشور همسایه ترکیه با زون بخیه بیتلیس مشخص می گردد.

مجموعه آمیزه رنگین در ارتفاعات دالامپر شامل سنگ آهک با لایه های رادیولاریتی به سن کرتاسه، شیل، دیاباز، سنگهای بازالتی، میکرودیوریت، آندزیت و سرپانتینیت می باشد که کربناته های دگرگون شده ناحیه ای، در زیر آنها قرار گرفته اند. این مجموعه به صورت قطعات خرد شده و به صورت نامنظم در بخش وسیعی از ارتفاعات بیش از ۳۰۰۰ متری قابل مشاهده می باشد. آنچه از نقشه زمین شناسی و مطالعات صحرایی نیز بر می آید، نشان می دهد که مجموعه آمیزه رنگین، میکرودیوریت و آندزیت بر روی سنگهای آهکی سفیدرنگ حاوی لایه های رادیولاریتی واقع گردیده است (اژدری و همکاران، ۱۳۸۳).

شکل ۲، تصویری از واحد سرپانتینیتی در گردنه کله شین واقع در دامنه ارتفاعات دالامپر را نشان می دهد که به شدت دگرسان شده اند. سرپانتینیت ها به صورت پراکنده و محدود، در میان مجموعه خرد شده آمیزه های رنگین مشاهده می شوند.



شکل ۲. تصاویر صحرایی از سرپانتینیت ها. دید عکسها به سمت شمال خاوری می باشد.

## نتایج:

### مقاطع میکروسکوپی:

در این مطالعه، از مقاطع میکروسکوپی، به منظور تعیین شرایط تشکیل سرپانتین و فازهای مختلف دگرشکلی، استفاده گردیده است. در مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای انجام شده توسط عبدالله خله (۱۳۹۷)، دمای تشکیل سرپانتینیت های منطقه ۴۰۰-۴۳۰ درجه سانتیگراد با فشار تقریبی ۴-۵ کیلو بار و عمق ۱۰-۷ کیلومتر تعیین گردیده است. رگه ها در منطقه مورد مطالعه در

زمینه سرپانتینیته رشد کرده اند که می توان از آنها برای تعیین فازهای مختلف تغییر شکلی استفاده نمود. بدین معنی که تنش های اعمالی سبب دفرمیشین در رگه ها می شود لذا از آنها می توان به عنوان شاخص های تغییر شکلی برای یک منطقه استفاده نمود. شکل ۳ رگه های نسل اول و دوم را در مقطع میکروسکوپی منطقه نشان می دهد که دلالت بر فعالیت های پس از کوهزایی دارند (قریان نژاد، ۱۴۰۰).



شکل ۳. رگه های نسل اول و دوم

برخی از رگه های موجود در مقاطع میکروسکوپی، همزمان با اعمال تنش و به تبعیت از زمینه، دچار تغییر شکل گردیده و چین خورده اند. این رگه ها به عنوان رگه های همزمان با تکتونیک شناخته می شوند (شکل ۴).



شکل ۴. رگه های همزمان با تکتونیک

شکل ۵، یک رگه بیوتیتی را نمایش می‌دهد که خود رگه از درون دارای رشد هم محور یا Syntaxial می‌باشد. رگه‌های هم محور رگه‌هایی هستند که از محور رگه به اطراف رشد کرده و دارای جنس یکسان می‌باشند. رگه‌های بیوتیتی نیز از نوع رگه‌های پس از برخورد هستند.



شکل ۵. رگه‌های پس از برخورد

در شکل ۶ رگه‌های نسل اول و دوم مشاهده می‌شوند که توسط رگه‌های بیوتیتی نسل بعدی قطع شده‌اند. رگه‌های بیوتیتی در قسمت پایین مقطع و در اثر تنش‌های وارده دچار چین خوردگی شده‌اند.



شکل ۶. رگه‌های بیوتیتی درکنار رگه‌های نسل اول و دوم

آخرین نسل از رگه‌ها در منطقه زیوه، رگه‌های ترکیبی هستند (شکل ۷) که در فاز پس از کوهزایی ایجاد شده‌اند و بر روی شبکه سرپانتینیته قرار گرفته‌اند.





شکل ۷. رگه های ترکیبی

## ۵- نتیجه گیری

### مورفولوژی میکروسکوپی رگه ها

رگه های میکروسکوپی به دو دسته کلی تقسیم می شوند:

۱. رگه هایی که مستقیماً در ارتباط با اجزای سخت بوده و به عنوان حاشیه های فشاری هستند
  ۲. رگه هایی که نسبتاً دارای اجزای سخت هستند ولی توسط شکستگی یا فاکتورهای دیگر ایجاد شده اند
- حاشیه های فشاری رگه هایی هستند که طرفین جسم سخت ایجاد می شوند و معمولاً کانیهای معدنی را دربرمی گیرند. اگر آنها دارای لبه های تیز و ساختار فیبری باشند، حاشیه فشاری خوانده می شوند ولی چنانچه مرزهای مضرس داشته باشند و ساختار فیبری نداشته باشند، به عنوان سایه های فشاری هستند. اغلب رگه ها شکل لوزی، صفحه ای یا قطره ای دارند.
- شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، دلالت بر مکانیسم تشکیل مجموعه آمیزه رنگین منطقه به صورت ترکیبی از فرآیندهای تکتونیکی و رسوبگذاری در محیط تشکیل برخوردی دارند. حضور قطعات خرد شده تکتونیکی درون زمینه گلسنگی تأییدی بر این مدعا می باشد. ملانژها در این منطقه بدون توجه به منشاء آنها با یک بلوک سنگی با لیتولوژی هتروژن (ناهمگن) با ماتریکس نامقاوم مشخص می شوند. ملانژهای سرپانتینیته مشاهده شده در منطقه نیز متعلق به منطقه برخورد دو قاره هستند که به دلیل خاصیت الاستیک آن در راستای عملکرد گسلهای تراستی و جریان شکل پذیر در ارتفاعات دالامپر شکل گرفته است. بعد از فرآیند سرپانتینیته شدن این سنگها تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی قرار گرفته اند، و این فرآیند تکتونیکی باعث ایجاد شیرینگ (زون-های برشی) شده و احتمالاً پس از این مرحله این سنگها احتمالاً دو مرحله تحت تأثیر دگرسانی (هیدروترمال) کربناته واقع شده اند، و این کاملاً با وجود رگه های کربناته داخل مقاطع مطابقت دارد. بنابراین وقتی سیال کربناته، داخل سرپانتین های خوردشده وارد می شود و رفته رفته ته نشین می شود، بخشی از تیکه های خوردشده سنگ سرپانتینیت داخل کربنات ها به دام افتاده اند. سنگ های سرپانتینیته منطقه مورد مطالعه بسیار تکتونیزه بوده و این خوردشدگی و اختلاف ارتفاع در منطقه نمی تواند به دلیل فرسایش و عوامل غیر تکتونیکی باشد. شکستگی های منطقه مورد مطالعه محسوس ترین عوارض تکتونیکی می باشند که در ارتباط با راندگی اصلی زاگرس و گسلها و شکستگی های ناشی از عملکرد آن می باشد.



## منابع:

اژدری، ک.، محمدی ترک آباد، ح.، رضانی اردکانی، ف.، ۱۳۸۳. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

حق پور، آ.، آقابات، ع.، نوایی، ا.، ۱۳۵۵. نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ سرو. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

عبدالله خله، ک.، ۱۳۹۷. ژئوشیمی و بررسی خاستگاه سرپانتینیت های منطقه گسیان زیوه - جنوب ارومیه. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه.

قربان نژاد، ر.، ۱۴۰۰. ویژگی های ساختاری و جایگاه تکتونیکی سرپانتینیت های زیوه، جنوب غرب ارومیه. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه.

Hirauchi, K., Katayama, I., Kouketsu, Y., 2020. Semi – brittle deformation of antigorite serpentinite under forearc mantle wedge conditions. *Journal of Structural geology*, 140. Doi: 10.1016/j.jsg.2020.104151

O'Hanley, D.S., 1996. *Serpentinities: Records of Tectonic and Petrological History*. Oxford monographs on geology and geophysics.

Scambelluri, M., Cannà, E., Gilio, M., 2019. The water and fluid-mobile element cycles during serpentinite subduction. A review. *European Journal of Mineralogy* 31(3). DOI: 10.1127/ejm/2019/0031-2842

## تحلیل هندسی چین خوردگی مرتبط با گسلش؛ مطالعه موردی چین خوردگی حوضه مغان (شمال غرب ایران)

الهامه مردانی حویق<sup>۱\*</sup>، مهناز رضائیان<sup>۲</sup>، غلامرضا قرايیگلی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری مستقیم تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران.

Elhame-mardani@iasbs.ac.ir

۲- استادیار گروه تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران. m.rezaeian@iasbs.ac.ir

۳- دکترای تکتونیک، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران. g.gharabeigli.1975@gmail.com

### چکیده

تقسیم‌بندی مورفوتکتونیکی گستره مغان معرف سه پهنه است. ساختار چیره شامل تاقدیس‌هایی با یال شمالی پرشیب و گاه‌ها برگشته و یال جنوبی کم‌شیب است. گسل‌های رانده اصلی با شیب رو به جنوب مسبب تشکیل آن‌ها هستند. همزمان با رشد چین‌ها، این گسل‌ها عمدتاً یال شمالی تاقدیس‌ها را متأثر کرده و باعث برگشتگی یال شمالی تاقدیس‌های اصلی شده‌اند. هندسه چین‌ها دارای الگوی شاخص تاقدیس‌هایی فشرده با طول موج کوتاه و یال‌های پرشیب و ناودیس‌های فراخ با طول موج بزرگ هستند. سبک دگرشکلی مرهون تنش‌توالی چین‌های ضمیمه لایه تخریبی شامل افق‌های شیل و مارنی متعدد است. این لایه‌ها موجب تشکیل افق‌های جدایشی شده که نقش موثری در تعیین عمق و سبک چین‌خوردگی دارند. انطباق موقعیت چین‌ها و تقسیم‌بندی هندسی با پهنه‌های مورفوتکتونیکی در حوضه نشان می‌دهد مرزهای پهنه‌های مورفوتکتونیکی گسلی است و تاقدیس‌ها در هر پهنه مورفوتکتونیکی الگوی هندسی و دگرشکلی از چین جدایشی به انتشار گسل و خمشی تغییر میکند.

**واژه‌های کلیدی:** حوضه مغان؛ افق‌های جدایشی؛ پهنه مورفوتکتونیکی؛ الگوی دگرشکلی.

### Abstract

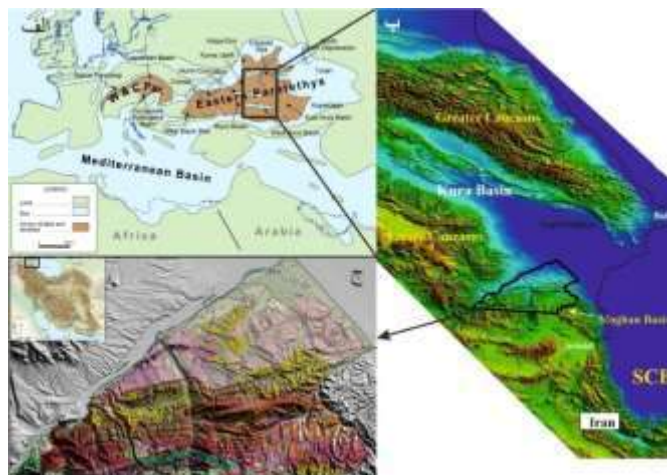
The Moghan region, in the south of the Kura basin, shows an approximate east-west structural trend. The morphotectonic division of the studied area represents three zones. The structures include anticlines with a steep and sometimes reversed northern flank and a gentle southern flank. The main thrust faults with a slope towards the south are responsible for the deformation. Simultaneously with the growth of the folds, these faults mainly affected the northern edge of the anticlines and caused the reversal of the northern flank of the main anticlines. The geometry of the folds has a characteristic pattern of tight anticlines with short wavelengths and broad synclines with long wavelengths and gently sloping flanks. The deformation style is due to the deposition of thick stratified sequence of the incompetent layer, including shale and marl horizons. These layers have formed separation horizons that play an effective role in determining the depth and style of folding. The correspondence of the position of the folds and the geometrical division with the morphotectonic zones in the basin shows that the borders of the morphotectonic zones are faults and the anticlines in each morphotectonic zone have a geometric pattern in which deformation pattern from detached fold to fault propagation and fault bending fold.

**Key words:** Moghan Basin, Detachment horizons, Morphotectonic zone, Deformation style.

### ۱- مقدمه

حوضه مغان (شمال غرب ایران)، در حاشیه جنوب شرقی حوضه پاراتیس و جنوب حوضه کورا و در فروافتادگی موسوم به کورا-ارس قرار دارد (FOL, 2000) (شکل ۱). پاراتیس دریای درون قاره‌ای جدا شده از نئوتتیس با گسترشی چشمگیر، از غرب اروپا تا شرق چین است که از افت سطح آب در ائوسن-الیگوسن (Allen and Armestrang, 2001, Popov et al., 2010, Zachos et al., 2001) و متعاقب فعالیت‌های تکتونیکی کوهزاد آلپ-همالیا (Allen and Armestrang, 2001, Popov et al., 2010, Zachos et al., 2001) تشکیل شده است.

۲۰۰۸ ایجاد شده‌است. این حوضه در زمان ائوسن به بزرگترین وسعت منطقه‌ای خود رسید (Zonenshain and Le Pichon, 1986). قرارگیری حوضه مغان در شمال کمر بند کوهزایی تالش - قفقاز کوچک (Adamia et al., 1981) و حاشیه شمالی منطقه برخوردی صفحات اوراسیا - عربستان منجر به وجود ساختارهای متفاوت از مناطق مجاور در این حوضه شده و نشان‌دهنده تاریخیچه تکاملی تکتونیکی و زمین‌شناسی متفاوتی در این حوضه است (Adamia et al., 2011; Willm et al., 1961). حوضه کورا که با نهشته‌های پس از کوهزایی (موسوم به نهشته‌های مولاس) پر شده‌است، بعنوان یک حوضه پشت کمانی (FOL, 2000, Adamia et al., 2011) به کوه‌های قفقاز بزرگ در شمال و قفقاز کوچک در جنوب محدود می‌شود. ساختارهای حوضه از چین‌هایی با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در شرق، شرقی - غربی در مرکز و شمال‌شرقی - جنوب‌غربی در غرب تشکیل شده‌است. گزارش‌های مکرر از وجود تراوش‌های نفت سطحی در قیردره و دیگداش این منطقه را به حوضه امیدوارکننده‌ای از نظر اکتشاف نفت تبدیل کرد (Mirshahni et al. 2018) و نقطه عطفی در آغاز مطالعات زمین‌شناسی در این حوضه شد.

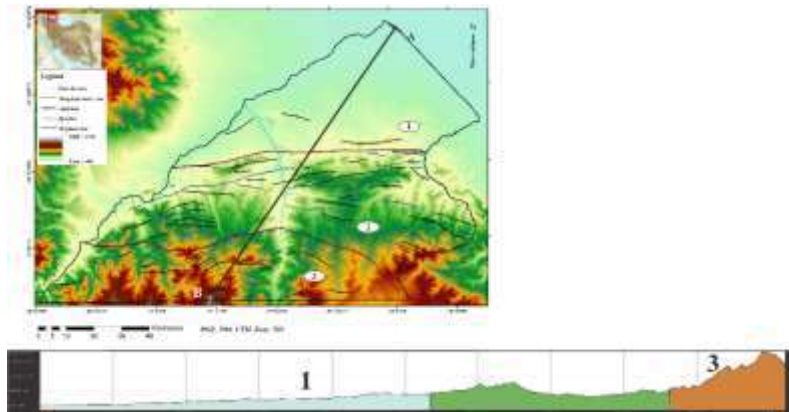


شکل ۱- موقعیت حوضه مغان در الف) حوضه پاراتیس (Okay, 2020)، ب) جنوب حوضه کورا، ج) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مغان.

## ۲- معرفی منطقه مورد مطالعه

حوضه مغان منطقه‌ای به وسعت تقریبی ۶۵۰۰ کیلومترمربع در شمال‌غرب ایران، شمال استان‌های اردبیل و آذربایجان شرقی قرار دارد (شکل ۱ج). منطقه مغان از نظر تکتونیکی بخش شمالی کمر بند کوهزایی آلپ - هیمالیا و بخشی از منطقه قفقاز است که در حد فاصل منطقه خزر جنوبی و دریای سیاه واقع شده و در تقسیم‌بندی‌های تکتونیکی ناحیه مغان شامل قسمت‌های شمالی کمر بند چین خورده رورانده تالش و بخش‌های جنوبی حوضه پیش بوم کورا - قفقاز میانه است (Adamia et al., 2011, Brunet et al., 2009). تجمع ضخامت زیادی از رسوبات آواری سنوزوئیک (بیش از ۱۱ کیلومتر) در حوضه پشت کمانی مغان حاکی از فرونشینی در زمانی نسبتاً کوتاه در این ناحیه است. مقربی (۱۹۷۲)، حوضه مغان را در تقسیم‌بندی تکتونیک - رسوبی سنوزوئیک، قسمتی از حوضه پاراتیس می‌داند و معتقد است ویژگی‌های سنگی و زیستی رسوبات منطقه تفاوت آشکاری با دیگر نواحی ایران دارد و مشابه دشت گرگان و سواحل جنوبی دریای خزر است. بربریان (۱۹۸۲) ناحیه مغان را بخشی از حوضه کاسپین جنوبی معرفی کرده‌است و به همین دلیل تکوین و تکامل آن در پیوند با حوضه خزر جنوبی مورد بررسی قرار می‌گیرد.








تحلیل ساختاری - ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه امکان تقسیم‌بندی حوضه به سه پهنه مورفوتکتونیکی را می‌دهد (شکل ۲، الف) که بر تقسیم‌بندی حوضه مغان از نظر پتانسیل هیدروکربنی (LUKOIL, 2007) منطبق است. پهنه ۱ محدوده دشت کواترنری مغان با توپوگرافی پست است و در جبهه دگرشکلی قرار دارد و پهنه مستعد از نظر پتانسیل هیدروکربنی است. پهنه ۲ که دربرگیرنده واحدهای چین خورده نوژن و پالئوژن است، نقش جبهه کوهستانی دشت مغان را ایفا می‌کند و منطبق بر پهنه نیمه مستعد است. پهنه ۳ دربرگیرنده واحدهای دگرشکل شده پیش از سنوزوئیک است که از نظر پتانسیل هیدروکربن پهنه غیرمستعد می‌باشد. تاقدیس‌ها در مرز پهنه یک و دو نظم پله‌کانی (En echelon) دارند و همچنین در مرز دو و سه چرخش محوری مشهود است. پهنه یک دارای مهمترین اولویت اکتشافی است بطوریکه کلیه اهداف اکتشافی ناحیه مغان در این بخش قرار دارند (گزارش 2492، شرکت ملی نفت ایران - مدیریت اکتشاف).



شکل ۲- پهنه‌بندی مورفوتکتونیک حوضه مغان، الف) سه پهنه مورفوتکتونیک در حوضه مغان برپایه توزیع ارتفاع و رخنمون واحدهای چینهای، مرز بین پهنه‌های مورفوتکتونیک با خط بنفش دیده می‌شود. خطوط آبی رنگ محور ناودیس‌ها و خطوط سیاه رنگ محور تاقدیس‌های حوضه مغان را نشان می‌دهد. AB، مسیر برش شکل b را نشان می‌دهد. ب) برش توپوگرافی تهیه شده در Google Earth، سه پهنه مورفوتکتونیک با رنگ مجزا در برش توپوگرافی مشخص شده‌است.

## ۲-۱- معرفی ستون چینه‌شناسی حوضه مغان

توالی رسوبات تخریبی پرکننده حوضه مغان با ضخامت بالغ بر ۱۱ کیلومتر بر روی سنگ بستر کرتاسه نهشته شده‌اند (IFP, ۱۹۶۱). شکل ۳ ستون چینه‌شناسی حوضه مغان را نشان می‌دهد. ویژگی مکانیکی سنگ‌ها و سطوح جدایشی تاثیر بسیار مهمی بر هندسه نهایی ساختارها و جنبش سامانه گسل‌های راندگی دارد (Bahroudi and Koyi, 2003) از اینرو در این بخش به معرفی ستون چینه‌شناسی حوضه مغان می‌پردازیم.

| Era   | Age (Ma)  | Period    | Epoch    | Sub Epoch             | Formation          | Thickness                      | Equivalent in Azerbaijan   | Lithology   | Detachment Horizons   | Tectonic Event       |                |            |            |   |   |     |  |  |
|---|-----------|-----------|----------|-----------------------|--------------------|--------------------------------|--|---|---|----------------------|----------------|------------|------------|---|---|-----|--|--|
| CENOZOIC  | 5         | NEOGENE   | Pliocene | Recent                |                    | 300-480                        |  | Recent alluvial<br>Mud and clay, conglomerate   |   | Compression          |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           |          | Upper                 | Sarmatian Deposits | 150-475                        | Chirchik Basin<br>Baklanovo<br>Volcanic  | Coloured siltstone,<br>silty clay, sandstone  |   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           | Middle   | Tortonian Deposits    | 100-500            | Araks basin<br>Tortum<br>Araks | Brown clay, sandstone,<br>conglomerate, Clay marl<br>and fossiliferous sandstone |   | →   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  | Orthoquartzite,<br>pink silt and clay   |   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  | Red silty clay with sandstone   |   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   | 25        | Oligocene | Upper    | Middle Z <sub>1</sub> | Z <sub>2</sub>     | 350-700                        | Metkassum  | Fossiliferous sandstone with shale  | →   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   | Lower Z <sub>1</sub> | Z <sub>2</sub> | 1000       |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           | Middle   | Lower Z <sub>1</sub>  | Z <sub>2</sub>     | 650                            | Penmaz   | Coloured siltstone,<br>silty clay, sandstone<br>Coloured silty clay with<br>fossiliferous sandstone | →   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   | Upper Z <sub>1</sub> | Z <sub>2</sub> | 800        | Shahsavari |   |   |     |  |  |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   | Lower                | U Qaj Gerdiz   | 15-600     | Tjakeni    |   |   |     |  |  |
|   | 35        | PALEOGENE | Eocene   | Upper                 |                    | L Qaj Gerdiz                   | 140-600  | Arkeyan   | Alternation of marl,<br>silty clay, sandstone<br>Basaltic lava flow | →                    |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   |                      | Peshavar       | 30-1000    | Peshavar   | Clay, marl, silty clay<br>and sandstone |   |     |  |  |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   |                      |                |            |            |   | Sain Aghaj                                  | 600 |  | Clay, marl, silty shale,<br>sandstone with limestone |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   |                      | Lower          | Ghor Aghaj | 2500       | Komiljon                                | Shale, silty shale,<br>luffaceous sandstone | →   |  |  |
| 60  | PALEOGENE |           |          |                       | Gari Su            | 0-1000                         |  | Sandy marly limestone<br>Sandstone, shale   | →   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
|   |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
| Cretaceous  |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |
| <div>Limestone  Sandstone  Conglomerate  Alluvial Deposits  Volcanic rock  Unconformity  Detachment Horizons </div> |           |           |          |                       |                    |                                |  |   |   |                      |                |            |            |   |   |     |  |  |

شکل ۳- ستون چینه‌شناسی تلفیقی حوضه مغان براساس (IFP, 1959, LUKOIL, 2007, Foutohi, 1973, Amini, 2006, Vincent, S. J. et al. (2005)

توالی‌های چین‌ای زمان کرتاسه در حوضه مغان با نام سازند کلیبر شناخته می‌شود که در بخش جنوبی و جنوب‌غربی حوضه مغان رخنمون دارد و شامل رسوبات رودخانه‌ای، کنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ کربناته-آتشفشانی تخریبی و لایه‌های کربناته ضخیم تا متوسط لایه است (PPZ, 1390). سازند قره‌سو (E<sub>0</sub>): با همبری ناپوسته بر روی سازند کلیبر نهشته شده‌است. از نظر سنگ‌شناسی و موقعیت چینه‌شناسی معادل سازند آستارا در آذربایجان است (IFP, 1959).

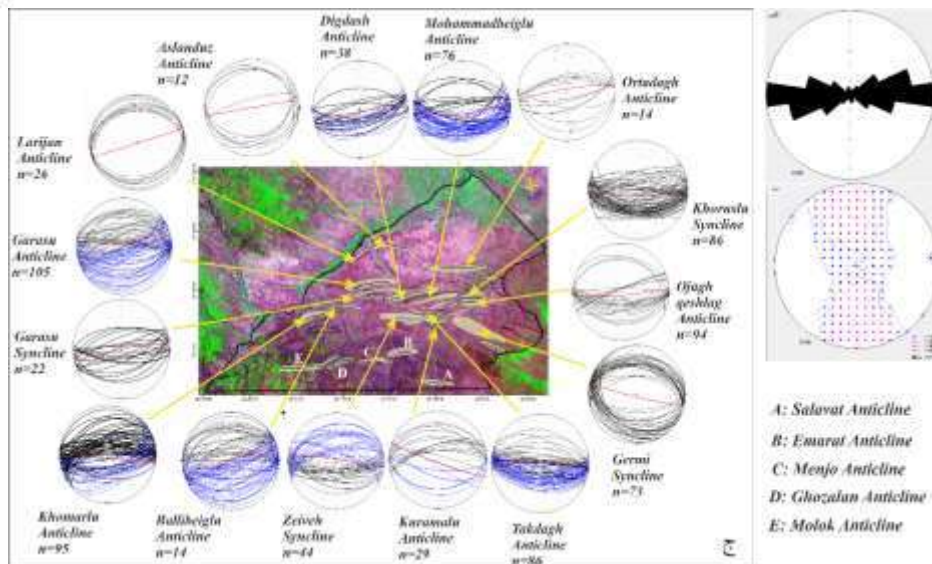
(Fotouhi, 1973; Amini, 2006; 1961) و سنگ‌شناسی آن شامل مارن و سنگ آهک مارنی خاکستری سبز تا قرمز است. سازند قره‌آغاج ( $E_1$ ): حد زیرین با ناپوستگی روی کرتاسه و قره‌سو قرار دارد و به صورت تدریجی به سازند شکرلو تبدیل می‌گردد (PPZ, 1390). این سازند معادل سازند کومولون (Komoljon) در آذربایجان است (LUKOIL, 2007; IFP, 1961). سنگ‌شناسی عمده این سازند تناوبی از ماسه‌سنگ خاکستری تا گل‌سنگ، شیل سیلتی خاکستری تیره، ماسه‌سنگ توفی و سیلتستون است (IFP, 1961; PPZ, 1390). این سازند افق جدایشی تاقدیس خمارلو است (PPZ, 1390) سازند شکرلو ( $E_2$ ): بطور همشیب روی قره‌آغاج قرار دارد و به وسیله سازند سلم‌آغاجی پوشیده می‌گردد. معادل این سازند در تالش آذربایجان سازند نسلی (Nasli) است (LUKOIL, 2007). سنگ‌شناسی این سازند که با کنگلومرای توفی قاعده‌ای به ضخامت ۱۰ متر شروع می‌شود (PPZ, 1390) شامل رس، ماسه‌سنگ توفی، مارن، تناوبی از ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز و رس‌های سیلتی و ماسه‌ای است و سیکل‌های رسوبی ریزشونده از کنگلومرا به ماسه‌سنگ و گاهی ماسه‌سنگ به شیل دارد (IFP, 1961; PPZ, 1390; Fotouhi, 1973). سازند سلم‌آغاجی ( $E_3$ ): با مرز تدریجی روی ماسه‌سنگ توفی شکرلو قرار می‌گیرد و بصورت ناگهانی و هم‌شیب با بازالت‌های پشتاسر پوشیده می‌شود (PPZ, 1390). سنگ‌شناسی آن رس و مارن با میان لایه‌های آهک رسی نازک‌لایه و ماسه‌سنگ ضخیم توفی با کنکریون‌های آهکی، شیل، سیلتستون شیلی ماسه‌ای است (IFP, 1961). سازند سلم‌آغاجی دومین افق جدایشی در حوضه مغان است که بعنوان افق جدایشی تاقدیس‌های تک‌داغ و شیخلان است (PPZ, 1390). بازالت پشتاسر ( $E_3b$ ): دارای همبری با مرز مشخص و ناگهانی با سازند اجاق‌قشلاق است (PPZ, 1390) و جوانترین واحد ولکانیکی پالئوژن در تالش است (Vincent et al., 2005). از نظر پتروگرافی این واحد بازالتی از جنس آندزین، لابردور و اوژیت است (IFP, 1961). سازند اجاق‌قشلاق ( $E_4$ ): دارای مرز زیرین ناگهانی با بازالت پشتاسر اما حد بالایی با ناپوستگی زیر کنگلومرای قاعده‌ای بخش زیوه زیرین قرار دارد (PPZ, 1390). این سازند در اتوسن فوقانی تا الیگوسن بر روی بازالت پشتاسر با ناپوستگی آذرین‌پی رسوبگذاری کرده‌است (Amini, 2006). با توجه به فراوانی میکروفسیل‌ها به دو بخش بالایی و پایینی تقسیم می‌شود. لیتولوژی اجاق‌قشلاق زیرین (معادل Arkevan آذربایجان) شامل ماسه‌سنگ آرکوزی توفی، شیل‌های بیتومینه‌دار و کنگلومرا است. سنگ‌شناسی اجاق‌قشلاق بالایی (معادل Tjakend در آذربایجان) شامل شیل‌های آهکی خاکستری، رس‌سنگ است (IFP, 1961). اجاق‌قشلاق بالایی بعنوان یکی دیگر از افق‌های جدایشی در ستون چینه‌ای حوضه مغان مطرح است و تاقدیس‌های کورمالو و تولیر در روی این افق گسستگی ساختمانی پیدا می‌کنند (PPZ, 1390). ر سازند زیوه: حد فوقانی با ظهور رس‌های ژیبسی یا قرمز آهن‌دار قاعده تورتونین مشخص می‌شود (PPZ, 1390). سازند زیوه را معادل سری میکوب در تالش آذربایجان می‌دانند (IFP, 1961; LUKOIL, 2007). براساس مشخصات سنگ‌شناسی به بخش‌های زیوه پائینی ( $Z_1$ )، زیوه میانی ( $Z_2$ ) و زیوه بالایی ( $Z_3$ ) تفکیک شده‌است (IFP, 1961). سنگ‌شناسی کلی این سازند شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ با میان لایه‌های سیلتستون و شیل، گل‌سنگ، ماسه‌سنگ آهکی، شیل‌های ژیبس‌دار با آثار گیاهی و مواد آلی فراوان، کنگلومرا با میان لایه‌هایی از رگچه‌های ذغالی و شیل است (PPZ, 1390). زیوه پایینی افق جدایشی تاقدیس دیگداش و زیوه بالایی با لیتولوژی عمدتاً شیلی بعنوان افق جدایشی تاقدیس قره‌سو است. در سازند تورتونین: مرز زیرین با زیوه بالایی همساز و تدریجی و مرز بالایی با سارماسین است (PPZ, 1390). نهشته‌های این بخش به علت انتصاب به اشکوب تورتونین (میوسن میانی) به نام سازند تورتونین نامیده می‌شوند (IFP, 1961). سنگ‌شناسی تورتونین شامل ماسه‌سنگ‌های دانه ریز، سیلت، شیل خاکستری، مارن و گل‌سنگ با بین لایه‌های آهکی و دولومیتی و یا رس سرخ رنگ است (IFP, 1961). سازند سارماسین: در شرق ناحیه قره‌سو بصورت تدریجی روی رسوبات تورتونین نهشته شده‌است (PPZ, 1390). با مرز ناپوستگی اصلی و نبود رسوبات سارماسین بالایی و پلیوسن زیرین توسط رسوبات آکچاگیل پوشیده می‌شود (PPZ, 1390). به مجموعه نهشته‌های مربوط به اشکوب سارماسین (میوسن پسین)، سازند سارماسین گفته می‌شود. سنگ‌شناسی این سازند شامل سیلت رس‌دار، رس‌های خاکستری قهوه‌ای، مارن، ماسه‌سنگ آهکی درشت دانه، رسوبات ژیبس و لیگنیت‌دار است (IFP, 1961). نهشته‌های پلیوسن: نهشته‌های پلیوسن زیرین در مغان گزارش نشده‌اند و در بیشتر بخش‌های مغان رسوبات پلیوسن بالایی با ناپوستگی زاویه‌دار بر روی رسوبات میوسن بالایی (سارماسین) قرار دارند. حد بالایی با سطح فرسایشی با رسوبات کواترنری پوشیده می‌شود (PPZ, 1390). لیتولوژی این سازند شامل مارن‌های صدف‌دار ماسه‌ای، توف سفید، مارن، مارن ماسه‌ای و ماسه آرزیلی و کنگلومرا است. این رسوبات معادل سازند آکچاگیل و آپشرون در تالش آذربایجان است (IFP, 1961). وجود سطوح جدایشی میانی متعدد در ستون چینه‌شناسی حوضه مغان، یکی از عوامل مهم ایجاد چین‌هایی با پهنای کم در حوضه است. براساس نقشه زمین‌شناسی و ستون چینه‌شناسی حوضه مغان، رسوبات حوضه از جنوب به سمت شمال جوانتر می‌شوند. بنابراین در جنوب حوضه، رخنمون واحدهای کرتاسه و رفته رفته به سمت شمال واحدهای پالئوژن و سپس نئوژن در سطح رخنمون دارند.

### ۳- داده‌ها و روش‌ها

با استفاده از نتایج مطالعات پیشین که طی حدود ۷۰ سال در حوضه مغان انجام شده و براساس بررسی‌های اولیه سطح الارضی و مطالعات دورسنجی در منطقه و با در نظر گرفتن کیفیت رخنمون‌های در دسترس، مطالعات صحرایی و جمع‌آوری داده‌ها در راستای ساختارهای اصلی تاحیه مغان انجام شد. به منظور

دستیابی به الگوی دگرریختی، مشاهده ارتباط بین ساختارها و سازندها، مشاهده ساخت‌های رسوبی در حوضه مغان و همچنین امکان ادامه مطالعات حوضه به صورت زیرسطحی، مسیر برداشت داده حدامکان عمود بر روند ساختارها انتخاب شد. نتایج حاصل از تحلیل داده‌های سطحی، مطالعات صحرایی و دورسنجی منجر به ارایه الگوی اولیه هندسی سطحی در حوضه شد که در این مختصر ارائه می‌گردد. برپایه نتایج بدست آمده از مطالعات انجام شده، الگوی چین‌خوردگی تاقدیس‌ها در حوضه مغان چین‌خوردگی مرتبط با گسلش است و هندسه تاقدیس‌ها متأثر از گسل‌خوردگی است. با توجه به این نکته که چین‌خوردگی ناشی از گسل، فرآیند تغییر شکل قابل توجهی است که در کمربندهای کوهزایی رخ می‌دهد (Boyer, 1986; Homza and Wallace, 1997; McClay, 2011)، بنابراین از این سازوکار برای توصیف و تجزیه و تحلیل هندسی چین‌های کمربندهای چین‌خورده-رانده استفاده می‌شود. بدلیل نوع رسوبات سازندهای حوضه گسل‌های مهم و مسبب دگرشکلی رخنمون سطحی و قابل اندازه‌گیری ندارند. هدف این مقاله معرفی مختصر ساختارهای حوضه مغان و ارائه الگوی اولیه چین‌خوردگی در حوضه است. چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی تله‌های هیدروکربنی را در بسیاری از کمربندهای چین‌خورده-رانده تشکیل می‌دهند. لذا درک و شناسایی هندسه این ساختارها و چگونگی شکل‌گیری آن‌ها برای اکتشاف و استخراج هیدروکربن‌ها ضروری می‌باشد (McClay, 2011; Mitra, 1990). بطور کلی سه نوع چین مرتبط با گسل‌های راندگی شناخته شده‌است: چین‌های خم گسلی، چین‌های انتشار گسلی و چین‌های جدایشی (Jemison, 1987). ضمن اینکه قابلیت تبدیل یک سازوکار چین‌خوردگی مرتبط با گسل به سازوکارهای دیگر این نوع چین‌خوردگی توسط مک کلی (۲۰۰۰) پیش‌بینی شده‌است. چین‌های گسترش گسلی (Fault Propagation Fold)، چین‌خوردگی لایه‌های پیشانی انتهای گسل است و اغلب در بخش‌هایی که گسل از بخش عمیق به سمت لایه‌های بالا حرکت می‌کند، جایی که جابه‌جایی به صفر می‌رسد، ایجاد می‌شود. هندسه این چین‌خوردگی کاملاً نامتقارن با یال جلویی پرشیب یا برگشته است (Nabavi and Fossen, 2021; Brandes and Tanner, 2014) در حالی که یال عقبی به موازات رمپ فرودیواره است (Suppe, 1985). چین‌های خم گسلی یا چین‌های رمپ گسل (Fault Bend Fold) عبارت است از چین‌خوردگی لایه‌های فرادیواره در بالای یک پله یا خم گسلی (Nabavi and Fossen, 2021). معمولاً به وسیله دگرشکلی فرادیواره در بالای یک مسیر پلکانی ایجاد می‌شود (Suppe, 1983). شرط اساسی براس تکامل چین‌های خم گسلی تغییر شیب سطح گسل است (Brandes and Tanner, 2014). چین‌های جدایشی (Detachment Fold) چین‌هایی هستند که از کوتاه‌شدگی و چین‌خوردن لایه‌های مقاوم بالای یک سطح جدایشی ضعیف و موازی با سطح جدایش ایجاد می‌شوند (Nabavi and Fossen, 2021) هسته این چین‌ها را افق نامقاوم تشکیل می‌دهد (Poblet and McClay, 1996). چین‌های جدایشی اغلب متقارن هستند (Hardy and Finch, 2005) و هندسه‌های آنها از چین‌های متحدالمرکز تا نوع جناغی یا حتی چین‌های جعبه‌ای متغیر است (Rowan et al., 2004; Shaw et al., 2005). چین‌های جدایشی از طریق ایجاد و توسعه رمپ گسلی در عرض لایه‌های مقاوم و انتشار به طرف فلت گسلی لایه نامقاوم بالایی، به چین‌های انتشار گسلی و خم گسلی تبدیل می‌شوند (Yan et al., 2016). برای دستیابی به الگوی ساختاری در منطقه مورد مطالعه چین‌ها و گسل‌ها مورد تحلیل ساختاری قرار گرفتند. با توجه به روند جوان‌شدگی رسوبات حوضه از جنوب به شمال، چین‌ها در ناحیه مغان هم از جنوب به سمت شمال در رسوبات جوانتر روی داده‌است و چین‌خوردگی در حوضه روند جوان‌شدگی از جنوب به شمال نشان می‌دهد. روند غالب لایه‌بندی شرقی-غربی است که با روند عمومی چین‌خوردگی حوضه مغان همخوان است (شکل ۴ الف).

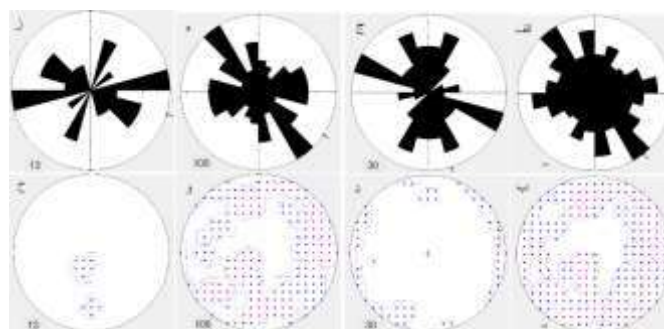




شکل ۴- الف) نمایش نمودار گل سرخی آزمون امتداد لایه‌بندی چین‌های منطقه مورد مطالعه و ب) نمودار قطب داده شیب لایه‌بندی‌های چین‌ها، ج) نمایش آزمون و شیب لایه‌بندی داده‌های چین‌های منطقه به تفکیک تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها، به منظور بررسی و مقایسه روند محوری چین‌های حوضه. چین‌های شرق منطقه با رنگ بنفش، بخش مرکزی با رنگ قرمز و بخش غربی با رنگ سیاه مشخص شده است. تغییر روند محوری از بخش شرقی به غربی وجود دارد.

دو روند فرعی شمال‌غرب-جنوب‌شرق و شمال‌شرق-جنوب‌غرب وجود دارد که به ترتیب مربوط به چین‌های بخش شرقی و غربی حوضه است. آرایش پلکانی محور چین‌های قره‌سو، محمدبیگلر، دیکداش و خروسلو بیانگر یک پهنه برشی راست‌بر منطبق بر مرز مورفوتکتونیک یکی یک و دو است. در شکل ۴ ب همانطور که مشاهده می‌شود بیشترین فراوانی (نقاط قرمز) قطب لایه‌بندی یال‌های پرشیب شمالی تاقدیس‌ها است. قطب‌های با شیب متوسط (صورتی) مربوط به لایه‌بندی با شیب متوسط رو به جنوب (یال جنوبی) است. این مطلب نشان‌دهنده هندسه اولیه چین‌های حوضه است که متشکل از یال شمالی پرشیب و یال جنوبی کم‌شیب هستند. نمایش آزمون و شیب لایه‌بندی داده‌های چین‌های منطقه به تفکیک تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها در شکل ۴ ج نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود اغلب چین‌ها دارای یال شمالی پرشیب و گاه‌ها برگشته و یال جنوبی کم‌شیب هستند و تغییر روند حوضه از شرق به غرب را تا حدودی نشان می‌دهند.

نمایش فراوانی آزمون امتداد گسل‌های منطقه سه روند شاخص شمال‌غرب-جنوب‌شرق و روند شرقی-غربی و شمال-جنوب نشان می‌دهد (شکل ۵ الف). تفکیک جمعیت آماری براساس سازوکار نشان می‌دهد، گسل‌های امتدادلغز دو روند غالب شمال‌غرب-جنوب‌شرق و شمالی-جنوبی دارند (شکل ۵ ج) و گسل‌هایی پرشیب با زاویه‌ای بین ۸۰-۹۰ هستند (شکل ۵ د). گسل‌های نرمال حوضه دو روند شاخص شمال‌غرب-جنوب‌شرق و روند شرقی-غربی نشان می‌دهند (شکل ۵ ه). گسل‌های با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق عمدتاً پرشیب هستند (شکل ۵ و). روند شاخص شرقی-غربی که روند شاخص امروزی است بیشتر شامل گسل‌های معکوس است که روند مشابه با چین‌خوردگی در مقیاس ناحیه‌ای حوضه دارد (شکل ۵ ز). نمودار قطب گسل‌ها نشان می‌دهد که دو سری گسل معکوس کم‌شیب رو به جنوب و گسل پرشیب وجود دارد (شکل ۵ ح).



شکل ۵- الف) نمایش فراوانی آزمون امتداد کل گسل‌های حوضه، ب) قطب کل صفحات گسل‌ها، ج) نمایش فراوانی آزمون امتداد گسل‌های امتدادلغز، د) قطب کل صفحات گسل‌های امتدادلغز، ه) نمایش فراوانی آزمون امتداد گسل‌های نرمال، و) قطب کل صفحات گسل‌های نرمال، ز) نمایش فراوانی آزمون امتداد گسل‌های معکوس، ح) قطب کل صفحات گسل‌های معکوس

در طبقه‌بندی چین‌ها به روش فلوتی (۱۹۶۴)، تاقدیس‌های حوضه مغان از نظر شیب سطح محوری در دو دسته *Upright* و *Steeply inclined* قرار می‌گیرند. تاقدیس‌های دیدگداش، کورامالو، تکداغ و محمدیگلو از نظر شیب سطح محوری در دسته *Steeply inclined* قرار می‌گیرند. هندسه این تاقدیس‌ها از یک یال پرشیب و یک یال برگشته تشکیل شده‌است که نتایج مطالعات قبلی را تایید می‌کند. بقیه تاقدیس‌های حوضه براساس این رده‌بندی در رده تاقدیس‌هایی با سطح محوری ایستاده و پلانژ لولای بسیار کم هستند.

#### ۴- بحث

ویژگی مکانیکی پوشش رسوبی همواره به عنوان یک عامل اساسی در کنترل سبک دگرریختی در کمربندهای چین‌خورده-رانده مطرح است (Davis, 1985; Cotton and Koyi, 1985; Engelder, 1985; O'berin, 1957; Massoli and Koyi, 2006; Sherkati et al., 2006). چین‌های پهنه ۳ در افق کرتاسه، شامل تاقدیس‌های گوزالان، منجو، عمارت و صلوات است. همانطور که در شکل ۲ دیده می‌شود روند محوری آن‌ها نسبت به هم حالت پلکانی دارد. این تاقدیس‌های بزرگ با پهنای بیش از ۲۵-۲۰ کیلومتر هستند و توسط گسل‌های پرشیب تراستی متاثر شده‌اند. تاقدیس‌های پهنه ۲ شامل اجاق‌قشلاق، محمدیگلو، دیدگداش، تکداغ، تولیر، کورامالو، قره‌قیه، خمارلو و بالی‌بیگلو است. به جز تاقدیس کورامالو، تاقدیس‌های این پهنه عمدتاً نامتقارن با یال شمالی پرشیب هستند که شیب سطح محوری رو به جنوب دارند و توسط گسل‌های تراستی بزرگ به روی ساختار شمالی خود رانده شده‌اند. این چین‌ها عمدتاً در رسوبات پالئوژن تشکیل شده‌اند. الگوی این تاقدیس‌ها نشانگر الگوی چین‌های انتشار گسلی است. تاقدیس‌هایی که در مرز پهنه یک و دو قرار دارند شامل ارتاداغ، قیردره و قره‌سو است که در آن‌ها رسوبات نئوژن چین‌خورده‌اند. این تاقدیس‌ها عمدتاً هندسه نسبتاً متقارن و شیب صفحه محوری رو به شمال دارند و در یال جنوبی خود توسط گسل تراستی متاثر شده‌اند. الگوی این چین‌ها از الگوی چین‌های جدایشی گسل‌خورده تبعیت می‌کند. بجز تاقدیس اصلاندوز و لاریجان کلیه تاقدیس‌های پهنه ۱ مورفوتکتونیک زیرسطحی هستند و در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری دیده شده‌اند. این دو تاقدیس در جبهه دگرشکلی قرار دارند و روند آن‌ها از هندسه مرز پهنه ۳ و ۲ در جنوب ناودیس زیوه پیروی می‌کند. فعالیت گسل‌های معکوس با روند شرقی-غربی، هندسه چین‌های حوضه را متاثر کرده و عامل ایجاد چین‌هایی نامتقارن با یال شمالی پرشیب و گسل‌خورده هستند. با توجه به ویژگی چین‌های انتشار گسلی می‌توان تاقدیس‌های دیدگداش، کورامالو، تکداغ و محمدیگلو را از این نوع چین‌ها دانست.

#### ۵- نتیجه‌گیری

روند ساختاری شرقی-غربی که روند عمومی چین‌خوردگی و گسلش معکوس در حوضه است نشان‌دهنده تشکیل چین‌های حوضه در ارتباط با گسل است. مقایسه تاقدیس‌ها و ناودیس‌های حوضه در مطالعات سنجش از دور نشان‌دهنده تاقدیس‌هایی با طول موج کوتاه (هندسه فشرده) و ناودیس‌های با طول موج زیاد (باز و فراخ) است. با توجه به آنکه سبک دگرریختی اصلی در حوضه چین‌خوردگی است، با تلفیق نتایج تحلیل گسل‌ها می‌توان به الگوی دگرریختی در حوضه رسید. الگوی چین‌خوردگی در حوضه مغان به شدت متاثر از عمق افق‌های جدایشی است و هندسه تاقدیس‌ها غالباً افزون بر نوع دگرشکلی تابع عملکرد مکانیکی واحدهای چین‌شناسی است. به تبع آن، سبک چیره دگرریختی در حوضه بصورت چین‌خوردگی مرتبط با گسلش است و گسلش معکوس با روند شرقی-غربی مسبب چین‌خوردگی‌های با روند شرقی-غربی در حوضه است. تاقدیس‌های حوضه مغان عمدتاً دارای یال شمالی پرشیب و یا برگشته هستند که توسط گسل‌های تراستی متاثر و به روی ساختارهای شمالی خود رانده شده‌اند. با توجه به روند جوان‌شدگی چین‌ها در حوضه مغان از جنوب به سمت شمال، تغییر الگوی چین‌خوردگی در دو پهنه ۱ و ۲ مورفوتکتونیک مشاهده می‌شود. با توجه به امکان تبدیل الگوی چین‌خوردگی از چین‌جدایشی به چین‌های انتشار گسلی و خم‌گسلی، می‌توان نتیجه گرفت چین‌های پهنه ۲ در ابتدا به صورت چین‌جدایشی تشکیل شده و با توسعه چین‌خوردگی و تداوم رژیم تکتونیک فشارشی به چین‌های انتشار گسلی و خم‌گسلی تبدیل شده‌اند. تلفیق نتایج بدست آمده از این مطالعه با نتایج مطالعات زیرسطحی باعث ارایه نتایج کاملتر و دقیق‌تری درباره الگوی دگرریختی در حوضه مغان خواهد شد.

- Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A. and Gventsadze, A., 2011. Geology of the Caucasus: a review. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20(5), pp.489-544. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-11>
- Adamia, S.A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., Shavishvili, I. and Zakariadze, G., 1981. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. *Journal of Structural Geology*, 3(4), pp.437-447. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90043-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90043-2)
- Allen, M.B. and Armstrong, H.A., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265(1-2), pp.52-58. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.04.021>
- Amini, A., 2006. Oligo-Miocene fluvial-dominated deltas on the shelf of the South Caspian Sea (Paratethys). *Facies*, 52(4), pp.579-597. <https://doi.org/10.1007/s10347-006-0081-1>
- Bahroudi, A. and Koyi, H., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach. *Journal of the Geological Society*, 160(5), pp.719-733. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-135>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11), pp.1764-1766. <https://doi.org/10.1139/e81-163>
- Boyer, S.E., 1986. Styles of folding within thrust sheets: examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the USA and Canada. *Journal of Structural Geology*, 8(3-4), pp.325-339. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90053-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90053-2)
- Brandes, C. and Tanner, D.C., 2014. Fault-related folding: A review of kinematic models and their application. *Earth-Science Reviews*, 138, pp. 352-370. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.06.008>
- Brunet, M.F., Granath, J.W. and Wilmsen, M., 2009. South Caspian to central Iran basins: introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 312(1), pp.1-6. <https://doi.org/10.1144/SP312.1>
- Cotton, J.T. and Koyi, H.A., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin*, 112(3), pp.351-363. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<351:MOTFAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<351:MOTFAD>2.0.CO;2)
- Davis, D.M. and Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 119(1-4), pp.67-88. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90033-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90033-2)
- "Fleuty, M.J., 1964. The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association*, 75(4), pp.461-492. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(64\)80023-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(64)80023-7)
- FOL, 2000. Foresight Oil Limited internal report on Moghan area.
- Fotouhi, M., 1973. A Comprehensive Review of Geology and Oil Possibilities in Moghan Area, Geological Report, 348 pp.
- Hardy, S. and Finch, E., 2005. Discrete-element modelling of detachment folding. *Basin Research*, 17(4), pp.507-520. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2005.00280.x>
- Homza, T.X. and Wallace, W.K., 1997. Detachment folds with fixed hinges and variable detachment depth, northeastern Brooks Range, Alaska. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4), pp.337-354. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00118-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00118-6)
- Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of structural Geology*, 9(2), pp.207-219. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90026-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90026-5)
- IFP, 1961, Geological Report No.235, on Moghan Area.
- LUKOIL, 2007. Geological model creation, delineation and estimation of prospects for Moghan block (Iran), National Iranian Oil Company.
- Massoli, D., Koyi, H.A. and Barchi, M.R., 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, 28(2), pp.185-199. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.11.002>
- McClay, K., 2011. Introduction to thrust fault-related folding. DOI:10.1306/13251330M9450
- Mirshahani, M., Bahrami, H., Rashidi, M., Tarhandeh, E. and Khani, B., 2018. Organic geochemical evaluation of potential Cenozoic source rocks in the Moghan Basin, NW Iran: implications for hydrocarbon exploration. *Journal of Petroleum Geology*, 41(3), pp.393-410. <https://doi.org/10.1111/jpg.12709>
- Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG bulletin*, 74(6), pp.921-945. <https://doi.org/10.1306/0C9B23CB-1710-11D7-8645000102C1865D>
- Mogharabi A (1972) Petrographic study of the Lower Ojagheshlag Formation (Upper Eocene) in Moghan area, National Iranian Oil company, geological report No. 339.
- Nabavi, S.T. and Fossen, H., 2021. Fold geometry and folding—a review. *Earth-Science Reviews*, 222, p.103812. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103812>
- O'brien, C.A.E., 1957. Salt diapirism in south Persia. *Geologie en Mijnbouw*, 19(9), pp.357-376.
- Pars Petro Zagros, 2011. Stratigraphical, Structural and geochemical evaluation of Cretaceous and Tertiary Succession of Moghan Basin, National Iranian Oil Company
- Poblet, J. and McClay, K., 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *AAPG bulletin*, 80(7), pp.1085-1109. <https://doi.org/10.1306/64ED8CA0-1724-11D7-8645000102C1865D>
- Popov, S.V., Antipov, M.P., Zastrozhnov, A.S., Kurina, E.E. and Pinchuk, T.N., 2010. Sea-level fluctuations on the northern shelf of the Eastern Paratethys in the Oligocene-Neogene. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 18, pp.200-224. <https://doi.org/10.1134/S0869593810020073>



- Rajabi et al., 2000, Structural Geology of Garasu Anticline, National Iranian Oil company, geological report No. 1943.
- Rowan, M.G., Peel, F.J. and Vendeville, B.C., 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins.
- Shaw, J.H., Connors, C. and Suppe, J., 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/St531003>
- Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics*, 25(4). <https://doi.org/10.1029/2004TC001766>
- Shokrzadeh et al., 2020, National Iranian Oil company, geological report No. 2492.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of science*, 283(7), pp.684-721.
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12), pp.1513-1533. <https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- Willm, C.H., Brasseur, R., Revoo, G., Marchand, J., Rochet, J. and Hindermeyerb, J., 1961. Geological report number 235 on Moghan area. IFP mission in Azerbaijan, National Iranian Oil Company (No. 235). geological report.
- Yan, D.P., Xu, Y.B., Dong, Z.B., Qiu, L., Zhang, S. and Wells, M., 2016. Fault-related fold styles and progressions in fold-thrust belts: Insights from sandbox modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(3), pp.2087-2111. <https://doi.org/10.1002/2015JB012397>
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *science*, 292(5517), pp.686-693. DOI: 10.1126/science.1059412
- Zonenshain, L.P. and Pichon, X., 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. *Tectonophysics*, 123(1-4), pp.181-211. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90197-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90197-6)

## نقشه‌برداری دگرسانی‌های گرمابی با استفاده از روشهای تحلیل طیفی داده‌های ابرطیفی PRISMA در بخش شمالی کمربند مس کرمان

مینا ابولی<sup>۱\*</sup>، مهدی هنرمند<sup>۲</sup>، رضا حسن‌زاده<sup>۳</sup>، هادی شهریاری<sup>۴</sup>، مهدیه حسینجانی‌زاده<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناس ارشد، سنجش از دور زمین‌شناختی، پژوهشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته،

کرمان، ایران، aboli.m614@gmail.com

۲- عضو هیأت علمی، سنجش از دور زمین‌شناختی، پژوهشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان،

ایران، mehonarmand167@gmail.com

۳- عضو هیأت علمی، سنجش از دور زمین‌شناختی، پژوهشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان،

ایران، hassanzadeh22@yahoo.com ؛ mh.hosseinjani@gmail.com

۴- عضو هیأت علمی، دانشگاه ولی عصر (عج)، رفسنجان، کرمان، ایران، shahriarihi@gmail.com

### چکیده

شناسایی و نقشه‌برداری زون‌های دگرسانی گرمابی در اکتشاف کانسارهای مس پورفیری از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشد. به منظور بارزسازی این مناطق در بخش شمالی کمربند مس کرمان از تصاویر ابرطیفی ماهواره پریماس با سطح پردازشی L2D استفاده گردید. به منظور اعمال روش‌های طبقه‌بندی طیفی MF و LSU برای بارزسازی دگرسانی‌های گرمابی با استفاده از روش‌های MNF و PPI، طیف‌های خالص تصویر استخراج شدند. پس از بررسی دقیق نتایج، جهت اعتبارسنجی آنها از ماتریس آشفتگی استفاده شد. طبق نتایج حاصل از طریق ماتریس آشفتگی، با اینکه روش LSU نتایج اغراق آمیزی در بارزسازی مناطق دگرسانی در اختیار گذاشت، صحت کلی ۸۱.۶۶ درصد را نشان داد و روش MF با صحت کلی ۷۱.۳ درصد اعتبار کمتری نسبت به روش LSU داشت. به صورت کلی نتایج این مطالعه نشان داد تصاویر ابرطیفی پریماس نسبت به داده‌های چند طیفی توانایی بیشتری در بارزسازی هاله دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک برای اکتشاف کانسارهای نوع پورفیری در بخش شمالی کمربند مس کرمان دارند.

**واژه‌های کلیدی:** داده‌های ماهواره‌ای ابرطیفی پریماس، کانسار مس پورفیری، فیلترگذاری تطبیقی، ناآمیختگی طیفی خطی.

### Abstract

Identification and mapping of hydrothermal alteration zones is of particular importance in the exploration of porphyry copper deposits. In order to enhance these areas in the northern part of the Kerman copper belt, Prisma satellite hyperspectral images with L2D processing level were used. In order to apply MF and LSU spectral classification methods to highlight hydrothermal changes using MNF and PPI methods, pure image spectra were extracted. After a detailed examination of the results, the confusion matrix was used to validate them. According to the results obtained through the confusion matrix, although the LSU method provided exaggerated results in highlighting the variation areas, it showed an overall accuracy of 81.66%, and the MF method was less valid than the LSU method with an overall accuracy of 71.3%. In general, the results of this study showed that Prisma hyperspectral images are more capable than multispectral data in highlighting the aura of phyllic, argillic and propylitic alteration for the exploration of porphyry type deposits in the northern part of Kerman copper belt.

**Key words:** PRISMA Hyperspectral Satellite Data, Porphyry Copper Deposit, Matched Filtering, Linear Spectral Unmixing.

### ۱- مقدمه

امروزه در بسیاری از نقاط جهان سنجش از دور به عنوان ابزاری نوین با پتانسیل بالا جهت شناخت نواحی دگرسان شده مربوط به توده‌های نفوذی و اکتشاف کانسارها به خصوص کانسارهای مس پورفیری استفاده می‌گردد. در استان کرمان شناسایی و بهره‌برداری کانسارهای مس پورفیری به دلیل وجود بخش مهمی

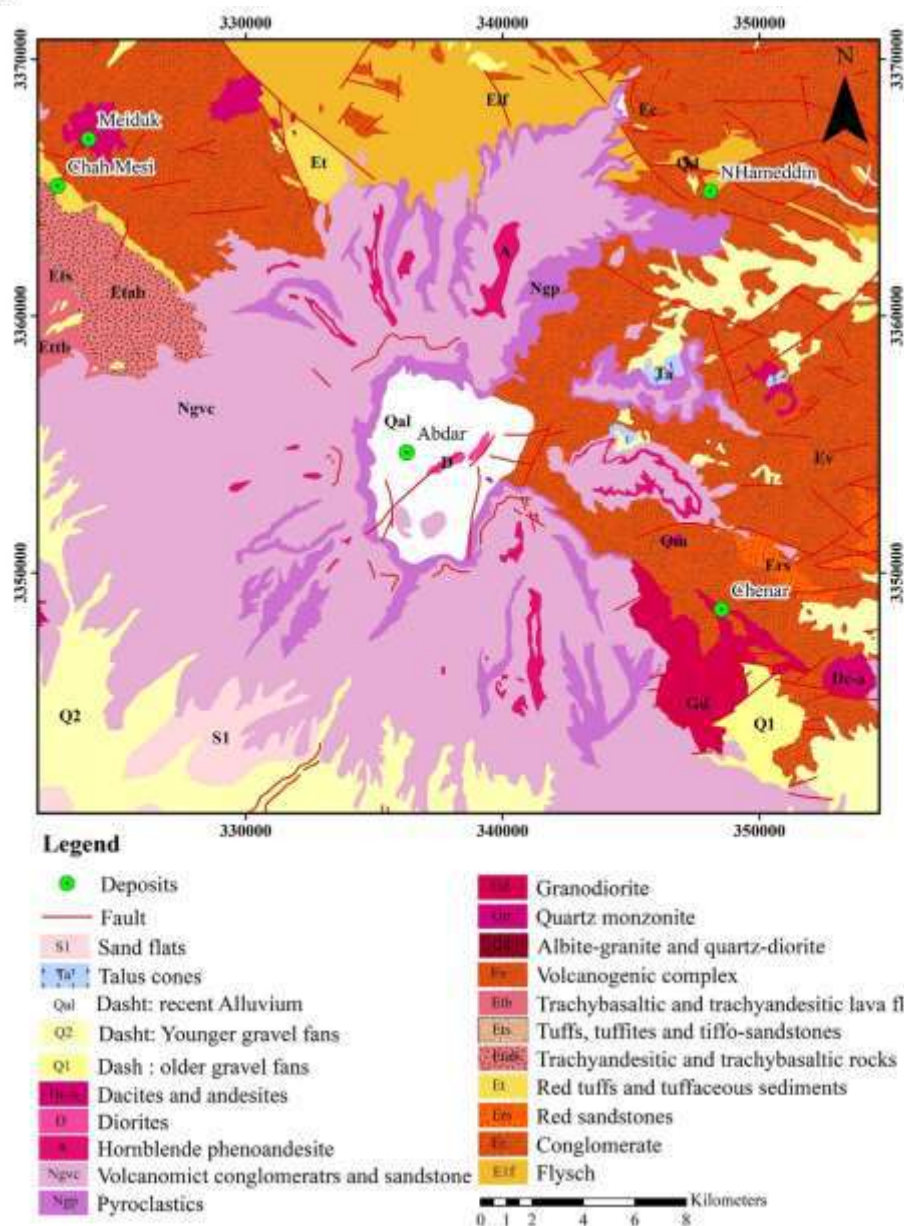
از کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر (کمر بند مس کرمان)، از اهمیت بالایی برخوردار است. به دلیل اینکه دگرسانی گرمابی از اصلی‌ترین شواهد اکتشافی کانسارهای مس پورفیری می‌باشد، شناسایی کانی‌های خاص هر کدام از دگرسانی‌های فلیک (مسکوویت و ایلیت)، آرژلیک (کائولینیت، آلونیت، پیروفیلیت و ...) و پروپیلیتیک (کلریت، اپیدوت و کلسیت) به واسطه ویژگی‌های طیفی خاص و سیمای جذب طیفی شاخصشان در محدوده مرئی تا فروسرخ حرارتی طیف الکترومغناطیس به وسیله‌ی سنجنده‌های چندطیفی و ابرطیفی از روش‌های سریع و متداول اکتشاف آنها می‌باشد (مهدی هنرمند، ۱۳۹۰). در سال‌های اخیر داده‌های ماهواره‌ای ابرطیفی پریسما (Prisma) که توسط آژانس فضایی ایتالیا در اختیار عموم قرار گرفته‌اند، توجه محققین زیادی در حوزه سنجش از دور را به خود جلب نموده‌اند. این ماهواره با داشتن ۲۴۰ باند طیفی در محدوده طول موجی ۰.۴ تا ۲.۵ میکرومتر پتانسیل بالایی در مباحث مربوط به محیط‌زیست، کشاورزی، نقشه‌برداری جنگل‌ها و مراتع، هیدرولوژی، منابع طبیعی، اکتشاف منابع معدنی، نقشه‌برداری زمین‌شناسی و غیره دارد (Bedini and Chen, 2020). از جمله مطالعات محدودی که در زمینه اکتشاف مواد معدنی با بکارگیری داده‌های ابرطیفی پریسما صورت گرفته است، می‌توان به مطالعه‌ی Bedini و Chen (۲۰۲۰) که کاربرد تصاویر ابرطیفی پریسما را برای اکتشافات معدنی در منطقه نوادا ایالات متحده آمریکا ارزیابی نمودند، اشاره کرد. آنها با استفاده از الگوریتم برآوردگر انسجام تطبیقی (Adaptive Coherence Estimator algorithm) این داده‌ها را تجزیه و تحلیل نموده و توزیع مکانی آلونیت، کائولینیت و مسکوویت را به دقت نقشه‌برداری کردند و در نتیجه مطالعه آنها مشخص شد داده‌های ابرطیفی پریسما ابزار مفیدی برای پروژه‌های اکتشافی کانی‌ها در محیط‌های خشک و نیمه خشک هستند [4]. Daniela Heller Pearlshtien و همکاران (۲۰۲۱) توانایی محصولات ابرطیفی پریسما و حسگر ابرطیفی هوابرد AsiaFENIX 1k را برای نقشه‌برداری مواد معدنی و زمین‌شناسی مورد ارزیابی قرار دادند و طبق مطالعات صورت گرفته، قابلیت‌های دقیق پریسما امکان تشخیص را نه تنها بر اساس موقعیت جغرافیایی بلکه بر اساس فراوانی محتوا فراهم می‌کند و این ماهواره داده‌های کالبره شده خوبی را از نظر عملکرد طیفی و رادیومتری ارائه کرده است (Heller Pearlshtien et al., 2021). همچنین Bedini و Chen (۲۰۲۲) مجدداً با استفاده از تصاویر ابرطیفی ماهواره‌ای پریسما به مطالعه مناطق کانی‌سازی اقتصادی و شناسایی مناطق دگرسانی هیدروترمال در مرکز گرینلند شرقی پرداختند و نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد این داده‌ها پتانسیل بالایی در اکتشاف کانی‌سازی‌های اقتصادی دارند (Bedini and Chen, 2022). با توجه به مطالعات صورت گرفته، در این مطالعه به بررسی کاربرد دو روش پردازش طیفی فیلترگذاری تطبیقی (Matched Filtering یا MF) و ناآمیختگی طیفی خطی (Linear Spectral Unmixing یا LSU) در شناسایی و بارزسازی دگرسانی‌های موجود در منطقه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای پریسما پرداخته شده است.

## ۲- زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در عرض جغرافیایی  $30^{\circ}10'$  تا  $30^{\circ}25'$  و طول جغرافیایی  $55^{\circ}10'$  تا  $50^{\circ}30'$  در شمال شهرستان شهربابک قرار دارد و بر اساس تقسیم بندی زمین‌شناسی ساختاری ایران در کمر بند آتشفشانی ارومیه- دختر واقع شده است. این محدوده در شمال کمر بند مس کرمان قرار دارد که از شمال غرب استان کرمان تا جنوب شرق آن امتداد یافته است و بیشترین حجم ماگماتیسیم و کانه‌زایی مس کمر بند ارومیه- دختر را به خود اختصاص می‌دهد. بیشتر سنگ‌های موجود در این کمر بند ترکیبی حدواسط تا بازی دارند که در آن بیش از ۵۰ کانسار معدنی پورفیری و رگه‌ای شناسایی شده است (زلفی و احمدی‌پور، ۱۳۹۳; Alimohammadi et al., 2015). سنگ‌های آتشفشانی با سن ائوسن در منطقه مورد بررسی از نوع تراکی آندزیت، تراکی‌بازالت، آندزیت، آندزیت-بازالت تا داسیت پورفیری می‌باشند. توده‌های نفوذی با سن میوسن میانی تا بالایی سنگ‌های آتشفشانی را قطع نموده‌اند و علاوه بر توسعه هاله‌های دگرسانی از نوع آرژلیک، فلیک و پروپیلیتیک در منطقه موجب ظهور کانسارهای شناخته شده‌ای همچون میدوک، آبدر و غیره شده‌اند (جدول ۱).

جدول ۱: خلاصه مشخصات کانسارهای عمده مس منطقه مورد مطالعه (Ranjbar, 2011)

| کانی‌های اصلی سنگ معدن                                | نوع دگرسانی اصلی                 | نوع کانی‌شناسی   | کانسار  |
|---|----------------------------------|------------------|---------|
| پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، مالاکیت                  | فلیک، آرژلیک، پتاسیک، پروپیلیتیک | پورفیری          | میدوک   |
| پیریت، کالکوپیریت، گالن، مالاکیت                      | فلیک، آرژلیک، پروپیلیتیک         | رگه‌ای و پورفیری | آبدر    |
| کالکوپیریت، کالکوسیت، اسفالریت، مالاکیت، آزوریت، گالن | پروپیلیتیک، سرپنتینی             | رگه‌ای           | چاه مسی |



شکل ۱) نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه با جانمایی کانسارهای مس شاخص محدوده (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ شهراباک)

### ۳- داده ها و روش ها

ماهواره تصویربرداری ابرطیفی پریسما توسط آژانس فضایی ایتالیا (ASI) در تاریخ ۲۲ مارس ۲۰۱۹ به فضا پرتاب شد (Loizzo et al., 2019). هر داده ابرطیفی پریسما دارای ۶۶ باند در محدوده طیفی مرئی تا مادون قرمز نزدیک (۰.۴ تا ۱.۰۱۰ میکرومتر) و ۱۷۴ باند در محدوده فروسرخ موج کوتاه (۰.۹۲۰ تا ۲.۵۰۵ میکرومتر) می باشد. قابل ذکر است چند باند انتهایی محدوده VNIR (۵ باند آخر) با باندهای ابتدایی در محدوده SWIR از لحاظ محدوده های طول موجی همپوشانی دارند اما مرکز طول موج های باندها متفاوت است (این باندها در مرحله حذف باندهای معیوب حذف خواهند شد). این ماهواره علاوه بر باندهای مرئی، فروسرخ نزدیک و فروسرخ موج کوتاه، دارای باند پانکروماتیک با قدرت تفکیک مکانی ۵ متر (۰.۴ تا ۰.۷ میکرومتر) نیز می باشد (Bedini



(and Chen, 2020). در این مطالعه از داده‌های سطح پردازش L2D پریسما (به تاریخ تصویربرداری ۲۰۲۱/۰۹/۲۸ و ۲۰۲۱/۱۲/۰۱) استفاده شده است که طبق اعلام آژانس فضایی ایتالیا دارای تصحیحات اتمسفری می‌باشند. در ابتدا به منظور بررسی دگرسانی‌های گرمایی محدوده، بایستی تأثیر عمق جذب محدوده‌های طیفی مربوط به بخار آب و اتمسفر را از داده‌ها حذف نمود تا در فرآیند پردازش‌های طیفی اختلال ایجاد نشود. بدین منظور ابتدا باندهای مربوط به این محدوده‌ها به شماره ۵۷ تا ۶۳ برای محدوده VNIR و شماره ۳ تا ۷، ۱۷ تا ۲۷، ۳۹ تا ۵۵ و ۸۳ تا ۱۱۳ در محدوده SWIR از داده‌ی مورد استفاده حذف گردید. سپس به منظور حذف اثر لبخند (Smile Effect) روش تبدیل کسر حداقل نویز (Minimum Noise Fraction یا MNF) بر روی دسته داده محدوده VNIR اعمال شد و با حذف مؤلفه‌های اول، اطلاعات باقیمانده با استفاده از الگوریتم Inverse MNF Transform به فضای اولیه بازگردانده شدند. پس از ترکیب دسته داده تصحیح شده محدوده VNIR و دسته داده SWIR با یکدیگر به منظور حذف نویز از تصویر مجدداً روش MNF اعمال شد و مؤلفه‌های ابتدایی که دارای کمترین نویز بوده ذخیره و بازگردانده شدند. به منظور کالیبره کردن داده‌ها تصحیح کالیبراسیون بازتاب نسبی متوسط داخلی (Internal Average Relative Reflectance یا IARR) بر روی آن‌ها اعمال گردید.

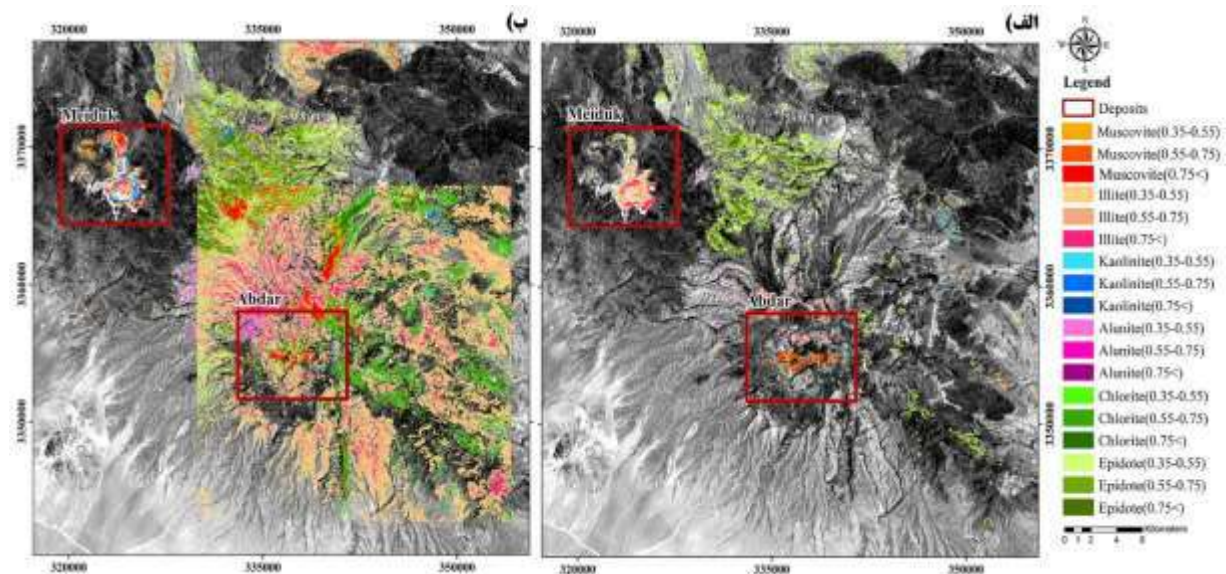
جهت اعمال روش‌های پردازش طیفی به طیف یا طیف‌های مرجع برای طبقه‌بندی تصویر نیاز است. بدین منظور از روش‌های MNF برای جداسازی نویزهای مکانی غیرهمبسته از تصویر و کاهش محاسبات مورد نیاز برای پردازش‌های بعدی، شاخص خلوص پیکسل (Pure Pixels Index یا PPI) برای تعیین خودکار خالص‌ترین پیکسل‌ها به وسیله تصویر MNF و تعیین عضو انتهایی در فضای n-بعدی (n-D Visualizer) برای تصحیح و تکمیل پیکسل‌های خالص استفاده شد. در نهایت از طیف‌های استخراج شده از تصویر برای استفاده در روش‌های MF و LSU بهره گرفته شده است. روش MF یک روش غیرخطی است که از طریق افزایش بازتاب طیف هدف مانع از پاسخ زمینه شده و از طریق تجزیه اختلاط طیفی، میزان فراوانی هر عضو تعریف شده در تصویر را بدست می‌آورد (مولایی، ۱۳۹۸). روش LSU نیز یکی از رایج‌ترین روش‌های مبتنی بر مفهوم زیرپیکسل است و فرضیه اصلی این روش به ارتباط بین طیف هدف و طیف پیکسل‌های مورد بررسی به صورت خطی تأکید دارد. در این روش فراوانی نسبی مواد بر اساس ویژگی طیفی آن‌ها در تصاویر تعیین می‌شود (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۲).

## ۴- بحث و نتایج

روش MF و LSU با استفاده از ۶ عضو انتهایی شامل طیف تصویر از کانی‌های مرتبط با دگرسانی فیلیک (مسکویت و ایلیت)، آرژیلیک (کائولینیت و آلونیت) و پروپلیتیک (کلریت و اپیدوت) صورت پذیرفت. در روش MF تصاویر خروجی به صورت تصاویر خاکستری با ارزش صفر تا یک می‌باشند که یک بیانگر انطباق کامل و به رنگ روشن دیده می‌شود. با توجه به اینکه خروجی‌های کمتر از ۰.۳۵ دارای دقت کمتری بودند از آنها صرف نظر شده و خروجی‌های بالاتر از ۰.۳۵ برای مشخص کردن فراوانی هر عضو انتهایی به سه رده ۰.۳۵ تا ۰.۵۵، ۰.۵۵ تا ۰.۷۵ و ۰.۷۵ تا ۱ تقسیم شدند. بعد از انتخاب نواحی مورد نظر به هر کدام از رده‌ها رنگ خاصی منسوب شد و در نهایت نقاط بارز شده روی تصویر پریسما نمایش داده شدند (شکل ۲ الف)). در این روش دگرسانی شاخص فیلیک که توسط طیف کانی‌های مسکویت و ایلیت معرفی شده، به خوبی در محدوده کانسار آبدر و میدوک با مقدار فراوانی بالای ۰.۷۵ منطبق بر واحدهای سنگی گرانودیوریت و دیوریت بارز شده است. دگرسانی آرژیلیک (کانی‌های کائولینیت و آلونیت) در هر دو کانسار شاخص محدوده به صورت متحدالمرکز در اطراف دگرسانی فیلیک با مقدار فراوانی ۰.۳۵-۰.۷۵ در حاشیه توده نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی بارز شده است. در قسمت شمال محدوده کانسار آبدر، دگرسانی پروپلیتیک بوسیله کانی اپیدوت با فراوانی ۰.۳۵ تا بالای ۰.۷۵ بارز شده است، که منطبق بر واحدهای فلیشی محدوده بوده و تشابه طیفی این سنگ‌ها با کانی اپیدوت و کلریت موجب بارزسازی گسترده این دگرسانی در این واحد شده است.

در شکل ۲ (ب) نیز نتیجه نهایی روش طبقه‌بندی LSU در منطقه مورد مطالعه بر اساس نوع کانی‌های شاخص دگرسانی‌های گرمایی، نشان داده شده است. در این روش نتایج حاصل از مخلوط طیفی به صورت تصاویر در مقیاس خاکستری به ازای هر عضو انتهایی نمایش داده می‌شوند. نتایج حاصل از این روش به شدت به عضوهای انتهایی ورودی وابسته بوده و تغییر در آنها به شدت در نتیجه تأثیرگذار می‌باشد. در این طبقه‌بندی مناطق بارزسازی شده تاحدودی مشابه با روش MF است و با مناطق دگرسانی موجود در منطقه سازگاری دارد. با این حال گسترش زیادتر مناطق بارز شده نسبت به روش MF بیشتر می‌باشد. در این طبقه‌بندی علاوه بر بارز شدن مناطق با پتانسیل بالای کانی‌زایی مانند میدوک و آبدر، نواحی با پتانسیل دیگر نیز با فراوانی بالاتری نسبت به طبقه‌بندی MF بارز شده‌اند. در کانسار آبدر و قسمت شمال آن، دگرسانی فیلیک با مقدار فراوانی بیشتری بارز شده است و این در حالی است که حداکثر فراوانی این دگرسانی در روش MF فقط مربوط به بخش مرکزی خود کانسار آبدر می‌باشد. مقدار فراوانی دگرسانی آرژیلیک و پروپلیتیک نیز در کانسار آبدر افزایش یافته و این در

حالی است که در روش MF دگرسانی پروپیلیتیک مشاهده نشده است. در محدوده میدوک نیز دگرسانی فیلیک و به صورت شعاعی در اطراف آن دگرسانی آرژیلیک با مقدار فراوانی متغیر ۰.۳۵ تا بالای ۰.۷۵ مشاهده می‌شود. به طور کلی در این روش کانی‌های کلریت و اپیدوت مربوط به دگرسانی پروپیلیتیک و کانی ایلیت مربوط به دگرسانی فیلیک در تمام محدوده مطالعاتی به طور گسترده بارز شده است و میزان مقادیر با فراوانی بالای آن نیز در محدوده نسبت به طبقه‌بندی MF بیشتر شده است. طبق این مشاهدات می‌توان دریافت که روش LSU نسبت به روش MF محدوده‌های بیشتر با فراوانی بیشتری را بارز کرده است.

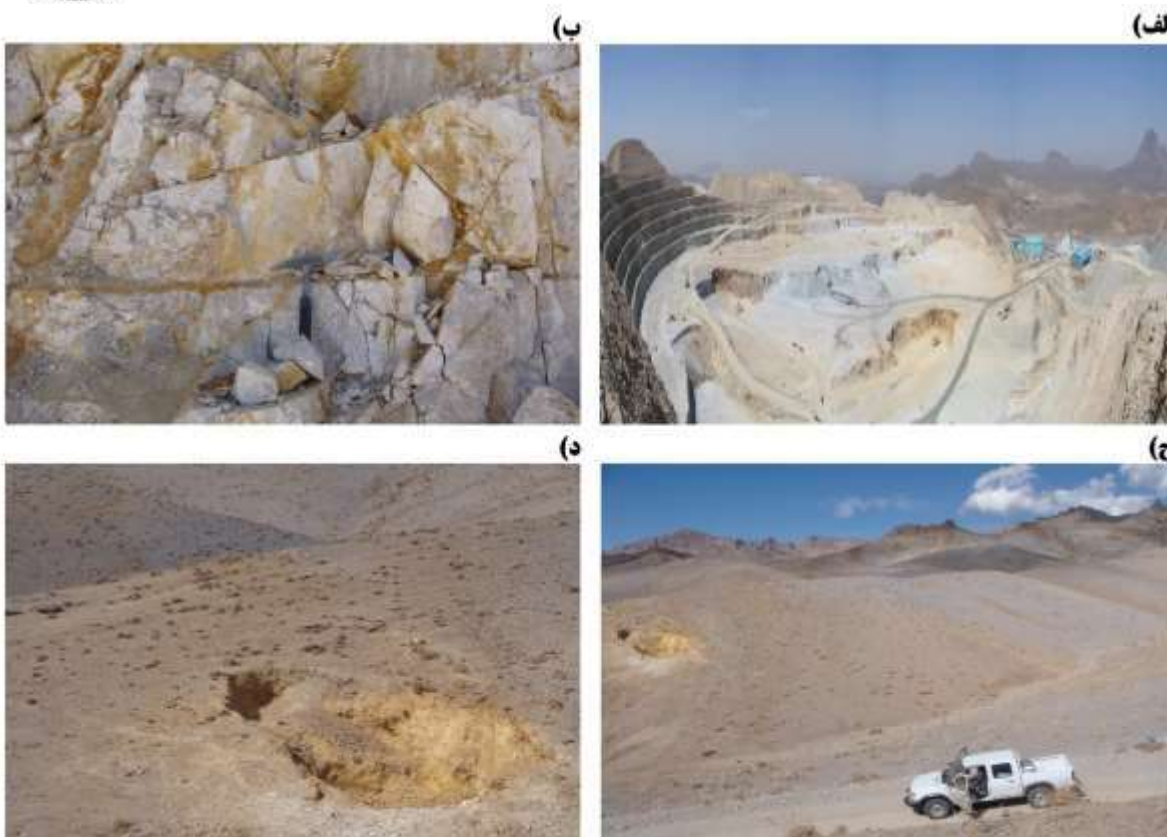


شکل ۲) (الف) تصویر طبقه‌بندی نهایی کانی‌های دگرسانی منطقه مورد مطالعه با استفاده از اعمال الگوریتم MF روی داده‌های پریسما؛ (ب) تصویر طبقه‌بندی نهایی کانی‌های دگرسانی منطقه مورد مطالعه با استفاده از اعمال الگوریتم LSU روی داده‌های پریسما.

در این مطالعه، نتایج حاصل از الگوریتم‌های پردازش تصویر با مشاهدات صحرایی و مطالعات پیشین کنترل شد. همچنین به منظور ارزیابی کمی نتایج از روش ماتریس آشفتگی در نرم افزار ENVI 5.6 استفاده شد. در این روش با استفاده از یکسری پیکسل‌های نمونه که ماهیت مشخص و معلومی دارند مقایسه نتایج صورت می‌گیرد. پیکسل‌های نمونه با استفاده از مطالعات طیفی و صحرایی انتخاب شدند. به صورت کمی خلاصه نتایج اعتبار سنجی مطابق جدول ۲ ارائه می‌شود. طبق این جدول روش LSU به ترتیب با صحت کلی و ضریب کاپای ۸۱.۶۶ درصد و ۰.۷۲ عملکرد بسیار بهتری نسبت به روش MF داشته است.

جدول ۲: صحت کلی، ضریب کاپا، دقت تولیدکننده و کاربر برای طبقه‌بندی MF و LSU

| دگرسانی            | روش LSU                           |            | روش MF                           |            |
|--------------------|-----------------------------------|------------|----------------------------------|------------|
|                    | صحت کلی = 81.66% ضریب کاپا = 0.72 |            | صحت کلی = 71.3% ضریب کاپا = 0.57 |            |
|                    | User Acc.                         | Prod. Acc. | User Acc.                        | Prod. Acc. |
| دگرسانی فیلیک      | 88.63                             | 70.76      | 18.18                            | 100        |
| دگرسانی آرژیلیک    | 64.72                             | 83.84      | 100                              | 51.57      |
| دگرسانی پروپیلیتیک | 89.81                             | 98.22      | 100                              | 100        |



شکل ۳ (الف) نمای کلی از محدوده کانسار میدوک; (ب) نمای نزدیک از دگرسانی‌های گرمابی محدوده کانسار میدوک; (ج) نمای کلی از محدوده کانسار آبدر; (د) نمای نزدیک از دگرسانی‌های گرمابی محدوده کانسار آبدر.

## ۵- نتیجه گیری

در این مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای پریسما و روش‌های پردازش طیفی MF و LSU به بارزسازی دگرسانی گرمابی در قسمت شمالی کمربند مس کرمان پرداخته شد. مطابق نتایج بدست آمده در تصاویر بارز شده و صحت‌سنجی آنها توزیع مکانی کانی‌های دگرسانی انطباق خوبی با زون‌های دگرسانی و اندیس‌های معدنی موجود در منطقه مطالعاتی داشتند. به صورت کلی هر دو روش صحت بالایی در بارزسازی کانی‌های مرتبط با دگرسانی گرمابی داشته‌اند ولی روش LSU با صحت کلی ۸۱.۶۶، دقت بالاتری نسبت به روش MF در جداسازی دگرسانی‌های گرمابی نشان داده و و مناطق با پتانسیل کانی‌زایی بالا را به خوبی مشخص کرده است. در نهایت با تکیه بر نتایج حاصل از این مطالعه، و این نکته که بر خلاف سنجنده‌های چندطیفی در اینجا کانی‌های دگرسانی با دقت بسیار بالا و در نتیجه زون‌های دگرسانی نیز با همین استدلال بسیار دقیق‌تر نقشه برداری شده‌اند، می‌توان در مناطق با زمین‌شناسی مشابه با استفاده از داده‌های ابرطیفی پریسما و روش‌های پردازش طیفی مانند MF مناطق دگرسانی مرتبط با کانی‌زایی را بارزسازی نمود.

## ۶- مراجع

زلفی، ز.، احمدی پور، ح. ۱۳۹۳. ژئوشیمی و پتروژنز دایک‌های دولریتی حاوی مگاکریست پلاژیوکلاز واقع در بخش میانی نوار ولکانو-پلوتونیک دهج - ساردوئیه استان کرمان، نشریه پترولوژی، ۲۰(۵)، ۱-۱۴.



گودرزی مهر، س.، علوی پناه، س.ک. و درویشی بلورانی، ع.؛ ۱۳۹۲. تهیه ی نقشه ی واحدهای دگرسان به روش فیلتر سازگار یافته ی تنظیم اختلاط با استفاده از تصاویر ابرطیفی. پژوهش های جغرافیای طبیعی، ۴۵(۱)، ۲۱-۳۸.

ملایی، م.؛ ۱۳۹۸. بررسی الگوی ساختاری و دگرسانی در شناسایی پتانسیل کانه‌زایی مس با استفاده از تحلیل طیفی و پردازش داده‌های ماهواره‌ای، مطالعه موردی شمال ساردوئیه استان کرمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی، گرایش سنجش از دور زمین‌شناختی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته.

هنرمند، م.؛ ۱۳۹۰. مدل‌سازی پتانسیل معدنی کمربند فلززایی مس کرمان با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی، رساله دکتری زمین‌شناسی گرایش زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

Alimohammadi, M., Alirezaei, S. and Kontak, D.J., 2015. Application of ASTER data for exploration of porphyry copper deposits: A case study of Daraloo-Sarmeshk area, southern part of the Kerman copper belt, Iran. *Ore Geology Reviews*, 70, pp.290-304.

Bedini, E. and Chen, J., 2020. Application of PRISMA satellite hyperspectral imagery to mineral alteration mapping at Cuprite, Nevada, USA. *Journal of Hyperspectral Remote Sensing* v, 10(2), pp.87-94.

Bedini, E. and Chen, J., 2022. Prospection for economic mineralization using PRISMA satellite hyperspectral remote sensing imagery: an example from central East Greenland. *Journal of Hyperspectral Remote Sensing* v12, 3, pp.124-130.

Heller Pearlshtien, D., Pignatti, S., Greisman-Ran, U. and Ben-Dor, E., 2021. PRISMA sensor evaluation: A case study of mineral mapping performance over Makhtesh Ramon, Israel. *International Journal of Remote Sensing*, 42(15), pp.5882-5914.

Loizzo, R., Daraio, M., Guarini, R., Longo, F., Lorusso, R., Dini, L. and Lopinto, E., 2019, July. Prisma mission status and perspective. In *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 4503-4506). IEEE.

Ranjbar, H., 2011. Application of spectral analysis in mapping hydrothermal alteration of the Northwestern Part of the Kerman Cenozoic Magmatic Arc, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 22(3), pp.221-238.

## بررسی عوامل کنترل کننده ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی و تعیین منشأ یون ها با استفاده از تحلیل عاملی و نسبت های یونی در دشت آبرفتی ارومیه

صبا محمدی<sup>۱</sup>، حسین پیرخراطی<sup>۲\*</sup>، زهرا شیخی آلمان آباد<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

sm.mohammadii96@gmail.com

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

h.pirkharrati@urmia.ac.ir

۳- دانش آموخته دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

zsheikhi255@gmail.com

### چکیده

مدیریت بهینه منابع آبی در مناطق خشک و نیمه خشک جهان که میانگین بارندگی سالانه آن کفایت نیاز آبی را نمی دهد، اهمیت بسیار زیادی داشته است. در تحقیق حاضر، با هدف دست یافتن به عوامل حاکم بر تغییرات کیفیت آب زیرزمینی دشت آبرفتی ارومیه در گروه های نمونه آبی منطقه، از روش آماری چندمتغیره تحلیل عاملی و تحلیل خوشه ای و جهت بررسی منشأ مواد محلول در آب و تاثیر سازندهای اطراف روی کیفیت آن، از نسبت های یونی استفاده شده است. نتایج تحلیل عاملی نشان می دهد که تغییرات کیفیت آب زیرزمینی دشت ارومیه توسط دو عامل شامل: ۱- یون های سدیم، کلرید، منیزیم، سولفات و بی کربنات و ۲- کلسیم و بی کربنات کنترل می گردد. با به کارگیری تحلیل خوشه ای سلسله مراتبی، نمونه های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه، به چهار گروه تقسیم بندی شده است. با استفاده از نسبت های یونی در نمونه های آبی، در گروه اول، منبع سدیم از تبادل کاتیونی آلbite و یا تبادل یونی در رس ها و همچنین کلسیم موجود در نمونه ها از هوازدگی کربنات ها حاصل می شود. چاه های آبی گروه دوم احتمالا از سازندهای آهکی، کربنات ها و شورابه ها تغذیه می شوند؛ در گروه سوم، منبع سدیم از آلbite و یا از تبادل یونی کانی های رسی می باشد. افزایش میزان منیزیم نسبت به کلسیم و میزان سولفات نسبت به آنیون ها در آب زیرزمینی گروه سوم وجود دارد. افزایش یون کلرید نسبت به سدیم در گروه چهارم می تواند به دلیل تبادل یونی معکوس و یا رودخانه های موجود در مسیر می باشد؛ و افزایش منیزیم نسبت به کلسیم را می توان به انحلال دولومیت و یا نهشت کلسیت نسبت داد.

**واژه های کلیدی:** آب زیرزمینی، دشت آبرفتی ارومیه، روش آماری چند متغیره، نسبت های یونی

### Abstract

The optimal management of water resources in arid and semi-arid regions, where the average annual rainfall does not provide sufficient water, has been very important. In this research, in order to find out the factors governing the changes in the quality of underground water in the alluvial plain of Urmia, multivariate statistical methods, for example factor analysis and cluster analysis have been used and to investigate the origin of water-soluble substances and the influence of surrounding formations in region, ionic ratios based on the method (Hounslow, 1995) have been used. The results of factor analysis show that changes in the quality of underground water in Urmia plain are controlled by two factors including: 1- sodium, chloride, magnesium, sulfate and bicarbonate and 2- calcium and bicarbonate. Using hierarchical cluster analysis, the groundwater samples of the study area have been divided into four groups. Using ionic ratios in water samples, it was determined in the first group, the source of sodium is from albite cation exchange or ionic exchange in clays, and the calcium in the samples is the result of carbonate weathering. The water samples of the second group are probably fed by limestone formations, carbonates and brines. In the third group, the source of sodium is from albite or from ionic exchange of clay minerals. There is an increase in the amount of magnesium compared to calcium and the amount of sulfate compared to anions in the groundwater of the third group. The increase of chloride compared to sodium in the fourth group can be due to the reverse ionic exchange or the rivers in the path; And the increase of magnesium compared to calcium can be attributed to the dissolution of dolomite or the leaching of calcite.

**Key words:** Groundwater, Urmia Alluvial Plain, Multivariate Statistical Methods, Ionic Ratios

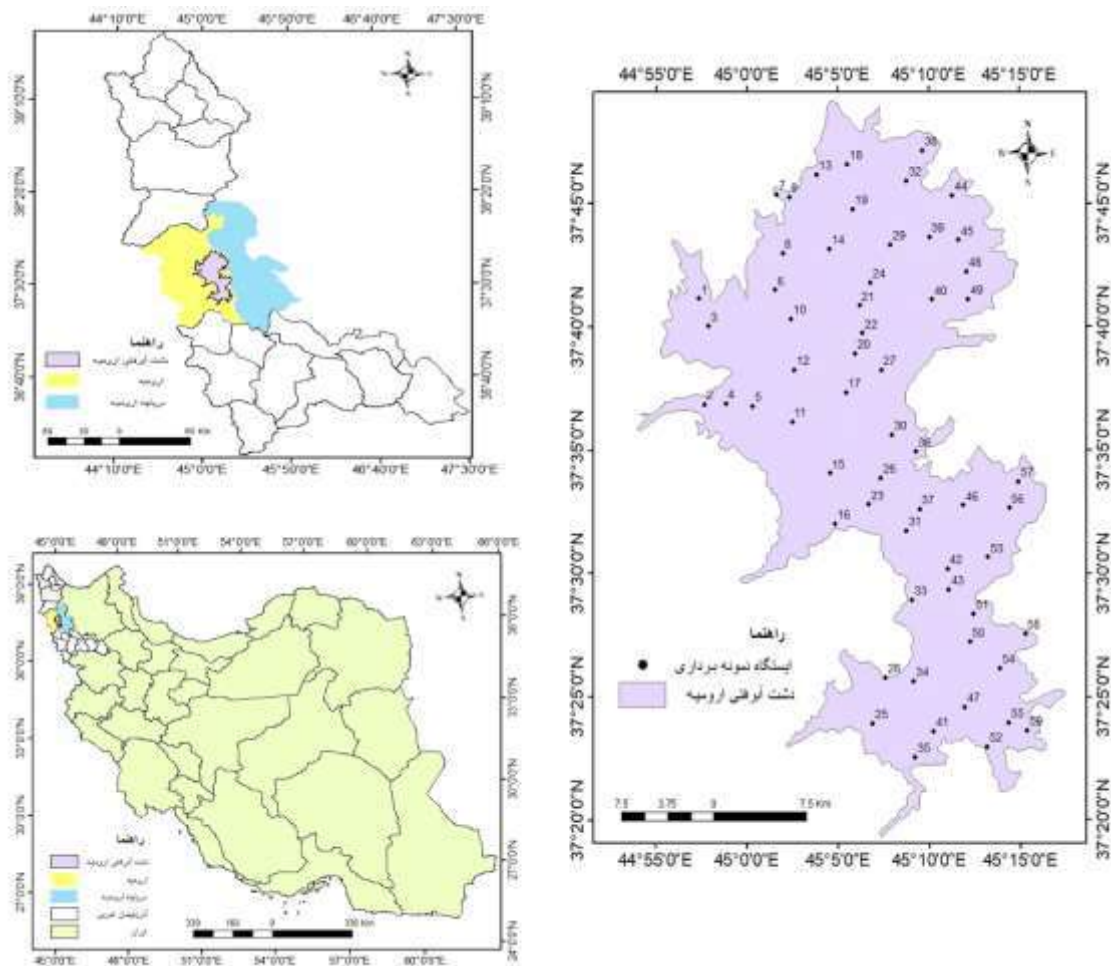
## ۱- مقدمه

یکی از مهم‌ترین منابع طبیعی برای بقای زندگی انسان آب است که به دلیل افزایش روز افزون جمعیت و به دنبال آن، افزایش شهرنشینی، تقاضا برای این منبع ارزشمند بیشتر شده و در نتیجه کیفیت آب را با مشکلاتی مواجه کرده است، تا آنجایی که برای استفاده انسان نامناسب گردیده است (Sharma et. al, 2015). کشورهای جهان سوم و در حال توسعه برای تامین آب مورد نیاز خود در بخش کشاورزی، صنعت و شرب به استفاده از آب‌های زیرزمینی روی آورده‌اند (کوکبی نژاد و همکاران، ۱۳۹۵)؛ بنابراین حفظ و مدیریت بهینه منابع آب زیرزمینی و آگاهی از تاثیر سازندهای اطراف روی کیفیت آب زیرزمینی، حائز اهمیت می‌باشد. به منظور ارزیابی دلایل تغییرات کیفی آب و شناخت عوامل حاکم بر آن در تحقیقاتی مختلف از روش‌های مختلفی استفاده شده است. روش‌های آماری چند متغیره ابزار قدرتمندی هستند که در بررسی روابط بین متغیرها، می‌توانند چند مشخصه را به طور همزمان مورد تحلیل قرار دهند. جهت گروه‌بندی نمونه‌های آب بر اساس شباهت ترکیب شیمیایی، از روش تحلیل خوشه‌ای (cluster analysis) استفاده می‌شود. هر خوشه مجموعه‌ای از نمونه‌های متشابه است و نمونه‌های خوشه‌های مختلف نامتشابه‌اند (رضایی، ۱۳۸۹). تحلیل عاملی (factor analysis) نیز یک نوع روش آماری چند متغیره می‌باشد که فرآیندهای عمده کنترل شیمی آب در قالب عامل‌های پیونددهنده مجموعه‌ای از متغیرهای دارای وابستگی بالا را بیان می‌کند (رضایی، ۱۳۸۹). با توجه به اهمیت بررسی کیفیت آب زیرزمینی، مطالعات زیادی در سطح جهان و ایران در این زمینه صورت گرفته است در این میان می‌توان به مطالعه انجام شده توسط فارابی و همکاران (۱۳۸۹)، اشاره کرد. در این مطالعه جهت بررسی تغییرات کیفیت آب زیرزمینی در بخش‌های مختلف دشت جیرفت در جنوب شهرستان کرمان و تعیین عوامل موثر بر آن، از تلفیقی از روش‌های آماری مانند تجزیه خوشه‌ای و ضرایب همبستگی و روش‌های هیدروشیمیایی، مانند نسبت‌های یونی استفاده شده است؛ بر اساس نتایج حاصل، نمونه‌های آب زیرزمینی از لحاظ کیفی در چهار گروه قرار می‌گیرند و فرآیندهایی مانند انحلال ژپس، هالیت، سولفات‌های سدیم‌دار و تبادل یونی کیفیت آب زیرزمینی را تحت تأثیر قرار می‌دهند. عبداللّهی و همکاران (۱۳۹۲)، با عنوان هیدروژئوشیمی زیست محیطی منابع آب زیرزمینی دشت راور شمال استان کرمان، به طور کلی نشان دادند که میزان همه پارامترهای مورد مطالعه  $Ca, Na, Cl, TDS, Mg$  از محل تغذیه به سمت تخلیه آبخوان و در جهت شیب آب زیرزمینی افزایش می‌یابد؛ همچنین براساس موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای پایپر و دروو و محاسبه برخی نسبت‌های یونی، معلوم گردید که اولاً تیپ غالب نمونه‌های آب مورد مطالعه کلروره سدیک بوده و ثانیاً فرایندهایی چون انحلال کانی‌های تبخیری در پهنه‌های گلی، تبادل یونی معمولی و معکوس به علت حضور کانی‌های رسی در پهنه‌های گلی احتمالاً مهم‌ترین فرایندهای هیدروشیمیایی کنترل کننده کیفیت آب زیرزمینی در دشت راور می‌باشند. در تحقیق انجام شده توسط اصغری مقدم و مجبی (۱۳۹۵)، جهت ارزیابی عوامل موثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی دشت کهریز در شمالغرب ایران، از تلفیق روش‌های آماری مانند تحلیل خوشه‌ای و تجزیه عاملی و روش‌های هیدروشیمیایی مانند شاخص اشباع و نمودارهای ترکیبی استفاده شده است. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه خوشه‌ای، نمونه‌های آب زیرزمینی در سه گروه قرار گرفتند. براساس روش تحلیل عاملی دشت کهریز تحت تأثیر چهار عامل می‌باشد. عامل یک را می‌توان به فرآیندهای شیمیایی انحلال نمک و نفوذ آب‌های کلروره سدیک نسبت داد. عامل دوم را می‌توان نتیجه فرسایش کانی‌های سنگ‌های الترامافیک دانست. پارامترهای عامل سوم نشان دهنده تأثیر فاضلاب‌های خانگی، فعالیت‌های کشاورزی و استفاده از کودهای شیمیایی نیترات دار می‌باشد. عامل چهارم در نتیجه هوازدگی شیمیایی کانی فلوئوروآپاتیت موجود در سنگ‌های دگرگونی و آذرین می‌باشد. میرزاوند و همکاران در سال ۱۳۹۶ به منظور ارزیابی فرایندهای هیدروژئوشیمیایی بر کیفیت منابع آب زیرزمینی دشت اشترینان - شمال استان لرستان، براساس شاخص‌های اشباع شدگی و نسبت‌های یونی ترکیبی، عامل انحلال را به عنوان عامل اصلی تعیین کننده خواص هیدروشیمیایی آب زیرزمینی دشت اشترینان نشان دادند و تیپ آب زیرزمینی در منطقه با استفاده از نمودار پایپر بی کربنات کلسیم تعیین گردید. Lee و همکاران (۲۰۰۱)، آب زیرزمینی در جنوب غرب سئول را جهت شناسایی فرآیندهای حاکم بر توزیع آلاندهای هیدروکربنی، مورد بررسی قرار دادند. تجزیه و تحلیل چند متغیره بر داده‌های هیدروژئوشیمیایی اعمال شد و پس از انجام مطالعات، آن‌ها تحلیل عاملی و خوشه‌ای را برای مطالعه سیستم آب زیرزمینی در سایت‌های آلوده به هیدروکربن، روشی سودمند شناسایی کردند. دشت ارومیه، با مساحت ۱۴۹۷ کیلومتر مربع در شمال غرب ایران و غرب دریاچه ارومیه واقع شده است. در سال‌های اخیر، به دلیل کمبود بارش و برداشت بی‌رویه جهت مصارف کشاورزی و به دنبال آن خشک شدن دریاچه ارومیه، کیفیت آب زیرزمینی در دشت ارومیه دچار نوسان شده است (کوکبی نژاد، ۱۳۹۵). هدف اصلی مطالعه حاضر، دست یافتن به عوامل حاکم در تغییرات کیفی آب زیرزمینی و تعیین منشأ مواد محلول در آب و تاثیر سازندهای اطراف بر کیفیت آن می‌باشد.

## ۲- مواد و روش‌ها

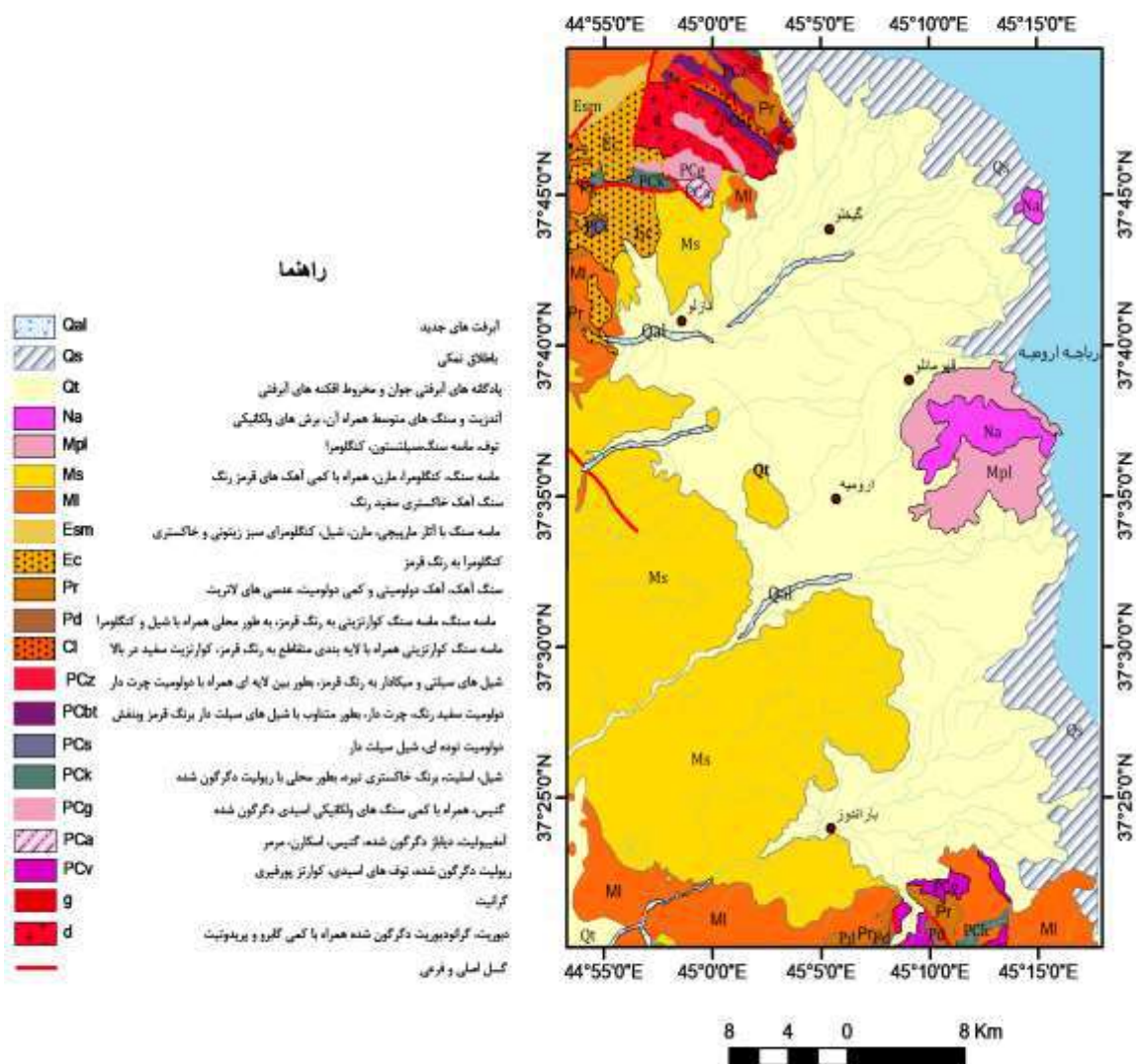


دشت آبرفتی ارومیه، در جنوب غرب استان آذربایجان غربی و در حاشیه غربی دریاچه ارومیه و شرق زون خوی - مهاباد، با مساحت ۷۷۸/۴۷ کیلومتر مربع، بین طول‌های جغرافیایی ۴۴ درجه و ۵۴ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۱۷ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۷ درجه و ۱۹ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۵۰ دقیقه شمالی قرار دارد. چهار سیستم رودخانه‌ای اصلی در این ناحیه که از رشته کوه‌های باختری منشأ گرفته و به دریاچه ارومیه می‌ریزند، عبارت‌اند از: نازلو چای، روضه چای، شهر چای و باراندوز چای. در این مطالعه، از داده‌های مربوط به ۵۹ حلقه چاه مربوط به بخش آبرفتی دشت ارومیه برای دوره خشک سال ۱۳۹۷، که از سازمان آب منطقه‌ای استان آذربایجان غربی تهیه شده بود، استفاده شده است. در شکل (۱)، موقعیت محدوده مورد مطالعه و ایستگاه‌های نمونه‌برداری دشت ارومیه و در شکل (۲)، نقشه زمین‌شناسی دشت ارومیه مشخص شده است.



شکل (۱)، موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعه شده و ایستگاه‌های نمونه‌برداری





شکل (۲)، نقشه زمین شناسی محدوده مطالعاتی

## ۲-۱ روش‌های آماری چندمتغیره

تحلیل عاملی دارای سه مرحله تهیه ماتریس همبستگی از تمام متغیرها، استخراج عامل‌ها و تفسیر نتایج می‌باشد. اساس ماتریس همبستگی، ضریب همبستگی پیرسون می‌باشد (سعیدی، ۱۳۹۸). ضریب همبستگی یک ابزار کارآمد در تعیین درجه وابستگی و یا ارتباط خطی بین متغیرها می‌باشد (جوانمرد، ۱۳۹۵)؛ در مرحله بعد، عوامل از میان پارامترهایی انتخاب می‌شوند و از میان عوامل حاصله، اولین عامل، بیشترین واریانس و به ترتیب عوامل بعدی مقادیر کمتری از واریانس را نشان می‌دهند. ضرایب بالای پارامترهای به دست آمده که بیشترین همبستگی را با یکدیگر دارند تشکیل دهنده هر یک از عوامل هستند؛ همچنین می‌توان از چرخش عامل‌ها برای تفسیر هرچه بهتر عوامل موثر ماتریس عامل‌های حاصله استفاده کرد (سعیدی، ۱۳۹۸).

## ۲-۲ نسبت‌های یونی معرف

نسبت‌های یونی، شاخص‌های مناسبی در ارزیابی شیمی منابع آب هستند و استفاده از آن‌ها در تعیین منشأ فرآیندهای تأثیرگذار بر کیفیت آب‌یرزمینی منطقه، کمک بسیاری خواهد کرد. در پیدایش ترکیب شیمیایی آب یرزمینی، این نسبت‌ها متأثر از ترکیب شیمیایی کانی‌های محلول در آب بوده و مقدار کانی انحلال یافته در درجه بعدی اهمیت دارد (فاریابی، ۱۳۸۹). برای بررسی منشأ املاح آب یرزمینی از نسبت‌های یونی جدول شماره (۱)، بر اساس روش (Hounslow, 1995) استفاده شده است (مقادیر بر حسب میلی‌اکی والان بر لیتر می‌باشند).

جدول (۱)، برخی نسبت‌های یونی مورد استفاده در تعیین سنگ منشأ به روش (Hounslow, 1995)

| استنتاج   | معیار            | پارامتر  | استنتاج  | معیار               | پارامتر   |
|---|------------------|--|--|---------------------|---|
| نفوذ آب شور، شورابه،<br>تبخیر                   | TDS>۵۰۰,<br>>۰/۸ | Cl <sup>-</sup> /SUM<br>Anions   | تامین سدیم از منبع دیگری<br>غیر از هالیت-<br>آلبیت، تبادل یونی | >0/5                | Na <sup>+</sup> /(Na <sup>+</sup> + Cl <sup>-</sup> )       |
| هوازدهی سنگ‌ها                                  | <0/8             |  | انحلال هالیت   | =0/5                |   |
|   |                  |  | تبادل یونی معکوس، نفوذ<br>آب دریا                              | <0/5,<br>TDS>500    |   |
|   |                  |  | خطا در آنالیز  | <0/5,<br>500>TDS>50 |   |
|   |                  |  | آب باران   | <۵/۰, TDS<۵۰        |   |
| تغذیه از سازندهای آهکی                          | <۱               | Cl <sup>-</sup> /( HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup><br>+CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> ) | هوازدهی دولومیت  | =۰/۵                | Mg <sup>2+</sup> /(Ca <sup>2+</sup> +<br>Mg <sup>2+</sup> ) |
| نفوذ آب شور، سازندهای<br>تبخیری، کودهای شیمیایی | >۱               |  | هوازدهی سنگ آهک<br>دولومیتی                                    | <۰/۵                |   |
|   |                  |  | انحلال دولومیت، ته‌نشست<br>کلسیت یا آب دریا                    | >۰/۵                |   |

|   |                      |   |                              |                    |   |
|---|----------------------|---|------------------------------|--------------------|---|
| $Ca^{2+}/(Ca^{2+} + SO_4^{2-})$                       | $=0/5$               | انحلال ژپس  | $Na^+ - Cl^-$                | $Na^+ > Cl^-$      | منشا سدیم به غیر از حالت و ناشی از تبادل کاتیونی سیلیکات‌ها |
|   | $<0/5$<br>$pH > 5/5$ | حذف کلسیم - تبادل یونی یا رسوب کلسیم                      |                              | $Na^+ = Cl^-$      | منشا سدیم از کانی‌ها  |
|   | $<0/5$<br>$pH < 5/5$ | اکسیداسیون پیریت  |                              | $Na^+ < Cl^-$      | تبادل یونی معکوس  |
|   | $>5/0$               | تامین کلسیم از منبعی غیر از ژپس - کربنات‌ها یا سیلیکات‌ها |                              |                    |   |
| $(Na^+ + K^+ - Cl^-) / (Na^+ + K^+ - Cl^- + Ca^{2+})$ | $>0/4$ و $<0/8$      | امکان هواز دگی پلاژیوکلاز وجود دارد                       | $HCO_3^{3-} / SUM$<br>Anions | $>0/8$             | هواز دگی سیلیکات یا کربنات                                  |
|   | $<0/4$ یا $>0/8$     | امکان هواز دگی پلاژیوکلاز وجود ندارد                      |                              | $<0/8$ سولفات زیاد | انحلال ژپس  |
|   |                      |   |                              | $<0/8$ سولفات کم   | آب دریا یا شورابه   |
| $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / SO_4^{2-}$                     | $>0/8$ و $<1/2$      | دولومیتی شدن  | TDS                          | $>500$             | هواز دگی کربنات یا شورابه یا آب دریا                        |
|   |                      |   |                              | $<500$             | هواز دگی سیلیکات  |

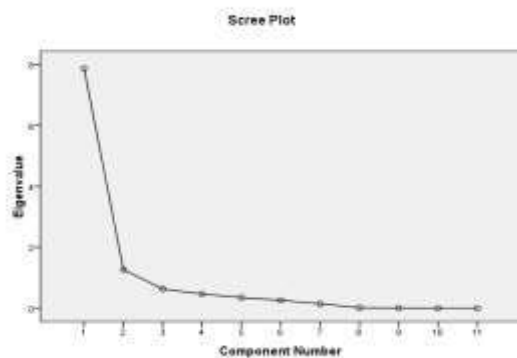
### ۳- یافته‌ها و نتایج

#### ۳-۱ استخراج عامل‌ها و تفسیر نتایج

جهت انتخاب دقیق عوامل مؤثر بر سیستم، مقادیر ویژه، درصد واریانس و واریانس تجمعی محاسبه شدند (جدول ۲)؛ دو عامل مؤثر که مقادیر ویژه بیشتر از یک دارند، به عنوان عوامل اصلی شناسایی شده‌اند و برای تفسیرهای بعدی به کار برده می‌شوند. درصد واریانس هر یک از عوامل، نشان از اهمیت آن عامل در هیدروشیمی منطقه دارد. در جدول (۲)، مؤلفه‌هایی که مقادیر ویژه بزرگ‌تر از یک دارند تنها ۸۳/۱۶۲٪ از واریانس کل را برآورد می‌کنند؛ هرچه این مقدار به ۱۰۰ نزدیک‌تر باشد تفسیر تعداد عامل‌های ما بهتر صورت می‌گیرد. نمودار اسکری (شکل ۳)، اهمیت نسبت عامل‌های استخراج شده را با توجه به مقادیر ویژه نمایش می‌دهد. با توجه به این نمودار مشاهده می‌شود که عوامل یک و دو بالاتر از خط  $Y=1$  می‌باشند و به عنوان عامل‌های اصلی مورد استفاده قرار می‌گیرند. نتایج حاصل جهت تحلیل عوامل اصلی در جدول ماتریس عامل‌ها بعد از چرخش (Varimax)، نشان داده شده است (جدول ۳). روش واریمکس چرخشی، عمومی‌ترین نوع (Principal Component Analysis) است که مؤلفه‌های قابل تفسیر بیشتری نمایش می‌دهد. جهت به‌دست آوردن مجموعه عناصری که در هر مؤلفه جای می‌گیرند، باید در هر ستون، عناصری را که بار عاملی آن‌ها بالا می‌باشد (معمولاً ۰/۶)، انتخاب نموده و در یک گروه طبقه‌بندی نمود (سعیدی و همکاران، ۱۳۹۸).

جدول (۲)، آماره‌های مربوط به دو عامل استخراج شده

| مؤلفه | مقادیر ویژه |              |            |
|-------|-------------|--------------|------------|
|       | کل          | درصد واریانس | درصد تجمعی |
| 1     | 7/882       | 71/652       | 71/652     |
| 2     | 1/266       | 11/510       | 83/162     |
| 3     | 0/628       | 5/708        | 88/870     |
| 4     | 0/465       | 4/225        | 93/095     |
| 5     | 0/346       | 3/146        | 96/241     |
| 6     | 0/257       | 2/333        | 98/574     |
| 7     | 0/142       | 1/294        | 99/868     |
| 8     | 0/012       | 0/108        | 99/976     |
| 9     | 0/003       | 0/024        | 100/000    |
| 10    | 4/918E-5    | 0/000        | 100/000    |
| 11    | -6/202E-18  | -5/638E-17   | 100/000    |



شکل (۳)، نمودار اسکری برای تعیین تعداد عامل‌ها

جدول (۳)، مقادیر عامل ها بر اساس چرخش (Varimax) برای دشت آبرفتی ارومیه (تمامی نمونه ها)

| متغیرها                       | عامل ها |        |
|-------------------------------|---------|--------|
|                               | ۱       | ۲      |
| EC                            | 0/899   | 0/431  |
| TDS                           | E/899   | 0/431  |
| TH                            | 0/747   | 0/606  |
| pH                            | -0/131  | -0/902 |
| Ca <sup>2+</sup>              | 0/263   | 0/899  |
| Mg <sup>2+</sup>              | 0/854   | 0/354  |
| Na <sup>+</sup>               | 0/898   | 0/025  |
| K <sup>+</sup>                | 0/483   | 0/503  |
| HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | 0/702   | 0/526  |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | 0/774   | 0/489  |
| Cl <sup>-</sup>               | 0/860   | 0/172  |

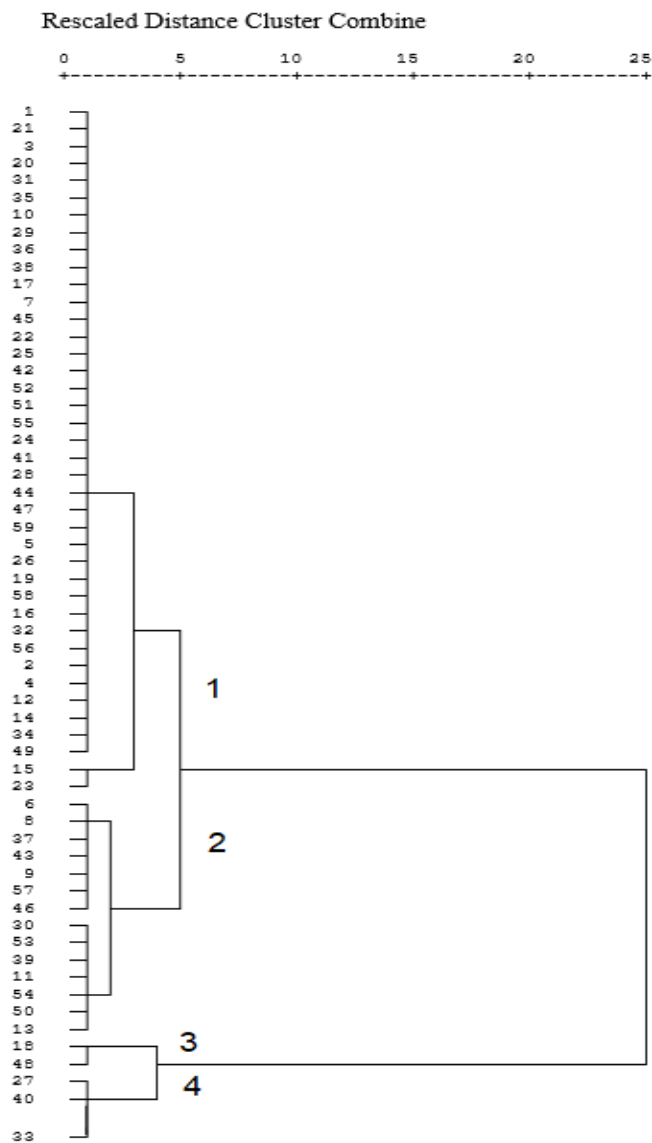
طبق جدول (۳)، عامل اول با یون های  $Na^+$ ،  $Cl^-$ ،  $Mg^{2+}$ ،  $SO_4^{2-}$  و  $HCO_3^-$  در ارتباط است که می تواند مربوط به انحلال تبخیری های هالیت، ژپس و کانی سدیم بی کربنات (Nahcolite) باشد که کیفیت ۷۲٪ از آب زیرزمینی در منطقه را کنترل می کند. عامل دوم، با یون های  $Ca^{2+}$  و  $HCO_3^-$  در ارتباط است که می تواند با انحلال سازندهای آهکی در منطقه نسبت داشته باشد و حدود ۱۱٪ تغییرات کیفیت آب زیرزمینی دشت مطالعاتی توسط این عامل کنترل می شود. همانطور که مشخص است، pH نسبت به عوامل، همبستگی معکوس و منفی دارد که این حاکی از آن است که منبع pH از عوامل غیر طبیعی در منطقه می باشد.

### 2-3 تحلیل خوشه ای سلسله مراتبی (HCA)

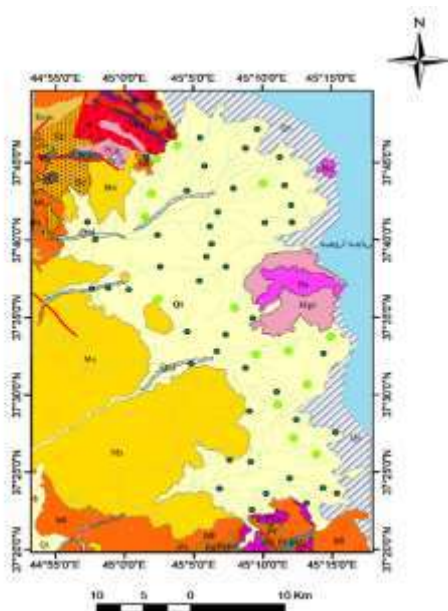
در این تحقیق، از روش HCA (Hierarchical Cluster Analysis)، برای گروه بندی نمونه های آب زیرزمینی استفاده شده است. از ویژگی های مهم این روش ارائه نمودار گرافیکی دندروگرام است (فارابی و همکاران، ۱۳۸۹). در تقسیم بندی انجام شده کلیه پارامترها بر حسب میلی اکی والان بر لیتر

هستند. با توجه به دندوگرام ارائه شده در شکل (۴) توسط تحلیل خوشه‌ای، نمونه آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه، به چهار گروه یا زون تقسیم بندی شده است و موقعیت چاه‌های آبی هر گروه، در نقشه مربوط به دشت آبرفتی ارومیه در شکل (۵)، نمایش داده شده است.

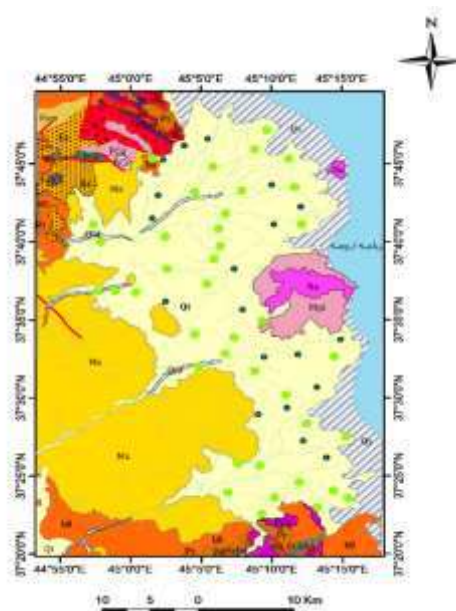
Dendrogram using Average Linkage (Between Groups)



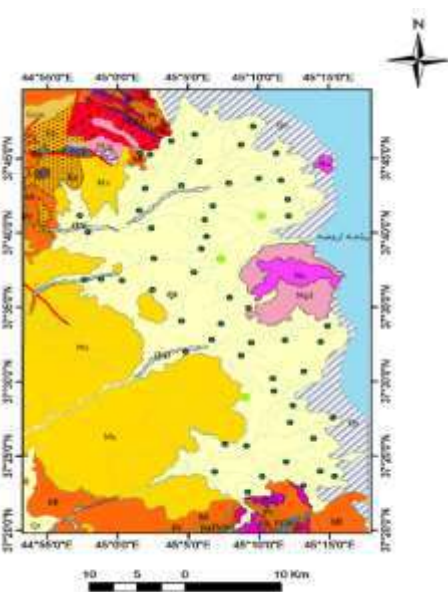
شکل (۴)، نمودار دندروگرام نمونه‌های آب زیرزمینی دشت آبرفتی ارومیه



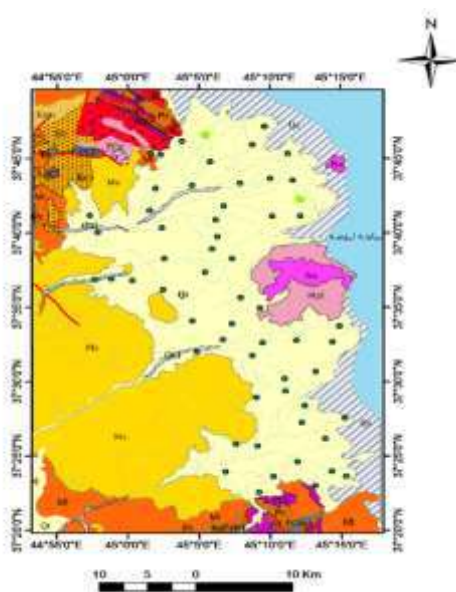
موقعیت چاه‌های آبی گروه دوم



موقعیت چاه‌های آبی گروه اول



موقعیت چاه‌های آبی گروه چهارم



موقعیت چاه‌های آبی گروه سوم

شکل (۵)، موقعیت چاه‌های آبی مربوط به چهار زون مختلف واقع در دشت آبرفتی ارومیه (چاه‌های آبی مربوط به هر زون در نقشه، با رنگ سبز مشخص شده است)

### ۳-۳ به کارگیری نسبت‌های یونی



در تحقیق حاضر، جهت بررسی منشأ مواد محلول در آب زیرزمینی از نسبت‌های یونی بر اساس روش (Hounslow, 1995)، استفاده شده است؛ بدین منظور ابتدا در جدول (۴)، میانگین ترکیب شیمیایی گروه‌های مختلف آب زیرزمینی دشت مورد مطالعه، محاسبه شده و سپس نسبت‌های یونی مختلف برای هر چهار گروه در جدول (۵)، محاسبه شده است؛ نتایج حاصل از تحلیل نسبت‌های یونی در جدول (۶)، ارائه شده است. با توجه به نسبت یونی  $(HCO_3^- / \sum anions)$ ، عامل کنترل کیفیت آب زیرزمینی گروه اول و دوم نفوذ شورابه دریاچه ارومیه و عامل تعیین کیفیت گروه سوم و چهارم که میزان یون سولفات بیشتری دارند، انحلال کانی سولفاتی ژپس می‌باشد. انحلال هالیت در آب، غلظتی مساوی از کلر و سدیم آزاد می‌کند ( $Na^+ = Cl^-$ ). با توجه به نتایج جدول (۵)، بطور میانگین غلظت یون‌های سدیم و کلر برابری نشان نمی‌دهد و در نمونه‌های آبی گروه اول، دوم و سوم، که میزان سدیم بیشتر از کلر می‌باشد، مقداری از سدیم ناشی از تبادل کاتیونی سیلیکات‌ها (آلیت یا نفلین) می‌باشد؛ هرچند منبع اصلی گروه چهارم، که با افزایش کلر و کاهش سدیم همراه است، تبادل یونی معکوس می‌باشد. تبادل یونی معکوس می‌تواند در اثر وجود کانی‌های رسی در منطقه و یا ناشی از شورابه‌هایی که در آن‌ها تبادل یونی معکوس روی داده است، باشد. در تبادل یونی طبیعی یون کلسیم موجود در آب جانشین یون‌های سدیم جذب شده بر سطح کانی‌های رسی شده و سدیم در محیط رها می‌شود، در نتیجه غلظت آن نسبت به کلراید در آب افزایش می‌یابد؛ به عبارت دیگر، فرآیند تبادل یونی در جایی رخ می‌دهد که کانی‌های رسی غنی از سدیم، مانند مونت-موریلونیت، با کلسیم و منیزیم محلول در آب واکنش داده و سبب ورود سدیم به آب زیرزمینی شود (جوانمرد و اصغری مقدم، ۱۳۹۵)، (روابط (۱) و (۲))

$$Ca^{2+} + 2Na-Clay \rightarrow 2Na^+ + Ca-Clay$$

رابطه (۱):

رابطه (۲):

$$Mg^{2+} + 2Na-Clay \rightarrow 2Na^+ + Mg-Clay$$

در روابط (۱) و (۲)، Na-Clay، سدیم جذب شده در کانی رسی می‌باشد.

در فرایند تبادل یونی معکوس، یون کلسیم موجود در سطح کانی‌های رسی رها شده و یون سدیم موجود در آب جانشین آن می‌شود که در این حالت غلظت یون کلراید نسبت به یون سدیم در آب بیشتر می‌شود. بر اساس نسبت یونی  $(Na^+ / (Na^+ + Cl^-))$ ، منبع اصلی سه گروه اول، به غیر از هالیت و ناشی از آلیت ( $NaAlSi_3O_8$ )، یا تبادل یونی می‌باشد و در گروه چهارم تبادل یونی معکوس میزان کاهش سدیم را کنترل می‌کند. منبع اصلی سدیم علاوه بر هالیت می‌تواند شامل چشمه‌های آب داغ، شورابه‌ها، برخی سیلیکات‌ها و کانی‌های کمیاب مانند ناهکولیت ( $NaHCO_3$ ) می‌باشند. بیشتر سدیم از تبادل یونی نرمال حاصل می‌شود (جوانمرد و اصغری مقدم، ۱۳۹۵). بر اساس  $(Cl^- / \sum anions)$ ، همه نمونه‌های آب زیرزمینی تحت تأثیر هوازدگی سنگ قرار گرفته‌اند؛ به عبارت دیگر واکنش متقابل بین آب زیرزمینی و مواد تشکیل دهنده آبخوان، بیشترین تأثیر را بر کیفیت آب زیرزمینی گذاشته است؛ همچنین، نسبت یونی  $(Cl^- / (HCO_3^- + CO_3^{2-}))$ ، نشان می‌دهد که به طور غالب نمونه‌های دشت ارومیه، از سازندهای آهکی تغذیه می‌شوند. طبق نسبت یونی  $(Ca^{2+} / (Ca^{2+} + SO_4^{2-}))$  و نسبت یونی  $(Mg^{2+} / (Ca^{2+} + Mg^{2+}))$ ، در نمونه‌های آبی گروه اول و دوم، منبع افزایش کلسیم به غیر از ژپس و ناشی از هوازدگی سنگ آهک دولومیتی می‌باشد و میزان کمتر کلسیم نسبت به منیزیم در گروه سوم و چهارم ناشی از انحلال دولومیت و یا حذف کلسیم با تبادل یونی یا رسوب کلسیم می‌باشد. همین‌طور با توجه به مقادیر TDS، ترکیب شیمیایی نمونه‌های گروه اول تحت تأثیر هوازدگی سیلیکات‌ها و نمونه‌های بعدی متأثر از هوازدگی کربنات‌ها و یا نفوذ شورابه‌ها می‌باشند.

جدول (۴)، میانگین ترکیب شیمیایی گروه‌های مختلف آب زیرزمینی دشت آبرفتی ارومیه (بر حسب میلی‌اکی والان بر لیتر)

| نام گروه | TDS    | $Ca^{2+}$ | $Mg^{2+}$ | $Na^+$ | $SO_4^{2-}$ | $HCO_3^-$ | $Cl^-$ |
|----------|--------|-----------|-----------|--------|-------------|-----------|--------|
| گروه اول | ۴۷۲/۰۶ | ۳/۹۴      | ۲/۴۴      | ۱/۲۵   | ۱/۵۰        | ۵/۵۱      | ۰/۷۲   |
| گروه دوم | ۸۴۵/۴۶ | ۵/۹۷      | ۴/۶۳      | ۳/۴۷   | ۳/۹۲        | ۸/۱۱      | ۲/۳۱   |

|            |        |      |       |      |      |      |      |
|------------|--------|------|-------|------|------|------|------|
| گروه سوم   | ۱۶۹۰   | ۵/۷۵ | ۱۲/۷۷ | ۹/۶۷ | ۹/۲۶ | ۱۱/۵ | ۵/۶۵ |
| گروه چهارم | ۱۳۴۵/۵ | ۶/۶۳ | ۱۰/۱۷ | ۵/۳۷ | ۶/۹۴ | ۹/۳۳ | ۶/۴۳ |

جدول (۵)، میانگین نسبت های یونی در گروه های چهارگانه نمونه های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه

| گروه       | $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Cl}^-)$ | $\text{Mg}^{2+} / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ | $\text{Ca}^{2+} / (\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-})$ | $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \text{SO}_4^{2-}$ | $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-) / (\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^- + \text{Ca}^{2+})$ | $\text{Cl}^- / \text{SUM Anion}$ | $\text{HCO}_3^- / \text{SUM Anions}$ | $\text{Cl}^- / (\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$ | $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ |
|------------|---|--|--|--|--|----------------------------------|--------------------------------------|---|-----------------------------|
| گروه اول   | 0/63  | 0/38   | 0/72   | ۴/۲۵   | ۰/۱۳   | 0/09                             | 0/71                                 | 0/13  | $\text{Na}^+ > \text{Cl}^-$ |
| گروه دوم   | 0/6   | 0/44   | 0/6  | ۲/۷۰   | ۰/۱۸   | 0/16                             | 0/56                                 | 0/28  | $\text{Na}^+ > \text{Cl}^-$ |
| گروه سوم   | 0/63  | 0/69   | 0/38   | ۲  | ۰/۴۲   | 0/2                              | 0/40                                 | 0/49  | $\text{Na}^+ > \text{Cl}^-$ |
| گروه چهارم | 0/45  | 0/6  | 0/49   | ۲/۴۲   | -۰/۱۶  | 0/28                             | 0/41                                 | 0/69  | $\text{Na}^+ < \text{Cl}^-$ |

جدول (۶)، نتایج حاصل از تحلیل نسبت های یونی نمونه های آب زیرزمینی دشت ارومیه

| نسبت یونی  | گروه اول                                       | گروه دوم                                 | گروه سوم               | گروه چهارم             |
|--|--|--|------------------------|------------------------|
| $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Cl}^-)$  | ۰/۵<   |  |                        | ۰/۵>                   |
| سدیم منبعی غیر از حالت - آلیت یا تبادل یونی  | تبادل یونی معکوس یا نفوذ آب دریا               |  |                        |                        |
| $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-) / (\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^- + \text{Ca}^{2+})$ | امکان هواز دگی                                 | امکان هواز دگی                           | امکان هواز دگی         | امکان هواز دگی         |
|  | پلاژیو کلاز وجود ندارد                         | پلاژیو کلاز وجود دارد                    | پلاژیو کلاز وجود ندارد | پلاژیو کلاز وجود ندارد |
| $\text{Mg}^{2+} / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$   | ۰/۵>   | ۰/۵<                                     |                        |                        |
| هواز دگی سنگ آهک دولومیتی  | هواز دگی سنگ آهک دولومیتی                      | انحلال دولومیت، ته نشست کلسیت یا آب دریا |                        |                        |
| $\text{Ca}^{2+} / (\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-})$   | ۰/۵<   | ۰/۵>                                     |                        |                        |
| منبع کلسیم غیر از ژئیس، کرنات ها یا سیلیکات ها   | منبع کلسیم غیر از ژئیس، کرنات ها یا سیلیکات ها | حذف کلسیم - تبادل یونی یا رسوب کلسیم     |                        |                        |

|  |   |                        |                                    |
|--|---|------------------------|------------------------------------|
| فرآیند ددولومیتی شدن در هیچ گروهی رخ نداده است |   |                        | $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / SO_4^{2-}$  |
| ۰/۸>   |   |                        | Cl <sup>-</sup> /SUM Anion         |
| هواز دگی سنگ‌ها                                |   |                        |                                    |
| نفوذ آب دریا یا شورابه                         | انحلال ژپس  | نفوذ آب دریا یا شورابه | $HCO_3^{-} / SUM$<br>Anions        |
| ۱>   |   |                        | $Cl^{-} / (HCO_3^{-} + CO_3^{2-})$ |
| تغذیه از سازندهای آهکی                         |   |                        |                                    |
| تبادل یونی معکوس                               | منشا سدیم به غیر از حالت - ناشی از تبادل کاتیونی سیلیکات‌ها |                        | Na <sup>+</sup> _ Cl <sup>-</sup>  |
| ۵۰۰<   |   | ۵۰۰>                   | TDS                                |
| هواز دگی کربنات‌ها یا شورابه‌ها                |   | هواز دگی سیلیکات‌ها    |                                    |

#### ۴- نتیجه گیری

نتایج تحلیل عاملی نشان می‌دهد که تغییرات کیفیت آب زیرزمینی دشت آبرفتی ارومیه توسط دو عامل شامل: ۱- یون‌های سدیم، کلسیم، منیزیم، سولفات و بی‌کربنات و ۲- کلسیم و بی‌کربنات کنترل می‌گردد؛ به‌طوری‌که عامل اول مسئول حدود ۷۲٪ از تغییرات کیفیت آب زیرزمینی دشت می‌باشد و حدود ۱۱٪ از تغییرات کیفی منابع آب این دشت به عامل دوم مربوط است. نمونه آب زیرزمینی دشت آبرفتی توسط تحلیل خوشه‌ای به چهار زون تقسیم شده است که بر اساس نسبت‌های یونی و تعیین منشأ کیفیت آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه، در گروه اول، منبع سدیم از تبادل کاتیونی آلپیت موجود در دیوریت و آندزیت و یا تبادل یونی در رس‌ها می‌باشد؛ تبادل یونی می‌تواند ناشی از کانی‌های رسی موجود در پادگانه‌های آبرفتی جوان، مارن و باتلاق‌های نمکی باشد؛ همچنین کلسیم موجود در نمونه‌های آبی گروه اول از هواز دگی کربنات‌ها از جمله سنگ آهک دولومیتی و آنورتیت موجود در گابرو، دیوریت و آندزیت حاصل می‌شود. چاه‌های آبی گروه دوم احتمالاً از سازندهای آهکی، کربنات‌ها و شورابه‌ها تغذیه می‌شوند؛ همچنین سدیم و کلسیم موجود در آب از پلاژیوکلازهای موجود در آندزیت، دیوریت، گرانیت، گابرو و اسکارن نشأت می‌گیرند. در گروه سوم، بدلیل امکان هواز دگی پلاژیوکلاز، منبع سدیم از آلپیت و یا از تبادل یونی کانی‌های رسی می‌باشد. افزایش میزان منیزیم نسبت به کلسیم در این گروه نشان از انحلال دولومیت و یا رسوب و حذف کلسیم از آب‌ها باشد. به‌علت افزایش میزان سولفات نسبت به آنیون‌ها، احتمال انحلال ژپس موجود در باتلاق‌های نمکی یا مارن در آب زیرزمینی گروه سوم وجود دارد. افزایش یون کلرید نسبت به سدیم در گروه چهارم می‌تواند به دلیل تبادل یونی معکوس و یا رودخانه‌های موجود در مسیر می‌باشد؛ همچنین می‌توان افزایش کلرید را به شورابه‌های سمت شرق دشت نسبت داد. چاه‌های آبی گروه چهارم از سازندهای آهکی تغذیه می‌شوند و افزایش منیزیم نسبت به کلسیم را می‌توان به انحلال دولومیت و یا ته‌نشست کلسیت نسبت داد.

#### ۴- مراجع

اصغری مقدم، ا. و محبی، ی. (۱۳۹۵). ارزیابی عوامل موثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی دشت کهریز با استفاده از روش‌های آماری و هیدروشیمیایی، هیدروژئولوژی، سال اول، شماره ۱، تابستان سال ۱۳۹۵، صفحات ۷۶ تا ۹۲.



- جوانمرد، ز. و اصغری مقدم، م. (۱۳۹۵). استفاده از مدل‌های آماری و هیدروشیمیایی در تحلیل کیفی منابع آب زیرزمینی (مطالعه موردی: دشت مهربان آذربایجان شرقی)، نشریه دانش آب و خاک، جلد ۲۵ شماره ۳۲، صفحه‌های ۳۱ تا ۵۰.
- رضایی، م. (۱۳۸۹). مطالعه عوامل کنترل‌کننده شوری در آبخوان آبرفتی دشت مند، استان بوشهر، محیط‌شناسی، سال سی و هفتم، شماره ۵۸، تابستان ۹۰، صفحه ۱۰۵ - ۱۱۶.
- سعیدی رضوی، ب. و سلیمانی، ر. (۱۳۹۸). بررسی ویژگی‌های هیدروشیمیایی و منشایون‌ها با استفاده از نسبت‌های یونی و تحلیل عاملی، هیدروژئولوژی، سال چهارم، شماره ۱، صفحات ۹۷ - ۱۱۰.
- فاریابی، م؛ کلانتری، ن. و نگارستانی، ا. (۱۳۸۹). ارزیابی عوامل موثر بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی دشت جیرفت با استفاده از روش‌های آماری و هیدروشیمیایی، علوم زمین، پاییز ۸۹، سال بیستم، شماره ۷۷، صفحات ۱۱۵ تا ۱۲۰.
- کوکبی‌نژاد، ا؛ محمدنژاد، آ. و سلیمانی، م.ب. (۱۳۹۵). بررسی تغییرات کیفی آب‌های زیرزمینی واقع در رسوبات کواترنری دشت ارومیه، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال پنجم، شماره ۳، زمستان ۱۳۹۵، صفحات ۱۱۰ - ۹۳.
- عبدالهی، م؛ قشلاقی، ا. و عباس‌نژاد، ا. (۱۳۹۲). ارزیابی کیفیت منابع آب زیرزمینی دشت راور (شمال استان کرمان) از نظر استفاده برای شرب و کشاورزی، دومین همایش ملی حفاظت و برنامه‌ریزی محیط زیست.
- غلامرضا میرزاوند و همکاران (۱۳۹۶): ارزیابی فرایندهای هیدروژئوشیمیایی بر کیفیت منابع آب زیرزمینی دشت اشترینان - شمال استان لرستان.
- Hounslow, A. W., 1995- Water Quality Data, Analysis and interpretation, Oklahoma State University Stillwater, Oklahoma, Lewis Publishers, 397 p.
- Lee, J. Y., Cheon, J. Y., Lee, K. K., Lee, S. Y., & Lee, M. H. (2001). Statistical evaluation of geochemical parameter distribution in a ground water system contaminated with petroleum hydrocarbons. *Journal of environmental quality*, 30(5), 1548-1563.
- Sharma, P. K., Vijay, R., & Punia, M. P. (2015). Geostatistical evaluation of groundwater quality distribution of Tonk district, Rajasthan. *International Journal of Geomatics and Geosciences*, 6(2), 1474.

## مطالعه، اندازه بهینه انرژی تجدیدپذیر یکپارچه در بنادر دریایی

محمدرضا محمدیان آسیابر<sup>۱</sup>، جابر کوچکی سفید داربنی<sup>۲</sup>

۱- کارشناسی ارشد، گروه مهندسی برق، دانشکده مکترونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرج، کرج، ایران

mohammadrezamohammadiyan28@yahoo.com

۲- کارشناسی ارشد، گروه مهندسی برق، دانشکده مکترونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرج، کرج، ایران

jabber.koochaki@gmail.com

### چکیده

این مقاله طراحی بهینه را ارائه می‌کند و ابعاد، برنامه‌ریزی انرژی را مشخص می‌کند و عملکرد یک ریزشبه برای تامین برق بار را با استفاده از ریزشبه یکپارچه ارزیابی می‌کند. سیستم یکپارچه متشکل از فتوولتائیک، توربین بادی و یک باتری برای اتصال به شبکه است. این مقاله همچنین عملکرد سیستم طراحی شده بر اساس بندر دریایی واقع در بندر انزلی استان گیلان، ایران را به عنوان یک مطالعه موردی تجزیه و تحلیل می‌کند. تجزیه و تحلیل با استفاده از نرم افزار مدل بهینه سازی ترکیبی برای انرژی های تجدیدپذیر الکتریکی (HOMER) که شامل نتایج تحلیل حساسیت و بهینه سازی است، انجام شده است. نتایج شبیه سازی نشان می‌دهد که پیاده سازی فناوری های ریزشبه راهحلی مناسب برای تامین برق مورد نیاز بار (کشتی) خواهد بود.

**واژه های کلیدی:** ریزشبه؛ هومر؛ بهینه سازی؛ توربین بادی؛ فتوولتائیک؛

### Abstract

This paper presents the optimal design and dimensioning, energy planning, and evaluates the performance of a microgrid for load power supply using an integrated microgrid. The integrated system consists of photovoltaic, wind turbine and a battery for grid connection. This paper also analyzes the performance of the system designed based on the sea port located in Anzali Port, Gilan Province, Iran as a case study. The analysis has been done using the Hybrid Optimization Model for Renewable Electric Energy (HOMER) software, which includes the results of sensitivity analysis and optimization. The simulation results show that the implementation of microgrid technologies will be a suitable solution to supply the electricity required by the cargo (ship).

**Key words:** Microgrid; homer Optimization; Wind Turbine; Photovoltaic;

### ۱- مقدمه

به طور معمول، برق در بندر دریایی توسط شبکه برق تامین می‌شود که از ترکیبی از تولید برق مانند زغال سنگ، نفت و گاز استفاده می‌کند. این تولید همچنین انتشار گازهای گلخانه‌ای ایجاد می‌کند، و زمانی که تقاضای بار افزایش می‌یابد، توان خروجی از شبکه را افزایش می‌دهد، همچنین نیاز به بهبود و همچنین افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای و آلودگی زیست محیطی، به ویژه تولید زغال سنگ دارد [Hondo, 2005]. این به این دلیل است که تعداد تجارت جهانی در سال های اخیر افزایش یافته است و تقریباً ۹۰ درصد آن از طریق دریا منتقل می‌شود [Fiadomor, 2009]. در بازار جهانی امروز برای تجارت جهانی و واردات و صادرات محصولات تجاری، کشتی های بزرگ باید در بندری پهلو بگیرند که بتوانند انرژی مورد نیاز آنها را برآورده کنند و در عین حال آلاینده های موتورهای کمکی خود را حذف کنند. از این رو فشار برای تاسیسات اتو سرد در بندر برای کاهش تعداد آلاینده های منتشر شده در جو [Papoutsoglou, 2012]. در [Eyring et al. 2005]، انتظار انتشار گازهای گلخانه ای بین المللی در آینده در حدود ۸۸ و ۲۵ Tg (NO<sub>2</sub>) در سال ۲۰۲۰ و پیش بینی حدود ۳۱ تا ۳۸۸ Tg (NO<sub>2</sub>) در سال ۲۰۵۰ خواهد بود [Fiadomor, 2009]. در نتیجه، بندر برای حل مشکل تخلیه سوخت و آلودگی که هوا را آلوده می‌کند، به طور فزاینده ای ناامید می‌شوند. به این دلیل است که وقتی کشتی در اسکله است، موتور کمکی همچنان نیروی الکتریکی برای ارتباطات، روشنایی، تهویه و سایر تجهیزات داخل کشتی تولید می‌کند. به همین دلیل، تلاش شده است تا انتشار گازهای گلخانه ای موتور دیزل کمکی کشتی در بندر کاهش یابد. چندین بندر مانند لانگ بیچ (کالیفرنیا)، گوتنبرگ (سوئد)، روتردام (هلند)، سنگاپور (سنگاپور) دارای یک ترمینال برای تامین برق ساحلی کشتی هستند. همچنین به عنوان اتوی سرد، برق جایگزین دریایی (AMP)، برق ساحلی و منبع تغذیه در ساحل (OPS) رونمایی شد. به این ترتیب، نیازی به موتور دیزل کمکی کشتی برای تامین نیروی کشتی در هنگام پهلو گرفتن نیست. با آگاهی از خطر آلودگی محیط زیست و انتشار جمعیت، به ویژه در منطقه بندری، هند به عنوان اولین کشور در جهان ظاهر می‌شود که تمام بندر دولتی را با استفاده از انرژی سبز اداره می‌کند. دولت آنها قصد دارد در سال ۲۰۱۹ تقریباً ۲۰۰ مگاوات ظرفیت تولید انرژی خورشیدی و بادی را با هدف کاهش انتشار کرین نصب کند. سپس آنها برنامه ای برای افزایش ظرفیت به ۵۰۰ مگاوات در چند سال آینده دارند. کل سرمایه گذاری اولیه در این پروژه ۵۰۰ کرویر روپیه (تقریباً ۷۶.۵ میلیون دلار) پیش بینی می‌شود [Tuesday et al, 2017]. امروز، بندر مالومو کپنهاگ (CMP) در حال برنامه ریزی برای نصب اتوی سرد با استفاده از شبکه شهری است. توان مورد نیاز حدود ۲۰ مگاوات تا ۴۰ مگاوات

و برنامه ریزی برای افزایش توان برای آینده می باشد [Development,2015]. علاوه بر این، مقدار اضافی برای تقاضای بار آینده باید در نظر گرفته شود. بنابراین، بهترین کاهش استفاده از فناوری ریزش شبکه یکپارچه برای بندر دریایی در کنار پشتیبانی از شبکه برق است. ریزش شبکه یکپارچه شامل فتوولتائیک، توربین بادی و سیستم ذخیره انرژی (ESS) است.

## ۲- شرح سیستم

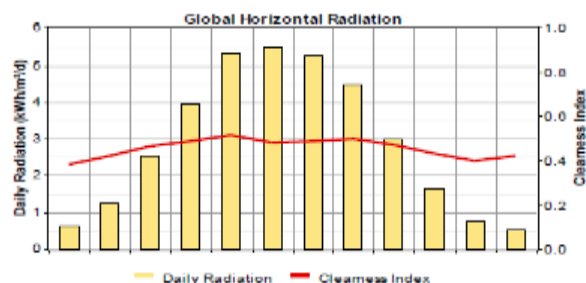
سیستم قدرت یکپارچه بر اساس بار پیک مکان فعلی (CMP) و برای بهینه سازی هزینه و اندازه قطعات به طور موثر طراحی شده است. هنگام طراحی تابش خورشیدی سیستم قدرت، سرعت باد، مشخصات بار، هزینه و اندازه اجزای سیستم در نظر گرفته شده در بخش های بعدی مورد بحث قرار می گیرد. در کار حاضر، داده های تابش خورشیدی برای استان گیلان در شکل ۱ نشان داده شده است. داده های تولید شده در اصل از اداره ملی هوانوردی و فضایی [Lilienthal and Gilman,2004] است. محل تقریبی سایت مورد استفاده، عرض جغرافیایی ۵۵ درجه و ۴۰ دقیقه و ۰ اینچ شمالی، طول جغرافیایی ۱۲ درجه و ۳۵ دقیقه و ۰ اینچ شرقی در نرم افزار هومر در نظر گرفته شده است و از آن اطلاعات تابش را دریافت می کند. تابش حدود ۰.۵۲۰ تا ۵.۵۱۰ kWh/m<sup>2</sup>/day است و میانگین سالانه تابش خورشیدی ۲.۹ kWh/m<sup>2</sup>/day است. از نمودار می توان دریافت که تابش خورشید در این کشور بین سه ماه (اردیبهشت تا تیر) زیاد و در زمستان در ماه دی تا بهمن کم است. از شکل ۲، داده های ماهانه سرعت باد در محل تحقیق نشان می دهد. میانگین سرعت باد در این منطقه طی سال ها ۵.۴۶۵ متر بر ثانیه و حداکثر و حداقل سرعت باد در محدوده بین ۴.۷۲ متر بر ثانیه (فروردین و آذر) تا ۷.۵ متر بر ثانیه (بهمن) است. پروفیل بار الکتریکی برای طراحی و اندازه سیستم توزیع بسیار حیاتی است. در این مطالعه مشخصات کشتی در هنگام پهلوگیری در بندر در نظر گرفته شده است. مشخصات بار برای بندر دریایی سالانه (شکل ۴) توسط نرم افزار هومر با استفاده از داده های روزانه همانطور که در شکل ۳ نشان داده شده است تولید می شود. مشخصات بار روزانه از [Sciberras,2016] گرفته شده است. همانطور که در شکل ۳ نشان داده شده است، بیشترین مصرف بار در ساعت اوج مصرف (۸ صبح تا ۴ بعد از ظهر) ۲۸۰۰ کیلو وات است. بر اساس این پیش بینی، میانگین مصرف انرژی سالانه برای بندر دریایی در حدود ۳۷۹۳۵ کیلووات ساعت در روز و میانگین در روز ۱۵۸۱ کیلووات است. در این مطالعه، ما باتری را در میان فناوری های دیگر در ESS در نظر می گیریم [Anvari-Moghaddam et al,2015] [Dulout et al,2017]. کاربرد باتری برای ذخیره انرژی اضافی از پنل های خورشیدی در طول روز است. این باتری همچنین در زمان قطعی شبکه برنامه ریزی شده و زمانی که منبع خورشیدی موجود برای پاسخگویی به تقاضای بار کافی نیست، برق شبکه را تامین می کند. انواع و مدل باتری مورد استفاده به ترتیب اسید سرب سیکل عمیق و Surrette 4KS25P می باشد. اطلاعات مربوط به باتری همانطور که در جدول ۱ نشان داده شده است و مشخصات فنی را می توان در [Surrette battery company,2014] یافت. سرمایه و هزینه تعویض هر باتری به ترتیب ۸۳۳ و ۵۵۵ دلار در نظر گرفته شد. هزینه عملیاتی و تعمیر و نگهداری ۱۵ دلار / باتری / سال در نظر گرفته شد [Bekele and Palm,2010]. عمر مورد انتظار باتری ۱۲ سال است. HOMER می تواند تجزیه و تحلیل حساسیت را انجام دهد که چند رشته (مثال ۱، ۲ یا ۳) بهترین بهینه سازی را ارائه می دهند. هزینه سیستم به صورت مجموع هزینه PV (C<sub>pV</sub>), هزینه توربین بادی (C<sub>wt</sub>), هزینه شبکه (C<sub>grid</sub>), هزینه باتری (C<sub>battery</sub>) و هزینه مبدل (C<sub>conv</sub>) تعریف می شود که با استفاده از رابطه (۱) قابل محاسبه است:

$$C_{system} = C_{pv} + C_{wt} + C_{grid} + C_{battery} + C_{conv} \quad (1)$$

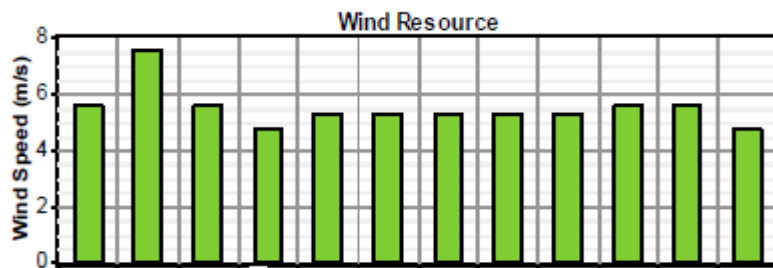
جزء انرژی های تجدید پذیر مانند فتوولتائیک، باد و غیره، برای حفظ تصفیه محیطی مناسب است. با این حال، تمام مطالعات محدودیت های خود را دارند. برای این مطالعه، با توجه به مساحت و آب و هوا در محل با مانع مواجه شده است. به عنوان مثال، برای نصب سیستم فتوولتائیک باید فضای کافی برای قرار دادن پنل فتوولتائیک تامین شود و تابش در محل باید در نظر گرفته شود. مساحت و توان سیستم فتوولتائیک با استفاده از رابطه (۲) [Abbes et al,2012] قابل محاسبه است. بر اساس توان سیستم فتوولتائیک برای این کار:

$$P_{pv} = A_{pv} \times I_r \times \eta_{pv} \quad (2)$$

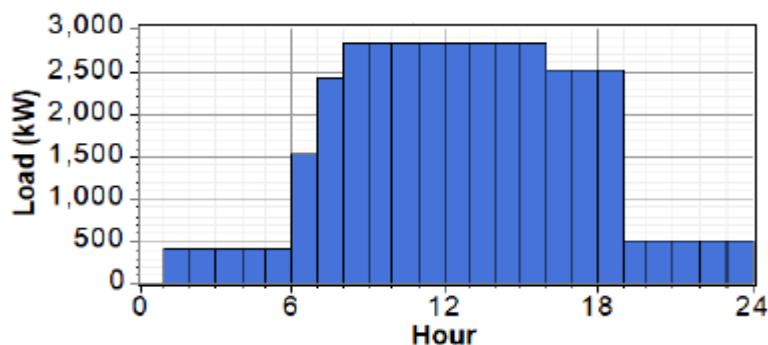
در جایی که A<sub>pV</sub> مساحتی از پنل PV در متر مربع است، I<sub>r</sub> تابش خورشیدی در محل مطالعه بر حسب kW/m<sup>2</sup> و η<sub>pV</sub> بازده پنل خورشیدی است.



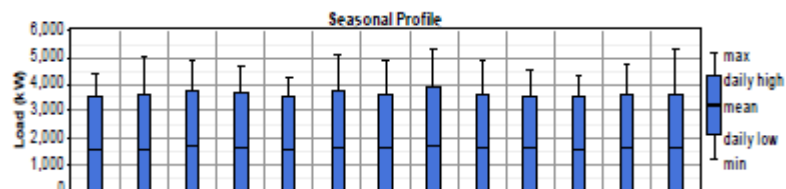
شکل ۱: نمودار میانگین روزانه تابش خورشیدی ماهانه توسط مدل بهینه‌سازی انرژی‌های تجدیدپذیر الکتریکی



شکل ۲: نمودار پروفیل سرعت باد سالانه توسط مدل بهینه‌سازی انرژی‌های تجدیدپذیر الکتریکی



شکل ۳: نمایه بار روزانه برای یک روز



شکل ۴: مشخصات بار ماهانه برای یک سال

جدول ۱: اطلاعات باتری

| مقدار          | کمیت                        |
|----------------|-----------------------------|
| ۶۴             | اندازه رشته                 |
| ۱۲۸            | رشته به صورت موازی          |
| ۸۱۹۲           | عدد. باتری ها در بانک باتری |
| ۳۸۴            | شین ولتاژ                   |
| ۵۶.۸۲۰ kWh     | ظرفیت اسمی                  |
| ۳۴.۰۹۲ kWh     | ظرفیت اسمی قابل استفاده     |
| ۲۱.۶hr         | داخلی                       |
| ۷۹.۰۱۳.۴۸۰ kWh | توان عملیاتی طول عمر        |



|                     |               |
|---------------------|---------------|
| انرژی               | ۲۳۲.۸۱kWh/yr  |
| مصرف انرژی          | ۲۱۶.۶۹kWh/yr  |
| تخلیه ذخیره سازی    | ۳۴.۰۷kWh/yr   |
| تلفات               | ۱۷.۹۵kWh/yr   |
| توان عملیاتی سالانه | ۲۴۲.۲۷۲kWh/yr |

### ۳- تجزیه و تحلیل سیگنال کوچک

در حال حاضر ریزش شبکه یکپارچه از توربین بادی و سیستم آرایه فتوولتائیک (PV) تشکیل شده است. باتری و مبدل برق به عنوان یک واحد پشتیبان به سیستم اضافه می شوند و به عنوان یک سیستم ذخیره سازی عمل می کنند. این سیستم برای پشتیبانی از شبکه شهری در بندر طراحی شده است. نرم افزار HOMER برای تعیین اندازه و استراتژی عملیاتی بهینه برای یک سیستم انرژی تجدیدپذیر یکپارچه بر اساس سه وظیفه اصلی که شبیه سازی، بهینه سازی و تحلیل حساسیت است، استفاده می شود. خلاصه نرم افزار ورودی در جدول ۲ نشان داده شده است. شبیه سازی HOMER عملکرد سیستم بر اساس اجزایی است که توسط طراح انتخاب شده است. در این فرآیند، HOMER محاسبه تراز انرژی را بر اساس آرایش سیستم شامل چندین عدد و اندازه جزء اجرا خواهد کرد. در این مطالعه، سیستم PV، توربین بادی، باتری و مبدل اجزایی هستند که برای تحلیل انتخاب شده و این سیستم به شبکه متصل است. سپس بهترین پیکربندی سیستم قابل تحقق را دیکته می کند، که می تواند به اندازه کافی تقاضای الکتریکی را تامین میکند.

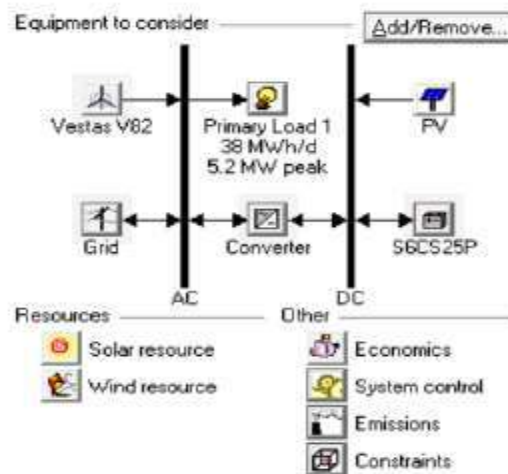
جدول ۲: خلاصه ورودی های نرم افزار

| پارامترهای آرایه PV [Magarappanavar and Koti,2016]    |                            |
|---|----------------------------|
| صفحه تخت عمومی  | فن آوری                    |
| ۸۰۰million Rial /kWpk                                 | هزینه سرمایه               |
| .   | هزینه O&M                  |
| ۸۰۰million Rial /kWpk                                 | هزینه جایگزینی             |
| ۹۰٪   | عامل کاهش دهنده            |
| ۲۵ سال  | طول عمر                    |
| ۸۰۰۰-۱۰۰۰۰  | اندازه مورد نظر (کیلو وات) |
| پارامترهای ژنراتور توربین بادی [Bekele and Palm,2010] |                            |
| vestas v ۸۲   | فن آوری                    |
| ۱.۶۵MW  | قدرت نامی                  |
| ۸۲ متر  | قطر روتور                  |
| ۵۹متر-۷۰متر-۸۰متر                                     | ارتفاع تویی                |
| ۸۰۰ million Rial                                      | هزینه سرمایه               |
| ۵۰۰ million Rial                                      | هزینه جایگزینی             |
| ۱۵۰million Rial /year                                 | هزینه O&M                  |
| ۰-۶   | مقادیر در نظر گرفته شده    |
| ۲۵ سال  | طول عمر                    |
| پارامترهای باتری [Bekele and Palm,2010]               |                            |
| اسید سرب چرخه عمیق (Surrette 6CS25P)                  | فن آوری                    |
| ۱۱۵۶Ah  | ظرفیت اسمی                 |
| ۸۰million Rial  | هزینه سرمایه               |
| ۱۰million Rial  | هزینه جایگزینی             |
|   | هزینه O&M                  |
|   | ظرفیت اسمی                 |
| پارامترهای مبدل [Rouhani and Joorabian,2017]          |                            |
| ۵۰kW  | ظرفیت                      |
| ۱۵۰million Rial                                       | هزینه سرمایه               |
| ۱۵۰million Rial                                       | هزینه جایگزینی             |

|           |        |
|-----------|--------|
| هزینه O&M | ۰      |
| بهره‌وری  | ۹۵٪    |
| طول عمر   | ۲۰ سال |

#### ۴- نتیجه و تجزیه و تحلیل

سیستم پیشنهادی انرژی تجدیدپذیر هیبریدی در شکل ۵ نشان داده شده است. این سیستم شامل بار اولیه با ۳۸ مگاوات ساعت در روز و بار پیک سالانه ۵۰۲ مگاوات است. این پیکربندی سیستم برای بار الکتریکی (AC کشتی روی کشتی) در خدمت است. نرم افزار HOMER با در نظر گرفتن محدودیت آنها، بهترین پیکربندی ممکن را برای سیستم یکپارچه انرژی تجدیدپذیر نشان می‌دهد. تحلیل اقتصادی نیز بر اساس هزینه خالص فعلی ((NPC، هزینه انرژی (COE) و نرخ بهره سالانه اجرا خواهد شد. نرخ بهره سالانه به هر کشوری بستگی دارد. به عنوان مثال، مالیات بر برق در ایران ۹٪ است (Development, 2015). بنابراین، کل هزینه خالص فعلی (CNPC) و زمان بازپرداخت انرژی برای پانل PV را می‌توان با معادله (۳) - (۶) محاسبه کرد.



شکل ۵: نمودار HOMER برای سیستم یکپارچه (PV-باد-باتری-مبدل) با شبکه متصل

کل هزینه خالص فعلی یک سیستم، ارزش فعلی تمام هزینه‌هایی است که در طول عمر خود متحمل می‌شود، منهای ارزش فعلی تمام درآمدهای که در طول عمر خود به دست می‌آورد. هزینه‌ها شامل هزینه‌های سرمایه، هزینه‌های جایگزینی، هزینه‌های O&M، هزینه‌های سوخت، جریمه‌های انتشار گازهای گلخانه‌ای و هزینه‌های خرید برق از شبکه است. درآمدها شامل ارزش نجات و درآمد حاصل از فروش شبکه است. معادله (۳) فرمول محاسبه CNPC را نشان می‌دهد.

$$C_{NPC} = \frac{C_{ann.total}}{CRF(i, R_{pro})} \quad (3)$$

در جایی که  $C_{ann,total}$  مجموع هزینه کل سالانه (\$/سال)، ضریب بازیابی سرمایه CRF به عنوان معادله (۴)،  $i$  نرخ بهره (%/)، به عنوان معادله (۵)،  $N$  تعداد سال و  $R_{pro}$  طول عمر پروژه است. (سال).

$$CRF(i, N) = \frac{i(1+i)^N}{(1+i)^N - 1} \quad (4)$$

$$i = \frac{i-f}{1+f} \quad (5)$$

از معادله (۵)، که در آن نرخ بهره اسمی،  $i' = 8\%$ ، و نرخ تورم سالانه،  $f = 3.8\%$ ، زمان بازپرداخت انرژی (EPBT) تجزیه و تحلیل اقتصادی برای دوره بازپرداخت مازول PV است. بر اساس [Mat Isa et al, 2017]، فرمول محاسبه زمان بازپرداخت انرژی مطابق با معادله (۶). این سیستم می‌تواند تعداد سال‌های مورد نیاز برای بازیابی سرمایه اولیه را پیش‌بینی کند.

$$EPBT = \frac{kWhe}{E} \quad (6)$$

در جایی که  $kWhe$  انرژی معادل ۵۶۰۰ است،  $E$  نرخ تولید انرژی آرایه PV است. برای این مطالعه، توان نامی آرایه PV 200 کیلووات است و  $E$  از شبیه‌سازی HOMER برابر با ۲۳۴۸۸ کیلووات ساعت در سال به دست می‌آید. بنابراین، از معادله (۳)، EPBT برای این پیکربندی ۴.۷۶۸ است. بنابراین، دوره بازگشت سرمایه برای این سیستم حدود پنج سال است. نتایج بهینه‌سازی برای سیستم پیشنهادی در جدول ۳ ارائه شده است. شش پیکربندی وجود دارد.

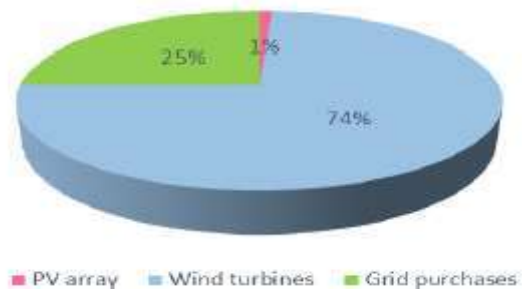
از این نتایج می‌توان متوجه شد که پیکربندی اول در نظر گرفته شده است و در مقایسه با پیکربندی دیگر بهترین گزینه و بهینه است زیرا ظاهر تمامی اجزای آن PV/توربین بادی/باتری پیشنهاد شده است. با استفاده از سیستم ریزش شبکه یکپارچه در بنادر دریایی آینده، خرید این ابزار را می‌توان کاهش داد. از تجزیه و تحلیل نتایج، انرژی خرید از شبکه برق تنها ۵۳۵۰،۶۴۷ کیلووات ساعت در سال، و مابقی از انرژی‌های تجدیدپذیر که ۲۳۴۸۸۸ کیلووات ساعت در سال تولید PV و از تولید توربین بادی حدود ۱۵،۵۱۸،۷۹۷ کیلووات ساعت در سال است. مجموع انرژی حدود ۲۱۱۰۴۳۳۲ کیلووات ساعت در سال. شکل ۶ درصد تولید برق توسط هر جزء را نشان می‌دهد. پارامترهای الکتریکی مانند برق مازاد، بار برق برآورده نشده، کمبود ظرفیت و کسر تجدیدپذیر در جدول ۴ نشان داده شده است. سپس میانگین ماهانه تولید برق از PV، باد و شبکه در طول سال در شکل ۷ نشان داده شده است. شکل ۸ و شکل ۹ به ترتیب خروجی PV و خروجی توربین بادی را در یک سال نشان می‌دهد. شکل ۱۰ آمار باتری را برای یک سال نشان می‌دهد در حالی که شکل ۱۱ خروجی شبکه خریداری شده و فروخته شده در یک سال را نشان می‌دهد. برای نتیجه سالانه انرژی شبکه فروخته شده در مقایسه با انرژی شبکه خریداری شده به ترتیب حدود ۷۱۵۴۸۳۱ کیلووات و ۵۳۵۰۶۴۷ کیلووات بسیار بالاتر است. شکل ۱۲ نشان دهنده جریان نقدی هر جزء در ۲۵ سال است. این نتیجه نشان می‌دهد که جریان نقدی فقط برای شبکه اتفاق افتاده است. این به معنای هزینه عملیات برای شبکه برق است که در شکل ۱۳ نشان داده شده است و هزینه‌های اقتصادی برای سیستم در جدول ۵ می‌باشد.

جدول ۳: نتیجه بهینه سازی

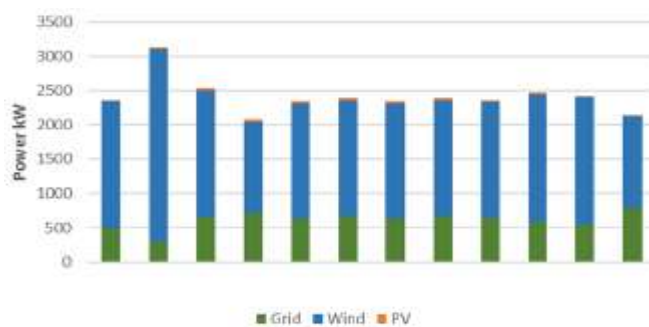
| شبکه / WT / باتری / مبدل | شبکه / WT  | شبکه / WT / PV / باتری / مبدل | واحد        | شبکه ها                   |
|--------------------------|------------|-------------------------------|-------------|---------------------------|
| ۱۰۰۰۰                    | ۱۰۰۰۰      | ۱۰۰۰۰                         | kW          | شبکه ها                   |
| ۰                        | ۰          | ۲۰۰                           | kW          | PV                        |
| ۳                        | ۳          | ۳                             |             | شماره توربین بادی         |
| ۱۶،۳۸۴                   | ۰          | ۸،۱۹۲                         |             | شماره باتری در بانک باتری |
| ۵۰                       | ۰          | ۵۰                            | kW          | مبدل                      |
| ۳۵،۳۹۸                   | ۶،۷۵۰      | ۲۹،۹۷                         | Rial        | ظرفیت اولیه               |
| ۲،۴۱۰،۱۷۳                | ۲،۳۹۸،۸۶۰  | ۲،۳۰۰،۶۷۴                     | Rial        | کل NPC                    |
| ۳۷۷                      | ۰          | ۱۸۹                           | Rial / yr   | هزینه                     |
| ۱۸۵،۳۹۴                  | ۱۸۷،۱۲۷    | ۱۷۷،۴۴۶                       | Rial / yr   | کل هزینه O&M              |
| ۱۸۸،۵۴                   | ۱۸۷،۶۵۵    | ۱۷۹،۹۷۴                       | Rial / yr   | مجموع هزینه               |
| ۱۸۵،۷۷۱                  | ۱۸۷،۱۲۷    | ۱۷۷،۶۳۵                       | Rial / year | هزینه های عملیاتی         |
| ۰،۰۱۴                    | ۰،۰۱۴      | ۰،۰۱۳                         | Rial / kWh  | COE                       |
| ۰                        | ۰          | ۲۳۴،۸۸۸                       | kWh/yr      | تولید PV                  |
| ۱۵،۵۱۸،۷۹۷               | ۱۵،۵۱۸،۷۹۷ | ۱۵،۵۱۸،۷۹۷                    | kWh/yr      | تولید باد                 |
| ۵،۳۷۸،۶۰۶                | ۵،۴۱۵،۰۶۴  | ۵،۳۵۰،۶۴۷                     | kWh/yr      | خریده های شبکه            |
| ۷،۰۵۴،۳۵۷                | ۷،۰۸۷،۵۹۱  | ۷،۱۵۴،۸۳۱                     | kWh/yr      | فروش شبکه                 |
| ۲۰،۸۹۷،۴۰۴               | ۲۰،۹۳۳،۸۶۰ | ۲۱،۱۰۴،۳۳۲                    | kWh/year    | کل تولید برق              |
| ۱۳،۸۴۶،۲۷۵               | ۱۳،۸۴۶،۲۷۵ | ۱۳،۸۴۶،۲۷۵                    | kWh/year    | بار اولیه AC ارائه شده    |
| ۰،۷۴                     | ۰،۷۴       | ۰،۷۵                          |             | بخش انرژی های تجدیدپذیر   |
| ۰،۰۰                     | ۰،۰۰       | ۰،۰۰                          | kWh/year    | Cap. Shortage             |

جدول ۴: پارامترهای الکتریکی

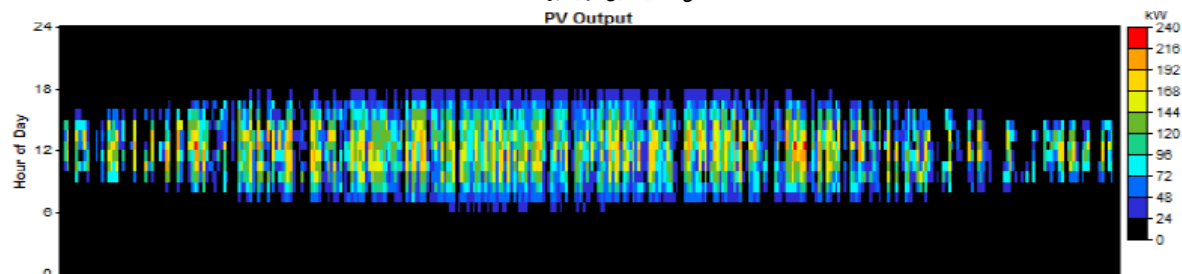
| پارامترها                 | kWh/yr  | %    |
|---------------------------|---------|------|
| برق اضافی                 | ۶۹،۳۷۷  | ۳۳،۸ |
| بار الکتریکی برآورده نشده | ۰،۰۰۹۶۶ | ۰،۰۰ |
| کمبود ظرفیت               | ۰،۰۰    | ۰،۰۰ |
| کمبود انرژی های تجدیدپذیر | ۰،۷۴۶   | N/A  |



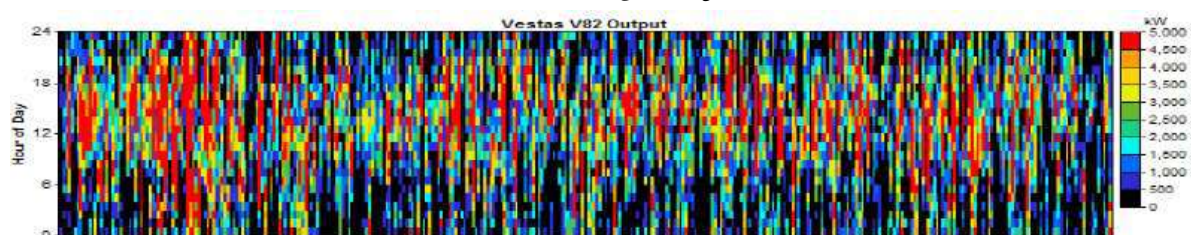
شکل ۶: درصد تولید برق



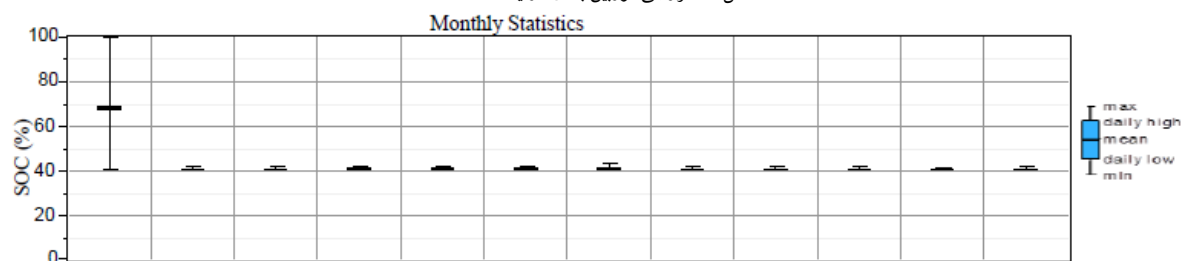
شکل ۷: میانگین تولید برق ماهانه



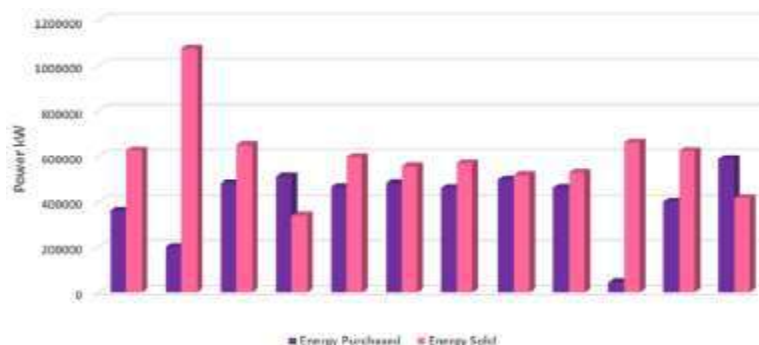
شکل ۸: خروجی PV در یک سال.



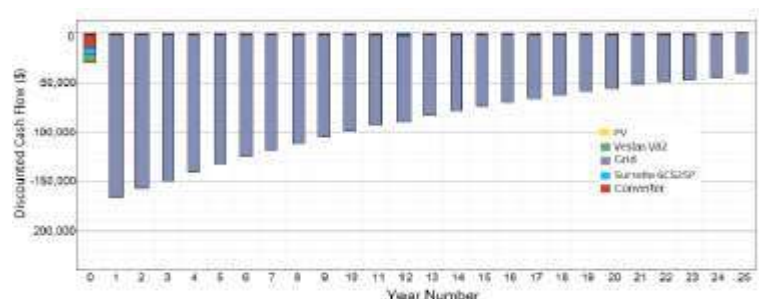
شکل ۹: خروجی توربین بادی در یک سال.



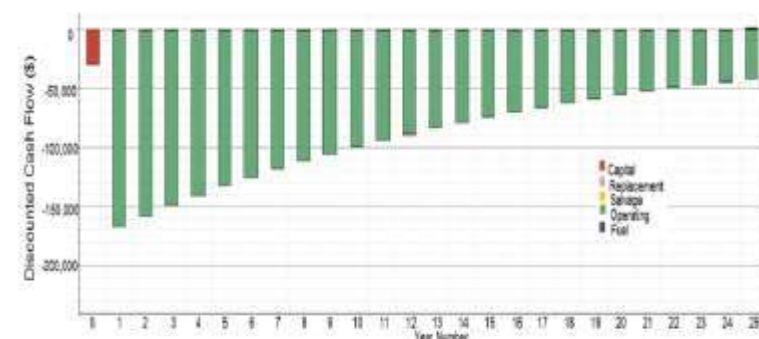
شکل ۱۰: آمار ماهانه باتری.



شکل ۱۱: خروجی شبکه خریداری و فروخته شده در یک سال



شکل ۱۲: خلاصه جریان نقدی برای هر جزء



شکل ۱۳: خلاصه جریان نقدی برای هر عملیات

جدول ۵: هزینه های اقتصادی برای سیستم

| مولفه           | سرمایه (ریال) | جایگزینی (ریال) | O&M (ریال) | Salvage (ریال) | جمع (ریال) |
|-----------------|---------------|-----------------|------------|----------------|------------|
| PV              | ۱.۳۳۳         | ۰               | ۰          | ۰              | ۱.۳۳۳      |
| Vestas V82      | ۶.۷۵۰         | ۰               | ۰          | ۰              | ۶.۷۵۰      |
| شبکه            | ۰             | ۰               | ۲.۲۶۶.۷۸۶  | ۰              | ۲.۲۶۶.۷۸۶  |
| Surrette 6CS25P | ۶.۸۲۴         | ۳.۳۸۲           | ۱.۵۷۱      | -۹۷۱           | ۱۸۰۶       |
| میدل            | ۱۵۰۰۰         | ۰               | ۰          | ۰              | ۱۵۰۰۰      |
| سیستم           | ۲۹.۹۰۷        | ۳.۳۸۲           | ۲.۳۶۸.۳۵۶  | -۹۷۱           | ۲۳۰۰.۶۷۵   |

## ۵- نتیجه گیری

بر اساس نتایج، ما حذف برنامه باتری را در نظر می گیریم. این به این دلیل است که برای بررسی کلی اندازه، استفاده از باتری را برای ذخیره انرژی اضافی از PV همانطور که در بخش ۲ مورد بحث قرار گرفت در نظر می گیریم. سپس، از نتیجه در شکل ۱۰، انرژی باتری ضروری نیست. نتیجه نشان می دهد که



باتری فقط یک بار در یک سال استفاده می‌شود. با این حال، برای آینده، ما قصد داریم از نوع دیگری از ذخیره انرژی مانند فلاپویل برای تحمل بار فردی مانند جرقه‌یل الکتریکی استفاده کنیم. این مقاله با در نظر گرفتن مکان در استان گیلان، ایران به عنوان یک مورد مطالعه، اندازه بهینه انرژی تجدیدپذیر یکپارچه را در بندر دریایی ارائه می‌کند. نتیجه نرم افزار HOMER نشان می‌دهد که PV، توربین بادی، باتری، مبدل و اتصال به شبکه اقتصادی ترین راه حل برای حمایت از پایداری محیطی است. از نتیجه تولید برق، نشان می‌دهد که بیش از ۵۰٪ برق تولید شده از انرژی های تجدید پذیر، تنها ۲۵٪ از شبکه برق تولید شده است.

## ۶- مراجع

- H. Hondo, "Life cycle GHG emission analysis of power generation systems: Japanese case," Energy, vol. 30, no. 11–12 SPEC. ISS., pp. 2042–2056, 2005.
- R. Fiadomor, "Assessment Of Alternative Maritime Power (Cold Ironing) And Its Impact On Port Management And Operations.," 2009.
- Theodoros G. Papoutsoglou, "A Cold Ironing Study on Modern Ports, Implementation and Benefits Thriving for Worldwide Ports," National Technical University of Athens, 2012.
- V. Eyring, H. W. Köhler, A. Lauer, and B. Lemper, "Emissions from international shipping: 2. Impact of future technologies on scenarios until 2050," J. Geophys. Res. D Atmos., vol. 110, no. 17, pp. 183–200, 2005.
- O. Tuesday, K. Port, N. M. Port, and C. Port, "India to be first in world to run all government ports on green energy," pp. 8–9, 2017.
- P. Development, "Options for Establishing Shore Power for Cruise Ships in," no. May, 2015.
- P. Lilienthal and P. Gilman, "HOMER: The Micropower Optimization Model. National Renewable Energy Laboratory (NREL) Innovation for Our Energy Future (Fact Sheet)," Natl. Renew. Energy Lab., pp. 1–2, 2004.
- E. A. Sciberras, "Shipboard Electrification Emission Reduction and Energy Control," Newcastle University, 2016.
- A. Anvari-Moghaddam, T. Dragicevic, J. C. Vasquez, and J. M. Guerrero, "Optimal utilization of microgrids supplemented with battery energy storage systems in grid support applications," 2015 IEEE 1st Int. Conf. Direct Curr. Microgrids, ICDCM 2015, pp. 57–61, 2015.
- J. Dulout, A. Luna, A. Anvari-Moghaddam, and C. Alonso, "Optimal scheduling of a battery-based energy storage system for a microgrid with high penetration of renewable sources," Electrimacs, 2017.
- Surrette battery company 1 station rd springhill, Flooded deep cycle batteries 4 Ks 25P 4. Canada: www.rollsbattery.com, 2014.
- G. Bekele and B. Palm, "Feasibility study for a standalone solar-wind-based hybrid energy system for application in Ethiopia," Appl. Energy, vol. 87, no. 2, pp. 487–495, 2010.
- D. Abbes, a. Martinez, and G. Champenois, "Eco-design optimisation of an autonomous hybrid wind–photovoltaic system with battery storage," IET Renew. Power Gener., 2012, Vol. 6, Iss. 5, pp. 358–371, vol. 6, no. July 2011, p. 14, 2012.
- U. S. Magarappanavar and S. Koti, "Optimization of Wind-Solar-Diesel Generator Hybrid Power System using," vol. 30, pp. 522–526, 2016.
- A. Rouhani and M. Joorabian, "Unit sizing and performance evaluation of a renewable energy based microgrid in Iran," 2016 Int. Conf. Recent Adv. Innov. Eng. ICRAIE 2016, 2017.
- N. Mat Isa, C. Wei Tan, and A. Yatim, "A techno-economic assessment of grid connected photovoltaic system for hospital building in Malaysia," IOP Conf. Ser. Mater. Sci. Eng., vol. 217, p. 12016, 2017.

## مطالعات بافتی در سنگ‌های کوارتز مونزونیتی منطقه کردناب، جنوب شرق زنجان

سلیمان مرادیان فرزاد، محمد ابراهیمی\*، امیر مرتضی عظیم‌زاده و قاسم نباتیان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ebrahimi@znu.ac.ir

### چکیده

منطقه مورد مطالعه در حدود ۲۵ کیلومتری جنوب شرق شهر زنجان و در پهنه ساختاری البرز غربی - آذربایجان (زیرپهنه طارم) قرار دارد. واحدهای سنگی دارای رخنمون در منطقه کردناب شامل سنگ‌های آتشفشانی - آذرآواری ائوسن (جریان‌های گدازه متنوع و انواع مختلف توف)، سنگ‌های گرانیتویدی ائوسن پایانی (به ویژه کوارتز مونزونیت) و رسوبات آبرفتی کواترنری می‌باشند. در بین سنگ‌های آذرین درونی، سنگ‌های کوارتز مونزونیتی گسترش بیشتری در منطقه دارند. کانی‌های اصلی سنگ‌های کوارتز مونزونیتی شامل پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز و کلینوپیروکسن بوده که با مقادیری آمفیبول، بیوتیت، کانی‌های اپاک، آپاتیت و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی همراه هستند. کلریت، کلسیت، سریسیت، کانی‌های گروه اپیدوت و کانی‌های رسی به عنوان کانی‌های ثانویه در سنگ‌های مورد مطالعه یافت می‌شوند. تنوعی از بافت‌ها منجمه بافت دانه‌ای، بافت اینترگرانولار، بافت پویی کلیتیک، بافت با رشد موازی، بافت آنتی‌رپاکیوی، بلورهای خورده شده و بافت غربالی در سنگ‌های کوارتز مونزونیتی مشاهده می‌گردد. بافت آنتی‌رپاکیوی، بافت پویی کلیتیک، بافت غربالی، بافت با رشد موازی، بلورهای اسکلتی و بافت خوردگی در بلورها جزء بافت‌های غیر تعالی بوده و ممکن است بر اثر هضم، اختلاط ماگمایی و یا افت ناگهانی فشار به دلیل صعود سریع ماگما ایجاد شوند.

**واژه‌های کلیدی:** سنگ‌نگاری، بافت، کوارتز مونزونیت، کردناب، زنجان.

### Abstract

The study area is located about 25 km southeast of Zanjan and it is placed in west Alborz-Azarbayejan structural zone (Tarom sub-zone). The exposed rocks in the area are the Eocene volcanic-pyroclastic rocks (various lava flows and variety of tuffs), Late Eocene granitoid rocks (especially quartz monzonite) and Quaternary alluvial deposits. Among the study intrusive rocks quartz monzonite is much more common. In the study quartz monzonite plagioclase, alkali feldspar, quartz and clinopyroxene are the major minerals which are accompanied with amphibole, biotite, opaque minerals, apatite and zircon as accessory minerals. Chlorite, calcite, sericite, minerals of epidote group and clay minerals group are also present as secondary minerals. Various textures including granular texture, intergranular texture, poikilitic texture, parallel growth texture, antirapakivi texture, corroded crystals and sieve texture are observed in the study quartz monzonite. Antirapakivi texture, poikilitic texture, sieve texture, parallel growth texture, skeletal crystals and corrosion texture are disequilibrium textures and they can be formed by variety of mechanisms including assimilation, magma mixing and decompression due to rapid ascent of magma.

**Key words:** Petrography, Texture, quartz monzonite, Kordenab, Zanjan.

### ۱ - مقدمه

منطقه کردناب در حدود ۲۵ کیلومتری جنوب شرق زنجان و در پهنه ساختاری البرز غربی - آذربایجان (زیرپهنه طارم) قرار دارد (اشتوکلین، ۱۹۶۸). تصویر گوگل ارث از منطقه شرق زنجان که موقعیت منطقه مورد مطالعه با چهار گوش قرمز رنگ بر روی آن نشان داده شده، در شکل ۱ ارائه گردیده است. از مطالعات



قبل از انجام شده در مناطق همجوار می‌توان مطالعات صورت گرفته توسط محرمی (۱۴۰۰) و همکاران (۱۴۰۲) را ذکر نمود. از دیگر مطالعات پیشین انجام شده در منطقه کردناب می‌توان به مطالعات انجام شده در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم (امینی، ۱۳۸۰) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش زنجان (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۹) اشاره نمود. جهت دسترسی به منطقه مورد مطالعه از جاده زنجان - قزوین و یا اتوبان زنجان - قزوین می‌توان استفاده نمود. از حوالی روستای یوسف‌آباد به طرف شمال به سوی منطقه کردناب حرکت نموده و پس از طی مسافت حدود ۵ کیلومتر به منطقه مورد مطالعه می‌رسیم.



شکل ۱- تصویر گوگل‌ارث از منطقه شرق زنجان که موقعیت منطقه مورد مطالعه با چهارگوش قرمز رنگ بر روی آن نمایش داده شده است.

## ۲- زمین‌شناسی

واحدهای سنگی دارای رخنمون در منطقه کردناب شامل یک مجموعه آتشفشانی-آذرآواری به سن ائوسن است که متشکل از گدازه‌های با ترکیب متنوع (بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیتی) و نهشته‌های آذرآواری (انواع مختلف توف و برش آتشفشانی) بوده که توسط توده‌های نفوذی گرانیتویدی ائوسن پایانی قطع شده‌اند. سن توده‌های نفوذی مذکور را نباتیان و همکاران (۲۰۱۷) ائوسن پایانی قید نموده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها بیشتر کوارتز مونزونیت همراه با مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و ... می‌باشد. رسوبات آبرفتی عهد حاضر در برخی قسمت‌های منطقه سنگ‌های آذرین درونی ائوسن پایانی و سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن را پوشانیده‌اند. در منطقه کردناب کانه‌زایی آهن همراه سنگ‌های گرانیتویدی و سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن اتفاق افتاده است. نمایی کلی از منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ و نمایی نزدیک از سنگ‌های کوارتز مونزونیتی که توسط رگچه‌های مگنتیت-اکینولیت قطع شده‌اند در شکل ۳ ارائه گردیده‌اند.



شکل ۲- نمایی کلی از منطقه مورد مطالعه (دید تصویربرداری به سمت شمال). بخش عمده پرونده‌های واحدهای سنگی در تصویر مربوط به سنگ‌های آذرین درونی و بویژه کوآرتز مونزونیت است.

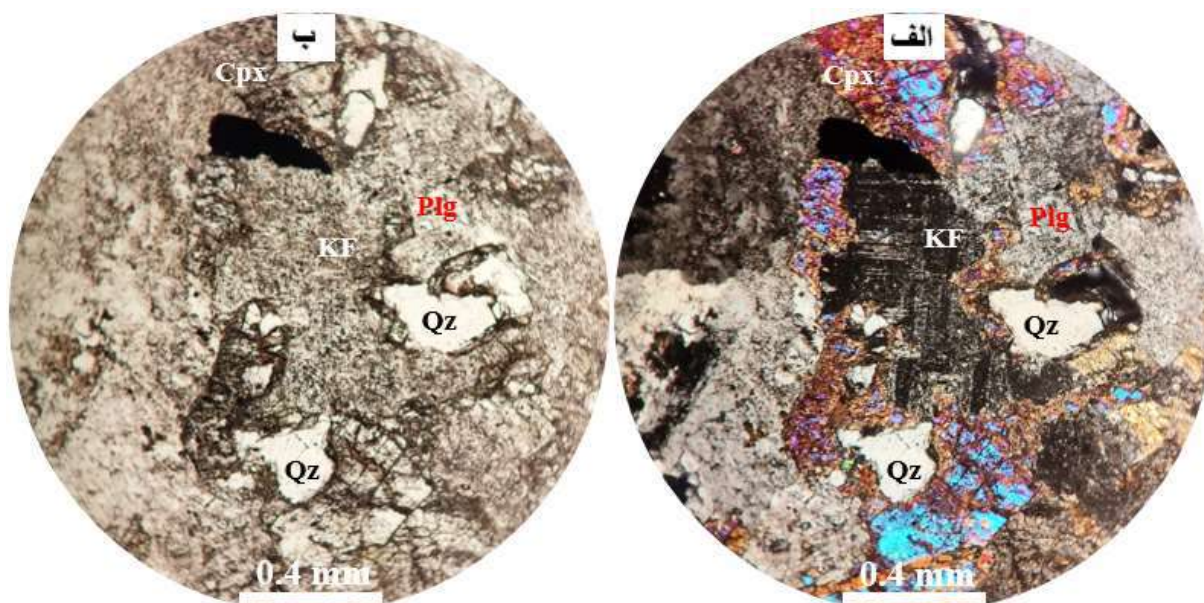




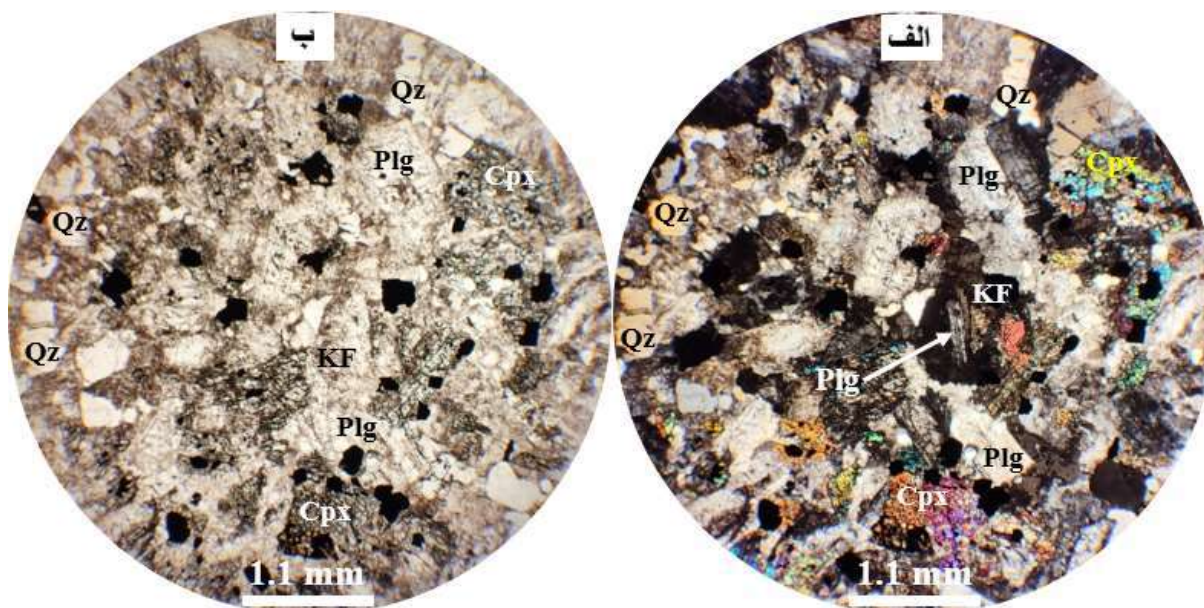
شکل ۲- نمایی نزدیک از برونزد سنگ‌های کوارتز مونزونیتی در منطقه کردناب که توسط رگچه‌های مگنت-اکتینولیت قطع شده‌اند.

### ۳- سنگ‌نگاری

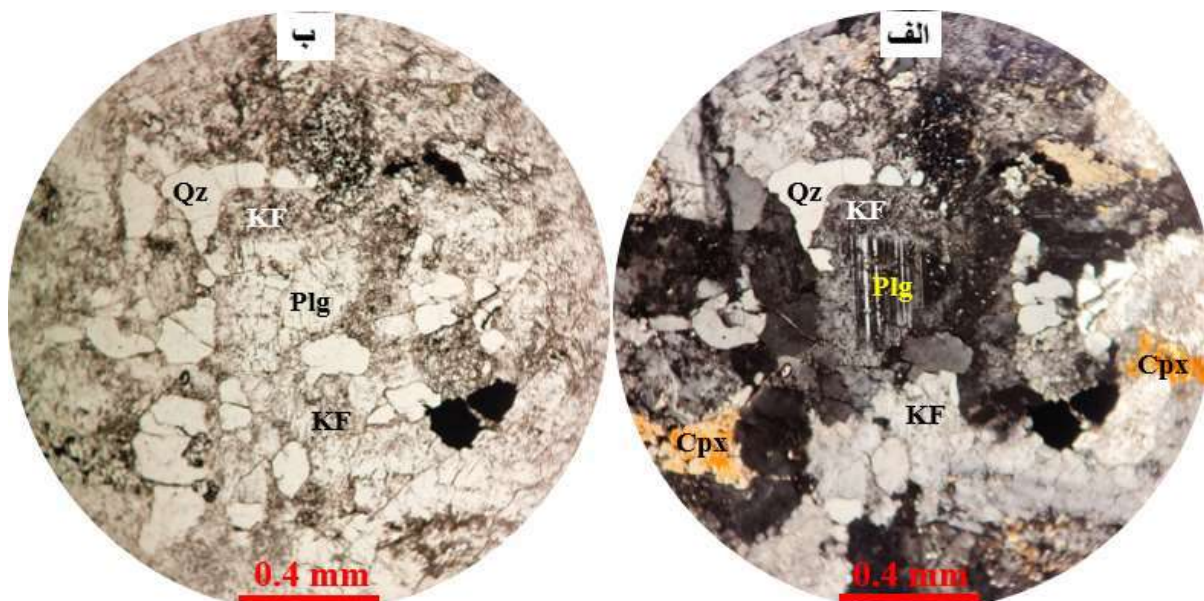
در منطقه کردناب سنگ‌های گرانیتویدی ائوسن پایانی (کوارتز مونزونیت، مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و ...)، به ویژه سنگ‌های کوارتز مونزونیتی گسترش فراوانی دارند. علاوه بر این سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن (گدازه‌های متنوع و سنگ‌های آذرآواری منجمله انواع توف) در این منطقه برونزد دارند. موضوع بحث این مقاله سنگ‌های کوارتز مونزونیتی و بافت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌باشد. کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار (ارتوز و به مقدار کم میکروکلین)، کوارتز و کلینوپیروکسن هستند که با کانی‌های اپک، آپاتیت و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی همراه می‌باشند. بافت‌های متنوعی منجمله بافت دانه‌ای (شکل‌های ۳، ۴ و ۵)، بافت آنتی‌رپاکیوی (شکل‌های ۴ و ۵)، بافت اسکلتی و بافت با رشد موازی در بلورهای کوارتز (شکل ۵)، بافت اینترگرانولار (شکل ۶)، بافت پویی‌کلیتیک (شکل ۷) و بافت غربالی (شکل ۸) در سنگ‌های کوارتز مونزونیتی مورد مطالعه وجود دارند. تقریباً در بخش مرکزی شکل ۴ و شکل ۵ بلوری از پلاژیوکلاز مشاهده می‌گردد که توسط قشری از آلکالی فلدسپار احاطه شده و بافت آنتی‌رپاکیوی ایجاد نموده است. بافت آنتی‌رپاکیوی ممکن است بر اثر فرایند اختلاط ماگمایی (Shelley, 1993) و یا دگرسانی سدیک (Guilbert and Park, 1997) بوجود آید. بافت با رشد موازی نوعی بافت است که بخش‌های مختلف یک بلور اسکلتی بزرگ در برش و همچنین در زیر میکروسکوپ به صورت اجزاء جدا از هم ظاهر شده ولی دارای بیرفرنانش و شدت روشنایی یکسانی می‌باشند. این بافت در بلورهای کوارتز سنگ‌های کوارتز مونزونیتی مشاهده می‌گردد (شکل ۵). در بافت اینترگرانولار داخل فضاهای مثلثی شکل ایجاد شده در اثر قرارگیری بلورهای کشیده فلدسپار دارای آرایش تصادفی، کانی‌های مافیک یا کانی‌های اپک تشکیل می‌شوند (شکل ۶). بافت پویی‌کلیتیک زمانی بوجود می‌آید که بلور درشت‌تری از یک کانی بلورهای کوچکتر تقریباً هم‌بعد یک یا چند کانی دیگر را احاطه نماید. در شکل ۷ بلور درشت کلینوپیروکسن بلورهای کوچکتر تقریباً هم‌بعد فلدسپار را احاطه نموده و بافت پویی‌کلیتیک ایجاد نموده است. یکی از عوامل بوجود آورنده این بافت اختلاط ماگمایی می‌باشد (Sahin, 2008; Temizel, 2014). همانگونه که در نیمه سمت راست شکل ۸ مشهود است، بلورهای غربالی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز وجود دارند. دلایل متعددی برای ایجاد بافت غربالی ذکر شده است که از مهمترین آنها می‌تواند به فرایند اختلاط ماگمایی (Browne et al., 2006; Humphreys et al., 2006) اشاره نمود.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی نور عبوری از کوارتز مونزونیت با بافت دانه‌ای و بلور ناخودشکل فلدسپار پتاسیم با ماکل مشبک (میکروکلین) تصویر الف در نور یک بار پلاریزه و تصویر ب در نور دو بار پلاریزه گرفته شده‌اند. علایم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 گرفته شده و عبارتند از: Plg پلاژیوکلاز، KF آلکالی فلدسپار (میکروکلین)، Qz کوارتز، و Cpx کلینوپیروکسن.

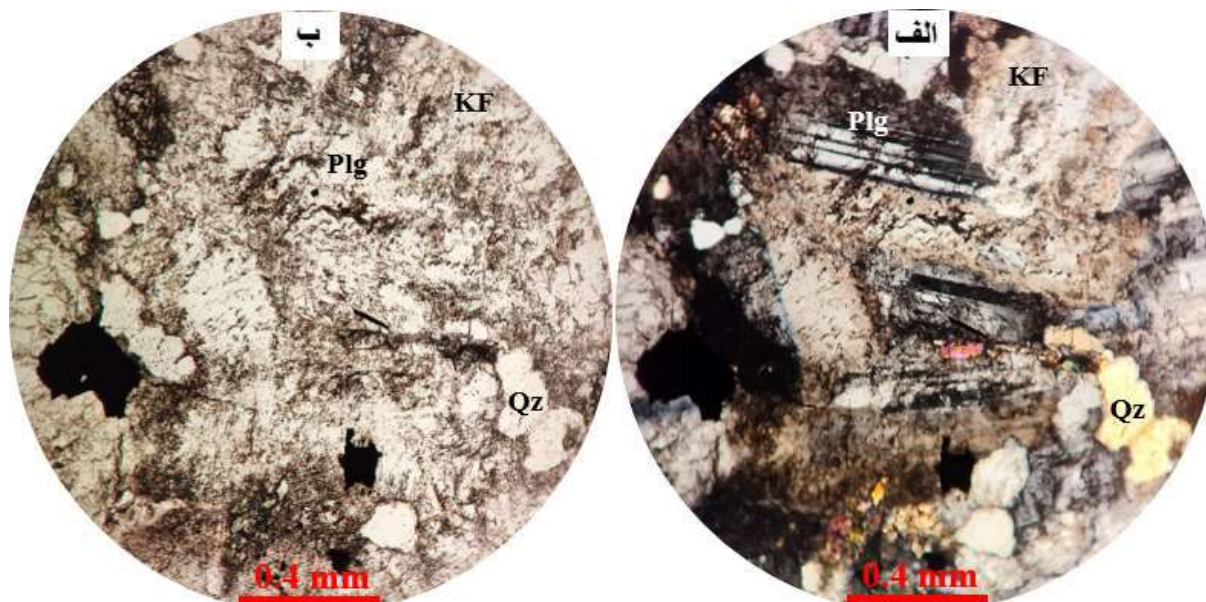


شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی نور عبوری از کوارتز مونزونیت با بافت دانه‌ای و بافت آنتی‌راپاکیوی (بلور پلاژیوکلاز محصور در قشری از آلکالی فلدسپار در مرکز تصویر). تصویر الف در نور یک بار پلاریزه و تصویر ب در نور دو بار پلاریزه گرفته شده‌اند. علایم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 گرفته شده و عبارتند از: Plg پلاژیوکلاز، KF آلکالی فلدسپار، Qz کوارتز، و Cpx کلینوپیروکسن.

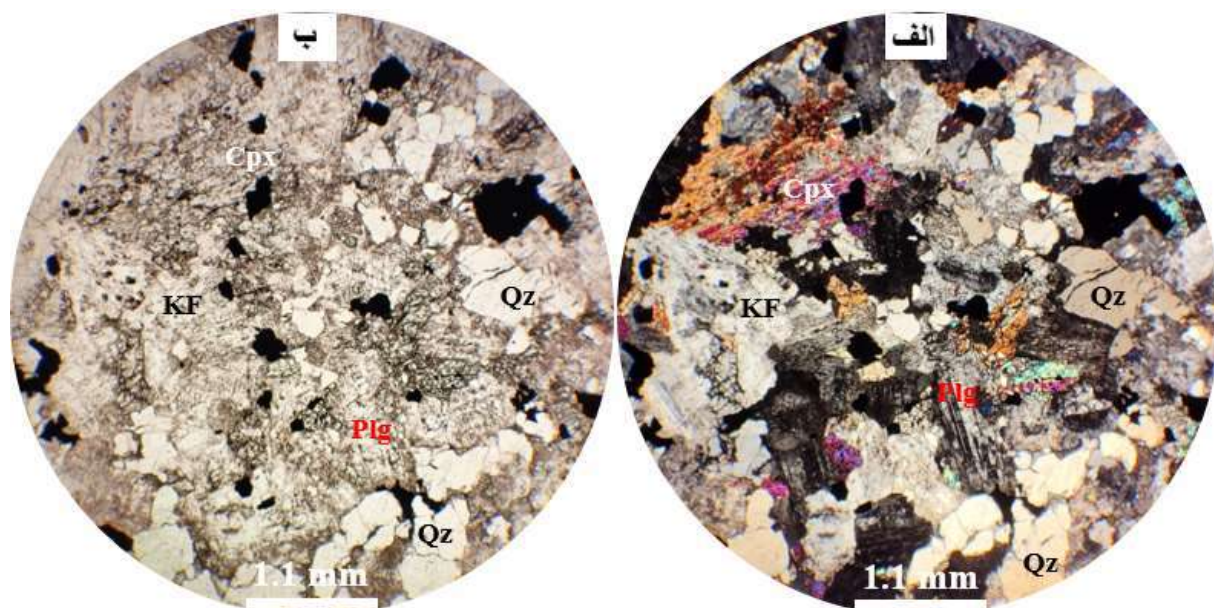




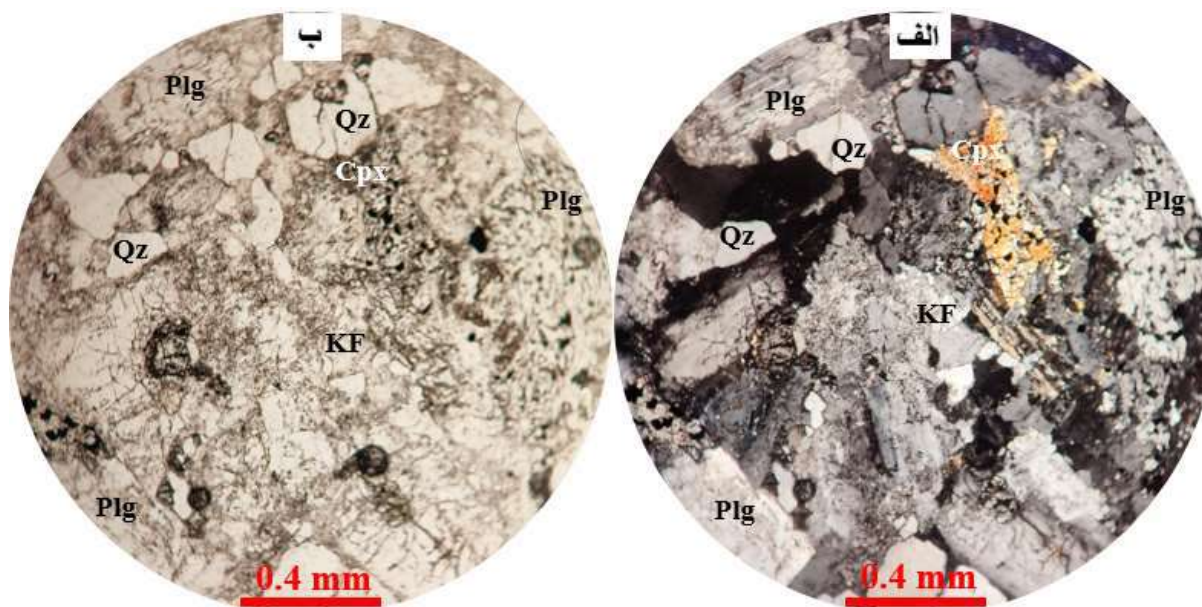
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی نور عبوری از کوارتز مونزونیت با بافت آنتی‌راپاکیوی (بلور پلاژیوکلاز محصور در قشری از آلکالی فلدسپار در مرکز تصویر) و بافت رشد موازی (برخی بلورهای کوارتز، اسکلتی و دارای بافت با رشد موازی هستند). تصویر الف در نور یک بار پلاریزه و تصویر ب در نور دو بار پلاریزه گرفته شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) گرفته شده و عبارتند از: Plg پلاژیوکلاز، KF آلکالی فلدسپار، Qz کوارتز، و Cpx کلینوپیروکسن.



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی نور عبوری از کوارتز مونزونیت با بافت اینترگرانولار (در فضای بین بلورهای کشیده فلدسپار با آرایش تصادفی بلورهای کوچک‌تری از کلینوپیروکسن و کانی‌های اپک قرار گرفته‌اند). تصویر الف در نور یک بار پلاریزه و تصویر ب در نور دو بار پلاریزه گرفته شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) گرفته شده و عبارتند از: Plg پلاژیوکلاز، KF آلکالی فلدسپار، Qz کوارتز، و Cpx کلینوپیروکسن.



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی نور عبوری از کوارتز مونزونیت با بافت رشد موازی (در بلورهای کوارتز) و بافت پویی کلیتیک (احاطه شدن بلورهای کوچک فلدسپار داخل بلور درشت کالینوپروکسن). تصویر الف در نور یک بار پلاریزه و تصویر ب در نور دو بار پلاریزه گرفته شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans 2010) گرفته شده و عبارتند از: Plg پلاژیوکلاز، KF آلکالی فلدسپار، Qz کوارتز، و Cpx کالینوپروکسن.



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی نور عبوری از کوارتز مونزونیت با بلورهای کالینوپروکسن و پلاژیوکلاز غربالی در نیمه راست تصویر. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans 2010) گرفته شده و عبارتند از: Plg پلاژیوکلاز، KF آلکالی فلدسپار، Qz کوارتز، و Cpx کالینوپروکسن.

#### ۴- نتیجه گیری

منطقه کردناب در پهنه البرز غربی- آذربایجان (در زیرپهنه طارم) واقع است. در این منطقه سنگ‌های آذرین نفوذی انوسن پایانی (کوارتز مونزونیت، مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و ...)، سنگ‌های آتشفشانی- پیروکلاستیک انوسن (بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، توف خرده‌سنگی، توف خرده‌سنگی بلورین، توف بلورین خرده‌سنگی و توف بلورین) و رسوبات آبرفتی عهد حاضر وجود دارند. در بین سنگ‌های آذرین موجود در منطقه کردناب سنگ‌های کوارتز مونزونیتی گسترش بیشتری دارند. کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌های کوارتز مونزونیتی شامل پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز و کالینوپروکسن بوده که با آمفیبول، بیوتیت، کانی‌های اپاک، آپاتیت و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی همراه هستند. انواع مختلفی از بافت‌ها شامل بافت دانه‌ای، بافت اینترگرانولار، بافت پویی کلیتیک، بافت با رشد موازی، بافت آنتی‌راپاکیوی، بافت خوردگی و بافت غربالی در سنگ‌های کوارتز مونزونیتی مشاهده می‌گردد. یکی از عوامل ایجاد کننده بافت پویی کلیتیک در سنگ‌های آذرین فرایند اختلاط ماگمایی. بافت آنتی‌راپاکیوی، بافت غربالی و بافت خوردگی جزء بافت‌های غیر تعالی بوده و ممکن است بر اثر هضم، اختلاط ماگمایی و یا افت ناگهانی فشار به دلیل صعود سریع ماگما ایجاد شوند. در کل وجود بافت‌های غیر تعادلی نظیر بلورهای اسکلتی و بلورهای با رشد موازی کوارتز، خوردگی در بلورهای کوارتز، فلدسپارها و کالینوپروکسن، بافت



بویی کلتیک و بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز و بلورهای کلینوپروکسن حکایت از این دارند که احتمالاً فرایند اختلاط ماگمایی در ایجاد سنگ‌های کوارتز مونزونیتی مورد مطالعه نقش داشته است.

## ۵- تقدیر و تشکر

از مسئولین محترم دانشگاه زنجان منجمه مسئولین محترم حوزه‌های پژوهش و تحصیلات تکمیلی به دلیل حمایت مالی از این پژوهش و شرکت در بیست و ششمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی ایران قدردانی می‌گردد.

## ۶- مراجع

- امینی، ب.، ۱۳۷۶، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محرمی، م.، ابراهیمی، م.، هنرمند، م.، نباتیان، ق.، ۱۴۰۲، کانه‌نگاری کانسار آهن مروارید ۳، جنوب شرق زنجان. سی و یکمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، صفحات ۷-۱.
- محرمی، م.، ۱۴۰۰، سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین منطقه مروارید ۳ با نگرشی بر کانه‌زایی آهن، جنوب شرق زنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه زنجان، ۵۵ صفحه.
- Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K. and Hoshizumi, H., 2006, Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan. *Journal of volcanology and geothermal research*, 154(1): 103–116.
- Guilbert, J.M. and Park Jr, C.F., 1997. *The Geology of ore deposits*. W.H. Freeman and Company, 884 pp.
- Humphreys, M.C., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., 2006, Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47(12): 2303–2334.
- Nabatian, G., Jiang, S.Y., Honarmand, M. and Neubauer, F., 2016. Zircon U–Pb ages, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. *Lithos*, 244, pp.43-58.
- Şahin, S.Y., 2008, Geochemistry of mafic microgranular enclaves in the Tamdere quartz monzonite, south of Dereli/Giresun, Eastern Pontides, Turkey. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 68(1): 81–92.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review. *AAPG bulletin*, 52(7): 1229-1258.
- Stocklin, J., Eftekhari-nezhad, J., Haghipour, A., Hajian, J., Hirayama, K., Hushmand-zadeh, A., Nabavi, M.H., Samimi, M., Valeh, N. and Zahedi, M., 1969, explanatory text of the Zanjan quadrangle map 1:250000. Geological quadrangle No. D 4, the Geological Survey and Mineral exploration of Iran.
- Temizel, I., 2014, Petrochemical evidence of magma mingling and mixing in the Tertiary monzogabbroic stocks around the Bafra (Samsun) area in Turkey: Implications of coeval mafic and felsic magma interactions. *Mineralogy and Petrology*, 108(3): 353–370.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.



## بررسی کاربرد و عملکرد سبک دانه های شیلی در تولید بتن سبک

مهدی ترابی کاوه<sup>۱</sup>، عنایت‌الله امامی میبدی<sup>۱</sup>، زینب اسماعیلی<sup>۲\*</sup>

۱- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

۲- دانشجو کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

Zeynabesmaeili76@stu.yazd.ac.ir

### چکیده

بتن یکی مصالح پرکاربرد ساختمانی می باشد که بسته به چگالی آن به دو نوع بتن سبک و بتن معمولی تقسیم بندی می شود. بتن سبک با توجه به وزن و چگالی کمتر سبب کاهش بار مرده ساختمان می شود و از طرفی در مناطق لرزه خیز احتمال خسارات ناشی زمین لرزه را کاهش می دهد. در مقاله حاضر بتن سبک با استفاده از سنگدانه های طبیعی شیلی با دانه بندی یکسان که در دمای ۱۲۰۰ و به مدت زمان ۱۰ تا ۱۲ دقیقه حرارت داده شدند و با انبساط و کاهش وزن همراه بودند و سه طرح اختلاط با نسبت آب به سیمان ۰.۶، ۰.۵، ۰.۵۵ در قالب های ۱۰\*۱۰\*۱۰ ساخته شد و مقاومت فشاری ۷ روزه آن ها بررسی شده است. مقاومت فشاری در نمونه ها به ترتیب ۵/۸، ۳/۸، ۹/۸ مگا پاسکال بود. این نوع از سبکدانه ها با توجه به اینکه از مواد طبیعی و طی فرایند های کوتاه همانند خردایش و حرارت دهی به دست می آیند، سبب صرفه جویی در زمان می شود و هم از نظر اقتصادی مقرون به صرفه می باشد. همچنین با توجه به اینکه از مواد طبیعی استفاده می شود آسیبی به محیط زیست وارد نمیکند. بررسی انجام شده نشان دهنده آن است که ویژگی های فیزیکی و مکانیکی بتن های تولید شده از این نوع سبکدانه ها در مقایسه با بتن های ساخته شده از سبکدانه های صنعتی برای استفاده در مصالح ساختمانی در شرایط بهتری قرار دارند.

**واژه های کلیدی:** بتن سبکدانه ؛ سنگدانه طبیعی ؛ مقاومت فشاری

### Abstract

Concrete is one of the widely used construction materials, which is divided into two types of light concrete and ordinary concrete depending on its density. Due to its lower weight and density, lightweight concrete reduces the dead load of the building, and on the other hand, it reduces the possibility of earthquake damage in seismic areas. In this article, lightweight concrete using natural Chilean aggregates with the same grain size, which were heated at a temperature of 1200 for 10 to 12 minutes and were accompanied by expansion and weight loss, and three mixing designs with a water-cement ratio of 0.6, 0.5, 0.55 were made in 10\*10\*10 molds and their 7-day compressive strength has been checked. The compressive strength of the samples was 5.8, 3.8, and 9.8 MPa respectively. This type of light grains, considering that they are obtained from natural materials and through short processes such as crushing and heating, saves time and is economical. Also, due to the fact that natural materials are used, it does not harm the environment. The investigation shows that the physical and mechanical characteristics of concrete produced from this type of light aggregates are in better conditions compared to concretes made from industrial light aggregates for use in building materials.

**Key words:** Lightweight concrete, Natural aggregate, Compressive strength.

### ۱- مقدمه

بتن سبک را می توان با توجه به نوع کاربرد آن به دو دسته بتن سازه ای و غیرسازه ای تقسیم بندی نمود. بتن سبک سازه ای همانند بتن معمولی سازه ای است اما به دلایل اقتصادی از انواع سبکدانه ها استفاده می شود. و وزن مخصوص آن تقریباً دوسوم وزن بتن معمولی است. بر اساس استاندارد ACI213 مقاومت فشاری ۲۸ روزه بتن سبک بیش از ۱۷ مگا پاسکال و وزن مخصوص خشک آن ۱۸۵۰ کیلو گرم بر مترمکعب در نظر میگیرند باید توجه نمود که مقاومت فشاری ۲۷ روزه بتن در حدود ۷۰ درصد بیشتر از مقاومت فشاری ۷ روزه آن می باشد. با توجه به لرزه خیز بودن ایران به منظور سبکسازی و کاهش وزن ساختمان توصیه می شود از بتن های سبک سازه ای استفاده شود. به علت فراوانی سازندهای شیلی در زون ایران مرکزی و یزد و کمبود منابع قرضه و خاک های رسی برای تولید سبکدانه ها می توان از شیل به عنوان جایگزین برای تولید سبکدانه ها استفاده نمود. شیل های مناسب برای استفاده به عنوان سبکدانه به خوبی منبسط می شوند هر چه pH عصاره اشباع سنگ شیلی بیشتر از ۵ باشد قابلیت انبساط بیشتری دارد. شیل های منبسط شونده ضریب انبساط حرارتی که از نسبت حجم ماده پس از حرارت دادن به حجم ماده خام به دست می آید، بالایی دارند اگر ضریب حرارتی بیشتر از ۷ باشد شیل به خوبی منبسط می شود. شیل های تیره که رنگ آن ها دلالت بر مواد آلی و ترکیب های آهن دار آن ها می باشد از انبساط بیشتری برخوردارند که هوازگی که با رنگ های قرمز، زرد و قهوه ای مشخص می شود میزان انبساط شیل ها را کاهش می دهد. شیل هایی با چگالی بالا و تخلخل کم ( کمتر از ۱۰ درصد)



انبساط بالایی دارند. هرچه اندازه ذرات تشکیل دهنده شیل ریزتر باشد به علت تراوایی بیشتر د ر هنگام حرارت دهی فرصت بیشتری برای خروج گازهای آزاد شده وجود دارد و بدین ترتیب انبساط بیشتری رخ می دهد.

## ۲- طبقه بندی بتن سبک سازه ای با توجه به روش تولید

### الف) بتن سبکدانه

این نوع بتن از سبکدانه هایی با وزن مخصوص کمتر از  $2/6$  گرم بر سانتی متر مکعب می باشد .

### ب) بتن اسفنجی

از این نوع بتن با عنوان بتن گازی هم نام برده می شود که با ایجاد حفره های بزرگ در داخل بتن با ملات بدست می آید .

### پ) بتن بدون ریز دانه

در این نوع بتن ریزدانه ها حذف می شوند که تعداد زیادی حفره درون آن ایجاد می شود. در این نوع مورد از درشت دانه های معمولی استفاده می شود .

### ویژگی های بتن سبکدانه

- ۱ . کاهش وزن مرده ساختمان
- ۲ . کاهش هزینه عملیات ساختمانی
- ۳ . صرفه جویی در انرژی
- ۴ . سرعت بخشیدن به فرایند ساخت و ساز

### انواع سبکدانه ها

سبکدانه های مورد استفاده در بتن سبک با توجه به نوع فرایند تولید به دو دسته طبیعی و مصنوعی تقسیم می شوند . سبکدانه های مصنوعی آن دسته از مواد هستند که طی فرآوری مواد طبیعی و انجام عملیات خاصی همانند حرارت دهی به دست می آیند . از جمله این سبکدانه ها می توان به شیل های منبسط شده ، پرلیت، رس اشاره نمود . سبکدانه های طبیعی آن دسته ازموادی هستند که به همان شکلی که در طبیعت وجود دارد و طی فرایندهای فیزیکی و مکانیکی مانند خردایش، دانه بندی مورد استفاده قرار میگیرند. از نوع سبکدانه ها می توان به توف،اسکوریا، پومیس اشاره نمود.

## ۳-زمین شناسی منطقه

این منطقه در حاشیه ناحیه دگرگونی رباط پشت بادام\_ بافق واقع شده و اثر حرارتی حاصل از پلوتونیسم پس از کرتاسه در سنگ های حاشیه منطقه بر جای مانده است. کهن ترین سنگها متعلق به سازندهای میلا و اردوسین است که همراه با سنگ های دونین بیشتر نهشته های پالئوزوئیک را به خود اختصاص داده اند . دولومیت های پرمین که در بیشتر نقاط ایران دیده می شوند، در اینجا برونزد اندکی دارند. ولی نهشته های متعلق به دوران مزوزوئیک بیشترین رخنمون منطقه را به خود اختصاص داده اند. و در نقاط گوناگون دارای فسیل های گوناگون هستند. سنگ های نمکی همراه با لایه های چین خورده ماسه سنگ و کنگلومرا و مارن های گچ دار نهشته های پالئوژن و نوژن ناحیه را ساخته اند. جنبش های زمین ساختی غیر از سرانجام های ژوراسیک در دوران سنوزوئیک و شاید اوایل کواترنر به وقوع پیوسته که آن هارا به کوهزایی آلپی نسبت داده ایم. نهشته های کواترنر پس از رسوبات قاره ای \_ دریاچه ای متعلق به پلیو \_ کواترنر گسترش زیادی داشته اند. تلماسه های بادرفتی نیز در شمال خاوری ناحیه دیده می شود. آثار سرب، روی، مس ، آهن، آلومینیوم، منیزیم، باریت گچ، نمک و زغال سنگ در نقاط گوناگون این ناحیه دیده می شود.

سبکدانه مورد استفاده در مطالعه حاضر شیل های منبسط شده از خرائق در ۸۰ کیلومتری شمال شرقی یزد و در مسیر یزد\_طبس با مختصات جغرافیایی طول ۵۴ و عرض ۳۲ دقیقه می باشد( شکل ۱).



شکل ۱ تصویر گوگل ارث منطقه نمونه برداری

#### ۴- مواد و روش ها

##### تهیه مواد اولیه

سنگ های شیلی برداشت شده ( شکل ۲) در اندازه های ۱۹-۵ mm در آزمایشگاه کانه آرایشی دانشکده معدن دانشگاه یزد خردایش شدند ( شکل ۲ و ۳). مواد اولیه در دو مرحله و با شرایط دمایی و زمان یکسان حرارت داده شدند.



شکل ۲ برداشت نمونه های مورد مطالعه



شکل ۳ خردایش سنگ های شیلی در دانشکده معدن

مرحله اول در کوره گازی کارخانه فولاد و الیاژ نورد واقع در شهرک صنعتی یزد انجام شد. این مرحله به علت توزین نامناسب کارآمدی کافی نداشت و نمونه های اولیه به اندازه کافی منبسط و سبک نشدند .  
مرحله دوم در کوره المنی دانشکده علمی کاربردی میبد طی ۱۲ مرحله انجام گرفت. در هر دو مرحله دمای حرارت دهی ۱۲۰۰ و مدت زمان ۱۰ الی ۱۲ دقیقه بود ( جدول ۱) ( شکل ۴).



شکل ۴ سنگ های شیلی پس از حرارت دهی

جدول ۱: برخی خصوصیات فیزیکی و مکانیکی شیل منبسط شده و لیکا

| نوع سبکدانه   | AIV | ACV | دانسیته | شاخص جذب آب سریع |
|---------------|-----|-----|---------|------------------|
| شیل منبسط شده | ۲۷  | ۶۱  | ۱.۱۵    | ۵.۴۸             |
| لیکا          | ۵۰  | ۹۰  | ۰.۶۴    | ۱۷.۹۸            |

سیمان و ریزدانه

سیمان مورد استفاده در این مطالعه از نوع سیمان نایین تیپ ۲ بود .

ریزدانه های مورد استفاده نیز از ماسه های موجود در آزمایشگاه بتن و مصالح دانشکده عمران بود.

طرح اختلاط

درمطالعه حاضر بر اساس استاندارد ACI211 به روش وزنی سه نوع طرح اختلاط مورد بررسی قرار گرفت ( شکل ۵).

۱. در نوع اول وزن های سیمان ، ماسه و سبکدانه به ترتیب ۹۰۰، ۳۵۰ و ۵۶۰ گرم و نسبت آب به سیمان ۰.۶ بود.
۲. در نوع دوم وزن های سیمان ، ماسه و سبکدانه به ترتیب ۹۰۰، ۴۵۰ و ۵۰۰ گرم و نسبت آب به سیمان ۰.۵۵ بود.
۳. در نوع سوم وزن های سیمان ، ماسه و سبکدانه به ترتیب ۸۰۰، ۴۰۰ و ۴۰۰ گرم و نسبت آب به سیمان ۰.۵ بود.

بلوک های بتنی پس از تهیه و آماده سازی به مدت زمان ۷ روز درون حوضچه عمل آوری شدند و پس از گذشت ۷ روز آزمایش مقاومت فشاری با سرعت بار گذاری ۶/۵ کیلو نیوتن بر ثانیه بر روی نمونه ها انجام شد ( شکل ۶).



شکل ۵: بلوک‌های بتنی ۱۰\*۱۰\*۱۰ (۱) نمونه نوع ۱، (۲) نمونه نوع ۲، (۳) نمونه نوع ۳



شکل ۶: شکست قالب‌های بتنی

## بحث و نتیجه‌گیری

پس از نمونه برداری و تهیه نمونه‌های اولیه در دومرحله نمونه‌ها حرارت داده شد که به عنوان درشت دانه در بتن سبکدانه مورد استفاده قرار گیرند. درمراحل حرارت دهی دما و زمان یکسان بود. توزین مناسب بسیار لز اهمیت بالایی برخوردار بود و فرصت بهتری برای خروج گازهای نمونه‌های خام می‌دهد و نمونه‌ها به انبساط و دانسیته کافی می‌رسند.



سه نوع طرح اختلاطی برای رسیدن به طرح اختلاط بهینه بررسی شد که بلوک های بتنی هر نوع تهیه و تست های مقاومت فشاری ۷ روزه انجام گرفت. که مقاومت ها به ترتیب ۵/۸، ۳/۸، ۹/۸ مگا پاسکال بود.

## منابع

- انتظاری، ع. اسماعیلی. ۱۳۸۹. بررسی خصوصیات مکانیکی بتن سبک سازه ای. نشریه مهندسی عمران و محیط زیست. (۲)۴۰
- امیری، م. ک. ۱۳۹۲. ارزیابی ویژگی های زمین شناسی مهندسی مصالح سبکدانه تولیدی از شیل و امکان کاربرد آنها در اجرهای بتنی سبک. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس
- زارع زاده مهریزی، ج. ۱۳۹۹. بررسی گتانسیل سنگ های حاوی رسبرای تولید سبکدانه لیکا باهدف بکارگیری در پروژه های عمرانی (مطالعه موردی: استان یزد). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه یزد
- رضایی دوگاهه، م. ۱۳۹۱. بررسی خواص مهندسی بتن سبک، حاوی سنگدانه های متفاوت. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه گیلان، ۱۳۱
- وبسایت کلینیک فنی و تخصصی بتن ایران؛ ۱۳۹۴. انواع روش های تولید بتن سبک. <https://clinicbeton.com> (تاریخ دسترسی ۶ مهر ۱۴۰۰)
- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محدوده خراتق

Amato, G., Campione, G., Cavaleri, L., Minafò, G. & Miraglia, N. 2012. The use of pumice lightweight concrete for masonry applications. Mater Struct 45, 679-693.

Torabi-Kaveh, M., Moshrefyfar, M., Zarezadeh, J. & Moosavizadeh, S.M.A. 2021. Evaluation of applicability of expanded shale to produce lightweight aggregate as a replacement for commercial LECA in constructions. Q. J. Eng, 54.

## بررسی سنگ‌شناسی و کانه‌زایی آهن در رخدادهای چشمه سفید، شمال غرب کرمان

سوده صدیقیان<sup>۱\*</sup>، بهرام بهرام‌بیگی<sup>۲</sup>، حسام‌الدین معین‌زاده<sup>۳</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه ولایت، ایرانشهر، ایران

\*ysedighian@yahoo.ca

۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی دانشگاه باهنر، کرمان، ایران

Bahrambahrambeygi@gmail.com

### چکیده

کانسار سنگ آهن چشمه سفید در فاصله کمتر از ۳۰ کیلومتر، در شمال غرب شهرستان کرمان قرار دارد. این منطقه با داشتن سنگ‌شناسی سیلتستون و آرنایت (سری مراد) و مجموعه سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی (سری ریزو) و دولومیت کربونیفر مشخص می‌گردد. گرانیت پورفیری سری ریزو به عنوان سنگ منشأ کانه‌زایی آهن در منطقه موثر بوده است. همچنین، دولومیت کربونیفر که در نتیجه فعالیت گسله بر روی واحدهای قبلی قرار گرفته است، در واقع سنگ میزبان کانه‌زایی سنگ آهن در این منطقه محسوب می‌شود. کانه‌زایی در این معدن سنگ آهن به صورت دو کانه هماتیت و گوئیت است که به صورت جانشینی و فضا پرکن درون سنگ میزبان در امتداد زون‌های خرد شده تشکیل شده است و ساختار صفحه‌ای شکل دارد. بررسی‌های شیمیایی میانگین عیار کانسنگ اصلی محدوده مورد مطالعه را در حدود ۵۴٪ تخمین زده است. گسل کوه‌بان در شکل‌گیری این کانسار نقش بسزایی داشته است.

**واژه‌های کلیدی:** کانه‌زایی آهن؛ هماتیت؛ گسل؛ چشمه سفید؛ کرمان.

### Abstract

Cheshme Sefid iron deposit is located less than 30 kilometers in the northwest of Kerman city. This area is characterized by siltstone and arenite lithology (Morad series) and sedimentary-volcanic rocks (Rizu series) and Carboniferous dolomite. Porphyry granite of the Rizu series has been effective as the source rock for iron ore in the region. Also, Carboniferous dolomite, which has been placed on the previous units as a result of fault activity, is actually the host rock for iron ore in this region. Mineralization in this iron ore is in the form of hematite and goethite, which is formed as replacement and space-filler in the host rock along crushed zones and has a plate-shaped structure. Chemical investigations have estimated the average grade of the main ore of the studied area to be around 54%. The Kuhbanan fault has played a significant role in the formation of this deposit.

**Key words:** Iron mineralization; Hematite; Fault; Cheshmeh Sefid; Kerman.

### ۱- مقدمه

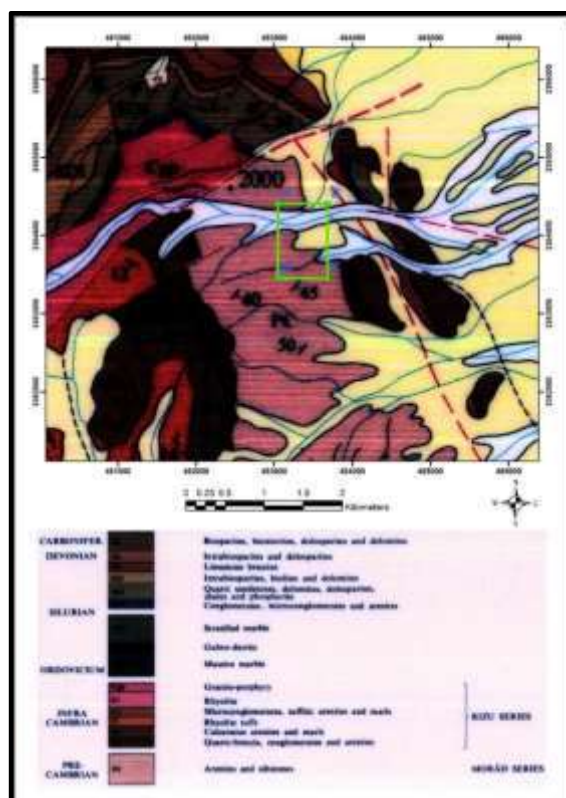
کانه‌زایی آهن در ایران به دوره زمانی خاصی محدود نیست. این کانه‌زایی همزمان با شکل‌گیری پوسته ایران در زمان پروتروزوئیک پسین آغاز شد و با فعالیت‌های ساختاری- ماگمایی تا زمان میو- پلیوسن ادامه داشته است (Ghorbani, 2007). کانسارهای آهن می‌توانند از انواع کانسارهای وابسته به سنگ‌های آذرین مافیک- الترامیفیک، نفوذی‌های متوسط تا فلسیک، آتشفشان‌های موجود در خشکی، آتشفشان‌های زیردریایی، رسوبگذاری شیمیایی، رسوبگذاری آواری و هوازدگی باشند (Guilbert & Park, 1997) که انواع مختلف آن در بخش‌های گسترده‌ای از ایران یافت می‌شود (Atapour and Heidarian et al., 2017; Rajabzadeh and Rast, 2017; Aftabi, 2017, 2019). معدن سنگ آهن چشمه سفید با مساحت تقریبی ۰/۶ کیلومتر مربع در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان کرمان واقع شده است. راه دسترسی به محدوده معدنی از طریق جاده آسفالت کرمان به زرنده امکان‌پذیر است (شکل ۱). این ناحیه از نظر آب و هوا جزء اقلیم نیمه بیابانی خفیف قرار گرفته؛ ولی به دلیل گسترش کشاورزی و توسعه کاشت درختان پسته، آب و هوا به نحو محسوسی معتدل‌تر از گذشته شده است. بارندگی بیشتر در فصل زمستان صورت می‌گیرد و در سه فصل دیگر امکان دسترسی به معدن به طور دائم وجود دارد.



منطقه معدنی مورد نظر دارای ناهمواری‌های سطحی متوسط با شیب نسبی از سمت شرق به سمت نقاط مرتفع‌تر در غرب محدوده می‌باشد. با وجود ارتفاع بیشتر نقاط غربی، بیشترین ناهمواری موجود مربوط به نقاط شرقی محدوده می‌باشد که با وجود ارتفاع عمومی پایین‌تر دارای پستی و بلندی در فواصل کوتاه است. بیشترین ارتفاعات با روند شمال‌غرب به جنوب‌شرق از سمت غرب وارد محدوده مورد مطالعه شده و در حاشیه جنوبی تا مرکز و نقاط شرقی ادامه یافته و از منطقه خارج می‌گردند که بیش از ۱۹۹۱ متر از سطح آب‌های آزاد ارتفاع دارند. سنگ‌شناسی مربوط به ارتفاعات شمالی و ناهمواری‌های شمال-غربی عمدتاً واحدهای سری مراد و ریزو مربوط به دوران اول زمین‌شناسی (پرکامبرین) می‌باشند. رسوبات آبرفتی و تپه ماهورهایی از رسوبات نتوژن بر روی واحدهای کربناتی و دولومیتی کربونیفر قدیمی قرار گرفته‌اند که جوان‌ترین واحدهای سنگی منطقه هستند (شکل ۲).



شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه نسبت به شهرستان کرمان. محدوده مورد مطالعه با چهارضلعی آبی رنگ مشخص شده است.

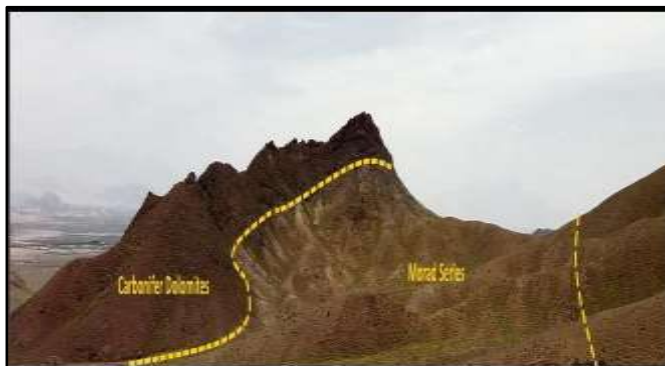


شکل ۲- موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ باغین، برگرفته از Dimitrijevic (1973).

## ۲- سنگ شناسی منطقه

### ۲-۱- سری مراد

سری مراد شامل سیلتستون و آرنایت های سفید، توف و گرانیت که با گسترش بالا در مناطق مرکزی محدوده معدنی دیده می شوند (شکل ۳). این مجموعه سنگی با سن پرکامبرین کهن ترین واحد سنگ شناختی نیز محسوب می شود.



شکل ۳- واحدهای سنگی سری مراد در منطقه مورد مطالعه و محل تماس آن با دولومیت های کربونیفر (دید به سمت شرق).

### ۲-۲- سری ریزو

سری ریزو به عنوان مجموعه ای از سنگ های رسوبی - آتشفشانی با تنوع سنگ شناسی بالا شناخته می شود. در این سری، واحد b قدیمی ترین واحد است که از کوارتزهای برشی، کنگلومرا و آرنایت تشکیل شده است (شکل ۴-الف). واحد a شامل ماسه سنگ های با سیمان آهکی و مارن است که بخش قابل توجهی از سری ریزو را شامل می شود. واحد t که توسط واحد a در برگرفته شده است (شکل ۴-ب)، شامل توف های ریولیتی سبز رنگ است. واحد c شامل میکروکنگلومرا، توف های ماسه ای و مارن است که در محدوده این منطقه مطالعاتی گسترش چندانی ندارد. واحد I شامل سنگ های آتشفشانی با ترکیب غالب ریولیتی با تن روشن است (شکل ۴-الف).



شکل ۴- الف: نمونه ای از سنگ های بخش کنگلومرای واحد b. ب: واحد t و a مربوط به سری ریزو در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت جنوب غرب).

آهن می‌تواند توسط سیالات گرمایی از کانی‌های دارای آهن شسته شده و سپس در محیط‌های مناسب ته‌نشین گردد. این گروه از کانسارها می‌توانند مستقیماً با یک توده نفوذی در ارتباط باشند و یا از یک منبع ماگمایی تغذیه گردند (Guilbert & Park, 1997). در حقیقت سیالات با منشأ ماگمایی و سیالات با منشأ تبخیری دو نوع سیالی هستند که می‌توانند منشأ سیالات کانی‌ساز کانسارهای آهن هیدروترمال باشند (Barton & Johnson, 2004). واحد gp شامل سنگ‌های آذرین درونی است که عمدتاً از جنس گرانیت بوده و دارای بافت پورفیری است (شکل ۵-ب). این واحد به درون واحدهای قدیمی‌تر نفوذ کرده و در حقیقت به عنوان سنگ منشأ کانه‌زایی آهن در منطقه مورد مطالعه شناخته می‌شود. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که تمام واحدهای سنگ‌شناختی سری ریزو با یک مرز گسله در قاعده رسوبات کربنفر قرار گرفته‌اند. وجود سری ریزو به عنوان سنگ منشأ کانسار آهن از لحاظ اکتشافی ارزشمند بوده و می‌توان از آن به عنوان کلید اکتشافی در محدوده معدن چشمه سفید استفاده کرد.



شکل ۵- نمایی از الف: واحد ۲ و ب: واحد gp از سری ریزو در منطقه چشمه سفید، شمال‌غرب کرمان (الف: دید به سمت شمال‌شرق و ب: دید به سمت شمال).

## ۳-۲ - رسوبات کربنفر

تشکیلات سنگ‌شناختی کربنفر شامل دولومیت‌های حاوی سیلیس نواری بوده که با تن قهوه‌ای عمدتاً به صورت رانده شده در بالای دیگر تشکیلات زمین‌شناختی دیده می‌شوند. این واحد در واقع سنگ میزبان کانه‌زایی سنگ آهن در این منطقه می‌باشد (شکل ۶).



شکل ۶- دولومیت‌های کربنفر همراه با لنزها و رگچه‌های سیلیسی که در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌گردد (دید به سمت شمال‌شرق)

### ۳- کان‌زایی

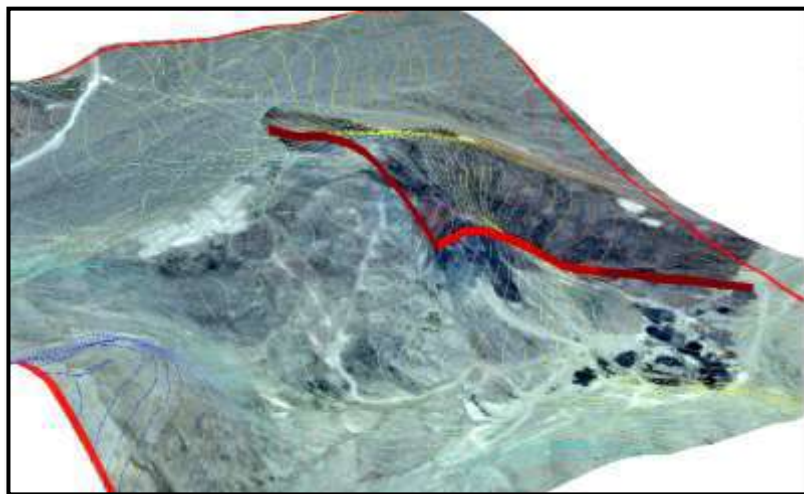
کان‌زایی در معدن سنگ آهن چشمه سفید به صورت دو کان‌همتیت و گوتیت در قاعده واحد کربناته کربنیفر و در امتداد گسل‌های فرعی گسل کوهبنان و در یال شمال‌شرقی و جنوب‌غربی تاقدیس چشمه سفید اتفاق افتاده است (شکل ۷-الف). لذا روند کان‌زایی با روند این گسل همخوانی دارد. نوع کان‌زایی کان‌همتیت، به صورت جانشینی و فضا پرکن درون سنگ میزبان (دولومیت‌های کربنیفر و سری مراد) است که باعث شده زون‌های آهن‌دار به صورت لنز و چین‌های همراه با زون‌های سیلیس، به صورت رگه‌ای، در امتداد زون‌های خرد شده تشکیل شوند (شکل ۷-ب). این رگه‌ها احتمالاً از جانشینی کان‌یایی به وجود آمده‌اند و دوباره در زمینه سنگ‌ها ته‌نشین شده‌اند (Fusswinkel et al., 2014; Ghurchi Ruki et al., 2010).



شکل ۷-الف: زون کان‌زایی در قاعده واحد کربناته منطقه معدنی چشمه سفید (دید به سمت شمال). ب: کان‌زایی همتیتی به صورت فضا پرکن در بین واحد ماسه‌سنگ قرمز در محدوده مورد مطالعه.

حجم زون کان‌زایی آهن در این معدن وابسته به حجم سنگ با تراوایی مناسب است. از این رو در امتداد و محل تقاطع گسل‌های فرعی به دلیل حجم بالای فضای خالی، کان‌زایی قابل توجهی از آهن شکل گرفته که به صورت لنزهای بزرگ همتیتی در یک ساختار صفحه‌ای شکل مشاهده می‌شوند. شیب این صفحه متغیر و تقریباً از کمتر از ۲۰ تا حدود ۴۰ درجه در برخی نقاط دیده می‌شود. جهت صفحه کانسنگ در یال شمالی به سمت شمال‌شرق و در یال جنوبی به سمت جنوب‌غرب می‌باشد (شکل ۸). در بالای زون کان‌همتیت، سنگ باطله کربناته قرار دارد. ضخامت این واحد کربناته گاهی تا ۳۰ متر می‌رسد. لذا با پیشرفت عملیات استخراج و افزایش افق‌های استخراج در آینده حجم باطله‌برداری به مرور افزایش خواهد یافت. شواهد کان‌زایی سنگ آهن در واحد کربناته خود را به صورت تغییر رنگ و کریستاله شدن نشان می‌دهد؛ به گونه‌ای که رنگ این واحد به قرمز تیره تبدیل شده است. شواهد نشان می‌دهد که احتمال توسعه این کانسنگ تا اعماق بیشتر وجود دارد. به علت تراوایی و تخلخل مناسب دولومیت، کان‌زایی آهن گاهی به صورت جانشینی در واحد دولومیتی رخ داده و خود را به موازات لایه‌بندی نشان می‌دهد. این نوع کان‌زایی باعث شده است تا حجم قابل توجهی از آهن در محدوده مورد مطالعه شکل بگیرد.





شکل ۸- نمایشی از سطح رخنمون صفحه کانسنگ آهن چشمه سفید که تابع سطح توپوگرافی و فرسایش است.

همچنین با توجه به نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی و عیارهای بدست آمده از نمونه‌های برداشتی از صفحه کانسنگ، دو بخش کم‌عیار و پرعیار قابل تفکیک در ضخامت حدود ۱۴ متری صفحه کانسنگ در نقاط مختلف منطقه قابل مشاهده می‌باشد که تقریباً معادل ۵۸ درصد  $Fe_2O_3$  را در خود دارد. بنابراین این محدوده از نظر ذخایر آهن در خور توجه و ارزشمند است؛ به طوری که میانگین عیار کانسنگ اصلی محدوده ۵۴٪ می‌باشد و میانگین عیار کانسنگ کم‌عیار در محدوده چشمه سفید ۳۸٪ است. نکته قابل توجه آن است که در کنار آهن، این محدوده پتانسیل بالایی برای کانه‌زایی مس دارد و از این نظر نیز حائز اهمیت است.

#### ۴- تکتونیک و ساختار منطقه

بررسی‌های ساختاری صورت گرفته در منطقه، تأثیر گسل کوهبنان با مکانیسم معکوس با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق را تأیید می‌کند که نقش بسزایی در تشکیل کانسار آهن در این منطقه داشته است (شکل ۹). جهت‌یافتگی عمومی ارتفاعات این محدوده با روند این گسل هم‌خوانی دارد. شاخه‌های فرعی آن در محدوده، باعث رانش توالی‌های زمین‌شناختی بر روی یکدیگر شده و حتی در برخی مواقع این توالی‌ها را در کنار یکدیگر قرار داده است و یک تاقدیس را به وجود آورده است.



شکل ۹- زون گسله مشاهده شده در منطقه که با کانه‌زایی آهن همراه است (دید به سمت شمال‌غرب).

## ۵- نتیجه‌گیری

منطقه معدنی چشمه سفید در فاصله کمتر از ۳۰ کیلومتری شمال‌غرب شهر کرمان واقع شده است. این محدوده جزئی از پهنه ساختاری ایران مرکزی می‌باشد. نوع کانه‌زایی سنگ آهن در این معدن شامل هماتیت و گوتیت است که هماتیت نسبت به گوتیت فراوانی بیشتری دارد. کانه‌زایی در امتداد گسل‌های فرعی گسل کوهبنان و در یال شمال‌شرقی تاقدیس چشمه سفید تشکیل شده است. در این محدوده کانه‌زایی در مرز دو سری سنگی با محل تماس ساختاری، به صورت صفحه‌ای و تقریباً موازی با لایه‌های میزبان رخ داده است؛ به طوری که سیلستون و آرنایت‌های سری مراد در کمر پایین و دولومیت‌های کربونifer در کمر بالایی زون کانسار ساز قرار دارند. مشاهدات و بررسی‌های صحرایی به خوبی توسعه عمقی لایه کانسنگ را در منطقه نشان می‌دهند. با توجه به نتایج آنالیزهای شیمیایی بر روی نمونه‌های برداشت، متوسط وزنی عیار آهن در صفحه کانسنگ برابر با ۴۱٪ معادل ۵۶/۸ درصد  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  می‌باشد که از این نظر به شدت حائز اهمیت است.

## ۶- مراجع

- Atapour, H. and Aftabi, A. (2019) Comment on “Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-e-Gohar iron ore deposit of SE Iran: In situ LA-ICP-MS analyses” by Mirzaei et al. (2018): (Ore geology Reviews, 102, 639–653), Geology, DOI:10.1016/j.oregeorev.2019.102942.
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2017. The possible synglaciogenic Ediacaran hematitic banded iron salt formation (BISF) at Hormuz Island, southern Iran: Implications for a new style of exhalative hydrothermal iron- salt system. Ore Geology Reviews 89: 70- 95.
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 2004. Footprints of Fe oxide (Cu-Au) systems. Geological Survey of Western Australia, University of Western Australia, Report 33, 116 pp.
- Dimitrijevic, M. D., 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran. Report no. Yu/52: 334.
- Fusswinkel, T., Wagner, T., Wenzel, T., Wälle, M. and Lorenz, J., 2014. Red bed and basement sourced fluids recorded in hydrothermal Mn- Fe- As veins, Sailauf (Germany): a LA- ICPMS fluid inclusion study. Chemical Geology 363: 22- 39.
- Ghorbani, M., 2007. Economic geology, mineral deposits and natural resources of Iran. Arian Zamin, Tehran, 492 pp.
- Ghurchi Ruki, M., Karimpour, M. and Ebrahimi, K., 2010. Identification of advanced argillic and argillic alteration using SWIR bands in the Halkabad area. First Iranian Economic Geology Conference, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran (in Persian).
- Guilbert, J. M. and Park C. F., 1997. The geology of ore deposits. WH Freeman and Company, United States of America.
- Heidarian, H., Alirezaei, S. and Lentz, D. R., 2017. Chadormalu Kiruna- type magnetite- apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights into hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope data. Ore Geology Reviews 83: 43- 62.
- Rajabzadeh, M. A. and Rasti, S., 2017. Investigation on mineralogy, geochemistry and fluid inclusions of the Goushti hydrothermal magnetite deposit, Fars Province, SW Iran: A comparison with IOCGs. Ore Geology Reviews 82: 93- 107.

## معرفی گونه هایی از نانوفسیل های آهکی سازند قم، جنوب غرب کاشان

مرضیه لفظی<sup>۱</sup>، علی اصغر ثیاب قدسی<sup>۲\*</sup>، سعیده سنماری<sup>۳</sup> و میر امیر صلاحی<sup>۴</sup>

۱- کارشناس ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(lafzi.m63@gmail.com)

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(siabeghodsy@yahoo.com)

۳- دانشیار گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

(senemari2004@yahoo.com)

۴- استادیار گروه زیست شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه مراغه، مراغه، ایران

(amir.salahi@maragheh.ac.ir)

### چکیده

به منظور مطالعه زیست چینه نگاری رسوبات سازند قم در یال جنوب غربی تاقدیس نواب، برشی با ضخامت در حدود ۳۴۶ متر انتخاب گردید. در این برش سازند قم اساسا از آهک مارنی، مارن و سنگ آهک تشکیل شده است. به منظور تعیین گونه های شاخص، تجمعات فسیلی همراه و بیوزون ها، اسلایدهای سازند قم مطالعه شد که در نتیجه منجر به تشخیص ۲۹ گونه از نانوفسیلهای آهکی شد. در این مطالعه ۴ بیوزون در توالی سازند قم تعیین گردید. بر اساس بیوزون های بدست آمده، بازه زمانی توالی مورد مطالعه از الیگوسن پسین (اواخر چاتین) تا میوسن پیشین (بوردیگالین-لانگین) مشخص گردید. این بازه سنی با زونهای نانوفسیلی *Triquetrorhabdulus carinatus* zone, *Discoaster druggii* zone, *Sphenolithus belemnus* zone and *Helicosphaera ampliaptera* zone از زون بندی (1971) مطابق دارد که با زونهای CN1a-b, CN1c, CN2, CN3 از زون بندی اکادا و بوکری (1980) همخوانی دارد.

واژه های کلیدی: زیست چینه نگاری، نانوفسیل های آهکی، سازند قم، الیگومیوسن.

### Abstract

In order to study biostratigraphy of the Qom Formation in South western limb Navab anticline, section with a thickness of about 346 m was selected. In this section, Qom Formation is mainly consists of marly limestone, marl and limestone. For introducing index species, calcareous nannofossil assemblages and biozones, slides have been studied at the Qom Formation which led to the recognition of 29 species of calcareous nannofossils. In this study four biozones were detected in succession of Qom Formation. According to the identified biozones, the age of the section is Late Oligocene (Late Chatian) to Early Miocene (Burdigalian-Langian) that is corresponding to *Triquetrorhabdulus carinatus* zone, *Discoaster druggii* zone, *Sphenolithus belemnus* zone and *Helicosphaera ampliaptera* zone of Martini (1971), that equivalent to bio zones CN1a-b, CN1c, CN2, CN3 of Okada and Bukry (1980).

**Key words:** Biostratigraphy, Calcareous nannofossils, Qom Formation, Oligo miocene.

### ۱- مقدمه

سازند قم در ایران مرکزی سنگ مخزن گازی می باشد و به همین علت از اهمیت فراوانی برخوردار است (رضایی، ۱۳۹۲). رسوبات آهکی و مارنی این سازند بعنوان آخرین نشانه های پیشروی دریا در ایران مرکزی است که غالبا با ناپیوستگیهایی بین سازندهای قرمز قارهای قرار گرفته است. این سازند در نواحی مختلف ایران مرکزی، زون سندج و سیرجان و زون ارومیه دختر گسترش داشته و از نظر لیتولوژی بسرعت تغییر رخساره داده است بطوریکه بیشتر واحدهای آن در بسیاری از نواحی رسوبگذاری مشاهده نمی شود (آقائباتی، ۱۳۸۳، Amirshahkarami and Karavan, 2015). رسوبات دریایی الیگومیوسن سازند قم اولین بار در نواحی اطراف قم توسط Furrer and Soder (۱۹۵۵) تقسیم بندی گردید. تحقیق حاضر بر روی توالی سازند قم در محدوده جنوب کاشان واقع در یال جنوب غربی تاقدیس نواب از پهنه ایران مرکزی می باشد که به منظور تعیین سن نسبی و انجام بایوزوناسیون بر مبنای نانوفسیل های آهکی مورد مطالعه قرار گرفته است. ضخامت سازند قم در برش انتخابی حدود ۳۴۶ متر می باشد که از نظر لیتولوژی از آهک مارنی، مارن و سنگ آهک تشکیل شده است. مرز بین برش برداشت شده با سازند سرخ زیرین با یک ناپیوستگی فرسایشی و مرز بالایی



آن با یک ناپوستگی غیر موازی زیر کنگلومرای هم ارز سازند بختیاری قرار دارد. در این مطالعه، آماده سازی ۷۸ نمونه به روش اسمیراسلاید انجام گردید (Bown and Young, 1998). اسلایدها توسط میکروسکوپ پلاریزان در نور معمولی (PPL) و در نور پلاریزه (XPL) مطالعه و از گونه های مختلف آن عکسبرداری شد. برای تعیین سن نسبی دقیق توالی، بایوزون های زیستی شناسایی شده با زون های زیستی معرفی شده توسط مارتینی (Martini, 1971) و اکادا و بوکری (Okada and Bukry, 1980) مقایسه شده است.

## ۲- بیواستراتیگرافی بر اساس نانوفسیلهای آهکی

در این مطالعه ۲۹ گونه از نانوفسیل های آهکی شناسایی گردید. با استفاده از گونه های شاخص و تجمعات فسیلی همراه، زون بندی مزبور انجام گرفت و در نهایت با زون بندی های استاندارد جهانی (Martini, 1971; Okada and Bukry, 1980) مطابقت داده شد. مطابق زون بندی ارائه شده، چهار بیوزون *Triquetrorhabdulus carinatus zone*, *Discoaster druggii zone*, *Sphenolithus belemnus zone* and *Helicosphaera ampliaperta zone* تعیین و مشخص گردید. شرح بیوزون ها و بیان اشکوب های زمانی متعلق به آنها به شرح زیر است (اشکال ۱ و ۲):

### *Triquetrorhabdulus carinatus zone* / CN1a-b

این بیوزون از آخرین حضور (LO) گونه *Helicosphaera recta* و *Sphenolithus ciperoensis* تا اولین ظهور (FO) گونه *Discoaster druggii* ادامه دارد. این زون معادل با زیرزون CN1a-b از زون بندی Okada and Bukry (۱۹۸۰) است. ضخامت این زون ۱۳ متر و سن آن بر اساس تجمعات فسیلی همراه، اواخر الیگوسن پسین (شاتین) - اوایل میوسن پیشین (آکیتانین) است. تجمعات فسیلی همراه در این زون عبارتند از:

*B. bigelowii*, *C. floridanus*, *C. abisectus*, *C. pelagicus*, *C. miopelagicus*, *D. deflandrei*, *H. obliqua*, *H. euphratis*, *H. intermedia*, *H. recta*, *R. bisecta*, *R. locker*, *P. multipora*, *Pyrocyclus orangensis*, *S. capricornutus*, *S. calyculus*, *S. delphix*, *S. conicus*, *S. compactus*, *S. ciperoensis*, *S. moriformis*, *T. carinatus*, *Z. bijugatus*.

### *Discoaster druggii zone* / CN1c

این بیوزون از اولین ظهور (FO) گونه *D. druggii* تا آخرین حضور (LO) گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* تعریف می شود. این زون معادل با زون CN1c از زون بندی Okada and Bukry (۱۹۸۰) است. در عرضهای جغرافیایی بالا گونه های *D. druggii*، *T. carinatus* مشاهده نشده یا خیلی نادرند. ضخامت این زون ۱۹۹ متر و سن آن بر اساس تجمعات فسیلی همراه، میوسن پیشین است. تجمعات فسیلی همراه در این زون عبارتند از:

*B. bigelowii*, *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *C. miopelagicus*, *Discoaster druggii*, *D. deflandrei*, *H. ampliaperta*, *H. granulate*, *H. obliqua*, *H. euphratis*, *H. intermedia*, *H. scissura*, *P. multipora*, *P. orangensis*, *S. conicus*, *S. compactus*, *S. dissimilis*, *S. moriformis*, *T. carinatus*.

### *Sphenolithus belemnus zone* / CN2

سومین زون زیستی شناسایی شده از آخرین حضور (LO) گونه *T. carinatus* تا آخرین حضور (LO) گونه *S. belemnus* ادامه دارد. این زون معادل با زون CN2 از زون بندی Okada and Bukry (۱۹۸۰) است و در این زون بندی اولین ظهور و آخرین حضور گونه *S. belemnus* ملاک تشخیص زون CN2 بوده است.

ضخامت این زون ۸۰ متر و سن آن بر اساس تجمعات فسیلی همراه، میوسن پیشین (بوردیگالین) است. در بخش انتهایی زون به دلیل وجود لایه های تبخیری ژپس و گچ، هیچ یک از گونه های نانوفسیلی مشاهده نشد. بعد از اتمام لایه های تبخیری در بخش انتهایی زون آخرین حضور گونه *S. belemnus* به همراه برخی از گونه ها مشاهده شد. تجمعات نانوفسیل های آهکی شناسایی شده در این بیوزون شامل گونه های زیر است:

*B. bigelowii*, *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *C. miopelagicus*, *D. druggii*, *D. deflandrei*, *H. ampliaperta*, *H. granulate*, *H. obliqua*, *H. euphratis*, *H. intermedia*, *H. scissura*, *P. multipora*, *S. belemnus*, *S. conicus*, *S. compactus*, *S. moriformis*.

### *Helicosphaera ampliaperta zone* / CN3



این زون از آخرین حضور (LO) گونه *S. belemnus* تا آخرین حضور (LO) گونه *H. Ampliaperta* تعیین می‌شود. زون مذکور معادل با زون CN<sup>۳</sup> از زون بندی Okada and Bukry (۱۹۸۰) است.

ضخامت این زون ۵۴ متر و مرز تحتانی این زون توسط آخرین حضور گونه *S. belemnus* و بخش بالایی زون توسط آخرین حضور گونه *H. ampliaperta* تعیین شد. سن این زون میوسن پیشین (بوردیگالین تا پایین ترین قسمت اشکوب لانگین) است. سایر تجمعات فسیلی همراه در این زون شامل گونه های زیر است:

*B. bigelowii*, *C. floridanus*, *C. pelagicus*, *D. deflandrei*, *D. druggii*, *H. ampliaperta*, *H. obliqua*, *H. euphratis*, *H. intermedia*, *H. scissura*, *P. multipora*, *S. compactus*, *S. moriformis*.

### ۳- نتیجه گیری

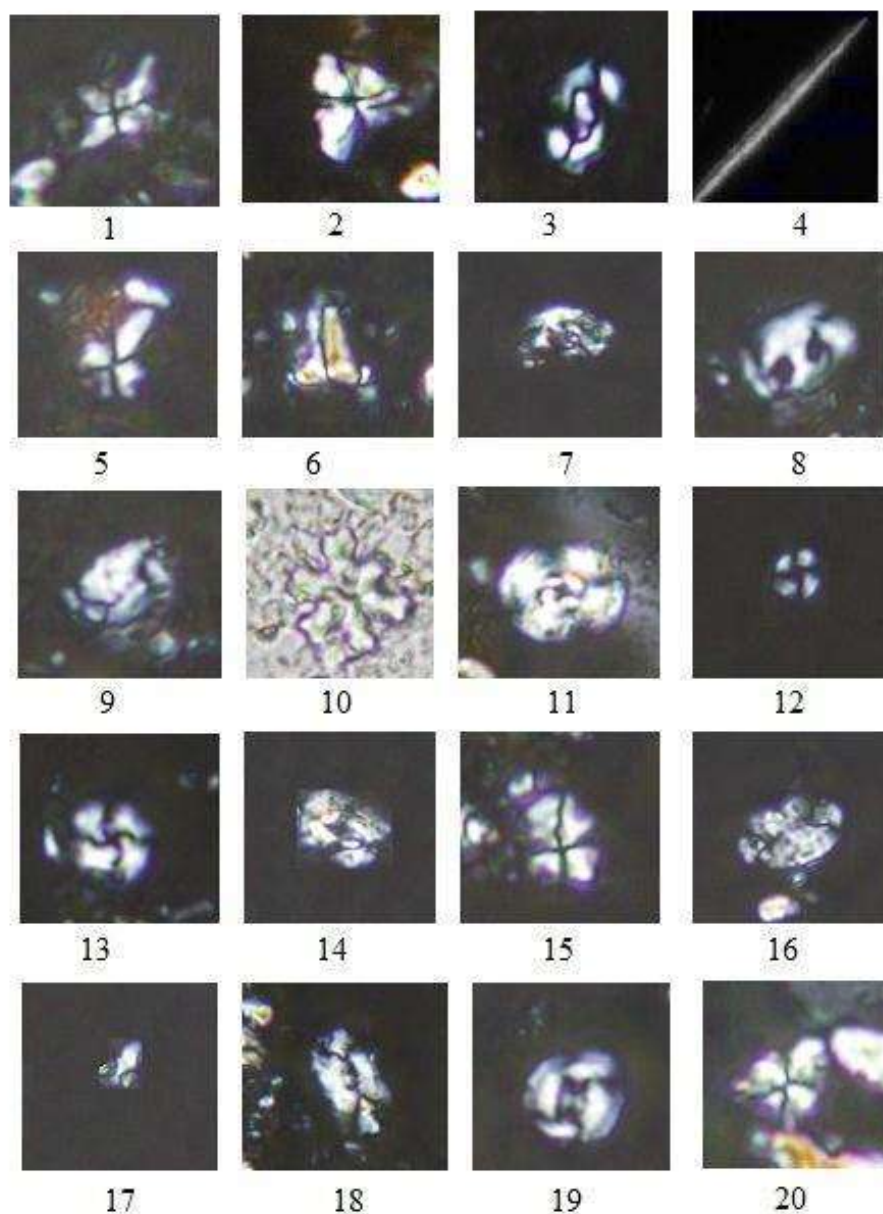
در این مطالعه ۲۹ گونه از گروه نانوفسیل های آهکی شناسایی شد. بر مبنای شناسایی گونه های شاخص متعلق به نانوفسیل های آهکی، بایوزون های شناسایی شده در این برش شامل بایوزون های *Triquetrorhabdulus carinatus zone*, *Discoaster druggii zone*, *Sphenolithus belemnus zone* و *Helicosphaera ampliaperta zone* است که با زون های CN1a- b, CN1c, CN2, CN<sup>۳</sup> همخوانی دارند. بنابراین بر اساس مطالعه حاضر، سن نهشته های سازند قم در برش مورد مطالعه از الیگوسن پسین (اواخر شاتین) تا میوسن پیشین (بوردیگالین-لانگین) پیشنهاد می گردد.

### ۴- مراجع

آفانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
رضایی، م. ر.، ۱۳۹۲. زمین شناسی نفت، انتشارات علوی، ۵۵۲ص.

- Amirshahkarami, M., and Karavan, M., 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom City, Iran. *Geoscience Frontiers*, 6: 593-604.
- Bown, P.R., and Young, J.R., 1998. *Techniques In: Bown, P.R. (ed.). Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. London, England: Chapman and Hall, Kluwer Academic Publishers, pp. 16-28.
- Furrer, M. A., and Soder, P.A., 1955. The Oligo- Miocene marine formation in the Qom region (central Iran). National Iranian Oil Company. Report No. 25.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. In: Farniacci, A. (ed.), *Proceedings, 2th International Conference on Planktonic Microfossils*. Rome, Italy. Edizioni Tecnoscienza, 2: 739-785.
- Okada, H., and Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleontology*, 5(3): 321-325.

৫৭৫



**Figure 2. Plate:** All figures (XPL-PPL) light micrographs  $\times 2000$ ; the taxa considered in the present figure are referenced in Perch-Nielsen (1985). 1: *Sphenolithus capricornutus* Bukry & Percival 1971, XPL; 2: *Sphenolithus calyculus* Bukry, 1985, XPL; 3: *Helicosphaera euphratis* Haq, 1966, XPL; 4: *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, 1965, XPL; 5: *Sphenolithus delphix* Bukry 1973, XPL; 6: *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Deflandre, 1959, XPL; 7: *Helicosphaera granulata* (Bukry and Percival, 1971) Jafar and Martini, 1975, XPL; 8: *Helicosphaera recta* (Haq, 1966) Jafar & Martini, 1975, XPL; 9: *Helicosphaera obliqua* Bramlette & Wilcoxon, 1967, XPL; 10: *Discoaster deflandrei* Bramlette and Riedel, 1954 (PPL); 11: *Cyclicargolithus abisectus* (Muller, 1970) Wise, 1973, XPL; 12: *Pyrocyclus orangensis* (Bukry, 1971) Backman, 1980, XPL; 13: *Cyclicargolithus floridanus* (Roth and Hay in Hay et al., 1967) Bukry, 1971, XPL; 14: *Helicosphaera ampliapertura* Bramlette and Wilcoxon, 1967, XPL; 15: *Sphenolithus dissimilis* Bukry and Percival, 1971, XPL; 16: *Pontosphaera multipora* (Kamptner, 1948 ex Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Roth, 1970, XPL; 17: *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette and Wilcoxon, 1967, XPL; 18: *Helicosphaera scissura* Miller, 1981, XPL; 19: *Reticulofenestra lockeri* Müller, 1970, XPL; 20: *Sphenolithus belemnus* Bramlette and Wilcoxon, 1967, XPL.

## رخساره‌های سولفیدی، ساخت و بافت و کانی‌شناسی کانسار روی - سرب (نقره) با میزبان کربناته نخلک، ایران مرکزی

پرستو قلی‌زاده<sup>۱</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، فرهنگ علیاری<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

P.golizadeh@urmia.ac.ir

۲- استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.abedini@urmia.ac.ir

۳- دانشیار، گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی ارومیه، ارومیه، ایران

aliyari184@yahoo.com

### چکیده

پهنه فلزایی یزد-انارک (از خرده قاره ایران مرکزی) میزبان بسیاری از ذخایر سرب-روی با میزبان کربناته است. کانسار سرب-روی (نقره) نخلک در ۵۵ کیلومتری شمال-شرق انارک یکی از مهم‌ترین ذخایر سرب-روی با میزبان کربناته واقع در بلوک یزد-انارک می‌باشد. کانی‌زایی نخلک در آهک و آهک دولومیتی کرتاسه فوقانی و اغلب در امتداد گسل‌های عادی با امتداد EW و NNW توسعه یافته است. کانی‌های سولفیدی شامل اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، پیریت و تراهدریت هست و کانی‌های غیر سولفیدی شامل باریت، کلسیت، دولومیت و ملاکیت است که باریت فراوان‌ترین کانی غیر سولفیدی همراه کانه‌زایی می‌باشد. رخساره‌های سولفیدی رؤیت شده بر اساس ساخت و بافت ماده معدنی شامل رخساره‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، توده‌ای و لامینه-پراکنده است. دگرسانی دولومیتی اصلی‌ترین دگرسانی همراه با کانه‌زایی است که به وفور مشاهده می‌شود. با توجه به تشکیل کانه‌زایی در امتداد گسل‌های عادی، نوع سنگ میزبان، دگرسانی دولومیتی، ساخت و بافت کانسنگ (رگه‌ای-رگچه‌ای، توده‌ای، برشی، لامینه-دانه پراکنده)، حضور پیریت فرامبوئیدال، حضور باریت و نبود فلونوریت، کانسار نخلک شباهت زیادی به کانسارهای سرب-روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی دارد.

**واژه‌های کلیدی:** کانی‌شناسی، رخساره سولفیدی، کانسار نخلک، کرتاسه فوقانی، ایران مرکزی.

### Abstract

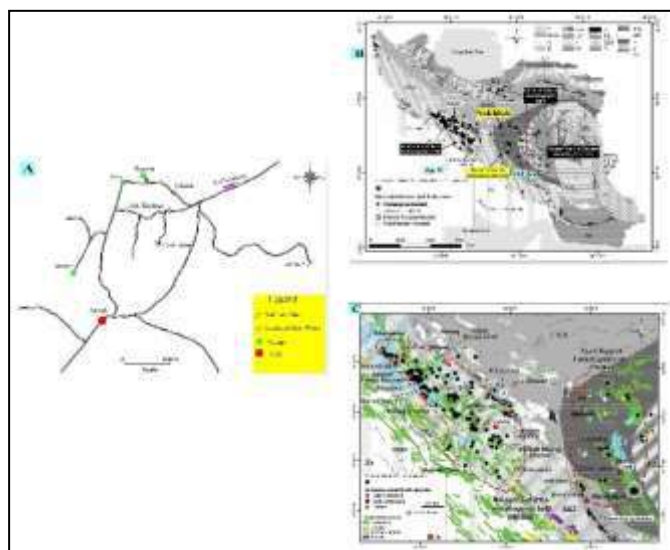
The Yazd-Anark metallurgical zone (from the central Iranian subcontinent) hosts many lead-zinc deposits with carbonate hosts. Nakhlek lead-zinc (silver) deposit, 55 km north-east of Anark, is one of the most important lead-zinc deposits with a carbonate host located in the Yazd-Anark block. Nakhlek mineralization is developed in limestone and dolomitic limestone of Upper Cretaceous and often along normal faults with EW and NNW direction. Sulfide minerals include sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite, and tetrahedrite, and non-sulfide minerals include barite, calcite, dolomite, and malachite, and barite is the most abundant non-sulfide mineral associated with mineralization. Sulfide facies observed based on the structure and texture of the mineral material include vein-vein, shear, mass, laminar-disperse facies. Dolomitic alteration is the main alteration along with mineralization which is observed abundantly. Considering the formation of mineralization along the normal faults, the type of host rock, dolomitic alteration, structure and texture of the ore (vein-vein, massive, sheared, laminar-dispersed grain), the presence of framboidal pyrite, The presence of barite and the absence of fluorite, the Nakhlek deposit is very similar to the lead-zinc deposits of the MVT type.

**Key words:** Mineralogy, Sulphide facies, Nakhlek deposit, Upper Cretaceous, Central Iran.

### ۱- مقدمه

سرب و روی (Pb-Zn) یکی از مهم‌ترین فلزات اقتصادی در سطح جهان هستند (Steve et al., 2018). کانسارهای Pb-Zn با میزبان رسوبی بهترین منابع سرب-روی در جهان می‌باشند (leach et al., 2005) و پژوهشگران زیادی به این نوع ذخایر سرب-روی در سراسر جهان توجه کرده و مورد مطالعه قرار داده‌اند (Sangster, 1990; Goodfellow et al., 1993; Leach et al., 2001, 2005; Lydon, 2004; Kesler, 2006; Lyons et al., 2006; Goodfellow et al., 2007). نهشته‌های سرب-روی با میزبان رسوبی، ذخایری هستند که توسط سنگ‌های آواری و کربناتی میزبانی می‌شوند (Kesler and Reich, 2006; Lyons et al., 2006; Goodfellow and Lydon, 2007a, 2007b; Zhou et al., 2018). به عنوان مثال، آنها به طور گسترده در اروپا، آمریکا، کانادا، استرالیا، چین و ایران توزیع گسترده در سراسر جهان پراکنده شده‌اند (Leach et al., 2010).

شده‌اند. اغلب ذخایر Zn-Pb با میزبان کربناته (کرتاسه) ایران در بلوک یزد YAMB (زون ایران مرکزی CIM) و زون ملایر-اصفهان MEMB (زون سندج-سیرجان SSZ) متمرکز شده‌اند. کانسار نخلک یکی از مهم‌ترین کانسارهای سرب-روی در بلوک یزد (YAMB)، از کمر بند متالوژنیک ایران مرکزی (CIM) می‌باشد (شکل ۱ ب). از دیگر کانسارهای سرب-روی با میزبان کربناته در بلوک یزد می‌توان به کانسار مهدی‌آباد (کلاس جهانی)، حوض سفید، انجیره، دره‌زنجیر، منصورآباد و فرح‌آباد اشاره کرد که اغلب در سنگ‌های کربناته کرتاسه زیرین-کرتاسه فوقانی رخ داده‌اند (Rajabi et al., 2012). کانسار سرب-روی (نقره) با میزبان کربناته نخلک در استان اصفهان، ۵۵ کیلومتری شمال‌شرق شهر انارک جای گرفته است (شکل ۱ الف). در سال ۱۸۹۷ توسط Stahl پتانسیل معدنی نخلک شناسایی شده است. در فاصله سال‌های ۱۹۴۵-۱۹۷۷ محققان زیادی زمین‌شناسی و ماده معدنی نخلک را مورد مطالعه قرار داده‌اند و در سال ۱۳۵۷ توسط شرکت روسی تکنواکسپرت در منطقه نخلک مطالعات جامعی صورت گرفته است. کانسنگ سرب-روی (نقره) نخلک توسط سنگ میزبان کربناته کرتاسه بالایی به صورت چینه‌کران و دیرزاد میزبانی می‌شود (جزی و همکاران، ۱۳۹۴). تاکنون تحقیقات محدودی در مورد کانسار نخلک انجام شده است که جزی و همکاران (۱۳۹۴) در مطالعات خود براساس ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌سازی نوع MVT را برای این کانسار پیشنهاد نموده‌اند.



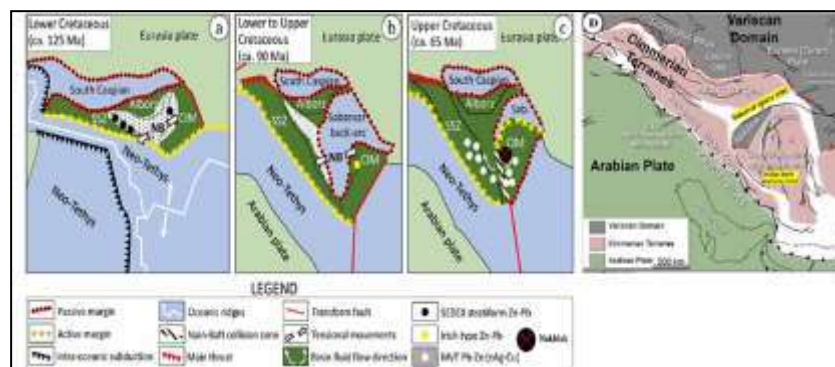
شکل (۱) الف) نقشه راه دسترسی به کانسار نخلک، ب) نقشه پهنه‌های ساختاری ایران و موقعیت بلوک یزد-انارک، ج) نقشه توزیع ذخایر سرب-روی با میزبان کربناته به سن کرتاسه زیرین-فوقانی در بلوک یزد-انارک.

## ۲- زمین‌شناسی

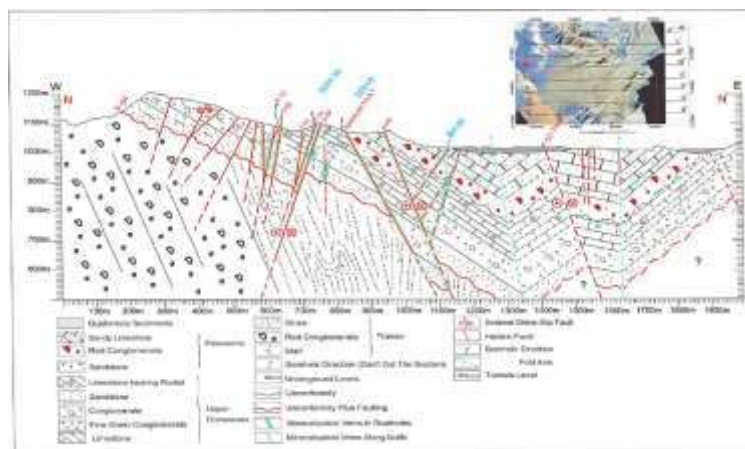
کانسار نخلک در شمال بلوک یزد-انارک (حاشیه غربی پهنه ایران مرکزی) در توالی کربناته کرتاسه فوقانی رخ داده است (Pakar, 2002). تشکیل و توزیع ذخایر سرب-روی با میزبان کربناته کرتاسه فوقانی در بلوک یزد-انارک با برخورد زمین درز نائین-بافت و سبزواری در ارتباط است (Rajabi et al., 2012) (شکل ۲). لیتولوژی این منطقه شامل توالی رسوبی تریاس (گروه نخلک)، واحدهای رسوبی کرتاسه فوقانی (واحد صدر) و پالئوسن (واحد خالد) بوده (Holzer and Ghasemipour, 1973; Bagheri and Stampfli, 2008) و سنگ‌های اولترامافیک قدیمی (به سن قبل از تریاس) با مرز گسلی در زیر سنگ‌های تریاس قرار گرفته‌اند (Holzer and Ghasemipour, 1969). واحد کربناته-آواری کرتاسه بالایی بصورت دگرشیب بر روی سنگ-های تریاس قرار گرفته و مرز آن با واحد تخریبی-کربناتی پالئوسن فرسایشی می‌باشد. سنگ‌های واحد کرتاسه بالایی به ضخامت ۲۵۸ متر شامل کنگلومرا، آهک و دولومیت ماسه‌ای، دولومیت، ماسه‌سنگ آهکی، آهک ماسه‌ای-رسی، آهک دولومیتی و آهک ریفی است (Vaziri et al., 2012) که آهک و دولومیت میزبان ماده معدنی کانسار نخلک می‌باشند (شکل ۳). گسل‌ها و شکستگی‌ها مهم‌ترین ساختارهای کنترل‌کننده در کانی‌زایی سرب-روی با میزبان کربناته هستند (Turner, 2011; Hongrui et al., 2016). ساختارهای اصلی منطقه نخلک نتیجه رخداد کوهزایی لارامید در کرتاسه فوقانی می‌باشند (Alavi, 1996). در نخلک گسل‌های اصلی و فرعی با امتدادهای غرب-شمال‌غرب، شمالی-جنوبی، شمال-شمال‌غربی، شمال-شمال‌شرقی و شرقی-غربی



شناسایی شده‌اند که نقش به سزایی در کانی‌سازی دارند. گسل‌های قلعه‌بزرگ، دره ۵۰۰ متری، نخلک و کلاه نمدی از مهم‌ترین گسل‌های کنترل‌کننده کانی‌زایی سرب نخلک هستند. در منطقه مورد مطالعه کانی‌سازی اغلب در امتداد گسل‌های نرمال با امتداد شرقی-غربی و شمال-شمال‌غربی رخ داده است. با توجه به توزیع کانسنگ در امتداد گسل‌ها می‌توان گسل‌ها را مجرای اصلی عبور سیالات کانه‌دار و ته‌نشینی کانسنگ در سنگ میزبان (آهک و آهک دولومیتی کرتاسه فوقانی) در نظر گرفت. در حال حاضر این معدن به صورت زیرزمینی و در طبقه ۲۰۰- توسط شرکت کیمیا گوه‌ران استخراج و بهره‌برداری می‌شود.



شکل ۲ الف) در پی فروانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر حاشیه جنوبی پلیت ایران، حوضه پشت قوسی نائین بافت در کرتاسه زیرین باز شده و پهنه سندج-سیرجان (SSZ) از خرده قاره ایران مرکزی (CIM) جدا شده است. ب) با باز شدن حوضه‌های پشت قوسی (نائین-بافت و سبزوار) بین پهنه سندج-سیرجان و ایران مرکزی شرایط مناسب و مساعدی برای ته‌نشینی ذخایر سدکس (انجیره) و ایرلندی (مهدی‌آباد) در بلوک یزد-انارک در کرتاسه زیرین-میانی فراهم شده است. ج) فروانش پوسته اقیانوسی نائین-بافت به زیر خرده قاره ایران مرکزی از کرتاسه میانی شروع شده و در نهایت در کرتاسه فوقانی بسته شده است. د) کانسار سرب نخلک در محل برخورد زمین درزهای سبزوار و نائین بافت شکل گرفته است.



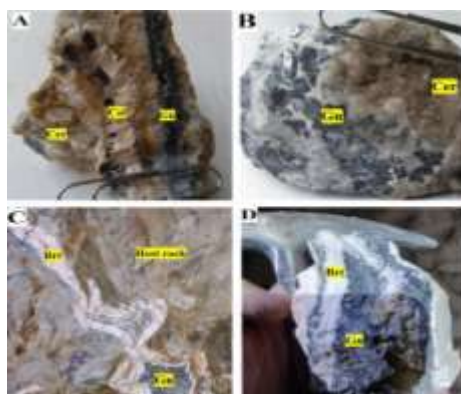
شکل ۳) مقطع عرضی کانسار نخلک رخداد کانی‌زایی در واحد کربناته کرتاسه فوقانی و در امتداد گسل‌ها را نشان می‌دهد.

### ۳- کانی‌شناسی، ساخت و بافت

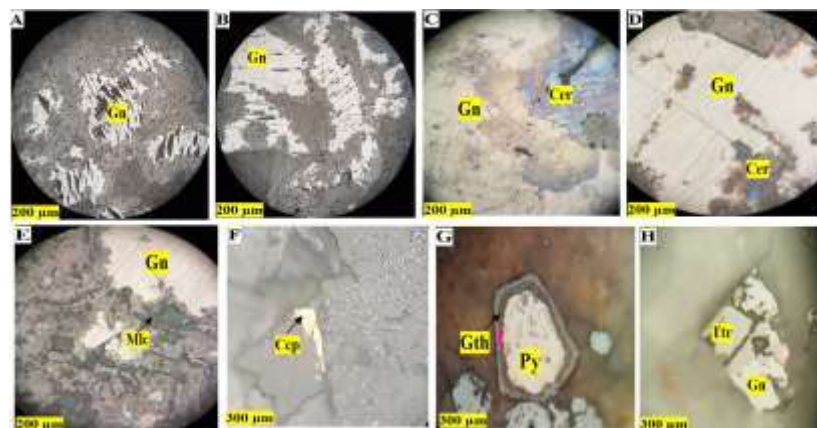
در کانسار سرب-روی (نقره) نخلک کانسنگ‌های سولفیدی و سوپرژن به خوبی توسعه یافته‌اند. کانی‌های سولفیدی موجود در کانسار شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت و تتراهدريت بوده و طیف گسترده‌ای از کانی‌های غیر سولفیدی نظیر باریت، کلسیت، دولومیت و ملاکیت نیز به عنوان کانی‌های باطله حضور دارند (شکل ۴). باریت اغلب در رگه‌ها و رگچه‌ها در هم‌رشدی با گالن تشکیل شده است. سروزیت و گوتیت نیز به عنوان کانی‌های سوپرژن در کانسار نخلک وجود دارند که تحت تأثیر فعالیت سیالات سوپرژن از تبدیل کانی‌های اولیه گالن و پیریت شکل گرفته‌اند (Awadh et al., 2008). کانه‌های



سولفیدی اغلب به صورت توده‌ای، پرکننده فضای خالی، رگه‌ای، برشی و پراکنده وجود دارند. در بسیاری از موارد ماده معدنی پراکنده در غلظت‌های کافی وجود دارد که به عنوان کانسنگ اقتصادی در نظر گرفته می‌شود. گالن فراوان‌ترین کانه سولفیدی بوده و اغلب به صورت دانه ریز تا متوسط و دانه درشت در سنگ میزبان یافت می‌شود. گالن با فراوانی تقریباً ۹۰٪ به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود (شکل B و 5A). سروزیت در حواشی گالن و رخ‌های آن جانشین می‌شود (شکل D و 5C). اسفالریت به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در ابعاد ۱۰-۱۵۰ میکرومتر به صورت اینکلوژن داخل بلورهای گالن قابل رؤیت است. بر اساس مطالعات بافتی دو نسل پیریت شناسایی شده است که پیریت نسل اول به فرم فراموئیدال بوده و پیریت نسل دوم نیز به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است (شکل G5). حضور پیریت فراموئیدال نشانگر شروع رخداد کانی‌زایی در ابتدای دیاژنز اولیه سنگ میزبان توسط سیالات گرمابی در نزدیکی کف دریاست. پیریت فراموئیدال در محیط‌های کم اکسیژن درون رسوبات و نزدیکی کف دریا درون آب‌های منفذی تشکیل می‌شود (Gadd et al., 2016). این پیریت‌ها در اثر فرایندهای باکتریایی تولید شده و از لحاظ زمانی قبل از مرحله اصلی کانی‌زایی هستند. آلتراسیون شاخص کانسار نخلک دولومیتی شدن است که در طول گسل‌ها و شکستگی‌ها رخ داده است. دولومیتی شدن اغلب همراه رگه‌های سولفیدی تشکیل شده است (Hayati et al., 2016) به طوری که هر چه شدت دولومیتی شدن بیشتر باشد، کانه‌زایی نیز شدت بیشتری دارد.



شکل ۴) کانی‌های سولفیدی و غیرسولفیدی کانسار نخلک را نشان می‌دهد. علائم اختصاری عبارتند از: گالن (Gn)، باریت (Brt)، کلسیت (Cal)، سروزیت (Cer)، سنگ میزبان (Host rock).



شکل ۵) تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های A و B) گالن خود شکل تا نیمه شکل‌دار، C و D) سروزیت از محل رخ‌ها و حاشیه جانشین گالن می‌گردد، E) حضور کانی ملاکیت به عنوان کانی ثانویه که در اثر فرایندهای پروژاد تشکیل می‌شود، F) حضور کالکوپیریت، G) پیریت نسل دوم که در اثر فرایندهای پروژاد به گوتیت تبدیل شده است، H) حضور کانی تتراهدريت که در هم‌رشدی با کانی گالن است.

#### ۴- رخساره‌های سولفیدی

آهک و دولومیت‌های کرتاسه فوقانی میزبان کانه‌زایی منطقه مورد مطالعه بوده و کانه‌زایی نخلک دارای بافت‌های رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، برشی و لامینه-پراکنده می‌باشد.

#### ۴-۱ رخساره‌های سولفیدی آهک

سنگ آهک واحد کرتاسه فوقانی کریستالیزه و دگرگون شده و به رنگ کرمی تا زرد رنگ، خاکستری مایل به زرد و خاکستری تیره است. ضخامت آن حدود ۵۷ متر است و نمایانگر قسمت پایین و تا حدودی وسط واحد کرتاسه است. در سنگ آهک میزبان سه نوع رخساره سولفیدی شامل رخساره رگه-رگچه‌ای، توده‌ای و لامینه-پراکنده رؤیت می‌شوند.

#### رخساره رگه-رگچه‌ای:

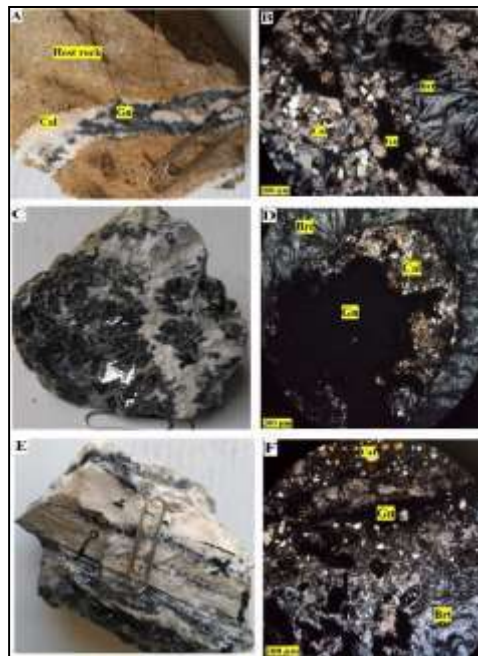
این نوع کانی‌زایی آهک میزبان را در جهات مختلف قطع نموده است (شکل ۶ الف و ب). کانی‌شناسی رگه‌ها شامل گالن، باریت و کلسیت و سروزیت هست و گالن فراوان‌ترین کانی سولفیدی رگه-رگچه‌ها می‌باشد.

#### رخساره توده‌ای:

این نوع کانی‌زایی گسترش زیادی دارد و بخش پرعیار ماده معدنی است. ترکیب کانی‌شناسی آن شامل گالن، سروزیت و باریت است. اغلب سروزیت از حواشی جانشین گالن شده و باریت به صورت بلورهای کشیده و شعاعی توسط گالن جانشین می‌شود (شکل ۶ ج و د).

#### رخساره لامینه-پراکنده:

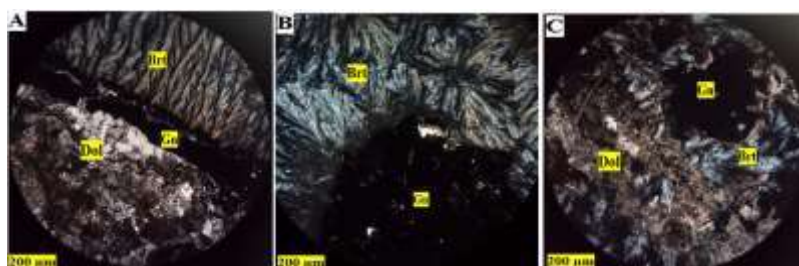
این نوع کانی‌زایی گسترش کمی دارد. سولفیدها به صورت افشان و لامینه مشاهده می‌شوند (شکل ۶ و). این رخساره حاوی لامینه‌های متناوب گالن، باریت و سنگ میزبان هست. در این رخساره پیریت به صورت فرامبوئیدال رؤیت می‌شود. این نوع پیریت همزمان با رسوبگذاری تا دیاژنز اولیه تشکیل می‌شود (Gadd and Layton- Matthews, 2015).



(شکل ۶ A و B) تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از رخساره رگه-رگچه‌ای در سنگ میزبان آهک که رگه-رگچه‌های گالن سنگ میزبان را قطع نموده است. D و C) تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از رخساره سولفید توده‌ای در سنگ میزبان آهک که گالن توسط باریت جانشین می‌شود. E و F) تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از رخساره سولفیدی لامینه در سنگ میزبان آهک. علائم اختصاری عبارتند از گالن (Gn)، باریت (Brt)، کلسیت (Cal)، سنگ میزبان (Host rock). (تصاویر B، D، F در نور XPL مطالعه شده‌اند).

#### ۴-۲ رخساره‌های سولفیدی دولومیت

دولومیت به رنگ‌های زرد-قهوه‌ای و خاکستری مشاهده می‌شود. در این منطقه بر اساس فابریک چهار نوع دولومیت، دولومیت‌های ریزبلور، دولومیت‌های متوسط بلور، دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور و دولومیت‌های درشت بلور شناسایی شدند. کانی‌زایی سولفیدی در دولومیت به صورت توده‌ای، برشی و رگه‌ای رخ داده است (شکل ۷). رخساره توده‌ای شامل کانی‌های گالن، اسفالریت و باریت در سنگ میزبان است. اسفالریت و پیریت به صورت جانشینی در کانی گالن مشاهده می‌شوند. باریت نیز توسط دولومیت و گالن جانشین می‌گردد. بافت برشی، به فراوانی در سنگ میزبان کانه‌زایی دیده می‌شود که اندازه قطعات برشی گاه تا چند سانتی‌متر هم می‌رسد.



شکل ۷ تصاویری از رخساره‌های سولفیدی دولومیت (نور XPL). (A) رخساره رگه-رگچه‌ای متشکل از گالن و باریت که سنگ میزبان را قطع کرده‌اند؛ (B) رخساره سولفیدی توده‌ای متشکل از گالن و باریت که باریت توسط گالن جانشین شده است؛ (C) رخساره سولفیدی برشی که قطعات برشی توسط گالن جانشین شده‌اند. علائم اختصاری عبارتند از: گالن (Gn)، باریت (Brt)، دولومیت (Dol).

#### ۵- نتیجه‌گیری

به طور کلی کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی شامل کانسارهای نوع سدکس (سنگ میزبان آواری-کربناته)، ایرلندی (سنگ میزبان کربناته) و MVT (سنگ میزبان کربناته) هستند (Leach et al., 2010). کانسار نخلک از نظر سنگ میزبان با ذخایر نوع ایرلندی و MVT قابل مقایسه هست. ذخایر MVT در محیط‌های فشارشی ناشی از کوهزایی و گسل‌های رانندگی و سنگ بستر کربناته شکل می‌گیرند. بافت اصلی و غالب ماده معدنی در این ذخایر بافت پرکننده فضای خالی است و رخداد کانی باریت بسیار کم است و یا حضور ندارد (Leach et al., 2005). کانسارهای نوع ایرلندی در حوضه‌های کششی حاشیه قاره‌ای و در مجاورت گسل‌های عادی همزمان با رسوبگذاری تشکیل می‌شوند. دگرسانی دولومیتی دگرسانی اصلی و بافت جانشینی و برشی بافت‌های اصلی این نوع ذخایر هستند و باریت نیز به وفور یافت می‌شود (Wilkinson, 2014). بنابراین، با توجه به موارد یاد شده نظیر تشکیل کانه‌زایی در امتداد گسل‌های عادی، نوع سنگ میزبان، دگرسانی دولومیتی، ساخت و بافت کانسنگ (رگه‌ای-رگچه‌ای، برشی، لامینه-دانه پراکنده)، پیریت فرامبوئیدال، حضور باریت و نبود فلوتوریت کانسار نخلک شباهت زیادی به کانسارهای سرب-روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی دارد.

## ۷- مراجع

- جزی، م.ع.، کریم‌پور، م.ح.، ملک‌زاده شفارودی، آ. ۱۳۹۴. بلورشناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی گالن، کانسار سرب نخلک (اصفهان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد ۲۴، شماره ۱، صفحات ۱۸-۳.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211–238.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountains system in northern Iran. *J. Geody.* 11, 1–33.
- Awadh, SM., Habib, RH., Al-Bassam, KS., 2008. Upper Cretaceous carbonate hosted zinc–lead–barite deposits in Northern Thrust Zone, northern Iraq: petrography and geochemistry. *Arab J Geosci* 1:75–85.
- Bagheri, S., Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123–155.
- Flügel, E., 2010- *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application*, Springer, p.984.
- Gadd, M. G. and Layton- Matthews, D., 2015- In situ Trace Element and Sulphur Isotope Analyses of Pyrite Constrain Timing of Mineralization and Sources of Sulphur in the Howard's Pass SEDEX Zn-Pb District, Yukon, *American Mineralogist* V.101, p.1061-1071.
- Gadd, M., Layton-Matthews, D., Peter, J. M. and Paradis, S. J., 2016. The world-class Howard's Pass SEDEX Zn-Pb district, Selwyn Basin, Yukon. Part I: trace element compositions of pyrite record input of hydrothermal, diagenetic, and metamorphic fluids to mineralization. *Miner Deposita*, V. 51, p. 319-342.
- Goodfellow, W.D., Lydon, J.W., 2007a. Sedimentary-exhalative (SEDEX) deposits. *Geol. Assoc. Canada Spec. Publ.* 5, 163–183.
- Goodfellow, W.D., Lydon, J.W., 2007b. Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits. In Goodfellow, W.D. (Ed.), *Mineral Deposits of Canada-A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Ottawa, pp. 163–184.
- Goodfellow, W.D., Lydon, J.W., Turner, R.J.W., 1993. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits. *Geol. Assoc. Canada Spec. Publ.* 40, 201–251.
- Hayati, S., Maanijou, M., TaleFazel, E., Mohseni, H., 2016. Relationship between dolomitization alteration and mineralization in Ahangaran epigenetic deposit (southeast of Malayer): mineralogy, geochemistry and mineral chemistry evidences. *Appl. Sed.* 7, 1–17 (in Persian with English abstract).
- Holzer H F., 1969. Ghassernipour R., "Geology of the Nakhak lead mine area (Anarak district Central Iran)", Geological Survey of Iran, 44 p.
- Kesler, S.E., Reich, M.H., 2006. Precambrian Mississippi Valley-type deposits: Relation to changes in composition of the hydrosphere and atmosphere. *Geol. Soci. Am. Mem.* 198, 185–204.
- Leach, D.L., Bradley, D., Lewchuk, M.T., Symons, D.T.A., de Marsily, G., Brannon, J., 2001. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time :Implications from recent age-dating research. *Miner. Depos.* 36, 711–740.
- Leach, D.L., Bradley, D.C., Huston, D., Pisarevsky, S.A., Taylor, R.D., Gardoll, S.J., 2010. Sediment-hosted lead-zinc deposits in earth history. *Econ. Geol.* 105, 593–625.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., Walters, S., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. *Econ. Geol.* 100, 561–608.



Lydon, J.W., 2004. Geology of the Belt-Purcell basin and the Sullivan deposit. In: Deb, M., Goodfellow, W.D. (Eds.), *Sediment-Hosted Lead-Zinc Sulfide Deposits: Attributes and Models of Some Major Deposits in India, Australia, and Canada*: New Delhi. Narosa Publishing House, India, pp. 100–148.

Lyons, T.W., Gellatly, S.W., McGoldrick, P.J., Kah, L.C., 2006. Proterozoic sedimentary exhalative (SEDEX) deposits and links to evolving global ocean chemistry. *Geol. Soc. Am. Mem.* 198, 169–184.

Pakar, F., 2002. Mineralogy and geochemistry of Nakhla Pb deposit [Unpublished M.Sc. thesis]: Research Institute of Earth Sciences, Geological Survey of Iran.

Rajabi, A., Rastad, E., Canet, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *Int. Geol. Rev.* 54, 1649–1672.

Sangster, D.F., 1990. Mississippi Valley-type and SEDEX lead-zinc deposits: a comparative examination. *Inst. Min. Metall. Trans. Sec. B.* 99, 21–42.

Steve, M., Damien, G., Monique, R., Leah, M., and Gavin, M., 2018. Global Projection of Lead-Zinc Supply from Known Resources. *Resources MDPI*, 15.

Turner, E.C., 2011. Structural and Stratigraphic Controls on Carbonate-Hosted Base Metal Mineralization in the Mesoproterozoic Borden Basin (Nanisivik District), Nunavut, *Economic Geology*, Vol:106, p:1197–1223.

Vaziri S. H., Fursich F. T., Kohansalghadimvand N., 2012. "Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhla area, Central Iran", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29, 384–397.

Wilkinson, J. J., 2014. Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives. *Treatise on Geochemistry* 2nd edition, p. 219–249.

Zhang, H., Yang, T., Hou, Z., Song, Y., Liu, Y., Yang, Z., Tian, S., 2017. Structural controls on carbonate-hosted Pb–Zn mineralization in the Dongmohazhua deposit, central Tibet. *Ore Geology Reviews*, 90, pp.863–876.

Zhou, J.X., Xiang, Z.Z., Zhou, M.F., Feng, Y.X., Luo, K., Huang, Z.L., Wu, T., 2018. The giant Upper Yangtze Pb–Zn province in SW China: Reviews, new advances and a new genetic model. *J. Asian Earth Sci.* 154, 280–315

## دما-فشارسنجی توده نفوذی گابرو-دیوریت بر اساس کلینوپیروکسن (جنوب شرق شیروانده، آذربایجان شرقی)

مرضیه رضایی اقدم

گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

mrezaeiaghdam@pnu.ac.ir

### چکیده

توده نفوذی گابرو-دیوریتی بستان آباد-هشترود در جنوب شرق شیروانده به داخل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده است. شیمی کانی‌های تشکیل دهنده این توده نفوذی نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌ها به ترتیب ترکیب لابرادوریتی و دیوپسیدی دارند. بررسی‌های دما سنجی نشان‌دهنده که تبلور کلینوپیروکسن‌ها در دماهایی حدود ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است. بر اساس مقدار  $Al^{VI}$  (۰/۰۴۸ تا ۰/۱۰۲) در ساختار کانی کلینوپیروکسن، مشخص گردید که این کانی تحت محدوده فشاری ۶ تا ۹ کیلو بار معادل اعماقی بین ۱۹ تا ۲۸ کیلومتر تشکیل شده است.

**واژگان کلیدی:** شیمی کانی، کلینوپیروکسن، دما-فشارسنجی، گابرو دیوریت، شیروانده

### Abstract

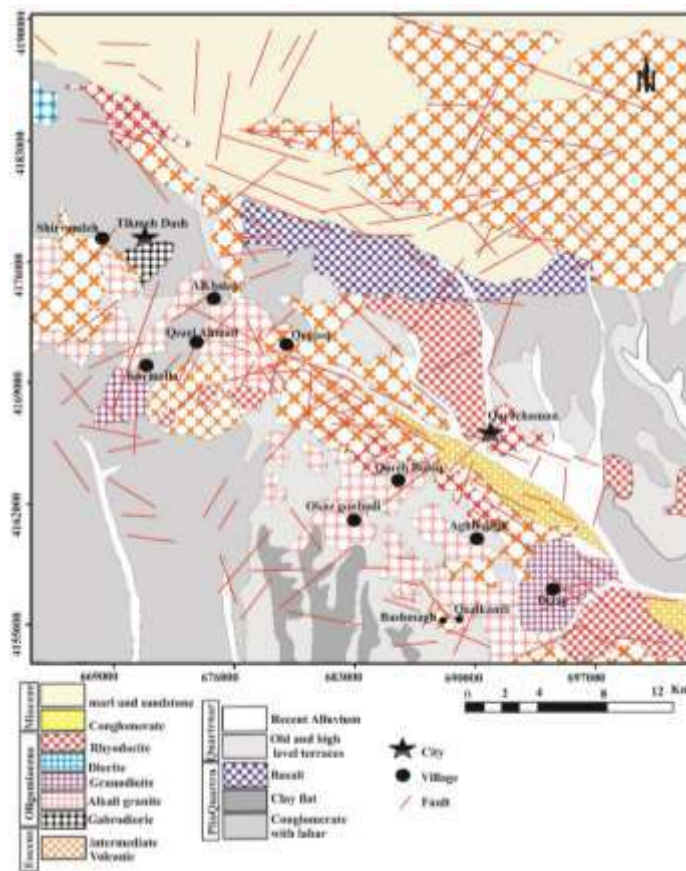
The Bostanabad-Hashtrood gabbro-diorite intrusive body in the southeast of Shirwandeh has intruded the Eocene volcanic-sedimentary rocks. The chemistry of the constituent minerals in this intrusive body shows that the plagioclases and clinopyroxenes have labradoritic and diopsidic composition. The thermometric considerations showed that the clinopyroxene was crystallized at temperatures around 1200°C. Based on  $Al^{VI}$  content (0.048-0.102) in the crystal lattice of the clinopyroxenes, it was ascertained that this mineral was formed under the pressure range of 6 to 9 kbars equivalent to depths between 19 and 28 km.

**Keywords:** Mineral chemistry, Clinopyroxene, Thermo-barometry, gabbro-diorite, Shirwandeh

### مقدمه

بسیاری از محققین معتقد هستند که ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ از سری ماگمایی سنگ میزبان تبعیت می‌کند (Princivalle *et al.*, 2004; Avanzinelli *et al.*, 2004; Zhu and Ogasawara, 2004). به همین دلیل، مطالعات سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها یکی از بهترین راه‌های شناخت فرآیندهای ماگمایی است که میتواند شرایط تبلور و فرایندهای تأثیرگذار بر تبلور کانی‌ها را با دقت بیشتری توضیح دهد (Molina *et al.*, 2009). در نوار ولکانو-پلوتونیک بستان آباد - میانه در جنوب شرقی شیروانده، توده‌های گابرو دیوریتی برونزد دارند. هدف از انجام این پژوهش، مطالعه پتروگرافی و شیمی کانی‌ها بخصوص کانی کلینوپیروکسن موجود در گابرو دیوریت‌های جنوب شیروانده می‌باشد و تلاش می‌شود فشار و دمای تبلور و فوگاسیته اکسیژن سنگ‌های مزبور طبق شیمی کانی کلینوپیروکسن تعیین شود.

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون البرز- آذربایجان است که در نوار ولکانو- پلوتونیک بستان آباد - میانه، توده‌های گابرودیوریتی در جنوب شرقی شیروان ده برونزد دارند. اساس نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان آباد (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۵)، هشترو (امینی آذر و غدیرزاده، ۱۳۷۱) و قره چمن (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳)، (شکل ۱)، مهمترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های ولکانیکی ائوسن، توده‌های نفوذی و گنبد‌های ساب ولکانیکی الیگوسن- میوسن، تناوبی از ماسه سنگ و مارن‌های میوسن و واحدهای آذرآواری پلیوسن- پلیستوسن مرتبط با آتشفشان سهند می‌باشند. واحدهای آتشفشانی ائوسن توسط انواع توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی قطع شده و هر دو مجموعه اغلب توسط واحدهای آذرآواری پلیوسن- پلیستوسن پوشیده شده است. در نوار بستان آباد- میانه، واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن دارای ترکیب حدواسط (سنگ‌های تراکی آندزیتی تا تراکی بازالتی) و سنگ‌های اسیدی با ترکیب ریولیتی- داسیتی و ایگنمبریتی است. توده‌های گرانیتوئیدی بصورت استوک‌های کوچک تا بزرگ واحدهای ائوسن را قطع نموده است. گرانودیوریت، مونزوگرانیت، مونزودیوریت اغلب در جنوب شرقی قره چمن و میکرو آلکالی گرانیت تا آپلیت در شمال هشترو رخمون دارند. گابرودیوریت در جنوب شرقی شیروان ده بصورت استوک و به ابعاد تقریبی دو کیلومتر در یک کیلومتر برونزد دارد (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه ساده شده از منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان آباد (Behrozi et al., 1997)، هشترو (Aminiazar and Ghadirzadeh, 1993) و قره چمن (Asadian et al., 1995).

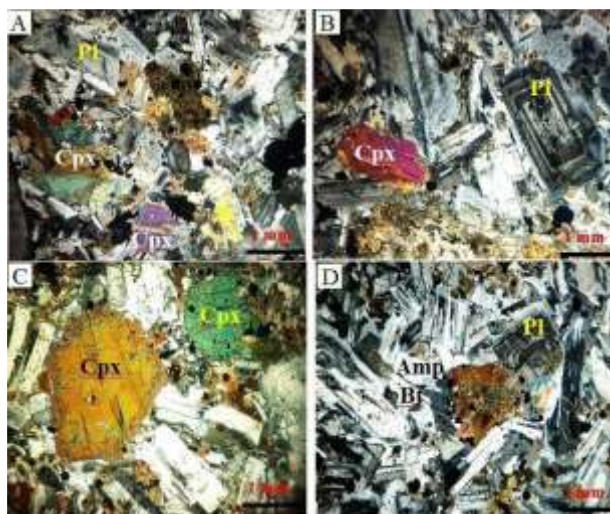


## روش پژوهش

پس از پیمایش های صحرایی بخش های مختلف واحد گابرو دیوریتی تیکمه داش، تعداد ۱۵ نمونه از بخش های با کمترین هوازدگی برداشت و مقاطع نازک جهت مطالعات میکروسکوپی و شناسایی کانی های موجود تهیه شد. در مرحله بعد، نمونه های مناسب جهت انجام آزمایشات ریز کاو الکترونی (EMPA) برای تعیین ترکیب کانیهای تشکیل دهنده گابرو دیوریت (پلاژیو کلاز، الیون، پیروکسن و بیوتیت) به آزمایشگاه آکادمی علوم چین (Academy of Sciences, Beijing, China) ارسال گردید. ابتدا از نمونه های سنگی، ۵ مقطع مناسب جهت انجام آزمایشات ریز کاو الکترونی تهیه و سطوح مقاطع توسط گرافیت پوشیده شدند. کانی های سیلیکاته منتخب مقاطع به تعداد ۴۲ نقطه با دستگاه EMPA با ولتاژ ۱۵ الکترون ولت و طول موج ۰/۰۰۱ نانومتر آنالیز گردیدند. در طی آنالیز، از کالیبراسیون (Element intensity cps/nA) برای عناصر Na, Mg, Al, Fe, Mn, Si, Ca, Cr, Ni, Ti استفاده شده است. همچنین، محاسبه مقادیر  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  توسط برنامه های کامپیوتری بر پایه روش (Papike et al., 1974) صورت گرفته است.

## پetroگرافی

در گابرو دیوریت شیروان ده کانی های پلاژیو کلاز کلسیک و کلینوپیروکسن به ترتیب بیشترین فراوانی را دارند. بیوتیت و کانی های کدر نیز در ترکیب سنگ حضور دارند. بافت اصلی این سنگ ها اغلب شامل گرانولار و ساب افیتیک می باشند (شکل ۲- الف و ب). در مقاطع نازک، پلاژیو کلاز اغلب بصورت ایدیومورفیک تا هیپ ایدیومورفیک و فراوانی ۴۵-۴۰ درصد حجمی، گاهی با زونینگ و منطقه بندی دیده می شود. (شکل ۲- ب). اندازه پلاژیو کلازها در حدود ۱ میلی متر بوده و ترکیب شیمیایی آنها بر حسب زاویه خاموشی (حدود ۵۵ درجه)، لابرادوریت تعیین شده است. برخی از پلاژیو کلازها دارای اذخال هایی از سوزنهای آپاتیت، اسفن و زیرکن می باشند. بلورهای کلینوپیروکسن با فراوانی ۳۵-۳۰ درصد با اندازه بیش از ۲ میلی متر به صورت نیمه شکل دار تا شکل دار بوده و زاویه خاموشی ۴۳ درجه نشان می دهند (شکل ۲- پ). بلورهای کلینوپیروکسن اغلب منطقه بندی و دوقلویی (شکل ۲- الف) و یا حاشیه پوئی کلیتیک نشان می دهند (شکل ۲- پ). بیوتیت ها در مقاطع نازک به رنگ قهوه ای کم رنگ تا پررنگ دیده می شوند (شکل ۲- ت). آمفیبول هیپ ایدیومورفیک از دیگر کانیهای فرعی مافیک بوده که کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می دهد. آمفیبول ها اغلب بصورت بلورهای ریز پرکننده در همجواری میکاها و کانیهای مافیک دیده می شوند (شکل ۲- ت).



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی کانیهای توده گابرو دیوریتی جنوب تیکمه داش در حالت XPL الف- بافت گرانولار، کلینوپیروکسن (Cpx) با منطقه بندی دوقلویی، ب- پلاژیو کلاز (Plg) زونه و بافت ساب افیتیک در گابرو دیوریت، پ- حاشیه پوئی کلیتیک در کلینوپیروکسها (Cpx)، ت- پلاژیو کلاز (Plg) زونه، آمفیبول (Am) و بیوتیت (Bt) در گابرو دیوریت. علائم استفاده شده برای معرفی کانی ها از Whitney and Evans (2010) می باشد.

## شیمی کانی پیروکسن

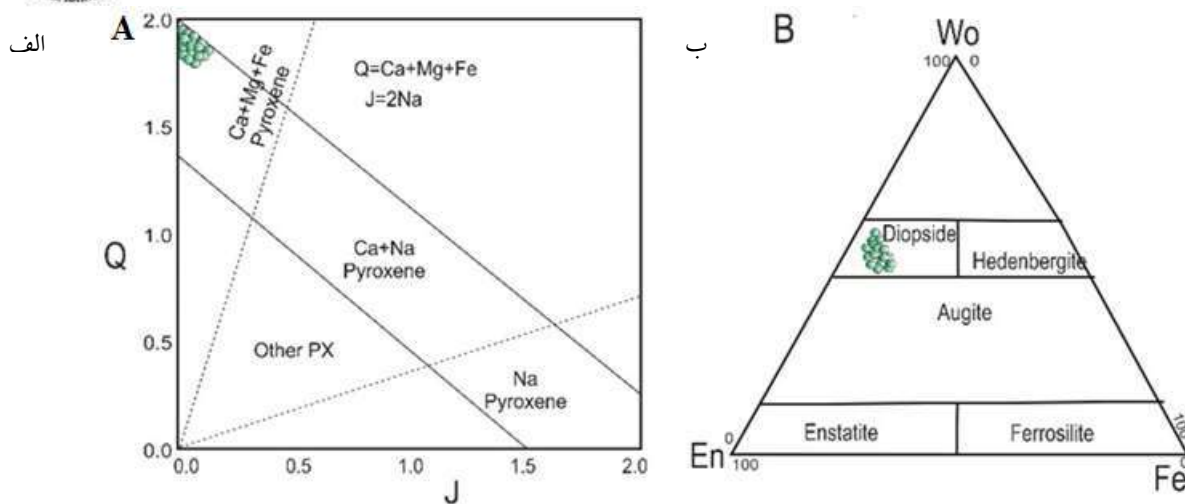
پیروکسن‌ها را با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها در جایگاه‌های  $M_1$  و  $M_2$  در فرمول عمومی ( $M_1M_2T_2O_6$ ) به گروه‌های مختلفی رده‌بندی می‌کنند. کانی پیروکسن در گابرو دیوریت جنوب تیکمه‌داش اغلب به شکل بلورهای درشت بوده و تعداد ۱۷ نقطه از آنها مورد بررسی ریزپردازشی قرار گرفتند. در کلینوپيروکسن‌های منطقه بخش‌های میانی ترکیب متغیر دارند و منطقه بندی نوسانی نشان می‌دهند. منطقه بندی بیشتر پیامد نوسان در میزان اکسیدهای منیزیم، آهن، کلسیم، تیتانیم و آلومینیم می‌باشد. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Q در برابر J (Morimoto et al., 1988) با مقادیر Q از ۱/۷۹ تا ۱/۸۴ و مقادیر J از ۰/۰۷ تا ۰/۰۹، در محدوده پیروکسن‌های Fe و Mg و Ca دار قرار می‌گیرد (شکل ۳-الف و جدول ۱). ترکیب عمومی پیروکسن‌ها در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Deer et al., 1992) با ترکیب  $Wo_{44-46}$  و  $En_{41-43}$  و  $Fs_{13-15}$  در محدوده دیوپسید واقع شده است (شکل ۳-ب و جدول ۱).

جدول ۱- نتایج تجزیه میکروپروب کلینوپيروکسن در گابرو دیوریت جنوب تیکمه‌داش بر اساس شش اتم اکسیژن.

| Rim-Cor   | Px.gb<br>R1-1 | Px.gb<br>R1-2 | Px.gb<br>C1-3 | Px.gb<br>C1-4 | Px.gb<br>C1-5 | Px.gb<br>C1-6 | Px.gb<br>R1-7 | Px.gb<br>R1-8 |
|---|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>  | 50.79         | 50.94         | 50.97         | 50.97         | 50.66         | 50.67         | 50.67         | 50.69         |
| TiO <sub>2</sub>  | 0.57          | 0.56          | 0.48          | 0.45          | 0.53          | 0.49          | 0.49          | 0.52          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                          | 3.25          | 3.28          | 3.48          | 3.55          | 2.98          | 3.2           | 3.5           | 3.27          |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                          | 0.18          | 0.12          | 0.12          | 0.09          | 0.11          | 0.14          | 0.14          | 0.12          |
| FeO   | 7.92          | 7.88          | 7.68          | 7.83          | 7.67          | 7.56          | 7.56          | 7.68          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                          | 2.07          | 2.06          | 1.98          | 1.95          | 2.03          | 1.99          | 1.99          | 2.02          |
| MnO   | 0.29          | 0.22          | 0.19          | 0.18          | 0.2           | 0.18          | 0.18          | 0.21          |
| MgO   | 13.7          | 13.54         | 13.36         | 13.42         | 13.74         | 13.4          | 13.32         | 13.29         |
| CaO   | 20.56         | 20.64         | 21.21         | 20.76         | 20.49         | 20.79         | 20.83         | 20.96         |
| Na <sub>2</sub> O                                       | 0.5           | 0.55          | 0.61          | 0.55          | 0.57          | 0.58          | 0.58          | 0.6           |
| K <sub>2</sub> O  | 0.01          | 0.01          | 0.02          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.02          | 0.01          |
| Total   | 99.84         | 99.8          | 100.1         | 99.76         | 98.99         | 99.01         | 99.28         | 99.37         |
| Formula   | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          |
| Si  | 1.9           | 1.9           | 1.9           | 1.9           | 1.91          | 1.91          | 1.9           | 1.9           |
| Ti  | 0.02          | 0.02          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          |
| Al  | 0.14          | 0.14          | 0.15          | 0.16          | 0.13          | 0.14          | 0.15          | 0.14          |
| Cr  | 0.01          | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             |
| Fe <sup>3+</sup>  | 0.06          | 0.06          | 0.06          | 0.05          | 0.06          | 0.06          | 0.06          | 0.06          |
| Fe <sup>2+</sup>  | 0.25          | 0.25          | 0.24          | 0.24          | 0.24          | 0.24          | 0.24          | 0.24          |
| Mn  | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          |
| Mg  | 0.76          | 0.75          | 0.74          | 0.75          | 0.77          | 0.75          | 0.75          | 0.74          |
| Ca  | 0.82          | 0.83          | 0.85          | 0.83          | 0.83          | 0.84          | 0.84          | 0.84          |
| Na  | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          |
| K   | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             |
| Total   | 4             | 4             | 4             | 4             | 4             | 4             | 4             | 4             |
| En  | 0.42          | 0.41          | 0.41          | 0.41          | 0.42          | 0.41          | 0.41          | 0.41          |
| Fs  | 0.13          | 0.13          | 0.13          | 0.13          | 0.13          | 0.13          | 0.13          | 0.13          |
| Wo  | 0.45          | 0.45          | 0.46          | 0.46          | 0.45          | 0.46          | 0.46          | 0.46          |
| Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )                               | 0.63          | 0.63          | 0.64          | 0.63          | 0.64          | 0.64          | 0.64          | 0.63          |
| Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> ) | 0.81          | 0.81          | 0.81          | 0.82          | 0.81          | 0.81          | 0.81          | 0.81          |
| Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)                | 0.24          | 0.25          | 0.24          | 0.25          | 0.24          | 0.24          | 0.24          | 0.24          |
| Al/(Al+Fe <sup>3+</sup> +Cr)                            | 0.69          | 0.7           | 0.72          | 0.73          | 0.69          | 0.7           | 0.72          | 0.71          |
| Cr#   | 0.04          | 0.02          | 0.02          | 0.02          | 0.02          | 0.03          | 0.03          | 0.02          |
| Q   | 1.83          | 1.83          | 1.83          | 1.82          | 1.84          | 1.83          | 1.82          | 1.83          |
| J   | 0.07          | 0.08          | 0.09          | 0.08          | 0.08          | 0.08          | 0.08          | 0.09          |
| Y <sub>PT</sub>   | -26.75        | -26.8         | -27.02        | -26.96        | -26.77        | -26.8         | -26.86        | -26.73        |
| X <sub>PT</sub>   | 37.76         | 37.76         | 37.75         | 37.61         | 37.66         | 37.53         | 37.41         | 37.6          |
| T(Nimis and Taylor, 2000)                               | 1212          | 1211          | 1216          | 1218          | 1215          | 1216          | 1218          | 1212          |
| P(Putirka, 2008)  | 6             | 7             | 6.4           | 6.7           | 6.2           | 6.3           | 6.6           | 6.6           |
| h(Km)   | 19            | 22            | 20            | 21            | 20            | 20            | 21            | 21            |

|   | Px.gb<br>R2-1 | Px.gb<br>R2-2 | Px.gb<br>R2-3 | Px.gb<br>C2-4 | Px.gb<br>C2-5 | Px.gb<br>C2-6 | Px.gb<br>R2-7 | Px.gb<br>R2-8 | Px.gb<br>R2-9 |
|---|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>  | 50.84         | 50.85         | 50.9          | 50.92         | 50.64         | 50.71         | 50.73         | 50.97         | 50.98         |
| TiO <sub>2</sub>  | 0.48          | 0.48          | 0.47          | 0.45          | 0.47          | 0.41          | 0.42          | 0.4           | 0.4           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                          | 3.53          | 3.54          | 3.59          | 3.68          | 3.06          | 3.08          | 3.16          | 3.16          | 3.18          |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                          | 0.2           | 0.2           | 0.17          | 0.17          | 0.12          | 0.09          | 0.07          | 0.04          | 0.07          |
| FeO   | 7.56          | 7.53          | 7.45          | 7.45          | 8.3           | 8.32          | 8.18          | 8.17          | 8.16          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                          | 1.98          | 1.98          | 1.97          | 1.95          | 1.97          | 1.91          | 1.92          | 1.9           | 1.9           |
| MnO   | 0.18          | 0.19          | 0.17          | 0.16          | 0.14          | 0.14          | 0.13          | 0.11          | 0.11          |
| MgO   | 13.29         | 13.13         | 13.12         | 13.1          | 13.32         | 12.99         | 12.94         | 12.93         | 12.9          |
| CaO   | 20.77         | 20.71         | 20.72         | 20.51         | 20.09         | 19.44         | 19.64         | 19.37         | 19.63         |
| Na <sub>2</sub> O                                       | 0.56          | 0.56          | 0.57          | 0.58          | 0.57          | 0.58          | 0.6           | 0.6           | 0.6           |
| K <sub>2</sub> O  | 0.01          | 0.01          | 0.02          | 0.02          | 0.01          | 0.01          | 0             | 0.02          | 0.01          |
| Total   | 99.4          | 99.18         | 99.15         | 98.99         | 98.69         | 97.68         | 97.79         | 97.67         | 97.94         |
| Formula   | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          | 6(O)          |
| Si  | 1.91          | 1.91          | 1.91          | 1.92          | 1.92          | 1.94          | 1.94          | 1.95          | 1.94          |
| Ti  | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          |
| Al  | 0.16          | 0.16          | 0.16          | 0.16          | 0.14          | 0.14          | 0.14          | 0.14          | 0.14          |
| Cr  | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             |
| Fe <sup>3+</sup>  | 0.06          | 0.06          | 0.06          | 0.06          | 0.06          | 0.05          | 0.06          | 0.05          | 0.05          |
| Fe <sup>2+</sup>  | 0.24          | 0.24          | 0.23          | 0.23          | 0.26          | 0.27          | 0.26          | 0.26          | 0.26          |
| Mn  | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0.01          | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             |
| Mg  | 0.74          | 0.74          | 0.74          | 0.74          | 0.75          | 0.74          | 0.74          | 0.74          | 0.73          |
| Ca  | 0.83          | 0.83          | 0.83          | 0.83          | 0.81          | 0.8           | 0.8           | 0.79          | 0.8           |
| Na  | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          | 0.04          |
| K   | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             | 0             |
| Total   | 4             | 4             | 4             | 4             | 4             | 4             | 4             | 4             | 4             |
| En  | 0.41          | 0.41          | 0.41          | 0.41          | 0.41          | 0.41          | 0.41          | 0.41          | 0.41          |
| Fs  | 0.13          | 0.13          | 0.13          | 0.13          | 0.14          | 0.15          | 0.15          | 0.15          | 0.14          |
| Wo  | 0.46          | 0.46          | 0.46          | 0.46          | 0.45          | 0.44          | 0.45          | 0.44          | 0.45          |
| Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )                               | 0.64          | 0.64          | 0.64          | 0.64          | 0.62          | 0.61          | 0.61          | 0.61          | 0.61          |
| Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> ) | 0.81          | 0.81          | 0.81          | 0.81          | 0.82          | 0.83          | 0.83          | 0.83          | 0.83          |
| Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Mg)                | 0.24          | 0.24          | 0.24          | 0.24          | 0.26          | 0.26          | 0.26          | 0.26          | 0.26          |
| Al/(Al+Fe <sup>3+</sup> +Cr)                            | 0.72          | 0.72          | 0.72          | 0.73          | 0.7           | 0.71          | 0.71          | 0.72          | 0.72          |
| Cr#   | 0.04          | 0.04          | 0.03          | 0.03          | 0.03          | 0.02          | 0.01          | 0.01          | 0.01          |
| Q   | 1.81          | 1.81          | 1.8           | 1.8           | 1.83          | 1.8           | 1.8           | 1.79          | 1.8           |
| J   | 0.08          | 0.08          | 0.08          | 0.08          | 0.08          | 0.09          | 0.09          | 0.09          | 0.09          |
| Y <sub>PT</sub>   | -26.91        | -26.83        | -26.9         | -26.91        | -26.37        | -26.17        | -26.25        | -26.32        | -26.36        |
| X <sub>PT</sub>   | 37.44         | 37.35         | 37.32         | 37.18         | 37.5          | 37.12         | 37.11         | 37.09         | 37.18         |
| T(Nimis and Taylor, 2000)                               | 1219          | 1219          | 1220          | 1222          | 1206          | 1207          | 1208          | 1210          | 1209          |
| T(Putirka, 2008)  | 1229          | 1229          | 1230          | 1230          | 1222          | 1223          | 1224          | 1224          | 1224          |
| P(Putirka, 2008)  | 6.6           | 6.8           | 6.8           | 7.1           | 7.6           | 8.6           | 8.6           | 8.9           | 8.6           |
| h(Km)   | 21            | 22            | 22            | 23            | 23            | 27            | 27            | 28            | 27            |

کلینوپیروکسن‌های با عدد منیزیم کمتر از ۸۶٪ محصول تفریق ماگما هستند (Lebas, 1962; Deer *et al.*, 1992). با توجه به اینکه تمام نمونه‌های مورد مطالعه  $Mg\# > 70\%$  دارند، می‌توان تمام نمونه‌ها را حاصل تفریق ماگمایی دانست. به نظر Helz (1973) توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت وجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما در محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است. برای تعیین میزان آب محیط تبلور کلینوپیروکسن از نمودار Al<sup>VI</sup> در مقابل Al<sup>IV</sup> از Coltorti *et al.*, (2007) استفاده شده است. نمودار مزبور، آبدار بودن ماگمای مولد نمونه‌های مورد مطالعه را تا حدود ۱۰ درصد نشان می‌دهد (شکل ۴-الف).



شکل ۳-الف- ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌ها (Morimoto et al., 1988) که در محدوده پیروکسن‌های آهن-منیزیم کلسیم‌دار قرار گرفته‌اند. ب- ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بر روی نمودار مثلثی انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo) و فروسیلیت (Fs) (Deer et al., 1992) که در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرند.

### ترمومتری

برای ترمومتری تک کانی کلینوپیروکسن از روش ترسیمی (Soesoo., 1997) با تعیین پارامترهای محاسباتی YPT و XPT می‌توان استفاده کرد که در این روش پارامترهای YPT و XPT با فرمول ۱ و ۲ و بر اساس داده‌های ترکیب پیروکسن محاسبه می‌شوند:

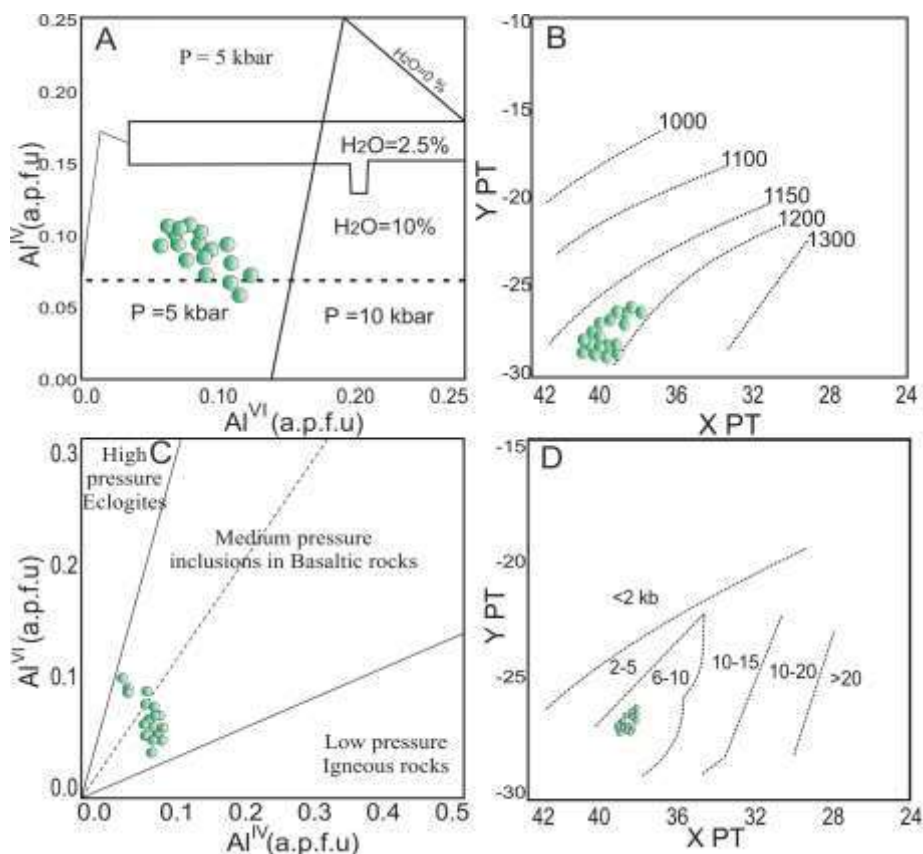
- 1)  $XPT = 0.446 \text{ SiO}_2 + 0.187 \text{ TiO}_2 - 0.404 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{ FeO}^{\text{Total}} - 0.052 \text{ MnO} + 0.309 \text{ MgO} + 0.431 \text{ CaO} - 0.446 \text{ Na}_2\text{O}$ .
- 2)  $YPT = -0.369 \text{ SiO}_2 + 0.535 \text{ TiO}_2 - 0.317 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{ FeO}^{\text{Total}} + 0.235 \text{ MnO} - 0.516 \text{ MgO} - 0.167 \text{ CaO} - 0.153 \text{ Na}_2\text{O}$

مقدار XPT برای نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۳۷/۰۹ تا ۳۷/۷۶ و مقدار YPT در محدوده ۲۷/۲ تا ۲۶/۱۷- است. بر اساس این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ۱۱۷۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود (شکل ۴-ب). علاوه بر این، در ترمومتری تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از فرمول ارائه شده توسط Nimis and Taylor (2000) برای نمونه‌های کانی کلینوپیروکسن استفاده شده است که به صورت فرمول (۳) محاسبه می‌شود:

$$3) \quad T(K^{\circ}) = 23166 + 39.28 (P \text{ kbar}) / 13.25 + 15.35 \text{Ti} + 4.5 \text{Fe} - 1.55 (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na} + \text{K}) + (\text{Lna}^{\text{Cpx}}_{\text{en}})^2$$

با توجه به محاسبات بعمل آمده طبق این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها ۱۲۰۶ تا ۱۲۲۲ درجه سانتی‌گراد با تغییرات  $\pm 50$  می‌باشد (جدول ۱). دماسنجی کانی کلینوپیروکسن به روش Putirka (2008) طبق رابطه ۴ نیز میانگین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها را ۱۲۲۲ تا ۱۲۳۰ درجه سانتی‌گراد با تغییرات  $\pm 50$  مشخص می‌کند (جدول ۱).

$$4) \quad T(K) = 93100 + 544 P(\text{kbar}) / 61.1 + 36.6 X_{\text{Ti}}^{\text{cpX}} + 10.9 (X_{\text{Fe}}^{\text{cpX}}) - 0.95 (X_{\text{Al}}^{\text{cpX}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpX}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpX}} - X_{\text{K}}^{\text{cpX}}) + 0.395 [(\ln a_{\text{En}}^{\text{cpX}})]^2$$



شکل ۴-الف- توزیع آلومینیوم تتراندی و اکتاندی در کلینوپیروکسن‌ها (Coltorti et al., 2007)، نشانگر آب محیط تبلور در حدود ۱۰٪ می‌باشد. ب- نمودار تعیین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های گابرویدیوریت طبق نمودار (Soesoo (1997)، در محدوده دمایی ۱۲۰۰ قرار دارد. پ- نمودار تغییرات  $Al^{VI}$  در برابر  $Al^{IV}$ ، برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن (Aoki and Shiba, 1973). نمونه‌ها در محدوده فشار متوسط قرار گرفته است. ت- در نمودار تغییرات XPT در برابر YPT، برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن از (Soesoo (1997)، نمونه‌ها در محدوده فشار ۶ تا ۸ کیلو بار قرار گرفته است.

## بارومتري

به منظور بررسی‌های دما - فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های گابرویدیوریت جنوب شرقی شیروانده می‌توان از روش‌های ارائه شده بر پایه تعادل میان کلینوپیروکسن - مذاب و یا ترکیب تک بلور کلینوپیروکسن استفاده کرد. در روش تک بلور کلینوپیروکسن، به نظر بسیاری از محققان می‌توان از نسبت  $Al^{VI}/Al^{IV}$  پیروکسن‌ها برای تعیین فشار تبلور استفاده کرد (Helz, 1973; Aoki and Shiba, 1973; Wass, 1979). در نمودار نسبت  $Al^{VI}/Al^{IV}$  (Aoki and Shiba, 1973)، نمونه‌های مورد مطالعه در منطقه فشار متوسط مربوط به سنگ‌های آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۴-پ). همچنین، برای تعیین فشار محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه از نمودار فشارسنجی (Soesoo (1997) استفاده شد که نشانگر فشار تشکیل ۶ تا ۸ کیلو بار می‌باشد (شکل ۴-ت). همچنین، مطالعات جدید نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در شرایط دما و فشار مختلف، دچار تغییر می‌شود؛ بنابراین شرایط

P-T ماگما نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن ها دارد (Bindi *et al.*, 1999; Aydin *et al.*, 2009). کلینوپیروکسن های موجود در ماگماهای بازیک، در فشارهای مختلف ضمن تغییرات شیمیایی در ترکیب کانی شناسی خود، پایدار هستند.

$$P(Kbar) = -88.3 + 2.82 \times 10^{-3} T(K) \ln \left[ \frac{Jd^{Cpx}}{(Na^{liq} Al^{liq} (Si^{liq})^2)} \right] + 2.19 \times 10^{-2} T(K) - 25.1 \ln(Ca^{liq} Si^{liq}) + 7.03 [(Mg^{liq})] + 12.4 \ln(Ca^{liq}) \quad (5)$$

مدل سازی ساختار بلوری، روش مهمی برای برآورد تغییرات ساختمانی در کلینوپیروکسن ها است. (Dal Negro *et al.*, 1987)

نشان دادند که عامل های ساختاری پیروکسن ها می تواند در مشخص کردن شرایط پتروژنز آن ها بکار گرفته شود و می توان برای آن معادله عددی طراحی کرد. بر همین مبنا، Putirka (2008) فرمول ۵ را برای محاسبه فشار تشکیل کانی کلینوپیروکسن بر مبنای ترکیب شیمیایی آن طراحی کرد. طبق این فرمول، فشار تشکیل کانی های مورد مطالعه از ۶ تا ۹ کیلو بار محاسبه شده است (جدول ۱).

## نتیجه گیری

گابرو دیوریت جنوب شرقی شیروانده دارای کانی های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت، آمفیبول و تیتانومگنتیت می باشند. کلینوپیروکسن های موجود در این سنگها از نوع کلینوپیروکسن های کلسیم-منیزیم-آهن دار و از نوع دیوپسیدمی باشد. بررسی های دما سنجی نشان دهنده تبلور کلینوپیروکسن ها در گستره دمایی حدود ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد می باشد. با توجه به نمودار و روابط فشار سنجی، فشار به دست آمده هنگام تبلور این کانی ها بین ۶ تا ۹ کیلو بار تعیین شده است که عمق تبلور این کانی ها را می توان حدود ۱۹ تا ۲۸ کیلومتر برآورد کرد. تبلور کلینوپیروکسن ها در فشار متوسط بوده و حضور آهن به صورت  $Fe^{3+}$  در خلال تبلور، نشان دهنده شرایط اکسایشی ماگمای در حال صعود بوده است.

## مراجع

- امینی آذر، ر.، غدیرزاده، ا. ۱۳۷۱. نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هشت رود، سازمان زمین شناسی کشور.
- بهریزی، ا.، امینی آذر، ا. ۱۳۷۵. نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد، سازمان زمین شناسی کشور.
- اسدیان، و.، امینی فضل، ا.، خداپنده، ا. ۱۳۷۳. نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ قره چمن، سازمان زمین شناسی کشور.
- Aoki, K.I. and Shiba, I. (1973) Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata, Japan. *Lithos* 6: 41-51. [http://dx.doi.org/10.1016/0024-4937\(73\)90078-9](http://dx.doi.org/10.1016/0024-4937(73)90078-9)
- Avanzinelli, R., Bindi, L., Menchetti, S. and Conticelli, S. (2004) Crystallization and genesis of per alkaline magmas from Pantelleria volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical. *Lithos* 73(1-2): 41-69. DOI:10.1016/j.lithos.2003.10.007
- Aydin, F., Karsli, O. and Chen, B. (2008) Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 104: 249-266. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.12.010>
- Bindi, L., Cellai, D., Melluso, L., Conticelli, S., Morra, V. and Menchetti, S. (1999) Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy. *Lithos* 46: 259-274.



- Dal Negro, A., Cundari, A., Piccirillo, E.M., Molin, G.M. and Umana, D. (1986) Distinctive crystal chemistry and site configuration of the clinopyroxene from alkali basaltic rocks. The Nyambeni clinopyroxene suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92: 35-43. DOI:10.1007/BF00373961
- Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., Oreilly S.Y. and Powell W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos* 99: 68-84. Doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An Introduction to Rock forming minerals*. 2<sup>nd</sup> edition, single chain silicates. Longman, London, UK.
- Helz, R. T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at  $P_{H_2O} = 5$  kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology* 17: 139-193.
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G. and Bea, F. (2009) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 158: 69-98. DOI:10.1007/s00410-008-0371-4
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K.I. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: 535 – 555.
- Nimis, P. and Taylor, W. R. (2000) Single clinopyroxene Thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of the Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 541-554.
- Papike, J.J., Cameron, K.L. and Baldwin, K. (1974) Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geology Society of America* 6: 1053-1054.
- Princivalle, F., Tirone, M. and Comin-Chiaramonti, P. (2000) Clinopyroxenes from metasomatized spinel-peridotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications. *Mineralogy and Petrology* 70: 25-35.
- Putirka, K. D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119: 55-60. <http://dx.doi.org/10.1080/11035899709546454>
- Wass, S.Y. (1979) Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos* 12:115-132. DOI:10.1016/0024-4937(79)90043-4
- Whitney, D.L. and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95:185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Zhu, Y. and Ogasawara, Y. (2004) Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in, trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 517-527. Doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00091-9



## ارزیابی توسعه کارست بر اساس هیدروژئولوژی چشمه‌های کارستی استان اردبیل و بررسی نقش تکتونیک و لیتولوژی در توسعه آن

عبدالرضا واعظی هیر<sup>۱</sup>، مهری تبرمایه<sup>۲\*</sup>، فاطمه زاهد<sup>۳</sup>، پریسا غفاری<sup>۴</sup>، نسترن مصطفایی<sup>۵</sup>، سنور حبیب حسین<sup>۶</sup>

- استاد تمام گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

r.vaezi@tabrizu.ac.ir

۲- ریسرچر پسا دکتري، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

[mehritabarmayeh@yahoo.com](mailto:mehritabarmayeh@yahoo.com)

۳، ۴، ۵- دانش آموخته کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

[f.zahed74@gmail.com](mailto:f.zahed74@gmail.com)<sup>۳</sup>، [zaminshenas.urmo@gmail.com](mailto:zaminshenas.urmo@gmail.com)<sup>۴</sup>، [nastaran\\_mostafayi@yahoo.com](mailto:nastaran_mostafayi@yahoo.com)<sup>۵</sup>، [snwr.hasib10@gmail.com](mailto:snwr.hasib10@gmail.com)<sup>۶</sup>

### چکیده

بررسی ساختار منطقه و ویژگی‌های هیدروژئولوژی چشمه‌های کارستی می‌تواند راهنمای مناسبی برای ارزیابی توسعه کارست در یک منطقه باشد. بدین منظور در این پژوهش، از نقشه زمین‌شناسی استان اردبیل برای مشخص کردن سازندهای زمین‌شناسی منطقه، از لایه‌های رقومی شده سایت زمین‌شناسی برای موقعیت غارها و از داده‌های دبی و هیدروشیمی چشمه‌ها (EC, pH) برای بررسی هیدروژئولوژی چشمه‌های کارستی استفاده گردید. بر اساس نتایج حاصل، مساحت واحدهای کارستی استان اردبیل حدود ۷۴/۵۳ کیلومتر مربع برآورد گردید؛ که ۰/۴۲ درصد از مساحت کل استان را به خود اختصاص می‌دهد. بر اساس نتایج بررسی چشمه‌ها، ۰/۳۷ درصد از کل چشمه‌های موجود در استان اردبیل، شامل ۱۲ دهنه چشمه با آبدهی ۳۷۸۴۰۰ لیتر بر ثانیه، از نوع چشمه‌های کارستی می‌باشد. حداکثر و حداقل دبی این چشمه‌ها به ترتیب برابر با ۶ و ۰/۱ لیتر بر ثانیه بوده که بر روی سازندهای زمین‌شناسی آهک کرتاسه شکل گرفته‌اند. دبی پایین اکثر چشمه‌های کارستی حاکی از توسعه سیستم جریان افشان در واحدهای کارستی استان اردبیل می‌باشد. نتایج حاصل از بررسی غارها نشان می‌دهد که از بین ۴۶ غار شناسایی شده در منطقه، هیچکدام از آن‌ها روی واحدهای کارستی شکل نگرفته‌اند؛ بلکه غالباً بر روی واحدهایی با تخلخل یگانه تشکیل شده‌اند. همچنین اکثر غارهای منطقه به جز تعداد معدودی در شمال و جنوب استان در محدوده‌ی بدون گسل تشکیل شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** کارست، اردبیل، چشمه‌های کارستی، غار، هدایت الکتریکی.

### Evaluation of karst development based on hydrogeological characteristics of karst springs and investigation the role of tectonic and lithology on its development (Case study: Ardabil province)

#### Abstract

The purpose of this study is to investigate karst units and caves in Ardabil province. Therefore, in this research, the 1:100000 geological map of Ardabil province, the digitized layers of the geological site, and hydrochemistry data of the spring including EC and pH obtained from the regional water authority of the province have been employed to investigate the geological formations of the region, the location of the cave and to study the hydrogeological characteristic of spring, respectively.

Based on the results, the area of karst units in Ardabil province was estimated to be about 74.53 Km<sup>2</sup>, which covers 0.42% of the total area of the province. These units encompass 37% of total springs with a discharge an about 378,400 (l/year). The maximum and minimum flow rates of these springs are 6 and 0.1 liters per second, respectively, which are formed on the geological formations of Cretaceous lime. The karst development system seems to be diffusely dominated in this province. Also, the results of the cave survey show that among the 46 caves identified in the region, none of them were formed on karst units, but mostly on units with single porosity. Also, the results of the Roz diagram indicated that the orientation of faults in the region, which are mostly located in the northern and southern parts of the province, are mostly east-west.

**Key words:** Ardabil, Karstic spring, Cave, Karst, Electrical conductivity.

## ۱- مقدمه

کارست به ناحیه‌ای اطلاق می‌شود که هیدرولوژی و مورفولوژی ویژه‌ی دارد و این ویژگی به حلالیت بسیار زیاد و توسعه تخلخل ثانویه و عوامل تکنیکی این مناطق نسبت داده می‌شود (فورد و ویلیامز، ۱۹۹۴). کارست به عنوان یک پدیده ژئومورفیک، حاصل فرآیندهای متعددی است که در پهنه‌های آهکی و در شرایط اقلیمی، زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی گوناگون رخ می‌دهد و آثار آن به شکل‌های مختلف از قبیل گودال‌ها و غارها در سطح و زیر زمین دیده می‌شود. پدیده‌های کارستی حاصل دخالت مشترک مورفودینامیک درونی (ساختار زمین‌شناسی و لیتولوژی) و بیرونی (اقلیم، ارتفاع، پوشش گیاهی و زمان) است (جعفری و ناصری، ۱۳۹۸). ترکیب سنگی و ویژگی‌های آن و همچنین عوامل ساختاری مثل گسل‌ها اهمیت زیادی در تحول و توسعه کارست دارند (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۵). افزون بر متغیرهای یاد شده برخی عوامل دیگر نیز در گسترش محلی کارست و کارست‌های ژرف مؤثرند که از جمله آن‌ها می‌توان به گازهای  $H_2S$  و  $CO_2$  منشأ میدان‌های نفتی یا فعالیت‌های آتشفشانی اشاره کرد (ابراهیمی و سیف، ۱۳۹۴). سنگ‌هایی که قابلیت کارستی شدن دارند به دو دسته سنگ‌های کربناته (آهک و دولومیت) و سنگ‌های تبخیری (نمک و گچ) تقسیم می‌شوند. چشمه‌های کارستی پدیده‌هایی هستند که می‌توان اطلاعات کاملی از عملکرد کل سیستم کارست در یک ناحیه به دست آورد (باکالویسیز، ۲۰۰۵). خصوصیات فیزیکی و شیمیایی چشمه‌ها، می‌تواند بهترین گزینه برای ارزیابی فرآیندهای حاکم بر مسیر زهکشی در مناطق کارستی باشند. یکی از این خصوصیات دبی و هدایت الکتریکی می‌باشد که برای تعیین میزان درجه توسعه کارست شدگی مورد استفاده قرار می‌گیرد (ملکی و همکاران، ۱۳۹۷). به طوریکه ژاکسون و لانگکیور (۱۹۷۴) به منظور تعیین نوع جریان در آبخوان‌های کارستی از تغییرات هدایت الکتریکی و دبی چشمه‌ها استفاده کرده‌اند. چشمه‌هایی با دبی بالاتر و  $EC$  پایین حاکی از توسعه کارست و وجود کانال‌ها در سیستم کارست و دبی پایین با  $EC$  بالاتر دلالت بر توسعه یافتگی ضعیف سیستم کارستی دارد (واعظی و همکاران، ۱۳۹۷). غارها به عنوان یکی از لندفرم‌های مهم کارستی هستند که عوامل توسعه آن‌ها از روی شکل سطح مقطع آن‌ها قابل شناسایی می‌باشد (واعظی هیر و قره‌خانی، ۱۳۹۲). به طوریکه غارهایی با سطح مقطع نامنظم در اثر عوامل تکنیکی (ساختار کنترل) و غارهایی با سطح مقطع شبیه دایره یا بیضی عموماً در اثر عامل هیدرولیکی آب ایجاد می‌شوند (هیدرولیک کنترل) (واعظی هیر و همکاران، ۱۳۹۸؛ قره‌خانی و همکاران، ۱۳۹۲). در برخی موارد غارها به صورت مصنوعی و توسط انسان بصورت حفره‌هایی در دل صخره‌ها حفر می‌شوند که از دایره مطالعات زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی خارج می‌باشند.

در مورد غارها بهترین و کامل‌ترین مدل نحوه تشکیل غارها، توسط پالم (۱۹۹۱) ارائه و در سال ۲۰۰۷ این الگو تکمیل و بازنویسی شده است که در آن نقش تکنیک در ژنز و شکل‌گیری غارها به خوبی بیان شده است. فیلیپینی و همکاران (۲۰۱۸) در پژوهشی به بررسی سه چشمه مجاور هم در منطقه آلبی پرداختند و به این نتیجه رسیدند که این چشمه‌ها هم از نظر هیدروشیمی و هم از نظر دبی خروجی با هم تفاوت دارند. بنابراین در سیستم‌های کارستی حتی چشمه‌های نزدیک هم که در ظاهر از یک کوه تغذیه می‌شوند، می‌تواند حوضه‌ی تغذیه‌ی این چشمه با هم تفاوت داشته و رفتار هیدرولوژیکی و ژئوشیمیایی متفاوتی داشته باشند. تیرلا و ویجولی (۲۰۱۳) در تحقیقی که بر روی آهک‌های ریفی ژوراسیک بالایی واقع در رومانی، به ضخامت ۲۰۰ متر، متعلق به سازند مونت پاترا انجام داده‌اند به این نتیجه رسیده‌اند که آهک‌های مذکور طاق‌دیزی را تشکیل می‌دهند که در خط الراس آن شکستگی‌های کششی عرضی عمود بر جهت لایه بندی موجب توسعه کارست شده‌اند.

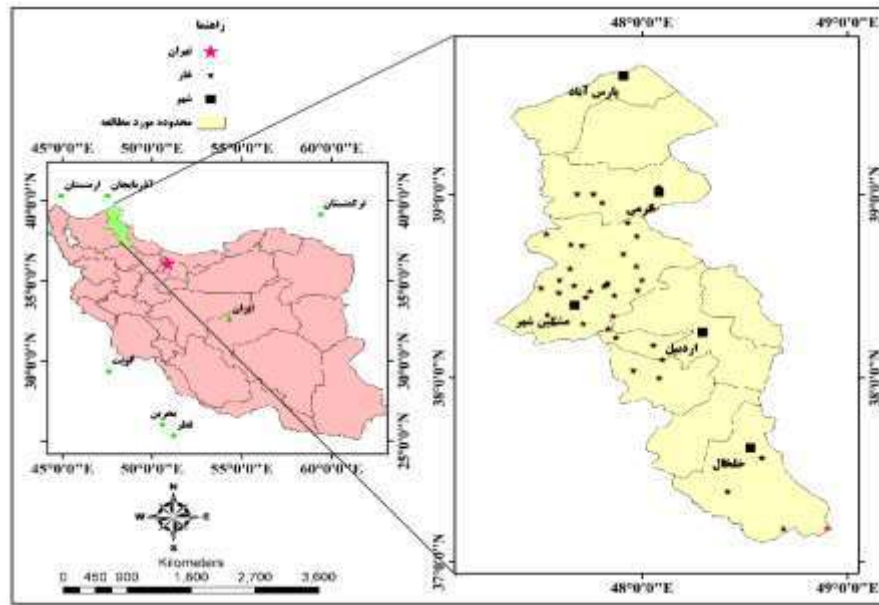
زروش و همکاران (۱۳۹۳) با استفاده از تلفیق منطق فازی و روش تحلیل سلسه مراتبی به ارزیابی پتانسیل توسعه کارست در تاق‌دیس کبیر کوه استان ایلام پرداختند و به این نتیجه رسیدند که مهم‌ترین پارامتر تاثیرگذار در توسعه کارست منطقه، پارامتر سنگ‌شناسی می‌باشد. بهرامی و همکاران (۱۳۹۵) به ارزیابی توسعه کارست با استفاده از ویژگی‌های هیدرودینامیکی و هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های کارستی در تاق‌دیس قالججه و توده پراو بیستون زاگرس پرداختند و به این نتیجه رسیدند که درجه کارست شدگی در توده پراو بیشتر از تاق‌دیس قالججه می‌باشد. در این پژوهش بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی مشخص گردید درجه خلوص بالای آهک بیستون نسبت به آسماری دلیل ایجاد جریان انتشاری-مجرایی بیستون نسبت به جریان انتشاری آبخوان قالججه می‌باشد.

هدف مقاله حاضر این است که ابتدا مناطق دارای واحدهای کارستی در استان اردبیل تعیین شود و سپس چشمه‌های منطقه به عنوان مشخصه مهم توسعه کارست و مجاری انحلالی از نظر مدل توسعه و سیستم جریان مورد بررسی قرار گیرند و در نهایت نقش عوامل تکنیک و لیتولوژی بر روی توسعه کارست ارزیابی شود.

## ۲- روش تحقیق

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

استان اردبیل با وسعتی معادل ۱۷۸۶۷/۳ کیلومتر مربع (۱/۱ درصد از مساحت کشور) با مختصات جغرافیایی ۳۷ درجه و ۴۵ دقیقه و ۳۹ درجه ۴۹ دقیقه عرض شمالی و ۴۷ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۵۵ دقیقه طول شرقی در شمال غرب فلات ایران واقع شده است. میانگین ارتفاع آن از سطح دریا ۲۴۰۰ متر می باشد. پست ترین نقطه استان اردبیل با ارتفاع ۱۰۰ متر از سطح دریا در شهر پارس آباد و بيله سوار و بلندترین نقطه آن قله سبلان با ارتفاع ۴۸۱۱ متر از سطح دریا می باشد. این استان از شمال به جمهوری آذربایجان، از شرق به استان گیلان، از جنوب به استان زنجان و از غرب به استان آذربایجان شرقی محدود می شود.



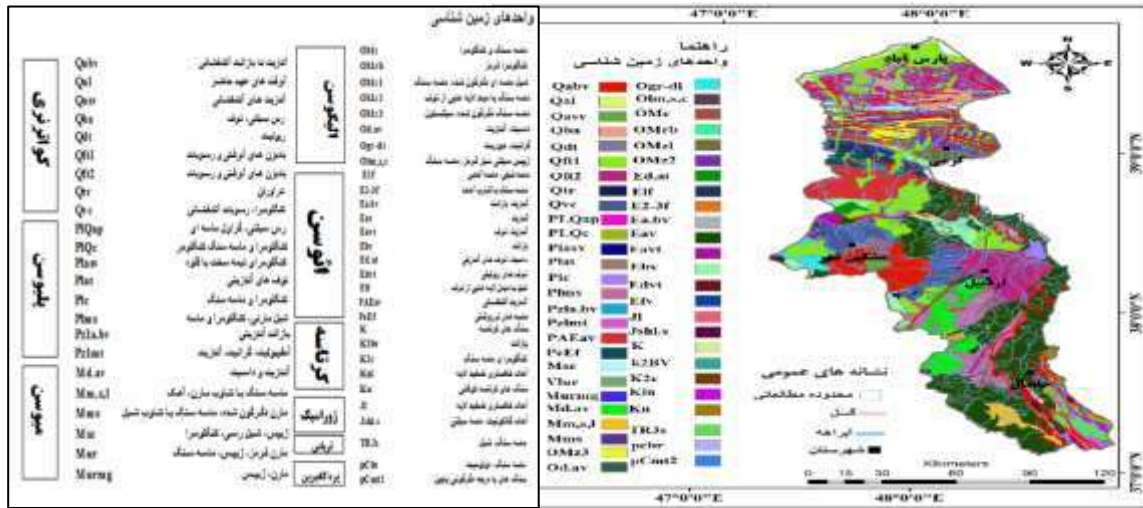
شکل ۱- نقشه موقعیت جغرافیایی و تقسیمات سیاسی استان اردبیل.

## ۲-۲- زمین شناسی منطقه

استان اردبیل در بخش باختری رشته کوه‌های البرز واقع شده و روندهای زمین ساختی موجود در این ناحیه از واحدهای زمین ساختی البرز-آذربایجان تبعیت می کند و بدین جهت اشکال ساختمانی خاص آن ناحیه را نشان می دهد. استان اردبیل از دوران سوم به بعد بر اثر فشارها و جابه جایی های تکتونیکی بیشتر در معرض فعالیت های آتش فشانی قرار گرفته است و هم اکنون در سیمای این منطقه ده ها نقطه ولکانیکی و گستره ای از گدازه ها و روانه های آتش فشانی قابل مشاهده است که از بین آن ها دو توده سهند و سبلان از لحاظ حجم مواد بیرون ریخته شده از همه مشخص ترند. در واقع فعالیت های تکتونیکی منطقه و هم چنین فعالیت های آتشفشانی کوه سبلان در دوران سوم، عوامل اساسی در شکل گیری ساختمان زمین شناسی منطقه بوده است و وجود تشکیلات خروجی آذرین که اراضی رسوبی را می پوشانند مویذ این مساله است.

قدیمی ترین رسوبات مشاهده شده در استان اردبیل را نهشته های قبل از ژوراسیک تشکیل می دهد. این نهشته ها در شمال دهکده عنبران، در داخل هسته طاقدیس، برنزد دارد و از تناوب شیل و ماسه سنگ های ارغوانی رنگ، میکا با لایه بندی نازک تشکیل شده است و حاوی درون لایه هایی از دولومیت چرت دار می باشد. سازند شمشک با یک کنگلومرای پیش رونده به طور ناهمسان بر روی این نهشته ها قرار می گیرد. جدیدترین واحدهای زمین شناسی استان اردبیل مربوط به نهشته های کواترنر می باشد که بخشی شامل سنگ های ولکانیکی، نهشته های مربوط به فعالیت آتشفشان سبلان و رسوبات آذر آواری سبلان می باشد. بخش دیگر را رسوبات کواترنر با آهک های متخلخل تشکیل می دهد که دارای ستبرای ۱۵ متر می باشد و در یک محیط رسوبی دریاچه آب شیرین تشکیل شده اند. پادگانه های آبرفتی کهن، رسوبات دشت اردبیل و آبرفت های بستر رودخانه ها از دیگر واحدهای کواترنر در این منطقه می باشد. گسترده رسوبات آبرفتی کواترنری و عصر حاضر در سطح دشت اردبیل قابل توجه بوده و سرتاسر دشت و حواشی آن را می پوشاند. رسوبات آبرفتی مذکور متشکل از شن، ماسه، سیلت و به مقدار خیلی کم کنگلومرا می باشد که در پهنای دشت و با تغییرات جانبی مشاهده می شود. این رسوبات بیشتر از فرسایش و تخریب سنگ های آندزیتی و

آهکی ارتفاعات پیرامون منطقه حاصل می شود. بخش اعظم دشت اردبیل را رسوبات پادگانه آبرفتی جوان و مخروط افکنه ها تشکیل می دهد (شکل ۲). گزارش زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ استان اردبیل، (۱۳۷۸).



شکل ۲- نقشه زمین شناسی استان اردبیل (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۸).

## ۳-۲- جمع آوری داده ها و روش تحقیق

برای بررسی توسعه کارست با استفاده از ویژگی چشمه های کارستی و ارتباط آن با عوامل ساختاری و لیتولوژی، شناخت کلی از سنگ شناسی منطقه، وضعیت ساختار و سازندها امری ضروری می باشد. شناخت انواع واحدهای کارستی از دیگر عواملی است که در شناسایی میزان کارست شدگی در مناطق مختلف محدوده کمک می کند. مطالعه تراکم، پراکندگی و میزان دبی چشمه های کارستی قسمت های مختلف محدوده نیز برای پی بردن به افشان یا کانالی بودن سیستم توسعه کارست مورد استفاده قرار می گیرد. با بررسی پارامتر هدایت الکتریکی (EC) می توان ارتباط کیفیت آب چشمه های استان با سازندهای زمین شناسی را مورد مطالعه قرار داد. همچنین در این مطالعه برای بررسی ارتباط توسعه کارست با عوامل ساختاری و لیتولوژیکی از موقعیت غار و گسل های منطقه استفاده گردید. در این پژوهش جهت نیل به اهداف فوق، از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ استان اردبیل برای مشخص کردن سازندهای زمین شناسی و گسل ها، از نقشه های رقومی شده سایت زمین شناسی برای تعیین موقعیت غارها و همچنین از اطلاعات مربوط به EC و pH چشمه ها، که از سازمان آب و منطقه ای استان اردبیل اخذ شده بود برای بررسی ارتباط بین چشمه های استان با سازندهای زمین شناسی مورد استفاده قرار گرفت.

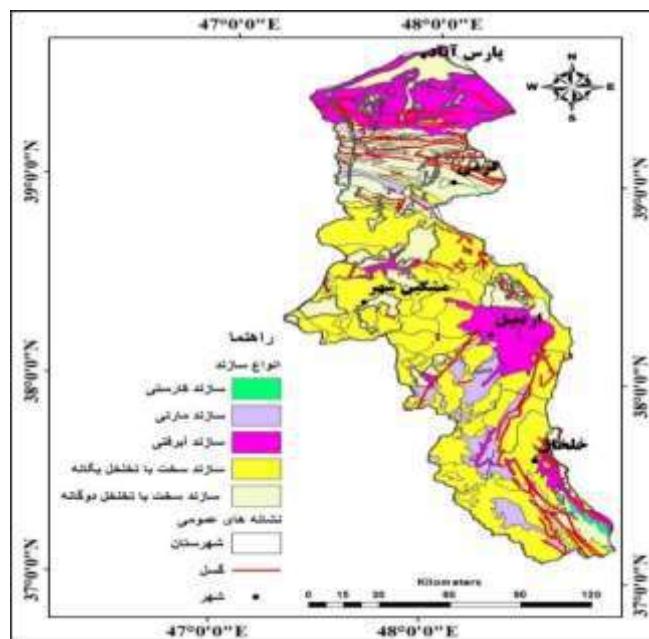
## ۳- نتایج و بحث

در این پژوهش برای جدا کردن واحدهای لیتولوژی با قابلیت کارستی از واحدهای غیر کارست ( واحدهای دارای تخلخل یگانه، تخلخل دوگانه، مارن، آبرفت) از نقشه ی زمین شناسی استان اردبیل استفاده شد (شکل ۳). طبق این شکل واحدهای لیتولوژی تشکیل دهنده کارست شامل واحدهای Knl, pCbr می باشد. مساحت واحدهای کارستی حدود ۷۴/۵۳ کیلومتر مربع می باشد که ۰/۴۲ درصد از کل مساحت کل استان را به خود اختصاص می دهند که از این مساحت ۱۱/۷۹ درصد آن مربوط به سازند pCbr و ۸۸/۲۱ درصد آن مربوط به سازند Knl می باشد.

### جدول ۲- مساحت واحدهای کارستی و غیر کارستی.

| مساحت (%) | مساحت (km <sup>2</sup> ) | واحدهای زمین شناسی |
|-----------|--------------------------|--------------------|
| ۰/۴۲      | ۷۴/۵۳                    | کارستی             |

|               |         |       |
|---------------|---------|-------|
| آبرفتی        | ۳۰۲۵/۴۴ | ۱۶/۹۸ |
| تخلخل یگانه   | ۸۰۰/۱۸  | ۴۴/۹۶ |
| تخلخل دو گانه | ۵۳۸۹/۱۶ | ۳۰/۲۵ |
| مارن          | ۱۳۱۵/۶۹ | ۷/۳۹  |



شکل ۳- نقشه واحدهای کارستی و غیر کارستی استان اردبیل.

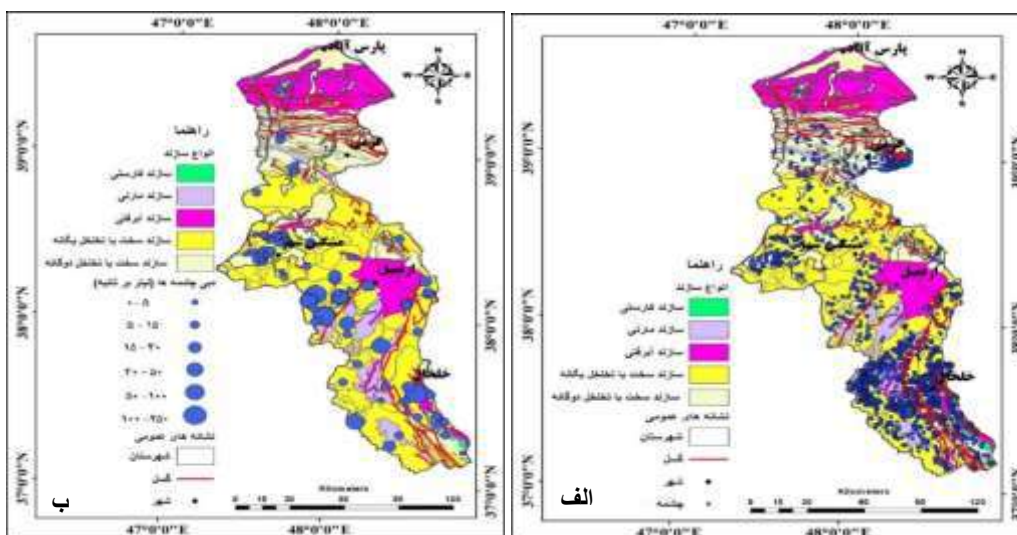
بر اساس مطالعاتی که بر روی چشمه ها انجام شد، مشخص گردید که از بین کل ۳۲۲۸ چشمه های استان اردبیل فقط ۱۲ عدد آن ها کارستی می باشد که در مجموع ۰/۳۷ درصد از کل چشمه های استان را به خود اختصاص داده است. این چشمه ها در قسمت جنوبی استان اردبیل در بخش شاهرود شهر خلخال شکل گرفته اند. آبدهی کل چشمه های استان اردبیل حدود ۱۲۲۱۳۰۰۰ لیتر بر سال می باشد که از این مقدار حدود ۳۷۸۴۰۰ لیتر بر سال از چشمه های کارستی تخلیه می شود که ۰/۳۰ درصد از کل آبدهی چشمه های استان را شامل می شود. حداکثر دبی چشمه های کارستی ۶ لیتر بر ثانیه مربوط به روستای درو و حداقل آن ۰/۱ لیتر بر ثانیه مربوط به روستاهای جلال آباد، قشلاق گیلوان، شال و اندرق می باشد. همچنین حداکثر آبدهی چشمه ها در روستای درو برابر با ۱۸۹۰۰۰ لیتر بر سال و حداقل آن مربوط به روستاهای قشلاق گیلوان، شال و اندروق با مقدار ۳۱۵۳/۶ لیتر بر سال می باشد. چشمه های کارستی استان اردبیل بر روی سازندهای زمین شناسی آهک کرتاسه می باشد که در دوران زمین شناسی مزوزوئیک شکل گرفته اند. واحدهای زمین شناسی این سازندها knl و جنس سازندهای آن ها آهک، آهک خاکستری روشن، آهک مارنی همراه با ماسه سنگ، آهک های چرت دار و سنگ آهک آمونیت دار می باشد. حداکثر EC و pH این چشمه ها به ترتیب ۲۲۱۰ و ۸/۱ و حداقل آن ها صفر می باشد (جدول ۳ و شکل ۴ الف).

جهت مشخص کردن کانالی یا افشان بودن سیستم توسعه کارست در استان اردبیل چشمه های با دبی بالای ۵ لیتر بر ثانیه انتخاب شدند (شکل ۴ ب). بر اساس این شکل حدود ۹۴ دهنه چشمه از کل چشمه های استان دارای دبی بالای ۵ لیتر بر ثانیه می باشد که حداکثر دبی و آبدهی آن به ترتیب ۴۵۰ لیتر بر ثانیه و ۱۴۱۹۱۰۰۰ لیتر بر سال و حداقل آن به ترتیب ۵ لیتر بر ثانیه و ۱۵۷۶۰ لیتر بر سال می باشد. از بین ۹۴ چشمه ۱ عدد آن در سازندهای کارستی قرار گرفته است که دبی و آبدهی آن به ترتیب ۶ لیتر بر ثانیه و ۱۸۹۲۰۰ لیتر بر سال می باشد. میانگین دما این چشمه کارستی ۱۰ درجه سانتی گراد و pH و هدایت الکتریکی (EC)

آن به ترتیب ۷/۶ و ۵۴۸ میکروزیمنس بر سانتی متر می باشد. با مقایسه نقشه (شکل ۴) چشمه های استان با نقشه (شکل ۴ب) چشمه های با دبی بالای ۵ لیتر بر ثانیه مشاهده می شود که بیشتر چشمه های با دبی بالای ۵ لیتر بر ثانیه در سازندهای سخت دارای تخلخل یگانه قرار گرفته اند. با توجه به این که از ۱۲ چشمه کارستی فقط یک دهنه چشمه دبی بالاتر از ۵ دارد بنابراین می توان گفت توسعه سیستم جریان افشان غالب تر از جریان کانالی می باشد. همچنین می توان گفت که قسمت جنوبی استان به دلیل بالا بودن تراکم چشمه ها دارای سیستمی افشان و در مقابل بخش های دیگر دارای سیستمی کانالی می باشد.

جدول (۲) - اطلاعات زمین شناسی و هیدروشیمی چشمه های کارستی.

| دوران زمین شناسی | واحد زمین شناسی | pH  | EC   | لیتولوژی                    | جنس سازند   | آبدهی (لیتر بر سال) | میانگین دبی (لیتر بر ثانیه) | روستا  | شهر   |
|------------------|-----------------|-----|------|-----------------------------|-------------|---------------------|-----------------------------|--------|-------|
| مزوزوئیک         | Knl             | ۸   | ۲۸۰  | آهک                         | آهک پراکنده | ۶۳۰۷۲               | ۲                           | گیلوان | خلخال |
|                  |                 | ۷/۹ | ۲۹۳  |                             |             | ۳۱۵۳۶               | ۱                           | جلال   |       |
|                  |                 | ۷/۷ | ۳۹۴  |                             |             | ۳۱۵۳۶               | ۰/۱                         | آباد   |       |
|                  |                 | ۸/۱ | ۲۹۴  |                             |             | ۶۳۰۷/۲              | ۰/۲                         |        |       |
|                  |                 | ۷/۵ | ۶۹۶  | آهک خاکستری روشن            |             | ۳۱۵۳/۶              | ۰/۱                         |        |       |
|                  |                 | ۷/۵ | ۶۴۱  |                             |             | ۶۳۰۷/۲              | ۰/۲                         | قشلاق  |       |
|                  |                 | ۷/۸ | ۴۳۵  |                             |             | ۱۵۷۶۸               | ۰/۵                         | گیلوان |       |
|                  |                 | ۷/۸ | ۴۳۵  |                             |             | ۲۲۰۷۵/۲             | ۰/۷                         |        |       |
|                  |                 | ۷/۳ | ۲۲۱۰ | آهک مازنی همراه با ماسه سنگ |             | ۳۱۵۳/۶              | ۰/۱                         | شال    |       |
|                  |                 | ۷/۶ | ۵۰۰  | آهک های چرت دار             |             | ۳۱۵۳/۶              | ۰/۱                         | اندرق  |       |
|                  |                 | ۷/۶ | ۵۴۸  | سنگ آهک آمونیت دار          |             | ۱۸۹۲۱۶              | ۶                           | درو    |       |

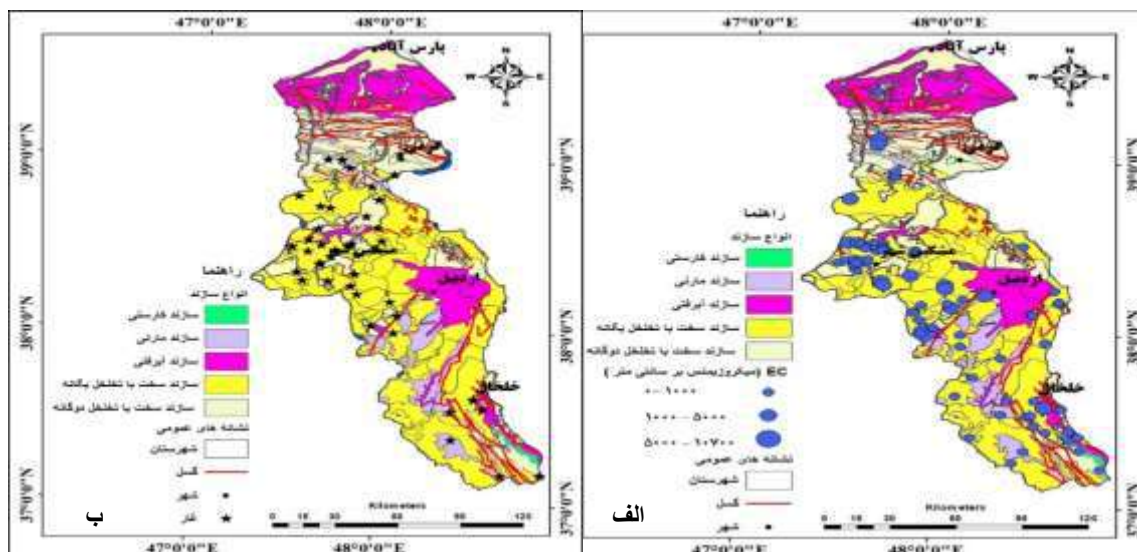




برای بررسی تأثیر سازندهای زمین‌شناسی بر هیدروشیملی چشمه‌های استان، هدایت الکتریکی (EC) چشمه‌های با دبی بالای ۵ لیتر بر ثانیه استان بر روی واحدهای کارستی و غیر کارستی (واحدهای دارای تخلخل یگانه، تخلخل دوگانه، مارنی، آبرفتی) استان مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۵الف). نتایج حاصل نشان می‌دهد که بیشترین هدایت الکتریکی مربوط به چشمه‌های است که از واحدهای دارای تخلخل دوگانه سرچشمه می‌گیرند و کم‌ترین EC نیز مربوط به چشمه‌های دارای واحدهای کارستی است. از نظر تعداد چشمه، بیشترین فراوانی مربوط به واحدهای دارای تخلخل یگانه و کمترین فراوانی نیز مربوط به واحد کارستی است که که هدایت الکتریکی آن‌ها به ترتیب ۰-۲۲۷۰ و ۵۴۸ میکروزیمنس بر سانتی متر می‌باشد (جدول ۴).

همچنین در این تحقیق برای بررسی نقش واحدهای هیدروژئولوژیکی در توسعه کارست، از موقعیت غارها که به عنوان مهمترین لندفرم‌های کارستی هستند استفاده گردید. بدین منظور موقعیت جغرافیایی ۴۶ غار شناسایی شده در استان اردبیل بر روی واحدهای هیدروژئولوژیکی استان اردبیل منتقل شد (شکل ۵ب). با توجه به این شکل از بین ۴۶ عدد غار موجود، ۳ عدد بر روی واحدهای آبرفتی، ۲۶ عدد روی واحدهای دارای تخلخل یگانه، ۱۳ عدد روی واحدهای دارای تخلخل دوگانه و ۴ عدد بر روی واحدهای مارنی شکل گرفته‌اند که به ترتیب ۶/۵۲، ۵۶/۵۲، ۲۸/۲۶ و ۸/۶۹ درصد از کل غارهای استان اردبیل را به خود اختصاص می‌دهند. در این میان می‌توان عنوان کرد که هیچکدام از غارها بر روی واحدهای کارستی شکل نگرفته‌اند (جدول ۴).

با توجه به نقشه زمین‌شناسی ارائه شده در شکل ۲، واحدهای لیتولوژی تشکیل دهنده کارست استان شامل واحدهای pCbr (دوره پر کامبرین) با لیتولوژی ماسه سنگ و دولومیت و واحد knl (دوره کرتاسه) حاوی آهک، آهک خاکستری روشن، آهک مارنی همراه با ماسه سنگ، آهک‌های چرت دار و سنگ آهک آمونیت‌دار می‌باشد. بنابراین می‌توان بیان کرد که ناخالص بودن آهک از مهم‌ترین دلایل ضعیف بودن کارست زایی در این منطقه می‌باشد.



شکل ۵ - الف) هدایت الکتریکی (EC) چشمه‌های با دبی بالای ۵ لیتر بر ثانیه. ب) موقعیت غارهای استان بر روی واحدهای هیدروژئولوژیکی.

جدول ۴ - هدایت الکتریکی (EC) چشمه‌های با دبی بالای ۵ لیتر بر ثانیه استان اردبیل و اطلاعات آماری غارهای استان از نظر قرار گیری بر روی واحدهای هیدروژئولوژیکی.

| واحد‌های زمین‌شناسی | تعداد چشمه‌ها | Ec        | تعداد غار | درصد غار |
|---------------------|---------------|-----------|-----------|----------|
| کارستی              | ۱             | ۵۴۸       | ۰         | ۰        |
| آبرفتی              | ۱۴            | ۴۰۰-۲۰۰۰  | ۳         | ۶/۵۲     |
| دارای تخلخل یگانه   | ۵۴            | ۰-۲۲۷۰    | ۲۶        | ۵۶/۵۲    |
| دارای تخلخل دوگانه  | ۱۱            | ۲۹۹-۱۱۷۰۰ | ۱۳        | ۲۸/۲۶    |
| مارنی               | ۲             | ۵۹۸-۲۵۴۵  | ۴         | ۸/۶۹     |



همچنین در این مطالعه نقش گسل‌ها بر روی توسعه کارست منطقه مورد ارزیابی قرار گرفت. بررسی گسل‌های منطقه نشان می‌دهد که بیشتر گسل‌ها در قسمت‌های شمالی و جنوبی استان اردبیل شکل گرفته‌اند که به ترتیب دارای روند شرقی-غربی و شمالی-جنوبی می‌باشند (شکل ۸). با مقایسه‌ی نقشه غار و نقشه گسل‌های منطقه می‌توان گفت که بجز غارهای شکل گرفته در شمال استان و جنوب آن در اطراف شهرستان خلخال که در فاصله‌ی نزدیکی از گسل‌ها توسعه یافته‌اند. سایر غارهای استان اردبیل در اطراف شهرستان مشکین شهر و در محدوده بدون گسل شکل گرفته‌اند که می‌تواند به دلیل رخداد عواملی غیر از عوامل ساختاری و هیدرولیکی مانند فعالیت آتشفشان باشد.

#### ۴- نتیجه‌گیری

نتایج بررسی‌ها نشان داد که مساحت واحدهای کارستی استان حدود  $۷۴/۵۳$  کیلومتر مربع می‌باشد که در مجموع  $۰/۴۲$  درصد از مساحت کل استان را پوشش می‌دهد. از این مساحت  $۱۱/۷۹$  درصد آن مربوط به ماسه سنگ و دولومیت پرکامبرین و  $۸۸/۲۱$  درصد آن مربوط به آهک خاکستری ضخیم لایه مزوزوئیک می‌باشد. از بین چشمه‌های استان اردبیل ۱۲ عدد آن‌ها کارستی می‌باشد که  $۰/۳۷$  درصد از کل چشمه‌های استان را به خود اختصاص داده است. کل آبدهی این چشمه‌ها حدود  $۳۷۸۴۳۲$  لیتر بر سال می‌باشد که  $۰/۳۰$  درصد از کل آبدهی چشمه‌های استان را شامل می‌شود. همچنین حداکثر دبی آن‌ها ۶ لیتر بر ثانیه و حداقل آن  $۰/۱$  لیتر بر ثانیه می‌باشد که بر روی سازندهای زمین‌شناسی آهک کرتاسه دوران زمین‌شناسی مزوزوئیک شکل گرفته‌اند. نتایج بررسی دبی چشمه‌های کارستی غالب بودن سیستم جریان افشان در واحدهای کارستی را نشان می‌دهد. بیشترین و کمترین هدایت الکتریکی چشمه‌های استان اردبیل مربوط به واحدهای دارای تخلخل دوگانه و واحدهای کارستی است که به ترتیب برابر با  $۲۹۹-۱۱۷۰۰$  و  $۵۴۸$  میکروزیمنس بر سانتی متر می‌باشد. نتایج حاصل از غارها نیز نشان می‌دهد که از ۴۶ غار شناخته شده در استان اردبیل، هیچکدام روی واحدهای کارستی شکل نگرفته است بلکه  $۵۶/۵۲$  درصد از این تعداد بر روی واحدهایی با تخلخل یگانه تشکیل شده است با توجه به لیتولوژی منطقه، واحد کارستی شامل ماسه سنگ، دولومیت، آهک، آهک مارنی همراه با ماسه سنگ، آهک‌های چرت دار و سنگ آهک آمونیت‌دار می‌باشد که به دلیل ناخالصی موجب عدم توسعه غار در واحد کارستی استان اردبیل شده است. همچنین نتایج بررسی غارها نیز بیانگر اینست که نقش عوامل ساختاری در توسعه کارست استان اردبیل قابل ملاحظه نمی‌باشد.

#### ۵- تقدیر و تشکر

از کلیه اشخاص حقیقی و حقوقی که در نوشتن این مقاله مساعدت کرده اند کمال تشکر را دارم.

#### ۶- منابع

- ابراهیمی، ب.، سیف، ع.، ۱۳۹۴. به کارگیری سیستم اطلاعات جغرافیایی برای ارزیابی پتانسیل گسترش کارست سنگ‌های کربناتی زاگرس بر پایه عامل‌های آب زمین‌شناختی و اقلیمی. فصلنامه علوم زمین، ۲۵ (۹۸)، ۳۴۸-۳۳۳.
- بهرامی، ش.، زنگنه اسدی، م. ع.، جهانفر، ع.، ۱۳۹۵. ارزیابی توسعه کارست با استفاده از ویژگی‌های هیدرودینامیکی و هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های کارستی در زاگرس (منطقه مورد مطالعه: تاقدیس قالحه و توده پراو بیستون). مجله جغرافیا، ۴ (۳)، ۷۴-۶۱.
- جعفری، غ. ح.، و ناصری، ف.، ۱۳۹۸. تأثیر ارتفاع بر خصوصیات فیزیوگرافی زیرحوضه‌های آهکی (مطالعه موردی ارتفاعات زاگرس ایران). فصل‌نامه علمی- پژوهشی پژوهش‌های فرسایش محیطی، ۹ (۴)، ۱-۱۶.
- زروش، ن.، واعظی‌هیر، ع.، حاجی کریمی، ح.، ۱۳۹۳. ارزیابی پتانسیل توسعه کارست در تاقدیس کبیرکوه استان ایلام با استفاده از تلفیق فازی و روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP) و سنجش از دور و GIS پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۱۱ (۳)، ۱۵۷-۱۴۴.
- قره خانی، م.، واعظی، ع.، بیرامیان، ا.، ۱۳۹۲. بررسی توسعه کارست و غارهای کارستی در استان آذربایجان شرقی. سی و دومین گردهمایی و نخستین کنفرانس بین‌المللی تخصصی علوم زمین، وزارت صنعت، معدن و تجارت سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، مشهد، ایران.
- ملکی، ا.، محمدی، س.، کریمی، ح.، زینتی زاده، ۱۳۹۷. ارزیابی توسعه کارست با استفاده از ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های کارستی در آبخوان‌های شاهو و اسالم آباد استان کرمانشاه. مجله پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۶ (۴)، ۱۴۶-۱۳۱.



واعظی هیر، ع.، م.ح.، و جبرائیلی اندریان، ن.، و بختیاری، ش. ۱۳۹۸. بررسی توسعه کارست در استان کردستان، مکانیسم تشکیل ژئومورفولوژی غارها و هیدروژئولوژی چشمه‌های کارستی. هیدروژئومورفولوژی، ۵ (۲۰)، ۴۱-۵۶.

خدابنده، ا. و امینی فضل، ع. ۱۳۷۸، گزارش زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ استان اردبیل. سازمان زمین شناسی کشور.

Bakalowicz, M. 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology journal*, 13(1), 148-160.

Filipini M., Squarzone G., Waele J. D., Fiorucci A., Vigna, B., Grillo, B., Riva, A., Rossetti, S., Zini, L., Casagrande G., Stumpp, C., and Gargini A., 2018. Differentiated spring behavior under changing hydrological conditions in an alpine karst aquifer. *Journal of hydrology*, 556, 572-584.

Ford, D.C., and Williams, P.W., 1989. *Karst geomorphology and Hydrology*, Unwin Hyman Ltd. pp. 601.

Jacobson, R. L., Longmuir, D., 1974. Controls on the quality variation of some carbonate spring waters, *J Hydrol*, 23, 247 – 265.

Maghsoudi, M., Ganjaeian, H., and Amani, K., 2016. Evaluation of the Contributing Factors in Development and Zoning Karst in Palangan Zone by Using Fuzzy Logic and ANP. *Open Journal of Geology*, 6(6), pp. 468.

Palmer, A.N., 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Bull. Geol. Soc. Am.* 103, 1-21

Tîrlă, L., and Vijulie, I., 2013. Structural–tectonic controls and geomorphology of the karst corridors in alpine limestone ridges: Southern Carpathians, Romania. *Geomorphology*, 197, 123-136.

# ارزیابی و مقایسه کرنل‌های الگوریتم ماشین بردار پشتیبان برای تشخیص گونه های کنار و گون با بهره گیری از تصاویر رقومی هوایی UltraCam-D (مطالعه موردی سازند میشان منطقه تنگ ارم استان بوشهر)

محمدجواد رشیدی<sup>۱\*</sup>، اصغر فلاح<sup>۲</sup> و شعبان شتایی جویباری<sup>۳</sup>

<sup>۱\*</sup> - دکتری جنگل‌داری، پژوهشگر مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان بوشهر، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، ایران

m.j.rashidi2020@gmail.com

<sup>۲</sup> - استاد، گروه جنگل‌داری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

fallaha2007@yahoo.com

<sup>۳</sup> - استاد، گروه جنگل‌داری، دانشکده علوم جنگل، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

shataee48@gmail.com

## چکیده

این تحقیق با هدف شناسایی دو گونه درختی کنار و بوته‌ای پایا گون با کرنل‌های مختلف الگوریتم ماشین بردار پشتیبان با بهره‌گیری از باندهای اصلی و مصنوعی تصاویر هوایی رقومی UltraCam-D در کوهستان بزیر سازند میشان منطقه تنگ ارم استان بوشهر انجام شد. ابتدا باندهای مصنوعی شامل باندهای حاصل از تجزیه مؤلفه‌های اصلی (PCA) و شاخص‌های گیاهی NDVI، RVI و SAVI از روی باندهای اصلی تهیه شدند و بعد بر روی آن‌ها الگوریتم ماشین بردار پشتیبان با چهار کرنل شامل خطی (Linear)، چندجمله‌ای (Polynomial)، شعاعی (RBF) و حلقوی (Sigmoid) با نمونه‌های تعلیمی از پیش تهیه شده اعمال گردید. نتایج نشان داد که مناسب‌ترین کرنل با بالاترین دقت در تفکیک سه کلاس کنار، گون و خاک با سایر پوشش گیاهی مربوط به گروه هشت باندی (باندهای اصلی و شاخص‌ها و PCA1) و با کرنل Polynomial درجه ۶ است که دارای دقت کلی ۹۹/۱۳ درصد و ضریب کاپا ۰/۸۰ است.

**واژه‌های کلیدی:** ماشین بردار پشتیبان، پردازش رقومی تصویر، سازند میشان.

## Abstract

The purpose of this research was to distinguish and identify two plant species *Zizyphus spina chrisiti* and *Astragalus fasciculifolius* using kernels of Support vector machine algorithm (SVM). In this research, the images of UltraCam-D and the bands created from them were used. This research was done in Bozpar Mishan on Tang Eram mountains Formation. Indices Vegetation NDVI, RVI AND SAVI and Principal Component Analysis (PCA) were generated from UltraCam-D. then on them classified them with Linear, Polynomial, RBF and Sigmoid kernels and with pre-prepared educational samples. The results showed that the best kernel with the highest accuracy in separating the three classes of plant species *Zizyphus spina chrisiti*, *Astragalus fasciculifolius* and soil with other vegetation related to the group of 8 bands (main bands and indices and PCA1) and with the Polynomial kernel of degree 6, which has an overall accuracy of 99.13% and kappa coefficient is 0.80.

**Key words:** Support vector machine, digital image processing, Mishan Formation.

## ۱- مقدمه

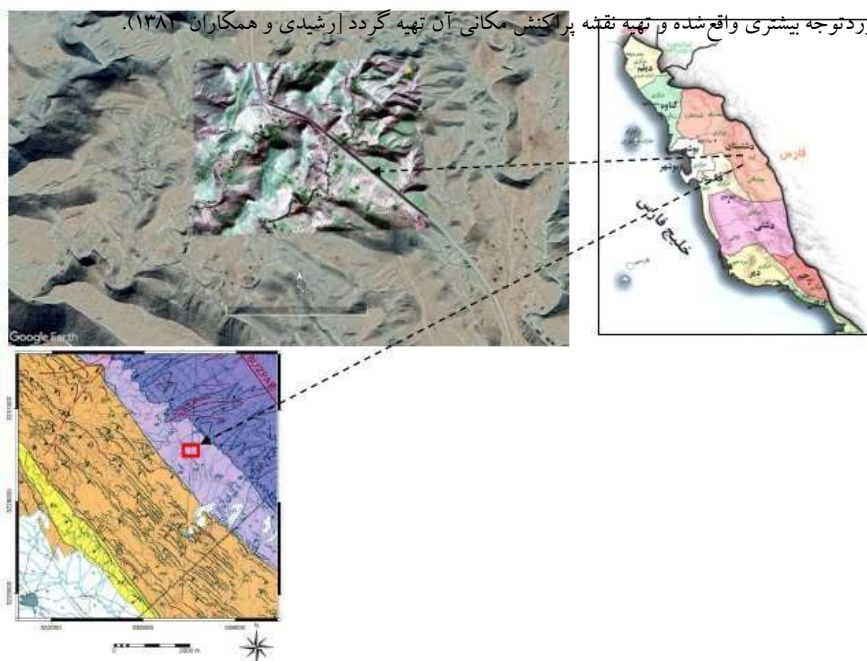
با توجه به شرایط اکولوژیکی سخت در استقرار گونه‌ها و ادامه حیات و تجدید حیات گونه‌های گیاهی نواحی جنوب کشور و بالاخص در منطقه کوهستانی مورد مطالعه، هرگونه مدیریت و برنامه‌ریزی جهت احیاء جنگل‌های مخروطه و مراتع مشجر نیاز به آگاهی از موقعیت مکانی گونه‌ها و نحوه پراکنش و تراکم آن‌ها دارد. لذا برای دستیابی سریع و کم‌هزینه به این اطلاعات جامع و مفید بهره‌گیری از داده‌های رقومی هوایی و ماهواره‌ای امری بدیهی و ضروری و

اجتناب‌ناپذیر است. در این میان گونه کنار و گون با دامنه اکولوژیکی وسیع در مقیاس بزرگ گسترش دارند و در نتیجه دستیابی تراکم این گونه‌ها بالاخص گونه ارزشمند کنار می‌تواند گامی موثر و مفید برای احیاء این گونه‌ها و چنین مناطق باشد. در ایران برای شناسایی گونه‌ها تاکنون تحقیقات جامع و کاربردی صورت نگرفته است برخی تحقیقات انجام گرفته با داده‌های دورین اولتراکم مربوط به پایان‌نامه‌های دانشجویی در مقاطع کارشناسی ارشد و دکتری بوده است. در این رابطه معدود تحقیقاتی نیز برای بررسی قابلیت این تصاویر در شناسایی و جداسازی تک‌پایه‌های درختی و درختچه‌ای در مناطق جنگلی شمال (درویش‌صفت و همکاران ۱۳۸۹، رفیعیان ا. و همکاران ۱۳۹۰) و یک مورد در پارک جنگلی تهران (شبان‌پور م. ۱۳۹۲) و تحقیقی دیگر در مراتع مشجر جنوب کشور (رشیدی م. ج. و همکاران ۱۳۹۹) انجام شده است. تازگی این تحقیق از این جهت قابل توجه است که برای اولین بار الگوریتم ماشین بردار پشتیبان با چهار کرنل شامل خطی (Linear)، چندجمله‌ای (Polynomial)، شعاعی (RBF) و حلقوی (Sigmoid) در جهت تشخیص گونه به روش پیکسل پایه با داده‌های اولتراکم بهره‌گیری می‌شود و علاوه بر نتایج حاصل از قابلیت داده‌های اولتراکم و الگوریتم ماشین بردار در تشخیص گونه‌ها، کرنل‌های مختلف آن نیز مورد مقایسه قرار گرفته و مناسب‌ترین کرنل معرفی می‌گردد. لذا انجام چنین تحقیقی می‌تواند روش‌های موثر و قابل قبولی در برنامه‌ریزی‌های حفاظت و حمایت و احیاء نواحی کنارخیز جنوب ارائه نماید.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه بخشی از دامنه کوهستانی سازند میشان کوهستان پشت پر (بزپر) دهستان تنگ ارم در استان بوشهر به مساحت ۳۱ هکتار است که در ارتفاع متوسط ۱۰۰۰ متر از سطح دریا در اقلیم نیمه‌خشک قرار دارد. از نظر پوشش گیاهی گونه‌های کنار (*Zizyphus spina christii*)، بوته‌های پایا نظیر گون (*Astragalus spp.*) پراکنش دارند. این مناطق به‌عنوان مراتع مشجر طوایف قوم قشقایی‌های ساکن منطقه محسوب شده و در اثر فشار چرای دام تجدید حیات بسیاری از گونه‌های گیاهی با مشکل مواجه شده است. در این منطقه گونه کنار تنها گونه درختچه‌ای و درختی با ارزشمند و دارای پراکنش وسیع بوده که ضرورت دارد مورد توجه بیشتری واقع شده و تهیه نقشه پراکنش مکانی آن تهیه گردد (رشیدی و همکاران ۱۳۸۹).



شکل ۱- نمایشی از جانمایی ترکیب باندی ۴۳۱ داده‌های Ultracam-D بر روی تصویر google earth محدوده مورد مطالعه کوهستان پشت پر (بزپر) تنگ ارم استان بوشهر و موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی سازند میشان.

## ۲-۲-۵-۵ داده‌ها

برای انجام این تحقیق از داده‌های دوربین (UltraCam-D(UC-D با چهار باند آبی، سبز، قرمز و مادون قرمز نزدیک اخذ شده در تاریخ ۱۹ دی ماه ۱۳۸۷ بهره‌گیری شد. لازم به ذکر هست که در این تاریخ گونه‌های درختی کاملاً سبز بوده و با توجه به شرایط منطقه هیچ گونه تغییراتی در فاصله زمانی اخذ تصویر و زمان تحقیق (۱۳۹۴) در پراکنش گونه‌ها صورت نگرفته است. بر روی داده‌ها عملیات پیش‌پردازش از جمله تصحیح هندسی به روش مثلث‌بندی هوایی بر روی آن اعمال و نیز دامنه رادیومتری به ۸ بیت و اندازه پیکسل‌ها به ۱۲ در ۱۲ سانتی‌متر تبدیل شد.

## ۲-۳-۲ نقشه واقعیت زمینی نمونه‌ای

کل محدوده مورد مطالعه در سه کلاس شامل کنار، گون و خاک با سایر پوشش گیاهی هر کدام از کلاس‌ها به تعداد ۵۰ نمونه با استفاده از سیستم تعیین موقعیت جهانی تفاضلی (DGPS) برداشت شد. برای کلاس گون پایه‌های گون با قطر تاج بزرگ‌تر از ۳۰ سانتی‌متر برداشت شدند و نقشه نقطه‌ای آن تهیه گردید. برای اطمینان از وجود پایه‌های کنار و گون بر روی تصاویر رقومی موقعیت مکانی برداشت شده آن‌ها در عملیات زمینی با موقعیت مکانی آن‌ها در تصویر نظیر به نظیر چک و مورد بازبینی قرار گرفت و بعد از اطمینان از کل نمونه‌های برداشت شده ۷۰ درصد آن در طبقه‌بندی و ۳۰ درصد آن در ارزیابی صحت نتایج حاصل از طبقه‌بندی استفاده شد.

## ۲-۴-۲ بارز سازی تصویر

### ۲-۴-۱-۱ نسبت گیری طیفی

به منظور بررسی تأثیر نسبت گیری طیفی در جداسازی و تفکیک گونه‌ها در فرآیند طبقه‌بندی، بر روی چهار باند اصلی نسبت گیری طیفی و تجزیه مؤلفه‌های اصلی (PCA) انجام شد. در این تحقیق با کمک باندهای قرمز و مادون قرمز تصاویر رقومی اولتراکم شاخص‌های گیاهی NDVI و RVI و SAVI تولید شد. شاخص SAVI که به عنوان شاخص پوشش گیاهی تعدیل کننده اثر خاک نامیده می‌شود با توجه به شرایط عرصه از نظر پوشش گیاهی و سایر عوارض و پدیده‌ها ضریب مربوط ۰/۵ منظور شد.

جدول ۱ شاخص‌های بهره‌گیری شده در مناطق مورد مطالعه

| ردیف | نام شاخص | فرمول                                |
|------|----------|--------------------------------------|
| ۱    | NDVI     | (Nir-Red)/(Nir+Red)                  |
| ۲    | SAVI     | $0.5 \times (b4-b3) / (b4+b3) + 1/5$ |
| ۳    | RVI      | Nir/Red                              |

## ۲-۴-۲-۲ تجزیه مؤلفه‌های اصلی

این فن بارز سازی تصویر برای کاهش تعداد باندهای تصویر چند طیفی (تیلور ۱۹۷۴، شینگ و هاریسون ۱۹۸۵) و همچنین برای مطالعات کشف تغییر بارز شده است. با مشاهده این مطلب که در تصاویر چند طیفی داده‌های تکراری زیادی بین باندهای طیفی و همچنین بین تصاویر زمان‌های مختلف یک منطقه معین وجود دارد کاربرد این فن در سنجش‌ازدور کشف شد (فونگ و لیدرا ۱۹۸۷، میلوارد و پیووار ۲۰۰۲). در این تحقیق از تکنیک تجزیه مؤلفه‌های اصلی (Principle Components Analysis) به روش استاندارد (Covariance Matrix) برای چهار باند اصلی استفاده شد و با تولید چهار باند مصنوعی از تجزیه مؤلفه‌ها، مؤلفه اول (PCA1) به دلیل داشتن کمترین نویز و بالاترین اطلاعات به همراه شاخص‌های تولید شده برای طبقه‌بندی استفاده شد.

## ۲-۵-۲ انتخاب گروه‌های باندی اصلی و تلفیقی

برای طبقه‌بندی کلاس‌های کنار، گون و خاک با سایر پوشش گیاهی علاوه بر چهار باند اصلی، باندهای حاصل از شاخص‌ها و مؤلفه اول (PCA1) دخالت داده شدند و به عبارتی دو گروه باندی یکی چهار باند اصلی و دیگری چهار باند اصلی به همراه سه شاخص تولید و باند اول حاصل از تجزیه مؤلفه اول (PCA1) یعنی گروه دوم ۸ باندی انتخاب شدند.

## ۲-۶- الگوریتم ماشین بردار پشتیبان

بر روی دو گروه باندی انتخابی، الگوریتم ماشین بردار پشتیبان با چهار کرنل شامل خطی (Linear)، چندجمله‌ای (Polynomial)، شعاعی (RBF) و حلقوی (Sigmoid) اعمال شد که گروه‌های باندی و ضرایب اعمال‌شده به شرح جداول زیر است:

جدول ۲ انواع کرنل‌های الگوریتم ماشین بردار پشتیبان بکار گرفته‌شده در طبقه‌بندی به همراه ضرایب اعمال‌شده آن‌ها

| ردیف | نام کرنل الگوریتم ماشین بردار پشتیبان | Penty Parameter | Pyramid Levels | Classification Probability Threshold | Degree of Kernel Polynomial | Bias in Kernel Function | Gamma in Kernel Function |
|------|---------------------------------------|-----------------|----------------|--------------------------------------|-----------------------------|-------------------------|--------------------------|
| ۱    | Linear                                | ۱۰۰             | ۰              | ۰/۰۰                                 | -                           | -                       | -                        |
| ۲    | Polynomial                            | ۱۰۰             | ۰              | ۰/۰۰                                 | بین ۲ تا ۶                  | ۱/۰۰۰                   | ۰/۱۲۵                    |
| ۳    | Radial basic function (RBF)           | ۱۰۰             | ۰              | ۰/۰۰                                 | -                           | -                       | ۰/۱۲۵                    |
| ۴    | Sigmoid                               | ۱۰۰             | ۰              | ۰/۰۰                                 | -                           | ۱/۰۰۰                   | ۰/۱۲۵                    |

## ۲-۷- طبقه‌بندی

طبقه‌بندی داده به روش پیکسل پایه و با الگوریتم ماشین بردار پشتیبان و با کرنل‌های مختلف تشریح شده در جدول... برای دو گروه باندی یکی چهار باند اصلی و دیگری ۸ باند شامل باندهای اصلی به همراه شاخص‌ها و مؤلفه اول انجام شد. برای کرنل چندجمله‌ای درجات کرنل بین ۲ تا ۶ آزمون شد و مناسب‌ترین درجه انتخاب شد.

## ۲-۸- ارزیابی صحت

بعد انجام طبقه‌بندی، به منظور ارزیابی صحت نقشه‌های حاصل از گروه‌های باندی و کرنل‌های الگوریتم ماشین بردار پشتیبان مختلف طبقه‌بندی کننده، نقشه‌های به‌دست‌آمده با نمونه‌های ارزیابی (۳۰ درصد نمونه‌های واقعیت زمینی) مورد ارزیابی قرار گرفت و با تشکیل جدول خطا (Error Matrix)، معیارهای صحت کلی، ضریب کاپا، صحت کاربر و صحت تولیدکننده محاسبه شدند.

## ۳- نتایج

نتایج حاصل از اجرای الگوریتم ماشین بردار پشتیبان با چهار کرنل شامل خطی (Linear)، چندجمله‌ای (Polynomial)، شعاعی (RBF) و حلقوی (Sigmoid) بر روی دو گروه باندی انتخابی به شرح جدول زیر است:

در این تحقیق کرنل‌های الگوریتم ماشین بردار پشتیبان با اعمال ضرایب مندرج در جدول ۲ بر روی دو گروه چهار باندی و هشت باندی انجام شد. با این توضیح که در کرنل چند جمله درجات بین ۲ تا ۶ مورد آزمون قرار گرفت و درجه ۶ به‌عنوان مناسب‌ترین درجه کرنل چندجمله‌ای در تفکیک دو گونه گیاهی کنار و گون شناخته شد. اعمال کرنل‌های مختلف الگوریتم ماشین بردار پشتیبان (SVM) نشان داد که کرنل Polynomial در هر دو گروه چهار باند اصلی و هشت باندی در مقایسه با سه کرنل دیگر از نظر ضریب کاپا (۰/۸۰) دارای برتری بوده و گونه کنار با دقت قابل قبولی در هر دو گروه باندی تفکیک شده است. همچنین مقایسه نتایج حاصل از طبقه‌بندی دو گروه چهار باندی و هشت باندی نشان داد که دخالت دادن دو شاخص‌های گیاهی و شاخص گیاهی تعدیل‌کننده اثر خاک به همراه باند اول حاصل از تجزیه مؤلفه‌های اصلی (PCA1) باعث بهبود در نتایج طبقه‌بندی شده است؛ اما در مورد گونه‌گون تداخل پیکسل‌های خاک با سایر پوشش گیاهی با پیکسل‌های مربوط به گونه گیاهی گون در مقایسه با گونه کنار بسیار بیشتر بوده و به همین دلیل صحت تولیدکننده پایین است. از میان چهار کرنل، کرنل حلقوی (Sigmoid) توانایی تفکیک گونه کنار و گون را نداشته و کل منطقه را به‌عنوان کلاس خاک و سایر پوشش گیاهی شناخته

است. در این بررسی ضریب کاپا ۰/۰ و دقت کلی به دلیل این که کل منطقه را خاک با سایر پوشش گیاهی منظور نموده و برای این کلاس دقت تولید کننده با کاربر تقریباً نزدیک به هم بوده و برای دو کلاس دیگر صفر بوده، برابر ۹۷/۲۹ درصد به دست آمده است.

جدول ۲ صحت حاصل از الگوریتم ماشین بردار پشتیبان با استفاده گروه‌های باندی منتخب منطقه تنگ ارم

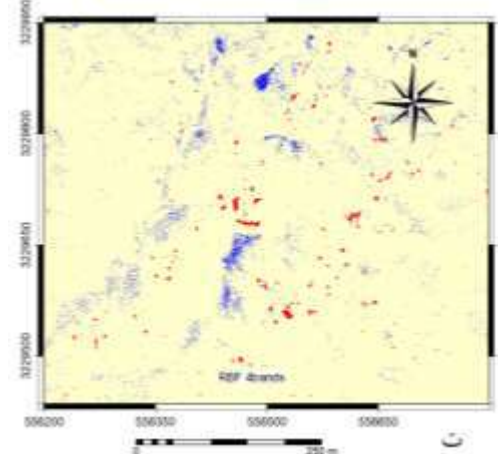
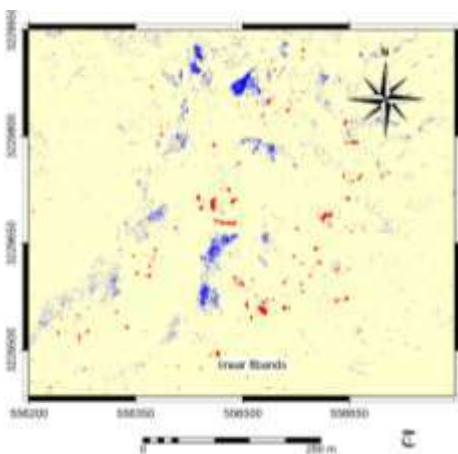
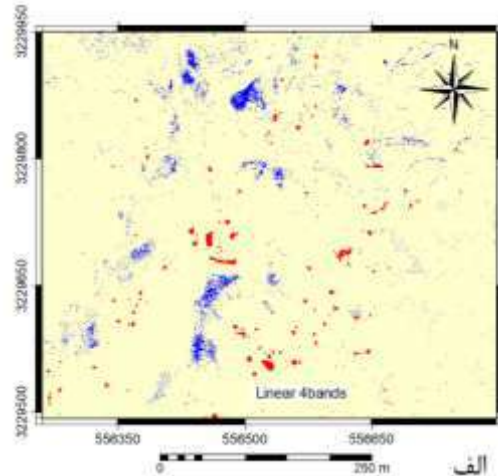
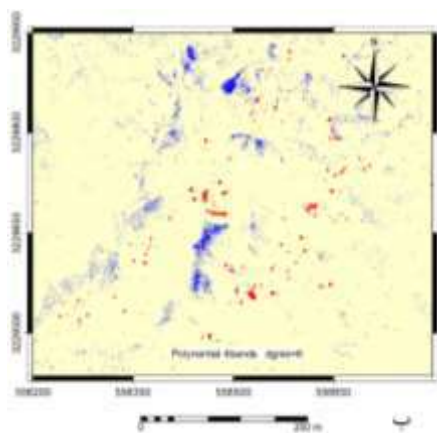
| الگوریتم شبکه عصبی پرسپترون  | صحت تولیدکننده (%) |                           |       |      | صحت کاربر (%)             |     |             |           |
|--|--------------------|---------------------------|-------|------|---------------------------|-----|-------------|-----------|
|  | کنار               | خاک و سایر گونه‌های گیاهی | گون   | کنار | خاک و سایر گونه‌های گیاهی | گون | صحت کلی (%) | ضریب کاپا |
| چهار باند اصلی با کرنل Linear  | ۷۵/۴۲              | ۱۰۰                       | ۳۸/۱۰ | ۱۰۰  | ۹۸/۹۷                     | ۱۰۰ | ۹۸/۹۸       | ۰/۷۶      |
| چهار باند اصلی با کرنل Polynomial با درجه ۶  | ۷۵/۴۲              | ۱۰۰                       | ۴۹/۲۱ | ۱۰۰  | ۹۹/۰۷                     | ۱۰۰ | ۹۹/۰۸       | ۰/۷۹      |
| چهار باند اصلی با کرنل Radial Basis Function                                       | ۷۵/۴۲              | ۱۰۰                       | ۴۶/۰۳ | ۱۰۰  | ۹۹/۰۴                     | ۱۰۰ | ۹۹/۰۵       | ۰/۷۸      |
| چهار باند اصلی با کرنل Sigmoid   | ۰                  | ۱۰۰                       | ۰     | ۰    | ۹۷/۳۰                     | ۰   | ۹۷/۲۹       | ۰/۰       |
| چهار باند اصلی و PCA <sup>۱</sup> ، NDVI، RVI و SAVI با کرنل Linear                | ۷۴/۴۲              | ۱۰۰                       | ۴۴/۴۴ | ۱۰۰  | ۹۹/۰۳                     | ۱۰۰ | ۹۹/۰۴       | ۰/۷۸      |
| چهار باند اصلی و PCA <sup>۱</sup> ، NDVI، RVI و SAVI با کرنل Polynomial با درجه ۶  | ۷۸/۸۰              | ۱۰۰                       | ۴۷/۶۲ | ۱۰۰  | ۹۹/۱۲                     | ۱۰۰ | ۹۹/۱۳       | ۰/۸۰      |
| چهار باند اصلی و PCA <sup>۱</sup> ، NDVI، RVI و SAVI با کرنل Radial Basis Function | ۷۵/۴۲              | ۱۰۰                       | ۴۱/۲۷ | ۱۰۰  | ۹۹                        | ۱۰۰ | ۹۹/۰۴       | ۰/۷۷      |
| چهار باند اصلی و PCA <sup>۱</sup> ، NDVI، RVI و SAVI با کرنل Sigmoid               | ۰                  | ۱۰۰                       | ۰     | ۰    | ۹۷/۳۰                     | ۰   | ۹۷/۲۹       | ۰/۰       |

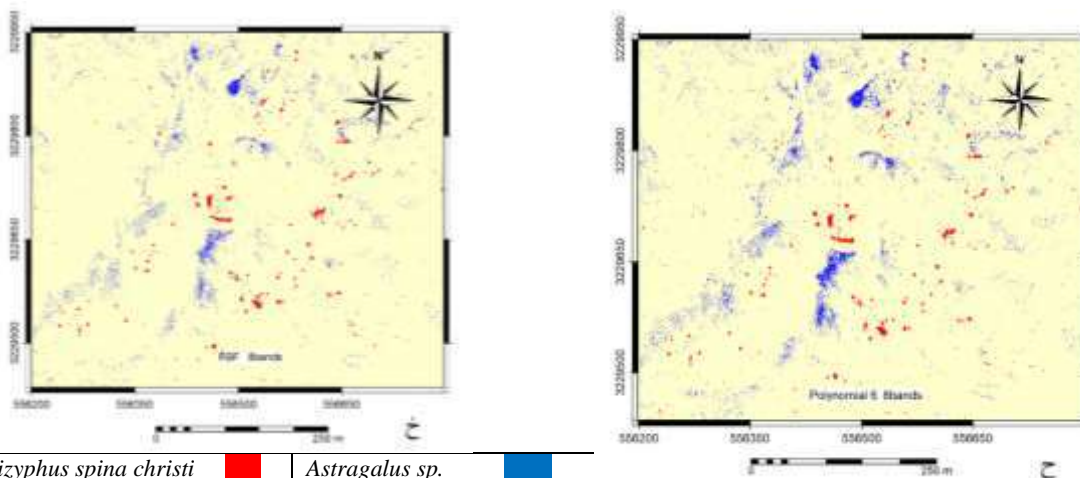
#### ۴- بحث و نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از بکارگیری کرنل‌های مختلف الگوریتم ماشین بردار پشتیبان نشان می‌دهد که اولاً تصاویر هوایی رقومی UC-D به دلیل داشتن توان رادیومتری و قدرت مکانی بالا دارای قابلیت خوب در تهیه تفکیک گونه‌های بوته‌ای پایا و از همه مهم‌تر تشخیص گونه‌های درختچه‌ای در مراتع مشجر جنوب است و دوماً اینکه کرنل‌های الگوریتم ماشین بردار پشتیبان خوبی در تفکیک گونه‌های درختچه‌ای داشته و در این میان گونه کنار به دقت قابل قبولی نسبت به گونه‌های بوته‌ای پایا تفکیک شده است و این تحقیق از این منظر قابل توجه است که تاکنون بسیاری از مطالعاتی که در رابطه با پوشش گیاهی صورت گرفته در سطح تهیه نقشه تیپ‌های غالب و تهیه نقشه کاربری اراضی و استفاده از اراضی بوده است. در تحقیقی که به وسیله آقای فتحی زاده و همکاران انجام شده از کرنل‌های مختلف الگوریتم ماشین بردار پشتیبان در تهیه نقشه کاربری اراضی استفاده شده است (فتحی زاده و همکاران ۱۳۹۵). در این تحقیق برای دستیابی به نتایج مطلوب چهار کرنل خطی (Linear)، چندجمله‌ای (Polynomial)، شعاعی (RBF) و حلقوی (Sigmoid) الگوریتم ماشین بردار پشتیبان بر روی داده‌های اصلی یعنی چهار باند آبی، سبز، قرمز و مادون قرمز UC-D آزمون شد و نتایج نشان داد که به جز کرنل حلقوی که توان تفکیک پوشش گیاهی در چنین مناطقی را ندارد سایر کرنل‌ها توانستند نتایج قابل قبولی در تفکیک گونه‌های کنار و گون ارائه نمایند که در این میان کرنل چندجمله‌ای با درجه ۶ در مقایسه با سایر کرنل‌ها مطلوب‌ترین نتیجه در تشخیص گونه درختی و درختچه‌ای کنار را به دست آورد. همچنین نتایج نشان داد که بکارگیری شاخص‌های گیاهی NDVI و RVI و نیز شاخص گیاهی تعدیل کننده اثر خاک که ضریب آن در این تحقیق به دلیل پوشش گیاهی متوسط به ضعیف داشته برابر ۰/۵ در نظر گرفته شد و نیز باند اول حاصل از تجزیه مؤلفه‌های اصلی (PCA1) که در طبقه‌بندی مشارکت داشتند سبب شد تا نتایج حاصل از تفکیک گونه‌های کنار



و گون بهبود یابد و در نتیجه ضریب کاپا افزایش یافت. در این راستا تحقیقات پیشین نشان می‌دهد که بهره‌گیری از این شاخص‌ها نتیجه مطلوب‌تری را در تیپ بندی پوشش گیاهی با داده‌های دارای قدرت تفکیک مکانی متوسط نظیر داده‌های ماهواره آی‌کونوس (کرمی ج و همکاران ۱۳۸۹) و قدرت تفکیک کم مانند داده‌های سنجنده OLI لندست ۸ (لهرابی و همکاران ۱۳۹۷) را سبب شده است؛ بنابراین این شاخص هم در تفکیک گونه‌های گیاهی برای داده‌های با قدرت تفکیک مکانی زیاد و هم تیپ بندی پوشش گیاهی با داده‌های با قدرت تفکیک مکانی متوسط و کم باعث بهبود نتایج طبقه‌بندی می‌شود؛ بنابراین با توجه برگه‌های رویشی متفاوت گونه‌های گیاهی و مخروبه بودن جنگل‌ها و نیز مراتع مشجر در اثر فشار چرای دام و سایر عوامل، تأثیرات ناشی از تداخل طیفی خاک با گونه‌های پوته‌ای بیشتر نمایان بوده و این موضوع سبب تداخل طیفی آن‌ها می‌شود؛ بنابراین به کارگیری الگوریتم‌های دیگر در محدوده مورد مطالعه و نیز تکرار روش‌های بکار گرفته‌شده در این پژوهش در قسمت‌های دیگر این نواحی با داده‌های دارای قدرت تفکیک مکانی و عمق رادیومتری بالا پیشنهاد می‌گردد تا در صورت دستیابی به نتایج مشابه و قابل قبول امکان پیشنهاد به واحدهای اجرایی میسر گردد.





شکل ۲ طبقه بندی تصاویر رقومی هوایی UC-D با الگوریتم ماشین بردار پشتیبان (الف) چهار باند اصلی با کرنل Lainer، (ب) چهار باند اصلی با کرنل Polynomial، (ت) چهار باند اصلی با RBF، (ج) ۸ باند با کرنل Linear، (ح) ۸ باند با کرنل Polynomial و (خ) ۸ باند با کرنل RBF.

## مراجع

- درویش صفت. ع. ا.، رفیعان، ا.، بابایی کفاکی س. و متاجی. ا. (۱۳۸۹). بررسی قابلیت تصاویر UltraCam-D تشخیص گونه‌های درختی به روش شیء-پایه در جنگل کاری همسال آمیخته مجله جنگل ایران (مطالعه موردی: جنگل کاری چمستان نور). مجله‌ی انجمن جنگلبانی ایران، ۲(۲): ۱۷۶-۱۶۵.
- رشیدی م. ج.، فتاحی م.، کشاورز مولایی ص. و دلاور قشقای ش. (۱۳۸۲). گزارش نهایی عوامل موثر بر پراکنش پسته در استان بوشهر، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان بوشهر، ایران. ص ۱۹-۱۸.
- رشیدی م. ج.، فلاح ا.، شتایی جویباری ش. (۱۳۹۹). بررسی قابلیت داده‌های اولتراکم در شناسایی و تهیه نقشه تپ‌ها و گونه‌های درختی و درختچه‌ای مناطق خشک و نیمه خشک رساله دکتری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری، ایران. ص ۸۶.
- رفیعان، ا.، درویش صفت ع. ا.، بابایی کفاکی س. و متاجی. ا. (۱۳۹۰). ارزیابی طبقه‌بندی‌های پیکسل پایه و شیء-پایه تصاویر هوایی برای تشخیص گونه‌های درختی (مطالعه موردی: جنگل کاری چمستان نور). مجله‌ی جنگل ایران، انجمن جنگلبانی ایران، ۳(۱): ۴۷-۳۵.
- شبان پور م. (۱۳۹۲). بررسی امکان تشخیص گونه‌های درختی در تصاویر هوایی رقومی به روش طبقه‌بندی شیء پایه. جنگل و فرآورده‌های چوب، مجله منابع طبیعی ایران دوره ۶۷، شماره ۱، ص ۳۲-۲۱.
- فتحی زاده ح.، صفری ع.، بازیگر م. و خسروی غ. (۱۳۹۵). ارزیابی و مقایسه روش‌های ماشین بردار پشتیبان با کرنل‌های خطی، چندجمله‌ای و پایه شعاعی با شبکه عصبی مصنوعی برای طبقه‌بندی کاربری اراضی، فصلنامه علمی-پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان ایران جلد ۲۳، شماره ۴، صفحه ۷۲۹-۷۴۳.
- کرمی ج.، شتایی جویباری ش. و حسینی س. م. (۱۳۸۹). ارزیابی قابلیت تصاویر IKONOS در تهیه نقشه پوشش سبز شهری. فصلنامه پژوهش‌های علوم و فناوری چوب و جنگل، جلد ۱۷ شماره دوم ص ۱۰۳-۸۹.
- لهرایبی ی.، عباسی م.، سلطانی ع. و ریاحی بختیاری ح. (۱۳۹۷). تعیین مناسب‌ترین روش تهیه نقشه تپ در جنگل‌های زاگرس مرکزی با استفاده از تصاویر ماهواره لندست ۸ فصل نامه علمی پژوهش و توسعه جنگل دوره ۴، شماره ۲، صفحه ۱۹۱-۲۰۵.

- Fung T. and LeDrew E. (1987) Application of principal components analysis to change detection. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 53(12): 1649-58.
- Millward A.A. and Piowar J.M. (2002) Exploring ordination as a method for normalizing disparate datasets: Implication for digital change detection. Proceedings, Joint International Symposium on Geospatial Theory, Processing and Applications, July 8-12. Ottawa Canada.
- Shingh A. and Harrison A. (1985) Standardized principal components. International Journal of Remote Sensing 6(6):883-96.
- Taylor M.M. (1974) Principal components color display of ERTS imagery. In proceedings of 2nd Canadian symposium on remote sensing, 295-313.

## مطالعات ژئوفیزیکی به روش مغناطیس سنجی برای شناسایی زون های کانه زایی طلا در منطقه میغان، استان خراسان جنوبی

امیر امیرپور اصل<sup>۱</sup>، رسول دودانگه<sup>۲</sup>، قهرمان سهرابی<sup>۳\*</sup>

۱- دانش آموخته مقطع دکتری مهندسی اکتشاف معدن دانشگاه صنعتی سهند، هلدینگ فولاد گستر کوثر

amirpour\_geophysics@yahoo.com

۲- دانشجوی دکتری زمین شناسی اکتشافی، دانشگاه تبریز، هلدینگ فولاد گستر کوثر

dodangeh.ras@gmail.com

۳- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

q\_Sohrabi@uma.ac.ir

### چکیده

محدوده پلی متال میغان در استان خراسان جنوبی در فاصله ۹۰ کیلومتری جنوب شهر سریشه واقع شده است. در اکتشاف کانه زایی، فرایندهای ثانویه تاثیر گذار بر سنگ میزبان زون کانه دار مرتبط با سیستم هیدروترمالی از اهمیت خاصی برخوردار است. کاربرد روشهای اکتشافی ژئوفیزیکی به صورت پیجویی سیگنال مغناطیسی مرتبط با خود ماده معدنی یا مرتبط با سنگهای همراه کانه زایی می تواند به عنوان یک روش غیر مستقیم برای اکتشاف کانسارها مورد استفاده قرار گیرد. در این مطالعه نتایج حاصل از کاربرد روش مغناطیس سنجی برای اکتشاف کانسار طلا در محدوده پلی متال میغان مورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به اینکه روش ژئوفیزیکی معمول برای اکتشاف کانسارهای طلا، روش ژئوالکتریکی (قطبش القایی و مقاومت سنجی) می باشد، روش مغناطیس سنجی غالباً به عنوان یک روش غیر مستقیم برای اکتشاف طلا استفاده شده است. پس از برداشت نقاط، در مرحله پردازش بعد از حذف اثر تغییرات روزانه میدان فیلترهای کاهش به قطب، حذف اثر روند مغناطیسی و ادامه به فراسو جهت تفسیر بر روی نقشه انجام گرفته است. در نتیجه این برداشت ها یک سیگنال منفی منطبق بر شواهد و رخنمونهای کانه زایی طلا مشخص شد. با توجه به اینکه سیگنالهای مثبت و منفی ظاهر شده حالت دو قطبی نداشته و از هم مجزا می باشند، از فیلترهای مشتق افقی از جمله سیگنال تحلیلی استفاده نشد. سیگنال منفی نقشه ظاهر شده در نقشه نشان دهنده زون خرد شده میزبان کانه زایی طلا است. باید برای تکمیل عملیات اکتشاف، داده بردای به روش IP انجام یابد. نتیجه قابل برداشت از این مطالعه این است که انجام مطالعات نسبتاً ارزان مغناطیس سنجی در محدوده های طلا، خصوصاً در کانه زایی های مرتبط با سیستم های شکستگی، با ارائه یک تصویر از گسلها و شکستگی های منطقه زمینه را برای بکارگیری بهینه روشهای تکمیلی از جمله روش قطبش القایی فراهم می سازد.

واژه های کلیدی: مغناطیس سنجی، کانه زایی، طلا، میغان، خراسان جنوبی

### Abstract

Meighan polymetal range is located in South Khorasan province, at a distance of 90 kilometer southwest of Sarbisheh city. In the exploration of mineralization, the secondary processes affecting the host rock of the mineralized zone related to the hydrothermal system are of particular importance. The application of geophysical exploration methods in the form of searching for the magnetic signal associated with the mineral itself or associated with mineralized rocks can be used as an indirect method for the exploration of deposits. In this study, the results obtained from the application of magnetic method for the exploration of gold deposit in Meighan polymetal area have been investigated. Considering that the usual geophysical method for the exploration of gold deposits is the geoelectrical method (induced polarization and resistivity measurement), the magnetic method has often been used as an indirect method for gold exploration. After recording the data, in the processing step, the effect of the daily changes have been removed and reduction to pole and trend removing and upward continuation filters have been applied. As a result of these observations, a negative signal corresponding to the evidence and outcrops of gold mineralization was determined. Due to the fact that the positive and negative signals that appear are not dipolar and are independent from each other, horizontal derivative filters were not used, including the analytical signal. The negative signal appearing on the map indicates the crushed zone hosting gold mineralization. IP studies should be done to complete exploration operations. The conclusion that can be taken from this study is that conducting relatively inexpensive magnetometric studies in gold zones, especially in mineralizations related to fracture systems, by providing a picture of faults and fractures in the area, is the basis for the optimal use of complementary methods such as polarization (IP).

**Key words:** Magnetometry, mineralization, gold, Meighan, South Khorasan

## ۱- مقدمه

اثرات مغناطیسی سنگ‌ها ناشی از ترکیب مغناطیس القایی و بازماند موجود در آنهاست که موجب ایجاد آشفتگی در میدان مغناطیسی زمین در محل حضور آن سنگ‌ها می‌شوند. آنومالی‌های مغناطیسی در اثر فرآیندهای آتشفشانی یا رسوبی اولیه و یا فرایندهای ثانویه مانند آلتراسیون‌ها ایجاد می‌شوند که هردوی این پدیده‌ها موجب تولید یا از بین رفتن کانی‌های مغناطیسی می‌شوند. در اکتشاف کانسارها، فرایندهای ثانویه تاثیر گذار بر سنگ‌های میزبان یا ذخیره کانه زایی مرتبط با سیستم هیدروترمالی از اهمیت خاصی برخوردارند. کاربرد روشهای اکتشافی زمین محیطی در این مورد به صورت پیجویی سیگنال مطالعه نتایج حاصل از کاربرد روش مغناطیس‌سنجی برای اکتشاف مغناطیسی مرتبط با خود ماده معدنی و یا سنگ‌های باطله همراه کانه زایی است که می‌تواند به عنوان یک روش غیر مستقیم برای اکتشاف کانسارهای مد نظر مورد استفاده قرار گیرد. در این مطالعه روش مغناطیس‌سنجی برای شناسایی شکستگی‌ها و گسل‌های دربر گیرنده کانسار طلا در میغان مورد بررسی قرار گرفته است. کانسارهای آهن، طلاهای اسکارن، نیکل و آزیست به دلیل همراهی با کانه‌های مغناطیسی، با برداشت‌های مغناطیس‌سنجی به راحتی قابل اکتشافند (Holliday and Cooke, 2007., Van Kerkvoort et al., 2009).

حتی برخی این روش را برای اکتشاف طلای پلاستی به علت همراهی آن با ماسه‌های سیاه حاوی مقادیر بالای مگنتیت، توصیه می‌کنند. میزان تغییرات شدت مغناطیسی بسته به شدت و نوع آلتراسیون، حجم توده آلتره شده، عمق توده و شکل آن متغیر است. از آنجا که در کانسارهای طلا در بسیاری موارد با توجه به فرایند آلتراسیون بر روی سنگ میزبان، قسمت آلتره شده با مغناطیس پایین‌تر نسبت به سنگ غیر آلتره جدا می‌گردد، غالباً در محل کانی‌زایی انتظار می‌رود پیک منفی آنومالی مغناطیسی مشاهده شود (Van Kerkvoort et al., 2009., Sillitoe., 2008., Gunn and Dentith., 1997., Irvine and Smith., 1990., Ford et al., 2007 Corriveau., 2005., Dubé et al., 2005).

بر اساس پیمایش‌های زمین‌شناسی و شناسایی پتانسیل کانه‌زایی پلی‌متال مخصوصاً رگه‌های سیلیسی طلا دار در محدوده اکتشافی پلی‌متال میغان واقع در استان خراسان جنوبی، عملیات مطالعات ژئوفیزیکی به روش مغناطیس‌سنجی بر روی این رگه‌های سیلیسی طراحی و اجرا شد. با توجه به اینکه روش ژئوفیزیکی طلا‌تیم برای شناسایی کانه زایی طلا، روش IP-Res می‌باشد، روش مغناطیس‌سنجی به عنوان روش غیر مستقیم و اولیه و به عنوان لایه اطلاعاتی مقدماتی برای استخراج اطلاعات مفید در طراحی بهینه پروفیل‌های IP-Res به کار می‌رود. از سوی دیگر با توجه به سیستم احتمالی رگه‌ای برای کانه‌زایی، مغناطیس‌سنجی برای شناسایی گسل‌ها و شکستگی‌های مرتبط با کانه زایی نتایج بسیار ارزشمندی خواهد داد.

## ۲- بحث

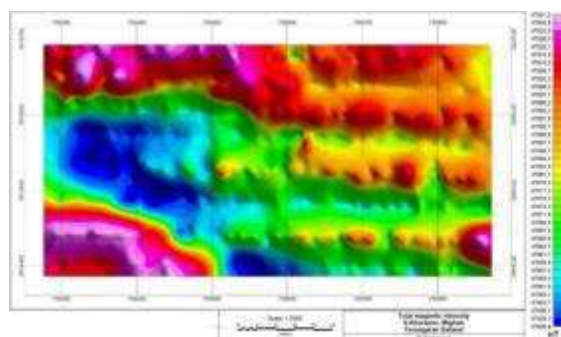
مهمترین واحدهای زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی شامل سنگهای ولکانیکی حد واسط تا اسیدی پالئوژن- نئوژن می باشد. رگه های سیلیسی- سولفیدی طلا دار واحدهای ولکانیکی را قطع نموده و گاهی رگه ها توسط رسوبات کواترنر پوشیده شده است. با توجه به اینکه رگه ها و زونهای کانه دار از سیستم شکستگی و گسلی تبعیت نموده لذا با مطالعات مگنتومتري و تفکیک زونهای خرد شده در بخشهای پوشیده نیز امکان پیگیری رگه های کانه دار فراهم گردید. بدین منظور مطالعات مگنتومتري به شرح زیر انجام گرفت:

### الف) داده برداری

مطالعه حاضر بر روی ۸ پروفیل با روند شرقی- غربی هر کدام به طول حدود ۶۰۰ متر انجام شد. فواصل پروفیلی حدود ۴۰ متر و فاصله ایستگاهی ۱۰ متر بوده است. با توجه به تغییرات مشاهده شده فاصله ایستگاهی گاه‌ها تا ۵ متر نیز کاهش یافته است. حدود ۷۰۰ قرائت در این برداشت انجام شده است. کمینه و بیشینه مقادیر قرائت شده ۴۷۸۰۰ و ۴۸۰۰۰ نانو تسلا است. دستگاه مغناطیس‌سنج مورد استفاده در این عملیات از نوع پروتون ساخت شرکت کانادایی GEM مجهز به سیستم DGPS میباشد.



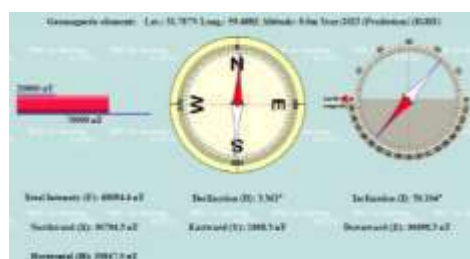
شکل ۱ - پروفیل‌های طراحی شده بر روی تصویر ماهواره‌ای



شکل ۲ - نقشه شدت میدان کل مغناطیسی (داده های خام)

### ب) مولفه‌های میدان مغناطیسی منطقه‌ای در محدوده مورد مطالعه

با توجه به مدل IGRF مربوط به سال ۲۰۲۳، مقادیر زوایای میل (Inclination) و انحراف (Declination) به ترتیب 50.1 و 3.36 درجه بوده است. بر اساس این مدل، میدان مغناطیسی متوسط یا زمینه در محل برداشت 48094 نانوتسلا می‌باشد.

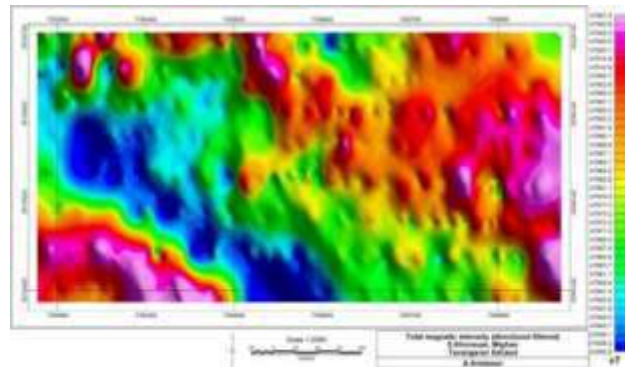


شکل ۴ - مولفه های میدان منطقه ای در محل برداشت

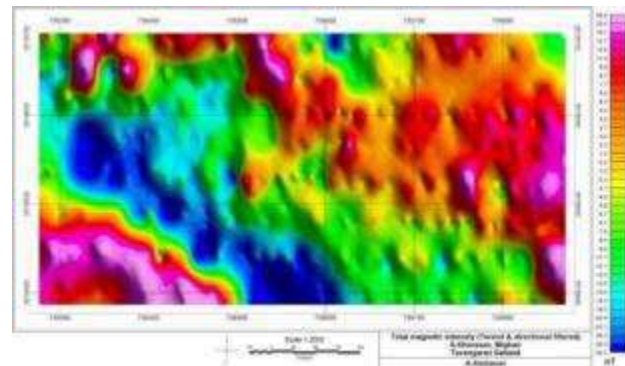
### ج) فیلترهای اعمال شده

فیلترهای اعمال شده بر روی داده ها شامل فیلترهای پردازشی و تفسیری است. اما قبل از اعمال این فیلترها، داده‌های خام بعد از تخلیه از دستگاه به صورت چشمی و سپس از لحاظ آماری مورد بررسی قرار می‌گیرند تا داده‌های مشکوک و ایراد دار حذف شوند. سپس تصحیح تغییرات روزانه بر روی داده‌ها اعمال می‌شود تا اثر تغییرات زمانی میدان اعمال و حذف شود. در ادامه فیلترهای زیر بر روی داده ها Directional cosine filter برای حذف اثرات خطی ناشی از خطوط برداشت، Directional pass Reject filter برای حذف اثرات خطی ناشی از خطوط برداشت، Trend remover filter برای حذف اثر

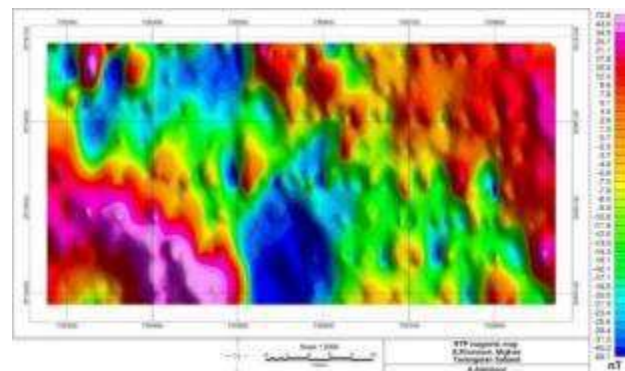
روندهای منطقه‌ای از روی داده‌ها، فیلتر RTP برای حذف اثر دو قطبی از داده‌های مغناطیسی، فیلتر Analytic Signal یا Total Derivative برای تعیین مرزهای چشمه مولد آنومالی، فیلتر Tilt Derivative برای شناسایی و آشکارسازی خطواره‌ها و شکستگی‌ها اعمال شد.



شکل ۵- نقشه شدت میدان مغناطیسی بعد از اعمال فیلترهای حذف اثرات خطی ناخواسته

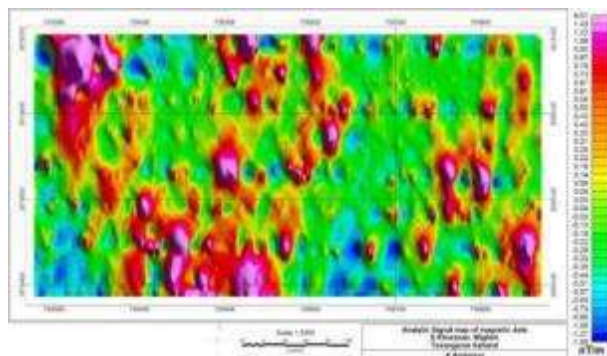


شکل ۶- نقشه شدت میدان مغناطیسی بعد از اعمال فیلترهای حذف روند و اثرات خطی

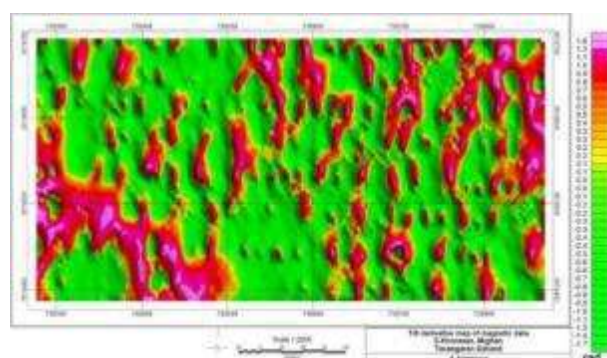


شکل ۷- نقشه شدت میدان مغناطیسی بعد از اعمال فیلتر کاهش به قطب RTP





شکل ۸- نقشه سیگنال تحلیلی یا مشتق کل



شکل ۹- نقشه زاویه تیلت برای شناسایی خطواره ها و شکستگی های منطقه

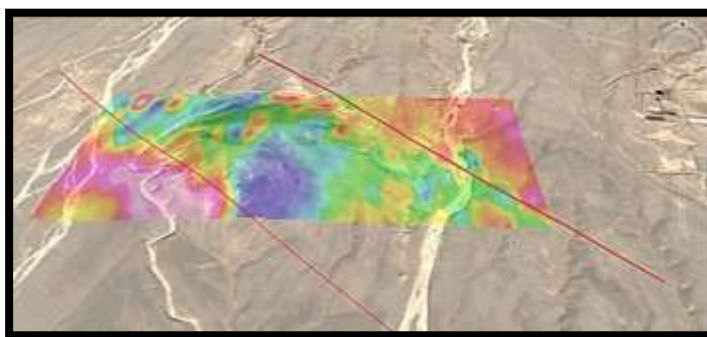
با توجه به فیلترهای اعمال شده بر روی داده های مغناطیسی و نقشه های بدست آمده موارد ذیل قابل ارائه می باشد:

- ۱- زون خرد شده کلی با روند شمال غربی جنوب شرقی به عرض ۲۳۰ متر منطبق بر کراتر موجود در منطقه قابل شناسایی است. طول آشکار شده این عارضه در این عملیات حدود ۵۰۰ متر است که به احتمال زیاد گسترش خواهد یافت (شکل ۱۱).
- ۲- شکستگی های فرعی با امتداد های متنوع (شمال غربی جنوب شرقی NW-SE، شمالی جنوبی N-S و شمال شرقی جنوب غربی NE-SW) در داخل زون خرد شده اصلی شناسایی شد (شکل ۱۲). این شکستگی های فرعی باید از لحاظ کانه دار بودن مورد نمونه برداری قرار گیرند.
- ۳- نقشه های مختصات دار با فرمت KML در اختیار بخش زمین شناسی قرار گرفت تا مورد بررسی و استفاده قرار گیرد.
- ۴- برای اکتشافات تکمیلی ۴ پروفیل IP به طول حدود ۶۰۰ متر با امتداد NE-SW مطابق جدول ۱۳ پیشنهاد شد.

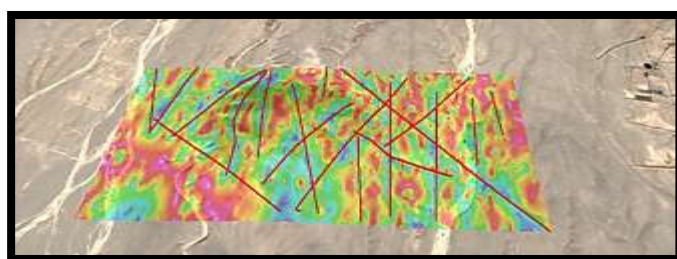
جدول ۱۳- پروفیل های پیشنهادی برای اکتشاف تکمیلی

|    | X Start | Y Start | X End  | Y End   |
|----|---------|---------|--------|---------|
| P1 | ۷۳۵۲۸۸  | ۳۵۱۹۴۱۷ | ۷۳۵۶۴۹ | ۳۵۱۹۸۳۵ |
| P2 | ۷۳۵۳۳۷  | ۳۵۱۹۳۵۰ | ۷۳۵۶۹۷ | ۳۵۱۹۷۷۱ |
| P3 | ۷۳۵۳۸۶  | ۳۵۱۹۳۰۹ | ۷۳۵۷۳۳ | ۳۵۱۹۶۹۹ |
| P4 | ۷۳۵۴۴۰  | ۳۵۱۹۲۶۹ | ۷۳۵۴۴۰ | ۳۵۱۹۲۶۹ |

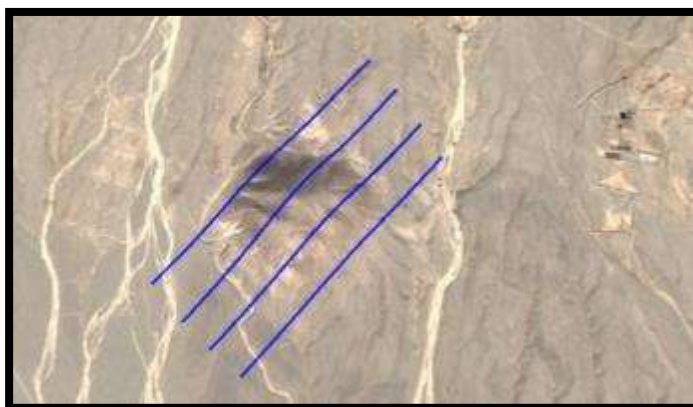




شکل ۱۰ - روند شکستگی اصلی (زون خرد شده)



شکل ۱۱ - گسله های فرعی شناسایی شده در منطقه



شکل ۱۲ - موقعیت پروفیل‌های IP پیشنهادی



### ۳- نتیجه گیری

فیلترهای اعمال شده بر روی داده های مغناطیسی و نقشه های بدست نشان میدهد که زون خرد شده کلی با روند شمال غربی- جنوب شرقی بطول ۵۰۰ مترمنطبق بر کراتر قابل شناسایی است. شکستگی های فرعی با امتداد های متنوع NW-SE، N-S و NE-SW در داخل زون خرد شده اصلی شناسایی شده که از لحاظ کانه دار بودن حائز اهمیت هستند.

### ۴- مراجع

- Holliday, J. R., Cooke, D. R. , 2007, Advances in Geological Models and Exploration Methods for Copper  $\pm$  Gold Porphyry Deposits Plenary Session: Ore Deposits and Exploration Technology Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, p. 791-809
- Van Kerkvoort .G, Tolman .J, Caspiche. O. H, 2009, porphyry Au-Cu deposit, Maricunga Belt, Chile Exploration, discovery and resource development .Exeter Resource Corporation, Santiago, Chile Publication NewGenGold Conference, Perth, 23 November
- Sillitoe, R.H., 2008, Geology and potential of the caspiche porphyry copper-gold prospect, northern Chile. Unpublished company report prepared for Exeter Resource Corporation, June 2008
- Gunn. P.J. & Dentith M.C., 1997 Magnetic responses associated with mineral deposits AGSO Jurnal of Australian Geology & Geophysics, 17(2), 145-158
- Irvine, R.J. & Smith , M.J., 1990. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. Jurnal of Geochemical Exploration, 36, 375-412.
- Ford, K. , Keating, P. and Thomas, M.D, 2007, Overview of geophysical signature associated with Canadian ore deposits Geological Survey of Canada, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5; p. 939-970 (ESS Cont.# 20070219).
- Corriveau, L., 2005, Iron oxide copper gold ( $\pm$ Ag  $\pm$ Nb,  $\pm$ P  $\pm$ REE  $\pm$ U) deposits: a Canadian perspective: Geological Survey of Canada, Open File XXXX, xxp.
- Dubé, B., Gosselin, P., Hannington, M.D. and Galley, A., 2005, Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits: Geological Survey of Canada, Open File XXXX, xxp.
- International Geomagnetic Reference Field (IGRF-11) [wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/](http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/) Kyoto University
- Sharma, P. V. 1976, Geophysical Methods in Geology. Amsterdam-Oxford New York: Elsevier Scientific Publishing Company.

## رخداده معدنی کورچشمه: کانه‌زایی اپی‌ترمال فلزات پایه نوع سولفیداسیون حدواسط در کمر بند آتشفشانی مردآباد - بوئین‌زهره

سپیده خان‌احمدلو<sup>۱</sup>، حسین کوهستانی<sup>۲\*</sup>، میر علی اصغر مختاری<sup>۳</sup>، ناهید رحمتی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران spdh.kh.98@gmail.com

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران kouhestani@znu.ac.ir

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران amokhtari@znu.ac.ir

۴- کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران nahid.rahmati20@gmail.com

### چکیده

رخداده معدنی سرب-روی-مس کورچشمه در ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختر تاکستان واقع شده و بخشی از کمر بند آتشفشانی مردآباد-بوئین‌زهره است. کانه‌زایی به‌صورت رگه‌های سیلیسی-سولفیدی درون توالی توف و گدازه اتوسن رخ داده و حدود ۶۰۰ متر درازا و ۰/۵ تا ۲ پهنا دارد. شش مرحله کانه‌زایی در کورچشمه قابل تفکیک است که کانه‌زایی فلزات پایه در مرحله دوم رخ داده است. دگرسانی گرمایی شامل دگرسانی‌های سیلیسی، آرزلیک متوسط، کربناتی و پروپلیتیک می‌باشد. پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و تنانتیت-تتراهدريت همراه با اندکی پیرولوسیت و پسیلوملان مواد معدنی اصلی هستند. کوارتز، کلسیت، سیدریت، باریت و سریسیت-ایلیت مواد باطله می‌باشند. گوتیت، سروزیت، اسمیت‌زونیت، مالاکیت و کوولیت در اثر فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. انواع بافت کانسنگ شامل دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، پوسته‌ای، کاکلی، گل‌کمی، پرماند، بازماندی، پُرکننده فضای خالی و جانشینی می‌باشد. ویژگی‌های کانه‌زایی در رخداده معدنی سرب-روی-مس کورچشمه با کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط قابل مقایسه است.

**واژه‌های کلیدی:** کانه‌زایی فلزات پایه، اپی‌ترمال حدواسط، کورچشمه، تاکستان، مردآباد-بوئین‌زهره

### Abstract

Kourcheshmeh Pb-Zn-Cu occurrence is located 40 km southwest of Takestan and is a part of the Mardabad-Bouinzahra volcanic belt. Mineralization occurred as quartz-sulfide veins within the Eocene tuff and lava sequence and is about 600 meters long and 0.5 to 2 meters wide. Six stages of mineralization can be distinguished at Kourcheshmeh, where Pb-Zn-Cu mineralization occurred in the second stage. Hydrothermal alteration includes silicification, intermediate argillic, carbonate, and propylitic alteration. Pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, and tennantite-tetrahedrite along with minor pyrolusite and psilomelane are the main ore minerals. Quartz, calcite, siderite, barite, and sericite-illite are gangue minerals. Goethite, cerussite, smithsonite, malachite, and covellite are formed by supergene processes. The ore minerals formed as disseminated, vein-veinlets, brecciated, comb, crustiform, colloform, plumose, and vug infill textures. Characteristics of the Kourcheshmeh Pb-Zn-Cu occurrence are comparable with intermediate-sulfidation type of epithermal deposits.

**Keywords:** Base metal mineralization, intermediate-sulfidation epithermal, Kourcheshmeh, Takestan, Mardabad-Bouinzahra

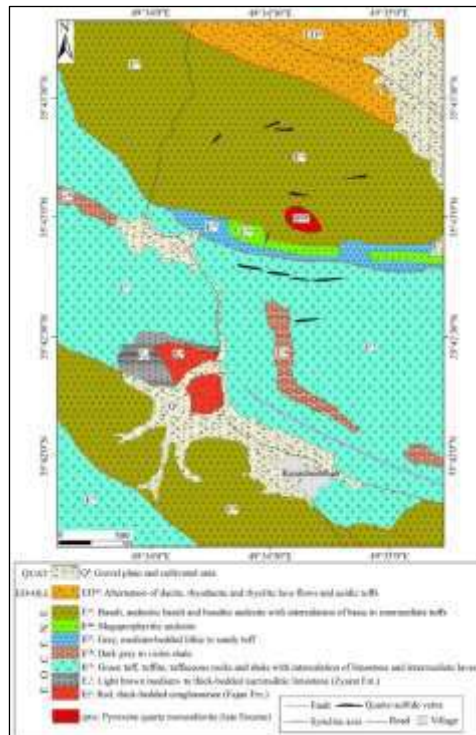
### ۱- مقدمه

رخداده معدنی سرب-روی-مس کورچشمه در فاصله حدود ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختر تاکستان با مختصات ۳۹۵۲۹۷۵ شمالی و ۳۷۱۳۰۵ خاوری (زون مختصاتی 39S) قرار گرفته و بخشی از کمر بند آتشفشانی مردآباد-بوئین‌زهره در حاشیه شمالی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر است. این کمر بند آتشفشانی میزبان کانه‌زایی‌های فراوان مس، سرب، روی و طلا مانند لک، ده‌بالا، ایپک، کوه جارو، رودک، گوموشلو، گوموش‌داش، قزل‌چشمه، بیدستان، افشارآباد، بوجعفر، گیلان‌دره، آتش‌انبار، رامند و کورچشمه می‌باشد (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۱؛ طالع‌فاضل و همکاران، ۱۴۰۱؛ Yousefi et al., 2017; Tale Fazel et al., 2023). کانه‌زایی‌های فوق معمولاً درون واحدهای سنگی اتوسن رخ داده و ارتباط مکانی و زمانی نزدیکی با توده‌های نفوذی اتوسن میانی-بالایی دارند

(Kazemi et al., 2022). آثار فعالیت‌های استخراجی و اکتشافی گذشته در رخداد معدنی کورچشمه دیده شده و در حال حاضر نیز توسط بخش خصوصی در دست اکتشاف است. با این وجود، تاکنون مطالعه علمی دقیقی بر روی آن انجام نشده است. در این مقاله، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت این رخداد معدنی بررسی و تیپ کانه‌زایی آن تعیین شده است. نتایج این تحقیق می‌تواند به‌عنوان الگوی اکتشافی در کمر بند آتشفشانی مردآباد- بوئین‌زهر و دیگر مناطق کمان ماگمایی ارومیه- دختر مورد استفاده قرار گیرد.

## ۲- زمین‌شناسی

بر اساس نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ دانسفهان (خیارچ) (اقلیمی و مصوری، ۱۳۷۹) و با توجه به پیمایش‌های صحرایی انجام‌شده در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ (شکل ۱)، واحدهای سنگی موجود در منطقه کورچشمه مربوط به تناوب واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن بوده و شامل گدازه‌های بازالت آندزیتی، بازالت، آندزیت بازالتی، مگاپورفیر آندزیت، کریستال لیتیک توف حدواسط و کریستال توف تا لیتیک کریستال توف اسیدی است. رخنمون‌های کوچکی از توده‌های نفوذی با ترکیب پیروکسن کوارتز دیوریت نیز در منطقه دیده می‌شود که مجموعه‌های سنگی ائوسن را قطع کرده‌اند. با توجه به مطالعات کاظمی و همکاران (Kazemi et al., 2022) سن این توده‌ها احتمالاً ائوسن میانی است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ تهیه‌شده از منطقه کورچشمه. ضخامت رگه‌های کانه‌دار کمی بزرگ‌نمایی شده است.

## ۳- کانه‌زایی و دگرسانی

کانه‌زایی به‌صورت رگه‌های سیلیسی- باریتی- کربناتی حاوی سرب، روی و مس درون توالی توفی- گدازه‌ای ائوسن رخ داده است (شکل ۲- الف). رگه اصلی کانه‌دار دارای روند N100E/70-80NE بوده و به‌طور ناپیوسته تا ۶۰۰ متر درازا و ۰/۵ تا ۲ متر پهنا دارد. رگه‌های فرعی دیگری در بخش‌های مختلف منطقه با طول‌های کوچک‌تر و پهنای کمتر وجود دارند. دگرسانی آرژلیک متوسط به ضخامت تا ۳ متر، اطراف رگه‌های کانه‌دار را دربر می‌گیرد (شکل ۲- ب).

الف). در مقیاس رخنمون، ساخت و بافت کانسنگ عمدتاً رگه- رگچه‌ای، قشرگون، برشی، دانه‌پراکنده و پرکننده فضای خالی است (شکل ۲-ب تا ث). بلورهای گالن و کالکوپریت عمدتاً به صورت دانه‌پراکنده درون رگه‌های کانه‌دار و کانی‌های اسمیت‌زونیت، سروزیت و مالاکیت به صورت پرکننده فضای خالی دیده می‌شوند. عیار نمونه‌های برداشت‌شده از رگه‌های کانه‌دار تا ۷ درصد مجموع سرب و روی، ۲ درصد مس و به ترتیب تا حدود ۷ و ۱۳۵ گرم در تن طلا و نقره را مشخص کرده است.

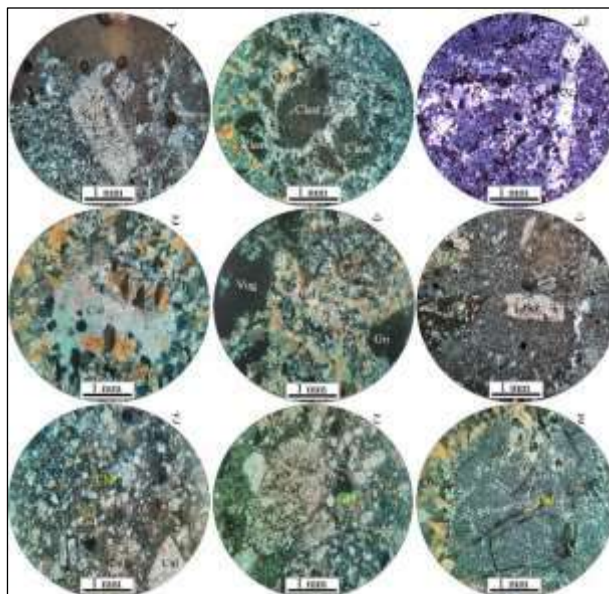


شکل ۲-الف- نمایی از رگه کانه‌دار اصلی در رخداده معدنی کورچشمه که توالی توفی- گدازه‌ای انوسن میزبان خود را قطع کرده و توسط هاله‌ای از دگرسانی آرژلیک متوسط (Int. Arg. Alt.) دربر گرفته شده است (دید به سمت خاور). ب و پ- نمایی از بافت‌های برشی (ب) و قشرگون (پ) ماده معدنی در مقیاس نمونه دستی. ت و ث- نمایی از کانه‌زایی گالن با بافت دانه‌پراکنده (ت و ث) و اسمیت‌زونیت با بافت پرکننده فضاهای خالی (ث) در مقیاس نمونه دستی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 21010) اقتباس شده است. Car: کربنات، Brt: باریت، Gn: گالن، Lith: قطعه سنگی، Qz: کوارتز، Smt: اسمیت‌زونیت

دگرسانی‌های گرمابی شامل سیلیسی، آرژلیک متوسط، کربناتی و پروپیلیتیک می‌باشد که در این بین، دگرسانی‌های سیلیسی و آرژلیک متوسط و کربناتی منطبق بر بخش‌های کانه‌دار بوده و دگرسانی پروپیلیتیک در خارج از بخش‌های کانه‌دار، سنگ‌های میزبان را تحت تأثیر قرار داده است. دگرسانی سیلیسی، به صورت رگه- رگچه‌ای و یا سیمان گرمابی پرش‌ها رخ داده (شکل ۳-الف و ب) و منطبق بر بخش‌های کانه‌دار است. ضخامت رگه‌های کوارتزی بیشینه تا ۵ سانتی‌متر می‌رسد. دگرسانی آرژلیک متوسط با ضخامت حدود ۳ متر، اطراف رگه‌های کوارتزی کانه‌دار را در بر گرفته است (شکل ۲-الف). این دگرسانی معمولاً توسط شکستگی‌ها کنترل شده و در مقیاس رخنمون سبب تغییر رنگ سنگ‌ها به سفید تا زرد شده است. در مقاطع میکروسکوپی، دگرسانی آرژلیک متوسط به صورت جانشینی پلاژیوکلاز توسط مجموعه ایلیت و سریسیت همراه با مقادیر اندکی کوارتز و کلسیت مشخص می‌شود (شکل ۳-پ و ت). دگرسانی کربناتی در رخداده معدنی کورچشمه به دو نوع قابل تفکیک است. نوع اول شامل کلسیت و بعضاً سیدریت است که در همراهی با کوارتز در سیمان گرمابی پرش‌ها دیده شده و ارتباط نزدیکی با بخش‌های سیلیسی کانه‌دار دارد (شکل ۳-ث). دگرسانی کربناتی نوع دوم شامل کلسیت با بافت‌های رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی است (شکل ۳-ج و چ). رگه- رگچه‌های کلسیتی معمولاً رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار را قطع کرده‌اند که این امر بیانگر تشکیل این رگه و رگچه‌ها در مراحل پایانی دگرسانی می‌باشد. دگرسانی پروپیلیتیک اغلب با جانشینی کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن توسط مجموعه کلریت- اپیدوت- سریسیت و کربنات مشخص می‌شود (شکل ۳-ح و خ). طی این دگرسانی، کوارتز به میزان کم در زمینه سنگ تشکیل شده است.

### ۳- کانی شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و تنانتیت- تتراهدريت همراه با اندکی پیرولوسیت و پسیلوملان کانی شناسی اصلی ماده معدنی در رخداد معدنی کورچشمه هستند. کوارتز، کلسیت، سیدریت، باریت و سریسیت- ایلیت مواد باطله می باشند. گوتیت، سروزیت، اسمیت زونیت، مالاکیت و کوولیت در اثر فرایندهای برونزاد تشکیل شده اند. انواع بافت کانسنگ شامل دانه پراکنده، رگه- رگچه ای، پرشی، شانه ای، پوسته ای (قشرگون)، کاکلی، گل کلمی، پرمانند، بازماندی، پُرکننده فضای خالی و جانشینی می باشد.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع دگرسانی ها در رخداد معدنی کورچشمه. الف و ب- دگرسانی سیلیسی به صورت رگه- رگچه های کوارتزی (الف) و سیمان گرمایی برش ها (ب). پ و ت- دگرسانی آرژیلیک به صورت تبدیل پلاژیوکلز به سریسیت- ایلیت. ث تا ج- دگرسانی کربناتی به صورت همراهی کلسیت با کوارتز در سیمان گرمایی برش ها (ث)، بافت پُرکننده (ج) و رگچه های کلسیتی تأخیری (چ). ح و خ- تبدیل پلاژیوکلز و کانی های مافیک به کلسیت و کلریت در دگرسانی پروپیلیتیک. علائم اختصاری کانی ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Gn: گالن، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت، Vug: فضای خالی)

پیریت معمولاً به صورت بلورهای ریز تا متوسط و گاه درشت بلور بی شکل تا نیمه شکل دار دیده شده و اغلب به گوتیت دگرسان شده است (شکل ۴- الف). در برخی از نمونه ها، ادخال هایی از پیریت درون کالکوپیریت دیده می شود (شکل ۴- ب). در برخی موارد، پیریت با کالکوپیریت هم رشدی نشان می دهد (شکل ۴- پ). کالکوپیریت معمولاً به صورت بلورهای ریز تا درشت نیمه شکل دار تا بی شکل در بخش های کانه دار حضور دارد. این کانی معمولاً دارای ادخال هایی از پیریت است (شکل ۴- ب). در بیشتر بخش ها، کالکوپیریت توسط گوتیت و گاه کوولیت جانشین شده و بافت بارماندی و بعضاً اسکلتی نشان می دهد (شکل ۴- ب و پ). گالن اغلب به صورت بلورهای درشت نیمه شکل دار تا بی شکل با رخ های مثلثی در بخش های کانه دار دیده می شود. در بیشتر بخش های کانه دار، گالن توسط سروزیت جانشین شده است (شکل ۴- ت و ث). گالن معمولاً با اسفالریت هم رشدی نشان می دهد (شکل ۴- ت و ث). در برخی از بخش ها، ادخال هایی از کالکوپیریت، اسفالریت و تنانتیت- تتراهدريت درون گالن دیده می شود (شکل ۴- ج و چ). اسفالریت با فراوانی کمتر نسبت به گالن در بخش های کانه دار دیده می شود. این کانی عمدتاً به صورت بلورهای ریز تا متوسط بی شکل تا نیمه شکل دار به رنگ عسلی (فقیر از آهن) دیده شده و معمولاً با گالن هم رشدی دارد (شکل ۴- ت و ث). در برخی از بخش ها، ادخال هایی از اسفالریت درون گالن دیده می شود (شکل ۴- ت و ج). در اثر فرایندهای برونزاد، اسفالریت به اسمیت زونیت دگرسان شده است (شکل ۴- ث). تنانتیت- تتراهدريت با فراوانی کم و به صورت ادخال های ریز بی شکل درون

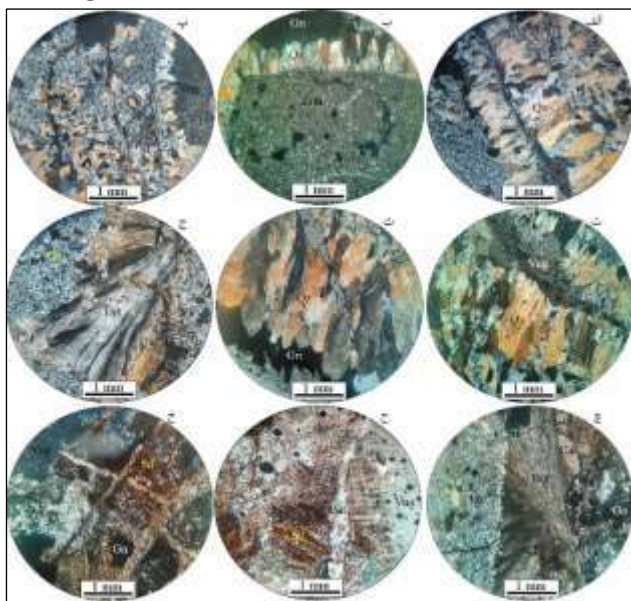






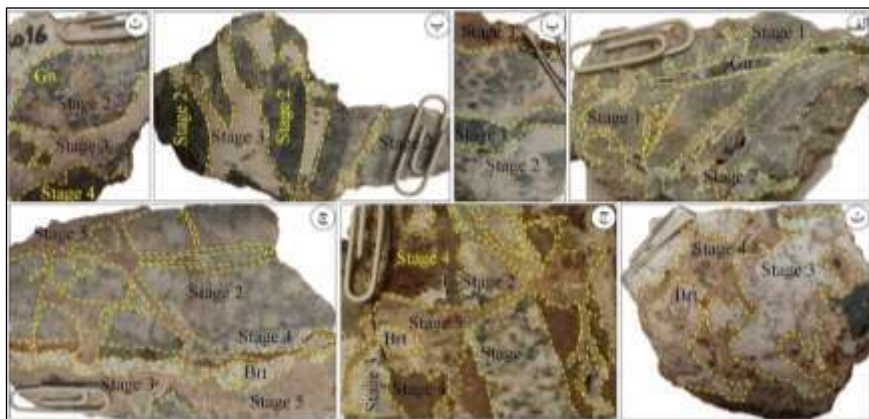
#### ۴- مراحل کانه‌زایی و توالی پاراژنزی کانی‌ها

کانه‌زایی در رخداد معدنی کورچشمه به شش مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول با سیلیسی شدن (کوارتزهای ریزبلور) سنگ‌های میزبان مشخص می‌شود. پیریت تنها کانی سولفیدی این مرحله است که بیشتر به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل (اغلب اکسیده) با بافت دانه‌پراکنده در متن سیلیسی شده سنگ دیده می‌شود. این مرحله توسط مراحل بعدی کانی‌سازی قطع و برشی شده است (شکل ۶- الف و ب). مرحله دوم با حضور رگه- رگچه‌ها (تا ۳۰ سانتی‌متر) و برش‌های گرمابی با سیمان کوارتز- سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و مقادیر اندکی تنانتیت- تتراهدريت) مشخص می‌شود. این مرحله از کانه‌زایی اغلب مرحله اول کانه‌زایی را قطع و برشی کرده (شکل ۶- الف و ب) و خود توسط مراحل بعدی کانه‌زایی قطع شده و بخش‌هایی از آن به صورت قطعات سنگی در سیمان گرمابی برش‌های مرحله سوم و چهارم کانه‌زایی دیده می‌شود (شکل ۶- ب تا ج و ج تا چ). کانه‌زایی مرحله سوم با حضور رگه و رگچه‌های باریتی (تا ۲۵ سانتی‌متر) مشخص می‌شود که مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده و خود توسط رگه- رگچه‌های کلسیتی- سیدریتی و کلسیتی مراحل چهارم و پنجم کانه‌زایی قطع و برشی شده‌اند (شکل ۶- ب تا چ). هیچ کانی سولفیدی در این مرحله تشکیل نشده است. مرحله چهارم با حضور کربنات (کلسیت و سیدریت) همراه با اندکی کانه‌های منگنز (پیرولوسیت و پسیلوملان) به صورت رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی مشخص می‌شود. ضخامت رگه- رگچه‌های کربناتی این مرحله تا ۱۵ سانتی‌متر می‌رسد. رگچه‌های کربناتی این مرحله معمولاً مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده و خود توسط رگچه‌های کلسیتی مرحله



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع کانی‌های باطله و بافت آنها در رخداد معدنی کورچشمه. الف- کوارتز با بافت شانه‌ای. ب- رشد کوارتز با بافت کاکلی بر روی دیواره قطعه سنگ توفی. پ- بافت پوسته‌ای و قشرگون کوارتز. ت و ث- بافت پرمماند بلورهای درشت کوارتز. ج و چ- بلورهای رشته‌ای و شعاعی باریت. ح و خ- سیدریت با بافت پرکننده فضای خالی که توسط رگچه‌های کلسیتی تأخیری قطع شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده‌اند. (Brt: باریت، Cal: کلسیت، Lith: قطعه سنگ، Gn: گالن، Qz: کوارتز، Sd: سیدریت، Vug: فضای خالی)

پنجم قطع شده‌اند (شکل ۶- ت تا چ). مرحله پنجم یک مرحله عقیم بعد از کانه‌زایی بوده و به آخرین فعالیت‌های گرمابی مرتبط است. این مرحله با حضور رگه و رگچه‌های کلسیتی (کمتر از ۱۰ سانتی‌متر) مشخص می‌شود که مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده‌اند (شکل ۶- ج و چ). هیچ کانی سولفیدی و اکسیدی با این مرحله مشاهده نمی‌شود. مرحله ششم کانه‌زایی مربوط به فرایندهای برونزاد بوده و با کانی‌های گوتیت، سروزیت، اسمیت‌زونیت و ملاکیت با بافت‌های پرکننده فضای خالی، بازماندی و جان‌شینی مشخص می‌شود. توالی پاراژنزی کانی‌ها در رخداد معدنی کورچشمه در شکل ۷ نشان داده شده است.



شکل ۶- تصاویر نمونه دستی از مراحل کانه‌زایی در رخدادهای معدنی کورچشمه. الف- مرحله اول کانه‌زایی به صورت سیلیسی شدن سنگ میزبان که توسط رگچه‌های کوارتز- سولفیدی مرحله دوم قطع شده است. ب- قطعات برشی مرحله اول کانه‌زایی (بخش‌های تیره) در سیمان سیلیسی- سولفیدی مرحله دوم کانه‌زایی. رگچه مرحله سوم کانه‌زایی که مرحله دوم را قطع کرده است نیز در تصویر قابل مشاهده است. پ- قطع شدن مرحله دوم کانه‌زایی توسط رگچه‌های باریتی مرحله سوم کانه‌زایی. ت- قطعات برشی مرحله دوم کانه‌زایی (بخش‌های تیره) در رگچه‌های باریتی مرحله سوم کانه‌زایی. ث- قطع و برشی شدن رگچه‌های باریتی مرحله سوم کانه‌زایی توسط رگچه‌های کلسیتی- سیدریتی مرحله چهارم. ج و چ- رگچه‌های کلسیتی- سیدریتی مرحله چهارم کانه‌زایی که رگچه‌های کوارتز- سولفیدی مرحله دوم و باریتی مرحله سوم را قطع کرده و خود توسط رگچه‌های کلسیتی مرحله پنجم کانه‌زایی قطع شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Brt: باریت، Gn: گالن)

|                         | Stage 1 | Stage 2 | Stage 3 | Stage 4 | Stage 5 | Supergene |
|-------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|-----------|
| Pyrite                  |         |         |         |         |         |           |
| Chalcopyrite            |         |         |         |         |         |           |
| Galena                  |         |         |         |         |         |           |
| Sphalerite              |         |         |         |         |         |           |
| Tennantite-Tetrahedrite |         |         |         |         |         |           |
| Pyrolusite              |         |         |         |         |         |           |
| Psilomelane             |         |         |         |         |         |           |
| Malachite               |         |         |         |         |         |           |
| Covellite               |         |         |         |         |         |           |
| Cerussite               |         |         |         |         |         |           |
| Smithsonite             |         |         |         |         |         |           |
| Goethite                |         |         |         |         |         |           |
| Quartz                  |         |         |         |         |         |           |
| Sericite-Illite         |         |         |         |         |         |           |
| Barite                  |         |         |         |         |         |           |
| Calcite                 |         |         |         |         |         |           |
| Siderite                |         |         |         |         |         |           |
| Disseminated            |         |         |         |         |         |           |
| Brecciated              |         |         |         |         |         |           |
| Vein-Veinlets           |         |         |         |         |         |           |
| Comb                    |         |         |         |         |         |           |
| Cockade                 |         |         |         |         |         |           |
| Colloform-Crustiform    |         |         |         |         |         |           |
| Plumose                 |         |         |         |         |         |           |
| Vug Infill              |         |         |         |         |         |           |
| Relict                  |         |         |         |         |         |           |
| Replacement             |         |         |         |         |         |           |

شکل ۷- مراحل کانه‌زایی، توالی پاراژنری و ساخت و بافت مواد معدنی و باطله در رخدادهای معدنی کورچشمه.

## ۵- تیپ کانه‌زایی

نتایج مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهد: ۱- کانه‌زایی در رخدادهای معدنی کورچشمه درون واحدهای آشفشانی و آذرآواری رخ داده و توسط ساختارهای گسلی کنترل شده است. ۲- دگرسانی‌های گرمابی در کورچشمه با مجموعه کانی‌های دگرسانی دما پایین تا متوسط مانند سربیسیت، ایلیت، کلسیت و کلریت در نزدیکی رگه‌های کانه‌دار مشخص می‌شود. ۳- مجموعه کانیایی در کورچشمه شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و تانتنیت- تتراهدريت همراه با اندکی پیرولوسیت و پسیلوملان است که با مجموعه کانی‌های باطله کوارتز، کلسیت، سیدریت، باریت و سربیسیت- ایلیت همراهی می‌شوند. ۴- ساخت و بافت کانسنگ در رخدادهای معدنی کورچشمه شامل رگه- رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، پوسته‌ای (قشرگون)، کاکلی، گل کلمی، پرمانند، بازماندی، پُرکننده فضای

خالی است. مقایسه این ویژگی‌ها با انواع کانسارهای فلزات پایه و گران‌بها نشان می‌دهد که این مجموعه کانایی، ساخت و بافت و الگوی دگرسانی بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط (Hedenquist et al., 2000; Einaudi et al., 2003; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Gemmell, 2004; Wang et al., 2019) دارد. نبود بافت کوارتز حفره‌ای و دگرسانی آرژلیک پیشرفته با مجموعه کانی‌های آلونیت، کائولینیت و پیروفلیت و همچنین نبود مجموعه کانی‌های آدولاریا، انارژیت، لوزونیت و تنانتیت در رگه‌های کانه‌دار کورچشمه بیانگر متفاوت بودن کانه‌زایی در این رخداد معدنی از کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین و بالا است. همچنین، کانی‌های دگرسانی (مجموعه سریست، ایلیت، کلسیت و کلریت) در رخداد معدنی کورچشمه جزء دگرسانی‌های گرمایی حرارت پایین تا متوسط هستند که شاخص کانی‌های دگرسانی در کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط می‌باشند (Hedenquist et al., 2000; Albinson et al., 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe and Hedenquist, 2003).

## ۶- نتیجه‌گیری

کانه‌زایی در رخداد معدنی کورچشمه به صورت رگه‌های سیلیسی-باریتی-کربناتی حاوی سرب، روی و مس درون توالی توفی-گدازه‌ای ائوسن رخ داده و توسط هاله‌های دگرسانی آرژلیک متوسط احاطه شده است. شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی، الگوی دگرسانی‌ها، کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ در کورچشمه نشان می‌دهد که این رخداد معدنی از نوع کانسارهای اپی‌ترمال فلزات پایه نوع سولفیداسیون حدواسط بوده و از این نظر قابل مقایسه با سایر کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در کمربند آتشفشانی مردآباد-بوئین‌زهره است. ژئومتری رگه‌های کانه‌زایی در رخداد معدنی کورچشمه و دیگر کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در کمربند آتشفشانی مردآباد-بوئین‌زهره نشان می‌دهد که ساختارهای گسلی معبر اصلی برای عبور جریان سیالات کانه‌ساز بوده‌اند. همچنین، این کانه‌زایی‌ها اغلب درون توالی توفی-گدازه‌ای ائوسن و در ارتباط فضایی نزدیک با توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن میانی تشکیل شده‌اند. از این رو، بررسی پهنه‌های گسلی موجود در توالی سنگی ائوسن به‌ویژه در مناطقی که مورد هجوم توده‌های گرانیتوئیدی قرار گرفته‌اند، از نظر اکتشاف کانسارهای اپی‌ترمال می‌تواند حائز اهمیت باشد.

## ۷- مراجع

گودرزی، ز.، مقدسی، س.ج.، برزگر، ح.، ۱۳۹۱. مراحل تشکیل و تکوین کانسار پلی‌متال لک بر پایه مطالعات سیالات درگیر، جنوب غرب بوئین‌زهره، استان قزوین. دوفصلنامه یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، ۶ (۱۲)، ۷۴-۸۹.

طالع فاضل، ا.، مرادی، م.، نجفی راشد، س.، ۱۴۰۱. تعیین نوع ذخایر مس با سنگ میزبان آتشفشانی در ناحیه معدنی کوه جارو (جنوب اشتهارد) براساس شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی و میانبارهای سیال. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴ (۱)، ۶۸-۱۰۸.

اقلیمی، ب.، مصوری، ف.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ داسفهان (خیارچ). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. and Chomiak, B., 2001. Controls on the formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. In: T. Albinson and C.E. Nelson (Editors), *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America: Society of Economic Geology Special Publication 8*, 1-32. <https://doi.org/10.5382/SP.08.01>

Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. and Inan, E.E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors.), *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth: Economic Geology Special Publication 10*, 285-313. <https://doi.org/10.5382/SP.10.15>

Gemmell, J. B., 2004. Low- and intermediate-sulfidation epithermal deposits. In: D.R. Cooke, C.L. Deyel and J. Pongratz (Editors), *24 Ct Gold Workshop: University of Tasmania, Hobart, Australia*, pp. 57-63.

Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000: Society of Economic Geology Special Publication 13*, 245-277.

John, D.A., 2001. Miocene and early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin, western USA, Characteristics, distribution, and relationship to magmatism: *Economic Geology* 96(8), 1827-1853. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1827>



- Kazemi, K., Modabberi, S., Xiao, Y., Sarjoughian, F. and Kananian, A., 2022. Geochronology, whole-rock geochemistry, Sr-Nd isotopes, and biotite chemistry of the Deh-Bala intrusive rocks, Central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for magmatic processes and copper mineralization: *Lithos* 408-409, 106544. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106544>
- Sabeva, R., Mladenova, V. and Mogessie, A., 2017. Ore petrology, hydrothermal alteration, fluid inclusions, and sulfur stable isotopes of the Milin Kamak intermediate sulfidation epithermal Au-Ag deposit in Western Srednogie, Bulgaria: *Ore Geology Reviews* 88, 400-415. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.013>
- Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcano-tectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors), *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth: Society of Economic Geology Special Publication 10*, 315-343. <https://doi.org/10.5382/SP.10.16>
- Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *One Hundredth Anniversary Volume: Society of Economic Geology Special Publication*, 485-522. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>
- Tale Fazel, E., Nevolko, P.A., Păsava, J., Xie, Y., Alaei, N. and Oroji, A., 2023. Geology, geochemistry, fluid inclusions, and H-O-C-S-Pb isotope constraints on the genesis of the Atash-Anbar epithermal gold deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, central-northern Iran: *Ore Geology Reviews* 153, 105285. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105285>
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.Y. and Li, G.M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification: *Ore Geology Reviews* 107, 434-456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist* 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yousefi, M., Rashidnejad Omran, N., Lotfi, M. and Bazoobandi, M.H., 2017. Copper and gold mineralization features in Deh Bala region, south of Takestan: *Open Journal of Geology* 7(7), 1022-1046. <https://doi.org/10.4236/ojg.2017.77069>

## مکانیابی محل احداث کارخانه سنگبری در استان آذربایجان غربی با روش منطق فازی در نرم افزار Arc GIS

ستیا یعقوب بادکی<sup>۱\*</sup>، سجاد چهرگانی<sup>۲</sup>، جعفر عبدالهی شریف<sup>۳</sup>، مهدی قنبرزاده<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد/استخراج مواد معدنی، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

[Cynthiia002@gmail.com](mailto:Cynthiia002@gmail.com)

۲- دانشیار، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

[s.chehreghani@urmia.ac.ir](mailto:s.chehreghani@urmia.ac.ir)

۳- استاد، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

[j.a.sharif@urmia.ac.ir](mailto:j.a.sharif@urmia.ac.ir)

۴- دانشیار، گروه مهندسی عمران، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

[m.ghanbarzadehlak@urmia.ac.ir](mailto:m.ghanbarzadehlak@urmia.ac.ir)

### چکیده

سنگ‌های ساختمانی و نما یکی از مهمترین و باارزش‌ترین مواد معدنی در سطح جهان هستند. سنگ‌های تزئینی و نما به دلایل مختلف رنگ، جلا، مقاومت، استفاده از آن در بناها به خاطر زیبایی و سایر خصوصیات دارای ارزش بسیار بالایی است. کشور ایران از نظر دارا بودن معادن سنگ ساختمانی جزو ۱۰ کشور اول جهان است. همچنین استان آذربایجان غربی با دارا بودن ۲۲۴ معدن سنگ ساختمانی یکی از استان‌های مهم در این زمینه است. اغلب محصولات استخراجی معادن استان به دلیل نبود کارخانه مناسب برای برش و فراوری به سایر استان و کشورهای اطراف صادر می‌گردد. در این بین با توجه به هزینه بالا ارسال سنگ به سایر استان‌ها و کشورها و برگشت محصول فراوری شده آن با ارزش افزوده بسیار و تقاضای موجود در استان، نیاز به ایجاد یک کارخانه سنگبری را در سطح استان پیش از پیش مورد اهمیت قرار می‌دهد. در این مقاله با توجه به لایه‌های مختلف و اطلاعات موجود از استان و با کمک نرم افزار Arc GIS لایه‌های مختلف فاصله بندی شده و سپس با استفاده از منطق فازی برای هر لایه امتیاز دهی صورت گرفته است و در انتها با استفاده از عملگر گاما نقشه نهایی به دست آمده است. این نقشه نشان دهنده نقاط مناسب برای احداث این کارخانه است.

**واژه‌های کلیدی:** مکانیابی، آذربایجان غربی، منطق فازی، کارخانه سنگبری، نرم افزار Arc GIS

### Abstract

Building and facade stones are one of the most important and valuable minerals in the world. Decorative and facade stones have a very high value due to various reasons of color, polish, resistance, its use in buildings due to its beauty and other characteristics. Iran is among the top 10 countries in the world in terms of having construction stone mines. Also, West Azarbaijan province is one of the important provinces in this field with 224 construction stone mines. Most of the mining products of the province are exported to other provinces and neighboring countries due to the lack of suitable factories for cutting and processing. In the meantime, considering the high costs of sending stone to other provinces and countries and the return of its processed product with high added value and the existing demand in the province, the need to establish a Stone cutting factory in the province is felt. In this article, according to the different layers and the available information from the province, and with the help of Arc GIS software, the different layers have been spaced, and then using fuzzy logic, scoring has been done for each layer, and finally, the final map has been created using the gamma operator. Is obtained. This map shows the suitable points for the construction of this factory.

**Key words:** Location, West Azerbaijan, fuzzy logic, Stone cutting factory, Arc GIS software

### ۱- مقدمه

سنگ یکی از قدیمی ترین و پرکاربردترین موادی است که همواره از بدو زندگی بشر تا به امروز همراه او بوده و نقش اساسی را در زندگی انسان داشته است. مصرف سنگ همواره روند رو به رشدی در زمینه ساختمانی، عمرانی و معدنی داشته و همچنین به عنوان عنصر تزئینی جهت زیبا سازی ساختمان‌ها به کار رفته

است که همین امر سبب افزایش یکنواخت عرضه و تقاضا در بازار جهانی در سالیان متوالی بوده است. سنگ‌های ساختمانی به نوعی از سنگ گفته می‌شوند که چه با تغییر شکل و چه بدون تغییر شکل فیزیکی در یکی از بخش‌های ساختمان و بناها مانند دیواره، نما، کف، سنگ فرش خیابان و جاده‌ها قابل استفاده هستند و به دو دسته سنگ‌های زیربنایی و تزئینی تقسیم می‌شوند. مهم‌ترین عوامل موثر برای انتخاب سنگ‌های ساختمانی، قیمت، رنگ، دوام و مشخصات فنی آن‌ها است (عطایی، ۱۳۸۷). تمام عملیات مهم و ضروری از شناسایی منبع اولیه تا کاربرد نهایی سنگ، چرخه زندگی آن را تشکیل می‌دهد. به طور کلی فرایند تولید سنگ‌های ساختمانی شامل سه مرحله اکتشاف، استخراج و فراوری است. پس از انجام مرحله اکتشاف از جمله؛ تخمین حجم، توصیف و تعیین مشخصات ذخیره، مسائل اقتصادی، اجتماعی-سیاسی و مطالعات محیط زیستی، مرحله بعدی شامل آماده سازی، حفاری، برش و استخراج بلوک‌های بزرگ از معدن و سپس تبدیل این بلوک‌ها به بلوک‌های کوچکتر جهت بارگیری و انتقال آسان‌تر به کارخانه فراوری است. حجم بلوک‌های منتقل شده به کارخانه فراوری بسته به نوع ماشین آلات و تجهیزات ممکن است حدود ۲ تا ۱۵ متر مکعب باشد. در کارخانه فراوری این بلوک‌ها بر اساس کیفیت و ویژگی‌هایشان جهت کاربردهای مختلف، از هم جدا می‌شوند. بلوک‌های ورودی جهت فروش به بازار ممکن است به قطعات بزرگ، با ضخامت بالا، مسطح، معمولاً به شکل مستطیل و یا مربع به نام اسلب و یا صفحات کوچکتر که به آن‌ها تایل گفته می‌شود، به سلیقه و نیاز مشتری ساب و صیقل داده می‌شوند (Jalalian et al., 2021). تعیین محل کارخانه یکی از موضوعات اساسی در احداث واحد های صنعتی است، که می‌بایست قبل از احداث و راه‌اندازی مورد توجه قرار بگیرد. این موضوع برای صنایع بزرگ و مادر از جنبه‌های مختلفی قابل بررسی است و در نتیجه از میزان حساسیت بالاتری برخوردار است.

مکان‌یابی کارخانه در سطوح استراتژیک تصمیم‌گیری بوده و نتایج حاصل از این تصمیم در طولانی مدت اثرات به سزایی از نظر اقتصادی، زیست محیطی، اجتماعی و فنی خواهد داشت. انتخاب مکان مناسب نقش مهمی در رقابت پذیری یک شرکت در بازار دارد و باید طوری انتخاب شود که باعث رسیدن و دست یابی به مزایای رقابتی و استراتژیک، در مقایسه با رقبای دیگر شود. مکان‌یابی کارخانه می‌تواند در زمین‌های مختلفی از جمله مهندسی صنایع، تحقیق در عملیات، اقتصاد شهری و علوم سیاسی مورد توجه قرار گیرد (عطایی، ۱۳۸۷). با توجه به اهمیت تصمیم‌گیری در این موضوع، تصمیم‌گیرندگان باید مکانی را انتخاب کنند که علاوه بر مناسب بودن برای شرایط فعلی، به اندازه کافی برای تغییرات موجود در آینده نیز انعطاف پذیر باشد (Sriniketha et al., 2014). در سال‌های اخیر مطالعات مکان‌یابی به عنوان یکی از عوامل مهم در بقای مراکز صنعتی و کارخانه‌ها در نظر گرفته شده که توجه به آن باعث موفقیت و کاهش هزینه‌های واحدهای صنعتی می‌شود. انتخاب مکان بهینه می‌تواند ظرفیت تولید را افزایش و باعث کاهش هزینه‌های تولیدی شود (Yavuz, 2008). مکان‌یابی به معنی انتخاب یک مکان برای یک یا چند مرکز، با در نظر گرفتن سایر مراکز و محدودیت‌های آن‌ها است به گونه‌ای که هدف انتخاب بهینه باشد. این هدف می‌تواند کاهش هزینه‌های حمل و نقل، در دست گرفتن بازار، ارائه خدمات عادلانه به مشتریان و غیره باشد (فرقانی و پورابراهیم، ۱۳۸۷). بنابراین تعیین و انتخاب محل احداث کارخانه یکی از مهم‌ترین گام‌ها در تاسیس آن است، زیرا نتایج حاصل از این انتخاب در درازمدت ظاهر می‌شود همچنین به لحاظ جنبه‌های بیرونی سازمانی از جمله؛ اقتصادی، اجتماعی، فرهنگی و زیست محیطی تاثیر گذار بوده و تاثیر در سوددهی کارخانه نیز از جنبه‌های تاثیر گذار درونی آن است. تعیین محل کارخانه به لحاظ اقتصادی، نقش مهمی در میزان سرمایه گذاری اولیه به هنگام احداث کارخانه و قیمت تمام شده کالا به هنگام بهره‌برداری دارد (مجیدیان، ۱۳۸۲).

کشور ایران با دارا بودن بیش از ۲۰ میلیارد تن ذخایر متنوع سنگ‌های تزئینی و نما جزء ۱۰ کشور عمده دارنده ذخایر سنگ بوده و با تولید انبوه سالانه‌ای که دارد، ۱۰ درصد از تولید جهانی را در بر می‌گیرد همچنین کشور ایران به لحاظ ذخایر سنگ‌های تزئینی رتبه سوم، از نظر ظرفیت فراوری جایگاه ششم و همچنین به لحاظ تنوع انواع سنگ‌های تزئینی رتبه اول را در دنیا دارد (عطایی، ۱۳۸۷). با توجه به این آمار سهم ایران از ۱۸ میلیارد دلار تجارت جهانی، ۲۶۲ میلیون دلار است که این مقدار حدود ۱ درصد درآمد در چرخش مالی این صنعت است. ۳۰ میلیون تن ظرفیت کوپ و ۲۰۰ میلیون مترمربع ظرفیت فراوری به نرخ‌های متوسط جهانی حدود هشت میلیارد تن است. در سال‌های اخیر به طور متوسط حجم استخراج سنگ تزئینی از معادن کشور بین ۱۲ تا ۱۵ میلیون تن بوده که که همواره کمتر از ۱ میلیون تن از آن به بازارهای بین‌المللی صادر شده است. هرچند با توجه به پتانسیل‌های صنعت سنگ ایران، صادرات سنگ‌های تزئینی روند افزایشی داشته ولی با توجه به ذخایر فراوان سنگ‌های تزئینی، می‌بایست افزایش بیشتری داشته باشد. هرچند که ذخایر کشور ما به لحاظ ذخایر سنگ تزئینی و ظرفیت فراوری و استخراج سنگ تزئینی در جایگاه سوم قرار دارد، میزان صادرات در ۱۵ سال اخیر به طور متغیر بین ۷۰ تا ۳۷۰ میلیون دلار محدود شده است که در مقایسه با تجارت جهانی ناچیز است. همانند سایر رشته‌های مهندسی موضوع مکان‌یابی کاخانه از جمله کارخانه‌های سنگبری در مهندسی معدن نیز از اهمیت بالایی برخوردار است از آنجایی که قیمت تمام شده سنگ فراوری شده در کشور به دلیل برخی از مشکلات از جمله؛ عدم وجود سنگبری‌های مدرن، درآمد کم به دلیل قیمت پایین فروش، نرخ بهره بالا، نرخ بالای مالیات بر ارزش افزوده، هزینه بالای حمل و نقل، بهره‌وری پایین، فرسوده بودن ماشین آلات در

مقایسه با کشورهای رقیب بیشتر است، وجود این مشکلات باعث افزایش قیمت تمام شده و کاهش راندمان در اکثر معادن کشور شده است (فصلنامه دنیای سنگ، ۱۴۰۰).

فرایند انتخاب بهترین و مناسب‌ترین مکان یا گزینه از بین گزینه‌های دیگر اغلب کار دشواری است. جهت تعیین بهترین مکان برای احداث یک کارخانه روش‌های زیادی تا کنون ارائه شده است از جمله این روش‌ها می‌توان به مدل‌های انتخاب محل احداث کارخانه، روش‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره MCDM، استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS، تلفیق روش‌های تصمیم‌گیری چند معیاره و سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS-MCDM و روش‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره فازی FMCDM اشاره کرد (صفری، ۱۳۸۸). مطالعات زیادی در ارتباط با موضوع مکان‌یابی انجام شده است از جمله انتخاب مکان مناسب برای دفع زباله یکی از مشکلات عمده در مدیریت پسماند است. در عین حال، بسیاری از ملاحظات زیست محیطی، اقتصادی و سیاسی نیز باید رعایت شوند. در مطالعه‌ای انتخاب محل دفن زباله با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS، فرآیند تحلیل سلسله مراتبی AHP، و روش‌های سنجش از دور برای حوضه Senirkent-Uluborlu انجام گرفته شده است. برای این هدف، ده معیار مختلف (سنگ‌شناسی، آب‌های سطحی، سفره‌های زیرزمینی، عمق آب‌های زیرزمینی، کاربری زمین، خطوط راه‌ها، جنبه، ارتفاع، شیب و فاصله تا جاده‌ها) در رابطه با انتخاب محل دفن زباله مورد بررسی قرار گرفته و هر یک از معیارهای مذکور با استفاده از AHP مشخص و وزن دهی شدند. سپس هر یک از این معیارها با استفاده از تکنیک GIS ترسیم شده و با تحلیل‌های همپوشانی، نقشه تناسب تهیه می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که ۹۶/۳ درصد از مساحت حوضه نامناسب است. ۱/۶ درصد، نسبتاً مناسب و ۰/۵ درصد، مناسب‌ترین. در نهایت، مناطق مناسب در حوضه برای دفن زباله جامد تعیین شده و بررسی می‌شود (Şener et al., 2011). جهت مکان‌یابی کارخانه آلومینا-سیمان در آذربایجان شرقی، ۵ گزینه با توجه به معیارها از جمله: تامین آب، برق، سوخت، حمل و نقل و زمین مورد نیاز برای احداث کارخانه مورد بررسی قرار گرفته شده است. در نتیجه گزینه‌ها با روش الکترا امتیاز دهی و در نهایت گزینه برتر انتخاب شده است (عطائی، ۱۳۸۷). برای انتخاب بهترین مکان جهت احداث کارخانه فرآوری گیلسونیت (استان کرمانشاه، ایران) معیارهای موثر برای مکان‌یابی کارخانه، فرآوری مواد معدنی، امکانات و زیرساختی، معدنی، زیست محیطی، جغرافیایی، اجتماعی و فرهنگی، حقوقی، زمین‌شناسی و در نهایت عوامل فنی و تکنولوژیکی با توجه به تعدد عوامل موثر و تعامل فازی بین آنها، برای رتبه‌بندی عوامل از روش نقشه شناختی FCM استفاده شده است. در نتیجه برای نصب نیروگاه، ۴ محل انتخاب شد. مجاورت معادن بزرگتر با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی با استفاده از سیستم اطلاعات زمین‌شناسی GIS، عکس‌های هوایی و بازدیدهای عینی برای به دست آوردن وزن‌های جهانی جایگزین‌ها، وزن‌های محلی به دست آمده از روش‌های FCM و FAHP ترکیب شدند و در نهایت بر اساس نتایج به دست آمده بهترین مکان جهت احداث کارخانه فرآوری انتخاب شده است (Kazemi et al., 2020).

استان آذربایجان غربی به دلیل ساختار زمین‌شناسی که دارد، یکی از مناطق معدنی فعال کشور به شمار می‌رود و از نظر تعداد و تنوع دارای ذخایر فراوانی است. انواع مختلفی از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی به دلیل داشتن خواص فیزیکی خاص به عنوان سنگ‌های ساختمانی مورد استفاده قرار می‌گیرند (Esmaeilzadeh et al., 2021). علیرغم وجود معادن فعال سنگ‌های ساختمانی و تزئینی به صورت پراکنده در استان، حجم زیادی از سنگ‌های تولیدی به دلیل عدم وجود واحدهای سنگبری کافی به صورت خام فروشی به خارج از استان و حتی خارج از کشور صادر می‌شوند. بنابراین احداث کارخانه‌های سنگبری بزرگ و مدرن در استان، می‌تواند راهی برای جلوگیری از مشکل خام فروشی باشد و از آنجایی که انتخاب محل احداث واحد سنگبری به عنوان یک مساله تصمیم‌گیری در نظر گرفته شده و می‌توان ضمن شناسایی و تشریح پارامترهای موثر بر مکان‌یابی واحد سنگبری، بهترین و مناسب‌ترین محل جهت احداث انتخاب شود. هدف از این مطالعه نیز یافتن بهترین مکان برای احداث کارخانه فرآوری با استفاده از محیط نرم افزار Arc GIS می‌باشد.

## ۲- مواد و روش‌ها

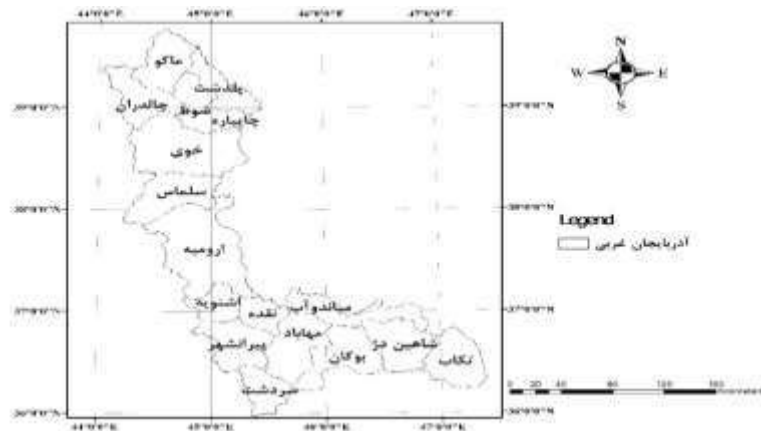
### ۲-۱- زمین‌شناسی و محدوده مورد مطالعه

بر اساس تقسیم‌بندی انجام شده برای واحدهای زمین‌شناختی و ساختمانی ایران، بخش عمده استان آذربایجان غربی توسط زون سنگ‌های متامورف و گرانیتوئید نفوذی (سندج- سیرجان) پوشش یافته است. بخش شمال شرق استان تحت پوشش زون ایران مرکزی است و افیولیت‌های خوی-مهاباد در ناحیه شمال غرب استان قرار گرفته‌اند. همچنین برونزد محدودی از سنگ‌های آذرین تشریری در جنوب استان دیده می‌شود. در آذربایجان غربی مورفولوژی حاکم از نوع کوهستانی پیوسته است ولی در مرز خاوری استان فرونشست تکنیکی دریاچه ارومیه قرار دارد که در حدود ۴۰-۳۵ هزار سال پیش شکل گرفته است. در



مجموع از نگاه زمین شناسی ساختمانی و با توجه به عواملی نظیر نقش گسل ها به فرآیندهای ماگماتیسم و دگرگونی و به ویژه نوع و خاستگاه پوسته، پهنه های ساختاری زیر را می توان در استان آذربایجان غربی شناسایی کرد.

از لحاظ موقعیت سیاسی استان آذربایجان غربی به مختصات جغرافیایی ۳۷،۵۵۲۸ درجه شمالی و ۴۵،۰۷۵۹ درجه شرقی یکی از ۳۱ استان ایران است که در شمال غربی این قرار گرفته است شکل (۱) و از شمال به جمهوری آذربایجان و ترکیه، از مغرب به کشورهای ترکیه و عراق، از شرق به استان آذربایجان شرقی و استان زنجان و از جنوب به استان کردستان محدود است. آذربایجان غربی تنها استان هم مرز با کشور ترکیه و دروازه ورود ایران به اروپا بوده و همچنین دارای ۸۲۳ کیلومتر مرز با ۳ کشور خارجی: ۱۳۵ کیلومتر جمهوری آذربایجان، ۴۸۸ کیلومتر ترکیه و ۲۰۰ کیلومتر عراق است (آمار استان آذربایجان غربی، ۱۴۰۰).



شکل (۱) منطقه مورد مطالعه

## ۲-۲- معادن سنگ تزئینی در استان آذربایجان غربی

حدود ۱۱/۵ درصد از کل ذخایر قطعی و احتمالی سنگ های تزئینی یعنی حدود ۳۵ میلیارد تن، ۴ میلیارد تن در ایران و حدود ۷ درصد از ذخایر سنگ تزئینی ایران در استان آذربایجان غربی قرار دارد. ۲۱۰۰ معدن سنگ تزئینی در سطح کشور دارای پروانه بهره برداری هستند و تولید سالیانه انواع سنگ تزئینی کشور حدود ۱۴ میلیون تن است. استان آذربایجان غربی در کشور با تولید سالانه بیش از ۴۰۰ هزار تن انواع سنگ های ساختمانی با تنوع بالا از جمله؛ مرمریت، مرمر، گرانیت، تراورتن و چینی یکی از قطب های مهم در کشور است. با وجود ذخایر با ارزش در استان، متأسفانه ۴۰ درصد از سنگ های تزئینی به دلیل مشکلات ساختاری کارخانه های سنگبری و عدم وجود سنگبری های مدرن به صورت خام به کشورهای دیگر مانند ایتالیا، ترکیه، چین، آذربایجان و عراق صادر می شوند. از این لحاظ استان آذربایجان غربی به دلیل دارا بودن معادن سنگ های تزئینی پراکنده با توجه به موقعیت جغرافیایی استان، توزیع شهرک های صنعتی، منابع انرژی و همچنین نزدیکی به کشورهای ترکیه، عراق، ارمنستان و آذربایجان می تواند جایگاه مهمی در صادرات سنگ های تزئینی به کشورهای دیگر داشته باشد و همچنین با داشتن تنها مرز خاکی و ریلی جهت ورود به اروپا، می تواند یک پل ارتباطی مهم در صنعت سنگ، در دنیا باشد. ۲۱۰۰ معدن سنگ تزئینی در سطح کشور دارای پروانه بهره برداری هستند و تولید سالیانه انواع سنگ تزئینی کشور حدود ۱۴ میلیون تن است (آمار استان آذربایجان غربی، ۱۴۰۰).

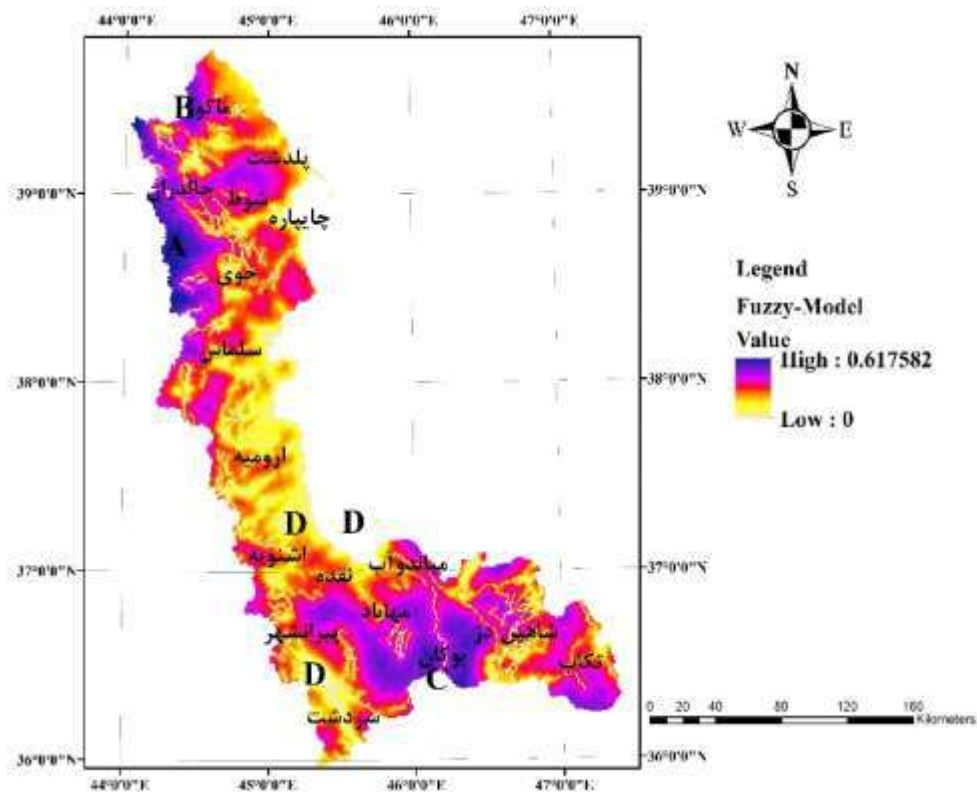
آذربایجان غربی با دارا بودن ۲۲۴ معدن سنگ تزئینی از کل ۵۰۳ معدن سنگ مختلف در استان، حدود ۱۱ درصد از معادن تزئینی کشور را در اختیار داشته و همچنین تقریباً ۱۶ درصد از تولید سالیانه سنگ تزئینی کشور را بر عهده دارد. ۶۰ تا ۶۵ درصد معادن سنگ تزئینی استان فعال هستند. استان آذربایجان غربی از نظر میزان تولید در جایگاه دوم و از نظر تنوع در جایگاه اول تولید سنگ های تزئینی کشور قرار دارد (آمار استان آذربایجان غربی، ۱۴۰۰). توزیع معادن از نظر تعداد و به لحاظ ماده معدنی به ترتیب، در شکل (۲) آورده شده است.



१५.



لایه‌های حاصل از عضویت دهی در نرم‌افزار Arc GIS که به صورت تئوری فازی به وجود آمده‌اند، در نقش مجموعه‌های فازی ظاهر شده و توسط عملگرهای مختلف می‌توانند ترکیب گردند. در حالت کلی نرم‌افزار Arc GIS دارای پنج عملگر متفاوت است. این عملگرها شامل عملگر گنگ AND، عملگر گنگ OR، عملگر ضرب جبری گنگ، عملگر جمع جبری گنگ و عملگر گاما است. که در این مطالعه برای به دست آوردن نتیجه از عملگر گاما استفاده شده است. عملگر گاما بر حسب دو عملگر ضرب و جمع جبری است، که در حالت کلی با توجه به ویژگی‌ها خود توانایی یافتن بهتر جواب را دارا است. با استفاده از این عملگر در نهایت نقشه نهایی برای مکانابی، محل احداث کارخانه سنگبری به صورت شکل (۵) مشخص شده است.



شکل ۵) نقشه نهایی مربوط به مکانبانی محل احداث کارخانه سنگبری با استفاده از عملگر گاما در Arc GIS

با توجه به نقشه به دست آمده در شکل (۵)، بیشترین امتیاز مربوط به محل احداث کارخانه سنگبری برابر ۰.۶۱۷ بوده که به طور کلی در سه منطقه A، B و C است. همچنین کمترین امتیاز مربوط به محل احداث نیز برابر صفر بود و مربوط به مناطق محافظت شده و پارک‌های ملی است که در شکل با D نشان داده شده است. در نهایت برای رتبه‌بندی محل‌های به دست آمده از منطق فازی در نرم‌افزار Arc GIS باید از نظرات کارشناسان خبره این موضوع بهره کامل را گرفت. همچنین پیشنهاد می‌گردد برای ادامه مطالعات لایه‌های دیگری همچون محل شهرک‌های صنعتی استان، پایانه‌های مرزی و شبکه توزیع برق و غیره نیز وارد نرم‌افزار گردد تا نتیجه حاصل به صورت کامل و با اشتباه کمتری باشد.

#### ۴- نتیجه گیری

با توجه به موقعیت جغرافیا استان آذربایجان غربی و قرارگیری آن در همسایگی سه کشور و نیز دارا بودن بخش عمده ای از ذخایر معادن سنگ ساختمانی و نما این استان نیازمند ایجاد و احداث یک کارخانه سنگبری در سطح پیشرفته است. ابتدای ترین کار برای احداث هر پروژه ای انتخاب محل بهینه برای ساخت آن

است. در این مطالعه از ویژگی منطق فازی نرم افزار Arc GIS برای مکانیابی استفاده شد. نتایج بیان‌کننده بهترین مکان‌ها و بدترین مکان‌ها با توجه به لایه‌های محل پارک‌های ملی، مناطق حفاظت، محل‌های احتمال وقوع سیل، گسل‌ها، سدها، جاده‌ها، خطوط ریلی راه‌آهن، رودها، معادن، شهرها، شیب و ارتفاع صورت گرفت. سه منطقه به عنوان بهترین محل برای ساخت کارخانه سنگبری یافت شد، که انتخاب مناسبترین آن‌ها نیازمند بررسی فنی و اقتصادی کارشناسان است. همچنین سه منطقه به دلیل قرار گیری در نزدیک محل‌های حفاظت شده به عنوان بدترین محل انتخاب شده است.

## ۵- مراجع

- آمار معادن استان آذربایجان غربی، ۱۴۰۰. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان غربی.
- عطایی، م، ۱۳۹۵. تصمیم‌گیری چند معیاره فازی. انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود.
- عطائی، م، ۱۳۸۷. انتخاب محل مناسب برای احداث کارخانه آلومینا-سیمان با استفاده از روش الکترونیک. نشریه بین‌المللی علوم مهندسی دانشگاه علم و صنعت ایران، ویژه‌نامه مهندسی مواد و معدن، دوره ۱۹، شماره ۹، صفحه ۵۵ تا ۶۳.
- عطائی، م، ۱۳۸۷. استخراج سنگ‌های ساختمانی. شاهرود: انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فرقانی، ع، پورابراهیم، ع، ۱۳۸۷. مسائل مکان‌یابی مراکز صنعتی. پژوهشکده توسعه تکنولوژی جهاد دانشگاهی صنعتی شریف.
- فصلنامه‌ی خبری، آموزشی و پژوهشی دنیای سنگ، ۱۴۰۰. شماره ۳۴، انجمن سنگ ایران.
- مجیدیان، د، ۱۳۸۲. ارزیابی طرح‌های صنعتی، انتشارات سازمان مدیریت صنعتی.
- صفری، م، ۱۳۸۸. انتخاب محل تأسیسات سطحی (سایت کارخانه و سد باطله) معدن سنگ آهن GIS و سنگان با استفاده از روش‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره. دانشگاه صنعتی شاهرود.
- هاپوود، ا، ۱۳۸۱. مقدمه‌ای بر سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی. ترجمه سازمان نقشه‌برداری کشور، تهران
- Esmailzadeh, A., Khademi, D., Mikaeil, R. and Taghizadeh, S., 2021. The use of vikor method to set up place locating of processing plant (Case study: Processing plant of south of west azerbaijan). Journal of Soft Computing in Civil Engineering, 5(1), pp.38-48.
- Jalalian, M.H., Bagherpour, R. and Khoshouei, M., 2021. Wastes production in dimension stones industry: resources, factors, and solutions to reduce them. Environmental Earth Sciences, 80, pp.1-13.
- Kazemi, F., Bahrami, A. and Abdolahi Sharif, j., 2020. Mineral processing plant site selection using integrated fuzzy cognitive map and fuzzy analytical hierarchy process approach: A case study of gilsonite mines in Iran. Minerals Engineering 147, 106143.
- Şener, Ş.E., and Remzi, K., 2011. Solid waste disposal site selection with GIS and AHP methodology: a case study in Senirkent–Uluborlu (Isparta) Basin, Turkey. Environmental monitoring and assessment 173.1, 533-554.
- Sriniketha, D., Diwakar Reddy, V. and Naga Phaneendra, A., 2014. Plant location selection by using MCDM methods. International Journal of Engineering Research and Applications, 4(12), 110-116.
- Yavuz, M., 2008. Selection of plant location in the natural stone industry using the fuzzy multiple attribute decision making method. The Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy, 108, 641-649.

## کاربرد داده‌های Landsat 9 و ASTER در بارزسازی دگرسانی‌های ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان

شیوا زمانی<sup>۱</sup>، مهدی هنرمند<sup>۲</sup>، هادی شهریاری<sup>۳</sup>، مهدیه حسینجانی زاده<sup>۴</sup>، حسن محمدرضایی<sup>۵</sup>، مجید امین زاده<sup>۶</sup>  
و عباس بنی اسدی<sup>۷</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور زمین شناختی\*، دانشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران.

Shivazamani99@gmail.com

۲- دانشیار، دانشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران.

mehonarmand167@gmail.com

۳- استادیار، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ولی عصر (عج) رفسنجان، رفسنجان، ایران.

shahriarihi@gmail.com

۴- استادیار، دانشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران.

mh.hosseinjani@gmail.com

۵- کارشناس ارشد تحقیقات زمین شناسی، امور تحقیق و توسعه، مجتمع مس سرچشمه، کرمان، ایران.

mohamad\_r@nicico.com

۶- کارشناس ارشد زمین شناسی، امور معدن، مجتمع مس سرچشمه، کرمان، ایران.

aminzadeh\_m@nicico.com

۷- کارشناس ارشد معدن، امور معدن، مجتمع مس سرچشمه، کرمان، ایران.

Baniasadi\_aba@nicico.com

### چکیده

باتوجه به اهمیت دگرسانی سنگ‌ها در اکتشاف مواد معدنی، بارزسازی این پدیده در مقیاس‌های ناحیه‌ای و محلی می‌تواند بسیار مفید باشد. محدوده مورد مطالعه در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان و در کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. رخنمون‌های سنگی منطقه شامل نهشته‌های آتشفشانی ائوسن می‌باشند. از داده‌های Landsat9 جهت بارزسازی اکسید آهن و از داده‌های ASTER جهت بارزسازی دگرسانی‌های فلیک، پروپلیتیک و آرژیلیک استفاده شد. در این تحقیق از روش‌های ترکیب رنگی کاذب، نسبت گیری باندی، نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM) و آنالیز مولفه‌های اصلی (PCA) برای پردازش تصویر استفاده گردید. نتایج نشان داد ترکیب رنگی باندهای Landsat9 برای مطالعات سنگ‌شناسی کاربرد دارد. نسبت باندی ۴/۲ ماهواره Landsat9 برای بارزسازی اکسید آهن و نسبت‌های ترکیبی باندهای سنجنده ASTER برای شناسایی دگرسانی‌های فلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک در منطقه مطالعاتی موثر بود. از آنالیز مولفه‌های اصلی باندهای ماهواره Landsat9 برای مشخص نمودن مناطق حاوی اکسید آهن استفاده شد. علاوه بر این، اجرای روش SAM با استفاده از باندهای سنجنده استر می‌تواند بطور موثری برای بارزسازی دگرسانی‌های فلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک مورد استفاده قرار گیرد.

**واژه‌های کلیدی:** Landsat9، استر، دگرسانی، اکسید آهن، پردازش تصویر.

### Abstract

Considering the importance of rock alteration in mineral exploration, enhancing this feature in regional and local scales can be very useful. The study area is located in the 1:100,000 Varzghan sheet and in the Urmia-Dokhtar magmatic belt. The rock outcrops of the region include volcanic deposits of the Eocene. Landsat9 data was used to enhance iron oxide and ASTER data was used to highlight phyllic, propylitic, and argillic alterations. In this research, the methods of false color composition, band ratio, spectral angle mapping (SAM) and principal component analysis (PCA) were used for image processing. The results showed that the color combination of Landsat9 bands is useful for lithology studies. Band ratio 4:2 of Landsat9 satellite was effective for highlighting iron oxide and combined ratios of ASTER sensor bands for identifying phyllic, argillic, and propylitic alterations in the study area. Principal component analysis of Landsat 9 satellite bands was used to identify areas containing iron oxide. In addition, the implementation of the SAM method using ASTER sensor bands can be effectively used to enhance phyllic, argillic, and propylitic alterations.

**Key words:** Landsat9, ASTER, transformation, iron oxide, image processing.

## ۱- مقدمه

از آنجایی که انجام جستجوی منابع معدنی به صورت سنتی وقت و هزینه زیادی در بر دارد بنابراین، اهمیت استفاده از روشهایی که بتوانند با هزینه اندک، سرعت و دقت بالا به اکتشاف این منابع کمک کنند را بسیار قابل توجه می‌سازد. از سوی دیگر داده‌های دورسنجی به دلیل پوشش وسیع، چندطیفی و چندزمانی بودن، می‌توانند در شناسایی ایالت‌ها، کمربندها و مکانهای کانه زایی استفاده شوند (Gabr et al., 2010). امروزه در مرحله شناسایی ذخایر معدنی عمدتاً از داده‌های ماهواره‌ای جهت محدود کردن منطقه مورد مطالعه و تعیین مناطق امید بخش به منظور اکتشاف زمینی استفاده می‌گردد. پژوهشگران بسیاری در داخل و خارج کشور از این داده‌ها در زمینه کاربرد روشهای سنجش از دور به منظور اکتشاف ذخایر معدنی، مانند طلا و مس استفاده کردند (بدرزاده و همکاران، ۱۳۸۸) و (Rowan and Mars, 2003). با توجه به اینکه دگرسانی‌ها به عنوان یکی از شاخص‌های مهم در اکتشاف مواد معدنی هستند، شناخت این مواد در مقیاس‌های منطقه‌ای می‌تواند بسیار مفید باشد. مناطق سطحی در کانسارهای مس معمولاً با دگرسانی گرمایی و هوازدگی گسترده‌ای همراه هستند. کانیهای شاخصی که در هر یک از این مناطق دگرسانی در ارتباط با کانسارسازی مس خصوصاً نوع پورفیری وجود دارد، ویژگیهای طیفی خاصی دارند که بر اساس آن با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای چند طیفی قابل شناسایی هستند (Rowan and Mars, 2003). در این پروژه از سنجنده ASTER جهت بارزسازی دگرسانی پروپیلیتیک، آرژیلیک و فلیک و از سنجنده OLI جهت بارزسازی اکسید آهن استفاده شده است. در این راستا از ترکیب رنگی کاذب، نسبت گیری باندی، روش آنالیز مولفه‌های اصلی (PCA) و روش نقشه برداری زاویه طیفی (SAM) استفاده شده است.

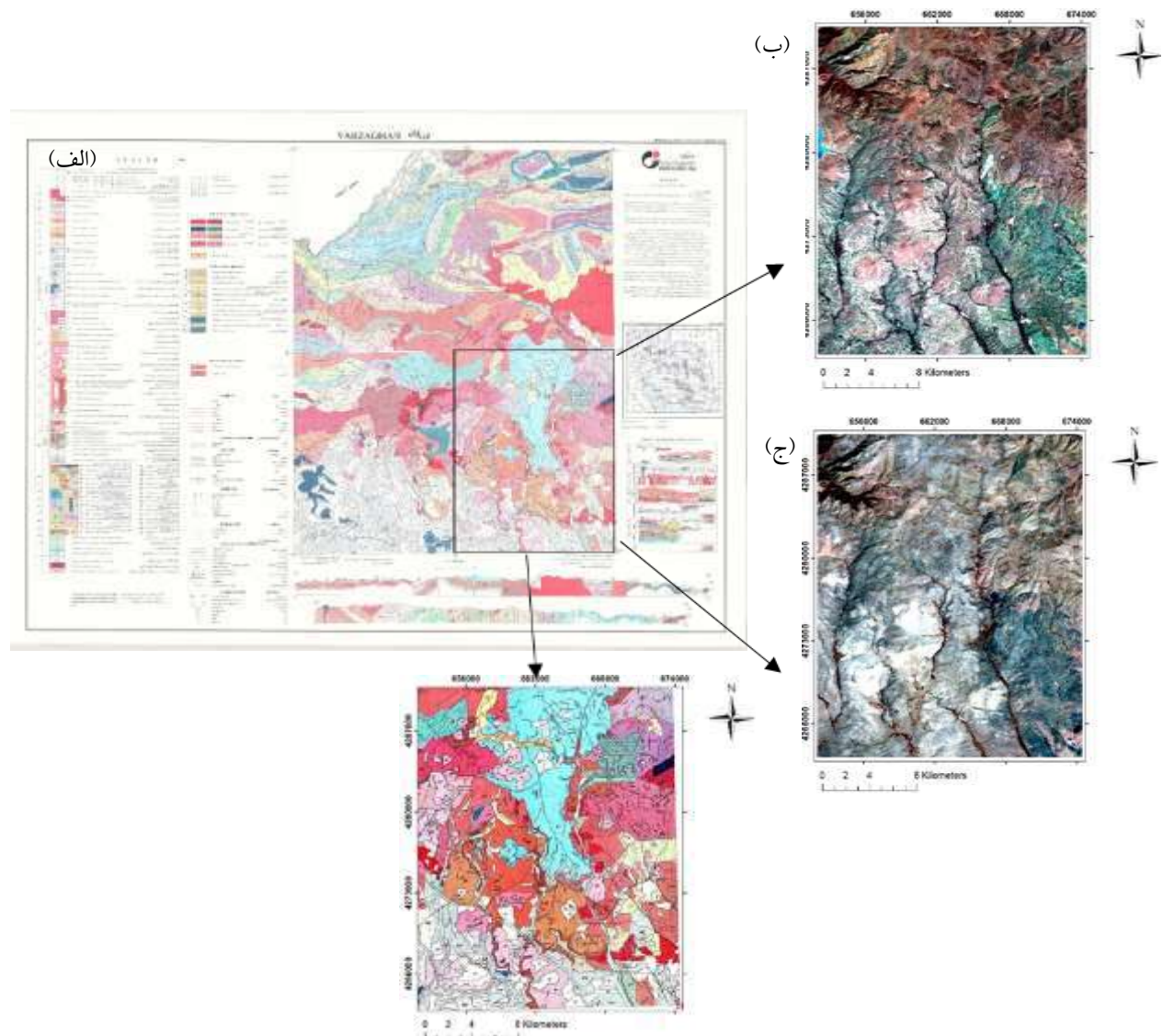
## ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

معدن مس سونگون در شمال غرب ایران، در استان آذربایجان شرقی، ۱۳۰ کیلومتری شمال تبریز، ۷۵ کیلومتری شمال غرب اهر و ۳۰ کیلومتری شمال ورزقان در همسایگی جمهوری‌های آذربایجان و ارمنستان قرار دارد. مختصات جغرافیایی منطقه، ۴۶ درجه و ۴۳ دقیقه طول شرقی و ۳۸ درجه و ۴۲ دقیقه عرض شمالی می‌باشد. کانسار مس سونگون به‌طور متوسط نسبت به سطح دریا دارای ارتفاع ۲۰۰۰ متر، حداکثر ارتفاع در کانسار مس سونگون (چراغلو) ۲۰۷۰۰ متر از سطح دریا و ارتفاع ۱۰۶۲۵ متر نسبت به سطح دریا می‌باشد. محدود کننده‌های کانسار مس سونگون شامل: رودخانه سونگون چای در شرق کانسار و رودخانه پخیر در شمال کانسار می‌باشد، که پس از پیوستن به هم در میان کافه به رودخانه ایلگینه چای می‌پیوندد که نهایتاً به رودخانه‌ای ارس می‌ریزد. راه دسترسی اصلی معدن از طریق جاده‌ی آسفالت تبریز- ورزقان- سونگون و راه دسترسی دوم از طریق جاده تبریز- سیه رود- ملک قضاات - خاراوانا- ورزقان- سونگون میسر است.

به طور کلی کانسار مس سونگون در زون آتشفشان ارومیه- دختر که بخشی از کمر بند متالوژنی آلپ- هیمالیا، قرار دارد. این کانسار پرفیری مونزونیتی است که در یک کمر بند تکنوتیکی زون فرو رانش حاشیه قاره‌ای به سن ترشیاری قرار گرفته است. سطح توده کانسار در شبکه اکتشافات تفصیلی حدود یک کیلومتر مربع می‌باشد. این کانسار از نوع نهشته‌های پرفیری مس بوده و رگچه‌های درهم پر عیار در توده نیمه عمیق مونزونیت پرفیری متمرکز شده‌اند. سنگ‌های درونگیر این توده مونزونیتی را واحدهای آهکی کرتاسه بالا و سری‌های ولکانیکی آندزیتی- لائیتی تشکیل داده‌اند. در طی فرآیندهای کانی زایی انواع کانیهای سولفیدی، فلزات اصلی و اکسیدها بوجود آمده‌اند. کانیهای سولفیدی موجود شامل: پیریت، مولیبدنیت، گالن، اسفالریت، مارکازیت پیریت و سولفیدهای مس (کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت و کوولیت) می‌باشد. فلزات اصلی شامل: طلا و نقره و اکسیدها شامل: ایلمنیت، روتیل، مگنتیت و گوتیت می‌باشد. همانند سایر معادن پورفیری، سه زون فروشت (leached)، سوپرژن (supergene) و هیپوژن (hypogene) در معدن مس سونگون قابل رویت است. ضخامت زون فروشت از ۲۰ تا ۱۵۰ متر در نوسان بوده و زون سوپرژن دارای ضخامت متغیر از صفر تا ۲۰۰ متر می‌باشد. ضخامت بخش هیپوژن تا حدود ۶۰۰ متر برآورد شده است؛ که کانی زایی سونگون به دو بخش سوپرژن و هیپوژن محدود می‌باشد. به دلیل توپوگرافی شدید و خشن موجود در منطقه و ارتباط تنگاتنگ سطح فوقانی زون سوپرژن با سطح آب زیر زمینی کمر بالای زون سوپرژن در منطقه، سطحی بسیار نا هموار دارد. از زون‌های دگرسانی موجود در کانسار سونگون



می توان به زون پتاسیک، پروپلیتیک، کوارتز، سربست و آرژیلیک اشاره نمود. دگرسانی غالب در توده معدنی، کوارتز-سربستی است و بعد از آن آلتراسیون آرژیلیکی عمدتاً در قسمت های بالای مواد معدنی و حواشی توده کانسار مشاهده شده است (شکل ۱).



شکل ۱ (الف) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه ورزقان، (ب) تصویر لندست ۸ با RGB: 351، (ج) تصویر استر با RGB: 468.

### ۳- مواد و روش ها

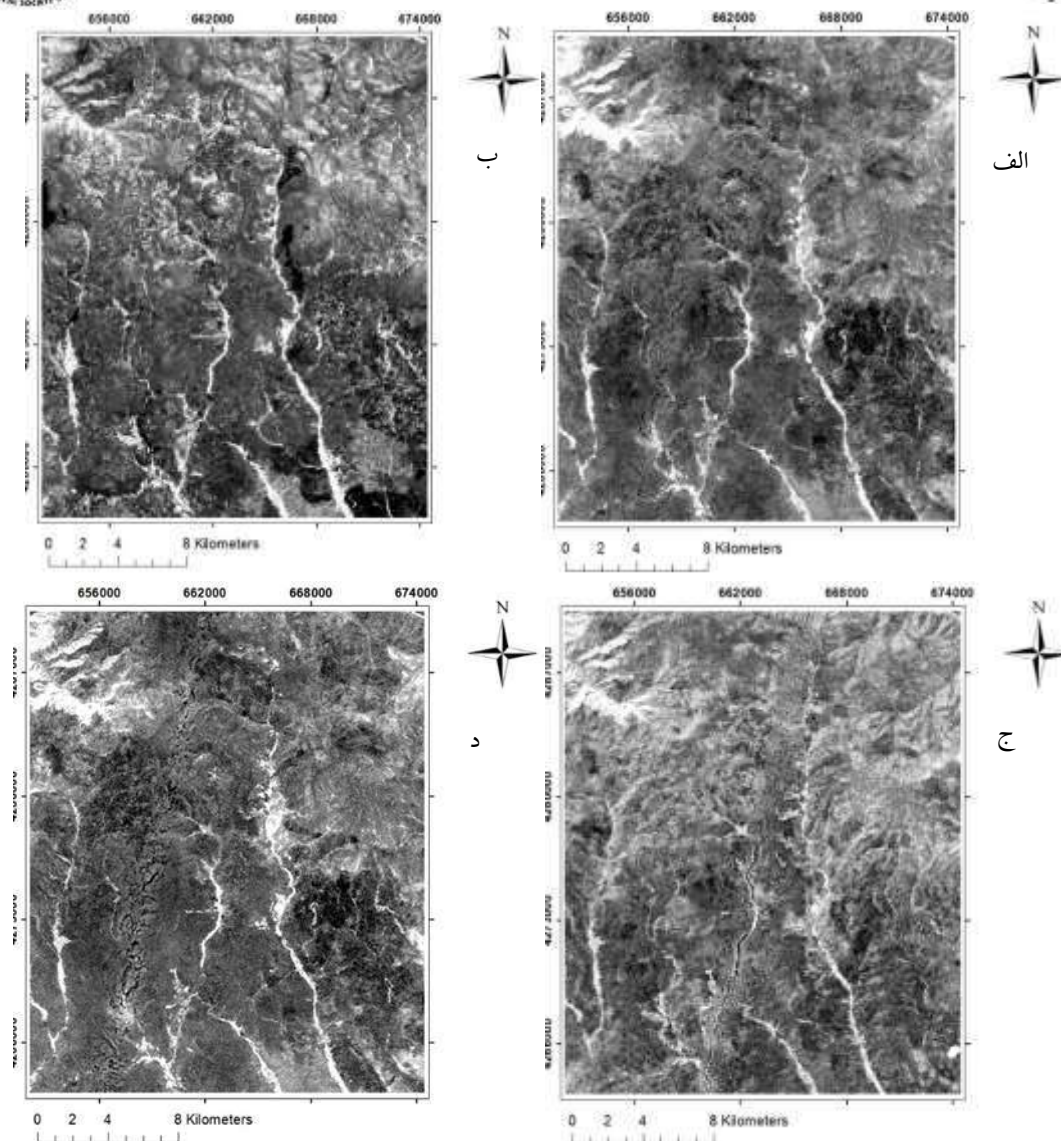
در این تحقیق از داده های Landsat8 و ASTER استفاده شده است. از آن جایی که داده ها از سنجنده های مختلفی به دست آمده اند پردازش داده بر روی هر تصویر به صورت جداگانه اجرا شد. تمامی پردازش ها به کمک نرم افزار ENVI 5.6 انجام شده است. سنجنده ASTER با داشتن قدرت تفکیک مکانی و طیفی متوسط، نقش چشمگیری بر مطالعات زمین شناسی و اکتشاف گذاشته است. این ماهواره با داشتن قدرت تفکیک مناسب در محدوده مادون قرمز بازتابی که بیشتر کانیهای دگرسانی در این محدوده دارای جذب طیفی هستند، امکان تفکیک انواع دگرسانی را فراهم کرده است. این سنجنده با داشتن ۱۴ باند طیفی توصیف شده است (Rowan and Mars, 2003). در این تحقیق داده های ماهواره ASTER با سطح ۱T که در تاریخ ۲۰۰۴/۸/۱۹ اخذ شده

مورد بررسی قرار گرفته است. ماهواره Landsat8، در تاریخ ۱۱ ژانویه سال ۲۰۱۳ به فضا پرتاب شد. این ماهواره دارای ۲ سنجنده و ۱۱ باند می‌باشد که ۹ باند با طول موج کوتاه، مربوط به سنجنده OLI و ۲ باند با طول موج حرارتی آن مربوط به سنجنده TIRS می‌باشد (USGS, 2013). در این تحقیق از تصویر سنجنده OLI ماهواره لندست ۸ در تاریخ ۲۰۲۲/۶/۱ استفاده شد.

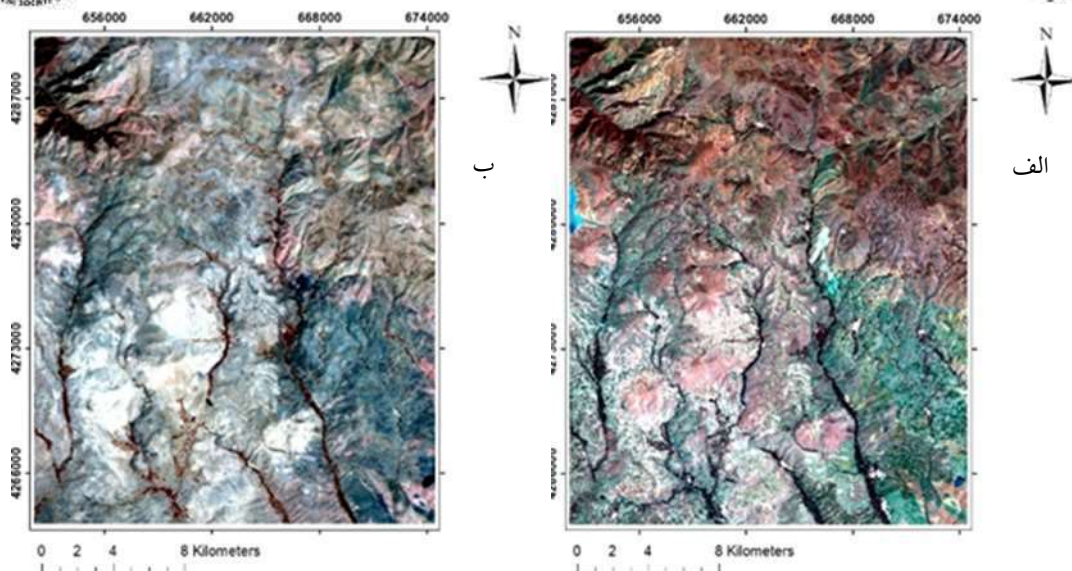
روش‌های پیش پردازش و پردازش انجام شده شامل تصحیح رادیومتری، تصحیح اتمسفری و کالیبراسیون به منظور حذف نویز و به دست آوردن بازتاب سطحی در محیط نرم افزار ENVI5.6 اجرا شد. پردازش‌های انجام شده شامل شاخص آنالیز مولفه‌های اصلی (PC)، نسبت گیری باندی (Band Ratio)، ترکیب رنگی کاذب و روش نقشه برداری زاویه طیفی (SAM) اجرا شد. نتیجه تقسیم مقادیر روشنایی یک باند طیفی به باند طیفی قابل انطباق دیگر را تصاویر نسبت گیری باندی می‌گویند. نسبت‌گیری طیفی برای متمایز ساختن تغییراتی که توسط تغییرات روشنایی که در تک باند ممکن نیست به کار می‌رود. علت اینکه با این عمل بسیاری از پدیده‌هایی را که در حالت تک باندی قابل تفکیک نیستند می‌توان متمایز ساخت این است که نسبت گیری، تغییرات شیب منحنی بازتاب‌های طیفی بین دو باند را به تصویر می‌کشد (علوی پناه، ۱۳۸۲). جهت بارز سازی وجداسازی واحدهای سنگی متفاوت از یک دیگر، باید ترکیب رنگی مجازی مناسب ساخته شود. جهت بدست آوردن باند‌های مناسب جهت ساخت ترکیب مناسب، شاخصی به نام شاخص فاکتور بهینه تعریف گردیده است (علوی پناه، ۱۳۸۲). تحلیل مولفه‌های اصلی یک روش آماری قدرتمند برای از بین بردن اختلاف اثرات تابشی، که بر روی تمام باند‌های سنجنده‌ها اثر می‌گذارد و بالا بردن و تقویت سیمای بازتابش طیفی ترکیبات مختلف سطح زمین می‌باشد. داده‌های چند باندی ماهواره‌ای اغلب دارای ارتباط زیادی با هم بوده و اطلاعات مشابه زیادی را دربرمی‌گیرند به همین دلیل یکسری اطلاعات اضافی و زائد بوجود می‌آید که تجزیه و تحلیل آن‌ها را با مشکل مواجه می‌کند. آنالیز مولفه‌های اصلی یک روش بارزسازی تصویر برای نمایش حداکثری اختلاف طیفی بین باند‌ها و خارج نمودن و کاهش اطلاعات اضافی با فشردن مجموعه داده‌های چند طیفی در امتداد یک محور جدید و تولید باند‌های خروجی مستقل و غیر مرتبط با هم می‌باشد (Singh and Harrison, 1985). روش SAM یک روش طبقه بندی نظارت شده تصویر است که امکان نقشه‌برداری از منطقه را با استفاده از میزان شباهت بین طیف‌های تصویر و طیف‌های مرجع فراهم می‌کند (Ghorbani et.al, 2019, Kruse et.al, 1993). طیف مرجع را می‌توان از طیف‌های آزمایشگاهی - میدانی و کتابخانه‌ای انتخاب و یا از تصویر استخراج نمود، به طور معمول برای بالا رفتن دقت کار از طیف‌های آزمایشگاهی - میدانی و در درجه دوم از طیف تصویر برای این منظور استفاده می‌شود. طیف‌های کتابخانه‌ای که از نمونه‌های خالص در شرایط آزمایشگاهی گرفته می‌شوند به دلیل وجود ناخالصی در سنگ‌ها، با طیف‌های واقعی مغایرت دارند و کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرند با این همه می‌توان از آن‌ها جهت شناسایی‌های اولیه بهره جست. در پردازش SAM زاویه بین بردار طیف و با بردار پیکسل مفروض در فضای  $n$  بعدی مقایسه می‌شود. هرچه زاویه بین این دو بردار کمتر باشد میزان شباهت دو طیف بیشتر است و پیکسل مربوطه در آن کلاس قرار می‌گیرد (Honarmad, Rangbar and et.al, 2018) (Dai and Song, 2018).

#### ۴- نتایج و بحث

در این تحقیق با توجه به خصوصیات طیفی کانی‌های موجود در دگرسانی پروپلیتیک یعنی کلریت، اپیدوت و کلسیت از نسبت ویژه باند  $B7+B9/B8$ ، برای دگرسانی سریسیتی (مسکویت) از نسبت ویژه باندی  $B4+B7/B6$  و برای دگرسانی آرژیلیک (کائولینیت، مونت موریلونیت) از نسبت ویژه باندی  $B4+B7/B6$  بر روی باندهای استر استفاده شد (شکل ۲). همچنین از نسبت باندی  $۴/۲$  جهت بارزسازی اکسید آهن بر روی باندهای لندست ۸ بهره گرفته شد. در تصاویر حاصل از این نسبت گیری، اکسید آهن به رنگ سفید دیده می‌شود (شکل ۲). در این تحقیق RGB از باندهای ۴، ۶ و ۸ سنجنده استر برای شناسایی واحدهای دگرسانی استفاده شد که در این حالت دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز، دگرسانی آرژیلیک و فلیک به رنگ صورتی دیده می‌شود (شکل ۳).



شکل ۲- تصاویر حاصل از نسبت گیری باندی که مناطق هدف با پیکسل های روشن مشخص شده اند. الف) نسبت باندی ۴/۲ از باندهای لندست ۸ جهت بارزسازی اکسید آهن. ب) نسبت ویژه باندی B5+B4/B6 باندهای استر جهت بارزسازی دگرسانی آرژلیک. ج) نسبت ویژه باندی B4+B7/B6 باندهای استر جهت بارزسازی دگرسانی فیلیک. د) نسبت ویژه باندی B9+B7/B8 برای باندهای استر جهت بارزسازی دگرسانی پروپلیتیک.



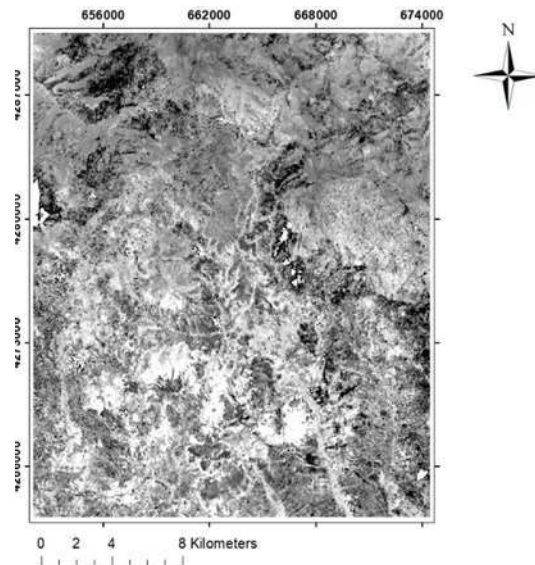
شکل ۳- الف) تصویر RGB: 531 از باندهای ماهواره لندست ۸ که اکسید آهن به رنگ نارنجی، قهوه ای می باشد. ب) تصویر RGB: 468 از باندهای ماهواره استر که دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز، دگرسانی فلیک و آرژیلیک به رنگ صورتی دیده می شود.

در این تحقیق برای مطالعه اکسید آهن، با استفاده از تحلیل مولفه اصلی، مولفه ای مورد استفاده قرار گرفت که در باندهای ۲ و ۴ بیشترین اختلاف را از لحاظ عددی یا در واقع بارگذاری را داشته باشند و همچنین مختلف العلامت باشند. که باتوجه به این نکته، مطابق جدول ۱ مولفه اصلی پنجم (PC5) مورد نظر ما برای منطقه مورد نظر می باشد و پیکسل های با رنگ روشن نشان دهنده مناطق حاوی اکسید آهن است (شکل ۴).

جدول ۱- تحلیل مولفه ها اصلی بر روی ۶ باند از باندهای سنجنده OLI منطقه برای مطالعه اکسید آهن.

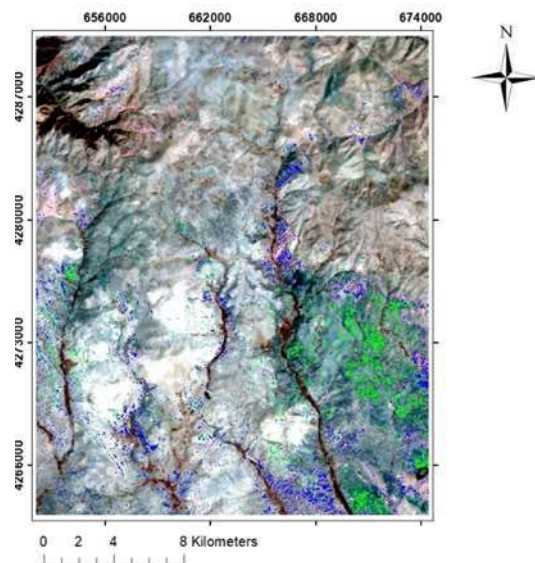
| Eigenvector | Band1     | Band2     | Band3     | Band4     | Band5     | Band6     | Band7     |
|-------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| PC1         | 0.189958  | 0.230273  | 0.300985  | 0.443018  | 0.035058  | 0.536094  | 0.579144  |
| PC2         | 0.025655  | 0.036011  | -0.008914 | 0.098641  | -0.982016 | -0.128910 | 0.085217  |
| PC3         | 0.267386  | 0.321935  | 0.407495  | 0.504546  | 0.108199  | -0.536789 | -0.323100 |
| PC4         | -0.071319 | -0.119172 | -0.256045 | 0.081353  | 0.147231  | -0.621236 | 0.707759  |
| PC5         | 0.592872  | 0.526722  | -0.057207 | -0.586962 | -0.002952 | -0.066984 | 0.137022  |
| PC6         | -0.433842 | 0.034581  | 0.762034  | -0.424819 | -0.027169 | -0.129278 | 0.178795  |
| PC7         | -0.589034 | 0.741082  | -0.306185 | 0.088456  | 0.016864  | 0.026615  | -0.035655 |





شکل (۴)- مولفه اصلی پنجم حاصل از تحلیل باندهای سنجنده OLI که پیکسل های روشن مناطق حاوی اکسید آهن را نشان می دهد.

از روش SAM جهت بارزسازی دگرسانی های پروپیلیتیک، آرژیلیک و فلیک با استفاده از تصاویر ماهواره ایی استفاده شد که پیکسل های قرمز مناطق حاوی دگرسانی پروپیلیتیک، پیکسل های سبز مناطق حاوی دگرسانی آرژیلیک و پیکسل های آبی مناطق حاوی دگرسانی فلیک را بارز کرده است (شکل ۵).



شکل (۵)- روش SAM جهت بارزسازی دگرسانی پروپیلیتیک، آرژیلیک و فلیک که پیکسل های قرمز مناطق حاوی دگرسانی پروپیلیتیک، پیکسل های سبز مناطق حاوی دگرسانی آرژیلیک و پیکسل های آبی مناطق حاوی دگرسانی فلیک را بارز کرده است.

## ۵- نتیجه گیری

در این تحقیق برای بارزسازی زون های دگرسانی در منطقه مورد مطالعه از روش نسبت گیری باندی  $B7+B9/B8$  (پروپیلیتیک)،  $B4+B7/B6$  (فلیک)،  $B5+B4/B6$  (آرژیلیک) باندهای استر استفاده شد که برای بارزسازی دگرسانی ها تا حدودی مناسب بود. نسبت باندی  $4/2$  باندهای لندست ۸ برای بارزسازی

اکسید آهن نتایج خوبی در بر داشت. روش دیگری که مورد استفاده قرار گرفت روش SAM بود که برای بارزسازی دگرسانی فیلیک در منطقه بسیار مناسب تر بود. در ترکیب رنگی ۳،۵ و ۱ سنجنده OLI اکسیدهای آهن به رنگ نارنجی تا قهوه‌ای نشان داده شد و ترکیب رنگی باندهای ۶،۴ و ۸ استر دگرسانی آرژیلیک و فیلیک به رنگ صورتی و دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز نشان داده شدند. در تحلیل آنالیز مولفه‌های اصلی باندهای Landsat9، PC5 اکسیدهای آهن را با پیکسل‌های روشن نمایش داده است. در مجموع مشخص شد باندهای ۲ و ۴ ماهواره Landsat9 برای نقشه برداری لیتولوژی و بارزسازی اکسید آهن کاربرد بهتری دارد. کاربرد داده‌های سنجنده استر می‌تواند برای بارزسازی دگرسانی‌های گرمایی از نوع فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک موثر واقع شود.

## مراجع

- علوی پناه، ک.، ۱۳۸۲، "کاربرد سنجش از دور در علوم زمین"، نوبت چاپ، (۱۱۰-۱۸۰)، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
- بدرزاده، ز.، سبزه‌ئی، م.، راستاد، ا.، امامی، م.، ه.، خیمنو، د.، ۹۲۸۸، مراحل مختلف کانه‌زایی سولفیدی در کانسار سولفید توده‌های آتشفشان-زاد سرگز، شمال باختر جیرفت، سندج- سیرجان جنوبی، علوم زمین، شماره ۷۶ (۸۵ تا ۹۴).
- هنرمند، م.، رنجبر، ح.، ۱۳۸۲، "مطالعه کانی‌های مناطق دگرسانی گرمایی به کمک تصاویر ETM+ در منطقه آوه ممزار - کوه پنج در استان کرمان، مجموعه مقالات یازدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران یزد، ص ۸۴ تا ۸۶.
- Dai, J., X. Qu, and Y. Song. (2018). "Porphyry Copper Deposit Prog-nosis in the Middle Region of the Bangonghu–Nuijiang Metallogenic Belt, Ti-bet, Using ASTER Remote Sensing Data." *Resource Geology* 68 (1): 65–82. doi:10.1111/rge.12154.
- Ghorbani, A, Honarmand, M, Shahriari, H, Hassani, M.J., 2019. "Regional scale prospecting for non-sulphide zinc deposits using ASTER data and different spectral processing methods", *International Journal of Remote Sensing*, <https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1620372>.
- Gabr, S, Ghulam. A, Kusky. T, 2010, Detecting areas of high-potential gold mineralization using ASTER data, *Ore Geology Reviews* 38 , 59–69.
- Honarmand, M., H. Ranjbar, H. Shahriari, and F. Naseri. (2018). "Evaluating the Effect of Using Different Reference Spectra on SAM Classification Results: An Implication for Hydrothermal Alteration Mapping." *Journal of Mining and Environment* 9 (4): 981–997. doi:10.22044/ JME.2018.7061.1549.
- Rowan. L.C , Mars. J. C, 2003, Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, 84: 350-366.
- Kruse, F. A., A. B. Lefkoff, J. W. Boardman, H. K. B. Heidebrecht, A. T. Shapiro, P. J. Barloon, and A. F. H. Goetz. (1993). "The Spectral Image Processing System (SIPS) – Interactive Visualization and Analysis of Imaging Spectrometer Data." *Remote Sensing of Environment* 44: 145–163. Doi:10.1016/0034- 4257(93)90013-N.
- Singh, A., Harrison, A., 1985. Standardized principal components. *Int. J. Remote. Sens.* 6, 883 –896.

## شکستگی‌های مرتبط با فازهای کششی در واحدهای ماگمایی انوسن - الیگوسن در طارم سفلی و نقش آنها در فرآیند کانه‌زایی

سحر صلیحی<sup>۱\*</sup>، اسماعیل شبانیان<sup>۲</sup>، ایمان منصف<sup>۳</sup>، سیاوش امیدیان‌فر<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

[s.solhi75@gmail.com](mailto:s.solhi75@gmail.com)

۲- دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

[shabanian@iasbs.ac.ir](mailto:shabanian@iasbs.ac.ir)

۳- استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

[iman.monsef@iasbs.ac.ir](mailto:iman.monsef@iasbs.ac.ir)

۴- محقق پسادکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

[siavashomidianfar@iasbs.ac.ir](mailto:siavashomidianfar@iasbs.ac.ir)

### چکیده

منطقه صائین قلعه در جنوب شرق کوه های طارم، در جنوب شرق استان زنجان و در غرب استان قزوین قرار گرفته است که در دامنه‌های جنوبی البرز غربی است. سنگ‌های غالب این منطقه واحدهای آذرین و آذرآواری واحدهای عضو اماند معادل سازند کرج است که در تاثیر فاز کوهزایی آلپی تشکیل شده است. در عضو اماند و عضو کردکند، دگرسانی پروپلیتیک، پتاسیک و آرژلیک مشاهده شده است. در منطقه دو دسته شکستگی قابل مشاهده است، ساختارهای غالب منطقه دارای روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی هستند و دسته دوم ساختارها روند شمال‌شرق - جنوب غرب دارد ساختارهای دسته دوم، ساختارهای دسته اول را بریده و یا جابجا کرده‌اند. فعالیت‌های کانه‌زایی و دگرسانی اغلب همراه با ساختارهای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی هستند چنین میتوان گفت که شکستگی هایی که با دگرسانی و کانه زایی همراهند نتیجه فاز کششی ای هستند که در زمان انوسن در منطقه مورد مطالعه فعال بوده است. این فاز کششی توام با زایش توده های نفوذی در منطقه بوده است و سیالات متشا گرفته از آنها در شکستگی‌های کششی فعال به سمت بالا حرکت و دگرسانی و کانه‌زایی‌های موجود را ایجاد کرده است.

واژه‌های کلیدی: طارم سفلی؛ شمال صائین قلعه؛ البرز باختری؛ کانه زایی، تنش انوسن

### Abstract

Sain Qala region is located in the southeast of Tarem mountains, in the southeast of Zanjan province and in the west of Qazvin province, which is in the southern slopes of Western Alborz. The dominant rocks of this area are the igneous and pyroclastic units of the Amand Member, equivalent to the Karaj Formation, which was formed under the influence of the Alpine orogenic phase. Propylitic, potassic and argillic alteration has been observed in Amand and Kurdkand members. Two types of fractures can be seen in the region, the dominant structures of the region have a northwest-southeast trend, and the second group of structures has a northeast-southwest trend. The structures of the second category have cut or moved the structures of the first category. Mineralization and alteration activities are often accompanied by northwest-southeast structures, so it can be said that the fractures associated with alteration and mineralization are the result of the extensional phase that was active in the studied area during the Eocene. This extensional phase has been accompanied by the generation of intrusive masses in the region, and the fluids originating from them in the active extensional fractures have caused upward movement and alteration and the existing mineralization.

**Key words:** lower Tarem; North of Saein Qalae; Western Alborz; Mineralization, Eocene extension

### ۱- مقدمه

با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در اثر فاز کوهزایی هرسینین، کافت درون قاره ای میان ابرقاره گندوانا و بلوک ایران مرکزی در ابتدای مزوزوئیک ایجاد شده است. این کافتگی باعث ایجاد اقیانوس نئوتتیس در جنوب شده است. فروانش به سمت شمال اقیانوس نئوتتیس به در زمان کرتاسه سبب ماگماتیسم گسترده در فلات ایران گردیده است (منصف و همکاران، ۲۰۲۲). سپس، در زمان کرتاسه‌بالایی تا پالئوسن یک مرحله فشارش در گستره ایران سبب جایگیری واحدهای افیولیتی و نیز ایجاد رسوبات دانه درشت قاره‌ای گردیده است. در زمان انوسن، یک محیط کششی در فلات ایران حاکم بوده‌است که منجر به ایجاد حجم عظیمی از ماگماتیسم توأم با واحدهای رسوبی محیط های کم عمق تا عمیق شده است (شفایی مقدم و همکاران ۲۰۲۰؛ امیدیان‌فر و همکاران ۲۰۲۰). مصرف شدن پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس و برخورد پوسته‌ی قاره‌ای ایران (اوراسیا) و ورقه عربی (گندوانا) در زمان الیگوسن - میوسن اتفاق افتاده است. این برخورد با ضخیم شدگی پوسته ای و نیز ایجاد ماگماتیسم در گستره نوار ماگمایی ارومیه - دختر همراه بوده است. این همگرایی امروزه بین پوسته‌های ایران و



عربی همچنان تا به امروز ادامه یافته است. بر پایه‌ی اندازه‌گیری‌های جی‌پی‌اس (GPS) آهنگ همگرایی صفحه عربی نسبت به اوراسیا از ۱۹ تا ۲۶ میلیمتر برسال برآورد شده است (نیلروشان و همکاران، ۲۰۰۳؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ رلینگر و همکاران، ۲۰۰۶). در گستره شمال‌باختری ایران دو پهنه زمین‌ساختی با جهت بیشینه فشار افقی متفاوت شمال‌خاوری (در گستره کوه‌های تالش و زنجان) و شمال‌باختری (در باختر کوه‌های تالش، ارتفاعات بزقوش و شمال گسله شمال تبریز) حاکم است (افلاکی و همکاران، ۲۰۲۱). ماگماتیسیم مزبور در زمان ائوسن و در ناحیه زنجان سبب ایجاد کانسارهای مختلف فلزی شده است. از آنجایی که کانه زایی نیازمند فضای مناسب برای تشکیل و انباشت در پوسته بالایی است، بدون مطالعات ساختاری، بازسازی تاریخچه آن ممکن نیست. پژوهش کنونی به بررسی ساختارهای کششی موجود در منطقه شمال صابین قلعه می‌پردازد تا با بازسازی تاریخچه تشکیل آنها، بتواند اطلاعات موجود برای تحلیل شرایط کانه زایی در این منطقه را فراهم کند. چرا که این منطقه از اوایل ائوسن تا امروزه درگیر فازهای مختلف تکتونیکی بوده و مشخص نیست، هر دسته از ساختارهای متوالی موجود به کدام برهه از دگرریختی مربوط می‌شوند و کدام یک عاملی برای میزبانی کانه زایی بوده، چه الگویی دارند. این مجموعه پرسش‌ها تا حد قابل قبولی در این مطالعه پاسخ داده می‌شود.

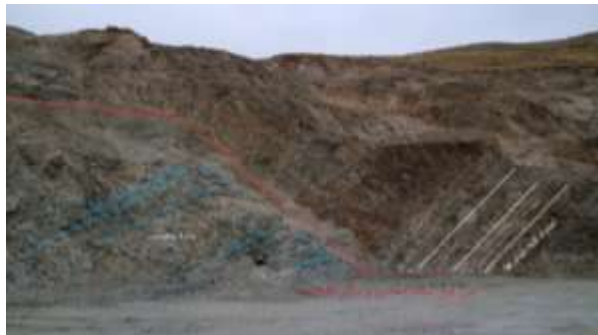
## ۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه صابین قلعه با مختصات طول‌های جغرافیایی ۴۸۸۱ تا ۴۹۱۶ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۶۶۳ تا ۳۶۳۸ شمالی در جنوب شرق زنجان و غرب قزوین قرار گرفته است. از نظر ساختاری، این منطقه در جنوب شرقی کوه‌های طارم قرار گرفته و به تعدادی رشته کوه موازی با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و فرورفتگی‌های میانی تقسیم می‌شود. این محدوده جزئی از پهنه البرز باختری بوده که در طی فاز کوهزایی آلپی (ائوسن - الیگوسن) تشکیل شده است. از جمله فروافتادگی‌های میان کوهی بزرگ، به فروافتادگی حصار در میان کوه‌های طارم جنوبی می‌توان اشاره کرد. گسله‌ها ساختارهای اصلی گستره هستند. به طور کلی، گستره‌ی حصار بر روی پهلوی جنوبی یک تاق‌دیس باز و بزرگ در سنگ‌های لایه‌دار آذرآواری و آتشفشانی ائوسن تشکیل شده است و رویدادهای بعدی، به صورت شکننده، سبب خردشدگی و ایجاد شکستگی‌ها در مقیاس‌های مختلف شده است. روند بیشتر گسله‌ها در منطقه شمال‌غربی است که بیشتر آنها امروزه سازوکار راست‌الغز دارند (شیرولی، ۱۳۹۸). گسله‌های نرمال شیب لغز قدیمی‌ترین نسل گسلش پس از ائوسن در منطقه هستند و در دامنه‌ی جنوبی تنها پس از ستیغ و در بخش رو به دره‌ی حصار دیده می‌شوند (شیرولی، ۱۳۹۸). این گسله‌ها، با شیب غالب رو به شمال‌شرق، هم‌روند و هم‌سازوکار با گسله‌های نرمال ایجاد شده در دامنه‌ی جنوبی دره طارم هستند که در کار اردکان (۱۳۹۵) معرفی و بررسی شده‌اند. این گسله‌ها واحدهای چین‌خورده ائوسن را قطع کرده‌اند و در بسیاری موارد فضاهایی ایجاد کرده‌اند که توده‌های حدواسط تا اسیدی در آنها بالازدگی دارند. دگرسانی ناشی از این توده‌ها تنها در پهنه‌های خردشده‌ی گسله‌های نرمال دیده می‌شود. بر این اساس، این نسل از حرکت بایست همراه با فعالیت آذرین و دگرسانی‌های ناشی از آن باشد. در فازهای بعدی، گسله‌های نرمال به صورت معکوس یا راست‌الغز باز فعال شده‌اند. گسله‌های نرمال شیب‌لغز تنها در سنگ‌های الیگوسن و قدیمی‌تر دیده شده است. در هر دو دره طارم و حصار این گسله‌های نرمال، کشش در دیواره دره را نشان می‌دهند. در دره حصار حداکثر دگرشکلی را در بخش شمال‌باختری، در دامنه‌ی جنوبی دره می‌توان مشاهده کرد. باتوجه به برداشت‌ها، مطالعات و پردازش‌های انجام شده، گسلش نرمال در واحدهای جوان دیده نشده است. میدان تنش مسبب این کشش نیز در هر دو مورد حصار و طارم بسیار همانند است و در مجموع یک میدان تنش کششی همگن پس از ائوسن و پیش از رسوب‌گذاری میوسن را با روند کشش بیشینه شمال‌شرق - جنوب‌غرب توصیف می‌کند (اردکان، ۱۳۹۵؛ شیرولی، ۱۳۹۸؛ این مطالعه).

## ۳- سامانه شکستگی‌های کششی و امکان کانه‌زایی همراه

مطالعات انجام شده قبلی (اردکان، ۱۳۹۵؛ شیرولی، ۱۳۹۸) به طور ویژه بر پیدایش فروافتادگی‌های دو دره طارم و حصار متمرکز بوده است. بنا بر این، ساختارهای مربوط به پیش از کشش الیگوسن بررسی نشده است. مطالعات ما در این پژوهش، بنا بر صورت مسئله موجود، بیشتر بر روی شکستگی‌های کششی بازشده یا پرشده پیش از ائوسن متمرکز بوده است. تلفیق این دو نوع مطالعه و مشاهدات آن به ما اجازه داده است تاریخچه ایجاد شکستگی‌های کششی و کانه‌زایی همراه آن را کامل‌تر بررسی کنیم. بر این اساس، در این گستره دو دسته شکستگی کششی تقریباً عمود برهم ایجاد شده‌اند. ساختارهایی که با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی ایجاد شده‌اند، بیشتر جایگاه تزریق دایک‌ها از جنس بازالت آندزیتی هستند که در ایستگاه‌هایی که دور تر از توده‌ی نفوذی اصلی منطقه بود مشاهده می‌شود و فراوانی آن‌ها بیشتر است و با توجه به اینکه با چین‌خوردگی اصلی منطقه متاثر شده و هم‌روند با گسله‌های کششی همزمان با توده آذرین ائوسن هستند، زمان تشکیل آن‌ها به رژیم کششی ائوسن باز می‌گردد. این دسته ساختارها اغلب دارای پرشدگی هستند و در پورفیرو کلاست‌ها بیشتر دیده

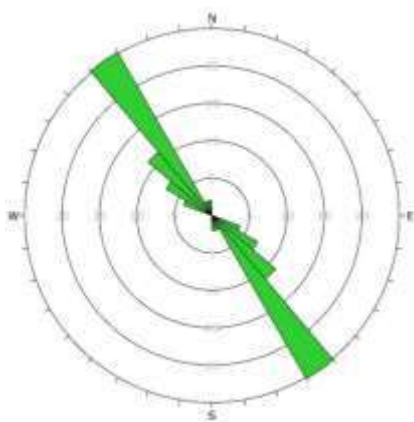
می‌شوند. دسته بعدی شکستگی‌های باز شده که روند شمال‌شرق- جنوب‌غربی دارند، اکثراً فاقد پرشدگی هستند، هر چند جاهایی دایک‌هایی با این روند نیز دیده می‌شود که جنس اسیدی‌تری نسبت به دایک‌های قبلی دارند و به صورت غالب تراکی آندزیتی هستند که داخل سنگ‌های آندزیتی ائوسن نفوذ کرده‌اند. این زمان‌بندی با استناد به اینکه ساختارهای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی با این دسته از شکستگی‌های شمال‌شرق- جنوب‌غربی بریده شده‌اند و نیز تاخر و تقدم ساختاری‌ای که در معدن مس طارم بارز است، ارائه شده است. در معدن مس طارم، گسله‌ها بر اساس سن به دو گروه تقسیم شده‌اند؛ دسته اول گسله‌هایی هستند که در مرحله اول ایجاد شده‌اند و مجاری نفوذ سیالات حاوی عناصر مس را فراهم کرده، باعث ایجاد رگه و رگچه‌هایی با کانی ثانویه مس شده‌اند. دسته دوم گسله‌ها که طی یک رژیم فشارشی بعدی ایجاد شده‌اند، بیشتر باعث جابجایی ساختارهای پیشین شده، به اینگونه که گسله‌های جوانتر باعث ایجاد مرز میان کانه ها و سنگ باطله در معدن شده است. با توجه به مجموع مشاهدات مشروح در بالا، ساختارهای قدیمی‌تر متعلق به ائوسن و ساختارهای جوانتر متعلق به الیگوسن هستند. اکثر ساختارهای قدیمی حاوی پرشدگی هستند و باعث ایجاد هاله‌های وسیعی از دگرسانی شده‌اند. گویا فعالیت‌های اصلی دگرسانی منطقه در زمان ائوسن صورت گرفته و رفته رفته فعالیت‌ها ادامه داشته است تا اینکه از شدت آن‌ها کاسته شده است.



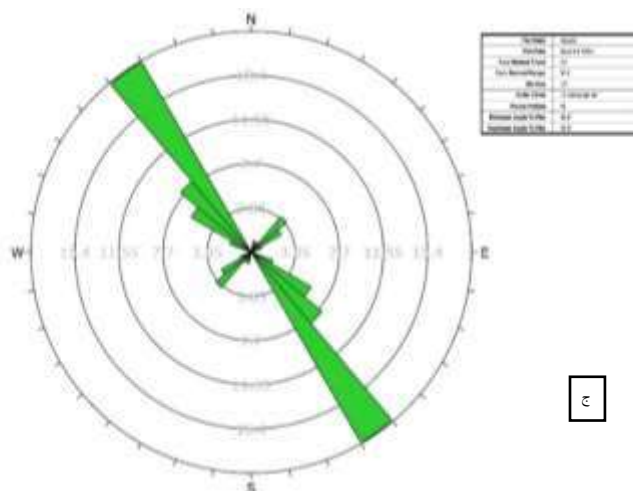
شکل ۱: الف: نمایی از گسله‌های نرمال در دیواره جاده پس از روستای آق‌زوج. نگاه به سمت شمال. ب: نمای کلی از سینه کار معدن مس طارم؛ مرز بین ماده معدنی و واحدهای سنگی درونگیر (گسله جوانتر، ایجاد شده در میدان تنش الیگوسن)

ب

الف



|         |           |               |
|---------|-----------|---------------|
| Station | Slip (mm) | Direction (°) |
| B1      | 10        | 315           |
| B2      | 15        | 300           |
| B3      | 20        | 285           |
| B4      | 25        | 270           |
| B5      | 30        | 255           |
| B6      | 35        | 240           |
| B7      | 40        | 225           |
| B8      | 45        | 210           |
| B9      | 50        | 195           |
| B10     | 55        | 180           |
| B11     | 60        | 165           |
| B12     | 65        | 150           |
| B13     | 70        | 135           |
| B14     | 75        | 120           |
| B15     | 80        | 105           |
| B16     | 85        | 90            |
| B17     | 90        | 75            |
| B18     | 95        | 60            |
| B19     | 100       | 45            |
| B20     | 105       | 30            |
| B21     | 110       | 15            |
| B22     | 115       | 0             |
| B23     | 120       | 15            |
| B24     | 125       | 30            |
| B25     | 130       | 45            |
| B26     | 135       | 60            |
| B27     | 140       | 75            |
| B28     | 145       | 90            |
| B29     | 150       | 105           |
| B30     | 155       | 120           |
| B31     | 160       | 135           |
| B32     | 165       | 150           |
| B33     | 170       | 165           |
| B34     | 175       | 180           |
| B35     | 180       | 195           |
| B36     | 185       | 210           |
| B37     | 190       | 225           |
| B38     | 195       | 240           |
| B39     | 200       | 255           |
| B40     | 205       | 270           |
| B41     | 210       | 285           |
| B42     | 215       | 300           |
| B43     | 220       | 315           |
| B44     | 225       | 330           |
| B45     | 230       | 345           |
| B46     | 235       | 360           |
| B47     | 240       | 375           |
| B48     | 245       | 390           |
| B49     | 250       | 405           |
| B50     | 255       | 420           |
| B51     | 260       | 435           |
| B52     | 265       | 450           |
| B53     | 270       | 465           |
| B54     | 275       | 480           |
| B55     | 280       | 495           |
| B56     | 285       | 510           |
| B57     | 290       | 525           |
| B58     | 295       | 540           |
| B59     | 300       | 555           |
| B60     | 305       | 570           |
| B61     | 310       | 585           |
| B62     | 315       | 600           |
| B63     | 320       | 615           |
| B64     | 325       | 630           |
| B65     | 330       | 645           |
| B66     | 335       | 660           |
| B67     | 340       | 675           |
| B68     | 345       | 690           |
| B69     | 350       | 705           |
| B70     | 355       | 720           |
| B71     | 360       | 735           |
| B72     | 365       | 750           |
| B73     | 370       | 765           |
| B74     | 375       | 780           |
| B75     | 380       | 795           |
| B76     | 385       | 810           |
| B77     | 390       | 825           |
| B78     | 395       | 840           |
| B79     | 400       | 855           |
| B80     | 405       | 870           |
| B81     | 410       | 885           |
| B82     | 415       | 900           |
| B83     | 420       | 915           |
| B84     | 425       | 930           |
| B85     | 430       | 945           |
| B86     | 435       | 960           |
| B87     | 440       | 975           |
| B88     | 445       | 990           |
| B89     | 450       | 1005          |
| B90     | 455       | 1020          |
| B91     | 460       | 1035          |
| B92     | 465       | 1050          |
| B93     | 470       | 1065          |
| B94     | 475       | 1080          |
| B95     | 480       | 1095          |
| B96     | 485       | 1110          |
| B97     | 490       | 1125          |
| B98     | 495       | 1140          |
| B99     | 500       | 1155          |
| B100    | 505       | 1170          |
| B101    | 510       | 1185          |
| B102    | 515       | 1200          |
| B103    | 520       | 1215          |
| B104    | 525       | 1230          |
| B105    | 530       | 1245          |
| B106    | 535       | 1260          |
| B107    | 540       | 1275          |
| B108    | 545       | 1290          |
| B109    | 550       | 1305          |
| B110    | 555       | 1320          |
| B111    | 560       | 1335          |
| B112    | 565       | 1350          |
| B113    | 570       | 1365          |
| B114    | 575       | 1380          |
| B115    | 580       | 1395          |
| B116    | 585       | 1410          |
| B117    | 590       | 1425          |
| B118    | 595       | 1440          |
| B119    | 600       | 1455          |
| B120    | 605       | 1470          |
| B121    | 610       | 1485          |
| B122    | 615       | 1500          |
| B123    | 620       | 1515          |
| B124    | 625       | 1530          |
| B125    | 630       | 1545          |
| B126    | 635       | 1560          |
| B127    | 640       | 1575          |
| B128    | 645       | 1590          |
| B129    | 650       | 1605          |
| B130    | 655       | 1620          |
| B131    | 660       | 1635          |
| B132    | 665       | 1650          |
| B133    | 670       | 1665          |
| B134    | 675       | 1680          |
| B135    | 680       | 1695          |
| B136    | 685       | 1710          |
| B137    | 690       | 1725          |
| B138    | 695       | 1740          |
| B139    | 700       | 1755          |
| B140    | 705       | 1770          |
| B141    | 710       | 1785          |
| B142    | 715       | 1800          |
| B143    | 720       | 1815          |
| B144    | 725       | 1830          |
| B145    | 730       | 1845          |
| B146    | 735       | 1860          |
| B147    | 740       | 1875          |
| B148    | 745       | 1890          |
| B149    | 750       | 1905          |
| B150    | 755       | 1920          |
| B151    | 760       | 1935          |
| B152    | 765       | 1950          |
| B153    | 770       | 1965          |
| B154    | 775       | 1980          |
| B155    | 780       | 1995          |
| B156    | 785       | 2010          |
| B157    | 790       | 2025          |
| B158    | 795       | 2040          |
| B159    | 800       | 2055          |
| B160    | 805       | 2070          |
| B161    | 810       | 2085          |
| B162    | 815       | 2100          |
| B163    | 820       | 2115          |
| B164    | 825       | 2130          |
| B165    | 830       | 2145          |
| B166    | 835       | 2160          |
| B167    | 840       | 2175          |
| B168    | 845       | 2190          |
| B169    | 850       | 2205          |
| B170    | 855       | 2220          |
| B171    | 860       | 2235          |
| B172    | 865       | 2250          |
| B173    | 870       | 2265          |
| B174    | 875       | 2280          |
| B175    | 880       | 2295          |
| B176    | 885       | 2310          |
| B177    | 890       | 2325          |
| B178    | 895       | 2340          |
| B179    | 900       | 2355          |
| B180    | 905       | 2370          |
| B181    | 910       | 2385          |
| B182    | 915       | 2400          |
| B183    | 920       | 2415          |
| B184    | 925       | 2430          |
| B185    | 930       | 2445          |
| B186    | 935       | 2460          |
| B187    | 940       | 2475          |
| B188    | 945       | 2490          |
| B189    | 950       | 2505          |
| B190    | 955       | 2520          |
| B191    | 960       | 2535          |
| B192    | 965       | 2550          |
| B193    | 970       | 2565          |
| B194    | 975       | 2580          |
| B195    | 980       | 2595          |
| B196    | 985       | 2610          |
| B197    | 990       | 2625          |
| B198    | 995       | 2640          |
| B199    | 1000      | 2655          |
| B200    | 1005      | 2670          |
| B201    | 1010      | 2685          |
| B202    | 1015      | 2700          |
| B203    | 1020      | 2715          |
| B204    | 1025      | 2730          |
| B205    | 1030      | 2745          |
| B206    | 1035      | 2760          |
| B207    | 1040      | 2775          |
| B208    | 1045      | 2790          |
| B209    | 1050      | 2805          |
| B210    | 1055      | 2820          |
| B211    | 1060      | 2835          |
| B212    | 1065      | 2850          |
| B213    | 1070      | 2865          |
| B214    | 1075      | 2880          |
| B215    | 1080      | 2895          |
| B216    | 1085      | 2910          |
| B217    | 1090      | 2925          |
| B218    | 1095      | 2940          |
| B219    | 1100      | 2955          |
| B220    | 1105      | 2970          |
| B221    | 1110      | 2985          |
| B222    | 1115      | 3000          |
| B223    | 1120      | 3015          |
| B224    | 1125      | 3030          |
| B225    | 1130      | 3045          |
| B226    | 1135      | 3060          |
| B227    | 1140      | 3075          |
| B228    | 1145      | 3090          |
| B229    | 1150      | 3105          |
| B230    | 1155      | 3120          |
| B231    | 1160      | 3135          |
| B232    | 1165      | 3150          |
| B233    | 1170      | 3165          |
| B234    | 1175      | 3180          |
| B235    | 1180      | 3195          |
| B236    | 1185      | 3210          |
| B237    | 1190      | 3225          |
| B238    | 1195      | 3240          |
| B239    | 1200      | 3255          |
| B240    | 1205      | 3270          |
| B241    | 1210      | 3285          |
| B242    | 1215      | 3300          |
| B243    | 1220      | 3315          |
| B244    | 1225      | 3330          |
| B245    | 1230      | 3345          |
| B246    | 1235      | 3360          |
| B247    | 1240      | 3375          |
| B248    | 1245      | 3390          |
| B249    | 1250      | 3405          |
| B250    | 1255      | 3420          |
| B251    | 1260      | 3435          |
| B252    | 1265      | 3450          |
| B253    | 1270      | 3465          |
| B254    | 1275      | 3480          |
| B255    | 1280      | 3495          |
| B256    | 1285      | 3510          |
| B257    | 1290      | 3525          |
| B258    | 1295      | 3540          |
| B259    | 1300      | 3555          |
| B260    | 1305      | 3570          |
| B261    | 1310      | 3585          |
| B262    | 1315      | 3600          |
| B263    | 1320      | 3615          |
| B264    | 1325      | 3630          |
| B265    | 1330      | 3645          |
| B266    | 1335      | 3660          |
| B267    | 1340      | 3675          |
| B268    | 1345      | 3690          |
| B269    | 1350      | 3705          |
| B270    | 1355      | 3720          |
| B271    | 1360      | 3735          |
| B272    | 1365      | 3750          |
| B273    | 1370      | 3765          |
| B274    | 1375      | 3780          |
| B275    | 1380      | 3795          |
| B276    | 1385      | 3810          |
| B277    | 1390      | 3825          |
| B278    | 1395      | 3840          |
| B279    | 1400      | 3855          |
| B280    | 1405      | 3870          |
| B281    | 1410      | 3885          |
| B282    | 1415      | 3900          |
| B283    | 1420      | 3915          |
| B284    | 1425      | 3930          |
| B285    | 1430      | 3945          |
| B286    | 1435      | 3960          |
| B287    | 1440      | 3975          |
| B288    | 1445      | 3990          |
| B289    | 1450      | 4005          |
| B290    | 1455      | 4020          |
| B291    | 1460      | 4035          |
| B292    | 1465      | 4050          |
| B293    | 1470      | 4065          |
| B294    | 1475      | 4080          |
| B295    | 1480      | 4095          |
| B296    | 1485      | 4110          |
| B297    | 1490      | 4125          |
| B298    | 1495      | 4140          |
| B299    | 1500      | 4155          |
| B300    | 1505      | 4170          |
| B301    | 1510      | 4185          |
| B302    | 1515      | 4200          |
| B303    | 1520      | 4215          |
| B304    | 1525      | 4230          |
| B305    | 1530      | 4245          |
| B306    | 1535      | 4260          |
| B307    | 1540      | 4275          |
| B308    | 1545      | 4290          |
| B309    | 1550      | 4305          |
| B310    | 1555      | 4320          |
| B311    | 1560      | 4335          |
| B312    | 1565      | 4350          |
| B313    | 1570      | 4365          |
| B314    | 1575      | 4380          |
| B315    | 1580      | 4395          |
| B316    | 1585      | 4410          |
| B317    | 1590      | 4425          |
| B318    | 1595      | 4440          |
| B319    | 1600      | 4455          |
| B320    | 1605      | 4470          |
| B321    | 1610      | 4485          |
| B322    | 1615      | 4500          |
| B323    | 1620      | 4515          |
| B324    | 1625      | 4530          |
| B325    | 1630      | 4545          |
| B326    | 1635      | 4560          |
| B327    | 1640      | 4575          |
| B328    | 1645      | 4590          |
| B329    | 1650      | 4605          |
| B330    | 1655      | 4620          |
| B331    | 1660      | 4635          |
| B332    | 1665      | 4650          |
| B333    | 1670      | 4665          |
| B334    | 1675      | 4680          |
| B335    | 1680      | 4695          |
| B336    | 1685      | 4710          |
| B337    | 1690      | 4725          |
| B338    | 1695      | 4740          |
| B339    | 1700      | 4755          |
| B340    | 1705      | 4770          |
| B341    | 1710      | 4785          |
| B342    | 1715      | 4800          |
| B343    | 1720      | 4815          |
| B344    | 1725      | 4830          |
| B345    | 1730      | 4845          |
| B346    | 1735      | 4860          |
| B347    | 1740      | 4875          |
| B348    | 1745      | 4890          |
| B349    | 1750      | 4905          |
| B350    | 1755      | 4920          |
| B351    | 1760      | 4935          |
| B352    | 1765      | 4950          |
| B353    | 1770      | 4965          |
| B354    | 1775      | 4980          |
| B355    | 1780      | 4995          |
| B356    | 1785      | 5010          |
| B357    | 1790      | 5025          |
| B358    | 1795      | 5040          |
| B359    | 1800      | 5055          |
| B360    | 1805      | 5070          |
| B361    | 1810      | 5085          |
| B362    | 1815      | 5100          |
| B363    | 1820      | 5115          |
| B364    | 1825      | 5130          |
| B365    | 1830      | 5145          |
| B366    | 1835      | 5160          |
| B367    | 1840      | 5175          |
| B368    | 1845      | 5190          |
| B369    | 1850      | 5205          |
| B370    | 1855      | 5220          |
| B371    | 1860      | 5235          |
| B372    | 1865      | 5250          |
| B373    | 1870      | 5265          |
| B374    | 1875      | 5280          |
| B375    | 1880      | 5295          |
| B376    | 1885      | 5310          |
| B377    | 1890      | 5325          |
| B378    | 1895      | 5340          |
| B379    | 1900      | 5355          |
| B380    | 1905      | 5370          |
| B381    | 1910      | 5385          |
| B382    | 1915      | 5400          |
| B383    | 1920      | 5415          |
| B384    | 1925      | 5430          |
| B385    | 1930      | 5445          |
| B386    | 1935      | 5460          |
| B387    | 1940      | 5475          |
| B388    | 1945      | 5490          |
| B389    | 1950      | 5505          |
| B390    | 1955      | 5520          |
| B391    | 1960      | 5535          |
| B392    | 1965      | 5550          |
| B393    | 1970      | 5565          |
| B394    | 1975      | 5580          |
| B395    | 1980      | 5595          |
| B396    | 1985      | 5610          |
| B397    | 1990      | 5625          |
| B398    | 1995      | 5640          |
| B399    | 2000      | 5655          |
| B400    | 2005      | 5670          |
| B401    | 2010      | 5685          |
| B402    | 2015      | 5700          |
| B403    | 2020      | 5715          |
| B404    | 2025      | 5730          |
| B405    | 2030      | 5745          |
| B406    | 2035      | 5760          |
| B407    | 2040      | 5775          |
| B408    | 2045      | 5790          |
| B409    | 2050      | 5805          |
| B410    | 2055      | 5820          |
| B411    | 2060      | 5835          |
| B412    | 2065      | 5850          |
| B413    | 2070      | 5865          |
| B414    | 2075      | 5880          |
| B415    | 2080      | 5895          |
| B416    | 2085      | 5910          |
| B417    | 2090      | 5925          |
| B418    | 2095      | 5940          |
| B419    | 2100      | 5955          |
| B420    | 2105      | 5970          |
| B421    | 2110      | 5985          |
| B422    | 2115      | 6000          |
| B423    | 2120      | 6015          |
| B424    | 2125      | 6030          |
| B425    | 2130      | 6045          |
| B426    | 2135      | 6060          |



شکل ۲: الف: نمودار گل سرخی ساختارهای کششی ای روند آن‌ها شمال شرق - جنوب غرب دارند (برای وضوح بهتر نمودار، داده‌ها نرمال سازی شده است). ب: نمودار گل ساختارهای کششی ای که روند آن‌ها شمال غرب - جنوب شرقی دارند (برای وضوح بهتر نمودار، داده‌ها نرمال سازی شده است). ج: برای مقایسه دو دسته ساختار الف و ب، داده‌های هر دو دسته در یک نمودار نمایش داده شده است.

#### ۴- نتیجه گیری

مجموع مشاهدات مرور یا ارائه شده در این نوشتار نشان می‌دهد که تکنیک منطقه از زمان ائوسن به بعد، شدیداً فعال بوده و در همه ایستگاه‌های مورد مطالعه آثار آن در قالب خردشدگی، شکستگی و گسلش‌های متقاطع و بازفعال شده وجود دارد و تنش‌های وارده در گذر زمان، سبب تشکیل سامانه درزه‌ای باز شده و پر شده، چین خوردگی لایه‌های ائوسن و فشرده‌گی منطقه، کشش در الیگوسن و ایجاد دسته دوم از گسله‌ها و شکستگی‌های کششی شده است. هر برهه از کشش با فعالیت ماگمایی یا هیدروترمال مرتبط با آن گره خورده و سبب گسترش دو نسل پرشدگی کانایی فلزی و غیر فلزی شده است. در واقع، گسله‌ها و شکستگی‌های به وجود آمده، خود مسیر جدید برای نفوذ سیالات بوجود آورده است؛ در زمان ائوسن گسله‌ها و درزه‌هایی در رژیم کششی با روند شمال غربی - جنوب شرقی ایجاد شده‌اند. اکثر گسله‌ها نرمال یا نرمال با مولفه‌ی امتداد لغز به وجود آمده مکانی مناسب برای نفوذ سیالات و ماگما بوده است. این ساختارهای قدیمی تر (ائوسن) اغلب ماهیت کششی داشته و به اکثر منطقه تاثیر گذاشته است و درزه‌های پر شده و رگه‌ها با جنس پرشدگی بازی تا حد واسط دیده می‌شوند. دسته دوم ساختارهای کششی جوان تر هستند که فراوانی کمتری داشته و در زمان الیگوسن ایجاد شده‌اند. بیشتر درزه‌ها، درزه‌های باز شده هستند و پر شدگی کمی نشان می‌دهند؛ غالب پر شدگی‌ها در این دسته اسیدی هستند. بنابر این توضیحات می‌توان مانند شکل ۶ محیط ائوسن تا پیش از کشش الیگوسن را بازسازی کرد. کشش الیگوسن، ساختارهای مرتبط و پس از آن به دلیل نداشتن ارتباط با کانه‌زایی اصلی منطقه، در این شکل گنجانده نشده است.

#### ۷- مراجع

- اردکان، م. (۱۳۹۵)، بررسی نقش جنبش‌های سنوزویک (الیگوسن - کواترنری) در شکل‌گیری دره-سی طارم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان
- امیدیان فر، همکاران. کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی برای تعیین توان کانه‌زایی گرانیتوئیدهای محدوده حنار به‌عنوان بخشی از پلوتونیزم ترشیر در بلوک لوت (خاور ایران). پترولوژی، ۲۰۲۰، ۱۱: ۳۶-۱۹.
- سلمانلو، ع. (۱۳۹۳)، بررسی تغییرات میدان تنش سنوزویک پسین (میوسن کواترنری) در گستره زنجان و کاربرد آن در ژئودینامیک شمال باختر ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا همدان.



سهمی، ص. ۱۳۹۵. بررسی تکتونیک فعال در پهنه‌ی گسلی میانه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، گوازنگ - زنجان.  
شیرولی، س. (۱۳۹۸)، بررسی ساختار زمین‌شناسی فروافتادگی حصار در جنوب خاور کوه‌های طارم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

Aflaki, Mahtab, et al. "Evolution of the stress field at the junction of Talesh–Alborz–Central Iran during the past 5 Ma: Implications for the tectonics of NW Iran." *Tectonophysics* 821 (2021): 229115.

Monsef, Iman, et al. "Tethyan subduction and Cretaceous rift magmatism at the southern margin of Eurasia: Evidence for crustal evolution of the South Caspian Basin." *Earth-Science Reviews* 228 (2022): 104012.

Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., ... & Ashtiani, A. (2003). GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, *Journal of Geodesy*, 77(7-8), 411-422.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., ... & Nadariya, M. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).

Vernant, P., et al. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398.



## زیست چینه نگاری سازند ایلام در برش چینه شناسی میش خاص، بر اساس فرامینفرهای پلانکتونیک، حوضه رسوبی زاگرس

رویا علیمرادپور<sup>۱</sup>، محمد وحیدی نیا<sup>۱\*</sup>، میثم شفیعی اردستانی<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

\* vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

### چکیده

در این تحقیق سازند ایلام در برش چینه شناسی میش خاص بر اساس فرامینفرهای پلانکتونیک مورد مطالعه زیست چینه نگاری قرار گرفت. ضخامت سازند ایلام در این برش ۱۸۸ متر اندازه گیری شده و مرزهای زیرین و بالایی این سازند به ترتیب با سازندهای سورگاه و گورپی بصورت هم شیب می باشد. لیتولوژی اصلی این سازند شامل سنگ آهکهای صخره ساز و توده ای و نیز میان لایه های شیلی به رنگ خاکستری روشن تا تخاکستری یره می باشد. تعداد ۴۲ گونه فرامینفر پلانکتونیک متعلق به ۱۲ جنس در قالب ۳ زیست زون به ترتیب زیر مورد شناسایی قرار گرفت.

1- *Dicarinella asymetrica* Total Range Zone, 2- *Globotruncanita elevata* Partial Range Zone, 3- *Contusotruncana plummerae* Interval Zone.

با توجه به زون های زیستی شناسایی شده سن سازند ایلام در برش چینه نگاری کوه مش خاص در محدوده اوایل کنیاسین پسین - کامپانین میانی تعیین شده است.

**کلید واژه:** حوضه رسوبی زاگرس، سازند ایلام، برش چینه نگاری کوه میش خاص، زیست چینه نگاری

### Abstract

In this research, the Ilam Formation in the Meish Khas stratigraphic section was biostratigraphically studied based on planktonic foraminifera. The thickness of the Ilam Formation in this section is measured to be 188 meters, and the lower and upper boundaries of this formation are conformable Surgah and Gurpi formations, respectively. The main lithology of this formation includes rock-forming and massive limestones, as well as light gray to dark gray shale interbeds. 42 species of planktonic foraminifera belonging to 12 genera were identified in the form of 3 biozones in the following order.

1- *Dicarinella asymetrica* Total Range Zone, 2- *Globotruncanita elevata* Partial Range Zone, 3- *Contusotruncana plummerae* Interval Zone

Based on these biozones, the age of the Ilam Formation in Kuhe-Mish khas stratigraphical section is early Late Coniacian - Middle Campanian.

**Key words:** Zagros sedimentary basin, Ilam Formation, Kuhe-Mish khas stratigraphical section, Biostratigraphy

### ۱- مقدمه

پهنه بندی رسوبی - ساختمانی ایران از گذشته مورد توجه زمین شناسان بوده است. به طوری که بر اساس مرزبندی های گسل های اصلی، پهنه هایی با خصوصیات مختلف سکانس های رسوبی و ماگماتیسیم در آن جداسازی شده اند (Berberian and king, 1981). بدین ترتیب تا به امروز

در آخرین تقسیم‌بندی‌ها، ۸ پهنه رسوبی - ساختاری شامل: ۱ زاگرس، ۲: البرز، ۳: کپه داغ، ۴: ایران مرکزی، ۵: بلوک لوت، ۶: سندج - سیرجان، ۷: ارومیه - دختر و ۸: مکران برای فلات ایران مشخص شده است. حوضه رسوبی زاگرس در جنوب و جنوب غربی ایران به عنوان یک حوضه نفتی قابل توجه بوده است و با گستره‌ای بزرگ در حاشیه شمال شرقی ورقه عربی با راستای شمال شرقی - جنوب غربی از ترکیه تا تنگه هرمز با طول بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر ادامه داشته است (Alavi 1994, 2007). نام سازند ایلام از شهرستان ایلام واقع در غرب ایران اقتباس شده است. قبلا این سازند به صورت قسمتی از آهک هیپوریت دار، قسمتی از آهک کرتاسه میانی، قسمتی از آهک رودیست دار محسوب می‌شد. سازند ایلام بخشی از رسوبات کرتاسه پسین در حوضه رسوبی زاگرس می‌باشد.

فرامینفرها در زمین‌شناسی و چینه‌شناسی کاربردهای زیادی دارند و توصیف‌های سیستماتیک آن‌ها توسط فسیل‌شناسان صورت گرفته است. با پیشرفت تکنیک‌های مطالعه این موجودات، تفسیرهای جدیدی از پوسته آن‌ها ایجاد شده و طبقه‌بندی آن‌ها به روز شده است. این تفسیرها عموماً بر اساس پیشرفت تکنیک‌های مطالعه این موجودات انجام شده و تغییراتی در طبقه‌بندی فرامینفرها را به دنبال دارد (Loeblich Tappan, 1988 and).

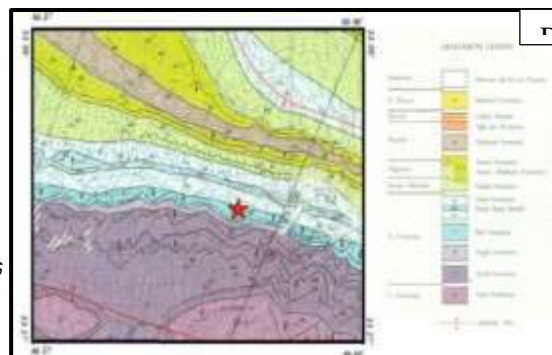
## ۲- موقعیت جغرافیایی و راههای دستیابی به برش‌های مورد مطالعه

سازند ایلام در برش چینه‌شناسی کوه سورگاه و در محل تاقدیس سورگاه واقع در ۷ کیلومتری جنوب غرب ایلام و در مسیر جاده ایلام به ، این برش در غرب برش الگو و در ۴۰ کیلومتری جاده ایلام به دره شهر و پس از روستای میش خاص و در پشت ارتفاعات مرغداری قرار دارد (شکل ۱- A). برش مورد مطالعه دارای مختصات جغرافیایی ۴۶ درجه ۴۱ دقیقه ۳۳ ثانیه ی شرقی و ۳۳ درجه ۲۷ دقیقه ۳۶ ثانیه ی شمالی در

قاعده برش کبیر کوه می‌باشد (شکل ۱- B).

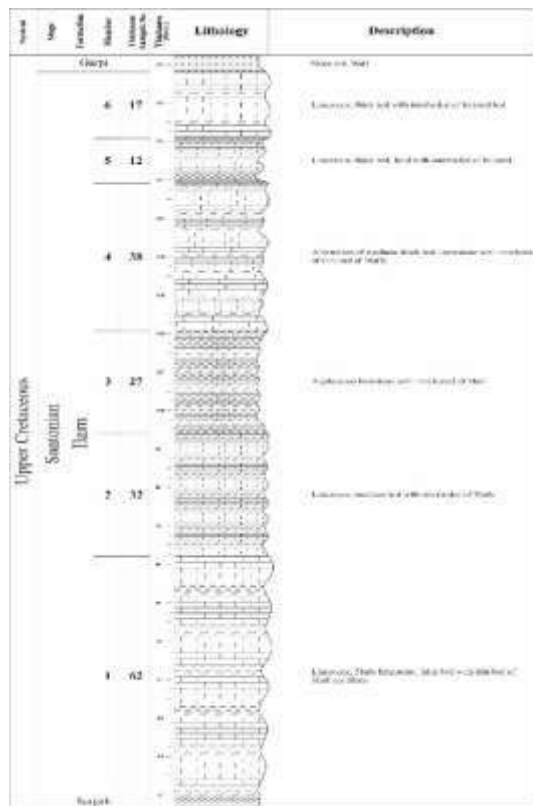


ی زمی



سازند ایلام در برش میش خاص با ضخامت ۱۸۸ متر دربردارنده توالی سنگ چینه ای شامل سنگ آهک و لایه های شیلی می‌باشد. در این پژوهش تعداد ۱۲۱ نمونه در فواصل حدود ۱/۵ متر برداشت شده است. تعداد ۱۱۱ نمونه سنگی به کارگاه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

منتقل شده و از آنها مقاطع نازک تهیه شده است. تعداد ۱۰ نمونه سست و ماری به آزمایشگاه آماده سازی فسیل منتقل شده و به روش شستشو (Washing) آماده سازی شده اند.



شکل ۲) ستون چینه شناسی سازند ایلام در برش میش خاص

#### ۴- زیست چینه نگاری فرامینفرهای پلانکتونیک

تعداد ۱۱۱ نمونه مقطع نازک و ۱۰ نمونه ایزوله نمونه برداشت شده از نظر محتوای فسیلی مورد بررسی دقیق قرار گرفته است. بر مبنای گسترش مجموعه ی فسیلی در نمونه های مورد مطالعه در سازند ایلام تعداد ۳ بایوزون مشخص شده که محدوده ی زمانی اوایل کنیاسین پسین - کامپانین میانی برای این سازند تعیین شده است. به جهت شناسایی فرامینفرهای پلانکتونیک از منابع (Wynd 1965, Caron 1985, Robaszynski 1979, 1995, Robaszynski et al 1984, Petrizzo et al 2011, Shafiee Ardestani et al 2022) استفاده شده است. به منظور ارائه زون بندی و تعیین سن سازند ایلام در برش مورد مطالعه زون های زیستی تشخیص داده شده به شرح زیر معرفی شده است. در این برش مرز زمانی سانتونین - کامپانین در قسمت تحتانی سازند ایلام و در داخل زیست زون *Dicarinella asymetrica* Total Range Zone قرار می گیرد. در اطراف مرز زمانی مورد مطالعه میزان تنوع و فراوانی و حفظ شدگی روزن داران شناور نسبتا بالایی باشد.

#### زون زیستی شماره 1

##### 1) *Dicarinella asymetrica* Zone

Category: Total Range Zone

Age :Early – Late Santonian

Author: Postuma(1971)

این زون برای اولین بار توسط (Postuma, 1971) . با سن اوایل سانتونین تا اواخر سانتونین معرفی شده است. ضخامت این بایوزون در برش مورد مطالعه ۸۰ متر بوده و در بردارنده شماره نمونه های یک تا چهارده می باشد.



گونه های شناسایی شده در این مجموعه عبارتند از:

*Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Archaeoglobigerina* sp. *Contusotruncana fornicate*, (Plummer), *Dicarinella asymerica*, (Sigal), *Dicarinella concavata*, (Brotzen), *Dicarinella* sp. *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana bulloides* (Vogler), *Globotruncana lapparenti* (Brotzen), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Globotruncana* sp. *Planoheterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Planoheterohelix reussi* (Cushman), *Planoheterohelix* sp. *Macroglobigerinelloides alvarezi* (Eternod olvera), *Macroglobigerinelloides bolli* (Pessagno), *Macroglobigerinelloides* sp., *Marginotruncana marginata* (Reuss), *Marginotruncana sigali* (Reichel), *Marginotruncana undulata* (Lehmann), *Marginotruncana* sp. *Macroglobigerinelloides ultramicrus* (Subbotina), *Muricohedbergella planispira* (Tappan), *Muricohedbergella* sp., *Whiteinella* sp.

## زون زیستی شماره ۲

### 2) *Globotruncanita elevata* Zone

Category: Partial Range Zone

Age: Santonian – Campanian and Early Campanian

Author: (Brotzen, 1934)

ضخامت این بایوزون در برش مورد مطالعه برابر با ۴۰ متر و در بردارنده شماره نمونه های پانزده تا نوزده می باشد.

تعریف: در فاصله زمانی حضور *Globotruncanita elevata* از انقراض گونه *Dicarinella asymerica* تا ظهور گونه *Contusotruncana plummerae* را دربردارد.

## زون زیستی شماره ۳

### 3) *Globotruncana ventricosa* zone

Category: Interval Zone

Age: Middle Campanian

Author: Dalbiez (1995)

این زیست زون از نوع Interval zone بوده و در حد فاصل ظهور *Globotruncana ventricosa* در پایین و ظهور

*Radotruncana calcarata* در بالا تعریف شده و منطبق بر زون زیستی *Globotruncana ventricosa* از زون بندی زیستی

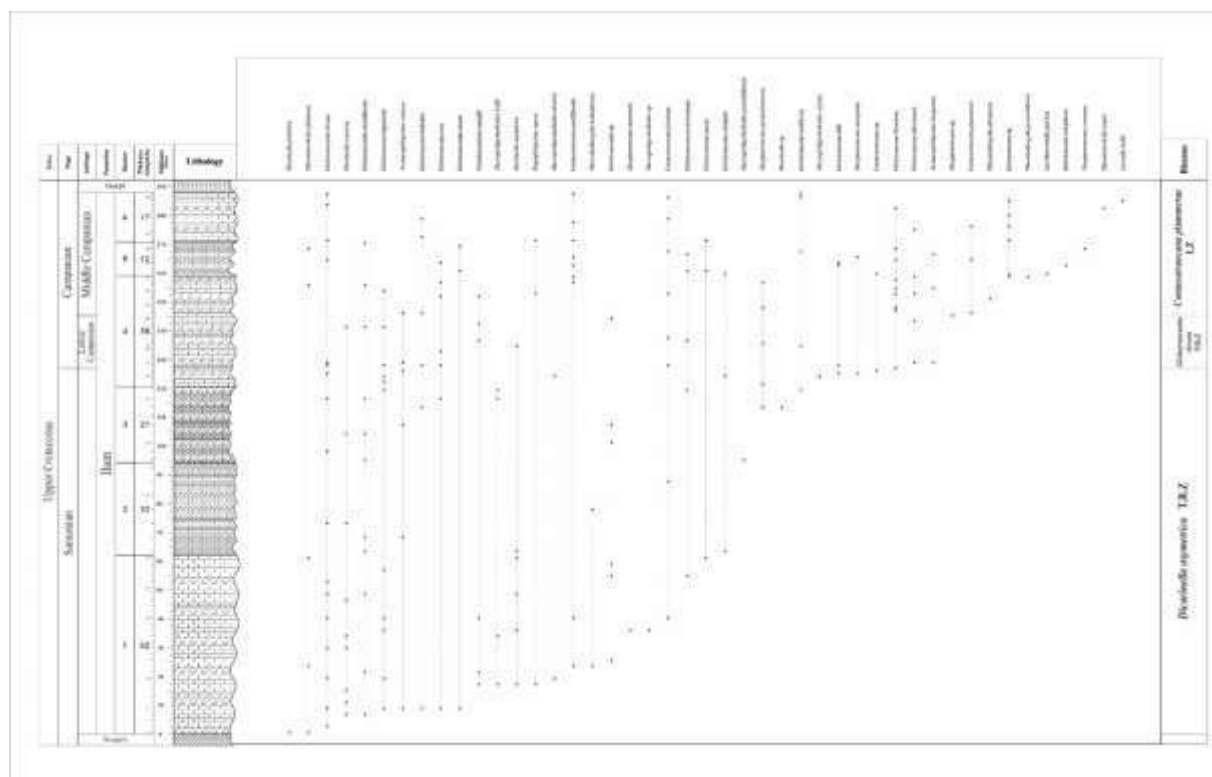
Premoli Silva and Verga (2004) می باشد. ضخامت این بایوزون در برش مورد مطالعه ۶۸ متر بوده و شامل نمونه های بیست تا

می باشد. در بین جنس و گونه های همزیست این زون زیستی، مهمترین میکروفسیل ها عبارتند از:

*Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana linneiana*, *Marginotruncana coronata*, *Marginotruncana sigali*, *Contosotruncana fornicata*, *Globotruncanita elevata*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Ventrilaberella glabrata*, *Planoheterohelix* sp., *Muricohedbergella* sp.

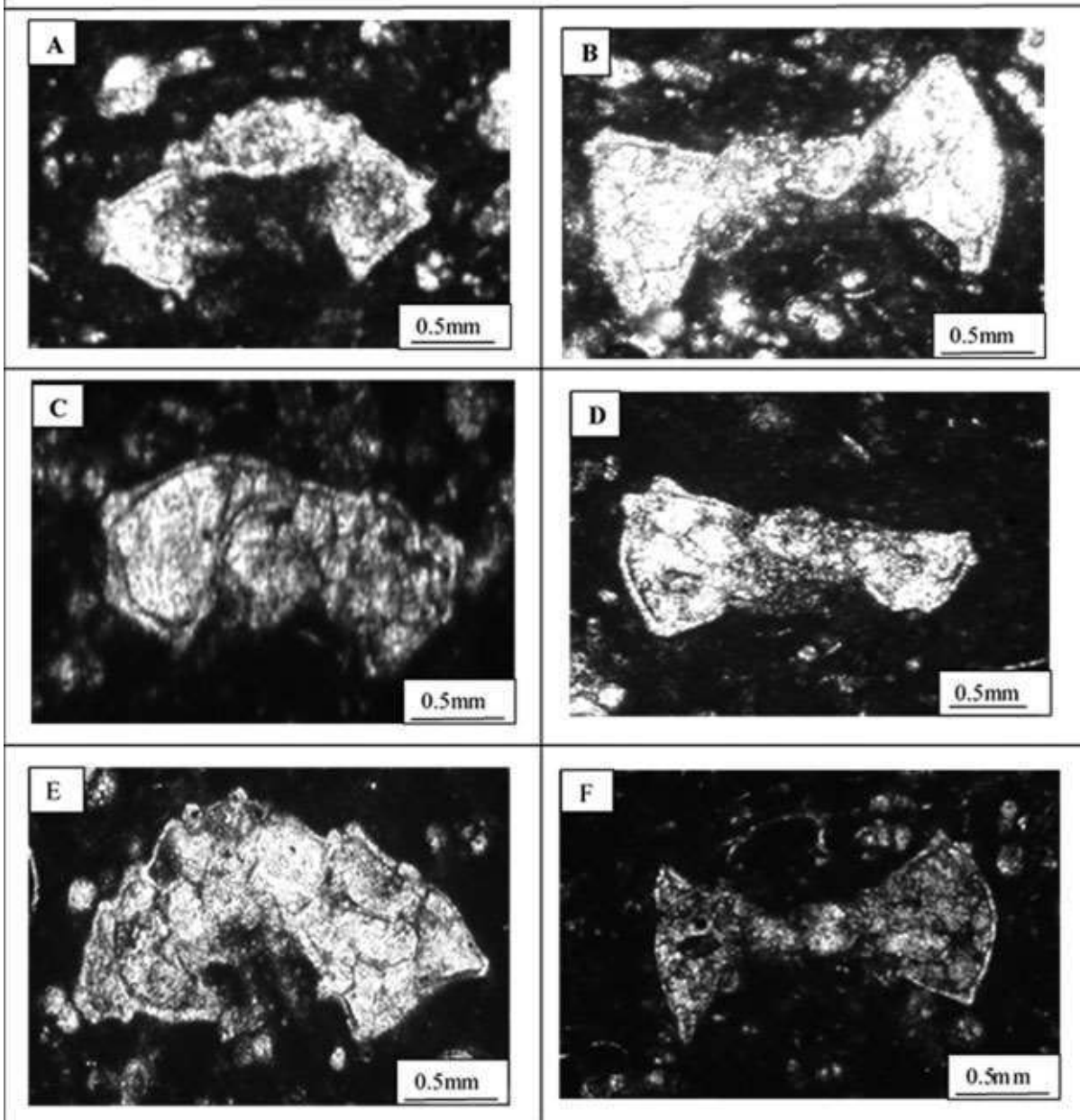
بر اساس ظهور *Globotruncana ventricosa* و همچنین فسیل های شناسایی شده سن این زون زیستی

کامپانین میانی در نظر گرفته شد.



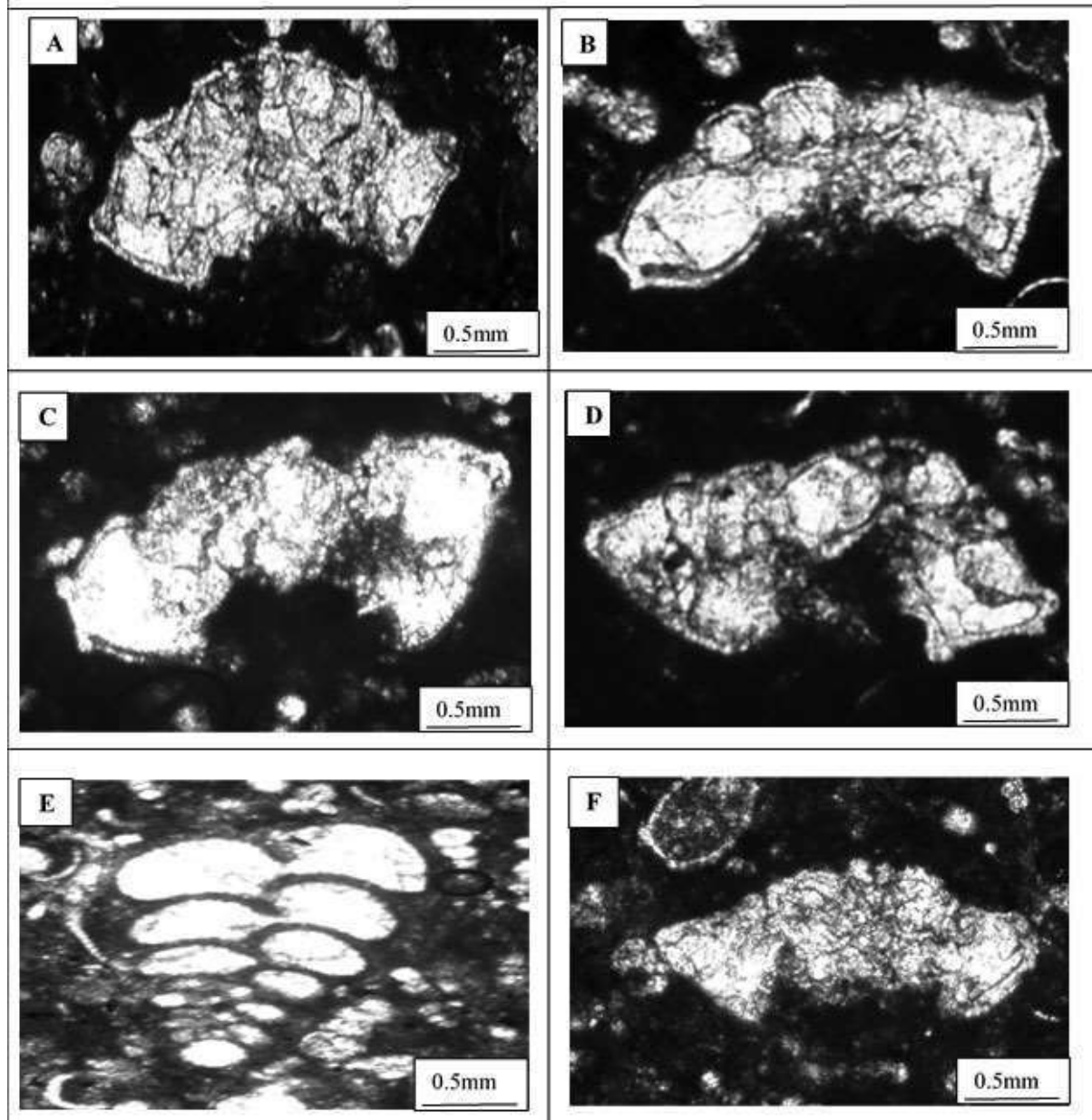
شکل ۳) ستون چینه نگاری سازند ایلام در برش چینه شناسی میس خاص

## Plate 1



**Plate 1:** A) *Globotruncana arca*, Cushman(1929), Mishkhas section, Locality: Ilam, B) *Dicarinella asymetrica*, Sigal(1952) Mishkhas section, Locality: Ilam. C) *Globotruncana bulloides*, Pessagno(1967), Mishkhas section, Locality: Ilam, D) *Dicarinella concavata*, Brotzen (1934), Mishkhas section, Locality: Ilam, E) *Contusotruncana pateliformis*, Gandolfi(1955), Mishkhas section, Locality: Ilam, F) *Globotruncanita elevata*, Brotzen(1938), Mishkhas section. Locality: Ilam. Scale bar represent 0/5mm.

## Plate 2



**Plate2:** **A)** *Contusotruncana fornicata*,plummer(1931),Mishkhas section, Locality: Ilam, **B)***Globotruncana neotericanita* ,Falzoni & Premoli Silva(2011), Mishkhas section, Locality: Ilam. **C)** *Globotruncana ventricosa*,White (1928), Mishkhas section, Locality: Ilam, **D)** *Globotruncanita stuarti*, de Lapparent(1918), Mishkhas section,Locality: Ilam, **E)** *Planoheterohelix-globulosa*,Ehrenberg(1840), Mishkhas section, Locality: Ilam, **F)** *Globotruncnita stuartiformis*, El-Nagggar, (1966), Mishkhas section. Locality: Ilam. Scale bar represent 0/5mm

## ۵- نتیجه گیری

در این مطالعه سازند ایلام در برش چینه شناسی کوه میش خاص به ضخامت ۱۸۸ متر مورد مطالعه دقیق چینه شناسی و فسیل شناسی قرار گرفت. در مجموع تعداد ۴۲ گونه متعلق به ۱۲ جنس و ۳ بایوزون فرامینفرهای پلانکتونیک مورد شناسایی قرار گرفته است. مجموعه بایوزون های شناسایی شده سازند ایلام در برش چینه شناسی کوه میش خاص در محدوده سنی اوایل کنیاسین پسین - کامپانین میانی نهشته شده است.

## ۶- منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- Caron, M., 1985. Cretaceous planktik Foraminifera. In. Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch Nielsen, K. (eds), *Plankton Stratigraphy* 674epartee674 university press. Pp 17-86.
- Petrizzo Maria Rose, Falzoni Francesca, Isabella Premoli Silva 2011. Identification of the base of the lower-to-middle Campanian Globotruncanaventricosa Zone: Comments on reliability and global correlations. *Cretaceous Research* 32 (2011) 387-405
- Premoli Silva, I., Verga, D., 2004. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera, course 3, in Verga, D., and Rettori, R. (Editors), *International School on Planktonic Foraminifera: Universities of Perugia and Milano, Tipografiadi di Pontefelcino, Perugia, Italy*, 283 pp.
- Robaszynski, F., Caron, M., 1979. Atlas de 674epartee674er`splanctoniques du Cre'tace' moyen (MerBoreale et Tethys), premie`674epartee. *Cahiers de Micropaleontologie* 1 (1-185 pp.).
- Robaszynski, F., Caron, M., Gonzales Donoso, J.M., and Wonders, A., 1984. the European working Group on planktonic Foraminifera, 1984: Atlas of late Cretaceous Globotruncanids *Revue de Micropaleontologic* (1983-1984) 26: 145 305 P.
- Robaszynski, F., Caron, M., 1995. ForaminiferesPlanctoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee. *Bulletin de la SocieteGeologique de France* 166, 681-692 p.
- Shafiee Ardestani M, Vahidinia M, Rahiminejad A H, Bohloli CE, 2022. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and determination of the Santonian-Campanian boundary in the Zagros sedimentary basin, SWIran. *Stratigraphy, vol. 19, no. 1, plates 1-3, text-figures 1-4, table 1, pages 51-64, 2022*
- Wynd, J. G. 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area: Iranian Oil Operating Companies. Geological and Exploration Division, Rep. 1082, pp. 89.



## تغییرات هندسی و ساختاری یکی از میادین جنوب غرب ایران، فروافتادگی دزفول شمالی

الهه شهرانی<sup>۱</sup>، دکتر بهمن سلیمانی<sup>۲</sup>، دکتر بابک سامانی<sup>۳</sup>، مهندس عباس عباسی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، گروه زمین شناسی نفت و حوضه های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران

اهواز، ایران

elaheh.sh7726@gmail.com

۲- استاد زمین شناسی نفت، گروه زمین شناسی نفت و حوضه های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، ایران

soleimani\_b@scu.ac.ir

۳- دانشیار زمین شناسی ساختمانی، گروه زمین شناسی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، ایران

b.samani@scu.ac.ir

۴- کارشناس اداره زمین شناسی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

abbas6334@yahoo.com

### چکیده

اکثر مخازن نفتی ایران در زاگرس، تاقدیس های کشیده ای هستند که در طی میوسن-پلیوسن شکل گرفته اند. فروافتادگی دزفول شمالی منطقه ای ساختاری در جنوب غربی کوه های زاگرس است که از نظر دارا بودن مهم ترین میدان های نفتی حائز اهمیت است. بررسی ساختارهای این منطقه نقش مهمی در اکتشاف، تولید و استخراج نفت و گاز دارد. میدان مورد مطالعه نیز از جمله میادین دارای پتانسیل هیدروکربوری این محدوده است. از آنجا که گسل ها در تحولات زمین ساختی گوناگون از جمله چین خوردگی نقش موثری دارند، ساختار این میدان نیز از گسل های اطراف از جمله گسل پیشانی کوهستان تاثیر پذیرفته است. در این مقاله سعی شده با استفاده از برقراری ارتباط میان اطلاعات سطحی و زیرسطحی مربوط به افق آسماری که کم عمق ترین افق تولید نفت جنوب غرب ایران می باشد؛ ساختار کلی آن بررسی شود. نتایج نشان می دهد الگوی هندسی این میدان نفتی در ارتباط با یک چین توسعه گسلی می باشد.

**واژه های کلیدی:** فروافتادگی دزفول؛ تغییرات ساختاری؛ گسل پیشانی کوهستان؛ میدان نفتی

### Abstract

Most of Iran's oil reservoirs in Zagros are elongated anticlines that were formed during the Miocene-Pliocene. The North Dezful Embayment is a structural area in the southwest of the Zagros Mountains that is important in terms of having the most important oil fields. Structural investigation of this area is important to help exploration, production and extraction of oil and gas. The studied oil field is one of the oil fields that has hydrocarbon potential in this area, which is affected due to its proximity to faults such as Mountain Front fault, since faults play an effective role in various tectonic developments, including folding. In this article, an attempt has been made to investigate the general structure of this oil field by using communication between the surface and subsurface information, which is mainly related to Asmari Formation, the shallowest oil production horizon in the southwest of Iran. The results show that the geometric pattern of this oil field is related to the fault propagation fold.

**Key words:** Dezful Embayment; Structural changes; Mountain Front Fault; Oil Field

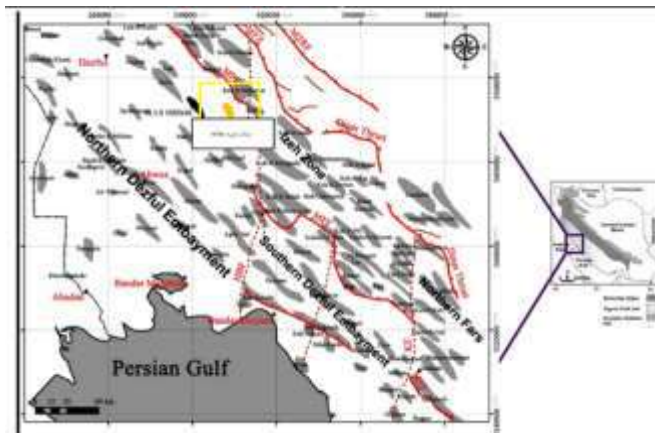
## ۱- مقدمه

تغییرات هندسی و ساختاری موضوعی مهم در تفسیر چین‌ها در بیشتر محیط‌های زمین ساختی محسوب می‌شود. این ساختارها می‌توانند به عنوان تله‌های ساختاری برای هیدروکربن‌ها عمل کنند. این ساختمانها به طور گسترده توسط زمین شناسان ساختمانی و نفتی با استفاده از طیف وسیعی از تکنیک‌ها مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (Berberian, 1995; Arzani, 2005; Abdollahi Fard et al., 2006; Alavi, 2007; Allen and Talebian, 2011; Brandes and Tanner, 2014; Soltani et al., 2023). داده‌های مورد نیاز از طریق روش‌های میدانی و لرزه‌ای و مدل‌سازی عددی و آنالوگ بدست می‌آید. مدل‌های ژئومکانیکی سعی در بررسی ویژگی‌های مکانیکی و هندسی چین‌ها دارند. همچنین مطالعات چینه‌شناسی منطقه کمک شایانی به تشخیص ساختارهای یک ناحیه می‌کند (شکل ۱). از طرفی حوضه زاگرس بدلیل دارا بودن میداین هیدروکربنی همیشه هدف مطالعات ساختاری بوده است. بنابراین مطالعه کنونی سعی می‌کند اثرات تغییرات ساختاری را در میدان نفتی مورد مطالعه (واقع در فروافتادگی دزفول) مورد بررسی قرار دهد. این نوع مطالعات می‌تواند دانش ما را در شناخت ساختارهای هیدروکربنی افزایش داده در سیاست‌گذاری میداین با اهمیت می‌باشد.

## ۱-۱ موقعیت میدان مورد مطالعه

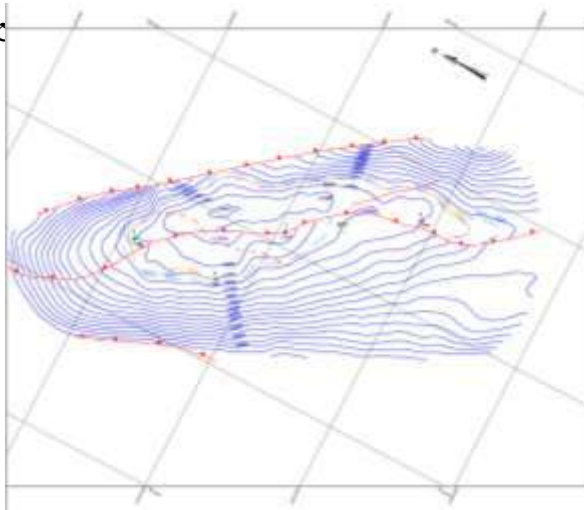
فروافتادگی دزفول شمالی بخشی از ناحیه کمربند چین خورده زاگرس است که از شمال به گسل خمش پیشانی کوهستان، از شرق به گسل هندیجان-بهرگانسر و از غرب به گسل بالارود ختم می‌گردد. گسل خمش پیشانی کوهستان با راستایی کم و بیش شمالی جنوبی، گسلی امتدادلغز و راستگرد است که احتمالاً قسمتی از گسل پی‌سنگی است. گسل‌ها در تحولات دگرریختی گوناگون مانند چین‌خوردگی، ماگماتیسیم، دگرشیبی و... نقش موثری دارند (آقائباتی، ۱۳۸۳). از این جهت چرخش رو به شمال محور تاقدیس‌های مجاور این گسل از جمله تاقدیس‌های بنگستان، سفید، کمردراز، تانوش و شاولیش، تحت تاثیر گسل خمش پیشانی کوهستان بوده است که در سطح زمین به خوبی قابل مشاهده است. چرخش یاد شده را که در سازندهای گروه بنگستان نیز دیده می‌شود، می‌تواند دلیلی بر فعال بودن گسل پیشانی کوهستان از پیش از رسوبگذاری این سازندها دانست. لذا باید در نظر داشت که این گسل همزمان با چین‌خوردگی و بوجود آمدن ساختمان‌ها فعال بوده است. خمش پیشانی کوهستان از نظر ساختمانی متغیر بوده و موقعیت دقیق آن در بعضی نقاط فقط جنبه تفسیری دارد. میدان مورد مطالعه در ناحیه شمال‌شرق فروافتادگی دزفول یک میدان نفتی کوچک است که به‌صورت محصور بین گسل‌هایی از جمله گسل پیشانی کوهستان و بالارود، در شرق شهرستان مسجدسلیمان و موازی با کوه آسماری قرار دارد (شکل ۲). این میدان در محدوده زون ایزه قرار می‌گیرد که زون ایزه نیز بخشی از ناحیه کمربند چین‌خورده زاگرس است و از شمال به ناحیه تراستی زاگرس مرتفع، از جنوب با مرز شمالی فروافتادگی دزفول، از شرق به گسل کازرون و از غرب به گسل بالارود منتهی می‌گردد (مطبعی، ۱۳۷۴). محصور بودن میان گسل‌ها و همچنین نیروی فشارشی حاکم بر منطقه سبب ایجاد گسل‌ها و شکستگی‌هایی در میدان شده‌است. گسل اصلی که در میدان وجود دارد یک گسل تراستی طولی در امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق است که سبب راندگی یال شمالی روی یال جنوبی شده‌است و شیبی در جهت شمال دارد. در این میدان تاکنون ۵ حلقه چاه حفاری شده است، چاه‌های ۲، ۳ و ۵ این میدان دچار تکرار سازند آسماری و همچنین بخشی سنگ‌پوش سازند گچساران شده‌اند که این تکرارشدگی را می‌توان به وجود این گسل میانه میدان نسبت داد. با توجه به اینکه اطلاعات سطحی در زاگرس بیش از اطلاعات زیرسطحی است در این مطالعه با هدف برقراری رابطه بین اطلاعات سطحی و زیرسطحی به بررسی شکل هندسی ساختار این میدان می‌پردازیم.



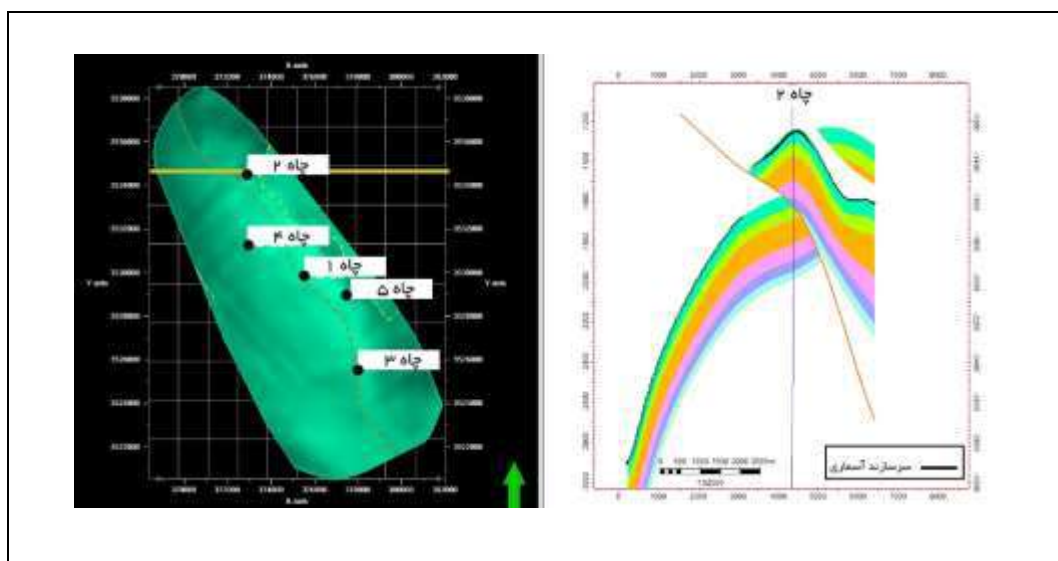


(شکل ۲) - موقعیت جغرافیایی میدان مورد مطالعه

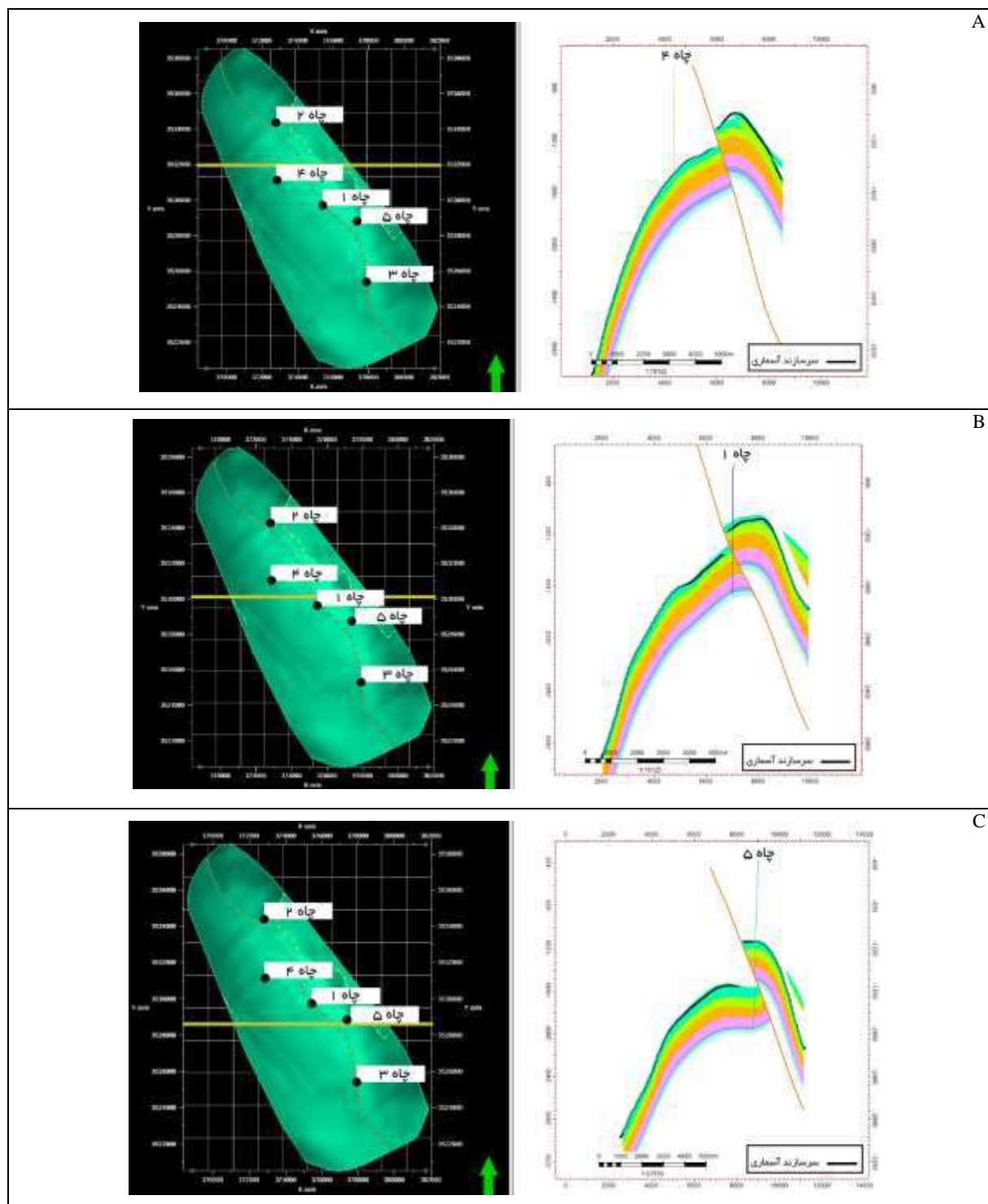
بررسی چینه‌شناسی منطقه اهمیت زیادی در تحلیل ساختاری آن دارد (شکل ۱). حضور سازند گچساران در ستون چینه‌شناسی منطقه باعث ساده‌تر شدن شکل گرفتن رفتار دگربرخی شده و نقش مهمی در کنترل سبک ساختاری میدان مورد مطالعه دارد. در حالت کلی اغلب ساختارها و فعالیت‌های تکتونیکی در کمربند چین‌خورده زاگرس نتیجه فشاری است که به سمت شمال‌شرقی وارد می‌شود و علت آن جابه‌جایی پهنه عربی به سمت اوراسیاست که به همین سبب گسل‌های زیادی در منطقه ایجاد شده است. بنابراین نمی‌توان الگوی هندسی چین‌خوردگی ثابتی را به کل میدان نسبت داد و حالتی ترکیبی از چین‌خوردگی وجود دارد (جنت‌مکان و همکاران، ۱۳۹۴). از نظر مورفولوژیکی این میدان در افق آسماری یک چین نامتقارن دوسومایل است که به علت وجود گسل خوردگی شدید ساختمان اولیه خود را دقیق نشان نمی‌دهد اما با توجه به نقشه خطوط هم‌تراز زیرزمینی سازند آسماری (شکل ۳)، در دماغه‌ی غربی زاویه میل به سمت شمال غرب و قابل محاسبه است ولی در دماغه شرقی به دلیل عدم وجود خطوط تراز بسته و باز بودن آن‌ها زاویه میل به وضوح قابل تشخیص نیست. ساز و کار ایجاد این الگو از ساختار به خوبی مشخص نشده اما می‌توان این الگو را ناشی از مداخله پی‌سنگ در الگوی چین‌های وابسته به گسل‌راندگی دانسته و مراحل ایجاد آن نیز در شکل ۶ و ۷ نشان داده شده است که از دماغه‌ی شمالی میدان آغاز شده و



شکل ۳- نقشه خطوط زیرزمینی سر سازند آسماری میدان مورد مطالعه

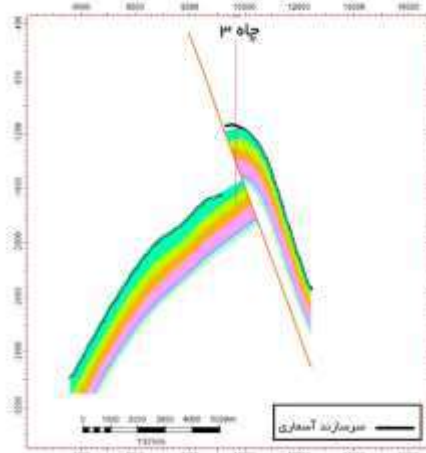
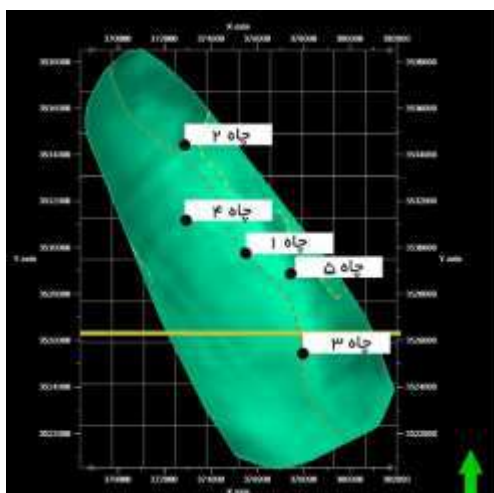


شکل (۴) - سمت چپ: محدوده برش خورده مقطع شماره ۱. سمت راست: مقطع عرضی شماره ۱

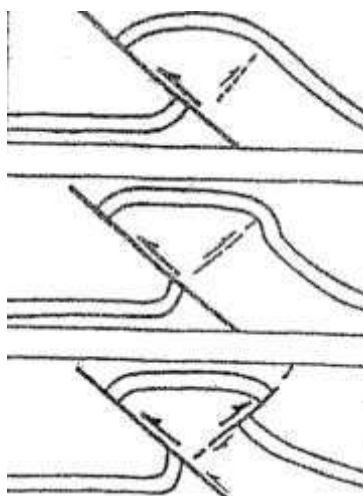


شکل (۵) - A: محدوده برش خورده مقطع شماره ۲. سمت راست: مقطع عرضی شماره ۲. B: محدوده برش خورده مقطع شماره ۳. سمت راست: مقطع عرضی شماره ۳

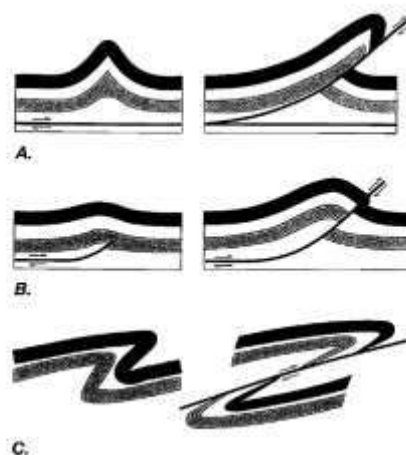
C: محدوده برش خورده مقطع شماره ۴. سمت راست: مقطع عرضی شماره ۴



شکل ۶- سمت چپ: محدوده برش خورده مقطع شماره ۵ سمت راست: مقطع عرضی شماره ۵



شکل ۷- چین های وابسته به گسل راندگی (Brown, 1984)



شکل ۸- دیاگرام مقطع عرضی نشان دهنده ارتباط بین چین و گسل های رانده (Twiss & Moors, 1992)

### ۳- نتیجه گیری

میدان مورد مطالعه با تاثیر رژیم فشارشی حاکم بر منطقه و رفتار پلاستیک سازند گچساران ساختاری نامتقارن با الگوی هندسی نامشخص دارد که در طول میدان متغیر است. با توجه به پیچیدگی ساختار اگر بخواهیم با دیدی ساده‌تر ساختار را بررسی کنیم، بر اساس طبقه‌بندی تویس و مور سال ۱۹۹۲ (شکل ۷) می‌توان آن را یک چین گسترش‌گسلی دانست. گسل رانده میانه‌ی میدان که سبب راندگی یال شمالی بر جنوبی شده و در طول میدان ایجاد شده است، روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق را داراست و عامل اصلی بهم ریختگی ساختار میدان شده است. این گسل علاوه بر ورود به لایه‌های فوقانی در مرز سازندهای گچساران و آسماری، به صورت یک گسل در یک لایه‌ی شکل‌پذیر و به صورت کم شیب عمل کرده است. به طور کامل تر می‌توان گفت که ساختار این میدان در ابتدا یک چین جدایشی بوده که با انتشار گسل همراه است و به مرور تبدیل به چین انتشار گسلی شده است. از نظر مورفولوژیکی نیز در افق آسماری یک چین نامتقارن دوسومایل را تشکیل داده که به علت گسل خوردگی شدید ساختمان اولیه خود را دقیق نشان نمیدهد.

### مراجع

- آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶.
- ترابی، آ.، قاسمی، ر.، ۱۳۸۳. تحلیل هندسی و جنبشی پنج مخزن تاقدیسی فروافتادگی دزفول، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، مقاله‌های برگزیده.
- جمالی، ۱۳۷۰. پاره‌ای از تفاوت‌های مهم ساختاری میان زاگرس چین‌خورده-رانده و فروافتادگی دزفول.
- جنت‌مکان، ن.، مهدی‌پور، ض.، ۱۳۹۴. تفسیر ساختمانی افق آسماری میدان پرسپاه. گزارش زمین‌شناسی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- جنت‌مکان، ن.، مهدی‌پور، ض.، ۱۳۹۶. تفسیر ساختمانی اطلاعات لرزه‌نگاری افق بنگستان میدان پرسپاه. گزارش زمین‌شناسی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، گزارش شماره پ-۹۲۴۵.
- چرچی، ع.، ۱۳۸۶. تحلیل ساختاری منطقه فروافتادگی دزفول شمالی. پایان‌نامه دکترا، دانشگاه شهید بهشتی.
- چرچی، ع.، پور کرمانی، م.، رنگرن، ک.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۴. تحلیل تاقدیس‌های سطحی و زیرسطحی میدان‌های نفتی فروافتادگی دزفول شمالی. نشریه دانشکده علوم زمین شماره دوازدهم، ۳۳-۴۴.
- حیدری، خ.، ۱۳۷۷. مطالعه زمین‌شناسی مخزن آسماری میدان هفتکل، گزارش پ-۴۷۹۳، شرکت ملی نفت ایران، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب. اداره کل زمین‌شناسی گسترشی
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، ۸۰۷.
- رضایی، م.، ۱۳۸۴. زمین‌شناسی نفت، انتشارات علوی، ۴۷۲.
- ساجدی، ح.، ۱۳۸۶. تعبیر و تفسیر لرزه‌نگاری منطقه ایذه. گزارش زمین‌شناسی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- ستوده، م.، ۱۳۶۲. گزارش تکمیلی زمین‌شناسی مخزن آسماری میدان کرنج، گزارش شماره پ-۳۸۴۹، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اداره کل زمین‌شناسی گسترشی
- سوهانی، ج.، مطالعه زمین‌شناسی بنگستان میدان‌های لالی و کارون، گزارش پ-۳۸۴۸، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- شایسته، م.، ۱۳۷۸. مطالعه تکمیلی زمین‌شناسی مخزن آسماری میدان پرسپاه، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب. گزارش شماره پ-۴۸۶۲.
- شرکتی، ش.، ۱۳۸۴. تکنیک پوشش رسوبی و پی‌سنگ در کمربند کوهزایی زاگرس-نکاتی در زمینه مدلسازی هندسی دگرشکلی، اداره زمین‌شناسی سطح الارضی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- قنواتی، ک.، ۱۳۷۹. مطالعه زمین‌شناسی مخزن بنگستان میدان نفتی مارون، گزارش شماره پ-۴۹۴۶، اداره کل زمین‌شناسی گسترشی، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.

- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران. زمین‌شناسی نفت زاگرس (جلد ۱). سازمان زمین‌شناسی کشور.
- مهدی‌پور، ض.، ارزانی، ع.، ۱۳۸۵. تاثیر تکتونیک بر تشکیل تله‌های نفتی در فروافتادگی دزفول، کمر بند چین‌خورده زاگرس.
- میرزایی، ح.، ۱۳۹۱. مدل‌سازی مخزن آسماری پرسیاه با استفاده از نرم‌افزار RMS. دانشگاه شهید چمران اهواز.
- نبوی، م.، ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Al-Dossary, S., Marfurt, K. J., 2006. 3-D volumetric multi-spectral estimates of reflector curvature and rotation. *Geophysics*, 71, 41–51.
- Bahorich, M., Farmer, S., 1995. 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. *The Leading Edge*, 14, 1053–1058.
- Berberian, A., 1977. Contribution to the siesmotectonics of Iran. *Geological survey of Iran*.
- Berberian, m., and king, g.c.p., 1981. Towards a paleogeography and tectonic Evolution of iran, *canadian journal of earth sciences*, v.18, pp. 210-265.
- Berberian, m., 1995, master “blind” thrust faults hidden under the zagros folds, active tectonics and surface morphotectonics, *tectonophysics*, v. 241, p.193–224.
- Chopra, S., Marfurt, K. J., 2007a. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. SEG, Tulsa.
- Chopra, S., Marfurt, K. J., 2007b. Curvature attribute applications to 3D surface seismic data. *The Leading Edge*, 26(4), 404–414.
- Cohen, I., Coult, N., Vassiliou, A. A., 2006. Detection and extraction of fault surfaces in 3D seismic data. *Geophysics*, 71(4), P21–P27
- Di, H., Gao, D., 2017. 3D seismic flexure analysis for subsurface fault detection and fracture characterization. *Pure and Applied Geophysics*, 174, 747–761.
- Falcon, N.L., 1961. Major Erth-Flexuring in Zagros mountain of south west Iran, *Q. Jour. Soc. London*, V.117, p.367-376.
- Ghanadian, M., Faghih, A., Abdollahie Fard, I., Grasemann, B., Soleimany, B., Maleki, M., 2017. Tectonic Constraints for Hydrocarbon Targets in the Dezful Embayment, Zagros fold and thrust belt, SW Iran, *Petroleum Science and Engineering*.
- Hale, D., 2013. Methods to compute fault images, extract fault surfaces, and estimate fault throws from 3D seismic images. *Geophysics*, 78, O33–O43.
- Holden, L., Mostad, P., Nielsen, B.F., Gjerde, J., Townsend, C., and Ottesen, S., 2003. Stochastic Structural Modeling, *J. Mathematical Geology*, Vol.35, No 8, pp. 899-914.
- Iacopini, D., Butler, R.W.H., Purves, S., McArdle, N., Freslon, N. D., 2016. Exploring the seismic expression of fault zones in 3D seismic volumes. *Journal of Structural Geology*, 89, 54–73.
- Kumar, P. C., 2016. Application of geometric attributes for interpreting faults from seismic data: an example from Taranaki Basin, New Zealand. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, 2077–2081.
- Lowell, J.D., 1985, *Structural Style in Petroleum Exploration*. Oil and Gas Consultant International, INC.
- Mandal, A., & Srivastava, E., 2018, Enhanced structural interpretation from 3D seismic data using hybrid attributes: New insights into fault visualization and displacement in Cretaceous formations of the Scotian Basin, offshore Nova Scotia. *Marine and Petroleum Geology*, 89, 464–478. doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.10.013 .
- Marfurt, K. J., Alves, T. M., 2015. Pitfalls and limitations in seismic attribute interpretation of tectonic features. *Interpretation*, 3(1), SB5–SB 15
- McClay, K.R., 2003, *Advanced Structural Geology for Petroleum Exploration*. Roval Holloway, University of London.
- Papagiannopoulos, G.A., Hatzigeorgiou, G.D., Beskos, D.E., 2021, *Fundamentals of Seismic Structural Analysis*. In: *Seismic Design Methods for Steel Building Structures*. Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering, vol 51. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-80687-3\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-030-80687-3_2)
- Mitra, S., 2003. Unified kinematic model for the evolution of Zagros Fold-Thrust Belt. *Iran journal structural geology*. 26(3), 519-535.
- Mobasher, K., babaie, H., 2008. Kinematic significance of fold- and fault-related fracture systems in Zagros Mountains, southern Iran. *Journal of tectonophysics*, v. 451, pp. 156–169.
- Morris, P., 1977, Basement structure as suggested by aeromagnetic surveys in SW Iran. *Second Geological Symposium of Iran*, Tehran: Iranian Petroleum Institute.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*, Mc Goowhill. New York.
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of Zagros fold-thrust belt of Iran. *Marine and petroleum Geology*, v.21, p.829-843.
- Sepehr, M., Cosgrove, J. W., Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics*, v. 427, pp. 265–281.
- Sherkati, SH., Letouzey, J., 2004. Variation of structural Style and Basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran, *Marine and Petroleum Geology*.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 52(7), P. 1229-1258.
- Tingdahl, K. M., de Groot, P., 2003. Post-stack dip- and azimuth processing. *Journal of Seismic Exploration*, 12, 113–126.
- Twiss, R.J., and Moores, E.M., 1992. *Structural geology*, W.H. Freeman and Company. New York.





## مقایسه ساختاری افق‌های آسماری و بنگستان با استفاده از اطلاعات لرزه‌نگاری سه‌بعدی در میدان نفتی پرسپاه

الهه شهرانی<sup>۱</sup>، دکتر بهمن سلیمانی<sup>۲</sup>، دکتر بابک سامانی<sup>۳</sup>، مهندس عباس عباسی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران

اهواز، ایران

elaheh.sh7726@gmail.com

۲- استاد زمین‌شناسی نفت، گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

soleimani\_b@scu.ac.ir

۳- دانشیار زمین‌شناسی ساختمانی، گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

b.samani@scu.ac.ir

۴- کارشناس اداره زمین‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز، اهواز، ایران

abbas6334@yahoo.com

### چکیده

از آنجا که امکان دسترسی به لایه‌ها و ساختارهای درون زمین میسر نمی‌باشد، امواج الاستیک (و یا آکوستیک) این امکان را فراهم می‌کنند. اگر تصاویر لرزه‌نگاری از کیفیت خوبی برخوردار باشند به وسیله آن می‌توان ساختارها، گسل‌ها، تله‌های نفتی و... را تشخیص داد. این اطلاعات کمک شایانی به اکتشاف مخازن هیدروکربوری و همچنین توسعه میادین نفت و گاز می‌کند. در این مطالعه تصاویر لرزه‌نگاری ۳ بعدی میدان نفتی پرسپاه واقع در فروافتادگی دزفول شمالی، حوضه زاگرس مورد بحث است. مطالعه این تصاویر به منظور مقایسه الگوی هندسی و ساختار میدان نفتی پرسپاه در دو افق تولیدی آسماری و بنگستان به عنوان مهم‌ترین مخازن نفتی حائز اهمیت است. میدان پرسپاه به علت محصور شدن توسط گسل‌های منطقه از جمله گسل پیشانی کوهستان ساختار پیچیده و ناهم‌انگهی دارد. شواهد نشان می‌دهد الگوی هندسی این میدان در افق آسماری چین گسترش گسلی و در بنگستان از خمش گسلی تا گسترش گسلی تغییر می‌یابد.

**واژه‌های کلیدی:** گسل پیشانی کوهستان؛ پرسپاه؛ لرزه‌نگاری؛ فروافتادگی دزفول

### Abstract

Since it is not possible to access the underground structures and layers, elastic or acoustic waves provide this possibility. If they have good quality, it is possible to recognize the structures, faults, oil traps and etc. This information helps to exploration of hydrocarbon reservoirs as well as the development of gas and oil fields. In this article, the 3D seismic images of Par-e-siah oil field, located in the North Dezful Embayment are discussed. The study of these images is important in order to compare the geometrical and structural pattern of Par-e-siah oil field in the production horizons of Asmari and Bangestan as the most important oil reservoirs. Because of Par-e-siah oil field enclosing by the faults of the region such as Mountain Front Fault, it has a complex structure. The results show that the geometrical pattern of this oil field is related to the fault-propagation fold in Asmari horizon and changes from fault-bend fold to fault-propagation fold in Bangestan.

**Key words:** Mountain Front Fault; Par-e-siah; Seismic; Dezful Embayment

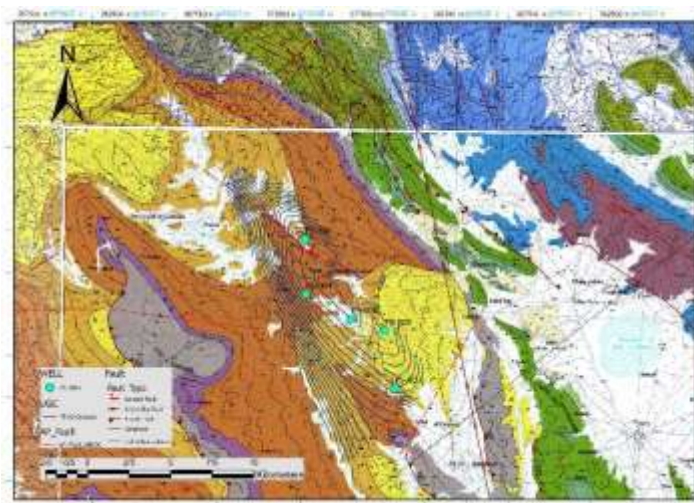


## ۱- مقدمه

تفسیر ساختاری داده‌های لرزه‌ای در شناخت جزئیات دقیق ساختارهای زمین‌شناسی به رمزگشایی معماری لایه‌های زیرسطحی مانند گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها، شبکه‌های شکستگی و غیره کمک می‌کند. در نتیجه، ساختمان لایه‌های هیدروکربنی را روشن می‌کند. مفسران اغلب هنگام به دست آوردن تصاویر دقیق از این ساختارهای زمین‌شناسی از داده‌های ژئوفیزیکی با چالش‌های بزرگی مواجه می‌شوند. با این حال، اخیراً تکنیک‌های تفسیر برای غلبه بر چنین چالش‌هایی پیشرفت نموده است. در طول دهه‌های گذشته، ویژگی‌های لرزه‌ای نقش کلیدی در چنین تکنیک‌های تفسیری ایفا کرده‌اند. مؤلفین متعددی (e.g., Bahorich and Farmer, 1995, Tingdahl and de Groot, 2003, Al-Dossary and Marfurt, 2006, Cohen et al., 2006, Chopra and Marfurt, 2007a, Chopra and Marfurt, 2007b, Hale, 2013, Marfurt and Alves, 2015, Iacopini et al., 2016, Kumar, 2016, Di and Gao, 2017; Mandal & Srivastava, 2018; Papagiannopoulos et al., 2021) سودمندی نشانگرهای ساختمانی را برای تفسیر دقیق ساختاری داده‌های لرزه‌ای بررسی نمودند. مطالعه کنونی وضعیت ساختاری زیرسطحی افقهای آسماری و بنگستان در میدان نفتی پرسیاه در فروافتادگی دزفول با استفاده از داده‌های سه بعدی لرزه‌ای مورد بررسی قرار گرفته است.

## ۱-۱ موقعیت زمین‌شناسی میدان مورد مطالعه

فروافتادگی دزفول از نظر الگوی چین‌خوردگی و تاریخچه‌ی رسوبگذاری به دو منطقه ایزه و فروافتادگی دزفول تقسیم می‌شود که مرز بین این دو منطقه توسط گسل پیشانی کوهستان مشخص شده است. این نکته باعث گردیده تا دو منطقه از لحاظ خصوصیات سائزموکتونیک و ژئومورفولوژی با هم تفاوت داشته باشند. در بخش شمالی که منطقه‌ی ایزه نام گرفته ساختمان‌ها توپوگرافی خشنی از خود نشان می‌دهند در حالی که در جنوب گسل پیشانی کوهستان دشت کم ارتفاعی که از تپه ماهوری‌ها پوشیده شده قرار دارد. گسل خمشی پیشانی کوهستان با راستایی کم و بیش شمالی-جنوبی، گسلی امتدادلغز و راستگرد است که احتمالاً قسمتی از گسل پی‌سنگی است (مطیعی، ۱۳۷۴). از آن جهت که گسل‌ها در تحولات دگربرختی گوناگون مانند چین‌خوردگی نقش موثری دارند (آقاباتی، ۱۳۸۳) تاقدیس‌های اطراف این گسل نیز از جمله پرسیاه از آن تاثیر گرفته و دچار تغییرات ساختاری شده‌اند. میدان نفتی پرسیاه به‌صورت محصور بین گسل‌های رانده در ناحیه فروافتادگی دزفول شمالی و در شرق شهرستان مسجدسلیمان و موازی با کوه آسماری و میدان نفتی مسجدسلیمان قرار دارد و تاکنون تعداد ۵ چاه در آن حفاری شده است. میدان نفتی پرسیاه ساختمانی زیرزمینی است، پس به دلیل عدم دسترسی مستقیم به آن تصاویر لرزه‌نگاری کمک شایانی به بررسی الگوی ساختاری میدان می‌کنند. از آلبین تا کامپانین، یک چرخه‌ی رسوبی از سازندهای کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام را می‌توان در زاگرس شناسایی کرد. به مجموعه سازندهای یاد شده گروه بنگستان نام داده شده است. امروزه کوشش می‌شود تا سازند کژدمی از این گروه حذف شوند. سازند سورگاه هم‌همیشگی نیست. در این صورت گروه بنگستان شامل دو سازند سروک و سازند ایلام خواهد بود. افق آسماری نیز به عنوان کم‌عمق‌ترین افق تولیدی حائز اهمیت است. هدف اصلی در این مطالعه بررسی ساختاری میدان نفتی پرسیاه در دو افق متفاوت آسماری و بنگستان با استفاده از تصاویر لرزه‌نگاری است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی میدان پرسیاه، چاه‌ها و نقشه‌ی زیرزمینی سرسازند آسماری

## ۲- بحث و بررسی

ساختار مهمی که منطقه را تحت تاثیر خود قرار داده است گسل پیشانی کوهستان است که از نظر ساختمانی متغیر بوده و موقعیت دقیق آن در بعضی نقاط فقط جنبه تفسیری دارد. در هر حال در اینجا تنها به حد شمال شرقی فروافتادگی دزفول مدنظر است که ساختمان‌های واقع در جنوب غربی آن، فروافتادگی حاصل کرده اند. در مجاورت این گسل تاقدیس‌ها به شدت فشرده شده و پلاژها با شیب زیاد به زیر رسوبات گروه فارس در فروافتادگی دزفول فرو می روند (ساجدی، ۱۳۸۶). به طور کلی الگو و سبک ساختاری، علی‌الخصوص الگوهای مربوط به گسلش و ساز و کار چین‌خوردگی، در اکتشاف و استخراج مواد هیدروکربری، در مقیاس‌ها و فازهای متعدد نقش دارد. بنابراین بررسی‌های ساختاری سطحی و زیر سطحی برای درک هندسه، زمان، مسیر مهاجرت و تعیین تله نفتی ضروری است. چین‌ها شامل تناوبی از لایه‌ها هستند که هریک از آنها ضخامت محدودی دارند. چین‌هایی که ضخامت لایه بندی ثابتی را در پهلوه‌های خود نشان می‌دهند به واسطه فرایند خمشی و لغزشی پدید آمده‌اند. چین‌هایی که در آنها نواحی لولا و پهلوه هم ضخامت نیستند، مستلزم ساز و کارهای جریان پلاستیک هستند و در شرایط شکل‌پذیری نسبتاً بالای سنگ‌ها تشکیل می‌شوند. با توجه به اینکه تغییر ضخامت یک لایه چین خورده حاوی اطلاعات در سازوکار تشکیل چین‌هاست، از این رو یک ویژگی مهم به شمار می‌رود. به طور کلی سبک‌های ساختاری فروافتادگی دزفول نتیجه چین‌خوردگی مرتبط با گسلش (شکل ۲) و چین‌خوردگی سطح لغزش است. در این منطقه افق سطح لغزش در ستون چینه‌ای را سازند گچساران ایجاد کرده است و موجب دگرریختی لایه‌های زیر و رو می‌شود (چرچی، ۱۳۸۶) (شکل ۳).

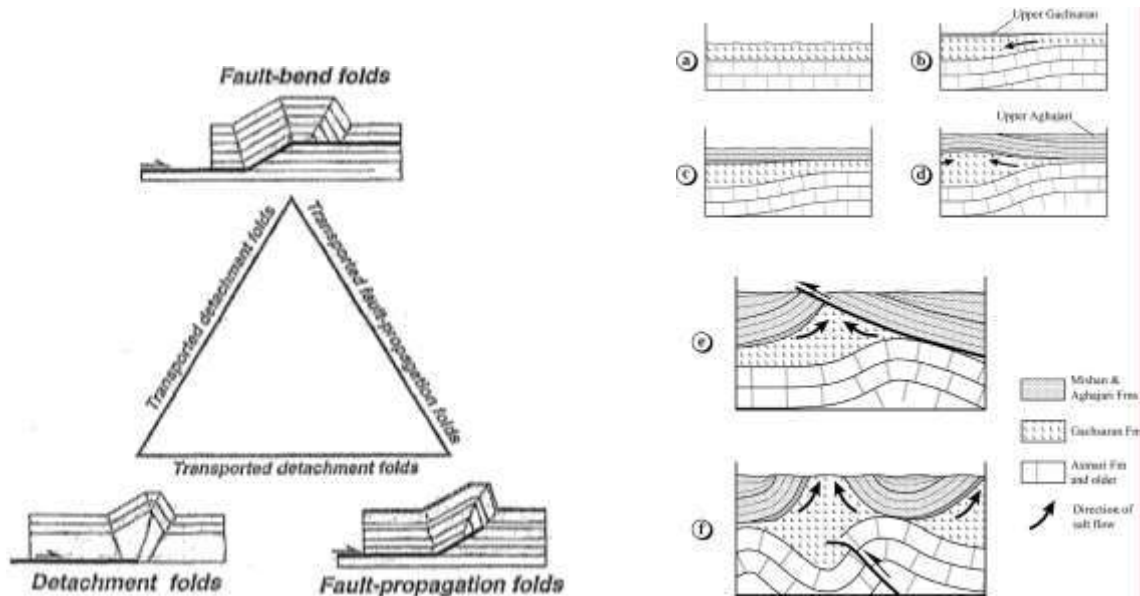
### ۲-۱- ساختار افق آسماری

در میدان پرسپاه افق آسماری به وسیله سطح جدایشی که سازند گچساران ایجاد کرده و با توجه به مقاطع لرزه‌ای (شکل ۶)، ساختار آن را می‌توان اینگونه شرح داد که سطح جدایشی علت اصلی ناهماهنگی این چین‌خوردگی شده است و گسل‌خوردگی میانه میدان با ورود به مرز سازندهای آسماری و گچساران به صورت یک گسل در یک لایه شکل‌پذیر (Ductile) و به صورت کم شیب عمل کرده است و قاعدتاً سبب تکرار سازند آسماری و بخش‌هایی از گچساران در برخی از چاه‌های میدان شده است. از بررسی مقاطع لرزه‌ای سه بعدی در میدان نیز مشخص گردید یال جنوبی ساختار پرسپاه دارای ناودیس می باشد. از جمع‌بندی نتایج منطقه‌ای و لرزه‌ای نیز می‌توان نتیجه گرفت که مدل ساختاری تاقدیس پرسپاه از نوع چین جدایشی می‌باشد (شکل ۴)، همچنین با توجه به مقاطع لرزه‌نگاری منطقه مشاهده می‌شود که ساختمان میدان پرسپاه به صورت پلکانی از شمال به جنوب نسبت به ساختمان‌های اطراف خود، توکاک و میران قرار گرفته است (شکل ۵).

### ۲-۲- ساختار افق بنگستان

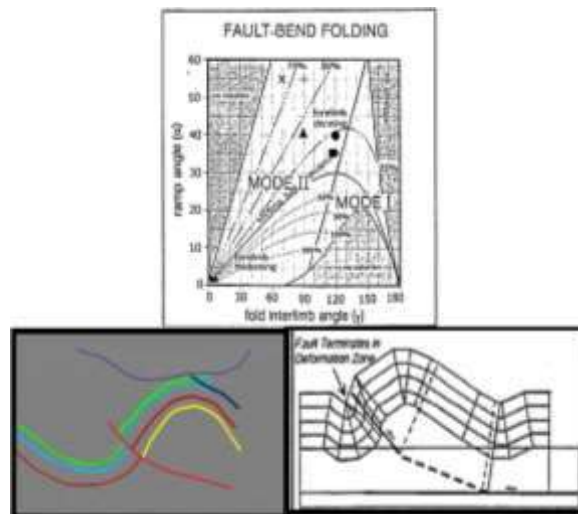
در افق بنگستان ابتدا در دماغه شمالی افزایش خمش تحت تاثیر گسل تراستی را داریم در مقطع A شکل ۴ جابه‌جایی‌ها از نوع راندگی در مرز پرسپاه و ساختمان‌های اطراف است افزایش خمش در اثر گسل تراستی گسترش شکستگی‌هایی در راس سازند بنگستان را داشته است. طبق رده‌بندی رمزی این چین در رده 1C قرار می‌گیرد. در مقطع B شکل ۷ به مرور چین خمش گسلی شده است. در این ساختار گسل رانده به صورت متناوب به شکل Ramp-Flat است که حرکت در طول گسل این ساختار را ایجاد می‌کند این چین‌ها به صورت جعبه‌ای تشکیل می‌شوند. در مقطع C شکل ۷ افزایش راندگی را شاهد هستیم که سبب ایجاد فرم تاقدیس در افق بنگستان به صورت یک چین بالا آمده یا Pop-Up گشته است، در این مقطع چین از حالت جعبه خارج شده و در حال تغییر است. با توجه به مقطع نیروهای فشارشی وارد بر یال‌های چین زیاد شده است. مقطع D شکل ۷ گواه آن است که چین به حالت ملایم درآمده است پس بطور کلی در افق بنگستان شاهد تغییرات چین از دماغه شمال غرب به جنوب شرق به صورت خمش گسلی، چین جعبه‌ای، چین بصورت بالا آمدگی و نهایتاً چین گسترش گسلی و چین ملایم تبدیل می‌شود (شکل ۷). در حالت کلی اغلب ساختارها و فعالیت‌های تکتونیکی در کمربند چین‌خورده زاگرس نتیجه فشاری است که به سمت شمال شرقی وارد می‌شود و علت آن جابه‌جایی پهنه عربی به سمت اوراسیاست که به همین سبب گسل‌های زیادی در منطقه ایجاد شده است. بنابراین نمی‌توان الگوی هندسی چین‌خوردگی ثابتی را به کل میدان نسبت داد و حالتی ترکیبی از چین‌خوردگی وجود دارد (جنت‌مکان و همکاران، ۱۳۹۴).

ساز و کار ایجاد این الگو از ساختار به خوبی مشخص نیست اما می‌توان این الگو را ناشی از مداخله پی‌سنگ در الگوی چین‌های وابسته به گسل راندگی دانسته و مراحل ایجاد آن نیز با تصویر نشان داده شده است (McClay, 2003 & Supp 1985). در ادامه تصاویر مقاطع لرزه‌نگاری قرار داده شده است. لازم به ذکر است که برداشت لرزه‌ای از این منطقه مربوط به قبل از حفاری چاه ۵ است لذا از چاه ۵ در تصاویر شکل یا اسمی به کار برده نشده است.

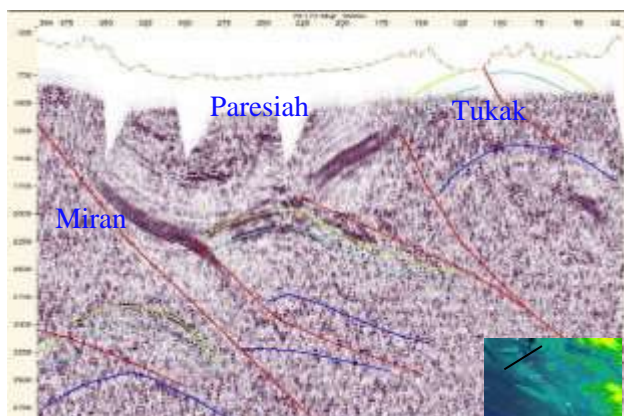


شکل ۳- مهاجرت سازند گچساران

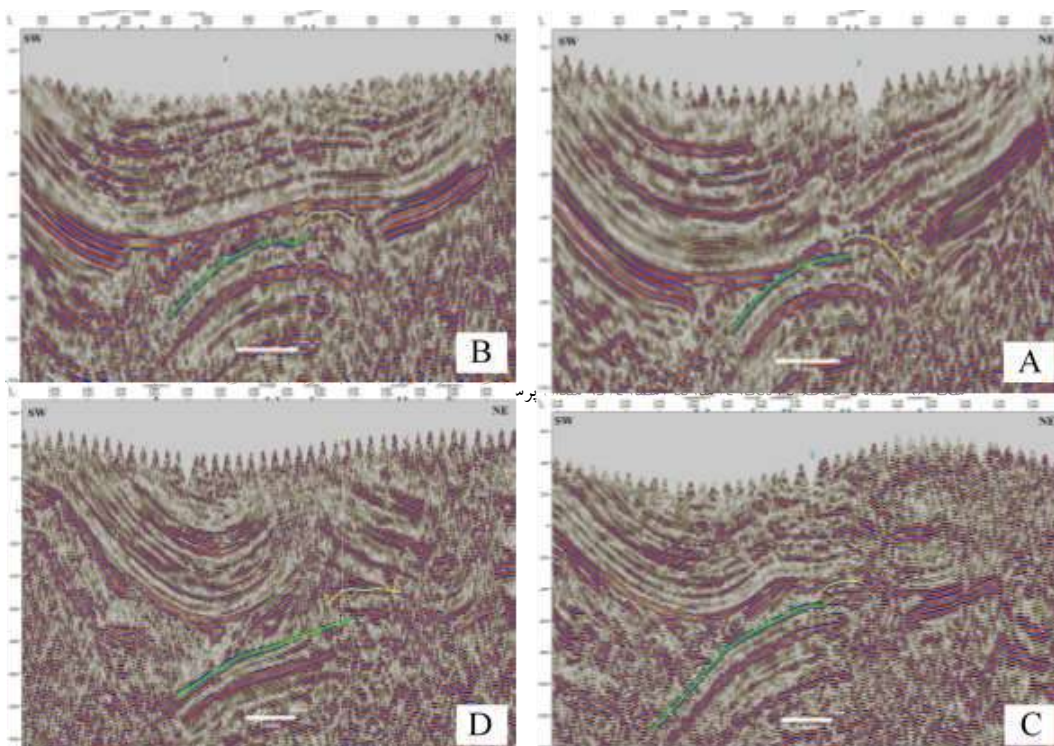
شکل ۲- طبقه‌بندی مثلثی ساده انواع چینهای مرتبط با گسل  
(McClay, 2003 & Supp, 1985)



شکل ۴- تقسیم بندی نوع چین خوردگی براساس میزان کوتاه شدگی؛ پایینی وجود ناودیس در یال جنوبی در مقاطع لرزه‌ای (رنگ سبز آسماری)

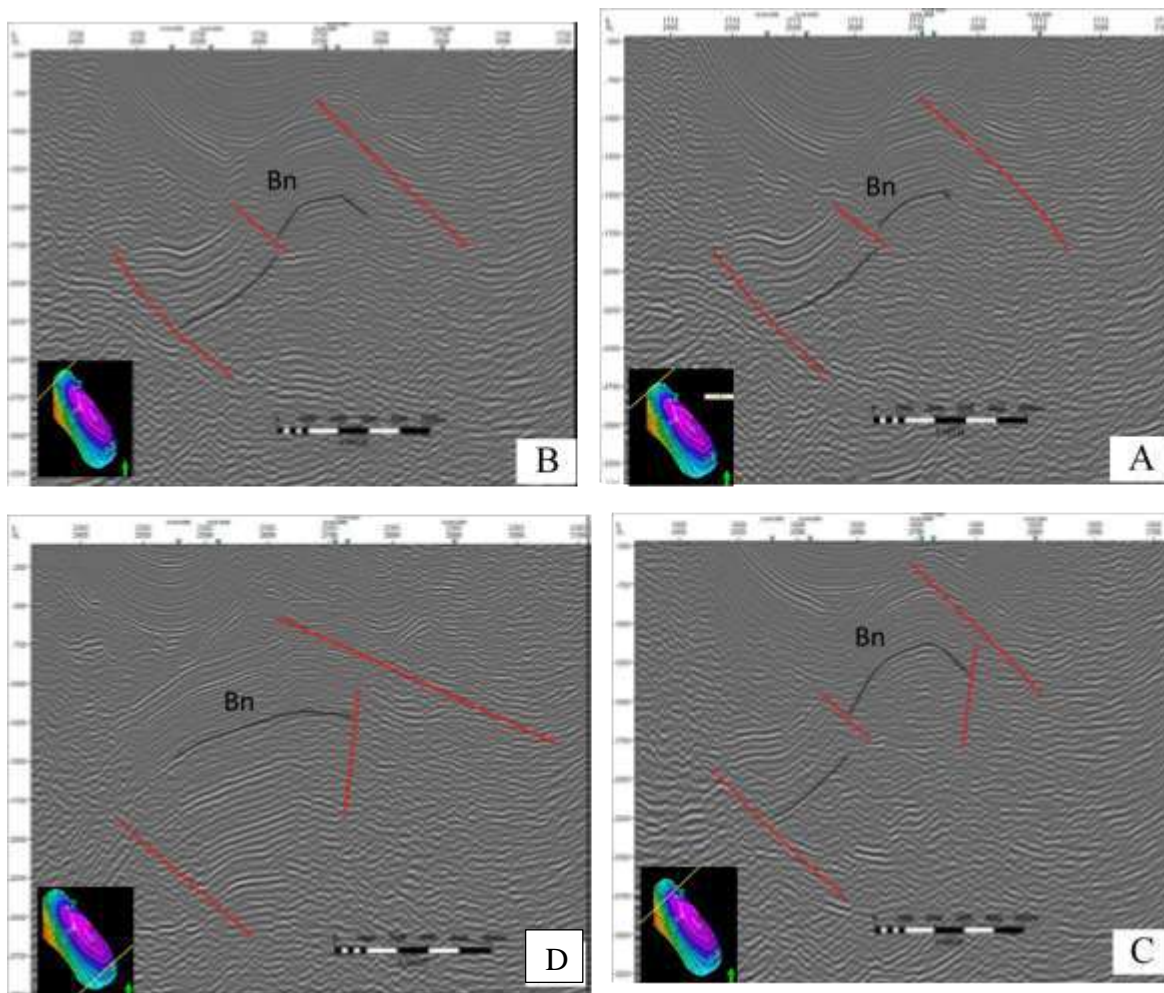


شکل ۵- قرارگیری ساختمان پرسپاه به صورت پلکانی نسبت به ساختمان‌های اطراف (ساجدی، ۱۳۸۶)



شکل ۶- تصاویر مقاطع لرزه‌نگاری سازند آسماری در میدان پرسپاه که تشکیل چین مرتبط با گسل خوردگی را داده است.





شکل ۷- تصاویر مقاطع لرزه نگاری گروه بنگستان در میدان پرسیاه که به ترتیب نشان می دهد: A: افزایش خمش چین به دلیل گسل، B: تبدیل به چین جعبه ای، C: چین به صورت بالامدگی یا POP UP، D: چین به حالت ملایم درآمده است. خطوط قرمز گسل ها و خطوط سیاه افق بنگستان را نشان می دهند. (جنت مکان و همکاران، ۱۳۹۴)

### ۳- نتیجه گیری

با توجه به مقاطع لرزه ای به نظر می رسد گسلی تراستی در میانه میدان و با روند شمال غرب - جنوب شرق قرار دارد و متاثر از گسل پی سنگی است که هم در افق آسماری و هم بنگستان دیده می شود. عملکرد گسل تراستی در میدان باعث تقسیم آن به دو بلوک فوقانی و تحتانی شده است که بلوک فوقانی بر روی بلوک تحتانی رانده شده است. با تفسیر مقاطع لرزه ای در افق آسماری در چاه های ۲ و ۳ تکرارشدگی سازند آسماری و بخشی از گچساران دیده می شود که می توان آن را دلیل بر آن دانست که گسل به صورت کم شیب در یک لایه ی شکل پذیر در مرز سازندهای آسماری و گچساران عمل کرده. سطح جدایشی به وجود آمده توسط سازند گچساران علت اصلی ناهماهنگی این چین خوردگی شده است. چین خوردگی ابتدا با طول موج زیاد شروع می شود. این طول موج

به ضخامت لایه‌های مقاوم بستگی دارد، با ادامه کوتاه‌شدگی که شامل چرخش پهلوی و مهاجرت لولا می‌باشد، ابتدا چین‌های جدایشی ناهماهنگ تشکیل می‌شوند در نهایت با تغییر شکل شدید، چین بسته‌تر می‌شود و چین جدایشی تشکیل می‌شود؛ یعنی در واقع این دو نوع چین حاصل پیشرفت مراحل مختلف یک پدیده چین‌خوردگی می‌باشند. آخرین مرحله تکامل یک چین جدایشی ممکن است با شکل‌گیری و انتشار گسل در پهلوی جلویی چین همراه باشد. در افق بنگستان به طور کلی با توجه به موقعیت میدان پرسیاه که تحت تاثیر گسل‌های اطراف و رژیم فشارشی که بر منطقه حاکم است قرار دارد انواع مختلفی از تغییرات چین را شاهد هستیم که به ترتیب از شمال میدان به سمت جنوب با افزایش خمش، چین خمش گسلی سپس چین جعبه‌ای (در این ساختار گسل رانده به صورت متناوب به شکل Ramp-Flat است که حرکت در طول گسل این ساختار را ایجاد می‌کند این چین‌ها به صورت جعبه‌ای تشکیل می‌شوند)، با افزایش راندگی چین به صورت بالاآمدگی POP UP، پس از آن با افزایش نیروهای فشارشی به پال‌ها چین از حالت جعبه‌ای خارج شده و نهایتاً چین ملایم دیده می‌شود. به عنوان نتیجه کلی می‌توان ساختار کلی میدان پرسیاه را با توجه به پیچیدگی منطقه ساختاری متغیر از خمش گسلی تا گسترش گسلی دانست و نمی‌توان یک الگو ثابت را به آن نسبت داد.

## مراجع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶.
- ترابی، آ.، قاسمی، ر.، ۱۳۸۳. تحلیل هندسی و جنبشی پنج مخزن تاقدیسی فروافتادگی دزفول، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، مقاله‌های برگزیده.
- جمالی، ۱۳۷۰. پاره‌ای از تفاوت‌های مهم ساختاری میان زاگرس چین‌خورده-رانده و فروافتادگی دزفول.
- جنت‌مکان، ن.، مهدی‌پور، ض.، ۱۳۹۴. تفسیر ساختمانی افق آسماری میدان پرسیاه. گزارش زمین‌شناسی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- جنت‌مکان، ن.، مهدی‌پور، ض.، ۱۳۹۶. تفسیر ساختمانی اطلاعات لرزه‌نگاری افق بنگستان میدان پرسیاه. گزارش زمین‌شناسی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، گزارش شماره پ-۹۲۴۵.
- چرچی، ع.، ۱۳۸۶. تحلیل ساختاری منطقه فروافتادگی دزفول شمالی. پایان‌نامه دکترا، دانشگاه شهید بهشتی.
- چرچی، ع.، پورکرمانی، م.، رنگرن، ک.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۴. تحلیل تاقدیس‌های سطحی و زیرسطحی میدان‌های نفتی فروافتادگی دزفول شمالی. نشریه دانشکده علوم زمین شماره دوازدهم، ۳۳-۴۴.
- حیدری، خ.، ۱۳۷۷. مطالعه زمین‌شناسی مخزن آسماری میدان هفتکل، گزارش پ-۴۷۹۳، شرکت ملی نفت ایران، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب. اداره کل زمین‌شناسی گسترشی
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، ۸۰۷.
- رضایی، م.، ۱۳۸۴. زمین‌شناسی نفت، انتشارات علوی، ۴۷۲.
- ساجدی، ح.، ۱۳۸۶. تعبیر و تفسیر لرزه‌نگاری منطقه ایذه. گزارش زمین‌شناسی شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- ستوده، م.، ۱۳۶۲. گزارش تکمیلی زمین‌شناسی مخزن آسماری میدان کرنج، گزارش شماره پ-۳۸۴۹، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اداره کل زمین‌شناسی گسترشی
- سوهانی، ج.، مطالعه زمین‌شناسی بنگستان میدان‌های لالی و کارون، گزارش پ-۳۸۴۸، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- شایسته، م.، ۱۳۷۸. مطالعه تکمیلی زمین‌شناسی مخزن آسماری میدان پرسیاه، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب. گزارش شماره پ-۴۸۶۲.
- شرکتی، ش.، ۱۳۸۴. تکنیک پوشش رسوبی و پی‌سنگ در کمربند کوهزایی زاگرس-نکاتی در زمینه مدلسازی هندسی دگرشکلی، اداره زمین‌شناسی سطح الارضی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- قنوتی، ک.، ۱۳۷۹. مطالعه زمین‌شناسی مخزن بنگستان میدان نفتی مارون، گزارش شماره پ-۴۹۴۶، اداره کل زمین‌شناسی گسترشی، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی ایران. زمین‌شناسی نفت زاگرس (جلد ۱). سازمان زمین‌شناسی کشور.

مهدی‌پور، ص.، ارزانی، ع.، ۱۳۸۵. تاثیر تکتونیک بر تشکیل تله‌های نفتی در فروافتادگی دزفول، کمر بند چین خورده زاگرس.  
میرزایی، ح.، ۱۳۹۱. مدلسازی مخزن آسماری پرسیاه با استفاده از نرم‌افزار RMS. دانشگاه شهید چمران اهواز.  
نبوی، م.، ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

- Al-Dossary, S., Marfurt, K. J., 2006. 3-D volumetric multi-spectral estimates of reflector curvature and rotation. *Geophysics*, 71, 41–51.
- Bahorich, M., Farmer, S., 1995. 3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: The coherence cube. *The Leading Edge*, 14, 1053–1058.
- Berberian, A., 1977. Contribution to the siesmotectonics of Iran. *Geological survey of Iran*.
- Berberian, m., and king, g.c.p., 1981. Towards a paleogeography and tectonic Evolution of iran, *canadian journal of earth sciences*, v.18, pp. 210-265.
- Berberian, m., 1995, master “blind” thrust faults hidden under the zagros folds, active tectonics and surface morphotectonics, *tectonophysics*, v. 241, p.193–224.
- Chopra, S., Marfurt, K. J., 2007a. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. SEG, Tulsa.
- Chopra, S., Marfurt, K. J., 2007b. Curvature attribute applications to 3D surface seismic data. *The Leading Edge*, 26(4), 404–414.
- Cohen, I., Coult, N., Vassiliou, A. A., 2006. Detection and extraction of fault surfaces in 3D seismic data. *Geophysics*, 71(4), P21–P27
- Di, H., Gao, D., 2017. 3D seismic flexure analysis for subsurface fault detection and fracture characterization. *Pure and Applied Geophysics*, 174, 747–761.
- Falcon, N.L., 1961. Major Erth-Flexuring in Zagros mountain of south west Iran, *Q. Jour. Soc. London*, V.117, p.367-376.
- Ghanadian, M., Faghih, A., Abdollahie Fard, I., Grasmann, B., Soleimany, B., Maleki, M., 2017. Tectonic Constraints for Hydrocarbon Targets in the Dezful Embayment, Zagros fold and thrust belt, SW Iran, *Petroleum Science and Engineering*.
- Hale, D., 2013. Methods to compute fault images, extract fault surfaces, and estimate fault throws from 3D seismic images. *Geophysics*, 78, O33–O43.
- Holden, L., Mostad, P., Nielsen, B.F., Gjerde, J., Townsend, C., and Ottesen, S., 2003. Stochastic Structural Modeling, *J. Mathematical Geology*, Vol.35, No 8, pp. 899-914.
- Iacopini, D., Butler, R.W.H., Purves, S., McArdle, N., Freslon, N. D., 2016. Exploring the seismic expression of fault zones in 3D seismic volumes. *Journal of Structural Geology*, 89, 54–73.
- Kumar, P. C., 2016. Application of geometric attributes for interpreting faults from seismic data: an example from Taranaki Basin, New Zealand. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 2077–2081.
- Lowell, J.D, 1985, *Structural Style in Petroleum Exploration*. Oil and Gas Consultant International, INC.
- Mandal, A., & Srivastava, E., 2018, Enhanced structural interpretation from 3D seismic data using hybrid attributes: New insights into fault visualization and displacement in Cretaceous formations of the Scotian Basin, offshore Nova Scotia. *Marine and Petroleum Geology*, 89, 464–478. doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.10.013 .
- Marfurt, K. J., Alves, T. M., 2015. Pitfalls and limitations in seismic attribute interpretation of tectonic features. *Interpretation*, 3(1), SB5–SB 15
- McClay, K.R., 2003, *Advanced Structural Geology for Petroleum Exploration*. Roval Holloway, University of London.
- Papagiannopoulos, G.A., Hatzigeorgiou, G.D., Beskos, D.E., 2021, *Fundamentals of Seismic Structural Analysis*. In: *Seismic Design Methods for Steel Building Structures*. Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering, vol 51. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-80687-3\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-030-80687-3_2)
- Mitra, S., 2003. Unified kinematic model for the evolution of Zagros Fold-Thrust Belt. *Iran journal structural geology*. 26(3), 519-535.
- Mobasher, K., babaie, H., 2008. Kinematic significance of fold- and fault-related fracture systems in Zagros Mountains, southern Iran. *Journal of tectonophysics*, v. 451, pp. 156\_169.
- Morris, P., 1977, Basement structure as suggested by aeromagnetic surveys in SW Iran. Second Geological Symposium of Iran, Tehran: Iranian Petroleum Institute.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks, Mc Goowhill. New York.
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of Zagros fold-thrust belt of Iran. *Marine and petroleum Geology*, v.21, p.829-843.
- Sepehr, M., Cosgrove, J. W., Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics*, v. 427, pp. 265\_281.
- Sherkati, SH., Letouzey, J., 2004. Variation of structural Style and Basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran, *Marine and Petroleum Geology*.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 52(7), P. 1229-1258.
- Tingdahl, K. M., de Groot, P., 2003. Post-stack dip- and azimuth processing. *Journal of Seismic Exploration*, 12, 113–126.
- Twiss, R.J., and Moores, E.M., 1992. *Structural geology*, W.H. Freeman and Company. New York.



## معرفی کانسار مس پورفیری دوگان در محور ترود- چاه شیرین

شادی ستاری<sup>۱\*</sup>، محمدرضا حسین‌زاده<sup>۲</sup>، محسن موید<sup>۳</sup>، رشید کتال<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

Sh.sattari@tabrizu.ac.ir

۲- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

Mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

۳- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

Moayyed@tabrizu.ac.ir

۴- کارشناس ارشد، گروه معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه آزاد تهران، تهران، ایران

Rashid.katal@gmail.com

### چکیده

محدوده معدنی دوگان در شمال غرب روستای ترود از توابع شهرستان شاهرود در استان سمنان واقع شده است و بخشی از محور ترود- چاه شیرین می‌باشد. در این محدوده چندین توده نفوذی با ترکیبات متفاوت وجود دارد و در قسمتهای مختلف محدوده این توده‌های نفوذی در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی مربوط به ائوسن نفوذ کرده و تأثیرات حرارتی محسوسی را بر روی این سنگها گذاشته‌اند. با اطلاعات بدست آمده از لاگ گمانه‌ها، بخشی از شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی که نشانگر تشکیل آلتراسیون‌های مربوط به سیستم پورفیری هستند، نیز در محدوده مورد مطالعه مشاهده شده است. کانه‌زایی مس بصورت رگه‌ای، رگچه‌ای و افشان رخ داده است و کانی‌های فلزی مهم شامل شامل کانی‌های اولیه (هیوژن) مانند پیریت، کوارتز، کالکوپریت، بورتیت، مگنتیت و کانی‌های ثانویه (سوپرژن) شامل کالکوسیت، تتراهدريت، هیدروکسیدهای آهن، مالاکیت و آزوریت هستند.

### واژه‌های کلیدی: دوگان، ترود-چاه شیرین، پورفیری، هیوژن، سوپرژن

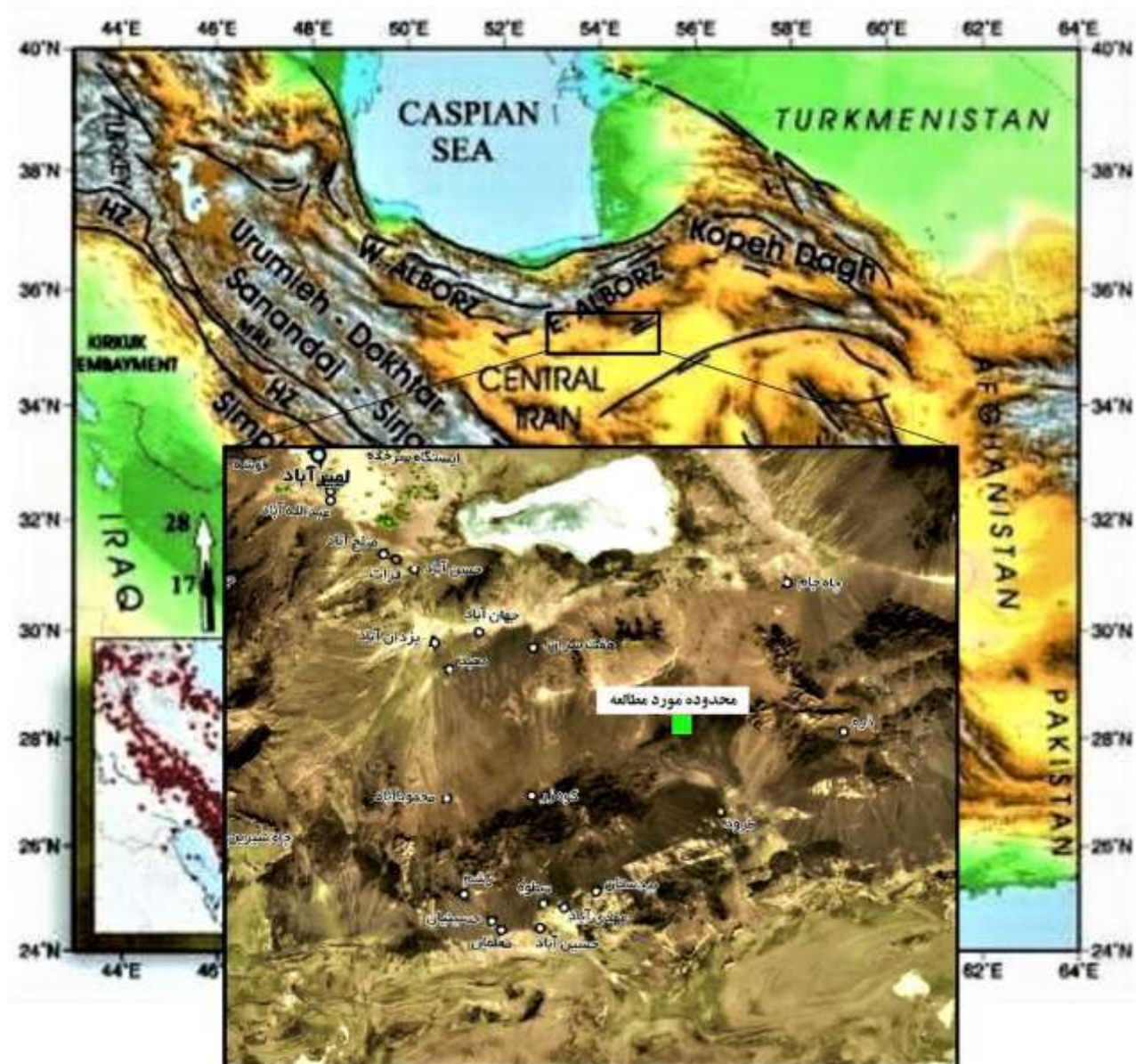
#### Abstract

Dogan mining area is located in the north-west of Toroud village of Shahroud city in Semnan province and it is part of Toroud - Chah Shirin belt. In this area, there are several intrusive bodies with different compositions, and in different parts of the area, these intrusive bodies penetrated the volcanic-sedimentary rocks of the Eocene and left significant thermal effects on these rocks. With the information obtained from the drill cores, part of the geological and mineralogical evidences that indicate the formation of alterations related to the porphyry system have also been observed in the study area. Copper mineralization has occurred in the form veins, veinlets and disseminated, and important Opque minerals include primary minerals (hypogene) such as pyrite, quartz, chalcopryrite, bornite, magnetite and secondary minerals (supergene) including chalcocite, tetrahedrite, iron hydroxides, malachite and azurite.

**Key words:** Dogan, Toroud - Chah Shirin, porphyry, hypogene, supergene

### ۱- مقدمه

محدوده معدنی دوگان در حاشیه شمالی دشت کویر مرکزی ایران در شمال غرب روستای ترود از توابع شهرستان شاهرود در استان سمنان واقع شده است و از نظر تقسیم‌بندی زون‌های زمین‌شناسی و ساختاری نیز در زون ایران مرکزی قرار دارد (آقاباتی، ۱۳۸۳) (شکل ۱). محدوده مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی در بر گه ۱:۲۵۰۰۰ ترود واقع شده و بخشی از نوار ولکانیکی ترود - چاه شیرین می‌باشد که در آن اندیس‌ها و معادن مختلفی دیده می‌شود. در این منطقه بیشترین رخنمون‌ها مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بازیک تا اسیدی بوده که در میان آن‌ها سنگ‌های توفی، آندزیت و بازالتی مشاهده می‌شود. علاوه بر توالی ائوسن توده‌های نفوذی نیز در این بخش گسترش دارند. توده‌های نفوذی، مشتمل بر چندین توده مجزا بوده که ابعاد کوچک تا متوسط دارند. این توده‌ها به صورت پی در پی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تزریق شده‌اند و به ترتیب شامل توده کوارتز مونزودوریت در بخش شمالی محدوده، توده پورفیری با ترکیب کوارتز مونزویت در بخش‌های مرکزی، شمالی و شرقی محدوده، توده میکرودروریت و توده پورفیری کوارتز دیوریت در بخش مرکزی محدوده می‌باشد که آپوفیزهای آنها بصورت پراکنده در بخشهای شمال شرقی، مرکزی و جنوب شرقی در داخل توالی ائوسن دیده می‌شود.



شکل (۱) موقعیت محور ترود-چاه شیرین در زون‌های ساختاری ایران (آقائاتی، ۱۳۸۳) و موقعیت محدوده مورد مطالعه در محور ترود-چاه شیرین

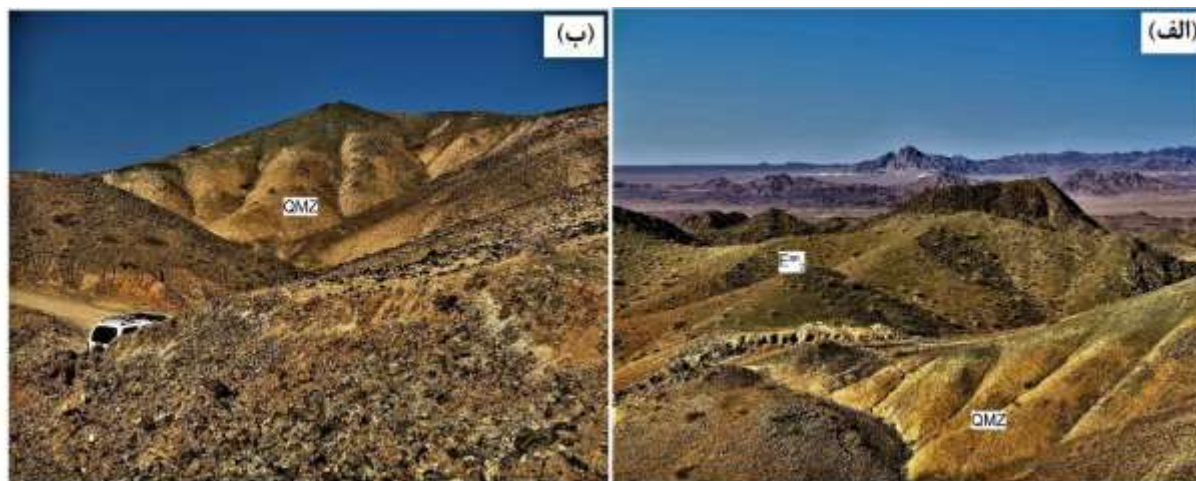
مواد و روش‌ها

در این پژوهش پس از بازدید و بررسی‌های صحرایی دقیق به منظور طراحی و بهینه‌سازی شبکه حفاری اکتشافی ابتدا لایه‌های اطلاعاتی مورد نیاز تشکیل داده شد و پس از تلفیق اطلاعات آنها با یکدیگر محل دقیق، عمق و زاویه هر یک از گمانه‌های اکتشافی تعیین گردید. و سپس تعداد ۱۲ گمانه حفر شده است. که از لاگ زمین‌شناسی آنها و همچنین با مطالعه مقاطع نازک و صیقلی تهیه شده از نمونه‌های مربوط به این گمانه‌ها در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز، بررسی توده‌های نفوذی و همچنین وجود آلتراسیون‌های مربوط به سیستم‌های پورفیری مورد بررسی قرار گرفته است.

## بحث

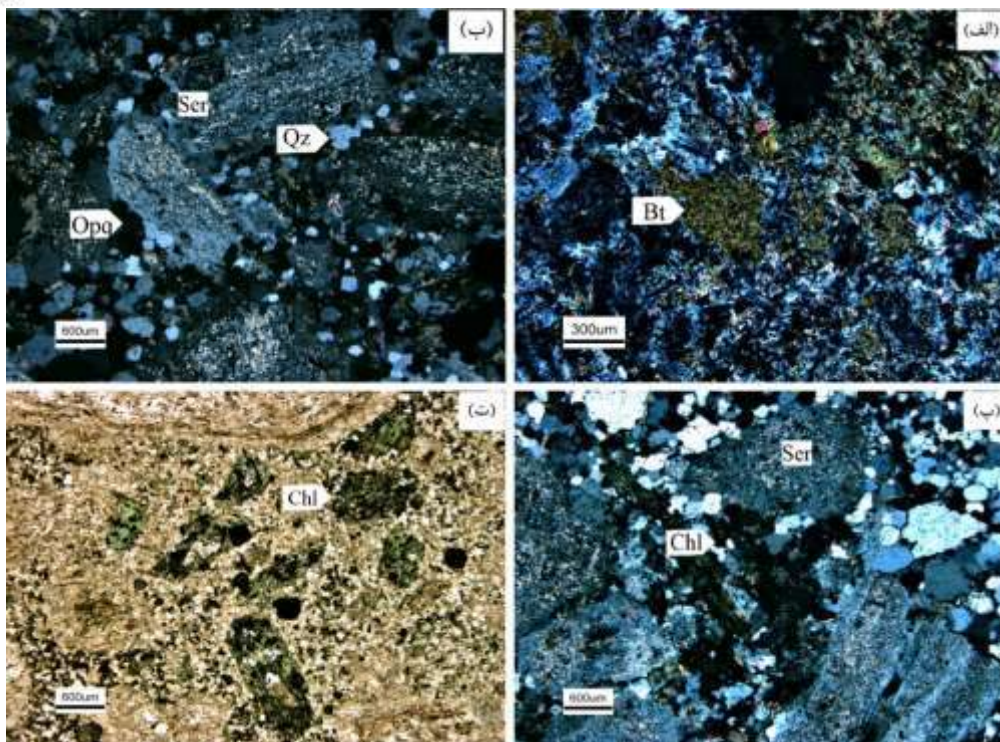
در پروژه‌های اکتشافی از مطالعات و بررسی‌های زمین‌شناسی برای بررسی و شناسایی منشأ سیستم‌های کانه‌زایی (رگه‌ای، اپی ترمال، پورفیری و ...) و فاکتورهای کنترل‌کننده کانی‌سازی در یک منطقه استفاده می‌شود. منشأ کانی‌سازی ذخایر پورفیری (مثل مس سولفیدی) معمولاً توده‌های نفوذی با بافت پورفیری می‌باشند. توده‌های نفوذی موجود در ناحیه مورد بررسی از ترکیب به نسبت متنوعی برخوردار بوده و دارای ترکیب کوارتز مونزونیت پورفیری، میکرودیوریت و کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت پورفیری می‌باشند. بیشترین گسترش این توده‌ها در بخش‌های شمال‌شرقی، مرکز و جنوب شرق محدوده می‌باشد. که در میان آنها، توده کوارتز مونزونیت پورفیری از گسترش بیشتری برخوردار می‌باشد.

همانطور که اشاره شد، بخش بزرگی از قسمت مرکزی در محدوده مورد مطالعه توسط توده پورفیری احاطه شده است. از لحاظ سنی این توده قدیمی‌تر از توده‌های دیگر بوده و در داخل واحدهای انوسن تزریق شده است (شکل ۲). بر اساس مطالعات میکروسکوپی نمونه‌های حاصل از گمانه‌های حفاری، این توده پورفیری دارای ترکیب کوارتز مونزونیتی تا کوارتز مونزودیوریتی بوده و با دگرسانی غالب فلیک ضعیف تا متوسط - پروپلیتیک متوسط تا شدید در اعماق کم مشخص می‌شود و با افزایش عمق از شدت دگرسانی پروپلیتیک کم شده و دگرسانی فلیک شدت می‌یابد. همچنین براساس مطالعات میکروسکوپی نمونه‌های حاصل از گمانه‌های حفاری ۴ تیپ دگرسانی اصلی شامل پتاسیک، فلیک، آرژلیک و پروپلیتیک و همچنین دگرسانی‌های حدواسط آنها بصورت انتقالی در محدوده دوگان قابل تشخیص است (شکل ۳).



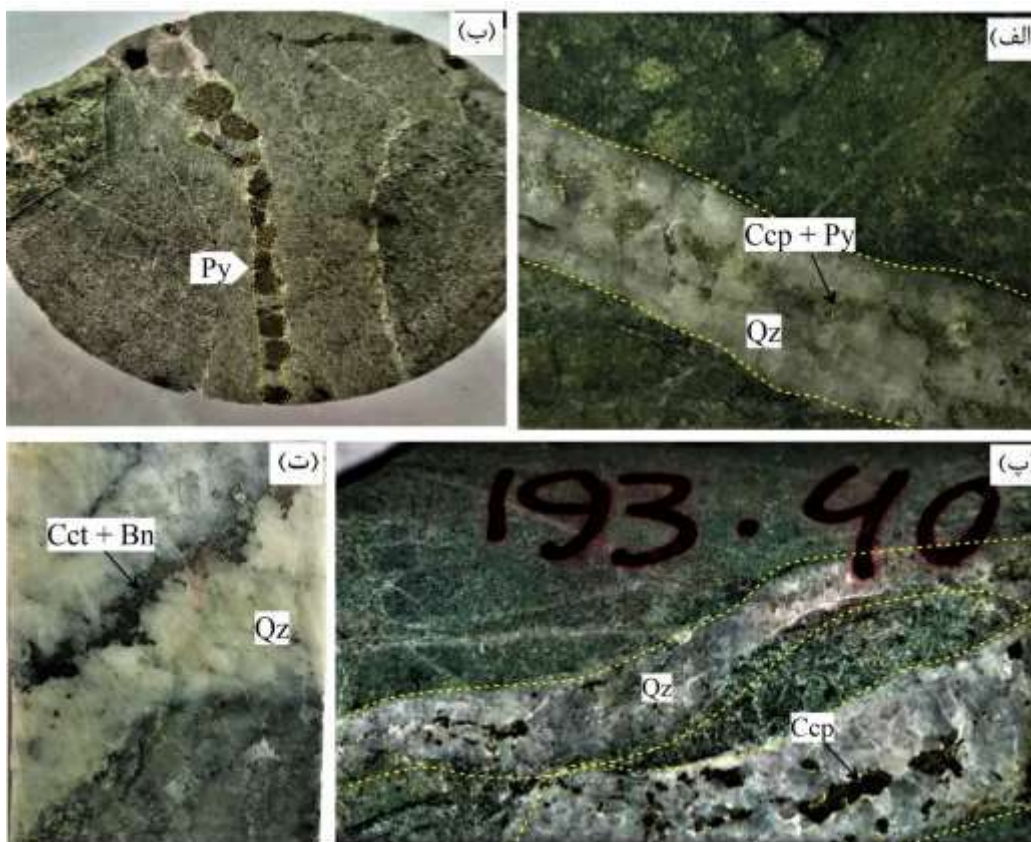
شکل (۲) تصاویر صحرایی مربوط به توده کوارتز مونزونیت پورفیری (الف) نمایی از توده پورفیری مورد نظر و مرز آن با واحدهای انوسن. (ب) نمایی از توده پورفیری در بخش مرکزی محدوده مورد نظر





شکل (۳) تصاویری از مقاطع میکروسکوپی زون‌های دگرسانی، الف) پولک‌های ریز بیوتیت‌های ثانویه در زون پتاسیک (xpl) ب) سریستی شدن بلورهای پتاسیم فلدسپار همراه با کوارتز و کانی‌های اوپک در زون فیلیک (xpl) پ) کانی‌های سریست به همراه کلریت (دگرسانی حدواسط فیلیک - پروبلیتیک (xpl) ت) جانشینی کامل کانی‌های مافیک اولیه به کلریت و آزاد شدن کانی‌های آهن‌دار در زون پروبلیتیک (ppl) Qz: quartz Opq: Opque mineral Bt: Biotites Ser: Sericite Chl: Chlorite (Whitney and Evans., 2010).

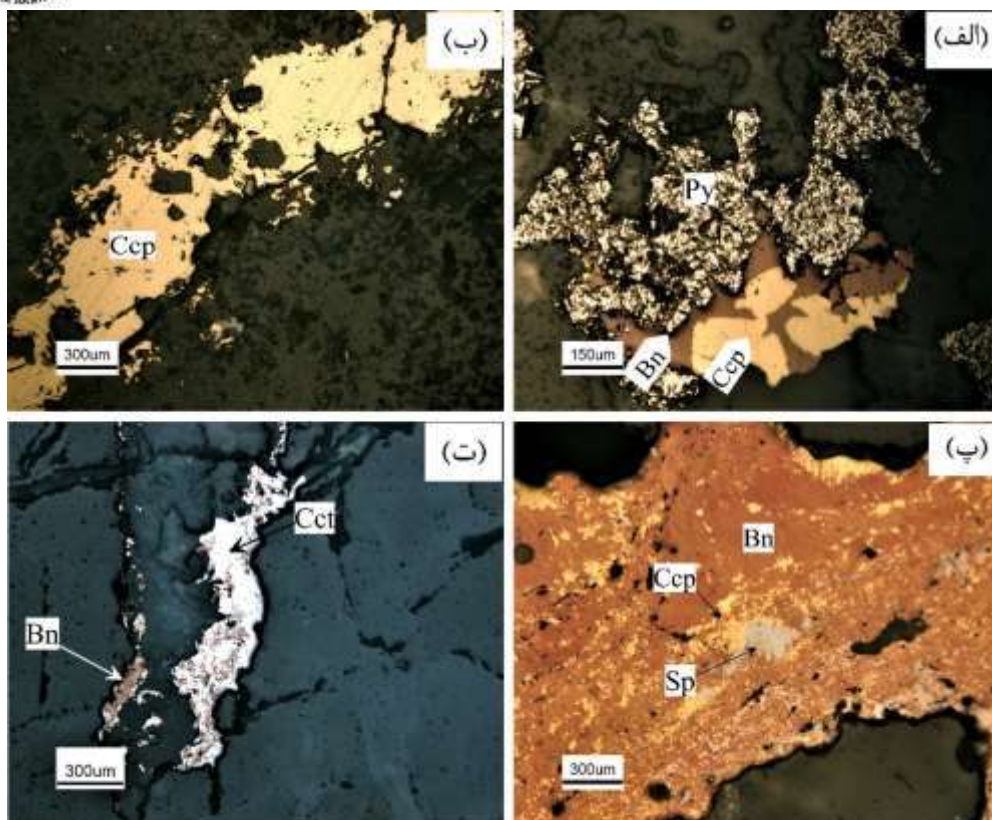
کانه‌زایی در این کانسار بصورت افشان، رگچه‌ای و رگه‌ای رخ داده است. کانی‌های فلزی مهم شامل کانی‌های اولیه (هیپوژن) مانند پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت و مگنتیت و کانی‌های ثانویه (سوپرژن) شامل کالکوسیت، تتراندريت-تانتیت، کوولیت، هیدروکسیدهای آهن، مالاکیت و آزوریت هستند. در توالی پاراژنتیک تشکیل کانی‌های هیپوژن پیریت اولین کانی سولفیدی بوده این کانی به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار و بی‌شکل به فرم افشان، همراه با رگچه‌های کوارتز-سولفید و رگچه‌های تک کانیایی مشاهده می‌شود (شکل ۴-الف-ب). و در مراحل بعدی بطور کامل یا بخشی توسط کانی‌های دیگر جانشین شده است (شکل ۵-الف). کالکوپیریت و بورنیت جزو فراوان‌ترین سولفیدهای اولیه مس در اکثر کانسارها هستند. در این کانسار نیز این دو کانی فراوانی بیشتری نسبت به کانی‌های دیگر مس دارند. کالکوپیریت به فرم افشان و بیشتر به حالت رگه‌ای همراه با رگچه‌های کوارتز در این کانسار تشکیل شده است (شکل ۵-الف-پ و شکل ۶-ب) و بافت‌های مختلف جانشینی با دیگر سولفیدها را نشان می‌دهد (شکل ۶-پ). فرم کانی‌سازی بورنیت عمدتاً بصورت رگچه‌ای در رگچه‌های کوارتز-سولفید می‌باشد (شکل ۴-ت). این نوع کانی‌سازی شامل بلورهای نیمه شکلدار تا بی‌شکل بورنیت بوده و همچنین جانشینی‌هایی با کالکوپیریت، کاکوسیت، گالن، اسفالریت نشان می‌دهد (شکل ۶-پ-ت). در واقع جانشینی بورنیت توسط کالکوسیت به میزان جزئی نشان دهنده‌ی همپوشانی توسط زون سوپرژن می‌باشد. کالکوسیت مهمترین کانی سولفیدی سوپرژن در منطقه بوده که دارای درصد پایینی نسبت به کانی‌های سولفیدی هیپوژن دارد و عمدتاً از جانشینی بورنیت حاصل شده است (شکل ۶-ت). کانه‌زایی مس در رخنمون‌ها نیز بصورت مالاکیت و آزوریت می‌باشد (شکل ۷-الف). همچنین وجود مقادیر زیادی اکسید آهن در زون آرژیلیک نشان دهنده‌ی وجود حجم بالای کانی پیریت بوده که در سطح زمین در اثر اکسیداسیون به اسید سولفوریک و اکسید آهن تبدیل شده است (شکل ۷-ب).



شکل (۵) الف) تصویر نمونه دستی از کانی سازی رگه ای کوارتز- سولفید با کانه زایی پیریت و کالکوپیریت، ب) تصویر نمونه دستی از کانی سازی رگه ای پیریت پ، تصویر نمونه دستی از رگه کوارتز- سولفیدی با کانه زایی کالکوپیریت، ت) تصویر نمونه دستی رگچه کوارتز- سولفید حاوی کانی سازی بورنیت و کالکوسیت

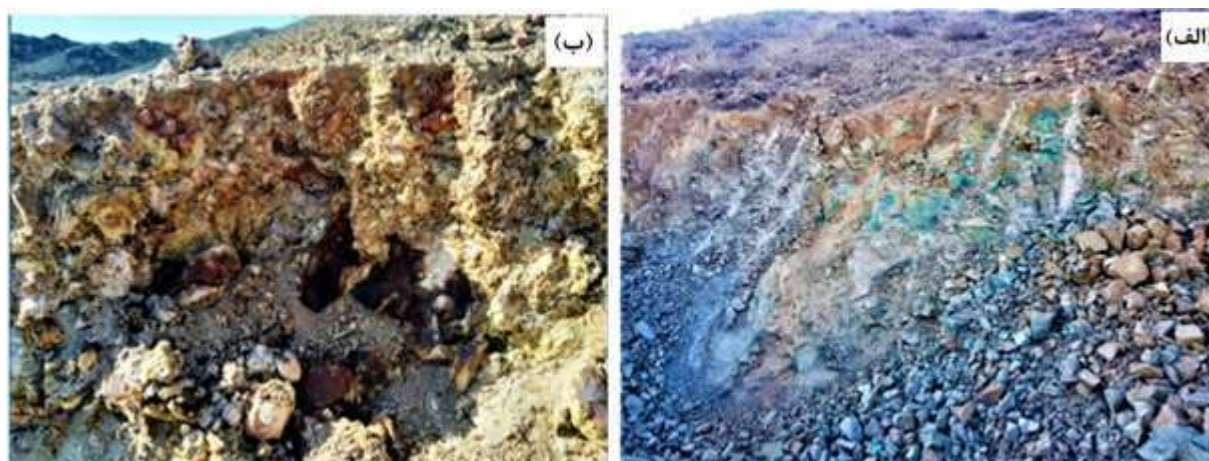
.Py: Pyrite Bn: Brnrite Ccp: chalcopyrite Qz: quartz Cct: chalcocite (Whitney and Evans., 2010)





شکل (۶) تصاویر مقاطع میکروسکوپی مربوط به کانی سازی در محدوده مورد مطالعه. الف) جانشینی پیریت توسط بورنیت و سپس کالکوپیریت ب) کانی سازی رگه ای کالکوپیریت پ) کانی سازی رگه ای بورنیت و جانشینی آن توسط کالکوپیریت، و سپس اسفالریت ت) کانی سازی رگه ای بورنیت و جانشینی آن توسط کالکوسیت

Py: Pyrite Bn: Bismutite Cep: chalcopyrite Sp: sphalerite Cct: chalcocite (Whitney and Evans., 2010).



شکل (۷) الف) آثار کانه زایی مس بصورت مالاکیت و آزوریت ب) حجم بالای اکسیدهای آهن در زون آرتزلیکی در محدوده مورد مطالعه

## ۵- نتیجه گیری

در مقیاس بزرگ، تاکنون هیچ گزارشی مبنی بر شناسایی و یا مشاهده ذخایر مس پورفیری در این منطقه ارائه نشده و عمده معادن و ذخایر شناسایی شده در این ناحیه مربوط به سیستم‌های کانه‌زایی سطحی و کم عمق می‌باشد. ولی به لحاظ زمین شناسی با توجه به وجود توده نفوذی با بافت پورفیری همراه با کانی سازی مس در رگچه‌های سیلیسی (استوک ورک) در شمال این منطقه و شواهدی نظیر دگرسانی‌های شاخص کانسارهای پورفیری و سیلیسی، احتمال رخداد یک سیستم کانی سازی سیستم مس پورفیری در منطقه مطرح می‌شود. کانی سازی هیوژن سولفیدی رگه‌ای کالکوپیریت و بورنیت در رگه‌های سیلیسی بیشترین حجم کانی سازی در منطقه را به خود اختصاص داده است. غنی شدگی سوپرژن، در این کانسار آن گونه که انتظار می‌رفت به چشم نمی‌خورد و فقط آثار تبدیل شدگی بورنیت به کانه کالکوسیت در اکثر گمانه‌ها دیده می‌شود. شواهد دگرسانی سوپرژن در نمونه‌های حاصل از گمانه‌ها اندک بوده و در گمانه‌های حفاری شده، آثاری از زون اکسیداسیون و به مقدار جزئی زون غنی شده، دیده می‌شود.

## ۶- تقدیر و تشکر

در پایان بر خود لازم میدانم از جناب آقای مهندس رشید کتال، به خاطر همکاری و در اختیار گذاشتن اطلاعات محدوده کمال تشکر و قدردانی را به عمل آورم.

## ۷- مراجع

آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۳۴۵ صفحه.

Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. American mineralogist, 95(1), 185-187.



## بررسی کیفیت آب زیرزمینی آبخوان باراندوز جهت مصارف کشاورزی

مهدی کرم پور<sup>۱</sup>، امید اسدی گلمز<sup>۲\*</sup>، کامران صوفی بوبکران<sup>۳</sup>

۱- کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

Fekr2373@gmail.com

۲- کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

omid.asadi.golmaz@gmail.com

۳- کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

kamransoufi@gmail.com

### چکیده

مدیریت بهینه منابع آبی و ارتقاء کیفیت آب‌های زیرزمینی از اهمیت بالایی برخوردار است. در این مطالعه خصوصیات شیمیایی آب زیرزمینی آبخوان بارانداز در ارومیه مورد بررسی قرار گرفت. پارامتر هدایت الکتریکی (EC) و نسبت جذب سدیم (SAR)، درصد سدیم محلول (SSP)، نسبت جذب سدیم (SAR)، شاخص نفوذپذیری (PI)، پتانسیل شوری (PS)، سدیم کربنات باقی‌مانده (RSC)، نسبت جذب منیزیم (MAR) مربوط به داده‌های ۱۷ حلقه چاه پیزومتری در سال ۱۳۹۶ جهت بررسی کیفیت آب زیرزمینی برای مصارف کشاورزی مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که بر اساس نمودار ویلکوکس اکثر آب‌های منطقه برای کشاورزی مناسب یا قابل استفاده هستند. هرچند که مقادیر MAR در اکثر نمونه‌ها بیشتر از حد مجاز می‌باشد. همچنین با استفاده از داده‌های مربوط به درصد سدیم مشخص شد که کیفیت آب در کل در حد خوب و عالی و بر اساس پارامتر RSC نیز کیفیت آب برای کشاورزی اکثراً مناسب است.

**واژه‌های کلیدی:** آبخوان بارانداز، کیفیت آب، کشاورزی، ویلکوکس، آب زیرزمینی.

### Abstract

Optimal management of water resources and improving the quality of underground water is of great importance. In this study, the chemical properties of the underground water of the Barandoz aquifer in Urmia were investigated. Electrical conductivity parameter (EC) and sodium absorption ratio (SAR), dissolved sodium percentage (SSP), sodium absorption ratio (SAR), permeability index (PI), salinity potential (PS), residual sodium carbonate (RSC), magnesium absorption ratio (MAR) related to the data of 17 piezometric well rings in 2016 to investigate the quality of underground water for agricultural purposes. The results show that most of the waters in the region are suitable or usable for agriculture based on the Wilcox diagram. However, the MAR values in most samples are higher than the permissible limit. Also, using the data related to the percentage of sodium, it was determined that the water quality in general is good and excellent, and based on the RSC parameter, the water quality is mostly suitable for agriculture.

**Key words:** Barandoz aquifer, water quality, agriculture, Wilcox, groundwater

### ۱- مقدمه

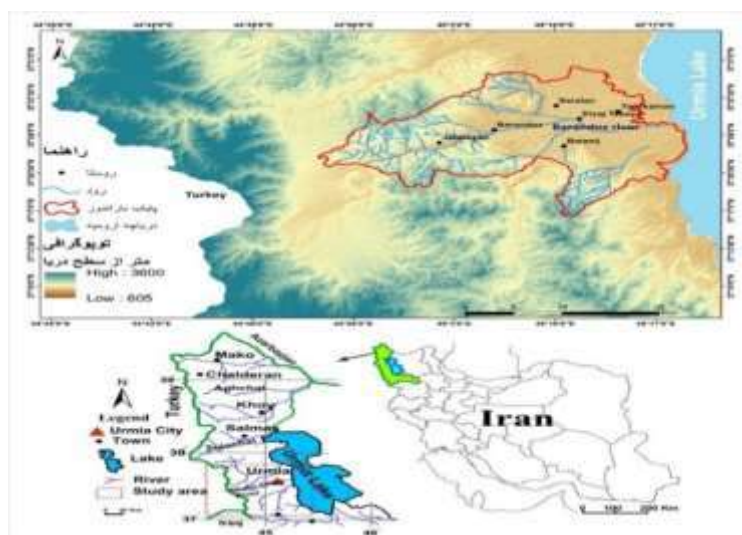
حیات ما به آب‌های زیرزمینی وابسته است که بیشتر برای آبیاری و آشامیدن مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرد. کیفیت و کمیت منابع آب اخیراً در نتیجه جمعیت و رشد صنعتی افزایش یافته است. آب به‌عنوان یک نیاز اولیه برای رشد اکوسیستم و همچنین برای توسعه اجتماعی، کشاورزی و صنعتی در نظر گرفته می‌شود (Kubicz et al., 2021). آب‌های زیرزمینی در بیشتر مناطق جهان برای تأمین آب شرب و کشاورزی از اهمیت زیادی برخوردار هستند. تأمین آب باکیفیت جهت مصارف کشاورزی باعث تنش بر محیط‌زیست و همچنین باعث افزایش بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی در مقیاس جهانی می‌شود.

(Sharifi and Safari Sinegani, 2012). آب‌های زیرزمینی به جهت استعداد آلودگی کمتر و ظرفیت ذخیره بالا نسبت به آب‌های سطحی، به‌عنوان یک منبع مهم مورد توجه هستند (Eslami et al., 2018). تأمین آب آبیاری مهم‌ترین عامل تأثیرگذار بر رشد تولید محصولات کشاورزی در کشورهای خشک و نیمه‌خشک است که هم در بهره‌وری پایدار محصولات کشاورزی و هم در توسعه اراضی آبی تأثیرگذار است. این منابع آبی توسط تعدادی از مسائل از جمله اثرات مسائل زیست‌محیطی، مداخلات انسانی و حوادث طبیعی تهدید می‌شوند (Gaagai et al., 2023). تغییر در کیفیت آب‌های زیرزمینی و شوری منابع آب مشکل بزرگی بر سر راه سلامت انسان و توسعه کشاورزی دارد. به همین دلیل بررسی عناصر موجود در آب ضروری است. آب‌های زیرزمینی تقریباً ۵۵ درصد نیاز آبی کشور را شامل می‌شود (صدقت، ۱۳۷۲). یکی از جنبه‌های هیدروژئوشیمی آب بررسی کیفیت آب هست که با توصیف ویژگی‌های شیمیایی آب، توزیع مکانی آن‌ها و همچنین قابلیت آب برای مصارف شرب، کشاورزی و صنعتی را مورد بررسی قرار می‌دهد. جهت بررسی کیفیت آب معیارهای مختلفی وجود دارد. نمودار ویلکوکس یکی از روش‌های معتبر جهت بررسی کیفی آب کشاورزی است که میزان EC و SAR به‌عنوان شاخص‌های شوری و قلیائیت در این روش مورد بررسی قرار می‌گیرند. مطالعات زیادی درباره شاخص‌های کیفیت آب زیرزمینی در بسیاری از نقاط دنیا انجام گرفته است. درخشان و همکاران ۲۰۱۵ در پژوهشی از مدل‌سازی شولر و روش درون‌یابی کریجینگ به‌منظور تعیین کیفیت آب در دوره آماری ۱۳۸۴ تا ۱۳۹۳ در دشت اردکان استفاده کردند. نتایج مطالعه نشان داد که با حرکت از جنوب غربی به شمال شرقی دشت، کیفیت آب شرب کاهش می‌یابد. حدود ۳۰ درصد از منطقه مورد مطالعه از نظر کیفیت آب شرب در وضعیت خوب و قابل قبول، همچنین حدود ۵۷ درصد دارای آب آشامیدنی با کیفیت نامناسب و کاملاً نامطبوع بوده و ۱۳ درصد نیز به کیفیت متوسط اختصاص دارد. سجادی میان آب و یعقوبی در سال ۹۶ در مطالعه‌ای از ۲۱ نمونه آب زیرزمینی دشت در اردیبهشت سال ۱۳۹۱ به بررسی کیفیت آب‌های زیرزمینی در مصارف کشاورزی دشت برازجان در شمال استان بوشهر پرداختند. پارامترها  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  و  $\text{NO}_3^-$  مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. همچنین عواملی مانند کل مواد جامد (TDS)، نسبت جذب سدیم (SAR)، شاخص نفوذپذیری (PI)، کربنات باقیمانده (RC)، هدایت الکتریکی (EC) و شاخص کیفیت آب زیرزمینی (GQI) مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج بررسی‌ها نشان داد که کیفیت آب‌های زیرزمینی دشت برازجان از لحاظ EC و کلرید و سدیم بیشتر از حد استاندارد آب کشاورزی هست. با بررسی مکانی پارامترهای کیفی آب‌های زیرزمینی محدوده مطالعه مشخص شد که آب‌های زیرزمینی دشت مذکور برای مصارف کشاورزی از کیفیت متوسط برخوردار است. هاشم خانی و اسلامی (۱۳۹۶) در پژوهشی به بررسی خصوصیات شیمیایی آب‌های زیرزمینی دشت الشتر در شمال غرب استان لرستان پرداختند. آنالیز ۳۶ نمونه آب زیرزمینی و پارامترهای نسبت جذب سدیم، هدایت الکتریکی، pH، TDS، کلسیم، منیزیم، بی‌کربنات، کلر، سدیم، پتاسیم، کاتیون، آنیون و سولفات و مقایسه آن‌ها با دیاگرام‌های شولر و ویلکوکس مشاهده گردید که اکثر نمونه‌ها از لحاظ شرب و کشاورزی مناسب هستند. همچنین نتایج نشان داد که همه نمونه‌ها در طبقه C2S1 قرار گرفتند که در محدوده کمی شور - مناسب برای کشاورزی ارزیابی شدند. امیری و همکاران (Amiri et al., 2021) وضعیت هیدروژئوشیمیایی و کیفی منابع آب زیرزمینی استان یزد را مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که رخساره‌های کلر (با ۵۰/۴۶٪) و رخساره‌های کلرید سدیم (۴۷/۷۱٪) غالب هستند. همچنین بیشترین نمونه با مصارف صنعتی و کشاورزی، نوع کلر و رخساره هیدروشمی Na-Cl را نشان می‌دهد. کیفیت آب برای مصارف کشاورزی بر اساس نمودار ویلکوکس. به‌طور کلی، عمدتاً عالی تا مجاز است. ارزیابی کیفیت آب برای مقاصد صنعتی بر اساس شاخص اشباع (LSI)، شاخص پایداری (RSI)، شاخص (L-SI)، شاخص پوسته‌پوسته شدن (PSI) و سختی کل (TH) نشان داد اکثر نمونه‌های آب زیرزمینی پتانسیل خفیف تا بالا برای خوردگی تجهیزات و خطوط لوله را دارند. تخم افشان و فرزادیان (۱۴۰۰) به بررسی تجزیه و تحلیل فاکتورهای کیفی آب زیرزمینی منطقه فراشبند جهت کشاورزی و شرب پرداختند. در این پژوهش ۱۹ روستا از شهرستان فراشبند در استان فارس انتخاب و پارامترهای فیزیکوشیمیایی همراه با تغییرات کمی در منابع آب زیرزمینی طی ۱۳۹۵ آنالیز شد. نتایج نشان داد بر اساس دیاگرام ویلکوکس در سال ۹۵ منطقه جنوب برچشمه و کنار مالک در کلاس C3S1 با آب شور و قابل استفاده برای کشاورزی قرار دارد. بقیه مناطق با کلاس C4S1 و C4S2 با کیفیت خیلی شور برای کشاورزی نامناسب است. سامیو و همکاران (Samtio et al., 2023) در مطالعه‌ای، ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و کیفیت آب زیرزمینی برای اهداف خانگی و کشاورزی ۲۶ نمونه آب زیرزمینی در طول آوریل ۲۰۲۱ از ناحیه چاچرو، سند، پاکستان مورد بررسی قرار دادند. نمودار پایپر نشان می‌دهد که آب‌های زیرزمینی از نوع  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  هستند. نمودار Wilcox نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های خوشه‌بندی شده در نوع آب با شوری بسیار بالا و سدیم بسیار بالا برای استفاده در کشاورزی مناسب نیستند. نسبت جذب سدیم (SAR)، نسبت کلی (KR) و درصد سدیم نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های آب زیرزمینی برای استفاده کشاورزی نامناسب بودند. با این حال، کربنات سدیم باقیمانده (RSC) و نتایج شاخص نفوذپذیری (PI) برای اهداف آبیاری مناسب بودند. سالاری (۱۴۰۲) به بررسی کیفیت آب زیرزمینی جهت مصارف شرب، کشاورزی و صنعت بر اساس نمودار ویلکوکس (Willcox)، شولر (Schuller) با استفاده از نرم‌افزار Chemistry، ضریب اشباعیت لائزلی (Is) و ارزیابی خطر ناشی از ترکیبات فیزیکوشیمیایی با استفاده از پارامترهای خطر سلامت مانند مصرف مزمن روزانه (CDI) و ضریب خطر (HQ) با استفاده از فرمول‌های EPA در

بخشی از دشت شیراز واقع در مرکز استان بر اساس پارامترهای  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $EC$ ,  $pH$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ ,  $Na^+$ ,  $TH$ ,  $Mg^{2+}$  و  $TDS$  مربوط به ۲۲ حلقه چاه منطقه پرداخت. با توجه به شاخص کیفی ویلکوکس و شولر آب‌های زیرزمینی برای مصارف کشاورزی در حد متوسط و از نظر شرب در حد قابل قبول قرار گرفت. در این پژوهش پارامترهای  $EC$  و  $SAR$  بر اساس دیاگرام ویلکوکس و پارامترهای  $SSP$  (درصد سدیم محلول)،  $PI$  (شاخص نفوذپذیری)،  $PS$  (پتانسیل شوری)،  $RSC$  (سدیم کربنات باقی‌مانده)،  $MAR$  (نسبت جذب منیزیم) در منطقه مورد مطالعه در زمینه کیفیت آب زیرزمینی جهت مصارف کشاورزی مورد بررسی قرار گرفت.

## ۲- مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه آبخوان دشت حوضه باراندوز جای است گسترده‌گی جغرافیایی این حوضه از ۴۴ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۱۴ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۶ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۲۹ دقیقه عرض شمالی است و مساحت دشت باراندوز جای حدود ۲۳۰ کیلومتر مربع است و مساحت آبخوان باراندوز جای ۱۹۶ کیلومتر مربع و محدوده کل منطقه پایاب باراندوز جای ۴۷۸٫۵ کیلومتر مربع است.



شکل (۱) - نقشه موقعیت جغرافیایی منطقه

رودخانه باراندوز جای در حوضه آبریز دریاچه ارومیه و در ۴۵ کیلومتری جنوب و جنوب غربی ارومیه قرار دارد. مساحت حوضه آبریز این رودخانه در روستای ساعتلو در حدود ۶۶۶ کیلومتر مربع و در روستای بابا رود ۱۰۱۲ کیلومتر مربع است. میانگین سالانه آب آن ۱۶۵ میلیون مترمکعب در ساعتلو و در بابا رود ۱۴۳٫۳ میلیون مترمکعب است. از نظر اقلیمی حوضه باراندوز جای متفاوت از سه حوضه دیگر دشت ارومیه (نازلو جای، شهر جای، روضه جای) است و اقلیمی سردتر و مرطوب‌تر دارد. قسمت اعظم حوضه آبریز باراندوز جای را سلسله جبال زاگرس تشکیل می‌دهد و فقط قسمت کمی از آن تقریباً مسطح بوده و شامل ضلع جنوبی دشت ارومیه و قسمتی از دشت زیوه و نعمت آباد است. بلندترین نقطه حوضه آبریز این رودخانه، کوه بزسینا با ارتفاع ۳۴۸۰ متر و دالامیر بزرگ با ارتفاع ۳۳۰۰ متر از سطح دریای آزاد بوده که در ضلع جنوب غربی حوضه آبریز این رودخانه واقع شده‌اند. جهت بررسی معیارهای کیفی آب زیرزمینی برای شرب و کشاورزی پارامترهایی مانند  $SSP$  (درصد سدیم محلول)،  $SAR$  (نسبت جذب سدیم)،  $PI$  (شاخص نفوذپذیری)،  $PS$  (پتانسیل شوری)،  $RSC$  (سدیم کربنات باقی‌مانده)،  $MAR$  (نسبت جذب منیزیم) محاسبه، همچنین دیاگرام ویلکوکس رسم و مورد بررسی قرار می‌گیرند.

## ۲-۱ درصد سدیم محلول ( $SSP$ )

درصد سدیم در آب و خاک یک عامل مهم برای مطالعه سدیم است که همچنین می تواند نفوذپذیری خاک را تحت تأثیر قرار دهد و در تعیین کیفیت آب برای مصارف کشاورزی مفید است. در نتیجه، درصد بالایی از یون سدیم در آب ممکن است رشد گیاه و نفوذپذیری خاک را کاهش دهد (Obiefuna and Sheriff, 2011). درصدگیری سدیم تعیین نسبت سدیم به کل کاتیون هست. آب آبیاری با بیشتر از ۶۰ درصد سدیم ممکن است سبب تجمع سدیم و احتمالاً بدتر شدن ساختمان، نفوذپذیری و هوادهی خاک شود (Hakim et al., 2009) با تکرار آبیاری تجمع مقدار نمک به تدریج در خاک افزایش می یابد. (Doneen, 1964) درصد سدیم محلول (SSP) توسط معادله محاسبه می شود.

$$SSP = 100 \times [Na^+ / (Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^+ + Na^+)]$$

## ۲-۲ نسبت جذب سدیم SAR

در آب آبیاری مقدار سدیم از اهمیت خاصی برخوردار است. سدیم با خراب کردن ساختمان خاک نفوذپذیری را کاهش می دهد و پس از آبیاری از سطح رویی خاک به بخش های پایین می رود و باعث سفت شدن خاک در قسمت های بالایی می شود. این مسئله مانع هوادهی در ریشه گیاهان می شود. به علاوه سدیم برای گیاهان یک محیط خطرناک و مسموم به وجود می آورد. نسبت جذب سدیم عبارت است از نسبت جذب سدیم به مجموع کلسیم و منیزیم، نسبت جذب سدیم SAR با استفاده از معادله  $SAR = Na / \sqrt{(Ca + Mg) / 2}$  که د آن غلظت یون ها بر حسب (meq.l) هست محاسبه می شود.

## ۲-۳ شاخص نفوذپذیری PI

نفوذپذیری خاک از استفاده طولانی مدت آب آبیاری تأثیر می پذیرد و مؤثرترین پارامترها در آن شامل کل جامدات محلول، کربنات سدیم و نوع خاک است. دامنه مناسب شاخص نفوذپذیری از ۱۹/۰ الی ۱۵/۷ هست (Obiefuna GI and Sheriff A, 2010). مقادیر PI آب های مورد مطالعه با استفاده از معادله زیر محاسبه می شود (Subba Rao, 2006).

$$PI = \frac{Na + \sqrt{CO_3 * 100}}{Ca + Mg + Na}$$

## ۲-۴ پتانسیل شوری (PS)

شوری بالقوه، خطر افزایش شوری در اثر افزایش  $Ca^{2+}$  و  $SO_4^{2-}$  را تخمین میزند. افزایش یون های مزبور می تواند باعث افزایش پتانسیل اسمزی محلول در خاک، زمانی که رطوبت قابل استفاده در خاک کمتر از ۵۰٪ باشد، (Delgado et al. 2010) گردد. زیرا برخی نمک ها رسوب کرده و برخی دیگر غلظت نسبی خود را به علت تبخیر افزایش می دهند. پتانسیل شوری (PS) با توجه به (Doneen, 1964) (با استفاده از فرمول  $PS = \frac{Cl^- \times (1/2)SO_4^{2-}}{3}$ ، متوسط 3- (PS = 15meq/lit) و بد (PS < 15meq/lit) تقسیم بندی شود (Doneen, 1964).

## ۲-۵ نسبت جذب منیزیم (MAR)

میزان منیزیم موجود در آب یکی از معیارهای مهم تعیین کیفیت آب جهت استفاده در کشاورزی است زیرا میزان منیزیم بالا در آب علاوه بر شوری آن، باعث کاهش رشد محصولات کشاورزی نیز می شود. حد مجاز منیزیم در آب آبیاری ۵۰٪ است (Ayers & Westcot, 1985). نسبت جذب منیزیم (MAR) با استفاده از رابطه به دست می آید

$$MAR = \frac{Mg}{Mg + Ca} * 100$$

## ۲-۶ باقی مانده کربنات سدیم (RSC)

سدیم کربنات باقی مانده یک پارامتر بارزش است که نقش زیادی در مورد مناسب بودن آب آبیاری دارد (khan and Bokhari, 1992). این پارامتر برای ارزیابی اثر کربنات و بی کربنات در کیفیت آب برای مصارف کشاورزی استفاده می شود (Ishaku et al. 2011). آب با RSC بالا دارای pH بالا است و در نتیجه، زمین های آبی به علت رسوب بیش از حد بی کربنات نابارور می شود (Obiefuna and Sheriff, 2011). RSC منفی نشان می دهد که تجمع سدیم بعید است حتی با کافی بودن  $Ca^{2+}$  و  $Mg^{2+}$  سبب رسوب کربنات گردد. در حالی که RSC مثبت نشان می دهد که تجمع سدیم در خاک امکان پذیر است (Omotoso and Ojo, 2012). به طور قابل توجهی EC، pH و SAR آب آبیاری را تحت تأثیر قرار می دهد (Naseem et al. 2010). باقی مانده کربنات سدیم (RSC) با توجه به فرمول زیر محاسبه می شود.

$$RSC = (CO_3^{2-} + HCO_3^{-}) - (Ca^{2+} + Mg^{2+})$$

جهت بررسی کیفیت آب زیرزمینی در این منطقه از داده های کیفی مربوط به ۱۷ حلقه چاه پیرومتری سازمان آب منطقه ای استان آذربایجان غربی در سال ۹۶ استفاده شد. در این راستا از آنالیز داده های نمونه ها و نرم افزارهای chemistry و GIS و مقایسه نتایج استفاده گردید.

## بحث و نتایج

مقادیر پارامترهای کیفی آب زیرزمینی دشت باراندوز چای و طبقه بندی کیفیت آب برای مصارف کشاورزی با توجه به پارامترهای کیفی محاسباتی (کیفیت بر اساس RSC) سال ۱۳۹۶ در جداول زیر آورده شده است. با توجه به داده های این جداول مشاهده می شود که مقادیر MAR در اکثر نمونه ها بیشتر از حد مجاز می باشد. همچنین با توجه به مقادیر پارامتر PS نیز تمامی نمونه ها در رده خوب بجز دو نمونه استثنا (روستای عربلوی باراندوز و اراضی قره آغاج) که در رده متوسط قرار دارند. RSC در همه نمونه ها در محدوده ی مناسب قرار دارند به جز یک نمونه که کیفیت درصد سدیم مشکوک و در محدوده شور برای کشاورزی است. بر اساس درصد سدیم محلول (SSP) نیز کمتر از مقدار حداکثر و خوب قرار دارند.

جدول (۱) مقادیر پارامترهای کیفی آب زیرزمینی دشت باراندوز چای از نظر کشاورزی ۹۶

| محل نمونه برداری نام | RSC  | PS   | ssp   | MAR  | KI   |
|----------------------|------|------|-------|------|------|
| جبل کندی             | 0.1  | 0.45 | 30.7  | 55.5 | 0.4  |
| نیولی                | -0.3 | 0.07 | 12.7  | 56.2 | 0.14 |
| طسمالو               | -1.3 | 0.36 | 9.45  | 62.6 | 0.1  |
| دیدان مصطفی خان      | 0.3  | 0.12 | 18.1  | 44.4 | 0.2  |
| ساری بیگلوی معین     | -2.6 | 1.82 | 11.2  | 56.9 | 0.1  |
| عربلوی باراندوز      | 4.5  | 4.08 | 59.5  | 56.9 | 1.5  |
| بالانج               | -0.5 | 0.2  | 13.04 | 66.6 | 0.15 |
| ساعتلوی بیلر-کیفی    | -0.5 | 0.28 | 14.8  | 47.6 | 0.17 |
| تومر                 | -1.2 | 0.39 | 5.8   | 50   | 0.06 |
| شاهین آباد           | -0.7 | 0.49 | 17.8  | 66.6 | 0.2  |
| تکیه اردشاهی         | -2.8 | 2    | 13.04 | 70   | 0.15 |
| مقدم                 | -2.2 | 1.1  | 10.5  | 76.3 | 0.1  |
| تپه مهکی             | -0.2 | 0.12 | 11.2  | 45.4 | 0.12 |
| اراضی قره آغاج       | -6.2 | 15   | 26.1  | 42.2 | 0.3  |
| دولاما               | -0.9 | 0.18 | 8.5   | 60.9 | 0.09 |

|      |       |       |     |      |            |
|------|-------|-------|-----|------|------------|
| 0.15 | 59.09 | 13.7  | 0.1 | -0.2 | خضر آباد   |
| 0.18 | 68.1  | 15.03 | 2.6 | -2.8 | تپه ترکمان |

جدول ۲) طبقه بندی کیفیت آب برای مصارف کشاورزی با توجه به پارامترهای کیفی محاسباتی سال ۱۳۹۶

| نمونه برداری محل    | SAR  | Na/   | کیفیت بر اساس Na/ | RSC  | RSC کیفیت بر اساس |
|---------------------|------|-------|-------------------|------|-------------------|
| کندی جبل            | 1.33 | 30.77 | خوب               | 0.1  | مناسب             |
| نیولی               | 0.45 | 12.73 | عالی              | -0.3 | مناسب             |
| مصطفی خان دیدان     | 0.67 | 18.18 | عالی              | 0.3  | مناسب             |
| بیگلوی معین ساری    | 0.53 | 12.24 | عالی              | -2.6 | مناسب             |
| باراندوز عربلوی     | 5.55 | 61.31 | مشکوک             | 4.5  | نامناسب           |
| بالانچ              | 0.52 | 13.04 | عالی              | -0.5 | مناسب             |
| بیلر - کیفی ساعتلوی | 0.62 | 14.86 | عالی              | -0.5 | مناسب             |
| تومر                | 0.25 | 5.88  | عالی              | -1.2 | مناسب             |
| آباد شاهین          | 0.75 | 17.81 | عالی              | -0.7 | مناسب             |
| اردشاهی تکیه        | 0.67 | 13.04 | عالی              | -2.8 | مناسب             |
| مقدم                | 0.6  | 10.56 | عالی              | -2.2 | مناسب             |
| مهکی تپه            | 0.42 | 11.29 | عالی              | -0.2 | مناسب             |
| قره آغاج اراضی      | 1.91 | 27.18 | خوب               | -6.2 | مناسب             |
| دولاما              | 0.34 | 8.57  | عالی              | -0.9 | مناسب             |
| خضر آباد            | 0.47 | 13.73 | عالی              | -0.2 | مناسب             |
| ترکمان تپه          | 0.85 | 17.29 | عالی              | -2.8 | مناسب             |

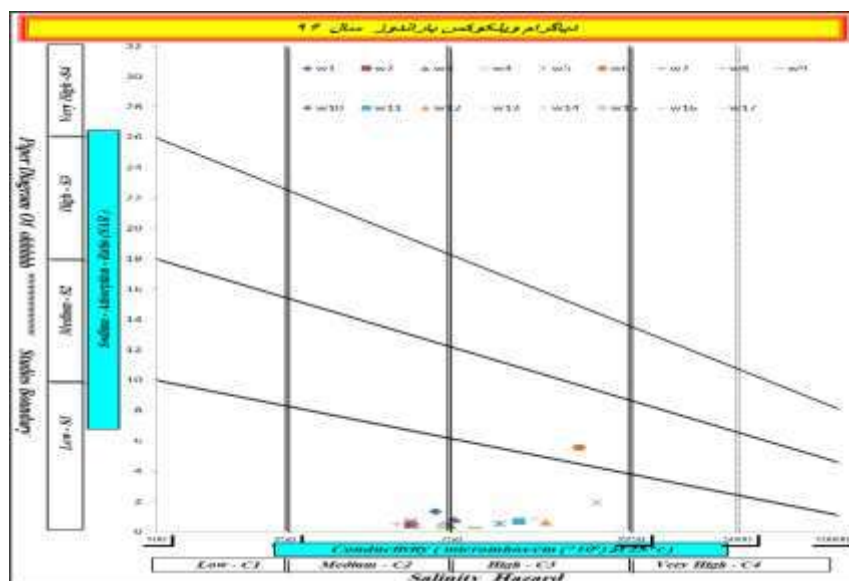
یکی از قدیمی ترین سیستم های طبقه بندی کیفیت آب برای استفاده از آن در بخش کشاورزی، طبقه بندی ویلکوکس هست. در این طبقه بندی دو عامل هدایت الکتریکی EC و نسبت جذب سدیم SAR در نظر گرفته می شود و هر یک از آن ها به چهار قسمت تقسیم شده که در مجموع باعث پدید آمدن شانزده گروه کیفیت آب می گردد (مهدوی، ۱۳۸۴).

هدایت الکتریکی نشان دهنده مجموع املاح محلول در آب و نسبت جذب سدیم به معنی جذب یون سدیم محلول در آب در نتیجه تبادل کاتیونی آب در خاک به ازای افزایش یا کاهش کاتیون های کلسیم و منیزیم هست. در نمودار S نشان دهنده SAR و C معرف EC یا هدایت الکتریکی است. بعد از معین شدن این دو پارامتر آب به رسانایی (C) و سدیم (S) طبقه بندی می شود که هر کدام از یک تا چهار درجه بندی شده است که هر اندازه شاخص بزرگ تر باشد آب جهت آبیاری نامناسب تر است. تفسیر مربوط به مناسب بودن آب مورد نظر جهت آبیاری از نظر ویلکوکس در جدول زیر نشان داده شده است.

جدول ۳) - تقسیم بندی گروه های مختلف آب از نظر کشاورزی (Wilcox1) (مقیمی، ۱۳۹۲)

| ردیف | کلاس آب                                  | نوع کیفیت آب برای کشاورزی            |
|------|--|--------------------------------------|
| ۱    | C1S1                                     | شیرین برای کشاورزی کاملاً بی ضرر     |
| ۲    | C1S2, C2S1, C2S2                         | کمی شور و برای کشاورزی تقریباً مناسب |
| ۳    | C1S3, C2S3, C3S1, C3S2, C3S3             | شور برای کشاورزی با تمهیدات مناسب    |
| ۴    | C1S4, C2S4, C3S4, C4S1, C4S2, C4S3, C4S4 | خیلی شور مضر برای کشاورزی            |

طبقه‌بندی کیفیت آب برای استفاده در آبیاری توسط نمودار ویلکوکس بر مبنای نسبت جذبی سدیم SAR و هدایت الکتریکی EC صورت می‌گیرد. دیاگرام ویلکوکس آب‌های زیرزمینی دشت باراندوز در جدول زیر نشان داده شده است. محدودیت‌های مربوط به عناصر کیفی آب در دیاگرام ویلکوکس بر اساس استاندارد FAO در جداول زیر ارائه شده است.



شکل (۲)- نمودار ویلکوکس آب‌های زیرزمینی آبخوان دشت باراندوز جای برای سال ۱۳۹۶

جدول (۴)- معرفی طبقات S1 تا S4 در دیاگرام ویلکوکس بر اساس استاندارد FAO

| کشاوری برای آب کیفیت | SAR سدیم جذب مقدار نسبت | طبقه |
|----------------------|-------------------------|------|
| عالی                 | ۱۰ از کمتر              | S1   |
| خوب                  | ۱۸-۱۰                   | S2   |
| قابل استفاده         | ۲۶-۱۸                   | S3   |
| شور                  | ۲۶ از بیشتر             | S4   |

جدول (۵)- معرفی طبقات C1 تا C4 در دیاگرام ویلکوکس بر اساس استاندارد FAO

| کیفیت آب برای کشاورزی | مقدار هدایت الکتریکی | طبقه |
|-----------------------|----------------------|------|
| عالی                  | ۲۵۰ - ۱۰۰            | C1   |
| خوب                   | ۷۵۰ - ۲۵۰            | C2   |
| قابل استفاده          | ۲۲۵۰ - ۷۵۰           | C3   |
| غیر قابل استفاده      | بیشتر از ۲۵۰         | C4   |

با توجه به نمودار ویلکوکس نشان می‌دهد که اکثر آب‌های منطقه برای کشاورزی مناسب یا قابل استفاده هستند البته برخی استثناها وجود دارد که در بعضی از نمونه‌ها (روستاها) دیده می‌شود. برای مثال در روستای عربلوی باراندوز کیفیت درصد سدیم مشکوک و کیفیت آب برای کشاورزی شور هست. همچنین با استفاده از جداول مربوط به درصد سدیم مشخص می‌شود که کیفیت آب در کل در حد خوب و عالی قرار دارد و بر اساس پارامتر RSC نیز کیفیت آب برای کشاورزی اکثراً مناسب هست.



درصد هر یک از کلاس های طبقه بندی ویلکاکس دشت باراندوز برای مصارف کشاورزی سال ۱۳۹۶ در جدول زیر نشان داده شده است. محاسبه درصد تقریبی تعداد چاه های مورد مطالعه برای تناسب کشاورزی بر اساس دیاگرام ویلکوکس نشان می‌دهد که ۴۷.۰۶ درصد منطقه در کلاس C2S1 در طبقه کمی شور و تقریباً مناسب برای کشاورزی و ۴۷.۰۶ درصد در کلاس C3S1 و ۵.۸۸ درصد در کلاس C3S2 در طبقه شور و با تمهیدات مناسب برای کشاورزی قرار دارد.

جدول (۵)-درصد هر یک از کلاس های طبقه بندی ویلکاکس برای مصارف کشاورزی سال ۱۳۹۶

| C4 |    |    |    | C3 |    |      |       | C2 |    |    |       | C1 |    |    |    |
|----|----|----|----|----|----|------|-------|----|----|----|-------|----|----|----|----|
| S4 | S3 | S2 | S1 | S4 | S3 | S2   | S1    | S4 | S3 | S2 | S1    | S4 | S3 | S2 | S1 |
| 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 5.88 | 47.06 | 0  | 0  | 0  | 47.06 | 0  | 0  | 0  | 0  |

جدول (۶)- طبقه بندی نمونه چاه های آبخوان دشت باراندوز چای جهت کشاورزی در سال ۱۳۹۱

| ردیف | محل نمونه برداری    | علامت اختصاری | SAR  | EC   | کلاس آب | کیفیت آب برای کشاورزی           |
|------|---------------------|---------------|------|------|---------|---------------------------------|
| 1    | جبل کندی            | w1            | 1.33 | 660  | C2-S1   | کمی شور - مناسب برای کشاورزی    |
| 2    | نیولی               | w2            | 0.45 | 560  | C2-S1   | کمی شور - مناسب برای کشاورزی    |
| 3    | طسمالو              | w3            | 0.38 | 730  | C2-S1   | کمی شور - مناسب برای کشاورزی    |
| 4    | دیدان مصطفی خان     | w4            | 0.67 | 560  | C2-S1   | کمی شور - مناسب برای کشاورزی    |
| 5    | ساری بیگلوی معین    | w5            | 0.53 | 1020 | C3-S1   | شور - قابل استفاده برای کشاورزی |
| 6    | عربلوی باراندوز     | w6            | 5.55 | 1740 | C3-S2   | شور - قابل استفاده برای کشاورزی |
| 7    | بالانچ              | w7            | 0.52 | 700  | C2-S1   | کمی شور - مناسب برای کشاورزی    |
| 8    | ساعتلوی بیلر - کیفی | w8            | 0.62 | 750  | C3-S1   | شور - قابل استفاده برای کشاورزی |
| 9    | تومتر               | w9            | 0.25 | 860  | C3-S1   | شور - قابل استفاده برای کشاورزی |
| 10   | شاهین آباد          | w10           | 0.75 | 750  | C3-S1   | شور - قابل استفاده برای کشاورزی |
| 11   | تکیه اردشاهی        | w11           | 0.67 | 1160 | C3-S1   | شور - قابل استفاده برای کشاورزی |
| 12   | مقدم                | w12           | 0.6  | 1390 | C3-S1   | شور - قابل استفاده برای کشاورزی |
| 13   | تپه مهکی            | w13           | 0.42 | 580  | C2-S1   | کمی شور - مناسب برای کشاورزی    |
| 14   | اراضی قره آغاچ      | w14           | 1.91 | 1960 | C3-S1   | شور - قابل استفاده برای کشاورزی |
| 15   | دولاما              | w15           | 0.34 | 690  | C2-S1   | کمی شور - مناسب برای کشاورزی    |
| 16   | خضر آباد            | w16           | 0.47 | 510  | C2-S1   | کمی شور - مناسب برای کشاورزی    |
| 17   | تپه ترکمان          | w17           | 0.85 | 1270 | C3-S1   | شور - قابل استفاده برای کشاورزی |

## نتیجه گیری

افزایش سریع وسعت و جمعیت شهرها در طی چند دهه گذشته از یک طرف سبب برداشت زیاد از منابع آب زیرزمینی شده و از طرف دیگر تخلیه فاضلاب شهری به سفره آب زیرزمینی باعث آلودگی این سفره‌ها شده است که در کنار سایر عوامل طبیعی باعث تغییر در ترکیب آب زیرزمینی می‌شود. بررسی کیفیت آب برای شرب و کشاورزی همچنین انتخاب الگوی کشت مناسب و سازگار با کیفیت آب امری ضروری و مهم در جهت استفاده بهینه و مناسب از منابع آب است. از این رو ضرورت مطالعه ویژگی‌های کیفی آب در برنامه‌های مدیریت منابع آب به شدت مورد توجه قرار گرفته است. در این مطالعه تغییرات پارامترهای کیفیت آب، برای ارزیابی ترکیب شیمیایی آب‌های زیرزمینی آبخوان باراندوز و مناسب بودن آن‌ها برای استفاده‌های کشاورزی مربوط به ۱۷ حلقه چاه پیزومتری سازمان آب منطقه‌ای استان آذربایجان غربی در سال ۹۶ مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که اکثر آب‌های منطقه برای کشاورزی بر اساس نمودار ویلکوکس مناسب یا قابل استفاده هستند. همچنین با استفاده از داده‌های مربوط به درصد سدیم مشخص شد که کیفیت آب در کل در حد خوب و عالی و بر



اساس پارامتر RSC نیز کیفیت آب برای کشاورزی اکثراً مناسب هست. بنابراین استفاده از آب های زیرزمینی باراندوز جهت مصارف کشاورزی محدودیتی نداشته ولی با توجه به استفاده زیاد از کودهای شیمیایی و استحصال زیاد آب های زیرزمینی در منطقه، باید تدابیر لازم برای آینده مورد توجه قرار گیرد.

## منابع

تخم افشان، عباس و فرزادیان، علی. (۱۴۰۰). تجزیه و تحلیل فاکتورهای کیفی آب زیرزمینی منطقه فراشند جهت کشاورزی و شرب. مطالعات علوم محیط زیست ۳۷۵۱-۳۷۴۰، ۶(۲).

سالاری، مرجان. (۱۴۰۲). بررسی کیفیت آب زیرزمینی با استفاده از شاخص های کیفیت آب جهت مصارف شرب، کشاورزی و صنعت (مطالعه موردی: دشت شیراز). مطالعات علوم محیط ۷۵۸۶-۷۵۷۴، ۴(۴). doi: 10.22034/jess.2023.380846.1953-۸

سجادی میان آب، زهرا، یعقوبی، سید مسعود. (۱۳۹۶). ارزیابی ژئوشیمیایی کیفیت آب های زیرزمینی دشت برازجان برای مصارف کشاورزی. دانش کشاورزی و تولید پایدار ۱۴۵-۱۳۳، ۲۷(۱).

صداقت محمود، ۱۳۷۲، زمین و منابع آب، انتشارات دانشگاه پیام نور

مقیم، ه. ۱۳۹۲، هیدروژئوشیمی، انتشارات دانشگاه پیام نور تهران، ۲۱۳ ص.

مهدوی، م، ۱۳۸۴، هیدرولوژی کاربردی. انتشارات دانشگاه تهران، جلد دوم. چاپ ششم

هاشم خانی، آرش و اسلامی، حسین. (۱۳۹۶). ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی دشت الشتر برای استفاده در کشاورزی و شرب. فصلنامه علمی تخصصی مهندسی آب ۱۱-۱، ۵(۱).

Amiri, V, Bhattacharya, P. & Nakhaei, M. (2021). The hydrogeochemical evaluation of groundwater resources and their suitability for agricultural and industrial uses in an arid area of Iran. *Groundwater for Sustainable Development*, 12, 100527.

Ayers, R. S, & Westcot, D. W. (1985). Water quality for agriculture (Vol. 29, p. 174). Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.

BOKHARI, A. Y, & KHAN, M. A. (1992). Deterministic modelling of AI-Madinah AI-Munawarah groundwater quality using lumped parameter approach. *Earth Sciences*, 5(1).

Delgado, C., Pacheco, J., Cabrera, A., Batllori, E., Orellana, R., & Bautista, F. J. A. W. M. (2010). Quality of groundwater for irrigation in tropical karst environment: The case of Yucatan, Mexico. *Agricultural water management*, 97(10), 1423-1433.

Derakhshan, Z., Faramarzian, M., Miri, M., & Shokouhi, M. R. (2015). The Zoning of Groundwater Quality for Drinking Purpose Using Scholler Model and Geographic Information System (GIS). *Journal of Community Health Research*, 4(2), 138-147.



Doneen, I.D., 1964. Notes on water quality in Agriculture. Published as a water Science and Engineering. Paper 4001. Department of Water Sciences and Engineering, University of California

El-Rawy, M., & De Smedt, F. (2020). Estimation and mapping of the transmissivity of the nubian sandstone aquifer in the Kharga oasis, Egypt. *Water*, 12(2), 604.

Eslami, H., Almodaresi, S. A., Khosravi, R., Fallahzadeh, R. A., Peirovi, R., & Taghavi, M. (2018). Assessment of groundwater quality in Yazd-Ardakan plain for agricultural purposes using Geographic Information System (GIS). *Journal of Health*, 8(5), 575-86.

Gaagai, A., Aouissi, H. A., Bencedira, S., Hinge, G., Athamena, A., Heddami, S., ... & Ibrahim, H. (2023). Application of water quality indices, machine learning approaches, and GIS to identify groundwater quality for irrigation purposes: a case study of Sahara Aquifer, Doucen Plain, Algeria. *Water*, 15(2), 289.

Hakim, M. A., Juraimi, A. S., Begum, M., Hasanuzzaman, M., Uddin, M. K., & Islam, M. M. (2009). Suitability evaluation of groundwater for irrigation, drinking and industrial purposes. *American Journal of Environmental Sciences*, 5(3), 413-419.

Ishaku, J. M. (2011). Assessment of groundwater quality index for Jimeta-Yola area, Northeastern Nigeria. *Journal of geology and mining research*, 3(9), 219-231.

Kubicz, J., Lochyński, P., Pawełczyk, A., & Karczewski, M. (2021). Effects of drought on environmental health risk posed by groundwater contamination. *Chemosphere*, 263, 128145.

Naseem, S., Hamza, S., & Bashir, E. (2010). Groundwater geochemistry of Winder agricultural farms, Balochistan, Pakistan and assessment for irrigation water quality. *European water*, 31, 21-32.

Obiefuna GI and Sheriff A, 2010. Assessment of shallow groundwater quality of Pindiga Gombe area, Yola Area, NE, Nigeria for irrigation and domestic purposes. *Research Journal Of Environmental And Earth Sciences*, 3(2): 131-141.

Samtio, M. S., Jahangir, T. M., Mastoi, A. S., Lanjwani, M. F., Rajper, R. H., Lashari, R. A., ... & Noonari, M. W. (2023). Impact of rock-water interaction on hydrogeochemical characteristics of groundwater: Using multivariate statistical, water quality index and irrigation indices of chachro sub-district, thar desert, sindh, Pakistan. *Groundwater for Sustainable Development*, 20, 100878.

Sharifi, Z., & Safari Sinegani, A. A. (2012). Arsenic and other irrigation water quality indicators of groundwater in an agricultural area of Qorveh Plain, Kurdistan, Iran. *Am Eurasian J Agric Environ Sci*, 12(4), 548-555

Subba Rao, N. (2006). Seasonal variation of groundwater quality in a part of Guntur District, Andhra Pradesh, India. *Environmental geology*, 49, 413-429.

## کاربرد شبکه عصبی مصنوعی در پیش بینی سطح آب زیرزمینی آبخوان زیوه

امید اسدی گلمز<sup>۱</sup>، کامران صوفی بوبکران<sup>۲\*</sup>، مهدی کرم پور<sup>۳</sup>، عثمان صوفی بوبکران<sup>۴</sup>

۱- کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

omid.asadi.golmaz@gmail.com

۲- کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

kamransoufi@gmail.com

۳- کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

Fekr2373@gmail.com

۴- کارشناس ارشد GIS و GIS، گروه RS و GIS، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

osmansoufi@gmail.com

### چکیده

یکی از رویکردهای اساسی در برنامه ریزی و مدیریت منابع آب دریافت یک مدل مناسب برای پیش بینی رفتار منابع آب تحت تأثیر متغیرهای مختلف این پدیده است. در این مطالعه برای پیش بینی سطح تراز آب زیرزمینی آبخوان زیوه از روش شبکه عصبی مصنوعی برگشتی (RNN) و پیشرو (FNN) استفاده گردید. پارامترهای ورودی شامل بارندگی، دما و تراز سطح ایستابی مربوط به ۷ پیزومتر در دوره زمانی ماه قبل و خروجی مدل نیز تراز سطح ایستابی در دوره موردنظر طی دوره آماری ۱۴ ساله (۱۳۸۴-۱۳۹۷) بودند. معیارهای RMSE و R2 برای ارزیابی و مقایسه عملکرد مدلها مورد استفاده قرار گرفت. نتایج حاصله نشان از دقت قابل قبول هر دو مدل در تخمین تراز سطح ایستابی می باشد. همچنین نتایج RMSE در مجموع دو مرحله آموزش و آزمایش برای مدل های FNN و RNN حاکی از برتری FNN نسبت به RNN می باشد. به ترتیب برابر با ۰/۳۸ و ۰/۴۱ می باشد.

**واژه‌های کلیدی:** آب زیرزمینی، شبکه عصبی مصنوعی، مدیریت، آبخوان، سطح آب.

### Abstract

One of the basic approaches in planning and managing water resources is to get a suitable model to predict the behavior of water resources under the influence of various variables of this phenomenon. In this study, the backward artificial neural network (RNN) and forward (FNN) methods were used to predict the underground water level of the Ziveh aquifer. The input parameters include rainfall, temperature, and water level level corresponding to 7 piezometers in the time period of the previous month, and the output of the model was also water level level in the desired period during the statistical period of 14 years (1384-1397). RMSE and R2 criteria were used to evaluate and compare the performance of the models. The obtained results show the acceptable accuracy of both models in estimating the water level. Also, the results of RMSE in the total of two stages of training and testing for FNN and RNN models indicate the superiority of FNN over RNN. It is equal to 38.0 and 0.41.

**Key words:** Groundwater, artificial neural network, management, aquifer, water level.

### ۱- مقدمه

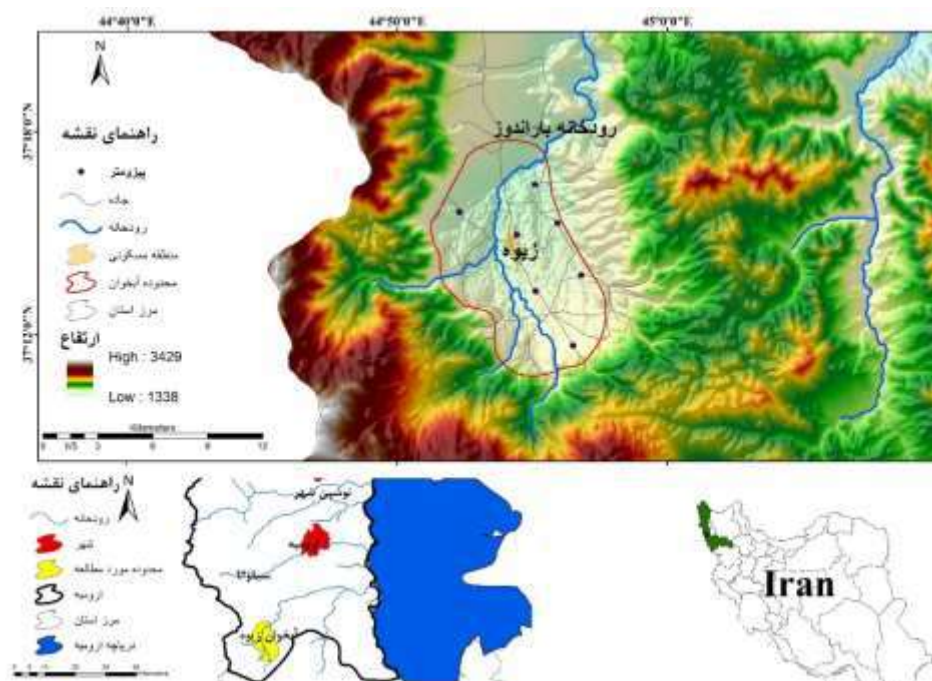
استفاده از آب های زیرزمینی و مدیریت نادرست آن، سبب به وجود آمدن مشکلاتی در کشورهای مختلف از جمله ایران شده است. در چند دهه اخیر با توجه به پیشرفت فناوری، بهره برداری از ذخایر آبی به خصوص منابع آب زیرزمینی به شدت رو به فزونی گذاشته و در نتیجه روند افت سطح ایستابی و کاهش این ذخایر را به دنبال داشته است. بهره برداری غیر اصولی و بی رویه ی استفاده از منابع آبی کشور باعث آسیب های جدی به این منابع شده است. خشکسالی ها و استفاده ی زیاد از منابع آبهای سطحی و زیر سطحی با استفاده از سد ها و چاهها، وضعیت منابع آبی را با چالش بزرگی روبرو کرده است. برای مثال می

توان به خشک شدن دریاچه ها و تالاب ها، کاهش کیفیت آبها، کاهش سطح آبهای زیرزمینی و فرونشست زمین، تداخل آبهای شور و شیرین، تغییر در الگوی جریان آب زیرزمینی و ... اشاره کرد. بنابر این با توجه به نیاز روز افزون به منابع آب اعم از سطحی و زیرزمینی لزوم مدیریت یکپارچه ی منابع آبی ضروری به نظر می رسد. در مطالعات منابع آب و مدیریت و برنامه ریزی صحیح، پیش بینی سطح آب زیرزمینی یکی از فاکتورهای مهم می باشد. بهره برداری بی رویه از منابع آب زیرزمینی در سالهای اخیر باعث به هم خوردن تعادل طبیعی آن شده و تراز آب زیرزمینی در آبخوانهای بسیاری از نقاط کشور منفی شده است به منظور آگاهی از وضعیت ای منابع و مدیریت بهینه آنها، لازم است پیش بینی دقیقی از نوسانات تراز آب زیرزمینی صورت گیرد. امروزه شبکه ی عصبی مصنوعی در مطالعات هیدرولوژی و مدیریت منابع آب کاربرد وسیعی دارد (نورانی و همکاران، ۲۰۰۹). محققین در مطالعات آب های زیرزمینی از روش های هوشمند به طور وسیعی استفاده کرده اند. ندیری (۱۳۸۶) توانایی ساختارهای مختلف شبکه های عصبی مصنوعی را برای پیش بینی سطح آب زیرزمینی در محدوده ی متروی تبریز مورد بررسی قرار داد و بهترین ساختار را شبکه عصبی پیشرو با الگوریتم لونبرگ-مارکوات معرفی کرد. اصغری مقدم و همکاران (۱۳۸۸) به پیش بینی مکانی غلظت فلوئوراید در دشت بازرگان و پلدشت با مقایسه مدل های شبکه عصبی مصنوعی و روش های زمین آماری و کوکریجینگ پرداختند و به این نتیجه رسیدند که مدل شبکه عصبی مصنوعی دارای تخمین دقیق تری نسبت به روش های زمین آماری می باشد. ندیری و همکاران (۱۳۹۵) برای پیش بینی سطح آب زیرزمینی دشت دوزدوزان در حوضه آبریز دریاچه ارومیه از مدل های شبکه های عصبی و فازی ساگنو (SFL) استفاده کردند. آنها مقایسه دو مدل شبکه های عصبی و فازی ساگنو با استفاده از شاخص های آماری جذر میانگین مربعات خطا و ضریب تبیین انجام دادند. نتایج مطالعه آنها نشان داد که، مدل شبکه های عصبی برای پیش بینی سطح ایستابی آب زیرزمینی بهتر بوده است. محتشمی و همکاران (1389) از شبکه عصبی مصنوعی جهت پیش بینی سطح ایستابی دشت بیرجند استفاده کردند و نشان دادند که شبکه عصبی مصنوعی خطای ناچیزی در پیش بینی سطح ایستابی دارد. واحدی و همکاران (۱۳۹۴) به ارزیابی کارایی شبکه عصبی مصنوعی و منطق فازی در پیش بینی سطح آب زیرزمینی در دشت مشکین شهر پرداختند. پارامترهای بارش، دما، تخلیه از آبخوان و سطح آب زیرزمینی در یک زمان قبل ( $t-1$ )، به عنوان ورودی ها و سطح آب زیرزمینی در زمان ( $t$ ) به عنوان خروجی مدل ها استفاده شدند. نتایج نشان داد مدل شبکه عصبی مصنوعی، کارایی بهتری نسبت به مدل فازی در مرحله آزمایش نشان می دهد. کوزیوکاس و همکاران (۲۰۱۸) با استفاده از چندین شبکه عصبی پیشرو (FNN) با ساختارهای مختلف شبکه و الگوریتم های آموزش، برای پیش بینی روزانه سطح آب زیرزمینی از یک چاه واقع در مونتگمری، پنسیلوانیا، ایالات متحده آمریکا استفاده کردند. متغیرهای ورودی در این تحقیق رطوبت، بارش و دما بود. نتایج آن ها نشان داد که شبکه FNN با الگوریتم آموزش LM بهترین مدل را ارائه داد. باقری (۱۳۹۶) با استفاده از روش های شبکه عصبی مصنوعی، منطق فازی، بیان ژن و ماشین بردار پشتیبان سطح آب زیرزمینی آبخوان باروق استفاده کرد و نشان داد که همه مدل ها سطح آب زیرزمینی را با دقت قابل قبولی پیش بینی کردند ولی مدل شبکه عصبی برگشتی (RNN) بهترین خروجی و کمترین خطا در مجموع دو مرحله آموزش و خطا را دارد. سعیدی رضوی و عرب (۱۳۹۷) در تحقیقی کارایی مدل های شبکه های عصبی مصنوعی، منطق فازی و سری زمانی در تخمین سطح آب زیرزمینی آبخوان دشت عجب شیر را مورد بررسی دادند. نتایج تحقیق نشان داد که مدل منطق فازی دقت بالا و خطای ناچیزی در تخمین سطح آب زیرزمینی داشته و قابلیت بسیار بالایی در تخمین برخی مقادیر کمینه، بیشینه و میانی نسبت به سایر مدل ها دارد. قوردویی میلان و همکاران (۱۳۹۹) در تحقیقی شبیه سازی تراز سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل حداقل مربعات ماشین بردار پشتیبان و مقایسه آن با شبکه عصبی مصنوعی و رگرسیون خطی چند استفاده کردند. نتایج نشان داد که هر سه مدل بکار رفته با دقت قابل قبولی قادر به شبیه سازی تراز سطح آب زیرزمینی هستند. از بین مدل ها، مدل حداقل مربعات ماشین بردار پشتیبان با معیارهای ارزیابی RMSE، MAPE و ضریب تبیین برای بخش صحت سنجی به ترتیب برابر ۰/۶۱، ۰/۶۹ و ۰/۹۹ برای الگوی با ترکیب پارامترهای تراز سطح آب زیرزمینی در انتهای ماه قبل، برداشت از آبخوان و بارندگی ماه موجود به عنوان مدل برتر انتخاب گردید. در دهه ی اخیر سطح زیر کشت محصولات کشاورزی افزایش یافته و به تبع آن استفاده از آب های زیر سطحی نیز رو به فزونی گذاشته است. لذا مدیریت منابع آبی در این بخش اهمیت بسزایی دارد و می تواند کمک قابل توجهی به برنامه ریزی و تصمیم گیری های مناسب جهت تأمین آب در درازمدت، داشته باشد. هدف از این تحقیق استفاده از روش های شبکه عصبی پیشرو و برگشتی برای بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی آبخوان زیوه با استفاده از پارامترهای ورودی شامل متوسط بارش، دما در گام های زمانی  $T_0$  و تراز سطح آب زیرزمینی در گام زمانی  $T_{0-1}$  و در دوره آماری ۱۴ ساله (۱۳۹۷-۱۳۸۴) است.

## ۲- مواد و روش ها

### ۲-۱ منطقه مورد مطالعه

دشت زیوه- سیلوانا در استان آذربایجان غربی و در غرب دریاچه ارومیه واقع است. این محدوده در مختصات طول جغرافیایی ۴۴ درجه و ۳۴ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۲ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۷ درجه و ۶ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۳۴ دقیقه شمالی در مرز ایران و ترکیه قرار گرفته است که موقعیت آن در شکل زیر نشان داده شده است. وسعت این محدوده ۱۰۰۴ کیلومتر مربع بوده که از این مقدار ۱۴۶ کیلومتر مربع مربوط به دشت (شامل دشت‌های تلو، سیلوانا و زیوه) و بقیه مربوط به ارتفاعات می‌باشد. بلندترین نقطه منطقه کوه شهیدان با ارتفاع ۳۵۹۵ متر و پست‌ترین نقطه آن ۱۴۵۰ متر در خروجی رودخانه باراندوز از محدوده (غرب زیوه) می‌باشد. متوسط ارتفاع محدوده مطالعاتی ۱۵۷۵ متر از سطح دریاهای آزاد است. بخش جنوبی محدوده مورد مطالعه دارای برون‌زدگی‌های سکانس افیولیتی می‌باشد که گسترش وسیعی دارد. این آمیزه از واحدهای مختلف سنگی تشکیل شده است که همبندی آن‌ها با یکدیگر و با واحدهای دیگر نظیر دیوریت و گابروی دگرگون‌شده و سایر سنگ‌های دگرگونی با منشأ آمیزه رنگین و واحدهای اولترامافیک دگرگون‌شده، همگی از نوع گسلی است و بیشتر از نوع راندگی هستند. این واحدها مربوط به کرتاسه پسین می‌باشند. واحد سنگ‌آهک گلوبوترونکادار در این بخش، به صورت یک واحد مقاوم دیده می‌شود. به طور کلی این بخش از محدوده مورد مطالعه تشکیل ارتفاعات را می‌دهند و هر چه از حاشیه جنوبی دشت زیوه به سمت جنوب و لبه مرزی ایران نزدیک می‌شود بر ارتفاع واحدها افزوده می‌گردد.

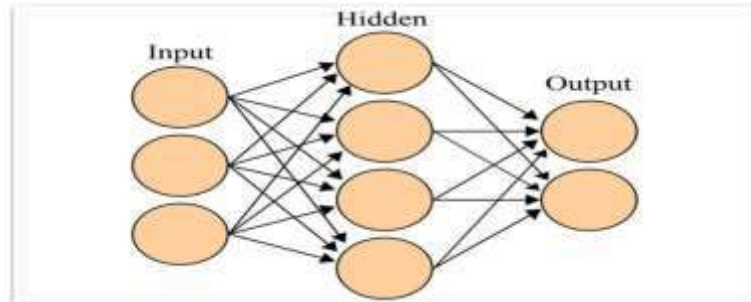


شکل (۱) - موقعیت منطقه مطالعاتی.

حوضه آبریز زیوه در بخش مرکزی استان آذربایجان غربی و در غرب دریاچه ارومیه واقع است و مساحت آن ۱۰۰۴ کیلومتر مربع می‌باشد. در حوضه‌ی دشت زیوه یک رودخانه‌ی دائمی به نام باراندوزچای وجود دارد که طول آن برابر ۳۶ کیلومتر می‌باشد. این رودخانه از دو سرشاخه اصلی تشکیل شده و از ارتفاعات مرزی ایران و ترکیه واقع در ۳۵ کیلومتری جنوب غربی ارومیه سرچشمه می‌گیرد. آبخوان زیوه با وسعتی معادل ۷۹ کیلومتر مربع در بخش جنوبی دشت زیوه- سیلوانا قرار گرفته است. حداکثر بارش در محدوده مطالعاتی به طور میانگین مربوط به ماه‌های آبان، آذر و فروردین بوده و در رده‌های بعدی می‌توان اردیبهشت و اسفندماه را نام برد. به طور کلی بیش از ۸۱ درصد از بارندگی سالانه طی ۷ ماه آبان تا اردیبهشت‌ماه رخ می‌دهد.

## ۲-۲ شبکه‌های عصبی مصنوعی

شبکه‌های عصبی مصنوعی به علت غیرخطی بودن، کاربرد فراوانی در حل مسائل علوم مختلف دارند. این شبکه‌ها یک سیستم پردازشگر اطلاعات توده‌ای هستند که به صورت موازی قرار گرفته‌اند و عملکردی شبیه شبکه عصبی مغز انسان دارند (Hopfield, 1982) و قادر هستند ارتباط پنهان میان داده‌ها را کشف کنند. شبکه عصبی مصنوعی معمولاً شامل سه لایه ورودی برای دریافت داده‌های اولیه، لایه میانی یا مخفی که محل وزن دهی و پردازش داده‌ها می‌باشد و لایه آخر که شامل خروجی مدل می‌باشد. تعداد شمار گره‌ها و لایه‌های مخفی از طریق آزمون و خطا تعیین می‌گردد ارتباط مابین این لایه‌ها به وسیله نودها انجام می‌پذیرد. گره‌های لایه‌های مجاور به طور کامل باهم در ارتباط هستند. این ارتباط هم می‌تواند از لایه‌های مختلف به یکدیگر و همچنین از توده‌ای مختلف به یکدیگر در یک لایه صورت گیرد ولی بین گره‌های یک لایه ارتباطی وجود ندارد. هر گره لایه میانی دارای یک تابع عملگر است که به آن تابع تبدیلیگر می‌گویند. شکل ۲ ساختار یک شبکه عصبی سه لایه با سه ورودی، لایه مخفی و یک لایه خروجی نشان داده شده است.



شکل ۲- ساختار شبکه عصبی مصنوعی سه لایه

شبکه‌های عصبی بر اساس آرایش گره‌های ورودی و خروجی و جهت جریان و پردازش داده‌ها به دو دسته شبکه‌های پیشرو و شبکه عصبی برگشتی تقسیم‌بندی می‌شوند. در یک شبکه پیشرو پردازشگرها در لایه‌های مخفی قرار می‌گیرند و هر شبکه می‌تواند چندین لایه مخفی داشته باشد و هر لایه مخفی شامل چندین گره مخفی است. در این نوع از شبکه گره‌ها در هر لایه باهم هیچ ارتباطی ندارند و فقط هر گره اطلاعات را از گره قبلی در لایه پیشین دریافت می‌کند؛ بنابراین خروجی یک گره در یک لایه به سیگنالی که از لایه قبلی دریافت می‌کند، وزن تعیین شده برای آن و نوع تابع تبدیلیگر بستگی دارد (اصغری مقدم و همکاران، ۱۳۸۸). در شبکه برگشتی اطلاعات از طریق گره‌ها در دو جهت از ورودی به سمت خروجی و برعکس جریان دارند. این شبکه از خروجی به عنوان ورودی جدید استفاده می‌کند. گاهی اوقات برای اهداف خاص از ارتباط‌های جانبی بین گره‌های یک لایه نیز استفاده می‌شود. وجه تمایز شبکه پیشرو از برگشتی وجود حداقل یک ارتباط برگشت است (Chiang et al, 2004). مراحل مختلف در یک شبکه توسط الگوریتم‌های مختلف ریاضی از قبیل الگوریتم لونبرگ-مارکوارت، پس انتشار خطا (BP)، الگوریتم گرادیان مزدوج (CG)، گرادیان نزولی کاهش خطابه عقب با ممتنم و تنظیم بایزن صورت می‌گیرد. از میان روش‌های آموزش در شبکه‌های پرسپترون چندلایه، الگوریتم لونبرگ-مارکوارت به عنوان بهترین روش آموزش شبکه‌های عصبی شناخته شده است و در بسیاری از مطالعات موفقیت مورد استفاده قرار گرفته است (Nadiri et al, 2014; Coulibaly et al. 2000). یکی از معیارهای مهم در آموزش شبکه، تعداد دوره‌ها و یا تکرارهایی است که شبکه در حین آموزش انجام می‌دهد. تعیین تعداد صحیح این تکرارها در آموزش شبکه که با آزمون و خطا تعیین می‌شود، بسیار مهم است. اما اگر تعداد تکرارها از یک حد مجاز تجاوز کند، خطای دسته آزمایشی نیز افزایش پیدا خواهد کرد (مختاری و همکاران، ۱۳۹۱). در این میان الگوریتم لونبرگ-مارکوارت به عنوان کاراترین و سریعترین روش آموزش شبکه‌های عصبی شناخته شده است که جزئیات آموزش و فرایند محاسبه الگوریتم لونبرگ-مارکوارت توسط انجمن مهندسی عمران آمریکا (ASCE, 2000) ارائه شده است.

در این تحقیق از شبکه عصبی پیشرو و برگشتی با پرسپترون چندلایه و الگوریتم لونبرگ-مارکوارت (MLP-LM) استفاده شده است. پارامترهای ورودی شامل متوسط بارش، دما در گام‌های زمانی  $T_0$  و تراز سطح آب زیرزمینی در گام زمانی  $T_{0-1}$  و در دوره آماری ۱۴ ساله (۱۳۹۷-۱۳۸۴) است که ۸۰٪ داده‌ها برای قسمت آموزش و ۲۰٪ باقی مانده به قسمت آزمایش اختصاص داده شده است.

## ۳-۲ معیارهای ارزیابی مدل‌ها



از معیارهای ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) و ضریب تبیین ( $R^2$ ) برای ارزیابی توانایی مدل‌ها استفاده شده است. این معیارها نشان‌دهنده اختلاف میان مقدار پیش‌بینی شده توسط مدل و مقدار واقعی می‌باشد و با روابط زیر نشان داده می‌شوند.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x'_i)^2}{n}}$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_i)^2}$$

در رابطه فوق  $x_i$  نشان‌دهنده‌ی نتایج مشاهداتی،  $x'_i$  نشان‌دهنده‌ی داده‌های محاسباتی،  $\bar{x}_i$  میانگین مقادیر مشاهداتی و  $N$  تعداد کل داده‌ها می‌باشد.

## ۲-۴ آنالیز داده‌ها

یکی از مهم‌ترین مواردی که بایستی در مدل‌سازی به روش هوش مصنوعی مورد توجه قرار گیرد، انتخاب ورودی‌های مناسب است. ارائه داده‌های ورودی غیرمرتبط، سبب کاهش دقت مدل می‌شود. در دشت زیوه ۱۳ حلقه پیزومتر وجود دارد که در این بین ۷ پیزومتر که دارای آمار کامل تری بودند، استفاده شد. ورودی‌های مدل‌ها، بارش، دما و سطح آب زیرزمینی بودند. بارش یکی از مهمترین عوامل هواشناسی است زیرا کلیه منابع آبی یک حوضه آبریز از طریق آن تأمین می‌گردد. بارندگی را می‌توان مهمترین عاملی دانست که بطور مستقیم در چرخه هیدرولوژی دخالت دارد. در این تحقیق، بارش ماهانه، دما در گام‌های زمانی  $T_0$  و سطح آب زیرزمینی در گام زمانی  $T_{0-1}$  و در بازه زمانی مهرماه ۱۳۸۴ تا شهریورماه ۱۳۹۷، به عنوان ورودی‌های مدل‌های شبکه عصبی مصنوعی استفاده شدند، که از این بین ۸۰٪ داده‌ها برای قسمت آموزش و ۲۰٪ داده‌ها نیز برای قسمت تست انتخاب شد. بارش ماهانه و دما مربوط به ایستگاه باران سنجدی هاشم آباد-بیکران و سطح آب زیرزمینی ماهانه پیزومترهای انتخاب شده از سازمان آب منطقه‌ای استان آذربایجان غربی اخذ شده‌اند.

قبل از اجرای مدل باید عملیات نرمال‌سازی روی داده‌ها انجام گیرد. وارد کردن داده‌ها به صورت خام باعث کاهش سرعت و دقت شبکه می‌شود. برای جلوگیری از این شرایط و به منظور یکسان‌سازی ارزش داده‌ها، عمل نرمال‌سازی صورت می‌گیرد. این عمل مانع از کوچک شدن بیش از حد وزن‌ها و سبب جلوگیری از اشباع زودهنگام نرون‌ها می‌گردد (Alvisi et al, 2005). عملیات نرمال‌سازی داده‌ها طبق رابطه زیر انجام گرفت.

$$X_n = \frac{x - x_{\min}}{x_{\max} - x_{\min}}$$

## ۳- نتایج و بحث

پیش‌بینی نوسانات سطح تراز آب زیرزمینی و بهره‌برداری از آن با توجه به اتکاء بخش‌های کشاورزی، صنعت و شرب به منابع آب زیرزمینی، یک ضرورت اساسی است. در این تحقیق از روش‌های شبکه عصبی پیشرو و برگشتی برای بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی آبخوان زیوه استفاده شد. مدل‌های شبکه عصبی پیشرو و برگشتی با شرایط یکسان از لحاظ پارامترهای ورودی که شامل متوسط بارش، دما در گام‌های زمانی  $T_0$  و تراز سطح آب زیرزمینی در گام زمانی  $T_{0-1}$  بودند، مورد ارزیابی قرار گرفت و مقادیر سطح آب زیرزمینی مشاهداتی با سطح آب زیرزمینی تخمین زده شده توسط مدل بر اساس معیارهای ارزیابی  $R^2$  و RMSE بررسی گردید.

### ۳-۱ نتایج شبکه عصبی

یکی از مهم‌ترین مراحل در مدل‌سازی، انتخاب ترکیب مناسبی از متغیرهای ورودی است. شناخت بهترین ساختار شبکه‌های عصبی مصنوعی و طراحی شبکه جهت تخمین سطح ایستابی یا تراز آب زیرزمینی در منطقه مطالعاتی مرحله اول مدل‌سازی توسط شبکه‌های عصبی مصنوعی می‌باشد. در این تحقیق از هر دو روش شبکه عصبی برگشتی و پیشرو با الگوریتم لورنبرگ-مارکوات استفاده شده است.

### ۳-۲ شبکه عصبی برگشتی

در مدل‌های هوش مصنوعی داده‌ها به دو قسمت آموزش و آزمایش تقسیم‌بندی می‌شوند. در این تحقیق ۸۰٪ داده‌ها (بازه زمانی ۸۴ تا ۹۴) و ۲۰٪ باقی‌مانده (بازه زمانی ۹۵ تا ۹۷) برای قسمت آموزش انتخاب گردید. از پارامترهای مهم در کاهش خطای شبکه‌های عصبی مصنوعی، تقسیم‌بندی گره‌های میانی و تقسیم داده‌ها می‌باشد که با روش آزمون و خطا تعیین گردید. ورودی شبکه شامل بارش، دما و سطح آب زیرزمینی در گام زمانی  $t-1$  در بازه زمانی ۱۴ ساله (۹۷-۸۴) می‌باشد. خروجی شبکه‌های موجود نیز مقدار تراز آب زیرزمینی می‌باشد. برای تعیین تعداد گره‌های میانی در شبکه عصبی مصنوعی از روش آزمون و خطا استفاده شد. بدین ترتیب تعداد ۴ نود برای شبکه انتخاب گردید. پس از انجام مدل‌سازی مقادیر  $R^2$  و RMSE به‌طور جداگانه برای قسمت‌های آموزش و آزمایش محاسبه گردید که نتایج مربوطه در جدول ۱ آورده شده است.

جدول

| نتایج<br>(۱- نتایج<br>برگشتی. | ردیف | پیزومتر | مرحله آموزش |      | مرحله آزمایش |      |
|-------------------------------|------|---------|-------------|------|--------------|------|
|                               |      |         | $R^2$       | RMSE | $R^2$        | RMSE |
|                               | ۱    | پرازان  | ۰/۹۲        | ۰/۱۴ | ۰/۹۴         | ۰/۱۹ |
|                               | ۲    | دیزج    | ۰/۹۶        | ۰/۲۷ | ۰/۹۵         | ۰/۳۱ |
|                               | ۳    | گردیک   | ۰/۹۰        | ۰/۰۴ | ۰/۸۸         | ۰/۰۳ |
|                               | ۴    | گردوان  | ۰/۹۵        | ۰/۱۳ | ۰/۹۳         | ۰/۳۱ |
|                               | ۵    | کایر    | ۰/۹۳        | ۰/۱۳ | ۰/۹۲         | ۰/۲۵ |
|                               | ۶    | خوراسب  | ۰/۹۶        | ۰/۲۳ | ۰/۹۱         | ۰/۳۲ |
|                               | ۷    | زیوه    | ۰/۹۴        | ۰/۱۳ | ۰/۸۵         | ۰/۲۲ |

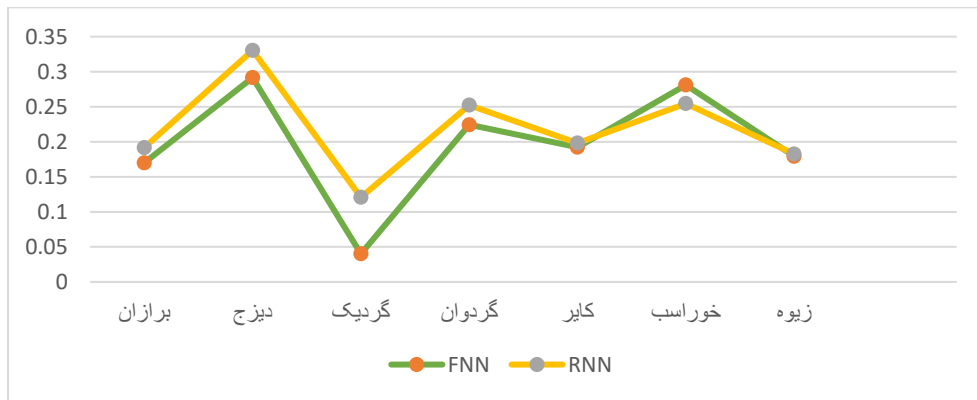
براساس جدول فوق بیشترین مقدار  $R^2$  در دو مرحله آموزش و آزمایش برای پیزومترهای دیزج و خوراسب برابر با ۰/۹۶ و کمترین مقدار RMSE نیز در دو مرحله آموزش و آزمایش برای پیزومتر گردیک به ترتیب برابر با ۰/۰۴ و ۰/۰۳ می‌باشد.

### ۳-۳ شبکه عصبی پیشرو

در این مدل نیز از شبکه عصبی با الگوریتم لورنبرگ-مارکوات (MLP-LM) استفاده شد. خروجی مدل بر اساس  $R^2$  و RMSE در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۱- نتایج شبکه عصبی پیشرو

مطابق داده‌های جدول بالا نیز بیشترین مقدار  $R^2$  در مرحله آموزش برای پیرومتر خوراسب برابر با ۰/۹۷ و مرحله آزمایش برای پیرومترهای برازان و دیزج برابر با ۰/۹۴ و کمترین مقدار RMSE نیز در دو مرحله آموزش و آزمایش برای پیرومتر گردیک به ترتیب برابر با ۰/۱۱ و ۰/۱۲ می‌باشد. با توجه به نتایج در جدول‌های فوق مشاهده می‌شود که هر دو روش شبکه عصبی برگشتی، پیرو سطح تراز آب زیرزمینی را با دقت قابل قبولی ارزیابی کنند.



شکل ۳- مقایسه نتایج مدل‌ها.

مقایسه مدل‌ها بر اساس میانگین RMSE مراحل آموزش و آزمایش در شکل ۲ نشان داده شده است. با توجه به نمودار مشاهده می‌شود که مدل FNN نتایج بهتری نسبت به مدل RNN دارد.

#### ۴- نتیجه گیری

آب‌های زیرزمینی به عنوان یک منبع مهم تأمین آب شیرین، جایگاه خاصی در مطالعات منابع آب دارد به طوری که پیش‌بینی نوسانات سطح آب زیرزمینی جهت برنامه‌ریزی برای بهره‌برداری از آن ضرورت دارد. عدم وجود داده‌های کافی برای توسعه مدل‌های ریاضی به علت محدودیت‌های زمانی و همچنین زمان زیاد لازم جهت اجرای مکرر این مدل‌ها کاربرد مدل‌های ریاضی را با محدودیت مواجه می‌کند. در چنین شرایطی، مدل‌های مبتنی بر هوش مصنوعی و ماشین‌های یادگیری می‌توانند جایگزین مناسبی به شمار آیند. در پژوهش صورت گرفته عملکرد روش‌های FNN، RNN برای بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی آبخوان زیوه با استفاده از پارامترهای دما، بارش و سطح تراز آب زیرزمینی در دوره‌ی آماری ۱۴ ساله (۱۳۹۷-۱۳۸۴) مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج حاکی از برتری نسبی از برتری FNN نسبت به RNN بود که با نتایج لی و همکاران (۲۰۱۹) مطابقت دارد. مقادیر مقدار عددی پارامتر RMSE در دو مرحله آموزش و آزمایش برای RNN به ترتیب ۰/۱۷ و ۰/۲۳۷ و برای مدل FNN نیز به ترتیب برابر با ۰/۱۵ و ۰/۲۳ می‌باشد.

| ردیف | پیرومتر | مرحله آموزش |      | مرحله آزمایش |      |
|------|---------|-------------|------|--------------|------|
|      |         | RMSE        | R2   | RMSE         | R2   |
| ۱    | برازان  | ۰/۹۰        | ۰/۱۶ | ۰/۹۴         | ۰/۲۱ |
| ۲    | دیزج    | ۰/۹۵        | ۰/۳۰ | ۰/۹۴         | ۰/۳۵ |
| ۳    | گردیک   | ۰/۸۵        | ۰/۱۱ | ۰/۶۱         | ۰/۱۲ |
| ۴    | گردوان  | ۰/۹۴        | ۰/۱۵ | ۰/۹۱         | ۰/۳۴ |
| ۵    | کایر    | ۰/۹۲        | ۰/۱۴ | ۰/۹۳         | ۰/۲۵ |
| ۶    | خوراسب  | ۰/۹۷        | ۰/۱۹ | ۰/۹۳         | ۰/۳۱ |
| ۷    | زیوه    | ۰/۹۴        | ۰/۱۵ | ۰/۸۴         | ۰/۲۱ |

## مراجع

- اصغری مقدم، ا. ندیری، ع. فیجانی، الف، (۱۳۸۸). پیش‌بینی مکانی غلظت فلوئورید با استفاده از مدل‌های شبکه‌های عصبی مصنوعی و زمین‌آمار، فصلنامه دانش آب‌و‌خاک، جلد ۱۹، شماره ۲، ۱۴۵-۱۲۹.
- اصغری مقدم، ا. نورانی، و. ندیری، ع.، ۱۳۸۷. مدل‌سازی بارش دشت تبریز با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی. مجله دانش کشاورزی جلد ۱۸ شماره ۱، ص ۱۵-۱.
- باقری، ی. ۱۳۹۶. تخمین هدایت هیدرولیکی و سطح آب زیرزمینی آبخوان باروق با روش‌های هوش مصنوعی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ۱۳۳ ص.
- سعیدی رضوی، ب. عرب، ع. ۱۳۹۷. پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل‌های منطق فازی، شبکه عصبی و سری زمانی. هیدروژئولوژی، جلد ۳، شماره ۲، ۶۹-۸۱.
- قره‌خانی، م. ندیری، ع. اصغری مقدم، ا. صادقی اقدم، ف. ۱۳۹۴. بهینه‌سازی مدل دراستیک با استفاده از ماشین بردار پشتیبان و شبکه عصبی مصنوعی به‌منظور ارزیابی آسیب‌پذیری ذاتی آبخوان دشت اردبیل. اکو هیدروژئولوژی، جلد ۲، شماره ۳، ۳۱۱-۳۲۴.
- قوردویی میلان، سامی، آریا‌آذر، ناصر، جوادی، سامان، رازدار، بابک. (۱۳۹۹). شبیه‌سازی تراز سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل حداقل مربعات ماشین بردار پشتیبان و مقایسه آن با شبکه عصبی مصنوعی و رگرسیون خطی چند متغیره. هیدروژئولوژی: doi: 10.22034/hydro.2020.10455, 5(1), 118-133.
- محتشمی، محسن، دهقانی، امیراحمد، اکبرپور، ابوالفضل، مفتاح‌هلقی، مهدی، و اعتباری، بهروز. (۱۳۸۹). پیش‌بینی سطح ایستابی با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی (مطالعه موردی: دشت بیرجند). مجله آبیاری و زهکشی ایران، ۴(۱)، ۱-۱۰. SID. <https://sid.ir/paper/131775/fa>
- مختاری، ز. ناظمی، ا. و ندیری، ع. ۱۳۹۱. پیش‌بینی تراز آب زیرزمینی با استفاده از مدل شبکه‌های عصبی مصنوعی مطالعه‌ی موردی: دشت شبستر. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۸، شماره ۴، ص ۳۵۳-۳۴۵.
- ندیری، ع. ۱۳۸۶. پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی در محدوده متروی تبریز با شبکه‌های عصبی مصنوعی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ۱۷۸ ص.
- ندیری، عطااله، نادری، کیوان، اصغری مقدم، اصغر، و حبیبی، محمدحسن. (۱۳۹۵). پیش‌بینی زمانی و مکانی سطح آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های هوش مصنوعی و زمین‌آمار (مطالعه موردی: آبخوان دشت دوزدوزان). جغرافیا و برنامه ریزی، ۲۰(۵۸)، ۲۸۱-۳۰۱. SID. <https://sid.ir/paper/203693/fa>
- واحدی، فر. . مدیری و ا. ایدغری مقدم. ۱۳۹۴. ارزیابی کارایی مدل‌های شبکه عصبی مصنوعی و منطق فازی در پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی. اولین کنگره بین‌المللی زمین، فرا و انرژی پاک، اردبیل، دانشگاه محقق اردبیلی

Alvisi, S., Mascellani, G., Franchini, M., Bardossy, A. (2005). Water level forecasting through fuzzy logic and artificial neural network approaches. Hydrol. Earth Syst. Sci. : 1107-1145



ASCE. 2000. Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology, Part I and II. *Journal of Hydrology*. 5(2): 115-137.

ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology. (2000). Artificial neural networks in hydrology. I: Preliminary concepts. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5(2), 115-123.

Chiang, Y. M., Chang, L. C., & Chang, F. J. (2004). Comparison of static-feedforward and dynamic-feedback neural networks for rainfall-runoff modeling. *Journal of hydrology*, 290(3-4), 297-311.

Coulibaly, P., Anctil, F., & Bobée, B. (2000). Daily reservoir inflow forecasting using artificial neural networks with stopped training approach. *Journal of Hydrology*, 230(3-4), 244-257.

Hopfeil, J. J. (1982). Neural network and physical systems with emergent collective computational abilities. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 79, 2554-2558.

Kouziokas, G. N., Chatzigeorgiou, A., & Perakis, K. (2018). Multilayer feed forward models in groundwater level forecasting using meteorological data in public management. *Water resources management*, 32(15), 5041-5052.

Li, H., Lu, Y., Zheng, C., Yang, M., & Li, S. (2019). Groundwater level prediction for the arid oasis of Northwest China based on the artificial bee colony algorithm and a back-propagation neural network with double hidden layers. *Water*, 11(4), 860.

Nadiri, A. A., Chitsazan, N., Tsai, F. T. C., & Moghaddam, A. A. (2014). Bayesian artificial intelligence model averaging for hydraulic conductivity estimation. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(3), 520-532.

Nourani, V., Alami, M. T., & Aminfar, M. H. (2009). A combined neural-wavelet model for prediction of Ligvanchai watershed precipitation. *Engineering Applications of Artificial Intelligence*, 22(3), 466-472.

## شناسایی کانی‌های سیلیکات‌دارای آهن و منیزیم با استفاده از سنجش از دور در مهاباد آذربایجان غربی

دکتر خلیل رضایی<sup>۱</sup>، فاطمه بهارلو<sup>۲\*</sup>

دانشیار دانشکده علوم زمین دانشگاه خوارزمی، واحد کرج

پست الکترونیکی: kh.rezaei@gmail.com

دانشجوی ارشد رسوب شناسی دانشگاه خوارزمی، واحد کرج

پست الکترونیکی: baharloo.fatemeh@gmail.com

### چکیده

شناسایی کانی‌های آهن و منیزیم یکی از مسائل مهم در سنجش از دور و زمین‌شناسی محسوب می‌شود. در این تحقیق از الگوریتم طبقه‌بندی SAM که از کتابخانه طیفی USGS به عنوان داده آموزشی استفاده می‌شود. برای تایید و صحت اطلاعات بدست آمده با روش‌های مانند وجود معادن بررسی می‌شود. شناسایی و تفکیک آهن و منیزیم با بررسی کانی‌های سیلیکات تیره مانند آمفیبول، پیروکسن، الیون، تالک و سرپانتین انجام شد. توانایی بالای الگوریتم SAM بر روی داده‌های چند طیفی طبقه‌بندی و نقشه پراکندگی کانی‌ها را نشان می‌دهد.

**کلیدواژه:** ASTER، کتابخانه طیفی، سیلیکات‌ها، آهن و منیزیم، SAM

### Abstract

Identifying iron and magnesium minerals is one of the most important issues in remote sensing and geology. In this research, SAM classification algorithm from USGS spectral library is used as training data. To confirm the accuracy of the obtained information, it is checked by methods such as the presence of mines. Identification and separation of iron and magnesium was done by examining opaque silicate minerals such as amphibole, pyroxene, olivine, talc and serpentine. It shows the high ability of SAM algorithm on multi-spectral data for mineral classification and map of distribution scatter.

**Key words:** ASTER, spectral library, silicates, iron and magnesium, SAM.

### مقدمه

هدف از مطالعات دورسنجی شناسایی مناطق مستعد و متمرکز کانی‌های اقتصادی بوده. پردازش تصاویر ماهواره‌ای و کاربرد آن در اکتشاف مواد معدنی مورد توجه خاصی قرار گرفته است. از بین داده‌های ماهواره‌ای که در زمین‌شناسی استفاده می‌شود داده‌های تصاویر ASTER با بندهای مرئی، فرو سرخ نزدیک و فرو سرخ موج کوتاه بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرد و برای شناسایی انواع کانی‌ها کاربرد دارد. با توجه به اینکه سنجنده ASTER در محدوده فرو سرخ موج کوتاه دارای ۵ باند است [۱]. دقت استخراج اطلاعات از روی این تصاویر، حدوداً ۱۵ متر است. مطالعات زمین‌شناسی به خصوص شناسایی آلتراسیون و کانی‌ها، آتشفشان‌ها، تهیه DEM، جمع‌آوری داده‌ها با قدرت تفکیک بالا از ویژگی‌های اصلی این سنجنده است [۲]. از تصاویر استر می‌توان به عنوان ابزاری نیرومند در اکتشاف ذخایر معدنی در مراحل ابتدایی به منظور کانی‌شناسی مقدماتی و تهیه نقشه دگرسانی، با هزینه کم و دقت بالا استفاده نمود [۳].

## زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه دارای مختصات  $36^{\circ}43'12.07''N$  و  $45^{\circ}45'24.05''E$  مهاباد واقع در آذربایجان غربی می‌باشد و در شمال باختری ایران قرار دارد. ولی با توجه با تقسیمات رسوبی این منطقه را بخشی از کمر بند دگرگونی افیولیتی سندج سیرجان دانسته اند. کهن ترین سنگهای رخنمون یافته در منطقه، شامل مجموعه هایی از ریولیت و فیلیت، آمفیبولیت، و گنیس به همراه سنگهای ولکانیکی اسیدی سازند کهر می باشد که عموماً در مرکز و جنوب چهارگوش رخنمون دارد. واحد جوانتر به سن اینفرا کامبرین شامل مجموعه ای از ریولیت‌های مهاباد است که شامل سنگ های کربناتی، دولومیت، سنگ آهک و شیل های میکادار است که بطور دگر شیب توسط واحدهای دوره پرمین پوشیده شده اند[۴].

## اهداف و روش

هدف از مطالعات دورسنجی شناسایی مناطق مستعد و تمرکز کانی‌های اقتصادی بوده که برای این منظور کانی‌های سیلیکات تیره دارای آهن و منیزیم مد نظر قرار داده شده و با دخالت دادن عوارض می توان میتوان مناطق متمرکز را پیدا کرد. از تصاویر سنجنده ASTER و کتابخانه طیفی SAM برای شناسایی انواع کانی ها استفاده شد. سنجنده استریکی از ۵ سنجنده ای است که توسط ماهواره ترا در دسامبر ۱۹۹۹ به فضا پرتاب و تصویر برداری آن از مارس ۲۰۰۰ شروع گردید. این سنجنده داده هایی با قدرت تفکیک مکانی ۱۵ تا ۹۰ متر و دارای ۱۴ باند مختلف می باشد. از محدوده مرئی طیف امواج الکترومغناطیس تا مادون قرمز حرارتی از طول موج ۰/۵۲ تا ۱۱/۶۵ میکرومتر را شامل می شود. به طور کلی از این داده‌ها برای تفسیرهای مختلف زمین شناسی و محیطی و کاربردی متنوع دیگر، استفاده می گردد. دقت استخراج این تصاویر حدود ۱۵ است. شناسایی آلتراسیون ها و کانی ها، آتشفشان‌ها، و تهیه DEM از ویژگی های اصلی این سنجنده می باشد[۵]. نقشه برداری از راه دور مواد معدنی شامل مناطق مرئی مادون قرمز نزدیک (VNIR)، مادون قرمز موج کوتاه (SWIR)، مادون قرمز میانی (MIR)، مادون قرمز حرارتی (TIR) و مناطق موج ماکروویو است. مناطق موج فرابنفش (UV) و مادون قرمز دور (TIR) در دسترس نیستند[۶]. از میان این ۵ پنجره اتمسفر، نواحی TIR، VNIR، SWIR برای کانی شناسی سطح بسیار مفید هستند، زیرا این طول موج ها به طیف وسیعی از فعل و انفعالات مواد حساس هستند. در نتیجه، منطقه طول موج VNIR برای نقشه برداری اکسیدهای آهن و هیدروکسیدها (مثل هماتیت و گوتیت)، SWIR برای سیلیکاتهای دو وجهی و سه وجهی (مثل کائولن، میکای سفید، اسمکتیت، کلریت، آمفیبول و...) مفید است و TIR برای سیلیکاتهای (کوارتز، فلدسپات، گارنت، پیروکسن، پیروکسن، البوین). کربنات و سولفات ویژگی های طیفی را در هر دو طول موج SWIR، TIR ایجاد می کند[۶]. بنابراین استفاده ترکیبی از پنجره های جوی SWIR، VNIR و TIR باید امکان شناسایی طیف وسیعی از مواد معدنی لازم برای اکثر کاربردهای زمین شناسی را فراهم کند.

۱. طول موج VNIR برای نقشه برداری کانی های غنی از اکسید آهن با هواز دگی سولفید مهم است.
۲. طول موج SWIR برای دگرسانی و مواد معدنی مانند کلریت، میکای سفید با دگرسانی اپی ترمال/ پورفیری و کانی های Cu-Au مفید است.
۳. منطقه طول موج TIR برای اهداف اکتشافی مفید است. برای مثال سیلیس با دگرسانی اپی ترمال/ پورفیری مفید است. گارنت های غنی از منگنز مرتبط با کانی سرب، روی یا گارنت های غنی از آهن می تواند مورد هدف قرار بگیرد. در زمین های کمتر هوازده شده ترکیب پیروکسن به عنوان شاخصی برای رسوبات اسکارن استفاده می شود و فلدسپات می تواند در نقشه برداری سنگ های میزبان گرانیت یا سیالات معدنی مرتبط با گرانیت مهم باشد[۶].



## دانلود تصاویر و پیش پردازش

ابتدا تصویر منطقه مورد نظر از سایت USGS دانلود شد و تصحیحات زیر انجام گرفت. تصاویر ماهواره‌ای در ابتدا دارای خطاهای مختلف هندسی و رادیومتریک هستند. خطای هندسی از تغییرات سرعت حرکت ماهواره، تغییر ارتفاع و خطاهای سیستم سنجنده به وجود می‌آید و خطای رادیومتریک یا اتمسفری به دلیل عوامل جوی و خطای اپتیکی و... ناشی می‌شود.

## پردازش تصاویر ماهواره‌ای

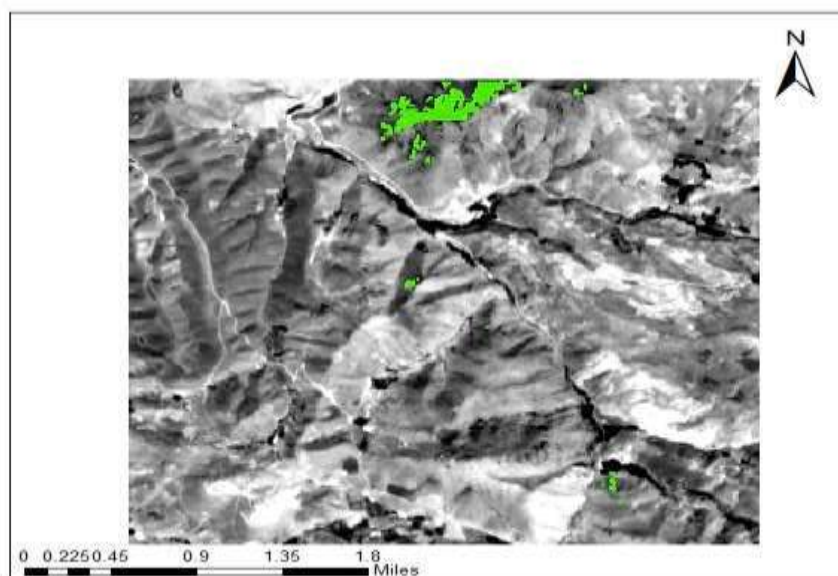
همانگونه که در بالا گفته شد تصاویر ASTER در سه دامنه طیفی مشخص و با قدرت تفکیک مکانی متمایز در دسترس است. که در این مقاله از هر ۳ باند SWIR، VNIR و TIR استفاده شد. با در نظر گرفتن وضعیت سنگ شناسی و کانی شناسی منطقه مورد مطالعه کانی‌های شاخص از کتابخانه طیفی USGS انتخاب کردید. همچنین کانی‌ها و سنگ‌های سیلیکاته دارای ویژگی‌های طیفی منحصر بفرد در بخش حرارتی مادون قرمز هستند.

## سیلیکات‌ها

### الیوین

یک سنگ قیمتی با ترکیب سیلیکات آهن و منیزیم با فرمول  $2\text{SiO}_4(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+})$  می‌باشد. کانی‌های سیلیکات در مناطق 8.65 میکرومتری متناظر با باند ASTER11 نسبت به نواحی 8.3 میکرومتری به باند ASTER10 و در مناطق 9.1 مربوط به باند ASTER12 انتشار بالایی دارد [۷].

امروزه ویژگی‌های طیفی یا ترکیبی را می‌توان از روش‌های طیف سنجی استخراج کرد. که در آن وابستگی به تفسیر بصری کاهش می‌یابد و استفاده از کتابخانه مرجع طیفی دیجیتال کانی‌های مورد نظر افزایش می‌یابد. شکل زیر (شکل ۱) نحوه پراکندگی کانی الیوین در منطقه مهاباد استان آذربایجان شرقی را نشان می‌دهد.



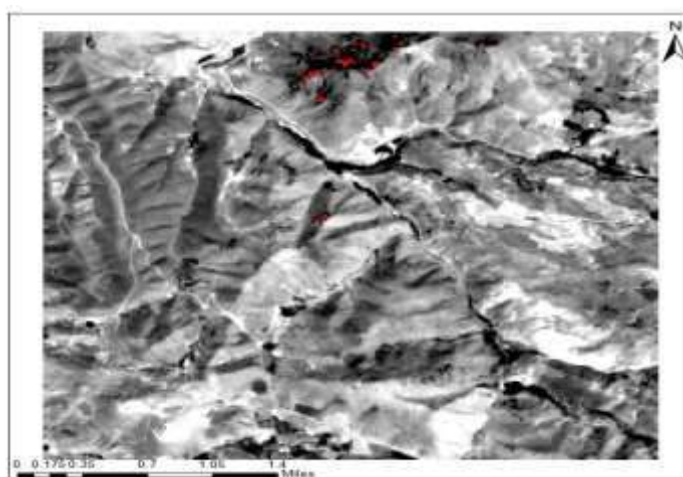
شکل ۱: نحوه پراکندگی کانی الیوین در منطقه

## پروکسن

شاخص مفیدی برای فرآیندهای آذرین هستند و در آزمایش از راه دور از تجزیه و تحلیل طیف سنجی شناسایی می‌شوند. طیف مادون قرمز حرارتی (ارتعاشی) بسیاری از ترکیبات موجود در پروکسن (اورتوپروکسن چهارضلعی و کلیتوپروکسن و برخی ترکیبات غیر چهارضلعی) را نشان می‌دهد. که ویژگی‌های جذب در موقعیت طول موج تغییر میکند.

پروکسن های غنی از Ti ممکن است امکان شناسایی آنها را نه تنها در نمونه آزمایشگاهی و معدنی بلکه داده های سنجش از دور مادون قرمز حرارتی فراهم کند و اطلاعات شیمیایی بیشتری در مورد سنگ شناسی آذرین ارائه دهد.

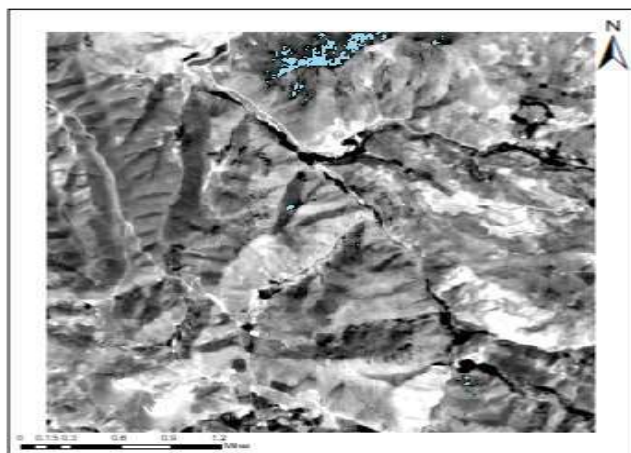
پروکسن ها دومین کانی رایج پس از فلدسپات ها هستند که در اکثر سنگ های آذرین و در بسیاری از سنگ های دگرگونی وجود دارد. دارای فرمول کلی  $XY(Si,Al)_2O_6$  هستند که در آن X نمایانگر  $Na^+Ca^{+}Mn^{+}Fe$  و Y نشان دهنده ی آهن و منگنز است. تمایز بین ترکیبات شیمیایی پروکسن وسیله ای برای تشخیص بیشتر از حضور پروکسن فراهم می‌کند [۸]. (شکل ۲)



شکل ۲: پراکندگی کانی پروکسن به تعداد محدود در منطقه مورد مطالعه

## سرپانتین

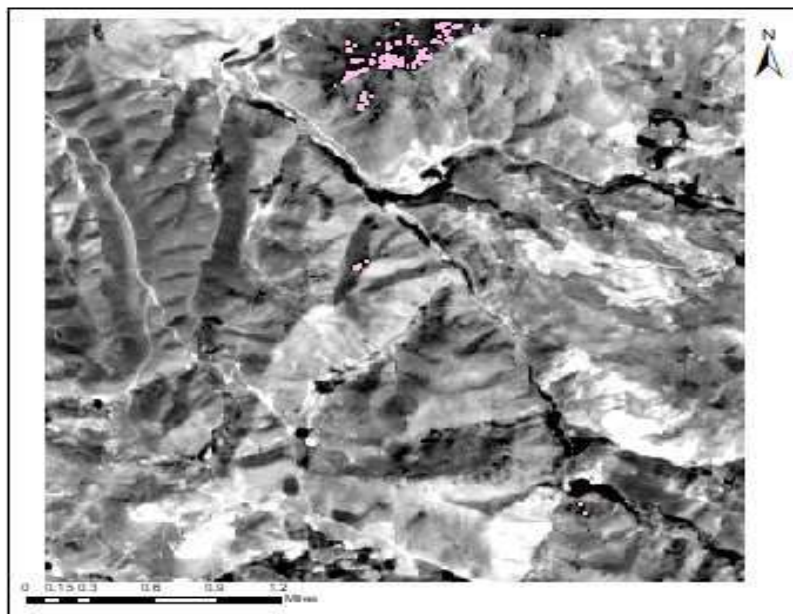
دارای فرمول شیمیایی  $(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$  می باشد. به فراوانی در ایران یافت می‌شود. معمولاً کانی های و سنگ های سیلیکات دارای ویژگی های منحصر بفردی در بخش حرارتی مادون قرمز طیف الکترومغناطیسی هستند. مشاهده می‌شود با کاهش شیمیایی  $SiO_2$  نوع سنگ، حداقل گسیل به طول موج های طولانی تر می‌رود. در تصویر زیر (شکل ۳) نحوه پراکندگی کانی سرپانتین آمده که با استفاده از کتابخانه طیفی مطالعه و مشخص شده است.



شکل ۳: پراکندگی کانی سرپانتین در منطقه

## تالک

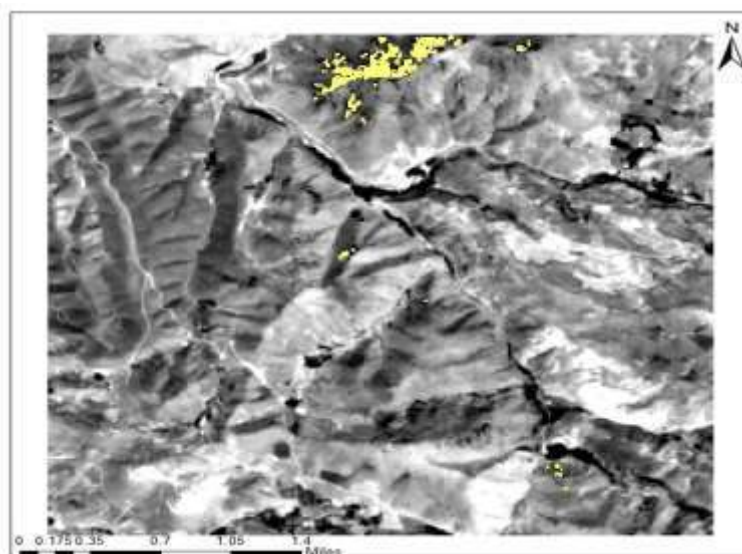
از خانواده‌ی میکای سفید است. دارای فرمول شیمیایی  $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$  می‌باشد. یک کانی دگرگون است و از دگرگونی کانی‌های سرپانتین، الوین، پیروکسن و آمفیبول در حضور دی اکسید کربن و آب تشکیل می‌شود. شناسایی کانی‌های دگرسانی هیدروترمال مانند آلونیت، کائولینیت، کلسیت، دولومیت، کلریت، تالک و مسکویت و همچنین گروه‌های معدنی را از طریق تجزیه تحلیل و داده‌های SWIR می‌سنجن [۹]. (شکل ۴)



شکل ۴: نحوه پراکندگی تالک با SAM

## آمفیبول

معمولا دارای آهن و منیزیم و گاهی ممکن است با سدیم، آلومینیوم و کلسیم همراه باشد. از نظر ترکیب شیمیایی به ۳ دسته تقسیم میشود ۱: دارای آمفیبول سدیم  
دار ۲: آمفیبول دارای آهن و منیزیم و ۳: آمفیبول دارای آهن و منیزیم و کلسیم



شکل ۵: پراکندگی کانی آمفیبول

## نتیجه گیری

مهم ترین نتایج مطالعه روی تصاویر ASTER عبارتند از:

- ۱- داده های ASTER به دلیل ترکیب باند مناسب، توانایی بیشتری نسبت به داده های LANDSAT برای تشخیص کانی های رسی دارند.
- ۲- در سنجش از دور، کل طیف در هر نقطه بدست می آید، بنابراین نیازی به دانش قبلی از نمونه نیست. پس از پردازش مجموعه داده ها تمام اطلاعات ممکن در مورد نمونه ها را نشان میدهد.
- ۳- سنجش از دور مقرون به صرفه است و نمونه برداری غیر مخرب را فراهم میکند.
- ۴- برای تشخیص کانی های مورد مطالعه در این مقاله استفاده از باند SWIR، ASTER مفید بودند همچنین نتایج نشان داده شده SAM، توانست واحدهای سنگی را شناسایی کند.



## منابع

1. Elaaraj, Abdallah, et al. "Remote Sensing Data for Geological Mapping in the Saka Region in Northeast Morocco: An Integrated Approach." *Sustainability* 14.22 (2022): 15349.
2. Rajendran, Sankaran, Sobhi Nasir, and Khalifa Al Jabri. "Mapping and accuracy assessment of siltation of recharge dams using remote sensing technique." *Scientific Reports* 10.1 (2020): 10364.
3. Zimmermann, Robert, et al. "Remote sensing exploration of Nb-Ta-LREE-enriched carbonatite (Epembe/Namibia)." *Remote Sensing* 8.8 (2016): 620.
4. Detection of chromite bearing mineralized zones in Abdasht ophiolite complex using ASTER and ETM+ remote sensing data
5. Determination of lithological differences and hydrothermal alteration areas by remote sensing studies: Kısacık (Ayvacık-Çanakkale, Biga Peninsula, Turkey)
6. Papp, E., and Thomas Cudahy. "Hyperspectral remote sensing." *Geophysical and Remote Sensing Methods for Regolith Exploration* 144 (2002): 13-21.
7. Merhy, Marcelle, et al. "Nonlinear modeling of power-factor-correction converter." *2010 12th International Conference on Optimization of Electrical and Electronic Equipment*. IEEE, 2010.
8. Hamilton, V. E. "Thermal infrared emission spectroscopy of titanium-enriched pyroxenes." *Journal of Geophysical Research: Planets* 108.E8 (2003).
9. Ali-Bik, Mohamed W., Safaa M. Hassan, and Mohamed F. Sadek. "Volcanogenic talc-copper deposits of Darhib-Abu Jurdi area, Egypt: Petrogenesis and remote sensing characterization." *Geological Journal* 55.7 (2020): 5330-5354.

## زمین شناسی مهندسی منطقه صنایع نفتی تبریز

پریسا فلاحی نیچران<sup>۱</sup>، ابراهیم اصغری کلجاهی<sup>۲</sup>، رحیم جمیری<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی مهندسی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز Fallahymj239@gmail.com

۲- دانشیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز e-asghari@tabrizu.ac.ir

۳- عضو هیات علمی گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز r-jomeiri@tabrizu.ac.ir

### چکیده

شهر تبریز یکی از شهرهای صنعتی مهم کشور است. در جنوب غربی این شهر صنایع مختلف نفتی ساخته شده و همچنان در حال توسعه است. پالایشگاه تبریز قبل از انقلاب اسلامی ساخته شده ولی بعد از آن صنایع دیگر مثل پتروشیمی و انبار و پخش نفت و همچنین پلی نار احداث شده که مجموع مساحت زمین این صنایع بالغ بر ۸۰۰ هکتار است. در نظر است که فاز دوم پالایشگاه تبریز در مجاورت فاز اول در زمینی به وسعت حدود ۱۰۰ هکتار ساخته شود. در این مطالعات حدود ۴۰ گمانه حفاری شده است. همچنین در یک مطالعه دیگر به منظور پایش آلودگی آب های زیرزمینی ۴۰ گمانه ۵۰ تا ۵۵ متری حفاری شده تا ضمن بررسی وضعیت لایه های زمین از آب های زیرزمینی نیز نمونه برداری شود. بر اساس مطالعات اولیه، محدوده صنایع نفتی تبریز در دشت تبریز واقع شده و از رسوبات آبرفتی شامل شن و ماسه، سیلت و رس و مارن تشکیل شده است. عمق آب زیرزمینی در این محدوده بین ۱۰ تا ۳۰ متر بوده و سنگ بستر منطقه از نوع مارن خاکستری یا زرد رنگ است که در عمق ۴۵ تا ۵۵ متری واقع است.

**کلمات کلیدی:** زمین شناسی مهندسی، ژئوتکنیک، مارن، محدوده صنایع نفتی تبریز

## Engineering geology of Tabriz oil industry zone

Parisa Fallahy Neychran: M.Sc. Student, Department of Earth Sciences, Email: Fallahymj239@gmail.com

Ebrahim Asghari-Kaljahi, Associate Prof., Department of Earth Sciences, Email: e-asghari@tabrizu.ac.ir

Rahim Jomeiri, Faculty member, Department of Earth Sciences, Email: r-jomeiri@tabrizu.ac.ir

### Abstract

Tabriz is one of the most important industrial cities in Iran. In the southwest of the city, various oil industries have been built and it is still developing. Tabriz Refinery built before Islamic revolution but after other industries like petrochemicals and store and oil distribution and also Polynar was built which total land area of these industries over 800 hectares. It is to be seen that the second phase of the Tabriz refinery is to be built in the vicinity of the first phase on a land of 100 hectares.

Geotechnical studies of the area have started and continue; about 40 boreholes are drilled in these studies, and also in another study in order to monitor groundwater pollution 40 boreholes of 50-55 meters are drilled while checking the condition of the soil layers to take sampling groundwater. Based on preliminary studies, Tabriz oil industry area is located in Tabriz plain, and it consists of alluvial sediments including gravel, sand, silt and clay. The depth of groundwater in this area is between 10 to 30 meters and the bedrock of the area is gray to yellow marlstone in the depth 45-55m.

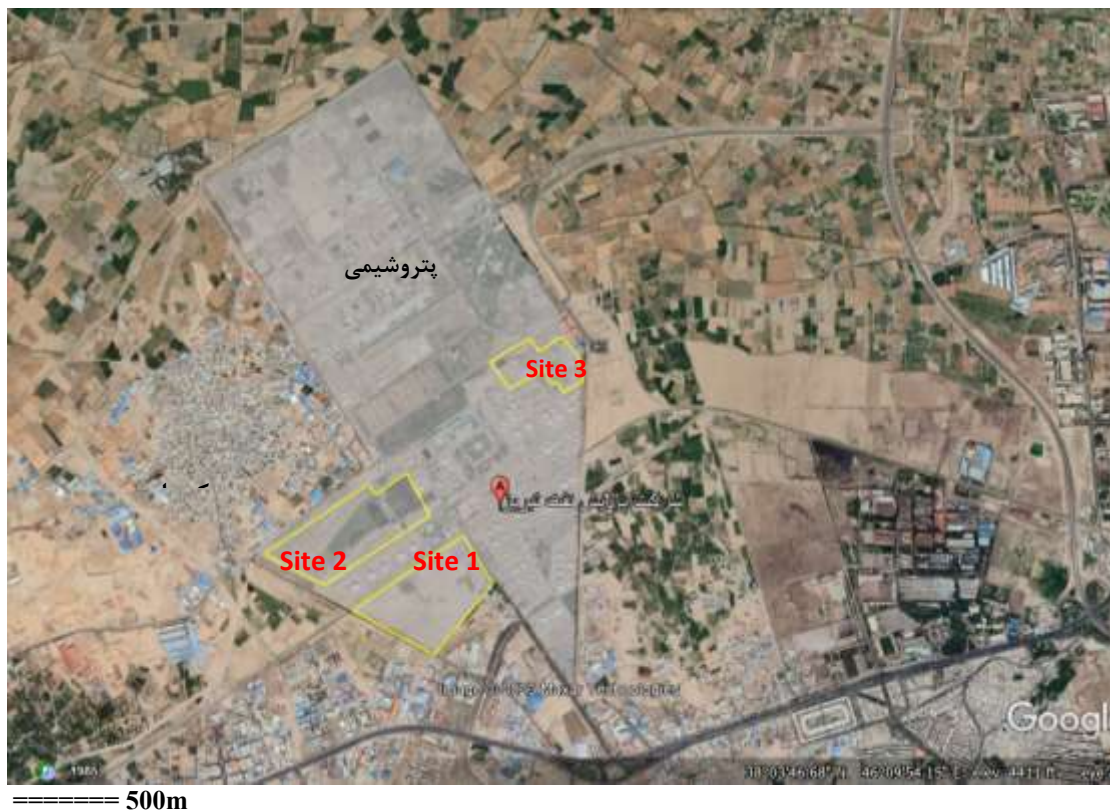
**Key words:** Engineering geology, Geotechnical investigation, Tabriz oil industry zone.

### ۱- مقدمه

اطلاع از شرایط زمین شناسی مهندسی و ژئوتکنیک یک ساختگاه برای طراحی صحیح و جلوگیری از هزینه های بعدی در اثر مخاطرات زمین شناسی به



خصوص برای ساختگاه صنایع مهم و حساس، ضرورت بالایی دارد. صنایع نفتی تبریز نیز جزو صنایع مهم و حساس استان آذربایجان شرقی است. ناحیه صنایع نفتی تبریز در بخش جنوب غربی تبریز در مختصات جغرافیایی  $38^{\circ}05'00.94''N$ ,  $46^{\circ}12'22.28''E$  قرار داشته و در شکل ۱ موقعیت جغرافیایی آن نشان داده شده است.



شکل ۱- سایت‌های محدوده فاز دوم پالایشگاه تبریز بر روی عکس ماهواره ای

با توجه به این که شرکت پالایش نفت تبریز در نظر دارد فاز دوم پالایشگاه تبریز را در مجاورت فاز یک اجرا کند، بنابراین اهمیت مطالعات زمین شناسی مهندسی این ناحیه صنعتی بالا است. برای مطالعات ساختگاه فاز ۲ پالایشگاه و همچنین برای مطالعات پایش آب‌های زیرزمینی ناحیه صنایع نفتی، حدود ۸۰ گمانه حفاری شده است. شایان ذکر است که قبلاً هم بیش از ۵۰ گمانه در محدوده پتروشیمی و پالایشگاه تبریز حفاری شده است. ضمناً مطالعات ژئوفیزیکی (به روش ژئوالکتریک) دشت تبریز در دسترس بوده و حاوی اطلاعات مهمی برای این ناحیه صنعتی است. محدوده‌های مشخص شده در شکل ۱ به عنوان ساختگاه فاز دوم پالایشگاه می‌باشند که این محدوده‌ها با نام‌های سایت‌های ۱، ۲ و ۳ معرفی شده‌اند (شرکت زمین ژرفاب، ۱۴۰۱).

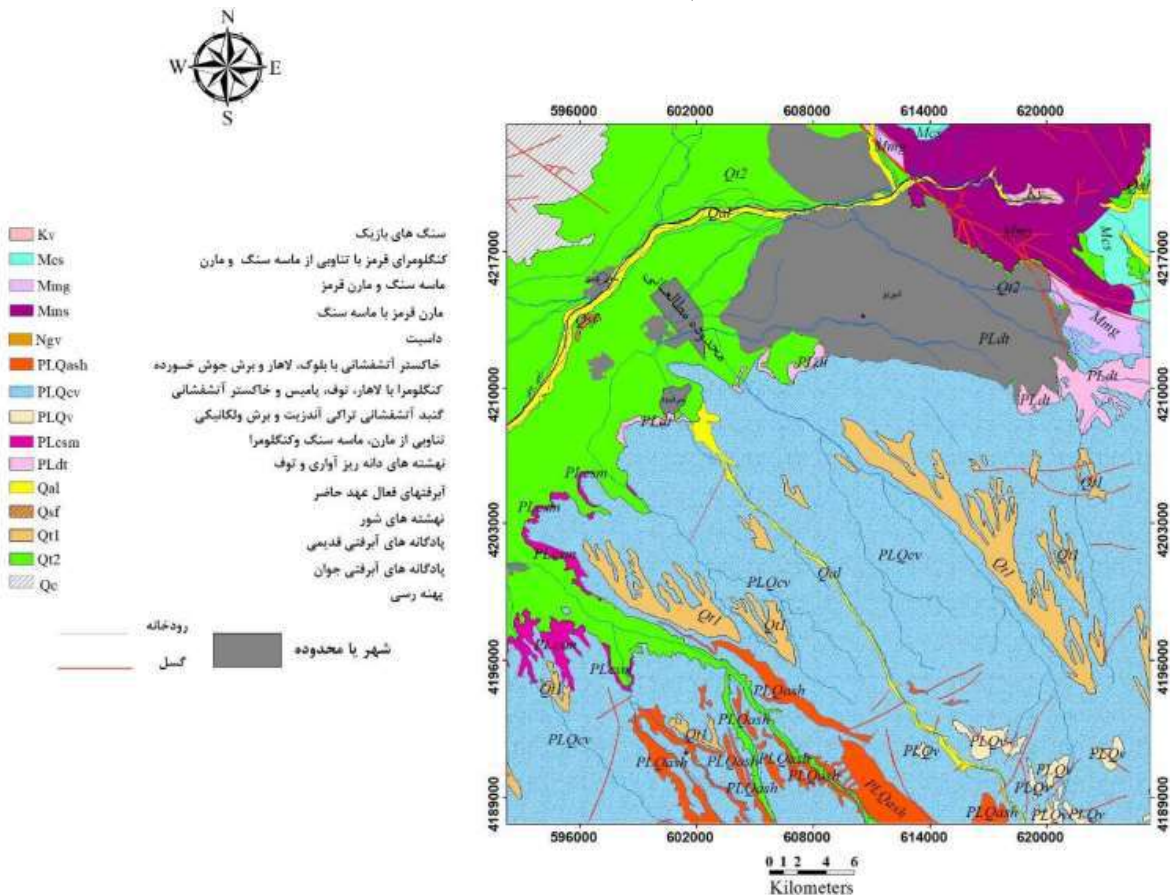
## ۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

ژئومورفولوژی منطقه تبریز، نتیجه پیامدهای آخرین مراحل رسوبگذاری و فعالیت‌های آذرینی و واپسین و حرکات زمین ساختی است که مربوط به فاز پایانی آلپی بوده که چهره کنونی منطقه را بوجود آورده‌اند. جدیدترین رخساره‌های منطقه تبریز که پهنه‌های وسیعی از ارتفاعات و سنگ کف رسوبات آبرفتی را بوجود آورده، سازندهای دریاچه‌ای، کولابی، قاره‌ای میوسن، کواترنر می‌باشند که ارتفاعات پیرامون دشت و شهر تبریز را تشکیل می‌دهند (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۲).

محدوده مورد مطالعه در یک بخش مسطح و در بخشی از دشت تبریز در مجاورت روستای کجوار (کجاآباد) قرار گرفته است (شکل ۲). کوه سهند با ارتفاع بیش از ۳۰۰۰ متر در قسمت جنوب و جنوب شرقی و کوه عینالی در شمال محدوده مورد مطالعه قرار گرفته است. رودخانه اصلی محدوده مطالعاتی را



آجی جای تشکیل می‌دهد. منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر هوای سرد اروپایی قرار داشته و منشأ بارندگی آن بیشتر ناشی از جریان توده‌های مرطوب از سمت دریای مدیترانه است. گرم‌ترین ماه سال در محدوده مورد مطالعه، مربوط به تیرماه و سردترین آن مربوط به دی ماه می‌باشد. بیشترین میانگین رطوبت نسبی، مربوط به دی ماه و کمترین مقدار آن مربوط به مرداد ماه می‌باشد. بیشترین مقدار بارش مربوط به فروردین ماه با مقدار ۴۷/۸ میلی متر و کمترین مقدار بارش مربوط به مرداد ماه با مقدار ۵ میلی متر است. این منطقه دارای اقلیم نمای خشک سرد می‌باشد (واعظی، ۱۳۹۳).



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه زمین شناسی تبریز، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۲)

یکی از مهم ترین عوامل موثر در پایداری زمین وجود ساختارهای فعال در منطقه است. از این رو شناسایی ساختارها و بررسی آن‌ها دارای اهمیت خاص می‌باشد. در محدوده مورد مطالعه مهم ترین عارضه ساختاری گسل شمال تبریز می‌باشد که حداقل فاصله آن تقریباً ۱۲/۵ کیلومتری بوده و در شمال شرقی محدوده طرح واقع شده است که دارای راستای شمال غربی - جنوب شرقی است که در بخش شمالی آن به روند شرقی - غربی تغییر سو می‌دهد. راستای این گسل NW-SE است و شیب صفحه اصلی آن تقریباً قائم می‌باشد (شرکت مهندسين مشاور زمین ژرفاب، ۱۴۰۱).

بر اساس لاگ چاه اکتشافی حفاری شده تا عمق ۲۰۰ متر در محدوده پالایشگاه تبریز که در شکل ۳ نشان داده شده است، تناوب لایه های ریزدانه و درشت دانه در این محدوده دیده می شود.

### ۳- وضعیت ژئوتکنیکی منطقه

۷۲۷



شکل ۴- تصویری از مغزه های حفاری گمانه (شرکت زمین ژرفاب، ۱۴۰۱)

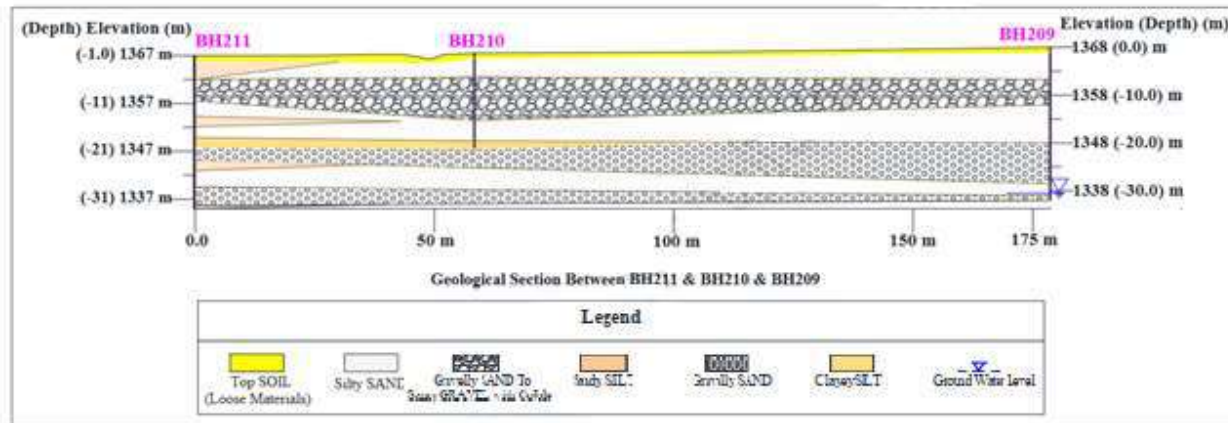
مطالعات انجام شده در سایت ۱ نشان می‌دهد که روند تغییرات مصالح در تمامی گمانه‌ها تقریباً مشابه بوده و تناوبی از ماسه سیلتی، سیلت ماسه‌دار، ماسه‌شن‌دار و یا بعضاً شن ماسه‌دار مشاهده می‌شود. در این سایت تنها در انتهای گمانه ۱۰۱ و از عمق ۴۱ متری به لایه مارن برخورد گردیده است. عدد SPT در تمامی گمانه‌ها بالا بوده و اغلب بیش از ۵۰ ضربه ثبت گردیده است.

در سایت ۲ پس از گذر از ۱ تا ۲ متر خاک سست و نباتی، غالباً به لایه ماسه سیلتی بعضاً همراه با شن برخورد گردیده است. در گمانه‌های عمیق پس از عمق تقریبی ۲۸ متری به لایه مارن برخورد گردیده است. است.

در سایت ۳ پس از گذر از حداکثر ۱ متر خاک سست و نباتی، در همه گمانه‌ها به استثنای گمانه‌های ۵۰۳ و ۵۰۵ لایه‌ای از سیلت و رس با حداکثر عمق ۳ متر قرار گرفته و پس از آن به لایه ماسه سیلتی یا سیلت ماسه‌دار به ضخامت حداکثر ۱۲ متر برخورد شده است سپس در کلیه گمانه‌ها مجدداً لایه ریزدانه سیلت و رس مشاهده می‌گردد. در هیچ یک از گمانه‌های این سایت به لایه مارن برخورد نگردیده است (شرکت زمین ژرفاب، ۱۴۰۱).

در محدوده مورد مطالعه با توجه به اینکه حفاری بطور متوسط ۴۰ متر بوده و از عمق ۴۰ متری به لایه‌های مارنی و از عمق ۵۱ متری به سنگ مارن برخورد کرده است. عمق سنگ بستر از بالاترین تراز حفاری در محدوده مورد مطالعه را می‌توان در عمق ۵۵-۶۵ متری در نظر گرفت. با اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی در ۲۸ گمانه آبدار موجود در محدوده پالایشگاه در بهار سال ۱۴۰۱ عمق آب در این محدوده از ۱۶/۸ تا ۲۹/۲ متر متغیر است.

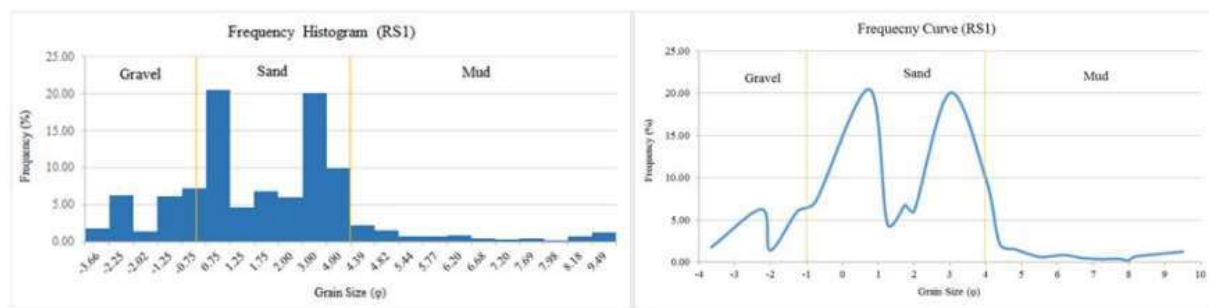
همانطور که اشاره شد محدوده مورد مطالعه در دشت تبریز واقع شده و نهشته‌های رسوبی دشت تبریز در مناطق مختلف دارای دانه‌بندی متفاوتی بوده و از تناوب سیلت، رس، شن و ماسه تشکیل شده‌اند (شکل ۵). بخشی از آن‌ها که در نزدیکی ارتفاعات قرار دارند، دارای دانه‌بندی درشت اما در نواحی مرکزی دشت بیشتر دانه‌ریز هستند.



شکل ۵- یکی از مقاطع زمین شناسی مهندسی (شرکت زمین ژرفاب، ۱۴۰۱)

#### ۴- مطالعات دانه سنجی و بافت خاک محل

به منظور بررسی بافت رسوب یا خاک، ابتدا بازدید میدانی از محدوده مورد مطالعه انجام گردید و در کنار برداشت نمونه‌های مختلف برای آنالیز مواد آلی خاک، یک نمونه خاک (حدود یک کیلوگرم) از عمق صفر تا ۶۰ سانتی متری زیر سطح زمین انتخاب و برای آزمایش دانه سنجی برداشت گردید، سپس در آزمایشگاه رسوب شناسی دانشگاه تبریز، آزمایش دانه سنجی خاک به منظور تفکیک گروه‌های مختلف اندازه ذرات رسوب و تحلیل شرایط محیطی انجام می‌گیرد. برای این منظور از روش‌ها و تکنیک‌های مختلف مثل الک کردن (Sieve)، پی‌پت (Pipette) و هیدرومتری (Hydrometer) استفاده می‌شود. بررسی پارامترهای آماری رسوب و براساس داده‌هایی که از آزمایش الک، پی‌پت و هیدرومتری به دست آمده می‌توان گفت که میانگین اندازه ذرات این رسوبات از ماسه متوسط تا ماسه خیلی درشت متغیر است و دارای کج‌شدگی مثبت تا منفی هستند و همچنین با توجه به نتایج انحراف معیار و کشیدگی، این رسوبات جورشدگی بسیار ضعیفی دارند (شکل ۶). بنابراین می‌توان نوع رسوبات آن را به رسوبات آبرفتی مربوط به یک محیط رودخانه‌ای نسبت داد.



شکل ۶- نمودار هیستوگرام و منحنی توزیع فراوانی ذرات شن، ماسه و گل در خاک محدوده پالایشگاه تبریز (شرکت پژوهش عمران راهوار، ۱۴۰۱)

#### ۵- کیفیت آبهای زیرزمینی منطقه

در مطالعات منابع آب زیرزمینی به همان اندازه که کمیت آب‌های زیرزمینی مهم است، کیفیت آن نیز حائز اهمیت است. pH و دما: pH نشانگر یون هیدروژن در آب می‌باشد که از مهم‌ترین خواص فیزیکوشیمیایی آب است که می‌تواند بر روی انحلال مواد و همچنین فعالیت بیولوژیکی آن‌ها اثر بگذارد. TDS: به مواد جامد محلول در آب TDS گفته می‌شود. از آنجا که بین EC و TDS رابطه خطی ساده‌ای به فرم  $TDS = K \cdot EC$  برقرار است، TDS را غیر مستقیم



بدست می‌آورند، به این صورت که در رابطه بالا EC برحسب ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) و TDS برحسب ( $\text{mg}/\text{L}$ ) یا ppm می‌باشد و Ke ضریبی است که مقدار آن برای محلول‌های رقیق در دمای ۲۴ سانتی گراد حدود ۰/۵۵ تا ۰/۶۵ می‌باشد.

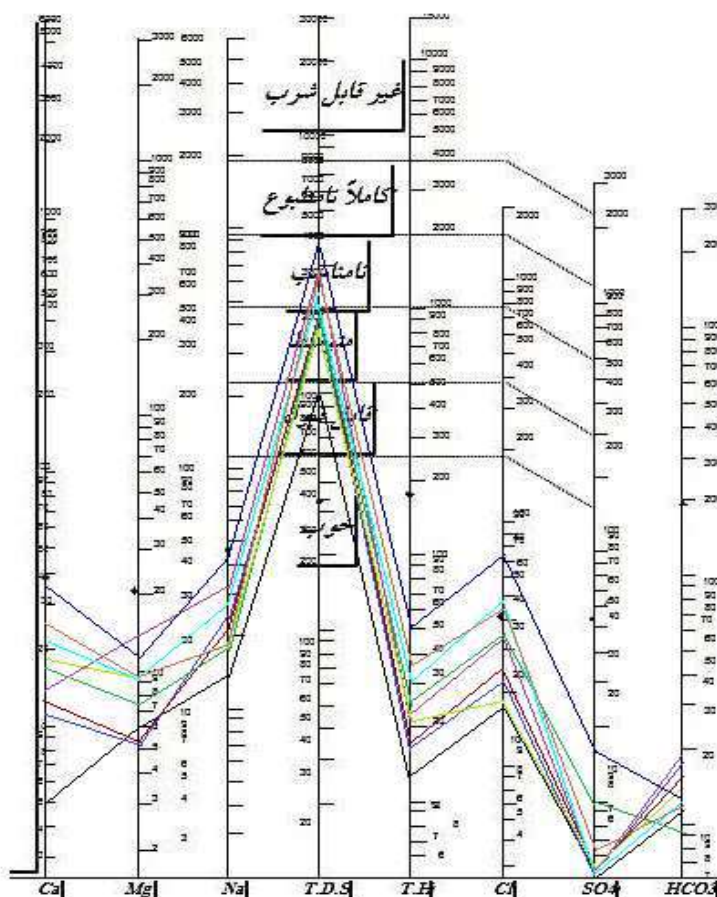
هدایت الکتریکی (EC): هدایت الکتریکی، قابلیت یک محلول جهت انتقال جریان الکتریکی است و واحد اندازه‌گیری آن میکروزیمنس بر سانتی متر می‌باشد. هدایت الکتریکی آب علاوه بر غلظت یون‌ها به درجه حرارت نیز بستگی دارد.

BOD: اکسیژن نیاز بیوشیمیایی (BOD) مقدار اکسیژن مصرف شده توسط باکتری‌ها و سایر میکروارگانیسم‌ها را نشان می‌دهد. اکسیژن نیاز بیوشیمیایی روشی اندازه‌گیری آلودگی آلی در آب با بررسی میزان مصرف میکروارگانیسم‌های موجود در آب هنگام متابولیسم آلاینده‌های آلی از اکسیژن محلول در آب است. COD: در شیمی محیطی، نیاز شیمیایی اکسیژن (COD) معیاری است برای اندازه‌گیری میزان اکسیژنی که می‌تواند واکنش‌ها در یک محلول اندازه‌گیری شده مصرف شود. تست COD می‌تواند برای تعیین کمیت مقدار مواد آلی در آب استفاده شود.

DO: اکسیژن محلول (DO) مقدار اکسیژنی است که در آب وجود دارد. بیشتر گیاهان و جانوران آبی برای زنده ماندن به اکسیژن نیاز دارند (شرکت پژوهش عمران راهوار، ۱۴۰۱)

به منظور بررسی منابع آب زیرزمینی منطقه، نمونه‌برداری از گمانه‌ها با ظروف مخصوص صورت گرفت. در آزمایشگاه آب شناسی دانشگاه تبریز، تعداد ۱۰ نمونه به منظور اندازه‌گیری غلظت یون‌های اصلی محلول در آن شامل یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم، کلر، بیکربنات و سولفات و همچنین اندازه‌گیری غلظت برخی یون‌های فرعی مانند فسفات و نیترات استفاده شد. ۱۴ نمونه برای اندازه‌گیری COD, DO, BOD به آزمایشگاه شرکت آب و فاضلاب استان آذربایجان شرقی فرستاده شدند. از بطری‌های بزرگ مات جهت نمونه‌برداری برای آنالیز عناصر اصلی و فرعی و COD, DO, BOD استفاده شد. نمونه‌های مربوط به COD, DO, BOD تا رسیدن به آزمایشگاه در داخل ظرف حاوی یخ قرار داده شدند (شرکت پژوهش عمران راهوار، ۱۴۰۱). بر اساس نتایج آزمایشات طبقه‌بندی کیفیت آب زیرزمینی بر اساس شولر انجام گرفت (شکل ۷).

طبق نمودار شولر رسم شده، آب زیرزمینی منطقه از لحاظ قابل شرب بودن، از نظر کل پارامترها در محدوده خوب تا کاملاً نامطلوب قرار دارد. در نمونه‌های مربوط، بالا بودن میزان TDS نسبت به سایر پارامترها، کیفیت این نمونه‌ها را از محدوده قابل قبول تا نامناسب کاهش داده است.



شکل ۷) کیفیت آبهای زیرزمینی منطقه مورد مطالعه در نمودار شولر

## ۶- نتیجه گیری

وضعیت زمین شناسی مهندسی منطقه صنایع نفتی تبریز با جمع آوری اطلاعات، بررسی های میدانی، نمونه برداری و آزمایشات آزمایشگاهی انجام شده است. این منطقه در حاشیه دشت تبریز واقع شده و ضخامت نهشته های آبرفتی بطور متوسط ۴۰ متر بوده و از عمق ۴۰ متری به لایه های مارنی و از عمق ۵۱ متری به سنگ مارن برخورد کرده است. این مارن ها به رنگ های سبز روشن، زرد و در اعماق تحتانی سبز تیره تا خاکستری همراه با میان لایه های ماسه سنگی نازک لایه و ژئوپیس می باشند. عمق سنگ بستر از بالاترین تراز حفاری در محدوده مورد مطالعه را می توان در عمق ۵۵-۶۵ متری در نظر گرفت. اطلاعات حاصل از مطالعات ژئوفیزیک و لاگ چاه های اکتشافی، مشاهده ای و بهره برداری در دشت تبریز دو نوع آبخوان وجود دارد که در رسوبات آبرفتی و مخروط افکنه ای حاصل از فرسایش ارتفاعات مشرف به دشت و رسوبگذاری رودخانه های منطقه ایجاد شده است. داده های عمق آب زیرزمینی محدوده پالایشگاه تبریز، با اندازه گیری سطح آب زیرزمینی در ۲۸ گمانه آبدار موجود در محدوده پالایشگاه در بهار سال ۱۴۰۱ به دست آمده است. عمق آب در این محدوده از ۱۶/۸ تا ۲۹/۲ متر متغیر است. قسمت شرقی محدوده مورد مطالعه بیشترین عمق آب زیرزمینی را دارد. تراز سطح آب زیرزمینی در قسمت جنوب غربی پالایشگاه بالاتر از سایر قسمت ها می باشد. جهت جریان آب زیرزمینی اگرچه تغییراتی در محدوده مورد مطالعه نشان می دهد اما مسیر عمومی از سمت جنوب به سمت شمال تا شمال غربی است. مقادیر هدایت هیدرولیکی و شیب سطح تراز آب زیرزمینی در لایه آبدار بالایی در منطقه مورد مطالعه خیلی کم بوده و به تبع آن سرعت جریان آب زیرزمینی نیز خیلی کم است.



## ۷- مراجع

- دانشگاه تبریز (۱۳۹۳)، طراحی شبکه پایش آب زیرزمینی برای مجتمع پالایشگاه تبریز و شعاع پیرامون تأثیرپذیر، مجری طرح: عبدالرضا واعظی هیر
- سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۲)، نقشه زمین شناسی تبریز به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰
- شرکت پژوهش عمران راهوار (۱۴۰۱)، گزارش مطالعات باز طراحی شبکه پالایش آلودگی آب های زیرزمینی پالایشگاه تبریز
- شرکت پژوهش عمران راهوار (۱۴۰۱)، گزارش مطالعات طراحی شبکه پالایش آلودگی آب های زیرزمینی شرکت انبار نفت و پخش فرآورده های نفتی تبریز
- شرکت زمین ژرفاب (۱۴۰۱)، گزارش مطالعات ژئوتکنیک تکمیلی طرح توسعه جامع پالایشگاه تبریز



## بررسی آلودگی آب و خاک به عناصر سنگین در منطقه صنایع نفتی تبریز

لیلا ولی زاده<sup>۱\*</sup>، ابراهیم اصغری کلجاهی<sup>۲</sup>، اصغر اصغری مقدم<sup>۳</sup>، رحیم کدخدایی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی زیست محیطی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز valizadehleily@gmail.com

۲- دانشیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز e-asghari@tabrizu.ac.ir

۳- استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز moghaddam@tabrizu.ac.ir

۴- استادیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز rahimkadhodaee2005@gmail.com

### چکیده

عناصر سنگین از طریق پسماندهای صنعتی، مصرف سوختهای فسیلی، زباله سوزی شهری و حتی بارانهای اسیدی وارد آب و خاک شده و محیط را آلوده می‌کند. به همین دلیل بررسی آلودگی این منابع به عناصر سنگین مهم است. در این تحقیق آلودگی آب و خاک منطقه صنایع نفتی تبریز به عناصر سنگین بررسی شده است. منطقه مورد مطالعه در دشت تبریز واقع شده و از رسوبات آبرفتی شامل شن و ماسه، سیلت و رس تشکیل شده است. عمق آب زیرزمینی در این محدوده بین ۱۰ تا ۳۰ متر بوده و سنگ بستر منطقه از نوع مارنی است. در این مطالعه با نمونه برداری از خاکهای سطحی و آب زیرزمینی از طریق گمانه‌های حفر شده، غلظت عناصر سنگین (آهن، منگنز، کادمیوم، سرب و جیوه) به وسیله دستگاه جذب اتمی تعیین شده است. نتایج نشان می‌دهد که عناصر سرب و جیوه در آب و عناصر آهن و سرب در خاک به ترتیب بیشترین و کمترین آلودگی را دارند.

**واژه‌های کلیدی:** عناصر سنگین، آلودگی آب و خاک، منطقه صنایع نفتی تبریز، روش جذب اتمی.

## The study of water and soil contamination to heavy elements in the oil industry area of Tabriz

### Abstract

Heavy elements enter the water, soil and air through industrial waste, fossil fuel consumption, urban garbage burning and even acid rain and pollute the environment. For this reason, it is necessary and important to study the contamination of these resources with heavy elements. In this research, the contamination of water and soil in Tabriz oil industry zone with heavy elements has been investigated. According to studies, the area of Tabriz oil industries is located in the Tabriz plain and consists of alluvial sediments including sand, silt and clay. The depth of underground water in this zone is between 10 and 30 meters and the bedrock of this region is consisted marlstone. In this study, the concentration of heavy elements (Fe, Mg, Cd, Hg and Pb) was determined by atomic absorption device. The results show that Pb and Hg elements in water and Fe and Pb elements in soil have the highest and lowest pollution in the study zone, respectively.

**Key words:** heavy elements, water and soil contamination, oil industry area, Atomic absorption method.

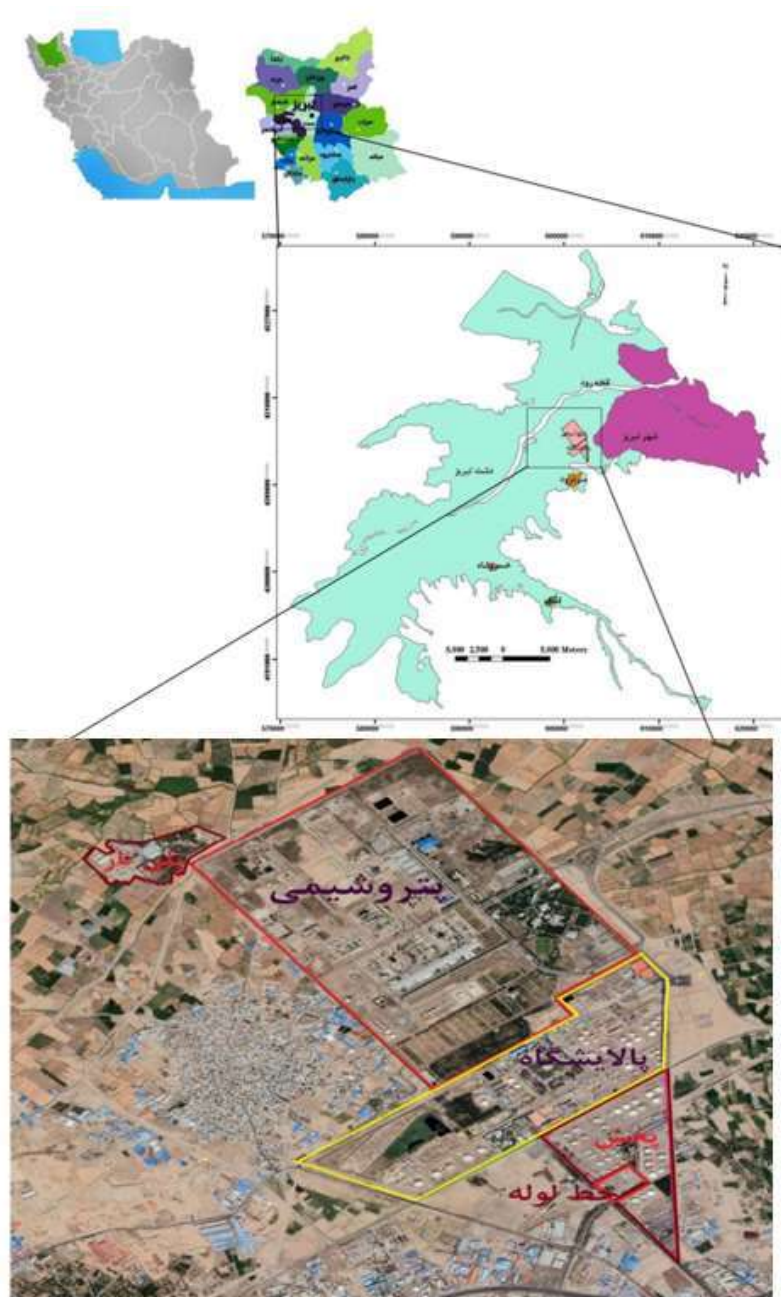
### ۱- مقدمه

با پیشرفت سریع تکنولوژی و صنعت، نگرانی‌های زیادی در رابطه با آلودگی محیط زیست وجود دارد که در صورت عدم پیگیری جدی در جهت جلوگیری از بروز آن، می‌تواند سلامت نسل حاضر و آینده را با مشکلات فراوانی رو به رو سازد. از جمله آلاینده‌هایی که در دهه‌های اخیر بواسطه فعالیتهای انسانی به میزان زیادی وارد محیط زیست شده‌اند، عناصر سنگین هستند. این فلزات به علت سمی بودن و پایداری در محیط، اثرات طولانی در اکوسیستم دارند. آلودگی به عناصر سنگین به صورت مستقیم بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب و خاک تاثیر می‌گذارد. همچنین به علت ورود به زنجیره غذایی و به خطر انداختن امنیت محیط زیست از طریق نفوذ به آبهای زیرزمینی تبدیل به خطر جدی برای سلامتی انسان می‌شوند (Facchinelli et al., 2001). عناصر



سنگین به عنوان آلاینده‌های غیرآلی تجزیه پذیر نیستند (Lasat, 2002)، همین امر باعث می‌شود که عناصر سنگین به یکی از خطرناک‌ترین آلاینده‌های زیست محیطی تبدیل شوند (Kabata-Pendias, 2001). افزایش غلظت عناصر سنگین منجر به افزایش آسیب بر سلامتی انسان مانند بیماری‌های سیستم عصبی، کاهش بهره‌مندی و تغییر شکل سلول‌های خونی می‌شود. برخی عناصر سنگین مثل سرب، آرسنیک، جیوه و کادمیوم در غلظت‌های کم سمی هستند و ایجاد آلودگی می‌کنند به طوری که باعث بیماری‌هایی مانند سرطان می‌شود و کودکان نسبت به بزرگسالان بیشتر در معرض آسیب هستند (Khairy et al., 2011). با توجه به این که ایران یکی از کشورهای نفت خیز جهان بشمار می‌رود، نشت نفت در محیط‌های آبی و خاک هنگام استخراج و پالایش، باعث آلودگی این منابع و محیط زیست می‌شود.

هدف از این تحقیق بررسی آلودگی عناصر سنگین آب زیرزمینی و خاک منطقه صنایع نفتی تبریز است. این منطقه در محدوده جنوب غرب تبریز و در شرق دشت تبریز با مختصات  $46^{\circ} 10' 8''$  و  $46^{\circ} 8' 5''$  طول شرقی و  $38^{\circ} 21' 5''$  و  $38^{\circ} 51' 9''$  عرض شمالی قرار دارد. این محدوده در مجاورت روستای کجاآباد (کجوار) واقع شده است (شکل ۱).

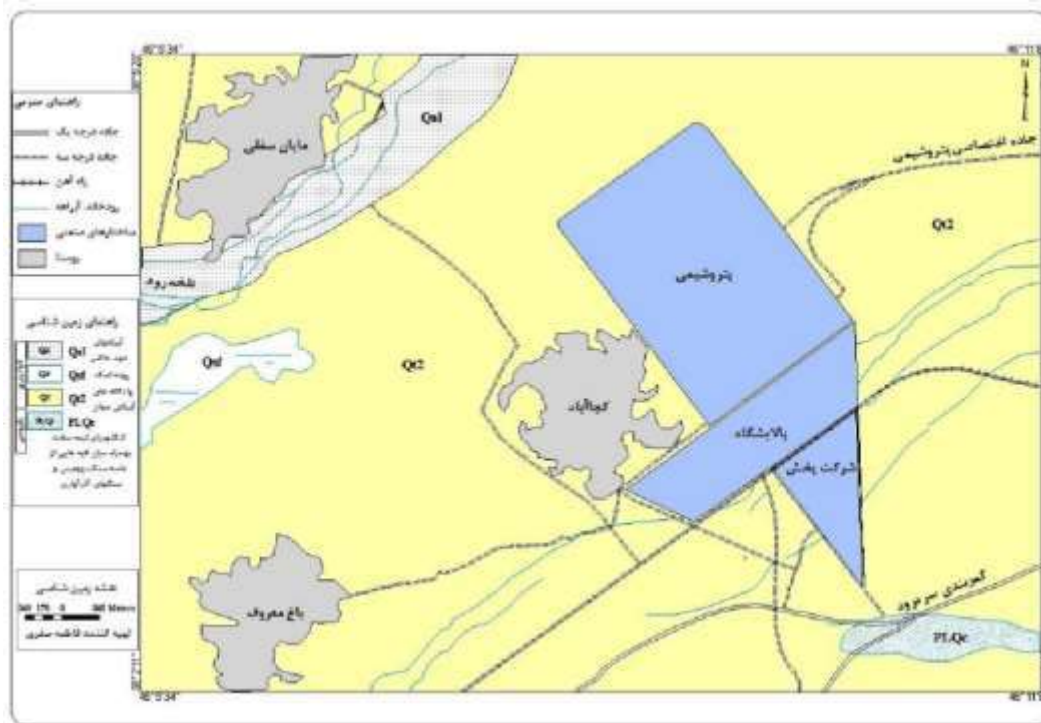


شکل ۱ - موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی عکس ماهواره‌ای

## ۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه صنایع نفتی تبریز با مساحت حدود ۸۰۰ هکتار، شامل شرکت‌های بالایش نفت، پتروشیمی، خطوط لوله و مخابرات، پلی ناز و پخش فرآورده‌های نفتی است. راههای دسترسی به آن جاده تبریز-آذرشهر و بزرگراه شهید باکری و بزرگراه شهید شفیع زاده است. منطقه مورد مطالعه در بخشی از دشت تبریز واقع شده و بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۲) واحدهای زمین شناسی زیر برونزد دارند:

جنوب شرق منطقه شامل کنگلومرای نیمه سخت همراه با لایه‌هایی از پومین، ماسه‌سنگ و سنگهای آذرآواری پلیوسن می‌باشد. یک سری رسوبات سیلابی شامل تناوبی از کنگلومرا با اجزای ماسه، توف و پومیس مشاهده می‌شود که به صورت افقی بر روی واحدهای قدیمی تر قرار گرفته‌اند (شکل ۲). قطعات کنگلومرا فاصله زیادی از خاستگاه خود ندارند چون دارای گردش‌دگی کامل نیستند. پادگانه‌های آبرفتی کواترنری که بیشتر ریزدانه هستند در محلهای پست-تری نسبت به رسوبات قدیمی تشکیل شده‌اند. این رسوبات به علت موقعیت بهتر و کیفیت مناسب، مزارع کشاورزی را تشکیل می‌دهند. قسمت غرب منطقه را پهنه نمکی کواترنری تشکیل می‌دهد که شامل رسوبات دانه‌ریز از جمله کانیه‌های رسی است. این رسوبات خاستگاه میوسن دارند و تا حدودی دارای نمک هستند. آبرفت‌های رودخانه‌ای کواترنری شامل رسوبات ماسه‌ای، شنی قلوه سنگ هستند که رسوبات بستر رودخانه‌ی جاری در منطقه را تشکیل می‌دهند (صفری و همکاران، ۱۳۹۴).



شکل ۲ - نقشه زمین‌شناسی منطقه (صفری و همکاران، ۱۳۹۴)

دشت تبریز بین سلسله کوه‌های شمال، جنوب و شرق قرار گرفته است به همین دلیل میزان قابل توجهی آب دارد. لایه‌های رسوبی این دشت قابل نفوذ هستند. همین امر احتمال ورود آب‌های سطحی به سفره‌های آب زیرزمینی را بالا می‌برد. در ناحیه جنوبی دشت تبریز، رودخانه‌ها از بین رسوبات آبرفتی سه‌سند از شرق به غرب محدوده مطالعاتی جریان دارند. در محدوده شمالی دشت، رودخانه‌ها از کوه‌های میشو سرچشمه می‌گیرند و از لایه‌های صخره‌ای، سنگهای آهکی و سنگهای متشکل از شن و ماسه عبور می‌کنند. این رودخانه‌ها حین حرکت به طرف جنوب، از ماسه سنگ‌ها، سنگهای آهکی و دولومیت و در آخر از رسوبات نمکی عبور کرده و وارد آب‌های زیرزمینی می‌شوند. همین امر باعث شور شدن آب زیرزمینی منطقه می‌شود. رودخانه آجی چای از سمت شرق و از لایه‌های نمکی عبور کرده و به دشت می‌ریزد (شرکت مهندسی زیست آذران، ۱۳۸۵).

جدیدترین اطلاعات از لایه‌های زیرسطحی و بافت خاک در ناحیه صنایع نفتی تبریز، از حفر گمانه‌های ژئوتکنیکی به وسیله شرکت زمین مهندسیین مشاور ژرفاب (۱۴۰۱) برای طرح توسعه شرکت پالایش نفت بدست آمده است. طبق نتایج، لایه‌های زیرسطحی از رسوبات آبرفتی شامل شن ماسه‌ای، ماسه شنی، ماسه سیلتی، سیلت ماسه‌ای، سیلت رسی و مارن تشکیل شده است. شکل ۳ نیز تصویر مغزه‌های حفاری لایه مارنی خاکستری رنگ عمق ۴۵ متری را نشان می‌دهد. لایه مارنی مذکور، فشرده و نفوذناپذیر بوده و به نظر می‌رسد که لایه جدا کننده آبخوان فوقانی از آبخوان تحتانی منطقه است.



شکل ۳- تصویری از مغزه های حفاری لایه مارن خاکستری در عمق ۴۵ متری (شرکت زمین ژرفاب، ۱۴۰۱)

بررسی پارامترهای کیفی آب زیرزمینی، طبق داده‌های ۱۰۹ منبع آب اعم از چشمه، قنات و چاه موجود در این منطقه، از سال ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۱ نشان می‌دهد که بر اساس طبقه بندی ویلکاکس و نتایج حاصل از پهنه‌بندی SAR و EC، کیفیت آب زیرزمینی منطقه بین شور تا کمی شور متغیر است. طبق این طبقه بندی افزایش مقادیر هدایت الکتریکی، درصد سدیم، مقدار مواد جامد محلول در آب، نسبت جذب سدیم و سایر نمک های موجود در آب، باعث کاهش کیفیت آب زیرزمینی این محدوده به خصوص در حاشیه دریاچه ارومیه شده است (عیسائی و همکاران، ۱۳۹۸).

### ۳- روش تحقیق

برای تعیین غلظت فلزات سنگین در آب و خاک منطقه، تعداد ۱۰ نمونه از آب زیرزمینی و ۵ نمونه خاک از ۲ عمق مختلف در راستای طرح تحقیقاتی شرکت پژوهش عمران راهوار (۱۴۰۱) برداشته شد (شکل ۴). مختصات محل نمونه‌برداری برای هر نمونه توسط GPS ثبت و شماره گذاری شدند. همچنین برای هر نمونه یک شناسنامه تهیه شد.



شکل ۴ - تصاویری از نمونه‌برداری از خاک سطحی (عکس راست) و آب زیرزمینی (عکس چپ)

نمونه برداری از خاک محدوده مورد مطالعه طبق روش های استاندارد صورت گرفت. نمونه‌ها از دو عمق ۱۰-۳۰ و ۳۰-۶۰ سانتی متر، به مقدار نیم تا یک کیلو جمع‌آوری و درون کیسه‌های پلاستیکی زیپ کیف قرار گرفته و به آزمایشگاه منتقل شدند و غلظت عناصر سنگین آهن، منگنز، کادمیوم، سرب و جیوه مورد بررسی قرار گرفتند. نمونه‌برداری از آب زیرزمینی از گمانه‌های پی‌زومتر شده با استفاده از ظروف شفاف مخصوص و رعایت استانداردها صورت گرفت. تعداد ۱۰ نمونه برای اندازه گیری غلظت عناصر سنگین از جمله آهن، منگنز، کادمیوم، سرب و جیوه نمونه‌برداری شده و به همه نمونه‌ها چند قطره اسید نیتریک اضافه شد. غلظت عناصر توسط دستگاه جذب اتمی در یکی از آزمایشگاههای معتمد محیط زیست در تهران اندازه گیری شده است. همچنین از

روش درون‌یابی برای تعیین نقاط مجهول آلودگی این منطقه استفاده می‌شود. درون‌یابی فرآیند تخمین نقاط مجهول توسط نقاط معلوم است. روش‌های موجود برای درون‌یابی به دو صورت قطعی (Deterministic) و زمین آماری (Geostatistical) می‌باشد. در روش‌های قطعی برای پیش‌بینی از توابع ریاضی استفاده می‌شود ولی در روش‌های زمین آماری علاوه بر توابع ریاضی از آمار نیز برای پیش‌بینی نقاط نامعلوم استفاده می‌شود.

#### ۴- نتایج

طبق نتایج بدست آمده از آنالیز و درون‌یابی عناصر سنگین در آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه، منگنز در آب مقادیری بین ۰/۱ تا ۲ میلی گرم بر لیتر را دارد که بیشترین مقدار آن در بخش‌های شمالی و شرقی و کمترین مقدار آن در بخش‌های جنوبی و غربی منطقه توزیع شده است. آهن در محدوده مقادیر بین ۰/۰۹ تا ۴/۲ میلی گرم بر لیتر را به خود اختصاص می‌دهد که بیشترین توزیع آن به صورت محلی در بخش‌های جنوبی است. مقدار سرب در محدوده بین مقادیر ۱۶ تا ۶۹ میلی گرم بر لیتر است که بیشترین مقدار آن به صورت محلی در بخش مرکز به سمت جنوب توزیع شده است. کادمیوم دارای مقادیری بین ۰/۰۰۹ تا ۰/۰۵ میلی گرم بر لیتر بوده و بیشترین مقدار آن در دو بخش مرکز به سمت جنوب و شمال به سمت شرق توزیع شده است. جیوه در نمونه‌های برداشت شده از آب زیرزمینی مقدار کمتر از ۰/۰۰۱ میلی گرم بر لیتر دارد (جدول ۱).

جدول ۱- نتایج آنالیز نمونه‌های آب برای تعیین مقدار فلزات سنگین

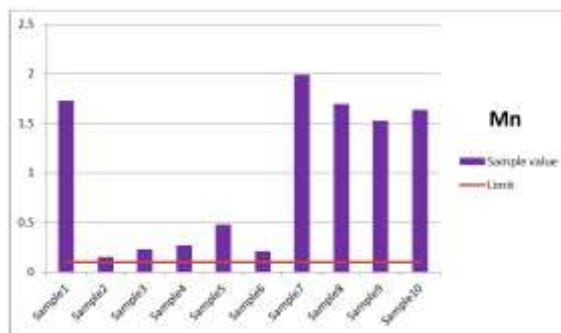
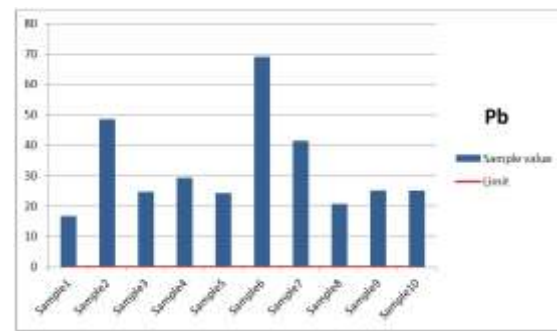
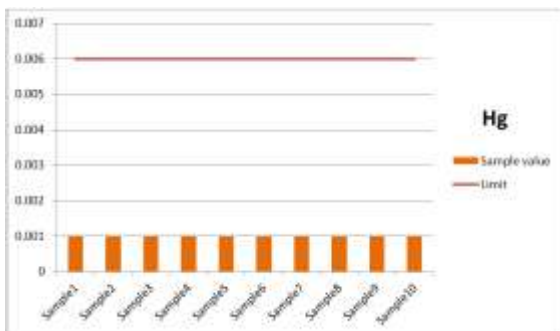
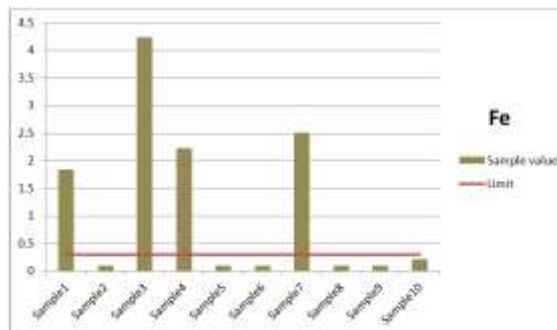
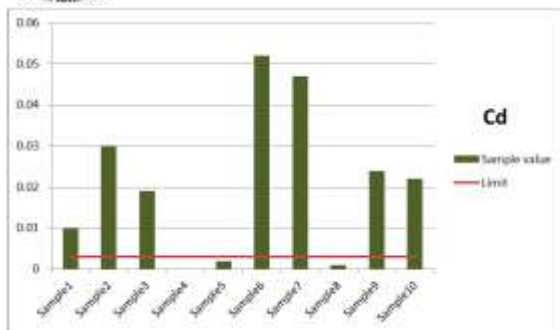
| Sample | Heavy Elements (mg/l) |       |         |       |      |
|--------|-----------------------|-------|---------|-------|------|
|        | Cd                    | Pb    | Hg      | Fe    | Mn   |
| 1      | 0.01                  | 16.83 | < 0.001 | 1.84  | 1.73 |
| 2      | 0.03                  | 48.73 | < 0.001 | < 0.1 | 0.15 |
| 3      | 0.019                 | 24.78 | < 0.001 | 4.24  | 0.23 |
| 4      | 0.00                  | 29.42 | < 0.001 | 2.23  | 0.27 |
| 5      | 0.002                 | 24.39 | < 0.001 | < 0.1 | 0.48 |
| 6      | 0.052                 | 69.07 | < 0.001 | < 0.1 | 0.21 |
| 7      | 0.047                 | 41.55 | < 0.001 | 2.51  | 1.99 |
| 8      | < 0.001               | 20.86 | < 0.001 | < 0.1 | 1.70 |
| 9      | 0.024                 | 25.30 | < 0.001 | < 0.1 | 1.53 |
| 10     | 0.022                 | 25.28 | < 0.001 | 0.212 | 1.64 |

مقایسه عناصر سنگین (آهن، منگنز، سرب، کادمیوم و جیوه) نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه صنایع نفتی با مقادیر حد مجاز آنها در آب آشامیدنی نشان می‌دهد که مقدار آهن در نمونه‌های ۵-۷-۱۰ از مقدار مطلوب آن در آب آشامیدنی (۰/۳ میلی گرم بر لیتر) بیشتر است. منگنز با توجه به حد مجاز آن در آب آشامیدنی (۰/۴ میلی گرم بر لیتر) در نمونه‌های ۱-۲-۶-۸-۹-۱۰ مقادیر بالاتر از حد مجاز را نشان می‌دهد. سرب با توجه به حد مجاز آن (۰/۰۰۲ میلی گرم بر لیتر) در تمام نمونه‌های آب زیرزمینی مقادیر خیلی بالاتر از حد مجاز را دارا می‌باشد. کادمیوم در همه نمونه‌ها به جز نمونه‌های ۶-۸ مقادیر بالاتر از حد مجاز آن (۰/۰۰۳ میلی گرم بر لیتر) را نشان می‌دهد. جیوه طبق حد مجاز آن در آب آشامیدنی (۰/۰۰۶ میلی گرم بر لیتر) در تمام نمونه‌های آنالیز شده، مقادیر کمتر از حد مجاز دارد (جدول ۲). نمودارهای مقایسه مقادیر فلزات سنگین با مقادیر حد مجاز آنها در آب در شکل ۵ نشان داده شده است.

جدول ۲- مقادیر حداکثر مطلوب و حداکثر مجاز مقادیر عناصر سنگین در آب آشامیدنی (اقتباس از WHO, 2011)

| عنصر    | حداکثر مطلوب (میلی گرم بر لیتر) | حداکثر مجاز (میلی گرم بر لیتر) |
|---------|---------------------------------|--------------------------------|
| آهن     | 0.3                             | —                              |
| منگنز   | 0.1                             | 0.4                            |
| سرب     | —                               | 0.01                           |
| کادمیوم | —                               | 0.003                          |
| جیوه    | —                               | 0.006                          |





شکل ۵- مقایسه مقادیر فلزات سنگین نمونه‌های آب بدست آمده از گمانه‌های محدوده با مقادیر حداکثر مجاز آنها در آب آشامیدنی طبق WHO, 2011

مقادیر بدست آمده از آنالیز و درون‌یابی عناصر سنگین در دو عمق ۱۰-۳۰ و ۳۰-۶۰ سانتی متر به صورت زیر می‌باشد:

در عمق ۱۰-۳۰ سانتی متر: مقدار سرب در محدوده بین ۵ تا ۷/۲ میلی گرم بر کیلوگرم است که بیشترین مقدار آن در قسمت شمال به سمت شرق منطقه و کمترین مقدار آن بخشی از شرق محدوده را پوشش می‌دهد. بیشترین مقدار کادمیوم در بخشهای جنوب و غرب و بخش کوچکی از شرق منطقه به سمت شمال محدوده توزیع شده است و مقادیر بین ۱۴ تا ۲۲/۳ میلی گرم بر کیلوگرم را شامل می‌شود. مقدار منگنز بین ۲۱۴ تا ۲۷۶ میلی گرم بر کیلوگرم متغیر است که کمترین مقدار آن در شرق و بیشترین مقدار آن در مرکز محدوده است. بیشترین و کمترین مقدار آهن مثل منگنز در منطقه توزیع شده است و مقدار آن بخشی از غرب منطقه و کمترین مقدار آن بخش‌هایی از شمال و شرق منطقه را پوشش می‌دهد.

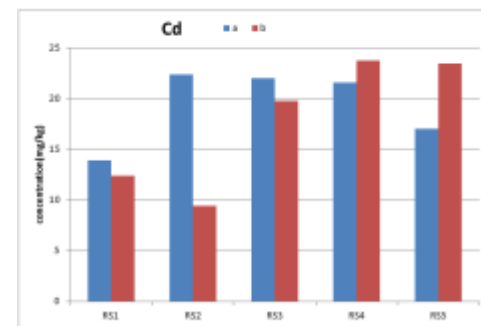
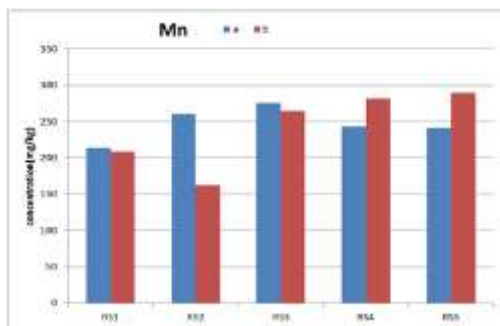
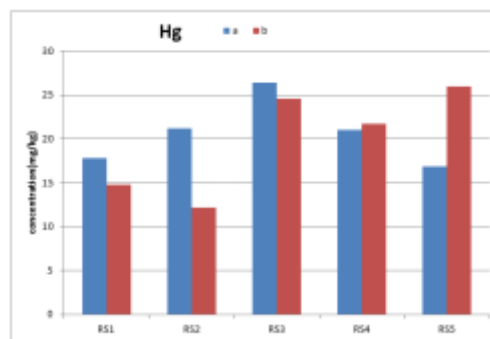
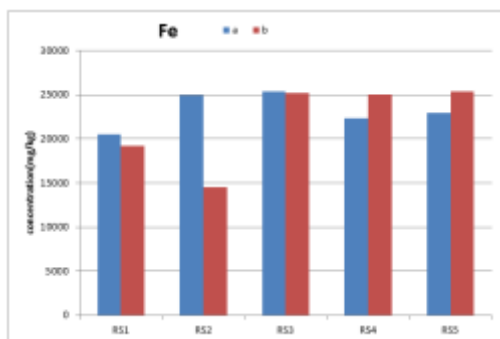
در عمق ۳۰-۶۰ سانتی متر: مقدار سرب در محدوده بین ۴/۹ تا ۹/۷ میلی گرم بر کیلوگرم است و بیشترین مقدار آن در قسمت شمالی و بخشی از شرق و کمترین مقدار آن در بخش مرکزی توزیع شده است. مقدار کادمیوم بین مقادیر ۹/۵ تا ۲۳/۷ میلی گرم بر کیلوگرم است که قسمت‌های جنوب به سمت مرکز و شمال را به خود اختصاص می‌دهد و روند افزایشی دارد. منگنز در بخشهای شمالی و مرکز به سمت غرب بیشترین مقدار را دارد که مقدار آن بین ۱۶۲ تا ۲۸۹/۵ میلی گرم بر کیلوگرم است. کمترین مقدار منگنز در قسمت‌های مرکزی محدوده به سمت شرق است. توزیع آهن همانند توزیع منگنز است و مقدار

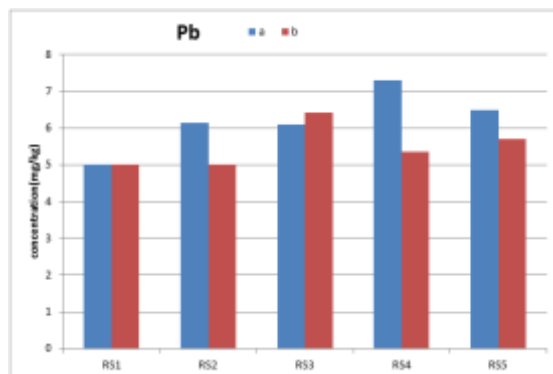


آن بین ۴۰۱۲ تا ۲۵۳۳۷ میلی گرم بر کیلوگرم متغیر است. مقدار جیوه بین ۱۲/۳ تا ۲۶ میلی گرم بر کیلوگرم است. بیشترین مقدار جیوه در بخشهایی از شمال و غرب محدوده توزیع شده است (جدول ۳). شکل ۶ نمودارهای مقایسه مقادیر فلزات سنگین در دو عمق اندازه گیری شده را نشان می دهد.

جدول ۳- نتایج حاصل از آنالیز نمونه های خاک در عمق های ۱۰-۳۰ سانتی متر (نمونه های a) و ۳۰-۶۰ سانتی متر (نمونه های b) برای فلزات سنگین منطقه صنایع نفتی تبریز

| Sample | Heavy Elements (mg/kg) |      |      |         |       |
|--------|------------------------|------|------|---------|-------|
|        | Cd                     | Pb   | Hg   | Fe      | Mn    |
| S1a    | 13.92                  | 5    | 17.8 | 20513.4 | 214.5 |
| S1b    | 12.37                  | <5   | 14.8 | 19200.3 | 208.6 |
| S2a    | 22.37                  | 6.15 | 21.2 | 24923.7 | 261.0 |
| S2b    | 9.44                   | <5   | 12.2 | 14524.2 | 162.3 |
| S3a    | 22                     | 6.1  | 26.4 | 25420.0 | 276.2 |
| S3b    | 19.77                  | 6.42 | 24.6 | 25217.6 | 264.4 |
| S4a    | 21.56                  | 7.3  | 21.0 | 22317.4 | 242.1 |
| S4b    | 23.73                  | 5.36 | 21.7 | 25073.0 | 281.7 |
| S5a    | 16.99                  | 6.5  | 16.9 | 22986.2 | 241.9 |
| S5b    | 23.47                  | 5.71 | 26.0 | 25337.9 | 289.6 |





شکل ۶ - مقایسه مقادیر فلزات سنگین نمونه‌های خاک (a عمق ۱۰-۳۰ متر - b عمق ۳۰-۶۰ متر)

## ۵- نتیجه گیری

منطقه صنایع نفتی تبریز با مجموع مساحت حدود ۸۰۰ هکتار در قسمت شرقی دشت تبریز واقع شده است. در این مطالعه به منظور تعیین مقادیر غلظت فلزات سنگین این محدوده از دستگاه جذب اتمی و همچنین برای تعیین نقاط مجهول آلودگی از روش درون یابی قطعی روش عکس فاصله (IDW) استفاده شده است. از ۱۰ نقطه از آب زیرزمینی و ۵ نقطه خاک سطحی در دو عمق مختلف نمونه برداری انجام شد. طبق نتایج به دست آمده از آنالیزها، به ترتیب عناصر سرب، منگنز، آهن، کادمیوم و جیوه در نمونه‌های آب زیرزمینی و همچنین عناصر آهن، منگنز، کادمیوم، جیوه و سرب در نمونه‌های خاک محدوده مورد مطالعه بیشترین آلودگی را دارند. آلودگی به فلزات سنگین تقریباً در تمام محدوده به صورت پراکنده مشاهده می‌شود. نتایج این مطالعه می‌تواند برای شناسایی و رفع آلودگی و همچنین ارزیابی زیست پالایی آب و خاک منطقه صنایع نفتی تبریز مورد استفاده قرار گیرد.

## ۶- مراجع

- سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۲)، نقشه زمین شناسی تبریز به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰
- شرکت پژوهش عمران راهوار (۱۴۰۱)، گزارش مطالعات طراحی شبکه پالایش آلودگی آب‌های زیرزمینی منطقه صنایع نفتی تبریز
- شرکت مهندسی زیست آذران (۱۳۸۵)، گزارش نهایی ارزیابی اثرات زیست محیطی HSEQ مجتمع پتروشیمی تبریز، امور HIP طرح توسعه واحد (EIA) واحد محیط زیست شرکت پتروشیمی تبریز
- شرکت مهندسین مشاور زمین ژرفاب (۱۴۰۱)، مطالعات ژئوتکنیک طرح توسعه پالایشگاه تبریز
- صفری، ف.، واعظی هیر، ع.، اصغری کلجاهی، ا. (۱۳۹۴)، تعیین آلودگی هیدروکربنی و بررسی تجزیه زیستی در آبخوان در سایت مجتمع پالایشگاه نفت و پتروشیمی تبریز. زمین شناسی کاربردی پیشرفته، جلد ۵، ص ۴۸-۵۸
- عیسائی، س.، ناظمی، ا.، مجنونی هریس، ا. (۱۳۹۸)، ارزیابی و پهنه بندی کیفیت آب زیرزمینی دشت تبریز، سومین کنفرانس ملی هیدرولوژی ایران، تبریز
- Facchinelli, A., Sacchi, E., Mallen, L., 2001. Multivariate statistical and GIS-based approach to identify heavy metal sources in soils. Environ. Pollut., 114(3): 313-324
- Kabata-Pendias, A. (2001). Trace elements in soils and plants. Boca Raton, Fla., London, CRC Press. 413 pp.
- Khairy, M., Barakat, A., Mostafa, A., Wade, T., 2011. Multielement determination by flame atomic absorption of road dust samples in delta region Egypt, microchemical journal 97, 234- 242
- Lasat, M.M., 2002. Phytoextraction of toxic metals- A review of biological mechanisms. Journal of Environmental Quality, 31: 109-120.
- World Health Organization (WHO), 2011. Guidelines for Drinking-water Quality. Third Edition, Vol. 1, Recommendations, WHO Pres, World Health Organization, Geneva, p. 515.

## مطالعه ذخایر کبالت در ایران

### مهدی هاشمی

استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷ - ۱۹۳۹۵، تهران

m.hashemi@pnu.ac.ir

### چکیده

ذخایر کبالت ایران در استانهای اصفهان، فارس، آذربایجان شرقی، کهگیلویه و بویراحمد، چهارمحال و بختیاری و خراسان رضوی وجود دارند. ذخایر کبالت در استان اصفهان شامل معدن لاجورد (فراهان) و ذخایر ناحیه انارک (تالمسی، مسکنی، گودمراد، سه برز و چاه شوره) هستند. معدن لاجورد قمصر کاشان از نوع اسکارن کلسیک آهن (کبالت - مس) است. اکثر ذخایر مذکور در ناحیه انارک از نوع مس - کبالت - نیکل بوده و کانی‌سازی کبالت احتمالا با سنگهای الترامافیک افیولیت‌های انارک و عشین - زوار مرتبط هستند. تیپ کانسارهای مسکنی و گودمراد از نوع پنج عنصری مشخص شده است. در استان فارس در منطقه تیدر (اقلید) کانی‌سازی پلی‌متال (چندفلزی) آهن، منگنز، کبالت، سرب، روی، نیکل، کروم، آرسنیک، تیتانیوم و باریم وجود دارد. سنگ مادر تیدر از نوع الترامافیک بوده و عیار متوسط کبالت در آن ۰/۱ درصد می‌باشد. ذخیره تیدر احتمالا از نوع رسوبی می‌باشد. در استان آذربایجان شرقی ذخایری از کبالت در بایچه‌باغ و روستای کلسیاکندی وجود دارد که همگی پلی‌متال هستند. در ذخیره بایچه‌باغ (ماه‌نشان زنجان) کانی‌سازی کبالت به همراه نیکل، آرسنیک، بیسموت، مس، سرب و روی رخ داده است که سنگ مادر نیکل، مس و بیسموت از نوع الترامافیک و کبالت، آرسنیک، سرب و روی از نوع آندزیت مشخص شده است. کانسار بایچه‌باغ از نوع رگه‌ای پنج عنصری است و عیار کبالت در آن ۰/۴۷ درصد می‌باشد. ذخیره قابل توجهی از مس کبالت‌دار در طول گسل دنا در محور خونگاه (استان کهگیلویه و بویراحمد) - ده معدن (استان چهارمحال و بختیاری) و از شمال و شمال غربی یاسوج تا جنوب غربی شهرکرد وجود دارد. هر دو ذخیره خونگاه (چیدر) و ده معدن (شهرستان اردل) دارای پارائز مس - کبالت - سرب - روی بوده و از نوع کانسارهای مس رسوبی (ذخایر کمربند مس - کبالت آفریقا (زامبیا - زئیر)) هستند و از نظر سن (کامبرین تختانی) نیز با آن مطابقت دارند. سنگ مادر هر دو ذخیره، مافیک بوده است. عیار کبالت در اندیس ده معدن کمتر از یک درصد می‌باشد. اثرات غنی‌شدگی کبالت در شمال غرب و غرب سبزوار (مناطق گغت، فرومد، جغتای، دشت داورزن) و شمال بردسکن (محدوده رودخانه مزار) گزارش شده که با سنگهای الترامافیک افیولیت‌های سبزوار مرتبط هستند. اثرات پراکنده کبالت در استان سیستان و بلوچستان در سنگهای مافیک و الترامافیک وابسته به افیولیت‌های نهپندان - ایرانشهر مشاهده می‌شود. یکی دیگر از منابع کبالت در کشور، باطله کارخانه‌های فرآوری سرب و روی است.

**واژه‌های کلیدی:** کبالت، اسکارن، الترامافیک، افیولیت، چندفلزی

### Study of Cobalt Deposits in Iran

#### Abstract

Cobalt deposits of Iran exist in the provinces of Isfahan, Fars, East Azarbaijan, Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad, Chaharmahal and Bakhtiari and Razavi Khorasan:

Cobalt deposits in Isfahan province include lapis lazuli mine (Farahan) and deposits in Anark area (Talmesi, Meskeni, Gudemorad, Sebarz and Chah Shure). Qamsar Kashan lapis lazuli mine is of calcic iron (cobalt-copper) skarn type. Most of the mentioned deposits in Anark region are of copper-cobalt-nickel type and cobalt mineralization is probably related to the ultramafic rocks of Anark and Ashin-Zavar ophiolites. The type of Meskeni and Gudemorad deposits has been determined to be five-element type.

In Fars province, there is polymetal mineralization of iron, manganese, cobalt, lead, zinc, nickel, chromium, arsenic, titanium and barium in Tidar (Euclid) region. The parent rock of Tidar is of ultramafic type and the average grade of cobalt in it is 0.1%. Tidar deposit is probably of sedimentary type.

In East Azarbaijan province, there are deposits of cobalt in Baiche Bagh and Kelisa Kandi village, which are all polymetals. Cobalt mineralization along with nickel, arsenic, bismuth, copper, lead and zinc has occurred in Baiche Bagh deposit (Mah Neshan Zanjan) that the parent rock of nickel, copper and bismuth is of ultramafic type and cobalt, arsenic, lead and zinc are of andesite type. Baiche Bagh deposit is a five-element vein type and the grade of cobalt in it is 0.47%.

There is a significant deposit of cobalt-bearing copper along the Dena fault in the Khungah (Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad province) - Deh Madan (Chaharmahal and Bakhtiari province) axis and from the north and northwest of Yasuj to the southwest of Shahrekord. Both Khungah (Chidar) and Deh Madan (Ardal city) deposits have copper-cobalt-lead-zinc paragenesis and are of the type of sedimentary copper deposits (deposits of copper-cobalt belt of Africa (Zambia-Zaire)) and in terms of age (Lower Cambrian) also correspond to it. The parent rock of both deposits was mafic. The grade of cobalt in Deh Madan deposit is less than one percent.

Cobalt enrichment effects have been reported in the northwest and west of Sabzevar (Gaft, Forumad, Joghatay, Davarzan plain regions) and north of Bardaskan (Mazar river area), which are related to the ultramafic rocks of the Sabzevar ophiolites. Dispersive effects of cobalt in Sistan and Baluchistan province are observed in mafic and ultramafic rocks related to Nehbandan-Iranshahr ophiolites. Another source of cobalt in the country is the gangue of lead and zinc processing factories.

**Key words:** Cobalt, Skarn, Ultramafic, Ophiolite, Polymetal

## ۱- مقدمه

انواع شناخته شده کانسارهای کبالت شامل ذخایر اسکارنی، لاتریتی، گرمابی، ماگمایی و رسوبی چینه‌سان می باشد:

اغلب ذخایر اسکارن آهن از کبالت، نیکل، کروم و طلا غنی شده اند.

لاتریت ها از منابع ارزشمند فلزات، به خصوص کبالت و نیکل محسوب می شوند.

محلولهای گرمابی توانایی حمل مقدار بالای نیکل و کبالت را ندارند بنابراین مقدار پایین آنها در کانسنگ دلیلی بر حمل محلول کانه دار با سیالات گرمابی دمای پائین است. توده های کبالت با منشأ گرمابی حرارت متوسط (مزوترمال) با سنگ‌های اولترامافیک مرتبط هستند و عیار معدنکاری در آنها ۰/۰۸ - ۰/۰۶ است. این توده ها دارای پاراژنز کبالت، نیکل، بیسموت، نقره یا سرب و روی و یا نقره و آرسنیک هستند. این کانسارها رگه ای هستند و انواع رگه ها شامل رگه کلسیتی نقره دارای آرسنید کبالت، رگه فلوئوروباریت بیسموت و نقره دار، رگه کربناته نقره و کبالت بدون بیسموت، رگه کوارتز کربنات دار دارای مس، کبالت و نیکل، رگه باریت کبالت دار هستند.

ذخایر ماگمایی نیکل به شکل لایه ای بوده و همراه سنگهای الترامافیک هستند. در این ذخایر کانه ها شامل کبالتیت، پنتلاندیت و پیروتیت هستند و عیار معدنکاری آنها ۵ - ۰/۳ درصد است مثال کانسار مس - نیکل سادبوری کانادا

کانسارهای مس رسوبی (نامهای دیگر: کانسارهای مس استراتی باند - استراتی فرم، مس لایه های قرمز، مس با میزبان شیل، مس مانسفلد و کوپرشیفر) دومین تولید کننده مس جهان (پس از کانسارهای مس پورفیری) و مهمترین منبع تأمین کننده کبالت هستند بنابراین در کانسارهای مس رسوبی، کبالت و نقره محصول جانبی می باشد.

نوع دیگر کبالت رسوبی در گرھکها (ندولهای) منگنز دیده می شود که این گرھکها در اثر جذب سطحی یا جانشینی منگنز در گرھک منگنز قدیمی تشکیل می شوند. مقدار کبالت، نیکل و تیتانیوم در این ندولها ۲ تا ۳ درصد است. عیار معدنکاری کبالت در گرھکها ۰/۳ درصد می باشد مثال گرھکهای منگنز اقیانوس آرام.

کانی های کبالت در طول هزاران سال به عنوان عامل ایجاد رنگ آبی در شیشه سازی و سفالگری به کار می رفته است. پیشینه فعالیت و استفاده از کبالت در ایران به پیش از میلاد مسیح بازمی گردد و دانه های شیشه ای آبی رنگ گردنبند پیدا شده در شمال غرب ایران با قدمت ۲۲۵۰ سال پیش از میلاد مسیح دارای کبالت است. آبی کبالت توسط سفالگران ایرانی قرن نهم برای تزئین لعاب قلیایی بی رنگ استفاده می شده است. این لعاب ظروف تازه اختراع شده آنها را که از مخلوط کوارتز، خاک رس سفید و پتاس یا سودا ساخته می شد، می پوشاند. معدن کبالت لاجورد در قمصر کاشان از نمونه ذخایری است که در دوره صفویان مورد استفاده قرار می گرفته است. نمونه های بارز کاربرد کبالت برای ساخت رنگ آبی در کاشی و سرامیک را می توان در مسجد شیخ لطف الله، مسجد امام و عمارت عالی قاپو مشاهده کرد.

بررسی پیشینه تاریخی استخراج کبالت در ایران نشان می دهد که تاکنون معدن بزرگ و چشمگیری از آن کشف نگردیده است. آمار چندان دقیقی از میزان ذخایر کبالت در کشور وجود ندارد. چند محدوده معدنی کبالت در نقاط مختلف کشور وجود دارد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور در گذشته طرحی به نام کبالت را در کشور اجرا کرده است. تمامی اطلاعات موجود درباره ذخایر کبالت کشور نیز به محدوده های معدنی که در دهه ۶۰ توسط سازمان زمین شناسی کشور مورد بررسی قرار گرفته، محدود می شود. درباره تمام این ذخایر (بجز ذخایر محدوده خونگاه تا ده معدن) می توان گفت که در مقایسه با ذخایر کبالت همراه مس ژئیر و زامبیا قابل قبول نیست. در تمامی این معادن میزان ذخایر کبالت چندان بالا نبوده و ذخایر این کانی در کشور رقم پائینی را به خود اختصاص داده است. درواقع تمامی این ذخایر کوچک و در حد چندصد هزار تن بوده است. ماده معدنی موجود در این معادن تنها کبالت نیست بلکه کبالت به شکل پاراژنز، کانی های دیگری همچون مس و آهن را همراهی می کند. درواقع کبالت به عنوان یک محصول جانبی در معادن آهن و مس یافت

می‌شود برای مثال در معادن تیدر و لاجورد، در کنار آهن، ذخایری از کبالت یافت شده است. در گذشته بر روی برخی از این معادن سرمایه‌گذاری انجام شده اما اکنون بیش‌تر از ذخایر آهن آن استفاده می‌شود. در واقع این ذخایر می‌توانند در آینده مورد توجه قرار گیرد و تأمین نیاز صنایع کشور تا حدودی با استفاده از این ذخایر انجام شود. اما از آنجایی که این ذخایر از نوع پلی‌متال هستند باید روی آنها عملیات فرآوری بیش‌تری انجام شود، از این رو بهره‌برداران بیش‌تر به سمت برداشت ذخایری همچون مس می‌روند که نیاز به فرآوری کم‌تری دارد و در این میان عنصری مانند کبالت و نیکل دور از چشم می‌مانند. کبالت و نیکل در بیش‌تر معادن کشور به شکل عناصر همراه در کنار مواد معدنی دیگر هستند. مناطق افیولیتی ایران را می‌توان به عنوان یکی از مهم‌ترین منابع کبالت، نیکل و کروم نام برد.

یکی دیگر از منابع کبالت و نیکل در کشور، باطله کارخانه‌های فرآوری سرب و روی است زیرا سرب و روی که در این کارخانه‌ها استحصال می‌شوند، حاوی مقادیری کبالت و نیکل هستند و بعد از عملیات فرآوری، کبالت و نیکل به باطله تبدیل می‌شوند. اگر این موضوع جدی گرفته شود و تدبیری برای جداسازی کبالت و نیکل موجود در باطله‌ها اندیشیده شود، می‌توان از این حجم بالای باطله‌های سرب و روی میزان قابل قبولی از کبالت و نیکل به دست آورد. درواقع باطله‌های سرب و روی حکم ذخایر کبالت و نیکل ایران را دارند و باید میلیون‌ها تن باطله را تجزیه و میزان ماده معدنی موجود در آن را ارزیابی کرد.

## ۲- بحث

کانسارهای کبالت ایران در استانهای اصفهان، فارس، آذربایجان شرقی، کهگیلویه و بویراحمد، چهارمحال و بختیاری و خراسان رضوی وجود دارند:

### الف) ذخایر کبالت در استان اصفهان:

معدن لاجورد (فراهان) در قمصر کاشان یک ذخیره آهن کبالت دار است.

کانیهای کبالت و نیکل در ناحیه انارک در معادن قدیمی تالمسی و مسکنی و همچنین کانسارهای گودمراد، سه برز، چاه شوره و.. گزارش شده است. این درحالی است که اکنون این معادن به شکل متروکه درآمده و هیچ‌گونه فعالیت معدنی در آنها مشاهده نمی‌شود. اکثر این اندیسها از نوع مس - کبالت - نیکل بوده و کانی سازی کبالت احتمالاً با سنگهای الترامافیک افیولیت‌های انارک و عشین - زوار مرتبط هستند.

معدن کبالت لاجورد در ۷ کیلومتری شمال قمصر و حدود ۲۶ کیلومتری جنوب شهرستان کاشان، در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر و در زیرپهنه تبریز - ساوه واقع شده است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل ولکانیک‌های ائوسن، نهشته‌های دریایی سازند قم و توده‌های نفوذی است. مجموعه ولکانیکی - رسوبی ائوسن شامل آندزیت، آندزیت بازالتی، ریوداسیت، ریولیت و میان‌لایه‌هایی از آهک نازک‌لایه نومولیت‌دار، توف، شیل و ماسه‌سنگ است. بر روی این واحدها، نهشته‌های دریایی سازند قم بصورت دگرشیب قرار گرفته که شامل شیل و مارن فسیل‌دار خاکستری، آهک‌های نازک‌لایه فسیل‌دار خاکستری‌رنگ با میان‌لایه‌های مارن و آهک مارنی، و آهک‌های ضخیم‌لایه زرد رنگ است. ترکیب توده‌های نفوذی منطقه بصورت کوارتزودیوریت، کوارتزومونودیوریت تا گرانودیوریت است که در میان ولکانیک‌های ائوسن و آهک‌های سازند قم تزریق شده‌اند. سپس یک توده نیمه عمیق میکرودیوریت پورفیری درون توده‌های مزبور و در همبری با آهک‌های منطقه تزریق شده است که کانه‌زایی اصلی در ارتباط با این توده است. توده‌های نفوذی منطقه ماهیت ساب آلكال و كالك آلكال داشته و پرآلومین هستند. این توده‌ها ویژگی‌های گرانیتوئیدهای تیپ I را دارند و مشخصات نوع مرتبط با کمرندهای ماگمایی زون فرورانش را نشان می‌دهند. تزریق توده‌های نفوذی موجب تبلور مجدد، اسکارن‌زایی و کانی‌سازی در آهک‌ها و میان‌لایه‌های توفی سازند قم شده است. مهم‌ترین اسکارن‌های مشاهده شده عبارتند از گارنت اسکارن، گارنت - پیروکسن اسکارن، اپیدوت - کلسیت - پیروکسن اسکارن و آمفیبولیت اسکارن. کانه‌زایی، همه این اسکارن‌ها را همراهی می‌کند، اما بخش مهمی از کانه‌زایی مگنتیت - کبالتیت همراه با آمفیبولیت اسکارن مشاهده می‌شود. ماده معدنی به شکل رگه‌ای، توده‌ای و عدسی است. رگه اصلی کانه‌دار، در امتداد زون گسل چپ گرد با راستای N15E/60SE قرار گرفته که توده نفوذی میکرودیوریت پورفیری و آهک‌های همبر را قطع کرده و در طول حدود ۲۰۰ متر اما بصورت ناپیوسته و به ضخامت‌های چند دسی‌متر تا حداکثر ۸ متر کانه‌زایی انجام شده است. کانی‌شناسی شامل مگنتیت، کبالتیت، کالکوپیریت، پیریت، آرسنوپیریت، هماتیت و اسفالریت است. دگرسانی‌های مشاهده شده در منطقه عمدتاً شامل آرژیلیک، سریستی، پتاسیک، پروپلیتیک، تورمالینی، سیلیسی، مگنتیتی و هماتیتی و سولفیدی است. ویژگی‌های توده نفوذی منطقه، هماهنگی بسیار جالبی را با توده‌های نفوذی مولد اسکارن آهن نشان می‌دهند. سیالات هیدروترمال مؤثر در کانه‌زایی، منشاء ماگمایی همراه با اختلاط با آب‌های جوی داشته و توده نفوذی در تأمین مواد معدنی تشکیل دهنده اسکارن، سهم عمده را بر عهده داشته است. براساس مطالعات میکروترموتری سیالات درگیر بر روی گارنت و پیروکسن مرحله

متاسوماتیسم پیشرونده و کوارتز مرحله دگرسانی پسروده، دمای همگن شدن در فاز پیشرونده بین ۴۰۰ تا بالای ۶۰۰ درجه سانتی گراد و شوری بین ۱۲ تا ۲۰ درصد معادل وزنی نمک طعام بوده و در مراحل تاخیری فاز پسروده، دمای همگن شدن در حدود ۱۸۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد، و شوری آن بین ۸/۵ تا ۹/۱۱ درصد معادل وزنی نمک طعام است. دماسنجی ایزوتوپی، برای جفت کانی‌های پیریت و کالکوپیریت دمای ۵۹۲°C و برای جفت کانیهای کوارتز و مگنتیت، دمای ۴۸۲°C را برای کانی‌سازی نشان می‌دهد. به موازات تزریق، جایگیری و تبلور توده نفوذی، مراحل مختلف اسکارنی شدن، شامل دگرگونی ایزوکمیکال، متاسوماتیسم پیشرونده و دگرسانی پسروده در منطقه رخ داده است. حجم قابل توجهی از سیالات کانه‌دار، در طول گسل‌ها شکستگی‌ها و فضاهای کم‌فشار حرکت نموده و با نفوذ به داخل سنگهای آهکی سازند قم و بخش‌هایی از توده میکرودیوریت پورفیری، باعث بروز متاسوماتیسم و کانی‌سازی شده است. کانسار کبالت قمصر در گروه کانسارهای اسکارن کلسیک آهن (کبالت - مس) قرار دارد (محمودوست، ۱۳۸۹). نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن، منشأ سیال ماگمایی و گرمابی همراه با آمیختگی با سیال‌های حوضه ای را برای این کانی‌سازی پیشنهاد می‌دهد (محمودوست و همکاران، ۱۳۹۴).

در کانسار کبالت قمصر بلورهای اتومورف کبالتیت در داخل مگنتیت قرار گرفته و مرز این دو کانی به صورت شارپ می‌باشد (تقدم تبلور کبالتیت). پیریت محملی برای کبالتیت نبوده و کانی کبالتیت مستقلاً و قبل از تبلور پیریت تشکیل شده است. زوناسیون کبالتیت (به صورت باند‌های روشن و تیره) به علت جاننشینی و تبادل یون آهن با کبالت به ویژه در حاشیه کریستال‌های کبالتیت تشکیل شده است. دو نوع توده نیمه بازیک و اسیدی وجود دارد که توده‌های نوع اول (مثل توده میانی و جنوب شرقی منطقه) بیشتر دارای کانی‌سازی حرارت بالا مثل کبالتیت و مگنتیت هستند که به صورت کنتاکت متاسوماتیسم و به شکل اسکارن تشکیل شده‌اند. توده‌های دومی دارای کانی‌سازی حرارت پایین در حد اسفالریت، گالن و باریت می‌باشند که به صورت گرمابی تشکیل شده‌اند (حاج علیو، ۱۳۶۹).

کانسار مس، نیکل، کبالت و اورانیوم مسکنی در ۲۲ کیلومتری غرب انارک و ۱۸ کیلومتری جنوب روستای عشین در ایران مرکزی قرار دارد. واحدهای چینه‌شناسی کانسار شامل متامورفیت‌های پروتروژوئیک بالایی انارک، با نام شیت‌های درختک، کنگلومرای کرتاسه بالایی - پالئوسن، آندزیت گرگاب (انوسن زیرین)، سازند توفی انوسن میانی - بالایی سهلاب، مولاس انوسن - الیگوسن و رسوبات کواترنری می‌باشد. سنگ میزبان آندزیت می‌باشد. سنگ اصلی آندزیت تا آندزیت بازالت است. در زمینه سنگ‌ها بیشتر کانی پلاژیوکلاز قابل مشاهده است. دگرسانی کربناته و سیلیسی شدن به شکل جاننشینی و رگچه‌ای قابل مشاهده است. حفرات با کلسیت و سیلیس پر شده است. دگرسانی رسی در مناطق دارای کانه‌زایی وجود دارد. براساس مطالعات بر روی نمونه‌های کوارتز و کلسیت موجود در رگه‌های کانه‌دار، کانه‌ها شامل کالکوسیت، نیکلین، کالکوپیریت، بورنیت، راملزبرژیت و مالاکیت می‌باشد. ۱۰ عنصر کبالت، نیکل، مس، روی، سرب، توریم، اورانیوم، زیرکونیوم و استرانسیوم اندازه‌گیری شدند که از این میان کبالت، نیکل، مس و اورانیوم اهمیت بیشتری دارند. براساس مطالعه سیالات درگیر، دمای ذوب آخرین یخ سیالات درگیر (Tm) از ۶/۱- تا ۵/۱۸- درجه سانتی گراد و شوری آن‌ها ۵/۲۲ - ۲ درصد وزنی معادل نمک طعام محاسبه شد. دمای همگن شدن اکثر سیالات درگیر در محدوده ۱۶۰- تا ۱۳۰ درجه سانتی گراد به دست آمد. سیالات کانه ساز دارای دو منشأ کاملاً متفاوت هستند که این امر می‌تواند بیانگر کانه‌زایی در دو مرحله جداگانه یا سیالات کانه‌زا با دو منشأ کاملاً متفاوت باشد. احتمالاً یکی از آن‌ها منشأ آتشفشانی و دیگری منشأ شورابه‌ای حوضه‌ای را نشان می‌دهد. سنگ میزبان شوشونیتی است. تپ کانسار مسکنی پنج عنصری است (مختارزاده محمدی، ۱۳۹۰).

در محدوده کانسار مس تالمسی در ۳۴ کیلومتری شمال غربی شهر انارک تشکیلات پروتروژوئیک فوقانی تا کواترنری قابل مشاهده است. سنگهای تشکیل‌دهنده این کانسار عمدتاً از جنس آندزیت و آندزیت بازالتی می‌باشند. این سنگها متعلق به واحد زیرین انوسن تحتانی بوده و به سازند آندزیتی گرگاب مشهورند. تماس این سازند آندزیتی با واحد قدیم‌تر خود یعنی کنگلومرای پالئوسن (معادن کنگلومرای کرمان) گسلی و از نوع روراندگی می‌باشد. تحت تاثیر عملکرد این سنگها و صعود سیالات هیدروترمالی سنگ اولیه کاملاً آتزه شده است. کانی‌سازی نیز در اثر همین فرآیند به وجود آمده است. آلتراسیون سنگ در برگیرنده کانسار عمدتاً از نوع آرژیلیکی و کربناتی می‌باشد. دو مجموعه کانی حاصل از عملکرد فرآیند آلتراسیون قابل تشخیص‌اند که عبارتند از مجموعه سیلیس + سرسیت + کانیهای رسی + کربنات + آلپیت و مجموعه سیلیس + کربنات + کلریت. کانه‌های کانسار عمدتاً از نوع آرسنید نیکل، کبالت، مس و همچنین سولفیدهای مس می‌باشد. غیبت بعضی کانه‌های حرارت بالا مانند سولفیدهای نیکل و کبالت در کانسار قابل توجه است. زون دارای آنومالی، هم‌اکنون در اعماق ۳۰ و ۴۲ متری (ترجیحاً ۴۲ متری) قرار دارد. مس با بعضی از عناصر مانند نیکل، کبالت و آرسنیک همبستگی مثبت و قوی نشان می‌دهد، اما با بعضی عناصر دیگر مانند روی، وانادیوم و استرانسیوم بیشتر همبستگی منفی نشان می‌دهد. با توجه به هم‌امتداد بودن کانی‌سازی با جهت شمال غربی، گسل تالمسی نقش تعیین‌کننده‌ای در کانی‌سازی داشته است. یکی از سه منشأ آبهای ماگمایی، محبوس و جوی تامین‌کننده سیال گرمابی در این کانسار هستند. با توجه به وجود کانه‌های نیکل، کبالت و مس، سنگهای بازیک و الترابازیک تامین‌کننده عناصر فوق‌الذکر بوده‌اند. وجود گسلهای متعدد و متنوع با امتدادها و شیپهای مختلف در اطراف کانسار تالمسی منطقه‌ای مستعد را از لحاظ زون دارای شکستگی و گسل فراهم آورده است. شکسته شدن کمپلکسهای آرسنیدی نیکل،

کبالت و مس و کمپلکسهای سولفیدی مس، به واسطه کاهش شدید فشار در این زون انجام شده است. نقش عنصر آرسنیک به دلیل خصوصیات آمفوتری و تشکیل کمپلکسهای پایدار حتی در pH بالاتر از ۷ شایان توجه است (خردمند، ۱۳۷۶).

در کانسار پلی متال تالمسی دو فاز کانی زایی، یکی با دمای هموزن شدن بالا تقریباً بین ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی گراد و شوری بین ۵ تا ۲۰ درصد وزنی معادل NaCl و دیگری با دمای هموزن شدن پایین تر، تقریباً بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد و شوری بین ۵ تا ۳۰ درصد وزنی معادل NaCl مشخص شده اند (غلامپور و هزارخانی، ۱۳۹۳).

در محدوده معدنی تالمسی دو مرحله کاملاً مجزای کانی سازی رخ داده است. در مرحله اول کانی سازی سولفیدی مس به صورت رگه ای - رگچه ای و استوک ورک و در ارتباط با آتشفشانی شوشونیتی اتوسن صورت گرفته و در مرحله دوم و با فاصله زمانی نسبتاً زیاد کانی سازی نیکل، کبالت و اورانیم نیز در همان محل کانی سازی مرحله اول به وقوع پیوسته است. یکی از دلایل اصلی این کانی سازی در منطقه جایگاه تکنونماگمائی خاص آن است که در مرحله اول به شکل گیری کانسارهای مس نوع آتشفشان زاد در ارتباط با گسل پر شیب تالمسی منجر گردیده و سپس در مراحل بعدی فعالیت گسل درونه، گسل تالمسی که یکی از انشعابات درونه محسوب می گردد، نیز فعال شده و آن را به مجرائی مناسب برای عبور سیالات کانه زا تبدیل نموده است. علاوه بر این همراهی اورانیم با نیکل و کبالت نه تنها در این کانسار بلکه در اغلب ذخایر مشابه عمومیت دارد، برای مثال در کانسار کبالت گوگاندا، کانادا، نیکل و کبالت محصول اصلی و اورانیوم محصول فرعی است. با توجه به اینکه باطله های اصلی در تمام این ذخائر کانی های کربناته مانند دولومیت + کلسیت + سیدریت هستند و اینکه براساس مطالعات، محلولهای کربناته طی فرایند لیستونیتی شدن سنگهای اولترابازیک باعث رها شدن نیکل و کبالت و تحرک این عناصر می گردند، همراهی عناصر نیکل و کبالت با اورانیوم در این ذخایر امری منطقی به نظر می رسد و نشانگر ساز و کار مشترک حمل و نقل یا تمرکز عناصر اورانیوم با نیکل و کبالت در این ذخایر است (باقری و همکاران، ۱۳۸۲).

کانسار نیکل، کبالت، آرسنیک و مس گود مراد در ۲۰ کیلومتری شمال غرب انارک در زون ایران مرکزی قرار دارد. منطقه معدنی انارک یکی از بهترین نمونه های کانی سازی در محل تقاطع خطواره های مهم بزرگ مقیاس همانند گسل بزرگ کویر - درونه با امتداد شمال شرق - جنوب غرب و کمربند ماگمایی ارومیه دختر با روند شمال غرب - جنوب شرق است. گسل گود مراد با روندی شرقی - غربی کنترل کننده کانه زایی است. منطقه کانه زایی با طولی حدود ۲۵۰ متر در امتداد این گسل و احتمالاً تا عمق ۱۰۰ متری کانه زایی ادامه دارد. قدیمی ترین سنگهای موجود در منطقه، شیستهای چاه گربه به سن پروتروزوئیک بالائی هستند و از دیگر سنگهای این منطقه می توان به سرپانتینیت، پریدوتیت، لرزولیت، متابازیت، لیستونیت، دولومیت، مرمر و کنگلومرا اشاره کرد که سنگ درونگیر ماده معدنی شیستهای برشی شده و متابازیتها است. کانه زایی به صورت آرسنیدهای نیکل، کبالت و کانه های مس است که در مرحله اول کانه های نیکلین، راملزبرگیت، کبالتیت و در مرحله بعدی پیریت، آنابرژیت، مانوچریت و در مرحله آخر آزوریت، مالاکیت و اکسیدهای آهن ... تشکیل شده اند. عناصر نیکل، کبالت و آرسنیک همبستگی بالایی دارند که می تواند دلیلی بر منشاء و ساز و کار مشترک در حمل این عناصر باشد. منشاء این عناصر از سنگ های اولترامافیک منطقه و حمل بیشتر به صورت کمپلکس های کربناته، آرسنیدی و سولفیدی بوده است. سیالات در گیر از دمای همگن شدن و شوری نسبتاً پائینی برخوردارند که این نشان دهنده عدم دخالت سیستم های آتشفشانی در تشکیل این کانسار و یا دور بودن از سیستم های آتشفشانی است. چگالی سیالات در گیر در محدوده ۱ - ۰/۹ قرار می گیرد. آبهای حوضه ای و جوی نقش مهمتری در حمل، تمرکز و نهشت عناصر این کانسار ایفا می کنند. کانه زایی کانسار گود مراد فقط در یک فاز انجام گرفته و از نوع پنج عنصری و همچنین اپی ترمال دما پایین بوده است (مظاهری کوهانستانی، ۱۳۹۲).

براساس مطالعات انجام شده توسط شرکت تکنواکسپورت میزان ذخیره کانسار گود مراد ۴۵۵ هزار تن با عیار ۵/۱ درصد نیکل و کبالت ذکر شده است. کانسار پلی متال گودمراد در زون ایران مرکزی و زون انارک - خور واقع شده است. قدیمترین واحدهای منطقه، سنگهای دگرگونی پر کامبرین بوده که شامل شیست، کوارتزیت و متابازیت می باشند. نفوذ یک توده گرانیته در منطقه باعث دگرسانی سرپانتینی، دولومیتی و لیستونیتی شدن سنگها گشته است. گسلهای منطقه در ساختار کانسار نقش داشته و تاحدودی کانی سازی را کنترل نموده است. کانی سازی به شکل رگه ای و افشان بوده و در یک سیمان - کوارتز - کربنات واقع شده است. سنگ میزبان کانی سازی توده متابازیتی است که ضخامت آن ۱۵ - ۱۰ متر و طول آن ۲۴۰ متر است. آنومالیهای مس، کبالت، نیکل، طلا، نقره و مولیبدن در منطقه وجود دارد و کانی شناسی شامل نیکلیت، بورنیت، کالکوسیت، پیرویت، طلا و نقره است. کانسار گود مراد یک کانسار پلی متال مس - نیکل - کبالت مولیبدن طلا دار است (صباحی و ابراهیمی، ۱۳۹۳).

معدن چاه شوره در ۱۵ کیلومتری شمال شهر انارک و تقریباً هم عرض جغرافیایی طالمسی قرار دارد و تماماً بوسیله تکنونیک آلپین و گسل های عادی و معکوس کنترل می شود. کانی سازی در امتداد گسل بزرگی در مجموعه سنگهای اولترابازیک و شیست های دگرگون شده انارک بوقوع پیوسته است. کانی سازی اورانیوم بصورت پشبلند همراه با کانی های دیگری مانند کالکوزین، بورنیت، مولیبدنیت، کوولیت، پیروهویت، آنابرژیت، سروزیت، کبالتیت، گالن،



اسفالریت، پیریت، مارگاسیت در نواحی سرپانتینی شده در امتداد WNW صورت گرفته است. سنگهای اولترابازیک تحت تاثیر محلولهای گرمایی سرپانتینی شده و سپس بصورت حجم های لیستونیت در تمام طول توده به چشم می خورند.

### ب) ذخیره کبالت در استان فارس:

ذخیره کوچکی از کبالت به نام تیدر در نزدیکی اقلید در استان فارس وجود دارد. این معدن در آغاز با هدف بهره برداری آهن و منگنز مورد توجه بوده ولی در بررسی های بعدی مشخص شد که معدنی پلی متال متشکل از کانه های آهن، منگنز، کبالت، سرب، روی، کروم، آرسنیک، تیتانیم و باریم است و به لحاظ اهمیت وجود کانه استراتژیک کبالت مورد توجه بیشتر قرار گرفته است. کانی زایی این معدن احتمالاً رسوبی می باشد.

کانسار تیدر در ۱۸ کیلومتری شمال غرب اقلید قرار گرفته و جزئی از زون سندج - سیرجان محسوب می شود. عمده ترین واحد چینه شناسی ناحیه، آهکهای اریپتولین دار کرتاسه است، اما کانه زایی در تعدادی افق معدنی هم شیب و روند با واحدهای رسوبی منطقه شامل توالیهای آواری آهکی، ماسه سنگی و شیلی ژوراسیک بالایی (مالم) اتفاق افتاده که غالباً توسط آبرفتیهای دوران چهارم پوشیده شده است. شاخص ترین فاز کانیایی موجود، ترکیبات اکسیدی آهن دار است که در سیر تکاملی خود از مگنتیت به هما تیت و سپس به لیمونیت و گوتیت، نشانگر حضور فزاینده محیطی آبگین است. فازهای حاوی کبالت، نیکل، منگنز، تیتانیم، آرسنیک و ... وجود دارد. مجموعه موجود، یک رخساره کانیایی مربوط به محیط اکسیدان و هوا زده است. وجود کبالت به شکل شکافه پرکن و نیز پراکنده و گاه توده ای در زمینه آهنگار نشانگر ثانویه بودن کبالت نسبت به آهن است. پدیده جذب عامل تمرکز دهنده کبالت بوده است (بعلت عدم حضور کانی کبالت دار در آنالیزهای XRD) مویید این نظریه، همراهی ناهمگون کبالت با ترکیبات آهن، منگنز و کانیهای رسی بعنوان ترکیبات جذب کننده (Seavenger) می باشد. شواهدی از قبیل عدم وجود توده نفوذی، غیبت محسوس رخنمون توده های الترامافیک، تشکیل افقهای کانه زایی هم شیب با لایه بندی، مقادیر پایین سرب و روی، عدم حضور کانیهای معرف رخساره احیایی و ...، نشانگر عدم حضور انواع شناخته شده کانسارهای کبالت (ذخایر اسکارنی، لاتریتی، گرمایی، ماگمایی و رسوبی چینه سان) در تیدر می باشد و احتمالاً نوع متفاوتی از کانسار سازی کبالت در تیدر وجود دارد. احتمالاً منبع اولیه کبالت، یک توده هوا زده الترامافیک بوده است. کبالت، یا بصورت یون آزاد به حوضه رسوبگذاری ژوراسیک بالایی در ناحیه تیدر حمل شده و یا اینکه از هوازدگی کانی حاوی کبالت در ساختار شبکه ای خود، در حوضه رسوبی ناشی شده است. یونهای آزاد شده کبالت یا بر روی ترکیبات خاصی جذب شده و یا اینکه صرفاً در پی تغییرات محیطی در فضاهای خالی موجود در زمینه ته نشین شده است (مسعودی، ۱۳۷۷).

فازهای کانیایی موجود در تیدر شامل کانی های نیکلین، کلودیت، یوکونیت، کولفانیت و آرسنوسیدریت هستند. در مقاطع صیقلی، تشخیص کانی های کبالت میسر نشد. فازهای کبالت دار یا به صورت توده های بی شکل ظاهر شده اند و یا اینکه درزه های کانی های ثانویه آهن را پر کرده اند. در حالت دوم، فاز کبالت دار با پر کردن درزه های موجود در کانیهای ثانویه عملاً به صورت یک فاز ثانویه ظاهر شده است. وجود درزه های پر شده توسط فاز حامل کبالت بیانگر این نکته مهم است که ته نشینی کبالت پس از کانی های آهن ثانویه صورت گرفته است (قطمیری و شهاب پور، ۱۳۷۸).

کانسار کبالت تیدر در منطقه چشمه پهن محرابگی قرار دارد و از نظر ذخیره در رده ذخایر کوچک و از نظر عیار در رده ذخایر متوسط به بالا طبقه بندی می گردد. این کانسار بطور متوسط حاوی ۰/۸ درصد کبالت و ۰/۰۶ درصد نیکل بوده و کانیهای باطله آن عمدتاً سیلیس و اکسیدهای آهن می باشد (عبد الهی و همکاران، ۱۳۸۳).

### ج) ذخایر کبالت در استان آذربایجان شرقی :

در استان آذربایجان شرقی در بایچه باغ (منطقه ماه نشان) و ادامه آن روستای کلسیا کندی نیز ذخایری از کبالت وجود دارد. این ذخایر همگی پلی متال هستند. در بایچه باغ عیار کبالت ۰/۴۷ درصد و مس ۲ درصد می باشد و ۲۱۵ هزار تن کانسنگ استخراج شده است.

منطقه معدنی بایچه باغ در ۱۴۴ کیلومتری شمال غرب زنجان در شمال تکاب قرار دارد و از دیدگاه چینه نگاری شامل سنگهای گنیس، آمفیبولیت، شیست و سنگهای فرامافیک پر کامبرین است که به طور دگر شیب توسط واحدهای سنگی آتشفشانی - آتشفشانی آواری و رسوبات وابسته از زمان ترشیری و کوآترنری پوشیده شده اند. سنگهای آتشفشانی به دو گروه ریولیتی و آندزیتی تقسیم شده و گروه سنگهای ریولیتی میزبان اصلی کانسار بایچه باغ است. پارائز کانی شناختی این کانسار شامل کانه های مس، سرب، روی، نیکل، کبالت و بیسموت است که در ۹ رگه اصلی و تعدادی رگچه های فرعی تشکیل شده اند. براساس مطالعه میانبارهای سیال، گستره دمای همگن شدگی (Th) برابر ۴۷۰ °C - ۲۱۲ °C، شوری (معادل درصد کلرید سدیم) حدود ۲۵ درصد و فشار به دام افتادگی

سیال از ۵۰ تا ۸۰۰ بار است. کانسار بایچه باغ از نوع کانسارهای گرمایی نوع رگه ای پنج عنصری بوده و در ارتباط با بازچرخش مواد کانه و انتقال سیالهای کانه دار صورت گرفته است. این سیالهای در راستای بازچرخش در سنگهای میزبان مجاور، سنگهای فراپازی پی سنگ قدیمی در ژرفای زیاد را نیز شسته و در شرایط مناسب، کانه های معدنی را در فضاهای ناشی از گسلش رسوب داده اند (لطفی و کریمی، ۱۳۸۳).

رگه های چندفلزی کانسار بایچه باغ با سنگ میزبان ولکانیک در کمان ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. سنگ های ماگمایی منطقه را می توان در دو گروه ولکانیک های الیگوسن - میوسن (شامل داسیت، ریوداسیت، ریولیت و پیروکلاست ها) و کوآترنری (شامل آندزیت بازالت و بازالت) طبقه بندی کرد که با ناپیوستگی بر روی گنیس و الترمافیک های پرکامبرین قرار گرفته اند. رگه های چندفلزی کوآتر - کربنات اغلب از سولفید و سولفوسالت های فلزات پایه (شامل مس، کبالت، بیسموت، نیکل، سرب، آرسنیک، مولیبدن، نقره و طلا) تشکیل شده اند. رگه های معدنی با روند محور تاقدیس مرکزی، در میزبان داسیت ها و پیروکلاست ها جای گرفته اند و خاستگاه گرمایی مرتبط با ولکانیسم های آندزیتی دارند. کبالت، نیکل، مس و بیسموت احتمالاً در دما بالا از سنگ بستر الترمافیک منطقه منشأ گرفته اند (محمدی و همکاران، ۱۴۰۱).

کانسار پلی متال بایچه باغ بخشی از زون ایران مرکزی بوده و در کمان ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته است. رخنمون های سنگی منطقه شامل سنگ های دگرگونی پرکامبرین، توده ساب ولکانیک، توالی های آذرآواری الیگوسن - میوسن و واحدهای رسوبی الیگوسن تا کوآترنری می باشد. سنگ های آذرآواری در منطقه متشکل از ویتریک توف، کریستال لیتیک توف، کریستال ویتریک توف، لیتیک کریستال توف و آگلومرا می باشند. ترکیب سنگ های ساب ولکانیکی اغلب در حد آندزیت - داسیت است. واکنش سیالات گرمایی با سنگ میزبان سبب گسترش دگرسانی های آرژلیک، سیلیسی - سریستی، سریستی - کربناته و کلریتی - کربناته شده است. کانسار بایچه باغ شامل رگه های پلی متال کوآتر - کربناتی کانه دار است که بیشتر این رگه های کانی سازی شده در راستای N65E و N95، اغلب در میان توده ساب ولکانیکی و تا حدی واحدهای آذرآواری جای گرفته اند. بافت های اصلی کانسار رگه - رگچه ای و برشی است. سه مرحله اصلی کانه زایی در کانسار بایچه باغ شناسایی شده است که مرحله اولیه شامل تشکیل کانی های سولفیدی فلزات پایه مانند سولفیدی کالکوپریت، پیریت، مارکاسیت، گالن و اسفالریت و کانی های اکسیدی هماتیت، اسپیکولاریت و مگنتیت و عنصر طلای خالص می باشد و مرحله دوم عمدتاً شامل کانی های آرسنیدی و سولفو آرسنیدی مانند اسکوترودیت، سافلوریت، رملسبریت، آرسنوپریت، جرسدورفیت - کبالتیت و الوکلاست و عنصر Native بیسموت بوده و مرحله سوم شامل سولفوسالت های بیسموت مانند ویتچنیت و امپلستیت است. مرحله دوم کانه زایی (Ni-Co-Fe-As) نسبتاً پیچیده و شامل سه زیر مرحله مختلف می باشد. روند تکاملی  $Fe \geq Co \text{ \& gt; Ni}$  برای کانی های Ni-Co-As از زیر مرحله اول تا آخر مرحله دوم ثبت گردیده است. براساس مطالعات میان بارهای سیال، دمای همگن شدن سیالات بین ۲۸۰-۷۴ درجه سانتی گراد و درجه شوری ۳/۰۶ تا ۲۵/۷ درصد وزنی معادل NaCl در تغییر است. این کانسار بیشترین شباهت را با کانسارهای رگه ای پنج عنصری دارد (رضازاده، ۱۳۹۹).

ذخیره معدن مس بایچه باغ در ۹ رگه اساسی بنام های تاییدان ۱ و ۲، بایچه باغ ۱، ۲ و ۳، روی بایچه باغ ۱ و ۲، خشنودی و دره تمرکز یافته است. جهت رگه ها شمال شرق - جنوب غرب بوده و موازی محور رودخانه قلعه جای و محور تاقدیس بایچه باغ می باشد که این امر با جایگیری مواد معدنی در امتداد شکستگی های کششی محور تاقدیس مربوطه همخوانی دارد لذا در بایچه باغ عوامل تکتونیکی نقش عمده ای را در تشکیل داشته اند. طول این رگه ها بین ۱۰۰ تا ۶۰۰ متر و عرض آنها به شدت متغیر می باشد. کانه های مس دار (کالکوپریت، آرسنوپریت، تتراهدريت، و بورنیت)، کانه های سرب و روی (گالن و اسفالریت)، کانه های بیسموت (بیسموت خاص و امپلکتیت)، کانه های اورانیم (پیچ بلند و کافینیت) شناسایی شدند (مجتهدی و همکاران، ۱۳۷۳).

#### د) ذخایر کبالت / استان های کهگیلویه و بویراحمد - چهارمحال و بختیاری:

یکی از ذخایری که می تواند معادل ذخایر کمربند مس - کبالت آفریقا (زامبیا - زئیر) باشد و از نظر سنی نیز با ذخایر کمربند مذکور برابری می کند، در محور خونگاه (استان کهگیلویه و بویراحمد) - ده معدن (استان چهارمحال و بختیاری) قرار دارد. ذخیره قابل توجهی از مس همراه با عنصر کبالت (مس کبالت دار) در محور خونگاه - ده معدن شناسایی شده است. با توجه به گسترش رخنمون لایه های مس کبالت دار در طول گسل دنا و از شمال و شمال غربی یاسوج تا جنوب غربی شهرکرد، انجام عملیات اکتشاف تکمیلی برای شناسایی ذخیره نهایی در محدوده ضروری است. متأسفانه علی رغم پیگیری های دو دهه گذشته سازمان صنعت، معدن و تجارت، سازمان حفاظت محیط زیست به دلیل قرارگیری این محدوده در محدوده پارک ملی و منطقه حفاظت شده با انجام عملیات اکتشاف تکمیلی مخالفت می کند.

در کانسار مس خونگه (چیدر)، سن سنگ میزبان، کامبرین تحتانی و ژنز آن رسوبی است. مقدار ذخیره ۲۴۸۵۰۰ تن با عیار دو تا سه درصد اکسید مس است.

کانسار مس خونگه در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال - شمال غربی شهرستان یاسوج و در جنوب غربی کوه دنا قرار گرفته است. قدیمی ترین سنگهای منطقه مربوط به پی سنگ کهر است که روی آن را سازندهای باروت - زاگون - لالون - میلا - دالان می پوشاند. در محدوده کانسار دو سازند لالون در پایین و میلا در بالا شامل دو بخش کربناته و تخریبی وجود دارد که کانه زایی بیشتر در بخش کربناته صورت پذیرفته است. کانسار مس در مجموعه واحدهای کربناته مربوط به واحد A از سازند میلا قرار دارد. در منطقه یک سنگ کربناته با ترکیب دولومیتی وجود دارد که کربنات میکروکریستالین به صورت های دولواسپارایت و دولو میکرایت است. سنگ میزبان در منطقه تحت تاثیر شدید پدیده دولومیتی شدن قرار گرفته و فضای مناسبی جهت نهشته شدن ماده معدنی فراهم کرده است. کانی سازی در امتداد درزه ها و شکستگی ها و حفرات سنگ میزبان به صورت پرکننده فضای خالی مشاهده می گردد. کانی ها شامل ملاکیت، آزوریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، کولیت و کالکوسیت می باشند. عیار مس در محدوده کانسار تا ۳۹۸۰۰ ppm و روی تا ۴۴۰۰ ppm می باشد (کرمی و جمادی، ۱۳۹۰).

در کانسار مس خونگه کانیها شامل کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، اسفالریت، دیجنیت، جورلیت، گالن، ملاکیت و آزوریت می باشد. این کانسار در پایین ترین بخش از سازند میلا و در زاگرس مرتفع قرار دارد. سنگ میزبان دولومیت است و کانی زایی به صورت رگه و رگچه و تحت کنترل گسلهای منطقه است. کانه زایی سولفیدی در نتیجه دو فاز گرمایی و یک رخداد اکسیداسیون و غنی شدگی سطحی صورت گرفته است. فاز اول با کانه زایی بورنیت و کالکوپیریت و فاز دوم با کانه زایی اسفالریت، گالن و کالکوسیت مشخص شده است. غنی شدگی سولفیدی ثانویه باعث تشکیل دیجنیت و جورلیت و اکسیداسیون منجر به پیدایش ملاکیت و آزوریت شده است و منشاء سیالات کانه دار آبهای فیسیلی وجودی و منبع تامین شوری و فوگاسیته بالای اکسیژن و گوگرد احیائی، نمکهای سازند هرمز می باشد. توده های نمک هرمز از مسیرهای گسلی و در زاگرس مرتفع به صورت خط واره هایی بالا آمده و بیگانه سنگهای مافیک موجود در بین نمکها و سنگهای زیرین مس دار واقع در سکانسهای قدیمی تر به احتمال زیاد تنها منابع تامین فلزات بوده است. حرارت لازم برای فعال کردن سیالات مزبور از اصطکاک ناشی از روراند گیهای مکرر و بالا رفتن طبیعی شیب زمین گرمایی در طول همین مناطق و در نتیجه فعالیت های کوهزایی می باشد. نهشت کانسار در نتیجه کاهش فشار، جوشش و واکنش با سنگ دیواره دولومیتی بوده است (شمسی، ۱۳۷۸).

اندیس ده معدن در شرق روستای ده معدن در منطقه مشایخ شهرستان اردل و ۱۲۶ کیلومتری جنوب غربی شهر کرد (استان چهارمحال و بختیاری) قرار دارد. قدیمی ترین سنگهای منطقه مربوط به سری هرمز با سن کامبرین زیرین است که بر روی آن سازندهای باروت (کامبرین زیرین)، زاگون (کامبرین زیرین)، لالون (کامبرین میانی)، میلا (کامبرین پسین - اردوسین)، فراقان (پرمین) و دالان (پرمین) در زون زاگرس مرتفع رخنمون دارند. ماده معدنی به صورت رگه، رگچه در سنگ میزبان کربناته و شیل سازند باروت با سن کامبرین زیرین تمرکز یافته است. ناهنجاری عناصر مس، روی، سرب، آرسنیک، منیزیم، کبالت، کلسیم، سدیم، منگنز و آهن مشاهده می شود که عیار مس در بخش کانه دار کانسار ۴/۱ درصد تا ۳۹/۱۴ درصد، عیار روی ۱/۱ تا ۳۱/۱۲ درصد و عیار سرب و کبالت کمتر از یک درصد می باشد. در محدوده کانسار، سازند باروت شامل دو بخش کربناته و شیلی است که کانه زایی بیشتر در بخش کربناته صورت پذیرفته است. ماده معدنی در رخساره های خاص کانه دار و در سه افق مشخص (دولومیت زیرین، شیل میانی، دولومیت فوقانی) وجود دارد. رخساره های کربناتی اصلی در منطقه شامل رخساره های میکرایت تجدید تبلور یافته، پل اسپارایت، دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت هستند که دولواسپارایت رخساره کانه دار اصلی است. کانی زایی به دو مرحله کلی کانی زایی اولیه و ثانویه تقسیم می شود که کانی های اولیه شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، سافلوریت و تتراهدريت می باشند و کولیت، دیجنیت، ملاکیت، آزوریت، اسمیت زونیت، اکسیدهای آهن و لپیدوکروسیت به صورت ثانویه حضور دارند. براساس مطالعه میانبارهای سیال کوارتز و کلسیت همزاد با کانی سازی، محدوده دمایی گسترده از ۱۵۸ تا ۳۰۸ درجه سانتیگراد و درجه شوری ۸/۰ تا ۸/۹ بوده است. کانسار ده معدن قابل مقایسه با کانسارهای مس رسوبی (کمبرند مس زامبیا) است.

اندیس ده معدن در زون زاگرس مرتفع واقع شده است. واحدهای رسوبی مرتبط با کانسار ده معدن را رسوبات آواری، دولومیت، دولومیت شیلی و ماسه سنگ تشکیل می دهند. دو کانه زایی شاخص درون زاد و برون زاد در منطقه وجود دارد. حداکثر کانه زایی در ارتباط با واحدهای کربناته حاوی مواد آلی می باشد. مهم ترین کانه های معدنی عبارتند از کالکوپیریت، بورنیت، کولیت، کالکوسیت، ملاکیت، آزوریت و اکسیدهای آهن که به صورت پراکنده و رگه ای دیده می شوند. حضور گنبد نمکی دو آب و گسل معکوس آب و نمک در اطراف منطقه باعث تغییر در میزان شوری، Eh و pH سیالات کانه دار و تحرک سیال کانه دار شده است. ناهنجاری منفی Eu و Ce، غنی شدگی HREE ها نسبت به LREE ها و یک تحذب رو به بالا در MREE ها وجود دارد که بسیار مشابه با کانسارهای مس رسوبی کمربند مس آفریقای مرکزی است. اندیس حاوی مقادیر  $5 > \text{Ni/Co}$ ،  $2 > \text{V/Cr}$  و  $6 > \text{V/(V+Ni)}$  است.

یک سیال شور با شرایط اکسیدان، فلزات را از واحدهای قدیمی تر شسته و به حوضه رسوبی وارد کرده است. در اثر برخورد سیالات کانه دار با یک واحد کربناته حاوی مواد آلی، مواد معدنی در یک شرایط احیایی ته نشین شده اند و سپس ذخیره تحت تاثیر فرآیندهای برونزاد و هوازدگی قرار گرفته است (فاطمی، ۱۳۹۳).

در محدوده معدن متروکه مس، سرب، روی ده معدن واحدهای کربناته دولومیتی آهنکی، شیلی و ماسه ای بیشترین گسترش را دارند. کانه زایی در واحد کربناته کامبرین سازند باروت می باشد. کانه زایی مس رسوبی در ارتباط با گنبد های نمکی زاگرس است و کانسار از نوع نهشته های سولفیدی چینه سان با گرایش رسوبی است. نتایج آنالیز آماری همبستگی بالایی بین عناصر را نشان می دهد و همچنین همبستگی بالای فلزات با EC نشان دهنده تاثیر گنبد های نمکی (شوری خاک) در پراکندگی فلزات در منطقه است. شاخص زمین انباشت مس، روی، کبالت، در نمونه های باغ انار بسیار بالا است. در توده های باطله و کوره ذوب قدیمی آرسنیک، روی، کادمیوم، مس و کبالت ضریب انباشت بالایی دارند (فاضلی، ۱۳۹۲).

#### ه) ذخایر کبالت در استان خراسان رضوی:

کانی زائی کبالت و نیکل در زون اوفیولیتی فرومد - داورزن - جغتای - سبزوار وجود دارد. از جمله اثرات غنی شدگی کبالت و نیکل در شمال غرب و غرب سبزوار (مناطق گغت، فرومد، جغتای، دشت داورزن) و شمال بردسکن (محدوده رودخانه مزار گزارش شده است).

بررسی نتایج آنالیز عناصر سنگین در نمونه های خاک منطقه افیولیتی جغتای (شمال غرب سبزوار)، نشان از غلظت بالای برخی عناصر از قبیل کبالت، کروم و نیکل در بخش های جنوبی منطقه دارد. عناصر کبالت، نیکل، کروم، آهن، منگنز و منیزیم همبستگی مثبت و قوی دارند که ناشی از منشأ یکسان آنها (واحدهای افیولیتی و الترامافیک منطقه) می باشد. خاک های منطقه نسبت به عنصر کبالت آلودگی متوسط و نسبت به عناصر کروم و نیکل آلودگی شدید دارند. وجود واحد های افیولیتی و معدنکاری بر روی واحدهای کرومیتی در منطقه سبب آزاد شدن این عناصر گردیده است، به طوری که با دور شدن از واحدهای افیولیتی، غلظت این عناصر کاهش می یابد. سایر عناصر اغلب در فازهای باقی مانده تمرکز یافته و منشأ لیتوژنیک دارند (جغتایی و همکاران، ۱۴۰۰).

دشت داورزن در جنوب نوار افیولیتی سبزوار متشکل از خاکها و رسوبات حاصل از هوازدگی و حمل و نقل ارتفاعات شمالی می باشد. این ارتفاعات از نظر لیتولوژی به دو گروه واحدهای افیولیتی و واحدهای سنگی اتوسن قابل تقسیم هستند. مطالعه انجام شده غلظتهای بالایی از عناصر سنگین کروم، نیکل و کبالت را در خاکهای سطحی منطقه نشان می دهد که از تمام غلظتهای مجاز زیست محیطی، بالاتر می باشد. عامل اصلی غلظت بالای این عناصر در خاکهای سطحی منطقه، هوازدگی، فرسایش و آبشویی این عناصر از پریدوتیتها و سنگهای دگرگونی حاصل از این سنگها می باشد. بنابراین منشأ آلودگی فلزات سنگین در خاکهای منطقه، زمین زاد بوده و غیر از سنگ های اولترامافیک و سربانتینی مربوط به واحد افیولیتی که سنگ والد اصلی خاکهای سطحی منطقه می باشد، سایر سنگ های بستر، تأثیر خاصی بر خصوصیات ژئوشیمیایی نمونه های خاک نداشته است (شریفیان عطار و همکاران، ۱۳۹۲).

پتانسیل عناصر ارزشمند کبالت، نیکل، نقره و آهن در شمال بردسکن در محدوده رودخانه مزار در محدوده طولهای شرقی ۵۷۳۶ - ۵۷۳۰ و عرض های شمالی ۳۵ - ۳۵ ۱۳ وجود دارد. نتایج مطالعه محدوده مقادیر ppm ۲۱ - ۱ برای کبالت، ppm ۲۲۴ - ۳ برای نیکل، ppm ۳۳۳ - ۲ برای نقره و ppm ۸ - ۰ برای آهن را نشان می دهد. نمودارهای هیستوگرام آهن و کبالت، توزیع نرمال و متقارن را در مورد عنصر آهن نشان می دهد در حالیکه عنصر کبالت با توزیع متقارن و چولگی به چپ دیده می شود (رسولی و همکاران، ۱۳۹۵).

#### و) ذخایر کبالت استان سیستان و بلوچستان:

کانی سازی مس - نیکل - کبالت در لایه های گابرو و دلریت و آنورتوزیت های موجود در واحدهای الترابازیکی موجود در زون متالوژنی نهندان - ایرانشهر (حاوی سنگهای افیولیتی چهل کوره، نصرت آباد، چاه بریش و دومک) به صورت هاله های ژئوشیمیایی گزارش شده است. آثار کانی سازی مس، نیکل، کبالت در گروه معدنی شوین - دومک و بخش جنوبی زیر زون متالوژنی زاهدان - سراوان مشاهده می گردد.

### ۳- نتیجه گیری

کبالت به عنوان یک محصول جانبی در معادن آهن و مس یافت می شود. کانسارهای کبالت ایران در استانهای اصفهان، فارس، آذربایجان شرقی، کهگیلویه و بویراحمد، چهارمحال و بختیاری و خراسان رضوی وجود دارند:

ذخایر کبالت در استان اصفهان شامل معدن لاجورد (فراهان) و ذخایر ناحیه انارک (تالمسی، مسکنی، گود مراد، سه برز و چاه شوره) هستند. معدن لاجورد مقصر کاشان یک ذخیره آهن کبالت دار است که در اثر نفوذ توده میکرو د یوریت به درون آهک های سازند قم، اسکارن کلسیک آهن (کبالت - مس) ایجاد شده است.

اکثر اندیسه های مذکور در منطقه انارک از نوع مس - کبالت - نیکل بوده و کانی سازی کبالت احتمالا با سنگ های الترامافیک افیولیت های انارک و عشین - زوار مرتبط هستند. در کانسار مسکنی سنگ میزبان آندزیت انوسن زیرین می باشد و سیالات کانه زا منشاء آتشفشانی دارند. تیپ کانسار مسکنی پنج عنصری است. در کانسار تالمسی سنگ میزبان آندزیت انوسن تحتانی می باشد و سنگ های مافیک و الترامافیک تامین کننده عناصر نیکل، کبالت و مس بوده اند. در کانسار گود مراد میزبان شیست های برشی شده و متبازیتها است و منشاء عناصر نیکل، کبالت و آرسنیک، سنگ های اولترامافیک منطقه بوده اند. کانسار از نوع پنج عنصری و همچنین اپی ترمال دما پایین بوده است و عیار نیکل و کبالت ۵/۱ درصد می باشد. در معدن چاه شوره کانی سازی در مجموعه سنگ های الترامافیک و شیست های دگرگون شده انارک رخ داده است.

در استان فارس در منطقه تیدر (اقلید) کانی سازی پلی متال آهن، منگنز، کبالت، سرب، روی، نیکل، کروم، آرسنیک، تیتانیم و باریم وجود دارد. افق های کانه زایی هم شیب و هم روند با لایه بندی واحدهای آهکی، ماسه سنگی و شیلی ژوراسیک بالایی (مالم) هستند. منبع اولیه کبالت، یک توده الترامافیک بوده است. این ذخیره در رده ذخایر کوچک و از نظر عیار متوسط به بالا (کبالت بطور متوسط ۰/۱ درصد) می باشد. ذخیره احتمالا از نوع رسوبی می باشد. در استان آذربایجان شرقی ذخایری از کبالت در بایچه باغ و ادامه آن روستای کلسیا کندی وجود دارد که همگی پلی متال هستند. در ذخیره بایچه باغ (منطقه ماه نشان زنجان) (نیکل - کبالت - آرسنیک - بیسموت و عناصر پایه مس، سرب، روی) سنگ میزبان از نوع آندزیت، داسیت و توف به سن الیگوسن - میوسن است. کانی سازی پلی متال (چند فلزی) در رگه های کوارتز - کربنات رخ داده است. کبالت، نیکل، مس و بیسموت احتمالا از سنگ بستر الترامافیک در دمای بالا منشاء گرفته اند و بقیه عناصر خاستگاه گرمایی مرتبط با آندزیت کواترنری دارند. کانسار از نوع رگه ای پنج عنصری است و عیار کبالت ۰/۴۷ درصد می باشد.

ذخیره قابل توجهی از مس همراه با کبالت (مس کبالت دار) در طول گسل دنا در محور خونگاه (استان کهگیلویه و بویراحمد) - ده معدن (استان چهارمحال و بختیاری) و از شمال و شمال غربی یاسوج تا جنوب غربی شهر کرد وجود دارد که تیپ ذخایر کمر بند مس - کبالت آفریقا (زامبیا - زئیر) است و از نظر سن نیز با آن برابری می کند. هر دو ذخیره خونگاه و ده معدن از نوع مس - کبالت - سرب - روی هستند و سنگ میزبان آنها کربناته (دولومیت) به سن کامبرین تحتانی بوده و از نوع کانسار های مس رسوبی (کمر بند مس زامبیا) هستند. در ذخیره خونگاه (چیدر)، سنگ میزبان، دولومیت سازند میلا است و سنگ های مافیک منبع تامین کننده فلزات بوده اند. در ذخیره ده معدن (شهرستان اردل) سنگ میزبان دولومیت سازند باروت است و عیار کبالت کمتر از یک درصد است. اثرات غنی شدگی کبالت در شمال غرب و غرب سبزوار (مناطق گغت، فرومد، جغتای، دشت داورزن) و شمال بردسکن (محدوده رودخانه مزار) گزارش شده که با سنگ های الترامافیک افیولیت های سبزوار مرتبط هستند. مقدار کبالت در شمال بردسکن ppm ۲۱ - ۱ است. اثرات پراکنده کبالت در استان سیستان و بلوچستان در سنگ های مافیک و الترامافیک وابسته به افیولیت های نهبدان - ایرانشهر مشاهده می شود. یکی دیگر از منابع کبالت در کشور، باطله کارخانه های فرآوری سرب و روی است.

#### ۴- مراجع

باقری، ه.، ۱۳۸۵، نقش کنترل کننده های تکنونوماگمائی در شکل گیری ذخیره مس - نیکل - کبالت - آرسنیک (اورانیوم) در محدوده معدنی تالمسی، تز دکنری زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه شیراز.

باقری، ه.، مر، ف.، رومانکو، ا.ا، ۱۳۸۲، نقش کمپلکسهای کربناتی اورانیوم در کانی سازی اورانیم، مس، نیکل و کبالت در محدوده معدنی تالمسی و اهمیت اکتشافی و زیست محیطی آن، هفتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

جغتایی، ح.، دبیری، ر.، مسلم پور، م.ا.، ۱۴۰۰، ارزیابی میزان آلودگی و توزیع عناصر کروم، نیکل و کبالت در خاک منطقه افیولیتی جغتای (شمال غرب سبزوار)، بر اساس تحلیل های آماری و استخراج ترتیبی، مجله علوم و تکنولوژی محیط زیست، شماره ۸.

چمن آرا، ع.، جمادی، ذ.، کیامرئی، س.، ۱۳۹۵، مقدمه ای بر مهمترین معادن مس ایران: با نگرش خاص بر معدن مس خونگاه در استان کهگیلویه و بویر احمد، انتشارات چویل.

- حاج علیلو، ب.، ۱۳۶۹، بررسی پتانسیل‌های معدنی منطقه قمصر کاشان، نهمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خردمند، ا.، ۱۳۷۶، بررسی زمین‌شناسی اقتصادی کانسار مس تالمسی (منطقه انارک)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی.
- رسولی، س.، ترشیزیان، ح.ا.، رضا پورسلطانی، م.، ۱۳۹۵، پتانسیل یابی عناصر ارزشمند کبالت، نیکل، نقره و آهن در محدوده رودخانه مزار در شمال بردسکن، خراسان رضوی، سومین کنفرانس بین‌المللی یافته‌های نوین در علوم کشاورزی، منابع طبیعی و محیط زیست.
- رضازاده، س.، ۱۳۹۹، مطالعه زمین‌شناسی، ژئوشیمی، عوامل کنترل‌کننده کانه زایی و الگوی تشکیل کانسار پلی متال بایچه باغ (شمال غرب زنجان، ایران)، تز دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تبریز.
- شریفیان عطار، ر.، مظهری، س.ع.، مظلومی بجستانی، ع.، ۱۳۹۲، بررسی آثار زیست محیطی کروم در خاکهای مناطق افیولیتی: مطالعه موردی منطقه داورزن، غرب سبزوار، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست ایران.
- شمسی، پ.، ۱۳۷۸، بررسی ژئوشیمی و ژنز معدن مس خونگاه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز.
- صباحی، ف.، ابراهیمی، س.، ۱۳۹۳، کانی‌شناسی و زمین‌شناسی کانسار پلی متال گودمرد، شمال غرب انارک، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- عبداللهی، م.، عزیززاده گنجی، س.م.ح.، فرهپور، م.م.، ۱۳۸۳، کانه آرای کانه کبالت تیدر اقلید فارس به روش فیزیکی، کنفرانس مهندسی معدن ایران، تهران.
- غلامپور، ا.، هزارخانی، ا.، ۱۳۹۳، کاربرد سیالات درگیر برای تعیین فازهای کانی‌زایی در نهشته پلی متال تالمسی، پنجمین کنفرانس مهندسی معدن.
- فاضلی، ف.، ۱۳۹۲، بررسی پراکندگی فلزات سنگین ناشی از معدنکاری در خاک‌های اطراف معدن ده‌معدن، منطقه اردل، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- فاطمی، ع.خ.، ۱۳۹۳، بررسی و مقایسه زایش کانه‌زایی مس در اندیس‌های منطقه مشایخ (ده معدن و دره یاس) استان چهارمحال و بختیاری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- قطمیری، س.ح.، شهاب پور، ج.، ۱۳۷۸، بررسی منشاء کانسار کبالت تیدر اقلید (استان فارس)، ششمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کریمی، م.، جمادی، ذ.، ۱۳۹۰، کانی‌سازی رگه‌ای مس در کانسار خونگاه (کهگیلویه و بویراحمد)، اولین همایش ملی زمین‌شناسی ایران.
- لطفی، م.، کریمی، م.، ۱۳۸۳، کانی‌سازی و نحوه تشکیل کانسار نوع رگه‌ای (نیکل - کبالت - آرسنیک - بیسموت و عناصر پایه) بایچه باغ (شمال باختری زنجان - ایران)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۳.
- مجتهدی، م.، امامی، ه.م.، شکوئی، ح.، ۱۳۷۳، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی معدن مس بایچه باغ، دومین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محمددوست، ه.، ۱۳۸۹، کانی‌شناسی و ژئوشیمی و خاستگاه کانسار کبالت قمصر، جنوب کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس.
- محمددوست، ه.، قادری، م.، رشیدنژاد عمران، ن.ا.، ۱۳۹۴، تعیین خاستگاه سیال کانه ساز در کانسار کبالت قمصر با استفاده از میانبرهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۶.
- محمدی، پ.، طالع فاضل، ا.، بختیاری، م.، ۱۴۰۱، بررسی ژئوشیمی فلزات گرانبها و حیاتی در کانسار چند فلزی بایچه باغ (شمال غرب زنجان): راهنمایی برای معرفی ذخایر مشابه در ایران، ششمین کنفرانس علوم و فناوری‌های شیمی کاربردی: شیمی و ژئوشیمی فلزات گرانبها، گوهرها و گوهرسنگ‌ها.
- مختارزاده محمدی، ب.، ۱۳۹۰، مطالعه کانسار مس، نیکل، کبالت و اورانیوم مسکنی (غرب انارک - ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه اصفهان.
- مسعودی، م.، ۱۳۷۷، کانه‌زایی کبالت در کانسار تیدر اقلید، استان فارس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شیراز.
- مظاهری کوهانستانی، ن.، ۱۳۹۲، مطالعه ژئوشیمی و ژنز کانسار نیکل - کبالت - آرسنیک و مس گودمرد، شمال انارک (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه اصفهان.

## بررسی تغییرات میدان مغناطیسی زمین به عنوان پیش‌نشانگرهای مغناطیسی برای زمین‌لرزه‌های ۱۴۰۰/۰۱/۲۹ و ۱۴۰۰/۰۴/۲۷ در بوشهر

علی شاهسوند<sup>۱\*</sup>، همایون علیم‌رادی خمارتاجی<sup>۲</sup>، حبیب رحیمی<sup>۳</sup>، محمد امیری<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، گرایش زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

Ali.Shahsavand@ut.ac.ir

۲- دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، گرایش زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

alimoradi.h@ut.ac.ir

۳- استاد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

rahimih@ut.ac.ir

۴- دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، گرایش زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

mohammadamiri0023@ut.ac.ir

### چکیده

کشور ایران به دلیل قرار گرفتن بر روی کمربند لرزه‌خیز آلپ-همالیا همواره در معرض خطر وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب قرار دارد و تاکنون چندین زمین‌لرزه بزرگ در آن به وقوع پیوسته است که باعث خسارات مالی و جانی زیادی شده است و همین امر موجب گردیده تا توجه به زمین‌لرزه و تحقیق در زمینه‌های مختلف آن تبدیل به امری ضروری و اجتناب‌ناپذیر گردد. در این تحقیق دو زمین‌لرزه رخ داده در استان بوشهر در تاریخ ۲۹ فروردین ۱۴۰۰ و ۲۷ تیر ۱۴۰۰ با بزرگی‌های ۵.۸ و ۵.۶ با استفاده از داده‌های ثبت شده ماهواره swarm برای بررسی میدان مغناطیسی منطقه مورد نظر تحت بررسی قرار گرفته‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** کمربند لرزه‌خیز آلپ-همالیا؛ زمین‌لرزه؛ ماهواره swarm؛ میدان مغناطیسی.

### Abstract

Due to its location on the Alpine-Himalaya seismic belt, Iran is always at risk of damaging earthquakes, and several large earthquakes have occurred in it so far, which have caused a lot of financial and human losses. This has made it necessary and inevitable to pay attention to earthquakes and research in its various fields. In this research, two earthquakes that occurred in Bushehr province on dates (18-04-2021) and (18-07-2021), with magnitudes of 5.8 and 5.6, have been investigated using swarm satellite data to investigate the magnetic field of the area in question.

**Key words:** Alpine-Himalayan seismic belt, Earthquake, swarm sat, Magnetic field.

### ۱- مقدمه

فلات ایران یکی از فعال‌ترین و لرزه‌خیزترین مناطق کره زمین است که در محل برخورد صفحه‌های عربستان، هند و اوراسیا واقع شده است. تلاقی این صفحات و فشار وارد شده از سوی آن‌ها باعث دگرشکلی، ایجاد چین‌خوردگی و وقوع زمین‌لرزه‌های فراوان در پوسته‌ی این فلات شده است. فلات ایران در چند قرن اخیر شاهد وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب و ویرانگری بوده است که تلفات و خسارات سنگینی بر جای گذاشته است. به عنوان مثال در سده‌ی بیستم



میلادی بیش از ۱۰۰ هزار نفر تلفات جانی و خسارات مالی فراوانی بر اثر وقوع زمین‌لرزه‌هایی مانند سیلاخور، دشت بیاض، طبس، قائنات، رودبار، منجیل، آوج، بم و زرنند گزارش شده است (بربریان، ۱۹۷۶؛ بربریان، ۲۰۱۴).

پیش‌بینی زلزله همواره در جوامع مختلف علمی مطرح بوده و روش‌های پیش‌بینی علمی و غیرعلمی آن در کنار سایر مطالعات حوزه زلزله‌شناسی مهندسی مورد بحث قرار گرفته است. پیش از این، به دلیل نبود تعریف درست و قابل استنادی از پیش‌بینی زلزله و نبود کافی داده‌های پیوسته‌ی صحیح، معمولاً پیش‌بینی‌هایی که عمدتاً مبتنی بر تغییرات پیش‌نشانگرها (به پدیده‌های بی‌هنجاری که قبل از وقوع زمین‌لرزه‌ها نمایان شده و به عنوان هشدار برای احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های آینده بررسی می‌شوند) بوده‌اند با شکست مواجه می‌شدند. در دهه‌های اخیر با تأسیس مراکز مطالعاتی مختلفی در زمینه پیش‌بینی زلزله، پیشرفت‌های قابل توجهی صورت گرفته است (مختاری و همکاران، ۱۳۸۷).

در کشورهای زلزله‌خیز مانند ایران که دارای جمعیت بالا، برج‌ها و ساختمان‌های بلند، بیمارستان، مراکز آموزشی، تجاری و تفریحی، شهرهای صنعتی، نیروگاه‌ها، پالایشگاه‌ها، چاه‌های نفت، سدها و ... هستند، داشتن آمادگی لازم جهت مقابله با زمین‌لرزه و تخمین از محدوده مکانی و زمانی وقوع آن از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد. به همین دلیل یکی از مباحث مهم در کشورهای زلزله‌خیز، توانایی برآورد زمان وقوع با استفاده از پایش برخط و بررسی پیش‌نشانگرها قبل از رخداد زمین‌لرزه‌ها می‌باشد.

برای پیش‌بینی میان مدت و کوتاه مدت زمین‌لرزه‌ها می‌توان از پیش‌نشانگرها استفاده کرد. برای ثبت و به تصویر کشیدن پیش‌نشانگرها و یا تغییرات غیرخطی در شرایط فیزیکی زمین قبل از رویداد زمین‌لرزه از روش‌های ژئوفیزیکی، ژئوتکنیکی و لرزه‌ای استفاده می‌شود.

عامل مهمی که در بحث پیش‌بینی زمین‌لرزه مد نظر می‌باشد، بازه زمانی آن است. با توجه به این مسئله پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها از دیدگاه کیلیس - بروک و سلوویف (۲۰۰۳) به چهار گروه زیر تقسیم می‌شوند:

جدول ۱- تقسیم‌بندی پیش‌بینی زمین‌لرزه از نظر مقیاس مکانی و زمانی (کیلیس - بروک و سلوویف، ۲۰۰۳).

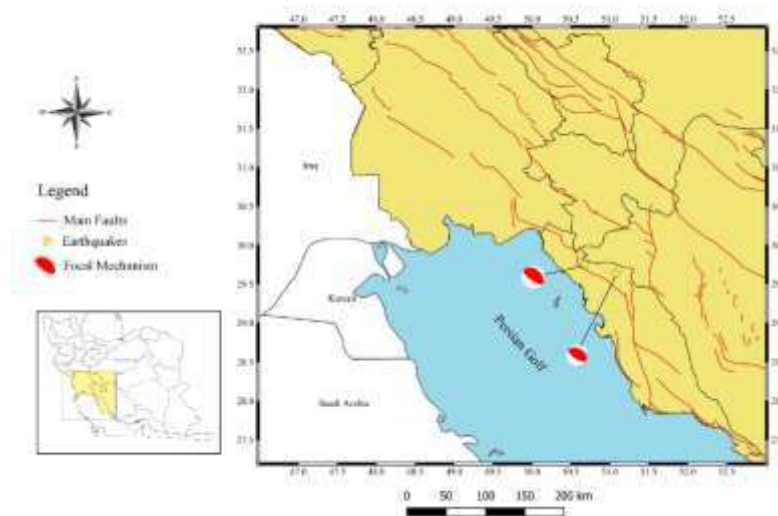
| مقیاس مکانی (ضریب طول چشمه لرزه‌زا) | مقیاس زمان (برحسب سال) |
|-------------------------------------|------------------------|
| محدوده بزرگ (۱۰۰)                   | بلند مدت (۱۰)          |
| محدوده متوسط (۵-۱۰)                 | میان مدت (۱)           |
| محدوده باریک (۲-۳)                  | کوتاه مدت (۰.۱ - ۰.۰۱) |
| دقیق                                | آنی (۰.۰۰۱)            |

پیش‌بینی میان مدت اهمیت بیش‌تری نسبت به انواع بلند مدت، کوتاه مدت و آنی دارد؛ زیرا نه آن‌چنان دور است که مورد بی‌توجهی مسئولان و مردم قرار گیرد و نه آن‌چنان نزدیک است که فرصت انجام اقدام و تصمیم‌های موثر از مسئولان و مردم بگردد.

بررسی‌ها در این مقاله شامل دو زمین‌لرزه می‌باشد که هر دو در استان بوشهر و به فاصله تقریبی ۳ ماه رخ داده‌اند. به گزارش مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران رویداد اول در تاریخ ۲۹ فروردین ۱۴۰۰ به وقت محلی ۱۲:۱۱:۴۹ در نزدیکی گناوه و با بزرگی ۵.۹ در مختصات عرض جغرافیایی ۲۹.۷۵۵۱ و طول جغرافیایی ۵۰.۶۷۸۴ رخ داده است. رویداد دوم در تاریخ ۲۷ تیر ۱۴۰۰ به وقت محلی ۲۰:۰۴:۱۷ در نزدیکی شهر خشت و با بزرگی ۵.۶ در

مختصات عرض جغرافیایی ۲۹.۶۴ و طول جغرافیایی ۵۱.۰۷۴ رخ داده است. با توجه به این مسئله که ایران به پنج ایالت لرزه‌زمین‌ساختی تقسیم می‌شود (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸) این دو زمین‌لرزه هر دو در ایالت زاگرس قرار گرفته‌اند. در شکل ۱ می‌توان محل رومرکز این دو زمین‌لرزه را مشاهده کرد.

بررسی انجام شده در این مقاله بر روی داده‌های ماهواره‌ای جهت رصد کردن تغییرات میدان مغناطیسی زمین در منطقه‌ی مذکور می‌باشد. داده‌ها از بازه‌ی زمانی یک ماه پیش از وقوع زمین‌لرزه تا تاریخ رویداد زمین‌لرزه می‌باشند. این داده‌ها از طریق دو ماهواره‌های آلفا (A) و چارلی (C) وابسته به پروژه‌ی ماهواره‌ای swarm به دست آمده‌اند.



شکل ۱- نمایش موقعیت مکانی رومرکز زمین‌لرزه‌های مورد بررسی.

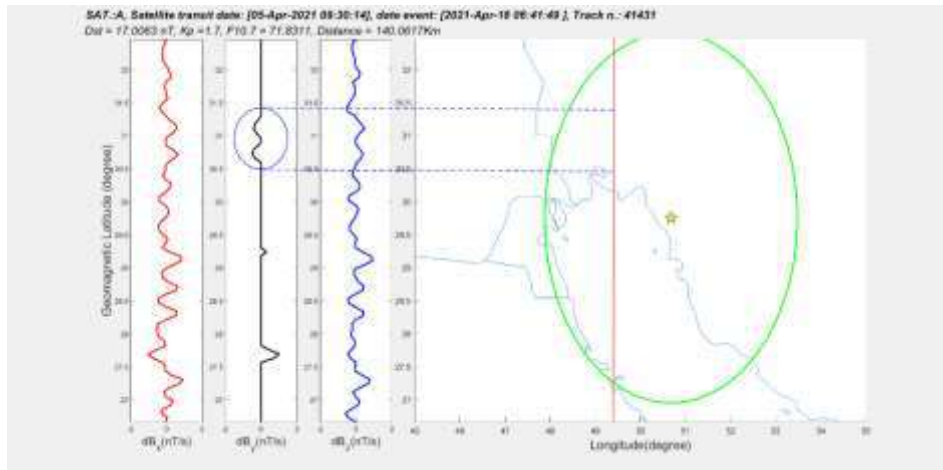
## ۲- روش تحقیق

همانطور که پیش از این گفته شد، داده‌های مورد نیاز برای بررسی پیش‌نشانگرهای مغناطیسی از طریق ماهواره‌های آلفا (A) و چارلی (C) و به وسیله سایت (<http://earth.esa.int/swarm>) به دست آمدند. پس از این کار داده‌ها در محیط نرم افزار متلب (MATLAB) به عنوان ورودی برای کدی که کار پردازش این داده‌ها را انجام می‌دهد، مورد استفاده قرار گرفتند.

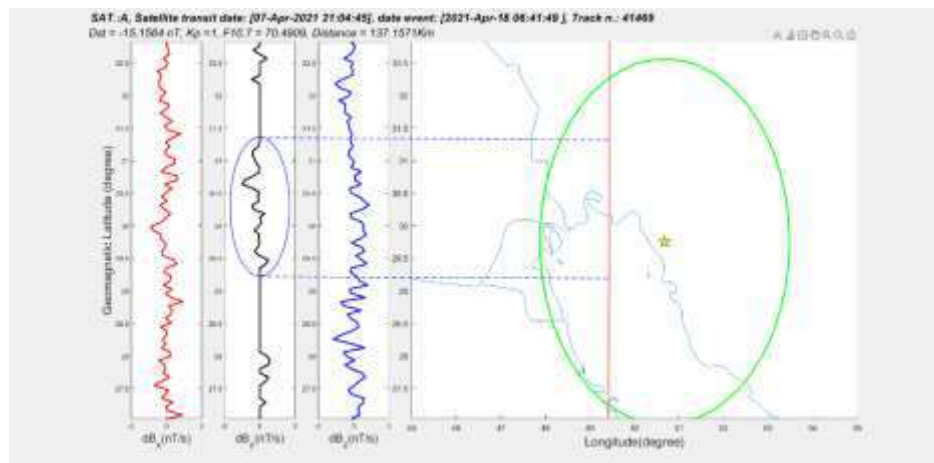
با استفاده از داده‌های میدان مغناطیسی برداری (VFM) تمام اندازه‌گیری‌های مؤلفه‌های مغناطیسی X (شمال) و Y (شرق) و Z (عمود) در نظر گرفته شده است. برای هر یک از زمین‌لرزه‌ها تمام مسیرهایی که از ۷ روز قبل از وقوع زمین‌لرزه تا روز وقوع آن از داخل ناحیه دوبروفسکی عبور کرده‌اند در نظر گرفته می‌شود. ابتدا نسبت به زمان از هر یک از مسیرها مشتق گرفته می‌شود. این روش بیشتر نوسانات کند سیگنال مغناطیسی را از بین می‌برد. سپس بهترین منحنی برازش شده که توسط الگوریتم cubic-spline با نقاط گره ۶ ثانیه تنظیم و به دست آمده است روی مسیرها اعمال می‌شود و از سری زمانی کم می‌کنیم. در ادامه مانده‌های به دست آمده ترسیم می‌شوند. مقیاس در محدوده  $\pm 1 \text{ nT/s}$  ثابت است، به صورتی که می‌توان باقی‌مانده یک مسیر خاص را با دیگری مقایسه کرد. این باقی‌مانده‌ها نسبت به هر گونه تغییر ناگهانی سیگنال اصلی بسیار حساس هستند. با این کار می‌توانیم ناهنجاری‌های مغناطیسی که قبل از وقوع زمین‌لرزه و در اطراف زمین‌لرزه به وقوع پیوسته‌اند را در داده‌های میدان مغناطیسی برداری پیدا کنیم.

پس از اینکه داده‌های اولیه به روش مذکور در محیط نرم افزار متلب مورد پردازش قرار گرفتند، نمودارهای مربوط به هر بار عبور ماهواره از بالای ناحیه‌ی دوبروفسکی برای هر زمین‌لرزه به نمایش در می‌آید که با بررسی سه پارامتر  $Kp$ ،  $F_{10.7}$  و در صورت وجود ناهنجاری در هر یک از مؤلفه‌های مغناطیسی

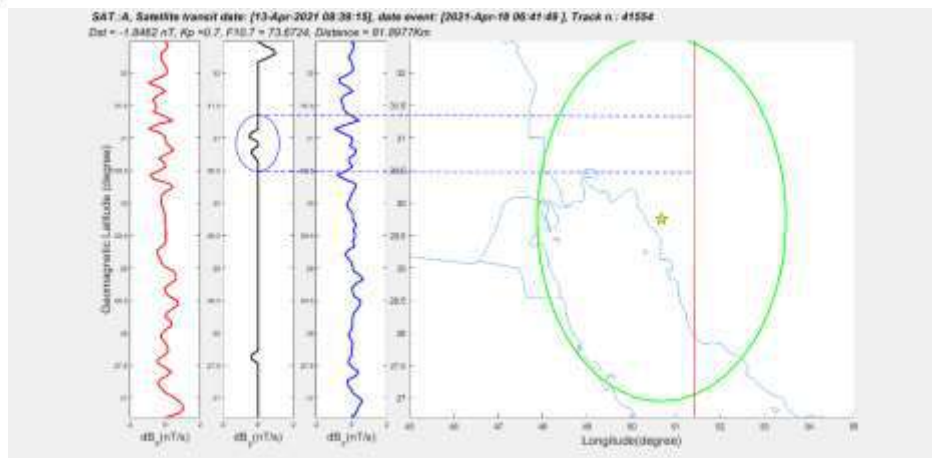
X (شمال)، Y (شرق) و Z (عمودی) مورد استفاده قرار گرفتند. در ادامه هر یک از این ناهنجاری‌ها نمایش داده شده‌اند و مولفه‌های دارای ناهنجاری در آن‌ها مشخص گردیده است. رومرکز زلزله در این تصاویر با علامت ستاره طلایی رنگ مشخص شده است. همچنین خط سبز رنگ نشان دهنده‌ی محدوده‌ی دوبروفسکی و خط قرمز رنگ نشان دهنده‌ی مسیر عبور ماهواره بر فراز منطقه می‌باشد.



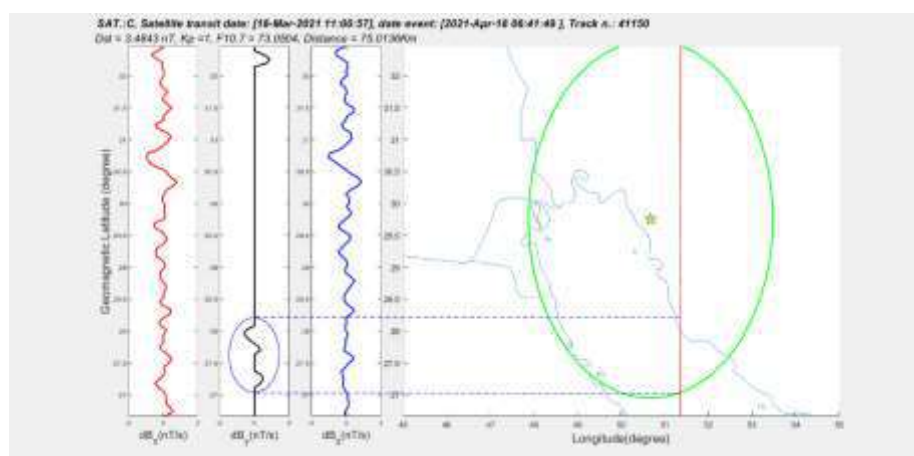
شکل ۲- ناهنجاری مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۱/۲۹ توسط ماهواره‌ی آلفا در مولفه Y، ۱۳ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.



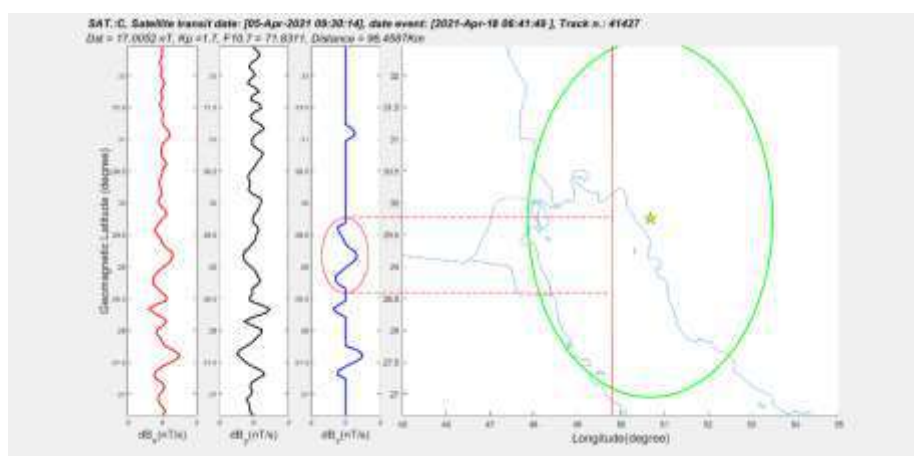
شکل ۳- ناهنجاری مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۱/۲۹ شده توسط ماهواره‌ی آلفا در مولفه Y، ۱۱ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.



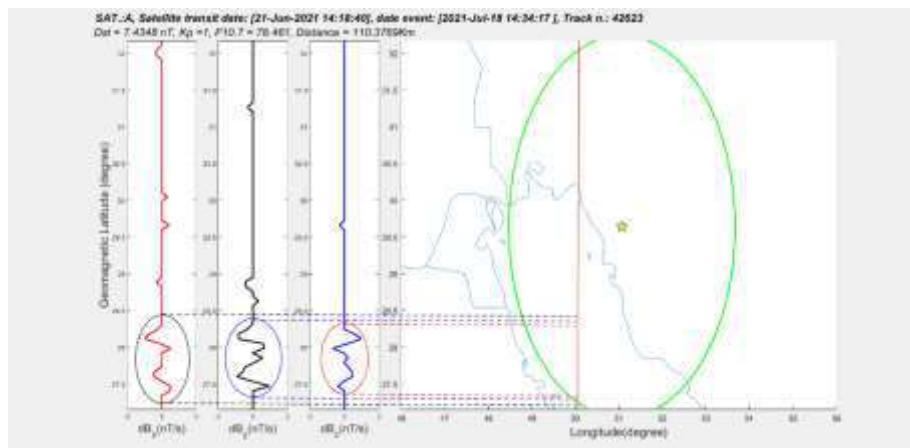
شکل (۴) - ناهنجاری مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۱/۲۹ توسط ماهواره‌ی آلفا در مولفه Y، ۵ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.



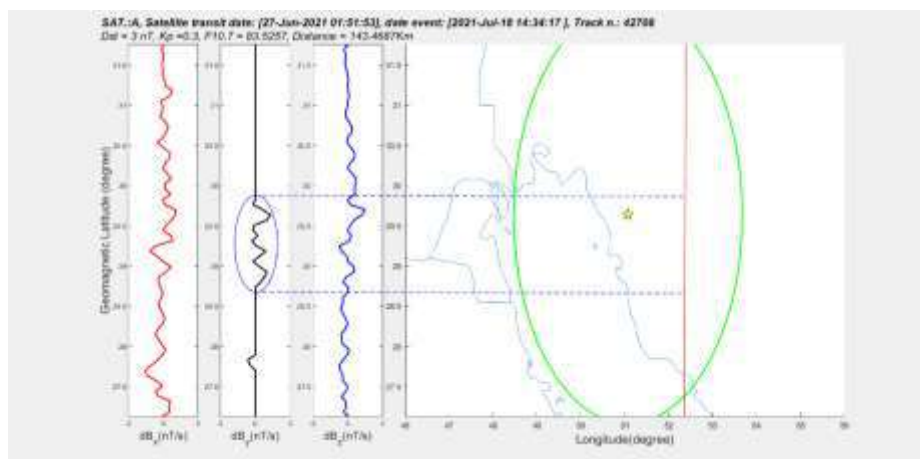
شکل (۵) - ناهنجاری مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۱/۲۹ توسط ماهواره‌ی چارلی در مولفه Y، ۱ ماه پیش از وقوع زمین‌لرزه.



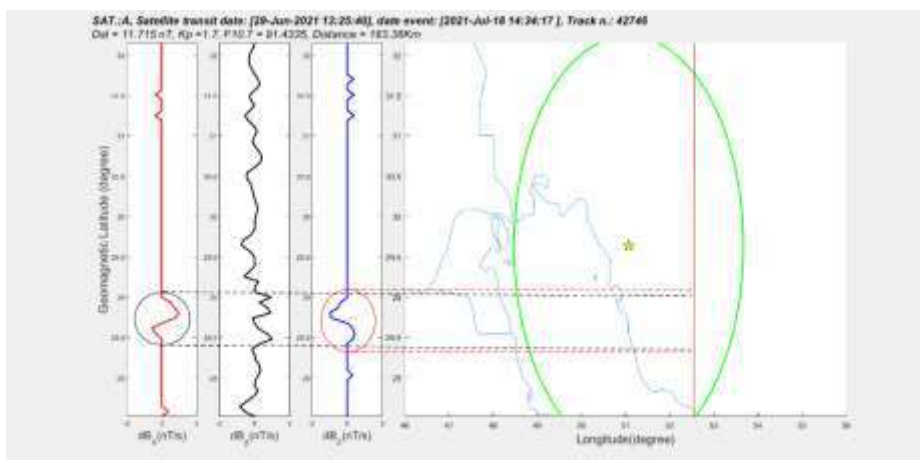
شکل (۶) - ناهنجاری مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۱/۲۹ توسط ماهواره‌ی چارلی در مولفه Z، ۱۳ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.



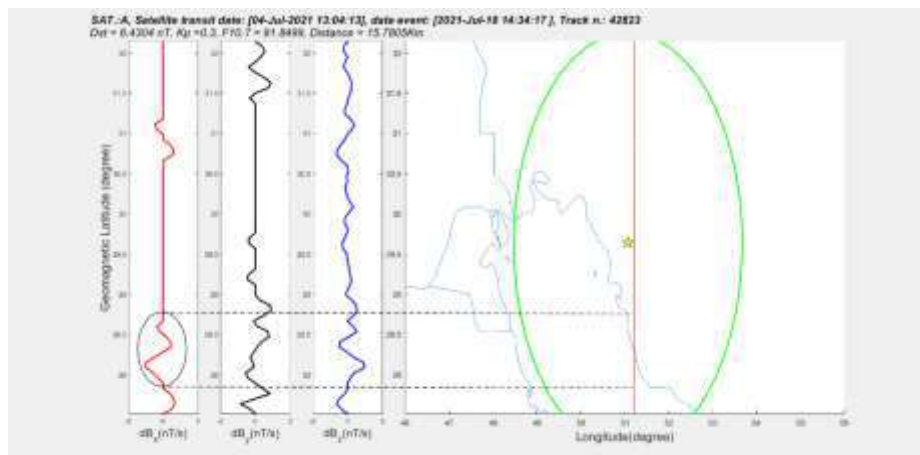
شکل ۷- ناهنجاری‌های مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۴/۲۷ توسط ماهواره‌ی آلفا در هر سه مولفه، ۲۷ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.



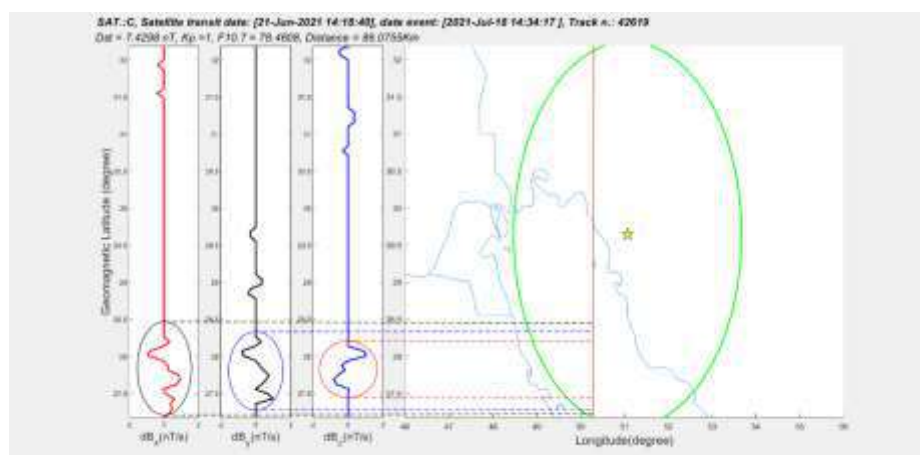
شکل ۸- ناهنجاری مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۴/۲۷ توسط ماهواره‌ی آلفا در مولفه Y، ۲۱ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.



شکل ۹- ناهنجاری‌های مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۴/۲۷ توسط ماهواره‌ی آلفا در مولفه‌های X و Z، ۱۹ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.

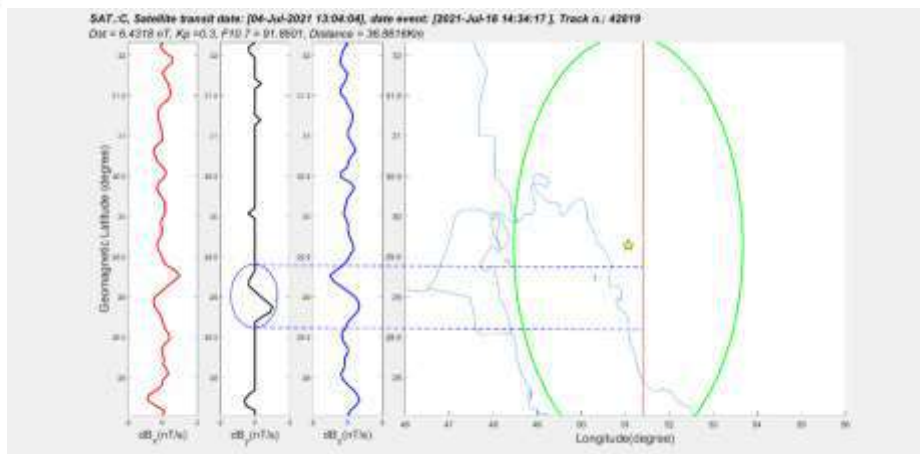


شکل ۱۰- ناهنجاری مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۴/۲۷ توسط ماهواره‌ی آلفا در مولفه X، ۱۴ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.

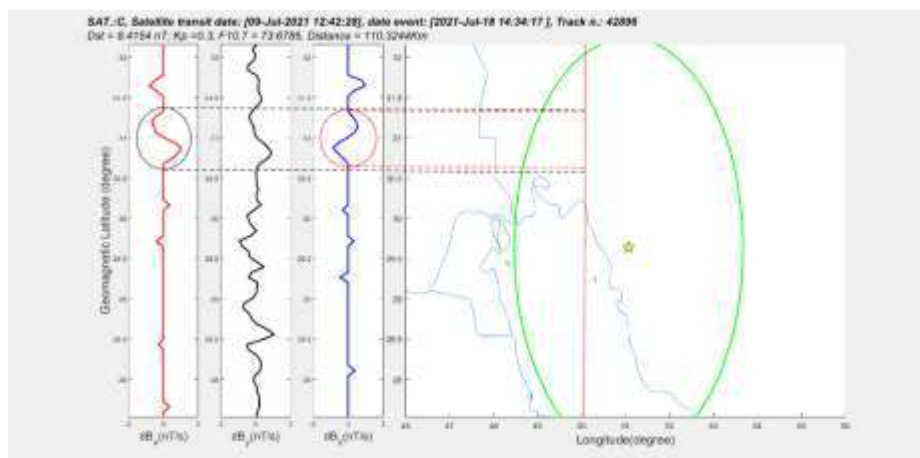


شکل ۱۱- ناهنجاری‌های مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۴/۲۷ توسط ماهواره‌ی چارلی در هر سه مولفه، ۲۷ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.





شکل ۱۲- ناهنجاری مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۴/۲۷ توسط ماهواره‌ی چارلی در مولفه Y، ۱۴ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.



شکل ۱۳- ناهنجاری‌های مشاهده شده برای رویداد ۱۴۰۰/۰۴/۲۷ توسط ماهواره‌ی چارلی در مولفه‌های X و Z، ۹ روز پیش از وقوع زمین‌لرزه.

## ۵- نتیجه گیری

این روش برای دو زمین‌لرزه مورد استفاده قرار گرفت و با توجه به نتایج به دست آمده می‌توان ناهنجاری‌های مغناطیسی پیش از وقوع زمین‌لرزه را در نزدیکی مناطق رومرکز زمین‌لرزه و در داخل ناحیه دوبروفسکی که با توجه به بزرگی هر زمین‌لرزه تعیین شد، مشاهده کرد. چنانچه این روش بررسی برای تعداد بالایی زمین‌لرزه مورد استفاده قرار بگیرد، می‌توان یک الگوریتم کلی از آن استخراج نمود که برای پیشرفت کار بررسی پیش‌نشانگرهای مغناطیسی و در نتیجه آمادگی برای مقابله مخاطرات زمین‌لرزه مفید واقع شود.

## ۴- مراجع





امیری، م.، کرمخانی، آ.، رحیمی، ح.، ۱۴۰۰، بررسی روش‌های پیش‌بینی میان‌مدت زمین‌لرزه با تمرکز بر پیش‌نشانگرهای لرزه‌شناختی، چهارمین همایش (گردهمایی) ملی علوم زمین، ۳-۲ اسفند ۱۴۰۰، تهران، ایران.  
مختاری، م.، شاه‌پسندزاده، م.، یمینی‌فرد، ف.، مهشادینیا، ل.، شیرزایی، م.، مبین، پ.، اکبری، م.، ۱۳۸۷، مقدمه‌ای بر مطالعات پیش‌بینی زمین‌لرزه، چاپ اول، شرکت ناقوس اندیشه، ۱۵۲ صفحه.

Berberian, M., 1976. Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part II. Geol. Surv. Iran, 39, 518p.

Berberian, M., 2014. Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau; A Historical, Social, and Physical Approach. Elsevier, Developments in Earth Processes 17, 714 pages.

Keilis-Borok, V.I., and Soloviev, A.A., (2003), Nonlinear dynamics of the lithosphere and earthquake prediction. Springer-verlag, Berlin, 166-172.

Mirzaei, N., Mengtan, G., & Yuntai, C., 1998. Seismic Source Regionalization for Seismic Zoning of Iran: Major Seismotectonic Provinces. Journal of Earthquake Prediction Research 7, 465-495.

I. P. Dobrovolsky, S. I. Zubkov, and V. I. Miachkin, "Estimation of the size of earthquake preparation zones," Pure Appl. Geophys., vol. 117, no. 5, pp. 1025-1044, 1979.

A. De Santis, G. Balasis, F. J. Pavón-Carrasco, G. Cianchini, and M. Manda, "Potential earthquake precursory pattern from space: The 2015 Nepal event as seen by magnetic Swarm satellites," Earth Planet. Sci. Lett., vol. 461, pp. 119-126, 2017.

K. J. Pinheiro, A. Jackson, and C. C. Finlay, "Measurements and uncertainties of the occurrence time of the 1969, 1978, 1991, and 1999 geomagnetic jerks," Geochemistry, Geophys. Geosystems, vol. 12, no. 10, 2011.

## ذخایر اورانیوم ایران

### مهدی هاشمی

استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷ - ۱۹۳۹۵، تهران

m.hashemi@pnu.ac.ir

### چکیده

۴۰۰ ذخیره اورانیوم در ایران شناسایی شده است. ذخایر اورانیوم در استان های یزد، هرمزگان، اصفهان، آذربایجان شرقی، کرمان، خراسان جنوبی، لرستان، فارس، زنجان، آذربایجان غربی، خراسان رضوی، مازندران، اردبیل و همدان وجود دارد:

ذخایر اورانیوم استان یزد در معادن اردکان (ساغند و خشومی)، بافق (ناریگان) و بهاباد (زریگان) قرار دارد. معدن اورانیوم ساغند در منطقه دوزخ دره قرار دارد. تقریباً همه کانی سازهای اورانیوم استان یزد از نوع گرمایی و متاسوماتیت وابسته به توده های نفوذی منطقه هستند. ذخیره اورانیوم استان هرمزگان در گنبد نمکی گچین (بندرعباس) و از نوع متاسوماتیت است. کانی سازی اورانیوم استان اصفهان در ذخایر مس انارک همانند تالمسی، مسکنی، چاه شوره و کالیکافی و همچنین در پلایای دق سرخ (اردستان) و مناطق آیرکان و چشمه شتری (خور) وجود دارد. تیپ کانسار مسکنی از نوع پنج عنصری و کالیکافی از نوع پورفیری است. ذخیره دق سرخ از نوع سطحی (پلایایی) و ذخایر آیرکان و چشمه شتری وابسته به توده های نفوذی هستند.

ذخایر اورانیوم استان آذربایجان شرقی در رودخانه تلخه رود (آجی چای) (بین تبریز و اهر)، آقچه کند (سراب) و کلپیر (اهر) وجود دارند. در تلخه رود کانی سازی از تیپ ماسه سنگ و از نوع هلالی (رول فرونت) است. در کلپیر کانی سازی گرمایی مرتبط با توده های نفوذی است. ذخایر اورانیوم استان کرمان در کانسار آغل مسی (راور)، ارتفاعات شمال و شرق سیرجان، اندیس شرق بم و معدن گرانیته ده سیاهان (جنوب رفسنجان) قرار دارند. رخداد مس آغل مسی تیپ رسوبی لایه قرمز است. کانی سازی بم مرتبط با فرایندهای گرمایی و آتشفشان زاد است. اورانیوم ده سیاهان مرتبط با توده های نفوذی است. ذخایر اورانیوم استان خراسان جنوبی در شمال غرب فردوس و منطقه سه چنگی (بیرجند) شناسایی شده اند. ذخیره فردوس از نوع رسوبی و ذخیره سه چنگی مرتبط با توده های آتشفشانی است. ذخیره اورانیوم استان لرستان در منطقه سپیددشت بوده و تیپ آن ماسه سنگی می باشد. ذخیره اورانیوم استان فارس در لائیت های مناطق سرجهان و بوانات قرار دارد.

کانی سازی اورانیوم استان زنجان در معدن مس بایچه باغ (ماه نشان) است که این ذخیره از نوع رگه ای ۵ عنصری می باشد. ذخایر اورانیوم استان آذربایجان غربی در جنگسر (شمال غرب خوی)، جارچلو (غرب دریاچه ارومیه) و گرانیته قوشچی (شمال ارومیه) قرار دارند. ذخیره جارچلو از نوع ماسه سنگی و ذخیره قوشچی مرتبط با توده های نفوذی است. کانی سازی اورانیوم استان خراسان رضوی در معدن فیروزه نیشابور می باشد که این معدن از نوع IOCG است. ذخایر اورانیوم استان مازندران در جنوب غربی شهر چالوس در دو موقعیت وجود دارد، اول دره مجل (دره باریک نو و سیب چال) و وندارین کلاردشت و دوم چشمه های آب گرم رامسر (آب سیاه، وزیر گرما، طالش محله و خاک سفید). ذخایر دره مجل و وندارین مرتبط با توده های نفوذی هستند. ذخایر اورانیوم استان اردبیل در برندق (خلخال) و همچنین چشمه های آبگرم مشگین شهر (قنبرجه، ایلاتندو و موییل سویی) قرار دارد. ذخیره برندق مرتبط با توده های نفوذی است. ذخیره اورانیوم استان همدان در چشین (همدان) می باشد که مرتبط با توده های نفوذی است.

**واژه های کلیدی:** ساغند، گچین، اورانیوم، گرمایی، متاسوماتیت

## Iran's Uranium Deposits

### Abstract

400 uranium deposits have been identified in Iran. There are uranium deposits in the provinces of Yazd, Hormozgan, Isfahan, East Azarbaijan, Kerman, South Khorasan, Lorestan, Fars, Zanjan, West Azarbaijan, Razavi Khorasan, Mazandaran, Ardabil and Hamedan:

Uranium deposits of Yazd province are located in Ardakan (Saghand and Khoshomi), Bafq (Narigan) and Bahabad (Zarigan) mines. Saghand Uranium Mine is located in the Duzakh Darreh region. Almost all uranium mineralizations in Yazd province are type of hydrothermal and metasomatite related to the intrusive bodies of the region. Uranium deposit of Hormozgan province is in Gachin salt dome (Bandar Abbas) and is of metasomatite type. Uranium mineralization in Isfahan province is found in Anark copper deposits such as Talmesi, Maskani, Chah Shure and Kali Kafi, as well as in Degh Sorkh playa (Ardestan) and Airekan and Cheshme Shotori (Khur) areas. The type of deposit is Meskani of the five-element type and Kali Kafi is of the porphyry type. Degh Sorkh deposit is of surface (playaic) type and Airekan and Cheshme Shetri deposits are related to intrusive bodies.

Uranium deposits of East Azerbaijan province are located in Talkherod River (Aji Chai) (between Tabriz and Ahar), Aghche Kand (Sarab) and Kalibar (Ahar). Mineralization in Talkherod River is of sandstone type and crescent (roll front) type. In Caliber, hydrothermal mineralization

is associated with intrusive bodies. Uranium deposits of Kerman province are located in Aghol Mesi deposit (Raver), north and east heights of Sirjan, East Bam occurrence and Deh Siah granite mine (south of Rafsanjan). The occurrence of copper in Aghol Mesi Copper is a sedimentary type of red bed. Bam mineralization is related to hydrothermal processes and volcanogenic. Deh Siah uranium is associated with intrusive bodies. Uranium deposits of South Khorasan Province have been identified in the northwest of Ferdows and Se Changi (Birjand) region. The Ferdows deposit is a sedimentary type and Se Changi deposit is related to volcanic bodies. Uranium deposit of Lorestan province is in Sepid Dasht region and its type is sandstone. Uranium deposit of Fars province are located in the laterites of Sarchehan and Bawanat regions. Uranium mineralization in Zanjan province is in Baiche Bagh copper mine (Mah Neshan), which is a five-element vein type. Uranium deposits of West Azarbaijan province are located in Jangsar (northwest of Khoy), Jarchelo (west of Urmia Lake) and Ghoshchi granite (north of Urmia). Jarchelo deposit is of sandstone type and Ghoshchi deposit is associated with intrusive bodies. Uranium mineralization in Razavi Khorasan province is in Firouzeh Neyshabur mine, which is of the IOCG type. Uranium deposits of Mazandaran province are located in the southwest of Chalus city in two places, firstly, Majal Valley (Barik Nu Valley and Sib Chal) and Vandarban of Kalardasht, and second, Ramsar hot springs (Ab Siah, Wazir Garma, Talesh Mahalle and Khak Sefid). Majal Valley and Vandarban valley deposits are related to intrusive bodies. Uranium deposits of Ardabil province are located in Brendaq (Khalkhal) as well as Meshgin Shahr hot springs (Gaynarjeh, Ilando and Moyil Suyi). The Brendaq deposit is associated with intrusive bodies. Uranium deposit of Hamedan province is in Cheshin (Hamedan) which is related to intrusive bodies.

**Key words:** Saghand, Gachin, Uranium, Hydrothermal, Metasomatite

## ۱- مقدمه

بنابر اعلام رسمی سازمان انرژی اتمی ایران، ۴۰۰ ذخیره اورانیوم در ایران شناسایی شده اند که این ذخایر حاصل شناسایی هوایی یک سوم از خاک کشور در مناطق مرکزی نظیر ساغند، جنوب بندرعباس، خشومی، نارینگان و زیرینگان است. طبق محاسبات فنی به عمل آمده میزان ذخایر شناسایی شده اورانیوم ایران در معادن یزد، بندرعباس و اردبیل بیش از ۳۶ هزار تن است. منابع قطعی اورانیوم ایران را باید حدود ۱۴۰۰ تن برآورد کرد. ایران هم از لحاظ منابع اورانیوم در شرایط منحصر بفرد و ممتازی قرار دارد و هم در شیوه های فراوری و غنی سازی اورانیوم به فناوری منحصر بفردی دست یافته که بهره وری معادن کنونی را تا حد زیادی افزایش داده است.

## ۲- بحث

ذخایر اورانیوم در استان های یزد، هرمزگان، اصفهان، آذربایجان شرقی، کرمان، خراسان جنوبی، لرستان، فارس، زنجان، آذربایجان غربی، خراسان رضوی، مازندران، اردبیل و همدان وجود دارد:

### الف) ذخایر اورانیوم استان یزد:

ذخایر اورانیوم استان یزد در معادن اردکان (ساغند و خشومی)، بافق (نارینگان) و بهاباد (زیرینگان) قرار دارد. آنومالی چاه جوله قسمتی از ذخیره زیرینگان است.

روستای ساغند از توابع بخش خرائق در ۱۳۰ کیلومتری شمال شرق شهر اردکان و شرق روستای ساغند قرار دارد. معدن اورانیوم ساغند، در منطقه دوزخ دره قرار دارد. در ذخیره ساغند، آنومالی ۱۱ نیز به بهره برداری رسیده است. کانی سازی اورانیم، توریم و عناصر نادر خاکی در منطقه ساغند، مرتبط با عناصر پرتوزا و به طور عمده از نوع گرمایی و متاسوماتیت وابسته به توده های نفوذی منطقه است. کانی های اورانیم و توریم دار (اورانینیت و دیویدیت) هستند.

آنومالی شش ساغند در ۱۸۶ کیلومتری شمال شرق یزد در زون ایران مرکزی، در پهنه تالوژنی بافق - ساغند در بلوک پشت بادم واقع شده است. عناصر کانه زایی اصلی در آنومالی شش ساغند شامل عناصر توریم، اورانیم، ایتیم و عناصر نادر خاکی می باشد که در مجموعه ای از سنگ های متاسوماتیتی با ترکیب آمفیبولیت و آلبیتیت به وقوع پیوسته است. کانی های آلبیت، کلسیت، کلریت، اکتینولیت، پروکسن، فلدسپار، دیویدیت، بیوتیت، اسفن، زیرکن، روتیل، ترمولیت، آلانیت حضور دارند. عناصر نادر خاکی در منطقه دارای همبستگی مثبتی با یکدیگر و نیز با عنصر پرتوزا اورانیم می باشد. ناهنجاری شدید منفی Eu در منطقه با مشارکت یک سیال گرمایی اکسیدی در طی فرایند کانه زایی همخوانی دارد زیرا مجموعه کانی های متاسوماتیتی و دگرسانی در آنومالی بیانگر



آنها و (۲) حرکت محلولهای گرمایی ثانویه از مناطقی با شرایط احیایی به سمت مناطق اکسیدان و انتقال آهن و منگنز به این مناطق و رسوب آنها. در زمان تشکیل کانسار، پدیده کافتش در منطقه رخ داده و باعث تشکیل حجم وسیعی از ماگمای فلسیک و قلیایی گردیده است. همزمان با وقوع این پدیده، محلولهای گرمایی که محتوای خود را مستقیماً از ماگمای مذکور، و یا بصورت غیرمستقیم از آبشویی توفهای ریولیتی بدست آورده‌اند، بصورت یک محلول برونمی وارد بستر حوضه شده و پس از پیمودن مسافتی در دریا، فلزات محلول در خود (بوژه آهن و منگنز) را بصورت دیستال ته‌نشین کرده و موجبات تشکیل کانسار فرومنگنز را فراهم آورده‌اند (بنیادی، ۱۳۷۸).

منطقه اکتشافی زیریگان در ۶۰ کیلومتری شمال غرب بهاباد و ۵۵ کیلومتری شمال بافق در غرب روستای متروکه زیریگان واقع شده و بخشی از کمربند فلزایی بافق - ساغند را تشکیل می‌دهد. منطقه در زون تکتونیکی کاشمر - کرمان (که در حدفاصل بلوک طبس و یزد است) واقع شده است. قدیمی‌ترین رخنمون‌های دگرگونی بلوک پشت بادم منسوب به پرکامبرین است که بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی آواری و آذرآواری به همراه مرمرهای آهکی و دولوستونی است. منطقه بخشی از پوسته قاره‌ای ایران مرکزی است که کهن‌ترین واحدهای سنگی آن سنگ‌های رسوبی سازند تاشک است. در منطقه عضوهای ۳ و ۴ سری ساغند رخنمون دارند، که شامل توف‌های سیلیسی و اسیدی (توف‌های ریولیتی) به شدت تکتونیزه است. کانی‌سازی اورانیوم و توریم همراه با متاسوماتیسم آلیتی و سیلیس زایی بوده و کانی‌سازی نوع گرمایی در ارتباط با سیالات مرتبط با توده گرانیتی زیریگان در امتداد شکستگی‌ها تشکیل شده است. منطقه زیریگان با وسعتی برابر ۳۰۰ کیلومتر مربع شامل ۴ آتومالی شمالی، جنوبی، مرکزی و کوه چاه محمد است. به علت اینکه در آتومالی شمالی نسبت  $U$  به  $Th$  کمتر از یک بود، عملیات اکتشافی در مراحل بعدی بر آتومالی جنوبی متمرکز شده است. در سال‌های اخیر، در جنوب غربی ورقه (پهنه) گرانیت زیریگان و دایک‌های دیابازی، به منظور دست‌یابی به کانی‌های پرتوزا، اکتشاف فازمقدماتی انجام شده است. کانی‌های پرتوزا از قبیل اورانیوم و توریم در رابطه با فرآیندهای سیلیسی، آلیتی، آرزلی، هماتی، اپیدوتی، کربناتی، سریستی و سوسوریتی شدن سنگ‌ها شناسایی شده است. احتمالاً کانی‌سازی‌های کانی‌های عناصر پرتوزا در ارتباط با گرانیت زیریگان و گرانیت‌های اطراف آن در منطقه بافق است.

محدوده اکتشافی زیریگان جزئی از منطقه متالوژی بافق - ساغند بوده که در زمان پرکامبرین پسین به تبع ریفتی شدن پوسته قاره‌ای در ایران مرکزی به وجود آمده و حاصل ماگماتیسم آلکالن این پدیده است. قسمت جنوب منطقه را توده‌های نفوذی از قبیل گرانیت با بافت پوفیریک با دانه بندی متوسط تا درشت تشکیل می‌دهد. این گرانیت‌ها شامل کانی‌های فلدسپاتی آلکالن ۵۰ - ۴۰٪، کوارتز ۲۵٪، پلاژیوکلاز ۲۵ - ۱۵٪، ناهنجاری‌های مواد پرتوزایی در دو نوع از سنگ‌های منطقه چون گرانیت، آمفیبولیت مشاهده شده است. در بین لایه‌های فوق‌الذکر رگه‌های و رگچه‌های سیاه رنگ فلزی دیده می‌شود که نشانگر پرتوزایی نسبتاً بالا است. کانی‌زایی در آتومالی جنوبی از نوع  $U$  و  $Th$  است و مدل پیشنهادی این کانسار، متاسوماتیسم حاصل از نفوذ محلول  $Si$  و  $Na$  است. کانی‌های پرتوزا در منطقه شامل تیتانوم گنتیت، دیویدایت، پیچبلند و سایر کانی‌های پرتوزا و همچنین کانی‌های سولفیدی مانند پیریت است. کانی‌زایی  $U$  و  $Th$  در سطح از روند کلی شمالی - جنوبی تبعیت می‌کند. سنگهای منطقه اعم از فلسیک و مافیک که در ترکیب شیمیایی آنها از ۳ ظرفیتی شان استفاده شده باشد، دارای پرتوزایی نسبتاً بیشتری نسبت به سایرین در ترکیشان است. چون نسبت  $U$  به  $Th$  نزدیک به ۱ بوده به سختی می‌توان تمرکز  $U$  را در این ناحیه انتظار داشت، البته این بررسی فقط سطحی بوده و مربوط به زیر سطح کانسار نیست و نمی‌توان با این مدارک زونالیتی و روند افزایش  $U$  را پیش‌بینی کرد، و نیاز به مطالعات بیشتر است (فعال و همکاران، ۱۳۹۹).

منطقه زیریگان جزئی از سیستم کافت درون قاره‌ای ایران مرکزی در پرکامبرین می‌باشد. فرآیندهای ماگمایی متعلق به ۵۰۰ میلیون سال پیش با ترکیب اسیدی - کالک آلکالی در بروز انواع متاسوماتیسم بارور در این منطقه نقش داشته است. زونهای کانه دار توسط محلول هیدروترمالی  $Fe$ ,  $Si$ ,  $Na$  دار پیرو فعالیت‌های تکتونیکی، با روند کلی شرقی - غربی تشکیل شده‌اند. کانی‌سازی با متاسوماتیسم آلیتی، آلپیت - اپیدوت - آمفیبولی و بخشهای سیلیسی مرتبط است که در مجاورت دایکهای دیابازی (که توسط مجموعه توفی اسیدی دربرگرفته شده)، جای گرفته است و دارای ضخامت متوسط ۲ - ۰/۳ متر می‌باشد. اورانیوم با متاسوماتیسم آلیتی و توریم با آلپیت - اپیدوت - آمفیبول همراه است. کانی‌سازی مواد رادیواکتیو در زونهای کانه دار شامل تیتانومگنتیت، دیویدایت  $\pm$  پیریت و ... می‌باشد که با فراوانی متوسط ۳-۵٪ و شیب  $35^{\circ}$  -  $30^{\circ}$  به سمت شمال بصورت افشان، رگچه‌های نامنظم و تجمعی تشکیل شده‌اند. اورانیوم در غالب کانی دیویدیت شناسایی شده است. عناصر رادیواکتیو  $Th$ ,  $U$  به ترتیب با فراوانی  $50 - 250$  ppm (میانگین نسبی آن در حدود  $300$  ppm است) و  $500 - 5000$  ppm دیده می‌شوند. میزان فراوانی عناصری که همراهی نسبی با  $U$ ,  $Th$  دارند (عناصر  $Fe$ ,  $Ce$ ,  $Ti$ ,  $Zr$ ) در این سیستم قابل توجه و در حد چند صد ppm تا چند درصد متغیر است (تراپیان و همکاران، ۱۳۸۴).

آنومالی پرتوزای چاه جوله در ۱۷۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان یزد قرار دارد و از شمال به کویر ساغند، از غرب به کوه خشومی، از شرق به معدن سنگ آهن چادرملو (به فاصله ۵ کیلومتری) و از جنوب به منطقه زیرگان محدود می‌گردد. این محدوده در پهنه ایران مرکزی و زون متالوژنی بافق - ساغند جای می‌گیرد. نزدیکترین آبادی، روستای ساغند در فاصله ۳۰ کیلومتری شمال غرب این منطقه می‌باشد. رخنمونهای سنگی منطقه شامل واحد کربناته - پیروکلاستیک ساغند، لوکوگرانیت زیرگان، توده کوارتز دیوریتی، دایکهای دیابازی و آلبیتیت‌ها می‌باشند. در این منطقه رخداد متاسوماتیسم سدیک بخشهایی از توده لوکوگرانیت زیرگان را تحت تاثیر قرار داده است. سه رخداد عمده متاسوماتیسم در منطقه چاهجوله، متاسوماتیسم سدیک اولیه، متاسوماتیسم کوارتز - آلبیت و متاسوماتیسم سیلیسی هستند. از بین این فازها، فاز متاسوماتیسم سدیک در ارتباط با کانه زایی اورانیوم می‌باشد. در طی این فاز و در اثر نفوذ محلولهای آلکالین در سنگ دیواره کانیهای آلبیت، آلکالی آمفیبول (آرفسونیت) و آلکالی پیروکسن (اژیرین) تشکیل گردیده‌اند. در ادامه این فاز کانی زایی اورانیوم از نوع برانریت، دیویدیت و تیتانومگنتیت در منطقه شکل گرفته است. عمده ترین دگرسانیهای منطقه کربناتیزاسیون، هماتیتی زاسیون، اپیدوتیتی زاسیون، کانولینیتی زاسیون و سیلیسیفیکاسیون می‌باشند. در این میان هماتیتی زاسیون با کانه زایی اورانیوم رابطه مستقیم داشته و دگرسانیهای کانولینیتی زاسیون و سیلیسیفیکاسیون اثری معکوس بر کانه زایی اورانیوم داشته‌اند. رخداد کانی زایی اورانیوم در آنومالی پرتوزای چاه جوله از نوع آلبیتیت‌های ماگماتیک پسین می‌باشد (بسکابادی و جلیلیان تهرانی، ۱۳۸۵).

کانی سازی اورانیوم در منطقه خشومی (آنومالی ۶) (۱۸۰ کیلومتری شمال شرقی یزد) واقع در ایران مرکزی با میزان پرتوزایی cps ۱۵۰۰۰ - ۳۰۰ و مقدار ppm ۴۰۰۰ - ۱۴ وجود دارد. واحدهای سنگی منطقه شامل میکاشیت، گنیس، گرانیت آناتکسی و میگماتیت است که با رگه‌های پگماتیتی - آلبیتی (کوارتز - فلدسپات) قطع شده‌اند. واحدهای دیگر منطقه دایکهای با ترکیب اسیدی - بازی، واحدهای گرانودیوریتی، دولومیتی و مرمر هستند. دگرسانی‌هایی که واحدهای سنگی منطقه را در جریان کانی سازی تحت تاثیر قرار داده‌اند عبارتند از: آلبیت زایی، کربنات زایی، فلدسپات زایی، ارژلیت زایی، پروپلیت زایی، سیلیس زایی و هماتیت زایی. کانی سازی اصلی U در طی فاز گرمایی و همراه با سایر عناصر  $\text{Au}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cu}$  در منطقه رخ داده است. کانی‌های اولیه اورانیوم شامل پیچبلند، اورانینیت، کوفینیت است و کانی‌های ثانویه اورانیوم شامل اورانوفان و بولتودیت است. کانی سازی عناصر REE در طی مرحله پگماتیتی و توسط فاز پتاسیک صورت گرفته است (حیدریان، ۱۳۸۴).

منطقه اکتشافی خشومی واقع در ایران مرکزی است و نحوه توزیع ماده معدنی و کانی سازی اورانیوم در این منطقه عمدتاً بصورت عدسی وار می‌باشد (فرجی فرد و همکاران، ۱۳۸۷).

منطقه اکتشافی خشومی در استان یزد در زون متالوژنی بافق - ساغند و زون ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است. این زون متالوژنی در فراگرد تکنورمال پان آفریکن بین ریف قاره‌ای و با رویکرد تفتال و سیالات نشأت گرفته از گوشته تشکیل شده است. ولکانیسم دوگانه نفوذیهای فوق بازی قلیایی، دگرتهادی  $\text{Fe}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$  و تشکیل کانسارهای دگرتهادی آپاتیت، مگنتیت و کانی‌سازیهای  $\text{U}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{REE}$  از ویژگیهای اصلی این رخداد در این محدوده است. واحدهای سنگی منطقه شامل میکاشیت، میگماتیت، گنیس و گرانیت آناتکسی هستند که تمامی این واحدها دستخوش دگرسانی‌هایی از قبیل پتاسیک، سدیک، پروپلیتیک، آرژیلیک و غیره شده‌اند. همراهی  $\text{U}$  با  $\text{Mo}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$  نشان از یک فاز هیدروترمال اورانیوم را در منطقه است که به احتمال قوی کانی سازی رگه‌ای هیدروترمال اتفاق افتاده است (آقابراهیمی سامانی و هنرمند ابراهیمی، ۱۳۹۵).

### ب) ذخایر اورانیوم استان هرمزگان:

سازمان انرژی اتمی در پی جویی اورانیوم در سه دهه گذشته به گنبد‌های نمکی استان هرمزگان و نیز گستره شرقی این استان که در پهنه ساختاری مکران قرار می‌گیرد، توجه ویژه داشته است. گنبد نمکی گچین یکی از گنبد‌های نمکی سازند هرمز در جنوب ایران می‌باشد که در ۳۵ کیلومتری غرب بندرعباس در شرق روستای گچین واقع شده است. این گنبد متشکل از سازند هرمز در منطقه زاگرس چین خورده واقع شده است. خاک سرخ و گچ از معروفترین مواد معدنی فلزی و غیرفلزی این گنبد محسوب می‌شوند. این گنبد در سالهای اخیر به دلیل کشف آنومالی اورانیوم مورد توجه قرار گرفته است. منطقه گچین بندرعباس یکی از مناطق با پرتوزایی بالا است که علت آن مواد معدنی پرتوزا موجود در منطقه است. خطرات پرتوزایی اشعه گاما در این منطقه بیشتر از گاز راد و دختر آن می‌باشد. معدن اورانیوم گچین بندرعباس در مقایسه با ساغند یزد معدنی روباز است.

در گنبد نمکی گچین تمرکز و کانی سازی عناصر لیتوفیل همانند اورانیوم که بعنوان یک عنصر پرتوزا بصورت اکسیدهای مختلف پیچبلند و اورانینیت آواری در کربناتها و ریولیت‌های جوانتر (کوارتز با خاصیت موجی شدید) که بصورت پیچبلند برشی شده و محموله ژئیکریت‌های حاوی توف ریولیتی و کریستال ویتریک توف مشهود شده است. این بخش از کانی سازی اورانیوم بخصوص در گنبد نمکی گچین محدود بوده و متعلق به عوامل سوپرژن در حوزه‌های کوچک پلایانی بعد از شکوفانی (Breaching) نمک می‌باشد.

سنگ‌های آتشفشانی این گنبد از نوع آندزیت، تراکی آندزیت، بازالت، داسیت و ریولیت می‌باشند. تقریباً تمام سنگ های آذرین دچار متاسوماتیسم شده اند.

### ج) ذخایر اورانیوم استان اصفهان:

در بررسی‌های رادیومتری، زمین شناسان متوجه ارتباط متالوژنیکی اورانیوم و مس در مقیاس وسیعی از ایران شدند، که این دو عنصر از لحاظ ژئوشیمی با هم تشکیل می‌شوند. اورانیوم در ذخایر مس منطقه انارک همانند تالمسی، مسکنی، چاه شوره و کالیکافی و همچنین در پلایای دق سرخ (اردستان) و مناطق آیرکان و چشمه شتری (خور) وجود دارد.

اورانیوم در چند ناحیه مشخص از کانسارهای مس حوزه انارک همراه با فلزات دیگر به خصوص سولفیدهای فلزی مس، نیکل و کبالت در مناطق تالمسی - مسکنی - چاه شوره و نیز در منطقه کالیکافی همراه با کانی سازی سولفیدی مس و مولیبدن و سرب مورد بررسی های اکتشافی تفصیلی قرار گرفته است. نواحی مذکور که تحت تاثیر تکتونیک آلپین شدیداً چین خورده و دچار گسل خوردگی شده اند، در قاعده از یک توده دگرگون شده قدیمی به ضخامت ۲ الی ۵ کیلومتر به سن پروتروزوئیک فوقانی و یا جوانتر از آن مرکب از شیست و مرمر و دولومیت تشکیل گردیده که غالباً منظره طاق‌دیسی هورست‌مانندی را با مورفولوژی خاصی نشان می‌دهند که در زیر پوشش ضخیمی از طبقات رسوبی آهکی کراتاسه و سری های ماسه سنگی و مارنی ائوسن تا الیگوسن قرار می‌گیرند که در ناحیه تالمسی و مس کنی تا شمال منطقه انارک بصورت حوزه های برجسته و نواحی فرورفته (ناودیس) به چشم می‌خورند و از نظر ساختمانی به بلوک چین خورده ایران مرکزی تعلق دارند و زمین شناسان آن را متعلق به توده انارک - خور می‌دانند. در شمال غرب یعنی در امتداد نائین - زواره، توده های افیولیتی و کالرد ملاتژ دیده می‌شوند که بوسیله امتدادهای ساختمانی حوزه انارک قطع می‌گردند و قسمتی از آن در راستای انحنای گسل بزرگ کویر ایران قرار می‌گیرند و سنگهای حاصل از فعالیت های ماگمایی آلپین در حاشیه توده فوق‌الذکر بصورت سنگهای آندزیت، تراکی آندزیت متعلق به ائوسن زیرین و میانی همراه دایکها و جریان های نفوذی و نیمه ولکانیکی به همراه توده های بازالتی دارای اولیون - پیروکسن دیده می‌شوند. حوزه تالمسی - مس کنی بصورت یک ناودیس گرابن مانند به چشم می‌خورد. ترکیبات سولفیدی و آرسناته مس، نیکل و کبالت به همراه بیسموت، نقره، در توده آندزیت و تراکی آندزیت که تحت تاثیر آلتراسیون گرمایی و دگرسانی های مختلف بصورت متاسوماتوز آرژیلی همراه با کوارتز، سریسیست، کائولینیت، پیریت، کلسیت و آلپیت کانی سازی وسیعی را بوجود آورده است. اکسید اورانیوم بصورت پیچبلند و یا پاراپیچبلند همراه با کانی های فسفات و آرسناته و نیز سیلیکاته اورانیوم مانند آنوتیت، کالکولیت (توربرنیت)، متازئونیت، اورانوتیل (اورانوفان) همراه با سولفیدهای فلزی مس مانند کالکوزین، مس خالص، نیکلین بصورت اداخلهای نامنظم، بی شکل و یا بصورت رگچه هایی در اطراف رگه ها دیده می‌شوند (مطیعی، ۱۳۶۶).

کانسار مس تالمسی در فاصله ۳۴ کیلومتری شمال غربی شهر انارک واقع شده است. در محدوده معدنی تالمسی کانی سازی دو مرحله ای کاملاً مجزا رخ داده است. در مرحله اول کانی سازی سولفیدی مس به صورت رگه ای - رگچه ای و استوک ورک و در ارتباط با آتشفشانی شوشونیتی ائوسن صورت گرفته و در مرحله دوم و با فاصله زمانی نسبتاً زیاد کانی سازی نیکل، کبالت و اورانیم نیز در همان محل کانی سازی مرحله اول به وقوع پیوسته است. یکی از دلایل اصلی این کانی سازی در منطقه جایگاه تکتونوماگمایی خاص آن است که در مرحله اول به شکل گیری کانسارهای مس نوع آتشفشان زاد در ارتباط با گسل پر شیب تالمسی منجر گردیده و سپس در مراحل بعدی فعالیت گسل درونه، گسل تالمسی که یکی از انشعابات درونه محسوب می‌گردد، نیز فعال شده و آن را به مجرائی مناسب برای عبور سیالات کانه زا تبدیل نموده است. اورانیم در این کانسار بصورت کمپلکسهای اورانیل کربنات حمل گردیده است و کانی سازی سولفیدی فاز اول بعنوان سدی کاهشی برای شکستن این کمپلکسها که عمدتاً در شرائط اکسایشی پایدارند، عمل نموده و منجر به نهشت اورانیم بصورت ترکیبات  $U^{+4}$  در این کانسار گردیده است. همراهی اورانیم با نیکل و کبالت نه تنها در این کانسار بلکه در اغلب ذخایر مشابه عمومیت دارد، بطوریکه گاهی اورانیم در کانسارهای نیکل و کبالت مانند کانسار کبالت گوگان‌دای کانادا محصول فرعی است و گاه نیکل در ذخائر اورانیوم نوع دگرشیبی مانند ناحیه



ساسکاجوان کانادا بعنوان محصول فرعی اورانیم را همراهی می‌کند. با توجه به اینکه باطله‌های اصلی در تمام این ذخائر کانیهای کربناته مانند دولومیت + کلسیت + سیدریت هستند و اینکه براساس مطالعات، محلولهای کربناته طی فرایند لیستونیتی شدن سنگهای اولترابازیک باعث رها شدن نیکل و کبالت و تحرک این عناصر می‌گردند و نیز با توجه به نقش کمپلکسهای اورانیل کربنات در انتقال اورانیم به مناطق کانی سازی، ارتباط محلولهای کربناته و همراهی عناصر نیکل و کبالت با اورانیم در این ذخایر امری منطقی به نظر می‌رسد و حاکی از ساز و کار مشترک حمل و نقل یا تمرکز عناصر اورانیم با نیکل و کبالت در این ذخایر است (باقری و همکاران، ۱۳۸۶).

معدن تالمسی یکی از معادن قدیمی مس و نیکل ایران در ۲۵ کیلومتری جاده آسفالت انارک و در سمت شمال غربی آن، یکی از پروژه‌های اکتشافی مواد رادیواکتیو در ایران بوده است که توسط سازمان انرژی اتمی ایران برنامه‌ریزی و اجرا شده است. قبلاً مطالعات اکتشافی گسترده‌ای در افق ۵۵ تا ۶۷ متری معدن صورت گرفته است. کارگاه استخراج ۲ در افق ۳۰ تا ۵۵ متری قرار دارد. کانی‌سازیهایی اورانیم با توزیع عیار شدیداً متغیر در این افق وجود دارد (افغانی ایبانه، ۱۳۶۸).

کانسار مس، نیکل، کبالت و اورانیم مسکنی در ۲۲ کیلومتری غرب انارک و ۱۸ کیلومتری جنوب روستای عشین در ایران مرکزی قرار دارد. واحدهای چینه‌شناسی کانسار شامل متامورفیت‌های پروتروزوئیک بالایی انارک، با نام شیت‌های درختک، گنگلومرای کرتاسه بالایی - پالئوسن، آندزیت گرگاب (ائوسن زیرین)، سازند توفی ائوسن میانی - بالایی سهلاب، مولاس ائوسن - الیگوسن و رسوبات کواترنری می‌باشد. سنگ میزبان آندزیتی می‌باشد. سنگ اصلی آندزیت تا آندزیت بازالت است. در زمینه سنگ‌ها بیشتر کانی پلاژیوکلاز قابل مشاهده است. دگرسانیهایی کربناته و سیلیسی شدن به شکل جانیشینی و رگچه‌ای قابل مشاهده است. حفرات با کلسیت و سیلیس پر شده‌اند. دگرسانی رسیک در مناطق دارای کانه‌زایی در کانسار مسکنی وجود دارد. براساس مطالعه کوارتز و کلسیت رگه‌های کانه‌دار، کانه‌ها شامل کالکوسیت، نیکلین، کالکوپیریت، بورنیت، راملبرژیت و مالاکیت می‌باشد که کانه راملبرژیت در اطراف نیکلین قابل مشاهده و نشان دهنده ته‌نشست نیکل و افزایش میزان آرسنیک در محلول‌های کانه‌دار می‌باشد. عناصر کبالت، نیکل، مس و اورانیم فراوانی بیشتری نسبت به بقیه عناصر دارند. میانگین عناصر اورانیم، توریم، نیکل و مس به ترتیب ۲۷۷، ۲۵، ۶۴۲ و ۹۱۳۰ است. بین میزان اورانیم و نسبت  $Th/U$  همبستگی معکوس وجود دارد. نسبت  $Th/U$  در حدود ۰/۰۹۳ تخمین زده شد که کمتر از ۱ می‌باشد. این ویژگی نشان می‌دهد که میزان بالای اورانیم در این سنگ‌ها در ارتباط با تفریق ماگمایی نیست. برخلاف نمونه‌های رگه‌ای، همبستگی بین تغییرات اورانیم، مس و نیکل در نمونه‌های سنگ میزبان وجود ندارد. این مشخصه یکی از ویژگی‌های شاخص شوشونیت‌ها و آندزیت‌های سنگ میزبان کانه‌زایی در این منطقه است که نشان می‌دهد این عناصر از سنگ میزبان منشأ نگرفته‌اند. براساس مطالعه سیالات درگیر، شوری آن‌ها ۵/۲۲ - ۲ درصد وزنی معادل نمک طعام محاسبه شد. دمای همگن شدن اکثر سیالات درگیر در محدوده ۱۶۰-۱۳۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. سیالات کانه‌ساز دارای دو منشأ کاملاً متفاوت هستند که بیانگر کانه‌زایی در دو مرحله جداگانه یا سیالات کانه‌زا با دو منشأ کاملاً متفاوت است. احتمالاً یکی از آن‌ها منشأ ولکانیکی و دیگری منشأ شورابه‌های حوضه‌ای را نشان می‌دهد. سنگ میزبان شوشونیتی است. تیپ کانسار مسکنی احتمالاً پنج عنصری است (مختارزاده محمدی، ۱۳۹۰).

کانی‌سازی در ناحیه مسکنی در منطقه اکسیداسیون گسترش بیشتری داشته و اسفرولیت‌های پچبلند همراه با مس و نیکل دیده می‌شوند. برخلاف نظر بعضی از کانی‌شناسان بلورهای مکعبی اورانینیت دیده نشده است و اکسید اورانیم تحت تأثیر یک مرحله اپی ژنتیک بصورت پاراپچبلند درآمده است. دو معدن قدیمی مسکنی و تالمسی که به فاصله ۷ کیلومتر از یکدیگر قرار دارند، در واقع از یک منشأ متالورژیکی بوده و با تفاوتی نه چندان فاحش به تناسب با گسترش یا محدود بودن نواحی اکسیداسیون تفاوت‌های اندکی در کانی‌سازیه‌ها مشاهده می‌شود. مثلاً در مسکنی پیریت زائی ثانوی بیشتر است. در معدن مسکنی کانی‌سازی اورانیم در عمق بیشتر از ۲۵۰ متر ثابت شده است (مطیعی، ۱۳۶۶).

در معدن چاه شوره که در ۱۵ کیلومتری شمال شهر انارک و تقریباً هم‌عرض جغرافیایی تالمسی قرار دارد و تماماً بوسیله تکتونیک آلپین و گسل‌های عادی و معکوس کنترل می‌شود، کانی‌سازی در امتداد گسل بزرگی در مجموعه سنگهای اولترابازیک و شیت‌های دگرگون شده انارک بوقوع پیوسته و کانی‌سازی اورانیم بصورت پچبلند همراه با کانی‌های دیگری مانند کالکوزین، بورنیت، مولیدنیت، کوولیت، پیروهوویت، آنابرژیت، سروزیت، کبالتیت، گال، اسفالریت، پیریت، مارگاسیت در نواحی سرپانتینی شده در امتداد WNW صورت گرفته است. سنگهای اولترابازیک تحت تأثیر محلولهای گرمایی سرپانتینی شده و سپس بصورت حجم‌های لیستوانیت در تمام طول توده به چشم می‌خورند.

منطقه چاه شوره درون منطقه انارک - خور که تحت تأثیر حرکت به سمت شمال صفحه عربی و فعال شدن دو گسل امتدادلغز این منطقه، یعنی گسل درونه و گسل بیابانک شکل گرفته است، از نظر ساختاری یک گسل تراست با امتداد شرقی - غربی علاوه بر حرکت تراست از خود مؤلفه راست بر و سپس حرکت

چپ بر در منطقه فعال بوده است. این گسل سنگ‌های اولترامافیک قدیمی را در کنار سازند سهلب قرار داده است. کانی‌سازی پلی‌متال بر روی بلوک فرادیواره تراست، محدود به رگه و رگچه‌های سیلیسی کربناته لیستونیت‌ها است. لیستونیت‌ها سنگهای غیر معمول کربناته هستند که از دگرسانی واحدهای اولترامافیک حاصل می‌شوند و غنی از رگه‌های سیلیسی - کربناته اند. افیولیت‌های این منطقه جز افیولیت‌های ایران مرکزی محسوب می‌شوند. لیستونیت‌ها در یک گسل پارگی شکل گرفته‌اند. با توجه به این که طریقه زمین‌ساختی این محدوده الگوهای تکراری از خود نشان می‌دهد، می‌توان لیستونیت‌های مشابه دیگری را یافت که همانند آن‌ها شکل گرفته و کانی‌سازی محدود به رگه‌ها و رگچه‌ها باشد و با در نظر گرفتن این تشابه ساختاری و محدود بودن کانی‌سازی اورانیم به رگه و رگچه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که لیستونیت‌های غربی این محدوده دارای کانه‌زایی اورانیم و چندفلزی هستند (وقاری و همکاران، ۱۳۹۸).

معدن کالیکافی در ۷۸ کیلومتری شرق تالمسی - مسکنی و هم عرض جغرافیایی معادن تالمسی سه برز، چاه شوره و گود مراد، قرار دارد و مرکب از مجموعه ولکانیکی و پلوتونیک ناشی از فعالیتهای تکتونوماگمایی آلپین می‌باشد. توده نفوذی در ناحیه کالیکافی در دو مرحله به وقوع پیوسته است. مرحله اول، گرانیت‌های دانه درشت و دانه متوسط، گرانوسینیت، سینیت و مونزونیت. مرحله دوم گرانیت‌های دانه ریز و پورفیریت‌های گرانیتی. مجموعه گرانیت تا گرانودیوریت همراه با ولکانیک‌های اتوسن یک اشتراک حوزه ماگمایی (Comagmatic) پیدا می‌کنند. بخشی از گرانیت‌های کالیکافی که به صورت گرانیتومیکا می‌توان از آن نام برد، تحت تاثیر دگرسانی‌های مختلف مخصوصاً دگرسانی متاسوماتیک که در طی آن آلپینی شدن به جای پلاژیوکلاز و یاروتوکلاز و میکروکلین قرار گرفته است. همراه با سیلیسی شدن و تحمل پاراژنزهای کوارتز - هماثیت کانی‌سازی‌های سولفیدی فلزی از مس بصورت کالکوپیریت و مولیبدنیت گسترش چشمگیری در توده گرانیت و گرانوسینیتی کالیکافی داشته و کانی‌سازی اورانیم بصورت ورقه‌هایی از اتونیت در ترانشه‌ها و سطوح شکافها به چشم می‌خورد. در داخل بیوتیت‌های قهوه‌ای، آثار فراوانی از زیرکون بصورت هالو پلوکروئیک دیده می‌شود. اورانیم در داخل حفاریها و در اعماق مختلف کانی‌سازی مشترکی را با مس و مولیبدن به همراه سولفید سرب و غیره دارد. بطور کلی کالیکافی از نظر یک کانسار پلی‌متالیک، مس، مولیبدن، طلا به همراه اورانیم از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (مطیعی، ۱۳۶۶).

پلاهای دق سرخ در ۳۰ کیلومتری شمال - شمال شرق شهرستان اردستان و در منطقه ایران مرکزی قرار گرفته است. نوعهای رخسارهای حوضه به دو واحد رخساره‌ای اصلی، دشت کوهپایه‌ای و پلایا تقسیم می‌شود. ناهنجاری اورانیم در لایه‌ای به ضخامت ۳۰ cm - ۲۰ cm در عمق ۱۲۵ cm شناسایی شد. بیشترین مقدار پرتوزایی این لایه (شمارش در ثانیه ۲۵۰ cps) و عیار اورانیم آن لایه،  $15 \text{ mg kg}^{-1}$  به دست آمد. قابلیت اورانیم حوضه دق سرخ به علت‌های مختلف از جمله وجود اورانیم با وسعت پراکندگی زیاد و غلظت کم، نزدیک بودن سطح ایستایی، وسعت زیاد حوضه و کمبود مواد آلی پایین است. اورانیم حوضه دق سرخ از نوع سطحی (پلایایی) است (پازند و همکاران، ۱۳۹۸).

مناطق آیرکان و چشمه شتری در شمال شرق شهرستان خور در بخش شمال غربی میکروپلیت مرکزی - شرقی ایران و در حاشیه جنوبی گسل کویر بزرگ واقع شده‌اند. رسوبات منطقه چشمه شتری و سنگهای گرانیت آیرکان، این گرانیت را به عنوان منشأ اورانیم محلول در آبهای زیرزمینی مناطق آیرکان و چشمه شتری نشان می‌دهد که روند حمل عناصر محلول در این آبها از گرانیت آیرکان به سمت چشمه‌های منطقه چشمه شتری می‌باشد. با توجه به روند غیر معمول توریم و اورانیم محلول در آبهای زیرزمینی، حضور عاملی بازدارنده در برابر حمل و انتقال اورانیم در اعماق و حدفاصل گرانیت آیرکان و منطقه چشمه شتری تصور می‌شود. حضور توالیهای تکرار شونده گوئیت تا اعماق زیاد که تمایل بسیار بالایی در جذب سطحی اورانیم دارد، ضریب تشابه و همبستگی بالای اورانیم و آهن نشان دهنده جذب سطحی اورانیم توسط گوئیت می‌باشد. لذا جذب سطحی اورانیم توسط هیدروکسیدهای آهن (گوئیت) به عنوان عاملی بازدارنده در برابر انتقال و حمل اورانیم از اعماق به سطح است  $\text{Ra}^{226}$ . به میزان بسیار زیاد و به عنوان هسته پرتوزا حضور دارد که دلیل اکتیویته بسیار بالای این رسوبات نیز هست. با توجه به تعیین  $\text{Ra}^{226}$  به عنوان هسته پرتوزا در رسوبات منطقه چشمه شتری با محتوای بسیار زیاد ( $94883 \text{ Bq/kg}$ ) و حمل  $\text{Ra}^{226}$  از طریق آبهای زیرزمینی به سطح، احتمال حضور کانه‌زایی مخفی اورانیم در عمق و در حدفاصل گرانیت آیرکان و منطقه چشمه شتری وجود دارد. تصور حضور کانسار رادیوم در عمق (با توجه به اینکه  $\text{Ra}^{226}$  نیمه عمر ۱۶۰۰ سال از واپاشی  $\text{U}^{238}$  با نیمه عمر ۴/۵ میلیارد سال تشکیل می‌گردد) در مقیاس زمین‌شناسی صحیح نیست زیرا عمر کانسار رادیوم احتمالی بر این اساس ۱۱۲۰۰ سال خواهد بود. از طرف دیگر به دلیل همبستگی بسیار بالای رادیوم با شوری در آبهای با شوری بالا همانند آب چشمه‌های منطقه چشمه شتری و نقش این آبها در انحلال و انتقال رادیوم از جذب سطحی رادیوم توسط هیدروکسیدهای آهن جلوگیری شده است، در نتیجه احتمال کانه‌زایی و حضور کانسار مخفی اورانیم در عمق و در حدفاصل گرانیت آیرکان و منطقه چشمه شتری به دلیل تولید  $\text{Ra}^{226}$  از واپاشی  $\text{U}^{238}$ ، نیمه‌عمر کوتاه  $\text{Ra}^{226}$  نسبت به  $\text{U}^{238}$ ، انتقال رادیوم توسط آبهای زیرزمینی از اعماق به سطح تصور می‌شود. برخی از کانه‌های اورانیم به ویژه پیچبلند در نمونه‌های این مناطق فوق اشباع می‌باشد و وجود کانه‌زایی احتمالی را در این مناطق نشان می‌دهد. سرعت مناسب آب زیرزمینی

در مناطق مورد مطالعه اجازه تعادل پایا میان کانه زایی احتمالی اورانیوم و این آبها را داده و وجود شرایط اکسیدان سبب انحلال و تحرک کانه های اورانیوم دار و اشباع شدگی مثبت کانه های اورانیوم در مناطق آیرکان و چشمه شتری شده است (اسماعیلی و وردجانی و همکاران، ۱۳۹۰).

### د) ذخایر اورانیوم/استان آذربایجان شرقی:

ذخایر اورانیوم استان آذربایجان شرقی در سه موقعیت وجود دارند: اول رودخانه تلخه رود (آجی چای) (بین تبریز و اهر)، دوم آقچه کند (سراب) و سوم کلیر (اهر).

حوضه تلخه رود (بین تبریز و اهر) در آذربایجان شرقی بوسیله ارتفاعات و توده های پلوتونی - ولکانیکی احاطه شده و در واقع یک حوضه بین کوهستانی می باشد که در مجموعه ای از قوس های ماگمایی مربوط به اواخر ترشیری قرار گرفته است. سرشاخه های تلخه رود از ارتفاعاتی چون آتشفشان های سبلان، بزقوش، دچان و قوشه داغ سرچشمه گرفته و با شستشو دادن دامنه های مذکور، مقدار قابل توجهی از اورانیوم موجود در آن ها را به کانال اصلی رودخانه حمل کرده و در آنجا در لابلای رسوبات مئاندری رودخانه و پهنه های دلتایی رسوب داده است.

بررسی آماری عیار اورانیوم و عناصر دیگر در توالی رسوبی میوسن بالایی بین تبریز و اهر در تلخه رود وقوع کانی سازی را در منطقه مشخص می سازد. ارتباط اورانیوم با مس، مولیبدنوم و وانادیوم و همبستگی ثبت عناصر مزبور، موید کانی سازی از تپ ماسه سنگ و از نوع هلالی (Roll front) است. این همبستگی تنها در ستون چینه ای امیدچه مشاهده شده و آنومالی های مربوط هم از نوع اپی ژنتیک می باشد. در گورچین اورانیوم با عناصر شاخص تپ ماسه سنگی همبستگی منفی نشان می دهند. حال آن که شیل های تیره در ستون چینه ای این منطقه با وجود تاثیر شستشو و هوازدگی سطحی، از عیار کم و بیش بالای اورانیوم همزمان با رسوب گذاری صورت گرفته و کانی سازی مربوطه از نوع سین ژنتیک است.

فراوانی سیمان کلسیتی در لیئوفاسیس های ماسه سنگی موید وفور ( $CO_3^{2-}$ ) در محیط های دیانزی بوده که نقش مهمی در انتقال اورانیوم در محیط های مذکور به صورت کریوکیل اورانیوم ایفا نموده و محلول های اخیر در نهایت در شرایط احیا محیط های شیمیایی می تواند به اکسید اورانیوم تبدیل شده باشد (سجایی و محسنی، ۱۳۷۳).

حوضه رسوبی تلخه رود که تشکیل آن در نئوژن انجام گرفته با وسعتی حدود ۷۰۰۰ کیلومتر مربع از شمال غرب تبریز تا شرق سراب گسترده شده است. ساختمان تکتونیک این حوضه در کل، از وضعیت ساختمانی منطقه آذربایجان، بویژه آذربایجان شرقی تبعیت می کند ولی رسوبات فوق الذکر مستقلاً بصورت تاقدیس و ناودیسهای ملایمی بطور محلی، چین خوردگی حاصل کرده اند. نهشته های حوضه تلخه رود عمدتاً از جنس رسوبات تبخیری، تخریبی و به نسبت کمتر، مواد آذرآواری است. بخشی از این مقاطع رسوبی در روستاهای گورچین، خواجه و امیدچه، از رسوبات تخریبی (کنگلومرا، ماسه سنگ، سیلت و شیل)، آذرآواری و کربناته تشکیل گردیده که رخساره های شیل و ماسه سنگ، به ترتیب از فراوانی نسبی بیشتری برخوردارند. در این رخساره ها فعالیت های کانی سازی مس، اورانیوم، مولیبدن و استرانسیم انجام گرفته است. شواهد بافتی و کانی شناسی ماسه سنگهای سکانس کانی سازی نشان می دهد که اجزاء تشکیل دهنده آنها از منشاء توده های پلوتونی، ولکانیکی و همچنین مواد ولکانو کلاستیکی تامین گردیده که بطور کلی درطیفی از ماسه سنگهای فلدسپاتی (آرکوز و ساب آرکوز) تا ماسه سنگهای خرد سنگی (لیتیک آرنایت) ظاهر می شوند. رسوبات سکانس کانی سازی در محیط رودخانه ای نهشته شده که در محل خواجه و امیدچه در بستر گسترده و کم شیب، بصورت مئاندر از شرق به غرب جاری بوده که انتهای غربی رودخانه مذکور پس از عبور از پهنه دلتای قاره ای به دریای بسته ای وارد می شده است. در شرایط رسوبی این چینی، نهشته های رس، سیلت، ماسه و کنگلومرای دانه ریز، کانی سازی مس و اورانیم در شرایط احیایی بصورت اپی ژنتیک صورت گرفته است (قدیمی عروس محله، ۱۳۷۱).

آنومالی پرتوزای آقچه کند در ۲۴ کیلومتری جنوب غرب سراب و در دامنه های شمالی رشته کوه بزقوش قرار دارد. رخنمونهای آتشفشانی ائوسن در منطقه توسط دایکهای تراکیتی به سن نئوژن (میوس - پلیوسن) قطع گردیده است. کانه زائی اورانیوم در داخل زون برشی - آلتره تراکیتی رخ داده است. ۲ فاز کانه زائی اورانیوم در منطقه وجود داشته است. در فاز اول کانه زائی، اورانیوم بصورت پاراپچلند و پرکننده فضای خالی در اثر نفوذ محلولهای گرمابی در ساختارهای گسلی منطقه می باشد. در فاز دوم فرونشست پاراپچلند در زون اکسیدان در حضور آپاتیت، مسبب کانه زائی ثانویه یورانوفسفاته های اورانیوم بشکل کانیه های زرد ۶ ظرفیتی (VI) از قبیل اوتونیت و کارنوتیت می باشد. آلتراسیونهای سیلیسی شدن، کربناتی زاسیون، آرژیلیزاسیون و همتیزاسیون فازهای کانی زائی فوق را همراهی می کند (بسکابادی و همکاران، ۱۳۸۴).

محدوده اکتشافی کلیبر (۱) در شمال شهرستان اهر، استان آذربایجان شرقی و در زون البرز - آذربایجان قرار گرفته است. سنگ های آتشفشانی ریولیتی تا آندزیتی با سن ائوسن و توده های نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی با فراوانی کمتر، سنگ های عمده در منطقه کلیبر را تشکیل می دهد. سنگ های اخیر عمده کانی سازی را در خود جای داده است. محدوده کلیبر (۱) طی اکتشافات زمین شیمیایی ناحیه ای برگه اهر (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) به عنوان یک منطقه با پتانسیل کانی سازی معرفی شده است. محدوده کلیبر یک بی هنجاری زمین شیمیایی است که در آن محتوای عناصر پرتوزای نمونه ها به طور غیرعادی بالاتر از مقدار زمینه می باشد. مقادیر زمینه برای عناصر U و Th به ترتیب ۹/۴ ppm و ۴/۲۲ ppm تعیین شد. مشاهده رگه های سیلیسی کانه دار همراه با دگرسانی گرمایی گسترده در گرانیت های میزبان کانی سازی، نقش سیال های گرمایی را در ایجاد ناهنجاری های زمین شیمیایی و بنابراین کانی سازی اورانیوم نشان می دهد. ارتباط نزدیک رگه های سیلیسی کانه دار با نموده های ساختاری در منطقه، نشان می دهد که شکستگی ها احتمالاً به عنوان گذرگاهی برای نفوذ سیال های گرمایی حاوی اورانیوم عمل کرده اند. همبستگی بالای U و Th با عناصر Fe, Na, Cd و La می تواند نشانگر یک منشأ مشترک برای دو عنصر U و Th در منطقه باشد (ایرانمنش و همکاران، ۱۳۹۰).

### ه) ذخایر اورانیوم/استان کرمان:

ذخایر اورانیوم استان کرمان در کانسار آغل مسی (راور)، ارتفاعات شمال و شرق سیرجان، اندیس شرق بم و معدن گرانیت ده سیاهان (جنوب رفسنجان) قرار دارند.

کانسار مس - اورانیوم آغل مسی در ۳۵ کیلومتری غرب شهرستان راور در بلوک طبس، ایران مرکزی قرار دارد. حوضه رسوبی ژوراسیک - کراتاسه در ناحیه آغل مسی را لایه های قرمز رنگ سازند گره دو تشکیل می دهد که شامل توالی ماسه سنگ دانه ریز، ماسه سنگ دانه متوسط تا درشت و در نهایت کنگلومرا سرخ اکسیدان (هماتیت دار) می باشد که در بخش هایی احیایی شده اند. کانه زایی در افق های احیایی و در ارتباط با کانال های دیرینه رخ داده است. در محدوده رخداد مس - اورانیوم آغل مسی، دو افق اصلی احیایی و چهار زیر افق قابل تشخیص است که هر یک، از سه پهنه قرمز اکسیدان، پهنه شسته شده و پهنه احیایی کانه زایی تشکیل شده اند. با توجه به ویژگیهای سنگ شناسی، ژئومتری عدسی وابسته به لایه، گسترش ناحیه ای، ساخت و بافت جانیشینی و دانه پراکنده، کانی شناسی ساده، وجود آثار و بقایای گیاهی و تمرکز کانه زایی مس در ارتباط با آن، رخداد مس آغل مسی را می توان تیپ رسوبی لایه ای قرمز با میزبان نهشته های رسوبی در نظر گرفت. ماسه سنگ های میزبان اورانیوم از نوع لیت آرنایت بوده و حداکثر میزان اورانیوم در ماسه سنگ ها ۹۶ ppm می باشد (ارجمندزاده و همکاران، ۱۳۹۹).

کانی سازی عنصرهای پرتوزا در غرب استان کرمان در ۱۶۰ کیلومتری جنوب غربی شهر کرمان و ۴۰ کیلومتری شمال سیرجان وجود دارد. این محدوده بین طول های جغرافیایی ۵۵°۳۰'۰۰" تا ۵۶°۰۰'۰۰" شرقی و عرض های جغرافیایی ۲۹°۳۰'۰۰" تا ۳۰°۰۰'۰۰" شمالی و در برگه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پاریز قرار دارد. نتایج تایید کننده وجود مقادیر بالای عنصرهای پرتوزا در ناحیه است (معصومی و همکاران، ۱۳۹۸).

پلاسره های سیرجان و کانی های سنگین دشت سیرجان با نمونه برداری از رودخانه هایگلی سنکو، بلورد و تنگوئی بررسی شده اند. ارتفاعات سیرجان شامل آتشفشانهای ائوسن ارومیه دختر و سنگهای دگرگونی سنندج سیرجان هستند و در میان آن ها آمیزه رنگین با پهنای ۱۵ کیلومتر واقع است. منابع اورانیوم، طلا، زیرکن، جیوه و تیتان در پلاسره سیرجان اقتصادی و قابل توجه است. میزان بالای کانی اورانیت و درصد بالای اورانیوم در پی جوئی های صحرایی این منطقه (گیج اورانیم) دلیل قوت این ماده در پلاسره و ارتفاعات شرقی سیرجان می باشد (سلاجقه، ۱۳۹۰).

کانی زایی اورانیم آتشفشان زاد در ۴۵ کیلومتری شرق شهرستان بم در خرده قاره ایران مرکزی، بخش جنوبی بلوک لوت واقع شده است. واحدهای اصلی منطقه از توالی سنگ های آذرآواری و لایه های گدازه ای به سن ائوسن با روند کلی شمال غربی - جنوب شرقی و متشکل از ماگمای کالک آلکالین پتاسیم بالا هستند که تشکیل آن ها مرتبط با محیط زمین ساختی قوس ماگمایی و حوزه فروورانش است. ناحیه های دگرسانی رسی، سیلیسی، هماتی، زئولیتی و کلریتی در ارتباط با کانی زایی اورانیم در منطقه مشاهده می شوند. مجموعه های ژئوشیمیایی مرتبط با حضور اورانیم در محدوده عبارت اند از مجموعه های مرتبط با سنگ های اسیدی و حدوداً شامل U-W-As-Mo-S-Cu-Ag و مجموعه های مرتبط با سنگ های آذرین بازیک که شامل U-Ni-V-Ag-Co-W-Mo-Cr-Cu-S هستند. ساختار ها و بافت های اصلی مشاهده شده در منطقه شامل استوک ورک، رگه رگچه، خوردگی، شعاعی، انتشاری و غشای حاشیه ای هستند. عمده کانی زایی منطقه شامل کانی های ثانویه اورانیم شامل بلتودیت، فسفرانلیت و کارنوتیت، منگنز اکسیدها، آهن اکسیدها و هیدروکسیدها، مقدار

کمی سولفید (پیریت)، کانی‌های گروه زئولیت و سایر گروه‌های کانی‌ها هستند که غالباً در اثر فرایندهای گرمایی و برون‌زاد بعدی تشکیل شده‌اند. کانی‌زایی در منطقه از نوع کانی‌زایی اورانیم آتشفشان‌زاد است (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۷).

در جنوب شهرستان رفسنجان سنگ‌های نفوذی ده سیاهان متعلق به مجموعه ماگمایی ارومیه دختر، به داخل سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی اتوسن نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها شامل کوارتز مونزونیت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشند. کانی‌زایی عناصر پرتوزا در منطقه ده سیاهان (جنوب رفسنجان) بیشتر در سنگ‌های نفوذی (مخصوصاً گرانیت) و ولکانیکی دگرسان شده ده سیاهان رخ داده است. دگرسانی‌های این منطقه بیشتر از نوع آرژیلیکی شدن، سریستی شدن و لیمونیتی شدن است. همچنین در یک محدوده ناهنجاری دیگر ده سیاهان کانی‌زایی در سنگ‌های پگماتیتی و گرانیت پگماتیت رخ داده که همگی این سنگ‌ها از پتاسیم بالایی برخوردارند.

#### و) ذخایر اورانیم/استان خراسان جنوبی:

ذخایر اورانیم استان خراسان جنوبی در شمال غرب فردوس و منطقه سه چنگی (بیرجند) شناسایی شده‌اند. منطقه فردوس یکی از مناطق اولویت دار برای اکتشاف اورانیم می‌باشد که عملیات اکتشافی در فاز شناسایی و پی‌جویی آن از سال ۱۳۸۸ شروع شده است. آثار کانی‌سازی اورانیم نوع رسوبی در منطقه وجود دارد. قابلیت انتقال اورانیم در منطقه، پایین بوده و احتمال کانی‌سازی آن کم است. با این وجود به علت وجود آنومالی‌های عناصر ردیاب اورانیم در مناطق مشخص، احتمال وجود کانی‌سازی نوع رگه‌ای اورانیم در دو محدوده بالادست وجود دارد (پازند و همکاران، ۱۳۹۱).

در ۴ محدوده سه چنگی، جنوب سه چنگی، زنوغان و کویر لوت واقع در شرق گسل نایندگان در چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ نایندگان، پتانسیل اورانیم با استفاده از تعبیر و تفسیر داده‌های ژئوفیزیک هوایی (رادئومتری) بررسی شد. مناطق مورد مطالعه عمدتاً توسط سنگ‌های آتشفشانی جوان مربوط به دوره ترشیری پوشیده شده است و توسط رسوبات واریزه‌ای محصور شده است. آلتراسیون‌های آرژیلیکی، سیلیسی و اکسید آهن از نشانه‌های کانسارزایی اورانیم در سنگهای مذکور می‌باشد. مناطق بی‌هنجاری اورانیم و توریوم و تا حدودی پتاسیم بر هم منطبق هستند ولی به دلیل شسته شدن اورانیم و حمل و تمرکز آن در رسوبات عهد حاضر در غرب منطقه، این نقشه‌ها انطباقی با نقشه‌های نسبتی ندارند. سه محدوده که در آن آلتراسیون‌های مربوط به کانسارزایی اورانیم در سنگهای آتشفشانی جوان (ترشیری) گسترش خوبی دارند و احتمال پتانسیل کانی‌سازی اورانیم در آنها نسبتاً بالاتر است، در غرب، مرکز و قسمت کوچکی در شمال منطقه شناسایی گردید. در این مناطق مطالعه رادئومتری هوایی و زمینی نیز آنومالی بالاتری نسبت به اطراف نشان داده است (رضائی آزاد، ۱۳۸۸).

#### ز) ذخیره اورانیم/استان لرستان:

کانسار اورانیم منطقه سپیددشت در ۳۵ کیلومتری شرق شهرستان خرم‌آباد (استان لرستان) واقع شده است و بخشی از زون زاگرس چین‌خورده می‌باشد. واحدهای اصلی منطقه عمدتاً از توالی‌های سنگ‌های آواری و کربناته تشکیل شده است که با توجه سن این واحدها ماستریشین تا پالئوسن تشخیص داده شده است. محیط تکنیکی منطقه، کمپلکس فروورانش یا کمر بند چین‌خورده تراسی است. سازندهای تخریبی کشکان، امیران و آسماری در منطقه مشاهده شده‌اند. عمده کانیهای منطقه شامل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (مگنتیت، گوتیت، لیمونیت و هماتیت) (مقدار کمی سولفید (پیریت)، کالکوپیریت و پیرویت) و سایر کانی‌های سیلیکاتی، کربناتی، کانی‌های رسی و تبخیری می‌باشد. آنومالی‌هایی از اورانیم با عیار پایین در منطقه وجود دارد. تمرکز غیرعادی اورانیم در واحدهای دانه ریز سازند کشکان وجود دارد که احتمالاً اقتصادی می‌باشد. بیشترین همبستگی بین عناصر نادر خاکی دیده می‌شود. همچنین اورانیم بیشترین همبستگی را با گوگرد و سلیوم نشان داده است. تیپ کانی‌زایی احتمالی در منطقه، کانی‌زایی اورانیم ماسه سنگی می‌باشد (دریکوندی، ۱۳۹۴).

#### ح) ذخیره اورانیم/استان فارس:

مطالعات ژئوشیمیایی جهت تعیین تغییرات عیار عناصر اورانیوم و آرسنیک در خاک‌های لاتریتی شده دو منطقه سرچهران و بوانات انجام شده است. مقادیر قابل توجهی از عناصر آرسنیک و اورانیوم در خاک‌های منطقه تمرکز یافته‌اند. منشا اصلی این عناصر در منطقه می‌تواند هوازدگی و لاتریتی شدن سنگ‌های فلیش گونه منطقه باشد. غلظت عنصر اورانیوم با میانگین حدود ۹۳/۶ گرم در تن و عنصر آرسنیک با میانگین حدود ۷/۷ گرم در تن در بسیاری از نمونه‌های خاک بیش از میانگین خاک‌های جهانی (۲ گرم در تن برای اورانیوم و ۵ گرم در تن برای آرسنیک) می‌باشد (خادمی و هاشمی نسب، ۱۳۹۰).

#### ط) ذخیره اورانیوم استان زنجان:

معدن مس بایچه باغ در منطقه ماه‌نشان در ۱۴۴ کیلومتری غرب زنجان و ۱۲۵ کیلومتری جنوب غربی شهرستان میانه در زون البرز غربی واقع شده است. واحدهای سنگی - چینه‌ای از قدیم به جدید عبارتند از: سنگهای دگرگونی کهن ایران، سنگهای آتشفشانی الیگومیوسن، رسوبات میوسن و ته نشست‌های کواترن. سه گروه اصلی سنگهای منطقه عبارتند از: سنگهای آتشفشانی (شامل داسیت‌ها، ریوداسیت‌ها، آندزیت‌ها و آندزی بازالت‌ها)، سنگهای آذرآواری (شامل انواع توف‌ها، توفیت‌ها و برش‌های آتشفشانی)، سنگهای دگرگونی (شامل گنیس‌ها و آمفیولیت‌ها). ذخیره معدن مس بایچه باغ در نه رگه اساسی بنام‌های تایدیان ۱، ۲، بایچه باغ ۱، ۲ و ۳، روی بایچه باغ ۱ و ۲، خشنودی و دره تمرکز یافته است. جهت رگه‌ها شمال شرق - جنوب غرب بوده و موازی محور رودخانه قلعه چای و محور تاکدیس بایچه باغ می‌باشد که این امر با جایگیری مواد معدنی در امتداد شکستگی‌های کششی محور تاکدیس مربوطه همخوانی دارد. در معدن مس بایچه باغ عوامل تکتونیکی نقش عمده‌ای را در تشکیل داشته‌اند. طول این رگه‌ها بین ۱۰۰ تا ۶۰۰ متر و عرض آنها به شدت متغیر می‌باشد. کانه‌های زیر در بایچه باغ شناسایی شدند: کانه‌های مس دار (کالکوپیریت، ارسنوپیریت، تتراهیدریت، و بورنیت)، کانه‌های سرب و روی (گالن و اسفالریت)، کانه‌های بیسموت (بیسموت خاص و امپلکتیت)، کانه‌های اورانیم (پیچبلند و کافینیت) (مجتهدی و همکاران، ۱۳۷۳).

#### ی) ذخایر اورانیوم استان آذربایجان غربی:

ذخایر اورانیوم استان آذربایجان غربی در جنگسر (شمال غرب خوی)، جارچلو (غرب دریاچه ارومیه) و گرانت قوشچی (شمال ارومیه) قرار دارند. ذخیره اورانیوم جنگسر بزرگترین معدن اورانیوم شمال غرب کشور است. جنگسر روستایی بین خوی و چالدران است که در منطقه‌اند از توابع بخش صفایه قرار دارد.

حوضه ارومیه - نقره - مهاباد گستره‌ای از حوضه آبریز جنوب و غرب دریاچه ارومیه است که بخشهایی از استان‌های آذربایجان شرقی، آذربایجان غربی و حاشیه شمالی استان کردستان را پوشش داده است. حوضه ارومیه - نقره - مهاباد با توجه به وجود عوامل مثبت از قبیل سنگ‌منشاهای دگرسان شده، وجود رخنمونهای ماسه سنگی اکسیده و احیایی می‌تواند یکی از حوضه‌های مناسب برای تشکیل کانه‌زایی اورانیوم نوع ماسه سنگی باشد. در جنوب زیر حوضه غرب دریاچه ارومیه آثاری از واحدهای با منشأ کانی‌زایی اورانیوم دیده می‌شود. در شرق شهر ارومیه، کوه بزوداغی با واحدهای توف، ماسه سنگ، سیلستون و کنگلومرا در شمال و جنوب آن رخنمون یافته‌اند. این واحد در مناطق شمالی دارای اورانیوم بالا و نسبت اورانیوم به توریم پایین است؛ لذا غیر فعال است. اما در نواحی جنوبی اطراف روستای جارچلو و در نزدیکی ساحل دریاچه نسبت اورانیوم به توریم در بعضی مناطق بالای ۱/۳ است که بیانگر فعال بودن آن است. بررسیهای هیدروژئولوژی نشان می‌دهد که جهت جریان آبهای زیرزمینی این منطقه از غرب به شرق بوده و در واقع آب‌های زیرزمین از ارتفاعات غربی دشت ارومیه به سمت دریاچه ارومیه در حرکت هستند و به‌طور کلی آبهای زیرزمینی دشت ارومیه دارای نوع بی‌کربناته کلسیک و بی‌کربناته منیزیک هستند که در این منطقه و برای کانه‌زایی این نوع از اورانیوم حائز اهمیت است (هزاره، ۱۳۹۷).

واحدهای پرتوزای برگه ۱:۵۰۰۰۰ سلماس بیشتر شامل گرانت‌های وابسته به یک منطقه کشتی درون صفحه‌ای و یا یک منطقه کشتی پس از برخورد و رسوبات جوان منطقه است. با توجه به مقدار بالای اورانیم توده نفوذی گرانت قوشچی (۷۰ کیلومتری شمال ارومیه) و غنی‌شدگی بالای آن نسبت به نواحی دیگر، ماکمای به وجود آورنده این توده‌ها، دارای مواد پرتوزای بالایی بوده و آن‌ها را با خود به سطح حمل کرده است، ولی شرایط لازم برای تشکیل ذخیره اورانیم وجود نداشته است (حاجی زاده و همکاران، ۱۳۹۳).

### ک) ذخیره اورانیوم/استان خراسان رضوی:

معدن فیروزه نیشابور در شمال غرب نیشابور و در کمربند آتشفشانی جنوب قوچان واقع شده است. مهمترین واحدهای سنگی منطقه شامل گدازه و پیروکلاستیکهای آندزیتی - داسیتی با سن ائوسن هستند. توده های نفوذی نیمه عمیق با ترکیب دیوریت پورفیری تا سینیت پورفیری (گرانیتوئیدهای سری مگنتیت) در آن نفوذ کرده اند. آلتراسیون وسیعی واحدهای آتشفشانی و نفوذی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است که شامل چهار زون اصلی سیلیسی، آرژیلیک، کربناتی و پروپلیتیک می باشد. آلتراسیونهای اصلی منطقه، زون سیلیسی و بعد آرژیلیک هستند. کانی سازی به شکلهای افشان، استوک و ورک و برش هیدروترمالی دیده می شود. کانه های اولیه شامل پیریت، مگنتیت، اسپیکولاریت، کالکوپریت و بورنیت و کانه های ثانویه شامل فیروزه، کالکوزیت، کوولیت و اکسیدهای آهن هستند. زون گوسان وسیعی در منطقه دیده می شود که نشان دهنده اکسیداسیون شدید کانیهای سولفیدی است. بررسیهای ژئوشیمیایی، ناهنجاریهای عناصر مس، طلا، روی، آرسنیک، مولیبدن، کبالت، اورانیم، عناصر نادر خاکی سبک، نیوبیم و توریم را نشان می دهد. نتایج مطالعات ژئوفیزیک هوایی نیز ناهنجاری بالای مغناطیسی و رادیومتری (اورانیم و توریم) را در کمربند آتشفشانی ائوسن میزبان معدن مشخص کرده است. معدن فیروزه نیشابور یک کانی سازی بزرگ مس - طلا - اورانیم - عناصر نادر خاکی سبک نوع IOCG است. مقایسه ویژگیهای این معدن با معادن بزرگ IOCG دنیا نشان می دهد که این معدن شبیه دو معدن المپیک دم استرالیا و کاندلاریای شیلی است. همچنین مقایسه آن با دو کانسار IOCG قلعه زری و کوه زر نشان می دهد که معدن فیروزه نیشابور نخستین کانی سازی IOCG چندفلزی است که در ایران معرفی شده است (ملکزاده سفارودی و همکاران، ۱۳۹۰).

### ل) ذخایر اورانیوم/استان مازندران:

ذخایر اورانیوم استان مازندران در جنوب غربی شهر چالوس در دو مکان وجود دارد، اول دره مجل (دره باریک نو و سیب چال) و وندارین کلاردشت و دوم چشمه های آب گرم رامسر

پرتو زایی ناهنجار در دره مجل در جنوب شرق منطقه کلاردشت (۴۸ کیلومتری جنوب غرب چالوس) و شمال شرق رشته کوه علم کوه وجود دارد. دره مجل در زون شمالی البرز مرکزی قرار دارد. واحدهای منطقه آهکها و شیلهای سیاه سازند مبارک به سن کربونیفر تحتانی هستند. واحدهای آذرین وندارین و علم کوه در طی اواخر سنوزوئیک با نفوذ به واحدهای رسوبی دره مجل، ضمن دگرگونی باعث ایجاد دایک و رگه های معدنی در منطقه شده و کانی سازی کرده اند. نفوذ دایکهای مونزونیتی با کانی سازی اورانیوم و توریم در منطقه سیب چال و نفوذ دایکهای اپلیتی در دره باریک نو از جمله این آنومالی ها می باشد. شدت پرتو زایی در داخل توده های آپلیتی cps ۳۵۰۰ و در دایکهای مونزونیتی cps ۱۵۰۰ است (حسینی مقدم و همکاران، ۱۳۹۲).

منطقه وندارین در جنوب حسن کیف کلاردشت در حوزه آبریز سرداب رود قرار دارد، این منطقه به علت نفوذ متناوب توده های آذرین در طی سنوزوئیک، همچنین دگرگونی مجاورتی متأثر از نفوذ توده آذرین، دارای آنومالی بالایی از عناصر در خاک، آب و سنگهای محدوده می باشد. منطقه وندارین از نظر لیتواستراتیگرافی شامل واحد های سنگی سازند کهر، سازند سلطانیه، سازند لشکرک، سازند مبارک، سازند درود، روته و سنس می باشد. در این بین برونزد واحد های آهکی کریستاله شده سازند مبارک از همه واحد های سنگی بیشتر می باشد. واحد های آذرین منطقه شامل مونزونیت، مونزوگرنایت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت در منطقه اکاپل وندارین، دیوچال و خرمدهشت می باشد. آنومالی عناصر مانند زیرکونیم، نیوبیم، توریم، لانتانیم، سزیم، نئودیم، نسبت به حد استاندارد بوده، بررسی پرتو دهی الفا و بتا از نمونه چشمه اوسنگ در منطقه نشان دهنده بالا بودن میزان پرتو دهی نسبت به حدود استاندارد می باشد، بطوری که میزان پرتو زایی الفا در نمونه  $5/20 \text{ PCI/L}$  و میزان پرتو زایی بتا در نمونه  $270 \text{ PCI/L}$  بود که حدود ۹ برابر بیشتر از حد مجاز می باشد. افزایش بیش از حد عناصر مسمومیت زا به همراه بالا بودن میزان پرتو الفا و بتا در افزایش میزان مرگ و میر ناشی از انواع سرطان بخصوص سرطان پروستات در منطقه کلاردشت موثر می باشد (داودی و همکاران، ۱۳۹۲).

بخش کرانه ای رامسر در شمال ایران از جمله مناطقی است که پرتو زایی طبیعی مواد رادیو اکتیو از جمله رادیوم ۲۲۶ و رادیوم ۲۲۲ در آن بالا می باشد. پرتو زایی چشمه های آب گرم آب سیاه، وزیر گرما، طالش محله و خاک سفید چندین برابر حد طبیعی است، پرتو زایی رادیوم ۲۲۶ در خاک رامسر از ۷۴۰ تا ۳۷۰۰ بکرل بر کیلوگرم، میزان تشعشعات گاز رادون در هوا  $10 \text{ Bqm}^3$  در درون ساختمانهای طالش محله  $10 \text{ Bqkg}$  است که ۱۱۰ برابر حد میانگین در



سبزیجات برگ‌ریزی است. از نظر زمین‌شناسی مرز بین کرانه و رشته کوه البرز، گسل شمال البرز است. تمامی چشمه‌های آب گرم منطقه رامسر از مسیر این گسلها عبور می‌کنند. این چشمه‌ها عمدتاً پرتوزایی بالا داشته، تماماً در ردیف چشمه‌های سولفیدی - کلسیک با pH 5/5 قرار دارند، در این بین نسبت آنیون Cl در چشمه‌های آب گرم خیلی قدیمی ۱۴۶۶۷ برابر، میزان سدیم ۱۶۲/۹ برابر و ۷۹ برابر نسبت حد استاندارد چشمه‌ها هستند، بالا بودن میزان کلر و سدیم همچنین سولفور، کلسیک بودن چشمه‌ها و ارتباط آن با گسل جنوب خزر نشان می‌دهد که آب دریای خزر با نوسان سطح ایستایی آب شیرین کرانه در اعماق رسیده و پس از تبادلات کاتیونی و بالا رفتن غلظت در مسیر گسلها به سطح زمین می‌رسد. نتایج بدست آمده بر خلاف نتایج مطالعات قبلی می‌باشد که منشأ آلودگی به مواد پرتوزا را در کرانه خزر از واحد‌های سنگی بالا دست البرز می‌دانند (شعبانی و همکاران، ۱۳۹۲).

### م) ذخایر اورانیوم/استان اردبیل:

ذخایر اورانیوم استان اردبیل در اطراف روستای برندق (شهرستان خلخال) و همچنین چشمه‌های آبگرم مشکین شهر (قینرجه، ایلاتدو و موییل سویی) قرار دارد.

در جنوب شرق روستای برندق (شهرستان خلخال) ناهنجاری‌های عناصر پرتوزا منطبق بر سنگهای آذرین با گسترش جنوب شرقی - شمال غربی وجود دارد که کانه‌زایی عناصر پرتوزا در این منطقه غیراقتصادی است. پرتوگامای محیطی درواقع پرتوهای ناشی از واپاشی منابع طبیعی رادیواکتیو سری اورانیوم و توریم هستند. احتمال پرتوزایی اشعه گامای حاصل از مواد رادیواکتیو طبیعی در ترکیبات زمین‌شناسی چشمه‌های آب گرم (که بیشتر در مناطق آتشفشانی قرار دارند) بررسی شدند. تعداد زیادی چشمه‌های آب گرم در اطراف مشکین شهر در اثر کوه آتشفشانی سبلان بوجود آمده است. از مهمترین آنها آب گرم قوتور سویی با pH = ۲/۵ در شمال شرق، قینرجه با متوسط دمایی ۸۰ درجه سلسیوس و ایلاتدو و موییل سویی در شمال غرب کوه سبلان قرار دارند. در مدت یکسال میانگین کل پرتوزایی گامای محیطی آب گرم قینرجه ۲۶/۳، آب گرم ایلاتدو ۲۱/۶ و آب گرم موییل سویی ۲۲/۰۴ میلی سیورت بود. میانگین دز پرتوزایی اشعه گاما در چشمه‌های آب گرم مورد مطالعه نسبت به استاندارد جهانی حاصل از تمام منابع طبیعی رادیواکتیو بیش از ۱۰-۸ برابر بالاتر بوده و می‌توان منطقه را جزء منطقه با پرتوزایی طبیعی بالا به شمار آورد (علی زاده و همکاران، ۱۳۸۷).

### ن) ذخیره اورانیوم/استان همدان:

پتانسیل عناصر پرتوزای کشین (چشین) در استان همدان در مجاورت جنوب شرقی شهر همدان در مسیر جاده همدان - کشین و در غرب روستای کشین قرار گرفته و وسعت منطقه حدوداً ۵.۴ کیلومترمربع است. محدوده در زون سندج - سیرجان است و از نظر زمین‌شناسی سنگ‌های آن از گرانیت، دیوریت و هورنفلس تشکیل شده است. مقدار زمینه اورانیوم در منطقه ۴/۳۵ ppm و بیشترین مقدار برای این عنصر که یک آنومالی را نشان بدهد به میزان ۱۱ ppm بوده است. سنگ‌های میزبان آنومالی منطقه، گرانیتی است. ضریب همبستگی عنصر اورانیوم با عناصر Pb, Ni, Mo, Cu, Co و همچنین اکسید اصلی آهن مثبت و با عناصر فرعی همانند Th, Zr, Sr, Rb, Ce, Ba منفی است (ایرانمنش و همکاران، ۱۳۹۴).

## ۳- نتیجه گیری

۴۰۰ ذخیره اورانیوم در ایران شناسایی شده است. ذخایر اورانیوم در استان‌های یزد، هرمزگان، اصفهان، آذربایجان شرقی، کرمان، خراسان جنوبی، لرستان، فارس، زنجان، آذربایجان غربی، خراسان رضوی، مازندران، اردبیل و همدان وجود دارد؛ ذخایر اورانیوم استان یزد در معادن اردکان (ساغند و خشومی)، بافق (ناریگان) و بهاباد (زریگان) قرار دارد. معدن اورانیوم ساغند در منطقه دوزخ‌دره قرار دارد. تقریباً همه کانی‌سازهای اورانیوم استان یزد از نوع گرمابی و متاسوماتیت وابسته به توده‌های نفوذی منطقه هستند. ذخیره اورانیوم استان هرمزگان در گنبد نمکی گچین (بندرعباس) و از نوع متاسوماتیت است. کانی‌سازی اورانیوم استان اصفهان در ذخایر مس انارک همانند تالمسی، مسکنی، چاه شوره و کالیکافی

و همچنین در پلایای دق سرخ (اردستان) و مناطق آیرکان و چشمه شتری (خور) وجود دارد. تپ کانسار مسکنی از نوع پنج عنصری و کالیکافی از نوع پورفیری است. ذخیره دق سرخ از نوع سطحی (پلایایی) و ذخیره آیرکان و چشمه شتری وابسته به توده های نفوذی هستند.

ذخایر اورانیوم استان آذربایجان شرقی در رودخانه تلخه رود (آجی چای) (بین تبریز و اهر)، آقچه کند (سراب) و کلپیر (اهر) وجود دارند. در تلخه رود کانی سازی از تپ ماسه سنگ و از نوع هلالی (رول فرونت) است. در کلپیر ۱ کانی سازی گرمایی مرتبط با توده های نفوذی است. ذخایر اورانیوم استان کرمان در کانسار آغل مسی (راور)، ارتفاعات شمال و شرق سیرجان، اندیس شرق بم و معدن گرانتیت ده سیاهان (جنوب رفسنجان) قرار دارند. رخداد مس آغل مسی تپ رسوبی لایه قرمز است. کانی سازی بم مرتبط با فرایندهای گرمایی و آتشفشان زاد است. اورانیوم ده سیاهان مرتبط با توده های نفوذی است. ذخایر اورانیوم استان خراسان جنوبی در شمال غرب فردوس و منطقه سه چنگی (بیرجند) شناسایی شده اند. ذخیره فردوس از نوع رسوبی و ذخیره سه چنگی مرتبط با توده های آتشفشانی است. ذخیره اورانیوم استان لرستان در منطقه سپیددشت بوده و تپ آن ماسه سنگی می باشد. ذخیره اورانیوم استان فارس در لائرتیت های مناطق سرچهان و بوانات قرار دارد.

کانی سازی اورانیوم استان زنجان در معدن مس بایچه باغ (ماه نشان) است که این ذخیره از نوع رگه ای ۵ عنصری می باشد. ذخایر اورانیوم استان آذربایجان غربی در جنگسر (شمال غرب خوی)، جارچلو (غرب دریاچه ارومیه) و گرانتیت قوشچی (شمال ارومیه) قرار دارند. ذخیره جارچلو از نوع ماسه سنگی و ذخیره قوشچی مرتبط با توده های نفوذی است. کانی سازی اورانیوم استان خراسان رضوی در معدن فیروزه نیشابور می باشد که این معدن از نوع IOCG است. ذخایر اورانیوم استان مازندران در جنوب غربی شهر چالوس در دو مکان وجود دارد، اول دره مجل (دره باریک نو و سیب چال) و وندارین کلاردشت و دوم چشمه های آب گرم رامسر (آب سیاه، وزیر گرما، تالش محله و خاک سفید). ذخیره دره مجل و وندارین مرتبط با توده های نفوذی است. ذخایر اورانیوم استان اردبیل در برندق (خلخال) و همچنین چشمه های آبگرم مشکین شهر (قنبرجه، ایلاتندو و موییل سویی) قرار دارد. ذخیره برندق مرتبط با توده های نفوذی است. ذخیره اورانیوم استان همدان در چشین (همدان) می باشد که مرتبط با توده های نفوذی است.

#### ۴- مراجع

آقابراهیمی سامانی، ب.، هنرمند ابراهیمی، م.، ۱۳۹۵، کانه زایی اورانیوم و قابلیت اکتشافی در منطقه خشومی (ایران مرکزی)، دومین همایش ملی زمین شناسی و اکتشافات معدنی.

ارجمندزاده، ر.، شریفی تشیزی، ا.، احمدی، ع.ا.، مهدوی، ا.، توسلی، س.، دبیری، ر.، ۱۳۹۹، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس - اورانیوم رسوبی آغل مسی، بلوک طیس، ایران مرکزی، نشریه پژوهش های دانش زمین، شماره ۴۴.

اسماعیلی وردنجانی، م.، شمسی پور دهکردی، ر.، پازند، ک.، رهی، د.، ۱۳۹۰، مطالعات هیدروژئوشیمیایی و پرتوسنجی مواد رادیواکتیو در مناطق آیرکان و چشمه شتری (شمال شرق استان اصفهان)، مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۲.

اسماعیلی وردنجانی، م.، شمسی پور دهکردی، ر.، موسائی، ف.، پازند، ک.، ۱۳۹۰، ارزیابی شاخص اشباع شدگی کانه های اورانیوم در آبهای زیرزمینی مناطق آیرکان و چشمه شتری با استفاده از نرم افزار PHREEQC، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

افغانی ایبانه، ا.، ۱۳۶۸، طراحی و بررسی فنی و اقتصادی روش استخراج اورانیوم معدن طالمسی (افق ۳۰ تا ۵۵ متری)، پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی امیرکبیر.

ایرانمنش، ج.، رحمانی، ح.، مداحی، ح.، ۱۳۹۰، مطالعات زمین شناسی و اکتشافات ژئوشیمیایی عناصر پرتوزا در حوضه اورانیوم دار شمال غرب، محدوده اکتشافی کلپیر (۱) شمال اهر، نشریه زمین و منابع، شماره ۱.

ایرانمنش، ج.، فاضلی، ع.، رازیانی، س.، ۱۳۹۴، پتانسیل یابی عناصر پرتوزا با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی در محدوده جنوب شرقی همدان، سی و چهارمین کنگره بین المللی تخصصی علوم و زمین.

باقری، ه.، مر، ف.، رومانکو، ا.ا.، ۱۳۸۶، نقش کمپلکسهای کربناتی اورانیوم در کانی سازی اورانیم، مس، نیکل و کبالت در محدوده معدنی تالمسی و اهمیت اکتشافی و زیست محیطی آن، هفتمین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بسکابادی، ا.، کانه زایی اورانیوم - توریم در منطقه آقچه کند (سراب) و تعیین مدل زایشی آن از دیدگاه زمین شناسی اقتصادی، ۱۳۸۶، پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش اقتصادی، دانشگاه تبریز.

- بسکابادی، ا.، جلیلیان تهرانی، ح.، ۱۳۸۵، کانی زایی اورانیوم در ارتباط با رخداد متاسوماتیسم سدیک، آنومالی پرتوزای چاه جوله (ایران مرکزی)، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بسکابادی، ا.، ملک قاسمی، ف.، سامانی، ب.، اسپهبد، م.ر.، مجتهدی، م.، ۱۳۸۴، کانه زائی و ژنز اورانیوم در آنومالی پرتوزا آقچه کند (جنوب غرب سراب)، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بنیادی، ز.، ۱۳۷۸، ژئوشیمی و ژنز کانسار منگنز نارینگان، بافق، استان یزد، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شیراز.
- پازند، ک.، بهزادی نسب، ع.، قادری، م.ر.، رضوانیان زاده، م.ر.، ۱۳۹۸، بررسی قابلیت کانی زایی اورانیم نوع سطحی (پلایایی) در حوضه دق سرخ ایران مرکزی، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۱.
- پازند، ک.، رواسان، م.ر.، قنبری، ی.، خسروی، م.، فتوت رودسری، ح.، ۱۳۹۱، بررسی هیدروژئوشیمیایی احتمال کانی‌سازی نوع رسوبی اورانیم در منطقه فردوس، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۲.
- تربایان، ا.، آفاجانپور، م.ف.، دارایی، م.ج.، ۱۳۸۴، زمین‌شناسی، کانی‌سازی و ژئوشیمی مواد رادیواکتیو در منطقه اکتشافی زیریگان، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- چگینی، آ.، ۱۳۹۰، شناسایی و پتانسیل‌یابی عناصر پرتوزا با نگرشی بر مطالعات زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی محدوده آنومالی ۴ منطقه ساغند (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه دامغان.
- حاجی زاده، ف.، ابراهیمی سوخته کوهی، ه.، ضیاء ظریفی، ا.، ۱۳۹۳، مدل‌سازی ناهنجاری عناصر پرتوزای سلماش به وسیله داده‌های اکتشافی در محدوده ۱:۵۰۰۰۰ (مطالعه موردی)، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۳.
- حسنی مقدم، خ.، متاجی امیررود، ع.، داودی، س.، ۱۳۹۲، منشأ یابی مواد پرتو زایی طبیعی در منطقه مجل کلاردشت، هشتمین همایش زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست ایران.
- حیدریان، ف.، ۱۳۸۴، بررسی کانی زایی اورانیوم و عناصر REE و فرایندهای مرتبط با آن در آنومالی ۶ منطقه خشومی ایران مرکزی، نشریه علوم و فنون هسته ای، شماره ۳۴.
- خادمی، ا.، هاشمی نسب، م.ر.، ۱۳۹۰، بررسی عیار اورانیوم و آرسنیک در لایه‌های شهرستان بوانات (فارس)، سی‌امین گردهمایی علوم زمین.
- خشنودی، خ.، ۱۳۸۶، اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه ای و بررسی کانی‌سازی اورانیوم در حاشیه گرانیته نارینگان در زون ایران مرکزی، استاد یزد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی.
- خشنودی، خ.، ضیاپور، س.، ۱۴۰۲، ژئوشیمی اورانیم و عناصر نادر خاکی در کانسار فسفات دلیر، زون البرز مرکزی، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۲.
- خلج معصومی، م.، لطفی، م.، معمار کوچه باغ، ا.، افضل، پ.، صادقی، ب.، خاکزاد، ا.، ۱۳۹۴، جداسازی ناهنجاری‌های ژئوشیمیایی عناصر خاکی نادر با استفاده از مدل فرکتالی عیار - مساحت در آنومالی ۵ ساغند (ایران مرکزی)، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۱.
- داودی، س.، متاجی امیررود، ع.، حسنی مقدم، خ.، ۱۳۹۲، منشأ یابی مواد پرتوزای طبیعی در منطقه وندارین کلاردشت، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست ایران.
- دریکوندی، پ.، ۱۳۹۴، زمین‌شناسی اقتصادی کانسار اورانیوم منطقه سپیددشت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه لرستان.
- رام فردوس، ر.، ۱۳۹۴، تفکیک پهنه‌های برشی گسل تجینو و ارتباط آن با کانی‌سازی اورانیوم در شمال باختر فردوس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند.
- رضائی آزاد، ا.، ۱۳۸۸، معرفی مناطق امید بخش کانی‌سازی اورانیم با استفاده از روشهای دور سنجی و ژئوفیزیک هوایی در ناحیه سه چنگی - خاور گسل ناپیندان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف معدن، دانشگاه یزد.
- رضایی آزاد، ا.، انصاری، ع.، کوهساری، ا.ح.، جوانشیر، ع.، ۱۳۸۹، شناسایی نواحی کانی‌سازی اورانیوم در منطقه سه چنگی ناپیندان با استفاده از آنالیز مولفه‌های اصلی و نقشه برداری زاویه طیفی (SAM)، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک.

- رضایی آزاد، ا.، انصاری، ع.، کوهساری، ا.ح.، جوانشیر، ع.، ۱۳۸۹، مطالعات رادیومتری هوایی در شرق گسل نایبند (سه چنگی)، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک.
- سحابی، ف.، محسنی، ح.، ۱۳۷۳، ظرفیت کانی سازی اورانیوم و مدل آن در رسوبات نئوژن، حوضه تلخه رود منطقه تبریز - اهر، فصلنامه علوم زمین شماره ۱۴.
- سلاجقه، م.، ۱۳۹۰، کانی سنگین کلید کانی شناسی و کانسارشناسی پلاسردشت سیرجان، زمین شناسی محیط زیست، شماره ۱۶.
- شعبانی، ا.، متاجی امیررود، ع.، قمی اوایی، ج.، ۱۳۹۲، منشأیابی مواد پرتوزای طبیعی در منطقه رامسر، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران.
- علی زاده، س.، سموات، ح.، صمدی، م.ت.، ۱۳۸۷، بررسی گامای محیطی چشمه های آبگرم قینرجه، ایلاتدو و موپیل سویی شهرستان مشکین شهر، مجله علمی پژوهشی دانشگاه علوم پزشکی اردبیل، شماره ۳.
- فخار کیا، س.، ۱۴۰۰، کانی شناسی و ژئوشیمی اورانیوم، توریم - عناصر نادر خاکی در آنومالی ۶ ساغند، زون ایران مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد سنگ شناسی (پترولولژی)، دانشگاه تهران.
- فرجی فرد، س.، بیدهندی، م.ن.، یگانی، ف.، ۱۳۸۷، تعیین گسترش کانی سازی اورانیوم با استفاده از همبستگی چاه ها در منطقه اکتشافی خوشومی، دوازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فعال، ا.، ایرانمنش، ج.، قاسمی، م.، ۱۳۹۹، پیجویی عناصر اورانیوم و توریم (U)، (Th) با استفاده از مطالعات زمین شناسی و ژئوشیمی، آنومالی جنوبی زیرگان، ایران مرکزی، سی و نهمین کنگره ملی و چهارمین کنگره بین المللی علوم زمین.
- قدیمی عروس محله، ف.، ۱۳۷۱، رسوب شناسی و سنگ شناسی سکناس کانی سازی در نئوژن در حوضه تلخه رود (بین تبریز و اهر پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشگاه تهران
- گودرزی، م.، زمانیان، ح.، جوانشیر، ع.، رضوانیان زاده، م.ر.، قادری، م.ر.، ۱۳۹۷، معرفی کانی زایی اورانیم آتشفشان زاد با استفاده از شاهد های زمین شناختی، دگرسانی، کانی شناختی و ژئوشیمیایی در خاور یم (جنوب خاوری ایران)، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۳.
- مجتهدی، م.، امامی، ه.م.، شکوئی، ح.، ۱۳۷۳، بررسی پترولولژی و ژئوشیمی معدن مس بابجه باغ، دومین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مختارزاده محمدی، ب.، ۱۳۹۰، مطالعه کانسار مس، نیکل، کبالت و اورانیوم مسکنی (غرب انارک - ایران مرکزی)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه اصفهان.
- مطیعی، ه.، ۱۳۶۶، کانسارهای اورانیوم در منطقه انارک، پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- معصومی، م.، فلاح ززولی، م.، خجسته فر، س.، شامی قورچلو، ا.، افتخاری، ا.، ۱۳۹۸، مدل سازی ناهنجاری پرتوزا با استفاده از داده های ماهواره ای و پرتوسنجی در سامانه ی اطلاعات جغرافیایی (GIS) مطالعه موردی در غرب استان کرمان، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۴.
- ملکزاده شفاوردی، آ.، اسفندیارپور، ا.، محمدنژاد، ح.، کریمپور، م.ح.، ۱۳۹۰، معدن فیروزه نیشابور: نخستین کانیزاسی مس - طلا - اورانیم - عناصر نادر خاکی سبک نوع IOCG در ایران، مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۲.
- مهدی پور قاضی، ج.، رهگشای، م.، مودن، م.، ۱۳۹۹، ژئوشیمی کانی دیویدایت در رگه های سیلیسی منطقه نارینگان (ایران مرکزی): شواهدی از تیپ کانی زایی اورانیم، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۲.
- وقاری، پ.، خسروی، م.، فتحی، س.، رضوانیان زاده، م.ر.، قادری، م.ر.، ۱۳۹۸، نگرشی بر شکل گیری، تکامل و کانه زایی لیستونیت ها و ارتباط آن با کانه زایی اورانیم و چندفلزی در منطقه چاه شوره، انارک، منطقه ایران مرکزی، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۴.
- هزاره، م.ر.، ۱۳۹۷، شناسایی مناطق امیدبخش کانه زایی اورانیوم نوع ماسه سنگی در حوضه ارومیه - نقده - مهاباد، شمال باختری ایران، فصلنامه زمین شناسی اقتصادی، شماره ۱.
- یزدی، م.، خشوددی، خ.، کاوند، م.، آشتیانی، ع.، ۱۳۸۷، اکتشاف ژئوشیمیایی رسوب های آبراهه ای اورانیوم در منطقه نارینگان استان یزد، مجله علوم و فنون هسته ای، شماره ۴.

## تعیین توپوگرافی سنگ بستر دشت خطایلو با استفاده از داده های مقاومت ویژه الکتریکی

رزگار خورشیدی<sup>۱\*</sup>، رشید آزاد<sup>۲</sup>

۱- کارشناسی ارشد زمین شناسی، گرایش تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه زاهدان

khorshidirezgar@gmail.com

۲- دانشجوی دکتری، اکتشاف معدن، گروه معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه

rashidazad93@gmail.com

### چکیده

با توجه به نشست عمومی زمین در دشت ها به دلیل پایین رفتن سطح آب های زیرزمینی در آبخوان ها، ضرورت مطالعه و شناخت مورفولوژی بستر آبخوان برای اهداف ایجاد سازه های سد زیرزمینی یا مدیریت برداشت آب از چاه ها، لزوم بررسی و تعیین سنگ بستر امری ضروری به نظر می رسد. بدین منظور در این مطالعه با استفاده از روش مقاومت ویژه الکتریکی و تعداد ۱۶ سونداژ عمودی در مساحت ۷۰۰۰ متر مربع با شبکه نقطه ای تصادفی به بررسی ضخامت آبرفت و توپوگرافی بستر دشت خطایلو ارومیه جهت تعیین وضعیت کلی آب زیرزمینی و هندسه سنگ بستر مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. با استفاده از شناخت وضعیت سنگ بستر می توان لایه های زیرسطحی را مدل سازی کرد و عمق سنگ کف در هر نقطه را مشخص کرد و در نتیجه مکان های مناسب جهت احداث سدهای زیرزمینی برای مدیریت منابع آبی را هموار ساخت.

**واژه های کلیدی:** سنگ بستر، سونداژ الکتریکی، مقاومت ویژه، دشت خطایلو

### Abstract

Regarding to general subsidence of the land in the plains due to the lowering of the underground water table in the aquifers, the necessity of studying and understanding the morphology of the aquifer basement for the purposes of creating underground dam structures or management of water supplement, the investigate and determine the bedrock seems to be essential. For this purpose, in this study, by using the resistivity method and 16 vertical electrical soundings (VES) in an area of 7000 square meters with a random grid, to investigate the thickness of alluvium and the topography of the bedrock of Khataylu plain of Urmia in order to determine the general condition of the underground water and the geometry of the bedrock studied. By knowing the geometry of the bedrock, it is possible to model the subsurface layers and determine the depth of the bedrock at each point, and as a result, make suitable places for the construction of underground dams for water resources management.

**Key words:** Bedrock, Vertical Electrical Sounding, resistivity, Khataylu Plain

### ۱- مقدمه

در دهه های اخیر، حفر چاه های عمیق به تدریج جایگزین قنات ها شده که در کنار مزیت های نسبی، با آثار زیست محیطی فراوانی مانند افت سطح آب های زیرزمینی و ایجاد پدیده فرونشست برای اکثر مناطق بهره برداری هموار بوده است. امروزه مطالعاتی به منظور جایگزینی سدهای زیرزمینی به جای سدهای متوسط و کوچک برای ذخیره سازی و استفاده بهینه از آب و کاهش اثرات زیست محیطی صورت گرفته است. مکان یابی سدهای زیرزمینی فرایندی کاملاً پیچیده ای است و معیارها و عوامل زیادی در مکان یابی آن دخیل می باشند و میزان اهمیت آن ها با هم متفاوت است. این معیارها شامل؛ معیارهای فنی، زیست محیطی و اقتصادی- اجتماعی و وضعیت سنگ بستر است (دولویی و همکاران، ۱۳۸۷).

امروزه تلاش برای شناسایی ساختارهای زیرسطحی و دستیابی به منابع زیرسطحی گسترش وسیعی پیدا کرده است و ژئوفیزیک یکی از ابزارهای شناسایی این ساختارهاست. در ژئوالکتریک که یکی از شاخه های مهم ژئوفیزیک است، یکی از هدف های برداشت، اندازه گیری مقاومت ویژه الکتریکی است که به عنوان پایه ای برای تشخیص لایه بندی و ساختمان داخلی زمین تلقی می شود. روش برداشت مقاومت ویژه الکتریکی که توسط ایجاد جریان مستقیم (جریان متناوب با فرکانس پایین) در داخل زمین در بین الکترودها صورت می گیرد، بهترین وسیله برای دقت روی قسمت های مخصوص زمین است. این روش ابزار مناسبی برای متمایز کردن و جدا کردن لایه های زیرسطحی از نظر مقاومت ویژه و ضخامت آن ها و همچنین تعیین محل و اکتشاف آب های زیرزمینی است (آقاملایی، ۱۳۹۰). تفکیک بخش های مختلف آبخوان ها بر اساس داده های مقاومت ویژه، راهکاری مناسب و مؤثر در شناخت طبیعت و حدود لایه های

زیرسطحی است. در این تحقیق جدایش بر اساس روش ریشه کمترین مربعات و معکوس سازی داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری بوده و تفکیک لایه‌ها به صورت جوامع آماری در کنار یک‌دیگر توزیع سطحی و عمقی مقاومت‌های ویژه را ممکن می‌سازد (حسنی پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰). معمولاً برای ساده‌تر شدن مطلب، مدل‌هایی را در نظر می‌گیرند که در آن‌ها زمین از چند لایه‌ی مختلف - که هر یک دارای مقاومت ویژه ثابت، ولی متفاوت با لایه‌های طرفین یا بالا و پایین خود هستند - تشکیل شده است. مثلاً می‌توان لایه‌های آب‌دار را که دارای آنومالی الکتریکی هستند، با آنومالی‌های حاصله از توده‌های خشک و مقاوم مقایسه کرده و شکل و عمق آن‌ها را تخمین نمود. روش‌های حل مسائل مقاومت‌سنجی به دو گروه روش‌های گرافیکی (سنجی) و روش‌های جدید تقسیم می‌شوند (مدنی، ح، ۱۳۶۸). روش‌های سنجی عموماً به صورت گرافیکی انجام می‌گیرند، در حالی که در روش‌های جدید از پردازش‌های کامپیوتری و دقیق‌تر استفاده می‌شود که در اینجا از روش جدید یا حل معکوس مقاومت‌سنجی استفاده شده است.

## ۲- مواد و روش‌ها

روش کار بدین صورت است که پس در نظر گرفتن محدودیت‌های کابل کشی سر زمین و موانع احتمالی، اندازه‌گیری‌های صحرایی در اراضی دشت خطابلو بر روی هر ایستگاه (۱۶ نقطه سونداژ) به فواصل حداقل و حداکثر الکترودی سونداژها (AB) برای آرایه شلومبرژه بر حسب نیاز و عمق هدف در این مطالعه به ترتیب ۱۴۰ و ۳۰۰ متر با تعداد ۱۵ الی ۲۰ بود. پس از دریافت همه‌ی اطلاعات مورد نیاز، داده‌های خام مقاومت ویژه ظاهری ذخیره و در نرم افزار IPI2Dinv و Surfer وارد و پس از مراحل پردازشی تصحیحات و معکوس سازی، منحنی‌ها و مقاطع ژئوالکتریک تهیه و تفسیر می‌شوند. با تطبیق نتایج با نقاط پیزومتری و لوگ حفاری چاه‌های محفوره شناسایی شده در اطراف سونداژها اعتبارسنجی داده‌ها بررسی شدند. تجهیزات اندازه‌گیری مورد نیاز در برداشت‌های صحرایی شامل یک دستگاه ژئوالکتریک مدل IPRS-888 نسل جدید، چهار قرقره کابل رابط، ۸ عدد الکتروود فولادی، دو عدد متر نواری، یک GPS، دو عدد چکش و گیره‌های فلزی می‌باشد. مقاومت‌سنج الکتریکی شامل فرستنده جریان و گیرنده پتانسیل می‌باشد. جزء فرستنده دارای قدرت خروجی تا حداکثر ۷۰۰ وات، جریان حداکثر ۲ آمپر، ولتاژ ۵۰ تا ۶۰۰ ولت، دقت ۱ درصد و محدوده فرکانس ۰/۲۵ هرتز می‌باشد. جزء گیرنده دارای امپدانس ورودی ۲۰ مگا اهم، میانگین دینامیکی تبدیل سیگنال متناوب به مستقیم ۲۴ بیت، فیلتر فرکانسی ۵۰ یا ۶۰ هرتز و حذف خودکار پتانسیل خودزای زمین با شکافت خطی به عنوان نوفه می‌باشد. از خصوصیات دیگر دستگاه قابلیت اتصال به کامپیوتر و تبلت هنگام داده‌برداری صحرایی بواسطه‌ی اتصال Wi-Fi می‌باشد. جنس الکتروودها از فولاد استیل می‌باشد. شکل (۱) نمایی از تجهیزات مورد استفاده در مطالعه حاضر را نشان می‌دهد.



شکل (۱) تجهیزات مورد استفاده و داده‌برداری با دستگاه ژئوالکتریک ۱۶ نقطه سونداژ و نقطه چاه پیزومتر

در عملیات داده‌برداری صحرایی موقعیت ایستگاه و جهت برای هر سونداژ یادداشت شد. انتخاب جهت خاص برای هر سونداژ به دلیل سهولت و قابلیت اجرای سونداژزنی به منظور به حداقل رساندن خطای داده‌برداری ناشی از پستی و بلندی یا موانع مصنوعی دیگر می‌باشد. در صورت قرائت‌های غیر منطقی قرائت تکرار می‌شود و در صورت عدم اصلاح، با تغییر دادن شدت جریان تزریقی و مقادیر ولتاژ قرائت‌های منطقی به دست می‌آیند. نوع شبکه برداشت برای سونداژزنی ایستگاه‌ها به صورت تصادفی انتخاب و انجام شد (شکل ۲).

## ۲-۱- زمین‌شناسی

در نقشه زمین‌شناسی و مشاهدات صحرایی زمین‌شناسی منطقه متشکل از رسوبات آبرفتی نرم کواترنری رویی و مناطق پست و لایه‌های رسوبی مارن و ماسه سنگ ضخیم تا نازک متناوب با میان لایه‌های ژیبسی و کنگلومرایی مربوط به زمان زمین‌شناسی الیگوسن - میوسن می‌باشند (نقشه زمین‌شناسی کشور).

## ۲-۲ - آماده‌سازی داده‌ها

پس از داده‌برداری‌های صحرایی تمامی داده‌های پرت در نرم افزار انتخاب و حذف شده و مدلسازی لایه‌ها بر اساس منحنی‌های آباک تهیه و با استفاده از مدلسازی معکوس داده‌ها پردازش شدند. در وارون‌سازی داده‌های مقاومت‌سنجی با روش‌های مبتنی بر سلول، پارامتر مدل از مقاومت ویژه‌ی حقیقی و داده‌های اندازه‌گیری شده، مقادیر مقاومت ویژه‌ی ظاهری می‌باشند. ارتباط ریاضی بین پارامترهای مدلی و پاسخ مدل برای مدل‌های مقاومت ویژه‌ی دوبعدی و سه‌بعدی توسط روش‌های تفاضل محدود یا روش‌های المان محدود بیان می‌شوند. در تمام روش‌های بهینه‌سازی، یک مدل اولیه در فرایند تکراری، طوری تعدیل می‌شود که اختلاف بین پاسخ مدل و مقادیر داده‌های مشاهده شده به حداقل برسد.

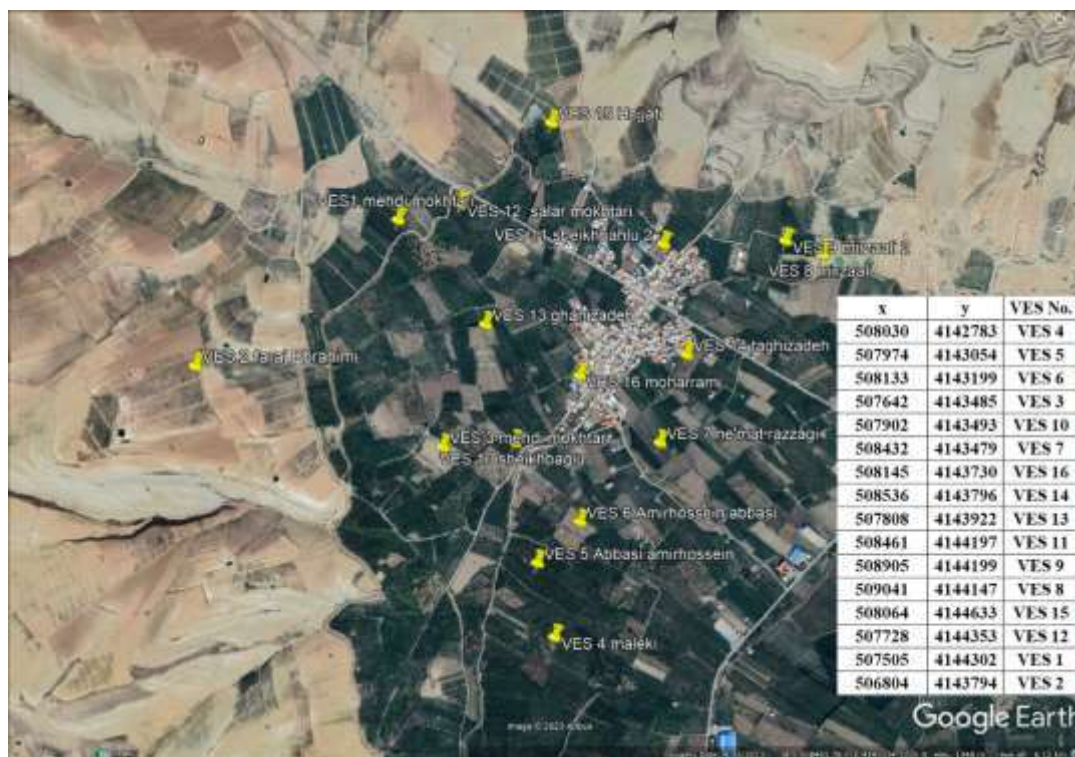
برای دستیابی به یک مدل خوب، داده‌ها باید از نظر کیفی، مناسب و یک‌دست باشند. نوفه‌ها و خطاهای موجود در داده‌ها باید با رعایت نکات دقیق صحرایی و نرم‌افزاری اجرایی به حداقل برسند. نرم‌افزار IPI2win وارون‌سازی داده‌های سونداژ الکتریک بر مبنای فاصله الکترودهای جریان و مقادیر قرائت شده مقاومت ویژه‌ی ظاهری انجام می‌شود و در این بین فاصله الکترودهای پتانسیل‌نقشی در وارون‌سازی ندارد. بر همین مبنا است که در داده‌برداری‌های صحرایی سونداژ الکتریک، گاه برای یک فاصله الکترود جریان ثابت از دو یا چند فاصله الکترود پتانسیل استفاده می‌کنند و تغییر مقادیر مقاومت ویژه‌ی ظاهری قرائت شده را صرفاً به تغییرات جانبی نسبت می‌دهند.

جدول ۱) داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری به دست آمده برای نقاط سونداژ ۱ تا ۱۶ در بخش‌های مختلف محدوده مورد مطالعه

| TxDist | VES 1  | VES 2 | VES 3 | VES 4 | VES 5  | VES 6  | VES 7 | VES 8  | VES 9  | VES 10 | VES 11 | VES 12 | VES 13 | VES 14 | VES 15 | VES 16 |
|--------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 3      | 12.32  | 35.16 | 12.3  | 10.25 | 11.26  | 16.43  | 14.43 | 19.353 | 15.058 | 17.26  | 26.27  | 8.218  | 15.97  | 24.36  | 21.15  | 17.45  |
| 7      | 13.62  | 29.7  | 11.8  | 11.25 | 21.010 | 25.08  | 17.72 | 22.933 | 19.81  | 19.48  | 28.1   | 10.04  | 16.79  | 20.68  | 23.15  | 16.79  |
| 10     | 12.32  | 32.3  | 13.66 | 15.14 | 55.19  | 36.500 | 19.51 | 26.184 | 16.512 | 20.27  | 26.06  | 11.39  | 17.44  | 19.23  | 29.45  | 18.78  |
| 10     | 14.25  | 42.5  | 15.07 | 13.25 | 15.81  | 20.90  | 19.39 | 20.684 | 22.481 | 16.88  | 26.28  | 15.09  | 15.23  | 25.53  | 33.25  | 21.52  |
| 15     | 18.65  | 39.08 | 17.96 | 14.17 | 20.25  | 21.06  | 21.92 | 23.549 | 22.983 | 17     | 23.78  | 13.46  | 16.16  | 17.8   | 36.45  | 23.62  |
| 20     | 22.32  | 51.14 | 22.45 | 16.52 | 22.65  | 22.44  | 23.75 | 25.906 | 24.911 | 17.44  | 24.54  | 17.57  | 17.4   | 22.69  | 38.45  | 24.51  |
| 30     | 21.145 | 55.75 | 23.55 | 17.48 | 25.48  | 24.62  | 27.52 | 28.666 | 29.225 | 18.85  | 26.95  | 21.11  | 19.2   | 22.4   | 42.12  | 26.63  |
| 40     | 23.62  | 68.6  | 25.85 | 19.85 | 27.43  | 26.74  | 30.94 | 30.37  | 30.902 | 20.15  | 27.37  | 22.13  | 21.4   | 22.06  | 45.74  | 29.54  |
| 50     | 22.25  | 75.53 | 24.12 | 19.9  | 29.06  | 28.27  | 32.72 | 30.821 | 33.1   | 21.22  | 27.9   | 24.89  | 23.16  | 22.89  | 54.6   | 32.25  |
| 60     | 21.36  | 76.61 | 25.26 | 21.45 | 29.33  | 28.61  | 34.25 | 29.87  | 33.745 | 22.27  | 28.6   | 26.47  | 24.47  | 23.07  | 59.85  | 33.52  |
| 70     | 20.325 | 67.84 | 22.25 | 26.25 | 29.83  | 34.57  | 35.56 | 31.345 | 33.666 | 23.17  | 28.52  | 27.67  | 25.15  | 23.61  |        | 36.45  |
| 85     | 23.25  | 67.66 | 23.1  | 31.41 | 30.19  | 52.21  | 38.5  | 32.647 | 34.439 | 20.57  | 24.37  | 27.9   | 22.14  | 23.44  |        | 41.45  |
| 100    | 24.58  | 63.96 | 25.45 | 32.14 | 30.96  | 49.08  | 42.1  | 30.473 | 34.117 | 21.74  | 23.82  | 27.31  | 22.63  |        |        | 45.62  |
| 100    | 26.54  | 68.51 | 27.85 |       |        |        |       | 31.384 | 60.31  | 22.49  | 23.3   | 27.71  | 23.1   |        |        | 48.85  |
| 125    |        |       |       |       |        |        |       | 33.626 | 57.942 | 23.3   | 24.52  | 27.51  | 26.45  |        |        |        |
| 150    |        |       |       |       |        |        |       |        | 55.577 |        |        | 27.46  | 29.84  |        |        |        |
| 200    |        |       |       |       |        |        |       |        | 50.099 |        |        | 26.6   |        |        |        |        |
| 250    |        |       |       |       |        |        |       |        | 44.958 |        |        | 25.5   |        |        |        |        |

در زیر موقعیت جغرافیایی نقاط سونداژ و عکس هوایی منطقه مورد مطالعه آورده شده است.



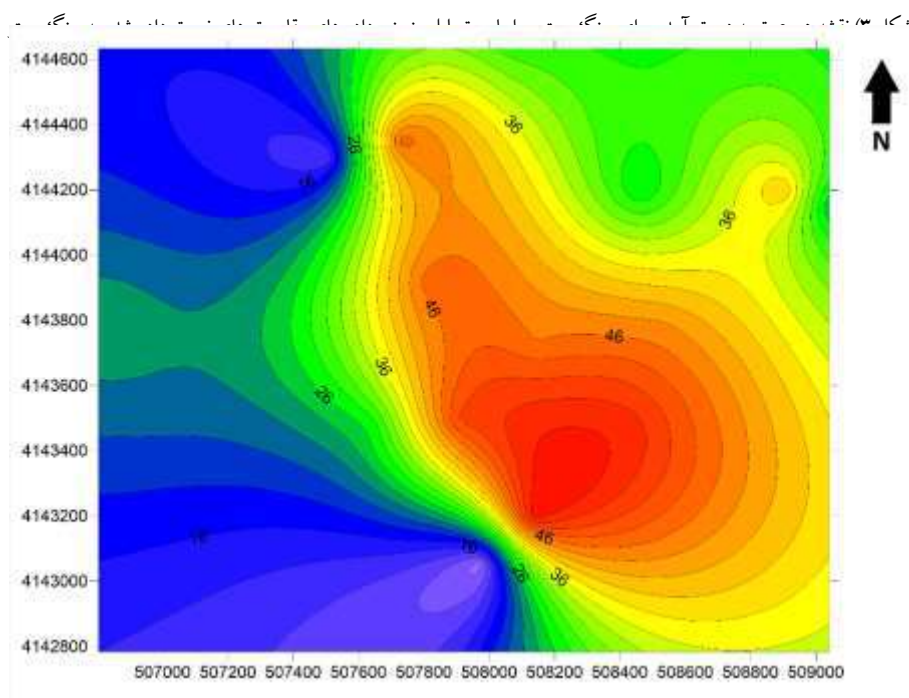
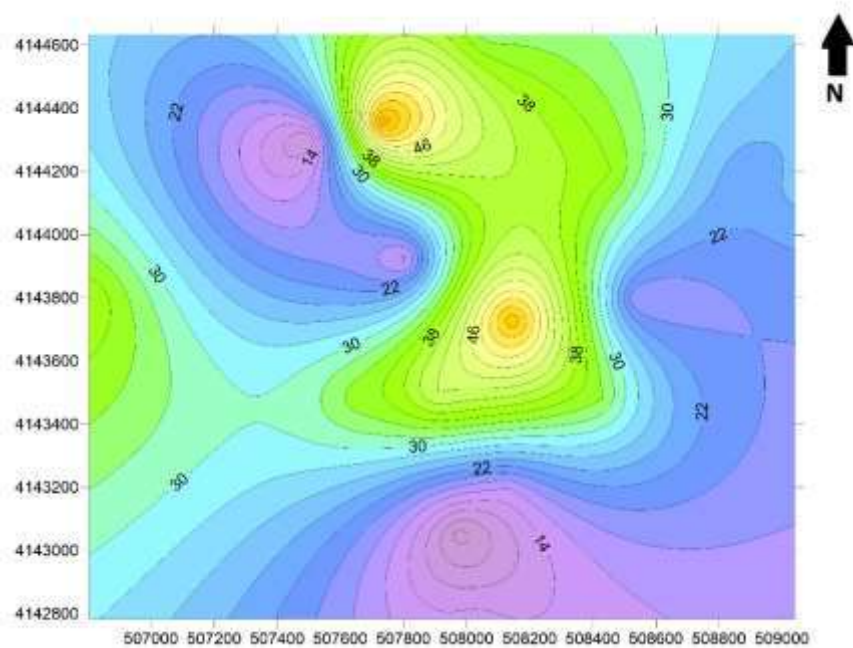


شکل ۲) موقعیت نقاط سونداژ برداشت شده در عکس هوایی محدوده دشت خطایلو

### ۳- بحث و بررسی

بر اساس نقشه‌های هم‌تراز به دست آمده از مقاومت ویژه‌های نسبت داده شده به سنگ بستر مشخص شد که متوسط عمق آبخوان در محدوده حدود ۳۵ متر است که کم عمق‌ترین بخش‌های آبرفت و ضخامت حداقل آبرفت نرم حدود ۷ متر در ارتفاعات و عمیق‌ترین لایه‌های سنگ بستر در مناطق پست و جنوب شرقی محدوده به حدود ۵۵ متر می‌رسد. مقاومت‌های ویژه ظاهری مربوط به بخش‌های آبرفتی در محدوده رنج دو رقمی و حدود ۱۲ الی ۳۰ اهم متر متغیر بوده و مقاومت ویژه ظاهری سنگ بستر دارای مقادیر بالای ۳۰ اهم متر به دست آمدند. مقاومت ویژه حقیقی به دست آمده حاصل از معکوس سازی داده‌های مقاومت ویژه ظاهری برای بخش‌های آبرفتی در حدود ۲۰ الی ۵۰ اهم متر و برای سنگ بستر در حدود ۱۵۰ الی ۲۵۰ اهم متر متغیر به دست آمد (شکل ۳).

عمق سنگ بستر و بکر سخت در هر نقطه با توجه به منحنی توزیع هم عمق در شکل ۳ به تصویر کشیده شده است. واضح است که در عمق‌های کمتر از اعداد روی منحنی تراز، به بخش‌های نرم تر و آبرفت نفوذپذیر تعلق دارند و این بخش آبرفتی تا ضخامت‌های به دست آمده برای ساخت سازه‌های سد بتنی مناسب نخواهند بود و برای بهره‌دهی از سدهای زیرزمینی می‌بایست سازه بر روی سنگ بستر نفوذناپذیر ساخته شود. هم‌چنین ضخامت آبرفت روی پی سنگ در شکل ۴ به تصویر کشیده شده و واضح است که در ارتفاعات شمال غربی دارای کم‌ترین ضخامت که نشان‌گر نزدیک بودن عمق سنگ کف به سطح زمین و به عبارتی ارتفاع بالای سنگ کف نسبت به کف حداقل مقادیر یعنی عمق‌های بالا و در حدود ۵۵ تا ۶۰ متر می‌باشد.



شکل ۴) نقشه هم ضخامت به دست آمده برای محدوده مورد مطالعه بر اساس تفاضل ارتفاع سنگ بستر نسبت به عمیق ترین بخش پی سنگ

#### ۴- نتیجه گیری

با مشخص شدن ضخامت آبرفت و عمق سنگ بستر و نیز تعیین مسیر هیدرولیکی آب‌خوان بر اساس توپوگرافی سنگ بستر، مناطق امید بخش جهت ساخت سدهای زیرزمینی جهت جلوگیری از هدررفت آب‌های زیرزمینی و نیز کنترل و مدیریت آبخوان جهت استفاده بهینه و طولانی از چاه‌های کشاورزی محدوده لازم به عمل می‌آید. هم چنین با شناخت مناطق با حداکثر ضخامت آبرفت شاهد وجود مناطقی با پتانسیل هیدرولیکی بالا و محیط نفوذپذیر برای احداث چاه‌های آب شرب در آینده خواهیم بود. بنابراین با این تفاسیر مشخص شد که بخش‌های جنوب شرق محدوده دارای عمق سنگ بستر عمیق تر و مکان‌های مناسب جهت بهره‌وری یا ایجاد سد‌های زیرزمینی جهت کنترل آبدهی چاه‌های کشاورزی و شرب و جلوگیری از هدررفت آب‌های زیرزمینی در منطقه شد.

#### ۵- مراجع

- آقامولایی، ا.، ۱۳۹۰، بررسی فاکتورهای مؤثر در اجرای سدهای زیرزمینی، مطالعه موردی: سد زیرزمینی میان رود راور در استان کرمان - کرمان.
- دولویی، غ.، کمالیان، ا.، آزادی، ا.، ۱۳۸۷، طراحی و ساخت فرستنده و گیرنده دیجیتال داده‌های ژئوالکتریک و کاربرد آن در کاهش نوفه فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۴، ص ۱۵-۳۲.
- حسینی پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰، تحلیل داده‌های اکتشافی (جدایش زمینه از آنومالی، آمار و احتمال مهندسی، تخمین ذخیره). تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- مدنی، ح.، ۱۳۶۸، اصول پی‌جویی و اکتشاف و ارزیابی ذخایر معدنی. تهران: انتشارات ایران ارشاد.

## اثر تغییرات اقلیمی احتمالی بر وقوع زمین لغزش های کم عمق و جریان های واریزه های در حوضه آبریز تهران- کرج

عاطفه حبیبی<sup>۱\*</sup>، جعفر حسن پور<sup>۲</sup>، مصطفی کریمی<sup>۳</sup>، فائزه شجاع<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی مهندسی، دانشکده زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، ایران

habibiatefe@ut.ac.ir

۲- دانشیار، دانشکده زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، ایران

[hassanpour@ut.ac.ir](mailto:hassanpour@ut.ac.ir)

۳- استادیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

Mostafakarimi.a@ut.ac.ir

۴- محقق پسا دکتري اقليم شناسی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

Faeze.shoja@yahoo.com

### چکیده

تغییر اقلیم به ویژه افزایش دمای کره زمین و تغییر ویژگی های بارش مانند شدت و مدت می تواند موجب در روند رخداد مخاطرات زمین شناختی اثر گذار باشد. بدین منظور در این تحقیق با به کارگیری سناریوهای مختلف مدل تغییر اقلیم، سعی گردید تا نحوه تغییر روند بارش ها در حوضه آبریز تهران-کرج در چشم انداز آینده (۲۰۵۰-۲۰۲۵) پیش نگری شده و اثر بارش های با شدت و مدت مختلف بر پایداری دامنه ها در حوضه آبریز تهران-کرج بررسی شود. برای رسیدن به این هدف، برون داد پارامتر بارش از مدل CNRM-CM6-1، پروژه CMIP6 تحت سه سناریوی SSP1-2.6 و SSP2-4.5 و SSP5-8.5 مورد استفاده قرار گرفت. در ادامه جهت مسیریابی رواناب سطحی، بررسی میزان نفوذ آب باران و تحلیل پایداری شیب دامنه ها از برنامه کامپیوتری TRIGRS استفاده شد. علاوه بر این برای بررسی صحت عملکرد برنامه از مشخصات جریان- واریزه ای امامزاده داوود در مرداد ۱۴۰۱ استفاده گردید. نتایج نشان می دهد که با افزایش شدت بارش ها، تعداد سلول های ناپایدار در منطقه افزایش می یابد و اکثر ناپایداری ها در زون هایی رخ داده است که شامل خاک با سنگ بستر از جنس توف و سنگ های آتشفشانی، زمین لغزش و روانه سنگی و دامنه های واریزه ای و تالوس و در شیب های تند (۴۵ تا ۶۵ درجه) می باشد.

واژه های کلیدی: TRIGRS. تغییر اقلیم. CMIP6. پایداری شیب. جریان واریزه ای

### Abstract

The effects of climate change, especially the increase in the temperature of the earth and the change in the intensity and duration of rainfall have changed the occurrence of geological hazards. In this research, by applying different scenarios obtained from the climate change model, an attempt was made to predict the change of rainfall trends in the study area in the time period (2025-2050) of future and the effect of rainfall with different intensities and duration on the stability of slopes in Tehran-Karaj watershed was investigated. For this purpose, the predicted rainfall values from CNRM-CM6-1 model (CMIP6 project) under the SSP1-2.6, SSP2-4.5, and SSP5-8.5 scenarios have been used. TRIGRS computer program was used to route the surface runoff, check the amount of rainwater infiltration, and analyze the slope stability. In addition, the specifics of the rainfall that caused derbies flow in Imamzadeh Dawood occurred in August 1401 have been used to check the accuracy of the program. The results show that with the increase in the intensity of rainfall, the number of unstable cells in the region increases and most of the instabilities occurred in the zones that include soil with tuff bedrock and volcanic rocks, the landslides, debris flows, and talus deposits, and within steep slopes (45 to 65 degrees).

**Key words:** TRIGRS. Climate Change. CMIP6. Slope Stability. Debris Flow

## ۱- مقدمه

زمین لغزش یکی از شایع‌ترین مخاطرات طبیعی است. این پدیده اغلب در مناطق کوهستانی رخ می‌دهد و باعث تلفات بسیاری در بین جمعیت‌های انسانی، صدمات قابل توجهی به دارایی، زیرساخت‌ها و فعالیت‌های اقتصادی می‌گردد (Janizadeh et al., 2023). زمین‌لغزش‌ها بخشی از چرخه زمین-ریخت‌شناسی هستند که چشم‌اندازهای طبیعی سطح زمین را دستخوش تغییرات می‌نمایند. این پدیده زمانی مخاطره‌آمیز تلقی می‌شود که در روند زندگی بشر اختلال ایجاد کرده و موجب تخریب سکونتگاه انسان و سازه‌ها می‌شود. به همین سبب پایش زمین‌لغزش‌ها با هدف پیشگیری، تعدیل و کاهش خطر زمین-لغزش امری مهم و حائز اهمیت است.

افزایش جمعیت کره زمین و نیاز روزافزون به انرژی موجب شده است تا سوخت‌های فسیلی به مقدار بیشتری مورد استفاده قرار گرفته و در نتیجه سوزاندن این نوع از سوخت‌ها، انتشار گازهای گلخانه‌ای افزایش یابد. افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر سبب به دادم افتادن انرژی و گرما در اتمسفر شده و افزایش دمای کره زمین را باعث می‌شود. تغییرات اقلیم، که در واقع تغییرات در الگوهای میانگین آب و هوایی است، نتیجه افزایش انتشار گازهای گلخانه‌ای می‌باشد. اثر تغییرات اقلیم در دو پارامتر مهم اقلیمی یعنی دما و بارش قابل بررسی است. شواهد فزاینده‌ای وجود دارد که نشان می‌دهد دمای جهانی به دلیل فعالیت‌های انسانی مانند صنعت، حمل و نقل و سایر بخش‌ها در دهه‌های گذشته به افزایش خود ادامه داده است (Liu et al., 2020). طبق گزارش‌های هیئت بین دولتی تغییر اقلیم (IPCC, 2021)، دمای کره زمین در سال‌های ۱۸۵۰ تا ۲۰۲۰ نسبت به دوره گذشته، حدود ۱/۵ درجه افزایش یافته است. به فراخور افزایش دما، تبخیر سطحی و محتوای آب موجود در هوا نیز افزایش یافته و بنابراین شدت چرخه آب جهانی و منطقه‌ای و احتمال بارش‌های شدید را افزایش می‌دهد (Giorgi et al., 2011; Liu et al., 2015). بنابراین پارامتر بارش نیز دستخوش تغییرات شده و انتظار می‌رود علارغم کاهش مقدار بارش در مناطق خشک، بارش‌هایی با شدت بیشتر را شاهد باشیم و فراوانی بارش‌های حدی و سیل‌آسا افزایش یابد (گزارش سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۹۶). با این حال پارامترهای اقلیمی اعم از دما و بارش باید به صورت حوضه‌ای برآورد شوند و تعمیم داده‌های جهانی و ناحیه‌ای به مناطقی با وسعت کم، چندان دقیق و کاربردی نیست.

زمین‌لغزش‌های تحریک شده با بارش نیز از جمله مخاطراتی هستند که تحت تاثیر تغییرات اقلیم، فراوانی و پراکندگی زمانی و مکانی آن‌ها تغییر خواهد کرد. با توجه به ماهیت منطقه‌ای بودن بارش‌ها، ضروری است بارش به صورت حوضه‌ای و در مقیاس مورد نظر برای دوره‌های آینده مدل‌سازی شود. به همین جهت از مدل‌های اقلیمی جهانی با برخی از روش‌ها، ریزگردانی شده و پارامترهای بارش و دما یک حوضه به طور خاص بدست می‌آید. سناریوهای مختلفی با توجه به روند انتشار گازهای گلخانه‌ای وجود دارد که می‌توان بارش‌ها را براساس هر یک از این سناریوها برای دوره آینده تخمین زد. بدین ترتیب بررسی اثر تغییرات اقلیم بر رخداد زمین‌لغزش‌های تحریک شده با بارش امکان‌پذیر بوده و می‌توان پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش را طبق سناریوهای مختلف اقلیمی انجام داد.

مسیریابی رواناب سطحی، بررسی مدل نفوذ و تحلیل پایداری شیب‌ها توسط برنامه TRIGRS انجام شده که توسط سازمان زمین‌شناسی ایالت متحده آمریکا ارائه گردیده است. این برنامه جهت مدل‌سازی زمان و پراکنش مکانی زمین‌لغزش‌های کم‌عمق ناشی از باران طراحی شده است. تغییرات فشار آب منفذی گذرا توسط برنامه محاسبه شده و این تغییرات را در محاسبه ضریب ایمنی دخالت داده می‌شود. این برنامه نفوذ آب باران ناشی از بارش‌ها را با استفاده از روش‌های تحلیلی متناسب با جریان تک بعدی و قائم رو به پایین در محیط‌های اشباع و یا غیراشباع هموزن و همسانگرد مدل‌سازی می‌کند (Baum et al., 2010). این برنامه فورترین به همراه سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) استفاده می‌شود تا داده‌های ورودی و هم‌چنین نتایج خروجی را تصویرسازی کند.

## ۲- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه یکی از زیرحوضه‌های آبخیز ایران (زیرحوضه تهران-کرج) به وسعت ۵۱۹۲ کیلومتر مربع می‌باشد که در محدوده ۴۵°۵۹' تا ۵۰°۲' ۴۱' طول شرقی و ۳۰°۱۰' تا ۳۶°۲۲' عرض شمالی قرار دارد. منطقه مورد مطالعه در برگرنده برخی از شهرهای واقع در استان‌های تهران و البرز از جمله کرج، تهران، رباط کریم، قرچک، امامزاده داوود و کندوان است (شکل ۱). نواحی شمالی این منطقه کوهستانی بوده و به ارتفاعات البرز ختم می‌شود و نواحی جنوبی نیز دشت بوده و استان‌های تهران و کرج را شامل می‌شود. مهم‌ترین جاده‌هایی که در منطقه مورد مطالعه در معرض خطر زمین‌لغزش هستند، بخشی از جاده چالوس که کرج را به کندوان متصل می‌کند و هم‌چنین جاده تهران تا کن‌سولقان و امامزاده داوود می‌باشند. اصلی‌ترین رودخانه واقع

در حوضه مورد مطالعه، رودخانه کرج می‌باشد که در حاشیه شمال غربی و غرب منطقه جریان دارد و هم‌چنین مسیل جاجرود در شرق منطقه دیده می‌شود. علاوه بر این، رودخانه‌های کن، درکه، سنگان و شادچای نیز در منطقه مورد مطالعه جریان دارند. بررسی سازندهای زمین‌شناسی حوضه مورد بحث نشان می‌دهد که بخش وسیعی از منطقه توسط رسوبات کوهپایه‌ای و تراس‌های آبرفتی با سن کواترنری پوشیده شده‌است. هم‌چنین در بخش عمده شمال منطقه، شیل‌های توف‌دار و سبز رنگ سازند کرج به سن اتوسن دیده می‌شود. علاوه بر این‌ها رخنمون‌هایی از شیل آسارا، آندزیت و بازالت‌های ولکانیکی، عضو شیل پایینی سازند سلطانیه، سازند میلا، آهک‌های روته، سازند لار، سازند کهر، سازند شمشک نیز دیده می‌شود.

منطقه مورد مطالعه در گذشته متحمل خسارات مالی و جانی ناشی از رخداد زمین‌لغزش‌ها بوده است. از جمله این موارد می‌توان به زمین‌لغزش دروازه سنگی اوشان-فشم در سال ۱۳۸۳ اشاره کرد که در اثر بارندگی شدید و اشباع شدن دامنه، سطح لغزش به طور کامل تشکیل شده و باعث مسدود شدن کامل جاده تهران به اوشان-فشم شد. این زمین‌لغزش اگرچه تلفات جانی را به دنبال نداشت اما خسارات مالی سنگینی را به تاسیسات زیربنایی و خانه‌های مردم وارد کرد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳). بارش‌های کم‌سابقه بهار سال ۱۳۸۶ موجب ناپایداری دامنه‌ها شده و در خرداد ماه ۱۳۸۶ زمین‌لغزشی در روستای آتشگاه در شمال غربی کرج رخ داد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۶). علاوه بر این‌ها می‌توان به زمین‌لغزش شهرک مجلس فرحزاد در سال ۱۳۸۳ نیز اشاره کرد. جریان‌های واریزه‌ای در سیل اخیر (تابستان ۱۴۰۱) امامزاده داوود از دیگر مثال‌ها در این زمینه محسوب می‌شود.



شکل (۱) - منطقه مورد مطالعه، زمینه تصویر سنجنده Landsat از Google Earth

### ۳- داده‌ها و روش‌ها

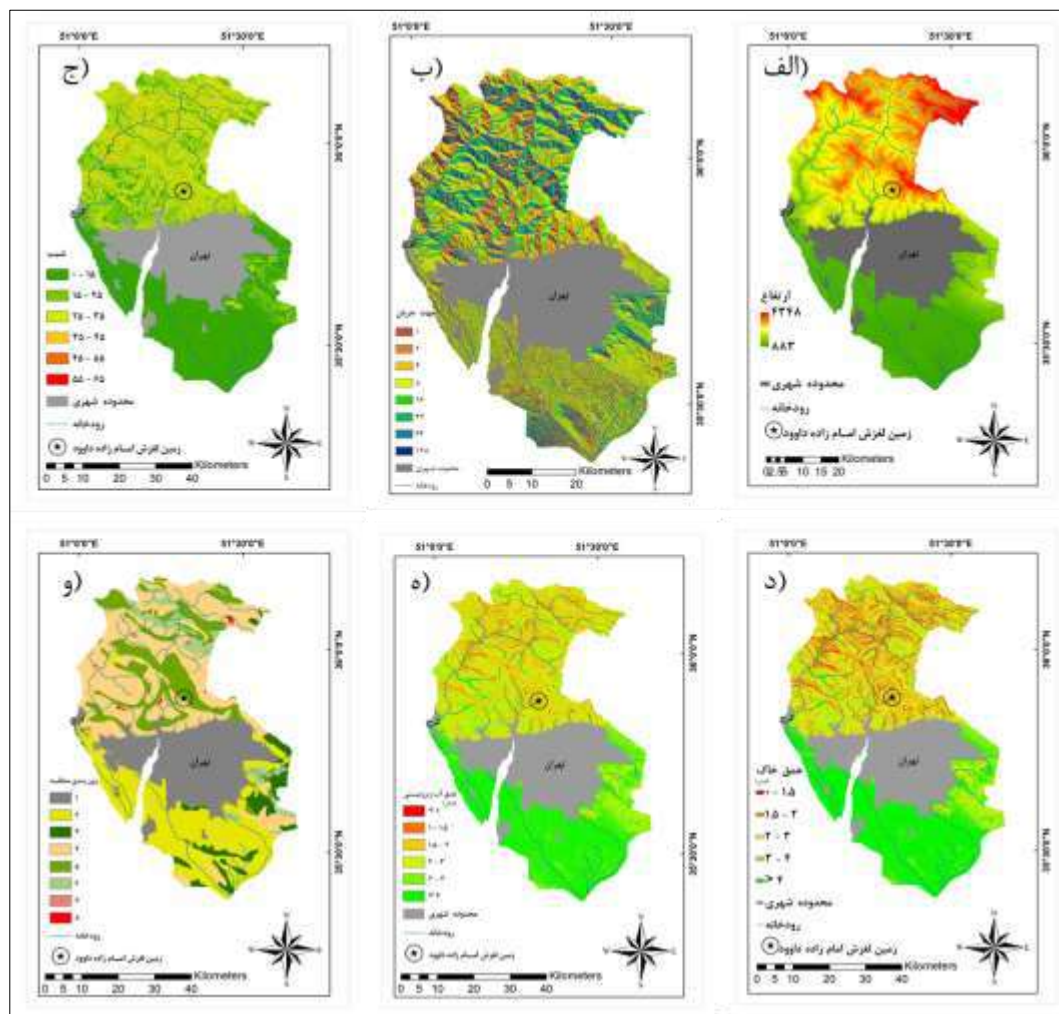
به منظور بررسی اثر تغییر اقلیم بر رخداد زمین‌لغزش‌های کم‌عمق، از خروجی پارامتر بارش مدل CNRM-CM6-1 برای سه ایستگاه باران‌سنجی نساء، سد امیرکبیر و درکه استفاده شده است. سپس پارامترهای ورودی برنامه TRIGRS با مطالعات صحرایی و بررسی مطالعات پیشین تعیین گردید. جریان واریزه‌ای امامزاده داوود نیز به عنوان جریان واریزه‌ای شاخص جهت کالیبره کردن مدل انتخاب شد.

#### ۳-۱- پارامترهای ورودی برنامه TRIGRS

پارامترهای ورودی نرم‌افزار را می‌توان در پنج گروه شامل پارامترهای زمین‌شناسی، پارامترهای هیدرولوژیکی خاک، پارامترهای زمین‌ریخت‌شناسی، پارامترهای بارش و پارامترهای مکانیکی خاک دسته‌بندی کرد. پارامترهای زمین‌ریخت‌شناسی شامل مدل ارتفاع رقومی (DEM)، شیب و جهت جریان بوده و عمق خاک و عمق سطح آب زیرزمینی نیز از جمله پارامترهای زمین‌شناسی هستند. مدل رقومی ارتفاع با دقت مکانی ۳۰ متر از تصاویر Aster تهیه شده است. نقشه‌های شیب و جهت جریان نیز در محیط ArcMap با استفاده از مدل ارتفاع رقومی بدست آمده است. با انجام بررسی‌های صحرایی سعی شد تا رابطه‌ای تجربی بین عمق خاک و پارامترهای قابل اندازه‌گیری زمین مانند شیب ایجاد شود و نقشه عمق خاک طبق رابطه تجربی تهیه گردید. با توجه به اینکه



بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه عمدتاً نواحی کوهستانی با ضخامت خاک کم می‌باشد، زون اشباع چندان توسعه نیافته و سطح آب زیرزمینی را می‌توان نزدیک به سنگ کف و یا حداکثر ۱۰ سانتی‌متر بالاتر از سنگ کف در نظر گرفت. جهت در نظر گرفتن ناهمگنی‌های افقی در تحلیل‌های پایداری شیب، منطقه مورد مطالعه از منظر ویژگی‌های زمین‌شناسی مهندسی مواد، زون‌بندی شده و با توجه به مطالعات پیشین و قضاوت مهندسی، پارامترهای مکانیکی و هیدرولوژیکی برای هر یک از زون‌ها تعیین شده است. نقشه‌های مدل ارتفاع رقومی، شیب، جهت جریان، عمق خاک، عمق آب زیرزمینی و زون‌بندی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است. جدول ۱ ویژگی‌های زمین‌شناسی و توضیحات هر یک از زون‌ها را بیان کرده و پارامترهای مکانیکی و هیدرولوژیکی هر یک از زون‌ها نیز در جدول ۲ آورده شده است.



شکل ۲- نقشه پارامترهای زمین‌ریخت‌شناسی و زمین‌شناسی، (الف) مدل ارتفاع رقومی، (ب) جهت جریان، (ج) شیب، (د) عمق خاک، (ه) عمق آب زیرزمینی، (و) زون‌بندی منطقه مورد مطالعه

### ۳-۲- جریان واریزه‌ای شاخص

به منظور کالیبره کردن مدل و بررسی صحت عملکرد مدل TRIGRS، به زمین‌لغزشی به زمان و مکان وقوع و بارش محرک مشخص نیاز است. از این رو جریان واریزه‌ای که در تاریخ ۶ مرداد ۱۴۰۱ در منطقه امام‌زاده داوود رخ داده به عنوان جریان واریزه‌ای شاخص انتخاب شده است. یکی از محدودیت‌های



بررسی جریان واریزه‌های امام‌زاده داوود فقدان ایستگاه باران‌سنجی در محل حادثه بوده و با توجه به ماهیت بارش که در هر منطقه شدت آن متفاوت است، تعمیم بارش‌های ثبت شده در ایستگاه‌های باران‌سنجی همسایه به محل حادثه کار چندان دقیقی نیست. با این حال طبق گزارش‌های محلی مدت زمان بارش کوتاه بوده و ارتفاع بارش حدود ۳۰ تا ۳۵ میلی‌متر در مدت زمان ۷ دقیقه باعث رخداد جریان واریزه‌ای در بالادست حوضه امام‌زاده داوود شده است. این در حالی است که اعداد ثبت شده در ایستگاه‌های هواشناسی همسایه بسیار کمتر از این مقدار بوده است و علت آن ماهیت باران‌های موسمی است که شدت آن‌ها در هر منطقه متفاوت است (گزارش پژوهشکده سوانح طبیعی، ۱۴۰۱).

جدول (۱) - توصیف زون‌های منطقه مورد مطالعه

| زون | نوع  | دانه‌بندی                           | ویژگی‌های زمین‌شناسی                                |
|-----|--|-------------------------------------|---|
| ۱   | زمین شهری                                      | -                                   | آسفالت سخت  |
| ۲   | پادگانه‌های آبرفتی جوان و قدیمی                | درشت‌دانه با سیمان رسی و سلیتی ضعیف | دارای سیمان ضعیف تا متوسط                           |
| ۳   | خاک برجا با بستر کنگلومرایی                    | رس و سلیت با درشت‌دانه              | دارای سیمان ضعیف تا متوسط                           |
| ۴   | خاک برجا با بستر از جنس توف و سنگ‌های آتشفشانی | رس و سلیت با درشت‌دانه اندک         | حاوی کانی رسی فراوان                                |
| ۵   | خاک برجا با بستر از جنس شیل                    | رس و سلیت با درشت‌دانه اندک         |   |
| ۶   | خاک برجا با بستر از جنس کربناته                | رس و سلیت با درشت‌دانه اندک         |   |
| ۷   | زمین‌لغزش و روانه سنگی                         | درشت‌دانه                           | حاوی قطعات تیز گوشه در اندازه‌های درشت              |
| ۸   | دامنه‌های واریزه‌ای و تالوس                    | درشت‌دانه                           | حاوی قطعات تیز گوشه در اندازه قله سنگ با سیمان ضعیف |

جدول (۲) - مقادیر پارامترهای مکانیکی و هیدرولوژیکی زون‌های منطقه مورد مطالعه

| زون | C (KPa) | $\phi$ (°) | $\gamma$ (KN/m <sup>3</sup> ) | D <sub>0</sub> (m/s) | K <sub>s</sub> (m/s) | $\theta_s$ | $\theta_r$ | $\alpha$ (m <sup>-1</sup> ) |
|-----|---------|------------|-------------------------------|----------------------|----------------------|------------|------------|-----------------------------|
| ۱   | ۳۰۰     | ۴۵         | ۲                             | ۰                    | ۰                    | ۰          | ۰          | ۰                           |
| ۲   | ۱۵      | ۳۰         | ۱۸/۵                          | $6 \times 10^{-5}$   | $6 \times 10^{-7}$   | ۰/۴        | ۰/۰۰۱      | ۱                           |
| ۳   | ۲۰      | ۳۰         | ۱۸/۵                          | $3 \times 10^{-4}$   | $3 \times 10^{-6}$   | ۰/۴۱       | ۰/۰۵       | ۱                           |
| ۴   | ۱۷      | ۳۰         | ۱۸/۱۵                         | $4 \times 10^{-5}$   | $4 \times 10^{-7}$   | ۰/۴۲       | ۰/۰۵       | ۱                           |
| ۵   | ۲۳      | ۲۰         | ۱/۸                           | $3 \times 10^{-5}$   | $3 \times 10^{-7}$   | ۰/۴۵       | ۰/۰۷       | ۱                           |
| ۶   | ۲۰      | ۳۰         | ۱۸/۵                          | $4 \times 10^{-5}$   | $4 \times 10^{-7}$   | ۰/۴۲       | ۰/۰۵       | ۱                           |
| ۷   | ۰       | ۳۰         | ۱/۹                           | $1 \times 10^{-4}$   | $1 \times 10^{-6}$   | ۰/۳        | ۰/۰۰۱      | ۱                           |
| ۸   | ۰       | ۴۵         | ۱/۹                           | $1 \times 10^{-4}$   | $1 \times 10^{-6}$   | ۰/۳        | ۰/۰۰۱      | ۱                           |

### ۳-۳- سناریوهای اقلیمی (بارش)

یکی از اصلی‌ترین پارامترهای ورودی نرم‌افزار، مربوط به مشخصه‌های بارش می‌باشد که به طور خاص شدت و مدت بارش به عنوان ورودی به نرم‌افزار داده می‌شود. نرم‌افزار با داشتن شدت و مدت بارش، مقدار رواناب و هم‌چنین مقدار آب نفوذی در هر سلول را محاسبه کرده و در تحلیل پایداری شیب، اثر بارش مورد نظر را اعمال می‌کند. نفوذ آب در خاک موجب افزایش فشار آب منفذی و کاهش مقاومت برشی می‌شود. در صورتیکه مقاومت برشی خاک به کمتر از مقاومت برشی بسیج شده در امتداد سطوح لغزش برسد، شیب ناپایدار شده و گسیختگی رخ می‌دهد.

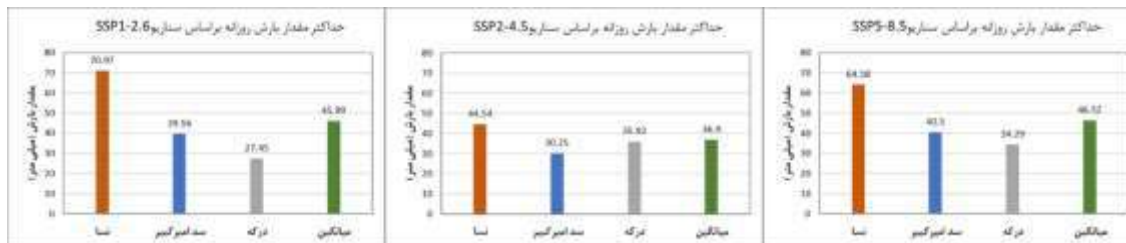
در این مطالعه مشخصه‌های مربوط به بارشی که موجب ایجاد جریان واریزه‌ای در امام‌زاده داوود شد، به عنوان بارش مبنا برای دوره پایه در نظر گرفته شد.

جهت بررسی اثرات تغییر اقلیم بر الگوهای بارش از مدل‌های گردش عمومی (GCM) از فاز ششم پروژه مقایسه‌ای مدل جفت شده (CMIP6) استفاده شده است. پروژه مقایسه‌ای مدل‌های جفت شده گزارش ششم هیئت بین دولتی تغییر اقلیم از سناریوهای جدیدی به نام مسیرهای اجتماعی و اقتصادی مشترک (SSP) استفاده می‌کند که به روز شده سناریوهای RCP می‌باشند (شجاع و همکاران، ۱۴۰۱). پارامتر بارش در این تحقیق از زیرمجموعه داده‌های

CMIP6، مدل CNRM-CM6-1 انتخاب شد و در مقیاس روزانه برای شرایط فعلی (۱۹۸۹-۲۰۱۴) و آینده نزدیک (۲۰۲۵-۲۰۵۰) از فدراسیون شبکه سیستم زمین (ESGF) به آدرس <https://esgf-data.dkrz.de/search/esgf-dkrz/> استخراج گردید. مدل‌های گردش عمومی (GCM) نمایش ریاضی فرآیندهای فیزیکی در جو، اقیانوس و سطح زمین هستند که متغیرهای هواشناسی مانند بارش، دما، سرعت باد، رطوبت نسبی و تشعشعات خورشیدی را تولید می‌کنند (Campbell et al., 2011). با این حال، وضوح خروجی‌های مدل آب و هوایی معمولاً برای حل دقیق فرآیندهای فیزیکی و دینامیکی سیستم آب و هوا بسیار درشت است. به همین دلیل شبیه‌سازی‌های GCM به‌ندرت مستقیماً به‌عنوان ورودی مدل‌های تأثیر در مقیاس محلی و حوضه استفاده می‌شوند. در چنین شرایطی روش‌های کاهش مقیاس و یا تصحیح اُریبی معمولاً برای پر کردن شکاف بین شبیه‌سازی‌های مدل آب و هوا و الزامات داده‌ای مدل‌های تأثیر استفاده می‌شوند (Chen et al., 2021). در پژوهش حاضر جهت تصحیح اُریبی مدل CNRM-CM6-1 از روش نگاشت توزیع استفاده گردید (شجاع و شمسی‌پور، ۱۴۰۲) و مقادیر بارش برای سه ایستگاه باران‌سنجی نساء، سد امیرکبیر و درکه در دوره تاریخی و تحت سه سناریو SSP1-2.6 و SSP2-4.5 و SSP5-8.5، در اقلیم آینده نزدیک ریزگردانی شد.

سناریو SSP1-2.6 نمایانگر جهانی است که به طور فراگیر به سمت مسیری پایدارتر حرکت کرده و درک بهتری از مسائل زیست‌محیطی صورت می‌پذیرد و انتشار جهانی کاهش می‌یابد. در سناریو SSP2-4.5 پیش‌بینی می‌شود که انتشار جهانی از الگوهای فعلی پیروی کند (Jimenez-Navarro et al., 2021) و انتشار گازهای گلخانه‌ای متوسط خواهد بود. از سوی دیگر، سناریو SSP5-8.5 شرایطی را نشان می‌دهد که توسعه اقتصادی از اثرات زیست‌محیطی پیشی می‌گیرد و در نتیجه چالش‌های آب و هوایی بیشتر می‌شود.

خروجی‌های سه سناریوی فوق، مقدار بارش روزانه را برای دوره آینده نزدیک (۲۰۲۵-۲۰۵۰) در اختیار قرار می‌دهند. این آمار در واقع مقدار بارش در ۲۴ ساعت شبانه‌روز می‌باشد و امکان برآورد دقیق مدت زمان بارش و متعاقب آن شدت بارش، به صورت اعداد قطعی امکان‌پذیر نمی‌باشد. شکل ۳ حداکثر مقدار بارش روزانه برای سه ایستگاه نساء، سد امیرکبیر، درکه و میانگین مقدار بارش این سه ایستگاه را تحت سه سناریوی آینده نشان می‌دهند.



شکل ۳- حداکثر بارش روزانه تحت سه سناریو دوره آینده (۲۰۲۵-۲۰۵۰)

به گزارش پژوهشکده سوانح طبیعی در رابطه با جریان واریزه‌ای رخ داده در حوضه امام‌زاده داوود، پیشنهاد شده است تا بارش‌های ۳۰ تا ۸۰ میلی‌متر که در مدت پنج تا ۱۰ دقیقه رخ می‌دهند، مبنای طرح و برنامه‌ریزی قرار بگیرند. به همین منظور با توجه به عدم امکان برآورد مدت و شدت زمان بارش برای دوره آینده نزدیک به طور قطعی، مقادیر پیشنهادی گزارش پژوهشکده سوانح طبیعی برای بررسی‌های بیشتر را مبنای تحلیل‌ها قرار داده شد.

بنابراین جهت بررسی اثر تغییرات اقلیم بر وقوع زمین‌لغزش‌های کم‌عمق با استفاده از نرم‌افزار TRIGRS، فرض شد که تحت سناریو SSP1-2.6 مقدار میانگین بارش حداکثری در منطقه مورد مطالعه (۴۵/۹۹ میلی‌متر) در مدت زمان ۶/۵ دقیقه رخ دهد. همچنین تحت سناریو SSP2-4.5 مقدار میانگین بارش حداکثری در منطقه مورد مطالعه (۳۶/۹ میلی‌متر) در مدت زمان ۵/۵ دقیقه برآورد شد. مقدار میانگین بارش حداکثری در منطقه مورد مطالعه تحت سناریو SSP5-8.5 نیز ۴۶/۳۲ برآورد شده که فرض می‌شود در مدت زمان ۷ دقیقه برآورد شد. بدین ترتیب بارش‌هایی با شدت ۷/۰۷ میلی‌متر بر دقیقه تحت سناریو SSP1-2.6 و شدت ۶/۷ میلی‌متر بر دقیقه تحت سناریو SSP2-4.5 و ۶/۶ میلی‌متر بر دقیقه تحت سناریو SSP5-8.5، به عنوان بارش‌های مبنای جهت مدل‌سازی زمین‌لغزش‌های کم‌عمق با نرم‌افزار TRIGRS در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است.

### ۳-۴- مدل فیزیکی TRIGRS

در طول دهه‌های گذشته پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش به روش‌های متفاوتی در سرتاسر دنیا انجام شده است. از جمله این روش‌ها می‌توان نقشه‌های توزیع زمین‌لغزش، روش عددی، روش احتمالاتی، فرآیند تحلیل سلسله مراتبی، مدل بارش آستانه و مدل فیزیکی را نام برد. در این پژوهش از مدل فیزیکی TRIGRS استفاده می‌شود.

نرم‌افزار TRIGRS از راه‌حل‌های تحلیلی همانند آنچه که توسط آیورسون (۲۰۰۰) توصیف شد، جهت محاسبه فشار آب منفذی در نتیجه نفوذ قائم و اثر این تغییرات بر ضریب ایمنی استفاده می‌کند (Baum et al., 2010). برنامه TRIGRS، به همراه یک برنامه تکمیل‌کننده به نام TOPOINDEX عمل می‌کند. برنامه TOPOINDEX یک سری داده جهت محاسبات مربوط به مسیریابی جریان را در اختیار نرم‌افزار TRIGRS قرار می‌دهد. نرم‌افزار TRIGRS از این داده‌ها جهت تعیین ترتیب محاسبه مسیریابی رواناب استفاده می‌کند.

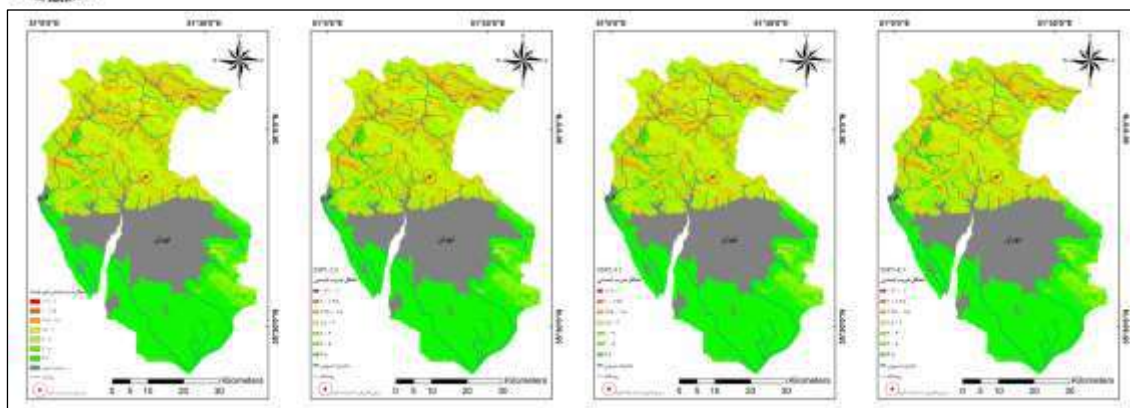
برنامه TRIGRS ابتدا با استفاده از مدل نفوذ، مقدار و نحوه نفوذ آب را به صورت جریان تک بعدی قائم تحلیل می‌کند. سپس با استفاده از مدل رواناب، مسیریابی رواناب انجام می‌شود. برنامه از یک فرض ساده جهت مسیریابی رواناب استفاده می‌کند؛ به طوریکه مقادیر مازاد رواناب سطحی به سلول‌های پایین‌دست انتقال داده شده و در آن‌جا نفوذ کرده و یا مجدداً به سلول‌های بعدی انتقال می‌یابد (Baum et al., 2010). برنامه این امکان را به کاربر می‌دهد تا نحوه تخصیص رواناب به سلول‌های پایین‌دست را با استفاده از یکی از روش‌های مسیریابی جریان مشخص کند. در این پژوهش از روش عمق نامحدود استفاده شده است. در نهایت پایداری شیب‌ها با کمک معادله ۱ تحلیل شده و ضریب ایمنی برای هر سلول در نقشه رستری محاسبه می‌شود.

$$F_S(Z, t) = \frac{\tan \phi'}{\tan \delta} + \frac{c' - \psi(Z, t) \gamma_w \tan \phi'}{\gamma_s Z \sin \delta \cos \delta} \quad (\text{معادله ۱})$$

#### ۴- نتایج و بحث

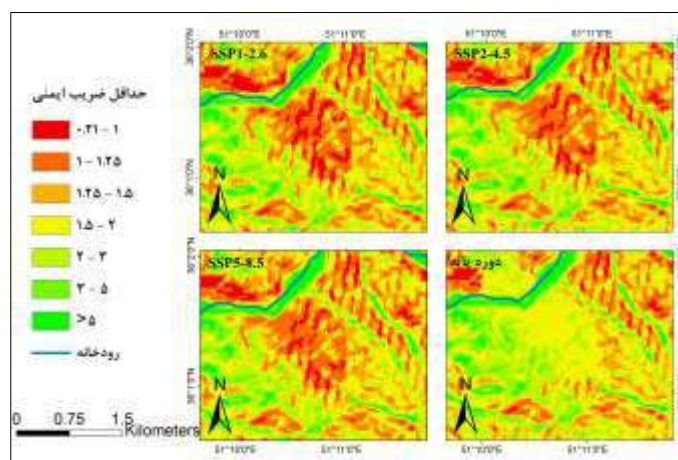
فایل‌های خروجی برنامه TRIGRS شامل ضریب ایمنی حداقل، عمقی که ضریب ایمنی حداقل در آن به وقوع پیوسته و فشار آب منفذی در عمقی که ضریب ایمنی حداقل در آن ایجاد شده است می‌باشد. هر یک از مقادیر مذکور برای سلول‌های مجزا محاسبه شده و با فرمت ASCII خواهند بود که در محیط ArcMap به فایل‌های رستری تبدیل شدند.

شکل ۴ حداقل ضریب ایمنی را تحت سه سناریوی دوره آینده و بارش دوره پایه (بارش مسبب جریان واریزه‌ای امام‌زاده داوود) بلافاصله پس از اتمام بارندگی نشان می‌دهد. با توجه به اینکه جریان واریزه‌ای امام‌زاده داوود بلافاصله پس از اتمام بارندگی رخ داده است، ضریب ایمنی حداقل تحت سناریوهای دوره آینده نیز بلافاصله پس از اتمام بارندگی محاسبه شد. اگرچه با تغییرات چندانی در حداقل ضریب ایمنی تحت چهار سناریوی مذکور در نقشه‌ها دیده نمی‌شود، اما با بزرگنمایی بخش کوچکی از نقشه‌ها، این تغییرات قابل مشاهده است (شکل ۵).

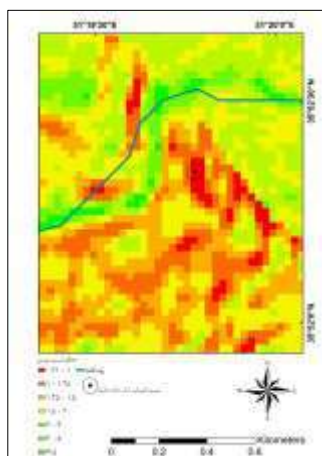


شکل (۴) - حداقل ضریب ایمنی تحت سناریوهای دوره پایه و آینده

شکل ۶ موقعیت زمین‌لغزش امام زاده داوود را از نمای نزدیک‌تر نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود، تحت مقدار و شدت بارش گزارش شده، سلول‌های موجود در منطقه ضریب ایمنی کمتر از یک را نشان می‌دهند که حاکی از ناپایداری و رخداد گسیختگی در خاک است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که مدل TRIGRS و هم‌چنین مقادیر پارامترهای ورودی و شرایط پایه، عملکرد درستی دارند و از صحت نتایج مطمئن بود.

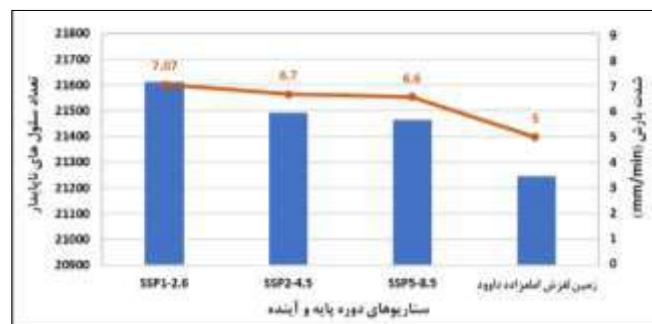


شکل (۵) - مقایسه تغییرات مکانی حداقل ضریب ایمنی در بخش کوچکی از منطقه مورد مطالعه



شکل ۶- حداقل ضریب ایمنی تحت سناریو دوره پایه در محل رخداد زمین‌لغزش امام‌زاده داوود

به منظور بررسی اثر شدت بارش بر تعداد سلول‌های ناپایدار و رقمی‌سازی این نتیجه، در محیط ArcMap از ابزار Raster Calculator استفاده شد تا سلول‌هایی با حداقل ضریب ایمنی کمتر از یک در هر یک از نقشه‌های خروجی تحت سناریوهای دوره پایه و آینده نزدیک بلافاصله پس از اتمام بارندگی محاسبه شود. نتایج این محاسبات در شکل ۷ نشان داده شده است که رابطه تعداد سلول‌های ناپایدار با شدت بارش را تحت چهار سناریوی مذکور عنوان می‌کند. مشاهده می‌شود که شدت بارش بر ناپایداری سلول‌ها اثر بسزایی داشته و با کاهش شدت بارش، تعداد سلول‌های ناپایدار نیز کاهش می‌یابد. هم‌چنین با مقایسه نقشه زون‌بندی منطقه مورد مطالعه با نقش‌های حداقل ضریب ایمنی تحت چهار سناریوی مذکور، می‌توان نتیجه گرفت که اکثر ناپایداری‌ها در زون‌های چهار و هفت و هشت رخ داده است که به ترتیب شامل خاک با سنگ بستر از جنس توف و سنگ‌های آتشفشانی، زمین‌لغزش و روانه سنگی و دامنه‌های واریزه‌ای و تالوس می‌باشد. پارامترهای مکانیکی زون‌های مذکور نسبت به سایر زون‌ها کمتر بوده و هم‌چنین با بررسی نقشه شیب مشخص می‌شود که نواحی با حداقل ضریب ایمنی کمتر از یک، بیشتر در شیب‌های تند (۴۵ تا ۶۵ درجه) رخ داده‌اند.



شکل ۷- رابطه شدت بارش و تعداد سلول‌های ناپایدار

## ۵- نتیجه‌گیری

در این تحقیق با به کارگیری سناریوهای مختلف تغییر اقلیم، اثر بارش‌های با شدت-مدت متفاوت بر پایداری دامنه‌ها با استفاده از برنامه TRIGRS بررسی گردید. نتایج تحقیقات اقلیمی نشان می‌دهد که احتمال وقوع بارش‌هایی با شدت بیشتر و مدت کوتاه‌تر در آینده بیشتر خواهد شد. با توجه به سناریوهای بارش مذکور و خروجی‌های برنامه TRIGRS، با افزایش شدت بارش‌ها، میزان ناپایداری‌ها در منطقه مورد مطالعه افزایش می‌یابد و بیشتر

ناپایداری‌ها در زون‌هایی دارای خاک با جنس سنگ بستر توف و یا زون‌های لغزش و دارای رسوبات تالوس رخ می‌دهد. صحت عملکرد مدل TRIGRS نیز با استفاده از یک جریان واریزه‌ای شاخص بررسی شده و مدل TRIGRS زمان و موقعیت مکانی جریان واریزه‌ای شاخص را به درستی نشان داد.

## ۶- مراجع

- پژوهشکده سوانح طبیعی. (۱۴۰۱). گزارش سیلاب مردادماه ۱۴۰۱ (استان‌های تهران، یزد و چهارمحال بختیاری)، ۵۴ صفحه.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. (۱۳۸۶). گزارش زمین‌لغزش آتشفشان کرج
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. (۱۳۸۳). گزارش مقدماتی زمین‌لغزه جاده اوشان-فشم
- سازمان هواشناسی کشور. (۱۳۹۶). آشکارسازی، ارزیابی اثرات و چشم‌انداز تغییر اقلیم در ایران در قرن بیست و یکم، ۴۵ صفحه.
- شجاع ف، شمسی‌پور ع. ا. (۱۴۰۱). پیش‌نمایی تغییرات بارش‌های آتی حوضه‌های آبخیز تامین‌کننده آب شهر تهران. مخاطرات محیط طبیعی، ۱۲(۳۶)، ۱۸۰-۱۵۱.
- Baum R. L., Godt J. W., & Savage W. Z. (2010). Estimating the timing and location of shallow rainfall-induced landslides using a model for transient, unsaturated infiltration. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(3). <https://doi.org/10.1029/2009JF001321>
- Campbell J. D., Taylor M. A., Stephenson T. S., Watson R. A., & Whyte F. S. (2011). Future climate of the Caribbean from a regional climate model. *International Journal of Climatology*, 31(12), 1866-1878. <https://doi.org/10.1002/joc.2200>
- Chen J., Arsenault R., Brissette F. P., & Zhang S. (2021). Climate change impact studies: Should we bias correct climate model outputs or post-process impact model outputs?. *Water Resources Research*, 57(5), e2020WR028638. <https://doi.org/10.1029/2020WR028638>
- Giorgi F., Im E. S., Coppola E., Diffenbaugh N. S., Gao X. J., Mariotti L., & Shi Y. (2011). Higher hydroclimatic intensity with global warming. *Journal of Climate*, 24(20), 5309-5324. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3979.1>
- IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: Climate Change (2021). The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. In Press
- Iverson R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7), 1897-1910. <https://doi.org/10.1029/2000WR900090>
- Janizadeh S., Bateni S. M., Jun C., Pal S. C., Band S. S., Chowdhuri I., & Mosavi A. (2023). Potential impacts of future climate on the spatio-temporal variability of landslide susceptibility in Iran using machine learning algorithms and CMIP6 climate-change scenarios. *Gondwana Research*, 124, 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.05.003>
- Jiménez-Navarro I. C., Jimeno-Sáez P., López-Ballesteros A., Pérez-Sánchez, J., & Senent-Aparicio J. (2021). Impact of climate change on the hydrology of the forested watershed that drains to lake erken in sweden: An analysis using swat+ and cimp6 scenarios. *Forests*, 12(12). <https://doi.org/10.3390/f12121803>
- Liu J., Hertel T. W., Diffenbaugh N. S., Delgado M. S., & Ashfaq M. (2015). Future property damage from flooding: sensitivities to economy and climate change. *Climatic change*, 132, 741-749. <https://doi.org/10.1007/s10584-015-1478-z>
- Liu Y., Chen J., Pan T., Liu Y., Zhang Y., Ge Q., & Penuelas J. (2020). Global socioeconomic risk of precipitation extremes under climate change. *Earth's future*, 8(9), e2019EF001331. <https://doi.org/10.1029/2019EF001331>

## کانی‌شناسی کانسنگ و باطله در رخداد معدنی سرب-روی-مس (طلا) اپی‌ترمال گوو-کمر، کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین، استان اردبیل

فاطمه حسنی سوقی<sup>۱\*</sup>، علی اصغر کلاگری<sup>۲</sup>، قهرمان سهرابی<sup>۳</sup>، رامین صادقی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

f.hassanisoughi@tabrizu.ac.ir

۲- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

calagaria@yahoo.com

۳- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

q\_sohrabi@yahoo.com

۴- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

raminsadeghi54@gmail.com

### چکیده

رخداد معدنی سرب-روی-مس (طلا) اپی‌ترمال گوو-کمر به‌عنوان بخشی از کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین در فاصله تقریباً ۱۲ کیلومتری جنوب غرب هشتجین، استان اردبیل، شمال غرب ایران واقع شده است. کانه‌زایی در منطقه گوو-کمر به‌صورت رگه-رگچه‌ای در میزبان واحدهای سنگی آتشفشانی و آذرآواری ائوسن (سازند کرج) روی داده است. دگرسانی‌های گرمابی در منطقه مورد مطالعه شامل انواع دگرسانی‌های سیلیسی، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک هستند. کانی‌های فلزی درون‌زاد در رخداد معدنی گوو-کمر شامل کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، گالن و طلا هستند. کانی‌های فلزی برون‌زاد نیز در رخداد معدنی گوو-کمر متشکل از گوتیت، هماتیت، کوولیت، کالکوسیت، دیژنیت، مالاکیت و آزوریت هستند. کانی‌های کوارتز، کلسیت، سریسیت، کلریت و اپیدوت، کانی‌های اصلی باطله را در این رخداد معدنی تشکیل می‌دهند.

**واژه‌های کلیدی:** کانی‌شناسی؛ کانسنگ و باطله؛ اپی‌ترمال؛ گوو-کمر؛ طارم-هشتجین.

### Abstract

The Gow-Kamar Pb-Zn-Cu (Au) occurrence, as a part of the Tarom-Hashtjin metallogenic belt (THMB), is located in ~12 km southwest of Hashtjin, Ardebil province, NW Iran. Mineralization at Gow-Kamar occurred as vein-veinlet within the host Eocene volcanic and pyroclastic rocks. Hydrothermal alterations in the study area include silicic, phyllic, argillic, and propylitic. Hypogene metal minerals in the Gow-Kamar occurrence contain pyrite, chalcopryrite, bornite, sphalerite, galena, and gold. Supergene metal minerals in the Gow-Kamar occurrence also consist of goethite, hematite, covellite, chalcocite, digenite, malachite, and azurite. The major gangue minerals at Gow-Kamar are quartz, calcite, sericite, chlorite, and epidote.

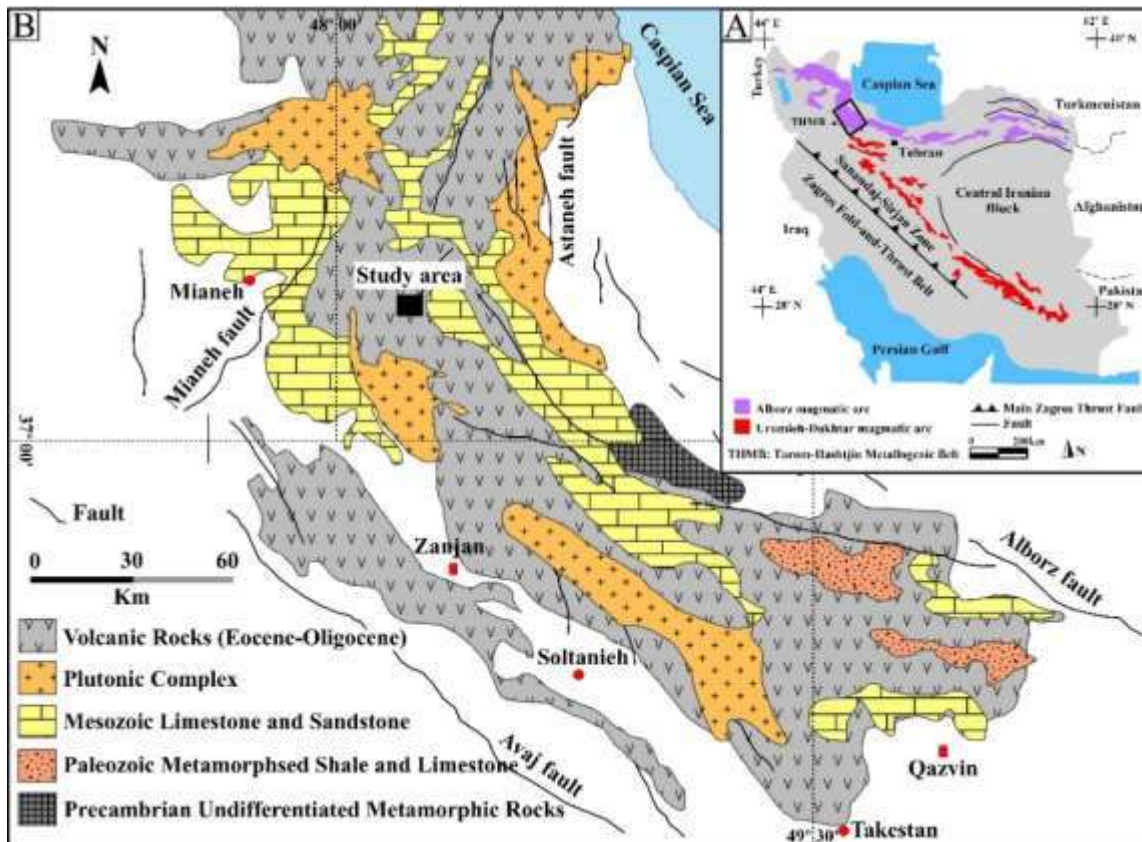
**Key words:** Mineralogy; Ore and gangue; Epithermal; Gow-Kamar; Tarom-Hashtjin.

### ۱- مقدمه

کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین از چهار واحد چینه‌ای-ساختاری تشکیل شده است که عبارتند از (Ghasemi Siani et al., 2015؛ شکل ۱: ۱)؛ ۱) مجموعه سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، ۲) مجموعه سنگ‌های دگرگونی کامبرین و پرمین، ۳) ماسه‌سنگ و سنگ آهک وابسته به ژوراسیک تا کرتاسه و ۴) سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی ائوسن-الیگوسن. چرخه فعالیت ماگمایی البرز در فاصله زمانی ائوسن-الیگوسن منجر به تشکیل و گسترش مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین (آتشفشانی، نفوذی و نیمه عمیق) و آذرآواری همراه با رخداد کانه‌زایی‌های متنوع در کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین شده است (Alavi, 1991; Ghorbani, 2013). از ذخایر و نشانه‌های معدنی در این کمر بند می‌توان ذخایر سرب-روی-مس (طلا-نقره) زاجکان (Kouhestani et al., 2019a)، چند فلزی گلوچه (Mehrabi et al., 2016) و چومالو (Ghasemi Siani et al., 2022)، روی-سرب-مس (نقره) شاه‌علی‌بیگلو



(Mikaeili et al., 2018)، سرب-روی-طلا-نقره (مس) زه‌آباد (Shahbazi et al., 2019)، سرب-روی-مس (نقره) مرشون (Kouhestani et al., 2019b)، مس-طلای چرگر (Mousavi Motlagh and Ghaderi, 2019)، چودرچای (Yasami et al., 2017) و لوبین-زرد (Zamanian et al., 2019)، سرب-روی-مس عباس‌آباد (Kouhestani et al., 2020)، فلزات پایه آق‌کند (Kouhestani et al., 2017)، علی‌آباد-خان‌چای (Kouhestani et al., 2018) و تشویر و ورمزیار (Kouhestani et al., 2022) را نام برد.



شکل ۱- A: موقعیت کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین در بخش غربی کمان ماگمایی البرز (با تغییراتی از علوی (Alavi, 1991)) و B: نمایی کلی از زمین‌شناسی کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین (با تغییراتی از قربانی (Ghorbani, 2013))، که موقعیت منطقه مورد مطالعه نیز بر روی آن مشخص شده است.

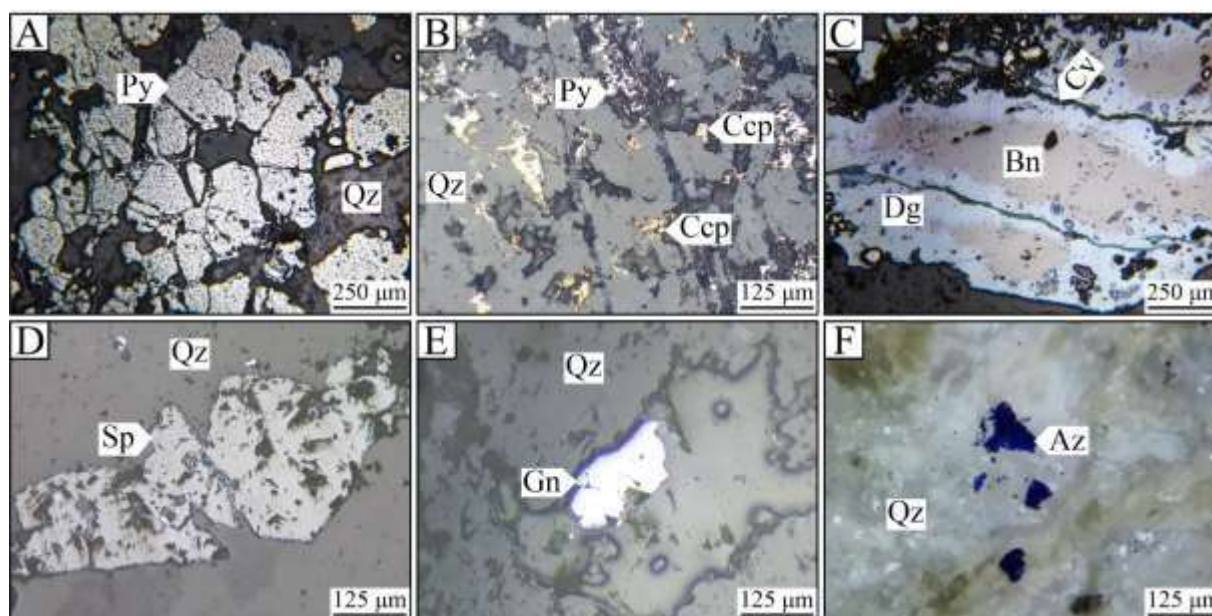
## ۲- مواد و روش

جهت انجام این پژوهش ابتدا نمونه‌برداری از پهنه‌های کانه‌دار صورت گرفت و سپس کارهای آزمایشگاهی شامل تهیه ۱۰ مقطع نازک و ۲۰ مقطع نازک-صیقلی انجام شد و در نهایت مطالعات کانی‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت مقاطع انجام شد.

## ۳- بحث

پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در رخدادهای معدنی گو-کمر است و به‌صورت بلورهای ریز تا درشت (اندازه بین کمتر از ۱۰ میکرون تا چند میلی‌متر) بی‌شکل تا شکل‌دار با بافت دانه‌پراکنده و رگچه‌ای دیده می‌شود (شکل ۲-۱). ضخامت رگچه‌های پیریتی از چند میکرون تا ۳۰۰ میکرون متغیر است. پیریت معمولاً به‌صورت هم‌رشد با کالکوپیریت و اسفالریت نیز حضور دارد (شکل ۲-۲). بلورهای پیریت اغلب از حاشیه‌ها توسط گوئیت و هماتیت جانشین شده و تنها بقایایی از آنها به‌صورت بافت بازماندی قابل مشاهده است. کالکوپیریت از فراوانی کمتری نسبت به سایر کانی‌ها برخوردار بوده و به‌صورت بلورهای ریز نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و به‌حالت دانه‌پراکنده در زمینه سیلیسی یافت می‌شود (شکل ۲-۲). بلورهای کالکوپیریت اغلب از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به

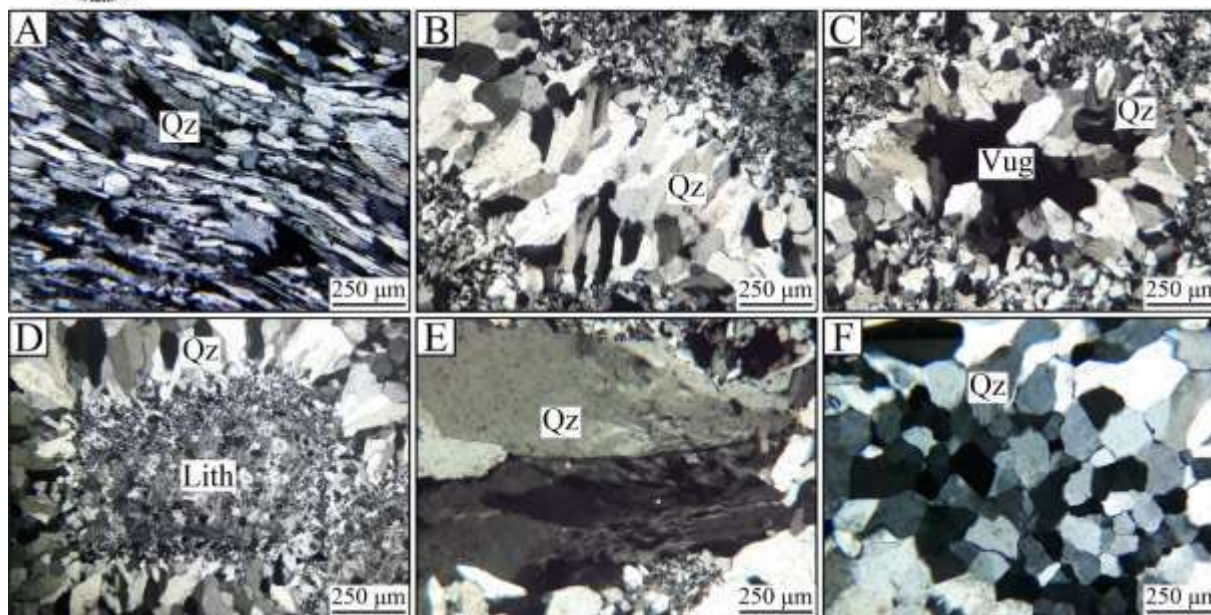
کولیت، کالکوسیت، دیژنیت، مالاکیت، آزوریت و گوتیت دگرسان شده‌اند. کانی بورنیت به‌طور عمده همراه با کالکوپیریت حضور داشته و به‌طور ترجیحی جانشین آن شده است. این کانی طی فرآیندهای برون‌زاد اغلب از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به کولیت و دیژنیت دگرسان شده است (شکل ۲-۲C). اسفالریت پس از پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در رخداد معدنی گاو-کمر بوده و به‌صورت بلورهای ریز تا درشت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۲-۲D). این کانی اغلب با بلورهای پیریت هم‌رشدی نشان می‌دهد. گالن به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و به‌حالت دانه‌پراکنده در زمینه سیلیسی حضور دارد (شکل ۲-۲E). این کانی معمولاً دارای رخ‌های مثلی شکل بوده و اغلب به‌طور هم‌زمان با پیریت تشکیل شده است. طلا در ابعاد بسیار کوچک و به مقدار کم در بخش‌های کانه‌دار قابل مشاهده است. طلا اغلب به‌صورت آزاد داخل بلورهای کوارتزی یافت می‌شود. در برخی قسمت‌ها، طلا به‌صورت بلورهای بسیار ریز درون کالکوپیریت نیز مشاهده می‌شود. گوتیت، همتایت، کولیت، کالکوسیت، دیژنیت و آزوریت حاصل فرآیندهای برون‌زاد هستند و اغلب به‌صورت پرکننده فضاهای خالی دیده می‌شوند (شکل ۲-۲F).



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از کانه‌های موجود در رگچه‌های کوارتزی رخداد معدنی گاو-کمر (تصویر F در نور عبوری پلاریزه متقاطع (XPL) و بقیه تصاویر در نور بازتابی (PPL)). A: بلورهای ریز تا درشت پیریت در زمینه سیلیسی، B: بلورهای ریز کالکوپیریت همراه با کانی‌های پیریت، C: کانی بورنیت که از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به کولیت و دیژنیت دگرسان شده است، D: بلورهای اسفالریت موجود در رگچه‌های کوارتزی، E: حضور گالن در زمینه سیلیسی و F: کانی آزوریت در داخل بلورهای کوارتزی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Bn: بورنیت، Cv: کولیت، Dg: دیژنیت، Sp: اسفالریت، Gn: گالن، Az: آزوریت).

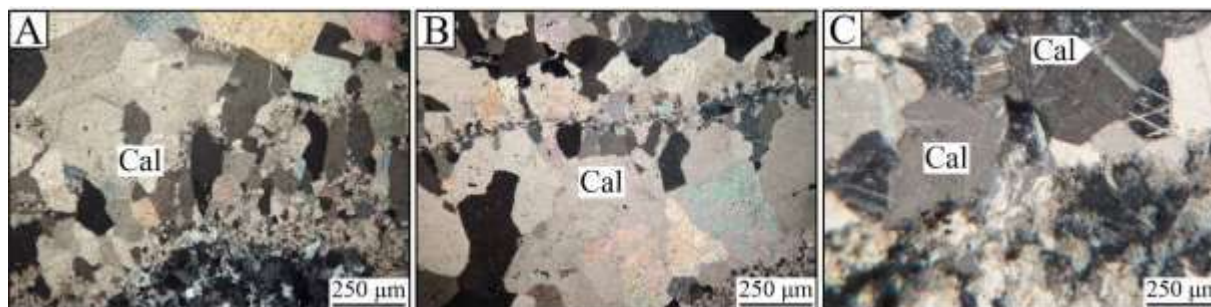
کوارتز باطله اصلی در این منطقه بوده که به‌صورت هم‌زمان با مرحله اصلی کانه‌زایی تشکیل شده است. این کانی به‌صورت بلورهای ریز تا درشت و بی‌شکل تا شکل‌دار در رگه-رگچه‌های کانه‌دار مشخص می‌شود. بلورهای کوارتز به‌رنگ شیری تا خاکستری تیره دیده شده و اندازه‌ای کمتر از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر دارند. در مقاطع میکروسکوپی، این کوارتزها معمولاً بافت‌های رگچه‌ای، برشی، نواری، شانه‌ای، پرکننده فضای خالی، کوکاد، پرماند و موزائیکی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۱ تا ۳-۴F).





شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع بافت‌های کوارتز موجود در رخدادهای معدنی گو-کمر. A: بافت نواری در بلورهای کوارتز، B: کوارتز با بافت شانه‌ای، C: کوارتز با بافت پرکننده فضای خالی، D: رشد بلورهای کوارتز با بافت کوکاد بر روی قطعات پرشی، E: بافت پرمماند در بلورهای کوارتز موجود در رگچه‌های کوارتزی و F: بلورهای کوارتز با بافت موزائیکی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Qz: کوارتز، Lith: قطعه سنگ).

کلسیت دومین کانی باطله در رخداد معدنی گو-کمر است که اغلب در مقیاس میکروسکوپی به صورت بلورهای ریز و درشت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با بافت رگچه‌ای، شانه‌ای، پوسته‌ای، پرکننده فضای خالی و تیغه‌ای قابل رؤیت است (شکل ۴- A تا C). سربست و کلریت به صورت بلورهای ریز تا متوسط در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، کلریت بافت اسفرولیتی نشان می‌دهد. اپیدوت به طور عمده به صورت بلورهای ریز تا متوسط بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارد و اغلب بافت‌های رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی را نشان می‌دهد.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع بافت‌های کلسیت موجود در رخداد معدنی گو-کمر. A: بافت شانه‌ای در بلورهای کلسیت، B: بلورهای کلسیت با بافت پوسته‌ای و C: بافت تیغه‌ای کلسیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت).

#### ۴- نتیجه‌گیری

مطالعات کانه‌نگاری نمونه‌های برداشت‌شده از پهنه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی گو-کمر نشان‌دهنده حضور پیریت، کالکوپیریت، بورتیت، اسفالریت و گالن به همراه طلا است. گوتیت، همتیت، کوولیت، کالکوسیت، دیژنیت، مالاکیت و آزوریت در اثر فرآیندهای پروژناژ تشکیل شده‌اند. کوارتز، کلسیت،



سریسیت، کلریت و اپیدوت، کانی‌شناسی اصلی مواد باطله را در این رخداد معدنی تشکیل می‌دهند. بر اساس این مطالعات، بافت کانه‌ها و مواد باطله شامل رگه- رگچه‌ای، برشی، دانه پراکنده، جانشینی، بازماندی، نواری، شانه‌ای، پوسته‌ای، پرکننده فضای خالی، تیغه‌ای، کوکاد، پرماند و موزائیکی است. این ویژگی‌ها بیانگر کانه‌زایی نوع اپی ترمال در منطقه مورد مطالعه است.

## ۵- تقدیر و تشکر

بدین وسیله نویسندگان سپاس و قدردانی خود را از کمک‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برای انجام این پژوهش اعلام می‌دارند.

## ۶- مراجع

- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East (scale 1:5,000,000). Geological Survey of Iran.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C. M., Ganerod, M., 2015. Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran. *Open Geosciences* 7, 207–222. <https://doi.org/10.1515/geo-2015-0024>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Nazarian, M., Lotfi, M., Corfu, F., 2022. Geology and genesis of the Chomalu polymetallic deposit, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 143, 104763. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104763>
- Ghorbani, M., 2013. The economic geology of Iran: Mineral deposits and natural resources. Springer, London, 569 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5625-0>
- Kouhestani, H., Azimzadeh, A.M., Mokhtari, M.A.A., Ebrahimi, M. 2017. Mineralization and fluid evolution of epithermal base metal veins from the Aqkand deposit, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 194 (2), 139–155. doi:10.1127/njma/2017/0036
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., Johnson, A.C., 2018. Intermediate sulfidation type base metal mineralization at Aliabad-Khanchy, Tarom-Hashtjin metallogenic belt. NW Iran. *Ore Geology Reviews* 93, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.012>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K.Z., Zhao, J.X., 2019a. Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore Genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 109, 564–584. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.05.014>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K.Z., Zhao, J.X., 2019b. Origin and evolution of hydrothermal fluids in the Marshoun epithermal Pb-Zn-Cu (Ag) deposit, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 113, 103087. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103087>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K.Z., Zhang, X.N., 2020. Genesis of the Abbasabad epithermal base metal deposit, NW Iran: Evidences from ore geology, fluid inclusion and O-S isotopes. *Ore Geology Reviews* 126, 103752. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103752>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., Qin, K., Aghajani Marsa, S., 2022. Fluid inclusion, zircon U-Pb geochronology, and OS isotopic constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the tashvir and varmazar epithermal base metal deposits, NW Iran. *Frontiers in Earth Science* 10, 990761. doi:10.3389/feart.2022.990761
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M., Marsh, E.E., 2016. Mineral assemblages, fluid evolution and Genesis of polymetallic epithermal veins, Gulojeh district, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 78, 41–57. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.03.016>
- Mikaeili, K., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Maghfouri, S., 2018. The Shah-Ali-Beiglou Zn-Pb-Cu (Ag) deposit, Iran: An example of intermediate-sulfidation epithermal type mineralization. *Minerals* 8 (4), 148. <https://doi.org/10.3390/min8040148>
- Mousavi Motlagh, S.H. and Ghaderi, M., 2019. The Chargar Au-Cu deposit: an example of low-sulfidation epithermal mineralization from the Tarom subzone, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 196 (1), 43–66. doi:10.1127/njma/2019/0158



Shahbazi, S., Ghaderi, M., Alfonso, P., 2019. Mineralogy, alteration, and sulfur isotope geochemistry of the Zehabad intermediate-sulfidation epithermal deposit, NW Iran. *Turkish journal of earth sciences* 28, 882–901. <https://doi.org/10.3906/yer-1902-1>

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95 (1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

Yasami, N., Ghaderi, M., Madanipour, S., Taghilou, B., 2017. Structural control on overprinting high-sulfidation epithermal on porphyry mineralization in the Chodarchay deposit, northwestern Iran. *Ore Geology Reviews* 86, 212–224. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.028>

Zamanian, H., Rahmani, S., Zareisahameih, R., 2019. Fluid inclusion and stable isotope study of the Lubin-Zardeh epithermal Cu-Au deposit in Zanjan Province, NW Iran: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews* 112, 103014. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103014>

## زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی کانسار منگنز مزرعه، جنوب غرب ماکو، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران

اکرم بهجت<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، فرهنگ علی‌یاری<sup>۳</sup>، علی اصغر کلاگری<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>- دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

behjat\_akram@yahoo.com

<sup>۲</sup>- استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

abedini2020@yahoo.com

<sup>۳</sup>- دانشیار، دانشکده محیط زیست، دانشگاه صنعتی ارومیه، ایران

aliyari184@yahoo.com

<sup>۴</sup>- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

calagaria@yahoo.com

### چکیده

کانسار منگنز مزرعه (جنوب غرب ماکو، شمال استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران) به صورت عدسی‌های پراکنده در محل همپری بازالت‌های بالشی و آهک‌های پلاژیک متعلق به کمپلکس افیولیتی خوی-ماکو توسعه یافته است. از نظر کانی‌شناسی، کانسنگ‌های این کانسار به طور عمده حاوی پیرولوژیت، پسیلوملان، مانگانیت و براونیت بوده که در مقادیر کمتر توسط کانی‌هایی نظیر هماتیت، گوتیت، کوارتز و کلسیت همراهی می‌شوند. الگوی توزیع REE به چهار شده به کندریت همراه با برخی از پارامترهای زمین‌شیمیایی مربوط به لاتانیدها نظیر نسبت‌های  $La/Ce$ ،  $(La/Nd)_n$  و  $(Dy/Nd)_n$  خاستگاه گرمایی را برای این کانسار نشان می‌دهند. بالا بودن میزان تمرکز لاتانیدها در کانسنگ‌ها (به طور متوسط ۷۶۷ گرم در تن) نسبت به ذخایر گرمایی منگنز شناخته شده تأثیرات فرایندهای دیاژنیتیک بر روی کانسار را آشکار می‌سازد. رخداد بی‌هنجاری منفی Eu و Ce در کانسنگ‌های منگنز مورد مطالعه مبین دمای پایین سیالات گرمایی مسئول کانه‌زایی است.

**واژه‌های کلیدی:** زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی، کانسار منگنز، گرمایی، مزرعه، ماکو.

### Abstract

The Mazraeh manganese deposit (southwest of Maku, north of West-Azarbaidjan province, NW Iran) is developed in the form of scattered lenses at the contact of pillow basalts and pelagic limestones belonging to the Khoi-Maku ophiolitic complex. Mineralogically, the ores of the deposit contain chiefly of pyrolusite, psilomelane, manganite, and braunite, which are accompanied by minerals such as hematite, goethite, quartz, and calcite in lesser amounts. The distribution pattern of REE normalized to chondrite along with some geochemical parameters related to lanthanides such as ratios of  $La/Ce$ ,  $(La/Nd)_n$  and  $(Dy/Nd)_n$  show a hydrothermal origin for this deposit. The high concentration of lanthanides in ores (on average 767 ppm) compared to known hydrothermal manganese deposits reveals the effects of diagenetic processes on the deposit. The occurrence of negative Eu and Ce anomalies in the studied manganese ores indicates the low-temperature hydrothermal fluids were responsible for the mineralization.

**Keywords:** REE Geochemistry, Manganese deposit, Hydrothermal, Mazraeh, Maku.

### ۱- مقدمه

پهنه افیولیتی خوی-ماکو، واقع در شمال غرب ایران، از کوه‌های آتاتولی در کشور ترکیه شروع شده و به سمت شرق گسترش یافته است. این پهنه نوار گسترده‌ای را در مرز بین ایران و ترکیه تشکیل داده است (Eftekharnajad, 1980). کانسار منگنز مزرعه (جنوب غرب شهرستان ماکو، شمال استان آذربایجان غربی) یکی از معادن شاخص منگنز در شمال غرب ایران می‌باشد که در این پهنه افیولیتی یاد شده قرار دارد. تاکنون مطالعاتی از منظر زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی بر روی این کانسار انجام نشده است. در این پژوهش سعی شده است با تکیه بر مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی، اطلاعات جامعی از نحوه تشکیل و توسعه کانسنگ و تیپ کانه‌زایی کانسار ارائه شود.

مطالعات انجام شده در این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گردیده است. مطالعات صحرایی شامل شناسایی و تفکیک واحدهای مختلف سنگی و نمونه‌گیری از سنگ‌های میزبان و زون‌های کانه‌دار به تعداد ۱۰۰ نمونه بوده است. بخش آزمایشگاهی با تهیه ۴۰ مقطع نازک، صیقلی و نازک-صیقلی و بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری آنها توسط میکروسکوپ دو منظوره در گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه شروع گردید. متعاقب آن، برای شناسایی فازهای کانیایی نامشخص در کانسنگ‌های منگنز، تعداد ۶ نمونه انتخاب و در آزمایشگاه زراآزمای به روش تجزیه پراش پرتو X (XRD) مورد بررسی قرار گرفتند. این تجزیه‌ها توسط دیفراکتومتر مدل Xpert با شدت جریان ۳۰ میلی‌آمپر، ولتاژ ۴۰ کیلو ولت و زوایای  $2\theta$  بین ۴ تا ۶۰ درجه انجام گردید. افزون بر این، برای تعیین مقادیر عناصر نادر خاکی کانسنگ‌های منگنز، تعداد ۱۱ نمونه برداشت شده به روش اسپکتروسکوپی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه کانسارن بینالود مورد آنالیز قرار گرفتند. مقادیر LOI هر ۱۱ نمونه در آزمایشگاه یاد شده از روی کاهش وزن یک گرم نمونه پس از حرارات دادن در دمای ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت زمان ۹۰ دقیقه اندازه‌گیری گردیدند.

## ۲- بحث و بررسی

### ۲-۱- زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری

منطقه مورد مطالعه، در فاصله ۹ کیلومتری جنوب غرب شهرستان ماکو (شمال استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران) قرار دارد. بر اساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران، این منطقه بخشی از افیولیت‌های خوی-ماکو (Nabavi, 1976) می‌باشد. سنگ‌های آهکی اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین، قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه به شمار می‌روند، که دارای لایه‌بندی ضخیم تا توده‌ای و به شدت دگرگون و متبلور هستند. واحدهای سنگی کرتاسه بالایی شامل سنگ‌های آذرین پریدوتیت سرپانتینیته شده، گدازه‌های بازالتی بالشی، دیاباز، شیل‌های آهکی و آهک‌های پلاژیک مربوط به توالی افیولیتی می‌باشند که به صورت یک مجموعه درهم و تکتونیزه قابل مشاهده هستند. رخداد کانه‌زایی منگنز و منگنز - آهن در این توالی افیولیتی یکی از مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناسی اقتصادی این منطقه محسوب می‌شود.

**واحد پریدوتیت تکتونیزه:** این واحد به طور فراگیر دارای ترکیب هارزبورژیت و به مقدار کمتر دارای ترکیب لرزولیت است. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، کانی اصلی تشکیل دهنده این واحد سنگی الیون است که تحت تأثیر فرآیندهای سرپانتینی شدن و ایدنگزیتی شدن قرار گرفته‌اند. سرپانتین‌ها دارای بافت‌های غربالی و بستایت هستند. ارتوپروکسن بعد از الیون بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده و از نوع انستایت و بروزیت می‌باشند. در این واحد سنگی، کلینوپروکسن‌ها که بعضاً توسط مقدار کمی آمفیبول همراهی می‌شوند به طور بخشی سرپانتینیزه شده و خود سرپانتین‌ها نیز همراه کانی‌های تیره (مگنتیت - هماتیت) و کلریت مشاهده می‌گردد.

**واحد دیاباز:** این واحد سنگی عمدتاً دارای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن با بافت افیتیک می‌باشد. پلاژیوکلازها به صورت تیغه‌ای و با ماکل پلی سنتتیک قابل رویت بوده که در اثر عملکرد فرآیندهای گرمایی به اپیدوت و سریست تبدیل شده‌اند. پروکسن که فضای خالی بین کانی‌های پلاژیوکلاز را پر می‌کند، به کلسیت و اپیدوت دگرسان شده است. از دیگر فازهای حاضر در این واحد سنگی می‌توان به کلریت و کانی‌های تیره اشاره کرد.

**واحد گدازه بازالتی بالشی:** این بازالت‌ها دارای بافت پورفیری و زمینه میکروولیتی می‌باشند. در این سنگ‌ها، فنوکریست‌های کلینوپروکسن تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی تجزیه شده و از بین رفته و حفرات خالی آنها باقی مانده‌اند. پرشدگی حفرات توسط کلسیت و زئولیت باعث رخداد بافت‌های آمیگدالوئید و بادامی شکل در این سنگ شده است. زمینه میکروولیتی در این سنگ‌ها بافت اسکلتی نشان می‌دهد که در آن پلاژیوکلازها به عنوان فاز غالب به طور عمده به کانی‌های کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. آمفیبول در این واحد سنگی به شکل منشوری دیده می‌شود. کانی‌های فرومنیزین اغلب تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی از بین رفته و تنها قالبی از آنها باقی مانده است. شدت دگرسانی با نزدیک شدن به زون‌های کانه‌زایی منگنز افزایش می‌یابد.



**واحد آهک پلاژیک:** در این منطقه دو نوع سنگ آهک، (۱) پلاژیک و (۲) میکرایتی قابل تشخیص است. آهک پلاژیک دارای میکروفسیل های فراوانی از جنس فرامیفنر گلوبوترونکانا و گلوبوژرینا اربیتولینا است. آهک های میکرایتی حاوی کلسیت های متبلور در یک زمینه میکرایتی می باشد.

**واحد شیل آهکی تا رادیولاریتی:** این سنگ ها با رنگ رخنمون خاکستری تا متمایل به قرمز در بسیاری از بخش ها، آهک های پلاژیک را با همبری عادی می پوشانند.

کانه زایی منگنز در منطقه مورد مطالعه به صورت عدسی های منفصل در بالای گدازه های بالشی و محل همبری این گدازه ها با واحد آهک پلاژیک قابل مشاهده است. وجود آهک های پلاژیک در محل همبری با ماده معدنی بیانگر تشکیل آنها در یک محیط رسوبی و به صورت چینه سان می باشد. کانسنگ های منگنز عموماً دارای ژئومتری عدسی شکل هم روند با لایه بندی بوده و بافت های ماده معدنی شامل دانه پراکنده، توده ای، نواری، گل کلمی، جانشینی و برشی می باشد.

فرآیندهای تکتونیک با ایجاد گسل، شکستگی و سیستم های درزه ای با ساز و کارهای متفاوت، واحدهای سنگی میزبان افیولیتی، آهک ها و ماده معدنی رخنمون یافته را تحت تأثیر قرار داده است. کانسنگ های منگنز تحت تأثیر فرآیند غنی شدگی برونزاد قرار گرفته اند. توسعه اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن با طیفی از رنگ قرمز تا قهوه ای و زرد به صورت هاله در پیرامون عدسی های منگنز، بیانگر تأثیرات فرآیندهای برونزاد می باشد.

## ۲-۲- کانی شناسی کانسنگ

بر اساس مشاهدات میکروسکوپی و آنالیز XRD، کانی های فلزی کانسنگ های منگنز شامل پیرولولوزیت، پسیلوملان، مانگانیت، براونیت و در مقادیر کمتر هماتیت و گوتیت می باشند که توسط کانی های باطله نظیر کوارتز و کلسیت همراهی می شوند.

**پیرولولوزیت:** این کانه در زیر میکروسکوپ و در شرایط نور پلاریزه ساده به صورت بلورهای درشت با بافت متراکم و به رنگ زرد مایل به خاکستری و زرد مایل به قهوه ای مشاهده می شود. این کانه با داشتن رخ کامل نامنظم و انیزوتروپی بسیار قوی به آسانی قابل تشخیص است. این کانه حجم قابل ملاحظه ای از کانسنگ های منطقه مورد مطالعه تشکیل داده و در نمونه های دستی، ساخت صدفی از خود نشان می دهد. در بعضی از مقاطع، پیرولولوزیت فضاهای خالی کانسنگ را پر نموده است. در واقع، پیرولولوزیت ها در داخل کانسنگ ها بعنوان یک کانی ثانویه محسوب شده و از اکسیداسیون کانی هایی نظیر مانگانیت و کریپتوملان- پسیلوملان، طی مراحل دیاژنز ایجاد شده است.

**مانگانیت:** این کانی نسبت به پیرولولوزیت از فراوانی کمتری برخوردار بوده و بصورت همزیست با پیرولولوزیت دیده می شود. رنگ آن خاکستری مایل به زرد یا صورتی بوده و بصورت بخشی توسط پیرولولوزیت جانشین شده است.

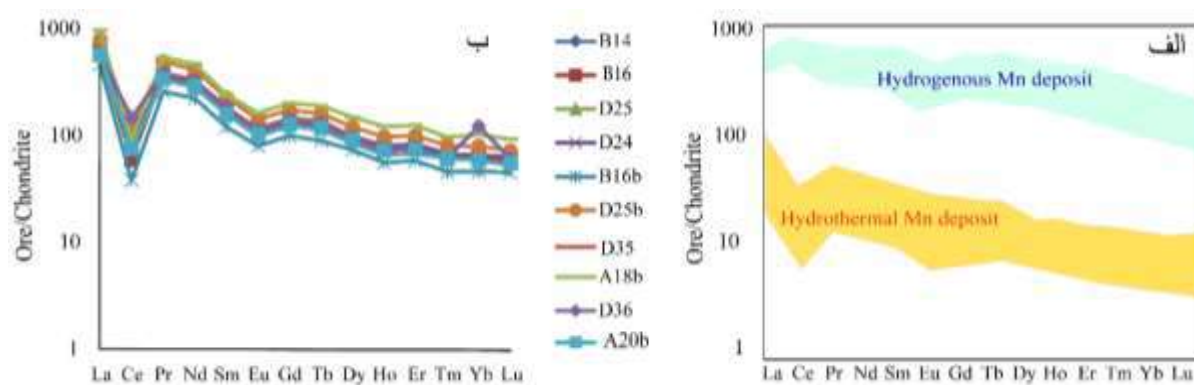
**پسیلوملان- کریپتوملان:** این کانی های اکسیدی منگنز حاوی  $K, Mn^{4+}$  و Ba بوده و بافت های خوشه انگوری، کلوفرم، و قلوه ای را به نمایش گذاشته و همزیست با بلورهای سوزنی کشیده مانگانیت مشاهده می شوند.

**براونیت:** این کانی از فراوانی قابل توجه برخوردار بوده و اغلب همراه با پیرولولوزیت در کانسنگ های منگنز حضور دارد. براونیت در نمونه های دستی به رنگ خاکستری بوده و در زیر میکروسکوپ خاموشی موجی نشان می دهد.

## ۲-۳- زمین شیمی عناصر نادر خاکی

میزان و الگوی توزیع لاتانیدها در کانسنگ های منگنز می تواند به عنوان یک شاخص زمین شیمیایی مهم در تعیین تیپ کانسار و مکانیسم تشکیل استفاده شود (Bau et al., 2014). دامنه تغییرات  $\sum REE$  در کانسنگ های مورد مطالعه در بازه ۵۷۰ تا ۱۲۱۸ گرم در تن (به طور متوسط ۷۶۷ گرم در تن) متغیر است. این بازه بیشتر از مقادیر مربوط به ذخایر منگنز دارای منشا گرمابی (کمتر از ۱۰۰ گرم در تن) و کمتر از مقادیر مربوط به ذخایر منگنز آبرزاد (بیشتر از

۱۰۰۰ گرم در تن) می‌باشد. در شکل ۱ الف الگوی توزیع لانتانیدها به هنجار شده به کندریت برای ذخایر منگنز گرمابی و ذخایر منگنز آزاد شناخته شده در دنیا (Fitzgerald, 2006) مقایسه شده است. مقایسه این دو الگو با الگوی توزیع لانتانیدهای به هنجار شده به کندریت برای کانسنگ‌های مورد مطالعه (شکل ۱ب) به وضوح نشان می‌دهد که روند توزیع لانتانیدها در کانسنگ‌های منگنز مزرعه بیشترین شباهت را به ذخایر منگنز گرمابی دارند، با این توضیح که میزان تمرکز لانتانیدها بیشتر از ذخایر گرمابی است. به نظر می‌رسد که تاثیر فرآیندهای دیاژنز بر روی کانسنگ‌های منگنز باعث این غنی‌شدگی شده است. بررسی‌های انجام شده حکایت از آن دارد که سیالات گرمابی پوسته‌ای دارای نسبت  $La/Ce$  مشابه آب دریا هستند (حدود ۲/۸). این در حالی است که این نسبت در سیالات آبزاد پوسته‌ای در حد ۰/۲۵ می‌باشد (Fitzgerald, 2006). نسبت یاد شده در کانسنگ‌های منگنز مورد مطالعه بازه تغییرات ۲/۲۰ تا ۱۲/۱۹ (به طور متوسط ۷/۷۷) است. این توصیفات نشان می‌دهند که منشأ گرمابی کانسار منگنز مزرعه نسبت به منشأ آبزاد محتمل‌تر است. از دیگر پارامترهای زمین‌شیمیایی که می‌توان برای تعیین تیپ کانه‌زایی منگنز استفاده نمود، نسبت‌های  $(La/Nd)_n$  و  $(Dy/Yb)_n$  می‌باشد. نسبت  $(La/Nd)_n$  برای سیالات گرمابی از ۳/۰ تا ۷/۴ و برای اکسیدهای پوسته‌ای منگنز از ۲/۷ تا ۴/۳ متغیر است. افزون بر این، نسبت  $(Dy/Yb)_n$  سیالات گرمابی در بازه ۰/۶-۲/۱ و برای اکسیدهای پوسته‌ای منگنز در بازه ۰/۴ الی ۱/۲ متغیر است (Nath et al., 1997). این دو نسبت در کانسنگ‌های مورد بررسی به ترتیب بین ۱/۵ تا ۲/۵۹ (به طور متوسط ۲) و ۰/۷۸ تا ۱/۵۱ (به طور متوسط ۱/۴۲) متغیر است (جدول ۱). این نسبت‌ها به وضوح خاستگاه گرمابی کانسار منگنز مزرعه را پیشنهاد می‌کنند.



شکل ۱ الف) الگوی توزیع REE به هنجار شده به کندریت برای ذخایر منگنز آزاد و گرمابی شناخته شده در دنیا (Ökstüz, 2011). ب) الگوی توزیع REE به هنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1989) برای کانسنگ‌های مورد مطالعه از کانسار مزرعه. مقایسه این دو الگو دلالت بر گرمابی بودن تیپ کانسار منگنز مزرعه دارد.

فراوانی  $Eu$  و  $Ce$  پارامتر بسیار مهمی برای تعیین و ارزیابی شرایط اکسیداسیون و احیای محیط تشکیل کانسنگ منگنز به شمار می‌رود. بی‌هنجاری منفی ضعیف  $Ce$  مختص مواد با منشأ آتشفشانی و سیالات گرمابی می‌باشد (Fleet et al., 1976). بی‌هنجاری منفی قوی  $Ce$  از شاخصه‌های قوی سیالات گرمابی دما پایین همانند زون‌های گسترش کف اقیانوس‌ها و نقاط داغ می‌باشد (Hodkinson et al., 1994). بی‌هنجاری مثبت  $Ce$  مربوط به اکسی‌هیدروکسیدهای کف دریای امروزی و گره‌گ‌های کف دریا است (Kunzendorf et al., 1994). بی‌هنجاری مثبت قوی  $Eu$  مختص سیالات گرمابی دما بالا (Michard, 1989) و بی‌هنجاری منفی  $Eu$  بیانگر واکنش ناکافی آب‌های زیرزمینی با سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی و یا دمای پایین سیالات گرمابی می‌باشد (Usui and Maita, 1995). در این پژوهش، برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری‌های  $Eu$  و  $Ce$  به ترتیب از معادلات  $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times Gd_n)^{0.5}$  و  $Ce/Ce^* = Ce_n / (La_n \times Pr_n)^{0.5}$  (Taylor and McLennan, 1985) استفاده گردید. در این دو معادله، حرف  $n$  به هنجار شدن عناصر نادر خاکی به کندریت را نشان می‌دهد (Taylor and McLennan, 1985). محاسبات انجام شده نشان داد که مقدار

بی‌هنجاری Ce در کانسنگ‌های مورد بررسی در بازه ۰/۱۱ الی ۰/۷۱ (به طور متوسط ۰/۲۲) در تغییر است که از این منظر به سیالات گرمابی دما پایین شباهت دارد. بازه تغییرات بی‌هنجاری Eu بین ۰/۷۲ تا ۰/۸۳ (به طور متوسط ۰/۷۳) است که به نوبه خود دمای پایین سیالات گرمابی ایجاد کننده کانسنگ‌های منگنز مزرعه را نشان می‌دهد.

جدول ۱) پارامترهای زمین‌شیمیایی محاسبه شده برای کانسنگ‌های منگنز مورد مطالعه.

|                      | B14   | B16   | D25   | D24   | B16b  | D25b   | D35   | A18b   | D36   | A20b  |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|
| $\Sigma\text{REE}$   | ۵۷۰/۶ | ۸۱۷/۶ | ۸۵۴/۸ | ۸۱۸/۶ | ۵۸۱/۲ | ۱۰۵۲/۹ | ۸۷۰/۴ | ۱۲۱۸/۱ | ۸۶۴/۷ | ۷۵۱/۲ |
| La/Ce                | ۹/۶   | ۱۰/۵۸ | ۵/۱۱  | ۸/۰۱  | ۱۲/۱۹ | ۶/۷۸   | ۸/۵۸  | ۱۰/۸   | ۴/۰۲  | ۷/۶۲  |
| (La/Nd) <sub>n</sub> | ۱/۹   | ۱/۹۳  | ۱/۸۸  | ۲/۰۷  | ۲/۰۳  | ۱/۸۷   | ۲/۰۵  | ۲/۰۳   | ۱/۷۵  | ۱/۹۲  |
| (Dy/Yb) <sub>n</sub> | ۱/۵۱  | ۱/۴۷  | ۱/۴۶  | ۱/۴۸  | ۱/۵۴  | ۱/۴۷   | ۱/۴۵  | ۱/۴۳   | ۰/۷۸  | ۱/۵   |
| Eu/Eu*               | ۰/۷۳  | ۰/۷۳  | ۰/۷۲  | ۰/۷۴  | ۰/۷۳  | ۰/۷۲   | ۰/۷۲  | ۰/۷۴   | ۰/۷۰  | ۰/۷۲  |
| Ce/Ce*               | ۰/۱۳  | ۰/۱۲  | ۰/۲۵  | ۰/۱۶  | ۰/۱۱  | ۰/۱۹   | ۰/۱۵  | ۰/۱۲   | ۰/۳۰  | ۰/۱۷  |

### ۳- نتیجه‌گیری

مهمترین نتایج بدست آمده از مطالعات کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی کانسار منگنز مزرعه واقع در جنوب غرب شهر ماکو، شمال استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران عبارتند از:

- ۱- کانسنگ‌های منگنز مزرعه به عنوان بخشی از کمپلکس افیولیتی خوی-ماکو، به صورت عدسی‌های منفصل در محل همبری بازالت‌های بالشی و آهک‌های پلاژیک توسعه یافته‌اند.
- ۲- کانی‌شناسی کانسنگ ساده بوده و مشتمل بر کانی‌های پیرولولزیت، مانگانیت، کریپتوملان، پسیلوملان، بروانیت، هماتیت و گوتیت می‌باشند. این کانی‌های فلزی توسط کانی‌های باطله نظیر کوارتز و کلسیت همراهی می‌شوند.
- ۳- پارامترهای زمین‌شیمیایی نظیر La/Ce، (La/Nd)<sub>n</sub> و (Dy/Nd)<sub>n</sub> حکایت از خاستگاه گرمابی کانسار مورد مطالعه دارند.
- ۴- رخداد بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce دلالت بر تشکیل و توسعه کانسار منگنز از سیالات گرمابی دما پایین دارد.
- ۵- الگوی توزیع لانتانیدها در کانسنگ‌های منگنز بیشترین شباهت را به ذخایر گرمابی دارد.
- ۶- بیشتر بودن مقدار REE در کانسنگ‌های مزرعه نسبت به ذخایر منگنز گرمابی شناخته شده و همچنین کمتر بودن میزان تمرکز لانتانیدها در کانسنگ‌های مزرعه نسبت به ذخایر منگنز آزاد شناخته شده نشان می‌دهند که عملکرد فرآیندهای دیاژنتیک نقش مهمی در افزایش میزان لانتانیدها در کانسنگ‌های منگنز گرمابی مزرعه دارند.

### ۴- قدردانی

این پژوهش از حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده که نگارندگان سپاس و قدردانی خود را از مسئولین اعلام می‌دارند.

### ۵- مراجع

Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J.R., Usui, A., 2014. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium: Chemical Geology 381, 1-9.



- Eftekharnjad, J., 1980. Separation of different parts of Iran in terms of construction status in relation to sedimentary areas: *Journal of the Oil Association* 82, 28–19.
- Fitzgerald, C.E., Gillis, K.M., 2006. Hydrothermal manganese oxide deposits from baby bare seamount in the Northeast Pacific Ocea: *Marine Geology* 225, 145–156.
- Fleet, H.J., Henderson, P., Kepme, D.D.C., 1976. Rare earth element and related chemistry of some drilled Southern Indian Ocean basalts and volcanogenic sediments: *Journal of Geophysics Research* 81, 4257–4268.
- Hodkinson, R.A., Stoffers P., Scholten, P., Cronan, D.S., Jeschke, G., Rogers, T.D.S., 1994. Geochemistry of hydrothermal manganese deposits from the Pitcairn Island hotspot, southeastern Pasific: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 5011–5029.
- Kunzendorf, H., Glasby, G.P., 1994. Minor and rare earth elements in manganese crusts and nodules and sediments from the Manihiki Plateau and adjacent areas: Results of HMNZS Tui Cruises: *Marine Georesources and Geotechnology* 12, 271–281.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processe: *Geological Society of London, Special Publication* 42, 313–345.
- Michard, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 745–750.
- Nabavi, M.H., 1976. An Introduction to the Geology of Iran: *Geological Survey of Iran Publication*, 1–105.
- Nath, B.N., Plüger, W.L., Roelandts, I., 1997. Geochemical constraints on the hydrothermal origin of ferromanganese encrustations from the Rodriguez Triple Junction, Indian Ocean. In: Nicholson, K., Hein, J.R., Bühn, B., Dasgupta, S. (Eds.), *Manganese mineralization: Geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits: Geological Society, London, Special Publication* 119, 199–211.
- Öksüz, N., 2011. Geochemical characteristics of the Eymir (Sorgun-Yozgat) manganese deposits, Turkey: *Journal of Rare Earths* 29, 287–296.
- Taylor, Y., McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*, 1st ed. Oxford, UK: Blackwell.
- Usui, A., Mita, N., 1995. Geochemistry and mineralogy of a modern buserite deposit from a hot spring in Hokkaido, Japan: *Clays and Clay Minerals* 43, 116–127.

# بررسی افق‌های پرفسیل سازند روته (پرمین میانی) با توجه به تغییرات سطح آب دریا در البرز مرکزی

فروغ عباساقي

دانش آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

Forough.saghi@um.ac.ir

## چکیده

سازند روته با لیتولوژی کربناته به عنوان دومین واحد رسوبی پرمین در رشته کوه‌های البرز گسترش دارد. با توجه به پیشروی دریای پرمین در زمان رسوبگذاری سازند روته (پرمین میانی)، شرایط مساعدی برای زندگی موجودات دریایی فراهم شده است. در مطالعات صحرایی گاهی ماکروفسیل‌ها به صورت افق‌های پرفسیل مشاهده می‌شوند. این افق‌ها با توجه به خصوصیات تافونومی و رسوب‌شناسی به چهار نوع باقیمانده، برج، رویدادی و مرکب قابل تقسیم هستند. شواهد موجود نشان می‌دهد که تشکیل این افق‌ها متأثر از انرژی هیدرودینامیکی محیط و تغییرات سطح آب دریا بوده است. افق‌های نوع باقیمانده و برج معمولاً به ترتیب در ابتدا و انتهای دسته رخساره‌های پیشروی مشاهده می‌شوند. افق‌های پرفسیل نوع رویدادی و مرکب در تطابق با دسته رخساره‌های تراز بالا بوده و تشکیل آنها به ترتیب در شروع و انتهای این دسته رخساره‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: سازند روته، البرز، افق پرفسیل، پرمین

## Abstract

The Ruteh Formation is characterized by a carbonate lithology and is considered a second Permian unit in the Alborz Mountain. Regarding the increase of sea level during the deposition of the Ruteh Formation (Middle Permian), a favorable condition was provided for the living of marine organisms. Based on outcrop observations, in some intervals, the macrofossils are seen as shell beds. According to the taphonomic and sedimentologic features, four types of shell beds are identified in the Ruteh Formation, including lag concentration, hiatal concentration, event concentration, and composite concentration. The evidence shows that the development of the shell beds has been influenced by environmental hydrodynamic energy and sea-level changes. The lag and hiatal are usually formed simultaneously with transgressive system tracts in the bottom and up parts, respectively. However, the event and composite concentrations are usually within the lower and upper layers of the highstand system tracts, respectively.

**Key words:** Ruteh Formation, Alborz, shell bed, Permian

## ۱- مقدمه

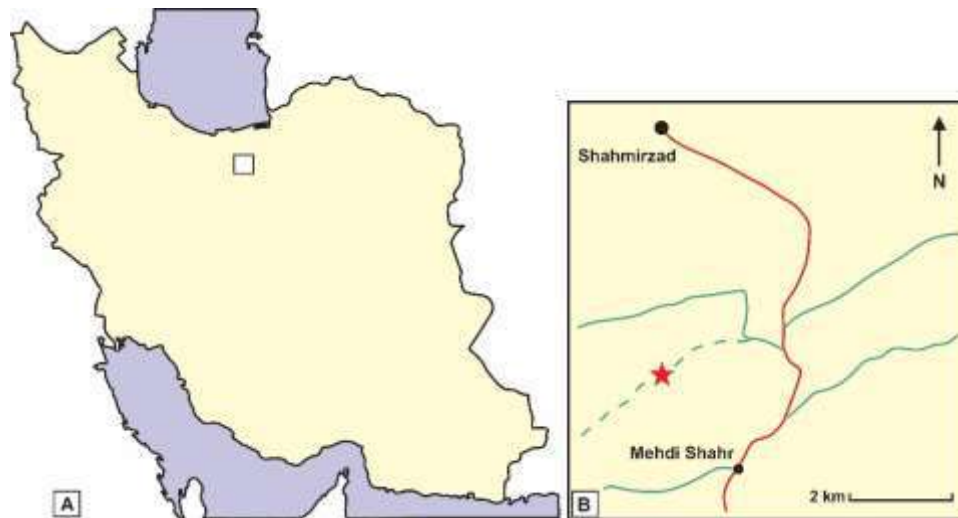
پیشروی گسترده‌ی دریا بعد از رخداد زمین‌ساختی هرسی‌نین در اواخر کربونیفر و اوایل پرمین شرایط مساعدی را برای رسوبگذاری توالی‌های پرمین در رشته کوه‌های البرز در شمال ایران فراهم کرده است. این توالی‌ها به ترتیب شامل سازندهای دورود (پرمین پیشین)، روته (پرمین میانی) و نسن (پرمین پسین) هستند. سازند دورود با رسوبات مختلط آواری-کربناته شاخص محیط‌های قاره‌ای تا حد واسطه است. در پرمین میانی سطح آب دریا به بالاترین حد خود رسیده و این مساله منجر به گسترش سازند کربناته روته در یک محیط دریایی شده است. در انتهای پرمین با کاهش مجدد سطح آب دریا، سازند نسن با رسوباتی از نوع کربناته و آواری رسوبگذاری کرده است. مرز پرمین و تریاس در بیشتر نواحی البرز با یک افق لاتریتی-بوکسیتی قابل تفکیک است.

با توجه به گسترش محیط دریایی در زمان رسوبگذاری سازند روته، تنوع موجودات دریایی در این زمان افزایش قابل توجهی داشته است. این موجودات شامل انواعی از فرامینیفرها، جلبک‌های آهکی، دوکفه‌ای، بریوزویر، براکیوپودها، خارپوستان و مرجان‌ها هستند که در محیط‌های مختلف کم عمق تا عمیق دریایی زندگی می‌کرده‌اند. در توالی‌های سازند روته، گاهی بقایای این فسیل‌ها در مطالعات صحرایی به صورت افق‌های پرفسیل مشاهده می‌شوند. براساس پژوهش‌های کیدول (Kidwell, 1991)، به لایه‌هایی که تجمع فسیل‌های بی‌مهرگان با اندازه‌ای درشت‌تر از ۲ میلی‌متر در آنها زیاد است، افق‌های پرفسیل اطلاق می‌شود. بررسی این افق‌ها از جنبه‌های مختلف تافونومی مثل تنوع، تعداد و اندازه فسیل‌ها، میزان خردشدگی، جهت‌یابی و آرایش دانه‌های اسکلتی، الگوی گسترش افقی و قائم، سطح تماس بالا و پایین لایه‌ها اطلاعات ارزشمندی را در مورد شرایط فرآیندهای هیدرودینامیکی و فعالیت‌های زیستی در اختیار

ما قرار می‌دهند. عوامل مختلفی مثل میزان رسوبگذاری، انرژی امواج و جریان‌ها و تغییرات سطح آب دریا نقش زیادی در تشکیل این افق‌ها دارند (Abboott, 1997; Fürsich and Pandey, 2003; Fürsich et al., 2018; Kroth et al., 2021). در این پژوهش تلاش شده است تا با شناسایی و بررسی خصوصیات تافونومی افق‌های پرفسیل در یکی از برش‌های سازند روته، رابطه‌ای برای ایجاد این افق‌ها، تفسیر توالی‌های رسوبی، الگوی برانبارش و تغییرات سطح آب دریا برقرار کرد.

## ۲- موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

برش رسوبی مورد مطالعه از سازند روته در ۲۰ کیلومتری شمال‌غربی شهر سمنان و در فاصله یک کیلومتری شمال مهدی‌شهر در موقعیت جغرافیایی ۳۵°۴۳' عرض شمالی و ۵۳°۲۰' طول شرقی واقع شده و بخشی از رشته کوه‌های البرز مرکزی محسوب می‌شود (شکل ۱). سازند روته در این برش یک لیتولوژی کاملاً کربناته دارد. سازند روته در این برش ۱۰۵ متر ضخامت دارد و با توجه به مطالعات فسیل‌شناسی از وردین تا کاپیتانین (پرمین میانی) رسوبگذاری کرده است (چگینی، ۱۳۹۸). در این منطقه سازند روته با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند دورود رسوبگذاری کرده است. رسوبات پرمین بالایی در این منطقه رسوبگذاری نکرده‌اند، بنابراین سازند روته بواسطه‌ی یک افق لاتریتی-پوکسیتی از سازند الیکا (تریاس زیرین) جدا می‌شود.



شکل ۱- (A) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران، (B) راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه از سازند روته که با ستاره مشخص شده است.

## ۳- نتایج

### ۳-۱ افق‌های پرفسیل

با توجه به خصوصیات تافونومی و رسوب‌شناسی چهار نوع افق پرفسیل در سازند روته شناسایی شده است:

#### ۳-۱-۱-۱ تجمعات باقی‌مانده (Lag concentration)

این نوع تجمع فسیلی حالت لایه‌ای داشته و از پوسته‌های جانوری مختلف اما با تنوع پایین تشکیل شده است. ضخامت این لایه‌ها معمولاً از ۲۰-۳۰ سانتی‌متر متغیر است و دارای گسترش جانبی هستند. سطح تماس پایینی آنها مشخص و به صورت فرسایشی بوده، اما مرز بالایی آنها حالت تدریجی دارد. فسیل‌های موجود در این تجمع، جهت‌گیری خاصی نداشته و بهم‌ریختگی بالا و خردشدگی زیادی نشان می‌دهند و همچنین درجات متغیری از حفظ‌شدگی را نشان

می‌دهند. جورشدگی در آنها متوسط تا ضعیف است. تراکم فسیل‌ها نیز متوسط تا زیاد است. فسیل‌های موجود در این افق در سازند روته معمولاً از نوع براکیوپود، خارپوست و گاستروپود هستند (شکل ۲-۲). گاهی پوسته‌های فسیلی دوکفه‌ای و براکیوپود تحذب رو به بالا دارند.

### ۳-۱-۲ تجمعات برج (Hiatal concentration)

تجمعات فسیلی برج معمولاً به صورت لایه‌هایی با ضخامت ۱۰-۵ سانتی‌متر و با گسترش جانبی تشکیل شده‌اند. مرز پایینی این افق‌ها حالت تدریجی داشته اما مرز بالایی آنها مشخص و ناگهانی است. تنوع فسیلی در این افق‌ها بیشتر بوده و معمولاً شامل خارپوست، جلبک‌های آهکی، براکیوپود، بریوزوئر هستند (شکل ۲-۲). پوسته‌های فسیلی در اندازه‌های متفاوت و با جورشدگی ضعیف مشاهده می‌شوند، اما میزان خردشدگی و سایش در آنها کمتر بوده و حفظ‌شدگی خوبی نشان می‌دهند. براکیوپودهایی که سالم هستند، هم تحذب رو به بالا و هم تحذب رو به پایین دارند و گاهی آثار حفاری و بورینگ در آنها مشاهده می‌شود و تزئینات سطحی خود را حفظ کرده‌اند. این فسیل‌ها به صورت پراکنده تا متراکم در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند.

### ۳-۱-۳ تجمعات رویدادی (Event concentration)

تجمعات رویدادی به صورت لایه‌هایی با ضخامت ۳۰-۱۰ سانتی‌متر با تنوع و فراوانی جانوری کم تشکیل شده‌اند. مرز پایینی در این افق‌ها حالت تدریجی و یا ناگهانی دارد، اما مرز بالایی تنها به صورت تدریجی مشاهده شده است. این تجمع فسیلی هم به صورت عدسی و هم لایه‌ای شناسایی شده است. جورشدگی متوسط تا نسبتاً خوب است و پوسته‌ها معمولاً حفظ‌شدگی خوبی نشان می‌دهند و به صورت پراکنده در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. فسیل‌های شناسایی شده در این افق، جلبک‌های آهکی، خارپوست، دوکفه‌ای، بریوزوئر و براکیوپود هستند (شکل ۲-۲).

### ۳-۱-۴ تجمعات مرکب (Composite concentration)

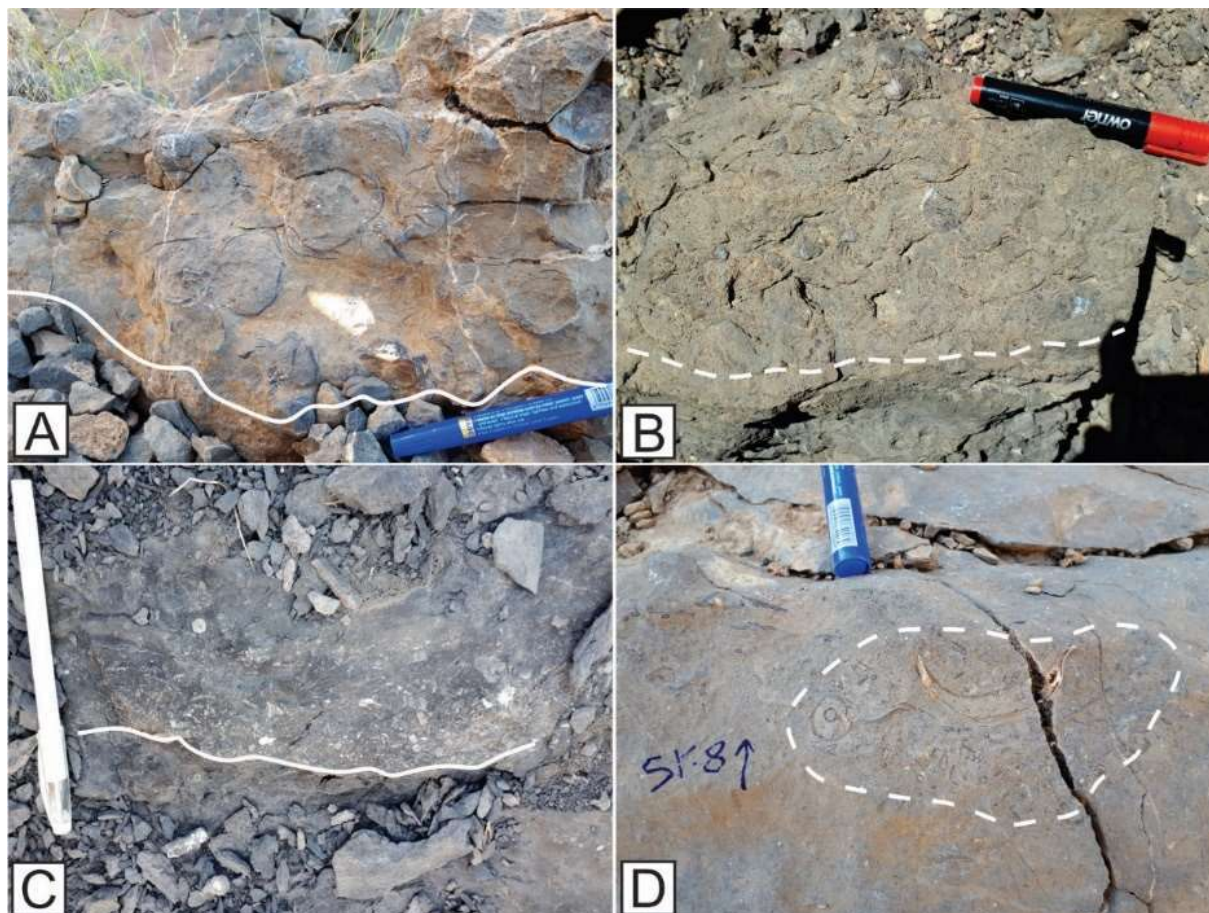
این افق‌های پرفسیل دارای ضخامتی بین ۴۰-۲۰ سانتی‌متر بوده و از نظر تنوع جانوری متغیر هستند. معمولاً به صورت عدسی شکل مشاهده شده‌اند، اما گاهی به حالت لایه‌ای نیز درآمده‌اند. مرز پایینی آنها معمولاً مشخص و مرز بالایی آنها تدریجی است. پوسته‌های فسیلی در اندازه‌های متوسط تا درشت مشاهده می‌شوند و بدون نظم مشخصی به صورت پراکنده و با تراکم پایین کنار هم قرار گرفته‌اند. میزان خردشدگی و درجه سایش در این افق‌ها پایین تا نسبتاً زیاد است. مجموعه فسیل‌های این افق مشابه با افق رویدادی هستند (شکل ۲-۲).

### ۳-۲ آنالیز رخساره‌ای و چینه‌نگاری سکاسی

آنالیز رخساره‌ای سازند روته منجر به شناسایی ریزرخساره‌های مختلف شده که از قسمت‌های کم عمق تا عمیق گسترش داشته‌اند. ماسه‌سنگ نوع کوارتزآرنایت (T1) و مادستون تا دولومادستون (T2) در محیط جزر و مدی رسوبگذاری کرده‌اند. ریزرخساره‌های پکستون بیوکستی جلبک‌دار (L1)، و کستون دازی کلاداسه‌آ دار (L2)، و کستون بیوکستی دارای آشفستگی زیستی (L3) و کستون پلوتیدی (L4) متعلق به محیط تالاب هستند و گسترش قابل توجهی نشان می‌دهند. ریزرخساره‌های گرینستون-پکستون جلبکی (Sh1) و گرینستون-پکستون بیوکست‌دار (Sh2) در محیط سدی با ضخامت محدود تشکیل شده‌اند. ریزرخساره‌های و کستون-پکستون توبی‌فیتس‌دار (O1)، و کستون ژیمنو‌کودیا‌سه‌آ دار (O2)، و کستون بیوکستی فرامینیفردار (O3)، و کستون-پکستون بیوکستی دارای سوزن اسفنج (O4) و مادستون بیوکست‌دار (O5) در بخش‌های کم عمق تا عمیق دریای باز رسوبگذاری کرده‌اند (شکل ۳).

بررسی تغییرات رخساره‌ای منجر به شناسایی دو سکانس رده سوم در سازند روته شده است. سکانس رسوبی اول (SQ-A) به سن وردین با ضخامت ۳۸ متر با ناپیوستگی فرسایشی نوع اول از سازند دورود جدا شده است. سکانس رسوبی اول از چهار سکانس رده چهارم (SQ-A1, SQA2, SQ-A3, SQ-A4) تشکیل شده است. سکانس رسوبی دوم (SQ-B) به سن کاپیتانین دارای ۶۷ متر ضخامت می‌باشد. مرز پایینی سکانس دوم با سکانس اول از نوع ناپیوستگی فرسایشی نوع دوم بوده اما مرز بالایی آن به علت وجود افق لائرتی-بوکستی یک ناپیوستگی نوع اول در نظر گرفته می‌شود. این سکانس نیز از چهار سکانس رده چهارم (SQ-B1, SQ-B2, SQ-B3, SQ-B4) تشکیل شده است. سکانس‌های رده سوم و رده چهارم شناسایی شده از دسته رخساره‌ی پیشروی و دسته رخساره‌ی تراز بالا تشکیل شده‌اند (شکل ۴).

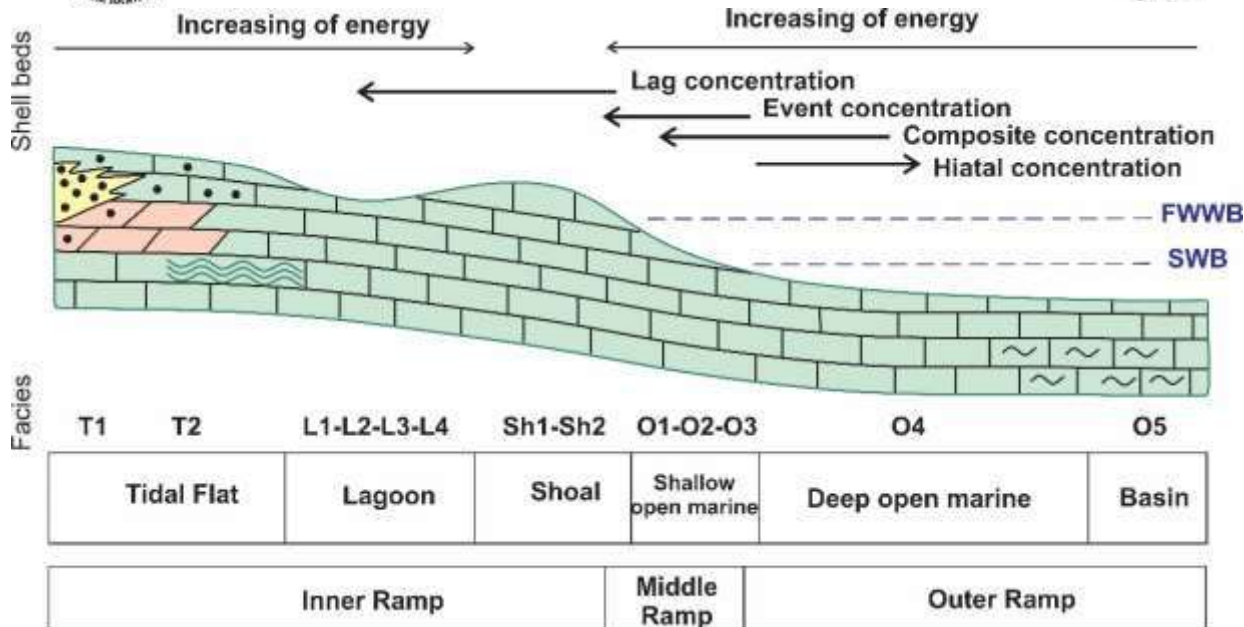




شکل ۲- انواع افق‌های پرفسیل در سازند روته (A) تجمعات باقی‌مانده، (B) تجمعات برج، (C) تجمعات رویدادی، (D) تجمعات مرکب

#### ۴- بحث

با توجه به آنالیز رخساره‌ای، چهار کمر بند رخساره‌ای جزر و مدی، تالاب، سد و دریای باز در سازند روته شناسایی شده که منعکس کننده فازهای مختلف رسوبگذاری در طی تکامل یک رمپ کربناته هستند (بسطامی، ۱۳۹۷؛ چگینی، ۱۳۹۸؛ عباس‌ساقی، ۱۴۰۱). با توجه به موقعیت موجسار هوای آرام و طوفانی این رمپ کربناته به سه قسمت داخلی، میانی و بیرونی قابل تقسیم است. تطابق افق‌های پرفسیل با انواع کمر بندهای رخساره‌ای نشان می‌دهد که خصوصیات تافونومی و رسوب‌شناسی انواع افق‌های پرفسیل تا حد زیادی به انرژی محیط، فرآیندهای هیدرودینامیکی و تغییرات سطح آب دریا وابسته است. توزیع افق‌های پرفسیل در رمپ کربناته سازند روته در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۳- توزیع انواع افق‌های پرفسیل در رمپ کربناته سازند روته

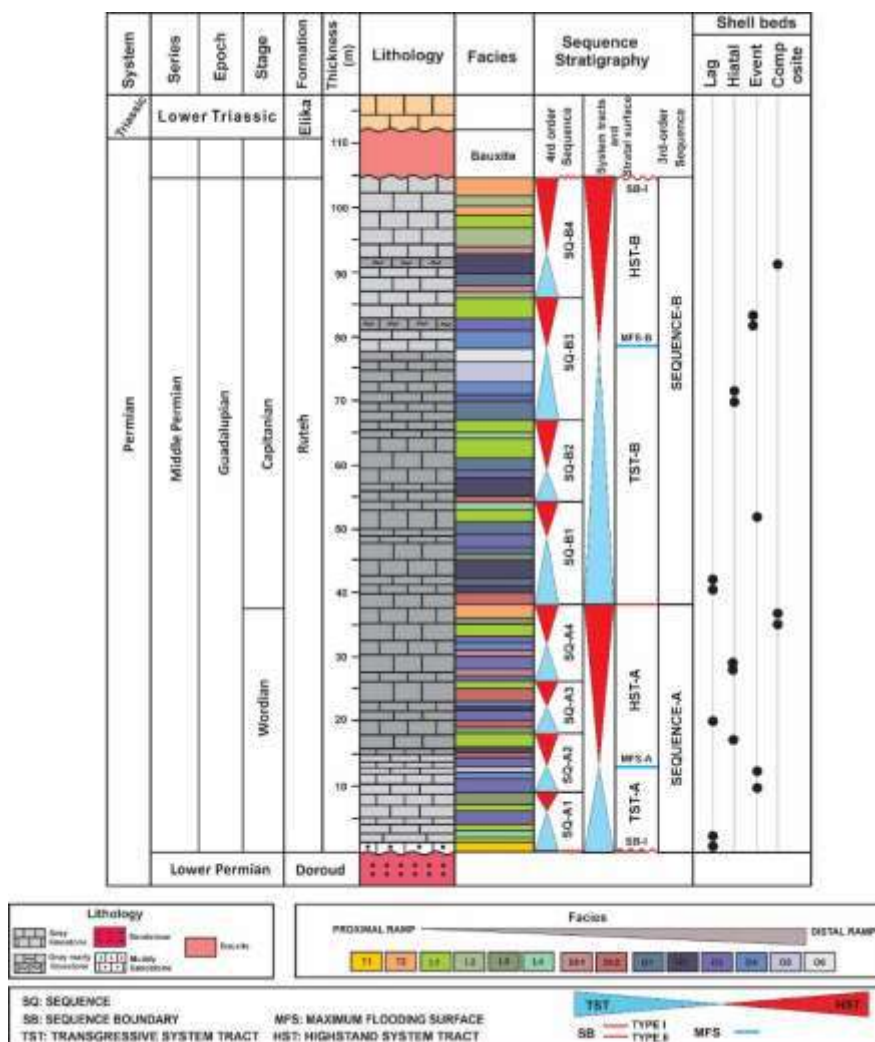
ریزرخساره‌های متعلق به تجمع فسیلی باقی‌مانده بیشتر مربوط به محیط سدی در رمپ داخلی و بالای FWB هستند. شواهد موجود نشان می‌دهد که این افق‌های پرفسیل در شرایط پر انرژی با نرخ رسوبگذاری پایین تشکیل شده‌اند و مهم‌ترین عامل تشکیل آنها فرآیندهای فیزیکی غالب در محیط بوده است. ویژگی‌های افق پرفسیل برجا حاکی از رسوبگذاری در محیط‌های کم انرژی با نرخ رسوبگذاری پایین و تامین بالای مواد غذایی است. ریزرخساره‌های متعلق به این تجمع فسیلی مربوط به رمپ بیرونی و پایین SWB هستند. این فسیل‌ها جابجایی کمی داشته و یا مدت زمان انتقال آنها کوتاه بوده است. عامل کنترل‌کننده اصلی در تشکیل این افق‌ها زمان می‌باشد (شرفی و موسوی حرمی، ۱۴۰۰). در سازند روته ریزرخساره‌های متعلق به تجمع فسیلی رویدادی مربوط به محیط رمپ میانی و بالای SWB هستند. از آنجا که این بخش از محیط در معرض نوسانات انرژی دریایی قرار داد، با توجه به شواهد موجود این افق پرفسیل در شرایطی با انرژی پایین رسوبگذاری و فعالیت پایین جریان‌ات دریایی تشکیل شده است. میزان جابجایی پوسته‌های فسیلی نیز کم بوده است. در مورد تجمعات مرکب باید گفت ریزرخساره‌های متعلق به این تجمع فسیلی در رمپ میانی و بیرونی و در بالا و پایین SWB تشکیل شده‌اند. فرآیندهای فیزیکی مثل امواج و جریان‌ها در تجمع این فسیل‌ها نقش داشته‌اند، بنابراین شرایط پر انرژی و نرخ رسوبگذاری بالا منجر به افزایش فرسایش زیستی، کاهش تنوع و فراوانی موجودات و همچنین آرایش نامنظم فسیل‌ها شده است. گاهی تشکیل این افق‌های پرفسیل به رسوبگذاری کوتاه مدت در طی حوادث طوفانی و سریع نسبت داده می‌شود.

بررسی افق‌های پرفسیل در چارچوب آنالیز چینه‌نگاری سکansı نشان می‌دهد که افق‌های پرفسیلی که همزمان با گسترش دسته رخساره‌های پیشروی و همزمان با افزایش سطح آب دریا تشکیل شده‌اند، از نظر خصوصیات تافونومی با افق‌های پرفسیلی که در زمان کاهش سطح آب دریا در دسته رخساره‌های تراز بالا تشکیل شده‌اند متفاوت هستند. از مهم‌ترین افق‌های پرفسیلی که در سازند روته در زمان پیشروی و پسروی سطح آب دریا توسعه پیدا کرده‌اند، می‌توان به این موارد اشاره کرد:

در سکانس اول در SQ-A1 در بخش‌های پایینی که نشان‌دهنده شروع پیشروی است یک افق پرفسیل از نوع باقیمانده دارای دوکفه‌ای‌های بزرگ با تحذب رو به بالا و کمی جلبک آهکی مشاهده می‌شود. در بخش‌های پایینی SQ-A2 یک افق پرفسیل نوع رویدادی با فسیل‌های پراکنده از نوع جلبک آهکی وجود دارد. این فسیل‌ها به صورت عدسی شکل با جورشدگی و حفظ شدگی نسبتاً خوب در کنار یکدیگر قرار دارند. یک افق پرفسیل در بخش‌های بالایی SQ-A2 از نوع برجا و متشکل از فسیل‌های متنوع مثل جلبک آهکی، براکیوپود و خارپوست وجود دارد. همزمان با نوسانات سطح آب دریا در SQ-A3 تجمع فسیل‌های خردشده براکیوپود و خارپوست در بعضی از لایه‌ها، افق‌های پرفسیل نوع باقیمانده را تشکیل داده‌اند. در SQ-A4 در دسته رخساره پیشروی

افق پرفسیل نوع برجا مشاهده می شود. در این افق، فسیل های متنوع مثل دوکفه ای، براکیوپود و بریوزوئر با اندازه های متفاوت و حفظ شدگی نسبتاً خوب و به صورت متراکم با گسترش جانبی مشاهده می شوند. اما در دسته رخساره تراز بالای این سکانس رده چهارم، فسیل های جلبک آهکی، گاستروپود و دوکفه ای با جورشدگی بد و آرایش بی نظم تشکیل افق های پرفسیل نوع مرکب را داده اند.

در سکانس دوم گسترش افق های پرفسیل کمتر است. در SQ-B1، مطابق با شروع دسته رخساره پیشروی، افق باقیمانده با خرده های خارپوست، براکیوپود و بریوزوئر شناسایی شده است. در دسته رخساره تراز بالای این سکانس افق پرفسیل از نوع رویدادی به صورت لایه ای تشکیل شده است. این افق بیشتر حاوی اجزای اسکلتی دوکفه ای، بریوزوئر و جلبک با جورشدگی متوسط تا خوب است. در توالی های رسوبی SQ-B2 هیچ گونه افق پرفسیل مشاهده نشده است. همزمان با شروع پیشروی در SQ-B3 اجزای اسکلتی متنوع با حفظ شدگی خوب و اندازه های مختلف در کنار یکدیگر یک افق پرفسیل نوع برجا را تشکیل داده اند. در حالیکه در دسته رخساره تراز بالای این سکانس افق های پرفسیل با تراکم کم و به صورت عدسی شکل بوده و بنابراین از نوع رویدادی هستند. در SQ-B4 تنها در دسته رخساره پیشروی افق پرفسیل از نوع مرکب با تراکم متوسط و به صورت عدسی قابل شناسایی است.



شکل ۴- آنالیز چینه نگاری سکانسی سازند روته در برش مورد مطالعه. رخساره های رسوبی، سکانس های رده سوم و چهارم و توزیع افق های پرفسیل در شکل نشان داده شده است.

## ۵- نتیجه‌گیری

آنالیز رخساره‌ای سازند روته در برش مورد مطالعه منجر به شناسایی سیزده رخساره رسوبی در زیرمحیط‌های جزر و مدی، تالاب، سد و دریای باز یک رمپ کربناته شده است. در طی مطالعات صحرایی، چهار نوع افق پرفسیل باقیمانده، برج، رویدادی و مرکب شناسایی شده است. مطالعات چینه‌نگاری سکansı نشان می‌دهد که سازند روته از دو سکانس رده سوم به سن وردین تا کاپیتانین و هشت سکانس رده چهارم تشکیل شده است. تلفیق این داده‌ها حاکی از تاثیر نوسانات آب دریا و انرژی محیط در تشکیل انواع افق‌های پرفسیل در سازند روته است. در این مطالعه مشخص شده است که تجمع باقیمانده معمولاً در رخساره‌های رمپ داخلی و همزمان با شروع پیشروی سطح آب دریا و در ابتدای دسته رخساره‌ی پیشروی مشاهده می‌شود. تجمع فسیلی برج معمولاً در رخساره‌های رمپ میانی تا بیرونی وجود دارد و در آنالیز چینه‌نگاری سکansı در بخش‌های انتهایی دسته رخساره‌ی پیشروی و گاهی در نزدیکی بیشترین سطح غرقابی قابل شناسایی است. افق پرفسیل نوع رویدادی همزمان با رخساره‌های پرانرژی رمپ داخلی و میانی مثل محیط‌های سدی و کم عمق دریای باز قابل ردیابی بوده و با توجه به تغییرات سطح آب دریا در بخش‌های پایینی دسته رخساره‌های تراز بالا مشاهده می‌شود. افق پرفسیل نوع مرکب نیز در دسته رخساره‌های تراز بالا و گاهی در نزدیکی مرزهای سکansı تشکیل شده است.

## ۶- منابع

بسطامی بندپی، ل.، ۱۳۹۷. محیط رسوبی، دیاژنز و تغییرات سطح آب دریا در سازندهای دورود و روته در البرز مرکزی (برش‌های خور-دورود-سنگسر-مکارود). رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۵۳۹ صفحه.

چگینی، ع.، ۱۳۹۸. چینه‌نگاری سکansı سازند روته در پهنه البرز مرکزی، رساله دکترا، دانشگاه لرستان، ۴۳۰ صفحه.

شرفی، م.، موسوی حرمی، ر.، ۱۴۰۰. چینه‌نگاری سکansı کاربردی، ۴۳۰ صفحه.

عباساقی، ف.، ۱۴۰۱. چینه‌نگاری سکansı و تفسیر جغرافیای دیرینه سازند روته در البرز شرقی و مرکزی. رساله دکترا، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۰۰ صفحه.

Abbott, S.T., 1997. Mid-cycle shell beds from Mid-Pleistocene cyclothems, New Zealand: implications for sequence architecture. *Sedimentology* 44, 805-824.

Kidwell, S.M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. In: Allison, P.A., Briggs, D.E.G. (Eds.), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*, New York, Plenum Press, pp. 115-209.

Fürsich, F. T., Pandey, D.K., 2003. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Kachchh, western India. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 193, 285-309.

Fürsich, F.T., Custodio, M.A., Matos, S.A., Hethke, M., Quaglio, F., Warren, L.V., Assine, M.L., Simoes, M.G., 2018. Analysis of a Cretaceous (late Aptian) high-stress ecosystem: The Romualdo Formation of the Araripe Basin, northeastern Brazil, *Cretaceous Research* 95, 268-296.

Kroth, M., Borghi, L., Bobco, F.E.R., Araujo, B.C., Silveira, L.F., Duarte, G., Ferreira, L.O., Guerra-Sommer, M., Mendoca, J.O., 2021. Aptian shell beds from the Romualdo Formation (Araripe Basin): Implications for paleogeographic reconstruction of the Northeast of Brazil. *Sedimentary Geology* 426, 106025.

## نقش کانی شناسی زیست محیطی در مدیریت باطله های معدنی

صفیه حسن زاده<sup>۱\*</sup>، حسین پیر خراطی<sup>۲</sup>، معصومه آهنگری<sup>۳</sup>، فرخ اسدزاده<sup>۴</sup>

۱: دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

hasanzadsafye@yahoo.com

۲: دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

h.pirkharrati@urmia.ac.ir

۳: استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ایران

m.ahangari@urmia.ac.ir

۴: دانشیار، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ایران

farrokhasadzadeh@gmail.com

### چکیده

زمان، تلاش و پول قابل توجهی توسط صنعت معدن کاری جهت پیش بینی احتمال تولید اسید و سایر آلاینده های محیطی صرف می شود. همچنین عیار متوسط برخی از عناصر صنعتی در بخش بزرگی از باطله های معدنی دپو شده با پیشرفت تکنولوژی می تواند از نظر اقتصادی مقرون به صرفه بوده و در نتیجه شناسایی کانی های اولیه و کانی ها ثانویه تولید شده بعد از دپو شدن، می تواند در استحصال این عناصر کمک شایانی نماید. بعلاوه، با توجه به اینکه pH و Eh پساب اسیدی عمدتاً توسط اکسیداسیون سولفیدهای فلزی تولید کننده اسید و انحلال کانی های خنثی کننده اسید کنترل می شود، به این دلیل شناسایی فازهای کانیایی اولیه و ثانویه موجود در باطله های معدنی دپو شده جهت پیش بینی تولید زهاب اسیدی و خنثی سازی آن اهمیت دارد. به همین علت معدن کاری نوین به نقش کانی شناسی در دپوهای باطله های قدیمی اهمیت داده است.

واژه های کلیدی: کانی شناسی، باطله معدن، محیط زیست

### Abstract

Considerable time, effort and money are spent by the mining industry to predict the possibility of acid production and other environmental pollutants. Also, the average grade of some industrial elements in a large part of the deposited mineral tailings with technological progress can be economically affordable, and as a result of the identification of primary ores and secondary minerals produced after being deposited, It can help in extracting these elements. In addition, considering that the pH and Eh of acidic wastewater are mainly controlled by the oxidation of acid-producing metal sulfides and the dissolution of acid-neutralizing minerals, for this reason, identifying the primary and secondary mineral phases present in the waste Covered minerals are important for predicting the production of acidic sewage and its neutralization. For this reason, modern mining has given importance to the role of mineralogy in old mine waste deposits.

**Key words:** mineralogy, mine waste, environment

## ۱- مقدمه

استفاده از خصوصیات کانی‌شناسی برای باطله‌های معدنی، منجر به بهبود ارزیابی ریسک، هدایت برنامه‌ریزی مناسب برای معادن فعال و بهینه‌سازی طراحی اصلاح در معادن بسته یا متروک می‌شود. خصوصیات کانی‌ها، به ویژه فازهای سولفیدی و کربناتی برای پیش‌بینی پتانسیل زهکشی زهاب اسیدی مهم است. یکی دیگر از نتایج ارزشمند از مطالعات کانی‌شناسی باطله معدن، درک پایداری مواد معدنی فعال و دارای فلز تحت شرایط مختلف اکسایشی و احیایی است (Khorasanipour et al, 2011). فعل و انفعالات آب و کانی از جمله فرآیندهای اساسی کنترل‌کننده‌ی رهاسازی عناصر بالقوه سمی از باطله‌های معدن هستند. بنابراین، برای درک واکنش‌های شیمیایی درگیر، مهم است که جزئیات مواد معدنی (مانند کانی‌ها) موجود در مواد تازه و هوازده مشخص گردد. این دانش کاربرد مستقیمی در مدیریت پسماندهای معدنی دپو شده دارد. به طور خاص، شکل جامد یک عنصر نگران‌کننده بوده و شرایط ژئوشیمیایی غالب نقش مهمی در تحرک محیطی (به عنوان مثال حلالیت و جذب-واجذبی) و خطر برای سلامت محیط و انسان ایفا می‌کند. اگرچه فازهای بی‌شکل و مصنوعی تولید شده طبق تعریف «کانی» (یعنی مواد متبلور طبیعی) نیستند، با این وجود پرهزینه‌ترین و جدی‌ترین مشکلات زیست‌محیطی مرتبط با استخراج و آسیاب سنگ معدن فلزی، زهکشی سنگ اسیدی و شستشوی فلزات مرتبط در نظر گرفته می‌شوند. هزینه‌های برآورد شده برای کل بدهی جهانی مرتبط با اصلاح فعلی و آتی زهاب اسیدی تقریباً ۱۰۰ میلیارد دلار است (Termbely and Hogan, 2001). افزایش نرخ هوازدهی کانی‌ها در نتیجه فرآیندهای استخراج بدلیل افزایش سطح سنگ و سطوح کانی در معرض آب و اکسیژن صورت می‌گیرد. کانی‌شناسی باطله‌های معدنی با توجه به دلایلی همچون ۱- تعیین فراوانی نسبی و واکنش‌پذیری سولفیدهای تولیدکننده اسید و مواد معدنی مرتبط و ۲- وجود مواد معدنی خنثی‌کننده مرتبط موجود در باطله معدنی یا متعاقباً به آنها اضافه شده اند، کنترل‌های اساسی را بر روی (Metal leaching/ Acid rock drainage) ML/ARD فراهم می‌کند (Plumlee, 1999). پیش‌بینی کیفیت زهاب اسیدی منجر به ایجاد درک درستی از ژئوشیمی کانسار و باطله معدنی است که به زهاب قابل دید زمان حال و آینده در معادن مربوط می‌شود. از اینرو با توجه به اهمیت کانی‌شناسی در باطله‌ها و محیط‌های معدنی، کانی‌شناسی باید نقش کلیدی در تمام مراحل تکامل برنامه مدیریت محیط زیست داشته باشد (مثلاً Maest et al., 2005).

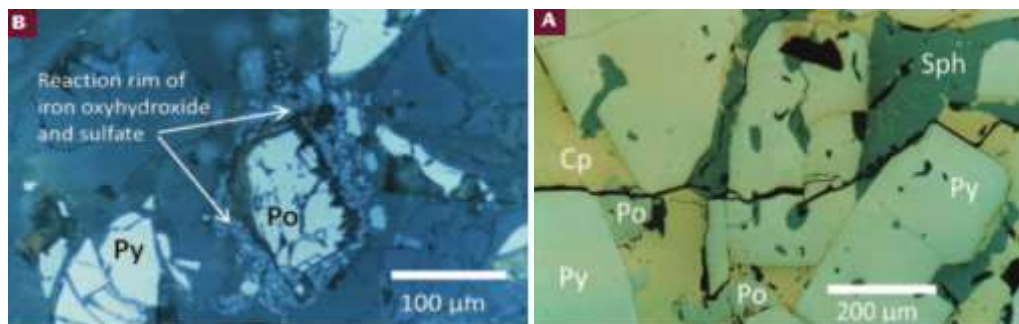
## ۲- کانی‌شناسی زیست‌محیطی

کانی‌شناسی زیست‌محیطی در واقع علمی است که کانی‌شناسی را با علوم زیستی، ژئوشیمی زیست‌محیطی، ژئوشیمی سطحی/داخلی، و ژئومیکروبیولوژی با تمرکز بر تعاملات کانی‌ها با جو، زیست کره و آب کره ادغام می‌کند. کانی‌شناسی زیست‌محیطی در دهه گذشته در پاسخ به این موضوع که مواد معدنی به طرق مهمی با اکوسیستم جهانی مرتبط هستند توسعه یافته است. و نقش بسیار مهمی در مدیریت باطله‌های معدنی دارد (Brown et al., 2011). کانی‌شناسی زیست‌محیطی، داده‌های مختلفی را در مورد واکنش‌های شیمیایی و ژئوشیمیایی باطله‌ها ارائه می‌دهد. این داده‌ها می‌تواند بعنوان یک منبع جهت پیش‌بینی کیفیت آب، مسیرهای واکنشی در زون اکسیدی هوازده بوده و جهت ارائه راهکارهای اصلاحی ممکن استفاده شود.

### ۲-۱- انواع کانی‌ها در باطله معدنی

کانی‌ها و دیگر ترکیبات جامد موجود در باطله معدنی به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: ۱- کانی‌های اولیه غیرسولفیدی؛ ۲- کانی‌های اولیه سولفیدی؛ ۳- ترکیبات تولید شده در اثر فرایندهای استخراج؛ ۴- کانی‌های ثانویه تشکیل شده در اثر هوازدهی (Lottermoser, 2010). کانی‌های ثانویه‌ای که بیشترین مشکلات زیست‌محیطی را سبب می‌گردند در نتیجه ی هوازدهی کانی‌های سولفیدی اولیه ایجاد شده و بزرگترین گروه از کانی باطله معدنی را تشکیل می‌دهند. اکسی هیدروکسیدهای آهن، و کانی‌های سولفات و هیدروکسید آلومینیم برخی از این کانی‌ها را تشکیل می‌دهند. با در نظر گرفتن اینکه این کانی‌ها در بیشتر موارد ریز دانه هستند، دارای ظرفیت بالایی برای جذب فلزات مضر هستند. شناسایی کانی ثانویه اطلاعاتی را درباره‌ی شرایط محلولی که در آن شکل گرفته‌اند را در اختیار ما قرار (pH، غلظت سولفات و فلزات) می‌دهد. در برخی موارد، کانی‌های ثانویه به‌عنوان حاشیه‌های هوازدهی بر روی کانی‌های اولیه (شکل B۱) یا به‌صورت پوسته‌ها و سیمان‌های ضعیف متبلور رخ می‌دهند. این کانی‌های ثانویه حتی زمانی که در مقادیر کم وجود داشته باشند، در برهمکنش آب و کانی بسیار مهم بوده و مشخص کردن آنها به ترکیبی از تکنیک‌های تحلیلی دقیق و جدید نیاز دارد.





شکل ۱) تصاویر میکروسکوپی (A) کانی بدون دگرسانی مس-روی از معدن Geco، انتاریو و (B) باطله از Geco به مدت ۳ سال در معرض جو قرار گرفتند. پیرویت تا حدی اکسید شده است، در حالی که پیريت بدون واکنش باقی می ماند. Py = پیريت، po = پیرویت، Sph = اسفالریت، Cp = کالکوپریت (Jamieson et al, 1995).

## ۲-۲- روش‌های شناسایی کانی‌های موجود در باطله معادن

شناسایی کانی‌های مرتبط با باطله معدنی کلیدی برای درک واکنش‌های آب و کانی است. اندازه ذره، تخلخل، درجه تبلور و غلظت عناصر کمیاب مهم در کنترل پایداری طولانی مدت کانی‌ها و نقش آنها در پتانسیل رهاسازی عناصر مضر در آب و موجودات زنده نقش داشته باشند. تکنیک‌های متعددی جهت شناسایی کانی‌های باطله معدنی مورد استفاده قرار می‌گیرد که از جمله آن‌ها می‌توان به تکنیک‌های آشکارسازی، ژئوفیزیکی، بیوژئوشیمیایی، طیف‌سنجی، میکروسکوپی و ایزوتوپی اشاره کرد. تکنیک‌های آشکارسازی شامل تکنیک‌های قدیمی مورد استفاده برای توصیف کانی‌ها و ترکیبات معدنی مانند پراش پرتو ایکس، میکروسکوپ الکترونی و طیف‌سنجی پرتو ایکس است. از میان تکنیک‌های ژئوفیزیکی می‌توان از روش‌هایی همچون روش‌های الکتریکی، لرزه‌ای، حرارتی، سنجش از دور و میدان‌های پتانسیل برای مطالعه مشکلات زیست‌محیطی مرتبط با مواد معدنی بهره جست. تکنیک‌های بیوژئوشیمیایی، برای مطالعه چرخه بیوژئوشیمیایی عناصر و رفتار آلاینده‌ها و آلاینده‌ها در اکوسیستم‌ها استفاده می‌شود. تکنیک‌های طیف‌سنجی شامل طیف‌سنجی فروسرخ و طیف‌سنجی رامان بوده و برای مطالعه ساختار و ترکیب کانی‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. تکنیک‌های میکروسکوپی عبارت از میکروسکوپ الکترونی روبشی و میکروسکوپ الکترونی عبوری بوده و برای مطالعه شکل و ریزساختار کانی‌ها استفاده می‌شوند (Jambor and Blowes 1998). تکنیک‌های ایزوتوپی مانند تجزیه ایزوتوپی پایدار و سن‌سنجی با استفاده از ایزوتوپ‌های رادیوژنیک که برای مطالعه سن و منشأ کانی‌ها و برهمکنش آنها با محیط استفاده می‌شود. به طور کلی، مطالعات کانی‌شناسی زیست‌محیطی از تکنیک‌های مختلفی برای مطالعه برهمکنش مواد معدنی با محیط زیست ژئوشیمیایی، از جمله فرآیندهای طبیعی مانند هوازدگی، چرخه بیوژئوشیمیایی عناصر، و رسوب، و همچنین آلودگی و تجزیه و تحلیل ریسک مربوطه استفاده می‌کند (Wogelius, 2012).

## ۳- اثرات کانی‌شناسی باطله معدن بر سلامتی

بخش عمده‌ای از تمرکز پیش‌بینی، مقررات و اصلاح اثرات زیست‌محیطی باطله‌های معدنی به سمت حفاظت از سلامت اکوسیستم، به ویژه حیات آبی، و همچنین سلامت انسان که در آن منابع آب آشامیدنی به طور بالقوه تحت تأثیر قرار می‌گیرند، هدایت می‌شوند. یکی دیگر از اثرات بالقوه جدی باطله‌های معدنی جامد اصلاح نشده، آسیب به سلامت انسان و سایر موجودات از طریق بلع مستقیم یا استنشاق خاک گرد و غبار آلوده است (Ruby et al., 1999). ارتباط واضحی بین ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی باطله‌های معدنی و پتانسیل آنها برای ایجاد اثرات نامطلوب بهداشتی از طریق قرار گرفتن در معرض شغلی و محیطی وجود دارد. در این خصوص اطلاعات زیادی در مورد این ارتباط‌ها برای سرب و کانی سرب دار در دسترس بوده، و این گونه از اطلاعات و دانش به سرعت در مورد برخی از سموم دیگر مانند جیوه و آرسنیک در حال رشد است. با این حال، مطالعات کمتری درباره‌ی سمیت (کنترل‌های معدنی و ژئوشیمیایی بر روی سمیت) سایر فلزات موجود در باطله‌های معدنی (مانند کادمیوم، نیکل، کبالت و منگنز) صورت گرفته است. مطالعات نشان دهنده‌ی این



است که سولفیدهای آهن می‌توانند باعث ایجاد تنش اکسیداسیون و سمیت شوند (Schoonen et al. 2006)، اما نقش مشابه احتمالی برای نمک‌های سولفات آهن محلول هنوز بررسی نشده است. مطالعات اپیدمیولوژیک گروه‌های معدنچی، ارتباط آماری بیماری را با عوامل متعدد (مانند سیلیس متبلور، رادیونوکلئیدها و آرسنیک) نشان می‌دهد، اما اثرات یکپارچه چندین سموم فلزی، معدنی و رادیونوکلئیدی در باطله‌های معدنی به خوبی درک نشده است. این عدم قطعیت‌ها نیاز به افزایش همکاری‌های بین رشته‌ای بین دانشمندان بخش سلامت زمین برای درک بهتر ماهیت قرار گرفتن در معرض ضایعات معدن، رفتار ذرات باطله معدن در بدن، و ویژگی‌های باطله‌های معدنی مربوط به نگرانی سم‌شناسی است (plumlee, 2011).

#### ۴- نتیجه گیری

تجزیه و تحلیل‌های کانی‌شناسی می‌تواند به شناسایی کانی‌های سیلیکاته خاص موجود و واکنش‌های دگرسانی که ممکن است رخ دهد کمک کند. یکی دیگر از نتایج ارزشمند از مطالعات کانی‌شناسی ضایعات معدنی، درک پایداری مواد معدنی فعال و دارای فلز در شرایط مختلف اکسایش و احیایی است. یک استاندارد عمل در بسیاری از معادن این است که باطله‌ها و سنگ‌های باطله را در زیر آب قرار می‌دهند تا اکسیداسیون سولفید را محدود کنند. با این حال، اگر مقداری اکسیداسیون سولفید قبلاً اتفاق افتاده باشد، در نتیجه هوازگی سریع یا وجود مواد معدنی سوپرژن، این فازهای ثانویه ممکن است در زیر پوشش آب کرد. اغلب ترکیب کانی‌شناسی باطله را برای طراحی استراتژی‌های اصلاح مناسب در نظر می‌گیرند. برای مثال، روش‌های زیست پالایی می‌توانند از میکروارگانیسم‌هایی استفاده کنند که می‌توانند با حل شده و فلزات (شبه فلزات) را آزاد کنند. علاوه بر این، در برخی موارد، فازهای جامد میزبان عناصر بالقوه خطرناک ممکن است تحت شرایط کاهشی ناپایدار شوند. با درک ترکیب کانی‌شناسی باطله‌های معدنی، می‌توان مواد معدنی یا فرآورده‌های جانبی ارزشمندی را که قابل بازیافت یا فرآوری مجدد هستند، شناسایی کرد. این رویکرد نه تنها ضایعات را کاهش می‌دهد، بلکه بازیابی منابع را نیز به حداکثر می‌رساند. ترکیب کانی‌شناسی باطله‌ها می‌تواند بر پایداری و پتانسیل آن‌ها برای اثرات زیست‌محیطی تأثیر بگذارد. برای مدیریت این باطله‌ها و به حداقل رساندن اثرات زیست محیطی آنها می‌توان از روش‌هایی مانند غلیظ کردن، فیلتراسیون و آبگیری استفاده کرد. در مواردی که باطله‌های معدنی قبلاً باعث آلودگی محیط زیست شده باشد، می‌توان از روش‌های اصلاح استفاده مواد معدنی خاص تعامل داشته باشند و به تبدیل یا حذف آنها کمک کنند. درک ترکیب کانی‌شناسی باطله‌های معدنی برای ارزیابی خطرات بالقوه آن برای محیط زیست و سلامت انسان بسیار مهم است. روش‌های پایش را می‌توان برای ردیابی رفتار و سرنوشت مواد معدنی موجود در ضایعات در طول زمان به کار برد که امکان تشخیص زودهنگام مسائل زیست محیطی بالقوه را فراهم می‌کند. به طور کلی، کانی‌شناسی زیست محیطی با ارائه بینشی در مورد ترکیب کانی‌شناسی باطله و تأثیر بالقوه آن بر محیط زیست، نقش مهمی در مدیریت پسماند‌های معدنی ایفا می‌کند. با شناسایی روش‌های بالقوه مدیریت پسماند معدنی و جلوگیری یا به حداقل رساندن آلودگی، کانی‌شناسی زیست محیطی به اطمینان از فعالیت‌های معدنی پایدارتر و سازگار با محیط زیست می‌تواند کمک کننده باشد.

#### ۵- مراجع

- Brown Jr, G. E., & Calas, G., 2011. Environmental mineralogy-Understanding element behavior in ecosystems; Mineralogie environnementale: comprendre le comportement des elements dans les ecosystemes. Comptes Rendus-Academie des Sciences. Geoscience.
- Jambor, J.L., Blowes, D.W., 1998. Theory and applications of mineralogy in environmental bearing mine wastes studies of sulfide, in: Cabri, L.J., Vaughan, D.J. (Eds.), Modern Approaches to Ore and Environmental Mineralogy, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, v.27, pp.367-402.
- Jamieson, H.E., Shaw, S.C., Clark, A.H., 1995. Mineralogical factors controlling metal release from tailings at Geco, Manitouwadge, Ontario. In: Hynes TP, Blanchette MC (eds) Sudbury '95 Mining and the Environment 1:405-413.
- Khorasanipour, M., Tangestani, M.H., Naseh, R., Hajmohammadi, H., 2011. Hydrochemistry, mineralogy and chemical fractionation of mine and processing wastes associated with porphyry copper mines: a case study from the Sarcheshmeh mine, SE Iran. Appl. Geochem. 26, 714-730.
- Lottermoser, B.G., 2010. Mine Wastes: Characterization, Treatment and Environmental Impacts, 3<sup>rd</sup> Edition. Springer, Berlin, Heidelberg, 400 pp.
- Maest, A.S., Kuipers, J.R., Travers, C.L., Atkins, D.A., 2005. Predicting Water Quality at Hard rock Mines: Methods and Models, Uncertainties, and State-of-the-Art: Sept. 2012



<http://www.earthworksaction.org/files/publications/PredictionsReportFinal.pdf>, accessed 18

Plumlee, G. S., & Morman, S. A., 2011. Mine wastes and human health. *Elements*, 7(6), 399-404.

Plumlee, G.S., 1999. The environmental geology of mineral deposits, in Plumlee, G.S., Logsdon, M.J. (Eds.), *The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits, Part A: Processes, Techniques, and Health Issues: Reviews in Economic Geology*, v. 6A, pp. 71-116.

Ruby, M. V., Schoof, R., Brattin, W., Goldade, M., Post, S., Harnois, M., Mosby, D. E., Casteel, S. W., Berti, W., Carpenter, M., Edwards, D., Cragin, D., Chappell, W., 1999. Advances in evaluating the oral bioavailability of inorganics in soils for use in human health risk assessment. *Environ. Sci. Tech.* 33, 3697-3705.

Schoonen MAA, Cohn CA, Roemer E, Laffers R, Simon SR, O'Riordan, T., 2006. Mineral-induced formation of reactive oxygen species. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 64: 179-221.

Tremblay, G. A., Hogan, C. M. (Eds.), 2001. *Mine Environment Neutral Drainage (MEND) Manual, Volume 4 Prevention and Control, MEND Report 5.4.2d*, 352p.

Wogelius, R. A., & Vaughan, D. J., 2012. Analytical, experimental and computational methods in environmental mineralogy.

## جایگاه زمینساختی دریاچه ارومیه

اکرم علیزاده

دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه

ak.alizadeh@urmia.ac.ir

### چکیده

دریاچه ارومیه در شمال غرب ایران پس از بحرالمت، دومین دریاچه شور و جزء بیست دریاچه دنیا از نظر وسعت می باشد. این دریاچه حوضه ای است که مورفولوژی آن، توسط شبکه گسلهای موجود در اطراف آن کنترل می گردد. دریاچه تکتونیک ارومیه از دیدگاه زمین ساختی در حوضه پیش کمائی، بین کمان آتشفشانی سهند و سیستم تراسی زاگرس واقع گردیده است. این دریاچه در اثر فرآیندهای پس از برخورد مایل دو ورق ایران مرکزی و عربستان ایجاد شده لذا، از نظر سنی در مقیاس زمانی زمین شناسی نسبتاً جوان می باشد. مطالعه و مقایسه ستونهای چینه شناسی بین دوطرف شرق و غرب دریاچه، میزان افتادگی و برخاستگی توپوگرافی آن را نمایان می سازد. چینه شناسی پرمین تا کرتاسه دلالت بر برخاستگی حوضه دریاچه ارومیه تا پایان کرتاسه را دارند که در ادامه و به سن الیگومیوسن، فرونشینی در حوضه اتفاق می افتد. بنابراین، این دریاچه یک فروافتادگی زمینساختی با عمق کم و سطح زیاد می باشد لذا در صورت عدم تغذیه از طریق آبهای جوی و حوزه آبریز آن، دچار کم آبی و در نتیجه از دست دادن حیات خود خواهد گردید.

**واژه‌های کلیدی:** گسل، زمینساخت، تکتواستراتیگرافی، دریاچه ارومیه.

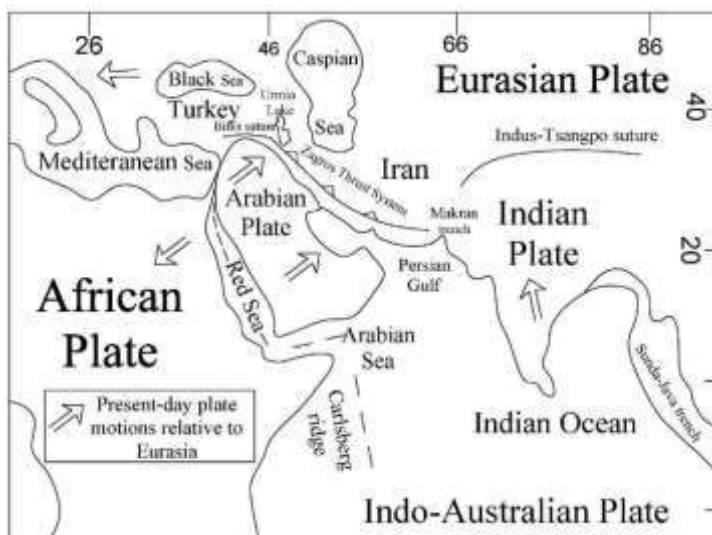
### Abstract

Lake Urmia in the northwest of Iran is the second largest saline lake among twenty lakes in the world after the Dead Sea. This lake is a basin whose morphology is controlled by the network of faults around it. From the tectonic point of view, Urmia tectonic lake is located in the fore-arc basin, between the Sahand volcanic arc and the Zagros thrust fault system. This lake was created as a result of the processes after the oblique collision of two plates of central Iran and Arabia, therefore, it is relatively young in terms of age in the geological time scale. The study and comparison or correlation of the stratigraphic columns between the east and west sides of the lake show the extent of its topographic uplift and subsidence. The Permian to Cretaceous stratigraphy indicates the uplift of Urmia Lake basin has been occurred until the end of the Cretaceous, and subsidence occurs in the basin in the Oligomiocene. Therefore, this lake is a tectonic depression with a shallow depth and a large surface, so if it is not fed by atmospheric waters and its catchment area, it will suffer from water shortage and as a result will lose its life.

**Key words:** fault, tectonics, tectonostratigraphy, Urmia Lake.

### ۱- مقدمه

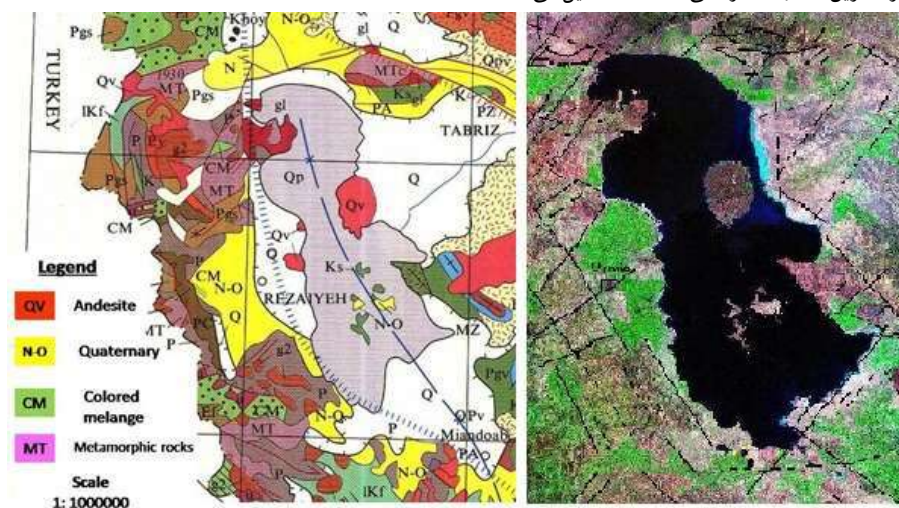
پدیده های زمین ساختی معمولاً در قالب چرخه کوهزائی به نام "چرخه ویلسون" مورد بررسی قرار می گیرند که شامل مکانیسمهای: آغاز ریفیتینگ قاره ای و به دنبال آن، تشکیل پوسته اقیانوسی، فرورانش، بسته شدن حوضه اقیانوسی، برخورد دو ورق، کوهزائی و در نهایت باز شدگی (ریفیتینگ) مجدد آن است (Twiss and Moores, 1992). ریفیتینگ مجدد در زون بخیه (Suture Zone) صورت می گیرد که سبب گسل خوردگی نرمال، توسعه حوضه های گسلی، نفوذ پراکنده دایکهای آکالن و یا توده های درونی می گردد. ریفتهائی که در زونهای برخورد قاره ای شکل می گیرند، نسبت به جهت کوهزاد زاویه زیادی می سازند (Busby and Ingersoll, 1995). مطالعه ریفتهای و حوضه های ایجاد شده در فرآیندهای کوهزایی، اهمیت ویژه ای در شناخت جایگاه تکتونیک سایر پدیده ها نیز دارد. یکی از این روشها، آنالیز کمی میزان فرونشینی در حوضه های مختلف رسوبی می باشد (Soria et al., 2001). دریاچه ارومیه، در حوضه پیش کمائی حاصل از فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر خرده ورق ایران مرکزی در همگرایی مایل ورق عربستان و ایران مرکزی واقع شده است (علوی، ۱۹۹۱؛ Alizadeh, 2021؛ شکل ۱). در این مطالعه، میزان برخاستگی و فرونشینی دریاچه ارومیه با استفاده از روش چینه زمینساخت، تعیین گردیده است.



شکل ۱. نقشه موقعیت زمین شناسی دریاچه ارومیه در شمال غرب ایران

## ۲- زمین شناسی اطراف دریاچه ارومیه

با توجه به نقشه زمین شناسی منطقه (شکل ۲)، بخشهای شرقی دریاچه و قسمت های مرکزی منطقه ارومیه، شامل دشتهای وسیعی است که با رسوبات دریاچه ای و آبرفتی متعلق به اواخر دوران سوم تا عهد حاضر پوشانده شده است. سایر بخشهای منطقه مورد مطالعه، شامل مناطق کوهستانی می باشد که عمدتاً از سنگهای رسوبی: آهکی، دولومیتی، ماسه سنگی، شیلی، مارنی و کنگلومرانی متعلق به دورانهایی مختلف زمین شناسی، سنگهای آذرین دارای ترکیب: گرانیتی، دیوریتی و آندزیتی، و نیز سنگهای دگرگونی حاصل از آنها، تشکیل شده اند. نوار افیولیتی خوی-اشنویه نیز در غرب دریاچه ارومیه و در راستای شمالغرب-جنوبشرق واقع گردیده است. کوه آتشفشانی سهند در شرق دریاچه ارومیه دارای ترکیب عمدتاً داسیت، توف و خاکستر آتشفشانی است. همچنین تقریباً در شمالشرق دریاچه ارومیه، شبه جزیره اسلامی با ترکیب آندزیت و برشهای ولکانیکی قرار گرفته است که تکه های کوچکی از آن در سمت غرب دریاچه در مناطق بزوداغی و زنبیل داغی قابل مشاهده هستند. در واقع پس از کمان آتشفشانی سهند در شرق دریاچه ارومیه، سنگهای آتشفشانی شبه جزیره اسلامی با ترکیب کالک-آلکان، فراوانترین سنگهای خروجی منطقه را تشکیل می دهند.



شکل ۲. تصویر ماهواره ای و گسلهای اصلی اطراف دریاچه (سمت راست) و نقشه زمین شناسی منطقه (سمت چپ)

### ۳- بحث

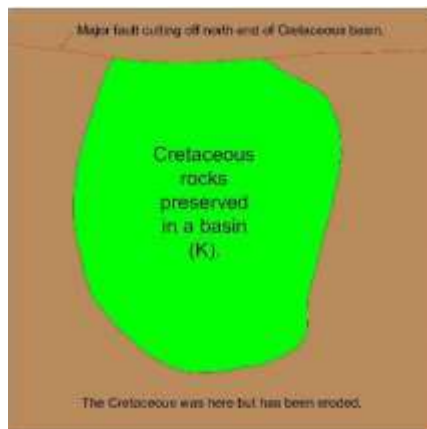
شکل و مورفولوژی دریاچه ارومیه، عمق و چگونگی توسعه آن، از عواملی هستند که به تعیین نوع حوضه دریاچه ارومیه کمک فراوانی می‌کنند. همچنین برای تعیین برخاستگی و فروافتادگی‌ها نیز حایز اهمیت می‌باشند اینکه کدام مناطق برخاسته هستند (به عنوان مثال: کوههای غرب دریاچه) و یا چه قسمتهایی پایین افتاده اند (حوضه ی دریاچه ارومیه). با توجه به نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲)، منطقه ارومیه به سه گروه: (۱) سنگهای پیش از کرتاسه، (۲) سنگهای کرتاسه و (۳) سنگهای میوسن تقسیم می‌گردد. برای پی بردن به تکامل ساختاری حوضه ی دریاچه ارومیه، ابتدا باید یک حوضه ی افقی تعیین و سپس تغییرات آن نسبت به حوضه ی دیگر مشخص گردد. به عنوان مثال، حوضه ی کرتاسه، قبل از ته نشینی سازند قم در الیگومیوسن مورد مطالعه قرار گیرد. همچنین مرزهای رسوبی بین سازند قم و سنگهای پیش از کرتاسه و میوسن نیز مشخص گردند. با مقایسه ی آنها در کرتاسه و زمان حال، می‌توان نتیجه گیری نمود که دریاچه ارومیه تقریباً چه مقدار و چه زمانی فرونشسته است؟ رسوبات نهشته شده در کرتاسه، چین خورده و گسل خورده اند اما رسوبات دریایی در الیگوسن میوسن به صورت تقریباً افقی نهشته شده اند.

به منظور استخراج تاریخچه زمین‌شناسی و تکامل ساختاری منطقه ارومیه، از نقشه ی زمین‌شناسی منطقه استفاده شده است. در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی دریاچه ارومیه از برش ساختاری تهیه شده توسط علوی نایینی و همکاران (۱۳۶۴) استفاده گردیده است (شکل ۳). در زمان قبل از اقیانوس کرتاسه؛ قبل از آنکه لایه های رسوبی ته نشست کرده باشند، واحدهای سنگی زیادی از پرکامبرین تا ژوراسیک شکل گرفته است که تمامی آنها با عنوان واحدهای سنگی پیش از کرتاسه معرفی می‌گردند. در اینجا نیازی به تشخیص سنگهای مختلف پیش از کرتاسه وجود ندارد. تمامی این واحدها در نقشه های زمین‌شناسی منطقه تفکیک شده اند. مسأله قابل توجه در این نقشه این است که در آن زمان، کل منطقه فرسایش یافته و مسطح گردیده است.



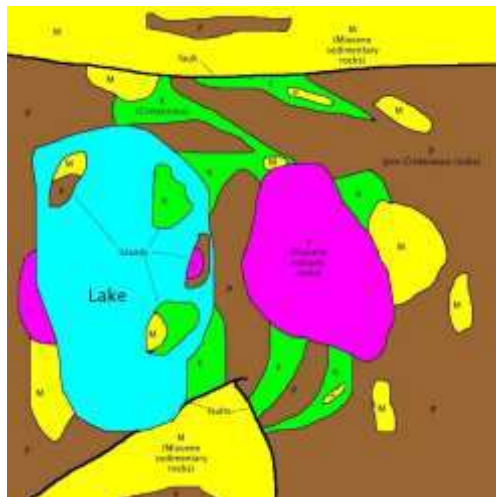
شکل ۳. برش زمین‌شناسی شرق و غرب دریاچه ارومیه و موقعیت دریاچه (علوی نایینی و همکاران، ۱۳۶۴)

پس از آن، رسوبات اقیانوسی به صورت افقی در زمان کرتاسه نهشته شده و سنگهای پیش از کرتاسه را پوشانده اند. برخورد قاره-قاره (ایران مرکزی - عربستان) بین اواخر کرتاسه و میوسن رخ داده است. کوهزایی، موجب چین خوردگی و گسل خوردگی در منطقه شده است لذا سنگهای کرتاسه مدت زمان کمی به صورت افقی باقی مانده اند. در طاق‌دیس ها یا مناطق برخاسته، سنگهای کرتاسه فرسایش یافته و سنگهای پیش از کرتاسه مجدداً ظاهر شده اند. در صورتی که در ناودیس ها یا حوضه های گسلی پایین افتاده، رسوبات کرتاسه از فرسایش مصون مانده اند. همچنین یک گسل اصلی در شمال منطقه اثر کرده است. شکل ۴، به طور شماتیک، منطقه ای را نشان می‌دهد که پس از کوهزایی، در برخورد قاره-قاره شکل گرفته و سپس فرسایش پیدا کرده است (پیش از آنکه دریای میوسن ایجاد شده باشد). این شکل از آن نظر اهمیت دارد که حوضه و برخاستگی آن را که در نتیجه برخورد ایجاد شده است را نشان می‌دهد که تحت تأثیر سایر حوادث زمین‌شناسی که پس از آن رخ داده اند، قرار نگرفته است. این شروع داستان زمین‌شناسی منطقه است. این دیاگرام ساده برای پی بردن به روابط امروزی و بررسی تکامل ساختاری منطقه ترسیم شده است.



شکل ۴. نمایش سنگهای کرتاسه که در حوضه حفظ شده اند

پس از این مراحل، رسوبات دریای میوسن چین خورده و یک لایه از رسوبات در آن نهشته شده اند. در این زمان، فقط واحد سنگی میوسن مشاهده می گردد در حالی که زیر این واحد، سنگهای کرتاسه و پیش از کرتاسه هستند که نتیجه ی فعالیتهای زمینساختی برخورد قاره ای پیش از میوسن را در خود حفظ کرده اند. نهایتاً شکل ۵، وضعیت زمین شناسی امروز را نشان می دهد که کوهزایی در منطقه اتفاق افتاده و مناطق اطراف دریاچه برخاسته شده است.



شکل ۵. موقعیت دریاچه ارومیه در زمان تشکیل آن

اغلب سنگها که شامل میوسن و کرتاسه و نیز سنگهای پیش از کرتاسه هستند؛ چین خورده، گسل خورده و فرسایش پیدا کرده اند. به علاوه، آتشفشان پلیوسن سبب تولید خاکستر و لاوا در بخشهایی از منطقه شده است. آب زهکش شده از قسمت بزرگی از منطقه از کوههای جدیداً شکل گرفته سرازیر گردیده بنابراین یک دریاچه ای به وجود آمده است که زمین شناسی منطقه را می پوشاند (دریاچه ارومیه). نقشه زمین شناسی، نتایج حوادث زمینساختی قبل از کرتاسه را نشان می دهد که بازسازی تاریخچه زمین شناسی با رخداد حوادث و فرسایش منطقه، پیچیده تر می شود. تمامی این رخدادها پیش از میوسن اتفاق افتاده اند. با یافتن روابط بین سه واحد سنگی میوسن، پیش از کرتاسه و کرتاسه، بازسازی تاریخچه زمین شناسی صورت می گیرد. لایه نازکی از میوسن نیز در منطقه قابل مشاهده است.

با دقت در نقشه زمین شناسی فوق، موارد ذیل قابل مشاهده هستند:

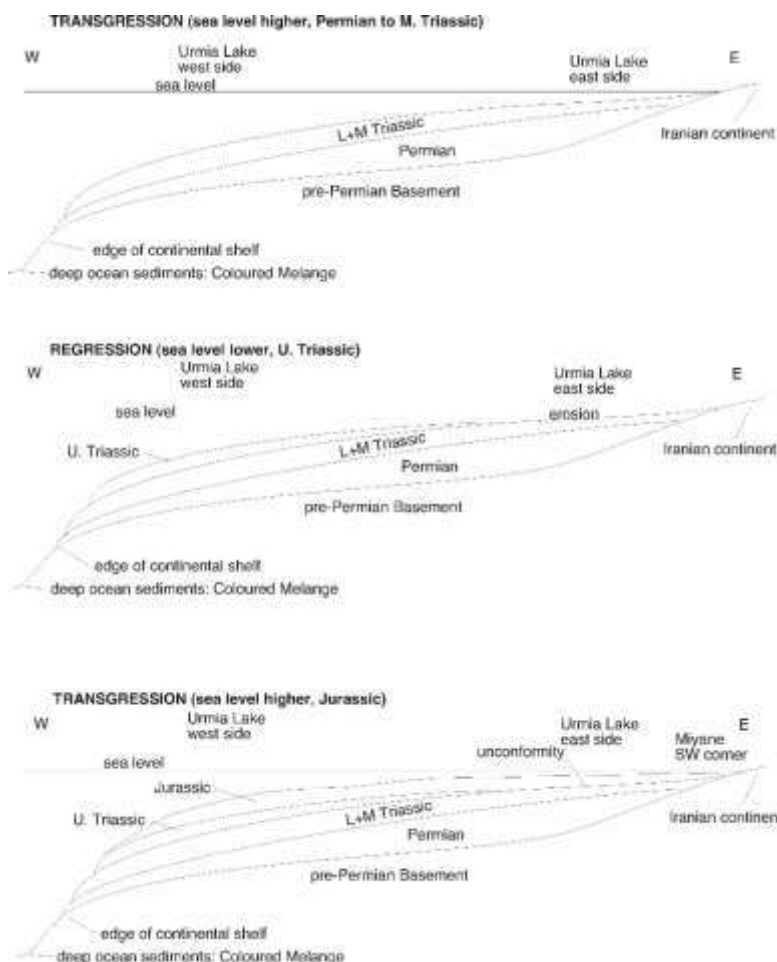
- در دو قسمت از منطقه، همه ی این سه نوع سنگ (پیش از کرتاسه، کرتاسه و میوسن) در کنار هم هستند. مرز بین کرتاسه و پیش از کرتاسه که بصورت ناپیوستگی توسط میوسن پوشیده شده است، در شمال و شمال خاوری منطقه قابل مشاهده می باشد. مرز ناپیوستگی، شروع میوسن را نشان می دهد. پس از فرسایش میوسن، سنگهای کرتاسه و پیش از کرتاسه در سطح ظاهر شده اند.

- در شمال باختری دریاچه، میوسن بصورت ناپیوسته روی سنگهای پیش از کرتاسه قرار دارد. رسوبات دریای میوسن فرسایش یافته اند و سنگهای پیش از کرتاسه در سطح ظاهر شده اند. در نقشه ۴، این قسمت خارج از حوضه کرتاسه می باشد بنابراین بدیهی است که سنگهای پیش از کرتاسه با رسوبات کرتاسه پوشانده نشده است.
- در جزایر جنوب خاوری داخل دریاچه، میوسن بصورت ناپیوسته بر روی سنگهای کرتاسه قرار دارد. سنگهای کرتاسه زمانی در سطح ظاهر شده اند که میوسن چین خورده است. بنابراین، این قسمتها در نقشه ۴ درون حوضه کرتاسه هستند که به رنگ سبز نشان داده شده اند.
- در مناطقی که کرتاسه برونزد دارد، نشان دهنده این است که رسوبات میوسن روی آن ته نشین نشده اند. همچنین احتمال می رود کرتاسه زمانی در سطح ظاهر شده است که میوسن چین خورده و فرسایش یافته باشد. معمولاً سنگهای پیش از کرتاسه توسط رسوبات کرتاسه پوشانده شده اند. در مناطقی که میوسن بر روی سنگهای پیش از کرتاسه نمود می یابد، کرتاسه فرسایش یافته است.
- در قسمتهایی از نقشه، سنگهای پیش از کرتاسه برونزد دارند که تأثیری در بازسازی تکامل زمینساختی منطقه ندارد چرا که زمان فرسایش سنگهای کرتاسه تعیین نگردیده است لذا نمی توان اذعان نمود که سنگهای پیش از کرتاسه چه زمانی در سطح ظاهر شده اند. احتمال می رود در برخی مناطق، میوسن مستقیماً بر روی سنگهای پیش از کرتاسه قرار گرفته باشد و تمام کرتاسه پیش از میوسن فرسایش یابد مانند شکل ۵ که در حاشیه ی شمال باختری دریاچه ارومیه قابل مشاهده بوده و در نقشه شماره ۴ این قسمتها به رنگ قهوه ای نشان داده شده اند. در برخی مناطق نیز میوسن مستقیماً روی کرتاسه قرار گرفته است و سپس هر دو؛ میوسن و کرتاسه بعد از میوسن فرسایش یافته و سنگهای پیش از کرتاسه، ظاهر شده اند.
- در مناطقی که مرز واحدهای سنگی در منطقه گسله می باشد، سبب جابجایی واحدهای سنگی به ویژه در میوسن شده است. مرزهای ناپیوستگی در بازسازی تاریخچه زمین شناسی منطقه اهمیت بیشتری نسبت به مرزهای گسلی دارند.

#### ۴- نتیجه گیری

با توجه به نقشه های ترسیم شده به منظور بازسازی تکامل تکتونیکی منطقه ارومیه، چنین نتیجه می شود که در پایان کرتاسه، قبل از برخورد قاره-قاره ایران مرکزی و عربستان، رسوبات کرتاسه بصورت تقریباً افقی، در یک دریای کم عمق با پی سنگ قاره ای (غرب دریاچه ارومیه) ته نشین شده اند. در طی برخورد، رسوبات کرتاسه گسل یا چین خورده شدند بنابراین سطح دریاچه ارومیه در حوضه نشست کرده و مناطق باختری و خاوری دریاچه با تشکیل کوهها، ارتفاع یافته اند (شکل ۶).





شکل ۶. بازسازی حوضه دریاچه ارومیه

حوضه ی دریاچه ارومیه در ائوسن شکل گرفته است که اختلاف ارتفاع رسوبات شکل گرفته بین دو حوضه پرکامبرین-کامبرین و پرمین-کرتاسه، میزان فرونشینی را نشان می دهد. همچنین، برخی فعالیتهای ولکانیکی نیز در این زمان وجود داشته که زمین شناسی را پیچیده تر کرده است. در الیگوسن و میوسن رسوبگذاری گسترده ای از رسوبات دریایی کم عمق (سازند قم) صورت گرفته است. پی سنگ این رسوبات نیز تقریباً افقی بوده اند چون شرایط دریای کم عمق در منطقه ی وسیع حاکم بوده است. ممکن است برخی مناطق ولکانیکی باشند که خارج از دریا ظاهر شده اند در این صورت، سازند قم در آن مناطق وجود ندارد. بعد از کرتاسه، سطح الیگوسن-میوسن نیز افقی بوده است که با اندازه گیری اختلاف ارتفاع بین رسوبات کرتاسه و رسوبگذاری سازند قم در الیگوسن-میوسن، میزان نشست دریاچه ارومیه مشخص می گردد.

## ۵- مراجع

علوی، م.، ۱۹۹۱. نقشه تکتونیک خاورمیانه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
علوی نایینی، م.، شهرابی، م.، سعیدی، ع.، حق پور، ع.ا.، ۱۳۶۴. نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش ارومیه. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Alizadeh, A., 2021. Amount and location of tectonic uplift in the Urmia region of northwest Iran from the Permian to the Neogene. SN Applied Sciences 3: 345. <https://doi.org/10.1007/s42452-021-04346-5>  
Busby C.J. and Intersoll R.V. 1995. Tectonics of Sedimentary basins. Blackwell Science.  
Moinvaziri H. 1985. Volcanisme te'rtiare et quate'rnnaire en Iran. The'se d'Etat. Univer. Paris Sud, Orsay.  
Soria, J.M., Alfaro, P., Fernandez, J., Viseras, C., 2001. Quantitative subsidence-uplift analysis of the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera, Spain): tectonic control on the stratigraphic architecture. Sed Geol 140:271-289



- Thorpe R.S. (ed.). 1982. Andesites. Wiley, London.
- Twiss R.J. and Moores E.M. 1992. Structural Geology. W. H. Freeman and Company, New York.
- Winter J.D. 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice-Hall, New Jersey.

## تعیین ویژگیهای هیدروژئوشیمیایی منابع آب موجود در محدوده دشت شبستر

زهرا آذری اسکوئی<sup>۱\*</sup>، عطاالله ندیری<sup>۲</sup>، ناصر جبرائیلی اندریان<sup>۳</sup>، یوسف محبی قره اوغلان<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری زمین شناسی زیست محیطی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

zahraazari98@ms.tabrizu.ac.ir

۲. استاد هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

nadiri@tabrizu.ac.ir

۳. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

n.jabraili@tabrizu.ac.ir

۴. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

Yousef.mohebbi@tabrizu.ac.ir

### چکیده

پژوهش حاضر به منظور بررسی و تعیین ویژگیهای هیدروژئوشیمیایی منابع آب موجود در محدوده دشت شبستر بود. برای دستیابی به اهداف پژوهش در منطقه مورد مطالعه، اقدام به نمونه برداری از منابع آب منطقه گردید. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر، بر اساس مقادیر استاندارد آب شرب ایران، مقادیر کلسیم، منیزیم، سدیم، کلر، نیترات و TDS در برخی نمونه های آبخوان بیشتر از مقدار حد مجاز بود. نمودار پایپر نشان داد، اکثر نمونه های آبخوان در زون یک نمودار پایپر قرار دارند و بر اساس نمودار دورو نمونه ها به ترتیب بیشترین تعداد در زون های ۲، ۹، ۳ و ۸ پراکنده شده اند. بر اساس طبقه بندی شولر نمونه ها در بازه ای از قابل قبول تا نامناسب برای شرب هستند. بر اساس نتایج تحلیل عاملی یافته های حاصل از تحلیل عاملی نیز ۵ گروه عاملی را در کیفیت منابع آب دشت شبستر مؤثر نشان دادند. عامل اول تا سوم زمین زاد و عامل چهارم و پنجم انسان زاد است.

**واژه های کلیدی:** دشت شبستر؛ منابع آب؛ تحلیل عاملی؛ نمودار پایپر؛ نمودار دورو.

### Abstract

The purpose of this research was to investigate and determine the hydrogeochemical characteristics of water sources in Shabestar Plain. In order to achieve the objectives of the research in the study area, sampling was done from the water resources of the area. The results of the chemical analysis of elements, based on the standard values of Iranian drinking water, the amounts of calcium, magnesium, sodium, chlorine, nitrate and TDS in some aquifer samples were higher than the permissible limit. The Piper diagram showed that most of the aquifer samples are located in zone 1 of the Piper diagram and according to durov diagram, the samples are scattered in zones 2, 9, 3 and 8 respectively. According to Shuller's classification, the samples in the range from acceptable to unsuitable for drinking. Based on the results of the factor analysis, the findings of the factor analysis also showed that 5 groups of factors are effective in the quality of water resources of Shabestar plain. The first to third factors are geogenic and the fourth and fifth are anthropogenic.

**Key words:** Shabestar Plain; water resources; Factor Analysis; Piper; durov diagram (Times new roman 8pt).

### ۱- مقدمه

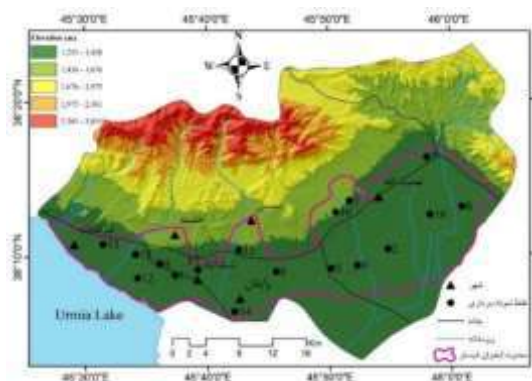
از ارکان اصلی توسعه پایدار و حفظ محیط زیست هر کشوری آب است؛ منابع آب در تمام دنیا دارای ارزش اکولوژیکی بالایی است؛ انسانها برای امرارمعاش به این منابع وابسته هستند، لذا کیفیت این منابع بسیار مهم و استراتژیک است (Fouchy et al, 2019; King & Pienaar, 2011). همکاران، ۲۰۱۳، ندیری و همکاران، ۱۴۰۰). پارامترهای شیمیایی و فیزیکی آب نقش مهمی در ارزیابی کیفیت آب دارند (Kumaresan & Riyazuddin,

2006). کیفیت آب های زیرزمینی به عنوان یکی از مهمترین جنبه ها در مطالعات منابع آب تا حد زیادی توسط الگوی تخلیه و تغذیه، ماهیت سنگ میزبان و موارد مرتبط با آن و فعالیت های آلوده کننده کنترل میشود (Ackah et al., 2011). مطالعات کیفی و طبقه بندی منابع آب با توجه به شاخص های استاندارد کیفیت آب، نه تنها باعث روشن شدن شرایط کیفی منابع آب میشود، بلکه باعث توسعه پایدار و کمک به افزایش بهره وری از منابع آب نیز میگردد (Darvishi et al, 2016). در ارزیابی ترکیب شیمیایی آبهای زیرزمینی رخساره های هیدروشیمیایی جهت توصیف تفاوتها و گرفتن اطلاعات دقیق مورد استفاده قرار می گیرد (Okereke et al, 1998). مطالعه هیدروشیمی کیفیت آبی را نشان میدهد که برای مصارف آشامیدنی، کشاورزی و صنعتی مناسب است و به درک تغییر کیفیت ناشی از برهمکنش سنگ-آب یا هر نوع تأثیر انسانی کمک می کند (Fetter et al, 1999; Freeze & Cherry, 1979). در این تحقیق به بررسی ویژگی های هیدروشیمیایی منابع آب دشت شبستر پرداخته شده است.

## ۲- مواد و روش ها

### ۲-۱- موقعیت جغرافیایی

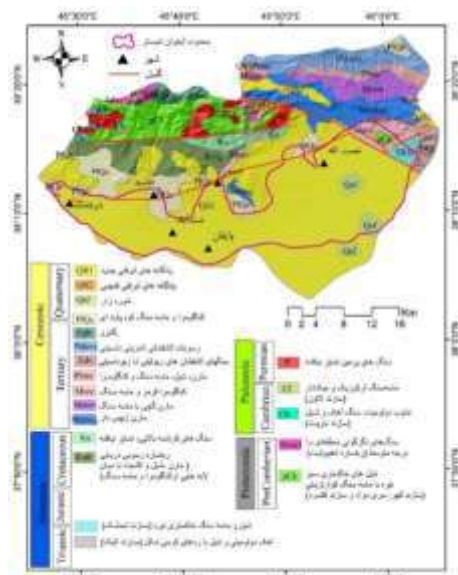
محدوده مطالعاتی شبستر، یکی از زیرحوضه های حوضه آبریز دریاچه ارومیه است در ۶۰ کیلومتری غرب شهرستان تبریز واقع است. این محدوده، از طرف شمال به حوضه زیلبر چای مرنند، از غرب به محدوده مطالعاتی تسوج، از شرق به تبریز و از جنوب به دریاچه ارومیه و پهنه های نمکی - رسی محدود می شود. شیب عمومی منطقه از شمال و شمال شرق به سمت جنوب می باشد. ارتفاعات شمالی مشرف بر دشت دارای مورفولوژی خشن و پرتیب بوده و از شرق به غرب از درصد شیب ارتفاعات کاسته می شود. شکل ۱ نقشه پایه حوضه آبریز محدوده مطالعاتی شبستر را به همراه نقاط نمونه برداری را نشان می دهد.



شکل ۱- نقشه پایه حوضه آبریز محدوده مطالعاتی شبستر به همراه نقاط نمونه برداری

### ۲-۲- زمین شناسی

دشت شبستر در شمال غرب دشت تبریز و در دامنه های جنوبی کوه میشو واقع شده است. این دشت از شرق صوفیان آغاز و تا نزدیکی های شرفخانه در غرب ادامه دارد. مطالعات زمین شناسی منطقه تحت دو گروه چینه شناسی و زمین شناسی ساختمانی مورد بررسی قرار می گیرند. شکل ۲ نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. واحدهای چینه شناسی منطقه به ترتیب از قدیم به جدید به شرح زیر می باشند.



شکل (۲)- نقشه زمین شناسی حوضه آبریز محدوده مطالعاتی شبستر

### ۳-۲- نمونه برداری و تجزیه هیدروشیمیایی

به منظور انجام این پژوهش در شهریورماه سال ۱۴۰۰ اقدام به نمونه برداری از منابع مختلف دشت شبستر با پراکندگی و توزیع مناسب شد. پارامترهای pH و EC به منظور ارزیابی سریع و کنترل اندازه گیری های آزمایشگاهی، علاوه بر آزمایشگاه در محل نمونه برداری نیز با استفاده از دستگاه های قابل حمل بادقت اندازه گیری شده است. داده های کیفی شامل پارامترها EC، TDS، pH، کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم، سولفات، کلر و بیکربنات به همراه UTM نقاط نمونه برداری شده است. از بین عناصر فرعی، نیترات به دلیل اهمیت بیشتر انتخاب گردید و پس از نمونه برداری اقدام به آنالیز در آزمایشگاه آب دانشکده علوم طبیعی دانشگاه تبریز گردید. از بین عناصر کمیاب، کروم، کادمیوم، نیکل، سرب و آرسنیک به دلیل اهمیت بیشتر انتخاب گردید و پس از نمونه برداری اقدام به آنالیز در آزمایشگاه دانشکده شیمی دانشگاه تبریز شده است. مقدار حد تشخیص دستگاهی برای عناصر کمیاب ۱ میکروگرم بر لیتر است که غلظت های کمتر از این مقدار برای دستگاه قابل تشخیص نمی باشد و با ND نشان داده شده است.

### ۳ - نتایج و بحث

#### ۳-۱- آنالیزهای آماری

روش های آنالیز آماری که برای تعیین منشأ آلاینده ها از نظر زمین زاد و انسان زاد بودن آنها برای داده های حاصل از آنالیز شیمیایی نمونه های آب زیرزمینی آبخوان شبستر به کار برده شده و شامل خصوصیات آماری غلظت عناصر، میزان اختلاف کمینه و بیشینه تمامی آنیون، کاتیون، شاخص های پراکندگی (واریانس و انحراف معیار) و شاخص های مرکزی شامل خطای میانگین برای آبخوان شبستر استفاده شده است. در جدول ۱ خصوصیات آماری غلظت عناصر میزان کمینه و بیشینه تمامی مشخصه های اصلی از جمله نیترات و سدیم و کلر زیاد و قابل توجه بوده و همین اختلاف در میزان EC به صورت خیلی زیاد دیده می شود.

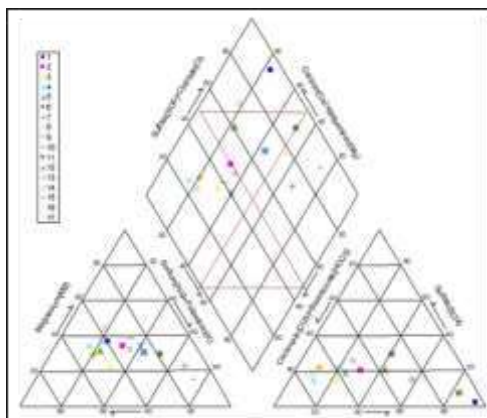
جدول (۱)- خصوصیات آماری داده های هیدروشیمیایی آبخوان شبستر

| Parameter | Unite | Minimum | Maximum | Mean | Std. Deviation |
|-----------|-------|---------|---------|------|----------------|
| pH        | -     | 7.3     | 8.30    | 7.79 | 0.28           |
| TDS       | mg/L  | 250.9   | 4420    | 1260 | 1323.28        |
| EC        | μs/cm | 386     | 6800    | 1938 | 2035.82        |

|                  |      |       |       |        |        |
|------------------|------|-------|-------|--------|--------|
| K                |      | 1.173 | 19.16 | 3.8    | 4.25   |
| Na               |      | 17.24 | 873.6 | 194.28 | 242.48 |
| Mg               |      | 13.61 | 306.2 | 70.45  | 80.87  |
| Ca               | mg/L | 26.45 | 541.1 | 100.38 | 123.18 |
| SO <sub>4</sub>  |      | 36.02 | 199.3 | 101.57 | 58.52  |
| Cl               |      | 14.18 | 2260  | 481.33 | 696.32 |
| HCO <sub>3</sub> |      | 146.4 | 390.5 | 222.71 | 70.61  |
| Cd               |      | 0     | 80.84 | 4.76   | 19.61  |
| Cr               |      | 0     | 96.4  | 12.29  | 28.53  |
| Ni               | μg/L | 0     | 105.6 | 18.99  | 26.66  |
| Pb               |      | 0     | 163.1 | 103.51 | 35.74  |
| As               |      | 1     | 35    | 8.6    | 9.65   |
| NO <sub>3</sub>  | mg/L | 11.4  | 402.5 | 70.18  | 109.87 |

## ۳-۲- نمودار پایپر

چندین روش گرافیکی برای تجسم و طبقه بندی داده های هیدروشیمیایی وجود دارد (Güler et al, 2002; Zaporozec, 1972). از نمودار پایپر میتوان برای تعیین تیپ آب، انحلال یا رسوبگذاری، اختلاط بین دو نوع آب و تبادل یونی استفاده کرد. رخساره های هیدروشیمیایی تعیین کننده توده های آبی با ماهیت هیدروشیمیایی متفاوت بوده و جهت توصیف تفاوت ها در ترکیب شیمیایی آب مورد استفاده قرار می گیرند (Piper, 1944). در شکل ۳ نمودار محدوده اکولوژیک دشت شبستر ترسیم شده است.



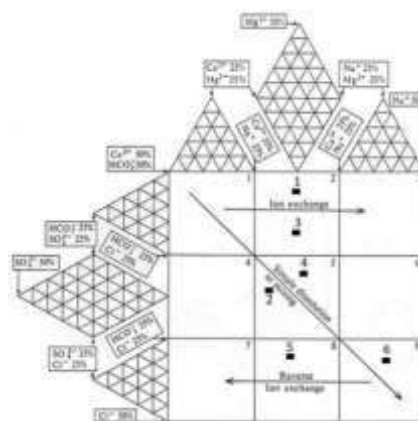
شکل ۳- نمایش آنالیز نمونه های آب زیرزمینی منابع کیفی آبخوان شبستر توسط نمودار پایپر

با توجه به نمودار پایپر (Error! Reference source not found.) آبخوان مورد مطالعه، بیشتر نمونه ها در منطقه ۱ نمودار پایپر قرار گرفته و حاوی بیکربنات-کلسیم و منیزیم بالایی می باشد و لذا دارای خاصیت سختی موقت می باشد که نشان دهنده تغذیه آب باران و عبور آب از سازندهای آهکی و دولومیتی و ژپسی و حضور سازندهای کربناته در منطقه باشد. نمونه های ۱ و ۱۴ مربوط به نواحی جنوب مرکزی آبخوان هستند، در زون ۶ نمودار پایپر قرار گرفته اند، سختی غیر کربناتی بیش از ۵۰٪ است و نشانگر شوری ثانویه و سختی دائم آب ها می باشد. نمونه ۷، ۸ و ۱۶ مربوط به نواحی شرقی آبخوان، در زون ۷ نمودار پایپر قرار دارند. آب ها در این زون دارای حالت قلیایی-اسید قوی می باشند و قلیایی غیر کربناتی در آنها بیش از ۵۰٪ است. این آبها دارای شوری اولیه در اثر تغذیه ناشی از رسوبات مارنی ژپس دار و نمک دار، و یا آب های انتهایی سیستم جریان آب زیرزمینی و نشانگر آب خیلی شور هستند. نمونه های ۶، ۱۱، ۱۲ واقع در نواحی مرکزی و انتهایی آبخوان (تخلیه) مرتبط با زون ۹ نمودار پایپر هستند که نشانگر زون اختلاط آب ها است و هیچ آنیونی یا کاتیونی از ۵۰٪ تجاوز

نمی‌کند. بقیه نمونه‌ها در زون ۵ که عمدتاً حالت قلیایی خاکی داشته (زون ۱) و حاوی اسید ضعیف هستند (زون ۳) قرار گرفته‌اند. در این گروه از نمونه‌ها سختی عمده آب زیرزمینی از نوع کربناتی بیشتر از ۵۰٪ بوده که جزو سختی موقت آب می‌باشد.

### ۳-۳- نمودار دورو

نمودار بسط داده شده دورو برای شناسایی ترکیب، منشأ و فرایندهای مؤثر در ترکیب نمونه‌های آب می‌باشد. در این نمودار نمونه‌ها بر اساس مجموع درصد آنیون‌ها و کاتیون‌ها به میلی‌اکی‌والان بر لیتر پلات می‌شوند (اصغری مقدم، ۱۳۸۹).



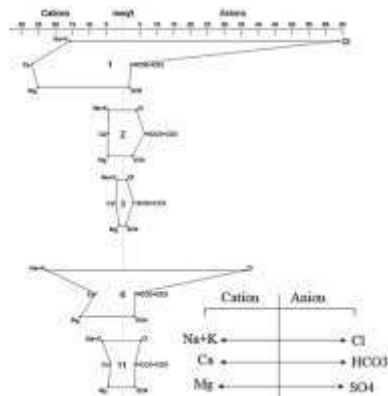
شکل (۴)- موقعیت نمونه‌های آبخوان شستر در نمودار دورو بسط داده شده

در نمودار شکل ۴ نمونه‌ها بر اساس مقادیر یون‌های موجود در آن‌ها، به ۹ دسته تقسیم می‌شوند که نمونه‌های منطقه مطالعاتی به شرح زیر است:  
در زون دوم یون‌های غالب  $\text{HCO}_3^-$  و  $\text{Mg}^{2+}$  یا کاتیون‌های یکسان (غیرقابل تمیز دادن) و منیزیم و کلسیم غالب، نشان‌دهنده آب همراه با دولومیت می‌باشد و نمونه‌های ۱ و ۳ در این منطقه قرار گرفته‌اند. در زون پنجم آنیون و کاتیونی غالب نبوده و نشان‌دهنده آبی است که به‌طور ساده مخلوط و یا انحلال مواد در آن انجام گرفته است و فقط دو نمونه ۲ و ۴ در این بخش واقع شده‌اند. در زون هشتم آنیون  $\text{Cl}^-$  غالب بوده و هیچ کاتیونی غالب نبوده و احتمالاً تعویض یونی معکوس بوده که نمونه ۵ در این منطقه است. در زون نهم یون‌های غالب  $\text{Na}^+$  و  $\text{Cl}^-$  می‌باشد نشان‌دهنده آب‌های شور و آب‌هایی که به انتهای مسیر رسیده‌اند هستند. نمونه ۶ واقع در نواحی غربی آبخوان و نزدیک دریاچه با رسوبات دانه‌ریز، در این منطقه قرار گرفته است.

### ۳-۴- نمودار استیف

رسم نمودار استیف علاوه بر تشخیص سریع تیپ آب می‌توان به منشأ نمونه‌های آبی پی برد (Madlala et al, 2021).





شکل ۵- نمودار استیف آبخوان شبستر

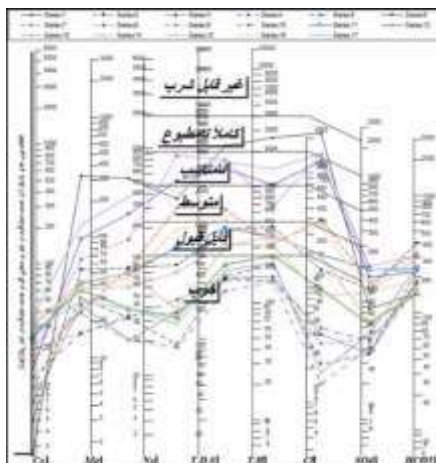
باتوجه به شکل ۵ که نمونه های انتخابی معرف برای کل محدوده هستند می توان به منشأ آب ها با استفاده از مقایسه نمونه ها با نمودارهای تیپ پترن به دست آورد که در آبخوان شبستر نمونه ۱ و ۱۴ منشأ سازندهای تبخیری و نمونه ۵، ۲ و ۹ از منشأ سنگ های بازالتی و نمونه ۳، ۴، ۱۰، ۱۲ و ۱۳ از منشأ آب از سازندهای آهکی و نمونه ۶، ۷، ۸، ۱۶ و ۱۷ آب های با شوری بالا و آب دریا نمونه ۱۱ آب های حاصل از تعویض یونی یا تحت تأثیر شیل است.

### ۵-۳- نمودار شولر

از نمودار شولر برای تعیین کیفیت و بررسی مناسب بودن آب ها برای مصارف شرب استفاده می شود. بر اساس شکل ۶ نمودار شولر برای نمونه های آبخوان شبستر ترسیم گردید. مطابق این شکل مشاهده می گردد که نمونه ها در بازه ای از قابل قبول تا نامناسب برای شرب قرار دارند. براین اساس، اطلاعات مربوط به هر یک از پارامترهای هیدروشیمیایی مؤثر در طبقه بندی نمودار شولر مطابق جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۲- طبقه بندی کیفی آب شرب آبخوان شبستر بر اساس پارامترهای هیدروشیمیایی

| ردیف | پارامتر                   |           | TDS   |           | TH    |          | Na <sup>+</sup> |           | Cl <sup>-</sup> |           | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> |          |
|------|---------------------------|-----------|-------|-----------|-------|----------|-----------------|-----------|-----------------|-----------|-------------------------------|----------|
|      | واحد                      |           | Mg/L  |           | Mg/L  |          | Mg/L            |           | Mg/L            |           | Mg/L                          |          |
|      | شولر                      | نمونه ها  | شولر  | نمونه ها  | شولر  | نمونه ها | شولر            | نمونه ها  | شولر            | نمونه ها  | شولر                          | نمونه ها |
| ۱    | خوب و کاملاً بی مزه       | <۵۰۰      | ۴۱/۱۷ | <۲۵۰      | ۳۵/۳  | <۱۱۵     | ۵۸/۸            | <۱۷۷/۵    | ۴۷/۰۵           | <۱۱۴      | ۵۲/۹۴                         | نمونه ها |
| ۲    | قابل شرب و دارای کمی مزه  | ۱۰۰۰-۵۰۰  | ۴۹/۴  | ۵۰۰-۲۵۰   | ۴۱/۱۸ | ۲۳-۱۱۵   | ۱۱/۷۶           | ۱۷۷/۳۵۵-۵ | ۲۳/۵۲           | ۱۱۴/۲۸۸   | ۴۷/۰۵                         | نمونه ها |
| ۳    | تا حدودی نامناسب برای شرب | ۲۰۰۰-۱۰۰۰ | ۵/۸   | ۱۰۰۰-۵۰۰  | ۵/۸   | ۴۶۰-۲۳۰  | ۱۱/۷۶           | ۷۱۰-۳۵۵   | ۵/۸             | ۵۷۶-۲۸۸   | ۰                             | نمونه ها |
| ۴    | نامناسب و با طعم          | ۴۰۰۰-۲۰۰۰ | ۱۷/۶۴ | ۲۰۰۰-۱۰۰۰ | ۱۱/۸  | ۹۲۰-۴۶۰  | ۱۷/۶۴           | ۱۴۲۰-۷۱۰  | ۵/۸             | ۱۱۵۲-۵۷۶  | ۰                             | نمونه ها |
| ۵    | نامناسب و کاملاً با طعم   | ۸۰۰۰-۴۰۰۰ | ۵/۸   | ۴۰۰۰-۲۰۰۰ | ۵/۸   | ۱۸۴۰-۹۲۰ | ۰               | ۱۴۲۰-۲۳۰  | ۱۷/۶۴           | ۲۰۳۴-۱۱۵۲ | ۰                             | نمونه ها |
| ۶    | غیر قابل شرب              | >۸۰۰۰     | ۰     | >۴۰۰۰     | ۰     | >۱۸۴۰    | ۰               | >۲۳۰۴     | ۰               | >۲۳۰۴     | ۰                             | نمونه ها |



شکل ۶- نمایش آنالیز نمونه‌های آب زیرزمینی منابع کیفی آبخوان شبستر توسط نمودار شولر

### ۳-۶- تحلیل عاملی و منشأیابی عناصر

تحلیل عاملی یک روش متداول در مطالعات کیفیت آب است که هدف آن ساده کردن روابط پیچیده و مختلف در بین متغیرهای در دسترس است. تجزیه و تحلیل آماری چندمتغیره را می‌توان برای ساده‌سازی و سازماندهی تعداد زیادی از متغیرها برای به دست آوردن ارتباط معنادار بین داده‌ها استفاده کرد (Ismail, 2020; Laaksoharju et al, 1999). بر اساس نتایج حاصل از تحلیل عاملی، عوامل شامل ۵ فاکتور بود که جهت تحلیل و تفسیر در منطقه مطالعاتی استفاده شد. نتایج حاصل از تحلیل عاملی در جدول ۳ نشان داده شده است.

جدول ۳- ماتریس عوامل

|                  | Component |          |          |          |          |
|------------------|-----------|----------|----------|----------|----------|
|                  | فاکتور ۱  | فاکتور ۲ | فاکتور ۳ | فاکتور ۴ | فاکتور ۵ |
| pH               | -۰/۶۵     | -۰/۱۵    | -۰/۶۱    | -۰/۲۷    | -۰/۰۱    |
| TDS              | ۰/۸۹      | ۰/۴۱     | ۰/۰۰     | -۰/۱۳    | ۰/۰۹     |
| EC               | ۰/۸۹      | ۰/۴۱     | ۰/۰۰     | -۰/۱۳    | ۰/۰۹     |
| K                | ۰/۲۸      | ۰/۶۹     | ۰/۰۹     | ۰/۰۲     | ۰/۴۸     |
| Na               | ۰/۵۴      | ۰/۷۵     | ۰/۰۳     | ۰/۱۳     | ۰/۳۰     |
| Mg               | ۰/۹۶      | ۰/۱۴     | -۰/۰۲    | ۰/۱۱     | -۰/۱۲    |
| Ca               | ۰/۹۸      | -۰/۰۹    | -۰/۰۲    | ۰/۰۸     | -۰/۰۸    |
| SO <sub>4</sub>  | ۰/۲۹      | ۰/۷۸     | ۰/۳۵     | ۰/۱۱     | -۰/۰۳    |
| Cl               | ۰/۹۱      | ۰/۳۶     | -۰/۰۷    | ۰/۱۲     | ۰/۰۹     |
| HCO <sub>3</sub> | -۰/۱۲     | ۰/۳۹     | ۰/۸۱     | -۰/۱۱    | ۰/۰۶     |
| Cd               | ۰/۰۰      | ۰/۱۷     | -۰/۰۴    | -۰/۹۳    | ۰/۰۰     |
| Cr               | -۰/۰۳     | ۰/۱۸     | -۰/۰۴    | ۰/۱۹     | ۰/۹۴     |
| Ni               | ۰/۹۲      | ۰/۰۰     | -۰/۰۹    | -۰/۱۵    | ۰/۰۱     |
| Pb               | ۰/۲۸      | ۰/۲۳     | -۰/۰۶    | ۰/۸۷     | ۰/۱۹     |
| As               | ۰/۰۴      | ۰/۷۴     | -۰/۰۳    | -۰/۱۱    | -۰/۱۵    |
| NO <sub>3</sub>  | -۰/۱۵     | -۰/۵۱    | -۰/۰۲    | ۰/۰۱     | ۰/۷۲     |

مطابق جدول ۳ مشاهده می‌شود در فاکتور اول ارتباط قوی میان EC و یون‌های منیزیم، کلسیم، کبر و نیکل با بارهای عاملی بالای مثبت که نشان‌دهنده تعامل زیاد آب - سنگ در منطقه مورد مطالعه است و می‌توان افزایش این یون‌ها را تأثیر سازندهای زمین‌شناسی دانست. فاکتور اول را می‌توان به دلیل تأثیر

سازندهای زمین‌شناسی بر آب زیرزمینی، این فاکتور زمین‌زاد تعیین می‌گردد. این فاکتور را می‌توان به‌عنوان اصلی‌ترین عامل در هیدروشیمی منطقه دانست. در فاکتور دوم بار عاملی بین پتاسیم، سدیم، آرسنیک و سولفات را می‌توان به منشأ مشترک آنها ربط داد که منشأ زمین‌زاد دارد. باتوجه به این که در فاکتور سوم بیکربنات دارای بار عاملی بالایی است می‌توان به یک منشأ اتمسفری نسبت داد؛ زیرا باعث ورود  $\text{CO}_2$  به آبخوان و باعث افزایش بیکربنات شده است و با pH نیز همبستگی منفی نشان می‌دهد که نشانگر ارتباط با اسیدکربنیک حاصل از ورود  $\text{CO}_2$  در آب‌های تغذیه‌ای است. همبستگی با آفت کش معنی خاصی نمی‌دهد.

در فاکتور چهارم سرب با هیچ‌یک از آنیون و کاتیون‌های اصلی همبستگی نشان نمی‌دهد و با عنصر کادمیوم همبستگی منفی قوی نشان می‌دهد و یک فاکتور جداگانه تشکیل داده می‌دهند که نشانگر منشأ مشترک این دو عنصر در آب منطقه است و احتمالاً از منشأ انسان‌زاد است. در فاکتور پنجم عدم همبستگی بین پارامترها با بار عاملی کروم و نیترات با سایر عناصر فقط همبستگی با یکدیگر می‌تواند به منشأ مشترک و به علت استفاده بی‌رویه و بلندمدت از نهاده‌های کشاورزی، فاضلاب و لوله‌کشی‌های قدیمی شهری و غیره، دلایل دیگر افزایش عناصر کمیاب در آب آشامیدنی هستند می‌تواند تهدید منابع آب زیرزمینی به‌صورت عامل انسان‌زاد باشد.

#### ۴- نتیجه‌گیری

بر اساس مقادیر استاندارد آب شرب ایران، مقادیر کلسیم، منیزیم، سدیم، کلر، نیترات و TDS در برخی نمونه‌های آبخوان بیشتر از مقدار حد مجاز مشاهده گردید. غلظت عناصر کادمیوم، کروم، نیکل، سرب و آرسنیک در برخی نمونه‌ها با مقادیر بیش از حد مجاز استاندارد آب شرب ایران مشاهده گردید. بر اساس نتایج نمودار پایپر، اکثر نمونه‌های آبخوان در زون یک نمودار پای پر قرار گرفته‌اند و نشانگر یون غالب بیکربنات، کلسیم و منیزیم است. همچنین نمونه‌ها به ترتیب بیشترین تعداد در مناطق ۵ (سختی موقت)، ۹ (اختلاط آب‌ها)، ۷ (آب‌های با شوری اولیه و رسیده به انتهای جریان) و ۶ (شوری ثانویه و سختی دائم) پراکنده شده‌اند. بر اساس نمودار دورو نمونه‌ها به ترتیب بیشترین تعداد در زون‌های ۲ (تأثیر سازندهای دولومیتی)، ۹ (آب‌های شور و رسیده به انتهای جریان)، ۳ و ۸ (تعویض یونی و تعویض یونی معکوس) و زون ۱ (تأثیر سازندهای آهکی و ماسه‌ای) پراکنده شده‌اند و در آبخوان شبستر نمونه ۱ و ۱۴ منشأ سازندهای تبخیری و نمونه ۲، ۵ و ۹ از منشأ سنگ‌های بازالتی و نمونه ۳، ۴، ۱۰، ۱۲ و ۱۳ از منشأ آب از سازندهای آهکی و نمونه ۶، ۷، ۸، ۱۶ و ۱۷ آب‌های با شوری بالا و آب دریا نمونه ۱۱ آب‌های حاصل از تعویض یونی یا تحت‌تأثیر شیل است. از نظر کیفیت برای شرب، بر اساس طبقه‌بندی شولر نمونه‌ها در بازه ۱-ای از قابل قبول تا نامناسب برای شرب هستند. - بر اساس نتایج تحلیل عاملی فاکتور اول به‌عنوان اصلی‌ترین عامل در هیدروشیمی منطقه، با تأثیر پارامترهای EC، منیزیم، کلسیم، کلر و نیکل نشان‌دهنده تعامل زیاد آب - سنگ در منطقه و فاکتور زمین‌زاد تعیین گردید. فاکتور دوم مؤثر از پارامترهای سدیم و پتاسیم و سولفات و آرسنیک دلیل بر منشأ زمین‌زاد این عناصر است. فاکتور سوم مؤثر از تأثیر pH بر میزان انحلال بیکربنات است. فاکتور چهارم مؤثر از عنصر کادمیوم و سرب احتمالاً دارای منشأ انسان‌زاد است. عامل پنجم مؤثر از عناصر نیترات و کروم مرتبط با کودها و فاضلاب‌های خانگی است که این فاکتور نیز انسان‌زاد است.

#### ۵- مراجع

- اصغری مقدم، ا. (۱۳۸۹). اصول شناخت آب‌های زیرزمینی: انتشارات دانشگاه تبریز.
- شیرانی، ز.، عباس پور، م.، جاوید، ا.، و تقوی، ل. (۲۰۱۳). ارزیابی منابع آلودگی آب‌های زیرزمینی در محیط شهری (مطالعه موردی: منطقه ۱۴ شهرداری تهران). انسان و محیط زیست، ۱۱ (شماره ۱ (۲۴-پیاپی ۳۵))، ۱-۱۶.
- ندیری، ع.، آذری اسکویی، ز.، حسین زاده، م.، فدای دیزناب، ر. و حاتم زاده، س. (۱۴۰۰). بررسی پتانسیل آلودگی در محدوده معدن مس مزرعه اهر و تعیین منشأ آن‌ها، <https://civilica.com/doc/1560504>.



- Ackah, M., Agyemang, O., Anim, A., Osei, J., Bentil, N., Kpattah, L., . . . Hanson, J. (2011). Assessment of groundwater quality for drinking and irrigation: the case study of Teiman-Oyarifa Community, Ga East Municipality, Ghana. *Proceedings of the International Academy of Ecology and Environmental Sciences*, 1(3-4), 186 .
- Darvishi, G., Kootenaei, F. G., Ramezani, M., Lotfi, E., & Asgharnia, H. (2016). Comparative investigation of river water quality by OWQI, NSFWQI and Wilcox indexes (case study: the Talar River-Iran). *Archives of Environmental Protection*, 42(1), 41--48 .
- Fetter, C. W., Boving, T. B., & Kreamer, D. K. (1999). *Contaminant hydrogeology* (Vol. 1138): Prentice hall Upper Saddle River, NJ.
- Fouchy, K., McClain, M. E., Conallin, J., & O'Brien, G. (2019). Multiple stressors in African freshwater systems. In *Multiple stressors in river ecosystems* (pp. 179-191): Elsevier.
- Freeze, R., & Cherry, J. (1979). Groundwater. New Jersey: Prentice-Hall geochemical parameter distribution in a ground water system contaminated with petroleum hydrocarbons. *Journal of Environmental Quality*, 30, 1548-1563 .
- Güler, C., Thyne, G. D., McCray, J. E., & Turner, K. A. (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology journal*, 10(4), 455-474 .
- Ismail, N. A. S. (2020). Application of Factor Analysis in Identification of Pollution Sources for Pengkalan Chepa River Basin. *Journal of Mathematics and Computing Science*, 6(1), 1-9 .
- King, J., & Pienaar, H. (2011). Sustainable use of South Africa's inland waters: a situation assessment of Resource Directed Measures 12 years after the 1998 National Water Act .
- Kumaresan, M., & Riyazuddin, P. (2006). (Major ion chemistry of environmental samples around sub-urban of Chennai city. *Current Science*, 1668-1677 .
- Laaksoharju, M., Tullborg, E.-L., Wikberg, P., Wallin, B., & Smellie, J. (1999). Hydrogeochemical conditions and evolution at the Äspö HRL, Sweden. *Applied Geochemistry*, 14(7), 835-859.
- Madlala, T., Kanyerere, T., Oberholster, P., & Butler, M. (2021). Assessing the groundwater dependence of valley bottom wetlands in coal-mining environment using multiple environmental tracers, Mpumalanga, South Africa. *Sustainable Water Resources Management*, 7, 1-23.
- Okereke, C. S., Esu, E. O., & Edet, A. E. (1998). Determination of potential groundwater sites using geological and geophysical techniques in the Cross River State, southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 27(1), 149-163.
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25(6), 914-928 .
- Zaporozec, A. (1972). Graphical interpretation of water-quality data. *groundwater*, 10(2), 32-43.

## بررسی کیفیت هوا شهر ارومیه بر اساس شاخص کیفیت هوا در سال ۱۴۰۱

فاطمه مهری یاری<sup>۱\*</sup>، فاطمه نقش افکن<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی دکتری زمین شناسی زیست محیطی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

آدرس پست الکترونیکی نویسنده اول (f.mehriyari@gmail.com)

۲- کارشناس ارشد زمین شناسی زیست محیطی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

آدرس پست الکترونیکی نویسنده دوم (f.naghshafkan@ymail.com)

### چکیده

در این مطالعه غلظت آلاینده‌های هوا شامل؛ مونواکسید کربن، دی اکسید گوگرد، دی اکسید نیتروژن و ذرات معلق مورد بررسی قرار گرفت. شاخص کیفیت هوا به وسیله نرم افزار EXCEL محاسبه شد و بر اساس آن، کیفیت بهداشتی هوا در شش گروه طبقه بندی گردید. از ۳۴۲ روز در سال ۱۴۰۱، ۷۶ روز در وضعیت پاک، ۲۴۳ روز در شرایط سالم و ۲۱ روز در شرایط ناسالم برای گروه‌های حساس قرار داشته است. در اسفند ماه سال ۱۴۰۱، ۱۶ روز پاک مشاهده شده است که عنوان پاک ترین ماه سال ۱۴۰۱ را از آن خود کرده است. ذرات معلق بیشترین سهم را به عنوان آلاینده مسئول آلودگی هوای شهر ارومیه بر عهده دارد. این شرایط با افزایش روند خشک شدن دریاچه ارومیه و وقوع طوفان‌های گردوغبار محلی و منطقه‌ای تشدید شده است. بنابراین اجرای اقدامات ضروری در جهت کنترل آلودگی و کاهش سطح تماس افراد جامعه می‌بایست صورت گیرد.

واژه‌های کلیدی: آلودگی هوا؛ AQI؛ ارومیه؛ کیفیت هوا؛ PM<sub>2.5</sub>.

### Abstract

In this study, the concentration of air pollutants including: Carbon monoxide, sulfur dioxide, nitrogen dioxide and suspended particles were investigated. The air quality index was calculated by EXCEL software and based on it, air health quality was classified into six groups. Out of 342 days in 1401, 76 days were in clean condition, 243 days were in healthy conditions and 21 days were in unhealthy conditions for sensitive groups. In March of 1401, 16 clean days have been observed, which has earned the title of the cleanest month of 1401. Suspended particles have the largest share as the pollutant responsible for air pollution in Urmia city. These conditions have been aggravated by the increasing drying process of Lake Urmia and the occurrence of local and regional dust storms. Therefore, the implementation of necessary measures to control pollution and reduce the level of contact of people in the society should be done.

**Key words:** Air pollution; AQI; Urmia; Air quality; PM<sub>2.5</sub>

### ۱- مقدمه

آلودگی هوا امروزه به عنوان یکی از مشکلات زیست محیطی و اقتصادی در سراسر جهان به ویژه در کلان شهرها و شهرهای صنعتی مطرح شده است که سلامت عوام را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بر مبنای گزارشات منتشر شده سازمان جهانی بهداشت، سالانه هفت میلیون نفر در سراسر جهان بر اثر بیماری‌های مرتبط با آلودگی هوا جان خود را از دست می‌دهند و بیش از ۵۰ درصد این مرگ و میر در قاره آسیا رخ می‌دهد. آلاینده‌های هوا شامل گونه‌های گازی شکل و ذرات هستند که اثرات نامطلوبی در هوا و باعث ایجاد سرطان در انسان می‌شوند (Zhang et al., 2012). بالاترین نگرانی در خصوص کیفیت هوای شهرها، مربوط به آلاینده‌های ازن، دی اکسید نیتروژن و ذرات معلق در هوا می‌باشد (Mokhtari et al., 2015). با افزایش هر ۱۰ میلی گرم از ذرات معلق، بر میزان مرگ و میر حدود ۳ تا ۱۱ درصد افزوده می‌شود (Kermani et al., 2014).

برای حفاظت از سلامت انسان و محیط زیست سازمان بهداشت جهانی کشورها و دولت‌ها را موظف به رعایت قوانین و مقررات ویژه‌ای نموده است. قانون ملی استاندارد کیفیت هوای محیط برای شش آلاینده هوا شامل؛ دی اکسید گوگرد، دی اکسید نیتروژن، مونواکسید کربن، ازن، سرب و ذرات با قطر آیرودینامیکی

کم‌تر و مساوی ۲/۵ و ۱۰ میلی‌متر توسط آژانس حفاظت محیط زیست آمریکا تعیین شده است. بر این اساس اطلاع رسانی و اقدامات پیشگیرانه در شرایط نامطلوب هوا با توجه به شاخص‌هایی از جمله شاخص کیفیت هوا صورت می‌گیرد. در بررسی دهقانی و همکاران (۲۰۱۴) با عنوان تعیین کیفیت بهداشتی هوای شهر کاشان بر اساس شاخص کیفیت هوا، مشخص شد که ۱۸۷ روز کیفیت هوا از حد استاندارد فراتر رفته است و ازن، ذرات معلق و مونوکسیدکربن بیش‌ترین سهم را در آلودگی هوای این شهر داشتند. در مطالعه خرسندی و همکاران (۱۳۹۱) که بر روی کیفیت بهداشتی هوای شهر ارومیه براساس شاخص AQI انجام شد، نتایج حاکی از آن است که کیفیت بهداشتی هوای شهر ارومیه در ۳۳۴ روز از ۳۵۹ روز بررسی شده در سال ۱۳۹۰ در حد پاک و یا قابل قبول، ولی در ۲۵ روز از حد استاندارد تجاوز کرده است. بر این اساس، کیفیت هوا در ۱۷ روز غیر بهداشتی برای گروه‌های حساس، در ۳ روز به‌صورت غیر بهداشتی، در ۳ روز خیلی غیر بهداشتی و ۲ روز در رده خطرناک بود. مطالعه کرمانی و همکاران (۱۳۹۵) تحت عنوان مقایسه پنج سال کیفیت بهداشتی هوای کلان‌شهر تهران بر اساس شاخص کیفیت هوا نشان داد که کیفیت هوای شهر تهران طی سال‌های ۱۳۹۳-۱۳۸۹ به‌ترتیب ۳۲۷، ۳۳۰، ۳۴۳، ۳۵۰ و ۳۵۲ روز از حد استاندارد سازمان حفاظت محیط زیست ایران ( $AQI > 100$ ) تجاوز کرده است و در اکثر روزهای سال ذرات معلق  $PM_{2.5}$  آلاینده مسئول آلودگی هوا شناخته شده است. با توجه به اهمیت موضوع و علل آلودگی هوا در کلان‌شهر ارومیه مانند ریزگردهای ورودی از کشورهای همسایه، کمبود باران و افزایش روند خشک شدن دریاچه ارومیه، تراکم جمعیت و استفاده از سوخت‌های فسیلی، پرداختن به موضوع سنجش آلودگی هوا جزء اولویت‌های اساسی بهداشتی و زیست محیطی این شهر قرار گرفته است. با ارزیابی کیفیت بهداشتی هوای شهر می‌توان گامی در جهت مدیریت و برنامه‌ریزی بهتر شهری برای پایش منابع آلاینده و آگاهی شهروندان از وضعیت روزانه کیفیت هوا برداشت. هدف این مطالعه بررسی کیفیت هوا شهر ارومیه بر اساس شاخص کیفیت هوا در سال ۱۴۰۱ بود.

## روش بررسی

### معرفی محدوده مورد مطالعه

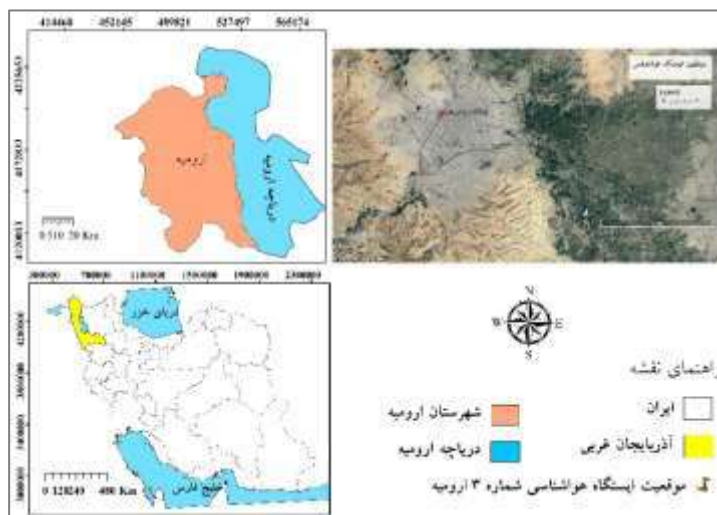
شهر ارومیه مرکز شهرستان ارومیه در موقعیت جغرافیایی ۳۷ درجه و ۳۳ دقیقه عرض شمالی و ۴۵ درجه و ۴ دقیقه طول شرقی در استان آذربایجان غربی در شمال غربی ایران واقع شده است. شهر ارومیه با وسعت ۸۵۷۷/۳ هکتار در جلگه‌ای به طول ۷۰ و عرض ۳۰ کیلومتر در کنار دریاچه‌ای به همین نام قرار دارد. ارتفاع این شهر از سطح دریا ۱۳۱۳ متر و از نظر شرایط آب و هوایی، نیمه خشک بوده و تحت تأثیر جریانات هوایی مرطوب اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه است (امیدی و همکاران، ۱۳۹۴). در سال‌های اخیر به دلیل تغییرات اقلیمی، افزایش روند خشک شدن دریاچه ارومیه و طوفان‌های شن شکل گرفته در کشورهای اطراف غلظت آلاینده‌های هوا به‌ویژه ذرات معلق در منطقه افزایش یافته است.

### مختصات ایستگاه هواشناسی شماره ۳ ارومیه

این ایستگاه سنجش آلاینده‌ها واقع در بزرگراه شهید باهنر در محوطه اداره محیط زیست استان آذربایجان غربی با دستگاه Swam و Invironment-Sa یکی از دقیق‌ترین دستگاه‌های اندازه‌گیری ذرات معلق بود. طول و عرض جغرافیایی ایستگاه مورد نظر در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین موقعیت جغرافیایی شهرستان ارومیه در ایران و ایستگاه نمونه‌برداری در گوگل ارث در شکل ۱ نمایش داده شده است.

جدول ۱ مختصات ایستگاه هواشناسی

| نام ایستگاه هواشناسی |       |      | طول جغرافیایی |       | عرض جغرافیایی |                 |
|----------------------|-------|------|---------------|-------|---------------|-----------------|
| ثانیه                | دقیقه | درجه | ثانیه         | دقیقه | درجه          |                 |
| ۱۵/۲۲"               | ۳۳'   | ۳۷°  | ۴۹/۶۵"        | ۴'    | ۴۵°           | ایستگاه شماره ۳ |



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

در این مطالعه توصیفی- مقطعی غلظت آلاینده‌های هوا شامل  $SO_2$ ,  $CO$ ,  $NO_2$  و  $PM_{2.5}$  طی سال ۱۴۰۱ با مراجعه به اداره محیط زیست استان آذربایجان غربی به دست آمد. پس از اعتبارسنجی غلظت‌های به دست آمده، با استفاده از نرم‌افزار EXCEL و بر اساس دستورالعمل سازمان حفاظت محیط زیست آمریکا غلظت‌های استاندارد مشخص شد. این استاندارد برای مونواکسید کربن از حداکثر غلظت ۲۴ ساعت، برای ذرات معلق و دی‌اکسید گوگرد از متوسط غلظت ۲۴ ساعت و برای دی‌اکسید نیتروژن از حداکثر غلظت ۱ ساعت استفاده شده است. با استفاده از جدول رابطه غلظت و شاخص استاندارد آلودگی و با محاسبه در فرمول AQI، مقدار شاخص روزانه برای همه آلاینده‌های هوا به صورت جداگانه تعیین و بالاترین میزان به عنوان شاخص کیفی هوا در نظر گرفته شد. بر اساس شاخص AQI، کیفیت بهداشتی هوا در ۶ گروه پاک، سالم، ناسالم برای گروه‌های حساس، ناسالم، بسیار ناسالم و خطرناک طبقه‌بندی شده است و هر گروه با رنگ خاص که مشخصه سطح متفاوت تأثیر آلودگی هوا بر سلامت انسان می‌باشد، نشان داده می‌شود (Golbaz et al., 2001).

جدول ۲- طبقات کیفیت بهداشتی هوا

| AQI     | طبقه‌بندی کیفیت هوا       | رنگ     |
|---------|---------------------------|---------|
| ۰-۵۰    | پاک                       | سبز     |
| ۵۱-۱۰۰  | سالم                      | زرد     |
| ۱۰۱-۱۵۰ | ناسالم برای گروه‌های حساس | نارنجی  |
| ۱۵۱-۲۰۰ | ناسالم                    | قرمز    |
| ۲۰۱-۳۰۰ | بسیار ناسالم              | ارغوانی |
| ۳۰۱-۴۰۰ | خطرناک                    | زرشکی   |
| ۴۰۱-۵۰۰ |                           |         |

## ۲- یافته‌ها

نتایج حاصل از شاخص کیفیت هوا در ماه‌های مختلف سال ۱۴۰۱ در جدول ۳ نشان داده شده است. بر این اساس از ۳۴۲ روز بررسی شده، ۷۶ روز در وضعیت پاک، ۲۴۳ روز در شرایط سالم و ۲۱ روز در شرایط ناسالم برای گروه‌های حساس قرار داشته است. نمودار ۲ مقایسه وضعیت بهداشتی هوا در ماه‌های



مختلف برحسب روز را نشان می دهد. در برخی از روزهای سال ۱۴۰۱ به دلیل نقص فنی و تجهیزاتی داده ای ثبت نشده است. در اسفند ماه سال ۱۴۰۱، ۱۶ روز پاک مشاهده شده است که عنوان پاک ترین ماه سال ۱۴۰۱ در شهر ارومیه را از آن خود کرده است. همچنین بیش ترین روزهای ناسالم برای گروه های حساس در ماه های فروردین، اردیبهشت، مهر و دی بوده است. از نظر شاخص کیفیت هوا، بیش ترین روزهای سالم در شهریور ماه بوده است. بر اساس نتایج بررسی ها، آلاینده مسئول، ذرات معلق کوچک تر از ۲/۵ میکرون بوده است. جدول ۴ وضعیت ذرات معلق کوچک تر از ۲/۵ میکرون در طی فصول مختلف سال را نشان می دهد. در فصل بهار بیش ترین تعداد روزهای ناسالم برای گروه های حساس با توجه به وضعیت  $PM_{2.5}$  طبق شاخص کیفیت هوا و بیش ترین روزهای سالم در فصل پاییز مشاهده شده است.

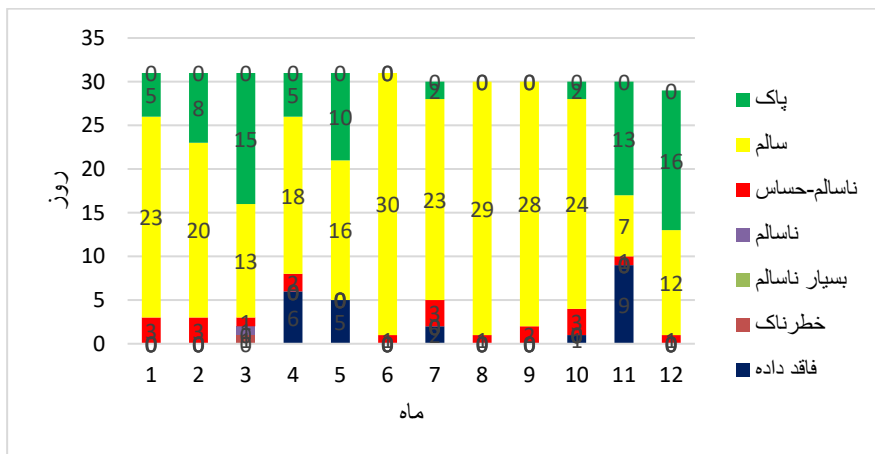
جدول ۳- شاخص کیفیت هوا طی ماه های مختلف در سال ۱۴۰۱ (تعداد روز).

| پاک | سالم | ناسالم-حساس | ناسالم | بسیار ناسالم | خطرناک | فاقد داده |
|-----|------|-------------|--------|--------------|--------|-----------|
| ۵   | ۲۳   | ۳           | ۰      | ۰            | ۰      | ۰         |
| ۸   | ۲۰   | ۳           | ۰      | ۰            | ۰      | ۰         |
| ۱۵  | ۱۳   | ۱           | ۱      | ۰            | ۱      | ۰         |
| ۵   | ۱۸   | ۲           | ۰      | ۰            | ۰      | ۶         |
| ۱۰  | ۱۶   | ۰           | ۰      | ۰            | ۰      | ۵         |
| ۰   | ۳۰   | ۱           | ۰      | ۰            | ۰      | ۰         |
| ۲   | ۲۳   | ۳           | ۰      | ۰            | ۰      | ۲         |
| ۰   | ۲۹   | ۱           | ۰      | ۰            | ۰      | ۰         |
| ۰   | ۲۸   | ۲           | ۰      | ۰            | ۰      | ۰         |
| ۲   | ۲۴   | ۳           | ۰      | ۰            | ۰      | ۱         |
| ۱۳  | ۷    | ۱           | ۰      | ۰            | ۰      | ۹         |
| ۱۶  | ۱۲   | ۱           | ۰      | ۰            | ۰      | ۰         |

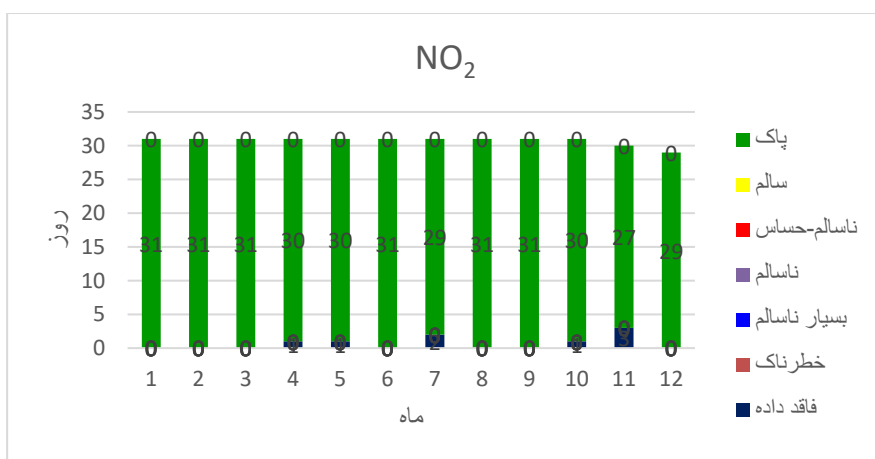
جدول ۴- وضعیت  $PM_{2.5}$  در طی فصول مختلف سال ۱۴۰۱.

| فصل     | پاک | سالم | ناسالم-حساس | ناسالم | بسیار ناسالم | خطرناک | فاقد داده |
|---------|-----|------|-------------|--------|--------------|--------|-----------|
| بهار    | ۳۱  | ۴۰   | ۷           | ۰      | ۰            | ۰      | ۱۵        |
| تابستان | ۱   | ۳۷   | ۰           | ۰      | ۰            | ۰      | ۵۵        |
| پاییز   | ۷   | ۷۹   | ۰           | ۰      | ۰            | ۰      | ۵         |
| زمستان  | ۲   | ۴۰   | ۲           | ۰      | ۰            | ۰      | ۴۵        |

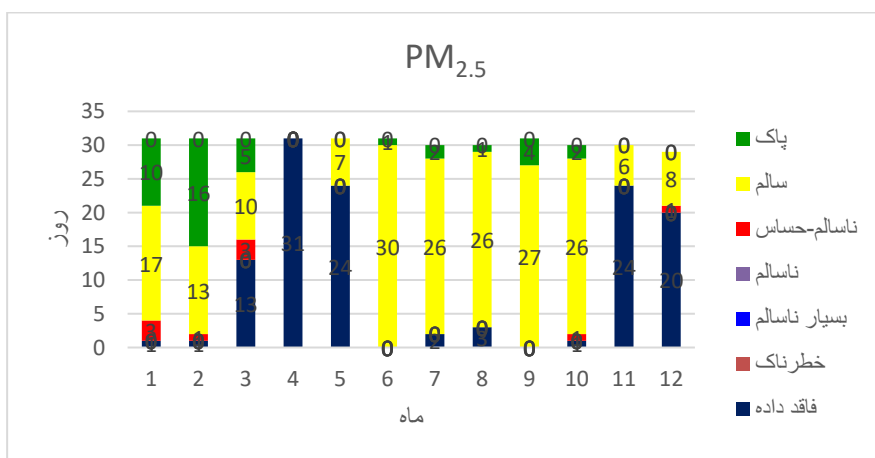
شاخص کیفیت هوا برای آلاینده ها در ماه های مختلف سال ۱۴۰۱ در نمودارهای ۲-۶ ارائه شده است. براساس نمودار ۳، کیفیت هوا در ماه های مختلف از نظر آلاینده دی اکسید نیتروژن در شرایط پاک قرار داشت. نمودار ۴ کیفیت بهداشتی هوا از نظر آلاینده ذرات معلق کوچک تر از ۲/۵ میکرون را نشان می دهد که بر اساس آن، تقریباً ۹ روز از سال کیفیت هوا در شرایط بالاتر از حد استاندارد ( $AQI > 100$ ) قرار داشت. فروردین و خرداد ماه بیش ترین تعداد روزهای ناسالم برای گروه های حساس از نظر کیفیت هوا به دلیل وجود ذرات معلق کوچک تر از ۲/۵ میکرون را داشته است. میزان آلاینده های دی اکسید گوگرد و مونواکسید کربن در هوای شهر ارومیه در سال ۱۴۰۱ در حد استاندارد قرار داشت.



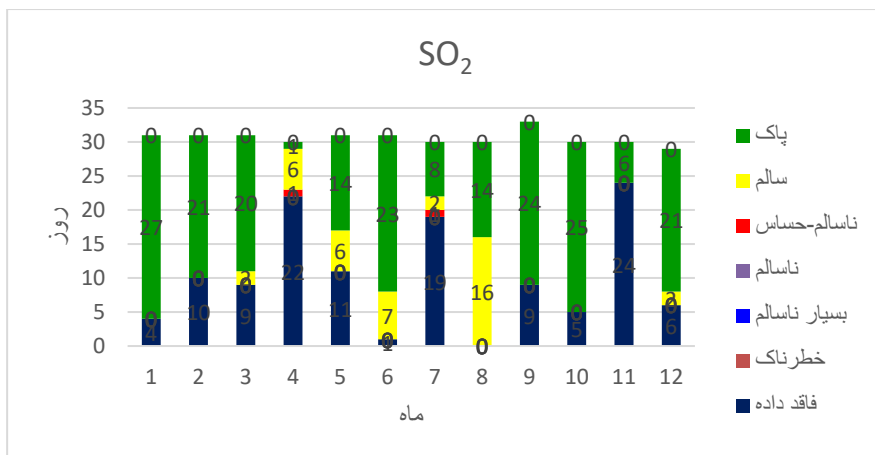
شکل ۲- نمودار مقایسه توزیع طبقه‌بندی کیفیت بهداشتی هوای شهر ارومیه در سال ۱۴۰۱ برحسب روز



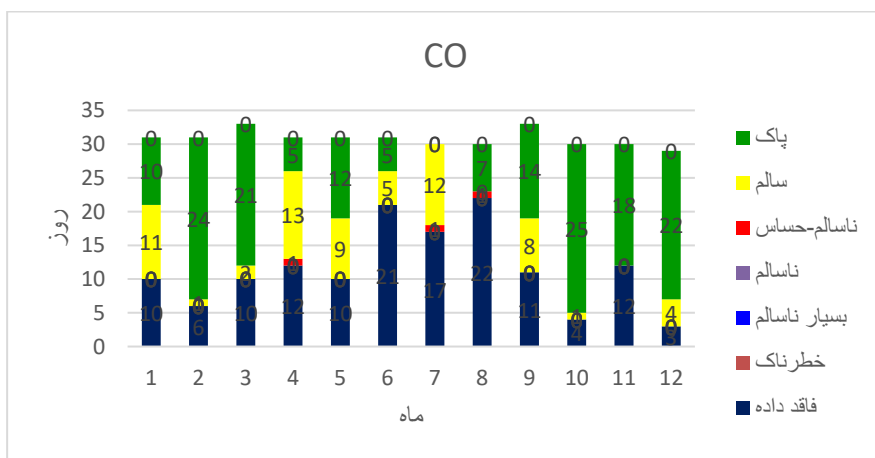
شکل ۳- نمودار مقایسه توزیع طبقه‌بندی کیفیت بهداشتی  $NO_2$  هوای شهر ارومیه در ماه‌های مختلف سال ۱۴۰۱ برحسب روز



شکل ۴- نمودار مقایسه توزیع طبقه‌بندی کیفیت بهداشتی  $PM_{2.5}$  هوای شهر ارومیه در ماه‌های مختلف سال ۱۴۰۱ برحسب روز



شکل ۵- نمودار مقایسه توزیع طبقه‌بندی کیفیت بهداشتی SO<sub>2</sub> هوای شهر ارومیه در ماه‌های مختلف سال ۱۴۰۱ بر حسب روز



شکل ۶- نمودار مقایسه توزیع طبقه‌بندی کیفیت بهداشتی CO هوای شهر ارومیه در ماه‌های مختلف سال ۱۴۰۱ بر حسب روز

### ۳- بحث

بر اساس نتایج این مطالعه در بررسی شاخص کیفیت هوا در سال ۱۴۰۱ در شهر ارومیه، آلودگی هوا در ۲۱ روز از مجموع ۳۴۲ روز سنجش شده در وضعیت "ناسالم برای گروه‌های حساس" قرار داشت. علاوه بر این مشخص شد که در تمام موارد ذرات معلق، سبب آلودگی می‌باشند. در سال‌های اخیر کیفیت هوا با افزایش روند خشک شدن دریاچه ارومیه و تغییرات اقلیمی ناشی از آن تحت تأثیر طوفان‌های شن قرار گرفته است. علاوه بر این، ارومیه بر اساس تقسیم‌بندی دوما رتن در رده اقلیم نیمه خشک قرار دارد. وزش باد بر بستر خشک دریاچه و هجوم سامانه پرفشار می‌تواند از عوامل اصلی غلظت ذرات در این شهر باشد. مطالعات صورت گرفته بر روی دیگر شهرهای ایران نیز ذرات معلق را مسئول اصلی کیفیت نامناسب هوا معرفی کرده است.

در مطالعه حیدری و همکاران (۱۳۹۶) که به ارزیابی کیفیت هوا در شهر کرمان در سال ۱۳۹۴ پرداختند، شاخص کیفیت هوا ۱۵ روز در شرایط پاک، ۱۲۱ روز در وضعیت سالم، ۶۰ روز در شرایط ناسالم برای گروه‌های حساس و ۸ روز در وضعیت ناسالم قرار داشت. همچنین آلاینده مسئول، ذرات معلق گزارش شد. در مطالعه کرمانی و همکاران در سال ۲۰۱۴ که به بررسی اثرات بهداشتی ذرات معلق در ۶ کلان شهر ایران شامل مشهد، تبریز، ارومیه، تهران، اهواز، و اراک پرداختند، غلظت متوسط سالانه ذرات معلق در اهواز بالاترین میزان و ارومیه به عنوان یک کلان شهر در حال رشد در معرض آلودگی‌های ذرات معلق قرار دارد و افزایش غلظت این ذرات در هوای شهر ممکن است مخاطرات سلامتی جدی برای شهروندان ایجاد نماید.

در مطالعه کتابی و همکاران (۱۳۹۵) در ارزیابی کیفیت هوای شهر مشهد، از مجموع ۳۶۵ روز سال، ۱۲/۸ درصد هوا پاک، ۷۴ درصد هوا سالم و ۱۲/۶ درصد هوا ناسالم برای گروه‌های حساس بود، به عبارتی هوای شهر مشهد در ۱۳ درصد ایام پاک، ۷۴/۵ درصد سالم و ۱۲/۵ درصد در شرایط ناسالم برای گروه‌های حساس قرار داشته است. همچنین مطابق با نتایج مطالعه حاضر، آلاینده اصلی، ذرات معلق کوچک‌تر از ۲/۵ میکرون بوده است.

در بررسی کیفیت بهداشتی هوای شهر ارومیه، از ۳۵۹ روز بررسی شده ۳۳۴ روز پاک و یا قابل قبول و ۲۵ روز از حد استاندارد تجاوز کرده است. بر این اساس، کیفیت هوا در ۱۷ روز ناسالم برای گروه‌های حساس، ۳ روز به صورت ناسالم، ۳ روز بسیار ناسالم و ۲ روز در رده خطرناک بود (خرسندی و همکاران، ۱۳۹۱). در مطالعه ملک حسینی و همکاران (۱۳۹۷) که به بررسی آلاینده‌های تأثیرگذار بر آلودگی هوای تهران در طی دوره زمانی ۱۳۹۰ تا ۱۳۹۵ پرداختند، شاخص کیفیت هوا در تمامی آلاینده‌ها به جز ذرات معلق روند کاهشی داشته است. کیفیت هوا به‌طور تقریبی در فصل گرم سال به دلیل وقوع پدیده گرد و غبار، استفاده از سیستم‌های سرمایشی و عدم جا به جایی هوا فراتر از حد مجاز بوده و نامطلوب گزارش شده است. با شروع سرما نیز بر تعداد روزهای نامطلوب افزوده شده است. استقرار جو پایدار و وقوع پدیده وارونگی و استفاده از سیستم‌های گرمایشی عمده‌ترین عامل افزایش تعداد روزهای فراتر از حد مجاز در روزهای سرد سال بوده که همه متأثر از افزایش آلاینده ذرات معلق بوده است.

پژوهش‌های صورت گرفته نشان داده‌اند که غلظت ذرات معلق با دمای هوا، میزان بارش و طول دوره خشکی مرتبط است، به طوری که با افزایش دما، کاهش بارش و کاهش سطح پوشش گیاهی رطوبت خاک کاهش می‌یابد. در این شرایط، وزش باد باعث انتقال ذرات به هوا می‌شود (Gerivani et al., 2011). نورپور و فیض (۱۳۹۳) در بررسی تغییرات مکانی و زمانی آلاینده‌ها و ذرات معلق به صراحت بیان داشتند که آلودگی ذرات معلق در ارتباط با سایر پارامترهای اقلیمی بود و باید در ارتباط با هم بررسی و مطالعه شوند. بر اساس نتایج مطالعه حاضر بیش‌ترین مقدار شاخص کیفیت هوا و بیش‌ترین آلودگی متناسب به ذرات معلق ۲/۵ میکرون در طی نیمه اول سال در شهر ارومیه رخ داده است. در منطقه مورد مطالعه و شهر ارومیه سرعت باد ۹ متر بر ثانیه و جهت آن جنوب به شمال است. این بادهای از صحرای عربستان و جنوب عراق گرد و غبار را وارد ایران و شهر ارومیه خواهند کرد. در نتیجه هوای منطقه غبارآلود و آلوده خواهد شد. علاوه بر آن افزایش روند خشک شدن دریاچه ارومیه، فعالیت‌های معدنی، کارخانه‌های سیمان، انتشارات صنعتی، تردد وسایل نقلیه موتوری، فعالیت‌های کشاورزی و تبدیل ثانویه آلاینده‌های گازی به ذرات از منابع مهم پراکندگی ذرات در هوای کلان شهر ارومیه می‌باشند. اثرات بهداشتی ذرات معلق کوچک‌تر از ۲/۵ میکرون، افزایش عفونت‌های سیستم تنفسی، شروع آسم، برونشیت و افزایش شدت مرگ و میر است. این ذرات معلق و آلاینده‌های هوا به عنوان عامل شماره یک در سرطان‌زایی برای انسان طبقه‌بندی شده‌اند.

بنابراین با توجه به اهمیت بهداشتی آلاینده‌ها، کاهش غلظت آن در هوا و یا کاهش تماس افراد جامعه به‌خصوص گروه‌های حساس مانند کودکان و بیماران ضروری می‌باشد. کیفیت هوای شهر ارومیه از نقطه نظر غلظت ذرات معلق کوچک‌تر از ۲/۵ میکرون را می‌توان از طریق اتخاذ برنامه‌های بلند مدت، حذف منابع محلی آلاینده، اجرای برنامه‌های کاهش بیابان‌زایی، افزایش پوشش گیاهی و جنگل کاری، استفاده از سیستم حمل و نقل عمومی و انتقال آب به دریاچه به حداقل رساند.

## ۵- نتیجه گیری

نتایج بررسی داده‌های شهر ارومیه در سال ۱۴۰۱ نشان داد از مجموع ۳۴۲ روزی که کیفیت هوا سنجش شد، حدود ۲۲ درصد روزها در وضعیت پاک، ۷۱ درصد شرایط سالم، ۶ درصد شرایط ناسالم برای گروه‌های حساس و ۰/۲۹ درصد شرایط ناسالم را تجربه کرده است. با توجه به این که آلاینده مسئول در آلودگی هوای شهر ارومیه  $PM_{2.5}$  مشخص شد، لذا باید تدابیری جهت کنترل ذرات معلق در سطح ملی و منطقه‌ای صورت گیرد. ضمن این که موقعیت جغرافیایی شهر ارومیه در شمال غرب ایران از نظر ترانزیتی و عبور و مرور خودروهای دیزلی و سنگین، در افزایش غلظت آلاینده‌ها بی‌تأثیر نیست. لذا اجرای اقدامات سخت‌گیرانه نظیر معاینه فنی خودروها، گازسوز کردن و توسعه وسایل نقلیه عمومی می‌تواند در کاهش آلودگی هوا مؤثر باشند. هم‌چنین پیشنهاد می‌شود جهت برآورد بهتر کیفیت هوای شهر ارومیه تعداد ایستگاه‌های مجهز سنجش آلاینده‌ها به‌صورت یکنواخت در سطح شهر افزایش یابد.

## ۶- تقدیر و تشکر

بدین وسیله از زحمات مسئولین محترم اداره محیط زیست شهر ارومیه به دلیل همکاری و مساعدت لازم در جهت دسترسی به منابع اطلاعاتی، تشکر و قدردانی می‌شود.

## ۷- مراجع

- امید، نگار، سیدی، نسرین، بانج شفیعی، عباس، و عباسپور، ناصر. (۱۳۹۴). مقدار هیدرات های کربن و پرولین برگ درخت چنار، در شرایط تنش آلودگی هوا (پژوهش موردی: شهرستان ارومیه). پژوهش و توسعه جنگل، ۱(۲)، ۱۰۹-۱۲۲. SID. <https://sid.ir/paper/263758/fa>
- حیدری، محسن، حیدری نژاد، ضحی، علیپور، ولی، دیندارلو، کاووس، رحمانیان، امید، گودرزی، بابک، و موسی پور، حسن. (۱۳۹۶). ارزیابی کیفیت هوا بر اساس شاخص کیفیت هوا در شهر کرمان در سال ۱۳۹۴. پژوهش در بهداشت محیط، ۳(۳)، ۲۰۸-۲۱۸. SID. <https://sid.ir/paper/261407/fa>
- خرسندی حسن، امینی تبوک فهیم، کارگر حجت، موسوی مغانجوقی سعید. بررسی کیفیت بهداشتی هوای شهر ارومیه بر اساس شاخص AQI. مجله مطالعات علوم پزشکی. ۱۳۹۱؛ ۲۳ (۷): ۷۶۷-۷۷۵
- دهقانی، روح اله، تخت فیروزه، سیدمهدی، حسین دوست، غلامرضا، مسیبی، محدثه، و عرب فرد، مسعود. (۱۳۹۳). تعیین کیفیت بهداشتی هوای شهر کاشان بر اساس شاخص کیفیت هوا در سال ۱۳۹۰. ارمغان دانش، ۱۹(۴) (پی در پی ۸۷)، ۳۱۴-۳۲۵. SID. <https://sid.ir/paper/78111/fa>
- کتابی، دامون، اسماعیلی، رضا، علیدادی، حسین، پیروی، رویا، و جولایی، فاطمه. (۱۳۹۵). ارزیابی کیفیت هوای شهر مشهد بر اساس شاخص AQI در سال ۱۳۹۴. مجله پژوهش در بهداشت محیط، ۲(۳)، ۲۲۸-۲۳۶. doi: 10.22038/jreh.2016.8078
- ملک حسینی، عباس، و سلیمانی، فریبا. (۱۳۹۷). بررسی آلاینده‌های تاثیرگذار بر آلودگی هوای تهران و راهکارهای کنترل با توجه به شاخص کیفیت AQI. نگرش‌های نو در جغرافیای انسانی (جغرافیای انسانی)، ۱۰(۴)، ۵۵-۷۳. SID. <https://sid.ir/paper/513084/fa>
- نورپور، علیرضا، و فیض، سیدمحمدعلی. (۱۳۹۳). تعیین تغییرات مکانی و زمانی آلاینده‌های گوگرد دی‌اکسید، نیتروژن دی‌اکسید و انواع ذرات معلق با استفاده از تکنیک‌های GIS در تهران. محیط‌شناسی، ۴۰(۳) (پیاپی ۷۱)، ۷۲۳-۷۳۸. SID. <https://sid.ir/paper/404060/fa>
- Golbaz, S., Farzadkia, M., & Kermani, M. (2001). Assess air quality in Tehran in 2008, relying on air quality index.
- Gerivani H, Lashkaripour GR, Ghafoori M, Jalali N. The source of dust storm in Iran: a case study based on geological information and rainfall data. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences. 2011;6.
- Kermani, M., Bahrami ASL, F., Aghaei, M., Arfaeinia, H., Karimzadeh, S., & Shahsavani, A. (2014). Comparative investigation of air quality index (AQI) for six industrial cities of Iran. Studies in Medical Sciences, 25(9), 810-81
- Kermani M, Dowlati M, Jonidi Jaffari A, Rezaei Kalantari R. A Study on the Comparative Investigation of Air Quality Health Index (AQHI) and its application in Tehran as a Megacity since 2007 to 2014. Iranian Journal of Research in Environmental Health. 2015; 1(4): 275-284. [Persian]
- Kermani M, Dowlati M, Jonidi Jaffari A, Rezaei Kalantari R. A Study on the Comparative Investigation of Air Quality in Tehran Metropolis Over a Five-year Period Using Air Quality Index (AQI). J Health Res Commun 2016; 2 (1):28-36  
URL: <http://jhc.mazums.ac.ir/article-1-136-fa.html>
- Mokhtari M, Miri M, Mohammadi A, Khorsandi H, Hajizadeh Y, Abdollahnejad A. Assessment of Air Quality Index and Health Impact of PM10, PM2.5 and SO2 in Yazd, Iran. Journal Mazandaran Univ Med Sci. 2015; 25(132); [Persian] 14-23



-Zhang Y, Bocquet M, Mallet V, Seigneur C, Baklanov A. Real-time air quality forecasting, part I: History, techniques, and current status. Atmospheric Environment Journal 2012; 60: 632-55.

## رابطه رشد تورمالین و دگرشکلی در سنگهای دگرگونی ناحیه ای شرق همدان

سارا عبدالله زاده<sup>۱</sup>، لیلی ایزدی کیان<sup>۲\*</sup>، اشرف ترکیان<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

sarabdallhzadh31@gmail.com

۲- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

l.izadi@basu.ac.ir

۳- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

a-torkian@basu.ac.ir

### چکیده

سنگهای دگرگونی شرق همدان که در زون سندج سیرجان قرار دارند، سه مرحله دگرشکلی شکل پذیر را نشان می دهند که در هر سه مرحله چین خوردگی و برگوارگی بزرگ مقیاس شکل گرفته است. تورمالین در سنگهای دگرگونی ناحیه ای شرق همدان اغلب در رگه ها و دایک های با ترکیب پگماتوئیدی یافت می شود که به داخل سنگهای دگرگونی تزریق شده اند. تورمالین در رگه ها اغلب بی شکل است ولی در دایکهای پگماتوئیدی منطقه تورمالین های بزرگ و منشوری قابل مشاهده است. تورمالین ها در پگماتیت ها بصورت بافت های شانه ای و شعاعی و در آپلیت ها بصورت نواری تشکیل شده اند. همچنین در بخش هایی از منطقه بلورهای منشوری تورمالین مشاهده می شود که بودین شده اند. در رگه های پگماتوئیدی منطقه که در مرحله دوم دگرشکلی چین خورده اند تورمالین در حاشیه رگه ها از تشکیل شده و در چین خوردگی شرکت کرده است و نشان میدهد شکل گیری تورمالین در منطقه پیش از دگرشکلی دوم می باشد.

**واژه های کلیدی:** تورمالین، دگرشکلی، آپلیت، پگماتیت، همدان.

### Abstract

The metamorphic rocks of the east of Hamedan, which are located in the Sanandaj zone of Sirjan, show the three stages of ductile deformation that was formed folding and large-scale foliation in all three stages. Tourmaline is often found in veins and dykes with pegmatoid composition that have been injected into the metamorphic rocks in the regional metamorphic rocks of the east of Hamadan. Tourmaline in the veins is often amorphous, but large and prismatic tourmalines can be seen in the pegmatoid dykes of the region. Tourmalines are formed in pegmatites as comb and radial textures and in aplites as bands. Also, in some parts of the area, prismatic tourmaline crystals can be seen, which have become boudin. In the pegmatoid veins of the region that were folded in the second stage of deformation, tourmaline was formed at the edges of the veins and participated in the folding, and it shows that the formation of tourmaline in the region is before the second metamorphism.

**Key words:** Tourmaline, Deformation, aplitite, pegmatite, Hamadan.

### ۱- مقدمه

تورمالین در شرایط دما، فشار و محیطهای زمین شناسی مختلفی متبلور می شود (Manning, 1982; Benard *et al.*, 1985; London, 1999) و به علت پایداری و داشتن طیف گسترده ای از عناصر در ترکیب شیمیایی، در زمین دماسنجی و شناخت فرایندهای سنگ زایی (پتروژنتیک) کاربرد دارد (Henry and Guidotti, 1985; London, 1999). این کانی در محدوده گسترده ای از دما و فشار پایدار بوده و همچنین در برابر هوازدگی پایدار است (احمدی خلجی و همکاران، ۱۳۹۵). تورمالین در سنگهای دگرگونی ناحیه ای همدان اغلب در رگه ها و دایک های با ترکیب پگماتوئیدی یافت می شود. تورمالینهای مورد مطالعه در گستره شورل و آلکالی قرار می گیرند و همه ی تورمالینهای منطقه طبق نمودار  $MgO$  در برابر  $FeO/FeO+MgO$  منشأ ماگمایی دارند (سلامی، ۱۳۹۵). در منطقه همدان ماگماهای مافیک داغی که در زون فروورانش تشکیل گردیده، وقتی در پوسته میانی جایگزین میشود باعث ذوب بخشی شدید در منطقه و ایجاد گرانیت های نوع S شده و با پیشرفت تفریق در گرانیت های حاصل از شیره نهایی آنها آپلیت- پگماتیت تشکیل میشود. بر اساس پژوهش های انجام شده روی تورمالین های موجود در ناحیه زمان آباد به کمک نمودارهای مختلف و هم چنین وجود نداشتن منطقه بندی، می توان گفت که تورمالین های موجود در این ناحیه اغلب از نوع شورل است (موسوی و شاهرخی، ۱۳۹۹). حضور تورمالین های خودشکل در پگماتیت های گرانیتی و وجود نداشتن منطقه بندی، نشانه روشنی از غنی بودن ماگمای خاستگاه این گرانیت ها از B است در حالی که تورمالین های موجود در، تورمالین های گرمابی (ماگمایی تأخیری) در سنگ های پگماتیتهای هورنفلس ها وجود دارند. این نسبت در تورمالینهای موجود در پگماتیت هورنفلس ها کم تر است و نشان گر منشأ گرفتن بور از سیالات گرمابی است (موسوی و شاهرخی، ۱۳۹۹).



## ۲- دگرشکلی های منطقه

سنگهای دگرگونی شرق همدان از نظر ساختاری در زون سنندج سیرجان قرار دارند و طبق تقسیم بندی محجل و همکاران (۲۰۰۳) در زیر زون با دگرشکلی های پیچیده قرار می گیرند. مهمترین حادثه زمین شناسی این منطقه در زمان ژوراسیک میانی رخ داده است (Shahbazi et al, 2010). در این منطقه همانند سایر قسمت های این زیر زون سه مرحله دگرشکلی بزرگ مقیاس بصورت هم محور شکل گرفته است (شکل ۱). در اولین مرحله دگرشکلی منطقه ( $D_1$ )، برگواره ( $S_1$ ) و چین های نسل اول ( $F_1$ ) در منطقه تشکیل شده است. برگواره نسل اول با تشکیل کانی های صفحه ای (مسکویت و بیوتیت) به موازات سطح محوری چین های نسل اول در منطقه تشکیل شده که به دلیل پدیده فراگذاری اغلب موازی با لایه بندی دیده می شود. به همراه این دگرشکلی، دگرگونی درجه پایین  $M_1$  در حد رخساره شیست سبز رخ داده و پورفیروبلست های گارنت، آندالوزیت به صورت همزمان با دگرشکلی نسل اول ( $Syn-D_1$ ) در سنگ های دگرگونی رشد کرده اند. مرحله دوم دگرشکلی بوسیله چین خوردن مجدد سطح محوری چین های نسل اول و تشکیل چین های نسل دوم ( $F_2$ ) دیده می شود. برگواره دوم ( $S_2$ ) نیز از نوع سطح محوری بوده و موازی سطح محوری چین های نسل دوم در منطقه شکل گرفته است. چین های نسل دوم به صورت چین های بسته، فشرده تا یال موازی، مایل تا خوابیده و یال برگشته در سنگ های دگرگونی ناحیه ای و مجاورتی تشکیل شده اند. این چین ها در گروه چین های مشابه (کلاسه های 1c, 2, 3) و موازی ( $1B$ ) قرار می گیرند. برگوازی نسل دوم بیشترین نوع شیستوزیته سطح محوری (از نوع پیوسته تا فاصله دار) و در بخش هایی از نوع برگوازی میلوئیتی می باشد و از حالت افقی تا شیب دار تغییر می کند. در مرحله سوم دگرشکلی چین های ملایم تا باز این نسل به همراه برگواره نسل سوم که آن نیز از نوع سطح محوری است تشکیل می شوند. این برگوازی در بخش هایی از خاور توده الوند برگوازی غالب را تشکیل می دهد و از نوع کنگره ای تا شکستگی می باشد (ایزدی کیان، ۱۳۸۸).



شکل ۱- چین خوردگی تیپ سوم رمزی در همدان که سه مرحله چین خوردگی را نشان میدهد.

### ۳- بحث

بلور های تورمالین در منطقه شرق همدان در آپلیتها و پگماتیت ها بصورت فراوان مشاهده می شود و ویژگیهای بافتی و ساختاری متفاوتی را از خود نشان می دهد. این ویژگیها شامل چین خوردگی، بودین شدگی و رشد بافت شانه ای، شعاعی و ندولهای تغییر شکل یافته است که در ادامه توضیح داده می شود.

#### - چین خوردگی

همراه با رگه های پگماتوئیدی در منطقه تورمالین ها بصورت پی شکل رشد کرده اند و همراه با رگه ها تحت تاثیر چین خوردگی نسل دوم قرار گرفته اند (شکل ۲) و بصورت چین های بسته و یال موازی تغییر شکل داده اند. معمولاً تورمالین ها در حاشیه دو طرف رگه ها تمرکز شدید دارند و به سمت داخل رگه اثری از تورمالین دیده نمی شود (شکل ۳).

#### - بودین شدگی

در برخی مناطق تحت تاثیر پهنه برشی بلورهای بزرگ و منشوری تورمالین تحت تاثیر نیروی کشش دچار شکستگی عمود بر روند بلور شده اند و در بین فضاها باز شده کانی هایی از قبیل کوارتز و پلاژیوکلاز رشد کرده است که نشان دهنده حضور سیالات ماگمایی بهنگام حادثه کشش و بودین شدگی در منطقه است (شکل ۴).

#### - لایه بندی در آپلیت ها

لایه های غنی و فقیر از تورمالین باعث ایجاد ساخت نواری در آپلیت های منطقه شده است و لایه های غنی از تورمالین و فلدسپار لایه های تیره را ایجاد کرده اند و لایه های غنی از مسکویت و پلاژیوکلاز لایه های روشن را تشکیل داده اند. در برخی قسمتها صفحه لایه بندی به موازات دیواره دایک است و نشان می دهد که نیروهای تکتونیکی در ساخت لایه بندی نقش دارند (Rockhold et al, 1987). این آپلیت های نواری در حاشیه برخی دایکهای آپلیتی - پگماتیتی دیده می شود و ناشی از میزان هسته بندی سریع در مذاب فوق سرد شده است (شکل ۵الف).

#### - بافت شعاعی

رشد شعاعی بلورها که اکثراً در بخش داخلی پگماتیتهای با ضخامت زیاد مشاهده میشود، نشان دهنده ی سرعت بالای رشد میباشد. وجود ادخالهای مایع با چگالیهای کم و زیاد در کنار یکدیگر در این بلورها شاخص سرعت بالای تبلور در آنها میباشد.

#### - بافت شانه ای

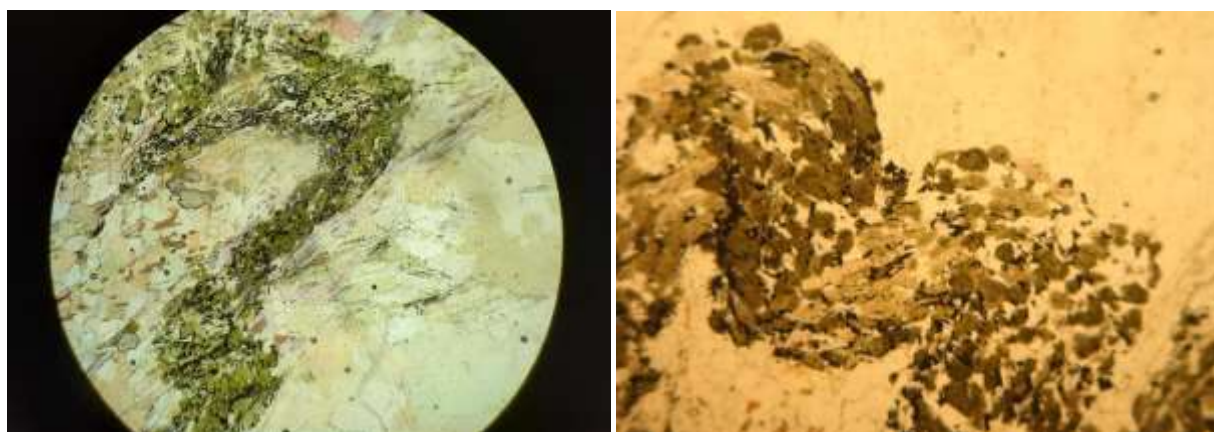
رشد بلورهای طویل عمود بر دیواره از ویژگیهای ذاتی پگماتیت هاست (شکل ۵ب) که به آن بافت شانه ای (Comb structure) گفته می شود و نشان دهنده عدم تعادل در ماگما است (Nabelek et al, 2010). در شرایطی که ویسکوزیته ی مذاب بسیار بالا باشد میزان انتشار جانبی بسیار کم است، بنابراین رشد تنها در یک جهت و آن هم عمود بر دیواره صورت می گیرد. طول بلورهای عمود بر دیواره به تدریج به سمت داخل پگماتیت افزایش می یابد. اندازه این بلورها به فاصله بین دمای هسته بندی و دمای لیکوئیدوس کانی در طول نمودار دمایی در پگماتیت بستگی دارد، به شرط آنکه اجزاء لازم برای رشد بلورها در همه جهات موجود باشد. زمانی که یک بلور هسته بندی میکند، تا جایی رشد میکند که دما تقریباً معادل دمای لیکوئیدوس باشد. با پیشرفت تبلور در نتیجه ی مسطح شدن نمودار دما با زمان، بلورهایی که ایجاد میشود طولتر می شوند (سلامی، ۱۳۹۵). در واقع بافت شانه ای بافت انجماد یک طرفه است. در بسیاری از رگه ها بلورهای تورمالین انجماد یک جهته از حاشیه به سمت داخل را نشان می دهند که نشان می دهد از سمت دیواره به سمت داخل صورت گرفته است. در این نوع بافت ها تورمالین در حاشیه دیده می شود (شکل ۶الف).

#### - ندولهای تورمالین

پراکندگی ندولهای تورمالین در زمینه آپلیتها بصورت ناهمگن است و در برخی مناطق بصورت منظم و پی در پی دیده میشوند، اما در برخی مناطق تمرکز آنها بسیار پایین است. این ندولها در زمینه آپلیتها بصورت خطی و جریانی دیده میشوند و بدون آنکه ارتباطی با یکدیگر داشته باشند، به صورت پراکنده و مستقل در آپلیتهای میزبان دیده میشوند (شکل ۶ب).



شکل ۲- چین های نسل دوم در سنگهای دگرگونی از چین خوردن رگه های پگماتوئیدی در شرق همدان



شکل ۳- رگه تورمالین دار چین خورده



شکل ۴- جهت یافتگی و بودین شدگی تورمالین های منشوری





شکل ۵- الف. لایه بندی آپلیت ها در اثر جدایش تورمالین، ب. بافت شانه ای تورمالین در دایک پگماتوئیدی بصورت عمود بر دیواره دایک



شکل ۶- رشد یک جهت تورمالین در رگه پگماتوئیدی، ندولهای تغییر شکل یافته تورمالین

#### ۴- نتیجه گیری

کانی تورمالین در محدوده گسترده ای از دما و فشار پایدار بوده و همچنین در برابر هوازدگی پایدار است و بنابراین به علت پایداری و داشتن طیف گسترده ای از عناصر در ترکیب شیمیایی، در زمین دماسنجی و شناخت فرایندهای سنگ زایی (پتروژنتیک) کاربرد دارد. از طرفی بافت ها و ساختارهای مختلفی که تورمالین میتواند در آن شرکت کند در تفسیر نحوه تبلور سیال و محیط تکتونیکی منطقه می دهد. با توجه به برداشت های صحرایی در منطقه شرق همدان تورمالین ها قبل از دگرشکلی نسل دوم در رگه های پگماتوئیدی شکل گرفته اند. تکتونیک حاکم بر منطقه بر روی جهت یابی و نحوه رشد تورمالین تاثیر داشته و باعث چین خوردگی و بودین شدگی تورمالین شده است.

#### ۵- مراجع

ایزدی کیان، ل.، ۱۳۸۸. تحلیل ساختاری و پتروفابریکی سنگ های دگرگونی کوهستان الوند ( جنوب و جنوب غرب همدان)، رساله دکتری زمین شناسی گرایش تکتونیک، دانشگاه شهیدبهبشتی،



سلامی، ص.، ۱۳۹۵. مطالعه پگماتیتها و آپلیت‌های مناطق بروجرد، همدان و قروه (شمال غرب زون سنندج - سیرجان)، رساله دکتری زمین شناسی گرایش پترولوژی، دانشگاه بوعلی سینا، ۲۱۳ص.

موسوی، س.، شاهرخی.س.و.، ۱۳۹۹. شیمی کانی تورمالین و مقایسه انواع آن در پگماتیت های منطقه زمان آباد، استان همدان، علوم زمین خوارزمی، جلد ۶، ۴۴۵-۴۶۴.

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M. R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.

Nabelek, P.I., Whittington, A.G., Sirbescu, M.C., 2010. The role of H<sub>2</sub>O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 160, 313-325.

Rockhold, J.R., Nabelek, P.I., Glascock, M.D., 1987. Origin of rhythmic layering in the Calamity Peak satellite pluton of the Harney Peak Granite, South Dakota: the role of boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 487-496.

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. & Vousoughi Abedini, M. (2010). Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 668-683.

## زمین دما- فشارسنجی سنگ های توده گرانیتوئیدی گودحوض، بافت، کرمان

### براساس زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز

محبوبه عرب زاده بنی اسدی<sup>۱\*</sup>، حبیب ا. قاسمی<sup>۲</sup>، مهدی رضایی کهخایی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران. Mahbubeh\_arabzadeh@yahoo.com

۲- استاد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران. h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

۳- دانشیار پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران. rezaei@shahroodut.ac.ir

#### چکیده

توده گرانیتوئیدی گودحوض به سن ژوراسیک پیشین (حدود ۱۸۶ میلیون سال پیش) یکی از مهم ترین توده های ماگمایی در نوار دگرگونی- ماگمایی نوع آندی سندانج- سیرجان است، که در جنوب خاور این نوار در منطقه بافت استان کرمان واقع شده است. سنگ های سازنده توده شامل گابرو دیوریت، دیوریت/کوارتز دیوریت، مونزونیت/کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت با بافت دانه متوسط تا درشت دانه هستند. کانی های اصلی سازنده این سنگ ها در نمونه های مافیک- حدواسط شامل کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز، و در نمونه های حدواسط- فلسیک شامل، آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز می باشند. از کانی های فرعی نیز می توان به زیرکن، آپاتیت، اپک و اسفن اشاره کرد. آمفیبول به عنوان یک سازنده اصلی و مهم در نمونه های سنگی مورد مطالعه، از نوع کلسیک، با ترکیب غالب هورنبلند و متعلق به سری ماگمایی کالکوالکال مناطق فرورانش است. فلدسپار نیز به عنوان دیگر سازنده مهم این سنگ ها دارای ترکیب الیگوکلاز تا لابرادوریت است. برآوردهای دما فشارسنجی براساس زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز با روش های مختلف بیانگر میانگین دماهای ۷۴۲ تا ۷۶۹ درجه سانتی گراد در فشارهای ۲ تا ۲/۸ کیلو بار برای بسته شدن سیستم تبادل عناصر و برقراری تعادل در جریان جایگزینی نهایی این توده در پوسته است. همچنین فوگاسیته اکسیژن ماگما در زمان تبلور در آشیانه ماگمایی بالا بوده است ( $\log fO_2 \sim 13$ ).

**کلمات کلیدی:** دما فشارسنجی، گرانیتوئید، گودحوض، بافت، کرمان.

#### Geothermobarometry of granitoid rocks of the Gowd-e Howz intrusion, Baft, Kerman, based on amphibole-plagioclase pair

#### Abstract

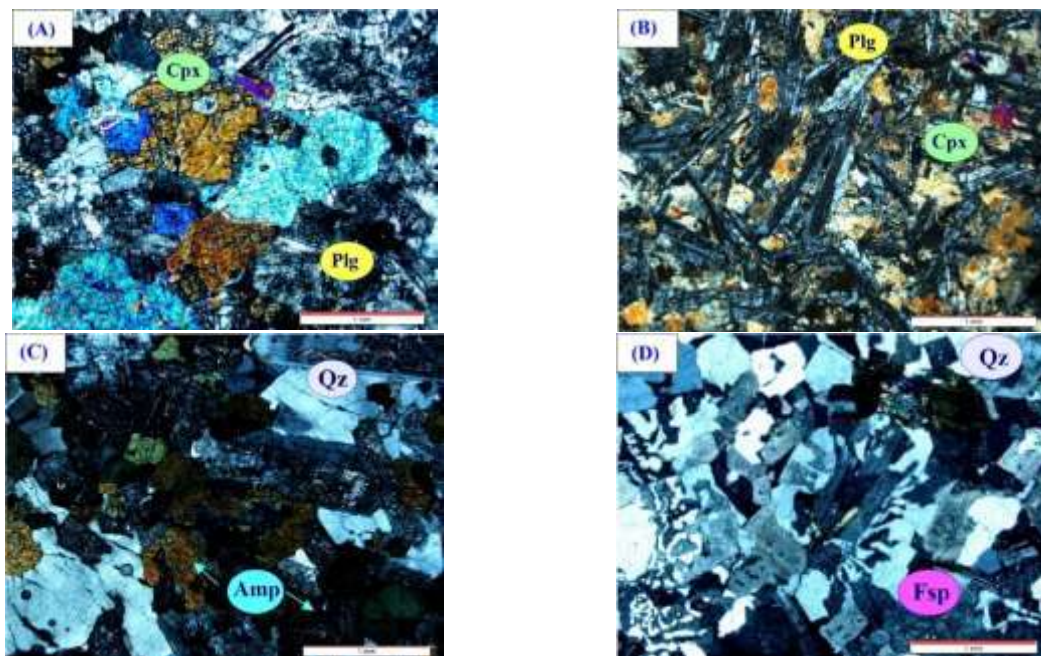
The pre-Jurassic Gowd-e Howz intrusion ( $\approx 186$  Ma) is one of the most important magmatic intrusions in the Sanandaj-Sirjan Andean type metamorphic-magmatic zone, which is located in the southeast of this belt in Baft region of Kerman province. The rocks forming of the intrusion include gabbrodiorite, diorite/quartzdiorite, monzonite/quartzmonzonite, granodiorite, granite and alkali granite with medium to coarse grained textures. The main minerals of these rocks in mafic-intermediate samples include clinopyroxene, amphibole and plagioclase, and in intermediate-felsic samples include amphibole, biotite, plagioclase, alkali feldspar, and quartz. Among minor minerals, we can mention to zircon, apatite, opaques and sphene. Amphibole, as a main and important component in the studied rock samples, is of clastic type, dominantly with the hornblende composition and belongs to the calc-alkaline magmatic series of subduction zones. Feldspar, as another important component of these rocks, has the composition of Oligoclase to labradorite. Thermobarometric estimations based on amphibole-plagioclase pair with different methods indicate average temperatures of 742 to 769 °C at pressures of 2 to 2.8 kbar to stop the element exchange in system and establish equilibrium during the final replacement of this intrusion in the crust. Also, oxygen fugacity was high during crystallization in the magma chamber ( $\log fO_2 \sim 13$ ).

**Key words:** Thermobarometry, granitoid, Gowd-e Howz, Baft, Kerman.





توده گرانیتوئیدی گودحوض از گابرو دیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانو دیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت تشکیل شده است. گابرو دیوریت‌ها دارای بافت دانه‌ای ناخودشکل متشکل از کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز و مقادیر کمتر از ۵ درصد ارتوپروکسن هستند (شکل ۲-۱A). دیوریت‌ها نیز معمولاً دارای بافت دانه‌ای ناخودشکل و در نمونه‌های حاشیه‌ای دارای بافت اینترگرانولار متشکل از کلینوپروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۲-۱B). گرانو دیوریت‌ها دارای بافت دانه‌ای ناخودشکل متوسط تا درشت دانه متشکل از آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار (پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار) و کوارتز هستند (شکل ۲-۱C). گرانیت‌ها نیز دارای بافت دانه‌ای ناخودشکل متوسط تا درشت دانه متشکل از آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار آلکالن، کوارتز و مقادیر کمتری پلاژیوکلاز هستند. نمونه‌های آلکالی گرانیتی (به ویژه آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها) دارای بافت‌های دانه‌ای ناخودشکل ریز تا درشت دانه، گرافیکی، گرانوفیری، پرتیتی و میرمیکیتی هستند (شکل ۲-۱D). اورالیتی شدن پروکسن‌ها، کلریتی و اپیدوتی شدن آمفیبول‌ها، بیوتیت‌ها و سوسوریتی و سریستی شدن فلدسپارها از دگرسانی‌های شایع در نمونه‌هاست.



شکل ۲. تصاویر پتروگرافی در نور (XPL) از نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی گودحوض. A- بافت دانه‌ای متشکل از کلینوپروکسن (Cpx) و پلاژیوکلاز (Pl) در گابرو دیوریت‌ها. B- بافت اینترگرانولار متشکل از کلینوپروکسن (Cpx) و تیغه‌های پلاژیوکلاز (Pl) در دیوریت‌ها. C- بافت دانه‌ای متشکل از آمفیبول (Amp)، پلاژیوکلاز (Pl) و کوارتز (Qz) در گرانو دیوریت‌ها. D- بافت دانه‌ای و گرافیکی متشکل از فلدسپار (Fsp) و کوارتز (Qz) در آلکالی گرانیت‌ها.

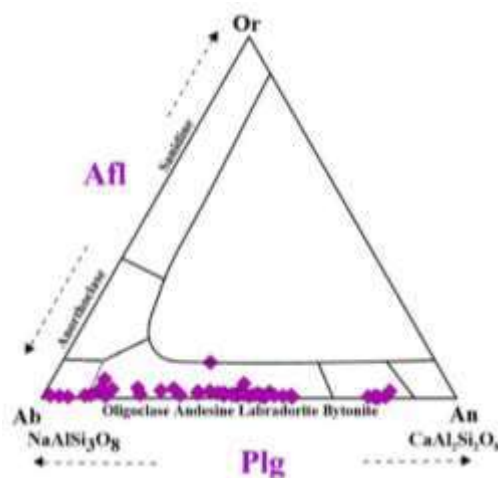
## - شیمی کانی‌ها

### الف- شیمی کانی فلدسپار

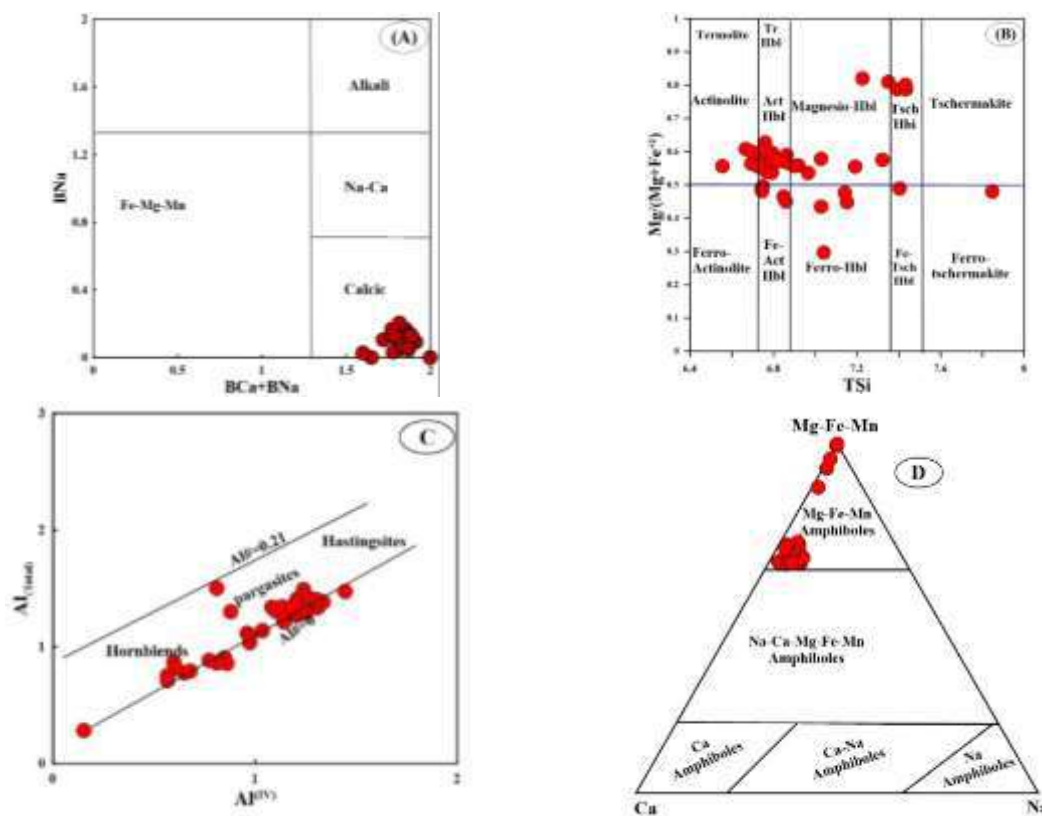
فلدسپار، از کانی‌های مهم تشکیل دهنده سنگ‌های توده گرانیتوئیدی گودحوض است. ترکیب این کانی در نمودار مثلثی ارتوز-آلیت-آنورتیت (Deer et al., 1992) در محدوده گستره ترکیبی  $Ab_{97.5}An_{1.5}Or_1$  (آلیت) تا  $Ab_{47}An_{51.5}Or_{1.5}$  (لابرادوریت) با متوسط  $Ab_{59}An_{39}Or_2$  (آندزین) در دیوریت‌ها،  $Ab_{95}An_4Or_1$  (آلیت) تا  $Ab_{47}An_{52}Or_1$  (لابرادوریت) با متوسط  $Ab_{71}An_{27}Or_2$  (الیگوکلاز) در گرانو دیوریت‌ها، و  $Ab_{87.5}An_{11.5}Or_1$  (آلیت) تا  $Ab_{39}An_{60.5}Or_{0.5}$  (لابرادوریت) با متوسط  $Ab_{52}An_{47}Or_1$  (آندزین) در گرانیت‌ها متغیر است (شکل ۳).

### ب- شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های توده گرانیتی‌ای گودحوض در تقسیم‌بندی‌های مختلف (Leake et al., 1997; Hawthorne et al., 2012; Ridolfi et al., 2010; Hawthorne and Oberti, 2007) از نوع کلسیک و ترکیب هورنبلند دارند (شکل ۴- A-D). آمفیبول‌های کلسیک، شاخص توده‌های گرانیتی‌ای نوع I هستند (Stein and Dietl, 2001).



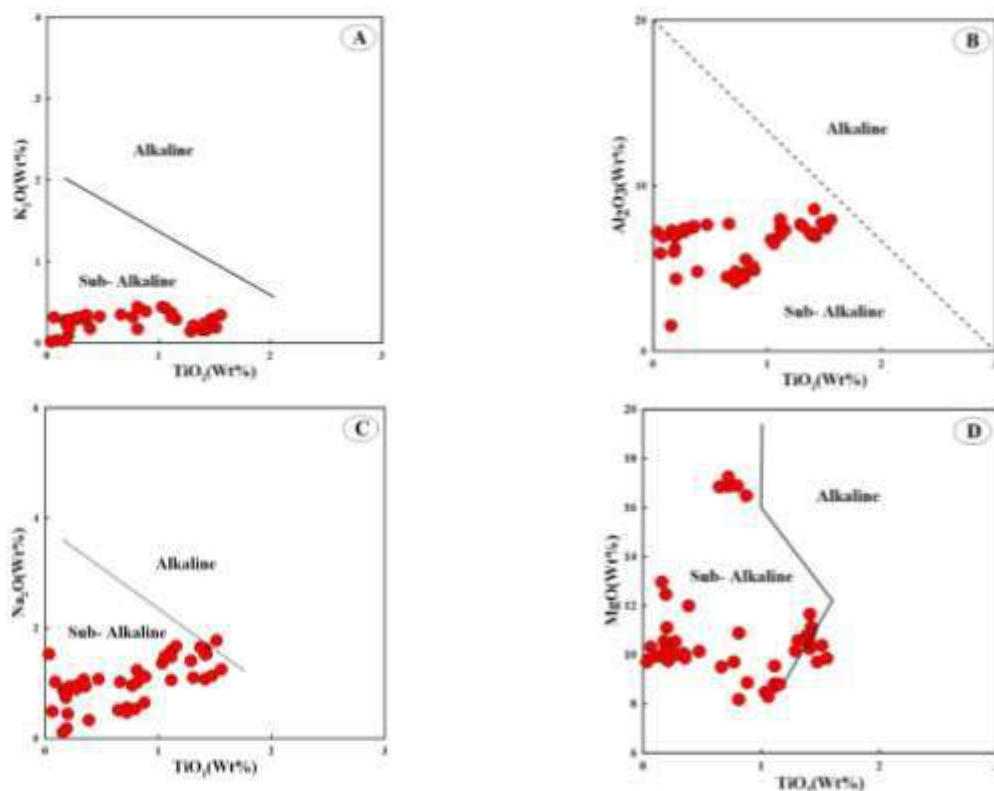
شکل ۳. موقعیت ترکیب فلدسپارهای سنگ‌های توده گرانیتی‌ای گودحوض در نمودار مثلثی ارتوز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al., 1992).



شکل ۴. موقعیت ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های توده گرانیتی‌ای گودحوض در نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها. (A) از (Leake et al., 1997). (B) از (Hawthorne and Oberti, 2007). (C) از (Hawthorne et al., 2012). (D) از (Anderson, 1996).

## پ- تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی آمفیبول

به طور کلی، شیمی کانی‌های مختلف موجود در سنگ‌های آذرین، انعکاسی از ترکیب ماگمای سازنده آن‌هاست. حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتیویدی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به گرانیتیویدهای نوع I تعلق دارند (Stein and Dietl, 2001; Molina et al., 2015)، زیرا مقدار بالای CaO در گرانیت‌های نوع I منجر به تبلور هورنبلند می‌شود. مشارکت Mg، K و Ti در ساختار آمفیبول به ماهیت ماگما وابسته است، به گونه‌ای که آمفیبول‌های سیستم ساب‌آلکالن در مقایسه با سیستم آلکالن دارای مقادیر  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{TiO}_2$  کمتری هستند (Molina et al., 2009). تصویر کردن شیمی آمفیبول‌های سنگ‌های گرانیتیویدی گودحوض در نمودارهای مختلف بیانگر ماهیت کالکوآلکالن نوع I برای آن است (شکل A و D).



شکل ۵. A تا D) موقعیت ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های توده گرانیتیویدی گودحوض در نمودارهای تعیین سری ماگمایی از مولینا و همکاران (Molina et al., 2009).

## ت- زمین دما-فشارسنجی سنگ‌های توده گرانیتیویدی گودحوض با استفاده از شیمی آمفیبول

آمفیبول‌ها از بهترین کانی‌ها برای مطالعات زمین دما-فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی و آذرین نفوذی کالکوآلکالن با ترکیب بازی، حدواسط و اسیدی هستند، زیرا در همه این سنگ‌ها متبلور می‌شوند و در شرایط دما-فشاری مختلف از فشارهای ۱ تا ۲۳ کیلو بار و دماهای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار هستند (Blundy and Holland, 1990; Stein and Dietl, 2001; Leake et al., 2004).

### - زمین فشارسنجی

هامستروم و زن (Hammarström and Zen, 1986) برای اولین بار رابطه بین میزان آلومینیم کل موجود در آمفیبول‌ها را با فشار تبلور آن‌ها پیشنهاد دادند. نامبردگان براساس نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های موجود در توده‌های گرانیتیویدی متبلور شده در اعماق ۲ و ۸ کیلومتری، اولین زمین فشارسنج را به شرح ذیل ارائه دادند:

$$P(\pm 3 \text{ kbars}) = -3.92 + 5.03Al_{\text{tot}}$$

همچنین هالیستر و همکاران (Hollister et al., 1987) این ارتباط را تأیید کردند و معادله را برای توده‌های گرانیتوئیدی متبلور شده در فشارهای بین ۴ تا ۶ کیلو بار گسترش دادند. نامبردگان محدوده عدم قطعیت این زمین فشارسنج را کاهش داده و آن را به صورت ذیل دوباره کالیبره کردند:

$$P(\pm 1 \text{ kbars}) = -4.76 + 5.6 \text{Al}_{\text{tot}}$$

همچنین فشارسنج‌های پژوهشگران دیگر نیز بکار گرفته شده و نتایج به دست آمده بیانگر میانگین فشار حدود ۲ تا ۲/۸ کیلو بار برای توقف تبادل کاتیونی و برقراری تعادل در آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی گود حوض است.

### - زمین دماسنجی

زمین دماسنج زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994) براساس تعداد کاتیون های Si و Al موجود در جایگاه چهاروجهی آمفیبول استوار است و سه کالیبراسیون مختلف برای آن وجود دارد. دوتا از این کالیبراسیون‌ها بر مبنای واکنش ادنیت-ترمولیت  $4\text{quartz} + \text{edenite} = \text{albite} + \text{tremolite}$  استوار است، و برای متابازیت‌های کوارتزدار نیز قابل استفاده است. معادله مربوطه به شرح ذیل است:

$$T(\pm 313 \text{ K}) = -76.95 + 0.79P(\text{kbar}) + 39.4X^{\text{A}}_{\text{Na}} + 22.4X^{\text{A}}_{\text{K}} + (41.5 - 2.89P(\text{kbar}))X^{\text{M2}}_{\text{Al}} / -0.0650 - 0.0083144 \ln (27X^{\text{A}}_{\text{vac}}X^{\text{T1}}_{\text{Si}}X^{\text{Plag}}_{\text{Ab}}/256X^{\text{A}}_{\text{Na}}X^{\text{T1}}_{\text{Al}})$$

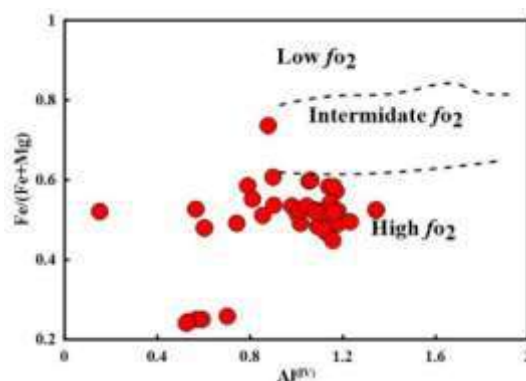
بکارگیری این معادله برای داده‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز سنگ‌های توده گرانیتوئیدی گودحوض در فشارهای حداقل و حداکثر به همراه دیگر دماسنج‌های ارائه شده توسط پژوهشگران مختلف بیانگر دماهای ۷۴۲ تا ۷۶۲ برای توقف تبادل کاتیونی و برقراری تعادل در آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی گود حوض است.

### فوگاسیته اکسیژن

مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگما به ماهیت محل منبع و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل آن مرتبط است. ماگماهای با درجه فوگاسیته بالا (اکسیدان) اغلب با مرزهای ورقه‌ای همگرا (محیط فرورانشی) و ماگماهای با فوگاسیته پایین (احیایی) با محل منبع‌های گوشته‌ای مناطق کافتی درون ورقه‌ای همراهند. همچنین، گرانیتوئیدهای نوع I از نوع اکسیدان و گرانیتوئیدهای نوع S از نوع احیایی هستند. این ویژگی ماگماها به خوبی در ترکیب کانی‌شناسی و به ویژه ترکیب آمفیبول‌ها انعکاس می‌یابد. ریدولفی و رینزولی (Ridolfi and Renzulli, 2012) برای محاسبه فوگاسیته اکسیژن با استفاده از ترکیب آمفیبول‌ها معادله زیر را بیان کردند:

$$\log f_{\text{O2}} = 25018.7/T + 273.15 + 12.981 + 0.046 * (P * 10 - 1)/(T + 273.15) + -0.5117 * \ln(T + 273.15) + \Delta \text{NNO}$$

استفاده از این رابطه نشان می‌دهد که آمفیبول‌های سنگ‌های توده گرانیتوئیدی گودحوض در فوگاسیته اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند (شکل ۶).



شکل ۶. موقعیت ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های توده گرانیتوئیدی گودحوض در نمودار عدد آهن ( $\text{Fe}^{2+}$ ) در برابر  $\text{Al}^{\text{IV}}$  از آندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995) که نشانگر فوگاسیته بالای اکسیژن حاکم بر تبلور آمفیبول‌ها است.

### نتیجه‌گیری

آمفیبول‌ها و فلدسپارها به عنوان اصلی‌ترین کانی‌های سازنده سنگ‌های توده گرانیتوئیدی گودحوض، حاوی اطلاعات مهمی در باره

شرایط تبلور، توقف تبادلات کاتیونی، برقراری تعادل و جایگزینی نهایی این توده در پوسته هستند. نتایج حاصل از بکارگیری داده‌های تجزیه نقطه‌ای این کانی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب فلدسپارها از الیگوکلاز ( $Ab_{97.50}An_{1.50}Or_1$ ) در گرانیته‌ها تا لابرادوریت ( $Ab_{39}An_{60.50}Or_{0.50}$ ) در گابرویدوریت‌ها متغیر است. آمفیبول‌ها در گروه کلسیک فشار پایین، با ترکیب غالب هورنبلند، اکسیدان و متعلق به سری ماگمایی کالکوآلکالن مناطق فرورانش که در فوگاسیته بالای اکسیژن متبلور شده‌اند و در دماهای ۷۴۲ تا ۷۶۹ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۲ تا ۲/۸ کیلو بار در جریان جایگزینی نهایی این توده در پوسته به تعادل رسیده‌اند.

## References

- Anderson, J.L., and Smith, D.R. (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559.
- Anderson, J.L. (1996) Status of thermobarometry in granitic batholiths, *Earth and Environmental Science, Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2), 125-138. [also published in GSA Special Paper 315]. DOI: 10.1017/S0263593300006544
- Arabzadeh Baniasadi, M. (in press) Petrogenesis and Mineralization of Gowd-e-Howz Granitoid Pluton, Baft, South of Kerman. Ph.D. Thesis in Geology-Petrology, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-24.
- Hammarstrom, J.M., and Zen, E.-a. (1986) Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.
- Hollister, L.S., Grissom, G., Peters, E., Stowell, H., and Sisson, V. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4), 231-239
- Hawthorne, F.C., and Oberti, R. (2007) Classification of the Amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67, 55-88. DOI: 10.2138/rmg.2007.67.2
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., and Welch, M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup, *American Mineralogist*, 97(11-12), 2031-2048. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Holland, T., and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-47. doi:10.1007/BF00310910
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., and Krivovichev, V.G. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names, *Mineralogical magazine*, 61, (405), 295-310.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N. and Whittaker, E.J.W. (2004) Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine*, 68(1), 209-215. DOI: <https://doi.org/10.1180/0026461046810182>
- Molina, J.F., Scarrow, J.H., Montero, P.G., and Bea, F. (2009) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: Evidence for mildly alkali hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 69-98. DOI 10.1007/s00410-008-0371-4
- Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C., and Fershtater, G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232, 286-305. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>
- Nazemzadeh, M., Rashid, A. (2006) Geological map of the Dehsard (Bezar), Scale 1/100,000. Geological Survey of Iran. Sheet No, 7347.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., and Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66. DOI 10.1007/s00410-009-0465-7
- Ridolfi, F., and Renzulli, A. (2012) Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895. DOI 10.1007/s00410-011-0704-6
- Sabzehei, M., Houshmandzadeh, A., Berberian, M., Nowgole Sadat, M.A.A., Alavi Tehrani, N., Majidi, B., Nazemzadeh, M., Azizan, H., and Roshan Ravan, J. (1998) Geological map of Hadji Abad, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran.



- Stein, E., and Dietl, C. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and petrology*, 72 (1), 207-285. <https://www.researchgate.net/publication/225775322>

## ژئوشیمی و کاربرد خاک نسوز چشمه خواجه حسن

مهدی حسین آبادی<sup>۱\*</sup>، محمدحسن مکاریان<sup>۲</sup>

۱- استادیار زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد طبس، طبس، ایران

Mhsedi@iau-tabas.ac.ir

۲- دانشگاه آزاد اسلامی، طبس، ایران

### چکیده

کانسار خاک نسوز چشمه خواجه حسن، در استان خراسان جنوبی، شهرستان طبس و در ۱۶ کیلومتری شمال شرقی روستای رباط خان قرار گرفته است. لایه‌های نسوز در داخل ماسه و شیل‌های کوارتزی با رنگ خاکستری تا سبز روشن واقع شده است. از نظر نحوه تشکیل کانسار، با توجه به عدم وجود کانی‌های هیدروترمالی از قبیل ژئولیت، فلورین، رسوبی است و مشابه سایر کانسارهای خاک صنعتی منطقه، در ژوراسیک تشکیل شده است. ترکیب کانی‌شناسی کانسار مورد مطالعه از کوارتز، کائولینیت، ایلیت و پیروفیلیت (فاز اصلی) و مسکوویت، ارتوز، آلپیت (فاز فرعی) تشکیل شده است. طبق بررسی‌های شیمیایی (XRF) از نمونه‌های برداشت شده، ماده معدنی دارای اکسید آلومینیوم با میانگین ۲۷.۱۱ درصد، اکسید سیلیس با میانگین ۵۵.۲ درصد، اکسید پتاسیم با میانگین ۲.۳۹ درصد و اکسید آهن با میانگین ۱.۴۶ درصد می‌باشد. این ماده معدنی با توجه به میزان اکسید آهن کم، رنگ پخت نسبتاً سفید تا زرد روشن، درجه نسوزندگی مطلوب و جذب آب کم، در کارخانجات کاشی، سرامیک و چینی و آجر نسوز مورد مصرف قرار می‌گیرد.

**واژه‌های کلیدی:** چشمه خواجه حسن، رباط خان، خراسان جنوبی، خاک نسوز

### Abstract

Chashme Khajeh Hasan fire clay deposit is located in South Khorasan province, Tabas city, 16 km northeast of Robat Khan Village. Refractory layers are located inside sand and quartzite shales with gray to light green color. In terms of the formation of the deposit, due to the absence of hydrothermal minerals such as zeolite, fluorine, it is sedimentary and similar to other industrial soil deposits in the region, it was formed in the Jurassic. The mineralogical composition of the studied deposit consists of quartz, kaolinite, illite and pyrophyllite (main phase) and muscovite, orthose, albite (secondary phase). According to chemical analysis (XRF) of the collected samples, the mineral contains aluminum oxide with an average of 27.11%, silicon oxide with an average of 54.2%, potassium oxide with an average of 1.39% and iron oxide with an average of 1.46%. This mineral is used in tile, ceramic, porcelain and refractory brick factories due to its low iron oxide content, relatively white to light yellow firing color, favorable degree of fire resistance and low water absorption.

**Key words:** Chashme Khajeh Hasan, Robat Khan, South Khorasan, fire clay.

### ۱- مقدمه

ایران جزو ۱۰ کشور معدنی جهان با تنوع مواد معدنی بسیار زیاد است. معادن خاک نسوز ایران از نظر کمی و کیفی قابل توجه است. خاک نسوز (Fire clay) که با نام دیگر گل آتشخوار و خاک رس نسوز نیز شناخته می‌شود، از انواع خاک‌های رس است که توانایی تحمل دماهای بسیار بالا را داشته و می‌توان آن را در کوره تا دمای ۱۵۰۰ درجه سانتی گراد حرارت داد، بدون اینکه ترک بردارد یا بشکند. یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های خاک نسوز قابلیت خمیری شدن و میزان جذب آب در آن است که باعث می‌شود به آسانی قابل فرم دهی باشد و به شکل مورد نظر تغییر شکل دهد (کریم پور، ۱۳۸۹).



## ۲- راه دسترسی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

کانسار خاک نسوز چشمه خواجه حسن، در استان خراسان جنوبی، شهرستان طبس و در ۱۶ کیلومتری شمال شرقی روستای رباط خان قرار گرفته است (شکل ۱ و ۲). سنگ های تشکیل دهنده منطقه سن تریاس - ژوراسیک را دارا می باشند. لایه های نسوز به صورت رگه ای در امتداد لایه بندی منطقه با راستای تقریباً شمالی جنوبی و در داخل ماسه و شیل های کوارتزی با رنگ خاکستری تا سبز روشن واقع شده است (شکل ۳). در منطقه طبس فعالیت های ماگمایی در طی دوران اول و قبل از آن موجب تشکیل توده های گرانیتی، تونالیتی و گرانودیوریتی و گابرو شده است که در اثر آلتراسیون این سنگ های ماگمایی حاوی فلدسپات، کانی های دارای آلومین از قبیل کائولن و پیروفیلیت تشکیل شده و در اثر حمل و رسوب گذاری آن های در حوضه های رسوبی خاک صنعتی تشکیل گردیده است.



شکل ۱ و ۲: مسیر دسترسی و موقعیت جغرافیایی کانسار خاک نسوز چشمه خواجه حسن.



شکل ۳: نمای کلی از کانسار مورد مطالعه.

### ۳- روش مطالعه

به منظور بررسی های ژئوشیمیایی و کانی شناسی، نمونه برداری از ترانسه های ایجاد شده (شکل ۴ و ۵) بر اساس اختلاف در رنگ و بافت پس از مراحل آماده سازی جهت انجام آزمایش های کانی شناسی (XRD)، ژئوشیمیایی (XRF) و صنعتی صورت گرفت. یکی از روش های رایج و قابل اعتماد در شناسایی کانی های رسی، استفاده از پراش پرتو ایکس است. برای تعیین فازهای کانی شناسی ۳ نمونه انتخاب و به روش XRD بررسی شدند. کانی شناسی نمونه ها به روش XRD نشان داد که کانی های اصلی تشکیل دهنده کوارتز، کائولینیت، ایلیت و پیروفیلیت است. از کانی های فرعی می توان به مسکوویت، ارتوز، آلیت اشاره کرد (جدول ۱). هم چنین تعداد ۵ نمونه، به منظور تعیین ترکیب شیمیایی از روش XRF استفاده شد. بر اساس آنالیزهای شیمیایی (جدول ۲) میانگین اکسید آلومینیوم ۲۷.۱۱ درصد، میانگین اکسید سیلیسم ۵۵.۲ درصد، اکسید آهن ۱.۴۶ درصد و اکسید پتاسیم ۲.۳۹ درصد است.



شکل ۴ و ۵: ترانسه های ایجاد شده و محل نمونه برداری.

جدول ۱. خلاصه نتایج آزمایش های XRD

|                                     |          |
|-------------------------------------|----------|
| کوارتز، کائولینیت، ایلیت، پیروفیلیت | فاز اصلی |
| مسکوویت، ارتوز، آلیت                | فاز فرعی |

جدول ۲. میانگین ترکیب شیمیایی کانسار خاک نسوز چشمه خواجه حسن، عناصر اصلی بر حسب درصد.

|       |                                |
|-------|--------------------------------|
| درصد  | ترکیبات                        |
| ۵۵.۲  | SiO <sub>2</sub>               |
| ۲۷.۱۱ | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
| ۱.۴۶  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
| ۱.۹۲  | TiO <sub>2</sub>               |
| ۰.۳۳  | CaO                            |
| ۱.۶۵  | MgO                            |
| ۰.۸۱  | Na <sub>2</sub> O              |
| ۲.۳۹  | K <sub>2</sub> O               |
| ۸.۸   | L.I.O                          |

#### ۴- بحث

خواص فیزیکی و مکانیکی خاک نسوز بستگی به فاکتورهای نظیر ترکیب شیمیایی، کانی‌شناسی و دانه‌بندی دارد. اکسیدهای اصلی موجود در ماده معدنی نقش مهمی بر کیفیت ماده خام و فرآورده‌های تولید شده از آن دارد. در خاک نسوز هر چه درصد  $Al_2O_3$  بیشتر باشد، درصد نسوزندگی و مرغوبیت محصول افزایش پیدا می‌کند. در مقابل هر چه درصد اکسیدهای آهن کمتر باشد، باعث می‌شود این کالا قابلیت استفاده در صنایع نسوز را داشته باشد (رحیمی، ۱۳۶۸). بالا بودن میزان سیلس در آنالیز شیمیایی با نتایج XRD همخوانی دارد. کاهش عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و وجود کانی‌های کوارتز، کانولینیت، ایلیت، پیروفیلیت به عنوان فاز اصلی می‌تواند حاکی از اسیدی بودن سنگ اولیه باشد که از هوازدگی سنگ منشأ غنی از سیلس و حاوی پتاسیم فراوان و فقیر از سدیم، کلسیم و منیزیم پدید آمده است (اعتمادی و میری، ۱۳۸۲). پیروفیلیت نیز به عنوان یکی از کانی‌های اصلی، به واسطه ضریب گرمایی پایین، مقاومت در برابر تغییرات درجه حرارت، کاهش افت حجمی ماده، قابلیت استفاده در صنایع نسوز، کاشی و چینی‌سازی را دارد (ذیحی و ابراهیمی و زرین کوب، ۱۳۹۰). افزایش میزان اکسید پتاسیم نسبت به اکسید سدیم در نمونه‌ها، با توجه به حضور مسکوویت و ارتوز به عنوان کانی‌های فرعی در آزمایش XRD همخوانی دارد.

#### ۵- نتیجه‌گیری

ترکیب کانی‌شناسی کانسار چشمه خواجه حسن، از کوارتز، کانولینیت، ایلیت، پیروفیلیت به عنوان فاز اصلی و مسکوویت، ارتوز، آلپیت به عنوان فاز فرعی تشکیل شده است. از نظر نحوه تشکیل کانسار، با توجه به عدم وجود کانی‌های هیدروترمالی از قبیل ژئولیت، فلورین، رسوبی است و مشابه سایر کانسارهای خاک صنعتی منطقه، در زمان ژوراسیک تشکیل شده است. وجود پیروفیلیت به عنوان یکی از کانی‌های اصلی، به واسطه ضریب گرمایی پایین، مقاومت در برابر تغییرات درجه حرارت، کاهش افت حجمی ماده، قابلیت استفاده در صنایع نسوز، کاشی و چینی‌سازی را دارد. لایه‌های نسوز به صورت رگه‌ای در امتداد لایه بندی منطقه با راستای تقریباً شمالی جنوبی و در داخل ماسه و شیل‌های کوارتزی با رنگ خاکستری تا سبز روشن واقع شده است. کاهش عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و وجود کانی‌های کوارتز، کانولینیت، ایلیت، پیروفیلیت به عنوان فاز اصلی می‌تواند حاکی از اسیدی بودن سنگ اولیه باشد که از هوازدگی سنگ منشأ غنی از سیلس و حاوی پتاسیم فراوان و فقیر از سدیم، کلسیم و منیزیم پدید آمده است.

#### ۶- تقدیر و تشکر

تشکر فراوان از مدیریت معدن چشمه خواجه حسن بابت همکاری و در اختیار قرار دادن داده‌ها و انجام مطالعات و همکاری با دانشگاه آزاد اسلامی واحد طبس.

#### ۷- مراجع

- اعتمادی، ب.، میری، ر. (۱۳۸۲)، "بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کانسار خاک نسوز کبوترکوه گناباد"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، پاییز و زمستان ۸۲، صفحات ۲۲۱ تا ۲۳۳.
- ذیحی، ر.، ابراهیمی، خ.، زرین کوب، م. ح. (۱۳۹۰)، "بررسی‌های کان‌شناسی و ژئوشیمیایی نهشته کانی خاک رس کانولینیتی شده شیخ آباد (جنوب غرب بیرجند) با نگرشی بر کاربردها صنعتی آن" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، بهار ۹۰، صفحات ۲۲۱ تا ۲۳۳.
- رحیمی، ا.، متین، م. (۱۳۶۸)، تکنولوژی سرامیک‌های ظریف، شرکت صنایع خاک چینی ایران، ۵۷۴ صفحه.
- کریم پور، م. ح.؛ (۱۳۸۹)، کانی‌ها و سنگ‌های صنعتی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.

## ژئوشیمی و خاستگاه زمین ساختی سنگ‌های ولکانیکی میزبان کانسار طلای توزلار - شمال غرب ماهنشان

هاجر اوجاچی شیرمرد<sup>۱\*</sup>، مرتضی دلاوری کوشان<sup>۲</sup>

دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

### چکیده

کانسار طلای توزلار در استان زنجان، و ۳۰ کیلومتری شمال غربی ماهنشان قرار دارد. مطالعه میکروسکوپی سنگ‌های ولکانیکی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد این واحدها که بخشی از آنها میزبان کانسار طلای توزلار است اغلب ترکیب حدواسط تا نسبتاً اسیدی دارند. آنالیز شیمیایی نیز نشان دهنده طیفی از ترکیبات آندزیت، آندزیت-بازالت، تراکی-آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشد. این سنگ‌ها اغلب با سری ماگمایی ساب‌آلکالن (کالک-آلکالن) مشخص می‌شوند. از طرفی این سنگ‌ها نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE/HREE و LILE/HFSE بوده و در نمودارهای چندعنصری عادی‌شده دارای بی‌هنجاری منفی عناصر HFS همچون Nb، Ta و Ti و بی‌هنجاری مثبت عناصر LIL همچون Rb، K و Ba هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها با جایگاه تکتونوماگمایی کمان ماگمایی (حاشیه فعال قاره‌ای) سازگاری داشته و به یک منشأ گوشته‌ای لیتوسفری زیرقاره‌ای اشاره دارد. همراهی چینه‌ساختی سنگ‌های ولکانیکی مورد مطالعه با واحدهای رسوبی سازند قم پیشنهاددهنده سن الیگومیوسن-میوسن برای این سنگ‌هاست و نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها ترسیم‌کننده تحولات تکتونیکی بخشی از کمان ماگمایی-ارومیه در اواسط دوران سنوزوئیک است. مطالعات پیشین در کمان ماگمایی ارومیه-دختر به تغییرات ژئوشیمیایی مذاب‌ها در گذر زمان از ائوسن به الیگوسن و تغییر ماهیت آنها از مذاب‌های کالک-آلکالن با منشأ لیتوسفری به مذاب‌های آلکالن با منشأ آستوسفری اشاره دارد. نتایج این تحقیق ارائه‌دهنده نکات جدیدی است که به استمرار ماگماتیسم کالک-آلکالن در اوایل نوژن اشاره دارد.

**کلید واژه:** آندزیت، خاستگاه تکتونیکی، کانسار طلای توزلار، نوار ماگمایی ارومیه-دختر

### Geochemistry and tectonic setting of the host rocks of Tuzlar gold deposit - northwest of Mahenshan

Hajar Ojaghi Shirmard 1\*, Morteza Delavari Koshan 2  
Department of Earth Sciences, Khwarazmi University, Tehran, Iran

### Abstract

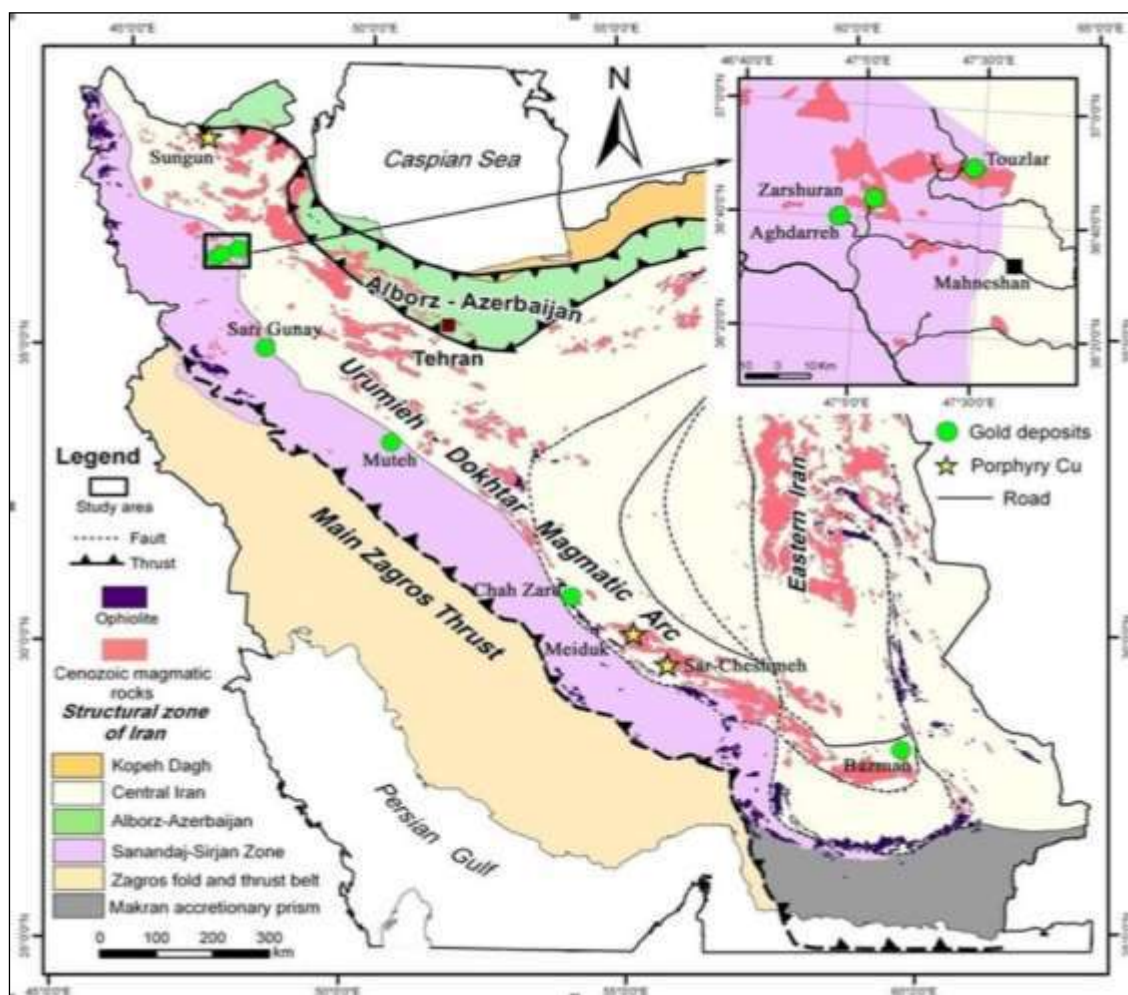
The Tuzlar gold deposit is located in Zanjan Province, 30 km northwest of Mahenshan. Microscopic studies of the volcanic rocks in the study area shows that these units, part of which host the Tuzlar gold deposit, mostly show an intermediate to relatively acidic composition. Chemical analysis also shows a range of andesite, andesite-basalt, trachy-andesite, dacite and rhyolite compositions. These rocks are often characterized by subalkaline (calc-alkaline) magmatic series. Furthermore, these rocks represent the enrichment of LREE/HREE and LILE/HFSE and in the normalized multi-element diagrams they provide negative anomalies of HFS elements such as Nb, Ta and Ti and positive anomalies of LIL elements such as Rb, K and Ba. The geochemical characteristics of these rocks are consistent with the magmatic arc (active continental margin) tectonomagmatic setting and suggest a subcontinental lithospheric mantle origin. The stratigraphic relationships of the studied volcanic rocks with the sedimentary units of the Qom Formation suggests an Oligo-Miocene to Miocene age, and the results of their geochemical studies depict the tectonic evolution of a part of the Urmia-Dokhtar magmatic arc at the Mid-Cenozoic Era. Previous studies in the Urmia-Dokhtar magmatic arc refer to the geochemical changes of the melts during the Eocene to Oligocene and their compositional change from calc-alkaline melts of lithospheric origin to alkaline melts of asthenospheric origin. The results of this research provide new evidence for the continuation of calc-alkaline magmatism in the early Neogene.

**Key words:** Andesite, tectonic setting, Tuzlar gold deposit, Urmia-Dokhtar magmatic belt

### ۱- مقدمه

کانسار طلای توزلار با موقعیت ۴۵° ۳۶' شمالی و ۲۸° ۴۷' شرقی در استان زنجان، و ۳۰ کیلومتری شمال غربی ماهنشان قرار دارد (شکل ۱). این کانسار، توسط مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک (متعلق به کمان ماگمایی ارومیه-دختر) میزبانی می‌شود. گرچه این منطقه به دلیل واقع شدن در محدوده

همجواری زون‌های ساختاری سندج- سیرجان و ارومیه- دختر دربردارنده واحدهای سنگی هر دو زون یادشده است. برخی واحدهای سنگی مربوط به زون سندج- سیرجان شامل دگرگونه‌های آمفیبولیتی، گنیس، میکاشیست، مرمر و توده‌های گرانیتی (گرانیت دوران) مربوط به پرکامبرین است. در این منطقه واحدهای ولکانیکی و دیگر رسوبی‌های سنوزوئیک متعلق به کمان ارومیه-دختر با کنتاکت چینه‌شناختی بر روی دگرگونه‌های زون سندج- سیرجان قرار گرفته‌اند. ولکانیک‌های مورد مطالعه با تشکیلات آهکی و مارنی سازند قم و آواری‌های سازند قرمز زیرین و فوقانی رابطه چینه‌شناختی داشته و از نظر سنی تقریباً با سازند قم (الیگو-میوسن) همزمانی نشان می‌دهد. از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی تاکنون در این ناحیه، دو نوع کانه‌زایی طلا شناسایی شده است که عبارتند از: (۱) کانه‌زایی نوع اپی‌ترمال مانند توزلار؛ (۲) کانه‌زایی‌های طلا با سنگ میزبان کربناتی مشابه نوع کارلین (مانند زرشوران و آق‌دره). حضور کانسارهای بزرگی چون زرشوران و آق‌دره، به عنوان کانسارهای مرتبط با توده‌های نیمه‌زرف با سنگ میزبان رسوبی (Daliran, 2008)، در ۳۵ کیلومتری غرب- جنوب غرب این کانسار و ارتباط آنها به لحاظ زمانی و مکانی، بستر مناسبی برای درک فلزآوری طلا در این بخش از پهنه ساختاری سندج- سیرجان و ارتباط آن با کمان ماگمایی ارومیه- دختر فراهم خواهد آورد (Ghasemi & Talbot, 2006). چنین موقعیت‌هایی امروزه به عنوان یکی از محیط‌های زمین‌شناسی مستعد برای تشکیل کانسارهای طلای نوع اپی‌ترمال (مرتبط با ماگماتیسم کالک‌آلکالن- آلکالن، کارلین و کوهزایی به شمار می‌روند (Leahy et al., 2005; Groves & Bierlein, 2007).



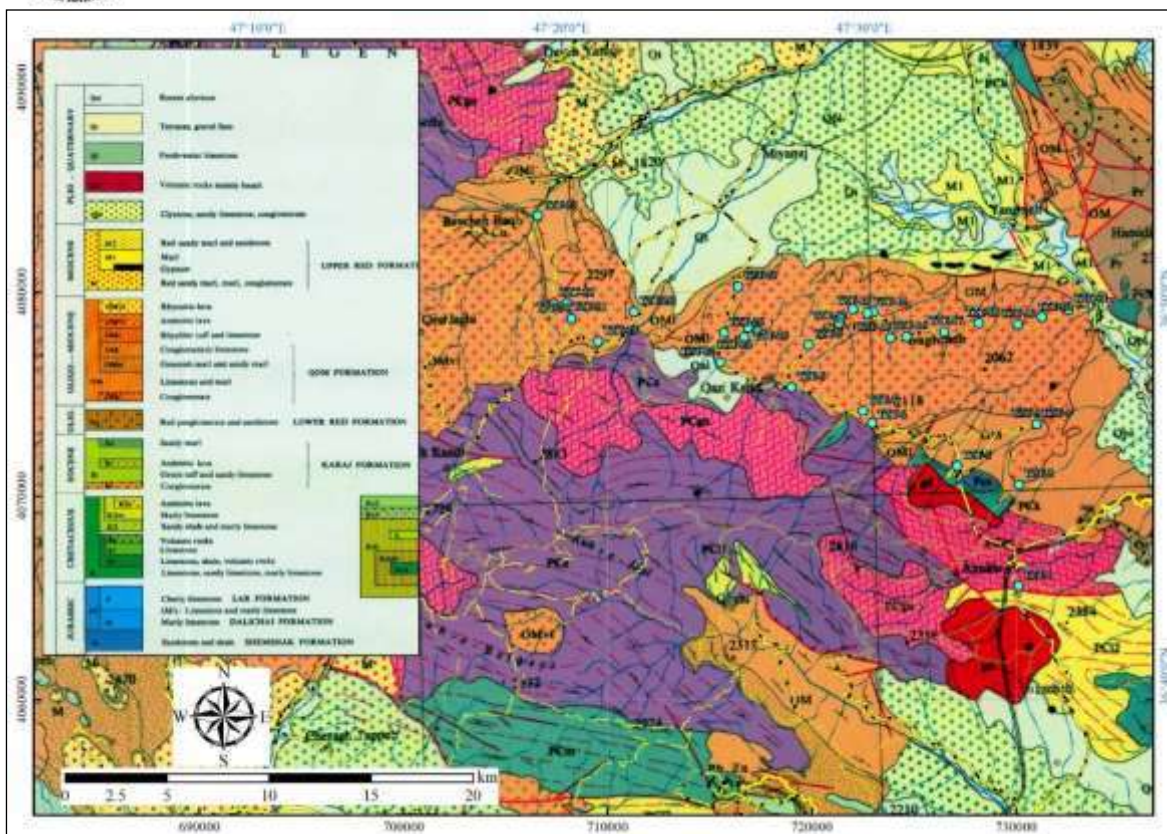
شکل ۱- موقعیت کانسار طلای توزلار و منطقه مورد مطالعه به همراه برخی ذخایر مس و طلای پورفیری در کمان ماگمایی سنوزوئیک ارومیه-دختر به موازات زون راندگی زاگرس (برگرفته از نقشه رقومی ۱:۲۵۰,۰۰۰ ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران (۲۰۰۶)، برگرفته و اصلاح شده از (Regard et al., 2005; Richard et al 2006 and Shafiei et al., 2009)



## ۲- جایگاه زمین شناسی

بیشتر واحدهای رخنمون یافته در ناحیه مورد مطالعه را سنگ های رسوبی و آتشفشانی الیگومیوسن (معادل سازندهای قرمز سرخ، قم و سرخ بالایی) تشکیل می دهد، که به لحاظ محیط رسوب گذاری، متعلق به حوضه های کم ژرفای درون قاره ای و آتشفشانی - رسوبی هستند (علوی نایینی و همکاران، ۱۳۵۵). این واحدها به طور ناپیوسته بر روی سنگ های قدیمی تر و دگرگون نئوپروتروزوئیک (Hassanzadeh et al., 2008) که پی سنگ بالا آمده منطقه را تشکیل می دهند و بیشتر در بخش مرکزی منطقه با روند شمال غربی - جنوب شرقی رخنمون دارند، قرار می گیرند (شکل ۲). این واحد پی سنگی خود از مجموعه سنگ های با دگرگونی درجه بالا شامل گنایس و مرمر با ساخت های میگماتیته در زیر و مجموعه سنگ های دگرگون در حد رخساره شیسب سبز (غضنفری، ۱۳۷۰)، شامل میکاشیست و کوارتزیت (سازند کهر) در رو تشکیل شده است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۳). این واحد پی سنگی در محدوده معدنی توزلار هیچ گونه رخنمونی ندارد، ولی آثار آن به صورت آنکلاو درون آتشفشانی ها قابل مشاهده است (حیدری و همکاران، ۱۳۹۳).

کانسار طلای توزلار در بخش مرکزی این مجموعه آتشفشانی (منسوب به واحد آتشفشانی سازند قم) با امتداد شرقی - غربی (کمی متمایل به شمال غرب)، جای گرفته است. این مجموعه آتشفشانی با عرض ۵ و طول ۴۰ کیلومتر (به شکل بیضوی) مجموعه پی سنگی را قطع کرده است (حیدری و همکاران، ۱۳۹۳). این مجموعه در حال حاضر به دلیل تأثیر فرایندهای زمین ساختی، دچار جابه جایی و فرسایش شده و نظم و توالی اولیه خود را از دست داده است. بیشتر واحدهای رخنمون یافته از این مجموعه آتشفشانی در این منطقه، شامل تناوبی از فوران های آتشفشانی به صورت آذر آواری شامل تناوبی از توف، پیروکلاستیک، برش آتشفشانی، لاهار، آگلومرا، خاکستر آتشفشانی و برش های هیالوکلاستیک به رنگ سبز - خاکستری (دارای قطعاتی از گدازه های آندزیتی به اندازه ۱۰ سانتی متر تا چند متر) و روانه های آندزیتی - بازالتی به رنگ قهوه ای تا بنفش تیره است (حیدری و همکاران، ۱۳۹۳). افزون بر واحدهای آتشفشانی در این منطقه، کمتر توده های نیمه ژرف با ترکیب دیوریتی، گرانودیوریتی و داسیتی با بافت پورفیری رخنمون دارند. این توده های نیمه ژرف، نه تنها درون واحدهای آتشفشانی، بلکه در واحدهای پی سنگی منطقه نیز رخنمون نشان می دهند. رخنمون این واحدهای نفوذی، نشان از بالا آمدگی و فرسایش شدید واحدهای دربر گیرنده آنها دارد. فعالیت رسوب گذاری در دیگر بخش های این حوضه، یعنی بخش هایی که دامنه فعالیت آتشفشانی به آنجا نرسیده است، به صورت توالی ستبری از رسوبات کربناتی، تبخیری و تخریبی همچون آهک، مارن زرد تا خاکستری گچ دار و افق هایی از کنگلومرا (معادل سازند قم)، ادامه داشته که نشان از کم ژرفا شدن شدید حوضه دارد (حیدری و همکاران، ۱۳۹۳)، (Echtler, H. & Mallavieller, J., 1990).



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ تکاب (علوی نایینی، حاجیان، عمیدی و بلورچی، ۱۳۵۵)

### ۳- مواد و روش‌ها

در این کار پژوهشی، پس از جمع‌آوری اطلاعات مربوط به منطقه، بررسی‌های صحرایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی، از واحدهای موردنظر نمونه‌برداری شد. طی پیمایش‌های جهت‌دار، تعداد ۸۰ نمونه از واحدهای سنگی مختلف برداشت شد. جهت مطالعات میکروسکوپی تعداد ۳۸ مقطع نازک تهیه گردید. پس از آن از بین نمونه‌هایی که دگرسانی کمتر داشتند تعداد ۱۷ نمونه برای آنالیز شیمیایی سنگ کل انتخاب گردیدند. آنالیز شیمیایی نمونه‌ها جهت تعیین مقدار عناصر اصلی و کمپاب به ترتیب به روش‌های ICP-OES و ICP-MS در شرکت زرآزمای تهران انجام پذیرفت.

### ۴- بحث

#### پetroگرافی

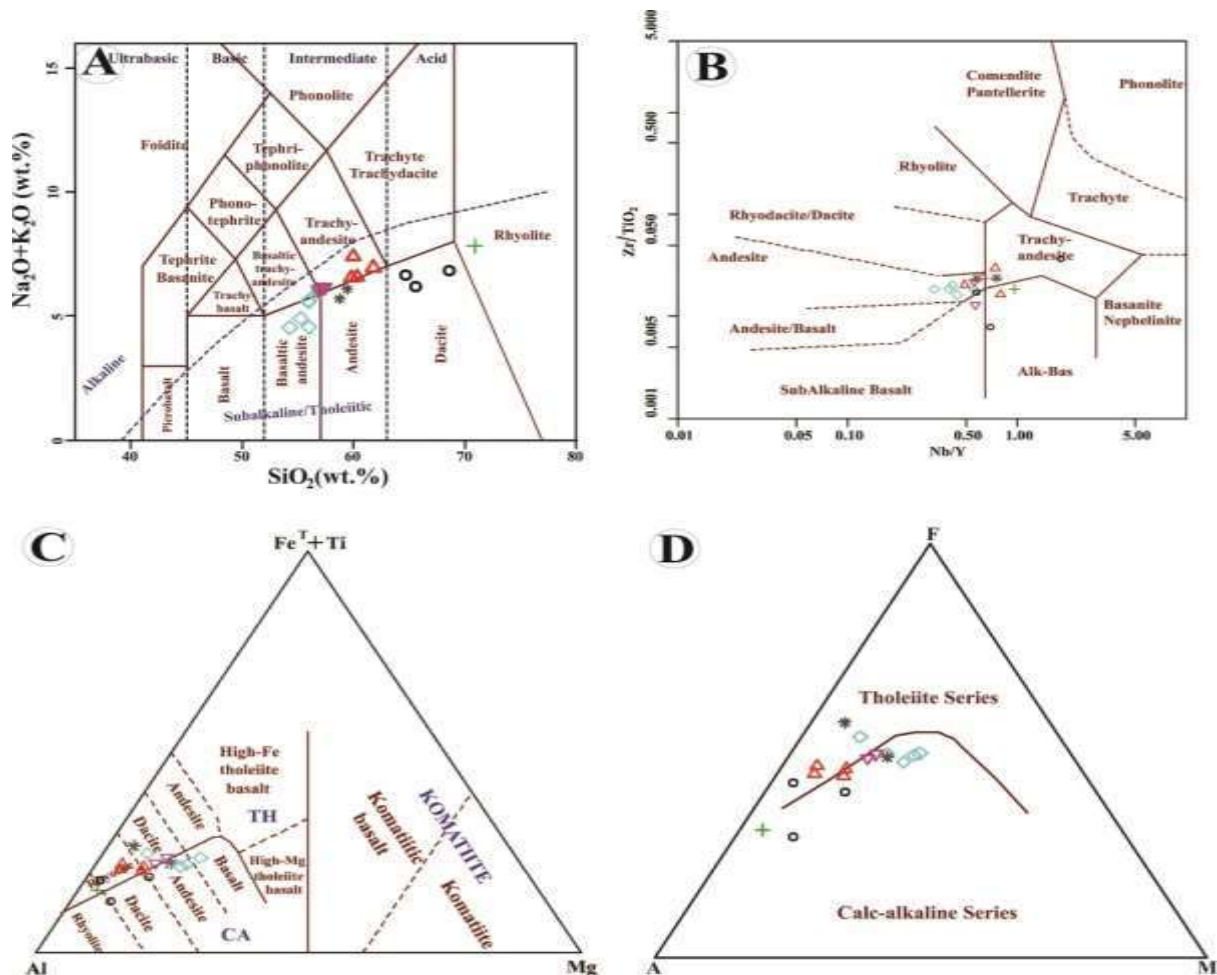
واحدهای ولکانیکی مورد مطالعه دارای رخساره‌های مختلفی مشتمل بر گدازه، توف و دایک بوده و عمدتاً دارای ترکیب آندزیتی و به مقدار کمتر تراکی آندزیت، آندزیت بازال تا داسیت- ریولیتی هستند. رنگ نمونه دستی این سنگ‌ها از خاکستری روشن تا قهوه‌ای در تغییر بوده و در زیر میکروسکوپ فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و گاهی آمفیبول در آنها نمایان می‌باشند. علاوه، این سنگ‌ها بافت‌هایی همچون جریانی، پورفیری، میکرولیتیک پورفیری، پوئی کیلیتیک و گلوپورپورفیریک را به نمایش می‌گذارند. پلاژیوکلاز (% ۳۰-۴۰) فراوان‌ترین کانی در سنگ بوده که به صورت فنوکریست، میکروفنوکریست و میکرولیت‌های زمینه می‌باشد. ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز در حد الیگوکلاز-آندزین بوده و اذخال‌های این کانی بعضاً داخل کانی‌های دیگر نیز دیده می‌شود که در این حالت تشکیل بافت پوئی کیلیتیک را می‌دهد. بلورهای آن دارای ماکل پلی سنتتیک و در مواردی کارلسباد-پلی سنتتیک بوده



و به صورت بخشی، به کلسیت، سربیسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. کلینوپیروکسن یکی دیگر از فازهای معمول فرومنیزین در این سنگ‌هاست که اغلب با اندازه کمتر از ۲ میلی‌متر و اشکال یوهدرال تا ساب‌هدرال در سنگ حضور دارد. آمفیبول (۱۰-۲۰٪) بیشتر از نوع هورنبلند بوده و به صورت فنوکریست‌های درشت تا متوسط و شکل‌دار دیده می‌شوند. این کانی بعضاً از سمت حواشی سوخته و به کلریت و کانی‌های اپک دگرسان شده است.

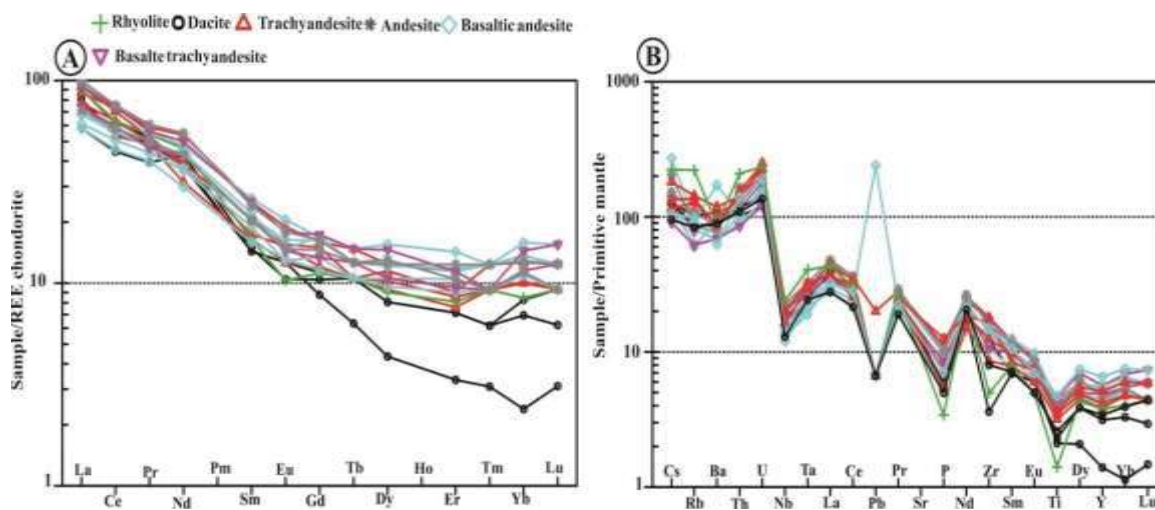
### ژئوشیمی و جایگاه تکتونوماگمایی

ترکیب عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه واحدهای سنگی کمتر دگرسان شده به روش ICP-OES و ICP-MS تعیین شده است. براساس نمودار مجموع عناصر آلکالن-سیلیس (TAS) ارائه شده توسط کاکس (Cox et al., 1979) سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی اغلب از نوع حدواسط (آندزیت و آندزیت-بازالت تا تراکی-آندزیت) بوده و معدودی از نمونه‌ها به سمت ترکیب اسیدی (داسیت) گرایش دارند. از نظر سری ماگمایی نیز اغلب در محدوده سری ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۳- A). از آنجا که سنگ‌های مورد بررسی ممکن است به درجات مختلف تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته باشند که در نتیجه این فرایند، عناصر آلکالن ممکن است دچار تحرک شده باشند لذا از نمودارهای مبتنی بر عناصر نامتحرک (Winchester and Floyd, 1977) استفاده شد (شکل ۳- B). بر اساس نمودار دیگر (Jensen, 1976) (شکل ۳- C) سنگ‌های محدوده کانسار طلای توزلارطیفی از نسبتاً بازیک تا حدواسط را پوشش می‌دهند. در نمودار تعیین سری ماگمایی AFM (Irvine and Baragar, 1971) این سنگ‌ها روندی از ماهیت تولیتی تا کالک آلکالن را نشان می‌دهند (شکل ۳- D).

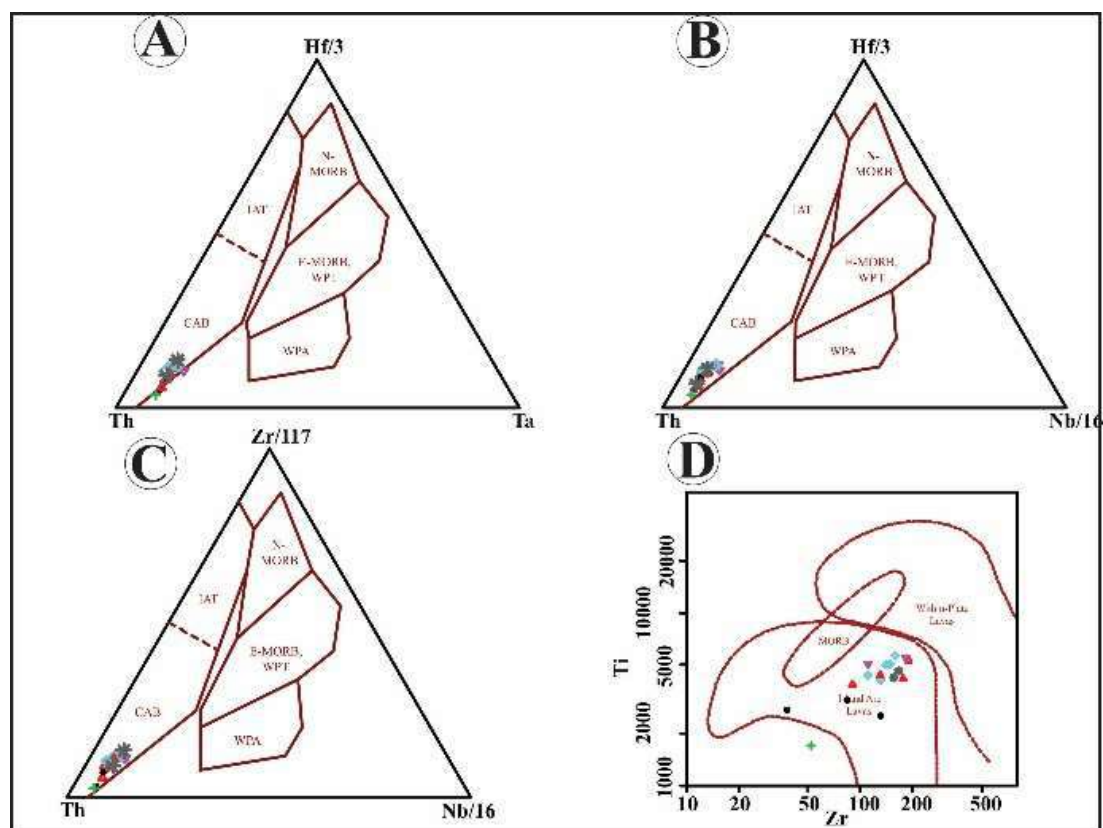


شکل ۳- رده‌بندی شیمیایی و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های ولکانیک مورد مطالعه. (A) نمودار TAS (Cox et al., 1979). (B) نمودار  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ -Nb-Y (Winchester and Floyd, 1977). (C) نمودار مثلثی طبقه‌بندی بر مبنای عناصر اصلی (Jensen L.S., 1976). (D) نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971).

بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی و نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده الگوی مشابه در تمامی نمونه‌ها (به استثناء معدودی از آنها) و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است که از ویژگی‌های ماگمای پدید آمده در پهنه‌های فروانش است (Rollinson, 1993) (شکل ۴- A و B). در سنگ‌های فلسیک مورد مطالعه نسبت  $(La/Sm)_N$  ۳/۹ تا ۶/۲۹ و  $(La/Yb)_N$  ۷/۵ تا ۳۷/۷۵ و  $(Sm/Yb)_N$  ۱/۷۱ تا ۶ در تغییر است اما در سنگ‌های حد واسط نسبت  $(La/Sm)_N$  ۳/۰۷ تا ۴/۷۲ و  $(La/Yb)_N$  ۴/۲۸ تا ۸/۸۲ و  $(Sm/Yb)_N$  ۱/۳۹ تا ۲/۱۲ در تغییر است. نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی در مقادیر عناصر دارای قدرت میدان بالا (HFSE) همچون تیتانیم، زیرکونیوم، نیوبوم و فسفر و بی‌هنجاری مثبت عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) همچون روییدیم، باریم، سزیم به همراه تورنیوم و اورانیوم است. عنصر باریم در بازه دمایی گستره پهنه‌های فروانشی متحرک است و همراه با سیال آبدار جابه‌جا می‌شود (Wu et al., 2003). تورنیوم در سیال‌های دما پایین، کم‌تحرک و یا نامتحرک است اما در دمای بالا که رسوبات بالای صفحه فرورو و یا گوه گوشته‌ای دچار ذوب بخشی می‌شوند، متحرک است (Cuney et al., 2012). غنی‌شدگی عناصر LIL در برابر HFS از ویژگی‌های وابسته به آلایش پوسته‌ای و یا مذاب‌های وابسته به پهنه‌های فروانش است (Asran et al., 2012). عناصر HFS از عناصر نامتحرک هستند و با سیال جابه‌جا نمی‌شوند و خاستگاه گوشته‌ای از آنها تهی خواهد ماند (McCulloch and Gamble, 1991). ذوب این خاستگاه‌ها در مراحل بعدی، به احتمال زیاد به عدم ذوب کانی‌های حاوی این عناصر و یا تهی‌شدگی از HFSE و غنی‌شدگی از LILE در مذاب را در پی خواهد داشت (McCulloch and Gamble, 1991). پیامد تهی‌شدگی از عناصر HFS در مواد مذاب پهنه‌های فروانشی، بر جا ماندن کانی‌های جذب‌کننده HFSE مانند روتیل، اسفن و آمفیبول در گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورو است (Green, 2006). همچنین تهی‌شدگی از تیتانیم نشان‌دهنده وجود فازهای تیتانیوم‌دار در منشأ گوشته‌ای مذاب یا مقدار کم این عنصر در سنگ‌های خاستگاه است (Pearce and Peate, 1995). بی‌هنجاری مثبت تورنیوم به همراه بی‌هنجاری منفی نیوبوم و مقادیر بالای تورنیوم نسبت به اورانیوم می‌تواند در ارتباط با ماگماتیسیم مرتبط با پهنه فروانش و حاشیه مخرب صفحات باشد (Ruzicka, 1990). در واقع، ترکیب گوه گوشته به تدریج توسط پوسته اقیانوسی فرورونده تغییر می‌کند و سنگ میزبان در مقادیر تورنیوم، اورانیوم و LREE در مقایسه با نیوبوم و HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد (Schandl and Gorton, 2002). از طرفی، بی‌هنجاری منفی نیوبوم و تانتالیم از ویژگی‌های ماگماتیسیم وابسته به فرآیندهای فروانش (Küster and Harms, 1998) یا از ویژگی‌های سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Rollinson, 1993). بنابراین به طور کلی تهی‌شدگی از عناصر HFS مانند نیوبوم، تیتانیم و فراوانی عناصر LIL مانند روییدیم، سزیم و باریم از ویژگی‌های کمان‌های آتشفشانی است (Yoshida et al., 2013). همین ویژگی‌ها باعث شده است که نمودارهای جایگاه تکنونوماگمایی متعددی بر اساس تمرکز عناصر HFS پیشنهاد شوند. از جمله اینها، عناصر هافنیم، توریم و تانتالیم است که برای تفکیک محیط تکنونیک سنگ‌های بازالتی مورد استفاده قرار می‌گیرند (Wood, 1980). از جمله وجوه برتری این نمودار این می‌باشد که در آن بازالت‌های محیط‌های قوسی از بازالت‌های محیط‌های درون پلیتی (بازالت‌های آلکال و تولیتی) و بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی (E-MORB و N-MORB) از هم متمایز می‌شوند. از طرفی بازالت‌های محیط‌های قوسی به دو گروه بازالت‌های کالک‌آلکال و تولیت‌های جزایر قوسی تفکیک شده‌اند. در واقع این نمودار قابلیت تفکیک بازالت‌های تولیتی قوسی را که معمولاً مربوط به جزایر قوسی درون‌اقیانوسی (Intra-oceanic arc) است از بازالت‌های کالک‌آلکال قوسی که در انواع محیط‌های قوسی (قاره‌ای و اقیانوسی) یافت می‌شوند، داراست. در نمودار مربوطه نیز همه نمونه‌ها به سمت محیط‌های قوسی گرایش داشته و از طرفی در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکال قرار گرفته‌اند (شکل ۵- A تا C). در نمودار دیگر (Pearce, 1982)، تمرکز زیرکونیوم و تیتانیم مورد استفاده قرار می‌گیرد که در این نمودار (شکل ۵- D) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مذاب‌های زون فروانش قرار می‌گیرند. به نظر برخی محققین (Verdel et al., 2011) ماگماتیسیم پالئوژن در کمان ماگمایی ارومیه - دختر در گذر زمان از نظر ترکیب شیمیایی دچار تغییر شده است. به این صورت که در گذر از زمان ائوسن به الیگوسن ماگماتیسیم کالک‌آلکال به ماگماتیسیم آلکال تغییر ماهیت داده است. حضور میان لایه‌های بازالتی آلکال در داخل سازند قم در مناطقی از نوار ماگمایی ارومیه - دختر همچون منطقه رزن موید این موضوع است (Delavari et al. 2021). به نظر می‌رسد طی ائوسن لیتوسفر فرورونده به عقب برگشته است و در زمان الیگوموسن منبع ماگمای سنگ‌های منطقه، به گوشته آستوسفری تغییر پیدا کرده است (Verdel et al., 2011). با اینحال در منطقه موردنظر اگر سن ماگماتیسیم واقعاً متعلق به زمان الیگوموسن باشد، ماهیت کالک‌آلکال نمونه‌ها سناریوی جدیدی را مطرح کرده که با تفاسیر قبلی متفاوت خواهد بود.



شکل ۴- A: الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton., 1984): B: نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and , 1995)



شکل ۵) A تا C: نمودار خاستگاه زمین‌ساختی برای انواع بازالت‌ها (Wood., 1980): D: نمودار خاستگاه زمین‌ساختی برای انواع بازالت‌ها (Pearce., 1982)

## ۵- نتیجه‌گیری

مطالعات میکروسکوپی بر روی سنگ‌های ولکانیکی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که عمده این سنگ‌ها ترکیب حدواسط تا اسیدی داشته و تنوع قابل توجهی از نظر خصوصیات میکروسکوپی ندارند. عمده سنگ‌های آذرین منطقه، آندزیت‌های پورفیری است که دارای فنوکریست‌های پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز بوده و شواهدی مثل وجود منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها می‌تواند دال بر کوهزایی بودن آندزیت‌ها باشد و در مواردی از جمله وجود دو نوع پلاژیوکلاز سالم و دگرسان، حاشیه سوخته آمفیبول‌ها و وجود قطعات آنکلاو می‌تواند شواهد مربوط به اختلاط ماگمایی باشد. بررسی‌های زمین‌شیمی نشان می‌دهد واحدهای آذرین منطقه مورد مطالعه، ماهیت متآلومین‌میزی، کالک‌آلکالین تا آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارد. غنی‌شدگی LREE/HREE و غنی‌شدگی عناصر LILE/HFSE به همراه تهی‌شدگی از تیتانیم، نیوبوم و نسبت زیرکونیوم به تیتانیم و مقادیر نیوبوم، زیرکونیوم، تانتال، هافنیم و توریم از ویژگی‌های ماگمای پدید آمده در زون فرورانش حاشیه قاره‌هاست.

## ۶- منابع

- Asran, M., Ezzat, M. and Rahman, A., 2012. The Pan-African calck-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: geology, geochemistry and petrogenesis. *Journal of Biology and Earth Sciences*, 2(1): 1-16. Retrieved July 11, 2019 from
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*, (Developments in Geochemistry2). Elsevier, Amsterdam, pp. 63-114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Cox K.J., Bell J.D., Pankhurst R.J., "The interpretation of igneous rocks", George Allen and Unwin, London, (1979).
- Cuney, M., Emetz, A., Mercadier, J., Mykchaylov, V., Shunko, V. and Yuslenko, A., 2012. Uranium deposits associated with Na-metasomatism from Central Ukraine: a review of some of the major deposits and genetic constraints. *Ore Geology Reviews*, 44(4): 82-106.
- Delavari, M., Ghorbani, K., Shabani, A.A.T., 2021. Oligo-Miocene extrusive rocks of Razan- Avaj area (Urumieh-Dokhtar magmatic belt): evidence of OIB- like magmatism ina supra-subduction zone setting. *GEOSCIENCES*, 31(4): 97-110 (in Persian).
- Echtler, H. & Mallavieller, J., 1990- Extentional Tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire/Suthern Massif Central), *Tectonophysics*, v.177, p.125-138.
- Gaetani, G.A., 2004. The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(5): 511-527. Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, p. 683-693.



Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, Northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87(1-2): 23-49.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. & Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement: *Tectonophysics*, v. 451, p. 71-96.

Irvine T.N., Baragar W.R.A., “A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks”, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (1971), 523-548.

Jensen L.S., “A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks”, Ontario Division of Mines, Miscellaneous paper 66, (1976).

Küster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45(1-4): 177-195.

Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1): 251-285.

Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu  $\pm$  Mo  $\pm$  Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295-332.

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, New York, 359 pp.

Ruzicka, V., 1990. Vein uranium deposits. *Ore Geology Review*, 8(3-4): 247-276.

Williams-Jones, A.E., 2015. The hydrothermal mobility of the rare earth elements. *British Columbia Geological Survey*, 3(03): 119-123.

Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30, TC3008.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., “Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements”, *Chemical Geology*, 20 (1977), 325-343.

Wu, F., Jahn, B., Wildec, S.A., Lod, C.H., Yuie, T.F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67(3-4): 191-204.



Yoshida, T., Okamura, S., Sakamoto, I., Ikeda, Y., Adachi, Y., Kojima, M., Sugawara, M. and Shitahaku, R., 2013. Petrology of felsic rocks dredged from the Myojin Seamount and the Myojin Rift in the north Izu-Bonin arc- Contribution of intra-oceanic subduction system to making continental middle crust. Meeting of International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, IAVCEI Scientific Assembly Kagoshima, Kagoshima, Japan.

## سیماهای ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی پهنه دگرسانی آرژلیک وابسته به گرانیت: مطالعه موردی بر روی منطقه گوزلبلاغ، جنوب شرق شاهین‌دژ، شمال غرب ایران

سمانه محمدپور قورچی<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>

۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

s.bmohrad@gmail.com

۲- استاد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

abedini2020@yahoo.com

### چکیده

منطقه گوزلبلاغ، در فاصله ۳۶ کیلومتری جنوب شرق شهرستان شاهین‌دژ، جنوب استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران واقع می‌باشد. شواهد صحرایی و مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند سنگ‌های گرانیتی پرکامبرین در این منطقه در اثر هجوم سیالات گرمایی به شدت دگرسان شده و با تشکیل و توسعه پهنه دگرسانی آرژلیک گسترده‌ای همراه شده‌اند. مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهند که کوارتز، کانولینیت، اپلیت، کلریت، مونت‌موریلونیت، کلسیت و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی سنگ‌ساز این پهنه دگرسانی هستند. محاسبات فاکتور غنی‌شدگی نشان می‌دهند که شستشو و تثبیت فاکتورهای اصلی و تاثیر در توزیع عناصر نادر خاکی (REE) در پهنه دگرسانی آرژلیک مورد مطالعه می‌باشند. الگوی توزیع REE به‌هنگار شده به‌کندریت دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و رخداد آنومالی منفی Eu و مثبت ضعیف Ce در طی تکوین پهنه دگرسانی آرژلیک دارند. تغییرات آنومالی Eu مبین تخریب پلاژیوکلازهای سنگ‌های گرانیتی و اکسیداسیون پیریت‌های هیپوژن در طی توسعه فرآیندهای آرژلیکی شدن هستند. رخداد آنومالی مثبت Ce تاثیرات محلول‌های جوی (سوپرژن) و افزایش فوگاسیته اکسیژن در طی تکوین پهنه دگرسانی مورد مطالعه را نشان می‌دهد. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیشتر نشان می‌دهند که تمرکز REE توسط عوامل نظیر تغییرات در شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی، جذب سطحی توسط فازهای رسی فرعی، تثبیت در فازهای کانایی نئومورف و حضور فازهای مقاوم در برابر دگرسانی رخ داده است. در کل به نظر می‌رسد که تغییرات pH محلول‌های دگرسان‌کننده همراه با کاهش درجه حرارت و ناپایداری کمپلکس‌های حامل لانتانیدها نقش مهم و حیاتی در شستشو و تثبیت REE در پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه گوزلبلاغ ایفا نموده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** عناصر نادر خاکی، ژئوشیمی، دگرسانی آرژلیک، گوزلبلاغ.

### Abstract

The Gozalbolagh area is located 36 km southeast of Shahindezh city, south of West-Azarbaidjan province, NW Iran. Field evidence and petrographic studies show that Precambrian granite rocks in this area have been severely altered due to the interaction with hydrothermal fluids and are accompanied with the formation and development of widespread argillic alteration zone. Mineralogical studies show that quartz, kaolinite, illite, chlorite, montmorillonite, calcite, and plagioclase are the main rock-forming minerals of this alteration zone. Enrichment factor calculations show that two leaching and fixation are the main and effective factors in the distribution of rare earth elements (REE) in the studied argillic alteration zone. The distribution pattern of REE normalized to chondrite indicates the differentiation and enrichment of LREE relative to HREE and the occurrence of negative Eu anomaly and weak positive Ce during the formation of argillic alteration zone. Changes of Eu anomaly indicate the destruction of plagioclases of granitic rocks and oxidation of hypogene pyrites during development of argillization processes. The positive anomaly of Ce also shows the effects of atmospheric (supergene) solutions and the increase of oxygen fugacity during the development of the studied alteration zone. Geochemical investigations further show that REE concentration occurred by factors such as changes in pH, Eh, surface absorption by accessory clay phases, fixation in neomorphic, and presence of resistant mineral phases versus alteration. In general, it seems that the changes in the pH of the altering solutions along with the decrease in temperature degree and the instability of the complexes carrying lanthanides have played an important and viral role in the leaching and fixation of REE in the argillic alteration zone of the Gozalbolagh area.

**Key words:** REE, Geochemistry, Argillic alteration, Gozalbolagh.



## ۱- مقدمه

عناصر نادر خاکی به طور گسترده‌ای در ارائه مدل‌های پتروژنتیکی و تحولات سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی مورد استفاده قرار می‌گیرند. از این عناصر به علت حساسیت زیاد به عملکرد فرآیندهای گرمایی، به وفور در تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل و توسعه سامانه‌های دگرسانی مرتبط با کانسارهای فلزی بهره گرفته می‌شود. منطقه گوزلبلاغ به مختصات جغرافیایی  $37^{\circ} 46'$  تا  $42^{\circ} 46'$  طول شرقی و  $24^{\circ} 36'$  تا  $31^{\circ} 36'$  عرض شمالی، در فاصله ۳۶ کیلومتری جنوب شرق شهرستان شاهین دژ واقع گردیده است. این منطقه مطالعاتی در جنوب استان آذربایجان غربی (شمال غرب ایران) قرار دارد و بخشی از چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب (علوی نائینی و همکاران) می‌باشد.

در این منطقه، عملکرد فرآیندهای واکنشی آب-سنگ سبب تبدیل سنگ‌های گرانیتی پرکامبرین به پهنه دگرسانی آرژیلیک همراه با کانه‌زایی‌هایی مس و آهن شده است. علیرغم انجام پژوهش‌های جامع بر روی سامانه‌های دگرسانی مرتبط با کانسارهای فلزی در مقیاس بین‌المللی، تاکنون هیچ مطالعه و پژوهشی بر روی روند توزیع عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی در این پهنه دگرسانی انجام نشده است. در این پژوهش، با تکیه بر مشاهدات صحرایی، بررسی‌های کانی‌شناسی و مطالعات ژئوشیمیایی به بررسی فاکتورهای کنترل‌کننده تحرک، توزیع و غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی و دلایل رخداد بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در طی تکوین پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه گوزلبلاغ پرداخته می‌شود.

در انجام این پژوهش، بر اساس نتایج به دست آمده از بررسی‌های صحرایی، تعداد ۲۰ عدد مقطع نازک و ۱۰ عدد مقطع صیقلی از واحدهای سنگی مختلف تهیه و با استفاده از میکروسکوپ دو منظوره در گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه مطالعه شدند. افزون بر این، برای شناسایی فازهای کانیایی نامشخص در پهنه دگرسانی آرژیلیک مبادرت به انجام آنالیزهای پراش پرتو ایکس (XRD) به تعداد ۵ نمونه در شرکت معدنی کانسارنارینالود گردید. مقادیر عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی تعداد ۷ نمونه انتخابی از پهنه دگرسانی آرژیلیک و ۱ نمونه انتخابی از سنگ اولیه گرانیتی با حداقل دگرسانی، به روش‌های ICP-ES و ICP-MS در آزمایشگاه‌های شرکت Acme کشور کانادا تجزیه شدند. در نهایت، تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمیایی لازم بر روی داده‌های به دست آمده به عمل آمد.

## ۲- بحث و بررسی

منطقه گوزلبلاغ از دیدگاه تقسیم‌بندی زون‌های ساختمانی ایران (Stocklin, 1968)، در زون ساختاری سندانج-سیرجان و در محل برخورد زون‌های ساختمانی البرز-آذربایجان و ایران مرکزی قرار دارد. از اینرو، واحدهای سنگی موجود در منطقه گوزلبلاغ بعضاً خصوصیات زون دگرگونی سندانج-سیرجان را داشته و بعضاً نیز تشابهات لیتولوژیکی با زون البرز-آذربایجان را نشان می‌دهند. پیکره سنگی منطقه مورد مطالعه اغلب از سنگ‌های آذرین با ترکیب گرانیتی به سن پرکامبرین تشکیل شده است. عملکرد فرآیندهای دگرسانی بر روی سنگ‌های گرانیتی در این منطقه باعث تشکیل و توسعه پهنه‌های دگرسانی مختلفی از جمله آرژیلیک، پروپیلیتیک و فیلیک شده است. در بین این سه پهنه دگرسانی، دگرسانی آرژیلیک از وسعت و توسعه بیشتری برخوردار است. نمونه‌های این پهنه دگرسانی به دو صورت ترد و سفت با رنگ شاخص سفید از بقیه واحدهای سنگی قابل تشخیص هستند. نمونه‌های ترد اغلب در محل‌هایی توسعه یافته‌اند که گسل‌ها و شکستگی‌های قایم از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. این ارتباط به وضوح نقش فرآیندهای زمین‌ساختی در توسعه سامانه دگرسانی منطقه را آشکار می‌کند. در این پهنه، در مواردی رگچه‌ها و ریز رگچه‌هایی از جنس سیلیس دیده می‌شود که حاوی کانی‌های فلزداری نظیر پیریت، کالکوپیریت، هماتیت و گوتیت هستند. افزون بر این، بعضاً "مالاکیت و آزوریت نیز در بخش‌های سطحی این رگچه‌ها و ریز رگچه‌ها قابل رویت است. پهنه‌های دگرسانی فیلیک و پروپیلیتیک که دارای گسترش محدود هستند، به ترتیب با رنگ‌های شاخص خاکستری و سبز قابل تمایز از بقیه واحدهای سنگی می‌باشند. مطالعات میکروسکوپی بر روی سنگ‌های گرانیتی منطقه گوزلبلاغ که با شدت‌های متفاوتی به دگرسانی آرژیلیک تبدیل شده‌اند، نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها و فلدسپارهای پتاسیم به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی تبدیل شده و کانی‌های تیره همراه این دگرسانی متشکل از مگنتیت، پیریت، ایلمنیت، لیمونیت، گوتیت و کالکوپیریت هستند. مطالعات پراش پرتو ایکس (XRD) آشکار می‌کنند که کوارتز، کائولینیت، ایلیت، کلریت، مونت‌موریلونیت و کلسیت همراه با پلاژیوکلاز مهمترین کانی‌های حاضر در پهنه دگرسانی آرژیلیک می‌باشند.

در این مطالعه، به منظور ارزیابی شدت دگرسانی سیستم در طی تشکیل و توسعه پهنه آرژیلیک مبادرت به استفاده از شاخص دگرسانی شیمیایی با استفاده از فرمول زیر گردید (Nesbitt and Young, 1982):

$$CIA = [(Al_2O_3)/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

در این فرمول،  $CaO^*$  مقدار اکسید کلسیم در فاز سیلیکاتی است. با توجه به عدم شرایط لازم برای محاسبه مقدار اکسید کلسیم حاضر در فاز سیلیکاتی و غیرسیلیکاتی، در این پژوهش فرمول یاد شده بنا به نظر کولر (Cullers, 2000) به فرمول زیر تغییر داده شد:

$$CIW = [(Al_2O_3)/(Al_2O_3 + Na_2O)] \times 100$$

نتایج محاسبات انجام شده بر اساس داده‌های مربوط به آنالیز نمونه‌ها نشان می‌دهد که شدت دگرسانی در پهنه دگرسانی آرژیلیک به طور متوسط ۹۴/۱۶ درصد است که دلالت بر شدت بالای دگرسانی در طی تکوین و توسعه آن در منطقه گوزلبلاغ دارد.

یکی از روش‌های سومند در تفسیر دگرسانی استفاده از ژئوشیمی تغییرات جرم عناصر هست. این روش‌ها کارایی بسیار بالایی برای محاسبه تحرک و غنی‌شدگی عناصر در طی فرایند دگرسانی دارد (Duzgoren-Aydin et al., 2002). در این روش از یک عنصری که کمترین تغییرات را در طی فرایندهای دگرسانی و هوازگی داشته باشد، برای محاسبات تغییرات جرم استفاده می‌شود. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد عناصری نظیر  $Al, Zr, Ti, Nb$  و  $Hf$  و  $Th$  تحت فرایندهای دگرسانی اغلب بی‌تحرک بوده، و در محاسبات تغییرات جرم می‌توانند به عنوان عناصر شاخص کم‌تحرک استفاده شوند (Wimpenny et al., 2007; Karakaya, 2009; Erkoyun and Kadir, 2011). در مواردی، این عناصر تحت شرایط خاص در طی فرایندهای دگرسانی می‌توانند دچار تحرک شوند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که دامنه تغییرات عناصری نظیر  $Al, Zr, Ti, Nb$  و  $Ta$  در پهنه دگرسانی آرژیلیک مورد مطالعه بسیار شدید می‌باشد (جدول ۱). لذا در این پژوهش، به جای انجام محاسبات تغییرات جرم با فرض یکی از عناصر یاد شده به عنوان شاخص بی‌تحرک مبادرت به استفاده از محاسبات فاکتور غنی‌شدگی برای عناصر نادر خاکی با استفاده از رابطه زیر گردید:

$$E.F. = [(REE_{\text{alteration zone}} / REE_{\text{parent rock}}) - 1] \times 100$$

جدول ۱ - محدوده تغییرات عناصر بی‌تحرک در پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه مورد مطالعه. مقادیر اکسیدها بر حسب درصد وزنی و مقادیر

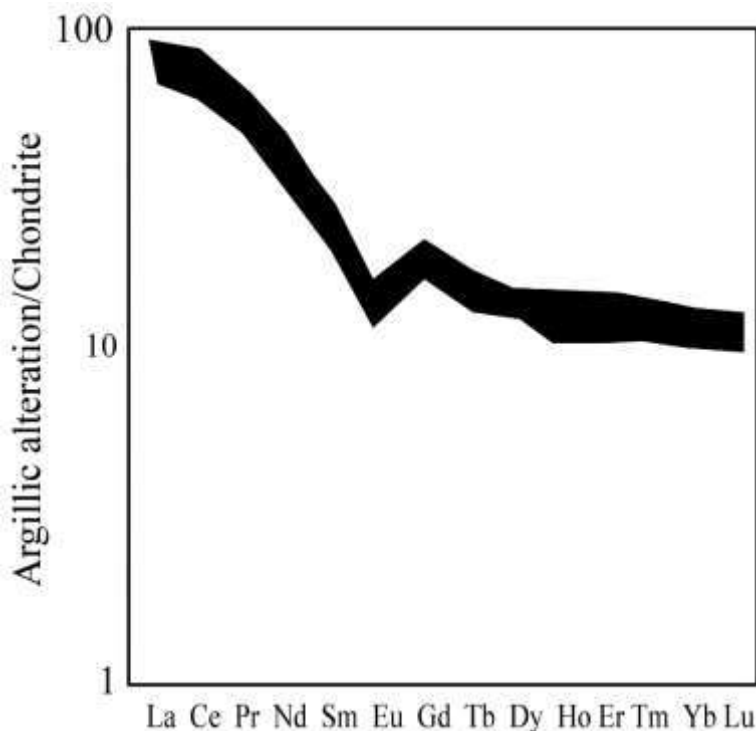
عناصر جزئی بر حسب گرم در تن می‌باشد.

| Element   | Minimum | Maximum | Range of changes |
|-----------|---------|---------|------------------|
| $Al_2O_3$ | ۰/۱۷    | ۱۳/۶۱   | ۱۳/۴۴            |
| $TiO_2$   | ۰/۰۰۵   | ۰/۹۷    | ۰/۹۶             |
| Hf        | ۰/۱     | ۷/۲     | ۷/۱              |
| Nb        | ۰/۲     | ۱۷/۴    | ۱۷/۲             |
| Th        | ۰/۱     | ۱۲/۱    | ۱۲               |
| Zr        | ۰/۵     | ۲۳۲/۲   | ۲۲۶/۹            |

نتایج محاسبات فاکتور غنی‌شدگی نشان می‌دهند که تشکیل و توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه گوزلبلاغ به ترتیب با تهی‌شدگی و غنی‌شدگی REE همراه بوده است. از آنجایی که pHهای پایین و بالا به ترتیب باعث شستشو و ترسیب لانتانیدها در سیستم‌های دگرسانی می‌شوند (Lackschewitz et al., 2000; Patino et al., 2003)، لذا به نظر می‌رسد که تغییرات pH محلول‌های دگرسان کننده مهمترین فاکتور کنترل کننده توزیع REE در سیستم دگرسانی منطقه گوزلبلاغ بوده است. به نظر می‌رسد که محلول‌های درون‌زاد با ماهیت pH پایین نقش مهمی در تحرک لانتانیدها داشته و کاهش درجه حرارت با گذر زمان همراه با خنثی شدن محلول‌های دگرسان کننده در اثر واکنش با سنگ‌های درونگیر موجبات غنی‌شدگی لانتانیدها را در برخی از نمونه‌های این پهنه دگرسانی فراهم نموده‌اند.

الگوهای توزیع عناصر نادر خاکی خاکی به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Taylor and McLennan, 1985) در پهنه آرژیلیک منطقه گوزلبلاغ غنی‌شدگی LREE نسبت HREE و رخداد آنومالی‌های منفی Eu و مثبت ضعیف Ce را نشان می‌دهند (شکل ۱). به نظر می‌رسد که دو پارامتر

در تفریق شدید LREE از HREE در پهنه دگرسانی آرژیلیک مطالعه شده دخیل بوده است: (۱) جذب ترجیحی LREE توسط رس‌ها و (۲) ثبات و پایداری بیشتر کمپلکس‌های حاوی HREE در محلول‌های دگرسان‌کننده.



شکل ۱- الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به هنگام شده به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) در پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه مطالعاتی گوزل بلاغ.

در این پژوهش، برای محاسبه مقادیر عددی آنومالی‌های Ce و Eu به ترتیب از روابط زیر استفاده گردید (Taylor and McLennan, 1985):

$$\text{Ce Anomaly} = \text{Ce/Ce}^* = 2(\text{Ce}_{\text{sample}}/\text{Ce}_{\text{chondrite}})/[(\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{chondrite}}) + (\text{Pr}_{\text{sample}}/\text{Pr}_{\text{chondrite}})]$$

$$\text{Eu Anomaly} = \text{Eu/Eu}^* = (\text{Eu}_{\text{sample}}/\text{Eu}_{\text{chondrite}}) / \sqrt{[(\text{Sm}_{\text{sample}}/\text{Sm}_{\text{chondrite}}) \times (\text{Gd}_{\text{sample}}/\text{Gd}_{\text{chondrite}})]}$$

محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که بازه تغییرات آنومالی Eu در پهنه دگرسانی آرژیلیک از ۰/۶۵ تا ۰/۷۰ می‌باشد. مقدار این آنومالی در سنگ مادر گرانیتی حدود ۰/۷۵ است. آنومالی Ce در پهنه دگرسانی آرژیلیک در بازه ای از ۰/۹۹ تا ۱/۱۱ در نوسان است. مقدار این آنومالی در سنگ مادر گرانیتی ۰/۹۵ می‌باشد. به نظر می‌رسد کاهش مقدار آنومالی Eu در طی تشکیل و توسعه پهنه دگرسان آرژیلیک در اثر تخریب پلاژیوکلزهای سنگ مادر گرانیتی در طی توسعه سیستم واکنشی آب-سنگ رخ داده است. در واقع کاهش مقادیر آنومالی Eu به موازات کاهش مقادیر Na و Ca از سنگ مادر نشان از دگرسانی پلاژیوکلزها با پیشرفت فرآیند دگرسانی دارد. در واقع رخداد آنومالی Eu در این پهنه تابعی از pH محیط و دمای محلول‌های دگرسانی می‌باشد. همچنین، کاهش مقدار آنومالی Eu نسبت به گرانیت در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه گوزل بلاغ به این دلیل روی داده است که فرآیندهای دگرسانی در طی تکوین این پهنه به طور قابل توجهی پیشرفت نموده است. ساز و کار احتمالی دیگری که می‌تواند باعث کاهش مقدار آنومالی Eu در پهنه آرژیلیک نسبت به سنگ اولیه گرانیتی شود، اکسیداسیون پیریت‌های هیپوژن و متعاقب آن تشکیل محلول‌های اسیدی سوپرژن می‌باشد. افزایش مقدار آنومالی Ce نسبت

به سنگ اولیه گرانیتی، مشارکت محلول‌های جوی (سوپرژن) و افزایش فوگاسیته اکسیژن در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک را پیشنهاد می‌کند (Cravero et al., 2001; Arslan et al., 2006).

چندین دسته کانی به عنوان میزبانان اصلی REE در محصولات دگرسان شده توسط پژوهشگران و محققان مختلف پیشنهاد شده‌اند. از جمله این فازهای کانیایی می‌توان به کانی‌های رسی (کائولینیت و اسمکتیت)، کانی‌های ثانویه فسفاتی، اکسیدها و هیدروکسیدهای منگنز و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (Dill et al., 1997; Pokrovsky et al., 2006; Abedini et al., 2000) اشاره نمود. آنالیزهای XRD تنها فازهای کانیایی را شناسایی کرده‌اند که فراوانی بالای ۴٪ داشته، لذا کانی‌های دیگری نیز می‌توانند میزبان لاتانیدها در این پهنه دگرسانی باشند که توسط آنالیزهای پراش پرتو X شناسایی نشده‌اند. در این مطالعه، برای شناسایی کانی‌های میزبان لاتانیدها مبادرت به محاسبه ضرایب همبستگی رتبه‌ای پیرسون (Rollinson, 1993) بین عناصر نادر خاکی با سایر عناصر اصلی و جزئی گردید که نتایج آن در جدول ۱ نمایش داده شده است.

جدول ۱- ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی (REE) بین نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک در منطقه مورد مطالعه.

|    | Si    | Al    | Fe    | Mg    | Ti    | Mn    | Cr    | P     | Nb    | Y     | Zr    |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| La | -۰/۷۹ | ۰/۱۱  | -۰/۰۳ | ۰/۷۶  | ۰/۶۴  | -۰/۰۵ | ۰/۵۲  | ۰/۵۹  | ۰/۰۹  | -۰/۳۶ | -۰/۶۱ |
| Ce | -۰/۷۳ | ۰/۵۳  | ۰/۳۸  | ۰/۵۷  | ۰/۹۱  | ۰/۳۹  | ۰/۸۶  | ۰/۷۷  | ۰/۴۶  | -۰/۱۷ | -۰/۶۳ |
| Pr | -۰/۸۶ | ۰/۲۲  | ۰/۱۱  | ۰/۸۱  | ۰/۷۱  | ۰/۰۷  | ۰/۶۱  | ۰/۷۴  | ۰/۲۲  | -۰/۳۰ | -۰/۷۴ |
| Nd | -۰/۷۳ | ۰/۲۷  | ۰/۱۸  | ۰/۵۳  | ۰/۷۴  | ۰/۱۵  | ۰/۷۰  | ۰/۵۹  | ۰/۲۲  | -۰/۱۸ | -۰/۴۶ |
| Sm | -۰/۸۳ | ۰/۰۰  | -۰/۰۶ | ۰/۶۲  | ۰/۵۶  | -۰/۰۵ | ۰/۵۲  | ۰/۵۸  | ۰/۱۶  | ۰/۲۶  | -۰/۳۴ |
| Eu | -۰/۸۰ | ۰/۲۰  | ۰/۲۱  | ۰/۵۳  | ۰/۶۱  | ۰/۲۰  | ۰/۶۱  | ۰/۷۱  | ۰/۴۲  | ۰/۴۳  | -۰/۴۱ |
| Gd | -۰/۳۸ | ۰/۱۰  | ۰/۲۲  | -۰/۰۸ | ۰/۳۲  | ۰/۲۱  | ۰/۴۳  | ۰/۲۸  | ۰/۳۶  | ۰/۸۲  | ۰/۲۱  |
| Tb | -۰/۰۵ | -۰/۱۸ | -۰/۱۰ | -۰/۲۳ | -۰/۰۶ | -۰/۰۵ | ۰/۰۲  | -۰/۰۹ | ۰/۰۶  | ۰/۷۹  | ۰/۴۷  |
| Dy | ۰/۰۳  | -۰/۱۷ | -۰/۱۰ | -۰/۳۶ | -۰/۰۶ | -۰/۰۵ | ۰/۰۵  | -۰/۲۰ | -۰/۰۱ | ۰/۷۴  | ۰/۶۰  |
| Ho | ۰/۰۶  | -۰/۰۶ | ۰/۱۱  | -۰/۴۱ | -۰/۱۲ | ۰/۱۲  | ۰/۰۴  | -۰/۰۸ | ۰/۱۹  | ۰/۹۲  | ۰/۵۱  |
| Er | ۰/۳۲  | -۰/۰۳ | ۰/۱۹  | -۰/۶۴ | -۰/۲۷ | ۰/۱۹  | -۰/۱۰ | -۰/۲۴ | ۰/۲۲  | ۰/۹۳  | ۰/۶۴  |
| Tm | ۰/۷۰  | ۰/۱۱  | ۰/۳۰  | -۰/۹۵ | -۰/۳۷ | ۰/۳۱  | -۰/۲۰ | -۰/۴۷ | ۰/۲۳  | ۰/۷۱  | ۰/۷۹  |
| Yb | ۰/۲۸  | ۰/۰۲  | ۰/۲۵  | -۰/۵۰ | -۰/۲۸ | ۰/۲۱  | -۰/۱۷ | -۰/۱۳ | ۰/۳۱  | ۰/۷۷  | ۰/۴۲  |
| Lu | ۰/۶۳  | -۰/۰۵ | ۰/۱۲  | -۰/۷۱ | -۰/۵۰ | ۰/۱۴  | -۰/۴۲ | -۰/۴۲ | ۰/۱۶  | ۰/۶۵  | ۰/۶۰  |

همبستگی مثبت متوسط تا قوی بین Y و HREE (۰/۶۵ الی ۰/۹۳) مبین وجود احتمالی کانی زینوتایم در این پهنه دگرسانی است. همچنین همبستگی مثبت متوسط تا قوی La با P (۰/۵۹) و Ce با P (۰/۷۷) و Nd با P (۰/۷۰) حضور کانی‌های مونازیت و رابدوفان را در پهنه دگرسانی آرژیلیک مورد بررسی آشکار می‌کند (Duzgoren-Aydin et al., 2002). همبستگی ضعیف تا منفی REE با Fe (۰/۱۰ تا ۰/۳۸) نشان دهنده این است که کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن در کنترل و توزیع عناصر نادر خاکی در این پهنه دگرسانی دخالتی نداشته‌اند. همبستگی مثبت عناصر نادر خاکی سبک با Mg (۰/۵۳) الی ۰/۸۱ و همبستگی منفی نادر خاکی سنگین با Mg (۰/۳۶ الی ۰/۹۵) حکایت از این نکته دارد که کانی‌های کلریت نقش مهمی در توزیع عناصر نادر خاکی سبک در این زون ایفا نموده‌اند. همبستگی مثبت بین عناصر نادر خاکی سبک با Ti (۰/۳۲ الی ۰/۹۱) و همبستگی منفی بین عناصر نادر خاکی سنگین با Ti (۰/۰۶ الی ۰/۵۰) آشکار می‌کند که فازهای تیتانیوم‌دار نقش مهمی در توزیع عناصر نادر خاکی سبک در این پهنه دگرسانی داشته‌اند. عدم وجود همبستگی‌های مثبت معنی‌دار بین Al و Si با REE نشان می‌دهند که کائولینیت به عنوان فاز کانیایی اصلی حاضر در این پهنه دگرسانی نقشی در تمرکز

لاتانیدها نداشته است. همبستگی مثبت بین Zr با برخی از عناصر نادر خاکی سنگین دلیلی بر نقش کانی‌های مقاوم در برابر دگرسانی در تمرکز HREE می‌باشد. ماحصل بررسی این روابط عنصری آشکار می‌مند که حضور فازهای کانایی مقاوم در برابر دگرسانی، تثبیت در فازهای کانایی نئومورف و جذب سطحی توسط فازهای کانایی فرعی نظیر کلریت نقش ارزنده‌ای در توزیع لاتانیدها در این پهنه دگرسانی ایفا نموده‌اند.

### ۳- نتیجه‌گیری

مهمترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از:

- ۱- عملکرد فرایندهای دگرسانی بر روی سنگ‌های گرانیتی پرکامبرین در منطقه گوزلبلاغ با توسعه و تشکیل یک پهنه دگرسانی آرژیلیک گسترده همراه شده‌اند.
- ۲- کوارتز، کائولینیت، ایلیت، کلریت، مونت‌موریلونیت، کلسیت و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی سنگ‌ساز پهنه دگرسانی هستند.
- ۳- شستشو و تثبیت دو فاکتور اصلی در توزیع REE در پهنه دگرسانی آرژیلیک مورد مطالعه می‌باشند.
- ۴- تغییرات آنومالی Eu دلالت بر تخریب پلاژیوکلازهای سنگ‌های گرانیتی و اکسیداسیون پیریت‌های هیپوزن در طی توسعه فرایندهای آرژیلیکی شدن دارد.
- ۵- آنومالی مثبت Ce تأثیرات محلول‌های جوی و افزایش فوگاسیته اکسیژن در طی تکوین پهنه دگرسانی مورد مطالعه را پیشنهاد می‌نماید.
- ۶- تمرکز REE در پهنه دگرسانی توسط عواملی نظیر تغییرات در شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی (pH و Eh)، جذب سطحی توسط فازهای رسی فرعی نظیر کلریت، تثبیت در فازهای کانایی نئومورف (فسفات‌های ثانویه) و حضور فازهای کانایی مقاوم در برابر دگرسانی نظیر زیرکن رخ داده است.
- ۷- تغییرات pH محلول‌های مسئول دگرسانی همراه با کاهش درجه حرارت و ناپایداری کمپلس‌های حامل لاتانیدها نقش مهمی در شستشو و تثبیت REE در پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه گوزلبلاغ ایفا نموده‌اند.

### ۴- مراجع

- Abedini, A., Rezaei Azizi, M., Dill, H.G., 2020. The tetrad effect in REE distribution patterns: A quantitative approach to genetic issues of argillic and propylitic alteration zones of epithermal Cu-Pb-Fe deposits related to andesitic magmatism (Khan Kandi District, NW Iran). *Journal of Geochemical Exploration* 212, 1–16.
- Arsilan, M., Kadir S., Abdioglu, E., Kolayli, H., 2006. Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey. *Clay Minerals*, 41: 597–617.
- Cravero, F., Dominguez, E., Iglesias, C., 2001. Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina). *Applied Clay Science* 18, 157–172.
- Cullers, R., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for studies, provenance and metamorphic. *Lithos*, 51: 188–203.
- Dill, H.G., Bosse, R., Henning, K.H., Fricke, A., Ahrendt, H., 1997. Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita* 32, 149–163.
- Duzgoren-Aydin, N.S., Aydin, A., Malpas, J., 2002. Re-assessment of chemical weathering indices: Case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Engineering Geology*, 63: 99–119.
- Erkoyun, H., Kadir, S., 2011. Mineralogy, micromorphology, geochemistry and genesis of a hydrothermal kaolinite deposit and altered Miocene host volcanites in the Hallaçlar area, Uşak, western Turkey. *Clay Minerals* 46, 421–448.
- Karakaya, N., 2009. REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence. *Journal of Geochemical Exploration* 101, 185–208.
- Lackschewitz, K.S., Singer, A., Botz, R., Garbe-Schnberg, D., Stoffers, P., 2000. Mineralogy and geochemistry of clay minerals near a hydrothermal site in the Escanaba trough, Gorda Ridge, northeast Pacific Ocean", In: Zierenberg R. A., Fouquet Y., Miller D. J., Normark W.R., (eds), *Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 169, 1–24.



Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, 279: 715–717.

Patino, L.C., Velbel, M.A., Price, J.R., Wade, J.A., 2003. Trace element mobility during spheroidal weathering of basalt and andesit in hawaii and Guatemala. *Chemical Geology*, 202: 343–364.

Pokrovsky, O.S., Schott, J., Dupre, B., 2006. Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrostdomonated basaltic terrain in central Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 239–3260.

Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352p.

Stocklin, J., 1986. Structural history and tectonics of Iran: A review, *AAPG Bulletin*, 52: 1299–1258.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution, Blackwell, Oxford, 312p.

Wimpenny, J., Gannoun, A., Burton, K.W., Widdowson, M., Jamed, R.H., Gilason, S.R., 2007. Rhenium and Osmium isotope and elemental behaviour of India. *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 239–258.

## مکانیسم‌های نهشت کانسنگ سرب، روی و باریت ذخایر نیزار و ملوند، بخش شمالی بلوک طبس (شواهدی از ویژگی‌های صحرایی، کانی شناسی و میانبارهای سیال)

سرگل رحیمی<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، فرهنگ علیاری<sup>۳</sup>، علی اصغر کلاگری<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

sa.rahimi@urmia.ac.ir

۲- استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.abedini@urmia.ac.ir

۳- دانشیار، گروه مهندسی معدن، دانشکده محیط زیست، دانشگاه صنعتی ارومیه، ارومیه، ایران

aliyari@modares.ac.ir

۴- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

calagaria@yahoo.com

### چکیده

ذخایر روی، سرب و باریت نیزار و ملوند در بخش شمالی بلوک طبس، غرب استان خراسان جنوبی واقع شده‌اند. این ذخایر در توالی‌های کربناتی رژیم فشارشی مربوط به رخدادهای کوهزایی بخش شمالی بلوک طبس در فائروژنیک تشکیل شده‌اند. کانسار نیزار در سنگهای دولومیتی سازند شتری (تریاس) و کانسار ملوند نیز در بخش میانی سنگ آهک ریفی ضخیم لایه سازند جمال (پرمین) شکل گرفته‌اند. این ذخایر کانی شناسی نسبتاً ساده و مشابهی دارند. اسفالریت، گالن، پیریت و گاهاً کالکوپیریت کانه‌های اصلی آنها می‌باشد. کلسیت، دولومیت، باریت، آنکریت و کوارتز کانی‌های باطله بوده و کانی‌های ثانویه آنها شامل همی مورفیت، هیدروزینسیت، اسمیت زونیت، بلیت، کوولیت، سروسیت، فلوریت، مالاکیت، هماتیت، گوتیت، رس، اکسیدهای منگنز و مسکوویت است. نهشت کانه در این ذخایر تابع رژیم تکتونیکی حاکم بر ناحیه (نهشت در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها) و نوع سنگ میزبان کربناتی می‌باشند. مطالعه میانبارهای سیال بر روی بلورهای کلسیت و باریت کانسارهای نیزار و ملوند نشان می‌دهند که سرد شدن ساده و جوشش دو سازوکار اصلی در نهشت کانسنگ هستند.

**واژه‌های کلیدی:** نهشت کانسنگ، روی، سرب و باریت، سنگ میزبان کربناتی، میانبارهای سیال، کانسارهای نیزار و ملوند.

### Abstract

Zn, Pb, and barite Nayzar and Malvand deposits are located in the northern part of Tabas block, west of Southern Khorasan province. These deposits have been formed in the carbonate sequences of the compression regime related to the orogenic events of the northern part of the Tabas block in the Phanerozoic. The Nayzar deposit has been composed in the dolomite rocks of the Shotori Formation of the Triassic, and the Malvand deposit constituted in the middle part of the thick reefal limestone layer of the Jamal Formation in Permian. These deposits have relatively simple and similar mineralogy. Sphalerite, galena, pyrite, and occasionally chalcopyrite are the main ore minerals. Calcite, dolomite, barite, ankerite and quartz were gangue minerals and secondary minerals including hemimorphite, Hydrozincite, Smithsonite, belite, Covellite, cerussite, fluorite, malachite, hematite, goethite, clay minerals, manganese oxides and muscovite. Ore mineral depositions in these deposits are associated on the tectonic regime governing the area (deposition in faults and fractures) and the type of carbonate host rock. Fluid inclusions study on calcite and barite minerals of the Nayzar and the Malvand deposits demonstrate that simple cooling and boiling are two major mechanisms in the deposition of ore.

**Key words:** Mechanism of ore deposition, Tectonic, Carbonate hosted rock, fluid inclusions, Zn, Pb, Ba Nayzar and Malvand deposits.



## ۱- مقدمه

کانسارهای روی-سرب با میزان رسوبی (سنگ‌های کربناتی و سیلیسی آواری) گروهی متنوع از انواع کانسنگ‌ها هستند که ارتباط ژنتیکی آشکاری با فعالیت‌های آذرین ندارند. این ذخایر در بیشتر زمان‌های زمین‌شناسی تشکیل شده و مهمترین منابع تولید روی و سرب جهان به شمار می‌روند. اسفالریت و گالن کانی‌های سولفیدی اصلی این ذخایر را شامل می‌شوند، اگر چه در برخی ذخایر مقادیر قابل توجهی از سولفیدهای آهن نیز تشکیل شده‌اند. کانی‌های باطله به طور عمده دولومیت، سیدریت، آنکریت، کلسیت، باریت و کوارتز (اغلب به شکل چرت و سیلیسی شدن کانسنگ) هستند. این نوع ذخایر عموماً فقیر از مس و غنی از نقره و ژرمانیوم بوده و اغلب در محیط‌ها و حوضه‌های رسوبی بزرگ که در آنها شوره‌های حوضه‌ای در جریان بوده، تشکیل گردیده‌اند. اغلب کانسنگ‌ها به صورت پرشدگی فضاهای خالی، جانشینی کانی‌های باطله، پر کردن خلل و فرج و تخلخل سنگ‌های میزبان، در درز و شکاف ایجاد شده توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها، در حفرات کارستی و همچنین به شکل برش‌های تکتونیکی و دگرسانی ایجاد شده‌اند. کانسنگ‌ها اغلب از نظر ریخت‌شناسی در اشکال لایه‌ای و چینه‌ای دیده می‌شوند و از لحاظ ژنتیکی اپی ژنتیک و سین ژنتیک هستند (Leach et al., 2005a). محققانی زیادی (Sangster, 1990; Goodfellow et al., 1993; Leach et al., 2001, 2005b; Lydon, 2004; Kesler and Reich, 2006; Lyons et al., 2006; Goodfellow and Lydon, 2007) چهار پارامتر، (۱) تغییرات بلند مدت در فرآیندهای تکتونیکی زمین مرتبط با سرد شدن پوسته زمین، (۲) تغییر حالت اکسیداسیون اتمسفر و هیدروسفر، (۳) تکامل حیات و (۴) چرخه‌های تکتونیکی و/یا تخریب را موثرترین عوامل در توزیع و پراکندگی ذخایر روی و سرب با میزان رسوبی در تاریخ زمین ذکر کرده‌اند. کانسارهای سرب، روی و باریت نیز از روی و سرب ملوند از ذخایر شکل گرفته در کمربند فلززایی طیس- پشت بادام بوده و در شمال شرق طیس (استان خراسان جنوبی، شرق ایران) واقع می‌باشند. کانه‌زایی در این ذخایر، در چندین موقعیت و در رسوبات مزوزوئیک و پالئوزوئیک رخ داده است. این پژوهش، با استفاده از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، سازوکارهای موثر در نهشت کانسنگ روی و سرب و باریت در این دو ذخیره را مورد بررسی قرار می‌دهد. پژوهش حاضر در سه مرحله مطالعه صحرایی، آزمایشگاهی و تحلیل داده انجام گرفته است. پس از چندین پیمایش صحرایی و شناخت خصوصیات و روابط حاکم در ابعاد مختلف زمین‌شناسی منطقه و تعیین موقعیت پروفیل‌های مناسب، اقدام به نمونه‌برداری از واحدهای سنگی منطقه، سنگ و یا سنگ‌های میزبان و رخساره‌های مختلف کانسنگ گردید. سپس نمونه‌های مناسب جهت مطالعات کانی‌شناسی و دماسنجی انتخاب و به آزمایشگاه ارسال شدند و در مرحله نهایی، داده‌ها و اطلاعات بدست آمده مورد تحلیل و بررسی قرار گرفتند. طی مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری از بیش از ۷۰ نمونه انتخابی مقاطع نازک، صیقلی و دوبر صیقل تهیه شد. همچنین حدود ۳۰ نمونه نیز مورد آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) قرار گرفتند. این تجربه‌ها با استفاده از دیفرانکتومتر SIMENS مدل D-5000 (تحت شرایط تشعشع  $Cu\ ka$ ، مونوکروماتورهای گرافیت ثابت شده، ولتاژ ۴۰ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی آمپر، سرعت اسکن ۲ درجه در هر دقیقه و بازه اسکن ۲ الی ۷۰ درجه) در آزمایشگاه زوآزمای ماهان کرمان و آزمایشگاه مرکز تحقیقات مواد معدنی کرج انجام گردیدند. هفت نمونه از کانی‌های شفاف کلسیت و باریت نیز در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه تبریز مورد بررسی میانبارهای و مطالعات دماسنجی قرار گرفتند. بررسی‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال به کمک ریزدماسنج مدل THMSG60 گرم کننده و منجمد کننده مدل Linkam متصل به میکروسکوپ Olympus BX60 با گستره دمایی ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی گراد صورت گرفت. برای تعیین چگالی و شوری حاکم در زمان به دام افتادن میانبارهای سیال از Software Package Fluid Inclusions V.2 برای سیستم سیال  $H_2O-NaCl$  (Bakker, 2018) بهره گرفته شد. چگالی سیال، با استفاده از دمای همگن- شدن و شوری تخمین زده شد. مشخصات میانبارهای سیال مورد مطالعه، در دمای اتاق تعیین گردیدند (Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985). همچنین، ارزیابی نسبت‌های فاز بخار/سیال با استفاده از جدول استاندارد پیشنهادی توسط شفرد و همکاران (Shepherd et al., 1985) انجام شد.

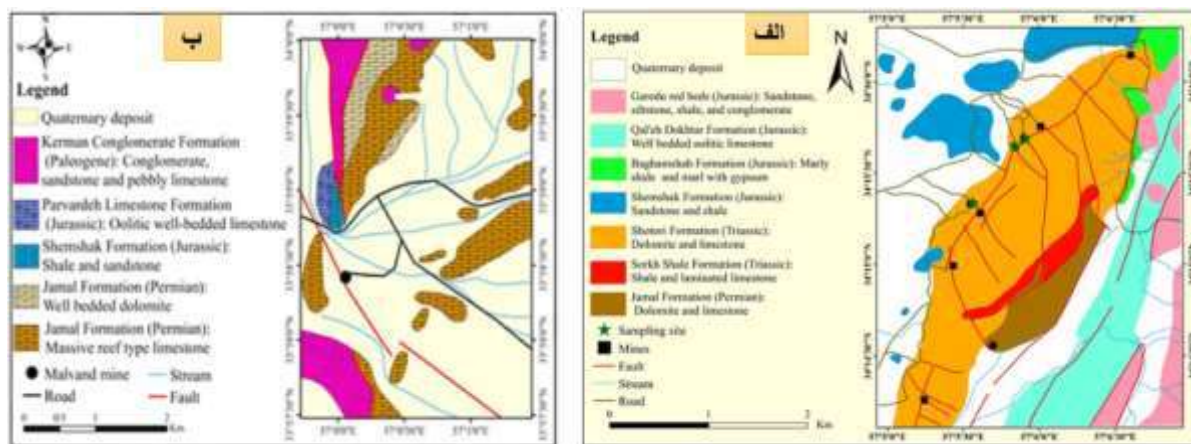
## ۲- بحث و بررسی

### ۱-۲- زمین‌شناسی

ذخایر ملوند و نیز از در بخش شمالی بلوک طیس، در خرده صفحه ایران مرکزی و در شمال رشته کوه‌های شتری قرار دارند. رخنمون‌های سنگی بخش شمالی بلوک طیس، اغلب واحدهای سنگی متعلق به پالئوزوئیک و مزوزوئیک هستند. در ناحیه نیزار، قدیمی‌ترین واحد سنگی، سنگ‌های کربناتی سازند جمال به سن پرمین می‌باشد. سپس شیل‌ها و سنگ آهک‌های سازند سرخ شیل (تریاس) قابل رویت هستند. بر روی این واحدهای سنگی، سنگ‌های کربناتی زرد تا نخودی رنگ سازند شتری به سن تریاس قرار دارد. واحدهای یاد شده توسط گسل‌هایی با راستای غالب NW-SE، NE-SW و E-S تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. سازندهای

شمشک، بغمشاه قلعه دختر و گرهدو متعلق به ژوراسیک نیز در منطقه رخنمون‌های قابل توجهی دارند (شکل ۱ الف). در نهایت، رسوبات آبرفتی عهد حاضر جوان‌ترین تشکیلات موجود در منطقه نیزار را تشکیل می‌دهند. در نیزار کانه‌زایی در چندین افق و درون سازندهای جمال و شتری رخ داده است. در سنگ‌های کربناتی سازند جمال و شتری، کانه‌زایی سرب و روی به شکل توده‌ای، رگه- رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی در امتداد سیستم گسلی با راستای NE-SW توسعه یافته است. بیشترین رخنمون واحدهای سنگی در منطقه مربوط به سنگ‌های کربناتی سازند شتری بوده که میزبان کانه‌زایی اقتصادی سرب، روی و باریت می‌باشد (آقاباتی، ۱۳۸۴: Ruttner et al., 1994).

واحدهای لیئولوژی ناحیه معدنی ملوند از قدیم به جدید سنگ‌های کربناتی و آواری سازند جمال (پرمین)، رسوبات آواری (شیل‌های سبز تیره، قرمز تا سیاه) سازند شمشک (تریاس پسین تا اوایل ژوراسیک)، سنگ آهک‌های الیتی خاکستری تیره سازند پرورده با سن باتونین و کنگلومراهای هم ارز کنگلومرای کرمان (پالئوژن) را شامل می‌شوند. سازند جمال به عنوان میزبان کانه‌زایی روی و سرب معدن ملوند شامل سه بخش آواری زیرین، آهک‌های ریفی توده‌ای ضخیم لایه میانی و دولومیت کرم و خاکستری بالایی است. رنگ غالب بخش آواری، کرم روشن و زرد رنگ بوده و حاوی کوارتزیت و کنگلومراهای با قله‌های کربناتی، رگچه‌های فراوان اکسید آهن و گاه‌آ چرت و آرژیلی شدن هستند. این بخش از سازند جمال، فاقد کانه‌زایی قابل ملاحظه بوده و در نمونه‌های میکروسکوپی گاه‌آ مرجان‌ها در قله‌های کربناتی آن قابل رویت است. بخش میانی سازند جمال از سنگ آهک‌های ضخیم لایه ریفی خاکستری روشن تا تیره همراه با نوارها و گره‌های چرتی متعدد و سنگواره‌های فراوان به ویژه مرجان تشکیل شده است. این بخش میزبان اصلی کانه‌زایی روی و سرب کانسار ملوند می‌باشد. کانه‌زایی در لایه‌های ضخیم و تاقدیس مانند سنگ آهک‌های ریفی سازند جمال رخ داده است. بخش بالایی سازند جمال از دولومیت و سنگ آهک‌های دولومیتی خاکستری با لایه بندی منظم و گره‌های کمیاب چرت تشکیل شده است (شکل ۱ ب) (آقاباتی، ۱۳۸۴).



شکل ۱- نقشه‌های زمین‌شناسی محدوده معدنی الف) نیزار و ب) ملوند (با اعمال تغییرات از Ruttner et al., 1994)

## ۲-۲- سازوکارها و الگوهای نهشت کانسنگ روی-سرب-باریت ذخایر نیزار و ملوند

وجود ساختارهای زمین‌شناختی و حضور حجم بزرگی از پلاتفرم‌های کربناته نفوذپذیر عوامل اصلی در تشکیل کانسارهای روی-سرب-باریت به شمار می‌روند. ویلکینسون (Wilkinson, 2009a, b) بر اساس یک تحقیق موردی بر روی ردیابی انتقال فلز در کانسار Irish Midlands پیشنهاد کرد که استخراج مؤثر فلزات از سنگ منبع برای تشکیل اقتصادی ذخیره بسیار ضروری بوده است.

در طول به هم پیوستگی ابرقاره پانگه‌آ، تمام عوامل اساسی مورد نیاز برای تشکیل کانسارهای سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) در کنار هم قرار گرفتند، و بهترین زمان تشکیل کانسارهای MVT در طول تاریخ زمین را نتیجه دادند (Leach et al., 2001). اول، لورانسیا که بخش اصلی پانگه‌آ و مرکز شمال آمریکا را تشکیل می‌داده، در طول پالئوزوئیک در عرض‌های جغرافیایی پایین باقی مانده و اجازه داده تا کربنات‌های پلاتفرمی وسیع تشکیل شوند. دوم، بعد از دومین حادثه اکسیژن‌زایی بزرگ، پانگه‌آ در بهترین عرض جغرافیایی قرار گرفته تا شوره‌های اکسید شده که سیالات کانسارساز اصلی ذخایر MVT هستند، تشکیل شوند. با افزایش اکسیژن اتمسفر به مقادیر بیشتر از مقادیر امروزی، بعد از دومین حادثه اکسیژن‌زایی بزرگ، بیشترین مقدار سولفات در تاریخ

زمین درون اقیانوس‌ها تشکیل شده است. این امر به تشکیل بیشتر کانی‌های تبخیری غنی از سولفات، توسعه شوراب‌های اکسید شده و رشد و شکوفایی موجودات سازنده کربنات زستی و رسوبات کربناته دانه درشت را موجب شده است. سوم، اقلیم‌های آب و هوایی وسیع پانگه‌آ با میزان بالای تبخیر منجر به تبخیر آب دریا در حوضه‌های حاشیه قاره و نفوذ شوراب‌های رسوبی به درون سنگ‌های بستر و لایه‌های آبدار عمیق حوضه شده است. چهارم، فعالیت‌های کوهزایی شدید در طول به هم پیوستگی پانگه‌آ، از طریق فرآیندهای دگرشکلی دور از مرکز، موجب تشکیل مناطقی (زونهای کششی و شبکه‌های کارستی) برای رسوبگذاری کانیایی نوع MVT شده‌اند (Bradley and Reach, 2003). در آخر، کمربندهای کوهزایی بالا آمده در طول زونه‌ای درزه، مناطقی را ایجاد کردند که حرکت و انتقال شوراب‌های درون کمربندهای کوهزایی را در مسافت‌های طولانی تسهیل کرده‌اند، و هم چنین نواحی پرچگالی که باعث صعود سیالات به درون مناطق رسوبگذاری شده‌اند.

افزایش اکسیژن اقیانوس‌ها در پی دومین حادثه اکسیژن‌زایی بزرگ، باعث تولید انبوهی از کانی‌های تبخیری و رشد و شکوفایی موجودات دریایی با کربناتهای اسکلتی دانه درشت شد. این رسوبات کربناتی دانه درشت، شامل پلاتفرم‌های کربناته وسیع پالتوزونیک می‌شدند که به سنگ میزبان ذخایر بسیار بزرگ نوع MVT تبدیل شدند. اوج فراوانی ذخایر MVT در طول به هم پیوستگی پانگه‌آ، بین دونین تا کربونifer بود. در این زمان، پلاتفرم‌های وسیع کربناتی و کانیهای تبخیری فراوانی تشکیل شدند. فعالیت‌های کوهزایی شدید در طول به هم پیوستگی پانگه‌آ در عرض‌های جغرافیایی نسبتاً پایین، شرایط مناسبی را برای مهاجرت و انتقال شوراب‌های رسوبی به درون پلاتفرم‌های کربناتی و داخل زمینهای کششی کمربندهای کوهزایی، فراهم کردند. به دنبال شکستگی پانگه‌آ، دوره جدیدی از کانسارسازی نوع MVT با شروع به هم پیوستگی قاره‌ها و تشکیل ابرقاره جدید، اتفاق افتاده است (Leach et al., 2010).

**تکتونیک:** ذخایر MVT طی حوادث فشارشی بزرگ مقیاس و در پی آن، درون مناطق کششی که نتیجه خمش لیتوسفر هستند و یا درون زون‌های باز شده حاصل از گسل‌های امتداد لغز تشکیل می‌شوند (Bradley and Reach 2003). با این وجود گروهی از محققین بر این عقیده‌اند که این کانسارها نتیجه حوادث صرفاً فشارشی هستند (Heijlen et al., 2003). آنچنان که برخی پژوهشگران (Leach et al., 2001; Bradley and Reach 2003) اظهار کردند، مناطق با کانی‌سازی نوع MVT به طور تبیک توسط گسل‌های کششی کوچک مقیاسی کنترل می‌شوند که این گسلها با حوادث فشارشی همراه با فرآیندهای کوهزایی و بسته شدن بستر اقیانوس کاملاً مرتبط هستند. بیشتر ذخایر فانروزونیک طی حوادث کوتاه شدگی و ضخیم شدگی پوسته (تکتونیک تراستی) به وجود آمده‌اند (Leach et al., 2001, 2005). در میان این وضعیتهای فشارشی سراسری، مهم‌ترین تک عامل تکتونیک در مقیاس محلی و یا ناحیه‌ای، گسلهای کششی (نرمال، انتقالی و چرخشی) و ساختارهای مرتبط با آن و زون‌های باز شده است (Clendenin and Duane, 1990).

ذخایر نیزار و ملوند در حاشیه شمال شرقی بلوک طیس، در زون گسلی نایبندان و مابین دو گسل بزرگ امتداد لغز نایبندان در شمال شرق و چاه نظر در جنوب غرب واقع هستند. از اینرو، سنگ‌های منطقه به شدت خرد شده و تکتونیزه بوده و این عامل بویژه در واحد سنگ آهک ریفی سازند جمال و سنگ‌های دولومیتی سازند شتری به عنوان میزبان کانه‌زایی روی و سرب معدن ملوند، و سرب - روی - باریت معدن نیزار چشمگیر می‌باشد. گسل‌های نایبند و چاه نظر دارای جابجایی راست لغز راست گرد هستند. گسل‌های فرعی هم روند با آنها (NW-SE) در منطقه غالب بوده و اغلب باعث جابجایی و کنترل کانه‌زایی نیز شده‌اند. در محدوده معدنی ملوند، تعدادی گسل با روند NE-SW نیز در محدوده کانسار عملکرد داشته که عمدتاً دارای جابجایی راست‌الغز چپ‌بر بوده و نقش زیادی در جابجایی و کنترل کانی‌سازی ندارند. این گسل‌ها به نظر می‌آید جوان‌تر از گسل‌های NW-SE بوده و باعث جابجایی و کنترل آنها نیز شده‌اند. فعالیت‌های تکتونیک در ملوند علاوه بر ایجاد زون‌های گسل و برشی، باعث ایجاد چین خوردگی‌هایی به شکل تاقدیس در منطقه شده که برخی از آنها با کانه‌زایی‌های سرب و روی نیز در ارتباط هستند. واحدهای لیتولوژی محدوده معدنی نیزار نیز توسط گسل‌هایی با راستای غالب NW-SE، NE-SW و E-S تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. کانه‌زایی سرب و روی در کانسار نیزار در امتداد سیستم‌های گسلی با راستای NE-SW توسعه یافته‌اند و سایر گسل‌ها صرفاً سبب ایجاد جابجایی و تشکیل درز و شکاف در سنگ‌های منطقه شده و ارتباطی با کانه‌زایی در آنها دیده نمی‌شود. تشکیل برش‌های رسوبی از خصوصیات بارز ذخیره ملوند و تا حدودی ذخیره نیزار محسوب می‌شود. ضخامت زون برشی در معدن ملوند به سمت زون گسلی و تغذیه کننده افزایش قابل توجهی دارد. این حالت رفتار برش‌ها را می‌توان به عملکرد گسل‌ها و فرایندهای دگرسانی نسبت داد (Leach et al., 2005a). فعالیت این گسل‌های در حوضه رسوبی شمال بلوک طیس، معابر مناسب را برای صعود سیالات کانه‌ساز به کف حوضه را فراهم کرده‌اند. با توجه به رخداد بخش‌های پریکار کانسنگ روی، سرب و باریت کانسارهای ملوند و نیزار بلافاصله پس از برش‌های رسوبی و همجوار زون گسلی می‌توان چنین استنباط کرد که ورود پالس‌های سیالات کانه‌ساز به درون حوضه رسوبی، توسط فعالیت گسل‌ها و فعالیت مجدد آن ارتباط مستقیم داشته است. در واقع سیستم‌های گسلی و شکستگی‌ها، درزه‌ها، حفرات و کارست‌های ایجاد شده بر اثر فعالیت گسل‌ها یکی از مهمترین سازوکار نهشت کانسنگ روی، سرب و باریت در حوضه شمال بلوک طیس بوده است.

**سنگ میزبان:** کانسارهای نوع MVT اصولاً در دولوستون و سنگ کربناتی توالی‌های کربناتی پلاتفرمی جایگزین می‌شوند و غالباً در جناحین حوضه‌ها، زمین‌های پیشین کوهزایی یا کمربندهای رورانده با سنگ غالباً آواری به سمت توالیهای حاشیه قاره‌ای غیرفعال قرار می‌گیرند. آنها ارتباط زمانی و مکانی با سنگهای آذرین ندارند که موجب تفاوت این کانسارها با اسکارن یا انواع دیگر کانسارهای مرتبط با سنگ‌های نفوذی می‌شود (Leach et al., 2010). عمق آب، فاصله از ساحل، سطح دریا و آب و هوا عوامل اصلی تعیین‌کننده ویژگی رسوبات ته‌نشین شده در حواشی غیرفعال می‌باشند. ماسه‌سنگ و سیلتستون بالغ، ترکیب عمومی محیط‌های فلات قاره در عرض‌های جغرافیایی بالا است، در حالی که کربنات‌های پلاتفرمی که ترکیب عمومی حواشی غیرفعال می‌باشند و در نهایت میزبان بسیاری از ذخایر سرب و روی نوع MVT خواهند بود، غالباً در عرض‌های جغرافیایی پایین حضور دارند. مناسب‌ترین محیط برای کانی‌سازی ذخایر نوع MVT در کربنات‌های پلاتفرمی حواشی غیرفعال پیشین است که در نهایت تحت تأثیر تصادم کوهزایی زمین‌های پیشین در زیر رسوبات حوضه پیشین قرار می‌گیرند (Bradley and Reach, 2003). تغییر شگرف در فراوانی نسبی کربنات‌ها و افزایش کانی‌های کربناتی زیستی درشت بلور، در کامبرین اتفاق افتاده است (Hazen et al., 2008). با توجه به افزایش نفوذپذیری حاصل از تغییر مادتونهای کربناتی دانه‌ریز به گریستون‌های کربناتی، کربنات‌های فائروژونیک بایستی از پتانسیل بیشتری جهت عبور شوره‌های رسوبی و تشکیل کانسارهای MVT، نسبت به پلاتفرم‌های پروتروژونیک برخوردار باشند (Lucia, 2007). کانسارهای روی، سرب و باریت نیز از ملوند در سنگ‌های دولومیتی سازند شتری و سنگ آهک‌های ریفی سازند جمال تشکیل شده‌اند. سنگ‌های دولومیتی سازند شتری میزبان کانه‌زایی ذخیره نیز از ذرات تخریبی و کانیهای رسی بعضاً کمتری نسبت به سنگ آهک‌های ریفی سازند جمال میزبان کانه‌زایی معدن ملوند همراه خود دارند. در کانسار نیز از سنگ دولومیتی ریز تا درشت بلور بوده و کانه‌ها بیشتر جانشین سنگ میزبان دولومیتی شده و یا اینکه به صورت رگه- رگچه‌ای در دولومیت‌های سازند شتری تشکیل شده‌اند. حضور فسیل‌های فراوان و مقادیر کمی کانی‌رسی و مواد تخریبی در سنگ آهک‌های سازند جمال نشان از تشکیل این لایه‌ها در اعماق کم حوضه رسوبی داشته و نشانگر تغییر عمق حوضه از عمق بیشتر به عمق کمتر می‌باشد.

**ژئومتری ماده معدنی:** کانسنگ‌های ذخایر نیز از ملوند به طور واضح هیچ تبعیتی از لایه‌بندی سنگ میزبان ندارند و به صورت چینه‌کران تشکیل شده‌اند. کانسنگ‌ها اغلب در رخساره‌های توده‌ای، برشی، رگه- رگچه‌ای دیده می‌شوند. ضخامت ماده معدنی در نزدیکی زون‌های گسلی عریض و زیاد می‌باشد و با دور شدن از گسل‌ها از ضخامت ماده معدنی کاسته شده و به تدریج به سنگ میزبان فاقد کانه‌زایی می‌رسد.

**دگرسانی:** دگرسانی دولومیتی، سیلیسی، هماتی، گوتیتی و آرژیلیتی شاخص‌ترین دگرسانی‌های کانسارهای نیز از ملوند هستند. دولومیتی شدن، سیلیسی شدن و هماتی و گوتیتی شدن، دگرسانی‌های اصلی سنگ میزبان هر دو کانسار بوده و آرژیلیتی شدن به نسبت‌های متفاوت در دو ذخیره رخ داده‌اند. آرژیلیتی شدن در ذخیره ملوند در بخش‌های مختلف دیده می‌شود اما در ذخیره نیز از مقدار بسیار کمی سنگ میزبان درگیر این دگرسانی شده است.

**بافت و ساخت ماده معدنی:** تمرکز کانه در ذخایر MVT حاصل ارتباط بین رسوبگذاری، انحلال، جانشینی سنگ میزبان، پرشدگی فضاهای خالی و برشی شدن کولپس- انحلال است (Leach et al., 2010). از اینرو، بر اساس شرایط سنگ میزبان و پیچیدگی‌های آن فابریک‌ها و بافت‌های مختلفی در این نوع ذخایر می‌توانند شکل بگیرند. بافت و ساخت در کانسارهای ملوند و نیز از پیچیدگی زیادی برخوردار نبوده و اغلب کانی‌ها بافت‌های افشان و جانشینی، پرکننده حفرات و فضاهای خالی، رگه- رگچه‌ای و کلوفرم را نشان می‌دهند.

**کانی شناسی:** کانسارهای حوضه شمالی بلوک طیس ترکیب کانی‌شناسی ساده‌ای دارند. در ذخیره نیز از کانی‌شناسی کانسنگ‌ها اغلب ساده بوده و شامل کانیهای سولفیدی مثل گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپریت همراه با کانی‌های باطله و برونژاد مثل کلسیت، دولومیت، باریت، کوارتز، فلوریت، مالاکیت، کوولیت، سروسیست، همی مورفیت، هماتیت، گوتیت، کانولینیت و اکسید منگنز است. تحولات تکتونیکی و به خصوص عملکرد گسل‌ها، سبب ایجاد تغییرات ثانویه فراوانی در کانی‌های سرب و روی به ویژه گالن شده است. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، اسفالریت، گالن و پیریت کانسنگ اصلی معدن ملوند می‌باشند. کلسیت، دولومیت، باریت، آنکریت و کوارتز کانی‌های باطله همراه کانه‌های یاد شده هستند. در معدن ملوند نیز به دلیل رخداد فرآیندهای ثانویه پس از کانه‌زایی اولیه، کانی‌های ثانویه روی، سرب و آهن از جمله همی مورفیت، هیدروزینسیت، اسمیت زونیت، بلیت، سروسیست، هماتیت، گوتیت، رس و مسکوویت تشکیل و توسعه فراوانی یافته‌اند. شدت فرایندهای ثانویه در کانسار ملوند به مراتب بیشتر از کانسار نیز از ملوند می‌باشد.

**مطالعات میانبارهای سیال:** مطالعات میکروترموتری میانبارهای سیال بر روی کانی‌های کلسیت و باریت کانسار نیز از ملوند و کانی کلسیت کانسار ملوند، نشان از تشکیل میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع دارد. دمای همگن شدن میانبارهای سیال بلورهای باریت و کلسیت کانسار نیز از (جدول ۱) ۱۱۹ تا ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری حدود ۱۰ تا ۲۳ درصد وزنی نمک طعام نشان می‌دهد. دمای همگن شدن و درجه شوری میانبارهای سیال بلورهای کلسیت کانسار ملوند نیز به ترتیب ۱۱۸ تا ۱۸۹ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۳ تا ۲۳ درصد وزنی نمک طعام می‌باشد (جدول ۲). این مطالعات نشان از فعالیت چند سیال و

همچنین فعالیت چند مرحله‌ای سیال کانه‌ساز در کانسارهای نیزار و ملوند دارد. مشاهدات ریزدماسنجی بر روی میانبرهای سیال از نوع دو فاز غنی از مایع بلورهای کلسیت و باریت همزمان با رخداد کانه‌زایی نشان می‌دهند که سرد شدن ساده به همراه جوشش مکانیسم اصلی کانه‌زایی بوده و شوره‌های سازندی تکامل یافته در حوضه رسوبی زمان پرموتریاس عامل اصلی تشکیل کانسنگ‌ها بوده‌اند. میزان فشار بخار در زمان تشکیل میانبرهای سیال این ذخایر کمتر از ۵۰ اتمسفر بوده و کانسنگ روی، سرب و باریت در عمقی کمتر از ۵۰۰ متری زیر سطح پهنه هوادار به تله افتاده‌اند. همچنین آنیون‌های غالب کانسارهای نیزار و ملوند  $HS^-$  و  $SO_4^{2-}$  بوده و کمپلکس‌های کلریدی در ناحیه تاثیر محسوسی نداشته‌اند (Bodnar, 1993; Kesler et al., 1996; Viets et al., 1996; Roedder and Bodnar, 1980; Shepherd et al., 1985; Pirajno, 2009).

جدول ۱- نتایج داده‌های ریزدماسنجی میانبرهای سیال اولیه دوفازی غنی از مایع و گاز ذخیره نیزار.

| نمونه                           | TM-N2-8          | TM-N2-7         | TM-N1-6          | TM-N1-5          |
|---------------------------------|------------------|-----------------|------------------|------------------|
| نوع کانی                        | باریت            | باریت           | کلسیت            | کلسیت            |
| نوع و تعداد میانبر              | L+V<br>N=۲۳      | L+V<br>N=۲۳     | L+V<br>N=۲۶      | L+V<br>N=۱۱      |
| اندازه (میکرومتر)               | ۲۸ تا ۵          | ۲۵ تا ۱۰        | ۳۴ تا ۵          | ۲۵ تا ۸          |
| درجه‌پرشدگی (درصد)              | ۹۸ تا ۷۵         | ۹۵ تا ۷۵        | ۹۵ تا ۸۰         | ۹۵ تا ۷۵         |
| Tm (Last) (°C)                  | -۲۱/۲۰ تا -۱۶/۶۰ | -۲۰/۷۸ تا -۱۶/۳ | -۲۱/۱۶ تا -۶/۷۱  | -۱۹/۹۶ تا -۹/۳۹  |
| Th (L → V) (°C)                 | ۱۱۹ تا ۱۹۹/۷۲    | ۱۲۱/۱ تا ۱۸۹/۰۷ | ۱۲۰/۴۰ تا ۲۰۹/۱۴ | ۱۲۹/۷۳ تا ۲۲۰/۰۲ |
| شوری (معادل درصد وزنی نمک طعام) | ۲۳/۱۰ تا ۱۹/۹۲   | ۲۲/۹۱ تا ۱۹/۶۰  | ۲۳/۵۰ تا ۱۰/۱۲   | ۲۲/۳۸ تا ۱۳/۲۹   |
| چگالی (گرم بر سانتی‌متر مکعب)   | ۱/۱۱ تا ۰/۹۶     | ۱/۱۱ تا ۰/۹     | ۱/۰۸ تا ۰/۸۶     | ۱/۰۵ تا ۰/۸۱     |

جدول ۲- نتایج داده‌های ریزدماسنجی میانبرهای سیال اولیه دوفازی غنی از مایع بلورهای کلسیت کانسار ملوند.

| نمونه                           | TM-N1-6       | TM-N1-5          |
|---------------------------------|---------------|------------------|
| نوع کانی                        | کلسیت         | کلسیت            |
| نوع و تعداد میانبر              | L+V<br>N=۸    | L+V<br>N=۱۲      |
| اندازه (میکرومتر)               | ۲۳ تا ۱۲      | ۱۵ تا ۶          |
| درجه‌پرشدگی (درصد)              | ۹۱ تا ۷۴      | ۹۹ تا ۸۴         |
| Tm (Last) (°C)                  | -۲۰/۷ تا -۹/۴ | -۲۱/۴۲ تا -۱۷/۸۴ |
| Th (L → V) (°C)                 | ۱۱۸۰ تا ۱۸۹/۸ | ۱۱۹ تا ۱۸۵       |
| شوری (معادل درصد وزنی نمک طعام) | ۲۲/۸ تا ۱۳/۲  | ۲۳/۳۲ تا ۲۰/۸۵   |
| چگالی (گرم بر سانتی‌متر مکعب)   | ۱/۰۱ تا ۰/۸۱  | ۱/۱۱ تا ۱/۰۵     |

### ۳- نتیجه گیری

مهمترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از:

- کانسارهای سرب، روی و باریت نیزار و روی و سرب ملوند در بخش شمالی بلوک طبس از خرده قاره ایران مرکزی قرار دارند. این ذخایر در پلاتفرم‌های کربناتی حوضه رسوبی بلوک طبس در پرمین تا تریاس تشکیل شده‌اند.
- کانسار نیزار در سنگهای دولومیتی گسلی سازند شتری با سن تریاس شکل گرفته است. فعالیت‌های تکتونیکی شدید در ناحیه سبب شکل‌گیری سه دسته گسل با راستاهای NW-SE، NE-SW و E-S گردیده است. کانه‌زایی در کانسار نیزار تحت تاثیر فعالیت گسل‌های با راستای NE-SW بوده و در واقع این گسل‌ها، شکستگی‌ها و انشعابات حاصل از آنها به عنوان کانالهای انتقال سیال کانه‌ساز و مهمترین سازوکار نهشت کانه در محدوده معدنی نیزار عمل کرده‌اند.
- کانسار ملوند در سنگ آهک‌های ریفی ضخیم لایه خاکستری رنگ سازند جمال به سن پرمین تشکیل شده است. بخش‌های زیرین و بالایی سازند جمال یعنی ردیف‌های آواری تحتانی و لایه‌های دولومیتی بالایی سازند جمال فاقد کانه‌زایی روی و سرب در کانسار ملوند می‌باشند. کانسار ملوند در امتداد گسلی با راستای NW-SE و گسل‌های ریز منشعب شده از گسل اصلی شکل گرفته‌اند.

- شواهدی از تبعیت کانسنگ روی، سرب و باریت نیزار و ملوند از لایه‌بندی سنگ میزبان وجود ندارند و کانسنگ‌ها به طور واضح چینه‌کران هستند. کانسنگ اغلب به اشکال توده‌ای، رگه- رگچه‌ای و پرکنندگی حفرات و خلل و فرج، شکستگی‌ها و کارست‌های سنگ میزبان می‌باشند.
- کانسارهای نیزار و ملوند کانی‌شناسی نسبتاً ساده و مشابهی دارند، به طوریکه اسفالریت، گالن، پیریت و گاهاً کالکوپیریت کانه‌های اصلی دو کانسار بوده و این کانی‌ها را کانیهای باطله و ثانویه کلسیت، دولومیت، باریت، کوارتز، سروسیت، کوولیت، بلیت، همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت، هیدروزینسیت، هماتیت، گوتیت، رس (ایلیت و کائولینیت)، اکسیدهای منگنز، فلوریت، مالاکیت و مسکویت همراهی می‌کنند. تحولات تکنونیک، و به طور ویژه عملکرد گسل‌ها، سبب ایجاد تغییرات ثانویه فراوانی در کانی‌های سرب و روی به ویژه گالن و اسفالریت شده است.
- بافت‌های اصلی در کانسار ملوند را بافت برشی، رگه- رگچه‌ای، جانشینی، پرکننده حفرات و فضاهای خالی و گل کلمی و در کانسار نیزار بافت‌های غالب افشان و جانشینی، رگه- رگچه‌ای، پرکننده حفرات و فضاهای خالی و کلوفرم تشکیل می‌دهند.
- دگرسانی‌های دولومیتی، سیلیسی، آرژیلیتی، هماتیتی و گوتیتی دگرسانی‌های عمده مرتبط با کانه‌زایی روی، سرب و باریت ذخایر نیزار و ملوند حوضه شمال بلوک طبرستان می‌باشند. شدت آرژیلیتی شدن در کانسار ملوند بسیار بیشتر از کانسار نیزار می‌باشد.
- مطالعات میانبارهای سیال انجام شده بر روی بلورهای کلسیت و باریت همزمان با کانه‌زایی در کانسارهای نیزار و ملوند حاکی از وفور میانبارهای سیال دو فاز غنی از مایع دارند. مقادیر دمای همگن شدن میانبارهای سیال کانسارهای نیزار و ملوند به ترتیب ۱۱۹ تا ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد و ۱۱۸ تا ۱۸۹ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. مقدار درجه شوری نیز در میانبارهای سیال کانسار نیزار در بازه تغییرات ۱۰ تا ۲۳ درصد وزنی نمک طعام و برای کانسار ملوند ۱۳ تا ۲۳ درصد وزنی نمک طعام بدست آمده است. بررسی مقادیر دمای همگن شدن و شوری و سایر متغیرهای ریزدامسنجی میانبارهای سیال بلورهای کلسیت و باریت کانسارهای نیزار و ملوند نشان از رخداد فرایند سرد شدن ساده به همراه جوشش به عنوان سازوکار نهشت کانه در سیال کانه‌ساز در گردش موجود در کرنیتهای سازندهای جمال و شتری پرموتریاس در حوضه رسوبی شمال بلوک طبرستان دارد. سیال کانه‌ساز از شورابه‌های سازندی تکامل یافته در حوضه رسوبی شمال بلوک طبرستان در زمان پرموتریاس نشأت گرفته است.
- میزان فشار بخار در زمان تشکیل سیالات درگیر این ذخایر کمتر از ۵۰ اتمسفر بوده و کانسنگ روی، سرب و باریت در عمقی کمتر از ۵۰۰ متری زیر سطح پهنه هوادار به تله افتاده‌اند. همچنین آتیون‌های غالب کانسارهای نیزار و ملوند  $\text{HS}^-$  و  $\text{SO}_4^{2-}$  بوده و کمپلکس‌های کلریدی در ناحیه تاثیر محسوسی نداشته‌اند.

#### ۴- تقدیر و تشکر

این پژوهش از حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه و شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران برخوردار بوده، لذا نگارندگان مراتب تقدیر و تشکر خود را از مسئولین محترم ارگان‌های ذکر شده اعلام می‌دارند.

#### ۵- مراجع

آقاباتی، س.ع، ۱۳۸۴. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۵۸۵ صفحه.

- Bakker, R.J., 2018. AqSo\_NaCl: Computer program to calculate p-T-V-x properties in the H<sub>2</sub>O-NaCl fluid system applied to fluid inclusion research and pore fluid calculation: Computers and Geosciences 115, 122–133.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions: Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 683–684.
- Bradley, D.C., and Leach, D.L., 2003. Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands: Mineralium Deposita 38, 652–667.
- Clendenin, C.W., and Duane, M.J., 1990. Focused fluid flow and Ozark Mississippi Valley-type deposits: Geology 18, 116–119.
- Goodfellow, W.D., and Lydon J.W., 2007. Sedimentary-exhalative (SEDEX) deposits: Geological Association of Canada. Mineral Deposits Division, Special Publication, 163–183.
- Goodfellow, W.D., Lydon, J.W., and Turner, R.J.W., 1993. Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits: Geological Association of Canada Special Paper 40, 201–251.
- Hazen, R.M., Papineau, D., Bleeker, W., Downs, R.T., Ferry, J.M., McCoy, T.J., Sverjensky, D.A., and Yang, H., 2008. Mineral evolution: American Mineralogist 93, 1693–1720.



- Heijlen, W., Muchez, P., Banks, D.A., Schneider, J., Kucha, H., and Keppens, E., 2003. Carbonate-hosted Zn-Pb deposits in Upper Silesia, Poland: Origin and evolution of mineralizing fluids and constraints on genetic models: *ECONOMIC GEOLOGY* 98, 911–932.
- Kesler, S.E., and Reich, M.H., 2006. Precambrian Mississippi Valley-type deposits: Relation to changes in composition of the hydrosphere and atmosphere: *Geological Society of America Memoir* 198, 185–204.
- Kesler, S.E., Martini, A.M., Appold, M.S., Walter, L.M., Huston, T.J., and Furman, F.C., 1996. Na-Cl-Br systematic of fluid inclusions from Mississippi Valley-type deposits, Appalachian Basin: Constraints on solute origin and migration paths: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 225–233.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., and Walters, S., 2005a. Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective: *Economic Geology 100th Anniversary*, 561–607.
- Leach, D. L., Bradley, D., Gardoll, S., Huston, D., and Marsh, E., 2005b. The distribution of SEDEX Pb-Zn deposits through Earth history: *Mineral Deposit Research. Meeting the Global Challenge, Biennial SGA Meeting, 8th, Beijing, China, August 2005, Proceedings*, 145–149.
- Leach, D.L., Bradley, D., Lewchuk, M.T., Symons, D.T.A., de Marsily, G., and Brannon, J., 2001. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time: Implications from recent age-dating research: *Mineralium Deposita* 36, 711–740.
- Leach, D.L., Bradley, D.C., Huston, D., Pisarevsky, S.A., Taylor, R.D., and Gardoll, S.J., 2010. Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history: *Economic Geology* 105, 593–625.
- Lucia, F.J., 2007. Carbonate reservoir characterization an integrated approach: Berlin, New York, Springer, 336 pp.
- Lydon, J.W., 2004. Geology of the Belt-Purcell basin and the Sullivan deposit, in Deb, M., and Goodfellow, W.D., eds., *Sediment-hosted lead-zinc sulfide deposits: Attributes and models of some major deposits in India, Australia, and Canada*: New Delhi, India, Narosa Publishing House, 100–148.
- Lyons, T.W., Gellatly, S.W., McGoldrick, P.J., and Kah, L.C., 2006. Proterozoic sedimentary exhalative (SEDEX) deposits and links to evolving global ocean chemistry: *Geological Society of America Memoir* 198, 169–184.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems: Dordrecht, London, Springer/Geological Survey of Western Australia, 1250 pp.
- Roedder, E., and Bodnar, R.J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 8, 263–301.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions: *Reviews in Mineralogy* 12, 1–644.
- Ruttner, A., Nabavi M.H., Iajian J.I., and Alavi Naini M., 1994. Geology of the Shirgesht area (Tabas area, east Iran): GSI Publications.
- Sangster, D.F., 1990. Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: A comparative examination: *Institution of Mining and Metallurgy Transactions* 99, 21–42.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., and Alderton, D.M.H., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies: Glasgow and London, 1–239p.
- Viets, J.G., Hofstra, A.H., and Emsbo, P., 1996. Solute composition of fluid inclusions in sphalerite from North American and European Mississippi Valley-type ore deposits: Ore fluids derived from evaporated seawater: *Society of Economic Geologists Special Publication* 4, 465–482.
- Wilkinson, J.J., Cooke, D.R., Weiss, D.J., Crowther, H.L., Coles, B.J. Jeffries, T.E., Ryan, C.G., and Laird, J., 2009a. Making metal super-charged ore fluids: the key to hydrothermal base-metal ore formation?: *Science for Exploration and Mining, Biennial SGA Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 10th, Townsville, Australia, August, 2009, Proceedings* 1, 40–42.
- Wilkinson, J.J., Stoffell, B., Wilkinson, C.C., Jeffries, T.E., and Appold, M.S., 2009b. Anomalously metal-rich fluids form hydrothermal ore deposits: *Science* 323, 764–767.



## زمین شیمی عناصر نادر خاکی سامانه دگرسانی آرژلیک منطقه آستامال، شمال غرب ورزقان، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران

مهسا بالازاده<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، مریم خسروی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

mahsabalazadeh08@gmail.com

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.abedini@urmia.ac.ir

۳- استادیار، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

maryamkhoravi22@gmail.com

### چکیده

منطقه آستامال در ۷۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان ورزقان، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع می باشد. در این منطقه، عملکرد فرآیندهای گرمایی بر روی سنگ های کوارتز مونزدیوریت الیگوسن با تشکیل و توسعه یک سامانه دگرسانی آرژلیک به نسبت گسترده همراه شده است. مطالعات کانی شناسی نشان می دهند که کوارتز، کائولینیت، ایلیت، جاروسیت، هماتیت، گوتیت و کلریت مهمترین کانی های تشکیل دهنده این سامانه دگرسانی هستند. الگوی توزیع REE نورمالیزه شده به کندریت تفریق و غنی شدگی قوی LREE نسبت به HREE و رخداد آنومالی منفی قوی Eu را در طی آرژلیکی شدن نمایش می دهند. محاسبات تغییرات جرم با فرض Al به عنوان یک عنصر شاخص کم تحرک نشان می دهند که لانتانیدهای نظیر Pr، Nd، Sm، Gd، Ho، Er و Lu در طی توسعه سامانه دگرسانی آرژلیک از سیستم به طور بخشی شسته شده و در عوض، La، Ce، Tb، Dy، Tm و Yb با دو فرآیند شستشو- تثبیت همراه شده اند. مقادیر آنومالی های Eu و Ce در این سامانه دگرسانی به ترتیب در بازه ۰/۲۴-۰/۳۴ و ۰/۰۳-۱/۰۲ متغیر است. مقادیر  $(La/Yb)_N$  و  $(LREE/HREE)_N$  نیز به ترتیب دامنه تغییراتی از ۴/۵۵ تا ۹/۳۹ و ۴/۲۰ تا ۵/۵۳ را نشان می دهند. تلفیق نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی، بررسی های کانی شناسی و مطالعات ژئوشیمیایی آشکار می کند که تغییرات در شیمی محلول های مسئول دگرسانی، همپوشی فرآیندهای سوپرژن بر روی فرآیندهای هیپوژن، حضور کانی های مقاوم در برابر دگرسانی و ناهمگنی سنگ اولیه از مهمترین عوامل کنترل کننده توزیع و تحرک لانتانیدها در طی توسعه و تکامل سامانه دگرسانی آرژلیک در منطقه آستامال بوده اند.

**واژه های کلیدی:** ژئوشیمی، عناصر نادر خاکی، سامانه دگرسانی آرژلیک، آستامال، ورزقان.

### Abstract

The Astamal area is located at 70 km of the northwest of Varzghan city, East Azarbaijan province, NW Iran. In this area, the function of hydrothermal processes on Oligocene quartz monzo-diorite rocks is accompanied with the formation and development of a relatively extensive argillic alteration system. Mineralogical studies show that quartz, kaolinite, illite, jarosite, hematite, goethite, and chlorite are the most important minerals of this alteration system. The distribution pattern of REE normalized to chondrite display strong differentiation and enrichment of LREE relative to HREE and strong negative anomaly of Eu during argillization. Calculations of mass changes assuming Al as a monitor immobile element show that lanthanides such as Pr, Nd, Sm, Gd, Ho, Er, and Lu were partially leached out of the system during the development of the argillic alteration system and instead, La, Ce, Tb, Dy, Tm, Yb, and Lu have been accompanied with two leaching-fixation processes. The values of Eu and Ce anomalies in this alteration system vary between 0.24-0.34 and 0.95-1.03, respectively. Also, the values of  $(La/Yb)_N$  and  $(LREE/HREE)_N$  show the range of changes from 4.55 to 9.39 and 4.20 to 5.53, respectively. Combining the results of field observations, mineralogical investigations and geochemical studies reveal that the changes in the chemistry of the solutions responsible for the alteration, the overprint of the supergene processes on the hypogene processes, the presence of resistant minerals versus alteration and heterogeneity of precursor rock were the most important factors controlling the distribution and mobility of lanthanides during the development and evolution of the argillic alteration system in the Astamal area.

**Key words:** Geochemistry, REE, Argillic alteration system, Astamal, Varzaghan.

## ۱- مقدمه

پهنه ماگمایی سنوزوئیک اهر- ارسباران واقع در شمال غرب ایران به عنوان یکی از مستعدترین پهنه‌های کشور از نقطه نظر کانسارسازی‌های فلزی مختلف نظیر ذخایر پورفیری، اسکاردن و اپی‌ترمال شناخته شده است. گسترش پهنه‌های دگرسانی مختلف همراه با این کانسارها و نشانه‌های معدنی از مهمترین سیماهای قابل توجه زمین‌شناسی اقتصادی این پهنه از ایران به شمار می‌رود. از نظر جایگاه زمین‌ساختی، برخی از محققین، این پهنه از ایران را بخشی از کمربند البرز- ارسباران- قفقاز می‌دانند (Jamali et al., 2010) و به باور برخی دیگر از پژوهشگران، این پهنه جزئی از کمربند ماگمایی ارومیه- دختر است (Ghasemi and Talbot, 2006). مطالعات انجام شده بر روی کانسارهای فلزی این پهنه ماگمایی به طور عمده بررسی ژنز و مکانیسم تشکیل ذخایر، جایگاه تکنو- ماگمایی سنگ‌های آذرین میزبان ذخایر، و ارتباط بین کانی‌سازی‌های فلزی با سنگ‌های درونگیر و فازهای مختلف ماگمایی را شامل می‌شود (جمالی و همکاران، ۱۳۹۱). ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی پهنه‌های دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی‌های فلزی در پهنه ماگمایی سنوزوئیک اهر- ارسباران نسبت به موارد یاد شده کمتر مورد توجه محققان قرار گرفته است.

منطقه آستامال، واقع در ۷۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان ورزقان (استان آذربایجان شرقی) به پهنه ماگمایی سنوزوئیک اهر- ارسباران تعلق دارد. در این منطقه، یک سیستم دگرسانی گسترده‌ای در ارتباط با سنگ‌های ماگمایی سنوزوئیک توسعه یافته است که تاکنون مطالعه خاصی بر روی آن انجام نشده است. در این پژوهش، سعی شده است که ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سامانه دگرسانی آرژلیک این منطقه مورد مطالعه قرار بگیرد. در این مطالعه، جهت نیل به این هدف، با تکیه بر مشاهدات صحرایی، مطالعات کانی‌شناسی (تهیه و مطالعه ۱۰ مقطع نازک و ۶ آنالیز XRD)، و محاسبات تغییرات جرم عناصر (آنالیز ۱۱ نمونه سنگی به روشهای XRF و ICP-MS)، به بررسی عوامل ژئوشیمیایی موثر در تحرک، توزیع، و غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی و دلایل رخداد آنومالی‌های Eu و Ce در طی توسعه سامانه دگرسانی آرژلیک منطقه آستامال پرداخته شده است.

## ۲- بحث و بررسی

منطقه آستامال، در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان قرار دارد. بر پایه مشاهدات صحرایی، واحدهای سنگی در این منطقه به محدوده‌های زمانی کرتاسه بالایی و الیگوسن تعلق دارند. واحدهای آتشفشانی- رسوبی کرتاسه مشتمل بر توف آهکی، آهک، توف آندزیتی و آندزیت هستند که بخش قابل ملاحظه‌ای از منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. این واحدها توسط نفوذهای نیمه عمیق الیگوسن تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. این توده‌های نفوذی شامل گرانودیوریت تا کوارتز دیوریت پورفیری، گرانیت پورفیری، کوارتز مونزودیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری هستند. دایک‌های مشاهده شده در منطقه آستامال به دو دسته، (۱) دایک‌های دیابازی و (۲) دایک‌های آندزیتی قابل تفکیک هستند. این دایک‌ها در راستای برخی از گسلها تزیق شده‌اند. زمان جایگیری این دایک‌ها حداقل بعد از کرتاسه بوده و به احتمال فراوان، اغلب آنها در زمان الیگوسن و بعد از آن در سنگ‌های درونگیرشان نفوذ کرده‌اند. این استنباط از آنجا ناشی می‌شود که آنها را در تمام واحدهای سنگی متعلق به الیگوسن می‌توان مشاهده نمود.

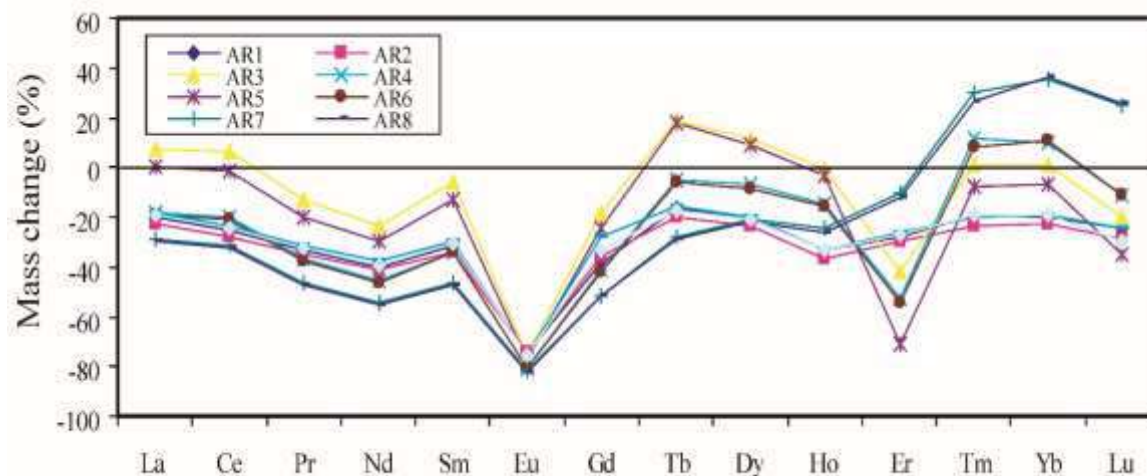
محدوده آستامال، از نظر تکتونیکی گسله (راست لغز همراه با شکستگی‌های قائم) می‌باشد. شدت دگرسانی در محل گسل‌ها شدید می‌باشد، به طوری که در ارتباط با سنگ‌های کوارتز مونزودیوریت می‌توان تشکیل و توسعه سامانه دگرسانی آرژلیک به نسبت گسترده را مشاهده نمود. همراه با این سامانه دگرسانی، می‌توان دگرسانی‌های دیگری نظیر فلیک، پروپلیتیک و سیلیسی را رویت کرد. کانی‌سازی تیپ اسکاردن در کنتاکت توده‌های نفوذی نیمه عمیق منطقه، به ویژه در کنتاکت توده کوارتز مونزودیوریت پورفیری با واحدهای توف آهکی تا آهک نازک لایه کرتاسه توسعه یافته است. آثار کانی‌سازی مس به صورت مالاکیٹ و آزوریت و در بعضی نقاط به صورت کالکوپیریت را می‌توان در سامانه دگرسانی آرژلیک منطقه مشاهده نمود. بر اساس آنالیزهای XRD انجام شده، سامانه دگرسانی آرژلیک از یک کانی‌شناسی ساده‌ای برخوردار است. این سامانه به طور عمده از کوارتز و کانولینیت تشکیل شده است. این دو فاز کانیایی اصلی توسط فازهایی نظیر ایلیت، جاروسیت، همتایت، گوتیت و کلریت در مقادیر فرعی همراهی می‌شوند.

ژئوشیمی تغییرات جرم، یکی از روش‌های کاربردی برای تخمین درجه تحرک عناصر در طی فرایندهای دگرسانی به شمار می‌رود. تاکنون تکنیک‌های متعدد و مختلفی برای محاسبه تغییرات جرم عناصر در سیستم‌های دگرسانی ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به روش عامل حجم (Gresens, 1967)، روش ایزوکون (Grant, 1986) و روش عنصر کم تحرک (Nesbitt, 1979) اشاره نمود. در روش عنصر کم تحرک، برای محاسبه

میزان تغییرات جرم عناصر در طی فرایندهای دگرسانی لازم است عنصری را که تغییرات شیمیایی اندکی دارد را انتخاب و تغییرات عناصر دیگر را نسبت به آن محاسبه کرد (Nesbitt and Markovics, 1997). عناصری نظیر  $\text{Hf}$  و  $\text{Al}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Nb}$  در طی عملکرد فرایندهای دگرسانی به صورت کم‌تحرك عمل می‌کنند و در مطالعه نیمرخ‌های دگرسانی، به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرك مورد استفاده قرار می‌گیرند (Karakaya, 2009). بررسی‌های انجام شده بر روی نتایج آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهد که از بین عناصر نامبرده،  $\text{Al}$  کمترین تغییرات را در طی توسعه دگرسانی آرژیلیک متحمل شده است. از اینرو، در این پژوهش این عنصر به عنوان عنصر کم‌تحرك انتخاب و مقادیر تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی با استفاده از رابطه زیر محاسبه گردیدند (Nesbitt, 1979):

$$\text{Mass change (\%)} = \left[ \frac{(\text{Element}_{\text{Argillic sample}} / \text{Al}_2\text{O}_3_{\text{Argillic sample}})}{(\text{Element}_{\text{Quartz monzodiorite}} / \text{Al}_2\text{O}_3_{\text{Quartz monzodiorite}})} - 1 \right] \times (100)$$

محاسبات تغییرات جرم آشکار می‌کنند که فرآیند تبدیل سنگ‌های کوارتز مونوزودیوریت به سامانه گرسانی آرژیلیک با شستشوی عناصری نظیر  $\text{Nd}$ ,  $\text{Pr}$ ,  $\text{Lu}$ ,  $\text{Er}$ ,  $\text{Ho}$ ,  $\text{Gd}$ ,  $\text{Sm}$  و شستشو- تثبیت عناصری مانند  $\text{La}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Tb}$ ,  $\text{Dy}$ ,  $\text{Tm}$ ,  $\text{Yb}$  و  $\text{Lu}$  همراه بوده است (شکل ۱، جدول ۱).



شکل ۱- الگوی تغییرات جرم عناصر نادر خاکی در طی تکوین سامانه دگرسانی آرژیلیک منطقه آستامال.

از آنجایی که تحرك لانتانیدها در سیستم‌های دگرسانی و هوازده به  $\text{pH}$  محلول‌های مسئول دگرسانی وابسته می‌باشند (Patino et al., 2003)، می‌توان چنین استنباط نمود که تغییرات  $\text{pH}$  محلول‌های مسئول دگرسانی نقش بسیار مهمی در توزیع و تحرك لانتانیدها در سامانه دگرسانی آرژیلیک مورد مطالعه در آستامال ایفا نموده‌اند. با توجه به کاهش جرم REE در اغلب نمونه‌ها در طی توسعه سامانه دگرسانی آرژیلیک می‌توان ادعا نمود که محلول‌های درونزاد به واسطه ماهیت  $\text{pH}$  پایین نقش ارزنده‌ای در تشکیل این سامانه داشته‌اند. تفسیر مهم دیگری که برای تغییرات جرم لانتانیدها (افزایش جرم در برخی از نمونه‌ها) در طی توسعه سامانه دگرسانی آرژیلیک می‌توان متصور شد این است که کاهش درجه حرارت سیال با گذر زمان همراه با خنثی شدن اسیدیته محلول‌های دگرسان کننده در اثر واکنش با سنگ‌های درونگیر و ناپایدار شدن کمپلکس‌های حامل REE موجبات غنی‌شدگی لانتانیدها در برخی از نمونه‌های سامانه دگرسانی آرژیلیک را فراهم نموده‌اند (Abedini et al., 2020).

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که HREE در محیط قلیایی و LREE در محیط اسیدی شسته می‌شوند (Patino et al., 2003). با توجه به شستشوی شدید LREE نسبت به HREE می‌توان ادعا نمود که  $\text{pH}$  محلول‌های مسئول دگرسانی در طی توسعه پهنه دگرسانی آرژیلیک خیلی پایین بوده است. وجود تغییرات شدید در میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی  $\text{Ce}$  این نکته را در ذهن تداعی می‌کند که تغییرات در پتانسیل اکسیداسیون- احیا نقش بسیار مهمی در تکوین

پهنه دگرسانی آرژلیک ایفا نموده‌اند (شکل ۱). تهی‌شدگی شدید Eu در کلیه نمونه‌های آرژلیک مورد مطالعه مبین تخریب پلاژیوکلازهای سنگ اولیه توسط سیالات دما بالا می‌باشد. وجود برخی بی‌نظمی‌ها در روند تغییرات جرم لاتانیدها در بین نمونه‌های آرژلیک می‌تواند به ناهمگنی سنگ اولیه و حضور فازهای کانیاپی مقاوم در برابر دگرسانی نظیر زیرکن مرتبط باشد.

الگوی توزیع REE و درجه تفریق برخی از نسبت‌های لاتانیدی می‌تواند به عنوان پروکسی‌های ژئوشیمیایی بسیار مهمی، اطلاعات خیلی خوبی از منشاء و شرایط فیزیکو‌شیمیایی تشکیل و توسعه سامانه‌های دگرسانی آرژلیک را ارائه نمایند (Baoumy et al., 2021). الگوی توزیع REE نورمالیزه شده به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی قوی LREE نسبت به HREE و رخداد بی‌هنجاری‌های منفی قوی Eu در نمونه‌های آرژلیک مورد مطالعه دارد (شکل ۲). الگوی توزیع REE در نمونه‌های آرژلیک بسیار شبیه به الگوی توزیع REE در کوارتزموئودیوریت می‌باشد. تنها اختلاف مهم در وجود آنومالی منفی قوی Eu در نمونه‌های آرژلیک است (شکل ۲).

جدول ۱- نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر نادر خاکی با فرض Al به عنوان عنصر شاخص کم تحرک در سامانه دگرسانی آرژلیک منطقه آستمال.

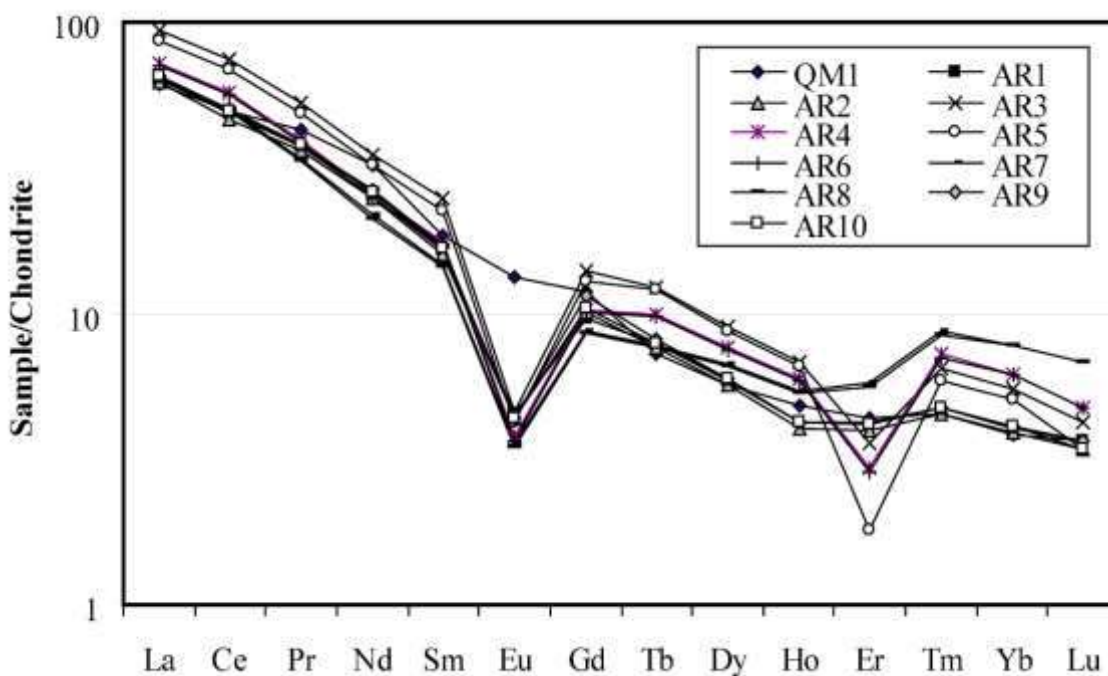
|    | AR1    | AR2    | AR3    | AR4    | AR5    | AR6    | AR7    | AR8    | AR9    | AR10   |
|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| La | -19.97 | -22.31 | 7.58   | -18.01 | 0.21   | -18.68 | -28.89 | -29.62 | -18.23 | -19.08 |
| Ce | -25.02 | -27.89 | 6.26   | -20.05 | -1.42  | -20.82 | -31.10 | -31.92 | -23.22 | -24.18 |
| Pr | -32.94 | -35.11 | -12.83 | -36.47 | -19.80 | -37.22 | -46.34 | -47.14 | -31.76 | -32.40 |
| Nd | -40.30 | -41.35 | -23.12 | -45.37 | -29.81 | -46.20 | -54.52 | -55.40 | -37.56 | -39.08 |
| Sm | -31.40 | -33.94 | -5.54  | -33.86 | -13.38 | -34.38 | -46.28 | -46.87 | -29.87 | -30.61 |
| Eu | -74.24 | -74.78 | -75.60 | -80.28 | -77.32 | -80.74 | -81.89 | -82.35 | -75.00 | -74.95 |
| Gd | -38.83 | -35.81 | -17.94 | -41.06 | -24.29 | -41.60 | -51.22 | -51.81 | -27.66 | -33.32 |
| Tb | -16.82 | -20.05 | 18.58  | -5.08  | 17.49  | -6.07  | -28.01 | -29.13 | -15.33 | -16.96 |
| Dy | -21.24 | -23.68 | 11.71  | -7.08  | 8.68   | -8.36  | -20.68 | -22.02 | -20.14 | -20.67 |
| Ho | -33.32 | -36.71 | -0.77  | -14.50 | -3.71  | -15.60 | -24.61 | -25.75 | -33.57 | -33.42 |
| Er | -27.57 | -30.04 | -41.55 | -52.90 | -70.63 | -54.50 | -10.41 | -12.31 | -26.44 | -26.99 |
| Tm | -19.31 | -23.68 | 0.83   | 11.70  | -7.47  | 8.14   | 30.19  | 26.84  | -19.61 | -19.44 |
| Yb | -20.06 | -22.88 | 1.16   | 9.98   | -7.24  | 10.74  | 35.80  | 36.00  | -18.77 | -19.39 |
| Lu | -24.05 | -29.13 | -19.83 | -11.62 | -34.54 | -11.01 | 24.79  | 25.63  | -24.34 | -29.59 |

محاسبه مقادیر آنومالی‌های Eu با استفاده از رابطه  $Eu/Eu^* = 2Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$  (جاییکه حرف N مبین نورمالیزه شدن عناصر Eu، Sm و Gd به کندریت می‌باشد) نشان می‌دهد که مقدار این آنومالی در نمونه‌های آرژلیک در بازه‌ای از ۰/۲۴ الی ۰/۳۴ در نوسان است. مقدار این آنومالی در سنگ کوارتزموئودیوریت ۰/۸۷ است. این روند کاهشی شدید در مقدار آنومالی‌های Eu در نمونه‌های آرژلیک نسبت به کوارتزموئودیوریت دلالت بر تخریب پلاژیوکلازهای سنگ اولیه توسط سیالات دما بالا دارد (Lackschewitz et al., 2000). آنومالی‌های منفی Eu از سامانه آرژلیک Lohrheim در شمال غرب کشور پرو (Dill et al., 1997)، رس گرمایی Escanaba Trough در شمال شرق اقیانوس اطلس (Lackschewitz et al., 2000) و پهنه آرژلیک Peninsular کشور مالزی (Baoumy et al., 2021) گزارش شده است.

محاسبه مقادیر آنومالی‌های Ce با استفاده از رابطه  $Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$  (جاییکه حرف N مبین نورمالیزه شدن عناصر Eu، Sm و Gd به کندریت می‌باشد) نشان می‌دهد که مقدار این آنومالی در نمونه‌های آرژلیک در بازه‌ای از ۰/۹۵ الی ۱/۰۳ متغیر است. مقدار این آنومالی در سنگ کوارتزموئودیوریت ۰/۹۶ است. مقایسه این بازه‌ها به وضوح نشان می‌دهد که مقادیر بی‌هنجاری Ce در نمونه‌های آرژلیک نسبت به کوارتزموئودیت یک روند افزایشی بسیار جزئی دارد. از اینرو، شواهدی بر رخداد بی‌هنجاری مثبت Ce، جاییکه یکی از شاخصه‌های مهم و بسیار برجسته سامانه آرژلیک بازماندی و یا

منشاء جوی است (Creveo et al., 2021)، در آستامال مشاهده می‌شود. در کل، با توجه به وجود آنومالی مثبت Ce می‌توان ادعا نمود که در طی تکوین سامانه دگرسانی آرژلیک در آستامال فرآیندهای سوپرژن بر روی فرآیندهای هیپوژن همپوشی نموده‌اند.

بررسی‌های انجام شده نشان داده است که در طی تشکیل و توسعه سامانه‌های آرژلیک توسط سیالات درونزاد HREE از هم تفریق حاصل می‌کنند. این در صورتی است که در سامانه‌های آرژلیک با خاستگاه برونزاد تفریقی در HREE صورت نمی‌گیرد (Erkoyun and Kadir, 2011). در این مطالعه، بر اساس الگوی توزیع REE در نمونه‌های آرژلیک مورد مطالعه (شکل ۲) تفریق بین HREE از هم کاملاً محرز است. این تفریقات به وضوح نقش مهم و اساسی فرآیندهای درونزاد در توسعه و تکامل سامانه دگرسانی آرژلیک آستامال را آشکار می‌سازند.



شکل ۲- الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی نورمالیزه شده کندریت (Taylor and McLennan, 1985) در سامانه دگرسانی آرژلیک (نمونه‌های AR1 تا AR10) و سنگ کوارتز مونزودپوریت (QM1) منطقه آستامال.

بر اساس محاسبات انجام شده، مقادیر نسبت‌های  $(La/Yb)_N$  و  $(LREE/HREE)_N$  در نمونه‌های سامانه دگرسانی آرژلیک منطقه آستامال، جاییکه به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) نورمالیزه شده‌اند، به ترتیب بازه تغییراتی از  $4/55$  تا  $9/39$  و  $4/20$  تا  $5/53$  را نشان می‌دهند. مقادیر نسبت‌های یاد شده در سنگ اولیه کوارتز مونزودپوریت به ترتیب  $8/69$  و  $5/08$  می‌باشد. مقایسه این نسبت‌های عنصری آشکار می‌کند که مقادیر  $(La/Yb)_N$  و  $(LREE/HREE)_N$  در نمونه‌های سامانه دگرسانی نسبت به کوارتز مونزودپوریت هر دو روند افزایشی و کاهشی داشته و به عبارت بهتر تفریق بین LREE و HREE را در طی توسعه سامانه دگرسانی به طور واضح محرز است. معمولاً تفریق لاتانیدها در طی توسعه فرایندهای دگرسانی تابعی از pH محیط می‌باشد. در pHهای اسیدی، LREE و در pHهای قلیایی، HREE متحرک‌تر می‌شوند (Patino et al., 2003). از اینرو، روند کاهشی در نسبت‌های  $(La/Yb)_N$

و  $(LREE/HREE)_N$  در نمونه‌هایی از سامانه دگرسانی آرژلیک مشاهده می‌شود که در نزدیکی گسل‌ها و معابر عبور محلول‌های گرمایی (با ماهیت pH پایین) توسعه یافته‌اند. روند افزایشی در نسبت‌های  $(La/Yb)_N$  و  $(LREE/HREE)_N$  در نمونه‌هایی از سامانه دگرسانی آرژلیک قابل تشخیص است که دورتر از محل گسل‌ها و معابر عبور محلول‌های گرمایی تشکیل شده‌اند. آنچه که مشخص است کاهش حرارت و افزایش pH سیالات دگرسان کننده (بواسطه گذر زمان) سبب ناپایدار شدن کمپلکس‌های حامل لانتانیدها و افزایش در نسبت‌های یاد شده گشته‌اند. با توجه به مطالب یاد شده می‌توان چنین متصور شد که تغییرات در شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی (نظیر pH) و اختلاف در درجه ناپایداری یون‌های کمپلکس ساز حامل لانتانیدها بیشترین نقش را در تفریق REE در سامانه دگرسانی آرژلیک ایفا نموده‌اند.

### ۳- نتیجه گیری

مهمترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارتند از:

- ۱- سامانه دگرسانی آرژلیک منطقه آستمال از کانی‌شناسی ساده‌ای برخوردار بوده و به طور عمده از کوارتز و کانولینیت تشکیل شده است. فازهای فرعی این سامانه مشتمل بر ایلیت، جاروسیت، همتیت، گوتیت و کلریت هستند.
- ۲- تغییرات در شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی (نظیر pH) و اختلاف در درجه ناپایداری یون‌های کمپلکس ساز حامل لانتانیدها بیشترین نقش را در تفریق REE در سامانه دگرسانی آرژلیک ایفا نموده‌اند.
- ۳- آنومالی‌های مثبت Ce تأثیرات محلول‌های جوی بر روی سامانه دگرسانی آرژلیک را نشان می‌دهند.
- ۴- آنومالی‌های منفی قوی Eu دلالت بر تخریب پلاژیوکلزهای سنگ کوارتز مونوزودیوریت توسط سیالات دما بالا دارد.
- ۵- ناهمگنی سنگ اولیه و حضور فازهای کانیایی مقاوم در برابر دگرسانی نظیر زیرکن نقش اصلی را در بی‌نظمی توزیع REE در سامانه دگرسانی مورد مطالعه دارند.
- ۶- وجود تغییرات شدید در میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی Ce آشکار می‌کند که تغییرات در پتانسیل اکسیداسیون- احیا نقش بسیار مهمی در تکوین سامانه دگرسانی آرژلیک ایفا نموده‌اند.

### ۴- مراجع

جمالی ح.، یعقوب پور ع.، مهرابی ب.، ۱۳۹۱. ارتباط کانی‌سازی‌های مس و طلا با فازهای مختلف ماگمایی در توده‌های خانکندی و یوسف‌لو، شرق اهر. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد ۲۰، شماره ۳، ص ۵۴۷-۵۶۴.

Abedini, A., Rezaei Azizi, M., Dill, H.G., 2020. The tetrad effect in REE distribution patterns: A quantitative approach to genetic issues of argillic and propylitic alteration zones of epithermal Cu-Pb-Fe deposits related to andesitic magmatism (Khan Kandi District, NW Iran). *Journal of Geochemical Exploration* 212, 1-16.

Baioumy, H., Farahat, M., Arifin, M. H., Anuar, M.N.A.B., Al-Kahtany, K., 2021. Hypogene kaolin deposits from felsic intrusive rocks (Peninsular Malaysia) with special reference to rare earth elements and stable isotopes geochemistry. *Geosciences Journal* 25, 863-876.

Cravero, F., Dominguez, E., Iglesias, C., 2001. Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina). *Applied Clay Science* 18, 157-172.

Dill, H.G., Bosse, R., Henning, K.H., Fricke, A., Ahrendt, H., 1997. Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita* 32, 149-163.

Erkoyun, H., Kadir, S., 2011. Mineralogy, micromorphology, geochemistry and genesis of a hydrothermal kaolinite deposit and altered Miocene host volcanites in the Hallaçlar area, Uşak, western Turkey. *Clay Minerals* 46, 421-448.

Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683-693.



Grant, J.A., 1986. The isocon diagram – a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81, 1976–1982.

Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2, 47–55.

Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A., Mehrabi, B., 2010. Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review* 53, 608–630.

Karakaya, N., 2009. REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence. *Journal of Geochemical Exploration* 101, 185–208.

Lackschewitz, K.S., Singer, A., Botz, R., Garbe-Schnberg, D., Stoffers, P., 2000. Mineralogy and geochemistry of clay minerals near a hydrothermal site in the Escanaba trough, Gorda Ridge, northeast Pacific Ocean", In: Zierenberg R. A., Fouquet Y., Miller D. J., Normark W.R., (eds), *Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 169, 1–24.

Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279, 206–210.

Nesbitt, H.W., Markovics, G., 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 1653–1670.

Patino, L.C., Velbel, M., Price, J.R., Wade, J., 2003. Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesite in Hawaii and Guatemala. *Chemical Geology* 202, 343–364.

Taylor, Y., McLennan, S.M., 1985. *Continental crust: Its composition and evolution*. 1st ed. Oxford, UK: Blackwell.



## فاکتورهای کنترل کننده توزیع و تحرک عناصر اصلی و جزئی در طی تشکیل و توسعه سامانه دگرسانی آرژیلیک: مثالی از منطقه آستامال، شمال غرب و رزقان، شمال غرب ایران

مهسا بالازاده<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، مریم خسروی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

mahsabalazadeh08@gmail.com

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.abedini@urmia.ac.ir

۳- استادیار، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

maryamkhoravi22@gmail.com

### چکیده

در این پژوهش، فرآیند تبدیل سنگ‌های کوارتز مونوزودیوریت به سامانه دگرسانی آرژیلیک در منطقه آستامال، شمال غرب و رزقان، شمال غرب ایران، با استفاده از بررسی‌های میکروسکوپی و آنالیزهای XRF، XRD و ICP-MS مورد ارزیابی قرار گرفته است. محاسبات تغییرات جرم عناصر با فرض عنصر آلومینیوم به عنوان عنصر ناظر کم تحرک نشان می‌دهند که فرآیند تبدیل سنگ‌های کوارتز مونوزودیوریتی به سامانه دگرسانی آرژیلیک با شستشوی عناصری نظیر Si، Fe، Mg، Ca، Na، K، Ti، P، Sr، Ba، Hf، Pb، U، Y، Mo، Cr و شستشو- تثبیت عناصری مانند Zn و غنی‌شدگی عناصری چون Mn، Rb، Nb، Th، Sc، Cs، V و Ta همراه بوده است. نتایج به دست آمده از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی تغییرات جرم نشان می‌دهند که عواملی نظیر تغییرات pH و Eh محلول‌های دگرسان کننده، جذب سطحی، تمرکز بازماندی، رویش توسط اکسیدهای فلزی نظیر اکسیدهای منگنز، تغییر در نسبت آب به سنگ، کاهش درجه حرارت، میزان دسترسی به لیگاندهای کمپلکس ساز، تفاوت در میزان شدت دگرسانی و تثبیت در فازهای کانیایی تازه تشکیل شده نقش مهمی در توزیع و تحرک عناصر اصلی و جزئی در سامانه دگرسانی آرژیلیک منطقه آستامال ایفا نموده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** تغییرات جرم، عناصر اصلی و جزئی، سامانه دگرسانی آرژیلیک، آستامال، و رزقان.

### Abstract

In this research, the process of converting quartz monzo-diorite rocks into argillic alteration system in the Astamal area, northwest of Varzghan, NW Iran, has been evaluated using microscopic investigations and XRD, XRF, and ICP-MS analyses. Calculations of mass changes of elements assuming aluminum as a monitor immobile element show that the process of converting quartz monzo-diorite rocks into argillic alteration system have been accompanied by leaching elements such as Si, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Sr, Ba, Hf, Pb, U, Y, Mo, and Cr, leaching-fixation of elements such as Zn and enrichment of elements such as Mn, Rb, Nb, Th, Sc, Cs, V, and Ta. The results obtained from mineralogical studies and geochemistry of mass changes show that factors such as changes in pH and Eh of altering fluids, surface absorption, residual concentrations, scavenging by metal oxides such as manganese oxides, changes in the ratio of water to rock, temperature reduction, availability of complexing ligands, difference in intensity of alteration and fixation in newly formed mineral phases have played an important role in the distribution and mobility of major and trace elements in the argillic alteration system of the Astamal area.

**Key words:** Mass changes, Major and trace elements, Argillic alteration system, Astamal, Varzaghan.

## ۱- مقدمه

در چند دهه اخیر، تحرک عناصر اصلی و جزئی در طی توسعه فرایندهای آرژیلیکی شدن بر روی سنگ‌های آذرین مختلف مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است (Dill et al., 2000; Hohn et al., 2014; Abedini and Rezaei Azizi, 2019; Abedini et al., 2020). نتایج حاصل از این بررسی‌ها سبب شده است که با استفاده از روش‌های زمین‌شیمیایی نظیر زمین‌شیمی تغییرات جرم، محیط‌های توسعه فرایندهای دگرسانی را مورد ارزیابی قرار داد و از آنها برای تفکیک فرایندهای گرمایی درون‌زاد و برون‌زاد در سیستم‌های گرمایی بهره گرفت. منطقه آستمال در فاصله ۷۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان ورزقان، استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع می‌باشد. این منطقه به دلیل دارا بودن سیستم کانه‌زایی اسکارنی و به احتمال فراوان پورفیری و همچنین پهنه‌های دگرسانی گسترده مورد توجه زمین‌شناسان مختلف بوده است. تا به حال ویژگی‌های کانی‌سازی و زمین‌شیمی زون‌های اسکارن این منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است ولی هیچ پژوهشی بر روی دگرسانی‌های منطقه انجام نشده است. در این پژوهش، فاکتورهای کنترل کننده توزیع و تحرک عناصر اصلی و جزئی در سامانه دگرسانی آرژیلیک منطقه آستمال مورد ارزیابی قرار گرفته است. برای این منظور، این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در بخش صحرایی پیمایش‌های متعددی به منظور شناسایی و نمونه‌برداری از رخنه‌های سامانه دگرسانی آرژیلیک و سنگ‌های میزبان آنها (کوارتز مونزودیوریت) صورت گرفت. در بخش آزمایشگاهی تعداد ۱۰ مقطع نازک از نمونه‌های مربوط به سامانه دگرسانی آرژیلیک و سنگ‌های میزبان آنها تهیه و توسط میکروسکوپ مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور شناسایی فازهای کانیایی نامشخص موجود در سامانه دگرسانی، تعداد ۶ نمونه به روش پراش پرتو ایکس (XRD) در شرکت کانساران بینالود مورد تجزیه قرار گرفت. مقادیر عناصر اصلی و جزئی در ۱۰ نمونه انتخابی از سامانه دگرسانی آرژیلیک و ۱ نمونه انتخابی از کوارتز مونزودیوریت به روش فلورسانس پرتو مجهول (XRF) و اسپکتروسکوپی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) توسط آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود تعیین گردیدند. مقادیر LOI نمونه‌ها در آزمایشگاه یاد شده بر اساس کاهش وزن یک گرم نمونه بعد از حرارت دادن در ۹۵۰ درجه سانتی گراد به مدت ۹۰ دقیقه تعیین شدند.

## ۲- بحث و بررسی

در منطقه آستمال، واقع در پهنه ساختاری البرز-آذربایجان، عملکرد فرایندهای گرمایی سبب تشکیل و توسعه پهنه‌های دگرسانی گسترده‌ای شده است. پهنه‌های دگرسانی توسعه یافته به طور عمده محصول واکنش سیالات گرمایی با سنگ‌های آندزیتی انوسن و سنگ‌های کوارتز مونزودیوریتی پلیوسن هستند. این پهنه‌ها مشتمل بر پهنه‌های آرژیلیک، فلیک، سیلیسی و پروپلیتیک می‌باشند. در بین آنها، سامانه دگرسانی آرژیلیک گسترش بیشتری در منطقه داشته و به طور عمده در ارتباط با سنگ‌های کوارتز مونزودیوریت تشکیل شده است. توسعه این سامانه در محل تراکم گسل‌ها بسیار شدید بوده و با رنگ شاخص سفید قابل شناسایی است. به نظر می‌رسد گسل‌ها به عنوان معبری برای عبور محلول‌های گرمایی و در نتیجه، تشکیل و توسعه سامانه دگرسانی آرژیلیک عمل نموده‌اند. در این سامانه، بعضاً "رگه و رگچه‌هایی از جنس سیلیسی مشاهده می‌شود که واجد کانی‌سازی‌های فلزی نظیر پیریت، کالکوپیریت، کوولیت، هماتیت و گوتیت هستند. بر اساس آنالیزهای XRD انجام شده، سامانه دگرسانی آرژیلیک از یک کانی‌شناسی ساده‌ای برخوردار است. این سامانه از کوارتز و کائولینیت به عنوان فازهای کانیایی اصلی تشکیل شده است. این دو فاز کانیایی اصلی توسط کانی‌هایی نظیر ایلیت، جاروسیت، هماتیت، گوتیت و کلریت در مقادیر فرعی همراهی می‌شوند.

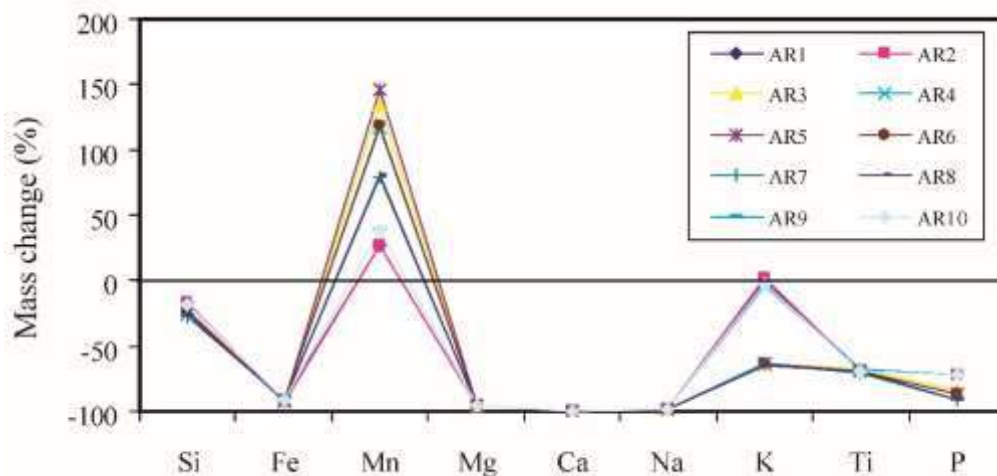
تاکنون تکنیک‌های متعددی برای محاسبات تعادل جرم عناصر در محیط‌های به شدت دگرسان شده توسط محققین مختلف ارائه گردیده است. از جمله این تکنیک‌ها می‌توان به روش فاکتور حجم (Gresens, 1967)، شاخص هوازدگی (دگرسانی) مطلق (Nesbitt, 1979)، آنالیز ایزوکون (Grant, 1986, 2005)، درصد تغییر در نسبت‌های عنصری (Nesbitt and Markovics, 1997)، عناصر کم تحرک (Nesbitt, 1979; MacLean and Kranidiotis, 1987; MacLean, 1990; Nesbitt and Markovics, 1997)، شاخص تحرک (Ng et al., 2001) و کسر تهی‌شدگی شیمیایی (Riebe et al., 2003) اشاره نمود. در این پژوهش، برای تخمین میزان تغییرات جرم عناصر اصلی و جزئی در طی آرژیلیکی شدن سنگ‌های کوارتز مونزودیوریت پلیوسن از روش زمین‌شیمی عنصر کم تحرک (Nesbitt and Markovics, 1997) مطابق رابطه زیر استفاده گردید:

$$\% \text{Change} = [(X/I)_{\text{Argillic sample}} / (X/I)_{\text{Quartz monzodiorite}}] - 1 \times (100)$$

در این رابطه  $X$  و  $I$  به ترتیب مقدار عنصر مورد نظر برای محاسبه میزان تغییر جرم و مقدار عنصر شاخص کم‌تحرك انتخاب شده می‌باشند. انتخاب عنصر شاخص کم‌تحرك نکته قابل تامل محاسبات تغییرات جرم عناصر است. بررسی‌های انجام شده نشان داده است که عناصری نظیر  $Al$ ،  $Zr$ ،  $Nb$ ،  $Th$ ،  $Ta$ ،  $Sc$ ،  $Y$ ،  $Hf$  و  $Ti$  در طی فرایندهای آرژیلیکی شدن سنگ‌های آذرین دارای کمترین درجه تحرك هستند (Kadir and Erkoyun, 2013; Abedini and Calagari, 2015, 2016). در این پژوهش،  $Al$  به دلیل دامنه تغییرات کم نسبت  $Zr$ ،  $Nb$ ،  $Th$ ،  $Ta$ ،  $Sc$ ،  $Y$ ،  $Hf$  و  $Ti$  به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرك انتخاب گردید. در این محاسبات، مقادیر مثبت و منفی به دست آمده به ترتیب نشان دهنده میزان کاهش و افزایش جرم عناصر اصلی و جزئی در طی توسعه سامانه دگرسانی آرژیلیک منطقه آستامال می‌باشد. نتایج حاصل از این محاسبات در شکل‌های ۱ و ۲ و جدول ۱ نمایش داده شده‌اند. بر اساس نتایج بدست آمده، فرآیند تبدیل سنگ‌های کوارتزموئزودئوریتی به سامانه دگرسانی آرژیلیک با شستشوی عناصری نظیر  $Si$ ،  $Fe$ ،  $Mg$ ،  $Ca$ ،  $Na$ ،  $K$ ،  $P$ ،  $Sr$ ،  $Ba$ ،  $Hf$ ،  $Pb$ ،  $U$ ،  $Y$ ،  $Mo$  و  $Cr$  - شستشو - تثبیت عناصری مانند  $Zn$  و غنی‌شدگی عناصری چون  $Mn$ ،  $Rb$ ،  $Nb$ ،  $Th$ ،  $Sc$ ،  $Cs$  و  $V$  همراه شده است.

جدول ۱) نتایج محاسبات تغییرات جرم عناصر اصلی و جزئی با فرض  $Al$  به عنوان عنصر شاخص کم‌تحرك در سامانه دگرسانی آرژیلیک منطقه آستامال.

|           | AR1     | AR2     | AR3     | AR4     | AR5     | AR6     | AR7     | AR8     | AR9     | AR10    |
|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| $SiO_2$   | -18.00  | -17.48  | -23.45  | -25.55  | -22.95  | -24.87  | -27.82  | -27.17  | -18.16  | -17.92  |
| $Fe_2O_3$ | -91.87  | -92.14  | -91.78  | -91.81  | -92.02  | -91.89  | -91.45  | -91.66  | -91.13  | -91.12  |
| $MnO$     | 26.58   | 27.20   | 133.82  | 117.67  | 146.74  | 119.17  | 79.18   | 80.39   | 38.71   | 39.01   |
| $MgO$     | -94.94  | -94.91  | -96.07  | -95.97  | -96.24  | -95.94  | -95.70  | -95.85  | -94.96  | -94.95  |
| $CaO$     | -99.79  | -99.79  | -99.80  | -99.81  | -99.80  | -99.81  | -99.81  | -99.81  | -99.79  | -99.79  |
| $Na_2O$   | -98.03  | -98.02  | -98.83  | -98.72  | -98.69  | -98.72  | -98.75  | -98.74  | -98.03  | -98.17  |
| $K_2O$    | -1.19   | 2.30    | -64.05  | -64.03  | -64.12  | -64.28  | -64.12  | -64.36  | -3.73   | -2.44   |
| $TiO_2$   | -67.87  | -69.18  | -67.63  | -69.60  | -68.82  | -69.39  | -70.28  | -70.08  | -67.99  | -69.38  |
| $P_2O_5$  | -72.38  | -72.25  | -84.06  | -87.50  | -87.18  | -87.42  | -90.84  | -90.78  | -72.49  | -72.43  |
| Rb        | 276.68  | 283.27  | 144.10  | 133.54  | 144.62  | 132.51  | 121.68  | 120.46  | 272.07  | 274.09  |
| Sr        | -96.13  | -96.07  | -98.00  | -98.27  | -98.04  | -98.26  | -98.45  | -98.44  | -96.09  | -96.06  |
| Ba        | -85.14  | -84.81  | -95.53  | -96.16  | -95.61  | -96.09  | -96.53  | -96.47  | -85.34  | -85.23  |
| Cs        | 6746.64 | 6828.68 | 4259.60 | 4061.76 | 4249.44 | 3916.38 | 3752.38 | 3606.16 | 6686.44 | 6717.18 |
| Zr        | -50.42  | -50.84  | -43.30  | -42.83  | -44.10  | -39.42  | -37.49  | -34.17  | -50.00  | -50.15  |
| Hf        | -36.37  | -38.12  | -14.69  | -7.11   | -16.17  | -17.69  | -7.38   | -17.73  | -34.56  | -34.42  |
| Ta        | 640.47  | 605.93  | 1092.46 | 982.62  | 1045.57 | 1042.00 | 1008.68 | 1066.89 | 675.51  | 658.23  |
| Nb        | 116.99  | 105.94  | 257.40  | 210.96  | 245.77  | 265.83  | 241.30  | 294.06  | 122.18  | 117.84  |
| U         | -71.77  | -72.31  | -64.62  | -72.02  | -64.44  | -71.21  | -78.00  | -77.25  | -71.21  | -71.15  |
| Th        | 110.79  | 113.38  | 126.18  | 114.63  | 117.25  | 111.87  | 118.03  | 113.98  | 147.05  | 144.49  |
| Pb        | -86.74  | -87.09  | -82.08  | -83.95  | -82.12  | -81.55  | -83.20  | -80.97  | -86.51  | -86.62  |
| Y         | -21.41  | -23.02  | -10.95  | -16.92  | -13.56  | -18.75  | -19.95  | -21.77  | -19.73  | -20.88  |
| Sc        | 127.84  | 128.95  | 122.13  | 129.13  | 117.36  | 119.17  | 135.17  | 125.49  | 126.98  | 127.47  |
| V         | 4001.08 | 3830.34 | 6879.41 | 5502.13 | 7231.66 | 5471.55 | 3528.41 | 3485.22 | 4061.28 | 3994.44 |
| Mo        | -61.61  | -63.94  | -29.86  | -44.86  | -26.40  | -34.59  | -56.44  | -46.48  | -58.43  | -59.17  |
| Cr        | -89.09  | -88.16  | -84.28  | -84.59  | -82.98  | -85.68  | -88.80  | -89.89  | -86.52  | -86.06  |
| Zn        | 5.78    | 3.57    | 62.84   | 37.48   | 66.17   | 28.54   | -4.01   | -13.03  | -2.72   | -5.22   |

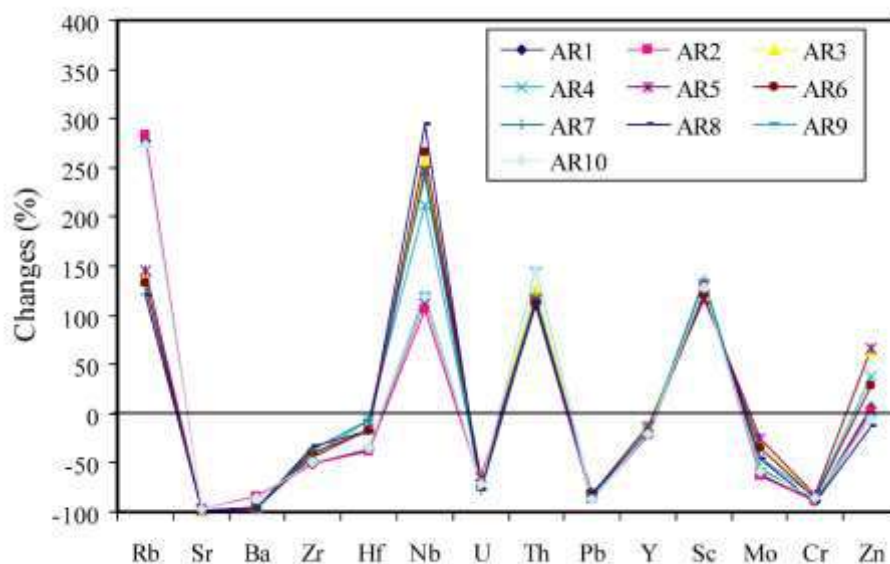


شکل ۱) الگوی تغییرات جرم عناصر اصلی در طی تکوین سامانه دگرسانی آرژلیک منطقه آستامال.

تلفیق نتایج حاصل از مطالعات کانی‌شناسی و محاسبات تعادل جرم عناصر اطلاعات با ارزشی از شرایط فیزیکوشیمیایی و تغییرات کانیایی در طی توسعه سامانه دگرسانی آرژلیک مورد مطالعه در منطقه آستامال را ارائه می‌کند. کاهش جرم Si مبین کائولینیتی شدن فلدسپارهای سنگ اولیه در طی تکوین سامانه مورد مطالعه می‌باشد. شستشوی Fe در طی توسعه سامانه دگرسانی آرژلیک در ارتباط با اکسایش پیریت‌های سنگ‌های کوارتز موزودیوریت و تولید اسید سولفوریک و سولفات فروی محلول است که سبب خروج نسبی Fe از این سامانه شده است. تخریب کانی‌های فرومنیزین مکانیسم دیگری است که خروج بخشی Fe را از سامانه دگرسانی آرژلیک تسریع بخشیده است. خروج K, Na, Ca از سیستم دگرسانی آرژلیک دلالت بر دگرسانی فلدسپارها و آزاد شدن بخشی عناصر یاد شده به داخل محلول‌های دگرسان کننده دارد. افزون بر این، تخریب کانی‌های فرومنیزین در طی آرژلیکی شدن شرایط لازم برای خروج بخشی عناصری نظیر Mn و Mg از سامانه را فراهم نموده است (Arslan et al., 2006; Abedini and Calagari, 2016).

تهی‌شدگی Ti از سامانه دگرسانی آرژلیک دلیلی بر ماهیت درون‌زاد سیالات دگرسان کننده سنگ‌های کوارتز می‌باشد (Dill et al., 1997, 2000). افزایش جرم Mn می‌تواند دلیلی بر تبدیل  $Mn^{2+}$  به  $Mn^{4+}$  و تثبیت این عنصر به صورت اکسیدها و هیدروکسیدهای غیر قابل حل در سامانه مورد مطالعه باشد (Koppi et al., 1996). عنصر P که معمولاً در طی فرآیندهای دگرسانی به صورت بی‌تحرك عمل می‌کند (Jiang et al., 2003)، در طی آرژلیکی - شدن سنگ‌های کوارتز موزودیوریت در منطقه آستامال متحمل کاهش جرم شده است. این رفتار غیر عادی برای P می‌تواند با عواملی نظیر pH پایین سیالات دگرسان کننده، نسبت بالای سیال به سنگ، تغییرات در شدت دگرسانی و فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال در ارتباط باشد (Karakaya, 2009). با توجه به کانی‌شناسی سنگ‌های کوارتز موزودیوریت و سامانه دگرسانی آرژلیک، می‌توان استنباط نمود که تخریب فلدسپارها سبب خروج بخشی Ba و Sr از سامانه دگرسانی شده است. افزایش جرم شدید Rb و Cs در نمونه‌های سامانه دگرسانی آرژلیک نشان از عملکرد فرآیندهای جذب سطحی توسط کائولینیت در تثبیت این دو عنصر دارد (Kadir and Erkoyun, 2013). تخریب کانی‌های فرومنیزین در طی توسعه فرآیندهای آرژلیکی شدن سنگ‌های کوارتز موزودیوریتی شرایط لازم برای شستشوی بخشی عناصری نظیر Pb و Cr را فراهم نموده است (Arslan et al., 2006). ماهیت pH پایین سیالات مسئول آرژلیکی شدن را می‌توان از روی کاهش جرم عناصری نظیر Ni, Cr, Co استنباط نمود. حضور این عناصر جزئی در سنگ‌های دگرسان شده به شدت به pH محیط وابسته می‌باشد. pHهای پایین سبب تهی‌شدگی این عناصر در طی فرآیندهای دگرسانی می‌شوند (Marques et al., 2004). افزایش جرم V در سامانه کاهش درجه حرارت سیال و ناپایداری کمپلکس‌های حامل این عنصر و در نهایت ترسیب این عنصر جزئی را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که کائولینیت به واسطه عملکرد فرآیند جذب سطحی سبب تثبیت این عنصر در سامانه شده است. کاهش جرم U بر طبیعت اکسیدان سیالات مسئول دگرسانی تاکید دارد. شستشوی Hf نیز به نوعی مبین اسیدته بالای سیالات دگرسان کننده را در تشکیل سامانه دگرسانی آرژلیک می‌باشد (Dill et al., 1997, 2000). عناصر جزئی نظیر Y و Zr معمولاً در طی توسعه فرایندهای دگرسانی به صورت بی‌تحرك عمل می‌مانند (Jiang et al., 2003). این عناصر، در طی توسعه سامانه دگرسانی آرژلیک با کاهش جرم همراه شده‌اند. به نظر می‌رسد این رفتار غیر عادی برای این

عناصر جزئی به مانند Ti و P می‌تواند متأثر از اسیدیته بالای سیالات مسئول دگرسانی، نسبت بالای سیال به سنگ و فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال باشد (Karakaya, 2009). افزایش جرم Ta، Sc، Th و Nb دلالت بر تمرکز بازماندی این عناصر به دلیل کاهش حجم سیستم در طی توسعه فرآیندهای واکنشی آب-سنگ دارد.



شکل ۲) الگوی تغییرات جرم عناصر جزئی در طی تکوین سامانه دگرسانی آرژلیک منطقه آستمال.

### ۳- نتیجه گیری

مهمترین نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سامانه دگرسانی آرژلیک منطقه آستمال عبارتند از:

- ۱- تهی‌شدگی Ti از پهنه دگرسانی آرژلیک دلیلی بر ماهیت درون‌زاد سیالات دگرسان‌کننده می‌باشد.
- ۲- رفتار غیر عادی برای عناصر جزئی نظیر Y و Zr به مانند Ti و P متأثر از اسیدیته بالای سیالات مسئول دگرسانی، نسبت بالای آب به سنگ و فعالیت بالای یون‌های کمپلکس‌ساز در سیال می‌باشد.
- ۳- تخریب کانی‌های فرومیزین در طی توسعه فرآیندهای آرژلیکی شدن سنگ‌های کوارتز مونزودیوریت شرایط لازم برای شستشوی بخشی عناصری نظیر Cr را از سیستم فراهم نموده است.
- ۴- شستشوی Fe در پهنه دگرسانی آرژلیک در ارتباط با اکسایش پیریت‌های سنگ‌های کوارتز مونزودیوریتی و تولید اسید سولفوریک و سولفات فروی محلول است که سبب خروج نسبی Fe از این پهنه شده است.
- ۵- فرایندهای جذب سطحی توسط کائولینیت نقش موثری در تثبیت Rb و Cs در سامانه داشته‌اند.
- ۶- تمرکز بازماندی به دلیل کاهش حجم سیستم عامل اصلی غنی‌شدگی ظاهری عناصری نظیر Ta، Sc، Th و Nb بوده است.

### ۴- مراجع

- Abedini, A., Calagari, A.A., 2015. Geochemical characteristics of the Abgharm kaolin deposit, NW Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen 278, 335–350.
- Abedini, A., Calagari, A.A., 2016. Geochemical characteristics of the Arabsah kaolin deposit, Takab geothermal field, NW Iran. Arabian Journal of Geosciences 9 (548), 1–16.



Abedini, A., Rezaei Azizi, M., 2019. The Hizeh-Jan Kaolin Deposit of NW Iran: the Tetrad Effect in REE Distribution Patterns. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 93 (1), 74–87.

Abedini, A., Rezaei Azizi, M., Dill, H.G., 2020. The tetrad effect in REE distribution patterns: A quantitative approach to genetic issues of argillic and propylitic alteration zones of epithermal Cu-Pb-Fe deposits related to andesitic magmatism (Khan Kandi District, NW Iran). *Journal of Geochemical Exploration* 212, 1–16.

Arslan, M., Kadir, S., Abdioglu, E., Kolayli, H., 2006. Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey. *Clay Minerals* 41, 597–617.

Dill, H.G., Bosse, H.R., Kassbohm, J., 2000. Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central America Cordillera (Western Salvador). *Economic Geology* 95, 517–538.

Dill, H.G., Bosse, R., Henning, K.H., Fricke, A., Ahrendt, H., 1997. Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru. *Mineralium Deposita* 32, 149–163.

Grant, J. A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Physics and Chemistry of the Earth* 30, 997–1004.

Grant, J.A., 1986. The isocon diagram – a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81, 1976–1982.

Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2, 47–55.

Höhn, S., Rimmel, H., Pašava, J., 2014. The rare earth element potential of kaolin deposits in the Bohemian Massif (Czech Republic, Austria). *Mineralium Deposita* 49, 1–21.

Jiang, N., Sun, S., Chu, X., Mizuta, T., Ishiyama, D., 2003. Mobilization and enrichment of high-field strength elements during late- and post-magmatic processes in the Shuiquangou syenitic complex, Northern China. *Chemical Geology* 200, 117–128.

Kadir S., Erkoyun H., 2013. Genesis of the hydrothermal Karaçayır kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Üpak-Güre Basin, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 444–468.

Karakaya N., 2009. REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence. *Journal of Geochemical Exploration* 101, 185–208.

Koppi, A.J., Edis, R., Foeld, D.J., Geering, H.R., Klessa, D.A., Cockayne, D.J.H., 1996. REEs trends and Ce-U-Mn associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1695–1707.

MacLean, W.H., 1990. Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita* 25, 44–49.

MacLean, W.H., Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami. *Economic Geology* 82, 951–962.

Marques, J.J., Schulze, D.G., Curi, N., Mertzman, S.A., 2004. Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma* 121, 31–43.

Nesbitt, H.W., Markovics, G., 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 1653–1670.

Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279, 206–210.

Ng, C.W.W., Guan, P., Shang, Y.J., 2001. Weathering mechanisms and indices of the igneous rocks of Hong Kong. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 34, 133–151.

Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Finkel, R.C., 2003. Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 4411–4427.

## بررسی اهمیت عناصر نادر خاکی و نقش راهبردی آن‌ها در توسعه پایدار کشور

راشد پور میرزایی<sup>۱</sup>، سید محمد ساداتیان جویباری<sup>۲</sup>، وهرام احمدزاده<sup>۳</sup>

۱- دانشیار، گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی ارومیه، ارومیه، ایران

r.poormirzaee@uut.ac.ir

۲- کارشناسی، گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی ارومیه، ارومیه، ایران

Sm.Sadatian.uut@gmail.com

۳- کارشناسی ارشد، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

V.ahmadzadeh.uut@gmail.com

### چکیده

توجه به نقش راهبردی انرژی در توسعه جهانی از یک سو و افزایش نگرانی‌هایی مانند پایان‌پذیر بودن منابع انرژی‌های تجدیدناپذیر و افزایش آلودگی‌های زیست‌محیطی ناشی از مصرف سوخت‌های فسیلی از سوی دیگر، سبب پدیدار شدن مفهوم توسعه پایدار گردید تا بشر ضمن دستیابی به توسعه اقتصادی و فناوری، حفاظت از منابع طبیعی و محیط‌زیست را نیز مدنظر قرار دهد. صنعت انرژی‌های تجدیدپذیر، به‌عنوان جایگزین مناسب سوخت‌های فسیلی، ضمن نداشتن محدودیت منابع، به‌عنوان انرژی پاک و دوستدار محیط‌زیست می‌تواند نقش اصلی در حوزه توسعه پایدار را ایفا نماید. اما توسعه فناوری‌های سبز وابسته به برخی کانی‌ها و عناصر راهبردی می‌باشد. در این بین عناصر نادر خاکی نقش اساسی در صنعت انرژی‌های تجدیدپذیر و سایر صنایع با فناوری‌های بالای آینده دارند. لذا با توجه به اهمیت عناصر نادر خاکی و نیز در حال توسعه بودن کشور ایران، نظر می‌رسد جهت رفع نیازهای آتی کشور در حوزه فناوری‌های سطح بالا و سبز و بی‌نیازی کشور از واردات این مواد، لازم است بیش از پیش به اهمیت این عناصر پرداخته شود تا با توسعه فعالیت‌های اکتشافی در این حوزه منابع پایداری از این عناصر شناسایی و استخراج گردد. در این مطالعه ضمن بیان اهمیت راهبردی این عناصر، به پتانسیل‌های زمین‌شناسی و چالش‌های جهانی آن‌ها اشاره و در پایان راهکارهای سیاستی جهت توسعه فعالیت‌های اکتشافی و فراوری این مواد ارائه می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** عناصر نادر خاکی؛ توسعه پایدار؛ محیط زیست؛ انرژی‌های تجدیدپذیر

### Abstract

Considering the strategic role of energy in the world development on one side, and the exhaustibility of non - renewable energy sources and the increase in the environment pollution caused by the consumption of fossil fuels on the other side, led to emerge the concept of sustainable development (SD). The main goal of SD is the protection of natural resources and the environment along with the development of economy and technology. The renewable energies, as a suitable alternative to fossil fuels are unlimited and as a clean and environmentally friendly energy, play an integral role in the field of sustainable development. However, development of green technologies is dependent to some strategic minerals and elements. Rare earth elements (REEs) are such elements that have significant role in the clean energy industry and future technologies. Rare earth elements (REEs) are such elements that have significant role in the clean energy industry and future technologies. Nowadays, developed countries are making many efforts to maintain their sustainability by finding suitable and sustainable sources of the REEs. Therefore, regarding to importance of REEs and situation of Iran as a developing country, in order to meet the country's future needs of REEs for developing green and high-level technologies and avoid to import these elements, it seems that more investigations about exploration and processing of these elements should be done. In this study, the importance of REEs is reviewed and also their geological potentials and global challenges are pointed out. Finally, policy solutions for the development of exploration activities and processing of these elements in Iran are proposed.

**Key words:** Rare earth elements; Sustainable development; Environment; Renewable energies.

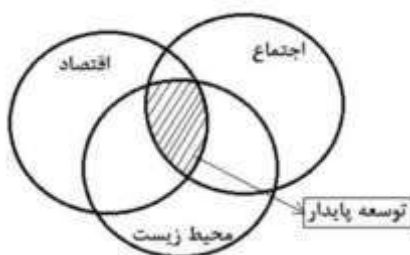


## ۱- مقدمه

محیط‌زیست، امروزه واژه‌ای جامع است که کلیه مسائل مرتبط با حوزه‌های صنعت، فرهنگ، اقتصاد و سیاست را دربر می‌گیرد. امروزه در بسیاری از کشورهای پیشرفته، برنامه‌های زیست‌محیطی، در چارچوب برنامه‌ریزی‌های کلان‌کشوری مطرح می‌شود. این بدان معناست که بشر اهمیت محیط‌زیست را دریافته و نسبت به آسیب‌هایی که در نتیجه‌ی افزایش جمعیت، رشد اقتصادی، توسعه‌ی صنعتی و پیشرفت‌های حاصل از فناوری‌ها به آن وارد شده است و همچنین نسبت به آینده‌ی آن احساس خطر کرده است (مهرآرا و همکاران، ۱۳۹۶).

توسعه‌ی پایدار که امروزه به مبحثی مهم تبدیل شده است، حفاظت از محیط‌زیست و منابع طبیعی را ضروری می‌داند، به گونه‌ای که ضمن پاسخگویی به نیازهای نسل حاضر، ظرفیت پاسخگویی به نیازهای نسل آینده را نیز داشته باشد و اصولاً توسعه‌ی زمانی پایدار است که مخرب نبوده و امکان حفظ منابع برای آیندگان را فراهم نماید (پوراصغر و همکاران، ۱۳۹۲).

توسعه‌ی پایدار مطابق تعریف کمیسیون جهانی محیط‌زیست و توسعه (موسوم به برانتلند) و گزارش سال ۱۹۸۷ کمیسیون سازمان ملل در زمینه‌ی محیط‌زیست و توسعه، به توسعه‌ی اطلاق می‌شود که نیازهای حال حاضر را بدون وجه‌المصلحت قراردادن توانایی نسل‌های آینده برای برآوردن نیازهایشان تامین می‌کند (دهشیری، ۱۳۹۳) و سه مبحث مهم محیط‌زیست؛ شامل آب و پسماندها، جامعه (اشتغال، حقوق بشر، صلح و امنیت انسانی و...) و اقتصاد (کاهش فقر، مسئولیت صنفی و پاسخگویی) را با یکدیگر مرتبط می‌سازد (WCED, 1987). توسعه‌ی زمانی پایدار است که عوامل اجتماعی، زیست‌محیطی و اقتصادی را در نظر داشته باشد (شکل ۱).



شکل ۱- مفهوم توسعه پایدار با توجه به سه مولفه اصلی آن یعنی اجتماع، اقتصاد و محیط زیست (پورمیرزایی، ۱۳۹۶).

انرژی، اساسی‌ترین پایه‌ی توسعه می‌باشد و در حال حاضر مهم‌ترین مسئله‌ی جامعه‌ی بشری، انرژی و نحوه‌ی تامین نیازهای مربوط به آن است. وابستگی شدید صنایع به منابع انرژی‌های فسیلی، ضمن ایجاد بحران انرژی در جهان پس از اتمام منابع، سبب ایجاد چالش‌های زیست‌محیطی نیز گردیده است و لازم است به انرژی‌های تجدیدپذیر و پاک بیش‌تر توجه شود. اگر انرژی به نحوی تولید و مصرف شود که توسعه‌ی انسانی را در دراز مدت، در تمامی ابعاد اجتماعی، اقتصادی و زیست‌محیطی تامین نماید، مفهوم "انرژی پایدار" تحقق می‌یابد (خلج و کریمی، ۱۳۹۴). اما توسعه صنعت انرژی‌های پاک (سبز) وابسته به برخی کانی‌ها و عناصر است که نقش راهبردی را در این فناوری‌ها دارا هستند. از جمله این عناصر که در دهه اخیر رشد و توسعه این صنعت را با چالش‌های بزرگی روبه‌رو کرده است عناصر نادر خاکی (REE<sup>1</sup>) می‌باشند.

عناصر نادر خاکی، به‌عنوان مولفه‌هایی کلیدی در صنعت انرژی‌های پاک نقش آفرینی می‌کنند. بررسی‌هایی که از ژانویه‌ی ۲۰۰۶ تا سپتامبر ۲۰۱۲ در تاثیر روند تغییرات قیمتی عناصر نادر بر صنعت انرژی‌های پاک صورت پذیرفته است به‌خوبی نشان‌دهنده‌ی تاثیرات منفی افزایش قیمت این عناصر بر صنعت انرژی‌های پاک می‌باشد (Baldi et al, 2013).

جمهوری خلق چین که تقریباً تامین‌کننده‌ی ۹۷ درصد از عناصر نادر تولید شده در جهان است، در سال‌های اخیر صادرات خود را به‌دلیل مسائل زیست-محیطی کاهش داده است و این باعث آشفتگی‌هایی در صنعت انرژی‌های پاک شده است. تشدید نگرانی در مورد در دسترس بودن عناصر نادر، اقتصادهایی را که بیش‌ترین تقاضا را برای این مواد حیاتی دارند مانند؛ اتحادیه‌ی اروپا، ایالات متحده‌ی آمریکا و ژاپن ترغیب نموده تا با تشویق واحدهای تحقیق و توسعه (R&D) و بهره‌برداری و افتتاح معادن جدید، نخستین گام‌ها را برای کاهش وابستگی به عرضه‌ی این مواد از چین بردارند (Ting, 2010) به‌ویژه این که بسیاری

<sup>1</sup> rare earth elements

از صنایع حساس نظامی و دفاعی برخی از این کشورها خصوصاً آمریکا، وابسته به عناصر کمیابی است که از چین وارد می‌شوند و در صورتی که به این هدف دست نیابند، بیابانی رئیس جمهور چین، که گفته بود: "اگر خاورمیانه نفت دارد، چین، خاک‌های کمیاب دارد" اهمیت خاصی پیدا خواهد کرد (Charalampides et al, 2015).

با توجه به توسعه پرشتاب فناوری‌های بالا بخصوص در انرژی‌های سبز و وابستگی این صنایع به عناصر نادر خاکی، در آینده، این عناصر می‌توانند در همان سطح نفت و مواد خامی قرار بگیرند که در قرن گذشته نقش کلیدی در شکل دادن به معادلات سیاسی جهان را داشتند. از نظر مالی، طبق برآوردها قیمت این عناصر می‌تواند تأثیرات چشمگیری بر قیمت سهام انرژی‌های سبز داشته باشد (Baldi et al, 2013). بحران‌های انرژی فعلی بخصوص بعد از مناقشات اخیر در جهان، توجه دولت‌ها را بیش از پیش به انرژی‌های تجدیدپذیر جلب کرده است لذا انتظار می‌رود در آینده نزدیک اهمیت عناصر کمیاب نیز بیش از پیش آشکار شود. هرچند کشور ایران از منابع مناسب نفت و گاز برخوردار است، اما با توجه به چالش‌های موجود در استفاده از این عناصر از یک سو و پایان پذیر بودن این منابع، لازم است گام‌های اساسی در حرکت بسمت استفاده از انرژی‌های تجدیدپذیر برداشته شود که این امر با تامین مواد اولیه راهبردی جهت تولید فناوری‌های انرژی پاک با سرعت بیشتری همراه خواهد بود. با توجه به پتانسیل بالای زمین‌شناسی ایران در خصوص مواد معدنی، شناسائی مناطق بالقوه برای عناصر نادر خاکی می‌تواند گام نخست برای تسریع استفاده از انرژی‌های پاک در آینده کشور شود.

## ۲- عناصر نادر خاکی (REE) و کاربردهای آن‌ها

فلزات نادر خاکی شامل عناصر اسکاندیم (Sc)، ایتريوم (Y) و عناصر گروه لانتانیدها هستند که می‌توان آن‌ها را به دو دسته‌ی سبک ( $LREE^1$ ) که شامل عناصر (Pr, Ce, La, Sc, Eu, Sm, Pm, Nd) و سنگین ( $HREE^2$ ) که شامل عناصر (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y) می‌باشد، تقسیم نمود (Jaireth et al, 2014). ایتريوم اگرچه عنصری سبک محسوب می‌شود (با عدد اتمی ۳۹) اما به دلیل وابستگی فیزیکی و شیمیایی مشترک با سایر عناصر سنگین کمیاب، در گروه HREE قرار می‌گیرد (USGS, 2017).

اغلب اعضای گروه عناصر نادر خاکی برخلاف نام این گروه، کمیاب نیستند. آن‌ها را عناصر نادر خاکی نامیدند زیرا بیش‌تر آن‌ها در طول قرن‌های ۱۸ و ۱۹ میلادی به عنوان "خاکی" شناخته می‌شدند به این علت که نمی‌توان به وسیله‌ی منابع گرما آن‌ها را تغییر داد و همچنین در مقایسه با سایر عناصر خاکی مانند آهنک و منیزیا (اکسید منیزیم) نسبتاً کمیاب‌تر بودند. این عناصر از نظر فراوانی در پوسته‌ی زمین کمیاب نیستند بلکه کانسارهای متمرکز و اقتصادی آن‌ها اندک است. سریوم که فراوان‌ترین عنصر نادر خاکی در زمین است، نسبت به مس یا سرب از فراوانی بیشتری در پوسته زمین برخوردار است. به جز پرومتیوم، فراوانی همه‌ی عناصر کمیاب در پوسته‌ی زمین، از طلا، نقره و پلاتین بیش‌تر است (Lide, 2004).

بسیاری از ذخایر قابل توجه عناصر کمیاب جهان در کربناتیت‌ها، که سنگ‌های آذرین کربناته هستند وجود دارند. این عناصر همچنین ارتباط ژنتیکی قوی‌ای با ماگماتیسیم آلکالن (قلیایی) دارند. ذخایر اقتصادی یا بالقوه اقتصادی این عناصر غالباً در کربناتیت‌ها، سیستم‌های آذرین پرآلکالن، توده‌های مگنتیت-هماتیت ماگمایی، کانسارهای آهن اکسیدی-مس-طلا (IOCG)، انباشتگی‌های موناژیت-زنوتايم در گنایس‌های مافییک، رس‌های لاتریتی گسترش یافته در بالای توده‌های گرانیتی فرسوده و کانسارهای پلاسی دارای موناژیت-زنوتايم یافت می‌شوند (USGS, 2017).

سازمان زمین‌شناسی آمریکا در سال ۲۰۱۲، ذخایر معدنی اکسیدهای عناصر کمیاب در جهان را حدود ۱۱۴ میلیون تن گزارش کرد که چین ۴۸/۳٪ و ایالات متحده ۱۱/۴٪ از آن‌ها را در اختیار دارد که در جدول شماره ۱ نشان داده شده است (Baldi et al, 2013).

ذخایر معدن بایان اوپو<sup>۳</sup> که بزرگ‌ترین کانسار عناصر نادر خاکی در دنیا است و در ایالت مغولستان داخلی در چین قرار دارد، از جمله ذخایر و منابع مهم عناصر نادر خاکی در دنیا است که در سال ۲۰۱۹، ۴۵٪ از تولیدات جهانی عناصر کمیاب جهان متعلق به این معدن بوده است (Li et al, 2015).

<sup>1</sup> Light rare earth elements

<sup>2</sup> Heavy rare earth elements

<sup>3</sup> Bayan obo

ایالات متحده از دهه‌ی ۱۹۴۰ تا اواسط دهه‌ی ۱۹۸۰، بزرگ‌ترین تولیدکننده‌ی عناصر کمیاب در جهان بود. ذخایر ماونتن پَس<sup>۱</sup> در جنوب کالیفرنیا از جمله ذخایر مهم عناصر کمیاب در دنیا محسوب می‌شوند که استخراج آن‌ها از سال ۲۰۰۲ متوقف گردید و در چند سال اخیر مجدداً از سر گرفته شد (Baldi et al, 2013). برخی از کشورهای حائز اهمیت در حوزه تولید عناصر نادر خاکی در جدول ۱ نمایش داده شده‌اند.

در سالهای اخیر در ایران نیز در راستای استحصال این عناصر از باطله‌های کارخانه‌ی فرآوری آهن بطور مثال کانسارهای مگنتیت-آپاتیت چغارت، چادرملو و اسفوردی و کانسارهای آهن فسفردار در ایران مرکزی و همچنین لاریت‌ها، پلاسرها، زغال‌سنگ و خاکسترهای زغالی، کانسارهای بوکسیتی مطالعاتی صورت پذیرفته است (عالی، ۱۳۹۷).

طبق تحقیقات غالب عناصر خاکی موجود در ایران از نوع سبک می‌باشند و حجم تخمینی آن‌ها (تا قبل از سال ۱۳۹۵) حدود سیصد هزار تن بوده که با شناسایی ذخایر جدید به یک میلیون و دویست هزار تن افزایش یافته است و مطابق بررسی‌ها، منطقه‌ی گزستان در شرق بافق استان یزد، از ذخیره‌ی مناسبی از عناصر نادر خاکی برخوردار است (هاشمی و همکاران، ۱۳۹۶). گزارش جامعی از میزان ذخایر عناصر نادر خاکی کشور منتشر نشده است، اما باتوجه به پتانسیل زمین‌شناسی ایران، لازم است کل پهنه ایران در خصوص پتانسیل عناصر نادر خاکی مورد ارزیابی قرار گیرد.

جدول ۱- میزان ذخایر و تولیدات عناصر نادر خاکی جهان در سال ۲۰۱۲ (USGS, 2012)

| کشور                  | میزان ذخایر (قابل استخراج از نظر اقتصادی) |        | میزان تولید |        |
|-----------------------|---|--------|-------------|--------|
|                       | تناژ                                      | درصد   | تناژ        | درصد   |
| ایالات متحده آمریکا   | ۱۳,۰۰۰,۰۰۰                                | ۱۱/۴۰  | -           | ۰/۰۰   |
| استرالیا              | ۱,۶۰۰,۰۰۰                                 | ۱/۴۰   | -           | ۰/۰۰   |
| برزیل                 | ۴۸,۰۰۰                                    | ۰/۰۰   | ۵۵۰         | ۰/۴۰   |
| چین                   | ۵۵,۰۰۰,۰۰۰                                | ۴۸/۳۰  | ۱۳۰,۰۰۰     | ۹۷/۳۰  |
| کشورهای مشترک المنافع | ۱۹,۰۰۰,۰۰۰                                | ۱۶/۷۰  | -           | -      |
| هند                   | ۳,۱۰۰,۰۰۰                                 | ۲/۷۰   | ۳۰۰۰        | ۲/۲۰   |
| مالزی                 | ۳۰,۰۰۰                                    | ۰/۰۰   | ۳۰          | ۰/۰۰   |
| سایر کشورها           | ۲۲,۰۰۰,۰۰۰                                | ۱۹/۳۰  | -           | -      |
| کل جهان (گرد شده)     | ۱۱۳,۷۷۸,۰۰۰                               | ۱۰۰/۰۰ | ۱۳۳,۵۸۰     | ۱۰۰/۰۰ |

از عناصر نادر خاکی، به‌منظور استفاده از خواص فیزیکی و شیمیایی ویژه‌ی آن‌ها در صنایع مختلف بهره‌گیری می‌شود. گران‌ترین و کمیاب‌ترین گونه‌های این گروه از هولمیوم (Ho) تا لوتیتیوم (Lu) به‌صورت بسیار محدود و فقط در صنایع تخصصی و با فناوری‌های بالا استفاده می‌شود (Goonan, 2011). صنعت شیشه، اولین مصرف‌کننده‌ی این مواد است که عمدتاً به‌منظور ایجاد خواص نوری ویژه، جلادهی و پرداخت در آن استفاده می‌شود. به‌عنوان مثال از لانتانیوم (La) به‌طور گسترده در ساخت لنز دوربین، لوتیتیوم (Lu) در لیتوگرافی غوطه‌وری (که یک فناوری در حوزه نانو بوده که نیاز به ضریب شکست بالا دارد) و از یورپوم (Eu) به‌عنوان ماده‌ی ناخالصی‌ساز<sup>۲</sup> رایج در ساخت فیبرهای نوری استفاده می‌شود (USGS, 2017). از کاربردهای دیگر این عناصر ارزشمند می‌توان به ساخت کاتالیزورهای مبتنی بر لانتانیوم (La) اشاره نمود که در صنعت پالایش نفت استفاده شده و به پالایشگاه‌ها این امکان را می‌دهد تا به ازای هر بشکه نفت فرآوری شده، محصول بیش‌تری به‌دست آورند که این خود کمک شایانی به کاهش خطرات زیست‌محیطی ناشی از انتشار CO<sub>2</sub> در محیط می‌کند (USGS, 2017).

سریوم (Ce)، لانتانیوم (La) و پرازئودیمیوم (Pr) که معمولاً به‌شکل یک ترکیب اکسیدی معروف به میش‌متال هستند در صنعت فولاد برای حذف ناخالصی‌ها و تولید آلیاژهای فولادی ویژه به‌کاربرده می‌شوند. بسیاری از عناصر کمیاب به ویژه ایتربیوم (Y)، سریوم (Ce)، لانتانیوم (La)، یورپوم (Eu) و تربیوم (Tb) به‌صورت جداگانه یا ترکیبی برای تولید فسفر در ساخت بسیاری از انواع لوله‌های پرتوی کاتدی، صفحه نمایش‌های مسطح و دیودهای نوری استفاده می‌شوند. فسفرهای گادولینیوم (Gd) در تصویربرداری اشعه‌ی X و کاربردهای مختلف پزشکی مانند تصویربرداری رزونانس مغناطیسی (MRI) استفاده

<sup>1</sup> Mountain pass

<sup>2</sup> Dopant

می‌شوند. از عناصر کمیاب همچنین در ساخت کریستال‌های لیزر، تجهیزات ماکروویو، میله‌های کنترل در راکتورهای هسته‌ای، نانوفیلترها، حافظه‌ها و ذخیره-سازها، خنک‌کننده‌های سرمایشی، رانشگر هواپیماها استفاده می‌شود. از آهنرباهای دائمی که در ساخت آن‌ها از این عناصر استفاده می‌شود در کاربردهای سنگین مانند تولید موتور اتومبیل‌های هیبریدی، توربین‌های بادی و فیلم‌های نازک به کار رفته در سلول‌های فتوولتائیک (PV) خورشیدی مورد استفاده قرار می‌گیرند که دیسپروزیوم (Dy) نقش ویژه‌ای در ساخت این آهنرباها ایفا می‌کند، چرا که باعث بهبود عملکرد آهنربا در دمای بالا و افزایش مقاومت آن در برابر مغناطیس‌زدایی می‌شود (USGS, 2017).

همچنین مطالعات انجام شده حاکی از آن است که اعمال میدان مغناطیسی خارجی ایجادشده توسط صفحات آهنربای نئودیمیم (Nd) به سلول‌های خورشیدی سیلیکونی تک کریستالی، تاثیر مثبتی بر پارامترهای الکتریکی دارد و آزمایشات تجربی نشان داد اعمال یک میدان مغناطیسی با شدت ۶۰-۲۶۰ mT می‌تواند جریان، ولتاژ و توان سلول را به ترتیب تا ۱۲/۲۰، ۷/۱۲ و ۲۳/۶۰ درصد افزایش دهد (Panmuang et al, 2020).

### ۳- انرژی‌های تجدیدپذیر پایه توسعه‌ی پایدار

انرژی تجدیدپذیر عبارت است از انرژی حاصل از منابع تجدیدپذیر که انرژی خورشیدی، باد، بیومس، زمین‌گرایی و انرژی برق آبی را شامل می‌شود که نه تنها به دلیل عدم تولید آلاینده و مخرب محیط‌زیست، مزایای زیست‌محیطی دارد، بلکه از مزایای استراتژیکی مانند قطع وابستگی به سایر کشورها و قابلیت تولید در مقیاس منطقه‌ای و محلی که منجر به ارتقای سطح جوامع کوچک و رشد و توسعه‌ی فناوری‌های پایدار می‌شود، برخوردار است (احمدی، ۱۳۸۲). توسعه‌ی سیستم‌های انرژی تجدیدپذیر، پیامدهای مهمی از قبیل گسترش منابع انرژی قابل اعتماد و سوخت ارگانیک مقرون به صرفه، حل چالش‌های مرتبط با انرژی و منابع آب، افزایش استاندارد زندگی و سطح اشتغال جمعیت بومی، تضمین توسعه‌ی پایدار مناطق دوردست در نواحی بیابانی و کوهستانی و الزام کشورها به اجرای تعهدات بین‌المللی درخصوص توافق نامه‌های زیست‌محیطی می‌شود (Zakhidov, 2004).

توسعه‌ی انرژی‌های تجدیدپذیر در مناطق روستایی، سبب ایجاد فرصت‌های شغلی و در نتیجه کاهش مهاجرت به شهرها می‌گردد و از طریق تاثیری که بر توسعه‌ی انسانی و بهره‌وری اقتصادی می‌گذارد، رابطه‌ی مستقیمی با توسعه‌ی پایدار دارد و فرصت‌هایی را در حوزه‌ی امنیت انرژی، توسعه‌ی اقتصادی و اجتماعی و کاهش آسیب‌های زیست‌محیطی خلق می‌کند (کاظمی فرد و همکاران، ۱۳۹۶).

باتوجه به اینکه رشد اقتصادی و مصرف انرژی دو پارامتر وابسته به یکدیگر می‌باشند، دسترسی به یک منبع انرژی پایدار برای دولت‌ها بسیار حائز اهمیت است. لذا منابع انرژی تجدیدپذیر به دلیل کاهش میزان واردات و وابستگی انرژی و قابلیت دسترسی بیش‌تر در سراسر جهان نسبت به سوخت‌های فسیلی، آسیب‌پذیری اقتصاد را در برابر نوسانات قیمت کاهش داده و سطح تامین امنیت در حوزه‌ی انرژی را افزایش می‌دهند که این امر، توسعه‌ی اقتصادی و اجتماعی را نیز در پی خواهد داشت (Larsen et al, 2009).

مطالعاتی که در سال ۲۰۰۸ در حوزه‌ی صنعت انرژی‌های تجدیدپذیر صورت گرفت، نشان داد که ۲/۳ میلیون شغل از مشاغل جهان، مرتبط با فناوری‌های انرژی‌های تجدیدپذیر است که علاوه بر توسعه‌ی اشتغال، افزایش سطح بهداشت و امنیت محیط‌زیست را نیز به دنبال دارد (Edenhofer et al, 2011). از سوی دیگر، منابع انرژی تجدیدپذیر سبب کاهش تولید گازهای گلخانه‌ای در فرآیند تولید انرژی می‌شوند که این امر از گرم شدن زمین، تغییرات اقلیمی و به تبع آن افزایش سیلاب‌ها و خشکسالی و گسترش بیماری و سوء تغذیه‌ی ناشی از آن جلوگیری کرده و مشکلات بهداشتی و زیست‌محیطی را تا حد زیادی کاهش می‌دهد (کاظمی فرد و همکاران، ۱۳۹۶).

### ۴- عناصر نادر خاکی و نقش راهبردی آنها در انرژی‌های تجدیدپذیر

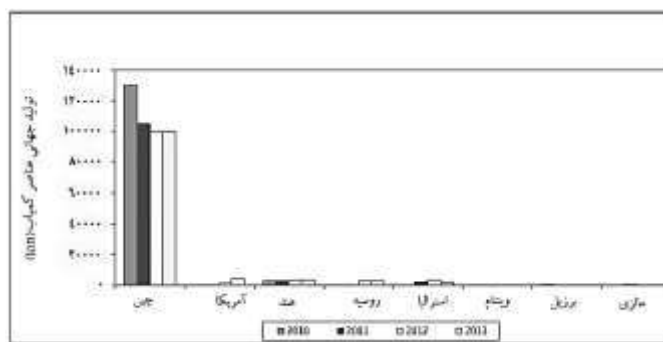
سیاست‌های اقتصادی حمایت‌کننده از انرژی‌های تجدیدپذیر، همراه با افزایش سرمایه‌گذاری، مسبب جلب توجهات به سمت بازار مواد اولیه‌ی مورد استفاده در صنعت انرژی‌های پاک شده است. طبق مطالعات صورت گرفته در سال ۲۰۱۰، سازمان همکاری اقتصادی و توسعه (OECD)<sup>۱</sup>، بازار مواد اولیه‌ی ورودی را ۲۷ میلیارد دلار برای انرژی‌های تجدیدپذیر (بدون احتساب انرژی برق آبی) و ۲۰ میلیارد دلار برای سوخت‌های زیستی تخمین زد (Baldi et al, 2013).

<sup>۱</sup>Organization for Economic Co-operation and Development

در میان مواد اولیه‌های مختلف که در فناوری‌های کم‌کربن استفاده می‌شوند، عناصر کمیاب؛ حیاتی‌ترین آن‌ها هستند زیرا نقش کلیدی در صنایع انرژی‌های پاک دارند. ۱۷ عنصر نادر خاکی وجود دارد که از میان آن‌ها نئودیمیوم (Nd) و دیسپروزیوم (Dy) بیش‌ترین استفاده را در صنعت انرژی‌های پاک دارند. خواص مغناطیسی این دو عنصر، آن‌ها را برای تولید نسل جدیدی از آهنربای دائمی که در ساخت توربین‌های بادی و وسایل نقلیه‌ی هیبریدی کاربرد دارند، غیر قابل جایگزین می‌کند (Baldi et al, 2013).

طبق طبقه‌بندی عناصر کمیاب توسط (DOE, 2010 & 2011)، با توجه به ریسک عرضه و اهمیت انرژی‌های پاک، دیسپروزیوم و نئودیمیوم هم در دوره‌ی کوتاه‌مدت (بازه‌ی ۵ ساله) و هم در دوره‌ی بلندمدت (بازه‌ی ۵-۱۵ ساله) در سطوح بالایی از اهمیت قرار می‌گیرند. نقش عناصر کمیاب در آینده‌ی اقتصاد کم‌کربن، می‌تواند منجر به افزایش نامتناسب در تقاضای آن‌ها شود. در ۲۵ سال آینده ممکن است تقاضا برای نئودیمیوم و دیسپروزیوم به ترتیب تا ۷۰۰٪ و ۲۶۰۰٪ افزایش یابد (Alonso et al, 2012).

لذا با توجه به رشد صنایع انرژی پاک، تقاضا برای عناصر کمیاب افزایش چشمگیری را تجربه خواهد کرد. با این حال رویدادهای ژئوپلیتیکی منفی می‌تواند این صنعت را تحت تاثیر قرار داده و رشد آن را تهدید کند. چین، بزرگ‌ترین تولیدکننده‌ی عناصر کمیاب در جهان است و تقریباً ۹۷ درصد از عناصر کمیاب جهان از معادن چین تامین می‌شوند. این کشور در چند سال اخیر به دلیل مسائل زیست‌محیطی مرتبط با فعالیت‌های معدنی و نگرانی‌ها در مورد تقاضای داخلی، محدودیت‌هایی را در این حوزه اعمال کرده و صادرات عناصر کمیاب را کاهش داده است. شکل ۲ کشورهای تولیدکننده‌ی عناصر خاکی و میزان عرضه‌ی جهانی آن‌ها را در مقایسه با چین از سال ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۳ نشان می‌دهد (Baldi et al, 2013).



شکل ۲- میزان تولیدات جهانی کشورهای تولیدکننده‌ی عناصر کمیاب در مقایسه با چین (USGS, 2014).

تشدید نگرانی در مورد در دسترس بودن عناصر کمیاب، کشورهایی مانند ژاپن، ایالات متحده و اتحادیه‌ی اروپا که از واردکنندگان اصلی عناصر کمیاب هستند را بر آن داشت تا سیاست‌هایی را در زمینه‌ی کاهش وابستگی به چین اتخاذ نمایند و با توجه به منافع مشترکی که این کشورها در همکاری با یکدیگر دارند، در سال ۲۰۱۱ همکاری مشترک سه جانبه‌ای را در زمینه‌ی مواد خام حیاتی آغاز نمودند. در این چارچوب، آن‌ها در آخرین کنفرانس خود، بر وابستگی خود به واردات عناصر کمیابی که در صنایع انرژی‌های پاک، حمل و نقل و ارتباطات ضروری هستند تاکید نموده و برای کاهش خطر این وابستگی، بر نقش کلیدی توسعه‌ی فناوری در این حوزه از جمله به کارگیری روش‌های استخراجی نوین، جایگزینی، تولید پیشرفته، استفاده‌ی موثرتر از منابع و بازیافت تاکید نمودند. در حقیقت کشورهای صنعتی مورد اشاره جهت پیشگیری از شوک‌های ناشی از کمبود عناصر کمیاب بر آینده اقتصاد خود، راهبردهایی را تدوین نمودند که شامل رویکردهای فناورانه، توسعه‌ای و بازیافت بودند. به عبارت دیگر این کشورها دریافتند که جهت دستیابی به انرژی پایدار و پاک و سپس اقتصاد کم‌کربن و در نهایت توسعه پایدار، تامین منابع عناصر نادر خاکی و کمیاب بسیار حائز اهمیت می‌باشد.

## ۵- نتیجه گیری

با توجه به آلودگی‌های زیست‌محیطی حاصل از منابع انرژی تجدیدناپذیر و محدودیت‌ها در استفاده از این منابع، می‌توان گفت استفاده از انرژی‌های تجدیدپذیر پیش‌نیاز دستیابی به توسعه‌ی پایدار در یک کشور است. با توجه به وابستگی بخش انرژی ایران به منابع تجدیدناپذیر (نفت و گاز)، جهت دستیابی به برنامه‌های توسعه‌ای کشور و تامین نیاز روزافزون انرژی صنایع، در اسناد بالادستی در استفاده از انرژی‌های تجدیدپذیر در صنایع مختلف کشور تاکید صورت

گرفته است (مانند برنامه ششم توسعه). اما جهت دستیابی به این اهداف، ایجاد زیرساخت‌های لازم جهت تولید تجهیزات و فناوری‌های مورد نیاز و بومی‌سازی آن‌ها از اهمیت فراوانی برخوردار است. چراکه باتوجه به تحریم‌های مختلف، با تکیه بر واردات نمی‌توان به توسعه انرژی‌های تجدیدپذیر و در نتیجه توسعه پایدار امید داشت. در این بین عناصر نادر خاکی از جمله مواد راهبردی در تولید فناوری‌های مرتبط با انرژی‌های سبز می‌باشند. باتوجه به حرکت کشورها به سمت انرژی‌های پاک و وابستگی عمیق فناوری‌های سطح بالا به عناصر نادر خاکی و با مدنظر قراردادن چالش‌های جهانی که در زمینه‌ی عرضه و تامین این عناصر وجود دارد، در صورت دستیابی کشور به این عناصر، ضمن تامین نیاز داخلی جهت پیشبرد برنامه‌های بلند مدت توسعه‌ی کشور و دستیابی به توسعه‌ی پایدار، با صادر کردن این عناصر راهبردی به صورت برنامه‌ریزی شده، می‌توان به درآمدزایی، تقویت نقش ژئوپلیتیکی کشور در جهان و همچنین کاهش وابستگی به نفت و افزایش تاب‌آوری اقتصاد در برابر تحریم‌ها کمک شایانی نمود. لذا تدوین قوانین و سیاست‌های مناسب جهت اکتشاف، استخراج و استحصال عناصر نادر خاکی باید بیش از پیش مورد توجه سیاست‌گذاران کلان کشور قرار گیرد. در این بین ارائه مشوق‌هایی به شرکت‌های اکتشافی جهت سرمایه‌گذاری در اکتشاف این عناصر بسیار می‌تواند مفید واقع شود. ایجاد کارگروه‌های تخصصی در حوزه‌ی عناصر نادر خاکی در نهادهای حاکمیتی مرتبط (مانند وزارت صمت) به منظور ریل‌گذاری و پایش وضعیت موجود و برنامه‌ریزی جهت دستیابی به زنجیره تامین عناصر نادر خاکی مورد نیاز صنایع داخلی از دیگر اقدامات مناسب در این حوزه می‌باشند. باتوجه به دانش فنی سطح بالا در فراوری و استحصال عناصر نادر خاکی، حمایت ویژه از شرکت‌های دانش‌بنیان و یا پژوهشگران فعال در این زمینه می‌تواند یک محرک مناسب در بهره‌مندی از عناصر نادر خاکی باتوجه به پتانسیل غنی زمین‌شناسی کشور باشد.

## ۶- مراجع

- احمدی، ف.، ۱۳۸۲. معماری پایدار. فصلنامه‌ی معماری و شهرسازی آبادی، سال سیزدهم، شماره ۴۲-۴۱.
- پوراصغر سنگاچین، ف.، صالحی، الف.، دیناروندی، م.، ۱۳۹۲. مقایسه‌ی روش‌های سنجش توسعه‌ی پایدار منطقه‌ای با استفاده از شاخص‌های ترکیبی. پژوهش‌های ترکیبی محیط زیست، سال چهارم، شماره ۷.
- پورمیرزایی، ر.، ۱۳۹۶. بررسی نقش صنعت معدنکاری و منابع معدنی در توسعه‌ی پایدار کشور. نشریه‌ی مهندسی منابع معدنی، شماره ۳.
- خلج، ط.، کریمی، س.، ۱۳۹۴. بکارگیری انرژی‌های تجدیدپذیر و توسعه پایدار و تاثیرات آن در معماری پایدار. کنفرانس بین‌المللی پژوهش‌های نوین در عمران، معماری و شهرسازی.
- دهشیری، م.، ۱۳۹۳. جهانی شدن و توسعه‌ی پایدار. فصل‌نامه‌ی آموزش محیط‌زیست و توسعه‌ی پایدار، سال چهارم، شماره ۲.
- عالی، ع.، ۱۳۹۷. مروری بر کانی‌سازی‌های عناصر نادر خاکی در ایران. دهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران.
- کاظمی فرد، ش.، ناجی، ل.، افشارطرامی، ف.، ۱۳۹۶. مروری بر نقش منابع انرژی تجدیدپذیر در توسعه پایدار. فصل‌نامه‌ی علمی-ترویجی انرژی‌های تجدیدپذیر و نو. سال چهارم، شماره ۱.
- مهرآرا، الف.، مدانلو جویباری، س.، زارع زیدی، ع.، ۱۳۹۶. بررسی نقش حفاظت از محیط زیست در توسعه‌ی پایدار. سال سوم، شماره ۱۰.
- هاشمی، م.، زمانی بختیاروند، م.، دانشجو، م.، ۱۳۹۶. بررسی ذخایر عناصر نادر خاکی (REE) در ایران. نهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی ایران.

Alonso, E., Sherman, A., Wallington, T., Everson, M., Field, F., Roth, R and Kirchain, R., 2012. Evaluating rare earth element availability: a case with revolutionary demand from clean technologies. Environ.Sci.Technol.46 (No.6), 3406-3414.



Baldi, L., Massimo, P and Daniela, V., 2013. Clean energy industries and rare earth materials: Economic and financial issues. *Energy policy* 66(2014) 53-61.

Charlampides, G., valatis, K., Apostoplos, B and Ploutarch-Nicolas, B., 2015. Rare Earth Elements: Industrial Applications and Economic Dependency of Europe. *Procedia Economics and Finance* 24 (2015) 126-135.

DOE, 2010. Critical Materials Strategy. U.S. Department of Energy.

Edenhofer, O., Pichs-Madruga, R., Sokona, Y., Seyboth, K., Matschoss, P., Kadner, S and Von Stechow, C., 2011. *Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation*. Cambridge University Press, Cambridge.

Goonan, T, G., 2011. Rare earth elements—End use and recyclability: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2011–5094, 15 p.

Jaireth, S., D.M.H and Mieztis, Y., 2014. Geological setting and resources of the major rare-earth-element deposits in Australia, *Ore Geology Reviews*.

Larsen, H.H., Kristensen, N.B., Sønderberg Petersen, L., Kristensen, H.O.H., Pedersen, A.S., Jensen, T.C and Schramm, J., 2009. How do we convert the transport sector to renewable energy and improve the sector's interplay with the energy system?, Background paper for the workshop on transport-renewable energy in the transport sector and planning, Technical University of Denmark, Denmark.

Lide, D.R., 2004. *CRC handbook of chemistry and physics* (85th ed.): Boca Raton, Fla., CRC Press, 2,712 p.

Li, K., Liang, T., Wang, L and Yang, Z., 2015. Contamination and health risk assessment of heavy metals in road dust in Bayan Obo Mining Region in Inner Mongolia, North China, *Journal of Geographical Sciences*.

Panmuang, P., Photong, C., 2020. Effects of intensity of magnetic field generated by neodymium permanent magnet sheets on electrical characteristics of monocrystalline silicon solar cell, *Indonesian Journal of Electrical Engineering and Computer Science* Vol. 21, No. 1.

Ting, M.H., 2010. New spice wars: China, Japan, the US compete for rare metal, *Global Asia* 5 (2), 58–59.

USGS (U.S. Geological Survey), 2017. Rare-Earth Elements, Critical Mineral Resources of the United States—Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply.

USGS (U.S. Geological Survey), 2014. Mineral Commodity Summaries, pp. 129-130.

USGS (U.S. Geological Survey), 2012. Mineral Commodity Summaries 2012, 129 p.

WCED (World Commission on Environment and Development), 1987. *Our Common Future*, Oxford University Press, Oxford, New York.

Zakhidov, RA., 2004. Central Asian countries energy system and role of renewable energy sources, *Applied Solar Energy*, vol. 44(3), pp.218–23.



## امکان سنجی استفاده از دیاتومیت به عنوان فیلتر در کاهش آلاینده‌گی شیرابه مرکز دفن زباله تبریز

سیدغفور علوی<sup>۱</sup>، محسن موید<sup>۲</sup>، امیرمحمد عبدالنژاد<sup>۳</sup>، حانیه جوادپور\*

۱. استادیار، زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

ghafour\_alavi@tabrizu.ac.ir

۲. استاد، پترولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

moayyed@tabrizu.ac.ir

۳. استادراهنما، زمین شناسی زیست محیطی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

Takan.filteraid@gmail.com

\* کارشناسی ارشد زمین شناسی زیست محیطی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

Haniyeh.javadpour@gmail.com

### چکیده

امروزه یکی از بزرگ‌ترین معضلات زیست محیطی، تولید زباله‌های جامد شهری و تجمع آن‌ها می‌باشد. علاوه بر این شیرابه‌ی زباله‌های شهری به‌عنوان یک منبع اصلی برای آلودگی خاک و آب‌های زیرزمینی تلقی می‌گردد و آلاینده‌های موجود در شیرابه‌ی زباله‌های شهری می‌توانند باعث ایجاد مشکلات زیست محیطی گردند. فرایندهای فیزیکی و شیمیایی و بیولوژیکی مختلفی برای درمان شیرابه زباله وجود دارد. هدف از این پژوهش استفاده از فرآیند جذب و انعقاد برای شیرابه‌ی جمع‌آوری شده از زباله‌های جامد شهر تبریز می‌باشد. در این مطالعه ارزیابی دیاتومیت کلسینه به‌عنوان جاذب کم‌هزینه برای از بین بردن آلاینده در شرایط (مقدار دیاتومیت، زمان تماس و دما) ارائه می‌دهد. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد دوز مؤثر جاذب بهینه ۱۰ درصد وزن شیرابه بوده و حداکثر حذف COD با استفاده از جاذب بازمان ۶۰ دقیقه و دمای محیط می‌باشد. برای افزایش راندمان حذف از پرکاربردترین روش درمان فرآیند انعقاد با استفاده از آلومینیوم سولفات در نظر گرفته شد به‌طور کلی pH بهینه ۹ و دوز منعقد کننده ۴ گرم با موفقیت COD به ۱۷۹۰ و BOD به ۴۰ میلی گرم بر لیتر کاهش پیدا کرده است. راندمان کلی حذف COD با استفاده از آلومینیوم سولفات و دیاتومیت کلسینه به‌دست آمده نشان داد که فرآیند انعقاد و جذب ترکیبی می‌تواند به‌طور مؤثر برای شیرابه استفاده شود. قدرت جذب بالا در زمان و با هزینه پایین نشان‌دهنده کارایی و توان استفاده از دیاتومیت کلسینه با منبع استانی در حذف آلاینده باشد.

**کلمات کلیدی:** زباله؛ شیرابه؛ جاذب؛ انعقاد؛ دیاتومیت کلسینه

### Abstract

One of the biggest environmental problems is the production of urban solid waste and its collection. In addition, urban waste leachate is considered as a main source of soil and groundwater pollution, and pollutants in urban waste leachate can cause environmental problems. There

are various physical, chemical and biological processes for waste leachate treatment. The purpose of this research is to use the absorption and coagulation process for the leachate collected from the solid waste of Tabriz city. This study presents the evaluation of calcined diatomite as a low-cost adsorbent for pollutant removal under conditions (diatomite amount, contact time, and temperature). The obtained results show that the effective dose of the optimal adsorbent is 10% of the leachate weight and the maximum removal of COD using the adsorbent is 60 minutes at ambient temperature. In order to increase the removal efficiency, the coagulation process using aluminum sulfate was considered as the most widely used treatment method. In general, the optimum pH of 9 and coagulant dose of 4 grams have successfully reduced COD to 1790 and BOD to 40 mg/liter. The overall COD removal efficiency obtained using aluminum sulfate and calcined diatomite showed that the combined coagulation and adsorption process can be effectively used for leachate. High absorption power in time and at low cost indicates the efficiency and power of using calcined diatomite with a provincial source in pollutant removal.

**Key words:** Garbage; Leachate; absorbent; coagulation; Calcined diatomite

## ۱- مقدمه

پساب مواد آلی و معدنی محلول یا معلق و ترکیبات موجود در زباله‌های انباشته‌شده بر روی هم به‌مرور با یکدیگر واکنش‌های شیمیایی و بیولوژیکی انجام داده و منجر به تولید مایع قهوه‌ای‌رنگ می‌شود که شیرابه گفته می‌شود که علاوه بر آب زباله‌ها، ورود آب باران و آب حاصل از واکنش‌های بیولوژیکی در زباله‌ها در تشکیل شیرابه مؤثر بوده (Zgajnar Gotvajn et al., 2009) که دارای حجم زیادی از مواد آلی (مانند مواد الکل‌ها)، ترکیبات غیر آلی (مانند فلزات و نیتروژن آمونیومی) و انواع میکروب‌ها، قارچ‌ها و باکتری‌ها را دارا می‌باشند. وجود فلزات سنگین در شیرابه از مهم‌ترین خطرات می‌باشد (Kurniawan et al., 2006). این فلزات از طریق فرآیندهای شیمیایی یا زیستی مانند آلاینده‌های آلی در طبیعت تجزیه نمی‌شوند (yangin et al., 2002). نفوذ این فلزات به منابع آب‌های آشامیدنی باعث آلودگی جدی این منابع شده و استفاده‌ی انسان‌ها و سایر موجودات از این آب‌های آلوده می‌تواند سبب تجمع تدریجی فلزات آلاینده در بافت‌های چربی، ذخیره سرب (در استخوان‌بندی)، کادمیم (در کلیه‌ها و کبد)، جیوه (در سلول‌های عصبی) و ایجاد انواع بیماری‌های سرطان‌زا گردد (عمرانی، ۱۳۷۷).

آثار زیست‌محیطی ناشی از ورود شیرابه به آب‌های سطحی شامل: افزایش کربن آلی محلول و مواد مغذی و در نتیجه کاهش اکسیژن در بستر آلی، تجمع آهن (III) در بدن آبزیان، بالا رفتن سمیت ناشی از آهن (II)، کاهش کیفیت آبی ناشی از بالا رفتن آمونیاک. آمونیاک موجود در شیرابه طی فرآیند نیتریفیکاسیون به نیتريت و نیتريت تبدیل می‌شود. با افزایش غلظت نیتريت و فسفات در شیرابه و اختلاط آن با آب‌های سطحی باعث بروز پدیده تغذیه گرای می‌گردد. مواد شیمیایی نظیر آمونیاک، نیتريت و نیتريت موجود در شیرابه‌ی زباله به آسانی می‌توانند با آلوده کردن خاک و آب‌های زیرزمینی موجب ایجاد بیماری‌های گوناگونی از قبیل کیست هیداتید، بروز گه‌گاه وبا و انواع بیماری‌های پوستی هم‌چون لیشمانیوز گردد (عمرانی، ۱۳۷۷).

کیفیت شیرابه به سن مکان محل دفن زباله و تجزیه‌ی بیولوژیکی مواد زائد بستگی دارد. فاکتورهای اصلی برای معین کردن میزان آلاینده‌گی شیرابه محل دفن پسماند شهری شامل: COD (اکسیژن خواهی شیمیایی)، BOD (اکسیژن خواهی بیولوژیکی)، TDS (مواد جامد محلول)، TSS (مواد جامد معلق)، آمونیوم، فلزات سنگین، ترکیبات آلی خطرناک و نمک‌ها می‌باشند (کاظمی و دوستان، ۱۳۹۱).

گزینه‌های مختلف زیادی جهت تصفیه شیرابه از جمله روش‌های پیچیده و گران‌قیمت مانند فرآیندهای فیزیکوشیمیایی تا بیولوژیکی برای تصفیه مواد آلی و معدنی وجود دارد. ولی هریک از فرآیندها محدودیت‌هایی از لحاظ فنی و اقتصادی دارند. ولی همچنان نیاز به روشی جایگزین برای نتیجه بهتر و استفاده آسان‌تر به چشم می‌خورد. روش جذب، بالاخص با استفاده از جاذب‌های ارزان‌قیمت با کارایی بالا که به‌سادگی قابل اجرا بوده و از لحاظ اقتصادی مقرون‌به‌صرفه است (Chiban et al., 2011). کربن فعال یکی از جاذب‌های پرکاربرد در این زمینه می‌باشد اما به دلیل بالا بودن هزینه برای مراحل فعال‌سازی و کم بودن قابلیت احیاء کاربرد این ماده را در مقیاس‌های بزرگ محدود کرده است (Dae and young., 2005). سال‌های اخیر تمایل به استفاده از جاذب‌های ارزان‌قیمت برای حذف آلاینده‌ها به‌طور چشمگیری افزایش یافته است، جاذب‌هایی که به فراوانی یافت شده و در دسترس بوده و هزینه آماده‌سازی آن پایین می‌باشد (Babel and kurniawan., 2003)؛ همچنین روش منعقد کننده در تصفیه‌ی آب و فاضلاب بسیار رایج بوده و استفاده از این مواد روبه افزایش است که دلیل این امر، سادگی، هزینه کم و عمده‌تاکارایی بالای این مواد در حذف خوب و آسان کدورت، مواد معلق و فلزات از محلول آبی و آماده‌سازی و

پردازش جهت تصفیه در مراحل بعدی می‌باشد (Amokrane et al., 1997; Renoua et al., 2008; Wang et al., 2002)؛ بنابراین ترکیب این دو فرآیند ممکن است یک فناوری نویدبخش برای پیش تصفیه شیرابه باشد.

دیاتومیت که به‌عنوان خاک دیاتومه هم شناخته می‌شود یک رسوب نرم طبیعی با منشأ زیستی و متخلخل، سازگار با محیط‌زیست است که اساساً حاوی سیلیکای هیدراته و آمورف، مشابه اوپال یعنی به‌صورت  $(\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$  می‌باشد، اما بخشی از آن حاوی آلومینا (آلومینیوم اکسید) است (Hosaam., 2010). دیاتومیت معمولاً از بقایای فسیلی موجودات آبی به نام دیاتومه (جلبک تک‌سلولی دریایی پوسته سخت) تشکیل می‌گردد. دیاتومیت دارای ویژگی‌های فیزیکی شیمیایی مناسبی نظیر فضاهای خالی (۹۰ تا ۸۰ درصد)، اندازه کوچک ذرات، مساحت سطح ویژه مناسب (۱۶ تا ۷۰ مترمربع بر گرم) و ظرفیت جذب قابل قبول از آلاینده‌ها می‌باشد (Vassileva et al., 2013). چگالی دیاتومیت‌ها بین ۲۴۰ تا ۶۴۰ کیلوگرم بر مترمکعب است. ولی نمونه‌های پودر شده و فرآوری شده آن پس از کلسیناسیون چگالی بین ۸۰ تا ۲۵۰ کیلوگرم بر مترمکعب دارند. مهم‌ترین ویژگی دیاتومیت مربوط به ساختار فیزیکی آن که دارای ذرات ریز با الگوی مرتب از حفرات بسیار کوچک است. وجود سیلیکا در دیاتومیت باعث ساختار منحصربه‌فرد، پایداری، استحکام و مقاومت مناسب در برابر سایش شده است. به دلیل این ویژگی‌ها از آن به‌عنوان یک صافی، عایق حرارتی، عامل ضد آمیختگی، ماده جاذب و جایگاهی مناسب برای تثبیت و نگهداری کاتالیست‌ها استفاده می‌شود (Zhaolum et al., 2005).

سولفات آلومینیوم معمولاً به‌صورت ترکیبی در محیط یافت می‌شود. این ماده جامد بلوری و سفیدرنگ می‌باشد که در آب محلول است. این ماده فرار و اشتعال‌پذیر نیست، هنگام حل شدن با آب به حالت اسیدی‌تر درآمده و PH آن کمتر از ۲ می‌شود که در تماس با فلزات می‌تواند باعث خوردگی آن‌ها شود. یکی از اصلی‌ترین کاربردهای سولفات آلومینیوم در صنعت تصفیه آب و فاضلاب (خانگی و صنعتی) می‌باشد که با اضافه کردن آلومینیوم سولفات به آب باعث منعقد شدن و لخته سازی ذرات آب می‌شود. درواقع چون یون‌های سولفات آلومینیوم به‌تنهایی دارای بارهای منفی و مثبت می‌باشند اما هنگامی که در آب حل می‌شوند دارای بار الکتریکی مثبت می‌شوند و ذرات مخالف بار خود را جذب کرده و به هم می‌چسبند و در انتهای فرآیند فیلتراسیون، این ذرات را از آب جدا می‌کنند. همچنین بهتر است از پودر این ماده استفاده شود که سطح تماس بیشتری دارند و ذرات بیشتری را به خود جذب می‌کنند.

## ۲-موادوروش‌ها

نمونه برداری شیرابه‌ی استفاده‌شده در این تحقیق به‌صورت تصادفی و از شیرابه‌ی حاصل از زباله‌های دفن شده در سایت دفن زباله‌ی تبریز واقع در آناختون در ۱۳ کیلومتری شمال غرب تبریز در نزدیکی کوموروچای صورت پذیرفت. که با استفاده از جاذب دیاتومیت کلسینه و انعقاد کننده‌ی آلومینیوم سولفات مورد تصفیه قرار گرفت.

به‌طورکلی آزمایش‌های انجام‌شده در این تحقیق شامل بر دو مرحله است. بخش اول آزمایش شامل ارزیابی عملکرد جاذب بر روی آلاینده، تحت تأثیر سه پارامتر زمان (۶۰، ۳۰ و ۹۰ دقیقه)، دما (۴۵، ۲۰ و ۶۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) و مقدار جاذب (۵٪، ۱۰٪ و ۲۰٪ شیرابه) و مشاهده رنگ حاصل از عبور محلول از کاغذ صافی و بخش دوم آزمایش شامل ارزیابی عملکرد رسوب‌دهنده به‌اضافه‌ی جاذب تحت تأثیر پارامتر PH.

## ۲-۱-آماده‌سازی و تصفیه شیرابه به روش جاذب دیاتومیت کلسینه

### ۲-۱-۱-بررسی اثر مقدار جاذب بر میزان جذب آلاینده توسط دیاتومیت کلسینه

برای بررسی این پارامتر، در درون بشرها مقادیر متفاوت و مشخصی از جاذب با مقادیر ۵٪، ۱۰٪ و ۲۰٪ شیرابه (۲۰، ۴۰ و ۱۰ گرم) دیاتومیت کلسینه به‌طور جداگانه به ۲۰۰ میلی‌لیتر شیرابه افزوده شد و در مدت زمان ۳۰ دقیقه بر روی صفحه‌ی همزن، در دمای ثابت ۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد (دمای محیط) قرار داده شدند. پس از گذشت مدت‌زمان لازم، با قرار دادن قیف حاوی کاغذ صافی روی ارلن، محلول‌ها از صافی عبور داده شدند؛ که از نظر رنگ در ۲۰ گرم دیاتومیت بهترین حالت را مشاهده کردیم که کمرنگ‌تر و شفاف‌تر بود.

## ۲-۱-۲- بررسی زمان تماس بر میزان جذب آلاینده توسط دیاتومیت کلسینه

مقدار ۲۰۰ میلی‌لیتر از محلول شیرابه در بشرهای ۱۰۰۰ میلی‌لیتری قرار داده شدند. سپس با توجه به آزمایش اثر مقدار جاذب ۲۰ گرم جاذب به محلول‌ها اضافه گردید و بشرهای حاوی محلول با دمای ثابت ۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد (دمای محیط) در روی صفحه‌ی همزن مغناطیسی قرار گرفتند. زمان‌های تماس مورد استفاده در این آزمایش شامل: ۶۰ و ۹۰ دقیقه بوده است. بدین ترتیب که در زمان‌های موردنظر محلول‌ها از صافی عبور داده شدند. در ۶۰ دقیقه بهترین حالت را از نظر کم‌رنگ بودن مشاهده کردیم.

## ۲-۱-۳- بررسی اثر دما بر میزان جذب آلاینده توسط دیاتومیت کلسینه

برای بررسی این پارامتر، درون بشرها مقدار ۲۰ گرم دیاتومیت به ۲۰۰ میلی‌لیتر شیرابه افزوده شد. سپس در دماهای مختلف ۴۵ و ۶۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و با توجه به آزمایش زمان تماس به مدت زمان ۶۰ دقیقه بر روی صفحه‌ی همزن مغناطیسی قرار داده شدند. پس از گذشت مدت‌زمان مشخص قیف حاوی کاغذ صافی روی ارلن گذاشته شد و محلول‌ها از صافی عبور داده شدند.

## ۲-۲- آماده‌سازی و تصفیه شیرابه توسط رسوب‌دهنده آلومینیوم سولفات به‌اضافه‌ی جاذب

هنگام اضافه کردن آلومینیوم سولفات باید حواس به استانداردها و میزان لازم باشد، زیرا اگر کمتر از حد استاندارد و معمول باشد ذرات مضر همچنان در شیرابه وجود خواهند داشت و زیادی آن نیز موجب آلودگی می‌شود. دیاتومیت کلسینه علاوه بر جذب آلاینده‌ها به‌عنوان فیلتر نیز عمل می‌کند. مواد جامد معلق که در واحد انعقاد و لخته سازی تبدیل به لجن شده‌اند، به‌منظور حذف حداکثری مواد جامد معلق، ته‌نشین شده مورد استفاده قرار می‌گیرد؛ و بر اساس مشاهدات اثر قابل توجهی در حذف مواد معلق و کدورت شیرابه خروجی از واحد انعقاد و لخته سازی داشت.

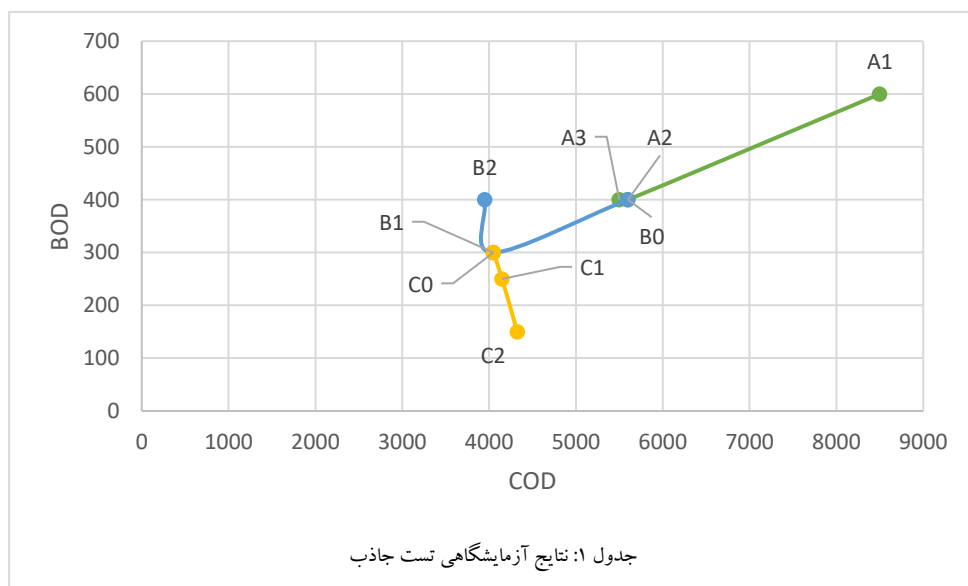
## ۲-۲-۱- بررسی اثر pH بر میزان رسوب‌دهنده آلاینده موجود در شیرابه توسط آلومینیوم سولفات و جذب توسط دیاتومیت کلسینه

برای بررسی اثر pH، در درون بشرهای ۲۵۰ میلی‌لیتری به‌طور جداگانه در pH های ۷، ۹ و ۵ آزمایش انجام شد که pH خود شیرابه ۹ (قلیایی) بود و با اضافه کردن اسید هیدروکلریک به ۲۰۰ میلی‌لیتر شیرابه برای تنظیم pH های مختلف ۷ و ۵ توسط pH متر تنظیم شد. سپس ۵٪، ۲٪ و ۱٪ شیرابه (۴، ۱۰ و ۲ گرم) آلومینیوم سولفات به محلول‌ها اضافه شد؛ که در ۱۰ گرم آلومینیوم سولفات در pH برابر ۹ (pH خود شیرابه) به دلیل حل نشدن کل آلومینیوم سولفات و فوق اشباع رسیدن محلول در pH های دیگر مورد آزمایش قرار نگرفت. ۴ و ۲ گرم آلومینیوم سولفات در pH های مختلف (۹، ۷ و ۵) آزمایش شدند. بعد از چند دقیقه و رسوب آلاینده با اضافه کردن ۱۰٪ محلول باقی‌مانده دیاتومیت کلسینه، بشرها به مدت ۶۰ دقیقه بر روی صفحه‌ی همزن مغناطیسی و دمای ثابت ۲۰ درجه‌ی سانتی‌گراد (دمای محیط) قرار داده شدند. دیاتومیت کلسینه علاوه بر اینکه به‌عنوان فیلتر عمل کرده و توده هارا جذب می‌کند خود نیز مواد آلی، موادمعدنی و فلزات سنگین را نیز جذب می‌کند.

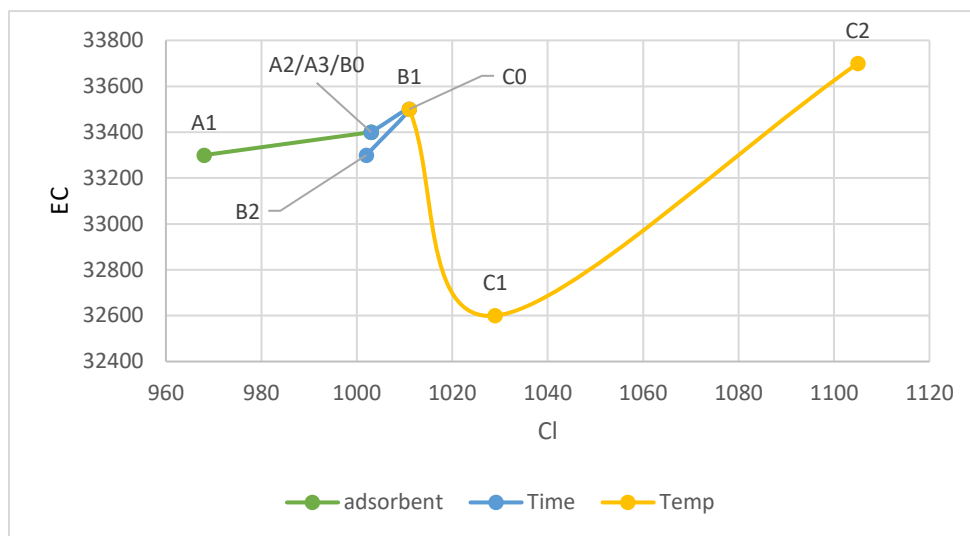
## ۳- نتایج و بحث

### ۳-۱- نتایج آزمایشگاهی تست جاذب و تفسیر نتایج اولیه

در جدول (۱) کد A نشانگر متغیر مقدار جاذب به ترتیب به میزان ۵٪، ۱۰٪ و ۲۰٪ وزنی شیرابه، کد B نشانگر زمان اختلاط جاذب و شیرابه به ترتیب به میزان ۳۰، ۶۰ و ۹۰ دقیقه و کد C نشانگر متغیر دمای انجام آزمایش به ترتیب به میزان ۲۰، ۴۵ و ۶۰ درجه سانتی گراد می باشد.



| کد نمونه | EC (ms) | COD (mgO <sub>2</sub> /l) | BOD (mgO <sub>2</sub> /l) | Cl (mg/l) |
|----------|---------|---------------------------|---------------------------|-----------|
| A1       | 33/3    | 8500                      | 600                       | 968       |
| A2       | 33/4    | 5600                      | 400                       | 1003      |
| A3       | 33/4    | 5500                      | 400                       | 1003      |
| B1       | 33/4    | 5600                      | 400                       | 1003      |
| B2       | 33/5    | 4050                      | 300                       | 1011      |
| B3       | 33/3    | 3950                      | 400                       | 1002      |
| C1       | 33/5    | 4050                      | 300                       | 1011      |
| C2       | 32/6    | 4150                      | 250                       | 1029      |
| C3       | 33/7    | 4325                      | 150                       | 1105      |



نمودار ۲: مقایسه تاثیر مقادیر جاذب، زمان، دما در میزان EC و Cl

با توجه به نمودارهای رسم شده طبق نتایج آزمایشگاهی، متغیرهای بهینه برای تصفیه شیرابه به صورت عملیاتی و آزمایشگاهی، مقادیر ۱۰٪ جاذب دیاتومیتی در دمای ۲۰ درجه سانتی گراد و زمان اختلاط ۱ ساعت بهینه شناخته شد. باید در نظر داشت که شرایط عملیاتی در حالت تصفیه شیرابه از لحاظ اقتصادی و امکان سنجی عملیاتی مقرون به صرفه و قابل انجام باشد، لذا مقادیر انتخاب شده از هر دو لحاظ بهینه بوده و قابلیت بست به ادامه طرح را دارا می باشد.

### ۳-۲- اعلام نتایج و محک ماده رسوب دهنده و ماده جاذب و تفسیر نتایج

به دنبال مشخص شدن میزان جذب تحت شرایط هر یک از پارامترهای تعیین شده، نتایج به دست آمده از آزمایش در جدول (۲) ارائه می شود.

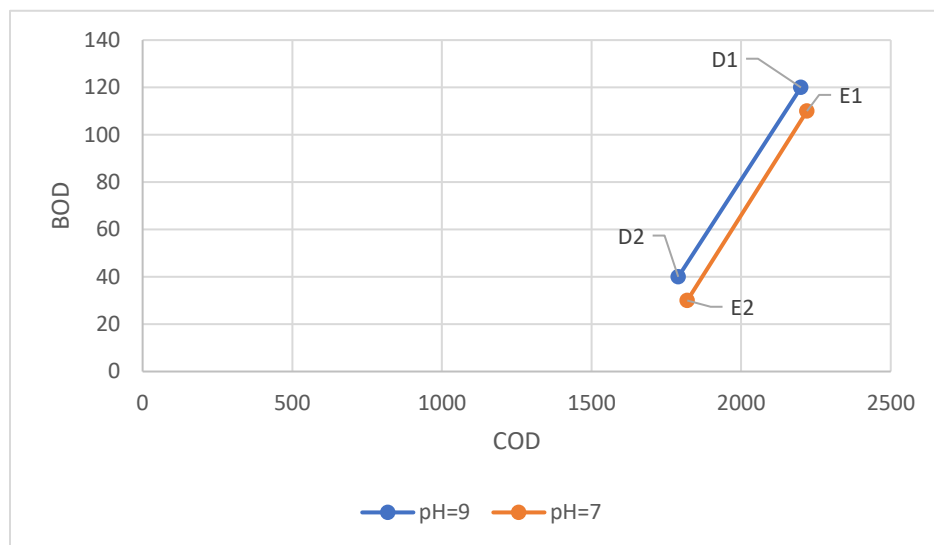
جدول ۲: نتایج بدست آمده از آزمایش

| کد نمونه | EC (ms) | COD (mgO <sub>2</sub> /l) | BOD (mgO <sub>2</sub> /l) | Cl (mg/l) |
|----------|---------|---------------------------|---------------------------|-----------|
| D1       | 33/7    | 1790                      | 40                        | 958       |
| D2       | 33/6    | 2200                      | 120                       | 975       |
| E1       | 35/7    | 1820                      | 30                        | 1171      |
| E2       | 35/6    | 2220                      | 110                       | 1205      |

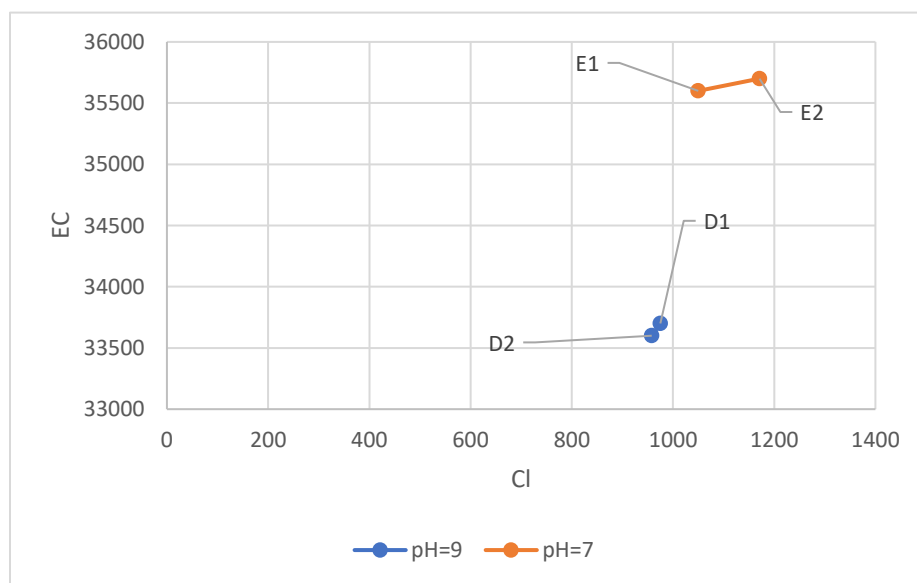
در جدول ۲ کد نمونه D نشانگر مقدار متغیر رسوب دهنده به ترتیب به میزان ۲٪ و ۱٪ در pH=9 (خود شیرابه) و کد E نشانگر مقدار متغیر رسوب دهنده به ترتیب به میزان ۲٪ و ۱٪ در pH=7 می باشد.

پس از بررسی و بهینه یابی میزان مقادیر متغیر در جذب اولیه، امکان استفاده از رسوب دهنده و نتایج حاصل از آن مورد بررسی قرار می گیرد.

نتایج به‌دست‌آمده از تأثیر استفاده از رسوب‌دهنده و جاذب به‌صورت متوالی در تصفیه شیرابه به‌صورت جدول ۲ می‌باشد که با استفاده از نمودار به بررسی آن می‌پردازیم.



نمودار ۳: مقایسه تأثیر متغیرهای مقادیر رسوب‌دهنده و pH در میزان COD و BOD



نمودار ۴: مقایسه تأثیر متغیرهای مقادیر رسوب‌دهنده و pH در میزان EC و Cl





نمودارهای رسم شده در بررسی تأثیر مقادیر متغیر رسوب‌دهنده و pH شیرابه نشان‌دهنده تأثیر منفی کاهش pH در تصفیه شیرابه توسط رسوب‌دهنده و جاذب دیاتومیت کلسینه است. تفسیر نمودارهای رسم شده در بهینه یابی میزان متغیرهای مورد استفاده، بهترین نتیجه را در میزان ۲٪ رسوب‌دهنده و  $pH=9$  (خود شیرابه) نشان می‌دهد.

### ۳-۳- ارائه روش بهینه در تصفیه شیرابه

با توجه به نتایج به دست آمده از مراحل انجام تحقیق، همچنین با در نظر گرفتن شرایط محیطی دخیل در عملیاتی شدن نتایج در تصفیه شیرابه لندفیل شهر تبریز، به نظر می‌رسد بهینه‌ترین حالت تصفیه این شیرابه با استفاده از رسوب‌دهنده آلومینیوم سولفات و فیلتر جاذب دیاتومیت کلسینه، استفاده از ۲٪ وزنی رسوب‌دهنده در مرحله اول و سپس اختلاط مایع شیرابه با دیاتومیت کلسینه به میزان ۱۰٪ وزنی در دمای  $20^{\circ}C$  (دمای محیط لندفیل) و زمان ۱ ساعت نتایج قابل قبولی را به دست می‌دهد.

### ۴- نتیجه گیری

در نهایت با بررسی و تفسیر داده‌های مشاهداتی و آزمایشگاهی، همچنین امکان‌سنجی انجام روش تصفیه با در نظر گرفتن در دسترس بودن، قیمت به صرفه به نسبت راندمان بالا و همچنین عدم وجود پیچیدگی زیاد در انجام روش، استفاده از رسوب‌دهنده آلومینیوم سولفات و فیلتر جاذب دیاتومیت کلسینه جهت تصفیه شیرابه لندفیل شهر تبریز، می‌تواند به عنوان روش بهینه و به صرفه مورد استفاده قرار گیرد و همچنین از آسیب‌های وارده به محیط زیست و هزینه کرد بالا جلوگیری نماید.

### ۵- تشکر و قدردانی

با تشکر فراوان از اساتید محترم جناب آقای سیدغفور علوی و جناب آقای محسن موید که من را در هرچه بهتر و کامل شدن این مقاله یاری کردند. از جناب آقای امیر محمد عبدل‌نژاد که به عنوان استاد راهنما تمام تلاش خود را کرده و با صبر و حوصله به همه‌ی سوالات من پاسخ دادند کمال تشکر را دارم.

### ۶- منابع

کاظمی علی، یونسی حبیب اله، بهرامی فر نادر. بررسی ترکیبات شیرابه پسماند جامد شهری. کارخانه کمپوست شهر اصفهان، فصلنامه انسان و محیط زیست، شماره ۲۳، زمستان (۱۳۹۱).

Amokrane A, Comel C, Veron J. Landfill leachate pretreatment by coagulation flocculation. Water Res. 1997;51(11):2775-82.

Babel, S. and Kurniawan, T.A. (2003). Low-cost adsorbents for heavy metals uptake from contaminated water. A review. Journal of Hazardous Materials, 97, 219-243.

Chiban, M. Zerbet, M, Carja, G. and Sinan. F. (2011). Application of low-cost adsorbents for arsenic removal: A review. Journal of Environmental Chemistry and Ecotoxicology, Vol. 4(5), 91-102.



- Dae, W. C. and Young, H.K. (2005). Chromium (VI) removal in a semi continues process of hallow fiber membrane with organic extractants. *Journal of Chemical Engineering*, 22 (4), 894- 898.
- Di Iaconi, C. Ramadori, R. and Lopez, A. (2006). “Combined biological and chemical degradation for treating a mature municipal landfill leachate. *J. of Biochemical Engineering*, 31(2), 118-124.
- Hossam, E. G. M. M. (2010). Diatomite: Its characterization, modifications and application. *Asia journal of materials science*. 2(3), 121-136
- Kurniawan TA, Lo W, Chan G. Physicochemical treatments for removal of recalcitrant contaminants from landfill leachate. *J Hazard Mater* 2006;129:80-100
- Renoua S, Givaudan JG, Poulain S, Dirassouyan F, Moulin P. Landfill leachate treatment: Review and opportunity. *J Hazard Mater*. 2008; 116:95-102.
- Sheng, G. Wang, S. Hu, J. Lu, Y. Li, J. Dong Y. and Wang, X. (2009). Adsorption of Pb (II) on diatomite as affected via aqueous solution chemistry and temperature. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*, 339, 159–166.
- Vassileva, P.S. Apostolova, M.S. Detcheva, A.K. and Ivanova, E.H. (2013). Bulgarian natural diatomites: modification and characterization. *Journal of Chemistry and Chemical Engineering*, 67, 342–349.
- Wang ZP, Zhang Z, Lin YJ, Deng NS, Tao T, Zhuok. Landfill leachate treatment by a coagulation photooxidation process. *J Hazard Mater*. 2022;95:153-9.
- Xu, D. Zhou, X. and Wang X.K. (2008). Adsorption and desorption of Ni 2+ on Na-montmorillonite: effect of pH, ionic strength, fulvic acid, humic acid and addition sequences. *Applied Clay Science*, 39:133–141.
- Yangin C1, Yilmaz S, Altinbas M, Ozturk I. A new process for the combined treatment of municipal wastewaters and landfill leachates in coastal areas. *Water Sci Technol* 2002;46:111-8
- Zgajnar Gotvajn, A. Tisler, T. and Zagorc-Koncan, J. (2009). “Comparison of different treatment strategies for industrial landfill leachate. *J. of Hazardous Materials*, 162, 1446-1456.
- Zhaolum, W. Yuxiang, Y. Xuping, Q. Jianbo, Z. Yaru, C. and Linxi, N. (2005). Decolouring mechanism of zhejiang diatomite. Application to printing and dyeing wastewater. *Environmental Chemistry Letters*, 3, 33-37.

## تحلیل اثربخشی جامع ماشین آلات باربری در معدنکاری روباز (مطالعه موردی)

محمدجواد رحیم‌دل<sup>۱\*</sup>، محمد جوانشیر گیو<sup>۱</sup>، محدثه زهرایی<sup>۲</sup>

۱- استادیار، گروه مهندسی معدن، پردیس مهندسی، دانشگاه بیرجند

rahimdel@birjand.ac.ir

۲- دانش آموخته کارشناسی ارشد مهندسی معدن، دانشگاه بیرجند

### چکیده

تجهیزات بارگیری-باربری از مهم‌ترین تجهیزات در عملیات معدنکاری روباز هستند. بنابراین، هر گونه توقف در ماشین آلات، منجر به توقف عملیات حمل و نقل مواد معدنی شده و در نهایت منجر به کاهش بهره‌وری تولید می‌شود. از این رو، بررسی بهره‌وری ماشین آلات ضرورت دارد. شاخص اثربخشی جامع تجهیزات یکی از شاخص‌های مهم به منظور بررسی بهره‌وری تجهیزات و ماشین آلات است. هدف از مقاله حاضر بررسی اثربخشی جامع ماشین آلات باربری در یکی از معادن گچ استان خراسان رضوی است. برای این منظور، ابتدا ضریب اهمیت هر یک از شاخص‌های ضریب دسترسی، قابلیت استفاده و بهره‌وری تولید با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی محاسبه شده و سپس اثربخشی جامع تجهیزات باربری معدن برآورد شده است. با استفاده از نتایج این تحقیق، امکان شناسایی ماشین آلات بحرانی و ارائه راهکارهای عملیاتی به منظور بهبود اثربخشی آن‌ها وجود دارد.

واژه‌های کلیدی: معدنکاری روباز؛ ماشین آلات باربری؛ تحلیل سلسله مراتبی؛ اثربخشی جامع.

### Abstract

The loading-haulage equipment is one of the most important machines in open pit mines. The failure of such equipment leads to a decrease in the production and profitability of the mine, a stop in mineral transportation, and a decrease in production efficiency. Therefore, it is necessary to study the efficiency of machines. The overall equipment effectiveness (OEE) is one of the important indicators to check the efficiency of equipment and machinery. This paper aims to investigate the effectiveness of haulage machines in one of the Gypsum Mines of Razavi Khorasan Province, Iran. For this purpose, first, the importance degree of each index of availability, utilization, and production efficiency was calculated by using the hierarchical analytical process (AHP), and then the overall equipment effectiveness of the haulage equipment was estimated and analyzed. By using the results of this study, it is possible to identify the critical equipment and propose practical approaches for the improvement of their efficiency.

**Key words:** Open-pit mining, Hulance machines, AHP, OEE.

### ۱- مقدمه

امروزه به دلیل رشد جمعیت و صنعتی شدن جوامع، تقاضا برای مواد معدنی به طور چشم‌گیری افزایش پیدا کرده است. تجهیزات و ماشین آلات مهم‌ترین عناصر در تولید معادن بوده و نحوه بهره‌برداری صحیح از آن‌ها بهره‌وری و هزینه معدنکاری را تحت تأثیر قرار می‌دهد. با توجه به قیمت بالای ماشین آلات و تجهیزات معدنی، هزینه‌های نگهداری و تعمیرات و نیز هزینه‌های بالای اتوماسیون معادن، لزوم ارتقای دسترسی، بهره‌وری و تضمین پیوستگی عملیات معدنکاری با بهره‌گیری از این دسته از ماشین آلات به خوبی آشکار است. علاوه بر این، دستیابی به تولید برنامه‌ریزی شده، تنها با بهبود قابلیت دسترسی و استفاده مفید از ماشین آلات تحقق می‌یابد. وقوع هر گونه خرابی تجهیزات و ماشین آلات در نهایت عملیات معدنکاری را متوقف نموده و آن را متحمل خسارات مالی قابل-توجهی می‌نماید. از این رو، بررسی شاخص‌هایی نظیر قابلیت دسترسی، قابلیت استفاده و بهره‌وری تولید این تجهیزات به عنوان یکی از رهیافت‌های عملی به منظور بهبود بهره‌وری عملیات معدنکاری ضرورت دارد.

شاخص اثربخشی جامع تجهیزات (Overall Equipment Effectiveness, OEE)، شاخصی به منظور ارزیابی نحوه بهره‌برداری از تجهیزات و نگهداری و تعمیرات است که می‌تواند تأثیر مدیریت تجهیزات بر کارایی تجهیزات تولیدی را به طور جامع بیان کند. اثربخشی جامع تجهیزات یک شاخص برای مقایسه،

تحلیل و بهبود فرآیندها و نیز ابزاری مناسب جهت تصمیمات مدیریتی است. این شاخص عملکرد تجهیزات را قالب سه پارامتر دسترسی، قابلیت استفاده و بهره‌وری تولید مورد بررسی قرار می‌دهد (بیابانی و همکاران، ۱۳۹۴). در این رویکرد، از اقدامات اصلاحی به بهترین شکل ممکن و با هدف محدود کردن تجهیزاتی که تأثیر منفی بر تولید داشته باشند، استفاده می‌شود. در استفاده از شاخص اثربخشی جامع تجهیزات، عملکرد ماشین آلات با استفاده از سه شاخص دسترس‌پذیری، قابلیت استفاده و بهره‌وری تولید بررسی می‌کند.

در سال‌های اخیر شاخص اثربخشی تجهیزات به عنوان یکی از شاخص‌های کارآمد در بررسی بهره‌وری تجهیزات معدنی مورد توجه قرار گرفته است. آندراس و همکاران (Andras et al., 2006) به بررسی عملکرد اکسکواتور و نوار نقاله در یک معدن ذغال‌سنگ لیگنیت در رومانی پرداختند. در این تحقیق به بررسی سرعت خرابی و مدت زمان تعمیر با استفاده از روش شبیه‌سازی عملکرد تجهیزات پرداخته شد. الولی (Elevli, 2010) به بررسی شاول و تراک در معادن روباز پرداختند. در این تحقیق به بررسی پارامترهای زمان تلف شده خرابی و تعمیر، بیکار بودن اپراتور، کاهش سرعت و زمان انتظار تراک در قالب شاخص اثربخشی کلی پرداخته شد. با توجه به نتایج این تحقیق، اگر شاخص اثربخشی کلی تراک براساس یک دوره‌ی زمانی محاسبه شود برابر با ۴۲ درصد و اگر براساس روش مبتنی بر زمان بارگیری محاسبه شود برابر با ۴۸ درصد خواهد بود. نوردن (Norden and Esmial, 2012) به بررسی اثربخشی ماشین استخراج پیوسته در یک معدن زیرزمینی زغال‌سنگ در آفریقای جنوبی پرداختند. در این تحقیق، ضریب دسترسی به صورت کسری از زمان واقعی برش، که توسط ماشین استخراج پیوسته انجام می‌شود، به حداکثر زمان ممکن تعریف شد. زمان‌های تلف شده به صورت زمان‌های توقف، زمان دور زدن و قرار گرفتن کامیون‌ها، زمان جابه‌جایی ماشین استخراج پیوسته، زمان تنظیم و تغییر مکان شاتل، تأخیر در شروع کار توسط اپراتور که شامل زمان‌های خارج از برنامه ماشین آلات بودند، در نظر گرفته شدند. با توجه به نتایج این تحقیق، مقدار شاخص OEE در حالت تئوری ۴۹ درصد محاسبه گردید که با توجه به اظهارات نوردن و اسمیل در عمل می‌توان به ۳۷ درصد دست یافت. نتایج این تحقیق نشان داد که با کاهش ۱۸۵ دقیقه‌ای زمان خرابی و تعمیر تجهیزات در یک شیفت می‌توان، سالانه ۲۴۱۱ تن ماده معدنی بیشتری تولید کرد.

برودنی و توتاک (Brodny and Tutak, 2019) به بررسی قابلیت استفاده لودر، اکسکواتور و سنگ شکن در معدن زغال‌سنگ لهستان پرداختند. در این تحقیق به بررسی پارامترهای ضریب دسترسی، کارایی و کیفیت تجهیزات با استفاده از روش فناوری اطلاعات پرداخته شد و برای ارزیابی استراتژی تعمیر و نگهداری از شاخص OEE استفاده گردید. در این تحقیق، تجزیه و تحلیل اثربخشی ماشین آلات بر اساس داده‌های ثبت شده توسط اتوماسیون صنعتی متمرکز صورت گرفت. روشی که در این مقاله بررسی شد بر اساس پارامترهای عملیاتی ماشین آلات بود. هدف از این مقاله توسعه روش برای ارزیابی اثربخشی ماشین آلات معادن ذغال‌سنگ زیرزمینی و ارائه دستورالعمل‌هایی در خصوص نحوه استفاده از ماشین آلات با هدف بهبود کارایی آنان بود. با توجه به نتایج این تحقیق، اکثر خرابی‌های برنامه‌ریزی نشده در طول عملیات حفاری بودند و مقداری از زمان تلف شده مربوط به حرکت معکوس شیر بوده است. با توجه به نتایج تحقیق اشاره شده عوامل فنی، زمین‌شناسی، معدنی و سازمانی در تولید به عنوان شاخص‌هایی مؤثر شناسایی شدند. در این مقاله بالاترین میزان OEE متعلق به نوار نقاله اصلی شناخته شد و برای شیر به اندازه ۵۲ درصد محاسبه گردید.

هدف از مقاله حاضر، بررسی شاخص اثربخشی جامع تجهیزات باربری در معادن است. برای این منظور، شاخص‌های قابلیت دسترسی، قابلیت استفاده و بهره‌وری تولید ماشین آلات در یک مطالعه موردی (معدن گچ قره کمر در استان خراسان رضوی) محاسبه و تحلیل شده است. در بخش دوم این مقاله به ارائه روش تحقیق و در بخش سوم به تحلیل اثربخشی جامع ماشین آلات معدن پرداخته شده است.

## ۲- روش تحقیق؛ اثربخشی جامع تجهیزات

شاخص اثربخشی به عنوان یکی از شاخصهای مهم در صنعت معدنکاری کاربرد دارد. اثربخشی جامع تجهیزات یک اندازه‌گیری کلیدی در دیدگاه نگهداری جامع بهره‌ور (Total Productive Maintenance, TPM) است. نگهداری جامع روشی است که شرکت‌ها برای بهبود اثربخشی و افزایش طول عمر ماشین آلات آن را به کار می‌برند زیرا این روش اتلافات اصلی در چرخه تولید را شناسایی می‌کند. اثربخشی کلی تجهیزات (OEE) عملکرد ماشین آلات را در سه زمینه قابلیت دسترسی، قابلیت استفاده و بهره‌وری بررسی می‌کند. OEE حاصل ضرب سه فاکتور یاد شده است. در ادامه هر یک از عوامل OEE تعریف شده است.

## ۱-۲- قابلیت دسترسی

قابلیت دسترسی (Availability) به صورت نسبت زمانی که ماشین برای انجام عملیات در دسترس است به کل زمان عملکرد آن تعریف می‌شود. در واقع این ضریب، نسبت زمان عملیات بالقوه به زمان عملیات واقعی و انجام شده توسط یک وسیله تعریف می‌شود. به عبارتی دیگر، ضریب دسترسی را می‌توان بصورت نسبت زمانی که یک ماشین قادر به انجام وظایف مشخص شده برای آن به کل زمان که ماشین مذکور در مکان مورد نظر حضور فیزیکی دارد، تعریف کرد. ضریب قابلیت دسترسی از رابطه زیر قابل محاسبه است (Dhillon, 2008):

$$A = \frac{TH - DT}{TH} \quad (1)$$

که در این رابطه،  $A$ : ضریب دسترسی،  $TH$ : زمان کل کارکرد دستگاه و  $DT$ : زمان توقف دستگاه به علت خرابی است. شاخص ضریب دسترسی به زمان فعال و غیرفعال بودن یک ماشین وابسته بوده و می‌تواند به عنوان شاخص کارآمد برای سنجش عملکرد و مدیریت تجهیزات مورد استفاده قرار گیرد.

ضریب دسترسی به عوامل مختلفی از جمله قابلیت اطمینان و نگهداری بستگی دارد. می‌توان با تغییر در روش‌های نگهداری و تعمیرات و یا تعویض قطعات مختلف با هدف بهبود قابلیت اطمینان باعث افزایش زمان کارکرد و در نتیجه افزایش ضریب دسترسی دستگاه شد. خرابی تجهیزات باعث توقف اجتناب ناپذیر تولید و از دست دادن درآمد خواهد شد. در این صورت، سیاست‌های نگهداری به منظور افزایش در دسترس بودن تجهیزات در نظر گرفته می‌شود.

## ۲-۲- قابلیت استفاده

گاهی یک ماشین سالم و قابل استفاده است اما به دلایل مختلفی از آن استفاده نمی‌شود. به عنوان نمونه در عملیات بارگیری-باربری، زمان انتظار کامیون‌ها، زمان بیکاری اپراتور، زمان رفتن از یک نقطه حفاری به نقطه دیگر، شرایط آب و هوایی و تأخیر مدیریتی، زمان تأخیر ناشی از چرخش و بارگیری نمونه‌ای از این زمان‌های تلف شده است. ضریب قابلیت استفاده (Utilization) از رابطه زیر قابل محاسبه است (Dhillon, 2008):

$$U = \frac{TH - DH - SH}{TH - DH} \quad (2)$$

که در این رابطه،  $U$  ضریب قابلیت استفاده،  $TH$ : زمان کل کارکرد دستگاه،  $DH$ : زمان توقف دستگاه به علت خرابی،  $SH$ : زمان آماده به کار بودن دستگاه است.

## ۳-۲- بهره‌وری تولید

برای هر ماشین معدنی یک ظرفیت معین توسط کارخانه سازنده آن ارائه می‌شود. اما در عمل از این وسیله با ظرفیتی کمتر و یا بیشتر از مقدار طراحی شده استفاده می‌شود. به عنوان نمونه، یک کامیون به دلیل ریخته شدن مقداری از مواد از داخل صندوقه آن می‌تواند ظرفیتی کمتر از ظرفیت تولید اسمی خود داشته باشد. از این رو، میزان بهره‌وری واقعی آن از بهره‌وری اسمی آن متفاوت خواهد بود. ضریب بهره‌وری تولید (Productivity) از رابطه زیر قابل تعریف است (Dhillon, 2008):

$$Q = \frac{AP}{(TH - TD - SH)} / RC \quad (3)$$

که در این رابطه،  $AP$ : ظرفیت تولید واقعی،  $TH$ : زمان کل کارکرد دستگاه،  $TD$ : زمان خرابی،  $SH$ : زمان آماده به کاری و یا زمان توقفات در حین کار و  $RC$ : ظرفیت اسمی ماشین است. با در نظر گرفتن هر یک از شاخص‌های بالا، شاخص اثربخشی کلی ( $OEE$ ) از رابطه (۴) محاسبه می‌شود (Dhillon, 2008):

$$OEE = A \times U \times Q \quad (4)$$

از آنجایی که درجه اهمیت هر یک از شاخص های ضریب دسترسی، قابلیت استفاده و بهره‌وری تولید یکسان نیست، در این مقاله، ابتدا به محاسبه ضریب اهمیت هر یک از شاخص های سه گانه یاد شده با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی پرداخته شده و سپس، شاخص اثربخشی جامع وزن دار محاسبه شده است.

#### ۴-۲- روش تحلیل سلسله مراتبی

فرآیند تحلیل سلسله مراتبی یکی از جامع ترین فرآیندهای طراحی شده برای تصمیم گیری با معیارهای چندگانه است. در این روش مسئله تصمیم گیری به سطوح مختلف هدف، معیارها، زیرمعیارها و گزینه‌ها تقسیم می‌شود تا تصمیم گیرنده بتواند به راحتی در کوچکترین تصمیم گیری دقت کند. مراحل این روش در ادامه آورده شده است (Podvezko, 2009):

##### ۲-۴-۱- ساختن سلسله مراتبی و تشکیل ماتریس مقایسه زوجی شاخص ها

در این نمودار به ترتیب هدف، معیارها (و در صورت وجود زیرمعیارها) و گزینه‌ها نشان داده می‌شوند. سپس، عناصر هر سطر نسبت به سایر عناصر مربوط خود در سطر بالاتر به صورت زوجی مقایسه شده و ماتریس های مقایسه زوجی تشکیل می‌شوند. برای هر ماتریس مقایسه زوجی  $n \times n$  عناصر روی قطر برابر با یک بوده و نیازی به ارزیابی نیست، ولی سایر درایه های ماتریس باید بر اساس مقایسه های زوجی تعیین شوند. درایه های قرینه نسبت به قطر اصلی ماتریس، معکوس هستند.

##### ۲-۴-۳- محاسبه وزن نهایی شاخص ها

در این مرحله، عناصر هر سطر نسبت به هر یک از عناصر سطح بالاتر به صورت زوجی مقایسه شده و وزن آن ها محاسبه می‌شود. روش های مختلفی برای محاسبه وزن نسبی بر اساس ماتریس مقایسه زوجی وجود دارد که مهمترین آن ها روش حداقل مربعات، روش حداقل مربعات لگاریتمی، روش بردار ویژه و روش های تقریبی است. در این تحقیق، برای محاسبه وزن هر یک از شاخص ها، از روش تقریبی میانگین هندسی استفاده شده است. در این روش، ابتدا میانگین هندسی عناصر هر سطر محاسبه می‌شود. در نهایت، با نرمال سازی بردار حاصل، بردار وزن نهایی محاسبه می‌شود.

#### ۲-۵- محاسبه شاخص اثربخشی جامع وزن دار

با در نظر گرفتن ضرایب اهمیت هر یک از شاخص ها، شاخص اثربخشی جامع وزن دار با استفاده از رابطه (۴) محاسبه می‌شود:

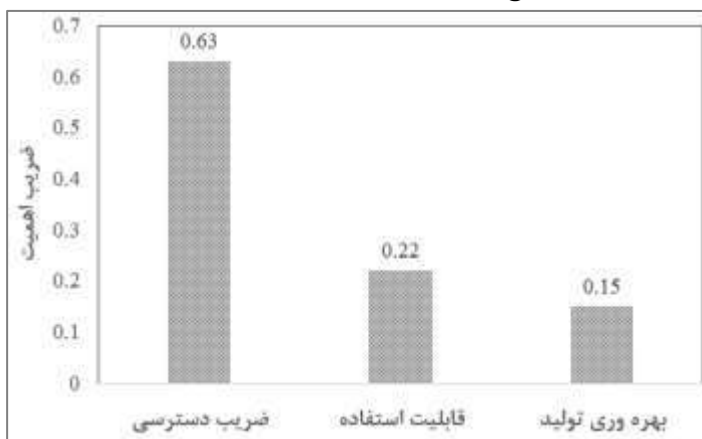
$$OEE_w = A^{W_A} \times U^{W_U} \times Q^{W_Q} \quad (5)$$

که در این رابطه،  $OEE_w$ : اثربخشی جامع وزن دار،  $W_A$ : ضریب اهمیت شاخص قابلیت دسترسی،  $W_U$ : ضریب اهمیت قابلیت استفاده و  $W_Q$ : ضریب اهمیت بهره‌وری تولید است.

#### ۳- تحلیل اثربخشی جامع ناوگان باربری در معدن گچ قره کمر

معدن گچ قره کمر در استان خراسان رضوی، بخش احمدآباد شهر مشهد، واقع شده است. ذخیره این معدن براساس گواهی اکتشاف پنج میلیون و چهارصد هزارتن برآورد شده است. استخراج سالیانه این معدن ۵۰۰۰ تن است. در این تحقیق به بررسی اثربخشی جامع تعداد چهار کامیون فعال در این معدن پرداخته شده است.

در گام اول، به منظور محاسبه درجه اهمیت هر یک از شاخص‌های سه‌گانه در محاسبه اثربخشی جامع، پرسشنامه‌هایی تهیه گردید و اهمیت هر یک از شاخص‌ها در معدن مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. برای این منظور، پس از تشکیل ماتریس مقایسه زوجی بین شاخص‌های سه‌گانه، وزن هر یک از شاخص‌ها با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی محاسبه گردید. نتایج در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل ۱- درجه اهمیت هر یک از شاخص‌های سه‌گانه در محاسبه اثربخشی جامع

در گام دوم تحقیق، با در نظر گرفتن، توقفات ناشی از خرابی هر یک از تجهیزات، زمان خواب ماشین‌آلات و نیز میزان تولید هر یک از آن‌ها، شاخص‌های قابلیت دسترسی، قابلیت استفاده و بهره‌وری تولید هر یک از ماشین‌آلات معدن محاسبه گردید. به عنوان نمونه، متوسط زمان سیکل عملیاتی با توجه به مقادیر جدول ۱ تعیین شده است.

جدول ۱- داده‌های عملیاتی کامیون شماره ۱ معدن

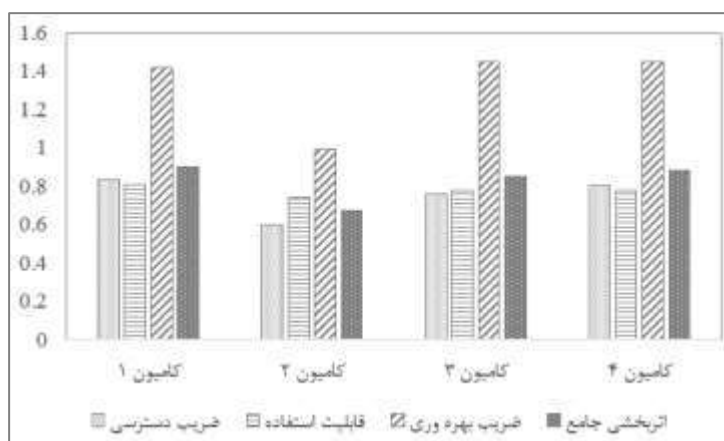
| مقدار | شاخص                              |
|-------|-----------------------------------|
| ۱     | زمان مانور بارگیری (دقیقه)        |
| ۵     | زمان بارگیری (دقیقه)              |
| ۴۷    | زمان باربری (دقیقه)               |
| ۰/۷   | زمان مانور و تخلیه (دقیقه)        |
| ۴۳    | زمان برگشت (دقیقه)                |
| ۵     | زمان انتظار در صف بارگیری (دقیقه) |
| ۰     | زمان انتظار در صف تخلیه (دقیقه)   |

با توجه به جدول ۱، شاخص‌های قابلیت دسترسی، قابلیت استفاده، بهره‌وری و اثربخشی جامع به ترتیب ۰/۸۳۳، ۰/۸۱۲، ۰/۴۲۰ و ۰/۹۰ محاسبه شده است. به منظور بهبود ضریب دسترسی و کاهش زمان توقفات کامیون به دلیل خرابی‌های برنامه‌ریزی نشده، لازم است عوامل کاهش قابلیت دسترسی بررسی شود. برای این منظور، انجام به موقع سرویس کامیون، تعویض به هنگام مواد مصرفی و انجام برنامه نگهداری و تعمیرات پیشگیرانه مطابق با برنامه معدن ضرورت دارد. مقدار ضریب قابلیت استفاده این کامیون بیانگر آن است که در حدود ۱۹ درصد از زمان عملیات کامیون بنا به دلایلی بجز خرابی‌ها به هدر رفته و کامیون علارغم در دسترس بودن، استفاده نشده است. از این رو، برنامه‌ریزی دقیق به منظور مدیریت زمان‌های تلف شده نظیر زمان استراحت و صرف غذا ضروری است. بالا بودن مقدار ضریب بهره‌وری این کامیون در نگاه اول می‌تواند به عنوان یکی از نقاط قوت ماشین به نظر برسد، با این وجود، افزایش بار کامیون به اندازه بیش از ظرفیت اسمی آن در نهایت باعث وقوع خرابی‌های زودهنگام و کاهش ضریب دسترسی آن خواهد شد.

به طور مشابه، شاخص اثربخشی جامع وزن‌دار برای سایر کامیون‌های معدن محاسبه و نتایج در شکل ۲ نشان داده شده است. با توجه به شکل ۲، کامیون‌های شماره ۱، ۴ و ۳ به ترتیب دارای بالاترین اثربخشی در ناوگان حمل مواد معدنی هستند. کامیون‌های شماره ۱، ۳ و ۴ دارای مقدار ضریب بهره‌وری بالاتر از یک هستند که بیانگر آن است که میزان باربری آن‌ها بیشتر از ظرفیت اسمی آن‌ها است. این مورد منجر به وقوع خرابی‌های پیش‌بینی نشده، کاهش عمر مفید و



در نهایت کاهش ضریب دسترسی به این کامیون‌ها در طولانی مدت خواهد شد. از میان کامیون‌های معدن، کامیون شماره ۲ متناسب به ظرفیت طراحی خود فعال بوده و دارای ضریب بهره‌وری نزدیک به یک است. با این وجود به علت پایین بودن ضریب دسترسی، نسبت به سایر کامیون‌ها دارای کمترین میزان شاخص اثربخشی است. از این رو، کامیون شماره ۲ نیازمند پایش وضعیت، بررسی علل وقوع خرابی‌ها و اجرای صحیح برنامه‌های موثر نگهداری و تعمیراتی با هدف کاهش توقفات ناشی از خرابی است. قابلیت استفاده از کامیون‌های معدن به طور متوسط ۷۸ درصد برآورد شده که افزایش آن نیازمند برنامه‌ریزی مناسب به منظور کاهش توقفات و تاخیرات بنا به دلایلی بجز خرابی ماشین‌آلات است.



شکل ۲- شاخص‌های ضریب دسترسی، قابلیت استفاده، ضریب بهره‌وری و اثربخشی جامع کامیون‌های معدن

#### ۴- نتیجه‌گیری

در این تحقیق، به محاسبه اثربخشی جامع کامیون‌ها در یک معدن گچ در استان خراسان رضوی پرداخته شد. با توجه به نتایج این تحقیق، متوسط ضریب دسترسی، قابلیت استفاده و اثربخشی جامع کامیون‌های معدن به ترتیب ۷۵، ۷۸ و ۸۳ درصد محاسبه گردید. متوسط ضریب بهره‌وری سه کامیون از چهار کامیون مورد استفاده در معدن ۱/۴۴ محاسبه گردید که بیانگر بالاتر بودن میزان بارگیری این کامیون‌ها بیشتر از ظرفیت اسمی آن‌ها بوده است که می‌تواند منجر به بروز خرابی‌های زودهنگام و در نهایت افزایش توقفات و کاهش ضریب دسترسی آن‌ها گردد. از این رو، با کاهش میزان بارگیری این کامیون‌ها و به طور همزمان برنامه‌ریزی صحیح به منظور کاهش زمان‌های تلف شده هر کامیون می‌توان اثربخشی آن‌ها را در سطح قابل قبولی حفظ کرد.

#### ۵- مراجع

- Andras, I., Nan, M.S., Kovacs, I., Cristea, D. and Tomescu, L.C., 2006. Research Regarding The OEE (Overall Equipment Effectiveness) Assessment Of The Coal Open Pit Mines Production System. *Annals of the University of Petroșani, Mechanical Engineering*, 8, pp.139-146.
- Brodny, J. and Tutak, M., 2019. Analysing the utilisation effectiveness of mining machines using independent data acquisition systems: A case study. *Energies*, 12(13), p.2505.
- Dhillon, S., 2008. *Mining equipment reliability*. Springer London.
- Elevli, S. and Elevli, B., 2010. Performance measurement of mining equipments by utilizing OEE. *Acta Montanistica Slovaca*, 15(2), p.95.
- Norden, C. and Ismail, J., 2012. Defining a representative overall equipment effectiveness (OEE) measurement for underground bord and pillar coal mining. *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, 112(10), pp.845-851.
- Podvezko, V., 2009. Application of AHP technique. *Journal of Business Economics and Management*, (2), pp.181-189.
- بیابانی، مرتضی و نیک‌نژاد، علی و روحی زاده آرآنچی، غلامرضا. ۱۳۹۴. طراحی مدلی به منظور افزایش بهره‌وری با استفاده از تکنیک‌های اثربخشی کلی تجهیزات (OEE) و نقشه برداری جریان ارزش (VSM)، نخستین همایش ملی مهندسی صنایع، ساوه.

## ارزیابی ریسک زیست محیطی سد باطله معدن مس قلعه‌زری

محمد جواد رحیم‌دل<sup>۱\*</sup>، احمد آریافر<sup>۱</sup>، زهره عبادی‌نیا<sup>۲</sup>

۱- گروه مهندسی معدن، پردیس مهندسی، دانشگاه بیرجند

rahimdel@birjand.ac.ir

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی معدن-محیط زیست، دانشگاه بیرجند

### چکیده

معادن از منابع حیاتی و استراتژیک هر کشور هستند. با این وجود، حساسیت‌ها و نگرانی‌های زیادی در خصوص پیامدها و تبعات زیست محیطی فعالیت‌های معدنی وجود دارد و شدت این پیامدها در حال افزایش است. تشکیل و انباشت حجم بسیار زیادی از باطله‌های معدنی بویژه در معادن فلزی در مرحله استخراج و فرآوری مواد معدنی می‌تواند به عنوان تهدیدی برای اراضی و منابع طبیعی باشد. بنابراین، بررسی شدت این مخاطرات و احتمال وقوع آن‌ها به منظور ارائه راهکارهای عملی و کاهش این پیامدهای نامطلوب ضرورت دارد. هدف از مقاله حاضر تحلیل ریسک زیست محیطی سد باطله در معدن مس قلعه‌زری با استفاده از روش تحلیل حالت‌های شکست و بررسی تاثیر آن‌ها (FMEA) است. برای این منظور، پس از شناسایی پیامدهای مهم زیست محیطی سد باطله، شدت، احتمال وقوع و قابلیت شناسایی هر یک از پیامدها تعیین شدند. در نهایت، مخاطرات زیست محیطی اولویت‌بندی شدند. با توجه به نتایج این تحقیق، پخش غبار، آلودگی هوا و ایجاد چشم انداز نامطلوبی از منطقه از بحرانی‌ترین پیامدهای زیست محیطی سد باطله در معدن مس قلعه‌زری هستند.

واژه‌های کلیدی: سد باطله؛ ریسک زیست محیطی؛ روش FMEA؛ معدن مس قلعه‌زری.

### Abstract

Mines and mineral industries are vital and strategic resources in each country. Nevertheless, there are many concerns regarding the environmental consequences of mining activities, and the severity of these consequences is increasing. Accumulation of a mineral tail, especially in metal mines and during extraction and mineral processing operations, can threaten lands and natural resources around the mine. Therefore, it is necessary to examine the severity of these hazards and the probability of their occurrence to provide practical solutions to reduce adverse consequences. The purpose of this article is to analyze the environmental risk of the tailings dam in Qale-Zari Copper Mine by using the failure mode and effect analysis (FMEA) method. To achieve this, after identifying the important environmental consequences of the tailings dam, the severity, probability of occurrence, and probability of detection of the consequences were determined. Finally, the environmental risks were prioritized. Regarding the results, spreading dust and air pollution, creating an unfavorable landscape, and erosion are the most critical environmental consequences of the tailings dam in the Qale-Zari Copper Mine.

**Key words:** Tailing dam, Environmental risk, FMEA method, Qale-Zari Copper Mine.

### ۱- مقدمه

بخش معدن و صنایع معدنی در بسیاری از کشورها نظیر کشور ما از مهم‌ترین مسیرها در دستیابی به توسعه پایدار است. در حال حاضر بیش از ۶۸ نوع ماده معدنی غیرنفتی با ذخایر حدود ۴۳ میلیارد تن در کشور وجود دارد به طوری که ایران را جزء ۱۵ کشور اول دنیا در کانی‌های فلزی و غیرفلزی قرار داده است (بهبودی و همکاران، ۱۳۹۶). معادن نقش قابل توجهی در پویایی اقتصاد هر کشور داشته و برنامه‌ریزی صحیح در بهره‌برداری از منابع معدنی امکان کسب ارزش افزوده مناسب در بخش‌های مختلف اقتصادی را فراهم می‌سازد.

با وجود دستاوردهای مثبت معدنکاری نظیر افزایش درآمد ملی، رشد اقتصادی، ایجاد فرصت‌های شغلی و کاهش بیکاری و فقر، نگرانی‌های قابل تاملی در خصوص پیامدهای زیست محیطی معادن وجود دارد. تشکیل و انباشت حجم بسیار زیادی از باطله‌های معدنی در مرحله استخراج و فرآوری مواد معدنی

می‌تواند به عنوان تهدیدی برای اراضی و منابع طبیعی باشد. از این رو، سدهای باطله با هدف مدیریت، جمع‌آوری و نگهداری باطله‌های حاصل از فرآوری مواد معدنی در حوالی معادن احداث می‌شوند. سدهای باطله مواد معدنی با حجم قابل توجهی از مواد باطله ژله‌ای، حاوی عناصر سنگین و دیگر مواد شیمیایی هستند. غلظت عناصر موجود در باطله‌های حاصل از فرآوری مواد معدنی اغلب فراتر از حدود مجاز استانداردها است. این قبیل سدها از جمله نگرانی‌های جدی زیست محیطی مرتبط با فعالیت‌های معدنی بویژه در شرایطی که شیب سد کم و حجم قابل توجهی از مواد باطله را در بر می‌گیرد (Darban et al., 2018)، پساب‌های معدنی ناشی از فروشویی فلزات سنگین حاوی مواد سمی بوده که با نفوذ به محیط زیست پیرامون سد منجر به پیدایش آلودگی‌های آب، خاک و هوا و در نهایت تهدید اراضی و منابع طبیعی می‌شوند (Hobday, 2003). از این رو، بررسی ریسک هر یک از آسیب‌های زیست محیطی مرتبط با سد باطله معادن، اولویت‌بندی مخاطرات مرتبط، تخمین احتمال وقوع هر یک از مخاطرات و ارائه راه-کارهای عملیاتی به منظور جلوگیری از نشر این آلودگی‌ها ضرورت دارد. تحلیل و ارزیابی ریسک زیست محیطی یک ابزار کارآمد در مدیریت محیط زیست با هدف ارزیابی و رتبه‌بندی مخاطرات، کاهش مخاطرات و در نهایت دستیابی به توسعه پایدار است.

مخاطرات ناشی از سد باطله معادن را می‌توان در موارد زیر خلاصه نمود (محمدقاسمی، ۱۳۹۱):

- الف) مخاطرات طبیعی غیرقابل پیش‌بینی: سیل و زمین‌لرزه از جمله خطرات طبیعی هستند که می‌توانند منجر به شکست سد شوند.
- ب) خطرات ناشی از افزایش بیش از حد سطح باطله انباشته شده در پشت سد که می‌تواند منجر به سرریز شدن مواد و یا حتی شکست سد شده و در نهایت آلودگی منطقه را به دنبال داشته باشد. این افزایش سطح ممکن است به دلیل تغییرات ناگهانی سطح مواد ورودی به سد و یا عدم مدیریت مناسب ورود باطله باشد.
- ج) خطرات ناشی از افزایش نرخ بالا آمدن باطله که می‌تواند منجر به افزایش بیش از حد فشار منافذ داخل سد و در نهایت شکست سد شود.
- د) خطرات ناشی از رخدادهای لرزه‌ای: سدهای بالارو در رخدادهای لرزه‌ای عملکرد ضعیف‌تری را نسبت به دیگر سدها از خود نشان می‌دهند. از این رو، ممکن است تنش‌های لرزه‌ای باعث جریان باطله‌های دوغابی شده و مناطق اطراف و آب‌های سطحی و زیرزمینی را آلوده کنند. ارتعاشاتی که بر اثر حرکت ماشین‌آلات سنگین، انفجار و دیگر فعالیت‌های معدنی بوجود می‌آید در این رابطه تأثیرگذار هستند.
- ه) خطرات ناشی از ضعیف بودن سازه و پی سد: اگر خاک یا سنگ پی سد ضعیف باشد، در طول صفحات ضعیف آن شکستگی‌هایی رخ داده که می‌تواند منجر به شکست تمام و یا بخشی از سد شود.
- و) خطرات ناشی از نفوذ آب به داخل و یا زیر دیواره سد که می‌تواند موجب فرسایش سد و در نهایت شکست آن شود.

تاکنون تحقیقات متعددی در خصوص بررسی پیامدهای زیست محیطی سد باطله معادن توسط محققان مختلف انجام شده است. لیو و همکاران (Liu et al., 2015) به بررسی ریسک آلودگی منبع آب آشامیدنی شهر پکن ناشی از سد باطله ژانجی کو (Zhangjiakou) در چین پرداختند. تحلیل ریسک آلودگی آب در این تحقیق منجر به شناسایی یک منبع آلوده و دو آبگیر بالاترین میزان ریسک آلودگی گردید. علاوه بر این خطرناک‌ترین منابع آلودگی نیز مشخص شدند. واعظی و جودت (۱۳۹۶) به بررسی احتمال نشت آلاینده از تکیه‌گاه‌های سد باطله معدن مس سونگون پرداختند. در این مطالعه از نتایج نمونه‌برداری آب، آنالیز شیمیایی نمونه‌ها و نیز نفوذپذیری توده‌سنگ تکیه‌گاه و بستر رودخانه استفاده شد. با توجه به نتایج این تحقیق، امکان نشت از تراز فعلی سد وجود ندارد اما با افزایش فشار هیدرولیکی امکان نشت وجود داشته که لازم است تمهیداتی ویژه در این خصوص صورت گیرد. خیرخواه و امیری (۱۳۹۸) به ارزیابی ریسک زیست محیطی سد باطله در معدن مس سونگون پرداختند. در این تحقیق از روش حالات شکست و تحلیل اثرات آن (Failure Mode and Effect Analysis, FMEA) استفاده شد. مخاطرات زیست محیطی به سه گروه فیزیکی-شیمیایی، بیولوژیکی و اقتصادی-اجتماعی تقسیم شدند و ارزیابی شاخص‌های احتمال وقوع، شدت و قابلیت شناسایی هر یک از مخاطرات با استفاده از بازدهی‌های میدانی و نظر کارشناسان خبره انجام گرفت. با توجه به نتایج این تحقیق، ریسک تغییر چشم انداز منطقه، ریسک لرزه‌خیزی منطقه و ریسک الودگی صوتی به عنوان مهم‌ترین مخاطرات اولویت‌بندی شدند.

هدف از مقاله حاضر تحلیل ریسک زیست محیطی سد باطله در معدن مس قلعه‌زری است. برای این منظور از روش حالات شکست و تحلیل اثرات آن استفاده شده است. در گام اول تحقیق، هر یک از رخدادهای ریسک و نیز علل وقوع آن‌ها شناسایی می‌شوند. عدد اولویت ریسک هر یک از رویدادها (Risk Priority Number, RPN) با محاسبه شاخص‌های سه‌گانه احتمال وقوع، شدت و قابلیت شناسایی آن محاسبه شده و در نهایت، اولویت نهایی ریسک هر رویداد با توجه به عدد اولویت ریسک و ضریب اهمیت آن محاسبه می‌شوند.

ساختار این مقاله به شرح زیر است. در بخش دوم، روش حالات شکست و تحلیل آثار آن ارائه شده است. در بخش سوم به معرفی معدن مس قلعه‌زری و مهم‌ترین پیامدهای زیست محیطی سد باطله آن پرداخته شده است. در نهایت، ارزیابی ریسک زیست محیطی سد باطله معدن ارائه و بحث شده است.

## ۲- روش تحقیق

در این بخش به ارائه روش حالات شکست و تحلیل آثار آن به عنوان روش تحقیق پرداخته شده است. روش حالات شکست و تحلیل آثار آن، یک روش ساختار یافته به منظور شناسایی حالات خطای یک سیستم و محاسبه اثرات ناشی از آن خطاها است. این روش یک روش پیشگیرانه کاملاً ذهنی و بر اساس کار گروهی است. از این رو، انتخاب اعضای گروه با دانش و تجربه کافی درباره سیستم یا فرآیند مورد بررسی بسیار مهم است. تاکنون کاربردهای متعددی از روش FMEA در حوزه معادن ارائه شده است که می‌توان به ارزیابی سیستم تهویه معادن (Haiqing, 2016) تحلیل ریسک تولید در معدنکاری زیرزمینی (Wang, 2021) ریسک حمل و نقل مواد معدنی (Burduk et al., 2020)، ریسک ایمنی در معدنکاری زیرزمینی (Can, 2020; Rahimdel et al., 2022) نگهداری و تعمیرات ماشین‌آلات معدنی (Jafarpisheh et al., 2020; Rahimdel and Ghodrati, 2021) اشاره کرد.

مراحل انجام این روش به طور خلاصه شامل موارد زیر است (Chanamool and Naenna, 2016):

- شناسایی حالات شکست
  - شناسایی اثرات هر یک از حالات شکست
  - ارزیابی قابلیت شناسایی، شدت و احتمال وقوع هر یک از حالات شکست
  - محاسبه عدد ریسک
  - اولویت‌بندی مخاطرات و تعیین بحرانی‌ترین پیامدها
- با توجه به مراحل بالا، پس از تعیین هر یک از مخاطرات و ارزیابی احتمال وقوع، شدت و قابلیت شناسایی هر یک از آن‌ها، عدد اولویت ریسک محاسبه می‌شود. این عدد نشان‌دهنده ریسک کلی ناشی از حالات شکست است. عدد اولویت ریسک با استفاده از رابطه (۱) محاسبه می‌شود:

$$RPN = O \times S \times D \quad (1)$$

که در این رابطه،  $O$ : شدت وقوع،  $S$ : احتمال وقوع و  $D$ : قابلیت شناسایی هر یک از پیامدها است. شدت پیامد، میزان اثر خطر بالقوه بر محیط زیست است. شدت خطر تنها در مورد اثر هر پیامد در نظر گرفته می‌شود و میزان آسیب آن را توصیف می‌کند. کاهش در شدت خطر تنها از طریق انجام اقدامات کنترلی امکان‌پذیر است. شدت پیامد بر مبنای اعداد ۱ تا ۱۰ و مطابق جدول ۱ سنجیده می‌شود. احتمال وقوع خطر مشخص می‌کند که یک خطر بالقوه با چه تواتری رخ می‌دهد. تنها با از بین بردن یا کاهش علل یا مکانیسم هر خطر، می‌توان میزان احتمال وقوع آن را کاهش داد. احتمال وقوع پیامد بر مبنای ۱ تا ۱۰ سنجیده می‌شود (جدول ۱). احتمال شناسایی یا کشف یک پیامد، میزان توانایی در شناسایی علت یا سازوکار وقوع یک پیامد و یا آگاهی از وقوع پیامد قبل از وقوع آن است. در این مقاله، سنجش احتمال شناسایی هر یک از پیامدها با استفاده از جدول ۱ صورت گرفته است (Ivančan and Lisjak, 2021). به منظور ارزش‌گذاری هر یک از مخاطرات، پرسشنامه‌هایی تدوین شده و شدت خطر، احتمال وقوع و قابلیت شناسایی هر یک از مخاطرات مورد پرسش قرار گرفته است. در این صورت، با میانگین‌گیری از هر یک از نتایج، در نهایت عدد ریسک هر پیامد محاسبه می‌شود.

جدول ۱- رتبه‌بندی شدت، احتمال وقوع، و قابلیت شناسایی هر یک از پیامدها (Ivančan and Lisjak, 2021)

| رتبه | قابلیت شناسایی  | احتمال وقوع     | شدت وقوع           |
|------|-----------------|-----------------|--------------------|
| ۱۰   | کاملاً غیر قطعی | فوق‌العاده زیاد | خطرناک- بدون هشدار |
| ۹    | بسیار بعید      | خیلی زیاد       | خطرناک- با هشدار   |
| ۸    | بعید            | زیاد            | خیلی زیاد          |
| ۷    | خیلی پایین      | به کرات         | زیاد               |
| ۶    | پایین           | تقریباً زیاد    | متوسط              |
| ۵    | متوسط           | گاهگاه          | پایین              |
| ۴    | تقریباً زیاد    | غیر مکرر        | خیلی کم            |
| ۳    | زیاد            | بعید            | اثرات جزئی         |
| ۲    | خیلی زیاد       | خیلی بعید       | خیلی جزئی          |
| ۱    | قطعی            | هیچ             | هیچ                |

### ۳- بحث و نتایج: ارزیابی ریسک زیست محیطی سد باطله در معدن مس قلعه‌زری

در این بخش به ارزیابی ریسک زیست محیطی سد باطله معدن مس قلعه‌زری پرداخته شده است. برای این منظور پس از ارائه پیامدهای نامطلوب سد باطله معدن، مهم‌ترین مخاطرات زیست محیطی سد باطله با استفاده از روش FMEA شناسایی شده است.

معدن مس قلعه‌زری، در فاصله ۱۸۰ کیلومتری جنوب شهرستان بیرجند و حاشیه شمالی کویر لوت قرار دارد و مساحتی بالغ بر حدود ۶ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. معدن مس قلعه‌زری به صورت زیرزمینی و به روش انبارهای استخراج می‌شود. در این روش، سنگ معدنی خرد شده پس از اولین مرحله شکست، تحت نیروی ثقل به محل بارگیری انتقال می‌یابد. عملیات استخراج از طریق چالزنی و آتشکاری صورت می‌گیرد. اساس این روش، انبار نمودن دو سوم از سنگ معدنی خرد شده در کارگاه استخراج و خنثی کردن نیروی سطحی وارد بر کمر بالا و کمر پایین توده ماده معدنی است (اورعی، ۱۳۹۱). در این معدن، ماده معدنی بصورت برش‌های افقی از پایین به بالا استخراج می‌کنند و ماده معدنی خرد شده را در قسمت‌های استخراج شده می‌ریزند. از آنجایی که ماده معدنی در اثر آتشکاری افزایش حجم پیدا می‌کند، مقداری از ماده معدنی منفجر شده باید در حین استخراج بیرون کشیده شود. پس از استخراج مواد معدنی، مواد معدنی خرد شده توسط سیستم حمل و نقل ریلی به تونل‌های انتقال مواد معدنی و در نهایت توسط بازکننده‌های معدن (چاه قائم و چاه شیب‌دار) به سطح زمین انتقال داده می‌شود. انتقال مواد به کارخانه فرآوری معدن توسط نوار نقاله صورت می‌گیرد.

فرآیند فرآوری مس در کارخانه فرآوری مجتمع مس قلعه‌زری شامل سه مرحله سنگ‌شکنی، آسیا و شناورسازی (فلوتاسیون) است. خاک‌های معدنی، که به عنوان کانسار مرغوب وارد فرآیند کارخانه کانه‌آرایی می‌شوند، ابتدا تحت عملیات خردایش قرار گرفته و سپس به صورت دوغاب وارد مرحله فلوتاسیون می‌شوند. دوغاب حاصله همراه با ترکیبات شیمیایی وارد بخش فلوتاسیون شده و در آنجا به دو فاز سبک و سنگین تفکیک می‌گردد. بخش سنگین‌تر که در لایه زیرین جریان دوغاب قرار می‌گیرد، به عنوان باطله فرایند به سد باطله معدن انتقال می‌یابد. کارخانه فرآوری معدن قلعه‌زری روزانه مقادیر قابل توجهی زهاب معدنی به صورت دوغاب تولید می‌کند. این دوغاب که حاوی فلزات سنگین از جمله مس، سرب و روی است به دشت‌های اطراف کارخانه تخلیه می‌شود (محمدقاسمی، ۱۳۹۱). از آنجایی که پساب حاصل محدوده وسیعی را تحت تاثیر قرار می‌دهد، امکان نفوذ آن به لایه‌های زیرین زمین، آلوده‌سازی خاک و آب‌های زیرزمینی در منطقه وجود دارد. از این رو، بررسی ریسک زیست محیطی منطقه به منظور شناسایی پیامدهای نامطلوب سد باطله ضرورت دارد. نمایی از محل دفع پساب کارخانه فرآوری معدن در شکل ۱ نشان داده شده است.



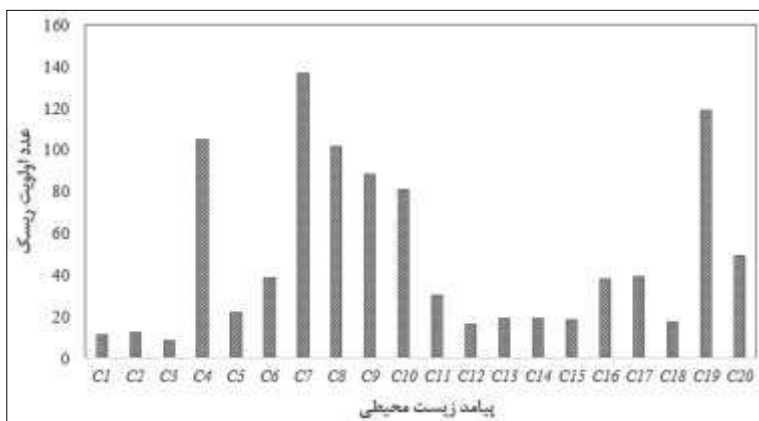
شکل ۱- تصویری از سد باطله معدن

در گام اول، مهمترین مخاطرات زیست محیطی ناشی از سد باطله معدن مشخص شد. مهم‌ترین پیامدهای زیست محیطی سد باطله معدن شامل پتانسیل رانش زمین اطراف سد، عدم پایداری شیب زمین، خطر سیل در منطقه در اثر افزایش حجم باطله، فرسایش سد، تغییر جهت جریان آبهای زیرزمینی، وزش باد و پخش غبار و آلودگی هوا، بوی نامطبوع سد باطله، رسوب‌گذاری و ته‌نشینی باطله، آلودگی خاک محدوده سد، آلودگی آب‌های سطحی، آلودگی آب‌های زیرزمینی، مرگ و میر و تهدید زیست حیوانات، از بین رفتن زیستگاه حیات وحش، از بین رفتن اکوسیستم آبریان، آلودگی صوتی، آلودگی و تهدید خاکهای کشاورزی، صدمه به دیگر تأسیسات و ساختمانهای معدن، ایجاد چشم انداز نامطلوبی از منطقه، و تهدید امنیت بهداشتی و سلامت مردم بومی هستند.

به منظور تحلیل زیست محیطی هر یک از پیامدهای بالا، با تهیه پرسشنامه‌هایی، شدت، احتمال وقوع و قابلیت شناسایی هر یک از پیامدهای مورد ارزیابی قرار گرفتند. به منظور تکمیل هر یک از پرسشنامه‌ها از نظرات کارشناسان معدن و متخصصان آشنا با وضعیت زیست محیطی محدوده معدن‌کاری استفاده گردید. هر یک از افراد با توجه به تخصص و تجربیات خود به امتیازدهی پارامترهای شدت، احتمال وقوع و قابلیت شناسایی هر یک از پیامدهای زیست محیطی معدن پرداختند. میانگین مقادیر عددی امتیازات مربوط به هر یک از شاخص‌های سه‌گانه شدت وقوع، احتمال وقوع و قابلیت شناسایی پیامدهای زیست محیطی در جدول ۲ آورده شده است. علاوه بر این، عدد اولویت ریسک محاسبه و در شکل ۲ نشان داده شده است. با توجه به جدول ۲، وزش باد، پخش گرد و غبار و آلودگی هوا دارای بالاترین شدت و احتمال وقوع بوده و به راحتی قابل شناسایی است. در مقابل، تغییر در جهت آب‌های زیرزمینی دارای کمترین مقادیر شدت و احتمال وقوع است. علاوه بر این، شناسایی این پیامد زیست محیطی در سد باطله معدن بسیار بعید و یا غیر ممکن (بالاترین مقدار عددی) است. با توجه به شکل ۲، پیامدهای وزش باد، پخش غبار و آلودگی هوا (C7)، ایجاد چشم انداز نامطلوبی از منطقه (C19)، و فرسایش سد (C4) به ترتیب دارای بالاترین عدد ریسک بوده و از بحرانی‌ترین پیامدهای زیست محیطی سد باطله هستند. با این وجود، خطر سیل در منطقه در اثر افزایش حجم باطله، پتانسیل رانش زمین اطراف سد و عدم پایداری شیب زمین از کمترین عدد ریسک برخوردار هستند.

جدول ۲- میانگین امتیازات عددی هر یک از شاخص‌های سه‌گانه ارزیابی ریسک

| پیامد زیست محیطی                              | شدت وقوع | احتمال وقوع | قابلیت شناسایی |
|---|----------|-------------|----------------|
| پتانسیل رانش زمین اطراف سد (C1)               | ۲        | ۲           | ۲/۸۶           |
| عدم پایداری شیب زمین (C2)                     | ۲        | ۲/۱۴        | ۲/۸۶           |
| خطر سیل در منطقه در اثر افزایش حجم باطله (C3) | ۲/۱۴     | ۲           | ۲              |
| فرسایش سد (C4)                                | ۵/۷۱     | ۵/۸۶        | ۳/۱۴           |
| تغییر جهت جریان آبهای سطحی (C5)               | ۳/۱۴     | ۲/۷۱        | ۲/۵۷           |
| تغییر جهت جریان آبهای زیرزمینی (C6)           | ۲        | ۲           | ۹/۷۱           |
| وزش باد، پخش غبار و آلودگی هوا (C7)           | ۸/۷۱     | ۷/۸۶        | ۲              |
| بوی نامطبوع سد باطله (C8)                     | ۵/۸۶     | ۵/۲۹        | ۳/۲۹           |
| رسوب‌گذاری و ته‌نشینی باطله (C9)              | ۷        | ۶/۲۹        | ۲              |
| آلودگی خاک محدوده سد (C10)                    | ۴/۷۱     | ۴/۲۹        | ۴              |
| آلودگی آب‌های سطحی (C11)                      | ۲/۸۶     | ۲/۸۶        | ۳/۷۱           |
| آلودگی آب‌های زیرزمینی (C12)                  | ۲        | ۲           | ۴/۱۴           |
| مرگ و میر و تهدید زیست حیوانات (C13)          | ۲        | ۲           | ۴/۸۶           |
| از بین رفتن زیستگاه حیات وحش (C14)            | ۲        | ۲           | ۴/۸۶           |
| از بین رفتن اکوسیستم آبریان (C15)             | ۲        | ۲           | ۴/۷۱           |
| آلودگی صوتی (C16)                             | ۳/۵۷     | ۴/۱۴        | ۲/۵۷           |
| آلودگی و تهدید خاکهای کشاورزی (C17)           | ۳        | ۲/۸۶        | ۴/۵۷           |
| صدمه به دیگر تأسیسات و ساختمانهای معدن (C18)  | ۲/۴۳     | ۲/۲۹        | ۳/۱۴           |
| ایجاد چشم انداز نامطلوبی از منطقه (C19)       | ۷/۵۷     | ۶/۸۶        | ۲/۲۹           |
| تهدید امنیت بهداشتی و سلامت مردم بومی (C20)   | ۴/۷۴     | ۴/۵۷        | ۲/۲۹           |



شکل ۲- عدد اولویت ریسک برای هر یک از پیامدهای زیست محیطی سد باطله معدن

#### ۴- نتیجه گیری

معادن یکی از عوامل تأثیرگذار بر محیط زیست هستند به گونه‌ای که در نتیجه انباشت باطله‌های حاصل از فرآوری مواد معدنی در سد باطله می‌توانند محیط زیست محدوده اطراف معدن را تحت تأثیر قرار دهند. ورود فلزات سنگین موجود در باطله‌های حاصل از فرآوری مواد معدنی فلزی می‌تواند پیامدهای نامطلوب زیست محیطی متعددی را به دنبال داشته باشد. در این مقاله به بررسی ریسک زیست محیطی سد باطله معدن مس قلعه‌زری پرداخته شد. برای این منظور پس از شناسایی پیامدهای زیست محیطی محتمل در محدوده مورد مطالعه، شدت، احتمال وقوع، و قابلیت شناسایی هر یک از پیامدها مورد بررسی قرار گرفته و در نهایت عدد اولویت ریسک پیامدها مشخص شدند. با توجه به نتایج، وزش باد و پخش غبار و آلودگی هوا، چشم انداز نامطلوبی از منطقه و فرسایش سد دارای بالاترین عدد ریسک هستند. از این رو، استفاده از پوشش‌های گیاهی سازگار با منطقه به منظور جلوگیری از پخش گردوغبار و جلوگیری از فرسایش دیواره‌های سد می‌تواند به عنوان اقدامات کنترلی و اصلاحی در نظر گرفته شود.

#### ۵- مراجع

- Burduk, A., WIĘCEK, D., ZAJAČKO, I., Jurdziak, L., BŁAŻEJ, R., 2020. Analysis and risk assessment of the supply of copper ore in the belt conveyor system in an underground mine. *Acta Montanistica Slovaca*, 25(2).
- Can, E. (2020). Assessment of risks relevant to underground measurements for coal mining production and exploration. *Natural Resources Research*, 29(3), 1773-1785.
- Chanamool, N. and Naenna, T., 2016. Fuzzy FMEA application to improve decision-making process in an emergency department. *Applied Soft Computing*, 43, 441-453.
- Darban, A.K., Webster, R.D., Yarhosseini, H.H., Malekmohammadi, B. Yavari, A.R., 2018. Environmental Impact Assessment (EIA) of a gold mine tailing through the multi-criteria decision making tool. *Journal of Civil Engineering and Environmental Sciences*, 4(2), 061-066
- Haiqing, W.A.N.G., 2016. Study on Evaluation of Ventilation System of Coal Mine Based on FMEA. *Shanxi Coking Coal Science & Technology*, 10.
- Hobday, H. B., 2003. Potential for phytoremediation of a metalliferous mine site at Mt. Costigan, NSW, PhD Thesis, University of Technology, Sydney
- Ivančan, J. and Lisjak, D., 2021. New FMEA risks ranking approach utilizing four fuzzy logic systems. *Machines*, 9(11), p.292
- Jafarpisheh, R., Karbasian, M., Asadpour, M., 2020. A hybrid reliability-centered maintenance approach for mining transportation machines: a real case in Esfahan. *International Journal of Quality & Reliability Management*
- Liu, R., Liu, J., Zhang, Z., Borthwick, A., Zhang, K., 2015. Accidental water pollution risk analysis of mine tailings ponds in Guanting reservoir watershed, Zhangjiakou city, China. *International journal of environmental research and public health*, 12(12), 15269-15284.
- Rahimdel, M.J., Aryafar, A. and Vaziri, S., 2022. Fuzzy FMEA for the safety risk analysis of underground coal mining (a case study in Iran). *Mining Technology*, 131(2), pp.104-114.
- Rahimdel, M.J., Ghodrati, B., 2021. Risk Prioritization for Failure Modes in Mining Railcars. *Sustainability*, 13(11), 6195.





Wang, X., Wang, H., 2021. Risk assessment of coal mine safety production management activities based on FMEA-BN. Journal of Computational Methods in Sciences and Engineering, (Preprint), 1-14.

اورعی، سید کاظم، ۱۳۹۱. روشهای استخراج زیرزمینی (معادن فلزی)، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر.

بهبودی، داود، برقی اسکویی، محمد مهدی، محمدی خانقاهی، رباب، ۱۳۹۶. اثرات افزایش سرمایه‌گذاری و بهره‌وری بخش معدن بر ارزش افزوده و صادرات بخش‌های مختلف اقتصادی ایران. نظریه‌های کاربردی اقتصاد، ۱۵(۴)، ۱۹۹-۲۷۷.

خیرخواه، جواد و امیری، مهران، ۱۳۹۸. ارزیابی ریسک زیست‌محیطی سد باطله معدن مس سونگون با استفاده از روش EFMEA، <https://civilica.com/doc/1177931>

محمدقاسمی، طاهره، ۱۳۹۱. مطالعه اثرات زیست‌محیطی پساب کارخانه فرآوری معدن مس قلعه‌زری بیرجند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند.  
واعظی هیرم جودت سعیدآباد، یونس، ۱۳۹۶. بررسی احتمال نشت آلاینده از تکیه‌گاه‌های سد باطله معدن مس سونگون با استفاده از خصوصیات ژئوتکنیک و شواهد هیدروژئوشیمیایی آب زیرزمینی. نشریه مهندسی عمران و محیط زیست دانشگاه تبریز، ۴۷(۸۸)، ۱۰۵-۱۱۳.

## Structural controls mineralization in strike-slip fault terminals, case study: Kaybarkuh region in East of Iran

Vahid Khademi <sup>1</sup>, Mahmoud Reza Heyhat <sup>2\*</sup>, Mohammad Mahdi Khatib <sup>2</sup>,  
Mohammad Hossein Zarrinkoub <sup>2</sup>, Hossein Hadizadeh Khader <sup>3</sup>

1- PhD. Student, Department of Geology, University of Birjand, Iran

2- Professor, Department of Geology, University of Birjand, Iran

3- Geological Survey of Iran, Northeast Territory, Mashhad, Iran

\* Correspondence: [mhayhat@birjand.ac.ir](mailto:mhayhat@birjand.ac.ir)

**Abstract** - In this study, we have investigated the status of faults in terms of precession and subsequence, and their relationship with vein mineralization in Kaybarkuh intrusive body in East of Iran. At least, three generations of faults are evidenced in Dasht-e-Bayaz (DB) fault terminal. During formation of faults, the stress orientation in the region has changed at least once probably due to DB fault evolution. Mineralization, especially gold and copper, is formed along the third generation faults and sometimes on the fault surfaces. It can be predicted that mineralization also happened in the tensioned area of Kal-Shur covered by salt playa and Quaternary sediments, which requires subsurface and geophysics studies.

**Keywords** : Kaybarkuh, Dasht-e-Bayaz fault, Fault terminals, Mineralization, Lineaments, Tension, Strike-slip faults.

### 1. INTRODUCTION

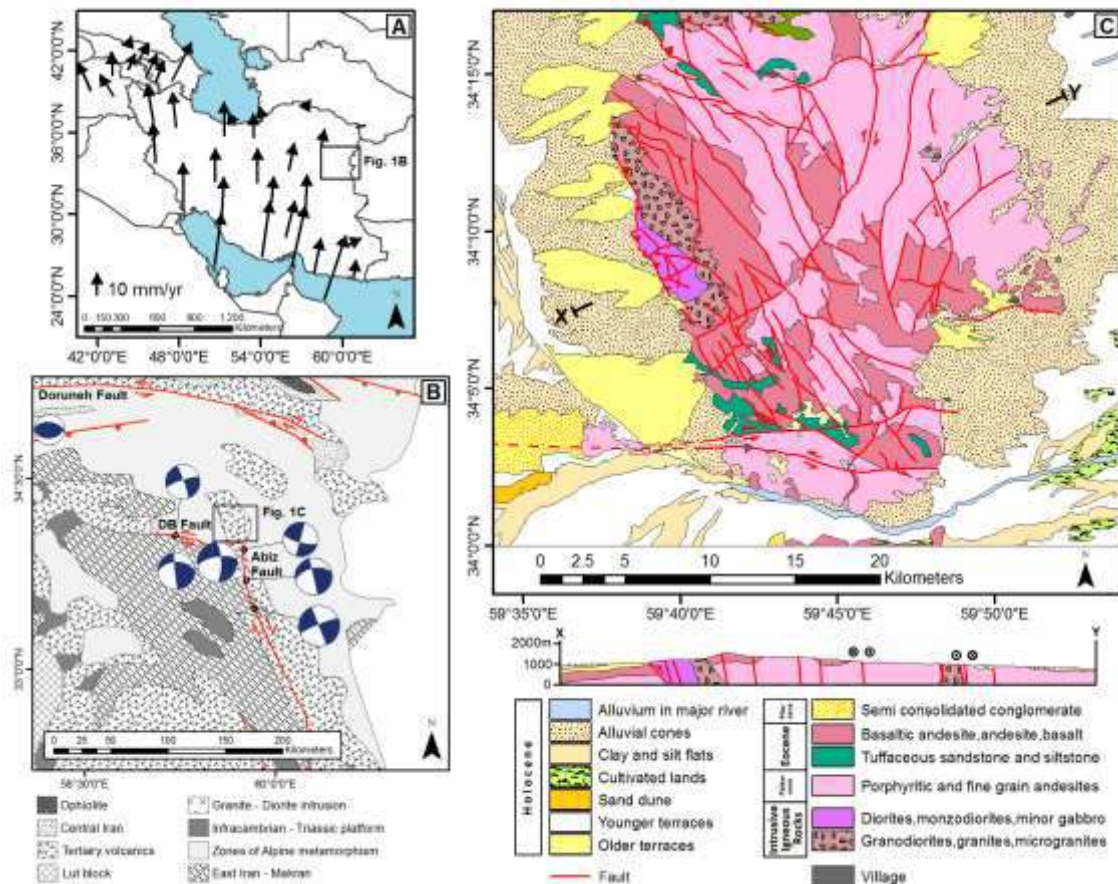
Study of relationship between deformation and ore forming mineral shape is a key for mineral exploration. Some structural processes, such as tension caused by shear, which can be found at the terminal of strike-slip faults, can be directly related to mineralization in the region. Hence, the structural study of strike-slip faults is important to know the factors influencing the creation of mineral veins. Recognizing whether the structural controls on ore deposits are “passive”, and therefore attributable to tectonic structures developed before mineralization, or, conversely, “active,” i.e., related to tectonic structures progressively evolving with mineralization, can provide valuable indications in this sense (Funedda et al., 2018).

A fundamental aim of structural analysis applied to mineralization is to identify how deformation influenced the enhancement or decrease of permeability in rocks (Micklethwaite et al., 2010). Lineaments are closely connected to the formation of hydrothermal ore deposits, lineament characteristics can potentially be used to identify new exploration areas (Ni et al., 2016). The direction and number of lineaments reflect rock mass fracture patterns and can provide valuable information related to geological structures, tectonics, hazard assessment, and natural resource availability (Ekneligoda and Henkel, 2010, Koike and Ichikawa, 2006).

Extension fractures (i.e. joints or veins) occur across a range of scales. Linkage between fault segments is mainly controlled by extension fractures approximately parallel to the local orientation, and the extension fractures are dominantly developed in the extensional quadrants of fault segments (Kim et al., 2004). Areas of extension that lack shear at the corners and along the edges of the fault duplexes are structural traps for the granitoid stocks associated with porphyry copper deposits. By contrast, polymetallic vein deposits are emplaced where shear and

extension are prevalent in the interior of the duplexes (Drew, 2005). Corresponding mineralization, mainly Au-Ag, is structurally related to indentation and lateral extrusion, and occurs at accommodation zones at the termination of a shear zone and confining strike-slip and normal faults of the core complex (Neubauer, 2005).

The tectonics of eastern Iran is mostly concentrated within the Makran subduction since the oceanic crust is subducting at  $19.5 \pm 2 \text{ mm yr}^{-1}$  roughly northward under the Makran Wedge (Vernant et al., 2004).



**Figure1.** A. GPS horizontal velocities in Eurasia-fixed reference frame for the period 1999–2001 showing the movement of Iran block (after Vernant et al., 2004 modified). B. Location of study area on Tectonic map of Iran with focal mechanism of DB and Abiz faults near the area (after Stocklin, 1968 and Hessami et al., 2003 modified). C. Geological setting of the study area (after Bolourian and Safari, 2005 modified).

The study area is located in North of Lut block and in the Eastern terminal of sinistral DB fault with an approximate area of  $570 \text{ km}^2$  in East of Iran (Figure 1-B). Geographical range of the area is  $34^{\circ} 0' 0'' - 34^{\circ} 17' 24'' \text{ N}$  and  $59^{\circ} 34' 0'' - 59^{\circ} 54' 32'' \text{ E}$ . Kaybarkuh (Also known as Zouzan) consists of two intrusive igneous bodies including Paleocene granitic, granodioritic and dioritic mass in North, and an Eocene basalt – andesitic body in South, that southern part is the goal of this study (Figure 1-C). Geochemical data indicates that Kaybarkuh diorites originated from partial melting of metabasalts during the subduction of ocean plate under Lut block in Tertiary (Mazhari and Safari, 2013). It confirms the theory of Afghan block subduction mentioned above.

Numerous sinistral strike-slip faults and nearly vertical North-South and West-East direction dioritic dykes in Southern part of Kaybarkuh can be distinguished (Figure 2). Also ductile and semi-ductile structures such as folding and silicified ellipsoids are abundant in the area. Dominant trend of lineaments obtained by three methods of Remote-Sensing is about  $N330^{\circ}$  (Khademi et al., 2021). There are different Au, Ag, Cu, Pb and Zn mineralization

zones in the area. The high concentrations of these elements are clustered in central, south east and south west parts of study area (Sereshgi et al., 2019). In southern parts, vein mineralization is more abundant than stock type.



**Figure2.** The vertical dykes, mainly spreaded with an East - West trend, reflect a stretch phase with a North - South orientation at the beginning of Eocene and shortly after the formation of the Kaybarkuh body.

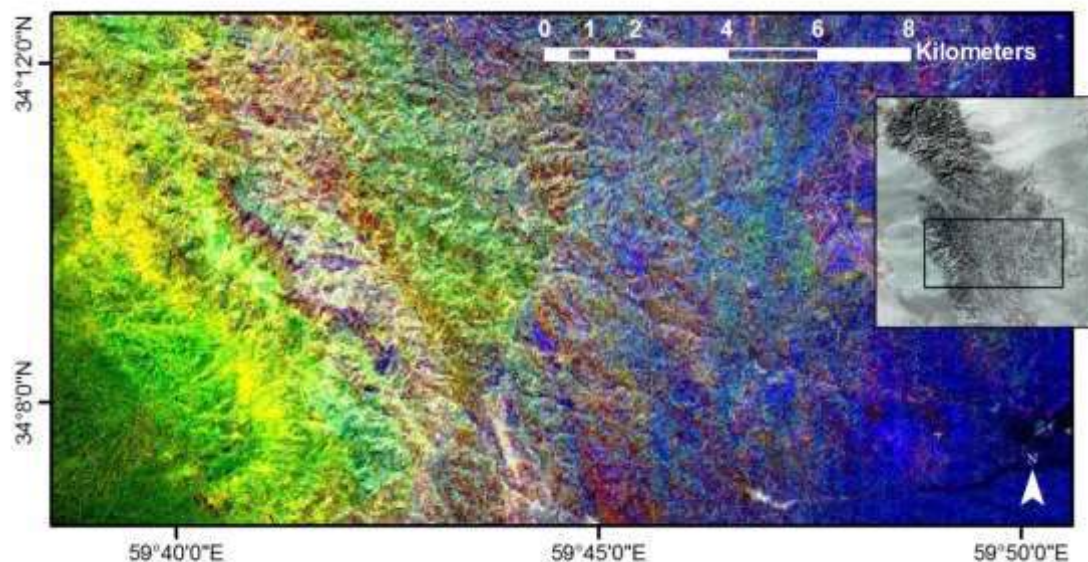
## 2. DATA AND METHODS

Studies were performed on the southern part of Kaybarkuh due to the abundance of vein-type mineralization in these areas.

### 2.1. Remote sensing

The higher resolution of the Aster, especially in the region of short infrared spectrum of electromagnetic waves, is the best data for identifying minerals and groups of minerals such as clays, carbonates, silica, iron oxides and other silicates. However, it should be noted that the power of spatial separation of the data should be considered in the level of our expectation from the separation of altered units and areas. In figure (3), which is the result of combining bands 1/3, 4/7, and 6/4 from the Aster satellite image, altered units are obvious in yellow and brown colors, especially in the western areas where the third generation faults are more abundant (Parvaresh, 2013)



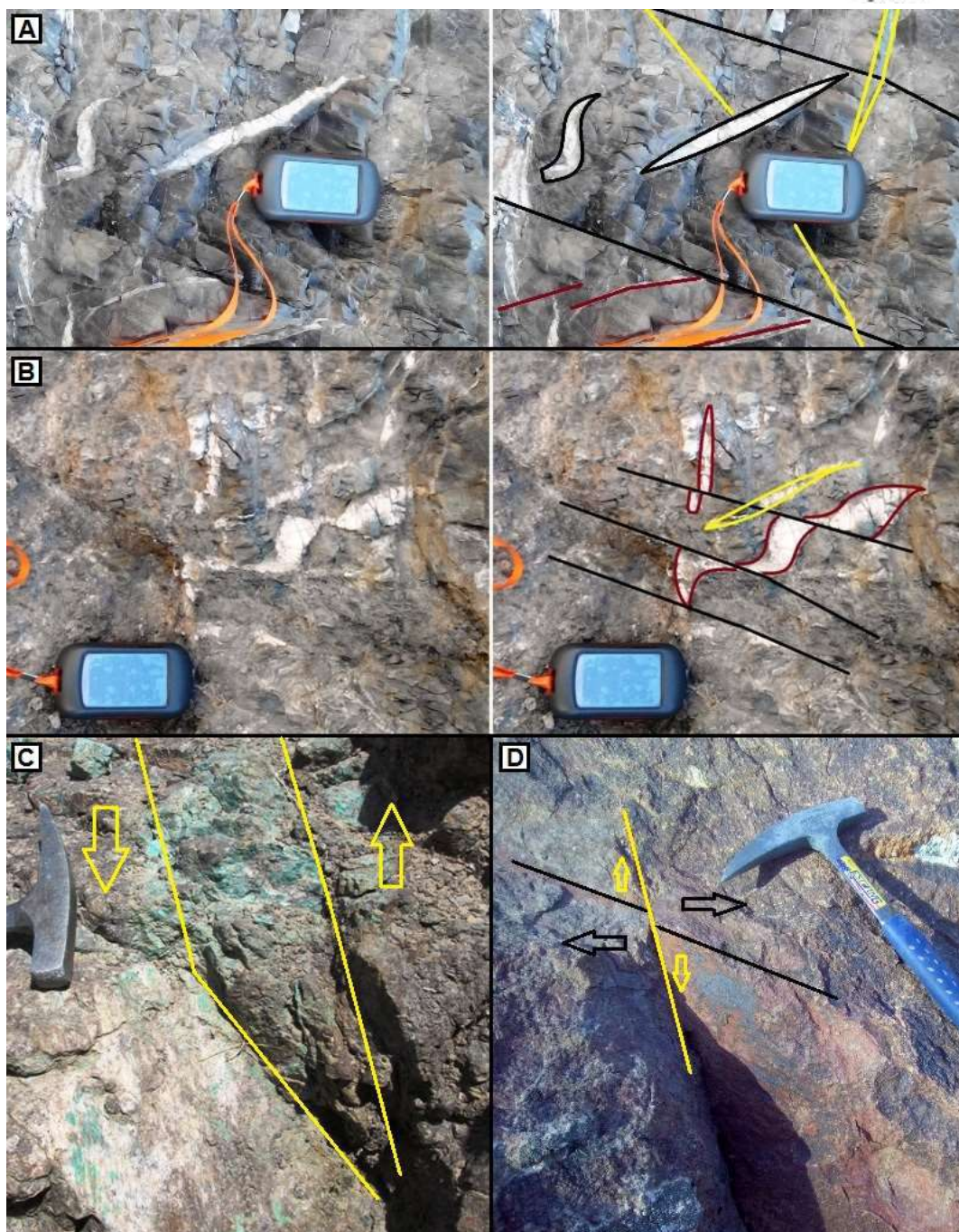


**Figure3.** Band combination 1/3, 4/7 and 6/4 on Aster satellite image. Yellow and brown colors show the altered units (Parvaresh, 2013).

## 2.2. study of faults

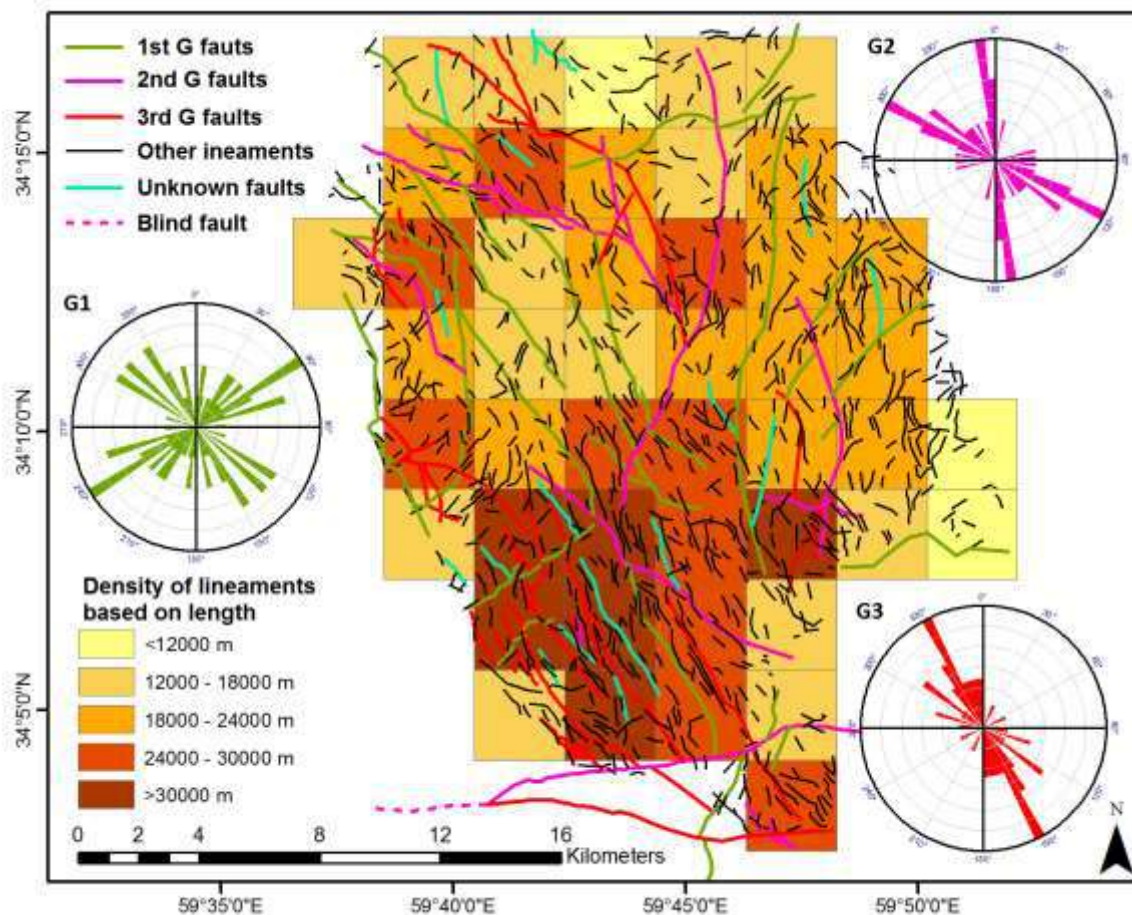
Based on to the expansion of mineralized veins that were conducted in the studies of the Geological Survey of Iran: The mineralization process and the faults were compared with each other and it was determined that this process has a orientation around  $N330^{\circ}$ . By examining the faults using remote sensing methods and then field studies, the precession and subsequence of fault activity was obtained. According to geological map of the area (figure 1) the age of the southern rocks of Kaybarkuh is upper Eocene, so the first generation of faults probably belongs to the same time with the activity of DB fault. After examining the field features at the intersection of the faults, we found structures such as sigmoidal veins and perpendicular strike-slip faults (figure 4), which show a change in the direction of stress in the next generation of the faults. Structural properties of sigmoidal veins were similar, consequently, each sigmoidal vein is considered to have the same formation history.

The second generation of faults have an approximate trend of  $N40$  and, as same as the first generation, are accompanied by extensional and strike-slip structures. The third generation of faults, which again have the same trend as the first generation, are seen with copper and gold vein mineralization. In the regional scale, the photo-lineament factor map shows a special pattern in distribution of lineament factor values. This map shows a close relationship between the concentration mineralization and values of lineament factors (Amirihanza et al., 2018). In order to survey the density of faults and other lineaments, we divided the area into squares with a dimation of  $3 \times 3$  km. As shown in the figure 5, the abundance of lineaments is more in the southern parts and is more consistent with the trend of the third generation of faults (figure 6).



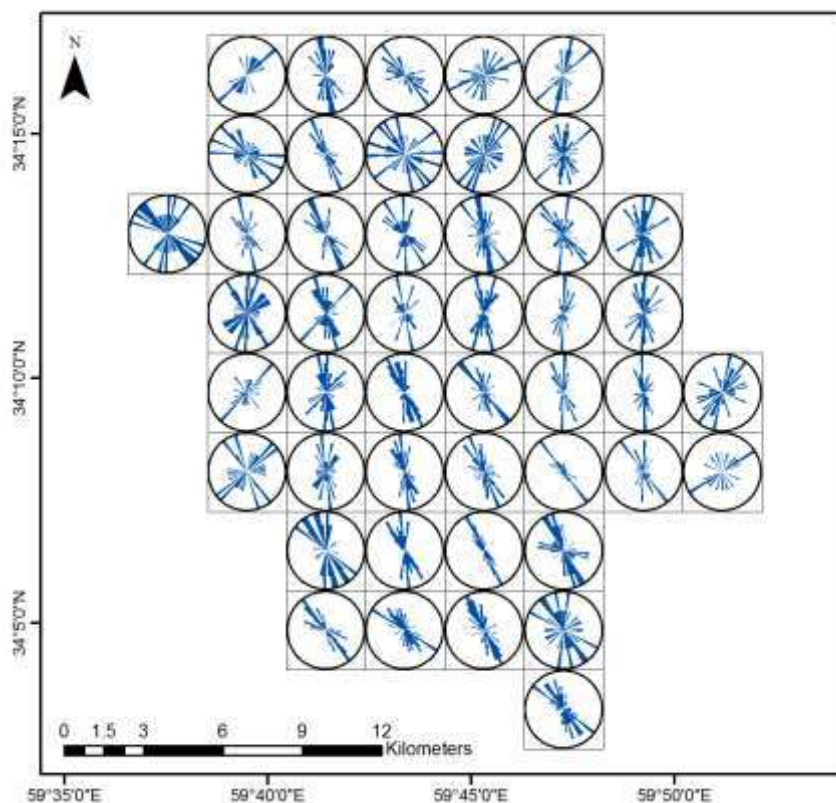
**Figure4.** A, B. The sequence of shear structures formation is indicated by brown, black, and yellow colors respectively. C. Copper mineralization on the strike-slip fault surface with the tension evidence. D. Couple of strike-slip faults with an angle of about 70 degrees.





**Figure 5.** The map of main faults which are divided into three generations (G1, G2, and G3) based on field and remote-sensing evidence. Blocks with dimensions of 3 km show the density of lineaments including dykes and minor faults based on total length.





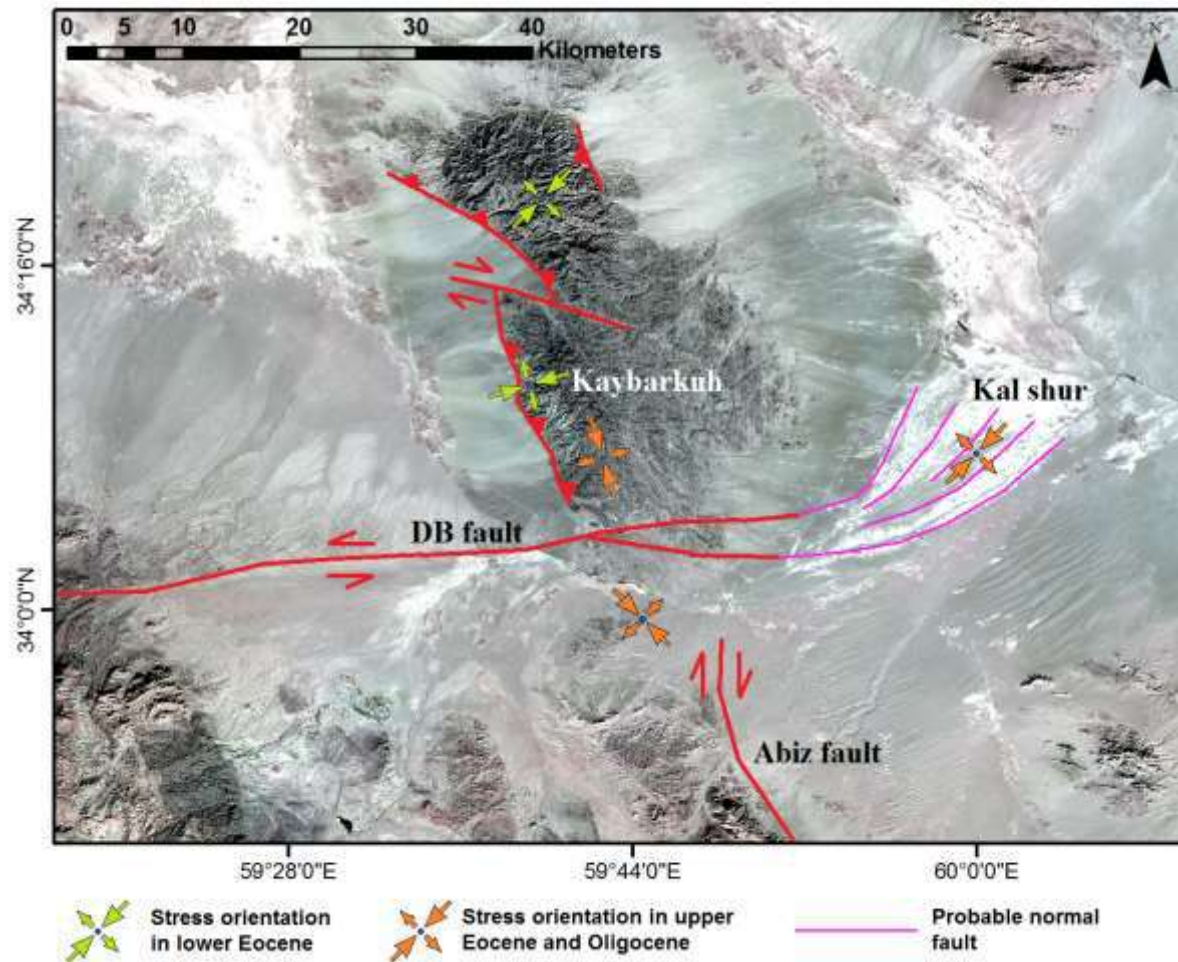
**Figure 6.** The general trend of main faults and lineaments in blocks with dimensions of 3 km.

### 3. RESULTS AND ANALYSIS

The density of lineaments is higher in the south of the region and near the DB fault. These lineaments have a trend consistent with the third generation faults and the trend of mineralization. This indicates that the mineralization occurred at the same time or after southern faults and is probably related to the recent activities of the DB fault.

By moving away from the fault to the north, tensile structures such as open filling siliceous fractures and dikes get more abundant than strike-slip structures. This shows that the type of shear from the fault to its surroundings changes from simple to pure and justifies the abundance of vein mineralization in the southern parts.

As [Mouslopoulou et al. \(2004\)](#) studied North Island Fault System in New Zealand, interaction of two active fault systems, with strike-slip displacement transferred into the rift without displacing normal faults along the rift margin. It may have occurred in the interaction between sinistral Dasht-e-Bayaz and dextral Abiz faults (Figure 7) resulting Kal-shur tensioned area.



**Figure7.** The stress orientation in two time periods according to the observed structures is shown on a Landsat true color (4-2-1) band combination of kaybarkuh region and surrounding.

#### 4. CONCLUSIONS

By examining the structural evidences in the Kaybarkuh region, we can conclude that mineralization, especially vein type gold and copper oxide minerals, took shape as a result of hydrothermal processes at the same time or after the creation and activity of the third generation faults with nearly N330° trend. These faults of the sinistral strike-slip type with evidence of stretching in the perpendicular direction to the fault plane are more abundant in the southern and southwestern parts of the region. From the frequency and direction of the third generation faults and the alignment of these faults with the extension of mineralization, it can be concluded that mineralization in Kaybarkuh occurred due to the activity of DB fault at its terminal probably in the upper Eocene and Oligocene interacting with Abiz fault. Ductile structures such as silicified ellipsoids in andesites reflect the tensile shear mechanism of the DB fault has been active since the formation of Kaybarkuh body and may have played a role in creating suitable conditions for its formation. As shown in figure (8), It can be predicted that mineralization also



happened in the rifted area of Kal-Shur covered by salt playa and Quaternary sediments, which needs subsurface and geophysics studies.

## REFERENCES

- Amirihanza, H., Shafieibafti, Sh., Derakhshani, R., Khojastehfar, S. (2018). Controls on Cu mineralization in central part of the Kerman porphyry copper belt, SE Iran: constraints from structural and spatial pattern analysis. *Journal of Structural Geology*, 116, 159–177. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.08.010>
- Bolourian, Gh., Safari, M. (2005). Geological map of Zouzan in 1:100,000 scale. *Geological survey of Iran*.
- Drew, J.L. (2005). A tectonic model for spatial occurrence of porphyry copper and polymetallic vein deposits applications to central Europe. *Scientific investigation report 5272. U.S. Geological survey*, P.24. <https://doi.org/10.3133/SIR20055272>
- Ekneligoda, T. C., Henkel, H. (2010). Interactive spatial analysis of lineaments. *Journal of Computers and Geosciences*, vol. 36, no.8, pp. 1081–1090. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2010.01.009>
- Funedda, A., Naitza, S., Buttau, C., Cocco, F., Dini, A. (2018). Structural Controls of Ore Mineralization in a Polydeformed Basement: Field Examples from the Variscan Baccu Locci Shear Zone (SE Sardinia, Italy). *Minerals*, 8, 456. <https://dx.doi.org/10.3390/min8100456>
- Hessami, K., Jamali, F., Tabassi, H. (2003). Major active faults of Iran (map). *International Institute of Earthquake Engineering and Seismology of Iran (IIEES)*.
- Khademi, V., Heyhat, M. R., Forghani, A., Khatib, M. M., Zarrinkoub, M. H., Hadizadeh, Kh. H. (2021). An application of remote sensing imagery for Geological lineaments extraction over Kaybarkuh region in East of Iran. *World Journal of Geomatics and Geosciences*, vol.1 , pp. 50–59. <https://doi.org/10.31586/wjgg.2021.168>
- Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D. J. (2004). Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26, 503–517. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.002>
- Koike, K., Ichikawa, Y. (2006). Spatial correlation structures of fracture systems for deriving a scaling law and modeling fracture distributions. *Computers and Geosciences*, vol. 32, no. 8, pp. 1079–1095. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.02.013>
- Micklethwaite, S., Sheldon, H. A., Baker, T. (2010). Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery, *Journal of Structural Geology*, 32, 151–165. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.10.009>
- Mouslopoulou, V., Nicol, A., Little, T. A., Walsh, J. J. (2007). Terminations of large strike-slip faults: an alternative model from New Zealand. *Geological Society, London, Special Publications*, 290, 387–415 <https://doi.org/10.1144/SP290.15>
- Neubauer, F. (2005). Structural control of mineralization in metamorphic core complexes. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, 561–564. [https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6\\_144](https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_144)
- Ni, Ch., Zhang, Sh., Liu, Ch., Yan, Y., Li, Y. (2016). Lineament Length and Density Analyses Based on the Segment Tracing Algorithm: A Case Study of the Gaosong Field in Gejiu Tin Mine, China. *Hindawi Publishing Corporation Mathematical Problems in Engineering*, Article ID 5392453, 7 pages. <http://dx.doi.org/10.1155/2016/5392453>
- Parvaresh, M. (2013). Satellite image processing of Zouzan area. *Geological survey of Iran - Northeast territory*. [in Persian]
- Mazhari, S.A., Safari, M. (2013). High-K calc-alkaline plutonism in Zouzan, NE of Lut block, Eastern Iran: An evidence for arc related magmatism in Cenozoic. *J Geol Soc India* 81, 698–708. <https://doi.org/10.1007/s12594-013-0091-x>



Mouslopoulou, V., Nicol, A., Little, T. A., Walsh, J. J., 2007, Terminations of large strike-slip faults: an alternative model from New Zealand. Geological Society, London, Special Publications, 290, 387–415 <https://doi.org/10.1144/SP290.15>

Sereshgi, H. A., Ganji, A., Ashja, A. A., Torshizian, H., Taheri, J. (2019). Detection of metallic prospects using staged factor and fractal analysis in Zouzan region, NE Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*. Vol. 11, No. 4, 256-266. <https://doi.org/10.30495/ijes.2019.669400>

Stocklin, J. (1968). Structural history and Tectonics of Iran: A Review. *AAPG Bulletin*, vol.52 (7), pp. 1229–1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381–398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>

## شواهد اختلاط ماگمایی در گرانیتوئیدهای قفله، جنوب غرب مهاباد، آذربایجان غربی

پرویز قادری<sup>۱\*</sup>، امیر پهنایی<sup>۲</sup>

۱- دانشگاه سراسری ارومیه، ارومیه

www.Parviz.geology@gmail.com

۲- دانشگاه سراسری ارومیه، ارومیه

www.A.Pahnae@gmail.com

### چکیده

توده گرانیتی قفله به سن کرتاسه پسین در ۹۲ کیلومتری جنوب مهاباد با روندی از غرب به شرق گسترش دارد که در بخش شمالی زون سندج - سیرجان واقع شده است. این توده گرانیتی حاوی تعداد زیادی انکلاوهای مافیک گرد شده است که در اندازه‌های مختلف از ۲ سانتیمتر تا ۳۰ سانتیمتر می‌باشد. این انکلاوها در کل حجم توده نفوذی پراکنده هستند ولی توزیع آنها به صورت یکنواخت نمی‌باشد. علاوه بر انکلاوها در این توده گرانیتی زون هیبریدی نیز مشاهده می‌شود. انکلاوهای کمپلکس گرانیتی مطالعه شده از نوع انکلاوهای مافیک میکرو اینتر گرانولار ماگمایی MME هستند. این مجموعه به لحاظ سنگ شناسی شامل گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزادیوریت و گابروادیوریت است. وجود بافت‌هایی مثل گرانوفیر، پرتیت و آنتی پرتیت، زون اسپایک، حواشی گرد شده در پلاژیوکلازها و بیوتیت و آمفیبول دارای خوردگی همگی شواهدی از اختلاط ماگمایی است. مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که اختلاط ماگمایی به عنوان یک تحول ماگمایی اساسی بین یک ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک تشکیل دهنده سنگ‌های گرانیتوئیدی قفله رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: اختلاط ماگمایی، انکلاو، گرانیت، مهاباد، قفله.

### Abstract

The late Cretaceous granite masses of South Mahabad extend 92 km south of Mahabad with a trend from west to east. These intrusive units are located in the northern part of Sanandaj-Sirjan zone in terms of geological structural divisions of Iran. This granite mass contains a large number of rounded mafic enclaves that are in different sizes from 2 cm to 30 cm. These enclaves are scattered throughout the volume of the intrusive mass, but their distribution is not uniform. In addition to the enclaves, a hybrid zone can also be observed in this granite mass in such a way that the light color of the granite mass gradually darkens. The enclaves of the granitic complex studied are MME micro-intergranular magmatic mafic enclaves, and in terms of lithology, this complex includes granite, granodiorite, quartzdiorite and gabbrodiorite. The presence of different intergrowth textures such as granophyry, perthite and antiperthite, spike zone, rounded edges in plagioclase and corroded biotite and amphibole are all evidences of magmatic mixing. Field observations and petrographic studies show that magmatic mixing occurred as a basic magmatic transformation between a mafic magma and a felsic magma forming the granitoid rocks of Qalqeleh.

**Key words:** magmatic mixing, Enclaves, Granite, Mahabad, gholgholeh.

### ۱- مقدمه

توده گرانیتی قفله، در جنوب شهرستان مهاباد، واقع در استان آذربایجان غربی، با مختصات جغرافیایی ۳۰' ۴۵° تا ۰۰' ۴۶° طول‌های شرقی و ۰۰' ۳۶° تا ۰۰' ۳۶° عرض‌های شمالی قرار دارد. این توده گرانیتی از طریق مسیر مهاباد-سردشت، با طی کردن فاصله ۹۲ کیلومتر قابل دسترس می‌باشد. این ناحیه از لحاظ تقسیم بندی‌های زون‌های زمین ساختاری ایران جزء پهنه‌ی ساختاری سندج - سیرجان می‌باشد (Stocklin, 1968)، که در امتداد یک روند خطی با جهت شمال باختری - جنوب خاوری قرار گرفته است. هر چند از سرگذشت زمین شناسی این ناحیه اطلاعات کافی وجود ندارد اما با توجه به یافته‌های زمین شناسی از طریق شناسایی سنگ‌های قدیمی در نقاط مختلف و از شواهد موجود چنین بر می‌آید که پی سنگ اولیه این ناحیه در حدود ۶۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال پیش) شاهد یک دگرگونی در سنگ‌های آذرین و رسوبی بوده است.

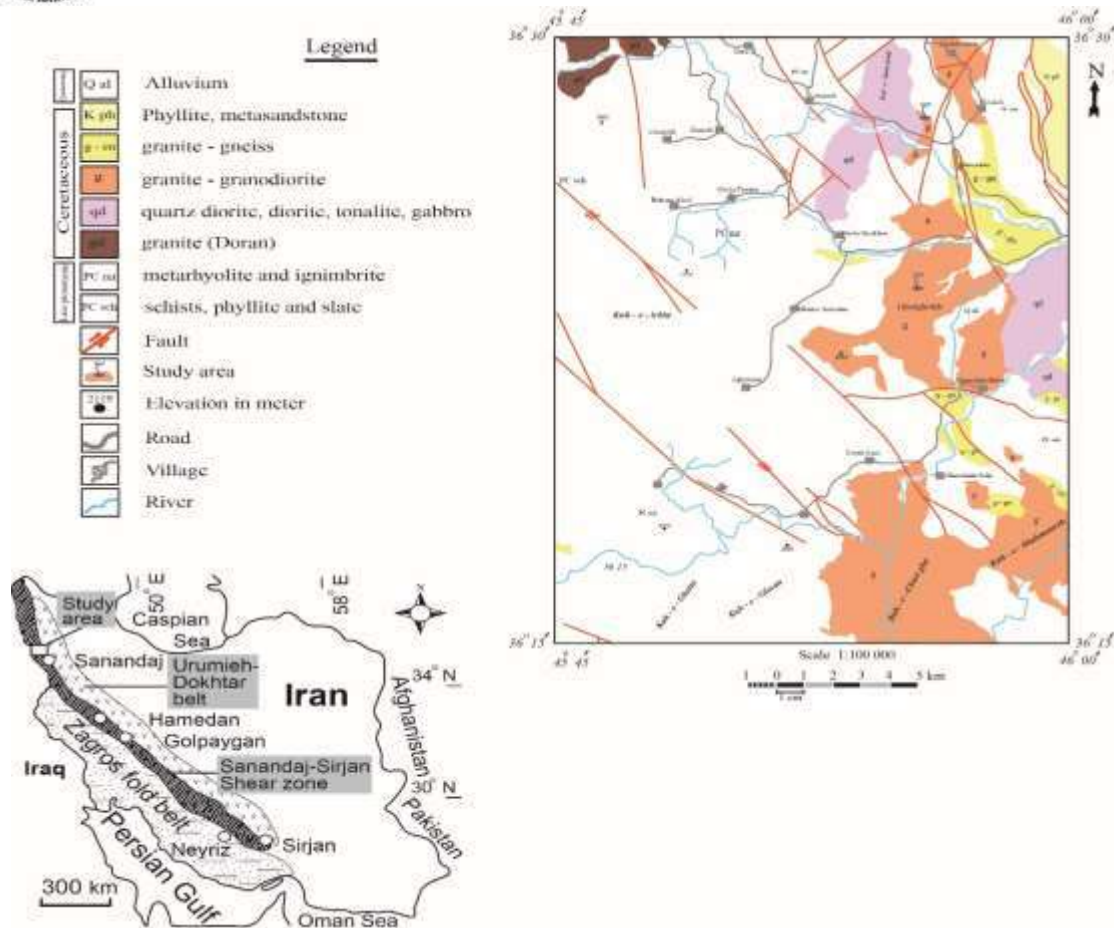
وجود سنگ‌های کهن پرکامبرین و ضخامت زیاد این واحدها، که همگان دگرگونه‌اند و پیوستگی نه چندان یکنواخت چینه نگاری تا پالئوزویک زیرین از جمله ویژگی‌های زمین‌شناسی این ناحیه است. واحدهای به نسبت ضخیم کرتاسه، در برگیرنده‌ی یک مجموعه رسوبی شیلی تا آتشفشانی، با نبود سنگ‌هایی از تریاس و ژوراسیک نمایان می‌شود و در مرز جدا کننده‌ی میان پالئوزویک زیرین-کرتاسه، آهک‌های پرمین را شاهدیم که بی ریشه و بدون نظم چینه

نگاری‌اند و گهگاه با راندگی بر روی سنگ‌های کهن‌تر و یا جوان‌تر از خود جای دارند. مجموعه آمیزه رنگین، در جنوب غرب ناحیه که دنباله آن به نزدیکی سردشت می‌رسد، در یک تراف و یا ریفت درون قاره‌ای پدیدار شده است که سن اجزای رسوبی آن به پالئوسن نسبت داده شده است. در این ناحیه، گرانیته دوران کهن‌ترین فاز ماگمایی است که به درون واحدهای دگرگونه پرکامبرین نفوذ کرده است. بیش از آن، از ریولیت‌های مجموعه دگرگونه باید یاد کرد که در پهنه‌ای گسترده از جنوب مهاباد تا شمال بانه رخنمون یافته‌اند و به بالاترین بخش مجموعه‌ی یاد شده تعلق دارند. در اواخر کرتاسه - اوائل پالئوسن و شاید همزمان با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و با فاز لارامید واحدهای کرتاسه دگرگون شده‌اند. در طی ساز و کار این فاز بخشی گسترده از ناحیه (نواحی شمال شرقی ورقه) زیر یورش توده‌های نفوذی رفته که ترکیب آنها از دیدگاه سنگ شناختی از کوارتز دیوریت تا گرانیته و گرانودیوریت تغییر می‌کند (Omrani and Khabbazznia, 2003). نمایی از این واحدهای سنگی یاد شده در نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی منطقه در زیر آورده شده است (شکل ۱).

تحولات ماگما طی بالا آمدن آن از جمله موارد مهمی است که پترولوژیست‌ها همواره از طرق مختلف به بررسی و مطالعه آن پرداخته‌اند، از جمله روش‌های بررسی و مطالعه تحولات ماگمایی، شواهد صحرایی، کانی‌شناسی، مشخصات بافتی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی است. انکلاوها یا بیگانه سنگ‌های محاور در سنگ‌های آذرین یکی از شواهد با ارزشی هستند که اطلاعات زیادی از نحوه استقرار ماگمای توده‌های گرانیته، فعل و انفعالات، منشأ ماگما، اتاق ماگمایی و غیره در اختیار سنگ‌شناسان قرار می‌دهند (Didier, 1973).

مطالعات زیادی در جاهای مختلف بر روی توده‌های دارای انکلاو جهت کسب اطلاعات درباره تحولات ماگمایی انجام شده است (Didier, 1973; Chappell and White, 1987; Chen et al., 1989; Dodge and Kistler, 1990; Didier and Barbarin, 1991; Barbarin and Didier, 1992). با توجه به ویژگی‌های ظاهری سنگ‌های اسیدی، انکلاوها در آنها راحت‌تر تشخیص داده می‌شود و به همین علت کسب اطلاعات از انکلاوهای آنها در صحرا نسب به سنگ‌های مافیک می‌تواند دقیق‌تر باشد و نمونه برداری جهت گام‌های بعدی پژوهش با درصد اطمینان بیشتری از سنگ‌ها و انکلاوهای آنها انجام شود، از طرفی دیگر بررسی دقیق پتروگرافی انکلاوها و سنگ میزبان آنها با تعیین بافت‌ها و مجموعه کانی‌های سنگ‌ها می‌تواند مکملی برای اطلاعات به دست آمده از این انکلاوها در صحرا باشد. توده گرانیته‌نئیدی قلقله حاوی انکلاوهای زیادی می‌باشد که لازم است ارتباط این انکلاوها با توده گرانیته‌نئیدی جهت تعیین تحولات ماگمایی مشخص شود. این توده نفوذی سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی بازیک کرتاسه زیرین و پرکامبرین را قطع کرده است (Gholipour et al., 2002).



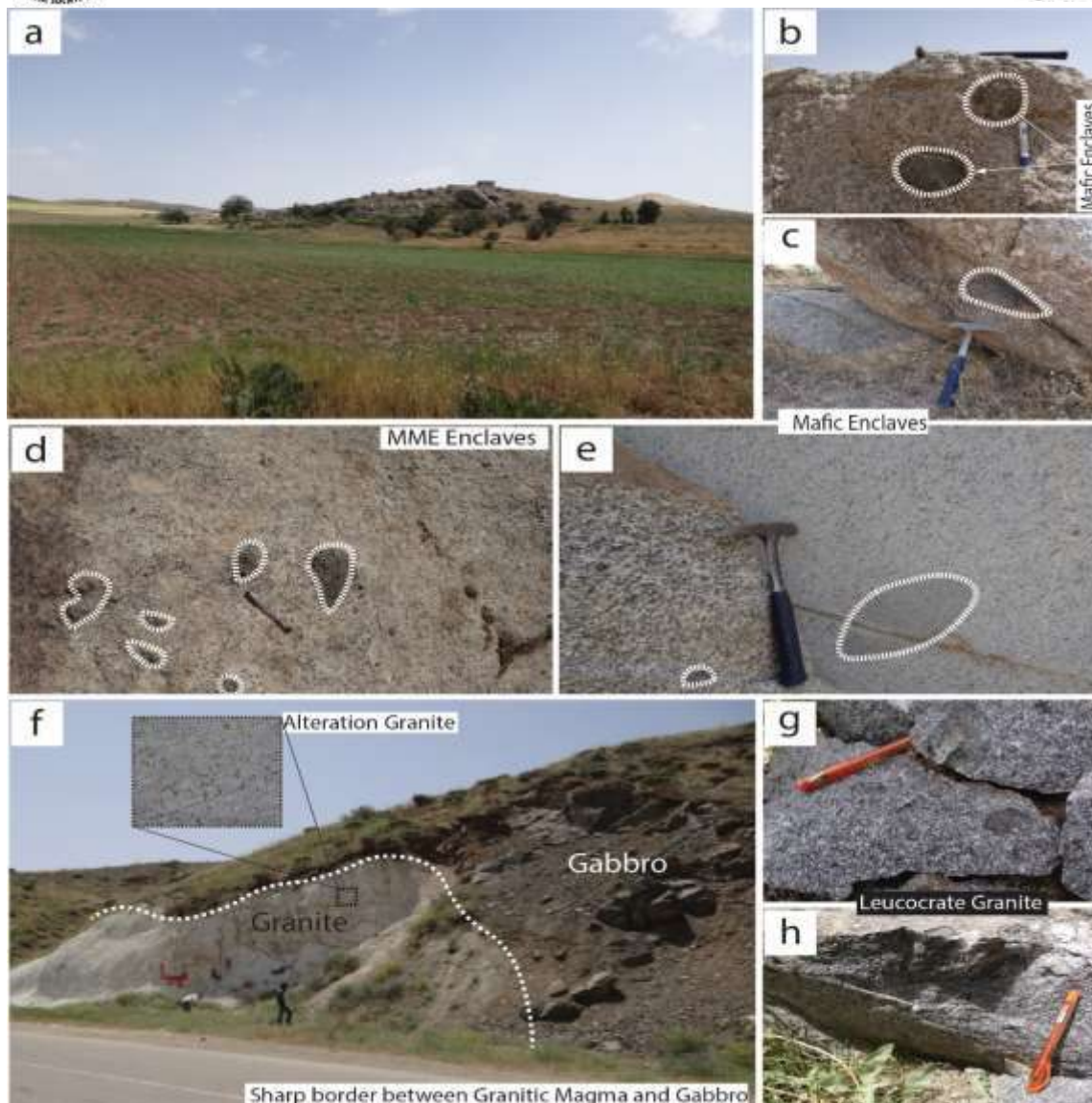


شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیم بندی زون‌های زمین ساختاری ایران (Stocklin, 1968) و نقشه زمین شناسی خلاصه شده منطقه مورد مطالعه.

## ۲- مطالعات صحرایی

توده گرانیتی جنوب مهاباد به سن کرتاسه پسین با روندی از غرب به شرق گسترش دارد (شکل ۲-۲a). با توجه به مشاهدات صحرایی گاهی این سنگ‌ها به ویژه ریولیت‌های هم ارز آنها در تناوب با سنگ‌های بازیک و رسوبی کرتاسه زیرین می‌باشند. این توده گرانیتی با رنگی روشن حاوی انکلاوهای مافیک گرد شده تا نیمه گرد شده‌ای هستند که در اندازه‌های مختلف از ۲ سانتیمتر تا ۳۰ سانتیمتر دیده می‌شوند (شکل ۲-۲b). این انکلاوها تیره رنگ و ریز تا متوسط دانه‌تر از توده اصلی می‌باشند و مرز تماس آنها کاملاً واضح و آشکار است. ولی گاهی انکلاوهای درشت‌تر زون تدریجی با توده میزبان نشان می‌دهند و تا حدودی گرد شدگی کمتری نسب به انکلاوهای ریزتر دارند (شکل ۲-۲c)، علاوه بر انکلاوها در این توده گرانیتی زون هیبریدی نیز مشاهده می‌شود، به این صورت که رنگ روشن توده گرانیتی به تدریج تیره می‌شود (شکل ۲-۲d). به لحاظ رنگ انکلاوهای درشت، تیره‌تر از انکلاوهای ریز می‌باشند و دارای کانی‌های روشن کمی نسب به انکلاوهای ریز هستند. این انکلاوها در کل حجم توده‌ی نفوذی پراکنده هستند ولی توزیع آنها به صورت یکنواخت نمی‌باشد و در حاشیه توده بیشتر قابل مشاهده هستند (شکل ۲-۲e). در برخی نقاط، تماس توده مافیک آبدار با توده‌ی گرانیتی سبب دگرسانی شدید سنگ‌های گرانیتی شده است، در برخی موارد در محل این تماس، مرز شارپ (Sharp) دیده می‌شود (شکل ۲-۲f). سطح تازه این سنگ‌ها در اکثر حالات حضور انکلاوهای مافیک را در اندازه‌های مختلف نمایش می‌دهد (شکل ۲-۲g, h).





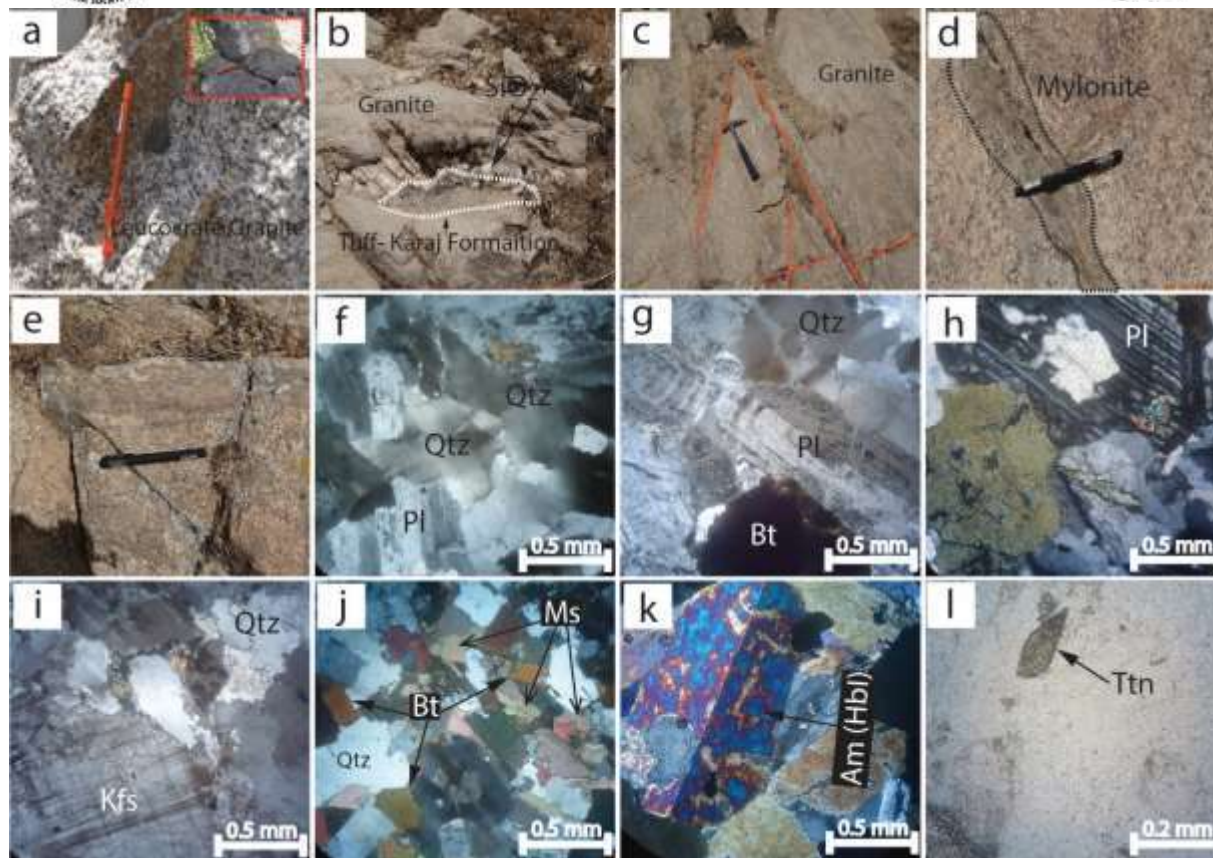
شکل ۳: a: توده گرانیتوئیدی کرتاسه قلقله دید به سمت جنوب b: انکلاوهای داخل توده گرانیتوئیدی، انکلاوهای بزرگتر از ۲۰ سانتیمتر زون تدریجی با توده میزبان دارند و رنگ تیره تری نسب به انکلاوهای کوچکتر دارند. c,d: توده گرانیتی حاوی انکلاوهایی کشیده و گرد شده که جهت جریان ماگما را نشان می دهند، زون هیبریدی قابل مشاهده است e: تغییر رنگ تدریجی توده گرانیتوئیدی به علت اختلاط با یک ماگمای مافیک، انکلاوهای میکرو گرانولار مافیک هم در متن توده گسترش دارند f: نمایی از مرز شارپ یا درهم رفته ی توده ی مافیک با توده ی گرانیتی، (با دید به سمت جنوب غرب)، گرانیت در این ناحیه بر اثر حرارت توده ی مافیک دگرسان شده است. g,h: نمونه دستی از گرانیت های منطقه دارای آثار اختلاط.

### ۳- مطالعات پتروگرافی

به لحاظ سنگ شناسی این مجموعه شامل گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز دیورت و گابرو دیوریت است که ترکیب بافتی و کانیایی آنها به صورت زیر می باشد:

رنگ سنگ ها در نمونه دستی روشن و از نوع لوکوگرانیت، دارای کانی های تیره نسبتا کم می باشد (شکل ۳-۳). در سنگ های این ناحیه رگه های تأخیری سیلیس داری وجود دارد که در داخل خود، دارای قطعات ریز سنگی، به رنگ سبز هستند (شکل ۳-۳). با اشرافی بر زمین شناسی ناحیه، می توان چنین گفت

که منشأ این قطعات سبز رنگ همان توف‌های مربوط به سازند کرج می‌باشد که ماگما در حین صعود به سطح زمین، آنها را در بر گرفته است. گاه‌آ این گونه ساختارها با کانی‌های مراحل انتهایی ماگما (پنوماتوژن) اشتباه گرفته می‌شوند. شکستگی‌های طبیعی (دبی از نوع دیاکلازی) در سنگ‌های این ناحیه به وفور قابل مشاهده است (شکل ۳-۷)، این شکستگی‌ها بر اثر نیرو و فشارهای ناشی از نیروهای تکتونیکی ایجاد شده‌اند. عوامل دیگری نیز مثل تغییرات درجه حرارت در هنگام نفوذ و جایگزینی توده آذرین و همچنین تزریق ساخت‌هایی مثل دایک‌ها نیز در ایجاد این شکستگی‌ها نقش داشته‌اند. این شکستگی‌ها قطعات توده آذرین را در برخی نقاط به چندین قطعه چند وجهی و نامنظم تقسیم کرده است. آب‌های نافذ به تدریج سبب باز شدن شکاف‌ها و تجزیه سانتریت (به طرف مرکز) شده که تجزیه پوست پیازی که در این سنگ‌ها به طور فراوان قابل مشاهده است یکی از آثار آن است. در این منطقه به دلیل وجود شرایط شکل‌پذیر، گرانیته‌ها به همراه سنگ‌های درونگیر میلوئیتی شده‌اند (شکل ۳-۷، d, e)، جایگیری ماگمای لویکوگرانیته، توسط فضاهای کششی درون زون‌های برشی رانده و کنترل شده است. این حادثه احتمالاً در اثر اعمال نیروهای تکتونیکی بر روی این گرانیته‌ها بوده است. کانی‌های روشن این سنگ‌ها، کوارتز و آلکالی فلدسپار بوده و پیروکسن (اوژیت)، آمفیبول و بیوتیت کانی‌های تیره این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی کوارتز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (ایدیومورف تا هیپ ایدیومورف) در مقاطع مطالعه شده قابل مشاهده است (شکل ۳-۷، f). این کانی به صورت اولیه و با خاموشی مویی در این سنگ‌ها قابل مشاهده بوده و در برخی موارد ادخال‌های ریز از بلورهای زیرکن و اسفن نیز در داخل آن دیده می‌شود. کانی کوارتز در برخی موارد دارای هم‌رشدی با بلور آلکالی فلدسپار بوده و در تشکیل بافت فلسطیک نقش دارد. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار و با ماکل پلی‌سنتتیک قابل مشاهده بوده و در برخی موارد زونینگ‌اند. گاه‌آ پلاژیوکلازها بلورهای فرومنیزین پیروکسن را در بر گرفته‌اند و در تشکیل بافت افستیک نقش دارند (شکل ۳-۷، g, h). بلورهای فلدسپار پتاسیم با اندازه‌های ۱ تا ۱/۵ سانتی‌متر، که غالباً دارای ماکل مشبک و کارلسباد هستند، در مقاطع مورد مطالعه قابل مشاهده می‌باشند. در برخی موارد ادخال‌هایی از کانی‌های زیرکن و تیتانیت هم در این بلورهای فلسطیک قابل مشاهده است (شکل ۳-۷، i). بیوتیت از کانی‌های تیره‌ای است که در این سنگ‌ها قابل مشاهده است، و در مرز بین توده مافیک و فلسطیک دارای درصد بیشتری می‌شود. این کانی در اکثر حالات به همراه مسکوویت قابل مشاهده است (شکل ۳-۷، j). آمفیبول هم به مقدار زیاد جزء کانی‌های تیره این سنگ‌ها است و در اغلب موارد دارای ماکل کتابی می‌باشد (شکل ۲-۷، k). همچنین در برخی از مقاطع مطالعه شده از سنگ‌های منطقه کانی تیتانیت هم قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳-۷، l).



شکل ۳: a: نمونه دستی از گرانیت های لولوکرات منطقه مورد مطالعه b: وجود قطعاتی از توف های سبز رنگ سازند کرج که ماگما در حین صعود و جاگیری آنها را در بر گرفته است، این قطعات بیشتر در مرز واحد گرانیتی و رگه های سیلیس تاخیری مشاهده می شود c: وجود شکستگی های طبیعی در سنگ های منطقه (دبی دیاکلازی) d,e: نمونه هایی از میلونیتی شدن گرانیت های منطقه و سطوح فرسایش یافته f: نمونه ای بلورهای کوآرتز دارای خاموشی موجی g,h: نمونه هایی از بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ های مورد مطالعه g: پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی نوسانی (زونینگ) h: پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی تکراری (ماکل پلی سنتیک) i: نمونه ای از بلورهای آلکالی فلدسپار (میکروکلین: دارای ماکل مشبک) در سنگ های منطقه j: پراکندگی بلورهای بیوتیت و مسکوویت در مقاطع مطالعه شده از سنگ های منطقه k: نمونه ای از بلورهای آمفیبل دارای ماکل کتابی در سنگ های منطقه مورد مطالعه l: نمونه ای از بلور تیتانیت (اسفن) در مقاطع مورد مطالعه. (تصاویر f,g,h,i,j,k در حالت XPL و تصویر l در حالت PPL گرفته شده است). (علائم اختصاری کانی ها از (Kretz, 1983)).

#### ۴- اختلاط ماگمایی

اختلاط ماگمایی به عنوان عاملی برای تغییر ترکیب ماگما، در سنگ های گرانیتی منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده است. اختلاط ماگما با ماگمای دیگر را اصطلاحاً هیبریداسیون و سنگ حاصل را هیبرید یا دورگه می گویند. بسیار دیده شده که چند نوع ماگما با ترکیبات مختلف در یک محل یافت گردند. بنابراین، این احتمال نیز وجود دارد که گاهی ماگماها با هم مخلوط شوند. اما تفاوت های موجود در گرانروی و وزن مخصوص، به احتمال زیاد مانع از عمل اختلاط ماگماها می شود. بنابراین یافتن دلایل قابل قبول برای اثبات اختلاط دو ماگما در مقیاس وسیع، کار مشکلی است. مطالعات ایزوتوپی نشان داده که سرب، استرانسیوم و اکسیژن در بسیاری از ماگماها دارای بیش از یک منشأ هستند و این تنوع ایزوتوپی را با مدل های اختلاط ماگمایی می توان تفسیر نمود. اما آنچه که هنوز مبهم است این نکته است که آیا این ویژگی ها حاصل اختلاط ماگماهاست، یا ذوب یک منشأ مختلف؟ در اولین مرحله برخورد ماگمای بازیک کم حجم و با غلظت کمتر، نسبت به ماگمای اسیدی میزبان، ماگمای بازیک به صورت گلوله های کروی تا تخم مرغی و با اختصائص پیلولوایی در می آید، یعنی قشر خارجی گلوله ها دارای حاشیه انجماد سریع است و در مرکز آن حفره های درشت و هر قدر به حاشیه نزدیک شویم حفره ها ریزتر می شود و نیز در گلوله های بزرگ بازیک، شکاف های شعاعی دیده می شود که این گلوله ها را آنکلاوهای هم منشأ می گویند.

مثال‌های متعددی وجود دارند که در شرایط پلوتونیک، ماگماهای بازیک و اسیدی بدون آنکه با یکدیگر مخلوط گردند، همزیست بوده‌اند. در سال‌های اخیر عقیده پترولوژیست‌ها بر این قرار گرفته که اختلاط ماگماهای اسیدی و بازیک نقش بسیار کوچکی در تشکیل سنگ‌های حد واسط دارد (Hall, 1985)، اما عده‌ای نیز به اهمیت اختلاط ماگمایی در تشکیل سنگ‌های حد واسط معتقدند (Anderson, 1976).

شواهد مربوط به اختلاط ماگمایی، در منطقه مورد مطالعه، در برداشت‌های صحرایی و مطالعه‌ی مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. این شواهد در مقاطع میکروسکوپی به صورت پلاژیوکلازهای اسفنجی و همچنین پلاژیوکلازهایی که دارای حاشیه‌ی رشد یافته هستند، همراه با وجود کانی‌های فلسیک و فرومنیزین در حجم زیاد که ناشی از عدسی‌های مافیک میکروگرانولاری هستند که به داخل ماگما افتاده‌اند، قابل مشاهده است. شواهد اختلاط ماگمایی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شامل ۱: شواهد صحرایی ۲: شواهد بافتی و ۳: شواهد کانایی می‌باشد که در زیر به بررسی آنها پرداخته خواهد شد.

شواهد صحرایی: شواهد صحرایی این سنگ‌ها انکلاوها و زون هیبریدی هستند، انکلاوها بر اساس منشأ به چهار گروه تقسیم می‌شوند (Chappell and white, 1987; Barbarin and Didier, 1992; Kim et al., 2002).

۱: زینولیت‌ها: قطعات سنگی هستند که در حین جایگیری ماگمای گرانیتی محصور شده‌اند،  
۲: انکلاوهای مافیک میکروگرانولار ماگمایی (MMEs): گلوله‌های کروی از ماگمای مافیک هستند که به داخل ماگمای گرانیتی تزریق شده‌اند (Didier, 1991).

۳: اتولیت‌ها: که به عنوان قطعات تجمع یافته از مراحل اولیه تبلور ماگمای گرانیتی در نظر گرفته می‌شوند (Phillips et al., 1981; Clemens and wall, 1988).

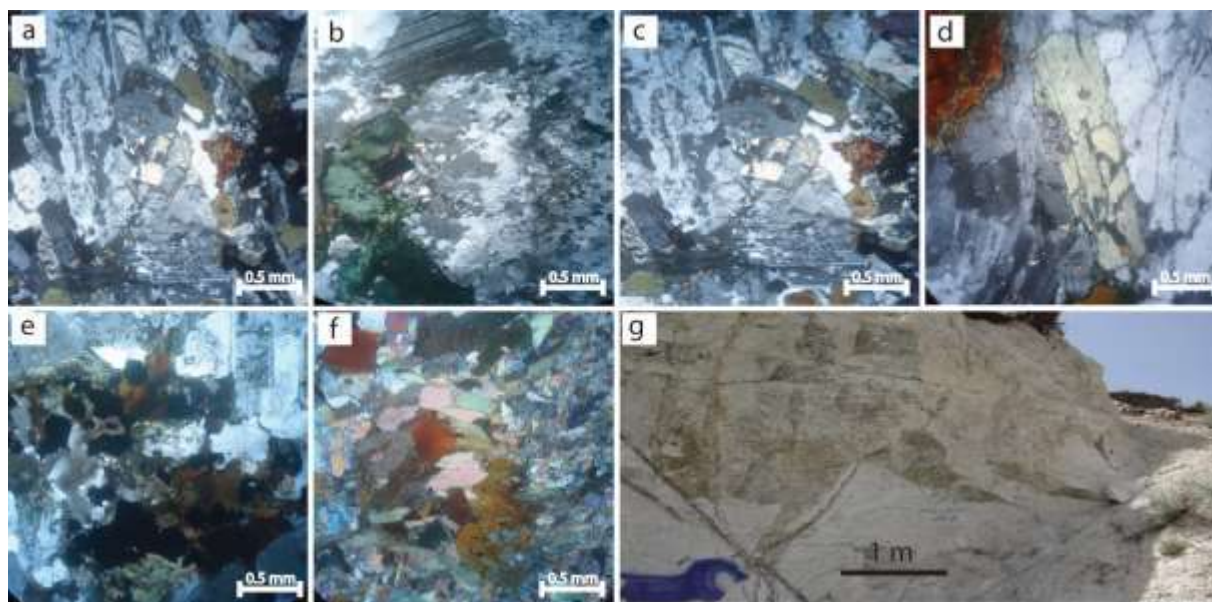
۴: باقیمانده‌ها: بقایای جامد ذوب نشده از سنگ‌های پوسته‌ای هستند (Chappell and White, 1987, Chen et al., 1989).  
با توجه به شواهد صحرایی انکلاوهای توده کمپلکس گرانیتی قلقله از نوع انکلاوهای مافیک میکروگرانولار ماگمایی MME با اندازه‌های مختلف می‌باشند. زون تدریجی انکلاوهای مافیک میکروگرانولار ماگمایی MME با توده اصلی نشان می‌دهد که این انکلاوها به داخل ماگمای فلسیک تزریق شده بوده و بعد از آن در واکنش بوده‌اند که طی بالا آمدگی و جایگیری ماگمای فلسیک گرد شده‌اند، که گردشگی آنها حاکی اقامت طولانی آنها داخل ماگمای فلسیک و تعامل با آن بوده است (Didier, 1973). زون هیبریدی مشاهده شده در این توده گرانیتی نشانگر این است که ماگمای فلسیک تشکیل دهنده سنگ‌های گرانیتی با یک ماگمای مافیک اختلاط داشته است (Kim et al., 2002) و توزیع انکلاوها در توده نشان می‌دهد که در اختلاط ماگمایی محدودیتی وجود نداشته است.

از سویی دیگر با توجه به مشخصات پتروگرافی ترکیب کانایی این انکلاوها تفاوت چندانی با توده اصلی ندارد و تنها از لحاظ نسب کانی‌ها با یکدیگر فرق دارند و همچنین ترکیب کانایی میکرو انکلاوهای موجود در توده نفوذی که بقایایی از تزریق ماگمای مافیک به داخل ماگمای فلسیک هستند کاملاً شبیه انکلاوهای بزرگ می‌باشد. که نشان دهنده قرابت آنها است، این شباهت‌ها در ترکیب کانایی می‌تواند بیانگر اختلاط ماگمایی باشد (Barbarin and Bateman, 1986). وجود بافت‌هایی مختلف مثل گرانوفیری (نوعی بافت میکروگرافیکی است که در آن رشد توأم کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به صورت شعاعی در زمینه سنگ مشاهده می‌شود) (شکل ۴-ا)، پرتی و آنتی پرتیت (نشانگر شرایط هیپرسولوس در زمان تشکیل) (شکل ۴-ب)، که هم در زون تدریجی انکلاوها با گرانیت و هم در خود توده گرانیتی دیده می‌شود و تشکیل زون اسپایک در پلاژیوکلازها و نمایش حواشی گرد شده و همچنین پلاژیوکلازهای اسفنجی (شکل ۴-ج) در این کانی‌ها نمی‌تواند در حالت تعادل یک ماگما ایجاد شده باشد و نشانگر یک شرایط غیر تعادلی است که شاید به علت تغییر ترکیب ناشی از اختلاط ماگمایی بوده باشد (Raymond, 2002). وجود خوردگی‌های محلی در کانی‌های مافیک نظیر بیوتیت و آمفیبول (شکل ۴-د) و اپکی شدن بیوتیت‌ها (شکل ۴-ه) در اثر تغییر دما و فشار و تغییر ترکیب ناشی از اختلاط ماگمایی می‌باشد (Bateman et al., 1992).

تبادل سیال در هنگام فرایندهای تبلور و تفریق ماگمایی، به احتمال زیاد، دلیل احاطه شدن حواشی انکلاوها توسط کانی‌های مافیک می‌باشد. علاوه بر این برخی از این انکلاوها با توده اصلی واکنش داده و این واکنش‌ها باعث ایجاد هاله‌های واکنشی، در اطراف این سنگ‌ها شده است.  
انکلاوهای مافیک میکروگرانولار گرد شده، به احتمال زیاد مربوط به مرحله اول نفوذ بوده‌اند. در مراحل بعدی نفوذ توده، دمای حاصله از آن، باعث خورد شدن کانی‌های مافیک شده و آنها را در داخل خود هضم کرده است. برخی از انکلاوهای مشاهده شده، تجمعی از کانی‌های مافیک شامل Am و Bt است (شکل ۴-ف). که نشانگر صعود همزمان یک ماگمای مافیک به شدت آبدار در آشیانه ماگمایی، همراه با ماگمای گرانیتی است. گاهی در محل تماس بین توده‌ی گرانیتی با بخش مافیک، در هم فرو رفتگی دیده می‌شود که بخشی از توده گرانیتی در این قسمت‌ها رسی شده است (شکل ۴-گ). با استناد



به نمونه‌ی دستی این سنگ‌ها می‌توان گفت، که این ماگما به شدت آبدار بوده و در هنگام فرایندهای تبلور و تفریق ماگمایی، کانی‌های تیره‌ای نظیر آمفیبول و بیوتیت را به وجود آورده است. اندازه بلورهای آمفیبول طوری است که با چشم غیر مسلح نیز قابل مشاهده می‌باشند. بنابراین با توجه به شواهد صحرایی فوق، می‌توان چنین استنباط نمود که سیالات آزاد شده از این ماگمای مافیک، منبعی برای دگرسانی گرمابی (Hidrothermal) گرانیت‌های منطقه می‌باشد. اغلب انکلاوهای موجود در این سنگ‌ها نادر بوده و معمولاً از نظر اندازه کوچک تا متوسط هستند. این انکلاوها عموماً در حواشی یا در قاعده توده‌های نفوذی قابل مشاهده می‌باشند (Lamer, 1966).



شکل ۴: a: نمونه‌ای از بافت گرانوفیر، شاهدی بر اختلاط ماگمایی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، c: نمونه‌ای از پلاژیوکلازهای اسفنجی و تشکیل زون اسپایک در پلاژیوکلازها که شاهدی بر اختلاط ماگمایی است d: وجود خوردگی‌های محلی در کانی‌های مافیک نظیر بیوتیت و آمفیبول نشان از اختلاط ماگمایی است e: نمونه‌ای بارز از اپکی شدن کانی بیوتیت که دلیلی بر اختلاط ماگمایی است f: تجمع کانی‌های مافیک در مقاطع مورد مطالعه که شاهدی بر اختلاط ماگمایی است، g: رسی شدن بخشی از توده گرانیتی در محل تماس با توده مافیک. (تمام تصاویر میکروسکوپی در حالت XPL گرفته شده است).

## ۵- نتیجه‌گیری

تلفیق نتایج مشاهدات صحرایی با مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که اختلاط ماگمایی به عنوان یک تحول ماگمایی اساسی بین یک ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک تشکیل دهنده سنگ‌های اسیدی کرتاسه قفله صورت پذیرفته است. با توجه به پراکندگی انکلاوها در کل توده گرانیتی و همچنین مشاهده شواهد پتروگرافی در اکثر نقاط نازک تهیه شده از نقاط مختلف توده گرانیتی، این اختلاط محدود نبوده و در کل توده صورت گرفته است. انکلاوهای توده کمپلکس گرانیتی قفله از نوع انکلاوهای مافیک میکروگرانولار ماگمایی MME با اندازه‌های مختلف می‌باشند. زون تدریجی انکلاوهای مافیک میکروگرانولار ماگمایی با توده اصلی نشان می‌دهد که این انکلاوها به داخل ماگمای فلسیک تزریق شده بوده و بعد از آن در واکنش بوده‌اند که طی بالا آمدگی و جایگیری ماگمای فلسیک گرد شده‌اند، که گردشگری آنها حاکی اقامت طولانی آنها داخل ماگمای فلسیک و تعامل با آن بوده است.

## ۶- تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله از جناب آقای دکتر عبدالناصر فضل‌نیا، جهت راهنمایی و کمک‌های بی دریغشان کمال تشکر را دارند.

## ۷- منابع



- Anderson, A. T., 1976. Segregation vesicles, gas filter – pressing, and igneous differentiation. *J. Geol.* 92, 55-72 – 72.
- Barbarin, B., Bateman P.C. 1986. Origin and evolution of mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada. 14th International Mineralogical Association Meeting, Stanford, California, 1986, Abstracts with Programs. 50.
- Barbarin, B. and Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 83, 145-153.
- Bateman, R., Martín, M.P. and Castro, A., 1992. Mixing of cordierite granitoid and pyroxene gabbro, and fractionation, in the Santa Olalla tonalite (Andalucia). *Lithos*, 28(2), pp.111-131.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28, 1111-1138.
- Chen, Y.D., Price, R.C. and White, A.J.R., 1989. Inclusion in three S-type granites from Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 30, 1181-1218.
- Clemens, J.D. and Wall, V.J., 1988. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 21, 53-66.
- Didier, J. and Barbarin, B., 1991. *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- Didier, J., 1973. Granites and their enclaves: The bearing of Enclaves on the Origin of Granites. *Development in Petrology*, 3. Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- Didier, J., 1991. The various types of enclaves in the Hercynian granitics of the Massif Central, France. In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, p. 47-62.
- Dodge, F.C.W. and Kistler, R.W., 1990. Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17841-17848.
- Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M. (in press), Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for Early Cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry*.
- Hall, S. 1985. Signification, representation and ideology: Althusser and the post-structuralist debates, *Critical Studies in mass communication*, 2 (2) pp. 91-114.
- Kim, J.S., Shin, K.C. and Lee, J.D., 2002. Petrographical study on the Yucheon granite and its enclaves. *Geosciences Journal*, 6(4), p.289.
- Kretz R., 1983. "Symbols for rock-forming minerals" *American mineralogist* 68, no. 1-2277-279.
- Lameyre, J., 1966. Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 29: 264pp.
- Omrani, J. and Khabbazznia, A.R., 2003. "Geological map of Alut, scale 1:100,000" Geological Survey of Iran.
- Phillips, G.N., Wall, V.J. and Clemens, J.D., 1981. Petrology of the Strathbogie Batholith: a cordierite-bearing granite. *Canadian Mineralogist*, 19, 47-63.
- Raymond, L.A., 2002. *The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks*. McGraw Hill, p: 720.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 52, 1229-1258.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185-187.

## ارتباط بین کانه‌سازی باریت و مس در منطقه اکتشافی کوه‌کپوت با استفاده از مطالعات زمین‌شیمیایی

نسیم حقیقت جو<sup>۱</sup>، علیرضا زراسوندی<sup>۲\*</sup>، نادر تقی‌پور<sup>۳</sup>، محسن رضایی<sup>۴</sup>، محمد امیری حسینی<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز (Nhjgeo@gmail.com)

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز (Zarasvandi\_a@scu.ac.ir)

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان (Taghipour@du.ac.ir)

<sup>۴</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز (M.rezaei@scu.ac.ir)

رئیس تحقیقات معدن و زمینشناسی مدیریت تحقیقات و فناوری شرکت معدنی و صنعتی

گل‌گهر (amiri\_moh@golgohar.com)

### چکیده

کانی‌سازی باریت در ارتباط با سیستم ماگمایی-هیدروترمال مس پورفیری کوه‌کپوت بعنوان بخشی از کانی‌سازی مرتبط با ماگماتیسم زون ماگمایی ارومیه-دختر با رخدادهای وسیع رگه -رگچه‌های باریت همراه با دگرسانی گستره سرسیتی شدن شکل گرفته است. کانی‌سازی به‌صورت دو مرحله‌ای اولیه و تاخیری در ارتباط با گسلش و رخدادهای تکتونیکی در منطقه رخ داده است، مطالعات ژئوشیمیایی بر روی رگه‌های باریت نشان‌دهنده‌ی مقادیر کم REEs و غنی‌شدگی کلی LREEs در نرمالایز داده‌ها به‌کندریت است. آنومالی منفی در (۳۵/ و ۴۵/۰)  $Ce/Ce^*$  و آنومالی نسبتاً مثبت (۹۹۸/۰ و ۱۲۲/۱)  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های باریت نشان‌دهنده‌ی رخداد کانی‌سازی مرتبط با شرایط اکسیدان می‌باشد. Ba و Sr در نمونه باریت دارای غنی‌شدگی شدید و آنومالی مثبت هستند. نسبت مقادیر  $Ce/La$  برابر ۲ و ۵/۲ می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی باریت قاره‌ایی (رگه) است. پاراژنز باریت و هماتیت همراه با دیگر کانی‌های کربنات آهن و کربنات مس مانند مالاکیت و رخداد ناچیز کانی‌های فلزی -سولفیدی (گالن و پیریت) مشاهده می‌شوند. شواهد ایزوتوپی از نمونه‌های باریت برای گوگرد  $\delta^{34}S (‰) = 7.8 \pm 0.2$  و  $8.8 \pm 0.2$  و اکسیژن  $\delta^{18}O (‰) = 7.4 \pm 0.2$  و  $9.8 \pm 0.2$  می‌باشد، این مقادیر در نمودار نشان‌دهنده‌ی رخداد باریت نزدیک به میانگین سنگ‌های ماگمایی است. شواهد بر منشا گرمایی سیالات و برهمکنش با سنگ‌های ماگمایی قاره‌ایی برای تشکیل باریت‌های منطقه کوه‌کپوت دلالت می‌کند.

**واژه‌های کلیدی:** کوه‌کپوت، باریت، REEs، ایزوتوپ گوگرد

### Abstract

Barite mineralization in association with Cu porphyry mineralization in the magmatic-hydrothermal system of Koh-Kaput related to the magmatism of the Urmia-Dokhtar magmatic zone, with extensive occurrences of barite veinlets with extensive sericitic alteration, is formed. Mineralization occurs in early and late stages, related to faulting and tectonic events. Geochemical studies on Barite veins indicated a small amount of REEs, and chondrite-normalized REE patterns showed enrichment in LREEs. Negative anomaly in  $Ce/Ce^*$  (0.45 and 0.35) and a relatively positive anomaly in  $Eu/Eu^*$  (0.998 and 1.22) in barite samples, indicating the occurrence of mineralization related to oxidation conditions. Ba and Sr have strong enrichment and a positive anomaly in barite samples.  $Ce/La$  ratios are equal to 2 and 2.5, indicating a terrestrial (vein) barite. The paragenesis of barite and hematite, along with other Fe and Cu carbonates like malachite and small amounts of sulfide (pyrite and galena), has been observed. Isotopic evidence of barite samples for sulfur are  $\delta^{34}S (‰) = 7.8 \pm 0.2$  and  $8.8 \pm 0.2$  and for oxygen are  $\delta^{18}O (‰) = 7.4 \pm 0.2$  and  $9.8 \pm 0.2$ , these values on the chart, implies the occurrence of barite similar to average magmatic rocks. The evidence suggest hydrothermal fluids were responsible for the formation of the barite occurrence, with water-magmatic rock interactions and mineralization of barite in the Kou kapout area.

**Key words:** Kuh-kapout, Barite, REEs, Sulfur isotope

### ۱- مقدمه

باریت در رنجی گسترده از ذخایر معدنی مرتبط با فعالیت مذاب‌های قاره‌ایی شامل ذخایر مس و مس-مولیبدن پورفیری، ذخایر رگه‌ایی پلی‌متالیک و ذخایر رگه‌ایی تنگستن رخ داده‌اند (Hanor, 2000). در جایگاه‌های هیدروترمال زیر دریایی باریت شامل ذخایر هیدروترمال ولکانیک زیر دریایی و SEDEX



است و نوع اول مستقیماً مرتبط با سنگ‌های ولکانیک با غلظت کم سولفید است (Hanor, 2000). در هر دو نوع ذخایر باریت هیدروترمال زیردریایی، گردش همرفتی آب دریا باریم را از سنگ منشأ شسته و هنگام صعود سیال هیدروترمال با اختلاط آب‌های دریایی دارای سولفات منجر به ته‌نشست باریت میشود. زون‌های فرورانش نقاط کانونی از انتقال جرم بین سطح زمین و عمق زمین میباشند (Nielsen et al., 2020) به این ترتیب سیالات غنی از فلزات که در محیط‌های ماگمایی و هیدروترمال کمان ماگمایی در گردش هستند مجموعه‌های وسیعی از ذخایر معدنی مهم اقتصادی را تشکیل میدهند، کشف منشأ و تکامل این سیالات برای درک چگونگی شکل‌گیری منابع فلزی زمین بسیار مهم‌اند، استفاده از نسبت‌های عناصر نادر خاکی سبک و سنگین برای تعیین رخدادهای کانه‌سازی مرتبط با سیال گرمایی مهم میباشد، از طرفی استفاده از این نسبت‌ها به‌صورت تعیین آنومالی‌های عناصر Eu و Ce در ارتباط با تعیین شرایط اکسیداسیون و احیا مسئول ته‌نشست کانی قابل توجه است (Zarasvandi et al., 2014). استفاده از نسبت  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  در تعیین شرایط اکسیداسیون و احیا در بسیاری از ذخایر باریت مورد مطالعه در ایران شواهدی از تشکیل ذخایر مرتبط با سیال گرمایی دارد (Amin-Rasouli et al., 2021). یکی دیگر از پرکاربردترین ابزارها برای ردیابی منشأ و خاستگاه نهشته‌های باریت و تعیین فرایند کانی‌سازی آن‌ها، ایزوتوپ‌های گوگرد است. به‌خوبی ثابت شده است که ایزوتوپ‌های گوگرد اطلاعات ارزشمندی در مورد منبع سیال و تکامل فیزیکی و شیمیایی آن (تغییر pH، شرایط اکسیداسیون و احیا و دما) را ثبت میکنند. اغلب سیستم‌های ماگمایی - هیدروترمال روی زمین شامل سیالاتی با غلظت‌های قابل توجه سولفور هستند، در این محیط‌ها گوگرد با تنوعی از حالات اکسایش ( $S^{-2}$  تا  $S^{+6}$ ) و در فازهای (مذاب، کانی‌ها، سیالات و گازها) مشارکت دارند، بعنوان یک نتیجه سولفور اغلب نشان‌دهنده تفکیک ایزوتوپی بزرگ بین کانی‌های دارای سولفور همیافت است، بنابراین به‌خوبی برای تحقیق و بررسی ژئوشیمی مناسب میباشد (Schauble, 2008). در مراکز آتشفشانی فعال ایزوتوپ‌های گوگرد مورد استفاده فراهم کننده دیدگاه‌های مهمی در مورد فرایندهای محفظه‌ی ماگمایی و دینامیک سیستم‌های گرمایی است (Marini et al., 2011). این درحالی است که مراکز ماگمایی که از بین رفته و فعالیتی ندارند با استفاده از مطالعات ایزوتوپی گوگرد مورد ارزیابی منابع ماگما (Ripley et al., 2003) و تعیین تکامل سیال قرار میگیرند (Rye, 2005). ایزوتوپ‌های گوگرد به‌ویژه در مطالعات منابع فلزی زمین مفید بوده‌اند؛ چرا که بسیاری از ذخایر معدنی از سیالات غنی از سولفور و فلز که در بالا و اطراف نفوذی‌های ماگمایی هستند ناشی شده‌اند. از آنجایی که بیشتر فلزات اقتصادی کالکوفیل هستند، سولفور احیا شده نقش مهمی را در کمپلکس‌سازی و انتقال فلزات دارد (Pokrovski et al., 2015)، همچنین ممکن است در ته‌نشست فلزات بعنوان کانی‌های سولفیدی پایدار موثر باشد. بنابراین تحرک فلزات در محیط‌های سازنده ذخایر، دارای ارتباط نزدیک با گونه‌ی سولفور است که در ایزوتوپ‌های کانی‌های دارای سولفور کدگذاری شده است (Seal, 2006). ایزوتوپ گوگرد در ذخایر ماگمایی - هیدروترمال مختلف دارای مقادیر متنوعی است، منبع سولفور سیالات گرمایی میتواند متغییر و به‌صورت منشأ ماگمایی برای سولفور ( $\delta^{34}S \sim 0\%$ ) یا میکس شده با سولفور مشتق شده از خارج از محفظه ماگمایی (برای مثال آب دریا ( $\delta^{34}S \sim 21\%$ ) یا شسته شده از پوسته محلی باشد (Tostevin et al., 2014). پارامترهای فیزیکی و شیمیایی سیالات سنگ‌ساز میتواند متفاوت باشد. در این مورد تفاوت در فشار سیال (P)، دما (T)، pH و فوگاسیته اکسیژن ( $fO_2$ ) میتواند منجر به نسبت‌های مختلفی از سولفور کاهش یافته به اکسید شده شوند، و بنابراین موجب تفاوت در تفکیک ایزوتوپ سولفور بین سیستم ماگمایی - هیدروترمال شود (Ohmoto, 1972). باریت‌های منطقه‌ی کوه‌کپوت بعنوان رگه - رگچه‌های کانی‌سازی شده در مراحل نهایی سیستم ماگمایی - هیدروترمال مرتبط با مس پورفیری مورد ارزیابی ژئوشیمیایی و ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد برای تعیین ژنر قرار گرفته‌اند.

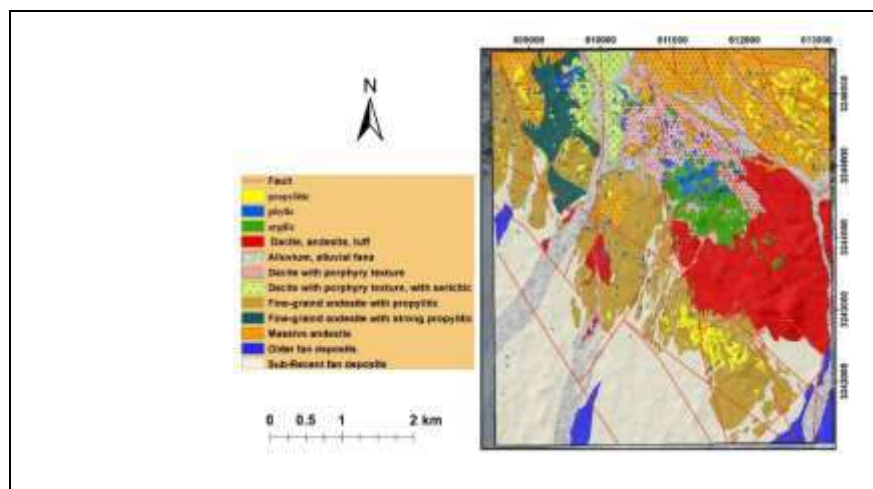
## ۲- جایگاه منطقه بر روی زون‌های ساختاری ایران و زمین‌شناسی کانسار

داده‌های زمین‌شناسی از ایران نشان‌دهنده‌ی فرایندهای زمین‌شناسی با رخدادهای زمانی و مکانی متنوعی است که منجر به یک تکامل تکتونوماگماتیسم پیچیده برای ایران شده است (Aghanabati, 2004). بنابراین ایران به زون‌های ساختاری - رسوبی تفکیک شده است. منطقه‌ی کوه‌کپوت در انتهای جنوب شرق کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار دارد، داده‌های ژئوشیمی از سنگ‌کل و مشاهدات صحرایی و پتروگرافی از نمونه‌های نفوذی کانسار کوه‌کپوت نشان دهنده‌ی رخداد ماگماتیسم پورفیری مرتبط با کمان میباشد، منطقه‌ی مورد بررسی شامل واحدهای آندزیت - تراکی آندزیت، مورد نفوذ ماگماتیسم کوآرتز دیوریت و دیوریت - میکرودیوریت متناوب قرار گرفته‌اند (شکل ۱). نحوه‌ی رخداد و نوع پراکندگی رگه‌های باریت نشان‌دهنده‌ی تاثیر گسلش بر کانی‌سازی باریت میباشد که منجر به ذخیره باریت به‌صورت لایه‌ای و متقاطع در ولکانیک‌های فوقانی اتوسن و به‌صورت رگه‌ای و در برخی موارد لنز مانند میباشد. بیشترین رخداد در واحدهای سنگی در پیرامون کنتاکت نفوذی‌های میکرودیوریتی مشاهده میشوند، در این ناحیه دگرسانی شدید سرستی شدن مشاهده میشود و باریت همراه با هورنبلند، کلسیت، مگنتیت، بیوتیت و کلریت و همراه با رخداد سوسوریتی شدن مشاهده میشود. سیلیسی شدن از مهم‌ترین دگرسانی‌های منطقه میباشد که در حاشیه رگه - رگچه‌های کانی‌سازی شده مشاهده میشود، سیلیس در بخش‌هایی جایگزین کلسیت و همچنین دولومیت‌های درشت‌دانه گرمایی در

مقاطع میکروسکوپی شده است، دولومیت‌ها می‌توانسته‌اند به صورت همزمان تا بعد از کانی‌سازی در سنگ میزبان ایجاد شده باشند. سنگ‌ها در نمونه‌های سطحی و هم نمونه‌های مغزه حفاری مورد دگرسانی شدید قرار گرفته‌اند. از نظر سنگ‌شناسی فراوانی غالب کانی‌های سنگ میزبان مربوط به کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت می‌باشد، رخداد بیوتیت‌های ثانویه به صورت جایگزینی هورنبلند توسط بیوتیت، دگرسانی سرسیتی هورنبلند و پلاژیوکلاز تحت تاثیر آلتراسیون سرسیتی شدن به‌ویژه در محل گسل‌ها و شکستگی‌ها در پیرامون منطقه‌ی تحت نفوذ توده نفوذی اصلی که دارای فاصله کمی با رخداد رگه‌های باریت می‌باشد از نمونه‌های رخداد دگرسانی شدید و مرتبط با گسلش است. ترکیب سنگ کل و کانی‌های شاخص سنگ‌ساز در رگه باریت بطور اصلی شامل باریت، همتایت، کوارتز، پلاژیوکلاز، کلسیت، مالاکیت و گوتیت می‌باشند. ظاهراً در منطقه کلسیتی شدن آخرین مرحله دگرسانی است که به صورت رگه‌های کلسیتی مشاهده می‌شود. گالن و پیریت فراوان‌ترین کانی‌های سولفیدی منطقه هستند، همراهی بین گالن و باریت می‌تواند نشان‌دهنده خاستگاه مشترک این دو کانی باشد.

### ۳- مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری

در این منطقه رخداد گسلش ظاهراً باعث بخش‌بندی از کانی‌سازی باریت در منطقه بوده است رخداد کانی‌سازی بطور کلی در ارتباط با گسلش شامل کانی‌سازی پیش از رخدادهای تکتونیکی و پس از تکتونیزم در منطقه می‌شود که در نوع دوم منجر به کانی‌سازی‌های فعال مرتبط با گسلش است، از جمله مشاهدات مرتبط با این رویداد گسلش وجود بافت تکتونیزه شدید در نمونه‌های مرتبط با کانی‌سازی اولیه می‌باشد. لایه‌ها و رگه‌ها در بخش‌هایی با سنگ‌های میزبان ولکانیک و پیروکلاستیک مطابقت دارد (شکل ۲ الف و ب) اما بطور کلی قطع‌کننده‌ی لایه‌های اذرآواری می‌باشند. رگه‌های کانی‌سازی شده باریت دارای جهت شمال-غرب به جنوب-شرق می‌باشد و از نظر ضخامت دارای رنجی از ۲ تا ۳۰ سانتی‌متر هستند. طول رگه‌ها در برخی بخش‌ها با گسترش جانبی تا چندین متر گسترده می‌باشد. بدلیل چین‌خوردگی، رخداد رگه‌ها در برخی بخش‌ها به صورت عمودی می‌باشد. باریت به صورت کلوفرمی، مسیو و بلورهای ریزدانه و در رنگ‌های سفید تا شیری دیده می‌شود (شکل ۲ ج). کلسیت همراه باریت به صورت بلورهای سفید رنگ ریزدانه وجود دارد. در منطقه رخداد رگه‌های کلسیت مجزا به چشم می‌خورد. مقادیری از رخداد همتایت و مگنتیت در ارتباط با باریت در نزدیکی رگه‌های باریت در منطقه وجود دارد، که در مقاطع نازک به شکل پاراژنز با باریت مشاهده می‌شود (شکل ۲ د). در نمونه‌برداری از رگه‌های باریت منطقه و سنگ میزبان مجموعاً تعداد ۱۰ نمونه برای انجام مطالعات ICP-MS و ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد برداشت شد.

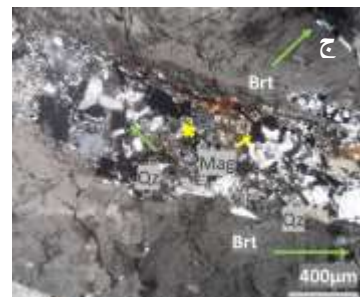
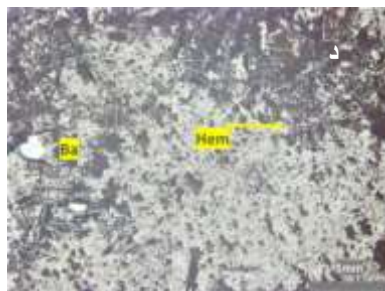


شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه کوه کپوت، واحدهای سنگی منطقه و رخداد گسلش.

### ۴- ژئوشیمی عناصر کمیاب باریت

در نمونه‌های باریت مورد آنالیز ICP-MS فراوانی کلی REEs کم و بطور میانگین ppm ۱/۶۹ و ppm ۱/۶۶ می‌باشد. بطور کلی جایگزینی REE در ساختار کریستال باریت منجر به تراکم LREEs می‌شود، زیرا شعاع یونی آن‌ها به شعاع یونی  $Ba^{+2}$  نزدیک می‌باشد (Guichard et al., 1979) (شکل ۳) رخداد باریت در رگه‌ها در منطقه‌ی کوه کپوت در مجاورت و پاراژنز با اکسید منگنز و به خصوص رخدادهای همتایت‌های رگه‌ای می‌باشد، ثابت شده است که

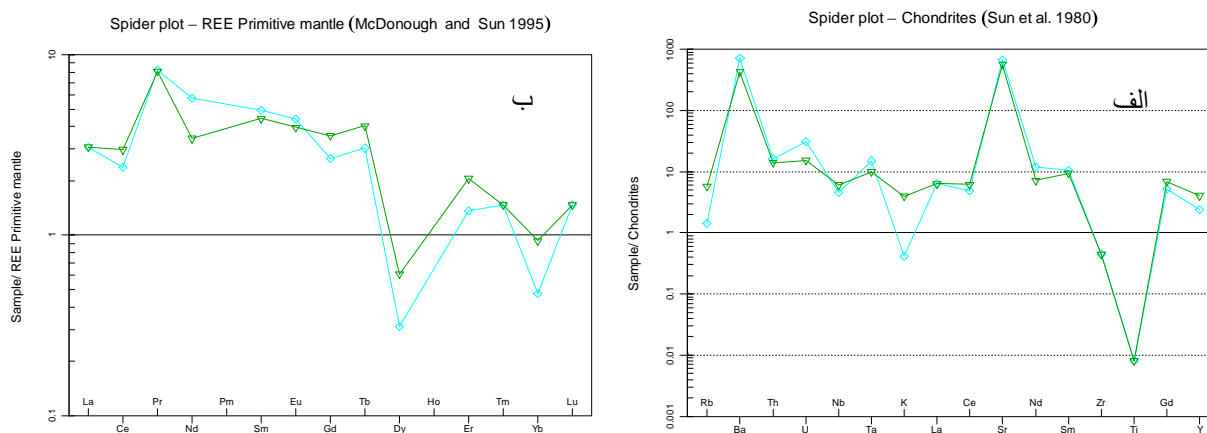
$Ce^{+4}$  بطور موثری توسط اکسیدهای Mn و Fe جذب میشوند که این امر منجر به آنومالی مثبت Ce در ذخایری که حاوی اکسیدهای آهن و منگنز هستند میشود (Murray et al., 1990) مقادیر میانبرهای اکسید منگنز و آهن در باریت منطقه اکتشافی مورد مطالعه محدود میباشد و منجر به آنومالی‌های قابل توجه مثبت در مقدار Ce نیستند، بنابراین مقادیر Ce به میزان زیادی نمایانگر شرایط اکسیداسیون و احیای مرتبط با تشکیل باریت میباشد. در این مطالعه مقادیر  $Ce/La > 1$  و برابر با ۲ و ۲/۵ میباشد که نشان‌دهنده منشأ غیر دریایی و قاره‌ای برای باریت است، و مقادیر  $Sr$   $Ce/Ce^* = Ce/(0.5La) + (0.5Pr)$  در نرمالایز REEs به کندریت دارای آنومالی منفی میباشد،  $Ce/Ce^*$  در این مطالعه برابر با ۰/۳۵ و ۰/۴۵ میباشد، آنومالی منفی Ce میتواند بدلیل گریزندگی اکسیژن بالای محیط، در زمان نهشت باریت و مرتبط با رخدادهای گرمایی باشد گرچه رخداد مقادیر بزرگتر از یک برای  $Ce/La$  و  $Ce/Ce^*$  در باریت لزوماً با منشأ دریایی برای باریت در تضاد نیست اما مقادیر  $Ce/Ce^*$  در آب‌های دریایی و رسوبات وابسته به آن کم‌تر از ۱ میباشد و مقادیر  $Ce/La < 1$  مشخصه باریت‌های دریایی عمیق و مشابه با آب دریا میباشد (Guichard et al., 1979) که در اکثر موارد  $> 0.5$  است (Paropkari et al., 2010). مقادیر Eu در نمونه‌ها در نرمالایز داده‌ها به کندریت  $(Eu/Eu^* = Eu_{cn} / \sqrt{(Sm_{cn})(Gd_{cn})})$  نشان‌دهنده آنومالی مثبت می‌باشد، مقادیر مورد محاسبه  $Eu/Eu^*$  نمونه‌های باریت برابر ۰/۹۹۸ و ۱/۲۲ میباشد، در شرایط احیا  $Eu^{+2}$  جایگزین Ba میشود، وجود بی‌هنجاری مثبت نشانگر ته‌نشست باریت در شرایط اکسیدان است. باریت در اکثر محیط‌های قاره‌ای دارای آنومالی مثبت  $Eu/Eu^*$  میباشد (Ehya, 2011). مطالعات صورت گرفته بر روی عناصر کمیاب باریت نشان‌گر غنی‌شدگی نسبتاً بالای Sr (۷۴۹۴ ppm و ۶۲۰۲ ppm) است؛ اگرچه فراوانی این عنصر در باریت میتواند بی‌ارتباط به منشأ آن باشد اما مقادیر این عنصر در نمونه‌ها در محدوده رنج گزارش شده از باریت‌های جایگاه‌های رسوبات بستر دریایی (۴۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰) قدیم و جدید است (Safina et al., 2015) که میتواند نشان‌دهنده سهم احتمالی دهانه سیالات هیدروترمال در مایعانی باشد که باریت از آن‌ها ته‌نشست کرده است، تمرکز بالای استرانسیم در نمونه‌های باریت میتواند بدلیل منشأ سیالات کانه‌زای گرمایی دما پایین برای این باریت‌ها باشد (Kato and Nakamura., 2003). با توجه به غلظت بالای Sr و Ba در نمونه‌های باریت منطقه میتوان وجود منشأ یکسان گرمایی و حمل همزمان این دو عنصر را در نظر گرفت (Stamatakis and Hein, 1993). از طرفی Sr میتواند به‌جای Ba در ساختار مولکولی باریم جایگیری کند (Jurkovi et al., 2010).



شکل ۲: الف و ب) منطقه مورد مطالعه و گسترش رخداد رگه‌های باریت تاخیری در منطقه در ارتباط با گسلش، ج) باریت در مقطع تکنیزه شده همراه با مگنتیت (XPL)، د) رخداد پاراژنز باریت و هماتیت.

## ۵- مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار:

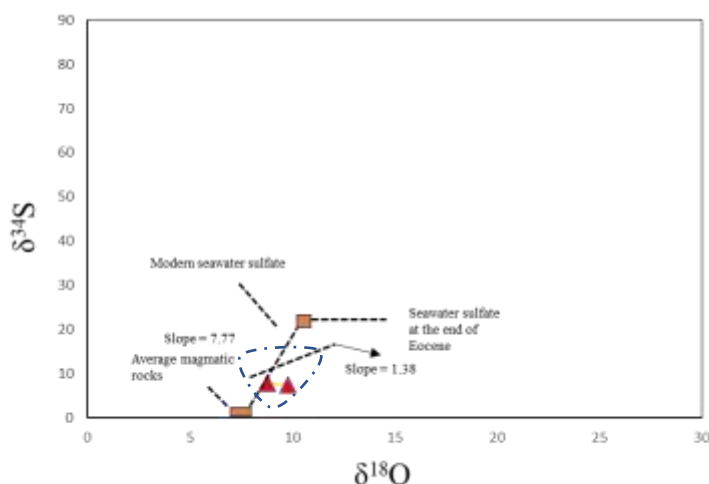
آنالیزهای ایزوتوپی بر روی نمونه‌های باریت برای گوگرد  $\delta^{34}\text{S} (\text{‰}) = 7.8 \pm 0.2$  و اکسیژن  $\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 7.4 \pm 0.2$  می‌باشد، سولفات و سولفید ممکن است از سیالات مختلف ته‌نشست یافته باشند، بطوریکه ایزوتوپ‌های این کانی‌ها منابع مختلف سولفور و یا تکامل فیزیکی / شیمیایی نسل‌های مختلف سیال را ثبت می‌کنند. بطور خلاصه اگرچه ایزوتوپ‌های سولفور بیش قدرتمندی در مورد سیال، تکامل و عدم تعادل در کانسارهای ماگمایی - هیدروترمال ارائه می‌دهند چالش کلیدی این است که این اثرات رقیب را از هم جدا کنیم. ذخایر پورفیری در ارتباط با زون‌های فروران‌ش و ماگماتیسیم فروران‌ش هستند (Sillitoe, 2010). در زون فروران‌ش سیالات هیدروترمال غنی از فلز از نفوذی‌های ماگمایی عمیق صعود می‌کنند و در میان ساختارهای عمده شبه دودکشی، سولفیدهای فلزی را ته‌نشین می‌کنند (Richards, 2018). شرایط فشار - دمایی، ردوکس و pH سیالات پورفیری که مشخصه سیالات سازنده ذخایر پورفیری است می‌تواند از آتشفشان‌های کمان جدید (Scaillet and Evans, 1999) و پلوتون‌های کانه‌سازی شده (Audélat and Petke, 2006) استنباط شود. ذخایر پورفیری معمولاً نشان‌دهنده‌ی مراحل چندگانه از تکرار آلتراسیون و کانه‌زایی (Sillitoe, 2010) است. رخدادهای متوالی ذکر شده با یک فاز آلتراسیون پتاسیک (بیوتیت، فلدسپار و مجموعه‌های مگنتیت) آغاز می‌شود ( $350-700^\circ\text{C}$ ) با pH نزدیک به خنثی که اغلب با ته‌نشست معدنی همراه است. فاز پتاسیک بطور معمول با آلتراسیون فلیک (کوارتز، مسکوویت، سرسیت، پیریت و مجموعه‌های کلریت) دنبال می‌شود که نشان‌دهنده‌ی دماهای کم‌تر (حدود  $350^\circ\text{C}$ ) و pH تقریباً اسیدی است درحالی‌که مراحل نهایی توسط آلتراسیون آرژیلیک (کوارتز، کائولینیت، آلونیت، پیروفیلیت، مجموعه‌های دیکیت) که در دماهای پایین (حدود  $300^\circ\text{C}$ ) و شرایط اسیدیته بالا شکل می‌گیرند.



شکل ۳: الف) آنومالی مثبت باریم و استرانسیم در نرمالایز تمونه‌های باریت به کندریت. ب) آنومالی مثبت عناصر نادر خاکی سبک در نرمالایز به گوشته.

با توجه به فرایندهای ماگماتیسیم و دگرسانی متنوع در منطقه کوه‌کپوت و رخدادهای گسلش مرتبط با دگرسانی بنظر میرسد سهم فرایندهای هیدروترمال به‌ویژه در دماهای پایین‌تر تا حد دگرسانی فلیک - آرژیلیک ضمن فرایندهای ماگمایی - هیدروترمالی به‌صورت محلی منجر به تغلیظ گوگرد و سیالات غنی از فلز در منطقه شده باشد. مدل‌سازی‌های انجام شده برای انواع ذخایر پورفیری نشان داد که  $\text{pH}$  و  $\text{fO}_2$  دارای نقش دوگانه در کنترل گونه‌زایی سولفور و تفکیک ایزوتوپی هستند. درضمن سیر خنک شدن و تکامل در سیال هیدروترمال کاهش فوگاسیته اکسیژن و پایداری pH باعث تثبیت گونه‌های کاهش یافته سولفور می‌شود و مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  موجود در سولفات بتدریج افزایش می‌یابد و مقادیر آن در سولفیدها کاهش می‌یابد. بسیاری از سیستم‌های کالک آلکالین هیدروترمال

در  $\delta^{34}\text{S}$  غنی هستند که این بدلیل تاثیر اسلب بر گوشته (De Hoog et al., 2001)، پدیده‌های زیر سطحی و خروج گاز (McKibben et al. 1996) و جذب پوسته‌ای (Field et al. 2005) میباشد. باریت در یک طیف گسترده از شرایط دما و فشار و جایگاه‌های متنوع زمین‌شناسی تشکیل میشود. باریت بعنوان یک کانی فرعی در سنگ‌های آذرین همانند کربناتیت، داسیت و ریولیت و همچنین در یک رنج گسترده از ذخایر معدنی مرتبط با فعالیت‌های آذرین قاره‌ای یافت میشود (Ehya and Moalaye Mazraei, 2017) اختلاط و برهمکنش بین سیالات متمایز غنی شده با Ba و  $\text{SO}_4$  مکانیسم معمولی است که منجر به ته‌نشست باریت در محیط‌های قاره‌ای و دریایی میشود (Hanor, 2000). با توجه به مقادیر ایزوتوپ‌های گوگرد و اکسیژن در نمونه‌های باریت منطقه بنظر میرسد  $\delta^{34}\text{S}$  باریت نزدیک به مقادیر میانگین سنگ‌های ماگمایی باشد؛ چنین مقادیری برای ایزوتوپ گوگرد منشأ آب دریای امروزی معادل  $\delta^{18}\text{O} = 9/6$  و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن  $\delta^{18}\text{O} (\text{‰})$  از دهانه‌های هیدروترمال دما بالا کمان ولکانیک و حوضه‌های پشت کمان آب دریایی امروزی بدست آمده است که مقادیر اندازه‌گیری شده در این مطالعه به این میزان نزدیک است (شکل ۴) با توجه به میزان ایزوتوپ گوگرد بدست آمده از نمونه‌ها منشأ باریت را میتوان برهمکنش سیال هیدروترمال دما پایین با سنگ میزبان ماگمایی در نظر گرفت چرا که مقادیر بدست آمده از ایزوتوپ گوگرد بسیار نزدیک به میانگین سنگ ماگمایی میباشد. پارائز کانی‌های سولفید و اکسیدی همراه باریت در شکل ۵ نشان داده شده است.



شکل ۴: مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  نمونه‌های باریت منطقه و رخداد مشابه مقادیر میانگین سنگ ماگمایی (Ehya, 2012)

| Stage     | Early                             | Late            |
|-----------|-----------------------------------|-----------------|
|           | Hydrothermal mineralization stage | Supergene stage |
| Mineras   |                                   |                 |
| Pyrite    |                                   |                 |
| Hematite  |                                   |                 |
| Barite    |                                   |                 |
| Goethite  |                                   |                 |
| Malachite |                                   |                 |

شکل ۵: مراحل اولیه و تاخیری کانه‌سازی باریت کوه‌کپوت و پارائز کانی‌های اکسیدی آهن و سولفیدی در رگه‌های باریت.

## ۶- نتیجه‌گیری

کانه‌سازی باریت در ارتباط با کانه‌زایی مس پورفیری در منطقه کوه کیوت به‌شکل رگه‌های پراکنده در ارتباط با دگرسانی گسترده فیلیک و رخداد پاراژنز هماتیت، مگنتیت و کرنات‌مس مشاهده می‌شود. عمده‌ترین کانی فلزی در منطقه هماتیت به‌صورت رگچه‌ایی، مگنتیت در داخل دایک‌های میکرودیوریتی و پیریت است که عمدتاً در زمینه سنگ وجود دارند، همچنین هیدرواکسیدهای آهن و کرنات‌های مالاکیت در منطقه دارای برونزد هستند. مقادیر بالای نسبت LREEs/HREEs می‌تواند دلیل وجود کلر در عدم حضور جریان سیال حاوی فلوئور باشد، با توجه به سیال گرمایی مسئول کانه‌زایی باریت و توانایی کلریدها در ایجاد کمپلکس کلریدی با LREEs و توانایی انحلال بالای کلریدها در سیال گرمایی می‌توان حضور بالای LREE را به این موضوع مرتبط دانست. با توجه به آنومالی منفی Ce و حضور Ce به‌صورت یون  $Ce^{+4}$  در محیط اکسیدان بنظر می‌رسد Ce به‌صورت یون  $Ce^{+4}$  از محیط تشکیل باریت خارج شده است چنین حالتی در باریت‌های گرمایی مشاهده شده است. در منطقه مورد مطالعه مقادیر  $Ce/Ce^*$  برابر ۰/۳۵ و ۰/۴۵ می‌باشند، آنومالی منفی Ce در منطقه می‌تواند بدلیل فوگاسیته بالای اکسیژن باشد، از طرف دیگر مقادیر  $Ce/La > 1$  در نمونه‌های باریت منطقه معادل ۲ و ۲/۵ نشان‌دهنده باریت قاره‌ایی می‌باشد. کانی مالاکیت در نمونه‌های باریت مشاهده می‌شود. بلورهای باریت اغلب به‌صورت کریستال‌های انهدرال و سابهدرال ریزدانه تا دانه متوسط تشکیل شده‌اند. بنظر می‌رسد که نمونه‌ها در مطالعه مقاطع نازک دچار رخداد کلسی‌فای و موجب کلسیتی شدن پلاژیوکلاز شده است. وجود مقادیر نسبتاً بالا از Sr در باریت نشان‌دهنده خاستگاه شاره‌های کانه‌ساز گرمایی دماپایین و جایگیری Sr در ساختار باریم است. نتایج آنالیز ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن نشان‌دهنده مقادیر  $\delta^{34}S (‰) = 7.8 \pm 0.2$  و  $\delta^{18}O (‰) = 7.4 \pm 0.2$  نزدیک به میانگین سنگ‌های ماگمایی می‌باشد. مطالعات منشا تشکیل گرمایی باریت و رخداد برهمکنش سیال هیدروترمال و سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کمان ماگمایی را عامل رخداد رگه‌های باریت پیشنهاد می‌دهد.

## ۷- تشکر و قدردانی

این مقاله بخشی از پروژه تحقیقاتی با شماره قرارداد ۰۰.۴۳۰۴ با بخش تحقیقات و فناوری شرکت معدنی و صنعتی گل‌گهر می‌باشد. بدین‌وسیله از آقای مهندس حاجی‌زاده مدیر محترم این بخش و همکارانشان تشکر و قدردانی می‌شود

## ۸- مراجع

Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran, Geol Surv Iran (Persian book), Tehran.

Amin-Rasouli, H., Moradi, M. and Baleshabadi, Z., 2021. Geochemistry, S and Sr isotopes and origin of the Shahneshin barite deposit, NW Kurdistan Province, Iran: Journal of Economic Geology, 13(4), 789–815.

Casadevall, T., Ohmoto, H., 1977. Sunnyside Mine, Eureka mining district, San Juan County, Colorado; geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment. Economic Geology, 72, 1285–1320.

De Hoog, J.C.M., Taylor, B.E., Van Bergen, M.J., 2001. Sulfur isotope systematics of basaltic lavas from Indonesia: Implications for the sulfur cycle in subduction zones: Earth and Planetary Science Letters, 189, 237–252.

Ehya, F., 2011. Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran. Mineralogy and Petrology, 104(1-2), 81–93.

Ehya, F., Moalaye Mazraei, Sh., 2017 Hydrothermal barite mineralization at Chenarvardeh deposit, Markazi Province, Iran: evidences from REE geochemistry and fluid inclusions, Journal of African Earth Sciences. Journal of African Earth Sciences, 134, 299–307.

Field, C.W., Zhang, L., Dilles, J.H., Rye, R.O., Reed, M.H., 2005. Sulfur and oxygen isotopic record in sulfate and sulfide minerals of early, deep, pre-Main Stage porphyry Cu-Mo and late Main Stage base-metal mineral deposits, Butte district, Montana: Chemical Geology, 215, 61–93.

Giggenbach, W.F., 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems, in: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. John. Wiley and Sons, Inc., New York, pp. 737–796.



Guichard, F., Church, T.M., Treuil, M., Jaffrezic, H., 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 983–997

Hanor, J.S., 2000. Barite-celestine geochemistry and environments of formation. In: *Reviews in Mineralogy & Geochemistry – Sulfate Minerals* (Eds C.N. Alpers, J.L. Jambor and D.K. Nordstrom), 40, pp. 193–275. Mineralogical Society of America, Washington, DC.

Jurkovi, M.I., Garaši, M.V., Hrvatovi, M.H., 2010. Geochemical characteristics of barite occurrences in the Palaeozoic complex of Southeastern Bosnia and their relationship to the barite deposits of the Mid- Bosnian Schist Mountain. *Geologia Croatia*, 63(2), 241A258.

Kato Y., Nakamura, K., 2003. Origin and global tectonic significance of early Archean cherts from the Marble Bar greenstone belt, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, 125, 191A243.

Marini, L., Moretti, R., Accornero, M., 2011. Sulfur Isotopes in Magmatic-Hydrothermal Systems, Melts, and Magmas: *Rev. Mineral. Geochemistry*, 73, 423–492.

McKibben, M.A., Eldridge, C.S., Reyes, A.G., 1996. Sulfur isotopic systematics of the June 1991 Mount Pinatubo eruptions: a SHRIMP ion microprobe study, in: Newhall, C.G., Punongbayan, R. (Eds.), *Fire and Mud Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. University of Washington Press, Seattle, pp. 825–843.

Murray, R.W., Buchholtz ten Brink, M.R., Jones, D.L., Gerlach, D.C., Russ III, G.P., 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale: *Geology*, 18, 268–271.

Nielsen, S., Shu1, Y., Auro1, M., Yogodzinski, G., Shinjo, R., Plank, T., Kay, S.M., Horner1, T.J., 2020. isotope systematics of subduction zones: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 275, 15, 1–18.

Paropkari, A.L., Ray, D., Balaram, V., Prakash, L.S., Mirza, I.H., Satyanarayana, M., Rao, T.G., Kaisary, S., 2010. Formation of hydrothermal deposits at kings Triple Junction, northern Lan back-arc basin, SW pacific: The geochemical perspectives: *Asian Earth Sci* 38, 121–130.

Pokrovski, G.S., Kokh, M.A., Guillaume, D., Borisova, A.Y., Gisquet, P., Hazemann, J.-L., Lahera, E., Del Net, W., Proux, O., Testemale, D., 2015. Sulfur radical species form gold deposits on Earth: *Proc. Natl. Acad. Sci.* 112, 13484–13489.

Rye, R.O., 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems: *Chemical Geology*, 215, 5–3.

Safina, N.P., Melekestseva I.Y., Nimis, P., Ankusheva, N. N., Yuminov, A. M., Kotlyarov, V. A., Sadykov, S. A., 2015. Barite from the Saŕyanovka VMS deposit (Central Urals) and Semenov-1 and Semenov-3 hydrothermal sulfide fields (Mid-Atlantic Ridge): a comparative analysis of formation conditions: *Miner Deposita*.

Scaillet, B., Evans, B.W., 1999. The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO<sub>2</sub>-fH<sub>2</sub>O conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology*, 40, 381–411.

Schauble, E.A., 2008. Applying Stable Isotope Fractionation Theory to New Systems. *Rev. Mineral. Geochemistry* 55, 65–111.

Seal, R.R., 2006. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. *Rev. Mineral. Geochemistry*, 61, 633–677.

Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3–41.

Stamatakis M.G., Hein J.R., 1993. Origin of barite in Tertiary marine sedimentary rocks from Lefkas Island, Greece: *Economic Geology*, 88, 91–103.

Tostevin, R., Turchyn, A. V., Farquhar, J., Johnston, D.T., Eldridge, D.L., Bishop, J.K.B., McIlvin, M., 2014. Multiple sulfur isotope constraints on the modern sulfur cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 396, 14–21.

Zarasvandi, A., Zaheri, N., Pourkaseb, H., Chrachi, A., Bagheri, H., 2014. Geochemistry and fluid-inclusion microthermometry of the Farsesh barite deposit, Iran. *Geologos*, 20, 201–214.



## بررسی رفتار عناصر شاخص و هاله‌های دگرسانی سیستم پورفیری منطقه میجان، جنوب ایران

حسین فلاحي<sup>۱\*</sup>، محمد پارسائی<sup>۲</sup>، مرتضی صحیح<sup>۳</sup>، رامین شهبازی<sup>۳</sup>، محمد امینی<sup>۳</sup>

۱- مدیر دفتر فنی پهنه اکتشافی سبزواران، دانشجوی دکتری سنگ‌شناسی، دانشگاه تبریز؛ Hosein.falahi@gmail.com

۲- مدیر پروژه پهنه اکتشافی سبزواران، موسسه ثارالله، قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص)، کرمان

۳- کارشناس اکتشافی، پهنه اکتشافی سبزواران، موسسه ثارالله قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص)، کرمان

### چکیده

توده نفوذی گرانیتوئیدی میجان در باتولیت های جبال بارز نفوذ کرده است. این توده در جنوب زون ماگمایی ارومیه دختر و در کمربند فلزائی کرمان (دهج- ساردوئیه) واقع شده است. کانه زایی مس در ارتباط با جایگزینی توده های نفوذی گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت پورفیری جبال بارز سن الیگو میوسن می باشد. در این محدوده چهار نوع دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک شناسایی شده اند. وجود زون های برشی متعدد در محدوده میجان باعث تسهیل عملکرد دگرسانی شده است. در این پژوهش اندیسه های آلتراسیونی در منطقه مورد مطالعه به روش درون یابی مورد بررسی قرار گرفت و نتایج حاصله با شواهد صحرایی مطابقت داشته است. عملیات شناسایی و پی جویی به منظور بارزسازی کانه زایی انجام گرفت، کانه زایی مس به صورت ملاکیت و آزوریت مشاهده گردید. منجر به ثبت آنومالی های ثانویه و مثبت گردید که رفتار این آنومالی ها توسط نمونه برداری لیتوژئوشیمیایی و تجزیه و تحلیل آن ها مورد بررسی قرار گرفت. به همین منظور رفتار عناصر شاخص سیستم های پورفیری (Cu, Mo, Zn, Nb, Rb, Sr, Ba, S, As, W) مورد بررسی قرار گرفت و همبستگی بالای تنگستن، گوگرد و آرسنیک، مس و همچنین همبستگی بالای سرب و روی مشاهده گردید.

**واژه های کلیدی:** میجان، مطالعات لیتوژئوشیمیایی، سیستم پورفیری، دگرسانی

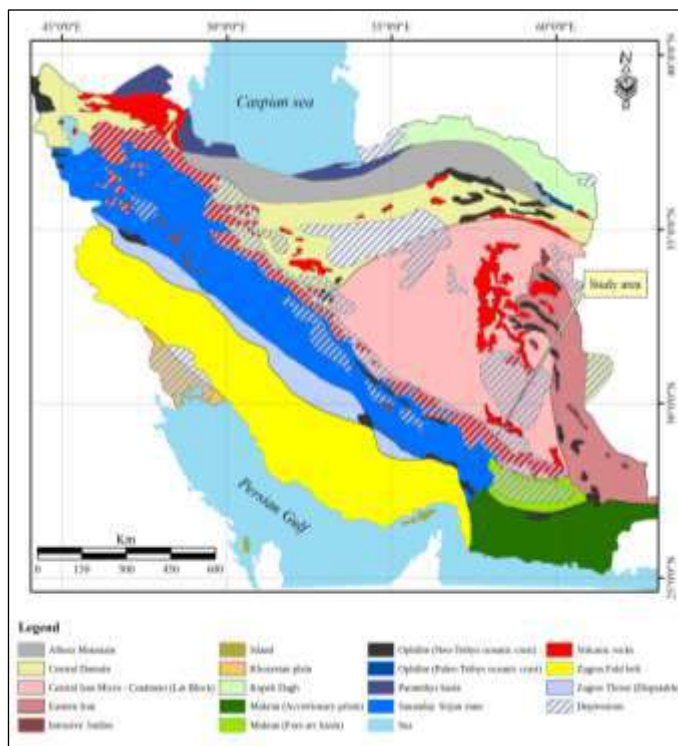
### Abstract

The Mijan granitoid intrusive mass has penetrated the Jebal Barez batholiths. This mass is located in the south of the Urmia Dokhtar magmatic zone and in the metalization belt of Kerman (Dehj-Sardoiyeh). Copper mineralization is related to the replacement of intrusive masses of granite, granodiorite, and quartzdiorite porphyry of Jebal Barez Mountains of Oligo-Miocene age. In this area, four types of potassic, phyllic, argillic, and propylitic alteration have been identified. The existence of multiple shear zones in the Mijan range has facilitated the alteration process. In this research, the alteration indices in the study area were investigated by interpolation method, and the results correspond with the field evidence. Identification and exploration operation was carried out in order to observe mineralization and copper mineralization was observed in the forms of malachite and azurite, which led to the registration of secondary and positive anomalies that the behavior of these anomalies was investigated by lithogeochemical sampling and analysis. For this purpose, the behavior of the index elements of porphyry systems (Cu, Mo, Zn, Nb, Rb, Sr, Ba, S, As, W) was investigated and the high correlation of tungsten, sulfur and arsenic, copper and also the high correlation of lead and zinc were observed.

**Key words:** Mijan, lithogeochemical studies, porphyry system, alteration.

## ۱- مقدمه

منطقه میجان در استان کرمان، شهرستان جیرفت در زون ۴۰ با مختصات شرقی ۵۸۸۴۵۵ تا ۵۹۹۰۴۳ و مختصات شمالی ۳۱۸۱۷۵۶ تا ۳۱۷۳۳۷۴۱ واقع شده است. این منطقه از غرب به جیرفت، از جنوب به عنبرآباد و از شمال به روستای جبال بارز منتهی می‌گردد. این محدوده بخشی از زون ساختاری ارومیه دختر و کمربند جبال بارز می‌باشد که مساحتی بالغ بر ۳ کیلومتر مربع را تحت پوشش قرار می‌دهد، بر اساس نتایج مطالعات مقدماتی و شواهد کانی‌سازی احتمالی جهت برداشتهای ژئوشیمیایی سنگی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ مناسب تشخیص داده شده عملیات برداشت به همین ترتیب انجام گرفت. کمپلکس جبال بارز به طول تقریبی ۵۰ کیلومتر در بخش جنوب شرق کمربند مس دار کرمان قرار گرفته است. این منطقه به نوار دهج-ساردوئیه نیز شهرت دارد (دیمتروویچ ۱۹۷۳). فعالیت ماگمایی در منطقه جبال بارز از پرکامبرین تا نئوژن ادامه داشته ولی شدیدترین آن‌ها مربوط به ترشیری به ویژه انوسن (خروجی) و الیگومیوسن (نفوذی) بوده است (آقاباتی ۱۳۸۳). کمپلکس جبال بارز از دید ریخت‌شناسی به شکل کوه‌های مرتفع است که روند شمال باختر- جنوب خاور دارد و توسط آبراهه ژرف بریده شده است (آل طه ۱۳۸۲). ترکیب توده‌های نفوذی زمان الیگومیوسن به ترتیب جایگزینی کوآرتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است (یزدانفر ۱۳۸۹). بر روی منطقه میجان مطالعات علمی گسترده صورت نگرفته است. منطقه میجان در مرکز کمپلکس‌های جبال بارز واقع شده است. به نظر می‌رسد میجان در زمان انوسن یک کالدرای بزرگ بوده است (Rasouli et al., 2015). سنگ‌های سترگ آتشفشانی منطقه در این زمان از آنجا به سطح زمین راه یافته‌اند. فاز یک الیگومیوسن در این منطقه، به ویژه ورودی دره میجان، ترکیب دیوریتی دارد. اما با نزدیک شدن به مرکز توده، از دیوریت تا گرانودیوریت در تغییر است. در میجان و درون سنگ‌های فاز یک، توده گرانیتی درشتی به رنگ روشن وجود دارد که تا حدودی فرسایش یافته است (فاز ۲). این توده ساختاری حلقوی داشته و درون آن یک توده اسیدی تر ریزدانه و روشنتر نفوذ کرده است (فاز سه) که بافت داربستی دارد و سیلیسی شده است. بافت داربستی در اصل رگه و رگچه‌های حاصل از شیره‌های سیلیسی پسمانده تفریق است که در شکستگی‌ها و درزه‌ای انقباضی حاصل از انجماد ماگما نفوذ کرده‌اند. بنابراین می‌توان گفت که ویژگی اصلی میجان وجود نفوذی‌های پی در پی هر سه فاز ماگمایی است. (رسولی، ۱۳۹۳) با توجه به این که تعیین رفتار عناصر مرتبط با سیستم پورفیری در اکتشاف و تمرکز یابی این عناصر ارتباط مستقیم دارد، در این پژوهش سعی گردیده ارتباط بین این عناصر و تحلیل آنها مورد بررسی قرار گیرد.



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی ساختاری ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)

## ۲- روش تحقیق

یکی از کاربردهای اساسی روش اکتشاف ژئوشیمیایی سنگها در واقع شناسایی هاله های ژئوشیمیایی اولیه یا ثانویه و هاله های دگرسانی اطراف کانسارهای تشکیل شده توسط محلولهای گرمایی است که تغییرات ژئوشیمیایی به صورت یک هاله ژئوشیمیایی ایجاد می شود. این تغییرات باعث تهی شدگی (کاهش غلظت) یا غنی شدگی افزایش غلظت عناصر می شود. همچنین استفاده از این روش در تفسیر عمق فرسایش بسیار مفید است. منطقه میجان مساحتی بالغ بر ۳ کیلومتر مربع را تحت پوشش قرار میدهد، بر اساس نتایج مطالعات مقدماتی و شواهد کانی سازی احتمالی جهت برداشتهای ژئوشیمیایی سنگی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ مناسب تشخیص داده شده عملیات برداشت به همین ترتیب انجام گرفت. بزرگترین نقطه قوت روش ژئوشیمی سنگی این است که نمونه برداری مستقیم از سنگها و از محل توزیع ژئوشیمیایی آنها انجام می شود و کمترین اثر آلودگی را در بر دارد. دومین امتیاز این روش ثابت بودن شکل هندسی هاله ژئوشیمیایی به دست آمده از تجزیه نمونه ها نسبت به کانسار است. در این صورت معمولاً تحلیل هاله ها آسان است سومین امتیاز این روش نمونه برداری آسان از محل کانسار است.

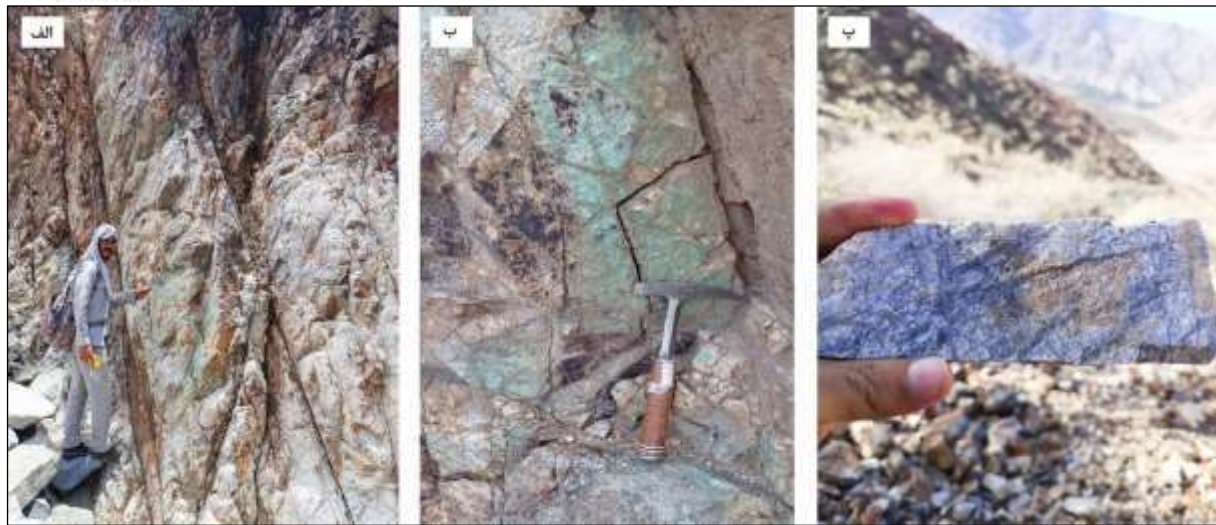
طراحی شبکه ی نمونه برداری یکی از مهم ترین مراحل مطالعات ژئوشیمیایی می باشد که تعیین نوع کانسار اکتشافی و مقیاس مطالعات در نحوه ی طراحی آن موثر میباشد. بر اساس پیمایش های صحرایی انجام شده در حوضه های آنومالی های ژئوشیمیایی و نتایج مطالعات قبلی، رخنمونهای کانی سازی مس در زونهای سیلیسی-آرژیلیکی شده و رگه ها و لزه های مگنتیتی همراه با زون های اپیدوتی شده در شمال و غرب محدوده یافت شد که انجام مطالعات و برداشت لیتوژئوشیمیایی در منطقه ای به وسعت ۳ کیلومتر مربع در شبکه ای با ابعاد ۱۰۰\*۱۰۰ متر در مرکز محدوده میجان انجام گرفت. تعداد ۲۸ نمونه به صورت لپری در شبکه صد متری برداشت و جهت تجزیه عنصری به روش ICP-MS به آزمایشگاه ارسال شده و نتایج آن توسط نرم افزارهای SPSS و EXCEL مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت که در بخش های مربوطه توضیح داده میشود.

## ۳- بحث

در منطقه مورد بررسی، سازندهای قدیمتر از ائوسن مشاهده نمی‌شوند و سنگ‌های ائوسن قدیمترین سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگها اغلب شامل سنگهای ولکانیکی از جنس بازالت، آندزیت، ریوداسیت و پیروکلاستیک‌های وابسته به آنها میباشند. جوانترین واحد سنگی منطقه را نیز رسوبات کواترنری تشکیل می‌دهند. این رسوبات اغلب آبرفت‌های دشت جیرفت را پر می‌کنند. بر اساس مشاهدات صحرایی در منطقه، مرز بین کمپلکس جبال بارز با ولکانیک‌های ائوسن در حقیقت مرز بین سنگهای گرانیتی و سینیته با سنگهای ولکانیکی است. این بدان معنی است که در اغلب موارد گرانیتها و سینیته‌ها، رخساره‌های حاشیهای این توده باتولیتی را تشکیل می‌دهند. توده نفوذی میجان در حقیقت فاز ماگمایی تأخیری است که به درون کمپلکس جبال بارز نفوذ کرده است تعدادی دایک در سنگ‌های ائوسن در منطقه مورد بررسی نفوذ کرده‌اند. این دایک‌ها اغلب از جنس دیاباز و بازالت میباشند (شکل ۲. الف) و ضخامت آن‌ها متغیر می‌باشد (یزدانفر، ۱۳۸۹). یک سری آنکلاوهای ولکانیکی تیره رنگ در اندازه‌های متفاوت توسط سنگ‌های گرانیتی توده‌های نفوذی مورد مطالعه دربر گرفته شده‌اند. این آنکلاوها دارای ساخت آفانیتیک بوده و ریز بلور هستند (یزدانفر، ۱۳۸۹) (شکل ۲. ب). توزیع عنصر مس (شکل ۴. ت) نشان‌دهنده آنومالی در شمال شرق محدوده است کانه‌زایی مس در این منطقه غالباً به صورت مالاکیته و آزوریت در زون‌های سیلیسی سرسیتی (دگرسانی فلیک) مشاهده می‌شود که گسترش نسبتاً خوبی دارد. (شکل ۳) بی شک حداکثر هماهنگی و همبستگی در الگوی توزیع ژئوشیمیایی سه عنصر پایه  $Zn$ ,  $Pb$ ,  $Cu$  در منطقه مشاهده و ثبت گردید. حضور عنصر باریم در منطقه با غلظت میانگین در حدود 369 ppm و بیشترین مقدار 1110 ppm بیانگر عدم فرسایش عمیق در سیستم میجان است. مشاهدات صحرایی نیز نشان می‌دهد که حفاظت کانی‌سازی با روباره‌های ولکانیک‌های جوان دلیل این امر است.



شکل ۲: الف، نمایی از دایک دیابازی و آپلیتی و گسل‌های وارد شده در واحد گرانیتی و گرانودیوریتی. ب، حضور آنلاوهای مافیک در ابعاد مختلف درون واحد گرانیتی



شکل ۳: الف وب: نمایی از کانه زایی و دگرسانی های فیلیک با میزبان واحدهای گرانیتی. پ، نمایی از نمونه دستی از دگرسانی پتاسیک

### ۳-۱- بررسی اندیس های آلتراسیونی در منطقه مطالعه

آلتراسیونهای منطقه بر اساس مشاهدات صحرایی و شواهد کانی شناسی چهار نوع دگرسانی پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک را در منطقه نشان میدهد که کلریتی شدن فیلیک و پتاسیک آلتراسیونهای غالب و حائز اهمیت منطقه هستند واندیسهای ذیل میتوانند به عنوان شاخصی جهت تعیین زونهای دگرسانی در مناطق اکتشافی همجوار، با موفقیت بکار روند.

#### ۱- $(Fe_2O_3+CaO)/(Fe_2O_3+MgO+CaO+Na_2O)$

این نسبت به عنوان اندیس کلریتی مطرح بوده و افزایش این نسبت بیانگر افزایش یا شدت آلتراسیون کلریتی در منطقه خواهد بود. این نسبت اندیس قوی و در عین حال منطقه ای در پی جویی کانی سازیهای پنهان مس و مولیبدن در محدوده مورد استفاده قرار می گیرد (شکل ۱۰).

#### ۲- $(Na_2O+K_2O)/K_2O$

این نسبت به عنوان اندیس سر سیتی مطرح بوده و افزایش آن در هر محل بیانگر شدت آلتراسیون سر سیتی در آن منطقه بوده و بیانگر کانی سازی پنهان خواهد بود.

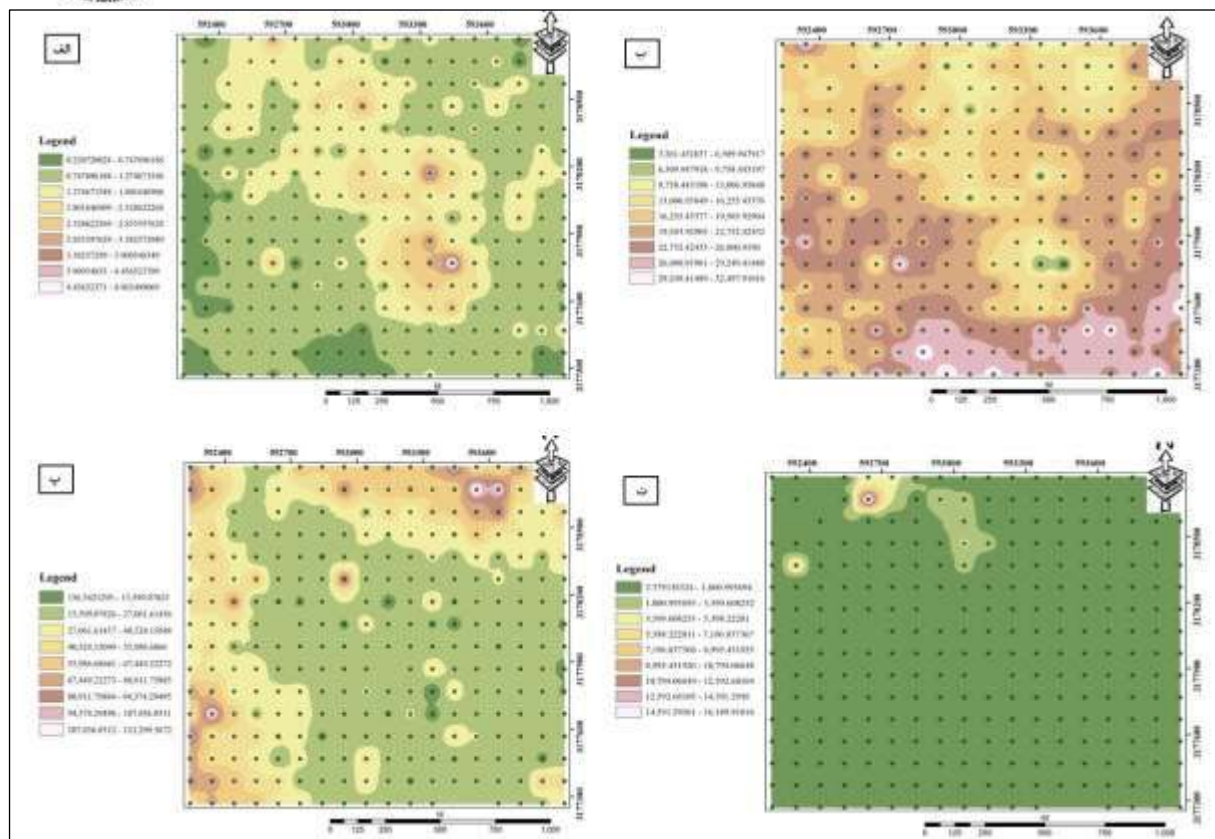
#### ۳- $(Na_2O+CaO)/(Na_2O+CaO+K_2O)$

این نسبت به عنوان اندیس آلکالی مطرح است و کاهش این نسبت در منطقه بیانگر شدت آلتراسیون در منطقه باشد می بالعکس افزایش این نسبت در مناطق آلتره نشده خواهد بود لذا به عنوان هاله های منفی در پی جویی کانی سازی مس مد نظر قرار می گیرد.

#### ۴- $K_2O/(Na_2O+CaO)$

افزایش این اندیس در هر محل از منطقه و جوانب آن بیانگر شدت آلتراسیون پتاسیک است. طبق بررسیها، زون پتاسیک که بخش اعظم آن قاعدتا باید در عمق، باشد به صورت یک هاله شدید ولی کم وسعت تداخل با سایر زونهای آلتراسیونی در مرکز منطقه دیده می شود.

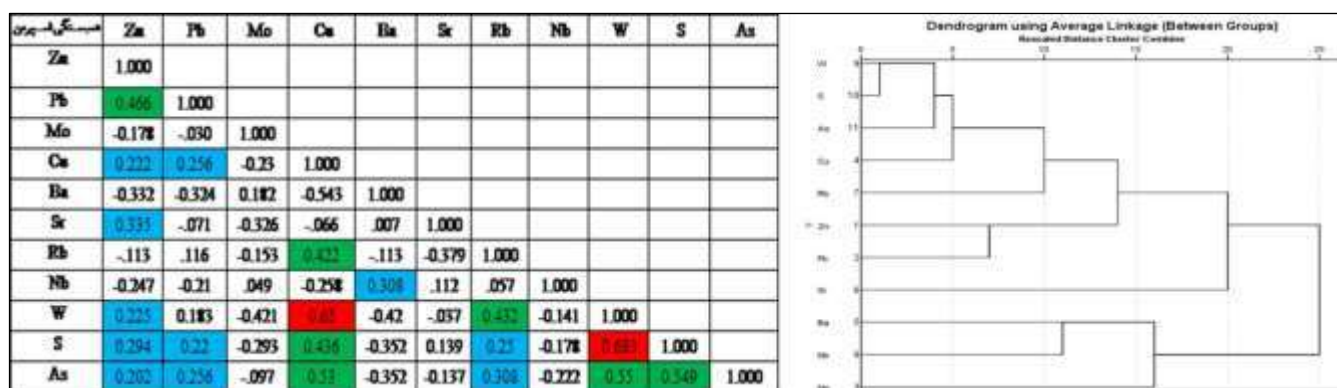




شکل ۴: درون یابی اندیس های دگرسانی و کانه زایی. الف، دگرسانی پتاسیک. ب، دگرسانی فلیک. پ، دگرسانی پروپلیتیک. ت، پراکندگی کانه زایی مس

### ۳-۲- بررسی همبستگی عناصر اصلی و ردیاب در سیستم پورفیری میحان

همبستگی بسیار قوی بین تنگستن و گوگرد و همچنین همبستگی قوی بین آرسنیک، مس دیده می شود، همبستگی بین این عناصر ناشی از حضور آن ها در کانی های سولفیدی و اکسیدی و همچنین میتواند نشانگر احتمالی وجود ترکیبات آرسنید فلزی در زون های کانه زایی باشد. (شکل ۵)



شکل ۵: بررسی همبستگی عناصر اصلی و ردیاب در ضریب همبستگی اس پیرمن (سمت راست) و خوشه ای (سمت چپ).

## ۵- نتیجه‌گیری

در این پژوهش اندیسه‌های آلتراسیونی در منطقه مورد مطالعه به روش درون‌یابی مورد بررسی قرار گرفتند و نتایج حاصله با شواهد صحرایی مطابقت داشته است. برداشت نمونه‌های سنگی جهت شناسایی و پی‌جویی و مشاهده کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت و آزوریت منجر به ثبت آنومالی‌های ثانویه و مثبت گردید. پس از بررسی رفتار عناصر شاخص سیستم‌های پورفیری (Cu, Mo, Zn, Nb, Rb, Sr, Ba, S, As, W)، همبستگی بالای تنگستن، گوگرد و آرسنیک، مس و همچنین همبستگی بالای سرب و روی نیز قابل توجه می‌باشد.

## ۶- تقدیر و تشکر

نگارندگان این پژوهش از همراهی و مساعدت قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص) به پاس حمایت‌های اقتصادی و همچنین از مردم خونگرم میجان کمال تشکر و قدردانی را دارند.

## ۷- مراجع

- نصیری گنجینه کتاب، محمد، سیمنار کارشناسی ارشد، آبراهه ای یک روش اکتشافی (۱۳۸۱)
- آقانباتی، ع.، (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۸۶ ص
- آل طه، ب.، ۱۳۸۲. پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین و کانه‌زایی مس مرتبط با آن در منطقه جنوب شرق بم (جبالبارز)، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۲۸۸ ص.
- یزدانفر، الهام. ۱۳۸۹. پتروژنز توده‌های نفوذی تأخیری (میجان، هیشین، کرور و دره حمزه) در باتولیت جبالبارز و ارتباط آنها با کانیزاسی مس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران
- رسولی، ج.، قربانی، م. و احدنژاد، و.، ۱۳۹۴. پترولوژی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب خاور جیرفت (فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، صص ۳ تا ۱۶)
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Tehran, Report YU/52, 234 pp.
- Rasouli, J., 2015. Petrology and geochemistry of Jabal Barez granitoid batholith with a view



## پetroگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های گرانیتوئیدی میجان، شرق جیرفت

حسین فلاحی\*<sup>۱</sup>، محمد پارسائی<sup>۲</sup>، رامین شهبازی<sup>۳</sup>، اسلام عابدینی<sup>۳</sup>، علی اکبری<sup>۳</sup>

۱- مدیر دفتر فنی پهنه اکتشافی سبزواران، دانشجوی دکتری سنگ‌شناسی، دانشگاه تبریز؛ [Hosein.falahi@gmail.com](mailto:Hosein.falahi@gmail.com)

۲- مدیر پروژه پهنه اکتشافی سبزواران، موسسه ثارالله، قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص)، کرمان

۳- کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

### چکیده

توده نفوذی گرانیتوئیدی میجان در باتولیت های جبال بارز نفوذ کرده است. این توده در بخش جنوب شرقی کمر بند ماگمایی ارومیه دختر (UDMA) و در بخش مرکزی باتولیت جبال بارز واقع شده است. ترکیب سنگ شناسی منطقه مطالعاتی شامل گرانیت، گرانودیوریت، داسیت و تونالیت می باشد. کانی های اصلی تشکیل دهنده سنگ های منطقه شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی فلدسپار و آمفیبول، بیوتیت و کانی های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، اکسید آهن بصورت اپک نمود داشته اند. بافت اصلی سنگ پورفیری، گرانولار و میکروگرانولار و بافت های فرعی گرانوفیری، میکروگرافیک، آنتی راپاکیوی، میرمکیت، پرتیت، بافت غربالی به چشم می خورد. سنگ های مذکور به وسیله دایک های مافیک و آپلیتی قطع شده و دارای آنکلاوهای مافیک در ابعاد مختلف می باشد. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می دهد که توده های منطقه کالک آلکالن و از نوع تیپ I می باشد و از نظر تکتونیکی با گرانیت های حاشیه محیط فرورانس مطابقت و قرابت بسیار داشته اند. براساس این مطالعات، منشا این واحدهای سنگی در محدوده پایداری گارنت بوده است.

واژه های کلیدی: میجان، گرانیت، باتولیت جبال بارز، کالک آلکالن

### Abstract

Mijan granite mass has penetrated in the Jabal-Barez batholiths. This mass is located in the southeastern part of Urmia Dokhtar magmatic arc (UDMA) and in the central part of Jabal-Barez batholith. The lithology composition of the study area includes granite, granodiorite, dacite and tonalite. The main minerals that make up the rocks of the region include plagioclase, Quartz, alkali-feldspar and amphibole, biotite, and secondary minerals including chlorite, epidote, and iron oxide appeared as opaque. The main texture of the rock is porphyry, granular and microgranular, and sub-textures of granophyric, micrographic, anti-rapakivi, myrmkite, perthite, sieve texture can be seen. Mentioned rocks are cut by mafic and aplitic dykes and have different types of mafic enclaves. Geochemical studies show that the masses of the area are calc-alkaline and of type I, and tectonically, they correspond with the granites of the subduction zone and have a lot of affinity. According to these studies, the origin of these rock units has been within the range of garnet stability.

**Key words:** Mijan, Granite, Jabal-Barez Botholith, Calc-alkaline

## ۱- مقدمه

محدوده مطالعاتی با موقعیت طول جغرافیایی ۵۷°۵۴' تا ۵۸°۰۱'۱۶' شمالی و عرض جغرافیایی ۲۸°۴۵' تا ۲۸°۴۱'۴۴' شرقی در بخش شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰ هزار سبزواران و بخش غربی نقشه ۱:۱۰۰ هزار جبال بارز واقع شده است. از لحاظ زون‌بندی ساختمانی، این محدوده با وسعت تقریبی ۶۸ کیلومتر مربع در بخش جنوب شرقی کمربند ارومیه دختر (UDMA) و در استان کرمان و در فاصله ۳۵ کیلومتری شرق شهرستان جیرفت واقع شده است که این بخش از کمربند ارومیه دختر (UDMA)، در استان کرمان بعنوان نوار ماگمایی دهج ساردوئیه (دیمیتریویچ؛ ۱۹۷۳) شناخته می‌شود. شاید مهم‌ترین و فراگیرترین حادثه در تکوین پوسته ایران زمین، حوادث ماگمایی سنوزوئیک بوده باشد که در فاز کوهزایی آلپی روی داده است. رشته‌کوه‌های آلپ-همالیا در ایران شامل دو رشته زاگرس و البرز بوده و در راستای آنها، قسمت اعظم ذخایر معدنی ایران شکل گرفته‌اند. فعالیت‌های ماگمایی و به ویژه ولکانیسم ترشیری در ایران، ترکیب سنگی متفاوت و همچنین گسترش و پراکندگی زیادی دارد که در این میان، UDMA دارای اهمیت بسزایی است. UDMA مهم‌ترین کمربند فلززایی ایران است که در حقیقت بر کمربند جهانی فلززایی آلپ-همالیا منطبق می‌باشد و در ارتباط با تکامل فضایی، زمانی و منشأ آن بحث‌های مختلفی وجود دارد. این مجموعه یکی از سه کمربند موازی زمیندز زاگرس است که با روند شمال غرب-جنوب شرق در امتداد نوار طولی به طول ۱۷۰۰ کیلومتر و با پهنای تقریبی ۱۵۰ کیلومتر به موازات زون دگرگون شده سندانج-سیرجان از سهند تا بزمان و در شرقی‌ترین بخش کمربند کوهزایی زاگرس قرار گرفته است (Alavi, 1994 and 2004).

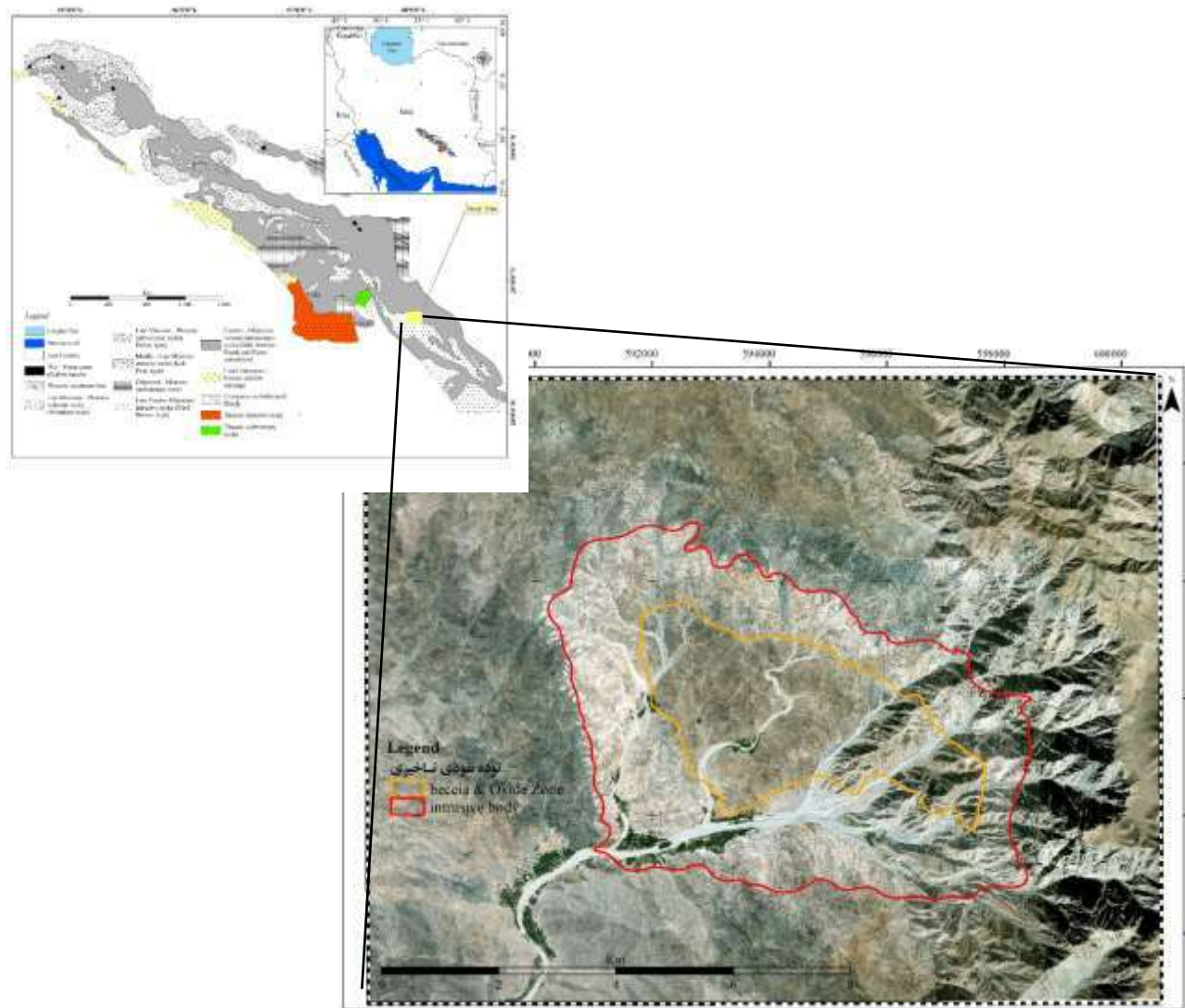
آنچنان که بیان گردید تشکیل UDMA تحت تأثیر فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی رخ داده است. برای آغاز فرورانش نئوتتیس، زمان‌های متعددی براساس داده‌های مختلف ذکر شده است که از جمله این زمان‌های می‌توان به دوره تریاس اشاره داشت (Berberian and Berberian, 1981; Arvin et al, 2007; Bagheri and Atampfli, 2008; Wilmsen et al, 2009). همانطور که در ارتباط با آغاز فرورانش ادله‌های و نظریه‌های مختلفی وجود دارد، برای بسته شدن آن هم اتفاق نظر وجود ندارد و نظرات مختلفی ارائه گردیده است؛ کراتاسه بالایی (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994)، اواخر پالئوسن - اوایل ائوسن، ائوسن - الیگوسن (Agard et al, 2005; Allen and Armstrong, 2008; Dargahi et al, 2010) تا اواسط میوسن - پلیوسن (Berberian and King, 1981, Axen et al, 2001; Azizi and Moeinvaziri, 2009) و هنوز به اجماعی در ارتباط با باز شدن، آغاز فرورانش و زمان بسته شدن وجود ندارد.

لذا در ارتباط با خاستگاه واحدهای سنگی، واحدهای UDMA نیز اتفاق نظری وجود ندارد بگونه‌ای که بعضی معتقدند UDMA مشابه آنچه در کمان ماگمایی آند اتفاق افتاده، تشکیل شده است (Berberian et al, 1982; Shengor et al, 1993; Alavi, 2004). بعضی دیگر مدل ریفت را ارائه می‌دهند که اولین بار توسط (Sabzehei, 1974) ارائه گردید که توسط محققین دیگر این مدل بسط داده شد (Amidi, 1975; Caillat et al, 1978, Emami, 1982; Verdel et al, 2011). موبد (۱۳۸۰ و ۱۳۸۱) با توجه به تغییرات لیتولوژیکی افیولیت‌های خارجی و داخلی (لرزه‌یابی به هارزبورژیتی) در شمال غرب و جنوب شرق ایران و تغییر در نرخ فرورانش در شمال غرب و جنوب شرق بطبع آن تغییر در شیب اسلب فرورانش و حضور گسل‌های رانده شده با شیب کم و ملایم، وجود Core Complex ها به سن ائوسن در ایران مرکزی و بازالت‌های الیگوسن دارای تمایلات محیط پشت کمانی اولیه در منطقه گنداب قم (Verdel, 2009)، بیان می‌دارد که، گوشته زیر لوت می‌توانسته در زمان مزوزوئیک متأثر از فرورانش کم شیب صفحه عربی و یا اقیانوس ناین - بافت به سوی شمال-شمال خاور، متاسوماتیسم شده باشد. با بسته شدن نئوتتیس و شاخه‌های فرعی آن (اقیانوس سیستان و اقیانوس ناین بافت)، فعالیت ماگمایی کالک آلکالن ائوسن تا الیگوسن لوت همگام با فرونشست کششی حوضه خاور ایران پس از برخورد افغان - لوت، همچون هم‌ارزهایشان در ارومیه دختر و البرز - آذربایجان در موقعیت پس از برخورد و طی فاز کششی پیرنه پس از فاز کششی لارامید شکل گرفته است.

Shahbpour (2007) بر مبنای شواهد تکتونیکی، چینه‌شناسی و فلززایی مدل کمان‌های جزیره‌ای را برای منشأ ماگماتیسم سنوزوئیک UDMA ارائه داده است. به جهت توجه ولکانیسم بعد از برخورد پلیو - کوآترنری این کمان که از اواخر میوسن شروع شده و تا کوآترنر ادامه یافته است مدل قطعه قطعه شدگی لیتوسفر زیر صفحه ضخیم شده ایران (Hatzfeld and Molnar, 2010) و یا شکسته شدن ورقه نئوتتیس (Jahangiri, 2007) پیشنهاد شده است.

مطالعات پیشین گویای این مطلب است که UDMA عمدتاً از جریان گدازه‌ای، و توالی پیروکلاستیک، توف و ایگنمبریت تشکیل شده‌اند (Berberian and Stocklin, 1968; Berberian, 1981; Alavi, 2007). واحدهای نفوذی واقع در این کمربندی ماگمایی یک محدوده وسیع از ترکیبات گرانیت، گرانودیوریت، کوآرتز دیوریت و گابرو می‌باشد (Ghorbani, 2006). محققین سری ماگمایی متنوعی در گستره UDMA گزارش کرده‌اند (تولیتی تا کالک آلکالن (Shahbpour, 2007)، آلکالن (Amidi et al, 1984)، شوشونیتی (Torabi, 2009; Aftabi and Atapour, 2000; Amidi, 1977) و آداکیتی (Ghadami et al, 2008; Atapour and Aftabi, 2009; Ghorbani and Bezenjani, 2011). این وسعت از ترکیبات ماگمایی را میتوان دال بر

حوادث متنوعی دانست که در زمان‌های مختلف از حین فرورانش تا بعد از بسته شدن و برخورد دو پوسته قاره ای و صعود ماگما، بوقوع پیوسته است. کمپلکس جبال بارز به طول تقریبی ۵۰ کیلومتر در بخش جنوب شرق UDMA در استان کرمان قرار گرفته است. ترکیب سنگ شناسی منطقه مطالعاتی، میجان شامل گرانیت، گرانودیوریت، داسیت و تونالیت می‌باشد. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه شامل پلاژیوکلاز، کوآرتز و مقادیر به نسبت آلکالی فلدسپار و آمفیبول می‌باشد. کانی‌های کلریت، اپیدوت، کانه‌های اکسید آهن بصورت اپک بعنوان کانه‌های ثانویه در سنگ نمود داشته اند. بافت اصلی سنگ پورفیری، گرانولار و میکروگرانولار و بافت‌های فرعی گرانوفیری، میکروگرافیک، آنتی راپاکیوی، میرمیکت، پرتیت، بافت غربالی به چشم می‌خورد. سنگ‌های مذکور وسیله دایک‌های مافیک و آپلیتی قطع شده و دارای آنکلاوهای مافیک در ابعاد مختلف می‌باشد.



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران

## ۲- روش تحقیق

بررسی انواع مطالعات اعم از گزارشات اکتشافی، پایان نامه‌ها، مقالات ماسبق محدوده مطالعاتی، مقایسه نتایج و تحلیل آنها با آنچه از قبل گزارش شده است، مطالعه میدانی و چینه‌شناسی به منظور تهیه نقشه زمین‌شناسی، نمونه برداری، انجام مطالعات پتروگرافی و آنالیز ژئوشیمیایی واحدهای سنگی در گام نخست مطالعات قرار گرفته است. برداشت لیتوژئوشیمیایی و تهیه گزارش تهیه و تفسیر داده‌های حاصل از برداشت‌های لیتوژئوشیمیایی از دیگر مطالعات به منظور مطالعه عناصر ردیاب و بررسی چگونگی کانه‌زایی در عمق محدوده مطالعاتی خواهد بود.

## ۳- بحث

از جمله مطالعات ارزشمند انجام شده میتوان به تهیه نقشه ۱:۲۵۰ هزار سبزوآران که توسط گروهی از زمین‌شناسان یوگوسلاو در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه شده است، اشاره داشت. شرکت‌های اکتشافی همچون شرکت ملی مس که در منطقه جبال بارز (مناطق همچون رضی آباد، دلفارد و گردو چهرشنبه) و یا در منطقه‌ای وسیع شرکت گهرزمین بعنوان مکتشف پهنه در منطقه به منظور بارزسازی مناطق پر پتاسیل مس پورفیری فعالیت داشته‌اند. علی‌رغم حضور شرکت‌های بزرگ به منظور اکتشافات وسیع در منطقه جبال بارز، هنوز مناطق مستعدی همچون میجان وجود دارد که از این چنین مطالعات و یا حتی یک مطالعات آکادمیک مغفول مانده است که موسسه ثارالله در پی انجام و تکمیل یک سری از مطالعات در محدوده اکتشافی میجان مشغول فعالیت بوده است و این پژوهش در پس مطالعاتی چند از این کار بیرون آمده است.

منطقه میجان در شمال خاور رشته کوه جبال بارز و در جنوب شرق نوار ماگمایی دهج ساردوئیه، واقع شده است. منطقه میجان همچون دیگر مناطق جبال بارز از واحدهای سنگی ولکانیکی و پلوتونیک تشکیل یافته و آنچه از شواهد صحرایی و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای برداشت میشود، این محدوده یک کالدرای بزرگ (Rasouli et al, 2014) می‌باشد. واحدهای ولکانیکی منطقه در زمان اتوسن، در حاشیه کالدرای برونزد یافته و از ورودی کالدرای تا مرکز توده، ترکیب از دیوریت تا گرانودیوریت در حال تغییر می‌باشد. در منطقه میجان سه فاز ماگمایی تعریف میشود که اولین فاز مربوط به دیوریت‌های ابتدایی دره میجان با سن الیگوسن می‌باشد. فاز دوم این منطقه مشمول توده‌ای گرانیتی به رنگ روشن است که دارای فرسایش نخودی است که فراوانی بیشتری در منطقه دارد. در داخل ساختار حلقوی توده، یک توده اسیدی ریزدانه و روشتر وجود دارد که دارای بافت داریستی است و مقادیر سیلیسیفاید شده است. رسولی و همکاران، ۱۳۹۴؛ بیان میدارد بافت داریستی در اصل رگه و رگچه‌های حاصل از شیرهای سیلیس پسمانده تفریق است که در شکستگی‌ها و درزه‌های انقباضی حاصل از انجماد ماکما نفوذ کرده‌اند. بنابراین میتوان گفت که ویژگی اصلی میجان، تعدد تزریق فازهای ماگمایی در محدوده مطالعاتی است.

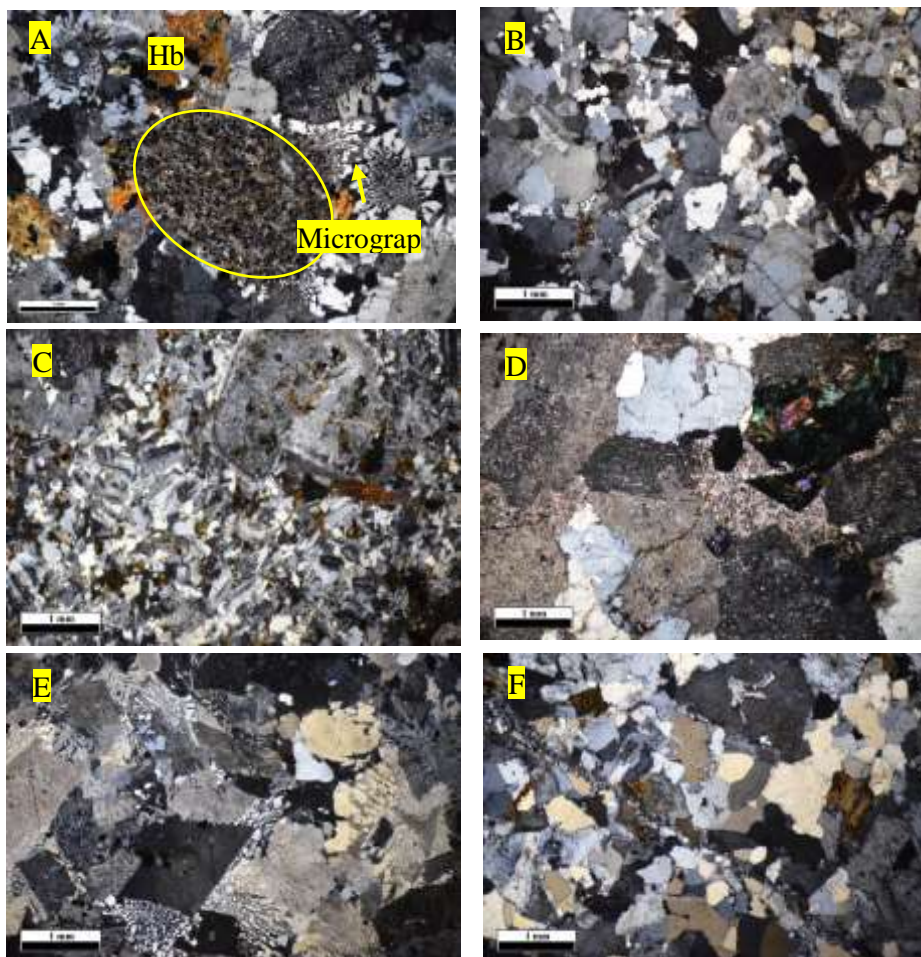
## ۳-۱- پتروگرافی

واحدهای سنگی محدوده مطالعاتی با توجه به مطالعات پتروگرافی، از دیوریت تا گرانودیوریت و توانلایت قابل تشخیص هستند. بافت غالب آن گرانولار و پورفیری و بافت‌های سنگ‌شناسی غیر اصلی آن میتوان به گرانوفیری، میکروگرافیک، آنتی راپاکیوی، میرمکیت، پرتیت، بافت غربالی اشاره داشت. دگرسانی‌های شایع در این واحدهای سنگی، سریستی، کربناته، اپیدوتی، کلریتی، رسی، سیلیسی فاید و مقادیری آکسید آهن مشهود می‌باشد. کانی‌های غالباً شامل پلاژیوکلاز (با ماکل پلی سنتیتیکی، کالسباد - آلبیتی؛ همراه با زونینگ و بافت غربالی) بلورهای کوارتز (دارای بافت پوئی کلیتیک در بردارنده بلورهای پلاژیوکلاز)، بلورهای آلکالی فلدسپار (بلورهای ارتوز با ماکل کارلسباد و آثار پرتیتی ضعیف که به صورت بخشی به کانی‌های رسی) و کانی‌های مافیک همچون بیوتیت (بیوتیت‌هایی که هم به صورت مستقل و هم در قالب هورنبلند دیده می‌شوند و گاهی به کلریت دگرسان شده‌اند و بلورهای ریز اپاک پراکنده می‌باشد)، هورنبلند و کلریت می‌باشند.

از شاخصه‌های واحدهای سنگی گرانیتوئیدی منطقه میجان میتوان به حضور زینولیت‌های مافیک اشاره داشت که در مقاطع میکروسکوپی نیز زینوکریست‌های کوارتز نیز دیده میشود، میتوان اشاره کرد. کوارتز به صورت درشت بلور و گاهی به صورت ریز بلور و عموماً بی‌شکل، دارای خوردگی خلیجی و حاشیه کاملاً گرد شده و زمینه کاملاً شکسته به صورت کانی فرعی در گرانودیوریت مشاهده می‌شود. حضور فنوکریست‌های کوارتز به همراه انواع بافت‌های غربالی در این سری از نمونه‌ها، را می‌توان دال بر یک تاریخچه پیچیده در سیستم ماگمایی آشیانه دانست که اغلب محققین بر این باورند که حضور کانی‌های کوارتز و وجود انواع بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازها می‌تواند بیانگر پدیده اختلاط ماگمایی و یا آلودگی پوسته‌ای باشد.

## ۳-۱-۱ توانلایت

کانیها: بلورهای پلاژیوکلاز درشت دارای ماکلهای پلی سینتیک و کارلسباد-آلیت در حال دگرسانی به سریسیت و کلریت. بلورهای کوارتز درشت کانی های مافیک که کلا به کلریت، اپیدوت، اکسید آهن و مواد اپاک تبدیل شده اند. ضمناً وجود رگچه های کلریت، اپیدوت و کوارتز ثانویه در نمونه نیز مشهود است. بافت اصلی آن هیپیدئومورفیک گرانولار و بافت های فرعی شکل دروغین، رگه ای می باشد. شدت دگرسانی: شدید و کانی های دگرسانی آن کلریت، اپیدوت، رس، سریسیت، کوارتز ثانویه و اکسید آهن است. دگرسانی غالب: کلریتی شدن و اپیدوتی شدن



شکل ۲-۳ (A) گرانیت دارای یک زینولیت از جنس میکرودیوریت به شدت دگرسان شده و نمایش بافت میکروگرافیت؛ (B) گرانیت: با بلورهای پلاژیوکلاز در حال رسی شدن و سریسیتی شدن + بلورهای کوارتز دارای رشد یوتکتیک ناقص + بلورهای ارتوز با آثار پرتیتی ضعیف + بیوتیت هایی که به کلریت دگرسان شده + بلورهای ریز اپاک؛ (C) پورفیریتیک گرانودیوریت؛ (D) تونالیت: دگرسانی سوسوریتی (تبدیل پلاژیوکلاز به رس، کربنات، کوارتز، سریسیت)؛ درشت کانی های مافیک که کلا به کلریت، اپیدوت، اکسید آهن و مواد اپاک تبدیل شده اند؛ (E) گرانیت: بلورهای کوارتز دارای هم رشدی با ارتوز بصورت میکروگرافیک و گرانوفیری، بلورهای ارتوز دگرسانی نسبتاً شدید به کانی های رسی؛ (F) گرانیت بلورهای ارتوز با بافت پرتیتی و پوئی کیلیتیک که در آنها دگرسانی به کانی های رسی و رشد مجدد بلورهای کوارتز در امتداد شکستگی ها

### ۲-۳ ژئوشیمی

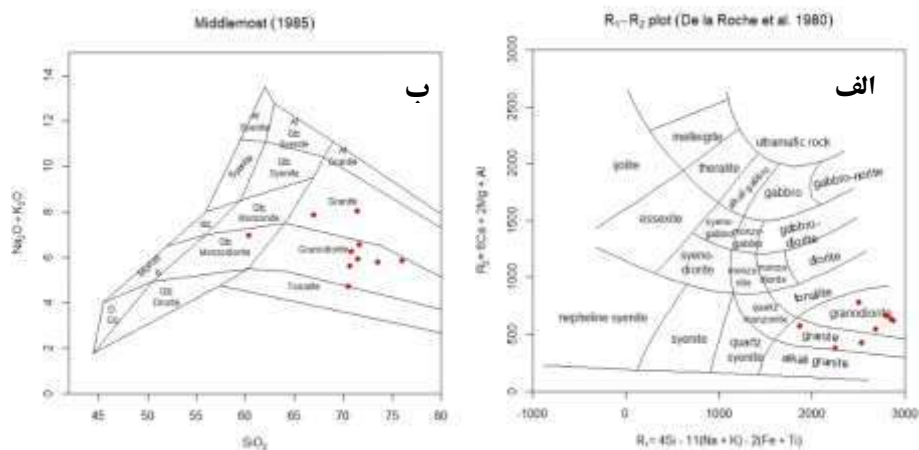
به منظور رده بندی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه و نیز بررسی سیر تحول عناصر کیمیا و اصلی، مشخص نمودن نوع ماگما و تغییرات آن در خلال فرایند تبلور، پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ ها، مطالعه ویژگی های ژئوشیمیایی آن ها از اهمیت زیادی برخوردار است و مطالعات پترولوژیکی کامل



و دقیق به کمک تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی دقیق صورت می‌گیرد (Rollinson, 1993). به منظور استفاده از ژئوشیمی اولین گام درک اصول دقیق آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در مذاب‌های سیلیکاته و سیالات وابسته به آن‌ها می‌باشد.

#### طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه

از جمله این طبقه‌بندی می‌توان به نمودار طبقه‌بندی R1-R2 (De la Roche et al., 1980) که به عنوان دیاگرام رده بندی براساس میلی کاتیون می‌باشند، اشاره کرد. براساس این دیاگرام، سنگ‌های پلوتونیک مورد مطالعه، در طیفی از سنگ‌های اسیدی قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها شامل ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت و آلکالی گرانیت طبقه بندی می‌شوند (شکل ۴، الف). هم چنین این سنگ‌ها براساس دیاگرام  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O+Na_2O$  که به TAS (Total Alkalies versus Silica) معروف است (Middlemost, 1994)، نمونه‌های مورد مطالعه در جایگاه گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت واقع می‌شوند (شکل ۴، ب). نام‌های ارائه شده توسط دیاگرام‌های ژئوشیمیایی مطابقت خوبی با نامگذاری آن‌ها براساس پتروگرافی دارد.



شکل ۴-الف) طبقه بندی ژئوشیمیایی دلاروچه و همکاران (۱۹۸۰). ب) طبقه بندی میدلموست (۱۹۸۵)

#### تعیین ماهیت و سری ماگمایی

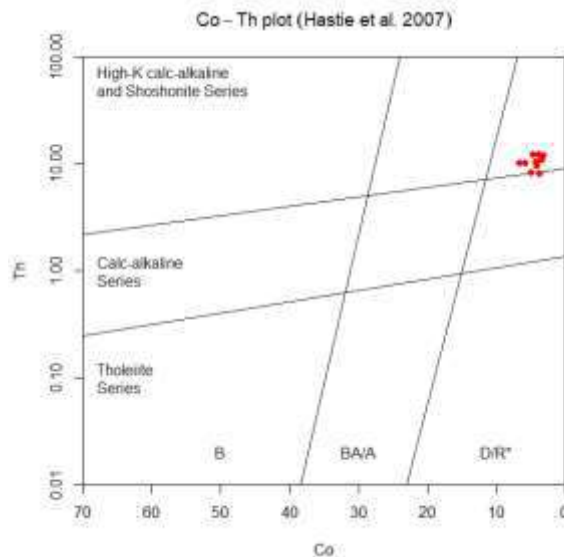
کونو (۱۹۶۸) سری ماگمایی را مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی می‌داند که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای مادر، در نتیجه تفریق، حاصل شده است. به طور کلی سنگ‌های آذرین را از نظر منشأ و موقعیت تکتونیکی آنها به سری ماگمایی فوق‌آلکان، آلکان و ساب‌آلکان تقسیم می‌کنند که سری ساب‌آلکان خود به دو سری کالک‌آلکان (نوع معمولی و نوع غنی از پتاسیم) و سری تولیتی تقسیم می‌گردد (اسپرنسن، ۱۹۷۹). سنگ‌های تبلور یافته در سری آلکان را نیز می‌توان بر اساس میزان سدیم و پتاسیم به انواع سدیك و پتاسیک تقسیم نمود (Karimpour, 1998). علاوه بر این، سری‌هایی همچون سری تحولی (Transitional) و شوشونیتی نیز برای تبلور سنگ‌ها در نظر گرفته می‌شود. جهت تعیین سری ماگمایی نمودارهایی ارائه گردیده که این نمودارها بر اساس اکسیدهای اصلی و عناصر غیر متحرک پایه‌ریزی شده است. در این نمودار علاوه بر تفکیک سری‌های تولیتی، کالک‌آلکان و شوشونیتی، تقسیم بندی نمونه‌های سنگی با انواع پتاسیم کم، متوسط و بالا نیز نشان داده می‌شود. در این نمودار اکثر نمونه‌ها در محدوده پتاسیم بالا، کالک‌آلکان و شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۵).

#### ❖ نمودار غنی‌شدگی از آلومین (Frost et al. 2001)

براساس نمودار Frost et al. (2001) سنگ‌های منطقه در محدوده متاآلومین و پرآلومین اشباع از سیلیکا جای می‌گیرند. پرآلومین شدن ماگما در این نمودار می‌تواند به دلیل بالا رفتن Al در حین سرسیتی شدن پلاژیوکلازها رخ دهد (شکل ۶).

#### ❖ تعیین موقعیت ژئوتکتونیکی

به طور کلی، پارامترهای ژئوشیمیایی متفاوتی جهت تفکیک و تمایز تیپ‌های گرانیت‌ها وجود دارد. این پارامترها غالباً بر اساس رفتار عناصر و اکسیدها طی فرآیند تفریق و تبلور بخشی می‌باشند. همانطور که در شکل ۶ ملاحظه می‌شود در نمودار Y در برابر Nb، اکثر سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده مشترک VAG (Volcanic Arc Granite) نیز Syn-COLG (همزمان با برخورد) قرار میگیرند. بنابراین ماگماتیسیم منطقه در ارتباط با محیط فرورانشی است (شکل ۷).



شکل ۵- جانمایی نمونه‌ها نمودار هاستیه و همکاران (۲۰۰۷) و قرارگیری نمونه در محدوده کالک آلکالن با پتاسیم بالا.

#### ❖ ژئوشیمی عناصر نادر خاکی (REE)

عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتر در معرض هوازدگی و آلتراسیون هیدروترمال قرار میگیرند؛ بنابراین الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از منشاءهای آذرین سنگ‌ها را اثبات کند. رفتار عناصر با تحرک بالا مثل LILE (Eu, Rb, Ba, K, Cs) با عناصر کم تحرک HFSE (Ta, Zr, Hf, Nb, Ti) متفاوت است. غلظت عناصر HFSE تابعی از فاز سیال و شیمی سنگ منشاء است.

در صورتی که غلظت LILE توسط فرآیندهای بلور-مذاب که در حین تشکیل سنگ صورت میگیرد کنترل میشود. LILE ها به علت تحرک زیاد میتوانند توسط سیالات کنترل شوند، ولی به علت تمرکز این عناصر در پوسته قاره‌ای غلظت آنها در ماگما نشانگر آلاش پوسته‌ای باشد (Rolinson, 1993). در بررسی الگوی توزیع عناصر کمیاب بر پایه نمودارهای عنکبوتی، مقادیر عناصر کمیاب ناسازگار و نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر گوشته اولیه و کندریت بهنجار شده‌اند. همانطور که در نمودارها مشاهده میشود، عناصر Th, Cs, Yb, Rb دارای غنی‌شدگی و عناصر Zr, Ti, Ba و Nb دارای تهی‌شدگی میباشد. آنومالی منفی در عناصری مثل Nb, Sr, Ti خاص گرانیتوئیدهای کالکوآلکالن قوسی است. این موارد حاکی از نقش سنگ‌های پوسته‌ای در تشکیل ماگما و نیز بی‌هنجاری منفی Ti نشانه سنگ‌های محیط فرورانش می‌باشد. Zr در آخرین محصولات تفریق ماگمایی فراوان دیده میشود و در سنگهای منطقه روند کاهشی نشان میدهد. آنومالی Eu به حضور کانی پلاژیوکلاز و آمفیبول بستگی دارد، آنومالی مثبت Eu میتواند به حضور آمفیبول در سنگ‌ها بستگی داشته باشد (Rolinson, 1993).

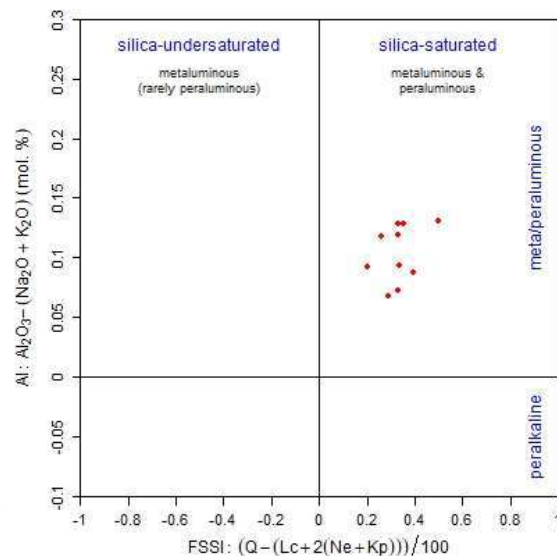
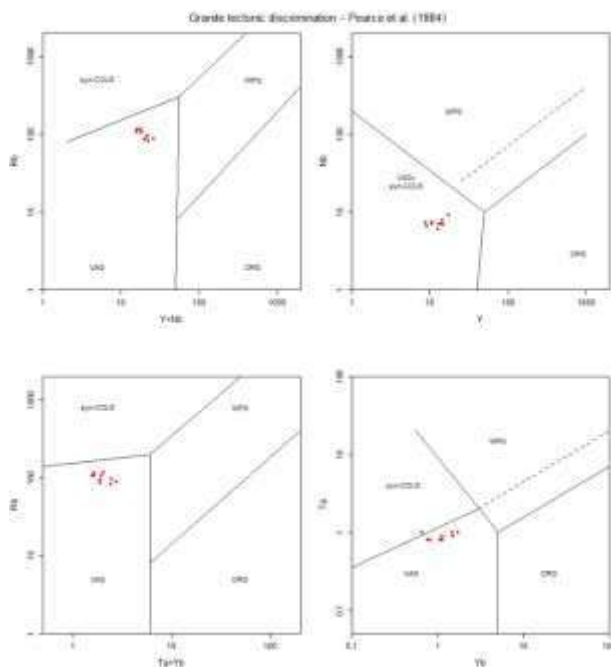
#### ۵- نتیجه‌گیری



واحدهای سنگی منطقه میجان شامل گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و مقادیری تونالی می‌باشد. این سنگ پرآلومینوس-متا آلومینوس اشباع از سیلیکا، با سری ماگمایی کالک آلکالین پتاسیم بالا قرار گرفته است. در محیط حاشیه فعال قاره قرارداد و از لحاظ آنومالی عناصر نادر خاکی دارای آنومالی‌های مثبت از نادر HREE و آنومالی منفی از عناصر LREE می‌باشد؛ که گویای ارتباط نزدیک با محیط‌های فرورانش و آلودگی ناشی از اسلب اقیانوسی فروانش می‌باشد. عدم تهی‌شدگی از عناصر HREE می‌تواند بیانگر منشأ ذوب ماگما در اعمال بالاتر از ذوب گارنت بوده باشد، به نحوی که عناصر HREE این شانس را داشته‌اند در فرآیند ذوب مشارکت داشته باشند.

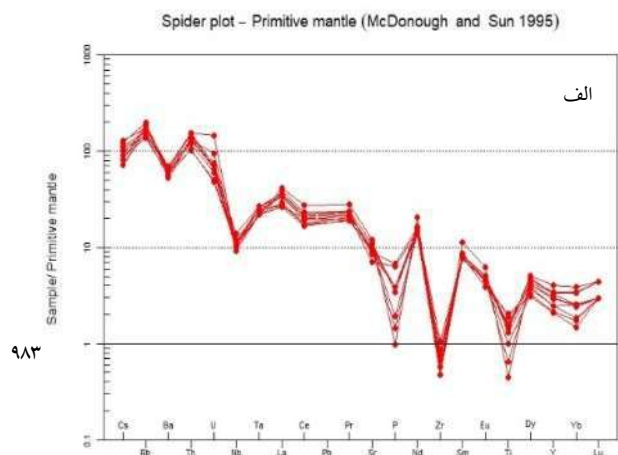
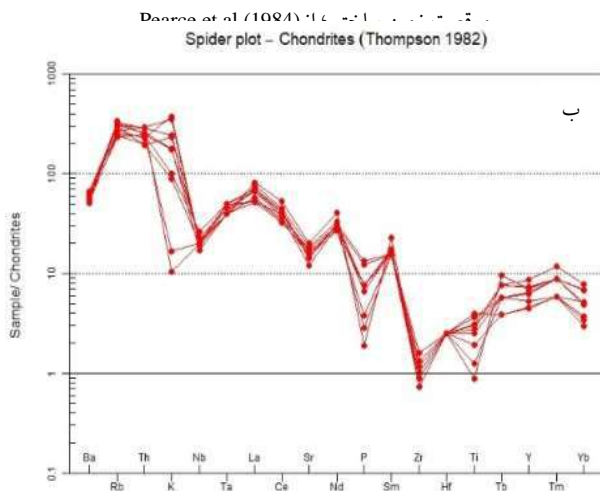
## ۶- تقدیر و تشکر

نگارندگان این پژوهش از همراهی و مساعدت قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص)، هلدینگ صنعت و معدن و موسسه ثارالله کرمان به پاس حمایت‌های اقتصادی و همچنین از مردم خونگرم میجان کمال تشکر و قدردانی را دارند.



شکل ۶: نمودار نمودار غنی‌شدگی از آلومین (Frost et al. (2001)

شکل ۷: جانمایی نمونه‌های محدوده مورد مطالعه در نمودارهای نشان‌دهنده



شکل ۸: نمودار غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی برای سنگ‌های منطقه بر اساس گوشته اولیه (McDonough and sun 1995) (ب). نمودار غنی‌شدگی عناصر نادر

## ۷- مراجع

- آقاباتی، ع، (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۸۶ ص
- رسولی، ج، قربانی، م. و احدنژاد، و. ۱۳۹۴ پترولوژی توده های نفوذی کمپلکس گرانیتویدی جبال بارز (خاور و جنوب خاور جیرفت (فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، صص 3 تا 16

- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Tehran, Report YU/52, 234 pp.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences, 94: 401–419.
- Ahmad, T., Posht Kuhi, M. Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanics around Nain and Rafsanjan areas: a preliminary study. Treatise on the Geology of Iran, Iranian Ministry of Mines and Metals, 90p.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, 229: 211–238.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A., and Babaei., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction: Journal of Asian Earth Sciences, 30: 474-489.
- Atherton M.P., Petfoed N., 1993. Genertion of sodium-rich magmas fram newly underplated basaltic crust .Nature, 362: 144-146.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J.-P., 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quim-sacocha volcanic center. Earth and Planetary Science Letters, 192: 561–570.
- Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), Zagros–Hindu Kush–Himalaya Geodynamic Evolution: American Geophysical Union, Geodynamics Series, 3: 5–32.
- Berberian, M., King., G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210-265.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y., Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. Lithos, 115:190–204.
- Ghadami, G., Shahre Babaki, A. M., Mortazavi, M., 2008. Post-Collisional Plio-Pleistocene Adakitic Volcanism in Central Iranian Volcanic Belt:Geochemical and Geodynamic Implications. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 19: 223-235.

- Middlemost, E. A. K., 1985. Naming materials in the magma/igneous rock system, Canadian Journal of Earth-Sciences, Reviews, vol.37: 512-224.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25, 956-983.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos, 100: 14-48.
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. Journal of Asian Earth Sciences, 30: 652-665.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ, 42: 313-345.
- Thompson, R. N. & Marrison, M. A. & Diskin, A. P. & Parry, S. J., 1984- An assessment of the relative role of crust and mantle in magma genesis: an element approach. Phil. Trans. R. Soc, A310: 549-590.
- Thompson, R.N., 1982. British tertiary volcanic province. Scott. F. Geol., 18, pp. 49-107.
- Rasouli, J., 2015. Petrology and geochemistry of Jabal Barez granitoid batholith with a view
- Rollinson, H. R., 1993 Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and technical, 352 P.
- Middlemost, E.A.K.(1985). Magma and magmatic rocks. long man. Korlo.
- Frost, B. et al, 2001, A Geochemical Classification for Granitic Rocks, Journal Of Petrology, 42, 11, P. 2033-2048.
- Pearce, J. A., Harris, N.B., and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams. for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal Petrology, 25: 956-983.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. (1995) The Composition of the Earth. Chemical Geology, 120, 223-253.
- Thompson A.B., 1982. Magmatism of The British Tertiary Volcanic Province. Scott. Journal of Geology, 18: 50-107.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29, 183-210
- HASTIE, A.R., KERR, A.C., PEARCE, J.A. & MITCHELL, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology 48, 2341-2357.

## نقش تالاب هامون در محیط زیست

فرزاد ستوهیان<sup>۱\*</sup>، مریم صالحی<sup>۲</sup>

۱- دانشیار گروه محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان، صومعه سرا، ایران

farzad.sotohian@Gmail.com

۲- دانشجوی گروه محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان، صومعه سرا، ایران

mar.salehi76@gmail.com

### چکیده

تالاب‌ها با قابلیت زادآوری، نقش مهمی در بقای گونه‌های بیشمار از گیاهان و جانوران وابسته به خود ایفا نموده و ذخیره گاه مهمی برای انبوه پرندگان، خزندگان، دوزیستان، ماهیان و بی مهرگان می باشند. تالاب‌های هامون از دسته تالاب‌های داخل خشکی بوده و مجموعه‌ای از دریاچه‌های آب شیرین، فصلی و دائمی را تشکیل می دهند. در سال‌های اخیر به دلیل کم توجهی به جنبه‌های زیست محیطی تالاب، سبب آلوده شدن آب دریاچه، از بین رفتن آبزیان و پرندگان، تخریب نزارها و زمین‌های کشاورزی حاشیه تالاب شده است. با وقوع خشکسالی در منطقه سیستان و کاهش پوشش گیاهی و خشک شدن دریاچه هامون که به صورت کمربندی در شمال منطقه قرار دارد و همچنین بادهای ۱۲۰ روزه شرایط مناسبی را برای وقوع طوفان‌های گرد و خاک فراهم کرده است.

**واژه‌های کلیدی:** هامون، خشکسالی، تالاب، اکوسیستم، محیط زیست

### Abstract

Wetlands play an important role in the survival of countless species of plants and animals with their ability to reproduce and are an important reserve for many birds, reptiles, amphibians, fish and invertebrates. Hamon wetlands are inland wetlands and form a collection of seasonal and permanent fresh water lakes. In recent years, due to the lack of attention to the environmental aspects of the wetland, it has caused the lake water to be polluted, the loss of aquatic animals and birds, and the destruction of reeds and agricultural lands on the edge of the wetland. With the occurrence of drought in the Sistan region and the reduction of vegetation and the drying up of Hamon Lake, which is located in a belt in the north of the region, as well as the 120-day winds have provided suitable conditions for the occurrence of dust storms.

**Key words:** Hamon, drought, wetland, ecosystem, environment.

### ۱- مقدمه

امروزه بحث حفاظت و لزوم توجه به مبانی محیط زیست جایگاه ویژه‌ای در سطوح اجتماعی داشته و همواره بر اهمیت آن افزوده می شود. برای حفاظت از محیط زیست جهانی لازم است که کلیه کشورها، فرایند توسعه اقتصادی خود را به صورتی ارائه نمایند که ضمن حصول به اهداف مشخص، حداقل آسیب به محیط وارد آید.

کنوانسیون تالابها (کنوانسیون رامسر ۱۹۷۱) از جمله این موافقت‌های جهانی مربوط به حفظ محیط زیست در ابعاد بین‌المللی می باشد. تالابها از جمله مهمترین اکوسیستم‌های جهانی قلمداد گشته و ابعاد پیچیده اکولوژیکی آن هنوز هم به خوبی برای همگان روشن نیست. به دلیل ناتوانی در ارزیابی ارزش‌های چند جانبه تالاب، این اکوسیستم همواره مورد بی توجهی قرار گرفته است. محیط طبیعی تالاب دارای ابعاد چند جانبه بیولوژیک، اکولوژیک، اقتصادی، اجتماعی، علمی، آموزشی، پژوهشی، فلسفی و زیبا شناختی است. اعتبار تالاب از نظر تصفیه و تلطیف آب و هوا، گردش آب و نظام هیدرولوژیک، جلوگیری از فرسایش، تامین زیستگاه پرندگان، ماهیان، خزندگان، دوزیستان و پستانداران، تفرج و توریسم و به بیان کلی تنوع بیولوژیکی و ژنتیکی، قابل اندازه‌گیری بر

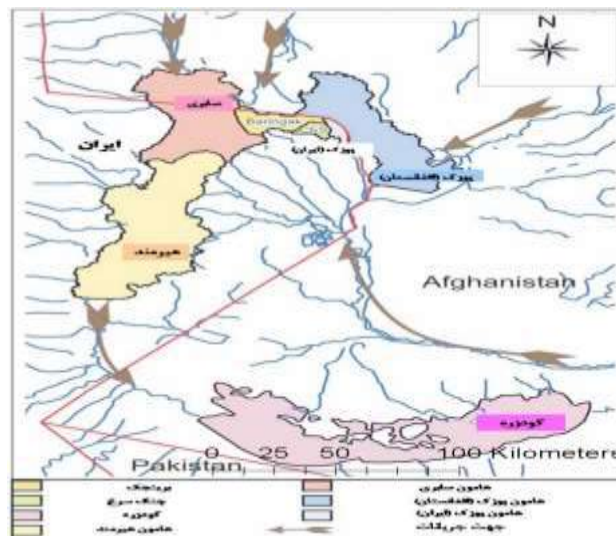
مبنای اقتصادی و پولی نمی باشد. البته این در حالی است که همکاری روز افزون مجامع مختلف جهانی در برخورد با مسائل زیست محیطی، ضرورت برخورد کل گرا (سیستمی) با اکوسیستم ها را به جای برخورد مجرد، روشن تر ساخته است. (سازمند و یاری، ۱۳۹۵)

از یاد نبریم که هر گونه ضربه به اکوسیستم تالاب، مستقیماً حیات تمامی مناطق حاشیه ای و حیات اجتماعی انسان ها را با اشکال مواجه خواهد نمود. توسعه اقتصادی بدون توجه به مسائل حساس زیست محیطی، موجب تخریب بیشتر و ضرر و زیان فراوان به سرمایه های ملی کشور خواهد گردید. (وزمردیان و پور کرمانی، ۱۳۶۷)

تالاب هامون ودیعه ای الهی است که ما آن را برای فرزندانمان به امانت گرفته ایم. وظیفه همگی ما حفظ آن و تعیین جایگاه آن در توسعه پایدار کشور است. بر این اساس شایسته است که دانش عملی اکولوژی در برنامه ریزی های اقتصادی جایگاه خود را یافته و سازمان های مسئول حفاظت از محیط زیست تقویت گردیده و ارتباط بیشتر با دانشگاه ها و موسسات تحقیقاتی را به سبب در اختیار گرفتن اهرم های نیرومند، مد نظر داشته باشند.

## ۲- موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه: تالاب هامون

تالاب هامون بخشی از منطقه سیستان است که این منطقه حدود ۷.۶ درصد از کل مساحت استان را به خود اختصاص داده است. این منطقه با مرکزیت شهر زابل و مساحتی بالغ بر ۱۵۱۹۷ کیلومتر مربع، در ناحیه شمال شرقی استان سیستان و بلوچستان، در جلگه ای پست و تقریباً هموار، در منتهی الیه مرز شرقی کشور پهناور ایران و در حد فاصل ۳۰ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۱۵ دقیقه عرض شمالی و ۶۱ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۶۱ درجه و ۵۰ دقیقه طول شرقی قرار دارد. از شمال و شرق به افغانستان، از جنوب به شهرستان زاهدان و از غرب و شمال غربی شهرستان های بیرجند و کویر لوت محدود است (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه موقعیت دریاچه هامون و جریانات ورودی به آن

## ۳- بحث

تالاب هامون یکی از بزرگترین تالاب های ایران است که در شرق ایران و در مرز با افغانستان قرار دارد. این تالاب در واقع از چندین تالاب کوچکتر به هم پیوسته تشکیل شده است. تاریخچه تالاب هامون به دوران باستان باز می گردد و این تالاب به عنوان یکی از منابع آبی مهم برای انسان هایی که در این منطقه زندگی می کردند، بسیار مهم بود. در طول تاریخ، مردمان بومی ایران از آب تالاب هامون برای کشاورزی، دامداری و شرب استفاده می کردند.

اما متأسفانه در سال‌های اخیر، به دلیل کاهش حجم آب در رودخانه‌ها و نیز به دلیل فرسایش خاک و کاهش بارش‌ها، تالاب هامون با مشکلاتی مانند کاهش مساحت و عمق، کاهش تعداد گونه‌های زیستی و تهدید به از بین رفتن مواجه شده است. با این حال، تالاب هامون هنوز هم یکی از مناطق زیبای طبیعی ایران است و برای گردشگری و مشاهده پرندگان و حیات وحش، جذابیت خاصی دارد. این دریاچه از سه بخش به نام‌های هامون پوزک در شمال شرقی، هامون صابری در شمال و هامون هیرمند در غرب و جنوب غربی سیستان تشکیل شده است (اشرفی زاده، ۱۳۹۵).

### ۳-۱- هامون هیرمند

این هامون در زمان پرآبی سطحی حدود ۴۰۱ کیلومتر مربع داشته که تماماً در خاک ایران قرار می‌گیرند. مهم‌ترین منبع تامین کننده آب آن‌ها رودخانه هیرمند و انشعابات فرعی آن است علاوه بر این آب مسیل‌ها و آبراهه‌هایی که از سمت غربی به دریاچه منتهی می‌شوند شامل رودبندان و شور تا حدودی در آبگیری آن موثر هستند. در ترسالی‌ها یا در مواقع سیلابی آب سرریز شده از هامون‌های پوزک و صابری به هامون هیرمند وارد شده و در یک سطح هم تراز هامون‌ها به هم می‌پیوندد، مازاد آب ورودی دریاچه در انتهای جنوب غربی به رودخانه شيله وارد و در نهایت به باتلاقی در خاک افغانستان موسوم به گودزره منتهی می‌شود.

این دریاچه از آنجایی که به رودخانه هیرمند و انشعابات فرعی آن وابسته بوده آبگیری منوط به نوسانات طبیعی یا مصنوعی (احداث کانال) هیرمند بوده که باتوجه به خشکسالی‌های اخیر سطح آب دریاچه کاهش محسوس داشته است (شامحمدی و ملکی، ۱۳۹۰). سطح آن از سایر هامون‌ها بیشتر ولی عمق آن کمتر است. عمق متوسط در زمان پرآبی ۱ متر، در شرایط میان‌آبی ۰.۵ متر و در کم‌آبی صفر تعیین شده است.

### ۳-۲- هامون صابری

سطح این هامون به طور متوسط ۱۵۶۰ کیلومتر مربع برآورد گردیده است که حدود ۳۵ درصد در خاک ایران و بقیه متعلق به کشور افغانستان است. در داخل این هامون چند برکه کوچک وجود دارد که از عمق بی‌شتی برخوردار بوده و در مواقع کم‌آبی و خشکسالی دریاچه دارای آب با کیفیت نامناسب بوده و مورد استفاده دامداران و بومیان محلی قرار می‌گیرند آنها عبارتند از: چونگ دراز، چونگ یک‌دست و چونگ ریگ. مهم‌ترین منابع تامین کننده آب این هامون شعبات رودخانه هیرمند شامل پریان داخلی، رودخانه ملکی، رودخانه نیاتک و سایر شاخه‌های شمال رودخانه هیرمند می‌باشد که علاوه بر آنها رود فراه واقع در خاک افغانستان به آن ریخته و یا آب سرریز شده از هامون پوزک در مواقع پرآبی در یک سطح همگن به هامون صابری ملحق می‌شود. با توجه به نوسانات آب دریاچه این هامون دیرتر از هامون هیرمند خشک می‌گردد و از کمیت آبی بیشتری نسبت به آن برخوردار می‌باشد ولی آنچه که مسلم است تحت تاثیر نوسانات آب رودخانه هیرمند و رودخانه‌های فصلی، مصارف آب شرب و کشاورزی در بالادست و همچنین شرایط اقلیمی نامناسب در مواقع کم‌آبی فقط برخی برکه‌های آن آبگیری می‌شوند. کیفیت آب نیز فقط در زمان پرآبی مناسب بوده و در زمان کم‌آبی بدلیل افت دبی آب قابل استفاده شرب و حتی دام و کشاورزی نمی‌باشد (شامحمدی و ملکی، ۱۳۹۰).

ارتفاع آن حدود ۴۷۵ متر از سطح دریا بوده و در فاصله ۲۷ کیلومتری شمال غربی شهرستان زابل واقع شده است. عمق متوسط آن در زمان پرآبی ۱.۵ متر و در شرایط میان‌آبی و کم‌آبی ۱ متر تعیین شده است.

### ۳-۳- هامون پوزک

این هامون در انتهای بخش شمال شرقی دشت سیستان در خاک افغانستان قرار می‌گیرد که در مواقع پرآبی سرریز آن ابتدا به شمال شرقی دشت تحت عنوان پوزک ایران وارد شده و پس از مشروب کردن اراضی شمال منطقه به هامون صابری اتصال می‌یابد.

عمق آب در این هامون کمتر از ۴ متر بوده که تقریباً دارای آب دائمی بوده و مهم‌ترین منبع تامین کننده آب آن رود خاش و انشعابات شمالی هیرمند، پریان مشترک و رودخانه گل‌میر می‌باشد. رودخانه پریان مشترک که در قسمت دلتا از هیرمند منشعب شده و پس از طی مسافتی در مرز ایران و افغانستان مجدداً به داخل کشور افغانستان جریان یافته و به هامون پوزک وارد می‌شود. خاش رود یکی دیگر از رودخانه‌های فصلی است که از خاک افغانستان سرچشمه



گرفته و در انتهای آبخیز خود به هامون پوزک وارد می‌شود. به طور کلی این هامون در اکثر اوقات سال دارای آب بوده و از کیفیت مناسبی نسبت به هامون های دیگر برخوردار می‌باشد و در صورتیکه سال پر بارش و پرآبی سپری شده باشد بخش هامون پوزک ایران را نیز آبیگری می‌نماید (شامحمدی و ملکی، ۱۳۹۰).

سابقا سواران نیز نامیده می‌شد، مساحت آن ۱۴۸۴ کیلومتر مربع است که ۳۳۰ کیلومتر مربع آن در ایران و بقیه در خاک افغانستان است. عمق متوسط آن در زمان پرآبی ۲ متر و در مواقع میان آبی و کم آبی ۱.۵ متر است.

### ۳-۴- خصوصیات تالاب

#### ۳-۴-۱ - خصوصیات فیزیکی

منابع تامین کننده آب این تالاب ها رودخانه های هیرمند، مزا و چند رودخانه کوچک که از شمال و بخش های مرکزی افغانستان سرچشمه میگیرند، می‌باشند. عمق متوسط تالابهای هامون در سالهایی که بارندگی خوب در حوزه آبریز آن وجود داشته باشد به پنج متر نیز می‌لایرسد. آب و هوای منطقه گرم و خشک، میانگین دمای زمستان ۱۵ الی ۲۰ درجه سانتی گراد و میانگین دمای تابستان ۳۵ الی ۴۰ درجه سانتی گراد است. متوسط بارش سالیانه منطقه کمتر از ۱۰۰ میلی متر بوده که بیشتر در فصل زمستان مشاهده می‌شود. تالاب از طرف شرق و جنوب توسط دشتهای کم ارتفاع، اراضی کشاورزی و تعدادی روستا محصور شده اند. در دشتهای جنوبی تالاب نمکزارهای گسترده، ماسه زار و تپه های شنی متعددی به چشم می‌خورد (احمدی، ۱۳۷۱).

#### ۳-۴-۲ - خصوصیات اکولوژیکی

تالابهای هامون دارای آب شیرین تالب شور می‌باشد و در آن کف های گلی، نیزار، جگن زار، همراه با دشت های پهناور و نمکزار وجود دارد. در سال هایی که سیلاب های طولانی در منطقه رخ می‌دهد، گیاهان غوطه ور فراوانی در دشتهای سیلابی می‌رویند. در این تالاب گیاهان هلویت همانند علف باتلاقی شور، علف شور، گل شصت عروسان و سلمکی باتلاقی به چشم می‌خورند. در اطراف تالاب درختچه های گز به طور انبوه وجود دارند (سلیمانی، ۱۳۹۰).

#### ۳-۴-۳ - خصوصیات هیدرولوژیک

مهم ترین جریان سطحی تغذیه کننده دریاچه هامون، رودخانه هیرمند به شمار می‌آید. سرچشمه هیرمند در کوه های هندوکش در کشور افغانستان قرار دارد. این رودخانه شامل دو سرشاخه بنام های هلمند و ارغنداب می‌باشد. آورد سالانه این رودخانه در حدود ۵۷۰۰ میلیون مترمکعب در ایستگاه دهرآوود برآورد می‌گردد. مهم ترین رودخانه های بخش شمالی و شمال شرقی ورودی به تالاب هامون (با مجموع آورد حدودا ۲.۵ میلیون متر مکعب) عبارتند از: فراه رود، هاروت رود، خاش رود، خوسپاس رود و بودایی یا خاره، علاوه بر این از بخش باختری و شامل باختری (خاک کشور ایران) رودخانه های فصلی شورسربیشینه، نهندان و وحید آباد قابل ذکر می‌باشد (نوری و اربابی، ۱۳۸۶).

#### ۳-۵- تنوع زیستی

تالاب های هامون محل زمستان گذرانی انواع زیادی از پرندگان آبرزی به ویژه پیکان ها، حواصیل ها، اردک های غواص و پرندگان ساحلی می‌باشد. همچنین در سالهایی که سطح آب دریاچه بالا است، شرایط مناسب جهت جوجه آوری تعداد زیادی از پرندگان مهیا می‌شود. تاکنون تعداد ۵۴ گونه پرند در این منطقه شناسایی شده است که از این تعداد تنها ۲ گونه بومی بوده و بقیه مهاجر زمستان گذران و تابستان گذران هستند. پستانداران تالاب هامون صابری و هامون هیرمند شامل روباه، گراز، شغال، کفتار، گربه جنگلی، گربه وحشی، تشی، خدنگ، موش خرما، موش بزرگ، گرگ و خرگوش است. ماهیان این تالاب شامل انجک سیستان، ماهی آمور، فیتوفاگ، کپور و سرگنده است (باقرزاده کریم و روحانی رانکوهی، ۱۳۸۵).



پوشش گیاهی هامون نیز به دو دسته تقسیم می‌شود: ۱- پوشش گیاهی حاشیه دریاچه مرتعی بوده و برای تعلیف دام به ویژه گوسفند و بز مورد استفاده واقع می‌شود و کمتر به عنوان علوفه گاوها بهره برداری می‌شود. ۲- پوشش گیاهی داخل دریاچه هامون؛ این نوع پوشش گیاهی خود به دو دسته قابل تفکیک است: الف) گیاهانی که بالاتر از سطح آب قرار می‌گیرند مانند نی، جگن یا تزک، لویی یا توتک، هزار نی و نی هندی یا تمیش. ب) پوشش گیاهی که درون آب و یا در آن شناور هستند این نوع گیاهان عبارتند از: اویارسدرم یا اشک، بارهنگ آبی علف بوریا و انواع جلبک ها. باید دانست که پوشش گیاهی داخل دریاچه در مقایسه با پوشش گیاهی ساحلی مرغوب‌ترین و غنی‌ترین پوشش گیاهی بشمار می‌آید، به ویژه نوعی که طول آن به دو تا پنج متر می‌رسد و اغلب در لجنزارهای ساحلی و اطراف برکه‌ها و آبگیرهای کوچک و بزرگ به صورت انبوه می‌روید و به نزار معروف است. نزارها هم در تعلیف دام‌ها مصرف دارد و هم مامن انواع جانوران است (ایافت، ۱۳۷۹) و (پورکمال، ۱۳۴۴).

### ۳-۲- ارزش زیستی و اکولوژیک تالاب

ارزش‌های زیست محیطی و اکولوژیک این تالاب را می‌توان از چندین منظر مورد بررسی قرار داد اولین جنبه این ارزش‌ها اهمیت تنوع زیستی این تالاب در سطح ملی و بین‌المللی است. تالاب هامون به علت قرار گرفتن در مرکز مناطق بیابانی و نیمه بیابانی کشورهای ایران و افغانستان در حقیقت تنها مامن زیست پرندگان مهاجر در شرق کشور محسوب می‌شود. وجود دریاچه آب شیرین، زمین‌های باتلاقی، پخش آب حاصل از طغیان رودخانه‌ها، نزارها، تولید جلبک‌ها، حشرات و ماهیان در مواقع پرآبی، همگی باعث شده است تا این منطقه ماوای صدها هزار پرنده مهاجر شود که از این میان می‌توان به پلیکان‌ها، حواصیل‌ها، غازها، قوها، اردک‌ها و پرندگان کنار آبچر اشاره کرد. سرشماری‌های انجام شده در منطقه نشان می‌دهد که تعداد پرندگان مهاجر تالاب بین صفر در سال‌های بسیار خشک و بیش از ۷۰۰۰۰۰ در سال‌های پرآبی (مانند ۱۹۷۲-۱۹۷۳) متغیر است. تاکنون بیش از ۱۸۳ گونه پرنده در دریاچه هامون مشاهده شده است که به ۵۱ خانواده از پرندگان تعلق داشته است (scatt D.A. 1995) و (Poini & Janson, 2003).

تنوع کم نظیر از جنبه‌های ملی و بین‌المللی درخور توجه بوده و سازمان بین‌المللی حیات پرندگان این تالاب را زیستگاه با اهمیت پرندگان (IBM) معرفی کرده است. گونه‌های گیاهان آبی تالاب هامون برای تداوم حیات بیولوژیک تالاب و همچنین از نظر اقتصادی در منطقه حائز اهمیت است. براساس مطالعات و تحقیقات انجام شده، تاکنون ۲۱ گونه گیاه آبی در قالب ۱۰ خانواده در تالاب هامون شناسایی شده است که گونه‌نی یکی از گونه‌های مهم اقتصادی منطقه سیستان و مورد مصرف دام‌هاست. گیاهان آبی از اجزای مهم زنده و پویای اکوسیستم تالاب هامون محسوب می‌شوند که تغییر در میزان فراوانی آنها آثار مستقیمی در حیات تالاب برجای می‌گذارد. نزارها محل استقرار و آشیانه‌سازی گونه‌های مختلف از پرندگان مهاجر است (منصوری، ۱۳۷۹).

سرزمین سیستان بنا به طبیعت دشتی و بیابانی خود از نظر خزندگان نیز غنی است. این تنوع از نظر مشاهدات تایید شده ولی کمتر مورد مطالعه علمی قرار گرفته است. گونه‌های خزنده غرب پاکستان از نظر محدوده پراکنش، سیستان را نیز در بر می‌گیرند. از بین سوسمارهای منطقه می‌توان خانواده جکوها (Gekkonidae)، خانواده آگاما (Agamidae) و خانواده لاسرتاها (Lacertidae) و از بین مارهای منطقه خانواده مارهای بوا (Eryx sp)، خانواده کولبریده (Coluber sp) و خانواده افعی‌ها (Viperidae) اشاره کرد (Mansoori, 1994). علاوه بر اهمیت تنوع زیستی منطقه، تالاب هامون خدمات دیگری هم فراهم می‌کند که باعث بهبود کیفیت زندگی می‌گردد. در واقع حفظ حیات سیستان وابسته به حیات هامون و حیات هامون وابسته به منابع آب ورودی از بالا دست است.

### ۳-۲- مخاطرات و عوامل تهدیدکننده

از جمله مخاطرات و عوامل تهدیدکننده این تالابها می‌توان به اجرای طرح‌های آبیاری توسط دولت ایران و افغانستان که منجر به کاهش سطح آب تالاب شده است. احداث سد (کجکی) بر روی رودخانه هیرمند توسط کشور افغانستان، از بین رفتن پوشش گیاهان آبی به واسطه خشکسالی و رهاسازی ماهی غیربومی آمور، شوری فزاینده خاک و از بین رفتن اراضی کشاورزی اطراف تالاب، پراکنش نمک در سطح منطقه توسط باد، احداث بزرگراه بین منتهی‌الیه شمالی هامون هیرمند و منتهی‌الیه جنوبی هامون صابری، احداث کانال در بین منتهی‌الیه جنوبی هامون بزرگ و هامون صابری برای انتقال آب از هامون بزرگ



به هامون صابری و همچنین احداث مخزن نگهداری آب در چاه نیمه و چندین کانال آبیاری در رودخانه هیرمند که منجر به کاهش حجم آب ورودی به تالاب گردیده است و تخلیه زهاب اراضی کشاورزی به داخل تالاب اشاره کرد.

مرگ و میر ماهیان و پلیکان ها و پرندگان ساحلی به دلایل نامعلوم، احداث کومه های شکار، چرای بی رویه احشام، قطع درختچه های گز برای تامین سوخت، برداشت شدید از لویی برای پرده بافی از جمله دیگر مخاطرات و عوامل تهدید کننده این تالاب است. در حال حاضر این تالابها تغییرات اکولوژیک یافته و در کنوانسیون رامسر قرار دارند (ولایتی و میری، ۱۳۸۵).

### ۳-۸- عوامل نابودی تالاب ها: اقدامات انسانی

#### ۳-۸-۱- عوامل مستقیم

- زهکشی برای کشاورزی، جنگلداری و کنترل مالاریا
- لایروبی و کانال کشی رودخانه ها و آبراهه ها برای کنترل سیلاب
- استخراج آبهای زیرزمینی
- تخلیه سموم دفع آفات، علف کش ها، مواد غذایی
- تخلیه فاضلاب های خانگی، رواناب های کشاورزی و رسوبات
- تبدیل برای کشاورزی، پرورش آبزیان دریایی
- خاکریزی برای دفن مواد زائد، جاده ها و توسعه تجاری، اماکن مسکونی و صنعتی
- احداث دیواره، پشته، گوره، سد، خاکریز برای کنترل سیلاب، تامین آب آبیاری و حفاظت در برابر طوفان
- کان کنی خاک های تالابی برای پیت، ذغال سنگ، سنگریزه، شن و ماسه و سایر مواد معدنی

#### ۳-۸-۲- عوامل غیرمستقیم

- دگرگونی رسوبات بوسیله سدها، کانال های عمیق و سایر ساختارها
- تغییرات هیدرولوژیکی بوسیله کانال ها، جاده ها و سایر ساختارها
- ته نشینی در اثر استخراج آبهای زیرزمینی، نفت، گاز و سایر مواد

#### ۳-۸-۳- عوامل طبیعی

- ته نشینی
- افزایش سطح آب
- خشکسالی
- فرسایش
- عوامل حیاتی
- توفان (میری، ۱۳۸۳)

### ۳-۹- اثر تغییر اقلیم بر هیدرولوژی تالاب هامون

تغییر اقلیم یکی از مهم‌ترین تهدیدها، برای بقای گونه‌ها و اکوسیستم‌ها در سراسر جهان شناخته شده است. تغییرات در پارامترهای فیزیکی و شیمیایی در مقیاس وسیع به احتمال بسیار زیاد بر جوامع آبرزی تأثیر دارد و ویژگی‌های اکوسیستم مثل غنای گونه‌ای، تنوع زیستی، حدود و دامنه توزیع و به دنبال آن ساختار شبکه غذایی و سطح تولید اولیه و ثانویه را تغییر می‌دهد.

یکی از مهم‌ترین کارکردهای تالاب هامون، دارای جنبه‌های هیدرولوژیکی است. تالاب به خاطر داشتن ویژگی‌های خاص هیدرولوژیکی در تخلیه آب‌های زیرزمینی و تزریق مجدد آب‌های زیرزمینی نقش موثری دارد. بدون وجود تالاب، آب به سرعت از حوزه آبخیز خارج می‌شود. با ذخیره آب در تالاب فرصت نفوذ و تغذیه آب‌های زیرزمینی بوجود می‌آید که در این صورت علاوه بر اینکه سطح آب بالا می‌آید و از شوری خاک جلوگیری می‌شود. از سوی دیگر وقتی که آب زیاد در خاک انباشته می‌شود در تالاب جمع می‌شود و به صورت آب سطحی در نواحی پست قرار می‌گیرد. بنابراین تالاب در دوره‌ای عمل شارژ سفره آب زیرزمینی و در دوره‌ای عمل دشارژ را انجام می‌دهد (برنامه اجرایی معرفی ذخیره گاه زیستکره مشترک هامون).

سیستم‌های تالابی مستعد تغییر در کمیت و کیفیت آب هستند. تحقیقات نشان داده است که تغییر اقلیم نه تنها بر سطح بارش، بلکه بر زمان وقوع آن نیز تأثیر دارد. متغیرهای دیگر که به اقلیم مربوط می‌گردند، ممکن است نقش مهمی در تعیین اثرات منطقه‌ای و محلی، از جمله افزایش درجه حرارت و تغییر تبخیر و تعرق، تغییر بیوشیمی، تغییر مقدار و الگوی بار رسوب معلق، آتش سوزی و اکسیداسیون رسوبات آلی داشته است. اندازه و وسعت عواقب زیست محیطی تغییر اقلیم تا حد زیادی به میزان و بزرگی تغییر در سه محرک اولیه زیست محیطی بستگی دارد: ۱. زمان، حجم و مقدار رژیم رواناب ۲. درجه حرارت ۳. تغییرات در شیمی آب مثل سطوح مواد مغذی

به احتمال زیاد، فشارهای روی تالاب از طریق تغییر در هیدرولوژی، اثرات مستقیم و غیرمستقیم تغییر درجه حرارت، و به علاوه تغییر کاربری زمین حاصل می‌شود. نمونه‌ای از حوادث شدید اقلیمی: تغییر پایه رودخانه‌ها، تغییر هیدرولوژی (عمق و دوره آبی)، افزایش سیل، افزایش فرسایش، کاهش کمیت و کیفیت منابع آبی و... می‌باشد. با بررسی تغییرات بارش سالانه زابل در طی سال‌های اخیر نشان داده‌اند که میزان بارش، کمی افزایش یافته و البته این افزایش معنی‌دار نبوده است. اما بررسی ضریب تغییرپذیری بارش نشان می‌دهد که در همین دوره ثبات بارش در این ایستگاه کاهش معنی‌داری یافته و شدت ترسالی‌ها و خشکسالی‌ها افزایش یافته است. وقوع بارش‌های دور از میانگین و به واقع نوسان زیاد بارش‌ها از ویژگی‌های مناطق خشک است و اگر این روند افزایشی ضریب تغییرپذیری بارش در زابل ادامه یابد، نشانگر آن است که منطقه در حال یک تغییر اقلیم جزئی است و شدت خشکی‌ها و ترسالی‌ها در این منطقه رو به افزایش است (خلیلی و منشادی، ۱۳۹۰).

افزایش مفرط خشکسالی‌ها و سیل‌ها به شدت برای موجودات استرس ایجاد خواهد کرد علاوه بر آن فاکتورهای استرس ناشی از انسان تشدیدکننده اثرات است. در رابطه با تأثیر تالاب هامون بر  $CO_2$  اقلیم میتوان اشاره کرد که تثبیت غلظت گازهای گلخانه‌ای اتمسفر در یک سطح از دخالت خطرناک انسانی با سیستم اقلیم جلوگیری کرده و اجازه می‌دهد که اکوسیستم به طور طبیعی با تغییر اقلیم انطباق یابد و اطمینان حاصل شود که تولید مواد غذایی تهدید نمی‌شود و امکان توسعه اقتصادی پایدار ادامه می‌یابد.

جایی که اکوسیستم ضعیف شده، تغییرات جهانی اقلیم، بخصوص افزایش بروز و شدت بارندگی، باد و طوفان می‌تواند موجب ویرانی اکوسیستم مثل سیستم رودخانه‌ای گردد. تالاب کرین را در گیاهان و خاک خود ذخیره می‌کند و با رهاسازی تدریجی آن در اتمسفر اثرات تغییر اقلیم را کاهش می‌دهند. در نهایت زوال و نابودی تالاب اثرات تغییر اقلیم را تشدید می‌نماید (پالاش، ۱۳۸۸). باد معروف ۱۲۰ روزه منطقه با سرعتی معادل ۱۲۰ کیلومتر در ساعت به ویژه در ماه‌های خرداد، تیر، مرداد و شهریور که به اوج خود می‌رسد، سبب بروز مشکلات زیاد زیست محیطی در منطقه می‌شود (اطلس اقلیمی ایران).

#### ۴- نتیجه گیری

تالاب بین‌المللی هامون یکی از تالاب‌های مهم دنیا به شمار می‌رود که در منطقه کویری و بیابانی ایران، در شمال استان سیستان و بلوچستان واقع شده است. این تالاب بزرگترین دریاچه آب شیرین در سراسر فلات ایران محسوب می‌شود که با مساحتی حدود ۵۷۰۰ کیلومتر و دامنه عمقی ۱ تا ۵ متر در ناحیه کویری و بیابانی شرق کشور، در منطقه سیستان واقع گردیده است. این تالاب به دلایل خشکسالی‌های پیاپی دهه اخیر و احداث سدهای متعدد بر روی رودخانه اصلی ورودی این آب در افغانستان، عدم پابندی کشور افغانستان به رعایت معاهده بین‌المللی سال ۱۳۵۱ مبنی بر آزادسازی ۲۶ متر مکعب آب در هر ثانیه (۸۲۰ کیلومتر مربع در سال) در رودخانه هیرمند و عدم عضویت در کنوانسیون رامسر و ناکارآمدی بسیاری از طرح‌های حفاظت از محیط زیست این دریاچه، به کانون بحرانی برای حرکت‌شن‌های روان تبدیل شده و موجب بروز معضلات عدیده اجتماعی و اقتصادی در منطقه شده است.

یکی از عمده ترین مشکلات تالاب هامون به عنوان هفتمین تالاب بین المللی و از مهم ترین تالاب های جهان که در آبادانی منطقه بیابانی و کویری شرق کشورمان در استان سیستان و بلوچستان نقشی فوق العاده داشته است نیز، محدودیت منابع آبی و بهره برداری بی رویه از آن است که این موضوع علاوه بر آب های سطحی شامل آب های زیرزمینی و سفره های زیرسطحی مرتبط با تالاب نیز می شود. خشکی و نابودی تالاب همراه با اثرات معکوس بر اکوسیستم های طبیعی و اجتماعی از جمله تخریب جنگل ها، نابودی گونه های گیاهی و جانوری و در برخی موارد تهدید آثار تاریخی و میراث فرهنگی همراه است. با داشتن ارزش منابع می توان هزینه های آلودگی های زیست محیطی و تخریب و تغییر کاربری را به صورت کمی درآورده و آنها را در کل بودجه مورد نیاز جهت ایجاد کاربری جدید یا اجرای پروژه های توسعه ای لحاظ نمود. در حوزه آبریز دریاچه هامون ۵ کانون شهری وجود دارد. تولید روزانه مواد زائد شهری و همچنین زباله های بیمارستانی که در شهرهای منطقه تولید می شوند بر آلودگی منطقه می افزاید. اکثر کارگاه های موجود در منطقه هامون بدون نظام تصفیه فاضلاب و خنثی سازی آلاینده ها هستند و برخی نیز فاضلاب خود را بدون تصفیه رها می کنند. همچنین معادن فعال در منطقه اطراف تالاب هامون به عنوان یکی از منبع های آلودگی آب تالاب هامون محسوب می شود و حتی شاید بتوان آن را به عنوان منبعی که بیش ترین سهم را در آلودگی دریاچه دارد تلقی کرد. فعالیت کشاورزی در حاشیه هامون و استفاده از انواع کودهای شیمیایی و سموم دفع آفات فشارهای زیادی بر کیفیت آب تالاب هامون وارد می سازد.

## ۵- مراجع

- احمدی، حسین. (۱۳۷۱)، شناسنامه تالاب هامون، اداره حفاظت محیط زیست زابل
- اشرفی زاده، حسین (۱۳۹۵) اثرات زیست محیطی خشک شدن دریاچه هامون بر منطقه سیستان، کنفرانس سالانه علمی - تخصصی عمران، معماری، شهرسازی و علوم جغرافیا در ایران باستان و معاصر
- ایافت، سید امیر (۱۳۷۹) ترجمه کتاب فواید تالاب ها، نوشته جان دیویس و گوردون کلاریچ ۱۹۹۳ با همکاری AWB,WA,IWRB
- باقرزاده کریم، مسعود و روحانی رانکوهی، مهید (۱۳۸۵)، راهنمای تالاب های ایرانی ثبت شده در کنوانسیون رامسر
- پالاش، کردوانی. (۱۳۸۸) مقایسه نقش دریاچه هامون هنگام پراچی و خشکی در اوضاع اقتصادی و اجتماعی سیستان، نشریه جغرافیا، دوره ۳، شماره ۸-۹
- پور کمال، محمد (۱۳۴۴) اطلس اقلیمی ایران، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ اول
- خلیلی، محسن و منشادی، مرتضی (۱۳۹۰)، بایستگی های ژئواکونومیک توسعه منطقه جنوب شرق ایران
- زمریدیان، محمد جعفر و پور کرمانی، محسن (۱۳۶۷)، ویژه نامه آب و خاک زابل، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی
- سازمند، بهاره، یاری، مریم (۱۳۹۵)، چالش های هامون و راهبردهای نجات، دانشگاه تهران
- سلیمانی، الهه (۱۳۹۰). بررسی اجمالی اهمیت تالاب ها با تاکید بر تالاب هامون، دفتر مطالعات زیربنایی (گروه کشاورزی و منابع طبیعی)
- شامحمدی، زمان و ملکی، سعیده (۱۳۹۰). حیات هامون، انتشارات جهاد دانشگاهی، ۳۴۴ صفحه
- کرباسی، علیرضا و سلطانی، جابر (۱۳۸۱). نقش اجرایی رژیم حقوقی رودخانه هیرمند در تعدیل خشکسالی سیستان
- منصوری، جمشید، (۱۳۷۹) تالاب هامون، دفتر نشر فرهنگ اسلامی، ۸۶ صفحه
- میری، غلامرضا (۱۳۸۳)، اثرات اقتصادی - اجتماعی هامون، تحقیقات علمی دانشگاه آزاد اسلامی زاهدان
- نوری، غلامرضا و اربابی، طیبه (۱۳۸۶)، تالاب هامون حیات سیستان، انتشارات سپهر
- ولایتی، سعدالله و میری، غلامرضا (۱۳۸۵)، بررسی مسائل زیست محیطی دریاچه هامون، فصلنامه پژوهش های جغرافیایی

Mansoori, J., The Hamoun wildlife refuge, Department of Environment, 1994.

Poini, k, A. and Janson, W. C. (2003). simulation of hydrology and vegetation dynamic of prairie wetlands in the Cottonwood Lake area.

Scott, D. A, A Directory of Wetlands in the Middle East, World Conservation Union, 1995

## استخراج اتوماتیک خطواره‌های آبخوان دشت ارومیه با استفاده از تصویر ماهواره لندست ۸

ساراخنجری<sup>۱\*</sup>، اکرم‌علیزاده<sup>۲</sup>، فریبا همتی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، شهر ارومیه، کشور ایران

[sarageologist21@gmail.com](mailto:sarageologist21@gmail.com)

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، شهر ارومیه، کشور ایران

[ak.alizadeh@urmia.ac.ir](mailto:ak.alizadeh@urmia.ac.ir)

۳- دکتری ژئومورفولوژی، گروه جغرافیا، دانشگاه فرهنگیان، شهر بیرجند، کشور ایران

[f.hematti@gmail.com](mailto:f.hematti@gmail.com)

### چکیده

شناخت ویژگی خطواره‌های هر منطقه که شامل گسل‌ها و شکستگی‌ها می‌شود در مطالعات زمین‌شناسی، هیدروژئولوژی و اکتشاف ذخایر معدنی ضروری است. نقشه خطواره‌ها معمولاً با استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای استخراج می‌شوند. با اینکه استخراج بصری خطواره‌ها روش متداولی است اما روش‌های خودکار تشخیص خطواره‌ها تا حدود زیاد می‌تواند خطای کاربر را کاهش دهد و حتی خطواره‌هایی را که با چشم به راحتی قابل تشخیص نیستند، مشخص کند. آبخوان دشت ارومیه منطقه‌ای به وسعت ۷۴۸/۹۶ کیلومتر می‌باشد که در غرب دریاچه ارومیه واقع شده است. هدف این مطالعه، آشکارسازی خطواره‌های گسلی با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای و علم سنجش از دور است. در این پژوهش با استفاده از تصاویر ماهواره لندست ۸، خطواره‌ها و شکستگی‌های منطقه با روش اتوماتیک استخراج گردید و میزان اعتبار نقشه تهیه شده مورد بررسی قرار گرفت.

**واژه‌های کلیدی:** استخراج خطواره‌ها، آبخوان دشت ارومیه، تصاویر لندست ۸

### Abstract

Knowing the characteristics of the lines of each region, which includes faults and fractures, is essential in geological, hydrogeological, and mineral deposit exploration studies. Line maps are usually extracted using aerial photos and satellite images. Although the visual extraction of lines is a common method, automatic lines detection methods can greatly reduce user error and even identify lines that are not easily recognized by eye. Urmia plain aquifer is an area with an area of 748.96 km, which is located in the west of Lake Urmia. The aim of this study is to reveal fault lines using satellite image processing and remote sensing. In this research, using Landsat 8 satellite images, the lines and fractures of the region were extracted by automatic method and the validity of the prepared map was evaluated.

**Key words:** Extraction of lines, Aquifer of the Urmia Plain, Landsat 8

### ۱- مقدمه

شناخت و تهیه نقشه خطواره‌ها به منظور بررسی الگو، تراکم و نحوه‌ی شکستگی موجود در سازندهای زمین‌شناسی در محدوده‌های وسیع و دور از دسترس مطالعه منابع آب و نیز اکتشاف ذخایر معدنی دارای اهمیت فراوان است (نظری سامانی و همکاران، ۱۳۹۷). تهیه نقشه خطواره‌ها نقش کلیدی در مطالعات زمین‌شناسی به خصوص اکتشاف معادن و نفت دارد (Ahmad et al., 2013).

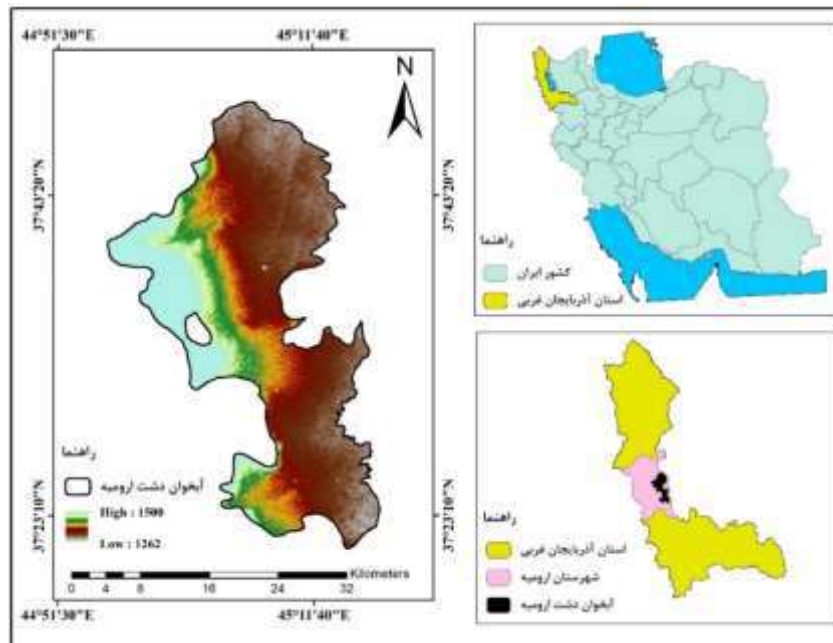
تاکنون چندین تعریف برای خطواره ارائه شده است: اولین کاربرد اصطلاح خطواره در زمین‌شناسی به احتمال زیاد در مقاله هابس در سال‌های ۱۹۰۴ و ۱۹۱۴ میلادی استفاده شد که خطواره را به صورت خطوط مشخص موجود در سیمای زمین می‌داند که توسط درزه‌ها و گسل‌ها ایجاد شده‌اند و بازگوکننده معماری زیرزمینی سازند است (Rajagopalan et al., 2013). خطواره‌ها یک شکل توپوگرافی خطی بزرگ مقیاس‌اند که به نظر می‌رسد منعکس‌کننده ساختارهای غیر آشکار پوسته باشند. بسیاری از ساختارها به دلیل پوشش گیاهی یا آبرفت‌ها، به طور مستقیم در سطح زمین قابل مشاهده نیستند. این ساختارها اغلب در روی عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و حتی نقشه‌های توپوگرافی، قابل دنبال کردن هستند. بسیاری از این خطواره‌ها می‌توانند بازتاب‌دهنده گسل‌ها یا درزه‌های بزرگ مقیاس باشند. خطواره‌های بزرگ تنها در مقیاس ناحیه‌ای قابل تشخیص‌اند (Zuchiewicz, 1998). وجود هر نوع شکل خطی طویل و غیرعادی در سطح زمین هستند. خطواره‌ها نشانه‌های لازم ولی غیرکافی برای یک گسل‌اند، زیرا خطواره‌ها ممکن است به دلیل وجود درز، لایه‌بندی یا فولیاسیون نیز ایجاد شوند (معماریان و تخم‌چی، ۱۳۹۵).

برای تهیه نقشه خطواره‌ها از روش‌های اتوماتیک، نیمه‌اتوماتیک و دستی استفاده می‌شود. در بیشتر مواقع برای استخراج خطواره‌ها و تهیه نقشه آن فقط از روش اتوماتیک استفاده می‌شود و به آن بسنده می‌کنند به همین دلیل بررسی این روش و اطمینان حاصل کردن از میزان دقت و درستی آن بسیار حائز اهمیت است. در این پژوهش استخراج خطواره‌ها به روش اتوماتیک انجام شد.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

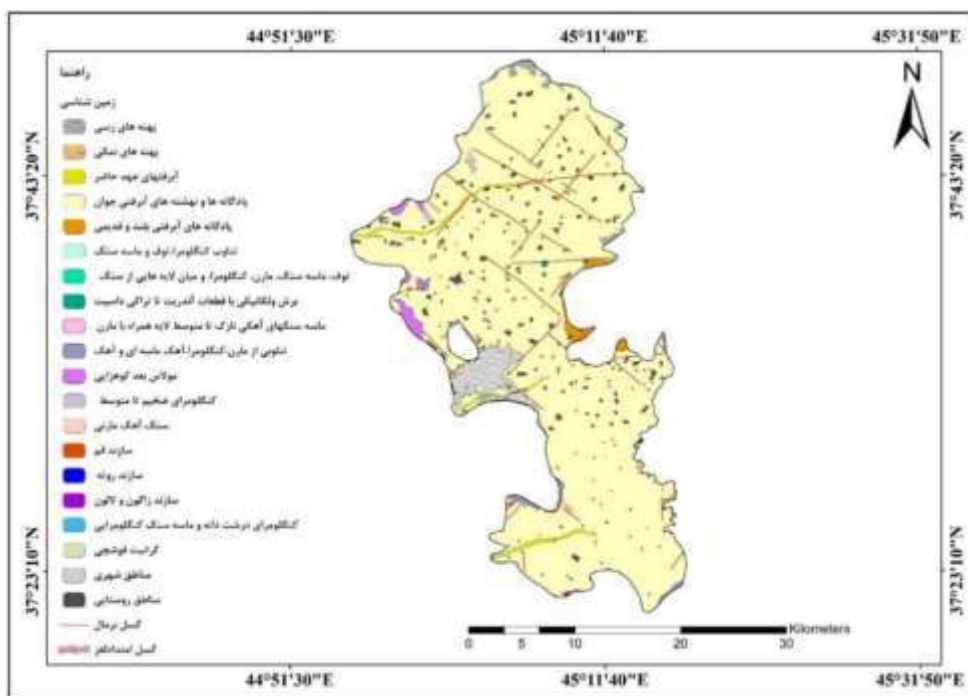
آبخوان دشت ارومیه در شمال غرب ایران و در استان آذربایجان غربی بین طول جغرافیایی  $44^{\circ} 15'$  تا  $45^{\circ} 52'$  و عرض جغرافیایی  $37^{\circ} 47'$  تا  $37^{\circ} 57'$  واقع شده است. این منطقه بوسیله ارتفاعاتی همچون کوه سیر، کوه قیز قلعه، کوه جهودها، کوه چهل مر شهیدان، کوه ماه، کوه علی پنجه سی و کوه علی ایمان آن را احاطه کرده است. همچنین، چهار رودخانه روضه‌چای، نازلوچای، شهرچای و باراندوزچای پس از عبور از ارتفاعات غربی وارد دشت ارومیه شده، به دریاچه ارومیه می‌ریزند. در شکل (شماره ۱) نقشه موقعیت آبخوان دشت ارومیه نشان داده شده است.



شکل (۱)-نقشه معرفی منطقه مورد مطالعه

## ۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

ایران به صورت یک بلوک خرد شده در کمربند کوهزایی آلپ-همالیا قرار دارد که بین سه صفحه، عربی آفریقایی در سمت غرب و جنوب غرب، صفحه اوراسیا در شمال و صفحه هندوستان در شرق قرار گرفته است. این کمربند از کوه‌های آلپ در اروپای غربی تا شرق آسیای دور کشیده شده و ادامه آن به کوه‌های هیمالیا در شمال شبه قاره هند می‌رسد و از رشته کوه‌های جوان زمین‌شناسی به حساب می‌رود (آقاباتی، ۱۳۸۹). از نظر تقسیمات واحدهای ساختمانی رسوبی اشوکلین (۱۹۶۸) بخشی از زون سندج- سیرجان دانسته شده است و از دیدگاه نوبی (۱۳۵۵) بخش شرقی دریاچه ارومیه جز زون البرز-آذربایجان و بخش غرب دریاچه جزء زون ماکو-مهاباد به شمار می‌آید. به عقیده افتخارنژاد (۱۳۵۹) دو شکستگی مهم سلطانیه-تبریز و زرنه‌رود در ارومیه عامل اصلی ناهمسانی بسیار مشخص رخساره‌ها در آذربایجان هستند و خطواره زرنه رود- ارومیه جداکننده کمربندهای فلیشی شرق دریاچه و سنگ نهشته‌های سکوی قاره ایران مرکزی است. کهن‌ترین رخنمون‌های منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی آمفیبولیت، گنایس، شیست، متاولکانیک، متادیوریت و متاگابرو است که به پركامبرین تعلق دارند و در باختر ورقه رخ نموده‌اند. ریخت‌شناسی کنونی منطقه ناشی از فعالیت پایانی چرخه آلپی (پاسادنین) است. سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه شامل سنگ‌های سنوزویک و پالتوزویک و سنگ‌های نفوذی می‌باشند (اژدری و همکاران، ۱۳۸۴؛ شکل ۲).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی آبخوان دشت ارومیه

## ۲-۳- روش تحقیق

در این با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه و انجام پردازش‌های مختلف روی آنها، خطواره‌های گسلی با دقت شناسایی شد. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش عبارتند از:

(۱) تصویر ماهواره‌ای: داده‌های رقومی از ماهواره Landsat 8 (دانلود از سایت usgs earth explorer) به شماره‌های گذر ۱۶۹ و ردیف ۳۴ می‌باشد این داده‌ها مربوط به سال ۲۰۲۳ میلادی هستند.

(۲) نقشه زمین‌شناسی ارومیه، اشنویه، سرو- گنگچین با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).



برای پردازش و تعبیر و تفسیر داده‌های رقومی، و تهیه نقشه‌ها، سه گروه نرم‌افزاری زیر مورد استفاده قرار گرفت:

- جهت پردازش اطلاعات رقومی ماهواره‌ای، نرم‌افزار ENVI 5.6 و PCI Geomatica 2016 استفاده شده است.
- جهت تلفیق داده‌ها و تولید نقشه آثار گسلش - شکستگی، نرم‌افزار Arc map 10.8 مورد استفاده قرار گرفت.
- جهت ترسیم رزد یا گرام از نرم‌افزار Rock Work 16 استفاده شده است.

پیش از استخراج خطواره‌ها باید یکسری پردازش‌ها به منظور آماده‌سازی تصویر ماهواره‌ای صورت گیرد که شامل مراحل زیر است:

### ۱) واضح سازی تصاویر

واضح سازی به منظور بارزسازی عوارض روی تصویر و ارتقای تفسیر با استفاده از نرم‌افزار ENVI 5.6 به روش  $Linear\%2$  انجام گرفت.

### ۲) تکنیک ترکیب داده‌ها

در این روش، داده‌های ماهواره‌ای که توان تفکیک بالایی دارند، با داده‌های که تنها یک باند طیفی داشته، اما از توان تفکیک مکانی بالایی برخوردارند، ترکیب می‌شوند. این تکنیک در بسیاری از مطالعات زمین‌شناسی، از جمله شناسایی آثار گسلش - شکستگی، کارآمد است (Sabins, 1996).

### ۳) آنالیز مؤلفه‌های اصلی (PCA)

تحلیل مؤلفه اصلی (PCA) جهت کاهش بعد داده‌ها به تعداد کمتری مؤلفه اصلی به کار می‌رود. در تحلیل مؤلفه اصلی تجمع اطلاعات در چند مؤلفه اول بیشتر بوده و مؤلفه‌های بعدی بیشتر شامل نویز می‌باشند. این مؤلفه‌ها فقط وقتی که با تصاویر قویتر ترکیب شوند می‌توانند دارای کاربرد مؤثرتری باشند. نحوه به کارگیری روش PCA برای یک تصویر، بستگی به تعداد باندهای تشکیل دهنده تصویر دارد (محمود زاده، ۱۳۸۸). اولین جزء PCA اطلاعات مادون قرمز نزدیک و میانی را در خود دارد و فایل ترکیب رنگی PCA جهت تفسیر بسیار ایده‌آل به نظر می‌رسد. این تکنیک برای تصویر Landsat 8 که دارای ۷ باند مرئی و مادون قرمز است کاربرد فراوان دارد و می‌توان پس از اعمال این تکنیک روی تصویر، با ترکیب رنگی تصویر بارز دیگری به دست آورد. استخراج خطواره‌ها عموماً از طریق مختلفی نظیر روش دستی، اتوماتیک و نیمه اتوماتیک انجام می‌شود (قاری و همکاران، ۲۰۰۸). این روش‌ها می‌توانند بر روی باندهای اصلی و یا باندهای حاصل از پردازش‌های مختلف و با اعمال تکنیک‌های مختلف انجام گیرد. این پژوهش پس از اتمام عملیات آماده‌سازی تصویر از روش اتوماتیک جهت استخراج خطواره‌ها استفاده شد.

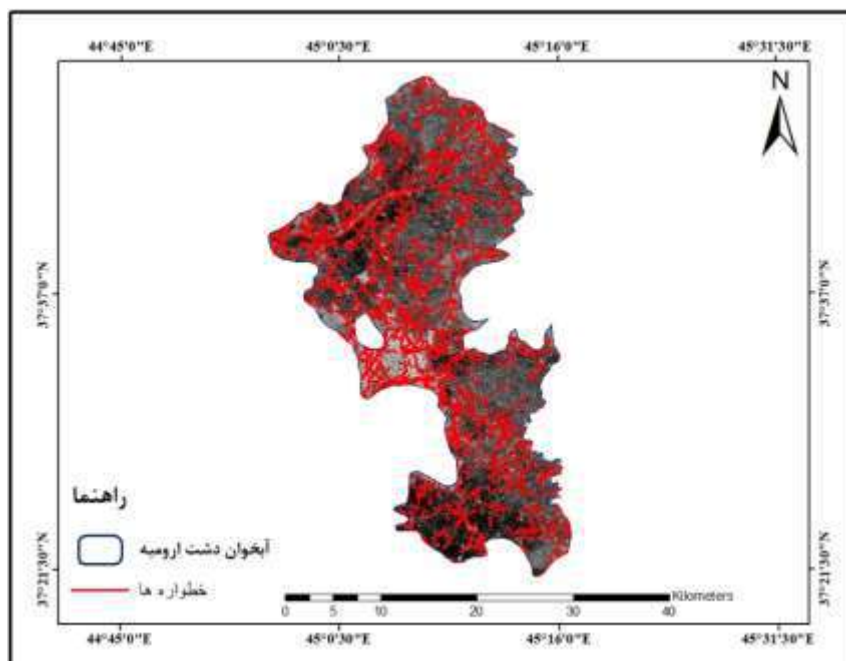
برای استخراج خطواره‌ها در ابتدا مؤلفه‌های اصلی تصویر ماهواره‌ای توسط نرم‌افزار Envi تحلیل شد و تصحیحات اتمسفریک و رادیومتریک روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ انجام شد سپس تصویر خروجی آن برای استخراج خطواره‌ها وارد نرم‌افزار PCI Geomatica گردید، خطواره‌ها در سه مرحله تشخیص لبه، آستانه گذاری و استخراج انحنای مدول PCI\_LINE به دست آمد و وارد نرم‌افزار Arc GIS گردید تا مورد بررسی قرار گیرد و در آخر راستای خطواره‌ها توسط نرم‌افزار Rock Work ترسیم شد.

### ۴) استخراج اتوماتیک

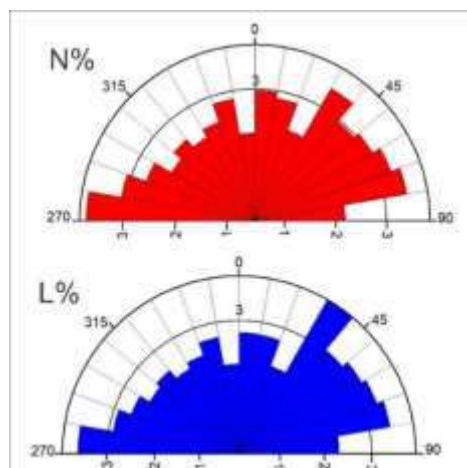
با استفاده از قابلیت‌های برخی ماژول‌های تعبیه شده در نرم‌افزار PCI Geomatica استخراج خودکار خطواره‌ها صورت می‌گیرد. استخراج خطواره‌ها به روش خودکار دو مزین اصلی دارد: ۱- در زمان کوتاهی تمام خطواره‌ها را شناسایی و استخراج می‌کند. ۲- خطواره‌هایی را که با چشم قابل رویت نیستند، ترسیم می‌کند (Sarp, 2005).

### ۳- بحث و بررسی

در این پژوهش خطواره‌های آبخوان دشت ارومیه به روش اتوماتیک استخراج شد (شکل ۳). بعد از استخراج نقشه خطواره‌های دشت ارومیه، رزداگرام خطواره‌ها نیز تهیه شد (شکل ۴). نقشه جهت خطواره‌ها معمولاً توسط نمودارهای گل سرخی کشیده می‌شود. این نمودارها برای بیان فراوانی‌ها به کار می‌روند (دانشور و همکاران، ۱۳۹۸). دو نمودار گل سرخی برای این پژوهش ترسیم گردید که شامل درصد فراوانی و درصد طولی خطواره‌ها می‌باشند. به طور کلی، جهت یافتگی خطواره‌ها براساس فراوانی و طول آن‌ها در کل محدوده آبخوان دشت ارومیه را می‌توان سه راستا دانست. راستای غالب خطواره‌ها شمال شرق-جنوب غرب است. دومین راستای شمال غرب-جنوب شرق است و سومین راستا شرقی-غربی می‌باشد.

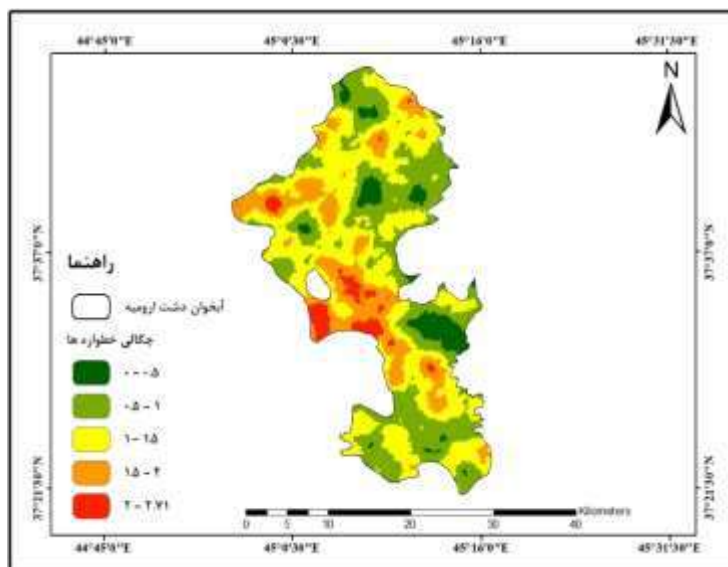


شکل ۳- نقشه خطواره‌های استخراج شده منطقه آبخوان دشت ارومیه

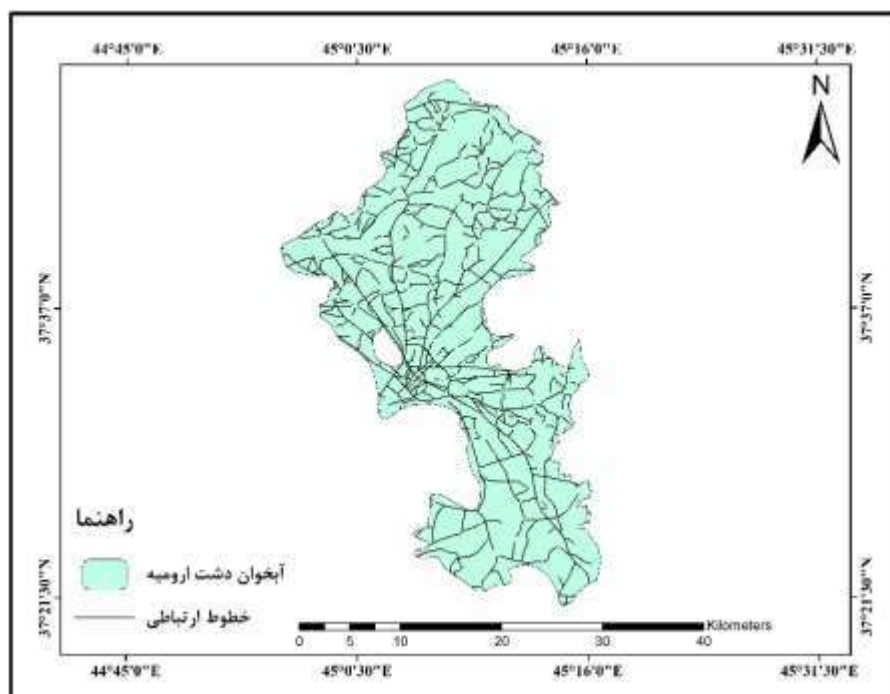


شکل ۴- رزیدباگرام درصد فراوانی (N%) و درصد طولی (L%) خطواره‌ها

در ادامه برای بررسی خطواره‌ها نقشه چگالی خطواره‌ها تهیه گردید (شکل ۵). هدف از ترسیم نقشه چگالی خطواره‌ها، محاسبه فراوانی خطوط در هر واحد است که با نام فراوانی خطواره هم شناخته می‌شود. تراکم خطواره‌ها بیشتر در مرکز محدوده مورد مطالعه و در شمال، شمال غرب دشت ارومیه متمرکز می‌باشند.



شکل ۵- نقشه چگالی خطواره‌های آبخوان دشت ارومیه



شکل ۶- نقشه خطوط جاده‌های منطقه مورد مطالعه

با بررسی خطوط‌های استخراج شده می‌توان به میزان اعتبار خطوط به دست آمده پی‌برد. با مقایسه خطوط‌ها با نقشه جاده‌های دشت ارومیه (شکل ۶) دیده می‌شود که بعضی از خطوط‌ها نادرست بوده و خطوط جاده‌ای را نشان می‌دهند. خطوط‌های استخراج شده به وسیله روش اتوماتیک شامل چند دسته هستند؛ از جمله ساختارهای زمین‌شناسی (گسل‌ها، درزه‌ها، و ...)، ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی (خطوط دره‌ای، تراس‌ها، صخره‌ها) و فعالیت‌های انسانی (جاده‌ها، ساختمان‌ها، معادن و ...) پس همه خطوط‌های استخراج شده با این روش مربوط به ساختارهای تکتونیکی نیستند.

#### ۴- نتیجه‌گیری

با بررسی نقشه خطوط‌ها و مقایسه آن با خطوط جاده‌ای این ناحیه نتیجه‌ای که حاصل شد قابل تامل است. بسیاری از خطوط‌های استخراج شده به روش اتوماتیک با خطوط جاده‌ای تطابق دارند و این خود گواه بر قابل اعتبار نبودن استخراج خطوط‌ها به این روش می‌باشد. پس باید برای تهیه نقشه خطوط‌ها فقط به این روش اکتفا نکرد و با استفاده از روش دستی و نیمه‌اتوماتیک خطوط بررسی شوند و در نهایت خطوط اضافی و نادرست را از نقشه حذف کرد تا نقشه خطوط‌های تهیه شده قابل اطمینان واقع شده و از اعتبار و دقت کافی برخوردار شود.

#### ۵- منابع

اژدری، ک.، محمدی ترک آباد، ه.، رضایی اردکانی، ف.، محمدیها، ک.، تاج بخش، ج.، طاحونه، م.، آقائاتی، ا.، حق‌پور، ا.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سرو- گنگچین (۱:۱۰۰۰۰۰). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از لحاظ وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی. نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، صفحات ۱۹ تا ۲۲

آقائاتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
دانشور، ن. و همکاران، ۱۳۹۸. استخراج خطوط‌ها با استفاده از داده‌های ماهواره لندست ۸ در پهنه برشی سقر-بانه با تأکید بر کامه‌زایی طلا، پژوهش‌های دانش زمین، سال یازدهم، شماره ۴۱، ۲۰-۱.  
محمودزاده، م.، ۱۳۸۸. تحلیل تکتونیکی سامانه گسل تبریز براساس تصویر ماهواره‌ای، محمد الماسیان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، گروه زمین‌شناسی گرایش تکتونیک.  
معماریان، ح.، تخم‌چی، ب.، ۱۳۹۵. شکستگی در سنگ منشأ زمین‌شناسی و رفتار مهندسی، مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران، چاپ اول  
نظری سامانی، ع. و همکاران، ۱۳۹۷. بررسی وضعیت خطوارگی سازندهای کارستی حوزه‌های آبخیز مشرف به خلیج فارس، مرتع و آبخیزداری، مجله منابع طبیعی ایران، دوره ۷۳، شماره ۱، ۱۸۱-۱۶۷.

Hashim, M., Ahmad, S., Johari, M. A. M., Pour, A. (2013). Automatic lineament extraction in a heavily vegetated region using Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) imagery. 51(5), 874-890

Qari, M.H.T., Madani, A.A., Matsah, M.I.M., Hamimi, Z., 2008. Utilization of Aster and Landsat data in geologic mapping of basement rocks of Arafat area, Saudi Arabia. The Arabian Journal for Science and Engineering, 33(1c).99-116.

Prabu, P., Rajagopalan, B. J. C. c., & responses, r. l., 2013. Mapping of lineaments for groundwater targeting and sustainable water resource management in hard rock hydrogeological environment using RS-GIS. 235-247.

Sabins, F. F., 1996. Remote Sensing: Principles and Interpretation; 3d Edition. W. H. Freeman and Company. New York.

Sarp, G., 2005. Lineament analysis from satellite images, North-West of Ankara. Thesis, for the degree of master of science. 76 p. Prof. Dr. Vedat Toprak, Geodetic and Geographic Information Technologies School of Natural and Applied Sciences

Zuchiewicz, W. J. J. o. G., 1998. Cenozoic stress field and jointing in the Outer West Carpathians, Poland. 26(1), 57-68.

## استفاده از فناوری فتوولتائیک خورشیدی شناور، برای صرفه جویی در آب، کاهش تبخیر آب و ارائه برق پایدار

محمدرضا محمدیان آسیابر<sup>۱</sup>، جابر کوچکی سفید داربنی<sup>۲</sup>

۱- کارشناسی ارشد، گروه مهندسی برق، دانشکده مکترونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرج، کرج، ایران

mohammadrezamohammadiyan28@yahoo.com

۲- کارشناسی ارشد، گروه مهندسی برق، دانشکده مکترونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرج، کرج، ایران

jabber.koochaki@gmail.com

### چکیده

منابع آب برای مصرف انسان و تولید غذا ضروری است. استخراج و تحویل منابع آب به شدت به انرژی وابسته است. از این رو آب، انرژی و امنیت غذایی به طور جدایی ناپذیری به هم مرتبط هستند و این پیوند یک چالش بزرگ اجتماعی جهانی را تشکیل می دهد. علاوه بر این، در سطح جهانی، آبیاری حدود ۷۰ درصد از منابع آب شیرین ما را تشکیل می دهد که در کشورهای در حال توسعه به ۹۰ درصد افزایش می یابد. بیش از ۳۰۰ میلیون آب آشامیدنی و استخر آبیاری در سراسر جهان وجود دارد که ۹۰ درصد از آب آبیاری ثابت جهان در آنها قرار دارد. با توجه به اینکه بیش از دو سوم جمعیت جهان در حال حاضر دچار تنش آبی هستند، نیاز به حفظ چنین منابعی وجود دارد. رویکرد در نظر گرفته شده آن استفاده از فناوری فتوولتائیک خورشیدی شناور (FPV) است که بر روی مخازن آبیاری برای صرفه جویی در آب با کاهش تلفات تبخیر و در عین حال ارائه برق پایدار با عملکرد افزایش یافته که می تواند به صورت محلی مورد استفاده قرار گیرد، اجرا می شود. برای مطالعه، ما یک منطقه خشک و پر تنش از آب در ایران را انتخاب کردیم. پیکربندی های مختلف سیستم فتوولتائیک شناور برای نصب در یک مخزن آبیاری وجود دارد، مدل سازی شد. یک سیستم فتوولتائیک خورشیدی شناور با شیب ثابت ۳۰۰ کیلووات بر ثانیه، طراحی بهینه از نظر صرفه جویی در آب، بازده انرژی، اقتصادی و کاهش انتشار CO<sub>2</sub> است. فتوولتائیک شناور استاندارد در مقایسه با فتوولتائیک روی زمین و فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردیابی و/یا خنک کننده فعال، گزینه ارجح در نظر گرفته شد. دوره بازپرداخت سیستم برای طراحی توصیه شده ۸.۴ سال با کاهش انتشار گازهای گلخانه ای سالانه بود. برای سایت در نظر گرفته شده، سالانه حدود ۱۲۷۰۰ متر مکعب آب صرفه جویی می شود یا در مقایسه با مخزن بدون پوشش، ۴۲ درصد صرفه جویی می شود. این تحقیق برای سایر مناطق خشک مانند آفریقا، خاورمیانه و شبه قاره هند کاربرد وسیع تری دارد.

**واژه های کلیدی:** فتوولتائیک خورشیدی شناور، کاهش تبخیر آب، آبیاری، کمبود آب.

### Abstract

Water resources are essential for human consumption and food production. The extraction and delivery of water resources is highly dependent on energy. Therefore, water, energy and food security are inextricably linked and this link constitutes a major global social challenge. Furthermore, globally, irrigation accounts for about 70% of our freshwater resources, rising to 90% in developing countries. There are more than 300 million drinking water and irrigation ponds worldwide, containing 90% of the world's fixed irrigation water. Considering that more than two-thirds of the world's population is currently under water stress, there is a need to preserve such resources. Its intended approach is to use floating solar photovoltaic (FPV) technology on irrigation tanks to save water by reducing evaporation losses while providing sustainable electricity with increased performance that can be used locally. will be executed. For the study, we chose a dry and water-stressed area in Iran. Various configurations of floating photovoltaic system for installation in an irrigation tank were modeled. A 300kW/s fixed-tilt floating solar photovoltaic system is an optimal design in terms of water conservation, energy efficiency, economy and CO<sub>2</sub> emission reduction. Standard floating photovoltaics were considered the preferred option compared to ground-based photovoltaics and floating solar photovoltaics with tracking and/or active cooling. The system payback period for the recommended design was 8.4 years with reduced annual greenhouse gas emissions. For the considered site, about 12,700 cubic meters of water is saved annually, or 42% compared to an uncovered tank. This research has a wider application for other arid regions such as Africa, the Middle East and the Indian subcontinent.

**Key words:** Floating solar photovoltaic, reduction of water evaporation, irrigation, water scarcity.

### ۱- مقدمه

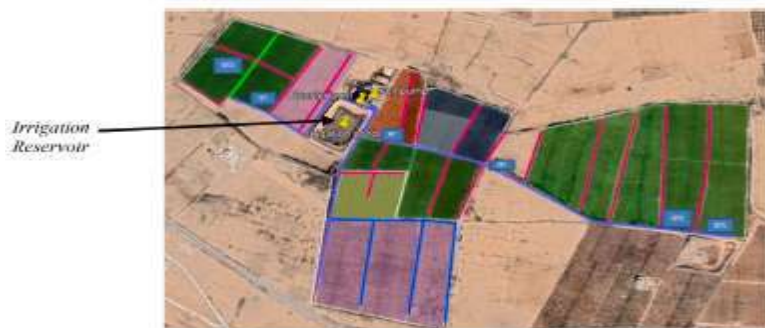
کمبود آب در طول قرن بیست و یکم به یک مسئله مهم تبدیل شده است، به طوری که بیش از دو سوم جمعیت جهان حداقل یک ماه از سال تحت تنش آبی هستند و نیم میلیارد نفر روزانه با کمبود شدید آب مواجه می شوند (Mekonnen et al., 2016) یک رویکرد برای چالش های رابطه انرژی-آب-غذا به ویژه برای حفظ آب و انرژی، استفاده از مازول های فتوولتائیک خورشیدی (PV) برای پوشش بدنه های آبی مانند حوضچه های ذکر شده در بالا است. این منجر به مزایای متعددی هم برای صرفه جویی در آب و هم برای تحویل انرژی از یک سایت خاص می شود. برای مثال، قرار دادن پانل های فتوولتائیک

خورشیدی بر روی حوضچه های آب با استفاده از سیستم های خورشیدی شناور نه تنها با کاهش تلفات تبخیر از طریق تأثیر بر تابش خورشیدی برخوردی و سرعت باد سطحی، آب را حفظ می کند، بلکه بازده انرژی (در نتیجه اقتصادی) سیستم های فتوولتائیک را از طریق خنک کننده افزایش می دهد (Liu et al., 2020). یک مزیت اضافی از قرار دادن سیستم های فتوولتائیک خورشیدی بر روی چنین حوضچه هایی نیاز به زمین را کاهش می دهد که بتوان از آن برای مزایای دیگر بهره برداری کرد. علیرغم مزایای بالقوه ذکر شده در بالا، مزایای کلی اقتصادی، زیست محیطی، اجتماعی و فنی برای استفاده از فتوولتائیک شناور در استخرهای آبیاری به منظور صرفه جویی و پمپاژ آب ناشناخته است. از این رو این مجموعه کار منحصر به فرد است زیرا فناوری فتوولتائیک شناور را برای یک مخزن آبیاری خاص در یک منطقه خشک با هدف دوگانه کاهش تبخیر آب و ارائه الکتریسته کم کربن با عملکرد افزایش یافته که می تواند به صورت محلی برای پمپاژ آب زیرزمینی استفاده شود، مدل می کند. این کار همچنین دو دسته شیب ثابت شناور را با طرح های فتوولتائیک روی زمین همراه با سیستم های ردیابی و خنک کننده فعال مقایسه می کند. علاوه بر این، برای پرداختن به این شکاف دانش حیاتی، صرفه جویی در تبخیر، انتشار و اقتصاد را بر اساس داده های دنیای واقعی یک مخزن در منطقه ای خشک و پر آب در ایرا تعیین کردیم. نتایج این مطالعه موردی به دلیل ماهیت چنین مناطقی که در آن تنش آبی احتمالاً با تغییر اقلیم تشدید می شود، مهم است. فتوولتائیک های شناور مزایا و معایب در مقایسه با تاسیسات فتوولتائیک روی زمین دارند (Sahu et al., 2016; Cazzaniga et al., 2017). بعنوان نمونه: راندمان تبدیل بالاتر به دلیل ماهیت خنک کننده آب و در بسیاری از موارد عدم وجود گرد و غبار. تاسیسات فتوولتائیک خورشیدی شناور می تواند تبخیر آب سطحی را کاهش دهد. اهمیت ویژه در مناطق خشک. فتوولتائیک خورشیدی شناور به زمین نیاز ندارد، بنابراین با سایر کاربران زمین مانند کشاورزی، معدن یا گردشگری رقابت نمی کند. فتوولتائیک خورشیدی شناور رشد جلبک ها را محدود می کند و در نتیجه کیفیت آب را بهبود می بخشد. هزینه های سرمایه گذاری اولیه، بهره برداری و نگهداری بالاتر. سازه های فلزی بیشتر در معرض خوردگی هستند، از این رو فتوولتائیک خورشیدی شناور طول عمر کمتری نسبت به فتوولتائیک روی زمین دارد. انبوهی از طرح های خورشیدی شناور وجود دارد که نشان دهنده مرحله نوپای این صنعت است. با این حال، محققان تمایل دارند آنها را در سه دسته طبقه بندی کنند [1: Liu et al 2018] (نوع ۱): ماژول ها در بالای سطح آب با خنک کننده همرفتی عالی و حداقل ردپای روی آب قرار دارند. با این حال، این نوع تبخیر آب سطحی را به طور قابل توجهی کاهش نمی دهد. ۲. ردپای کوچک روی آب (نوع ۲): شبیه به نوع ۱ است، اما ماژول ها به سطح آب نزدیک تر هستند و سطح آب را پوشش نسبتاً کمی دارند. ۳. ردپای بزرگ روی آب (نوع ۳): سطح آب تقریباً به طور کامل توسط ساختار شناور با قابلیت خنک کنندگی همرفتی کم در مقایسه با انواع ۱ و ۲ مسدود شده است. معمولاً از قایق ها یا پانتون های پلی اتیلن با چگالی بالا (HDPE) تشکیل شده است. این نوع احتمالاً قابلیت کاهش تبخیر آب عالی را نشان می دهد. همانطور که در بالا نشان داده شد، آشکار است که بین کاهش تبخیر به دلیل ردپای زیاد روی آب و افزایش تولید الکتریسته اثر خنک کننده همرفتی، یک مبادله وجود دارد. فتوولتائیک خورشیدی شناور رد پای کوچک دارای اثر خنک کننده همرفتی خوب و کاهش تبخیر ضعیف است، در حالی که فتوولتائیک خورشیدی شناور ردپای بزرگ در هر دو دسته، یعنی اثر خنک کننده همرفتی ضعیف و کاهش تبخیر خوب، بیش از حد مخالف است [Liu et al 2018]. فن آوری های جدید فتوولتائیک خورشیدی شناور، با هدف بهبود جذب کلی انرژی، شامل ردیابی (عمودی، افقی و دو محوره)، مکانیسم های خنک کننده فعال به شکل پرده یا آبیاب ها، فتوولتائیک خورشیدی شناور متمرکز و فتوولتائیک خورشیدی شناور غوطه ور می شود. ماژول ها کمی زیر سطح آب قرار می گیرند. برخی از تاسیسات دارای چندین جنبه از این قبیل هستند. همه این فناوری ها در مقایسه با طراحی فتوولتائیک خورشیدی شناور با شیب ثابت، هزینه های بیشتری را متحمل می شوند. یکی از جذابیت های اصلی فتوولتائیک شناور افزایش راندمان ماژول های فتوولتائیک به دلیل اثر خنک کننده تبخیری بدنه آبی است. برای شبیه سازی تولید انرژی سیستم های فتوولتائیک خورشیدی شناور در سه مکان با استفاده از فتوولتائیک Syst استفاده کردند [Photovoltaic Software 2021] آنها دریافتند که قدرت سیستم فتوولتائیک خورشیدی شناور ۲۰۲۴ درصد بیشتر از سیستم نصب شده روی زمین است. در طول دهه گذشته، چندین مطالعه گزارش کرده اند که فتوولتائیک خورشیدی شناور می تواند تأثیر مفیدی بر کاهش تبخیر از بدنه های آبی داشته باشد. این امر با (الف) سازه شناور ایجاد سایه می کند و از این رو تابش خورشیدی برخوردی بر سطح آب را کاهش می دهد و (ب) سطح آزاد آب پوشیده شده و کمتر تحت تأثیر باد قرار می گیرد. ساناتفه و همکاران اولین مقالات را در مورد بحث فتوولتائیک خورشیدی شناور و تبخیر منتشر کرد [antaf'e et al 2014, Gisbert et al 2013]. هیچ نمونه ای برای تقویت فتوولتائیک خورشیدی شناور با سیستم های آبیاری کشاورزی در مقیاس در ادبیات وجود ندارد. با توجه به اینکه تاسیسات فتوولتائیک خورشیدی شناور به اندازه فتوولتائیک های روی زمین رایج نیستند، میزانی از عدم قطعیت در مورد داده های هزینه وجود دارد، هم از نظر هزینه سرمایه (CAPEX) و هم از نظر هزینه عملیاتی (OPEX) مکان سایت همچنین می تواند بر هزینه های فتوولتائیک خورشیدی شناور به طور قابل توجهی تأثیر بگذارد و عواملی مانند عمق سنجی، تغییرات سطح آب و ویژگی های باد همگی نقش دارند. در اینجا، ادبیات پیرامون اقتصاد سیستم های فتوولتائیک خورشیدی شناور مورد بحث قرار می گیرد. در حال حاضر CAPEX فتوولتائیک خورشیدی شناور به دلیل ساختار پشتیبانی شناور، سیستم لنگر

مرتبط و کابل کشی DC زیر آب، بیشتر از فتوولتائیک روی زمین است. رشد سیستم‌های آبیاری فتوولتائیک خورشیدی شناور و سیستم‌های آبیاری با انرژی خورشیدی احتمالاً با کاهش هزینه سیستم‌های فتوولتائیک تسریع می‌شود. تأسیسات فتوولتائیک که باید مقایسه و ارزیابی شوند، یعنی فتوولتائیک خورشیدی شناور با رد پای بزرگ و فتوولتائیک خورشیدی شناور رد پای کوچک. پیامدهای اقتصادی و زیست محیطی این طرح در زمینه ایران ارزیابی خواهد شد. این کار کاربرد وسیع تری دارد که در آن نیاز به توان پایدار و افزایش یافته از راه دور و کاهش تبخیر آب است.

## ۲- رویکرد مطالعه موردی

هدف از این تحقیق بررسی و طراحی سیستم‌های آبیاری فتوولتائیک خورشیدی - خورشیدی شناور در یک سایت شناخته شده در ایران است که در آن نیاز به چنین ترکیبی وجود دارد. سایت مورد مطالعه ما یک مزرعه است، یک مزرعه ۵۴ هکتاری واقع در استان اصفهان که در آن آبیاری توسط آب زیرزمینی پمپ شده به یک مخزن بزرگ پشتیبانی می‌شود. چهار سیستم انتخاب شده است. طراحی سیستم بر اساس داده‌های عملیات واقعی از مزرعه است و هدف دوگانه صرفه جویی در تبخیر آب از یک حوضچه آبیاری و تامین برق به دو پمپ برای آبیاری را خواهد داشت. این مزرعه که در سال ۱۳۹۸ تأسیس شد، چهار نوع میوه کشت می‌کند. آب برای آبیاری از آب‌های زیرزمینی با استفاده از پمپ ۸۳ کیلوواتی غوطه‌ور در یک چاه خصوصی تامین می‌شود. آب چاه در یک مخزن آبیاری به مساحت ۱۳۵۰۰ متر مربع و عمق ۷ متر ذخیره می‌شود. یک بوستر پمپ ۳۷ کیلوواتی از مخزن تا خطوط لوله آبیاری نیز تعبیه شده است. در حال حاضر، دو پمپ AC با برق شبکه تغذیه می‌شوند. شکل ۱، در زیر، تصویر پائین مزرعه را نشان می‌دهد.



شکل (۱) - تصویر بالای سر مزرعه با مخزن آبیاری مشخص شده است.

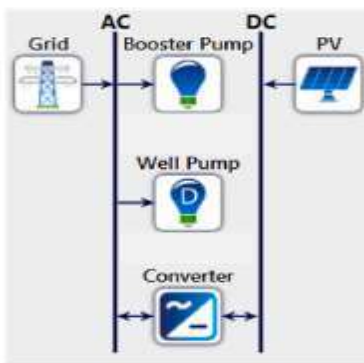
## ۳- روش شناسی

شامل طراحی سیستم فتوولتائیک با استفاده از هومر، تخمین نرخ تبخیر آب سطحی، اقتصاد، و برآورد انتشار معادل دی اکسید کربن است. از نرم افزار ریزش شبکه هومر برای طراحی سیستم فتوولتائیک که قادر به برآوردن پمپ‌های چاه و تقویت کننده در مزرعه A است استفاده شد. هومر، مدل بهینه سازی ترکیبی برای منابع انرژی چندگانه (استاندارد جهانی برای طراحی و بهینه سازی ریزش شبکه‌ها است. با انتخاب سیستمی با کمترین هزینه خالص فعلی (NPC) از میان مجموعه‌ای از متغیرها و محدودیت‌ها کار می‌کند. کل هزینه خالص فعلی (یا هزینه چرخه عمر) یک سیستم به عنوان ارزش فعلی تمام هزینه‌هایی که سیستم در طول عمر پروژه متحمل می‌شود، منهای ارزش فعلی تمام درآمدهایی که در طول عمر پروژه ایجاد می‌کند، تعریف می‌شود [HOMER Energy 2020]. با استفاده از تحلیل جریان نقدی تنزیل شده ((DCF محاسبه می‌شود. این هزینه‌ها شامل هزینه‌های نصب، هزینه‌های بهره برداری و نگهداری و هزینه‌های تعویض می‌باشد. خالص هزینه فعلی را می‌توان به عنوان خالص ارزش فعلی ((NPV نیز نامید که به جز ضرب در منفی یکسان است. برای تحلیلگران مالی، هزینه خالص فعلی یا خالص ارزش فعلی رایج ترین ابزار هنگام مقایسه امکان سنجی پروژه‌های مختلف است. خالص هزینه فعلی به صورت ریاضی در معادله (۱) زیر ارائه شده است:

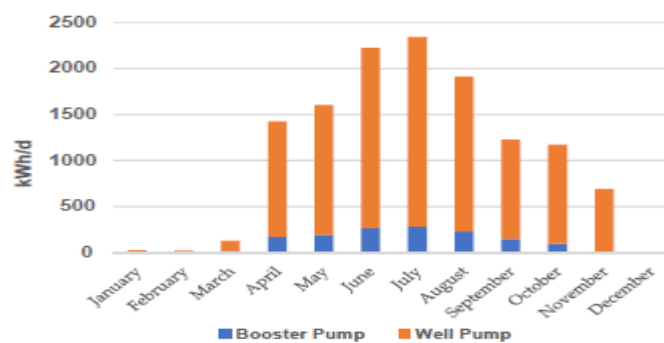
$$NPC = \sum_{t=1}^n \frac{CF_t}{(1+i)^t} \quad (1)$$

این سیستم از شش عنصر تشکیل شده است - آرایه فتوولتائیک، مبدل DC به AC، برق شبکه، بار پمپ تقویت کننده، بار پمپ چاه و مخزن آبیاری. شکل ۲ شماتیک هومر سیستم را نشان می‌دهد. از تجزیه و تحلیل مصرف انرژی در مزرعه، تخمین زده می‌شود که برای هر متر مکعب آب پمپ شده توسط سیستم آبیاری، ۱.۵۵ کیلووات ساعت نیروی الکتریکی مورد نیاز است. شکل ۳ میانگین نیاز الکتریکی روزانه چاه و پمپ تقویت کننده را در هر ماه از سال بر اساس داده‌های عملیاتی مزرعه نشان می‌دهد [Amdar 2020]. داده‌های منابع برای تابش افقی جهانی و دمای متوسط روزانه محیط به هومر، از پایگاه داده هواشناسی سطحی و انرژی خورشیدی همانطور که در شکل ۴ نشان داده شده است، وارد شد.

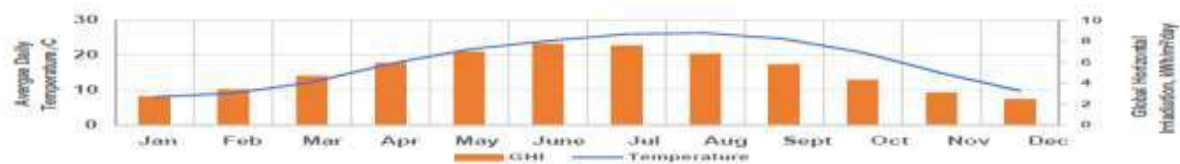




شکل (۲): شماتیک سیستم در نرم افزار هومر



شکل (۳): میانگین تقاضای الکتریکی روزانه برای هر پمپ در طول سال



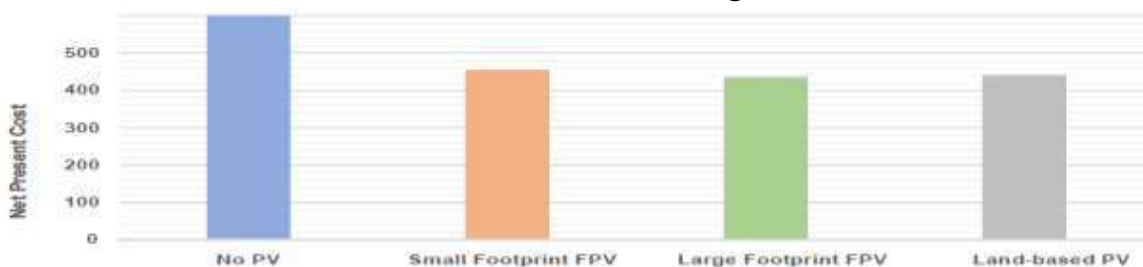
شکل (۴): میانگین تابش افقی جهانی و دمای محیط در  $36.5^{\circ}E$ ،  $32.5^{\circ}N$  برای هر ماه از سال.

در ابتدا، یک سناریوی معمولی با استفاده از برق شبکه برای تامین انرژی هر دو پمپ (یعنی بدون فتوولتائیک) برای تعیین هزینه فعلی خالص سیستم مورد نیاز در مزرعه مدل سازی شد که در آن هیچ تغییری در سیستم آبیاری ایجاد نمی شود. در این سناریو، برق شبکه با نرخ ۱۷۵۰۰ ریال در هر کیلووات ساعت خریداری شد. به این ترتیب، هیچ هزینه سرمایه ای مرتبط با این سناریو وجود ندارد و هزینه های عملیاتی صرفاً از خرید برق شبکه ناشی می شود. در نهایت، یک سیستم با فتوولتائیک نصب شده روی زمین شبیه سازی شد. در تمام سناریوهای شامل فتوولتائیک، برق شبکه ارائه دهنده توان پشتیبان مدل سازی شد. تجزیه و تحلیل سیستم فتوولتائیک با استفاده از هومر برای سناریوهای زیر انجام شد: ۱. مخزن بدون فتوولتائیک. برق از شبکه ملی ایران ۲. فوتوولتائیک رد پای کوچک. ۳. فوتوولتائیک رد پای بزرگ. ۴. فتوولتائیک روی زمین. سیستم های فتوولتائیک خورشیدی شناور که از فناوری ردیابی استفاده می کنند، سرمایه گذاری بیشتری دارند و هزینه های عملیاتی و نگهداری بالاتری دارند، اما جذب انرژی را بهبود می بخشند. از این رو، مخارج سرمایه ای و هزینه های عملیاتی برای سیستمی که فناوری ردیابی تک محوری در نظر گرفته می شود. روش های مورد استفاده برای تخمین تبخیر آب سطحی با و بدون فتوولتائیک شناور شرح داده شده است. روش برای سطح آب آزاد، تخمین تبخیر شامل فتوولتائیک خورشیدی شناور، ملاحظات است که برای دو مورد فتوولتائیک شناور انجام شده است. الف) فتوولتائیک خورشیدی شناور Small Footprint: سیستم های فتوولتائیک خورشیدی شناور Small Footprint به طور کامل با سطح آب در تماس نیستند، بنابراین از سطح آب در برابر تابش پرتو مستقیم محافظت می کنند اما تابش پراکنده نیستند. ب) فتوولتائیک خورشیدی شناور رد پای بزرگ. برای سیستم های فتوولتائیک خورشیدی شناور با رد پای بزرگ، تابش خورشیدی ناچیز به سطح مخزن برخورد می کند. در حالی که خود سیستم فتوولتائیک خورشیدی شناور هیچ گونه گاز گلخانه ای منتشر نمی کند، انتشارات مربوط به تولید، حمل و نقل و نصب وجود دارد. برای سناریوهای فتوولتائیک، مقداری برق شبکه باید خریداری می شد تا در طول تقاضای زیاد یا در دوره هایی که منابع خورشیدی کم است، برق تامین شود.

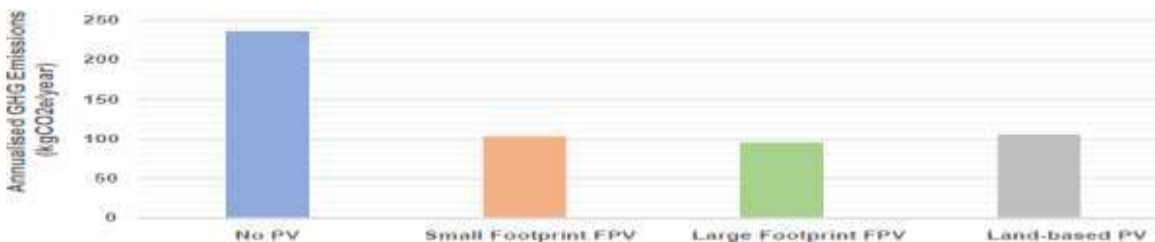
#### ۴- نتایج و بحث

این بخش خلاصه‌ای از نتایج را برای سناریوهای مختلف مدل‌سازی شده و پیامدهای آن‌ها برای تبخیر، اقتصاد و انتشار آب ارائه می‌کند. بر اساس داده‌های ورودی، از جمله داده‌های عملیاتی برای مزرعه، شبیه‌سازی‌ها نشان داد که یک سیستم فتوولتائیک ۳۰۰ کیلووات و اینورتر ۲۰۰ کیلووات به عنوان راه‌حل بهینه هزینه برای سناریوهای فتوولتائیک خورشیدی شناور است. برای مقایسه منصفانه بین فتوولتائیک خورشیدی شناور و فتوولتائیک روی زمین، همان ظرفیت فتوولتائیک و اینورتر برای سناریوی فتوولتائیک روی زمین انتخاب شد. شکل‌های ۵-۷ زیر چهار سناریو را بر اساس هزینه خالص فعلی، تبخیر سالانه و انتشار سالانه گازهای گلخانه‌ای مقایسه کنید. شکل ۷ نشان می‌دهد که فتوولتائیک خورشیدی شناور Large Footprint تبخیر آب سطحی را به طور چشمگیری کاهش می‌دهد در حالی که نصب فتوولتائیک خورشیدی شناور Small Footprint تنها حدود ۲۰۰ میلی‌متر در سال تبخیر را کاهش می‌دهد. شکل ۶ نشان می‌دهد که تمام گزینه‌های فتوولتائیک انتشار گازهای گلخانه‌ای را به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌دهند، به طوری که فتوولتائیک خورشیدی شناور Large Footprint بیشترین میزان انتشار را در مقایسه با فتوولتائیک خورشیدی شناور روی زمین و فتوولتائیک خورشیدی شناور Small Footprint کاهش می‌دهد. از نتایج نشان داده شده در شکل ۵-۷ بدیهی است که سناریوی "بدون فتوولتائیک" یا سناریوی کسب و کار معمولی کم‌جذاب‌ترین گزینه است زیرا دارای بالاترین هزینه خالص فعلی، بالاترین انتشار گازهای گلخانه‌ای و بالاترین تبخیر سالانه از مخزن آبیاری است. تنها مزیت آن هزینه سرمایه صفر نسبت به گزینه‌های دیگر است. گزینه فتوولتائیک روی زمین دارای هزینه خالص فعلی قابل رقابت با دو گزینه فتوولتائیک خورشیدی شناور است. بر این اساس که انتشار سالانه گازهای گلخانه‌ای بالاتری دارد و تبخیر از مخزن را کاهش نمی‌دهد، در مقایسه با سناریوهای فتوولتائیک خورشیدی شناور نامطلوب تلقی شد. بهترین گزینه فتوولتائیک خورشیدی شناور Large Footprint است زیرا مقدار زیادی آب را از تبخیر صرفه جویی می‌کند (شکل ۷) و کمترین انتشار گازهای گلخانه‌ای را دارد (شکل ۶). هزینه خالص فعلی آن نیز کمی کمتر از گزینه فتوولتائیک خورشیدی شناور نوع ردپای کوچک است (شکل ۵). طراحی Large Footprint دارای بازپرداخت ساده ۸.۴ سال برآورد شد. بر اساس نرم افزار هومر، بهترین طراحی سیستم انتخاب شده برای شبیه‌سازی فناوری‌های پیشرفته، مانند ردیابی و خنک‌کننده، دارای ظرفیت فتوولتائیک ۲۰۰ کیلووات بر ثانیه و یک اینورتر ۱۵۰ کیلووات است. شکل ۸ هزینه فعلی خالص این سناریوها را با سناریوهای فتوولتائیک خورشیدی شناور شیب ثابت استاندارد مقایسه می‌کند. شکل نشان می‌دهد که یک فتوولتائیک خورشیدی شناور شیبدار ثابت بدون سیستم خنک‌کننده فعال از نظر هزینه خالص فعلی نسبت به فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردیابی و/یا خنک‌کننده فعال در هنگام طراحی یک راه حل فتوولتائیک خورشیدی شناور برای برآوردن نیازهای آب مزرعه برتر است. پمپاژ در حال حاضر، هزینه‌های اضافی این فناوری‌ها از نظر هزینه‌های سرمایه‌ای و هزینه‌های عملیاتی بیشتر از ویژگی‌های جذب انرژی پیشرفته است. اگر هزینه‌های ردیابی و خنک‌کننده کاهش یابد، ممکن است این فناوری‌ها در آینده رقابتی شوند. همچنین یک مشکل عملی اضافه شده در ارتباط با تعمیر و نگهداری وجود دارد. در مقایسه با همه سناریوهای دیگر، از جمله فتوولتائیک معمولی، فتوولتائیک روی زمین، فتوولتائیک خورشیدی شناور Small Footprint و فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردیابی و/یا خنک‌کننده، یک فتوولتائیک خورشیدی شناور شیب ثابت با ساختار نوع ردپای بزرگ در همه موارد بهترین در نظر گرفته شد. همانطور که در شکل ۹ نشان داده شده است مورد بررسی قرار گرفت. از نتایج واضح است که زاویه شیب بهینه از نظر هزینه خالص فعلی ۲۰° است. با این حال، تاسیسات فتوولتائیک خورشیدی شناور تجاری به ندرت از زاویه ۱۵ درجه تجاوز می‌کنند تا بتوانند بارهای باد را تحمل کنند. شیب ۱۵° با بالاترین بخش انرژی تجدیدپذیر مطابقت دارد، در نتیجه انتشار گازهای گلخانه‌ای را کاهش می‌دهد. بر روی این پایه‌ها، زاویه شیب ۱۵° برای طراحی سیستم توصیه شده انتخاب شد. برای تخمین نرخ تبخیر با و بدون فتوولتائیک شناور، آشکار است که ساختار فتوولتائیک خورشیدی شناور Large Footprint تبخیر را بیشتر کاهش می‌دهد. شکل ۱۰ میانگین تبخیر روزانه را در هر ماه از سال برای سناریوهای فتوولتائیک خورشیدی "بدون فتوولتائیک" و شناور نشان می‌دهد. شکل ۱۱ میانگین صرفه جویی روزانه در تبخیر در هر ماه از سال را برای فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردپای بزرگ و ردپای کوچک نشان می‌دهد. همانطور که از شکل‌ها مشاهده می‌شود، فتوولتائیک ردپای بزرگ حداکثر کاهش تبخیر و در نتیجه صرفه جویی در آب را در مقایسه با سناریوهای دیگر فراهم می‌کند. تفاوت قابل توجه در نرخ تبخیر بین فتوولتائیک خورشیدی شناور ردپای بزرگ و کوچک به دلیل این واقعیت است. که اولی تقریباً تمام تابش طول موج کوتاه ورودی را مسدود می‌کند در حالی که دومی فقط تابش پرتو مستقیم را مسدود می‌کند در حالی که تابش پراکنده هنوز در معرض سطح آب است. علاوه بر این، صرفه جویی در مصرف آب ناشی از استقرار فتوولتائیک خورشیدی شناور نیز منجر به کاهش تقاضای الکتریکی می‌شود، زیرا آب کمتری برای پمپاژ به مخزن آبیاری مورد نیاز است. از نظر تبخیر تحت سناریوهای فتوولتائیک خورشیدی شناور، فتوولتائیک خورشیدی شناور Large Footprint در مقایسه با یک مخزن بدون پوشش، ۴۲ درصد آب را ذخیره می‌کند، در حالی که فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردپای کوچک، ۸ درصد آب را در مقایسه با یک مخزن بدون پوشش صرفه جویی می‌کند. این مقادیر با ادبیات مطابقت دارند، از این رو مدل مورد استفاده می‌تواند مناسب تلقی شود. منابع آب هم برای آب آشامیدنی و هم برای آبیاری محصولات ضروری هستند، بیشتر

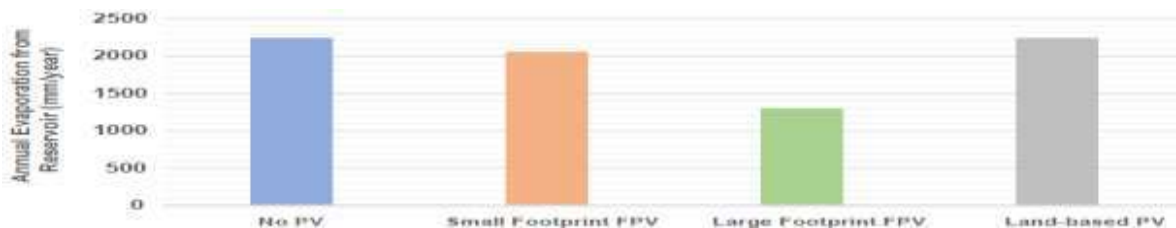
این منابع از مخازن یا استخرهای آب شیرین به دست می‌آیند. توان تولید شده می‌تواند برای پمپاژ مورد نیاز و همچنین به عنوان یک بار لنگر برای سیستم‌های تامین برق جوامع از راه دور استفاده شود. در کشورهای در حال توسعه که ۹۰ درصد آبیاری از چنین مخازنی نشأت می‌گیرد، که عمدتاً در مناطق دورافتاده قرار دارند که در آن شبکه ملی یا در دسترس نیست یا ضعیف و غیر قابل اعتماد است. از این رو، می‌توان تصور کرد که سیستم فتوولتائیک خورشیدی شناور همچنین می‌تواند نیروگاهی را برای یک شبکه کوچک اجتماعی ارائه دهد که انرژی را برای خدماتی مانند مدارس، کلینیک‌های بهداشتی، سایر ساختمان‌های اطراف تامین می‌کند [Khayesi et al 2019, Bahaj et al 2022] علاوه بر این، از تحلیل‌های ما مشخص است. که رویکرد ارائه شده می‌تواند برخی از چالش‌های رابطه غذایی انرژی-آب، به ویژه برای حفظ آب و جابجایی استفاده از سوخت‌های فسیلی را کاهش دهد. از این رو، مزایای محلی و جهانی از استقرار فتوولتائیک خورشیدی شناور بر روی مخازن، نه تنها از نقطه نظر جابجایی کربن، بلکه در پرداختن به چنین پیوندی در حالی که هسته‌ای برای توسعه در مناطق دور از شبکه فراهم می‌کند، بسیار زیاد است. توصیه ما، که بخشی از کار آینده ما است، این است که این مخازن و جمعیت‌شناسی اطراف آنها را در یک نمونه نماینده منتخب از کشورهای در حال توسعه نقشه برداری کنیم تا از پتانسیل تولید برق در جامعه استفاده کنیم و اینکه چگونه می‌توان این موضوع را با کاهش تبخیر آب از طریق نصب و راه اندازی تجهیزات مرتبط دانست. فتوولتائیک در این مخازن. این کار همچنین نیازمند پرداختن به پیامدهای سیاسی و اقتصادی با در نظر گرفتن مزیت اضافی تامین برق برای جامعه است. این کار با ارائه نقشه راه برای چنین استقراری که با شواهدی برای سیاست‌گذاران و موسسات مالی مانند بانک جهانی پشتیبانی می‌شود، به اوج خود می‌رسد.



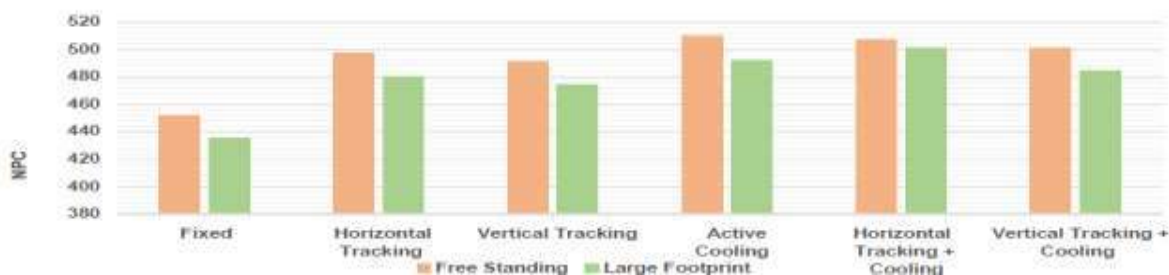
شکل (۵): مقایسه هزینه خالص فعلی بین بدون فتوولتائیک، فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردپای کوچک، فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردپای بزرگ و فتوولتائیک روی زمین.



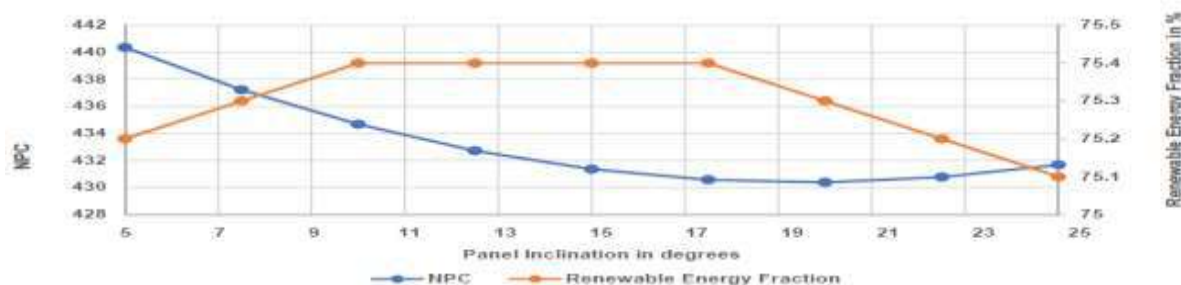
شکل (۶): مقایسه انتشار سالانه گازهای گلخانه‌ای بین فتوولتائیک بدون فتوولتائیک، فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردپای کوچک، فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردپای بزرگ و فتوولتائیک روی زمین.



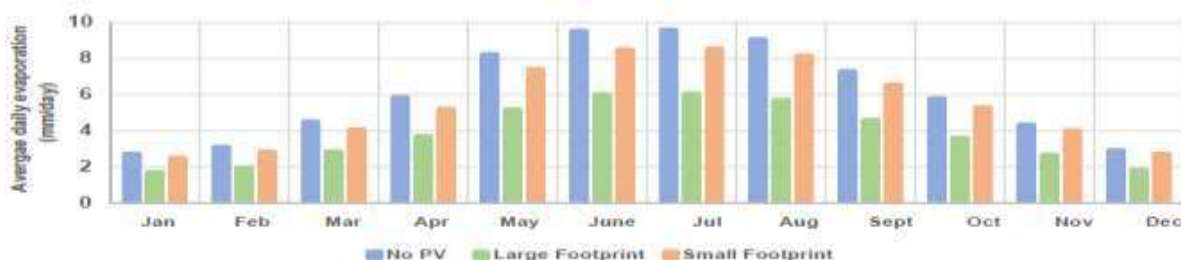
شکل (۷): مقایسه تبخیر سالانه بین فتوولتائیک بدون فتوولتائیک، فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردپای کوچک، فتوولتائیک خورشیدی شناور با ردپای بزرگ و فتوولتائیک روی زمین.



شکل (۸): مقایسه هزینه خالص فعلی بین فتوولتائیک خورشیدی شناور ثابت و فتوولتائیک خورشیدی شناور با فناوری های پیشرفته جذب انرژی



شکل (۹): تأثیر تمایل پانل بر هزینه خالص فعلی و کسر انرژی تجدیدپذیر.



شکل (۱۰): میانگین تبخیر روزانه در هر ماه از سال برای سناریوهای فتوولتائیک خورشیدی بدون فتوولتائیک و شناور.



شکل (۱۱): میانگین صرفه جویی روزانه در تبخیر در هر ماه از سال برای فتوولتائیک خورشیدی شناور رد پای بزرگ و رد پای کوچک.

## ۵- نتیجه گیری

منابع آب برای انسان محوری است و برای تنوع زیستی ضروری است. آب، انرژی و امنیت غذایی به طور جدایی ناپذیری به هم مرتبط هستند و به این ترتیب، این پیوند یک چالش بزرگ اجتماعی جهانی است. بیش از ۳۰۰ میلیون آب آشامیدنی و حوضچه (مخزن) آبیاری در سطح جهان وجود دارد که ۹۰ درصد از آب آبیاری ثابت جهان در آنها قرار دارد و استفاده از آنها به طور قابل توجهی در حال گسترش است. فتوولتائیک خورشیدی شناور (FPV) یک فناوری در حال توسعه است که به طور معمول برق را از سیستم های مستقر در آب تولید می کند و بنابراین نیاز به استفاده از زمین های با ارزش را از بین می برد. امکان سنجی سیستم فتوولتائیک شناور که می تواند در مخازن آبیاری مستقر شود مورد بررسی قرار گرفت. مطالعه موردی انتخاب شده ایران بود، کشوری با محیطی گرم و منابع آبی کمیاب. سیستم های مورد بررسی دارای هدف دوگانه (الف) تامین نیرو برای دو پمپ آبیاری در مزرعه مورد مطالعه و (ب) کاهش تبخیر

آب از مخزن هستند. سه معیار اصلی برای ایجاد بهترین گزینه مورد استفاده قرار گرفت: صرفه جویی در آب، اقتصاد و انتشار گازهای گلخانه‌ای. یک ابزار بهینه‌سازی برای انتخاب بهترین طراحی سیستم بر اساس هزینه خالص فعلی استفاده شد. فتوولتائیک خورشیدی شناور، در مدل‌سازی نرخ تبخیر به کار گرفته شد. مشخص شد که یک ساختار فتوولتائیک خورشیدی شناور از نوع ردپای بزرگ ۳۰۰ کیلووات با شیب ۱۵° متصل به یک اینورتر ۲۰۰ کیلووات بهترین راه حل برای هر سه معیار بود. در مقایسه با گزینه‌های فتوولتائیک خورشیدی شناور ثابت، افزودن فناوری‌های جذب انرژی پیشرفته به سیستم، مانند ردیابی و خنک‌کننده، از نظر اقتصادی نامطلوب تلقی می‌شود. از این رو، یک طرح شیب ثابت استاندارد بدون خنک‌کننده فعال اتخاذ شد. طرح فتوولتائیک خورشیدی شناور پیشنهادی نیز از نظر اقتصادی در مقایسه با یک سیستم فتوولتائیک زمینی معادل، مطلوب تلقی شد. از نظر مزایای تبخیر آب، نصب فتوولتائیک خورشیدی شناور تخمین زده شد که سالانه ۱۲۷۰۰ متر مکعب آب صرفه جویی کند. این معادل ۴۲ درصد صرفه جویی در مصرف آب در مقایسه با سناریوی معمولی بدون پوشش (PV) است. تأثیر مالی کاهش تبخیر، تخمین زده شد که سیستم پیشنهادی سالانه ۱۴۱ تن گازهای گلخانه‌ای معادل دی اکسید کربن را کاهش دهد. زمان بازپرداخت ساده ۸.۴ سال می‌باشد. نتایج ما نشان می‌دهد که فتوولتائیک خورشیدی شناور بر روی مخازن آبیاری کشاورزی یک فناوری مناسب است که می‌تواند به هدف افزایش صرفه‌جویی آب در ایران کمک کند. در رویکرد ارائه شده برای کاهش برخی از چالش‌های رابطه انرژی-آب-غذا، به ویژه برای حفظ آب و جابجایی استفاده از سوخت فسیلی، از نتایج ما مشخص است که استفاده از فتوولتائیک‌های شناور (FPV) برای پوشش مخازن آبیاری چنین مزایایی را ارائه می‌دهد. چنین سیستم‌هایی نه تنها آب را با کاهش تلفات تبخیر حفظ می‌کنند، بلکه منجر به افزایش بازده انرژی (در نتیجه اقتصادی) سیستم‌های فتوولتائیک مستقر می‌شوند. همانطور که قبلاً اشاره شد، از این رو استقرار فتوولتائیک‌های شناور به تأمین دسترسی انرژی نه تنها برای پمپاژ آب بلکه برای استفاده جامعه نیز کمک می‌کند. از این رو، مزایای آن زیاد است.

## ۷- مراجع

Mekonnen MM, Hoekstra AY. Sustainability: Four billion people facing severe water scarcity. *Sci Adv* Feb. 2016;2. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500323>.

Liu H, Kumar A, Reindl T. "The Dawn of Floating Solar—Technology, Benefits, and Challenges", in *Lecture Notes in Civil Engineering*. Springer 2020;41:373–83. [https://doi.org/10.1007/978-981-13-8743-2\\_21](https://doi.org/10.1007/978-981-13-8743-2_21).

A. Sahu, N. Yadav, and K. Sudhakar, "Floating photovoltaic power plant: A review," *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, vol. 66. Elsevier Ltd, pp. 815–824, Dec. 01, 2016. doi: 10.1016/j.rser.2016.08.051.

R. Cazzaniga, M. Cicu, M. Rosa-Clot, P. Rosa-Clot, G. M. Tina, and C. Ventura, "Floating photovoltaic plants: Performance analysis and design solutions," *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, vol. 81. Elsevier Ltd, pp. 1730–1741, Jan. 01, 2018. doi: 10.1016/j.rser.2017.05.269.

H. Liu, V. Krishna, J. Lun Leung, T. Reindl, and L. Zhao, "Field experience and performance analysis of floating PV technologies in the tropics," *Progress in Photovoltaics: Research and Applications*, vol. 26, no. 12, pp. 957–967, Dec. 2018, doi: 10.1002/pip.3039.

"PVsyst - Photovoltaic Software," 2021. <https://www.pvsyst.com/> (accessed Jan. 09, 2021).

M. Red´on Santaf´e, J. B. Torregrosa Soler, F. J. S´anchez Romero, P. S. Ferrer Gisbert, J. J. Ferr´an Goz´alvez, and C. M. Ferrer Gisbert, "Theoretical and experimental analysis of a floating photovoltaic cover for water irrigation reservoirs," *Energy*, vol. 67, pp. 246–255, Apr. 2014, doi: 10.1016/j.energy.2014.01.083.

Ferrer-Gisbert C, Ferr´an-Goz´alvez JJ, Red´on-Santaf´e M, Ferrer-Gisbert P, S´anchez- Romero FJ, Torregrosa-Soler JB. A new photovoltaic floating cover system for water reservoirs. *Renewable Energy* Dec. 2013;60:63–70. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2013.04.007>.

HOMER Energy, "Total Net Present Cost," 2020. [https://www.homerenergy.com/products/pro/docs/latest/total\\_net\\_present\\_cost.html](https://www.homerenergy.com/products/pro/docs/latest/total_net_present_cost.html) (accessed Aug. 07, 2020).

N. Amdar, "Private Communication." 2020.

Vernet A, Khayesi JNO, George V, George G, Bahaj AS. How does energy matter? Rural electrification, entrepreneurship, and community development in Kenya. *Energy Policy* Mar. 2019;126:88–98. <https://doi.org/10.1016/J.ENPOL.2018.11.012>.



بیست و ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران  
۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲ - دانشگاه ارومیه



Bahaj AS, et al. Pathways to Universal Electricity Access for Rural Communities in Africa. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science Nov. 2020;588(2): 022047. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/588/2/022047>.

## ارزیابی تغییرات زمانی آسیب پذیری آب زیرزمینی دشت نازلو با روش DRASTIC و SINTACS

آیدا پورمحمد<sup>۱\*</sup>، اسفندیار عباس نوین پور<sup>۲</sup>، فریا صادقی اقدم<sup>۳</sup>

۱- کارشناسی ارشد آب شناسی، گروه علوم زمین، دانشگاه ارومیه

Pourmohammad.ayda@gmail.com

۲- استادیار گروه علوم زمین، دانشگاه ارومیه

۳- دکتری هیدروژئولوژی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز

### چکیده

با توجه به نیاز روز افزون انسان به منابع آب زیرزمینی حفاظت و جلوگیری از آلودگی این منابع امری ضروری می باشد. بنابراین آسیب پذیری و ارزیابی ریسک آب های زیرزمینی گام اساسی برای پیشگیری و کنترل آلودگی در هر منطقه می باشد. در این مطالعه تغییرات زمانی آسیب پذیری آبخوان دشت نازلو با استفاده از مدل های DRASTIC و SINTACS در دو بازه زمانی سال (۹۰-۹۱) و (۹۸-۹۹) مورد ارزیابی قرار گرفته است. بر اساس نتایج تحقیق شاخص آسیب پذیری مدل دراستیک در سال آبی (۹۰-۹۱)، ۴۰-۱۶۱ و در سال آبی (۹۸-۹۹) در محدوده ۴۰-۱۶۵ قرار گرفت و شاخص آسیب پذیری مدل سینتاکس در سال آبی (۹۰-۹۱)، ۶۶-۱۶۷ و در سال آبی (۹۸-۹۹) در محدوده ۶۹-۱۷۴ قرار گرفت. مقایسه تغییرات زمانی نشان می دهد که میزان پتانسیل آسیب پذیری دشت در حال افزایش بوده است. مقایسه نتایج به دست آمده با داده های نترات بر اساس شاخص همبستگی (CI) نشان داد که روش سینتاکس دارای همبستگی بیشتری نسبت به مدل دراستیک دارد.

**واژه های کلیدی:** آسیب پذیری آب زیرزمینی، تغییرات زمانی، دشت نازلو، DRASTIC، SINTACS

### Abstract

Due to the increasing need of human societies to groundwater Protection and prevention of pollution of these water resources are considered necessary. Therefore, groundwater vulnerability and risk assessment are an essential step for preventing and controlling contamination in any area. In this study Temporal variability of groundwater vulnerability in the nazlu basin have been assessed DRASTIC and SINTACS models in two timw periods of (2011-2020).The results of this study showed that the vulnerability index of drastic model index in (2011-2012) is rated between 40-161 and in (2018-2019) is rated between 40-165 and the vulnerability index of SINTACS model index in 2011 is rated between 66-167 and in 2018 is rated between 69-174.The comparison of temporal variability shows that the vulnerability potential of the plain has been increasing. Comparison of the results obtained from the models with nitrate data based on the Correlation Index (CI) indicated that the SINTACS model had more correlation than DRASTIC model.

**Key words:** temporal variability, groundwater vulnerability, Nazlu basin, drastic,sintacs

### ۱- مقدمه

از عوامل حیات بخش انسان و عامل توسعه صنعتی، اقتصادی، اجتماعی و تمامی بخش های زیست محیطی، آب یک نقش غیر قابل جایگزینی دارد. نیاز مستمر و ضروری به دستیابی مطمئن و مداوم به منابع آب شیرین و به علاوه ناهمگنی توزیع مکانی و زمانی سبب تبدیل شدن موضوع آب به یکی از چالش های عمده ی جهان شده است (یونسو، ۱۳۸۹). حفاظت از کیفیت آب های زیرزمینی به ویژه در مناطق در حال رشد شهری یک موضوع مهم است زیرا از یک طرف اصلی ترین منبع آب اصلی برای شرب و فعالیت های صنعتی و از طرف دیگر بیش تر بودن هزینه ی کاهش آلاینده های آب زیرزمینی نیازمند صرف زمان زیاد جهت کاهش آلاینده می باشد (بیاتی خطیبی و همکاران، ۱۴۰۰). رشد بدون مدیریت صحیح جمعیت و صنعتی شدن سبب افت سطح آب های زیرزمینی و

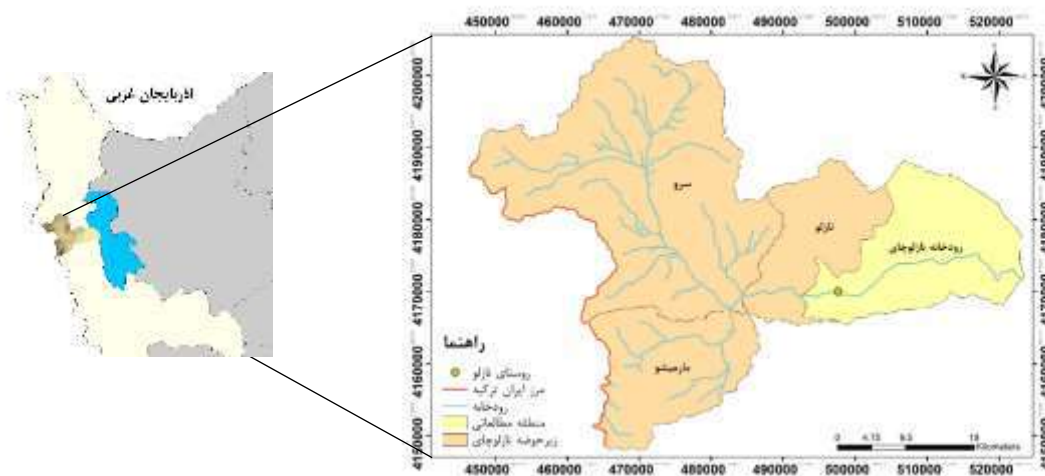


کاهش کیفیت آبخوان‌ها شده است (Marofi et al., 2012). آلودگی‌هایی که در آب‌های زیرزمینی انتشار پیدا می‌کنند خطرات زیست محیطی فراوانی به زندگی بشر وارد می‌کنند به همین دلیل اقداماتی جهت کنترل و کاهش ورود آلاینده به آب زیرزمینی نیازمند آگاهی از نحوه‌ی ورود آلاینده به این منابع می‌باشد (Nadiri et al., 2019). مشخص کردن میزان آلودگی در آب‌های زیرزمینی جزء مطالعات هیدروژئولوژیکی است که شناسایی مناطق در معرض آلودگی و بررسی آنها از لحاظ آسیب‌پذیری اهمیت بسزایی دارد. بنابراین براساس اهمیت آب‌های زیرزمینی در حیات بشر ضرورت دارد که مطالعاتی اصولی از لحاظ کمی و کیفی در آب‌های زیرزمینی جهت جلوگیری از خطرات کیفی آب صورت گیرد. از آنجایی که با گذشت زمان آب‌های زیرزمینی دستخوش تغییراتی می‌شوند، با به کارگیری پارامتر زمان می‌توان به طور دقیق‌تری شاهد تغییرات آب‌های زیرزمینی از لحاظ کمی و کیفی بود. بنابراین جهت بررسی دقیق و آشنایی با تغییرات آسیب‌پذیری دشت طی گذر زمان، ضرورت دارد که تغییرات زمانی آسیب‌پذیری آب زیرزمینی دشت بررسی گردد تا پارامترهای تاثیرگذار طی روند زمان مشخص شود. مفهوم آسیب‌پذیری در سال ۱۹۶۰ میلادی در خصوص آشنایی با آلودگی آب زیرزمینی در کشور فرانسه ارائه شده است (Vrba and zaporozec., 1994). آسیب‌پذیری آب زیرزمینی دارای مشخصه مطلق نبوده و شاخصی نسبی برای بیان آلودگی در محل می‌باشد. همچنین پتانسیل آسیب‌پذیری با احتمال خطر آلودگی متفاوت بوده است به طوری که امکان دارد منطقه‌ای از لحاظ پتانسیل آلودگی در رده‌ی بالاتر قرار گیرد ولی به دلیل نبود منبع آلوده کننده در محل، آب زیرزمینی در معرض آلودگی قرار نگیرد (Usepa., 1985). آسیب‌پذیری به دو نوع آسیب‌پذیری ویژه و ذاتی تقسیم بندی می‌شوند. آسیب‌پذیری ذاتی به خصوصیات هیدروژئولوژیکی و زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی در منطقه وابسته است و از متداول‌ترین روش در این نوع آسیب‌پذیری مدل دراستیک می‌باشد. آسیب‌پذیری ویژه به منبع آلاینده و موقعیت آن بستگی دارد. از روش‌های متداول جهت بررسی آسیب‌پذیری آبخوان‌ها روش‌های آماری، فرایند محور و شاخص می‌باشد (Stiger et al., 2006). طبق مطالعات انجام یافته شده در مناطق مختلف، مدل دراستیک و سینتاکس یکی از کاربردی‌ترین روش‌های مدل‌های کیفی بوده که هزینه‌های انجام این مدل‌ها کمتر بوده و با در دست داشتن اطلاعات کم و مهم‌تر از آن در دسترس بودن آن جهت تولید درجه‌های آسیب‌پذیری خصوصاً برای مناطق وسیع با ترکیب کردن چندین لایه طراحی شده است. با توجه به این که در منطقه مورد مطالعه تاکنون هیچ گونه تحقیقی در خصوص بررسی پتانسیل آسیب‌پذیری آب زیرزمینی با مقایسه دو مقطع زمانی و پی بردن به چگونگی روند تغییرات پتانسیل آسیب‌پذیری آب زیرزمینی دشت مقرر نگردیده است لذا در پژوهش حاضر، از مدل دراستیک و سینتاکس در ارزیابی آسیب‌پذیری ذاتی دشت در دو بازه‌ی زمانی متفاوت استفاده گردیده و نتایج هر دو بازه‌ی زمانی با هم مورد مقایسه قرار گرفته شده است. تاکنون مطالعات مختلفی با استفاده از روش دراستیک و سینتاکس در پهنه بندی آسیب‌پذیری آب زیرزمینی انجام گرفته شده است. به عنوان مثال، قزل سوفلو و همکاران (۱۳۹۸)، آسیب‌پذیری آبخوان دشت بیرجند را توسط روش دراستیک انجام دادند. نتایج حاکی از آن بود که ۱۲/۱۸ درصد از مساحت منطقه دارای آسیب‌پذیری در محدوده‌ی متوسط تا زیاد، ۸۰/۴۷ درصد از مساحت منطقه دارای آسیب‌پذیری زیاد و ۶/۷۱ درصد از مساحت منطقه دارای آسیب‌پذیری خیلی زیاد قرار دارد. نتایج صحت سنجی مدل سینتاکس توسط داده‌های نیترا ۷۱ درصد بود که نشان دهنده‌ی همبستگی مناسب این مدل با غلظت نیترا به عنوان شاخص آلودگی آب زیرزمینی است (قزل سوفلو و همکاران، ۱۳۹۸).

ندیری و همکاران (۱۳۹۸)، در آسیب‌پذیری آبخوان‌های چندگانه با استفاده از مدل DRASTIC و SINTACS دشت ورزقان در آبخوان تحت فشار با ارزیابی corrected SINTACS به این نتیجه رسیدند که مدل DRASTIC با ضریب تعیین ( $R^2$ ) و شاخص همبستگی (CI) بالا، چهارچوب بهتری جهت ارزیابی آسیب‌پذیری دقیق‌تر می‌باشد (ندیری و همکاران، ۱۳۹۸). یولیو و همکاران (۲۰۱۷)، تغییرات زمانی و مکانی آسیب‌پذیری آب زیرزمینی را طی سه بازه‌ی متفاوت در سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۱۰ و ۲۰۱۶ در منطقه چائویانگ پکن با استفاده از مدل دراستیک انجام دادند. نتایج نشان داد که در سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۱۰ و ۲۰۱۶ به تدریج مناطق با آسیب‌پذیری بالا کاهش یافته است. مناطق با غلظت بالا به طور عمده در قسمت شمال شرقی و جنوب غربی توزیع شده است. پتانسیل آسیب‌پذیری قسمت شمال شرق دشت هر سال در حال کاهش است در حالی که پتانسیل آسیب‌پذیری قسمت شمال غرب تغییرات چندانی نکرده است. دلیل اصلی پتانسیل آسیب‌پذیری بالا در این دشت تغییر کاربری اراضی و افزایش مصرف کودهای کشاورزی می‌باشد (Liu, Y et al., 2017). نوین‌پور و همکاران (۱۳۹۹)، آسیب‌پذیری آبخوان روضه چای دشت ارومیه را با استفاده از روش ترکیبی شاخص‌های SINTACS, DRASTIC و SI انجام دادند. همچنین جهت بررسی عملکرد هر سه روش از نتایج نیترا استفاده کردند. نتایج کاربردی این روش نشان داد که حدود ۲۵ درصد از مساحت منطقه دارای پتانسیل آسیب‌پذیری زیاد می‌باشد (نوین‌پور و همکاران، ۱۳۹۹). قراداغی و همکاران (۱۴۰۰)، طی آسیب‌پذیری آبخوان ساحلی لاهیجان - چابکسر با استفاده از ارزیابی مقایسه‌ای سه شاخص GALDIT, SINTACS, AVI به این نتیجه رسیدند که شاخص GALDIT نتایج بهتری نسبت به آسیب‌پذیری آب‌های زیرزمینی در برابر پیشروی آب شور ارائه می‌دهند که توسط مدل‌های SINTACS و AVI قابل شناسایی نیستند. و همچنین نتایج شاخص AVI دارای مساحت بیشتری در آسیب‌پذیری نسبت به مدل SINTACS دارد (قراداغی و همکاران، ۱۴۰۰).

## ۲- منطقه مورد مطالعه

دشت نازلو در قسمت شمالی شهر ارومیه و همچنین در قسمت غربی دریاچه ارومیه واقع شده است. این حوضه در محدوده طول شرقی  $37^{\circ}16' - 37^{\circ}23'$  و عرض شمالی  $37^{\circ}59' - 37^{\circ}27'$  قرار گرفته است. رودخانه نازلوچای در این منطقه واقع شده است. شاخه‌های فرعی این رودخانه شامل آرزین چای، سرو چای و گنبدچای می‌باشند. این رودخانه از ارتفاعات مرزی ایران و ترکیه (واقع در محدوده ی مطالعاتی سرو) سرچشمه گرفته و پس از عبور از بخش شمالی دشت ارومیه به دریاچه‌ی ارومیه تخلیه می‌شود. همچنین این حوضه‌ی آبریز به مساحت  $1831$  کیلومتر مربع، بزرگترین رودخانه‌ی دشت ارومیه می‌باشد. قسمتی از حوضه‌ی آبریز این رودخانه با مساحت تقریبی  $500$  کیلومتر مربع در خاک کشور ترکیه قرار دارد. قسمت عمده‌ی این حوضه‌ی آبریز از مناطق کوهستانی تشکیل یافته است. پست‌ترین قسمت حوضه هم با ارتفاع  $3608$  در قسمت غرب واقع در سرو قرار دارد. از لحاظ آب و هوایی قسمت عمده‌ی حوضه معمولاً دارای آب و هوای سرد و مرطوب در فصل زمستان و آب و هوای معتدل در فصل تابستان می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

## ۳- روش پژوهش

به منظور مدل سازی پتانسیل آسیب پذیری آبخوان دشت ارومیه داده های مورد نیاز جهت تهیه نقشه های معیار در برنامه اکسل تهیه و به فرمت قابل قبول برای ورود به محیط نرم افزاری GIS تبدیل شد. هدف نهایی از تهیه نقشه های معیار، تلفیق کردن آنها و به دست آوردن نقشه های پتانسیل آسیب پذیری در دو بازه زمانی سال آبی ۹۰-۹۱ و ۹۸-۹۹ در منطقه می باشد. در این تحقیق از منابع اطلاعاتی مختلفی از جمله نقشه های توپوگرافی با مقیاس  $1:150000$  (سازمان آب منطقه ای استان آذربایجان غربی، ۱۳۹۹) و نقشه های زمین شناسی با مقیاس  $1:100000$  (سازمان آب منطقه ای استان آذربایجان غربی، ۱۳۹۹)، آمار هواشناسی، سطح آب، لوگ حفاری، چاه های مشاهده ای و بهره برداری تهیه گردید (سازمان آب منطقه ای استان آذربایجان غربی، ۱۳۹۹).

### ۳-۱- مدل DRASTIC

مدل دراستیک برای اولین بار توسط آلر و همکاران در ایالات متحده آمریکا طراحی شد (Aller al., 1987). مدل دراستیک یک مدل کمی می باشد که جهت برآورد پتانسیل آسیب پذیری در یک منطقه طراحی شده است که با تلفیق پارامترهای هیدروژئولوژیکی که هر یک از این پارامترها در انتقال آلودگی

نقش مهمی دارند. این هفت پارامتر هیدروژئولوژیکی شامل: عمق آب زیرزمینی (D)، تغذیه خالص (R)، محیط آبخوان (A)، محیط خاک (S)، توپوگرافی (T)، اثر منطقه غیر اشباع (I)، هدایت هیدرولیکی (C) می باشد. در ابتدا پارامترهای فوق به صورت جداگانه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و سپس در محیط نرم افزاری سیستم اطلاعات جغرافیایی (ArcGIS) پردازش می شوند. در این مدل براساس اهمیت هر یک از هفت پارامتر، به هر یک از آنها وزنی (۱ تا ۵) اختصاص داده شده است (جدول ۱). رتبه های مدل دراستیک از ۱ تا ۱۰ متغیر می باشد به طوری که عدد ۱ به عنوان کم ترین خطر برای آلودگی و عدد ۱۰ به عنوان بیش ترین خطر برای آلودگی آب زیرزمینی در نظر گرفته شده است. شاخص دراستیک توسط رابطه ی زیر محاسبه می شود:

$$DI = D_r D_w + R_r R_w + A_r A_w + S_r S_w + T_r T_w + I_r I_w + C_r C_w$$

در این رابطه، DI شاخص آسیب پذیری مدل دراستیک و حرف های بزرگ، پارامترهای هفت گانه این مدل، r رتبه و w وزنی است که به هر پارامتر اختصاص داده شده است. جدول (۱) وزن های مدل دراستیک را نشان می دهد.

جدول ۱- وزن های مدل دراستیک

| وزن | پارامترهای مدل دراستیک |
|-----|------------------------|
| ۵   | عمق آب زیرزمینی        |
| ۴   | تغذیه خالص             |
| ۳   | محیط آبخوان            |
| ۲   | محیط خاک               |
| ۱   | توپوگرافی              |
| ۵   | محیط غیر اشباع         |
| ۳   | هدایت هیدرولیکی        |

### ۳-۲- مدل SINTACS

روش SINTACS توسط سویتا و همکاران جهت بررسی آسیب پذیری آب زیرزمینی جنوب ایتالیا ارائه شد و مطابق مدل DRASTIC شامل هفت پارامتر، عمق سطح ایستابی (S)، تغذیه خالص (I)، منطقه غیر اشباع (N)، نوع خاک (T)، محیط آبخوان (A)، هدایت هیدرولیکی (C)، شیب (S)، در ارزیابی آسیب پذیری آب زیرزمینی می باشد، با این تفاوت که میزان وزن و رتبه های پارامترها در این روش منعطف تر از روش DRASTIC می باشد (civita, m., 1990) (جدول ۲). این شاخص توسط رابطه زیر محاسبه می شود.

$$I_{sintacs} = \sum P_i \times W_i \quad (2)$$

در این رابطه، I شاخص آسیب پذیری SINTACS،  $P_i$  و  $W_i$  به ترتیب رتبه و وزن نسبی هر پارامتر می باشد.

جدول ۲- وزن های مدل سینتاکس

| وزن | پارامترهای مدل سینتاکس |
|-----|------------------------|
| ۵   | عمق آب زیرزمینی        |
| ۴   | تغذیه خالص             |
| ۳   | محیط آبخوان            |
| ۲   | محیط خاک               |

|   |                 |
|---|-----------------|
| ۱ | توپوگرافی       |
| ۵ | محیط غیاشباع    |
| ۳ | هدایت هیدرولیکی |

#### ۴- نتایج و بحث

مناطق مرکزی دشت نازلو لایه آبرفتی و دارای رسوبات دانه درشت از جمله شن و ماسه بوده و بخش های شرقی دشت و به طرف دریاچه ارومیه از رسوبات دانه ریز رس و سیلت تشکیل شده است. از نظر عمق آب زیرزمینی قسمت غربی دشت زیاد و قسمت شرقی دشت کمترین عمق آب زیرزمینی را دارا می باشد. به منظور اجرای مدل های دراستیک و سینتاکس، نقشه های مربوط به هر یک از پارامترهای هفت گانه هر دو مدل در هر یک از بازه های زمانی در محیط نرم افزاری GIS تهیه و با رتبه دهی و وزن دهی و سپس با تلفیق لایه های هر دو مدل، انجام گرفت که چگونگی تهیه لایه های اطلاعاتی در زیر به طور مختصر ارائه شده است.

عمق آب زیرزمینی: فاصله بین سطح زمین و سطح آب زیرزمینی، عمق سطح ایستابی را شامل می شود. این پارامتر مشخص کننده ی عمقی می باشد که آلوده کننده باید طی کند و به سطح ایستابی برسد. اطلاعات مورد نیاز برای تهیه این لایه از چاه های مشاهده ای حفاری شده برای دو دوره یک ساله آبی از مهر ۱۳۹۰ و ۱۳۹۸ و شهریور ۱۳۹۱ و ۱۳۹۹ استفاده گردید. بدین منظور در ابتدا فایل اکسل با مختصات هر یک از پیزومترها و مقدار سطح آب آنها در دو سال آبی (۹۰-۹۱) و (۹۸-۹۹) به صورت جداگانه تهیه و به فایل قابل قبول xls برای محیط نرم افزار Arc GIS تبدیل گردید. در نهایت با فراخوانی داده های عمق در محیط نرم افزار و با استفاده از روش درون یابی (kriging ordinary) به دلیل داشتن کمترین خطا نقشه هم ارزش عمق آب زیرزمینی در هر دو بازه ی زمانی (۹۰-۹۱) و (۹۸-۹۹) تهیه شد.

تغذیه خالص: تغذیه خالص مقدار آبی می باشد که از سطح زمین نفوذ، و به سطح ایستابی می رسد. در این مدل عامل اصلی حرکت آب به درون زمین نزولات جوی می باشد که به صورت عمودی از سطح زمین وارد می شود. در این تحقیق جهت محاسبه تغذیه آب زیرزمینی از روش Scalon استفاده شد. در این روش جهت محاسبه مقدار تغذیه در ابتدا داده های سطح آب برای سالهای آبی (۹۰-۹۱) و (۹۸-۹۹) جمع آوری و برای هر یک از آنها در محیط ArcGIS پلیگون تیسس رسم و مساحت هر یک از پلیگون ها محاسبه شد (رابطه ۳). در این روش فرض بر این است که در آبخوان های آزاد تغییرات تراز سطح آب زیرزمینی ناشی از تغذیه از سطح بوده و هیچ گونه پمپاژی از آبخوان صورت نمی گیرد (scalon et al., 2002). با توجه به این که از آبخوان موجود در دشت نازلو پمپاژ صورت می گیرد، بنابراین میزان تخلیه تعداد چاه های آماربرداری شده در منطقه در هر پلیگون تیسس محاسبه و طبق رابطه زیر با معادله روش اسکالین جمع و در نهایت عدد به دست آمده در هر پلیگون تیسس، بر مساحت آن پلیگون تقسیم و میزان تغذیه خالص برای هر پیزومتر به دست آمد (رابطه ۴). سپس با استفاده از روش IDW درون یابی انجام گرفته و نقشه ی نهایی تغذیه خالص در هر دو بازه ی زمانی به دست آمد.

$$R = sy \times \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (3)$$

$$R = sy \times \frac{\Delta h}{\Delta t} + \text{Pumping} \quad (4)$$

در رابطه بالا R نرخ تغذیه، Sy ضریب ذخیره، h ارتفاع تراز آب، t زمان و Pumping میزان تخلیه چاه های آماربرداری می باشد.

محیط آبخوان: این پارامتر اشاره به جنس رسوبات قسمت اشباع آبخوان و یا به عبارتی زیر سطح ایستابی را دارد. برای به دست آوردن اطلاعات مربوط به لایه محیط آبخوان دشت نازلو از لاگ چاه های مشاهده ای استفاده گردید و بر حسب جنس مواد تشکیل دهنده ی آن، ارزش گذاری شده و پس از درون یابی کریجینگ، لایه ی محیط آبخوان به دست آمد.

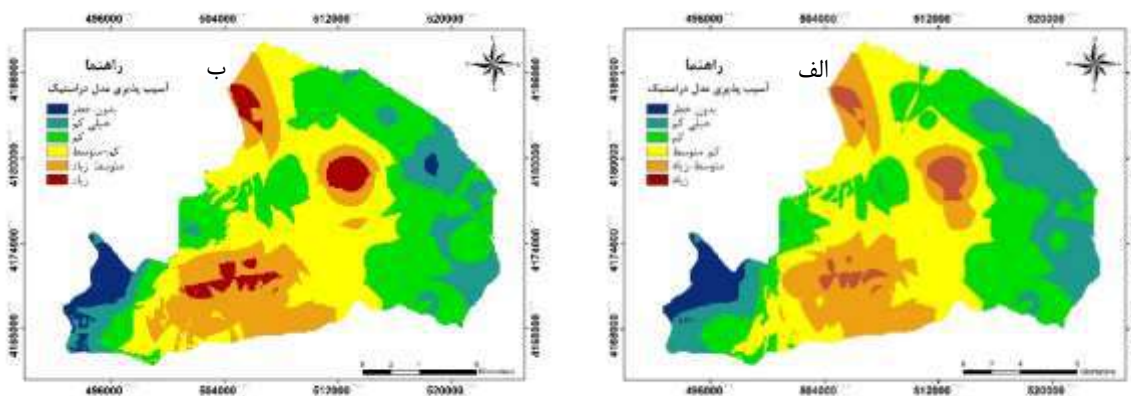
محیط خاک: محیط خاک، قسمت هوازده و بالای منطقه ی غیاشباع می باشد که از لحاظ فعالیت این لایه عامل موثر در انتقال آلاینده ها از سطح زمین به محیط غیاشباع می باشد. برای تهیه ی لایه محیط خاک با استفاده از لاگ حفاری چاه های مشاهده ای نقشه جنس خاک تا عمق ۲ متری تهیه و پس از درون یابی کریجینگ نقشه ی محیط خاک در طی دو بازه زمانی متفاوت تهیه شد.

توپوگرافی: این پارامتر در واقع شیب سطح زمین است. شیب زمین در حرکت و نفوذ آب و آلاینده‌ها تأثیرات بسزایی دارد. هر چه میزان شیب زمین کم‌تر باشد مواد آلاینده محلول فرصت بیش‌تری جهت نفوذ به درون زمین خواهند داشت. جهت تهیه نقشه‌ی توپوگرافی، در ابتدا مدل رقومی ارتفاعی (DEM) در محیط نرم افزار ArcGIS نقشه‌ی شیب منطقه به دست آمد و در نهایت نقشه لایه توپوگرافی بر اساس درصد تهیه شد.

محیط غیراشباع: اثر منطقه غیراشباع فاصله بین سطح زمین تا سطح ایستابی را شامل شده و به نفوذ پذیری و خصوصیات مواد تشکیل دهنده‌ی منطقه غیراشباع بستگی دارد. جهت تهیه نقشه‌ی لایه‌ی محیط غیراشباع از لاگ چاه‌های مشاهده‌ای دشت نازلو استفاده گردید. در نهایت توسط روش کریجینگ درون یابی صورت گرفت و نقشه‌ی نهایی لایه محیط غیراشباع به دست آمد.

هدایت هیدرولیکی: انتقال آب بر توانایی مواد تشکیل شده در آبخوان را هدایت هیدرولیکی می‌نامند که به میزان فضای خالی در ارتباط با هم بستگی دارد. در محدوده‌ی مورد مطالعه با استفاده از لاگ‌های حفاری و جنس رسوبات آبخوان در هر لاگ هدایت هیدرولیکی تخمین زده شد و سپس توسط کریجینگ درون یابی و رتبه بندی صورت گرفت و در نهایت نقشه هدایت هیدرولیکی دشت تهیه شد.

بعد از تهیه ۷ لایه رستری و کلاس بندی آنها، با استفاده از روابط (۱) و (۲) و مقادیر وزن نسبی هر پارامتر، نقشه‌های کلاس بندی شده در محیط نرم افزاری ArcGIS با هم تلفیق شده و نقشه‌ی نهایی شاخص آسیب پذیری DRASTIC و SINTACS برای هر دو بازه زمانی به دست آمد. در بازه زمانی سال (۹۱-۹۰) و (۹۹-۹۸)، شاخص آسیب پذیری مدل به DRASTIC به ترتیب در محدوده‌ی ۴۰ تا ۱۶۱ و ۴۰ تا ۱۶۵ قرار گرفت (شکل ۲) (جدول ۴). در بازه زمانی سال (۹۰-۹۱) و (۹۹-۹۸)، شاخص آسیب پذیری مدل SINTACS به ترتیب در محدوده‌ی ۶۶ تا ۱۶۷ و ۶۹ تا ۱۷۴ قرار گرفت (شکل ۳) (جدول ۵). شکل (۵)، نمودار تغییرات پتانسیل آسیب پذیری دشت در دو مدل دراستیک و سینتاکس را نشان می‌دهد.



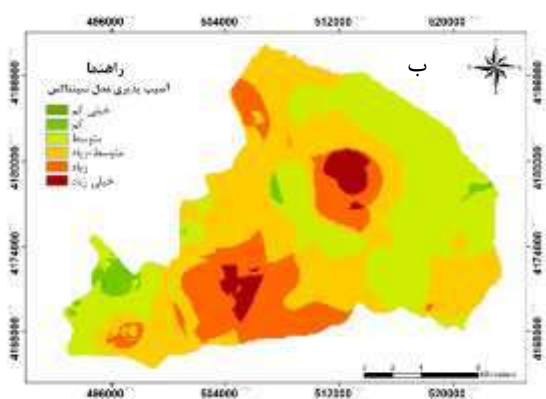
| وضعیت آبخوان    | اندیس DRASTIC | مساحت km <sup>2</sup> | درصد |
|-----------------|---------------|-----------------------|------|
| بدون خطر آلودگی | >79           | ۱۴/۴۲                 | ۳/۷  |
| خیلی کم         | ۸۰-۹۹         | ۴۵/۸                  | ۱۱/۷ |
| کم              | ۱۰۰-۱۱۹       | ۱۲۵/۹                 | ۳۲/۳ |
| کم تا متوسط     | ۱۲۰-۱۳۹       | ۱۱۲/۹                 | ۲۹   |
| متوسط تا زیاد   | ۱۴۰-۱۵۹       | ۷۲/۹                  | ۱۸/۷ |

جدول (۴) - اندیس مدل دراستیک، الف) سال ۹۰-۹۱، ب) سال ۹۸-۹۹

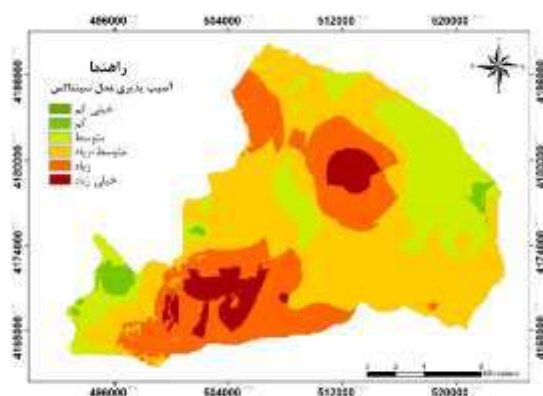
ب

الف

| وضعیت آبخوان    | اندیس<br>DRASTIC | مساحت km <sup>2</sup> | درصد |
|-----------------|------------------|-----------------------|------|
| بدون خطر آلودگی | >۷۹              | ۱۴/۵                  | ۳/۷۴ |
| خیلی کم         | ۸۰-۹۹            | ۶۶/۹                  | ۱۷/۲ |
| کم              | ۱۰۰-۱۱۹          | ۱۱۰/۶                 | ۲۸/۴ |
| کم تا متوسط     | ۱۲۰-۱۳۹          | ۱۱۴/۹                 | ۲۹/۴ |
| متوسط تا زیاد   | ۱۴۰-۱۵۹          | ۶۸/۸                  | ۱۷/۷ |
| زیاد            | ۱۶۰-۱۶۱          | ۱۳/۳                  | ۳/۴  |



الف



شکل (۳) - نقشه نهایی مدل سینتاکس، الف) سال ۹۰-۹۱، ب) سال ۹۸-۹۹

جدول (۵) - اندیس مدل دراستیک، الف) سال ۹۰-۹۱، ب) سال ۹۸-۹۹

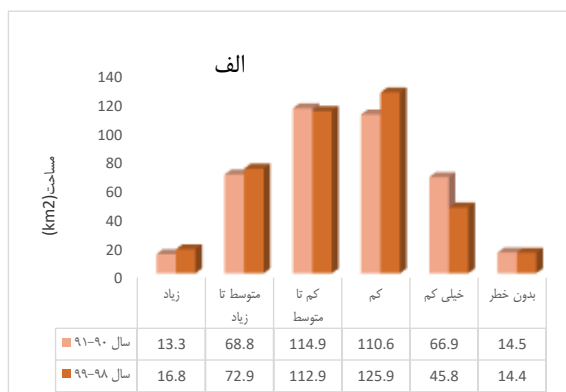
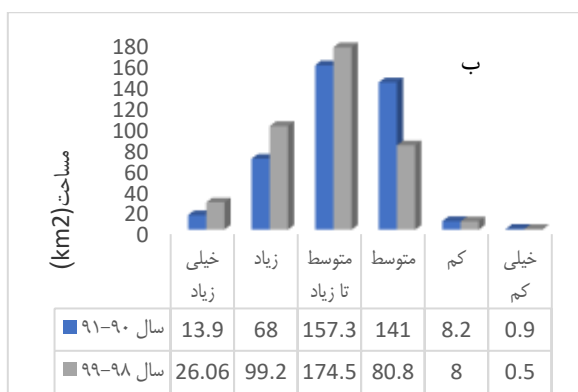
ب

الف

| وضعیت آبخوان  | اندیس<br>SINTACS | مساحت km <sup>2</sup> | درصد |
|---------------|------------------|-----------------------|------|
| خیلی کم       | ۶۶-۷۷            | ۰/۹                   | ۰/۲  |
| کم            | ۷۸-۹۹            | ۸/۲                   | ۲/۱  |
| کم تا متوسط   | ۱۰۰-۱۱۹          | ۱۴۱                   | ۳۶   |
| متوسط تا زیاد | ۱۲۰-۱۳۹          | ۱۵۷/۳                 | ۴۰/۴ |
| زیاد          | ۱۴۰-۱۵۹          | ۶۸                    | ۱۷/۴ |
| خیلی زیاد     | ۱۶۰-۱۶۷          | ۱۳/۹                  | ۳/۵۸ |

| وضعیت آبخوان  | اندیس<br>SINTACS | مساحت km <sup>2</sup> | درصد |
|---------------|------------------|-----------------------|------|
| خیلی کم       | ۶۹-۷۷            | ۰/۵                   | ۰/۱  |
| کم            | ۸۰-۹۹            | ۸                     | ۲    |
| کم تا متوسط   | ۱۰۰-۱۱۹          | ۸۰/۸                  | ۲۰/۷ |
| متوسط تا زیاد | ۱۲۰-۱۳۹          | ۱۷۴/۵                 | ۴۴/۷ |
| زیاد          | ۱۴۰-۱۵۹          | ۹۹/۲۳                 | ۲۵/۴ |
| خیلی زیاد     | ۱۶۰-۱۷۴          | ۲۶/۰۶                 | ۶/۶  |

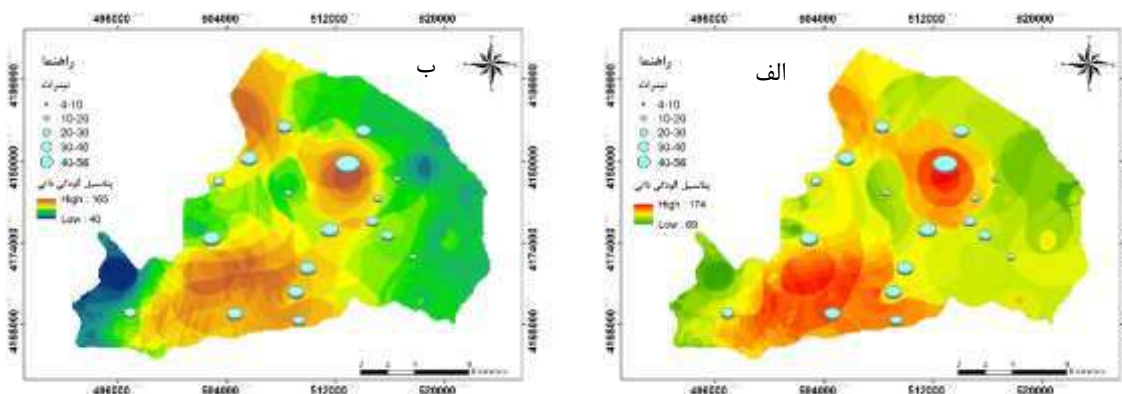


شکل ۴- نمودار مساحت نواحی به تفکیک کلاس آسیب پذیری، الف) دراستیک، ب) سینتاکس

## ۵- صحت سنجی

جهت صحت سنجی مدل‌های استفاده شده در دشت، از داده‌های غلظت نیترات استفاده شد. برای این منظور داده‌های نیترات به سه دسته طبق نقشه‌های نهایی آسیب‌پذیری مدل‌های DRATIC و SINTACS تقسیم‌بندی شد. سپس تعداد چاه‌هایی که از لحاظ ارزش مقادیر نیترات آنها با نقشه‌های آسیب‌پذیری در یک رده قرار می‌گیرند در عدد ۳ ضرب می‌شوند و دیگر مقادیر نیترات که از لحاظ ارزش با نقشه‌های آسیب‌پذیری به مقدار ۱ و ۲ اختلاف دارند به ترتیب در ۲ و ۱ ضرب می‌شوند. در میزان همبستگی (CI) به دست می‌آید. هر چه میزان CI بیشتر باشد نشان دهنده ی همبستگی بیش‌تری می‌باشد (Fijani et al., 2013). بر اساس نتایج حاصله، ضریب همبستگی مدل DRATIC، ۴۰ و ضریب همبستگی مدل SINTACS، ۴۲ بوده و مدل SINTACS با داشتن میزان همبستگی (CI) بالا در ارزیابی آسیب‌پذیری دشت نازلو از اولویت بالاتری برخوردار است. بر اساس این مدل بیشتر قسمت‌های جنوب غرب دشت و شمال دشت دارای پتانسیل آلودگی بیشتری نسبت به سایر مناطق را داراست و باید محافظت بیشتری از این مناطق صورت گیرد (شکل ۵).





شکل ۵- نقشه تطابق یون نیترات، الف) مدل سینتاکس، ب) مدل دراستیک

## ۶- نتیجه گیری

بر طبق نتایج و نقشه‌های به دست آمده بر اساس دو مدل SINTACS و DRASTIC می‌توان گفت، در مدل DRASTIC قسمت‌های با شاخص آسیب‌پذیری بالا در سال (۹۸-۹۹) در مقایسه با سال (۹۰-۹۱) به میزان ۵/۸ درصد افزایش یافته است. محدوده‌های با پتانسیل آسیب‌پذیری بالا در این منطقه با گذشت زمان روند صعودی داشته و محدوده‌های آسیب‌پذیری خیلی کم با یک روند کاهشی روبه رو می‌باشد و بر اساس مدل SINTACS، یک روند افزایش شاخص آسیب‌پذیری به میزان ۱۵/۳۲ درصد در دشت مشاهده می‌شود. محدوده‌های با آسیب‌پذیری متوسط در دشت روند کاهشی داشته و محدوده‌های با آسیب‌پذیری بالا با یک روند افزایشی رو به رو می‌باشد. با توجه به روند صعودی افزایش پتانسیل آسیب‌پذیری، در بیشتر مناطق دشت و با توجه به میزان تأثیرات زیان بار آلودگی در کیفیت آب‌های زیرزمینی و فعال بودن منطقه از لحاظ فعالیت‌های کشاورزی، ضروری است که با آگاهی دادن کشاورزان از تأثیرات مضر استفاده بیش از حد از کودهای شیمیایی، از مصرف بیش از اندازه آن خصوصاً در مناطق با پتانسیل آسیب‌پذیری بالا جلوگیری به عمل آید.

## ۷- مراجع

- یونسلو، ص. (۱۳۸۹). کتابچه‌ی اصلاح الگوی مصرف آب (چرا و چگونه). شرکت آب و فاضلاب استان آذربایجان غربی
- عباس نوین پور، ا.، صادقی اقدم، ف.، موسی زاده، ر. (۱۳۹۹). تعیین آسیب‌پذیری آبخوان روضه چای دشت ارومیه با استفاده از روش ترکیبی شاخص‌های DRASTIC، SINTACS و S. مجله پژوهش‌های آب‌خیزداری (پژوهش و سازندگی). دوره ۳۳، شماره ۳، ص ۷۰-۹۰.
- قراذغی، م.، کتابچی، ح.، محمدولی سامانی، ج.، (۱۴۰۰). ارزیابی آسیب‌پذیری آبخوان ساحلی لاهیجان-چابکسر با استفاده از ارزیابی مقایسه‌ای سه شاخص DRASTIC، SINTACS، GALDIT، AVI. مجله هیدروژئولوژی، سال ششم، شماره ۲، ص ۱۰۹-۱۲۰.



بیاتی خطیبی، م.، رستمی، ف.، ولیزاده، ک.، (۱۴۰۰). بررسی و پهنه بندی آسیب پذیری آب های زیرزمینی با کمک روش دراستیک و الگوریتم فازی، مطالعه موردی دشت تبریز. نشریه هیدروژئومورفولوژی. دوره هشتم، شماره ۲۹، صص ۸۷-۱۰۸.

قزل سوفلو، ع.، اکبری، م.، افتخاری، س.، (۱۳۹۸). ارزیابی آسیب پذیری کیفی آبخوان دشت بیرجند به روش سینتاکس. مجله محیط زیست طبیعی (منابع طبیعی ایران)، دوره هفتاد و دوم، شماره ۳، صص ۲۹۴-۲۷۹.

ندیری، ع.، صدقی، ز.، (۱۳۹۸). بررسی آسیب پذیری آبخوان های چندگانه با استفاده از چهارچوب هاب عملی SINTACS, DRASTIC. مجله هیدروژئولوژی، سال چهارم، شماره ۲، صص ۱۷۱-۱۸۸.

Aller, L., Bennett, T., Lehr, J. H., Petty, R. J., Hackett, G. (1987). DRASTIC: A standardized system for evaluation of groundwater pollution potential using Hydrogeologic setting. U.S. Environmental protection agency report (EPA/600/2-87-035).

Civita, M., (1990). Legenda unificata per le Carte della vulnerabilita dei corpi idrici sotterranei/ Unified legend for the aquifer pollution vulnerability Maps, Studi sulla Vulnerabilita degli Acquiferi. Pitagora Edit, Bologna.

Fijani, E., Nadiri, A. A., Moghaddam, A. A., Tsai, F. T. C., Dixon, B., (2013). Optimization of DRASTIC method by supervised committee machine artificial intelligence to assess groundwater vulnerability for maragheh-bonab plain aquifer, Iran. Journal of Hydrology, 503, 89-100.

Heise, W. van Duijvenbooden and H. G. van Waegeningh): 69-86. TNO.

Liu, Y., Lan, S. S., Zhang, Y. X., Li, F. C., Hou, S. K. (2017). Spatio temporal evolution of groundwater vulnerability based on spatial autocorrelation. Huan Jing Xue = Huajing Kexue, 38(10), 4236-4244.

Marofi, S., Soleymani, S., Ghobadi, M., Rahimi, Gh., Marofi, H., (2012) Vulnerability assessment of malayer plain Groundwater by SINTACS, DRASTIC and SI models. Journal of water and soil conservation, Volume 19, number 3, pages 141-160.

Nadiri A. A., Norozi, H., Khatibi, R., Gharekhani, M. (2019). Groundwater DRASTIC vulnerability mapping by unsupervised and supervised techniques using a modelling strategy in two levels. Journal of Hydrology, 574: 744-759.

Scanlon, B., Healy, R., & Cook, P., (2002). Choosing Appropriate Techniques for Quantifying Groundwater Recharge. Hydrology Journal, 10(1), 18-39.

Stigter, T., Ribeiro, L., & Carvalho Dill, A., (2006). Evaluation of an intrinsic and a specific vulnerability assessment method in comparison with groundwater salinisation and nitrate contamination level in two agriculture regions in the south of Portugal. Hydrogeol J, 14, 79-99.

USEPA. 1985. DRASTIC: A standard system for evaluation of groundwater potential using hydrogeological setting. Ada, Oklahoma, WA/EPA series, 163.

Vrba, J., Zaporozec, A., (1994). Guidebook on mapping groundwater vulnerability.

## زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی کانسار اکسید آهن - آپاتیت گلستان‌آباد، شرق زنجان

سعید صحتی قراملکی<sup>۱\*</sup>، مجید قادری<sup>۲</sup>، حسینعلی تاج‌الدین<sup>۳</sup>، سیده زهرا واقفی<sup>۱</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

پست الکترونیکی: saeedsehati@modares.ac.ir

۲- استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۳- استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

### چکیده

کانسار اکسید آهن - آپاتیت گلستان‌آباد در شرق زنجان و در زیرپهنه آتشفشانی - نفوذی طارم قرار دارد. واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه، توالی‌های ضخیم آتشفشانی - آذرآواری معادل سازند کرج با سن انوسن می‌باشند که توسط توده‌های نفوذی متعلق به اواخر انوسن قطع شده‌اند. ویژگی‌های زمین‌شناسی این کانسار بر نقش جدایی‌ناپذیر فازهای مختلف سیالات گرمایی در ایجاد کانه‌زایی‌های مربوطه در شرایط فیزیکوشیمیایی مختلف تأکید می‌کند. مطالعات کانی‌شناسی رخساره‌های دگرسانی، امکان تفکیک آنها را فراهم نمود که بر این اساس، در محدوده معدنی گلستان‌آباد، پنج رخساره دگرسانی قابل تفکیک و شناسایی است، اعم از رخساره‌های: ۱) رخساره سدیک (آلیپتی)، ۲) رخساره کلسیک - آهن دما بالا، ۳) رخساره پتاسیک - آهن دما بالا، ۴) رخساره پتاسیک - آهن دما پائین و ۵) رخساره سیلیسی، که از این بین رخساره کلسیک - آهن دما بالا مهمترین رخساره دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی آهن و رخساره پتاسیک - آهن دما بالا تا دما پائین مهمترین رخساره دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی سولفیدی و فلزات پایه می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** کانه‌زایی اکسید آهن - آپاتیت؛ کانسارهای IOA؛ رخساره‌های دگرسانی؛ زیر پهنه طارم.

### Abstract

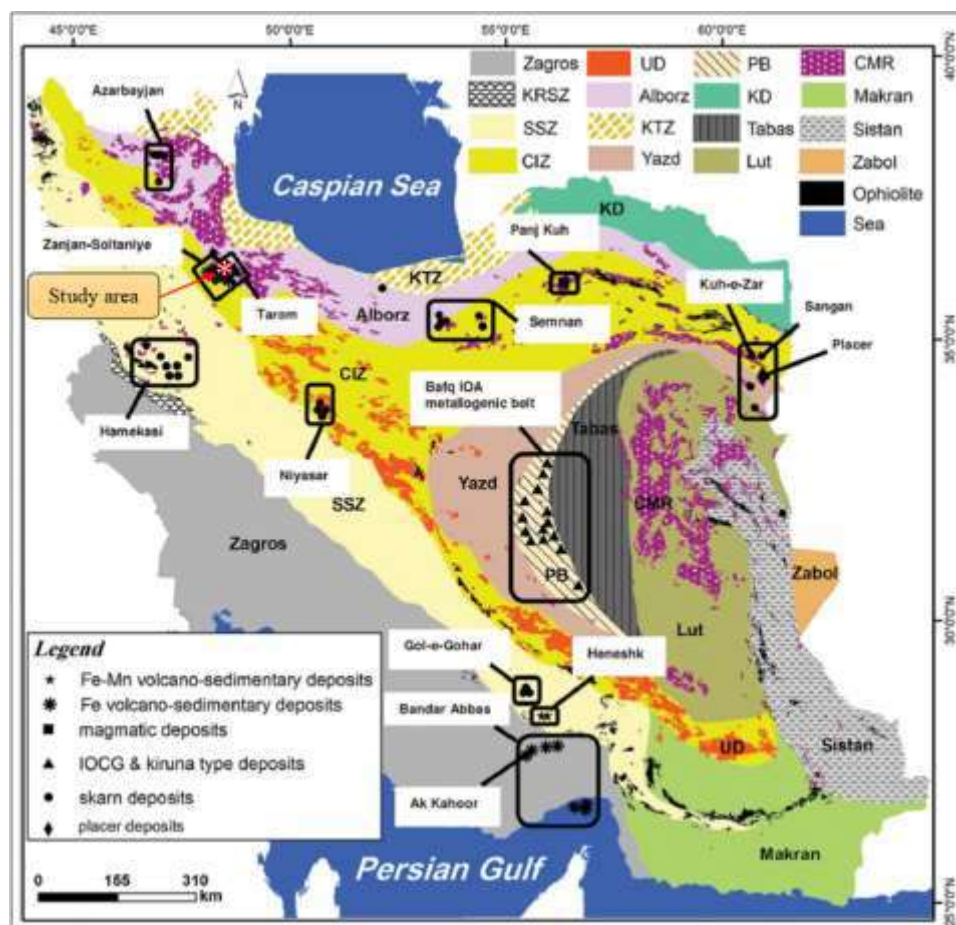
The Golestanabad iron oxide-apatite deposit is located in the east of Zanjan, within the Tarom volcanic-intrusive subzone. The rock units of the studied area are thick volcanic-pyroclastic sequences equivalent to the Karaj Formation of the Eocene age, which are cut by late Eocene intrusive masses. The geological features of this deposit emphasize the integral role of different phases of hydrothermal fluids in forming the respective mineralization in different physicochemical conditions. Mineralogical studies of alteration facies made it possible to separate them, therefore, five alteration facies can be separated and identified in the Golestanabad mining area, including 1) Sodic facies; 2) High-temperature calcic-iron facies; 3) High-temperature potassic-iron facies; 4) Low-temperature potassic-iron facies; and 5) Silicic facies; among which the calcic-high-temperature iron facies is the most important alteration facies related to iron mineralization, and the high- to low-temperature potassic-iron facies is the most important alteration facies related to sulfide and base metal mineralization.

**Key words:** Iron oxide-apatite mineralization; IOA deposits; alteration facies; Tarom subzone.

### ۱- مقدمه

کانسارهای اکسید آهن (Iron Oxide Copper Gold: IOCG- Iron Oxide Apatite: IOA) به عنوان یکی از مهمترین ذخایر با محتوای عناصر آهن، مس، طلا، عناصر نادر خاکی و فسفر، بسیار مورد علاقه و پژوهش دانش‌پژوهان در سراسر دنیا واقع شده‌اند. پژوهشگران امروزه این دو نوع کانسار را در دو قطب یک طیف و به عنوان کانسارهایی که در سامانه کانه‌زایی دگرسان شده قلیایی اکسید آهن (Iron Oxide Alkali Altered: IOAA) تشکیل شده‌اند، در نظر می‌گیرند (Porter, 2010; Simon et al., 2018; Rodriguez-Mustafa et al., 2020) و تشکیل این کانسارها را به سلسله فرآیندهای گرمایی در طی تحول تدریجی از سیالات کاملاً گرمایی نسبت داده‌اند که این روند تکاملی موجب شکل‌گیری کانسارهای IOA در اعماق و فشارهای بالاتر و IOCG در بخش‌های کم‌عمق‌تر و کم‌فشارتر پوسته و فواصل دورتری از منبع گرمایی شده است (Williams et al., 2010).

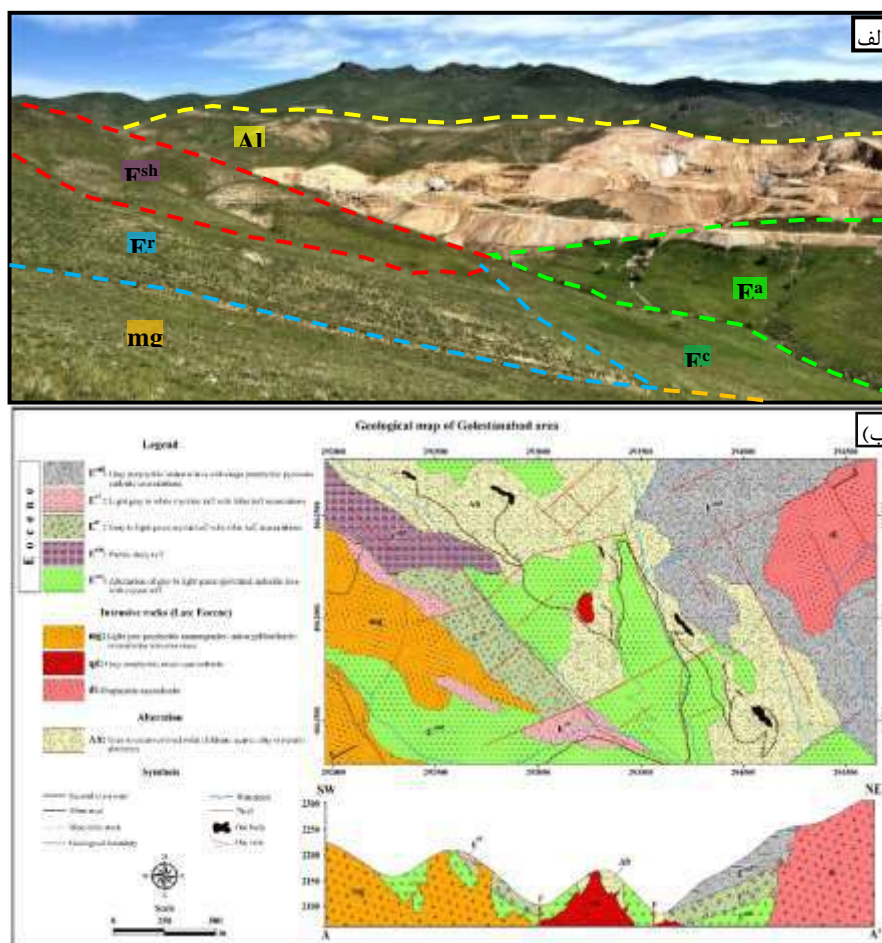
در ایران، این تیپ‌های کانه‌زایی در دو ایالت فلززایی بافق (Mücke and Younessi, 1994; Majidi et al., 2021) در ایران مرکزی و طارم (Nabatian et al., 2012; Mokhtari et al., 2018) در شمال‌غرب کشور دیده می‌شوند و به عنوان مهمترین ذخایر تیپ IOA مطالعه و معرفی شده‌اند (Nabatian et al., 2015). ایالت فلززایی طارم در گستره البرز غربی - آذربایجان قرار دارد (شکل ۱) و شامل مجموعه ذخایر اکسید آهن - آپاتیت در شرق زنجان است که از مهمترین کانسارهای این تیپ می‌توان به گلستان‌آباد (کردیان، ۱۳۹۷)، ذاکر (خان‌محمدی، ۱۳۸۶)، اسکند، سرخه‌دیزج (Nabatian et al., 2013)، آراسو (داودی، ۱۳۹۸) و مروارید (مظهری، ۱۳۸۹) اشاره کرد. علیرغم وجود شباهت‌ها در این مجموعه کانسارها، مشاهده تفاوت‌ها در محتوای عنصری آهن و فسفر، نوع گسترش رخساره‌های دگرسانی و بودجه عنصری هر کدام از آنها، بافت و ساخت و نامعلوم بودن ارتباط میان سنگ میزبان و کانه‌زایی سولفیدی در منطقه با مجموعه معدنی آهن و آپاتیت و مقایسه این ویژگی‌ها با پژوهش‌های انجام شده در دنیا بر روی این تیپ‌های کانساری (همچون Corriveau et al., 2016) موجب شکل‌گیری سئوالاتی پیرامون نحوه تحول دگرسانی‌ها و ارتباط آنها با کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه می‌شود.



شکل ۱- موقعیت زیرپهنه طارم در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (آق‌ناباتی، ۱۳۸۳؛ Aghanabati, 1998; Alavi, 1991) همچنین پراکندگی سایر تیپ‌های کانه‌زایی آهن و منگنز در ایران (Nabatian et al., 2015). محدوده مورد مطالعه با ستاره قرمز رنگ نمایش داده شده است. SSZ, Radiolites subzone; KRSZ, Kermanshah. UD, Urumieh-Dokhtar magmatic arc; KTZ, Khazar-Talesh-Ziveh structural zone; Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic zone; PB, Posht-e- UD, Urumieh-Dokhtar magmatic arc; CMR, Cenozoic magmatic rocks. Badam block; Kopeh-Dagh ranges.

## ۲- زمین‌شناسی

کانسار اکسید آهن- آپاتیت گلستان‌آباد در شرق زنجان و در زیرپهنه آتشفشانی- نفوذی طارم قرار دارد که قسمتی از کمان ماگمایی البرز غربی- آذربایجان می‌باشد. این زیرپهنه در طی رخداد ماگماتیسم ترشیری البرز غربی و با راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق تشکیل شده است. بیشتر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری در این زیرپهنه مربوط به سازند کرج است (Hirayama et al., 1966) که توسط توده‌های نفوذی قطع شده‌اند (Nabatian et al., 2015). کانسار مذکور در نقشه‌های ۱:۲۵۰,۰۰۰ چهارگوش زنجان (Stöcklin and Eftekharneshad, 1969) و ۱:۱۰۰,۰۰۰ ورقه طارم (امینی و امینی چهرق، ۱۳۷۹) واقع شده است. براساس نقشه و گزارش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ ورقه طارم، روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی، همسان با دیگر مناطق البرز غربی، شمال‌غرب- جنوب‌شرق است. براساس مشاهدات و سنگ‌شناسی صحرایی و بررسی سنگ‌نگاری میکروسکوپی، واحدهای سنگی محدوده، توالی‌های ضخیم آتشفشانی- آذرآواری معادل سازند کرج با سن انوس می‌باشند که توسط توده‌های نفوذی متعلق به اواخر انوس قطع شده‌اند (شکل ۲ الف). توالی واحدهای آتشفشانی- آذرآواری از قدیم به جدید براساس نقشه زمین‌شناسی محدوده (شکل ۲ ب) ترادفی از گدازه آندزیتی ( $E^{ant}$ )، توف شیلی ( $E^{sht}$ )، کریستال لیتیک توف ( $E^{ct}$ )، ویتربیک توف ریولیتی ( $E^{rt}$ ) و گدازه آندزیتی مگاپورفیر ( $E^{anl}$ ) را شامل می‌شوند که توسط توده‌های نفوذی با ترکیب مونزوگرائیت ( $mg$ )، میکرو کوآرتز دیوریت ( $qd$ ) و میکرو دیوریت ( $di$ ) قطع شده‌اند (شکل ۳).



شکل ۲ الف) رخنمون واحدهای آتشفشانی- آذرآواری و توده نفوذی مونزوگرائیتی در محدوده (دید عکس به سمت شمال‌شرق). ب) نقشه و مقطع زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ رسم شده برای محدوده معدنی گلستان‌آباد.







گردآوری شده میدانی و آزمایشگاهی اقدام به تفکیک واحدهای سنگی منطقه نمودیم (شکل ۳) و این امر کمک شایسته‌ای به درک کانه‌زایی‌ها در رخساره‌های دگرسانی مربوطه کرد.

### ۳- دگرسانی و کانه‌زایی

مطالعه و شناسایی دگرسانی‌ها و ارتباط تنگاتنگ آنها با انواع کانه‌زایی‌های رخ داده در کانسارهای IOA و IOCG، همچون تأثیر دگرسانی‌ها بر ذخایر پورفیری، کلید اکتشافی مهمی برای افزایش بهره‌وری و کاهش هزینه‌های اکتشافی و همچنین درک هرچه بیشتر ارتباط کانه‌زایی و دگرسانی در این کانسارها است. براساس مطالعاتی که Corriveau et al. (2016) بر روی کانسارهای IOA و IOCG کمان ماگمایی Great Bear در کانادا انجام داده است، تشکیل و گسترش این کانسارها در ارتباط با انواع گوناگونی از رخساره‌های دگرسانی می‌باشد. این رخساره‌ها در نتیجه نشأت گرفتن ستون‌های سیال حجیم با شوری و دمای بالا از توده‌های نفوذی و تکامل این سیالات در مراحل مختلف و اعماق مختص خود است. بدین صورت که سیال شماره یک منشأ گرفته از توده (original fluid) به سنگ میزبان نفوذ کرده و برای حفظ اصل تعادل سیال و سنگ، سیال عناصری را از محتوای خود برجا گذاشته و در مقابل با شستن مجموعه‌ای از عناصر سنگ میزبان، هر دو به تعادل جدیدی خواهند رسید.

گسترش هر یک از رخساره‌های دگرسانی مستقیماً در نتیجه حجم سیال داغ و واکنش‌پذیری سنگ میزبان است، در نهایت نمود این واکنش‌های سیال-سنگ به صورت مجموعه‌های بسیار منظم کانایی دیده می‌شود که رابطه تنگاتنگی را میان ترکیب کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی واحد دربرگیرنده نشان داده و از آنها به عنوان رخساره دگرسانی یاد می‌شود. هریک از رخساره‌های دگرسانی در این کانسارها ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی متفاوتی را از خود نشان می‌دهند که شاخص‌ترین آن دما است. براساس مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال کمان ماگمایی Great Bear و سایر مناطق IOCG جهان، تفکیک رخساره‌های دگرسانی این کانسارها و بودجه عنصری در بردارنده هر رخساره به شرح ذیل است:

- ۱- رخساره سدیک دما بالا (Na) یا آلپیت‌ها با دمای ۶۰۰-۳۰۰ درجه سانتی گراد و محتوای آلپیت، کوارتزهای بازماندی و اسکاپولیت؛
- ۲- رخساره کلسیک - آهن دما بالا (Ca-Fe)، با دمای ۸۰۰-۴۵۰ درجه سانتی گراد و محتوای آمفیبول، مگنتیت، آپاتیت، تیتانیت  $\pm$  کلینوپیروکسن؛
- ۳- رخساره پتاسیک - آهن دما بالا (K-Fe)، با دمای ۴۵۰-۳۵۰ درجه سانتی گراد و محتوای مگنتیت، بیوتیت، سولفیدها، فلدسپار پتاسیم؛
- ۴- رخساره پتاسیک - آهن دما پائین (K-Fe)، با دمای ۳۵۰-۲۵۰ درجه سانتی گراد و محتوای هماتیت، سربیسیت، کلریت، سولفیدها و فلدسپار پتاسیم.

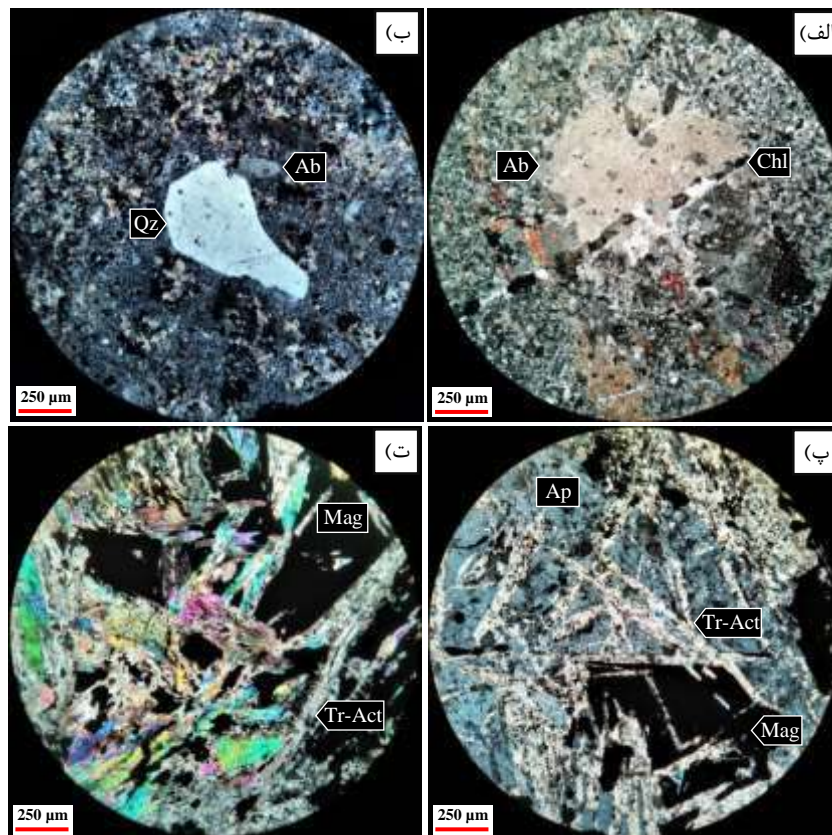


تفکیک رخساره‌های دگرسانی مذکور در کنسار آهن گلستان آباد براساس باز دیده‌های صحرایی و بدون در نظر گرفتن حالت رونهشت آنها تفکیک شد (شکل ۴) و از مطالعه مقاطع میکروسکوپی انواع واحدهای دگرسان شده برای درک ارتباطات کانیایی و کانه‌زایی‌های هر مجموعه استفاده شد که به شرح ذیل است.



شکل ۴ یکی از سینه کارهای معدن گلستان آباد و ارتباط مکانی دگرسانی‌ها. Mag: Magnetite; Ap: Apatite; Tr-Act: Tremolite-Actinolite.

مجموعه سدیک دما بالا (HT Na): این رخساره دگرسانی که در برخی از منابع از آن به عنوان زمینه‌سازی تشکیل کنسارهای IOA و IOCG یاد می‌شود، در رخنمون صحرایی محدوده مورد مطالعه قابل تفکیک نیست، زیرا که تمامی دگرسانی‌های بعدی بر روی آن رونهشت (overprint) شده‌اند. نشانه‌های وجود این مجموعه از کانی‌های باقی مانده در مقطع میکروسکوپی، همچون آلپیت (شکل ۵ الف) و کوآرتزهای بازماندی (شکل ۵ ب) است. مجموعه کلسیک-آهن دما بالا (HT Ca-Fe): توسعه اولیه این مجموعه به صورت داربستی است که به دلیل معدنکاری، این ساختارها قابل مشاهده نیستند. این رخساره دگرسانی دارای عمده کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت (شکل ۵ پ) همراه توالی‌هایی از ترمولیت-اکتینولیت است (شکل ۵ ت). آپاتیت‌ها به صورت هم‌رشد با مگنتیت و گاه اندکی تأخیری تر ظاهر می‌شوند.



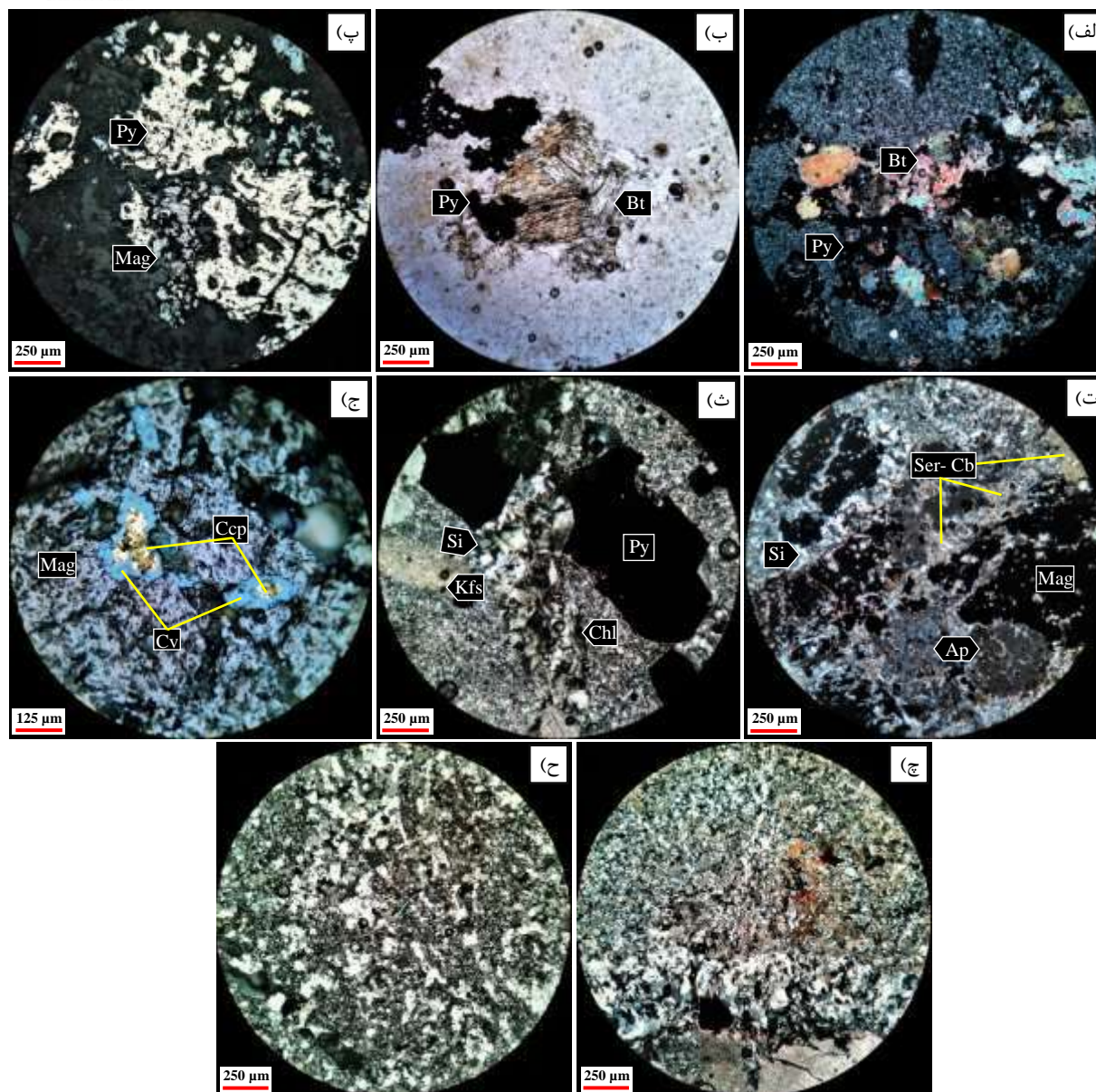
شکل ۵ تصاویر مقاطع رخساره سدیک و کلسیک - آهن دما بالا در نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL). الف) کانی آلایت و رگچه کلریتی قطع‌کننده آن. ب) درشت بلور کوارتز بازمانده. پ و ت) همراهی مگنتیت، آپاتیت و ترمولیت - اکتینولیت در تصویر پ و مگنتیت و ترمولیت - اکتینولیت در تصویر ت. Ab: Albite; Chl: Chlorite; Qz: Quartz; Ap: Apatite; Mag: Magnetite; Py: Pyrite; Tr-Act: Tremolite-Actinolite, Quartz

مجموعه پتاسیک - آهن دما بالا (HT K-Fe): تأثیر و حضور این رخساره به صورت رونهشت شدید و گسترده بر روی مجموعه دگرسانی کلسیک - آهن و حضور کانی‌هایی همچون بیوتیت ثانویه و فلدسپار پتاسیم دیده می‌شود. این کانی‌ها به صورت جانشینی به جای کانی‌های فنوکریست مافیک اولیه نمود دارند (شکل ۶ الف و ب). یکی از مشخصه‌های بارز این مجموعه حضور کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت با مقادیر فراوان و کالکوپیریت با مقادیر بسیار اندک است، که پیریت به صورت جانشینی و قطع‌کننده مگنتیت رخساره HT Ca-Fe دیده می‌شود (شکل ۶ پ).

مجموعه پتاسیک - آهن دما پائین (LT K-Fe): تشکیل مجموعه دگرسانی‌های سرسیتی، کلریتی و کربناتی به صورت رونهشت بر روی رخساره‌های دگرسانی ماقبل خود همچون Ca-Fe و K-Fe دما بالا (شکل ۶ ت)، همچنین کانه‌زایی سولفیدی شدیدتر و گسترده‌تر این رخساره به نسبت نوع دما بالای خود از تأثیرات رخداد این دگرسانی می‌باشد (شکل ۶ ث). در پیریت‌های مختص این دگرسانی تبدیل به هماتیت و همچنین تأثیر فرآیندهای سوپرژن در تبدیل کالکوپیریت‌ها به کوولیت مشهود است (شکل ۶ ج).

رخساره سیلیسی: با افت دمای سامانه، در افق‌های پائین‌تر و از مراحل انتقال رخساره پتاسیک - آهن دما بالا رگه - رگچه‌های کوارتزی ظاهر می‌شوند (شکل ۶ چ) و با انتقال به رخساره پتاسیک - آهن دما پائین و صعود سیالات به افق‌های بالاتر میزان سیلیس فراوان شده و تشکیل زون سیلیسی می‌دهد (شکل ۶ ح). افق‌های پائین این رخساره، دارای کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت با فراوانی حدود ۵-۳ درصد بوده و در افق‌های بالاتر اثری از کانه‌زایی سولفیدی و یا هماتیت - مگنتیت مشاهده نمی‌شود. آثار حضور این زون دگرسانی در حاشیه‌های سامانه و به دور از دگرسانی‌های دما بالای مرکز سامانه مشهود است.





شکل ۶ تصاویر مقاطع میکروسکوپی رخساره‌های دگرسانی پتاسیک- آهن دما بالا تا پائین و سیلیسی. الف) جانشینی کانی‌های سولفیدی (پیریت) همراه بتوتیت ثانویه به جای کانی‌های مافیک قبلی (در نور عبوری XPL). ب) همراهی بیوتیت ثانویه و کانی‌های سولفیدی (در نور عبوری PPL). پ) جانشینی پیریت به جای مگنتیت‌های رخساره Ca-Fe (در نور انعکاسی). ت) رونهشت دگرسانی‌های سرسیتی و کلریتی بر روی مگنتیت و آپاتیت‌های رخساره Ca-Fe (در نور عبوری XPL). ث) درشت‌بلورهای پیریت همراه کلریت فراوان و فلدسپار پتاسیم کربناتی شده مجموعه پتاسیک- آهن دما پائین (در نور عبوری XPL). ج) تأثیر فرآیندهای سوپرژن و تبدیل کالکوپیریت به کوولیت (در نور انعکاسی). چ) رخداد رگچه‌های کوارتزی در سنگ‌های افق‌های بالا (در نور عبوری XPL). ح) تشدید شدت این دگرسانی و ایجاد زون سیلیسی (در نور عبوری XPL).  
Ap: Apatite; Py: Pyrite; Ser: Sericite; Si: Biotite; Cb: Carbonate; Ccp: Chalcopyrite; Chl: Chlorite; Cv: Covellite; Kfs: K-feldspar; Mag: Magnetite; Silicification,

#### ۴- نتیجه‌گیری

زمین‌شناسی محدوده معدنی گلستان‌آباد، محیط مستعدی را برای کانه‌زایی آهن-آپاتیت فراهم کرده است، چرا که گسترش گسل‌ها و شکستگی‌ها، زمینه‌ساز صعود سیالات گرمایی حجیم شده و سبب تشکیل رخساره‌های دگرسانی و مجموعه‌های کانایی وابسته به آنها می‌شود. طی مطالعات انجام شده براساس سنگ‌نگاری واحدهای موجود در محدوده، تفکیک رخساره‌های دگرسانی بارور از عقیم انجام پذیرفت. بدین ترتیب، رخساره کلسیک-آهن دما بالا مهمترین رخساره دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی آهن و رخساره پتاسیک-آهن دما بالا تا پائین مهمترین رخساره مرتبط با کانه‌زایی سولفیدی است.

#### ۵- مراجع

- آقانی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸۱ ص.
- امینی، ب.، امینی چهرق، م.ر.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰.۰۰۰ بازرنگری و استاندارد از نقشه هیرایاما و همکاران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خان‌محمدی، ن.، ۱۳۸۶. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانسار آهن ذاکر، شمال‌شرق زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- داودی، ت.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانسار آهن آراسو، غرب قزوین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- کردیان، ش.، ۱۳۹۷. ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی در کانسار اکسید آهن-آپاتیت گلستان‌آباد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان.
- مظهری، م.، ۱۳۸۹. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانسار آهن-آپاتیت علی‌آباد-مروارید، زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of Iran (map). *Geosciences*, 7, 29-30.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103(8), 983-992.
- Corriveau, L., Montreuil, J.-F. & Potter, E.G., 2016. Alteration facies linkages among iron oxide copper-gold, iron oxide-apatite, and affiliated deposits in the Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, 111(8), 2045-2072.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. & Houshmand-Zadeh, A., 1966. Geology of the Tarom district, western part (Zanjan area, northwest Iran). Geological Survey of Iran, Tehran.
- Majidi, S.A., Omrani, J., Troll, V.R., Weis, F.A., Houshmandzadeh, A., Ashouri, E., Nezafati, N. & Chung, S.-L., 2021. Employing geochemistry and geochronology to unravel genesis and tectonic setting of iron oxide-apatite deposits of the Bafq-Saghand metallogenic belt, Central Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 110, 127-164.
- Mokhtari, M.A.A., Sadeghi, M. & Nabatian, G., 2018. Geochemistry and potential resource of rare earth element in the IOA deposits of Tarom area, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 92, 529-541.
- Mücke, A. & Younessi, R., 1994. Magnetite-apatite deposits (Kiruna-type) along the Sanandaj-Sirjan zone and in the Bafq area, Iran, associated with ultramafic and calc-alkaline rocks and carbonatites. *Mineralogy and Petrology*, 50(4), 219-244.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Daliran, F. & Rashidnejad-Omran, N., 2013. Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite ore deposit in the Cenozoic Alborz- Azarbaijan magmatic belt, NW Iran. *Resource Geology*, 63(1), 42-56.
- Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. & Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe-Mn mineralization in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62(2), 211-241.
- Porter, T., 2010. Current understanding of iron oxide associated-alkali altered mineralized systems: Part I- an overview. *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*, 3, 5-32.
- Rodriguez-Mustafa, M.A., Simon, A.C., del Real, I., Thompson, J.F., Bilinker, L.D., Barra, F., Bindeman, I. & Cadwell, D., 2020. A continuum from iron oxide copper-gold to iron oxide-apatite deposits: Evidence from Fe and O stable isotopes and trace element chemistry of magnetite. *Economic Geology*, 115(7), 1443-1459.
- Simon, A.C., Knipping, J., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P., Bilinker, L. & Childress, T., 2018. Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) and iron oxide copper-gold (IOCG) deposits form by a combination of igneous and magmatic-hydrothermal processes: Evidence from the Chilean iron belt.
- Stöcklin, J. & Eftekharneshad, J., 1969. Geological map of Zanjan in the scale of 1:250,000, Geological Survey of Iran.
- Williams, P.J., Kendrick, M.A., & Xavier, R.P., 2010. Sources of ore fluid components in IOCG deposits. PGC Publishing.

## ارزیابی تغییرات زمانی آسیب پذیری دشت ارومیه بر روش DRASTIC و SINTACS (بررسی موردی آبخوان باراندوز چای)

نسرین لطفی\*<sup>۱</sup>، اسفندیار عباس نوین پور<sup>۲</sup>، فریا صادقی اقدام<sup>۳</sup>

۱- کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه ارومیه

nsrin.lotfi@yahoo.com

۲- استادیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم زمین، دانشگاه ارومیه

e.a.novinpour@gmail.com

۳- دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

Aghdam@gmail.com

### چکیده

باتوجه به افزایش جمعیت و توسعه کشاورزی در دشت ارومیه ارزیابی آسیب پذیری آبخوان باراندوزچای این دشت برای مدیریت آب زیرزمینی و جلوگیری از آلودگی آب های زیرزمینی ضروری است. منطقه مورد مطالعه در شمال غربی ایران و حاشیه غرب دریاچه ارومیه واقع شده است. توسعه فعالیت های کشاورزی منطقه باعث افزایش استفاده از کودهای شیمیایی و حیوانی شده است. از آنجایی که اولین قدم برای جلوگیری از آلودگی سفره های آب زیرزمینی شناسایی مناطقی است که در معرض آلودگی بالا قرار دارند. لذا در پژوهش حاضر آسیب پذیری منطقه مورد مطالعه بررسی شد تا با شناسایی مناطق آسیب پذیر از آلوده شدن بیشتر جلوگیری شود. این پژوهش با هدف بررسی آسیب پذیری آبخوان باراندوزچای با استفاده از مدل های آسیب پذیری DRASTIC و SINTACS در دو بازه زمانی (۹۰-۹۱) و (۹۸-۹۹) با هفت پارامتر موثر در آسیب پذیری شامل عمق آب زیرزمینی، تغذیه خالص، محیط آبخوان، محیط خاک، توپوگرافی، محیط غیراشباع و هدایت هیدرولیکی، به صورت هفت لایه رستری تهیه شد و بعد از رتبه دهی و وزن دهی شاخص آسیب پذیری محاسبه گردیده است. در بازه زمانی سال (۹۰-۹۱)، شاخص آسیب پذیری مدل DRASTIC در محدوده ۸۰ تا ۱۸۰ قرار گرفت و در بازه زمانی سال (۹۸-۹۹)، در محدوده ۹۹ تا ۱۹۹ قرار گرفت. در بازه زمانی سال (۹۰-۹۱)، شاخص آسیب پذیری مدل SINTACS در محدوده ۶۴ تا ۱۶۰ قرار گرفت. و در بازه زمانی سال (۹۸-۹۹)، در محدوده ۷۰ تا ۱۷۴ قرار گرفت. برای صحت سنجی نتایج از داده های نترات و ضریب همبستگی آن با شاخص آسیب پذیری در منطقه استفاده گردید. براساس نتایج مطالعاتی مشاهده گردید که مدل DRASTIC بالاترین شاخص همبستگی (۶۸) را نسبت به مدل SINTACS دارد.

واژه های کلیدی: آسیب پذیری آبخوان، باراندوزچای، DRASTIC، SINTACS

### Abstract

Considering the increase in population and agricultural development in Urmia plain, it is necessary to assess the vulnerability of Barandozchai aquifer in this plain to manage groundwater and prevent groundwater pollution. The development of agricultural activities in the region has increased the use of chemical and animal fertilizers. Since the first step to prevent groundwater pollution is to identify the areas that are exposed to high pollution. Therefore, in the current study, the vulnerability of the studied area was investigated in order to prevent further contamination by identifying vulnerable areas. This research aims to investigate the vulnerability of Barandozchai aquifer using DRASTIC and SINTACS vulnerability models in two time periods (90-91 and 98-99) with seven effective parameters in vulnerability including groundwater depth, net nutrition, aquifer environment, soil environment, topography, unsaturated environment and hydraulic conductivity, was prepared as a seven-layer raster and after ranking and weighting, the vulnerability index was calculated. In the time frame of the year (90-91), the vulnerability index of the DRASTIC model was in the range of 80 to 180 and in the time frame of the year (98-99), it was in the range of 99 to 199. In the time frame of the year (90-91), the index The vulnerability of SINTACS model was in the range of 64 to 160. And in the time period of the year (98-99), it was in the range between 70 and 174. To check the validity of the results, nitrate data and its correlation coefficient with the vulnerability index in the region were used. Based on the study results, it was observed that the DRASTIC model has the highest correlation index (68) compared to the SINTACS model.

**Key words:** Aquifer Vulnerability, Barandozchai, DRASTIC, SINTACS

بررسی روندهای گذشته و پیش‌بینی‌های آتی نشان‌دهنده وضعیت نامطلوب کیفیت منابع آب کشور در سالهای آتی خواهد بود. به عنوان مثال، پیش‌بینی جمعیت کشور، با سناریوی رشد سالانه یک درصدی از حدود ۷۷ میلیون نفر در سال ۱۳۹۲ به حدود ۱۰۲ میلیون نفر در افق ۱۴۲۰ افزایش خواهد یافت. بر اساس تحلیل‌های انجام شده در مطالعات جامع آب کشور، برای این جمعیت، حجم پساب‌های شهری، روستایی و صنعت و معدن در سال ۱۴۲۰ در سناریوی شرایط معمول به ترتیب برابر با ۱۶۱۵/۵ و ۱۴۸۳/۷ و ۲۲۹۸/۵ میلیون مترمکعب خواهد بود. با توجه به همگن نبودن توزیع جمعیت در کشور، میزان تولید پساب در استانها و حوضه‌های آبریز کشور نیز یکنواخت نیست و در مناطق دارای تمرکز جمعیت و صنعت، تنش بیشتری به محیط زیست به خصوص منابع آب وارد خواهد شد (کراچیان و مریدی، ۱۳۹۵). استان آذربایجان غربی علیرغم اینکه جزو استان‌های پرآب کشور محسوب می‌گردد، لکن به علت وقوع خشک‌سالی‌های متعدد و پیوسته طی سال‌های اخیر و به تبع آن کاهش منابع آب سطحی، باعث معطوف شدن توجه بهره‌برداران به منابع آب‌های زیرزمینی سهل‌الوصول در آبخوان‌های استان و در نتیجه افزایش تعداد چاه‌های مجاز و غیرمجاز گردیده است. در حال حاضر در برخی دشت‌های استان، متأسفانه شاهد بروز اثرات منفی کاهش افت مخازن آب زیرزمینی می‌باشیم که یکی از مهم‌ترین تبعات آن پدیده فرونشست زمین بوده که با توجه به آهستگی و خزنده بودن این پدیده، کمتر موردتوجه قرار می‌گیرد. با توجه به سوابق و اطلاعات حاصل از بازدیدهای دوره‌ای در سطح دشت ارومیه که نشان از وجود فرونشست در حواشی تعدادی از پیرومترهای حاشیه شرقی آبخوان ارومیه داشته و منجر به پدیده رشد چاه و لوله زایی گردیده است (مقیمی و همکاران، ۱۴۰۰). مفهوم آسیب‌پذیری برای اولین بار در اواخر سال ۱۹۶۰ میلادی در فرانسه برای آگاهی بخشی درباره آلودگی آب زیرزمینی ارائه شده است [۱]. آسیب‌پذیری را می‌توان به عنوان امکان نفوذ و پخش آلاینده‌ها از سطح زمین به سیستم آب زیرزمینی تعریف کرد. آسیب‌پذیری آبخوان، نیروی آن را برای نفوذ و پخش آلاینده‌ها از سطح زمین به سیستم آب زیرزمینی نشان می‌دهد به طوری که آلودگی تولید شده در سطح زمین بتواند به آب زیرزمینی برسد و در آن پراکنده شود [۲]. آسیب‌پذیری نوعی خصوصیت نسبی، بدون بعد و غیرقابل اندازه‌گیری است و به ویژگی‌های آبخوان، محیط زیست و هیدروژئولوژی بستگی دارد [۳]. ارزیابی آسیب‌پذیری برای آلودگی آب‌های زیرزمینی بخشی از مدیریت آب‌های زیرزمینی در بسیاری از مناطق جهان به شمار می‌رود.

ز جمله روش‌های متداول برای بررسی آسیب‌پذیری آبخوان‌ها روش‌های آماری، فرآیند محور و شاخص اشاره کرد. روش‌های آماری آماره‌های توصیفی ساده و تجزیه و تحلیل وایازی چندمتغیره است. اطلاعات و داده‌های بیش تر مانند منابع آلودگی و عامل‌های مؤثر بر حساسیت ذاتی، غالباً در بررسی‌های آماری دقیق تر مانند وایازی پشتیبان انجام می‌شود که در آن به متغیرهای توصیفی توجه می‌شود [۴]. هدف روش فرآیند محور، ارزیابی کمی آسیب‌پذیری است که در آن به مدل‌های انتقال و جریان در ناحیه‌ی اشباع و نااشباع توجه می‌شود و اثر ویژگی‌های فیزیکی و آبی خاک، تغذیه و عمق نفوذ را در انتقال آلودگی ارزیابی می‌کند. این روش فرآیندهای فیزیکی حرکت آب و مسیر مربوط به انتقال آلودگی را شبیه‌سازی، و توزیع منطقه‌های حساس یا آسیب‌پذیر را مشخص می‌کند [۵]. در روش شاخص که ساده‌ترین روش است هر عاملی که ممکن است بر احتمال آلودگی تأثیر بگذارد در مقیاسی طبقه‌بندی می‌شود و برای فراسنج‌ها ضریب‌های نسبی داده می‌شود. در این روش به کاربرد سامانه اطلاعات جغرافیایی منجر به تسهیل تهیه‌ی لای‌ها برای تجمیع کردن منطقه‌های خطر می‌شوند [۶].

رایج‌ترین روش‌های ارزیابی شاخص آسیب‌پذیری، GOD, DRASTIC, SINTACS, SI و روش رتبه‌دهی AVI است [۷:۸]. متداول‌ترین روش تعیین آسیب‌پذیری آبخوان دراستیک است که تاکنون در پژوهش‌های متعددی به کار برده شده است [۹: ۱۰۴: ۲]. برای بهبود عمل کرد برخی روش‌های ارزیابی آسیب‌پذیری سنتی اخیراً از روش‌های هوش مصنوعی نیز بهره‌گرفته شده است. از جمله‌ی این پژوهش‌ها کاربرد روش‌های فازی برای طبقه‌بندی فراسنج‌های مؤثر در روش‌های آسیب‌پذیری است [۱۱].

میرزایی (۲۰۰۹) نرم‌افزار GIS و روش‌های دراستیک و سینتکس برای ارزیابی آسیب‌پذیری دشت شهر کرد به کار برد.

بر این اساس محدوده‌ی دشت به ترتیب به سه و پنج رده‌ی آسیب‌پذیری تقسیم شد. بیش تر دشت در رده‌ی آسیب‌پذیری کم و متوسط بود و آسیب‌پذیرترین بخش‌های دشت مربوط به ناحیه‌ی جنوب شرقی و بخش‌هایی از ناحیه‌های جنوب غربی دشت بود. براساس نتیجه‌ی تجزیه‌ی شیمیایی، غلظت متوسط نترات در ۹۶ چاه بررسی شده حدود ۱۸ میلی‌گرم بر لیتر، با کمینه و بیشینه‌ی به ترتیب حدود ۶ و ۴۱ میلی‌گرم بر لیتر است. میانگین غلظت فسفات حدود ۰/۰۵ میلی‌گرم بر لیتر با کمینه و بیشینه‌ی به ترتیب ۰/۰۱۵ و ۰/۱۱ میلی‌گرم بر لیتر است. صحت سنجی دو مدل با نقشه‌ی غلظت نترات و فسفات مشخص کرد که مدل سینتکس بهتر از مدل دراستیک منطقه‌های آسیب‌پذیر را مشخص می‌کند. نتیجه‌ی این روش نشان‌دهنده‌ی آن بود که توان آلودگی حدود ۸/۶، ۶۹/۱ و ۱/۲۴٪ از مساحت منطقه‌ی بررسی شده به ترتیب خیلی کم، کم و متوسط بود [۱۲].

ایدی و همکاران (۲۰۱۳) برای ارزیابی آسی پذیری آبخوان سیدی بزی در بخش غربی مرکز تونس به آلودگی از رو شهای آسیب پذیری ذاتی دراستیک عمومی، دراستیک آفت کش ها و اس آی به کار برد بهره گرفتند. نتیجه به وضوح تخریب کیفیت آب زیرزمینی را در سراسر آبخوان نشان داد. اعتبار این روش ها در سفره های با سطح اشباع با مقایسه بین غلظت نترات و توزیع طبقه های آسیب پذیری در منطقه بررسی شد. این مقایسه ثابت کرد که روش اس آی معتبرترین روش است به طوری که تطابق ۷۲٪ اندازه ی نترات با توزیع رده های آسیب پذیری نشانگر تأثیر آلودگی کشاورزی به ویژه نترات است. نرخ تغذیه ی زیاد، عمق کم آب زیرزمینی به ویژه اندازه ی غلظت زیاد نترات (کاربری زمین) نشانگر تأثیر زیاد این فراسنجه در ارزیابی آسیب پذیری است [۱۳].

گوش و همکاران (۲۰۱۵) نیز برای تعیین آسیب پذیری حوزه ی آبخیز کاتری در هند، با روش دراستیک نشان دادند که در حدود ۹۱/۱۶٪ از آبریز در خطر زیاد، ۶۹/۳۰٪ در خطر متوسط و ۴/۵۲٪ در خطر کم است. بخش های جنوب شرقی و جنوب غربی حوزه در تأثیر طبقه های آسیب پذیر بود، درحالی که بخش های جنوبی، شمال غربی و جنوبی تر با طبقه های آسیب پذیری متوسط شناخته می شوند. علاوه براین در ارزیابی آسیب پذیری آبخوان شهری در کارناتاکا هند با روش دراستیک و جی آی اس، شاخص آسیب-پذیری دراستیک بین ۷۰ تا بیش از ۱۰۰ برآورد شد. لاتمانی و همکاران (۲۰۱۵) با تجزیه ی نمونه های جمع آور شده در قبل و بعد از فصل باران های موسمی به ترتیب در ماه مارس و اکتبر ۲۰۱۱ نشان دادند که غلظت نترات در آب های زیرزمینی شهر مایسور واقع در جنوب کارناتاکا پیش از فصل باران های موسمی در ۹۵٪ از نمونه ها در حد مجاز بود؛ اما در فصل بعد از موسمی، غلظت نترات در ۷۰٪ از نمونه ها بی شازحد مجاز بود؛ بنابراین همبستگی قطعی بین آسیب پذیری آب های زیرزمینی و غلظت نترات مشاهده شد [۱۴].

جوانشیر و همکاران (۲۰۱۶) برای ارزیابی آسیب پذیر آبخوان دشت مغان روشی جدید بر پایه ی ترکیب وزن دار سه روش دراستیک، سینتکس و اس آی به کار برد بهره گرفتند. در این روش نتیجه ی هر روش با اندازه ی نترات مقایسه شد. نتیجه نشان داد که روش پیشنهاد شده شاخص همبستگی بیش تری از سه روش مجزا دارد. بر این اساس ۴۱، ۴۶ و ۱۳٪ از آبخوان به ترتیب در منطقه های با آسیب پذیری کم، متوسط و زیاد است [۱۵].

ابولواآفا و همکاران (۲۰۱۷) دو روش دراستیک و سینتکس را برای شناسایی و ترسیم منطقه های آسیب پذیر آبخوان برکید واقع در کازابلانکا به کار گرفتند. مقایسه ی بین دو روش که در آن از لایه های اطلاعاتی زمین شناسی، آب زمین شناختی و زمین فیزیکی به کاررفته است نشانگر درجه ی آسیب پذیری کم هر دو روش است. انطباق لایه های دو روش و غلظت نترات نشان داد که روش سینتکس بهترین نتیجه را با دو رده ی آسیب پذیری کم و متوسط دارد. منطقه های با بیش ترین آسیب پذیری، مربوط به منطقه های با عمق سطح آب زیرزمینی کم و بی لایه های رسی است [۱۶].

تیدون و همکاران (۲۰۱۷) شاخص حساسیت (اس آی) را برای ارزیابی آسیب پذیری آبخوان کواترنری سنگال به کار برد بهره گرفتند. خطر آلودگی آب های زیرزمینی در این منطقه به دلیل توان اقتصادی زیاد آن در صنعت، کشاورزی

و پرورش ماهی زیاد است. بر اساس نتایج آنها، منطقه هایی با درجه ی آسیب پذیری کم تا زیاد از جنوب تا شمال آبخوان بود. منطقه های دور از ساحل آسیب پذیری کم داشت ولی منطقه های با آسیب پذیری متوسط تا زیاد در تأثیر فعالیت های معدن کاوی و کشاورزی، روی سطح آب و آلودگی های وارده به آبخوان، از جمله نترات تأثیر گذار بود. مقایسه ی نتیجه ی این روش با اندازه ی نترات، تطابق ۷۰٪ منطقه های آسیب پذیر منطقه را در پی داشت [۱۷].

ماریا (۲۰۱۸) بررسی مقایسه یی را برای ارزیابی روش های آسیب پذیری آب زیرزمینی به دست داد. این دیدگاه، تحلیلی دیداری برای برنامه ریزان و تصمیم گیرندگان برای دست یابی به مدیریت پایدار آب فراهم م ی کند. منابع پژوهش های تطبیقی با روش های مختلفی منجر به ارزیابی اساسی روش های آسیب پذیری آب های زیرزمینی شد. مزیت ها و کاستی های مختلفی بر اساس مقایسه ی روش ها دیده می شود. روش اس آی توانایی ه مپوشانی روش های دراستیک و دراستیک مرتبط با آفت کش ها را دارد تا واگرایی در حساسیت استخراج شود. روش دراستیک برای تشخیص حساسیت کم مناسب است و خطر آلودگی را کم تر از حد واقعی نشان داد، درحالی که روش دراستیک آفت کش ها و اس آی بهتر خطر را نشان داد و برای کاربرد توصیه شد. روش سینتکس توانایی تشخیص پهنه های با آسیب پذیری بسیار زیاد آبخوان با تعامل با آب های سطحی را دارد. روش GOD می تواند برای ایجاد نقشه های آسیب پذیری در سفره های کربناتی کارستی شده در مقیاس های کوچک و متوسط مناسب باشد و روش EPIK را می توان برای مقیاس های بزرگتر به کار برد. روش GOD ممکن است برای طراحی منطقه های با مساحت های بزرگ مانند مدیریت زمی ن مناسب باشد، در حالی که در روش دراستیک دقت و استفاده ی واقعی تری در پژوهش های دقیق زمین شناسی هست [۱۸].

کزلوسکی و سوچکا (۲۰۱۹) مدل دراستیک تغییر یافته یی را برای ارزیابی آسیب پذیری آب زیرزمینی به آلودگی معرفی کردند. این مدل ابزاری سودمند برای پشتیبانی از طرح های برنامه ریزی توسعه ی محلی و منطقه یی می دهد. در مدل داده شده (در لهستان) کاربری زمین به مدل دراستیک اصلی اضافه شد. برای آزمایش صحت مدل های دراستیک و دراستیک تغییر یافته اندازه ی نترات به کار برده شد. نتیجه نشانگر آن بود که مدل دراستیک تغییر یافته دقت پی



شبینی بیش تری از مدل پیشین داشت. شاخص همبستگی پیرسون نیز بیانگر ارتباط بین ضریب آسیب پذیری و غلظت نترات  $59/0$  / برای قبل و  $69/0$  برای بعد از تغییر مدل (بود) [۱۹].

نوین پور و همکاران (۲۰۱۷) در ارزیابی آسیب پذیری آبخوان باراندوز چای دشت ارومیه با استفاده از ترکیب شاخص DRASTIC و SI و SINTACS، و مقایسه نتایج به دست آمده با داده های نترات بر اساس شاخص همبستگی CI نشان داد که روش ترکیبی دارای همبستگی بیشتری نسبت به مدل های منفرد SINTACS, DRASTIC, SI دارد. بر اساس روش ترکیبی حاصل از سه مدل ۴۰، ۲۵ و ۳۵ درصد مساحت از آبخوان دشت به ترتیب در محدوده ی آسیب پذیری کم، متوسط و زیاد قرار دارد [۲۰].

پژوهش هایی که تاکنون در این منطقه انجام شده است بررسی های کمی و کیفی منابع آبی آبخوان باراندوز چای دشت ارومیه، پژوهش های زمین شناسی منطقه، پژوهش های آب زمین شناختی، پژوهش های زمین فیزیکی و اکتشافی (شرکت حفاری نوین آب ارومیه ۲۰۰۶ و ارزیابی آلودگی آن و ارزیابی آسیب پذیری با سه روش دراستیک، سینتکس و اس آی بوده است. مقایسه تغییرات زمانی آسیب پذیری آبخوان دشت باراندوز چای با از استفاده از دو مدل DRASTIC و SINTACS طی دوبازه زمانی مختلف نخستین بار در این تحقیق ارزیابی می شود. بررسی و شناسایی بخش هایی از منطقه با پتانسیل آلودگی بالا طی مدت زمان مشخص شده شناسایی شد. داده های نترات نیز برای صحت سنجی و تطابق نقشه های آسیب پذیری به کار برده شد. شاخص همبستگی برای هر روش محاسبه و در نهایت مقایسه کارایی مدل های استفاده شده می باشد.

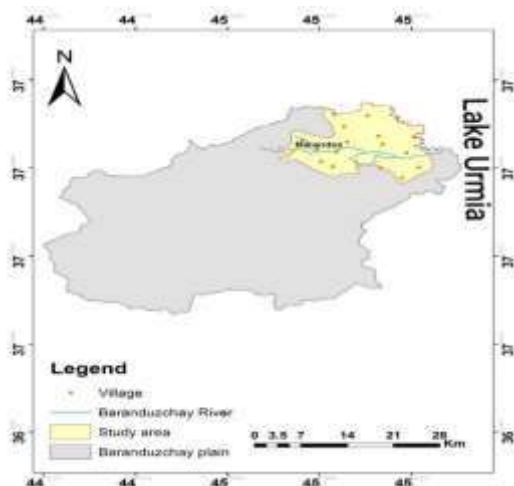
## ۲- مواد و روش ها

### ۲-۱ - منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز باراندوز چای با مساحت  $1203$  کیلومتر مربع در شمال غرب کشور بین دریاچه ارومیه و مرز ایران و کشورهای عراق و ترکیه واقع شده است. گستردگی جغرافیایی این حوضه از  $44$  درجه و  $45$  دقیقه تا  $45$  درجه و  $14$  دقیقه طول شرقی و  $37$  درجه و  $6$  دقیقه تا  $37$  درجه و  $29$  دقیقه عرض شمالی است و مساحت دشت باراندوز چای حدود  $350$  کیلومتر مربع است. دسترسی به منطقه مطالعاتی از طریق جاده های ارومیه به مهاباد و ارومیه به اشنویه امکانپذیر است که تقریباً به موازات یکدیگر و در جهت عمومی جنوب از بخشهای انتهایی حوضه آبریز باراندوز چای میگذرند. منبع آب سطحی آن رودخانه باراندوز چای میباشد. شاخه اصلی باراندوز چای که از کوه های بوزسینا و مورگ زیارت سرچشمه میگیرد، سرآغاز دارای جهت جریان به تقریب جنوبی - شمالی است سپس با جهت جنوب باختری - شمال خاوری وارد منطقه غرب ارومیه میشود. از نظر اقلیمی حوضه باراندوز چای متفاوت از سه حوضه دیگر دشت ارومیه ( نازلو چای، شهر چای و روضه چای) است و اقلیمی سردتر و مرطوبتر دارد

پهنای رودخانه در شاخه های بالا حدود  $2$  متر است که در حوالی روستای باراندوز به  $25$  متر می رسد این رودخانه پس از عبور از روستای باراندوز در چند شاخه که مهمترین آن ها رودخانه بابا رود می باشد وارد دریاچه ارومیه می شود.





شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه

### ۳- روش پژوهش

در این پژوهش از روش DRASTIC و SINTACS برای ارزیابی تغییرات زمانی آسیب پذیری آبخوان باراندوز چای دشت ارومیه استفاده شده است. در انجام این تحقیق منابع اطلاعاتی گوناگونی از جمله داده های عمق آب زیرزمینی، لاگ چاه های مشاهد های، و نقشه توپوگرافی منطقه برای تهیه پارامترهای مدل دراستیک و سینتکس به کار گرفته شد. با تجزیه و تحلیل این اطلاعات در محیط نرم افزاری اراک جی ای اس نقشه پهنه بندی آسیب پذیری آبخوان باراندوز چای تهیه شد. (توضیحات کامل درخصوص چگونگی ارزیابی هریک از پارامترها و تهیه نقشه آسیب پذیری در بخش بحث و نتایج ارائه شده است).

#### ۳-۱- مدل DRASTIC

مدل دراستیک توسط آژانس حفاظت محیط زیست آمریکا (US-EPA) به منظور تعیین پتانسیل آلودگی آب های زیرزمینی توسعه یافته است [۲۱]. این مدل پتانسیل آلودگی یک ناحیه را با جمع کردن عوامل کلیدی موثر بر انتقال مواد آلاینده محلول ارزیابی می کند. این مدل برپایه هفت پارامتر: عمق آب زیرزمینی (D)، میزان تغذیه خالص (R)، محیط آبخوان (A)، محیط خاک (S)، توپوگرافی (T)، تاثیر محیط غیراشباع (I) و هدایت هیدرولیکی (C) پایه گذاری شده است. اطلاعات حاصل از این پارامترها به طور تلفیقی تجزیه و تحلیل و سپس توسط سامانه اطلاعات جغرافیایی (پردازش می شوند. در روش دراستیک به هر پارامتر یک رتبه و یک وزن (از ۱ تا ۵) بر حسب اهمیت پارامتر اختصاص داده می شود. رتبه ی پارامترهای دراستیک بین ۱ تا ۱۰ متغیر است، به طوری که ۱ به معنای کمترین و ۱۰ به معنای بیشترین خطر برای آلودگی آب زیرزمینی در نظر گرفته میشود [۲].

شاخص دراستیک براساس وزن دهی به مجموع هفت پارامتر با استفاده از رابطه (۱) زیر بدست می آید.

$$DI = D_r D_w + R_r R_w + A_r A_w + S_r S_w + T_r T_w + I_r I_w + C_r C_w \quad \text{رابطه (۱)}$$

#### ۳-۲- مدل SINTACS

پارامترهای هفت گانه مدل SINTACS مشابه به پارامترهای دراستیک می باشد ولی با وزن ها و رتبه های متفاوت تهیه می گردد. مدل SINTACS نسبت به مدل دراستیک انعطاف پذیر می باشد. شاخص آسیب پذیری مدل SINTACS با استفاده از رابطه ی (۲) محاسبه شد.

$$I = \sum_{i=1}^n P_i \times W_i \quad \text{رابطه (۲)}$$

جدول ۱: وزن‌ها و رتبه‌های نسبت داده شده به پارامترهای دراستیک (Aller 1987)

| رتبه | توپوگرافی                           | رتبه | عمق آب زیرزمینی                |
|------|-------------------------------------|------|--------------------------------|
| ۱۰   | ۰ - ۲                               | ۱۰   | ۰ - ۱/۵                        |
| ۹    | ۲ - ۶                               | ۹    | ۱/۵ - ۴/۵                      |
| ۵    | ۶ - ۱۲                              | ۷    | ۴/۶ - ۹/۱                      |
| ۳    | ۱۲ - ۱۸                             | ۵    | ۹/۱ - ۱۵/۲                     |
| ۱    | ۱۸ <                                | ۳    | ۱۵/۲ - ۲۲/۹                    |
|      |                                     | ۲    | ۲۲/۹ - ۳۰/۵                    |
|      |                                     | ۱    | 30/5 <                         |
|      | وزن نسبی: ۱                         |      | وزن نسبی: ۵                    |
| رتبه | محیط غیراشباع                       | رتبه | تغذیه خالص                     |
| ۹    | گراول و ماسه                        | ۱    | ۰ - ۵                          |
| ۷    | ماسه و گراول با مقدار کمی سیلت و رس | ۳    | ۵ - ۱۰                         |
| ۵    | گراول و ماسه با سیلت                | ۴    | ۱۰ - ۱۵                        |
| ۴    | رس و سیلت همراه با مقداری ماسه      | ۶    | ۱۵ - ۲۰                        |
|      |                                     | ۸    | ۲۰ - ۲۵                        |
|      |                                     | ۹    | ۲۵ - ۳۰                        |
|      |                                     | ۱۰   | ۳۰ <                           |
|      | وزن نسبی: ۵                         |      | وزن نسبی: ۴                    |
| رتبه | هدایت هیدرولیکی                     | رتبه | محیط آبخوان                    |
| ۱    | ۰ - ۱۰                              | ۸    | گراول و ماسه                   |
| ۳    | ۱۰ - ۲۰                             | ۶    | ماسه به همراه مقداری سیلت و رس |
| ۵    | ۲۰ - ۲۵                             | ۴    | رس و سیلت همراه با مقداری ماسه |
| ۶    | ۲۵ - ۳۰                             | ۲    | رس و سیلت                      |
| ۸    | ۳۰ - ۳۵                             |      | وزن نسبی: ۳                    |
| ۹    | ۳۵ - ۴۰                             | رتبه | محیط خاک                       |
| ۱۰   | ۴۰ <                                | ۱۰   | گراول                          |
|      |                                     | ۹    | ماسه                           |
|      |                                     | ۶    | لوم ماسه‌ای                    |
|      |                                     | ۵    | لوم                            |
|      |                                     | ۳    | لوم سیلتی رسی                  |
|      | وزن نسبی: ۳                         |      | وزن نسبی: ۲                    |

جدول ۲: وزن‌ها و رتبه‌های نسبت داده شده به پارامترهای (SINTACS (civita & De Maio, 1997)

| رتبه | محیط آبخوان                 | رتبه | عمق آب زیرزمینی |
|------|-----------------------------|------|-----------------|
| ۹    | گراول و ماسه                | ۹    | ۲/۵ - ۱/۵       |
| ۷    | ماسه                        | ۸    | ۴/۵ - ۲/۵       |
| ۶    | رس و سیلت همراه با کمی ماسه | ۷    | ۶ - ۴/۵         |
| ۳    | رس و سیلت                   | ۶    | ۸ - ۶           |
|      |                             | ۵    | ۱۰ - ۸          |
|      |                             | ۴    | ۱۷ - ۱۰         |
|      |                             | ۳    | ۲۵ - ۱۷         |

|      |                 |      |                             |
|------|-----------------|------|-----------------------------|
|      |                 | ۲    | ۴۰-۲۵                       |
|      | وزن نسبی: ۳     |      | وزن نسبی: ۵                 |
| رتبه | هدایت هیدرولیکی | رتبه | تغذیه خالص                  |
| ۹    | >۸۰             | ۱    | ۲۵-۰                        |
| ۸    | ۸۰-۴۰           | ۲    | ۴۰-۲۵                       |
| ۷    | ۴۰-۲۸           | ۳    | ۶۵-۴۰                       |
| ۶    | ۱۲-۴            | ۴    | ۹۰-۶۵                       |
| ۵    | <۴              | ۵    | ۱۱۰-۹۰                      |
|      | وزن نسبی: ۳     |      | وزن نسبی: ۴                 |
| رتبه | توپوگرافی       | رتبه | محیط غیر اشباع              |
| ۱۰   | ۳-۰             | ۹    | ماسه و گراول                |
| ۹    | ۵-۳             | ۷    | ماسه                        |
| ۸    | ۷-۵             | ۵    | رس و سیلت همراه با کمی ماسه |
| ۷    | ۱۰/۷-۵          | ۲    | رس و سیلت                   |
| ۶    | ۱۳/۵-۱۰/۵       |      | وزن نسبی: ۵                 |
| ۵    | ۱۶/۵-۱۳/۵       | رتبه | محیط خاک                    |
| ۴    | ۱۹/۵-۱۶/۵       | ۱۰   | گراول                       |
| ۳    | ۲۳-۱۹/۵         | ۹    | ماسه                        |
| ۲    | ۲۷/۵-۲۳         | ۶    | لوم ماسه ای                 |
| ۱    | > ۲۷/۵          | ۵    | لوم                         |
|      | وزن نسبی: ۲     | ۳    | لوم سیلی-رسی                |
|      |                 |      | وزن نسبی: ۴                 |

**عمق آب زیرزمینی:** عمق سطح ایستابی به عواملی مانند میزان بارندگی، نوع آب و هوا، دوری و نزدیکی به ساحل، میزان نفوذپذیری خاک و میزان بهره برداری از آب زیرزمینی بستگی دارد. جزء عواملی است که در کنترل و پیش روی آلاینده به آبخوان نقش بسزایی را ایفا می کند، یعنی هرچه این عمق بیشتر باشد فاصله و زمان رسیدن آلاینده به آب زیرزمینی بیشتر و هرچه کمتر باشد سریع تر انتقال پیدا می کند. برای تهیه نقشه ی عمق آب زیرزمینی دشت باراندوز از داده های سطح آب پیزومترهای موجود در دشت استفاده گردید. به روش IDW درونیابی شد و در نهایت با تبدیل فایل رستری و رتبه بندی توسط آلر و همکاران نقشه نهایی عمق در هر دو بازه ی زمانی (۹۰-۹۱) و (۹۸-۹۹) تهیه شد.

**تغذیه خالص:** تغذیه خالص مقدار آبی است که به داخل زمین نفوذ کرده و به سطح ایستابی می رسد. یکی از موثرترین راه انتقال آلاینده به آب های زیرزمینی، تغذیه می باشد. به این منظور که اگر میزان تغذیه بیشتر باشد، سرعت بیشتری را جهت انتقال آلاینده به آب زیرزمینی فراهم میکند. در حالت کلی، تغذیه ی بیشتر سبب میزان آلودگی بیشتر در آبخوان می شود. نزولات جوی مهم ترین عامل انتقال آب به صورت عمودی، تغذیه توسط نزولات جوی می باشد. برای تهیه این لایه از بیان آب زیرزمینی استفاده و میزان تغذیه محاسبه شد و سپس با روش IDW درونیابی و رتبه دهی گردید.

**محیط آبخوان:** محیط آبخوان نشان دهنده ی میرایی مواد تشکیل دهنده ی آبخوان می باشد. به طور کلی هر چه مواد تشکیل دهنده ی آبخوان، از ذرات درشت تشکیل شده باشد، به دلیل میزان نفوذپذیری بالای این ذرات، میزان پتانسیل آلودگی آبخوان نیز به دلیل حرکت سریع آب بیشتر خواهد شد و زمان کمتری برای نفوذ و پتانسیل بالاتری برای آلودگی وجود دارد. داده های مربوط به محیط آبخوان باراندوز جای از لاگ چاه های اکتشافی بدست آمده است به این صورت که بر اساس جنس مواد تشکیل دهنده ی بخش اشباع آبخوان موجود در زیر سطح ایستابی، در هر یک از چاه های مشاهده ای و در هر دو بازه ی زمانی به صورت جداگانه و برحسب جنس مواد تشکیل دهنده ی آبخوان رتبه هایی بین ۲ تا ۸ به خود اختصاص داده اند. با استفاده از روش IDW درونیابی شد و نقشه ی رتبه بندی تهیه گردید.

**محیط خاک:** این قسمت که تا نفوذ ریشه گیاهان ادامه می یابد و بخش بالایی منطقه غیر اشباع می باشد و اولین قسمتی هست که در معرض آلوده کننده قرار دارد. پتانسیل آلودگی آب وقتی کمتر می شود که اندازه ذرات تشکیل دهنده ریزتر و نفوذپذیری خاک کمتر باشد. لایه ی رسی در قسمت محیط خاک، مقدار

نفوذپذیری را کاهش و وجود لایه‌ی گروالی، نفوذپذیری و در نتیجه پتانسیل آلودگی آب زیرزمینی را افزایش می‌دهد. اطلاعات این لایه با استفاده از لاگ‌های حفاری و جنس خاک تا عمق دومتری بدست آمده است.

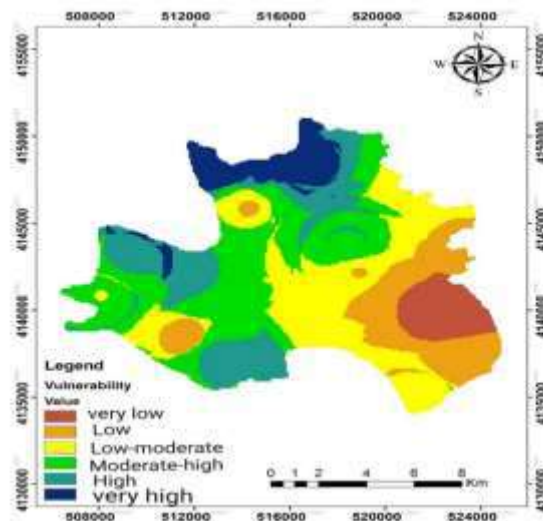
**توپوگرافی:** تغییرات شیب سطح زمین را با توپوگرافی نمایش می‌دهند. هرچه شیب کمتر باشد مدت زمان تماس آب سطحی و آلاینده بیشتر و امکان آلوده شدن آبخوان افزایش می‌یابد. برای تهیه این نقشه از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) منطقه استفاده گردید.

**محیط غیراشباع:** آلاینده برای رسیدن به آب زیرزمینی حتماً باید از این بخش عبور کند در نتیجه یکی از مهمترین لایه‌ها در مدل دراستیک محسوب می‌شود عواملی مثل تراوایی خاک و عمق آب زیرزمینی دو عامل مهم اثرگذار بر این لایه محسوب می‌شوند. جهت تهیه نقشه‌ی لایه‌ی محیط غیراشباع از لاگ چاه‌های مشاهده‌ای استفاده شده است.

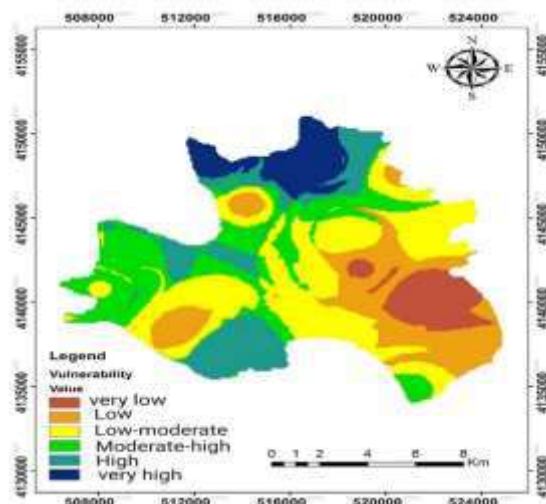
**هدایت هیدرولیکی:** انتقال آب بر توانایی مواد تشکیل شده در آبخوان را هدایت هیدرولیکی می‌نامند. هرچه میزان فضاها خالی لایه‌ها بیشتر باشد، هدایت هیدرولیکی بیشتر شده و امکان انتقال آلاینده به آبخوان افزایش می‌یابد. کنترل حرکت آلاینده و پخش آن از قسمت غیراشباع تا آبخوان، به هدایت هیدرولیکی مربوط می‌شود. با استفاده از جنس و ذرات تشکیل دهنده‌ی هدایت هیدرولیکی دشت تخمین زده شد و سپس توسط IDW درونیابی و رتبه‌بندی صورت گرفته و در نهایت نقشه هدایت هیدرولیکی دشت تهیه شد.

#### ۴- نتایج و تحلیل نتایج

بعد از تهیه هفت لایه رستری با مدل دراستیک با استفاده از جدول ۱ کلاس‌بندی و وزن‌دهی گردید. در نهایت با استفاده از منو Spatial Analyst و ابزار Raster calculator در محیط Arc GIS لایه‌های هفت‌گانه باهم تلفیق شدند و نقشه پهنه‌بندی آسیب‌پذیری آبخوان باراندوز جای تهیه گردید شاخص دراستیک DI در دو بازه زمانی محاسبه گردید. طبق شکل (۲) در بازه زمانی سال (۹۰-۹۱)، شاخص آسیب‌پذیری مدل DRASTIC در محدوده‌ی ۸۰ تا ۱۸۰ قرار گرفت که با توجه به محدوده‌ی پتانسیل آسیب‌پذیری، به شش کلاس طبقه‌بندی شد. با توجه به شکل قسمت‌های غربی و شمالی دشت دارای محدوده‌ی آسیب‌پذیری بالا و اکثر قسمت‌های مرکزی دشت دارای پتانسیل آسیب‌پذیری متوسط، قسمت غربی دشت هم مناطقی با پتانسیل آسیب‌پذیری کم قرار دارد. بیشترین مساحت آسیب‌پذیری دشت باراندوز در سال (۹۰-۹۱) مربوط به رده آسیب‌پذیری کم تا متوسط با ۳۱ درصد از مساحت کل منطقه می‌باشد. طبق شکل (۳) شاخص آسیب‌پذیری مدل DRASTIC در بازه زمانی سال (۹۸-۹۹)، در محدوده‌ی بین ۹۹ تا ۱۹۹ قرار گرفت. شاخص آسیب‌پذیری به شش کلاس طبقه‌بندی شد. با توجه به شکل (۳)، شاخص آسیب‌پذیری بالا در قسمت شمالی دشت افزایش یافته است. قسمت ابتدایی دشت همچنان در رده‌ی آسیب‌پذیری کم قرار دارد. بیشترین مساحت آسیب‌پذیری دشت باراندوز در سال (۹۸-۹۹) مربوط به رده آسیب‌پذیری متوسط تا زیاد با ۲۷/۸ درصد از مساحت کل منطقه می‌باشد.



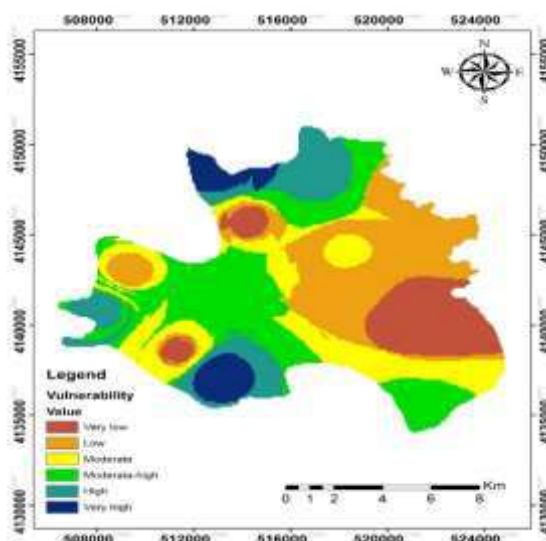
شکل ۲: نقشه نهایی آسیب‌پذیری دشت باراندوز سال ۹۰-۹۱ براساس مدل DRASTIC



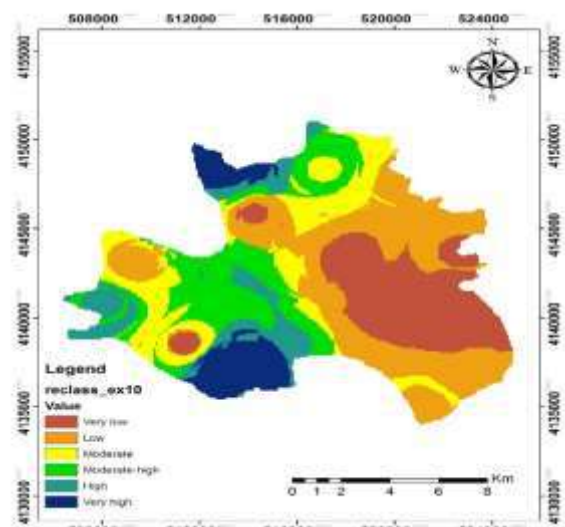
شکل ۳: نقشه نهایی آسیب پذیری دشت باراندوز سال ۹۸-۹۹ براساس مدل DRASTIC

بعد از تهیه ۷ لایه رستری مثل مدل دراستیک با استفاده از ابزار Raster calculator در محیط جی‌آی‌اس تمامی لایه‌ها تلفیق شده و نقشه‌ی آسیب‌پذیری آبخوان با مدل SINTACS برای هر دوبازه زمانی تهیه گردید. طبق شکل (۴) در بازه زمانی سال (۹۰-۹۱)، شاخص آسیب‌پذیری مدل SINTACS در محدوده‌ی ۶۴ تا ۱۶۰ قرار گرفت که با توجه به محدوده‌ی پتانسیل آسیب‌پذیری، به شش کلاس طبقه‌بندی شد. با توجه به شکل قسمت‌های شمالی و جنوبی دشت دارای محدوده‌ی آسیب‌پذیری بالا و قسمت شرقی دشت با پتانسیل آسیب‌پذیری خیلی کم قرار دارد. بیشترین مساحت آسیب‌پذیری دشت باراندوز در سال (۹۰-۹۱) مربوط به رده آسیب‌پذیری کم با ۲۸/۹ درصد از مساحت کل منطقه می‌باشد.

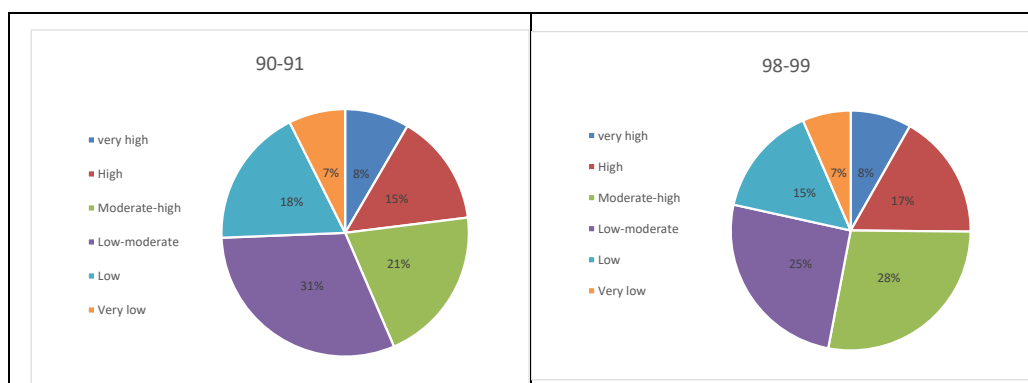
طبق شکل (۵) شاخص آسیب‌پذیری مدل SINTACS در بازه زمانی سال (۹۸-۹۹)، در محدوده‌ی بین ۷۰ تا ۱۷۴ قرار گرفت. شاخص آسیب‌پذیری به شش کلاس طبقه‌بندی شد. با توجه به شکل، در شاخص آسیب‌پذیری بالا در قسمت جنوبی و شمال دشت مشاهده می‌شود. قسمت شرقی همچنان در رده‌ی آسیب‌پذیری خیلی کم قرار دارد. بیشترین مساحت آسیب‌پذیری دشت باراندوز در سال (۹۸-۹۹) مربوط به رده آسیب‌پذیری کم با ۶۰/۲ درصد از مساحت کل منطقه می‌باشد.



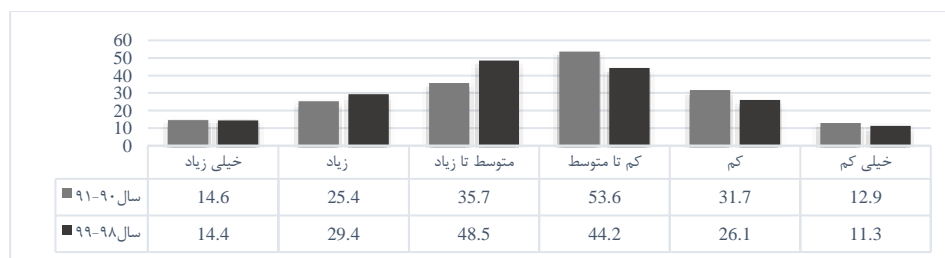
شکل ۴: نقشه نهایی آسیب پذیری دشت باراندوز سال ۹۰-۹۱ به روش SINTACS



شکل ۵: نقشه نهایی آسیب پذیری دشت باراندوز سال ۹۱-۹۰ به روش SINTACS

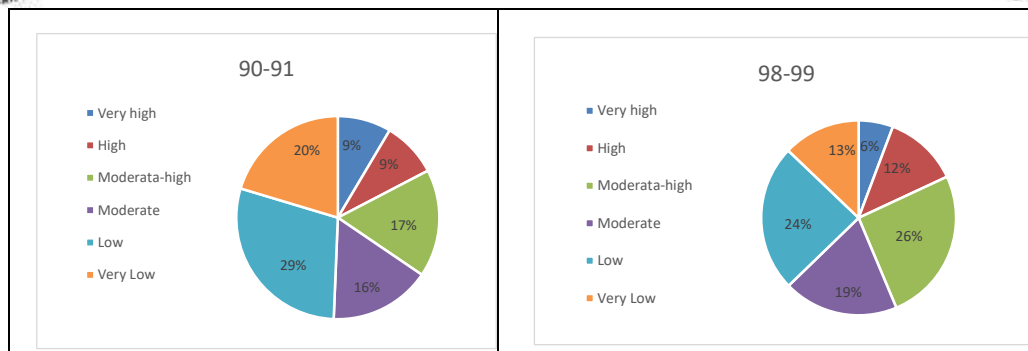


شکل ۶: محدوده ی آسیب پذیری دشت باراندوز بر اساس مدل DRASTIC

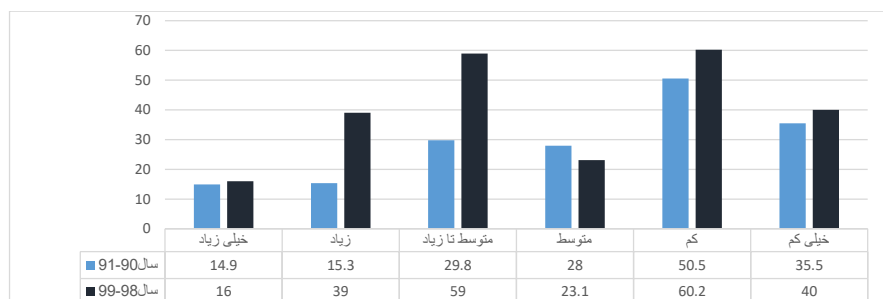


نمودار ۱: مساحت نواحی به تفکیک کلاس آسیب پذیری دشت باراندوز بر اساس مدل DRASTIC





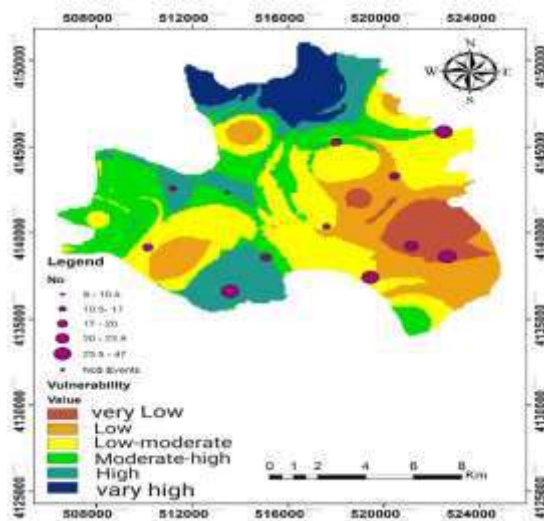
شکل ۷: محدوده ی آسیب پذیری دشت باراندوز بر اساس مدل SINTACS



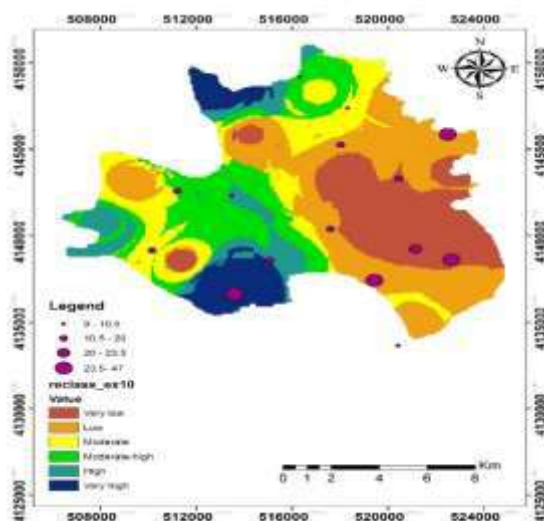
نمودار ۲: مساحت نواحی به تفکیک کلاس آسیب پذیری دشت باراندوز بر اساس مدل SINTACS

#### ۱-۴- صحت سنجی

در صحت سنجی از روش های اندازه گیری صحرایی برای تخمین آلودگی با استفاده داده های اندازه گیری صحرایی نیترا و با کمک شاخص آسیب پذیری، از نقشه پهنه بندی نقاط اندازه گیری شده که با به کارگیری اطلاعات چاه های مشاهده ای تهیه شده استفاده می گردد به این صورت که مقادیر یون نیترا ۱۵ چاه نمونه برداری در منطقه مورد مطالعه به منظور صحت سنجی مدل ها از محیط اکسل به نرم افزار GIS فراخوانی شد سپس با کمک این داده ها نقشه رستری آبخوان تهیه شد و  $\min$  و  $\max$  آلودگی برای هر نقطه بر روی نقشه نشان داده شد در نهایت با انطباق این نقشه و نقشه شاخص آسیب پذیری به این نتیجه می رسیدیم که نقاط با پتانسیل با توزیع غلظت یون نیترا موجود در آبخوان منطقه مورد مطالعه مطابقت داشته است یعنی نقاط دارای نیترا پایین و بالا در قسمت هایی از آبخوان که آسیب پذیری آنها به ترتیب کم و زیاد است قرار دارد. و این امر دقت و صحت مدل های استفاده شده در این پژوهش را تایید می نماید. با توجه به این نکته که در منطقه باراندوز جای زمین های کشاورزی زیادی دارد لذا از کودهای حیوانی و شیمیایی حاوی نیترا زیاد استفاده می شود.



شکل ۸: انطباق یون نیترات با نقشه نهایی سال ۹۸-۹۹ DRASTIC



شکل ۹: انطباق یون نیترات با نقشه نهایی سال ۹۸-۹۹ SINTACS

## ۲-۴- ارزیابی کارایی مدل های آسیب پذیری

با انطباق نقشه پراکندگی نیترات بر روی هر دو مدل SINTACS و DRASTIC نقشه های آسیب پذیری حاصل از نیترات اندازه گیری شده از طریق داده های صحرائی مطابقت درستی داد لذا اکثر نقاط دارای نیترات بالا مربوط به مناطق با پتانسیل آسیب پذیری زیاد هستند. برای مقایسه کارایی بهترین مدل در منطقه مورد مطالعه از روش شاخص همبستگی (CI) برای هر دو مدل دراستیک و سینتاکس استفاده گردید. برای صحت سنجی مدل ها از داده های نیترات منطقه کمک گرفته شد بدین صورت که مقادیر نیترات در چهار گروه نیترات خیلی کم، کم، متوسط، زیاد تقسیم بندی گردید و در مرحله ی بعد تعداد چاه هایی که مقادیر نیترات آنها با نقشه های آسیب پذیری دارای ارزش برابر و یکسان بود و در یک گروه قرار گرفته بودند را در ۴ ضرب می کنیم و بقیه چاه هایی که مقادیر نیترات و گروه و نقشه آسیب پذیری آنها به مقدار ۱، ۲ و ۳ اختلاف دارند به ترتیب در ۲، ۱ و ۳ ضرب می کنیم در نهایت مقادیر بدست آمده را باهم جمع کرده و شاخص همبستگی CI محاسبه شد. CI اگر عدد بزرگتری نشان دهد گویای این است که همبستگی بیشتر می باشد در مدل مورد استفاده شده. مدل DRASTIC بیشترین شاخص همبستگی را دارد در نتیجه بهترین مدل برای ارزیابی آسیب پذیری آبخوان باراندوزچای انتخاب می شود.

جدول ۳: تطبیق چاه های اندازه گیری نیترات با روش های SINTACS و DRASTIC

| مدل     | دسته بندی | غلظت نیترات |    |       |      |           | CI |
|---------|-----------|-------------|----|-------|------|-----------|----|
|         |           | خیلی کم     | کم | متوسط | زیاد | خیلی زیاد |    |
| SINTACS | خیلی کم   | ۳           | ۲  | ۰     | ۱    | ۰         | ۶۶ |
|         | کم        | ۰           | ۱  | ۷     | ۲    | ۰         |    |
|         | متوسط     | ۰           | ۱  | ۲     | ۱    | ۰         |    |
|         | زیاد      | ۰           | ۰  | ۲     | ۰    | ۰         |    |
|         | خیلی زیاد | ۰           | ۰  | ۰     | ۰    | ۱         |    |
| DRASTIC | خیلی کم   | ۵           | ۰  | ۰     | ۰    | ۰         | ۶۸ |
|         | کم        | ۱           | ۸  | ۱     | ۲    | ۰         |    |
|         | متوسط     | ۰           | ۳  | ۴     | ۰    | ۰         |    |
|         | زیاد      | ۰           | ۰  | ۱     | ۱    | ۱         |    |
|         | خیلی زیاد | ۰           | ۰  | ۰     | ۰    | ۰         |    |

## ۵- نتیجه گیری

در بازه زمانی سال (۹۱-۹۰)، شاخص آسیب پذیری مدل DRASTIC در محدوده ۸۰ تا ۱۸۰ قرار گرفت در قسمتهای غربی و شمالی دشت دارای محدوده ی آسیب پذیری بالا و قسمت غربی دشت هم مناطقی با پتانسیل آسیب پذیری کم قرارداد. و در بازه زمانی سال (۹۹-۹۸)، در محدوده ی بین ۱۹۹ تا ۱۹۹ قرار گرفت. شاخص آسیب پذیری بالا در قسمت شمالی دشت افزایش یافته است. قسمت شرقی دشت همچنان در رده ی آسیب پذیری کم قرار دارد. در بازه زمانی سال (۹۱-۹۰)، شاخص آسیب پذیری مدل SINTACS در محدوده ی ۶۴ تا ۱۶۰ قرار گرفت. در قسمتهای شمالی و جنوبی دشت دارای محدوده ی آسیب پذیری بالا و قسمت شرقی دشت با پتانسیل آسیب پذیری خیلی کم قرار دارد. شاخص آسیب پذیری مدل SINTACS در بازه زمانی سال (۹۹-۹۸)، در محدوده ی بین ۷۰ تا ۱۷۴ قرار گرفت. که شاخص آسیب پذیری بالا در قسمت جنوبی افزایش یافته است ولی قسمت شرقی همچنان در رده ی آسیب پذیری خیلی کم قرار دارد. با توجه به نتایج بدست آمده حاصل از مدل DRASTIC, SINTACS برای آبخوان باراندوزچای مشاهده می شود که شاخص های آسیب پذیری آبخوان مدل های سال ۹۹-۹۸ افزایش پیدا کرده است. به طوری که برداشت های بی رویه و غیر مجاز موجب گردیده که سطح ایستابی سفره کاهش یافته و زمان رسیدن آلودگی به آن بیشتر شود. و در نهایت موجب افزایش شاخص آسیب پذیری در طی بازه زمانی ۹۹-۹۸ شده است. به منظور مقایسه کارایی بین مدل های DRASTIC و SINTACS شاخص همبستگی (CI) بین لایه نیترات و نقشه های آسیب پذیری مدل های یاد شده محاسبه شد و نتیجه ی این مقایسه نشان داد مدل دراستیک با بالاترین شاخص همبستگی (۶۸) به عنوان بهترین مدل برای ارزیابی آسیب پذیری آبخوان باراندوزچای انتخاب شد. باوجود رونق فراوان کشاورزی در منطقه مورد مطالعه و با توجه به این که پتانسیل آسیب پذیری آبخوان در حال افزایش است لذا استفاده از روش های نوین آبیاری در بخش کشاورزی برای کاهش میزان مصرف آبهای زیرزمینی و مدیریت صحیح استفاده از کودهای شیمیایی و حیوانی پیشنهاد می شود.

## ۶- مراجع

- [1]. Vrba, Jiri; and Zoporozec, Alexander; 1994, Guidebook on mapping groundwater vulnerability, International Contributions to Hydrogeology, Verlag Heinz Heise GmbH and Co, KG.
- [2]. Babiker, I . S., Mohammed , M . A . Hiyama , T., kato ., (2005) . A GIS-based DRASTIC model for assessing aquifer vulnerability in kekamig heightss, gifu prafaektüre, canter japan , Sci Total Environ, vol 354, pp.127–140.
- [3]. Antonakos, Andreas.K; and Lambrakis, Nikolaos. I; 2007, Development and testing of three hybrid methods for the assessment of aquifer vulnerability to nitrates based on the drastic model, an example from NE Korinthia, Greece, Journal of Hydrology, pp. 288– 304.
- [4]. Dixon B. 2005. Groundwater vulnerability mapping: A GIS and fuzzy rule based integrate tool. Applied Geography. 25(4): 327–347.
- [5]. Almasri MN. 2008. Assessment of intrinsic vulnerability to contamination for Gaza Coastal aquifer. Palestine Journal of Environ. Management. 88(4): 577–593.
- [6]. Shekhar Sh, Chandra A. Pandey. 2014. Delineation of groundwater potential zone in hard rock terrain of India using Remote Sensing, Geographical Information System (GIS) and Analytic Hierarchy Process (AHP) techniques. Geocarto International. 30(4): 402-421.
- [7]. Anane M, Abidi B, Lachaal F, Limam A, Jellali S. 2015. GIS-based Drastic, pesticide Drastic and the usceptibility Index (SI): Comparative study for evaluation of pollution potential in the Nabeul-Hammamet shallow aquifer, methodology for assessing groundwater vulnerability in the Gümüşhacıköy and Merzifon basin (Amasya, Turkey). Earth Sci. Res. SJ. 17(1): 33–40.
- [8]. Sharadqah S. 2017. Contamination risk evaluation of groundwater in the canton of portoviejo-ecuador, using Susceptibility Index and two intrinsic vulnerability models. American Journal of Environmental Sciences. 13(1): 65–76.
- [9]. Niknam R, Mohammadi K, Majd VJ. 2007. Groundwater Vulnerability Evaluation of Tehran-Karaj Aquifer Using DRASTIC Method and Fuzzy Logic. Iran-Water Resources Research. 3(2): 39–47. (In Persian).
- [10]. Khosravi Kh, habibnejad M, Solaimani K, Babaei KH. 2012. Assessment of groundwater
- [11]. vulnerability using a-GIS based DRASTIC Model (Case study: Dehgolan Plain, Kurdistan Province). Journal of Watershed Management Research. 3(5):42– 62. (In Persian).
- [12]. Rezaei F, Safavi HR, Ahmadi A. 2013. Groundwater vulnerability assessment using fuzzy logic: a case study in the Zayandehrood aquifers, Iran. Environmental management. 51(1): 267–277.
- [13]. Mirzaei S. 2009. Valuation vulnerability and preparation of contamination risk maps of Shahrekord aquifer by using GIS and DRASTIC and SINTACS models. Master Thesis. University of Shahrekord. (In Persian.)
- [14]. Aydi W, Saidi S, Chalbaoui M, Chaibi S, Ben Dhia H. 2013. Evaluation of the groundwater
- [15]. vulnerability to pollution using an intrinsic and a specific method in a GIS environment: Application to the Plain of Sidi Bouzid (Central Tunisia). Arabian Journal for Science and Engineering. 38(7): 1815– 1831.
- [16]. Ghosh A, Kumar Tiwari A, Das S. 2015. A GIS based Drastic model for assessing groundwater vulnerability of Katri Watershed, Dhanbad, India. Modeling earth systems and environment. pp: 1–15.
- [17]. Javanshir G, Nadiri AA, Sadeghfam S, Abbas Novinpour E. 2016. Introducing a new method to aquifer vulnerability assessment of Moghan plain based on combination of DRASTIC, SINTACS and SI methods. Journal of Ecohydrology. 3(4):491–503. (In Persian).
- [18]. Aboulouafa M, Taouil H, Ibn Ahmed S, Tairi A, Arouya K, Hsaissoune M. 2017.Sintacs and Drastic models for groundwater vulnerability assessment and mapping using a GIS and remote sensing techniques: A Case study on Berrechid Plain. IOSR Journal of Engineering. 7(5): 23–30.



- [19]. Tidoune, PBD Ndao, S Ba A, Dlaw EHB. 2017. Assessment of groundwater vulnerability by Susceptibility Index (SI) method in the Niayes Area, Senegal. *Journal of Scientific and Engineering Research*. 4(11): 247–257.
- [20]. Maria R. 2018. Comparative studies of groundwater vulnerability assessment. *Global Colloquium on GeoSciences and Engineering*. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 18(1): 012018.118 012018.
- [21]. Kozłowski M, Sojka M. 2019. Applying a modified DRASTIC model to assess unsupervised learning. *Water Resour. Manage*. 32(9): 3023–3040.
- [22]. Abbas Novinpour , E ., Yaghoubi ,s., and Asghari Mogahaddam , A., Determining the Vulnerability of Barandouzchi Aquifer Plain, urmia, using the Combinatination of DRASTIC, SI, and SINSTAC Index.
- [23]. Aller, Linda; Bennett, Truman; Lehr, Jay.H; Petty, Rebecca.; and Hackett, Glen;1987, DRASTIC: A Standardized System for Evaluating Ground Water Pollution Potential Using Hydrogeologic Settings, EPA 600/2-87-035. U.S. Environmental Protection Agency, Ada, Oklahoma.

## ارتباط میان رخساره‌های دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار اکسید آهن - آپاتیت ذاکر، شرق زنجان

سیده زهرا واقفی<sup>۱\*</sup>، مجید قادری<sup>۲</sup>، حسینعلی تاج‌الدین<sup>۳</sup>، سعید صحتی قراملکی<sup>۱</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

z\_vaghefi@modares.ac.ir

saeedsehati@modares.ac.ir

۲- استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

mghaderi@modares.ac.ir

۳- استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

h.tajeddin@modares.ac.ir

### چکیده

کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت امروزه به‌عنوان عضوی از یک گستره وسیع از ذخایر در سامانه دگرسانی اکسید آهن قلیایی رده‌بندی می‌شوند. تشکیل این تیپ از ذخایر با مراحل مختلف دگرسانی همبستگی بالایی دارد. با توجه به الگوهای دگرسانی در این ذخایر، کانسار ذاکر واقع در شرق زنجان، شباهت انکارناپذیری با ذخایر کمان ماگمایی Great Bear دارد. در این پژوهش الگوهای دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار ذاکر مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس مطالعات صحرایی، و با استفاده از پتروگرافی و کانه‌نگاری مقاطع میکروسکوپی و نتایج آنالیز XRD، ۵ رخساره دگرسانی تفکیک شدند که عبارتند از: رخساره سدیک دما بالا، رخساره کلسیک - آهن دما بالا، رخساره پتاسیک - آهن دما بالا، رخساره پتاسیک - آهن دما پایین و رخساره سیلیسی. با توجه به ارتباط بافتی و زمانی که کانه‌ها با دگرسانی‌ها، مهمترین رخساره دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی مگنتیت، رخساره کلسیک دما بالا بوده و رخساره پتاسیک - آهن دما بالا تا پایین، مهمترین رخساره در ارتباط با کانه‌زایی فلزات پایه به‌ویژه مس می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** اکسید آهن - آپاتیت، دگرسانی، کانه‌زایی، کانسار، ذاکر

**Abstract:** Iron oxide-apatite deposits are classified as a member of a wide range of deposits in the iron oxide alkali alteration system. The formation of this type of deposits has a high correlation with different stages of alteration. According to the alteration patterns in these deposits, the Zaker deposit, situated in the east of Zanzan, has an undeniable similarity with the Great Bear magmatic arc deposits. Alteration and mineralization patterns in the Zaker deposit are investigated in this research. Based on field studies and using petrography and mineralography of thin sections and the results of XRD analysis, 5 alteration facies were detected., and they are: high-temperature sodic facies, high-temperature calcic-iron facies, high-temperature potassic-iron facies, low-temperature potassic-iron facies and siliceous facies. According to the textural and temporal relationship of ores with alteration, the most important alteration facies related to magnetite mineralization is the high temperature calcic- iron facies and the high to low temperature potassic-iron facies is the most important facies related to the mineralization of base metals, especially copper.

**Key words:** Iron oxide- apatite, alteration, mineralization, deposit, Zaker

### ۱- مقدمه

دگرسانی، براساس تعاریف کلاسیک همواره بخش مهمی از مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی منابع معدنی یا غیرمعدنی بوده است، چراکه در امور معدنی، همواره راهی بسیار آسان، کم‌هزینه و سهل‌الوصول در اکتشاف انواع ذخایر محسوب گردیده و نیز در بحث مطالعات زمین‌شناسی و تاریخچه شکل‌گیری ذخیره شاهد بسیار خوبی از سرنوشت زمین‌شناسی آن ذخیره است و کمک بسیار شایسته‌ای در بازسازی وقایع و تعیین جایگاه ماده معدنی در دل زمین دارد. در برخی از انواع تیپ‌های کانه‌زایی، دگرسانی با اهمیت بسیار بیشتر خودنمایی می‌کند، زیرا ارتباط هر بخش دگرسانی، کلیدی بسیار دقیق بر رفتار ماده معدنی است. کانسار ذاکر نمونه‌ای از کانسارهای IOA است که در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم (امینی و امینی چهرق، ۱۳۷۹) و در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ (Stöcklin and Eftekharneshad, 1969) زنجان قرار دارد و از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، این منطقه بخشی از زیرپهنه طارم در پهنه طارم- هشتجین و در کمان

ماگمایی البرز (پهنه ساختاری البرز - آذربایجان) است. این کانسار به دلیل توسعه انواع دگرسانی و روابط معنادار آنها با کانه‌زایی، شاهد بسیار خوبی از اهمیت دگرسانی در این تیپ از ذخایر می‌باشد. در پژوهش پیش رو، به کمک پتروگرافی و آنالیز XRD هر زون دگرسانی به‌خوبی بررسی شد و در قالب رخساره‌های دگرسانی معرفی شده، و در خلال آن ارتباط هر رخساره با کانه‌زایی مرتبط نیز بحث شده است. لازم به ذکر است که کانی‌شناسی به روش XRD و آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب به روش XRF، در آزمایشگاه بخش زمین‌شناسی دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس انجام شده است.

## ۲- بحث

تاکنون مطالعات گسترده‌ای پیرامون کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت (Iron Oxide Apatite: IOA) و اکسید آهن - مس - طلا (Iron Oxide Copper Gold: IOCG)، به عنوان ذخایر دربردارنده عناصر مهمی نظیر آهن، مس، طلا و گاه عناصر نادر خاکی (REE) و فسفر صورت گرفته است. بعضی منابع، این دو نوع کانسار را دو قطب یک طیف در نظر گرفته و تحت تعریف کلی سامانه کانه‌زایی دگرسان شده قلیایی اکسید آهن (Iron Oxide Alkali Altered: IOAA) طبقه‌بندی کرده‌اند (Porter, 2010; Rodriguez-Mustafa et al., 2020; Simon et al., 2018).

دگرسانی قلیایی اکسید آهن، به فرآیندهایی که در آن سنگ میزبان توسط سیالات گرمایی از فلزات قلیایی مانند سدیم، کلسیم، پتاسیم و فلزات مهم مانند آهن غنی شده، اطلاق می‌شود. این غنی‌شدگی، صرفنظر از کانی‌شناسی کانه‌ها و کانی‌های سنگ میزبان، رابطه با توده نفوذی، عمق تشکیل آنها، به دلیل اینکه حاوی مقادیر قابل توجهی اکسیدهای آهن است بسیار حائز اهمیت هستند (Porter, 2010).

زون طارم بخشی از کمان ماگمایی البرز غربی به سن سنوزوئیک می‌باشد (Nabatian et al., 2015) (شکل ۲- الف) و شامل مجموعه ذخایر متناسب به ذخایر اکسید آهن - آپاتیت شرق زنجان است که کانسارهای مهمی نظیر گلستان‌آباد (کردیان، ۱۳۹۷)، ذاکر (خان‌محمدی، ۱۳۸۶)، اسکند، سرخه‌دیزج (نباتیان قشلاق، ۱۳۸۷؛ Nabatian et al., 2013)، آراسو (داودی، ۱۳۹۸) و مروارید (نباتیان قشلاق، ۱۳۹۱) در این مجموعه قرار می‌گیرند (شکل ۲- ب). کانسار ذاکر در نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ورقه طارم قرار دارد، پس به‌طور کلی، سنگ‌شناسی محدوده تنها محدود به سنگ‌های آذرین بوده، که شامل سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی است. از این بین، کانی‌سازی تنها در واحد نفوذی کوارتز مونزونیت رخ داده است. طبق نقشه طارم، محدوده این کانسار کاملاً در داخل توده نفوذی قرار گرفته است و میزبان اصلی این توده از قسمت‌های شمال نقشه، واحدهای  $E_{K-A}^3$ ،  $E_{K-A}^5$  و  $E_{K-A}^6$  می‌باشند و در قسمت‌های جنوبی نقشه به رسوبات کواترنری محدود می‌شود. کانسار ذاکر با انواع کانه‌زایی IOA در ایران (باقی) (Heidarian et al., 2018; Majidi et al., 2021; Mehdipour Ghazi et al., 2019; مجیدی و همکاران، ۱۳۹۷) و جهان مقایسه شد، اما در این میان، الگوی دگرسانی در این منطقه شباهت بسیار زیادی با الگوهای دگرسانی در کمان ماگمایی Great Bear دارد (Corriveau et al., 2016).

بر پایه مطالعاتی که در کمان ماگمایی Great Bear در طی سالیان متمادی انجام گرفته است، یک مدل طبقه‌بندی دگرسانی برای این کمان توسط Corriveau و همکاران در سال ۲۰۱۶ پیشنهاد شد که تکامل سامانه‌های گرمایی اکسید آهن قلیایی و ذخایر IOA و ذخایر IOCG مگنتیتی و هماتی را نشان می‌دهد. این محققین پنج مرحله اصلی دگرسانی را تعریف کردند که منعکس‌کننده کاهش عمق، دما و افزایش فوق‌گسیته اکسیژن است.

طبق مدل (Corriveau et al., 2016) تشکیل این مراحل دگرسانی با ورود ستون‌های حجیم سیال داغ با شوری بالا به محیط اتفاق افتاده است، نفوذ، گردش و صعود سیالات منشأ گرفته از ماگما(ها) تنها به‌صورت تأثیر گذاشتن روی سنگ‌های پوسته فوقانی نیست، بلکه منجر به واکنش‌های مداوم و متوالی بین سیال و سنگ شده است. با ورود سیال اولیه و آغازین (سیال ۱) به سنگ، فارغ از ترکیب سنگ‌شناسی، سیال وارد واکنش شده و رخساره شماره ۱ را تشکیل می‌دهد، و سیال خروجی از این رخساره (سیال ۲) حال علاوه بر آن بودجه عنصری که از ترکیب اولیه‌اش در آن باقی مانده، عناصری که از رخساره قبلی شسته را نیز حمل می‌کند و به همین دلیل، حاوی عناصر و لیگندهایی است که در سیال اولیه اصلاً وجود نداشتند. با ورود به افق بالاتر و کاهش دما و فشاری که متحمل شده است، مجدداً همان وقایع قبلی تکرار می‌شوند، اما این بار با بودجه عنصری، دما و فشار متفاوت، که این منجر به تشکیل رخساره متفاوت بعدی (رخساره شماره ۲)، خواهد شد. همچنین اگر فاز بعدی سیال که از توده نفوذی منشأ گرفته دارای دمای پایین‌تر و شرایط مطلوبی باشد می‌تواند رخساره شماره ۲ را بر رخساره شماره ۱ رونهشت کند. این سامانه به سمت بالا توسعه خواهد داشت. پنج رخساره تشکیل شده عبارتند از:

رخساره شماره ۱: **سدیک دما بالا (HT Na)**؛

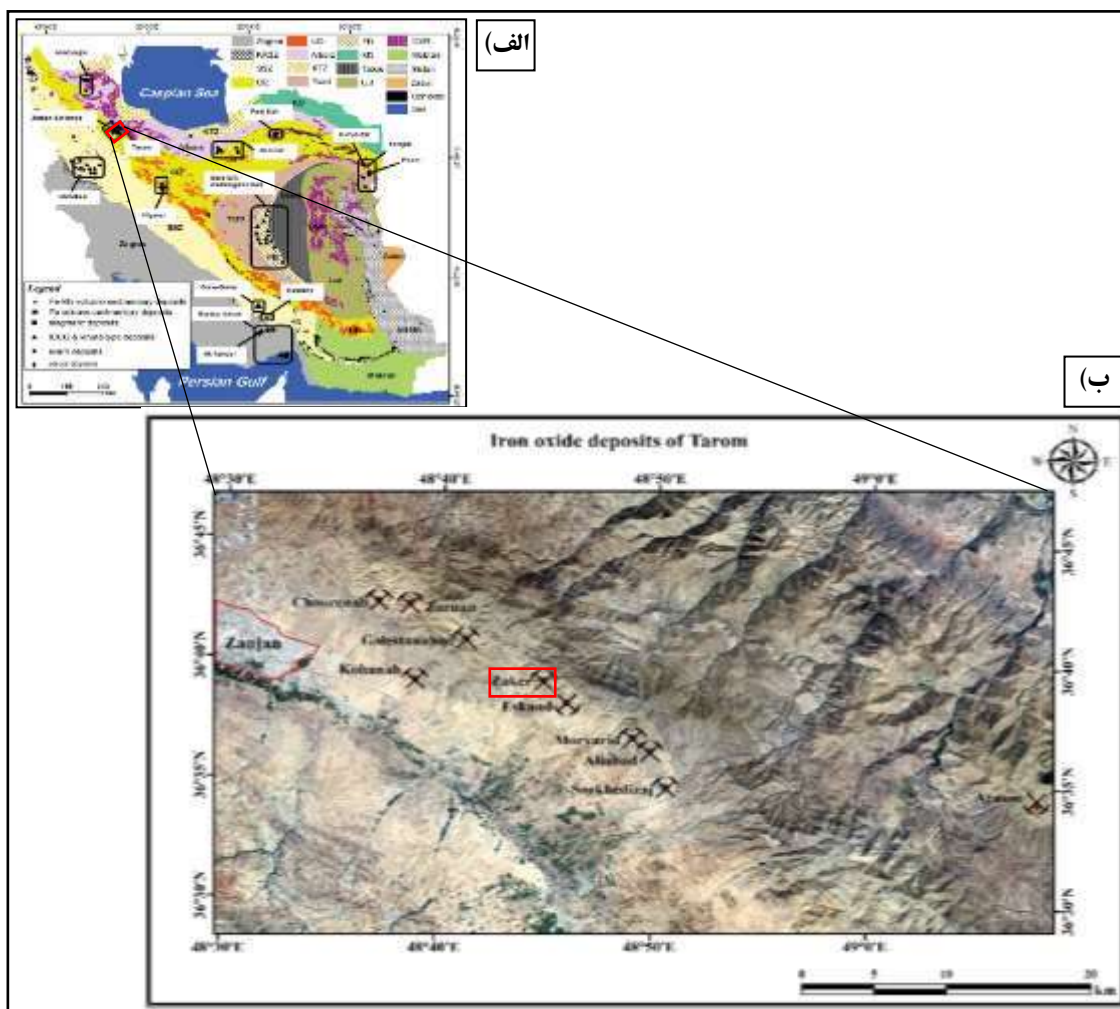
رخساره شماره ۲: **کلسیک - آهن دما بالا (HT Ca-Fe)**؛

رخساره شماره ۳: **پتاسیک - آهن دما بالا (HT K-Fe)**؛

رخساره شماره ۴: **پتاسیک - آهن دما پایین (LT K-Fe)**؛



رخساره شماره ۵: در افق‌های بالایی سامانه غنی از کوارتز (Si-Qtz) که منجر به تشکیل دگرسانی‌های سیلیسی می‌شود.

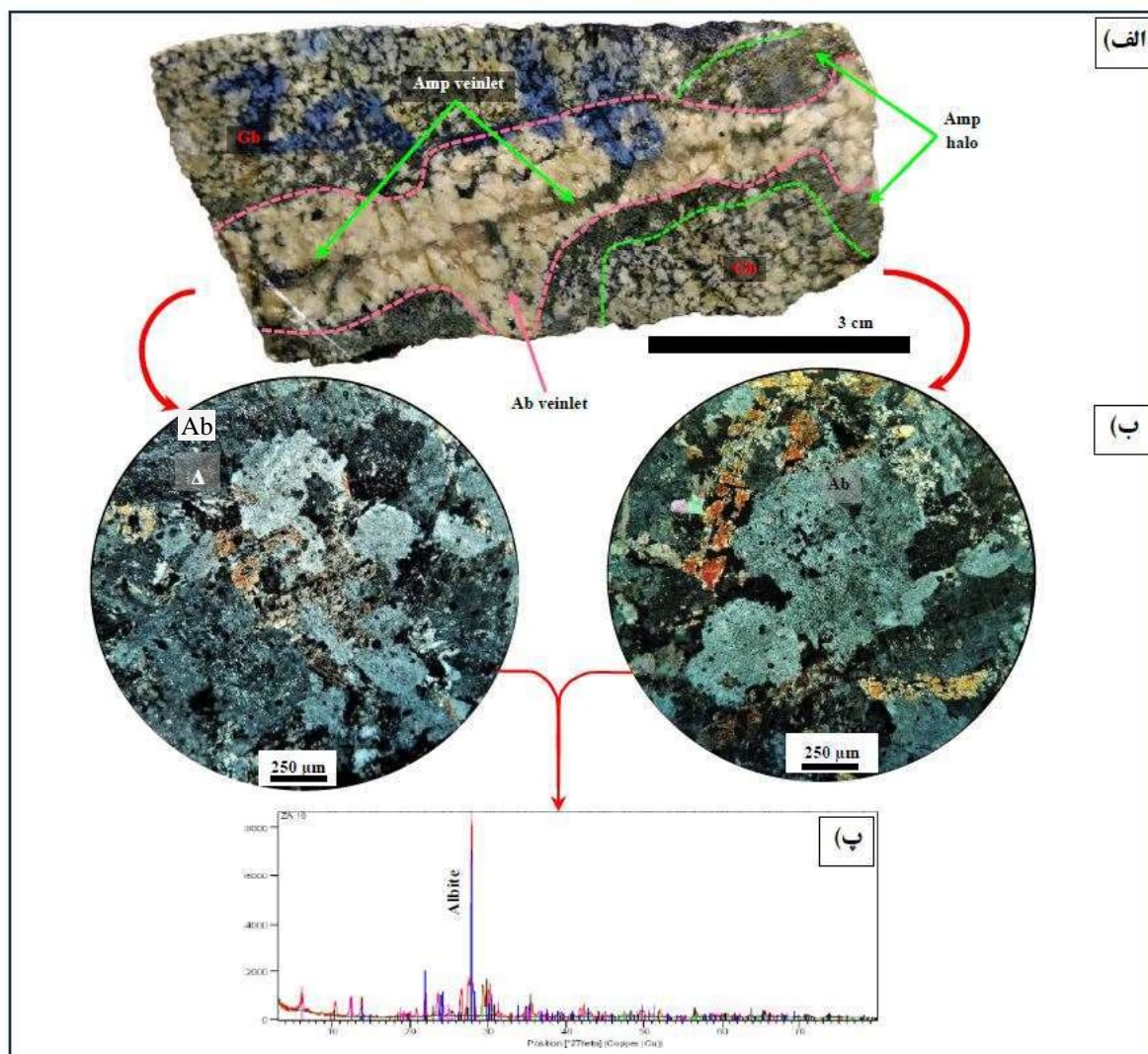


شکل ۱- الف) موقعیت زیرپهنه طارم در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (Alavi, 1991; Aghanabati, 1998). ب) تصویر ماهواره‌ای پراکندگی ذخایر اکسید آهن - آپاتیت زون طارم و موقعیت کانسار ذاکر، که با مستطیل قرمز رنگ مشخص شده است. KRSZ, Kermanshah Radioliorites subzone; SSZ, Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic zone; UD, Urumieh-Dokhtar magmatic arc; KTZ, Khazar-Talesh-Ziveh structural zone; PB, Posht-e-Badam block; KD, Kopeh-Dagh ranges; CMR, Cenozoic magmatic rocks.

## رخساره سدیک (Na)

نواحی که دچار دگرسانی سدیک شده است شامل ترکیب کانی شناسی به طور عمده آلپیت و بعد از آن اسکا پولیت و مقداری از کانی های پروتولیت از جمله کوارتزهای باقی مانده است. این دگرسانی فارغ از ترکیب سنگ شناسی رخ می دهد. دگرسانی سدیمی، اولین، عمیق ترین، شدیدترین و فراگیرترین دگرسانی منطقه Great Bear است. این دگرسانی با اینکه گسترده است، به دلیل اینکه توسط تمامی رخساره های بعدی رونهشت شده، آثار کمی را از خود برجا گذاشته است مگر در حاشیه سامانه و جایی که فازهای بعدی روی آن تأثیر نگذاشته باشند. نکته قابل ذکر بعدی آن است که این رخساره هیچ محتوای کانه زایی ندارد، مگر آنکه هر کدام از رخساره های بعدی کلسیک یا پتاسیک روی آن رونهشت شده باشد. رخساره سدیک در کانسار در مقیاس رخنمون اصلاً مشاهده نشد، اما با بررسی نمونه های دستی، مقاطع میکروسکوپی و آنالیز XRD (شکل ۳) آثار آنها در حواشی سامانه، مناطقی که دگرسانی های بعدی روی آن گسترش نیافته بودند، ردیابی گردید. این دگرسانی در نمونه های دستی به صورت رگه - رگچه ای بوده و به ویژه در سنگ های مافیک تر منطقه گسترش دارد.

شکل ۲- تصاویر دگرسانی سدیک در محدوده کانسار ذاکر. الف) نمونه دستی از سنگ گابرویی که توسط یک رگچه آلپیتی قطع شده است و در اطراف رگچه آلپیتی کانی های

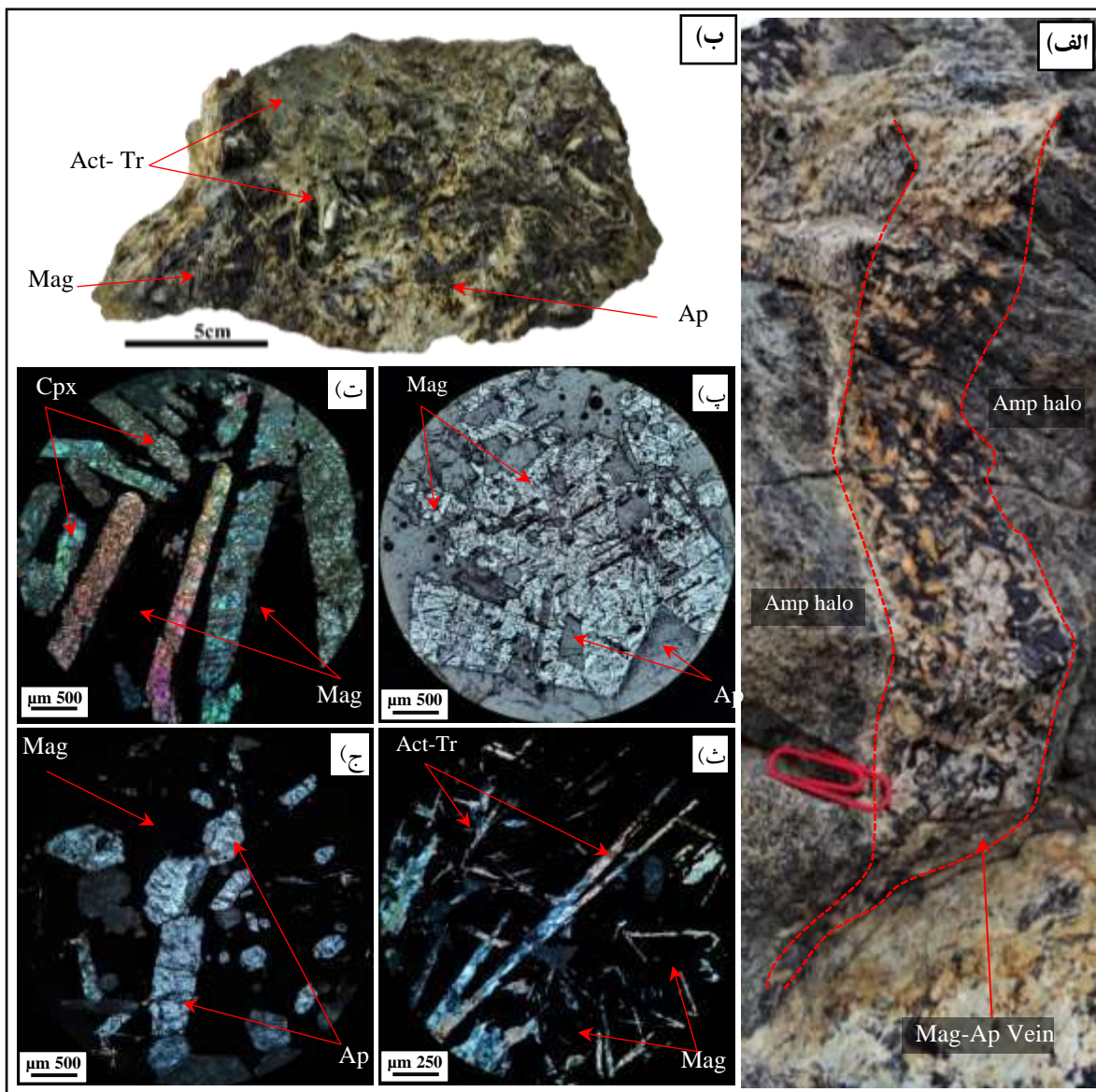


آمفیبول تشکیل شده اند، ب) مقاطع میکروسکوپی از سنگ میزبان گابرویی که در آن بلورهای پروکسن کم و بیش توسط آلپیت جانشین شده است، پ) طیف مربوط به نتیجه آنالیز XRD همان نمونه که نشان دهنده وجود آلپیت و آمفیبول (ریکتریت) در همان سنگ است. Ab: Albite, Amp: Amphibole, Gb: Gabbro.



### رخساره کلسیک- آهن دما بالا (HT Ca-Fe)

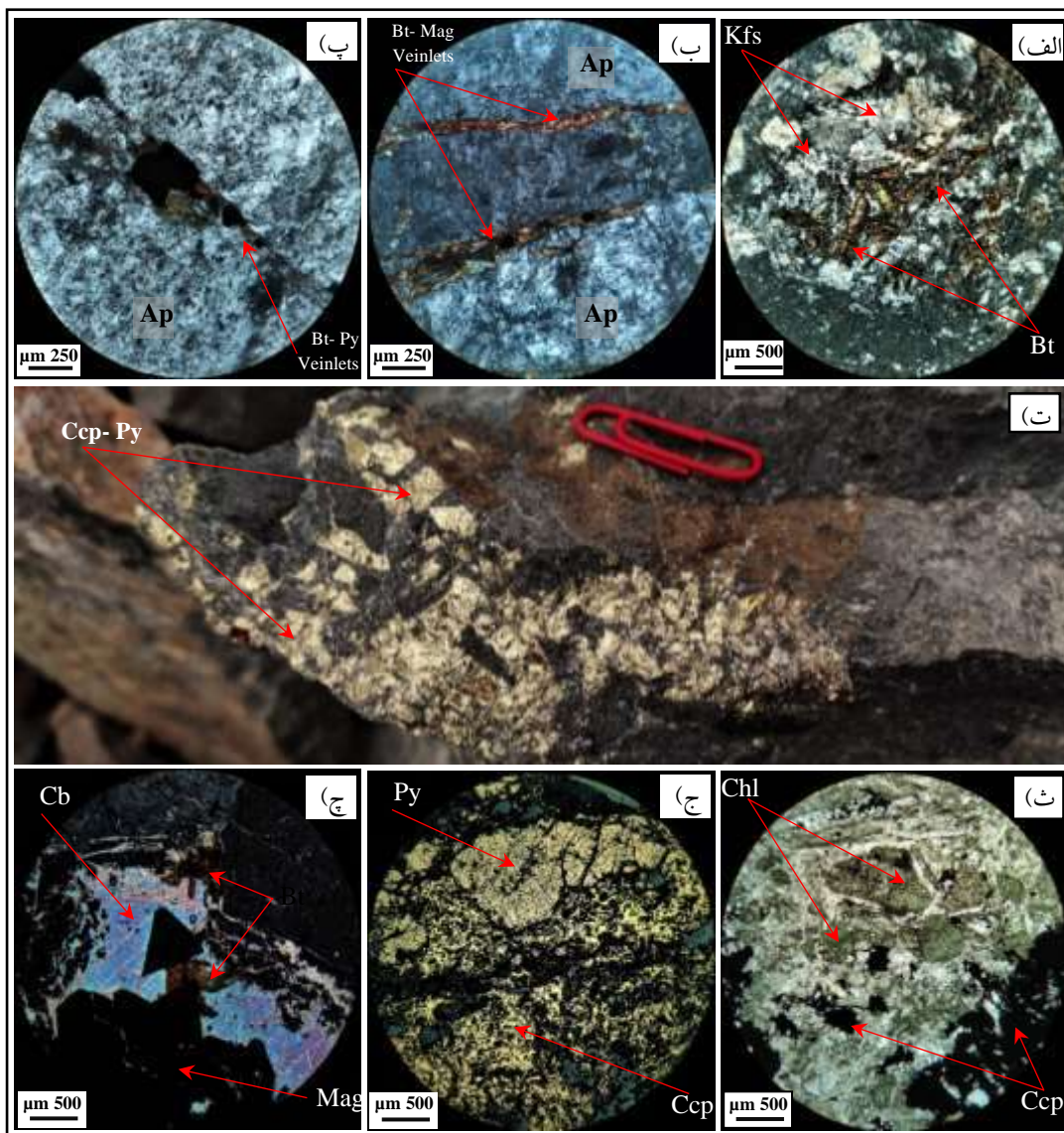
این رخساره شامل توالی از کانی‌های آمفیبول-مگنتیت-آپاتیت با مقادیر کمی پیروکسن (به‌طور محلی) است. توسعه اولیه این رخساره، به‌صورت رگه‌های ریز تا درشت‌دانه آمفیبول، آمفیبول-مگنتیت و مگنتیت-آپاتیت می‌باشد. همچنین می‌تواند به‌صورت لکه‌های غنی از آمفیبول در پروتولیت‌های نسبتاً آلئینی شده و یا در مقیاس رخنمون به‌صورت هاله دگرسانی در رخساره آلئینی تشکیل شود. رگه‌های اولیه این رخساره در ابتدا جدا از یکدیگر و با فواصل ده‌ها متر از هم قرار دارند، و به‌طور ساختاری رو به بالا به یکدیگر پیوسته و ساختارهای داربستی را ایجاد می‌کنند. این دگرسانی از نقطه‌نظر اهمیت، مهمترین رخساره در کانسارهای تیپ IOA است، چرا که بیشترین مقدار آهن موجود در سامانه در این رخساره تشکیل می‌شود (شکل ۳).



شکل ۳- تصاویری از دگرسانی کلسیک- آهن دما بالا در سینه کار شماره ۳. الف) رگه‌ی حاوی مگنتیت-آپاتیت، که در اطراف با دگرسانی آمفیبول همراه است، ب) هم‌رشدی مگنتیت و سوزن‌های کشیده‌ی ترمولیت-اکتینولیت و آپاتیت، پ) هم‌رشدی مگنتیت و آپاتیت در نور انعکاسی PPL، ت) هم‌رشدی مگنتیت و کلینوپیروکسن در نور عبوری XPL، ث) هم‌رشدی بلورهای کشیده‌ی اکتینولیت-ترمولیت و مگنتیت در نور عبوری XPL، ج) هم‌رشدی آپاتیت‌های خودشکل و مگنتیت در نور عبوری XPL، Act: Actinolite, Amp: Amphibole, Ap: Apatite, Cpx: Clinopyroxene, Mag: Magnetite, Tr: Tremolite.

### رخساره پتاسیک - آهن دما بالا (HT K-Fe) و رخساره پتاسیک - آهن دما پایین (LT K-Fe)

رخساره دگرسانی پتاسیک دما بالا شامل مجموعه کانی‌های پتاسیم فلدسپار، بیوتیت - مگنتیت و سولفیدها است که در افق‌های بالاتر و همراه با کانی‌سازی سولفیدی است و به صورت رونهشت شدید روی رخساره قبلی یا بر روی سنگ میزبان رخ می‌دهد. اگر این نوع دگرسانی رخ ندهد، اثری از کانی‌سازی فلزات پایه و گرانبها در سامانه کانه‌زایی IOA-IOCG نخواهد بود. محتوای کانیاپی دگرسانی پتاسیک دما پایین شامل پتاسیم فلدسپار - هماتیت - سریسیت - کربنات و کلریت است که در آن شدت دگرسانی سولفیدی در مقایسه با نوع دما بالا بیش شدت بیشتری دارد. این رخساره در کانسار ذاکر به صورت رخداد مقادیر قابل توجهی کلریت، کربنات و سریسیت همراه با کانی‌های سولفیدی در محدوده نمایان است.

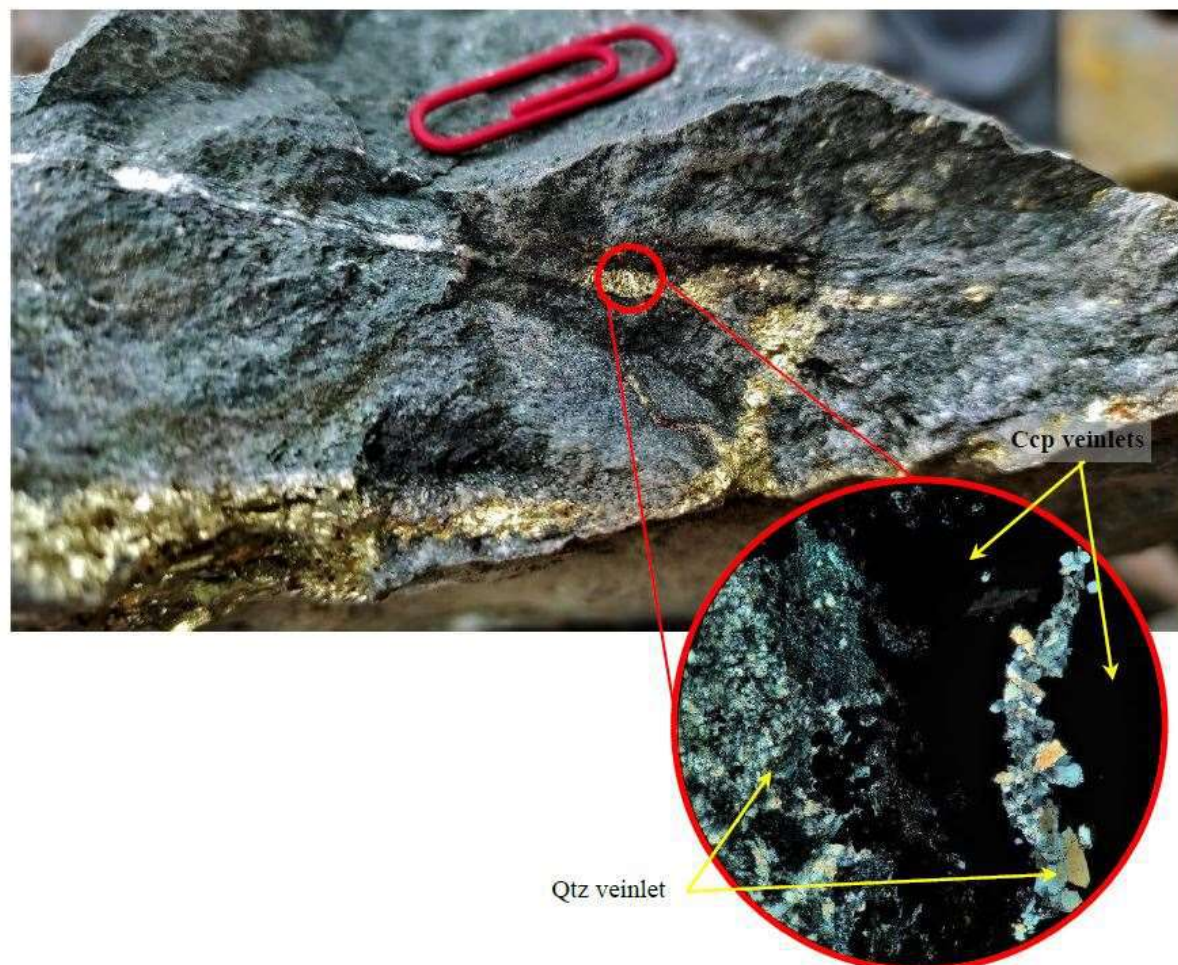


شکل ۴- تصاویر دگرسانی پتاسیک - آهن دما بالا تا پایین. (الف) مجموعه کانیاپی بیوتیت و پتاسیم فلدسپار در نور عبوری XPL، (ب) رگچه‌های بیوتیت - مگنتیت قطع‌کننده آپاتیت رخساره پتاسیک دما بالا در نور عبوری XPL، (پ) رگچه‌های بیوتیت - پیریت قطع‌کننده آپاتیت رخساره دما بالا در نور عبوری XPL، (ت) کانه‌زایی سولفیدی در زون پتاسیک، (ث) همراهی کلریت و کالکوپیریت در زون پتاسیک دما پایین در نور عبوری XPL، (ج) کانه‌زایی سولفیدی در زون دگرسانی پتاسیک دما پایین در نور انعکاسی PPL، (چ) کربنات و بیوتیت در زون دگرسانی پتاسیک دما پایین در نور عبوری XPL.



## رخساره سیلیسی (Si-Qtz)

در افق‌های بالایی، سامانه غنی از سیلیس شده (Si-Qtz) و منجر به تشکیل دگرسانی‌های سیلیسی به صورت رخداد رگه- رگچه‌های کوارتزی، که گاه با کانی‌های سولفیدی پیریت و کالکوپیریت همراهند و همه زون‌های قبلی را قطع می‌کنند.



شکل ۵- رخساره سیلیسی. همراهی رگچه‌های سیلیسی با رگچه‌های پیریتی و کالکوپیریتی.

## ۳- نتیجه‌گیری

در کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت، دانستن اینکه هر کدام از مجموعه‌های کانه‌زایی با چه دگرسانی دقیقاً همراه است، کمک شایسته‌ای به عملیات اکتشافی- استخراجی می‌کند. این سامانه‌ها تنها زمانی به لحاظ اقتصادی بارور هستند که سامانه کانه‌زایی اکسید آهن- قلیایی (IOAA) به‌خوبی پیشرفت و توسعه پیدا کرده باشد. در کانسار ذاکر نیز رخساره‌های متفاوت دگرسانی و کانه‌زایی از یکدیگر تفکیک شدند و این مطالعات حاکی از آن است که کانه‌زایی چشمگیر مگنتیت و کانی مهم آپاتیت، در زون کلسیک- آهن دما بالا و کانه‌زایی‌های هرچند ناچیز عناصر فلزی پایه همچون مس در همراهی با زون پتاسیک رخ داده است. از طرفی رخساره‌ی سدیک آثار بسیار ناچیزی در محدوده دارد و کانه‌زایی خاصی در آن مشاهده نشد. دگرسانی سیلیسی هم با اینکه در منطقه فراگیر است، اما از نظر کانه‌زایی اهمیت خاصی ندارد.

#### ۴- مراجع

- امینی، ب.، امینی چهرق، م. ر.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰.۰۰۰ طارم. بازنگری و استاندارد از نقشه هیرایاما و همکاران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خان‌محمادی، ن.، ۱۳۸۶. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن ذاکر، شمال‌شرق زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۴۴ ص.
- داودی، ت.، ۱۳۹۸. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آراسو، شمال‌غرب قزوین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- مجیدی، ا.، لطفی، م.، امامی، م. ه.، نظافتی، ن. ۱۳۹۷. ژنز کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت: بر پایه مطالعه آپاتیت‌های پهنه بافق-ساغند، ایران مرکزی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۷(۱۰۵)، ۲۳۳-۲۴۴.
- نباتیان قشلاق، ق.، ۱۳۹۱. زمین‌شناسی، ژئوشیمی و تکامل کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار در کمربند آتشفشانی-نفوذی طارم، البرز باختری، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۹۱ ص.
- Aghanabati, A. 1998. Major sedimentary and structural units of Iran (map). *Geosciences*, 7, 29-30 .
- Alavi, M. 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*.
- Corriveau, L., Montreuil, J.-F., & Potter, E. G. 2016. Alteration facies linkages among iron oxide copper-gold, iron oxide-apatite, and affiliated deposits in the Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*.
- Heidarian, H., Lentz, D. R., Alirezaei, S., McFarlane, C. R., & Peighambari, S. 2018. Multiple stage ore formation in the Chadormalu Iron Deposit, Bafq Metallogenic Province, Central Iran: Evidence from BSE imaging and apatite EPMA and LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Minerals*, 8(3), 87 .
- Majidi, S. A., Omrani, J., Troll, V. R., Weis, F. A., Houshmandzadeh, A., Ashouri, E., Nezafati, N., & Chung, S.-L. 2021. Employing geochemistry and geochronology to unravel genesis and tectonic setting of iron oxide-apatite deposits of the Bafq-Saghand metallogenic belt, Central Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 110, 127-164 .
- Mehdipour Ghazi, J., Harris, C., Rahgoshay, M., & Moazzen, M. 2019. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposit in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite. *Ore Geology Reviews*, 105, 590-604 .
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Daliran, F., & Rashidnejad-Omran, N. 2013. Sorkhe-Dizaj Iron Oxide-Apatite Ore Deposit in the Cenozoic Alborz-Azarbaijan Magmatic Belt, NW Iran. *Resource Geology*, 63(1), 42-56 .
- Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M., & Ghaderi, M. 2015. Iron and Fe-Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62(2), 211-241 .
- Porter, T. 2010. Current understanding of iron oxide associated-alkali altered mineralised systems: Part I—an overview. Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective, 3, 5-32 .
- Rodriguez-Mustafa, M. A., Simon, A. C., del Real, I., Thompson, J. F., Bilinker, L. D., Barra, F., Bindeman, I., & Cadwell, D. 2020. A continuum from iron oxide copper-gold to iron oxide-apatite deposits: Evidence from Fe and O stable isotopes and trace element chemistry of magnetite. *Economic Geology*, 115(7), 1443-1459 .
- Simon, A. C., Knipping, J., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Bilinker, L., & Childress, T. 2018. Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) and iron oxide copper-gold (IOCG) deposits form by a combination of igneous and magmatic-hydrothermal processes: Evidence from the Chilean iron belt .
- Stöcklin, J., Eftekharneshad, J., 1969. 1:250,000 sheet, Geological map of Zanjan. *Geol. Surv. Iran*.

## بررسی کانی‌شناسی، منشاء و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی ماسه‌های سیلیسی جنوب شهربابک، استان کرمان

زهرا قوی‌البینه<sup>۱\*</sup>، فریبرز مسعودی<sup>۲</sup>، هادی پورفری<sup>۳</sup>، علی اکبر بهاری‌فر<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

۲- استاد پترولوژی، هیئت علمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

۳- کارشناس گروه زیست محیطی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۴- هیئت علمی دانشگاه پیام نور.

### چکیده

معدن ماسه سیلیسی گودغلامعلی در جنوب شهربابک (استان کرمان) واقع شده است. این منطقه در تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران در حد فاصل زون‌های ساختمانی سهندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. طیف سنگی منطقه شامل سنگ‌های گرانیتی، ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومرا و نیز تراورتن‌های عهد حاضر می‌باشند. کانی‌های اصلی منطقه شامل کوارتز و فلدسپات، و کانی‌های فرعی میکاها و کانی‌های سنگین می‌باشند. ماسه‌های معدن گودغلامعلی اغلب از دانه‌های سیلیسی و به میزان کمتر فلدسپار و لیتیک ساخته شده‌اند. دانه‌های سیلیسی دو فاز متمایز سیلیکا را نشان می‌دهد. هسته دانه‌های کوارتز و حاشیه آنها سیلیکا به صورت آمورف است. تغییر فاز بخش‌های حاشیه می‌تواند در اثر عملکرد سیال‌های گرازن‌ساز باشد.

**کلید واژه:** پتروگرافی، ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی، ماسه‌های سیلیسی، شهربابک، استان کرمان.

### Abstract

Goude gholam Ali silica sand mine is located in the south of Shahr Babak (Kerman province). This region is located in the division of structural units of Iran between Sanandaj-Sirjan structural zones and Urmia-Dokhtar magmatic arc. The rock spectrum of the region includes granite rocks, sandstones, conglomerates and travertines of the present era. The main minerals of the region include quartz and feldspar, and secondary minerals are mica and heavy minerals. Goude gholamali mine sands are mostly made of siliceous grains and to a lesser extent feldspar and lithic grains. Silica grains show two distinct phases of silica. The core of quartz grains and their periphery is amorphous silica. The phase change of the marginal parts can be due to the operation of the depolarizing fluids.

**Keywords:** petrography, physical and chemical characteristics, silica sands, Shahr Babak, Kerman province.

### مقدمه

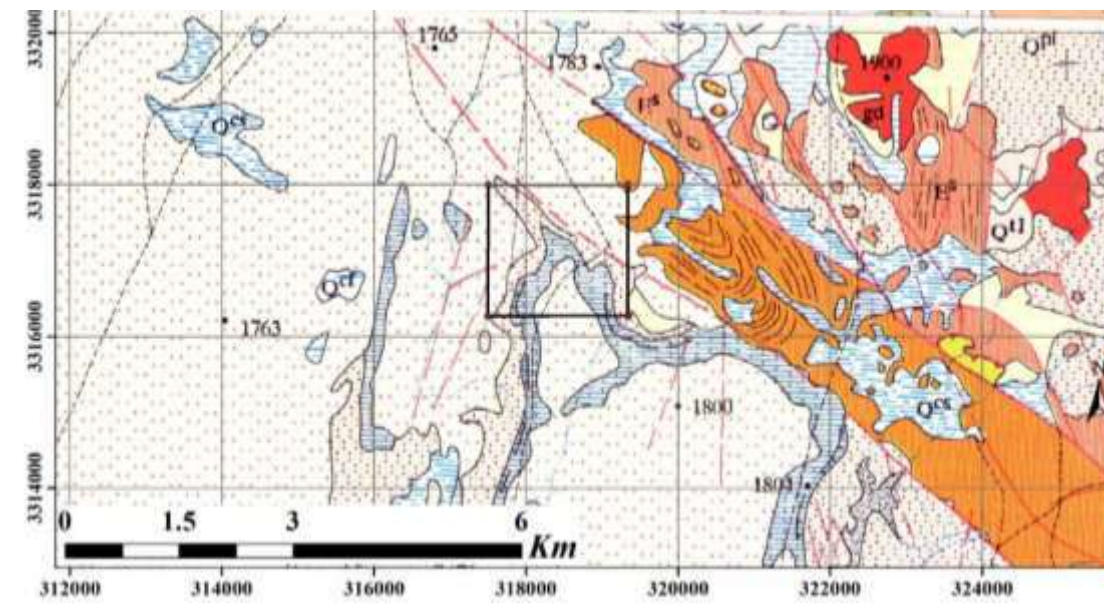
ماسه‌های سیلیسی به‌طور کلی یکی از مواد اولیه طبیعی هستند، که به‌طور گسترده در صنایع مختلف مانند ریخته‌گری، ساخت بتن‌های مختلف، انواع کفپوش، و یا در صنایعی مانند: شیشه و تولید سیلیکون متال یا فروسیلیس استفاده می‌شوند (کریم‌پور، ۱۳۸۹). در نگاه علمی  $\text{SiO}_2$  در اشکال مختلفی ظاهر می‌شود که به آن گروه سیلیکا گفته می‌شود. دی‌اکسید سیلیسیم ترکیب طبیعی از اکسیژن و سیلیس است. در نام‌گذاری تجاری



این ترکیب بیشتر با نام سیلیس و اغلب از ماسه‌ها استخراج می‌شود. سیلیکا اشکال مختلفی دارد که همگی از نظر ترکیب شیمیایی یکسان هستند، اما آرایش اتمی یا اندازه ذرات متفاوتی دارند. برای مثال کوارتز و تری‌دیمیت و کریستوبالیت انواع بلورین با ساختار متفاوت هستند. کلسدونی انواع ریز دانه و ژاسپر انواع نهران بلور سیلیکا است. نوع غیر متبلور شیشه‌ای نیز از سیلیکا وجود دارد که در صورت آبدار بودن اوپال نامیده می‌شود. در خانواده سیلیکا هر اتم سیلیکون توسط یک اتم اکسیژن به اتم‌های اطراف خود متصل می‌شود، که نتیجه تکرار آن ایجاد ساختار عظیم  $\text{SiO}_2$  است، که در هر سه بعد امتداد دارد. گاهی فضاهای خالی در شبکه بوجود می‌آید و یا Si با عناصر دیگری مانند Al جایگزین می‌شود.

## بحث و بررسی

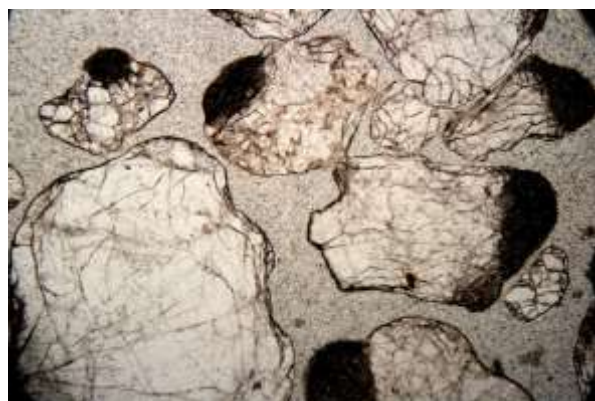
معدن ماسه‌سیلیسی گودغلامعلی در جنوب غرب شهرستان شهربابک، واقع در شمال- غربی استان کرمان می‌باشد. منطقه مورد مطالعه در بخش شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زردو (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) قرار دارد. این منطقه در تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران، در حدفاصل زون‌های ساختمانی سنندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. محدوده معدن رسوبات جدیدی رخنمون دارند، اما در بررسی نزدیک‌ترین واحدهای سنگی به معدن که تحت عنوان منطقه مورد مطالعه از آن یاد شده است، سنگ‌های قدیمی‌تر از سنوزوئیک دیده نمی‌شود. واحدها از قدیم با گدازه‌های آندزیتی، توف برشی و ائوسن زیرین آغاز شده، و به دنبال آن ماسه‌سنگ و کنگلومرای ائوسن میانی تا بالایی قرار دارد. برونزدهایی از گرانودیوریت پورفیری با سن الیگوسن واحدهای سنگی جوان‌تر منطقه هستند. اما منطقه دارای تنوع بالایی از واحدهای کواترنری است. رسوبات بادی و لس، تراورتن، پادگانه‌های آبرفتی و در نهایت ماسه‌های سیلیسی جوان مهم‌ترین سازنده‌های کواترنری هستند (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زردو).

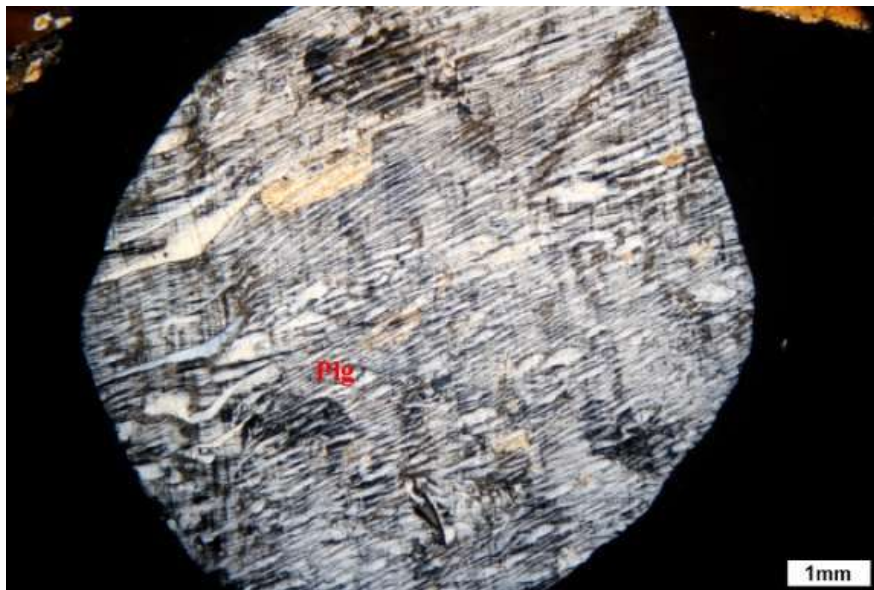
## الف- پتروگرافی

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین شامل بررسی کانی‌ها و بافت‌های آن‌ها می‌باشد که انعکاسی از شیمی و تاریخچه سرد شدن آن‌هاست. ماسه‌های منطقه مورد پژوهش بر اساس اندازه دانه در مقیاس میکروسکوپی، از ریز تا درشت ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر متغیر بوده‌اند (شکل ۲). ابعاد دانه متوسط غالب بوده و از این رو رسوبات ماسه نامیده شدند. ترکیب دانه‌ها عموماً خصوصیات عمومی کوارتز را دارند، میزان رس ماتریکسی در نمونه‌های ماسه‌سنگی بسیار اندک (کمتر از ۲ درصد) بوده است، و ذرات جورشدگی متوسط تا خوب و گردشدگی نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده را نشان می‌دهند. بنابراین با توجه به موارد گفته شده بلوغ بافتی آن‌ها مچور تا ساب مچور می‌باشد. بلورهای محدودی از فلدسپار دیده می‌شوند. دانه‌ها زاویه دار نیستند، اما دانه گردشدگی خوبی کاملاً مانند انواع رسوبی حمل شده را نشان نمی‌دهد. کوارتزها فاقد خاموشی موجی، اما دارای شکستگی‌های نامنظم موزائیکی و در برخی موارد ساختار زونه هستند (شکل ۳). فراوانی فلدسپات‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه متغیر بوده و سهم ارتوکلاز به نسبت پلاژیوکلاز بیشتر بوده، و پلاژیوکلازها دارای بخش‌های کلسیتی شده‌اند (شکل ۴).



شکل ۳- تصویری از دانه‌های کوارتز در نمونه‌های ماسه منطقه  
مورد مطالعه در نور PPL.

شکل ۲- تصویری از کانی‌های کوارتز در میان قطعات لیتیک  
محدوده‌ی مورد مطالعه در نور XPL.



شکل ۴- تصاویری از بلورهای ارتوز پرتیتی نمونه‌های منطقه گودغلامعلی (در نور Xpl).

## ب- آزمونهای فیزیکی و شیمیایی

گرایزن (Greisen) معمولاً گرانیت یا پگماتیت‌هایی کاملاً آلتره‌ای هستند که بیشتر از کوارتز و میکا از نوع موسکویت ساخته شده‌اند. این سنگ‌ها در اثر عملکرد سیالات دما متوسط تا دما بالا مراحل هیدروترمال همراه با آزاد شدن گازهای حبس شده در طی تکوین ماگما در مراحل نهایی سرد شدن ایجاد می‌شوند. محدوده‌ی مورد مطالعه توسط آبرفت پوشیده شده است، اما در اولین رخنمون واحدهای سنگی در شرق آن به فاصله‌ای نه چندان دور توده‌های اسیدی و واحدهای ریولیتی رخنمون دارند. ماسه‌های مورد مطالعه اغلب از دانه‌های سیلیسی و به میزان کمتر فلدسپار و لیتیک ساخته شده‌اند. دانه‌های سیلیسی دو فاز متمایز سیلیکا را نشان می‌دهد. هسته‌ی دانه‌ها کوارتز و حاشیه آنها سیلیکا به صورت آمورف است. تغییر فاز بخش‌های حاشیه می‌تواند در اثر عملکرد سیال‌های گرایزن ساز باشد. این سیالات با دمای متوسط تا بالا و حاوی گاز هستند. دانه‌های سیلیسی در قسمت درونی به صورت کریستالی بوده و در قسمت بیرونی به شکل آمورف می‌باشند، ممکن است در این نمونه‌ها عناصری مانند هافنیوم، تنگستن و یا ولفرامید نیز یافت شود. با توجه به شرایط تشکیل دانه‌های سیلیسی منطقه، احتمال می‌رود که این دانه‌ها ابتدا به صورت گرانودیوریت‌ها در منطقه رخنمون پیدا کرده و بعدها در اثر گرایزن شدن طی فرایندهای گرمایی به ماسه تبدیل شده باشند (شکل ۴-۶ تا C).

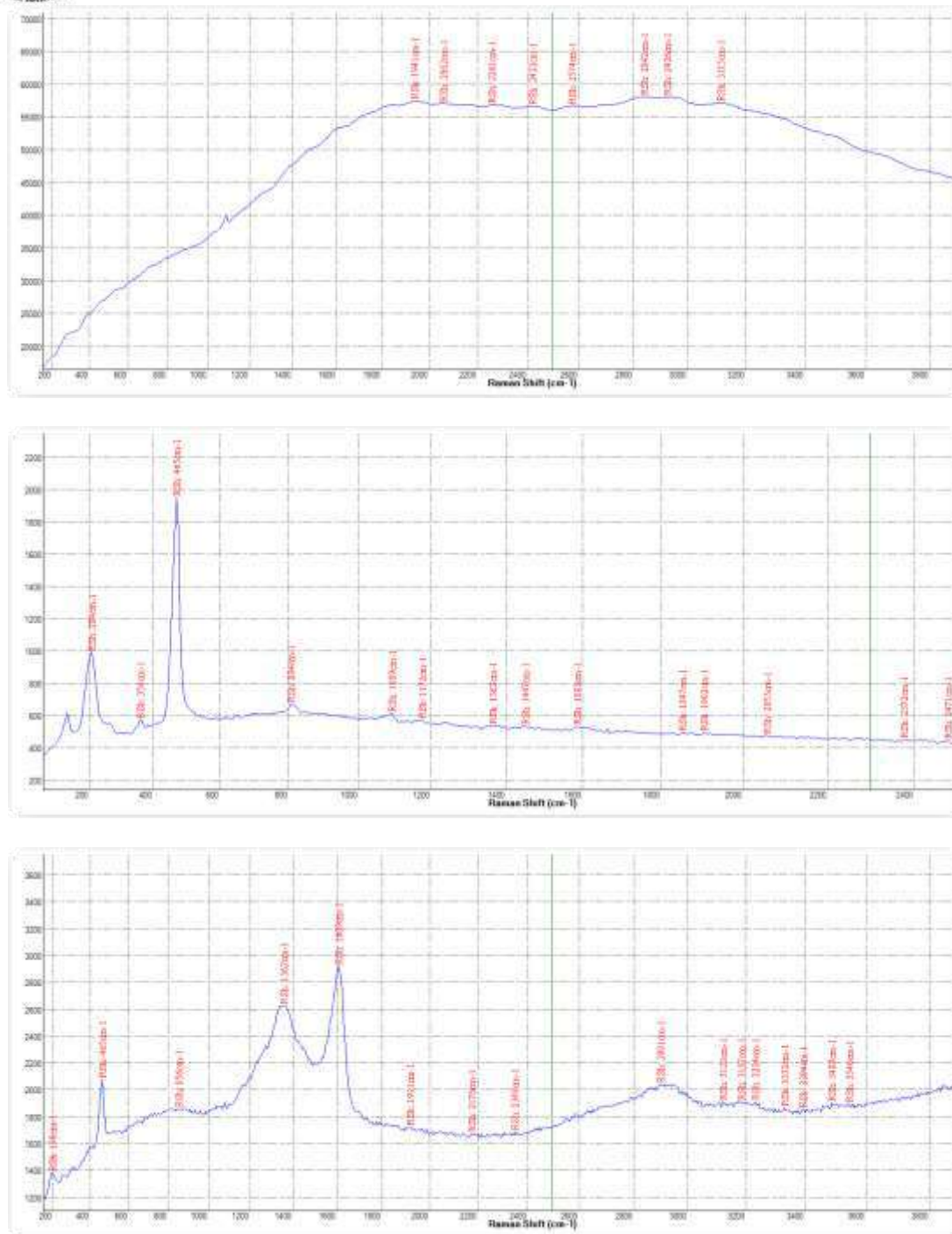


شکل ۵- تصاویری از نمونه‌های سیلیسی منطقه مورد مطالعه.

#### ب- بررسی فازهای کانی‌های سیلیس به روش طیف سنجی میکرورامان

به منظور تعیین فازهای کانی سیلیس (کوارتز) و ناخالصی‌های موجود از روش طیف سنجی رامان استفاده شد که اساس آن جذب و پراکندگی امواج الکترومغناطیسی از ذرات (اتم‌ها و مولکول‌ها) است (Fredricks et al., 1999). از کاربردهای ویژه این روش در شناسایی کانی‌های چند ریخت از جمله شکل‌های مختلف سیلیس است. کانی اصلی ترکیب‌های سیلیسی ریز بلور (کلسدونی، ژاسپر، چرت یا فیلینت)، کوارتز آلفا یا کوارتز دما پایین است، که اغلب به صورت هم رشدی نزدیکی با کوارتز آلفا در بسیاری از گونه‌های کوارتز ریز بلور تشکیل می‌شود. بر این اساس برای تشخیص فازهای کانی سیلیس و ناخالصی‌های موجود در منطقه، یک نمونه از سنگ‌های منطقه با طیف سنجی میکرورامان بررسی شدند. در نمودارهای رامان که در زیر مشاهده می‌شوند هریک پیک نشان دهنده ترکیب مختلف می‌باشند، ۱- طول موج‌های بیشتر از ۱۰۵۰ و طول موج‌های بین ۷۰۰-۸۰۰ که مربوط به مدهای انبساطی Si-O هستند. ۲- طول موج‌های ۳۵۰-۵۰۰ مدهای خمشی Si-O را نشان می‌دهند. ۳- طول موج‌های کمتر از ۳۰۰ که مربوط به مدهای خمشی و چرخشی Si-O-Si هستند. پیک ظاهر شده بر روی شکل‌های ۶ برای سیلیس مانند یک اثر انگشت تلقی می‌شود، و در حقیقت تشخیص سیلیس با استفاده از طیف رامان، با استناد بر این پیک صورت می‌گیرد.





شکل ۶- تصاویری از نمونه‌های رامان سیلیس‌های منطقه گود غلامعلی.

### نتیجه گیری

معدن ماسه سیلیسی گود غلامعلی به لحاظ جغرافیایی در ۹۵ کیلومتری جنوب شهر بک در استان کرمان واقع شده است، و دارای لیتولوژی یکنواختی از واحدهای آتشفشانی و رسوبی می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی این منطقه شامل آندزیت، گرانودیوریت و داسیت و سنگ‌های آذرآواری شامل توف و برش، و کانی‌های اصلی شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی آن اپک، مسکویت، اپیدوت، بیوتیت و مگنتیت می‌باشد، و بافت غالب آن پورفیری است. با توجه به شرایط تشکیل دانه‌های سیلیسی منطقه، احتمال می‌رود که این دانه‌ها ابتدا به صورت گرانودیوریت‌ها در منطقه رخمون پیدا کرده‌اند و بعدها در اثر گرایزن شدن طی فرایندهای گرمایی به ماسه تبدیل شده‌اند.

### منابع:

کریم پور، م. ح. ۱۳۸۹. ژئوشیمی، پترولوژی سنگهای آذرین و کانسارهای ماگمایی. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۷۰ ص.  
سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۱۳۸۳، نقشه زمین‌شناسی زردو به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.

Fredricks S., Enhanced S., (1999). "Raman Spectroscopy of Peptides Proteins absorbed on a Silver Surface on an electrochemically Prepared Silver Surface", Spectrochimica Acta, Part A, Vol. 55 pp. 1615 1640.

## تحلیل ساختاری پیت معدن انگوران

مرضیه مرتاض<sup>۱</sup>، رضا نوزعیم<sup>۲\*</sup>، شجاع الدین نیرومند<sup>۳</sup>، علی کنعانیان<sup>۴</sup>، مهدی بهیاری<sup>۵</sup>، محمد امینی<sup>۶</sup>، سمیه تمرزاده<sup>۷</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، ایران، mortazmarzie@gmail.com

۲- استادیار، دانشکده زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، ایران، nozaem@ut.ac.ir

۳- دانشیار، دانشکده زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، ایران، niroomand@ut.ac.ir

۴- استاد، دانشکده زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، ایران، kananian@ut.ac.ir

۵- استادیار، دانشکده زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه ارومیه، ایران، m.behyari@urmia.ac.ir

۶- دانشجوی دکتری، دانشکده زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، ایران، mohammad\_amini720@yahoo.com

۷- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، دانشکده گان علوم، دانشگاه تهران، ایران، tmrzadhsmyh@gmail.com

### چکیده

پژوهش انجام شده درباره ی محدوده معدنی سرب و روی انگوران در استان زنجان واقع شده است. این محدوده یکی از مهمترین منابع معدنی و اقتصادی کشور است و در قسمت شمال غربی زون دگرگونی سندیج-سیرجان قرار دارد. ذخایر سرب و روی جهان عمدتاً از نوع کانسارهای غیرسولفیدی هستند و بخش اصلی ذخیره معدن انگوران هم غیرسولفیدی است. کانسار انگوران عمدتاً از سنگ های کرباته تشکیل یافته است، کانی شناسی بخش کرباته بسیار متنوع است و اسمیت زونیت، همی مورفیت و سروزیت از مهمترین کانی های این بخش هستند که اسمیت زونیت فراوانترین کانی روی و سروزیت مهمترین کانی سرب این معدن می باشد. علاوه بر بخش کرباته کانی های شیبست، کوارتز، کلسیت، اکسیدهای آهن و کانی های رسی مهمترین باطله های معدن را تشکیل می دهند. رخداد دگرگونی و رابطه مبهم کانه زایی با سنگ میزبان و هم پوشانی فرآیند های گرمایی متعدد در این کانسار و نزدیک این ناحیه در محدوده مورد مطالعه، ابهامات زیادی را در ارتباط با الگوی تشکیل، منشا و زمان تشکیل این کانسار ایجاد نموده است. معدن انگوران از نظر ساختاری و تکتونیکی فعال بوده است و گسل های بزرگ و کوچک فرعی این منطقه را تحت تاثیر قرار داده اند. با مطالعه میکروسکوپی و ریز ساختارها مشاهده می شود که چین خوردگی متأثر از ساختار و هندسه گسل های معدن می باشد. تشخیص و بررسی ساختارهای این کانسار در جهت مطالعه چگونگی کانه زایی، مقدار و الگوی تشکیل آن بسیار مهم و کلیدی است. در داخل پیت معدن انگوران ما شاهد دو گسل مهم هستیم که تقریباً کانه زایی تحت تاثیر این گسلش بوده است. گسل اصلی راستالغز و از نوع راستگرد بوده که دارای مولفه ی نرمال میباشد که از شمال تا جنوب معدن کشیده شده است و در قسمت جنوبی معدن به شاخه های متعددی تقسیم شده است، گسل مهم دیگر گسل شیب لغز از نوع معکوس با مولفه ی چپگرد میباشد که در قسمت شرق محدوده قرار دارد انواع دیگر گسل های فرعی و کوچک نیز در گسترده محدوده معدنی میتوان مشاهده کرد.

**واژه های کلیدی:** تحلیل ساختاری، معدن انگوران، زون سندیج سیرجان، گسل.

### Abstract

The research conducted is about the lead and zinc mining area of Angoran in Zanjan province. This area is one of the most important mineral and economic resources of the country and is located in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan transform zone. The world's lead and zinc reserves are mainly non-sulfide deposits, and the main part of the Angoran mine reserve is also non-sulfide. Angoran deposit is mainly composed of carbonate rocks, the mineralogy of the carbonate section is very diverse and Smithsonite, hemimorphite and cerussite are the most important minerals in this section, where Smithsonite is the most abundant zinc mineral and cerussite is the most important lead mineral in this mine. In addition to the carbonate part, schist minerals, quartz, calcite, iron oxides and clay minerals form the most important mine tailings. The occurrence of metamorphism and the vague relationship of mineralization with the host rock and the overlap of several hydrothermal processes



in this deposit and near this area in the studied area have created many ambiguities regarding the formation pattern, origin and time of formation of this deposit. Angoran Mine has been structurally and tectonically active, and major and minor faults have affected this area. By studying the microscopic and microstructures, it can be seen that folding is affected by the structure and geometry of mining faults. Diagnosing and investigating the structures of this deposit is very important and key in order to study how the mineralization, amount and pattern of its formation. Inside the pit of Angoran mine, we see two important faults, almost mineralization has been affected by this fault. The main fault is right-slip and right-handed, which has a normal component that stretches from the north to the south of the mine and is divided into several branches in the southern part of the mine. Another important fault is a reverse slip fault with a left-handed component. which is located in the eastern part of the range, other types of minor and small faults can also be seen in the vast mineral range.

**Key words:** structural analysis, Angoran mine, Sanandaj Sirjan zone, fault.

## ۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش در زون سنندج-سیرجان قرار گرفته است. برخی محققان پهنه سنندج سیرجان را به عنوان یک هسته دگرگون (Metamorphic Core Complex) در پهنه برخوردی زاگرس قرار داده اند. محققان دو مرحله دگرشکلی در مجموعه دگرگونی معرفی کرده اند، مرحله اول موجب شکل گیری چین های بسته و شیستوزیته موازی با سطح محوری چین ها شده است و دگرشکلی مرحله دوم، بر روی مرحله اول سوار شده و در زمان کرتاسه پسین در اثر برخورد ترافشارشی راست بر بین پلایت عربی و ایران رخ داده است. دو حوزه در بخش های دگرشکل شده مشکل از شیست و مرمهای شدیداً چین خورده و دارای برگوارگی بریده شده توسط ساختارهایی که از شمال شرق به جنوب غرب رانده شده اند، است و حوزه دیگر حاوی گرانیتهای میلونیتی، آمفیبولیت هایی که دارای شواهد محکمی از برش راست بر هستند (Mohajjel et al, 2003). بیشترین پیشینه مطالعات انجام شده در این منطقه مربوط به بخش اقتصادی و کانی شناسی منطقه است و در این محدوده تاکنون درباره ی ساختار معدن و ارتباط آن با کانی زایی مطالعه ریشه ای صورت نگرفته است. براین اساس ما به دنبال یافتن پاسخ به پرسش ساختار منطقه و ارتباط ساختار با کانی شناسی منطقه هستیم.

## ۲- راه های دسترسی

معدن انگوران در استان زنجان و شهرستان ماهنشان قرار گرفته است (شکل ۱). از نظر ذخایر و تنوع مواد معدنی استان زنجان از غنی ترین استان های کشور محسوب می گردد. نام معدن انگوران از قرارگیری آن در بخش انگوران به مرکزیت شهر دندی گرفته شده است. خود بخش انگوران نیز از روستاهای انگوران و قلعه جوق تشکیل شده است. راه دسترسی به محدوده معدنی انگوران بدین شرح می باشد: از شهر زنجان به سمت جنوب در مسیر جاده زنجان- بیجار بعد از پلیس راه زنجان- کردستان در مسیر جاده دندی به سمت جنوب غربی به شهر دندی می رسیدیم، از شهر دندی به سمت غرب در جاده تخت سلیمان، جاده معدن جدا می شود و در ادامه ابتدا جاده آسفالت به بخش های اداری و مسکونی و در ادامه جاده خاکی به رمپ معدن، پیت روباز و تونل های معدن می رسیدیم.



شکل ۱- موقعیت منطقه انگوران در نقشه پهنه های زمین ساختی ایران (آقا نباتی ۱۳۸۴) و راه های دسترسی به محدوده مورد مطالعه.

### ۳- سنگ شناسی منطقه

محدوده معدنی انگوران در بر دارنده مجموعه ای از واحدهای سنگ چینه ای با پروتولیت پرکامبرین - کامبرین (دگرگون شده) و واحدهای سنگ چینه ای الیگومیوسن است که به نظر می‌رسد نبود چینه شناختی بزرگ بین کامبرین تا الیگومیوسن در محدوده مورد مطالعه حاصل فرآیندهای ساختاری است که موجب بالا آمدن واحدهای دگرگونه با پروتولیت پرکامبرین - کامبرین در کنار واحدهای سنگ چینه ای الیگومیوسن شده است. اگرچه در منابع مختلف واحد مرمر جانگوتاران را در فرادیواره ماده معدنی و شیت ها را در فرودیواره ماده معدنی انگوران معرفی نموده اند اما بررسی های دقیق تر نشان می دهد که بیشتر کانی سازی در پهنه گسل در داخل این واحد متمرکز شده است. همبری این واحد با شیت هایی که به عنوان فرو دیواره ماده معدنی معرفی شده بودند به طور کلی، در سمت شمال و جنوب پیت گسل است. در همبری شمالی آنها کانی سازی متمرکز شده است اما در همبری جنوبی کانی سازی دیده نمی شود. در مطالعه تفصیلی مرمر جانگوتاران در پله های پیت معدنی انواع پدیده های ساختاری و کارستی و ارتباط آنها قابل تشخیص است. ساختارهای موجود در منطقه را در دو دسته ساختارهای شکننا (Brittle) و ساختارهای شکل پذیر (Ductile) می توان دسته بندی نمود.

کانسار روی و سرب انگوران در میان فرادیواره ای از مرمر و فرودیواره ای متشکل از شیت تشکیل شده است (شکل ۳). بر روی میکاشیت ها و الترامافیک های دگرگون شده یک واحد ستر از آهک و دولومیت دگرگون شده (مرمری) به رنگ خاکستری تیره با لایه بندی متوسط تا ضخیم به ضخامت حدود ۵ تا ۳۰۰ متر قرار می گیرد که ارتفاعاتی را در بخش میانی منطقه به خود اختصاص داده است این واحد به نام مرمر جانگوتاران نامگذاری شده است که بخش فرادیواره را تشکیل می دهد.

مطالعات کانی شناسی صورت گرفته در منطقه (قدیمی و نباتیان، ۱۳۹۳) نشان می دهد که مهم ترین مجموعه کانی های تشکیل شده در کانسار سرب و روی انگوران به دو گروه سولفیدی و غیر سولفیدی (کانی های اکسیدی و کربناته) تقسیم می شوند و طی دو مرحله هیپوژن و سوپرژن تشکیل شده اند. کانسارهای سوپرژن از کانسارهای غیر سولفیدی هیپوژن و کانسارهای سولفیدی به وجود می آیند (Hitzman et al., 2003).

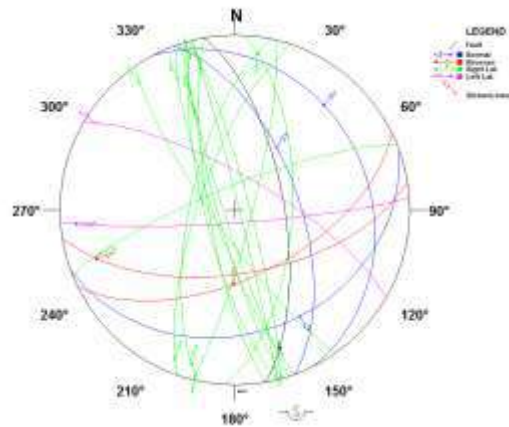


شکل ۳ - نمایی از قسمت شیت و میکاشیت در معدن انگوران و مرز بین شیت ها و کربنات های پیت معدن انگوران.

### ۴- روش کار

در این پژوهش برای بررسی و تحلیل ساختاری معدن انگوران به شناسایی و برداشت صحرایی از داخل پله های پیت معدن از جمله شیب و جهت شیب، امتداد، ریک، میزان جابه جایی، نوع حرکت و سازو کار گسل ها پرداخته شده است. در ادامه به تفسیر و تکمیل داده ها با استفاده از نرم افزار های ساختاری پرداخته شد. در داخل پیت معدن در حدود بیست گسل برداشت شده است که تعدادی از آنها گسل کوچک و فرعی بوده است، با رسم نمودار رز دیاگرام از گسل ها

متوجه شدیم روند بیشتر گسل‌های منطقه با روند شمال شرقی - جنوب غربی هستند و تعدادی از گسل‌ها دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی هستند (شکل ۴). در ادامه به تفسیر گسل‌های مهم و بزرگ منطقه می‌پردازیم.



شکل ۴ - تصویر استریوگرافیکی از تمام گسل‌های برداشت شده از پیت معدن و روند حرکتی آنها.

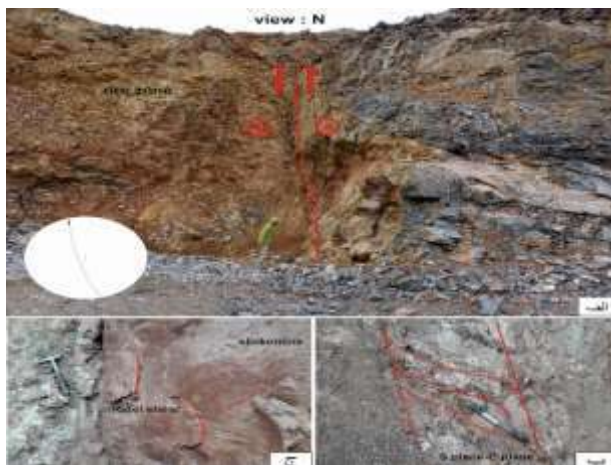
۱. گسل f1: همانطور که در تصویر (شکل ۵) مشاهده می‌شود در قسمت جنوب شرقی معدن انگوران و در پله‌های پایین معدن یک گسل امتداد لغز از نوع چپگرد با روند N60W با شیب ۵۴ درجه از سمت شمال شرقی برداشت شده است. طول این گسل زیاد نبوده و یک گسل فرعی و کوچک قلمداد می‌شود. بر طبق مشاهدات صحرایی به دلیل کانی زایی شدید این گسل خشن لغزهای حرکت قدیمی گسل قابل برداشت نبوده و با توجه به دیگر شواهد موجود در صفحه‌ی گسل، زاویه ریک اندازه‌گیری شده برای این گسل، ۸ درجه از سمت شمال می‌باشد.



شکل ۵ - نمایی از گسل F1 در پله‌های پائینی دیواره شرقی معدن به همراه تصویر استریوگرافیک و موقعیت خشن لغز آن.

۲. گسل f2: در این تصویر همانطور که در (شکل ۶) دیده میشود شیب عمومی گسل ۷۰-۸۰ درجه به سمت غرب و با امتداد ۳۴۰ - ۱۶۰ درجه با روند حرکتی راستگرد با مولفه نرمال می باشد که یکی از مهمترین گسل های منطقه انگوران (گسل شمالی- جنوبی معدن) است. در این گسل دو نوع روند خش لغز دیده می شود که همدیگر را قطع میکنند و نشان دهنده ی دو نوع حرکت گسل است، حرکت شیب لغز و راستالغز. حرکت شیب لغز دارای خش لغز کم رنکتر و محوتری است، حرکت غالب خش لغز، خش لغزی است که از سمت شمال ۲۰ تا ۴۵ درجه افتادگی دارند. در قسمت فرو دیواره ی این گسل سنگ ها برشی شده و در قسمت فرو دیواره کانی زایی سرب و روی اتفاق افتاده است. طول این گسل زیاد است به طوری که از قسمت شمال معدن تا قسمت جنوبی معدن کشیده شده است و در قسمت جنوبی معدن چند شاخه شده است.

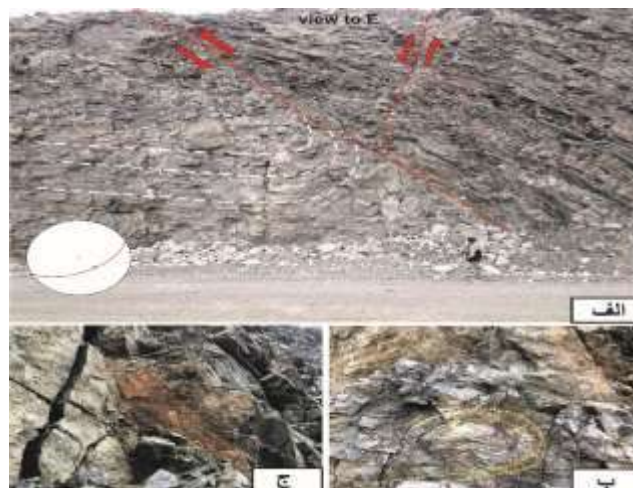
شواهد این گسل همانطور که در تصویر مشاهده میکنید به این صورت است: گودی های موجود در صفحه ی گسل که نشان دهنده ی حرکت آخر گسل، راستگرد بودن آن است. شکستگی های فلس مانند رو صفحه ی گسل که با زاویه ی ۱۵-۱۰ درجه به داخل صفحه ی گسل نفوذ کرده است. ساختارهای لنزی شکل (ساختار S-C) که نشان دهنده ی برش به موازات خش لغز است. آینه ی صاف و صیقلی گسل.



شکل ۶ - (الف) نمای کلی از گسل اصلی معدن با روند حرکتی راستگرد نرمال و شکل استریو گرافیک آن. (ب) ساختار S-C تشکیل شده طی حرکت راستگرد پهنه گسلی. (ج) خش لغز و ریدر های تشکیل شده.

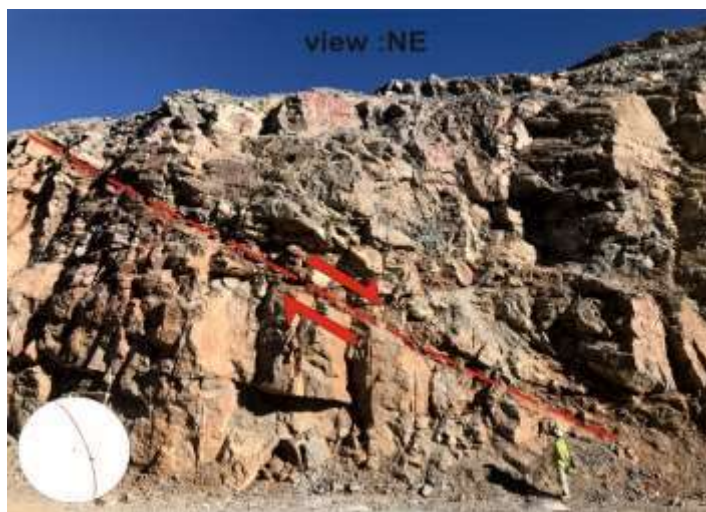
۳. گسل f3: یکی دیگر از گسل های مهم پیت انگوران گسل معکوس با مولفه ی چپگرد می باشد که با امتداد N64E و با شیب ۵۸ درجه و زاویه ریک ۷۵ درجه از سمت غرب، لایه ها را جابه جا کرده است. در فرو دیواره ی گسل معکوس لایه بندی چرخیده در قسمت بالایی حالت لنزی پیدا میکنند. این گسل سطح وسیعی را در قسمت شرقی معدن تحت تاثیر خود قرار داده است. در بلوک فرادیواره گسل معکوس، یک شاخه دیگر از همان نوع حرکت گسل به گسل اصلی متصل شده است (شکل ۷).





شکل ۷ - (الف) نمای کلی از گسل معکوس چپگرد و تصویر استریوگرافیک آن (ب) نمای نزدیک از قسمت چین خورده در قسمت فرودیواره گسل معکوس (ج) خش لغز گسل.

۴. گسل f4: همانطور که در (شکل ۸) مشاهده میکنیم که یک گسل نرمال در پله‌های پایین در دیواره‌ی روبه‌روی شیست‌های معدن و هم‌راستا با گسل راستگرد اصلی معدن با امتداد N21W و با زاویه‌ی شیب ۷۰ درجه از سمت جنوب شرقی و زاویه‌ی ریک به علت کانی‌زایی شدید در این منطقه قابل برداشت نبود ولی به صورت تقریبی ۷۰ درجه از سمت شمال میتوان فهمید.



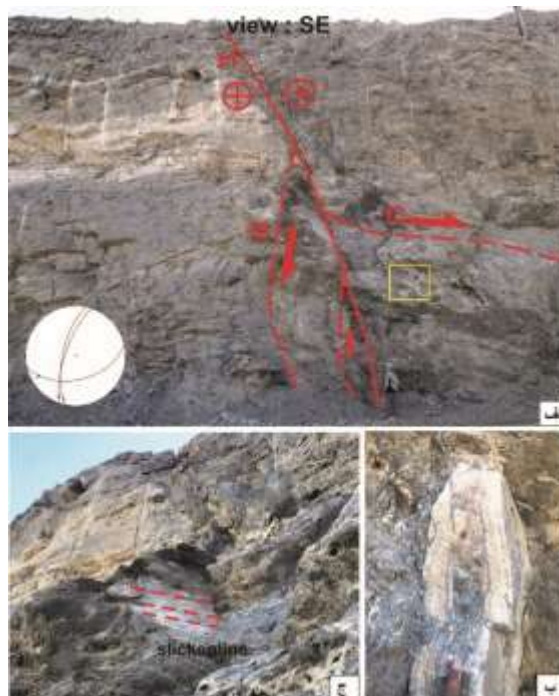
شکل ۸ - نمای کلی از گسل نرمال و تصویر استریوگرافیک آن.

۵. گسل f5: همانگونه که در (شکل ۹) مشاهده می‌کنید در ظاهر یک گسل نرمال مبینیم ولی در واقع یک گسل راستگرد به موازات همان گسل اصلی معدن می‌باشد و این افتادگی لایه سفید رنگ در تصویر، یک افتادگی ظاهری است، که در حدود دو متر لایه‌ها جابه‌جا شده‌اند. این گسل قبلاً دارای حرکت نرمال نیز بوده است اما حرکت جوان آن حرکت راستگرد است، امتداد این گسل N55W با زاویه‌ی شیب ۸۰ درجه از سمت جنوب غربی و اندازه ریک ۱۰ درجه از سمت شمال غربی است. این گسل یکی از چندین شاخه‌انتهایی گسل اصلی معدن می‌باشد و با توجه به مقدار جابه‌جایی لایه‌ها به احتمال زیاد این گسل همان شاخه اصلی گسل راستگرد نرمال است.



شکل ۹ - نمای کلی از گسل راستگرد و تصویر استریوگرافیک آن با رنگ قرمز و لایه بندی این منطقه با رنگ زرد مشخص شده است.

۶. گسل f6: در (شکل ۱۰) همانطور که مشاهده میشود یک گسل اصلی راست گرد در پله های میانی در جنوب شرقی پیت معدن انگوران لایه ها را جابه جا کرده است که یکی از شاخه های منشعب شده از گسل اصلی معدن است، از این گسل اصلی سه شاخه گسل فرعی و کوچک دیگر نیز منشعب شده است. گسل راستگرد اصلی دارای امتداد N12W و زاویه شیب ۶۹ درجه از سمت شمال غربی و اندازه ریک ۱۰ درجه از سمت شمال می باشد که با نام f1 در تصویر مشاهده میکنید. البته این گسل اصلی قبلاً دارای حرکت نرمال بوده است که آثار و شواهد آن بسیار اندک باقی مانده است و بعد روند حرکتی گسل راستگرد شده است به عبارت دیگر حرکت نرمال قدیمی تر از حرکت راستگرد جوان است. در ادامه این گسل دارای سه شاخه گسل فرعی است که همگی دارای حرکت راستگرد هستند. گسل f2 با امتداد N19E و با زاویه شیب ۷۳ درجه به سمت شمال غربی و زاویه ریک ۱۰ درجه از سمت جنوب و گسل f3 با امتداد N77E و با زاویه شیب ۵۰ درجه به سمت جنوب شرقی و اندازه ریک ۲۴ درجه مشخص شده است. همانگونه که در تصویر مشاهده میشود در سمت بلوک راست گسل اصلی، در قسمت بالا، لایه ها برشی شده اند.



شکل ۱۰ - (الف) تصویر کلی از گسل اصلی و شاخه‌های آن و تصویر استریوگرافیک آنها (ب) رگه‌ی آراگونیتی در دیواره بلوک سمت راست (ج) تصویر خشن لغز گسل.

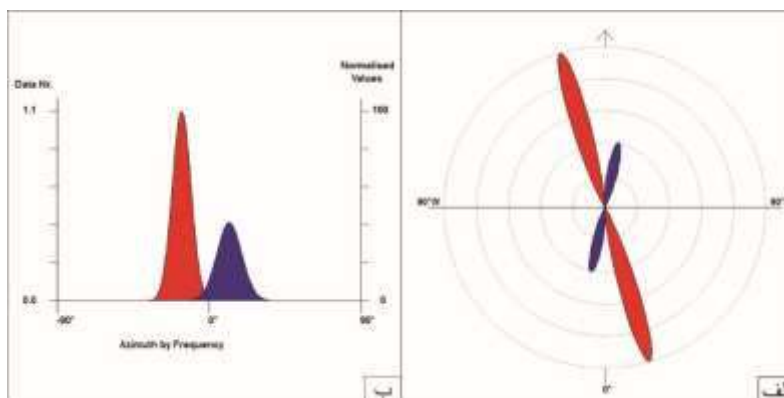
## ۵- نتیجه گیری

چندین حکایت برای توصیف این ناحیه از پیت معدن میتوان به کار برد: حرکت گسل قبل از کانی سازی اتفاق افتاده، حرکت گسل همزمان با کانی سازی رخ داده یا حرکت گسل بعد از کانی زایی اتفاق افتاده است.

۱- اگر ابتدا کانی زایی رخ داده باشد بعد حرکت گسل را ما داشته باشیم در اینصورت گسل، لایه‌های دارای کانی زایی را جابه‌جا کرده است و ما یک لایه کامل دارای کانی زایی را باید مشاهده کنیم که اینگونه نیست. ۲- اگر حرکت گسل همزمان با کانی سازی باشد در اینصورت چون حرکت گسل آرام است، ما در زون گسلی فیبر کانی‌ها را به صورت جهت دار میبینیم که مشخصه‌ی کانی‌های سین تکتونیک هستند، که در محدوده اینگونه نیست. ۳- اگر حرکت صفحه‌ی گسل قبل از کانی زایی اتفاق افتاده باشد در اینصورت سیالات در داخل شکستگی‌های حاصل از حرکت گسل وارد میشوند و آنها را پر میکنند که در اینصورت ما در روی آنها خشن لغزی مشاهده نمیکنیم، به عبارت ساده‌تر ما شکستگی‌ها را از قبل داشتیم و بعد طی سپری شدن زمان سیالات وارد آنها شده و آن را پر میکنند.

طبیعتاً ماده معدنی در زون گسل وجود دارد و با حرکت مجدد گسل روی آن خشن لغز افتاده است و خشن لغز قبلی را قطع کرده است. نمودار گل سرخی در پهنه ساختاری بر راستای گسل و روند خشن‌ها، شامل شیب گسل‌ها و میل خشن‌لغزها نیز برای تمامی گسل‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه رسم شده است. با توجه به این نمودار (شکل ۱۱)، بیشترین گسل‌ها دارای راستای  $N20W / S20E$  (شمال غربی - جنوب شرقی) و شیب غالب آن‌ها بین  $60^\circ$  تا  $80^\circ$  درجه هستند و تعدادی از داده‌ها دارای روند  $N20E / S20W$  (شمال شرقی - جنوب غربی) هستند.





شکل ۱۱- (الف) نمودار گل سرخی رسم شده برای تمام گسل ها. (ب) نمودار هیستوگرام.

## ۶- مراجع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳ ه.ش.، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- آشفته، علی، ۱۳۹۵، ارزیابی اثرات زیست محیطی معدن سرب و روی انگوران زنجان، دهمین کنفرانس مهندسی معدن .
- باباخانی، ع.ر.، قلمقاش، ج.، ۱۳۷۷. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ تخت سلیمان. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بخشی زاد و قربانی، ۱۳۹۴، ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی و محیط تشکیل سنگ های دگرگونی منطقه زنجان- تکاب، مجله علوم نوین زمین پاییز ۹۴، سال بیست و پنجم، شماره ۹۷، صفحه ۳۶۱ تا ۳۷۴.
- شرکت معدن زمین (مشاور)، شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران (کارفرما)، ۱۳۹۱، گزارش زمین شناسی معدن سرب و روی انگوران.
- غضنفری، ف.، ۱۳۷۰. پتروژنز سنگ های دگرگونه در شمال شرق تکاب با نگرشی ویژه به کانی سازی سرب و روی انگوران. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۱۷۸ ص.

Alavi, M. 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology* 8, 144-9.

Behyari, M., Rezaei Azizi, M., Abedini, A., 2020. The role of the structures on the fluorite mineralization: Insight to fluid inclusion and alteration map of the laal-kan fluorite deposit, nw iran. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 17.

Daliran, F., Pride, K., Walther, J., Berner, Z.A., Bakker, R.J., 2013, The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: Evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide-zinc carbonate mineralization, *Ore Geology Reviews* 53, 373-402.

Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C.R., Banks, D. Moore, F., 2006. Marble- hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: Interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralum Deposita* 41, 1-16.



Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C.R., Banks, D. Moore, F., 2006. Marble- hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: Interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralum Deposita* 41, 1-16.

Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229-1258.

## بررسی توانایی تفکیک کانی‌های رسی با استفاده از سنجش از دور در منطقه کهر چابهار

کژال ملایی<sup>۱\*</sup>، خلیل رضایی<sup>۲</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

kazhalmolaei884@gmail.com

۲. عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

kh.rezaei@gmail.com

### چکیده

در این مطالعه به بررسی و شناسایی کانی‌های رسی با استفاده از روش‌های موجود در سنجش از دور در منطقه کهر چابهار پرداخته شده است. منطقه مورد مطالعه، در جنوب شرقی ایران و در جنوب استان سیستان و بلوچستان در انتهای جنوب پهنه مکران ساحلی قرار دارد. روش‌های مختلف سنجش از دور که روش‌های نوینی هستند، امروزه جایگزین روش‌های سنتی اکتشاف معدنی شده‌اند چون دقت بالایی دارند، به نقاط دورافتاده سریع دسترسی پیدا می‌کنیم، به دست آوردن داده‌های آن آسان است، از نظر زمانی و هزینه به صرفه می‌باشد. انجام مطالعات سنجش از دور برای جمع‌آوری نقاط اندیس‌های معدنی مرتبط با کانی‌های رسی در محدوده هدف می‌باشد. به همین منظور از روش‌های متفاوت موجود در سنجش از دور که به شناسایی کانی‌های رسی به ما کمک می‌کند، به کار بردیم. این روش‌های سنجش از دور شامل سه تا روش می‌شود، که عبارتند از: ۱. ترکیب رنگی کاذب (FCC)، ۲. نسبت باندی (BR) و ۳. نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM).

**واژه‌های کلیدی:** کانی‌های رسی، سنجش از دور، کهر چابهار.

### Abstract

In this study, the investigation and identification of clay minerals using existing methods in remote sensing in Kahir Chabahar area has been done. The studied area is located in the southeast of Iran and in the south of Sistan and Baluchestan province, at the southern end of the coastal Makran area. Different methods of remote sensing, which are new methods, have replaced the traditional methods of mineral exploration today. Because they are very accurate, We can reach remote places quickly, Its data is easy to obtain, It is economical in terms of time and cost. Conducting remote sensing studies to collect mineral index points related to clay minerals is within the target area. For this purpose, we used different methods available in remote sensing that help us to identify clay minerals. These remote sensing methods include three methods, which are: 1. False color combination (FCC), 2. Band ratio (BR), 3. Spectral angle mapping (SAM).

**Key words:** Clay Minerals, Remote Sensing, Kahir Chabahar.

### ۱- مقدمه

امروزه داده‌های سنجش از دور نقش بسزایی در اکتشافات معدنی و کاربردهای مختلف زمین‌شناسی دارند. منابع معدنی در مجموعه تولید نقش انکارناپذیری در توسعه، رشد و آبادانی یک کشور برعهده دارد و اساس اقتصاد و صنعت را بنا می‌کنند. همین مواد معدنی، پایه و اساس تمدن را به وجود می‌آورند. بنابراین اکتشافات معدنی به عنوان اولین گام در راه استفاده از آن‌ها اهمیت خاصی دارند. داده‌های سنجش از دور به دلیل یکپارچه و تنوع طیفی، گسترده بودن، تهیه پوشش‌های تکراری و باصرفه بودن، در مقایسه با روش‌های گردآوری اطلاعات از قابلیت‌های خاصی برخوردار می‌باشد، ماهیت رقومی داده‌ها این اجازه را به سیستم‌های کامپیوتری داده است که بتوانند این داده‌ها را به طور مستقیم به کار ببرند (خوشبازان و رستمی، ۱۳۹۴). با انجام پردازش داده‌های ماهواره‌ای می‌توان تعیین توده‌های معدنی را در جهت کشف آن‌ها آسانتر کرد. در گام اول برای پیدا کردن کانی‌زایی در یک منطقه گسترده معمولاً نمی‌توان از نقشه‌های زمین-

شناسی استفاده شود چون در اکثر آن‌ها دگرسانی تفکیک نشده یا از دقت کافی برای تفکیک برخوردار نمی‌باشد. بهترین شیوه برای پیدا کردن دگرسانی‌ها، کمک گرفتن از پردازش داده‌های ماهواره‌ها می‌باشد (صفایی و همکاران، ۱۳۹۴). کانی‌های رسی گروه متنوعی از آلومینوسیلیکات‌های لایه آبدار هستند که قسمت عمده‌ای از خانواده‌ی کانی‌های فیلسیلیکات را تشکیل می‌دهند. کانی‌های رسی اجزای اصلی سنگ‌های ریزدانه و رسوبات (گل‌سنگ، شیل‌ها، رس سنگ‌ها، سیلتستون‌های رسی، لجن‌های رسی، آرژیلیت‌ها) می‌باشند. آن‌ها اجزای مهمی از خاک، دریاچه، مصب، دلتا و رسوبات اقیانوسی می‌باشند که اکثراً سطح زمین را پوشش می‌دهند. آن‌ها هم‌بطور حدوداً در تمام سنگ‌های رسوبی حضور دارند که رخنمون‌های آن‌ها حدوداً ۷۵ درصد سطح زمین را پوشش داده‌اند. رسی‌هایی که در خاک‌ها و یا توسط هوازدگی تشکیل می‌شوند بیشتر منعکس کننده آب‌وهوا، زهکشی و نوع سنگ می‌باشند (Huggett, 2019). منطقه کهر در استان سیستان و بلوچستان قرار دارد، با وسعتی حدود ۴۷۷۰ هکتار در فاصله‌ی ۷۰۰ کیلومتری جنوب شرقی زاهدان و در حاشیه‌ی دریای عمان قرار دارد (الرئسی و همکاران، ۱۳۹۱).

## ۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

از نظر زمین‌شناسی چابهار در زون مکران واقع شده است که از لحاظ ساختاری به دو بخش بیرونی (ساحلی) و یک شکاف داخلی تقسیم شده است (Dolati, 2010). مکران شامل کوه‌های شرقی-غربی می‌باشد که از سواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان ادامه پیدا کرده است. از ۱۶۰۰۰۰ کیلومتر مربع پهنه مکران، در حد ۷۰۰۰۰ کیلومتر مربع آن در ایران و ادامه آن در پاکستان است. از این رو، ساختار مکران، دارای الگویی فلسی (Imbricated) است، که فلس‌ها با گسل‌های معکوس پرشیب مرزبندی شده است و حاصل آن شمال-شمال شرق به (Interland) رانده شدن فلس از پس خشکی جنوب-جنوب غرب می‌باشد. عامل (Foreland) سمت پیش خشکی تشکیل این ساختار، اتفاقی است که اوج آن در میوسن بوده است و از آن موقع به بعد با شدت کمتری به همان صورت ادامه دارد. چون به لحاظ مقامت فرورانش، در ناحیه مکران، گسل‌ها هنوز فعال بوده‌اند و زمین به بالا آمدن ادامه داده است که این اقدام چین خوردگی، پسروری خط ساحلی، کوتاه‌شدگی را شامل می‌شود. در شمالی‌ترین بخش مکران، مجموعه‌ای از رسوبات پلاژیک کوتاه بالا رخنمون پیدا کرده اند، که با ردیف‌های فلیشی کرتاسه پسین-ائوسن پوشیده و یا مخلوط شده‌اند. بخش میانی مکران با فلیش‌های الیگوسن، با تعدادی ناپیوستگی موازی درون سازندی و یک ناپیوستگی زاویه‌ای در بالا، پوشیده شده است. رسوبات میوسن، به ویژه پلیوسن، اکثراً رخساره آواری داشته که بخش میانی تا ساحل دریای مکران تحت پوشش قرار دارند. جوان‌ترین رسوبات مکران، ماسه‌سنگ‌های سست و کم‌سیمان به سن پلیو-پلیستوسن بوده است به خصوص در نواحی ساحلی با پادگانه‌های دریایی کواترنری آن را پوشش داده است. به علت شرایط حاکم بر زون فرورانش، واحدهای زمین‌ساختی - چینه‌شناسی منطقه برخی اوقات نظم چینه‌ای ندارند (احراری رودی و همکاران، ۱۳۹۰). واحدهای چینه‌ای منطقه به طور کلی از نهشته‌های نوژن و عهد حاضر تشکیل شده است و شامل مجموعه‌ای با ستبرای فراوان از نهشته‌های شیلی، مارنی، ماسه‌سنگی و کنگلومرای هستند. توضیح چینه‌شناسی آن بر طبق نقشه زمین‌شناسی منطقه ارائه شده است (عابدیان و همکاران، ۱۳۹۰)، که از قدیم به جدید عبارتند از:

۱. واحد  $M^{s,m}$ : قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه، از ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه تا توده‌ای تشکیل شده و در آن لایه‌های مارنی نیز به صورت بین لایه‌ای دیده می‌شود. لایه‌های ماسه‌سنگ ذکر شده سست، گریواکی، آهکی و میکادار با رنگ عمومی سبز تیره تا متمایل به خاکستری. لایه‌های ماسه‌سنگی در نواحی پارک بین چابهار و کنارک به مارن تبدیل می‌شود و به در جهت جنوب به واحدهای مارنی با میان لایه‌های نازک ماسه-سنگی  $MPI^m$  تبدیل می‌شود.

۲. واحد  $M^{m,s,c}$ : نسبتاً نرم و زود فرسا و ارتفاعات کوتاهی دارد. از تناوب مارن سبز تیره و ماسه‌سنگ سست و لایه‌هایی از کنگلومرای ریزدانه. در سمت جانبی و قائم به واحدهای مارنی  $MPI^m$  تبدیل می‌شود.

۳. واحد  $MPI^m$ : بسیار زود فرسا، مارن ژپس‌دار به رنگ سبز تیره، مقدار بسیار کمی میان لایه‌های ماسه‌سنگی در آن دیده می‌شود. گرهک‌ها و عدسی‌هایی از سیلتستون آهکی در آن قرار دارد. پوسته‌های فراوانی از صدف نرم تنان به ویژه صدف‌های بزرگ اوسترا در آن وجود دارد.



۴. واحد:  $PI^{s,m}$  لایه‌های تقریباً افقی، ماسه‌سنگ‌های سست، دانه‌ریز تا دانه‌درشت با فرسایش ویژه حفره‌ای تشکیل شده‌اند. بخش‌های پایینی لایه‌های آجری تا سفیدرنگ کنگلومرا که بیشتر ریزدانه است. انواع فراوانی از صدف‌های نرم‌تنان در آن دیده شده است.

۵. واحد:  $Q^{mt1}$  نهشته‌های پادگانه قدیمی‌تر.

۶. واحد:  $Q^{mt2}$  نهشته‌های پادگانه جوان‌تر  $Q^{mt1}$ ,  $Q^{mt2}$ ، هر دو معمولاً بر روی مارن‌های چین‌خورده MPI قرار دارند.

۷. واحد:  $Q^{mt}$  عمدتاً از ماسه‌سنگ.

۸. واحد:  $Q^{PI}$  از پایین به بالا کنگلومرای ریزدانه، ماسه‌سنگ بسیار سست، ماسه‌سنگ سیلتی، کنگلومرای بدون سیمان، مارن، سیلتستون و مجدداً کنگلومرای بدون سیمان قرار گرفته است.

۹. واحد:  $Q^{tl}$  دارای رسوبات آبرفتی قدیمی‌تر که به صورت پادگانه‌های مسطحی‌اند و شامل کنگلومرا با قلوه‌هایی در اندازه‌های متفاوت و تقریباً بدون سیمان حاوی عدسی‌های سیلتی - ماسه‌ای.

۱۰. واحد:  $Q^{t2}$  رسوبات مخروط افکنه‌ای حاصل از فرسایش واحدهای ماسه‌سنگی - کنگلومرای و مارنی تشکیل یافته که جنس آن سیلت و ماسه می‌باشد.

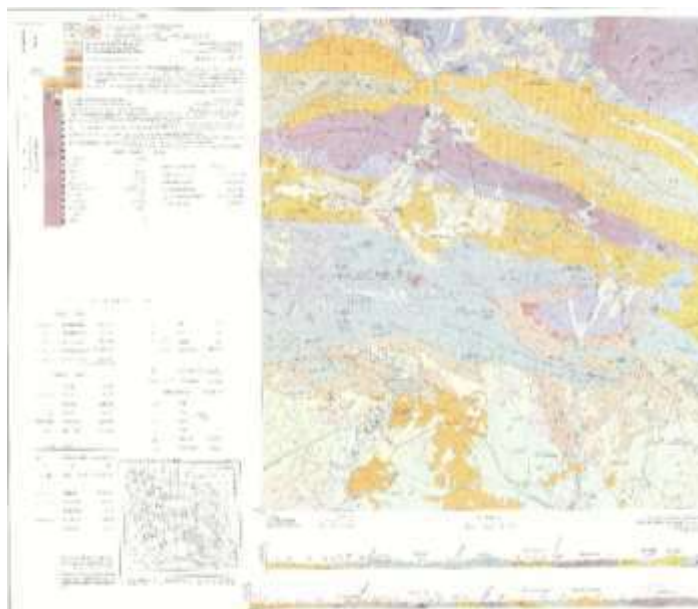
۱۱. واحد:  $Q^m$  در پهنه‌های گلی شامل رسوبات ریز دانه سیلتی -رسی می‌باشد که از فرسایش واحدهای سیلتی -مارنی، مارنی، مارن ماسه‌ای نرم در منطقه تشکیل شده است. رنگ عمومی آن خاکستری روشن تا سفید است.

۱۲. واحد:  $Q^{al}$  آبرفت‌های بستر رودخانه‌ها شامل مجموعه‌ای از گراول‌های درشت، متوسط و ذرات در اندازه ماسه و سیلت و رس هستند.

۱۳. واحد:  $Q^{es}$  نهشته‌های بادرفتی - تپه‌های ماسه‌ای.

۱۴. واحد:  $Q^{id}$  نهشته‌های بین جزر و مدی در امتداد کرانه دریا. این واحد آزاد بوده و سیمانه نشده و شامل رسوبات بسیار نرم و گل و لای و ماسه تا قلوه‌های درشت همراه با پوسته‌های صدف.

شکل ۱. نقشه زمین شناسی واحدهای چینه‌ای ورقه یکصد هزارم شهرستان کهیر چابهار.

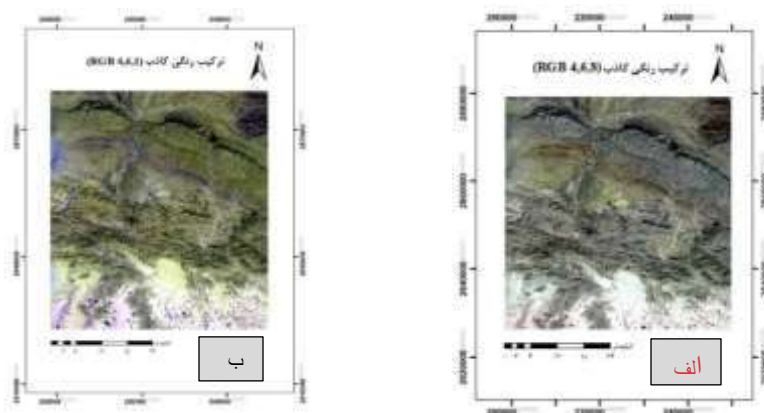


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی واحدهای چینه‌ای ورقه یکصد هزارم شهرستان کهیر چابهار (www.filecade.com, n d).

### ۳- روش کار

#### ۳-۱- ترکیب رنگی کاذب (FCC)

نسبت بانندی یکی از روش‌های رایج در پردازش تصاویر ماهواره‌ای است که طی آن پیکسل‌های یک تصویر یا باند طیفی به پیکسل‌های مناظر آن تصویر یا باند دیگر بر اساس خصوصیات طیفی کانی مورد نظر (جذب و بازتاب) تقسیم می‌شود. این تکنیک اختلاف بین درجات روشنایی را آشکار کرده و با از بین بردن اثرات توپوگرافی و سایه‌ها و کاهش یکسری از نویزها مرزها را مشخص تر می‌سازد (مختاری و سیفی، ۱۴۰۰). در این روش با قرار دادن باندهای مناسب تصویر در جعبه‌های قرمز، سبز و آبی، عوارض مورد نظر به رنگ‌های دلخواه در تصویر، نمایان می‌شوند تا عوارض مطلوب به آسانی از تصویر بدست آمده، استخراج شود (احمدی و قره شیخ بیات، ۱۴۰۰). اولین ترکیب رنگی به کار برده شده، ترکیب رنگی ۴۶۸ (RGB 4,6,8) است، که در قلمر (SWIR) به علت جذب کانی‌های شاخص آلتراسیون پروپیلیتیک (اپیدوت و کلریت) در باند ۸ محدود و جذب کانی‌های شاخص آلتراسیون‌های آرژیلیک-فلیک (کائولینیت، ایلیت و مونت‌موریلونیت) در باند ۶ حائز اهمیت است. در ترکیب رنگی کاذب ذکر شده زون‌های آلتراسیونی آرژیلیک و فلیک به رنگ قرمز تا صورتی، آلتراسیون پروپیلیتیک به رنگ سبز لجنی و واحدهای آهکی به رنگ زرد و البته در بعضی نقاط پیکسل‌هایی با رنگ صورتی پررنگ که مربوط به مناطق حاوی آلتراسیون آرژیلیک پیشرفته (آلونیت) است، نمایان می‌شوند که نشان‌دهنده پهنه افیولیتی در منطقه می‌باشد (شکل ۲، الف). دومین ترکیب رنگی به کار برده شده، ترکیب رنگی ۴۶۱ (RGB 4,6,1) است. که به منظور آشکارسازی اکسیدهای آهن که مناطق دارای پتانسیل به رنگ سبز قابل مشاهده هستند، آلتراسیون پروپیلیتیک به رنگ آبی و آلتراسیون آرژیلیکی به رنگ صورتی و زرد مایل به صورتی قابل مشاهده می‌باشند، استفاده شده است (شکل ۲، ب) (صدر محمدی و رضایی، ۱۳۹۷).

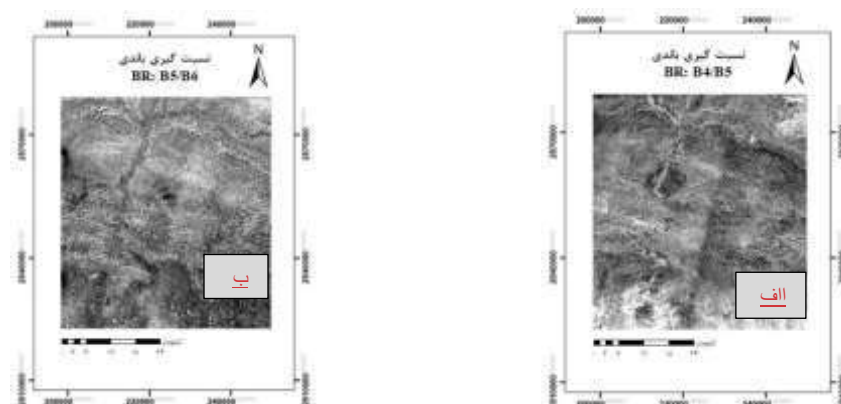


شکل ۲- الف) تصویر حاصل از ترکیب رنگی کاذب ۴۶۸ (RGB 4,6,8)، ب) تصویر حاصل از ترکیب رنگی کاذب ۴۶۱ (RGB 4,6,1).

## ۲-۳- نسبت بانندی (BR)

روش نسبت بانندی به منظور کاهش سایه‌ها و اختلالات روشنایی زمین، جدایش واحدهای سنگی، دگرسانی‌های گرمایی و تعیین شاخص‌های پوشش گیاهی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش بانند با میزان بازتابش بالا از هدف مورد نظر، به بانند با میزان جذب بالا از همان هدف، تقسیم می‌شود. با توجه به اینکه پدیده‌های مختلف ویژگی‌های طیفی منحصر به فردی دارند، می‌توان با استفاده از روش فوق و استخراج خصوصیات طیفی آن‌ها به کمک نمودار بازتابش طیفی عوارض مختلف را بارزسازی نمود (استاد مهدی عراق و مجدی فر، ۱۳۹۸). در اینجا از دو نسبت بانندی برای بارزسازی کانی‌های رسی به کار بردیم. که عبارتند از: ۱. نسبت بانندی آلتراسیون (B5/B6). ۲. نسبت بانندی فنزیت (B4/B5).

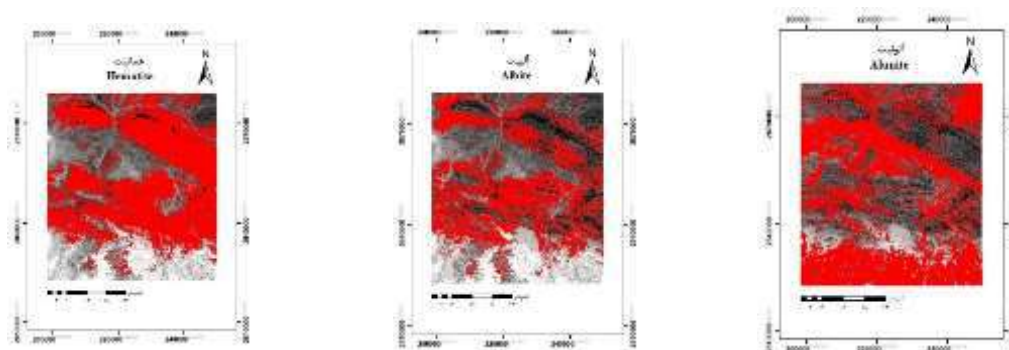


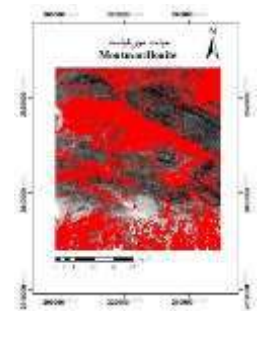
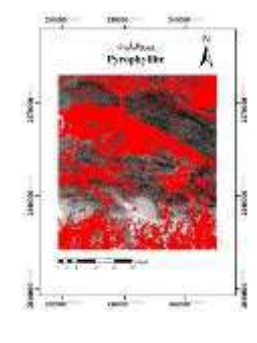
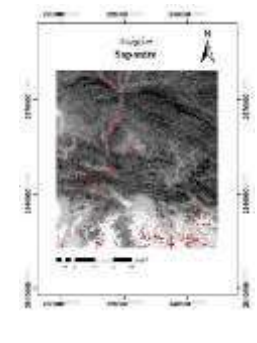
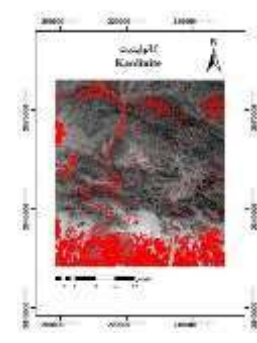
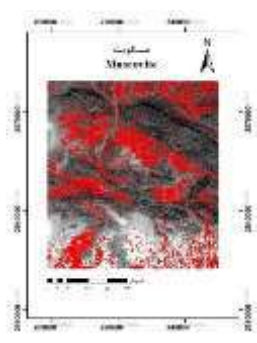
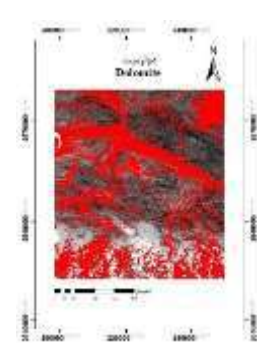
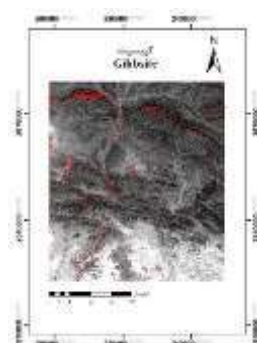
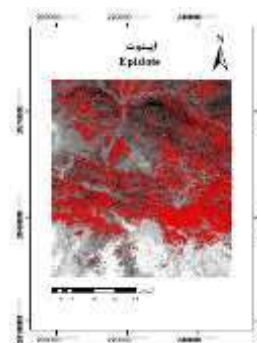
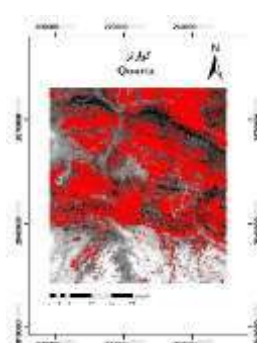


شکل ۳- نسبت باندی (الف) آلتراسیون، (ب) فزیت، که با رنگ سفید مشخص شده‌اند.

### ۳-۳- نقشه برداری زاویه طیفی (SAM)

الگوریتم نقشه بردار زاویه طیفی یا SAM اولین بار در سال ۱۹۹۳ توسط کروز و همکاران به کار برده شد. روشی کارا برای مقایسه طیف تصاویر مورد مطالعه در منطقه هدف نسبت به یک طیف مشخص یا استاندارد (کتابخانه‌ای) است. این الگوریتم بر این فرض استوار است که هر پیکسل از تصاویر سنجش از دوری می‌تواند منحصر به یک کلاس از پوشش‌های زمینی باشد. در واقع در این روش با تبدیل طیف‌ها به بردار در فضایی به ابعاد تعداد باندها، زاویه طیفی بین دو بردار محاسبه می‌شود. در این روش زاویه کوچک تر تطابق بیشتری نسبت به طیف مرجع نشان می‌دهد. همچنین پیکسل‌های دارای زاویه خیلی بزرگتر از حداکثر زاویه آستانه تعیین شده، طبقه‌بندی نمی‌شوند (مختاری و سیفی، ۱۴۰۰). برای بارزسازی کانی‌های رسی از طیف کانی‌های زیر استفاده کردیم: آلونیت، آلیت، همانیت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، کلریت، دولومیت، گیبسیت، اپلیت، کائولینیت، مسکویت، مونت موریلونیت، پیروفیلیت، ساپونیت.







شکل (۴)- طیف کانی های آلونیت، آلپیت، هماتیت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، کلریت، دولومیت، گیبسیت، ایلیت، کاتولینیت، مسکویت، مونت موریلونیت، پیروفیلیت، ساپونیت برای بارزسازی کانی های رسی که با رنگ قرمز مشخص شده اند.

#### ۴- نتیجه گیری

با توجه به روش های مختلف موجود در سنجش از دور که در این مقاله از آن استفاده شده است، شامل: ۱- ترکیب رنگی کاذب: RGB4,6,8 و RGB4,6,1. ۲- نسبت باندی: آلتراسیون و فنزیت. ۳- نقشه برداری زاویه طیفی: طیف کانی های آلونیت، آلپیت، هماتیت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت، کلریت، دولومیت، گیبسیت، ایلیت، کاتولینیت، مسکویت، مونت موریلونیت، پیروفیلیت، ساپونیت. این سه روش به دلیل بارزسازی کانی های رسی استفاده شده اند و وجود کانی های رسی را در منطقه مورد مطالعه تأیید می کنند.

#### ۵- مراجع

رضا احمدی، عبدالرضا قره شیخ بیات. ۱۴۰۰، تلفیق روش های سنجش از دور و مغناطیس سنجی به منظور اکتشاف کانسار آهن در گستره مراغ بندر چارک. فصلنامه زمین شناسی ایران. سال، ۱۵، شماره ۵۹، پاییز، ۱۴۰۰ صفحات.

احراری رودی، م.، موسوی حرمی، س.، لک، ر.، معتمد، الف.، مح بویی، الف.، (۱۳۹۰). بررسی زیست محیطی- رسوب شناسی مناطق ساحلی دریای مکران ایران (جنوب استان سیستان و بلوچستان). زمین شناسی ژئوتکنیک (زمین شناسی کاربردی - JOURNAL OF GEOTECHNICAL GEOLOGY)، دوره ۷، شماره ۴: ۲۹۸-۲۸۹ ص.

الرئسی، ع.، زهتابیان، غ.، احمدی، ح.، خسروی، ح.، دستورانی، م.، (زمستان ۱۳۹۱). ارزیابی وضعیت فعلی بیابانزدایی در مناطق بیابان ساحلی با استفاده از معیارهای بیوفیزیک مدل IMDPA (بررسی موردی: منطقه- کهر کنارک، چابهار). پژوهش های آبخیزداری (پژوهش و سازندگی). دوره ۲، شماره ۴ (پیاپی ۹۷): ۴۳-۵۱ ص.

استاد مهدی عراقی، ن.، مجد فر، س.، (پاییز و زمستان ۱۳۹۸). پتانسیل یابی کانسارهای مس پورفیری دز شمال غربی کمر بند ماگمایی سنوزوئیک کرمان با استفاده از سنجش از دور. یافته های نوین زمین شناسی کاربردی، دوره ۱۳، شماره ۲۶، ۳۰-۱۷ ص.

باشگاه خبرنگاران جوان، (۱۳۹۳). نقشه راه های ایران با بزرگنمایی بی نهایت + دانلود.

خوشبازان، ی.، رستمی، ذ.، (۱۳۹۴). پتانسیل یابی مواد معدنی با فن سنجش از دور و استفاده از تصاویر ماهواره ای ETM + موردی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ س. دهمین کنگره بین المللی مهندسی عمران، تبریز.

صفایی، ص.، فرهمندیان، م.، افشاری، س.، کیانپوریان، ص.، (۱۳۹۴). اکتشاف کانسار آهن سنقر با استفاده از داده های ماهواره ای و مغناطیس سنجی. کنگره بین المللی تخصصی علوم و زمین - انجمن های علمی. دوره ۳۴: ۱-۱۰ ص.



صدرمحمدی، ن.، رضایی، خ.، (۱۳۹۷). آشکار سازی کانی های رسی و آلتراسیون‌ها در منطقه نصرت آباد براساس پردازش تصاویر سنجنده استر. یازدهمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور و بیست و یکمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

عابدیان، ن.، برنا، ب.، نثاری، جان.، کریمی، ع.، (۱۳۹۰). شناسایی لوماشل در سواحل جنوبی استان سیستان و بلوچستان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور- شرکت مهندسی کانی کاوان شرق، جلد اول: ۴۰۸-۱ ص.

مختاری، ز.، سیفی، ع.، (پاییز ۱۴۰۰). بارزسازی مناطق دگرسان شده با استفاده از روش‌های مختلف پردازش تصاویر ASTER در منطقه معدن فیروزه نیشابور. نشریه روش‌های تحلیلی و عددی در مهندسی معدن، دوره ۱۱، شماره نشریه ۲۸، ۱-۲۲ ص.

Dolati, A., (2010). Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran (Doctoral dissertation, ETH Zurich).

Hugget, J.M.” Clay Minerals. (2019)” Encyclopedia of Geology-2nd Edition-Elsevier. 358-365p.

## بررسی خصوصیات کیفی آب های سطحی و زیرزمینی حوزه آبخیز سد درودزن - ملاصدرا جهت مصرف شرب

حمیدرضا پورقاسمی<sup>۱\*</sup>، عطیه امین دین<sup>۲</sup>، سید فخرالدین افضلی<sup>۳</sup>، حمزه نور<sup>۴</sup>، مجید محمدی<sup>۵</sup>

۱- استاد، بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، ایران

hr.pourghasemi@shirazu.ac.ir

۲- دانش آموخته، بخش منابع طبیعی و محیط زیست، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، ایران

Atiyeh.Amindin@gmail.com

۳- دانشیار، بخش منابع طبیعی و محیط زیست، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز، ایران

fafzali@gmail.com

۴- استادیار بخش تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان خراسان رضوی، ایران

noorhamzeh@gmail.com

۵- دانشیار، گروه محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه سمنان، ایران

Mohammady\_wme@yahoo.com

### چکیده

کشور ایران با قرارگیری در اقلیم خشک و نیمه خشک با چالش کمبود آب مواجه است. بنابراین فراهم نمودن منابع آب کافی که از کیفیت خوبی برخوردار باشد این مشکل را دوچندان کرده است. مطالعه حاضر، با هدف بررسی وضعیت کیفیت آب آشامیدنی در منابع آب سطحی و زیرزمینی حوزه آبخیز درودزن - ملاصدرا انجام شده است. بنابراین از اطلاعات ۱۶ ایستگاه سنجش کیفیت آب سطحی و ۹۷ ایستگاه کیفیت آب زیرزمینی استفاده شد. سپس، با استفاده از دیاگرام شولر، کیفیت آن ها به لحاظ شرب مورد بررسی قرار گرفت. هم چنین، با استفاده از روش وزنی فاصله معکوس (IDW)، اقدام به تهیه نقشه مولفه های کیفیت آب زیرزمینی گردید. نتایج نشان داد، ۸۷/۵ درصد از نمونه های آب سطحی به لحاظ پارامترهای TDS، TH، Na و Cl در طبقه خوب تا قابل قبول قرار دارند که این مقدار به ۹۳/۷۵ درصد در پارامتر pH و SO<sub>4</sub> خواهد رسید. در مقابل تنها ۶/۲۵ درصد از نمونه ها به لحاظ پارامترهای TDS، Na و Cl در کلاس کاملاً نامطبوع قرار دارند. به علاوه، ۶/۱۹ درصد از نمونه های استفاده شده از تجزیه و تحلیل کیفیت آب زیرزمینی، به لحاظ فاکتور pH، در طبقه خوب قرار دارند که این میزان برای فاکتورهای Na، Cl و SO<sub>4</sub> ۹۵/۸۸ درصد است. هم چنین، ۹۰/۷۲ درصد و ۸۱/۴۴ درصد از داده ها، به ترتیب از نظر مولفه های TDS و TH در وضعیت خوب به لحاظ آشامیدن قرار دارد. نتایج این پژوهش می تواند اطلاعات حائز اهمیت در مورد کیفیت آب سطحی و زیرزمینی منطقه که مورد استفاده جوامع محلی، بهره بردارن، برنامه ریزان، محققان و سایر کارشناسان مطالعه کننده منطقه می باشد، را فراهم نماید.

**واژه های کلیدی:** آب آشامیدنی، دیاگرام شولر، حوزه آبخیز درودزن - ملاصدرا، آب سطحی و زیرزمینی

### Abstract

Iran is in arid and semi-arid region and faced to water storage challenges. Therefore, providing sufficient water sources with good quality has magnified this problem. The current research aims to investigate the surface and groundwater quality in Dorudzan-Molasadra dam watershed. Thus, the information of 16 surface water quality stations and 97 groundwater quality stations were collected and used to analysis water quality and Schoeller diagram was used to evaluate the drinkability. Moreover, inverse distance weighted (IDW) method was used to generate the water quality components. The results showed that 87.5% of the surface water samples are in the good to acceptable category in terms of TDS, TH, Na, and Cl parameters, which will reach 93.75% in terms of pH and SO<sub>4</sub> parameters. On the other hand, only 25.6% of the samples are in the completely unfavorable class in terms of TDS, Na, and Cl parameters. In addition, 6.19% of the samples used for groundwater quality analysis are in the good category in terms of pH factor, which is 95.88% for Na, Cl, and SO<sub>4</sub> factors. Also, 90.72% and 81.44% of the data are in good drinking condition in terms of TDS and TH components, respectively. The results of this research can provide vital information about the surface and groundwater quality of the region for local communities, users, planners, researchers, and other experts.

**Key words:** Drinking water, Schoeller diagram, Dorudzan-Molasadra dam, Interpolation

## ۱- مقدمه

مسئله کمبود آب برای کشورهایی مانند ایران که دارای اقلیم خشک و نیمه‌خشک است از دیرباز وجود داشته، لذا تامین آب سالم و بهداشتی به‌عنوان یکی از مهم‌ترین چالش‌های چنددهه اخیر مطرح می‌باشد. هم‌چنین، فراهم نمودن منابع آب کافی و مناسب برای مصارف مختلف که علاوه بر کمیت، وضعیت کیفی مناسبی داشته باشد نیز از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. علاوه بر کمبود منابع آب که معضل اساسی جوامع در عصر حاضر است، آلوده‌شدن آن مشکلات آب را برای جوامع دوچندان می‌کند (Latif et al., 2005).

بررسی‌های کیفی آب دامنه گسترده‌تری پیدا کرده و مسائل مربوط به کیفیت آب‌های سطحی و زیرزمینی را شامل می‌گردد. در اغلب نقاط جهان، منابع آب زیرزمینی مهم‌ترین منبع تامین آب شرب و کشاورزی می‌باشند. با توجه به محدود بودن منابع آب زیرزمینی و افزایش نیاز آبی جوامع بشری ذخیره این آب‌ها رو به کاهش است؛ از این‌رو نگهداری این منابع و جلوگیری از آلودگی آن‌ها دارای اهمیت می‌باشد (صالحی کاه کش و همکاران، ۱۳۹۶). کیفیت منابع آب در مدیریت بهره‌برداری، توسعه و نیز انواع مصرف منابع آب‌های زیرزمینی و سطحی حائز اهمیت می‌باشد و قابلیت استفاده و یا عدم استفاده از منابع آب را تعیین می‌کند. هم‌چنین در بعضی شرایط سوء مدیریت بهره‌برداری ناشی از عدم توجه به کیفیت منابع آب و تغییرات مکانی و زمانی آن که باعث کاهش تدریجی راندمان و بهره‌وری آب می‌شود را نشان می‌دهد. بنابراین، لازمه کنترل و اقدام جهت کاهش آلاینده‌ها و تاثیرات آن‌ها، آگاهی کامل از نحوه توزیع و پراکندگی آلاینده‌های موجود ضروری است (رفع شریف آباد و همکاران، ۱۳۹۶).

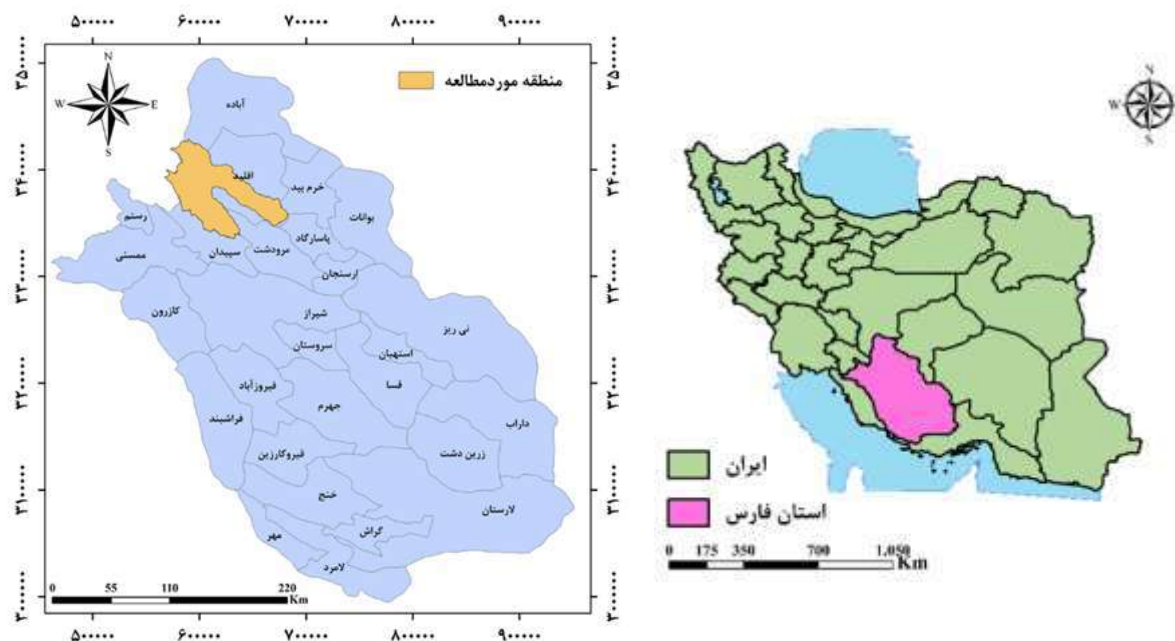
در دو دهه اخیر، مطالعات فراوانی در خصوص کیفیت منابع آب سطحی و زیرزمینی و تحلیل و تفسیر آن صورت گرفته است. در پژوهشی با استفاده از شاخص‌های کیفی آب زیرزمینی، تغییرات زمانی و مکانی کیفیت آب زیرزمینی در هند مورد بررسی قرار گرفت (Mehrijardi et al., 2008). نتایج آنالیز نمونه‌برداری از ۱۴ حلقه چاه حاکی از آن بود که ۷۴ درصد از نمونه‌های برداشت شده به‌دلیل قرارگیری در ناحیه صنعتی قابلیت شرب ندارد. در تحقیق دیگری، با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی و شاخص‌های کیفیت، کیفیت آب چشمه مورد بررسی قرار گرفت (Taloor et al., 2020). در دشت قروه، کیفیت آب زیرزمینی از نظر شرب و کشاورزی با استفاده از شاخص‌های شولر و ویلکوکس مورد بررسی قرار گرفت (پارسائی و همکاران، ۱۳۹۸). نتایج نشان داد که مساحت مناطقی که کیفیت آب به لحاظ شرب و کشاورزی در کلاس مناسب‌تر قرار دارد در حال کاهش و در مقابل مساحت کلاس‌های نامناسب در حال افزایش می‌باشد. در مطالعه دیگری، با استفاده از آمار و اطلاعات ۱۰ حلقه چاه روستایی در خصوص پارامترهای TDS، سختی کل، کلر، سدیم، منیزیم، بی‌کربنات و سولفات کیفیت آب زیرزمینی جهت شرب مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که اکثر پارامترها در طبقه خوب و قابل قبول قرار گرفتند و برای شرب مناسب هستند (صالحی کاه کش و همکاران، ۱۳۹۶).

از آن‌جا که منابع تجدیدشونده آب در هر اقلیمی مقدار نسبتاً ثابتی می‌باشد، از این رو بایستی سیاست‌ها و روش‌های اتخاذ شده در جهت حفظ و مصرف بهینه از این منابع سامان‌دهی گردد. بنابراین هدف مطالعه پیش‌رو، بررسی کیفیت آب‌های سطحی و زیرزمینی و مولفه‌های آن به لحاظ شرب در حوزه آبخیز سد درودزن-ملاصدرا می‌باشد.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، حوزه آبخیز سد درودزن و ملاصدرا در شمال استان فارس می‌باشد (شکل ۱) که مساحت آن ۴۳۴۲ کیلومتر مربع و کمینه و بیشینه ارتفاع به ترتیب ۱۶۱۹ و ۳۷۰۷ متر است. این منطقه در عرض‌های شمالی ۳۰ درجه و ۸ دقیقه و ۱۳ ثانیه تا ۳۰ درجه و ۵۹ دقیقه و ۳۰ ثانیه و طول‌های شرقی ۵۱ درجه و ۴۲ دقیقه و ۱ ثانیه تا ۵۲ درجه و ۵۴ دقیقه و ۵۶ ثانیه قرار گرفته است (پورقاسمی و همکاران، ۱۴۰۱).



شکل (۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

## ۲-۲- روش کار

پایش کیفی آب نه تنها باعث بهبود کیفیت آب می‌شود، بلکه در فرآیند تولید آب سالم نیز ارزش اقتصادی دارد و عامل مهمی در کاهش هزینه‌های تولیدی و تصفیه آب می‌باشد. به منظور بررسی کیفیت آب‌های زیرزمینی از آمار و اطلاعات ایستگاه‌های داخل و اطراف حوزه آبخیز سد درودزن- ملامصدرا استفاده شده است. بدین منظور، اطلاعات ۱۶ ایستگاه هیدرومتری و ۹۷ ایستگاه بررسی کیفیت آب زیرزمینی استفاده شد. پارامترهای کل مواد جامد باقی مانده (TDS)، سختی کل (TH)، اسیدیته (pH)، سدیم (Na)، کلر (Cl)، سولفات (SO<sub>4</sub>)، نسبت جذب سدیم (SAR)، هدایت مخصوص الکتریکی (EC)، کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg) اندازه‌گیری شد. با توجه به تعداد کم ایستگاه‌های هیدرومتری در داخل حوزه، از تهیه نقشه کیفیت آب سطحی خودداری گردید و با استفاده از روش میان‌یابی وزن فاصله معکوس (IDW)، اقدام به تهیه نقشه این پارامترها برای بررسی کیفیت آب زیرزمینی گردید. یکی از روش‌های طبقه‌بندی آب برای مصرف شرب انسان استفاده از دیاگرام شولر است (Schoeller, 1964). این رده‌بندی بر پایه میزان املاح محلول آب یعنی آنیون‌ها، کاتیون‌ها و ... شش گروه خوب، قابل قبول، نامناسب، بد، موقتاً قابل شرب و غیرقابل شرب تعیین شده است. بنابراین از دیاگرام شولر به منظور ارزیابی کیفیت آب جهت شرب استفاده شد. در ادامه به بررسی اهمیت هر یک از مولفه‌های موثر بر کیفیت آب خواهیم پرداخت:

هدایت مخصوص الکتریکی (EC) که برحسب میکروموس بر سانتی‌متر (معادل میکروزیمنس بر سانتی‌متر) محاسبه می‌شود، بیان‌گر میزان املاح کاتیونی و آنیونی محلول موجود در آب است که می‌تواند هدایت جریان الکتریسیته در آب را تسریع نماید. از جمله یون‌های مهم که در تمام آب‌های دنیا یافت می‌شود، کلر است. در صورتی که غلظت کلر در آب زیاد شود به لحاظ رشد گیاه، سمی خواهد بود. تغییرات یون کلر می‌تواند نشانه تغییر در میزان املاح شور و قابل انحلال در آب باشد که از طریق میزان سطح تماس منابع آب با لایه‌های حاوی این املاح (عمدتاً واحدهای مارنی و تیخیری) باشد. سولفات‌ها نیز در تمام آب‌های طبیعی دیده می‌شوند. سولفات سدیم، منیزیم و پتاسیم به آسانی در آب محلول هستند، اما سولفات کلسیم یا گچ قابلیت انحلال محدودی دارد. در صورت وجود یون سولفات در آب سازه‌های آبی باید با مصالح ضد سولفات ساخته شوند. اسیدیته که با استفاده از رابطه لگاریتم غلظت  $H^+$  در محیط به دست می‌آید، نشان‌دهنده قلیائیت و یا اسیدی بودن محیط خواهد بود. هر چه میزان pH بیش‌تر از ۷ باشد، نشانه قلیائیت محیط و هر چه کم‌تر از ۷ باشد مقدار اسیدیته محیط افزایش خواهد یافت. pH را نیز می‌توان به صورت آزمایشگاهی و صحرایی محاسبه کرد. از آنجایی که اسیدیته در بسیاری از فرآیندهای شیمیایی آب و خاک نقش فعالی دارد یکی از مشخصه‌هایی است که می‌بایست در فرم‌های گزارش‌های کیفی آورده شود تا در طبقه‌بندی آب‌ها مورد استفاده قرار گیرد.



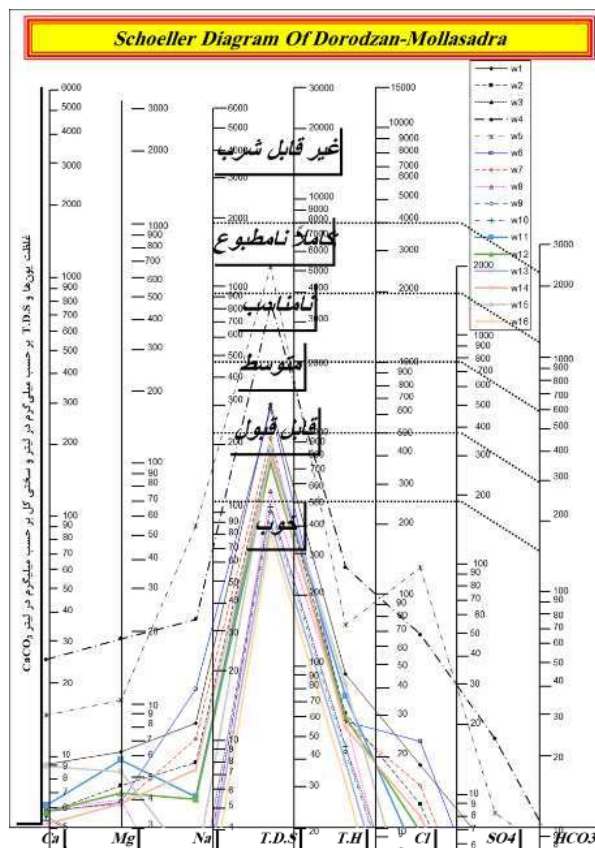
مواد محلول با فیلتر کردن آب تصفیه نمی‌شوند و پس از تبخیر آب، به‌عنوان جزئی از مواد جامد آب به‌صورت رسوب باقی می‌مانند. اندازه‌گیری مستقیم مقدار کل جامدات محلول، پس از جداسازی مواد جامد معلق، به کمک تبخیر آب امکان‌پذیر است. وزن رسوبات باقی‌مانده بیان‌گر مقدار کل جامدات محلول یا همان TDS برحسب میلی‌گرم در لیتر و بر مبنای جرم خشک خواهد بود.

### ۳- نتایج

جدول ۱، درصد هریک از کلاس‌های طبقه‌بندی شولر برای آب سطحی را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج به‌دست آمده، ۸۷/۵ درصد از نمونه‌ها به‌لحاظ پارامترهای TDS، TH، Na و Cl در طبقه خوب تا قابل قبول قرار گرفته که این مقدار به ۹۳/۷۵ درصد در پارامتر pH و  $SO_4$  خواهد رسید. در مقابل تنها ۶/۲۵ درصد از نمونه‌ها به‌لحاظ پارامترهای TDS، Na و Cl در کلاس کاملاً نامطبوع قرار دارند. نمودار شولر برای تمام نمونه‌های برداشت شده از آب سطحی در شکل ۲ ارائه شده است. بر اساس نتایج حاصل از این مدل، تمام نمونه‌ها در طبقه خوب تا کاملاً نامطبوع قرار دارند و هیچ یک از آن‌ها در طبقه غیرقابل شرب قرار ندارد. هم‌چنین، عمده نمونه‌های برداشت شده در وضعیت خوب تا قابل قبول قرار دارند.

جدول ۱) درصد هر یک از کلاس‌های طبقه‌بندی شولر برای مصارف شرب

| طبقه‌بندی آب   | TDS   | TH    | pH    | Na    | Cl    | $SO_4$ |
|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| خوب            | ۴۳/۷۵ | ۵۰/۰۰ | ۳۹/۷۵ | ۶۸/۷۵ | ۶۸/۷۵ | ۷۵/۰۰  |
| قابل قبول      | ۴۳/۷۵ | ۳۷/۵۰ | ۰/۰۰  | ۱۸/۷۵ | ۱۸/۷۵ | ۱۸/۷۵  |
| متوسط          | ۰/۰۰  | ۶/۲۵  | ۶/۲۵  | ۶/۲۵  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰   |
| نامناسب        | ۶/۲۵  | ۶/۲۵  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۶/۲۵  | ۶/۲۵   |
| کاملاً نامطبوع | ۶/۲۵  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۶/۲۵  | ۶/۲۵  | ۰/۰۰   |
| غیر قابل شرب   | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰   |



شکل (۲) نمودار دیاگرام شولر برای طبقه بندی آب سطحی به لحاظ شرب

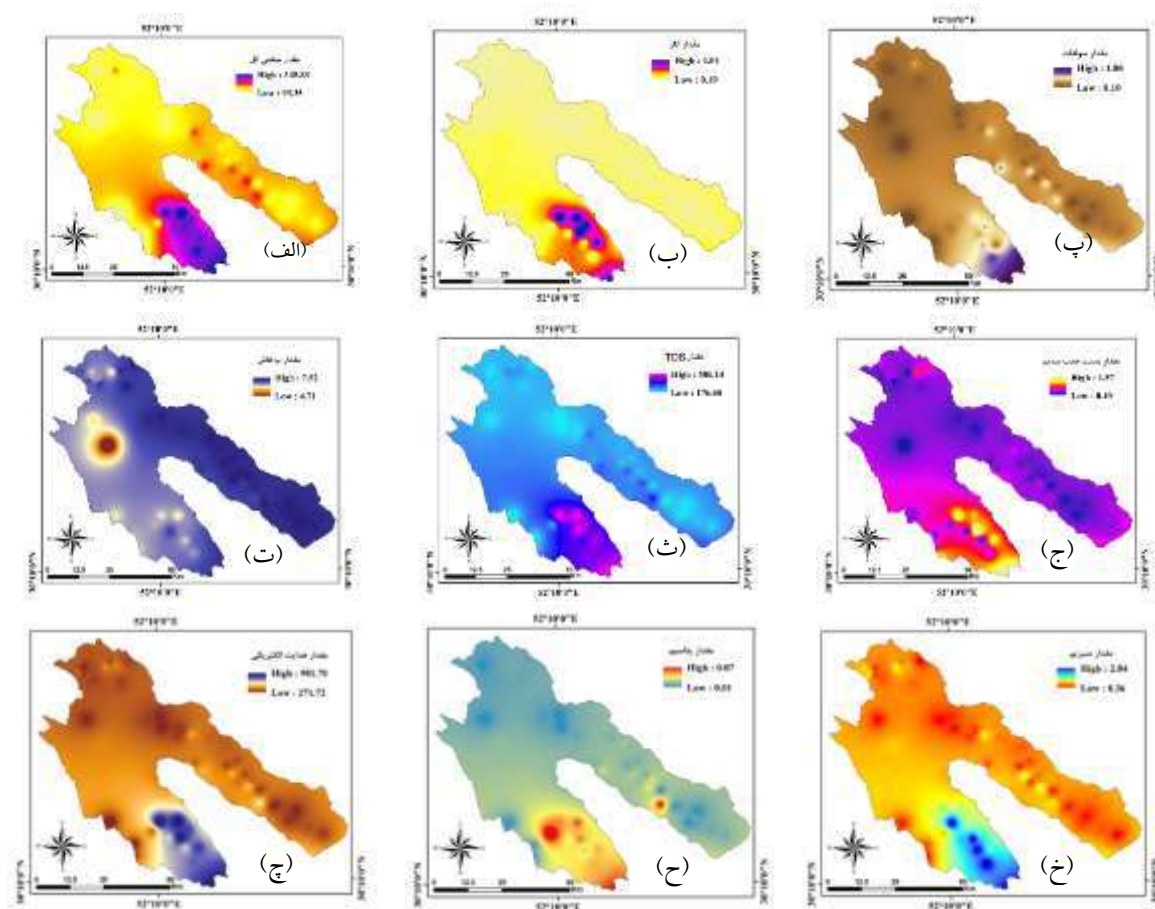
نقشه برخی از مولفه‌های موثر بر کیفیت آب زیرزمینی در شکل ۳ ارائه شده است. میزان سختی آب زیرزمینی در محدوده مورد مطالعه بین ۹۳/۳۵ میلی گرم در لیتر الی ۳۴۵/۸۳ میلی گرم در لیتر متغیر است و بیشترین میزان سختی در قسمت جنوبی حوزه آبخیز مطالعاتی مشاهده می‌شود (شکل ۳ الف). حداقل و حداکثر میزان کلر در آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه بین ۰/۱۹ میلی گرم در لیتر و ۴/۰۱ میلی گرم در لیتر متغیر است که بیشترین میزان آن نیز در جنوب منطقه مطالعاتی مشاهده می‌شود (شکل ۳ ب). مقدار  $SO_4$  در آب زیرزمینی از ۰/۱۰ میلی گرم در لیتر تا ۱/۸۰ میلی گرم در لیتر در حال تغییر است که بیشترین میزان آن در حاشیه جنوبی مشاهده می‌شود (شکل ۳ پ). در قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه، آب خاصیت اسیدی بیش‌تری دارد که میزان اسیدیته آن با دامنه تغییرات ۴/۷۱ الی ۷/۵۲ در شکل (۳ ت) ارائه شده است. هم‌چنین بیشترین مقدار پارامتر TDS (۵۸۶/۱۴ میلی گرم در لیتر) در قسمت جنوب حوزه آبخیز سد درودزن-ملاصدرا مشاهده شده است و کم‌ترین مقدار آن ۱۷۶/۸۶ میلی گرم در لیتر برآورد شده است (شکل ۳ ث). آب زیرزمینی به لحاظ نسبت جذب سدیم بین ۰/۱۰ میلی گرم در لیتر الی ۱/۵۷ میلی گرم در لیتر متغیر بوده که بیشترین میزان آن در قسمت جنوبی منطقه مشاهده شده است (شکل ۳ ج). حداقل و حداکثر میزان هدایت الکتریکی آب زیرزمینی به ترتیب برابر با ۲۷۱/۷۲ میکروموس بر سانتی‌متر و ۹۰۱/۷۰ میکرووس بر سانتی‌متر می‌باشد که ناحیه جنوبی منطقه، از شوری بیش‌تری برخوردار است (شکل ۳ چ). هم‌چنین بیشترین میزان پتاسیم و منیزیم در پایین‌دست حوزه مشاهده می‌شود که مقادیر آن‌ها به ترتیب بین ۰/۰۱ میلی گرم در لیتر الی ۰/۰۷ میلی گرم در لیتر و ۰/۳۶ میلی گرم در لیتر الی ۲/۸۴ میلی گرم در لیتر متغیر است (شکل ۳ ح و ۳ خ).

کیفیت آب زیرزمینی به لحاظ شرب اساس دیاگرام شولر در جدول ۲ و شکل ۱۳ ارائه شده است. بر اساس نتایج به‌دست آمده، میزان تغییرات کیفیت آب زیرزمینی بین طبقات خوب و غیر قابل شرب متغیر است. ۶/۱۹ درصد از نمونه‌های استفاده شده از تجزیه و تحلیل کیفیت آب آشامیدنی، به لحاظ فاکتور pH،

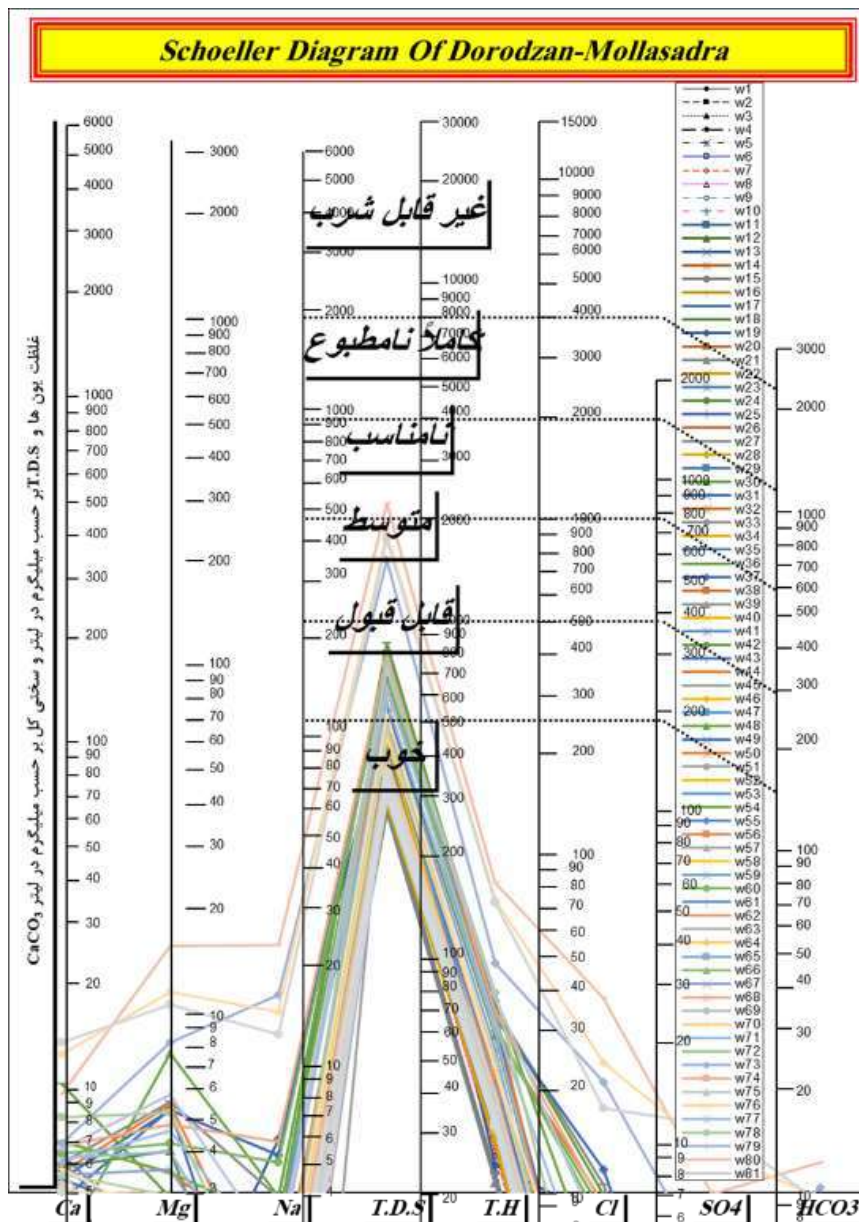
در طبقه خوب قرار دارند که این میزان برای فاکتورهای  $Na$ ،  $Cl$  و  $SO_4$  ۹۵/۸۸ درصد است. همچنین، ۹۰/۷۲ درصد و ۸۱/۴۴ درصد از داده‌ها، به‌ترتیب از نظر مولفه‌های  $TDS$  و  $TH$  در وضعیت خوب به لحاظ آشامیدن قرار دارد.

جدول ۲) درصد هر یک از کلاس‌های طبقه‌بندی شولر برای مصارف شرب در کل محدوده

| طبقه‌بندی آب   | TDS   | TH    | pH    | Na    | Cl    | SO <sub>4</sub> |
|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------------|
| خوب            | ۹۰/۷۲ | ۸۱/۴۴ | ۶/۱۹  | ۹۵/۸۸ | ۹۵/۸۸ | ۹۵/۸۸           |
| قابل قبول      | ۵/۱۵  | ۱۵/۴۶ | ۲۹/۹۰ | ۳/۰۹  | ۳/۰۹  | ۲/۰۶            |
| متوسط          | ۴/۱۲  | ۳/۰۹  | ۱۸/۵۶ | ۱/۰۳  | ۱/۰۳  | ۲/۰۶            |
| نامناسب        | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۱۰/۳۱ | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰            |
| کاملاً نامطبوع | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۲۱/۶۵ | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰            |
| غیر قابل شرب   | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۱۳/۳۹ | ۰/۰۰  | ۰/۰۰  | ۰/۰۰            |



شکل ۳) مولفه‌های کیفیت آب زیرزمینی در حوزه آبخیز سد درودزن - ملاصدرا



شکل ۴) نمودار دیاگرام شولر برای طبقه بندی آب زیرزمینی به لحاظ شرب

#### ۴- نتیجه گیری

کیفیت منابع آب در مدیریت بهره‌برداری، توسعه و نیز انواع مصرف منابع آب زیرزمینی و سطحی حائز اهمیت می‌باشد و قابلیت استفاده یا عدم استفاده از منابع آب را تعیین می‌کند. هم‌چنین در بعضی شرایط سوء مدیریت بهره‌برداری ناشی از عدم توجه به کیفیت منابع آب و تغییرات مکانی و زمانی آن که باعث کاهش تدریجی راندمان و بهره‌وری آب می‌شود را نشان می‌دهد.

بر این اساس، مطالعات کیفیت آب از یک طرف به منظور مشخص کردن محدودیت‌ها و قابلیت‌های منابع آبی در استفاده از آن‌ها و از سوی دیگر به منظور دستیابی به اطلاعاتی از مسیر جریان و یا در نهایت، جهت جریان و خصوصیات لایه آبدار انجام می‌شود. در پژوهش پیش‌رو کیفیت آب‌های سطحی و



زیرزمینی در حوزه آبخیز سد درودزن-ملاصدرا بر اساس دیاگرام شولر مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد کیفیت آب زیرزمینی به لحاظ عوامل مختلف از جمله سختی کل، کلر، سولفات، باقی مانده جامد املاح، نسبت جذب سدیم، هدایت الکتریکی، پتاسیم و منیزیم در پایین دست منطقه مطالعاتی از حساسیت بیش تری برخوردار است. هم چنین کیفیت آب سطحی در طبقات خوب تا کاملاً نامطلوب قرار دارد که این مقدار در آب زیرزمینی از طبقه خوب تا غیرقابل شرب متغیر است.

## ۵- تقدیر و تشکر

پژوهش حاضر بخشی از نتایج طرح مصوب شرکت آب منطقه ای استان فارس به شماره FAW-97001 بوده و بدین وسیله نویسندگان از حمایت ها و همکاری های شرکت مذکور تشکر می نمایند.

## ۶- مراجع

- پارسائی، ف.، محمودی، م. و آگدرنژاد، ا. (۱۳۹۸). ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی برای شرب و کشاورزی در دشت قروه، نشریه علمی اکوبیولوژی تالاب- دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، ۱۲(۴۳)، ۸۰-۶۵.
- پورقاسمی، ح. ر.، محمدی، م.، نور، ح. و افصلی، س. ف. (۱۴۰۱). شبیه سازی کاربری اراضی با استفاده از مدل CLUE-S در حوزه آبخیز سد درودزن، نشریه علمی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، ۱۶(۵۸)، ۳۱-۲۳.
- رفیع شریف آباد، ج.، نوحه گر، ا.، زهتابیان، غ. و غلامی، ح. (۱۳۹۶). بررسی تغییرات مکانی و زمانی کیفیت آب زیرزمینی جهت شرب و کشاورزی در دشت یزد- اردکان، نشریه مدیریت بیابان، ۹، ۱۱۹-۱۰۷.
- صالحی کاه کش، س.، اسلامی، ح. و رزاز، م. (۱۳۹۶). ارزیابی کیفیت آب زیرزمینی از لحاظ شرب (مطالعه موردی: دشت گلگیر)، فصل نامه علمی تخصصی مهندسی آب، ۵(۳)، ۱۸۹-۱۷۹.

Ashwal, L.D., 1993. Anorthosite. Springer-Verlag. Berlin, Germany, 422 pp.

Sawires, R., Pelaez, J., and Hamdache, M., 2020. Probabilistic Seismic Hazard Assessment for United Arab Emirates, Qatar and Bahrain: Applied Sciences 10, 7901. <https://doi.org/10.3390/app10217901>

## پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی و بررسی تغییرات زمانی وسعت دامنه‌های مختلف شوری در سطح دشت داراب

عباس صدق آمیز

استادیار بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی داراب، دانشگاه شیراز، ایران

sedghamiz@shirazu.ac.ir

### چکیده

این مطالعه در محدوده شهرستان داراب استان فارس با هدف بررسی روند تغییرات مکانی شوری آب زیرزمینی در سه مقطع زمانی، در سال‌های ۱۳۷۸، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۸ انجام گردیده است. به این منظور پس از استخراج داده‌های سه متغیر حداقل، میانگین و حداکثر شوری آب زیرزمینی از اطلاعات موجود، نقشه‌های پهنه‌بندی برای هر یک از متغیرها ترسیم گردیدند. این نقشه‌ها نشان دادند که شوری برای هر سه متغیر از شمال شرق به سمت جنوب غرب افزایش می‌یابد. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که در حالیکه برای کلاس‌های میانی شوری کاهش سطح اتفاق افتاده است، میزان افزایش سطح اراضی در کلاس‌های بالای شوری ( $>4000$ ) به مراتب بیشتر از سطوح پایین شوری بوده است. با توجه به اهمیت متغیر حداقل و حداکثر شوری بترتیب در کشت زمستانه و تابستانه، کاهش میزان محصول و اجبار در تغییر الگوی کشت، بخصوص در فصل تابستان در بخش قابل توجهی از دشت اجتناب ناپذیر می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** پهنه‌بندی، دشت داراب، شوری، آب زیرزمینی

### Abstract

This study was carried out in Darab city of Fars province with the aim of investigating the spatial changes of groundwater salinity in three time periods, from ۱۳۷۸ to ۱۳۹۸. For this purpose, three variables consist of minimum, average and maximum groundwater salinity was defined and their zoning maps were drawn. These maps showed that salinity increases from northeast to southwest for all variables. The obtained results show that while there has been a decrease in the land area of the middle classes of salinity, the increase of the land area in the high salinity classes has been much higher than the ones for the low salinity levels. Considering the importance of minimum and maximum salinity variables in winter and summer cultivation, respectively, it is inevitable to reduce the yield and force to change the crop pattern, especially in the summer season in a significant part of the plain.

**Key words:** Zone mapping, Darab plain, Salinity, Groundwater,

### ۱- مقدمه

آبهای زیرزمینی همیشه یک منبع مهم برای تأمین آب شرب و کشاورزی بوده‌اند. در شرایط معمول و پایدار، این منابع دارای کیفیت بالایی هستند و نیازی به عمل‌آوری شیمیایی ندارند و فاقد عوامل بیماری‌زا می‌باشند (کریمیان، ۱۴۰۰). در سال‌های اخیر روند تغییرات منابع آبی نشان می‌دهد که علاوه بر کاهش منابع آبی، نحوه بهره‌برداری از آن نیز بخصوص در مناطق خشک و نیمه خشک به تدریج باعث کاهش کیفیت آب و خاک شده است، بطوریکه در سالهای آتی، محدودیت دسترسی به آب شیرین در این مناطق و حتی مناطق مرطوب قطعی می‌باشد (سلطانی گردفرامری و همکاران، ۱۳۹۸). سکوتی اسکویی (۱۳۹۱) با هدف ارزیابی تغییرات زمانی و مکانی شوری آب زیرزمینی دشت ارومیه، میزان افزایش شوری آب زیرزمینی را در سطح منطقه در سه مقطع زمانی با فاصله ۴ ساله مورد بررسی قرار داد و نقشه‌های شوری را تهیه نمود. ایشان نتیجه‌گیری کرد که میزان شوری در نقاط مختلف منطقه از یک روند افزایشی برخوردار است. امیرکارز کهنی و همکاران (۱۳۹۲) در تحقیق خود با استفاده از اطلاعات جمع‌آوری شده به بررسی ارتباط بین افت سطح آب زیرزمینی و افزایش شوری آب پرداختند. ایشان با استفاده از داده‌های سطح آب و هدایت الکتریکی، نقشه تغییرات سطح آب زیرزمینی و متغیر کیفی یادشده را در دوره آماری مشخص و در محیط نرم افزار GIS با بهره‌گیری از روش‌های زمین آماری تهیه نمودند و نتیجه‌گیری کردند که از سطح آب زیرزمینی و کیفیت آن باگذشت زمان در دوره آماری مورد مطالعه، کاسته شده است. در پژوهش دیگری جوبین و ملکیان (۱۳۹۲) تغییرات سطح ایستابی و شوری آبخوان و رابطه بین آنها را

در یک دوره آماری ۸ ساله مورد بررسی قرار دادند. برای این منظور، ایشان از داده‌های هواشناسی، هدایت الکتریکی و داده‌های ماهانه سطح آب زیرزمینی چاه‌های مشاهده‌ای استفاده نمودند. ایشان ضمن ارائه رابطه عکس بین روند سطح ایستابی و شوری مشاهده شده، نتیجه گرفتند که تغییرات هدایت الکتریکی و سطح آب زیرزمینی در مناطقی از دشت که سطح ایستابی کمتر است، بطور چشمگیری افزایش یافته است. تقی زاده و همکاران (۱۳۹۶) نیز در تحقیق خود، ارتباط بین شوری آب زیرزمینی را با نوع چاه به لحاظ عمیق یا کم عمق بودن آن بررسی نمودند. ایشان با دسته‌بندی میزان شوری در پنج دسته از بسیار زیاد تا بسیار کم در یک دوره آماری ۱۰ ساله، نحوه تغییرات این پارامتر را در محیط GIS با نوع چاه تعیین نمودند و نتیجه گرفتند که درصد بیشتری از چاه‌های عمیق نسبت به چاه‌های نیمه عمیق، در طبقات شور و خیلی شور قرار می‌گیرند. سلطانی گردفرامری و همکاران (۱۳۹۷) در پژوهش خود به بررسی تأثیر خشکسالی‌های دو دهه اخیر بر شوری آب استحصالی از چاه‌های آب زیرزمینی منطقه مورد نظر پرداختند. ایشان برای این کار از داده‌های هواشناسی در دو دوره زمانی بلند مدت و کوتاه مدت استفاده نمودند. ایشان در ارزیابی‌های خود از مدل‌سازی زمین آماری به روش‌های کریجینگ و کوکریجینگ بهره‌بردند و اعلام نمودند که علیرغم وجود همبستگی قوی بین این دو پارامتر، اختلاف معنی داری را بین بارش و شوری آب زیرزمینی مشاهده نمودند و به طور کلی، روند منفی بارش منطابق با روند مثبت شوری آب زیرزمینی گزارش گردید. سلطانی گردفرامری و همکاران (۱۳۹۸) مطالعه خود را با هدف تعیین مناسب‌ترین روش میانجی به منظور بررسی و تحلیل مکانی شوری آب‌های زیرزمینی دشت یزد - اردکان واقع در مرکز استان یزد انجام رسانیدند. ایشان به منظور بررسی تغییرات شوری آب‌های زیرزمینی، از نرم افزار GS+ استفاده نموده و با بهره‌گیری از روش کریجینگ (معمولی) و کوکریجینگ، نقشه‌های شوری آب زیرزمینی و تغییرات آن را در محیط نرم افزاری ArcGIS ترسیم نمودند. این نقشه‌ها مبین این بودند که شوری فوق العاده زیادی در قسمت‌های مرکز، شمال و شمال شرق به جهت احداث چاه‌های متعدد و برداشت بی‌رویه از آنها و نیز قسمتهایی از جنوب شرق این منطقه حادث شده است. کریمیان و همکاران (۱۴۰۰) در مطالعه خود با استفاده از مدل شبکه عصبی مصنوعی و مدل شبکه عصبی مصنوعی بهینه شده، اقدام به شبیه‌سازی سطح آب زیرزمینی و شوری آب زیرزمینی در دشت رامهرمز نمودند. اطلاعات جمع‌آوری شده برای ورودی به مدل شامل بارندگی، حداقل دما، حداکثر دما، میانگین دما، حداقل رطوبت نسبی، حداکثر رطوبت نسبی، میانگین رطوبت نسبی، سرعت باد و مجموع ساعات آفتابی بود. ایشان نتیجه‌گیری نمودند که با توجه به کارایی بالاتر مدل شبکه عصبی مصنوعی آموزش یافته با استفاده از الگوریتم بهینه‌سازی تجمع ذرات، می‌توان از این مدل جهت اتخاذ تصمیمات مدیریتی و حصول اطمینان از نتایج پایش و کاهش هزینه استفاده کرد. فشایی و قوجانیان (۱۴۰۱) در مطالعه خود، جهت بررسی قابلیت استفاده از آب زیرزمینی بمنظور شرب و کشاورزی، با اتکا بر ویژگی‌های شیمیایی و با بکارگیری روش زمین آماری کریجینگ معمولی اقدام به بهینه‌بندی کیفی آب زیرزمینی نمودند. ایشان نتیجه گرفتند که مقادیر پارامترهای نسبت جذب سدیم (SAR)، اسیدیته (pH)، شاخص نفوذپذیری آب (PI) و هدایت الکتریکی (EC) که پارامترهای تأثیرگذار بر ارزیابی آب آبیاری هستند، نشان دهنده آن است که آب منطقه برای کشاورزی قابل استفاده است، اما از نظر قابلیت شرب بر اساس استانداردهای کیفیت آب ارائه شده توسط سازمان بهداشت جهانی، در بازه مطلوب قرار ندارد. بنابراین، باوجود این که سایر پارامترهای کیفی برای استفاده شرب در بازه مجاز قرار گرفتند، آب محدوده مورد نظر برای استفاده شرب پیشنهاد نمی‌شود. احمدی (۱۴۰۱) در پژوهش خود، کیفیت منابع آب دشت ورامین را با استفاده از شاخص کیفیت آب (WQI) در یک بازه ۱۰ ساله مورد بررسی قرار داد. طبق نتایج بدست آمده، کلسیم، سدیم و کلر با کل مواد جامد محلول (TDS) همبستگی مثبت و معناداری داشته‌اند. همچنین ایشان بیان می‌دارند که بر اساس نقشه توزیع مکانی در سال ۱۳۹۷ مساحت بیش‌تری از دشت کیفیت مناسب تری را از آب زیرزمینی دارا بوده است. به‌طور کلی نتایج حاصل از پژوهش ایشان نشان داد که در حال حاضر تعدادی از پارامترهای مؤثر در تعیین کیفیت منابع آب زیرزمینی، مانند TDS، و هدایت الکتریکی (EC) در اکثر نقاط نمونه‌برداری شده و همچنین مقدار pH در بعضی نقاط نمونه‌برداری شده از حد مجاز استانداردها فراتر رفته است. در پژوهش دیگری نوری و همکاران (۱۴۰۱) با استفاده از شاخص خشکسالی SPI، سالهای تر و خشک در دوره پایه تعیین و با بکارگیری روش‌های زمین آماری وضعیت کیفی منابع آب را در شرایط خشکسالی‌های آینده پیش‌بینی کردند. ایشان نشان دادند که در بین پارامترهای مورد بررسی TDS و EC بیشترین همبستگی را با دمای میانگین داشته و SAR همبستگی بالایی با پارامترهای اقلیمی نداشته است. نتایج دیگر این تحقیق حاکی از عدم تأثیر معنی دار کلاس‌های خشکسالی و تسالی بر کیفیت آب به غیر از PH می‌باشد، درحالی‌که خشکسالی‌های شدید بر همه پارامترهای کیفی آب اثر معنی دار دارند. ایشان همچنین نشان دادند که افزایش دمای حداقل و حداکثر ناشی از تغییرات اقلیمی در سال‌های آینده باعث افزایش TDS و EC و کاهش PH می‌گردد. در پژوهش دیگری تأثیر تغییر الگوهای کاربری زمین بر کیفیت آب زیرزمینی در حوضه آبخیز دهرم استان فارس، توسط دهرمی و امیری (۱۴۰۲) بررسی شد. به این منظور ایشان از شاخص کیفیت آب زیرزمینی (GQI) که یک شاخص کمی برای مقایسه تغییرات مکانی-زمانی کیفیت آب زیرزمینی می‌باشد و در حقیقت ترکیبی از پارامترهای مختلف کیفیت آب است، استفاده نمودند. تغییرات کاربری زمین نیز توسط تصاویر سری زمانی اخذ شده از ماهواره لندست تعیین گردیدند. سپس با ورود داده‌های جمع‌آوری شده در محیط GIS، مناطق استفاده پایدار و ناپایدار از آب‌های زیرزمینی در رابطه با تخصیص کاربری زمین مشخص شدند. تجزیه و تحلیل داده‌ها



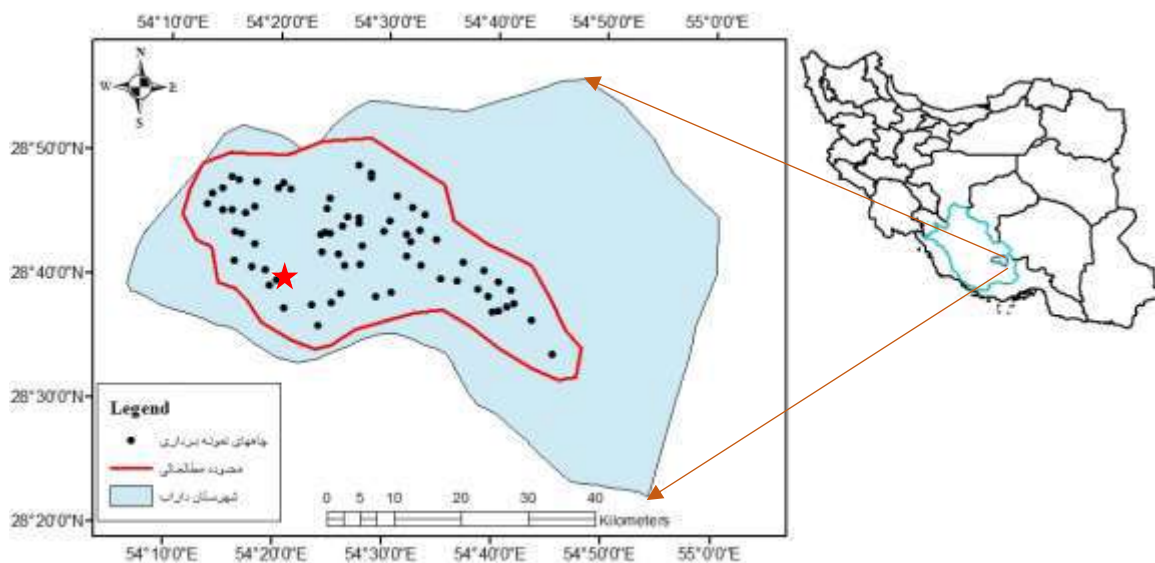
توسط ایشان نشان‌دهنده بدتر شدن کیفیت آب‌های زیرزمینی در منطقه است که عمدتاً به افزایش مناطق ساخته شده، خشکسالی و تغییر کاربری اراضی به زمین‌های کشاورزی و برداشت بی‌رویه آب توسط کشاورزان از چاه‌های منطقه، مربوط می‌شود. در مطالعه دیگری، داده‌های ژئوشیمیایی برای سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۱۸ در ۶ حلقه چاه در مناطق آب شیرین شمال کویت مورد بررسی قرار گرفت (Sadeghi, 2023). هدف از این مطالعه بررسی تغییرات ژئوشیمیایی، روی تنها سفره آب شیرین موجود در کویت بود. در مطالعه مذکور خواص شیمیایی مربوط به کل جامدات محلول، کلرید، نیترات، بی‌کربنات، کلسیم، هدایت الکتریکی، سولفات، سدیم، پتاسیم، منیزیم و اسیدیتة مورد بررسی قرار گرفت. این محقق نشان داد که هیچ تغییر عمده‌ای در شیمی آب‌های زیرزمینی در طول ۱۵ سال مشاهده نشده است، لذا انجام اقدامات اصلاحی فوری را ضروری ندانستند. شناسایی دینامیک شوری آب‌های زیرزمینی در زمان و مکان، با مقایسه کارایی روش‌های آماری و هیدروژئوشیمیایی از اهداف برخی از محققین بوده است (Parisi et. Al, 2023). ایشان از نمونه‌های چند زمانی آب زیرزمینی جمع‌آوری‌شده از شبکه چاه‌های نظارتی برای تشخیص چگونگی پویایی این سیستم استفاده نمودند. نتایج تحقیق ایشان نشان می‌دهد که به طور کلی، درک متفکرانه و لحاظ محدودیت‌های مربوط به ناهمگونی و ناهمسانگردی آبخوان، توزیع و چگالی نقاط کنترل و عمق نمونه‌برداری، برای مدیریت نتایج مطالعه، به‌ویژه برای اهداف مدیریتی، حیاتی است.

این تحقیق در شهرستان داراب در استان فارس، با هدف بررسی تغییرات مکانی شوری آب زیرزمینی، طی یک دوره ۲۰ ساله در سه مقطع زمانی در سال‌های آبی ۱۳۷۹ - ۱۳۷۸، ۱۳۸۹ - ۱۳۸۸ و ۱۳۹۹ - ۱۳۹۸ انجام شده است. تحلیل داده‌ها در بستر GIS بر روی متغیرهای حداقل، میانگین و حداکثر مقادیر شوری در هریک از مقاطع زمانی اشاره شده، انجام شده است و از روش کریجینگ بایاسین تجربی (EBK) جهت پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی در منطقه مذکور استفاده شده است.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- محدوده مطالعه

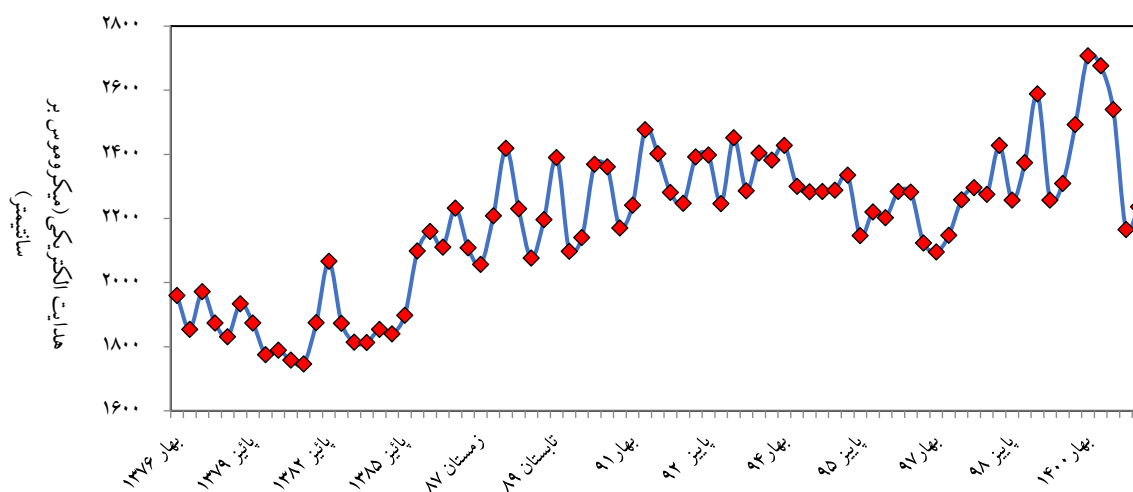
محدوده مورد مطالعه (آبخوان دشت داراب) در جنوب شرقی استان فارس و محدود به عرض‌های جغرافیایی  $28^{\circ} 35'$  و  $28^{\circ} 48'$  شمالی و طول‌های جغرافیایی  $53^{\circ} 13'$  و  $54^{\circ} 44'$  می‌باشد. متوسط بلند مدت بارندگی و تبخیر و تعرق، به ترتیب معادل ۲۵۲ و ۲۵۰۰ میلیمتر می‌باشد. به دلیل اختلاف قابل توجه بین بارش و مصرف و همچنین خشکسالی‌های چندساله اخیر، فشار زیادی بر آبهای زیرزمینی در منطقه وارد شده است، بطوریکه این موضوع باعث نقصان کمی و کیفی این منبع حیاتی در سطح منطقه شده است. اشکال (۱) و (۲) بترتیب محدوده مورد مطالعه در دشت داراب به همراه چاه‌های واقع در این محدوده و چگونگی نوسانات سطح ایستابی را نشان می‌دهد.



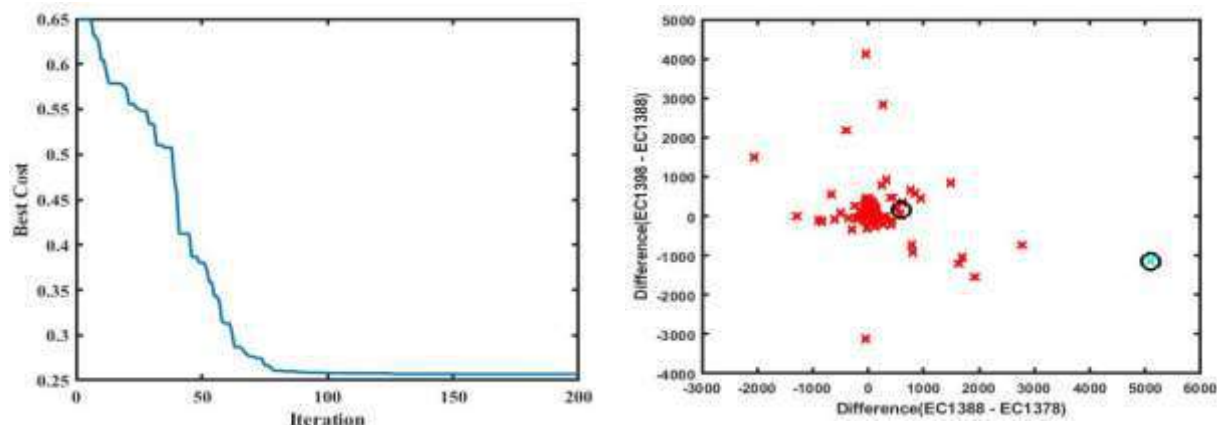
شکل (۱) - محدوده مورد مطالعه در دشت داراب به همراه چاه‌های نمونه‌برداری واقع در این محدوده

## ۲-۲- روش تحقیق

در این پژوهش همانطور که قبلاً ذکر گردید از آمار شوری (هدایت الکتریکی) مربوط به سه مقطع زمانی در یک دوره ۲۰ ساله از ۱۳۷۸ تا ۱۳۹۸ با گام زمانی ۱۰ ساله استفاده شده است. این آمار از ۷۱ چاه بهره‌برداری در سطح دشت برداشت شده‌اند. پس از جمع‌آوری اطلاعات، مقادیر حداقل، میانگین و حداکثر شوری در هر یک از چاه‌ها و مربوط به هر یک از سال‌های ۱۳۷۸، ۱۳۸۸، ۱۳۹۸ تعیین شده و برای هر یک از این متغیرها (حداقل، میانگین و حداکثر) یک مجموعه داده مجزا تشکیل خواهد شد. در گام بعد جهت شناسایی الگوی تغییرات زمانی شوری در چاه‌های منطقه، آنها را بر اساس الگوریتم ژنتیک خوشه‌بندی می‌نماییم. در این مرحله تمام چاه‌های با الگوی رفتاری مشابه در خوشه‌های یکسان قرار می‌گیرند. محاسبه تعداد بهینه خوشه‌ها نیز بعهده الگوریتم گذاشته شده است. نتیجه اجرای مدل حاکی از این است که برای هر سه مجموعه داده مربوط به متغیرهای حداقل، میانگین و حداکثر شوری، همه چاه‌ها به استثنای یک چاه (چاه ستاره دار در شکل ۱) در یک خوشه قرار می‌گیرند (شکل ۳).



شکل (۲) - متوسط نوسانات فصلی شوری (هدایت الکتریکی) آب زیرزمینی در دشت داراب

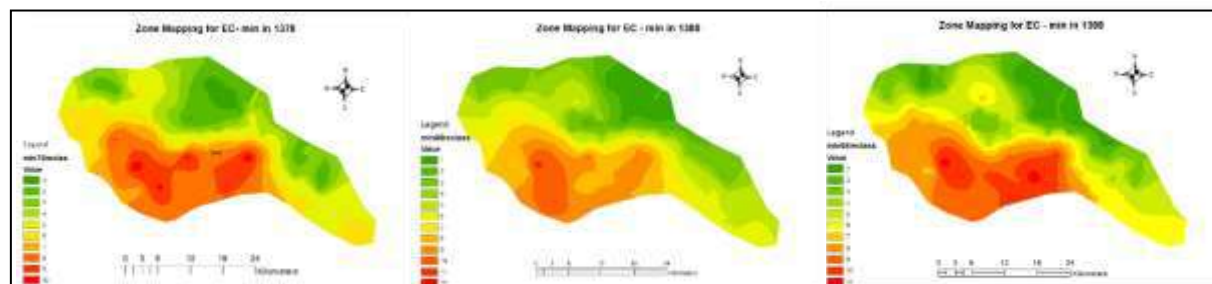


شکل (۳) - نتیجه اجرای مدل خوشه‌بندی برای متغیر میانگین هدایت الکتریکی آب زیرزمینی

در ادامه سعی شده است که هر یک از این متغیرها برای هر سه مقطع زمانی مورد بحث پهنه‌بندی شود و میزان توسعه شوری در سطح منطقه مورد بحث و بررسی قرار گیرد. روش بکار گرفته شده برای درونیابی جهت دسترسی به نقشه‌های پهنه‌بندی روش کریجینگ بایاسین تجربی می‌باشد.

### ۳- نتایج و بحث

در این مطالعه، همانطور که قبلاً گفته شد، هر یک از متغیرهای حداقل، میانگین و حداکثر مقادیر شوری آب زیرزمینی پهنه‌بندی گردیده‌اند و مساحت هر محدوده از شوری برای متغیرهای مذکور مورد محاسبه قرار گرفته است. در نهایت میزان تغییرات هر محدوده از شوری در سال‌های مختلف با یکدیگر مورد مقایسه واقع شده است. شکل (۴) پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی برای متغیر حداقل شوری در مقاطع زمانی مختلف را نشان می‌دهد. بطور کلی مقادیر حداقل شوری آب زیرزمینی در سال‌های مختلف از شمال شرق به سمت جنوب غرب افزایش می‌یابد. لیکن گسترش لکه‌های تیره‌تر (قرمز رنگ) در مقاطع زمانی بالاتر، مبین افزایش در کمیت و وسعت شوری در سطح دشت است. در جدول (۱) وسعت شوری در هر کلاس (قرمز تیره: خیلی شور تا سبز تیره: کمترین شوری) در مقاطع زمانی مختلف برای متغیر حداقل شوری مقایسه شده است. در این جدول محدوده شوری مربوط به هر کلاس آورده شده است. همانطور که در این جدول ملاحظه می‌گردد، عمده تغییرات مثبتی (افزایش سطح شوری) که در مقدار این متغیر رخ داده است مربوط به حد پایین و بالای شوری می‌باشد، بطوریکه افزایش سطح در شوری متوسط ۴۵۰ میکروموس بر سانتیمتر از سال ۱۳۷۸ الی ۱۳۹۸ معادل حدوداً ۱۸۷ کیلومتر مربع می‌باشد، البته با توجه به اینکه شیب تغییرات در ده سال دوم بشدت کم شده است. در حدود بالای شوری نیز، بیشترین تغییرات مربوط به کلاس شوری شماره ۱۰ می‌باشد، یعنی شوری متوسط ۵۰۰۰ میکروموس بر سانتیمتر که در آن ۱۵۶ کیلومتر مربع افزایش سطح را از ابتدا تا انتهای بازه زمانی شاهد هستیم. در اینجا بیشترین شیب تغییرات در ده ساله دوم، تقریباً با نرخ ۱۰ کیلومتر مربع در سال رخ داده است. البته توجه به افزایش نسبتاً شدید سطح شوری با میانگین ۷۰۰۰ میکروموس بر سانتیمتر نیز حائز اهمیت می‌باشد. در ارتباط با حدود متوسط شوری، نکته قابل توجه این است که از شوری متوسط ۶۵۰ تا ۲۵۵۰ میکروموس بر سانتیمتر، سطوح شوری تغییرات منفی را طی دو دهه مذکور تجربه کرده است. بیشترین کاهش سطح شوری مربوط به میانگین حداقل شوری ۱۸۰۰ میکروموس بر سانتیمتر می‌باشد که حاکی از کاهش ۱۶۳ کیلومتر مربعی از ابتدای دوره تا انتهای آن است.

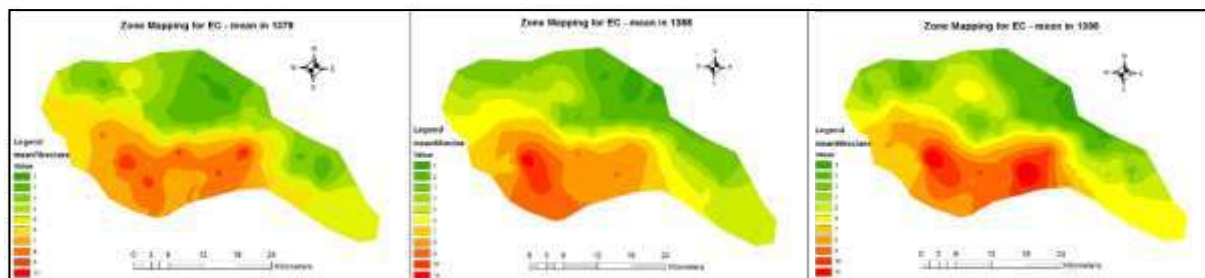


شکل (۴) - پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی برای متغیر حداقل شوری در مقاطع زمانی مورد مطالعه در دشت داراب

جدول ۱- مقایسه وسعت شوری در هر کلاس برای مقاطع زمانی مختلف برای متغیر حداقل شوری

| کلاس | محدوده شوری | وسعت در سال ۱۳۷۸ (Km <sup>2</sup> ) | وسعت در سال ۱۳۸۸ (Km <sup>2</sup> ) | وسعت در سال ۱۳۹۸ (Km <sup>2</sup> ) | تفاوت سال‌های ۱۳۸۸ و ۱۳۷۸ (Km <sup>2</sup> ) | تفاوت سال‌های ۱۳۹۸ و ۱۳۸۸ (Km <sup>2</sup> ) | تفاوت سال‌های ۱۳۹۸ و ۱۳۸۸ (Km <sup>2</sup> ) |
|------|-------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|--|--|--|
| ۱    | ۴۰۰ - ۵۰۰   | ۲۶/۳۸                               | ۲۰۴/۴۹                              | ۲۱۳/۷۷                              | ۱۷۸/۱۱                                       | ۹/۲۸   | ۱۸۷/۳۹                                       |
| ۲    | ۵۰۰ - ۶۰۰   | ۳۳۲/۴                               | ۲۲۳/۴۸                              | ۲۶۲/۱۴                              | -۱۰۸/۹۲                                      | ۳۸/۶۶  | -۷۰/۲۶                                       |
| ۳    | ۶۰۰ - ۷۰۰   | ۳۱۰/۰۸                              | ۲۸۳/۹۵                              | ۲۱۸/۶۹                              | -۲۶/۱۳                                       | -۶۵/۲۶                                       | -۹۱/۳۹                                       |
| ۴    | ۷۰۰ - ۸۰۰   | ۱۸۱/۵۴                              | ۱۳۸/۲۵                              | ۱۲۵/۷۵                              | -۴۳/۲۹                                       | -۱۲/۵۰                                       | -۵۵/۷۹                                       |
| ۵    | ۸۰۰ - ۱۱۰۰  | ۲۸۶/۴۲                              | ۲۲۳/۹۵                              | ۲۳۵/۳۳                              | -۶۲/۴۷                                       | -۱۱/۳۸                                       | -۵۱/۰۹                                       |
| ۶    | ۱۱۰۰ - ۱۵۰۰ | ۲۲۱/۴۲                              | ۲۰۷/۲۶                              | ۲۰۲/۱۶                              | -۱۴/۱۶                                       | -۵/۱۰  | -۱۹/۲۶                                       |
| ۷    | ۱۵۰۰ - ۲۱۰۰ | ۲۶۹/۴۸                              | ۱۵۵/۲۰                              | ۱۰۶/۰۶                              | -۱۱۴/۲۸                                      | -۴۹/۱۴                                       | -۱۶۳/۴۲                                      |
| ۸    | ۲۱۰۰ - ۳۰۰۰ | ۳۸۳/۵۰                              | ۲۷۹/۰۷                              | ۳۶۴/۷۵                              | -۱۰۴/۴۳                                      | ۸۵/۶۸  | -۱۸/۷۵                                       |
| ۹    | ۳۰۰۰ - ۴۰۰۰ | ۱۰۷/۳۰                              | ۳۴۱/۹۴                              | ۲۲۸/۰۵                              | ۲۳۴/۶۴                                       | -۱۱۳/۸۹                                      | ۱۲۰/۷۵                                       |
| ۱۰   | ۴۰۰۰ - ۶۰۰۰ | ۶/۴۵                                | ۶۵/۷۷                               | ۱۶۲/۲۸                              | ۵۹/۳۲  | ۹۶/۵۱  | ۱۵۵/۸۳                                       |
| ۱۱   | ۶۰۰۰ - ۸۰۰۰ | ۰/۰۰                                | ۱/۵۹                                | ۵/۹۸                                | ۱/۵۹   | ۴/۳۹   | ۵/۹۸   |

شکل (۵) نیز پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی را برای متغیر میانگین شوری در مقاطع زمانی مختلف نشان می‌دهد. در این شکل نیز روند افزایش شوری آب زیرزمینی در سال‌های مختلف از شمال شرق به سمت جنوب غرب قابل مشاهده است. همانطور که در جدول (۲) ملاحظه می‌گردد، افزایش سطوح، مربوط به حدود پایین و بالای شوری و کاهش سطوح مربوط به شوری در رده‌های میانی می‌باشد. افزایش سطح در شوری متوسط ۴۵۰ میکروموس بر سانتیمتر از سال ۱۳۷۸ الی ۱۳۹۸ معادل حدوداً ۸۷ کیلومتر مربع می‌باشد، البته با توجه به اینکه شیب تغییرات در ده سال دوم کمتر از ده سال اول است. در حدود بالای شوری نیز، بیشترین تغییرات مربوط به کلاس شوری شماره ۹ می‌باشد، یعنی شوری متوسط ۴۵۰ میکروموس بر سانتیمتر که در آن ۱۸۱ کیلومتر مربع افزایش سطح را از ابتدا تا انتهای بازه زمانی شاهد هستیم. در اینجا نیز توجه به شیب نسبتاً شدید افزایش سطح شوری با میانگین ۷۰۰ میکروموس بر سانتیمتر که از ۰/۳ در ده سال اول تا حدوداً ۲ کیلومتر مربع در سال دوم افزایش داشته است، نیز حائز اهمیت می‌باشد. در ارتباط با حدود متوسط شوری، بیشترین کاهش سطح مربوط به شوری متوسط ۷۲۵ میکروموس بر سانتیمتر و کمترین مقدار آن مربوط به شوری متوسط ۱۶۵۰ میکروموس بر سانتیمتر می‌باشد.

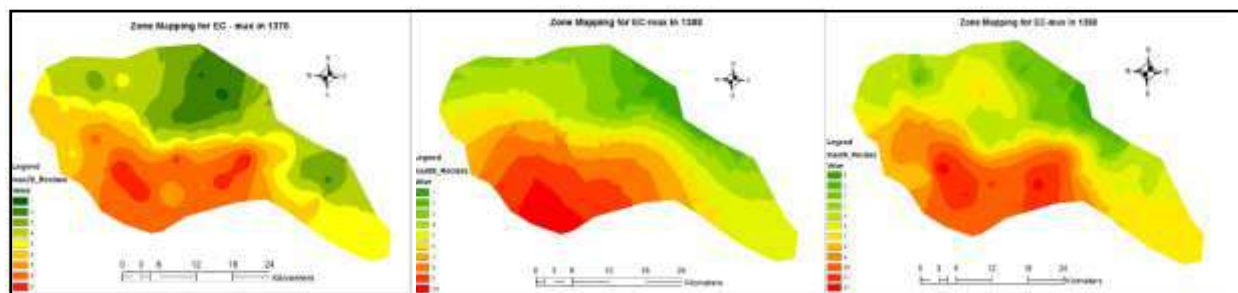


شکل (۵) - پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی برای متغیر میانگین شوری در مقاطع زمانی مورد مطالعه در دشت داراب

جدول ۲- مقایسه وسعت شوری در هر کلاس برای مقاطع زمانی مختلف برای متغیر میانگین شوری

| کلاس | محدوده شوری | وسعت در سال ۱۳۷۸ (Km <sup>2</sup> ) | وسعت در سال ۱۳۸۸ (Km <sup>2</sup> ) | وسعت در سال ۱۳۹۸ (Km <sup>2</sup> ) | تفاوت سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۸۸ (Km <sup>2</sup> ) | تفاوت سال‌های ۱۳۸۸ و ۱۳۹۸ (Km <sup>2</sup> ) | تفاوت سال‌های ۱۳۹۸ و ۱۳۸۸ (Km <sup>2</sup> ) |
|------|-------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|--|--|--|
| ۱    | ۴۰۰-۵۰۰     | ۱۲/۹۷                               | ۷۰/۶۵                               | ۱۰۰/۲۵                              | ۵۷/۶۸  | ۲۹/۶   | ۸۷/۲۸  |
| ۲    | ۵۰۰-۶۵۰     | ۲۴۱/۶۲                              | ۳۴۹/۰۸                              | ۲۹۵/۶۶                              | ۱۰۷/۴۶                                       | -۵۳/۴۲                                       | ۵۴/۰۴  |
| ۳    | ۶۵۰-۸۰۰     | ۴۲۰/۵۷                              | ۳۱۴/۲۸                              | ۲۴۱/۷۴                              | -۱۰۶/۲۹                                      | -۷۲/۵۴                                       | -۱۷۸/۸۳                                      |
| ۴    | ۸۰۰-۹۵۰     | ۲۴۰/۷۶                              | ۱۵۴/۹۲                              | ۱۸۸/۴۸                              | -۸۵/۸۴                                       | ۳۳/۵۶  | -۵۲/۲۸                                       |
| ۵    | ۹۵۰-۱۳۰۰    | ۲۷۵/۰۵                              | ۲۶۹/۰۴                              | ۲۱۱/۹۶                              | -۶/۰۱  | -۵۷/۰۸                                       | -۶۳/۰۹                                       |
| ۶    | ۱۳۰۰-۲۰۰۰   | ۲۶۷/۵۳                              | ۱۸۴/۵                               | ۲۶۰/۷۵                              | -۸۳/۰۳                                       | ۷۶/۲۵  | -۶/۷۸  |
| ۷    | ۲۰۰۰-۳۰۰۰   | ۴۴۱/۱۵                              | ۲۳۷/۰۳                              | ۳۲۲/۱۴                              | -۲۰۴/۱۲                                      | ۸۵/۱۱  | -۱۱۹/۰۱                                      |
| ۸    | ۳۰۰۰-۴۰۰۰   | ۲۰۹/۴۵                              | ۳۳۸/۳۳                              | ۲۱۹/۵۲                              | ۱۲۸/۸۸                                       | -۱۱۸/۸۱                                      | ۱۰/۰۷  |
| ۹    | ۴۰۰۰-۵۰۰۰   | ۱۵/۶۹                               | ۱۷۷/۶۸                              | ۱۹۶/۷۲                              | ۱۶۱/۹۹                                       | ۱۹/۰۴  | ۱۸۱/۰۳                                       |
| ۱۰   | ۵۰۰۰-۶۰۰۰   | ۰/۱۸                                | ۲۵/۷۲                               | ۶۵/۷۷                               | ۲۵/۵۴  | ۴۰/۰۵  | ۶۵/۵۹  |
| ۱۱   | ۶۰۰۰-۸۰۰۰   | ۰                                   | ۳/۷۳                                | ۲۱/۹۹                               | ۳/۷۳   | ۱۸/۲۶  | ۲۱/۹۹  |

شکل (۶) پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی را برای متغیر حداکثر شوری در مقاطع زمانی مختلف نشان می‌دهد. در اینجا نیز روند تغییرات مکانی شوری عمدتاً بصورت شمال شرق به سمت جنوب غرب می‌باشد. جدول (۳) جزئیات مربوط به این تغییرات را برای هر کلاس شوری نشان می‌دهد. همانطور که در این جدول ملاحظه می‌گردد، بیشترین افزایش سطح به میزان ۳۷۸/۸۷ کیلومتر مربع در شوری متوسط ۶۲۵۰ میکروموس بر سانتیمتر با شیب تغییرات بسیار زیاد بخصوص در ده ساله دوم رخ داده است. در حد شوری با میانگین ۸۵۰۰ میکروموس بر سانتیمتر، تغییرات از دوره ده ساله دوم با شیب نسبتاً ملایمی شروع شده است. در پایین‌ترین حد شوری، یعنی شوری با میانگین ۴۵۰ میکروموس بر سانتیمتر، در ده سال اول یک روند شدیداً افزایشی و در ده ساله دوم یک روند شدیداً کاهش‌ی مشاهده می‌شود. در ارتباط با حدود متوسط شوری، بیشترین کاهش سطح به میزان ۳۵۴ کیلومتر مربع، مربوط به میانگین شوری ۹۵۰ میکروموس بر سانتیمتر می‌باشد. نکته قابل توجه این است که بر خلاف دو متغیر حداقل و میانگین، در اینجا شاهد افزایش سطح در شوری‌های میانی ۲۱۰۰-۱۱۰۰ میکروموس بر سانتیمتر هستیم.



شکل (۶) - پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی برای متغیر حداکثر شوری در مقاطع زمانی مورد مطالعه در دشت داراب

جدول ۳- مقایسه وسعت شوری در هر کلاس برای مقاطع زمانی مختلف برای متغیر حداکثر شوری

| کلاس | محدوده شوری | وسعت در سال ۱۳۷۸ (Km <sup>2</sup> ) | وسعت در سال ۱۳۸۸ (Km <sup>2</sup> ) | وسعت در سال ۱۳۹۸ (Km <sup>2</sup> ) | تفاوت سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۸۸ (Km <sup>2</sup> ) | تفاوت سال‌های ۱۳۸۸ و ۱۳۹۸ (Km <sup>2</sup> ) | تفاوت سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۹۸ (Km <sup>2</sup> ) |
|------|-------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|--|--|--|
| ۱    | ۴۰۰-۵۰۰     | ۳/۳۳                                | ۲۴۷/۲۹                              | ۵۵/۴۴                               | ۲۴۳/۹۶                                       | -۱۹۱/۸۵                                      | ۵۲/۱۱  |
| ۲    | ۵۰۰-۶۰۰     | ۱۰۶/۶۹                              | ۱۷۸/۲۳                              | ۵۷/۵۴                               | ۷۱/۵۴  | -۱۲۰/۶۹                                      | -۴۹/۱۵                                       |
| ۳    | ۶۰۰-۸۰۰     | ۳۳۴/۷۴                              | ۲۳۳/۷۶                              | ۱۶۵/۵۳                              | -۱۰۰/۹۸                                      | -۶۸/۲۳                                       | -۱۶۹/۲۱                                      |
| ۴    | ۸۰۰-۱۱۰۰    | ۵۰۵/۴۳                              | ۲۵۲/۰۴                              | ۱۵۱/۳۸                              | -۲۵۳/۳۹                                      | -۱۰۰/۶۶                                      | -۳۵۴/۰۵                                      |
| ۵    | ۱۱۰۰-۱۵۰۰   | ۲۴۷/۸۸                              | ۲۳۴/۱۷                              | ۳۶۸/۹۸                              | -۱۳/۷۱                                       | ۱۳۴/۸۱                                       | ۱۲۱/۱  |
| ۶    | ۱۵۰۰-۲۱۰۰   | ۲۱۰/۲                               | ۱۸۷/۰۹                              | ۲۱۸/۶                               | -۲۳/۱۱                                       | ۳۱/۵۱  | ۸/۴  |
| ۷    | ۲۱۰۰-۳۰۰۰   | ۳۵۸/۲۶                              | ۲۴۷/۲۱                              | ۲۵۶/۶۱                              | -۱۱۱/۰۵                                      | ۹/۴  | -۱۰۱/۶۵                                      |
| ۸    | ۳۰۰۰-۴۰۰۰   | ۳۱۹/۵۵                              | ۲۲۸/۱۳                              | ۱۶۸/۵                               | -۹۱/۴۲                                       | -۵۹/۶۳                                       | -۱۵۱/۰۵                                      |
| ۹    | ۴۰۰۰-۵۰۰۰   | ۳۸/۵۸                               | ۲۴۱/۲۵                              | ۲۹۶/۸۴                              | ۲۰۲/۶۷                                       | ۵۵/۵۹  | ۲۵۸/۲۶                                       |
| ۱۰   | ۵۰۰۰-۷۵۰۰   | .                                   | ۷۵/۷۹                               | ۳۷۸/۸۷                              | ۷۵/۷۹  | ۳۰۳/۰۸                                       | ۳۷۸/۸۷                                       |
| ۱۱   | ۷۵۰۰-۹۵۰۰   | .                                   | .                                   | ۵/۶۵                                | .  | ۵/۶۵   | ۵/۶۵   |

#### ۴- نتیجه‌گیری

پایش کیفی منابع آب، بخصوص در شرایط کم آبی‌های حال حاضر، یکی از ضروری‌ترین اقداماتی است که بایستی در این حوزه به آن اهتمام ورزید، چرا که در هر سه بخش شرب، کشاورزی و صنعت حائز اهمیت بسیار می‌باشد. در این تحقیق که در محدوده شهرستان داراب استان فارس انجام شده است، سعی گردیده است تا روند تغییرات مکانی شوری آب زیرزمینی در یک افق زمانی ۲۰ ساله در سه مقطع زمانی در سال‌های ۱۳۷۸، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۸ مورد بررسی قرار گیرد. به این منظور از اطلاعات موجود در بازه زمانی مذکور استفاده شده است و داده‌های سه متغیر حداقل، میانگین و حداکثر شوری آب زیرزمینی استخراج گردیده است. از نقشه‌های ترسیم شده مشخص گردید که روند تغییرات شوری برای هر سه متغیر از شمال شرق به سمت جنوب غرب افزایشی است، در حالیکه در جهت عمود بر این راستا تغییرات چندان قابل توجه نمی‌باشند. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که کاهش سطح اراضی در رده‌های میانی شوری توسط افزایش سطح اراضی در رده پایین شوری (۵۰۰ - ۴۰۰ میکروموس بر سانتیمتر) و رده‌های بالایی آن (بیش از ۳۰۰۰ میکروموس بر سانتیمتر برای متغیر حداقل و میانگین شوری و بیش از ۴۰۰۰ میکروموس بر سانتیمتر برای متغیر حداکثر شوری) جبران شده است. میزان افزایش سطح در کلاس‌های بالای شوری (>۴۰۰۰) بمراتب بیش از سطوح پایین شوری است. این مقادیر برای سه متغیر حداقل، میانگین و حداکثر شوری آب زیرزمینی در کلاس‌های بالای شوری برترتیب ۲۸/۷۷۲، ۲۷۹ و ۴/۱۸۷، ۳/۱۴۱ و ۱۱/۵۲ کیلومتر مربع در مقابل ۴/۱۸۷، ۳/۱۴۱ و ۱۱/۵۲ کیلومتر مربع در کلاس (های) پایین شوری می‌باشد. با توجه به اهمیت متغیر حداکثر شوری در فصل گرما و گسترش ابعاد آن در دشت، کاهش میزان محصول و اجبار در تغییر الگوی کشت تابستانه در بخش قابل توجهی از دشت اجتناب ناپذیر می‌باشد. نتایج بدست آمده برای متغیر حداقل شوری که در فصل کشت زمستانه اهمیت دارد، حاکی از گسترش مناطق با شوری زیاد، منتها در ابعادی کوچکتر نسبت به متغیر حداکثر شوری می‌باشد. در این مناطق نیز با توجه به وقوع بارش‌های جوی، مشکل کاهش تولید با احتمال ضعیف‌تری نسبت به متغیر حداکثر شوری محتمل است و ممکن است در ادامه کشت و زرع در سال‌های بعد، انتخاب رقم‌های مقاوم نسبت به شوری و یا تغییر الگوی کشت ضروری گردد.

#### ۵- مراجع

- احمدی، ع / ۱۴۰۱/ بررسی تغییرات کیفی آب زیرزمینی در دشت ورامین تهران/ مدل سازی و مدیریت آب و خاک ۲ (۱)، ۲۶-۱۴/
- امیری کاریزکهنی، ف س/، خاشعی سیوکی، ع/، احمدی حاجی، ا ح/، کاووسی، م/، ۱۳۹۲/ بررسی اثر افت آب زیرزمینی بر تغییرات شوری آب آبخوان (مطالعه موردی دشت نیشابور / آبخوان و قنات ۳ (۱)، ۱۰۱ - ۹۲/
- تقی زاده، م/ م/، حلیان، ا ح/، عالی پور، م/، کیومرثی، ح/، ۱۳۹۶/ شناسایی و پهنه‌بندی میزان شوری آب‌های زیرزمینی با استفاده از GIS (مطالعه موردی: دشت نمدان شهرستان اقلید) / جغرافیا و برنامه ریزی محیطی ۲۸ (۳)، ۱۴۶ - ۱۳۳/



- چوبین، ب/، ملکیان، آ/، ۱۳۹۲/ رابطه بین تغییر سطح آب زیرزمینی و روند شور شدن آن (بررسی موردی: دشت آسپاس- استان فارس)/ مدیریت بیابان (۱۱)، ۲۶-۱۳/
- دهرمی، ر/، امیری، ف/، ۱۴۰۲/ ارزیابی تاثیر تغییرات کاربری زمین بر کیفیت آب های زیرزمینی حوضه آبخیز دهرم در استان فارس/ مدل سازی و مدیریت آب و خاک ۳ (۱)، ۱۸۰-۱۶۵/
- سکوتی اسکویی، ر/، ۱۳۹۱/ تغییرات زمانی و مکانی شوری آب زیرزمینی دشت ارومیه/ حفاظت منابع آب و خاک ۱ (۴)، ۱۹-۲۵/
- سلطانی گردفرامری، م/، مزیدی، ا/، سلطانی گردفرامری، و/، ۱۳۹۸/ ارزیابی روش های زمین آمار در تهیه نقشه شوری، تغییرات و محدودیت آب زیرزمینی دشت یزد - اردکان/ دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی ۸ (۱)، ۱۵۶-۱۷۸/
- سلطانی گردفرامری، م/، مظفری، غ/، شفیعی، ش/، ۱۳۹۸/ تحلیل اثرات خشکسالی های اقلیمی اخیر بر میزان شوری آب های زیرزمینی با استفاده از روش های زمین آماری و GIS در دشت یزد- اردکان/ فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی ۲۷ (۱۰۶)، ۱۹۹-۱۷۹/
- فشائی، م/، قوچانیان، م/، ۱۴۰۱/ ارزیابی مکانی متغیرهای کیفی منابع آب زیرزمینی با هدف کاربرد آن در کشاورزی و شرب (مطالعه موردی: دشت مهورات- فیض آباد/ مدل سازی و مدیریت آب و خاک ۲ (۲)، ۴۴-۲۸/
- کریمیان، ع/، اگدرنژاد، ا/، ۱۴۰۰/ شبیه سازی پارامترهای شوری و سطح آب زیرزمینی دشت رامهرمز با استفاده از مدل شبکه عصبی مصنوعی و مدل شبکه عصبی مصنوعی بهینه شده / مجله پژوهش در بهداشت محیط ۷ (۱)، ۲۶-۱۷/
- نوری، ح/، ایلدرمی، ع/، بخشی، م/، ۱۴۰۱/ بررسی کیفیت آب زیرزمینی در شرایط تغییر اقلیم و خشکسالی های آینده در دشت سیلاخور بروجرد/ فضای جغرافیایی ۷۸ (۲۲)، ۵۳-۳۱/

## References

- Parisi, A/, Alfio, M R/, Balacco, G/, Güler, C/, Fidelibus, M D/, 2023/Analyzing spatial and temporal evolution of groundwater salinization through Multivariate Statistical Analysis and Hydrogeochemical Facies Evolution-Diagram: Science of The Total Environment, 862, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.160697>.
- Sadeqi, D /, 2023/ An integrated approach to address the temporal variation of geochemistry in groundwater of an arid region: *Environ Monit Assess* **195**, 251, <https://doi.org/10.1007/s10661-022-10874-33>



# استفاده از روش رگرسیون بردار پشتیبان جهت تعیین رفتار عیارهای کمتر از حد تشخیص دستگاه برای عنصر نقره در حفاری‌های معدنی

حسین مهدیانفر<sup>۱</sup>، محمدحسین اولیائی<sup>۱</sup>، میرمهدی سیدرحیمی نیارق<sup>۲\*</sup>

۱- عضو هیات علمی مجتمع آموزش عالی گناباد

Hssn.mahdianfar@gmail.com

۲- دانشیار گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه محقق اردبیلی

m.seyedrahimi@uma.ac.ir

\* نویسنده مسئول مکاتبات

## چکیده

حجم بالای نمونه‌های سنسورد در داده‌های ژئوشیمیایی باعث ایجاد مشکل در تشخیص آنومالی‌های ژئوشیمیایی می‌شود. در این پژوهش جهت تشخیص مقادیر سنسورد عنصر نقره در یک گمانه اکتشافی در منطقه دالی از روش الگوریتم یادگیری رگرسیون بردار پشتیبان استفاده شده است. کل متراف حفاری ۲۲۸ متر بوده و از تمام قسمت‌های حفاری نمونه‌گیری انجام شده و برای چندین عنصر آنالیز شده است. تعداد ۷۳ داده از کل ۲۲۸ نمونه آنالیز شده سنسورد هستند. جهت تشخیص مقادیر نقره در این روش، از عناصر طلا، مس، آهن، گوگرد، منیزیم و منگنز استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد خطای بالایی در آنالیز نمونه‌های برداشت شده وجود نداشته و تمام مقادیر سنسورد گزارش شده برای عنصر نقره، واقعا سنسورد هستند و با الگوهای موجود در داده‌های ژئوشیمی که با استفاده از این روش تشخیص داده شده سازگار است.

**واژه‌های کلیدی:** رگرسیون بردار پشتیبان، پیش‌بینی عیار، داده سنسورد، نقره

## Abstract

The high volume of censored samples in geochemical data causes problems in the detection of geochemical anomalies. In this research, the support vector regression learning algorithm has been used to detect the silver sensor values in an exploratory borehole in Dali region. The total excavation area is 228 meters, and sampling was done from all the excavation parts and analyzed for several elements. 73 data out of 228 analyzed samples are sensors. In this method, elements of gold, copper, iron, sulfur, magnesium and manganese have been used to determine the amount of silver. The results show that there was no high error in the analysis of the collected samples, and all the censored values reported for the silver element are really censored and are consistent with the patterns in the geochemical data detected using this method.

**Key words:** Support vector regression, grade prediction, sensor data, silver

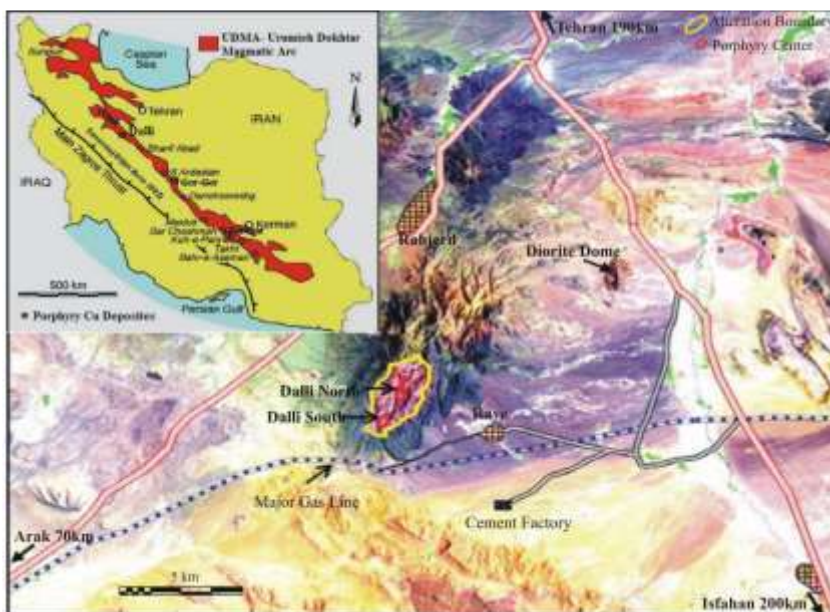
## ۱- مقدمه

تشخیص و جایگزینی مقادیر عیاری نمونه‌های سنسورد یکی از اقدامات اولیه‌ای است که بر روی داده‌های ژئوشیمی انجام می‌شود. با توجه به اینکه دقت دستگاه‌های اندازه‌گیری ممکن است در حدی نباشد که عیارهای پایین عناصر را تشخیص دهد بنابراین در برخی از مواقع حجم بالای نمونه‌های سنسورد باعث ایجاد مشکل در تحلیل‌های ژئوشیمی بویژه تحلیل‌های چند متغیره می‌شود. در دهه‌های اخیر، روش‌های مختلفی برای اصلاح یا حذف داده‌های سنسورد از داده‌های اولیه استفاده شده است [۱ و ۲]. در این مقاله از روش رگرسیون بردار پشتیبان جهت تعیین مقادیر سنسورد عنصر نقره در حفاری گمانه ای عمیق در محدوده کانی سازی دالی استفاده شده است. روش رگرسیون بردار پشتیبان (Support Vector Regression) که به اختصار آنرا SVR می‌نامیم، یک تکنیک یادگیری ماشینی نظارت شده است که برای حل مسائل پیش‌بینی مقادیر پیوسته (رگرسیون) استفاده می‌شود [۲]. این تکنیک به ما کمک می‌کند تا

ارتباط میان یک متغیر وابسته و یک یا چند متغیر پیش‌بینی‌کننده را تجزیه و تحلیل کنیم. قابلیت‌های این مدل مورد توجه محققین در حوزه‌های مختلف قرار گرفته و از آن جهت پیش‌بینی در موضوعات مختلف بهره‌برداری شده است [۷-۳].

## ۲- منطقه مورد مطالعه

قوس ماگماتیکی ارومیه - دختر میزان تعدادی از انواع نهشته‌های مس پورفیری ایران می‌باشد که با ماگماتیسم نئوتیس در ایران مرکزی همراه بوده است. این کمر بند، به عنوان کمر بند آتشفشانی ایران مرکزی معرفی شده است. منطقه دالی، یکی از اندیس طلا - مس استان مرکزی (۷۰ کیلومتری اراک) بوده که در نزدیکی تقاطع جاده اراک با بزرگراه تهران - اصفهان واقع شده است (شکل ۱). سنگ‌های منطقه از هورنبلند بیوتیت کوارتز دیوریت در تپه دالی شمالی تا هورنبلند بیوتیت دیوریت در تپه دالی جنوبی تغییر می‌کند. زمین‌شناسی منطقه بیانگر آن است که چینه‌های آتشفشانی میوسن پسین و رخمون سنگ‌های آتشفشانی (آمفیبول آندزیت پورفیری، داسیت) و پیروکلاستیک‌ها در راستای شمال شرقی - جنوب غربی در طول بیشتر از ۳۰ کیلومتر گسترش یافته‌اند [۸].

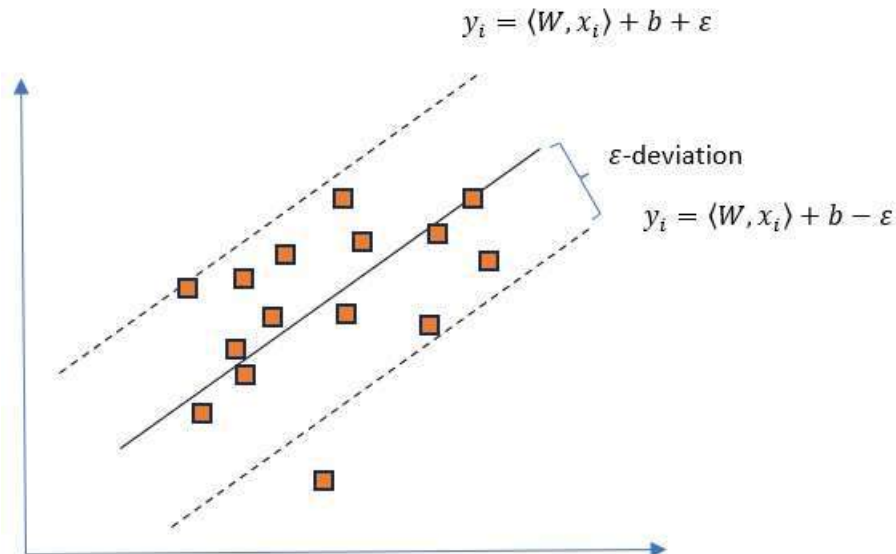


شکل ۱- نقشه موقعیت منطقه دالی [۸]

در زون کانی‌سازی مس - طلا، سنگ‌های آندزیت از عناصر  $K, Na, Mg, Mn, Ti, Fe$  غنی هستند. مقدار بالای مس و طلا با میزان استوک ورک و کانی‌سازی مرتبط است. مالاکیت، مس و بورنیت جهت شناسایی مناطق سوپرژن و هیپوژن مورد استفاده قرار گرفته است. کانی‌های مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، لیمونیت، هماتیت، مس خالص، کلسیت، بورنیت و مالاکیت در حفاری‌ها دیده شده است. سنگ‌های کوارتز دیوریت پورفیری رگه‌های کوارتز - مگنتیت بالا و کانی‌سازی با آلتراسیون پتاسیک نشان می‌دهند. تراکم استوک ورک‌های کوارتز، مگنتیت و اکسیدهای آهن بالا است. مقدار مالاکیت نیز بالاست و تا ۳٪ نیز می‌رسد. کانی‌سازی در دالی شمالی شامل رگه‌های کوارتز است که استوک ورک‌ها را تشکیل می‌دهند و همبستگی مثبتی با طلا و مس دارند [۹].

## ۳- روش رگرسیون بردار پشتیبان:

رگرسیون برداری پشتیبان (SVR) یک انتخاب رایج برای پیش‌بینی و تناسب منحنی‌ها در مدل‌های رگرسیون خطی و غیرخطی است. SVR با فراهم کردن یک مسئله بهینه‌سازی، یک تابع رگرسیونی را یاد می‌گیرد که ورودی‌ها (متغیرهای پیش‌بینی کننده) را به خروجی‌ها (مقادیر پاسخ مشاهده‌شده) نگاشت می‌دهد. از مزیت‌های این تکنیک می‌توان به توازن میان پیچیدگی مدل و خطای پیش‌بینی، و همچنین عملکرد خوب در داده‌های با ابعاد بالا اشاره کرد. مزیت دیگر SVR در مقایسه با روش‌های دیگر رگرسیون، استفاده از هسته (Kernel) است. با استفاده از هسته، SVR به ما اجازه می‌دهد به‌طور کارآمد با مسائل رگرسیون غیرخطی کار کنیم، با این که ابتدا ویژگی‌های اصلی را به یک فضای هسته‌ای تبدیل کرده و در آنجا داده‌ها قابل تمایز خواهند شد [۱۰-۱۱]. در شکل ۱ نمونه‌ای از چگونگی عملکرد SVR در جداسازی داده‌ها را می‌توان مشاهده کرد.



شکل ۲- نمونه‌ای از چگونگی عملکرد SVR در جداسازی داده‌ها

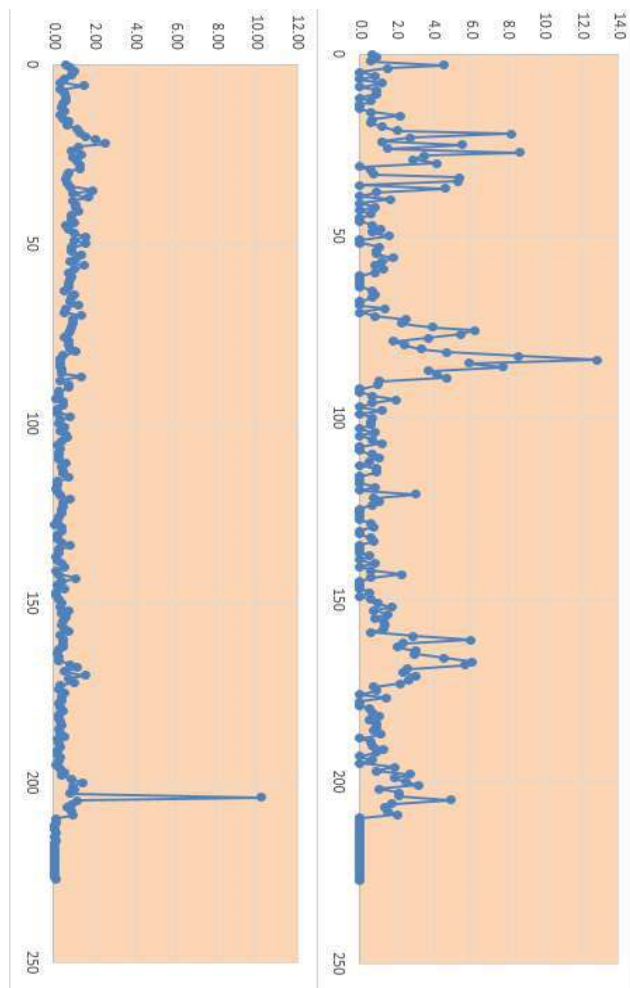
در معادله کلی، هاپرپلن به صورت  $y = wx + b$  تعبیر می‌شود که در آن  $w$  وزن‌ها و  $b$  عرض از مبدا می‌باشد. حاشیه مارجین با نماد اپسیلون ( $\epsilon$ ) نشان داده می‌شود. جهت پیاده‌سازی مدل از کتابخانه sklearn استفاده شده است. این مدل روی مجموعه داده‌های آموزشی آموزش داده می‌شود. پارامترهای مدل که در اینجا برای تجزیه و تحلیل انتخاب شده‌اند به این صورت هستند:

SVR(C=1.0, 'cache\_size=200', 'coef0=0.0', 'degree=3', 'epsilon=0.1', 'gamma='auto', 'kernel='rbf', 'max\_iter=-1', 'shrinking=True', 'tol=0.001', 'verbose=False)

#### ۴- بحث

منطقه دالی یکی از مناطق کانی‌سازی طلا-مس است که عمایات اکتشافی مختلفی در آن انجام شده است. چندین حفاری عمیق در مرحله اکتشاف تفصیلی در این منطقه صورت گرفته است. وجود مقادیر سنسورد برای برخی عناصر از جمله نقره تحلیل‌های اکتشافی چند متغیره را با مشکل مواجه کرده است. روش‌های مرسوم فعلی جهت تشخیص مقادیر سنسورد با خطا مواجه هستند. جایگزینی مقادیر سنسورد با مقادیری که دقیق پیش‌بینی نشده‌اند مجموعه داده‌ها را با خطا مواجه می‌کند بنابراین جایگزینی بهینه اعداد سنسورد می‌تواند دقت تحلیل‌های اکتشافی را بالا ببرد. در این مطالعه حفاری DDH1 که با عمق ۲۲۸ متر در منطقه دالی حفاری شده مورد استفاده قرار گرفته است. تعداد ۲۲۸ نمونه این حفاری برای چندین عنصر آنالیز شده است. یکی از عناصری که دارای تعداد بالایی از مقادیر سنسورد است عنصر نقره می‌باشد. مقدار حد تشخیص دستگاه برای این عنصر ۰.۵ گرم بر تن بوده است. وضعیت توزیع عیاری عناصر نقره و طلا در این حفاری در شکل ۳ ترسیم شده است.

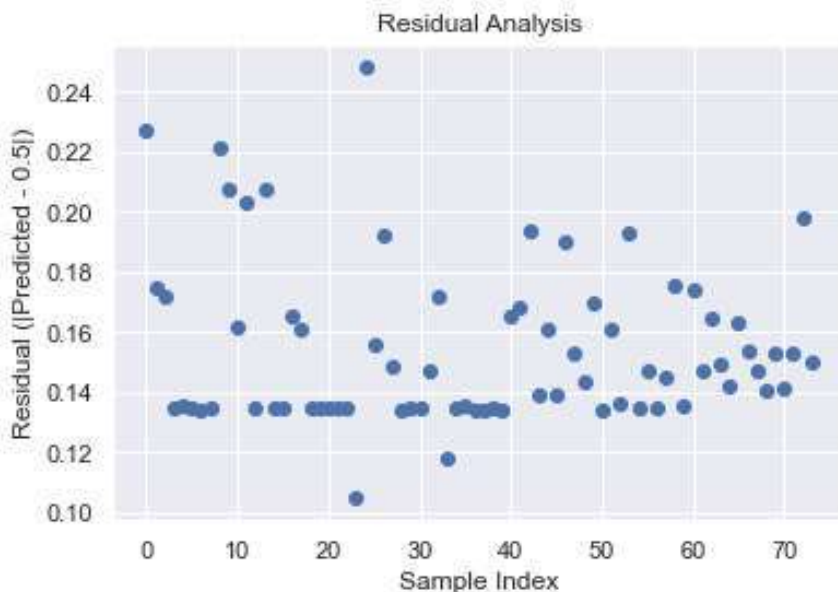
در این پژوهش جهت تشخیص مقادیر سنسورد عنصر نقره در یک گمانه اکتشافی در منطقه دالی از روش الگوریتم یادگیری رگرسیون بردار پشتیبان استفاده شده است. کل مترای حفاری ۲۲۸ متر بوده و از تمام قسمت های حفاری نمونه گیری انجام شده و برای چندین عنصر آنالیز شده است. تعداد ۷۳ داده از کل ۲۲۸ نمونه آنالیز شده سنسورد هستند. جهت تشخیص مقادیر نقره در این روش، از عناصر طلا، مس، آهن، گوگرد، منیزیم و منگنز استفاده شده است. عناصری آموزش به گونه ای انتخاب شده اند که با عنصر نقره ارتباط مفهومی و ژنتیکی داشته باشند و مقادیر سنسورد در آنها وجود نداشته باشد و یا در تعداد حداقلی باشند.



شکل ۳- توزیع عباری عنصر نقره (سمت راست) و طلا (سمت چپ) در حفاری DDH1 در منطقه کانی سازی دالی

با توجه به اینکه روش SVR یک روش توانمند در یادگیری و پیش بینی است در این مطالعه از این روش استفاده شده است. این روش در مقایسه با روش های دیگر رگرسیون، از هسته (Kernel) استفاده می کند. با استفاده از هسته، SVR به ما اجازه می دهد به طور غیرخطی از رگرسیون استفاده کنیم و کارایی الگوریتم افزایش می یابد. با این روش ویژگی داده ها بهتر شناسایی و داده ها بهتر از یکدیگر متمایز می شوند و در نتیجه الگوهای پنهان موجود در داده ها بهتر تشخیص داده می شوند. مقدار حد تشخیص دستگاه برای عنصر نقره برابر ۰.۵ گرم بر تن بوده است که با استفاده از این الگوریتم این مقادیر مورد پیش بینی قرار گرفته است. روش رگرسیون بردار پشتیبان برای تمامی این داده های سنسورد مقادیر کمتر از ۰.۵ پیش بینی کرده است که کاملاً با ماهیت این داده ها سازگار است. این دقت از پیش بینی علاوه بر این که توانمندی این روش را نشان می دهد نشان دهنده وجود خطای پایین در آنالیز نمونه ها نیز می باشد. روش رگرسیون این

واقعیت را نشان می‌دهد که تمام مقادیری که برای عنصر نقرسنسورد گزارش شده اند واقعا سنسورد هستند و با الگوی داده های ژئوشیمی در حفاری سازگار است. شکل ۴ نمودار اختلاف مقادیر پیش بینی شده نسبت به عدد ۰.۵ را نشان می‌دهد. همان طور که این نمودار نشان می‌دهد مقدار واقعی مقادیر سنسورد یکسان نیستند و تفاوت زیادی بین این نمونه ها با یکدیگر وجود دارد. در حالتی که از روش های سنتی و مرسوم استفاده کنیم برای تمام نمونه ها مقدار یکسانی در نظر گرفته می‌شود که ممکن است الگوهای واقعی موجود در داده ها را دچار تغییراتی کند و تحلیل های ژئوشیمی چند متغیره را با مشکل و خطا مواجه نماید.



شکل ۴- نمودار اختلاف مقادیر پیش بینی شده نسبت به عدد ۰.۵، محور افقی شماره نمونه سنسورد را نشان می‌دهد

## ۵- نتیجه گیری

در این پژوهش جهت تشخیص مقادیر سنسورد عنصر نقره در یک گمانه اکتشافی در منطقه دالی از روش الگوریتم یادگیری رگرسیون بردار پشتیبان استفاده شده است. این روش یکی از روش های کارآمد در تشخیص و پیش بینی مقادیر مجهول در داده ها است. در حفاری یاد شده، تعداد ۷۳ داده از کل ۲۲۸ نمونه آنالیز شده سنسورد هستند. جهت تشخیص مقادیر نقره در این روش، از عناصر طلا، مس، آهن، گوگرد، منیزیم و منگنز استفاده شد. مقدار حد تشخیص دستگاه برای عنصر نقره برابر ۰.۵ گرم بر تن بوده است که با استفاده از این الگوریتم این مقادیر مورد پیش بینی قرار گرفتند. روش رگرسیون بردار پشتیبان برای تمامی این داده های سنسورد مقادیر کمتر از ۰.۵ پیش بینی کرده است که کاملاً با ماهیت این داده ها سازگار است. این نتایج دقت بالای روش رگرسیون بردار پشتیبان را نشان می‌دهند. علاوه بر این این نتایج نشان می‌دهد آنالیز نمونه ها خطای بالایی نداشته و تمام مقادیری که برای عنصر نقرسنسورد گزارش شده اند واقعا سنسورد هستند و با الگوهای موجود در داده های ژئوشیمی که با استفاده از این روش تشخیص داده شده سازگار است. با توجه به اینکه در این روش برای تمامی مقادیر سنسورد یک عدد ثابت در نظر گرفته نمی‌شود و مقادیر پیش بینی شده بهینه شده اند با این روش می‌توان کیفیت مجموعه داده ها و دقت آن را افزایش داد و نتایج تحلیل های ژئوشیمی را بهبود بخشید.

## ۷- مراجع



- [1] Sanford, R. F., Pierson, C. T., & Crovelli, R. A. (1993). An objective replacement method for censored geochemical data. *Mathematical Geology*, 25, 59-80.
- [2] Vapnik, Vladimir. "The support vector method of function estimation." *Nonlinear modeling: Advanced black-box techniques*. Boston, MA: springer us, 1998. 55-85.
- [3] Khemchandani, Reshma, and Suresh Chandra. "Regularized least squares fuzzy support vector regression for financial time series forecasting." *Expert Systems with Applications* 36.1 (2009): 132-138.
- [4] Okujeni, Akpona, et al. "Support vector regression and synthetically mixed training data for quantifying urban land cover." *Remote Sensing of Environment* 137 (2013): 184-197.
- [5] Ramedani, Zeynab, et al. "Potential of radial basis function based support vector regression for global solar radiation prediction." *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 39 (2014): 1005-1011.
- [6] Hu, Qinghua, et al. "Short-term wind speed or power forecasting with heteroscedastic support vector regression." *IEEE Transactions on Sustainable Energy* 7.1 (2015): 241-249.
- [7] Hu, Qinghua, et al. "Noise model based v-support vector regression with its application to short-term wind speed forecasting." *Neural Networks* 57 (2014): 1-11.
- [8] Asadi Haroni H. (2008). First Stage Drilling Report on Dalli Porphyry Cu-Au Prospect, Central Province of Iran. Technical Report.
- [9] Darabi-Golestan F , Ghavami-Riabi R, Asadi-Harooni H, (2012). Alteration, zoning model, and mineralogical structure considering lithogeochemical investigation in Northern Dalli Cu–Au porphyry, *Arab J Geosci* DOI 10.1007/s12517-012-0689-0.
- [10] Ben-Hur, Asa, et al. "Support vector machines and kernels for computational biology." *PLoS computational biology* 4.10 (2008): e1000173.
- [11] Smola, Alex J., and Bernhard Schölkopf. "A tutorial on support vector regression." *Statistics and computing* 14 (2004): 199-222.

## بررسی رخداد و رفتار زمین لغزش سورین بانه (استان کردستان)

### بر پایه مطالعات زمین شناسی مهندسی

مهدی تلخابلو<sup>۱</sup>، سید محمود فاطمی عقدا<sup>۲</sup>، محمد فتح الهی<sup>۳</sup>، کامران ذوالفقاری<sup>۴</sup>، شایسته نازنین پوری<sup>۵</sup>

۱- عضو هیأت علمی، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

Talkhablu@gmail.com

۲- عضو هیأت علمی، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

fatemi@khu.ac.ir

۳- عضو هیأت علمی، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

m.fathollahy@uok.ac.ir

۴- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

kamran74zolfaghari@gmail.com

۵- کارشناس ارشد جغرافیا، دانشگاه پیام نور مرکز بیجار، ایران

Nazaninpuri16@gmail.com

#### چکیده

شهرها و روستاهای زیادی در بخش های کوهستانی و پرشیب کشور به دلیل بنا شدن بر روی سنگ ها، خاک های سست و شرایط خاص زمین شناسی مستعد خطر زمین لغزش می باشند. این زمین لغزش ها معمولاً پس از بروز یک عامل محرک مانند زلزله یا بارش اتفاق می افتند. مستعد بودن این زمین ها برای لغزش، هم به دلیل وضعیت خاک (پایین بودن ویژگی های مقاومتی خاک) و هم شرایط خاص زمین شناسی (حضور واحدهای مارنی و شیلی ضعیف یا زون های هوازه در بخش های پایینی و...) می باشد. بنابراین بسته به قدرت و بزرگی عامل تحریک کننده (از بین بردن جنگل، جاده سازی، بارش باران، زلزله و...) اندازه این زمین لغزش ها و ناپایداری ها نیز متفاوت می باشد. هدف از این پژوهش، بررسی سازوکار زمین لغزش و همچنین تحلیل پایداری سطوح لغزش در روستای سورین به کمک مطالعات زمین شناسی مهندسی می باشد در این مطالعه از نتایج آزمایشگاهی و داده های پژوهشکده سوانح طبیعی در تحلیل و داده های ورودی به نرم افزار اسلاید استفاده شده است و براساس نتایج حاصله، سطح لغزش در دامنه سورین، در بخش زیرین لایه خاکی رسی و نزدیک به مرز زون هوازه شیبی قرار دارد و بر اثر بارندگی شدید و اشباع دامنه ضریب اطمینان کاهش پیدا می کند.

**واژه های کلیدی:** (زمین لغزش، سورین، تعادل حدی، نرم افزار Slide)

#### Abstract

Many cities and villages in the mountainous and steep parts of the country are prone to the risk of landslides due to being built on rocks, loose soils and special geological conditions. These landslides usually occur after a triggering factor such as an earthquake or rain. The susceptibility of these lands to landslides. It is due to both the condition of the soil (low resistance characteristics of the soil) and special geological conditions (presence of weak marl and shale units or weathered zones in the lower parts parts and Therefore, depending on the strength and magnitude of the provoking factor (destroying the forest, building roads, rainfall, earthquakes, etc.) and the size of this land, landslides and instabilities also It is different. The purpose of this research is to investigate the landslide mechanism and also to analyze the stability of the landslide surfaces in Surin village with the help of engineering geological studies. In this study, the laboratory results and the data of the Natural Disaster Research Institute were used in the analysis and the input data to the Slide software, and based on the results, The landslide surface is located in the Surin range, in the lower part of the clay soil layer and close to the border of the schist weathered zone, and Due to heavy rain and domain saturation Safety factor decreases.

**Key words:** (landslide, surin, limit equilibrium, software slide)



## ۱- مقدمه

زمین‌لغزش به حرکت ثقیلی توده‌ای از مواد سنگی، خرده‌سنگی یا خاکی گفته می‌شود (Varnes, 1978). عوامل متعددی مانند شرایط زمین‌شناسی، شرایط آب‌شناختی، وضعیت پستی و بلندی، ریخت‌شناسی، آب‌وهوا و هوازدگی بر پایداری یک دامنه تأثیر گذاشته و می‌توانند باعث ایجاد لغزش شوند (Garfi & Bruno, 2007). این عوامل با افزایش نیروهای محرکه و کاهش نیروهای مقاوم موجب حرکت توده‌ی لغزشی می‌شوند. شناسایی و طبقه‌بندی زمین‌لغزش و پهنه‌بندی آن، گامی مهم در ارزیابی مخاطرات طبیعی محسوب می‌شود (S.sarkar et al., 1995). حرکات لغزشی، از مهم‌ترین و گسترده‌ترین مخاطرات مناطق کوهستانی هستند که، حیطه‌ی فعالیت آن‌ها از تپه‌های ملایم تا کوهستان‌های شیب‌دار است (Gruber et al., 2009). این حرکات در زمره‌ی پرخسارات‌ترین آن‌ها هستند که همزمان با دست‌کاری بشر در سیستم‌های طبیعی در دهه‌های اخیر شتاب فزاینده‌ای یافته است (Imami and Ghyomiyan, 2003). به گونه‌ای که از آن به‌عنوان یکی از فزاینده‌های ژئومورفیک عمده در چشم‌انداز مناطق کوهستانی یاد می‌شود (Hattanjji & Moriwaki, 2009). امروزه انسان با تغییر کاربری اراضی و گسترش شبکه‌های ارتباطی، حساسیت وقوع زمین‌لغزش‌ها را در سطح کوه‌ی زمین، به‌ویژه در نواحی کوهستانی تشدید کرده است (Gorsevski et al., 2006). توپوگرافی کوهستانی ایران، فعالیت زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی زیاد، تنوع اقلیمی و زمین‌شناسی، افزایش جمعیت و فشار بر منابع طبیعی و تغییر کاربری در دهه‌های اخیر، شرایط طبیعی برای بروز طیف گسترده‌ای از زمین‌لغزش‌ها را در ایران فراهم کرده است (Pourghasemi et al., 2009). به‌طور کلی زمین‌لغزه‌ها نسبت به سایر بلایای طبیعی قابل پیش‌بینی‌تر و مدیریت‌پذیرترند. به گونه‌ای که با شناخت پتانسیل زمین‌لغزش می‌توان استراتژی مناسبی برای مقابله و یا همزیستی با آن فراهم نمود (مردانیان، ۱۳۸۶). برای کاهش خسارت‌های ناشی از وقوع حرکت‌های توده‌ای، لازم است که پس از تعیین عوامل مؤثر در وقوع حرکت‌های توده‌ای، اقدام به تهیه نقشه حساسیت به وقوع حرکت‌های توده‌ای نمود. هدف از تهیه نقشه حساسیت به وقوع حرکت‌های توده‌ای، تقسیم سطح زمین به نواحی همگن و درجه‌بندی آن‌ها برحسب میزان واقعی یا پتانسیل خطر حرکت توده‌ای می‌باشد (Varnes, 1984).

## ۲- مواد و روش‌ها

در پژوهش حاضر از نرم‌افزار اسلاید که یکی از نرم‌افزارهای پرکاربرد پایداری شیب دوبعدی جهت ارزیابی پایداری صفحات گسیختگی دایره‌ای یا غیردایره‌ای در شیب‌های خاکی یا سنگی و عضو مجموعه نرم‌افزاری معروف (Rocscience) است. Slide یک نرم‌افزار با کاربری ساده و یکی از جامع‌ترین نرم‌افزارهای تحلیل پایداری شیب به همراه تحلیل آب زیرزمینی به روش‌های المان محدود، تحلیل نفوذپذیری، افت ناگهانی سطح آب، طراحی سیستم‌های نگهداری، تحلیل احتمالاتی و تحلیل حساسیت بر پایه روش‌های تعادل حدی است. مبنای تمام این روش‌ها، مقایسه نیروهای مقاوم (نیروها، گشتاورها یا تنش‌های مقاوم در برابر حرکت توده) نسبت به نیروهای محرکه (نیروها، گشتاورها یا تنش‌های به وجود آورنده حرکت ناپایدار) است.

## ۳- محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه روستای سورین در شمال غرب استان کردستان، در شهرستان بانه و جنوب شرق شهر بانه و در فاصله حدود ۱۵ کیلومتری آن واقع شده است. منطقه مورد مطالعه از نظر ساختاری وضعیت پیچیده‌ای دارد و منطقه‌ای چین‌خورده و به شدت گسلی می‌باشد. به دلیل نزدیکی منطقه به مرز میان دو زون مهم زاگرس مرتفع و سنندج - سیرجان، ویژگی‌های تکنیکی منطقه متأثر از ویژگی‌های زاگرس مرتفع نیز می‌باشد.

## ۴- یافته‌های پژوهش

به‌طور کلی بیشترین سیمایا و فرآیندهای مورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه را می‌توان در چند بخش به شرح زیر خلاصه کرد.

وجود دامنه‌هایی از شیب متوسط تا زیاد در منطقه

گسترش زمین‌های کشاورزی و باغات بر روی دامنه‌های تقریباً مسطح

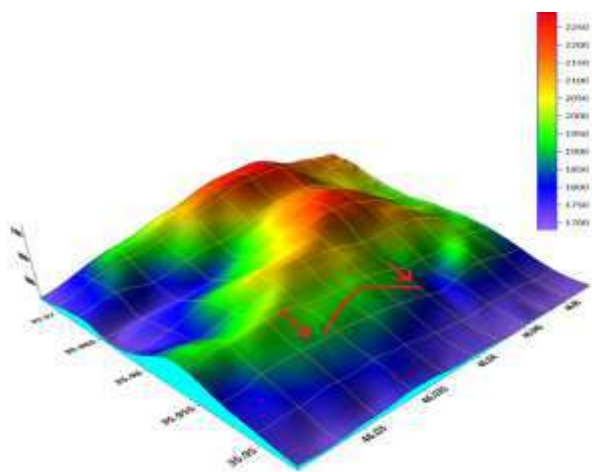
نحوه ی شکل گیری رودخانه ها، آبراهه ها و الگوی زهکشی منطقه  
هواز دگی و فرسایش زیاد، لیتولوژی ضعیف، مقدار بارش و آب های سطحی منطقه  
وضعیت پوشش گیاهی و خاک های آلی منطقه

تمام این سیماها و فرایندهای مورفولوژیکی در اثر پدیده غالب فرسایش و تکتونیک در حال پیشرفت هستند. با توجه به شواهد صحرایی این دو پدیده از عوامل و فرایندهای مهم در منطقه محسوب می شوند. سنگ بستر شیستی منطقه به ویژه به دلیل ماهیت ضعیف لیتولوژیکی و آسیب پذیری بالای آن در برابر فرسایش و هواز دگی در مقابل ناپایداری های دامنه ای بسیار ضعیف عمل می کند. از دیگر عوامل فرسایش در منطقه می توان به تغییر کاربری اراضی، ایجاد ترانشه جهت جاده سازی، مقدار بارش و فاضلاب های مناطق مسکونی اشاره کرد. محدوده لغزشی روستای سورین که در بالادست و در دامنه شمالی روستا قرار دارد. در مجموع زمین لغزشی با ابعاد بسیار بزرگ است که در مصالح با ویژگی های ژئوتکنیکی ضعیف (در حالت اشباع) به وقوع پیوسته است. در ادامه این فصل به تشریح ویژگی های محدوده لغزشی بالادست روستای سورین پرداخته می شود (شکل ۱)

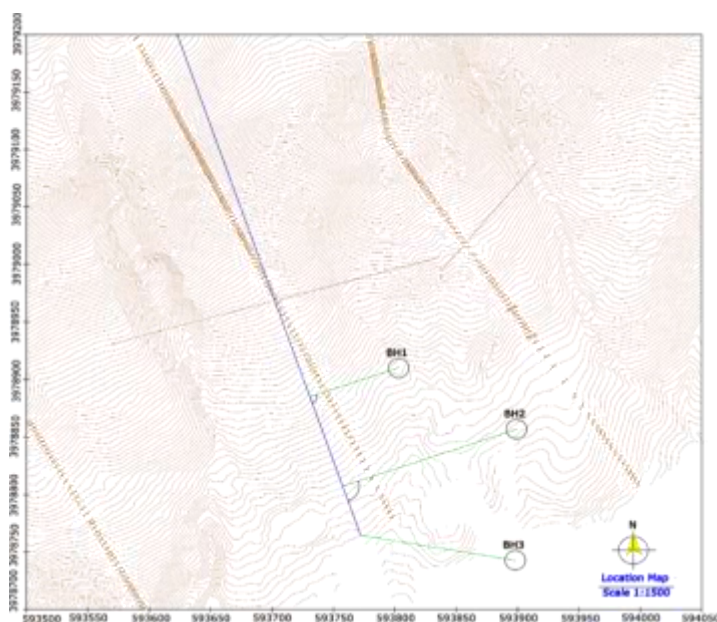


شکل ۱ تصویری از دشت سورین (دارای پوشش باغات و زمین های کشاورزی) و دامنه نسبتاً پرسیب بالادست روستای سورین همراه با موقعیت دامنه ناپایدار

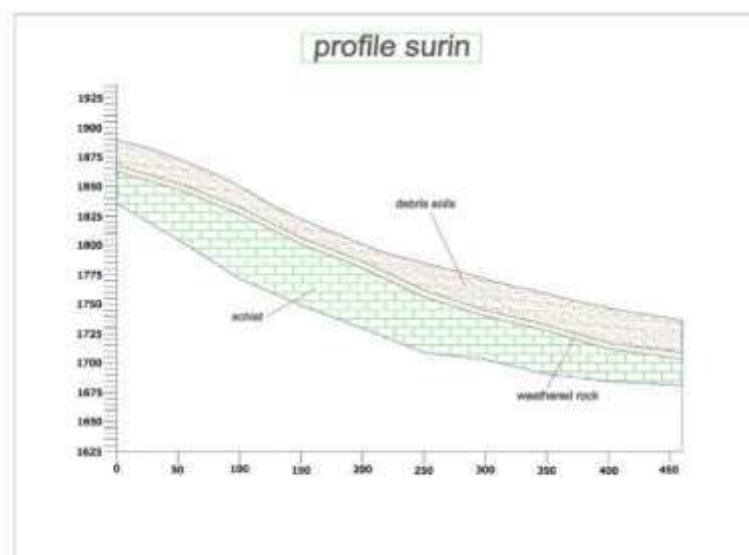
برای انجام تحلیل در دو بعد ابتدا لازم است برش یا برش های زمین شناسی مناسب در راستای توده لغزشی مورد نظر تهیه شود. شکل ۲ که حاصل خروجی نرم افزار سورفر است نمایی شماتیک از منطقه مورد مطالعه و دامنه لغزشی سورین را نشان می دهد. موقعیت پروفیل زمین شناسی مورد نظر هم در نقشه توپوگرافی منطقه با مقیاس ۱:۵۰۰ نشان داده شده است (شکل ۳). در نهایت با کمک گرفتن از نرم افزارهای گلوبال مپر و گوگل ارث و همچنین نقشه توپوگرافی منطقه، برش مناسب جهت تحلیل در نرم افزار اسلاید توسط نرم افزار اتوکد تهیه شده است. پروفیل مورد نظر در (شکل ۴) قابل مشاهده است.



شکل ۲- نمایی شماتیک از منطقه مورد مطالعه و موقعیت دامنه لغزشی سورین حاصل از خروجی نرم افزار Surfer



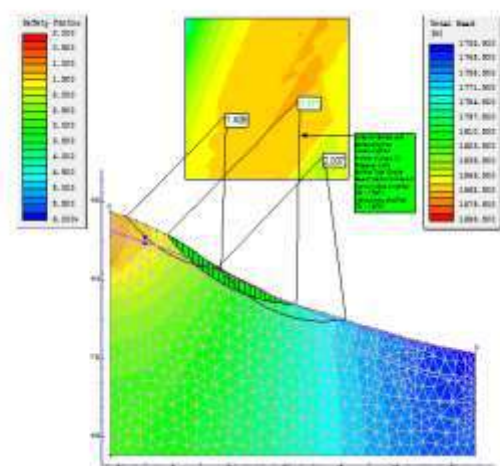
شکل ۳- نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه همراه با موقعیت پروفیل زمین شناسی



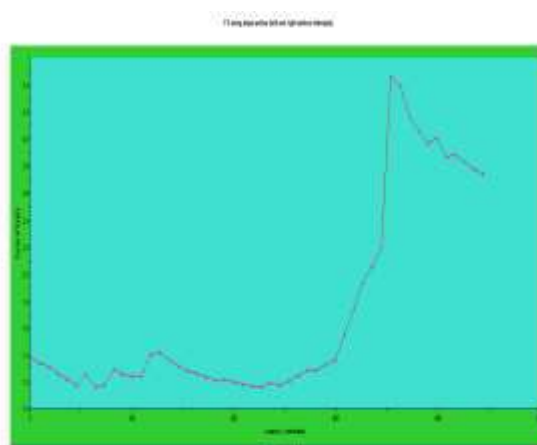
شکل ۴- پروفیل زمین شناسی در راستای طول زمین لغزش

## ۱-۴ تحلیل پایداری

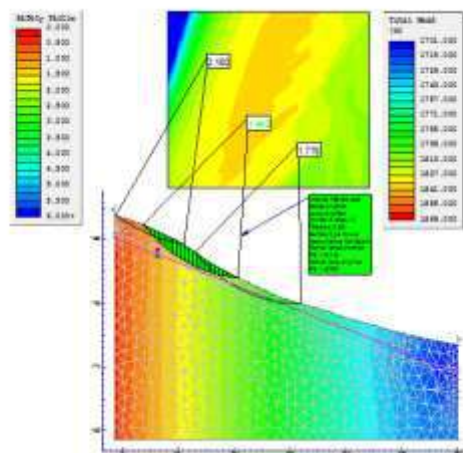
محدوده لغزشی روستای سورین در پی بارندگی های چشمگیر در روزهای ۸ و ۹ فروردین ماه ۱۳۹۵، با نفوذ آب باران و اشباع سریع توده لغزشی، افزایش فشارمنفذی و افزایش وزن آن، بخشی از این زمین لغزش کهن فعال شده و زمین لغزش جدیدی شکل گرفته است. بنابراین در این مطالعه سطح آب زیرزمینی متغیر در نظر گرفته شده تا تأثیر آن بر ضریب اطمینان پایداری زمین لغزش تعیین شود و در هر دو شرایط، یعنی هم شرایطی که بارش زیاد و سطح تراز آب زیرزمینی بالا می آید و هم در شرایط بارش کم و سطح تراز پایین آب زیرزمینی، بررسی شود. همچنین تحلیل ها در نرم افزار اسلاید به روش المان محدود انجام شده است تا دقت بیشتری در محاسبه فشار آب و توزیع آن در دامنه حاصل شود.



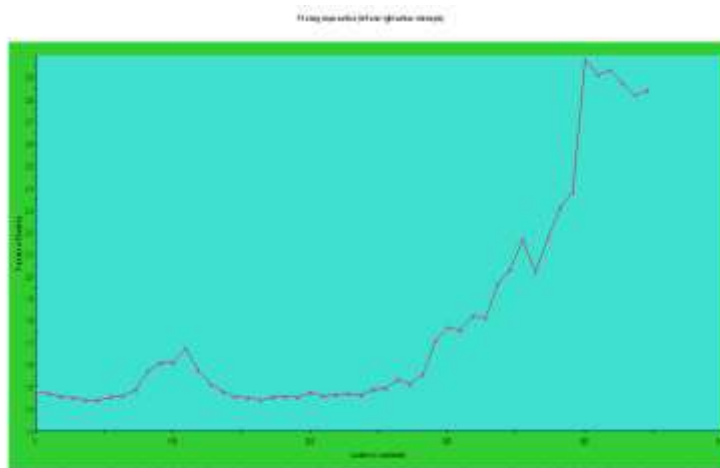
شکل ۵- نتایج تحلیل پایداری دامنه لغزشی سورین در شرایط استاتیکی و سطح آب زیرزمینی بالا



شکل ۶- نمودار ضریب اطمینان در طول سطح لغزش در شرایط استاتیکی و سطح آب زیرزمینی بالا



شکل ۷- نتایج تحلیل پایداری دامنه لغزشی سورین در شرایط استاتیکی و سطح آب زیرزمینی پایین



شکل ۸- نمودار ضریب اطمینان در طول سطح لغزش در شرایط استاتیکی و سطح آب زیرزمینی پایین

## ۵- روش های مختلف پیشنهادی برای پایداری زمین لغزش سورین

به طور کلی برای جلوگیری از ناپایداری شیب ها و مقابله با آن ها می توان سه روش دوری از خطر، قبول خطر گسیختگی و پایداری سازی توده لغزشی را در نظر گرفت. با توجه به این که روستای سورین درست در پایین دست دامنه لغزشی قرار دارد و وضعیت شغلی اهالی روستا که بیشتر کشاورزی، دامداری و باغداری است و مردم روستا نمی توانند کار و زندگی خود را رها کنند، انتخاب روش های دوری از منطقه خطر و قبول خطر گسیختگی غیرمنطقی به نظر می رسد. بنابراین منطقی ترین روش مقابله با ناپایداری لغزش سورین، انتخاب روش پایداری سازی توده لغزشی با در نظر گرفتن مسائل اقتصادی، ماشین آلات و تکنولوژی های در دسترس است. با توجه به این مسائل، چند روش می توان برای پایداری سازی زمین لغزش سورین پیشنهاد داد. از جمله این روش ها می توان به روش های ۱- زهکشی سطحی مانند احداث کانال های زهکشی سطحی (شکل ۱۵)، پر کردن ترک های موجود در دامنه توسط سیمان، خاک رس و ... و استفاده از پوشش مناسب در کف استخرها و کانال ها ایاری ۲- روش های زهکشی غیر سطحی مانند حفاری های افقی به طول ۵۰ تا ۳۰ متر، حفر تونل های جانبی، حفر چاه های زهکشی، حفر قنات و ... و ۳- اجرای شمع های بتنی درجاریز است. در روش اجرای شمع های درجاریز با توجه به آزاد بودن پنجه لغزشی دامنه سورین، احتمال حرکت کلی دامنه به ویژه هنگام بارندگی های طولانی مدت که دامنه اشباع از آب می شود، به سمت پایین دست وجود دارد. بنابراین اجرای یک ردیف شمع درجاریز در پایین دست دامنه در نزدیکی پنجه لغزش احتمالی می تواند در پایداری آن تأثیر بسزایی داشته باشد.



شکل ۱۵ زهکشی آب های سطحی منطقه با احداث کانال های بتنی

#### ۴- نتیجه گیری

زمین لغزش سورین از نظر وسعت از نوع زمین لغزش های بزرگ در منطقه است. این زمین لغزش با توجه به گمانه های اکتشافی از سه لایه تشکیل شده است که به ترتیب شامل حدوداً ۲۵ متر خاک رسی با پلاستیسیته پایین، ۵ متر زون هوازده شیبی و قسمت زیرین آن که سنگ بستر شیبی قرار دارد. هر کدام از این لایه ها، ویژگی های ژئوتکنیکی مختص به خود را دارند. بر اساس نتایج حاصله از نرم افزار، سطح لغزش در دامنه سورین در بخش زیرین لایه خاکی رسی و نزدیک به مرز زون هوازده شیبی قرار دارد. ضریب اطمینان حاصله در شرایط استاتیک و سطح آب زیرزمینی بالا، مقداری حدود ۱/۱۷ داشته است که با توجه به بازدید صحرایی از منطقه و پایداری زمین لغزش در حالتی که سطح آب زیرزمینی بالا به نظر می رسد و همچنین عدم مشاهده آثار لغزشی جوان در روستا و محدوده، همخوانی لازم را با واقعیت دارد. بنابراین انتظار می رود در بارندگی های شدید و طولانی مدت مقدار این ضریب اطمینان کاهش پیدا کند و زمینه برای فعال شدن دامنه فراهم شود. در شرایط استاتیک و سطح آب زیرزمینی پایین، ضریب اطمینانی بین ۱/۴۴ تا ۲ داشته است و طبیعتاً در این شرایط در وضعیت پایداری قرار دارد و احتمال لغزش آن دور از انتظار است.

#### ۵- مراجع

- ذوالفقاری، ک. (۱۴۰۲). بررسی رخداد و رفتار زمین لغزش سورین بانه (استان کردستان) بر پایه مطالعات زمین شناسی مهندسی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تابستان ۱۴۰۲
- Garfi, G., Bruno, D.E., Calcaterra, D. and Parise, M., 2007. Fan morphodynamics and slope instability in the Mucone River basin (Sila Massif, southern Italy): significance of weathering and role of land use changes. Catena, 69(2), pp.181-196.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. Special report, 176, pp.11-33.
- Sarkar, S., Kanungo, D.P. and Mehrotra, G.S., 1995. Landslide hazard zonation: a case study in Garhwal Himalaya, India. Mountain research and development, pp.301-309.
- Gruber, S., Huggel, C. and Pike, R., 2009. Modelling mass movements and landslide susceptibility. Developments in Soil Science, 33, pp.527-550.



- Imami, S., Ghyomiyan, J. (2003). Research on Ground Sizing Mechanism on Sloping Variations (Case Study: Afsarabadlandslid). Proceedings of Third Conference on Engineering Geology and Environment of Iran, Bu-Ali Sina University, Hamedan, 126-113.
- Hattanji, T. and Moriwaki, H., 2009. Morphometric analysis of relic landslides using detailed landslide distribution maps: Implications for forecasting travel distance of future landslides. *Geomorphology*, 103(3), pp.447-454.
- Gorsevski, P.V., Gessler, P.E., Boll, J., Elliot, W.J. and Foltz, R.B., 2006. Spatially and temporally distributed modeling of landslide susceptibility. *Geomorphology*, 80(3-4), pp.178-198.
- Pourghasemi, H., H. Moradi, S. M, Fatemioghda, M. MahdaviFar., 2009. Landslide risk assessment using a multi-criteria decision making in fuzzy. *Journal of sciences and Watershed Engineering Iran* 8, 51- 62.
- Varnes, D.J. (1984) *Landslide Hazard Zonation: A Review of Principles and practice*, Natural Hazards. UNESCO, Paris.



## تعیین بهترین چاههای پیرومتری جهت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی با استفاده از سیستم استنتاج فازی-عصبی

عباس صدق آمیز

بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی داراب، دانشگاه شیراز، ایران

Email: sedghamiz @shirazu.ac.ir

### چکیده

این تحقیق در محدوده قُطب‌آباد از توابع شهرستان جهرم واقع در استان فارس انجام شده است. هدف از انجام این مطالعه شناسایی چاههایی است که بهترین پیش‌بینی را برای عمق آب زیرزمینی در چاههای دیگر ممکن می‌سازند. به این منظور از سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی برای پیش‌بینی استفاده شده است. انتخاب گزینه‌های برتر نیز بر اساس مقایسه شاخص‌های خطای MAPE, MAE, RMSE انجام شده است. بدین شکل، بهترین و بدترین نتیجه بدست آمده برترتیب برای چاه شماره یک و سه می‌باشد که توسط چاههای شماره ۲ و ۵ با MAPE, MAE, RMSE برترتیب معادل ۰/۲۲، ۰/۱۶ و ۰/۷۴ برای چاه شماره یک و ۱/۶۵، ۱/۲۶ و ۱۲/۱۱ برای چاه شماره سه، پیش‌بینی شده اند. همچنین در روابط رگرسیونی بدست آمده، بالاترین ضریب تعیین مربوط به چاه شماره ۴ با مقدار حدوداً ۰/۹۹ و کمترین ضریب تعیین مربوط به چاه شماره ۳ با مقدار حدوداً ۰/۵۸ می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** آب زیرزمینی، سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی، روش خوشه‌بندی، شاخص خطا

### Abstract

This research was carried out in Ghotb Abad, in Jahrom city, located in Fars province. The purpose of this study is to identify the wells that provide the best prediction for the depth of groundwater in other wells. For this purpose, ANFIS model has been used for prediction. The selection of the best alternatives is also done based on the comparison of some error indicators such as RMSE, MAE and MAPE. In this way, the best and worst results are respectively for wells number one and three, which are predicted by wells number 2 and 5. The indices RMSE, MAE and MAPE respectively, are 0.22, 0.16 and 0.74 for well 1 and 1.65, 1.26 and 12.11 for well 3. Also, in the obtained regression equations, the highest and lowest coefficient of determination is related to well number 4 and 3, respectively, with values of approximately 99 and 0.58.

**Key words:** Groundwater, ANFIS, Clustering method, Error index

### ۱- مقدمه

پیش‌بینی نوسانات عمق آب زیرزمینی یکی از مهمترین مسایل در برنامه‌ریزی کشاورزی، مدیریت منابع آب و تعیین نیاز آبی گیاهان است (شالودکی و بایزیدی، ۱۴۰۱). از جهت دیگر، بدلیل افزایش جمعیت، نیاز به برداشت بیش از پیش از منابع آبهای زیرزمینی باعث افزایش شدید عمق آب زیرزمینی شده است، که خطراتی همچون نشست زمین را بدنبال داشته است (ترابی پوده و همکاران، ۱۳۹۸). از این رو پیش‌بینی دقیق سطح آبهای زیرزمینی و نوسانات آن از جهات مختلف حائز اهمیت می‌باشد. نتایج تحقیقات در زمینه آبهای زیرزمینی نشان می‌دهد که سیستم‌های هوشمند مناسبترین ابزار استفاده شده برای بررسی و پیش‌بینی سری‌های زمانی نوسانات عمق آب زیرزمینی هستند (Daliakopoulos et al., 2005; Wong et al., 2007; Ahn, 2000). خسروی و رباطی (۱۴۰۰) در تحقیق خود از مدل هیبریدی حداقل مربعات ماشین بردار پشتیبان وزن دار و الگوریتمهای فراکاوشی جامعه پرندگان و گرانشی، به منظور تخمین سطح آب زیرزمینی استفاده نمودند. آنها نشان دادند که این مدل‌ها از دقت بسیار خوبی برای تخمین سطح آب زیرزمینی برخوردار می‌باشند. در تحقیق دیگری جعفری و همکاران (۱۳۹۹) عملکرد روش‌های سیستم‌های استنتاج فازی - عصبی تطبیقی و ماشین بردار پشتیبان را در شبیه‌سازی نوسانات سطح آب زیرزمینی با هم مقایسه نمودند. ایشان ضمن اشاره به دقت بالای هر دو مدل، مدل منبعث از سیستم‌های استنتاج فازی - تطبیقی را کارا تر معرفی نمودند. کرد و

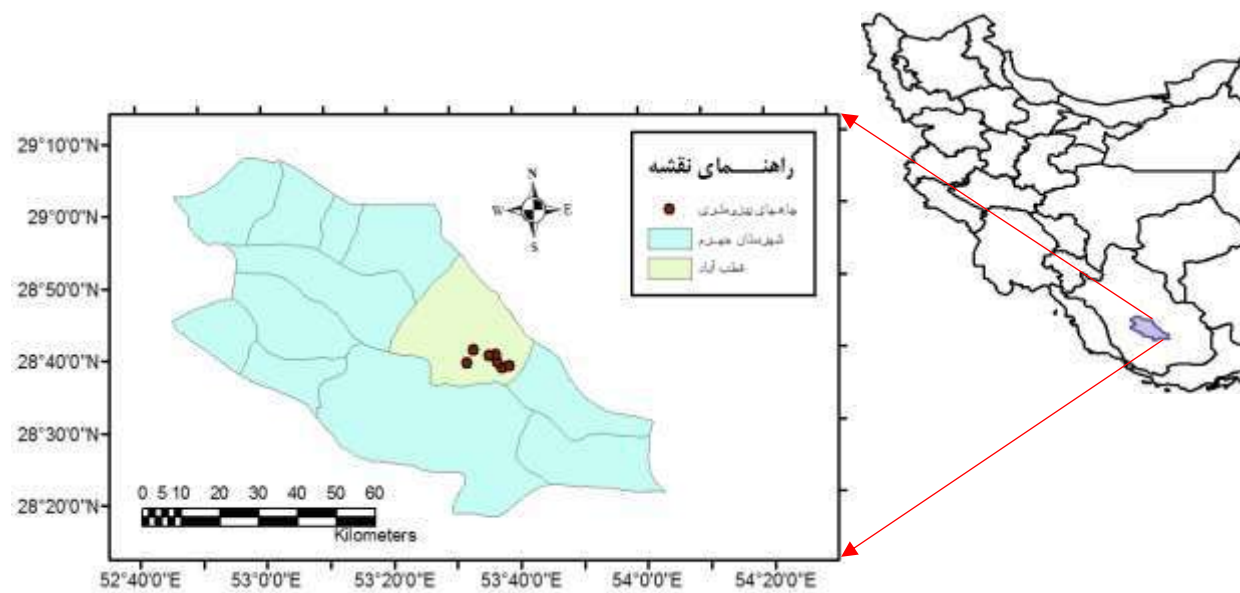
همکاران (۱۳۹۸) با مقایسه روش‌های استنتاج فازی عصبی تطبیقی با روش‌های ژئواستاتستیک، روش استنتاج فازی عصبی تطبیقی را نسبت به این روش‌ها از عملکرد بالاتری برخوردار دانستند. برخی از محققین مانند زینعلی و همکاران (۱۳۹۹) روند آموزش سیستم‌های استنتاج فازی را به الگوریتم‌های بهینه‌سازی تکاملی واگذار نمودند و از این الگوریتم ترکیبی، برای پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی استفاده نمودند. ایشان نشان دادند که اختلاف معنی‌داری بین نتایج حاصل از مدل‌های ترکیبی با مدل انفرادی سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی وجود ندارد. اسکندری و همکاران (۱۳۹۷) نیز سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی را در ترکیب با تبدیل مویک برای ارزیابی نوسانات سطح آب زیرزمینی مورد استفاده قرار دادند و نتایج را با مدل انفرادی سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی مقایسه نمودند. ایشان نشان دادند که هر دو مدل، شبیه‌سازی سطح آب زیرزمینی را با دقت بالایی انجام می‌دهند.

در این تحقیق پیش‌بینی نوسانات عمق آب زیرزمینی در چاه‌های پی‌زومتری شهر قطب آباد در بخش کردیان شهرستان جهرم استان فارس، با استفاده از مدل استنتاج فازی - عصبی تطبیقی انجام شده است. این پیش‌بینی برای هر چاه با استفاده از اطلاعات مربوط به نوسانات عمق آب زیرزمینی در چاه‌های دیگر انجام شده است. طبیعتاً تنها یکی از چاه‌ها در هر منطقه، به عنوان بهترین چاه پی‌زومتری تخمین زنده هر چاه دیگر موجود در آن منطقه می‌تواند مطرح باشد. به عبارتی هدف از این تحقیق را می‌توان شناسایی بهترین چاه پی‌زومتری تخمین زنده برای هر چاه موجود در منطقه دانست.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- محدوده مطالعه

قطب آباد در بخش کردیان شهرستان جهرم استان فارس در جنوب ایران واقع شده است. این شهر در جنوب استان فارس و شرق شهرستان جهرم واقع گردیده است و از شمال به شهرستان فسا، از جنوب به جهرم، از شرق به شهرستان داراب و زرین دشت و از غرب به شهرستان خفر محدود می‌شود. ارتفاع این شهر از سطح دریا در حدود ۱۰۶۰ متر است و در طول جغرافیایی ۵۳ درجه و ۳۸ دقیقه شمالی و عرض ۲۵ درجه و ۸ دقیقه شرقی واقع شده است. قطب آباد در منطقه‌ای نیمه‌خشک و گرم قرار گرفته و دارای تابستان‌هایی گرم و زمستان‌هایی نسبتاً سرد می‌باشد. میزان بارندگی در این شهر بطور متوسط حدود ۲۸۵ میلی‌متر در سال می‌باشد. میانگین دمای این شهر به حدود ۲۰ درجه سانتی‌گراد، با بیشینه دمای ۴۰/۵ درجه سانتی‌گراد در تابستان و کمینه دمای ۲/۴ درجه سانتی‌گراد در زمستان می‌رسد. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد تحقیق را در کشور نشان می‌دهد.



شکل ۱ - موقعیت جغرافیایی محل انجام تحقیق در استان فارس، منطقه قطب آباد، شهرستان جهرم

## ۲-۲- روش تحقیق

در این تحقیق، همانطور که قبلاً اشاره شد، بدنبال شناسایی چاههایی هستیم که بر اساس اطلاعات مربوط به نوسانات عمق آب زیرزمینی در آنها بتوان بهترین تخمین را برای سایر چاههای پیرومتری موجود در سطح دشت تحصیل نمود. طبیعتاً تخمین نوسانات عمق آب زیرزمینی چاههای موجود را می‌توان بعنوان هدف فرعی در این تحقیق مد نظر قرار داد. در این خصوص از سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی جهت پیش‌بینی نوسانات عمق آب زیرزمینی استفاده شده است. در این روش، قوانین سیستم های فازی با استفاده از الگوریتم های آموزش شبکه عصبی تقویت می شوند. قوانین مذکور به شکل عبارت های - if then تعریف می شوند که بخش if آن که بخش مقدم را تشکیل می دهد، دارای ماهیت فازی است، در حالی که بخش then که به عنوان بخش تالی شناخته می شود، تابعی از متغیرهای مقدم (مدل خطی سوگنو) است. در این مطالعه از روش های خوشه بندی فازی (FCM) و هیبرید بترتیب برای تولید قواعد فازی و آموزش مدل فازی - عصبی استفاده شده است و توابع عضویت از نوع گوسی در نظر گرفته شده اند. یکی از مهمترین و مؤثرترین پارامترها در دقت مدل، تعداد خوشه های در نظر گرفته شده در روش خوشه بندی فازی می باشد که توسط یک روش تکراری مورد محاسبه قرار می گیرد. پس از تنظیم پارامترها، مدل مذکور برای هر چاه مشخص در سطح دشت، با سایر چاهها بطور یک به یک اجرا می گردد و نتایج بدست آمده مورد مقایسه قرار می گیرند. نهایتاً چاهی که مناسب ترین مقادیر شاخص های خطا را داشته باشد، بعنوان بهترین چاه برای تخمین چاه مورد نظر انتخاب می گردد.

## ۳-۲- معیارهای ارزیابی نتایج

بمنظور انتخاب بهترین ساختار از مدل های تهیه شده، بایستی نتایج حاصل از این مدل ها، با استفاده از شاخص هایی با یکدیگر مورد مقایسه قرار گیرند. این شاخص ها مبین میزان دقت تخمین روش های مورد نظر می باشند. در این تحقیق از شاخص های مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE)، میانگین درصد مطلق خطا (MAPE) و میانگین قدر مطلق خطا (MAE) برای مقایسه نتایج بدست آمده، استفاده شده است.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (A_i - F_i)^2}{n}} \quad (1)$$

$$MAPE = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{A_i - F_i}{F_i} \right| \quad (2)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |A_i - F_i| \quad (3)$$

در این روابطه  $A_i$  و  $F_i$  بترتیب مقدار واقعی (اندازه گیری شده) و تخمین زده شده مربوط به متغیر و  $n$  تعداد نقاط می باشد. مقادیر نزدیک به صفر برای شاخص های مورد اشاره، نشان دهنده دقت بالای گزینه بکار گرفته شده در تخمین می باشد.

## ۳- نتایج و بحث

همانطور که قبلاً توضیح داده شد هدف از انجام این مطالعه این است که برای هر چاه در سطح منطقه مذکور، درجه دقت نوسانات پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی توسط سایر چاههای موجود مورد ارزیابی قرار گیرد و مناسب‌ترین چاه بر اساس کمترین مقادیر شاخص خطا شناسایی گردد. جداول (۱) الی (۶) مقادیر شاخص‌های خطا، رتبه هر چاه در کسب بهترین نتیجه و تعداد بهینه خوشه را در روش فازی - عصبی برای چاههای مختلف نشان می‌دهند. همانطور که در جدول (۱) ملاحظه می‌گردد، چاههای شماره ۲ و ۴ بترتیب با کسب رتبه‌های اول و دوم بهترین نتایج پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی را - با فاصله قابل توجه از نظر شاخص‌های دقت در مقایسه با چاههای دیگر - برای چاه اول داشته‌اند. این نتایج بترتیب با تعداد خوشه ۱۲ و ۸ در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای

| جدول (۲) - شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه دوم<br>و رتبه کسب شده توسط هر چاه |      |      |       |      |            | جدول (۱) - شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه اول<br>و رتبه کسب شده توسط هر چاه |      |      |      |      |            |
|---|------|------|-------|------|------------|---|------|------|------|------|------------|
| شماره چاه   | RMSE | MAE  | MAPE  | رتبه | تعداد خوشه | شماره چاه   | RMSE | MAE  | MAPE | رتبه | تعداد خوشه |
| ۱   | ۱/۳۴ | ۰/۸۲ | ۱/۵۴  | ۲    | ۱۱         | ۲   | ۰/۲۲ | ۰/۱۶ | ۰/۷۴ | ۱    | ۱۲         |
| ۳   | ۶/۱۴ | ۵/۲۹ | ۱۰/۴۵ | ۶    | ۹          | ۳   | ۱/۵۳ | ۱/۲۷ | ۶/۰۹ | ۶    | ۶          |
| ۴   | ۱/۰۴ | ۰/۷۵ | ۱/۴۵  | ۱    | ۸          | ۴   | ۰/۲۳ | ۰/۱۶ | ۰/۷۵ | ۲    | ۸          |
| ۵   | ۵/۳۱ | ۴/۴۷ | ۸/۸۹  | ۴    | ۶          | ۵   | ۱/۴۰ | ۰/۱۹ | ۵/۸۶ | ۵    | ۱۲         |
| ۶   | ۵/۵۷ | ۴/۴۲ | ۸/۸۶  | ۵    | ۶          | ۶   | ۱/۳۸ | ۱/۱۱ | ۵/۳۵ | ۳    | ۱۲         |
| ۷   | ۴/۸۳ | ۳/۷۹ | ۷/۳۲  | ۳    | ۱۲         | ۷   | ۱/۳۹ | ۱/۱۳ | ۵/۴۸ | ۴    | ۵          |

چاههای شماره ۲ و ۴ بدست آمده‌اند. در جدول (۲) چاههای شماره ۴ و ۱ بترتیب رتبه‌های اول و دوم را در حصول بهترین نتایج پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی برای چاه دوم کسب نموده‌اند. در اینجا نیز فاصله قابل توجهی از نظر شاخص‌های دقت بین این دو چاه و چاههای دیگر وجود دارد. این نتایج بترتیب با تعداد خوشه ۸ و ۱۱ در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای چاههای شماره ۴ و ۱ بدست آمده‌اند.

در جدول (۳) نیز چاههای شماره ۵ و ۴ بترتیب رتبه‌های اول و دوم را در حصول بهترین عملکرد برای چاه دوم بدست آورده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود در اینجا تفاوت قابل توجهی از نظر شاخص‌های دقت بین چاههای موجود وجود ندارد. برای چاه شماره ۳، تعداد خوشه‌های محاسبه شده در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای هر دو چاه ۵ و ۴، ۵ عدد می‌باشد. در جدول (۴) بترتیب چاههای شماره ۱ و ۲ بهترین نتایج پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی را برای چاه چهارم کسب نموده‌اند. در اینجا نیز فاصله قابل توجهی از نظر شاخص‌های دقت بین این دو چاه و چاههای دیگر وجود دارد. این نتایج بترتیب با تعداد خوشه ۱۱ و ۱۲ در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای چاههای شماره ۱ و ۲ بدست آمده‌اند.

| جدول (۳) - شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه سوم<br>و رتبه کسب شده توسط هر چاه |      |      |       |      |            | جدول (۴) - شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه چهارم<br>و رتبه کسب شده توسط هر چاه |      |      |       |      |            |
|---|------|------|-------|------|------------|---|------|------|-------|------|------------|
| شماره چاه   | RMSE | MAE  | MAPE  | رتبه | تعداد خوشه | شماره چاه   | RMSE | MAE  | MAPE  | رتبه | تعداد خوشه |
| ۱   | ۲/۴۶ | ۱/۸۸ | ۱۷/۲  | ۶    | ۱۲         | ۱   | ۰/۷۵ | ۰/۵۴ | ۱/۰۹  | ۲    | ۱۲         |
| ۲   | ۲/۳۵ | ۱/۸۲ | ۱۶/۶۶ | ۵    | ۱۱         | ۲   | ۰/۶۹ | ۰/۵۲ | ۱/۰۸  | ۱    | ۱۱         |
| ۴   | ۱/۶۹ | ۱/۳۷ | ۱۳/۱۲ | ۲    | ۵          | ۳   | ۵/۹۶ | ۵/۱۲ | ۱۰/۷۲ | ۶    | ۱۲         |
| ۵   | ۱/۶۵ | ۱/۲۶ | ۱۲/۱۱ | ۱    | ۵          | ۵   | ۵/۲۷ | ۴/۲۲ | ۹/۱۳  | ۳    | ۱۲         |
| ۶   | ۲/۲۱ | ۱/۸۵ | ۱۷/۷۶ | ۴    | ۱۲         | ۶   | ۵/۶۵ | ۴/۱۸ | ۸/۹۲  | ۵    | ۱۰         |
| ۷   | ۱/۸۷ | ۱/۴۹ | ۱۴/۴۷ | ۳    | ۷          | ۷   | ۵/۲۷ | ۴/۳۶ | ۹/۳۸  | ۴    | ۶          |

نتایج مربوط به چاه شماره ۵ در جدول (۵) مشاهده می‌گردد. همانطور که در این جدول نشان داده شده‌است، چاههای شماره ۴ و ۷ بترتیب رتبه‌های اول و دوم را در حصول بهترین نتایج پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی برای چاه پنجم کسب نموده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌گردد، محدوده تغییرات شاخص‌های دقت در این جدول برای چاههای مختلف چندان وسیع نمی‌باشد. این نتایج بترتیب با تعداد خوشه ۸ و ۱۰ در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای چاههای شماره ۴ و ۷ بدست آمده‌اند. در جدول (۶) نیز چاههای شماره ۵ و ۴ بترتیب رتبه‌های اول و دوم را در حصول بهترین عملکرد برای پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه ششم بدست آورده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود در اینجا تفاوت قابل توجهی از نظر شاخص‌های دقت بین چاههای موجود وجود ندارد. برای این چاه، تعداد خوشه‌های محاسبه شده در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای چاههای ۵ و ۴ بترتیب برابر با ۱۲ و ۷ می‌باشد.

| جدول (۵) - شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه پنجم و رتبه کسب شده توسط هر چاه |      |      |       |      |            |
|---|------|------|-------|------|------------|
| شماره چاه   | RMSE | MAE  | MAPE  | رتبه | تعداد خوشه |
| ۱   | ۲/۷۷ | ۱/۸۴ | ۱۰/۶۲ | ۵    | ۴          |
| ۲   | ۳/۰۱ | ۲/۲۳ | ۱۲/۸۸ | ۶    | ۴          |
| ۳   | ۲/۰۸ | ۱/۴۲ | ۷/۹۳  | ۳    | ۱۰         |
| ۴   | ۱/۱۹ | ۰/۶۷ | ۳/۸۷  | ۱    | ۸          |
| ۶   | ۲/۲۷ | ۱/۵۸ | ۱۰/۵۳ | ۴    | ۱۱         |
| ۷   | ۱/۹۸ | ۱/۵۵ | ۸/۹۵  | ۲    | ۱۰         |

| جدول (۶) - شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه ششم و رتبه کسب شده توسط هر چاه |      |      |      |      |            |
|--|------|------|------|------|------------|
| شماره  | RMSE | MAE  | MAPE | رتبه | تعداد خوشه |
| ۱  | ۲/۴۶ | ۱/۵۳ | ۳/۷۳ | ۴    | ۷          |
| ۲  | ۲/۶۶ | ۱/۷۵ | ۴/۲۹ | ۵    | ۴          |
| ۳  | ۲/۷۸ | ۲/۰۲ | ۴/۸۹ | ۶    | ۷          |
| ۴  | ۱/۹۸ | ۱/۴۱ | ۳/۴۹ | ۲    | ۷          |
| ۵  | ۱/۳۷ | ۱/۰۳ | ۲/۵۱ | ۱    | ۱۲         |
| ۷  | ۱/۹۵ | ۱/۵۴ | ۳/۷۹ | ۳    | ۵          |

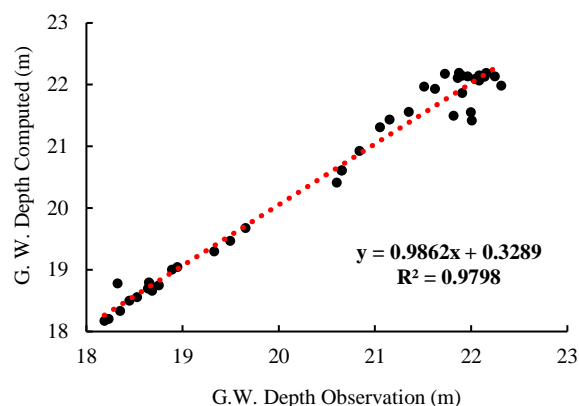
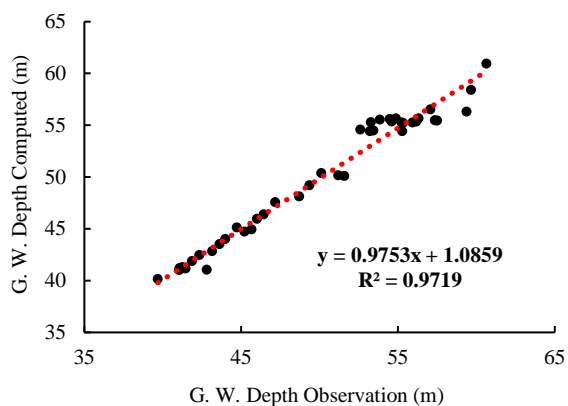
در جدول (۷) چاههای شماره ۴ و ۶ بترتیب حائز رتبه‌های اول و دوم در حصول بهترین عملکرد برای چاه هفتم بوده‌اند. در اینجا نیز تفاوت فاحشی از نظر شاخص‌های دقت بین چاههای موجود ملاحظه نمی‌گردد. برای این چاه نیز، تعداد خوشه‌های محاسبه شده در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای چاههای با رتبه‌های اول و دوم بترتیب برابر ۱۲ و ۶ می‌باشد. در جدول (۸) مقادیر شاخص‌های بدست آمده برای رتبه‌های برتر چاههای مختلف، با هم مقایسه شده‌اند. در این جدول، انتخاب رتبه چاهها بر اساس مقادیر حداقل، دست کم دو شاخص از سه شاخص موجود انجام شده‌است. بر این اساس عمق آب زیرزمینی در چاه شماره ۱ با بیشترین دقت توسط چاه شماره ۲ مورد پیش‌بینی قرار گرفته‌است و رتبه اول را به خود اختصاص داده‌است. به همین شکل چاههای شماره ۷، ۴، ۲، ۵، ۶ و ۳ بترتیب رتبه‌های دو الی ۷ را کسب نموده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌گردد، میانگین نسبی درصد خطا برای چاه شماره ۱ کمتر از یک درصد، برای چاههای ۲، ۴ و ۷ بین یک و دو درصد، برای چاههای ۵ و ۶ بین دو تا چهار درصد و برای چاه شماره ۳ بیش از ۱۲ درصد می‌باشد.

| جدول (۷) - شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه هفتم و رتبه کسب شده توسط هر چاه |      |      |      |      |            |
|---|------|------|------|------|------------|
| شماره   | RMSE | MAE  | MAPE | رتبه | تعداد خوشه |
| ۱   | ۱/۰۶ | ۰/۷۷ | ۳/۲۲ | ۵    | ۹          |
| ۲   | ۱/۱۸ | ۰/۹۰ | ۳/۷۶ | ۶    | ۱۲         |
| ۳   | ۰/۹۴ | ۰/۷۹ | ۳/۲۸ | ۴    | ۱۲         |
| ۴   | ۰/۶۱ | ۰/۴۸ | ۱/۹۸ | ۱    | ۱۲         |
| ۵   | ۰/۸۲ | ۰/۶۹ | ۲/۸۴ | ۳    | ۶          |
| ۶   | ۰/۷۶ | ۰/۶۵ | ۲/۶۸ | ۲    | ۶          |

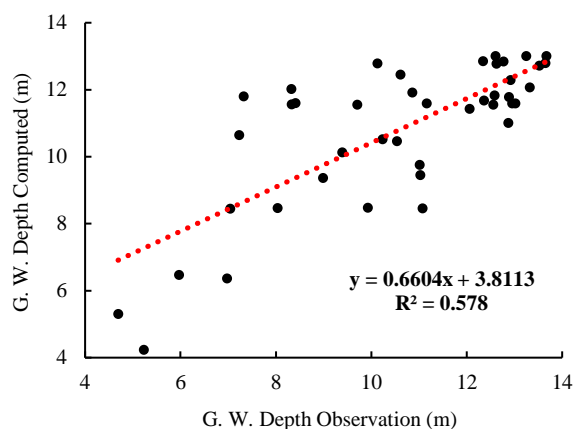
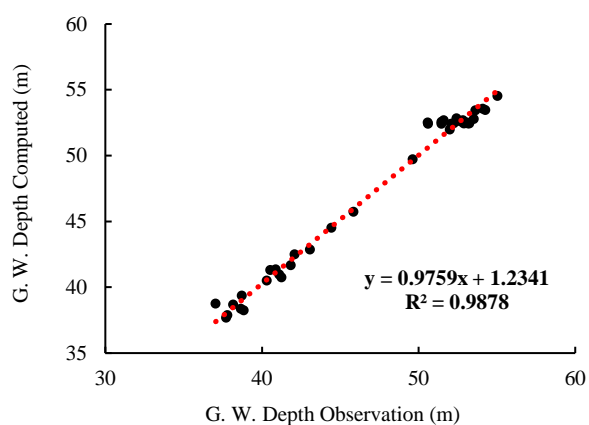
  

| جدول (۸) - رتبه‌بندی مجدد بر اساس دقت پیش‌بینی کسب شده توسط هر چاه تخمین زنده |     |      |      |       |      |
|---|-----|------|------|-------|------|
| شماره چاه   | چاه | RMSE | MAE  | MAPE  | رتبه |
| ۱   | ۲   | ۰/۲۲ | ۰/۱۶ | ۰/۷۴  | ۱    |
| ۲   | ۴   | ۱/۰۴ | ۰/۷۵ | ۱/۴۵  | ۴    |
| ۳   | ۵   | ۱/۶۵ | ۱/۲۶ | ۱۲/۱۱ | ۷    |
| ۴   | ۲   | ۰/۶۹ | ۰/۵۲ | ۱/۰۸  | ۳    |
| ۵   | ۴   | ۱/۱۹ | ۰/۶۷ | ۳/۸۷  | ۵    |
| ۶   | ۵   | ۱/۳۷ | ۱/۰۳ | ۲/۵۱  | ۶    |
| ۷   | ۴   | ۰/۶۱ | ۰/۴۸ | ۱/۹۸  | ۲    |

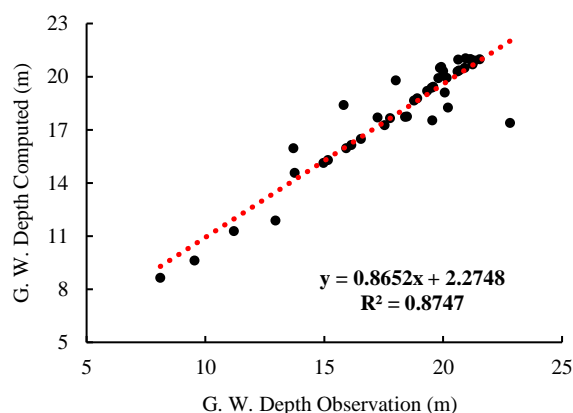
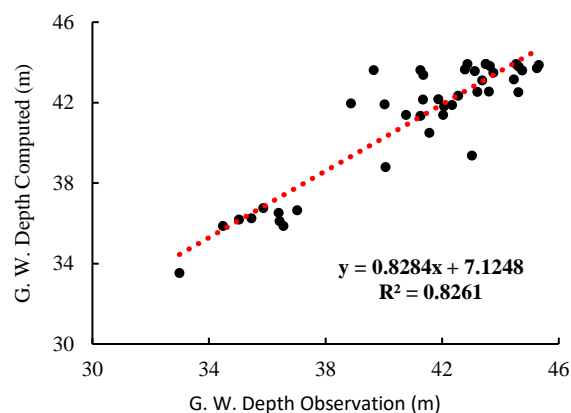
در این بخش روابط گرافیکی اعماق آب زیرزمینی برای هر چاه با بهترین چاه تخمین زنده آن چاه در سطح دشت ترسیم می‌شود و معادلات رگرسیونی آنها مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. اشکال ۳ الی ۱۰ روابط گرافیکی گفته شده را به همراه معادلات مربوطه و ضرایب رگرسیونی آنها نشان می‌دهد.



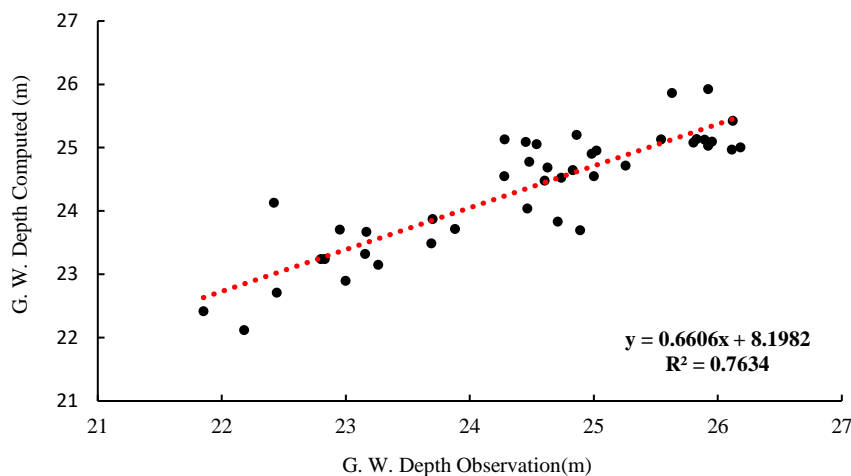
شکل (۲)- رابطه رگرسیونی و معادله مربوطه برای عمق آب زیرزمینی در چاه شماره ۱  
شکل (۳)- رابطه رگرسیونی و معادله مربوطه برای عمق آب زیرزمینی در چاه شماره ۲



شکل (۴)- رابطه رگرسیونی و معادله مربوطه برای عمق آب زیرزمینی در چاه شماره ۳  
شکل (۵)- رابطه رگرسیونی و معادله مربوطه برای عمق آب زیرزمینی در چاه شماره ۴



شکل (۶)- رابطه رگرسیونی و معادله مربوطه برای عمق آب زیرزمینی در چاه شماره ۵  
شکل (۷)- رابطه رگرسیونی و معادله مربوطه برای عمق آب زیرزمینی در چاه شماره ۶



شکل ۸- رابطه رگرسیونی و معادله مربوطه برای عمق آب زیرزمینی در چاه شماره ۷

همانطور که از این اشکال پیداست بیشترین ضریب تأثیر مربوط به چاه شماره ۴ با مقدار ۰/۹۸۷۸ و کمترین مقدار آن مربوط به چاه شماره ۳ با مقدار ۰/۵۷۸ می‌باشد. به عبارتی بیشترین ارتباط خطی مربوط به چاه شماره ۴ و کمترین ارتباط خطی مربوط به چاه شماره ۳ است. چاههای ۱ و ۲ در دسته چاههای با ضریب تعیین بالا (نزدیک به حداکثر) و چاه ۷ در دسته چاههای با ضریب تعیین نسبتاً پایین قرار می‌گیرد. چاههای شماره ۵ و ۶ نیز جزء چاههایی هستند که ارتباط خطی مقادیر عمق آب زیرزمینی مشاهده شده و محاسبه شده، در آنها متوسط است.

#### ۴- نتیجه‌گیری

در شرایط خشکسالی، عمده نیاز آبی در بخش‌های مختلف کشاورزی، شرب و صنعت از منابع آب زیرزمینی تأمین می‌گردد، لذا پایش این منابع بخصوص در مناطق خشک و نیمه خشک که امکان آسیب پذیری به این منابع بیشتر است، از اهمیت خاصی برخوردار است. در مطالعه حاضر که در منطقه قطب‌آباد جهرم واقع در استان فارس انجام شده است، سعی گردیده است تا چاههایی را که بهترین پیش‌بینی برای عمق آب زیرزمینی در چاههای دیگر در سطح منطقه را ممکن می‌سازند، شناسایی نمود. در این ارتباط از آمار ماهیانه عمق آب زیرزمینی در بازه زمانی مهر ۱۳۸۷ الی مهر ۱۴۰۱ استفاده شده است. روشی که در این تحقیق از آن استفاده شده است سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی برای پیش‌بینی می‌باشد که در آن از روش هیبرید برای آموزش مدل فازی - عصبی تطبیقی و روش خوشه‌بندی فازی برای تولید قواعد فازی بهره برده شده است و توابع عضویت از نوع گوسی در نظر گرفته شده‌اند. یکی از مهمترین و مؤثرترین پارامترها در دقت این مدل، تعداد خوشه‌های در نظر گرفته شده در روش خوشه‌بندی فازی می‌باشد که توسط یک روش تکراری مورد محاسبه قرار گرفته است. معیار انتخاب بهترین چاهها برای پیش‌بینی، مقایسه شاخص‌های خطای MAPE, MAE, RMSE در نظر گرفته شده است. نتایج نشان داده که بیشترین و کمترین دقت بترتیب مربوط به چاه شماره یک و سه می‌باشد که توسط چاههای شماره ۲ و ۵، با MAPE, MAE, RMSE بترتیب معادل ۰/۲۲، ۰/۱۶ و ۰/۷۴ برای چاه شماره یک و ۱/۶۵، ۱/۲۶ و ۱۲/۱۱ برای چاه شماره سه، پیش‌بینی شده‌اند. همچنین در روابط رگرسیونی بدست آمده، بالاترین ضریب تعیین مربوط به چاه شماره ۴ می‌باشد که تقریباً معادل ۰/۹۹ است. به عبارتی عمق آب زیرزمینی در این چاه و چاه شماره ۲، قویترین رابطه خطی را برقرار نموده‌اند. کمترین ضریب تعیین نیز مربوط به چاه شماره ۳ با مقدار حدوداً ۰/۵۸ می‌باشد، که نشان دهنده وجود رابطه خطی ضعیف بین داده‌های مربوط به عمق آب زیرزمینی در این چاه و چاه شماره ۵ است.



## ۵- مراجع

- اسکندری، ع.، فرامرزian یاسوج، ف.، سلگی، ا.، زارعی، ح.، ۱۳۹۷. ارزیابی ترکیب ANFIS با تبدیل موجک برای مدلسازی و پیش بینی سطح آب زیرزمینی. پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز ۹(۱۸)، ۶۹-۵۶.
- ترابی پوده، ح.، نصرالهی، ع. ح.، دهقانی، ر.، ۱۴۰۰. ارزیابی مدل شبکه عصبی موجک در پیش بینی منابع آب زیرزمینی (مطالعه موردی: استان لرستان، ایران). هیدروژئولوژی ۱۶(۱)، ۱-۱۲.
- جعفری، م. م.، اوجاقلو، ح.، زارع، م.، ۱۳۹۹. شبیه سازی نوسانات سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل های ماشین بردار پشتیبان و سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی (مطالعه موردی: دشت مراغه). نشریه آبیاری زهکشی ایران ۳(۱۴)، ۹۵۶-۹۴۲.
- خسروی، ش.، رباطی، ا.، ۱۴۰۰. مدل هیبریدی فراکاوشی یادگیری ماشینی تخمین سطح آب زیرزمینی. مجله مهندسی عمران مدرس ۲۴(۴)، ۸۸-۷۵.
- زینعلی، م.، انصاری قوجقار، م.، مهری، ی.، حسینی، س. م.، ۱۳۹۹. ارزیابی ترکیب الگوریتمهای بهینه سازی و سیستم استنتاج فازی -عصبی تطبیقی در مقایسه با مدل های سریهای زمانی در تخمین سطح آب زیرزمینی. تحقیقات منابع آب ۱۶(۳)، ۲۵۶-۲۴۵.
- شالودکی، ا.، بایزیدی، م.، ۱۴۰۱. پیش بینی سطح ایستابی آب زیرزمینی آبخوان چهاردولی در شهرستان قروه با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی و ماشین بردار پشتیبان. یافته های نوین زمین شناسی کاربردی ۱۶(۲۱)، ۱۷۵-۱۶۳.
- کرد، م.، یوسفی، ن.، عباس نوین پور، ا.، ۱۳۹۸. مقایسه روشهای استنتاج فازی -عصبی تطبیقی (ANFIS)، وزن دهی معکوس فاصله و زمین آمار در تخمین سطح ایستابی (مطالعه موردی: دشت دهگلان، استان کردستان). اکوهیدرولوژی ۱۶(۱)، ۶۴-۵۱.

## References

- Ahn, H., 2000. Modeling of groundwater heads based on second-order difference time series models. *Hydrology* 234(1-2), 82-94.
- Daliakopoulos, I. N., Coulibaly, P., Tsanis, I. K., 2005. Groundwater level forecasting using artificial neural networks. *Hydrology* 309(1-4), 229-240.
- Jang, J. S. R., 1993. ANFIS: adaptive-network-based fuzzy inference system. *IEEE Transactions on Systems Man and Cybernetics* 23(3), 665-685.
- Meenakshi, P., and Ambig, K., 2022. Prediction of the Water Quality Index Using ANFIS Modelling, *Journal of Pharmaceutical: Negative Results* 13 (3), 1289 -1298.
- Páliz Larrea, P., Zapata-Ríos, X., and Campozaño Parra, L., 2021. Application of Neural Network Models and ANFIS for Water Level Forecasting of the Salve Faccha Dam in the Andean Zone in Northern Ecuador: *Water* 13, 2 - 17. <https://doi.org/10.3390/w13152011>.
- Wong, H., Wc, I., Zhang, R., and Xia, J., 2007. Nonparametric time series models for hydrological forecasting: *Hydrology* 332(3-4), 337-347.

## کانی‌شناسی و پتروگرافی ذخیره بوکسیتی پیراشکفت ممسنی، استان فارس، به منظور

### تعیین دیرینه اقلیم

#### شوکت جهانگیرزاده<sup>۱</sup>، بتول تقی‌پور<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی دکتری، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

shokat.jahangirzadeh@gmail.com

۲- دانشیار، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

taghipour@shirazu.ac.ir

#### چکیده

نهشته بوکسیتی پیراشکفت در یال شمالی تاقدیس پسکوهک در منطقه پیراشکفت از توابع شهرستان ممسنی در استان فارس، واقع شده است. ناحیه مورد مطالعه در محدوده طول جغرافیایی "۵۱°۳۳'۱۰" تا "۵۱°۳۳'۶۸" و عرض جغرافیایی "۳۰°۲۵'۲۹" تا "۳۰°۲۴'۸۲" در راستای شمال باختری - جنوب خاوری واقع در روستای پیراشکفت واقع شده است. افق بوکسیتی پیراشکفت بین سازند سروک و سازند گورپی به سن کرتاسه بالایی به دنبال بیرون آمدگی اواخر تورنین که پی آمد فاز کوهزایی اتریشن و لارامید می باشد، تشکیل گردیده است. با توجه به مطالعات زمین شناسی منطقه و سنگ بستر کرناتی سازند سروک، بوکسیت پیراشکفت از تیپ کارستی است. بر اساس مطالعات پتروگرافی بافت غالب بوکسیت پیراشکفت را پیروئیدی - اووئیدی و مطالعات کانی شناسی، کانی‌های اصلی شامل: بوهمیت، هماتیت، دیاسپور، کائولینیت، گوئیت، کالکوپریت و آناتاز و کانی‌های فرعی شامل: گیبسیت، اسپینل، روتیل، کائولینیت می باشد. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و کانی‌های تشکیل دهنده می توان نتیجه گرفت که تشکیل لایه‌های پیروئید و اووئید دارای تناوب فصل خشک و مرطوب می باشد و بنابراین شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب باعث تشکیل کانی هماتیت آلومینیوم دار شده و در شرایط گرم و خشک بوهمیت تشکیل شده است.

**واژه‌های کلیدی:** بوکسیت پیراشکفت؛ زاگرس چین خورده؛ بوهمیت.

#### Abstract

The Pirashkaf bauxite deposit is located in north of the Paskuhak anticline, located in Pirashkaf region of Mamasani in the Fars province. The study area is located between 51°33'10" to 51°33'68" longitude and 30°25'29" to 30°24'82" latitude. The deposit occurred between upper cretaceous Sarvak and Gurpy Formations, formed after extrusion late Turonian as consequent the Austrian rogeny phase and Laramide. According to the geological investigations of the region and the carbonate bedrock of the Sarvak Formation, bauxite is a Karst type. Based on petrographic studies, pisolithic-oolithic is the most important texture. Mineralogically, the main minerals include boehmite, hematite, diaspore, kaolinite, goethite, anatase and chalcopryrite and minor minerals comprised of: gibbsite, spinel, rutile, and kaolinite. Based on microprobe studies and constitutive minerals, it can be concluded that the formation of pisoid and ooid layers is arid and humid season, and therefore the hot and humid weather conditions cause the formation of hematite-Al mineral and in boehmite hot and dry conditions are formed.

**Key words:** Pirashkaf bauxite; Zagros folded belt; boehmite.

#### ۱- مقدمه

واژه بوکسیت برای اولین توسط Berthier (۱۸۲۱) برای رسوبات غنی از آلومینا در ناحیه Les Baux فرانسه به کار رفته است. بوکسیت یک ماده معدنی برجامانده رسوبی غنی از آلومینا است که از دگرسانی و هوازدگی سنگ‌های والد غنی از مواد معدنی آلومینوسیلیکات از قبیل گرانیت، بازالت و یا مواد رسی

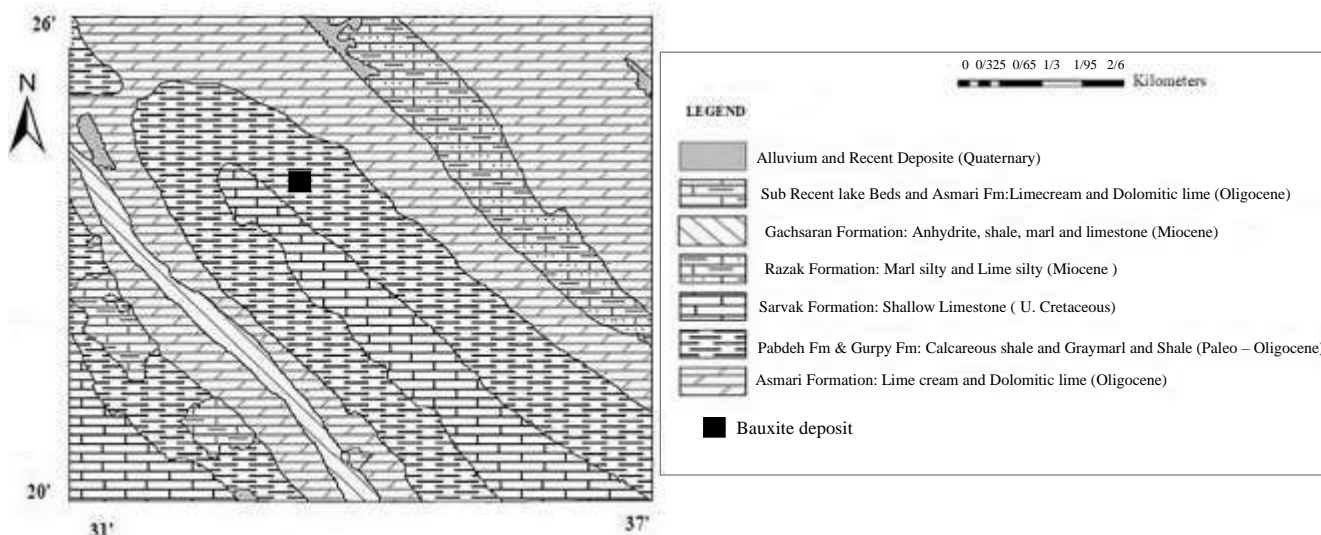
در آب و هوای گرم یا نیمه گرم با توجه به مورفولوژی و زهکشی مناسب حاصل شده است (Boni et al, 2013). مجموع هیدروکسید یا اکسیدهای آهن، تیتانیم و آلومینیم موجود در بوکسیت بیش از ۵۰ درصد بوده که هیدروکسید آلومینیم بیشترین مقدار را دارا می‌باشد (شهریاری، ۱۳۶۵). قبلاً بوکسیت به عنوان یک کانی بی‌شکل که از آلومینای هیدراته ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) تشکیل یافته، در نظر گرفته می‌شده است اما امروزه از نظر کانی‌شناسی مشخص کننده ماده‌ای است که مخلوطی از چند اکسید هیدراته آلومینیم بوده و مقدار آلومینیم آن به طور وسیع متغیر است (Bardossy, 1984). اصلی‌ترین کانی‌های بوکسیت، گیبسیت ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ )، بوهمیت ( $\text{AlOOH}$ ) و دیاسپور ( $\text{AlOOH}$ ) می‌باشد (گیلاتی و همکاران، ۱۳۹۱). رابطه زمان و تشکیل نوع کانی‌های بوکسیتی به این صورت است که بوکسیت‌های مربوط به سنوزوئیک، ترکیب گیبسیتی دارند، بوکسیت‌های مزوزوئیک ترکیب بوهمیتی و بوکسیت‌های پالئوزوئیک ترکیب دیاسپوری دارند طبق این رابطه بوکسیت‌های منطقه‌ی زاگرس به دلیل اینکه مربوط به زمان کرتاسه هستند دارای کانی غالب بوهمیت می‌باشند (Karimpour, 2002). نهشته بوکسیت پیراشکفت در یال شمالی تاقدیس پسکوهک در منطقه پیراشکفت از توابع شهرستان ممسنی در استان فارس، واقع شده است. ناحیه مورد مطالعه در محدوده طول جغرافیایی  $51^{\circ} 33' 10''$  تا  $51^{\circ} 33' 68''$  و عرض جغرافیایی  $30^{\circ} 25' 29''$  تا  $30^{\circ} 24' 82''$  در راستای شمال غربی - جنوب شرقی واقع در روستای پیراشکفت واقع شده است. از نظر توپوگرافی بلندترین نقطه با ارتفاع ۲۴۴۰ متر از سطح دریا در غرب محدوده و پست‌ترین نقطه با ارتفاع ۲۰۸۰ متر از سطح دریا در گوشه جنوب غربی آن قرار دارد. هدف از این مطالعه بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و پتروگرافی نهشته بوکسیتی پیراشکفت به منظور تعیین روابط بافتی و تعیین دیرینه اقلیم بوکسیت پیراشکفت می‌باشد.

## ۲- روش مطالعه

برای انجام این پژوهش، مطالعات در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بررسی‌های صحرایی، برای شناسایی تغییرات بافتی و کانی‌شناسی افق بوکسیتی، در نیمرخ‌های عمود بر لایه نمونه‌برداری شد. جهت بررسی‌های کانی‌شناسی و بررسی دقیق بافتی به میزان ۲۰ عدد از نمونه‌های ذخیره بوکسیتی پیراشکفت در آزمایشگاه مقطع‌گیری بخش علوم زمین دانشگاه شیراز مقاطع میکروسکوپی تهیه گردید. برای شناسایی ترکیب کانی‌شناسی کمی کانسنگ‌ها و سنگ‌های همراه با استفاده از روش آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD)، تعداد ۱۰ نمونه پودر شده به شرکت بهین آزمون سپاهان ارسال شد.

## ۳- زمین‌شناسی عمومی

منطقه پیراشکفت بخشی از ورقه ۱/۱۰۰،۰۰۰ اردکان (چشمه دزدان) می‌باشد. از بارزترین رخدادهای تکتونیکی گستره می‌توان به گسل‌های کازرون و میشان اشاره کرد. وجود سنگ‌های درهم ریخته در دامنه تاقدیس و یال‌های پرشیب تاقدیس، گویای این مطلب است. منطقه مورد مطالعه در زیر پهنه فارس و زاگرس چین خورده واقع شده است. از دیدگاه تقسیمات زمین‌شناسی منطقه پیراشکفت ممسنی در پهنه فارس که قسمتی از زاگرس چین خورده است قرار دارد (آقا نباتی، ۱۳۸۳). در منطقه پیراشکفت سنگ آهک‌های دولومیتی سازند سروک در هسته تاقدیس ها، شیل‌های خاکستری سازند گورپی به همراه شیل و مارن‌های سازند پابده در یال‌های تاقدیس ها، سنگ آهک‌های کرم رنگ سازند آسماری در ارتفاعات و تبخیری‌های سازند گچساران به همراه ردیف‌های آواری سازند رازک و رسوبات عهد حاضر به صورت پراکنده حضور دارند (شکل - ۱). وجود بافت‌های شاخص آلئیتی و پیژولیتی در زمینه‌ی ریز دانه حاکی از نهشته شدن بر جای بوکسیت در یک شرایط آرام و کم عمق می‌باشد. از نظر زمین‌ساختاری این منطقه به زون زاگرس چین خورده تعلق دارد (Zarasvandi et al, 2010). در نمای کلی چین خوردگی‌های موازی با روند ساختاری شمال غربی - جنوب شرقی در منطقه و گسل‌های تراستی با راستای تقریبی شرقی - غربی و گسل‌های عمود بر امتداد لغز تاقدیس‌ها دیده می‌شود. زون بوکسیتی - لاتریتی در یال شمالی تاقدیس پسکوهک به صورت لایه‌ای و هم شیب با طبقات آهکی سازندهای ایلام و سروک قرار دارد. بر روی افق‌های بوکسیتی، شیل سازند گورپی قرار گرفته است. رخنمون ضخامت لایه بوکسیتی - لاتریتی در این منطقه حدود ۱ تا ۱/۵ متر است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت افق بوکسیتی پیراشکفت (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ چشمه دزدان با تغییرات).

#### ۴- پتروگرافی

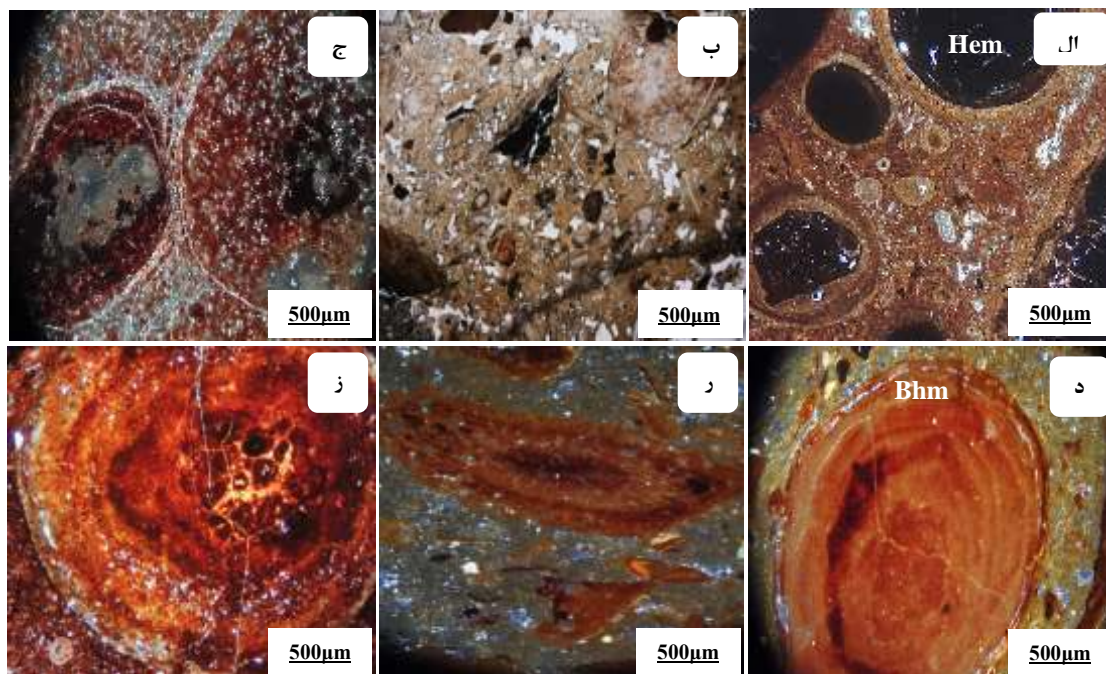
روابط صحرایی: افق بوکسیتی پیراشکفت بر روی سازند سروک به سن کرتاسه میانی و در زیر سازند گورپی به سن کرتاسه بالایی به دنبال بیرون آمدگی اواخر تورنین که متأثر از فازهای کوهزایی اتریشین و لارامین بوده، تشکیل گردیده است (آقا نباتی، ۱۳۸۳). در برش عمودی افق بوکسیتی - لاتریتی پیراشکفت، در پایین آهک سروک قرار گرفته است، سطح آهک سروک به شدت کارستی شده است و تا حدی متمایل به رنگ صورتی و یا زرد رنگ (لیمونیتی) شده و یا به رنگ خاکستری درآمده است، که نتیجه نفوذ مواد آهن دار افق بوکسیت می باشد و بر روی آن افق بوکسیتی - لاتریتی قرار گرفته است. مارن‌های نازک لایه گورپی مرز بالایی بوکسیت را می پوشاند، در همه افق‌های بوکسیتی زاگرس، بوکسیت بین سازند سروک و سازند ایلام تشکیل شده است ولی در منطقه پیراشکفت، بخاطر اینکه سازند ایلام در اثر ناپیوستگی فرسایش پیدا کرده پس در اینجا رخنمون ندارد و دیده نمی شود. افق بوکسیتی پیراشکفت بر اساس بافت، ترکیب و رنگ به ترتیب از پایین به بالا شامل بوکسیت خاکستری، بوکسیت قهوه‌ای، بوکسیت پیزولیتی، بوکسیت قرمز که از نظر بافتی، دارای بافتی سست هستند و بافت تشکیل دهنده اغلب پیزولیتی - اووئیدی می باشد و در نهایت بوکسیت زرد می باشد (شکل ۲).

طبق مطالعاتی که بر روی مقاطع نازک انجام شد، نشان می دهد که اکثر واحدهای بافت ساز از نوع اووئیدی - پیزولیتی است. ماتریکس بر حسب اندازه‌ی ذرات تشکیل دهنده از نوع پلئومورفیک، پانایدومورفیک و میکروگرانولار می باشد (شکل ۳- الف، ب و ج). پیزولیت‌های شکسته نشان دهنده‌ی هوازدگی شدید می باشد، که برخی از پیزولیت‌ها از داخل خالی شده اند که می تواند به علت فشار تکنیکی باشد، اکثراً هماتی - گوییتی شده اند. برخی از آنها جایگزینی ثانویه دارند، زمینه سیمان هماتی می باشد. در داخل پیزولیت‌ها کانهای اوپک هم وجود دارند. با وجود این سیمان هم ترکیب هماتی و هم کلسیتی دارد. پیزولیت‌هایی که از داخل شکسته شده اند در اثر جانشینی ثانویه اووئیدها در آن جا گرفته اند (شکل ۳- د. ز). بطور کلی شکستگی در پیزولیت‌ها به دو صورت دیده شده است: الف) شکستگی‌های شعاعی در داخل اووئید یا پیزولیت که می تواند ناشی از فرآیندهای اولیه فشرده‌گی ژل باشد. ب) شکستگی و درزه‌ها

که در داخل ماتریکس وجود دارد که دارای منشأ زمین ساختی بوده و ماتریکس دانه‌ها را قطع می‌کند ( Aleva et al, 1994 ). پیزوئیدها و اووئیدها در برخی مواقع از حالت اولیه خود که کروی و بیضوی بوده خارج شده و حالت کشیده و بیضوی به خود می‌گیرند که می‌تواند به دو دلیل باشد یکی ناشی از فشار حاصل از عوامل تکنونیک باشد و نیز می‌تواند به دلیل فشار وزن طبقات فوقانی باشد. کشیدگی در پیزوئید به خوبی مشاهده می‌شود، که به حالت دوکی شکل درآمده است، ترکهای ریز شعاعی که نشان دهنده‌ی فشار حاصل از وزن طبقات رویی می‌باشد ( شکل ۳-ر). در اثر انحلال هماتیت و آبشویی، کلسیت به صورت ثانویه جانشین شده است و ماتریکس هماتی - کلسیتی که اووئیدها و کانی‌های اوپاک در آن دیده می‌شود. هسته‌های اووئیدی که در پیزوئید بزرگ تشکیل شده است (شکل ۳-ز).



شکل ۲- تصاویر نمونه صحرایی از نمای نزدیک و نمونه دستی الف و ب- بوکسیت قهوه‌ای و ج و د- بوکسیت زرد



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی نهشته بوکسیتی پیراشکفت. الف) ماتریکس پلیتومورفیک با پیروید با هسته‌ی هماتی و اوپید، ب) ماتریکس پان ایدیومورفیک، ج) ماتریکس میکروگرانولار، د) پیروید با تناوب لایه‌های بوهمیت و هماتیت، ر) پیروید تغییر شکل یافته و دوکی شکل، ز) پیروید بزرگ که هسته‌ی آن اوپید می باشد.

با توجه به مشکل مشاهده خواص نوری برای اغلب کانی‌ها و مشکل تشخیص قطعی کانی‌ها با بررسی‌های میکروسکوپی و همچنین مطالعه دقیق تر و به منظور تکمیل مطالعات میکروسکوپی از آنالیز XRD نیز برای شناسایی فاز کانیایی استفاده شد. در مجموع ۱۰ عدد نمونه پودر سنگ از افق‌های مختلف

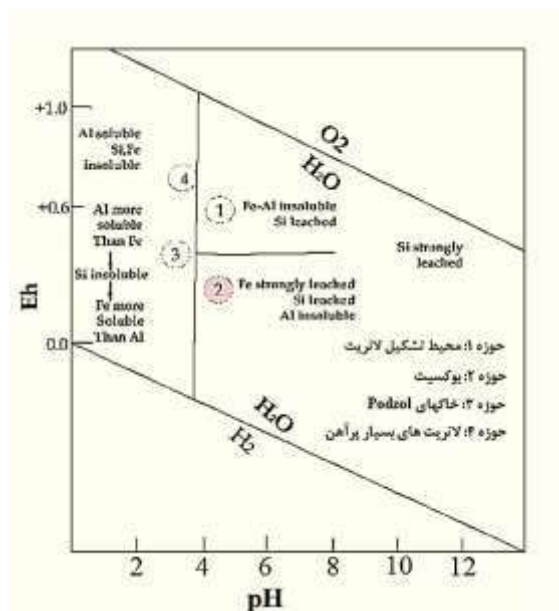
| نمونه  | نوع سنگ        | فازهای کانیایی اصلی                           | فازهای کانیایی فرعی                                 |
|--------|----------------|---|---|
| PR-3   | بوکسیت زرد     | بوهمیت، هماتیت آاناتاز و کائولینیت            | گیبسیت، بایریت، پیروکلریت، توریت                    |
| PR-4   | آهک            | کلسیت   | اسپینل، کالکوپیریت                                  |
| PR-5-1 | بوکسیت خاکستری | بوهمیت و کائولینیت                            | فلوگوپیت، دیاسپور، کائولینیت، ناکریت و آاناتاز      |
| PR-6   | بوکسیت یزولیتی | بوهمیت، هماتیت و کائولینیت                    | دیاسپور، کریستوبالیت، کاسیدریت و بوراکیت            |
| PR-8   | بوکسیت قرمز    | بوهمیت، آاناتاز، کائولینیت، گوتیت و هماتیت    | ایلمنیت   |
| PR-10  | خاک سخت        | بوهمیت، هماتیت، آاناتاز، کائولینیت و هالوپسیت | پیروکلریت، بایریت و توریت                           |
| PR-13  | شیل (پوش سنگ)  | کلسیت و کوارتز                                | اسپینل و دولومیت                                    |
| PR-14  | آهک کارستی     | کلسیت و سیلیکا                                | دولومیت   |
| PR-15  | خاک رس         | بوهمیت، کائولینیت و گوتیت                     | روتیل، آاناتاز، ورمیکولیت- مونت موریلونیت و ایلمنیت |
| PR-16  | بوکسیت قهوه ای | بوهمیت، دیاسپور، هماتیت، آاناتاز و ایلمنیت    | پیرویت  |

بوکسیتی و سازندهای منطقه جدا شده و به آزمایشگاه بهین آزمون سپاهان اصفهان فرستاده شد. نتایج آنالیز نشان دادند که اصلی ترین و فراوان ترین کانی در زون بوکسیتی بوهمیت می باشد؛ کانی‌های تشخیص داده شده دیگر شامل کانی‌های اصلی هماتیت، گوتیت، کائولینیت و کانی‌های رسی و کانی‌های فرعی آاناتاز، ایلیت، گیبسیت، کوارتز، کلسیت می باشد (جدول ۱).

جدول ۱- نتایج آنالیز پراش پرتو ایکس XRD نمونه های افق بوکسیتی پیراشکفت.

نتایج مطالعه از لحاظ ترکیب کانی شناسی، ارتباط بین سنگ‌ها، محیط دیرینه و زمین شناختی نشان می دهد که نهشته بوکسیت پیراشکفت در کرتاسه بالایی تشکیل شده است. بر این اساس فرآیند کارستی شدن سنگ میزبان ممکن است در شروع فاز دیاژنز و آغاز رسوبگذاری باشد، مواد سست در زمان کوتاهی پس از ته نشست به مواد سخت تبدیل می شود. روند تبدیل کانی‌ها در بوکسیت تابع دو عامل است: ۱- اکتیویته  $H_2O$  (میزان غلظت آب) که با افزایش آن گیبسیت افزایش می یابد و ۲- میزان دما: با افزایش دما روند تشکیل کانی‌ها به سمت افزایش کروندوم پیش می رود. شرایط Eh و pH در طول بوکسیتی شدن بر ترکیب کانی‌های بوکسیت اثر می گذارد، طبق دیاگرام pH - Eh نهشته پیراشکفت در محیط طبیعی، تشکیل بوکسیت ممکن است در محدوده‌ی اکسیدان و کاهش

آب‌های سطحی تا ماندابها باشد (شکل ۴). با تشخیص محیط ته نشست / دیاژنتیک (غیر اشباع و اشباع) می‌توان نتیجه گرفت که تشکیل نهشته بوکسیتی سازگار با شرایط شیمیایی تشکیل کانی می‌باشد. بوکسیت محیط غیراشباع دارای کانی‌های بوهمیت، همتیت، گوتیت و گیبسیت است، در عوض بوکسیت محیط اشباع دارای سیدریت، پیریت به همراه و گاهی بدون کلریت و همچنین کانی‌های آلومینیوم مثل دیاسپور و یا بوهمیت می‌باشد (Zamanian et al., 2016). تغییرات متناوب شرایط آب و هوایی و تغییر رژیم از یک شرایط آب و هوایی مرطوب به شرایط آب و هوایی خشک باعث ترک خوردگی‌های بسیار زیاد در خاک‌های ریزدانه می‌شود که سبب تغییرات قابل توجهی در ویژگی‌های مکانیکی، هیدرولوژیکی و فیزیکوشیمیایی محیط هوازده می‌شود. علاوه بر این ترک خوردگی در اثر خشک شدن می‌تواند باعث انقباض حجمی در خاک‌هایی که دارای محتوای کم آب هستند و نیز سبب افزایش نفوذپذیری گردد. تشکیل درزه‌ها و ترک‌های ریز تحت این شرایط می‌تواند به صورت فعال مانع تشکیل توده‌های کروی شود، همچنین نفوذپذیری بسیار بالا باعث کاهش تعداد توده‌های کروی می‌شود (Mongelli et al., 2015).



شکل ۴- رابطه بین pH و Eh و تشکیل بوکسیت، آهن شویی و انحلال سیلیس (Norton, 1973).

بوکسیت‌ها به طور کلی در هوای گرم و یا گرم و مرطوب تشکیل شده‌اند که این شرایط آب و هوایی موجب فرسایش شدید سنگ‌های کربناتی (کارستی شدن) و در نتیجه پیشرفت بوکسیت در مراحل بعدی است (Bogatyrev, 2009). بوکسیتی که در محیط غیراشباع (Vadose) تشکیل می‌شود، با کانی‌های آهن، همتیت و گوتیت به همراه گیبسیت و بوهمیت شناخته می‌شود. در مقابل بوکسیت محیط آبدار دارای کانی‌های آهن سیدریت، گوتیت و پیریت به همراه دیاسپور و بوهمیت می‌باشد (Zamanian et al., 2015). با توجه به کانی‌شناسی و بافت بوکسیت پیراشکفت می‌توان به این نتیجه رسید که محیط تشکیل این نهشته نه کاملاً فراتیک (بوکسیت خاکستری و بوکسیت قهوه ای) و نه کاملاً وادوز (بوکسیت زرد، قرمز و بوکسیت پیزولیتی) است بلکه نزدیک محیط انتقالی بین آنها می‌باشد.

## ۵- نتیجه گیری



با توجه به مطالعات زمین شناسی منطقه و سنگ بستر کربناتی، بوکسیت پیراشکفت از تیپ کارستی و نوع مدیترانه‌ای است. در برش عمودی افق بوکسیتی پیراشکفت، در پایین آهک سروک قرار گرفته است، سطح آهک سروک به شدت کارستی شده است و بر روی آن افق بوکسیتی - لاتریتی قرار گرفته است. مارن‌های نازک لایه گورپی مرز بالایی بوکسیت را می‌پوشاند، در همه افق‌های بوکسیتی زاگرس، بوکسیت بین سازند سروک و سازند ایلام تشکیل شده است ولی در منطقه پیراشکفت، بخاطر اینکه سازند ایلام در اثر ناپیوستگی فرسایش پیدا کرده است، در اینجا رخنمون ندارد و دیده نمی‌شود. بر اساس مطالعات پتروگرافی، بافت زمینه از پلئومورفیک و میکروگرانولار در بوکسیت قرمز - قهوه ای تا پانایدیومورفیک در بوکسیت زرد - خاکستری متغیر است. همچنین ماتریکس بیشتر از هماتیت و کلسیت می‌باشد، ماتریکس کلسیتی بعد از آهن شویی، جاشین هماتیت شده است. پیزوئیدهای شکسته نشان‌دهنده‌ی هوازدهی شدید می‌باشد، که برخی از پیزوئیدها از داخل خالی شده اند که می‌تواند به علت فشار تکتونیکی باشد، اکثراً هماتیتی - گوتیتی شده اند. برخی از آنها جایگزینی ثانویه دارند، زمینه سیمان هماتیتی می‌باشد. از نتایج حاصل از تجزیه نمونه ها توسط دستگاه XRD، این گونه استنباط می‌شود که کانی‌های اصلی تشکیل دهنده بوکسیت مورد مطالعه، شامل: بوهمیت، هماتیت، کانولینیت، گوتیت، کالکوپیریت و آناتاز و کانی‌های فرعی شامل: اسپینل، روتیل، کانولینیت و گیبسیت می‌باشد. در افق بوکسیتی کانی آلومینیوم دار غالب، بوهمیت می‌باشد. تغییرات فصلی آب و هوا نیز در تشکیل کانسنگ‌های بوکسیتی اهمیت ویژه‌ای دارد به این صورت که تناوب فصل‌های تر و خشک باعث افزایش نوسان سطح آبهای زیرزمینی و بنابراین، انحلال و انتقال جرم می‌شود. نتیجه این نوسانات، تغییر در نیمرخ بوکسیتی، و نیز تبدیل گیبسیت آبدار به نوع نسبتاً بی‌آب این کانی یعنی بوهمیت، یا به دیاسپور است. در زون‌های کانه‌زایی بوکسیت، نیمرخ‌های کانی شناختی ممکن است کاملاً متغیر باشد. در زون‌های استوایی مرطوب کانی‌های آبدار مانند: گیبسیت و گوتیت غالب هستند، درحالی که در سایر اقلیم‌های فصلی، کانسنگ‌ها نسبتاً بی‌آب بوده و مجموعه کانی‌های بوهمیت - هماتیت تشکیل می‌شود. نقش متقابل Eh و pH برای تشکیل کانسنگ‌های بوکسیتی با کیفیت بالا، عامل اساسی است. با توجه به Eh و pH، سیلیسم از طریق آبکافت، قابل آبشویی است و انحلال پذیری آن در pH‌های بالاتر به شکل فزاینده‌ای افزایش می‌یابد، در حالی که آلومینیوم در pH بسیار پایین یا pH بسیار بالا دارای بیشترین انحلال پذیری است. با توجه به مطالعات کانی شناسی که کانی‌های غالب در منطقه پیراشکفت بوهمیت و هماتیت است و این کانی‌ها در شرایط خشک تری نسبت به گیبسیت تشکیل می‌شوند پس می‌توان به اقلیم دیرینه پی برد.

## ۶- تقدیر و تشکر

از کمیته پژوهشی دانشگاه شیراز که در انجام این پژوهش حمایت کردند، تشکر و قدردانی می‌شود. از راهنمایی‌هایی سرکار خانم دکتر بتول تقی پور نهایت تشکر را دارم.

## ۷- مراجع

آقاباتی ع، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
شهریاری م، " ذخایر بوکسیت کارستی (با بستر کربناته)"، جهاد دانشگاهی دانشکده فنی دانشگاه تهران. ۲۲۶ صفحه. (۱۳۶۵)  
شرکت نفت، نقشه زمین شناسی اردکان (چشمه دزدان)، ۱۹۷۸.  
بازرگانی گیلانی، ک، خواجه، ط، غیائی، ن، کریم زاده، ز، ۱۳۹۱. زمین شناسی و پتروگرافی سنگ بستر کانسار بوکسیت جاجرم البرز شرقی، ایران. بیستمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی.

Aleva, G.J.J. Laterites: Concepts, Geology, Morphology and Chemistry; International Soil Reference and Information Centre (ISRIC): Wageningen, The Netherlands, 1994; Volume 169.  
Bardossy, G. (1984). Karst bauxites: developments in economic geology.  
Bogatyrev, B. A., Zhukov, V. V., & Tsekhovskiy, Y. G. (2009). Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits. Lithology and Mineral Resources, 44(2), 135-151.  
Boni M., Rollinson G., Mondillo N., Balassone G., Santoro L., "Quantitative mineralogical characterization of karst bauxite deposits in the Southern Apennines, Italy", Econ. Geol. 108 (2013) 813-833.  
Karimpour M., Saadat S., *Applied Economic Geology*. Mashhad Ferdowsi University (in persian)" (2002).  
Mongelli, G. (2002). Growth of hematite and boehmite in concretions from ancient karst bauxite: clue for past climate. Catena, 50(1), 43-51.



- Mongelli, G., Boni, M., Buccione, R., & Sinisi, R. (2014). Geochemistry of the Apulian karst bauxites (southern Italy): Chemical fractionation and parental affinities. *Ore Geology Reviews*, 63, 9-21.
- Mongelli, G., Buccione, R., Gueguen, E., Langone, A., & Sinisi, R. (2016). Geochemistry of the apulian allochthonous karst bauxite, Southern Italy: Distribution of critical elements and constraints on Late Cretaceous Peri-Tethyan palaeogeography. *Ore Geology Reviews*, 77, 246-259.
- Norton, S. A. (1973). Laterite and bauxite formation. *Economic Geology*, 68(3), 353-361.
- Zamanian, H., Ahmadnejad, F., & Zarasvandi, A. (2016). Mineralogical and geochemical investigations of the Mombi bauxite deposit, Zagros Mountains, Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 76(1), 13-37.
- Zarasvandi A., Zamanian H., Hejazi E., "Immobile elements and mass changes geochemistry at SarFaryab bauxite deposit, Zagros Mountains, Iran", *Journal of Geochemical Exploration*, 107 (2010) 77-85.

## به روزرسانی پایگاه داده تنش در ایران

شاهرخ پوربیرانوند\*<sup>۱</sup>

۱- استادیار، پژوهشکده زلزله شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(beyranvand@iiees.ac.ir)

### چکیده

امروزه کاربردهای بسیاری برای اطلاعات میدان تنش وجود دارد. شناسایی و مدیریت مخزن، پایداری معادن، تونل، گمانه ها و مکان های دفن زباله، کالیبراسیون مدل های ژئومکانیکی- عددی، شبیه سازی های چهاربعدی هیدروترمو مکانیکی و ارزیابی خطر زلزله با استفاده از آمادگی لغزش گسلی و تجزیه و تحلیل پتانسیل شکست مثالهایی از این کاربردها هستند. با توجه به اهمیت مطالعات تحلیل خطر زلزله در ایران به ویژه با رهیافت مطالعات نرخ لغزش و دگرشکلی توزیع شده، اهمیت و ضرورت استفاده از پایگاه داده اطلاعات تنش به صورت به روز شده و جامع، بیشتر واضح گردیده است. در این مطالعه کوشش می شود که اطلاعات موجود درباره میدان تنش در ایران شامل داده های سازوکار کانونی زمین لرزه ها و وارون سازی آنها به پایگاه داده موجود که در پروژه جهانی تنش در دسترس قرار گرفته است، اضافه شود. به این ترتیب پایگاه داده های تنش در منطقه مورد نظر تا حد ممکن تکمیل خواهد شد و زمینه برای بهبود مطالعات مربوط به این موضوع فراهم خواهد آمد.

**واژه های کلیدی:** تنش برجا، سازوکار کانونی زمین لرزه ها، نقشه جهانی تنش، وارون سازی

### Abstract

Nowadays, these are several applications for stress field information. Stability of mines, tunnel, boreholes and waste disposal sites, Calibration of Geomechanical-numerical models, 4D Thermo-Hydro-Mechanical (THM) simulations, Hazard assessment by means of fault-slip tendency and fracture potential analysis are some examples of these applications. With regard to the importance of Hazard assessment studies in Iran, especially with slip rate and distributed deformation approach, the importance and significance of using a completed and updated stress information database is more obvious. In this project the information about stress filed in Iran and its adjacent areas including earthquake focal mechanisms and their stress tensor inversion results and also in-situ stress measurements such as borehole data, hydraulic fracturing data, etc. will be added to the WSM database. Some of the in-situ stress measurements are accessible and access to further resources in this regard will be attempted. In this way the stress information database in the desired region which includes Iran and its adjacent areas will be completed as much as possible and the basis for the improvement of the related studies will be provided.

**Key words:** earthquake focal mechanism, In-situ stress, inversion, World Stress Map.

### ۱- مقدمه

با توجه به کاربردهای بسیاری که امروزه برای اطلاعات میدان تنش وجود داشته و نیز پروژه های جاری در زمینه های مرتبط که ارتباط تنگاتنگی با موضوع تنش پوسته ای تکتونیکی دارد استفاده از پایگاه به روزرسانی شده ای از اطلاعات تنش اهمیت روزافزونی پیدا کرده است. در این مطالعه کوشش شده است که پایگاه داده های تنش در منطقه مورد نظر تا حد ممکن با استفاده از منابع گوناگون داده، تکمیل شود. یکی از منابعی که اطلاعات گسترده ای را در این زمینه به صورت رایگان در اختیار قرار می گذارد پروژه نقشه جهانی تنش می باشد.

نقشه جهانی تنش (WSM) یک مجموعه جهانی از اطلاعات مربوط به تنش حال حاضر پوسته ای است که از سال ۲۰۰۹ در مرکز هلمولتز (GFZ) مرکز تحقیقات علوم زمین آلمان) در پوتسدام در بخش مخاطرات لرزه ای و میدان تنش مورد راهبری واقع می شود. این پروژه، کاری مشترک بین صنعت و دانشگاه است که هدف آن توصیف الگوی تنش پوسته ای و درک چشمه های تنش است WSM. در سال ۱۹۸۶ به عنوان پروژه برنامه بین المللی لیتوسفر (ILP) تحت رهبری ماری لو زوباک آغاز شد. از سال ۱۹۹۵-۲۰۰۸ این پروژه متعلق به آکادمی علوم و علوم انسانی هایدلبرگ به سرپرستی کارل فوج و فریدمن ونزل بود. از سال ۲۰۱۲ WSM عضو سیستم جهانی داده ICSU است [۱].

تمام اطلاعات استرس در قالب استاندارد و با کیفیت رتبه بندی شده برای قابلیت اعتمادپذیری و مقایسه در مقیاس جهانی، تجزیه و تحلیل شده است. نسخه جدید دیتابیس WSM در سال ۲۰۱۶ شامل ۴۲۸۷۰ رکورد در ۴۰ کیلومتر فوقانی پوسته زمین است که تقریباً دو برابر با نسخه قبلی پایگاه داده WSM در سال ۲۰۰۸ است. به ویژه رکوردهای جدیدی از داده از تقریباً ۴۰۰۰ گمانه اضافه شده است [۲].

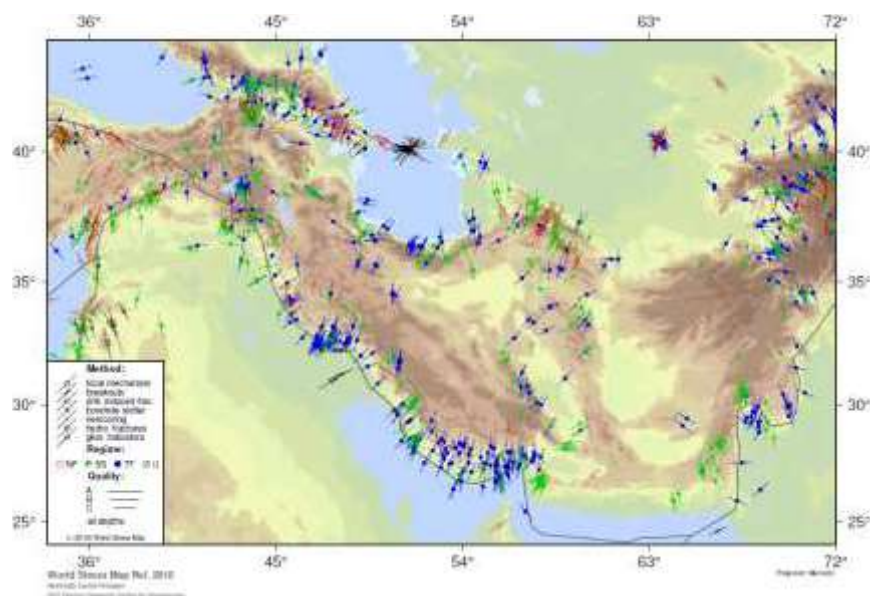
WSM یک پایگاه داده عمومی با دسترسی آزاد است و توسط مؤسسات مختلف علمی و صنعتی که در طیف گسترده ای از رشته های علوم زمین مانند ژئودینامیک، تحلیل خطر، بهره برداری از هیدروکربن و مهندسی کار می کنند استفاده می شود. حیطه های عملیاتی اصلی عبارتند از: توصیف و مدیریت مخزن- پایداری معادن، تونل ها، گمانه ها و محل های دفع زباله- کالبراسیون مدل های هندسی- عددی- شبیه سازی های ۴ بعدی ترموهیدرومکانیکی- (THM) تحلیل خطر به عنوان مثال با استفاده از زمینه لغزش گسل و تجزیه و تحلیل پتانسیل شکست

پروژه نقشه جهانی تنش (WSM)

نقشه جهانی تنش در سال ۲۰۱۶ ویرایش جدیدی از پایگاه اطلاعات خود ارائه داد [۳]. در شکل ۱ راستاهای تنش بیشینه افقی (SHmax) موجود در این پایگاه داده ها با استفاده از CASMO که ابزار برخط نمایش اطلاعات نقشه جهانی تنش می باشد به تصویر کشیده شده است. در منطقه مکران (طول جغرافیایی ۵۴-۷۰ و عرض جغرافیایی ۲۲-۳۲) تعداد ۱۷۶ رکورد در پایگاه داده نقشه جهانی تنش وجود دارد که بر اساس معیارهای رتبه بندی کیفیت در این پروژه (جدولهای ۱-۴) بجز یکی که درجه B را دارد (داده چاه) بقیه دارای رتبه C یا پایینتر هستند [۴].

WSM اطلاعات مربوط به استرس پوسته معاصر را از طیف گسترده ای از شاخص های تنش گردآوری می کند. اساس تدوین، برنامه رتبه بندی کیفیت WSM برای تضمین مقایسه شاخصهای مختلف تنش است که منعکس کننده وضعیت تنش توده های سنگی بسیار متفاوت است. شاخص های استرس به چهار دسته طبقه بندی می شوند [۵]:

-سازوکارهای های کانونی زمین لرزه- برون-شکست چاه (Well bore breakouts) و شکستگی ناشی از حفاری (drilling induced fractures)  
-اندازه گیری تنش برجا (In-situ stress measurements): بیش مغزه گیری (overcoring)، شکست هیدرولیکی (hydraulic fracturing)، شکاف گمانه (borehole slotter)-داده های زمین شناسی جوان (Young geologic data) از تجزیه و تحلیل لغزش (fault-slip analysis) و به خط شدگی دریاچه های آتشفشانی (volcanic vent alignments)



شکل ۱- اطلاعات موجود در پایگاه داده نقشه جهانی تنش (۲۰۱۶) در ایران و نواحی همجوار.

در داخل کشور مطالعات تنش در مناطق مختلف با استفاده از داده های سازوکار کانونی زمین لرزه ها انجام شده اند (به عنوان مثال پوربیرانوند و تاتار، ۱۳۹۱). همچنین مطالعات تنش با استفاده از داده های لغزش گسلی (به عنوان مثال عباسی و همکاران، ۱۳۸۶) و نیز مطالعات کرنش با استفاده از ممان لرزه ای

(مصطفی زاده و اشکپور، ۱۳۹۱) در منطقه انجام گرفته است. مطالعات زلزله‌شناسی گسترده‌ای در منطقه مورد مطالعه با بهره‌گیری از داده‌های حاصل از شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی انجام گرفته که سازوکارهای کانونی به عنوان یکی از خروجی‌های این مطالعات می‌تواند در این پروژه مورد استفاده قرار بگیرد. همچنین اطلاعات مربوط به تنش حاصل از مطالعه چاههای نفت و گاز و نیز گمانه‌های مربوط به سد سازی در کشور وجود دارد که مقداری از این داده‌ها در دسترس قرار داشته و در صورت دسترسی به منابع بیشتر می‌تواند کمک مهمی به کاملتر شدن پایگاه داده‌ها بنماید.

## ۲- پیشینه مطالعاتی

در منطقه مورد مطالعه که شامل ایران و نواحی مجاور می‌گردد (طول جغرافیایی ۵۴-۷۰ و عرض جغرافیایی ۲۲-۳۲) تعداد ۱۷۶ رکورد در پایگاه داده نقشه جهانی تنش وجود دارد که بر اساس معیارهای رتبه بندی کیفیت در این پروژه (جدولهای ۱-۴) بجز یکی که درجه B را دارد (داده چاه) بقیه دارای رتبه C یا پایینتر هستند [۴].

در محاسبه راستای تنش از سازوکار کانونی تکی باید به رابطه بین نوع سازکار کانونی و محور هم ارز با راستای تنش اصلی پیشینه توجه نمود. همانطور که می‌دانیم راستاهای اصلی تنش برای سازوکارهای مختلف گسلش متفاوت هستند. در شکل ۳ رابطه راستاهای اصلی تنش با نوع گسلش نشان داده شده است.



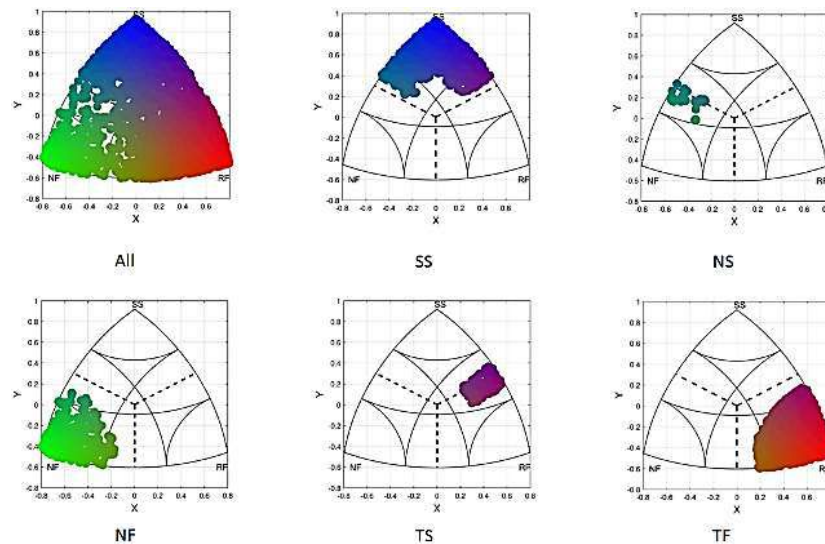
شکل (۲)- رابطه راستاهای اصلی تنش با نوع گسلش. نمایی از پنج رژیم زمین‌شناسی عمومی و جهت گیری‌های محور تنش اصلی [۱۶].  
لذا برای هر نوع از سازوکارهای کانونی نحوه محاسبه  $SH_{max}$  متفاوت است. روش محاسبه راستای تنش پیشینه افقی برای هر نوع سازوکار کانونی در جدول ۶ ذکر شده است.

جدول (۱)- نحوه تعیین راستای تنش افقی پیشینه با توجه به رژیم تکنیکی

| محور- P/S1     | محور- B/S2 | محور- T/S3     | رژیم تنش | آزموت تنش افقی    |
|----------------|------------|----------------|----------|-------------------|
| $pl > 52$      |            | $pl < 35$      | NF       | آزموت محور B      |
| $40 < pl < 52$ |            | $pl < 20$      | NS       | آزموت محور T + ۹۰ |
| $pl < 40$      | $pl > 45$  | $pl < 20$      | SS       | آزموت محور T - ۹۰ |
| $pl < 20$      | $pl > 45$  | $pl < 40$      | SS       | آزموت محور P      |
| $pl < 20$      |            | $40 < pl < 52$ | TS       | آزموت محور P      |
| $pl < 35$      |            | $pl > 52$      | TF       | آزموت محور P      |

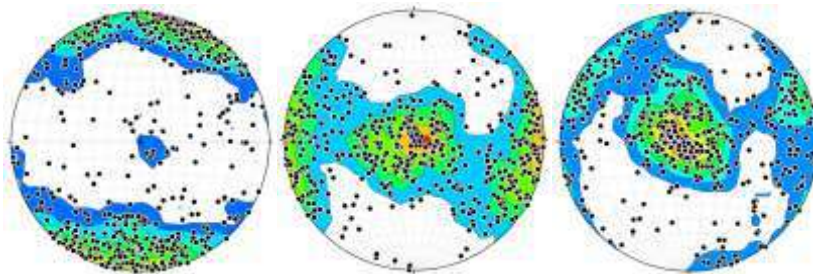
در شکل ۴ مشاهده می‌شود که در صورت انتخاب شرایط جدول ۶ برای هر دسته از سازوکارهای کانونی، این داده‌ها بر روی مثلث کاکان به دسته‌های فوق قابل تقسیم بندی می‌باشند. به طوری که ملاحظه می‌شود رنگ اختصاص یافته به هر یک از سازوکارهای کانونی که به صورت یک نقطه یا دایره توپر در

دیاگرام مثلثی کاگان نمایش داده شده اند، به گونه ای تعریف شده است که بیانگر نزدیکی یا دوری موقعیت آن به هر یک از سازوکارهای نرمال (سبز)، امتدادلغز (آبی) یا معکوس (قرمز) باشد.



شکل ۴- سازوکارهای کانونی و تقسیم آنها به دسته های مختلف بر اساس جدول (۶)

در شکل ۵ محورهای P، B و T سازوکارهای کانونی زمین لرزه های مورد استفاده در این مطالعه بر روی استریونت نمایش داده شده و پربند (contour) نشان دهنده چگالی نقاط بر سطح استریونت ترسیم گردیده است.



شکل ۵- محورهای P، B و T سازوکارهای کانونی مورد استفاده به ترتیب از چپ به راست

به طوری که ملاحظه می شود محور P بر روی استریونت پراکندگی نسبتاً زیادی دارد و می توان به طور تقریبی نقاط نشان دهنده محور را در دو خوشه دسته بندی کرد. با توجه به اینکه بیشتر زمین لرزه ها رانده یا امتدادلغز و از نوعی بوده اند که محور P آنها با راستای تنش یکی است، این امر ناشی از چرخش جهت های اصلی تنش در منطقه است.

در مطالعه حاضر اطلاعات به دست آمده از سازوکارهای کانونی تکی با نتایج وارو نسازی تنش مورد مقایسه قرار گرفته اند. به عنوان توضیحی مختصر در مورد وارون سازی تنش سازوکارهای کانونی باید اشاره نمود که تانسور تنش پوسته ای را نمی توان با استفاده از سازوکار کانونی یک زمین لرزه با اطمینان به دست آورد [۱۳-۱۴]، چرا که ممکن است سازوکار کانونی زمین لرزه مورد نظر دارای خطای بزرگی بوده یا اساساً از نظر راستای نیروهای وارده با راستای منطقه ای تنشها تفاوت داشته باشد. بلکه یک فرآیند وارون سازی مورد نیاز است که به ما اجازه دهد تانسور تنش را از تعداد زیادی زمین لرزه به دست آوریم. سازوکارهای کانونی مورد استفاده بایستی متعلق به زمین لرزه های مختلف در منطقه مورد مطالعه باشند. گستره داده های مورد استفاده بیانگر وسعت محدوده ای است که تانسور تنش در آن یکسان و یکنواخت فرض می شود و چنانچه تعداد گسلهای زیادی در منطقه وجود داشته باشند هر یک از این گسلها سهم

جداگانه ای در میدان تنش به دست آمده خواهند داشت. هر ساز و کار کانونی در واقع معرف خصوصیات یک صفحه گسل و نحوه لغزش بر روی آن است. برای فرموله کردن این فرآیند باید از زمین‌شناسی ساختمانی و مطالعات بر روی گسلها کمک گرفت. توضیحات مفصل از شاخص‌های مختلف تنش در زمینه پروژه WSM را می‌توان در مراجع مربوطه [۶-۷-۸-۹] یافت. گمارش کیفیت رکوردهای داده تنش تکی از طریق: (۱) طرح رتبه بندی کیفیت WSM برای هر شاخص تنش طبق استانداردهای بین‌المللی و (۲) گمارش رژیم استاندارد WSM تضمین می‌شود. برای اطلاعات فنی بیشتر، می‌توان به فهرست مراجع موجود در سایت نقشه جهانی تنش مراجعه نمود. در اجرای این پروژه سعی خواهد شد همه زمین‌لرزه‌های بزرگتر از ۴/۵ مورد مطالعه تحت بررسی قرار گرفته و میدان تنش در در مناطق لرزه‌خیز مربوطه محاسبه گردد. همچنین در مناطقی که خوشه‌هایی از این زمین‌لرزه‌ها تشکیل شده باشد با وارون سازی تنش اطلاعات دقیقتری از میدات تنش ارائه گردد. در مورد وارون سازی سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها لازم است این نکته را مد نظر قرار دهیم که تانسور تنش پوسته‌ای را نمی‌توان با اطمینان بالا با استفاده از سازوکار کانونی یک زمین‌لرزه به دست آورد، چرا که ممکن است سازوکار کانونی زمین‌لرزه مورد نظر دارای خطای بزرگی بوده یا اساساً از نظر راستای نیروهای وارده با راستای منطقه ای تنشها تفاوت داشته باشد. به همین علت سازوکارهای کانونی منفرد در نقشه جهانی تنش با کیفیت C مشخص شده اند اما به هر صورت، در نبود داده‌های کافی، به ناچار از این سازوکارهای کانونی برای مطالعات تنش استفاده می‌شود. در حالیکه وارون‌سازی سازوکارهای کانونی می‌تواند داده‌هایی با کیفیت A فراهم کند که از نظر دقت با داده‌های چاه که هزینه‌های هنگفتی به منظور فراهم آوردن آنها صورت می‌گیرد برابری می‌کند. لذا برای استخراج اطلاعات تنش از سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها یک فرآیند وارون سازی مورد نیاز است که به ما اجازه دهد تانسور تنش را از تعداد زیادی زمین‌لرزه به دست آوریم. هر ساز و کار کانونی در واقع معرف خصوصیات یک صفحه گسل و نحوه لغزش بر روی آن است. برای فرموله کردن این فرآیند باید از زمین‌شناسی ساختمانی و مطالعات بر روی گسلها کمک گرفت. مسأله مستقیم تشکیل شده است از تعیین جهت گیری و جهت لغزش با داشتن جهت گیری یک صفحه گسل برای یک تانسور تنش T. مسأله وارون تشکیل شده است از تعیین تانسور تنش میانگین T، با داشتن جهت گیری و جهت لغزش برای تعداد زیادی گسل. در هر دو مورد فرض پایه این است که هر لغزش گسلی راستا و جهت تنش برشی مربوط به یک تانسور تنش مشترک منفرد را داراست. به هر حال جمع آوری داده‌ها شامل خطاست، پراکنش در الگوهای تنش ناحیه ای اتفاق می‌افتد و حرکات گسلی بر یکدیگر تاثیر می‌گذارند. در عمل باید به دنبال بهترین برازش بین تمام داده‌های لغزش گسلی متعلق به یک رویداد زمین‌ساختی مفروض و یک تانسور تنش مشترک نامعلوم بود. به این ترتیب با افزودن سازوکارهای کانونی به پایگاه داده موجود و نیز انجام وارون سازی تنش و همینطور تلاش برای به دست آوردن داده‌های تنش برجای بیشتر از منابع مختلف مانند شرکت ملی نفت ایران و یا شرکت‌های تابعه و پروژه‌های سدسازی و غیره هدف از انجام این پروژه تکمیل اطلاعات موجود در مورد میدان تنش عهد حاضر در منطقه جغرافیایی مورد نظر به منظور استفاده در مطالعات نرخ لغزش و دگرشکلی توزیع شده است محقق می‌شود.

### ۳- داده‌ها

داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه از منابع مختلف به دست آمده‌اند. به طوری که ملاحظه می‌شود پایگاه داده‌های WSM در مکران، خصوصاً قسمتهای مرکزی، اطلاعات زیادی در بر ندارد و اطلاعات موجود نیز از کیفیت بالایی برخوردار نیستند. از آنجا که بیشترین تعداد رکوردهای پایگاه داده نقشه جهانی تنش از سازوکارهای کانونی تکی زمین‌لرزه‌ها تشکیل شده است، سازوکارهای کانونی قابل استخراج از مراکز تحقیقاتی بین‌المللی قابل اضافه کردن به این پایگاه داده هستند.

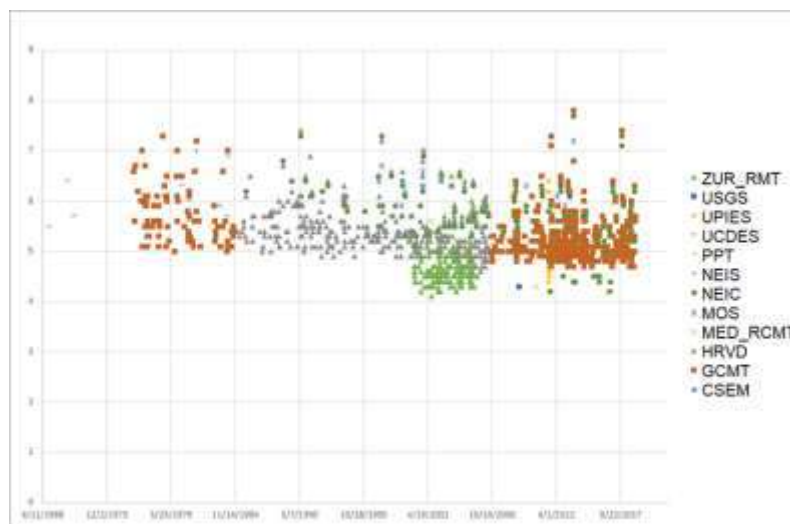
سایت ISC علاوه بر سازوکارهای کانونی که خود محاسبه می‌کند، اطلاعات منتشر شده توسط مراکز تحقیقاتی مختلفی را نیز در نتایج جستجوی خود نشان می‌دهد [۱۰]. همچنین از سازوکارهای کانونی محاسبه شده در مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) نیز استفاده شد [۱۱]. علاوه بر این، به منظور تکمیل هر چه بیشتر پایگاه داده‌ها، از سایر منابع اطلاعات تنش مانند سازوکارهای گزارش شده در مقالات معتبر حاصل از مطالعات بر روی داده‌های شبکه‌های محلی، سازوکارهای محاسبه شده به طریق مدل سازی شکل موج، نتایج وارون سازی تنش، داده‌های چاه و غیره نیز استفاده شده است. این داده‌ها با عبارت PP به معنای مقالات منتشر شده (published papers) مشخص شدند [۱۲]. در شکل ۲ سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌های منطقه که از منابع مختلف شامل WSM، ISC و IRSC و سایر منابع (PP) نشان داده شده‌اند. زمین‌لرزه ۱۹۸۳ سراوان که باعث سونامی شد و تلفات زیادی به بار آورد ضمن ذکر تاریخ متمایز گردیده است.



داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل داده‌های سازوکارهای حل شده به روش CMT و سازوکارهای کانونی موجود در پایگاه داده سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) برای منطقه مورد مطالعه به علاوه سازوکارهای کانونی حل شده به روش مدل سازی شکل موج یا پلاریته گزارش شده در مقالات علمی بین‌المللی معتبر برای منطقه مورد مطالعه می‌باشند. سازوکارهای کانونی معتبر حل شده برای زمین لرزه‌های محلی ثبت شده توسط شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی نصب شده در بخشهای مختلف زاگرس توسط پژوهشگاه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در حدود نیمی از پایگاه داده مورد استفاده در این پژوهش را تشکیل می‌دهند و با توجه به دقت و اطمینان بالایی که در نتایج به دست آمده از این شبکه‌ها وجود دارد سهم به سزایی در این مطالعه دارند. داده‌های مورد استفاده در پیوست شماره یک آورده شده‌اند.

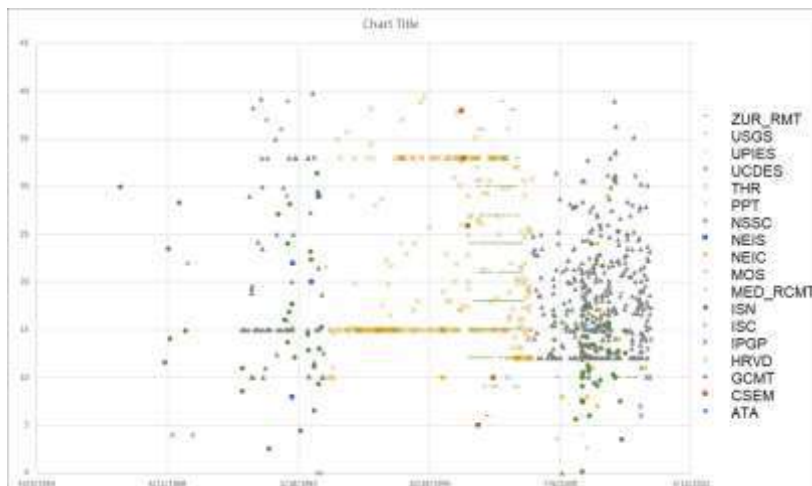
بنابراین داده‌های سازوکار کانونی از همه منابع موجود، از جمله مقالات منتشر شده از پروژه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی و رخداد‌های دورلرزه‌ای که راه حل سازوکار کانونی آنها را می‌توان در GCMT یا دیگر منابع پیدا کرد، جمع‌آوری شده است. سازوکارهای کانونی دورلرزه‌ای با استفاده از امواج بلند دوره پیکری و امواج سطحی در روش [1 CMT] و سایر روش‌ها مانند وارون سازی تانسور ممان همیار (JMT: joint moment tensor inversion)، تعیین مقایسه‌ای ساده (SCD: simple comparison determination) و وارون سازی تانسور ممان تک ایستگاهی (SSMT: single station moment tensor inversion) [2] و سازوکارهای کانونی محلی با استفاده از روش قطبی [۴] محاسبه می‌شود. اطلاعات موجود در منطقه مورد مطالعه شامل هر دو داده دورلرزه‌ای و محلی، به دسته‌های مختلف داده تقسیم شدند. تقسیم داده‌ها برای تعیین تغییرات مکانی میدان تنش در منطقه ضروری است. ممکن است خوشه بندی نامناسب داده‌ها با توجه به ناهمگنی در میدان تنش اطلاعات نادرستی در مورد تنش تکتونیکی در نواحی مربوطه ارائه نمایند. بنابراین تغییرات مکانی تنش و در عین حال عدم برازش هر رخداد از وارون سازی و حدود اطمینان نتایج باید دقیقاً در نظر گرفته شود. هر زیرمجموعه از داده باید حدود ۲۰ تا ۳۰ زمین لرزه را برای اطمینان از صحت نتایج وارون سازی تنش در بر داشته باشد. زیرمجموعه‌های داده در این مطالعه با توجه به موقعیت مکانی انتخاب شده‌اند. استفاده از عمق یا بزرگای رخدادها به عنوان عوامل دیگر برای تقسیم بندی با توجه به محدودیت‌هایی که در داده‌ها در منطقه مورد مطالعه وجود داشت ممکن نبود.

از نظر بزرگای داده‌های برگرفته از مراکز مختلف تحقیقاتی دارای شرایط قابل مشاهده در شکل ۴ هستند:

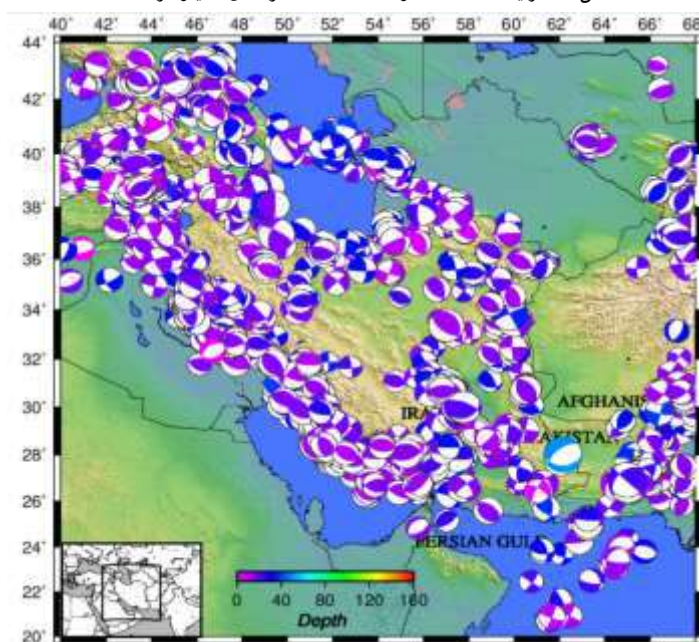


شکل ۴- شرایط داده‌های برگرفته از مراکز مختلف تحقیقاتی از نظر بزرگای

از نظر عمق، سازوکارهای کانونی مورد استفاده از منابع مختلف دارای شرایط مشخص شده در شکل ۵ هستند. به طوری که ملاحظه می‌شود هیچ زمین لرزه‌ای با عمق بالای ۴۰ کیلومتر در این پایگاه داده وارد نشده است.



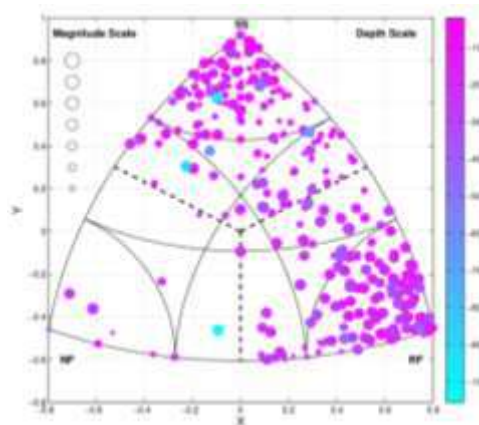
شکل ۵- شرایط داده های مورد استفاده از نظر عمق (کیلومتر)



شکل ۲: سازوکارهای کانونی زمین لرزه های منطقه

اگرچه عمق زمین لرزه ها به علت پوشش ضعیف شبکه های جهانی و حتی محلی در مناطق مختلف مکران قابل اعتماد نیست اما به طور کلی می توان مشاهده نمود که زمین لرزه های عمیق تر در مکران مرکزی قرار دارند. حال آنکه با رفتن به سمت مکران غربی و شرقی که محل تصادم صفحات زمین ساختی عربستان و هند با صفحه اوراسیا است، زمین لرزه ها در عمق های کمتری رخ می دهند. این همگرایی اثرات خود را در توپوگرافی نیز نشان می دهد. از سوی دیگر گوناگونی سازوکارهای کانونی از حیث سازوکار گسلش نشان دهنده تنوع تکتونیکی منطقه و پیچیدگی فرایندهای تکتونیکی در حال وقوع در آن است که بر ضرورت انجام مطالعات تنش در این منطقه می افزاید. همچنین کمبود رخداد های لرزه ای در مناطقی از مکران ممکن است نشان دهنده قفل شدگی و در نتیجه احتمال رخداد زمین لرزه ای بزرگ باشد که به نوبه خود خطر وقوع سونامی را تشدید می نماید [۱۱]. در این خصوص در قسمت بحث، مطالب بیشتری عنوان خواهد گردید. در شکل ۳-۱ توزیع سازوکارهای کانونی منطقه در دیاگرام کاکان که نشان دهنده مکانیسم غالب گسلش در هر زمین

لرزه است نشان داده شده. ملاحظه می شود که بیشتر رخدادها همانطور که انتظار می رود رخدادهای فشارشی و سپس امتداد لغز هستند که از محیط ترافشارشی حاکم بر اکثر نواحی در منطقه مورد مطالعه حکایت می کند. تعدادی سازوکار نرمال نیز در منطقه قابل مشاهده است که می تواند در اثر رژیمهای محلی کششی در نتیجه برهم کنش بین بلوکها یا در اثر چین خوردگی ها پدید آمده باشد. به منظور تکمیل و به روزرسانی پایگاه داده موجود سازوکارهای کانونی زمین لرزه های موجود در منطقه با استفاده از منابع مختلف جمع آوری شدند. این منابع شامل وب سایت GCMT (که در گذشته به طور اختصاری HRVD نامیده می شد)، وب سایت مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران IRSC، وب سایت مرکز بین المللی زلزله شناسی (ISC)، وب سایت مرکز ملی اطلاعات زلزله ایالات متحده (NEIC) و وب سایت سرویس لرزه نگاری سوئیس ZUR\_RMT می باشند. همچنین از مقالات متعددی برای تکمیل مجموعه داده ها استفاده شد (تاتار و همکاران، ۲۰۰۴؛ غلامزاده و همکاران، ۲۰۰۹؛ یمینی فرد و همکاران، ۲۰۰۷؛ یمینی فرد و همکاران، ۲۰۱۲؛ رضایی ۲۰۱۱، آزادفر و قیطانچی، ۱۳۹۲؛ رضا و همکاران، ۱۳۹۳). بازه زمانی داده های سازوکار کانونی مورد استفاده در این مطالعه از سال ۱۹۷۰ تا کنون یعنی ۲۰۲۰ را شامل می شود. با توجه به استفاده از داده های شبکه های محلی، امکان استفاده از راه حل کانونی به دست آمده برای خردزمین لرزه ها نیز که با دقت قابل قبولی محاسبه شده اند وجود داشت. کوچکترین زمین لرزه مورد استفاده دارای بزرگای ۰.۷ می باشد. سازوکارهای کانونی قابل دسترس در شکل ۱-۳ بر روی نمودار مثلث کیگان رسم شده است. در این شکل تمام سازوکارهای کانونی را با توجه به نوع گسلش با استفاده از نمودارهای کاگان (کاگان، ۲۰۰۵) دسته بندی شده اند. بزرگای زمین لرزه ها نیز به نمودارها اضافه شده است. چنانچه پیشتر ذکر شد و در نمودار مورد بحث نیز قابل مشاهده است، سازوکارهای رانده و راستا لغز عمدتاً در بیشتر مناطق به هم آمیخته اند



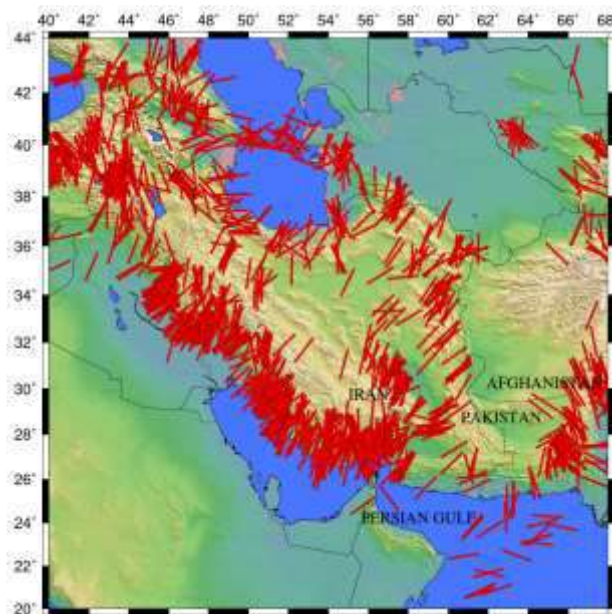
شکل (۱-۳): دیاگرام مثلثی کاگان که نشان دهنده گستردگی مکانیسم گسلش در منطقه مورد مطالعه است. خط چین ها سازوکارهای گسلش را از هم جدا می کنند. بزرگی رویدادها را می توان در سمت چپ بالا با مقیاس بزرگی مقایسه نمود SS، NF و RF به ترتیب حروف اختصاری برای گسلش های راستا لغز، معکوس و نرمال می باشند.

در مورد خطاهای موجود در داده های و تاثیر آنها بر مطالعه حاضر باید اشاره کرد که دقت مکانی نتایج وارون سازی تنش به میزان عدم قطعیت در مکان یابی صورت گرفته برای رخدادهای لرزه ای بستگی دارد. با توجه به منابع مورد استفاده در تشکیل پایگاه داده این مطالعه که از داده های دور لرزه ای (مراکز تحقیقاتی بین المللی شامل USGS، GCMT، ISC) و داده های محلی (شامل داده های سازوکار کانونی مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران IRSC و نتایج منتشر شده از شبکه های محلی در قالب مقالات علمی) می توان اشاره نمود که عدم قطعیت در پارامترهای سازوکار کانونی زمین لرزه ها چیزی در حدود ۱۵ تا ۲۰ درجه می باشد. میزان عدم قطعیت مورد انتظار برای نتایج وارون سازی تنش با توجه به الگوریتم های آماری مورد استفاده کمتر و در حدود ۳ تا ۶ درجه است (کیدینگ و همکاران، ۲۰۰۹). در مقایسه بین روشهای خطی و غیر خطی وارون سازی گاه اختلافاتی بین راستای تنش بیشینه به دست

آمده از روش‌های مختلف وجود دارد که این اختلاف در هر حال بیشتر از عدم قطعیت موجود در داده‌های ورودی یعنی سازوکارهای کانونی نیست. از مجموع ۱۴۹۴ سازوکار کانونی مورد استفاده در این مطالعه تعداد ۵۰ مورد (حدود ۳٪) از داده‌ها دارای سازوکار نرمال می‌باشند. تعداد ۱۰ سازوکار کانونی (کمتر از ۱ درصد) از نوع NS یا تراکشی هستند. تعداد ۴۹۰ داده (حدود ۳۳ درصد) دارای سازوکار راستالغز هستند. تعداد ۷۶۲ داده (بیش از ۵۱ درصد) از نوع گسلش معکوس و تعداد ۴۶ داده (۳ درصد) نیز دارای سازوکار TS یا ترافشارشی هستند. تعداد ۱۳۴ داده (معادل با ۹ درصد) نیز دارای سازوکار کانونی نامشخص محسوب می‌گردند.

#### ۴- نتایج

در شکل ۶ داده‌های مورد استفاده از منابع مختلف با رنگ‌های متفاوت نشان داده شده‌اند. داده‌های پروژه جهانی تنش WSM با میله‌های آبی، داده‌های ISC با میله‌های قرمز، داده‌های مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک IRSC با میله‌های سبز و سایر داده‌ها با میله‌های ارغوانی نشان داده شده‌اند. در این شکل گسترش مکانی داده‌های مورد استفاده از هر یک از این منابع به چشم می‌خورد. طبیعی است که سازوکارهای کانونی محاسبه شده توسط IRSC بیشتر به محدوده قلمرو کشور ایران محدود می‌شود. در شکل ۵ داده‌های پروژه جهانی تنش WSM، جهت‌های تنش افقی بیشینه با استفاده از داده‌های ISC داده‌های مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک IRSC و سایر داده‌ها نشان داده شده‌اند.



شکل ۶- منطقه مورد مطالعه و نتایج مطالعات تنش با استفاده از سازوکار کانونی منفرد زمین لرزه‌ها (شرح رنگ‌ها در متن)

به طوری که در شکل ۶ مشخص است در بسیاری از مواقع جهت‌گیری‌های تنش به دست آمده از سازوکارهای کانونی موجود در ISC با راستاهای WSM و هم‌منطور نتایج وارون سازی سازوکارهای کانونی مطابقت خوبی نشان می‌دهند. اما در بعضی موارد این راستاها با یکدیگر همخوانی نداشته، متقاطع هستند. همانطور که پیشتر اشاره شد دلیل این ناهمخوانی‌ها کیفیت پایین داده‌ها به دلیل عدم قطعیت بالای سازوکارهای کانونی تکی مورد استفاده در تعیین جهت تنش می‌باشد.

از آنجا که کیفیت اطلاعات تنش حاصل از سازوکارهای کانونی تکی پایین است، اظهار نظر در مورد اینکه کدام دسته از داده‌ها نتایجی نزدیک تر به واقعیت را در اختیار می‌گذارند غیرممکن یا دشوار است. لذا در صورت لزوم در مواقعی که راستاهای تنش حاصل از سازوکارهای کانونی موجود در ISC با داده‌های WSM همخوانی نداشته باشند، به دلیل قابلیت ارجاع مطمئن تر به پایگاه نقشه تنش جهانی (WSM) که مخصوص اطلاعات تنش می‌باشد، بایستی داده‌های WSM حفظ شده و داده‌های ISC حذف شوند.

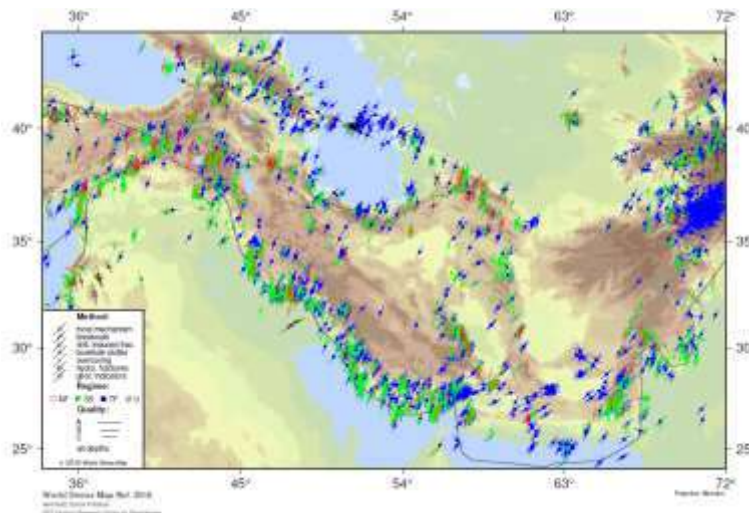
با توجه به شکل مذکور، تشابه نسبی بین جهت های تنش اصلی به دست آمده از سازوکارهای کانونی تکی و جهت های به دست آمده از وارون سازی قابل مشاهده است. یادآوری می گردد که با توجه به بالاتر بودن کیفیت اطلاعات تنش حاصل از وارون سازی سازوکارهای کانونی (کیفیت A) نسبت به سازوکارهای کانونی تکی (کیفیت C) قطعاً داده های حاصل از وارون سازی قابلیت اعتماد بالاتری دارند. اما به دلیل محدودیت در داده ها و عدم امکان تشکیل خوشه هایی با تعداد کافی رخداد لرزه ای برای وارون سازی، استفاده از این روش همیشه و در تمام مناطق میسر نیست. لذا مقایسه و امکان سنجی استفاده از سازوکارهای کانونی تکی به منظور استخراج اطلاعات تنش به شکلی که در این مطالعه انجام گردید حائز اهمیت است.

رخداد زمین لرزه های عمیق در مناطق مرکزی مکران، با فاصله از خط ساحلی به سمت شمال نشان می دهد که علی رغم قفل شدگی در سطح، دگر شکلی احتمالاً در هر دو صورت بی لرز و لرزه ای در حال وقوع است که حالت لرزه ای آن منجر به رخداد زمین لرزه هایی چنین عمیق می گردد. اگر چه عمق زمین لرزه ها در منطقه مکران به علت کم بودن تعداد ایستگاه های لرزه نگاری در هر دو طرف ایرانی و پاکستانی دارای عدم قطعیت بسیار بالایی است، اما به هر حال حتی با در نظر گرفتن این خطا، تفاوت فاحش اعماق محاسبه شده برای زمین لرزه های مکران مرکزی و کرانه های خاوری و باختری مکران نشان از پدیده فرورائش دارد که با توجه به مطالب عنوان شده در بالا، دگر شکلی لرزه ای ناشی از این فرورائش در قسمت مکران مرکزی قابل مشاهده است و عمیق ترین زمین لرزه های منطقه را می توان در شمال خط ساحلی مکران مرکزی جستجو کرد.

همانطور که در شکل ۸ پیداست راستاهای تنش به دست آمده مطابقت خوبی با ساختارهای زمین شناسی منطقه نشان می دهند. راستای تنش در قسمتهای غربی و شرقی مکران با روندهای شمال شمال شرقی-جنوب جنوب غربی و شمال شمال غربی-جنوب جنوب شرقی به ترتیب همگرایی بین صفحات تکتونیکی عربی و هندی را با صفحه اوراسیا تایید می کنند. در قسمت مرکزی مکران راستای تنش بیشینه افقی شمال شرقی-جنوب غربی است. این نتایج با مطالعات قبلی انجام شده در منطقه همخوانی دارد [۱۳ و ۱۴].

(یک خط فاصله با قلم B Zar 10pt)

جدول ۱- تجزیه نقطه ای از پلاژیو کلازها. (B Zar 9pt, Times New Roman 8pt).



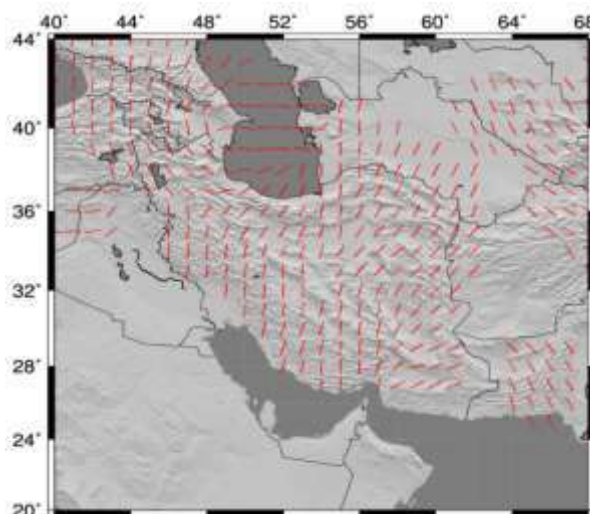
اطلاعات قابل اضافه کردن در پایگاه داده نقشه جهانی تنش (۲۰۱۶) در ایران و نواحی همجوار.

## ۵- نتیجه گیری

در شکل ۵-۱ که در بر دارنده نتایج وارون سازی تنش به روش های مختلف و مقایسه با برداری های حرکت صفحات تکتونیکی می باشد، زمین لرزه هایی که سازوکار کانونی آنها در گروه های مختلف تحت وارون سازی قرار گرفته اند با رنگهای متفاوت نشان داده اند. میله های بلند به رنگهای قرمز و آبی نشان دهنده نتایج وارون سازی به روش غیر خطی (لوند و اسلونگا، ۱۹۹۹) می باشند که به ترتیب رژیم تنش راندگی و راستالغز را نشان می دهند. میله های کوتاهتر سبزرنگ نشان دهنده نتایج وارون سازی تنش به روش خطی (مایکل، ۱۹۸۴) می باشند. کوتاهترین میله ها با رنگ فیروزه ای نشان دهنده نتایج روش وارون سازی به روش توأم تکرارشونده (واوریچوک، ۲۰۱۴) هستند. میله ها به رنگ بنفش مربوط به نتایج وارون سازی تنش در سلول های ۲۰۰ کیلومتر در ۲۰۰ کیلومتر می باشد (ظریفی و همکاران، ۲۰۱۳). بردارهای حرکت صفحات تکتونیکی با استفاده از مدل NUVEL-1A به رنگ سفید نمایش داده شده اند.



شکل ۵-۲ با استفاده از آخرین ویرایش داده‌های موجود در پروژه نقشه جهانی تنش (۲۰۱۶) به دست آمده است. در این نقشه داده‌های هموارسازی شده که از سازوکارهای کانونی این پایگاه داده به دست آمده اند ترسیم شده است. با مقایسه شکل‌های ۵-۱ و ۵-۲ مشخص می‌شود که هماهنگی خوبی بین جهت‌های تنش در این دو شکل قابل مشاهده می‌باشد.



شکل (۵-۲): تغییرات تنش بیشینه افقی در ناحیه مورد مطالعه با استفاده از داده‌های هموارسازی شده پروژه نقشه جهانی تنش

## ۷- بحث

در شکل ۵-۳ پایگاه نقشه جهانی تنش در صورت اضافه شدن داده‌های گردآوری شده در این مطالعه مشاهده می‌شود. به طوری که با مقایسه دو شکل ۵-۳ و ۵-۱ قابل مشاهده است، اضافه کردن داده‌ها به روش پیشنهادی در این مطالعه، افزایش چشمگیری در تعداد داده‌ها و همینطور قدرت تفکیک مکانی نقشه‌های تنش حاصل به وجود می‌آورد.

بر اساس این پژوهش و با توجه به مطالعات پیشین مشاهده می‌شود که در منطقه مورد مطالعه با پدیده افزایش دگرشکلی مواجه هستیم. محیط مورد بررسی در بیشتر موارد از نظر تکنیکی ترافشارشی می‌باشد. از طرف دیگر در برخی مناطق با وجود فشارشی بودن رژیم تکنیکی در کل منطقه در اثر برخورد صفحات عربی و هند با اوراسیا، محیط‌های کششی به طور محلی باعث به وجود آمدن رخدادهای نرمال شده است. در این محیط‌ها نیز شاهد آمیخته بودن سازوکارهای نرمال و راستالغز هستیم. به این گونه محیط‌ها تراکشی گفته می‌شود.

در زاگرس بیشتر شاهد محیط ترافشارشی هستیم اما در برخی مناطق، به عنوان مثال در زاگرس شمال باختری نشانه‌هایی از محیط‌های تراکشی به چشم می‌خورد. در البرز بیشتر شاهد محیط ترافشارشی هستیم. محیط تراکشی تقریباً خالصی در کپه داغ به چشم می‌خورد. در مناطقی از شرق ایران مانند منطقه کرمان نیز نشانه‌های محیط تراکشی محسوس است.

مقایسه نتایج وارون سازی حاضر با مطالعات پیشین نشان دهنده توافق نسبی نتایج می‌باشد. بررسی نتایج مطالعه ظرفیتی و همکاران (۲۰۱۳) نشان می‌دهد که نتایج مورد اشاره در آن پژوهش تقریباً با راستاهای به دست آمده در این مطالعه مطابقت دارد. با توجه به کاملتر بودن داده‌های مورد استفاده و دقت بالاتر مکان‌یابی و همینطور کیفیت بالاتر سازوکارهای کانونی به دست آمده از پروژه‌های لرزه نگاری محلی، انتظار می‌رود که نتایج مطالعه حاضر به واقعیات زمین‌شناسی نزدیک تر باشد.

به نظر می‌رسد مشاهده پدیده افزایش دگرشکلی به وجود گسلها و شکستگی‌های از پیش موجود مربوط باشد که در اثر تحولات تکنیکی، دچار گسلش و خردشدگی گردیده است. در نتیجه اعمال تنش به طور محلی در راستاهایی متفاوت با راستای کلی همگرایی در حال روی دادن است. افزایش دگرشکلی در این منطقه به معنای تقسیم حرکت به جابجایی‌های امتداد لغز و رانده است، از این رو مشاهده آمیزه‌ای از رژیم‌های تنش راستالغز و رانده در منطقه، به همراه وجود اختلاف بین راستای تنش تکنیکی به دست آمده از وارون سازی تنش و جهت بردار حرکت صفحات تکنیکی، بیانگر وجود شواهدی از پراکندگی این پدیده در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. از سویی چگونگی دگرشکلی در اثر تنش‌های وارده به جهت گیری روندهای گسلی در میدان تنش منطقه ای مرتبط است که با توجه به تغییرات در جهت گیری گسلها گسترش پدیده افزایش دگرشکلی نیز در منطقه دستخوش تغییر می‌گردد. افزایش دگرشکلی در مناطق گذار بین

زون های فرورانش و برخورد قاره ای پدیده ایست که در نقاط دیگر دنیا مانند تایوان (بروست و همکاران، ۱۹۹۹)، پاپوا گینه نو و تیمور (بوتیلیر و همکاران، ۲۰۱۲) نیز مشاهده شده است. بررسی ویژگی های خاص منطقه گذار زاگرس و مکران در مقایسه با موارد مشابه در دنیا نیازمند بررسی های دقیقتر با استفاده از داده های مختلف ژئوفیزیکی در یک مطالعه یکپارچه می باشد.

اخیراً مطالعه ای توسط ظریفی و همکاران (۲۰۱۳) در ایران به منظور محاسبه تنش و کرنش انجام شده است. با توجه به گرید بندی انجام شده در این مطالعه (۲۰۰ کیلومتر) باید اشاره کرد که قدرت تفکیک این مطالعه برای مقایسه با نتایج مطالعه حاضر مناسب نیست. چراکه در مطالعه حاضر وارون سازی تنش بر اساس خوشه بندی زمین لرزه ها از نظر مکانی انجام شده است. این نحوه تقسیم بندی نسبت به تقسیم بندی زمین لرزه ها بر اساس واقع شدن در سلولهای شبکه بندی ۲۰۰ کیلومتری، دارای شالوده فیزیکی قوی تری است. در حالیکه شبکه بندی انجام شده در مطالعه مذکور بیشتر از نظر آماری پاسخگوی مطالعاتی در مقیاس کل کشور می باشد. با نگاهی به شکل ۵-۱ این گزارش و مقایسه آن با شکل ۲ مقاله مذکور به روشنی مشخص می شود که اگرچه به طور کلی توافق نسبی بین جهات تنش بیشینه افقی به دست آمده در هر دو مطالعه وجود دارد، اما به دلیل کمبود قدرت تفکیک نتایج مطالعه اخیر، تغییرات محلی تنش که در شکل ۵-۱ گزارش حاضر مشاهده می شود در شکل ۲ مقاله قابل مشاهده نیست.

## ۸- مراجع

- [1] The World Stress Map Project - A Service for Science and Earth System Management. (n.d.). Retrieved from <http://www.world-stress-map.org/>.
- [2] Heidbach, O., M. Rajabi, K. Reiter, M. Ziegler, and the WSM Team (2016). World Stress Map Database Release 2016, GFZ Data Services, <http://doi.org/10.5880/WSM.2016.001>
- [3] Heidbach, O., M. Rajabi, K. Reiter, and M. Ziegler (2016). World Stress Map 2016, GFZ Data Services, <http://doi.org/10.5880/WSM.2016.002>
- [4] Heidbach, O., M. Tingay, A. Barth, J. Reinecker, D. Kurfeß, and B. Müller (2010). Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008, *Tectonophysics*, 482, 3-15, <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.023> (PDF)
- [5] Heidbach, O., J. Reinecker, M. Tingay, B. Müller, B. Sperner, K. Fuchs, and F. Wenzel (2007). Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database, *Tectonics*, 26, <http://doi.org/10.1029/2007TC002133> (PDF)
- [6] Sperner, B., B. Müller, O. Heidbach, D. Delvaux, J. Reinecker, and K. Fuchs (2003). Tectonic stress in the Earth's crust: advances in the World Stress Map project, in *New insights in structural interpretation and modelling*, edited by D. A. Nieuwland, Special Publication 212, 101-116, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, <http://doi.org/10.1144/gsl.sp.2003.212.01.07> (PDF)
- [7] Zoback, M. L., and M. Zoback (1980). State of Stress in the Conterminous United States, *J. Geophys. Res.*, 85(B11), 6113-6156, <http://doi.org/10.1029/JB085iB11p06113>
- [8] Zoback, M. L., Zoback, M., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Bergman, E. A., Blümling, P., Brereton, N. R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H. K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J. L., Müller, B. C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udfas, A., Xu, Z. H., and Zhizhin, M., (1989). Global patterns of tectonic stress, *Nature*, 341, 291-298, <http://doi.org/10.1038/341291a0>
- [9] Zoback, M., and M. L. Zoback (1991). Tectonic stress field of North America and relative plate motions, in *Neotectonics of North America*, edited by D. B. Slemmons, E. R. Engdahl, M. D. Zoback and D. D. Blackwell, pp. 339-366, Geological Society of America, Boulder, Colorado. (PDF)
- [10] Focal mechanism search. (n.d.). Retrieved from <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/fmechanisms/>.
- [11] Focal mechanism, Iranian Seismological Center, Institute of Geophysics, University of Tehran: <http://irsc.ut.ac.ir/focal.php>
- [12] Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A., Nankali, H. R., Sedighi, M., Khorrami, F., Priestley, K. (2017). Megathrust and accretionary wedge properties and behaviour in the Makran subduction zone. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1800-1830. doi: 10.1093/gji/ggx126
- [13] Pourbeyranvand, Sh. And Tatar, M., 2015, Tectonic stress variations in the Zagros using inversion of earthquake focal mechanisms, *Year* 24, No. 94. p 1-8.
- [14] Pourbeyranvand, Sh. And Shomali, Z. H., 2013, Determination of stress tensor based on inversion of earthquake focal mechanisms and implementation in Makran region, *Iranian Journal of Geophysics*, Vol. 6, No. 2, p1-19.
- [15] Frohling, E. and Szeliga, W., 2016, GPS constraints on interplate locking within the Makran subduction zone, *Geophysical Journal International*, 205, 10.1093/gji/ggw001.





[16] Zoback, M.L., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map project. J. Geophys. Res., 97, 11,703-11,728.

## تحلیل زمین آماری کیفیت آب زیرزمینی در آبخوان دشت جهرم استان فارس

عباس صدق آمیز

بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی داراب، دانشگاه شیراز، ایران

sedghamiz@shirazu.ac.ir

### چکیده

این تحقیق در شهرستان جهرم و با هدف ارزیابی کیفی آب زیرزمینی دشت مربوطه انجام شده است. جهت انجام این مطالعه از آمار پارامترهای کیفی مربوط به ۵۶ چاه در سطح دشت استفاده شده است. پارامترهای کیفی مورد نظر شامل شوری، نسبت جذب سدیم، سولفات، مجموع آنیون‌ها، کلر و بی کربنات می‌باشد. از روش کریجینگ جهت تحلیل داده‌های مربوطه استفاده شده است. نتایج مدلسازی نشان داد که پارامترهای مذکور از ساختار فضایی مناسبی برخوردار می‌باشند، بطوریکه می‌توان عملیات پیش‌بینی مکانی هر یک از پارامترها را با دقت قابل قبولی بانجام رساند. در مرحله تست مدلها، ضرایب تعیین بدست آمده حاکی از وجود رابطه خطی قوی بین مقادیر اندازه گیری شده و پیش‌بینی شده است. نقشه‌های پهنه‌بندی نیز نشان می‌دهند که روند تغییرات پارامترها (بجز بی کربنات که شرقی - غربی است) عمدتاً از جنوب به سمت شمال به صورت افزایشی می‌باشد، که به استثنای نسبت جذب سدیم، با الگوی تغییرات خطای استاندارد مشابهت دارد.

**واژه‌های کلیدی:** کریجینگ، سمیواریوگرام، خطای استاندارد، پارامتر کیفی، آب زیرزمینی

### Abstract

This research was carried out in Jahrom city to evaluate the quality of groundwater in the corresponding plain. In order to carry out this study, the statistics of water quality parameters related to 56 wells in the plain have been used. The parameters include salinity, absorption ratio of sodium, sulfate, total anions, chlorine and bicarbonate. Kriging method has been used to analyze the data. The spatial prediction can be accurate, because the modeling results showed that the mentioned parameters have a suitable spatial structure. In the testing phase, the obtained coefficients of determination indicate the existence of a strong linear relationship between the measured values and the predicted ones. The zoning maps also show that the trend of parameter changes (except for Bicarbonate, which has an east to west trend) is mainly increasing from south to north, which is similar to standard error changes' pattern, except for sodium absorption ratio.

**Key words:** Kriging, semivariogram, Standard Error, Quality parameter, Groundwater

### ۱- مقدمه

بررسی تغییرات مکانی پارامترهای مرتبط با کیفیت آب زیرزمینی در مناطق مختلف همواره از مسایل مورد توجه سیاستگذاران و تصمیم گیران بخش منابع آب کشور بوده است. در این خصوص از بین روش های مختلف، روشهای زمین آماری را می‌توان ابزاری مناسب برای این امر دانست، چرا که این روشها اطلاعات مناسبی در خصوص واریانس خطای پیش بینی در هر نقطه را ارائه می‌نمایند. از این رو در سالهای اخیر، محققان علوم زمین و منابع طبیعی بطور گسترده‌ای از این روشها در مطالعات خود استفاده نموده‌اند (Raman et al, 2022; Salarian et al, 2020)، ثابتی و هنر بخش، ۱۴۰۲، شرقی و همکاران، ۱۴۰۰، سالنوج و امامی نیری، ۱۳۹۹، اسدزاده و همکاران، ۱۳۹۷، اقدر و همکاران، ۱۳۹۵، فردوسی و همکاران، ۱۳۹۴، ساداتی نژاد و همکاران، ۱۳۹۴، شعبانی ۱۳۸۹، نعیمی و همکاران، ۱۳۹۲). همزمان با دیگر پژوهشگران، متخصصان آبهای زیرزمینی نیز، روشهای زمین آماری را در پژوهشهای خود مورد استفاده قرار دادند. تحقیقی در خصوص تحلیل متغیرهای مکانی مختلف شامل حداقل، حداکثر و میانگین عمق سطح ایستابی در دشت داراب، توسط روش کریجینگ، نشان داد که بر اساس شاخصهای سنجش خطا، نتایج از دقت مطلوبی برخوردار می‌باشند (Ahmadi and Sedghamiz, 2007). این محققان در مطالعه دیگری، با ایجاد ارتباط مکانی بین متغیر سطح ایستابی در شرایط مختلف، هر دو روش کوکریجینگ و کریجینگ را بعنوان روشهایی دقیق در تخمین سطح ایستابی معرفی کردند (Ahmadi and Sedghamiz, 2008). در مطالعه دیگری که بر اساس تحلیل زمین آماری و با رویکرد یادگیری ماشین بانجام رسید، مجموعه داده های بزرگی از داده های سطح آب زیرزمینی در یک منطقه هیدروژئولوژیکی پیچیده مورد آزمایش قرار گرفت. نتایج بکارگیری این رویکرد، حاکی از دقت بالاتر این روش در مقایسه با روش زمین آمار کلاسیک می‌باشد (Varouchakis et al, 2023). به گفته ایشان این

رویکرد، برای حل مسائل پیچیده در آبخوان‌ها، زمانیکه با مجموعه داده‌های بزرگ و با توزیع تصادفی مواجه می‌باشیم، بسیار کارا خواهد بود. ارزیابی عملکرد سیستم زهکشی عمودی و تاثیر آن بر تثبیت سطح آب زیرزمینی مازاد را بر اساس مدل‌سازی زمین آماری و با استفاده از روش درونیابی کریجینگ معمولی، در مطالعه دیگری مورد توجه قرار گرفت (Barkat et al, 2022). ایشان میزان اثر بخشی چاههای موجود (زهکش‌های عمودی) را بر تثبیت سطح آب زیرزمینی، با بکارگیری تکنیک خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی در ۴ گروه طبقه‌بندی نمودند. در تحقیق دیگری پارامترهای کیفی شامل کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم، هدایت الکتریکی، سولفات، کربنات و کلر از دو روش آماری و زمین آماری مورد بررسی قرار گرفت (Rahimi Shahid et al, 2023). ایشان نقشه پهنه‌بندی پارامترهای کیفی را با استفاده از روش کریجینگ ارائه نمودند و با تجزیه و تحلیل آماری، کیفیت آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه را برای کشاورزی مناسب دانستند. در پژوهشی دیگر (Farzaneh et al, 2022)، کیفیت آب زیرزمینی حوضه رودخانه شور استان تهران تحت تأثیر پتانسیل آلودگی ناشی از شیرابه دفن زباله، مورد ارزیابی قرار گرفت. ایشان نقشه کیفیت آب زیرزمینی را توسط روش‌های درونیابی کریجینگ و کوکریجینگ برای پارامترهای کیفی آب زیرزمینی تهیه نمودند و نشان دادند که روش کوکریجینگ، نتایج دقیق‌تری را نسبت به روش کریجینگ ارائه داده است. در پژوهشی دیگر، چالش‌های مربوط به شوری آب‌های زیرزمینی، با تمرکز بر خطر شور شدن آب‌های زیرزمینی ساحلی مورد ارزیابی قرار گرفت (Constantinos et al, 2022). ایشان کاربرد روش‌های زمین‌آماری را در این حوزه هنوز بسیار محدود دانسته و پیشنهاد بکارگیری گسترده‌تر این روش‌ها را در مطالعات مربوط به آب‌های زیرزمینی مطرح می‌نمایند.

این تحقیق در شهرستان جهرم واقع در استان فارس با هدف تحلیل زمین آماری پارامترهای کیفی آب زیرزمینی انجام شده است. پارامترهای در نظر گرفته شده عبارتند از شوری آب (هدایت الکتریکی)، نسبت جذب سدیم، کلر، سولفات، آتیونها و بی‌کربنات می‌باشند. اطلاعات مربوطه از ۵۶ حلقه چاه موجود در منطقه جمع‌آوری گردیدند و توسط روش کریجینگ در بستر نرم افزار ArcMap مورد تحلیل واقع شدند. در نهایت نقشه پهنه‌بندی هر یک از این پارامترها در سطح منطقه ترسیم گردید.

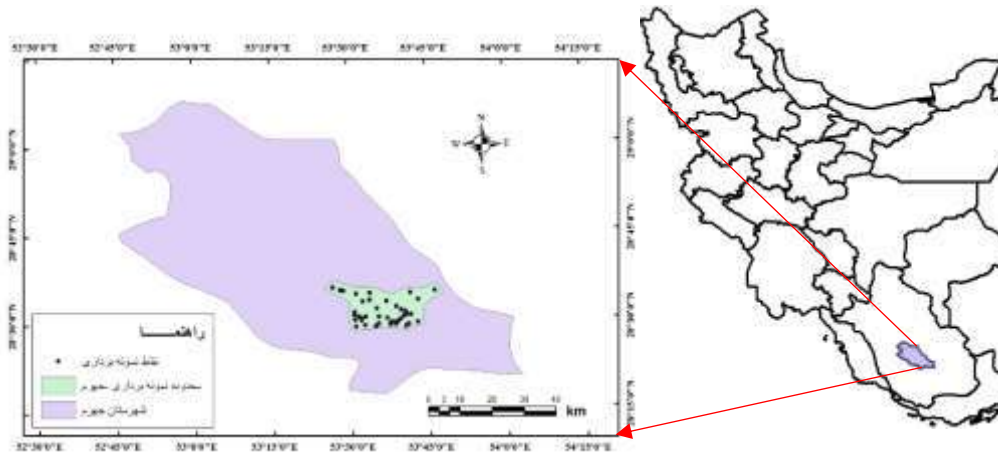
## ۲- مواد و روش تحقیق

همانطور که توضیح داده شد، در این تحقیق تغییرات مکانی پارامترهای کیفی آب زیرزمینی توسط روش‌های زمین آماری مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفته است. پارامترهای کیفی مورد بحث شامل شوری آب (هدایت الکتریکی)، نسبت جذب سدیم، کلر، سولفات، آتیونها و بی‌کربنات می‌باشند، که اطلاعات مربوط به آنها از ۵۶ حلقه چاه موجود در سطح منطقه جمع‌آوری گردیدند. از اطلاعات مربوط به ۴۰ حلقه چاه برای مدل‌سازی و از اطلاعات ۱۶ چاه دیگر در مرحله تست مدلها استفاده شده است. مدل‌سازی برای هر یک از پارامترهای کیفی توسط روش کریجینگ و در بستر نرم افزار ArcMap بانجام رسید و در نهایت روابط رگرسیونی پارامترها در مرحله تست و نقشه پهنه‌بندی هر یک از این پارامترها در سطح منطقه مورد بررسی و ترسیم قرار گرفتند.

### ۱-۲- محدوده مورد مطالعه

شهر جهرم، مرکز شهرستان جهرم، در نیمه جنوبی استان فارس واقع شده است. شهرستان جهرم از شمال به شهرستان خفر، از شرق به فسا و زرین‌دشت، از جنوب به جویم، از مغرب به فیروزآباد و قیر و کارزین محدود شده است. این شهرستان در عرض جغرافیایی ۲۸ درجه و ۱۹ دقیقه تا ۲۹ درجه و ۱۰ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۲ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۴ دقیقه شرقی قرار گرفته است. چهره طبیعی این شهرستان کاملاً کوهستانی و مرتفع می‌باشد. حدود یک پنجم وسعت شهرستان جهرم دشت و چهار پنجم بقیه ارتفاعات است. این ارتفاعات بخشی از چین خوردگی زاگرس بوده و جهت اغلب کوه‌ها به تبعیت از سلسله کوه‌های زاگرس جنوبی قرار گرفته و شاخه‌هایی از آن این شهرستان را محصور کرده است. ارتفاع متوسط مرکز این شهرستان حدود ۱۰۵۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. جهرم در منطقه نیمه‌خشک گرم قرار گرفته و آب و هوای آن گرم و در نواحی کوهستانی معتدل است. درجه حرارت هوا متناسب با پهنای جغرافیایی و موقعیت نقاط متغیر است. به طوری که در قسمت‌های شمال باختری شهرستان هوا ملایم و در اطراف شهر جهرم بسیار گرم است. میانگین بارندگی در جهرم حدود ۲۸۵ میلی‌متر در سال می‌باشد. طبق اطلاعات مربوط به ایستگاه کلیما تولوژی شهر جهرم در یک دوره ۳۸ ساله می‌توان گفت که درجه حرارت متوسط سالیانه این شهر ۲۰/۶ درجه سانتیگراد؛ سردترین ماه سال، دی‌ماه با میانگین درجه حرارت ۹/۵ درجه سانتیگراد و گرم‌ترین ماه سال، تیرماه با میانگین

۳۱/۶ درجه سانتیگراد می باشد. میانگین رطوبت نسبی بلند مدت جهرم ۴۵/۴ درصد می باشد. شکل (۱) موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه در شهرستان جهرم را نشان می دهد.



شکل (۱) - موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه در شهرستان جهرم

## ۲-۲- روش کریجینگ

کریجینگ یک روش درونیابی زمین آماری است که از تابع سمیواریوگرام، جهت بیان همبستگی مکانی استفاده می کند. سمیواریوگرام به بررسی و شناخت ویژگیهای ساختاری متغیر ناحیه ای می پردازد و چگونگی تغییرات آن را بیان می کند. در حقیقت واریوگرام تابعی است که ساختار تغییرات مکانی یک متغیر را توصیف می نماید. نمونه های برداشت شده تا فاصله معینی در قالب ساختار مکانی به هم وابسته می باشند. این فاصله حداکثر را دامنه تأثیر می نامند. در این فاصله متغیری واریوگرام به حد ثابتی میرسد که نشاندهنده کل تغییرپذیری متغیر موردنظر تا دامنه تأثیر می باشد. معادله سمیواریوگرام را به صورت زیر می توان نوشت:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (1)$$

در این رابطه  $n(h)$  تعداد جفت نمونه های بکار گرفته شده در محاسبه سمیواریوگرام،  $Z(x_i)$  و  $Z(x_i + h)$  به ترتیب مقادیر متغیر مکانی در نقاط نمونه برداری  $x_i$  و  $x_i + h$  می باشند. معادله (۲) رابطه تخمین در روش کریجینگ معمولی می باشد که در صورت برقراری دستگاه (۳) می تواند منجر به دستیابی به جوابهای دقیق بشود:

$$Z^*(x) = \sum_{i=1}^l \lambda_i \cdot z(x_i) \quad (2)$$

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^l \lambda_i \gamma(x_i, x_j) - \mu = \gamma(x_i, x_j) \\ \sum_{i=1}^l \lambda_i = 1 \end{cases} \quad (3)$$

در این روابط  $Z(X_i)$  و  $Z^*(X)$  به ترتیب مقادیر مشاهده شده و تخمین زده شده در نقاط  $X_i$  و  $X$  می باشد. همچنین  $\mu$  ضریب لاگرانژ و  $\gamma(X_i, X_j)$  مقدار سمیواریوگرام متناظر با نقاط  $X_i$  و  $X_j$  می باشد.

### ۳-۲- معیار ارزیابی نتایج

در این مطالعه جهت ارزیابی نتایج بدست آمده از ضریب تعیین و شیب رابطه خطی مقادیر اندازه گیری شده و مقادیر تخمین زده شده، استفاده شده است. بدیهی است که هر چه مقدار عددی ضریب تعیین و شیب خط به عدد یک نزدیکتر باشد، حاکی از نزدیکتر بودن مقادیر اندازه گیری شده و تخمین زده شده و رابطه خطی قوی تر بین این دو متغیر می باشد و بیان کننده درجه دقت مدل است. علاوه بر این، ریشه دوم میانگین مربع خطا نیز به عنوان معیاری دیگر برای سنجش خطای مدلها، مورد توجه قرار گرفته است. بر اساس این معیار هر چقدر مقدار این پارامتر به صفر نزدیکتر باشد، خطای روش بکار گرفته شده در تخمین متغیر کمتر می باشد.

$$RMSE = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\hat{z}(x_i) - z(x_i))^2} \quad (4)$$

در این رابطه  $Z(X_i)$  و  $Z^*(X_i)$  به ترتیب مقادیر مشاهده شده و تخمین زده شده در نقطه  $X_i$  و  $n$  تعداد نقاط می باشد.

### ۳- نتایج و بحث

همانطور که قبلاً ذکر گردید، از اطلاعات مربوط به ۴۰ حلقه چاه در مرحله مدلسازی و از اطلاعات ۱۶ چاه دیگر در مرحله تست مدلها استفاده شده است. این دو مرحله برای تمامی پارامترهای کیفی آب زیرزمینی (شوری آب، نسبت جذب سدیم، کلر، سولفات، آنیونها و بی کربنات) توسط روش زمین آماری کریجینگ در بستر نرم افزار ArcMap بانجام رسید. قبل از انجام مدلسازی، توجه به مشخصات آماری پارامترهای مذکور اهمیت دارد، چرا که روشهای زمین آماری نسبت به برخی از این مشخصات حساس می باشند. بطور کلی برای مدلسازی زمین آماری، توصیه می شود که متغیرها دارای توزیع نرمال و فاقد هرگونه روندی باشند. لذا در مواردی که متغیر مورد نظر دارای توزیع نرمال نباشد، با استفاده از تبدیلات مختلف می توان آن را به توزیع نرمال نزدیک نمود. ملاک مشخص در این مورد میزان چولگی و کورتسیس متغیر مورد نظر می باشد که بایستی به ترتیب برابر با صفر و ۳ باشد تا توزیع آن نرمال باشد. رایج ترین تبدیل در این خصوص تبدیل لگاریتمی می باشد. جدول (۱) برخی از مشخصات آماری پارامترهای کیفی مورد نظر را ارائه داده است. نتایج مربوط به مرحله مدلسازی پارامترهای کیفی را نشان می دهد.

جدول (۱) - مشخصات آماری پارامترهای کیفی آب زیرزمینی

| متغیر | حد اقل مقدار | حد اکثر | تبدیل    | چولگی | کورتسیس | انحراف معیار |
|-------|--------------|---------|----------|-------|---------|--------------|
| EC    | ۳۷۰          | ۹۸۶۸    | لگاریتمی | ۱/۲۷  | ۳/۴     | ۰/۸۴         |
| SAR   | ۰/۱          | ۵/۷۹    | لگاریتمی | -۰/۹۴ | ۳/۸۶    | ۰/۸۶         |
| SO4   | ۰/۳۳         | ۴۰/۵۳   | لگاریتمی | ۰/۶   | ۲/۸     | ۱/۱۸         |
| Anion | ۳/۷          | ۹۷/۵    | لگاریتمی | ۱/۲۱  | ۳/۳۹    | ۰/۸۴         |
| Cl    | ۰/۳          | ۵۲/۳    | لگاریتمی | ۰/۸۳  | ۳/۰۱    | ۱/۳۲         |
| HCO3  | ۲/۱          | ۷/۸     | لگاریتمی | ۰/۷۲  | ۳/۹۹    | ۰/۲۸         |

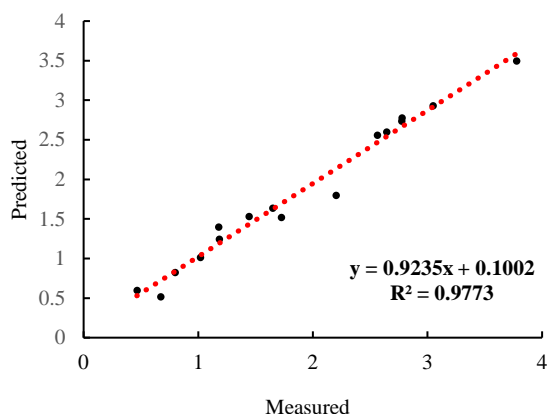
روند تغییرات متغیر نیز با ابزاری که در محیط ژئواستاتستیک در ArcMap تعریف شده است، امکان پذیر می باشد. تابع حذف روند در این بستر با عنوان Local Polynomial Interpolation و با درجات مختلف حذف روند (Order of Trend Removal) قابل استفاده می باشد. این فرایند نیز همزمان با مدلسازی در نرم افزار مذکور انجام می شود. جدول (۲) بهترین نتایج حاصل از مدلسازی را برای هر یک از پارامترهای کیفی آب زیرزمینی نشان می دهد. در

این جدول علاوه بر ارائه درجات حذف روند برای هر یک از پارامترها، مشخصات کلیدی دیگری از جمله نوع روش کریجینگ بکار گرفته شده برای هر پارامتر و مدل تئوری سمیواریوگرام مناسب هر پارامتر که بهترین برازش را بر نقاط منحنی مربوطه داشته است، قابل مشاهده می‌باشد. این مشخصات بصورت سعی و خطا برای هر پارامتر انتخاب شده‌اند و انتخاب آنها خود منجر به تعیین جزئیات دیگری از مدل مربوطه شده است که شامل دامنه، اثر قطعه‌ای و آستانه می‌باشد. البته بسته به ماهیت داده‌ها ممکن است که پارامتر مربوطه به شکل مکانی ناهمسان (Anisotrop) باشد، که در حین مدلسازی قابل لحاظ می‌باشد. این شرایط برای پارامترهای  $EC$ ،  $SO_4$  و  $Cl$  در مدلسازی لحاظ گردیده‌است. همچنین در این جدول دقت مدلسازی برای هر پارامتر توسط شاخص مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) ارزیابی شده است.

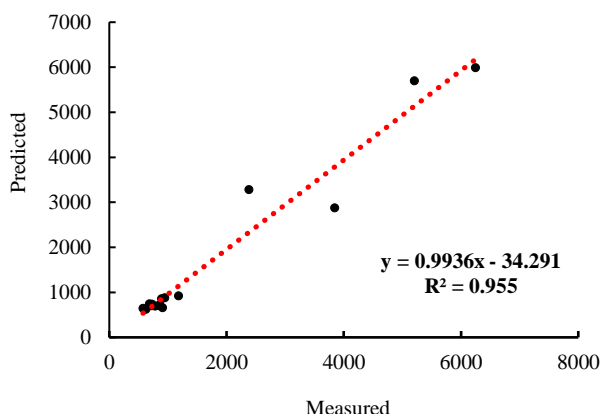
جدول (۲) - نتایج مربوط به مرحله مدلسازی پارامترهای کیفی

| متغیر            | نوع         | مدل         | دامنه | اثر قطعه | آستانه | ناهمسانی | درجه حذف | مجذور مربعات میانگین |
|------------------|-------------|-------------|-------|----------|--------|----------|----------|----------------------|
| EC               | Universal   | Gaussian    | ۱۰۲۸۱ | ۰/۱۳     | ۰/۰۱۶  | بله      | دو       | ۳۳۶/۴                |
| SAR              | Ordinary    | Spherical   | ۴۱۰۰  | ۰/۰۶     | ۰/۹۳   | خیر      | یک       | ۰/۱۲۸                |
| SO <sub>4</sub>  | Disjunctive | Exponential | ۱۲۵۶۰ | ۰/۳۳     | ۰      | بله      | دو       | ۰/۹۲۴                |
| Anion            | Ordinary    | Gaussian    | ۶۹۲۲  | ۰/۱۳     | ۰/۰۱۴  | خیر      | دو       | ۰/۴۸۱                |
| Cl               | Universal   | Stable      | ۴۰۳۰  | ۰/۲۶     | ۰/۳۶   | بله      | سه       | ۱/۰۳۶                |
| HCO <sub>3</sub> | Universal   | Exponential | ۷۸۵۲  | ۰/۱۴     | ۰/۰۷   | بله      | دو       | ۰/۲۵۴                |

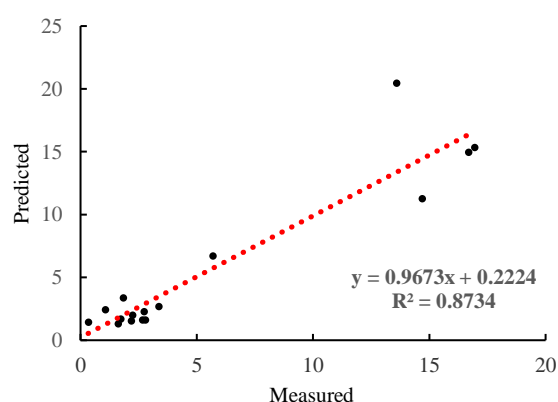
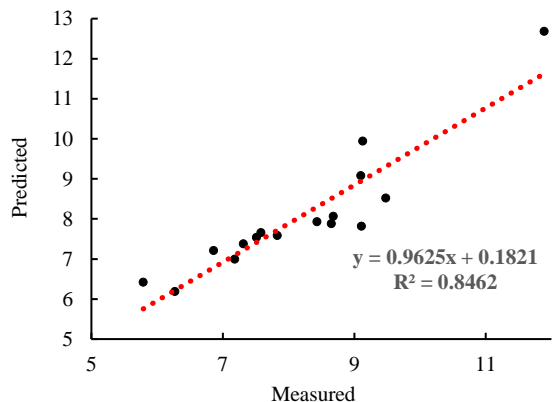
معیار انتخاب هر مدل برای یک پارامتر مشخص، مقایسه مقادیر بدست آمده برای شاخص مجذور میانگین مربعات خطا در اجراهای مختلف بازی روش‌های مختلف کریجینگ، مدل‌های مختلف سمیواریوگرام، فرض همسان یا ناهمسان بودن داده‌ها و شرایط دیگر است. مرحله بعد در انجام این مطالعه، مرحله تست مدل است که یکی از مراحل ضروری در فرآیند مدلسازی می‌باشد. و با در نظر گرفتن ۱۶ نقطه با مقادیر معلوم در سطح دشت، بعنوان نقاط تست (که قبلاً به آن اشاره شده است)، این مرحله بانجام رسیده است. نتیجه تست مدل‌های مندرج در جدول (۲) برای هر یک از پارامترها، در اشکال (۲) الی (۷) نشان داده شده است.



شکل (۳) - مقایسه مقادیر اندازه‌گیری شده و محاسبه شده برای پارامتر SAR



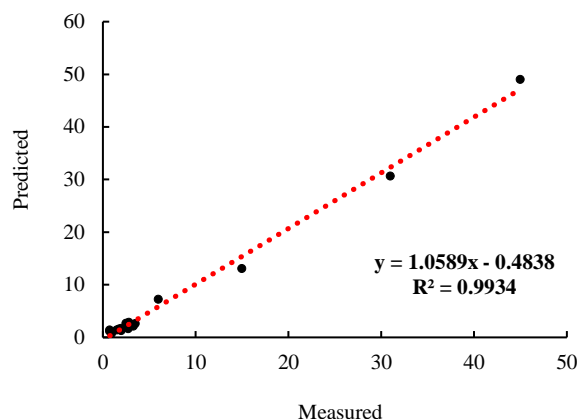
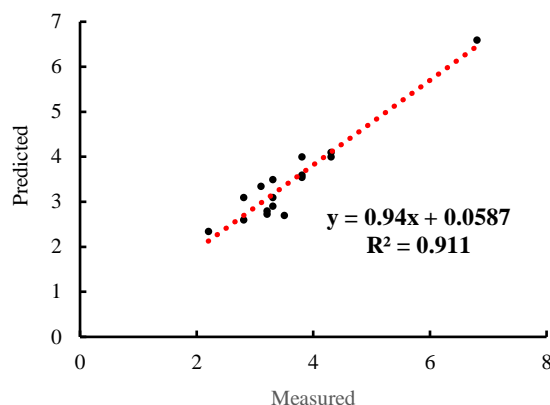
شکل (۲) - مقایسه مقادیر اندازه‌گیری شده و محاسبه شده برای پارامتر EC



شکل (۲) - مقایسه مقادیر اندازه گیری شده و محاسبه شده برای پارامتر EC

شکل (۴) - مقایسه مقادیر اندازه گیری شده و محاسبه شده برای پارامتر SO4

شکل (۵) - مقایسه مقادیر اندازه گیری شده و محاسبه شده برای پارامتر Anion



شکل (۷) - مقایسه مقادیر اندازه گیری شده و محاسبه شده برای پارامتر HCO3

شکل (۶) - مقایسه مقادیر اندازه گیری شده و محاسبه شده برای پارامتر Cl

جدول (۳) نتایج تست مدلها را برای پارامترهای مختلف جمع بندی و میزان دقت هریک را بر اساس معیار مجذور میانگین مربعات خطا نشان می دهد. در این جدول، صرف نظر از مقادیر عرض از مبدأ، نزدیکترین شیب به خط ۴۵ درجه را معادله رگرسیونی پارامتر EC با ضریب تعیین ۰/۹۵۵ به خود اختصاص داده است. البته بیشترین ضریب تعیین با مقدار ۰/۹۹۳ متعلق به پارامتر Cl است که بیان کننده قوی ترین رابطه خطی بدست آمده برای این پارامتر در مقایسه با سایر پارامترها است.

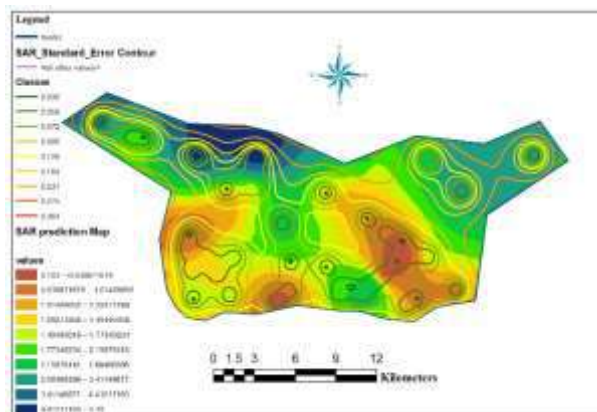
جدول (۳) - نتایج تست مدلها برای پارامترهای مختلف

| پارامتر | معادله رگرسیونی        | ضریب تعیین | مجذور میانگین مربعات خطا |
|---------|------------------------|------------|--------------------------|
| EC      | $y = 0.9936x - 34.291$ | ۰/۹۵۵      | ۳۷۵/۵                    |
| SAR     | $y = 0.9235x + 0.1002$ | ۰/۹۷۷      | ۰/۱۵۷                    |
| SO4     | $y = 0.9673x + 0.2224$ | ۰/۸۷۳      | ۱/۱۹                     |
| Anion   | $y = 0.9625x + 0.1821$ | ۰/۸۴۶      | ۰/۵۹                     |
| Cl      | $y = 1.0589x - 0.4838$ | ۰/۹۹۳      | ۱/۲۸                     |
| HCO3    | $y = 0.94x + 0.0587$   | ۰/۹۱۱      | ۰/۳۳                     |

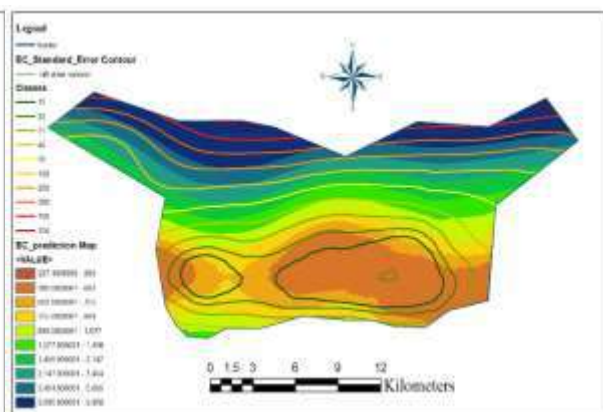
اشکال (۸) الی (۱۳) نقشه پیش بینی پارامترها را به همراه نقشه کانتوری خطای استاندارد پیش بینی نشان می دهند. همانطور که ملاحظه می گردد برای پارامتر کیفی شوری (EC)، مدل، مناسب ترین کیفیت را برای بخش جنوبی دشت در محدوده ۵۸۰ - ۲۷۰ میکروموس بر سانتیمتر محاسبه کرده است. همچنین حداکثر مقدار ۹۸۸۰ میکروموس بر سانتیمتر، برای بخش شمالی پیش بینی شده است. خطای استاندارد نیز در محدوده ۱۵ تا ۷۵۰ از جنوب تا شمال دشت افزایش یافته است (شکل ۸). برای پارامتر SAR، کمترین مقادیر برای بخش جنوبی در محدوده ۰/۱ تا ۰/۶ میلی اکلی والان بر لیتر پیش بینی شده است. تغییرات این پارامتر در نوار شمالی افزایشی است و تا مقدار ۵/۷۹ میلی اکلی والان بر لیتر تغییر می نماید. خطای استاندارد این پارامتر نیز در سراسر دشت بطور کاملاً نامنظم از مقدار ۰/۰۳۵ تا ۰/۳۶۴ متغیر است (شکل ۹). پارامتر SO4 کمترین مقادیر پیش بینی را برای بخش جنوبی در محدوده ۲/۲ تا ۲/۵ میلی اکلی والان بر لیتر و بیشترین مقادیر پیش بینی را برای نوار شمال شرقی تا شمال غربی تا حداکثر مقدار ۹/۳ میلی اکلی والان بر لیتر بخود اختصاص داده است (شکل ۱۰). روند تغییرات مکانی خطای استاندارد برای این پارامتر، کم و بیش شبیه مقادیر پیش بینی شده آن در سطح دشت است و در محدوده ۰/۰۸ تا ۰/۳۵ متغیر می نماید. برای پارامتر Anion نحوه تغییرات مقادیر پیش بینی شده (۹۷/۵ - ۲/۱۵ meq/lit) و خطای استاندارد (۹/۷ - ۰/۳) در سطح دشت تا حد زیادی شبیه به پارامتر EC می باشد (شکل ۱۱).



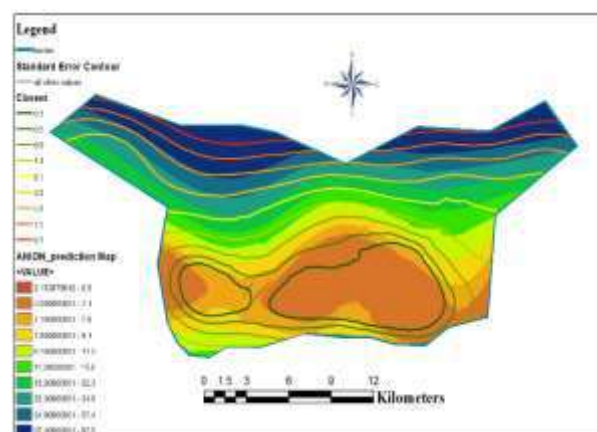
نحوه تغییرات مقادیر پیش‌بینی شده و خطای استاندارد برای پارامتر CI مشابه هم می‌باشد، بطوریکه در بخش جنوبی تا مرکزی دشت نسبتاً نامنظم و بتدریج به سمت شمال منظم می‌گردند. برای این پارامتر، حداقل و حداکثر مقادیر پیش‌بینی بترتیب ۰/۱ و ۵۲/۵ میلی‌اکی‌والان بر لیتر و حداقل و حداکثر خطای استاندارد بترتیب ۰/۱۲ و ۵/۲۲۳ می‌باشد (شکل ۱۲). پارامتر  $\text{HCO}_3$  کمترین مقادیر پیش‌بینی را در محدوده ۳/۱ - ۲/۲ میلی‌اکی‌والان بر لیتر از بخش مرکزی به سمت مناطق شرقی دشت کسب نموده است و بیشترین مقدار آن را تا حداکثر ۷/۶۲ میلی‌اکی‌والان بر لیتر در بخش شمال غربی دریافت کرده است. واریانس خطا نیز برای این پارامتر بشکل نامنظم از ۰/۰۲ تا ۰/۷۴ در سطح دشت تغییر می‌نماید (شکل ۱۳).



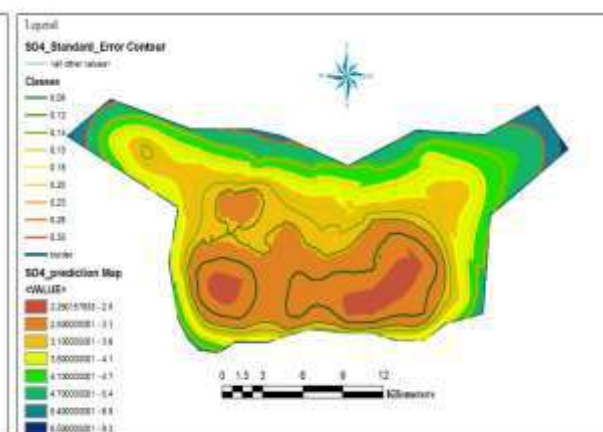
شکل ۹ - نقشه پیش‌بینی و کانتور خطای استاندارد برای پارامتر SAR



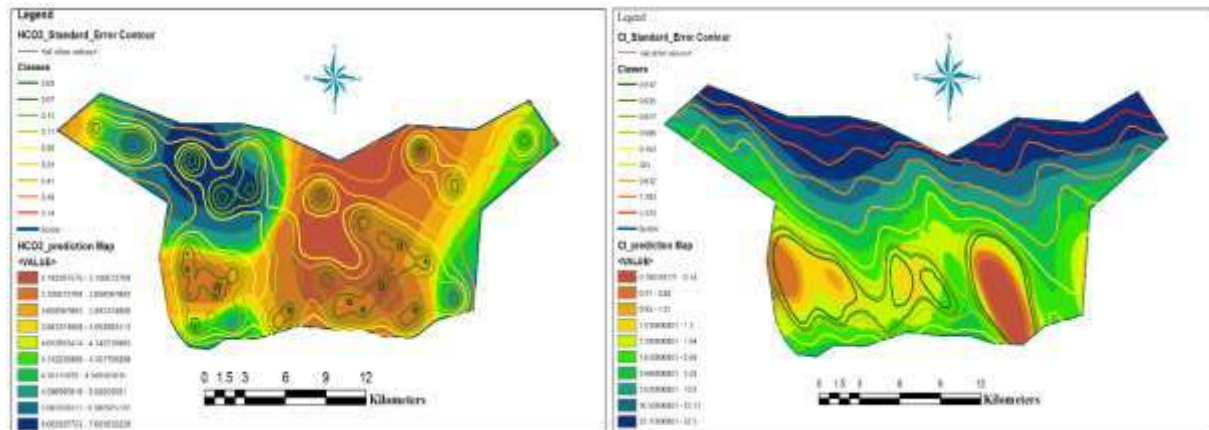
شکل ۸ - نقشه پیش‌بینی و کانتور خطای استاندارد برای پارامتر EC



شکل ۱۱ - نقشه پیش‌بینی و کانتور خطای استاندارد برای پارامتر Anion



شکل ۱۰ - نقشه پیش‌بینی و کانتور خطای استاندارد برای پارامتر  $\text{SO}_4$



شکل ۱۳ - نقشه پیش‌بینی و کانتور خطای استاندارد برای پارامتر HCO3

شکل ۱۲ - نقشه پیش‌بینی و کانتور خطای استاندارد برای پارامتر Cl

#### ۴- نتیجه گیری

این تحقیق تغییرات مکانی پارامترهای کیفی آب زیرزمینی دشت جهرم را در محدوده اشاره شده، توسط انواع روش‌های کریجینگ مورد تحلیل قرار داده است. جهت نرمال سازی توزیع آماری پارامترهای کیفی مورد بحث از تبدیل لگاریتمی استفاده گردید و حذف روند در آنها با درجات مختلف انجام شد. برخی از پارامترها نظیر EC، SO4 و Cl در شرایط ناهمسانی نتایج بهتری را تولید نمودند. ارجح‌ترین مدل‌ها بر اساس اجرای مکرر و سعی و خطا، با تغییر در نوع روش کریجینگ و مدل واریوگرام و برخی دیگر از ویژگی‌های قابل تغییر انتخاب گردیدند. در مرحله تست قوی‌ترین و ضعیف‌ترین رابطه خطی بترتیب مربوط به پارامتر Cl و Anion می‌باشد. همچنین پارامتر کیفی شوری (EC) مناسب‌ترین کیفیت را برای بخش جنوبی و ضعیف‌ترین کیفیت را برای بخش شمالی دشت بدست داده است. برای پارامتر SAR، بخش‌های جنوبی، جنوب شرقی و جنوب غربی حائز کمترین مقادیر پیش‌بینی می‌باشند. تغییرات این پارامتر در جهات شمالی، شمال غربی و شمال شرقی افزایشی بوده است. پارامتر SO4 کمترین مقادیر پیش‌بینی را برای بخش جنوبی و بیشترین مقادیر پیش‌بینی را برای نوار شمال شرقی تا شمال غربی کسب کرده است. روند تغییرات مکانی خطای استاندارد برای این پارامتر، کم و بیش مناطق بر مقادیر پیش‌بینی شده آن در سطح دشت است. برای پارامتر Anion نحوه تغییرات مقادیر پیش‌بینی در سطح دشت تا حد زیادی شبیه به پارامتر EC می‌باشد. نحوه تغییرات مقادیر پیش‌بینی شده و خطای استاندارد برای پارامتر Cl مشابه هم می‌باشد. پارامتر HCO3 کمترین مقادیر پیش‌بینی را در بخش مرکزی به سمت مناطق شرقی دشت کسب نموده است و بیشترین مقدار آن را در بخش شمال غربی دریافت کرده است.

#### ۵- مراجع

- ثابتی، ح/، هنربخش، و/، ۱۴۰۲ / معرفی روشی کم هزینه و خودکار در تولید انبوه داده مخزنی برای آموزش الگوریتم یادگیری عمیق با استفاده از شبیه سازی متوالی مستقیم/ پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی /doi: 10.22044/jrag.2023.12105.1338
- شاد سالانقوج، م / ر/، امامی نیری، م/، ۱۳۹۹ / به‌روز رسانی مدل‌های استاتیک مخزن به روش چرخه انطباق با داده‌های لرزه‌ای/ پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی ۶ (۲)، ۲۷۱-۲۰۷/
- شرقی، ی/، حسنی، م/، امیرپور اصل، ا/، ۱۴۰۰ / تفسیر کیفی آنومالی‌های مغناطیس منطقه تیکمه‌داش با استفاده از تحلیل واریوگرام / پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی ۷ (۱)، ۷۵-۶۵/
- فردوسی، ر/، کلاگری، ع /، حسین‌زاده، م / ر/، سیاه‌چشم، ک/، ۱۳۹۴ / اکتشافات زمین‌شیمیایی طلا و مطالعه کانی‌های سنگین رسوبات رودخانه‌ای منطقه استرقان، خاروانا، آذربایجان شرقی - شمال باختر ایران/ فصلنامه علمی علوم زمین ۲۴ (۹۶)، ۲۷۶-۲۶۳/



- Ahmadi, S H/, Sedghamiz, A/2007/ Geostatistical analysis of spatial and temporal variations of groundwater level/ Environmental Monitoring and Assessment 129: 277-294/
- Ahmadi, S H/, Sedghamiz, A/, 2008/ Application and evaluation of kriging and cokriging methods on groundwater depth mapping/ Environmental Monitoring and Assessment 138: 357-368/
- Barkat, A/, Bouaicha, F/, Mester, T/, Debabeche, M/, Szabó, G/, 2022/ Assessment of Spatial Distribution and Temporal Variations of the Phreatic Groundwater Level Using Geostatistical Modelling: The Case of Oued Souf Valley—Southern East of Algeria/ *Water* 14 (9) , 1415/ <https://doi.org/10.3390/w14091415>.
- Constantinos, F/, Panagiotou, P K/, Evangelos, T/, 2022/ Application of geostatistical methods to groundwater salinization problems: A review/ *Journal of Hydrology* 615, Part A/
- Farzaneh, G/, Khorasani, N/, Ghodousi, J/ 2022/ Application of geostatistical models to identify spatial distribution of groundwater quality parameters/ *Environ Sci Pollut Res* 29, 36512–36532/ <https://doi.org/10.1007/s11356-022-18639-8>
- Salarian, S/, Asghari, O/, Abedi, M/, Alilou, S K/, 2020/ Geostatistical-based geophysical model of electrical resistivity and chargeability data applied to image copper mineralization in the Ghalandar deposit, Iran/ *International Journal of Mining and Geo-Engineering* 54(2), 153-160/
- Rahimi Shahid, M/, Kargaranbafghi, F/, Ebadati, N/, 2023/ Evaluation of groundwater quality at Shahid dam site using statistical and geostatistical methods (south of Semirom city, Iran)/ *Int. J. Environ. Sci. Technol.* 20, 8457–8476/
- Raman, R K/, Bhor, M/, Manna, R K/, 2022/ Statistical and geostatistical modelling approach for spatio-temporal assessment of river water quality: a case study from lower stretch of River Ganga/ *Environ Dev Sustain*/ <https://doi.org/10.1007/s10668-022-02472-7>
- Varouchakis, E A/, Solomatine, D/, Perez, G A C/, 2023/ Combination of geostatistics and self-organizing maps for the spatial analysis of groundwater level variations in complex hydrogeological systems/ *Stoch Environ Res Risk Assess* 37, 3009–3020/

## مطالعات پتروگرافی مگاکریست های آلکالی فلدسپار گرانیت های پورفیروئید مجموعه پلوتونیک الوند (همدان)

اکرم نیازی<sup>۱</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ایران

niaziakram91@yahoo.com

### چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب و غرب همدان و بین شهرهای همدان، تويسرکان و اسدآباد قرار دارد که جزئی از زون سندج- سیرجان می باشد. به طور کلی در توده پلوتونیک الوند انواع سنگ های اسیدی، حدواسط و بازیک دیده می شود که در این مقاله الکالی فلدسپارهای موجود در گرانیت های پورفیروئید منطقه مورد بررسی قرار می گیرند. سنگ های گرانیتوئید از نوع ساب الکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالا هستند. ترکیب کانی شناسی این سنگ ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، الکالی فلدسپار، بیوتیت، مسکویت می باشد. کانی های ثانویه شامل سرسیت و اپیدوت می باشد که از تجزیه میکاها به دست می آیند. از مهم ترین بافت های موجود در این سنگ ها بافت های پرتیت، میرمیکیت و گرانوفیری را می توان نام برد که در این مقاله به بررسی خصوصیات پتروگرافی این سنگ ها پرداخته می شود.

واژه های کلیدی: مگاکریست؛ آلکالی فلدسپار گرانیت؛ کالک آلکالن؛ الوند؛ همدان

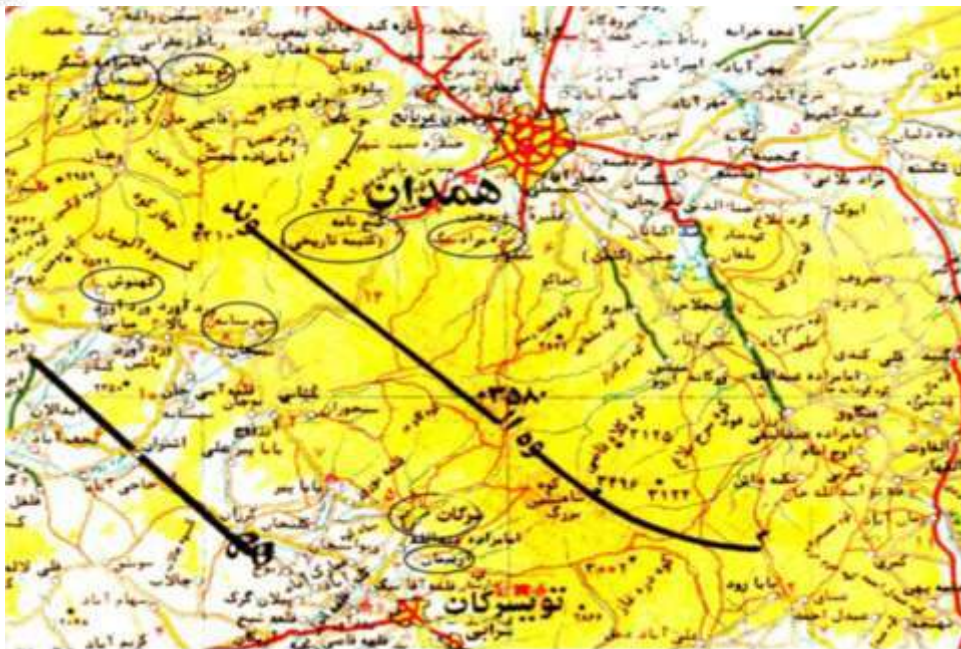
### Abstract

The study area in the province in the South and west of Hamadan city and is Between the Hamadan, Asadabad and Toiyserkan cities that part of Sanandaj – Sirjan. Generally in the Alvand plutonic rocks of acidic, intermediate and basic seen that in this area alkali feldspars are examined. The Porphyrioid Granitic Rocks Type sub-alkaline and calc-alkaline with high K. The mineralogical composition of these Rocks includes quartz, plagioclase, alkali feldspar, biotite, muscovite. Secondary minerals include sericite and epidote, which are obtained from the decomposition of mica. the most important textures found in these rocks are perthite, myrmikite and granophyric textures, which are discussed in this article on the petrographic studies of these rocks.

**Key words:** megacryst, alkali feldspar granite, calc-alkaline, alvand, Hamedan

### مقدمه

منطقه مورد مطالعه بخشی از توده پلوتونیک الوند است. این توده در جنوب و غرب استان همدان و بین شهرهای همدان، بهار و تويسرکان قرار دارد. سن توده الوند بر اساس مطالعات سن سنجی به روش اورانیوم- سرب زیرکن ژوراسیک میانی در نظر گرفته شده است. (شهنازی و همکاران، ۱۳۸۹). بر اساس مطالعات پتروگرافی توده پلوتونیک الوند از انواع سنگ های اسیدی، حدواسط و بازیک تشکیل شده است. (سپاهی، ۱۳۷۸ و صبور، ۱۳۸۹). مطالعات زیادی بر روی گرانیت های مجموعه پلوتونیک الوند صورت گرفته است که در این مقاله به بررسی خصوصیات پتروگرافی آلکالی فلدسپارهای توده پلوتونیک الوند پرداخته می شود.



شکل ۱. نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه همراه با راههای ارتباطی، مناطق با دایره نشان داده شده اند (اقتباس از نقشه راههای استان همدان، گیتاشناسی، شماره ۱۶۳).

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه:

منطقه مورد مطالعه بین عرض ۳۴°۲۶ تا ۳۴°۵۲ شمالی و طول جغرافیایی ۴۸°۱۲ تا ۴۸°۵۰ شرقی قرار دارد که از نظر زمین شناسی در زون دگرگونی - نفوذی سنندج - سیرجان و با روند شمال غربی - جنوب شرقی در حد فاصل زون های ایران مرکزی و زاگرس واقع شده است (اشتوکلین ۱۹۸۶).

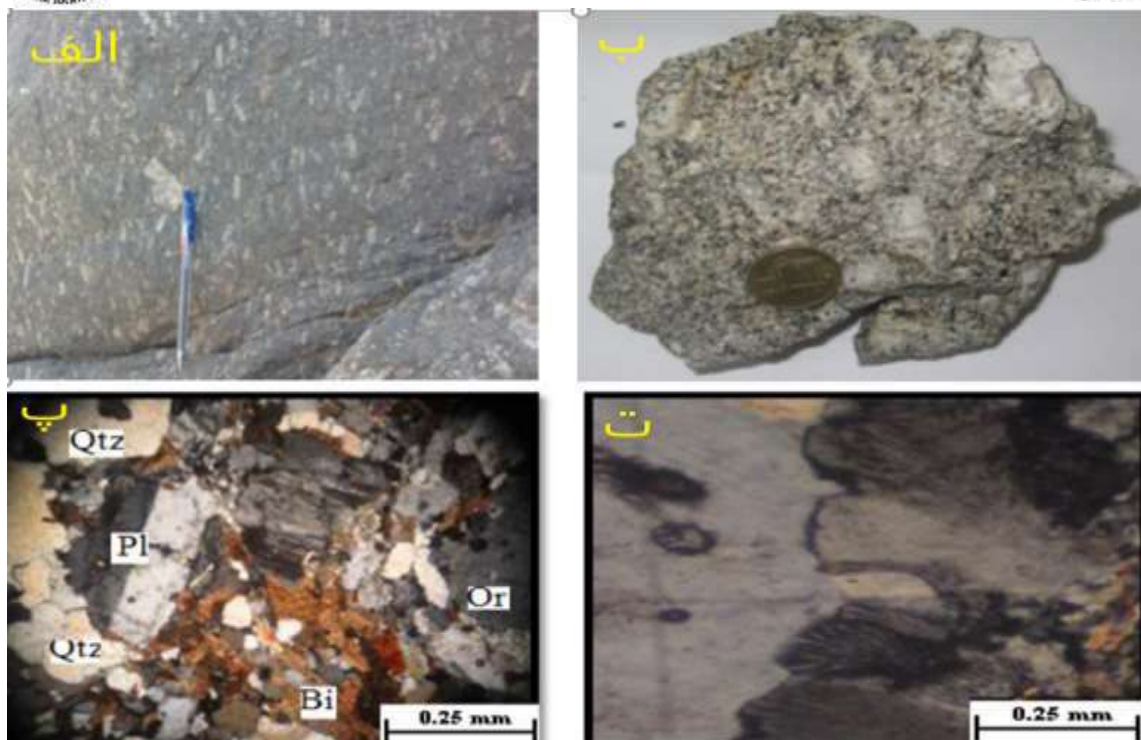
بحث:

در این مقاله گرانیت های پورفیری که حاوی درشت بلورهای آلکالی فلدسپارها هستند در چند منطقه از توده پلوتونیک الوند مورد مطالعه قرار گرفته که در زیر به بررسی پتروگرافی این گرانیت ها پرداخته می شود.

۱. گرانیت های منطقه پسیمان:

مهم ترین و بیشترین گرانیت های پورفیری در منطقه پسیمان قرار دارند. ترکیب کانی شناسی آنها شامل کوارتز، میکروکلین، بیوتیت، پلاژیوکلاز و مسکویت می باشد. کانی ثانویه سریسیت که از دگرسانی میکاها بوجود می آید. از مهم ترین بافت های این سنگ ها پرتیت، میرمکیت، گرانوفیر و میکروگرافیک را می توان نام برد. به طور کلی در منطقه پسیمان درشت بلورهای آلکالی فلدسپار به فراوانی دیده می شود که در سایر مناطق کمتر دیده می شوند. بیشتر ترکیب این سنگ ها میکروکلین می باشد. با توجه به مطالعات پتروگرافی تفاوت تک بلورهای منطقه پسیمان در اندازه و ترکیب این بلورها می باشد که در منطقه پسیمان اندازه این بلورها بزرگتر بوده و ترکیب آنها بیشتر میکروکلین است. در صورتیکه در مناطق دیگر ترکیب بیشتر از توکلاز و میکروکلین است.

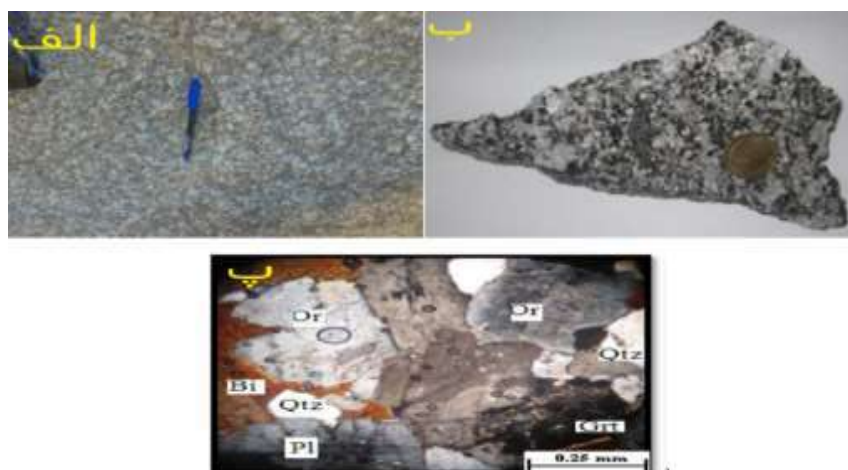




شکل ۲. تصاویر گرانیت های منطقه پسیجان. الف- تصویر صحرایی. ب- تصویر ماکروسکوپی. پ- تصویر میکروسکوپی در نور XPL. ت- بافت میرمکیت موجود در سنگ های منطقه در نور XPL

## ۲. گرانیت های منطقه گنجنامه:

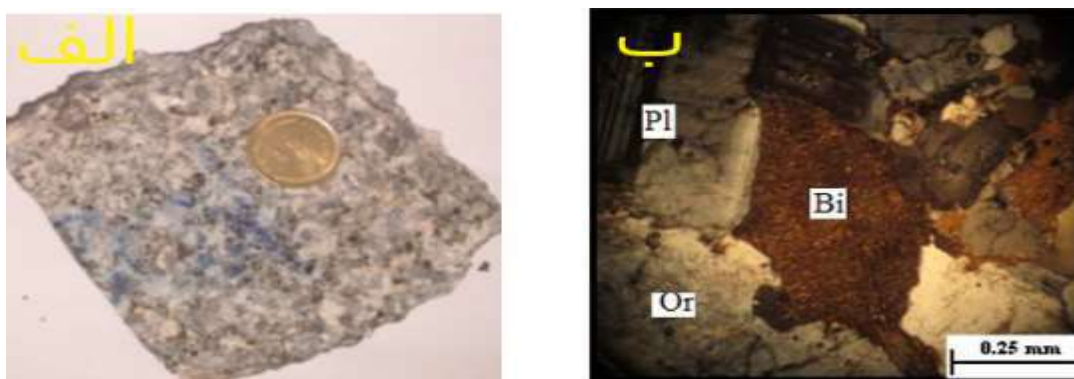
این سنگ ها از لحاظ کانی شناسی شامل ارتوز (بیشترین مقدار) ، بیوتیت، مسکوویت و پلاژیوکلاز می باشند. کانی ثانویه سرسیست است که از دگرسانی فلدسپارها به وجود می آید. کانی فرعی این سنگ ها گارنت می باشد. مهم ترین بافت سنگ ها بافت پرتیت و میرمکیت می باشد. در قسمت هایی از سنگ ارتوز و میکروکلین تبدیل به مسکوویت شده که نشاندهنده حضور سیالات هیدروترمال در زمان شکستگی سنگ می باشد.



شکل ۳. تصاویر سنگ های گرانیتی منطقه گنجانامه. الف - تصویر صحرایی گرانیت. ب- تصویر ماکروسکوپی گرانیت  
پ- تصویر میکروسکوپی گرانیت در نور XPL

۳. گرانیت های امامزاده ناصر و کهنوش:

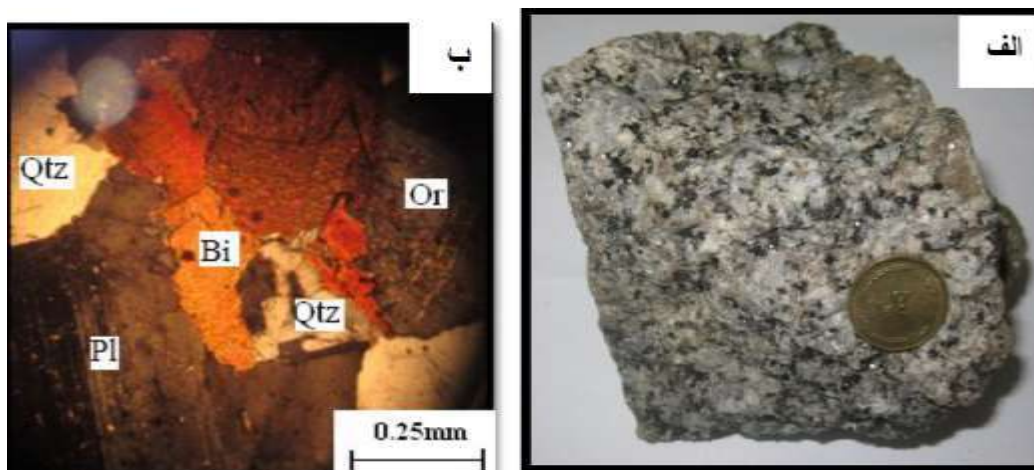
ترکیب کانی شناسی شامل میکروکلین ، ارتوکلاز، کوارتز ، پلاژیوکلاز و بیوتیت می باشد. بافت های مهم سنگ پرتیت و میرمکیت و گرافیکی می باشند.



شکل ۴. تصاویر گرانیت های منطقه کهنوش. الف- تصویر ماکروسکوپی. ب- تصویر میکروسکوپی در نور XPL

۴. گرانیت های منطقه دره مرادیگ:

این سنگ ها در نمونه دستی رنگ خاکستری روشن دارند و کانی شناسی آنها به ترتیب درصد فراوانی کانی ها شامل پلاژیوکلاز ، کوارتز ، بیوتیت، مسکوویت و ارتوکلاز می باشد. همچنین میکروکلین در این سنگ ها دیده می شود که با هم رشدی با ارتوکلاز بافت پرتیت را به وجود می آورد. کانی های ثانویه شامل سربیسیت و کلریت می باشد که کلریت از دگرسانی بیوتیت ها به وجود آمده اند و یا حاصل تاثیر محلول های گرمابی می باشند. بافت موجود در این سنگ ها شامل بافت پرتیت و آنتی پرتیت ، میرمکیت و در بعضی قسمت های سنگ بافت پوئی کلتیک نیز دیده می شود.

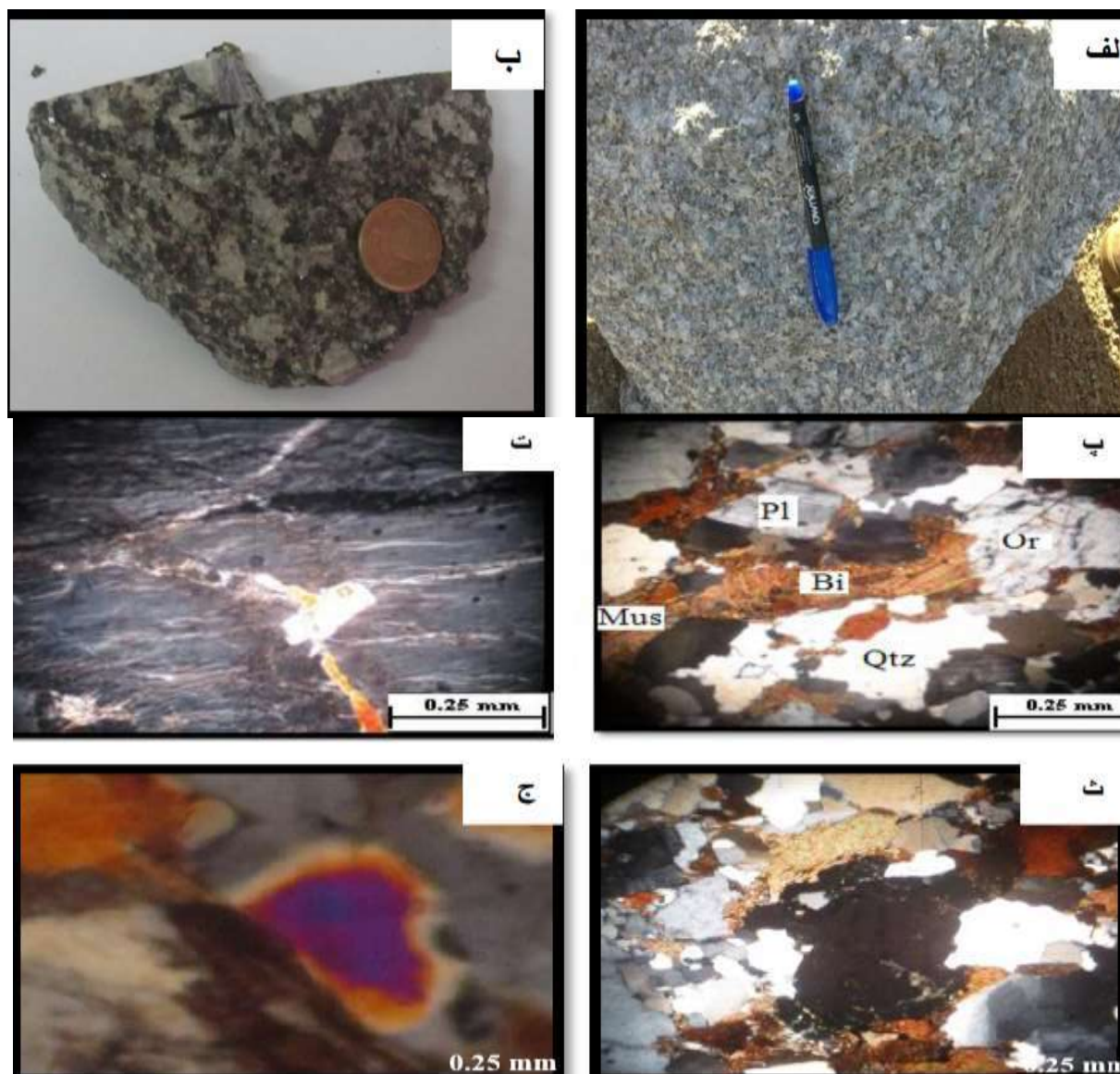


شکل ۵. تصاویر سنگ های گرانیتی منطقه دره مرادیگ. الف- تصویر ماکروسکوپی گرانیت. ب- تصویر میکروسکوپی گرانیت در نور XPL

۵. گرانیت های منطقه توپسرکان:



سنگ ها در نمونه دستی خاکستری روشن و ترکیب کانی شناسی شامل کوارتز ، پلاژیوکلاز ، مسکویت ، ارتوکلاز و میکروکلین می باشد. کانی ثانویه شامل سرسیت می باشد که با حاصل تجزیه بیوتیت اند و یا اگر شرایط خیلی شدید باشد آلکالی فلدسپات شکسته شده و مسکوویت تشکیل می شود که این فرآیند نوعی فرآیند هیدروترمال است که در آن جابه جایی پتاسیم انجام گرفته است. کانی های فرعی، آپاتیت و گارنت است. بافت این سنگ ها شامل بافت گرافیکی و میرمیکت می باشد که بافت میرمیکتی می تواند با تحول آلکالی فلدسپارها مرتبط باشد. بافت پرتیت نیز دیده می شود. در این سنگ ها جاییکه پلاژیوکلاز زیاد است به سمت گرانودیوریت و جاییکه کمتر است به سمت گرانیت کشیده می شود.



شکل ۶. تصاویر سنگ های گرانیتی منطقه تویسرکان . الف - تصویر صحرایی گرانیت منطقه. ب- تصویر ماکروسکوپی گرانیت منطقه. پ- تصویر میکروسکوپی گرانیت منطقه در نور XPL. ت- بافت پرتیت موجود در سنگ در نور XPL. ث- کانی ثانویه گارنت موجود در سنگ در نور XPL. ج- کانی ثانویه زیر کن موجود در سنگ در نور XPL

۶. گرانیت های منطقه سرکان و آرتیمان:

این سنگ ها رنگ خاکستری و شامل کانی های کوارتز ، ارتوکلاز ، بیوتیت ، پلاژیوکلاز و مسکوویت می باشد. کانی های ثانویه شامل سریست که از تجزیه فلدسپارها به وجود می آید و اپیدوت می باشد. بافت های شاخص این سنگ ها شامل بافت میرمیکت و گرانوفیری می باشد. همچنین بافت پرتیت نیز به خوبی در این سنگ ها دیده می شود.



شکل ۷: تصاویر گرانیتهای منطقه آرتیمان. الف - تصویر ماکروسکوپی. ب - تصویر میکروسکوپی در نور XPL

انواع بافت موجود در سنگ های منطقه:

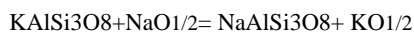
#### ۱. بافت میرمیکت

این بافت حاصل رشد توام کوارتز کرمی شکل در زمینه ای از پلاژیوکلاز سدیم دار (معمولا الیگوکلاز) می باشد و ممکن است منشا اذرین داشته و با بافت گرانوفیری مرتبط باشد و یا ممکن است به علت واکنش های جانشینی تشکیل شده باشد، جانشینی فلدسپات پتاسیم توسط پلاژیوکلاز با آزاد شدن کوارتز همراه می باشد (فیلیپاتس، ۱۹۸۹). بافت میرمیکت اغلب در سنگ های پلوتونیک کالک آلکان فلسیک تا حد واسط و نیز در گنیس های گرانیته دیده می شود. میرمیکت ممکن است به مقدار فرعی یا جزئی در هر سنگ پلوتونیک که شامل کانی های کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات پرتیتی باشد، ایجاد گردد (فیلیس، ۱۹۷۴). معمولا ارتباطی بین محتوای کلسیم سنگ و مقدار حضور میرمیکت وجود دارد. مثلا گرانودیوریت ها، میرمیکت های توسعه یافته ای را نشان می دهند، در حالی که لوکوگرانیتهای غنی از آل بیت و ارتوکلاز تهی از میرمیکت هستند (هوبارد، ۱۹۶۶).

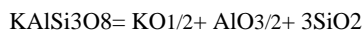
فیلیس (۱۹۷۴) فرایندهای موثر در تشکیل میرمیکت ها را به انواع زیر تقسیم بندی کرده است: ۱. تبلور همزمان یا مستقیم از مذاب ۲. جانشینی پلاژیوکلاز به وسیله فلدسپات پتاسیم ۳. اکسلوشن در حالت جامد ۴. در برگرفته شدن بلورهای ریز کوارتز حاصل از تبلور مجدد توسط بلورهای در حال رشد پلاژیوکلاز ۵. جانشینی فلدسپار پتاسیم به وسیله پلاژیوکلاز ۶. تاثیر همزمان چند فرآیند از فرآیندهای فوق.

طبق نظر ترنر (۱۹۸۲) تشکیل میرمیکت در گرانیتهای به دلیل فرآیند متاسوماتیسم است، که در این فرآیند جایگزینی بخش های حاشیه ای فلدسپات پتاسیم به ویژه در محل تماس با پلاژیوکلاز به علت واکنش های بعد از ماگمایی و فرآیندهای برگشتی ایجاد می شوند. تبلور مجدد پلاژیوکلاز در طی دگرسانی هیدروترمال در سنگ های دگر شکل شده می تواند عامل ایجاد بافت میرمیکت باشد (کالینز، ۱۹۸۸). هم چنین ایشان میرمیکت ها را از نظر نحوه پراکندگی در سنگ به سه دسته حاشیه ای، تاول مانند و مجزا تقسیم نموده است.

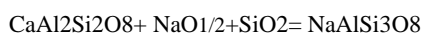
یوگوچی و نیشی یاما (۲۰۰۸) یک مدل انتشاری جهت تشکیل میرمیکت ها طبق واکنش زیر پیشنهاد نموده اند:



(albitization of K-feldspar)

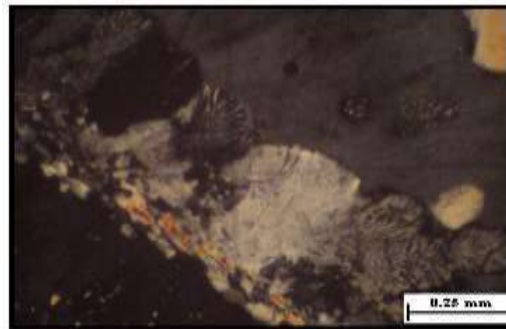


(decomposition of K-feldspar)



(albitization of plagioclase)

جهت تشکیل بافت میرمکیت کوارتز بیشتری لازم است، مقداری از این کوارتز از تجزیه فلدسپار پتاسیم و مقداری هم از اطراف به سمت مرز بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز فراهم می‌شود (یوگوچی و نیشی یاما ۲۰۰۸). جانشینی سدیم و کلسیم به جای پتاسیم در میرمکیت به هیچ وجه کامل نیست، به طوریکه آثار باقیمانده تشکیل تیغه‌های پرتیت آلپیتی می‌دهند. (کالینز، ۱۹۹۷). دامنه گرمایی که در آن میرمکیت شکل می‌گیرد، از دمای ۴۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد گزارش شده است (تریب و دلیموس، ۱۹۹۶). بر اساس نظر رایت و وول (۱۹۸۷) رشد میرمکیت در دمای ۵۰۰ تا ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد. کالینز (۱۹۸۸)، دمای تشکیل میرمکیت را ۳۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد دانسته و اظهار می‌دارد که بیشتر میرمکیت‌ها در سنگ‌های گرانیتی در دمای پایین‌تر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. در دمای بیش از ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد ذوب بخشی رخ می‌دهد و در صورتیکه ذوب رخ دهد هم رشدی کوارتز باید به بیرون از پلاژیوکلاز نیز کشیده شده و بافت گرانوفیری تشکیل می‌گردد. با توجه به مطالعات پتروگرافی بافت میرمکیت در گرانیت‌های منطقه همراه بافت گرانوفیری دیده می‌شود که این امر نشان‌دهنده منشاء آذرین بودن این بافت می‌باشد.



شکل ۸. تصویر میکروسکوپی بافت میرمکیت موجود در گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه در نور XPL.

## ۲. بافت پرتیت

این بافت اغلب در اثر فرآیندهای اکسلوشن، متاسوماتیسم سدیک و تبلور یوتکتیک ایجاد می‌شود. در این نوع از بافتهای منطقه، درون زمینه آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز) موجود در سنگها، میتوان رگه‌های لاملار پلاژیوکلاز غنی از سدیم را دید که خود دلیلی بر تشکیل آنها توسط فرایند اکسلوشن میباشد و همچنین عدم آثار باقیمانده از پلاژیوکلاز اولیه در ارتوکلازهای پرتیتی نشانگر عدم دخالت فرآیندهای متاسوماتیسم در تشکیل آنها است (تاتل ۱۹۵۲ و دیر و همکاران ۱۹۶۶). روند تبلور پرتیت حاصل از اکسلوشن را می‌توان در سیستم دوتایی فلدسپارهای پتاسیم و سدیم با نقطه منیمم بررسی کرد. بعد از تبلور اولیه آلکالی فلدسپار، زمانیکه درجه حرارت حاصل میشود و این بافت تشکیل می‌گردد.



شکل ۹. تصویر میکروسکوپی بافت پرتیت در گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه در نور XPL.

## نتیجه گیری

بر اساس بررسی های پتروگرافی کانیه های تشکیل دهنده این سنگ ها شامل فلدسپارهای آلکالن از نوع ارتوکلاز و میکروکلین ، پلاژیوکلاز از نوع آلیت و الیگوکلاز ، کوارتز ، مسکوویت، بیوتیت، آمفیبول ، پیروکسن ، تورمالین، زیرکن، آپاتیت، گارنت، کانی های کدر، روتیل و ..... هستند که بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و انجام آنالیزهای مورد نیاز از قبیل مایکروپروپ و ... می توان شرایط تشکیل و محیط تکنونیک این نوع سنگ ها را تشخیص داد. مهم ترین بافت های موجود در سنگ های گرانیتی منطقه که بر اساس مطالعات پتروگرافی در این سنگ ها دیده می شود شامل بافت های پورفیری، پرتیت، میرمیکت ، گرانوفیری و پیوئیکلیتیک می باشند که با توجه به اینکه این بافت ها در تیپ های مختلف سنگ های گرانیتوئیدی منطقه دیده می شوند می توانند نشاندهنده فازهای ماگماتیسیم (بافت گرانوفیر) ، عمق محیط تشکیل سنگ ها، مراحل مختلف تبلور کانی ها و سایر اطلاعاتی که از مطالعات این بافت ها در مورد سنگ ها بدست می آید می باشند. برای دست یافتن به اطلاعات بیشتر در مورد رده بندی و تشخیص محیط تکنونیک و سایر شرایط تشکیل این سنگ ها نیاز به انجام آنالیزهای شیمیایی است.

## مراجع

- . حاج حسنی، حجت، قلمقاش، جلیل، وثوقی عابدینی، منصور، دبیری، رحیم، و رشید، حمیده (۱۳۹۹)، پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز لوکوگرانیت های باتولیت الوند. علوم زمین، ۳۰ (۱۱۸)، ۶۱-۷۰
- شهبازی، ح، پترولوژی سنگ های آذرین و میگماتیت های مجموعه الوند توده نفوذی آلموقلاغ همدان و ارتباط ژنتیکی بین آنها، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۳۸۹
- سپاهی گرو، ع.ا. ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدهای الوند، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه تهران، ۳۲۵ صفحه.
- قلمقاش، ج. و حق نظر لیسه وردی، م. ۱۳۹۳- دانشنامه توده های گرانیتوئیدی ایران، پژوهشکده علوم زمین، تهران ۳۶۳، ص. رده بندی دیویی: ۵۵۳.۵۳۰۹۵۵
- قلمقاش، ج.، محمدیها، ک.، رشید، ح. و قهرایی پور، م. ۱۳۸۳- آمیزش و اختلاط ماگمای مافیک و فلسیک در توده نفوذی الوند: شواهد جایگیری همزمان، خلاصه مقالات ۲۳ گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قلمقاش، ج.، میرنژاد، ح.، رشید، ح.، محمدیها، ک.، قهرایی پور، م. و ذاکری، م. ۱۳۸۵- ژئوشیمی گابرو، گرانیت و انکلاوهای مافیک باتولیت الوند، با نگرشی ویژه به منشأ آنها، خلاصه مقالات ۲۵ گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z., Sepahi, A.A., 2012, Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran, Geochemistry 72- 4, 363-383. DOI: 10.1016/j.chemer.2012.05.001.

Vernon RH (2010) Granites really are magmatic: using microstructural evidence to refute some obstinate hypotheses.

Higgins MD (2011) Textural coarsening in igneous rocks

Johnson, B.R., Glazner, A.F. and Coleman, D.S., 2006b. Potassium feldspar megacrysts in granites: passive markers of magma dynamics or products of textural coarsening? EOS Transactions of the American Geophysical Union 87 (52), V51B- 1670.

Baharifar, A.A., Moinevaziri, H., Bellon, H., Pique, A., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan Zone Western Iran): Metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic event. Comptes Rendus Geosci. 336, 1443-1452.

Vernon, R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Macquarie University, Sydney, 579 pp

VERNON R. H. & COLLINS W. J. 2011. Structural criteria for identifying granitic cumulates. Journal of Geology 119, 127-142



Hassanzadeh, J., and B. P. Wernicke ., 2016- The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions, *Tectonics*, 35, 586–621. DOI: 10.1002/2015TC003926

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K., Vousoughi Abedini, M., 2010- Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 668–683. DOI: 10.1016/j.jseaes.2010.04.014

# آشکار سازی ساختار زمین لغزش فعال پادنا علیا از طریق تصویر سازی مقاومت ویژه الکتریکی

حسینعلی قاری<sup>۱\*</sup>، احمد قربانی<sup>۲</sup>

۱- \* استادیار، گروه اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد، ایران [hghari@yazd.ac.ir](mailto:hghari@yazd.ac.ir)

۲- دانشیار، گروه اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد، ایران [aghorbani@yazd.ac.ir](mailto:aghorbani@yazd.ac.ir)

## چکیده

زمین لغزش پادنا علیا در دهستان پادنا علیا (سمیرم، اصفهان) واقع شده است. این زمین لغزش مثلث شکل دارای قاعده ای حدودی ۷۰۰ متر در سمت غرب و به سمت رودخانه دنگزلو می باشد که فاصله قاعده تا راس ۶۰۰ متر است. جهت حرکت کلی توده از سمت شرق به غرب، به طرف رودخانه می باشد. زمین لغزش در سازند بختیاری (کنگلومرا با میان لایه های مارنی) رخ داده است. زمین لغزش توسط برداشت های مقاومت ویژه الکتریکی با آرایه دو قطبی-دوقطبی بر روی سه پروفیل در جهت عمود بر جهت حرکت زمین لغزش، مجموعاً به طول ۳ کیلومتر، مطالعه گردید. نتایج این مطالعه وجود یک لایه مارنی با ضخامت بیش از ۵۰ متر را در سرتاسر محدوده زمین لغزش نشان می دهد. گسلی با امتداد کلی شمال غرب-جنوب شرق باعث حضور کنگلومرا (شرق) در کنار مارن (غرب) شده است. وجود مارن در نزدیکی سطح زمین و در عمق باعث ایجاد دو مکانیزم لغزش: سطح لغزش کم عمق (حدود ۲۰ متر) و سطح لغزش عمیق (حدود ۵۰ متر) شده است.

**واژه های کلیدی:** برداشت مقاومت ویژه الکتریکی، زمین لغزش، پادنا علیا، مارن، کنگلومرای بختیاری.

## Abstract

The landslide is located in Padena region in Semirom area in Isfahan province, Iran. The Landslide has a triangle form with a movement by E-W direction. The overall movement in landslide is from east to west toward to the Dengezloo river. The area influenced by the movement of landslide is about 600 by 700m. Landslide is occurred in the Bakhtiyari formation (massive to thick-bedded conglomerate with interbedded sandstone and marl belong to Cenozoic era). ERT surveying is carried out on the six profiles (parallel and perpendicular to the landslide direction) using a Dipole-dipole array. The total length of traverses is about 3 km. Landslide is limited by a fault (strike NW-SE) from the north side and a permanent river from the west side of landslide. Conglomerate and marl are placed on the north and south sides of the fault, respectively. ERT survey yielded important information about the geometry and characteristics of the landslide. ERT results also show that two main sliding surfaces are present in the landslide: a sliding surface in depths shallower than 20 m. On the outcrop of marl formation, normally, weathered surface creates a sliding surface. The second is a sliding surface in nearly 50 m depth. Here, right flank of landslide is formed by fault. Sliding surface is created when marl formation is partially saturated. So, both shallow and deep-seated landslide can be recognized in studied landslide.

**Key words:** ERT, Landslide, Padena, Marl, Bakhtiyari conglomerate.

## ۱- مقدمه

توموگرافی مقاومت ویژه الکتریکی بطور وسیع در بررسی زیر سطحی زمین لغزش ها کاربرد دارد (Jongmans and Garambois, 2007). در این روش، تصویرهای دو یا سه بعدی از تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی ساختار زمین لغزش تولید می شود. با توجه به وابستگی مقاومت ویژه الکتریکی به اشباع، درز و شکاف، محتوی رس و هوازدگی سنگ ها، اغلب برای تخمین سطوح شکست (لغزش) به کار می رود. در بسیاری از حالات، نتایج بدست آمده از این روش به ساخت هندسه توده لغزیده، طرح سطح لغزش و تعیین مناطق با محتوی آب بالا می باشد (Demoulin et al., 2003; Bichler et al., 2004; Perrone et al., 2004; Lapenna et al., 2005; Meric et al., 2006; Szalai et al., 2017). سونداژ قائم الکتریکی تغییرات مقاومت ویژه را در جهت قائم در یک نقطه بدست می دهد، در صورتی که در روش توموگرافی تصویر الکتریکی با قدرت تفکیک بالا در دو یا سه جهت از ساختار زیر سطحی بدست می آید.



(Loke and Barker 1996). معمولاً توموگرافی دو بعدی به دلیل سرعت برداشت زیاد و عملیات صحرائی راحت تر نسبت به توموگرافی سه بعدی، کاربرد وسیع تری یافته است (Perrone et al., 2004; Lapenna et al., 2005).

مطالعات ژئوالکتریک زمین لغزش در ایران تاکنون بیشتر از طریق برداشت سونداژ یک بعدی با آرایه شولمیرژه و CRP انجام شده است (حفیظی و همکاران، ۱۳۸۹؛ عنایتی مقدم، ۱۳۸۶؛ فتاحی و همکاران، ۱۳۸۵). در این برداشت ها فرض بر این است که تغییرات زیر سطحی یک بعدی هستند. با توجه به این که تغییرات زیر سطحی در زمین لغزش ها در هر دو جهت افقی و قائم می باشد لذا استفاده از سونداژ الکتریکی یک بعدی ساده سازی بیش از حد می باشد. در این روش به تجهیزات بیشتری نظیر کابل هوشمند برداشت توموگرافی احتیاج می باشد. تفسیر دو بعدی برداشت های توموگرافی معمولاً نتایج واقعی تری بدست می دهد (قربانی و تدین، ۱۳۸۸).

در این پژوهش، مقاومت ویژه الکتریکی زیرسطحی زمین لغزش واقع در بخش پادانای علیا (سمیرم، اصفهان) با اجرای روش توموگرافی مقاومت ویژه الکتریکی مورد بررسی قرار می گیرد.

## ۲- زمین شناسی محدوده زمین لغزش

با توجه به بررسی های زمین شناسی و مطالعات صحرایی به نظر می رسد پدیده زمین لغزش در منطقه در سازند بختیاری (کنگلومرای توده ای تا ضخیم لایه با میان لایه های ماسه سنگ و مارن) ایجاد شده است. در این منطقه سازند بختیاری در اثر عملکرد روراندگی در زیر سازند رازک قرار گرفته است (شکل ۱). سازند رازک از مارن، کنگلومرا، ماسه سنگ سرخ و گچ تشکیل شده است. در محدوده زمین لغزش مجاور روستای نقل، زمین لغزش در مرز مارن های هوازده و غیر هوازده رخ داده است. به طور کلی زمین لغزش نقل در مجاورت زون روراندگی بین سازندهای رازک و بختیاری رخ داده است و گسیختگی و به هم ریختگی در سازندها باعث کاهش مقاومت مکانیکی رسوبات شده است. در محل هایی که میان لایه های مارنی به سطح زمین نزدیکترند، جذب آب از محیط توسط مارن ها بیشتر بوده که خود فرآیند زمین لغزش را سرعت و گسترش بیشتری بخشیده است.

محل پروژه در واحد زمین ساختی زاگرس بلند (مرتفع) که یکی از مناطق فعال زمین شناسی ایران محسوب می شود، قرار دارد. سازندهای موجود در منطقه عمدتاً از رخساره های رسوبی سنوزوییک هستند که گسترش نسبتاً وسیعی در زون ساختمانی زاگرس مرتفع دارند و در محل پروژه عمدتاً سازندهای رازک و بختیاری و نهشته های کواترنری بروزند دارند. توده اصلی زمین لغزش در سازند بختیاری و یا هم ارز بختیاری رخداده است.





شکل ۱- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ یاسوج. سازندهای رازک و بختیاری و تماس گسله آنها در نزدیکی محدوده پروژه در شکل نشان داده شده است. محدوده زمین لغزش‌های نقل و کهنگان در روی تصویر ماهواره ای استخراج شده از Google Earth نیز نشان داده شده است.

بر اساس مطالعات صورت گرفته در منطقه پادناهی سمیرم، عوامل ایجاد کننده زمین لغزش به طور خلاصه شامل وجود سازندها و یا میان لایه های شیلی، مارنی ضعیف از نظر مکانیکی و نفوذناپذیر، وجود گسل های فراوان، تاقدیس های متعدد و قرار گیری در زون زاگرس مرتفع که سبب گردیده از نظر تکتونیکی فعال و پرتکاپو باشد، بارش فراوان (برف) و در نتیجه افزایش فشار آب منفذی و نهایتا ایجاد لغزش (وجود چشمه های فراوان در منطقه)، وجود رودخانه دائمی و حرکت ماندیری آن که در تخریب دامنه های مجاور خود موثر است و شیب تند توپوگرافی می باشد (عنایتی مقدم، ۱۳۸۶؛ شیرانی و همکاران، ۱۳۸۵). مطالعات زمین شناسی نشان می دهد که در محدوده زمین لغزش نقل، عملکرد گسل های موجود در بالادست و شمال سطح لغزش نیز نقش مهمی در ایجاد توده لغزشی دارد.

تصویر ماهواره و باز دیده ها نشان می دهد که شکل توده لغزش مخروط ناقص با زاویه راس به سمت شرق می باشد. قاعده مخروط به سمت رودخانه دنگرلو (سرشاخه رودخانه ماربر) بوده و جهت حرکت کلی توده نیز از سمت شرق به غرب (به سمت رودخانه) می باشد. ابعاد توده لغزیده حدود ۷۰۰\*۶۰۰ متر می باشد (شکل ۲).

### ۳- مطالعات مقاومت ویژه الکتریکی

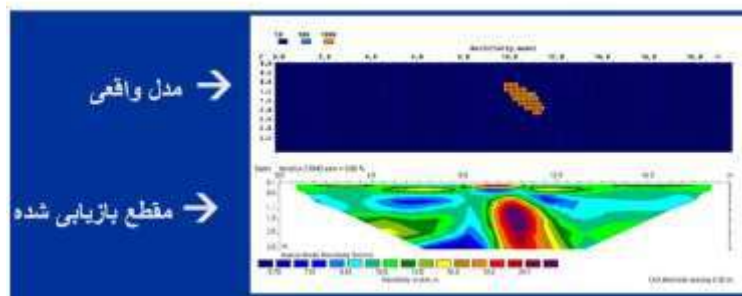
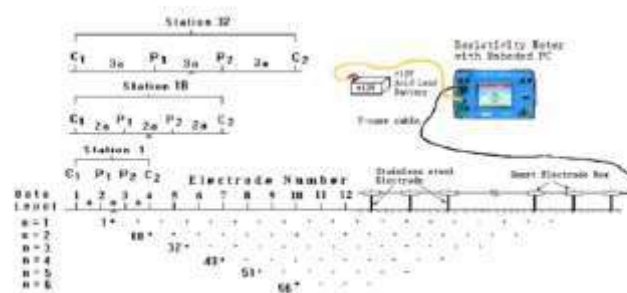
بر اساس شواهد موجود، به احتمال زیاد یک سطح گسیختگی می تواند در مرز جدایش زون هوازده (دارای ساختار به هم ریخته) و زون غیر هوازده و سالم در میان لایه های مارنی سازند بختیاری اتفاق افتاده باشد. لذا وجود تباین مقاومت ویژه الکتریکی بین بخش هوازده و بخش غیرهوازده (سطح گسیختگی احتمالی) به خوبی با روش ژئوالکتریک قابل شناسایی است.

در مطالعه ژئوالکتریک زمین لغزش نقل از توپوگرافی دو بعدی الکتریکی با آرایه دوقطبی-دوقطبی در طول ۶ پروفیل (شکل ۲) با آزمون های صفر و ۹۰ درجه اندازه گیری استفاده شد (مجموع طول پروفیل ها ۳ کیلومتر می باشد). طول پروفیل ها بیشتر از عرض زمین لغزش انتخاب شد، تا وضعیت زیر سطحی در هر دو مصالح گسیخته و بکر بررسی شوند. کوچکترین فاصله الکترودی ۲۰ متر برای برداشت ها انتخاب شد (عمق بررسی حدود ۶۰ متر).





شکل (۲)- الف: تصویر Google earth محدوده زمین لغزش نقل. گسل ها، اثر لغزش ها و موقعیت شش پروفیل توموگرافی الکتریکی بر روی شکل دیده می شود. ب: تصویر محدوده مورد مطالعه به همراه لغزش های صورت گرفته (دید به سمت شرق)

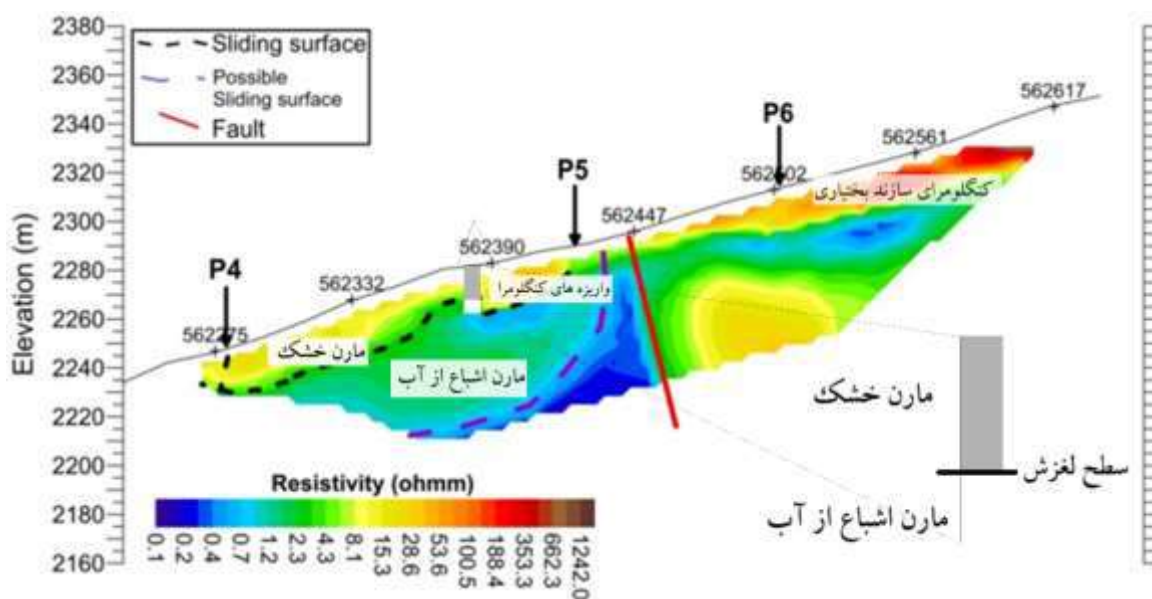


شکل (۳)- چینش الکترودها و نحوه اندازه گیری در توموگرافی دو بعدی با آرایه شولمبرژه و مقطع تفسیر شده نهائی. ورودی مدل سازی، داده های مشاهده ای است که با انجام محاسبات مربوطه تئوری معکوس سازی بروی آنها، پارامترهای مدل به عنوان خروجی دریافت می شوند. در این مطالعه برای تفسیر داده های مقاومت ویژه الکتریکی از نرم افزار تجاری و پر کاربرد Res2Dinv استفاده گردید. این نرم افزار مدل سازی معکوس (تفسیر) ژئوفیزیکی هر دو روش را بطور همزمان و به روش کمترین مربعات انجام می دهد.

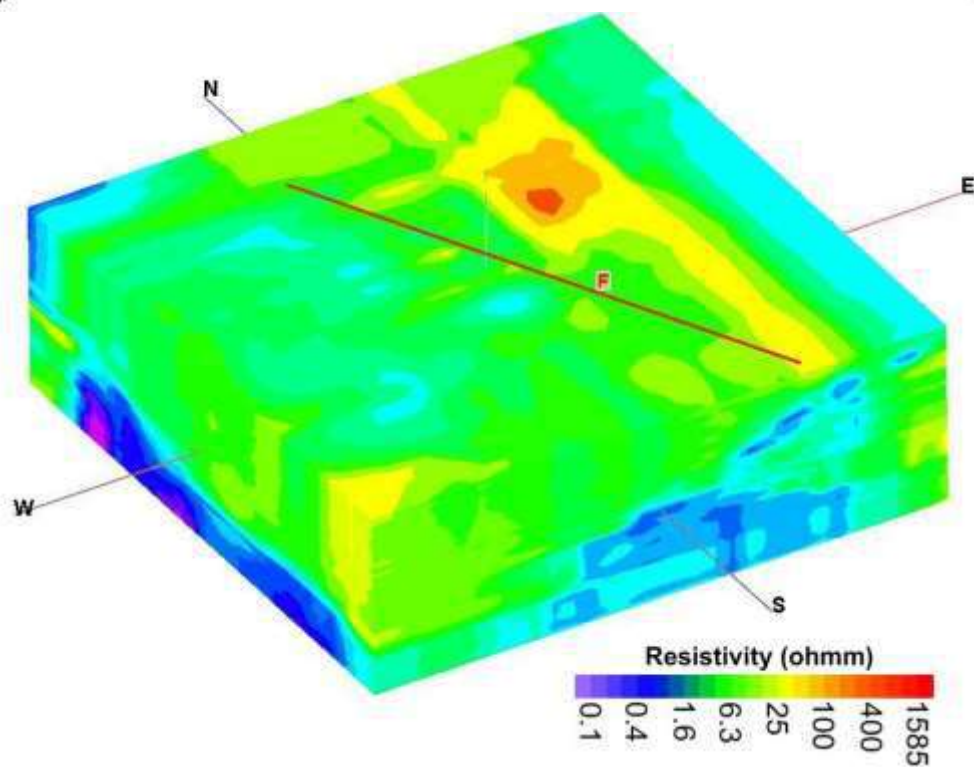
برای تفسیر کمی داده ها، از روش کمترین مربعات خطا در نرم افزار Res2Dinv بهره گرفته شد. بدین ترتیب برای هر پروفیل دو مقطع مقاومت ویژه ظاهری و یک مدل بلوکی مقاومت ویژه الکتریکی، بدست آمده از مدل سازی معکوس، ترسیم گردید. پس از اعمال اثر توپوگرافی، مدل های بلوکی خروجی ترسیم شدند. پس از عملیات صحرایی مدل سه بعدی از وضعیت زمین شناسی و ژئومکانیکی محدوده مورد مطالعه صورت پذیرفت (شکل ۳).  
به عنوان مثال شکل (۴) مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از فرایند معکوس سازی پروفیل P1 را نشان می دهد که از طریق تفسیر به یک مقطع زمین شناسی تبدیل شده است. این پروفیل در جهت زمین لغزش (شرقی-غربی) در شمال محدوده پروژه برداشت شده است. بخش غربی مقطع شامل سازند مارن می باشد که در سطح زمین رخنمون دارد. در این بخش واریزه در سطح زمین وجود ندارد، لذا تغییرات مقاومت ویژه از سطح به عمق (از ۱۵ متر به ۰/۱ اهم متر) مربوط به تغییرات فیزیکی و ساختاری در داخل مارن می باشد. با توجه به مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی، مقادیر ۱۵ اهم متر مارن هوازده و ۰/۱ اهم متر مارن مرطوب می باشد. در بخش شرقی مقطع نزدیک سطح زمین، مقاومت ویژه بزرگتر از بخش غربی است که مرتبط با واریزه ها می باشد. در عمق وجود یک آنومالی مقاوم (بیش از ۱۵ اهم متر) مشاهده می شود. با در نظر گرفتن شواهد سطحی و تصویر ماهواره ای گوگل (شکل ۲) وجود گسل در این بخش محتمل به نظر می رسد. لغزش صورت گرفته در مارن ها در بخش غربی مقطع (که در هر دو شکل ۲ مشاهده می شود) احتمالاً مرتبط با ضعف مکانیکی ایجاد

شده در مارن‌ها به دلیل وجود گسل و همچنین نفوذ آب به داخل زمین از این محل می‌باشد. این مقطع در بخش انتهایی شمالی محدوده برداشت شده است. به نظر می‌رسد که عمق سطح لغزش عمیق نباشد (کمتر از ۲۵ متر). لذا وجود سطح لغزش کم عمق محتمل‌تر می‌باشد. وجود یا عدم وجود لغزش عمیق با حفر گمانه قابل بررسی است.

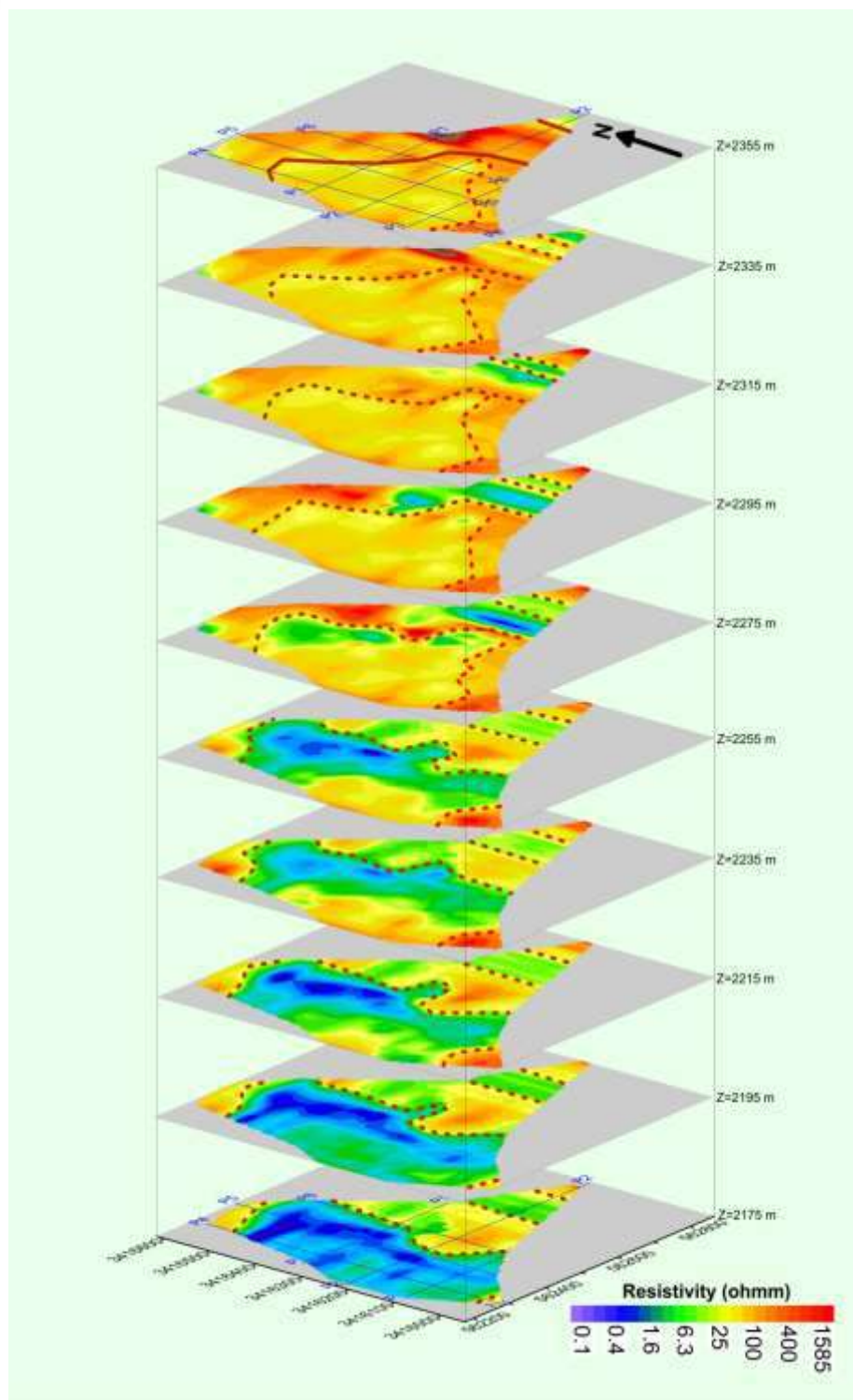
برای شناخت بهتر از توزیع مقاومت ویژه الکتریکی در فضا، با استفاده از داده‌های بدست آمده از مدل‌سازی معکوس، با درونیابی این داده‌ها در سه بعد، مدلی سه بعدی از توزیع این فاکتور با استفاده از نرم‌افزار Rockworks14 ترسیم شد. نتیجه به ترتیب در شکل‌های (۵) و (۶) آورده شده است. همانطور که در هر دو شکل دیده می‌شود، گسل با امتداد کلی شمال غرب-جنوب شرق باعث شده تا کنگلومرا (شرق) در کنار مارن (غرب) قرار گیرد. این گسل عمیق بوده بطوری که در تمام مقاطع افقی قابل تعقیب است. گسلی دیگر با عمق کمتر که بخش جنوبی زمین لغزش را محدود می‌کند، دارای امتداد کلی شمال شرق-جنوب غرب است (شکل ۶). این گسل احتمالی، پرتگاه جنوبی محدوده زمین لغزش را به وجود آورده است. گسترش آن در ارتفاع ۲۱۷۵ متر کاملاً محدود می‌شود. از ارتفاع ۲۲۱۵ متر به سمت بالا، لغزش‌های کم عمق در سطح مارن صورت گرفته است (شکل ۶).



شکل ۴- مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از مدل‌سازی معکوس داده‌های پروفیل P1. در روی شکل سطح لغزش‌های کم عمق و عمیق احتمالی و گسل بین سازند مارن و سازند مقاوم نشان داده شده‌اند. این پروفیل در محل‌های نشان داده شده با پروفیل‌های P4، P5 و P6 تلاقی دارد. عمق سطح لغزش کم عمق در حفاری چاه دستی ۷ متر مشاهده می‌گردد.



شکل ۵- مدل سه بعدی مقاومت ویژه الکتریکی واقعی محدوده زمین لغزش نقل



شکل ۶- پلان های حاصل از مدل سازی سه بعدی مقاومت ویژه واقعی. پروفیل های ژئوالکتریک (آبی) و گسل های محدود کننده لغزش (قرمز) نیز نشان داده شده اند.

## ۵- نتیجه گیری

بررسی ۶ پروفیل ژئوالکتریکی نشان می‌دهد که مقاومت ویژه الکتریکی مارن‌ها از ۱ تا ۱۵ اهم متر به ترتیب از مارن اشباع از آب تا مارن هوازده تغییر می‌کند. در رخنمون‌ها، مارن هوازده دارای مقاومت ویژه الکتریکی ۱۵ اهم متر اندازه‌گیری شد. مقاومت ویژه رسوبات واریزه‌ای و نیز سازند کنگلومرای به مراتب بیشتر از مقاومت ویژه مارن است و در مواردی به حدود ۱۰۰ اهم متر و بیش‌تر نیز می‌رسد. بنابراین در نیمرخ‌های توموگرافی واریزه‌ها و سازندهای کنگلومرای با مقادیر مقاومت ویژه بالا و سازندهای مارنی با مقاومت ویژه پایین قابل بررسی و تعقیب هستند. پدیده‌های ساختاری و لغزش باعث ایجاد ناهمگنی‌هایی در نیمرخ‌ها شده است. واحد کنگلومرای در شرق گسل (قرار گرفته در شمال شرق محدوده) و مارن در غرب آن قرار دارد. نتایج نشان می‌دهد که واحد کنگلومرای در شرق گسل (شمال شرق محدوده) و مارن در غرب آن قرار دارد. وجود مارن در نزدیکی سطح زمین (در غرب گسل و در محدوده زمین لغزش) باعث ایجاد دو مکانیزم لغزش شده است که نتیجه آن لغزش بر روی دو سطح لغزش کم عمق و عمیق می‌باشد. برخی از عوامل موثر در ایجاد سطح لغزش کم عمق (عمق حدود ۲۰ متر) عبارتند از وجود رسوبات مارنی تا نزدیک سطح زمین، وجود واریزه بر روی آن، شیب توپوگرافی تند و نفوذ آب‌های سطحی برای مثال بارش در گستره محدوده مورد مطالعه و یا نفوذ رواناب‌های سطحی که در اثر چشمه‌های تماسی در گستره مورد مطالعه جاری می‌شوند. سطح لغزش عمیق در عمق حدود ۵۰ متر و بیش‌تر اتفاق افتاده است. عامل اصلی در ایجاد این سطح لغزش وجود گسل‌های نسبتاً عمیق (در مقیاس زمین لغزش) در محل تماس کنگلومرا و مارن می‌باشد. این گسل‌ها باعث ایجاد منطقه ضعیف مکانیکی شده است. محدوده گسل خورده، متخلخل و نفوذپذیر بوده و مسیری برای انتقال آب از طریق سازند کنگلومرا و تماس دائمی آب با مارن می‌باشد. وجود چشمه‌های تماسی در منطقه، وجود آبخوان احتمالی در سازند کنگلومرای را نشان می‌دهد. به منظور تکمیل اطلاعات، مطالعات هیدروژئولوژیکی در داخل کنگلومرا پیشنهاد می‌شود. با توجه به این که شیب عمومی گسل‌ها در جهت لغزش و در جهت شیب توپوگرافی می‌باشد، لغزش تسریع می‌شود. فرسایش توده مارنی در تماس مستقیم آن با رودخانه در غرب محدوده زمین لغزش و حرکت متاندیری آن باعث تسریع در لغزش می‌گردد.

## ۷- مراجع

حقیقی، م. ک.، عباسی، ب.، اشتری تلخستانی، ا.، ۱۳۸۹. بررسی زمین لغزش گردنه صائین اردبیل به منظور تأمین ایمنی راه با روش توموگرافی الکتریکی دوبعدی و سه بعدی: مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۶، (۱).  
عنایتی مقدم، ع.، ۱۳۸۶. ارزیابی عوامل ایجاد زمین لغزش‌های جاده‌ای در منطقه پادناهی سمیرم و ارائه راهکارهای مناسب جهت تثبیت آنها: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.  
فتاحی بندپی، م.، ارومیه‌ای، ع.، صفایی، م.، ۱۳۸۵. بررسی زمین لغزش‌های جاده‌ای در محور گلوگاه-فیروزجا و دو محور فرعی مجاور.  
قربانی، ا.، تدین، م.، ۱۳۸۹. اعتبار سنجی تفسیر سونداژ الکتریک توسط مدلسازی سه بعدی: چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۲۵ الی ۲۸ شهریور ۱۳۸۹، ارومیه.

Bichler, A., Bobrowsky, P., Best, P., Douma, M., Hunter, J., Calvert, T., and Burns, R., 2004. Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks Landslide, *Landslide*, **1**, 29-40.  
Demoulin, A., Pissart, A., and Schroeder, C., 2003. On the origin of late Quaternary paleo-landslides in the Liege (E Belgium) area: *Int. J. Earth Sci.*, **92**, 795-805.  
Jomard, H., Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., and Hernandez, M., 2007. Characterization of an internal slope movement structure by hydro-geophysical surveying. *Terra Nova*, **19**, 48-57.  
Jongmans, D., and Garambois, S., 2007. Geophysical investigation of landslides: a review: *Bulletin De La Societe Geologique De France*, **178**, 101-112.  
Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., and Sdao, F., 2005. Case history: 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine (Southern Italy): *Geophysics*, **70**, (3), B11-B18.  
Loke, M.H., and Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by quasi-Newton method: *Geophys. Prospect.*, **44**, 131-152.  
Meric, O., Garambois, S., Jongmans, D., Wathélet, M., Goio, J.L., Strobbia, A.C., and de Bacco, G., 2006. Geophysical characterization of a rockslide in an alpine region: *Eng. Geol.*, **83**, 273-286.  
Perrone, A., Lannuzzi, A., Lapenna, V., Lorenzo, P., Piscitelli, S., Rizzo, E., and Sdao, F., 2004. High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earth flow (Southern Italy): *J. Appl. Geophys.*, **56** (1), 17-29.  
Szalai, S., Szokoli, K., Metwaly, M., Gribovszki, Z. and Prácsér, E., 2017. Prediction of the location of future rupture surfaces of a slowly moving loess landslide by electrical resistivity tomography: *Geophysical Prospecting*, **65**(2), pp.596-616.



## برآورد نرخ کرنش در زاگرس میانی به کمک مشاهدات GPS

عبدالخالق واعظی فرد<sup>۱</sup>، سعید زارعی<sup>۲\*</sup>، شیر اشکپور مطلق<sup>۳</sup>، سیدرضا منصوری<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

vaezifardamir@gmail.com

۲- \*استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

\*szarei@pgu.ac.ir

۳- استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

shashkpoor@pgu.ac.ir

۴- استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

s.r.mansouri@pgu.ac.ir

(\*) نویسنده مسئول

### چکیده

امروزه با ظهور ژئودزی فضایی یک منبع جدید از اطلاعات در مورد میزان فعالیت زمین‌لرزه‌ها به‌دست آمده است. ژئودزی فضایی به‌وسیله سنجش مدل‌ها و اندازه‌گیری نرخ استرین زمین‌ساختی که زمین‌لرزه‌ها ایجاد می‌کنند، نرخ فعالیت را پیش‌بینی می‌کند. مقدار نرخ استرین به کمک نرم‌افزار متلب استخراج گردید و با میان‌یابی به روش نزدیک‌ترین همسایگی، برای هر سلول در زاگرس میانی به عنوان یک منطقه فعال زمین‌ساختی برآورد شده است. سپس مقدار نرخ گشتاور ژئودتیک برای هر سلول محاسبه شده است. این مقدار در بخش‌هایی از غرب استان فارس و استان بوشهر و همچنین بخش‌های غربی استان هرمزگان بیشتر می‌باشد. پهنه‌بندی صورت گرفته برای نرخ گشتاور ژئودتیک نشان دهنده آن است که در بخش‌های جنوبی این نرخ به طرز معناداری بیشتر از بخش‌های شمالی زاگرس می‌باشد که نشان می‌دهد در این مناطق انرژی بیشتری وجود دارد و لذا می‌تواند از خطر لرزه‌خیزی بالاتری در آینده برخوردار باشد.

### واژه‌های کلیدی: زاگرس، ژئودزی، نرخ کرنش، لرزه‌خیزی، زمین‌ساخت

### Abstract

Today, by using global space geodesy, a new source of information about the amount of Seismicity has been obtained Space geodesy predicts the rate of activity by measuring the models and tectonic strain rate that earthquakes create. The amount of strain rate was extracted with the help of MATLAB software and by interpolation using the nearest neighbor method, it has been estimated for each cell in the Middle Zagros as an active tectonic zone. Then the value of the geodetic moment rate has been calculated for each cell. This amount is more in the western parts of Fars province and Bushehr province, as well as the western parts of Hormozgan province. The zoning for the geodetic moment rate shows that in the southern parts this rate is significantly higher than the northern parts of Zagros, which shows that there is more energy in these areas and therefore it can have a higher risk of seismicity in the future.

**Key words:** Zagros, Geodesy, Strain rate, Seismicity, tectonics

### ۱- مقدمه

دانش ژئودزی در راستای تعیین دقیق موقعیت نقاط سطح زمین و تعیین شکل و اندازه ابعاد زمین تأثیر بسیار گسترده‌ای را در علوم زمین دارد. این دانش دارای شاخه‌های مختلف با کاربردهای متنوع در تعیین هر چه دقیق‌تر شکل زمین می‌باشد. در ژئودزی هندسی، تعیین مختصات و موقعیت دقیق یک شبکه نقاط همگن با روش‌های مثلث‌بندی و پیمایش انجام می‌گیرد. در ژئودزی نجومی، به وسیله مشاهدات نجومی و بکارگیری جداول مربوط به ستارگان سمت امتدادها و مختصات جغرافیایی نقاط ژئودزی تعیین می‌شود. در ژئودزی دینامیک (Physical geodesy)، اندازه‌گیری‌ها مبتنی بر مطالعات و بررسی‌های ژئوفیزیکی مانند اندازه‌گیری شتاب ثقل، سطح مبنای ارتفاعی (ژئوئید)، اندازه‌گیری‌های مغناطیسی زمین به منظور تعیین انحراف مغناطیس و تعیین سمت دقیق در نقشه‌ها می‌باشد. در ژئودزی ماهواره‌ای (فضایی)، با استفاده از ماهواره یا امار مصنوعی که موقعیت آنها همواره مشخص می‌باشد نسبت به تعیین موقعیت و اندازه



گیری مشخصات هندسی و طبیعی زمین اقدام می‌نماید. علم ژئودزی علاوه بر تغییر شکل و ابعاد زمین در مطالعات مربوط به زلزله نیز به کار می‌رود. اولین بار ترادا و همکاران از مشاهدات شبکه ژئودینامیک ژاپن برای مطالعات زلزله استفاده کردند. با پیشرفت GPS ها کاربرد این مطالعات گسترده تر شد و بیشتر مورد توجه قرار گرفت (Terada et al., 1929).

ژئودزی ماهواره‌ای شامل تکنیک‌های مشاهداتی و محاسباتی است که با استفاده از مشاهدات دقیق باعث حل مسائل مربوط به ژئودتیک می‌شود. با پیشرفت ژئودزی ماهواره‌ای دقت تعیین موقعیت ژئودتیکی نیز پیشرفت بسیاری کرده است و می‌توان این تکنیک را برای مطالعات مربوط به زمین‌لرزه که یکی از مهم‌ترین پدیده‌های ژئودینامیکی است، استفاده کرد. تکنیک‌های ژئودزی فضایی برای اولین بار یک رابطه کمی میان لرزه‌شناسی تاریخی، زمین‌شناسی گسل‌ها و مدل‌سازی تغییرشکل به وجود آورده است. ژئودزی ماهواره‌ای به دلیل قابلیت استفاده در مناطق وسیع و در مناطق دارای گسل‌های ناشناخته و مدفون، بسیار مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. این روش مستقل از دو روش دیگر (زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی) است. در کل روش ژئودتیک دارای مزایایی است که در زیر شرح داده می‌شود:

- توانمندی آن برای ارائه نرخ‌های زمین‌لرزه روی گسل‌هایی ناشناخته یا گسل‌هایی که به وسیله روش‌های قدیمی قابل مشاهده نیستند، گسل‌های با لغزش‌های بسیار کند و گسل‌های مدفون در ژرفا؛

- توانمندی آن در ارائه یک تحقیق مستقل از نرخ‌های تغییر شکل در نواحی که گسل‌ها توسط زمین‌شناسان شناسایی و ثبت شده‌اند؛

- ایجاد یک وسیله جهت ارزیابی سازگاری میدان تغییر شکل کنونی و سابقه لرزه‌خیزی تاریخی؛

- نرخ‌های استرین ژئودتیکی با زمان تغییر می‌کنند به دلیل اینکه تغییر شکل در طول زمان تعریف می‌شود.

این روش مشکلاتی هم دارد که عدم تشخیص تغییر شکل لرزه‌ای از غیر لرزه‌ای و وانتش ایجاد شده از منابع غیر لرزه‌ای از آن جمله‌اند. همچنین نرخ‌های ژئودتیکی نمی‌توانند لغزش در عمق را تعیین کنند و ممکن است تنها یک اندازه‌گیری از یک وانتش آنی را نشان بدهند که احتمالاً در تمام مدت چرخه زمین‌لرزه‌ای حفظ نمی‌شود. به عبارت دیگر انرژی که در این روش به کمک GPS ها به مدت نسبتاً کوتاه محاسبه شده است به سال‌های گذشته تعمیم داده می‌شود اما میزان حرکت پسته ممکن است در طی دوره‌ای متفاوت باشد (Pancha et al., 2006)

در حال حاضر حدود ۱۵۸ ایستگاه دائمی GPS در سراسر کشور بر اساس مطالعات اولیه و در نظر گرفتن دو پارامتر اصلی توزیع جمعیت و لرزه زمین‌ساختی از جهت خطرپذیری، توسط سازمان نقشه‌برداری کشور طراحی گردیده است. تعیین و بررسی تانسور نرخ استرین پسته زمین، امکان توصیف فرآیندهای ژئودینامیکی مانند تجمع استرین گسل‌ها را، که پارامتری مهم در ارزیابی خطر لرزه‌ای محسوب می‌شود، فراهم می‌کند. یکی از کاربردهای مهم شبکه ایستگاه‌های دائمی ژئودینامیک و GNSS ایران، محاسبه نرخ استرین ژئودتیکی با استفاده از بردارهای سرعت است (Masson et al., 2007).

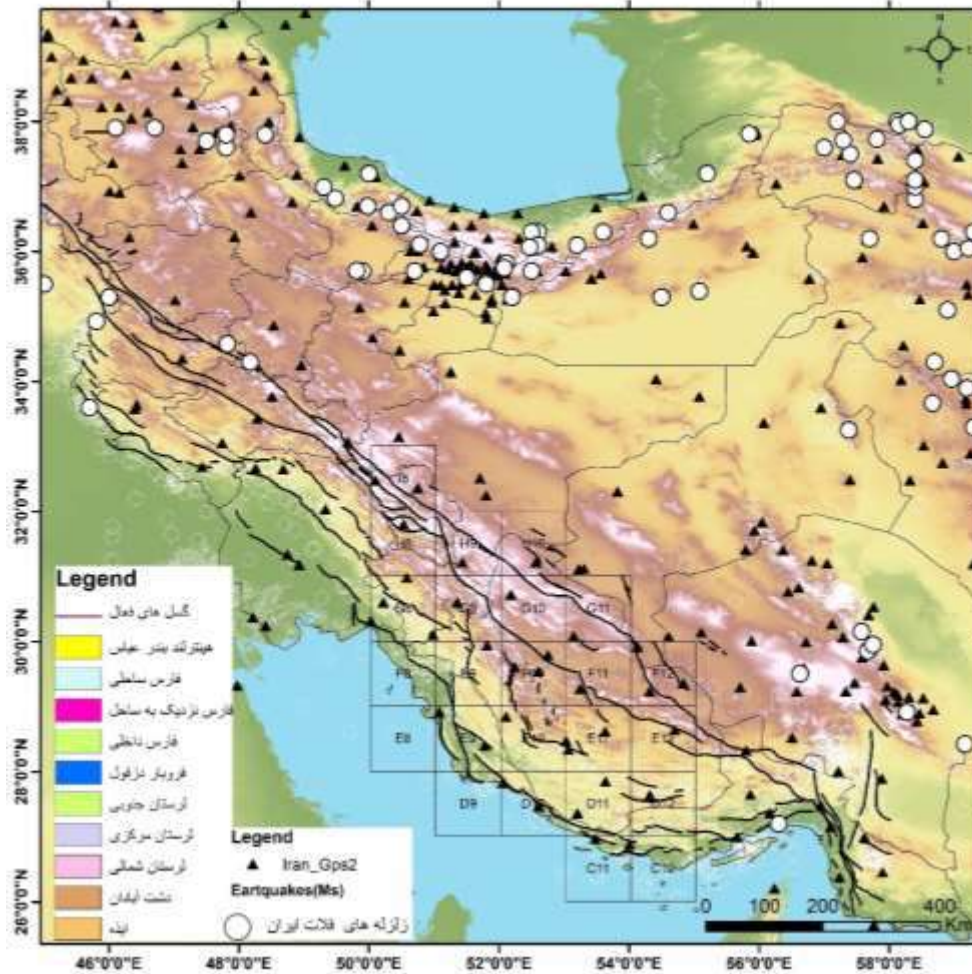
## ۲- منطقه مورد مطالعه:

بر پایه بررسی‌های ناحیه‌ای، جنوب ایران در پهنه برخوردی میان ایران، عربستان قرار گرفته است و به همین دلیل، در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگرشکلی، ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند NNE-SSW، فرجام همگرایی و برخورد قاره‌ای، قرار دارد.

در گستره مورد بررسی به جز گسل‌های پی سنگی با روند شمال شرق - جنوب غرب و سازوکار راستالغز راستگرد بقیه گسل‌ها اصلی دارای روند شمال غرب - جنوب شرق با سازوکار رانندگی می‌باشند. زلزله‌های رخ داده در منطقه مطالعاتی اکثراً در عمق کمتر از پی سنگ بوده و گسل‌های پی سنگی رازک و فیروزآباد تأثیر کمی در خطر زمین‌لرزه منطقه دارند. گسل‌های کازرون، سبزپوشان، کره بس، پیشانی کوهستان (MFF) و پیش ژرفای زاگرس (ZFF) گسل‌های موثر در خطر زمین‌لرزه محدوده مطالعاتی می‌باشند.

لرزه خیزی کنونی زاگرس متأثر از حرکت رو به شمال ورقه عربی و برخورد آن با ورقه ایران در راستای شمال خاوری - جنوب باختری است. رویداد زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی در گستره رسوبی - ساختاری زاگرس و قرار گیری روند های ساختاری جنباً در این گستره نمایانگر لرزه خیزی بالای این بخش از کشور است. مطالعه تاریخچه لرزه خیزی زاگرس نشان دهنده دوره بازگشت طولانی برای زمین لرزه های بزرگ رویداده در طول رانندگی های اصلی طولی این گستره می باشد و بیشترین زمان سپری شده از رویداد یک زمین لرزه- بیش از ۱۱۶۸ سال- در طول قطعه ای از گسل پیش ژرفای زاگرس، از زمان رویداد زمین لرزه سال ۸۴۰ میلادی در اهواز ( $1 \sim VIII$ ,  $Ms \sim 6.5$ ) ثبت شده است.

کوتاهترین دوره بازگشت در گستره زاگرس نیز در طول گسل‌های راستالغز عرضی کازرون و سبزپوشان مشاهده می‌شود. مکانیسم زمین‌لرزه‌ها و پتانسیل لرزه‌خیزی گسل اصلی جوان زاگرس کاملاً متمایز از زمین‌لرزه‌هایی است که در این گستره روی می‌دهند. زمین‌لرزه‌های روی داده در طول این گسل دارای بیشترین بزرگای در بین زمین‌لرزه‌های رخ داده در زاگرس هستند.



شکل (۱) نقشه موقعیت ایستگاه‌های GPS ایران محدوده مطالعاتی.

### ۳- روش مطالعه

نرخ گشتاور به میزان انرژی انباشته شده و آزاد شده مربوط می‌شود، می‌توان از فعالیت‌های گسل و خطرات لرزه‌ای آنها اطلاعات مفیدی کسب کرد (مهدیپور و همکاران ۱۴۰۰). نرخ رویداد زمین‌لرزه‌ها یکی از بخش‌های اصلی تحلیل خطر لرزه‌ای است. نرخ گشتاور به سه روش ژئودیتیک، ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی به دست می‌آید. در روش زمین‌شناسی، ساختارهای شبیه به گسل که طبقات چینه‌شناسی را قطع می‌کردند، تعیین موقعیت کرده، طول و جابجایی ساختارها را اندازه‌گیری کرده و ماکزیمم زمین‌لرزه احتمالی و دوره بازگشت آن را محاسبه می‌کردند. لرزه‌شناسان نیز کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌ای را جمع‌آوری کرده و از طریق زلزله‌هایی که در گذشته روی داده، محل، بزرگای و زمان رویداد زمین‌لرزه در آینده و میزان تکرارپذیری آنها را نتیجه‌گیری می‌کردند. امروزه با ظهور ژئودزی فضایی یک منبع جدید از اطلاعات در مورد میزان فعالیت زمین‌لرزه‌ها به دست آمده است. ژئودزی فضایی به وسیله سنجنش مدل‌ها و اندازه‌گیری نرخ استرین زمین‌ساختی که زمین‌لرزه‌ها ایجاد می‌کنند، نرخ فعالیت را پیش‌بینی می‌کند (Ward, 1998).

نرخ گشتاور ژئودیتیک پتانسیل منطقه پوشش داده‌شده توسط شبکه ژئودینامیکی را در یک محدوده زمانی نسبتاً کوتاه در برمی‌گیرد و همه حرکات لرزه‌ای و غیرلرزه‌ای در منطقه را نشان می‌دهد. برای تعیین نرخ گشتاور از طریق داده‌های ژئودیتیک، ابتدا باید رابطه‌ای میان تانسور گشتاور و داده‌های ژئودیتیک وجود

داشته باشد که این رابطه از طریق تانسور نرخ استرین برقرار می‌شود. کاسترو در سال ۱۹۷۴ میلادی نشان داد که رابطه‌ای بین تانسور نرخ استرین و فعالیت زمین‌لرزه وجود دارد که به صورت زیر بیان می‌شود (Ward, 1998).

$$2\mu A H_s \dot{\epsilon} = (1/T) \sum_{n=1}^m M_n$$

در واقع متوسط نرخ استرین حجمی با مجموع مؤلفه‌های تانسور گشتاور لرزه‌ای  $M_n$  رابطه خطی دارد. در فرمول فوق  $M_n$  تانسور گشتاور لرزه‌ای،  $\dot{\epsilon}$  تانسور نرخ استرین،  $\mu$  ضریب صلیب لایه الاستیک،  $A$  مساحت شبکه و  $H_s$  ضخامت لرزه‌ای است که استرین الاستیک در آن جمع شده و در هنگام زمین‌لرزه آزاد می‌شود. کمیت  $T$  نیز بیانگر تعداد سال‌های مشاهدات ژئودتیکی سرعت ایستگاه‌ها می‌باشد. با مقادیر معلوم یا مفروض  $H_s$ ،  $T$ ،  $A$  و  $\mu$  می‌توان پتانسیل لرزه‌خیزی (فعالیت لرزه‌ای) را درون شبکه به دست آورد، حتی اگر فعالیت مربوط به مناطقی باشد که دارای گسل‌های ناشناخته یا دارای لغزش بسیار آرام باشند و مطالعه به وسیله روش‌های زمین‌شناسی و لرزه‌شناسی دشوار باشد.

طبق روابط ثابت شده کاسترو (Kostrov, 1974)، دو تانسور گشتاور لرزه‌ای و تانسور استرین با یکدیگر متناسب هستند اما از آنجا که تبدیل تانسور استرین به نرخ گشتاور لرزه‌ای منحصر به فرد نیست، لذا نتایج پژوهشگران مختلف با توجه به رابطه مورد استفاده متفاوت می‌باشد. وارد در سال ۱۹۹۸ میلادی برای اولین بار این کمیت را با استفاده از داده‌های ژئودتیکی و با استفاده از تانسور استرین حاصل از آن تعیین کرد. این پژوهشگر نرخ گشتاور ژئودتیکی را برای آمریکا و اروپا از طریق فرمول زیر محاسبه کرد:

$$\dot{M}_{geodetic} = 2\mu A H_s \dot{\epsilon}_{max}$$

او از وارونگی اسکالر رابطه کاسترو و بزرگ‌ترین مقدار ویژه تانسور استرین  $\dot{\epsilon}_{max}$  استفاده کرد. روش‌های دیگری برای محاسبه نرخ ژئودتیک نیز همانند روش اندرسون مربوط به سال ۱۹۷۹ میلادی و روش ساویج و سیمپسون مربوط به سال ۱۹۹۷ میلادی، وجود دارد (savage et al., 1997).

#### ۴- نتایج برآوردها

##### تعیین نرخ گشتاور به کمک داده‌های GPS در زاگرس میانی

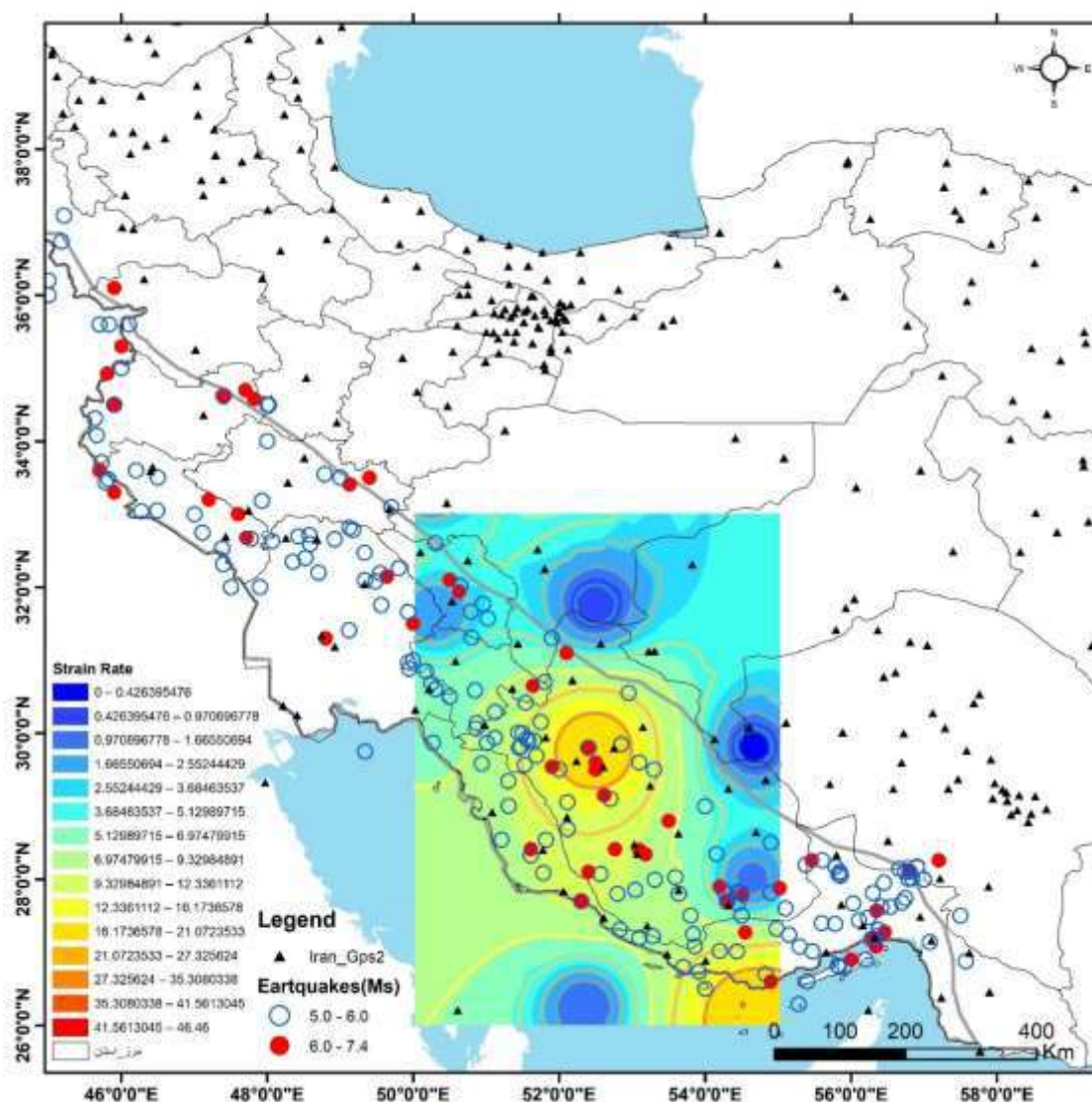
در این پژوهش با توجه به زمین‌ساخت ایران و گسلش هم‌زمان با زمین‌لرزه‌ها، شبکه‌بندی به کمک نرم‌افزار Arc GIS و بر اساس طول و عرض جغرافیایی یک درجه در یک درجه در نظر گرفته شده است. نرخ استرین به وسیله ایستگاه‌های GPS موجود در منطقه زاگرس، توسط سازمان نقشه‌برداری کشور و با بررسی بردارهای سرعت برگرفته از ظرفی ۲۰۱۳ و خرمی ۲۰۱۹ می‌باشند. مقدار نرخ استرین با استفاده از نرم‌افزار متلب استخراج و با میان‌یابی به روش نزدیک‌ترین همسایگی در نرم‌افزار Arc Gis، برای هر سلول برآورد شده است (شکل ۲). سپس مقدار نرخ گشتاور ژئودتیک برای هر سلول محاسبه شده است (Error! Reference source not found.). در منطقه مورد مطالعه ضخامت لایه لرزه‌ها با توجه به میانگین عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در کل زاگرس، برابر با ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است (Neissen et al., 2011).

جدول ۱: نرخ استرین و گشتاور ژئودتیک محاسبه شده برای هر سلول.

| شماره سلول | ضریب سختی $N/m^2$ | ثابت     | ضخامت لایه لرزه‌ها (km) | مساحت ( $km^2$ ) | نرخ استرین $S^{-1}$ | نرخ گشتاور ژئودتیک ( $Nm/yr$ ) |
|------------|-------------------|----------|-------------------------|------------------|---------------------|--------------------------------|
| G11        | 3.00E+10          | 2.00E+00 | 15                      | 1.01E+04         | 110.58              | 1.01E+18                       |
| E8         | 3.00E+10          | 2.00E+00 | 15                      | 1.01E+04         | 171                 | 1.56E+18                       |
| H8         | 3.00E+10          | 2.00E+00 | 15                      | 1.01E+04         | 36.48               | 3.32E+17                       |
| D10        | 3.00E+10          | 2.00E+00 | 15                      | 1.01E+04         | 168.72              | 1.54E+18                       |
| I8         | 3.00E+10          | 2.00E+00 | 15                      | 1.01E+04         | 62.7                | 5.71E+17                       |

|     |          |          |    |          |        |          |
|-----|----------|----------|----|----------|--------|----------|
| D9  | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 171    | 1.56E+18 |
| H10 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 111.72 | 1.02E+18 |
| F12 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 148.2  | 1.35E+18 |
| C11 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 169.86 | 1.55E+18 |
| F11 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 148.2  | 1.35E+18 |
| F10 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 77.52  | 7.06E+17 |
| G8  | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 36.48  | 3.32E+17 |
| E9  | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 169.86 | 1.55E+18 |
| D12 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 193.8  | 1.77E+18 |
| C12 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 196.08 | 1.79E+18 |
| G10 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 112.86 | 1.03E+18 |
| G9  | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 100.32 | 9.14E+17 |
| E12 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 144.78 | 1.32E+18 |
| H9  | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 111.72 | 1.02E+18 |
| F9  | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 79.8   | 7.27E+17 |
| E10 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 169.86 | 1.55E+18 |
| E11 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 136.8  | 1.25E+18 |
| D11 | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 169.86 | 1.55E+18 |
| F8  | 3.00E+10 | 2.00E+00 | 15 | 1.01E+04 | 116.28 | 1.06E+18 |

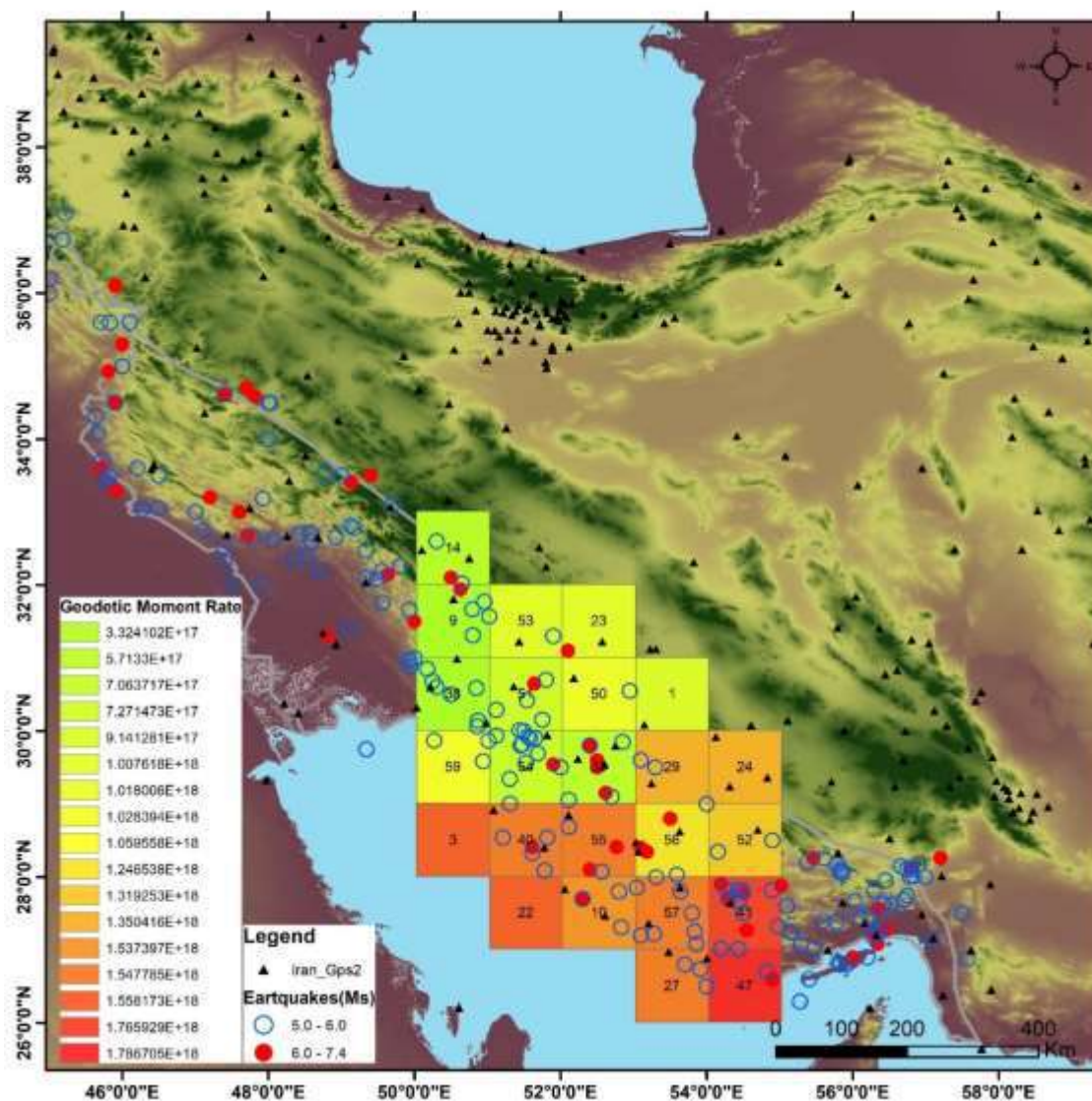
پهنه‌بندی نرخ گشتاور ژئودتیک در منطقه زاگرس بر اساس شکل ۳ بیانگر این است که هرچه مناطق به سمت رنگ‌های گرم‌تر (در این پژوهش رنگ قرمز)، گرایش پیدا کنند نرخ گشتاور ژئودتیک بیشتر شده و هر چه به سمت رنگ‌های سردتر (در این پژوهش رنگ سبز)، گرایش پیدا نمایند نرخ گشتاور ژئودتیک کمتر می‌باشد. مناطق با رنگ زرد نیز نشان دهنده اعداد متوسط این دو می‌باشد. پهنه‌بندی صورت گرفته نشان دهنده آن است که در بخش‌های جنوبی نرخ گشتاور به طرز معناداری بیشتر از بخش‌های شمالی زاگرس می‌باشد.



شکل ۲) پهنه بندی نرخ استرین در منطقه مورد مطالعه. رنگ های گرم میزان نرخ استرین بالاتر و رنگ های سرد میزان نرخ استرین پایینتر را نشان می دهند.

نرخ گشتاور ژئودتیک برای کل منطقه برابر با مقدار  $2.838 \times 10^{19}$  Nm/yr به دست آمده است. بر اساس برآورد صورت گرفته بیشترین نرخ گشتاور ژئودتیک مربوط به بخش های جنوبی زاگرس میانی و در استان های فارس و بوشهر و هرمزگان می باشد که بیشتر منطق بر شرق گسل کارزون بوده و نمایانگر دگرشکلی های بین لرزه ای است. نرخ گشتاور ژئودتیک می تواند نشانگر خوبی برای میزان پویایی پوسته و تجمع کرنش در اطراف گسل ها باشد. گسل های پیشانی کوهستان (MFF) و پیش ژرفای زاگرس (ZFF)، لار، کره بس، سروستان، سبزپوشان، برازجان و خورموج در مناطق مربوط به نرخ گشتاور ژئودتیک بالا در سلول های مذکور واقع شده اند. در واقع مناطقی که نرخ گشتاور ژئودتیک بالاتری دارند، پتانسیل فعالیت لرزه ای و غیرلرزه ای در آنها بیشتر از بقیه قسمت ها است. مناطق با نرخ گشتاور پائینتر نسبت به مناطق دیگر تغییر شکل لرزه ای و غیرلرزه ای کمتری دارند.





شکل ۳) پهنه بندی نرخ گشتاور ژنودتیک در منطقه مورد مطالعه. رنگ های گرم میزان نرخ گشتاور بالاتر و بنابراین میزان بالاتر انرژی در آن محدوده و رنگ های سرد میزان نرخ گشتاور پایینتر را نشان می دهند.

## ۵- نتیجه گیری

GPS ها هم نرخ کرنش های الاستیک (به عنوان مثال کرنش الاستیک ذخیره شده در گسل ها یا آزاد شده در زلزله ها) و هم پلاستیک (یعنی تخلیه مداوم توسط خزش و سایر فرآیندهای پلاستیکی) را نمایش می دهد. اطلاعات GPS دربرگیرنده همه منابع دگرشکلی اعم از لرزه ای و غیرلرزه ای است و به کشف اطلاعات

گسل‌های منطقه نیاز ندارد، پس حجم بیشتری از اطلاعات را در اختیار می‌گذارد. در واقع تغییر شکل‌های کندتر از نوع خزش و فرآیندهای پلاستیکی، همچنین تأثیر گسل‌هایی که از دید زمین‌شناسی پنهان هستند و یا می‌توانند در عمق با یکدیگر مرتبط باشند نیز در روش ژئودتیکی وارد محاسبات می‌شود. نرخ گشتاور ژئودتیک شامل دگرشکلی‌های لرزه‌ای و غیر لرزه‌ای است و محدوده زمانی بسیار کوتاهی را شامل می‌شود. لذا این گشتاور مقادیر بیشتری را نسبت به دو روش دیگر نشان می‌دهد. این میزان برای کل زاگرس میانی برابر با  $2.838 \times 10^{19} \text{ Nm/yr}$  می‌باشد. نرخ گشتاور به دست آمده برای منطقه مطالعاتی، نشان دهنده سهم بیشتر دگرشکلی‌های بین لرزه‌ای در این پهنه ساختاری می‌باشد. این مطالعه نشان می‌دهد که بخش‌های جنوب و جنوب شرق استان فارس، بوشهر و هرمزگان می‌تواند دارای بیشترین مقدار انرژی موجود در زاگرس میانی باشد و این موضوع می‌تواند در تحلیل خطر لرزه‌ای اهمیت زیادی داشته باشد.

#### منابع:

مهدیپور، ص.، زارعی، س.، منصوری، س. ر.، ۱۴۰۰، ارزیابی پویایی لرزه زمینساختی در کمربند چین خورده و رانده زاگرس به کمک نسبت نرخ گشتاور لرزه‌ای به ژئودتیک. مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۵، شماره ۲.

Khorrarni, F., Vernant, F., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., Saadat, S.A., Walpersdorf, A., Hosseini, S., Tavakoli, P., Aghamohammadi, A., Alijanzade, M., 2019. An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophys.J.Int.* 0,1-0.

Kanamori, Hiroo. 1977, Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, *Maurice Ewing Ser* 1 (1977): 163-174.

Kostrov, V. V. 1974, Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth, Engl. Transl.* 23-44.

Nissen, Edwin, Mohammad Tatar, James A. Jackson, and Mark B. Allen. 2011, New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran. *Geophysical Journal International* 186, no. 3, 928-944.

Pancha, Aasha, John G. Anderson, and Corné Kreemer. 2006, Comparison of seismic and geodetic scalar moment rates across the Basin and Range Province. " *Bulletin of the Seismological Society of America* 96, no. 1, 11-32.

Savage, James C., and Robert W. Simpson. 1997, Surface strain accumulation and the seismic moment tensor. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87, no. 5, 1345-1353.

Terada, T. and Miyabe, N. 1929, Deformation of the earth crust in Kiransai District and its relation to the orographic feature, *Bulletin of the Earthquake research Institute, Univ. of Tokyo, Japan, Vol. 7, PP.* 223-241.

Ward, Steven N. 1998, On the consistency of earthquake moment rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States. " *Geophysical Journal International* 134, no. 1, 172-186.



## افق بازماندی مجروسه، شمال غرب ارومیه، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران: ملاحظات بر روی توزیع عناصر نادر خاکی و سنگ مادر احتمالی

رضا عباسی نصیر کندی<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، مریم خسروی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

Rezaabbasinasirkandi@gmail.com

۲- استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.abedini@urmia.ac.ir

۳- استادیار، گروه اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

maryamkhosravi@iut.ac.ir

### چکیده

افق بازماندی مجروسه، در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان ارومیه، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران قرار دارد. این افق بازماندی، به صورت لایه‌ای بر روی سنگ‌های کربناتی سازند روته (پرمین میانی) توسعه یافته است. کائولینیت، اسمکتیت، موسکویت-ایلیت، هماتیت، گوتیت، کوارتز و آناتاز در مقادیر سنگ‌ساز در این افق حضور دارند. شیمی عناصر اصلی نشان می‌دهند که این افق بازماندی از دو تیپ کانسنگ، (۱) لاتریت و (۲) لاتریت کائولینیتی تشکیل شده است. بررسی روند توزیع عناصر اصلی در کانسنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند که این افق بازماندی در طی تکوین و تکامل خود شدت فرآیند لاتریتی شدن ضعیف تا متوسط را متحمل شده است. الگوی توزیع REE به هتجار شده به کندریت دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و رخداد آنومالی مثبت Eu در طی تکوین کانسنگ‌های مورد مطالعه دارند. پارامترهای ژئوشیمیایی نظیر  $(LREE/HREE)_N$ ،  $Eu/Eu^*$  و  $La/Y$  شرایط قلیایی را برای تشکیل این افق نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد که آب‌های زیرزمینی نقش مهمی در تشکیل این افق ایفا نموده است. در این پژوهش، برای شناسایی سنگ منشأ احتمالی این افق، از عناصر کم تحرک استفاده شد. این پارامترها به وضوح آشکار نمودند که طیفی از سنگ‌های آلکالی بازالت، بازالت و آندزیت‌بازالتی می‌توانند سنگ مادر این افق بازماندی باشند.

**واژه‌های کلیدی:** افق بازماندی، مجروسه، ارومیه، ژئوشیمی عناصر نادر خاکی، سنگ مادر.

### Abstract

The Majrouseh residual horizon is located 25 km northwest of Urmia city, West Azarbaijan province, NW Iran. This residual horizon has been developed as a layer on the carbonate rocks of Ruteh Formation (Middle Permian). Kaolinite, smectite, muscovite-illite, hematite, goethite, quartz, and anatase are present in rock-forming quantities in this horizon. The chemistry of the major elements shows that this residual horizon consists of two types of ore, (1) laterite and (2) kaolinitic laterite. Investigating the distribution trend of the major elements in the studied ores shows that this residual horizon has suffered the intensity of weak to moderate lateritization process during formation and evolution. The pattern of REE distribution normalized to chondrite indicates the differentiation and enrichment of LREE relative to HREE and the occurrence of positive Eu anomaly during the formation of the studied ores. Geochemical parameters such as  $(LREE/HREE)_N$ ,  $Eu/Eu^*$ , and  $La/Y$  show alkaline conditions for the formation of this horizon. It seems that underground water has played an important role in the formation of this horizon. In this research, to identify the possible source rock of this horizon, the immobile elements were used. These parameters clearly revealed that a range from alkaline basalt, basalt, and basaltic andesite rocks can be the mother rock of this residual horizon.

**Key words:** Residual horizon; Majrouseh; Urmia; REE geochemistry; Parent rock

### ۱- مقدمه

استان آذربایجان غربی به دلیل وجود پتانسیل‌های بسیار خوب از افق‌های بازماندی با ترکیب لاتریت، بوکسیت و کائولینیت مورد توجه پژوهشگران مختلف بوده است (Abedini et al., 2018). تمرکز این افق‌ها بیشتر در بخش جنوبی استان نظیر بوکان، شاهین‌دژ و مهاباد بوده است. در سال‌های اخیر برونزدهایی

از این افق‌ها در مرکز و شمال استان اکتشاف شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که اطلاعات منتشر شده از سیمای کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بخش مرکزی و شمالی استان در خصوص این افق‌ها بسیار ناچیز است. از اینرو، مطالعه این افق‌ها در بخش‌های مرکزی و شمالی استان می‌تواند اطلاعات بسیار با ارزشی برای اکتشاف و شناسایی این نوع مواد معدنی در شمال‌غرب ایران را ارائه کند. از اینرو، در این پژوهش یکی از افق‌های بازماندی تیپیک در مرکز استان به نام مجروسه برای بررسی انتخاب گردید. در این مطالعه، سعی گردید با استفاده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های کانی‌شناسی و مطالعات ژئوشیمیایی اطلاعات خوب و جامعی از عوامل موثر در توزیع عناصر نادر خاکی (REE) در این افق ارائه شود و با استفاده از شیمی سنگ کل، سنگ مادر احتمالی این افق مورد بررسی قرار گیرد. جهت نیل به این هدف، در ابتدا پیمایش‌هایی به منظور بررسی واحدهای سنگی منطقه، شکل و روند گسترش افق بازماندی، نقش فرایندهای زمین‌ساختی در ریخت‌شناسی کانسنگ‌ها و تیپ‌های کانسنگی حاضر انجام گردید. سپس، ترکیب کانی‌شناسی تعداد ۶ نمونه انتخابی از افق بازماندی به روش پراش پرتو ایکس (XRD) در آزمایشگاه‌های شرکت کانساران پینالود تعیین شدند. افزون بر این، برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی تعداد ۱۴ نمونه از افق بازماندی به ترتیب به روش‌های فلونورسانس اشعه ایکس (X-ray fluorescence, XRF) و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry, ICP-MS) در شرکت زراژما مورد تجزیه قرار گرفتند. در نهایت، تفسیرهای ژئوشیمیایی برای تعیین فاکتورهای کنترل‌کننده توزیع عناصر نادر خاکی و تعیین سنگ مادر احتمالی با توجه به نتایج به دست آمده انجام گردید.

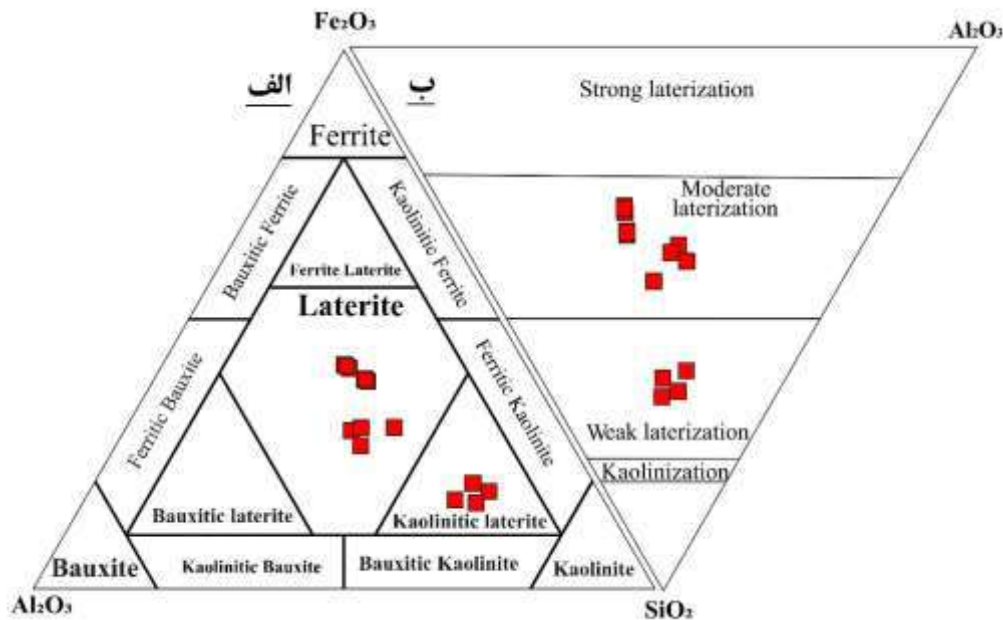
## ۲- بحث و بررسی

منطقه مجروسه در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان ارومیه در استان آذربایجان غربی، شمال‌غرب ایران واقع می‌باشد. این منطقه بخشی از زون زمین‌ساختی خوی-مهاباد محسوب می‌شود. در تقسیم‌بندی کمربندهای بوکسیت در دنیا (Bardossy, 1982)، این منطقه در کمربند بوکسیت‌زایی کارستی ایران-هیمالیا قرار می‌گیرد. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه، مربوط به سازند کهر به سن پرکامبرین می‌باشند که از نظر لیتولوژی مشتمل بر تناوب ماسه‌سنگ و شیل هستند. بر روی این سازند، سازند بایندور به سن پرکامبرین قرار دارد که شامل ماسه‌سنگ، شیل و دولومیت است. تناوب سنگ‌های شیل آهکی و ماسه‌سنگ‌های مربوط به سازند زاگون به کامبرین پیشین توالی رسوبی منطقه را تداوم می‌بخشد. ماسه‌سنگ‌های آرکوزی تا نیمه‌آرکوزی مربوط به سازند لالون به سن کامبرین پیشین بر روی واحدهای سنگی سازند زاگون قرار گرفته است. سازند میلا (کامبرین پسین تا اردوئیسین پیشین) با لیتولوژی دولومیت و آهک‌های تریلوبیت‌دار همراه با سازند دروود (پرمین زیرین) با لیتولوژی ماسه‌سنگ و کنگلومرا واحدهای سنگی دیگر منطقه می‌باشند که سازند روته (پرمین میانی) با واحدهای سنگی آهک و دولومیت بر روی آنها قرار گرفته است. در نهایت، سازند تیزکوه (کرتاسه زیرین) با لیتولوژی شیل و آهک همراه با سازند قم (الیگومیوسن) با لیتولوژی آهک‌ریزدانه جوانترین واحدهای سنگی منطقه مجروسه را تشکیل می‌دهند. شایان ذکر است که در درون سنگ‌های کربناتی سازند روته برونزدهای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا بازالت قابل رویت است.

افق بازماندی مجروسه با ضخامتی متغیر از ۱۵ تا ۲۵ متر با امتداد شمال‌شرقی - جنوب‌غربی و شیبی متغیر از ۳۰ الی ۳۵ درجه به سمت جنوب‌شرق به صورت لایه‌ای در روی واحدهای کربناته سازند روته (پرمین میانی) قرار دارد. این افق در کل رنگی در حد قرمز تا قرمز قهوه‌ای دارد که در مواردی رنگ آن به سفید تغییر می‌کند. کانسنگ‌های حاضر در این افق به دو دسته (۱) ترد و شکننده و (۲) سخت و متراکم قابل تفکیک هستند. کانسنگ‌های ترد و شکننده سختی و چگالی کمتری دارند و دارای حالت لایه‌ای هستند. این در حالی است که کانسنگ‌های سخت و متراکم سختی و چگالی بالایی دارند و معمولاً "بخش تحتانی افق بازماندی" را تشکیل می‌دهند. مرز کاملاً مشخصی بین این افق بازماندی و سنگ‌های کربناتی سازند روته وجود دارد. در مواردی به دلیل نفوذ محلول‌های آهن‌دار به درز و شکاف‌های حاضر در سنگ‌های آهکی و دولومیتی سازند روته، سبب قرمز تا ارغوانی شدن آنها گشته‌اند.

آنالیزهای کانی‌شناسی نشان می‌دهند که این افق بازماندی از کانی‌های رسی، کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن، کانی‌های اکسیدی تیتانیوم و کانی‌های سیلیس آزاد تشکیل شده است. کانی‌های رسی شامل کائولینیت، اسمکتیت، و موسکویت-ایلیت هستند. در این این سه کانی، کائولینیت به عنوان فاز کانیایی اصلی در کانسنگ‌ها حضور دارد. کانی‌های اکسید و هیدروکسیدی آهن به ترتیب هماتیت و گوتیت می‌باشند که در همه نمونه‌های آنالیز شده حاضر هستند. فاز اکسیدی تیتانیوم و اکسیدی سیلیسیم به ترتیب آناتاز و کوارتز هستند که در مقادیر فرعی در کانسنگ‌ها وجود دارند.

برای تعیین تیپ‌های کانسنگی و شدت هوازدگی افق بازماندی مجروسه از نمودارهای سه متغیره  $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$  (Aleva, 1994) (شکل ۱-الف) و  $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$  (Schellmann, 1983) (شکل ۱-ب) استفاده گردید. نتایج حاصل از این نمودارهای یاد شده معرف وجود دو تیپ کانسنگ (۱) لاتریت و (۲) لاتریت کائولینیتی برای افق مجروسه می‌باشد که به نظر می‌رسد در طی تکوین و توسعه خود شدت هوازدگی ضعیف تا متوسطی را از نظر لاتریتی شدن متحمل شده‌اند.



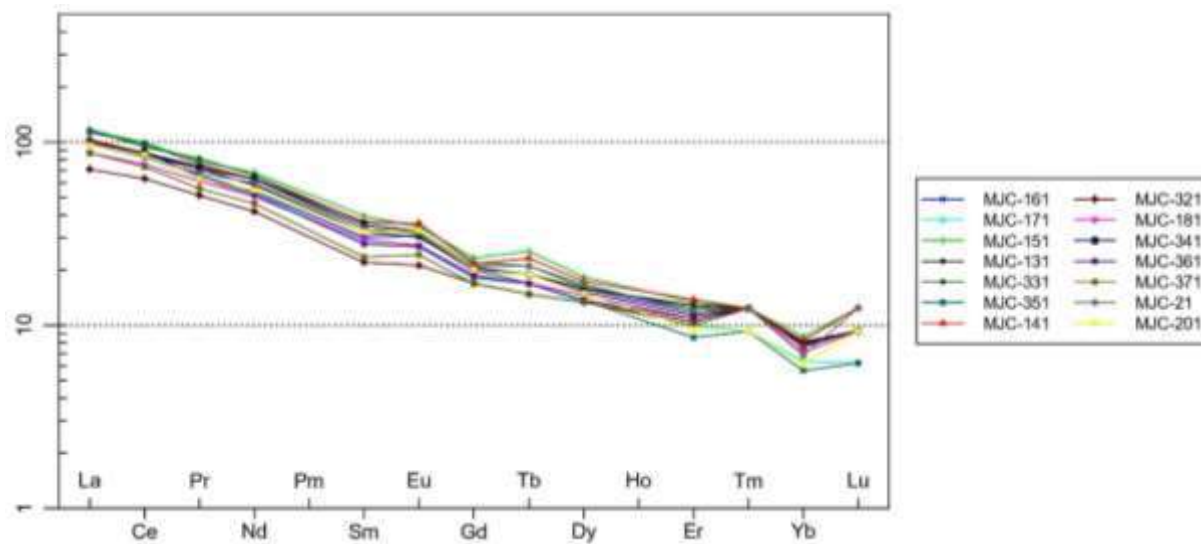
شکل ۱- (الف) موقعیت کانسنگ‌های بازماندی مجروسته در نمودار سه متغیره  $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$  (Aleva, 1994) و (ب) در نمودار سه متغیره  $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$  (Schellmann, 1983).

تا به حال، تحقیقات گسترده‌ای در زمینه تفکیک عناصر نادر خاکی سبک (LREE) از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) در ذخایر بازماندی مانند لایتریت‌ها و بوکسیت‌ها انجام شده است. نسبت‌هایی ژئوشیمیایی نظیر  $(LREE/HREE)_N$  و  $(La/Yb)_N$  اجازه می‌دهند تا بتوان درجه تفکیک عناصر نادر خاکی را از هم تشخیص داد. این پارامترها در ارزیابی شرایط محیط تشکیل این ذخایر نظیر pH می‌توانند مورد استفاده قرار بگیرند. مطالعات انجام شده نشان داده است که افزایش مقادیر عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر سنگین با افزایش نسبت  $La$  به  $Yb$  دلیلی بر افزایش pH محیط تشکیل کانسارهای بازماندی می‌باشد (Braun et al., 1998). نسبت  $La/Y$  می‌تواند به عنوان شاخص مناسبی برای تشخیص محیط تشکیل کانسارهای بازماندی از نظر میزان اسیدیته مورد استفاده قرار بگیرد. به عبارت بهتر، این نسبت ژئوشیمیایی اطلاعات مفیدی درباره pH محیط هنگام تشکیل کانسارهای بازماندی را ارائه می‌دهد (Crinci and Jurkowic, 1990).

محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که نسبت  $(LREE/HREE)_N$  در نمونه‌های مورد مطالعه در بازه‌ای از ۲/۵۵ الی ۳/۷۰ در تغییر می‌باشد (جدول ۱). حرف N در این نسبت مبین به هنجار شدن میزان لانتانیدها در نمونه‌های مورد مطالعه به مقادیر مشابه در کندریت (Boynton, 1984) است. افزون بر این، مقدار نسبت  $(La/Yb)_N$  در نمونه‌ها در بازه ۹/۲۱ الی ۲۰ در تغییر است (جدول ۱). این یافته‌ها، علاوه بر نشان دادن غلظت بیشتر عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین، دلیلی بر افزایش میزان pH محلول‌های مسئول هوازدگی است. این افزایش می‌تواند به دلیل افزایش سطح آب سفره‌های آب‌های زیرزمینی در هنگام تشکیل افق بازماندی باشد (Abedini et al., 2018). از این نتایج می‌توان چنین استنباط نمود که آب‌های زیرزمینی در حین بالا آمدن به دلیل واکنش با واحدهای آهکی سازند روته ماهیت قلیایی پیدا نموده‌اند. همان‌طور که قبلاً ذکر شد، نسبت  $La/Y$  پارامتر مناسبی برای ارزیابی pH محیط تشکیل افق بازماندی می‌باشد. مقادیر کمتر و بیشتر از ۱ برای این نسبت به ترتیب مبین حاکمیت شرایط اسیدی و قلیایی محیط تشکیل کانسارهای بازماندی است. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که مقدار این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه در بازه ۱/۱ الی ۲/۵۴ در نوسان است. این مقادیر به وضوح مبین حاکمیت محیط قلیایی در تشکیل افق بازماندی مجروسته می‌باشد.

الگوی توزیع REE به هنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و رخداد آنومالی‌های مثبت برای Eu در نمونه‌های مطالعه شده از افق بازماندی دارند (شکل ۲). محاسبه کمی مقدار آنومالی Eu با استفاده از رابطه

$Eu/Eu^* = 2Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$  نشان می‌دهند که مقدار این آنومالی بزرگتر از ۱ بوده و در بازه‌ای از ۱/۱۰ الی ۱/۲۹ تغییر می‌کند. مقدار بالای ۱ برای این آنومالی به وضوح نقش محیط قلیایی در تشکیل افق مورد مطالعه را پیشنهاد می‌کند.

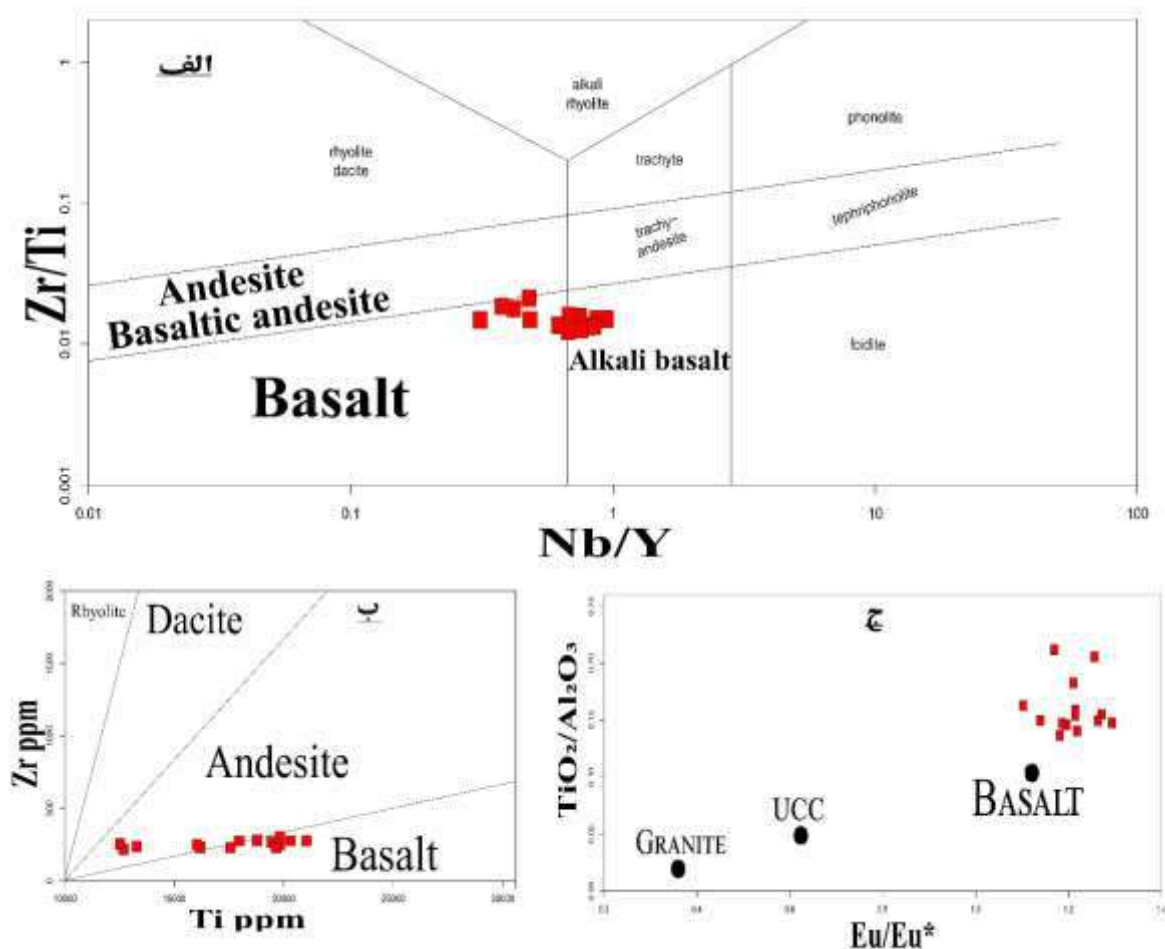


شکل ۲- الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به هنجار شده در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984) در افق بازماندی مجروسه.  
جدول ۱- نسبت‌های عنصری محاسبه شده و مقادیر بی‌هنجاری Eu در افق بازماندی مجروسه. N نماد به هنجار شدن مقادیر عناصر نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984) می‌باشد.

|         | Eu/Eu* | (LREE/HREE) <sub>N</sub> | (La/Yb) <sub>N</sub> | La/Y |
|---------|--------|--------------------------|----------------------|------|
| MJC-161 | 1.26   | 2.87                     | 11.97                | 1.30 |
| MJC-171 | 1.19   | 3.36                     | 16.22                | 2.01 |
| MJC-151 | 1.14   | 2.94                     | 13.41                | 1.26 |
| MJC-131 | 1.18   | 2.95                     | 12.29                | 1.19 |
| MJC-331 | 1.27   | 3.14                     | 14.89                | 1.69 |
| MJC-351 | 1.21   | 3.70                     | 20.00                | 2.54 |
| MJC-141 | 1.26   | 2.76                     | 12.54                | 1.24 |
| MJC-321 | 1.10   | 2.55                     | 9.21                 | 1.10 |
| MJC-181 | 1.17   | 2.82                     | 12.22                | 1.64 |
| MJC-341 | 1.21   | 3.04                     | 12.90                | 1.61 |
| MJC-361 | 1.19   | 3.04                     | 12.67                | 1.61 |
| MJC-371 | 1.22   | 2.86                     | 11.45                | 1.38 |
| MJC-21  | 1.22   | 2.77                     | 14.14                | 1.43 |
| MJC-201 | 1.29   | 3.01                     | 15.68                | 1.81 |

برای شناسایی سنگ مادر کانسارهای بازماندی می‌بایستی از عناصری استفاده کرد که مقادیر آن‌ها در طی فرآیندهای هوازدگی متحمل کمترین تغییرات شود (Valeton et al., 1987). بدین منظور می‌توان از عناصر کم‌حرکتی نظیر Zr، Ti، Nb و Y بهره برد (Kurtz et al., 2000). یکی از روش‌های مؤثر برای شناسایی سنگ مادر احتمالی، استفاده از نمودار دو متغیره Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996) است. این نمودار دو متغیره به علت استفاده از عناصر کم‌حرکتی مناسبی برای شناسایی سنگ‌مادر احتمالی افق بازماندی می‌باشد (شکل ۳- الف). بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در

محدوده بازالت قرار می‌گیرند. یکی دیگر از روش‌های معمول برای تعیین ترکیب شیمیایی سنگ مادر، استفاده از نمودار دو متغیره  $Zr$  در برابر  $Ti$  است (Hallberg, 1984) (شکل ۳-ب). بر اساس نمودار دو متغیره  $Zr/Ti$ ، سنگ مادر احتمالی این افق بازماندی سنگ‌های بازالتی تا آندزیتی است. همچنین، نمودار دو متغیره  $Eu/Eu^*$  در برابر  $TiO_2/Al_2O_3$  نیز می‌تواند در شناسایی سنگ مادر احتمالی این افق بازماندی مفید باشد (Mameli et al., 2007). اندازه‌گیری میزان آنومالی  $Eu$  در نمونه‌های مختلف سنگ مادر و رسوبات حاصل از آن نشان داده است که مقدار این آنومالی در طول فرایند هوازدگی و تبدیل شدن سنگ‌مادر به ذخایر بازماندی، تغییر قابل توجهی نمی‌کند و ثابت باقی می‌ماند. از اینرو، آنومالی  $Eu$  می‌تواند به عنوان پروکسی مناسبی برای شناسایی سنگ‌مادر احتمالی رسوبات حاصل از خود مورد استفاده قرار گیرد (Mongelli, 1993). مقادیر آنومالی  $Eu$  در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار اندک بوده (جدول ۱)، لذا این پارامتر می‌تواند در تعیین سنگ مادر احتمالی استفاده شود. از طرفی بررسی‌ها نشان داده است که نسبت  $TiO_2/Al_2O_3$  در فرآیند تبدیل سنگ مادر به افق بازماندی بی‌تحرك باقی می‌ماند. نمودار دو متغیره  $Eu/Eu^*$  در برابر  $TiO_2/Al_2O_3$  سه دسته‌بندی مجزا بازالتی، پوسته قاره‌ای فوقانی و گرانیت‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۳-ج). بر اساس این نمودار، سنگ مادر احتمالی افق بازماندی مجروحه می‌تواند سنگی با ماهیت بازالتی باشد.



شکل ۳- (الف) موقعیت کانسنگ‌های مجروحه در نمودار دو متغیره  $Nb/Y$  در برابر  $Zr/Ti$  (Pearce, 1996)، (ب) نمودار دو متغیره  $Zr$  در برابر  $Ti$  (Hallberg, 1984) و (ج) نمودار دو متغیره بی‌هنجاری  $Eu$  در مقابل  $TiO_2/Al_2O_3$  (Mameli et al., 2007).

### ۳- نتیجه‌گیری

مهمترین نتایج به دست آمده از این مطالعه عبارتند از:

- ۱- افق بازماندی مجروسته به صورت لایه‌ای بر روی سنگ‌های کربناتی سازند روته (پرمن میانی) توسعه یافته است.
- ۲- کائولینیت، اسمکتیت، موسکویت-ایلیت، هماتیت، گوتیت، کوارتز و آاناتاز مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده این افق هستند.
- ۳- کانسنگ‌های افق ترکیب لاتریت و لاتریت کائولینیتی دارند و در طی تکوین خود لاتریتی‌شدن ضعیف تا متوسط را تجربه نموده‌اند.
- ۴- پارامترهای ژئوشیمیایی نظیر  $(LREE/HREE)_N$ ،  $Eu/Eu^*$  و  $La/Y$  شرایط قلیایی را برای تشکیل این افق نشان می‌دهند.
- ۵- آب‌های زیرزمینی نقش مهمی در توسعه و تکامل این افق داشته‌اند.
- ۶- طیفی از سنگ‌های آکالی بازالت، بازالت و آندزیت‌بازالتی پروتولیت این افق بازماندی هستند.

### ۴- مراجع

- Abedini, A., Calagari, A.A., Rezaei Azizi, M.R., 2018. The tetrad-effect in rare earth elements distribution patterns of titanium-rich bauxites: Evidence from the Kanigorgeh deposit, NW Iran: *Journal of geochemical Exploration*, 186: 129–142.
- Aleva, G., 1994. Laterites. Concepts, geology, morphology and chemistry, 169p.
- Bardossy, G., 1982. Bauxite Deposits on Carbonate Rocks (Karst Bauxites); Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 14, 441.
- Boynnton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies: In *Developments in geochemistry* (Vol. 2, pp. 63-114). Elsevier.
- Braun, J.J., Viers, J., Dupré, B., Polve, M., Ndam, J., Muller, J.P., 1998. Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon: the implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 273–299.
- Crinci, J., Jurkovic, I., 1990. Rare earth elements in Triassic bauxites of Croatia, Yugoslavia: *Travaux*, 19: 239–248.
- Hallberg, J., 1984. A geochemical aid to igneous rock type identification in deeply weathered terrain. *Journal of geochemical Exploration*, 20: 1–8.
- Kurtz, A.C., Derry, L.A., Chadwick, O.A., Alfano, M.J., 2000. Refractory element mobility in volcanic soils. *Geology*, 28: 683–686.
- Mameli, P., Mongelli, G., Oggiano, G., Dinelli, E., 2007. Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy): insights on conditions of formation and parental affinity: *International Journal of Earth Sciences*, 96, 887–902.
- Mongelli, G., 1993. REE and other trace elements in a granitic weathering profile from “Serre”, southern Italy: *Chemical Geology*, 103: 17–25.
- Pearce, J.A., 1996. A user’s guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration: *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12: 113.
- Schellmann, W., 1983. Geochemical principles of lateritic nickel ore formation. *Proceedings: International Seminar on Lateritisation Processes*.
- Valeton, I., Biermann, M., Reche, R., Rosenberg, F., 1987. Genesis of nickel laterites and bauxites in Greece during the Jurassic and Cretaceous, and their relation to ultrabasic parent rocks: *Ore Geology Reviews*, 2: 359–404.

## تحلیل ساختاری گسل های معدن آهن شماره ۴ گل گهر، کمر بند دگرگونی سندج -

### سیرجان

حسین خورشیدی پاچی<sup>۱\*</sup>، مجید شاه پسند زاده<sup>۲</sup>، سعیده کشاورز<sup>۳</sup>، محمد جواد قرائت<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته،

کرمان، ایران

h.khorshidi1365@gmail.com

۲. دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir

۳. استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان،

ایران s.keshavarz2007@yahoo.com

۴. دکتری زمین شناسی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز، شیراز ایران

Vahid.gharaat@gmail.com

### چکیده

ساختارهای زمین شناسی به ویژه گسل ها نقش مهمی در کنترل و دگرشکلی ماده معدنی در منطقه معدنی گل گهر داشته اند. در این پژوهش با استفاده از تهیه نقشه های ساختاری بزرگ مقیاس، گسل های معدن آهن شماره ۴ گل گهر مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس ویژگی های هندسی و کینماتیک گسل ها، سه دسته گسل در این معدن شناسایی شده است. گسل های عادی با مولفه راستالغز ESE-WNW به علت توازی با شیستوزیت سنگهای دگرگونی باعث ریزش در دیواره شمالی معدن شده اند. گسل های عادی NW-SE با جابه جایی واحدهای سنگی و نهشته های آبرفتی معدن (۱-۶۰ متر) همراه هستند. این گسل ها مرز بین ماده معدنی با سنگ میزبان را تشکیل داده و در نتیجه می توانند نقش قابل توجهی در جایگزینی اولیه ماده معدنی داشته باشند. گسل های راستالغز با مولفه عادی N-S تا NNE-SSW اغلب در واحدهای شیستی هوازده دیواره جنوبی معدن سبب قطع و جابه جایی دو دسته گسل دیگر شده اند. این گسل ها نقش مهمی در دگرشکلی و جابه جایی ماده معدنی داشته اند.

**واژه های کلیدی:** گسلش؛ کنترل ساختاری؛ معدن آهن گل گهر؛ کمر بند دگرگونی سندج-سیرجان.

### Abstract

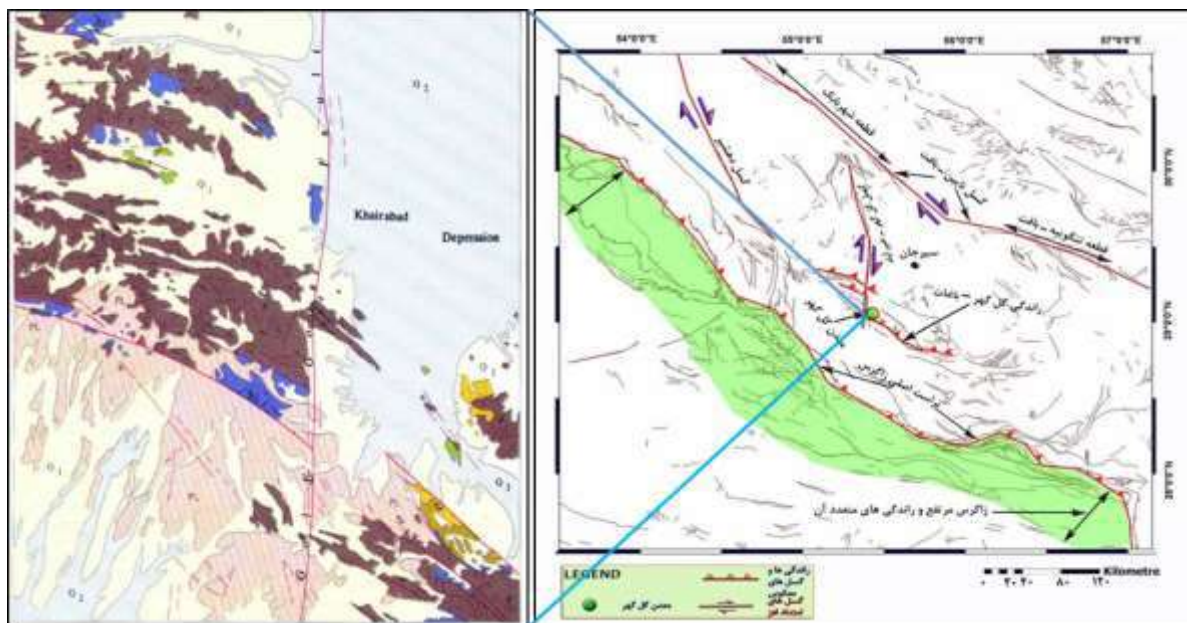
Geological structures especially faults have a fundamental role in structural controlling and deformation of the ore deposits in the Gol-Gohar mining district. In this research, by preparing large-scale structural maps, faults of the Gol-Gohar mine (No. 4) have been studied. According to the geometry and kinematics of the fault, three fault sets have been recognized. Parallel geometry of the normal with strike-slip component ESE-ENW striking faults with the schistosity of metamorphosed rocks have caused rock slides in the northern wall of the mine pit. The NW-SE normal faults are associated with displacement of the alluvial deposits and rock units (1-60 m) of the mine. These faults constitute boundary of the ore deposits with the host rocks and thus could have a prominent role in the ore emplacement. The north-south to NNE-SSW striking strike-slip with normal component faults, often in the weathered schist units of the southern mine wall, cut and displaced the former faults. These faults had a considerable role in deformation and displacement of the ore deposit.



**Keywords:** Faulting; structural control; Gol-Gohar iron mine; Sanandaj-Sirjan metamorphic belt.

## ۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱). این پهنه دگرگونی با روند شمال غرب- جنوب شرق (از ارومیه و سنندج در شمال غرب تا سیرجان و اسفندقه در جنوب شرق ایران) به موازات راستای غالب کوهزاد زاگرس گسترش دارد. پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان به طور عمده از ساختارهای دوپلکس مرکب بزرگ مقیاس و سیستم راندگی‌های فلسی با شیب به سمت شمال شرق تشکیل گردیده است. ماگماتیسیم-دگرگونی و راندگی‌ها با ساختارهای نامتقارن در سنگ‌های دگرگونی این پهنه دگرگونی شرایط مناسبی را برای تشکیل کانسارهای متعددی فراهم کرده است. در این پهنه دگرگونی ذخایر فراوانی از کانسارهای فلزی مانند کانسارهای آهن گل‌گهر (منطقه معدنی گل‌گهر، سیرجان)، توتک، دهیید (فارس)، شمس‌آباد (اراک)، باباعلی (همدان) و داش‌آغل (آذربایجان غربی) گزارش شده است (Rajabzadeh, and Rasti, 2012; Mirzaei et al., 2018; Jafari et al., 2019; Alibabae et al., 2020). ذخایر مگنتیت-هماتیت گل‌گهر به طور عمده در مجموعه دگرگونی گل‌گهر (تناوبی از ارتوگنیس، میکاشیست، آمفیبولیت و کوارتزشیست در بخش پایینی و ارتوگنیس و کوارتزشیست در بخش‌های بالایی) تشکیل گردیده که در زیر مجموعه دگرگونی کر سفید (به طور عمده شامل تناوب مرمر و شیست) قرار گرفته است. واحدهای سنگی مزوزویک و سنوزویک (شامل کنگلومرا، سنگ آهک ریفی، ماسه سنگ‌های آهکی، شیل و توریدایت) و آبرفت‌های کوارترنری در منطقه معدنی گل‌گهر گسترش دارند. (Mücke and Younessi, 2004, Aftabi et al., 2021). ساختارها، به ویژه گسل‌ها نقش مهمی در کنترل ساختاری و دگرشکلی ماده معدنی داشته‌اند. در این پژوهش گسل‌های کاواک (پیت) معدن آهن شماره ۴ گل‌گهر مورد بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۱- الف- نقشه گسل‌های جنوب شرق پهنه دگرگونی سیرجان (آزادیخواه و همکاران، ۱۳۸۸) ب- نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی گل‌گهر: گسل گل‌گهر-خیرآباد با جابه‌جایی راندگی گل‌گهر-باغات مرز غربی کفه نمکی خیرآباد را تشکیل می‌دهد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۱۹۹۷).

## ۲- گسل‌های منطقه مورد مطالعه

منطقه معدنی گل‌گهر در محل تلاقی راندگی گل‌گهر-باغات با گسل راستالغز راست‌بر گل‌گهر-خیرآباد قرار دارد (شکل ۲). در زیر مهمترین ویژگی‌های گسل‌های این منطقه معدنی به‌طور مختصر ارایه شده است:



شکل ۲- گسل‌های اصلی منطقه معدنی گل‌گهر بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست. معادن آهن گل‌گهر با رنگ خاکستری مشخص شده‌اند.

**راندگی گل‌گهر-باغات:** این راندگی از دو کیلومتری باختر منطقه معدنی گل‌گهر شروع شده و تا نزدیکی باغات ادامه دارد. راندگی گل‌گهر-باغات دارای طول ۵۰ کیلومتر و امتداد شمال‌باختر-جنوب‌خاور با شیبی به سمت شمال‌خاور است. راستای این گسل به سمت جنوب‌خاور کمی به سمت جنوب منحرف می‌شود.

**گسل گل‌گهر-خیرآباد:** گسل راستالغز راست‌بر گل‌گهر-خیرآباد شامل مجموعه‌ای از گسل‌های راستالغز راست‌بر با راستای کلی شمالی-جنوبی و طول تقریبی ۱۱۵ کیلومتر است.

**گسل چاه تلخ - چاه دراز:** این گسل با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور به موازات راندگی گل‌گهر-باغات از شمال‌خاور منطقه معدنی گل‌گهر می‌گذرد. **گسل بی‌بی مگو:** در خاور معدن گل‌گهر رشته کوه بی‌بی مگو با ارتفاع حدود ۱۸۱۵ متر دیده می‌شود. این گسل با راستای تقریبی شمال‌باختر-جنوب‌خاور است ولی هنگامی که به گسل گل‌گهر-خیرآباد می‌رسد به سمت شمال تمایل بیشتری پیدا می‌کند. همچنین در باختر گسل گل-گهر نیز ساختارهای مشابه این گسل دیده می‌شود که راستای ENE-WNW دارد.

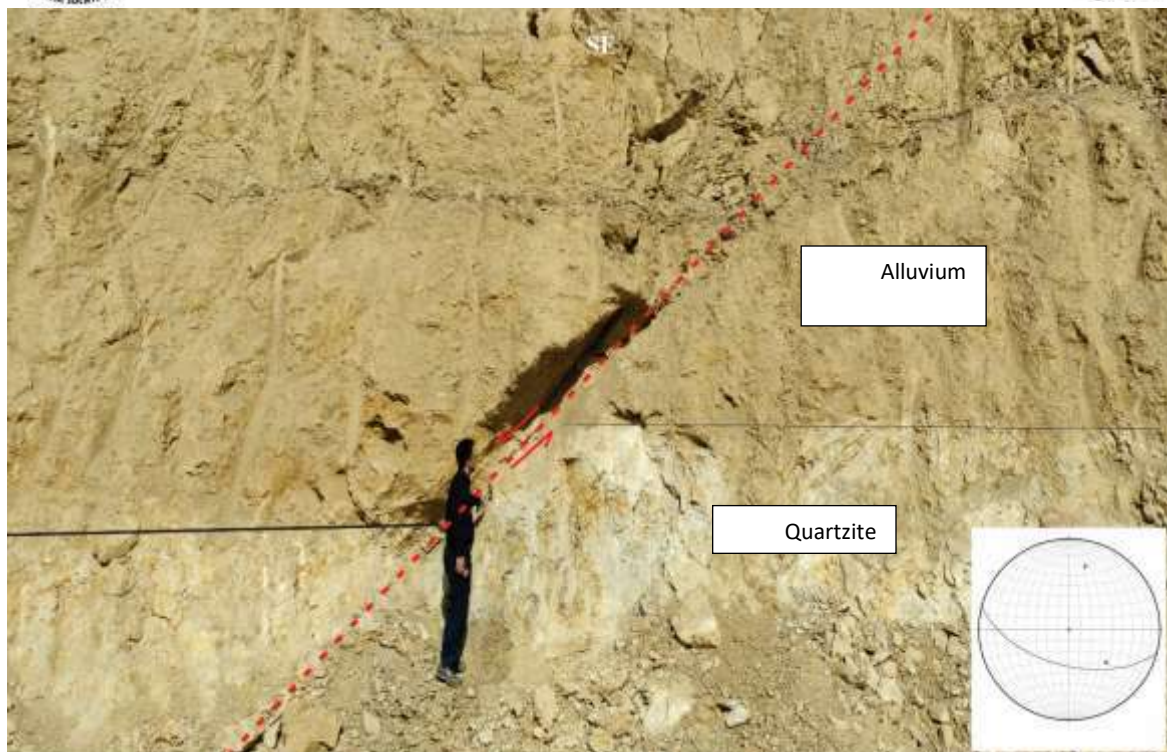
### ۳- روش تحقیق

در این پژوهش، ویژگی‌های ساختاری گسل‌های معدن آهن شماره ۴ گل‌گهر شامل امتداد، شیب و جهت شیب سطح گسل، میل و روند یا ریک خش‌لغزها یا فیبرهای لغزشی با کمپاس برانتون اندازه‌گیری و بر روی نقشه زمین‌شناسی کانسار پیاده گردید. هم‌چنین، سازوکار گسل‌ها و جنس و ساختارهای موجود در سنگ‌های فرادیواره، فرودیواره گسل‌ها و پهنه گسلی نیز در مطالعات صحرایی مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا، براساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیرجان و گل‌گهر، نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه تهیه گردید. برداشت پارامترهای هندسی و کینماتیکی گسل‌ها از تراز طبیعی زمین (پله ۱۷۵۵ متر) تا کف کنونی کاواک (پیت) معدن (پله ۱۵۳۰ متر)، با ارتفاع متوسط هر پله ۱۵ متر، به وسیله کمپاس برانتون به مدت سه ماه انجام گرفته است. در مجموع در پله‌های مختلف کاواک معدن، داده‌های ساختاری گسل‌ها در ۱۲۴ ایستگاه جمع‌آوری و ثبت گردیده است. سپس با استفاده از نرم افزار Faultkin داده‌های ساختاری تحلیل و به وسیله نرم افزار ArcGIS نقشه گسل‌های معدن مورد مطالعه تهیه شد.

### ۴- تحلیل ساختاری

#### گسل‌های با راستای ESE-WNW

این گسل‌های با راستای ESE-WNW اغلب به موازات شیستوزیته سنگهای دگرگونی در بخش مرکزی کاواک معدن یافت می‌شوند. این گسل‌ها در دیواره خاوری و باختری کاواک نهشته‌های آبرفت را بریده و جابه‌جا کرده‌اند. شواهد میدانی و تحلیل کینماتیک خش‌لغزهای مشاهده شده بر روی سطوح گسلی، بیانگر این است که سازوکار غالب این گسل‌ها عادی با مولفه راستالغز است. براساس برداشت‌های میدانی، میانگین امتداد این گسل‌ها ۷۰-۹۰ درجه شمالی با شیب ۴۰-۸۵ درجه (میانگین ۶۰ درجه) به سمت جنوب است که به عنوان یکی از عوامل اصلی ریزش در دیواره شمالی کاواک به حساب می‌آیند. در واقع، به علت توازی سطح گسل با شیستوزیته، این گسل‌ها یکی از دلایل عمده ناپایداری دیواره، به‌ویژه در شیست‌های تالک‌دار دیواره شمالی کاواک هستند (شکل ۳).

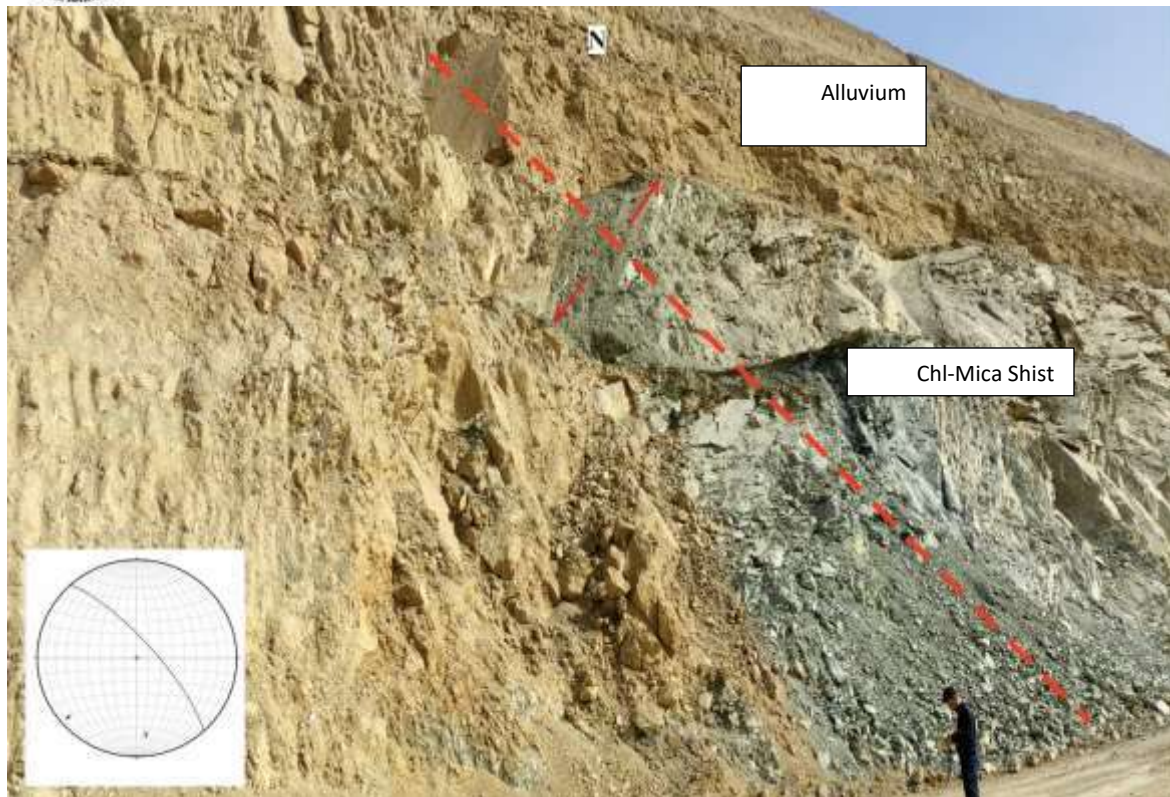


شکل (۳) - نمایی از یک گسل عادی با راستای خاوری-باختری در دیواره شمال باختر کاواک معدن شماره ۴ گل گهر (تراز متر ۱۷۱۰، نگاه به باختر).

### -گسل‌های با راستای NW-SE

اگرچه گسل‌های با راستای NW-SE به فراوانی گسل‌های با راستای شمالی-جنوبی نیستند، اما بیشترین تاثیر را بر ساختار و ریختار نه تنها معدن شماره ۴ گل گهر، بلکه بر کل منطقه معدنی گل گهر داشته‌اند. این گسل‌ها آبرفت‌ها و رسوبات تحکیم نیافته کواترنری را در سطح زمین قطع نموده و از فعال ترین سیستم‌های گسلی منطقه به حساب می آیند (شکل ۴). گسل‌های با راستای NW-SE معمولاً سازوکار غالب عادی دارند و منجر به جابه‌جایی واحدهای سنگی و نهشته‌های آبرفتی از حدود یک متر تا ۶۰ متر شده‌اند (شکل ۴). این گسل‌ها موازی با راندگی گل گهر-باغات هستند که یکی از گسل‌های اصلی منطقه را تشکیل می‌دهد (شکل ۲). این گسل‌ها معمولاً تا کف کاواک معدن ادامه پیدا کرده‌اند و در بسیاری نقاط مرز بین مگنتیت-هماتیت با سنگ میزبان را تشکیل می‌دهند. بنابراین به احتمال این گسل‌ها نقش مهمی در کانه‌زایی اولیه ماده معدنی داشته‌اند.

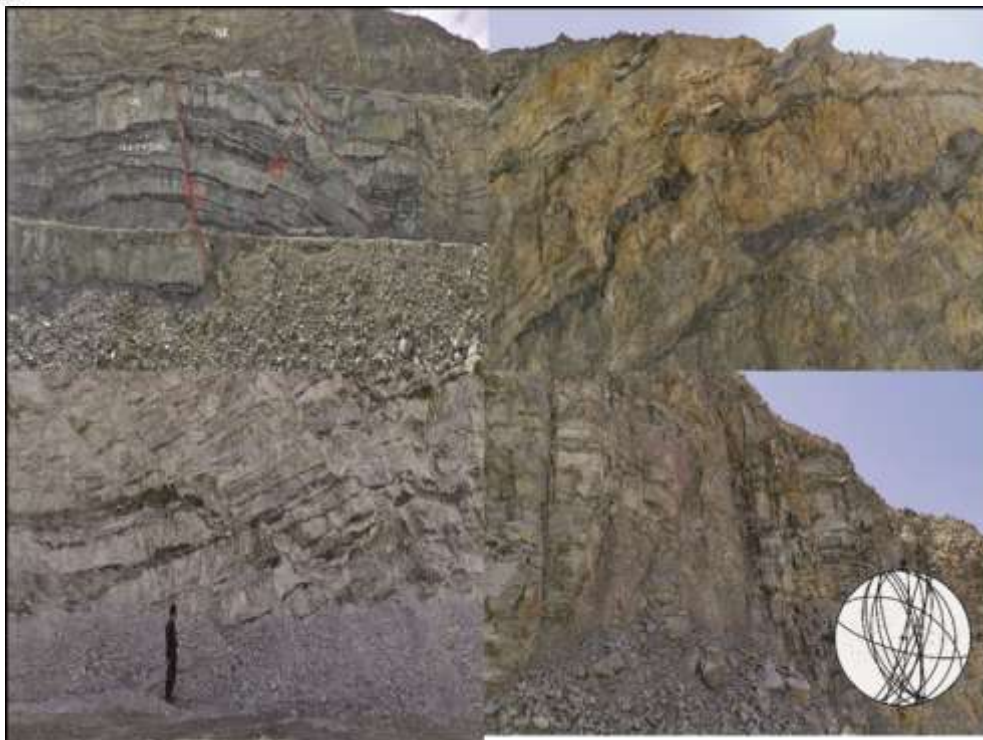




شکل ۴- نمایی از یک گسل عادی با راستای شمال باختر-جنوب خاور که لایه‌های سنگی و آبرفتی را حداقل ۶۰ متر جابه‌جا کرده است.

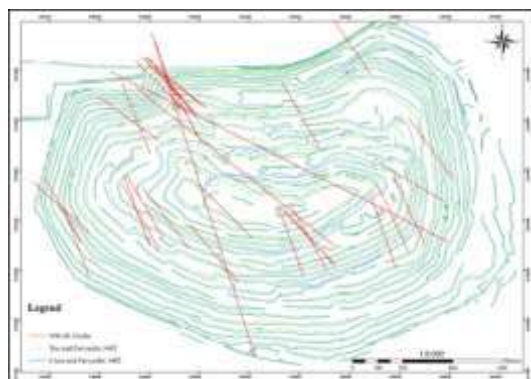
### -گسل‌های با راستای $N-S$ تا $NNE-SSW$

از دیگر ساختارهای اصلی در محدوده معدن مورد مطالعه، گسل‌های با راستای  $N-S$  تا  $NNE-SSW$  است که اغلب در واحدهای شیستی هوازده دیواره جنوبی کاواک معدن مشاهده می‌شوند؛ این گسل‌ها در دیواره شمالی کاواک معدن به علت ریزشی بودن این دیواره مدفون شده، قابل شناسایی نیستند. البته این گسل‌ها در بخش‌های شمال‌باختر و شمال‌خاور معدن نیز شناسایی شده‌اند. شواهد میدانی نشان می‌دهد این گسل‌ها هم راستا و در واقع ادامه بخش انتهایی گسل راست‌الغز راست‌بر گل‌گهر-خیرآباد هستند (شکل ۲) که سازوکار راست‌الغز با مولفه عادی دارند. این گسل‌ها در برخی از بخش‌های کاواک معدن سبب قطع و جابه‌جایی دو دسته گسل دیگر با راستای غالب  $ENE-WSW$  و  $NW-SE$  شده‌اند. با در نظر گرفتن موقعیت مکانی ماده معدنی، می‌توان نتیجه گرفت که این گسل‌ها نقش مهمی در جابه‌جایی ماده معدنی داشته‌اند (شکل ۵). در شکل ۶، نقشه گسل‌های فوق در معدن شماره ۴ گل‌گهر نشان داده شده است.



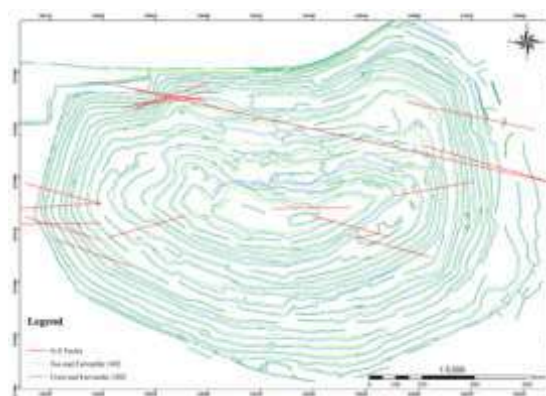
شکل (۵) - گسل‌های با راستای N-S تا NNE-SSW در معدن شماره ۴ گل‌گهر.

ب



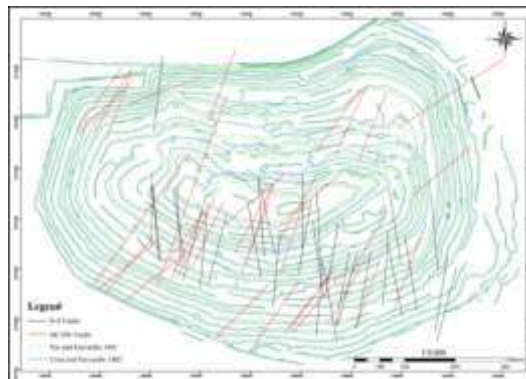
د

الف



ج

شکل ۶) - نمایش نقشه دسته گسل های برداشت شده در معدن آهن شماره ۴ گل -  
گهر. الف - گسل های با روند ESE-WSW، ب - گسل های با روند NW-SE،  
ج - گسل های با روند N-S تا NNE-SSW.



## ۵- نتیجه گیری

بنابر این پژوهش سه دسته گسل در معدن شماره ۴ گل گهر شناسایی شده است. گسل های با راستای ESE-WNW و سازوکار عادی با مولفه راستالغز اغلب به علت توازی با شیستوزیته سنگهای دگرگونی، به ویژه شیست های تالک دار، سبب ریزش در دیواره شمالی کاواک معدن شده اند. میانگین امتداد این گسل ها ۷۰-۹۰ درجه شمالی با شیب ۴۰-۸۵ درجه (میانگین ۶۰ درجه) به سمت جنوب است. گسل های عادی با راستای NW-SE ساختار و ریختار معدن شماره ۴ گل گهر را کنترل کرده و سبب جابه جایی واحدهای سنگی و نهشته های آبرفتی به میزان ۱-۶۰ متر شده اند. این در بسیاری نقاط مرز بین مگنتیت-هماتیت با سنگ میزبان را تشکیل داده و به احتمال نقش مهمی در جایگزینی اولیه ماده معدنی داشته اند. گسل های با راستای N-S تا NNE-SSW اغلب در واحدهای شیستی هوازده دیواره جنوبی کاواک معدن مشاهده می شوند؛ این گسل ها سبب قطع و جابجایی دو دسته گسل دیگر شده اند. این گسل ها ادامه بخش انتهایی گسل راستالغز راست بر گل گهر - خیرآباد با سازوکار غالب راستالغز با مولفه عادی را تشکیل می دهند. این گسل ها نقش مهمی در دگرشکلی و جابه جایی ماده معدنی داشته اند.

## ۶- مراجع

آزادی خواه، ا.، پورکرمانی، م. ف.، رادفر، ش.، ۱۳۸۸، لرزه زمین ساخت منطقه معدنی سنگ آهن گل گهر سیرجان. فصل نامه زمین شناسی کاربردی، سال ۵، شماره ۳، ۱۹۳-۲۰۵.  
ناظم زاده، م.، روشن روان، ج.، عزیزان، ح.، ۱۳۷۶، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰، خبر، سازمان زمین شناسی کشور.

Aftabi, A., Atapour, H., Mohseni, S., Babaki, A., 2021. Geochemical discrimination among different types of banded iron formations (BIFs): A comparative review. *Ore Geology Reviews*, 136, 104244.

Alibabaei, N., Esmacily, D., Peters, S. T. M., Horn, I., Gerdes, A., Nirooamand, S., & Lehmann, B., 2020. Evolution of the Kiruna-type Gol-e-Gohar iron ore district, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Ore Geology Reviews*, 127, 103787.

Jafari, A., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Shafaroudi, A. M., & Ren, M., 2019. Geochemistry of metamorphic rocks and mineralization in the Golgohar iron ore deposit (No. 1), Sirjan, SE Iran: Implications for paleotectonic setting and ore genesis. *Journal of Geochemical Exploration*, 205, 106330.

Mirzaei, R., Ahmadi, A., Mirnejad, H., Gao, J. F., Nakashima, K., & Boomeri, M., 2018. Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-Gohar iron ore deposit of SE Iran: In-situ LA-ICP-MS analyses. *Ore Geology Reviews*, 102, 639-653.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L., & Sahandi, M. R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.

Mucke, A., Younessi, R., 1994. Magnetite-apatite deposits (Kiruna-type) along the Sanandaj-Sirjan zone and in Bafq area, Iran, associated with ultramafic and calcalkaline rocks and carbonatites. *Mineralogy and Petrology*, 50, 219-244.





Rajabzadeh, M. A., Rasti, S., 2012. Mineralization of Iron Deposits from Dehbid Area, Fars Province, South Iran: Geochemical and Mineralogical Data. In Proceedings of the 10th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM), 567-574.

Sabzehei, M., Mirzaei, H., Mostafavi, M., 2013. Petrographic Evidences for the Origin of Iron in IOCG Iron Deposits of Kuh-E-Faryadoon and Kouli-Kosh, Southeast Central Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 24, 41-53.

## بررسی تاثیر تخلخل و اشباعیت بر روی مقاومت ویژه الکتریکی در نمونه های ماسه سنگ

رشید آزاد آبگرمی<sup>۱\*</sup>، فرنوش حاجی زاده<sup>۲</sup>، حسن مومینوند<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، اکتشاف معدن، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ایران

rashidazad93@gmail.com

۲- دانشیار، اکتشاف معدن، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ایران

f.hajizadeh@urmia.ac.ir

۳- استاد، اکتشاف معدن، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه، ایران

h.moomivand@urmia.ac.ir

### چکیده

مقاومت ویژه الکتریکی یکی از خواص فیزیک سنگی مواد زمین شناسی بوده و پارامترهای مختلفی می تواند بر روی آن تاثیر بگذارد. مقاومت ویژه به دست آمده از نمونه های خاک و سنگ در صحرا تحت تاثیرات پارامترهای مختلف محیطی بوده و مقاومت ویژه ظاهری را به دست می دهند. از انواع مختلف پارامترهای تاثیر گذار می توان به درصد اشباعیت، روزه داری، بافت نمونه، ترکیب زمین شناسی، دانه بندی و ... نام برد که هر یک به صورت جداگانه می تواند بر روی داده های مقاومت الکتریکی تاثیر بگذارد. بدین منظور جهت بررسی تاثیر درصد اشباع و تخلخل بر روی مقاومت ویژه الکتریکی در ماسه سنگ های از پیش ساخته، اندازه گیری مقاومت ویژه با استفاده از دستگاه ژئوالکتریک بر روی ۳۶ نمونه ماسه سنگی با تخلخل و اشباعیت های مختلف، رفتار و تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی نمونه ها سنجید شد و مشخص شد که در اشباعیت های بالا مقادیر مقاومت ویژه دارای روند کاهشی و با کاهش اشباعیت و خشکی کامل مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی نمونه ها دارای روند افزایشی هستند.

واژه های کلیدی: مقاومت ویژه الکتریکی، ماسه سنگ، اشباعیت، ژئوالکتریک

### Abstract

Electrical resistivity is one of the rock physical properties of geological materials and various parameters can affect it. The resistivity obtained from the soil and rock samples in the field are under the influence of various environmental parameters and they obtain the apparent resistivity. Among the different types of influential parameters, can be mention the percentage of saturation, porosity, texture, geological composition, grain size and etc., that each of them can be individually influenced the resistivity data. For this purpose, in order to investigate the effect of saturation percentage on electrical resistivity in prefabricated sandstones, measuring resistivity using a geoelectric machine on 36 sandstone samples with different porosities under full saturation conditions until completely dry, the behavior and changes of resistivity of the samples were measured. It was found that the resistivity values have a decreasing trend with increasing saturations, and have an increasing trend with decreasing saturation and complete dryness of the samples.

**Key words:** resistivity, sandstone, saturation, geoelectric

### ۱- مقدمه

اندازه گیری های مقاومت ویژه الکتریکی از جمله روش های غیر تخریبی و ژئوفیزیکی هستند که در پروژه های متفاوت مهندسی مانند ژئوتکنیک، معدن، عمران و مهندسی مخزن در مقیاس های صحرایی و آزمایشگاهی به کار می روند. (Hilfan kh. et al., 2009). عموماً روش های مستقیم تعیین خواص مکانیکی سنگ ها و خاک ها زمان بر و هزینه بردار هستند. از طرفی این روش ها پارامترهای مکانیکی را به طور موضعی تعیین می کنند. نتایج کارهای تحقیقی در سال

های اخیر نشان می‌دهد، از مجموعه روش‌های ژئوفیزیکی، می‌توان پارامترهای مکانیکی را برآورد و تغییرات مکانی این پارامترها نظیر ناهمسانگردی را پیش‌بینی کرد. (Hilfan kh., et al, 2009).

اخیراً معرفی روش‌های اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی جهت تخمین خصوصیات خاک‌ها و سنگ‌ها بطور چشمگیری گسترش یافته است. در این روش‌ها از مولتی‌متر دیجیتالی خیلی حساس یا دستگاه‌های مقاومت‌سنج برای اندازه‌گیری مقاومت ویژه خاک‌های ماسه‌ای و رسی غیراشباع و تحلیل اثرات اشباعیت بر روی مقاومت ویژه الکتریکی کمک می‌کند (Hong jing J., et al., 2014).

خصوصیات الکتریکی مواد می‌تواند شاخص مهمی برای سنجش پایداری و استحکام مواد زمین‌شناسی و مواد متخلخل و حتی پایداری مواد بتنی به کار گرفته شود؛ چراکه در حالت اشباع هر چه بتن سیمانی مقاومت ویژه‌ی پایین‌تری داشته باشد، نشان از وجود منافذ و فضاهای خالی بیشتری بوده و این امر موجب تضعیف پایداری مواد بتنی می‌شود (Qinghua Li et al., 2016). تغییرات مقاومت ویژه می‌تواند ناشی از تغییرات در محتوی سیال در مقیاس منفذی در طول تغییرات سطح اشباعیت باشد (Knight, R., 1991). آقای روزماری در سال ۱۹۹۱ طی تحقیقاتی فرم منحنی هیستریزس به دست آمده برای مقاومت ویژه اندازه‌گیری شده در انواع نمونه‌های ماسه سنگ در حالت اشباع کامل دارای مقادیر کمتری نسبت به نمونه‌های در حالت خشک پس از اشباعیت بود. این تأثیر می‌تواند ناشی از رسانندگی آب بین منفذی در بخش اشباع نمونه‌ها باشد (Knight, R., 1991).

هونگ جینگ و همکاران (۲۰۱۴) بر اساس آنالیز داده مقاومت ویژه الکتریکی بر روی نمونه‌های خاک‌های ماسه‌ای و رسی غیر اشباع و نیمه اشباع، رابطه‌ای را بین مقاومت ویژه الکتریکی و اشباعیت ارائه دادند که در آن با افزایش اشباعیت مقدار مقاومت ویژه الکتریکی کاهش یافته است. محققان دلایلی را که باعث کاهش مقاومت ویژه الکتریکی با افزایش اشباعیت می‌شوند را موارد زیر ذکر می‌کنند. (۱) محتوی سیال داخل منافذ (۲) توزیع و هندسه ذرات خاک‌ها و (۳) ارتباط منافذ نمونه‌ها (Hong jing J., et al., 2014).

در معادله آرچی (Archie law)، پارامترهای تخلخل و اشباعیت آب با مقاومت ویژه ارتباط داده شده‌اند. پارامتر  $S$  اشباعیت نمونه،  $\phi$  تخلخل نمونه‌ها و  $m$  و  $n$  نیز ضرایب ثابت هستند. رابطه بین تخلخل و اشباعیت با مقاومت ویژه در نمودار لگاریتمی خط‌هایی به ترتیب با شیب  $-m$  و  $-n$  دارند. روابط به دست آمده برای اشباعیت و مقاومت ویژه الکتریکی اندازه‌گیری شده از طریق روش مقاومت سنجی یا لاگ مقاومت ویژه در محیط‌های صحرایی مختلف مانند آبخوان‌ها یا نمونه‌های آزمایشگاهی یک سری روابط تجربی و نیمه تجربی بوده و محدود به چند مکان معین هستند. این روابط یک تشابه کم و بیش مثبی با مطالعات آزمایشگاهی انجام یافته بر روی تأثیر اشباعیت بر مقاومت ویژه الکتریکی دارند اما یک قانون مشخص فیزیکی برای کنترل این روابط وجود ندارد (Khalil. M. A., et al., 2009). تزریق جریان‌های الکتریکی تابع مسیرهای کم مقاومت و هادی هستند، عاملی که سیالیت می‌تواند به راحتی آن را امکان پذیر سازد و محیط را به صورت اشباعیت در منافذ محیط فراهم سازد. یکی از مدل‌های هدایت الکتریکی در مواد زمین‌شناسی به صورت یونی می‌باشد، بنابراین مقاومت ویژه الکتریکی محیط بیشتر تحت کنترل روزه‌داری و رسانندگی محتوی سیال می‌باشد تا مقاومت ویژه خود زمینه سنگ. بنابراین در محیط متخلخل و آبخوان‌ها مسیر عمده عبور جریان‌های الکتریکی مشابه مسیر هیدرولیکی محیط اشباع می‌باشد و مقاومت ویژه می‌تواند بیان‌گر بخش‌های دارای هدایت هیدرولیکی باشد که معمولاً باید این دو پارامتر عکس هم باشند. تأثیر درصد اشباعیت بر روی مقاومت ویژه مواد در روابط آرچی و رابطه ساده شده کوزنی کارمن نشان داده شده است (Khalil. M. A., et al., 2009). این روابط غیر خطی بوده و برای مقاومت ویژه الکتریکی و هدایت هیدرولیکی به اشباعیت مواد بستگی دارد (Kunlin R. and Xian L.F., 2022). رابطه تابع توانی معکوس معمولاً برای محیط‌های فوق اشباع که در آن میزان اشباعیت بیان‌گر تخلخل محیط است به دست می‌آید. رابطه چندجمله‌ای معکوس برای محیط‌های غیر اشباع و حالتی که اشباعیت بالای ۵۰ درصد باشد نسبت داده می‌شود. رابطه مستقیم چندجمله‌ای خطی در محیط‌های با اشباعیت کم (اشباعیت کمتر از ۵۰ درصد و کمتر از مقدار تخلخل) نسبت داده می‌شود (Kunlin R. and Xian L.F., 2022). رابطه آرچی توسط آرچی در سال ۱۹۴۲ پیشنهاد شد و رابطه بین مقاومت ویژه مواد و اشباعیت در سنگ‌های متخلخل را تشریح میکند (Jin, et al, 2020). پس از این پیشنهاد محققان زیادی بر روی مطالعه پارامترهای رابطه آرچی متمرکز شدند. نتایج آن‌ها نشان داد که پارامترهای رابطه آرچی ثابت نیستند و تحت تأثیر فاکتورهای هندسه فضاهای خالی و پر و خالی بودن فضاها هستند (Yue, 2019).

در این تحقیق هدف از همپاسازی ماسه سنگ‌های از پیش ساخته عملی ساختن آزمایش‌ها برای قابلیت بررسی تأثیر یک کمیت فیزیکی از بین عوامل تأثیرگذار به صورت جداگانه و بررسی ارتباط بین خواص مکانیکی و الکتریکی نمونه‌های ساخته شده با خواص مشابه ماسه سنگ طبیعی است چرا که در طبیعت ماسه سنگ‌ها از جمله متخلخل‌ترین سنگ‌های رسوبی و مخزنی هستند و آزمون اشباعیت در این سنگ‌ها آشکارتر مشهود است. از آنجایی که سنگ یک ماده همگن نبوده با تغییر یک ویژگی درونی ویژگی‌های دیگر تغییر می‌نمایند، تاکنون بخوبی مشخص نشده است که تأثیر اندازه دانه‌ها، تخلخل و در نتیجه اشباعیت در مقاومت ویژه الکتریکی و رفتار مکانیکی در ماسه سنگ‌ها به چه صورت است.

## ۲- آماده سازی نمونه ها

انتخاب ماسه سنگ به عنوان یک سنگ معروف رسوبی که در نوع خود بخش عظیمی از مخازن نفتی را در بر می گیرد، دارای محدوده وسیعی از اندازه دانه ها و تخلخل می باشد. این کمیت از مهم ترین ویژگی های بارز ذاتی سنگ بوده و نقش مهمی در رفتار مخزنی و هیدرولیکی می تواند داشته باشد. در این تحقیق طی فرآیند جدیدی ماده ی شبیه ماسه سنگ متشکل از سیمان، ماده پرکننده ماسه دارای سه نوع محدوده دانه بندی مختلف شامل  $0/5-0/9$  میلی متر،  $1/0-0/5$  میلی متر و  $2/0-1/0$  میلی متر و آب ساخته شده به طوری که محدوده دانه ها، کلیه اندازه دانه های ماسه سنگ را پوشش می دهد. با اعمال دومکانیزم تغییر درصد آب و تحت فشار قرار دادن ملات، تخلخل در بازه وسیعی برای هر نوع دانه بندی ایجاد شده است. این ماده در قالب های ویژه که بتوان از طریق آن نمونه های استاندارد برای اندازه گیری های مقاومت ویژه و سایر آزمایشات مکانیکی ساخت، پر شده و نمونه ها در سه گروه ۱۲ تایی که هر گروه دارای دانه بندی و تخلخل متفاوتی هستند طبق شکل زیر آماده شدند (شکل ۱).



شکل ۱) سه گروه نمونه ماسه سنگ مصنوعی آماده سازی شده جهت آزمون مقاومت ویژه الکتریکی

## ۳- اندازه گیری های آزمایشگاهی

پس از آماده سازی و از قالب درآوردن نمونه ها، تمامی آن ها بر اساس استاندارد (ISRM) در مکانیک سنگ، سر و ته آن ها بریده و صاف شده و در ابعاد طول ۱۲ و قطر ۵ سانتی متر آماده شدند. سپس جهت اشباعیت کامل نمونه ها، طی ۷ روز در آب مستغرق شده و با اندازه گیری جرم اشباع نمونه ها، اندازه گیری مقاومت ویژه الکتریکی بلافاصله به کمک دستگاه رزیستیوته ۸۸۸ - IPRS و Axon (جهت تایید قرائت ها از دو دستگاه استفاده شد)، در طی چند مرحله و با فاصله ۲۴ ساعت پس از استغراق نمونه ها مجدداً اندازه گیری های مقاومت الکتریکی تکرار شدند. در هر مرحله به دلیل کند شدن آب رفتگی نمونه ها با گذر زمان در درصد های مختلف اشباعیت، پس از اولین بار درآوردن از آب، به صورت فواصل ۲۴ ساعته، ۴۸ ساعته، ۷۲ ساعته، ۱۴۴ و ۲۱۶ ساعت که آخرین مرحله خشک کردن در آن می باشد، هر بار اندازه گیری ها تکرار شدند. جهت به دست آوردن تخلخل دقیق نمونه ها وزن خشک آن ها اندازه گیری شده و طبق روابط موجود نسبت آب از دست رفته برابر با مقدار تخلخل به دست آمدند (جدول ۱).

اندازه‌گیری مقاومت‌های ویژه دو روش دو الکتروده و چهار الکتروده وجود دارد که در اینجا از روش چهار الکتروده (۲) پراپ جریان تزریقی و ۲ پراپ گیرنده پتانسیل) که

سوراخ

به‌کمک مته

انجام شده

روش

اشلامبرگر و

رعایت نسبت

الکترودی و

جلوگیری از

الکترودها از

فواصل MN

کوچکتر از

استفاده شده

است (شکل

| نام نمونه | تفاوت دو جرم اشباع کامل و خشک کامل (cm <sup>3</sup> ) | حجم آب خارج شده حجم آب خارج شده (cm <sup>3</sup> ) | حجم آب خارج شده (cm <sup>3</sup> ) | تخلخل نمونه (cm <sup>3</sup> ) | ظرف نمونه (cm <sup>3</sup> ) | ظرف نمونه (cm <sup>3</sup> ) | ظرف نمونه (cm <sup>3</sup> ) | ظرف نمونه (cm <sup>3</sup> ) | r <sub>2</sub> |
|-----------|---|--|------------------------------------|--------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------|
| A1        | 1   | 1  | 100                                | 1929.48                        | 5.18                         | 10.5                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A2        | 1.2   | 1.2  | 120                                | 1837.61                        | 6.53                         | 10                           | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A3        | 1.1   | 1.1  | 110                                | 1966.24                        | 5.59                         | 10.7                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A4        | 2   | 2  | 200                                | 2241.88                        | 8.92                         | 12.2                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A5        | 2   | 2  | 200                                | 2168.38                        | 9.22                         | 11.8                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A6        | 1.8   | 1.8  | 180                                | 2021.37                        | 8.90                         | 11                           | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A7        | 1.2   | 1.2  | 120                                | 2021.37                        | 5.94                         | 11                           | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A8        | 1.4   | 1.4  | 140                                | 2260.26                        | 6.19                         | 12.3                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A9        | 1.7   | 1.7  | 170                                | 2297.01                        | 7.40                         | 12.5                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A10       | 2.2   | 2.2  | 220                                | 2038.74                        | 10.79                        | 11.1                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A11       | 2.3   | 2.3  | 230                                | 2297.01                        | 10.01                        | 12.5                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| A12       | 3.2   | 3.2  | 320                                | 1984.62                        | 16.12                        | 10.8                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B1        | 2.6   | 2.6  | 260                                | 2186.75                        | 11.89                        | 11.8                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B2        | 1.4   | 1.4  | 140                                | 2113.25                        | 6.62                         | 11.5                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B3        | 1.4   | 1.4  | 140                                | 2168.38                        | 6.46                         | 11.8                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B4        | 3.8   | 3.8  | 380                                | 2186.75                        | 16.36                        | 11.8                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B5        | 3.6   | 3.6  | 360                                | 2068.12                        | 17.01                        | 11.2                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B6        | 2.6   | 2.6  | 260                                | 2076.50                        | 12.52                        | 11.3                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B7        | 2.6   | 2.6  | 260                                | 1947.86                        | 13.35                        | 10.8                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B8        | 3.4   | 3.4  | 340                                | 2021.37                        | 10.82                        | 11                           | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B9        | 2.4   | 2.4  | 240                                | 2297.01                        | 10.45                        | 12.5                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B10       | 4.2   | 4.2  | 420                                | 2297.01                        | 18.28                        | 12.5                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B11       | 3.3   | 3.3  | 330                                | 2223.50                        | 14.84                        | 12.1                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| B12       | 4.5   | 4.5  | 450                                | 1966.24                        | 22.89                        | 10.7                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| C1        | 2.2   | 2.2  | 220                                | 2297.01                        | 9.58                         | 12.5                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| C2        | 4.8   | 4.8  | 480                                | 2039.74                        | 23.53                        | 11.1                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| C3        | 2.4   | 2.4  | 240                                | 2094.87                        | 11.46                        | 11.4                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| C4        | 3.7   | 3.7  | 370                                | 2205.13                        | 16.78                        | 12                           | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| C5        | 5.8   | 5.8  | 580                                | 2058.12                        | 26.16                        | 11.2                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| C6        | 3.8   | 3.8  | 380                                | 2021.37                        | 18.80                        | 11                           | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| C7        | 4.7   | 4.7  | 470                                | 2278.83                        | 20.63                        | 12.4                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |
| C8        | 5.9   | 5.9  | 590                                | 2058.12                        | 28.67                        | 11.2                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |

جدول ۱) محاسبات اولیه جرم خشک، جرم اشباع و جرم آب مستخرج و در نتیجه درصد اشباع و تخلخل نمونه‌ها

| نام نمونه | تفاوت دو جرم اشباع کامل و خشک کامل (cm <sup>3</sup> ) | حجم آب خارج شده حجم آب خارج شده (cm <sup>3</sup> ) | حجم آب خارج شده (cm <sup>3</sup> ) | تخلخل نمونه (cm <sup>3</sup> ) | ظرف نمونه (cm <sup>3</sup> ) | ظرف نمونه (cm <sup>3</sup> ) | ظرف نمونه (cm <sup>3</sup> ) | ظرف نمونه (cm <sup>3</sup> ) | r <sub>2</sub> |
|-----------|---|--|------------------------------------|--------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------|
| C12       | 5.2   | 5.2  | 520                                | 2131.82                        | 24.39                        | 11.6                         | 15.3                         | 58.52                        | 3424.883       |





۴-

## تحلیل

شکل ۲) اندازه گیری های مقاومت ویژه الکتریکی به کمک دستگاه های IPRS -888 و Axon به روش اشلامیرگر با نسبت MN به AB برابر ۰/۲

## داده ها

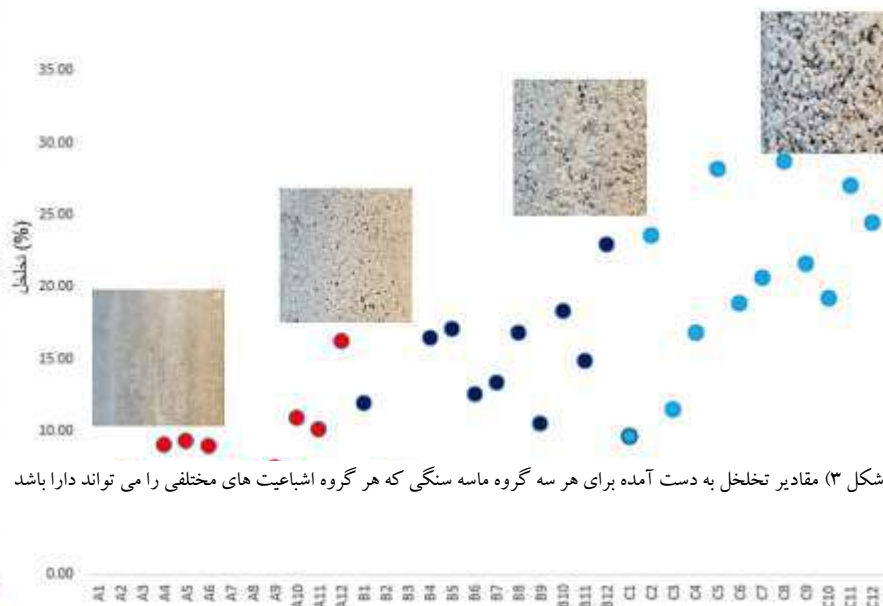
آمار داده های اندازه گیری های شده در هر مرحله و برای هر نمونه در فایل اکسل درج شده (جدول ۲) و برای به تصویر کشیدن الگوی تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی نسبت به اشباعیت و تخلخل آن ها به کمک نمودارهای لگاریتمی به نمایش گذاشته شد (شکل ۳ تا ۵).



جدول ۲) مقادیر اندازه گیری شده مقاومت های ویژه در ۵ مرحله از اشباعیت نمونه ها

| ردیف | Sample Name | V (mm)  | f (mm) | RES (G) | Day 1 | Rho Sen 1 | after a day | Rho Sen 2 | after 3 day | Rho Sen 3 | after 6 day | Rho Sen 4 | after 9 day | Rho Sen 5 |
|------|-------------|---------|--------|---------|-------|-----------|-------------|-----------|-------------|-----------|-------------|-----------|-------------|-----------|
| 1    | A1          | 3758    | 5.944  | 835.3   | 621.1 | 1230.22   | 620.7       | 1305      | 620.32      | 1408      | 620.2       | 1490      | 620.1       | 1548      |
| 2    | A2          | 3775.8  | 3.13   | 1.213   | 541.2 | 455.38    | 540.8       | 1322      | 540.22      | 11452     | 540.15      | 12747     | 540         | 15795     |
| 3    | A3          | 3759.3  | 3.159  | 1.192   | 588.7 | 448.63    | 588.12      | 1536      | 587.78      | 2547      | 587.7       | 2995.83   | 587.6       | 3002      |
| 4    | A4          | 3816.6  | 7.395  | 521.2   | 662   | 195.63    | 660.75      | 950.46    | 660.29      | 1868      | 660.19      | 6153.03   | 660         | 8001.63   |
| 5    | A5          | 3672.8  | 3.379  | 685.3   | 647.2 | 257.41    | 646.3       | 1297      | 645.67      | 2003      | 645.5       | 3225.41   | 645.2       | 6208.41   |
| 6    | A6          | 2457.5  | 2.249  | 1.10    | 545.3 | 411.94    | 544.4       | 1446      | 543.87      | 6874      | 543.67      | 7285.94   | 543.5       | 10333.94  |
| 7    | A7          | 3762.3  | 15.24  | 249.6   | 536.2 | 83.068    | 535.6       | 2348      | 535.22      | 11458     | 535.12      | 15756.068 | 535         | 18894.068 |
| 8    | A8          | 3759.1  | 26.7   | 182.7   | 601.4 | 68.329    | 600.8       | 3050      | 600.32      | 18448     | 600.31      | 17601     | 600         | 27109     |
| 9    | A9          | 3749.5  | 11.02  | 342.3   | 619.1 | 128.27    | 618.3       | 2201      | 617.77      | 14332     | 617.53      | 25478     | 617.4       | 29523     |
| 10   | A10         | 3723.8  | 7.484  | 489.9   | 542.2 | 187.18    | 541.1       | 8035      | 540.47      | 20323     | 540.3       | 25223     | 540         | 33889     |
| 11   | A11         | 3779.5  | 8.660  | 422.8   | 554.5 | 158.52    | 553.6       | 6774      | 542.32      | 11895     | 542.2       | 11853.52  | 542.1       | 14001.52  |
| 12   | A12         | 3672.8  | 8.84   | 417.3   | 503.2 | 158.63    | 501.5       | 6947      | 500.67      | 16427     | 500.56      | 16340.63  | 500         | 19281.63  |
| 13   | B1          | 3774.6  | 1.849  | 3.630   | 708.6 | 135.7     | 707.1       | 892.7     | 706.47      | 6658      | 706.41      | 7915      | 706         | 10963     |
| 14   | B2          | 3737.8  | 1.614  | 2.126   | 681.3 | 873.06    | 680.6       | 2455      | 680.17      | 4778      | 680.11      | 5051.06   | 679.9       | 6099.06   |
| 15   | B3          | 4059.4  | 8.306  | 13.11   | 684.2 | 389.5     | 683.3       | 2560      | 682.97      | 4508      | 682.89      | 4607.5    | 682.8       | 8045.5    |
| 16   | B4          | 3779    | 2.489  | 1.527   | 679   | 174.46    | 677.2       | 987.3     | 676.22      | 1007      | 676.1       | 2176.46   | 675.4       | 12214.46  |
| 17   | B5          | 3811.3  | 7.972  | 489.3   | 643.5 | 180.22    | 641.75      | 950.2     | 640.795     | 1587      | 640.7       | 1707.22   | 640         | 15433     |
| 18   | B6          | 3825.2  | 9.245  | 415.7   | 650   | 155.86    | 648.7       | 4788      | 647.87      | 6609      | 647.88      | 6704.88   | 647.4       | 8812.88   |
| 19   | B7          | 3702.8  | 5.252  | 700.2   | 520.2 | 255.05    | 518.9       | 3144      | 518.17      | 4309      | 518.07      | 6303      | 517.8       | 8351      |
| 20   | B8          | 3747.8  | 1.582  | 1.52    | 553.4 | 394.33    | 551.7       | 1032      | 550.77      | 17522     | 550.66      | 17318.33  | 550         | 25544.33  |
| 21   | B9          | 3752    | 13.11  | 288.2   | 612.4 | 107.89    | 611.5       | 1381      | 610.67      | 6693      | 610.54      | 9997.89   | 610         | 10005.89  |
| 22   | B10         | 3896.9  | 21.08  | 185.6   | 614.2 | 66.691    | 612.2       | 2055      | 611.02      | 24137     | 610.9       | 24006.691 | 610         | 25677     |
| 23   | B11         | 3851.1  | 30.39  | 373.28  | 583.9 | 159.73    | 581.8       | 2783      | 580.82      | 14560     | 580.73      | 20777     | 580         | 50925     |
| 24   | B12         | 3790.2  | 20.05  | 190     | 594.5 | 71.205    | 592.2       | 30783     | 591.02      | 11056     | 590.9       | 11327.265 | 590         | 14375.265 |
| 25   | C1          | 3746.8  | 1.889  | 1.388   | 652.2 | 747.26    | 651.1       | 1407      | 650.47      | 15619     | 650.11      | 16368.36  | 650         | 19414.36  |
| 26   | C2          | 2495.6  | 8.7    | 3.445   | 640.2 | 1258      | 637.8       | 4086      | 636.52      | 5098      | 636.42      | 6995      | 636.4       | 10044     |
| 27   | C3          | 3873.7  | 2.200  | 1.675   | 612.4 | 627.81    | 611.4       | 1058      | 610.62      | 4508      | 610.54      | 5135.81   | 610         | 8183.81   |
| 28   | C4          | 3767.1  | 1.748  | 1.893   | 652.4 | 1380.82   | 650.55      | 2054      | 649.545     | 6680      | 649.49      | 11260.82  | 648.7       | 14314.82  |
| 29   | C5          | 3779.60 | 1.7    | 1.287   | 630.3 | 451.81    | 627.4       | 1894      | 625.87      | 12745     | 625.75      | 13190.81  | 624.5       | 15244.81  |
| 30   | C6          | 3728.8  | 8.853  | 345.3   | 548.8 | 204.07    | 546.6       | 2489      | 545.72      | 5868      | 545.68      | 8704      | 545         | 111752    |
| 31   | C7          | 2258.7  | 1.063  | 2.123   | 620   | 301.04    | 617.85      | 1938      | 616.385     | 18104     | 616.31      | 18085.04  | 615.3       | 18353.04  |
| 32   | C8          | 1492.7  | 1.113  | 1.349   | 555.9 | 505.6     | 552.95      | 1308      | 551.385     | 26448     | 551.1       | 26351.6   | 550         | 28959.6   |
| 33   | C9          | 3767.2  | 8.731  | 433.1   | 579.8 | 162.66    | 577.5       | 3396      | 576.17      | 8952      | 575.9       | 9114.66   | 575         | 13073     |
| 34   | C10         | 3760.4  | 1.655  | 696.1   | 489.7 | 150.72    | 487.95      | 12580     | 486.845     | 20762     | 486.43      | 20587.9   | 486         | 43997     |
| 35   | C11         | 3750.8  | 8.884  | 450     | 531.1 | 188.86    | 528.1       | 11861     | 528.47      | 24585     | 528.1       | 24753.86  | 525         | 35332     |
| 36   | C12         | 3352    | 1.872  | 1.748   | 566.2 | 654.9     | 562.9       | 10467     | 561.37      | 27322     | 561.2       | 35901     | 560         | 39039     |

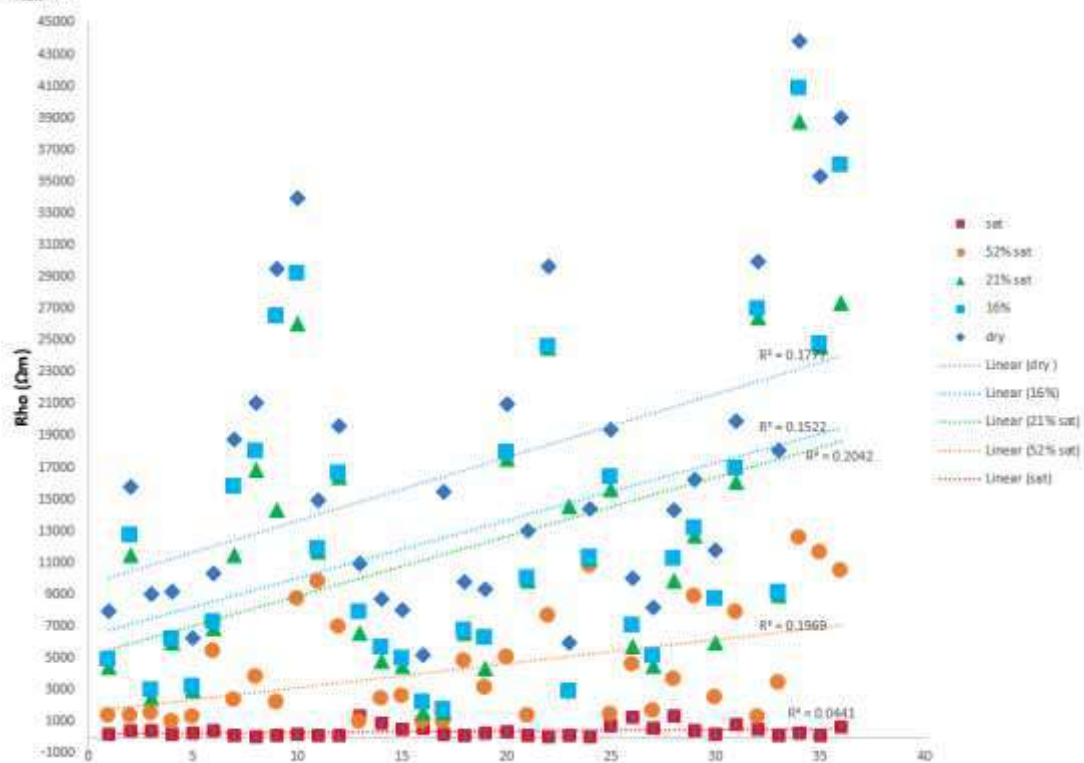
| sample | تخلخل نمونه ها |
|--------|----------------|
| A1     | 5.18           |
| A2     | 6.53           |
| A3     | 5.59           |
| A4     | 8.92           |
| A5     | 9.22           |
| A6     | 8.90           |
| A7     | 5.94           |
| A8     | 0.19           |
| A9     | 7.40           |
| A10    | 10.79          |
| A11    | 10.01          |
| A12    | 18.12          |
| B1     | 11.89          |
| B2     | 6.62           |
| B3     | 6.46           |
| B4     | 18.96          |
| B5     | 12.91          |
| B6     | 12.62          |
| B7     | 13.35          |
| B8     | 16.82          |
| B9     | 10.45          |
| B10    | 18.28          |
| B11    | 14.84          |
| B12    | 22.89          |
| C1     | 9.58           |
| C2     | 23.53          |



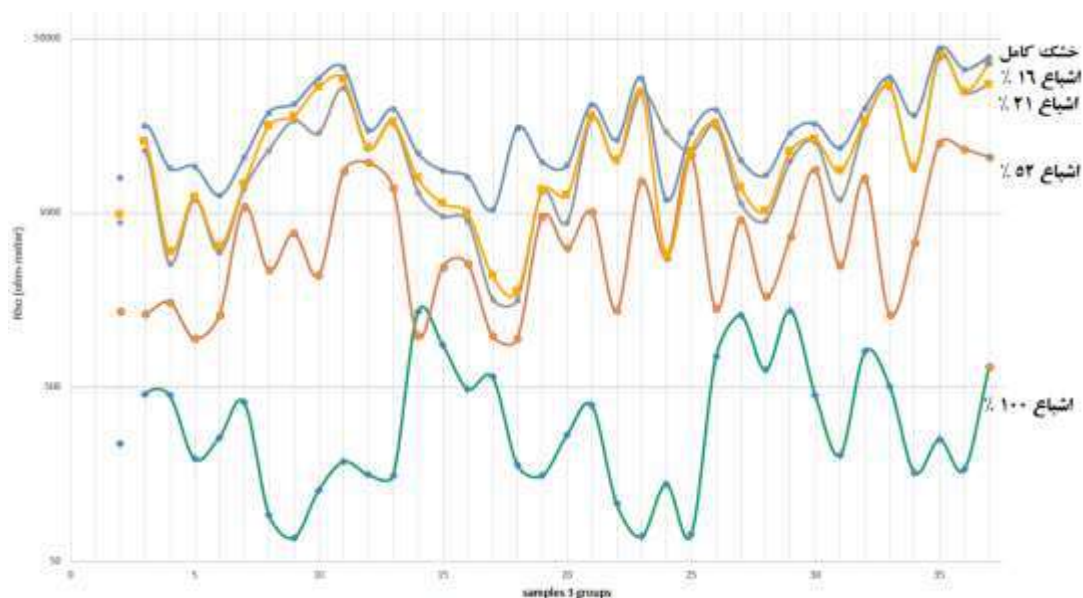
شکل ۳) مقادیر تخلخل به دست آمده برای هر سه گروه ماسه سنگی که هر گروه اشباعیت های مختلفی را می تواند دارا باشد

|     |       |
|-----|-------|
| C7  | 20.63 |
| C8  | 28.67 |
| C9  | 21.58 |
| C10 | 19.18 |
| C11 | 26.99 |
| C12 | 24.39 |





شکل ۴) تغییرات مقاومت ویژه ظاهری نسبت به درصدهای مختلف اشباعیت در هر سه گروه ماسه سنگی



شکل ۵) تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی تعداد ۳۶ نمونه (سه گروه B و C) در حالت های مختلف اشباعیت

با مقایسه نمودارهای به دست آمده در هر سری از اندازه‌گیری در حالت‌های مختلف اشباعیت نمونه‌ها از اشباع کامل تا خشک کامل مقادیر مقاومت ویژه در هر سری بیشتر شده و آهنگ روند افزایشی مقادیر مقاومت در هر سری کمتر از مرحله قبلی آن می‌باشد. این رفتار نشان‌دهنده‌ی این است که بلافاصله پس از خارج نمودن نمونه‌ها از آب در ۲۴ ساعت و سپس ۴۸ ساعت اول خشک شدن مقدار زیادی آب از دست می‌رود و مقدار اشباعیت به سرعت به حدود ۵۰ درصد می‌رسد. و هر چه زمان می‌گذرد این تغییرات مقاومت ویژه با آهنگ کمتری افزایش می‌یابند و در مرحله آخر و خشکی در گرمخانه به حداکثر مقادیر مقاومت ویژه خود می‌رسند.

هر سه گروه ماسه سنگی A، B و C و تعداد ۳۶ نمونه که هر گروه در ۱۲ نمونه‌ای که هستند هر گروه دارای تخلخل‌های متفاوتی می‌باشند و از نمونه ۱ تا ۱۲ مقادیر هر گروه تخلخل آن‌ها افزایش می‌یابد. مقاومت ویژه الکتریکی با افزایش تخلخل برای هر سه گروه ماسه سنگی در دو حالت خشک و اشباع رفتار متفاوتی را از خود نشان داد. در حالت اشباع با افزایش تخلخل مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی کاهش یافته و در حالت خشک مقاومت ویژه نمونه‌ها روند افزایشی نشان دادند.

## ۵- نتیجه گیری

افزایش تخلخل نمونه‌های هر سه گروه ماسه سنگی باعث رفتار متفاوت و معکوسی در دو حالت خشک و اشباع از نظر مقاومت ویژه الکتریکی شد. در حالت خشک با افزایش تخلخل هر یک از گروه‌های ماسه سنگی مقادیر مقاومت ویژه دارای روند صعودی و حداکثر بودند. این روند در حالت اشباع کامل عکس بوده و دارای روند نزولی و حداقل مقادیر را نشان دادند. افزایش درصد اشباع در تک تک نمونه‌ها باعث کاهش مقاومت ویژه الکتریکی هر نمونه مستقل از مقادیر تخلخل و اندازه دانه‌ها شده و هر چه نمونه‌ها دارای محتوی سیالیت کمتری دارا بودند کمیت مقاومت ویژه مقادیر بالایی را نشان داد. بنابراین به عنوان یک نتیجه گیری کلی در محیط‌های متخلخل، مقاومت ویژه الکتریکی که از آن به عنوان تخمین نسبی سایر پارامترهای ژئومکانیکی و تراکم پذیری استفاده می‌شود در دو حالت خشک و اشباع رفتار متفاوت و معکوسی را نشان می‌دهند. بنابراین قبل از هر گونه اظهار نظر در رابطه با خصوصیات پتروفیزیکی سنگ‌ها و خاک‌ها مهم‌ترین فاکتورها یعنی تخلخل و اشباعیت باید در نظر گرفته شوند.

## ۶- تقدیر و تشکر

مولفین از عوامل آزمایشگاه مکانیک سنگ گروه مهندسی معدن دانشگاه ارومیه به خاطر همکاری‌های لازم تقدیر و تشکر وافر دارند.

## ۷- مراجع

- Fu, K. R., 2022. A modified Kozeny-Carman equation for predicting saturated hydraulic conductivity of compacted bentonite in confined condition. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*. Vol. 14., 984 - 993.
- Hilfan Khairy, Z. Z., 2009. Pressure and partial saturation effect on the complex resistivity of reservoir rock. *International Geophysical conference and Exposition*. , Beijing, China.
- Hong Jing J., S. Q., (2014). The relationship between the electrical resistivity and saturation of unsaturated soil. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, 3739 - 3746.



Jinn, Y. L., 2020. Experimental and theoretical quantification of the relationship between electrical resistivity and hydrate saturation in porous media. *Fuel*, 117378.

Khalil. M. A., F. A., 2009. Influence of Degree of Saturation in the Elastic Resistivity-Hydraulic Conductivity Relationship. *Surveys in Geophysics*. Vol. 30, 6021 - 615.

Knight, R., 1991. Hysteresis in the electrical resistivity of partially saturated sandstones. *Geophysics*. Vol. 56, No. 12, 2139 - 2147.

Qinghua Li, S. X., 2016. the effect of water saturation degree on the electrical properties of cement-based porous material. *Cement and Concrete Composites*, 35 - 47.

Yue, W., 2019. Pore - Scale explanation of the Archie's cementation exponent: microstructure, electrical anisotropy, and numerical experiments. *Geophys. Res. Lett.*, 5799-5807.

## پتانسیل یابی معدنی با استفاده الگوریتم خوشه بندی گت جوا در کانسار مس سوناجیل

مجید محبوبی اقدام<sup>۱</sup>، محمد جعفر محمد زاده<sup>۱\*</sup>، محرم جهانگیری<sup>۲</sup>، آیینور ناصری<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، تبریز، ایران  
m65.mahboubiaghdam@gmail.com

۱- دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، تبریز، ایران  
mohammadzadeh@sut.ac.ir, mj\_mohammadzadeh@yahoo.com

۲- دانش آموخته دکتری مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی شاهرود  
m.jahangiri2000@gmail.com

۳- استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، اهر، ایران  
aynur.nasseri80@gmail.com

### چکیده

پتانسیل یابی مواد معدنی از اهمیت بالایی در اکتشافات کانسارهای معدنی برخوردار است. روش های مختلفی برای تهیه نقشه پتانسیل وجود دارد که می توان به روش های هوشمند اشاره کرد که توانایی بالایی در شناسایی دقیق مناطق پتانسیل دار دارند. این روش ها توانایی کشف روابط پنهان موجود در بین داده های اکتشافی را دارند و با بهره گیری از این روش ها، الگوی رفتاری داده قابل شناسایی، تحلیل و تفسیر هستند. در این مطالعه اطلاعات اکتشافی شامل نقشه واحدهای زمین شناسی، تصاویر ماهواره های و ژئوشیمی برای پتانسیل یابی مناطق آنومالی مورد استفاده قرار گرفت و از روش الگوریتم خوشه بندی گت جوا برای تلفیق اطلاعات اکتشافی استفاده شد. نتایج به دست آمده نشان داد این روش توانایی بالایی در شناسایی مناطق امیدبخش دارد به نحوی که مناطق آنومال را به صورت واضح شناسایی کرده است.

**واژه های کلیدی:** پتانسیل یابی، روش های هوشمند، الگوریتم گت جوا، سوناجیل.

### Abstract

Finding the potential of minerals is of great importance in the exploration of mineral deposits. There are different methods to prepare a potential map, which can be mentioned as intelligent methods that have a high ability to accurately identify potential areas. These methods have the ability to discover the hidden relationships among the exploratory data and by using these methods, the behavioral pattern of the data can be identified, analyzed and interpreted. In this study, exploratory information including maps of geological units, satellite images and geochemistry were used to find the potential of anomalous areas, and Gath-Geva clustering algorithm was used to combine exploratory information. The obtained results showed that this method has a high ability to identify promising areas in a way that clearly identified anomalous areas.

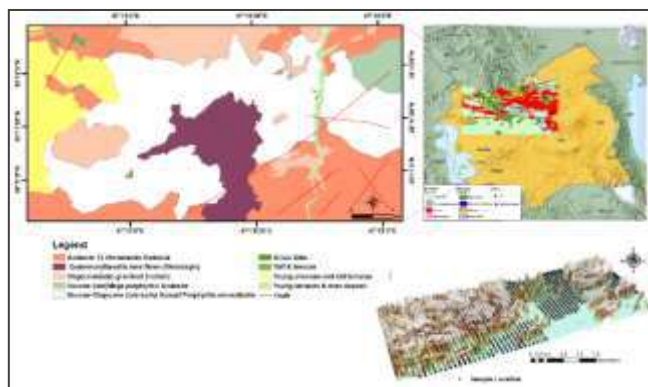
**Key words:** Finding potential, intelligent methods, Gath-Geva algorithm, Sonajil.

## ۱- مقدمه

با توجه به این که داده‌های اکتشافی مختلف، دارای بخش‌های باارزش متفاوت هستند که ممکن است همه آن‌ها برای اکتشاف یک ماده معدنی خاص دارای ارزش یکسان نباشند، لذا لازم است الگوهای شاهد کانی‌سازی، از مجموعه داده‌ها استخراج شود. بنابراین، ارزش‌گذاری بخش‌های مختلف یک نقشه برای جداسازی و نمایش شواهد باارزش متفاوت و همچنین تعیین میزان اهمیت حضور هر معیار اکتشافی، در هر موقعیت مکانی و برای هر نوع کانی‌سازی مشخص مورد جستجو، برای استفاده در مدل‌سازی مسئله ضروری است (Carranza, 2009). از دهه ۱۹۷۰، تکنیک‌های تشخیص الگو برای شناسایی اطلاعات زمین‌شناسی، اقتصادی و کانی‌سازی پنهان در داده‌های ژئوشیمیایی و تعیین الگوی آنومالی و زمینه کار گرفته شده‌اند (Zuo et al., 2021). در اکتشافات ژئوشیمیایی، کشف الگوهای ژئوشیمیایی غیرعادی یا آنومالی‌های ژئوشیمیایی مدنظر است (Jahangiri et al., 2018; Ghavami Riabi et al., 2010) که برای این منظور می‌بایست نسبت به شناخت مقدار زمینه عیار عناصر در محیط اقدام کرد. روش‌های مختلفی برای گروه‌بندی داده‌های ژئوشیمیایی و تفکیک آنومالی وجود دارد که تحت عنوان تجزیه و تحلیل خوشه‌ای یا کلاستر معرفی می‌شوند. در این مطالعه لایه‌های اکتشافی اطلاعات شامل نقشه زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و ژئوشیمی پس از آماده‌سازی و انجام پردازش‌های لازم به صورت عددی تهیه شده و با استفاده از کد نویسی در محیط نرم افزار Matlab به وسیله الگوریتم خوشه‌بندی گت جوا مورد تحلیل قرار گرفت.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه سوناجیل

نهشته پورفیری سوناجیل در زون ساختاری البرز- آذربایجان و پهنه کانی‌زایی ارسباران در حدود ۱۰۰ کیلومتری شمال شرقی شهر تبریز در شمال غربی ایران واقع شده است. کانسارهای پورفیری، اسکارن و اپی ترمال شاخص‌ترین انواع کانی‌زایی این پهنه و در ارتباط با توده‌های نفوذی سنوزوئیک هستند. توزیع نهشته‌های کانی‌زایی نشان می‌دهد که هر دو نوع کانی‌زایی پورفیری یعنی مس-مولیبدن پورفیری و مس-طلائی پورفیری در پهنه ارسباران وجود دارد. از دید موقعیت زمین‌شناسی، محدوده سوناجیل در بخش مرکزی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر جای گرفته که به طور چیره از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه ژرف ائوسن- الیگوسن پوشیده شده است. بر پایه بررسی‌های صحرایی و نقشه زمین‌شناسی، رخنمون‌های سنگی موجود در محدوده عمدتاً شامل نهشته‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن، توده‌های نفوذی الیگو میوسن، نهشته‌های رسوبی میوسن و همچنین بازالت‌های کواترنری می‌باشند. نهشته‌های ائوسن شامل توالی ضخیمی از سنگ‌های آندزیتی، بازالتی، آذرآواری و رسوبی هستند که عمدتاً در بخش‌های جنوبی محدوده گسترش دارند. این نهشته‌ها در کنار توده‌های نفوذی کمی دگرگون و در حاشیه توده نفوذی سوناجیل پورفیری فرایندهای آلتراسیون مختلف را تحمل کرده‌اند. قدیمی‌ترین توده نفوذی در منطقه را توده‌های مونزوسینیت تا میکرومونزوسینیت پورفیری تشکیل می‌دهند که در مرکز محدوده اکتشافی رخنمون دارند. نفوذ توده سوناجیل پورفیری در داخل آن‌ها و به خصوص توده میکرومونزوسینیت پورفیری سبب گسترش انواع آلتراسیون‌های سیستم پورفیری و همچنین بخشی از کانی‌زایی پورفیری در داخل این توده‌ها شده است. توده سوناجیل پورفیری که در بخش‌های مختلف منطقه رخنمون دارد عامل ایجاد کانی‌زایی پورفیری در منطقه است و ترکیب کوارتز مونزودیوریت تا گرانودیوریتی دارد. شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی محدوده سوناجیل را به همراه نقاط نمونه‌برداری نشان می‌دهد.



شکل (۱)- نقشه زمین شناسی منطقه سوناچیل به همراه نقاط نمونه برداری لیتوژئوشیمیایی

### ۳- روش، الگوریتم گش جوا و شاخص های اعتبارسنجی الگوریتم های خوشه بندی فازی

الگوریتم خوشه بندی فازی گش جوا (GG) از اندازه و تراکم خوشه ها برای کلاس بندی استفاده می کند. از این رو، بهترین رفتار را در مقابل ویژگی های نامنظم از خود نشان می دهد (Höppner et al., 1999). تفسیر احتمالی خوشه بندی GG در معادله **Error! Reference source not found.** نشان داده شده است:

$$P(X|\eta) = \sum_{i=1}^c P(X, \eta_i) = \sum_{i=1}^c P(\eta_i)P(X|\eta_i) \quad (1)$$

ماتریس کوواریانس خوشه  $i$ ،  $\sum_i \in R^{P \times c}$  هست که  $P$  تعداد ابعاد داده است،  $C$  تعداد خوشه ها است،  $d^2 = (\underline{x}_j, \underline{a}_i)$  برای الگوریتم GG به طور غیرمستقیم متناسب با معادله (۱۵) انتخاب می شود که احتمال خلفی<sup>۱</sup> تابع است. فاصله کوچک به معنی احتمال بالا و فاصله بزرگ به معنی احتمال کم برای عضویت است. الگوریتم GG در به حداقل رساندن مجموع وزن مربع فاصله ی بین داده ها و مراکز خوشه تابع هدف بر اساس معادله **Error! Reference source not found.** استوار است.

$$J_{GG}^m(V, U) = \sum_{i=1}^c \sum_{j=1}^n \mu_{ij}^\beta d^2(\underline{x}_j, \underline{a}_i) \quad (2)$$

شرایط لازم برای احتمال تقسیم بندی خوشه ها عبارت اند از:

$$\beta \in [1, \infty); U = [\mu_{ij}]_{c \times n}; \mu_{ij} \in [0, 1], i = 1, 2, \dots, c, j = 1, 2, \dots, n \quad (3)$$

1 Posterior probability

$$\sum_{i=1}^c \mu_{ij} = 1, j = 1, 2, \dots, n, 0 < \sum_{j=1}^n \mu_{ij} < n, i = 1, 2, \dots, c \quad (4)$$

$$d^2(\underline{x}_j, \underline{a}_i) = \frac{1}{P(\underline{x}_j | \eta_i)} = \frac{(2\pi)^{\frac{p}{2}} \sqrt{|\sum_i|}}{p_i} \exp \left[ \frac{1}{2} (\underline{x}_j - \underline{a}_i)' \sum_i^{-1} (\underline{x}_j - \underline{a}_i) \right] \quad (5)$$

تعیین تعداد خوشه بهینه باید تا حد ممکن قابل تفسیر باشد. به منظور بررسی نتایج خوشه‌بندی از شاخص‌های اعتبارسنجی استفاده می‌شود که تعیین‌کننده تراکم و جدایش نتایج خوشه‌بندی باشند. گروه اول (فشرده‌گی) فقط از عضویت‌های خوشه‌بندی استفاده می‌کند در حالی که گروه دوم (جدایش) از عضویت‌های در ارتباط با خود داده‌ها استفاده می‌کند. در گروه اول، اغلب از ضریب تقسیم‌بندی<sup>۲</sup> (PC) (Bezdek, 1981) استفاده می‌شود. در گروه دوم، اغلب اعتبارسنجی شاخص زی - بنی<sup>۳</sup> (XB) (Xie and Beni, 1991) به کار بسته می‌شود. در ادامه این پارامترها معرفی می‌شوند:

#### شاخص PC

شاخص PC **Error! Reference source not found.** که توسط Bezdek ارائه شده است، "هم‌پوشانی"<sup>۴</sup> بین خوشه‌ها را اندازه‌گیری می‌کند که مطابق رابطه **Error! Reference source not found.** تعریف شده است:

$$PC = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m \sum_{k=1}^N \mu_{ik}^2 \quad (6)$$

که در آن N تعداد داده‌ها و  $\mu_{ik}$  مقدار عضویت داده نقطه‌ای K در خوشه iام هست.

#### شاخص زی - بنی XB

شاخص زی - بنی باهدف تعیین نسبت مقدار کل تغییرات درون خوشه‌ای و جدایی خوشه‌ها، بر اساس رابطه **Error! Reference source not found.** تعریف می‌شود:

$$XB = \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{k=1}^N \mu_{ik}^2 \|x_k - u_i\|^2}{N \cdot \min_{i,k} \|x_k - u_i\|^2} \quad (7)$$

$x_k$  معرف نمونه موردبررسی و  $u_i$  معرف مرکز خوشه هست. شاخص زی - بنی در خواص تراکم و جدایش متمرکز است. هرچه خوشه‌ها بیشتر از همدیگر تفکیک شوند، مقدار شاخص زی و بنی مقدار کمتری خواهد شد.

2 partition co-efficient

3 Xie-Beni

4 Overlapping



## ۴- مواد و پردازش داده‌ها

### ۴.۱- ایجاد نقشه‌های شاهد پیوسته

برای این منظور مجموعه‌ای از ویژگی‌های اکتشافی (لایه‌های اطلاعاتی) تهیه شد. این لایه‌های رستری در ابعاد ۱۵×۱۵ متر، حاوی ۸۳۴۰۸ داده (پیکسل) است که در تهیه نقشه پتانسیل نهایی استفاده شده است. در زیر هر کدام از لایه‌های اکتشافی شرح داده می‌شود.

#### • لایه ژئوشیمیایی چند عنصری

برای تهیه نقشه ژئوشیمیایی چند عنصری، از ۱۲۴۸ نمونه لیتوژئوشیمیایی که در یک شبکه منظم نمونه برداری، برداشت شده بودند، استفاده شد. به همین منظور روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی برای رسیدن به نتیجه دقیق انتخاب شد. PCA یک ابزار مناسب برای تبدیل مقادیر عیار چند عنصر مختلف به یک مؤلفه اصلی منفرد و کاهش ابعاد داده‌ها به مؤلفه‌های اصلی غیر وابسته بر اساس ماتریس همبستگی متغیرهاست (Mohammadzadeh and Nasseri, 2018). به این ترتیب مؤلفه‌هایی از مجموعه داده را که بیشترین تأثیر در واریانس را دارند حفظ می‌کند. در تحقیق حاضر، پس از مطالعات آماری، ۱۲ عنصر مرتبط با کانی‌زایی انتخاب و پس از نرمال‌سازی، روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی معمولی بر روی داده‌ها اعمال شده است (جدول ۱). بر اساس مقادیر به دست آمده از ماتریس همبستگی چرخشی ۱۲ عنصر انتخابی شامل Au, Ag, Sb, As, Cu, Bi, Mo, Pb, S, Zn, Hg و Cd استخراج شدند. طبق جدول ۱، در PC1 عناصر Cu, Sb, Au, Ag، دارای مقادیر همبستگی بالاتر از ۰.۵ هستند که نشان‌دهنده ارتباط فضایی مثبت ۴ عنصر مذکور در کانی‌زایی مس پورفیری در محدوده مورد مطالعه است. با توجه به کانی‌سازی مس و پاراژنهای مس در نهایت PC1 به عنوان مؤثرترین مؤلفه انتخاب شده و نقشه نهایی چند عنصری ژئوشیمیایی مربوط به آن، به عنوان لایه ژئوشیمیایی نهایی مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۳-الف).

جدول ۱- مقادیر PC و Eigen values عناصر استخراج شده به همراه واریانس و واریانس تجمعی

| Elements | As    | Sb   | Au   | Ag   | Bi   | Cu   | Mo   | Pb   | S    | Zn   | Hg    | Cd    | Eigen value | Variance | Cum.Var |
|----------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------------|----------|---------|
| PC1      | 0.31  | 0.82 | 0.81 | 0.51 | 0.02 | 0.65 | 0.05 | 0.03 | -0.0 | 0.07 | -0.12 | 0.52  | 2.38        | 23.6     | 23.6    |
| PC2      | 0.59  | 0.17 | -0.1 | -0.1 | 0.51 | 0.05 | 0.75 | 0.77 | 0.19 | 0.09 | 0.126 | 0.242 | 1.93        | 16.1     | 39.7    |
| PC3      | -0.44 | -0.0 | -0.0 | 0.06 | -0.2 | 0.14 | 0.07 | 0.12 | -0.6 | 0.78 | -0.06 | 0.46  | 1.53        | 12.8     | 52.5    |
| PC4      | -0.07 | -0.0 | 0.05 | 0.66 | -0.1 | 0.05 | 0.13 | 0.01 | 0.02 | -0.0 | 0.85  | 0.175 | 1.24        | 10.5     | 63      |

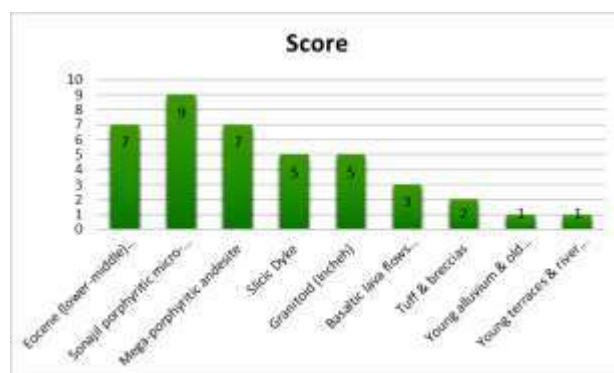
#### • لایه آلتراسیون های هیدروترمال

دگرسانی‌های هیدروترمال در انواع کانی‌زایی‌های مختلف نقش کلیدی ایفا می‌کنند و به عنوان مهم‌ترین کلید اکتشافی در عملیات صحرایی، شامل تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی است که تحت تأثیر آب‌های ماگمایی و یا گرمایی در سنگ‌ها ایجاد می‌شود (Lagat, 2009). کانسار سوناجیل در منطقه از نوع مس پورفیری است که این نوع ذخایر، الگوی تقریباً متحدالمرکزی از زون‌های دگرسانی گرمایی نشان می‌دهند که دلالت بر تغییرات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ساختمانی در محیط قبل از تشکیل کانسار دارد. این مقاله جنبه‌های کلی فرآیندهای دگرسانی گرمایی و تشخیص آن‌ها در کانسار پورفیری سوناجیل را با استفاده از اهداف روش سنجش‌ازدور بررسی می‌کند. در این راستا، تصاویر Aster به عنوان داده‌های موفق در تشخیص دگرسانی گرمایی استفاده شد. بر این اساس، مجموعه‌ای از داده‌های Aster

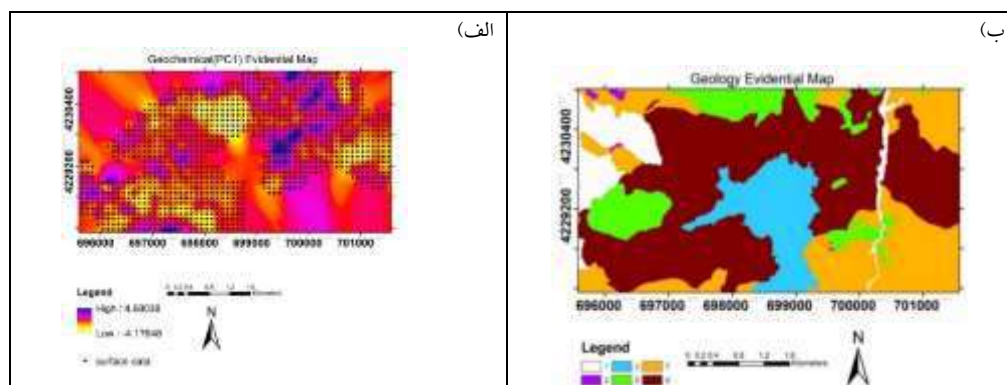
برای تهیه نقشه‌های تناوب فلیک و پروپیلیتیک بر اساس روش نسبت بانندی استفاده شد. با استفاده از طیف بازتاب استاندارد، کانی‌های شاخص سه دگرسانی با نسبت بانندی (Wang et al., 2020) ۶/(۵+۷) برای دگرسانی فلیک و ۸/(۷+۹) برای دگرسانی پروپیلیتیک استفاده شد. در نهایت، نقشه رستری مرتبط از این دگرسانی‌ها تهیه شد (شکل ۳-ج و د).

### • لایه زمین‌شناسی

بسیاری از کانسارهای مس پورفیری در منطقه‌ی شمال غرب ایران از نظر ژنتیکی با کالک آلکالن تا فلسیک در بالای زون فرورانش جزایر قوس آتش‌فشانی مرتبط هستند. واحدهای لیتولوژی آن‌ها شامل آندزیت پورفیری، آندزیت مگا پورفیری، گرانیتوئید، آندزیت تا آندزیت هورنبلند است. لیتولوژی‌های مشابهی در سوناجیل وجود دارد. در این تحقیق با استفاده از نقشه زمین‌شناسی منطقه، ادغام برخی لیتولوژی‌ها انجام شد و اهمیت هر لیتولوژی با توجه به روند توسعه کانی‌سازی مس و همچنین نظرات کارشناسی در مورد واحدهای زمین‌شناسی منطقه تعیین و امتیازدهی شد. در نتیجه، ۶ کلاس برای لایه‌های زمین‌شناسی تعریف شد (شکل ۲). شکل ۳-ب نقشه رستری لایه زمین‌شناسی را نشان می‌دهد.

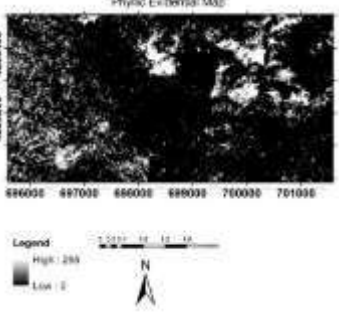


شکل ۲- لیتولوژی‌های نهشته سوناجیل و امتیازات آن‌ها

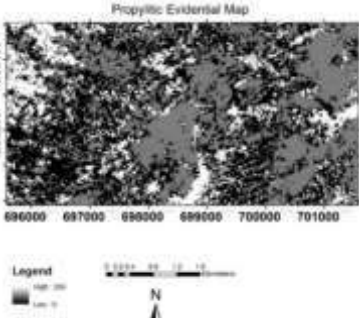


| تعداد داده در خوشه‌های مختلف |           |            |          |          |          | تعداد کل داده‌ها | الگوریتم خوشه‌بندی |
|------------------------------|-----------|------------|----------|----------|----------|------------------|--------------------|
| خوشه ششم                     | خوشه پنجم | خوشه چهارم | خوشه سوم | خوشه دوم | خوشه اول | ۸۳۴۰۸            | گت - جوا           |
| ۲۳۸۷۲                        | ۲۵۸۵      | ۸۳۴۸       | ۳۸۸۴۱    | ۵۷۸۲     | ۳۹۸۰     |                  |                    |

(ج)



(د)

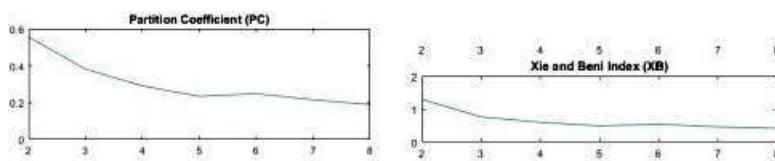


شکل ۳- تولید نقشه‌های شاهد پیوسته: الف) ژئوشیمی، ب) زمین شناسی، ج) دگرسانی فیلیک، د) دگرسانی پروپلیتیک

## ۵- نتایج و بحث

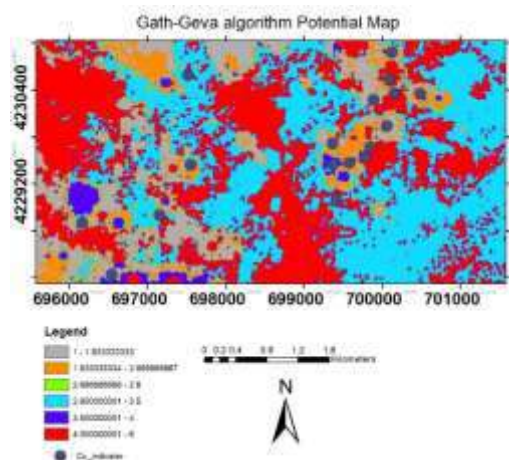
به منظور تولید یک روش پیش‌بینی قوی برای اکتشاف مس پورفیری در منطقه، از روش خوشه‌بندی گت جوا استفاده شد. در این راستا ابتدا لایه‌های اطلاعاتی شامل ۴ ویژگی اکتشافی حاصل شد. در تهیه ویژگی‌های اکتشافی، اندازه پیکسل  $15 \times 15$  متر و تعداد پیکسل‌ها برای تهیه ماتریس تصمیم‌گیری و ادامه کار ۸۳۴۰۸ بود. در کانسارهای مس پورفیری، به دلیل ماهیت سیال گرمایی و شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر منطقه، مناطق مختلفی با غلظت‌های متفاوت ایجاد می‌شود که هر زون به بخش خاصی از کانسار مربوط است؛ بنابراین با خوشه‌بندی نمونه‌ها، داده‌هایی که دارای ویژگی‌های مشترک هستند در یک خوشه تجمع می‌شوند که این مسئله، منجر به تفسیر بهتر و مدل‌سازی دقیق‌تر نقشه پتانسیل حاصل می‌شود. با تقسیم داده‌ها به خوشه‌های جداگانه، می‌توان بهترین خوشه‌ها را شناسایی کرد و در تجزیه و تحلیل مورد استفاده قرار داد؛ بنابراین قبل از خوشه‌بندی، باید تعداد خوشه‌های بهینه شناسایی گردد که برای آن‌ها از شاخص‌های اعتبار سنجی استفاده شد. با توجه به شاخص‌های تعیین تعداد خوشه بهینه، نتیجه می‌شود که در تمامی شاخص‌ها تقریباً پس از تعداد ۶ خوشه، مقادیر شاخص‌ها به عدد ثابتی گرایش دارند؛ بنابراین تعداد خوشه‌های بهینه برای الگوریتم گت جوا برابر ۶ خوشه در نظر گرفته شد (شکل ۴).

جدول ۲- نتایج خوشه‌بندی داده‌ها با استفاده از الگوریتم خوشه‌بندی گت جوا



شکل ۴- شاخص‌های اعتبار سنجی جهت استخراج تعداد خوشه‌های بهینه در به کارگیری الگوریتم گت جوا

پس از شناسایی خوشه‌های بااهمیت در بین داده‌ها، اقدام به تهیه نقشه پتانسیل حاصل از روش خوشه‌بندی گت جوا گردید که در قابل مشاهده است. نتایج، حاکی از آن است که تفکیک مناطق پتانسیل دار در روش خوشه‌بندی گت جوا با دقت بالایی مشخص شده است و روش خوشه‌بندی گت جوا عملکرد بهتری در ثبت زون‌های امیدبخش نشان داده و تداخل الگوهای کانی زایی را باسقت بیشتر و قابلیت اعتماد بالاتری تفکیک کرده است.



شکل ۵- نقشه پتانسیل معدنی حاصل از روش الگوریتم خوشه‌بندی گت جوا به همراه موقعیت رخنمون‌های کانی زایی

جهت اعتبارسنجی عملکرد روش خوشه‌بندی گت جوا، از رخنمون‌های کانی زایی که در نقشه زمین شناسی هم موقعیت این نقاط مشخص هست استفاده کردیم. با توجه به رخنمون‌های کانی زایی، صحت این نقشه پتانسیل تأیید می‌شود (شکل ۵).

## ۶- نتیجه‌گیری

لازمه دستیابی به نتایج بهینه در عملیات پتانسیل‌یابی اکتشافی، استفاده از داده‌های دارای کیفیت بالا، دقت در انجام تحلیل‌های اولیه، دقت در آماده‌سازی لایه‌های اکتشافی و استفاده از روشی مناسب است. در این تحقیق مناطق امیدبخش کانی زایی با روش الگوریتم خوشه‌بندی گت جوا ثبت و شناسایی شد. روش گت جوا به دلیل شناسایی الگوی رفتاری پیچیده موجود در بین داده‌های اکتشافی و توجه به ماهیت و رفتار تمامی داده‌ها بر اساس شباهت و تفاوت‌های موجود بین داده‌ها، تداخل زون‌های بارور و عقیم را بهتر بررسی و تفکیک کرده و مناطق امیدبخش کانی‌زایی را با دقت و قابلیت اطمینان بالایی شناسایی



کرده و مرز مشخص بین مناطق بااهمیت‌های متفاوت کانی سازی را آشکار کرده است؛ بنابراین طی پردازش و تحلیل داده‌ها در روش خوشه‌بندی، بخش‌های کم‌اهمیت و پراهمیت منطقه مطالعاتی درون خوشه‌هایی مجزا قرار می‌گیرند و امکان شناسایی مناطق امیدبخش به‌خوبی میسر می‌شود.

## ۷- مراجع

- Bezdek, J.C., 1981. Objective function clustering. In Pattern recognition with fuzzy objective function algorithms (pp. 43-93). Springer, Boston, MA.
- EJM, C., 2009. Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS. Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry, Vol. 11, M. Hale (Series Editor).
- Ghavami-Riabi, R., Seyedrahimi-Niaraq, M.M., Khalokakaie, R. and Hazareh, M.R., 2010. U-spatial statistic data modeled on a probability diagram for investigation of mineralization phases and exploration of shear zone gold deposits. Journal of Geochemical exploration, 104(1-2), pp.27-33.
- Jahangiri, M., Ghavami Riabi, S.R. and Tokhmechi, B., (2018). Estimation of geochemical elements using a hybrid neural network-Gustafson-Kessel algorithm. Journal of Mining and Environment, 9(2), pp.499-511.
- Höppner, F., Klawonn, F., Kruse, R. and Runkler, T., 1999. Fuzzy cluster analysis: methods for classification, data analysis and image recognition. John Wiley & Sons.
- Lagat, J., 2009. Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria domes geothermal field, Kenya. Dipresentasikan dalam short course IV on exploration for geothermal resources.
- Mohammadzadeh, M. and Nasser, A., 2018. Geochemical modeling of orogenic gold deposit using PCANN hybrid method in the Alut, Kurdistan province, Iran. Journal of African Earth Sciences, 139, pp.173-183.
- Zuo, R., Kreuzer, O.P., Wang, J., Xiong, Y., Zhang, Z. and Wang, Z., (2021). Uncertainties in GIS-based mineral prospectivity mapping: Key types, potential impacts and possible solutions. Natural Resources Research, 30, pp.3059-3079.
- Wang, Z., Zhou, C. and Qin, H., 2020. Detection of hydrothermal alteration zones using ASTER data in Nimu porphyry copper deposit, south Tibet, China. Advances in Space Research, 65(7), pp.1818-1830.
- Xie, X.L. and Beni, G., 1991, August. A new fuzzy clustering validity criterion and its application to color image segmentation. In Proceedings of the 1991 IEEE International Symposium on Intelligent Control (pp. 463-468). IEEE

## تخمین و ارزیابی کانه‌زایی مس پورفیری نارپ، استان کرمان، با استفاده از روش‌های مغناطیس‌سنجی زمینی

سوده صدیقیان\*

گروه زمین‌شناسی دانشگاه ولایت، ایرانشهر، ایران

\*ysedighian@yahoo.ca

### چکیده

محدوده معدنی نارپ از جمله مناطق مستعد دارای مس پورفیری واقع در جنوب غربی استان کرمان است که در بخش مرکزی کمربند دهج-ساردوئیه و بر روی اندیس پورفیری شماره ۳۳ مطالعات انستیتو بئوگراد یوگسلاوی قرار گرفته است. مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد که کانه‌زایی در این منطقه درون ولکانیک‌ها، پیروکلاست‌ها و آندزیت‌های به شدت دگرسان با سن اتوسن که توسط گرانیتوئیدهای پورفیری احاطه شده، صورت گرفته است. دگرسانی‌های پروپلیتی، سرسیتی، رسی - سرسیتی و سیلیسی با این ذخیره در ارتباط هستند. در این منطقه با توجه به همراهی کانی‌سازی سولفیدی با کانی‌های فلزی چون مگنتیت می‌توان از روش مغناطیس‌سنجی برای تخمین و ارزیابی کانسار مزبور استفاده کرد. برای این منظور پس از برداشت داده‌ها و اعمال تصحیحات، فیلترهایی چون برگردان به قطب، ادامه فراسو، مشتق قائم و سیگنال تحلیلی نیز بر روی داده‌ها صورت گرفت. نتایج و تفسیر برداشت‌های انجام شده به همراه مطالعات زمین‌شناسی و میکروسکوپی ارتباط مستقیم کانی‌سازی مس و مغناطیس را به اثبات می‌رساند و نشان می‌دهد که کانی‌سازی مس همراه با شدت میدان مغناطیسی افزایش می‌یابد. این مسئله می‌تواند گواهی بر ذخیره با اهمیت مس در این منطقه باشد.

**واژه‌های کلیدی:** مغناطیس‌سنجی؛ مس؛ نارپ؛ کمربند دهج - ساردوئیه؛ استان کرمان.

### Abstract

Narp area is one of the prepared areas with porphyry copper and located in the southwest of Kerman province, central part of the Dehej-Sarduveh zone and on porphyry index No. 33 of the Institute of Studies in Belgrade, Yugoslavia. These studies show that mineralization in this region took place within volcanics, pyroclastics and highly altered andesites with Eocene age surrounded by porphyry granitoids. Propylitic, sericite, clay-sericite and siliceous variations are related to this reserve. In this area, due to the association of sulphide mineralization with metal minerals such as magnetite, the magnetism method can be used to estimate and evaluate this deposit. For this purpose, after collecting the data and applying corrections, filters such as return to the pole, transversal continuation, vertical derivative and analytical signal were also performed on the data. The results and interpretation of the findings along with geological and microscopic studies prove the direct relationship between copper mineralization and magnetism and show that copper mineralization increases with the intensity of the magnetic field. This issue can be a proof of important copper reserves in this area

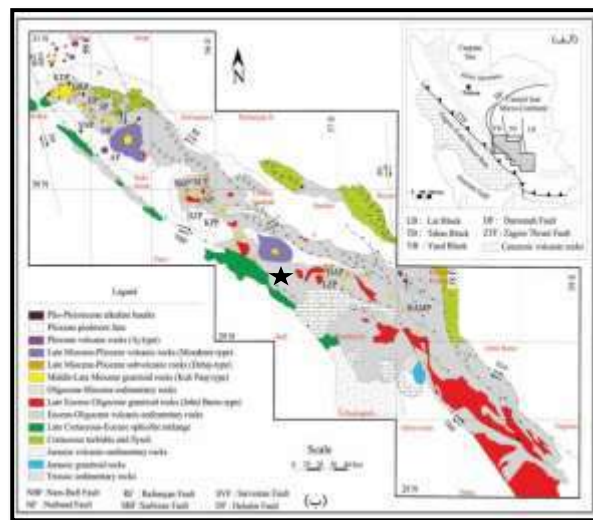
**Key words:** Magnetism; Copper; Narp; Dehej-Sarduveh zone; Kerman

### ۱ - مقدمه

اکتشافات مغناطیسی از قدیمی‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی اکتشافی بوده و چندین دهه است که برای تعیین ذخایر و منابع زیرزمینی از قبیل مخازن هیدروکربن و کانی‌های فلزی، تفکیک، ویژگی‌های فیزیکی لایه‌های زمین و تعیین موقعیت ساختمان‌های زمین‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد

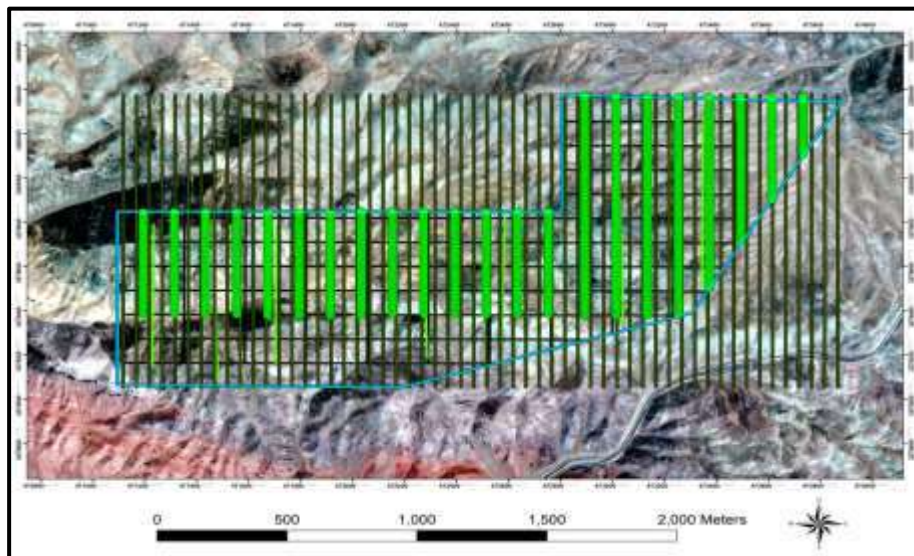
(Van Kerkvoort et al., 2009; Telford et al., 1990). در پی‌جویی‌های معدنی، روش مغناطیس‌سنجی هم برای اکتشاف کانی‌های مغناطیسی و هم کانی‌های غیرمغناطیسی که مرتبط با کانی‌های مغناطیسی هستند، بسیار موثر می‌باشد. به طور معمول سنگ‌های رسوبی پاسخ‌های مغناطیسی بسیار کمی دارند؛ لذا تغییرات شدت میدان مغناطیسی در سطح زمین بیشتر مربوط به تغییرات سنگ‌شناسی سنگ‌های بستر و یا نفوذی‌های آذرین می‌باشند. به طور کلی میزان تغییرات شدت مغناطیس در مناطق مختلف مطالعاتی بسته به شدت و نوع دگرسانی، حجم توده دگرسان شده، عمق توده و شکل آن متغیر است (امیرپور و همکاران، ۱۳۹۵). از طرف دیگر اثرات مغناطیسی موجود در سنگ‌ها متأثر از ترکیب مغناطیس القایی و بازماند موجود در آنهاست که موجب ایجاد آشفتگی در میدان مغناطیسی زمین در محل رخنمون سنگ‌ها می‌گردد. دگرسانی به وجود آمده بر روی سنگ میزبان در کانسارهای مس منجر به تغییر در شدت مغناطیس در سنگ‌های منطقه می‌شود؛ به گونه‌ای که بخش دگرسان، مغناطیس پایین‌تری را نسبت به بخش غیردگرسان از خود نشان می‌دهد. بنابراین در محل کانه‌زایی انتظار وجود یک قله منفی از بی‌هنجاری مغناطیسی وجود دارد (Van Kerkvoort et al., 2009; Sillitoe, 2008).

محدوده مس نارپ با مساحت تقریبی حدود ۲ کیلومتر مربع، در جنوب غربی شهر نگار و در بخش مرکزی کمر بند دهج - ساردوئیه، بخش جنوبی کمر بند ارومیه - دختر قرار گرفته است (شکل ۱). اولین مطالعات اکتشافی سیستماتیک، در بخش جنوبی کمر بند ارومیه - دختر توسط مؤسسه تحقیق و اکتشافات معدنی بئوگراد یوگسلاوی در نیمه نخست دهه ۱۹۷۰ میلادی صورت گرفت (برهان‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). در دهه‌های اخیر فعالیت‌های اکتشافی وسیعی به منظور شناسایی ذخایر معدنی در محدوده این کمر بند انجام شده است که به شناسایی رخنمون‌هایی متعدد با کانه‌زایی مختلف از انواع عناصر فلزی چون مس منجر گردیده است (محمدزاده و همکاران، ۱۳۹۷). اما محدوده نارپ تاکنون به طور دقیق مورد بررسی قرار نگرفته است؛ لذا به منظور تخمین و ارزیابی کانه‌سازی مس در این منطقه از بررسی‌های ژئوفیزیکی استفاده گردید. برای انجام این بررسی‌ها در محدوده اکتشافی نارپ، روش مگنتومتري در یک محدوده تقریباً هفت وجهی و در گستره‌ای به وسعت تقریبی ۲۱۰ هکتار، در قالب ۲۳ پروفیل با امتداد شمالی - جنوبی و با استفاده از شبکه برداشت ۱۰ متر در ۱۰۰ متر به انجام رسید (شکل ۲). در این مطالعه از روش مغناطیس‌سنجی برای بررسی بی‌هنجاری‌های زیرسطحی استفاده شده است.



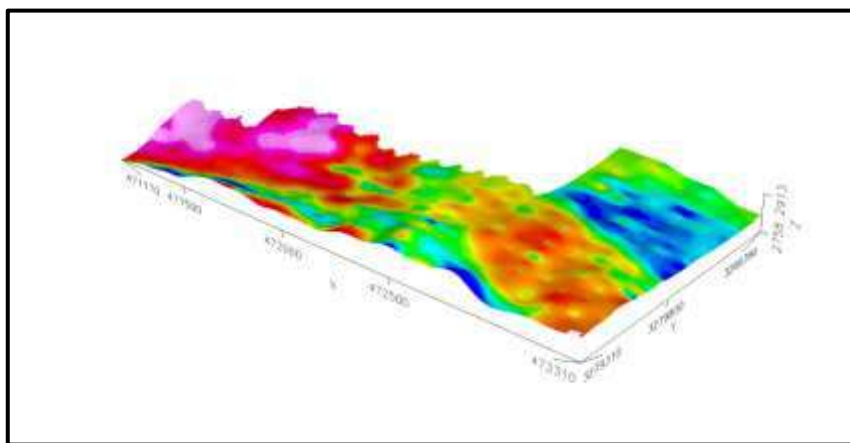
شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی کمان ماگماتی سنوزوئیک کرمان بر پایه اطلاعات زمین‌شناسی؛ بر گرفته از (Dimitrijevic, 1973)، شرکت Rio Tinto Ltd., (2001) و شفيعي (۱۳۸۶). منطقه مورد مطالعه با نشان ستاره بر روی نقشه مشخص شده است.





شکل ۲- موقعیت محدوده و شبکه پروفیل ها و نقاط در مراحل مختلف فیلتر گذاری بر روی تصویر ماهواره ای.

آنچه در روش مغناطیس سنجی اندازه گیری می شود، شدت کل میدان مغناطیسی است. شدت کل میدان مغناطیسی ناشی از مغناطیدگی سنگ های پوسته زمین است که بی هنجاری مغناطیس نامیده می شود. برای رسیدن به این هدف بایستی بر روی داده های برداشت شده تصحیحاتی انجام شود. پیاده سازی شبکه نقاط بر روی منطقه مورد مطالعه، کنترل کیفیت داده ها، حذف مولفه میدان مغناطیسی هسته زمین (IGRF: International Geomagnetic Reference) و تصحیح تغییرات روزانه میدان از جمله این موارد است. سپس فایل داده های شبکه به نرم افزارهای GEOSoft و ModelVision وارد می گردد. محصول نهایی پردازش داده ها، پروفیل ها و نقشه های کانتوری است که تغییرات بی هنجاری های شدت میدان کل را نشان می دهند. شکل ۳ نقشه مغناطیسی خام منطقه (بدون انجام تصحیحات) پلات شده بر روی نقشه توپوگرافی را نشان می دهد.



شکل ۳- نقشه شدت کل میدان مغناطیسی منطقه مورد مطالعه که بر روی نقشه توپوگرافی پلات شده است.

## ۲- بحث

مطالعات صحرایی، میکروسکوپی، شیمیایی و دورسنجی انجام شده بر روی منطقه نارپ نشان می دهد که در این منطقه هندسه توزیع کانسنگ معدنی مس دار در بخش های شرقی به صورت رگه ها و لزه های اپی ژنتیک قطع کننده روند سنگ های میزبان و در بخش های غربی

کانه‌زایی‌ها سولفیدی، به شکل انتشاری در زمینه ولکانیک‌ها و پلوتون‌ها در قالب هندسه‌ای توده‌ای شکل نمود دارند. پیچیدگی توسعه کانسنگ در مقیاس منطقه‌ای غالباً توسط سنگ‌های ولکانیکی میزبان و گسل‌های محدوده با روند جابه‌جایی‌های منظم کنترل می‌گردند.

در مناطق محتمل کانه‌زایی، زون پتاسیک در بخش فوقانی توده‌های نفوذی و سنگ‌های مجاور توده‌ها قرار دارد. مطالعه اینکلوژیون‌های سیال زون پتاسیک نشان داده است که دمای محلول ماگمایی بین ۴۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد است. کانی‌های معرف زون پتاسیک عبارتند از: فلدسپارپتاسیم و بیوتیت-های ثانویه که به صورت جانشینی، رگچه‌ای و پراکنده یافت می‌شوند. ضمناً مقدار جزئی سرسیت، کلریت و اپیدوت در این زون دیده می‌شود. به دلیل آنکه زون پتاسیک بخشی از ذخیره مس را در خود دارد، از اهمیت خاصی برخوردار است. در این زون به دلیل تبدیل بیوتیت و آمفیبول به مگنتیت رگچه‌های کوارتز-مگنتیت ایجاد می‌شود که به دلیل خاصیت مغناطیس‌پذیری بالای مگنتیت روش مغناطیس‌سنجی بهترین روش جهت پیدا کردن زون پتاسیک می‌باشد.

بر مبنای آنچه گفته شد، به منظور بررسی هر چه دقیق‌تر تغییرات عمقی زون‌های کانه‌دار در منطقه نارپ، امتداد شمال جنوب برای روند پروفیل‌های برداشت در نظر گرفته شد و نقشه‌های شدت میدان مغناطیسی باقی‌ماند از این محدوده تهیه گردید. نقشه‌های شدت میدان مغناطیسی باقی‌ماند همان داده‌های پردازش شده قبلی هستند که فقط مقادیر کمی تصحیحات بر روی آنها اعمال می‌شود. بر این اساس این نقشه به عنوان یکی از مهمترین اطلاعات مغناطیس-سنجی در اکتشاف کانه شناخته می‌شود و می‌تواند تا حد زیادی بیانگر تغییرات وضعیت کانی‌سازی عمقی باشد.

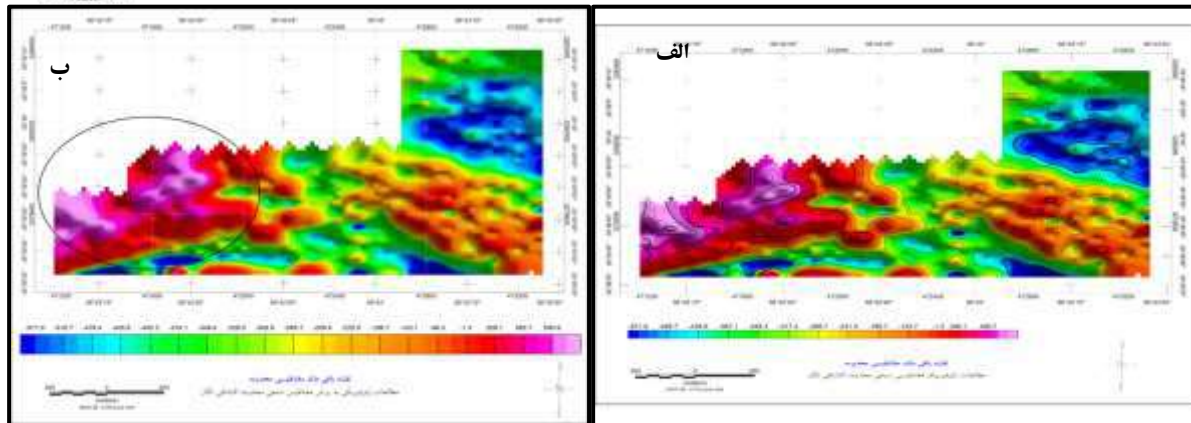
در شکل ۴-الف و ب، نقشه میدان مغناطیسی باقی‌ماند محدوده با اعمال تصحیحات تغییرات روزانه و IGRF آورده شده است. بر اساس این نقشه یک زون بی‌هنجاری با میزان شدت پاسخ ضعیف در قسمت شرقی با راستای جنوب شرق به شمال غرب و یک زون در غرب نقشه مشاهده می‌شود که قطب مثبت آن در داخل محدوده در برداشت‌های مغناطیسی گرفته شده و نقشه کامل نشده است. در زون بی‌هنجاری غربی در حدود ۳۵۶۸ نانو تسلا بین کمترین و بیشترین میزان قرائت شده اختلاف وجود دارد؛ به نحوی که کمترین میزان داده مغناطیسی ۴۵۰۲۲ نانو تسلا و بیشترین ۴۸۵۹۰ قرائت شده است. میزان IGRF محدوده ۴۶۵۶۹ نانوتسلا است. این میزان تغییرات به احتمال زیاد به دلیل وجود یک لایه با مغناطیس‌پذیری بالا در حد مگنتیت است که می‌تواند چنین اختلافی را ایجاد نماید.

در بررسی این نوع نقشه‌ها مشخص شده است که هر اندازه طول موج بزرگتر و دامنه موج ضعیف‌تر باشد، عمق ماده معدنی بیشتر خواهد بود. لذا طول موج‌های بلند و دامنه کوتاه موج در بی‌هنجاری‌های شرق محدوده برداشت مغناطیسی، نشان از آن دارد که بیشتر بی‌هنجاری‌های مشخص شده در شرق محدوده عمیق می‌باشند. بنابراین با توجه به زمین‌شناسی و ژئوفیزیک شرق منطقه این قسمت نمی‌تواند منشأ کانسار پورفیری باشد و از هدف اکتشافی به دور است.

این در حالی است که بی‌هنجاری موجود در غرب منطقه بیشترین میزان تغییرات میدان را داراست و به طور میانگین در حدود ۱۵۰۰ نانو تسلا از میزان IGRF محدوده بیشتر است. اما همانطور که از نقشه باقی‌ماند مغناطیسی در قسمت غرب محدوده قابل مشاهده است، این زون از نظر ژئوفیزیکی کامل نشده است (قطب مثبت و منفی در کنار هم قرار نگرفته است). به عبارت دیگر چنین به نظر می‌رسد که یک قسمت از منشأ زون پتاسیک در داخل منطقه قرار گرفته و به سمت خارج منطقه در قسمت غرب و شمال غربی ادامه می‌یابد.

لذا انجام عملیات برداشت مغناطیسی در محدوده شمال غربی به دلیل خارج شدن از منطقه در این فاز با این تعداد نقاط ممکن نبوده و به صورت کامل انجام نشده و شکل بی‌هنجاری ناقص است (قطب مثبت و منفی کامل نشده است) و یا به اصطلاح، بی‌هنجاری بسته نشده است. لذا هر گونه اظهار نظر در قسمت شمال و شمال غرب محدوده با قطعیت همراه نیست. اما با وجود همه این موارد، بخش غرب و شمال غربی محدوده با توجه به شدت و گسترش بی-هنجاری مغناطیسی یکی از مستعدترین اهداف جهت اکتشاف و عملیات حفاری برای افزایش ذخیره کانسار در این منطقه است.

بعلاوه، تهیه و بررسی نقشه برگردان به قطب و نقشه مشتق قائم، تداوم عمقی و اتصال توده‌های ایجادکننده زون بی‌هنجاری سطحی در قسمت‌های عمیق منطقه را نشان می‌دهد. همچنین، نقشه شدت باقی‌ماند میدان مغناطیسی با استفاده از فیلتر ادامه فراسو برای ارتفاع ۱۰، ۲۰، ۴۰ و ۸۰ متر آماده گردید. در این نقشه نیز وجود یک زون بی‌هنجاری در قسمت‌های جنوب شرق، مرکز و شمال غرب محدوده قابل مشاهده است؛ اما کاهش شدت بی‌هنجاری‌های سطحی و افزایش بی‌هنجاری‌های عمقی به طور واضح مشهود است که همگی شاهدی بر ذخائر ارزشمند مس در محدوده است.



شکل ۴- الف: نقشه شدت میدان مغناطیس باقی ماند (قسمت غربی محدوده به دلیل اختلاف شدید میدان بیشترین پتانسیل کانی سازی را دارد) و ب: نقشه کانتوری شدت میدان مغناطیس باقی ماند منطقه مطالعاتی نارپ.

### ۳- نتیجه گیری

در این تحقیق با توجه به نمود ولکانیک‌های سطحی و الگوی توزیع آلتراسیون‌ها بر روی سنگ‌های ولکانیکی در محدوده معدنی نارپ برداشت‌های ژئوفیزیکی برای بررسی ناهنجاری‌های مغناطیسی به منظور یافتن حد آستانه زون پتاسیک و حریم استوک‌های نفوذی در افق‌های زیرسطحی منطقه به عنوان اولویت در نظر گرفته شد. پس از عملیات پردازش، حذف داده‌های تکیه، تصحیحات روزانه و IGRF نقشه باقی‌ماند منطقه تهیه گردید که به عنوان نقشه مینا در تفسیر داده مغناطیس منطقه مورد استفاده قرار گرفت. سپس با اعمال فیلترهای برگردان به قطب، مشتق قائم، سیگنال تحلیلی، ادامه فراسو و مشتق افقی تبدیل شبه گرانی، وسعت و مرز بی‌هنجاری تعیین گردید. محدوده بی‌هنجاری در راستای جنوب‌غرب به شمال‌شرق در بخش غربی و شمال‌غربی نقشه باقی‌ماند مغناطیسی محدوده مورد بررسی قرار گرفت. بی‌هنجاری‌های موجود در منطقه مورد مطالعه که مطابقت خوبی با شواهد کانی‌زایی دارند، ناشی از زون پتاسیک (بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در این محدوده در اثر القای مغناطیسی رگچه‌های سیلیسی - مگنتیتی حاصل از زون پتاسیک است) در بخش غرب و شمال‌غرب، به نظر می‌رسد که در اثر تزریق و دگرسانی سیال کانه‌دار در امتداد درزه‌ها و ترک‌های حاصل از دو دسته گسل اصلی (شمال‌شرق به جنوب-غرب) و گسل‌های فرعی راست‌گرد عمود بر خط گسل اصلی در محدوده ایجاد شده است.

### ۴- مراجع

امیرپور اصل میاندآب، ا.، سهرابی، ق.، نصیری گنجینه‌کتاب، م.، ۱۳۹۵. کاربرد روش مغناطیس‌سنجی برای اکتشاف کانه‌زایی مس و طلا در محدوده اکتشافی پلی‌متال باشماق هشتروند. مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۰، شماره ۲، ص ۳۹-۴۸.  
برهان‌زاده، ف.، علیرضایی، س.، فارسی‌نیا، ن.، صبوری، م.، ۱۳۹۲. مطالعات اکتشافی انجام شده بر روی کمر بند مس ارومیه- دختر و کاربرد مدل‌های سه بعدی در کانسارهای مس پورفیری و رگه‌ای، کنفرانس بین‌المللی علوم زمین، تهران.  
محمدزاده، ز.، قادری، م.، علیرضایی، س.، حسن‌زاده، ج.، ۱۳۹۷. زمین‌شناسی، دگرسانی گرمابی و کانی‌سازی در کانسار مس پورفیری رضی‌آباد در جنوب کمر بند مس کرمان، جنوب خاور ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۹، ص ۱۸۶-۱۷۵.  
شفیعی، ب.، ۱۳۸۷. الگوی فلز زایی کمر بند مس پورفیری کرمان و رهیافت‌های اکتشافی آن. رساله دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۵۷ ص.

Dimitrijevic, M. D., 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran. Report no. Yu/52: 334.  
Rio Tinto Ltd., 2001. Structural interpretation of the Kerman belt, Iran. Unpublished Report of National Iranian Copper Industries Company, 15 pp.  
Sillitoe, R. H., 2008. Geology and potential of the caspiche porphyry copper-gold prospect, northern Chile: Unpublished company report prepared for Exeter Resource Corporation, June 2008.  
Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E. 1990. Applied geophysics, 2nd Edition, Cambridge Press, 800 p.



Van Kerkvoort, G., Tolman, J., and Caspiche. O.H., 2009. Porphyry Au-Cu deposit, Maricunga Belt, Chile Exploration, discovery and resource development: Exeter Resource Corporation, Santiago, Chile Publication NewGenGold Conference, Perth, 23 November 2009.

## کانه‌نگاری کانسار مس لار، شمال شرق زنجان

سعید صفری<sup>۱</sup>، محمد ابراهیمی<sup>۱\*</sup>، مریم هنرمند<sup>۲</sup> و قاسم نباتیان<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، ebrahimi@znu.ac.ir

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

### چکیده

کانسار مس لار در پهنه ساختاری البرز غربی - آذربایجان واقع شده است. سنگ‌های آتشفشانی - آذرآواری منطقه لار عمدتاً از توف، بازالت و آندزیت بازالتی تشکیل شده‌اند. کانی عمده در واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه پلاژیوکلاز بوده که با پیروکسن و کانی‌های اپک و در سنگ‌های آذرآواری با کوارتز همراه است. از بافت‌های موجود در گدازه‌ها می‌توان به بافت‌های پورفیری، گلوپورفیری، کومولوفیری، سریت و بادامکی (آمیگدالوئیدال) اشاره نمود. کانهای زایی در منطقه لار به صورت رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و دانه‌پراکننده در سنگ‌های آذرآواری و آندزیت بازالتی دیده می‌شود. بر اساس مطالعات کان‌نگاری، کان‌های سولفیدی اولیه شامل پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت و بورتیت بوده که با کان‌های ثانویه مس شامل کولیت، کالکوسیت ثانویه، مالاکیت، آزوریت و با همچنین گوتیت همراه هستند. مراحل کان‌زایی را می‌توان به دو مرحله هیپوژن و سوپرژن تقسیم‌بندی نمود. از نظر توالی زمانی، ابتدا کانی‌های هیپوژن کمی پس از تشکیل مجموعه آتشفشانی - آذرآواری تشکیل شده‌اند. سپس تحت تأثیر آبهای جوی در مرحله سوپرژن سولفیدهای اولیه به کان‌های سولفیدی ثانویه (کولیت و کالکوسیت ثانویه)، کربنات‌های آبدار مس (مالاکیت و آزوریت) و گوتیت تبدیل شده‌اند. دگرسانی‌ها مشاهده شده در منطقه شامل دگرسانی اپیدوتی، دگرسانی کلریتی، دگرسانی گوتیتی، دگرسانی اکتینولیتی - کربناته و دگرسانی کوارتز - کربناتی می‌باشند. بر اساس سنگ‌میزبان، کان‌ها، کانی‌های باطله، دگرسانی‌های و ژئومتری ماده معدنی کان‌زایی مس لار به کانسارهای مس تیپ مانتو شباهت دارد.

واژه‌های کلیدی: بافت و ساخت، دگرسانی، کان‌زایی مس تیپ مانتو، لار، زنجان.

## Mineralogrophy of the Lar ore deposit, northeast of Zanjan

Saaid Safari<sup>1</sup>, Mohammad Ebrahimi<sup>1\*</sup>, Maryam Honarmand<sup>2</sup> and Ghasem Nabatian<sup>1</sup>

1- Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, ebrahimi@znu.ac.ir

2- Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

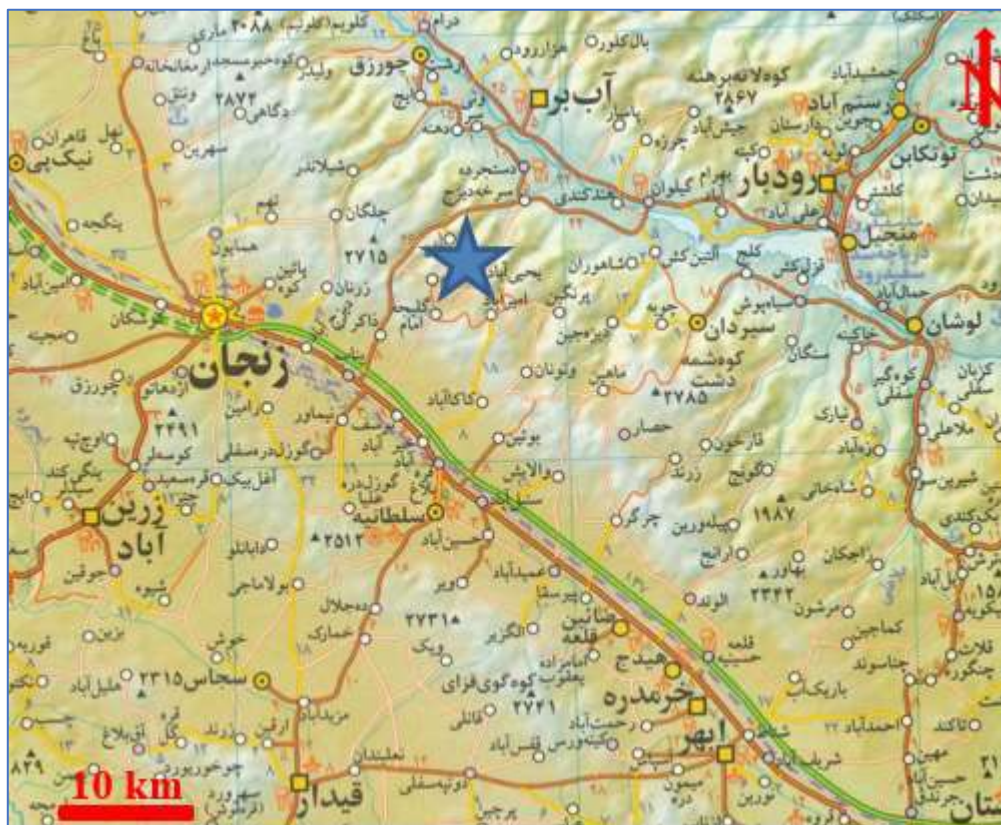
### Abstract

The Lar Cu mineralization is located in west Alborz-Azarbayejan structural zone. The volcanic-pyroclastic rocks in the area are mainly tuff, basalt and basaltic andesite. The major minerals in the study rocks are plagioclase along with pyroxene and opaque minerals. In the pyroclastic rocks quartz is also present. The observed textures in the volcanic rocks are porphyritic, glomeroporphyritic, cumuloiphyric, seriate and amygdaloidal. The copper mineralization in Lar area has occurred as vein-veinlet, open space filing and disseminated in the basaltic andesite and pyroclastic rocks. According to the mineralographic studies the primary sulfide minerals are pyrite, chalcopryrite, chalcocite and bornite which are accompanied with goethite and secondary copper minerals such as covellite, secondary chalcocite, malachite and azurite. Meanwhile, magnetite in lava flows and hematite in pyroclastic rocks is present. The mineralization has occurred in two stages. At first, the hypogene minerals formed shortly after the volcanic activities. Later on, meteoric water during the wreathing and supergene stage has altered the primary sulfides into secondary sulfides like (covellite and secondary chalcocite), hydrous copper carbonate (malachite and azurite) and goethite. The alterations in Lar Cu mineralization are epidotization, chloritic, geothitization, actinolite- carbonate and quartz-carbonate alteration. According to the host rock, ore minerals, gangue minerals, alterations and the geometry of the ore minerals the study mineralization is most similar to the Manto-type Cu mineralization.

**Key words:** Texture and structure, alteration, Manto-type copper mineralization, Lar, Zanjan.

## ۱- مقدمه

کانه‌زایی مس لار در حدود ۶۰ کیلومتری شمال شرق شهر زنجان قرار گرفته است. منطقه لار بر اساس پهنه‌بندی‌های ساختمانی ایران در پهنه البرز غربی-آذربایجان واقع است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). از مطالعات پیشین انجام شده بر روی کانه‌زایی مس لار می‌توان به پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی با عنوان سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی منطقه لار با نگرشی بر کانه‌زایی مس اشاره نمود (صفری، ۱۳۹۹). مقاله حاضر مستخرج از پایان‌نامه مذکور می‌باشد. از دیگر انجام شده در منطقه لار می‌توان به مطالعات انجام شده در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش زنجان (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۹) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم (امینی، ۱۳۸۰) اشاره نمود. جهت دسترسی به کانه‌زایی مس لار از جاده زنجان - طارم با طی مسافت حدودی ۴۷ کیلومتر به اول جاده روستای امام و سپس با عبور از جاده خاکی (به سمت شرق) حدود ۱۵ کیلومتر به کانه‌زایی مورد مطالعه می‌رسیم (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه راه‌های منطقه مورد مطالعه بر گرفته از اطلس راه‌های ایران (انتشارات گیتاشناسی، ۱۳۸۰). محل کانه‌زایی با ستاره آبی رنگ بر روی نقشه نمایش داده شده است.

## ۲- زمین‌شناسی

بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام شده، واحدهای سنگی دارای رخنمون در محدوده مورد مطالعه شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت و آندزیت بازالتی و سنگ‌های آذرآواری (توف خرده‌سنگی، توف خرده‌سنگی بلورین، توف بلورین و توف بلورین خرده‌سنگی) به سن ائوسن می‌باشند (شکل ۲). واحدهای مذکور توسط نهشته‌های آبرفتی عهد حاضر در دشت‌ها و برخی بخش‌های پست پوشیده شده‌اند.

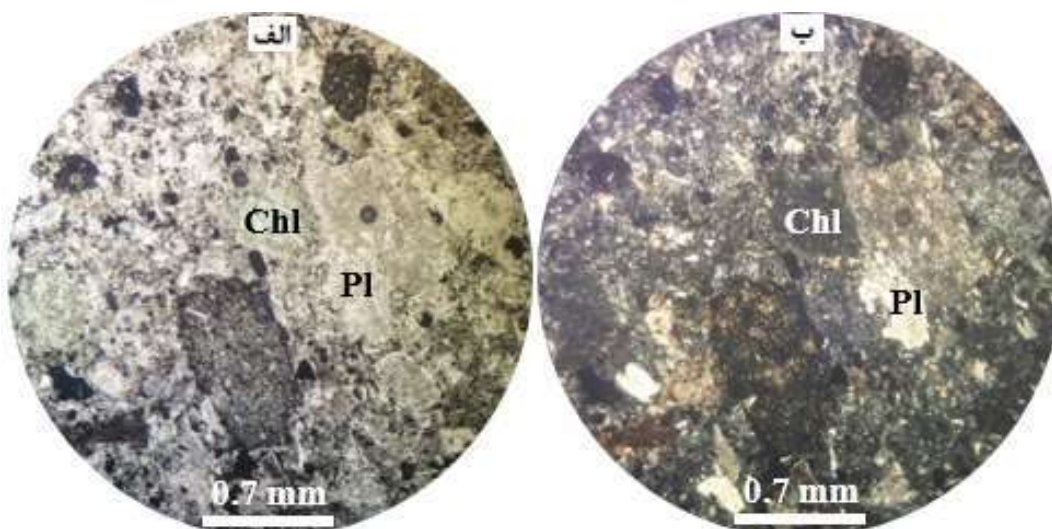




شکل ۲- تصویری صحرایی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری میزبان کانه‌زایی مس در منطقه لار (دید تصویر به سمت شمال غرب).

### ۳- سنگ‌نگاری

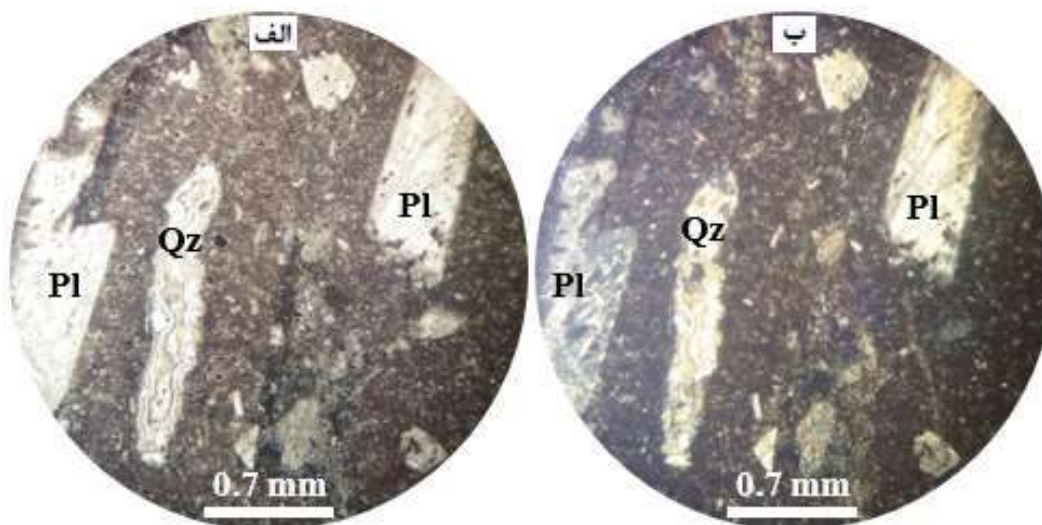
در منطقه لار سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری انوسن گسترش فراوانی دارند. واحدهای آذرآواری معمولاً بطور متناوب با جریان‌های گدازه قرار داشته، بگونه‌ای که گدازه‌ها اغلب صخره‌ساز و آذرآواری‌ها مورفولوژی هموارتری می‌سازند. واحدهای آذرآواری متشکل از انواع توف شامل توف خرده‌سنگی، توف خرده‌سنگی بلورین، توف بلورین خرده‌سنگی و توف بلورین هستند. قطعات خرده‌سنگی موجود در سنگ‌های آذرآواری مورد مطالعه عمدتاً قطعات خرده‌سنگی آتشفشانی هستند (شکل ۳).





شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از توف بلورین خردسنگی. تصویر الف در نور یک بار پلاریزه و تصویر ب در نور دو بار پلاریزه گرفته شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) گرفته شده و عبارتند از: Chl کلریت و Pl پلاژیوکلاز.

جریان‌های گدازه موجود در منطقه لار دارای ترکیب آندزیت بازالتی و بازالت می‌باشند. کانی اصلی موجود در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است که در اندازه‌های مختلف در این سنگ‌ها وجود داشته و عمدتاً به صورت درشت‌بلور در این سنگ‌ها یافت می‌شود. بافت‌های متداول در سنگ‌های آتشفشانی مطالعه شده شامل بافت‌های پورفیریستیک، گلمروپورفیریستیک، کومولوفیریستیک، سریست و آمیگدالوئیدال (بادامکی) می‌باشند. در بافت آمیگدالوئیدال در مواردی حفره‌های موجود در سنگ توسط کوارتز پر شده‌اند (شکل ۴). بادامک‌های موجود در این سنگ‌ها به صورت بیضی‌شکل تا نامنظم هستند (شکل ۴).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از آندزیت بازالتی با بافت آمیگدالوئیدال. در مرکز تصویر حفره پر شده با کوارتز مشهود است. تصویر الف در نور PPL و تصویر ب در نور XPL تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) گرفته شده و عبارتند از: Pl پلاژیوکلاز و Qz کوارتز.

### ۳- کانه‌زایی و کانه‌نگاری

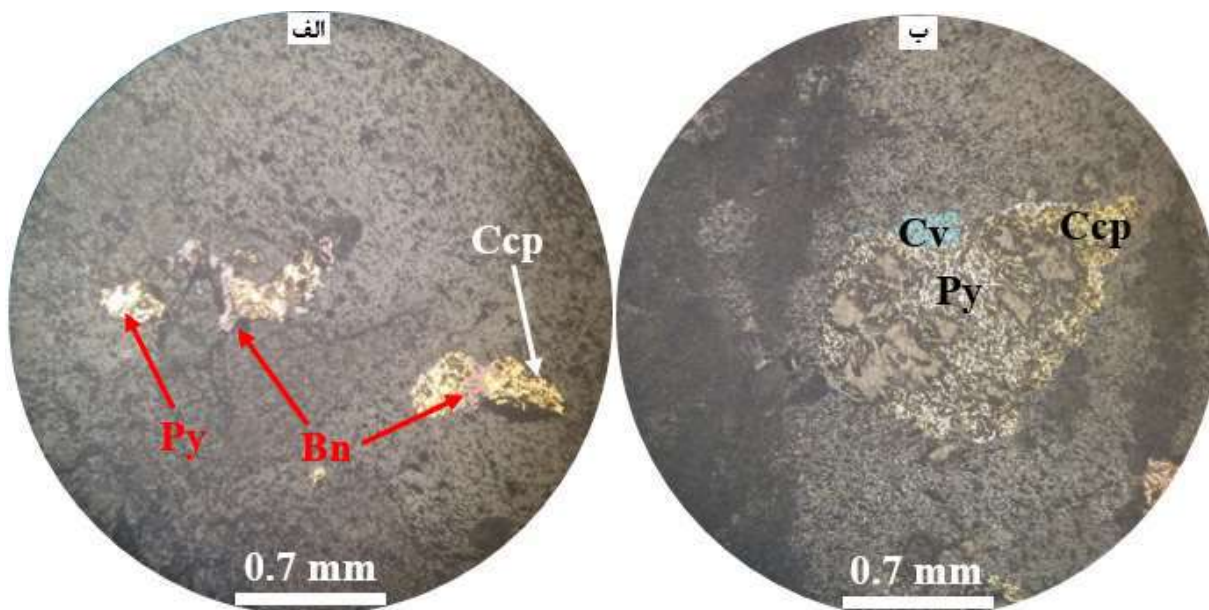
کانه‌زایی مس لار به صورت پر کننده فضای خالی و رگه-رگچه‌ای رخ داده است (شکل ۵). کانی‌زایی هم درون گدازه‌ها و هم درون سنگ‌های آذرآواری وجود دارد. کانه‌زایی مس پس از تشکیل سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری و در جریان مراحل دیاژنز و همچنین احتمالاً در جریان دگرگونی تدفینی تکوین یافته است.

کانه‌های اولیه سولفیدی در کانه‌زایی مس لار شامل کالکوپیریت، کالکوسیت، بورنیت و پیریت هستند (شکل ۶ و شکل ۷). کالکوپیریت با کانه‌های سولفیدی اولیه پیریت و بورنیت (شکل ۶ الف) و یا با پیریت (شکل ۶ ب) همراه می‌باشد. بر اثر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی کانه‌های سولفیدی اولیه به کانه‌های ثانویه مس تبدیل شده‌اند. همانگونه که در شکل ۶ ب مشهود است کالکوپیریت به کولین دگرسان شده است. علاوه بر این کالکوپیریت تحت تاثیر فرایندهای سوپرژن و هوازدگی به کالکوسیت ثانویه و گوتیت تبدیل شده است (شکل ۷ الف). دگرسانی کالکوپیریت به کالکوسیت ثانویه و گوتیت بگونه‌ای اتفاق افتاده است که کالکوسیت ثانویه معمولاً به صورت قشری در بلافاصل

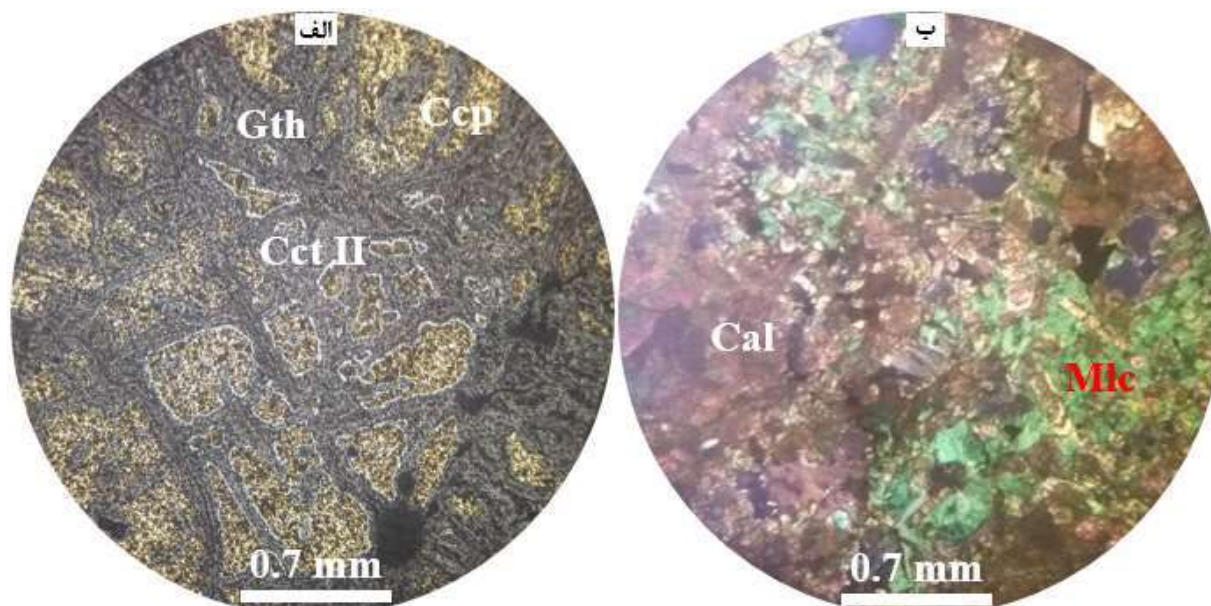
کالکوپیریت قرار داشته و آن را احاطه نموده است و در بخش دورتر گوتیت قرار گرفته است (شکل ۷ الف). از دیگر کانه‌های ثانویه مس در کانه‌زایی مس لار می‌توان به کربنات‌های آبدار مس (مالاکیت و آزوریت) اشاره نمود (شکل ۷ ب). مالاکیت و آزوریت به صورت آغشتگی، رگه-رگچه‌ای و پر کننده فضای خالی (Ineson, 1989) در کانه‌زایی مس لار یافت می‌شوند. در مواردی کربنات‌های آبدار مس، فضاهای خالی را با بافت شعاعی پر نموده‌اند. کانی‌های باطله در این کانه‌زایی شامل کلسیت، کلریت، کوارتز، اپیدوت و سیریسیت هستند. از دگرسانی‌های مرتبط با مواد معدنی و سنگ‌های میزبان در کانه‌زایی مس لار می‌توان به دگرسانی‌های کوارتز- کربناتی، کلریتی، اپیدوتی، گوتیتی و اکتینولیتی- کربناتی (Guilbert and Park, 1997) اشاره نمود.



شکل ۵- نمایی نزدیک از رگه کانه‌دار در سنگ‌های میزبان مس در منطقه لار. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) گرفته شده و عبارتند از: Ccp کالکوپیریت، Cct کالکوسیت و Mlc مالاکیت.



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی نور انعکاسی یک بار پلاریزه از کانه‌های سولفیدی در کانه‌زایی مس لار. الف- همراهی پیریت، کالکوپیریت و بورنیت. ب- هم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت. کالکوپیریت از حاشیه به کولین دگرسان شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 گرفته شده و عبارتند از: Ccp کالکوپیریت، Py پیریت، Bn بورنیت و Cv کولین.



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی از کانه‌های اولیه و ثانویه در کانه‌زایی مس لار. الف- تصویر نور انعکاسی یک بار پلاریزه از تبدیل کالکوپیریت به کالکوسیت ثانویه و گوتیت تحت تاثیر فرایندهای هوازدگی و سوپرژن. ب- تصویر نور عبوری دو بار پلاریزه از مالاکیت. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans (2010 گرفته شده و عبارتند از: Ccp کالکوپیریت، Cct II کالکوسیت ثانویه، Gth گوتیت، Mlc مالاکیت و Cal کلسیت.

#### ۴- نتیجه‌گیری

کانه‌زایی مس لار در پهنه البرز غربی- آذربایجان و در زیرپهنه طارم واقع است. این کانه‌زایی در سنگ‌های میزبان آتشفشانی- پیروکلاستیک انوسن اتفاق افتاده است. سنگ‌های میزبان کانه‌زایی شامل آندزیت بازالتی، بازالت و سنگ‌های آذرآواری منجمله توف خرده‌سنگی، توف خرده‌سنگی بلورین، توف بلورین خرده‌سنگی و توف بلورین هستند. داخل سنگ‌های آتشفشانی میزبان مگنتیت به صورت دانه‌پراکنده وجود دارد که به کانه‌زایی مس ارتباطی ندارد. کانه‌زایی مس طی دو مرحله حادث شده است. یکی مرحله هیپوژن که طی آن کانه‌های سولفیدی (کالکوپیریت، کالکوسیت، بورنیت و پیریت) تشکیل شده‌اند. متعاقباً در طی مرحله سوپرژن این کانه‌ها به کالکوسیت ثانویه، کولین، گوتیت و کربنات‌های آب‌دار مس (مالاکیت و آزوریت) تبدیل شده‌اند. کانی‌های باطله در این کانه‌زایی شامل کلسیت، کلریت، کوارتز، اپیدوت و سریسیت هستند. از دگرسانی‌های مرتبط با این کانه‌زایی می‌توان به دگرسانی‌های کوارتز- کربناتی، کلریتی، اپیدوتی، گوتیتی و اکتینولیتی- کربناته اشاره نمود. بر اساس ژئومتری ماده معدنی، نوع کانه‌ها، بافت‌ها، کانی‌های باطله و دگرسانی‌های، کانه‌زایی مس لار یک کانه‌زایی مس تیپ مانتو می‌باشد.

#### ۵- تقدیر و تشکر





از مسئولین محترم دانشگاه زنجان به ویژه حوزه‌های پژوهش و تحصیلات تکمیلی به جهت حمایت مالی از این پژوهش و ارایه بخشی از نتایج آن در بیست و ششمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی ایران قدردانی می‌گردد.

## ۶- مراجع

- اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۰، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۵۶ صفحه.
- امینی، ب.، ۱۳۷۶، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صفری س.، ۱۴۰۰، سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی منطقه لار (شمال شرق زنجان) با نگرشی بر کانه‌زایی مس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه زنجان، ۷۰ صفحه.

Guilbert, J.M. and Park Jr, C.F., 1997. The Geology of ore deposits. W.H. Freeman and Company, 884 pp.

Ineson, P., 1989, Introduction to practical ore microscopy, Longman Scientific & technical, 181 pp.

Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review. AAPG bulletin, 52(7): 1229-1258.

Stocklin, J., Eftekhari-nezhad, J., Haghipour, A., Hajian, J., Hirayama, K., Hushmand-zadeh, A., Nabavi, M.H., Samimi, M., Valeh, N. and Zahedi, M., 1969, explanatory text of the Zanjan quadrangle map 1:250000. Geological quadrangle No. D 4, the Geological Survey and Mineral exploration of Iran.

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95: 185-187.

## زیست چینه نگاری سازند ایلام در برش تاقدیس شاه نخجیر بر اساس فرامینفرهای پلانکتون (جنوب غرب ایلام)

زهرا نیازی<sup>۱</sup>، محمد وحیدی نیا<sup>۱\*</sup>، میثم شفیعی اردستانی<sup>۱</sup>

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

\* vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

### چکیده

در این مطالعه سازند ایلام در برش چینه نگاری شاه نخجیر بر اساس فرامینفرهای پلانکتونیک مورد مطالعه دقیق زیست چینه نگاری قرار گرفت. سازند ایلام در برش مورد مطالعه ۱۸۲ متر ضخامت دارد. در برش مورد مطالعه مرز زیرین و بالایی سازند ایلام به ترتیب با سازندهای سورگاه و گورپی هم شیب است. این سازند از نظر سنگ شناسی شامل سنگ آهکهای توده‌ای همراه با میان لایه‌های شیلی به رنگ خاکستری روشن تا تیره می‌باشد. تعداد ۲۶ گونه فرامینفر پلانکتونیک متعلق به ۱۲ جنس در قالب ۳ زیست زون به ترتیب زیر مورد شناسایی قرار گرفت.

1- *Dicarinella asymetrica* Total Range Zone, 2- *Globotruncanita elevata* Partial Range Zone, 3- *Contusotruncana plummerae* Interval Zone.

در نهایت با توجه به زون‌های زیستی شناسایی شده سن سازند ایلام در برش چینه نگاری تاقدیس شاه نخجیر در محدوده اوایل کنیاسین پسین - کامپانین میانی تعیین شده است. در بخش دیگر این تحقیق، مرز سانتونین - کامپانین بر اساس فرامینفرهای پلانکتونیک در سازند ایلام، در برش مورد مطالعه بررسی شد. در این برش علی‌رغم جستجوهای فراوان گونه جهانی *Marsupites testudinarius* Schlotheim که انقراض آن بطور گسترده‌ای در تعیین قاعده زمانی کامپانین بکار می‌رود دیده نشده است. چندین افق زیستی همزمان از فرامینفرهای پلانکتونیک نزدیک به گذر زمانی سانتونین - کامپانین که شامل LODs گونه‌های *Dicarinella concavata*, *Dicarinella asymetrica* و FODs گونه *Contusotruncana patelliformis*، *Globotruncanita elevata* Partial Range Zone و در نزدیک به راس سازند ایلام در برش مورد مطالعه قرار دارد.

**کلید واژه:** حوضه رسوبی زاگرس، سازند ایلام، برش چینه نگاری تاقدیس شاه نخجیر، زیست چینه نگاری، مرز سانتونین - کامپانین

### Abstract:

In this study, the Ilam Formation at Shah Nakhjir stratigraphic section was subjected to a detailed biostratigraphic study based on planktonic foraminifera. The thickness of the Ilam Formation in mentioned section is 182 meters. In the section under study, the lower and upper boundaries of the Ilam Formation is the conformable as the Surgah and Gurpi formations. From the point of view of lithology, this Formation includes massive limestones with shale interbeds in light to dark gray color. The number of 26 species of planktonic foraminifera belonging to 12 genera were identified in the form of 3 biozones in the following order. 1- *Dicarinella asymetrica* Total Range Zone, 2- *Globotruncanita elevata* Partial Range Zone, 3- *Contusotruncana plummerae* Interval Zone.

Finally, according to the identified biological zones, the age of the Ilam Formation in the stratigraphic section of Shah Nakhjir mountain has been determined in the range of early Late Coniacian-Middle Campanian. In another part of this research, the Santonian-Campanian boundary was investigated based on the planktonic foraminifera in the Ilam Formation, in the studied section. In this study, no *Marsupites testudinarius* Schlotheim, (cosmopolitan species) was identified. Which its last occurrence

datum (LOD) is widely used to define the base of the Campanian stage. Several planktic foraminiferal biohorizons close to the Santonian/Campanian boundary were recorded, including the LOD's of *Dicarinella concavata* and *Dicarinella asymetrica*, and the first occurrence datum (FODs) of *Contusotruncana patelliformis*, *Contusotruncana fornicata*. The Santonian/Campanian boundary was placed in the lower part of the *Globotruncana elevata* Partial Range Zone at the top of the Ilam Formation in studied section.

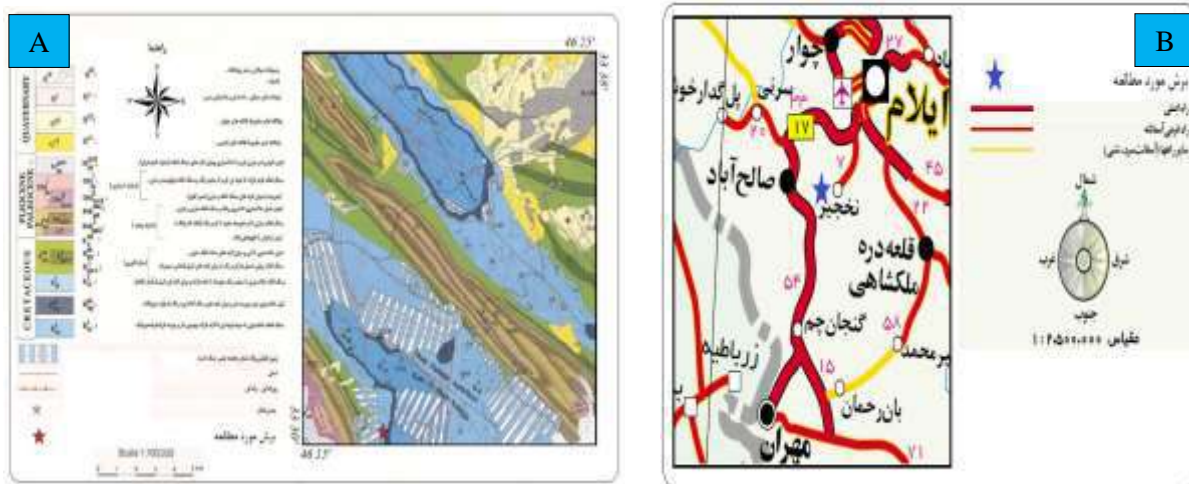
**Key words:** Zagros sedimentary basin, Ilam Formation, Kuhe-Shah-Nakhjir stratigraphical anticline, Biostratigraphy, Santonian-Campanian Boundary.

## ۱- مقدمه

کمر بند کوهزایی زاگرس در حوضه‌هایی واقع در زمین درز تئیس جوان تشکیل شده است که شامل پهنه لرستان، خوزستان و فارس است (آقاباتی، ۱۳۸۳). سنگ مادرهای متعدد و غنی از مواد آلی و سنگ مخزن‌های متعدد و متخلخل با سنگ پوش‌های پهنه زاگرس، از جمله مواردی هستند که برای تولید و ذخیره مواد هیدروکربنی شرایط خوبی ایجاد کرده است (افشار حرب، ۱۳۸۰). سازند ایلام در حوضه ساختاری-رسوبی زاگرس به دلیل داشتن مواد نفتی از اهمیت بالایی برخوردار است. سازند ایلام، تاقدیس شاه نخجیر در ۱۲ کیلومتری مسیر جاده ایلام به مهران واقع شده است و در امتداد سازند سورگاه با ضخامت ۱۸۲ متر واقع شده است، که شامل سنگ آهک‌های رسی، آهک بالایه‌های مارنی سنگ‌شناسی می‌باشد سن این واحد سانتونین تا کامپانین گزارش شده است.

## ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورنظر

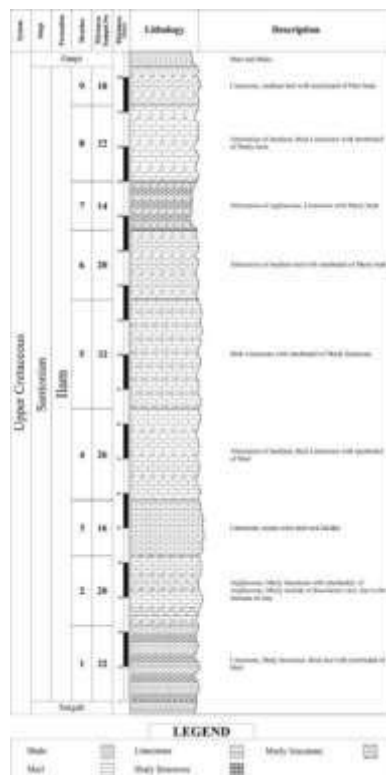
سازند ایلام در برش چینه‌شناسی درکوه شاه نخجیر، در قاعده‌ی برش دارای طول ۴۶° ۱۶' ۵۰" شرقی و عرض جغرافیایی ۳۳° ۳۲' ۲۸" شمالی قرار گرفته است (تصویر ۱- A). برش چینه‌شناسی مورد مطالعه مربوط به برش شاه نخجیر می‌باشد. این برش در قسمت جنوبی شهرستان ایلام قرار گرفته است. پس از طی مسیر ۱۲ کیلومتری جاده‌ی ایلام به مهران در سمت چپ جاده به منطقه‌ی مسطحی به نام تخت‌خان می‌رسیم و پس از عبور از تعدادی دره‌ی کوچک و بزرگ به محل برش مورد مطالعه در تاقدیس شاه نخجیر خواهیم رسید. (تصویر ۱- B). وسعت این استان ۱/۲ درصد مساحت ایران است. استان ایلام از شرق با استان لرستان و از جنوب خاوری با استان خوزستان و از غرب و جنوب غرب با عراق و از شمال با کرمانشاه مرز مشترک دارد.



تصویر ۱. A. نقشه‌ی زمین‌شناسی محدوده‌ی مورد مطالعه. B. نقشه راه‌های دسترسی به برش کوه شاه نخجیر.

### ۳- مواد و روش‌ها

سازند ایلام در برش چینه‌شناسی شاه‌نخجیر به ضخامت ۱۸۲ متر در بردارنده واحد‌های سنگ‌شناسی آهک‌های ضخیم لایه به همراه مارن تعداد ۸۷ نمونه جهت تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی انتخاب گردید. لازم به ذکر است که فاصله نمونه برداری در این مطالعه ۲ متر می‌باشد (شکل ۲).



شکل ۲) ستون چینه‌شناسی سازند ایلام در برش نخجیر

### ۴- زیست‌چینه‌نگاری فرامینفرهای پلانکتونیک

تعداد ۸۷ نمونه مقطع نازک و ۸ نمونه ایزوله برداشت شده و از نظر محتوای فسیلی مورد بررسی دقیق قرار گرفتند. بر مبنای گسترش مجموعه‌ی فسیلی در نمونه‌های مورد مطالعه در سازند ایلام تعداد ۳ بایوزون مشخص شد که محدوده‌ی زمانی اوایل سانتونین پسین - کامپانینیمایی برای این سازند تعیین شده است. برای شناسایی فرامینفرهای پلانکتونیک از منابعی مانند (Wynd 1965, Caron 1985, Robaszynski and Caron 1979, 1995, Robaszynski et al 1984, Petrizzo et al 2011, Shafiee Ardestani et al 2022) استفاده شده است.

به منظور ارائه زون بندی و تعیین سن سازند ایلام در برش مورد مطالعه زون‌های زیستی تشخیص داده شده به شرح زیر معرفی شده است.

- 1) *Dicarinella asymetrica* Zone  
Category: Total range zone  
Age: Early Santonian to Early Campanian





Author: postuma(1971)

این بایوزون گستره ای ۲۲ متر از رسوبات سنگ آهکی و مارنی قاعده ی سازند ایلام را دربرمی گیرد. قاعده ی آن در داخل رسوبات شیلی سازند سورگاه قرار دارد. این بایوزون اولین بارتوسط postuma, 1971 با محدوده ی زمانی اوایل تا اواخر سانتونین معرفی گردید.

## 2) *Globotruncanita elevata* Zone

Category: partial Range Zone

Age: Middle – Early Late Campanian

Author: Herm (1962)

این بایوزون گستره ای بخشی ۹۴ متر از سنگ آهکهای مارنی سازند ایلام را پس از بایوزون اول به خود اختصاص داده و شامل بخشی از گستره حضور *Globotruncanita elevata* در حدفاصل ناپدید شدن (*Dicarinella asymetrica* (Sigal) و ظهور *Globotruncana ventricosa* می باشد.

## 3) *Contusotruncana plummerae* Zone

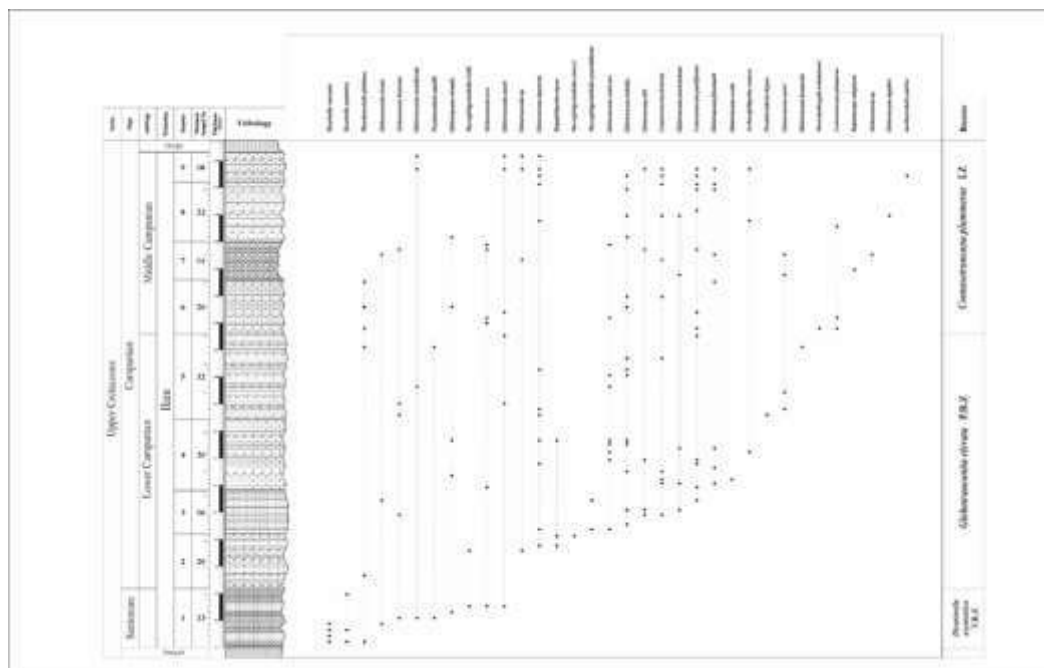
Category: Interval zone

Age: Middle Campanian

ضخامت این زیست زون در برش مورد مطالعه برابر با ۶۶ متر بوده و در فاصله ی زمانی بین اولین ظهور *Contusotruncana plummerae* تا اولین ظهور *Radotruncana calcarata* است.

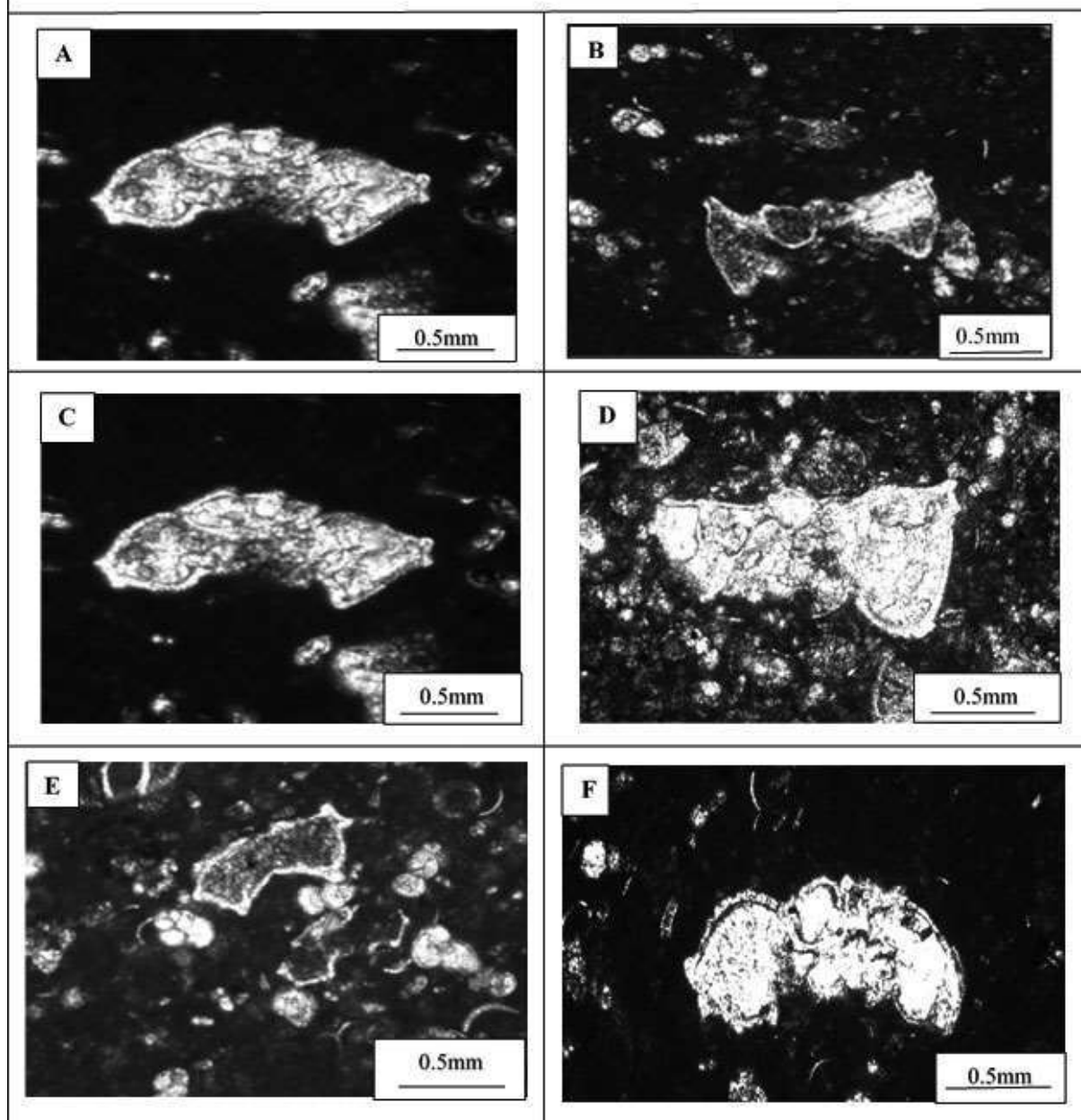
در بین جامعه همزیست این زون زیستی، مهمترین میکرو فسیلها عبارتند از: *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana bulloides*, *Volger*, *Globotruncana linneiana* (d' Orbigny), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncana arca* (Cushman), *Archaeoglobigerina cretacea* (d' Orbigny), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Globotruncanita subspinoso* (Pessagno), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Muricohedbergella holmdelensis* Olsson, *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *Heterohelix striata* (Ehrenberg),

سن این زون زیستی کامپانین میانی می باشد.



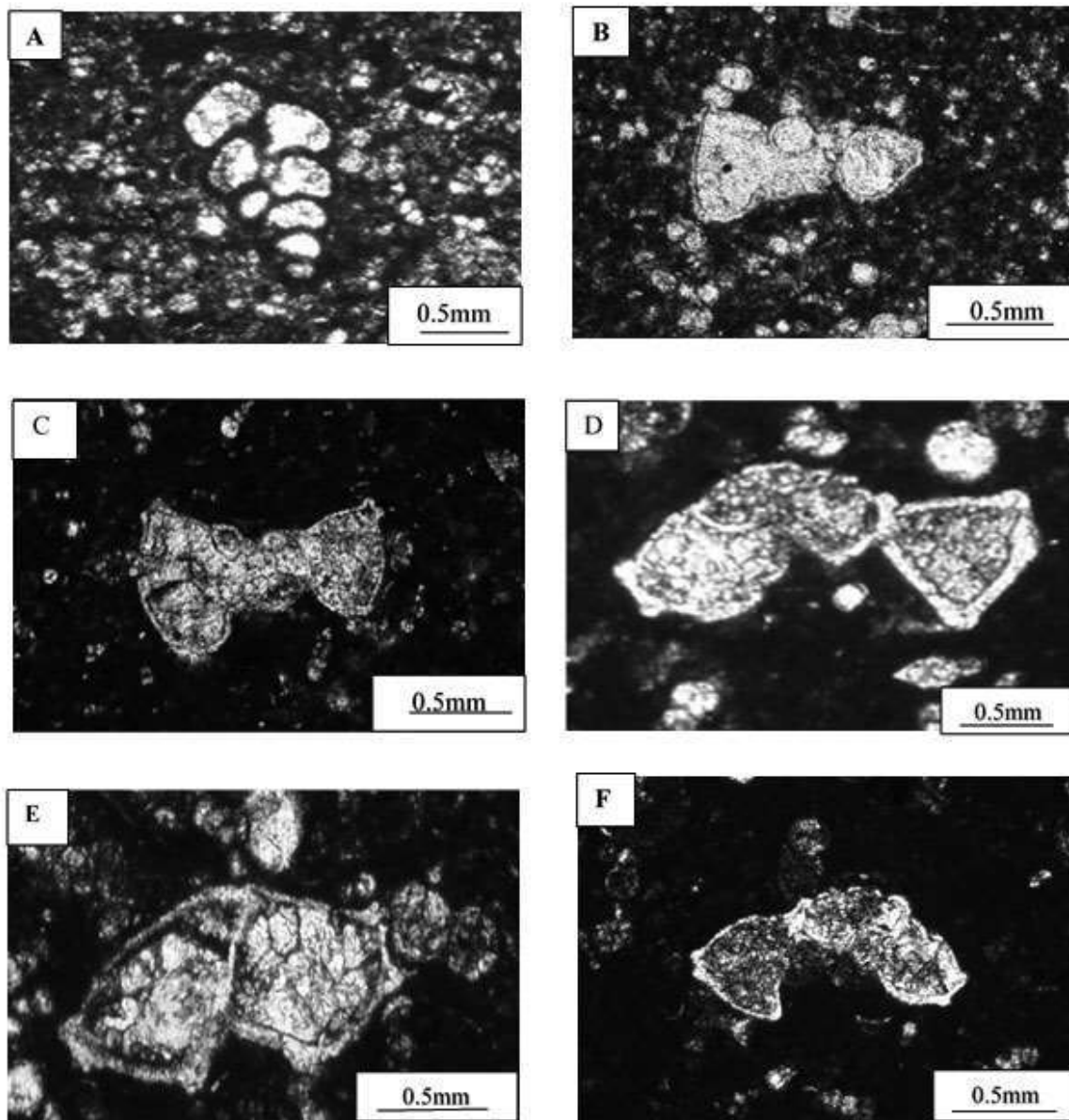
شکل ۳) ستون چینه نگاری زیستی سازند ایلام در برش چینه شناسی تاق‌دیس شاه نخجیر

## Plate 1



**Plate 1:** **A:** *Contusotruncana plummerae*, Gandolfi (1955), Shahnakhjir section, Locality: Ilam, **B)** *Globotruncana neotericanita*, Falzoni & Premoli Silva (2011), Shahnakhjir section, Locality: Ilam. **C)** *Contusotruncana fornicata*, Plummer (1931), Shahnakhjir section, Locality: Ilam, **D)** *Globotruncanita elevata*, Brotzen (1938), Shahnakhjir section, Locality: Ilam, **E)** *Globotruncana linneiana*, D'Orbigny (1839), Shahnakhjir section, Locality: Ilam, **F)** *Globotruncana bulloides*, Pessagno (1967), Shahnakhjir section. Locality: Ilam. Scale bar represent 0.5mm.

## Plate 2



**Plate 2:** **A)** *Planoheterohelix-globulosa*, Ehrenberg (1840), Shahnakhjir section, Locality: Ilam, **B)** *Dicarinella concavata*, Brotzen (1934), Shahnakhjir section, Locality: Ilam, **C)** *Dicarinella asymetrica*, Sigal (1952), Shahnakhjir section, Locality: Ilam, **D)** *Globotruncana arca*, Cushman (1929), Shahnakhjir section, Locality: Ilam, **E)** *Globotruncana lapparenti*, Brotzen (1936), Shahnakhjir section, Locality: Ilam, **F)** *Contusotruncana pateliformis*, Gandolfi (1955), Shahnakhjir section, Locality: Ilam. Scale bar represent 0/5mm.



## ۵- نتیجه گیری

در این مطالعه سازند ایلام در برش چینه شناسی کوه شاه نخجیر به ضخامت ۱۸۲ متر مورد مطالعه دقیق چینه شناسی و فسیل شناسی قرار گرفت. در مجموع تعداد ۳ زیست زون، ۲۶ گونه و ۱۲ جنس فرامینیفرهای پلانکتونیک مورد شناسایی قرار گرفتند. بر این اساس مشخص گردید که سازند ایلام در برش چینه شناسی کوه شاه نخجیر در محدوده سنی کنیاسین پسین تا کامپانین میانی نهشته شده است.

## ۶- منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- Caron, M., 1985. Cretaceous planktik Foraminifera. In. Bolli, H. M., Saunders, J. B., Perch Nielsen, K. (eds), Plankton Stratigraphy epartee university press. Pp 17-86.
- Petrizzo Maria Rose, Falzoni Francesca, Isabella Premoli Silva 2011. Identification of the base of the lower-to-middle Campanian Globotruncanaventricosa Zone: Comments on reliability and global correlations. Cretaceous Research 32 (2011) 387-405
- Premoli Silva, I., Verga, D., 2004. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera, course 3, in Verga, D., and Rettori, R. (Editors), International School on Planktonic Foraminifera: Universities of Perugia and Milano, Tipografiadi di Pontefelcino, Perugia, Italy, 283 pp.
- Robaszynski, F., Caron, M., 1979. Atlas de eparteeer rsplanctoniques du Cre´tace´ moyen (MerBoreale et Tethys), premie`e partee. Cahiers de Micropaleontologie 1 (1-185 pp.).
- Robaszynski, F., Caron, M., Gonzales Donoso, J.M., and Wonders, A., 1984. the European working Group on planktonic Foraminifera, 1984: Atlas of late Cretaceous Globotruncanids Revue de Micropaleontologic (1983-1984) 26: 145 305 P.
- Robaszynski, F., Caron, M., 1995. ForaminiferesPlanctoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee. Bulletin de la SocieteGeologique de France 166, 681-692 p.
- Shafiee Ardestani M, Vahidinia M, Rahiminejad A H, Bohloli CE, 2022. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and determination of the Santonian–Campanian boundary in the Zagros sedimentary basin, SWIran. *Stratigraphy*, vol. 19, no. 1, plates 1–3, text-figures 1–4, table 1, pages 51–64, 2022
- Wynd, J. G. 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area: Iranian Oil Operating Companies. Geological and Exploration Division, Rep. 1082, pp. 89.

## کاربرد روش زمین آماری کریجینگ شاخص در مدل سازی سه بعدی و تعیین مرز توده های ماسیو سولفید در کانسار مس سرگز کوه - جیرفت

شمع ریزی. سید محمد صابر\*<sup>۱</sup>، محمد تراب. فرهاد<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد. اکتشاف، دانشگاه یزد، یزد، ایران

Shamrizi76@stu.yazd.ac.ir

۲- عضو هیات علمی دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

fmtorab@yazd.ac.ir

### چکیده

کانسار سولفید توده ای مس - روی سرگز در جنوب شرق استان کرمان و ۴۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان جیرفت قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین شناسی ساختاری، وابسته به زون سهندج - سیرجان جنوبی است و در انتهای جنوب شرق این زون قرار گرفته است. بازالت های بالشی با سن احتمالی تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین و با گسترش حدود ۲ کیلومتر مربع، سنگ میزبان کانسار سولفید توده ای سرگز هستند. جهت تخمین ذخیره کانسار مورد نظر (مس)، محدوده مورد مطالعاتی به لنز های متعدد تقسیم بندی شده ولی با توجه به تعدد عدسی های مختلف فرآیند مدلسازی با ترسیم مقاطع اکتشافی به روش کلاسیک به راحتی امکان پذیر نمی باشد. بدین منظور پس از انجام واریوگرافی، احتمال حضور ماده معدنی در مدل بلوکی به روش کریجینگ شاخص عددی تخمین زده شده است. بدین طریق تعیین مرز ماده معدنی و مدل سازی سه بعدی عدسی های ماسیو سولفید با دقت بالاتری صورت می گیرد. روش کریجینگ شاخص عددی یک روش زمین آماری مبتنی بر تولید اعداد باینری بر حسب وجود یا عدم وجود ماده معدنی می باشد. بر این اساس ذخیره این کانسار با در نظر گرفتن عیار حد ۰/۲ درصد و وزن مخصوص ۳ گرم بر سانتی متر مکعب و با احتمال ۸۰ درصد مورد تخمین قرار گرفته که میزان ذخیره قطعی این کانسار ۱,۴۵۳,۵۰۰ تن برآورد گردیده است.

**کلمات کلیدی:** سولفید توده ای - جیرفت - تخمین ذخیره - کریجینگ شاخص عددی

### Abstract

Sargaz massive sulfide copper deposit is located in the southeast of Kerman province and 40 km northwest of Jiroft city. The study area is one of the structural geological divisions, related to the Sanandaj-South Sirjan zone and is located at the southeast end of this zone. The pillow lava basalts with a possible age of Upper Triassic-Jurassic and extending about 2 square kilometers are the host rock of the sargaz massive sulfide deposit.

In order to estimate the reserves of the target deposit (copper), the area under study is divided into multiple lenses and due to the multiplicity of different lenses, the traditional cross section and classical modeling process is not easily possible. Therefore, the purpose of performing variography is to estimate the probability of mineral matter in the block model using the the numerical indicator kriging method. In this way, determination of the mineral boundary and 3D modeling of massive sulfide lenses is done with higher accuracy. the numerical indicator kriging methodology is used in this paper which is a geostatistical method based on producing binary numbers on the basis of presence or absence of the ore. Considering the cut off grade of 0.2 % and an specific gravity of 3 grams per cubic centimeter with 80% probability, the reserve amount of the deposit is estimated 1,453,500 tons.

**Key words:** Massive Sulfide - Jiroft - Reserve Estimation - Numerical Indicator Kriging

## ۱- مقدمه

ذخایر ماسیو سولفید به عنوان کانسارهای مرتبط با میزبان آتشفشانی شناخته می‌شود. این ذخایر معمولاً به صورت عدسی‌هایی از سولفید توده‌ای چند فلزی ظاهر می‌شوند؛ در دریا و یا در نزدیکی بستر دریا در محیط‌های تکتونیک آتشفشانی زیر دریایی و همچنین در محیط‌های کششی ممکن است پس از رشد پوسته و یا شرایط جانشینی (ریفت‌های حاشیه قاره و حوضه‌های امتداد لغز) تشکیل شوند. لذا این امر این کانسارها را منابع اصلی روی، مس، سرب، نقره و طلا کرده است [۱].

در کانسارهای پیچیده، ضعف روش‌های سنتی و کلاسیک در مدل‌سازی سه بعدی ذخایر معدنی، وابسته بودن به شخص کاربر در تعیین مرزها و به کارگیری قوانین یکسان مدل‌سازی برای کانسارهای مختلف است. در حالی که مطالعه و مرور تحقیقات انجام شده نشان داده است که استفاده از روش‌های زمین‌آماري به خصوص کریجینگ شاخص در تعیین مرزهای کانی‌سازی و آلتراسیون، دقت و سرعت بیش‌تری دارد. کریجینگ شاخص به دو روش عددی و رسته‌ای قابل اجرا است. اساس روش شاخص عددی بر تولید اعداد باینری و سپس اجرای کریجینگ جهت مدل‌سازی احتمال حضور ماده معدنی است. با توجه به ساختار عدسی شکل کانسارهای سولفید توده‌ای و تعدد این عدسی‌ها، فرآیند مدل‌سازی را دشوار می‌کند. بدین منظور، استفاده از روش کریجینگ شاخص در مدل‌سازی سه بعدی و تعیین مرز توده‌های ماسیو سولفید در کانسار مس سرگز کوه در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است.

## ۲- معرفی منطقه مطالعاتی

### ۲-۱- موقعیت جغرافیایی

کانسار سولفید توده‌ای مس - روی سرگز در عرض جغرافیایی  $44^{\circ} 28'$  و طول جغرافیایی  $57^{\circ} 21'$  در جنوب شرق استان کرمان و ۴۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان جیرفت قرار گرفته است.



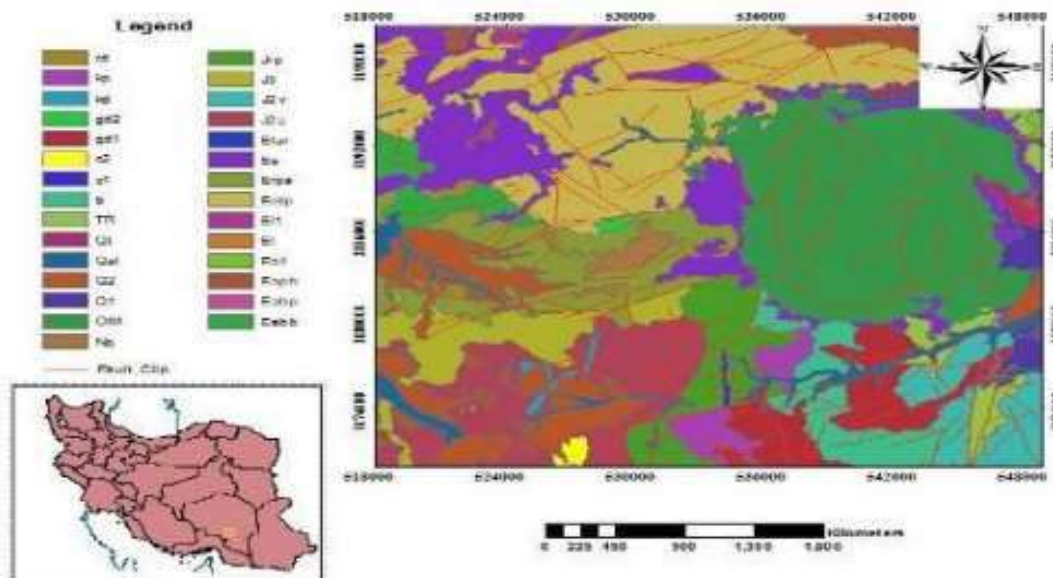
شکل ۱- راه دسترسی به محدوده مورد مطالعه



## ۲-۲- زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ساختاری، وابسته به زون سندج - سیرجان جنوبی است و در انتهای جنوب شرق این زون قرار گرفته است. بازالت‌های بالشی با سن احتمالی تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین و با گسترش حدود ۲ کیلومتر مربع، سنگ میزبان کانسار سولفید توده‌ای سرگز هستند.

رخداد کانه زایی در درون سنگ‌های بازالتی تا آندزی بازالتی، وجود افق ژاسپیلیت و لایه‌های آهن - منگنز در بخش‌های جانبی کانسار، تشکیل منطقه کانی‌سازی رشته‌ای به طور ناهمشیب با توده معدنی، وجود پیریت به عنوان کانی سولفید اصلی، وجود ساخت و بافت برشی و وجود منطقه بندی کانیایی در توده معدنی همگی حاکی از آن است که این کانسار از نوع کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد است. کانی‌شناسی این کانسار به طور عمده شامل کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و اسفالریت است. قدیمیترین واحد چینه سنگی منطقه شامل سنگ‌های شیست سبز، کالکشیت و متاپلیت و متعلق به کمپلکس سرگز آبشور پالئوزوئیک هستند. سنگ‌های خروجی به صورت گدازه‌های بالشی با ترکیب بازالت متعلق به تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین بوده و بیشترین وسعت را در منطقه دارند. اهمیت این واحد، وجود ذخایر سولفیدی در آن است. گدازه‌های بالشی توسط تناوبی از آذرآواری‌ها و گدازه‌های پورفیری با ترکیب آندزیتی پوشیده شده است. واحدهای بالا، با تناوبی از شیل، ماسه سنگ، گدازه و توف با ترکیب ریوداسیتی پوشیده شده‌اند. در منطقه دور از کانسار، این سنگ‌ها بازالتی تا آندزی - بازالتی دگرسان و به طور بخشی تا کامل، به مجموعه کلریت، اپیدوت، آلیت، اکتینولیت، کوارتز، کربنات، اسفن، لوکوسن تبدیل شده‌اند و دارای مقادیر فرعی پیریت به صورت افشان و دانه ریز هستند [۱].



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه [۲]

## ۲-۳- مطالعات اکتشافی

در راستای شناسایی و اکتشافات این کانسار در منطقه، مراحل مختلف کانه‌زایی مورد بررسی قرار گرفته است که نشان می‌دهد بازالت‌های بالشی با سن احتمالی تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین و با گسترش حدود ۲ کیلومتر مربع، سنگ میزبان کانسار سولفید توده‌ای سرگز هستند [۲]. موسوی و همکاران (۱۳۹۴) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای به بارزسازی زون‌های دگرسانی در اطراف کانسارهای ماسیو سولفید آتشفشانزاد با استفاده از داده‌های استر پرداخته‌اند.

[۳]. همچنین مطالعه موردی دیگری از طریق سنجش از دور به روش فیلتر تطبیقی و نقشه برداری زاویه طیفی به منظور پتانسیل یابی در منطقه مورد نظر صورت پذیرفته است [۴].

### ۳- روش مطالعه

در پایان فاز تفصیلی اکتشاف برای مدل سازی کانسارهای معدنی فلزی به طور معمول از روش های زمین آماری استفاده می شود. با استفاده از نتایج حاصل از این مدل ها، مطالعات فنی و اقتصادی بر روی کانسار صورت می گیرد. روش های مدل سازی زمین آماری غالباً شامل روش های تخمین و شبیه سازی است. روش تخمین مانند کریجینگ با استفاده از ارتباط فضایی (مدل پیوستگی زمین شناسی) بین داده ها بهترین حدس منحصر به فرد از ناشناخته ها را ایجاد می کند [۵]. کریجینگ شاخص، یکی از انواع روش های کریجینگ است که روی داده های باینری شده اعمال می شود. این روش که اولین بار توسط ژورنل ارائه شده

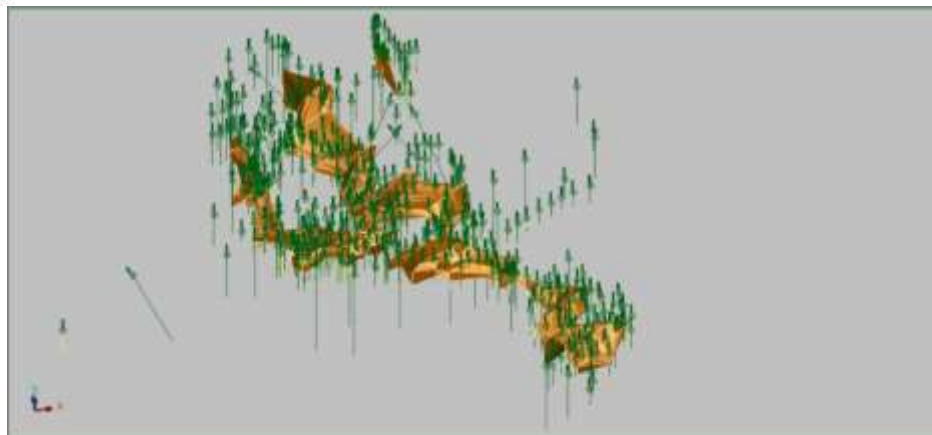
است، در مواردی که توصیف ارتباط فضایی یک پارامتر با تغییر پذیری زیاد به وسیله داده های خام دشوار باشد استفاده می شود. کاربرد مفید دیگر آن مدلسازی متغیرهای رسته ای است، برای مثال اگر یک نمونه متعلق به یک نوع خاک و یا سنگ خاصی باشد و یا اگر مقدار یک متغیر بالاتر یا پایین تر از یک حد تعیین شده قرار بگیرد [۶]. کریجینگ شاخص به دو دسته کریجینگ شاخص عددی و رسته ای تقسیم می شود. در این پژوهش از کریجینگ شاخص عددی استفاده شده است. کریجینگ شاخص عددی با در نظر گرفتن عیار حد معین برای کانسنگ با احتمال آنکه عیار بلوک مد نظر کوچکتر یا بزرگتر از عیار حد مفروض باشد تخمین زده می شود. فرمول محاسباتی آن به شرح زیر می باشد [۷]:

$$\begin{aligned} I_k(x) &= 1 \quad \text{If } Z(x) \geq Z_c \\ I_k(x) &= 0 \quad \text{If } Z(x) < Z_c \\ I_k(x_0) &= \sum_{j=1}^n \lambda_j I_k(x_j) \end{aligned}$$

### ۴- بحث

#### ۴-۱- مدل سازی زون های کانی سازی

با استفاده از اطلاعات گمانه های اکتشافی (۵۷۷ گمانه)، در نرم افزار سورپک مقاطع مختلف اکتشافی ترسیم و روی هر مقطع محدوده زون های مختلف کانی زایی پیاده شد، سپس به روش دستی در هر مقطع زون های مختلف از یکدیگر تفکیک و مقاطع به یکدیگر مرتبط شد و در نهایت مدل سه بعدی محدوده شامل ۶ زون کانی زایی با امتداد تقریبی شمال-جنوب تهیه شد. همانطور که ملاحظه می شود مدل سازی توده معدنی به روش سنتی به دلیل تنوع عدسی های ماده معدنی و تعداد زیاد حفاری های اکتشافی و تغییرپذیری شدید عیار، بسیار پیچیده و وقت گیر است و کاملاً وابسته به نظر و تصمیم کاربر بوده و در مواردی ممکن است از دقت کافی برخوردار نباشد. این روش قادر به تفکیک عدسی های بسیار کوچک و نامنظم نمی باشد.



شکل ۳- ترسیم حجم سه بعدی ماده معدنی کانسار

## ۴-۲- واریوگرافی

برای رسم واریوگرام و نیز تفکیک زون های کانی سازی این کانسار از نرم افزار سورپک استفاده شده است. بدین منظور ابتدا با استفاده از زون های کانی سازی مشخص شده در گمانه ها، داده ها به صورت باینری تبدیل شدند و با در نظر گرفتن عیار حد ۰/۲ درصد برای مس، واریوگرام شاخص زون های مختلف ترسیم و بهترین مدل واریوگرام به داده های تجربی برازش داده شد. نتایج حاصل از بهترین مدل برازش شده به شرح جدول زیر می باشد. همچنین در شکل های ۶ و ۷ واریوگرام های مدل سازی شده در جهات مختلف ارائه شده است :

جدول ۱- پارامترهای مدل واریوگرافی شاخص

```

VARIOGRAM MODELLING                                13-Aug-2023

Current anisotropy parameters
-----
Ellipsoid plunge      : 18.747237
Ellipsoid bearing     : 126.005215
Ellipsoid dip         : 10.000000
major:semi-major     : 1.000000
major:minor           : 1.167265

Current variogram model parameters
-----

Model Type           : Exponential
Nugget               : 0.312222

Structure            Sill              Range
1                   0.668716          40.046

```



شکل (۴) - واریوگرام شاخص major برای عیار مس و مدل برازش شده بر آن



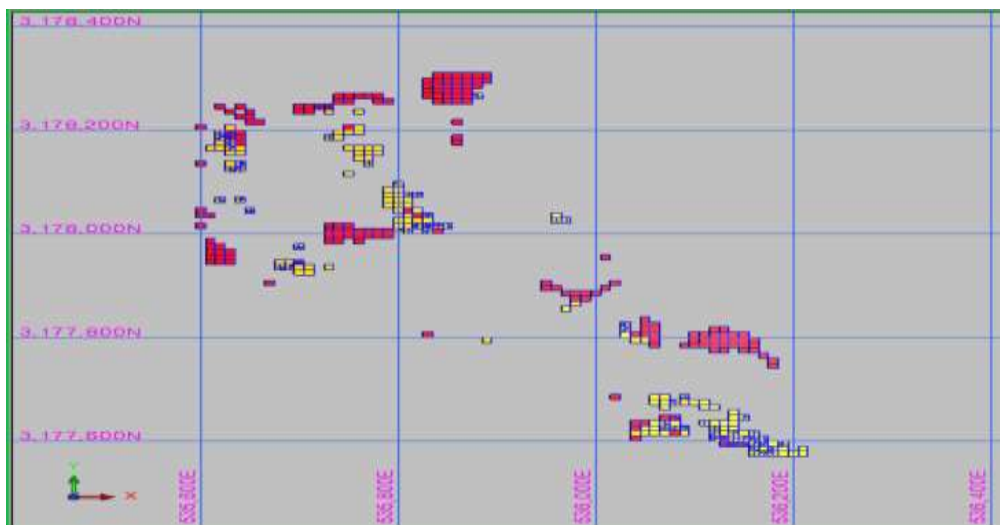
شکل (۵) - واریوگرام شاخص semi-major برای عیار مس و مدل برازش شده بر آن



شکل (۶) - واریوگرام شاخص minor برای عیار مس و مدل برازش شده بر آن

### ۴-۳- ارزیابی ذخیره به روش کریجینگ شاخص عددی

با در نظر گرفتن احتمال ۸۰ درصد و ساخت مرز محدوده کانستگ مربوطه، مدل بلوکی ایجاد شده به ریز بلوک های باینری به روش کریجینگ شاخص عددی تقسیم شده که با توجه به تعدد لثز های حاوی کانی زایی قسمت های دارای پتانسیل مشخص گردیده است. بر این اساس احتمال حضور ماده معدنی در مدل بلوکی تخمین زده شده است.



شکل (۷)- ریز بلوک ایجاد شده بر اساس روش کریجینگ شاخص - بلوک قرمز مناطق دارای پتانسیل قطعی

### ۵- نتیجه

داده های به کار گرفته شده در این مقاله مربوط به اطلاعات ۵۷۷ گمانه اکتشافی حفر شده در کانسار مس سرگزکوه-جیرفت است. با استفاده از این داده ها زون های گوناگون کانی سازی با روش زمین آماری مدل سازی شدند و در نهایت نتایج مدل سازی اعتبارسنجی شده است. به دلیل پیچیدگی کانسار و ساختار عدسی مانند آن و تعدد این عدسی ها، تمامی عدسی ها در روش سنتی بعضا به درستی مدل سازی نشده و به طور دقیق مورد تخمین قرار نمی گیرد که نیازمند استفاده از روش زمین آماری کریجینگ شاخص جهت شناسایی دقیق مرز ماده معدنی و مدل سازی سه بعدی عدسی ها و توزیع عیار در زون های مختلف و محاسبه میزان ذخیره هر زون است.

این روش به طور قابل توجهی برای کاهش ریسک ارزیابی ذخیره در کانسار مناسب می باشد. تخمین به روش های زمین آماری دقت و سرعت اجرای بیش تری دارد و حسن آن این است که می تواند برای تمام بلوک ها، وضعیت زون های کانی سازی و آلتراسیون ها را به طور مجزا تخمین بزند و به صورت کدهای تلفیقی در مدل بلوکی ارائه نماید [۵]. بهره گیری از روش کریجینگ شاخص عددی نشان داد که تفکیک زون های کانی سازی با این روش نه تنها سرعت بیش تری دارد بلکه دقت آن از مدل سازی دستی به مراتب بیشتر است زیرا قادر به تفکیک عدسی های مجزا بوده و به اشتباه پیکره ماده معدنی را یکپارچه در نظر نمی گیرد [۸]. با توجه به ارزیابی صورت گرفته به روش کریجینگ شاخص عددی، میزان ذخیره با در نظر گرفتن پله های ده متری از سطح تا عمق و وزن مخصوص ۳ گرم بر سانتی متر مکعب به میزان ۱۴۵۳۰۰۰ تن به شرح جدول زیر برآورد گردید.



جدول ۲- نتایج تخمین ذخیره در افق های مختلف با استفاده از روش کریجینگ شاخص

GEOVIA

Block model report

Aug 18, 2023

Block Model: bm all.mdl

Constraints used

a. INSIDE CONSTRAINT PROB80

Keep blocks partially in the constraint : False

|                  | Z | Volume | Tonnes  | Prob |
|------------------|---|--------|---------|------|
| 1620.0 -> 1630.0 |   | 500    | 1500    | 1.00 |
| 1630.0 -> 1640.0 |   | 6000   | 18000   | 1.00 |
| 1640.0 -> 1650.0 |   | 7500   | 22500   | 0.96 |
| 1650.0 -> 1660.0 |   | 18000  | 54000   | 0.93 |
| 1660.0 -> 1670.0 |   | 19500  | 58500   | 0.91 |
| 1670.0 -> 1680.0 |   | 29500  | 88500   | 0.92 |
| 1680.0 -> 1690.0 |   | 29500  | 88500   | 0.89 |
| 1690.0 -> 1700.0 |   | 23000  | 69000   | 0.94 |
| 1700.0 -> 1710.0 |   | 18500  | 55500   | 0.96 |
| 1710.0 -> 1720.0 |   | 29000  | 87000   | 0.99 |
| 1720.0 -> 1730.0 |   | 20000  | 60000   | 0.98 |
| 1730.0 -> 1740.0 |   | 22500  | 67500   | 0.97 |
| 1740.0 -> 1750.0 |   | 23000  | 69000   | 0.90 |
| 1750.0 -> 1760.0 |   | 50000  | 150000  | 0.96 |
| 1760.0 -> 1770.0 |   | 63500  | 190500  | 1.00 |
| 1770.0 -> 1780.0 |   | 35500  | 106500  | 0.98 |
| 1780.0 -> 1790.0 |   | 22500  | 67500   | 0.99 |
| 1790.0 -> 1800.0 |   | 26500  | 79500   | 0.92 |
| 1800.0 -> 1810.0 |   | 28000  | 84000   | 0.88 |
| 1810.0 -> 1820.0 |   | 9500   | 28500   | 0.86 |
| 1820.0 -> 1830.0 |   | 2500   | 7500    | 0.87 |
| Grand Total      |   | 484500 | 1453500 | 0.95 |

## ۸- مراجع

- ۱- موسیوند ف. راستاد ا. جان پ. ۱۳۹۱. گستره زمانی و مکانی کانسارهای سولفید توده ای آتشفشانزاد ایران و جایگاه ژئودینامیکی آنها، مقاله ۳۴ همایش علوم زمین
- ۲- بدرزاده ز. سبزه نی م. راستاد ا. هاشم امامی م. خیمنو د. ۱۳۸۹. مراحل مختلف کانه زایی سولفیدی در کانسار سولفید توده ای آتشفشان زاد سرگز، شمال باختر جیرفت، سندج- سیرجان جنوبی. سال نوزدهم. شماره ۷۶. صفحه ۸۵ تا ۹
- ۳- موسوی س. هنرمند م. شهریاری ه. حسینجانی زاده م. ۱۳۹۴. استفاده از دورسنجی جهت شناسایی دگرسانی های مرتبط با کانسارهای ماسیو سولفید در ناحیه سرگز، استان کرمان. دومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین
- ۴- شمع ریزی ص. محمدتراب ف. ۱۴۰۲. مطالعات دور سنجی با استفاده از روش نقشه برداری زاویه طیفی در داده های سنجنده استر جهت شناسایی کانسارهای ماسیو سولفید سرگزکوه - جیرفت. هفتمین کنگره بین المللی معدن و صنایع معدن
- ۵- میراسماعیلی ن. محمدتراب ف. ۱۳۹۶. مقایسه روش کریجینگ شاخص رسته ای با روش های سنتی در مدل سازی و تفکیک زون های کانی سازی و دگرسانی در معدن مس میدوک. نشریه علمی-پژوهشی مهندسی معدن. دوره دوازدهم، شماره ۳۵، تابستان ۱۳۹۶، صفحه ۱۳۹-۱۲۷.
- [6] Marinoni, O.; 2003; "Improving geological models using a combined ordinary- indicator kriging approach", Engineering Geology, 69, pp. 37-45.
- [7] Alli, M.M.; Novatzki, E.A.; Myers, D.E.; 1990; "Probabilistic analyses of collapsing soil by indicator kriging", Mathematical Geology, 22, pp. 15-35.
- [8] Kasmaee, S.; Torab, F.M.; 2014; "Risk reduction in Sechahun iron ore deposit by geological boundary modification using multiple indicator Kriging", Journal of central south university, 21, pp. 2011-2017



## آشکارسازی هاله‌های دگرسانی با استفاده از سنجش از دور در منطقه میانه (آذربایجان شرقی)

الهام محمودی<sup>۱\*</sup>، خلیل رضایی<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

Mahmoudi5532@gmail.com

۲- عضو هیئت علمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

Kh.rezaei@gmail.com

### چکیده

در این تحقیق، دگرسانی‌ها و واحدهای سنگی و رسوبی منطقه میانه در آذربایجان شرقی واقع در زون البرز-آذربایجان با استفاده از تصاویر سنجنده استر بررسی شده است. شناسایی دگرسانی‌ها و آلتراسیون برای اکتشاف منابع معدنی بسیار مهم است چرا که می‌توان به وسیله آن‌ها محل مناسب برای کانه‌زایی را تشخیص داد. در این پژوهش برای شناسایی دگرسانی‌های آرژیلیک و فیلیک و پروپلیتیک با استفاده از سنجش از دور از روش‌های ترکیب رنگی کاذب (False Color Composite)، نسبت‌گیری باندی (Band Ratio) و روش پیش‌بینی خطی (Linear Band Prediction) استفاده شده است. هر کدام از این دگرسانی‌ها دارای کانی‌های شاخصی هستند که تشکیل دهنده عمده آنها است. با مقایسه نقشه زمین‌شناسی منطقه و تصاویر بدست آمده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای، مشخص گردید که روش‌های مورد استفاده در سنجش از دور مفید بوده است. البته می‌توان برای بررسی‌های بیشتر از منطقه نمونه‌برداری شود و نتایج دوباره باهم مقایسه گردد.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی، سنجش از دور، میانه.

### Abstract

In this research, the alteration and rock and sedimentary units of the Miyaneh region in East Azerbaijan, located in the Alborz-Azerbaijan zone, have been investigated using Aster images. Identification of alterations is very important for the exploration of mineral resources because it is possible to recognize the suitable place for mineralization by means of them. In this research, to identify argillic, phyllic, and propylitic changes using remote sensing, false color composition methods, band attribution and linear prediction method have been used. Each of these alteration is the property of the indicator minerals that are their main constituents. By comparing the geological map of the region and the images obtained from the processing of satellite images, it was found that the methods used in remote sensing were useful. Of course, samples can be taken from the area for further investigations and the results can be compared against.

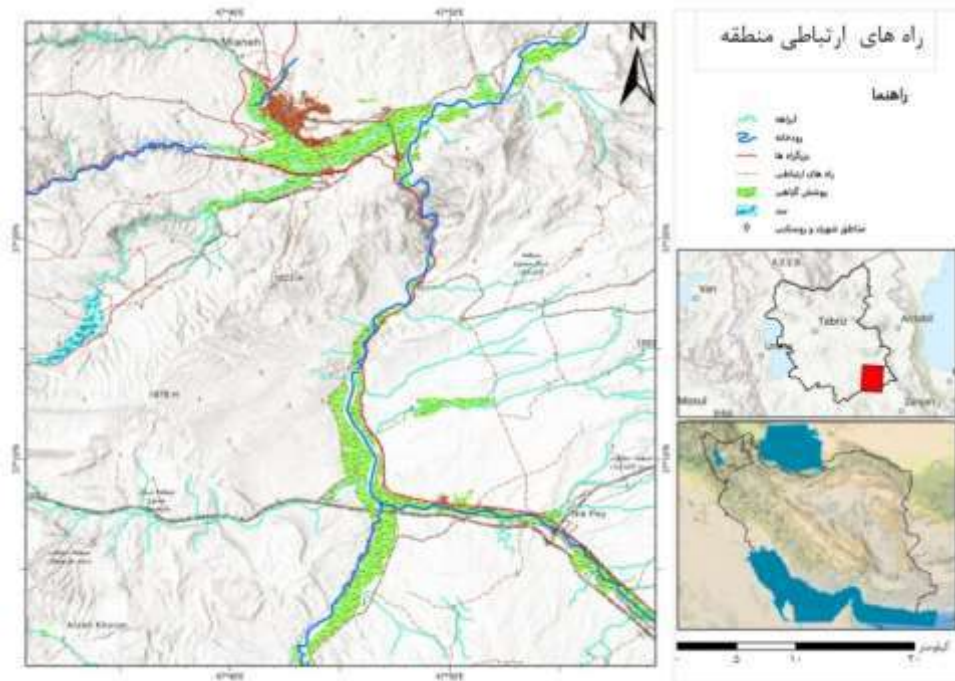
**Key words:** alteration, remote sensing, Miyaneh.

### ۱- مقدمه

امروزه برای نقشه‌برداری و اکتشاف در مناطق صعب‌العبور و دور از دسترس از روش‌های مدرن مانند سنجش از دور استفاده می‌شود. برای اکتشافات معدنی، نیاز به درک زمین‌شناسی منطقه توسط نقشه‌برداری از واحدهای سنگ‌شناسی و معدنی است. سنجش از دور ابزار مدرن و معتبر برای نقشه‌برداری و شناسایی کانی‌های شاخص زون‌های دگرسانی و کانی‌سازی می‌باشد (Chattoraj, Prasad et al. 2020). داده‌های ماهواره‌ای بخاطر داشتن میدان دید گسترده‌تر، دسترسی آسان، توانایی بارزسازی زون‌های دگرسانی و نقشه‌برداری ساختاری و سنگ‌شناسی باعث صرفه جویی در زمان، نیروی کار انسانی و هزینه‌های مالی می‌شود (بدایعی ۱۳۹۲).

زون‌های دگرسان شده بدلیل همراه بودن با دخیلر معدنی در مطالعات سنجش از دور مورد توجه هستند. سنجنده‌های لندست، اسپات و استر مناسب‌ترین سنجنده‌ها برای دورسنجی هستند (قورچی روکی، کریم پور و همکاران 2010). در تحقیق انجام شده از باندهای در محدود مرئی، فروسرخ نزدیک (VNIR)،

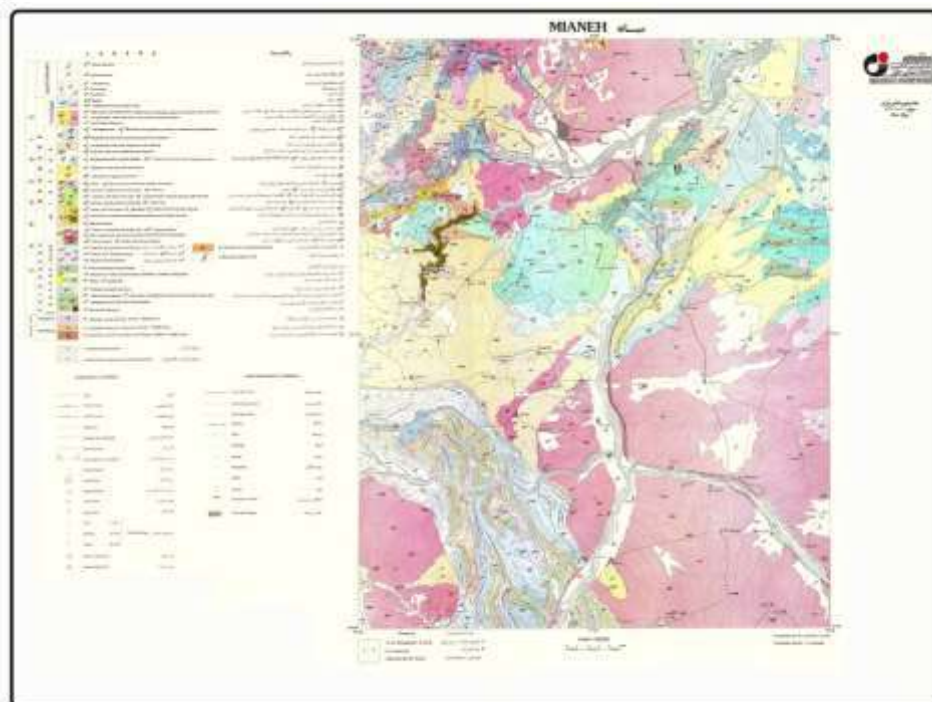
فروسرخ موج کوتاه (SWIR) و فروسرخ گرمایی (TIR) سنجنده استر (ASTER) برای شناسایی علائم کانی سازی سطحی در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. این محدوده ای در جنوب شرقی استان آذربایجان شرقی بین طول های شرقی  $48^{\circ}00'$  و  $47^{\circ}30'$  و عرض های شمالی  $37^{\circ}00'$  و  $37^{\circ}30'$  مورد بررسی قرار گرفته است. شکل ۱- منطقه مورد مطالعه و راه های دسترسی به آن را نشان می دهد.



شکل ۱- محدوده ۱۰۰۰۰۰۰ میان در آذربایجان شرقی

## ۲- زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران قرار دارد. این منطقه شامل زون البرز-آذربایجان است، واحدهای سنگی منطقه مربوط به پالئوزوئیک تا عهد حاضر می باشد. از جمله سازندهای مربوط به پالئوزوئیک می توان سلطانیه، لالون، میلا و آهگ روته را نام برد. در زمان مزوزوئیک بیشتر رسوبات تخریبی و آهکی می باشند که شامل سازندهای مانند شمشک، دلپچای و واحد آهکی کنگلومرایی کرتاسه بالایی می شود. از اوایل سنوزوئیک رسوبات عمدتاً آذرآواری هستند و هرچه به سمت زمان کواترنری نزدیک تر می شویم، رسوبات به تخریبی- تبخیری تبدیل می گردد. بیشتر برون زدهای منطقه مورد مطالعه را سنگ های آتشفشانی و رسوبی سنوزوئیک تشکیل داده است (نجیب و حسینخانی ۱۳۹۳).



شکل ۲- واحدهای زمین شناسی منطقه میانه

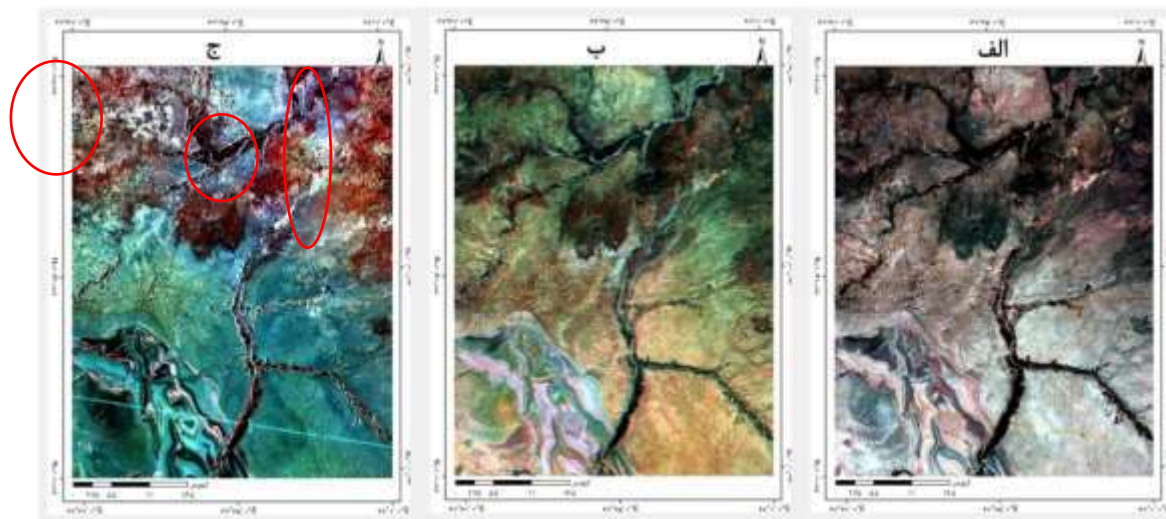
### ۳- روش انجام کار

سنجنده استر دارای ۱۴ باند می باشد که باندهای محدوده‌ی VNIR طول موج ۰.۸۶-۰.۵۲ میکرومتر (قدرت تفکیک مکانی ۱۵ متر)، باندهای SWIR طول موج ۰.۵۶-۱.۶ میکرومتر (قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر) و باندهای TIR طول موج ۱۱.۶۵-۸.۲۵ میکرومتر (قدرت تفکیک مکانی ۹۰ متر) را دارند (Bonyadi and Daryanavard 2020). در این تحقیق از تصاویر سنجنده استر (ASTER) که ابتدا روی آن تصحیحات رادیومتریکی و جوی انجام شده، استفاده شده است. سپس با استفاده از روش‌های ترکیب رنگی کاذب (FCC)، نسبت‌گیری باندی (BR) و روش پیش بینی خطی (LS-Fit) تصویر منطقه مورد نظر پردازش شده است تا واحدهای رسوبی و دگرسانی‌های منطقه بررسی شود.

#### ۳-۱- ترکیب رنگی کاذب (FCC)

در این روش می‌توان اطلاعات زیادی از مناطق دگرسانی بدست آورد. زمانی که باندهای مناسب ترکیب رنگی سبز، آبی و قرمز را به خود می‌گیرند، تصویری رنگی بدست می‌آید که اطلاعات خوبی درباره‌ی پدیده‌های سطح زمین در اختیار ما قرار می‌دهد (آلیانی، دادفر و همکاران، 2015). در ترکیب رنگی ۴۶۸ کانی‌های رسی و اپیدوت هستند که به رنگ سبز کم رنگ، کائولینیت و کلریت، ب رنگ صورتی و کربنات‌ها به رنگ آبی کم رنگ دیده می‌شوند (شکل ۳ الف). ترکیب رنگی ۶۲۱ رنگ سبز نشان دهنده مناطق دارای دگرسانی است (شکل ۳ ب). و ترکیب رنگی حاصل از نسبت‌های باندی ۴/۸ ۴/۵

۴/۹ که مناطق قرمز (قهوه ای روشن) نشان دهنده دگرسانی پروپلیتیکی و مناطق سبز روش هم کانی های رسی را نشان می دهد، رنگ آبی نیز نشان دهنده کانی های دارای ترکیبات کربنات است (شکل ۳ ج).

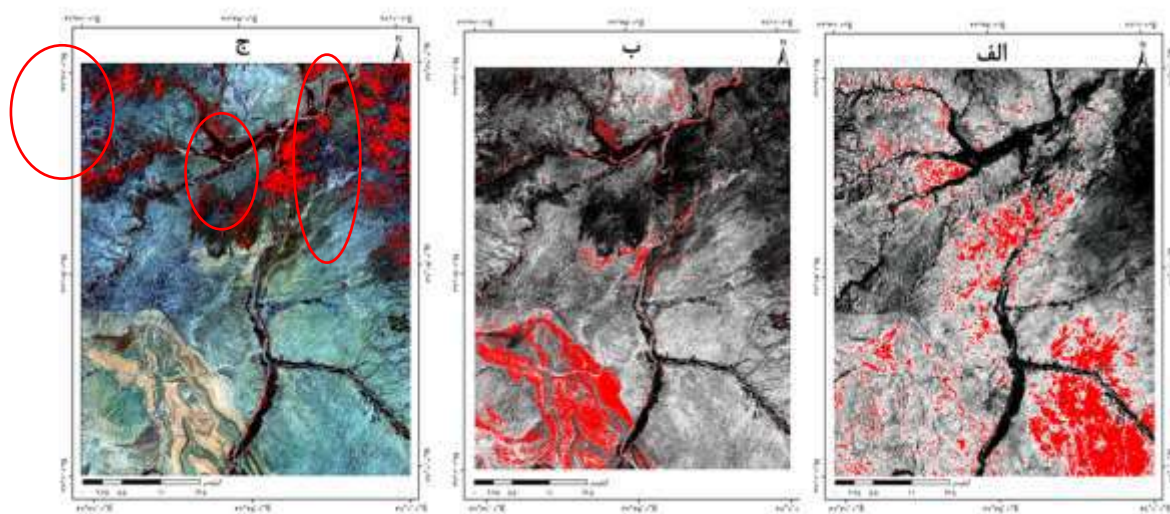


شکل ۳- تصاویر به دست آمده از روش ترکیب رنگی کاذب. الف- RGB=468 ، ب- RGB=621 ، ج- RGB=4/9 4/8 4/5.

## ۲-۳- نسب گیری باندی (BR)

نسبت گیری باندی در واقع یکی از روش های پردازش تصاویر چندطیفی است که شامل تقسیم پیکسل های یک تصویر یا یک باند طیفی به پیکسل های متناظر آن تصویر یا باند دیگر است. روش نسبت گیری باندها می تواند برای بارزسازی اختلاف طیفی بین باندها استفاده شود و همچنین اثرات سایه و اختلاف روشنایی زمین را به دلیل شیب زمین کاهش دهد (Di Tommaso and Rubinstein 2007). از نسبت باندی  $(12/13) + 14$  برای تفکیک سنگ های کربناته استفاده شد (شکل ۴ الف). جهت شناسایی مناطق دارای اکسیدهای آهن (گوتیت، لیمونیت و هماتیت) به سبب جذب در ناحیه باند ۱ و تابش در ناحیه باند ۲، از نسبت باندی  $2/1$  برای بارزسازی اکسیدهای آهن بهره گرفته شده است (شکل ۴ ب). همچنین برای شناسایی مناطق دارای کانی های رسی از نسبت باندی  $7/5$  که بیشتر برای نمایش کانی رسی کائولینیت است کمک گرفته شد (شکل ۴ ج).

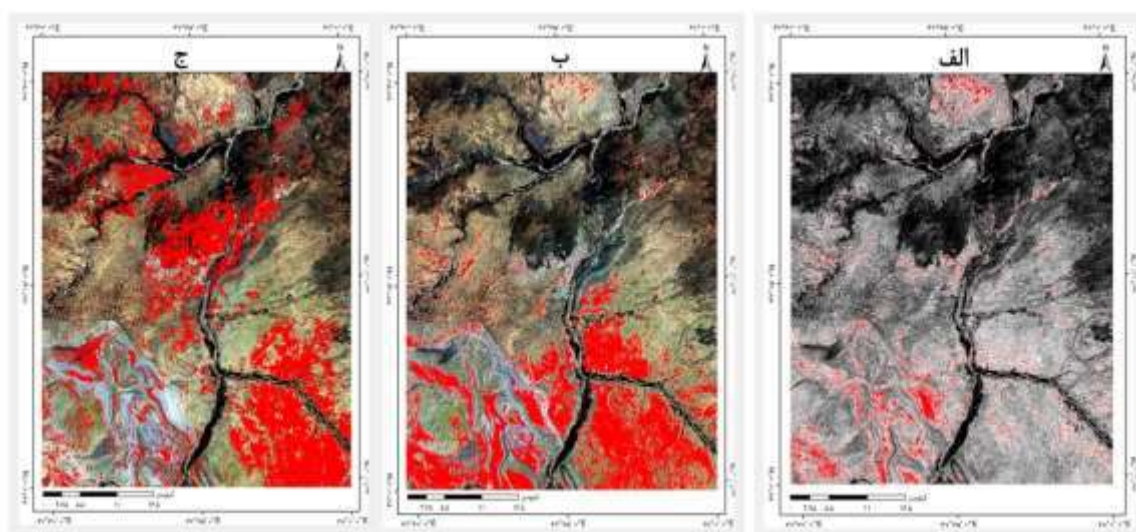




شکل ۴- تصاویر بدست آمده از روش نسبت باندی. در هر سه تصویر پیکسل های هدف قرمز رنگ می باشند.

### ۳-۳- روش پیش بینی خطی (LS-Fit)

در این روش از پردازش تصاویر که با استفاده از پرازش کمترین مربعات واریانس داده های ورودی را بدست می آید و برای پیش بینی باند انتخاب شده به عنوان یک ترکیب خطی از باندهای پیش بینی کننده به علاوه یک وزنه متعادل کننده استفاده می گردد تفاوت بین باند واقعی و باند مدل سازی شده محاسبه و به عنوان یک تصویر خروجی نشان داده می شود (Mia and Fujimitsu 2012). باندهایی که به عنوان مقادیر ورودی استفاده می شوند متغیرهای یک عبارت خطی و مقدار "y" معادله می باشند، یعنی اطلاعات باند پیش بینی شده که به ما یک مقدار خروجی محاسبه شده می دهد. با در نظر گرفتن تفاوت بین مقادیر اصلی و پیش بینی شده، مواد معدنی که به یک باند خاص حساس هستند از ویژگی هایی که برای سایر باندها منعکس کننده هستند متمایز می شوند (Zamyad, 2019). در اینجا از باند VNIR-b2 به عنوان باند مدل سازی شده برای شناسایی اکسید آهن (شکل ۵ الف) و همچنین با استفاده از باند SWIR-b5 برای مشخص کردن مناطق دارای کربنات (شکل ۵ ب) و از باند TIR-10 برای کانی های رسی و کلسیت دار استفاده شده است (شکل ۵ ج).



شکل ۵- تصاویر بدست آمده در روش پیش بینی خطی. در هر سه تصویر پیکسل های هدف قرمز رنگ می باشند.

#### ۴- نتیجه گیری

نتایج بدست آمده از این مطالعه نشان می‌دهد همان طور که در ترکیب رنگی ۴۶۸ رنگ آبی کم رنگ نشان از کربنات‌ها است و این نقاط در تصاویر شکل ۴ الف و ۵-ب نیز تکرار شده است، با مقایسه این تصاویر مشخص گردد این محدوده‌ها در نقشه زمین‌شناسی منطقه با نام مارن و رس با میان لایه‌های از کنگومرا، ماسه سنگ: گچ و آهک آب شیرین نام‌گذاری شده‌اند (بیشتر بخش جنوب و جنوب غربی را شامل می‌شود). همچنین مناطق مشخص شده در تصاویر ۳-ج، ۴-ج و ۵-ج نشان دهنده مناطق دگرسانی آرژیلیک یا همان کانی‌های رسی هستند. در بخش جنوب غربی محدوده رسوبات عهد حاصر رودخانه‌ای دیده می‌شود، طبق تصاویر بدست آمده این مناطق مستعد داشتن مواد معدنی آهن دار است. در آخر باید دقت شود که این نتایج فقط از تصاویر ماهواره‌ای و مقایسه آن با نقشه زمین‌شناسی بدست آمده است باید برای اطمینان و هم چنین کسب اطلاعات بیشتر از منطقه بازدید میدانی بعمل آید و نمونه برداری شود.

#### ۵- مراجع

- آلیانی، دادفر، ثریا، معانی جو and محمد (۲۰۱۵). "آشکارسازی زون‌های دگرسانی کانسار آهن حاجی‌آباد، با استفاده از داده‌های (SWIR+ VNIR) سنجنده ASTER". فصلنامه علمی علوم زمین ۲۴(۹۴-زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست): ۷۳-۸۰.
- بداغی، م. (۱۳۹۲). کاربرد فتون سنجنش از دور در شناسایی و استخراج زون‌های دگرسانی (مطالعه موردی: منطقه سیاه کوه در شرق وره ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی حاجی‌آباد)، دانشگاه هرمزگان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی.
- قورچی روکی، م. و م. کریم پور and خ. ابراهیمی نصرآبادی (۲۰۱۰). شناسایی دگرسانی آرژیلیک و آرژیلیک پیشرفته با استفاده باند‌های SWIR سنجنده استر در منطقه هلاک آباد، خراسان رضوی.
- نجیب، م. and ح. حسینیخانی (۱۳۹۳). "ارزیابی کیفیت آب حوضه آبریز سد شهریار جهت مصارف خانگی و آبیاری با استفاده از شاخص‌های شیمیایی و نقشه برداری جی‌ای اس در ناحیه میانه، جنوب شرقی استان آذربایجان شرقی". زمین‌کاربردی پیشرفته‌شناسی
- Bonyadi, Z. and E. Daryanavard (2020). "Comparison of ASTER and Landsat-8 OLI data for detecting iron occurrences and alteration in Shahrak area, Kurdistan Province." *Advanced Applied Geology* **10**(2): 154-166.
- Chattoraj, S. L., G. Prasad, R. U. Sharma, F. D. van der Meer, A. Guha and A. B. Pour (2020). "Integration of remote sensing, gravity and geochemical data for exploration of Cu-mineralization in Alwar basin, Rajasthan, India." *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* **91**: 102162.
- Di Tommaso, I. and N. Rubinstein (2007). "Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina." *Ore Geology Reviews* **32**(1-2): 275-290.
- Mia, B. and Y. Fujimitsu (2012). "Mapping hydrothermal altered mineral deposits using Landsat 7 ETM+ image in and around Kuju volcano, Kyushu, Japan." *Journal of Earth System Science* **121**: 1049-1057.
- Zamyad, M., P. Afzal, M. Pourkermani, R. Nouri and M. R. Jafari (2019). "Determination of hydrothermal alteration zones using remote sensing methods in Tirka area, Toroud, NE Iran." *Journal of the Indian Society of Remote Sensing* **47**: 1817-1830.

## بررسی کاربرد تصاویر سنجنده MSI در بارزسازی دگرسانی هیدروترمال محدوده میجان، شرق جیرفت

حسین فلاحي<sup>۱\*</sup>، علی اکبری<sup>۲</sup>، اسلام عابدینی<sup>۲</sup>، فرشاد جلالی<sup>۲</sup>، رامین شهبازی<sup>۲</sup>

۱- مدیر دفتر فنی پهنه اکتشافی سبزواران، دانشجوی دکتری سنگ شناسی، دانشگاه تبریز، [Hosein.falahi@gmail.com](mailto:Hosein.falahi@gmail.com)

۲- کارشناس اکتشاف و معدن، کارگاه سبزواران، موسسه ثارالله؛ هلدینگ صنعت و معدن، قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء

### چکیده

استفاده از سنجنده های جدید و دارای توان تفکیک مکانی و طیفی بالاتر در اکتشاف و نقشه برداری از واحدهای سنگی می تواند نتایجی به مراتب دقیق تر را ارائه دهد. استفاده از تصاویر ماهواره ای سنتینل-۲A به منظور اکتشاف و بررسی محدوده های معدنی می تواند نقطه عطفی در افزایش بهره وری از این تصاویر باشد. توده نفوذی میجان در مرکز بوتولیت جبال بارز و در جنوب شرق نوار ماگمایی دهج ساردوئیه و شرق شهرستان جیرفت واقع گردیده است. این توده در جنوب زون ماگمایی ارومیه دختر و در کمربند کانه زایی مس در ارتباط با جایگزینی توده های نفوذی گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت پورفیری رشته کوه های جبال بارز سن الیگومیوسن می باشد. از روش های سنجش از دور به منظور تفکیک هاله های دگرسانی در سیستم های پورفیری با استفاده از تصاویر چند طیفی ماهواره سنتینل-۲ می توان بهره گرفت. روش نسبت باندی و همچنین روش تحلیل مؤلفه های اصلی بر روی باندهای بازتابی سنجنده MSI به منظور تفکیک هاله های دگرسانی سیستم پورفیری میجان اجرا شد و نتایج حاصل از روش های انجام شده توسط مطالعات صحرایی درستی سنجی شد. با توجه به پردازش های صورت پذیرفته و تطابق آن با بازدهی های میدانی؛ می توان اظهار داشت بارزسازی به روش نسبت باندی نسبت به تحلیل مؤلفه های اصلی از دقت بالاتری در تفکیک زون های هیدروترمال دارد.

**واژه های کلیدی:** میجان، ارومیه دختر، سنتینل-۲A، روش نسبت باندی، روش تحلیل مؤلفه های اصلی

### Abstract

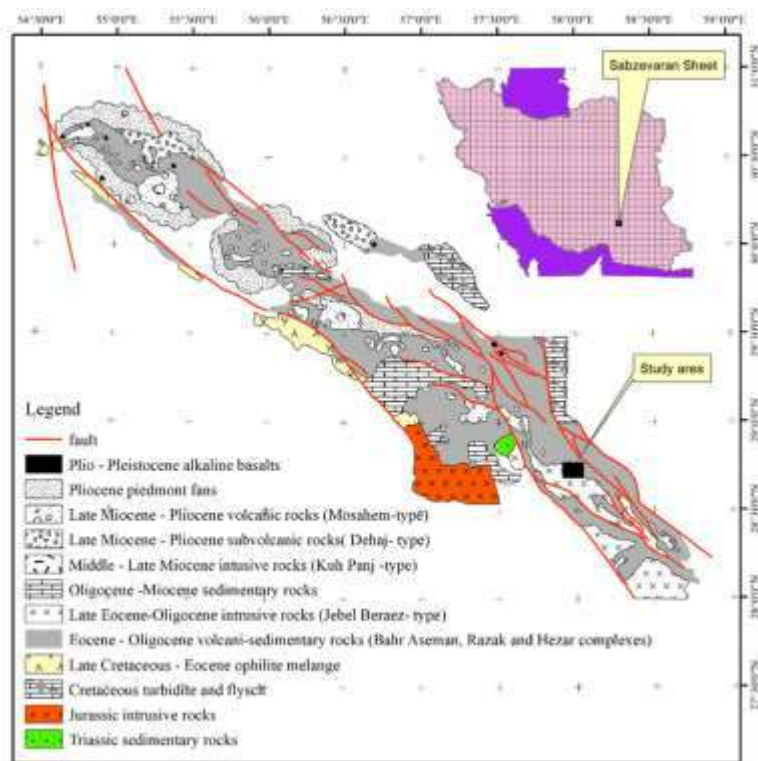
The use of new sensors with higher spatial and spectral resolution in the exploration and mapping of rock units can provide far more accurate results. The use of Sentinel-2A satellite images in order to explore and investigate mineral areas can be of these images. The Mijan intrusive mass is located in the center of the Jabal Barez botulithe and in the southeast of the Dehj Sardoiye magmatic belt and in the east of Jiroft city. This mass is located in the south of the Urmia Dokhtar magmatic zone and in the metal belt of Kerman (Dehaj-Sardoiyeh) and Copper mineralization belt is related to the replacement of intrusive masses of granite, granodiorite, and quartzdiorite porphyry of Jabal Barz Mountains of Oligo-Miocene age. Remote sensing methods can be used to distinguish alteration halos in porphyry systems by using multi-spectral images of Sentinel-2A satellite. The band ratio method as well as the principal component analysis method were implemented on the reflective bands of the MSI sensor in order to separate the alteration halos of the Mijan porphyry system, and the results of the methods carried out by the field studies were validated. According to the processes carried out and its compatibility with field visits; It can be stated that the identification using the band ratio method is more accurate in distinguishing hydrothermal zones than the principal component analysis.

**Key words:** Mijan, Urmia Dokhtar magmatic zone, Sentinel-2A, band ratio, Principal Component Analysis.

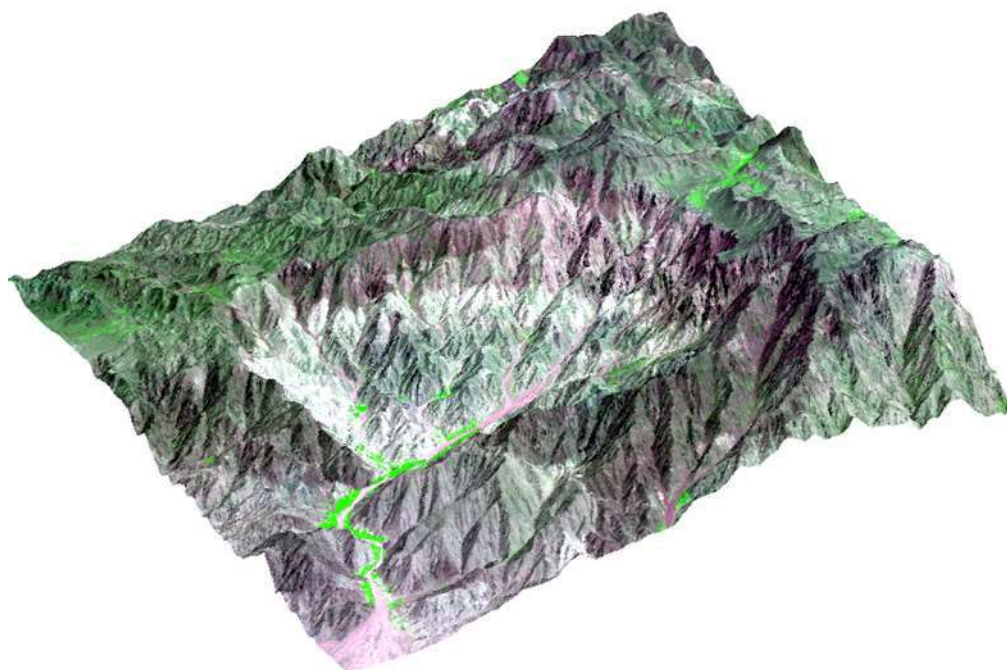


## ۱- مقدمه

سنجش از دور، امکان تهیه اطلاعات در پوشش وسیع و چند زمانه را فراهم آورده است که می‌تواند با اجرای مدل‌های مختلف، تحلیل داده‌ها و تهیه خروجی‌های مناسب به ویژه در مکان‌های غیر قابل دسترس که اطلاعات و داده‌های کافی از آنها وجود ندارد، سودمند باشد و نقش مهمی را در تصمیم‌گیری بهتر ایفا نماید و با ایجاد ارتباط و هماهنگی، از اتلاف وقت و هزینه‌های اضافی در پروژه‌های تهیه نقشه‌های بزرگ مقیاس اکتشافی جلوگیری به عمل آورد (بابا احمدی، ۱۳۸۸). ماهواره Sentinel-2A در ژوئن ۲۰۱۵ از پایگاه فضایی آژانس فضایی اروپا در گویان فرانسه توسط موشک وگا پرتاب شد و دارای سنجنده MSI است. سنجنده MSI از نوع رویشگرهای Pushbroom با میدان دید ۲۰/۶ درجه است که پرتوهای بازتاب شده از یک نوار رویش به ابعاد ۲۹۰\*۲۹۰ کیلومتر را برداشت می‌کند. این سنجنده دارای ۱۳ باند در ناحیه مرئی، فروسرخ نزدیک و فروسرخ موج کوتاه است. باندهای ۲، ۳، ۴ و ۸ دارای توان تفکیک مکانی ۱۰ متر، باندهای ۱، ۹ و ۱۰ دارای توان تفکیک مکانی ۶۰ متر و باندهای ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۳۴، ۳۵، ۳۶، ۳۷، ۳۸، ۳۹، ۴۰، ۴۱، ۴۲، ۴۳، ۴۴، ۴۵، ۴۶، ۴۷، ۴۸، ۴۹، ۵۰، ۵۱، ۵۲، ۵۳، ۵۴، ۵۵، ۵۶، ۵۷، ۵۸، ۵۹، ۶۰، ۶۱، ۶۲، ۶۳، ۶۴، ۶۵، ۶۶، ۶۷، ۶۸، ۶۹، ۷۰، ۷۱، ۷۲، ۷۳، ۷۴، ۷۵، ۷۶، ۷۷، ۷۸، ۷۹، ۸۰، ۸۱، ۸۲، ۸۳، ۸۴، ۸۵، ۸۶، ۸۷، ۸۸، ۸۹، ۹۰، ۹۱، ۹۲، ۹۳، ۹۴، ۹۵، ۹۶، ۹۷، ۹۸، ۹۹، ۱۰۰، ۱۰۱، ۱۰۲، ۱۰۳، ۱۰۴، ۱۰۵، ۱۰۶، ۱۰۷، ۱۰۸، ۱۰۹، ۱۱۰، ۱۱۱، ۱۱۲، ۱۱۳، ۱۱۴، ۱۱۵، ۱۱۶، ۱۱۷، ۱۱۸، ۱۱۹، ۱۲۰، ۱۲۱، ۱۲۲، ۱۲۳، ۱۲۴، ۱۲۵، ۱۲۶، ۱۲۷، ۱۲۸، ۱۲۹، ۱۳۰، ۱۳۱، ۱۳۲، ۱۳۳، ۱۳۴، ۱۳۵، ۱۳۶، ۱۳۷، ۱۳۸، ۱۳۹، ۱۴۰، ۱۴۱، ۱۴۲، ۱۴۳، ۱۴۴، ۱۴۵، ۱۴۶، ۱۴۷، ۱۴۸، ۱۴۹، ۱۵۰، ۱۵۱، ۱۵۲، ۱۵۳، ۱۵۴، ۱۵۵، ۱۵۶، ۱۵۷، ۱۵۸، ۱۵۹، ۱۶۰، ۱۶۱، ۱۶۲، ۱۶۳، ۱۶۴، ۱۶۵، ۱۶۶، ۱۶۷، ۱۶۸، ۱۶۹، ۱۷۰، ۱۷۱، ۱۷۲، ۱۷۳، ۱۷۴، ۱۷۵، ۱۷۶، ۱۷۷، ۱۷۸، ۱۷۹، ۱۸۰، ۱۸۱، ۱۸۲، ۱۸۳، ۱۸۴، ۱۸۵، ۱۸۶، ۱۸۷، ۱۸۸، ۱۸۹، ۱۹۰، ۱۹۱، ۱۹۲، ۱۹۳، ۱۹۴، ۱۹۵، ۱۹۶، ۱۹۷، ۱۹۸، ۱۹۹، ۲۰۰، ۲۰۱، ۲۰۲، ۲۰۳، ۲۰۴، ۲۰۵، ۲۰۶، ۲۰۷، ۲۰۸، ۲۰۹، ۲۱۰، ۲۱۱، ۲۱۲، ۲۱۳، ۲۱۴، ۲۱۵، ۲۱۶، ۲۱۷، ۲۱۸، ۲۱۹، ۲۲۰، ۲۲۱، ۲۲۲، ۲۲۳، ۲۲۴، ۲۲۵، ۲۲۶، ۲۲۷، ۲۲۸، ۲۲۹، ۲۳۰، ۲۳۱، ۲۳۲، ۲۳۳، ۲۳۴، ۲۳۵، ۲۳۶، ۲۳۷، ۲۳۸، ۲۳۹، ۲۴۰، ۲۴۱، ۲۴۲، ۲۴۳، ۲۴۴، ۲۴۵، ۲۴۶، ۲۴۷، ۲۴۸، ۲۴۹، ۲۵۰، ۲۵۱، ۲۵۲، ۲۵۳، ۲۵۴، ۲۵۵، ۲۵۶، ۲۵۷، ۲۵۸، ۲۵۹، ۲۶۰، ۲۶۱، ۲۶۲، ۲۶۳، ۲۶۴، ۲۶۵، ۲۶۶، ۲۶۷، ۲۶۸، ۲۶۹، ۲۷۰، ۲۷۱، ۲۷۲، ۲۷۳، ۲۷۴، ۲۷۵، ۲۷۶، ۲۷۷، ۲۷۸، ۲۷۹، ۲۸۰، ۲۸۱، ۲۸۲، ۲۸۳، ۲۸۴، ۲۸۵، ۲۸۶، ۲۸۷، ۲۸۸، ۲۸۹، ۲۹۰، ۲۹۱، ۲۹۲، ۲۹۳، ۲۹۴، ۲۹۵، ۲۹۶، ۲۹۷، ۲۹۸، ۲۹۹، ۳۰۰، ۳۰۱، ۳۰۲، ۳۰۳، ۳۰۴، ۳۰۵، ۳۰۶، ۳۰۷، ۳۰۸، ۳۰۹، ۳۱۰، ۳۱۱، ۳۱۲، ۳۱۳، ۳۱۴، ۳۱۵، ۳۱۶، ۳۱۷، ۳۱۸، ۳۱۹، ۳۲۰، ۳۲۱، ۳۲۲، ۳۲۳، ۳۲۴، ۳۲۵، ۳۲۶، ۳۲۷، ۳۲۸، ۳۲۹، ۳۳۰، ۳۳۱، ۳۳۲، ۳۳۳، ۳۳۴، ۳۳۵، ۳۳۶، ۳۳۷، ۳۳۸، ۳۳۹، ۳۴۰، ۳۴۱، ۳۴۲، ۳۴۳، ۳۴۴، ۳۴۵، ۳۴۶، ۳۴۷، ۳۴۸، ۳۴۹، ۳۵۰، ۳۵۱، ۳۵۲، ۳۵۳، ۳۵۴، ۳۵۵، ۳۵۶، ۳۵۷، ۳۵۸، ۳۵۹، ۳۶۰، ۳۶۱، ۳۶۲، ۳۶۳، ۳۶۴، ۳۶۵، ۳۶۶، ۳۶۷، ۳۶۸، ۳۶۹، ۳۷۰، ۳۷۱، ۳۷۲، ۳۷۳، ۳۷۴، ۳۷۵، ۳۷۶، ۳۷۷، ۳۷۸، ۳۷۹، ۳۸۰، ۳۸۱، ۳۸۲، ۳۸۳، ۳۸۴، ۳۸۵، ۳۸۶، ۳۸۷، ۳۸۸، ۳۸۹، ۳۹۰، ۳۹۱، ۳۹۲، ۳۹۳، ۳۹۴، ۳۹۵، ۳۹۶، ۳۹۷، ۳۹۸، ۳۹۹، ۴۰۰، ۴۰۱، ۴۰۲، ۴۰۳، ۴۰۴، ۴۰۵، ۴۰۶، ۴۰۷، ۴۰۸، ۴۰۹، ۴۱۰، ۴۱۱، ۴۱۲، ۴۱۳، ۴۱۴، ۴۱۵، ۴۱۶، ۴۱۷، ۴۱۸، ۴۱۹، ۴۲۰، ۴۲۱، ۴۲۲، ۴۲۳، ۴۲۴، ۴۲۵، ۴۲۶، ۴۲۷، ۴۲۸، ۴۲۹، ۴۳۰، ۴۳۱، ۴۳۲، ۴۳۳، ۴۳۴، ۴۳۵، ۴۳۶، ۴۳۷، ۴۳۸، ۴۳۹، ۴۴۰، ۴۴۱، ۴۴۲، ۴۴۳، ۴۴۴، ۴۴۵، ۴۴۶، ۴۴۷، ۴۴۸، ۴۴۹، ۴۵۰، ۴۵۱، ۴۵۲، ۴۵۳، ۴۵۴، ۴۵۵، ۴۵۶، ۴۵۷، ۴۵۸، ۴۵۹، ۴۶۰، ۴۶۱، ۴۶۲، ۴۶۳، ۴۶۴، ۴۶۵، ۴۶۶، ۴۶۷، ۴۶۸، ۴۶۹، ۴۷۰، ۴۷۱، ۴۷۲، ۴۷۳، ۴۷۴، ۴۷۵، ۴۷۶، ۴۷۷، ۴۷۸، ۴۷۹، ۴۸۰، ۴۸۱، ۴۸۲، ۴۸۳، ۴۸۴، ۴۸۵، ۴۸۶، ۴۸۷، ۴۸۸، ۴۸۹، ۴۹۰، ۴۹۱، ۴۹۲، ۴۹۳، ۴۹۴، ۴۹۵، ۴۹۶، ۴۹۷، ۴۹۸، ۴۹۹، ۵۰۰، ۵۰۱، ۵۰۲، ۵۰۳، ۵۰۴، ۵۰۵، ۵۰۶، ۵۰۷، ۵۰۸، ۵۰۹، ۵۱۰، ۵۱۱، ۵۱۲، ۵۱۳، ۵۱۴، ۵۱۵، ۵۱۶، ۵۱۷، ۵۱۸، ۵۱۹، ۵۲۰، ۵۲۱، ۵۲۲، ۵۲۳، ۵۲۴، ۵۲۵، ۵۲۶، ۵۲۷، ۵۲۸، ۵۲۹، ۵۳۰، ۵۳۱، ۵۳۲، ۵۳۳، ۵۳۴، ۵۳۵، ۵۳۶، ۵۳۷، ۵۳۸، ۵۳۹، ۵۴۰، ۵۴۱، ۵۴۲، ۵۴۳، ۵۴۴، ۵۴۵، ۵۴۶، ۵۴۷، ۵۴۸، ۵۴۹، ۵۵۰، ۵۵۱، ۵۵۲، ۵۵۳، ۵۵۴، ۵۵۵، ۵۵۶، ۵۵۷، ۵۵۸، ۵۵۹، ۵۶۰، ۵۶۱، ۵۶۲، ۵۶۳، ۵۶۴، ۵۶۵، ۵۶۶، ۵۶۷، ۵۶۸، ۵۶۹، ۵۷۰، ۵۷۱، ۵۷۲، ۵۷۳، ۵۷۴، ۵۷۵، ۵۷۶، ۵۷۷، ۵۷۸، ۵۷۹، ۵۸۰، ۵۸۱، ۵۸۲، ۵۸۳، ۵۸۴، ۵۸۵، ۵۸۶، ۵۸۷، ۵۸۸، ۵۸۹، ۵۹۰، ۵۹۱، ۵۹۲، ۵۹۳، ۵۹۴، ۵۹۵، ۵۹۶، ۵۹۷، ۵۹۸، ۵۹۹، ۶۰۰، ۶۰۱، ۶۰۲، ۶۰۳، ۶۰۴، ۶۰۵، ۶۰۶، ۶۰۷، ۶۰۸، ۶۰۹، ۶۱۰، ۶۱۱، ۶۱۲، ۶۱۳، ۶۱۴، ۶۱۵، ۶۱۶، ۶۱۷، ۶۱۸، ۶۱۹، ۶۲۰، ۶۲۱، ۶۲۲، ۶۲۳، ۶۲۴، ۶۲۵، ۶۲۶، ۶۲۷، ۶۲۸، ۶۲۹، ۶۳۰، ۶۳۱، ۶۳۲، ۶۳۳، ۶۳۴، ۶۳۵، ۶۳۶، ۶۳۷، ۶۳۸، ۶۳۹، ۶۴۰، ۶۴۱، ۶۴۲، ۶۴۳، ۶۴۴، ۶۴۵، ۶۴۶، ۶۴۷، ۶۴۸، ۶۴۹، ۶۵۰، ۶۵۱، ۶۵۲، ۶۵۳، ۶۵۴، ۶۵۵، ۶۵۶، ۶۵۷، ۶۵۸، ۶۵۹، ۶۶۰، ۶۶۱، ۶۶۲، ۶۶۳، ۶۶۴، ۶۶۵، ۶۶۶، ۶۶۷، ۶۶۸، ۶۶۹، ۶۷۰، ۶۷۱، ۶۷۲، ۶۷۳، ۶۷۴، ۶۷۵، ۶۷۶، ۶۷۷، ۶۷۸، ۶۷۹، ۶۸۰، ۶۸۱، ۶۸۲، ۶۸۳، ۶۸۴، ۶۸۵، ۶۸۶، ۶۸۷، ۶۸۸، ۶۸۹، ۶۹۰، ۶۹۱، ۶۹۲، ۶۹۳، ۶۹۴، ۶۹۵، ۶۹۶، ۶۹۷، ۶۹۸، ۶۹۹، ۷۰۰، ۷۰۱، ۷۰۲، ۷۰۳، ۷۰۴، ۷۰۵، ۷۰۶، ۷۰۷، ۷۰۸، ۷۰۹، ۷۱۰، ۷۱۱، ۷۱۲، ۷۱۳، ۷۱۴، ۷۱۵، ۷۱۶، ۷۱۷، ۷۱۸، ۷۱۹، ۷۲۰، ۷۲۱، ۷۲۲، ۷۲۳، ۷۲۴، ۷۲۵، ۷۲۶، ۷۲۷، ۷۲۸، ۷۲۹، ۷۳۰، ۷۳۱، ۷۳۲، ۷۳۳، ۷۳۴، ۷۳۵، ۷۳۶، ۷۳۷، ۷۳۸، ۷۳۹، ۷۴۰، ۷۴۱، ۷۴۲، ۷۴۳، ۷۴۴، ۷۴۵، ۷۴۶، ۷۴۷، ۷۴۸، ۷۴۹، ۷۵۰، ۷۵۱، ۷۵۲، ۷۵۳، ۷۵۴، ۷۵۵، ۷۵۶، ۷۵۷، ۷۵۸، ۷۵۹، ۷۶۰، ۷۶۱، ۷۶۲، ۷۶۳، ۷۶۴، ۷۶۵، ۷۶۶، ۷۶۷، ۷۶۸، ۷۶۹، ۷۷۰، ۷۷۱، ۷۷۲، ۷۷۳، ۷۷۴، ۷۷۵، ۷۷۶، ۷۷۷، ۷۷۸، ۷۷۹، ۷۸۰، ۷۸۱، ۷۸۲، ۷۸۳، ۷۸۴، ۷۸۵، ۷۸۶، ۷۸۷، ۷۸۸، ۷۸۹، ۷۹۰، ۷۹۱، ۷۹۲، ۷۹۳، ۷۹۴، ۷۹۵، ۷۹۶، ۷۹۷، ۷۹۸، ۷۹۹، ۸۰۰، ۸۰۱، ۸۰۲، ۸۰۳، ۸۰۴، ۸۰۵، ۸۰۶، ۸۰۷، ۸۰۸، ۸۰۹، ۸۱۰، ۸۱۱، ۸۱۲، ۸۱۳، ۸۱۴، ۸۱۵، ۸۱۶، ۸۱۷، ۸۱۸، ۸۱۹، ۸۲۰، ۸۲۱، ۸۲۲، ۸۲۳، ۸۲۴، ۸۲۵، ۸۲۶، ۸۲۷، ۸۲۸، ۸۲۹، ۸۳۰، ۸۳۱، ۸۳۲، ۸۳۳، ۸۳۴، ۸۳۵، ۸۳۶، ۸۳۷، ۸۳۸، ۸۳۹، ۸۴۰، ۸۴۱، ۸۴۲، ۸۴۳، ۸۴۴، ۸۴۵، ۸۴۶، ۸۴۷، ۸۴۸، ۸۴۹، ۸۵۰، ۸۵۱، ۸۵۲، ۸۵۳، ۸۵۴، ۸۵۵، ۸۵۶، ۸۵۷، ۸۵۸، ۸۵۹، ۸۶۰، ۸۶۱، ۸۶۲، ۸۶۳، ۸۶۴، ۸۶۵، ۸۶۶، ۸۶۷، ۸۶۸، ۸۶۹، ۸۷۰، ۸۷۱، ۸۷۲، ۸۷۳، ۸۷۴، ۸۷۵، ۸۷۶، ۸۷۷، ۸۷۸، ۸۷۹، ۸۸۰، ۸۸۱، ۸۸۲، ۸۸۳، ۸۸۴، ۸۸۵، ۸۸۶، ۸۸۷، ۸۸۸، ۸۸۹، ۸۹۰، ۸۹۱، ۸۹۲، ۸۹۳، ۸۹۴، ۸۹۵، ۸۹۶، ۸۹۷، ۸۹۸، ۸۹۹، ۹۰۰، ۹۰۱، ۹۰۲، ۹۰۳، ۹۰۴، ۹۰۵، ۹۰۶، ۹۰۷، ۹۰۸، ۹۰۹، ۹۱۰، ۹۱۱، ۹۱۲، ۹۱۳، ۹۱۴، ۹۱۵، ۹۱۶، ۹۱۷، ۹۱۸، ۹۱۹، ۹۲۰، ۹۲۱، ۹۲۲، ۹۲۳، ۹۲۴، ۹۲۵، ۹۲۶، ۹۲۷، ۹۲۸، ۹۲۹، ۹۳۰، ۹۳۱، ۹۳۲، ۹۳۳، ۹۳۴، ۹۳۵، ۹۳۶، ۹۳۷، ۹۳۸، ۹۳۹، ۹۴۰، ۹۴۱، ۹۴۲، ۹۴۳، ۹۴۴، ۹۴۵، ۹۴۶، ۹۴۷، ۹۴۸، ۹۴۹، ۹۵۰، ۹۵۱، ۹۵۲، ۹۵۳، ۹۵۴، ۹۵۵، ۹۵۶، ۹۵۷، ۹۵۸، ۹۵۹، ۹۶۰، ۹۶۱، ۹۶۲، ۹۶۳، ۹۶۴، ۹۶۵، ۹۶۶، ۹۶۷، ۹۶۸، ۹۶۹، ۹۷۰، ۹۷۱، ۹۷۲، ۹۷۳، ۹۷۴، ۹۷۵، ۹۷۶، ۹۷۷، ۹۷۸، ۹۷۹، ۹۸۰، ۹۸۱، ۹۸۲، ۹۸۳، ۹۸۴، ۹۸۵، ۹۸۶، ۹۸۷، ۹۸۸، ۹۸۹، ۹۹۰، ۹۹۱، ۹۹۲، ۹۹۳، ۹۹۴، ۹۹۵، ۹۹۶، ۹۹۷، ۹۹۸، ۹۹۹، ۱۰۰۰، ۱۰۰۱، ۱۰۰۲، ۱۰۰۳، ۱۰۰۴، ۱۰۰۵، ۱۰۰۶، ۱۰۰۷، ۱۰۰۸، ۱۰۰۹، ۱۰۱۰، ۱۰۱۱، ۱۰۱۲، ۱۰۱۳، ۱۰۱۴، ۱۰۱۵، ۱۰۱۶، ۱۰۱۷، ۱۰۱۸، ۱۰۱۹، ۱۰۲۰، ۱۰۲۱، ۱۰۲۲، ۱۰۲۳، ۱۰۲۴، ۱۰۲۵، ۱۰۲۶، ۱۰۲۷، ۱۰۲۸، ۱۰۲۹، ۱۰۳۰، ۱۰۳۱، ۱۰۳۲، ۱۰۳۳، ۱۰۳۴، ۱۰۳۵، ۱۰۳۶، ۱۰۳۷، ۱۰۳۸، ۱۰۳۹، ۱۰۴۰، ۱۰۴۱، ۱۰۴۲، ۱۰۴۳، ۱۰۴۴، ۱۰۴۵، ۱۰۴۶، ۱۰۴۷، ۱۰۴۸، ۱۰۴۹، ۱۰۵۰، ۱۰۵۱، ۱۰۵۲، ۱۰۵۳، ۱۰۵۴، ۱۰۵۵، ۱۰۵۶، ۱۰۵۷، ۱۰۵۸، ۱۰۵۹، ۱۰۶۰، ۱۰۶۱، ۱۰۶۲، ۱۰۶۳، ۱۰۶۴، ۱۰۶۵، ۱۰۶۶، ۱۰۶۷، ۱۰۶۸، ۱۰۶۹، ۱۰۷۰، ۱۰۷۱، ۱۰۷۲، ۱۰۷۳، ۱۰۷۴، ۱۰۷۵، ۱۰۷۶، ۱۰۷۷، ۱۰۷۸، ۱۰۷۹، ۱۰۸۰، ۱۰۸۱، ۱۰۸۲، ۱۰۸۳، ۱۰۸۴، ۱۰۸۵، ۱۰۸۶، ۱۰۸۷، ۱۰۸۸، ۱۰۸۹، ۱۰۹۰، ۱۰۹۱، ۱۰۹۲، ۱۰۹۳، ۱۰۹۴، ۱۰۹۵، ۱۰۹۶، ۱۰۹۷، ۱۰۹۸، ۱۰۹۹، ۱۱۰۰، ۱۱۰۱، ۱۱۰۲، ۱۱۰۳، ۱۱۰۴، ۱۱۰۵، ۱۱۰۶، ۱۱۰۷، ۱۱۰۸، ۱۱۰۹، ۱۱۱۰، ۱۱۱۱، ۱۱۱۲، ۱۱۱۳، ۱۱۱۴، ۱۱۱۵، ۱۱۱۶، ۱۱۱۷، ۱۱۱۸، ۱۱۱۹، ۱۱۲۰، ۱۱۲۱، ۱۱۲۲، ۱۱۲۳، ۱۱۲۴، ۱۱۲۵، ۱۱۲۶، ۱۱۲۷، ۱۱۲۸، ۱۱۲۹، ۱۱۳۰، ۱۱۳۱، ۱۱۳۲، ۱۱۳۳، ۱۱۳۴، ۱۱۳۵، ۱۱۳۶، ۱۱۳۷، ۱۱۳۸، ۱۱۳۹، ۱۱۴۰، ۱۱۴۱، ۱۱۴۲، ۱۱۴۳، ۱۱۴۴، ۱۱۴۵، ۱۱۴۶، ۱۱۴۷، ۱۱۴۸، ۱۱۴۹، ۱۱۵۰، ۱۱۵۱، ۱۱۵۲، ۱۱۵۳، ۱۱۵۴، ۱۱۵۵، ۱۱۵۶، ۱۱۵۷، ۱۱۵۸، ۱۱۵۹، ۱۱۶۰، ۱۱۶۱، ۱۱۶۲، ۱۱۶۳، ۱۱۶۴، ۱۱۶۵، ۱۱۶۶، ۱۱۶۷، ۱۱۶۸، ۱۱۶۹، ۱۱۷۰، ۱۱۷۱، ۱۱۷۲، ۱۱۷۳، ۱۱۷۴، ۱۱۷۵، ۱۱۷۶، ۱۱۷۷، ۱۱۷۸، ۱۱۷۹، ۱۱۸۰، ۱۱۸۱، ۱۱۸۲، ۱۱۸۳، ۱۱۸۴، ۱۱۸۵، ۱۱۸۶، ۱۱۸۷، ۱۱۸۸، ۱۱۸۹، ۱۱۹۰، ۱۱۹۱، ۱۱۹۲، ۱۱۹۳، ۱۱۹۴، ۱۱۹۵، ۱۱۹۶، ۱۱۹۷، ۱۱۹۸، ۱۱۹۹، ۱۲۰۰، ۱۲۰۱، ۱۲۰۲، ۱۲۰۳، ۱۲۰۴، ۱۲۰۵، ۱۲۰۶، ۱۲۰۷، ۱۲۰۸، ۱۲۰۹، ۱۲۱۰، ۱۲۱۱، ۱۲۱۲، ۱۲۱۳، ۱۲۱۴، ۱۲۱۵، ۱۲۱۶، ۱۲۱۷، ۱۲۱۸، ۱۲۱۹، ۱۲۲۰، ۱۲۲۱، ۱۲۲۲، ۱۲۲۳، ۱۲۲۴، ۱۲۲۵، ۱۲۲۶، ۱۲۲۷، ۱۲۲۸، ۱۲۲۹، ۱۲۳۰، ۱۲۳۱، ۱۲۳۲، ۱۲۳۳، ۱۲۳۴، ۱۲۳۵، ۱۲۳۶، ۱۲۳۷، ۱۲۳۸، ۱۲۳۹، ۱۲۴۰، ۱۲۴۱، ۱۲۴۲، ۱۲۴۳، ۱۲۴۴، ۱۲۴۵، ۱۲۴۶، ۱۲۴۷، ۱۲۴۸، ۱۲۴۹، ۱۲۵۰، ۱۲۵۱، ۱۲۵۲، ۱۲۵۳، ۱۲۵۴، ۱۲۵۵، ۱۲۵۶، ۱۲۵۷، ۱۲۵۸، ۱۲۵۹، ۱۲۶۰، ۱۲۶۱، ۱۲۶۲، ۱۲۶۳، ۱۲۶۴، ۱۲۶۵، ۱۲۶۶، ۱۲۶۷، ۱۲۶۸، ۱۲۶۹، ۱۲۷۰، ۱۲۷۱، ۱۲۷۲، ۱۲۷۳، ۱۲۷۴، ۱۲۷۵، ۱۲۷۶، ۱۲۷۷، ۱۲۷۸، ۱۲۷۹، ۱۲۸۰، ۱۲۸۱، ۱۲۸۲، ۱۲۸۳، ۱۲۸۴، ۱۲۸۵، ۱۲۸۶، ۱۲۸۷، ۱۲۸۸، ۱۲۸۹، ۱۲۹۰، ۱۲۹۱، ۱۲۹۲، ۱۲۹۳، ۱۲۹۴، ۱۲۹۵، ۱۲۹۶، ۱۲۹۷، ۱۲۹۸، ۱۲۹۹، ۱۳۰۰، ۱۳۰۱، ۱۳۰۲، ۱۳۰۳، ۱۳۰۴، ۱۳۰۵، ۱۳۰۶، ۱۳۰۷، ۱۳۰۸، ۱۳۰۹، ۱۳۱۰، ۱۳۱۱، ۱۳۱۲، ۱۳۱۳، ۱۳۱۴، ۱۳۱۵، ۱۳۱۶، ۱۳۱۷، ۱۳۱۸، ۱۳۱۹، ۱۳۲۰، ۱۳۲۱، ۱۳۲۲، ۱۳۲۳، ۱۳۲۴، ۱۳۲۵، ۱۳۲۶، ۱۳۲۷، ۱۳۲۸، ۱۳۲۹، ۱۳۳۰، ۱۳۳۱، ۱۳۳۲، ۱۳۳۳، ۱۳۳۴، ۱۳۳۵، ۱۳۳۶، ۱۳۳۷، ۱۳۳۸، ۱۳۳۹، ۱۳۴۰، ۱۳۴۱، ۱۳۴۲، ۱۳۴۳، ۱۳۴۴، ۱۳۴۵، ۱۳۴۶، ۱۳۴۷، ۱۳۴۸، ۱۳۴۹، ۱۳۵۰، ۱۳۵۱، ۱۳۵۲، ۱۳۵۳، ۱۳۵۴، ۱۳۵۵، ۱۳۵۶، ۱۳۵۷، ۱۳۵۸، ۱۳۵۹، ۱۳۶۰، ۱۳۶۱، ۱۳۶۲، ۱۳۶۳، ۱۳۶۴، ۱۳۶۵، ۱۳۶۶، ۱۳۶۷، ۱۳۶۸، ۱۳۶۹، ۱۳۷۰، ۱۳۷۱، ۱۳۷۲، ۱۳۷۳، ۱۳۷۴، ۱۳۷۵، ۱۳۷۶، ۱۳۷۷، ۱۳۷۸، ۱۳۷۹، ۱۳۸۰، ۱۳۸۱، ۱۳۸۲، ۱۳۸۳، ۱۳۸۴، ۱۳۸۵، ۱۳۸۶، ۱۳۸۷، ۱۳۸۸، ۱۳۸۹، ۱۳۹۰، ۱۳۹۱، ۱۳۹۲، ۱۳۹۳، ۱۳۹۴، ۱۳۹۵



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی دهج-ساردوئیه



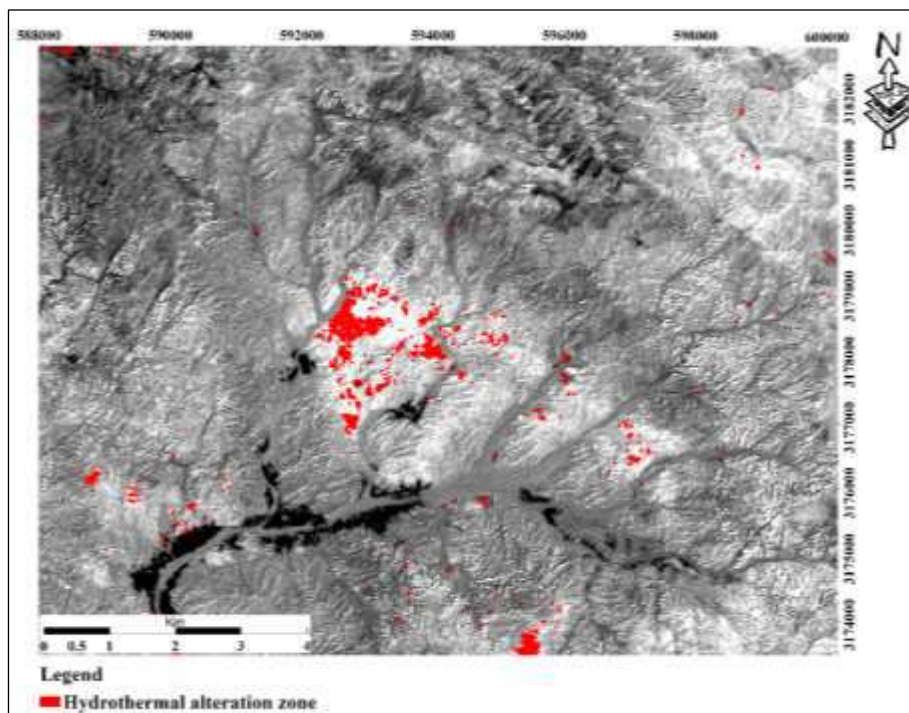
شکل ۲: موقعیت منطقه مورد مطالعه در تصویر سه بعدی ترکیب رنگی (RGB-324) سنجنده MSI

## ۲- روش تحقیق

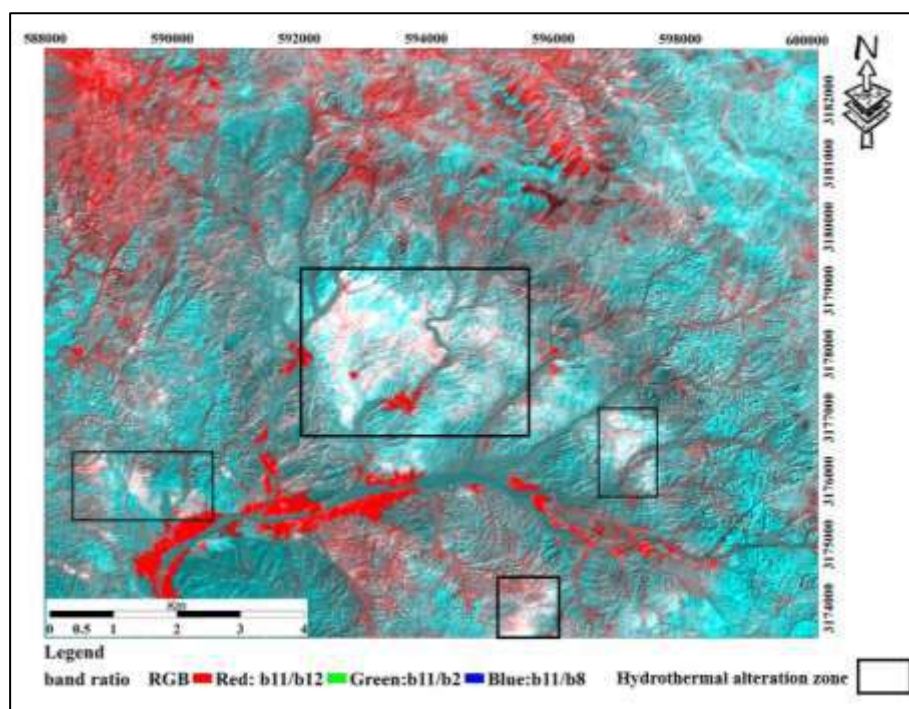
تصاویر چندطیفی ماهواره‌ای برای بارزسازی و تفکیک هاله‌های دگرسانی و اکتشاف مواد معدنی کاربرد بسیاری در سنجش از دور دارند. تصاویر ماهواره سنتینل-۲A در سال‌های اخیر در مطالعات سنجش از دور و بالاخص در بارزسازی اکسیدهای آهن نتایج قابل قبولی را ارائه داده‌اند. دگرسانی هیدروترمال یکی از راه‌های شناسایی و پی‌جویی مواد معدنی به شمار می‌آید، که طی ایجاد آن کانی‌های کائولینیت، مونتوریلونیت، سریسیت و موسکویت، بیوتیت، کلریت، اپیدوت، پیروفیلیت، آلونیت، زئولیت، کوارتز، آلبیت، همتیت، ژاروسیت و کلسیت می‌تواند ایجاد شود. سنجنده MSI به عنوان یکی از سنجنده‌های کاربردی جهت بارزسازی دگرسانی هیدروترمال معرفی شده‌است (EL ATILLA et al, 2019). پردازش داده‌های ماهواره‌ای به صورت پردازش‌های دانش‌محور و داده‌محور صورت می‌گیرد و انتخاب روش مناسب جهت بارزسازی کانی‌های موردنظر از اهمیت بالایی برخوردار است؛ بنابراین در این پژوهش از پردازش‌های دانش‌محور ترکیب‌رنگی کاذب (FCC)، تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA) و روش نسبت‌بندی (BR) استفاده شد.

## ۳- بحث

به منظور بررسی دگرسانی هیدروترمال در محدوده میجان از روش‌های ترکیب‌رنگی کاذب (FCC)، نسبت‌بندی (BR) و تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA) استفاده شد. روش ترکیب‌رنگی کاذب با قرار دادن باندهای مناسب تصویر در جعبه‌های قرمز، سبز و آبی، عوارض مورد نظر مفسر به رنگ‌های دلخواه در تصویر حاصل پدید می‌آیند، تا به راحتی و یا با تفسیر چشمی، عوارض مطلوب از تصویر حاصله استخراج شود (Azizi et al., Boloki & Poormirzaee, 2009; 2010). در روش نسبت‌بندی با تقسیم مقادیر درجه روشنایی پیکسل‌ها در یک باند طیفی به مقادیر روشنایی پیکسل‌ها در باند دیگر محاسبه می‌شود، که معمولاً برای بارزسازی کانی‌ها و کاهش اثرات توپوگرافی استفاده می‌شود. احتمال حضور کانی مورد نظر با پیکسل‌های روشن در خروجی نسبت‌بندی نشان داده می‌شود (Rowan, 1974). در این پژوهش به منظور بارزسازی دگرسانی هیدروترمال از نسبت‌بندی (b11/b12) استفاده شد و با توجه به مطالعات صحرایی درستی‌سنجی ۷۳ درصدی را نشان می‌دهد (شکل ۳). و همچنین برای بارزسازی دگرسانی‌های هیدروترمال ترکیب‌رنگی کاذب از نسبت‌بندی‌های (b11/b12)، (b11/b8) و (b11/b2) اجرا شد (شکل ۴). در دهه‌های اخیر، روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی به طور گسترده برای تفکیک و نقشه‌برداری واحدهای سنگ‌شناختی در مطالعات سنجش از دور به کار برده شده‌است (Amer et al, 2010 Girouard et al, 2004). تحلیل مؤلفه‌های اصلی، پردازشی بوده که بیشتر به منظور کاهش ابعاد داده‌ها به کار گرفته می‌شود. این روش اولین بار در 1901 توسط کارل پیرسون مطرح شد (Pearson, 1901). هر تصویر مؤلفه اصلی، دارای اطلاعاتی از همه باندهای طیفی است و مانند تصاویر نسبی به عنوان تصویر جداگانه سیاه و سفید می‌تواند تحلیل شوند و یا اینکه هر سه تصویر مؤلفه اصلی برای تشکیل یک ترکیب‌رنگی با یکدیگر ترکیب شوند. در این حالت بیش‌ترین واریانس n باند طیفی در یک تصویر ترکیب‌رنگی مشاهده می‌شود. این واریانس بیش‌تر از واریانسی است که در ترکیب‌رنگی باندهای طیفی معمولی ایجاد می‌شود و جزئیات بیش‌تری از اختلاف طیفی پدیده‌های مختلف زمین‌شناسی مانند واحدهای سنگی و دگرسانی را نمایش می‌دهد. بنابراین به زمین‌شناسان کمک می‌کند تا مرز مناطقی که در تصاویر ترکیب‌رنگی حاصل از باندهای خام قابل تشخیص نیست را مشخص کنند. همچنین کاربر می‌تواند مناطق کوچکی را که از نظر طیفی کاملاً متفاوت از کل صحنه هستند، مشخص کند (Bemani & Ansari, 2014). هر تصویر مؤلفه اصلی دارای اطلاعاتی از همه باندهای طیفی است و مانند تصاویر نسبی به عنوان تصویر جداگانه سیاه و سفید می‌تواند تحلیل شود و یا اینکه هر سه تصویر مؤلفه اصلی برای تشکیل یک ترکیب‌رنگی با یکدیگر ترکیب شوند. در این پژوهش از مؤلفه‌ی پنجم که اطلاعات باند ۶ و ۱۲ سنجنده MSI را که باندهای مربوط به اکسید آهن و کانی‌های رسی هستند، استفاده شد تا دگرسانی هیدروترمال محدوده میجان بارزسازی شود (شکل ۵). برای درستی‌سنجی نتایج نیز از مطالعات صحرایی بهره گرفته شد (شکل ۶).



شکل ۳: خروجی روش نسبت بانندی (b11/b12) بر روی تصویر MSI محدوده مورد مطالعه

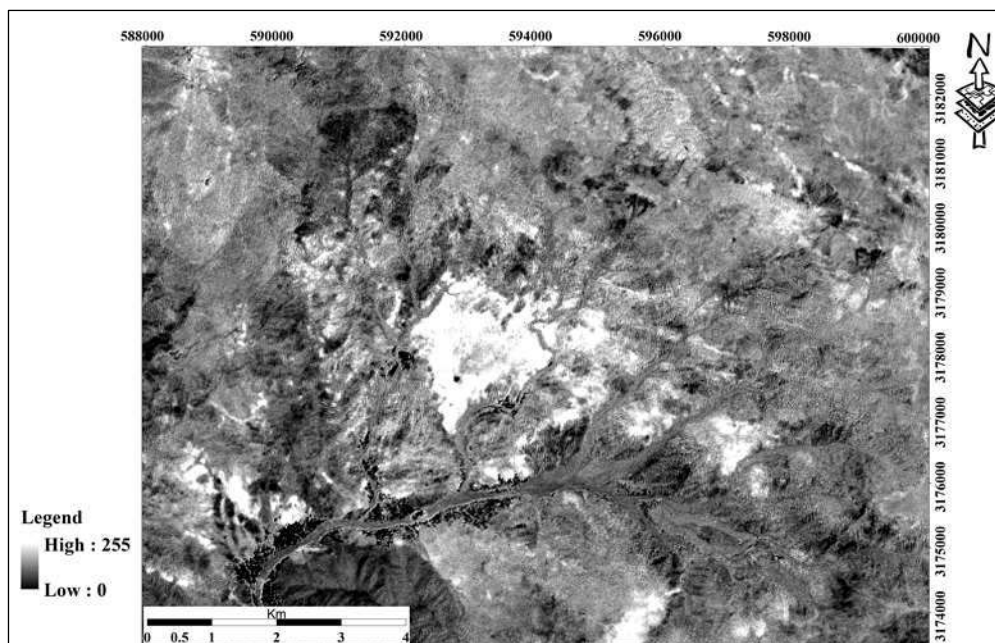


شکل ۴: ترکیب رنگی کاذب با استفاده از نسبت بانندی های (b11/b8) B (b11/b2) G (b11/b12) R ، محدوده های روشن نشانگر دگرسانی هیدروترمال است.



جدول ۲- مقادیر ویژه محاسبه شده برای روش تحلیل مؤلفه های اصلی برای مؤلفه پنجم

| Eigenvector | BAND 2    | BAND 3    | BAND 4   | BAND 5    | BAND 6   | BAND 7   | BAND 8    | BAND 8A   | BAND 11  | BAND 12   |
|-------------|-----------|-----------|----------|-----------|----------|----------|-----------|-----------|----------|-----------|
| PC 5        | -0.083063 | -0.213987 | 0.320166 | -0.431071 | 0.113152 | 0.022058 | -0.126639 | -0.105922 | 0.683309 | -0.389261 |



شکل ۵: خروجی مؤلفه ی پنجم از روش تحلیل مؤلفه های اصلی (پیکسل های روشن دگرسانی هیدروترمال را نشان می دهند).



شکل ۶: مطالعات صحرایی جهت درستی سنجی نتایج روش های سنجش از دور الف- دگرسانی های بارز شده به همراه کانه زایی در منطقه مورد مطالعه  
ب- کانه زایی مس در زون دگرسانی هیدروترمال

## ۵- نتیجه‌گیری

در این پژوهش از روش‌های دانش‌محور ترکیب‌رنگی کاذب (FCC)، نسبت‌بندی (BR) و تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA) بر روی تصاویر سنجنده MSI به جهت بارزسازی دگرسانی‌های هیدروترمال استفاده شد؛ که نتایج نشان از قابلیت ویژه تصاویر ماهواره سنتینل-۲A در بارزسازی دگرسانی‌های سیستم پورفیری میجان دارد. محدوده‌های بارز شده با استفاده از مطالعات صحرایی درستی‌سنجی شدند و میزان مطابقت نتایج نسبت‌بندی با مطالعات صحرایی و دقت آن به مراتب از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی بیشتر است.

## ۶- تقدیر و تشکر

نگارندگان این پژوهش از همراهی و مساعدت قرارگاه سازندگی خاتم الانبیاء (ص) به پاس حمایت‌های اقتصادی و همچنین از مردم خونگرم میجان کمال تشکر و قدردانی را دارند.

## ۷- مراجع

- آقائاتی، ع.، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۵۸۶
- سپیدبر، ث.، (۱۳۹۷)، پترولوژی، ژئوشیمی و محیط تکنیکی بخش غربی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، شرق جیرفت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه باهنر کرمان.
- هاشمی تنگستانی، م و مظهری، ن، ۱۳۸۳، بارزسازی و تفکیک زون‌های دگرسانی مس پورفیری با استفاده از باند‌های فرسرخ موج کوتاه سنجنده استر، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، جلد اول ۱۹۵-۱۸۶.
- Azizi, H. , Tarverdi, M. A. and Akbarpour, A. , 2010. Extraction of hydrothermal alterations from ASTER SWIR data from east Zanzan, northern Iran, Advances in Space Research, v. 46, p. 99-109.
- Amer, R. , T. Kusky, A. Ghulam, 2010. Lithological mapping in the Central Eastern Desert of Egypt using ASTER data Journal of African Earth Sciences 56(2): 75-82.
- Bemani, M. & Ansari, A. , 2014. Identify of iron deposits in bafgh – saghand area using ETM+ image. , (04).
- Boloki, M. and Poormirzaee, R. , 2009. Using ASTER Image Processing for Hydrothermal Alteration and Key Alteration Minerals Mapping in Siyahrud area, Iran, International Journal of Geology, v. 3, p. 38-43.
- El atillah, a. , Mustapha, S. , 2019. Use of Sentinel-2A Multispectral Image For litho-Structral and Alteration Mapping in Al Glo'a Map Sheet (1/50000)(Bou Azzer-El Graara Inlier, Central Anti-Atlas, Morocco)
- Gruninger, J. H. , Ratkowski, A. J. and Hoke, M. L. , 2004, August. The sequential maximum angle convex cone (SMACC) endmember model. In Algorithms and technologies for multispectral, hyperspectral, and ultraspectral imagery X (Vol. 5425, pp. 1-15). International Society for Optics and Photonics.
- Rowan, L. C. & Mars, J. C. , 2003, "Lithologic mapping in the Mountain pass, California, are Using Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data", Remote Sensing of Environment, 82, 350- 366.
- Pearson, K. , 1901. On lines and planes of closest fit to systems of points in space. Phil. Mag. (6), 2, 559-572.

# تلفیق روش فرکتال طیف توان - مساحت داده‌های ژئوشیمیایی و روش آنالیز تمایز خطی جهت تعیین مرز جوامع فرکانسی

میرمهدی سیدرحیمی نیارق<sup>۱</sup>، حسین مهدیانفر<sup>۲\*</sup>

۱- دانشیار گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه محقق اردبیلی

m.seyedrahimi@uma.ac.ir

۲- عضو هیات علمی مجتمع آموزش عالی گناباد

Hssn.mahdianfar@gmail.com

## چکیده

روش‌ها و تکنیک‌های جداسازی آنومالی، زمینه و نویزهای ژئوشیمیایی موضوع مهم پژوهشی در سال‌های اخیر است که پژوهشگران متعددی از مدل فرکتال طیف توان-مساحت (S-A) برای شناسایی آن‌ها استفاده کرده‌اند. فرکانس‌های بالا در نقشه توزیع ژئوشیمیایی سطحی مربوط به نویزهای ژئوشیمی و ذخایر معدنی سطحی است. فرکانس‌های بسیار پایین مربوط به مقادیر زمینه و ذخایر معدنی بسیار عمیق است. برای شناسایی ذخایر معدنی عمیق و کور می‌توان از روش فرکتال S-A استفاده کرد. در این مطالعه، بررسی‌هایی بر روی کانسار پورفیری مس-طلای دالی در استان مرکزی ایران انجام شده است. سه کلاس و دو مقدار مرز جدایش برای مقادیر طیف توان برای Cu با استفاده از مدل S-A شناسایی شده است. این مقاله مدل تلفیقی روش فرکتال S-A و آنالیز تمایز خطی (LDA) را در حوزه فرکانس داده‌های ژئوشیمیایی برای بهبود این مقادیر آستانه‌ای معرفی می‌کند. در این مطالعه، روش LDA بر روی نتایج روش S-A مدل شد. سپس شاخص‌های نرخ طبقه‌بندی صحیح (CCR) در مقادیر آستانه متفاوت محاسبه شد و مقدار آستانه بهینه بین مقادیر طیف توان پایین و متوسط تعیین شد. با این روش تلفیقی، نتایج روش فرکتال S-A به درستی بهبود یافته است.

**واژه‌های کلیدی:** فرکتال طیف توان-مساحت، آنالیز تمایز خطی (LDA)، مقدار آستانه ناهنجاری، فرکانس داده‌های ژئوشیمیایی، تبدیل فوری دو بعدی

## Abstract

The methods and techniques of anomaly separation, background and geochemical noises have been an important topic of research in recent years, which many researchers have used fractal power spectrum-area (S-A) model to identify them. High frequencies in the surface geochemical distribution map are related to geochemical noises and surface mineral deposits. Very low frequencies correspond to background values and very deep mineral deposits. S-A fractal method can be used to identify deep and blind mineral deposits. In this study, investigations have been carried out on Dalli copper-gold porphyry deposit in the central province of Iran. Three classes and two separation boundary values for the power spectrum values for Cu have been identified using the S-A model. This paper introduces the integrated model of S-A fractal method and linear discriminant analysis (LDA) in the frequency domain of geochemical data to improve these threshold values. In this study, the LDA method was modeled on the results of the S-A method. Then, the correct classification rate (CCR) indices were calculated in different threshold values and the optimal threshold value was determined between low and medium power spectrum values. With this combined method, the results of S-A fractal method are properly improved.

**Key words:** Fractal power-area spectrum, linear discriminant analysis (LDA), anomaly threshold value, frequency of geochemical data, two-dimensional Fourier transform

## ۱- مقدمه

تشخیص زون‌های کور و پراکنده کانی‌سازی یک موضوع مهم در اکتشافات ژئوشیمیایی است [۱]. غنی و تهی شدن عناصر باعث ایجاد هاله‌های ژئوشیمیایی ذخایر معدنی می‌شود [۲-۴]. تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی در حوزه فرکانس (FD) می‌تواند اطلاعات اکتشافی جدیدی را ارائه دهد که ممکن است در مورد داده‌های خام به نتیجه نرسد [۵-۷]. روش فرکتال S-A برای جداسازی جوامع ژئوشیمیایی در FD داده‌های ژئوشیمیایی استفاده شده است [۸-۱۸]. زو و وانگ مدل‌های فرکتال/چند فرکتال داده‌های ژئوشیمیایی را در حوزه فضایی و FD بررسی کردند [۱۹]. شاهی و همکاران نشان دادند که بین فراوانی‌های نقشه توزیع ژئوشیمیایی و عمق ذخایر معدنی رابطه وجود دارد [۵-۷]. این مقاله مدل تلفیقی روش فرکتال S-A و LDA در حوزه فرکانس داده‌های ژئوشیمیایی را برای بهینه‌سازی جداسازی کلاس‌های PS معرفی می‌کند. برخی از محققان از FD



برای تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی استفاده کرده‌اند [۸، ۱۰، ۱۵، ۱۶ و ۲۰]. داده‌های مکانی را می‌توان با استفاده از تبدیل فوریه دو بعدی به حوزه فرکانس منتقل کرد [۱۳ و ۲۱]. معادله تبدیل فوریه در حوزه فرکانس به صورت است:

$$F(K_x, K_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cos(K_x x + K_y y) dx dy$$

$$-i \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \sin(K_x x + K_y y) dx dy$$

که در آن  $f(x, y)$  سیگنال در حوزه فضایی است.  $K_x$  و  $K_y$  به ترتیب با توجه به محورهای  $x$  و  $y$ ، "اعداد موجی" هستند. بنابراین یک تابع  $[f(x, y)]$  در حوزه فضایی را می‌توان به  $R(K_x, K_y)$  تبدیل کرد. بخش‌های واقعی و خیالی از  $R(K_x, K_y)$  و  $I(K_x, K_y)$  تشکیل شده است. PS به صورت زیر تعریف می‌شود [۲۳ و ۲۴]:

$$E(K_x, K_y) = R^2(K_x, K_y) + I^2(K_x, K_y)$$

## ۲- منطقه مورد مطالعه

کانسار مس-طلا-پورفیری دالی در استان مرکزی ایران قرار دارد [۲۵] و در دیوریت آذرین، کوارتز دیوریت پورفیری و سنگ‌های آتشفشانی مانند آمفیبول آندزیت پورفیری، آندزیت، داسیت و آذرآواری در اواخر میوسن تا پلیوسن تشکیل شده است [۲۶]. بر اساس زمین‌شناسی منطقه، سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های آذرآواری در منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی طبقات میوسن پسین همراه بوده و به طول ۳۰ کیلومتر در جهت N-NE مستقر شده‌اند. سنگ میزبان کانی‌سازی در شمال ناحیه دالی شامل کوارتز دیوریت پورفیری است که به سنگ‌های دیواره آندزیت نفوذ کرده است [۲۵]. کانی‌سازی در دالی شمالی در مجموعه پلوتونیک گرانودیوریت (تونالیت)، کوارتز دیوریت و سنگ‌های آندزیتی رخ داده است. دگرسانی پتاسیک در جریان نفوذ تونالیتی تشکیل شده و مقدار زیادی کانی‌سازی شامل کوارتز - پتاسیم، فلدسپات - مگنتیت و بیوتیت را شامل می‌شود. استوک‌ورک بوسیله دیوریت کوارتز هورنبلند-بیوتیت تا تونالیت و گرانودیوریت میزبانی می‌شود و در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری آندزیتی پالئون با دگرسانی پروپیلیت نفوذ می‌کند. ناحیه کانی‌سازی معمولاً با پتاسیم قوی، سرسیتیک ضعیف، دگرسانی کلریت ردیابی و با حساسیت مغناطیسی بالا همراه است [۲۶]. کانی‌سازی مس-طلا به ترتیب با دگرسانی پتاسیم - فیلیک و پروپیلیت - سیلیسی مرتبط است [۲۶]. نمونه‌برداری و آنالیز به طریق نمونه‌برداری سیستماتیک خاک با شبکه ۵۰×۵۰ مترمربع به تعداد ۱۶۵ نمونه زیر ۲۰۰- مش از منطقه مورد مطالعه انجام شده است.

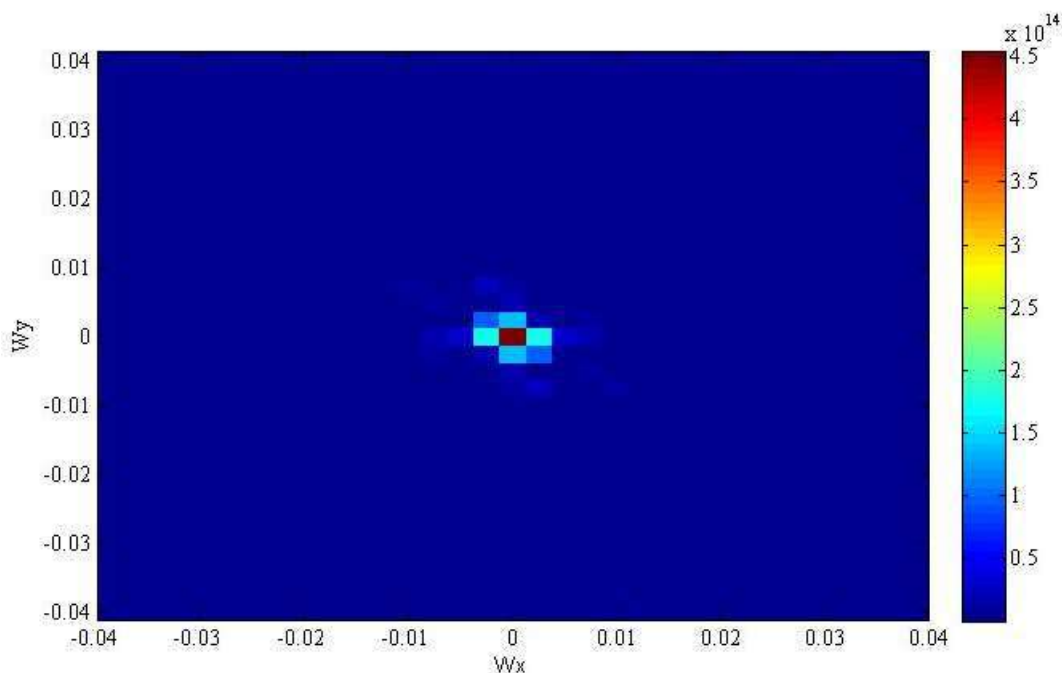
## ۳- بحث و نتایج

### ۳-۱- مدل فرکتال طیف توان-مساحت (S-A)

چنگ و همکاران (۱۹۹۹) بر اساس مدل فرکتالی عیار-مساحت (C-A)، مدل طیف توان-مساحت (S-A) را برای تجزیه الگوهای پیچیده ژئوشیمیایی به الگوهای آنومالی و زمینه در حوزه فرکانس توسعه دادند [۱۳]. روش S-A، بر اساس تجزیه و تحلیل طیفی فوریه، یک تکنیک فیلتر فرکتالی است که برای جداسازی ناهنجاری‌های یک عنصر از مقادیر اصلی آن استفاده می‌شود [۱۲]. فرض اساسی برای روش S-A این است که یک داده یا تصویر میدانی مشاهده شده ژئوشیمیایی که توسط فرآیندهای زمین‌شناسی خاص تولید می‌شود، ممکن است از نظر ویژگی‌های فرکتالی آن متمایز شود. ویژگی ثابت مقیاس اکثر فرآیندهای زمین‌شناسی (مانند فرآیندهای فرسایش، رویدادهای کانی‌سازی و فوران آتشفشانی) اغلب "خودتشابهی" را نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها را می‌توان هم در حوزه فرکانس و هم در حوزه فضایی اندازه‌گیری کرد [۱۳]. هدف از این نوع بررسی‌ها تقسیم PS به اجزایی است که با ویژگی‌های مقیاس بندی مشابه مشخص می‌شوند [۱۲]. مدل فرکتال S-A مبتنی بر روابط توان-قانون بین نواحی متشکل از اعداد موج با PS بالای  $S[A(>S)]$  در حوزه فرکانس دو بعدی است. رابطه ریاضی بر اساس فرمول زیر است [۱۴ و ۲۸]:

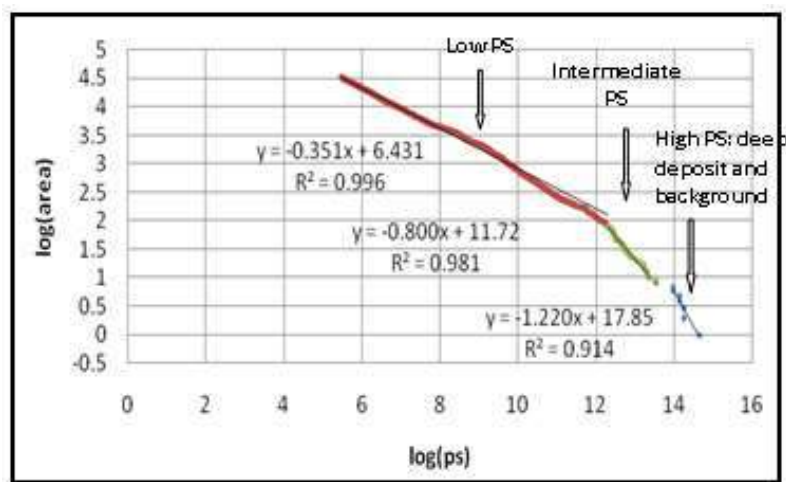
$$A(\geq S) \propto S^{-2d/\beta}$$

که در آن  $\beta$  نماد مقیاس ناهمسانگردی است و  $d$  پارامتر مولد عدم تغییر مقیاس تعمیم یافته است که درجه انقباض کلی را نشان می‌دهد [۲۸]. بنابراین در این تحقیق ابتدا نقشه شطرنجی با درون‌یابی داده‌های ژئوشیمیایی مس تهیه شد. سپس نقشه شطرنجی مس توسط تبدیل فوریه (FT) به FD تبدیل شد. توزیع طیف توان مس در اعداد موج در جهت‌های  $X$  و  $Y$  در شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل ۱- توزیع طیف توان (PS) عنصر مس

مقادیر PS محاسبه شده و مساحت شبکه‌های دارای این مقادیر در مقیاس لگاریتمی رسم شده است. سه خط مستقیم را می‌توان با استفاده از روش حداقل مربع روی نمودار  $\log-\log$  برازش داد (شکل ۲).



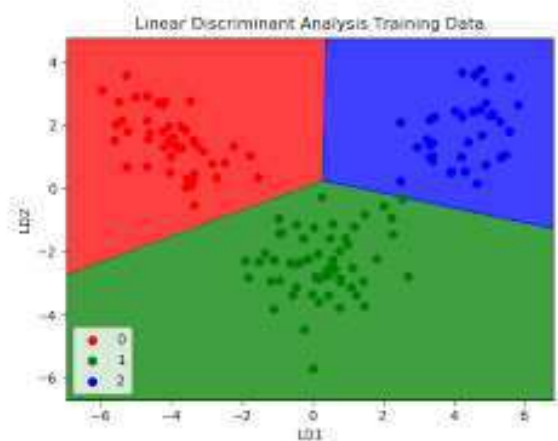
شکل ۲- نمودار لگاریتمی PS در مقابل لگاریتم مساحت برای مقادیر عنصر مس با استفاده از مدل فرکتالی S-A

از روی این نمودار، می‌توان کلاس‌های متمایزی مانند مقادیر PS پایین، متوسط و بالا را شناسایی کرد. سه کلاس PS را می‌توان با دو مقدار ۱۲/۲ و ۱۳/۹۵ شناسایی کرد که بر اساس فیلتر کرده فرکانس‌ها از یکدیگر تفکیک می‌شوند. این مقادیر آستانه نقش مهمی در تعیین نقشه آتومالی دارند. هاله‌های ژئوشیمیایی و غنی‌سازی و تهی‌شدگی عناصر در اعماق مختلف بر مقادیر مختلف PS در سطح تأثیر می‌گذارد. فرکانس‌های بسیار پایین (PS بالا) مربوط به مقادیر زمینه و ذخایر معدنی عمیق است. مقادیر آستانه به دست

آمده از این طریق ممکن است نتوانند جوامع مرزی دقیق را مشخص کنند. به منظور بهبود مقادیر آستانه بین ارتباطات PS کم، متوسط و بالا، تلفیقی از مدل‌های S-A و LDA استفاده شد.

### ۳-۲- آنالیز تمایز خطی (LDA)

این مطالعه از یک آنالیز تمایز خطی کلاسیک، LDA استفاده کرد که توسط فیشر [۲۹] و ماهاالانویس [۳۰] معرفی شده است. آنالیز تمایز (DA)، یک رویکرد تشخیص الگوی آماری است که در روش‌های استخراج ویژگی، کاهش ابعاد و طبقه‌بندی استفاده می‌شود. DA یک روش طبقه‌بندی نظارت شده است که رابطه بین فضای ویژگی و یک کلاس طبقه‌بندی وابسته را با استفاده از مجموعه‌ای از داده‌های آموزشی بررسی می‌کند [۳۱]. توصیف بصری آنالیز تمایز خطی برای جداسازی سه کلاس در شکل (۳) ارائه شده است.



شکل ۳- توصیف بصری آنالیز تمایز خطی برای جداسازی سه کلاس

این روش بسیار شبیه به تحلیل رگرسیون و تحلیل واریانس (ANOVA) است. تنها تفاوت در جایی است که خروجی وابسته در روش‌های ANOVA و رگرسیون باید یک کمیت پیوسته باشد، در حالی که هدف اصلی در DA پیش‌بینی کلاس‌های گسسته داده است. در متغیرهای طبقه‌ای، یک موضوع فقط می‌تواند متعلق به یکی از کلاس‌ها باشد که برای طبقه‌بندی تعریف شده است [۳۱]. در LDA فاصله بین میانگین‌های طبقات به حداکثر می‌رسد در حالی که واریانس‌های هر کلاس به طور همزمان به حداقل می‌رسد [۳۱]. تابع تفکیک خطی برای دو گروه اصلی شناسایی شده در این مطالعه با استفاده از رابطه زیر محاسبه شد [۳۲]:

$$D = b_0 + b_1c_1 + b_2c_2 + \dots + b_ic_i$$

در این مطالعه، D امتیاز تمایز،  $b_i$  ضریب تفکیک غیراستاندارد و  $C_i$  مقادیر PS عنصر است. روش‌های DA معیارهایی را برای تخصیص نمونه‌ها به خوشه‌ها ایجاد کرده و ارزیابی می‌کنند که کدام متغیرها برای تمایز خوشه‌ها مهم هستند [۳۳]. در این مطالعه، DA با نمونه‌های شامل اعداد موج و PS عناصری که با استفاده از روش S-A گروه‌بندی شدند، اعمال شد. به منظور ارزیابی دقت طبقه‌بندی روش S-A و بهبود مقادیر آستانه بین مقادیر PS پایین، متوسط و بالا، تلفیقی از روش‌های S-A و LDA استفاده شد. همانطور که ذکر شد، مدل S-A دو آستانه را برای مقادیر PS مس شامل ۱۰۱۳/۹۵ و ۱۰۱۲/۲ شناسایی کرد که داده‌ها را به سه کلاس تقسیم می‌کند. روش LDA بر اساس این طبقه‌بندی بر روی داده‌های حوزه فرکانس انجام شد که نتایج آن در جدول (۱) ارائه شده است.

در این طبقه‌بندی تنها ۵۲/۵ درصد از نمونه‌های فرکانس‌های متوسط به درستی طبقه‌بندی شده‌اند. بنابراین به منظور بهبود دقت طبقه‌بندی و تعیین مرز جداسازی دقیق جوامع، مقدار آستانه بین کلاس‌های فرکانس متوسط و مقادیر PS پایین در حدود ۱۰۱۲/۲ تغییر کرد و LDA بر اساس این مقادیر آستانه به طور جداگانه بر روی داده‌های حوزه فرکانس انجام شد. برای مقایسه نتایج LDA در مقادیر آستانه‌های مختلف، ماتریس درهم‌ریختگی تشکیل شد و شاخص‌های نرخ طبقه‌بندی صحیح (CCR) در هر مورد محاسبه شد. ماتریس درهم‌ریختگی برای سه کلاس در جدول (۲) نشان داده شده است، که در آن  $P_{ij}$  درصد نمونه‌های کلاس  $i$  است که در کلاس  $j$  طبقه‌بندی شده‌اند و  $C_i$  تعداد کلاس است.

نرخ طبقه‌بندی صحیح (CCR) برای سه کلاس به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$CCR = \frac{\sum_{i=1}^3 P_{ii}}{3}$$

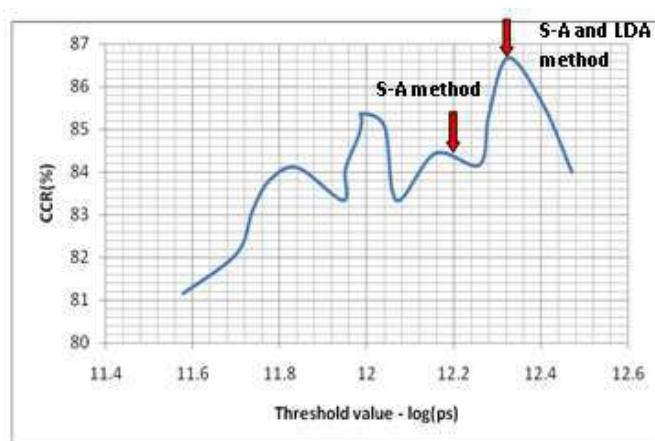
برای دستیابی به مقدار آستانه مطلوب بین کلاس‌های مقادیر PS متوسط و پایین، مقادیر CCR بر روی نمودار رسم شد (شکل ۴). همان‌طور که مشاهده می‌شود، CCR به دست آمده با روش S-A و مدل تلفیقی LDA و S-A به ترتیب برابر با ۸۴٪ و ۸۶٪ و حداکثر CCR مربوط به آستانه ۱۰۱۲/۳۲ است.

جدول ۱- نتایج LDA بر اساس مقادیر آستانه ۱۰۱۳/۹۵ و ۱۰۱۲/۲ مربوط به مقادیر PS مس (۹۹/۹٪ موارد گروه‌بندی اصلی و ۵۲/۵٪ نمونه‌های آنومال به درستی طبقه‌بندی شده‌اند)

|       | class   | Predicted Group Membership |                          |                 | Total |
|-------|---|----------------------------|--------------------------|-----------------|-------|
|       |   | high frequencies           | Intermediate frequencies | Low frequencies |       |
| Count | high frequencies (low PS values)              | 39905                      | 8                        | 0               | 39913 |
|       | Intermediate frequencies                      | 38                         | 42                       | 0               | 80    |
|       | Low frequencies (deep deposit and background) | 0                          | 0                        | 7               | 7     |
| %     | high frequencies (low PS values)              | 100.0                      | .0                       | .0              | 100.0 |
|       | Intermediate frequencies                      | 47.5                       | 52.5                     | .0              | 100.0 |
|       | Low frequencies (deep deposit and background) | .0                         | .0                       | 100.0           | 100.0 |

جدول ۲- ماتریس درهم‌ریختگی برای سه کلاس و نتایج پیش‌بینی شده

|        | Predicted      |                 |                 |                 |
|--------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
|        | C <sub>1</sub> | C <sub>2</sub>  | C <sub>3</sub>  |                 |
| Actual | C <sub>1</sub> | P <sub>11</sub> | P <sub>12</sub> | P <sub>13</sub> |
|        | C <sub>2</sub> | P <sub>21</sub> | P <sub>22</sub> | P <sub>23</sub> |
|        | C <sub>3</sub> | P <sub>31</sub> | P <sub>32</sub> | P <sub>33</sub> |



شکل ۴- مقادیر CCR در مقابل مقادیر آستانه متفاوت بین کلاس‌های مقادیر PS متوسط و پایین (CCR به دست آمده در مدل تلفیقی LDA و S-A بیشتر از روش S-A است)

#### ۴- نتیجه گیری

این مقاله مدل تلفیقی روش‌های فرکتال S-A و LDA را در حوزه فرکانس داده‌های ژئوشیمیایی برای بهینه‌سازی مقادیر آستانه بین جوامع ژئوشیمیایی بر روی کانسار مس-طلا پورفیری معرفی می‌کند. این مقادیر آستانه نقش مهمی در تعیین کانسار عمیق و نقشه‌ناهنجاری دارند. مدل S-A دو آستانه را برای مقادیر PS مس شامل ۱۰۱۳/۹۵ و ۱۰۱۲/۲ شناسایی کرد که داده‌ها و کلاس‌های مجزا را به مقادیر PS پایین، متوسط و بالا تقسیم می‌کند. روش LDA بر اساس این طبقه‌بندی بر روی داده‌های حوزه فرکانس انجام شد. در این کلاس‌بندی (روش S-A) تنها ۵۲/۵ درصد از نمونه‌های PS میانی به درستی کلاس‌بندی شدند. بنابراین به منظور بهبود دقت طبقه‌بندی و تعیین مرز جداسازی دقیق جوامع، مقدار آستانه بین کلاس‌های PS پایین و متوسط در حدود ۱۰۱۲/۲ تغییر یافت و LDA بر روی داده‌های حوزه فرکانس بر اساس این مقادیر آستانه به طور جداگانه انجام شد. برای مقایسه نتایج LDA در مقادیر آستانه مختلف، ماتریس درهم‌ریختگی تشکیل شد و CCR برای هر مورد محاسبه شد. حداکثر CCR مربوط به آستانه ۱۰۱۲/۳۲ است. CCR های بدست آمده با روش S-A و مدل تلفیقی LDA و S-A به ترتیب برابر با ۸۴٪ و ۸۶٪ می‌باشد. در روش تلفیقی LDA و S-A به ترتیب ۶۰، ۱۰۰ و ۱۰۰ درصد نمونه‌های PS کم، متوسط و بالا به درستی طبقه‌بندی شدند. مدل تلفیقی LDA و S-A می‌تواند مقادیر آستانه کلاس‌های ژئوشیمیایی و نتایج روش فرکتال S-A را بهبود بخشد.

#### ۵- مراجع

- [1] Shahi, H. 2017, Prediction of dispersed mineralization zone in depth using frequency domain of surface geochemical data, Journal of Mining and Environment.
- [2] Safronov, N.I. 1936. Dispersion haloes of ore deposits and their use in exploration. Probl. Sov. Geol. 4, 41-53.
- [3] Govett, G.J.S. (Ed.), 1983. Rock Geochemistry in Mineral Exploration. Handbook of Exploration Geochemistry, 3. Elsevier, Amsterdam. 461 p.
- [4] Goldberg, I.S., Abramson, G.Ya., Los, V.L. 2003. Depletion and enrichment of primary haloes: their importance in the genesis and exploration for mineral deposits. Geochem. Explor. Environ. Anal. 3, 281-293.
- [5] Shahi, H., Ghavami, R., Kamkar Rouhani, A., Asadi-Haroni, H. 2014. Identification of mineralization features and deep geochemical anomalies using a new FT-PCA approach, journal of Geopersia, 4 (2), 101-110.
- [6] Shahi, H., Ghavami, R., Kamkar Rouhani, A., Asadi-Haroni, H. 2015, Application of Fourier and wavelet approaches for identification of geochemical anomalies, Journal of African Earth Sciences 106. 118-128.
- [7] Shahi, H., Ghavami, R., Rouhani, A. K., 2016. Detection of deep and blind mineral deposits using new proposed frequency coefficients method in frequency domain of geochemical data. Journal of Geochemical Exploration, 162, 29-39.
- [8] Afzal, P., Fadakar Alghalandis, Y., Moarefvand, P., Rashidnejad Omran, N., Asadi Haroni, H. 2012. Application of power-spectrum-volume fractal method for detecting hypogene, supergene enrichment, leached and barren zones in Kahang Cu porphyry deposit, Central Iran, Journal of Geochemical Exploration 112, 131-138.
- [9] Afzal, P., Harati, H., Fadakar Alghalandis, Y., Yasrebi, A.B. 2013. Application of spectrum-area fractal model to identify of geochemical anomalies based on soil data in Kahang porphyry-type Cu deposit, Iran. Chemie der Erde 73: 533-543.
- [10] Cao, L., Cheng, Q. 2012. Quantification of anisotropic scale invariance of geochemical anomalies associated with Sn-Cu mineralization in Gejiu, Yunan Province, China, Geochemical Exploration 122, 47-54.
- [11] Cheng, Q., Zhao, P. 2011. Singularity theories and methods for characterizing mineralization processes and mapping geo-anomalies for mineral deposit prediction. Geoscience Frontiers, 2(1), 67-79.
- [12] Hassani, H., Daya, A., Alinia, F. 2009. Application of a fractal method relating PS and area for separation of geochemical anomalies from background. Aust J Basic Appl Sci, 3(4), 3307-3320
- [13] Cheng, Q. 1999. Spatial and scaling modelling for geochemical anomaly separation. Journal of Geochemical Exploration 65, 175-194.



- [14] Cheng, Q., Xu, Y., Grunsky, E, 2000. Integrated Spatial and Spectrum Method for Geochemical Anomaly Separation, *Natural Resources Research*, Vol. 9, No.1.
- [15] Zuo, R. 2011. Identifying geochemical anomalies associated with Cu and Pb–Zn skarn ineralization using principal component analysis and spectrum–area fractal the Gangdese Belt, Tibet (China). *J. Geochemical Exploration*. 111, 13-22.
- [16] Zuo, R. 2011. Decomposing of mixed pattern of arsenic using fractal model in Gangdese belt, Tibet, China. *Applied Geochemistry* 26, S271-S273.
- [17] Zuo, R., Carranza, E.J.M., Cheng, Q. 2012. Fractal/multifractal modelling of geochemical exploration data. *Journal of Geochemical Exploration* 122, 1-3.
- [18] Zuo, R., Xia, Q., Zhang, D. 2013. A comparison studies of the C-A and S-A models with singularity analysis to identify geochemical anomalies in covered areas. *Applied Geochemistry* 33, 165-172.
- [19] Wang, H., Zuo, R. 2015a. A comparative study of trend surface analysis and spectrum–area multifractal model to identify geochemical anomalies. *Journal of Geochemical Exploration*, 155, 84-90.
- [20] Cheng Q, Xia Q, Li W, Zhang S, Chen Z, Zuo R, Wang W, 2010, “ Density/area power-law models for separating multi-scale anomalies of ore and toxic elements in stream sediments in Gejiu mineral district, Yunnan Province, China”, *Biogeosciences*, 7, 3019–3025.
- [21] Cheng, Q, 2006, Multifractal modelling and spectrum analysis of gamma ray spectrometer data from southwestern Nova Scotia, Canada, *Science in China*, 49(3): 283-294.
- [22] Dobrin, M. B., and Savit, C. H., 1988, *Geophysical prospecting*: McGraw-Hill Book Co., New York, 867 p.
- [23] Bhattacharyya, B. K., 1966, Continuous spectrum of the total magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body *Geophysics*, v. 31, no. 1, p. 97–121.
- [24] Gonzalez, R.C., Woods, R.E, 2002, *Digital image processing*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ 793pp.
- [25] Asadi Haroni H, 2008, First stage drilling report on dalli porphyry Cu– Au prospect, Central Province of Iran, technical Report
- [26] Darabi-Golestan F, Ghavami-Riabi R, Asadi-Harooni H (2012) Alteration, zoning model, and mineralogical structure considering litho-geochemical investigation in Northern Dalli Cu–Au porphyry, *Arab J Geosci* DOI 10.1007/s12517-012-0689-0
- [27] Turcotte, D.L., 1997, *Fractal and Chaos in Geology and Geophysics*, Second edition, Cambridge Univ. Press, New York, pp: 398.
- [28] Cheng, Q., 2004. A new model for quantifying anisotropic scale invariance and for decomposition of mixing patterns. *Mathematical Geology* 36, 345–360.
- [29] Fisher, R.A., 1936, The use of multiple measurements in taxonomic problems, *Annals of Eugenics* 7, 179-188.
- [30] Mahalanobis, P.C., 1936, On the generalized distance in statistics. *Proceedings of the National Institute of Science of India* 2, 49-55.
- [31] Ghiasi-Freez J, Soleymanpour I, Kadkhodaie-Ilkhchi A, Ziaii M, Sedighi M, Hatampour A, 2012, Semi-automated porosity identification from thin section images using image analysis and intelligent discriminant classifiers, *Computers & Geosciences*, Volume 45, August 2012, Pages 36–45.
- [32] Braun M, Hubay K , Magyari E, Veres D, Papp I, Bálint M, 2012, Using linear discriminant analysis (LDA) of bulk lake sediment geochemical data to reconstruct lateglacial climate changes in the South Carpathian Mountains, *Quaternary International*, 1-9.
- [33] Anderson R.H, Farrar D.B, Thoms S.R, 2009, Application of discriminant analysis with clustered data to determine anthropogenic metals contamination, *Science of the Total Environment* 408 (2009) 50–56.

## کانی سازی و زمین شیمی کانسار باریت شکم دریده مهاباد، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران

مهدیه فرهادی کشتیان<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup> و یوسف رحیم سوری<sup>۳</sup>

<sup>۱\*</sup> دانش آموز خسته کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

mahdieh.farhadii1997@gmail.com

<sup>۲</sup> استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.abedini@urmia.ac.ir

<sup>۳</sup> استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

y.rahimsouri@urmia.ac.ir

### چکیده

کانسار باریت شکم دریده در فاصله ۱۵ کیلومتری شرق شهر مهاباد، استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران واقع است. سنگ میزبان این کانسار را به طور عمده ریولیت های سازند مهاباد (پروتروزوئیک پسین) تشکیل می دهند. بر اساس مقاطع میکروسکوپی، کانی باریت توسط همتایت، گوتیت، لیمونیت و پیریت همراهی می شود. این پژوهش نشان می دهد که سیال کانی ساز به احتمال قوی دارای ماهیت احیایی - اسیدی و دمای بیش از ۲۵۰ درجه سانتی گراد بوده که به دلیل اختلاط با سیالات سطحی و واکنش با سنگ درونگیر، با افزایش pH و کاهش دما و فشار، موجبات نهشت باریت در فضاهای خالی را فراهم نموده است. مقادیر برخی از پارامترهای ژئوشیمیایی نظیر REE، Sr/Ba و (LREE/HREE)<sub>N</sub> در نمونه های انتخابی بر ماهیت گرمایی کانسار باریت شکم دره دلالت دارند. تلفیق نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، شکل ذخیره معدنی و بررسی های ژئوشیمیایی نشان می دهند که تیپ کانسار باریت شکم دریده از نوع رگه ای گرمایی و پرکننده فضای خالی می باشد.

**واژه های کلیدی:** باریت، گرمایی، زمین شیمی، سازند مهاباد، شکم دره.

### Abstract

The Shekam Darideh barite deposit is located 15 kilometers east of Mahabad city, West Azarbaijan province, NW Iran. The host rock of this deposit is mainly composed of rhyolites of the Mahabad Formation (Late Proterozoic). Based on microscopic sections, barite mineral is accompanied by hematite, goethite, limonite, and pyrite. This research shows that the mineral-forming fluid has a strong reductive-acidic nature and a temperature of more than 250 °C, due to mixing with surface fluids and reacting with the host rock, with an increase in pH and a decrease in temperature and pressure, has provided the causes of barite deposition in open spaces. The values of some geochemical parameters such as REE, (LREE/HREE)<sub>N</sub>, and Sr/Ba in the selected samples indicate the hydrothermal nature of the barite deposit in the Shekam Darideh. Combining the results obtained from the field observations, the shape of the mineral reserve and the geochemical investigations show that the type of the Shekam Darideh barite deposit is hydrothermal vein-type and open space filling.

**Keywords:** Barite, Hydrothermal, Geochemistry, Mahabad Formation, Shekam Darideh.

### مقدمه

جنوب استان آذربایجان غربی در شمال غرب ایران دربردارنده تعداد قابل ملاحظه ای کانسار باریت است. این کانسارها به طور عمده در درون ریولیت های سازند مهاباد به سن پروتروزوئیک پسین و یا درون واحدهای سنگی سازند کهر به سن پرکامبرین شناسایی شده اند. کانسار باریت شکم دریده یکی از کانسارهای تیپیک باریت با سنگ میزبان ریولیتی در شمال غرب ایران است که در فاصله ۱۵ کیلومتری شمال شرق شهر مهاباد قرار دارد (شکل ۱ الف و ب). تاکنون هیچ مطالعه ای از منظر زمین شناسی اقتصادی بر روی این کانسار انجام نشده است. در این پژوهش، سعی شده است با استفاده از مشاهدات صحرایی، بررسی های

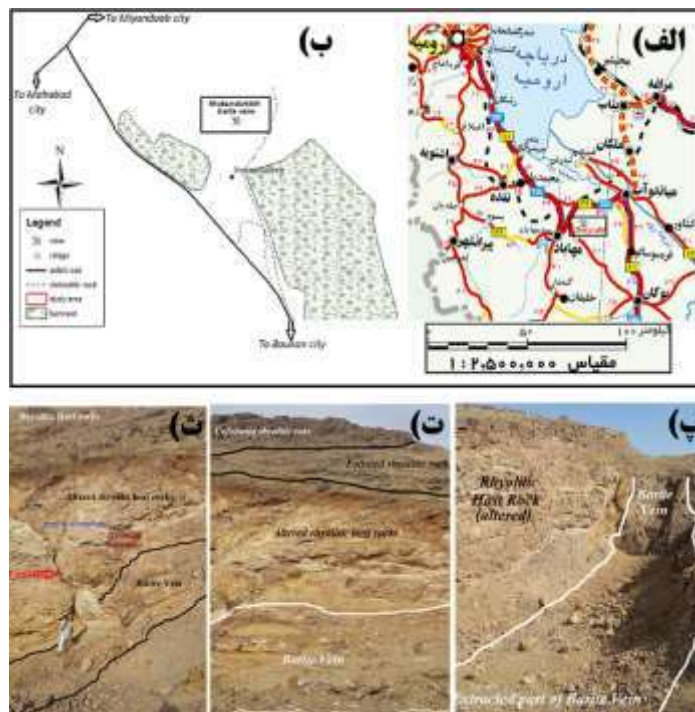


کانی‌شناسی (تهیه و مطالعه ۱۹ مقطع میکروسکوپی نازک و صیقلی) و مطالعات ژئوشیمی سنگ کل (آنالیز ۹ نمونه باریت و ۱ نمونه ریولیت به روش ICP-MS توسط شرکت زرآزما) اطلاعات خوب و کاملی از مکانیسم تشکیل و تیپ این کانسار ارائه شود.

## بحث و بررسی

### زمین‌شناسی

کانسار باریت شکم دریده، بر اساس تقسیم‌بندی زونه‌ای زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) بخشی از زون خوی-مهاباد به شمار می‌رود. قدیمی‌ترین واحد سنگی در محدوده کانسار، ریولیت‌های سازند مهاباد (پروتروئیک پسین) می‌باشند (شکل ۱پ، ت و ث). این ریولیت‌ها که سنگ میزبان کانی‌سازی باریت در مناطق شرقی و شمال‌شرقی مهاباد هستند، در طی فرایند دگرگونی ناحیه‌ای اندکی دگرگون شده‌اند و از این لحاظ متا-ریولیت نیز خوانده شده‌اند. رنگ عمومی این سنگ‌ها خاکستری روشن متمایل به سبز و در بعضی نقاط خاکستری تیره تا بنفش کم رنگ می‌باشد. ترکیب سنگ‌شناسی این سنگ‌ها عمدتاً ریولیت تا گاه داسیت است و فنوکریست‌های کوارتز در آنها به خوبی آشکار است. در برخی نقاط از محدوده مورد مطالعه، ریولیت‌های سازند مهاباد به صورت توف تا ایگنمبریت (به صورت نازک لایه و فاقد فنوکریست‌های کوارتز) قابل رویت هستند.



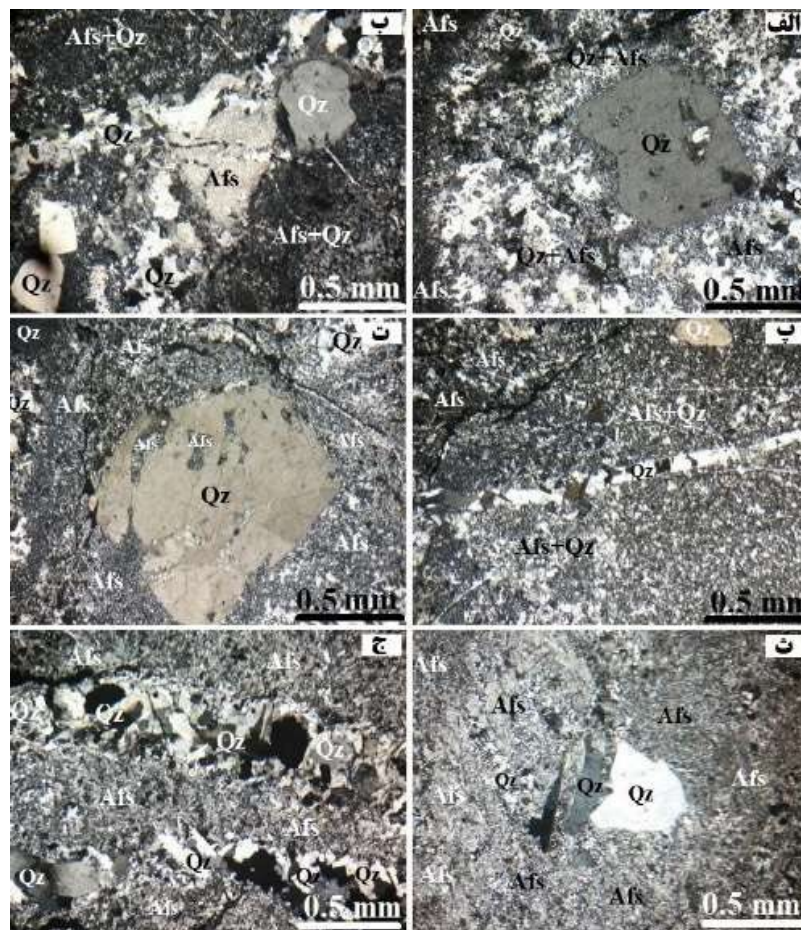
شکل ۱ الف و ب- راه دسترسی به محدوده معدن باریت شکم‌دریده، پ، ت و ث) نمایی از کارگاه استخراجی و گسترش رگه معدنی و سنگ‌های میزبان (دید تصاویر به سمت شمال غرب).

### سنگ‌نگاری سنگ‌های میزبان کانی‌سازی باریت

مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های میزبان عمدتاً فلدسپار (با فراوانی بین ۴۵ تا ۶۰ درصد حجمی) و کوارتز (با فراوانی بین ۳۵ تا ۵۰ درصد حجمی) می‌باشند که هم به صورت فنوکریست و هم در زمینه سنگ حضور دارند (شکل ۲). در زمینه سنگ به مقدار جزئی کانی‌های سرسیت، مسکوویت و گاه بیوتیت قابل تشخیص است. بافت‌های پورفیری و ویتروفیری بافت‌های اصلی این سنگ‌ها بوده و در مواردی بافت میلونیتی نیز قابل مشاهده است. این سنگ‌ها دچار دگرسانی خفیف تا متوسطی عمدتاً از نوع آرژلیک شده‌اند. بلورهای درشت کوارتز به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با خاموشی موجی و گاه بافت خلیجی دیده می‌شوند. آلکالی فلدسپارها نیز بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار بوده و در برخی موارد به صورت پرتیت

و میکروکلین حضور دارند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را عمدتاً کانی‌های تیره تشکیل داده‌اند. نام سنگ‌شناسی با توجه به توصیف پتروگرافی ریولیت آلکالن و در مواردی داسیت تعیین می‌گردد.

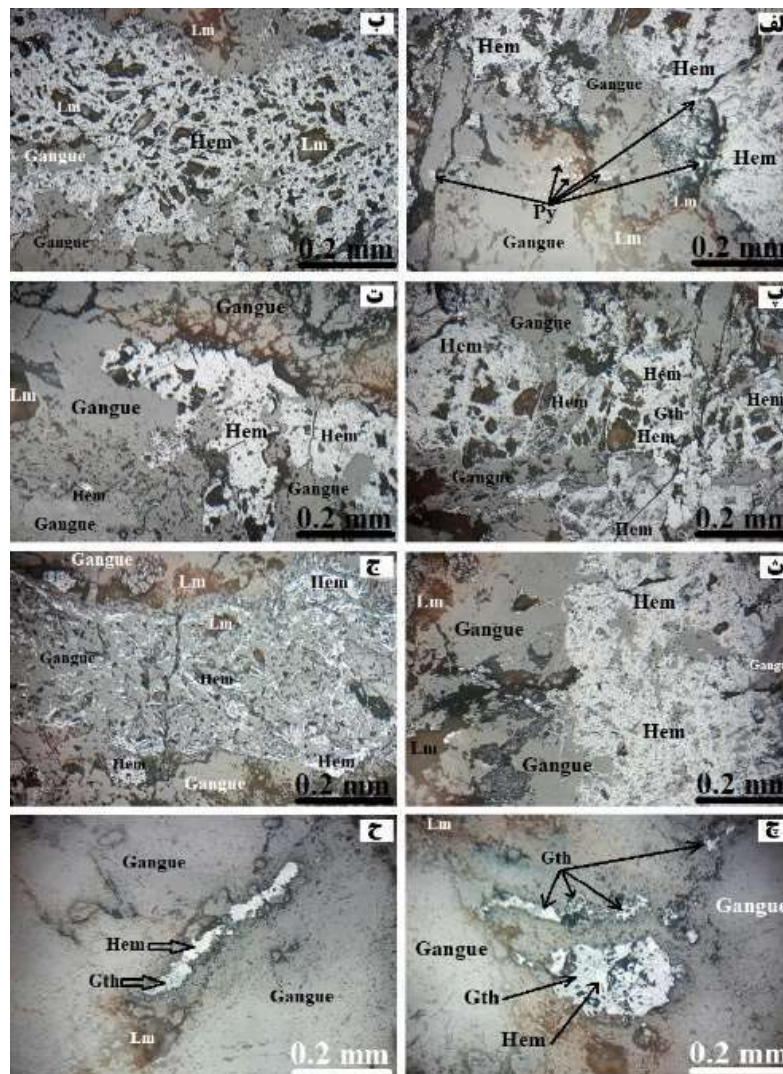
بر اساس مطالعه مقاطع صیقلی، کانی‌های هماتیت، گوتیت، لیمونیت و در حجمی بسیار جزئی پیریت شناسایی شده‌اند. هماتیت از نظر حجمی، بیشترین فراوانی را در بین کانی‌های فلزی همراه کانی باریت در محدوده شکم دریده مهاباد به خود اختصاص داده است و عمدتاً در کنتاکت با سنگ میزبان (پادیواره) دیده می‌شود و در مواردی نادر به صورت ادخال درون و یا حاشیه کانی‌های سیلیکاته سنگ میزبان (قبل از کانی‌سازی باریت) شکل گرفته است (شکل ۳- الف- ث). بر اثر هیدراسیون هماتیت، گوتیت در تعدادی از مقاطع صیقلی مطالعه شده شناسایی شده است. بافت غالب آن کلوفرم می‌باشد. آثاری جزئی از پیریت که هنوز به طور کامل اکسید نشده، در گوتیت‌ها باقی مانده است. در برخی از مقاطع، با پیشرفت اکسایش و هیدراسیون بیشتر، گوتیت‌ها به لیمونیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳- ج و ح). پیریت در حجمی بسیار کم در متن برخی از هماتیت و گوتیت باقی مانده و گاه به صورت ادخال درون کانی‌های سیلیکاته سنگ میزبان به دام افتاده است (شکل ۳- الف). بافت آن به صورت دانه‌ای نیمه شکل‌دار بوده و گاه بافت افشان می‌باشد. به نظر می‌رسد در برخی نقاط از مقاطع صیقلی مطالعه شده، سودومورف‌هایی از پیریت وجود دارد که با اکسید آهن کاملاً جانشین شدند و قالبی از پیریت‌ها باقی مانده است. در برخی مقاطع آثاری از پیریت در متن هماتیت باقی مانده است. به نظر می‌رسد هماتیت‌ها بر اثر اکسایش پیریت و نهشت مجدد در فضاها خالی شکل گرفته باشند و با اثر تبلور مجدد گاه به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار درآمده‌اند.



شکل ۳) تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های میزبان کانی‌سازی باریت در محدوده شکم دریده مهاباد (وضعیت نوری XPL).

Whitney and Evans (2010). Afs: Alkali feldspars; Qz: Quartz; Opq: Opaque mineral. نماد کانی‌ها برگرفته از





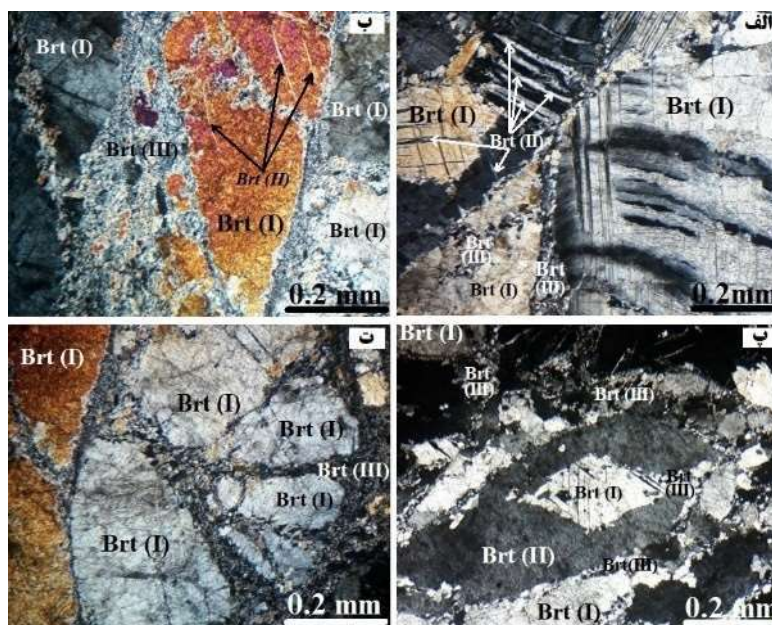
شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی کانی های تیره سنگ های میزبان کانی سازی و کانسننگ باریت در وضعیت نوری PPL، نمادهای اختصاری عبارتند از: Hem:Hematite; Lm:Limonite; Gth:Goethite; Py: pyrite. نماد کانی ها برگرفته از (Whitney and Evans (2010).

### کانی سازی باریت

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، سه فرم از کانی سازی باریت به شرح زیر تشخیص داده شده است:

- فرم اول (I) با بیشترین حجم کانی سازی به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل و گاه شکل دار با سطح مقطع لوزی شکل و با رخ های کامل قابل رویت هستند. برخی از این درشت بلورها تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی، خرد و اندکی بافت کاتاکلاستیک پیدا کرده اند (شکل ۴).
- فرم دوم (II) با حجم تر کمتر و به صورت بلورهای بی شکل که بلورهای شکل دار فرم اول را در برگرفته (شکل ۴-ب) یا ندرتاً فضاهای خالی سطوح رخ بلورهای فرم اول کانی سازی باریت را پر کرده اند، قابل مشاهده هستند (شکل ۴-ب).
- فرم سوم کانی سازی (III) به صورت بلورهای بسیار ریز و بی شکل ناشی از تبلور مجدد که اغلب در حواشی درشت بلورهای باریت فرم اول شروع به شکل گرفتن کرده است، مشاهده می شود (شکل ۴).

در ارتباط با نحوه کانی‌سازی باریت باید اشاره کرد که قبل از کانی‌سازی و تحت تاثیر فعالیتهای تکتونیکی، فضاهای خالی ناشی از گسلش (گسل خوردگی) و شکستگی در سنگ‌های میزبان ایجاد شده است. پس از شکل‌گیری سیال کانی‌ساز، مسیر برای صعود این سیال از طریق این شکستگی‌ها و سطوح گسل به سمت بالا فراهم شده و در سطوح نزدیک به سطح زمین با برخورد سیال گرمایی حاوی BaO (منشا گرفته از سنگ میزبان) به محیط غنی از  $SO_3$  (ناشی از اکسید شدن گوگرد و  $H_2S$ ) و کانی باریت ( $BaSO_4$ ) با تبلور در فضاهای خالی (عمدتاً سطوح گسل‌ها و شکستگی‌های تکتونیکی) به صورت رگه‌ای تشکیل شده است. در برخی از مقاطع نازک مطالعه شده، بلورهای باریت با بافت سایه فشاری (Pressure shadow) مشاهده شده است که بیانگر همزمانی کانی‌سازی باریت با عملکرد نیروهای تکتونیکی است. به عبارتی دیگر این بافت، سین تکتونیک است. فرم سوم کانی‌سازی باریت هم تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی و با تبلور مجدد ناشی از حواشی درشت بلورهای فرم اول شکل گرفته است. در مواردی هم که تبلور مجدد صورت نگرفته است، رخ‌های بلور باریت از قبل شکل گرفته تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی دچار خش و گاه شکستگی و جابجایی شده است.



شکل ۴) تصاویر میکروسکوپی سه فرم از کانی‌سازی باریت (Brt: Barite) در وضعیت نوری XPL، نماد کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans (2010).

### ژئوشیمی عناصر نادر خاکی در کانسار باریت

نتایج آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهند که مقدار REE در باریت‌ها به طور متوسط  $12/04$  گرم در تن می‌باشد. مقدار LREE و HREE نیز به ترتیب به طور متوسط  $10/39$  و  $1/65$  گرم در تن است. مقادیر عناصر نادر خاکی (REE) و نسبت‌های آنها می‌توانند در تشخیص نوع محلول مسئول کانی‌سازی و شرایط نهشت باریت‌ها مورد استفاده قرار گیرند (Guichard et al., 1979). کم بودن غلظت این عناصر را می‌توان به تبلور کانی باریت از یک سیال مشتق شده از ماگما نسبت داد که از منشاء خود فاصله گرفته است (Guichard et al., 1979). اختلاف کم در غلظت مقادیر REEs بیان‌کننده فعالیت سیال گرمایی در pH پایین‌تر و یا نهشت کانی باریت در مراحل اولیه‌ی واکنش سیال/سنگ می‌باشد که در این وضعیت، واکنش بین سیال و سنگ چندان توسعه پیدا نکرده و سیال گرمایی دچار تغییرات شدید pH نشده است. نسبت  $(LREE/HREE)_N$  بزرگتر از ۱ در نمونه‌های باریت دلالت بر نهشت از سیالات گرمایی است که در مرحله‌ی تأخیری یک فعالیت ماگمایی رخ داده و به سبب کمپلکس‌سازی، باعث غنی‌شدگی عناصر LREEs در مایع باقیمانده شده است (Dubinin et al., 2008).

در این پژوهش، برای محاسبه مقادیر آنومالی‌های Eu و Ce در نمونه‌های باریت از فرمول‌های استفاده گردید (Henderson, 1984):

$$Eu/Eu^* = [(Eu \text{ Sample}/Eu \text{ Chondrite}) / (\sqrt{Sm \text{ Sample}/Sm \text{ Chondrite}} * Gd \text{ Sample}/Gd \text{ Chondrite})]$$

$$Ce/Ce^* = [(2(Ce \text{ Sample}/Ce \text{ Chondrite}) / (La \text{ Sample}/La \text{ Chondrite} + Pr \text{ Sample}/Pr \text{ Chondrite}))]$$

مقدار آنومالی یوروپیم ( $Eu/Eu^*$ ) در نمونه‌های باریت کانسار شکم دریده به طور میانگین ۲/۵ و مقدار آنومالی  $Ce/Ce^*$  به طور متوسط ۱/۲۵ می‌باشد.

رخداد آنومالی مثبت عنصر Eu در نمونه‌های باریت می‌تواند مرتبط با علت باشد:

(۱) فراوانی بالای گوگرد در سیال که باعث می‌شود محیط نهشت احیایی گردد و در این شرایط  $Eu^{3+}$  به  $Eu^{2+}$  تبدیل می‌شود (Henderson, 1984).

(۲) بالا بودن حرارت و کاهش pH سیال کانی‌ساز (Hass et al., 1995). در چنین شرایطی  $Eu^{2+}$  نسبت به  $Eu^{3+}$  پایدارتر است.

(۳) تجزیه آلکالی فلدسپارها از طریق سیالات گرمابی. از آنجا که شعاع یونی  $Eu^{2+}$  به شعاع یونی  $Ca^{2+}$  و  $Sr^{2+}$  نزدیک است، از این جهت در کانی‌های استرانسیم دار نظیر پلاژیوکلازها و فلدسپارها تجمع می‌یابد. از طرفی فلدسپارها دارای ضرایب توزیع بالایی برای این دو عنصر هستند، لذا آنومالی مثبت Eu در نمونه‌های باریت منطقه نمایانگر دگرسانی فلدسپارهای سنگ‌های آذرین (ریولیت‌های سنگ میزبان) می‌باشد.

با توجه به موارد یاد شده، رخداد آنومالی‌های مثبت Eu در نمونه‌های باریت را می‌توان به حاکمیت شرایط احیایی و دمای بالای ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد سیال مسئول کانی‌سازی (Fulignati et al, 1999; Parsapoor et al, 2009) و همچنین تجزیه فلدسپارها نسبت داد. آنومالی مثبت سربوم ( $Ce/Ce^*$ ) در نمونه‌های باریت کانسار شکم دریده بیانگر کاهش فوگاسیته اکسیژن در محیط نهشت می‌باشد (Canet et al, 2008).

### نتیجه‌گیری

۱- بر اساس مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری مشخص گردید که سنگ‌های میزبان کانی‌سازی باریت در محدوده کانسار شکم دریده، ریولیت‌های سازند مهاباد (به سن پروتروزوئیک پسین) می‌باشند.

۲- مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک باریت نیز سه فرم از شکل‌گیری باریت را نشان داده است. فرم اول بصورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و گاه شکل‌دار با رخ‌های کامل، فرم دوم بصورت بلورهای بی‌شکل که بلورهای شکل‌دار فرم اول را در برگرفته یا ندرتاً فضاهای خالی سطوح رخ بلورهای فرم اول کانی‌سازی باریت را پر کرده است و فرم سوم بصورت بلورهای بسیار ریز و بی‌شکل که بر اثر تبلور مجدد ناشی از تکتونیک در حواشی درشت بلورهای باریت فرم اول، شروع به شکل گرفتن کرده‌اند.

۳- بر اساس شواهد ژئوشیمیایی (آنومالی‌های مثبت Eu و Ce)، سیال کانی‌ساز دارای خصوصیات احتمالی احیایی-اسیدی با دمای بیش از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده که هنگام برخورد با سیالات سطحی و نیز واکنش با سنگ میزبان و بالا رفتن pH و کاهش دما و فشار نهشته شده است.

۴- نسبت مقادیر  $(LREE/HREE)_N$  در نمونه‌های باریت کانسار شکم دریده بالاتر از ۱ بوده که بیانگر نهشت آنها از یک سیال گرمابی است.

۵- بر اساس شواهد زمین‌شناسی و شکل ذخیره معدنی، تیپ کانسار باریت شکم دریده از نوع رگه‌ای گرمابی و پرکننده‌ی فضای خالی تعیین می‌گردد.

### مراجع

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران.

Canet, C., Ledesma, R.M.P., Bandy, L.W., Schaaf, P., Linares, C., Camprubí, A., Tauler, E., and Gutiérrez, C.M., 2008. Mineralogical and geochemical constraints on the origin of ferromanganese crusts from the Rivera Plate western margin of Mexico: *Marine Geology* 251, 47-59.

Dubinin, A.V., Svalnov, V.N., and Yu, T., 2008. Uspenskaya Geochemistry of the Authigenic Ferromanganese Ore Formation in Sediments of the Northeast Pacific Basin: *Lithology and Mineral Resources* 43, 99-110.

Fulignati, P., Gioncada, A., and Sbrana, A., 1999. Rare earth element REE behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy): *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88, 325-342.

Guichard, F., Church, M. T., Treuil, M., and Jaffrezic, H., 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning: *Geochimica et Cosmochimica* 43, 983-997.

Henderson, P., 1984. Rare earth element geochemistry: Elsevier press.



Parsapoor, Al., Khalili, M., and Mackizadeh, M.A., 2009. The behaviour of trace and rare earth elements REE during hydrothermal alteration in the Rangan area Central Iran: *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 123-134.

Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist* 95, 185-187.

## تأثیر خواص فیزیکی بر مقاومت کششی برزلی نمونه‌های سنگ‌های آذرین استان همدان

حسن بحرانی<sup>۱\*</sup>، مجتبی حیدری<sup>۲</sup>، اشرف تorkian<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

hassanbahrany@gmail.com

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

heidarim-enggeol@yahoo.com

۳- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

a-torkian@basu.ac.ir

### چکیده

حداکثر تنش کششی که یک ماده می‌تواند تا رسیدن به مرحله گسیختگی تحمل نماید را مقاومت کششی گویند. همچنین خواص فیزیکی سنگ مانند تخلخل، درصد رطوبت و وزن واحد حجم به عنوان پارامترهای فیزیکی تأثیرگذار بر مقاومت سنگ از اهمیت زیادی برخوردار است. در این پژوهش تأثیر خواص فیزیکی بر میزان دقت روابط تخمین مقاومت کششی برزلی (BTS) بررسی شده است. برای این منظور ۴ نوع از نمونه سنگ‌های آذرین شامل سنگ‌های گرانیتوئیدی و مافیک-حدواسط استان همدان تهیه و خصوصیات فیزیکی شامل تخلخل، درصد رطوبت و وزن واحد حجم خشک و اشباع و خصوصیات مکانیکی شامل مقاومت کششی برزلی تعیین شده است. در نهایت با استفاده از آنالیزهای رگرسیونی ساده و چندگانه روابطی برای تخمین مقاومت کششی برزلی براساس خواص فیزیکی ارائه شده است. نتایج حاصل از آنالیز آماری نشان داد که وزن واحد حجم خشک و اشباع برای پیش بینی مقاومت کششی برزلی مفیدتر هستند. در رگرسیون ساده خطی و غیرخطی به ترتیب بیشترین همبستگی مربوط به وزن واحد حجم خشک با ضریب تعیین ( $R^2=0.995$ ) و ( $R^2=0.994$ ) می‌باشد. همچنین در رگرسیون چندگانه بیشترین همبستگی با ضریب تعیین ( $R^2=0.999$ ) مربوط به دو پارامتر تخلخل و وزن واحد حجم خشک به عنوان پارامترهای ورودی می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** مقاومت کششی برزلی، خواص فیزیکی، سنگ‌های آذرین، رگرسیون ساده، رگرسیون چندگانه

### Abstract

The maximum tensile stress that a material can withstand until reaching the breaking stage is called tensile strength. Also, the physical properties of Rock such as porosity, percentage of moisture and weight per unit volume are very important as physical parameters affecting the resistance of Rock. In this research, the effect of physical properties on the accuracy of Brazilian tensile strength (BTS) estimation relationships has been investigated. For this purpose, 4 types of igneous rock samples including granitoid and mafic-intermediate rocks of Hamedan province were prepared and physical properties including porosity, moisture percentage and weight per unit volume of dry and saturated and mechanical properties including Brazilian tensile strength were determined. Finally, by using simple and multiple regression analysis, the estimation of Brazilian tensile strength based on physical properties has been presented. The results of the statistical analysis showed that dry and saturated unit weight are more useful for predicting Brazilian tensile strength. In simple linear and non-linear regression, respectively, the highest correlation is related to the unit weight of dry volume with the coefficient of determination ( $R^2=0.995$ ) and ( $R^2=0.994$ ). Also, in multiple regression, the highest correlation with the coefficient of determination ( $R^2=0.999$ ) is related to the two parameters of porosity and unit weight of dry volume as input parameters.

**Key words:** Brazilian tensile strength, Physical properties, Igneous rocks, Simple regression, multiple regression

### ۱- مقدمه

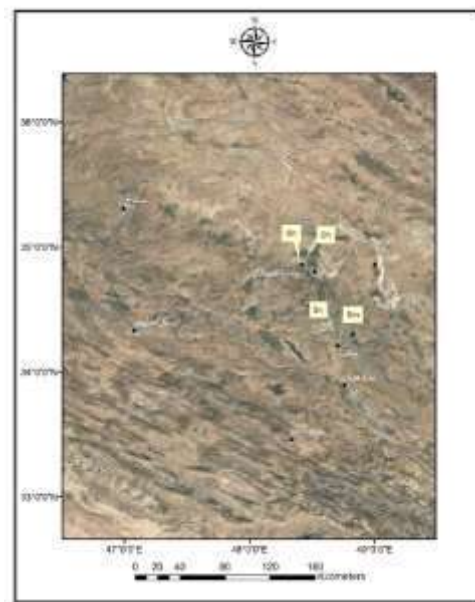
اطلاع از رفتار کششی و میزان مقاومت کششی سنگ‌ها، در تحلیل پایداری سقف و کف فضاهای زیرزمینی، بررسی پایداری سنگ‌ها در زون‌های کششی و همچنین حفاری و آنتباری از اهمیت بسیاری برخوردار است. به طور کلی یکی از پیش شرط‌های مهم موفقیت در طراحی معادن، تونل‌ها، شیروانی‌ها و کنترل



موثر لایه‌ها و طبقات زمین، آگاهی از مقاومت کشتی سنگ‌ها می‌باشد. سنگ‌ها و به طور کلی تمامی مواد شکننده، ذاتاً در کشت بسیار ضعیف‌تر از فشار عمل می‌کنند. بدین ترتیب علت وقوع اکثر گسیختگی‌ها و ریزش‌ها در معادن، تونل‌ها و مفارها، ایجاد تنش‌های کشتی در آن‌ها می‌باشد (فهیمی‌فر، ۱۳۸۰).  
به طور گسترده‌ای پذیرفته شده است که مقاومت کشتی نقش عمده‌ای در مکانیزم شکست سنگ یا مواد سنگ مانند ایفا می‌کند. مقاومت کشتی عمدتاً از طریق دو روش تعیین می‌شود: آزمایش تنش مستقیم و آزمایش برزلی. با توجه به سختی آماده سازی نمونه و سختی انجام آزمایش کشتی مستقیم، آزمایش کشتی برزلی به طور گسترده‌ای برای تعیین مقاومت کشتی سنگ مورد استفاده قرار گرفته است (زو و همکاران، ۲۰۱۶).

## ۲- منطقه مورد مطالعه

مناطق مورد مطالعه در استان همدان (شهرستان سامن و چشمه قصابان) واقع شده است. مناطق مورد مطالعه از نظر زون بندی ساختاری کشور در محدوده زون سنندج - سیرجان قرار می‌گیرد. در شکل ۱ موقعیت برداشت نمونه‌ها نشان داده شده است.



شکل (۱) - موقعیت برداشت نمونه‌های مورد مطالعه

## ۳- مروری بر مطالعات گذشته

ابرت و همکاران (۱۹۴۶)، پس از انجام آزمایش‌های متعدد روی مرمریت، سنگ آهک، گرانیت، ماسه سنگ و غیره گزارش کردند که روش آزمایش کشت مستقیم برای نمونه‌هایی با مقاومت کشتی بالاتر از ۸/۲۷ مگاپاسکال مناسب نمی‌باشد. نتایج این روش پراکندگی زیادی نشان داد. ورکر (۱۹۵۵)، از نمونه‌های بریکتی برای آزمایش کشت مستقیم استفاده نمود. در ابتدا به دلیل ایجاد تمرکز تنش زیاد در انحناء نمونه و در نزدیکی گیره‌ها، نتایج مطلوبی به دست نیامد. وی با انجام پاره‌ای تصحیحات نتایج کاملاً رضایت بخشی گرفت. بزرگ‌ترین مشکل این روش آماده سازی نمونه‌هاست که بسیار وقت گیر و پرهزینه می‌باشد. فرهارست (۱۹۶۱)، برای چسباندن نمونه‌های استوانه‌ای به دستگاه کشت مستقیم، استفاده از چسب اپوکسی با مقاومت کشتی تقریبی ۲۰/۷ تا ۲۷/۵ مگاپاسکال را پیشنهاد نمود. این چسب اتصال بسیار خوبی بین نمونه‌ها و میله‌های فلزی هم قطرشان برقرار می‌نماید. این روش را می‌توان بر روی نمونه‌های منشوری و مکعبی نیز بدون هیچ مشکلی به کار برد. بدین منظور لازم است که شکل و ابعاد مقطع کلاهک‌ها با نمونه یکی باشد. این روش نتایج رضایت بخشی داشته و نسبت به سایر روش‌های پیشنهادی مناسب‌تر به نظر می‌رسد. روش‌های ارائه شده توسط ISRM و ASTM نیز بر همین اساس طراحی شده‌اند.

هوک (۱۹۶۴)، در بخش مکانیک سنگ انستیتو ملی تحقیقات مهندسی مکانیک آفریقای جنوبی طی مطالعاتی که انجام داد، نمونه‌هایی مشابه آنچه در آزمایش کشش مستقیم فلزات استفاده می‌شود را به کار برد. این نمونه‌ها دارای یک قسمت مرکزی استوانه‌ای به طول ۴/۳۲ و قطر ۲/۱۶ سانتی‌متر بودند. شعاع انحناء برابر ۵/۱ و قطر قسمت‌های انتهایی ۴/۱ سانتی‌متر در نظر گرفته شد. نمونه‌ها با گیره‌های لبه‌دار معمولی آزمایش شدند و نتایج رضایت بخشی به دست آمد. تاون هیل - ریوستون (۱۹۸۵)، در تلاش برای برطرف کردن مشکل آماده سازی نمونه، نمونه‌هایی با شکل استخوان سگی را پیشنهاد نمودند. در ابداع این شکل، از نمونه‌های خشتی که به صورت سنتی برای سنجش مقاومت کششی مستقیم سیمان پرتلند استفاده می‌شوند اقتباس گردیده است. نمونه‌های استخوان سگی در مقایسه با نمونه‌های دمبلی و استوانه‌ای دارای مزایای زیر است:

- الف - آماده سازی آن‌ها بسیار ساده و ارزان است.
- ب - تمرکز تنش یا تاثیرات انتهایی نمونه به شدت نمونه‌های استوانه‌ای نیست.
- ج - آماده کردن نمونه‌های استخوان سگی باعث تهیه هم زمان نمونه‌های استوانه‌ای به صورت محصول جنبی شده که می‌توان از آن‌ها در سایر آزمایش‌ها استفاده نمود.

امیرانلوی (۱۳۸۶)، آزمایش‌های مختلف مقاومتی کششی بار نقطه‌ای (قطری و محوری) و مقاومت کششی برزیلی با زوایای مختلف B (زاویه بین محور بارگذاری و سطوح تورق مغزه) در دو حالت خشک و اشباع انجام گردیده و از نتایج حاصله ناهمسانی مقاومتی آن‌ها تعیین و محاسبه گردیده است. نتایج حاصله به شرح زیر می‌باشد:

الف - اشباع شدگی نسبت ناهمسانی مقاومتی سنگ‌ها را افزایش داده است زیرا کاهش مقاومت در امتداد سطوح تورق به علت وجود کانی‌های میکا و رس بیشتر از امتداد عمود بر آن‌ها بوده است.

ب - ناهمسانی مقاومتی با درجه دگرگونی (تورق) سنگ رابطه مستقیم دارد به طوری که با افزایش شیب‌توزیته سنگ ناهمسانی مقاومتی به علت تفاوت فاحش مقاومت‌ها در دو حالت  $B=0$  و  $B=90$  افزایش نشان می‌دهد.

محققین بسیاری با استفاده از خصوصیات فیزیکی سنگ به تخمین مقاومت کششی برزیلی (BTS) پرداخته‌اند. در جدول ۱ برخی از روابط ارائه شده توسط محققین مختلف ارائه شده است.

جدول ۱ - روابط ارائه شده میان مقاومت کششی برزیلی با خصوصیات فیزیکی سنگ

| نوع سنگ        | روابط   | محققین                 |
|----------------|---|------------------------|
| زغال سنگ       | $\sigma_t = 0.643 \gamma_d - 0.6637$                                | پشگانی و همکاران ( )   |
|                | $\sigma_t = 0.632 \gamma_{sat} - 0.6768$                            |                        |
|                | $\sigma_t = -0.0285n - 0.3001$                                      |                        |
|                | $\sigma_t = -0.343 I_V - 0.2905$                                    |                        |
| سنگ آهن مگنتیت | $\sigma_t = 7.5624 n^{0.708}$                                       | عرب و ارشدنژاد (۱۳۹۵)  |
|                | $\sigma_t = 3.4825 p_d^{0.709}$                                     |                        |
| سنگ آهن مگنتیت | $\sigma_t = 0.0029 (p_d/n)^2 + 0.475 (p_d/n) + 8.1705$              | ارشدنژاد و عرب (۱۳۹۷)  |
|                | $\sigma_t = 0.019 (p_d^{0.75}/n)^2 + 0.407 (p_d^{0.75}/n) + 8.2852$ |                        |
| سنگ گابرو      | $\sigma_t = 34.63 \gamma_d - 86.103$                                | قبادی و همکاران (۱۳۹۷) |
|                | $\sigma_t = 62.368 \gamma_d - 169.52$                               |                        |
|                | $\sigma_t = 35.63 \gamma_{sat} - 89.57$                             |                        |
|                | $\sigma_t = 64.459 \gamma_{sat} - 175.73$                           |                        |

$\sigma_t$ : مقاومت کششی برزیلی،  $\gamma_d$ : وزن واحد حجم خشک،  $\gamma_{sat}$ : وزن واحد حجم اشباع،  $n$ : درصد تخلخل،  $I_V$ : درصد جذب آب،  $p_d$ : چگالی

## ۴- مواد و روش‌ها

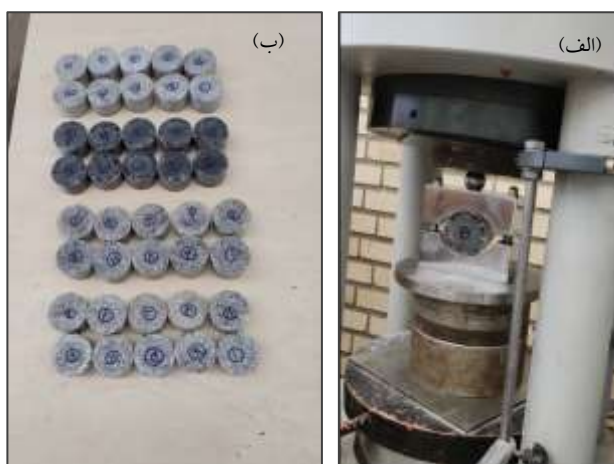
در این پژوهش ۴ نوع سنگ آذرین از استان همدان شامل دو نوع سنگ دیوریت و گابرو مربوط به شهرستان چشمه قصابان و دو نوع سنگ گرانیت و گرانودیوریت مربوط به شهرستان سامن به صورت بلوک سنگی برداشت شد. نمونه‌ها پس از جمع‌آوری به آزمایشگاه زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه بو علی سینا انتقال داده شد. در مرحله بعد از بلوک‌های سنگی جمع‌آوری شده، مغزه‌هایی با قطر NX (۵۴ میلی‌متر) تهیه شد. سپس مغزه‌ها جهت انجام آزمایشات فیزیکی شامل تخلخل، درصد رطوبت و وزن واحد حجم خشک و اشباع و همچنین آزمایش مکانیکی شامل مقاومت کششی برزیلی، برش داده شد. پس از انجام آزمایشات ذکر شده نتایج حاصل در نرم افزار SPSS نسخه ۲۶ پیاده‌سازی شد و سپس روابط میان مقاومت کششی برزیلی با خصوصیات فیزیکی با استفاده از رگرسیون گیری ساده و چندگانه تعیین گردید.

#### ۴-۱- آزمایش تعیین خصوصیات فیزیکی

برای انجام آزمایشات فیزیکی از روش اشباع و اندازه‌گیری ابعاد (ISRM, ۲۰۰۷) استفاده شد. این روش برای نمونه‌هایی که اشکال هندسی منظم (مثل مغزه‌های استوانه‌ای یا نمونه‌های منشوری راست گوشه یا مکعبی) دارند بکار برده می‌شود. حداقل ۳ قطعه سنگ با جرم تقریبی ۵۰ گرم و یا ابعادی حداقل ۱۰ برابر قطر بزرگترین دانه سنگ، نمونه معرف این آزمایش می‌باشد (۱).

#### ۴-۲- آزمایش مقاومت کششی برزیلی

آزمایش مقاومت کششی برزیلی طبق استاندارد (ISRM ۲۰۰۷) انجام گرفت [۱۳]. در این آزمایش از نمونه مغزه‌های استوانه‌ای NX (قطر ۵۴ میلی‌متر) با نسبت طول به قطر بزرگتر از ۵/۰ استفاده گردید. در شکل ۲ دستگاه آزمایش و نمونه‌های بعد از آزمایش مقاومت کششی برزیلی نشان داده شده است.



شکل ۲- دستگاه آزمایش کششی برزیلی (الف)، نمونه بعد از انجام آزمایش (ب)

#### ۵- داده‌ها و نتایج آزمایشگاهی

نتایج حاصل از انجام آزمایشات فیزیکی و کششی برزیلی در جدول ۲ ارائه گردیده است. خصوصیات فیزیکی شامل تخلخل از ۰/۰۳ تا ۰/۱۶ درصد، درصد رطوبت از ۰/۰۴ تا ۰/۱۳۶ درصد، وزن واحد حجم خشک از ۲/۷۲ تا ۳/۱۲ گرم بر سانتی‌متر مکعب و وزن واحد حجم اشباع از ۲/۷۹ تا ۳/۱۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب متغیر است. همچنین مقاومت کششی برزیلی از ۸/۳۵ تا ۱۳/۸۲ مگاپاسکال متغیر است.

جدول ۲- نتایج حاصل از آزمایشات فیزیکی و مکانیکی انجام شده

| نام ایستگاه | n (%) | $\omega$ (%) | $\gamma_d$ (gr/cm <sup>3</sup> ) | $\gamma_{sat}$ (gr/cm <sup>3</sup> ) | BTS (MPa) |
|-------------|-------|--------------|----------------------------------|--------------------------------------|-----------|
| Sm          | ۰.۱۶  | ۰.۱۳۶        | ۲.۷۲                             | ۲.۷۴                                 | ۸.۳۵      |
| Sn          | ۰.۱۰  | ۰.۰۴۹        | ۲.۷۹                             | ۲.۷۹                                 | ۹.۵۵      |
| Ch          | ۰.۰۳  | ۰.۰۰۴        | ۳.۱۲                             | ۳.۱۳                                 | ۱۳.۸۲     |
| Gh          | ۰.۱۶  | ۰.۰۸۸        | ۲.۸۵                             | ۲.۸۷                                 | ۹.۹۵      |

n: تخلخل،  $\omega$ : درصد رطوبت،  $\gamma_d$ : وزن واحد حجم خشک،  $\gamma_{sat}$ : وزن واحد حجم اشباع، BTS: مقاومت کششی برزیلی

## ۶- تجزیه و تحلیل آماری

در این پژوهش از خصوصیات فیزیکی و کششی برزیلی برای تجزیه و تحلیل آماری استفاده شده است. با استفاده از رگرسیون گیری می‌توان روابطی میان مقاومت کششی برزیلی و خصوصیات فیزیکی بدست آورد. در این پژوهش از رگرسیون ساده و چندگانه استفاده شده است.

### ۶-۱- آنالیز رگرسیونی ساده

۶ مدل رگرسیون ساده به شرح زیر است:

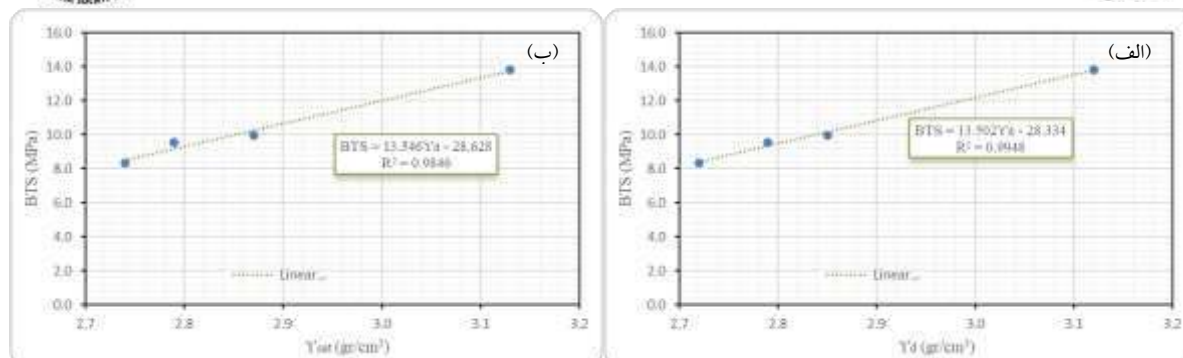
۱- رگرسیون خطی ( $BTS = a_1.X + c$ )، ۲- رگرسیون لگاریتمی ( $BTS = a_1.\ln X + c$ )، ۳- رگرسیون معکوس ( $BTS = a_1/X + c$ )، ۴- رگرسیون توانی ( $BTS = a_1.X^c$ )، ۵- رگرسیون نمایی ( $BTS = a_1.\exp^{c.X}$ )، ۶- رگرسیون درجه دوم ( $BTS = (a_1.X) + (a_2.X^2) + c$ ) در این روابط X متغیر مستقل، BTS متغیر وابسته،  $a_1$  و  $a_2$  ضرایب رگرسیونی و c مقدار ثابت است.

عملکرد پارامترهای آماری به کمک روش‌های آماری سنجیده می‌شود. این پارامترها شامل: ضریب تعیین ( $R^2$ )، ضریب تعیین تعدیل شده ( $Adj. R^2$ )، تخمین خطای استاندارد (Std. Er) و آنالیز واریانس (ANOVA)، آزمون F و آزمون معنی داری Sig است. زمانی که  $R^2$  و  $Adj. R^2$  برابر یک باشد، بهترین مدل را نشان می‌دهد. زمانی که مقدار Sig کمتر از ۰/۰۵ باشد، مدل معنادار خواهد بود. همچنین هرچه مقدار F آزمون بزرگتر باشد، معتبر بودن مدل را تایید می‌کند.

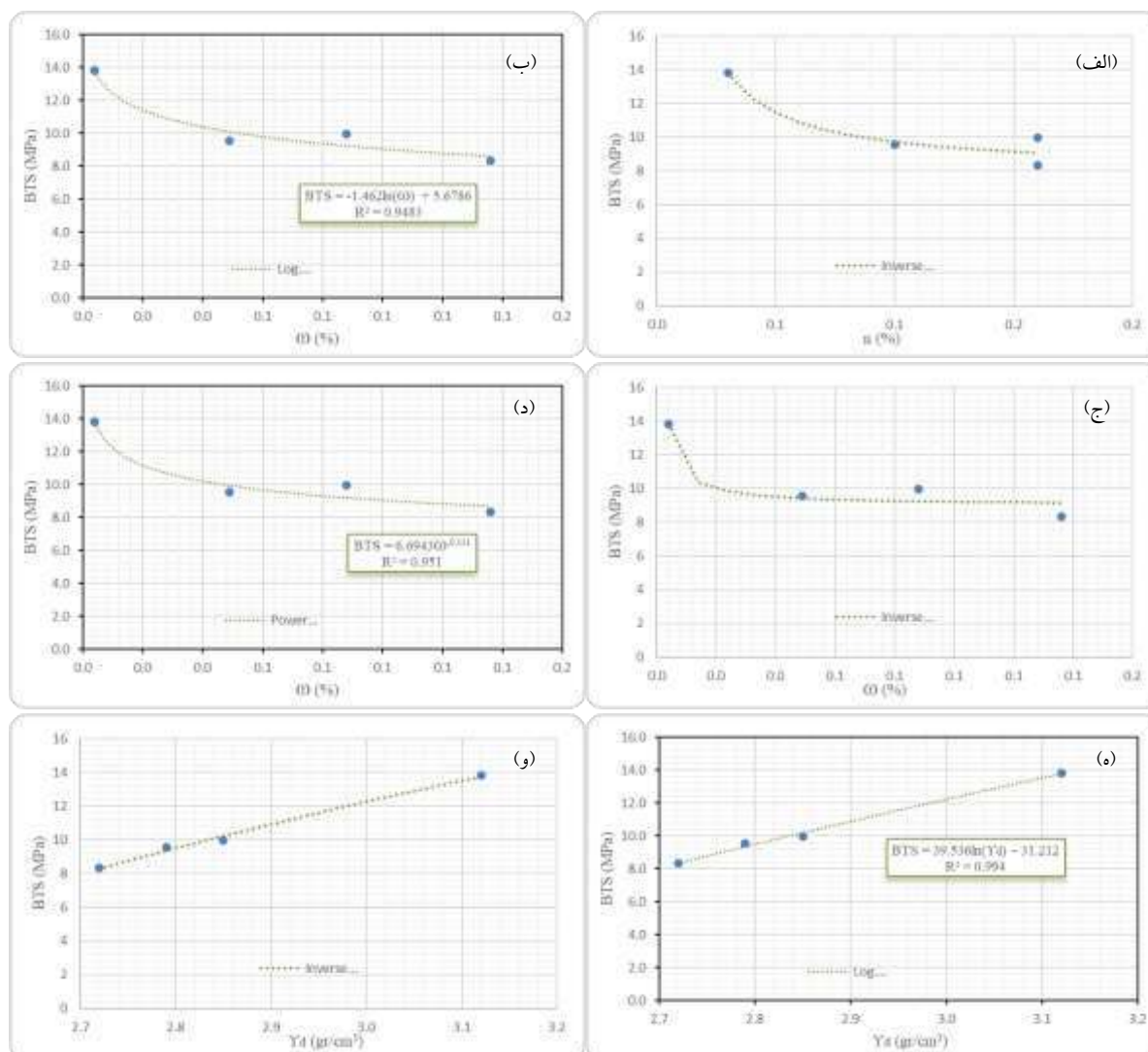
بهترین روابط رگرسیونی ساده میان مقاومت کششی برزیلی (BTS) و خصوصیات فیزیکی بدست آمده از تجزیه و تحلیل داده‌ها در جدول ۳ ارائه شده است. در شکل ۳ و ۴ نمودارهای حاصل از آنالیز رگرسیونی ساده نشان داده است.

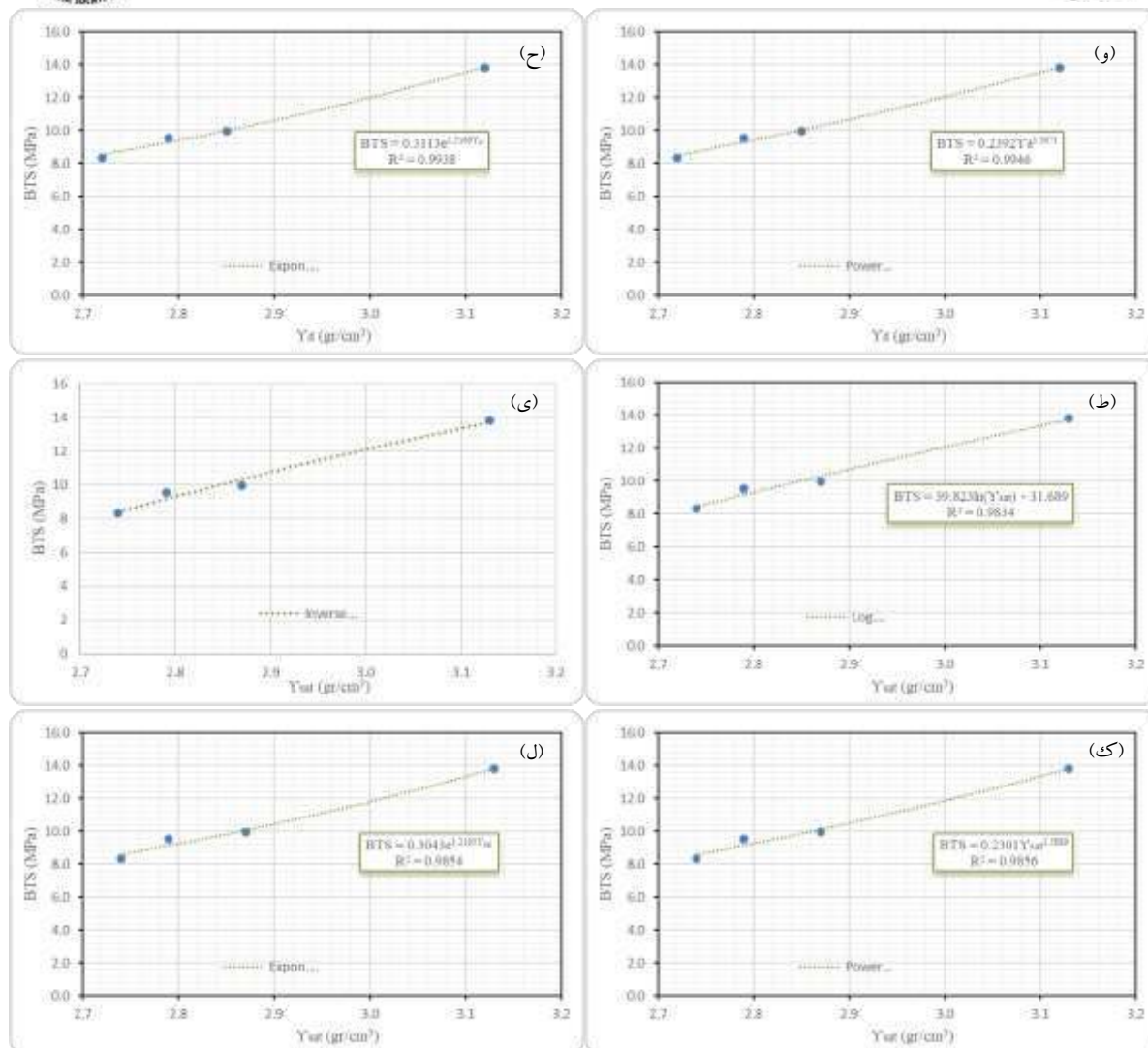
جدول ۳- بهترین روابط رگرسیونی ساده خطی میان مقاومت کششی برزیلی و خصوصیات فیزیکی

| شماره | روابط                                     | R     | $R^2$ | Adjusted $R^2$ | F       | Sig  | Standard error |
|-------|---|-------|-------|----------------|---------|------|----------------|
| ۳     | $BTS = 0.174/n + 7.984$                   | ۰.۹۶۰ | ۰.۹۲۱ | ۰.۸۸۲          | ۲۳.۴۱۷  | ۰.۰۴ | ۰.۸۱۴          |
| ۴     | $BTS = -1.462 \ln(\omega) + 5.679$        | ۰.۹۷۴ | ۰.۹۴۸ | ۰.۹۲۲          | ۳۶.۶۷۱  | ۰.۰۲ | ۰.۶۶۰          |
| ۵     | $BTS = 0.019/\omega + 9.026$              | ۰.۹۶۴ | ۰.۹۳۰ | ۰.۸۹۴          | ۲۶.۴۳۴  | ۰.۰۳ | ۰.۷۶۹          |
| ۶     | $BTS = 6.694 \omega^{-1.131}$             | ۰.۹۶۶ | ۰.۹۳۲ | ۰.۸۹۸          | ۲۷.۵۴۵  | ۰.۰۳ | ۰.۰۶۸          |
| ۷     | $BTS = 13.502 \gamma_d - 28.334$          | ۰.۹۹۷ | ۰.۹۹۵ | ۰.۹۹۲          | ۳۸۵.۹۵۶ | ۰.۰۰ | ۰.۲۰۸          |
| ۷     | $BTS = 39.536 \ln(\gamma_d) - 31.212$     | ۰.۹۹۷ | ۰.۹۹۴ | ۰.۹۹۱          | ۳۳۲.۱۶۴ | ۰.۰۰ | ۰.۲۲۴          |
| ۸     | $BTS = -115.532/\gamma_d + 50.780$        | ۰.۹۹۶ | ۰.۹۹۳ | ۰.۹۸۹          | ۲۶۸.۱۵۹ | ۰.۰۰ | ۰.۲۵۰          |
| ۹     | $BTS = 0.239 \gamma_d^{3.567}$            | ۰.۹۹۶ | ۰.۹۹۲ | ۰.۹۸۸          | ۲۵۳.۸۴۸ | ۰.۰۰ | ۰.۰۲۳          |
| ۱۰    | $BTS = 0.311 \exp^{1.217\gamma_d}$        | ۰.۹۹۵ | ۰.۹۹۱ | ۰.۹۸۶          | ۲۱۵.۶۸۴ | ۰.۰۰ | ۰.۰۲۵          |
| ۱۱    | $BTS = 13.546 \gamma_{sat} - 28.628$      | ۰.۹۹۲ | ۰.۹۸۵ | ۰.۹۷۷          | ۱۲۷.۹۸۹ | ۰.۰۰ | ۰.۳۶۰          |
| ۱۱    | $BTS = 39.823 \ln(\gamma_{sat}) - 31.689$ | ۰.۹۹۲ | ۰.۹۸۳ | ۰.۹۷۵          | ۱۱۸.۶۱۴ | ۰.۰۰ | ۰.۳۷۳          |
| ۱۲    | $BTS = -116.860/\gamma_{sat} + 51.065$    | ۰.۹۹۱ | ۰.۹۸۲ | ۰.۹۷۳          | ۱۰۷.۴۶۱ | ۰.۰۰ | ۰.۳۹۲          |
| ۱۳    | $BTS = 0.230 \gamma_{sat}^{3.589}$        | ۰.۹۹۰ | ۰.۹۷۹ | ۰.۹۶۹          | ۹۴.۳۴۳  | ۰.۰۱ | ۰.۰۳۸          |
| ۱۴    | $BTS = 0.304 \exp^{1.220\gamma_{sat}}$    | ۰.۹۸۹ | ۰.۹۷۸ | ۰.۹۶۸          | ۹۰.۹۴۵  | ۰.۰۱ | ۰.۰۳۸          |



شکل ۳- تصویر نمودار رگرسیون خطی؛ الف) مقاومت کششی برزیلی ب وزن واحد حجم خشک، ب) میان مقاومت کششی برزیلی ب وزن واحد حجم اشباع





شکل ۴- تصاویر نمودار رگرسیونی غیرخطی برای تخمین مقاومت کششی برزیلی؛ الف) رابطه معکوس با تخلخل، ب) رابطه لگاریتمی با درصد رطوبت، ج) رابطه معکوس با درصد رطوبت، د) رابطه توانی با درصد رطوبت، ه) رابطه لگاریتمی با وزن واحد حجم خشک، و) رابطه معکوس با وزن واحد حجم خشک، ز) رابطه توانی با وزن واحد حجم خشک، ح) رابطه نمایی با وزن واحد حجم خشک، ط) رابطه لگاریتمی با وزن واحد حجم اشباع، ی) رابطه معکوس با وزن واحد حجم اشباع، ک) رابطه توانی با وزن واحد حجم اشباع، ل) رابطه نمایی با وزن واحد حجم اشباع

## ۶-۲- آنالیز رگرسیونی چندگانه

در این بخش از پژوهش روابط میان مقاومت کششی برزیلی (BTS) با خصوصیات فیزیکی با انجام آنالیزهای رگرسیونی چندگانه بررسی شده است. آنالیز رگرسیون چندگانه خطی توسط رابطه زیر انجام شده است:

$$BTS = a_1.X_1 + a_2.X_2 + c \quad (7)$$

در این رابطه BTS متغیر وابسته،  $X_1$  و  $X_2$  متغیر مستقل،  $a_1$ ،  $a_2$  و  $a_3$  ضرایب رگرسیونی و  $c$  مقدار ثابت است.

بهترین روابط رگرسیونی چندگانه خطی میان مقاومت کششی برزیلی (BTS) و خصوصیات فیزیکی بدست آمده از تجزیه و تحلیل داده‌ها در جدول ۵ ارائه شده است.

جدول ۳- بهترین روابط رگرسیونی چندگانه خطی میان مقاومت کششی برزیلی و خصوصیات فیزیکی

| Standard error | Sig  | F        | Adjusted.R <sup>2</sup> | R <sup>2</sup> | R     | روابط  | شماره |
|----------------|------|----------|-------------------------|----------------|-------|--|-------|
| ۰.۰۴۲          | ۰.۰۱ | ۴۵۵۲.۹۱۱ | ۰.۹۹۹                   | ۰.۹۹۹          | ۰.۹۹۹ | $BTS = -5.219 n + 11.928 Y_d - 23.227$         | ۱۵    |
| ۰.۱۲۸          | ۰.۰۳ | ۵۰۷.۴۷۲  | ۰.۹۹۷                   | ۰.۹۹۹          | ۰.۹۹۹ | $BTS = -8.178 n + 11.134 Y_{sat} - 20.755$     | ۱۶    |
| ۰.۱۶۲          | ۰.۰۴ | ۳۱۸.۶۰۶  | ۰.۹۹۵                   | ۰.۹۹۸          | ۰.۹۹۹ | $BTS = 12.192 Y_d - 4.797 \Omega - 24.240$     | ۱۷    |
| ۰.۲۰۶          | ۰.۰۵ | ۱۹۷.۱۸۵  | ۰.۹۹۲                   | ۰.۹۹۷          | ۰.۹۹۹ | $BTS = 11.316 Y_{sat} - 8.377 \Omega - 21.622$ | ۱۸    |

## ۷- نتیجه گیری

در این پژوهش به کمک خواص فیزیکی (تخلخل، درصد رطوبت و وزن واحد حجم خشک و اشباع) نمونه سنگ‌های گرانیتوئیدی و مافیک - حدواسط، مقاومت کششی برزیلی پیش بینی شده است. در این پژوهش ۴ نوع سنگ شامل سنگ‌های دیوریت و گابرو از شهرستان چشمه قصابان و سنگ‌های گرانیت و گرانودیوریت از شهرستان سامن برداشت شده و مورد ارزیابی قرار گرفته است. برای ارزیابی مقاومت کششی برزیلی (BTS) این سنگ‌ها از روش‌های آماری رگرسیون ساده و چندگانه استفاده شده است.

تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از آنالیز رگرسیون ساده خطی نشان می‌دهد، وزن واحد حجم خشک و اشباع برای پیش بینی مقاومت کششی برزیلی مفید هستند. آنالیز رگرسیون ساده غیر خطی نیز نشان می‌دهد، تخلخل، درصد رطوبت و وزن واحد حجم خشک و اشباع برای تخمین مقاومت کششی برزیلی مفید هستند. همچنین آنالیز رگرسیون چندگانه نشان می‌دهد که دو پارامترهای (تخلخل و وزن واحد حجم خشک)، (تخلخل و وزن واحد حجم اشباع)، (وزن واحد حجم خشک و درصد رطوبت) و (وزن واحد حجم اشباع و درصد رطوبت) به عنوان پارامترهای ورودی برای پیش بینی مقاومت کششی برزیلی مفید هستند. در رگرسیون ساده خطی مقاومت کششی برزیلی (BTS) بیشترین همبستگی را با وزن واحد حجم خشک ( $Y_d$ ) با ضریب تعیین ( $R^2=0.995$ ) دارد. در رگرسیون ساده غیرخطی نیز بیشترین همبستگی را با وزن واحد حجم خشک ( $Y_d$ ) با ضریب تعیین ( $R^2=0.994$ ) دارد. همچنین در رگرسیون چندگانه بیشترین همبستگی با ضریب تعیین ( $R^2=0.999$ ) مربوط به دو پارامتر تخلخل و وزن واحد حجم خشک به عنوان پارامترهای ورودی می‌باشد. براساس نتایج حاصل از این پژوهش مشخص گردید که مقاومت کششی برزیلی با تخلخل و درصد رطوبت رابطه معکوس دارد ولی با وزن واحد حجم خشک و اشباع رابطه مستقیم دارد.

با توجه به تفاوت بودن مقاومت کششی سنگ‌ها در شرایط مختلف (نوع لیتولوژی، میزان رطوبت، میزان هوازدگی، اندازه ذرات و غیره)، صحت معادلات پیشنهادی تنها برای سنگ‌های آذرین با ویژگی‌های مشابه سنگ‌های مورد مطالعه قابل تایید است.

## ۷- مراجع

- ۱- فهیمی‌فر، احمد، ۱۳۸۰، آزمایشات مکانیک سنگ، شرکت سهامی آزمایشگاه فنی و مکانیک خاک، جلد اول.
- ۲- امیرانلوی، هادی، ۱۳۸۶، مطالعه ناهمسانی مقاومت کششی سنگهای دگرگونی ناحیه همدان (کندلان، گردنه زاغه)، سومین کنفرانس مکانیک سنگ ایران، تهران.
- ۳- عرب، محمدجواد و ارشدنژاد، شبیر، ۱۳۹۵، بررسی خواص فیزیکی بر مقاومت کششی برزیلی سنگ آهن مگنتیت مطالعه موردی: معدن سرویان، کنفرانس پژوهش‌های نوین در علوم و مهندسی، قزوین.
- ۴- ارشدنژاد، شبیر و عرب، محمدجواد، ۱۳۹۷، ارتباط تخلخل و چگالی بر مقاومت کششی (برزیلی) سنگ آهن مگنتیت مطالعه موردی: معدن سرویان.
- ۵- قبادی، محمدحسین و آلبانی، فرهاد و موسوی خسروی، هادی، ۱۳۹۷، بررسی خواص فیزیکی در ارزیابی مقاومت کششی (برزیلی) سنگ‌های ساختمانی گابرویی در صحنه کرمانشاه، دومین کنفرانس بین‌المللی پژوهشهای نوین در عمران، معماری، مدیریت شهری و محیط زیست، کرج.





۶- پشگائی، عاطفه و ارومیه‌ای، علی و نیکودل، محمدرضا، ۱۳۹۸، بررسی خواص فیزیکی در ارزیابی مقاومت کششی (برزیلی) زغال سنگها مطالعه موردی: معدن گلندرود، استان مازندران، دومین همایش بین‌المللی افق‌های نوین در علوم پایه و فنی و مهندسی، تهران.

7- Fairhurst, C. (1961, March). Laboratory measurement of some physical properties of rock. In ARMA US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium (pp. ARMA-61). ARMA.

8- Hoek, E. (1964). Fracture of anisotropic rock. Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy, 64(10), 501-518.

9- Townhill- Rewston p. (1984). In Towards a rotational scale of hardness for minerals (Edited by P.A. Dowd), pp. 22-27, Leeds University Mining Association.

10- ISRM (International Society for Rock Mechanics), 2007. The complete ISRM suggested methods for rock characterization, testing and monitoring: 1974–2006. In: Ulusay, Hudson (eds) Suggested methods prepared by the commission on testing methods.

11- Xu, X., Wu, S., Gao, Y., & Xu, M. (2016). Effects of micro-structure and micro-parameters on Brazilian tensile strength using flat-joint model. Rock mechanics and rock engineering, 49, 3575-3595.

12- Obert, L., Duvall, W. I., & Windes, S. L. (1946). Standardized tests for determining the physical properties of mine rock (No. 3891). US Bureau of Mines.

13- Wuerker, R. G. (1955). Measuring the tensile strength of rocks. TRANSACTIONS OF THE AMERICAN INSTITUTE OF MINING AND METALLURGICAL ENGINEERS, 202(2), 157-157.

## ارزیابی کارایی روش نشانگر کاربردی رس در زمینه سنجش مقدار کربن آلی کل

امیر محمودی<sup>۱</sup>، خالد معروفی<sup>۲</sup>\*

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی نفت و گاز، دانشگاه صنعتی سهند، تبریز، ایران

amirmahmoodii1996@gmail.com

۲- استادیار، دانشکده مهندسی نفت و گاز، دانشگاه صنعتی سهند، تبریز، ایران

maroufi@sut.ac.ir

### چکیده

با توجه به هزینه بالای آنالیز راکتایول، سنجش کمیت ماده آلی سنگ‌منشاء غالباً بصورت غیرمستقیم و از طریق لاگ‌ها انجام می‌گیرد. از جمله روش‌های جدید در این زمینه، روش نشانگر کاربردی رس ( $I_{cl}$ ) می‌باشد. طبق این روش، افزایش گاما معلول افزایش رس‌ها و مواد آلی بوده و با سنجش گامای حاصل از کانی‌های رسی، مابقی گاما به ماده آلی کل (TOC) نسبت داده می‌شود. نظر به اینکه کارایی روش  $I_{cl}$  در کشورمان بررسی نشده است، در این مطالعه از آن جهت ارزیابی سازند پابده استفاده شده و دقت نتایج حاصله با دقت روش  $\Delta\text{LogR}$  مقایسه گردید. انطباق ۸۱٪ نتایج  $I_{cl}$  با مقادیر واقعی TOC و خطای پایتتر آن (MSE: ۰/۲۳، MAPE: ۲۵٪) نسبت به روش  $\Delta\text{LogR}$  (MSE: ۰/۴، MAPE: ۲۹٪)، کارایی روش را تایید نمود. در نهایت، TOC سازند پابده در چاه آزمایش از ۰/۵ تا ۴/۵ متغیر بوده که بخش اعظم آن در زون میانی سازند تجمع یافته است.

**واژه‌های کلیدی:** سنگ منشأ؛ نشانگر کاربردی رس؛ ماده آلی کل؛ سازند پابده؛ لاگ‌های پتروفیزیکی

### Abstract

Due to the high cost of Rock eval analysis, organic matter quantity of source rock is frequently estimated from well logs. Practical clay indicator ( $I_{cl}$ ) is a novel method presented in this domain. According to this method, increasing gamma is related to the clay minerals and organic matter. Therefore, by measuring the gamma rays associated with clay minerals, the remaining gamma will be attributed to the total organic carbon (TOC). Since its performance has not been evaluated in our country,  $I_{cl}$  approach is employed in this study in order to evaluate Pabdeh Formation, along with comparing its accuracy with those from  $\Delta\text{LogR}$  method. Great performance of the  $I_{cl}$  method is confirmed by 81% correlation of its results with real TOC values and also its lower errors (MSE=0.23 and MAPE=25%) in compare to the  $\Delta\text{LogR}$  method (MSE=0.4 and MAPE=29%). For the test well, finally, TOC of the Pabdeh Formation varies from 0.5 to 4.5, which mostly accumulated in the middle unit of the formation.

**Key words:** Source rock; Practical clay indicator, Total organic carbon, Pabdeh Formation, Petrophysical logs

### ۱- مقدمه

یکی از عناصر اصلی جهت شکل‌گیری سیستم نفتی، سنگ منشأ غنی از ماده آلی است. تراوایی اندک سنگ‌های رسوبی ریزدانه نظیر شیل‌ها، مارن‌ها و سنگ آهک‌ها، شرایط لازم را برای محافظت از مواد آلی مهیا کرده و بر همین اساس، این سنگ‌ها عموماً بعنوان سنگ منشأ احتمالی مدنظر قرار می‌گیرند. در واقع، سنگی که توانایی تولید و خارج کردن مقدار کافی هیدروکربن برای ایجاد یک تجمع نفتی یا گازی را داشته باشد، به عنوان سنگ منشأ هیدروکربنی در نظر گرفته می‌شود (Welte and Tissot, 1984; Hunt, 1996).

در ارزیابی سنگ منشأ، سه مشخصه عمده مورد بررسی قرار می‌گیرد که عبارتند از: کمیت، کیفیت و درجه بلوغ مواد آلی موجود در سنگ. از کمیت ماده آلی معمولاً با عنوان ماده یا کربن آلی کل (Total Organic Carbon, TOC) نام برده می‌شود. توانایی سنگ منشأ برای تولید نفت و گاز به وسیله فاکتورهای کمیت و کیفیت (مقدار درصد هیدروژن) کروژن مشخص گشته و سابقه تولید هیدروکربن از آن نیز براساس درجه بلوغ، تفسیر می‌گردد. جهت

تعیین مشخصات فوق از آنالیزهای ژئوشیمیایی نظیر پیرولیز راک ایول استفاده می‌شود. بدین منظور از خرده‌ها یا مغزه‌های حفاری و همچنین توالی‌های رخنمون‌یافته، نمونه‌برداری شده و آزمایش مربوطه بر روی آنها صورت می‌گیرد. با اینحال، انجام آزمایشات ژئوشیمیایی نظیر پیرولیز راک ایول هزینه‌بر بوده و نمونه‌های قابل اعتماد از توالی‌های مستعد سنگ منشاء نیز همیشه در دسترس نمی‌باشند. بنابراین محققان مختلف تلاش کرده‌اند تا از روش‌های غیرمستقیم و کم‌هزینه جهت ارزیابی سنگ‌های منشاء بهره‌گیرند. مهمترین این روش‌ها، یافتن رابطه‌ای کیفی و/یا کمی مابین داده‌های محتوای کربن آلی و نگاره‌های چاه است. امکان سنجش ماده آلی از طریق نگاره‌ها از خصوصیات فیزیکی مواد آلی سرچشمه می‌گیرد، که براساس آن از سنگ‌های اطراف متمایز می‌شوند. چگالی کمتر، مقدار اورانیوم بیشتر، مقاومت بالاتر و همچنین غلظت بالای هیدروژن باعث تمایز سنگ منشاء از دیگر سنگ‌ها می‌گردد (Serra, 1986).

Beers در سال ۱۹۴۵ خاصیت رادیواکتیویته سنگ‌های منشاء را مشخص نمود (Beers, 1945) و از آن زمان تاکنون افراد زیادی تلاش کرده‌اند تا سنگ‌های منشاء را از طریق نگاره‌ها شناسایی کرده و غنای آنها را با استفاده از روش‌های تجربی یا هوشمند، مورد سنجش قرار دهند. مهمترین روش تجربی در این زمینه، روش  $\Delta \log R$  (Passey et al., 1990) می‌باشد که توسط محققان مختلف نیز مورد استفاده قرار گرفته است (نظیر علیزاده و همکاران، ۱۳۹۱)، با نام روش نشانگر کاربردی رس (practical clay indicator,  $I_{cl}$ ) توسط Zhao et al., 2016 و همکاران معرفی شده است (Zhao et al., 2016). با اینحال، تاکنون کارایی روش اخیر در مورد سنگ منشاءهای ایران مورد ارزیابی قرار نگرفته است. بر همین اساس، در این مطالعه از روش  $I_{cl}$  به منظور سنجش مقادیر ماده آلی سازند پایده استفاده شده و دقت نتایج حاصله مورد بررسی قرار گرفته است.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه

مطالعه حاضر بر روی سازند پایده در یکی از میادین ناحیه فروافتادگی دزفول انجام شده است. فروافتادگی دزفول یک رویداد ساختمانی در جنوب غرب تراسز زاگرس است (شکل ۱) که در آن سازند آسماری فاقد رخنمون است. ادامه این زون در شمال به فروافتادگی کرکوک رسیده و تا شمال سوریه تداوم دارد. ولی در ایران مرزهای این فروافتادگی به سه رویداد زمین‌ساختی که در شمال زون خمشی یا گسله بالارود، در شمال شرق خمشی یا گسله جبهه کوهستانی و در جنوب زون گسله کازرون هستند، محدود می‌گردد (مطیعی، ۱۳۷۲). این ناحیه با تاقدیس‌های بزرگ و طولیل با راستای شمال غربی - جنوب شرقی مشخص شده که مخازن متعددی را در خود جای داده‌اند (Miliarexis and Iliopoulou, 2004). وجود تمامی عوامل مورد نیاز برای تشکیل سیستم‌های نفتی شامل سنگ منشاء غنی از ماده آلی، سنگ مخزن تراوا و متخلخل، پوشش سنگ‌های کارا و تله‌های تاقدیسی، این ناحیه را بعنوان مهمترین منطقه نفتی کشور معرفی کرده است. ذخایر نفتی و گازی این ناحیه عمدتاً در سازند آسماری به سن الیگومیوسن، و همچنین گروه‌های بنگستان و خامی به سن کرتاسه تجمع یافته‌اند. توالی‌های مناسب سنگ منشاء از ژوراسیک تا پالئوسن گسترش داشته و شامل سازندهای متنوعی نظیر سرگلو، گرو، کژدمی، گورپی و پایده هستند. بطور کلی، سازند پایده (پالئوسن میانی تا الیگوسن پسین) در فروافتادگی دزفول، فارس، بخش‌هایی از لرستان و کشور عراق گسترش دارد و عمده لیتولوژی این آن، شیل، مارن، سنگ آهک رسی، و سنگ آهک می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲).

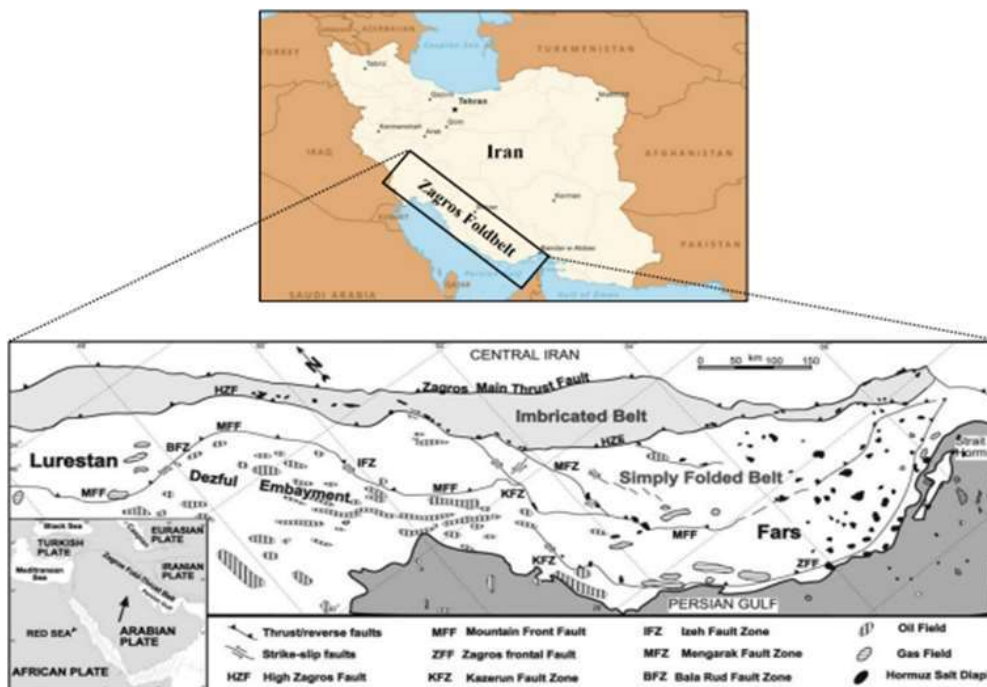
## ۳- روش مطالعه

جهت انجام این مطالعه، ابتدا ۷۵ نمونه خرده حفاری از ۳ حلقه چاه یکی از میادین ناحیه فروافتادگی دزفول اخذ شده و تحت آزمایش پیرولیز راک ایول قرار گرفت. سپس از دو روش نشانگر کاربردی رس و  $\Delta \log R$  به منظور سنجش غیرمستقیم TOC از طریق لاگ‌ها بهره گرفته شد. در نهایت نتایج حاصل از روش‌های تجربی مذکور با مقادیر واقعی حاصل از آزمایش راک ایول مورد مقایسه قرار گرفت.

## ۳-۱- پیرولیز راک ایول

پیرولیز راک ایول یکی از روش‌های استاندارد است که به صورت گسترده برای ارزیابی پتانسیل زایشی سنگ‌های منشاء مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش، ۵۰ تا ۷۰ میلی گرم از پودر هر نمونه طی مرحله پیرولیز در دمای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۳ تا ۴ دقیقه حرارت داده می‌شود. سپس دمای کوره

با یک برنامه دمایی ۲۵ درجه در دقیقه تا ۶۵۰ درجه بالا رفته، که این عمل سبب شکست حرارتی کروژن و تولید هیدروکربن می‌شود. سپس مرحله اکسیدان آغاز گشته که طی آن نمونه تا دمای ۸۵۰ درجه سانتی گراد در یک اتمسفر مصنوعی سوزانده می‌شود تا همه کربن موجود در آن خارج گردد. برخی از مهمترین پارامترهای حاصل از این آزمایش شامل  $S_1$  (مقدار هیدروکربن‌های آزاد)،  $S_2$  (مقدار هیدروکربن‌های حاصل از شکست کروژن)،  $S_3$  (هیدروکربن‌های حاصل از شکست ترکیبات اکسیژن‌دار)،  $T_{max}$  (دمای منطبق بر حداکثر پیک  $S_2$ ) و TOC می‌باشند (Al-Qahtani, 2000). مقادیر TOC حاصل از آزمایش راک‌آیول (Real TOC) و داده‌های لاگ متناظر با آنها برای برخی از نمونه‌ها در قالب جدول ۱ ارائه شده است.



شکل ۱- جایگاه جغرافیایی و ساختاری ناحیه چین‌خورده زاگرس و زیرزون‌های آن (Maroufi and Zahmatkesh, 2023)

جدول ۱- مقادیر کربن آلی کل و داده‌های لاگ متناظر با آنها برای تعدادی از نمونه‌های مورد استفاده در این مطالعه

| Depth (m) | GR (API) | DT (us/ft) | RT (uhm-m) | RHOB (g/cm <sup>3</sup> ) | NPHI (v/v) | Real TOC (wt%) |
|-----------|----------|------------|------------|---------------------------|------------|----------------|
| 2536      | 44.86    | 70.11      | 13.13      | 2.604                     | 0.13       | 1.97           |
| 2539      | 41.7     | 66.3       | 9.30       | 2.618                     | 0.16       | 0.79           |
| 2542      | 58.6     | 93.3       | 7.15       | 2.464                     | 0.22       | 3.25           |
| 2551      | 52.15    | 87.7       | 9.45       | 2.377                     | 0.23       | 2.25           |
| 2561      | 67.41    | 86.78      | 7.83       | 2.456                     | 0.23       | 2.49           |
| 2570      | 78.85    | 94.5       | 3.90       | 2.401                     | 0.24       | 3.61           |
| 2593      | 84.9     | 89.7       | 7.08       | 2.318                     | 0.26       | 3.03           |
| 2586      | 70.68    | 81.89      | 7.42       | 2.399                     | 0.25       | 2.74           |
| 2588      | 62.9     | 86.8       | 6.50       | 2.378                     | 0.24       | 2.97           |
| 2598      | 116.9    | 89         | 6.89       | 2.363                     | 0.23       | 4.96           |

### ۳-۲- روش نشانگر کاربردی رس

Zhao و همکاران در سال ۲۰۱۶ روشی جدید را براساس انطباق لاگ‌ها جهت سنجش TOC در سنگ‌های منشأ ارائه دادند. مبنای این روش بر این اصل استوار است که افزایش لاگ گاما معلول افزایش کانی‌های رسی و همچنین مواد آلی است و در صورتی که مبنایی برای تعیین میزان گامای حاصل از کانی‌های

رسی وجود داشته باشد، مابقی گامای ثبت شده وابسته به میزان مواد آلی خواهد بود. بر همین اساس این محققان نشانگر کاربردی رس ( $I_{cl}$ ) را از اختلاف تخلخل حاصل از لاگ های نوترون و چگالی معرفی نمودند. در واقع مقادیر تخلخل محاسبه شده از طریق دو لاگ مذکور (معادلات ۱ تا ۳) در مورد کانی های رسی زیاد بوده و معیاری مناسب برای شناسایی این کانی ها می باشد.

$$\varphi_{Na} = \frac{\varphi_N}{100} \quad (1) \quad D_a = \frac{(\rho_b - \rho_{ma})}{\rho_f - \rho_{ma}} \quad (2)$$

$$I_{cl} = \varphi_{Na} - \varphi_{Da} \quad (3)$$

در صورتی که مقیاس ها به نحوی تعیین شوند که لاگ گاما و لاگ حاصل از مقادیر نشانگر کاربردی رس (لاگ  $I_{cl}$ ) در لایه های غیر منشاء (بجز نواحی مخزنی واجد گاز) بر هم منطبق شوند، جدایش آنها ( $\Delta d$ ) در توالی های منشاء (انحراف به سمت چپ نگاره نشانگر رس و انحراف به راست نگاره گاما)، معیاری از وجود مواد آلی خواهد بود. میزان جدایش براساس معادلات زیر محاسبه می شود:

$$\Delta d = GR' - I_{cl} \quad (4) \quad GR' = \frac{GR - GR_{left}}{GR_{right} - GR_{left}} \quad (5)$$

$$I'_{cl} = \frac{I_{cl} - I_{cl_{left}}}{I_{cl_{right}} - I_{cl_{left}}} \quad (6)$$

که در آن  $GR$  مقدار لاگ گاما بر حسب  $API$ ،  $GR_{left}$  حد سمت چپ لاگ  $GR$ ،  $GR_{right}$  حد سمت راست لاگ  $GR$ ،  $I_{cl_{left}}$  حد سمت چپ لاگ نشانگر رس و  $I_{cl_{right}}$  حد سمت راست لاگ نشانگر رس می باشد.

جدایش  $\Delta d$  معمولاً رابطه ای خطی با مقادیر  $TOC$  دارد:

$$TOC = a\Delta d + b \quad (7)$$

که در آن  $a$  و  $b$  به ترتیب شیب و عرض از مبدا خط هستند و مقادیر آنها با انطباق  $\Delta d$  با داده های  $TOC$  حاصل از پیرولیز، به دست می آید. در عمل،  $a$  می بایست مثبت باشد زیرا مابین  $\Delta d$  و  $TOC$  همبستگی مثبت وجود دارد. متغیر  $b$  نیز می بایست برابر یا بزرگتر از صفر و کمتر از ۰/۵ باشد. در نهایت، با مشخص شدن ضرایب معادله ۷، از آن به منظور سنجش  $TOC$  در تمامی نقاط واجد لاگ استفاده خواهد شد (Zhao et al., 2016).

در مطالعه حاضر، از داده های دو چاه (چاه های  $X1$  و  $X2$ ) جهت یافتن رابطه بین جدایش  $\Delta d$  و  $TOC$  واقعی بهره گرفته شد و داده های مربوط به چاه سوم نیز به منظور آزمایش کارایی روش نشانگر کاربردی رس، مورد استفاده قرار گرفت.

### ۳-۲- روش $\Delta \log R$

Passey و همکاران در سال ۱۹۹۰ روش  $\Delta \log R$  را معرفی نمودند. طبق این روش، قرار گرفتن نسبت های بین لاگ مقاومت از یک سو و قرائت های صوتی، دانسته و نوترون از طرف دیگر می تواند برای محاسبه  $\Delta \log R$  استفاده شود. جدایش  $\Delta \log R$  بشکل خطی با مقادیر  $TOC$  رابطه داشته و تابع از بلوغ نیز می باشد. برای محاسبه  $\Delta \log R$  از طریق نگاره های صوتی و مقاومت، از معادله ذیل استفاده می شود:

$$\Delta \log R = \log_{10} (R/R_{baseline}) + 0.2 \times (\Delta T - \Delta T_{baseline}) \quad (8)$$

که در آن  $\Delta \log R$  برابر است با جدایش لاگ های مقاومتی و صوتی،  $R_{baseline}$ ،  $\Delta T_{baseline}$  و  $R$ ،  $\Delta T$  به ترتیب معرف قرائت مقاومت در محل خط مبنا، قرائت لاگ صوتی در محل خط مبنا، قرائت لاگ مقاومت و قرائت لاگ صوتی می باشند.

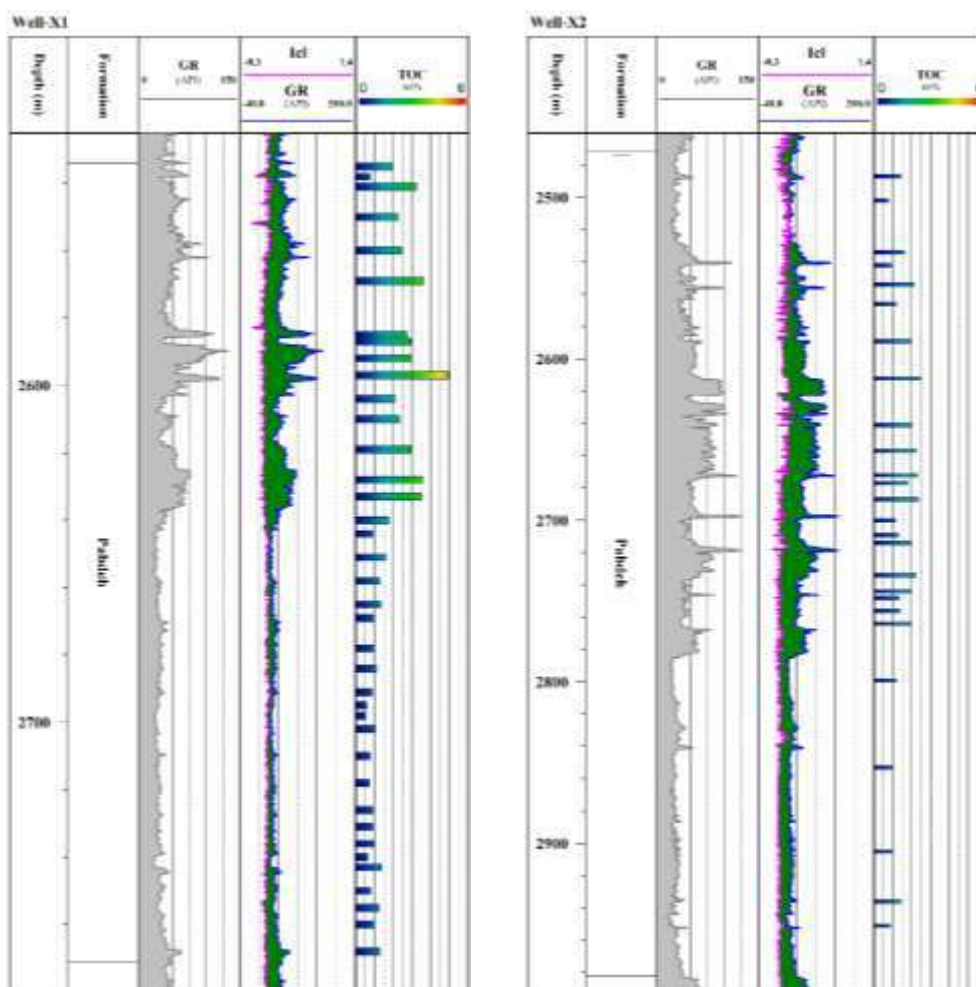
معادله تجربی مورد استفاده برای محاسبه میزان کربن آلی کل نیز از طریق  $\Delta \log R$  به صورت زیر می باشد (Passey et al., 1990):

$$TOC = (\Delta \log R) \times 10 (2.297 - 0.1688 \times LOM) \quad (9)$$

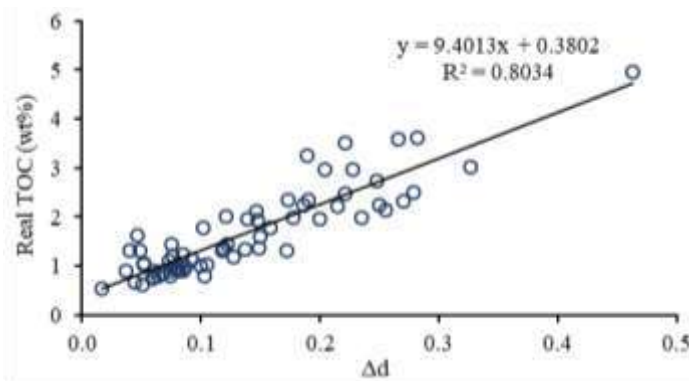
### ۴- بحث و بررسی

همانطور که پیشتر گفته شد، جهت سنجش  $TOC$  از طریق روش نشانگر کاربردی رس، ابتدا می بایست جدایش  $\Delta d$  مابین لاگ های گاما و  $I_{cl}$  محاسبه شده و سپس ضرایب رابطه بین جدایش  $\Delta d$  و  $TOC$  واقعی (معادله ۷) مشخص گردد. برای انجام این مهم، ابتدا لاگ  $I_{cl}$  برای دو چاه  $X1$  و  $X2$

بر اساس اختلاف تداخل حاصل از لاگ های نوترون و چگالی، محاسبه شد. مقادیر لاگ  $I_{cl}$  برای چاه های مذکور از ۰/۰۲ تا ۰/۳۱ متغیر است. سپس لاگ های گاما و  $I_{cl}$  در نرم افزار Logplot ترسیم شده و مقیاس آنها به نحوی تعیین شد تا در نواحی غیر منشاء برهم منطبق گردند (شکل ۲). بدین سان، مقیاس لاگ گاما از ۴۰ تا ۲۴۰ و مقیاس لاگ نشانگر رس از ۰/۳ تا ۱/۴ تعیین شد. مقایسه چشمی  $\Delta d$  با مقادیر واقعی TOC در شکل ۲، رابطه مستقیم آن را با تغییرات مقدار ماده آلی هویدا می کند، بطوریکه در نواحی واجد ماده آلی کم، مقدار جدایش مذکور اندک بوده و با افزایش میزان TOC، به میزان جدایش نیز افزوده می شود. با محاسبه رقومی میزان جدایش از طریق معادلات ۴ تا ۶، امکان سنجش رابطه مابین  $\Delta d$  و TOC میسر گردید. همانطور که در شکل ۳ مشخص است، مابین میزان جدایش حاصل از روش نشانگر کاربردی رس و مقدار ماده آلی، انطباق حدود ۸۰ درصدی وجود دارد. ضمناً ضرایب a و b نیز به ترتیب ۹/۴ و ۰/۳۸ تعیین شد.



شکل ۲- جدایش لاگ های گاما و نشانگر کاربردی رس، و انطباق آن با مقادیر واقعی سازند پابده در دو چاه فرو افتادگی دزفول



شکل ۳- رابطه بین جدایش  $\Delta d$  و ماده آلی کل سازند پابده در چاه‌های X1 و X2

#### ۴-۱- بررسی کارایی روش نشانگر کاربردی رس

به منظور ارزیابی دقت روش نشانگر کاربردی رس از داده‌های مربوط به سازند پابده در چاه X3، که در روند شناسایی رابطه بین  $\Delta d$  و TOC دخیل نبوده‌اند، استفاده شد. بدین منظور، ابتدا لاگ  $I_{cl}$  برای چاه مذکور سنجیده شده و سپس براساس مقیاس تعیین شده در بخش پیشین، جداشدگی  $\Delta d$  مورد محاسبه قرار گرفت. در نهایت از طریق فرمول بدست آمده در دو چاه اول (شکل ۳)، مقادیر TOC به ازای هر قرائت لاگ محاسبه گردید. همچنین از روش  $\Delta \log R$  نیز جهت سنجش TOC سازند پابده در چاه X3 استفاده شد (جدول ۲). در نهایت، خروجی‌های دو روش تجربی موردنظر به وسیله توابع دقت (ضریب تعیین یا  $R^2$ ) و خطا (میانگین مربعات خطا یا MSE و درصد میانگین مطلق خطا یا MAPE) با داده‌های TOC واقعی حاصل از ۱۱ نمونه مورد مقایسه قرار گرفت:

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (t_i - y_i)^2 \quad (10)$$

$$MAPE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|t_i - y_i|}{t_i} \times 100 \quad (11)$$

$$R^2 = \left( \frac{\sum_{i=1}^N (t_i - \bar{t})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (t_i - \bar{t})^2 (y_i - \bar{y})^2}} \right)^2 \quad (12)$$

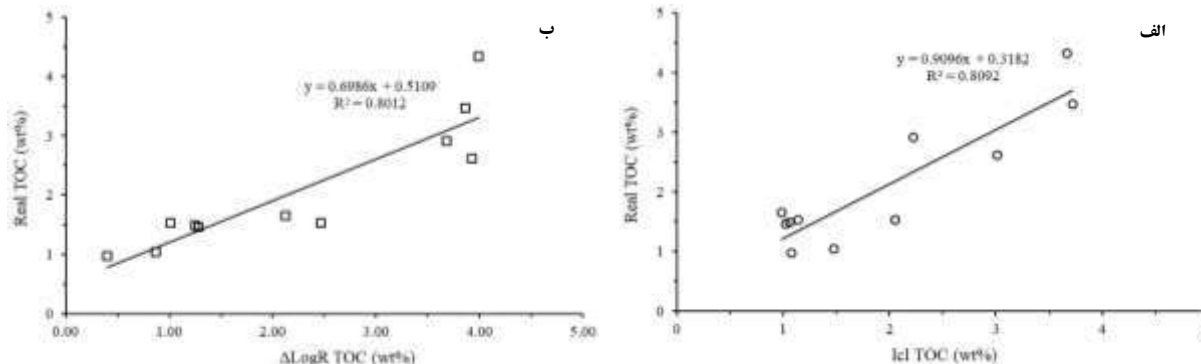
که در آن، N: تعداد داده،  $t_i$ : مقدار واقعی فاکتور،  $y_i$ : مقدار تخمینی،  $\bar{t}$ : میانگین مقادیر واقعی و  $\bar{y}$ : میانگین مقادیر تخمینی.

مقادیر TOC حاصل از روش‌های مختلف در قالب جدول ۲ ارائه شده است. انطباق مقادیر تخمینی با داده‌های واقعی (شکل ۴)، ضریب تعیین برابر با ۰/۸۱ و ۰/۸ را به ترتیب برای روش‌های  $I_{cl}$  و  $\Delta \log R$  مشخص نمود. از سوی دیگر، میزان خطای محاسبه شده برای دو روش، کارایی نسبتاً بالاتر روش  $I_{cl}$  (MSE: ۰/۲۳، MAPE: ۲۵٪) را نسبت به روش  $\Delta \log R$  (MSE: ۰/۴، MAPE: ۲۹٪) آشکار کرد.

جدول ۲- مقادیر کربن آلی کل حاصل از روش‌های پیرولیز راکتایول،  $I_{cl}$  و  $\Delta \log R$  مربوط به سازند پابده در چاه X3

| Depth (m) | Real TOC | $I_{cl}$ TOC | $\Delta \log R$ TOC |
|-----------|----------|--------------|---------------------|
| 2585      | 1.49     | 1.06         | 1.25                |
| 2653      | 2.61     | 3.01         | 3.93                |
| 2717      | 1.53     | 2.05         | 2.47                |
| 2727      | 2.91     | 2.23         | 3.68                |
| 2741      | 3.47     | 3.72         | 3.86                |
| 2745      | 4.33     | 3.67         | 3.99                |
| 2801      | 1.65     | 0.98         | 2.12                |
| 2816      | 1.46     | 1.02         | 1.28                |
| 2850      | 1.53     | 1.14         | 1.01                |
| 2871      | 1.04     | 1.47         | 0.87                |
| 2986      | 0.97     | 1.07         | 0.40                |
| MSE:      |          | 0.23         | 0.4                 |
| MAPE (%): |          | 24.7%        | 29.4%               |

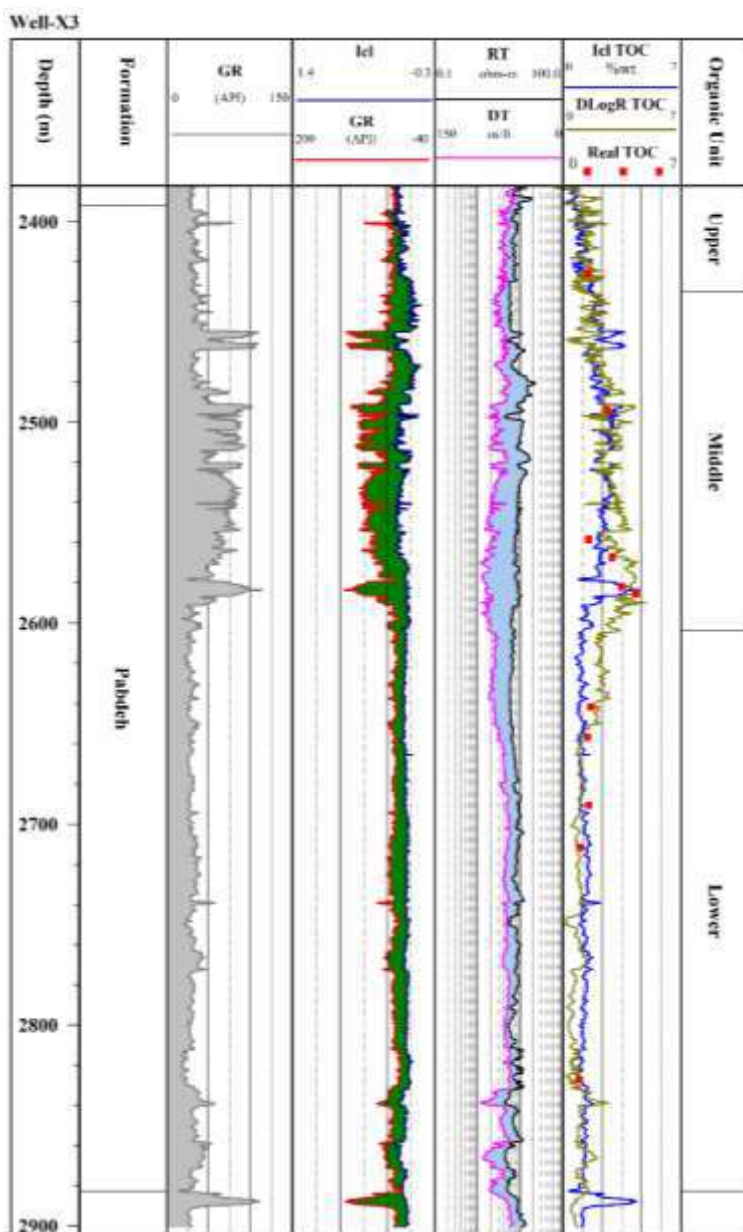




شکل (۴) - انطباق نتایج حاصل از روش های  $I_{cl}$  (الف) و  $\Delta \log R$  (ب) با مقادیر واقعی حاصل از آزمایش پیرولیز راکتایول در چاه X3

#### ۴-۲- ارزیابی کمیت ماده آلی سازند پابده

سازند پابده در چاه X3 حدود ۴۹۰ متر ضخامت دارد. همانطور که در شکل ۵ مشخص است، مابین نتایج حاصل از دو روش  $I_{cl}$  و  $\Delta \log R$  انطباق نسبتاً مناسبی وجود دارد. با اینحال، با توجه به کارایی بالاتر روش  $I_{cl}$  که در بخش پیشین مشخص گشت، از نتایج این روش به منظور ارزیابی وضعیت کمیت ماده آلی در سازند پابده استفاده شد. نتایج نشان داد که میزان TOC سازند پابده در چاه X3 از ۰/۵ تا ۴/۵ درصد وزنی متغیر بوده و متوسط آن نیز برابر با ۱/۷۵ می باشد. علاوه بر این، سازند پابده را می توان براساس مقادیر ماده آلی به سه واحد یا بخش ژئوشیمیایی تقسیم نمود. میزان ماده آلی در بخش میانی بیشتر بوده (عموماً بالاتر از ۱/۵ درصد وزنی) و در زمره سنگ منشاءهای خوب - عالی طبقه بندی می شود. برعکس، در مورد واحدهای فوقانی و زیرین، مقادیر TOC کمتر از ۱ درصد وزنی بوده و بر همین اساس این بخش ها جزو سنگ منشاءهای ضعیف - متوسط محسوب می شوند. ضمناً، واحد زیرین نسبت به بخش های دیگر، از ضخامت بیشتری برخوردار می باشد.



شکل ۵- لاگ ژئوشیمیایی سازند پابده در چاه X3 واقع در فرو افتادگی دزفول

## ۵- نتیجه گیری

- بررسی کارایی روش نشانگر کاربردی رس در زمینه تخمین ماده آلی کل سازند پابده و مقایسه آن با روش  $\Delta \log R$ ، نتایج زیر را فراهم آورد:
- جداشدگی (Δd) لاگ های اشعه گاما و نشانگر کاربردی رس (لاگ حاصل از اختلاف تخلخل نوترون و چگالی) با مقادیر TOC رابطه مستقیم داشته و بر همین اساس می توان از آن به منظور سنجش TOC استفاده نمود.
- بررسی کارایی روش نشانگر کاربردی رس در چاه آزمایش، دقت مناسب (ضریب تعیین برابر با ۰/۸۱) و خطای نسبتاً پایین روش مذکور را آشکار کرد.
- کارایی روش نشانگر کاربردی رس تا حدودی بالاتر از روش  $\Delta \log R$  بوده و بر همین اساس می توان از آن به عنوان روشی قابل اعتماد استفاده نمود.

○ مقادیر ماده آلی سازند پابده در چاه آزمایش از ۰/۵ تا ۴/۵ درصد وزنی متغیر بوده (میانگین: ۱/۷۵) که بخش اعظم مواد آلی مذکور در زون میانی سازند تجمع یافته است. بر همین اساس می‌توان سازند پابده را به سه بخش بالایی، میانی و زیرین تقسیم‌بندی کرد. شایان ذکر است، علیرغم دقت مناسب روش نشانگر کاربردی رس، استفاده از آن مستلزم دردسترس بودن حداقل ۲۰ داده واقعی جهت کالیبره کردن مقیاس‌ها و ضرایب معادلات، می‌باشد.

## مراجع

- علیزاده، ب.، معروفی، خ.، حیدرپورد، م.ح.، ۱۳۹۱. اعتبارسنجی و مقایسه دو روش شبکه عصبی مصنوعی و  $\Delta\text{LogR}$  در ارزیابی محتوای ماده آلی سنگ‌های منشأ: مطالعه موردی از سازند پابده میدان نفتی مارون. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی ۲۸(۳)، ۱-۱۸.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ صفحه.
- Al-Qahtani, F. A., 2000. Porosity distribution prediction using artificial neural networks. West Virginia University.
- Alizadeh, B., Maroufi, K. and Heidarifard, M. H., 2018. Estimating source rock parameters using wireline data: an example from Dezful Embayment, South West of Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 167, 857-868. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2017.12.021>.
- Beers, R. F., 1945. Radioactivity and organic content of some Paleozoic shales. AAPG Bulletin, 29, 1-22. <https://doi.org/10.1306/10.1306/3D933700-16B1-11D7-8645000102C1865D>.
- Charsky, A. and Herron, S., 2013. Accurate, direct total organic carbon (TOC) log from a new advanced geochemical spectroscopy tool: Comparison with conventional approaches for TOC estimation. Search and Discovery, 41162, 1-17.
- Hunt, M., 1996. The Source Rock: quality of organic matter. Petroleum Geochemistry and Geology, 329-332.
- Khoshnoodkia, M., Mohseni, H., Rahmani, O. and Mohammadi, A., 2011. TOC determination of Gadvan Formation in South Pars Gas field, using artificial intelligent systems and geochemical data. Journal of Petroleum Science and Engineering, 78, 119-130.
- Maroufi, K. and Zahmatkesh, I., 2023. Effect of lithological variations on the performance of artificial intelligence techniques for estimating total organic carbon through well logs. Journal of Petroleum Science and Engineering, 220, 111213. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2022.111213>.
- Miliareisis, G. and Iliopoulou, P., 2004. Clustering of Zagros Ranges from the Globe DEM representation. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 5, 17-28. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2003.08.001>.
- Passey, Q., Creaney, S., Kulla, J., Moretti, F. and Stroud, J., 1990. A practical model for organic richness from porosity and resistivity logs. AAPG Bulletin, 74, 1777-1794. <https://doi.org/10.1306/0C9B25C9-1710-11D7-8645000102C1865D>.
- Rahmani, O., Khoshnoodkia, M., Kadkhodaie, A., Beiranvand Pour, A. and Tsegab, H., 2019. Geochemical analysis for determining total organic carbon content based on  $\Delta\text{LogR}$  technique in the South Pars field. Minerals, 9, 735. <https://doi.org/10.3390/min9120735>.
- Serra, O., 1986. Fundamentals of well-log interpretation: The Interpretation of Logging Data. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 684 pp.
- Welte, D. and Tissot, P., 1984. Petroleum formation and occurrence. Springer.
- Zhao, P., Mao, Z., Huang, Z. and Zhang, C., 2016. A new method for estimating total organic carbon content from well logs. AAPG Bulletin, 100, 1311-1327. <https://doi.org/10.1306/02221615104>.

## بررسی رشد شهری کرمان در دوره ۲۰ ساله با استفاده از داده‌های سنجش از دور

بهبود رنجبر\*<sup>۱</sup> و فرید فروغی<sup>۲</sup>

۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد جی‌آی‌اس و سنجش از دور، دانشگاه شهید چمران اهواز، نویسنده مسئول \*

behboodranjbarr@gmail.com

۲- استادیار، بخش مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی داراب، دانشگاه شیراز،

foroughifarid@gmail.com

### چکیده

در این تحقیق، رشد شهری کرمان در یک دوره ۲۰ ساله از سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۰ بررسی شد. به منظور تهیه نقشه کاربری اراضی از روش شبکه عصبی برای طبقه‌بندی استفاده گردید. برای پیدا کردن مناسب‌ترین ساختار شبکه عصبی از روش آزمون و خطا استفاده شد. برای بررسی رشد شهری تعداد سه کلاس شامل شهر، گیاه و خاک در نظر گرفته شد. نتایج نشان داد که مساحت کاربری شهر، گیاه و خاک در سال ۲۰۰۰ به ترتیب برابر ۱۰۱۶۷/۷۵، ۵۲۷۱/۳ و ۳۸۵۸۲/۵۵ هکتار و برای سال ۲۰۲۰ به ترتیب برابر ۱۰۶۰۴/۲۵، ۹۸۴۷/۲۶ و ۳۳۵۷۰/۰۹ هکتار بود. میزان تغییر کاربری در طول ۲۰ سال برای کاربری‌های شهر و گیاه مثبت بوده (به ترتیب برابر ۴۳۶/۵ و ۴۵۷۵/۹۶ هکتار، ۴ و ۸۷ درصد) و برای کاربری خاک منفی و برابر ۵۰۱۲/۴۶- هکتار (۱۳- درصد) بوده است. نتایج طبقه‌بندی نشان دهنده ضرایب قابل قبولی از مقدار صحت کلی ۰/۹۷ و ضریب کاپا ۰/۸۹ می‌باشد. **واژه‌های کلیدی:** رشد شهری، سنجش از دور، شبکه عصبی، کاربری ارضی.

### Abstract

In this research, the urban growth of Kerman was investigated in 20 years from 2000 to 2020. To prepare the land use map, the neural network method was used for classification. The trial and error method was used to find the most suitable neural network structure. To investigate urban growth, three classes including city, plant, and soil were considered. The results showed that the land use area of the city, plant, and soil in 2000 was 10167.75, 5271.3, and 38582.55 hectares respectively and for 2020 it was 10604.25, 9847.26, and 33570.09 hectares respectively. The rate of land use change during 20 years was positive for city and plant uses (436.5 and 4575.96 hectares, respectively, 4 and 87 percent) and have been negative for soil use and equal to -5012.46 hectares (-13 percent). The classification results show an acceptable overall accuracy coefficient value of 0.97 and a Kappa coefficient of 0.89.

**Keywords:** urban growth, remote sensing, neural network, land use.

### مقدمه

کاربری اراضی به مفهوم انواع بهره‌برداری از زمین به منظور رفع نیازهای گوناگون انسان تعبیر می‌گردد (Lynn et al., 2009). به عبارتی می‌توان گفت تغییرات کاربری اراضی، نتیجه تبدیل اراضی طبیعی از جمله جنگل و مرتع به کاربری‌های کشاورزی، صنعتی، شهری و بالعکس می‌باشد (Reger et al., 2007 and Serra et al., 2008). یکی از پیش شرط‌های اصلی برای استفاده بهینه از زمین، اطلاع از الگوهای کاربری اراضی و تغییرات آن در طول زمان است (Assefa, 2010). به طور کلی مشخص شده است که نیروهای طبیعی و فعالیت‌های انسانی دو فاکتور اصلی ایجاد تغییرات در کاربری اراضی و پوشش زمین در مقیاس‌های محلی تا جهانی می‌باشند. باید مد نظر قرار داشت که در فواصل زمانی کوتاه (کمتر از صد سال) تأثیر نیروهای طبیعی به نسبت نیروهای انسانی بسیار ناچیز می‌باشند (Haub, 2007) بنابراین توجه به فعالیت‌های انسانی در ایجاد تغییر کاربری اراضی از اهمیت دوچندانی برخوردار است. حال ممکن است این تغییر در زمین‌های زراعی، باغات، مراتع، جنگل‌ها و دامنه‌های کم و بیش شیب‌دار کوه‌ها و تپه‌ها اتفاق افتد (ضیاء و قادرمزی، ۱۳۸۸). آشکارسازی دقیق و به موقع تغییرات سیمای فیزیکی برای فهم روابط و برهم کنش انسان با پدیده‌های طبیعی برای بهبود و ارتقای تصمیم‌گیری، اهمیت بسیار دارد. همچنین سنجش و آشکارسازی تغییرات کاربری اراضی را می‌توان در یک مقیاس زمانی مانند یک دهه به منظور ارزیابی تغییرات منابع طبیعی روی زمین انجام داد (Gibson, et al 2000). ارزیابی تغییرات کاربری اراضی به طور فراینده‌ای وابسته به اطلاعات مشتق شده از تصاویر ماهواره‌ها می‌باشد. در شرایط کنونی فن‌آوری‌های جدیدی مانند سنجش از دور (RS) و سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) به عنوان یک روش جای‌گزین دقیق و مقرون به صرفه در مقایسه

با روش‌های سنتی برای درک میزان تغییرات پوشش زمین و کاربری اراضی شناخته شدند (Sundarakumar et al., 2012). با توجه به اینکه هدف اساسی فناوری سنجش از دور شناسایی و تفکیک پدیده‌های زمین است، بنابراین طبقه‌بندی تصاویر ماهواره‌ای مهم‌ترین مرحله تفسیر اطلاعات ماهواره‌ای محسوب می‌شود (سفیانیان، و همکاران ۱۳۸۹). بنابراین نرخ بالا و روزافزون تغییرات مکانی در بافت‌های مختلف از جمله شهری و ثابت بودن پوشش گیاهی به ویژه در کشورهای در حال توسعه، نیاز به یافتن تکنیکی کارآمد، سریع و قابل اعتماد جهت مدل‌سازی و مدیریت این تغییرات به ویژه باهدف بهنگام سازی پایگاه داده مکان مرجع در سیستم‌های اطلاعات را ایجاب می‌کند. با وجود این همه موارد، آگاهی از اثرات نامطلوب ناشی از گسترش شهری بر محیط طبیعی این واقعیت را نیز باید قبول کرد که رشد افقی شهری امری اجتناب ناپذیر است (هادوی، و همکاران ۱۳۸۹). در این راستا گسترش فیزیکی شهری و تغییرات کاربری اراضی باعث افزایش درجه حرارت سطح زمین و حبس شدن گرما در محیط‌های شهری و به عبارتی دیگر باعث بوجود آمدن جزایر حرارتی روی شهرها می‌گردد (Chiotti, 2009). بر این اساس انواع بی‌شماری از روش‌های مطالعه تغییرات کاربری اراضی در خارج و داخل کشور توسعه یافته‌اند تا به‌توان به طیف متنوع تری از داده‌های سنجش از دور دست پیدا کرد که در زیر به برخی از این پژوهش‌ها اشاره می‌گردد. (Wu, et al., 2006) با استفاده از سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی، تغییرات کاربری اراضی در پکن را پایش و پیش‌بینی نمودند. همچنین الگوی کاربری اراضی برای سال‌های ۱۹۸۶، ۱۹۹۱، ۱۹۹۶ و ۲۰۰۱ با استفاده از تصاویر سنجنده TM ماهواره لندست نقشه‌برداری شد. در این مطالعه از روش طبقه‌بندی نظارت شده با حداکثر احتمال استفاده گردید. (Shalaby and Tateishi, 2007) بارزسازی تغییرات پوشش و کاربری اراضی در مناطق ساحلی شمال غربی مصر را با استفاده از روش مقایسه بعد از طبقه‌بندی و تلفیق مقایسه‌ای جدولی (Cross-tabulation) مورد بررسی قرار دادند. آنها از طبقه‌بندی نظارت شده و الگوریتم حداکثر احتمال برای طبقه‌بندی تصاویر ماهواره لندست بین سال‌های ۱۹۸۷ و ۲۰۰۱ بهره جستند.

سینگ و خاندوری در سال ۲۰۱۱ با استفاده از داده‌های سنجش از دور و GIS به آشکارسازی تغییرات کاربری اراضی در پنجاب هند بین سال‌های ۱۹۹۱ تا ۲۰۰۶ پرداختند. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش داده‌های سنجنده TM و ETM+ از ماهواره لندست و IRS بوده است. روش آشکارسازی تغییرات بعد از انجام طبقه‌بندی تصاویر ماهواره‌ای صورت گرفت و مساحت کاربری‌های مورد نظر بدست آمده با یکدیگر مقایسه شدند. این پژوهشگران سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی را روشی کارآمد و بهینه برای تولید اطلاعات مکانی و برنامه‌ریزی کاربری اراضی می‌دانند. عبدالکافی و همکاران در سال ۲۰۱۱ در یک تحقیق با استفاده از داده‌های سنجنده ETM+، ETM و TM تغییرات پوشش و کاربری زمین را در دلتای نیل غربی مطالعه کرده‌اند. هدف از این مطالعه کمک به مدیریت بهتر تغییرات کاربری بیان شده که توانسته است تغییراتی که در نتیجه فعالیت‌های انسانی در این محدوده اتفاق افتاده است را شناسایی کند (Abd El-Kawy et al., 2011).

از جمله مطالعاتی که توسط محققین داخل کشور در زمینه آشکارسازی تغییرات کاربری اراضی صورت گرفته می‌توان به موارد زیر اشاره کرد. علوی پناه و همکاران در سال ۱۳۷۵ برای تهیه نقشه کاربری اراضی منطقه کوهستانی موک در استان فارس از داده‌های رقومی سنجنده TM ماهواره لندست و سیستم اطلاعات جغرافیایی بهره بردند که در این تحقیق باندهای ۳، ۴، ۵ و ۷ تصویر با روش حداکثر مشابهت در تولید نقشه مورد استفاده قرار گرفت و میزان صحت کلی نقشه ایجاد شده ۹۱/۷ درصد بود. کرمی در سال ۱۳۸۳ با داده‌های سنجنده TM و ETM+ در مقطع زمانی ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۰ در سطح ۶۲۹۰ هکتار واقع در شهر ایلام به بررسی روند تخریب جنگل‌های زاگرس پرداخت. نتایج نشان داد سالانه به طور متوسط حدود ۶/۸ هکتار (۰/۱ درصد) از سطح جنگل‌های این منطقه کاهش یافته است. فیضی‌زاده و همکاران در سال ۱۳۸۶ با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده ETM+ ماهواره لندست ۷ نقشه کاربری اراضی شهرستان ملکان را استخراج نمودند. آنها برای طبقه‌بندی تصاویر از الگوریتم حداکثر مشابهت استفاده کرده و در نتیجه گیری قابلیت این روش را در طبقه‌بندی پوشش کاربری اراضی تأیید نمودند. جعفری و همکاران در مطالعه‌ای که در سال ۱۳۸۹ انجام داده‌اند، به منظور آشکارسازی تغییرات پوشش اراضی در بخش مرکزی شهرستان بویراحمد (یاسوج)، با استفاده از تصاویر سنجنده TM مدلی مبتنی بر الگوریتم درخت تصمیم (Decision tree) توسعه دادند. آنها با این روش توانستند تغییرات پوشش و کاربری اراضی را شناسایی کنند. با افزایش جمعیت در مناطق شهری، خدمات رسانی و امکانات رفاهی نیز به همان میزان گسترش می‌یابد. لذا تغییر کاربری اراضی امری اجتناب ناپذیر می‌باشد. تغییر کاربری اراضی و توسعه فیزیکی شهری به نوبه خود باعث افزایش دما در سطح زمین و انباشته شدن گرما در محیط‌های شهری می‌گردد که با پایش و شناسایی فعالیت‌های انسانی می‌توان تغییر کاربری ایجاد شده در محیط‌های شهری را بهتر مدیریت کرد. در این راستا بررسی رشد شهری کرمان در یک دوره ۲۰ ساله با تاکید بر روش‌های سنجش از دور انجام گردید.

## مواد و روش‌ها

### ۱- منطقه مورد مطالعه

شهر کرمان یکی از کلان‌شهرهای ایران و مرکز استان کرمان است که پهناورترین استان ایران است و در جنوب شرقی کشور قرار دارد. جمعیت این شهر بر اساس آمار سال ۹۵ معادل ۵۳۷۸۱۸ نفر بوده است. کرمان یکی از پنج شهر تاریخی ایران است و به دلیل اهمیتی که در ایران داشته در برهه‌هایی از زمان به‌عنوان پایتخت ایران مطرح بوده است. در برخی دوره‌ها چند پایتخت در زمان‌های مختلف و در دوران حکام و پادشاهان مختلف وجود داشته است. در برخی دوره‌ها کرمان به‌عنوان پایتخت ایالتی مطرح بوده و چند شهر مهم دیگر را هم در قلمرو خود داشته است و در دوره‌هایی (زندیه، آل بویه و ...) کرمان در کنار برخی شهرهای دیگر پایتخت بوده است. شهر کرمان در محدوده جغرافیایی ۵۶/۹ تا ۵۷/۱۵ طول جغرافیایی و ۳۰/۲۱ تا ۳۰/۳۵ درجه عرض جغرافیایی قرار دارد که ارتفاع آن از سطح دریا به طور متوسط حدود ۱۷۵۰ متر است. متوسط مقدار بارندگی کرمان در طول سال برابر ۱۲۲ میلی‌متر است و اقلیم آن بر اساس روش دمارتن بیابانی است. شهر کرمان زمستان‌های سردی دارد و کرمان چهارمین مرکز استان مرتفع ایران بعد از شهرکرد، یاسوج و همدان است. در شکل ۱ منطقه مطالعاتی نمایش داده شده است.

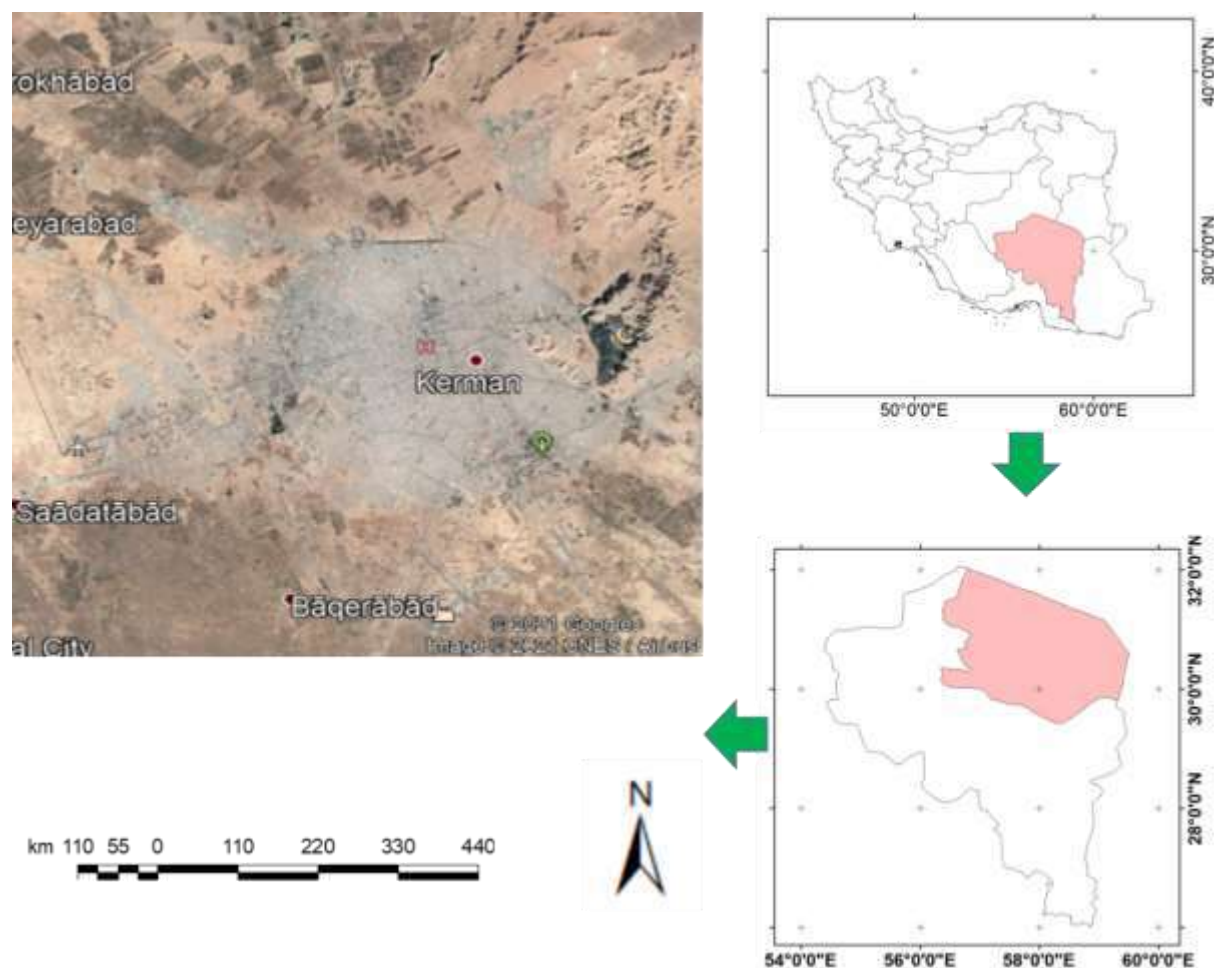
### ۲- داده‌های مورد استفاده

در این تحقیق به منظور بررسی شهر کرمان از تصاویر ماهواره لندست استفاده شده است. در این پژوهش بازه زمانی سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۰ در نظر گرفته شده است. برای سال ۲۰۰۰ از تصاویر ماهواره لندست ۷ و برای سال ۲۰۲۰ از تصاویر ماهواره لندست ۸ استفاده شده است. برنامه‌ی ماهواره‌ی فناوری منابع زمینی (Earth Resources Technology Satellite) که در سال ۱۹۷۲ شروع به کار کرد، یکی از طولانی‌ترین پروژه‌های ماهواره‌ای برای تصویربرداری از مناطق مختلف کره زمین است. بعدها نام این برنامه به لندست تغییر یافت. از سری ماهواره‌های لندست تاکنون ۸ ماهواره به فضا فرستاده شده است که یکی از آنها در حین قرارگیری در مدار کره زمین نابود شد. در ماهواره‌های لندست میزان کیفیت رزولوشن مکانی و طیفی در هر سری نسبت به نسل قبلی خود به روزتر شده است. اولین سری از ماهواره‌های لندست در ۲۷ جولای سال ۱۹۷۲ به فضا پرتاب شد و پروژه طولانی پایش منابع سطح زمین آغاز شد که مسئول ساخت و پرتاب آن ناسا و مسئول آرشو کردن داده‌ها USGS است. ماهواره لندست ۷ که در سال ۱۹۹۹ در مدار زمین قرار گرفته خورشید آهنگ است. تصاویر لندست ۷ که به آن ETM+ می‌گویند یک باند پانکروماتیک ۱۵ متری به آن اضافه شده و قدرت مکانی باند ترمال آن نیز به ۶۰ متری رسید. این سنجنده در محدوده‌های مرئی و مادون قرمز نیز تصویربرداری می‌کند. ماهواره لندست ۸ به نام ماموریت ادامه دهنده داده‌های لندست (Landsat data continuity mission) در سال ۲۰۱۳ به فضا پرتاب شد. این ماهواره دارای دو حسگر به نام‌های تصویربرداری عملیاتی زمین (OLI) و حسگر فروسرخ حرارتی (TIRS) می‌باشد. این تصاویر شامل ۹ باند طیفی با تفکیک مکانی ۳۰ متر برای باندهای ۱ تا ۷ و ۹ است. باند جدید ۱ (فوق آبی) برای مطالعات ساحل و آتروسل و باند جدید ۹ برای تشخیص ابر سیروس مفید است. همچنین وضوح برای باند ۸ (پانکروماتیک) ۱۵ متر است.

### ۳- پیش پردازش و پردازش تصاویر ماهواره‌ای

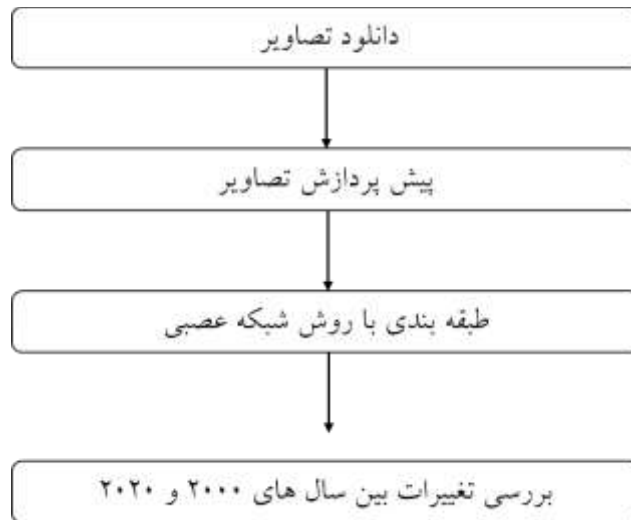
در این تحقیق برای پردازش تصاویر از نرم افزار ENVI نسخه ۵/۳ استفاده شد. تصحیحات لازم شامل تصحیحات رادیومتریک و اتمسفری روی تصاویر لندست دائلود شده انجام گردید. به صورت کلی فرایند صورت گرفته در ۴ سطح ۱- پیش پردازش، ۲- طبقه‌بندی و تهیه نقشه کاربری اراضی، ۳- بررسی تغییرات (Change Detection) و ۴- اعتبار سنجی نتایج انجام شد. به طور کلی هر پدیده‌ای که به‌تواند روی انرژی که توسط سنجنده دریافت می‌شود اثر بگذارد جزء خطاهای رادیومتریکی به حساب می‌آید که می‌توان اتمسفر و خود سنسور را نام برد. لازم به ذکر است که در برخی منابع خطای اتمسفری را جدای از خطای رادیومتریکی به‌شمار می‌آورند. در انتخاب تصاویر سعی شده است که ماه اول تابستان در نظر گرفته شود که شرایط اتمسفری مساعد باشد و پوشش ابر زیاد نباشد. ابتدا تصاویر مورد نظر تهیه گردید. قبل از انجام هر گونه تجزیه و تحلیل روی آن ابتدا پیش پردازش تصاویر انجام گردید و تصحیحات رادیومتری

و اتمسفری نیز روی تصاویر صورت گرفت. یکی از تکنیک‌های مهم در تفسیر تصاویر سنجش از دور، طبقه‌بندی تصاویر است که کاربرد زیادی در بررسی تغییرات زمین دارد. مسئله مهم تعیین یک روش طبقه‌بندی با دقت مناسب برای تصاویر ماهواره‌ای با قدرت تفکیک مکانی بالا می‌باشد. در این مقاله به منظور طبقه‌بندی از روش شبکه عصبی استفاده شده است. در شکل ۲ فلوچارت مراحل انجام کار ارایه شده است. به منظور تهیه نقشه کاربری اراضی از روش شبکه عصبی برای طبقه‌بندی استفاده شده است. برای انجام یک طبقه‌بندی نظارت شده، می‌بایست نمونه‌هایی تعلیمی برای هر کلاس در نظر گرفته شود. در این تحقیق تعداد ۳ کلاس شهر، خاک و گیاه برای طبقه‌بندی در نظر گرفته شود. همچنین به منظور بررسی تغییرات از روش Change detection statistics در داخل نرم افزار انوی استفاده گردیده است. در نهایت برای اعتبار سنجی از تصاویر گوگل ارث نمونه‌هایی برداشت گردیده است. ترکیب رنگی مختلف در تفسیر نتایج می‌تواند کارایی بسیار خوبی داشته باشد. در شکل ۳ تصاویر با ترکیب رنگی طبیعی از منطقه نمایش داده شده است.



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در این تحقیق.





شکل ۲، فلوچارت روش انجام کار.

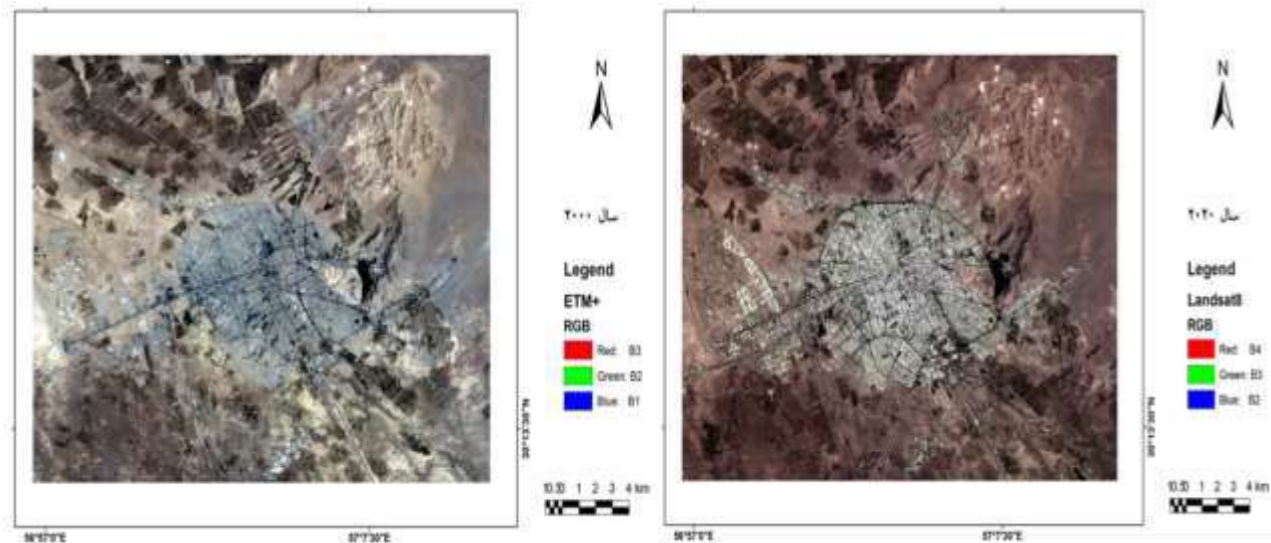
#### ۴-مدلسازی

پس از مرتب کردن مجموعه داده‌های ماهواره‌ای و داده‌های زمینی موردنظر، اقدام به آموزش شبکه عصبی گردید. در ابتدایی‌ترین گام لازم است ورودی‌های مدل انتخاب شود. برای آماده‌سازی شبکه عصبی در بخش آموزش می‌بایست از مجموعه داده‌های اصلی و اندازه‌گیری شده، بخشی برای ورود به شبکه در نظر گرفته شوند. تقسیم‌بندی مناسب داده‌های ورودی به داده‌های آموزش، اعتبارسنجی و صحت‌سنجی به صورت تصادفی از میان داده‌های موجود انتخاب می‌شود. در شبکه موردنظر ۷۰ درصد داده‌ها به عنوان داده‌ی آموزش و ۳۰ درصد دیگر برای فرآیند ارزیابی دقت مدلسازی اختصاص داده شد. در روش شبکه عصبی علاوه بر اهمیت نوع داده‌های ورودی و تقسیم‌بندی داده‌ها انتخاب تعداد لایه‌های پنهان، تعداد نرون‌ها در هر لایه، نوع توابع انتقال و تابع آموزش شبکه‌ی عصبی هم از اهمیت بالایی برخوردار است.

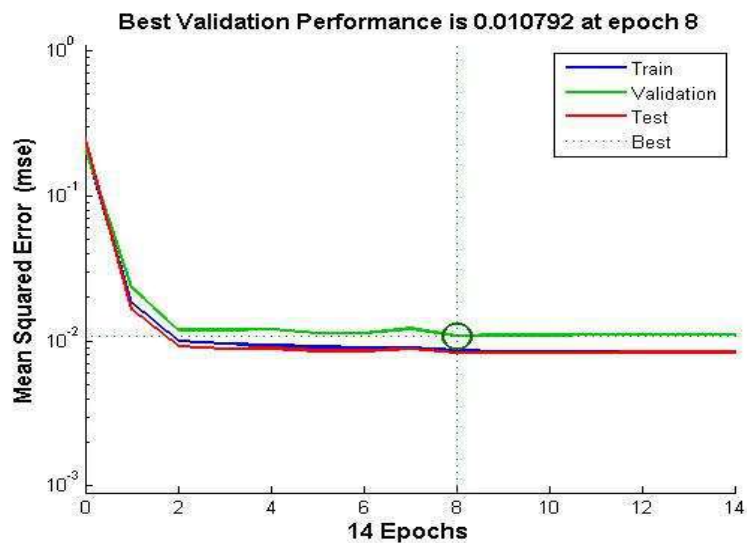
#### نتایج و بحث

در این تحقیق، رشد شهر کرمان در یک دوره ۲۰ ساله از سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۰ مورد بررسی قرار گرفت. برای پیدا کردن ساختار مناسب شبکه عصبی متناظر با هر کدام یک از حالت‌های اشاره شده در مواد و روش‌ها از روش آزمون و خطا استفاده شده است. به‌طور متوسط، برای هر حالت تقریباً ۲۰ شبکه عصبی ساخته شد و بهترین شبکه از میان مدل‌های ساخته شده به عنوان شبکه بهینه با دو لایه میانی، و ۲۰ نرون و تابع انتقال لوگ زیگموئید انتخاب شده است. در این تحقیق جهت طراحی شبکه عصبی، از تولباکس Nntool نرم افزار Matlab 2013 استفاده شد. با توجه به این که برای طراحی ساختار ANN به شبکه‌هایی نیاز است که براساس داده‌های خروجی مطلوب (الگوهای واقعی) آموزش داده شوند، بنابراین از شبکه‌هایی با الگوریتم آموزشی پس انتشار خطا استفاده گردید که بهترین عملکرد را در این نوع مسائل دارد. این نوع شبکه‌ها که از نوع شبکه‌های نظارت شده هستند داده‌های ورودی را در طول شبکه به جلو رانده و سپس اختلاف خروجی تولید شده را با خروجی مطلوب محاسبه می‌کند، سپس خطای مذکور در طول شبکه به عقب فرستاده شده و طی چند چرخه تکرار ضرایب وزنی طوری تنظیم می‌شوند که مقدار خطا به حداقل برسد. زمانی که خروجی تولید شده بیشترین شباهت یا هم‌پوشانی را با خروجی مطلوب داشته باشند آموزش به پایان می‌رسد. برای این تحقیق از الگوریتم feed forward backpropagation استفاده شده است، که با تغییر تعداد نرون‌ها و لایه‌ها و توابع مختلف، معماری‌های مختلفی به دست آمد که از طریق مشاهده نمودارهای مراحل Train و Validation مناسب‌ترین آن‌ها انتخاب گردید. شکل ۴، نمودار مقدار خطا در اپوک‌های مختلف برای مراحل آموزش، آزمایش و صحت‌سنجی را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشخص است در اپوک ۸ مقدار خطا کمترین میزان بوده و شبکه بهترین عملکرد را داشته است. در شکل ۵، مقادیر خروجی شبکه عصبی (ضریب همبستگی و معادله خط رگرسیون) جهت طبقه‌بندی کلاس

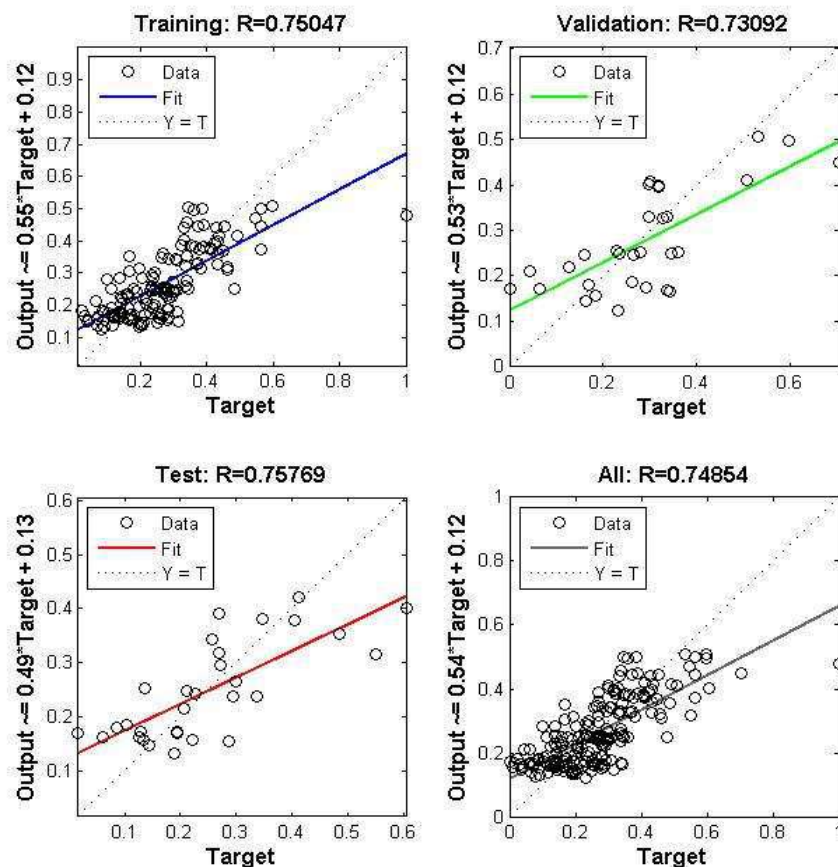
کاربری‌های تعیین شده و پیش‌بینی شده برای سه کلاس شهر، خاک و گیاه به همراه معادله خط یک به یک برای مراحل آموزش، آزمایش، صحت‌سنجی و کل در شبکه عصبی به‌کار رفته در این تحقیق ارائه شده است. همان‌طور که در شکل مشخص است مقادیر ضریب همبستگی داده‌ها برای مرحله آموزش، آزمایش، صحت‌سنجی و کلی به ترتیب برابر  $0/750$ ،  $0/757$ ،  $0/730$  و  $0/748$  می‌باشد.



شکل ۳: تصاویر مربوط به لندست ۷ و لندست ۸ برای سال‌های ۲۰۰۰ و ۲۰۲۰.

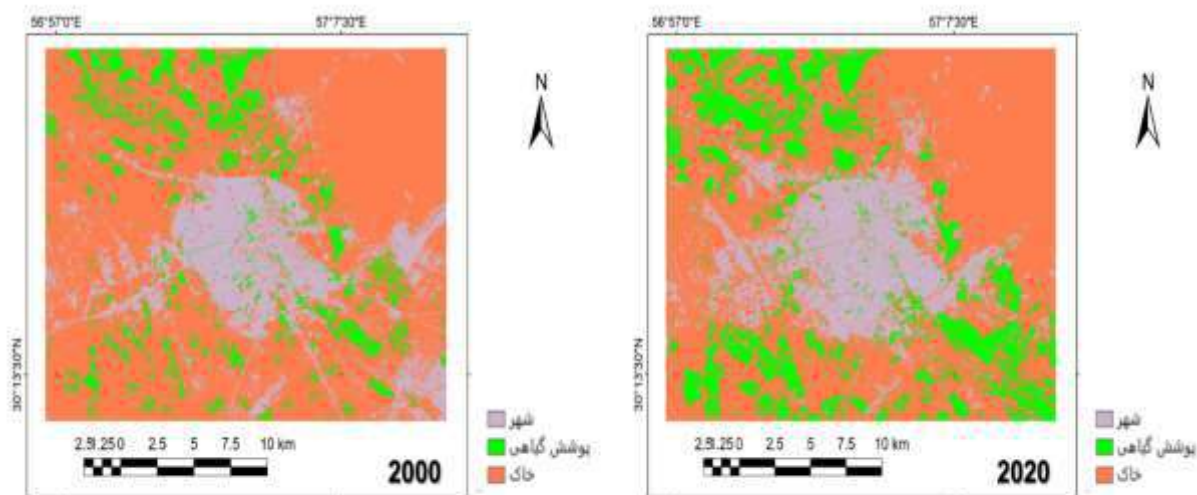


شکل ۴: نمودار مقدار خطا در اپوک‌های مختلف برای مراحل آموزش، آزمایش و صحت‌سنجی.



شکل ۵: نمودار مقادیر ضریب همبستگی و خروجی شبکه عصبی برای مراحل آموزش، آزمایش و صحت‌سنجی و کل.

برای این منظور سه کاربری شهر، گیاه و خاک در نظر گرفته شد و مساحت کاربری‌ها در سال‌های ۲۰۰۰ و ۲۰۲۰ تعیین گردید که نتایج طبقه‌بندی کاربری اراضی در شکل ۶ و مقدار مساحت آنها در جدول ۱ ارائه شده است. در شکل ۶ کاربری شهر با رنگ بنفش، کاربری گیاه با رنگ سبز و کاربری خاک با رنگ قهوه‌ای نشان داده شده است. بر این اساس مساحت کاربری شهر، گیاه و خاک به ترتیب برابر ۱۰۱۶۷/۷۵، ۵۲۷۱/۳ و ۳۸۵۸۲/۵۵ هکتار در سال ۲۰۰۰ بود. همچنین مساحت کاربری شهر، گیاه و خاک برای سال ۲۰۲۰ به ترتیب برابر ۱۰۶۰۴/۲۵، ۹۸۴۷/۲۶ و ۳۳۵۷۰/۰۹ هکتار بوده است. بر این اساس میزان رشد یا میزان تغییر کاربری در طول ۲۰ سال برای مناطق کاربری‌های شهر و گیاه مثبت و به ترتیب برابر ۴۳۶/۵ و ۴۵۷۵/۹۶ هکتار بوده که به ترتیب برابر ۴ و ۸۷ درصد رشد می‌باشد و نشان می‌دهد که در طول ۲۰ سال به مساحت این مناطق افزوده شده است. بر این اساس به‌طور متوسط سالانه حدود ۲۱/۸۳ و ۲۲۸/۸ هکتار به مساحت کاربری شهر و گیاه اضافه شده است که می‌تواند مسئله تهدید آمیزی برای مصرف منابع آب باشد که همزمان با تامین آب این مساله باید در نظر گرفته شود. نکته حائز اهمیت افزایش میزان پوشش گیاهی و باغات اطراف شهر کرمان بوده است. نتایج نشان می‌دهد که در این بازه زمانی ۴۵۷۵/۹۶ هکتار به اراضی گیاهی یا پوشش گیاهی اضافه شده است که می‌تواند مسئله تهدید آمیزی برای مصرف آب باشد. میزان تغییر کاربری در طول ۲۰ سال برای کاربری خاک منفی بوده و برابر ۵۰۱۲/۴۶- هکتار (۱۳- درصد) بوده است، یعنی به‌طور متوسط سالانه معادل ۲۵۰/۶۲- هکتار از مساحت این کاربری کاسته شده است. با کاهش چشم‌گیر کاربری خاک در منطقه، مقدار مساحت کاربری شهر و گیاه افزایش یافته و نشان می‌دهد که بخش قابل ملاحظه‌ای از اراضی با کاربری خاک به اراضی شهری و یا زمین کشاورزی تبدیل شده است. نتایج طبقه‌بندی نشان دهنده ضرایب قابل قبولی از مقدار صحت کلی و ضریب کاپا می‌باشد. بر اساس نتایج، صحت کلی و ضریب کاپا برای سال ۲۰۲۰ به ترتیب برابر با ۹۶/۹۹ و ۰/۸۹ می‌باشد.



شکل ۶: نتایج طبقه‌بندی برای سال‌های ۲۰۲۰ و ۲۰۰۰ با روش شبکه عصبی.

| کلاس | تغییرات (درصد) | متوسط تغییر (سالانه هکتار) | تغییرات (هکتار) | سال ۲۰۲۰ | سال ۲۰۰۰ |
|------|----------------|----------------------------|-----------------|----------|----------|
| شهر  | ۴              | ۲۱/۸۳                      | ۴۳۶/۵           | ۱۰۶۰۴/۲۵ | ۱۰۱۶۷/۷۵ |
| گیاه | ۸۷             | ۲۲۸/۸                      | ۴۵۷۵/۹۶         | ۹۸۴۷/۲۶  | ۵۲۷۱/۳   |
| خاک  | -۱۳            | ۲۵۰/۶۲                     | -۵۰۱۲/۴۶        | ۳۳۵۷۰/۰۹ | ۳۸۵۸۲/۵۵ |

## نتیجه‌گیری

در این تحقیق رشد شهری کرمان در یک دوره ۲۰ ساله (۲۰۰۰ تا ۲۰۲۰) با استفاده از تصاویر ماهواره لندست و نرم افزار Envi (نسخه ۵/۳) بررسی گردید. از یک شبکه عصبی با مشخصات دو لایه میانی، ۲۰ نرون و تابع انتقال لوگ زیگموئید نیز برای طبقه‌بندی اراضی و تهیه نقشه کاربری اراضی در کلاس‌های شهر، خاک و گیاه استفاده شد. بر اساس نتایج بدست آمده مساحت کاربری شهر و گیاه در بازه زمانی ۲۰ ساله افزایش یافته است که مساله تهدید آمیزی برای منابع آب محسوب می‌گردد و در سیاست گذاری جهت تامین آب می‌بایست لحاظ گردد. نتایج نشان دهنده کاهش چشم گیر کاربری خاک در منطقه می‌باشد که نتیجه تبدیل اراضی با کاربری خاک به کاربری شهری یا اراضی کشاورزی بوده است. نتایج نشان دهنده دقت بالا در ضرایب صحت کلی و ضریب کاپا می‌باشد.

## مراجع

علوی پناه، س. ک.، و مسعودی، م. ۱۳۸۰. تهیه نقشه کاربری اراضی با استفاده از داده‌های رقومی ماهواره لندست TM و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی (مطالعه موردی: منطقه موک استان فارس). علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۸(۱)، ۶۵-۷۶.

فیضی زاده، ب، عزیزی، ح، و لیزاده، ک. ۱۳۸۶. استخراج کاربری اراضی شهرستان ملکان با استفاده از تصاویر ماهواره ای لندست ۷ مجله آمایش. شماره سوم. دانشگاه آزاد اسلامی واحد ملایر.

کریمی، ف. ۱۳۸۳. مطالعه قابلیت داده‌های ماهواره لندست جهت تعیین تخریب در جنگلهای زاگرس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی ساری دانشگاه مازندران، ۷۱ صفحه.

رفیعی، ی.، علوی پناه، س. ک.، ملک محمدی، ب.، رضائی مهریان، م.، و نصیری، ح. ۱۳۹۱. تهیه نقشه‌های پوشش اراضی به کمک سنجش از دور با استفاده از خوارزمیک درخت تصمیم‌گیری (مطالعه موردی: پارک ملی و پناهگاه حیات وحش بختگان). جغرافیا و برنامه ریزی محیطی. ۲۳(۳): ۱۱۰-۹۳.

جعفری، ح. ر.، حمزه، م.، نصیری، ح.، و رفیعی، ی. ۱۳۹۰. توسعه مدل مفهومی مبتنی بر الگوریتم DecisionTree و داده کاوی به منظور آشکارسازی تغییرات پوشش اراضی با استفاده از تصاویر سنجنده TM و داده‌های کمکی (مطالعت موردی: بخش مرکزی شهرستان بویراحمد)، نشریات علوم محیطی، سال هشتم، شماره ۳، ۲۰-۱.

هادوی، ف. ۱۳۸۹. بررسی توسعه کالبدی- فضایی شهر زنجان جهت ساماندهی بهینه آن با استفاده از تکنیک GIS پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیا و برنامه ریزی شهری، دانشگاه پیام نور ساری.

ضیاء توانا، م. ح.، و قادرمزی، ح. ۱۳۸۸. تغییرات کاربری اراضی روستاهای پیراشهری در فرایند خزش شهر روستاهای نایسر و حسن آباد سندج. مجله پژوهش‌های جغرافیای انسانی، ۴۱(۶۸) ۱۳۵-۱۱۹.

Abd El-Kawy, O. R.; Rod, J.K.; Ismail, H. A.; Suliman, A.S. 2011. Land use and land cover change detection in the western Nile delta of Egypt using remote sensing data, *Applied Geography*, 31, 483-494.

Assefa, b., 2010. Analysis of Impact of Resettlement on Land Use and Land Cover Dynamics and Change Modeling: The Case of Selected Resettlement Kebeles in Gimbo Woreda, Kafa Zone, A Thesis Submitted to the School of Graduate Studies of Addis Ababa University for the Degree of Master of Science in Environmental Science, pp 5-18. Access online

Chiotti, Q., and Probe, P. 2004. Toronto's Environment: A Discussion on Urban Sprawl and Atmospheric impacts. Air Program Director and Senior Scientist, Pollution Probe.

Gibson, P. J. and C. H. Power. 2000. *Introductory Remote Sensing: Digital Image Processing and Applications*, London Routledge, 249 pp.

Lynn IH, Manderson AK, Page MJ, Harmsworth GR, Eyles GE, Douglas GB, Mackay AD, Newsome PJF. 2009. Land Use Capability Survey Handbook – a New Zealand handbook for the classification of land, rd ed. Hamilton, AgResearch; Lincoln, Land care Research; Lower Hutt, GNS Science. Pp 12-18

Reger B, Otte A and Waldhardt, R. 2007. Identifying patterns of land-cover change and their physical attributes in a marginal European landscape. *Landscape and urban planning* 81, 104-113.

Serra P, Pons X and Sauri D. 2008. Land-cover and land-use change in a Mediterranean landscape: a spatial analysis of driving forces integrating biophysical and human factors. *Applied Geography*, 28, 189-209.

Sundarakumar, K., M. Harika, S.A. Begum, S. Yamini and K. Balakrishna. 2012. Land Use and Land Cover Change Detection and Urban Sprawl Analysis of Vijayawada City Using a Landsat Data. *Engineering Science and Technology*, 4: 170-178.

Singh, P. and Khanduri, K, 2011: Land use and land cover change detection through Remote Sensing and GIS technology: case study of pathankot and dhar kalan tehsils, Punjab. *international Journal of Geomatics And Geosciences*, 4, 839-846.

Stavros, K.; Chrysostomos, D. S.; 2013. Identification of land cover/land use changes in the greater area of the Preveza peninsula in Greece using Landsat satellite data, *Applied Geography*, 40, 150-160.

Shalaby, A. and R. Tateishi. 2007. Remote sensing and for mapping and monitoring land cover and land use changes in the Northwestern coastal zone of Egypt. *Applied Geography*. 27: 28-41.

Wu, Q., H.Q. Li, R.S. Wang, J. Paulussen, Y. He, M. Wang, B. H. Wang and Z. Wang. 2006. Monitoring and predicting land use change in Beijing. *Landscape and Urban Planning*. 78: 322-333.

Haub, C. 2007. World population data sheet. Population Reference Bureau7 [http://www.prb.org/pdf17/17WPDS\\_Eng.pdf](http://www.prb.org/pdf17/17WPDS_Eng.pdf) Washington.

Yang, X., And Lo, C.P. 2002: Using A Time Series Of Satellite Imagery To Detect Land Use And Land Cover Change In The Atlanta ,Georgia Metropolitan Area. *International Journal of Remote Sensing* , 29, 1775-1798

## تعیین اثر مولکولی مخروطیان فسیلی با استفاده از پالئوگموتاکسونومی تجربی برای کمک به بازسازی های دیرینه گیاه و دیرینه اقلیم

علی اصغر ثیاب قدسی<sup>۱</sup>، شایان محرابی علمداری<sup>۲\*</sup>

۱. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه

a.siabeghodsy@urmia.ac.ir

۲. دانشجوی کارشناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه

shayan.mehrab80@gmail.com

### چکیده

در این مطالعه ترپنوئیدها در قسمت‌های مختلف از بیوترپنوئیدها تا ژئوترپنوئیدها و انواع مختلف آن‌ها که در کارهای پالئوگموتاکسونومی نیاز هستند، با فرمول شیمیایی و ساختار و آرایش مولکولی بررسی شده‌اند. همچنین رابطه‌ای که بین ژئوترپنوئیدها که به صورت رخساره مولکولی در چینه‌شناسی می‌باشند با تنوع زیستی دیرینه به خصوص گیاهان و دیرینه اقلیم مطالعه شده است. در ادامه روش مطالعه و نحوه بررسی پالئوگموتاکسونومی بحث شده و در این مقاله تمام نمودارهای بررسی فراوانی در زمان به روش GC-MS که یک نوع آنالیز مولکولی می‌باشد، صورت گرفته است که در اکثر این نمودارها بازایی آلیفاتیک و آروماتیک ترپن‌ها نیز بررسی شده است. سپس اطلاعاتی در مورد انواع مخروطیان به صورت خلاصه آمده است که این باعث می‌شود، مخروطیان با پالئوگموتاکسونومی راحت‌تر مورد مطالعه قرار بگیرند.

**واژه‌های کلیدی:** پالئوگموتاکسونومی، پیرولیز، نشانگرهای زیستی، ترپن‌ها و ترپنوئیدها، بازسازی آلیفاتیک و آروماتیک

### Abstract

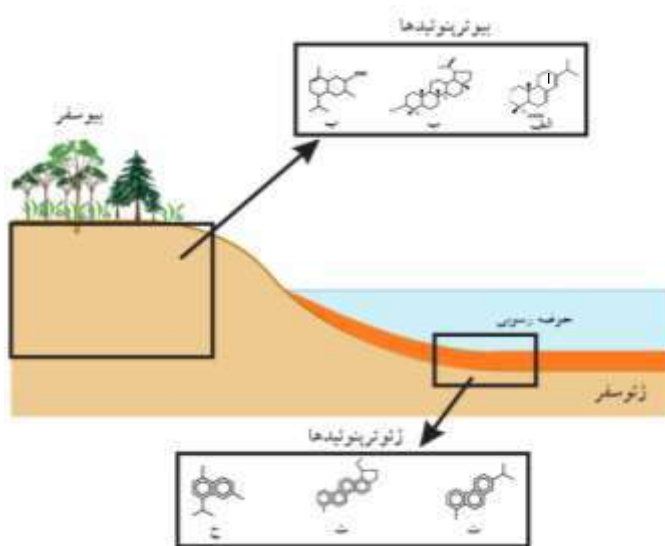
In this study, terpenoids in different parts of bioterpenoids to geoterpenoids and their types that are needed in the work of paleochemotaxonomy have been investigated with chemical formula and molecular structure and arrangement. Also, the relationship between geoterpenoids, which are in facies-molecular form in the stratigraphic record, with paleobiodiversity, especially plants (paleoflora) and paleoclimate has been studied. In the following, the study method of paleochemotaxonomy is discussed and in this article, all the graphs of abundance in time have been analyzed by GC-MS chromatogram method, which is a type of molecular analysis, and in most of these graphs, the aliphatic and aromatic terpenes fraction has also been investigated. Then, information about the types of conifers is summarized, which makes it easier to study conifers with paleochemotaxonomy.

**Key words:** Paleochemotaxonomy, Pyrolysis, Biomarks, Terpenes and Terpenoids, conifers, Aliphatic and aromatic fraction

### ۱- مقدمه

برای گموتاکسونومی گیاهی ابتدا باید ترکیبات شیمیایی بررسی شوند که ترکیبات شیمیایی آن‌ها لیگنین، کربوهیدرات‌ها، چربی‌ها و ترپنوئیدها می‌باشد. ترپنوئیدها دارای ارزش گموتاکسونومی هستند و بنابراین مختص گونه‌های خاصی می‌باشند. در شکل (۱) به انواع ترپنوئیدها پرداخته شده است. همچنین وقتی از سمت بیوسفر به طرف ژئوسفر می‌رویم، در واقع بیوترپنوئیدها به ژئوترپنوئیدها تبدیل می‌شوند که این تبدیل شدن با رخ دادن تحولات دیاژنتیکی همراه می‌باشد. همچنین ژئوترپنوئیدها می‌توانند ارزش گموتاکسونومی اولیه خود را حفظ کنند. در گموتاکسونومی ژئوترپنوئیدها نسبت به بیوترپنوئیدها حائز اهمیت بیشتری می‌باشند و فرق آن‌ها با بیوترپنوئیدها در تصویر آشکار می‌باشد و این یعنی ژئوترپنوئیدها هم از لحاظ فرمول شیمیایی و به تبعیت آن ساختار و آرایش مولکولی (رخساره مولکولی) با بیوترپنوئیدها تفاوت دارند. توسط همین نشانگرهای زیستی (Biomarks) امکان تفسیر و بازسازی دیرینه گیاه و دیرینه اقلیم فراهم می‌شود. به این صورت که ابتدا نشانگرهای زیستی تعیین می‌شوند سپس براساس آن‌ها که رخساره مولکولی محسوب می‌شوند،

دیرینه گیاه و براساس دیرینه گیاه، آب و هوا و اقلیم مخصوص آن گیاهان به دست می آید. پس می توان از روی همین نشانگرهای زیستی یا رخساره های مولکولی مقدار بارش و دمای حاکم در گذشته را که دیرینه اقلیم نیز نامیده می شود، به دست آورد.



شکل ۱- انواع ترپنوئیدها در بیوسفر و ژئوسفر، بیوترپنوئیدها در بیوسفر: الف) اسید آبتیک ( $C_{20}H_{30}O_2$ )، ب) لوپنول ( $C_{30}H_{50}O$ )، پ) کادنول ( $C_{15}H_{26}O$ ) و ژئوترپنوئیدها در ژئوسفر: ت) رافینوژ ( $C_{18}H_{18}$ )، ث) تتراآروماتیک هوپان ( $C_{25}H_{24}$ )، ج) کادالن ( $C_{15}H_{18}$ ).

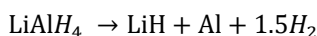
می توان اقلیم را به ۴ نوع آب و هوا اصلی برای تعیین مقدار بارش و دما و همچنین نوع گیاهان تقسیم کرد. آب و هوای بیابانی، آب و هوای استوایی، آب و هوای معتدل و آب و هوای قطبی می باشند که نوع قطبی بیشتر برای گیاهان مناسب نمی باشد و در پالئوگموتاکسونومی از اهمیت خاصی برخوردار نیست. در آب و هوای بیابانی که دارای بارش کم و دمای خیلی زیاد می باشد، رخساره های مولکولی (Molecular facies) دارای نشانگرهای زیستی اسید آبتیک (Abietane acid) با فرمول شیمیایی  $C_{20}H_{36}$ ، رافینوژ (Retene) با فرمول شیمیایی  $C_{18}H_{18}$  و فروگینول (Ferruginol) با فرمول شیمیایی  $C_{20}H_{30}O$  وجود دارند. در آب و هوای معتدل بارش و دما متوسط می باشند و نشانگرهای زیستی همچون کادالن (Cadalene) با فرمول شیمیایی  $C_{15}H_{18}$ ، رافینوژ و فروگینول وجود دارند. آب و هوای استوایی نیز دارای نشانگرهای زیستی کادالن، ریتینیک اسید (Retinoic acid) با فرمول شیمیایی  $C_{20}H_{28}O_2$ ، اسید آبتیک، رافینوژ و فروگینول می باشد. ویژگی هایی که در حال حاضر در مورد نشانگرهای زیستی گیاهی وجود دارد، عبارت اند از اینکه در پیشینه رسوبی وسیع و گسترده هستند و همچنین به گونه های گیاهی در صورتی که دارای ارزش پالئوگموتاکسونومی هستند، مربوط می باشند. با این وجود دانش فعلی در پالئوگموتاکسونومی ضیف و نسبتاً کم می باشد.

## ۲- اهداف و روش پالئوگموتاکسونومی تجربی

در روش های پالئوگموتاکسونومی می توان به بالغ کردن مصنوعی گیاهان زنده (پیرولیز یا آذرکافت محدود) که نوعی فرایند ترموشیمیایی است که طی آن مواد آلی در اثر گرما تجزیه می شود. این روش یک تکنیک جدید و نسبتاً نوینی می باشد. همچنین تولید آزمایشی دیاژنز و فسیل سازی گیاهی البته در مقیاس مولکولی نیز یکی از روش های پالئوگموتاکسونومی تجربی می باشد. هدف اصلی از این روش ها تطابق دادن طبقه بندی مولکولی با طبقه بندی گیاهی می باشد که توسط این هدف بهتر می توان به دیرینه گیاه و دیرینه اقلیم پی برد. برای این که داده هایی از نشانگرهای زیستی به دست آید باید آنالیز مولکولی

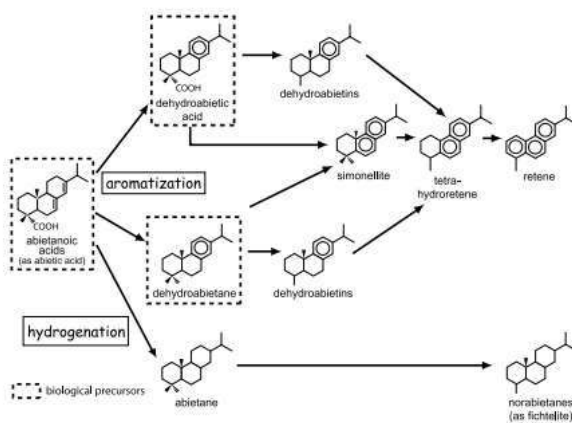


به روش GC-MS صورت بگیرد. در روش تجربی یک گیاه که در این جا "نراد اسپانیایی" (*Abies pinsapo*) انتخاب شده است، انتخاب می‌شود. سپس شاخه‌ها و سوزن‌ها با استفاده از تیغ شسته شده و با حلال به خوبی بریده می‌شوند. مواد به مدت ۲۴ ساعت در خلاء در دمای ۴۵ درجه سانتی گراد قبل از پودر شدن در ملات عقیق خشک می‌شوند. پودر در فریزر نگهداری می‌شود تا از تخریب توسط باکتری‌ها و قارچ‌ها جلوگیری شود. پیرولیز در راکتورهای بسته متشکل از لوله‌های مهر و موم شده با طول ۴۰ میلی‌متر، عرض ۱۰ میلی‌متر و ضخامت نیم میلی‌متر داخل بدنه انجام می‌شود. لوله‌ها در یک انتها مهر و موم می‌شوند و یا با پودر گیاه خشک به تنهایی یا با مخلوطی از پودر گیاه خشک و هیدرید فلز در اتمسفر آرگون (با خلوص ۹۹.۹ درصد) پر شوند تا از حضور اکسیژن جلوگیری شود. برای این کار از هیدرید فلز لیتیوم آلومینیوم هیدرید با فرمول شیمیایی  $\text{LiAlH}_4$  استفاده می‌شود. در واقع،  $\text{LiAlH}_4$  اینجا یک عامل کاهش دهنده قوی است که به طور کلاسیک در شیمی آلی استفاده می‌شود. هنگامی که تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد گرم می‌شود، تحت تخریب حرارتی قرار می‌گیرد همانطور که در واکنش نشان داده شده است:



$\text{H}_2$  به راحتی استرها، اسیدهای کربوکسیلیک، آلدئیدها و کتون‌ها را به الکل تبدیل می‌کند (Wiench et al., 2004). دی‌هیدروژن در شرایط آزمایشی (۲۸۰ درجه سانتی گراد و ۷۰۰ بار و در طول ۲۴ ساعت) در فاز فوق بحرانی قرار دارد و به راحتی آلکن‌ها را هیدروژنه می‌کند. پس از پیرولیز، مواد آلی محلول با استفاده از حلال استخراج کننده تسریع شده استخراج شد (ASE 200; Li et al., 1998). لوله‌ها باز شده و در داخل سلول‌های فولادی از پیش شسته شده ASE 200 قرار داده می‌شوند. استخراج در ۱۰۰ بار و ۸۰ درجه سانتیگراد با استفاده از حلال دیکلرومتان با فرمول شیمیایی  $\text{CH}_2\text{Cl}_2$  انجام می‌شود. گاز تصفیه  $\text{N}_2$  می‌باشد. فاز حرارت و زمان استخراج استاتیک هر دو ۵ دقیقه می‌باشد. دو چرخه استخراج برای اطمینان از استخراج کامل شکستن لیپیدی انجام می‌شود. مقدار کمی با استفاده از کروماتوگرافی مایع تکه تکه می‌شود. بخش هیدروکربنی با استفاده از ستون آلومینا با شستشوی متوالی با  $\text{CH}_2\text{Cl}_2$  و  $\text{CH}_3\text{OH}/\text{CH}_2\text{Cl}_2$  از بخش قطبی جدا می‌شود. هیدروکربن‌ها برای بازیابی اجزای آلیفاتیک و آروماتیک و همچنین بخش‌های قطبی باقی‌مانده روی یک ستون سیلیکا با شستشوی متوالی با پنتان، دی‌کلرومتان/پنتان سپس  $\text{CH}_3\text{OH}/\text{CH}_2\text{Cl}_2$  تکه‌تکه شدند. سپس آنالیز مولکولی به روش GC-MS صورت می‌گیرد.

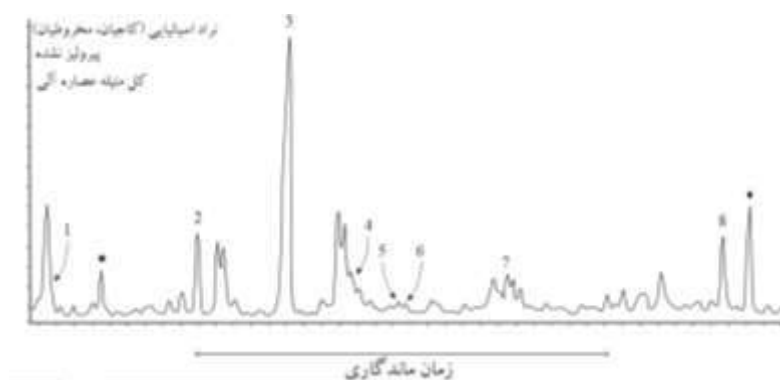
برای توسعه روش پیرولیز یا آذرکافت باید مسیر دیاژنتیکی بیوترپنئیدی شناخته شود که در شکل (۲) به اسید آیتیک که شبیه اسیدهای آیتانویک هستند اشاره شده است. در این تصویر اسید آیتانویک با دو مسیر اصلی آروماتیکی شدن و هیدروژنه شدن که به ترتیب آیتان‌های آروماتیک و دی‌ترپن‌های اشباع از هیدروژن مشاهده می‌شوند.



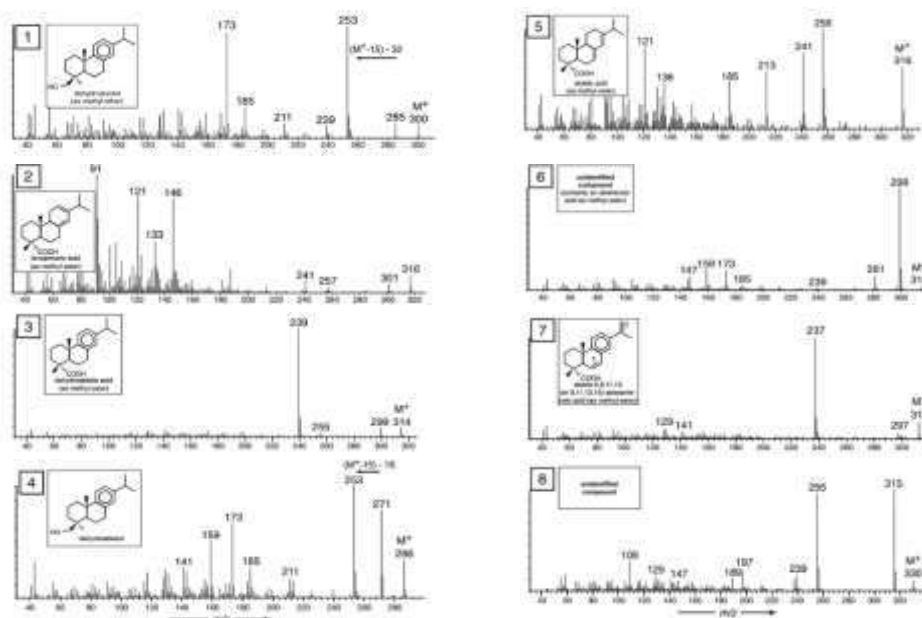
شکل ۲- مسیر دیاژنتیکی اسید آیتانویک که دارای دو مسیر اصلی آروماتیکی شدن و هیدروژنه شدن می‌باشد که هر کدام از این مسیرها دارای ترکیبات زیستی هستند.

به منظور توسعه و کالبره کردن پیرولیز محدود برای اهداف پالئوگموتا کسونومی تجربی، ما انتخاب کردیم که نماینده ای از "کاجیان" (Pinacea) را تجزیه کنیم زیرا ترکیبات ترپنئیدی موجود و فسیلی کاجیان هر دو به خوبی از طریق مطالعات زیستی و ژئوشیمی مستند شده اند (e.g. Otto and Wilde, 2001; Otto and Simoneit, 2001). همه گونه های کاجیان مقادیر زیادی اسیدهای دی ترپنئید از نوع آیتان را سنتز می کنند. در میان اسیدهای آیتانئیک، متداول ترین آن ها اسید آیتیک است، اما بسیاری دیگر مانند اسیدهای دی هیدروآیتیک (Dehydroabietic)، نوآیتیک (Neoabietic)، پالستریک (Palustric) و لوپیماریک (Levopimaric) می توانند توسط کاجیان سنتز شوند (Rezzi et al., 2005). مسیر دیاژنتیکی اسیدهای آیتانئیک به خوبی شناخته شده است (Lafamme and Hites, 1978; Wakeham et al., 1980; Simoneit, 1986; Otto and Simoneit, 2001, 2002; Marchand-Geneste and Carpy, 2003).

ترکیب مولکولی عصاره تازه نراد اسپانیایی به دست آمده با استفاده از GC-MS وجود بسیاری از این دی ترپنئیدها را تایید می کند. هشت محصول اصلی مرتبط با آیتان در عصاره کل متبله وجود دارد (شکل ۳). طیف جرمی نیز در شکل (۴) نشان داده شده است.



شکل ۳- کروماتوگرام بونی جزئی کل عصاره کل متبله شده که محتوای دی ترپنئیدی نراد اسپانیایی تازه را نشان می دهد. طیف جرمی و تخصیص ترکیبات ۱ تا ۸ در شکل ۴ آورده شده است.



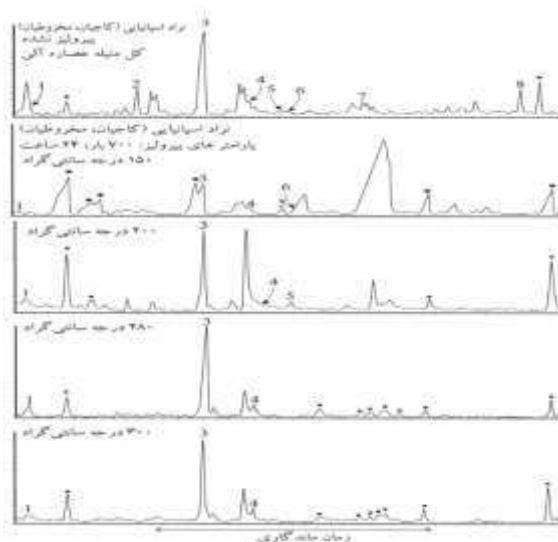
شکل ۴- طیف جرمی و تخصیص ترکیبات ۱ تا ۸ در شکل ۳.

در طیف یک در  $m/z$  ۳۰۰ دی‌هیدروآبیتول (Dehydroabietol) که نوعی دی‌ترپنئید یک اکسیژنی با فرمول شیمیایی  $C_{20}H_{30}O$  دیده می‌شود و همچنین در طیف شماره دو اسید لوپیماریک با فرمول شیمیایی  $C_{20}H_{30}O_2$ ، در طیف سوم اسید دی‌هیدروآبیتیک (Dehydroabietic acid) با فرمول شیمیایی  $C_{20}H_{28}O_2$ ، طیف چهارم نشان دهنده دی‌هیدروآبیتول در  $m/z$  ۲۸۶، طیف پنجم نیز دارای اسید آبتیک می‌باشد. در طیف ششم و هشتم، ترکیب ناشناسی دیده می‌شود و در طیف هفتم اسید آبتا مشاهده می‌شود.

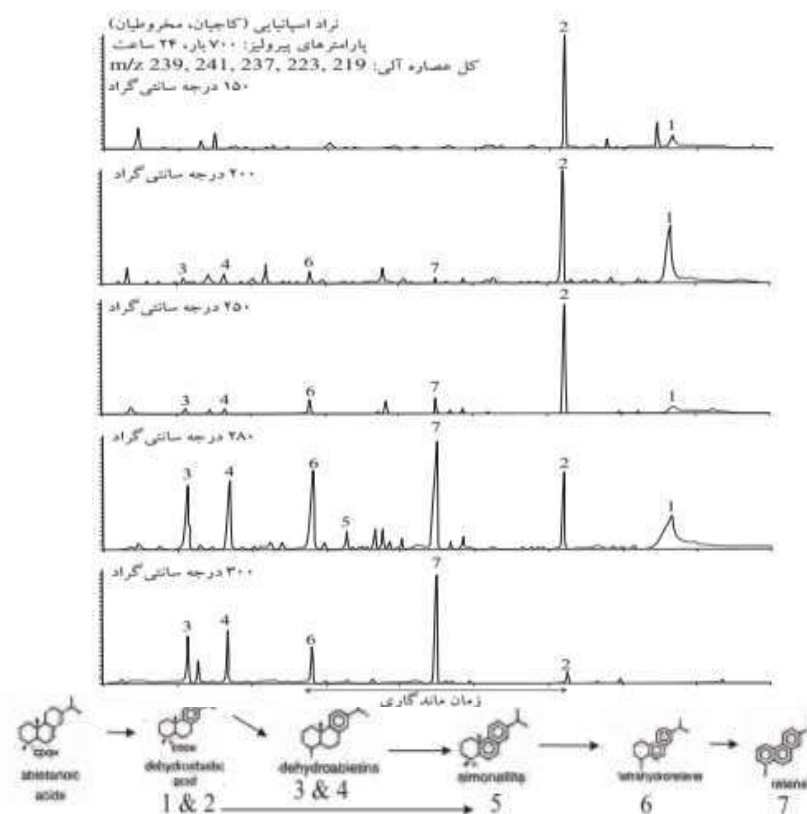
### ۳- بحث و بررسی روش پیرولیز

ابتدا، ترکیبات شسته شده در پنجره زمان ماند دی‌ترپنئید همانطور که در شکل ۳ ارائه شده است به عنوان تابعی از افزایش دمای تجزیه در اثر حرارت بدون  $LiAlH_4$  مورد مطالعه قرار گرفتند (شکل ۵). در دمای ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد، دی‌هیدروآبتولها (۱ و ۴) و همچنین اسید آبتیک همراه با اسیدهای آبتانویک ناشناس (به ترتیب ۵ و ۶) وجود دارند. عدم وجود اسید لوپیماریک (۲) ممکن است به تبدیل کل آن به اسید دی‌هیدروآبتیک (۳) نسبت داده شود. برخی از اسیدهای n و شاخه‌دار و همچنین ترکیبات ناشناس تازه تشکیل شده‌اند یا شدت نسبی آن‌ها افزایش یافته است (مثلاً آنهایی که فقط بعد از ۶ شسته می‌شوند). همچنین، یک پیک بزرگ حاوی ترکیبات ناشناس تشکیل می‌شود. ترکیب ناشناس در طیف ۸ وجود ندارد. در دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، اسیدهای n و شاخه دار، دی‌هیدروآبتول‌ها، اسید آبتیک و اسید دی‌هیدروآبتیک هنوز وجود دارند. بسیاری از اسیدهای n و شاخه دار و ترکیبات ناشناس که در دمای ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد وجود دارند، اکنون فراوانی کمتر داشته یا وجود ندارند. توزیع ترکیبات شسته شده در پنجره زمان ماندگاری دی‌ترپنئید از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد مشابه است. در این محدوده دمایی، دی‌هیدروآبتیک اسید تنها آبتانویک اسید موجود است و فراوان‌تر از اسیدهای n و شاخه دار است. دی‌هیدروآبتول‌ها هنوز قابل شناسایی هستند.

برای انجام این آزمایشات دماهای ۱۵۰، ۲۰۰، ۲۵۰، ۲۸۰ و ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد مطمح می‌باشند. در دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، اسیدهای n و شاخه دار، دی‌هیدروآبتول‌ها، اسید آبتیک و اسید دی‌هیدروآبتیک هنوز وجود دارند. بسیاری از اسیدهای n و شاخه دار و ترکیبات ناشناس که در دمای ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد وجود دارند، اکنون فراوانی کمتر داشته یا وجود ندارند. توزیع ترکیبات شسته شده در پنجره زمان ماندگاری دی‌ترپنئید از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد مشابه است. در این محدوده دما، اسید دی‌هیدروآبتیک تنها اسید آبتانویک موجود است و نسبت به اسیدهای n و شاخه‌دار فراوان‌تر است. دی‌هیدروآبتول‌ها هنوز قابل شناسایی هستند. در مرحله دوم، تبدیل اسید دی‌هیدروآبتیک به محصولات دیاژنتیکی آن به منظور تعیین دمایی که در آن وسیع‌ترین توزیع نشانگرهای زیستی آبتانویک به دست می‌آید، دنبال می‌شود. در واقع، همه این ترکیبات، از کمتر تا بیشتر تکامل یافته دیاژنتیکی، در ژئوسفر گسترده هستند. با این هدف، بازسازی کل غیر متبل به دست آمده از تجزیه در اثر حرارت انجام شده بدون  $LiAlH_4$  مطالعه می‌شود تا از تداخل اسیدهای n و شاخه‌دار جلوگیری شود. شکل (۶) فراوانی نسبی نشانگرهای زیستی آروماتیکی را نشان می‌دهد که در دیاژنر اسید دی‌هیدروآبتیک در دماهای مختلف تجزیه در اثر حرارت (۱۵۰، ۲۰۰، ۲۵۰، ۲۸۰ و ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) دخیل هستند. محصولات تجزیه اسید دی‌هیدروآبتیک به دست آمده، دی‌هیدروآبتین‌ها، سیمونلیت (Simonellite)، تتراهیدرورافینوژ (Tetrahydroretene) و رافینوژ (Retene) هستند که از طیف جرمی شناسایی می‌شوند (Philp 1985). در دمای ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد، توزیع دی‌ترپنئیدهای کلاس آبتان تحت سلطه اسید دی‌هیدروآبتیک است. هیدروکربن‌های آروماتیک آبتانویدی که این اسید را در مسیر دیاژنتیکی دنبال می‌کنند، زیر سطح تشخیص قرار دارند. در دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، اسید دی‌هیدروآبتیک هنوز بسیار فراوان است و نسبت‌های نسبی دی‌هیدروآبتین‌ها، تتراهیدرورافینوژ و رافینوژ در حال حاضر قابل اندازه‌گیری هستند اما هنوز در فراوانی کم هستند. سیمونلیت هنوز شناسایی نشده است. در دمای ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، دی‌هیدروآبتین‌ها، تتراهیدرورافینوژ و رافینوژ به نسبت‌های نسبی بالاتری نسبت به دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد وجود دارند، اما همچنان بسیار فراوانی کمتری از اسید دی‌هیدروآبتیک هستند. سیمونلیت کشف نشده باقی می‌ماند. در دمای ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد، دی‌هیدروآبتین‌ها، تتراهیدرورافینوژ، رافینوژ و اسید دی‌هیدروآبتیک اکنون فراوانی مشابهی دارند و به طور قابل توجهی بالاتر از سطح تشخیص هستند. سیمونلیت نیز وجود دارد اما نسبت نسبی کمی نسبت به سایر آبتانویدها دارد. در دمای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد، فراوانی اسید دی‌هیدروآبتیک کاهش می‌یابد و رافینوژ فراوان‌ترین آبتانوید است. نسبت نسبی دی‌هیدروآبتین‌ها، تتراهیدرورافینوژ و رافینوژ در مقایسه با تجزیه در اثر حرارت در دمای ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد کاهش می‌یابد. سیمونلیت در حال حاضر در فراوانی نسبی کم شناسایی شده است.



شکل ۵- کروماتوگرام یونی جزئی کلی عصاره کل متیله که ترکیب دی ترینوئیدی نراد اسپانیایی تازه و پیرولیز شده را نشان می دهد.

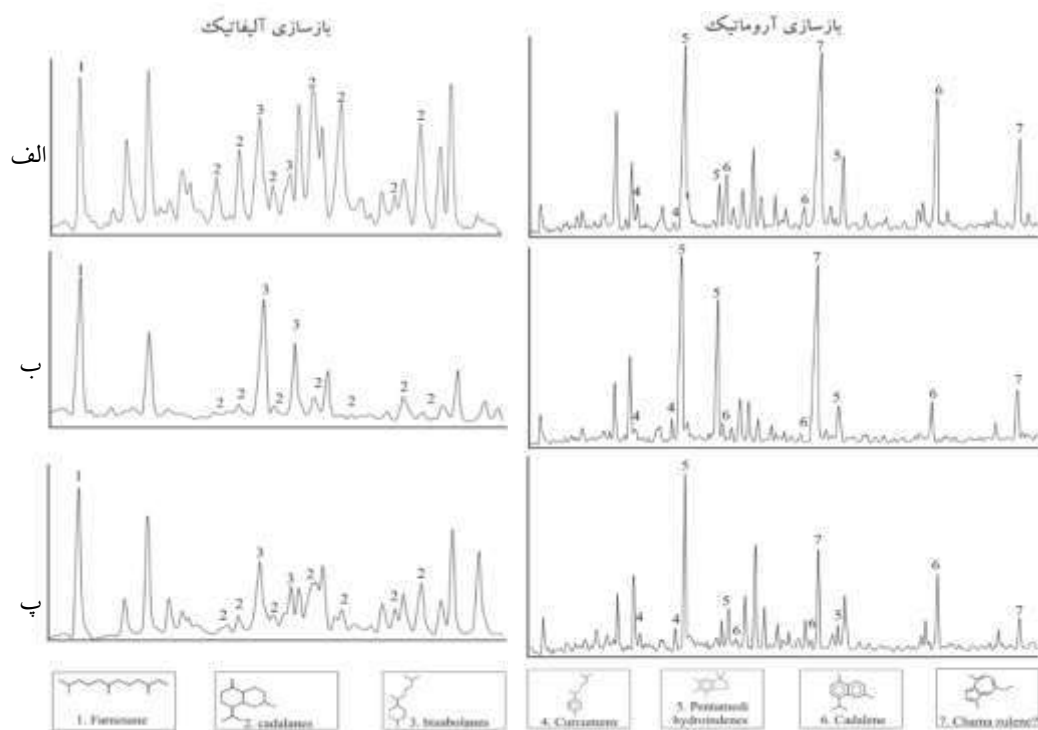


شکل ۶- کروماتوگرام یونی منتخب عصاره نراد اسپانیایی در دماهای مختلف (۱۵۰، ۲۰۰، ۲۵۰، ۲۸۰ و ۳۰۰ درجه سانتیگراد) پیرولیز شده است. یون های انتخاب شده  $m/z$  ۲۳۹ (یون تشخیصی دی‌هیدروآبیتیک اسید، پیک ۱، همچنین به شکل متیل استر، پیک ۲ وجود دارد)،  $m/z$  ۲۴۱ (تشخیص برای 19-norabieta-8,11,13-triene، پیک ۳، 18-norabieta-8,11,13-triene، پیک ۴)،  $m/z$  ۲۳۷ (تشخیصی برای سیمونلین)،  $m/z$  ۲۲۳ (تشخیصی برای ترایدرورافینوز) و  $m/z$  ۲۱۹ (تشخیصی

برای رافینوز).

#### ۴- کاربرد پالئوکموتاکسونومی در مخروطیان

مخروطیان از ۷ خانواده تشکیل شده است. خانواده اشکوبیان (Araucariaceae) که خود به ۳ گونه درختان کانوری (Agathis)، ۸ گونه آروکاریا (Araucaria) و یک گونه وولمیا (Wollemia) تقسیم می‌شود. خانواده سرویان (Cupressaceae) نیز به یک گونه سرو خوش بو (Calocedrus)، ۴ گونه شبه سرو (Chamaecyparis)، ۲ گونه سرو (Cupressus)، ۵ گونه سرو کوهی (Juniperus)، یک گونه میکروبیوتا (Microbiota)، ۳ گونه سرو بادبزنی (Thuja) و یک گونه تزوپسیس (Thujopsis) تقسیم می‌شود. خانواده کاجیان (Pinaceae) به ۴ گونه نراد (Abies)، ۳ گونه سدرس (Cedrus)، ۴ گونه سیاه کاج ها (Larix)، ۵ گونه کاج نوتل (Picea)، ۴ گونه کاج (Pinus)، یک گونه سرخ نرادها (Pseudotsuga) و یک گونه کاج های شوکران (Tsuga) تقسیم می‌شود. خانواده بوداکاجیان (Podocarpaceae) دارای ۴ گونه کاج بودا (Podocarpus) می‌باشد. خانواده کاج چتری (Sciadopityaceae) دارای یک گونه کاج چتری (Sciadopitys) می‌باشد. خانواده سرخ داریان (Taxaceae) دارای ۲ گونه سرخ دار (Taxus)، ۲ گونه سرخ دار آلو (Cephalotaxus) و یک گونه توریا (Torreya) می‌باشد. خانواده دارتالاییان (Taxodiaceae) به یک گونه سدر ژاپنی (Cryptomeria)، ۲ گونه سروهای کانینگهم (Cunninghamia)، یک گونه درخت غول (Sequoiadendron)، یک گونه متا سکویا (Metasequoia)، یک گونه سکویا (Sequoia) و دو گونه دارتالاب (Taxodium) تقسیم می‌شود. بر اساس شکل (۷) مثالی از گونه های مربوط به خانواده "اشکوبیان" وجود دارد که بازسازی آلیفاتیک و آروماتیک برای سسکوئی ترینوئیدها (sesquiterpenoids) در نمودارهای شکل با روش CG-MS قرار دارند.



شکل (۷)- در این شکل بازسازی آلیفاتیک و بازسازی آروماتیک برای سسکوئی ترینوئیدها گونه های مختلف خانواده اشکوبیان از مخروطیان را نشان می‌دهد که الف) گونه کاج برزیلی (Araucaria angustifolia) - ب) معمای میمون (Araucaria araucana) - پ) آروکاریا لایبنفلسی (Araucaria laubenfelsii).

## ۵- نتیجه گیری

پالئوگموتاکسونومی تجربی یک رویکرد مناسب و همچنین نوآورانه‌ای می‌باشد. کار آن بررسی ترکیب مولکولی گیاهان فسیلی فعلی آن‌ها می‌باشد و سیستم گیاهی را با سیستم مولکولی مرتبط می‌کند. پالئوگموتاکسونومی گیاهی که دارای نشانگرهای زیستی گیاه می‌باشد به دو بخش دیرینه گیاه‌شناسی که در آن به بازیابی و تشخیص بقایای گیاهی بافت‌های زمین‌شناسی و همچنین استفاده از آن‌ها در بازسازی محیط‌های قدیمی و تکامل حیات و همچنین گیاهان می‌پردازد. بخش دوم نیز گرده‌شناسی می‌باشد که در آن ذرات و گرده‌های گیاهی مورد مطالعه قرار می‌گیرند. همچنین برای گسترش پالئوگموتاکسونومی باید روی سایر گروه‌های گیاهی مثل نهان‌دانگان، خزه‌تباران، سرخس‌تباران و سرخس‌ساران کار کرد و باید روی سایر موجودات زنده همچون باکتری‌ها، موجودات پلانکتونی و حیوانات و غیره نیز کار شود. همچنین در هدف قرار دادن ارگانسیم‌هایی که دارای منافع دیرینه محیطی (Paleoenvironmental) هستند، ضروری می‌باشد.

## ۶- منابع

- Barrero, A.F., Sanchez, J.F., Alvarez-Manzaneda, M., Haidour, A., 1993. Terpenoids and sterols from the wood of *Abies pinsapo*. *Phytochemistry* 32, 1261–1265.
- Hauteville, Y., Michels, R., Lannuzel, F., Malartre, F., Trouiller, A., 2006. *Organic Geochemistry* 37. Elsevier, 1546–1561.
- Hauteville, Y., Michels, R., Malartre, F., Trouiller, A., 2006. Vascular plant biomarkers as proxies of palaeoflora and palaeoclimatic changes at the Dogger/Malm transition of Paris Basin (France). *Organic Geochemistry* 37, 610–625.
- Otto, A., Wilde, V., 2001. Sesqui-, di- and triterpenoids as chemosystematic markers in extant conifers – a review. *Botanical Reviews* 67, 141–238.
- Simoneit BRT. 1986. Cyclic terpenoids of the geosphere. In: Johns RB, editor. *Biological markers in the sedimentary record*. Amsterdam: Elsevier pp 43–99.
- Tuo, J., Philp, R.P., 2005. Saturated and aromatic diterpenoids and triterpenoids in Eocene coals and mudstones from China. *Applied Geochemistry* 20, 367–381.
- Venkatesan, M.I., Ruth, E., Kaplan, I.R., 1986. Terpenoid hydrocarbons in Hula peat: structure and origins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1133–1139.

## ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی توده گرانیتوئیدی بیرونده در کمربند ماگمایی طارم- هشتجین، شمال زنجان

علیرضا حیدری<sup>۱</sup>، میر علی اصغر مختاری<sup>۲\*</sup>، جواد ایزدیاری<sup>۳</sup>، حسین کوهستانی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران heydari.alireza615@gmail.com

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران amokhtari@znu.ac.ir

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران izadyar@znu.ac.ir

۴- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران kouhestani@znu.ac.ir

### چکیده

منطقه بیرونده در شمال زنجان، بخشی از کمربند ماگمایی طارم- هشتجین بوده و متشکل از تناوب سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن همراه با توده گرانیتوئیدی ائوسن بالایی است. از نظر سنگ‌شناسی، توده‌های گرانیتوئیدی شامل مونزوگرانیات، کوارتز مونزونیت و پیروکسن کوارتز مونزونیت می‌باشند. این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده و در مرز گرانیتوئیدهای متآلومین- پراآلومین قرار گرفته و از نوع I هستند. در نمودار عناصر کمیاب بهنجارشده به گوشته اولیه، این سنگ‌ها غنی‌شدگی عناصر LILE و آنومالی منفی عناصر HFSE نشان می‌دهند که بیانگر تشکیل ماگمای اولیه آنها در یک محیط فرورانشی و از یک گوشته متاسوماتیسم‌شده است. الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجارشده به کندریت نیز یک الگوی غنی از عناصر LREE نسبت به HREE با نسبت بالای LREE/HREE را نشان می‌دهد. از نظر محیط تکتونوماگمایی، این سنگ‌ها مرتبط با محدوده کمان ماگمایی پس از برخورد بوده و ماگمای اولیه آنها از یک گوشته اسپینل پریدوتیتی منشاء گرفته‌است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، گرانیتوئید، بیرونده، طارم- هشتجین، زنجان

## Petrographical and geochemical characteristics of Birundeh granitoid intrusion within the Tarom-Hashtjin magmatic arc, north of Zanjan

### Abstract

Birundeh area, north of Zanjan, is a part of the Tarom-Hashtjin magmatic belt and is composed of an alternation of Eocene volcanic and volcano-sedimentary rocks along with late Eocene granitoid intrusion. Based on petrographic studies, the granitoid intrusion is composed of monzogranite, quartz monzonite, and pyroxene quartz monzonite. These rocks have a high-K calc-alkaline to shoshonitic nature and are plotted in the boundary of metaluminous-peraluminous granitoids, and classified as I-type granitoids. In the primitive mantle normalized diagram, these rocks show LILE enrichment and negative HFSE anomaly which are indicative that their parental magma was formed in a subduction tectonic setting from a metasomatized mantle. Chondrite-normalized rare earth element pattern demonstrates an LREE enrichment compare to HREE along with a high LREE/HREE ratio. Considering the tectonic setting, these rocks belong to a post-collisional magmatic arc, and their parental magma was generated from a spinel peridotite mantle.

**Keywords:** Geochemistry, Granitoid, Bioundeh, Tarom-Hashtjin, Zanjan

### ۱- مقدمه

گرانیتوئیدها فراوان‌ترین و معمول‌ترین سنگ‌های نفوذی رخنمون‌یافته در سطح زمین هستند که به‌واسطه داشتن ویژگی‌های خاص، توجه زمین‌شناسان را به خود معطوف کرده‌اند. مطالعه گرانیتوئیدها برای درک تکامل و رشد پوسته قاره‌ای، شناخت فرایندهایی که در گوشته و پوسته زمین رخ می‌دهند و ارتباط آنها با کانی‌های اقتصادی بسیار مفید است (Clarke, 1992). منطقه بیرونده واقع در ۶۵ کیلومتری شمال زنجان، دربرگیرنده مجموعه سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی می‌باشد که در تقسیمات پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (آقاناتی، ۱۳۸۳)، در پهنه البرز باختری- آذربایجان و کمربند طارم- هشتجین واقع شده است. این منطقه، قسمت کوچکی از ورقه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ هشتجین (فریدی و انوری، ۱۳۷۹) را تشکیل داده است. از نظر زمین‌شناسی، واحدهای

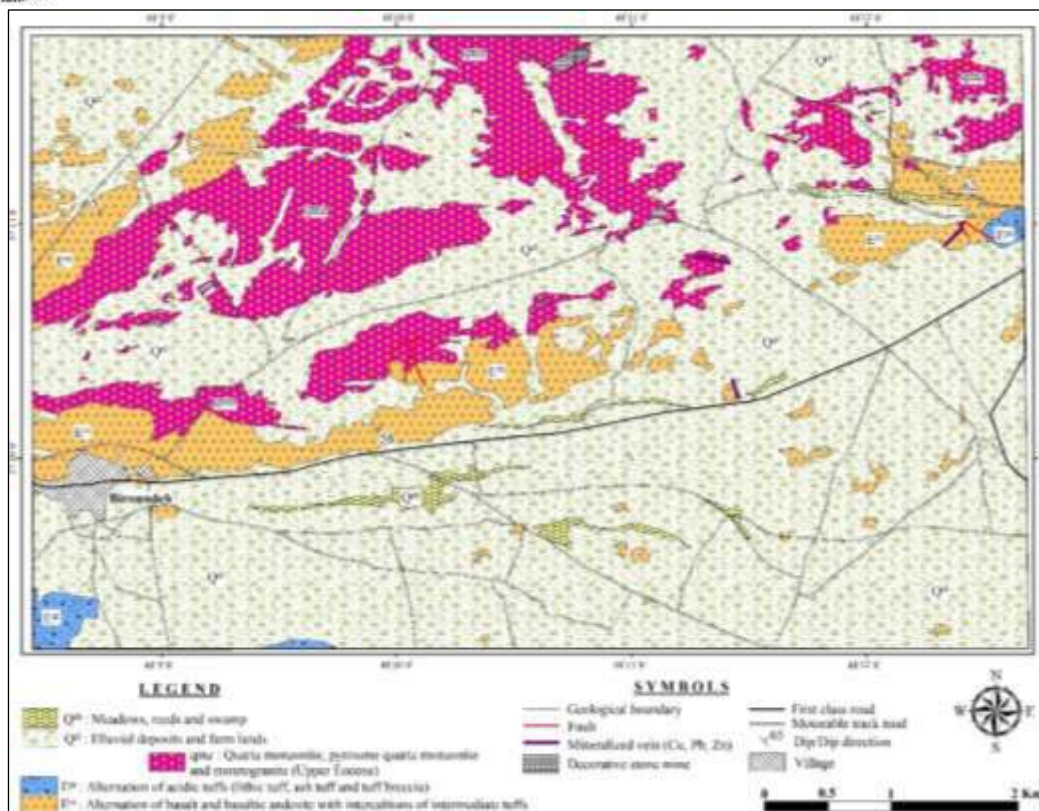




سنگی موجود در منطقه شامل تناوب واحدهای آذرآواری و آتشفشانی ائوسن همراه با توده گرانیتوئیدی ائوسن بالایی است. سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی اطراف توده گرانیتوئیدی در این منطقه، میزبان رگه‌های پلی متال (سرب، روی، مس و منگنز هستند. تنها مطالعات انجام شده در این منطقه شامل مطالعات اکتشافی اولیه توسط بخش خصوصی بر روی کانه‌زایی‌های موجود و سینه کارهای استخراجی بر روی توده گرانیتوئیدی برای سنگ تزئینی بوده و تاکنون مطالعه علمی دقیقی بر روی توده گرانیتوئیدی منطقه بیرونده انجام نشده است. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین شناسی، زمین شیمی و تعیین محیط تکنوماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه بیرونده بررسی شده است.

## ۲- زمین شناسی

بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ هشتجین (فریدی و انوری، ۱۳۷۹)، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن واحدهای سنگی غالب منطقه مورد مطالعه هستند که توسط توده‌های نفوذی ائوسن بالایی با ترکیب گرانیتوئیدی قطع شده‌اند. بر اساس مطالعات صحرایی انجام شده و نقشه زمین شناسی مقیاس ۱:۲۰,۰۰۰ تهیه شده (شکل ۱)، واحد اصلی موجود در منطقه تناوب گدازه‌های بازالتی تا بازالت آندزیتی و لایه‌های توفی (واحد  $E^{VI}$ ) است (شکل‌های ۱ و ۲). این واحد سنگی با رنگ تیره در رخنمون‌های صحرایی قابل تمایز است. نفوذ توده گرانیتوئیدی بیرونده به داخل این سنگ‌ها، موجب دگرگونی مجاورتی در مرز بلا فصل توده گرانیتوئیدی شده که با رنگ تیره تر و ریخت شناسی صخره ساز تر نسبت به بخش‌های دیگر این واحد قابل مشاهده هستند. دیگر واحد سنگی این منطقه متشکل از مجموعه لیتیک توف، خاکستر توف و توف برش با ترکیب اسیدی (واحد  $E^{III}$ ) است (شکل‌های ۱ و ۳). گاه میان لایه‌های گدازه‌های اسیدی نیز در این واحد قابل مشاهده است. یکی از مهم ترین واحدهای سنگی موجود در منطقه بیرونده و مناطق اطراف آن، توده گرانیتوئیدی (واحد qm) می باشد با عنوان‌های گرانیث بیرونده، حاج سیران و در بخش‌های خاوری و بیرون از منطقه با عنوان گرانیث ورمزیار معروف است (شکل‌های ۱ و ۴). این توده گرانیتوئیدی در بخش‌های مختلف به عنوان سنگ تزئینی در حال استخراج می باشد (شکل ۴). در نتیجه نفوذ توده گرانیتوئیدی یاد شده به داخل توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن، هاله دگرگونی مجاورتی در مرز همبری آن حاصل شده است.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی مقیاس ۱:۲۰,۰۰۰ تهیه شده از منطقه بیرونده.



شکل ۲- نمایی از واحد E<sup>m</sup> (دید به سمت شمال). توده گرانیتوئیدی qm در نمای دور قابل مشاهده است.



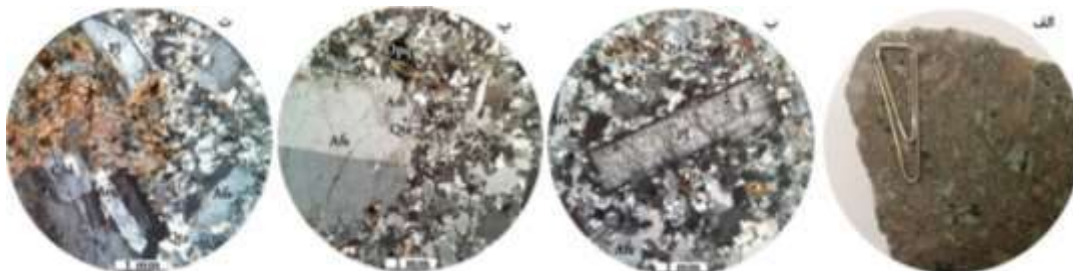
شکل ۳- نمایی از واحد E<sup>st</sup> با رنگ روشن بر روی واحد E<sup>m</sup> (دید به سمت شمال). توده گرانیتوئیدی qm نیز در تصویر قابل مشاهده است.



شکل ۴- نمایی از سینه کار سنگ تزئینی بر روی رخنمون توده گرانیتوئیدی بیرونده (دید به سمت شمال خاور).

### ۳- سنگ شناسی

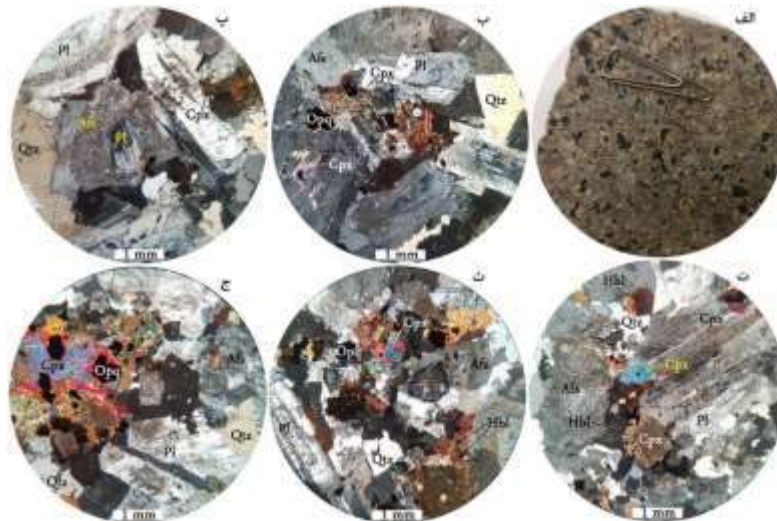
بر اساس مطالعات سنگ نگاری، توده گرانیتوئیدی بیرونده دارای ترکیب مونزوگرانیت، کوارتز مونزونیت و پیروکسن کوارتز مونزونیت می باشد. مونزوگرانیت ها در نمونه دستی دارای بافت پورفیری حاوی درشت بلورهای آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در همراهی با کانی های مافیک در زمینه دانه ریز می باشد (شکل ۵-الف). در مقیاس میکروسکوپی، بافت اصلی سنگ هتروگرانولار و پورفیروئیدی بوده (شکل ۵-ب) و بافت های پرتیتی، مونزونی و پوئی کیلیتیک نیز در این سنگ ها قابل مشاهده است. کانی های اصلی این سنگ ها شامل آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت های کلریتی شده به همراه کانی های فرعی پیروکسن های اورالیتی شده، زیرکن، آپاتیت و کانی های کدر می باشند. کانی های ثانویه این سنگ ها نیز شامل کانی های رسی، کلریت، سریسیت، اورالیت و کانی های کدر است. آلکالی فلدسپارها به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل با فراوانی حدود ۴۰ درصد قابل مشاهده هستند. برخی از آلکالی فلدسپارها دارای بافت پرتیتی هستند. بلورهای درشت آلکالی فلدسپار بر اثر دگرسانی، از حواشی به کانی رسی تبدیل شده اند. این دگرسانی در بلورهای ریز زمینه، شدت بیشتری دارد. ابعاد بلورهای آلکالی فلدسپار تا ۸ میلی متر است (شکل ۵-پ). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار با ماکل های نواری و با فراوانی حدود ۳۰ درصد قابل مشاهده هستند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز منطقه بندی داشته (شکل ۳-۱-ب) و برخی دیگر به سریسیت و گاه کلریت دگرسان شده اند. در برخی از این بلورها، ادخال هایی از آمفیبول، پیروکسن و کانی های کدر وجود دارد که باعث تشکیل بافت پوئی کیلیتیک شده است. ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز تا ۵ میلی متر می رسد. کوارتزها به صورت بلورهای کوچک و بی شکل در بین سایر کانی های موجود در سنگ قرار گرفته (شکل ۵-ب و پ) و فراوانی آنها حدود ۲۰ درصد است. ابعاد بلورهای کوارتز تا ۰/۵ میلی متر می رسد. کانی های مافیک شامل هورنبلند و بیوتیت هستند. هورنبلند به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل در ابعاد تا ۲ میلی متر حضور دارد. هورنبلندها گاه در حاشیه کلینوپیروکسن ها رشد کرده اند که نشان دهنده توالی تبلوری است. فراوانی هورنبلندها حدود ۵ درصد است. بلورهای ورقه ای بیوتیت به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار بوده و ابعاد آنها تا ۱ میلی متر می رسد (شکل ۵-ت). ورقه های بیوتیت کلریت دگرسانی شده اند. فراوانی بیوتیت ها حدود ۳ درصد است.



شکل ۵-الف- توده مونزوگرانیتی در مقیاس نمونه دستی. ب و پ- درشت بلورهای پلاژیوکلاز (ب) و آلکالی فلدسپار (پ) در زمینه دانه ریز متشکل از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و هورنبلند با بافت میکروگرانولار. ت- تمرکز بلورهای بیوتیت کلریتی شده و هورنبلند همراه با درشت بلورهای آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز متشکل از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و هورنبلند با بافت میکروگرانولار. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL تهیه شده اند. علائم اختصاری کانی ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Afs: آلکالی فلدسپار، Am: آمفیبول، Chl: کلریت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز.

کوارتز موزونیتی‌ها در نمونه دستی دارای بافت گرانولار تا پورفیروئیدی بوده و درشت‌بلورهای آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک در آنها به راحتی قابل شناسایی می‌باشد (شکل ۶-الف). در مقیاس میکروسکوپی، بافت اصلی این سنگ‌ها هتروگرانولار و پورفیروئیدی بوده (شکل ۶-ب) و بافت‌های پرتیتی و موزونیتی نیز قابل مشاهده است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند اکتینولیتی شده، کلینوپروکسن اورالیتی شده و بیوتیت‌های کلریتی شده است. کانی‌های فرعی شامل زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر است. کانی‌های ثانویه عبارت از کلریت، کلسیت، سریسیت، کانی‌های رسی، اورالیت و کانی‌های کدر هستند. آلکالی فلدسپار به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و عموماً اندازه آنها تا ۵ میلی‌متر می‌رسد. برخی از آلکالی فلدسپارها، دارای ادخال‌های پلاژیوکلاز هستند که منجر به تشکیل بافت موزونیتی شده است (شکل ۶-پ). بافت پرتیتی نیز در این بلورها مشاهده می‌شود. بلورهای آلکالی فلدسپارها با درجات ضعیف به کانی رسی دگرسان شده‌اند که این دگرسانی در بلورهای کوچک زمینه، شدت بیشتری دارد. در بخش‌هایی از این سنگ‌ها، تک بلورهای آلکالی فلدسپار در ابعاد تا ۲۷ میلی‌متر مشاهده می‌شود. فراوانی آلکالی فلدسپارها حدود ۴۵ درصد است. پلاژیوکلاز یکی دیگر از اجزای اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی حدود ۳۵ درصد حضور دارند (شکل ۶-ت). ابعاد بلورهای پلاژیوکلاز تا ۶/۵ میلی‌متر می‌رسد. برخی از پلاژیوکلازها به کلسیت، کلریت، سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی بوده و گاه در برخی بلورها، بخش مرکزی بلور دچار انحلال و هضم‌شدگی شده است. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل در بین سایر کانی‌های سنگ قرار گرفته (شکل ۶-ب تا ث) و فراوانی حدود ۱۰ درصد دارد. ابعاد بلورهای کوارتز گاه تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. کانی‌های مافیک شامل هورنبلند، کلینوپروکسن و بیوتیت می‌باشند (شکل ۶-ث و ج). هورنبلند به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ابعاد آنها تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. بلورهای هورنبلند با درجانی متفاوت به اکتینولیت دگرسان شده‌اند. فراوانی هورنبلندها حدود ۵ درصد است. کلینوپروکسن‌ها عمدتاً نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و اندازه آنها تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. بلورهای کلینوپروکسن با درجانی به اورالیت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. فراوانی کلینوپروکسن حدود ۳ درصد است. بیوتیت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و اندازه آنها تا ۱ میلی‌متر می‌رسد. بیوتیت‌ها معمولاً به کلریت دگرسان شده‌اند. فراوانی بیوتیت حدود ۲ درصد است.

پیروکسن کوارتز موزونیتی‌ها در نمونه دستی دارای بافت گرانولار تا پورفیروئیدی بوده و درشت‌بلورهای آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک از نوع پیروکسن در آنها به راحتی قابل شناسایی می‌باشد (شکل ۷-الف). در مقیاس میکروسکوپی، این سنگ‌ها دارای بافت‌های اصلی هتروگرانولار و پورفیروئیدی بوده (شکل ۷-ب) و بافت‌های پرتیتی و موزونیتی نیز قابل مشاهده است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز،



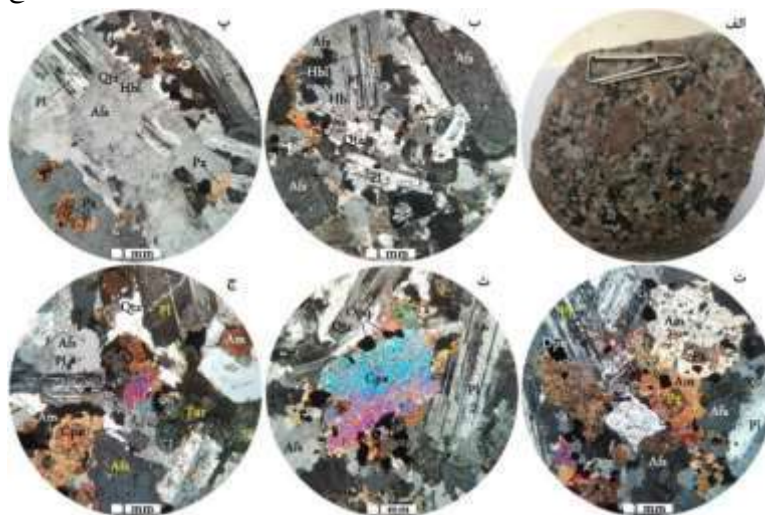
شکل ۶-الف- توده کوارتز موزونیتی در مقیاس نمونه دستی. ب- کانی‌های کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن با بافت هتروگرانولار. پ- بافت موزونیتی شامل ادخال پلاژیوکلاز در درشت‌بلور آلکالی فلدسپار. ت- بلورهای کوارتز بی‌شکل در بین بلورهای آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز. ث و ج- کلینوپروکسن و هورنبلند همراه با کانی‌های کدر. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری پلاریزه مقاطع، XPL تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از وایتی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Afs: آلکالی فلدسپار، Cpx: کلینوپروکسن، Hbl: هورنبلند، Opq: کانی کدر، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز.



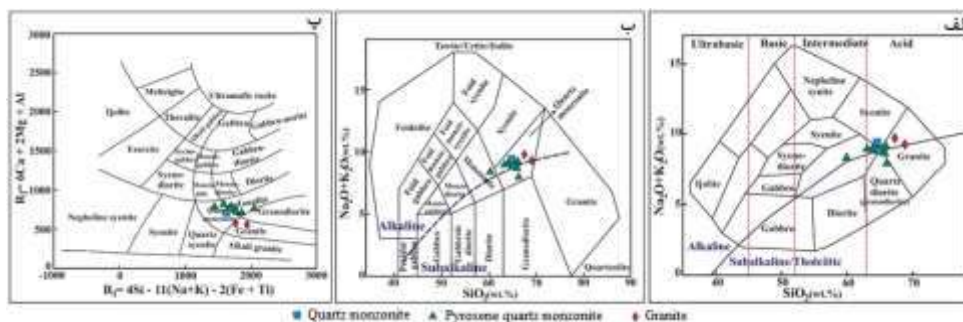
کلیئوپروکسن اکتینولیتی - کلریتی شده، هورنبلند اکتینولیتی - کلریتی شده و بیوتیت کلریتی شده هستند. کانی‌های فرعی موجود شامل زیرکن، آپاتیت و کانی کدر بوده و کانی‌های ثانویه عبارت از تورمالین، کانی‌های رسی، کلریت، سریسیست، اکتینولیت و کانی کدر می‌باشد. آلکالی فلدسپارها عمدتاً به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد تا ۸ میلی‌متر و با فراوانی حدود ۳۵ درصد حضور دارند. برخی بلورهای آلکالی فلدسپار، دارای ادخال‌های پلاژیوکلاز هستند که منجر به تشکیل بافت مونوزونیتی شده است (شکل ۷-پ). همچنین، بافت پرتیتی نیز در این بلورها مشاهده می‌شود. برخی از آلکالی فلدسپارهای درشت، با درجات ضعیفی به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند، اما بیشتر آلکالی فلدسپارهای ریز زمینه، با درجات شدیدی متحمل این دگرسانی شده‌اند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با فراوانی حدود ۳۵ درصد حضور دارند (شکل ۷-ت و ث). اندازه بلورهای پلاژیوکلاز تا ۸ میلی‌متر می‌رسد. برخی بلورهای پلاژیوکلاز به کلریت و سریسیست دگرسان شده‌اند. در برخی بلورها، منطقه‌بندی و گاه انحلال و هضم‌شدگی از بخش‌های مرکزی قابل مشاهده است. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل در بین سایر کانی‌ها با فراوانی حدود ۱۰ درصد حضور دارد (شکل ۷-ب تا ث). ابعاد بلورهای کوارتز تا ۲/۵ میلی‌متر می‌رسد. کلیئوپروکسن به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با فراوانی حدود ۱۲ مشاهده می‌شوند (شکل ۷-ت و ث). ابعاد بلورهای کلیئوپروکسن تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. اغلب کلیئوپروکسن‌ها به اکتینولیت، کلریت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. هورنبلند به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار، در ابعاد تا ۳ میلی‌متر و با فراوانی حدود ۵ درصد حضور دارند. بلورهای هورنبلند با درجاتی به اکتینولیت و کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و اندازه آنها تا ۱ میلی‌متر می‌رسد. بیوتیتها به کلریت دگرسان شده‌اند. فراوانی بیوتیت‌ها حدود ۲ درصد است. تورمالین به صورت تجمعات دسته‌جاری و سوزنی وجود دارند (شکل ۷-ج).

#### ۴- زمین‌شیمی

برای مطالعات پترولوژی و زمین‌شیمی، تعداد ۱۰ نمونه از بخش‌های مختلف توده گرانیتی‌یابی پیرونده انتخاب و به روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه شرکت زرآزما در تهران تجزیه شدند. براساس نمودار کاکس و همکاران (Cox et al., 1979)، توده‌های نفوذی منطقه پیرونده در محدوده مونزوگرنایت، کوارتز مونزونیت، کوارتز دیوریت (گرانودیوریت) و کوارتز سینیت واقع می‌شوند (شکل ۸-الف). در نمودار میدلموست (Middlemost, 1994)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده کوارتز مونزونیت و تعداد محدودی در محدوده مونزونیت واقع می‌شوند (شکل ۸-ب). در نمودار دلاروش و همکاران (De La Roche et al., 1980)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های کوارتز مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت و گرنایت واقع می‌شوند (شکل ۸-پ).

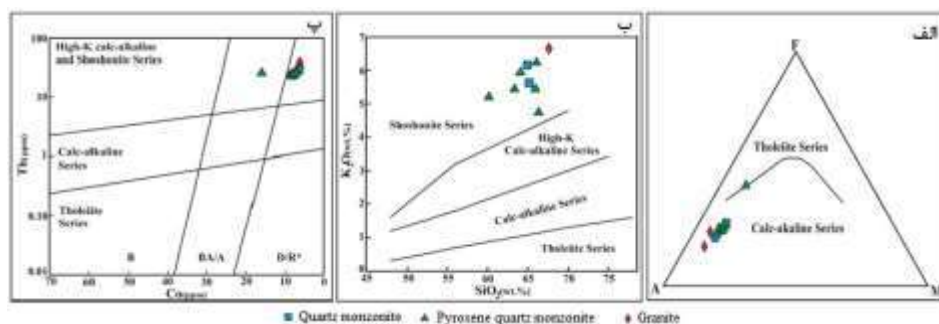


شکل ۷-الف - توده پیروکسن کوارتز مونزونیتی در مقیاس نمونه دستی. ب- کانی‌های کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و هورنبلند با بافت هتروگرانولار. پ- بافت مونزونیتی شامل ادخال پلاژیوکلاز در درشت‌بلور آلکالی فلدسپار. ت و ث- بافت هتروگرانولار متشکل از بلورهای کلیئوپروکسن، هورنبلند و پلاژیوکلاز در کنار هم. ج- بلورهای تورمالین رشته‌ای در بین بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کلیئوپروکسن و کوارتز. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری پلاژیوکلاز متقاطع، XPL تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Afs: آلکالی فلدسپار، Am: آمفیبول، Cpx: کلیئوپروکسن، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Qz: کوارتز، Tur: تورمالین.

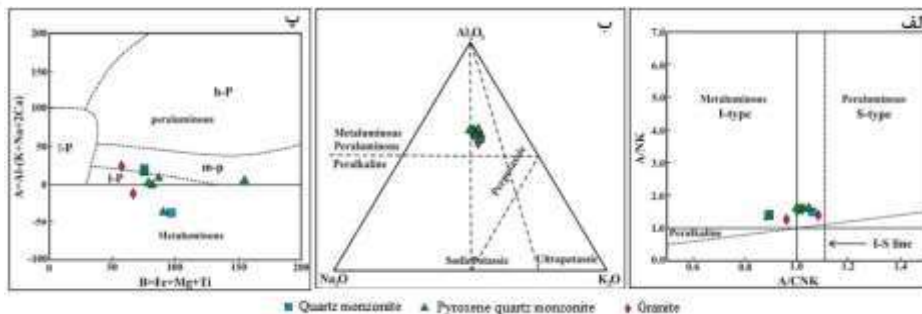


شکل ۸- رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر روی: الف- نمودار TAS (Cox et al., 1979)، ب- نمودار TAS (Middlemost, 1994) و پ- نمودار R1-R2 (De La Roche et al., 1980).

همچنانکه در نمودار TAS ارائه شده توسط کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) مشاهده می‌شود (شکل ۸-الف) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر در مرز بین سری آلکالن و ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند. برای تفکیک سری توله‌ای از کالک‌آلکالن، از دیاگرام مثلی AFM (Irvin and Baragar, 1971) استفاده شده است. این نمودار دارای سه رأس  $A = (Na_2O + K_2O)$ ،  $F = (FeO + Fe_2O_3)$  و  $M = MgO$  می‌باشد که محدوده‌های توله‌ای و کالک‌آلکالن را از هم جدا می‌کند. طبق این نمودار، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۹-الف). براساس نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۹-ب). براساس نمودار  $Th$  در مقابل  $Co$  (Hastie et al., 2007)، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۹-پ). برای تعیین ضریب اشباع‌شدگی از آلومین، از نمودار  $A/NK$  در مقابل  $A/CNK$  (Shand, 1969) استفاده شد. براساس این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در محدوده متاآلومین با گرایش به سمت محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). در نمودار مثلی  $Na_2O-K_2O-Al_2O_3$  (Villaseca et al., 1998) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو متاآلومین-پرآلومین قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰-ب). در نمودار  $A-B$  ارائه‌شده توسط ویلاسکا و همکاران (Villaseca et al., 1998)، اندیس آلومینیم سنگ‌های آذرین با دقت بیشتری قابل تفکیک است. براساس این نمودار، تمام نمونه‌های مورد مطالعه ماهیت متاآلومین تا نسبتاً پرآلومین نشان می‌دهند (شکل ۱۰-پ).



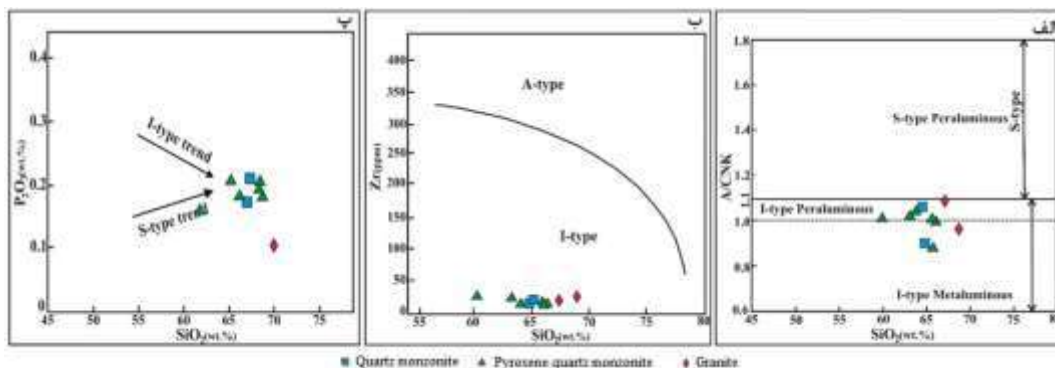
شکل ۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: الف- نمودار مثلی AFM (Irvin and Baragar, 1971)، ب- نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976) و پ- نمودار  $Th$  در مقابل  $Co$  (Hastie et al., 2007).



شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: الف- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943)، ب- نمودار مثلثی  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$  (Villaseca et al., 1998) و پ- نمودار A-B (Villaseca et al., 1998).

با مقایسه اطلاعات صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی توده‌های نفوذی منطقه بیرونده با ویژگی‌های شاخص انواع گرانیتوئیدها، این توده‌ها بیشتر از نوع I هستند. در نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل A/CNK (Chappell and White, 1992)، همه نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای تیپ I واقع می‌شوند (شکل ۱۱-الف). برای تمایز گرانیتوئیدهای تیپ I و A از نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل Zr (Collins et al., 1980) استفاده شد. در این نمودار تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو تیپ I واقع می‌شوند (شکل ۱۱-ب). در نمونه‌های مورد مطالعه روند کاهشی  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  قابل مشاهده است (شکل ۱۱-پ). این روند کاهشی ویژگی گرانیت‌های تیپ I محسوب می‌شود (Chappell and White, 1992). به دلیل تبلور آپاتیت در گرانیت‌های تیپ I، فسفر به عنوان عنصر سازگار عمل می‌کند و با ادامه تفریق، از مقدار آن کاسته می‌شود درحالی‌که در گرانیت‌های تیپ S، به دلیل عدم تبلور آپاتیت، فسفر به عنوان عنصر ناسازگار عمل کرده و غلظت آن در مذاب افزایش می‌یابد (Chappell and White, 1992; Wu et al., 2003). در توده گرانیتوئیدی منطقه بیرونده، کانی‌هایی نظیر کلینوپیروکسن، هورنبلند، اسفن و بیوتیت حضور دارند در حالی‌که مسکویت، کلدیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت که معمولاً در گرانیت‌های نوع S حضور دارند، در توده‌های نفوذی منطقه بیرونده مشاهده نمی‌شوند. ویژگی متاآلومین نمونه‌های مورد مطالعه و همچنین عدم حضور کربنوم در نورم این نمونه‌ها نیز شواهد دیگری مبنی بر تیپ I توده‌های گرانیتوئیدی منطقه بیرونده است.

در الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، همه گروه‌های سنگی از الگوی مشابهی برخوردار می‌باشند (شکل ۱۲-الف). در این نمودار، غنی‌شدگی عناصر LILE (Cs, Th, Ba, Rb) همراه با آنومالی منفی عناصر HFSE (Zr, Ta, Nb) مشاهده می‌شود (شکل ۱۲-الف). کمبود عناصر HFSE به عوامل گوناگون نسبت داده می‌شود که عبارتند از: ۱- ماگماهای مشتق شده از یک گوشته متاسوماتیسم شده در منطقه فرورانس و ماگماتیسم مرتبط با فرایند فرورانس (Kuster and Harms, 1988; Wilson, 1989). ۲- وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Rollinson, 1993). ۳- نشانه فقر این عناصر در منشأ و همچنین پایداری فازهای حاوی این عناصر طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرایند تفریق ماگمایی (Wu et al., 2003). آنومالی مثبت عناصر LILE و آنومالی منفی عناصر HFSE می‌تواند از

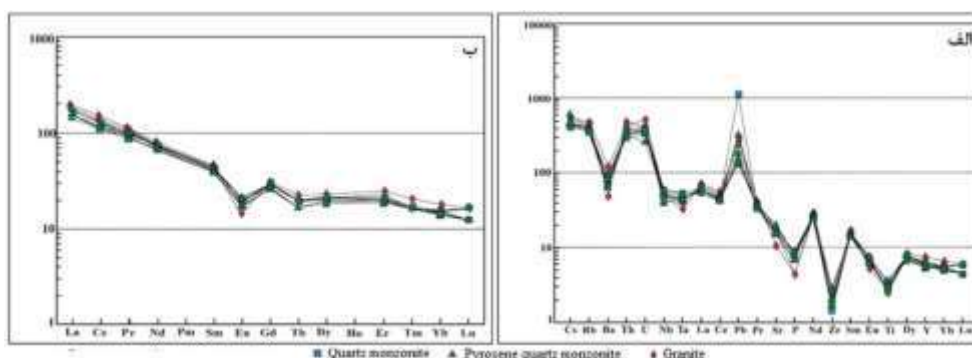


شکل ۱۱- الف- نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل A/CNK (Chappell and White, 1992)، ب- نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل Zr (Collins et al., 1980)، پ- روند کاهشی  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ .



ویژگی‌های ماگماهای تولیدشده از یک گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده زیرقاره‌ای در زون فرورانشی باشد (Pearce and Parkinson, 1993; Foley and Wheller, 1990; Pearce, 1982). علاوه بر این، غنی‌شدگی عناصر LILE می‌تواند به علت درجات پایین ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشته متاسوماتیسم شده، آلودگی به وسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های منطقه باشد (Peace and Parkinson, 1993; Pearce, 1982). آنومالی منفی Nb و Ti از مشخصات توده‌های نفوذی در کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای محسوب می‌شوند (Richards, 2001; Wang and Chung 2004). ویژگی باز این نمودار (شکل ۱۲-الف)، آنومالی مثبت Pb در همه نمونه‌ها می‌باشد که می‌تواند نشان از تأثیر پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد سنگ‌های منطقه و یا آلاش پوسته‌ای ماگمای ناشی از ذوب بخشی گوشته در ترازهای بالاتر باشد (Kamber et al., 2002). همراه بودن آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb و Ta نشانه ماگماهای قوس‌های آتشفشانی و ماگماهای متأثر از پوسته قاره‌ای است. به‌طور کلی می‌توان گفت که ماگمای اولیه گرانیتوئیدهای منطقه بیرونده در یک محیط فرورانشی و از یک گوشته متاسوماتیسم شده به‌وجود آمده است.

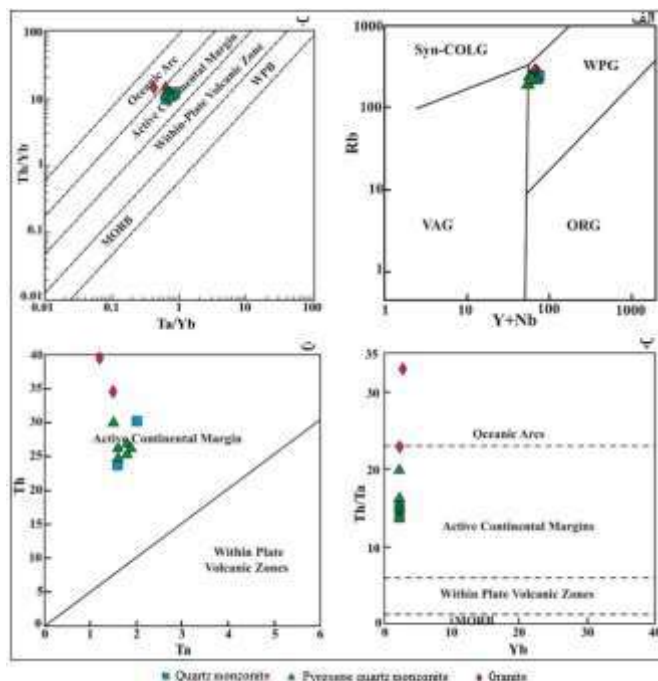
در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995)، الگوی مشابه در همه نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود. نمونه‌های مورد مطالعه یک الگوی غنی از عناصر LREE نسبت به HREE را با نسبت بالای LREE/HREE نشان می‌دهند (شکل ۱۲-ب). عنصر Eu در بخش عمده نمونه‌ها آنومالی منفی دارد (شکل ۱۲-ب). بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند ناشی از درگیری فلدسپار در هنگام تبلور ماگما و یا باقی ماندن آن در منشأ هنگام ذوب بخشی در شرایط احیایی باشد (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی بالای عناصر کمیاب خاکی سبک می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی و پایین بودن عناصر کمیاب خاکی سنگین در ارتباط با حضور گارنت در ناحیه ذوب باشد (Wright and McCurry, 1997; Wilson, 1989). فراوانی LREE با پیشرفت روند تفریق افزایش پیدا می‌کند. این افزایش به این دلیل است که LREE نسبت به فازهای بلوری اصلی (کلینوپروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول) ناسازگارتر بوده و در نتیجه به‌طور فزاینده‌ای در مذاب‌های تحول یافته متمرکز می‌شوند.



شکل ۱۲- داده‌های عناصر کمیاب برای توده‌های نفوذی مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند. ب- داده‌های عناصر کمیاب خاکی برای توده‌های نفوذی مورد مطالعه که نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند.

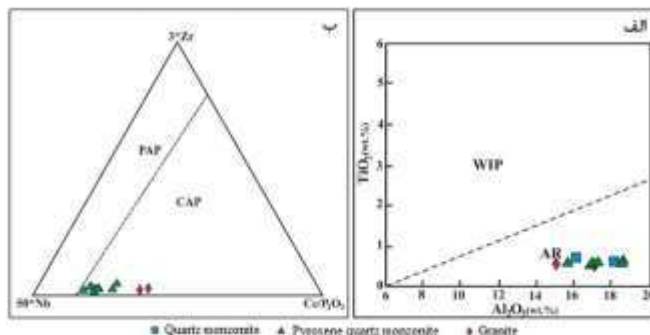
## ۵- محیط تکتونوماگمایی و منشأ ماگما

در نمودار Rb در برابر Yb+Nb، محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG)، گرانیت‌های داخل صفحه‌ای (WPG)، همزمان با برخورد (Syn-COLG) و گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG) از یکدیگر تفکیک شده است. بر پایه این نمودار، همه نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-الف). در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Schandle and Gorton, 2002)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۱۳-ب). در نمودار Th/Ta در مقابل Yb (Schandle and Gorton, 2002) نیز نمونه‌های مورد مطالعه، محدوده حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۱۳-پ). همچنین، در نمودار Th در مقابل Ta (Schandle and Gorton, 2002)، همه نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ت).



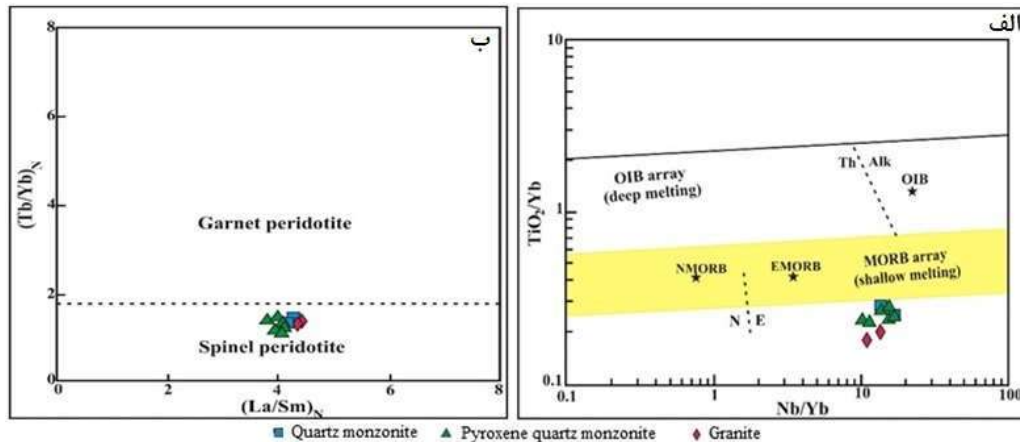
شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: الف- نمودار Rb در مقابل Yb+Nb (Pearce et al., 1984)، ب- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Schandle and Gorton, 2002)، پ- نمودار Yb در مقابل Th/Ta (Schandle and Gorton, 2002) و ت- نمودار Th در مقابل Ta (Schandle and Gorton, 2002).

بر اساس نمودار  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  (Muller and Groves, 1992)، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-الف). برای تمایز کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی بعد از برخورد، نمودار سه تایی  $Nb-Zr-Ce/P_2O_5$  (Muller and Groves, 1992) مورد استفاده قرار گرفت. بر روی این نمودار، عمده نمونه‌ها در محدوده کمان ماگمایی پس از برخورد (CAP) قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-ب). به عقیده کنلی و همکاران (Conley et al., 2005)، نسبت  $Rb/Zr > 0.12$  نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط سیالات است که این نسبت در نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه بیرونده بین  $6/80$  تا  $15/93$  به دست آمده است. بر این اساس، می‌توان گفت که سنگ‌های مورد مطالعه از گوشته متاسوماتیسم شده منشأ گرفته‌اند. برای تشخیص میزان غنی‌شدگی محل منبع سنگ‌های مورد مطالعه، از نسبت‌های  $Zr/Y$  و  $Zr/Nb$  بر پایه مقادیر سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است. به باور سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989)، نسبت‌های  $Zr/Y$  کمتر از  $2/4$  و  $Zr/Nb$  کمتر از  $15/71$ ، جداکننده محل منبع‌های غنی‌شده و تهی‌شده هستند. بر این اساس، نسبت  $Zr/Y$  بین  $0/57$  تا  $1/29$  و نسبت  $Zr/Nb$  بین  $0/38$  تا  $0/82$  در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از یک منبع غنی‌شده سرچشمه گرفته است.



شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای مولر و گروز (Muller and Groves, 1992). الف- نمودار  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$ ، ب- نمودار مثلثی  $Nb-Zr-Ce/P_2O_5$ .

علاوه بر این، برای اثبات منشأ گرفتن مواد مذاب سنگ‌های منطقه مورد بررسی از گوشته غنی‌شده، از نمودار Nb/Yb در مقابل  $TiO_2/Yb$  (Pearce, 2008) استفاده شده که بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی گوشته غنی‌شده مشتق شده‌اند (شکل ۱۵-الف). در نمودار  $(La/Sm)_N$  در مقابل  $(Tb/Yb)_N$  (Wang et al., 2003)، نمونه‌های مختلف توده گرانیتوئیدی بیرونده با نسبت  $(La/Sm)_N$  بیشتر از ۲/۱۷ و نسبت  $(Tb/Yb)_N$  کمتر از ۱/۹۷ مشخص می‌شوند که بیانگر تشکیل این سنگ‌ها از یک منشأ گوشته‌ای با ترکیب اسپینل پریدوتیت می‌باشد (شکل ۱۵-ب).



شکل ۱۵- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی: الف- نمودار Nb/Yb در مقابل  $TiO_2/Yb$  (Pearce, 2008) برای تعیین منشأ گوشته‌ای غنی‌شده نسبت به گوشته تهی‌شده، ب- نمودار  $(La/Sm)_N$  در مقابل  $(Tb/Yb)_N$  (Wang et al., 2003) برای تعیین نوع منشأ گوشته‌ای.

## ۶- نتیجه‌گیری

توده‌های گرانیتوئیدی منطقه بیرونده متشکل از مونزوگرانیت، کوارتز مونزونیت و پیروکسن کوارتز مونزونیت با ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم بالا هستند. ماگمای اولیه این توده‌ها از ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده در نتیجه فرایند فرورانش و احتمالاً در یک محیط پس از برخورد تشکیل شده است. در نتیجه محیط کشتی پس از برخورد، بی‌هنجاری حرارتی ناشی از بالا آمدن آستونسفر سبب ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای غنی‌شده برای تولید مذاب پتاسیم بالا در کمریند ماگمایی طارم- هشتجین در طول ائوسن بالایی شده است. نازک شدن پوسته همراه با بالا آمدن مواد داغ آستونسفر سبب ذوب بخشی گوشته ناهمگن متاسوماتیزه‌شده و منجر به تشکیل ماگمای اولیه بازیک شده است. تفریق ماگمای مزبور طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها شامل پیروکسن کوارتز مونزونیت تا مونزوگرانیت را به وجود آورده است.

## ۷- مراجع

- آفانباتی، س.ع، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ صفحه.
- فریدی، م. و انوری، ا.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Clarke, D.B., 1992. Granitoid rocks. Chapman and Hall, 283 pp.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 83: 1-26.
- Collins, A. and Gentner, D., 1980. A framework for a cognitive theory of writing. In: Gregg L.W. and Steinberg, E. (Eds.), Cognitive processes in writing: An interdisciplinary approach (pp. 5172). Hillsdale, NJ: LEA.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.



- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses, its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks: The role of titanites. *Chemical Geology*, 85: 1-18.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48: 2341-2357.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-276.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144: 38-56.
- Kuster, D. and Harms, U., 1988. Post-collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45: 177-195.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma and igneous rock system. *Science Reviews*, 37: 215-224.
- Muller, D. and Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46: 259-286.
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. and Norry, C.R. (Eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society of London, Special Publication, 76: 373-403.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14-48.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Richards, J.P. and Boyce, A.J., 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96: 271-305.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352 pp.
- Schandle, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, 97: 629-642.
- Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites. New York: John Wiley and Sons.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42: 313-435.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Rogers, G., 1998. Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, 43: 55-79.
- Wang, K.L. and Chung, S.L., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45: 975-1011.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the basin and range, SW USA. *Journal of Geophysical Research*, 107: ECV 5-1–ECV 5-21.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American Mineralogist* 95(1), 185-187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrology: A global tectonic approach*, Unwin Hyman Ltd, 466 pp.
- Wright, J.B. and McCrory, P., 1997. Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible Pan- African suture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 37: 90-96.
- Wu, F., Jahn, B., Wilde, S.A., Lod, C.H., Yuie, T.F., Lina, Q., Ge, W. and Sun, D., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67: 191-204.

## اثر افزودن نانو مواد بر افزایش مقاومت فشاری و خمشی بتن

علیرضا طاهری زاده<sup>۱</sup>، مریم عباسی<sup>۲</sup>، نسیم اکبری<sup>۳</sup> و سید علیرضا آشفته<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد مهندسی عمران سازه دانشگاه آزاد اسلامی واحد رودهن و اداره کل امور اجرایی کمیسیون‌های ماده صد شهرداری تهران

<sup>۲</sup> دکتری مهندسی خط و سازه های ریلی دانشگاه علم و صنعت ایران و کارشناس معاونت فنی عمرانی شهرداری تهران

<sup>۳</sup> کارشناسی ارشد زمین شناسی پترولوژی دانشگاه تهران و مسئول فنی معدن شرکت مهندسی مشاور زمین سازه صدرا

<sup>۴</sup> دکتری زمین شناسی اقتصادی دانشگاه ارومیه و رئیس هیات مدیره شرکت مهندسی مشاور ساختار محیط دی

### چکیده

امروزه تکنولوژی مواد دارای ساختار نانو به سرعت دارای پیشرفت است. در صنعت ساختمان ذرات نانو می‌توانند مصالح ساختمانی قدیمی را قوی تر و سخت تر کنند و شکل پذیری بالاتری را به آنها بدهند. ذرات در مقیاس نانو می‌توانند خصوصیات مواد دانه ای دارای ساختار مشابه را بطور چشمگیری تغییر دهند یا بهبود بخشند و یا به طور کامل ویژگی های جدید و توسعه یافته ای مبتنی بر مشخصات خاصی از قبیل اندازه، شکل، پراکندگی، فاز و... را در مقایسه با اندازه های حجیم همین ذرات از خود بروز دهند. استفاده از نانو ذرات باعث می شود خلل و فرج موجود در بتن پر شده و خواص مکانیکی آن بهبود یابد. تحقیقات نشان داده است که اضافه کردن مواد ریز جامد که شکل دایره ای دارند، روباره، دوده سیلیسی و خاکستر بادی به سیمان پرتلند به منظور بهبود خصوصیات خمیر سیمان سخت شده موثر می باشد و بکار بردن مواد دارای اساس سیمانی می تواند کارایی بتن را افزایش دهد. همچنین نانو سیلیس که در زمره مواد دارای خاصیت پوزولانی بالا قرار دارد، بدلیل اینکه دارای سیلیس در ساختار کریستال نشده با سطح ویژه بالا می‌باشد با ایجاد فعالیت پوزولانی زیاد می تواند سرعت واکنش پوزولانی مناسب ایجاد نماید به همین دلیل هنگامی که مقدار کمی نانو در آب در خمیر سیمان به صورت یکنواخت پراکنده می‌شوند ذرات نانو به عنوان یک هسته مرکزی دارای اتصال قوی با هیدرات سیمان عمل می کند و در نتیجه فعالیت بالای این ذرات مقاومت فشاری و خمشی بتن افزایش می یابد. ایجاد پیوستگی بین ذرات بتن و پراکندگی مناسب نانو ذرات و سنگدانه ها از عوامل مهم در بهبود مقاومت فشاری و خمشی نانو بتن می باشد این در حالی است که اضافه کردن بیش از اندازه نانو سیلیس به نمونه ها بدلیل عدم یکنواختی بین سیمان سخت شده با سنگدانه ها منجر به کاهش مقاومت خمشی و فشاری بتن می گردد.

**واژه‌های کلیدی:** نانو مواد، مقاومت فشاری بتن، مقاومت خمشی بتن، نانو سیلیس، هیدراتاسیون سیمان

### Abstract

Today, the technology of nanostructured materials is developing rapidly. In the construction industry, nano particles can make old building materials stronger and harder and give them higher plasticity. Nano-scale particles can significantly change or improve the properties of granular materials with a similar structure, or completely new and developed properties based on specific characteristics such as size, shape, dispersion, phase, etc. in comparison with the bulk sizes of the same particles. The use of nanoparticles fills the voids in concrete and improves its mechanical properties. Research has shown that adding small solid materials that have a circular shape, overburden, silica fume, and fly ash to Portland cement is effective in improving the properties of hardened cement paste, and using cement-based materials can increase the performance of concrete. to give. Also, nano silica, which is among the materials with high pozzolanic properties, because it has silica in a non-crystallized structure with a high specific surface area, it can create a suitable pozzolanic reaction speed by creating a high pozzolanic activity, for this reason, when a small amount of nano In water, they disperse uniformly in the cement paste. Nano particles act as a central core with a strong bond with cement hydrate and as a result of the high activity of these particles, the compressive and bending strength of concrete increases. Creating cohesion between concrete particles and proper dispersion of nanoparticles and aggregates is one of the important factors in improving the compressive and bending strength of nano-concrete, while adding too much nano-silica to the samples is due to the lack of uniformity between hardened cement and aggregates. leads to a decrease in the bending and compressive strength of concrete.

**Key words:** Nano materials, compressive strength of concrete, flexural strength of concrete, nano silica, cement hydration

### ۱- مقدمه

علوم نانو و نانو تکنولوژی مرزها را قطع کرده و علوم قدیم و تکنولوژی های جدید نظیر شیمی، فیزیک و علوم زیستی را با هم جمع می کنند. در مقابل بقیه علوم، تعریف و ساختار نانو تکنولوژی ضعیف است. نانو کلمه ای یونانی است که نشان دهنده یک بیلیونیوم می‌باشد. اهمیت کنترل در مقیاس نانو این است که

قوانین متفاوت فیزیکی در این مقیاس مشخص می‌شوند، نانو تکنولوژی به دلیل پتانسیل کاربرد ذرات در مقیاس نانو جاذبه علمی زیادی دارد. ذرات در مقیاس نانو می‌توانند خصوصیات مواد دانه ای دارای ساختار مشابه را بطور چشمگیری تغییر دهند یا بهبود بخشند (شپ اس پی و همکاران ۲۰۰۹). تکنولوژی مواد دارای ساختار نانو به سرعت دارای پیشرفت است و بصورت گسترده با بسیاری مواد بکار برده خواهد شد. بعنوان مثال، دوام مصالح خام سرامیک یا پلیمر دارای مقداری نانو سیلیس ۲ تا ۱۰ برابر بیشتر از سرامیک یا پلیمرهای معمولی است. (رضایانپور، ۱۳۷۶) تحلیل با موادی نظیر نانو تیوب های کربنی که مقاومت کششی ۱۰۰ برابر مقاومت فولاد برای کنترل سازه بدست می‌دهند. (هوی لی هوی گانگ ایکسیانو و همکاران ۲۰۰۴) در حال حاضر استفاده از نانو مواد در مصالح ساختمانی محدود است. با وجود اینکه سیمان یک ماده ساختمانی رایج است، ژل سیلیکات کلسیم هیدراته آن یک ماده نانو ساختار است. ذرات نانو می‌توانند مصالح ساختمانی قدیمی را قوی تر و سخت تر کنند و شکل پذیری بالاتری را به آنها بدهند. تاکنون تحقیقات زیادی جهت دستیابی به عملکرد مکانیکی بهینه بتن یا جایگزینی سیمان با مواد دیگر در مقیاس میکرو انجام شده است. اضافه کردن مواد ریز جامد که شکل دایره ای دارند به سیمان پرتلند یک تکنیک در تکنولوژی جدید سیمان است. محققان بسیاری رویاره و دوده سیلیسی و خاکستر بادی را جهت بهبود خصوصیات خمیر سیمان سخت شده و مواد دارای اساس سیمانی بکار برده اند و نتایجی نظیر بتن یا کارایی بالا را بدست آورده اند. دوده سیلیسی در زمره مواد دارای خاصیت پوزولانی بالا قرار دارد، زیرا دارای سیلیس در ساختار کریستال نشده با سطح ویژه بالا می‌باشد. بنابر این فعالیت پوزولانی زیادی ایجاد می‌کند اما فعالیت پوزولانی دوده سیلیس در سنین پایین بتن بنا بر ادبیات، کم است. سرعت واکنش پوزولانی مناسب با مقدار سطح مخصوص موجود، برای واکنش می‌باشد. هنگامی که مقدار کمی نانو در آب در خمیر سیمان به صورت یکنواخت پراکنده می‌شوند. ذرات نانو به عنوان یک هسته مرکزی دارای اتصال قوی با هیدرات سیمان عمل می‌کند و به عنوان هیدراتاسیون سیمان نیز در نتیجه فعالیت بالای این ذرات افزایش می‌یابد که این خود دلیل افزایش مقاومت فشاری است.

## ۲- تعریف نانوذرات

با توجه به این واقعیت که هنوز تعریف یکتایی برای نانوذرات وجود ندارد، معمولاً این نام به ذراتی اطلاق می‌شود که اندازه آنها ۱ تا ۱۰۰ نانومتر باشد. می‌توان این طور استدلال کرد که ذرات با اندازه های کمتر از ۱۰۰ نانومتر دارای ویژگی های متفاوتی در مقایسه با مقیاس های دیگر همین مواد هستند. نانوذرات به طور کامل ویژگی های جدید یا توسعه یافته ای مبتنی بر مشخصات خاصی (اندازه، پراکندگی، ریخت شناسی، فاز و غیره) در مقایسه با اندازه های حجیم همین ذرات از خود نشان می‌دهند. نانو ذرات می‌توانند از محدوده وسیعی از مواد تولید شوند که متداو لترین آنها سرامیک های اکسید فلزی، سیلیکات ها و سرامیک های غیر اکسیدی هستند. اگر چه نانو ذرات ساخته شده از مواد دیگر (به عنوان نمونه آن هایی که مبتنی بر مواد پلیمری و یا نیمه هادی های مرکب هستند) هم وجود دارند اما دسته اول در بسیاری از کاربردهای امروزی موجود هستند. نانوذرات ریخت های متفاوتی (ورقه ای، کروی، درخت سان و غیره) را از خود بروز می‌دهند. نانوذرات فلزی و اکسید فلزی بکاربرده شده معمولاً کروی و نانوذرات سیلیکات دارای اشکال ورقه ای با ابعادی در اندازه ۱۰۰-۱۰۰۰ نانومتر هستند. آن ها معمولاً با ویژگی های مناسب فیزیکی برای نیازهای خاص کاربردی تولید می‌شوند.

## ۳- ویژگی های قابل توجه نانوذرات

نانوذرات به طور کامل ویژگی های جدید و یا توسعه یافته ای مبتنی بر مشخصات خاصی (اندازه، پراکندگی، ریخت شناسی، فاز و غیره) را در مقایسه با اندازه های حجیم همین ذرات از خود بروز می‌دهند.

## ۴- فضای سطحی ویژه

به دلیل کاهش اندازه نانوذرات، سهم سطح از حجم بیشتر است. علاوه بر فضای سطحی ویژه که به واکنش های کاتالیزگری مربوط می‌شود، ویژگی های دیگری مانند پایداری ناحیه سطحی، توپولوژی نانوذرات (ناهمواری) و ارتباط با ماتریس نیز از دیگر دیدگاه های وابسته هستند. نمونه خوب در این حوزه، کاتالیزگرهای مبتنی بر فلزات گران بها است که به دلیل فضای ویژه سطحی و تخلخل بالا، دارای فعالیت خیلی زیاد در مقایسه با کاتالیزگر های معدنی موجود

هستند. همچنین این ویژگی در کاتالیزگرهای اکسید فلزی (مانند اکسید سدیم برای کاتالیزگرهای خودرو) هم بکار گرفته شده است. با افزایش سطح ویژه ذرات فلزی، کارایی این مواد در کاربردهای خاص زیستی (مانند بکارگیری نانوذرات نقره در کاربردهای ضد میکروبی) نیز افزایش می‌یابد. به علاوه، افزایش در مساحت ویژه باعث کاهش دمای پخت نانوذرات آهن است. در استفاده از یک ماده به عنوان پرکن پلیمری میدانیم که مساحت زیاد مواد نانوذره‌های موجب تعامل بین پلیمر و ماده پرکن شده، بنابراین می‌توانیم استحکام بهتری با استفاده کمتر از این مواد را داشته باشیم. این روش نه تنها باعث افزایش کارایی مواد توسعه یافته شده، بلکه با استفاده کمتر از این مواد موجب کاهش هزینه‌ها نیز می‌شود. اگر چه افزایش هزینه تولید مواد پرکن نانوذره‌ای، این کاهش را جبران خواهد کرد. ساختار صفحه‌مانند نانوذرات سیلیکات و قابلیت‌های ویژه سطحی این مواد موجب می‌شود، بتوان با افزودن اندکی سیلیکات به نانومواد، ساختار فیزیکی مناسبی برای محافظ‌های گازی (نفوذپذیری گازی کم) یا موادی با وزن مولکولی پایین تولید کرد. این هدف، از طریق افزایش میانگین مسیری که یک مولکول باید برای نفوذ به ماده طی کند قابل دستیابی است. این کار می‌تواند برای سیستم‌های سوخت اتومبیل‌ها و فیلم‌هایی با کاربردهای متنوع از جمله بسته‌بندی مواد شیمیایی و مواد غذایی مؤثر باشد. همچنین این مواد می‌توانند در کاربردهای تعویق آتشگیری هم استفاده شوند. نانوذرات توانایی‌های نسبتاً زیادی برای به تأخیرانداختن آتش در فضاهای محدود دارند، که می‌تواند آنها را جایگزین مناسبی برای تأخیراندازهای آتش‌مبئی بر هالوژن‌ها بکند.

## ۵- ویژگی‌های مغناطیسی

کاهش اندازه ذرات در حد نانومتر معمولاً باعث توسعه رفتارهای مغناطیسی می‌شود. به عنوان مثال مواد مغناطیسی نرم بسیار خوب (قابل استفاده در مبدل‌های توزیع، انواع حس‌گرها و غیره) و همچنین مواد مغناطیسی سختی (که اصطلاحاً به آنها آهنرباهای فتری تبادل می‌گویند) وجود دارند که از بلوک‌های نانومقیاس ساخته شده‌اند. فایده‌موار فوق در دو کاربرد اساسی - یکی در واسطه‌های ذخیره‌سازی با چگالی بالا و دیگر کاربردهای پزشکی - است. اگر پراکندگی یکتاوتختی در ماتریس یا زیرلایه وجود داشته باشد، می‌توان از نانوذرات به عنوان موادی برای ذخیره‌سازی داده‌ها استفاده کرد.

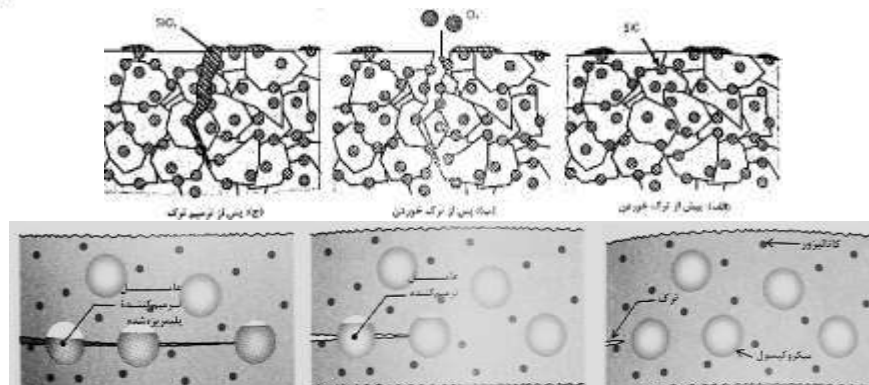
## ۶- نانو در بتن

افزودنی‌های موجود برای بتن همیشه تمامی مشخصات بتن را بهبود نمی‌بخشد. نانو فناوری نشان داده است که قابلیت بهبود عملکرد بتن را به صورت همه‌جانبه دارد. در این جا با تعدادی از کاربردهای نانو فناوری در بتن آشنا می‌شویم. ذرات نانو با توجه به ابعادشان می‌توانند نقش پرکننده حفرات را بازی کنند. همچنین می‌توانند با تشکیل نانو کریستال‌ها مشخصات بتن را ارتقا بخشند. میکرو سیلیس از جمله افزودنی‌های پر مصرف امروزی است با این حال مشاهده شده که استفاده از نانو سیلیس تأثیر بهتری روی رفتار بتن دارد.

## ۷- بتن‌های خود ترمیم شونده

یکی از نگرانی‌های مهندسين در مورد بتن، ترک خوردن آن است. ترک‌ها باعث نفوذ مواد مضر، کاهش عمر بتن و کاهش عملکرد سازه‌ای آن می‌گردد. اخیراً تحقیقاتی انجام شده که در آن ریزکپسول‌های حاوی پرکننده‌های ترک در مخلوط بتن قرار داده می‌شود. زمانی که در بتن ترک ایجاد می‌شود این کپسول‌ها شکسته شده و مواد داخل آن فضای ترک را پر می‌کند. (گلابچی و همکاران، ۱۳۹۰)





شکل ۱ نمونه هایی از فرایند های خود ترمیم شوندگی (گلابچی و همکاران . ۱۳۹۰)

## ۸- برای انواع نانو ذرات

### ۸-۱- نانو ذرات سیمان

یکی از فواید کریستال های نانو مقیاس که با استفاده از نانو ذرات تشکیل شده است، پر شدن فضا ها و حفرات خالی ماتریس سیمان است. اضافه کردن نانو ذرات که منجر به تشکیل نانو کریستال ها می شود، باعث افزایش مقاومت فشاری، کششی و برشی می شود. (گلابچی و همکاران . ۱۳۹۰) سیمان در صنعت به صورت پودر تولید و مصرف می شود. ابعاد ذرات سیمان معمولی عموماً در حد میلی و میکرو هستند. اخیراً نانو ذرات سیمان برای بهبود عملکرد سیمان پیشنهاد شده است. دو روش برای ساخت نانو ذرات سیمان پیشنهاد شده است:

- خرد کردن ذرات سیمان معمولی به وسیله آسیاب های پر قدرت (کل به جزء)
- ترکیبات شیمیایی (جزء به کل).

چسب های سیمانی که با استفاده از نانو ذرات سیمان به وجود می آیند، زمان عمل آوری کمتر و مقاومت فشاری اولیه بالاتری نسبت به سیمان های معمولی دارند (لی اس جی و همکاران ۲۰۰۵).

### ۸-۲- نانو رس ها

استفاده از ذرات نانو رس باعث بهبود رفتار مکانیکی مثل مقاومت در مقابل نفوذ کلرید ها، ایجاد بتن خود متراکم، کاهش نفوذ پذیری و کاهش افت در بتن می شود. رس و مشخصات رس که در ترکیب با سیمان تاثیر گذار می باشد در مقیاس نانو وجود دارد. ابعاد ذرات رس در طبیعت در حد میکرو و ریز تر از میکرو است. ساختار رس شامل لایه های کریستالی فیلوسیلیکات آلومینیوم با ضخامت تقریبی در حد یک نانو متر است. تاثیر رس بر روی سیمان موضوع جدیدی نیست و در اکثر کاربردها از رس کلسینه شده استفاده می شود. با این حال در بازبینی های اخیر تمرکز بر روی امکانات مهندسی نانو در رس قرار گرفته است. اکثر این تحقیقات بر روی رس طبیعی (کلسینه نشده) انجام می شود. به دلیل آب دوست بودن ذرات رس، کنترل مقدار آب مورد نیاز در کامپوزیت های رس-سیمان با اهمیت است. (فلورنس سانچز و همکاران ۲۰۱۰)

### ۸-۳- میکروسیلیس

میکروسیلیس یکی از موادی است که در دهه های اخیر استفاده از آن در بتن به طور جدی مورد توجه مهندسين ساختمان قرار گرفته است. به دليل خصوصيات بارز پوزولانی میکروسیلیس، استفاده از آن جهت بهبود خواص مکانیکی و افزایش دوام بتن در کشور های پیشرفته رو به افزایش است. استفاده از آن در بتن دارای فواید بسیار زیادی از جمله: کاهش ترکهای ناشی از هیدراتاسیون سیمان، دوام بهتر در مقابل آسیب های سولفات ها و آب های اسیدی و دست یافتن به مقاومت های نهایی بالا با استفاده از انواع سوپر روان کننده های بتن می باشد. از دیگر مزایای مصرف میکروسیلیس کاهش تحرک یون های کلر و در نتیجه کاهش عمق نفوذ کلر در بتن بویژه در نواحی ساحلی جنوب ایران می باشد. از موارد مصرف آن می توان در بتن ریزی های مربوط به ساخت اسکله های دریائی، شمع ها، ستون ها و قطعات پیش ساخته، فونداسیون ماشین آلات و کلیه سازه های بتنی که در معرض حملات شیمیایی بویژه یون کلر و سولفات ها قرار دارند نام برد. در سال های اخیر مطالعات بر روی نانو ذرات سیلیس متمرکز شده، با این هدف که بتوان با استفاده از این ماده، مشخصات بتن را بیش از پیش افزایش داد. افزودن نانو سیلیس به بتن موجب افزایش مقاومت فشاری، کششی و خمشی، کاهش زمان گیرش و کاهش نفوذ پذیری آب درون بتن و همچنین مقاومت بالاتر در برابر حمله های شیمیایی می شود. آزمایشاتی که بر روی نانو سیلیس انجام شده، نشان داده اند که این ذرات نه تنها برای محیط زیست مشکل ساز نیستند بلکه نتایج بهتری در مقایسه با میکرو سیلیس ارائه می کنند (سوبولو کا و همکاران . ۱۳۸۴/۲۰۰۵). تحقیقات نشان داده است که اضافه کردن نانو سیلیس بیشتر از میکرو سیلیس باعث افزایش مقاومت در بتن می شود (کونینگ وای . ۱۳۸۶/۲۰۰۷). نانو سیلیس مخلوط شده با بتن در دراز مدت باعث حفظ سلامت کارگران، بتن و محیط زیست می شود. نانو سیلیس همچنین می تواند باعث کاهش مصرف سیمان، بهبود کیفیت بتن و افزایش کارایی آن شود (گیترو جی و همکاران ۱۳۸۷/۲۰۰۸ - سوبولو کا و همکاران . ۱۳۸۴/۲۰۰۵). اضافه کردن ۱۰ درصد نانو سیلیس باعث افزایش ۲۶ درصدی مقاومت فشاری بتن گردید در حالی که همین مقدار میکروسیلیس افزایش ۱۵ درصدی مقاومت فشاری بتن را در بر داشت (لی اچ و همکاران ۱۳۸۳/۲۰۰۴) حتی اضافه کردن مقدار اندک ۰/۲۵ درصدی نانو سیلیس باعث ۱۰ درصد افزایش مقاومت فشاری و ۲۵ درصد افزایش مقاومت خمشی می گردد (سوبولو کا و همکاران ۲۰۰۹/۱۳۸۸)

#### ۴-۸- نانو ذرات اکسید آهن

مشاهده شده است که استفاده از نانو ذرات اکسید آهن در ملات سیمان باعث افزایش مقاومت فشاری و خمشی و همچنین عامل ایجاد قابلیت خود-پایش (هوشمند بودن) بتن می گردد. (بهروزی . ۱۳۶۴)، توده ملات سیمان که با نانو ذرات اکسید آهن مخلوط گردیده است، تحت اثر بارگذاری های مختلف، مقاومت الکتریکی متفاوتی نشان می دهد. وجود این قابلیت فوق العاده گرانبهاست و به خصوص برای سازه هایی که از حس گرهای مدفون داخل سازه بهره مند نیستند قابل استفاده است. با توجه به این خاصیت منحصر به فرد همچنین می توان عملکرد حس گرهای سنجش تنش را بهینه سازی کرد.

#### ۵-۸- دی اکسید تیتانیوم

خود تمیز شوندگی فوتو کاتالیتیک، یکی از مهم ترین موارد استفاده از نانو تکنولوژی در صنعت ساختمان است. آلودگی های طبیعی و صنعتی مثل  $NOx$ ، مونوکسید کربن،  $VOC$  ها، کلروفلور ها و آلدهید های ناشی از اتومبیل ها و پساب های صنعتی، در اثر فوتوکاتالیزر و به کمک کاتالیزر بسیار فعال نانو ذرات دی اکسید تیتانیوم تجزیه می شوند (موراتا وای و همکاران ۱۳۷۸/۱۹۹۹) برای فعال شدن اثر خود تمیز شوندگی در اکسید تیتانیوم، نور طبیعی روز، رطوبت هوا و اکسیژن مورد نیاز است. نحوه فعالیت فوتو کاتالیتیک های بر پایه دی اکسید تیتانیوم را به صورت جامع می توان در مقاله (چن، جی، پون سی-اس، ۱۳۸۸/۲۰۰۹) مطالعه نمود. هم اکنون محصولات خود تمیز کننده و ضد آلاینده بتنی توسط شرکت های مختلف برای استفاده در نمای ساختمان ها و کف پوش های جاده ها تولید می شود و در اروپا و ژاپن بسیار استفاده شده اند که برای مثال می توان از کلیسای جوبلی در رم ایتالیا نام برد (شکل ۲-۲) محققان همچنین نشان داده اند که استفاده از نانو ذرات دی اکسید تیتانیوم علاوه بر خاصیت خود تمیز کنندگی، باعث افزایش سرعت هیدراسیون و کاهش زمان گیرش (جایاپالان ای آر و همکاران ۲۰۰۹/۱۳۸۸) و همچنین باعث افزایش مقاومت خمشی و فشاری بتن نیز می شوند (لی اچ و همکاران ۲۰۰۶-۱۳۸۵/۲۰۰۷-۱۳۸۶) یکی از معایب این روش کاهش کارایی تجزیه کنندگی آن با گذشت زمان است (لاچ هوف و همکاران ۲۰۰۳/۱۳۸۲)



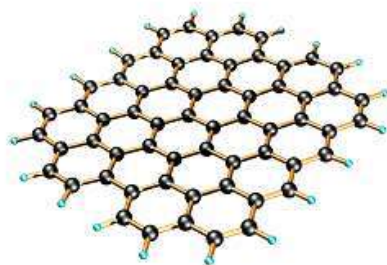
شکل ۲ کلیسای جوبلی، رم، ایتالیا استفاده از بتن با ترکیب نانو ذرات دی اکسید تیتانیوم در نمای آن

## ۶-۸- نانو ذرات اکسید آلومینیوم

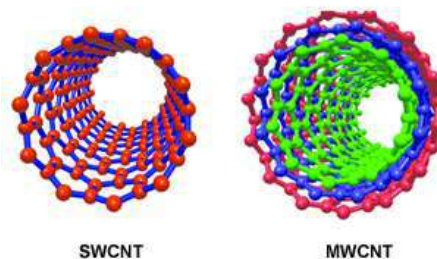
اضافه کردن نانو ذرات اکسید آلومینیوم به مخلوط بتن باعث افزایش قابل ملاحظه در مدول الاستیسیته بتن می گردد. مشاهده شده است که با افزودن ۵ درصد نانو اکسید آلومینیوم، مدول الاستیسیته بتن تا ۱۴۳ درصد افزایش پیدا کرده است ولی تاثیر قابل ملاحظه ای روی مقاومت بتن نداشته است (لی زد و همکاران ۲۰۰۶/ ۱۳۸۵). تاکنون ویژگی خاص دیگری از این ماده در بتن گزارش نشده است.

## ۷-۸- نانو الیاف ها

نانو لوله های کربنی (CNTs) و نانو رشته های کربنی (CNFs) به عنوان گزینه های اصلی نانو تکنولوژی برای مسلح کردن مصالح پایه سیمانی معرفی می شوند. مدول الاستیسیته و مقاومت بسیار بالای این نانو مواد ها ( در حدود ترا پاسکال) در کنار مقاومت کششی عالی (در حدود گیگا پاسکال) و مشخصات منحصر به فرد الکتریکی و شیمیایی، پتانسیل بالای نانو لوله ها/رشته های کربنی را در ایجاد نسل جدید مصالح پایه سیمانی نشان می دهد. استفاده از این نانو مواد ها باعث بهبود مشخصات مکانیکی، مقاومت در برابر پخش ترک ها، محافظت در برابر امواج الکترومغناطیس و ایجاد قابلیت خود-پایش در مصالح پایه سیمانی می گردد. نسبت طول به عرض این نانو مواد ها بسیار زیاد است (۱۰۰۰ و بیش تر) و می توان آن ها را به مانند یک زنجیر طولانی فرض نمود. نانو لوله های کربنی تک جداره (SWCNTs) و چند جداره (MWCNTs) و نانو رشته های کربنی از گرافین های زنجیر وار با ساختارهای بسیار منظم و با مساحت بسیار زیاد تشکیل شده اند.



شکل ۳ نمای شماتیک گرافین



شکل ۴ نمای شماتیک نانو لوله های کربنی تک جداره و چند جداره

نانو رشته های کربنی برخلاف نانو لوله ها بسیار راحت تر در مخلوط سیمان توزیع می شوند، همچنین فرآوری آن ها راحت تر است، به طور هم زمان هم مشخصات مکانیکی و هم مشخصات الکتریکی را بهبود می بخشد، به کار گیری آن ها راحت تر و هزینه نهایی آن ها برخلاف نانو لوله ها بسیار پایین تر (تا ۱۰۰ برابر ارزان تر) و برای تولید انبوه بتن مفید است (فلورنس سانچز و همکاران ۱۳۸۹/۲۰۱۰). در تحقیقاتی که تاکنون انجام شده، استفاده از نانو لوله ها/رشته های کربنی در کامپوزیت های پلیمری به صورت گسترده ای مطالعه شده اند ولی درباره استفاده آن ها در بتن و سیمان، مطالعات محدودی انجام شده است. بیش تر تحقیقات انجام شده، بر روی مقایسه تاثیر CNTs و CNFs بر ملات سیمان متمرکز شده است. یکی از اشکالات اصلی این افزودنی ها، عدم توزیع یکنواخت آن ها در مخلوط سیمان است و یک دلیل عمده این مسئله، آب گریزی بسیار بالای آن ها و دلیل دیگر آن جاذبه درونی بالای این نانو مواد است. یکی دیگر از مشکلات این نانو لوله ها/رشته ها عدم چسبندگی مناسب بین CNTs/CNFs با خمیر سیمان است (مکار جی ام، ۱۳۸۴/۲۰۰۵). برای ایجاد یک مخلوط همگن و هم زمان چسبندگی عالی بین CNTs/CNFs و ملات سیمان تحقیقاتی انجام شده است. یکی از روش های مطرح شده، اضافه کردن CNTs/CNFs به صمغ عربی (یک صمغ با قابلیت حل شدن در آب که به عنوان عامل پراکنده ساز استفاده شده است) و بعد، اضافه کردن آن به سیمان است. در یک تحقیق نشان داده شد که اضافه کردن SWCNTs و یا MWCNTs به بتن با استفاده از پیش پراکنش با صمغ عربی، می تواند سختی و مدول الاستیسته سیمان را افزایش دهد در حالی که اضافه کردن آن ها بدون استفاده از صمغ عربی باعث تضعیف مشخصات مکانیکی سیمان می شود یک روش دیگر برای توزیع یکنواخت نانو لوله های کربنی در خمیر سیمان، استفاده از انرژی فرا صوت و همچنین استفاده از سورفاکتنت ها (موادی که اثر کشش سطحی را کاهش می دهند) است، در این حالت مشاهده شد که مقدار اندکی CNTs ۰/۴۸ و ۰/۰۸ درصد وزنی تا ۵۰٪ باعث افزایش مدول الاستیسته سیمان می شود (سیلبربوش ام و همکاران ۱۹۹۳/۱۳۷۲). در زمینه مسلح کردن بتن با نانو الیاف بحث بسیار گسترده ای وجود دارد که از حوصله این مبحث خارج است، روش های اضافه کردن این مواد به بتن، مزایا و معایب هر روش، نتایج بدست آمده از تغییر در مقاومت و کارایی بتن، صرفه اقتصادی، نحوه پراکنش نانو مواد در بتن، اتفاقاتی که در مقیاس نانو در پیوندهای بین نانو مواد و ذرات سیمان می افتد و بسیاری مباحث دیگر همچنان در حال بررسی هستند. الیاف و رشته های نانولوله های کربنی با خواص فوق العاده نظیر استحکام مکانیکی به عنوان مواد بالقوه در ساخت نیزه پرش، راکت تنیس و دوچرخه با بدنه حاوی الیاف نانولوله کربنی/مسلح کردن مصالح پایه سیمانی استفاده می شود. الیاف نانولوله های کربنی با طول چند ده سانتیمتر به روش های مختلف تولید می شوند که از جمله آنها ریسندگی مستقیم از سنتز CVD است که در آن، نانولوله ها بطور پیوسته و با کیفیت بالا تهیه می گردند.

## ۸-۸- نانو پوشش ها

محافظت و یا تقویت ساختمان های موجود و یا جدید به وسیله اصلاح پلیمری سطح و یا پوشش دهی با سطوح نفوذ ناپذیر و آب گریز امکان پذیر است. جلوگیری از نفوذ آب و آلودگی به بتن باعث افزایش کارایی سازه ای بتن می شود. این عمل از نفوذ مواد مضر برای بتن و فولاد به درون بتن جلوگیری می

کند. همچنین باعث افزایش مقاومت در برابر یخ زدگی می‌شود. با این حال همچنان می‌بایست دوام دراز مدت این مصالح و سازگار بودن آن‌ها با پوشش زیرین و تاثیر آن‌ها روی بقیه مشخصات مکانیکی بررسی شود. بر اساس فرمول بندی این مواد، این اصلاح‌ها مکانیزم‌های متفاوتی دارند. (الف) پوشش دهی و عایق بندی روی سطح بتن که باعث ایجاد یک سد غیر قابل نفوذ می‌شود. (پلی اورتان، اکریلیک و رزین‌های اپوکسی) (ب) مواد آب‌گریزی که روی سطح حفرات بتن کشیده می‌شوند و مانع از نفوذ آب می‌شوند. (سیلان، سیلوگسان، پلیمرهای فلئوریناته) (ج) پرکننده حفرات که درون بتن نفوذ می‌کند و حفرات را می‌بندد. (سیلیکات مایع و سیلیکوفلوراید‌های مایع)

## ۹- عملکرد بتن با نانو مواد

### ۹-۱- عملکرد بتن با ذرات سیلیسی

بیشتر پژوهش‌های انجام شده تا به امروز در مورد نانو ذرات مربوط به ذرات نانو سیلیس بوده است نانو ذرات سیلیسی باعث افزایش مقاومت فشاری، و خمشی بتن، زمان گیرش سریع، کاهش نفوذپذیری بتن در مقابل آب و حملات شیمیایی می‌شود و همچنین به کنترل از دست دادن کلسیم در ترکیب، که در انواع مختلف از فروپاشی بتن نقش دارند، کمک می‌کند. بنابراین با افزودن نانو سیلیس، بتنی با دوام بیشتر تولید می‌شود که به کم کردن مصرف سیمان، کاهش هزینه‌های کلی طرح و آلودگی کم محیط کمک می‌کند. با توجه به اندازه ذرات، نانو ذرات سیلیسی در این نوع بتن‌ها می‌توانند نانو کریستال‌های C\_S\_H تولید کنند که این نانو کریستال‌ها تمامی خلل و فرج موجود در خمیره بتن در حد نانو و میکرو را پر کرده و تقریباً ساختاری با کمترین نقص ایجاد می‌کند. خود سیلیس از اجزای اصلی تشکیل دهنده پوزولان ۱ می‌باشد، بنا براین سیلیس با کلسیم هیدروکسید وارد واکنش شده و C\_S\_H ژل‌های بیشتری تولید می‌کند البته باید توجه داشت که نرخ تولید ژل کاملاً به سطح موجود برای واکنش بستگی دارد که این نیاز باعث ایجاد پرتی و ارزشمندی نانو ذرات سیلیس می‌شود. با توجه به تمامی مطالب عنوان شده در این قسمت از ویژگی‌های نانو ذرات سیلیس، در این تحقیق از این نانو پودر استفاده شده است. تا به اینجا ملاحظه می‌شود که تمامی پژوهش‌ها و مطالعات انجام گرفته از منظر شیمیایی و فیزیکی به ذرات نانو ذرات سیلیس در بتن پرداخته است. این موضوع در ذهن خواننده چالشی در مورد رفتار مکانیکی در ساختار بتن همراه با نانو ذرات سیلیس ایجاد می‌کند که آیا فقط همین دیدگاه‌های شیمیایی و فیزیکی برای بررسی تاثیر نانو ذرات سیلیس کفایت می‌کند و یا اینکه نیاز به دید جدیدی و ایجاد بررسی متفاوت در بتن‌های همراه با تکنولوژی نانو، می‌باشد.

### ۹-۲- عملکرد بتن با ذرات میکروسیلیس

استفاده از پوزولان‌ها و افزودنی‌های شیمیایی امروزه بیشتر برای ساخت بتن‌های خاص بکار گرفته می‌شود. در میان مواد پوزولانی، میکروسیلیس به علت خواص متعدد و فراوان در بتن‌های بسیار استفاده می‌شود. میکروسیلیس یکی از محصولات فرعی کارخانه‌های تولید سیلیسیم و آلیاژهای آن می‌باشد و دارای تعریف دقیقی نیست (یا ملهوترا و همکاران، ۱۳۶۸/۱۹۸۷). بنابراین هر منبع جدید میکروسیلیس را توسط تعیین سطح مخصوص آن به روش جذب نیتروژن و تعیین میزان سیلیس و کربن و قلیائی‌های آن، باید مشخص نمود. در جدول شماره ۲، حدود قابل قبول برای میکروسیلیس با توجه به آیین نامه CSA-23.5 آمده است. (استاندارد CSA ۱۳۶۵/۱۹۸۶)

جدول ۲ مشخصات تعیین شده برای میکروسیلیس در کشور کانادا

#### Chemical requirements SiO2 min

|                          |     |
|--------------------------|-----|
| SiO2 min                 | ۸۵  |
| SO3 max (%)              | ۱.۰ |
| Loss in ignition. Max(%) | ۶.۰ |

### 6.0 Physical requirements

|  |      |
|--|------|
| Accelerated Pozzolan activity index. Min. (%) of Control | ۰.۸۵ |
| Fineness. Max(%) retained on 45 micron Sieve             | ۱۰   |
| Soundness- autoclave expansion or contraction(%)         | ۰.۲۰ |
| Relative density. Max variation from average (%)         | ۵    |
| Fineness. Max variation from average (%)                 | ۵    |
| <b>Optional physical requirements</b>                    |      |
| Increase of drying shrinkage. Max (%) of control         | ۰.۰۳ |
| Reactivity with cement alkali. Min reduction (%)         | ۸۰   |

هنگام احیای کوارتز توسط زغال سنگ، فلز سیلیسیم و گاز  $\text{SiO}_2$  حاصل می‌شود، که بخشی از این گاز با هوا ترکیب و باعث تولید  $\text{SiO}_2$  می‌شود. این ماده عمدتاً از ذرات سیلیس آمورف تشکیل شده و قطر متوسط آنها حدود  $10/0$  تا  $20/0$  میکرون می‌باشد. معمولاً در میکروسیلیس مقدار  $\text{SiO}_2$  نباید کمتر از ۸۵ درصد بوده (جدول شماره ۲-۳) و ذرات آن کروی باشد. یکی از تأثیرات اصلی میکروسیلیس در بتن‌های با مقاومت بالا، بهتر کردن ریزساختار ناحیه انتقال بین سنگدانه و خمیر سیمان می‌باشد. در نتیجه با افزایش مقدار میکروسیلیس، مقاومت در برابر یونهای مهاجم و واکنش قلیایی سنگدانه‌ها اضافه می‌شود. در بتن‌های معمولی و دارای سیمان پرتلند خالص، ناحیه انتقال بین سنگدانه‌ها که بین ۲۰ تا ۱۰۰ میکرومتر می‌باشد، نسبت به سایر قسمتهای خمیر، دارای ریز ساختاری متفاوت است (دیاموند. ۱۹۸۶/ ۱۳۶۵). این ناحیه دارای کیفیتی نامرغوب می‌باشد و ناحیه ضعیفی را بین سنگدانه‌ها و خمیر سیمان ایجاد می‌کند. در بتن‌های معمولی، ریزساختار مخصوص ناحیه انتقال، ظاهراً به تشکیل فضاهای پرآب در اطراف سنگدانه‌های بتن تازه مربوط میشود. این موضوع به دلیل آب انداختن داخلی و اثر جداره به همراه تجمع ذرات بی اثر سیمان در اطراف سنگدانه‌ها می‌باشد. هیدروکسید کلسیم و اترینگایت ترجیحاً در فضاهای خالی بزرگ رشد میکنند و به همین دلیل آنها را در ناحیه انتقال، بیشتر می‌توان یافت. همچنین در این ناحیه نسبت آب به سیمان بیشتر از سایر نواحی بتن است و بنابراین توسط خلل و فرج بزرگتر مشخص میشود (مونتنورو. ۱۹۸۵/ ۱۳۶۴) با اضافه کردن میکروسیلیس به سیستم، بویژه در بتن‌های با مقاومت بالا، تغییرات قابل ملاحظه‌ای در زیرساختار ناحیه انتقال به وجود می‌آید. تحقیقات انجام شده نشان می‌دهند که بتن‌های با مقاومت بالا و دارای میکروسیلیس، به اندازه بتن‌های معمولی متبلور و متخلخل نیستند و تمام فضاهای اطراف سنگدانه‌ها، توسط هیدرات‌های سیلیکات کلسیم بی شکل، اشغال شده‌اند. همچنین پیوستگی مستقیمی بین سنگدانه‌ها و هیدرات‌های سیلیکات کلسیم ایجاد می‌شود. این پیوستگی قویتر از ارتباط سنگدانه‌ها و هیدروکسید کلسیم در بتن‌های معمولی است. در بعضی گزارش‌ها مقدار میکروسیلیس برای بدست آوردن حداکثر مقاومت، حداکثر ۳۰ تا ۴۰ درصد وزن سیمان در نظر می‌گیرند که به علت مشکلات کارایی از درصدهای ۵ تا ۱۵٪ بیشتر استفاده می‌شود و معمولاً نیاز به استفاده از فوق روان‌کننده در مخلوط نیز می‌باشد. میکروسیلیس‌ها معمولاً به اشکال پودر، فشرده و دوغاب می‌باشند که در این تحقیق نوع پودر آن با رنگ خاکستری روشن استفاده شده است. رنگ میکروسیلیس می‌تواند از سفید تا سیاه متغیر باشد. لذا غالباً خاکستری رنگ می‌باشد. چگالی میکروسیلیس ۲.۱ تا ۲.۲ و وزن مخصوص ظاهری آن ۲۵۰ تا ۳۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب می‌باشد. مهمترین خاصیت آن ریزی فوق العاده زیاد آن است که حدود ۰.۰۱ اندازه‌ی ذرات سیمان پرتلند می‌باشد. (مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن. ۱۳۷۷)

### ۱۰- ریز ساختار بتن

بتن جزء مصالح مرکبی است که از ضایعات سنگدانه (سبکدانه) در ماتریس خمیر سیمان هیدراته شده تشکیل شده است ماتریس خمیر سخت شده نیز از هیدراتاسیون سیمان پرتلند و آب به دست آمده است. از دید کلان نگر که خواص مهندسی بتن تعیین می‌شود. بتن مصالح همگن تلقی می‌شود. این خواص شامل ویژگی‌های فیزیکی مکانیکی و تابع زمان می‌باشد. از دید میانه، در مقیاس میلیمتر تا سانتیمتر، بتن دارای دو یا سه فاز می‌باشد. از دید ریز نگر، فرآیند

های هیدراتاسیون و شکل‌گیری ریز ساختار توضیح داده می‌شود که در آن ویژگی‌های لایه مرزی سنگدانه و خمیر سیمان تشریح می‌گردد. بتن‌های جدید علاوه بر سیمان پرتلند، آب و سنگدانه، حداقل یکی از اجزای زیر را دارند:

- افزودنی‌های شیمیایی
- مواد پوزولانی مانند خاکستر بادی، دوده سیلیسی سربراره آهنگدازی
- الیاف غیر پیوسته ساخته شده از نانو، شیشه یا دیگر مصالح طبیعی یا مصنوعی و آلی که در ساخت بتن الیافی مسلح استفاده می‌شود.
- علاوه بر این بتن‌های سازه‌ای همواره با آرماتور و کابل‌های پیش‌تنیده مسلح می‌شوند.

پرات<sup>۲</sup> و اسکریونر<sup>۳</sup> نشان داده‌اند که در یک تصویر الکترونی (BSEI) از یک مقطع خمیر سیمان صیقل خورده، چهار جزء ریز ساختار قابل تشخیص است، که عبارت‌اند از: مصالح هیدراته نشده، ذرات بزرگ هیدروکسید کلسیم، دیگر مصالح هیدراتاسیون و تخلخل‌ها. عقیده عمومی بر این است که لایه مرزی بین خمیر سیمان هیدراته شده و سنگدانه، اتصال ضعیف بتن به حساب می‌آید. برخی مشاهدات که بر این عقیده صحه می‌گذارند عبارتند از:

- لایه مرزی میان خمیر سیمان هیدراته شده و سنگدانه، دارای ساختار کانی بازتری در مقایسه با توده خمیر سیمان هیدراته شده است،
  - لایه مرزی دارای کریستال‌های بزرگ آهک هیدراته است که اغلب در راستای مشخص قرار گرفته‌اند و صفحات ضعیف را تشکیل می‌دهند،
  - آب ناشی از آب انداختگی اغلب در زیر سنگدانه‌های درشت جمع می‌شود و موجب تشکیل صفحات ضعیف اضافه‌تری خواهد شد.
- خواص لایه مرزی به خصوصیات سطح سنگدانه و ساختار منافذ و رطوبت اولیه سنگدانه‌ها بستگی دارد. به عنوان مثال اندر کنش میان سبکدانه رس منبسط شده و ملات شیمیایی و مکانیکی است. به عبارت دیگر لایه تماس فقط مرز ساده میان دو ماده نیست، بلکه دارای ماده جدیدی است که از واکنش میان آن دو حاصل شده است. افزایش چسبندگی به دلیل واکنش شیمیایی میان محصولات حاصل از هیدراتاسیون سیمان و آلومینوسیلیکات‌های موجود در سطح سبکدانه است که هنگام تولید سبکدانه در دماهای زیاد پدید آمده‌اند. با توجه به ساختار منافذ سنگدانه، حتی برخی فرآورده‌های واکنش آب و سیمان مانند هیدروکسید کلسیم می‌تواند به داخل منافذ سنگدانه نفوذ کند. این پدیده بیشتر در منافذ بزرگتر و سنگدانه‌هایی با جذب آب بیشتر اتفاق می‌افتد. اغلب مشاهدات میکروسکوپی (مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، ۱۳۷۷)، نشان داده‌اند که در اکثر موارد، ترک در ناحیه غیر مسلح در ناحیه لایه مرزی به فاصله چند میکرومتری از سطح سنگدانه گسترش می‌یابد. با این وجود، اینکه شروع ترک‌ها در این ناحیه است یا در نقاط ضعف خمیر سیمان هیدراته شده، مشخص نیست. این حقیقت که ترک‌ها در لایه مرزی اتفاق می‌افتند یا مشاهداتی که نشان می‌دهد طاقت شکست لایه مرزی به طور قابل ملاحظه‌ای از طاقت شکست سنگدانه و توده خمیر سیمان کمتر است، سازگاری دارد. حتی در بتن‌های پر مقاومت که مقاومت خمیر سیمان و مقاومت پیوند لایه مرزی بیشتر است، ترک‌های تحت اثر بارگذاری کششی تمایل دارند تا در لایه مرزی گسترش یابند. در اکثر این موارد این ترک‌ها تحت اثر بارگذاری با سرعت زیاد از میان سنگدانه‌ها می‌گذرند. بنابراین نانو سیلیس می‌تواند خلل و فرج کوچک را پر کند و در اندازه‌های اتمی برای افزایش سرعت هیدراتاسیون سیمان در سنین پایین فعالیت کند و فعالیت پوزولانی آن نیز از دوده سیلیسی بیشتر است در نتیجه ریزساختار خمیر سیمان را بهبود می‌بخشد. هونی‌لی<sup>۴</sup> و همکاران نانو اکسید آهن و نانو سیلیس را به صورت پودری و به مقدار ۳ و ۱۰ درصد جایگزین مواد چسبنده (مجموع سیمان و نانو مواد) کرده‌اند. این محققان دریافتند وقتی اکسید آهن زیاد (۱۰ درصد) باشد به خوبی پراکنده نمی‌شود و توده‌های متراکم نانو اکسید آهن مناطق ضعیفی را ایجاد می‌کند و ریز ساختار هیدراته هیدروژن تشکیل نمی‌شود. درصد بهبود مقاومت ملات دارای نانو اکسید آهن در سن ۲۸ روزگی برای ۳ و ۵ و ۱۰ درصد جایگزینی، به ترتیب برابر ۲۶٪، ۱۵٪ و ۴٪ می‌باشد. (گلایچی و همکاران، ۱۳۹۰) طبق تحقیقات این محققین بر خلاف نانو اکسید آهن، توده‌های متراکم نانو سیلیس مناطق ضعیف ایجاد می‌کنند این محققان پس از مشاهده افزایش مقاومت ملات دارای نانو سیلیس با افزایش درصد نانو مواد به این نتیجه رسیده‌اند که مقاومت ملات با افزایش نانو سیلیس حتی وقتی توده‌های نانو سیلیس به خوبی پراکنده نمی‌شوند، کاهش نمی‌یابد. اما چون تنها با جایگزینی نانو سیلیس در سه گروه از نمونه‌ها (۳ و ۵ و ۱۰ درصد) این نتیجه ارائه شده است. به نظر می‌رسد قابل تعمیم نبوده و توده‌های متراکم نانو سیلیس نیز مانند نانو اکسید آهن مناطق ضعیف ایجاد کنند، لازم به ذکر است که مقاومت فشاری ملات دارای ۱۰٪ نانو سیلیس نسبت ملات شاهد ۲۶٪ بهبود یافته است و مقاومت خمشی آن ۲۷٪ افزایش داشته است. سرعت واکنش پوزولانی متناسب با مقدار سطح



مخصوص موجود برای واکنش می‌باشد. سطح مخصوص موجود نانو سیلیس برای انجام واکنش پوزولانی از سطح مخصوص دوده سیلیس بیشتر است. در بتن های سبکدانه، ترک ها تمایل دارند که در راستای گسترش ترک مستقیم از داخل سنگدانه عبور کنند این امر نشان می‌دهد که در این حالت سنگدانه از خمیر سیمان هیدراته شده و لایه مرزی ضعیفتر است. اولین دلیلی که برای عدم وجود ریزترک های مرزی متصور است، یکسانی سختی الاستیک سبکدانه و بخش باقیمانده ملات است. بررسی های انجام شده روی مقاومت پیوند میان خمیر سیمان و سنگدانه در کشش، فشار و یا خمش نشان داده که افزایش مقاومت پیوند موجب افزایش مقاومت بتن می‌شود، اما این افزایش چندان زیاد نیست و حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد تغییر می‌کند.

## ۱۱- بهبود خواص بتن با استفاده از نانو مواد

با توجه به مطالب گفته شده، احتمال می‌رود ترکها در بتن سبک از ماتریس و یا لایه مرزی ماتریس و سبکدانه شروع شوند. بنا بر این با تقویت این نواحی می‌توان خواص مکانیکی بتن سبکدانه را بهبود بخشید. یکی از روشها جایگزینی بخشی از سیمان یا موادی مانند دوده سیلیسی است که با هیدروکسید کلسیم حاصل از هیدراسیون واکنش داده و سیلیکات کلسیم هیدراته تشکیل می‌دهد که به مراتب محکم تر است و ساختار متراکم تری ایجاد می‌کند و خلل و فرج موجود نیز بوسیله محصولات جدید پر می‌شوند. هیدروکسید کلسیم، خود منشا ضعف بتن می‌شود زیرا آب می‌تواند آن را در خود حل نماید و به خارج از بتن انتقال دهد که در این حالت به صورت پودر کربنات کلسیم بر روی سطح بتن رسوب می‌نماید و سبب بروز لایه ای از سفیدک می‌گردد و یا سولفات ها با آن ترکیب شده که حاصل آن گچ و یا سولفوآلومینات کلسیم است که حجم آن چند برابر بزرگتر است و این تغییر حجم باعث تخریب بتن می‌گردد. ( کاریلتون دی و همکاران ۱۳۷۸/۱۹۹۱ ) میشل ۵ و همکاران دریافتند که با قرار دادن دوده سیلیسی در محدوده هیدروکسید کلسیم اشباع شده پس از ۱۲۰ روز ژل سیلیکات کلسیم هیدراته بصورت گسترده تولید می‌شود. جورد ۶ دریافت که در خمیر سیمان با ۱۰ درصد جایگزینی دوده سیلیسی ماکزیم مقدار هیدروکسید بعد از ۱۰ روز ۱۱.۲٪ و بعد از ۱۸۰ روز ۸.۳٪ می‌باشد. با توجه به موارد گفته شده، نتیجه مسلم این است که برای بهبود خواص مکانیکی بتن در اثر تاخیر ریز ساختار آن، بایستی از نانو تکنولوژی و مواد تولیدی این بخش که خصوصیات آنها در مقیاس نانو بررسی شده است، استفاده نمود. به نظر می‌رسد که استفاده از نانو ذرات سیلیسی خلل و فرج موجود در بتن پر شده و خواص مکانیکی آن بهبود می‌یابد. مطالعات انجام شده توسط محققین نیز موید این مطلب است.

## نتیجه گیری

انوار محمد و همکاران ۲۰۱۵ به بررسی اثر نانو ذرات بر روی خواص مکانیکی بتن در سنین مختلف پرداختند مخلوط های مختلفی مورد بررسی قرار گرفته اند از جمله نانو سیلیکا ns نانو رس nc و یا هر دو همراه هم با درصد های مختلف. خواص مکانیکی که مورد آزمایش قرار گرفت مقاومت خمشی و فشاری بر روی نمونه ۴۰ ۱۶۰ میلیمتر در ۷ و ۲۸ و ۹۰ روز به منظور بررسی اثر این نانو ذرات بر روی خواص مکانیکی بتن مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که نانو ذرات می‌تواند در بهبود خواص مکانیکی بتن بسیار موثر می‌باشد که نانو سیلیس موثر تر از نانو رس در خواص مکانیکی است و اختلاط در حالت مرطوب باعث افزایش بهروری بیشتر می‌شود نسبت به اختلاط در حالت خشک. استفاده بیش از یک اندازه معینی از ذرات نانو در بتن اثر منفی می‌تواند بر خواص مکانیکی بتن داشته باشد. ترکیب نانو سیلیس و نانو رس باعث افزایش خواص فیزیکی بتن شد این بهبود را میتوان به واکنش مواد نانو با هیدروکسید کلسیم  $Ca(OH)_2$  کریستال که در منطقه سطحی (itz) بین خمیر سیمان سخت شده و دانه های خاص نسبت داده، تولید ژل c-s-h و عمل پر کردن نانو ذرات که باعث ساختار پخش شونده گی بیشتر می‌شود. در صدی از ۳٪ نانو ذرات متشکل از ۲۵٪ ns ۷۵٪ nc به بالاترین خواص مکانیکی در هر دو مقاومت خمشی و فشاری منجر می‌شود. در حالت کلی می‌توان نتیجه گرفت که :

- ۱- ترکیب نانو سیلیس در حالت مرطوب و نانو رس در حالت خشک باعث بهبود قابل توجه در مقاومت فشاری بتن با کارایی بالا تا ۱۸٪ برای نانو سیلیکا و ۱۱٪ برای نانو رس در نمونه های ۹۰ روزه شد. این افزایش مربوط به واکنش مواد نانو با کریستال هیدروکسید کلسیم  $Ca(OH)_2$  که در

منطقه سطحی (itz) بین خمیر سیمان سخت شده و دانه های خاص و تولید ژل c-s-h و عمل پرکننده ای ذرات نانو که باعث می شود ساختار میکروترو و پخش کننده تری ایجاد شود.

- ۲- بهبود مقاومت خمشی به دلیل استفاده از نانو ذرات تا ۴٪ و ۸٪ در ۹۰ روزه برای مخلوط بتن با ترکیب به ترتیب ns و nc با توجه به خاصیت پرکننده گی نانو و پیوند بین سنگ دانه ها و خمیر سیمان می باشد
- ۳- درصد مطلوب برای جایگزینی سیمان با نانو ذرات که ۷۵٪ برای ns و ۳٪ برای nc در این مطالعه است و درصد اضافی آن ممکن است تاثیر منفی بر روی مقاومت فشاری و خمشی بتن داشته باشد. با توجه به تراکم نانو ذرات همچنین برای دستیابی به مخلوطی اقتصادی از لحاظ هزینه ها ترکیبی بدون اثر عمده به روی خواص مکانیکی می باشد.
- ۴- مخلوط مرطوب برای نانو رس با توجه به پراکندگی یکنواخت خوب از نانو ذرات در مخلوط بتن و شرایط واکنش مناسب کارآمدتر از مخلوط خشک با حدود ۲۴٪ و ۳۲٪ بهبود در مقاومت فشاری و خمشی به ترتیب در ۹۰ روز می باشد.
- ۵- نانو ذرات ترکیبی بهبود قابل توجه در مقاومت فشاری بتن با کارایی بالا با استفاده از شاخص درصد مناسب و به طور جداگانه نانو ذرات می شود این بهبود را می توان به عمل پرکننده نانو سیلیس و نانو رس و درصد مخلوط مناسب اشاره شده است نسبت هیبرید مطلوب در مطالعه را می توان با ۳ درصد نانو ذرات متوجه شد که شامل ۲۵٪ ns و ۷۵٪ nc که به راحتی تولید می شود و بهترین نتایج در هر دو مقاومت فشاری و خمشی می شود علاوه بر این به تنهایی درصدمان درصد نزدیک به درصد مطلوب از هر نوع نانو استفاده می شود
- ۶- نانو ذرات هیبرید مخلوط مرطوب با توجه به پراکندگی یکنواخت خوب از نانو ذرات در مخلوط بتن کارآمد تر از هیبرید مخلوط خشک با بهبود حدود ۶٪ در مقاومت فشاری در ۹۰ روز می باشد
- ۷- نانو ذرات هیبرید مخلوط خشک به دلیل افزایش در پیوستگی بین ملات کل و سیمان کارآمدتر از هیبرید مخلوط مرطوب با حدود ۲۸٪ و ۵۲٪ در مقاومت خمشی در ۹۰ روز برای ۱٪ و ۳٪ نانو ذرات ترکیبی به ترتیب، ذرات نانو با کیفیت از منطقه سطحی با توجه به ته نشین شدن c-s-h قوی تر و نرخ افزایش سرعت از هیدراتاسیون بهبود یافته است. (شاه اس پی و همکاران ۲۰۰۹/ ۱۳۸۸)

محمد امین و همکاران علاوه بر بررسی اثر نانو سیلیکا به بررسی اثر  $cu_0/5\ zn\ 0/5$  (فريت  $cu$ -zn) و  $niFe_2O_3$  (فريت نیکل) در مقاومت فشاری و مقاومت کششی استحکام خمشی و مدول الاستیسته بتن پرداختند (محمد امین و همکاران ۲۰۱۵/ ۱۳۹۴). نانو سیلیکا (ns) فريت مس و روی و فريت نیکل در ۵٪ (۱٪، ۲٪، ۳٪، ۴٪، ۵٪) از وزن مواد سیمانی (سیمان و sf) اضافه شده و با استفاده از دو نوع درشت دانه (دولومیت و گرانیت) و مطالعه اثر آن بر روی خواص مکانیکی بتن های حاوی نانو مواد پرداخته است. نتایج نشان داد که دوز مناسب از نانو سیلیکا ۳٪ وزن و دوز مناسب از فريت نیکل و فريت  $cu$ -zn به ۲٪ وزن بوده. نمونه بتن حاوی نانو سیلیس به نتیجه بهتر از بتن حاوی فريت نانو و نرخ تقریبی در حدود ۱۰ درصد داده همچنین نمونه بتن حاوی گرانیت نتایج بهتر از دولومیت مشابه حاوی نرخ تقریبی در حدود ۱۰ درصد داده است. در حالت کلی می توان نتیجه گرفت که:

- ۱- دوز مناسب نانو سیلیکا ۳٪ است و دوز مناسب وزنی فريت نیکل (cu-zn) ۲٪ وزنی بود
- ۲- درصد بهبود مقاومت فشاری بتن هنگامی که نانو سیلیس و نانو فريت اضافه شد با توجه به مخلوط کنترل به ترتیب ۲۱٪ و ۱۷٪ بود
- ۳- علاوه بر این درصد بهبود استحکام کششی بتن با اضافه شدن نانو سیلیکا و نانو فريت به صورت تقریبی به ترتیب ۴۴٪ و ۶۰٪ نسبت به مخلوط کنترل افزایش یافته است
- ۴- با اضافه کردن نانو سیلیکا و نانو سیلیس درصد بهبود مقاومت خمشی و مدول الاستیسته بتن در حدود ۲۳٪ و ۲۵٪ به ترتیب نسبت به مخلوط کنترل افزایش می یابد
- ۵- افزایش مقدار ns و nf بیش از ۳٪ و ۲٪ وزن باعث کاهش مقاومت فشاری، کششی، استحکام خمشی و مدول الاستیسته بتن می شود
- ۶- نمونه های بتن حاوی نانو سیلیس نسبت به نمونه های حاوی نانو فريت به نتایج بهتری حدود ۱۰٪ دست پیدا کرده است
- ۷- نمونه های بتن حاوی گرانیت به نتایج بهتر از نمونه های حاوی دولومیت به میزان مشابه در حدود ۱۰٪ دست پیدا کردیم
- ۸- استفاده از فوق روان کننده برای بهبود کارایی مخلوط بتن لازم می باشد

مین هان زانگ و همکاران مطالعه آزمایشگاهی بر روی ارزیابی اثر نانو سیلیکا (NS) بر روی سرعت فرآیند هیدراتاسیون سیمان انجام دادند (مین - هانگ زانگ و همکاران ۱۳۹۱/۲۰۱۲). و در مدت زمان آزمایش برای ایجاد با حدود ۵۰٪ خاکستر بادی و سر باره انجام شده و نتیجه آزمایش نشان می‌دهد که با این کار طول دوره خوابیدگی بتن کوتاه می‌شود (رسیدن به مقاومت نهایی ۲۸ روز کمتر می‌شود). با تلفیق ۱٪ NS به همان مواد قبل از زمان آغاز آزمایش تا ۹۰ تا ۱۰۰ دقیقه بعد از آن باعث کاهش مقاومت فشاری ترکیب می‌شود ولی با گذشت زمان ۳ تا ۷ روز بتن حاصل از افزایش حجم بتن به اندازه ۲۵ تا ۳۰٪ خاکستر بادی در مقایسه با ۵۰ درصد خاکستر بادی افزایش مقاومت بیشتری را به دنبال دارد به همین ترتیب مشاهده می‌شود که افزایش حجم بتن سر باره با نانو سیلیکاها با میانگین اندازه ذرات ۱۲ nm باعث افزایش سرعت هیدراتاسیون سیمان بیشتری نسبت به نانو سیلیکاها به اندازه میانگین ۱۵۰ nm می‌باشد. بر این اساس نتیجه آزمایش استفاده از نانو سیلیکا در خمیر سیمان و بتن با ۵۰٪ خاکستر بادی و سر باره و نسبت آب به سیمان ۴۵٪ می‌توان نتایج زیر را ارائه کرد:

- ۱- طول دوره خواب بتن کاهش پیدا می‌کند و نرخ هیدراتاسیون سیمان و سر باره شتاب پیدا می‌کند با تلفیق ۱٪ NS در خمیر سیمان با افزایش حجم در خاکستر بادی و سر باره
- ۲- بتنی که ۲۵ تا ۳۰٪ افزایش حجم بتن سر باره نسبت به ۵۰٪ سر باره افزایش ۲٪ NS اگرچه در مقاومت اولیه ۹۰ تا ۱۰۰ دقیقه را کاهش می‌دهد ولی در ۳ و ۷ روز مقاومت فشاری را در ۵۰٪ سر باره بیشتر نشان می‌دهد
- ۳- افزایش مقاومت در ۲۸ تا ۹۱ روز هم می‌تواند ناشی از سنگدانه‌های درشت استفاده شده در آن باشد که از حدی به بعد باعث محدود شدن مقاومت می‌شود
- ۴- NS با متوسط ذرات ۱۲ nm تاثیر بیشتری بر افزایش سرعت هیدراتاسیون سیمان در مقایسه با اندازه ذرات ۱۵۰ nm دارد (مین - هانگ زانگ و همکاران ۲۰۱۲).

آر یو و همکاران اثر نانو سیلیکا در آب و ساختار توسعه عملکرد فوق العاده بالای بتن (uhpc) با مقدار چسبندگی کم را مورد بررسی قرار دادند (آر. وی یو و همکاران ۱۳۹۳/۲۰۱۴). طراحی uhpc بر اساس مدل اندرسنرا است که بر این اساس قفل و بست ذرات اصلاح شده است نتایج نشان می‌دهد که با استفاده از این مدل بسته بندی (قفل و بست) اسکلت متراکم و همگن از uhpc را میتوان با مقدار چسب نسبتاً پایین (۴۴۰ kg/m<sup>3</sup>) بدست آمده علاوه بر این بدلیل مقدار بالای فوق روان کننده مورد استفاده برای تولید uhpc در این مطالعه دوره خواب به خاطر هیدراتاسیون سیمان بیشتر شده است و با این حال به علت اثر هسته نانو سیلیس اثر عقب ماندگی روانی بتن را می‌توان به طور قابل توجهی جبران شود. همچنین علاوه بر این مقدار نانو سیلیس ویسکوزیته به طور قابل توجهی افزایش داده شد که باعث می‌شود که هوای بیشتری در مخلوط تازه گیر افتاده و تخلخل بتن سخت شده به نسبت افزایش یابد در مقابل با توجه به اثر هسته نانو سیلیس هیدراتاسیون سیمان می‌تواند به تدریج و بیشتر شدن ژل C-S-H را می‌توان تولید کند از این رو می‌توان نتیجه گرفت که مقدار نانو سیلیکا بهینه برای تولید uhpc با کمترین تخلخل که در آن اثر مثبت هسته و تاثیر منفی هوای محبوس به خوبی تعادل وجود دارد (آر. وی یو و همکاران ۲۰۱۴/۱۳۹۴). کسینیجا و همکاران (۲۰۱۶)، تاثیر نانو سیلیس به همراه سنگدانه باریت و کوارتز را در بتن مورد بررسی قرار دادند و دریافتند اضافه کردن ۲٪ نانو سیلیس و سنگدانه کوارتز و باریت با ایجاد پیوستگی بین ذرات بتن و پراکندگی مناسب نانو ذرات و سنگدانه‌ها سبب بهبود در مقاومت فشاری و خمشی نانو بتن می‌شود و اضافه کردن بیش از این مقدار نانو سیلیس به نمونه‌ها بدلیل عدم یکنواختی بین سیمان سخت شده با سنگدانه‌ها منجر به کاهش مقاومت خمشی و فشاری بتن می‌گردد.

## ۱۲- مراجع

پایان نامه، بررسی مقاومت فشاری و خمشی نانو بتن سبک الیافی، طاهری زاده علیرضا، تابستان ۱۳۹۵، دانشکده فنی مهندسی گروه عمران رشته عمران گرایش: سازه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد رودهن.



پایان نامه، بررسی استفاده از پلیمر سوپر جاذب در نانو بتن سبک، عباسی. مریم، تابستان ۱۳۹۵، دانشکده فنی مهندسی گروه عمران رشته عمران گرایش: سازه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد رودهن

رمضانیاپور علی اکبر، پرهیزگار محبوبه و افشین طاهری، ۱۳۷۶، کاربرد میکروسیلیس نشریه شماره ۲۳۱ تهران مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن

بهریزی، ایمان، (۱۳۶۴)، "گزارش مقدماتی در آذربایجان" با نظارت افتخار نژاد، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

ACI. 2007 . standard building code for Rainforced Concrete (Chapter 3 ), American Concrete Instute Detriot

ACI 308, "Standard practice for curing concrete," ACI Manual of Concrete Practice, part2, American Concrete Institute

A.-E. Brüderl, V. Mechtcherine, 2010. Multifunctional use of SAP in strain-hardening cement-based composites, Int. RILEM Conf. Use Superabsorbent Polym. Other New Addit. Concr. 15–18 August, Lyngby, , pp. 11–22.

H. beushausen , M. Gillmer , M. Alexander.2014 .The influence of superabsorbent polymers on strength and durability properties of blended cement mortars cement & concrete composites 52 . 73-80 .

Hui Li Hui gang Xiao and Jm-ping ou . 2004. A study on mechanical and Pressure-sensitive properties of cement mortar with nanophase material . cement and concrete research.34.435-438

H.W. Reinhardt, A. Assmann, S. Mönnig 2008, Superabsorbent polymers (SAP) — an admixture to increase the durability of concrete, 1st Int. Conf. Microstruct. Relat. Durab. Cem. Compos. 13 — 15 Oct., Nanjing, , pp. 313–322.

Jayapalan AR, Kurtis KE. 2009 . Effect of nano-sized titanium dioxide on early age hydration of Portland cement. In: Bittnar Z, Bartos PJM, Nemecek J, Smilauer V, Zeman J, editors. Nanotechnology in construction: proceedings of the NICOM3 (3rd international symposium on nanotechnology in construction). Prague, Czech Republic;. p. 267–73.

Jensen OM, P.F. Hansen, 2005. models to support justification for international water curing , Materials & Structures, V., No. 147. pp. 606-615.

Jensen OM .2013. Use of superabsorbent polymers in concrete. Concrete International, January. p. 48–52.

Jensen OM, Hansen PF.2001. Water-entrained cement-based materials. I. Principles and theoretical background. Cem Concr Res.31(4):647–54.

Jensen OM. 2008. Use of superabsorbent materials in construction materials. In: 1st International conference on microstructure related durability of cementitious composites, RILEM Pro 061; , p. 757–64.

J. Piérard, V. Pollet, N. Cauberg .2006, Mitigating autogenous shrinkage in HPC by internal curing using superabsorbent polymers, Int. RILEM Conf. Vol. Chang. Hardening Concr. Test. Mitigation, 20–23 August, , pp. 97–106.

## انواع پوکه معدنی سبک در ساختار بتن سازه ای

علیرضا طاهری زاده<sup>۱</sup>، مریم عباسی<sup>۲</sup>، نسیم اکبری<sup>۳</sup> و سید علیرضا آشفته<sup>۴</sup>

کارشناسی ارشد مهندسی عمران سازه دانشگاه آزاد اسلامی واحد رودهن و اداره کل امور اجرایی کمیسیون‌های ماده صد شهرداری تهران

دکتری مهندسی خط و سازه های ریلی دانشگاه علم و صنعت ایران و کارشناس معاونت فنی عمرانی شهرداری تهران

کارشناسی ارشد زمین شناسی پترولوژی دانشگاه تهران و مسئول فنی معدن شرکت مهندسی مشاور زمین سازه صدرا

دکتری زمین شناسی اقتصادی دانشگاه ارومیه و رئیس هیات مدیره شرکت مهندسی مشاور ساختار محیط دی

### چکیده

بار مرده در ساختمان که ناشی از وزن سازه می‌باشد بخش مهم و اصلی نیروی وارده به اجزای باربر در یک سازه تلقی می‌شود و لذا کاهش آن منجر به کاهش نیروهای وارده و لذا کاهش وزن اسکلت فلزی و دیوار ها شده و کاهش مخارج فونداسیون و پی را بدنبال خواهد داشت. از طرفی دیگر وزن کمتر سازه باعث کاهش نیروی منتقل شده به سازه از طریق زلزله و کاهش احتمال خسارات مربوط به آن خواهد شد. سبکی اجزای بتنی سهولت در حمل و نقل و نصب قطعات پیش ساخته را نیز بدنبال خواهد داشت. آنچه مسلم است اینست که دانسته بالای بتن معمولی بعنوان یکی از محدودیت های آن بشمار می رود و کاهش آن با تولید بتن سبک می تواند گامی مهم در رفع این محدودیت تلقی شود. بعلاوه بتن های سبک عموماً دارای خواص مهندسی ویژه ای هستند که کاربرد آنها را در بخش ساختمان ارجح می نماید. نتایج نشان دهنده آن است که میزان افزایش وزن مخصوص در سبکدانه ها تقریباً برابر میزان کاهش جذب آب درازمدت و کوتاه مدت اندازه گیری شده در آنها می باشد. دو برابر شدن وزن مخصوص سبکدانه باعث نصف شدن تقریبی جذب آب سبکدانه ها شده است. که این مسئله علاوه بر کاهش اثرات مخرب زیست محیطی در افزایش مقاومت بتن سازه ای و غیر سازه ای اثر می گذارد. از مهمترین مزایای بتن سبک در مقایسه با بتن های معمولی می توان به سبک بودن، عایق گرما و صوت، قابلیت مناسب در برش، کاهش اثرات زیست محیطی و ... اشاره نمود که این ویژگی ها به همراه امتیاز های اقتصادی که انواع پوکه معدنی سبک برای سازه های بتن سبک ایجاد می نماید می تواند مورد توجه مهندسان قرار گیرد.

**واژه‌های کلیدی:** پوکه معدنی، سبکدانه، بتن سازه ای، مقاومت بتن، وزن سازه.

### Abstract

The dead load in the building, which is caused by the weight of the structure, is considered an important and main part of the force applied to the load-bearing components in a structure, and therefore its reduction leads to a reduction of the applied forces and therefore a reduction in the weight of the metal frame and walls and a reduction in costs. It will follow the foundation and foundation. On the other hand, the lower weight of the structure will reduce the force transferred to the structure through an earthquake and reduce the possibility of damages related to it. The lightness of concrete components will also lead to the ease of transportation and installation of prefabricated parts. What is certain is that the high density of ordinary concrete is considered as one of its limitations, and reducing it by producing lightweight concrete can be considered an important step in solving this limitation. In addition, lightweight concretes generally have special engineering properties that make their use in the construction sector preferable. The results show that the increase in specific weight in light grains is almost equal to the decrease in long-term and short-term water absorption measured in them. Doubling the specific gravity of light grains has caused the water absorption of light grains to be approximately halved. In addition to reducing the harmful environmental effects, this problem increases the resistance of structural and non-structural concrete. One of the most important advantages of lightweight concrete compared to conventional concrete is its lightness, heat and sound insulation, suitable cutting ability, reduction of environmental effects, etc., and these features along with the economic advantages that types of mineral pumice have. It creates light for concrete structures and can be considered by engineers.

**Key words:** Mineral pumice, lightweight, structural concrete, concrete strength, structure weight.

### ۱- مقدمه

بتن سبک عبارت است از بتنی که وزن مخصوص آن به طور محسوسی کمتر از وزن مخصوص بتنی است که با سنگ دانه های طبیعی یا شکسته ساخته میشود. بر طبق مقرارت ملی ساختمان مبحث نهم بتن سبک غیر سازه ای بتنی است که معمولاً به عنوان تیغه های جداساز و عایق صوتی در کف مورد استفاده

قرار میگیرند و بتن سبک سازه ای که دارای وزن مخصوص و مقاومت کافی میباشد در اعضای سازه ای به کار میرود به شرطی که حداقل مقاومت فشاری آن ۱۷ مگا پاسکال باشد (شمس بهروز، ۱۳۷۸).

## ۲- تاریخچه بتن سبک

اگرچه در سال های اخیر توجه مهندسان به بتن سبک جلب شده است، لیکن نمی توان آن را از مصالح جدید به شمار آورد. بتن ساخته شده با سبک دانه بعنوان بتن سبکدانه شناخته می شود و گروه ویژه ای از بتن سبک می باشد که در آن سبکدانه جایگزین بخشی از سبکدانه ها و یا کل آنها می شود آغاز کاربرد های بتن سبکدانه را می توان از ۳۰۰۰ سال قبل از میلاد مسیح دانست. در هزاره سوم قبل از میلاد مسیح، سومری ها از این بتن در ساخت شهر بابل استفاده کردند. تعدادی از این خانه های قدیمی و با شکوه همچنان پا برجا هستند. مثل کلیسای بزرگ سانتاسوفیا و یا ایاسوفیه در استانبول ترکیه که توسط دو مهندس به نام های ایزودور و آنتی مینوس ساخته شده اند. همچنین سبکدانه ها در ساخت اهرام مکزیک در طول دوره مایا استفاده شده است. کانال آب بزرگ یونت دکارد که در حدود سال چهاردهم میلادی ساخته شده است و آنفی تئاتر بزرگ روم، کلوزیوم که بین سال های ۷۰ تا ۸۲ میلادی بنا شده است از دیگر نمونه های استفاده از بتن سبک هستند. در سال ۱۹۱۸، S. J. Hayde با استفاده از کوره دوار اقدام به منبسط کردن رس و شیل کرد و بدین وسیله سبکدانه ای مصنوعی تولید کرد که از آنها در ساخت بتن استفاده شد. تولید تجاری روبراه های منبسط شده نیز از سال ۱۹۲۸ آغاز گردید. سبکدانه مصنوعی در هنگام جنگ جهانی اول به دلیل محدودیت دسترسی به ورق فولادی برای ساخت کشتی بکار رفت. کشتی Atlantus به وزن ۳۰۰۰ تن که با بتن سبک هایدیتی ساخته شد، در اواخر سال ۱۹۱۸ به آب افتاد. (ایران منش عباس و همکاران ۱۳۸۰) در طی سال های ۵۰ و ۶۰ میلادی ساختمان ها و پل های زیادی با بتن سبک در دنیا ساخته شد. در این مدت بیش از ۱۵۰ پل و ساختمان و کانال در ایالات متحده با این نوع بتن، مورد بهره برداری قرار گرفت. در سال ۱۹۴۸ اولین ساختمان با استفاده از شیل منبسط شده در پنسیلوانیای شرقی احداث گردید. در ادامه، از سال ۱۹۵۰ ساخت بتن سبک گازی اتوکلاو شده در انگلستان متداول شد. اولین ساختمان بتن سبکدانه مسلح در این کشور که یک ساختمان سه طبقه بود در سال ۱۹۵۸ و در شهر برنت فورد احداث گردید. (ایران منش عباس و همکاران ۱۳۸۰) ساختمان هتل پارک پلازا در سنت لوئیز، ساختمان ۱۴ طبقه اداره تلفن بل جنوب غربی در کانزاس سیتی در سال ۱۹۲۹ از جمله ساختمان های دهه ۲۰ و ۳۰ میلادی ساخته شده در آمریکای شمالی با استفاده از بتن سبک هستند. در سالیان اخیر نیز استفاده بتن سبک در دال سقف ساختمانهای بلند مرتبه، عرشه پلها و دیگر موارد مشابه و همچنین کاربردهای خاص مانند عرشه و پایه دکل های استخراج نفت کاربرد فراوانی یافته است. (ایران منش عباس و همکاران ۱۳۸۰)

## ۳- تمایز انواع مختلف بتن از نظر چگالی

بتن معمولی: چگالی بتن معمولی در دامنه باریک ۲۲۰۰ تا ۲۶۰۰  $\text{kg/m}^3$  قرار دارد زیرا اکثر سنگها در وزن مخصوص تفاوت اندکی دارند  
بتن سنگین: از این بتن ها در ساختمان محافظ های بیولوژیکی بیشتر استفاده می شود مانند ساختار، رآکتورهای هسته ای و پناهگاههای ضد هسته ای که مورد بحث ما نمی باشد که چگالی آن معمولا بیشتر از ۲۲۰۰ تا ۲۶۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب می باشد.  
بتن سبک: مصرف بتن سبک اصولا تابعی از ملاحظات اقتصادی است ضمن اینکه استفاده از این بتن بعنوان مصالح ساختمانی دارای اهمیت بسیار زیادی است این بتن دارای چگالی کمتر از ۲۲۰۰ تا ۲۶۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب می باشد. بدلیل اینکه دارای چگالی کمتر از بتن سنگین است دارای امتیاز قابل توجهی از نظر ایجاد بار وارده بر سازه می باشد چگالی بتن سبک تقریبا بین ۳۰۰ و ۱۸۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب می باشد یکی از امتیازات مهم امکان استفاده از مقاطع کوچکتر و کاهش مربوطه در اندازه پی ها می باشد ضمن اینکه قالبها فشار کمتری را از حالت بتن معمولی تحمل می کنند و همچنین در کاهش جابجایی کل وزن مصالح بدلیل افزایش تولید جایگاه ویژه ای دارد (بابا خانی، حسین و همکاران ۱۳۶۱).

## ۴- روش های کلی تولید بتن سبک

روش اول: از مصالح متخلخل سبک با وزن مخصوص ظاهری کم به جای سنگدانه معمولی که تقریبا دارای چگالی ۲۶۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب می باشد استفاده می کنند.

روش دوم: بتن سبک تولید شده در این روش بر اساس ایجاد منافذ متعدد در داخل بتن یا ملات می‌باشد که این منافذ باید به وضوح از منافذ بسیار ریز بتن با حباب هوا متمایز باشد که بنام بتن اسفنجی، بتن منفذ دار و یا بتن گازی یا بتن هوادار می‌شناسند.

روش سوم: در این روش تولید، سنگدانه‌های ریز از مخلوط بتن حذف می‌شوند. بطوریکه منافذ متعددی بین ذرات بوجود می‌آید و عموماً از سنگدانه‌های درشت با وزن معمولی استفاده می‌شود. این نوع بتن را بتن بدون سنگدانه ریز می‌نامند.

نکته: کاهش در وزن مخصوص در هر حالت به واسطه وجود منافذ یا در مصالح یا در ملات و یا در فضای بین ذرات درشت موجب کاهش مقاومت بتن می‌شود.

## ۵- طبقه بندی بتن های سبک بر حسب نوع کاربرد آنها

- بتن سبک بار بر ساختمان
  - بتن مصرفی در دیوارهای غیر بار بر
  - بتن عایق حرارتی
- نکته ۱- طبقه بندی بتن سبک بار بر طبق حداقل مقاومت فشاری انجام می‌گیرد.
- طبق استاندارد ۷۷ - ASTM C ۳۳۰ در بتن سبک مقاومت فشاری بر مبنای نمونه‌های استوانه‌ای استاندارد پس از ۲۸ روز نباید کمتر از **Mpa 17** باشد. و وزن مخصوص آن نباید از ۱۸۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب تجاوز نماید که معمولاً بین ۱۴۰۰ و ۱۸۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب است.
- نکته ۲: بتن مخصوص عایق کاری معمولاً دارای وزن مخصوص کمتر از ۸۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب و مقاومت آن بین ۰/۷ و ۷ مگا پاسکال می‌باشد (شمس بهروز، ۱۳۷۸).

## ۶- الزامات سبکدانه ها بتن سازه ای

الزامات سبکدانه ها در آیین نامه های **ASTM C330-89** (مشخصات سبکدانه ها برای بتن سازه ای در آمریکا) و **BS 3797:1990** (مشخصات سبکدانه ها برای قطعات بنایی و بتن سازه ای در بریتانیا) داده شده اند. در استاندارد بریتانیایی مشخصات واحدهای بنایی نیز مورد بحث قرار گرفته است. این آیین نامه ها محدودیت هایی برای افت حرارتی ۵٪ در **ASTM** و ۴٪ در **BS** و همچنین در **BS** برای مقدار سولفات ۱٪ **SO** به صورت جرمی را مشخص نموده اند. برخی الزامات دانه بندی این آیین نامه ها در جداول ۲، ۳ و ۴ نشان داده شده اند.

ذکر این نکات برای فهم بهتر مفید است:

آیین نامه **BS 1047:7983** مشخصات دوباره در هوای سرد شده، که منبسط نشده است را در بر می‌گیرد. سبکدانه‌های به کار رفته در بتن سازه‌ای، صرف‌نظر از منشأ آنها تولیداتی مصنوعی می‌باشند و در نتیجه معمولاً یکنواخت‌تر از سبکدانه طبیعی می‌باشند. بنابراین سبکدانه را می‌توان برای تولید بتن سازه‌ای با کیفیت ثابت مورد استفاده قرار داد.

نکته: سبکدانه‌ها دارای خصوصیت ویژه‌ای هستند که سنگدانه‌های معمولی فاقد آن می‌باشند و در رابطه با انتخاب نسبت‌های مخلوط و خواص مربوط به بتن حاصل دارای اهمیت ویژه‌ای می‌باشند. این ویژگی عبارتست از توانایی سبکدانه‌ها در جذب مقادیر زیاد آب و همچنین امکان نفوذ مقداری از خمیر تازه سیمان به درون منافذ باز (سطحی) ذرات سبکدانه (مخصوصاً ذرات درشت‌تر) در نتیجه این جذب آب توسط سبکدانه، وزن مخصوص آنها زیاده‌تر از وزن مخصوص ذراتی می‌شود که در گرچال خشک شده‌اند (باقری، علیرضا و دیگران ۱۳۷۸).

## ۷- روشهای افزایش مقاومت بتن سبک



کم بودن مقاومت بتن سبک عامل مهمی در محدود نمودن دامنه کاربرد این نوع بتن و بهره‌گیری از امتیازات آن بوده است برای بدست آوردن بتن سبک با مقاومت زیاد روش‌های زیادی مورد توجه قرار گرفته است. عامل موثر و مشترک در کلیه این پژوهش‌ها مصرف میکروسیلیس در بتن می‌باشد. در اینجا اجمالاً به چند روش اشاره می‌گردد:

تحقیقات مشترک **V. Novokshchenov** و **W. Whitcomb** جهت افزایش مقاومت بتن سبک و بهبود دیگر خواص آن با استفاده از سبکدانه‌های سیلیسی منبسط شده، به اعتقاد آنان مقاومت بتن سبک تابعی از مقاومت سبکدانه‌ها و ملات است که این رابطه به صورت ذیل ارائه گردید.

$$f_c = f_m (v_m) + f_a (1 - v_m)$$

$f_c$  = مقاومت سبکدانه  $f_a$  = مقاومت بتن

$f_m$  = حجم نسبی ملات  $v_m$  = مقاومت ملات

بدین ترتیب مشاهده می‌شود که می‌توان با افزایش مقاومت سبکدانه و مقاومت و حجم ملات مقاومت بتن سبک را افزایش داد. (ایران منشعباس و همکاران ۱۳۸۰)

سنگ دانه‌های مصرفی در بتن سبک به دو صورت تهیه می‌شود:

- سنگ دانه‌های حاصل از شیشه‌ای شدن، انبساط، گلوله شدن مواد و یا موادی نظیر سرباره کوره آهن‌گدازی، خاک رس، دیاتومه، خاکستر بادی، شیل یا سنگ لوح

- سنگ دانه‌های حاصل از فرآوری مواد طبیعی نظیر پومیس، اسکوریا و توف

سنگ دانه‌های سبک هم می‌توانند در بتن سازه‌ای و هم در بتن غیر سازه‌ای به کار رود.

در صورتی که در بتن سازه‌ای بکار روند باید ویژگی‌های سنگدانه‌های سبک مصرفی در بتن مطابق با نشریه موسسه استاندارد ملی ایران به شماره ۴۹۸۵ باشد.

## ۸- خصوصیات بتن سبک دانه

- مقاومت فشاری بتن سبک دانه کمتر از مقاومت فشاری بتن‌های معمولی با شرایط مشابه می‌باشد و برای بدست آوردن مقاومتی مشابه بتن‌های معمولی نیاز به سیمان بیشتری دارد.
- بتن سبک دانه به دلیل داشتن تخلخل سنگدانه‌ها عایق حرارتی خوبی می‌باشد.
- متخلخل بودن سنگدانه‌های سبک موجب می‌شود که خاصیت جذب بالا و سریع داشته باشند بنابراین سنگ دانه‌های خشک در هنگام اختلاط، سریعاً آب را جذب کرده و از کارایی بتن به سرعت می‌کاهد بنابراین سبک دانه‌های مورد مصرف در بتن باید قبل از اختلاط حتماً اشباع با سطح خشک باشند
- مدول الاستیسیته بتن سبک دانه ۲۵ تا ۵۰ درصد کمتر از بتن معمولی با مقاومت برابر می‌باشد.
- به دلیل تخلخل بیشتر سبک دانه‌ها، مقاومت سبک دانه در برابر یخ زدن و آب شدن بیشتر از بتن معمولی است
- مقاومت بتن سبک در برابر آتش سوزی، بیشتر از بتن معمولی است (مستوفی نژاد داوود و همکاران ۱۳۸۲).

## ۹- انواع سبک دانه بکار رفته در بتن سبک

یکی از رایج‌ترین سبک دانه‌های بتن در ایران پوکه صنعتی لیکا می‌باشد. واژه لیکا<sup>۱</sup> به معنی دانه رس سبک منبسط شده است این سنگ دانه از انبساط خاک رس در کوره‌های گردان با حرارت حدود ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد بدست می‌آید. قشر خارجی این سنگ دانه دارای خلل و فرج ریز است و در داخل این دانه‌ها دارای بافت اسفنجی و سیاه رنگ است. رنگ پوشش خارجی بستگی زیادی به مواد معدنی و روش ساخت دارد و اغلب به رنگ اخراپی و یا قهوه‌ای رنگ می‌باشد. ضخامت پوشش قهوه‌ای رنگ این سنگ دانه ۵۰ الی ۱۰۰ میکرون است و درصد جذب آب کمتری نسبت به بافت سیاه رنگ درون سنگدانه دارد. (ایراندوست فرهاد ۱۳۹۲)

#### پومیس

پومیس به رنگ‌های روشن که شامل سفید، سفید متمایل به زرد، خاکستری، خاکستری متمایل به قهوه‌ای و قرمز کم رنگ دیده می‌شود که در اثر انباشته شدن خاکسترهای آتشفشانی و آهسته سرد شدن آنها همراه با انبساط ناشی از حباب‌های به وجود آمده توسط بخار و گازهای موجود در آن به وجود می‌آید. (بهروزی ارژنگ، ۱۳۶۴).

#### خصوصیات فیزیکی پومیس

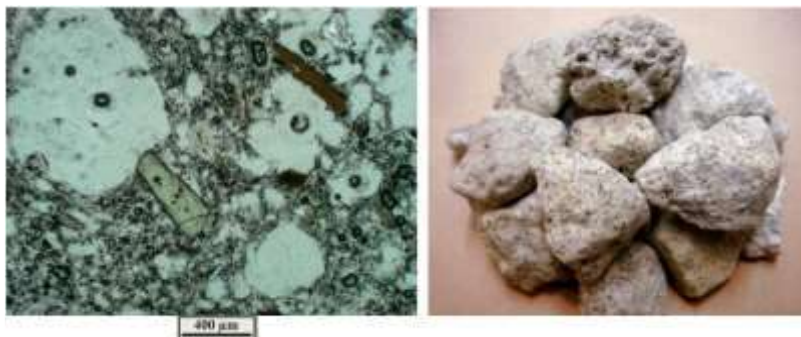
بر روی هر سه نوع دانه بندی پومیس، ۱۰ عدد آزمایش وزن مخصوص در حالت خشک و اشباع، آزمایش تعیین  $G_s$  مصالح، درصد تخلخل و درصد جذب آب بر اساس استاندارد **ASTM-C94** و **ASTM-C97** انجام گردید (محمود گلابچی و همکاران، ۱۳۸۶). جدول ۱ نتایج این آزمایش‌ها را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که هر یک از اعداد داخل جدول، میانگین نتایج ۱۰ سری آزمایش می‌باشد.

جدول ۱ خصوصیات فیزیکی پومیس

| نمونه پومیس     | میانگین وزن مخصوص ظاهری | میانگین وزن واحد حجم خشک | میانگین وزن واحد حجم اشباع | $G_s$ | درصد تخلخل | درصد جذب آب |
|-----------------|-------------------------|--------------------------|----------------------------|-------|------------|-------------|
|                 | ( $Kg/m^3$ )            | ( $Kg/m^3$ )             | ( $Kg/m^3$ )               |       |            |             |
| طبقه بندی نوع ۱ | ۴۶۰                     | ۷۲۶                      | ۱۰۶۰                       | ۱/۰۹  | ۵۰         | ۴۲/۲        |
| طبقه بندی نوع ۲ | ۵۱۰                     | ۷۷۴                      | ۱۱۲۰                       | ۱/۱۸  | ۵۳         | ۴۴/۷۵       |
| طبقه بندی نوع ۳ | ۸۰۰                     | ۸۹۴                      | ۱۲۷۰                       | ۱/۴۳  | ۶۰         | ۴۶/۳۰       |

در سال ۲۰۱۰ تولید پوکه معدنی در جهان در مجموع حدود ۱۷/۳ میلیون تن گزارش شده است که نزدیک به ۲ میلیون تن آن از نوع پومیس بوده است (United states Geological . ۲۰۰۹) که در شکل ۱ نشان داده شده است.

<sup>۱</sup> LECA



شکل ۱ نمونه پوکه معدنی تبریز از نوع پومیس (راست) و تصویر میکروسکوپی از آن (چپ)

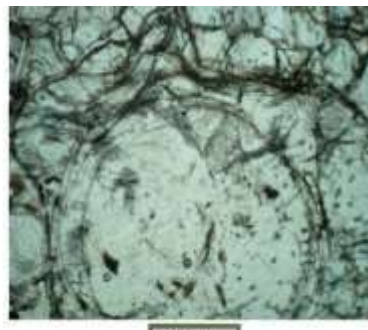
### پرلیت

پرلیت سنگ آتشفشانی شیشه ای با یا بدون شکستگی های متحدالمرکز (شکل ۲-راست) این سنگ از آگیری آهسته شیشه های با ترکیب اسیدی حاصل می شود و مقدار آب در آن ۵-۲ درصد وزنی است (کوگل آی و همکاران ۲۰۰۶). از آنجایی که پرلیت در طول زمان پس از تشکیل، دچار پدیده شیشه زدایی می شود. ذخایر مهم و قابل بهره بر داری آن مربوط به دوران سوم و چهارم زمین شناسی هستند. پرلیت در آب تقریباً نا محلول بوده (کمتر از ۳٪ درصد)، در اسید سولفوریک حداکثر ۱ درصد محلول ولی در هیدروکسید سدیم ۵۰ درصد تا ۹۰ درصد محلول است.

هنگامی که پرلیت به سرعت تا دمای ذوب اولیه ۹۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سلسیوس حرارت داده می شود، در اثر ایجاد بخار منبسط می گردد و تشکیل ماده متخلخل سفید رنگی با چگالی انبوهی کم در حد  $300 \text{ kg/m}^3$  تا  $240 \text{ kg/m}^3$  می دهد (شکل ۲-چپ). این فرآورده معمولاً تنها در اندازه های سنگدانه ریز تولید می شود. بتنی که با پرلیت ساخته شود دارای مقاومت خیلی کم و جمع شدگی زیاد است و اصولاً به منظور عایق کردن در برابر حرارت به کار برده می شود. یک امتیاز این بتن آن است که خیلی سریع خشک می شود و به سرعت بتن ریزی انجام می پذیرد.

پرلیت منبسط از نظر شکل، بافت سطحی، تردی و مقدار دانه های سنگ آتشفشانی متراکم و بلور های منفرد تغییر می کند. پرلیت منبسط بالقوه واکنش زای قلیایی است گرچه به دلیل تخلخل دانه ها انبساط مهمی اتفاق نمی افتد. آزمون های آزمایشگاهی نشان می دهد که پرلیت های معینی انبساط زیادی در آزمون ASTM C227 با سیمان های پر قلیا یا کم قلیا نشان می دهد. چنین تغییر حجمی اگر در طراحی سازه یا فرآورده به طور مناسبی در نظر گرفته شود باعث تخریب سازه ای نمی شود. بلوک های بتنی پرلیتی یک سوم وزن بلوک های بتنی معمولی را داشته ولی ۲۰ برابر ارزش عایق کاری حرارتی دارد.

پرلیت در ایران برای اولین بار در سال ۱۳۵۰ توسط دکتر افتخار نژاد از نواحی فردوس و میانه گزارش گردید (تدین محسن و همکاران ۱۳۸۲). اغلب ذخایر پرلیت ایران وابستگی نزدیکی با سنگ های آتشفشانی اسیدی دوران سوم و چهارم زمین شناسی و دگرسانی های مرتبط با آنها دارند. بیشترین گسترش و تمرکز پرلیت در منطقه میانه بوده و ذخایر این منطقه بیش از ۵۰ درصد از کل پرلیت های ایران را شامل می شود (پایگاه اینترنتی شرکت معادن منطقه ای). از بین آنها معدن سفید خانه با حدود ۵۰ میلیون تن ذخیره و شیرین بولاغ مهمترین هستند (ایران منش عباس و همکاران ۱۳۸۰- مستوفی نژاد داوود و همکاران ۱۳۸۲). پرلیت های میانه بیشتر از نوع خاکستری (توده ای و بافت دانه ای و شکننده) و کمتر سفید ایگنمبریتی (جریانی و جوش خورده-برشی) می باشند. ترکیب سنگی این پرلیت ها در حد ریولیت تا داسیت و بندرت تراکی آندزیتی است. در جدول ۲-۲ ترکیب شیمیایی میانگین پرلیت های میانه و برخی ویژگی های تکنولوژیکی آنها آورده شده است.



شکل ۲: شکستگی های متحدالمرکز در مقیاس میکروسکوپی از پرلیت های منطقه میانه (چپ) و نمونه پرلیت خاکستری قزلار گنبدی زنجان قبل و پس از انبساط (چپ)

جدول ۲: میانگین آنالیز شیمیایی پرلیت های منطقه میانه و برخی ویژگی های فیزیکی آنها (شمس بهروز، ۱۳۷۸).

| چگالی<br>منبسط<br>(Kg/cm <sup>3</sup> ) | پرلیت | ظرفیت<br>پدیری (برابر حجم<br>اولیه) | انبساط<br>LOI | MgO   | CaO   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> |
|---|-------|-------------------------------------|---------------|-------|-------|--------------------------------|-------------------|------------------|--------------------------------|------------------|
| ۴۸-۱۱۹                                  | ۱۲-۳۰ | ۲-۷                                 | ۰/۳۷          | ۲/۱-۵ | ۰-۳/۶ | ۵-۸/۵                          | ۳-۵               | ۱۲-۱۶            | ۶۸-۷۵                          |                  |

علاوه بر منطقه میانه منابع پراکنده ای از پرلیت در استان های اردبیل (دوگاه، کری و دکمه داغیل)، زنجان (قزلار گنبدی)، خراسان (لاخ زرد گناباد، ابراهیم آباد فردوس، نیشتا فان تایباد، سه چنگی بیرجند) مطالعه و گزارش شده است (پایگاه اینترنتی شرکت معادن منطقه ای). در حال حاضر از برخی از آنها مثل دوگا و قزلار گنبدی بهره برداری می شود. از مناطق دیگر کشور که پتانسیل پرلیت دارند می توان به طبس، بجستان، نائین، کاشان و مناطقی از استان سیستان و بلوچستان اشاره کرد (پایگاه اینترنتی شرکت معادن منطقه ای). تعداد معادن فعال و نیمه فعال پرلیت کشور ۳۰ معدن است. در جدول ۳ مهمترین ذخایر پرلیت کشور ذکر شده است.

جدول ۳ لیست ذخایر مهم پرلیت در ایران (کوگل آبی و همکاران ۲۰۰۶).

| نام معدن                | سفید<br>خانه | شیرین<br>بلاغ | نوشمانلو و<br>سیدلر | عجمی  | اشلق<br>چای | اسفندک | آبک   | فیولار گنبدی | دوگاه  | اج واج |
|-------------------------|--------------|---------------|---------------------|-------|-------------|--------|-------|--------------|--------|--------|
| استان                   | اشرفی        | اشرفی         | اشرفی               | اشرفی | اشرفی       | اشرفی  | اشرفی | زنجان        | اردبیل | اغربی  |
| شهرستان                 | میانه        | میانه         | میانه               | میانه | میانه       | تبریز  | میانه | ماهانشان     | کوثر   | سلماس  |
| ذخیره قطعی<br>(هزار تن) | ۵۰۰۰         | ۵۰۰۰          | ۱۳۸۰۰۰              | ۳۸۰۰  | ۱۱۰۰۰       | ۵۰۰    | ۱۳۰۰۰ | ۵۰۰          | ۳۵۰۰   | ۱۰۰۰   |

در حال حاضر چندین کارخانه تولید پرلیت منبسط از جمله کارخانه پرلیت صوفیان (شرکت منطقه ای معادن آذربایجان)، کارخانه پرلیت میانه و کارخانه پرلیت منبسط زنجان (شرکت عمران مومان چابهار) فعال هستند. در جدول ۴ اطلاعات بزرگترین تولید کنندگان پرلیت منبسط در ایران ارائه شده است.

جدول ۴ اطلاعات تولید پرلیت منبسط در ایران

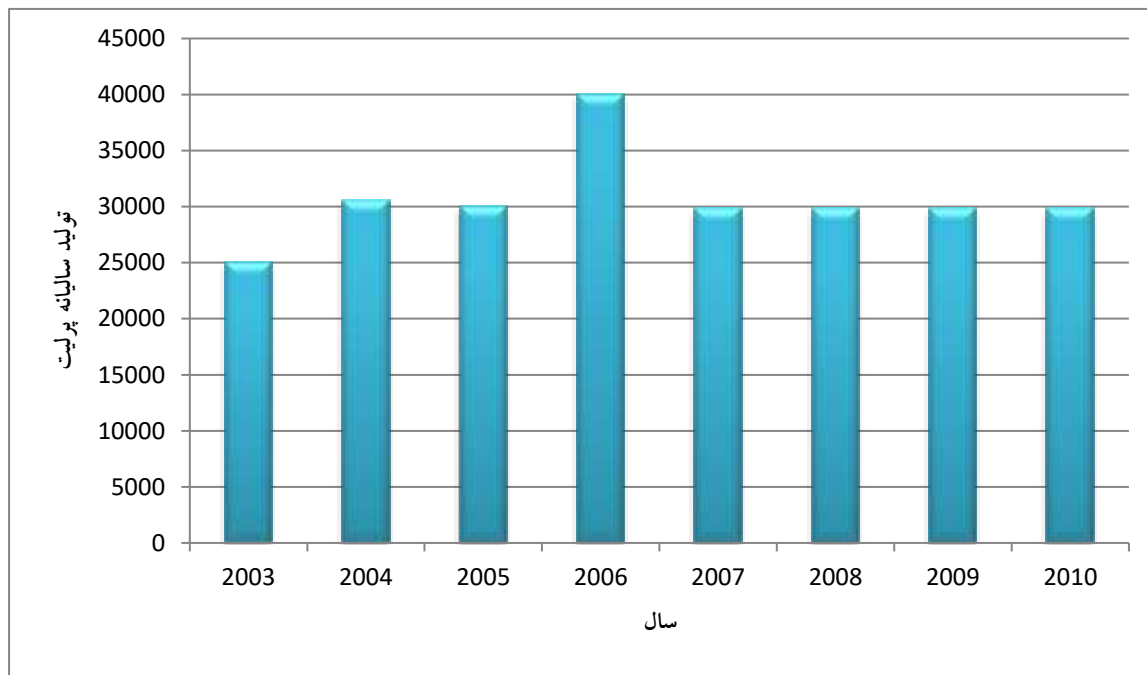
| نام شرکت                        | محل        | ظرفیت اسمی تن در سال | ظرفیت واقعی تن در سال |
|---------------------------------|------------|----------------------|-----------------------|
| شرکت گسترش پرلیت آذربایجان      | بستان آباد | ۵۰۰۰                 | ۴۰۰۰                  |
| شرکت کان آذر                    | تبریز      | ۲۰۰۰                 | ۱۰۰۰                  |
| شرکت گوهر سهند                  | هشتروند    | ۲۵۰۰                 | ۱۸۰۰                  |
| تعاونی معدنی منطقه ای آذربایجان | صوفیان     | ۲۰۰۰                 | ۷۰۰                   |

|        |      |     |
|--------|------|-----|
| صوفیان | ۲۷۰۰ | ۵۰۰ |
| ارومیه | ۲۰۰۰ | ۵۰۰ |
| مهاباد | ۲۲۰۰ | ۵۰۰ |

شرکت خاک و سنگ پرلیت  
شرکت گوهر کاوش  
شرکت ژئوف یاب

تولید سالانه پرلیت خام در کشور حدود ۳۰۰۰۰ تن گزارش شده است جدول ۳ که سهم ۱/۷ درصدی از تولید جهانی پرلیت را دارد (امیدرو ۲۰۰۵).

نمودار ۱ تولید سالیانه پرلیت



تولید جهانی پرلیت در سال ۲۰۱۰ حدود ۱/۷ میلیون تن گزارش شده است. تولیدکننده های عمده پرلیت آمریکا، یونان و ترکیه و ژاپن هستند (United states Geological. ۲۰۰۹).

## ورمیکولیت

ورمیکولیت به گروهی از کانی های میکایی اطلاق می شود که از دگرسانی بیوتیت و فلوگوپیت آهن دار در شرایط نزدیک به سطح زمین حاصل می شوند. این کانی ها اولیه نبوده و برون زا محسوب می شوند (کوگل آی و همکاران ۲۰۰۶). ورمیکولیت برای اولین بار در سال ۱۸۲۴ در آمریکا توصیف شد. فرمول میانگین و معروف  $(Mn_5, Fe_{0.2}^{+2}, Fe_{0.8}^{+3}) (Na_{0.21}, K_{0.39}, Mg_{0.19}, Ca_{0.13}, 6H_2O) Si_{5.5}, Al_{2.5}, O_{20}(OH)_4$  است (پایگاه اینترنتی شرکت گیلان میکا- امیدرو ۲۰۰۵) بنابراین ترکیب آن نه تنها از معدنی به معدن دیگر متغیر بوده بلکه در افق های مختلف از یک معدن نیز می تواند متفاوت باشد. بنابراین انتظار داریم که تغییرات کانی شناسی و عیار از سطح به عمق در کانسارهای ورمیکولیت قابل توجه باشد. تبدیل بیوتیت به ورمیکولیت با افزایش حجمی ۱۰ تا ۴۰ درصدی همراه است. ذخایر این کانی در شرایطی که فشار حاصله از این افزایش حجم بر فشار لیتوستاتیک لایه های بالایی (حداکثر ۳۰ متر) غلبه کند تشکیل می شود.

ورمیکولیت متورق با انبساط و متورق کردن توسط حرارت سریع به عنوان نتیجه ای از آزادسازی آب ترکیبی به وجود می آید. هنگامی که این سنگ تا دمای ۶۵۰ الی ۱۰۰۰ درجه سلسیوس حرارت داده می شود ورقه های آن تا چند برابر حجم اولیه خود (حدود ۳۰ برابر) منبسط می شود (شکل ۲-۳ راست) و میزان رسانایی گرمایی نیز کاهش قابل توجه ای می یابد. در نتیجه چگالی انبوهی ورمیکولیت منبسط شده  $kg/m^3 30$  تا  $kg/m^3 130$

خواهد شد. درجه انبساط، ضریب ارتجاعی، تردی و شکنندگی دانه‌ها بسیار تغییر می‌کند که بستگی به ترکیب کانی شناسی ورمیکولیت، اندازه بلور، خلوص و شرایط پخت دارد. پتتی که با آن ساخته می‌شود دارای مقاومت خیلی کم و جمع‌شدگی زیاد است اما عایق حرارتی بسیار خوبی است. تا کنون اکتشاف سراسری منابع ورمیکولیت در ایران صورت نگرفته و منابع شناسایی شده فعلی کشور اغلب اندیس تلقی می‌شود. فرآوری اکثر این اندیس‌ها در شرایط فعلی غیر اقتصادی است لذا برداشت از آنها نیز بسیار اندک است. با این حال ذخایری از این ماده معدنی با ارزش در املش گیلان، کلیر آذربایجان شرقی، شاهین دژ آذربایجان غربی و اسفندقه کرمان (شکل ۳-چپ) وجود دارد، که از این میان تنها از دو معدن گواپراملش (شرکت گیلان میکا) و محمدآباد کلیر (شرکت معادن منطقه ای آذربایجان) بهره‌برداری می‌شود (لی اس جی و همکاران، ۲۰۰۵)



شکل ۳ ورمیکولیت املش قبل و پس از متورق شدن (راست) و رخنمون رگه ورمیکولینی در اسفندقه کرمان (چپ)

برداشت از معدن گواپراملش بدون انفجار می‌باشد و عمل فرآوری علیرغم این که از نرم بین المللی گرانتر تمام می‌شود از سایر اندیس‌ها ارزان تر است. میزان برداشت از معدن به دلیل اینکه در زیر پوشش جنگلی قرار دارد بیش از ۲ هزار تن در سال نیست و در شرایط موجود کشور افزایش آن نیاز به تکنولوژی جدید دارد. مشخصات شیمیایی و فیزیکی ورمیکولیت املش در جدول ۵ منعکس شده است.

جدول ۵ آنالیز شیمیایی ورمیکولیت متورق املش و برخی ویژگی‌های فیزیکی آن (پایگاه اینترنتی شرکت گیلان میکا)

| نقطه خمیری | ضریب هدایت حرارتی | H <sub>2</sub> O | MgO | TiO <sub>2</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> |
|------------|-------------------|------------------|-----|------------------|--------------------------------|-------------------|------------------|--------------------------------|------------------|
| ۱۲۵۰       | ۶۳-۵۷             | ۸/۸              | ۱۵  | ۵/۶              | ۱۰                             | ۳۵                | ۲/۶              | ۱۸                             | ۳۴               |

بر اساس اکتشافات جدید در منطقه اسفندقه رگه‌ها و لایه‌های قابل استخراج ورمیکولیت با یا بدون ایلیت-مونت موریلونیت وجود دارد که بعضی از آنها بیش از دو متر ضخامت داشته و حداکثر روباره ای نیم متری دارند. خلوص آنها بیش از ۹۰ درصد است. بر این اساس پهنه‌های افیولیتی کشور مثل اسفندقه، فاریاب، کهنوج و جیروفت از مناطق امید بخش کشور محسوب می‌شوند. ترکیبات ورمیکولیت با اسامی تجاری مختلف وارد کشور می‌شوند و از اینرو هنوز پتانسیل کاربردی این ماده معدنی با ارزش در داخل کمتر شناخته شده است. تولید جهانی ورمیکولیت حدود ۵۰۰ هزار تن از ۱۲ کشور در سال ۲۰۰۹ گزارش شده که حدود ۸۰ درصد آن توسط سه کشور آفریقای جنوبی، چین و آمریکا تولید شده است (United states Geological . ۲۰۰۹)

## دیاتومیت

دیاتومیت سنگ رسوبی است که از انباشت اسکلت جانداران تک سلولی به نام دیاتومه‌ها حاصل شده و از این رو منشأ بیوژنیک دارد. ترکیب غالب آن سیلیس آمورف اوپالی (SiO<sub>2</sub>، nH<sub>2</sub>O) است. اندازه‌ی ذرات دیاتومیت از ۷۵ تا ۱۰۰ میکرومتر تغییر می‌کند، ولی اندازه‌ی غالب بین ۵۰ تا ۱۰۰ میکرومتر است. همراه سیلیس معمولاً مقدار کمی مواد آلی، رس و رسوبات آتشفشانی نیز وجود دارد. سیلیس زیاد، نور کافی (عمق کمتر از ۳۵ متری آب) و نبود عناصر مضر از شرایط مهم برای رشد و تکثیر دیاتومه‌ها است. شکل و اندازه دیاتومه‌ها متنوع بوده (شامل بیش از ۳۰۰ نوع و ۱۲۰۰۰ گونه)

و در نوع کاربردهای صنعتی آن موثر است. این سنگ ساختار متخلخل میکروسکوپی داشته (شکل ۲-۴) و سطح ویژه پودر آن ۱۰-۳۰ متر مربع بر گرم است. تاریخچه مصرف دیاتومیت به ۲۰۰۰ سال قبل در یونان به عنوان ساخت آجر سبک بر می‌گردد (کوگل آی و همکاران ۲۰۰۶). از نقطه نظر زمین‌شناسی اقتصادی، واژه دیاتومیت به رسوباتی از تجمع اسکلت سیلیسی دیاتومه‌ها اطلاق می‌شود که ضخامت و خلوص کافی جهت استفاده داشته باشند. واژه‌های دیگری که به تجمع بقایای دیاتومه‌های دارای ناخالصی بیشتر هستند گفته می‌شود عبارتند از: دیاتومیت رس دار، رس دیاتومیت دار و یا خاک دیاتومیتی. دیاتومیت علاوه بر ناخالصی‌ها می‌تواند تا ۱۵ درصد آب به صورت آزاد، در ساختمان خود داشته باشد. دیاتومیت خالص خورد شونده و از نظر خصوصیات ظاهری، شبیه به گچ است. معمولاً به رنگ سفید تا خاکستری دیده می‌شود.

دیاتومیت به سه فرم تجاری خام (طبیعی)، کلسینه شده معمولی و کلسینه شده با گداز آور عرضه می‌شود (کوگل آی و همکاران ۲۰۰۶). دیاتومیت سینتر (کلسینه) شده سبک‌دانه‌ای است که از خورد کردن و سرند کردن خاک یا شیل دیاتومه‌ای، اسپری کردن با نفت و پخت در یک کوره دوار تولید می‌شود. تشکیل دهنده‌های اصلی اسکلت‌های اپالی دیاتوم‌ها همراه با نسبت‌های متغیر شیشه سیلیسی تولید شده با فرآیند پخت است. سایر تشکیل دهنده‌ها ماسه ریز، سیلت، رس و شیشه آتشفشانی ریز تقسیم شده هستند. بعضی دیاتومیت‌های سینتر شده که به عنوان سنگدانه برای بتن استفاده می‌شود، انبساط شدیدی با سیمان‌های پر قلیا و کم قلیا به وجود می‌آورند.

دیاتومیت در ایران برای اولین بار در سال ۱۳۴۸ در اطراف تبریز و توسط دکتر افتخار نژاد گزارش شد (بهریزی ارژنگ، ۱۳۶۴). ذخایر دیاتومیت ایران عمدتاً در شمال غرب کشور و در اطراف آتشفشان‌های سبلان و سهند به سن دوران چهارم زمین‌شناسی یعنی جایی که شرایط زیستی مناسبی فراهم بوده متمرکز هستند. تشکیل دیاتومه در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی رخ داده ولی تنها ذخایر دیاتومیتی جوانتر (بیشتر متعلق به دوران چهارم و کمتر دوران سوم زمین‌شناسی) بدلیل مصون ماندن از دگرگونی و تغییر ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی قابلیت استخراج، فرآوری و کاربرد دارند که در ایران نیز چنین است.



شکل ۴ تصویر میکروسکوپ الکترونی دیاتومه‌ها

از ذخایر مهم در اطراف سهند می‌توان دیاتومیت‌های ممقان آذرشهر، کامل آباد مراغه (شکل ۵ راست) و اندیس‌های کوچکتر خلعت پوشان، کرکه، ائل گولی و شهرک پرواز را در اطراف شهر تبریز نام برد (ایراندوست فرهاد، ۱۳۹۲). میزان  $\text{SiO}_2$  در دیاتومیت‌های آذربایجان شرقی از ۶۱ تا ۸۲ درصد گزارش شده است. در اطراف آتشفشان سبلان نیز ذخایر متعدد دیاتومیتی در سال‌های اخیر شناسایی شده که از مهمترین آنها می‌توان به بنفشه دره، قاسم قشلاقی، آق گلین، سدر آباد و چای سقرلو اشاره کرد. ضخامت لایه‌های دیاتومیتی در این ذخایر از کمتر از ۰/۵ متر تا حداکثر ۱۵ متر (کانسار آق قالا) متغیر است. میزان متوسط  $\text{SiO}_2$  در دیاتومیت‌های استان اردبیل حدود ۶۰ درصد گزارش شده است. ناخالصی‌های اصلی در دیاتومیت‌های ایران شامل رس، پامیس، توف و کمتر کنگلومرا و سنگ آهک است (پایگاه اینترنتی شرکت معادن منطقه‌ای).





شکل ۵ نمایی از معادن دیاتومیت کامل آباد مراغه (راست) و ممقان آذر شهر (چپ)

کانسار دیاتومیت ممقان (معدن غیر فعال) در ۵۰ کیلومتری جنوب غرب تبریز گسترش سطحی حدود ۳۵ کیلومتر مربع داشته و از ۹ افق دیاتومیتی (با مجموع ضخامت ۱۴ متر) با میان لایه های مختلف تشکیل شده است (شکل ۴ چپ). عیار در جهت جانبی و قائم تغییر می کند. متوسط  $SiO_2$  دیاتومیت های ممقان ۸۲ درصد گزارش شده است (بهریزی اورژنگ، ۱۳۶۴).

با آنکه ذخیره قطعی دیاتومیت های ایران افزون بر ۵۰۰ هزار تن گزارش شده است (امیدرو ۲۰۰۵)، بدلیل کیفیت پایین محصولات تولیدی و دست نیافتن به استاندارد های لازم، فرآوری دیاتومیت در ایران موفقیت آمیز نبوده است. تولید دیاتومیت در ایران در دوره ۱۳۶۹ تا ۱۳۷۹ از ۲۱۵۲ تن در سال ۱۳۶۹ به ۴۲۵۰ تن در سال ۱۳۷۸ افزایش یافته ولیکن در سال ۱۳۷۹ این مقدار کاهش یافته و به ۲۰۰۰ تن در سال رسیده است. تولید در ایران روند خاصی را نشان نمی دهد و امکان اینکه بتوان مقدار تولید را در سال های آینده پیش بینی کرد عملاً ممکن نیست. تولید کننده عمده دیاتومیت در ایران شرکت منطقه ای معادن آذربایجان است که عملیات استخراج از معدن کامل آباد مراغه را بر عهده دارد. معدن کامل آباد تنها معدن فعال دیاتومیت در کشور با ذخیره ای در حدود ۲۴۳۰۰۰ تن است. مشخصات نمونه دیاتومیت خام معدن کامل آباد مراغه در جدول ۶ آورده شده است.

جدول ۶ مشخصات دیاتومیت خام معدن کامل آباد مراغه (پایگاه اینترنتی شرکت معادن منطقه ای)

| $SiO_2$ | $MgO$ | $Al_2O_3$ | $H_2O$ | چگالی ( $Kg/cm^3$ ) |
|---------|-------|-----------|--------|---------------------|
| ۸۱-۷۳   | ۳-۲   | ۴/۵-۳/۵   | ۱۳-۸   | ۱۵-۷/۱              |

تولید جهانی دیاتومیت در سال ۲۰۱۰ حدود ۱/۸ میلیون تن بوده که حدود یک میلیون تن آن به آمریکا و چین مربوط است. تولید ایران در آمارهای جهانی ۲۰۰۰ تن در سال گزارش شده است (United states Geological، ۲۰۰۹)

## اسکریا

سنگ پا، با نام علمی اسکریا، قدیمی ترین سبک دانه ای است که مورد استفاده قرار گرفته است. این سنگ در اثر ورود مواد مذاب آتشفشانی به مخازن آب مثل دریا ها و دریاچه ها و تخلیه ی گاز در هنگام انجام سریع ماگمای روان به وجود می آید. از دیدگاه ماکروسکوپی، پوکه معدنی اسکریا به رنگ خاکستری تیره متمایل به قهوه ای (مطابق شکل ۷) بوده که ظاهری شبیه به سنگ پا دارد (شرکت تحقیقاتی و کاربرد مواد معدنی ایران، ۱۳۸۶). ده سری آزمایش وزن مخصوص در حالت خشک و اشباع، آزمایش تعیین  $G_s$  مصالح، درصد تخلخل و درصد جذب آب انجام گردید که بر اساس استاندارد ASTM-C94 و ASTM-C97 صورت گرفت. لذا با داشتن وزن مصالح در حالت خشک و اشباع در هوا و به صورت غوطه ور در آب، پارامترهای مورد نظر محاسبه می شوند. هر یک از اعداد داخل جدول ۷، میانگین نتایج ده سری آزمایش می باشد.

جدول ۷ خصوصیات فیزیکی اسکریا

| نوع نمونه | میانگین وزن مخصوص ظاهری | میانگین وزن واحد حجم خشک ( $Kg/m^3$ ) | میانگین وزن واحد حجم اشباع ( $Kg/m^3$ ) | $G_s$ | درصد تخلخل % | درصد جذب آب % |
|-----------|-------------------------|---------------------------------------|---|-------|--------------|---------------|
|-----------|-------------------------|---------------------------------------|---|-------|--------------|---------------|

| (Kg/m <sup>3</sup> ) |     |      |      |      |    |                 |
|----------------------|-----|------|------|------|----|-----------------|
| ۱۰/۱۵                | ۷۰۰ | ۱۵۳۰ | ۱۷۶۰ | ۱/۲  | ۳۱ | طبقه بندی نوع ۱ |
| ۸۰/۱۵                | ۷۵۰ | ۱۵۷۰ | ۱۸۱۶ | ۸/۲  | ۳۳ | طبقه بندی نوع ۲ |
| ۴۳/۲۹                | ۹۵۰ | ۱۵۹۰ | ۱۹۲۰ | ۲۵/۲ | ۵۱ | طبقه بندی نوع ۳ |

حدود وزن مخصوص توده ای برای اسکریای ریز دانه ۳۸۸/۵ کیلو گرم بر متر مکعب و برای اسکریای درشت دانه حدود ۵۰۰ کیلو گرم بر متر مکعب می باشد. دانه بندی سبک دانه ها بر اساس ASTM-C330 انجام شده است و حداکثر قطر تمامی سنگ دانه ها ۲۰ میلی متر در نظر گرفته شده است (پایگاه داده های علوم زمین ایران)



شکل ۶ طبقه بندی پوکه معدنی اسکریا

## نتیجه گیری

آنچه مسلم است اینست که دانسته بالای بتن معمولی بعنوان یکی از محدودیت های آن بشمار می رود و کاهش آن با تولید بتن سبک می تواند گامی مهم در رفع این محدودیت تلقی شود. بعلاوه بتن های سبک عموماً دارای خواص مهندسی ویژه ای هستند که کاربرد آنها را در بخش ساختمان ارجح می نماید. مهمترین مزایای بتن سبک در مقایسه با بتن های معمولی می توان به موارد زیر اشاره نمود.

### ۱- سبک بودن

بار مرده در ساختمان که ناشی از وزن سازه می باشد بخش مهم و اصلی نیروی وارده به اجزای باربر در یک سازه تلقی می شود و لذا کاهش آن منجر به کاهش نیروهای وارده و لذا کاهش وزن اسکلت فلزی و دیوار ها شده و کاهش مخارج فونداسیون و پی را بدنبال خواهد داشت. از طرفی دیگر وزن کمتر سازه باعث کاهش نیروی منتقل شده به سازه از طریق زلزله و کاهش احتمال خسارات مربوط به آن خواهد شد. سبکی اجزای بتنی سهولت در حمل و نقل و نصب قطعات پیش ساخته را نیز بدنبال خواهد داشت.

### ۲- عایق گرما

مقاومت حرارتی بالاتر این بتن ها باعث کاهش سرعت انتقال حرارت در آنها شده و منافع متعددی را بدنبال خواهد داشت. یکی از این موارد کاهش تلفات انرژی می باشد. این موضوع هم در انتقال حرارت از داخل به خارج از ساختمان در فصل زمستان و هم انتقال حرارت از خارج به داخل ساختمان در فصل تابستان مطرح خواهد بود. انتقال حرارت در جامدات با مکانیزم هدایت صورت می گیرد و ضریب هدایت حرارتی معیاری از رسانائی حرارتی آنها تلقی می شود که با علامت  $k$  و با دیمانسیون  $W/m.K$  در سیستم SI ارزیابی می گردد. مقدار  $k$  برابر با ۱ به این معنی است که چنانچه دو طرف دیواری به مساحت ۱ متر مربع و ضخامت ۱ متر اختلاف دمائی برابر با ۱ درجه کلونین (یا سانتی گراد) داشته باشد گرمائی برابر با ۱ ژول را در هر ثانیه منتقل خواهد کرد. ژول واحد انرژی و معادل با  $N.m$  است که کمی کمتر از ۰/۲۵ کالری خواهد بود. ضریب هدایت حرارتی مواد در محدوده گسترده ای با اختلاف ۱۰۵ برابر از ۳۴۰۰ برای الماس خالص و ۴۰۰ برای مس که فلزی با هدایت حرارتی خوب محسوب می شود تا ۰/۰۳۸ برای پشم شیشه که ایزوله حرارتی خوبی محسوب می شود تغییر می نماید.

بتن با ضریب هدایت حرارتی بتن معمولی ۱-۲ و گچ ۰/۵ و بتن های سبک در چگالی پائین کمتر از ۰/۲ است. این بدین معنی است که در شرایط یکسان، دیواری با ضخامت ۰/۱ متر از بتن سبک معادل دیواری به ضخامت ۱ متر از بتن معمولی در مقابل انتقال حرارت مقاومت خواهد کرد. از طرف دیگر عایق بودن این بتن ها باعث کاهش سرعت تغییرات حجمی در اثر تغییرات دمائی شده و مقاومت آنها را در مقابل سیکل های حرارتی و یخبندان افزایش می‌دهد. عایق بودن حرارتی باعث خواهد شد تا سرعت انتقال حرارت به داخل این بتن ها کاهش یابد و لذا تنش های وارده ناشی از تغییرات حجمی در اثر تغییر شکل های پلاستیکی موضعی تعدیل شود. همچنین این خاصیت فیزیکی باعث افزایش مقاومت این بتن ها در مقابل آتش می‌گردد.

### ۳- عایق صوتی

ساختار پفکی این بتن ها باعث قابلیت جذب صوت در آنها شده و لذا کاربرد های آکوستیکی را برای آنها ایجاد می نماید.

### ۴- قابلیت برش

انجام عملیات تأسیساتی و برش بر روی این بتن ها عموماً بمراتب بهتر از بتن معمولی میسر است که در کاربرد های ساختمانی از اهمیت زیادی برخوردار است

### ۵- کاهش فشار روی قالب ها

کاهش فشار روی قالب ها سبب افزایش عمر مفید و کارایی بهتر قالب ها در طول مدت بهره برداری آنها می‌شود.

### ۶- جنبه های اقتصادی بتن سبک

مهمترین قضاوت در مورد اقتصادی بودن بتن سبک، مقایسه آن با بتن ساخته شده از شن و ماسه معمولی است. علی رغم اینکه در مقایسه ساختمان ساخته شده با بتن سبک بتن معمولی، اگرچه بتن سبک گران تر از بتن معمولی است، اما قیمت ساختمان ساخته شده با آن کمتر از حالت بتن معمولی می‌شود. امتیاز های اقتصادی بتن سبک را می‌توان به دو دسته تقسیم نمود، یکی امتیاز های ناشی از بار مرده کمتر و دیگری امتیاز های ناشی از خواصی نظیر: عایق بندی حرارتی بیشتر، مقاومت در برابر آتش و یخ زدگی و غیره، به علاوه اینکه در مورد قطعات پیش ساخته ای که در آنها از بتن سبک استفاده شده، وزن کم تاثیر بسزایی در هزینه های حمل و نقل خواهد داشت.

### ۷- کاهش اثرات سوء زیست محیطی

تولید بتن سبک سازه ای با استفاده از سبکدانه های مصنوعی مزیت دیگری نیز دارد. در نتیجه استفاده از بتن سبک دانه ای سازه ای با استفاده از سبکدانه های مصنوعی (لیکا) استفاده از منابع شن و ماسه طبیعی (رودخانه ای) کاهش خواهد یافت. نتایج نشان دهنده آن است که میزان افزایش وزن مخصوص در سبکدانه ها تقریباً برابر میزان کاهش جذب آب درازمدت و کوتاه مدت اندازه گیری شده در آنها می‌باشد. دو برابر شدن وزن مخصوص سبکدانه باعث نصف شدن تقریبی جذب آب سبکدانه ها شده است. بنابراین مشاهده می‌شود که میزان مقاومت افزایش یافته به میزان وزن مخصوص افزایش یافته نمی‌باشد. اما این نتیجه نباید تنها ملاک رد یا قبول سبکدانه قرار گیرد. همانطور که ذکر شد مقاومت به دست آمده از آزمایش های سایش لس آنجلس به صورت غیرمستقیم برای اندازه گیری مقاومت سبکدانه مورد استفاده قرار می‌گیرد. تاثیر اصلی مقاومت سبکدانه در مرحله انجام آزمایش های بتن نمایان می‌گردد.

### ۷- مراجع

شمس بهروز. (۱۳۷۸). بتن سبکدانه با مقاومت بالا. سمینار کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت مدرس

قربانی، منصور، (۱۳۸۷)، پرلیت و پوکه معدنی، انتشارات زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

ایراندوست، فرهاد، (۱۳۹۲)، تکنولوژی بتن و آزمایشگاه به همراه طرح اختلاط بتن، نشر شهر آشوب

ایران منش عباس، ثمره هاشمی مجتبی، ۱۳۸۰. بتن سبک سازه ای. دانشگاه شهید باهنر کرمان،

بابا خانی، حسین، حسین خان ناظر، ناصر، (۱۳۶۱)، دیاتومیت های جنوب اردبیل

باقری، علیرضا، و پرهیز کار، طیه. و قدسی، پرویز. و طاهری، المیرا. و {دیگران}. ۱۳۷۸. کاربرد الیاف در بتن و فرآورده های سیمانی.



مستوفی نژاد داوود، فرحبد فرهنگ ۱۳۸۲. بررسی خواص مکانیکی بتن سبک سازه ای با استفاده از مصالح موجود در ایران و میکروسلیس، دانشگاه صنعتی اصفهان، ۴

طاهری زاده، علیرضا و عباسی، مریم و صالحی، پژمان، ۱۴۰۰، مطالعه شیوه های پیش بینی مبتنی بر وضعیت فشار- کرنش عمیق ساختارهای فونداسیون ایستگاه مترو با در نظر گرفتن مراحل ساخت و ساز آن، اولین کنفرانس بین المللی مهندسی معدن و زمین شناسی، تهران، <https://civilica.com/doc/1232906>

بتن سبک شرکت تحقیقاتی و کاربرد مواد معدنی ایران، (۱۳۸۶)، تولید مصالح سبک وزن از پرلیت های استان اردبیل، مشاور: گروه پژوهشی زلزله

بهریزی، ارژنگ، (۱۳۶۴)، گزارش مقدماتی در آذربایجان با نظارت افتخار نژاد، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور  
طاهری زاده، علیرضا و عباسی حمزه فلاح، مریم و فلاح، حمزه و آشفته، سیدعلیرضا، ۱۴۰۱، بررسی تاثیر عوامل موثر بر عمل آوری بتن سخت شده، اولین کنفرانس بین المللی مهندسی مواد و متالورژی، تهران، <https://civilica.com/doc/1544019>

محمود گلابچی، کتابون تقی زاده، احسان سروش نیا ۱۳۸۶. نانو فناوری در معماری و مهندسی ساختمان، انتشارات دانشگاه تهران

پایگاه داده های علوم زمین ایران، [www.ngdir.ir](http://www.ngdir.ir)

پایگاه اینترنتی شرکت معادن منطقه ای آذربایجان، <http://mca84.com>

پایگاه اینترنتی شرکت گیلان میکا، [www.gilanmica.com](http://www.gilanmica.com)

تدین محسن، قدوسی پرویز، فامیلی هرمز ۱۳۸۲. بررسی جذب آب بتن سبک حاوی لیکای ایران، ششمین کنفرانس بین المللی مهندسی عمران،  
تدین، محسن ۱۳۸۹. مشکلات به کارگیری و اجرای بتن سبکدانه در ایران، اولین کنفرانس ملی بتن سبک، صفحات ۶۱۶-۶۰۹، ۲۶ و ۲۷ بهمن ماه، دانشگاه تهران

Ashwal, L.D., 1993. Anorthosite. Springer-Verlag. Berlin, Germany, 422 pp.

Sawires, R., Pelaez, J., and Hamdache, M., 2020. Probabilistic Seismic Hazard Assessment for United Arab Emirates, Qatar and Bahrain: Applied Sciences 10, 7901. <https://doi.org/10.3390/app10217901>

## دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته در منطقه کجل، استان اردبیل، شمالغرب ایران

راضیه محمدپژوهی<sup>۱\*</sup>، یوسف رحیم‌سوری<sup>۲</sup>، ربابه معصومی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

Raziye.pajhoohi@gmail.com

۲- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

y.rahimsouri@urmia.ac.ir

۳- دانش آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

Robabe.masoomi@yahoo.com

### چکیده

منطقه مطالعاتی کجل در شهرستان هشتجین، جنوب غربی شهر خلخال استان اردبیل قرار دارد. منطقه بخشی از زون طارم-هشتجین از کمربند ماگمایی-فلزایی البرز غربی-آذربایجان است. واحد های سنگی به طور غالب شامل گدازه‌های آتشفشانی (با ترکیب تراکی آندزیت) ونهشته های آذرآواری (توف و ایگنمبریت) می‌باشد. از ویژگی های شاخص محدوده کجل، رخداد دگرسانی های وسیع گرمایی است که بر روی سنگ های آذرین و آذرآواری منطقه تاثیر گذاشته است. طبق نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) کانی های کریستوبالیت، کائولینیت، مونتموریلونیت، آلونیت و دیکیت جزء کانی های دگرسانی هستند. کانی های دگرسانی ریزدانه بوده و عموماً کوچکتر از ۱۰ میکرومتر می‌باشند. مجموعه کانی های دگرسانی نشان‌دهنده دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در منطقه می‌باشد. بر اساس ریزدانه بودن کانی های آلونیت، دگرسانی آرژیلیک پیشرفته احتمالاً از نوع بخار داغ (steam-heated) است که در نتیجه اختلاط جزئی بخارهای ماگمایی حاوی  $H_2S$  با آب های زیرزمینی و در حرارت حدوداً  $100^{\circ}C$  و در نزدیکی سطح زمین تشکیل شده است.

**واژه های کلیدی:** دگرسانی گرمایی، آلونیت، آرژیلیک پیشرفته، پهنه طارم-هشتجین، کجل

### Abstract

Kejal study area is located in Hashtjin City, southwest of Khalkhal City, Ardabil province. The region is a part of the Tarom-Hashtjin zone of the magmatic-metallogenic Western Alborz-Azerbaijan belt. The rock units mainly include volcanic lavas (trachy-andesite composition) and pyroclastic rocks (tuff and ignimbrite). One of the characteristic features of the Kejal region is the occurrence of extensive hydrothermal alteration that has affected igneous and pyroclastic rocks. Based on the results of X-ray diffraction analysis, the alteration minerals include cristobalite, kaolinite, montmorillonite, alunite, and dickite. Alteration minerals are fine-grained and generally smaller than 10 micrometers. The assemblage of alteration minerals indicates an advanced argillic alteration in the region. Based on the fineness of alunite minerals, advanced argillic alteration is probably steam-heated type that is formed as a result of partial mixing of magmatic vapors containing  $H_2S$  with underground water at a temperature of about  $100^{\circ}C$  and near the surface of the earth.

**Key words:** Hydrothermal alteration, Alunite, Advanced argillic, Tarom-Hashtjin zone, Kejal

کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین از جمله ایالت‌های مهم فلز زایی شمال غرب ایران است (مؤید، ۱۳۸۰؛ حاج‌علی‌لو، ۱۳۷۸؛ Ciobanu et al., 2002). انواع مختلف کانی‌سازی‌های اپی ترمال فلزات قیمتی و فلزات پایه در این کمر بند فلز زایی معرفی شده است (معصومی و همکاران، ۱۴۰۱؛ معصومی و همکاران، ۱۴۰۲، Motlagh and Ghaderi, 2019). منطقه هشتجین در واقع بخشی از کمر بند طارم-هشتجین می‌باشد که در مسیر رودخانه قزل اوزن استان اردبیل واقع شده است. در این منطقه سنگ‌های آذرین درونی، بیرونی و آذر آواری با سن ائوسن-الیگوسن و مربوط به سری ماگمایی کالک آلکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی (مؤید، ۱۳۸۰، معصومی و همکاران، ۱۴۰۱) رخنمون دارند که در موارد زیادی توسط گستره‌های وسیعی از دگرسانی تحت تأثیر قرار گرفته‌اند.

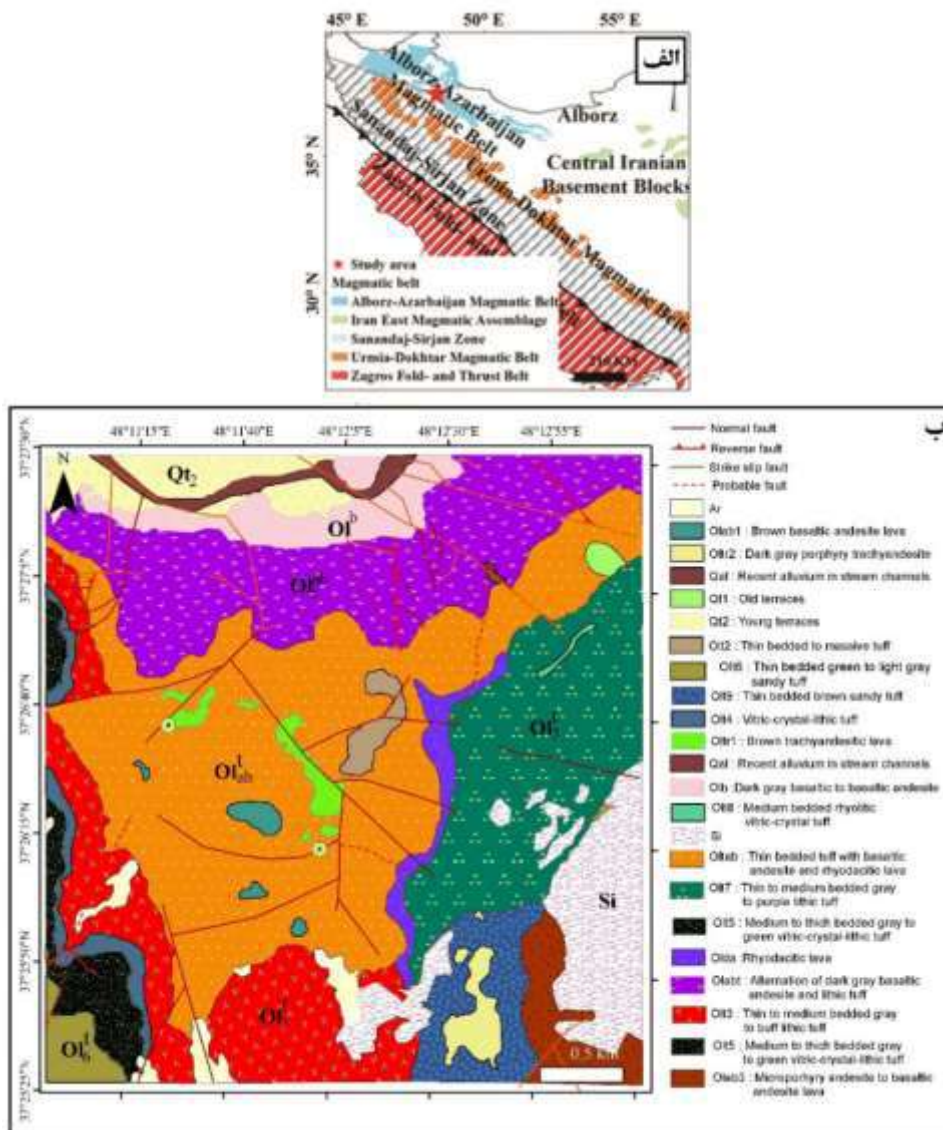
منطقه هشتجین و مناطق اطراف آن قبلاً توسط مطالعات دیگری مورد توجه قرار گرفته است (از جمله عابدینی و همکاران، ۱۳۹۰؛ معصومی و همکاران، ۱۴۰۰-۱۴۰۱-۱۴۰۲؛ مؤید، ۱۳۸۰). در تمام این مطالعات وجود مناطق دگرسانی وسیع، ویژگی بارز منطقه هشتجین معرفی شده است. طی مطالعات اکتشافی انجام شده توسط سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) در پهنه قزل اوزن و منطقه هشتجین (۱۳۹۵)، منطقه کجلا از جمله مناطقی مستعد از لحاظ حضور کانه‌زایی معرفی شده است. با توجه به گسترش بالای دگرسانی در منطقه کجلا و عدم بررسی جامع بر این دگرسانی‌ها، مطالعه دقیق‌تر آنها بسیار حائز اهمیت است چرا که زون‌های دگرسانی گرمایی می‌تواند به عنوان یک منطقه بالقوه کانی‌سازی عمل کنند و در مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی، به عنوان یک راهنمای مهم در اکتشاف مواد معدنی محسوب می‌شوند. از این رو مطالعه نوع دگرسانی‌های گرمایی در منطقه کجلا موضوع این پژوهش می‌باشد و نتایج بدست آمده از این پژوهش می‌تواند در پی‌جویی کانی‌سازی‌های احتمالی منطقه مورد استفاده قرار بگیرد.

## زمین‌شناسی

از نظر تقسیمات ساختاری، منطقه کجلا در زون البرز غربی-آذربایجان قرار گرفته است (نبوی ۱۳۵۵) (شکل ۱- الف). بر پایه مشاهدات صحرایی، سنگ‌های آتشفشانی و آذر آواری به سن الیگوسن مهم‌ترین واحدهای سنگی منطقه می‌باشند. گدازه‌های با ترکیب آندزیتی تا بازالتی پایین‌ترین واحد سنگی منطقه می‌باشند (واحد Olab). بر روی این واحد تناوب گدازه آندزیت بازالتی به رنگ خاکستری تیره و لیتیک توف نازک لایه تا متوسط لایه (Olabt) قرار گرفته است. لیتولوژی این واحد متشکل از تناوب گدازه آندزیت بازالتی و لیتیک توف‌های نازک لایه است. به سمت واحدهای فوقانی واحدهای آذر آواری غالب‌تر می‌شوند. توف نازک لایه به همراه گدازه آندزیت بازالتی و ریوداسیتی (Oltab) از جمله این واحدها می‌باشند. واحدهای آذر آواری، از نوع ویتریک توف و ایگنمریت بوده و دگرسانی درجه بالاتری را متحمل شده‌اند و در آنها دگرسانی آرژیلیک به صورت غالب قابل مشاهده می‌باشد. لیتیک توف متوسط تا نازک لایه به رنگ خاکستری تا نخودی (Olt3) در بخش‌های فوقانی تر گسترده شده است. این واحد توفی دارای وسعت قابل توجهی در محدوده است و دگرسانی در این بخش از نوع آرژیلیک شدید و همچنین کربناتی شدن در اغلب بخش‌های این واحد به چشم می‌خورد. لیتیک توف خاکستری و ارغوانی نازک تا متوسط لایه (Olt7) از دیگر واحدهای آذر آواری در توالی‌های فوقانی است و مهم‌ترین رویکرد قابل مشاهده در این واحد رخداد دگرسانی آرژیلیک است که منجر به تشکیل ذخیره کائولن شده است. رخنمونی از توده‌های نیمه عمیق (استوک) در محدوده مشاهده نگردید. کریستال - ویتریک - لیتیک توف متوسط تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری تا سبز (Olt5) دیگر واحد سنگ‌شناسی است. این واحد تحت تأثیر عوامل تکتونیکی به شدت خورد شده بوده و به صورت فراگیر تحت تأثیر دگرسانی کلریتی ضعیف قرار گرفته است. به طور کلی در محدوده مطالعاتی، گسل‌ها دارای روند و ساز و کار متفاوتی هستند. ساز و کار گسل‌های موجود شامل امتداد لغز، عادی و معکوس است. اغلب گسل‌ها در این محدوده دارای دو روند اصلی شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی هستند.

## مواد و روش‌ها

بررسی‌های موضوع این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی به منظور شناخت واحدهای سنگی مختلف در منطقه، چگونگی گسترش پهنه‌های دگرسانی و نوع کانی‌های شکل گرفته، انجام و نمونه برداری مربوطه صورت گرفته است. از ۲۲ نمونه برداشت شده از محدوده مطالعاتی، ۶ نمونه جهت تعیین فازهای کانیایی نامشخص، به روش پراش پرتو ایکس (XRD) به مرکز تحقیقاتی فراوری مواد معدنی ایران ارسال گردید. با توجه به نتایج حاصل، ۴ مقطع نازک و ۲ مقطع نازک-صیقلی تهیه گردید و در آزمایشگاه میکروسکوپی دانشگاه ارومیه مورد بررسی قرار گرفت.

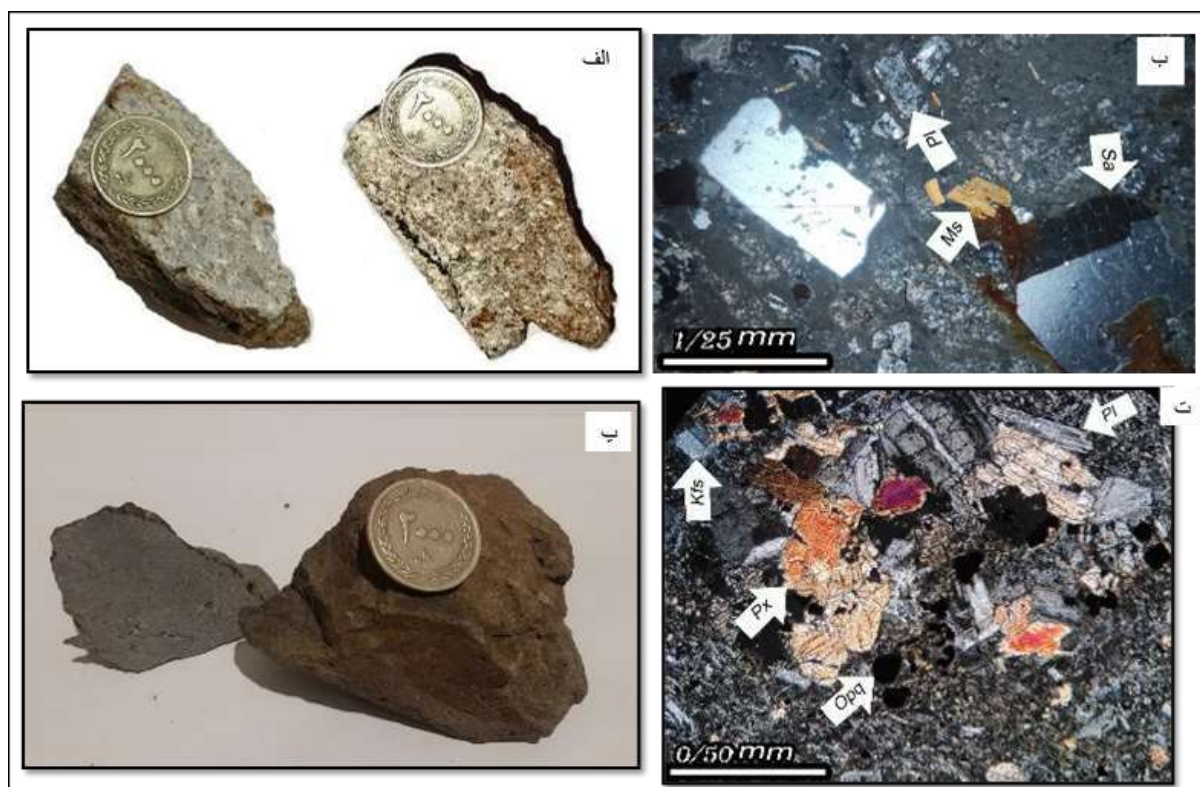


شکل ۱) (الف) موقعیت پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نوی، ۱۳۵۵) و محل منطقه مورد بررسی. (ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (بر گرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ تهیه شده توسط سازمان توسعه و نوسازی معادن، ۱۳۹۵)



## بحث و بررسی

**پتروگرافی:** بر پایه مشاهدات صحرایی و پتروگرافی، واحدهای لیتولوژیکی این منطقه شامل واحدهای آتشفشانی و آذرآواری است. واحدهای آذرآواری شامل لیتیک توف، ویتریک توف و ایگنمبریت هستند. ایگنمبریت متشکل از خاکستر و شیشه آتشفشانی همراه با درشت بلورهای (که اندازه آنها گاهی بالغ بر ۱/۵ میلی متر نیز می‌رسد) پلاژیوکلاز، سانیدین و پلاژیوکلاز است. کانی‌های پلاژیوکلاز در مواردی توسط کانی‌های رسی و سریسیت جایگزین شده‌اند. فرآیند اسفروولیتی شدن زمینه شیشه‌ای که نتیجه فرآیندهای شیشه‌زدایی است به مقدار زیادی در نمونه مشاهده می‌شود (شکل ۲-الف و ب). این ایگنمبریت‌ها را به عبارتی می‌توان ایگنمبریت‌های غنی از بلور معرفی کرد. توف‌ها، دیگر واحد آذرآواری در منطقه می‌باشند به مقدار زیادی دچار فرآیند دگرسانی شده‌اند. این توف‌ها غالباً از خاکستر و شیشه تشکیل شده‌اند (شکل ۵-الف و ب). گدازه‌هایی با ترکیب تراکی آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت به صورت بین لایه‌ای با واحدهای آذرآواری الیگوسن قرار گرفته‌اند. رنگ آنها سبز تیره و در مواردی مایل به سیاه است. این سنگ‌ها متشکل از درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و پیروکسن با زمینه متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشند. جایگزینی‌هایی از کانی‌های تیره در این سنگ مشاهده می‌شود. تجمعی از بلورهای خود شکل تا نیمه شکل پیروکسن با بافت گلومروفیریک در کنار بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۲-پ و ت).



شکل ۲) تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی. تمامی عکس‌های میکروسکوپی در نور XPL می‌باشند. (الف) نمونه دستی ایگنمبریت. (ب) تصویر میکروسکوپی ایگنمبریت، متشکل از کانی‌های بزرگ، شکسته و زاویه‌دار سانیدین (Sa)، موسکویت (Ms) و پلاژیوکلاز (Pl) در زمینه شیشه‌ای که تحت تأثیر فرایند شیشه‌زدایی اسفروولیتی شده‌اند. پلاژیوکلازها توسط سریسیت و کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند. (پ) نمونه دستی تراکی آندزیت. (ت) نمونه تراکی آندزیت زیر میکروسکوپ، با زمینه متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (Pl) و پیروکسن (Px) با بافت گلومروفیریک به همراه جایگزینی‌هایی از کانی‌های تیره (Opq).

**دگرسانی:** دگرسانی‌ها در منطقه کجیل بخش وسیعی از واحدهای سنگی و به ویژه واحدهای آذرآواری را تحت تأثیر قرار داده و وضعیت کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی جدیدی ایجاد کرده‌اند. غالب دگرسانی‌های ایجاد شده در این محدوده، از نوع آرژیلیک است و در بخش‌هایی دگرسانی‌های پروپیلیتیک نیز

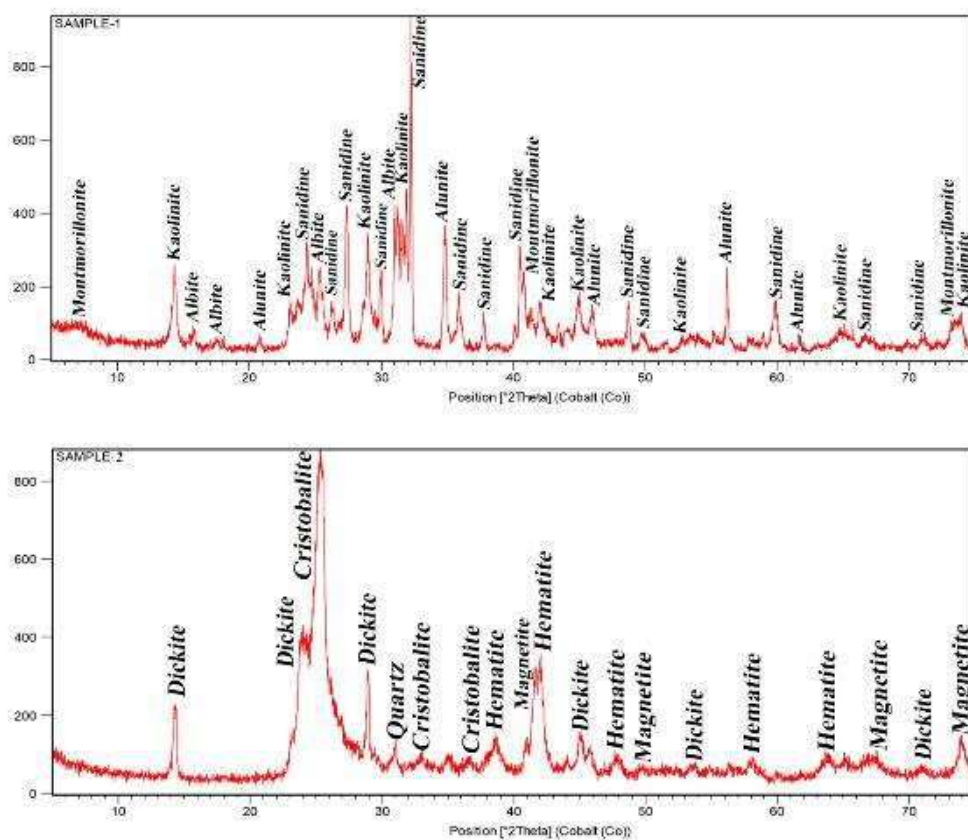
دیده می‌شوند. بر پایه مشاهدات صحرایی، دگرسانی آرژلیک متوسط تا شدید، دگرسانی چیره می باشد (شکل ۳). براساس نتایج XRD و مطالعات کانی‌شناسی، کانی‌های دگرسان شده شامل کریستوبالیت، کائولینیت، آلونیت، کوارتز، دیکیت، سریسیت و هماتیت می‌باشند (جدول ۱ و شکل ۵). شکل ۴، نمودارهای حاصل از تجزیه XRD دو نمونه را نشان می‌دهد.



شکل ۳) دورنمایی از وقوع دگرسانی آرژلیک در واحدهای آذرآواری شمال منطقه کجل. برگرفته از گزارش اکتشاف مواد معدنی آنومالی‌های پهنه قزل‌اوزن استان اردبیل - سازمان توسعه و نوسازی معدن ایران (ایمیدرو)

جدول ۱) نتایج پراش پرتو ایکس XRD برای نمونه‌های مورد مطالعه از پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه کجل

| شماره نمونه | فازهای کانیایی اصلی | فازهای کانیایی فرعی                        |
|-------------|---------------------|--|
| XRD1        | سانیدین             | کائولینیت، آلونیت، آلیت، مونت موریلونیت    |
| XRD2        | کریستوبالیت         | دیکیت، هماتیت، کوارتز، مگنتیت              |
| XRD3        | کریستوبالیت         | کائولینیت، کوارتز                          |
| XRD4        | کریستوبالیت         | کائولینیت، کوارتز، آلونیت                  |
| XRD5        | کریستوبالیت         | سانیدین، کائولینیت، کوارتز                 |
| XRD6        | کریستوبالیت         | سانیدین، مسکویت، کائولینیت، مونت موریلونیت |



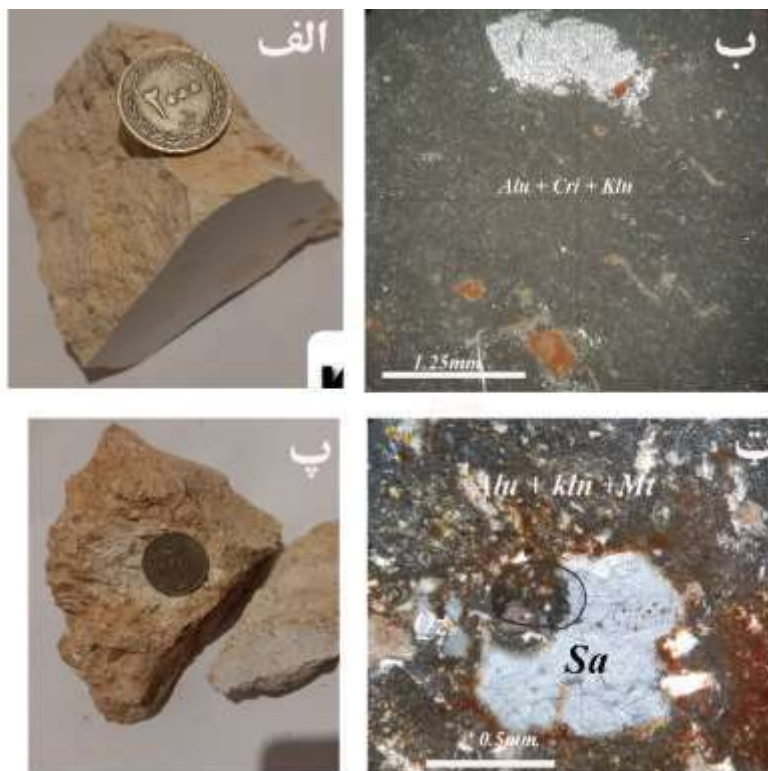
شکل (۴) الگو و نتایج تجزیه XRD دو نمونه از پهنه دگرسانی آرژلیک محدوده کجل

ایگنبریت‌ها و توف‌های دگرسان‌شده در نمونه دستی، در طیفی از رنگ سفید صورتی تا کرم دیده می‌شوند (شکل ۵-الف و ب). در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های رسی (غالباً کائولینیت و در مواردی دیکیت و مونتموریلونیت) به همراه آلونیت در کنار هم و به صورت ریز دانه تجمع یافته‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز توسط کانی‌های رسی و سربست جایگزین شده‌اند. سیلیس در این سنگ‌ها به شکل کریستوبالیت و نیز سیلیسی شدن (تجمعی از بلورهای ریز کوارتز قابل مشاهده است. در مواردی سنگ آنچنان دچار دگرسانی شده است که تشخیص کانی‌های اولیه به ندرت امکان‌پذیر است (شکل ۵-ب و ت).

طبق تامپسون و تامپسون، ۲۰۱۲ (Thompson and Thompson, 2012) آلونیت‌های مرتبط با دگرسانی ماگمایی-گرمایی، معمولاً به شکل تخته‌ای ضخیم تا نازک به طول ۱۰ میکرومتر تا ۲۰۰ میکرومتر تشکیل می‌شوند. آلونیت‌های مرتبط با دگرسانی‌های بخار داغ (steam-heated) معمولاً در زون‌های بالای سطح آب‌های زیرزمینی و یا سطوح آب‌های قدیمی به شکل پوششی و به موازات سطح آب شکل می‌گیرند. این نوع آلونیت‌ها غالباً ریز دانه و کمتر از ۱۰ میکرومتر می‌باشند. اختلاط آلونیت با کائولینیت، ظاهری لکه مانند و تیره به نمونه می‌دهد.

دگرسانی‌های آرژلیک پیشرفته بخار داغ یا دگرسانی شست‌وشوی اسیدی، مجموعه کانی‌های کریستوبالیت، کائولینیت، اپال، پیریت و کوارتز را شامل می‌شود. این نوع دگرسانی حاصل تغلیظ و اکسیداسیون گاز  $H_2S$  در بالای آب‌های زیرزمینی نزدیک سطح زمین و در پی تشکیل  $H_2SO_4$  و واکنش آن با سنگ‌های اطراف است. گاز سولفور هیدروژن نتیجه فرآیند جوش سیالات گرمایی در پایین سطوح آب زیرزمینی است. زون آرژلیک پیشرفته به شکل یک پوشش بوده و توسط مجموعه آلونیت-کریستوبالیت  $\pm$  کائولینیت  $\pm$  گوگرد خالص مشخص می‌شوند (Thompson and Thompson, 2012).

در منطقه مطالعاتی نیز مجموعه کریستوبالیت + آلونیت + کائولینیت غالب‌ترین مجموعه دگرسانی است. کانی‌های آلونیت و کائولینیت، اندازه کمتر از ۱۰ میکرومتر نشان می‌دهند. بر این اساس وجود یک دگرسانی آرژلیک پیشرفته نوع بخار داغ در منطقه کجل بسیار محتمل به نظر می‌رسد.



شکل ۵) عکس نمونه دستی و میکروسکوپی نمونه های توف و ایگنمبریت دگرسان شده در منطقه کجل. (الف) نمونه به رنگ کرم از توف با دگرسانی آرژیلیک پیشرفته. (ب) مقطع میکروسکوپی از نمونه توف دگرسان شده آرژیلیک پیشرفته. زمینه به طور کامل توسط کانولینیت (Kln)، آلونیت (Alu) و کریستوبالیت (Cri) جایگزین شده است (نور XPL). در قسمت بالایی یک پر شدگی از سیلیسی شدگی دیده می شود. (پ) عکس از نمونه دستی ایگنمبریت با دگرسانی آرژیلیک پیشرفته. (ت) عکس از مقطع میکروسکوپی ایگنمبریت دگرسان شده. در مرکز درشت بلور سانیدین مشاهده می شود. زمینه متشکل از آلونیت، کانولینیت و مونتموریلونیت می باشد. آغشتگی های اکسی-هیدروکسیدهای آهن به رنگ قرمز قهوه ای وجود دارد (نور XPL).

## نتیجه گیری

منطقه مطالعاتی کجل در شهرستان هشتجین، جنوب غربی شهر خلخال استان اردبیل قرار دارد. واحدهای زمین شناسی منطقه سنگ های آتشفشانی با ترکیب تراکی آندزیتی و آذرآواری با ترکیب توف و ایگنمبریت است که در غالب موارد دچار دگرسانی های آرژیلیک شده اند. دگرسانی آرژیلیک غالباً از مجموعه کریستوبالیت + آلونیت + کانولینیت تشکیل شده است. کانی های آلونیت و کانولینیت اندازه کمتر از ۱۰ میکرومتر نشان می دهند. بر اساس مجموعه کانی های دگرسانی و نیز اندازه دانه ها، دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در منطقه کجل، احتمالاً از نوع بخار داغ می باشد.

## منابع

حاج علیلو، ب. متالورژی ترشیری در البرز باختری- آذربایجان (میان- هشترو) با نگرشی خاص بر منطقه هشتجین. (۱۳۷۸). رساله دکترای زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو)، ۱۳۹۵، گزارش اکتشافی پهنه قزل اوزن (انتشار نیافته).





عابدینی، ع.، معصومی، ر.، کلاگری، ا.، ۱۳۹۰. سیماهای ژئوشیمیایی ذخیره کائولن کجل، شمال غرب هشتجین، استان اردبیل. زمین‌شناسی اقتصادی ۳ (۲)، ۱۸۱-۱۶۵.

معصومی، ر.، رحیم سوری، ی.، جمالی، ح.، عابدینی، ع.، ۱۴۰۰. کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر اصلی و جزئی پهنه‌های دگرسانی آرژلیک محدوده کمر، شمال‌باختر ایران. فصلنامه علوم زمین ۳۱ (۲) ۱۲۳-۱۳۶.

معصومی، ر.، رحیم سوری، ی.، جمالی، ح.، عابدینی، ع.، ۱۴۰۱. بررسی کانه‌زایی و میانبارهای سیال منطقه کمر-گوو، جنوب هشتجین، استان اردبیل، شمال غرب ایران. فصلنامه بلورشناسی ۳۰ (۴)، ۶۸۳-۶۹۶.

معصومی، ر.، رحیم سوری، ی.، جمالی، ح.، عابدینی، ع.، ۱۴۰۲. سیماهای زمین‌شیمیایی سامانه دگرسانی محدوده کمر، کمر بند ماگمایی البرز باختری-آذربایجان، شمال باختر ایران. فصلنامه علوم زمین ۳۳ (۴)، ۴۳-۶.

مؤید، م. بررسی‌های پترولوژیکی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیاری البرز غربی-آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین. (۱۳۸۰). رساله دکترای زمین-شناسی، گرایش پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

نبوی، م. ح. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. (۱۳۷۹). انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Ciobanu, C.L., Cook, N.G., Stein, H., 2002. Regional setting and Re-Os age of ores at Ocna de Fier Dognescea (Romania) in the context of the banatitic magmatic and metallogenic belt: Mineralium Deposita, 37, 541-567. DOI: 10.1007/s00126-002-0272-9

Motlagh, S.H.M., and Ghaderi, M., 2019. The Chargar Au-Cu deposit: an example of low-sulfidation epithermal mineralization from the Tarom subzone, NW Iran: Mineralogy and Geochemistry, 196, 43-66. DOI: 10.1127/njma/2019/0158

Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H., 2012. Atlas of alteration: a field and petrography guide to hydrothermal alteration minerals. Geological association of Canada, 119 pp.

## تفکیک دگرشکلی شکنا و شکل پذیر در منطقه سرو (شمال باختر ایران)

تروسکه صالحی<sup>۱\*</sup>، مهدی بهیاری<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

t.salehi712@gmail.com

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

m.behyari@urmia.ac.ir

### چکیده

منطقه سرو در غرب و شمال غرب ارومیه در استان آذربایجان غربی در زون ساختاری سنندج-سیرجان که تحت تاثیر فازهای مختلف دگرشکلی قرار گرفته است. با توجه به مطالعات صحرایی محدودی مورد مطالعه، تهیه مقاطع نازک و مطالعه آنها در آزمایشگاه و بازسازی دگرسانیهای منطقه سرو با پردازش بر روی تصاویر ASTER و همچنین تهیه نقشه چگالی و خطوطارها دارای ساختارهای دگرشکلی شکنا و شکل پذیر است. به همین منظور روشهای تحلیلی مناسبی بر پایه تحلیل هندسه شکستگیهای کششی، برگوارگیا به منظور تفکیک فازهای دگرشکلی به کار گرفته شده اند. بسیاری از سنگهای منطقه سرو متعلق پالئوزوئیک پایینی و پالئوزوئیک بالایی هستند که توده های گابرویی گرانیتی نفوذی در درون آنها هستند، که در طی حوادث تکتونیکی خاص در زونهای برشی میلونیته شده اند. این منطقه به احتمال زیاد لبه پلاتفرم پالئوزوئیک ایران مرکزی است که در پالئوزوئیک بالایی نخست، تحت تاثیر ماگماهای بازیک و اسیدی قرار دارد بشدت تحت تاثیر حرکتهای برشی قرار گرفته اند که باعث شده همه سنگهای پالئوزوئیک و توده های آذرین (گابرویی و گرانیت) و هاله های دگرگونی آنها میلونیته شوند. تحلیل ساختاری انجام گرفته در این منطقه نشان داد که واحدهای قدیمی پالئوزوئیک تحت تاثیر دگرشکلی شکل پذیر بوده است در حالی که واحدهای جوان سنوزوئیک با سازوکار شکنا دگرشکل شده است.

**واژه های کلیدی:** دگرشکلی شکنا، دگرشکلی شکل پذیر، دگرگونی، سرو، میلونیته

### Abstract

Serow region located in the west and northwest of Urmia and West Azarbaijan province in the Sanandaj-Sirjan structural zone has been affected by several deformation phase. According to the field studies, thin sections data discrimination of alteration from ASTER satellite image, and lineament extraction revealed the study area deformed by ductile and brittle mechanism. In this study geometrical analysis conducted based on extensional fractures and foliation to discrimination of deformation phase. Most of rock unit in the Serow region belong to Paleozoic that intruded with gabros and granite units. This region probably located in the edge of Paleozoic platform that affected by acid and basic intrusion and deformed with simple shear mechanism and propagated mylonitic shear zone in the study region. Structural analysis indicated the Paleozoic unit deformed under ductile conditions but younger Cenozoic unit deformed with brittle deformation.

**Key words:** Brittle deformation. Ductile deformation. Metamorphism. Serow. Mylonite

### ۱- مقدمه

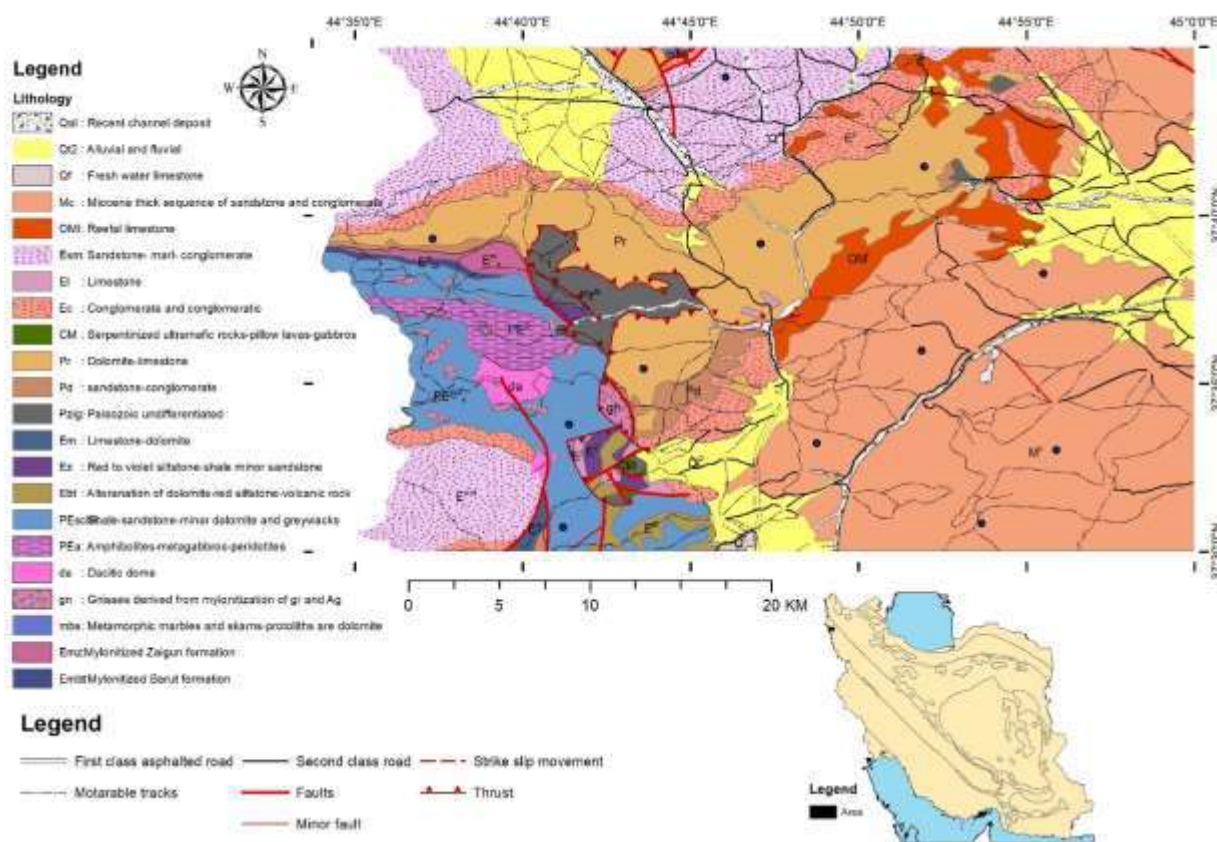
محدوده ی مورد مطالعه در غرب و شمال غرب ارومیه در استان آذربایجان غربی قرار گرفته است این محدوده بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو (گنجهچین) می باشد. برای بررسی تحولات پوسته ای به منظور بازسازی جایگاه تکتونیک و ژئودینامیک پیشین زمین نیاز به مطالعات بیشتر در این زمینه است. در این پژوهش سنگ های دگرگونی هم از نظر سنگ شناسی و هم از نظر روابط ساختاری و فرآیند میلونیته شدن مورد بحث و بررسی قرار گرفته اند. در طول تکامل یک ناحیه برشی،

محورهای کوتاه‌شدگی و کشش ثابت نیستند و یک الگوی ساختاری پیچیده را ایجاد می‌کنند که تحت آن انواع مختلف شکل بیضوی کرنش شکل می‌گیرند. تغییر شکل ناهمگن، توزیع کرنش اجزای هم محور و غیر هم محور، نرخ کرنش و عوامل محیطی همگی ناحیه برشی را افزایش می‌دهند (Behyari and Shahbazi, 2019). دگرشکلی گاهی اوقات همراه با دگرگونی است و سنگ‌های آن دارای گسل، رگه‌های کششی-پوششی، درزه، بودین‌ها، برگوارگی، خطوارگی و چین‌ها هستند (حاجی حسینلو و حسن، ۲۰۱۹). دگرشکلی در پهنه‌های برشی که دارای سنگ‌شناسی ناهمگن است می‌تواند سبب جزءبندی جریان بین لایه‌ها با مقاومت متفاوت شود. لایه‌های مقاوم تمایل دارند که نسبت به لایه‌های نامقاوم، بیشتر به صورت هم محور دگرشکل شوند. هدف این موضوع تفکیک محدوده‌های دگرشکلی شکنا و شکل‌پذیر در منطقه سرو می‌باشد.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

محدوده‌ی مورد مطالعه در غرب و شمال غرب ارومیه در استان آذربایجان غربی قرار گرفته است. این محدوده بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو (گنگچین) می‌باشد که بخش جنوبی این نقشه را شامل می‌شود (شکل ۱). براساس طبقه‌بندی زون‌های ساختاری ایران، استان آذربایجان غربی در زون ساختاری البرز غربی-آذربایجان قرار گرفته است. پژوهشگران سنگ‌های دگرگونی شمال ارومیه را پرکامبرین در نظر گرفته‌اند و همچنین جایگاه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه را بخشی از پهنه سنندج-سیرجان می‌دانند (Stöcklin 1968). بر پایه سری‌های ماگمایی این بخش را قسمتی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و مجموعه ماگمایی البرز می‌دانند. بسیاری از سنگ‌های منطقه سرو پالئوزوئیک پایینی و پالئوزوئیک بالایی که توده‌های گابرونی گرانیتی نفوذی در درون آن‌ها هستند. در طی حوادث تکتونیکی خاص در زون‌های برشی میلونیته شده‌اند. این منطقه به احتمال زیاد لبه پلاتفرم پالئوزوئیک ایران مرکزی است که در پالئوزوئیک بالایی نخست، تحت تاثیر ماگماهای بازیک و اسیدی قرار دارد که بشدت تحت تاثیر حرکت‌های برشی قرار گرفته‌اند که باعث شده همه سنگ‌های پالئوزوئیک و توده‌های آذرین (گابرویی و گرانیت) و هاله‌های دگرگونی آن‌ها میلونیته شوند. با توجه به شواهد و مطالعات، ویژگی‌های اصلی زون سنندج-سیرجان در این منطقه مشاهده نمی‌شود. بنابراین می‌توان گفت که این ناحیه در انتهای شمال باختری زون سنندج-سیرجان قرار دارد محدوده‌ی مورد مطالعه به طور کلی دارای سنگ‌های دگرگونی و سنگهای متنوعی با منشأ آذرین، سنگ‌های رسوبی و مجموعه افیولیتی است (Alavi and Kishvar 1991). منطقه سرو براساس تقسیم‌بندی‌های دیگر در گستره‌ی زون خوی-مهاباد واقع می‌شود. بررسی‌های سنگ‌شناختی منطقه‌ی مورد بررسی معلوم کرد که سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی آن از سنگ‌های دگرگون (متاپریدوتیت، آمفیبولیت، شست سبز و مرمر) سنگ‌های رسوبی (آهک، گل سنگ و ماسه‌سنگ) و گرانیتوئید تشکیل شده‌اند. سنگ‌های متاپریدوتیت در منطقه‌ی مورد نظر بشدت سرپانتینی شده و بندرت بقایای الیوین‌ها و ارتوپروکسن‌های اولیه در آنها دیده می‌شود.





شکل (۱) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ از زمین شناسی منطقه سرو و قرارگیری آن در انتهای پهنه ی سنندج-سیرجان

## واحد شیستی PEsch

کهن ترین واحد سنگی تاق‌دیس شهیدان شامل سنگ‌هایی با ترکیب فلیت، اسلیت و ماسه سنگ‌های کوارتزیتی بوده‌اند که در رخساره شیست سبز تا آتمفیولیت دگرگون شده‌اند. این رخساره در بعضی نقاط که مورد تهاجم توده‌های نفوذی قرار گرفته‌اند به شیست‌های دومی‌کایی تبدیل شده‌اند و کانی‌های ویژه دگرگونی از جمله استروئید، سیلیمانیت و گارنت در سنگ‌های در برگیرنده به وجود آمده است.

## سازند سلطانیه (PE – Es)

کوه‌هایی که در سیلوانا رخمون دارند توده‌هایی از جنس دولومیت‌های شدیداً کریستالیزه شده با ضخامت‌های متفاوت وجود دارند که روی واحد سیلوانا قرار دارند. از نظر سنگ شناختی این واحد از جنس دولومیت و به مقدار کمتر سنگ آهک دولومیتی و سنگ‌های آهک کریستالیزه و مرمری شده تشکیل شده‌اند. این مرمرها دارای رنگ هوازده زرد روشن، نخودی، خاکی، قهوه‌ای روشن و رنگ نمونه تازه آن خاکستری تا خاکستری تیره است که بشدت سیلیسی می‌باشند. این دولومیت‌ها در بسیاری از رخمون‌ها نوارهایی از چرت به رنگ سفید و قهوه‌ای روشن وجود دارند. سن سازند سلطانیه براساس مطالعات و یافته‌های سال‌های اخیر پر کامبرین (دولومیت‌های زیرین) و کامبرین زیرین (شیل، دولومیت و آهک‌های فوقانی) تعیین شده است.

## سازند باروت (Ebt)

روی واحد دولومیتی سازند سلطانیه بطور تدریجی به تناوبی از دولومیت و شیل و فروش سنگ تبدیل می‌شود که ضخامتی در حدود ۴۰۰-۵۰۰ متر داشته و شباهت‌های نزدیکی به سازند باروت دارند که برونزدگی این سازند در کوه‌های خاور روستای باوان می‌توان مشاهده کرد.

### واحد کنگلومرای (Ec)

این واحدها حدود ۱۰۰۰ متر ضخامت دارند که در جنوب کوه پرچین رخمون دارد. از این فقط قسمت کمی در محدوده سیلوانا برونزد دارد که به طور عمده از کنگلومرا، میکرو کنگلومرا و ماسه سنگ‌های دانه درشت تشکیل شده‌اند سنگ دانه‌های آن گردش‌دگی متوسط تا خوب و جورشدگی متوسطی دارد که بیشتر از جنس گرانیت، گرانیت‌های میلونیتی ماسه سنگ‌های لالون، گابرو و سنگ آهک و دولومیت است. بزرگی سنگ دانه‌ها به ۳۰ تا ۵۰ سانتی‌متر می‌رسند. زمینه این کنگلومرا به طور عمده از ماسه سنگ‌های درشت دانه تشکیل یافته است که وجود سنگ دانه‌های آهکی که می‌تواند به ملانژ قبل از انوسن اشاره داشته باشد.

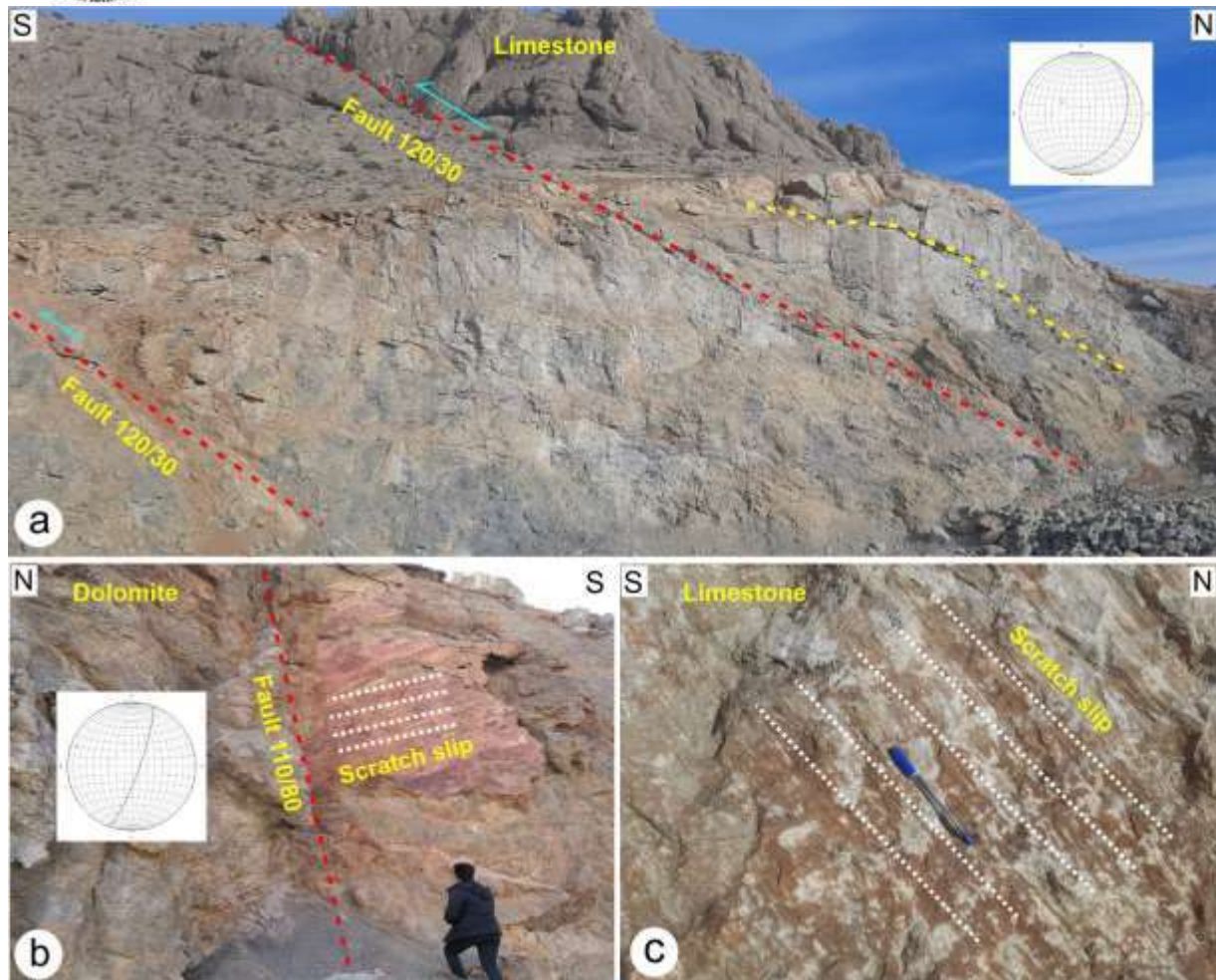
### ۳- روش مطالعه

در این پژوهش برای تفکیک محدوده‌های دگرشکلی شکنا از شکل‌پذیر بازدید صحرایی در چندین ایستگاه از محدوده‌ی مورد نظر صورت گرفته است تا با استفاده از مطالعه مقطع‌های نازک به دست آمده از نمونه‌های دستی این تفکیک به درستی انجام شود. برای دگرسانی‌های منطقه مورد نظر از موزاییک کردن دو تصورماهورای ASTER در سنجش از دور و با اعمال نسبت‌های باندی مختلف بر روی آن صورت گرفته است. با استفاده از PCA و فیلترهای مورد نظر در محیط GIS نقشه چگالی، خطواره و شکستگی‌ها به دست آمدند.

### ۴- دگرشکلی شکنا و شکل‌پذیر در منطقه

#### ۴-۱- دگرشکلی شکنا

گسل‌ها بارزترین ساختار در منطقه سرو هستند با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو (کنگچین) گسل‌های محدوده‌ی مورد مطالعه بیشتر شامل گسل‌های راندگی و تعداد کمی گسل نرمال است. در یک پهنه برشی شکنا که در نتیجه شکستگی مکانیکی اجزای سنگ در عمق کم است محصولات بافتی مختلفی به وجود می‌آید که به دگرشکلی شکنا معروف است. جریان‌های کاتاکلاستیکی، بصورت لغزش و چرخش قطعات خردشده سنگی از مشخصه‌های بارز پهنه‌های برشی شکنا است (قاسمی، پور ۲۰۱۹). حرکت شدید گسل‌ها موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها در مرز حرکتی بلوک‌های مجاور و شکل‌گیری فابریک‌های کاتاکلاستیکی، برشی مختلف و به وجود آمدن درزه و شکستگی شده است که درجه دگرشکلی در یک پهنه برشی از حاشیه به طرف مرکز افزایش می‌یابد (Wobus, Heimsath et al. 2005). با توجه به بازدید صحرایی منطقه مورد مطالعه دارای گسل‌ها، شکستگی‌ها، خش لغز و صفحه‌ی گسلی است. دو گسل با اندازه ۱۲۰/۳۰ و جهت دید شمالی-جنوبی و آزیموت ۳۰۰ در موازی هم قرار دارند که لایه‌هایی از جنس آهک و آهک‌های کریستالیزه را قطع می‌کنند. آهک‌های کریستالیزه تا حدود زیادی تبدیل به مرمر شده‌اند که نشان‌دهنده‌ی Shear zone در منطقه است (شکل ۲a). گسل بعدی منطقه با اندازه ۱۱۰/۸۰ جهت دید شمالی-جنوبی و آزیموت ۱۹۰ لایه‌هایی از جنس دولومیت را قطع کرده است (شکل ۲b). پهنه‌های گسلی یکی از ویژگی‌های شاخص گسل‌ها هستند که می‌تواند به تشخیص نوع، حرکت و پله گسلی پی‌برد که در (شکل ۲c) پهنه‌ی گسلی از جنس آهک و گسل راندگی است.

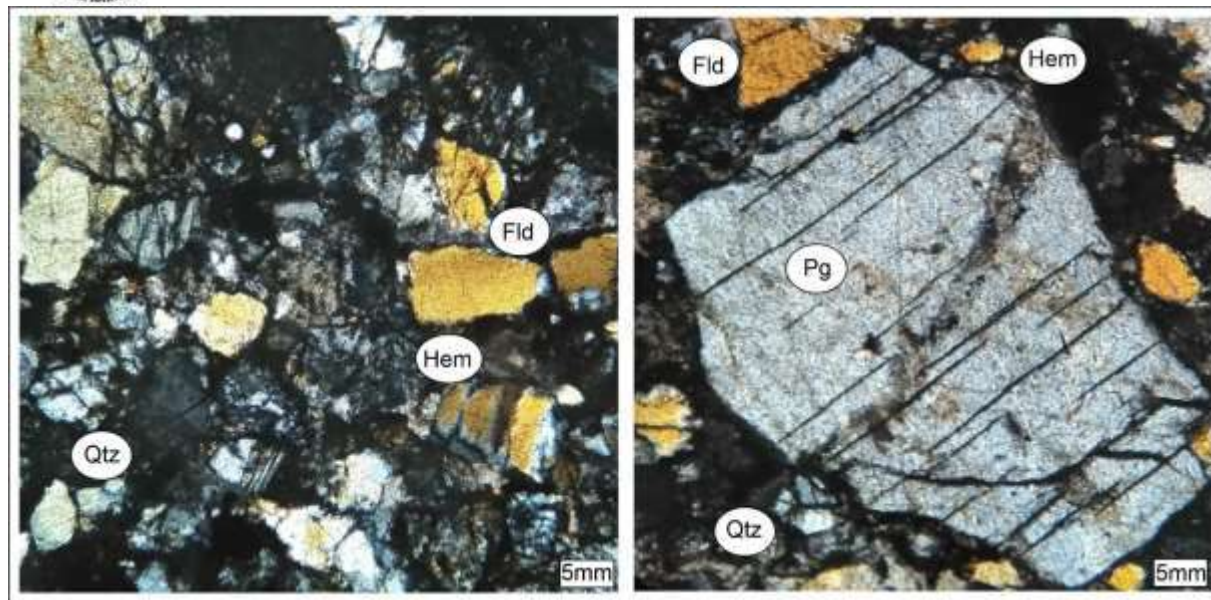


شکل ۲) شواهد گسل و خشن لغزهای منطقه سرو (دگرشکلی شکنا): (a): گسل‌های راندگی منطقه سرو که موازی هم هستند. (b): گسل راندگی با پهنه‌ی گسلی. (c): خشن گسلی با پله گسلی

## ۲-۴- مقاطع نازک دگرشکلی شکنا

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این مقطع کوارتز (Qtz)، هماتیت (Hem)، فلدسپار (Fld) و پلاژیوکلاز (Pg) می‌باشد (شکل ۳). شواهد کاتاکلاستیک در این مقطع دیده می‌شود. کانی‌ها دارای شکستگی فراوانی هستند. با استفاده از مشاهدات میکروسکوپی خاموشی موجی ضیفی دیده می‌شود که نشان‌دهنده‌ی دمای خیلی پایین در منطقه بوده است. اندازه‌ی دانه‌ها بایمودال نیست از هرنوع داریم. شبکه بلوری وارد دگرشکلی نشده زیرا دما پایین بوده است و بالگینگ خیلی ضعیف مشاهده می‌شود. با توجه به شواهد دما زیر ۳۰۰ درجه و جهت یافتگی ترجیحی دیده نمی‌شود.

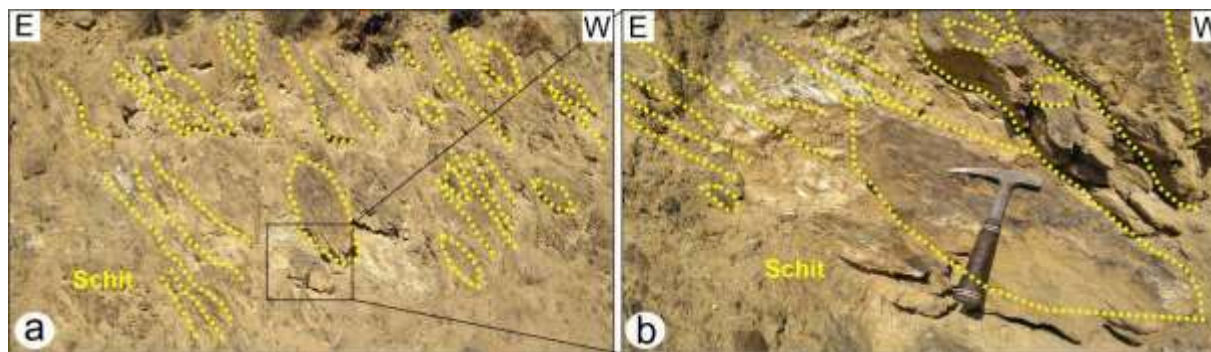




شکل ۳) مقطع میکروسکوپی نمونه دگرشکلی شکنا در محدوده‌ی مورد مطالعه

### ۳-۴- دگرشکلی شکل پذیر

میلونیت ساختاری است که مربوط به فابریک می‌باشد و شاهد قوی برای دگرشکلی پهنه‌های شکل پذیر هستند. در پهنه‌هایی با عنوان پهنه میلونیتی تشکیل می‌شوند که مرز بین این پهنه با دیواره به صورت تدریجی تغییر می‌کند. معمولاً در میلونیت‌ها برگوارگی و خطوارگی دیده می‌شود و تقارن فابریکی در آن‌ها مونوکلینیک است. میلونیت‌ها نشان‌دهنده‌ی وجود تنش بالا هستند به صورتی که تنش حاصل متاثر از دگرشکلی کریستال و پلاستیک است. با استفاده از مشاهدات می‌توان منطقه مورد مطالعه را به عنوان پهنه‌ی میلونیتی در نظر گرفت سنگ‌های منطقه نشان‌دهنده‌ی سنگ‌های دگرگونی در حد رخساره گنایس و آمفیبولیت و شیست هستند (Bellahsen, Bayet et al. 2019) (شکل ۴).



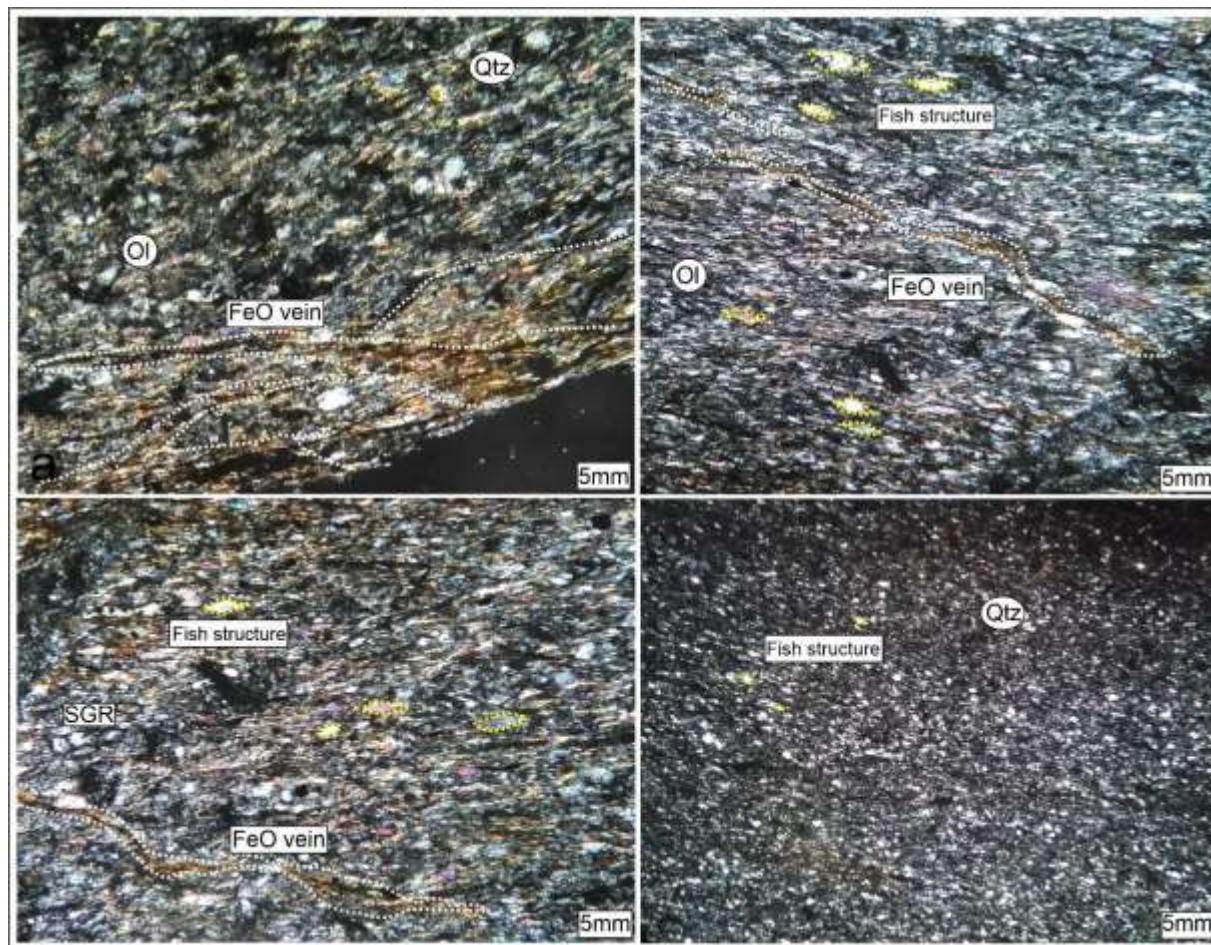
شکل ۴) برگوارگی و خطوارگی‌های منطقه سرو (دگرشکلی شکل پذیر)

### ۴-۴- مقاطع نازک دگرشکلی شکل پذیر

کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این مقطع نازک میلونیتی بیشتر شامل: کوارتز (Qtz) و الیون (Ol) است (شکل ۵). این مقطع تیپیک میلونیت دارای ساختار ماهی گون فراوانی می‌باشد که بشدت دگرشکل شده‌اند. شکستگی‌های داخل مقطع از آهن و احتمالاً طلا پر شده است که بیشتر کانه‌زایی آهن را داریم. شکستگی‌ها یا



دگرشکلی شکنا ثانویه هستند که ابتدا میلونیت بعداً شکستگی با کانه‌زایی به وجود آمده است. به علت دمای و تنش بالای محیط کانی‌های کوارتز و البوین جهت یافته شدند و حالت ماهی گون پیدا کرده‌اند. کانی‌های کوارتز با مرز موجی و مضرس که در اثر لغزش یک نوع جهت یافتگی صفحه‌ای دارند دارای باز تبلور SGR هستند که باعث ایجاد برگوارگی مایل در درجه حرارت متوسط ۵۰۰-۴۰۰ درجه شده است.



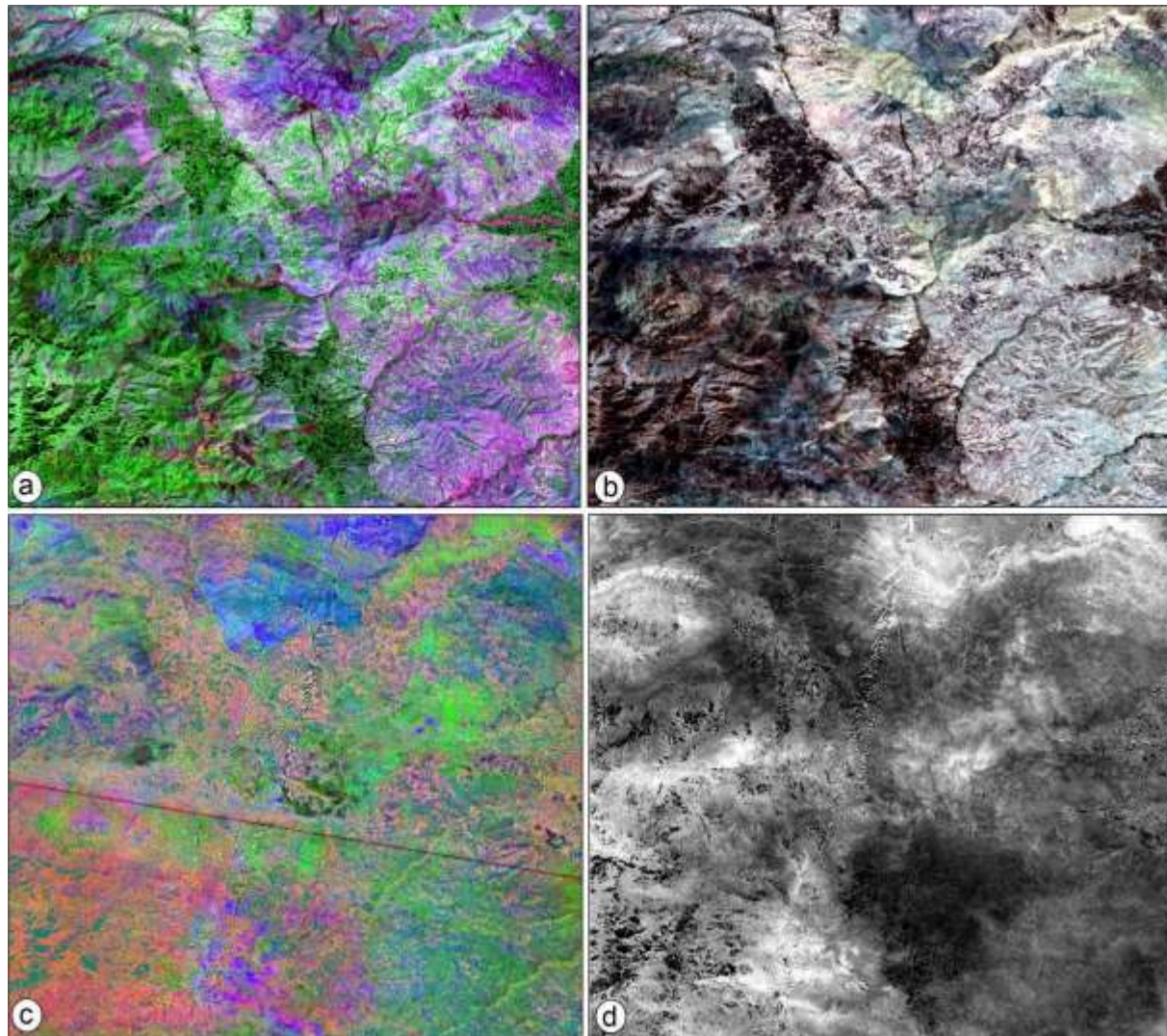
شکل ۵) مقطع میکروسکوپی نمونه دگرشکلی شکل‌پذیر محدوددهی مورد مطالعه و ساختار ماهی گون کانی‌ها با رگه‌های کانه‌زایی آهن

## ۵-۴- بارزسازی دگرسانی-های منطقه سرو با پردازش بر روی تصاویر استر

سنجنده استر در سال ۱۹۹۹ با همکاری آمریکا و ژاپن به فضا پرتاب شد و ویژگی‌های بارز آن قدرت تفکیک طیفی بالای آن نسبت به سایر سنجنده‌های دیگر است. که دارای ۱۴ باند مختلف می‌باشد که با توجه به طول موج به سه دسته SWIR، VNIR و TIR با قدرت تفکیک مکانی به ترتیب ۱۵، ۳۰ و ۹۰ می‌باشد (احمدی، سادات et al. 2022). در این مطالعه با استفاده از موزاییک کردن دو تصویر ماهواره‌ای برای شناسایی و تفکیک دگرسانی‌های هیدروترمالی مورد استفاده قرار می‌گیرد. که برای حذف اثرات پراکنش‌های جوی از روش پیش‌پردازش میانگین بازتابش داخلی طیفی (IARR) استفاده شد. نسبت‌های باندی از روش‌های رایج در پردازش تصاویر ماهواره‌ای هستند که در زمین شناسی کاربرد وسیعی دارند از تقسیم دو باند بر همدیگر به دست می‌آید. باندی که میزان بازتاب در آن بیشتر باشد در صورت کسر و باندی که میزان جذب آن بالاتر باشد در مخرج کسر قرار می‌گیرد و با استفاده از این روش سایه‌ها و توپوگرافی



در تصویر را می‌توان به حداقل رساند و تصویر را بارزسازی کرد (شکل d4). از این تکنیک برای تهیه نقشه سنگ شناسی یک منطقه خاص، تهیه نقشه دگرسانی، بارزسازی پوشش گیاهی و تعیین مرز بین واحدهای سنگی استفاده کرد. ترکیب رنگی کاذب (FCC) در (شکل b4) شامل باندهای B4-B6-B8 که پهنه‌های دگرسانی فلیک و آرژلیک به رنگ قرمز تا صورتی و پهنه دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز نمایان شده است.



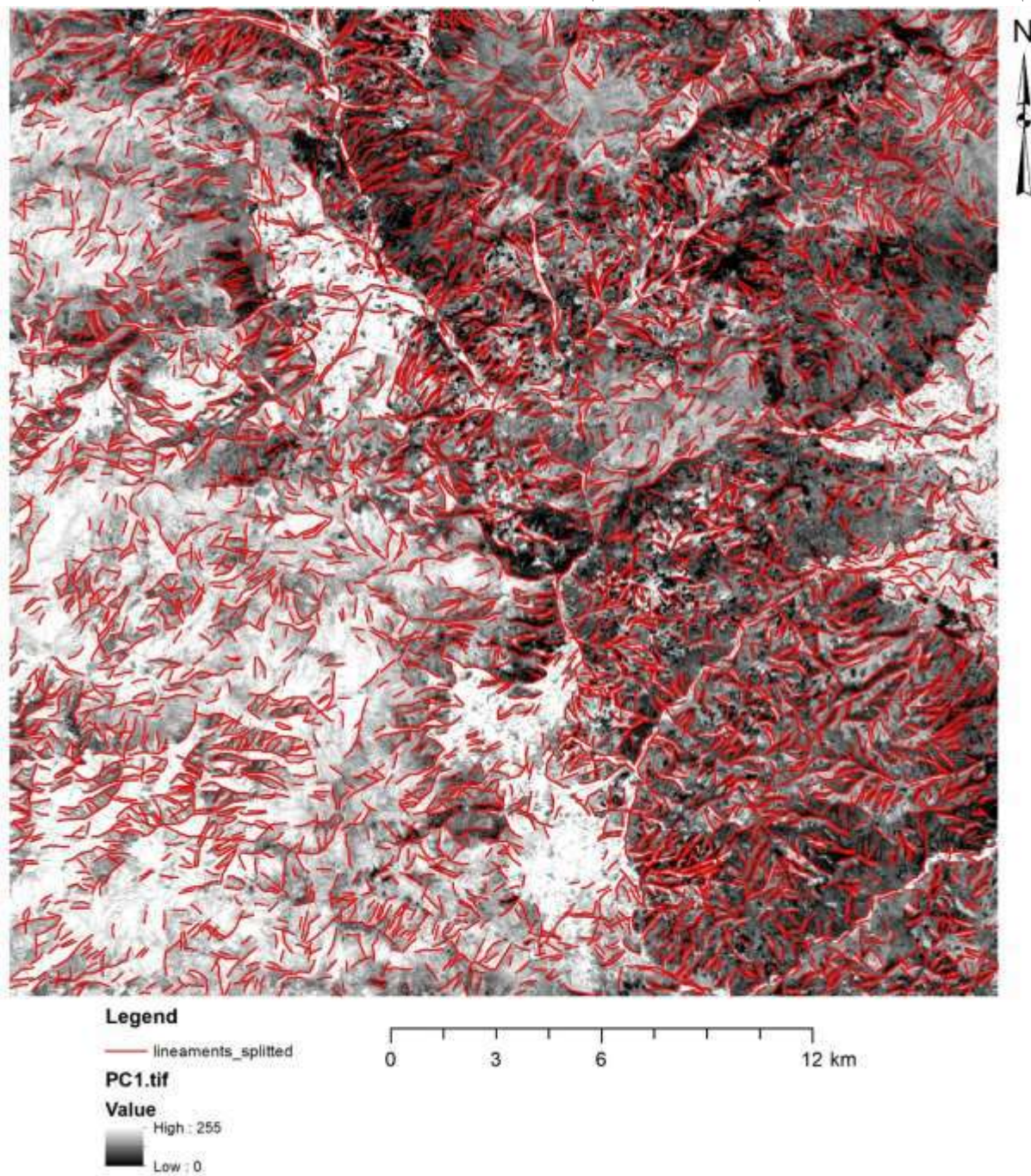
شکل ۶: تصاویر ماهواره‌ای ASTER با استفاده از نرم افزار ENVI. (a): ترکیب باندهای ۱۳۶ در تصویر ماهواره‌ای ASTER. (b): ترکیب باندهای ۴۶۸ استر که دگرسانی فلیک و آرژلیک به رنگ قرمز تا صورتی و دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز نمایان شده است. (c): PCA آرژلیک، پروپلیتیک و فلیک. (d): نسبت باندهای  $(b6+b9)/b8$  پیکسل‌های سفید بیانگر دگرسانی پروپلیتیک است.

## ۶-۴- نقشه خطواره و چگالی منطقه

تشخیص و استخراج خطواره‌ها در زمین‌شناسی معمولاً برای انتخاب مکان‌های مناسب کاربرد دارد. سازه‌هایی مانند: سدها، پل‌ها، جاده‌ها، مطالعات منابع آب و هیدروژئولوژی، اکتشافات مواد معدنی و به دلیل عدم دسترسی به برخی مناطق می‌بایست از تصاویر ماهواره‌ای بیشتری در زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی استفاده کرد روش تصویری، نیمه اتوماتیک و اتوماتیک برای پردازش تصاویر ماهواره‌ای برای شناسایی خطواره‌ها وجود دارد (محمدپور، الدین et al.

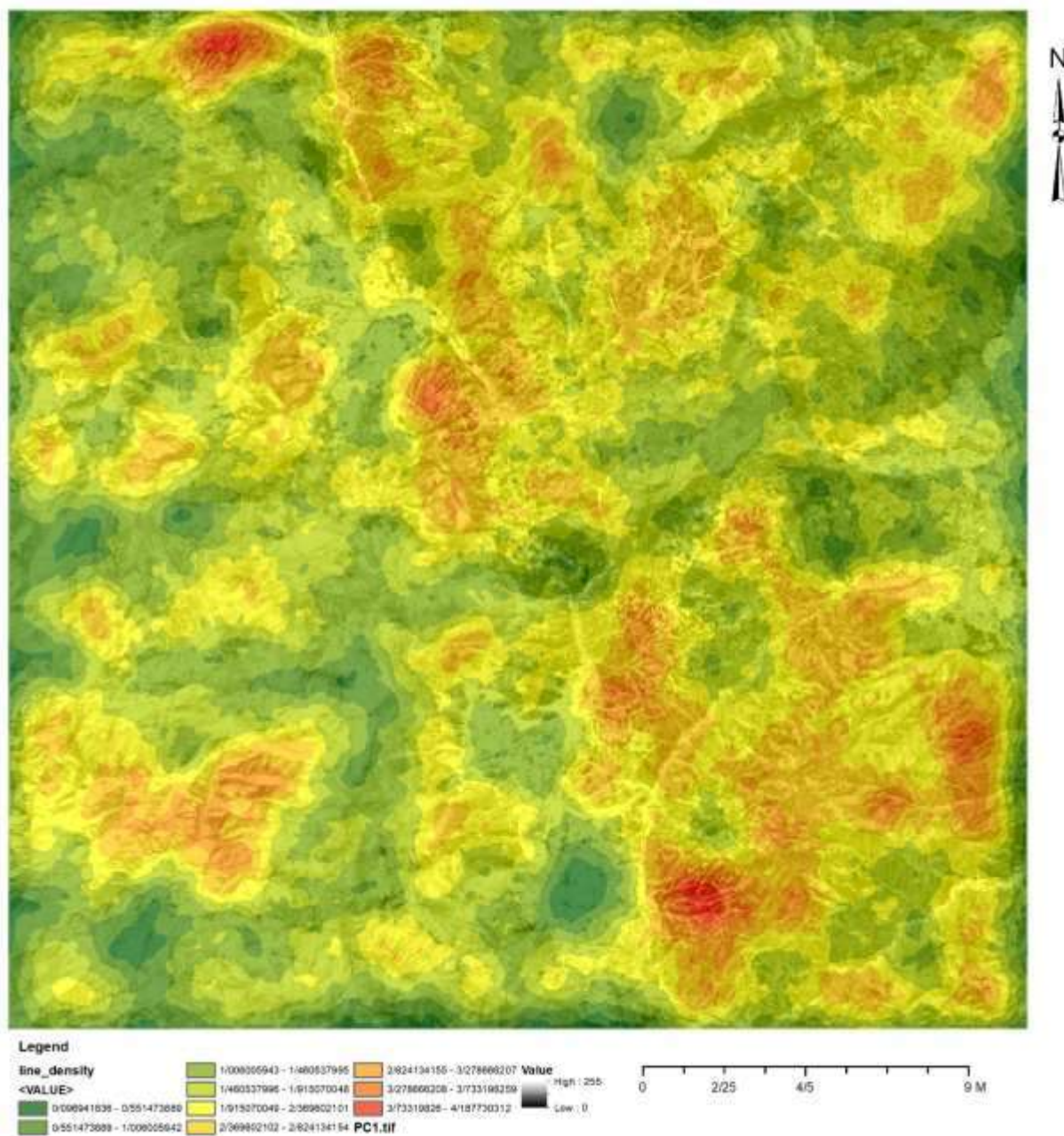


در این تحقیق از تصویر ماهواره‌ای ASTER خروجی PCA منطقه را می‌گیریم و با وارد کردن آن در نرم افزار Geomatica و اعمال پردازش‌های لازم داده‌ی به دست آمده را وارد محیط نرم افزار Arc GIS می‌کنیم نقشه خطواره‌ها و چگالی منطقه به طور اتوماتیک به دست می‌آید... (شکل ۷۸)



شکل ۷) نقشه استخراج خطواره‌های منطقه سرو





شکل ۸) نقشه چگالی منطقه سرو

## ۵- نتیجه گیری

منطقه‌ی مورد مطالعه که جزو نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو می‌باشد در شمال غرب ایران قرار گرفته است. با توجه به بازدیدهای صحرایی انجام گرفته و جمع‌آوری نمونه سنگ‌ها، مقطع‌های نازک میکروسکوپی از آنها تهیه گردید. با توجه به مطالعه‌ی مقاطع نازک میکروسکوپی منطقه سرو دارای دو فاز دگرشکلی شکنا و



شکل پذیر می باشد. با انجام پردازش های طیفی بر روی تصاویر ماهواره ای ASTER منطقه سرو، نقشه خطواره های منطقه تهیه گردید که شامل شکستگی های فراوانی می باشد و همچنین دگرسانی های فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک توسعه یافته اند. تحلیل ساختاری انجام گرفته در این منطقه نشان داد که واحدهای قدیمی پالئوزویک تحت تاثیر دگرشکلی شکل پذیر بوده است در حالی که واحدهای جوان سنوزویک با سازوکار شکنا دگرشکل شده است.

## ۷- منابع

- Alavi, M. and S. Kishvar (1991). "Tectonic map of the Middle East, Geological Survey of Iran." Scale 1(5,000,000): 1
- Behyari, M. and M. Shahbazi (2019). "Strain and vorticity analysis in the Zagros suture zone (W Iran): Implications for Neo-Tethys post-collision events." Journal of Structural Geology **126**: 198-209
- Bellahsen, N., L. Bayet, Y. Denele, M. Waldner, L. Airaghi, C. Rosenberg, B. Dubacq, F. Mouthereau, M. Bernet and R. Pik (2019). "Shortening of the axial zone, pyrenees: Shortening sequence, upper crustal mylonites and crustal strength." Tectonophysics **766**: 433-452
- Stöcklin, J. (1968). "Structural history and tectonics of Iran: a review." AAPG bulletin **52**(7): 1229-1258
- Wobus, C., A. Heimsath, K. Whipple and K. Hodges (2005). "Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya." Nature **434**(7036): 1008-1011
- احمدی، م. سادات and مالیان (۲۰۲۲). "بررسی نواحی دگرسانی کانسار مس پورفیری با استفاده از تصاویر ماهواره ای چندطیفی (سنتینل-۲، لندست-۸ و استر) و کنترل های زمینی (مطالعه موردی: کانسار مس مسجددادی- شمال غرب ایران)." نشریه سنجش از دور و GIS ایران **۱۴**(۳): ۴۷-۷۴.
- حاجیحسینلو and حسن (۲۰۱۹). "معرفی فازهای دگرشکلی در پهنه ی برشی قریس، شمال باختر خوی." زمین ساخت **۳**(۱۰): ۶۸-۸۰.
- قاسمی، ع. پور and م. پور (۲۰۱۹). "تاثیر گسل های راندگی و راستالغز پی سنگی بر هندسه ساختاری تاقدیس امیران در زیرپهنه لرستان، باختر زاگرس." زمین ساخت **۳**(۱۱): ۱-۱۴.
- محمدپورو، م. الدین، ا. ویسی، خالد، بحروودی and عباس (۲۰۲۰). "استخراج اتوماتیک خطواره ها از تصاویر ASTER با استفاده از تبدیل هاف، برگه ۱: ۱۰۰۰۰۰ جبال بارز." زمین شناسی کاربردی پیشرفته **۹**(۴): ۳۷۴-۳۹۱.

## بررسی و شناسایی مس با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور در منطقه چادرملو

کژال ملایی<sup>۱\*</sup>، خلیل رضایی<sup>۲</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین،  
دانشگاه خوارزمی تهران

[kazhalmolaei884@gmail.com](mailto:kazhalmolaei884@gmail.com)

۲. عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

[Kh.rezaei@gmail.com](mailto:Kh.rezaei@gmail.com)

### چکیده

در این مطالعه به بررسی و شناسایی مس با استفاده از روش‌های موجود در سنجش از دور در منطقه چادرملو پرداخته شده است. محدوده مورد مطالعه در مرکز ایران و در شمال شرقی استان یزد قرار دارد، که از جنوب به دشت بهاباد آبدوخی، از غرب به کویر آریز، از شمال به کویر ساغند و کوه تاشک و از شرق به کویر و نمک‌زار شمال شرقی آبدوخی محدود می‌شود. در منطقه مورد مطالعه، دگرسانی‌های مختلفی وجود دارد مانند: دگرسانی فیلیک، دگرسانی آرژیلیک، دگرسانی پروپلیتیک و برای تفکیک و شناسایی این زون‌های دگرسانی که در اکتشاف مس اهمیت دارد، در سنجش از دور از چهار روش برای شناسایی و تفکیک آن استفاده کرده‌ایم. این چهار روش شامل: ۱. ترکیب رنگی کاذب (FCC)، ۲. نسبت بانندی (BR)، ۳. نقشه برداری زاویه طیفی (SAM)، ۴. آنالیز مؤلفه اصلی (PCA).

**واژه‌های کلیدی:** مس، دگرسانی، چادرملو، سنجش از دور.

### Abstract

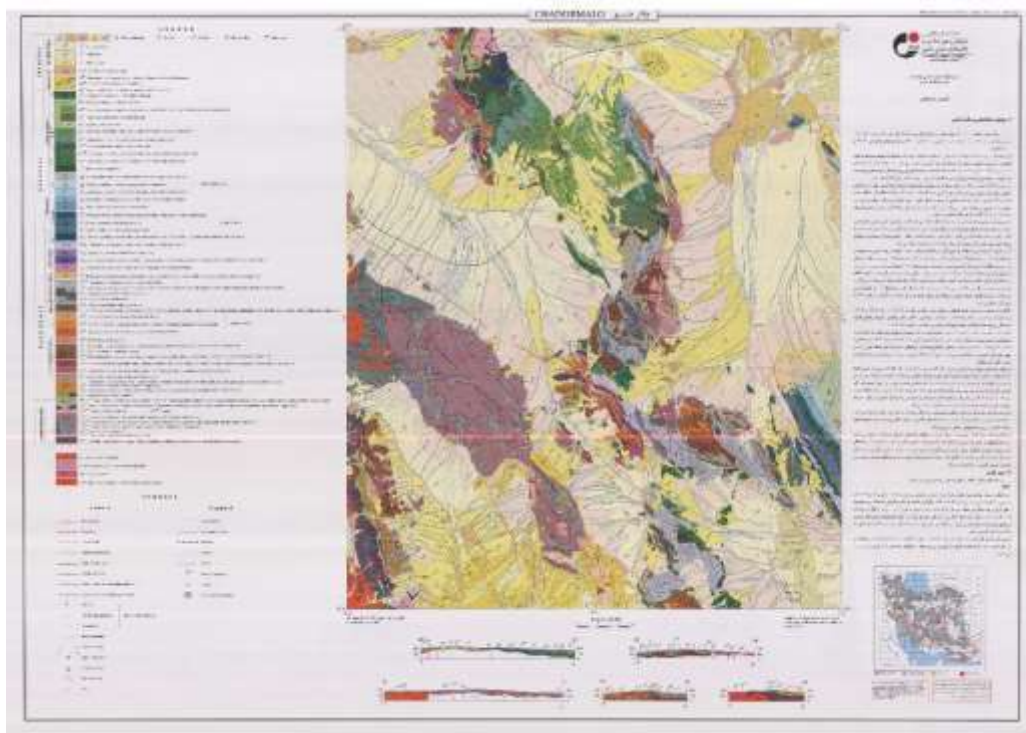
In this study, the investigation and identification of copper using existing remote sensing methods in Chadormalu area has been done. The studied area is located in the center of Iran and in the northeast of Yazd province, which is limited to the Bahabad Abdoghli plain from the south, the Ariz desert from the west, the Saghand desert and Mount Tashak from the north, and the northeast Abdoghli desert and salt flats from the east. In the studied area, there are various alteration such as: phyllic alteration, argillic alteration, propylitic alteration and to distinguish and identify these alteration zones which are important in copper exploration, In remote sensing, we have used four methods to identify and separate it. These four methods include: 1. False color combination (FCC), 2. band ratio (BR), 3. Spectral angle mapping (SAM), 4. Principal component analysis (PCA).

## ۱- مقدمه

در دهه‌های اخیر سنجش از دور به موازات علومی همچون ژئوفیزیک و ژئوشیمی به عنوان یک روش استاندارد در بسیاری از برنامه‌های اکتشاف معدن به ویژه از مسافت دور و در نواحی نقشه برداری با دقت کم در جهان بطور عمومی و گسترده پذیرفته شده است. اطلاعات با ارزش و مهمی که از تصاویر ماهواره‌ای در کمترین زمان ممکن نسبت به دیگر روش‌های زمین‌شناسی و اکتشافی حاصل می‌شود، اهمیت استفاده از این روش در اکتشاف کانسارها را بیش از پیش آشکار ساخته است (محمودآبادی پور و جمالی، ۱۳۹۴). به جای بررسی جداگانه هر روش اکتشافی، روش‌های مختلف در ارتباط با یکدیگر مورد بررسی قرار گیرند و خصوصیات روش‌های مختلف در یک چارچوب وابسته به هم تجزیه و تحلیل شوند، انتخاب بهترین نواحی برای تمرکز عملیات اکتشافی با دقت بیشتر و ریسک کمتر خواهد گرفت (موسوی، ۱۳۹۷). با پردازش و تفسیر ماهواره ترا سنجنده استر، می‌توان ترکیب‌های بانندی مختلف برای استخراج ساختارهای زمین‌شناسی (گسل‌ها و خطوط‌ها)، انواع دگرسانی (فلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک و ...) و ... قرار می‌گیرد، استفاده شده است (خلج معصومی و همکاران، ۱۳۹۰). هدف از این مطالعه شناسایی و بررسی مس و دگرسانی‌های مرتبط به آن در منطقه مورد مطالعه با استفاده از مطالعات سنجش از دور است.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چادرملو در مرکز ایران و در شمال شرقی استان یزد قرار دارد. محدوده‌ی آن بین طول‌های شرقی  $30^{\circ}55'$  و  $56^{\circ}00'$  و عرض‌های شمالی  $32^{\circ}30'$  و  $32^{\circ}00'$  است. این منطقه از جنوب به دشت بهاباد و آبدوغی، از غرب به کویر آریز، از شمال به کویر ساغند و کوه تاشک و از شرق به کویر و نمک‌زار شمال شرقی آبدوغی محدود می‌شود. به دلیل شرایط آب و هوای کویری، فقط در جنوب تعداد محدودی روستا و آبادی دیده می‌شود. از مهمترین آن‌ها می‌توان به روستاهای آبدوغی، جعفرآباد و علی‌آباد اشاره نمود. مجتمع سنگ آهن چادرملو که در غرب ورقه و در مجاورت کوه نیزار احداث شده است، یکی از بزرگترین معادن سنگ آهن ایران می‌باشد. ارتفاعات دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی است و به صورت منفرد و پراکنده و مشرف به دشت‌های به نسبت پست و هموار قرار دارند. دشت‌ها با شیب ملایم به آبراهه‌های بزرگ که در مجاورت دشت دیگری است، محدود می‌شوند. سطح دشت‌ها پوشیده از آبرفت‌هایی است که اغلب حالت افقی دارند و چین خوردگی شدیدی در آن‌ها دیده نمی‌شوند. طرح آبراهه‌ها از نوع موازی است و ژرفای از نیم متر تا دو متر را ایجاد می‌نمایند. از دیگر سیماهای ریختاری شاخص ناحیه، کفه‌های رسی و نمک است. این کفه‌ها در پست‌ترین نقاط دشت‌ها قرار داشته و نشان‌دهنده حوضه‌های آبریز کوچک داخلی می‌باشند. این ناحیه بخشی از حوضه پشت بادام - باقی از حوضه‌های اقلیم زمین ساختی بلوک پشت بادام متعلق به پهنه‌ی ایران مرکزی است. پی‌سنگ پرکامبرین ایران را می‌توان ادامه‌ی سپهری که خود بخشی از پی‌سنگ آفریقایی است، در نظر گرفت. در زیر دگرشیمی آسیتیک هزاران متر سنگ‌های دگرگون شده با سن پرکامبرین قابل مشاهده است. در حد فاصل کامبرین زیرین و میانی نیز نوساناتی در حوضه رسوبی ایجاد شده که تغییر سنگ آهک کامبرین زیرین به مجموعه آواری منسوب به داهو را شاهدهی برای آن می‌توان معرفی نمود. وجود قلوه‌های سیاه رنگ سیلیسی در سنگ ماسه‌های این سازند، بیانگر خروج پهنه‌های قدیمی از آب بوده است. ناحیه مورد مطالعه از نگاه توان معدنی با ارزش است و دارای آهن، اورانیوم، سرب و روی، آپاتیت، گچ، ماسه سیلیسی، مس و سنگ ساختمانی می‌باشد (شکل ۱) (قاسمی و سعیدی، ۱۳۸۵).



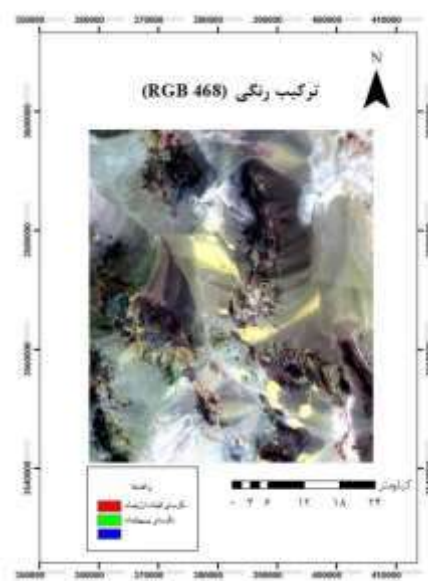
شکل ۱- نقشه زمین شناسی واحدهای چینهای ورقه یکصد هزارم منطقه چادرملو ([www.ngdir.ir](http://www.ngdir.ir), 1400)

### ۳- روش کار

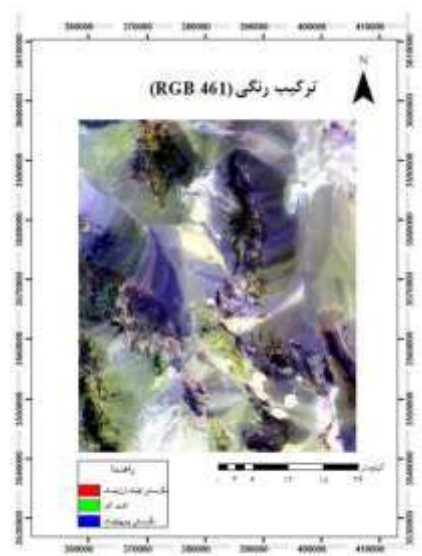
#### ۱-۳- ترکیب رنگی کاذب (FCC)

جهت بارزسازی و جداسازی واحدهای سنگی متفاوت از یکدیگر، باید ترکیب رنگی مجازی مناسب ساخته شود. برای به دست آوردن باندهای مناسب جهت ساخت ترکیب مناسب، شاخصی به نام شاخص فاکتور بهینه تعریف گردیده است. در واقع شاخص فاکتور بهینه از تقسیم انحراف معیار سه باند بر ضرایب همبستگی بین هر دو باند از سه باند مذکور به دست می آید. ترکیب سه باندی که بالاترین شاخص فاکتور بهینه را داشته باشند، برای ایجاد ترکیب رنگی مجازی می توان انتخاب کرد، زیرا این باندها بیشترین اطلاعات را در خود جای داده است (جمعه پور و همکاران، ۱۳۹۴). از ترکیب باندی RGB(4,6,8) و RGB(4,6,1) استفاده شده است. که استفاده از ترکیب باندی RGB(4,6,8) (شکل ۲)، به دلیل جذب کانی های شاخص زون فلیک-آرژیلیک (کائولینیت، ایلیت، مونت موریلونیت) در باند ۶ قلمرو مادون قرمز کوتاه و جذب کانی های شاخص دگرسانی پروپلیتیک (کلریت و اپیدوت) در باند ۸ قلمرو مادون قرمز کوتاه برای آشکارسازی دگرسانی ها در محدوده کانسار مناسب می باشد. ترکیب باندی RGB(4,6,1) (شکل ۳)، برای بارزسازی اکسید آهن استفاده می شود و همینطور دگرسانی فلیک-آرژیلیک و دگرسانی پروپلیتیک را شناسایی می کند (محمودآبادی پور و جمالی، ۱۳۹۴).





شکل ۲- ترکیب رنگی کاذب (RGB 468)، نواحی دگرسانی فیلیک و آرژیلیک به رنگ صورتی و دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز دیده می شود.

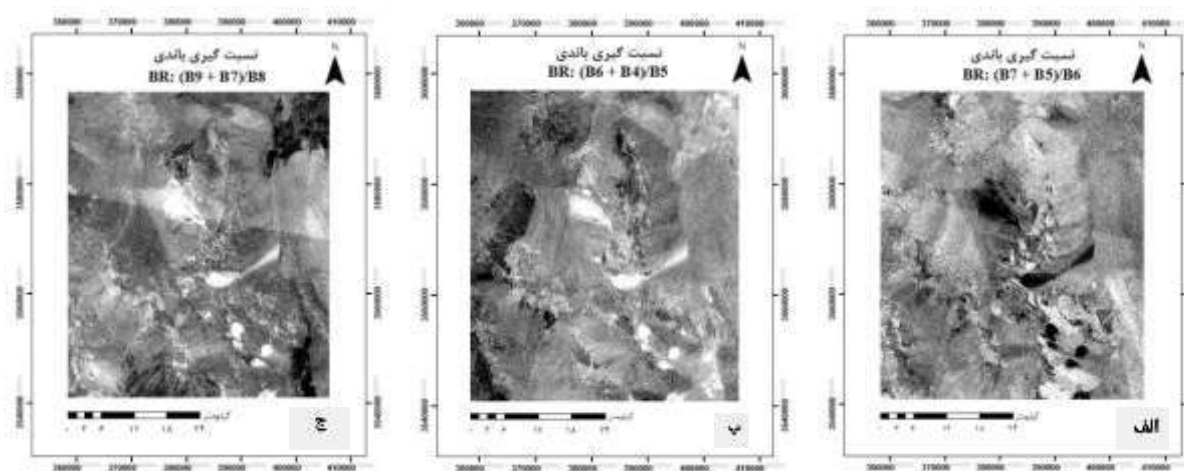


شکل ۳- ترکیب رنگی کاذب (RGB 461)، که مناطق دگرسانی پروپلیتیک به رنگ آبی و دگرسانی فیلیک- آرژیلیک به رنگ صورتی تا زرد دارند. دارای اکسید آهن به رنگ سبز، مناطق دارای

## ۳-۲- نسبت بانندی (BR)

نسبت بانندی تکنیکی است که در آن مقدار عدد دیجیتالی یک بانده بر مقدار عدد دیجیتالی بانده دیگر تقسیم می شود. نسبت های بانده برای برجسته کردن ویژگی ها یا مواد خاصی که در باندهای Taw دیده نمی شوند، بسیار مفید هستند برای هر ویژگی جذب، صورت کسر مجموع باندهایی است

که نشان‌دهنده شانه راه‌ها هستند و مخروط باندی است که نزدیک‌ترین نقطه به حداقل ویژگی جذب قرار دارد. الگوریتم عملگر منطقی یک سری نسبت‌های باندی را برای هر پیکسل انجام می‌دهد. هر عملگر منطقی با مقایسه نسبت باند با محدوده از پیش تعیین شده مقادیر آستانه، مقدار درست یا نادرست را برای هر نسبت تعیین می‌کند (Pour and Hashim., 2012). برای مشخص کردن مناطق دگرسانی با توجه به ویژگی‌های طیفی کانی‌های شاخص در هر نوع دگرسانی، می‌توان نسبت‌های باندی را تعریف کرد، از تصویر ماهواره‌ای استر، از نسبت باندی  $6/(5+7)$  برای بارزسازی مناطق دگرسانی فیلیک (شکل ۴-الف)، از نسبت باندی  $5/(4+6)$  برای بارزسازی مناطق دگرسانی آرژیلیک (شکل ۴-ب)، از نسبت باندی  $8/(9+7)$  برای بارزسازی مناطق دگرسانی پروپلیتیک (شکل ۴-ج) استفاده شده است (موسوی، ۱۳۹۷).



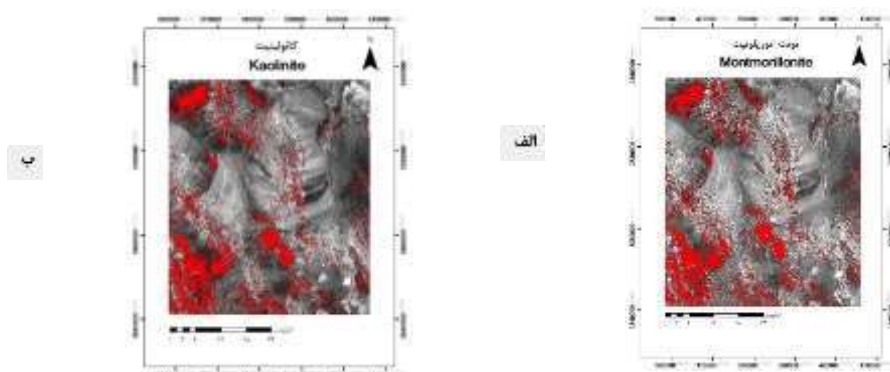
شکل ۴-

استخراج دگرسانی‌ها در تصویر استر با استفاده از نسبت باندی، که با رنگ سفید نشان داده شده است. الف) دگرسانی فیلیک، ب) دگرسانی آرژیلیک، ج) دگرسانی پروپلیتیک.

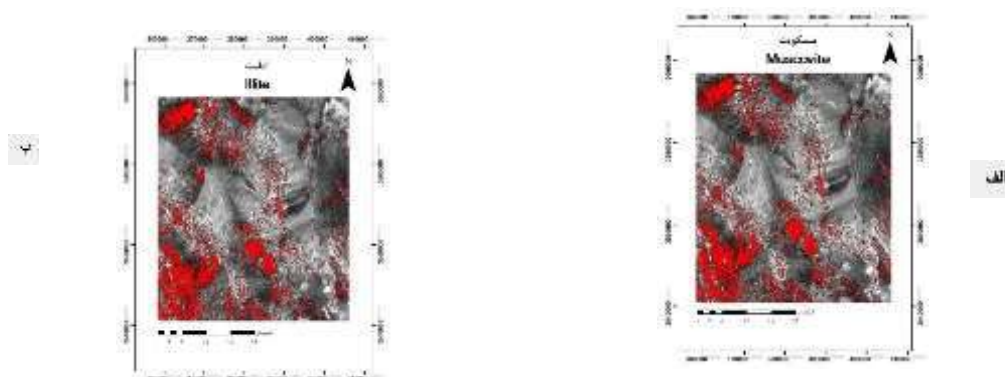
### ۳-۳- نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM)

این روش به عنوان یک روش طبقه‌بندی هدایت شده، شیوه‌ای بسیار کاربردی برای مقایسه‌ی طیف تصاویر نسبت به طیف استاندارد یا طیف مرجع می‌باشد. مبنای این روش محاسبه‌ی زاویه طیفی مشابهت بین دو طیف می‌باشد (خلج معصومی و همکاران، ۱۳۹۰). تکنیک Spectral Angle Mapper (SAM) شباهت طیفی را با محاسبه زاویه بین دو طیف و در نظر گرفتن آنها به عنوان بردار در فضای  $n$  بعدی اندازه‌گیری می‌کند (Pour and Hashim., 2012). در مطالعه حاضر، SAM با استفاده از کتابخانه طیفی استر به عنوان طیف مرجع مونت‌موریلونیت، کائولینیت، ایلیت، مسکویت، اپیدوت و کلریت برای نقشه‌برداری و شناسایی مناطق دگرسانی گرمابی پیاده‌سازی شد. تکنیک طبقه‌بندی SAM برای نقشه‌برداری توزیع مکانی کانی‌های شاخص مانند مونت-موریلونیت و کائولینیت (به عنوان شاخص منطقه آرژیلیک) (شکل ۵)، ایلیت و مسکویت (به عنوان شاخص منطقه فیلیک) (شکل ۶)، اپیدوت و کلریت (به عنوان شاخص زون پروپلیتی) (شکل ۷) در مناطق دگرسانی اجرا شد (Beygi et al., 2021).

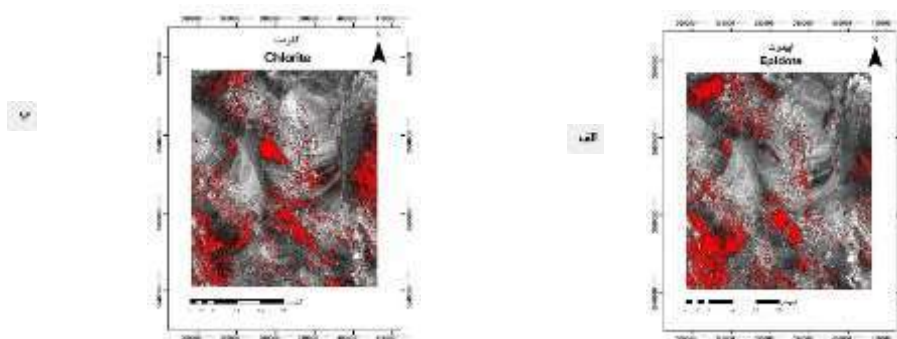




شکل ۵- استخراج دگرسانی آرژلیک در تصاویر استر با استفاده از SAM، که با رنگ قرمز نشان داده شده است. در این شکل الف) کانی مونت‌موریلونیت، ب) کانی کاتولینیت) شاخص دگرسانی آرژلیک هستند.



شکل ۶- استخراج دگرسانی فلیک در تصاویر استر با استفاده از SAM، که با رنگ قرمز نشان داده شده است. در این شکل الف) کانی ایلیت، ب) کانی مسکویت) شاخص دگرسانی فلیک هستند.



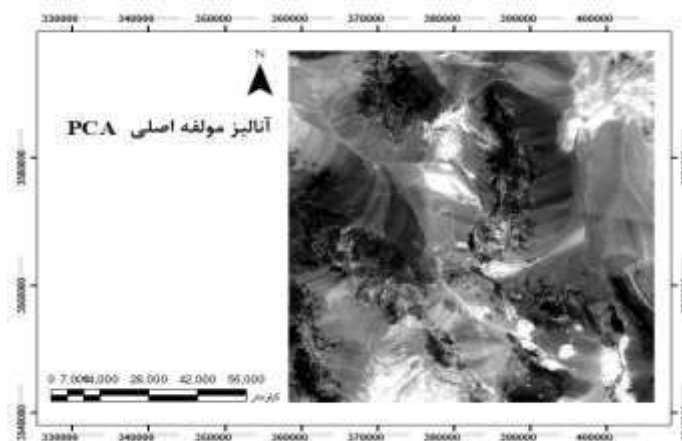
شکل ۷- استخراج دگرسانی پروپلیتیک در تصاویر استر با استفاده از SAM، که با رنگ قرمز نشان داده شده است. در این شکل الف (کانی اپیدوت)، ب (کانی کلریت) شاخص دگرسانی پروپلیتیک هستند.

#### ۴-۳- آنالیز مؤلفه اصلی (PCA)

تجزیه و تحلیل مؤلفه اصلی یک تکنیک آماری چند متغیره است که ترکیبات خطی ناهمبسته (بارگیری‌های بردار ویژه) متغیرها را به گونه‌ای انتخاب می‌کند که هر مؤلفه به طور متوالی ترکیب خطی را استخراج کرده و واریانس کمتری داشته باشد (Pour and Hashim., 2012). تکنیکی قدرتمند است که می‌تواند برای فشرده‌سازی تصاویر و از بین بردن اثرات ناخواسته مورد استفاده قرار گیرد. به واسطه این روش، می‌توان شکل‌های ویژه زمین‌شناسی از جمله کمرندهای دگرسانی را تشخیص داد (احمدی و قره شیخ بیات، ۱۴۰۰). باتوجه به نتایج حاصل از PCA بین باندهای ۴ و ۶ قرار دارد، که بیشترین بازتاب و جذب را دارد و باندهای PC6 بیشترین اختلاف را دارد (جدول ۱) و با مقایسه‌ی شکل ۸ با شکل ۲ و شکل ۳ می‌توان به این نتیجه رسید که بیشترین بازتاب و جذب برای دگرسانی فیلیک و دگرسانی آرژیلیک می‌باشد و در (شکل ۸) با پیکسل‌های تیره رنگ مشخص شده است و پیکسل‌های روشن را می‌توان گفت که دگرسانی پروپلیتیک می‌باشد.

جدول ۱- PCA باندهای SWIR و VNIR استر

| Eigenvectors | Band1     | Band2     | Band3     | Band4           | Band5     | Band6            | Band7     | Band8     | Band9            |
|--------------|-----------|-----------|-----------|-----------------|-----------|------------------|-----------|-----------|------------------|
| PC1          | 0.253106  | 0.331609  | 0.339381  | 0.372802        | 0.334915  | 0.359417         | 0.341533  | 0.335423  | <b>0.318292</b>  |
| PC2          | 0.451461  | 0.525130  | 0.476019  | -0.173780       | -0.233073 | -0.243488        | -0.199796 | -0.200040 | <b>-0.264736</b> |
| PC3          | -0.022115 | -0.076791 | 0.039777  | 0.614681        | 0.193915  | 0.239094         | -0.131344 | -0.618237 | <b>-0.346356</b> |
| PC4          | -0.609323 | -0.016512 | 0.601617  | -0.011340       | -0.088457 | -0.036414        | -0.207413 | -0.184325 | <b>0.424541</b>  |
| PC5          | 0.348357  | 0.096403  | -0.312544 | -0.182541       | 0.152978  | 0.136998         | -0.327677 | -0.416503 | <b>0.644461</b>  |
| PC6          | 0.143482  | -0.048182 | -0.130236 | <b>0.642496</b> | -0.392599 | <b>-0.466343</b> | -0.228371 | 0.224985  | <b>0.270089</b>  |
| PC7          | -0.459249 | 0.768697  | -0.424116 | 0.082043        | -0.072362 | 0.004574         | 0.060778  | -0.042173 | <b>-0.029337</b> |
| PC8          | -0.073760 | 0.068668  | -0.000782 | 0.002160        | 0.389581  | 0.120316         | -0.769926 | 0.438482  | <b>-0.196310</b> |
| PC9          | 0.045457  | -0.029656 | -0.013489 | 0.000440        | -0.673450 | 0.798731         | -0.164803 | 0.114652  | <b>-0.027050</b> |



شکل ۸- تصویر آنالیز مؤلفه اصلی (PCA).

#### ۴- نتیجه گیری

در این مقاله از چهار روش در سنجش از دور برای شناسایی و بررسی مس استفاده کردیم. روش‌های به کار گرفته شده شامل: ۱- ترکیب رنگی کاذب (FCC)، ۲- نسبت باندی (BR)، ۳- نقشه برداری زاویه طیفی (SAM)، ۴- آنالیز مؤلفه اصلی (PCA)، ۱- در ترکیب رنگی کاذب، از دو روش استفاده کردیم: ۱.۱. RGB(468)، ۱.۲. RGB(461). ۲- در نسبت باندی، سه دگرسانی (فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک) که دگرسانی‌های مرتبط با مس هستند را نشان دادیم. ۳- در نقشه برداری زاویه طیفی، کانی‌هایی که شاخص این سه دگرسانی هستند، را به دست آوردیم. ۴- آنالیز مؤلفه اصلی، سه تا دگرسانی را به دست آوردیم که بیشترین بازتاب و جذب برای دگرسانی فلیک و دگرسانی آرژیلیک در باند ۴ و ۶ قرار داشت و با توجه به جدول ۱، بیشترین اختلاف در PCA وجود دارد. با توجه به این چهار روش ذکر شده، وجود مس را در منطقه تأیید کردند.

#### ۵- مراجع

پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور (NGDIR)، (1400) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ چادرملو.

<https://www.ngdir.ir/contents/1095/-%DA%AF%D8%B2%D8%A7%D8%B1%D8%B4-%D9%86%D9%82%D8%B4%D9%87-%D8%B2%D9%85%DB%8C%D9%86-%D8%B4%D9%86%D8%A7%D8%B3%DB%8C-1:100-000-%DA%86%D8%A7%D8%AF%D8%B1%D9%85%D9%84%D9%88>

تهمینه جمعه پور، مجید شاه پسندزاده، صادق محسنی، کیامرث حسینی، ۱۳۹۴. بررسی دگرسانی‌های کانسار آهن-فسفات اسفوردی با استفاده از داده‌های سنجش از دور. کنگره بین المللی تخصصی علوم و زمین. دوره: ۳۴.



- خلیج معصومی، م.، لطفی، م.، معمار کوچه باغ، ا.، خاکزاد، ا.، (تابستان ۱۳۹۰). ارزیابی روش های مختلف سنجش از دور جهت شناسایی کانی های دگرسانی گرمایی در ناحیه آنومالی ۵ ساغند با استفاده از تصاویر ماهواره ای ASTER پژوهش های دانش زمین، سال دوم، شماره ۶، صفحات ۲۹-۴۱.
- رضا احمدی، عبدالرضا قره شیخ بیات، ۱۴۰۰. تلفیق روش های سنجش از دور و مغناطیس سنجی به منظور اکتشاف کانسار آهن در گستره مراغ بندر چارک. فصلنامه زمین شناسی ایران. سال ۱۵، شماره ۵۹، پاییز ۱۴۰۰، صفحات ۴۹-۶۷.
- قاسمی، ف.، سعیدی، ع. (۱۳۸۵). گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چادرملو. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنعت، معدن، تجارت. شماره برگه: ۷۱۵۴.
- محمود آبادی پور، ط.، جمالی، ح. (۱۳۹۴). بارزسازی زون های دگرسانی با کمک پردازش تصاویر ماهواره ای ASTER و ETM+ در منطقه طامه (جنوب نطنز). کنگره بین المللی تخصصی علوم و زمین.
- موسوی، م. (شهریور ۱۳۹۷). پتانسیل یابی مس با استفاده از تکنیک های سنجش از دور نسبت باندی و ترکیب رنگی کاذب در شمال زنجان. کنگره بین المللی علوم مهندسی و توسعه شهری پایدار.

Beygi, S., Talovina, I. V., Tadayon, M., & Pour, A. B. (2021). Alteration and structural features mapping in Kacho-Mesqal zone, Central Iran using ASTER remote sensing data for porphyry copper exploration. International Journal of Image and Data Fusion, 12(2), 155-175

Pour, A. B., & Hashim, M. (2012). The application of ASTER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits. Ore geology reviews, 44, 1-9

## اهمیت استفاده از زبان پایتون در علوم زمین

دکتر خلیل رضایی<sup>۱</sup>، مهدی فرمهینی فراهانی<sup>۲</sup>

۱ دانشیار رسوب شناسی دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران [Khalil.rezaei@khu.ac.ir](mailto:Khalil.rezaei@khu.ac.ir)

۲ دانشجوی کارشناسی زمین شناسی دانشگاه خوارزمی [mahdifarmahinifarahani@aol.com](mailto:mahdifarmahinifarahani@aol.com)

### چکیده

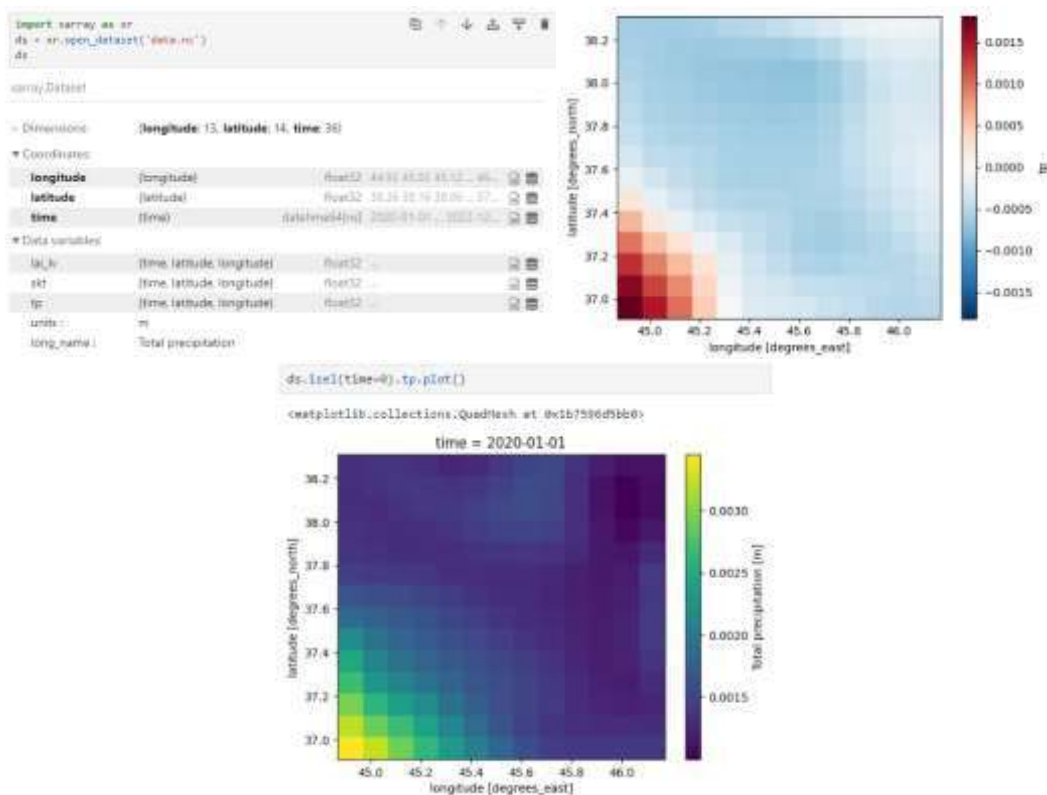
با توجه به پیشرفت تکنولوژی و تاثیر روزافزون نرم افزارها در ساده کردن فرایندهای تحقیقاتی نیاز به مهارت یادگیری برنامه نویسی بتدریج به یک ضرورت تبدیل شده است. در بسیاری از رشته های علوم پایتون به عنوان یک زبان برنامه نویسی اختصاصی برای کارهای پژوهشی شناخته شده و در آینده ای نزدیک تاثیر زیادی روی تمام محققین می گذارد. علت این تاثیر در این مقاله بحث و بررسی خواهد شد. همچنین به تاریخچه و کاربردهای پایتون در علوم زمین پرداخته خواهد شد. بدیهی است یادگیری و تسلط در آن در این مقال نمی گنجد. تحلیل داده های مرتبط با علوم زمین، بصری سازی و نمایش داده ها، ابزار مدیریت داده، انجام سریع محاسبات، برخی از کاربردهای این زبان است. بدیهی است با دانستن و مهارت در این زبان، می توان در کلیه شاخه های علوم زمین، نرم افزارهایی با ابزارهای کاربردی تر متناسب با آن رشته را توسعه داد.

**لغات کلیدی:** پایتون، علوم زمین، برنامه نویسی

### مقدمه و بحث

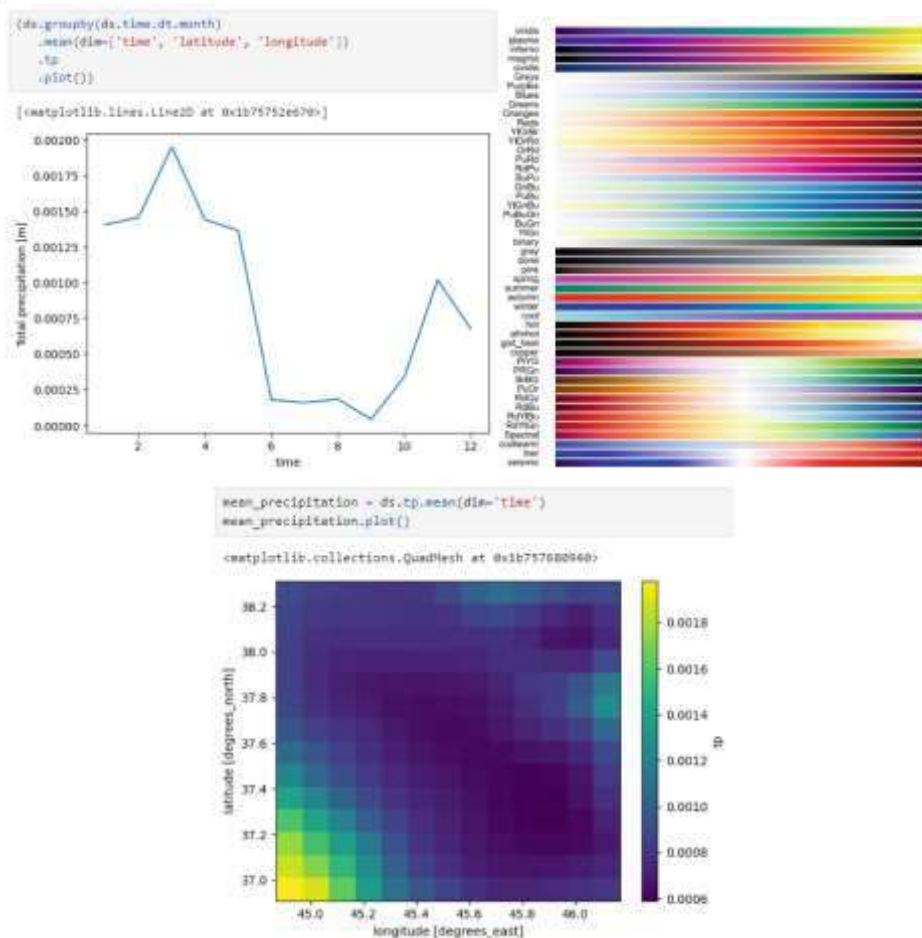
پایتون چیست؟ پایتون یک زبان برنامه نویسی سطح بالا، ماژولار و تفسیری شده است. یعنی اینکه جزییات پیچیده رایانه که غالباً درکشان برای انسان ها سخت است را پنهان می کند. همچنین از آن جایی ماژولار است، بسته های زیادی (برای مثال NumPy Pandas SciPy Matplotlib) در آن توسعه داده شده که تقریباً در بسیاری از رشته ها و گرایش های علوم زمین (برای مثال Devito ObsPy Pyrolyte) کاربردی است. برخی از استدلال هایی که یادگیری پایتون را توجیه می کند عبارتند از: آسان بودن برای فراگیری، انعطاف پذیری بالا، جامعه پشتیبان بزرگ، منبع باز بودن. در پایتون برخی محیط ها برای انجام محاسبات علمی و تحقیقات توسعه داده شده اند که فرایند را برای افراد مبتدی که آشنایی با علوم کامپیوتر ندارند را سهولت می بخشد که یکی از آن ها بسته توزیع آن اکوندا است. همچنین برای نمایش و درک بهتر ارقام موجود در ستون های اکسل و یا فایل هایی با پسوند nc. می توانیم آن ها را بصری سازی کنیم. در ادامه به معرفی چند مثال از کاربردهای پایتون در علوم زمین پرداخته می شود.

مثال اول: بصری سازی داده های میزان بارش دریاچه ارومیه با ERA5-land در بستر پایتون



شکل ۱: الف) کد برای باز کردن مجموعه داده ب) کد برای پردازش داده‌های میزان بارش در تاریخ ۱ ژانویه ج) کد برای تعریف متغیر تغییرات بارش در یک سال و نمایش آن

همان طور که ملاحظه می‌کنید با توجه به شکل ۱ می‌توان نتیجه گرفت که بر اساس داده‌های موجود جهانی بارش در اکثر نواحی شاهد کاهش بارش بوده‌ایم. کد میانگین بارش در دو سال اخیر (بر اساس کل داده‌های موجود در مجموعه داده مشخص شده این گزاره نمایش داده می‌شود).



شکل ۲: الف) کد میانگین بارش در ۲ سال اخیر ب) رسم نمودار میانگین میزان بارش در ماه‌های مختلف ج) نمونه طیف رنگی‌های قابل استفاده

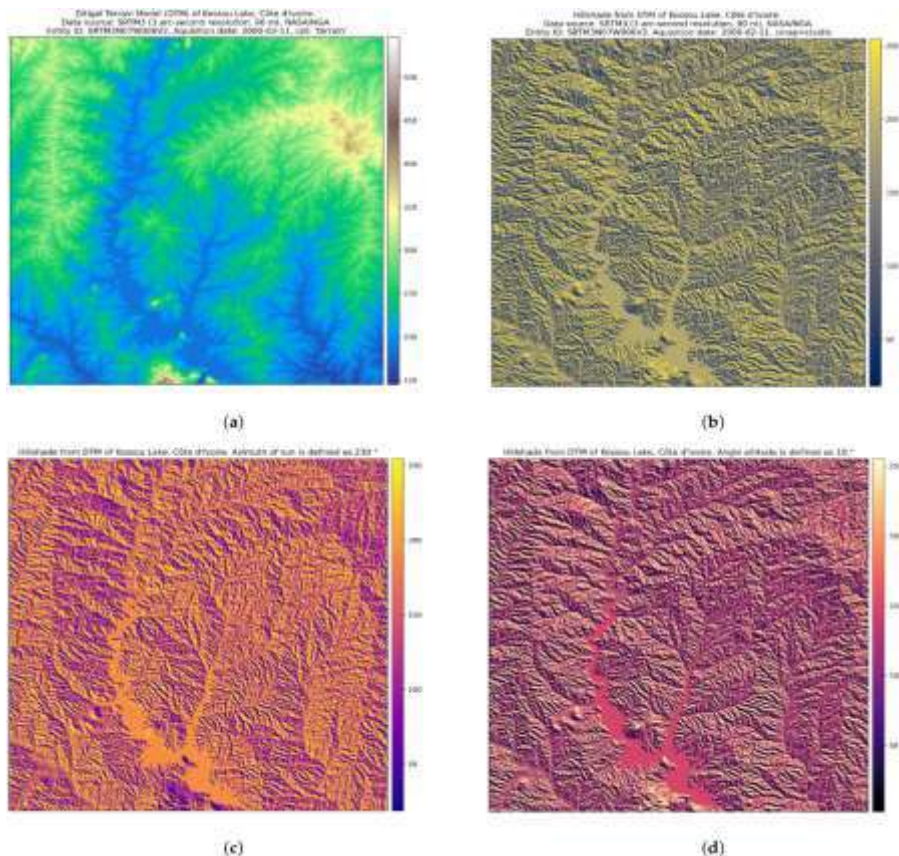
مثال دوم) پردازش تصویر:

کارهای پردازش تصویر تصاویر هوایی یا ماهواره‌ای یا... یکی دیگر از کارهاییست که می‌توان با بهره‌گیری از زبان برنامه‌نویسی پایتون انجام داد. در ادامه نمونه‌ای از پردازش تصویر موجود برای تهیه نقشه DEM در GloVis برای منطقه دریاچه کوسو ساحل عاج می‌باشد.





شکل ۳: الف) تصویر محیط GloVis ب) کد پایتون مورد استفاده برای تهیه نقشه DEM ج) کد پایتون مورد استفاده برای تهیه نقشه سایه روشن د) کد پایتون مورد استفاده برای رسم نقشه سایه روشن با در نظر گرفتن زاویه خورشید و آزمون مشخص



شکل ۴: الف) نقشه DEM منطقه ب) نقشه سایه روشن منطقه ج) نقشه سایه روشن منطقه با در نظر گرفتن آزیموت ۲۳۰ درجه د) نقشه سایه روشن منطقه با در نظر گرفتن زاویه خورشید ۱۰ درجه

محاسبات علمی:

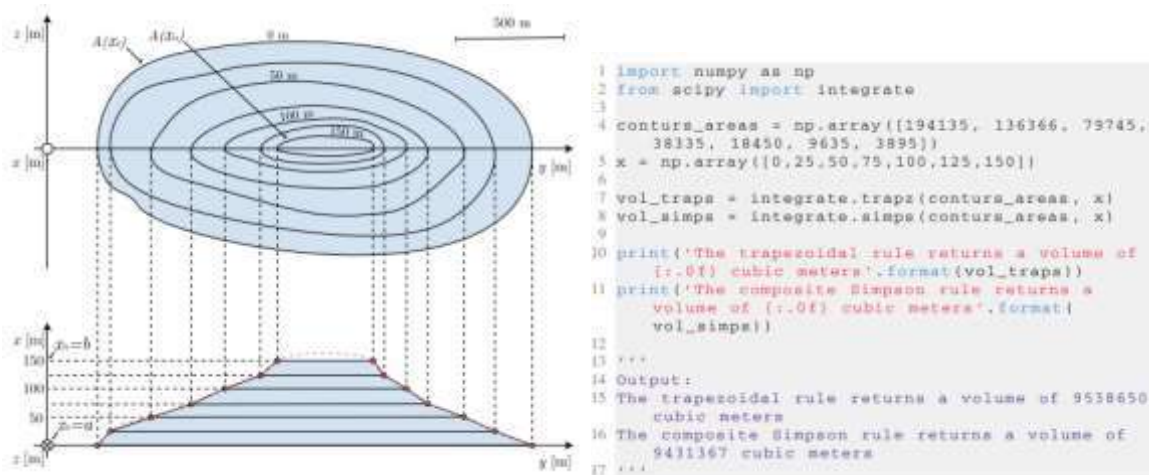
پایتون ابزاری قدرتمند برای انجام انواع محاسبات علمی ساده یا پیچیده است. یکی از کاربردها و مثال‌های ملموس برای محاسبات علمی در زمین‌شناسی تخمین حجم سازه‌های پیچیده (که با هندسه ساده قابل تقریب نیستند) است. برای مثال برآورد حجم مواد هیدروکربن‌ها در زمین‌شناسی نفت که اهمیت زیادی دارد. برای تقریب حجم یک جامد آن را به شکل‌های کوچکتر (با استفاده از متد تقریب منشورهای مستطیل یا دوزنقه) تقسیم می‌کنیم و در نهایت حجم اشکال کوچکتر را با هم جمع می‌کنیم. فرمول ریاضی این راهکار می‌شود:

$$V = \int_a^b A(x) dx$$

که در آن  $V$  حجم یک جامد است که از  $x = a$  تا  $x = b$  امتداد می‌یابد و  $A(x)$  مساحت تقاطع حجم با صفحه‌ای موازی با صفحه

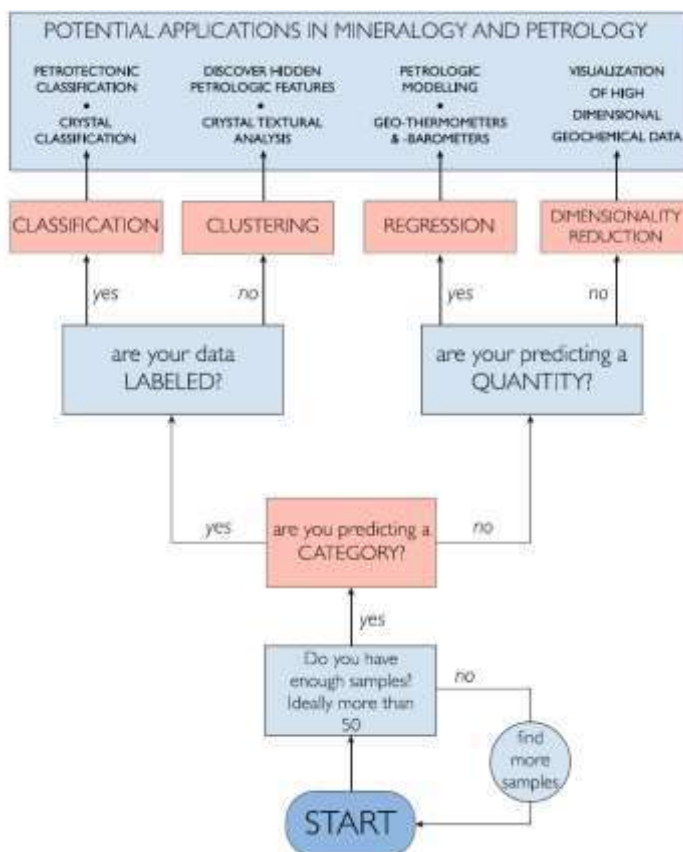
$y-z$  و عبور از نقطه  $(x, 0, 0)$  است. برای اعمال معادله فوق در شکل زیر از کد زیر که بر پایه مرکب سیمپسون و تقریب دوزنقه‌ای

استفاده می‌شود.



یادگیری ماشین:

یادگیری ماشین زیر مجموعه‌ای از هوش مصنوعی است و به استفاده از الگوریتمها و روشها برای تشخیص الگوها در مجموعه داده‌های بزرگ و استفاده از این الگوها برای پیشبینی روندهای آینده، طبقه‌بندی یا ایجاد تصمیمات استراتژیک دیگر مربوط می‌شود. یادگیری ماشین در طول دو دهه گذشته از یک رویکرد تخصصی به طور قابل توجهی رشد کرده است و به یک فناوری قوی با کاربرد علمی و تجاری گسترده تبدیل شده است. در اصل هر مشکل پیچیده‌ای که تعدادی کافی نمونه برای ورودی داشته باشد می‌تواند به یادگیری ماشین تبدیل شود.

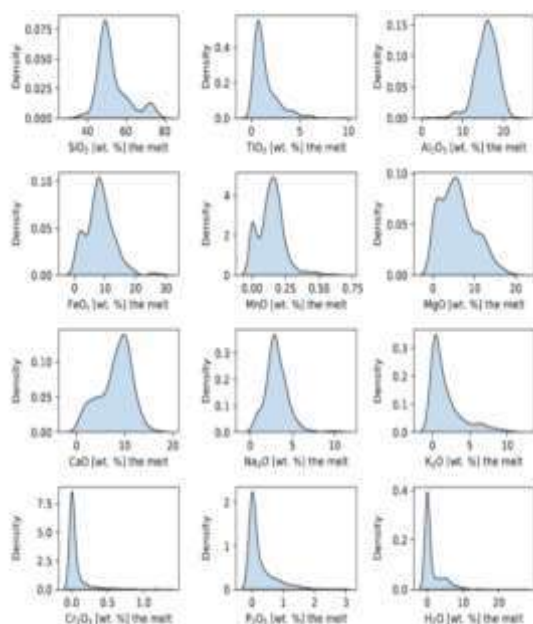


ترموبارومتري پيرويکسن از آن دست فرايندهايي است که مي توان با يادگيري ماشين آن را پيش برد که در ادامه کد و نتايج اوليه ماشين را بدون استاندارد کردن مشاهده مي کنيم مشاهده مي کنيم.

```

1 import numpy as np
2 import pandas as pd
3 import matplotlib.pyplot as plt
4 import seaborn as sns
5 from sklearn.preprocessing import StandardScaler
6 from sklearn.ensemble import ExtraTreesRegressor
7 from sklearn.metrics import mean_squared_error
8 from sklearn.metrics import r2_score
9
10 # Import The Training Data Set
11 my_training_dataset = pd.read_excel('
    GlobalDataset_Final_rev9_TrainValidation.xlsx',
    usecols = "A:M,O:X,Z:AA", skiprows=1, engine='
    openpyxl')
  
```





```
12 my_training_dataset.columns = [c.replace('.', '_'), 'cpx'
13     for c in my_training_dataset.columns]
14 my_training_dataset = my_training_dataset.fillna(0)
15 train_labels = np.array([my_training_dataset.
16     Sample_ID], T)
17 X0_train = my_training_dataset.iloc[:, 1:23]
18 Y_train = np.array([my_training_dataset.T_K], T)
19 fig = plt.figure(figsize=(8,8))
20 x_labels_melt = [r'SiO2_25', r'TiO2_25', r'
21     Al2O3_35', r'FeO_25', r'MnO', r'MgO', r'CaO
22     ', r'Na2O_20', r'K2O_20', r'Cr2O3_35', r'
23     P2O5_55', r'H2O_35']
24 for i in range(0,12):
25     ax1 = fig.add_subplot(4, 3, i+1)
26     sns.kdeplot(X0_train.iloc[:, i], fill=True,
27         color='k', facecolor='#c7add4', ax = ax1)
28     ax1.set_xlabel(x_labels_melt[i] + ' (wt. %) the
29         melt')
30 fig.align_ylabels()
31 fig.tight_layout()
32
33 fig1 = plt.figure(figsize=(6,8))
34 x_labels_cpx = [r'SiO2_25', r'TiO2_25', r'
35     Al2O3_35', r'FeO_25', r'MnO', r'MgO', r'CaO
36     ', r'Na2O_20', r'K2O_20', r'Cr2O3_35', r'
37     P2O5_55', r'H2O_35']
38 for i in range(0,10):
39     ax2 = fig1.add_subplot(5, 2, i+1)
40     sns.kdeplot(X0_train.iloc[:, i+12], fill=True,
41         color='k', facecolor='#c7add4', ax = ax2)
42     ax2.set_xlabel(x_labels_cpx[i] + ' (wt. %) in
43         cpx')
44 fig1.align_ylabels()
45 fig1.tight_layout()
```

## نتیجه گیری:

با توجه به تنوع توانایی‌ها در زبان پایتون، بنظر می‌رسد در آینده‌ای نه چندان دور بسیار بیشتر از آن خواهیم شنید. در علوم زمین نیز این زبان بخوبی توانسته قابلیت‌های خود را به نمایش بگذارد و بجاست محققین علوم زمین نیز هرچه سریعتر با آموختن و ترویج آموزش آن هر چه بیشتر از آن بهره‌مند گردند.

## منابع:

1. Chen DY (2017) Pandas for everyone: Python data analysis. Addison-Wesley Professional
2. Doweck G, Lévy J-J (2011) Introduction to the theory of programming languages. Springer, London. <https://doi.org/10.1007/978-0-85729-076-2>
3. Muñoz Sabater, J. (2019): ERA5-Land monthly averaged data from 1950 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). DOI: 10.24381/cds.68d2bb30
4. Rollinson H (1993), Interpretation Using geochemical data: evaluation. Presentation, Routledge
5. Smith V, Isaia R, Pearce N (2011) Tephro-stratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers. Quat Sci Rev 30(25–26):3638–3660. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2011.07.012>
6. Slavinić P, Cvetković Marko (2016) Volume calculation of subsurface structures and traps in hydrocarbon exploration—a comparison between numerical integration and cell based models. Open Geosci 8(1). <https://doi.org/10.1515/geo-2016-0003>
7. Strang G, Herman E, OpenStax College, Open Textbook Library (2016) Calculus. Volume 1. OpenStax—Rice University
8. Turbak FA, Gifford DK (2008) Design concepts in programming languages. MIT Press.

## کانی شناسی و سنگ مادر نهشته بوکسیت -لاتریت نوروز آباد، شمال شرق شاهین دژ، استان آذربایجان غربی، شمال باختر ایران

پیمان محمدی بهجو<sup>۱\*</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>، اسماعیل خان چوبان<sup>۳</sup>، سعید برهانی<sup>۴</sup>

۱- کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

Stoneclusterazarbayjan@gmail.com

۲- دکترای زمین شناسی اقتصادی، استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

abedini2020@yahoo.com

۳- دکترای زمین شناسی اقتصادی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

Ismail.ugeology@gmail.com

۴- کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران

s.borhani1342@gmail.com

### چکیده

کانسنگ های بوکسیتی - لاتریتی نوروز آباد، در ۳۲ کیلومتری شمال شرق شهرستان شاهیندژ در جنوب استان آذربایجان غربی (شمال غرب ایران) واقع شده اند. این کانسنگ ها با گسترشی بالغ بر ۱ کیلومتر به صورت چینه سان در درون سنگ های کربناتی سازند سازند روت (پرمین میانی) توسعه یافته اند. در مشاهدات صحرایی، دو تیپ سنگی مشخص شامل، (۱) سبز لجنی خاکستری روشن تا تیره، (۲) قرمز و قرمز قهوه ای مشخص شد. از نظر سنگ نگاری، بافت های مشاهده شده در کانسنگ پلئومورفیک، اوئیدی، جریان - کولومورفیک، برشی دروغین و کلاستیک هستند. بر طبق مطالعات کانی شناسی، کانی هایی نظیر دیاسپور، بوهمیت، هماتیت، گوتیت آنازاس، ناکریت، روتیل و کائولینیت مشاهده شده است. این کانی ها نشانگر توسعه و تکامل تحت شرایط آب های سطحی با ماهیت اکسیدی - اسیدی و آب های زیرزمینی با ماهیت قلیایی - احیائی می باشند. نتایج ژئوشیمیایی نشان می دهد سنگ منشاء احتمالی این نهشته سنگ های بازالتی بوده و بوکسیتی شدن نتیجه اکسیداسیون پیریت و تجزیه کانی هایی مثل فلدسپار، هورنبلند، ایلمنیت، آپاتیت، الوین و اوژیت است.

**کلید واژه ها:** بوکسیت، بازالت، کانی شناسی، نوروز آباد، شاهیندژ.

### Abstract

Nowruzabad bauxite-laterite ores are located 32 km northeast of Shahindezh city in the south of West- Azarbaijan province (NW Iran). These ores have been developed as stratiform within the carbonate rocks of the Ruteh Formation (middle Permian) with an extension of more than 1 km. In the field observations, two specific ore types were identified, including (1) light to dark gray muddy green, (2) red and red-brown. Lithologically, the textures observed in the ore are pelitomorphic, ooidic, fluidal-collomorphic, pseudo-breccia, and clastic. According to mineralogical studies, minerals such as diaspor, boehmite, hematite, goethite, anatase, nacrite, rutile, and kaolinite have been observed. These minerals indicate the development and evolution under the conditions of surface waters with an oxidic-acidic nature and underground waters with an alkaline-reducing nature. The geochemical results show that the possible source rock of this deposit is basaltic rocks and bauxitization is the result of pyrite oxidation and decomposition of minerals such as feldspar, hornblende, ilmenite, apatite, olivine and augite.

**Keywords:** Bauxite, Basalt, Mineralogy, Norouz-Abad, Shahindezh.

## ۱- مقدمه

بوکسیت یکی از منابع اصلی آلومینیوم می باشد که بر اثر فرآیندهای هوازدگی شیمیایی و فرسایش عناصر قلیایی، قلیایی خاکی و سیلیکاتها در شرایط سطحی قاره‌ای در دمای ۲۵ درجه سانتی گراد و هوای گرم و مرطوب با میزان بارش ۱۸۰۰ میلی متر در سال تشکیل می‌شود. بنابراین بوکسیتها به دلیل ثبت رویدادهای اقلیمی، زیستی و نقش خاک‌زایی به عنوان یکی از شاخص‌های مناسب در بازسازی نقشه‌های دیرینه اقلیم و اظهار نظر در باره شرایط محیطی بکار می‌روند. برای بررسی فرآیندهای بوکسیتی شدن و تعیین سنگ منشاء از مطالعات کانی‌شناسی و تجزیه شیمیایی سنگ کل استفاده می‌شود. منطقه مطالعاتی نوروزآباد به مختصات جغرافیایی  $36^{\circ}45'36''$  تا  $46^{\circ}47'27''$  طول شرقی  $36^{\circ}48'19''$  تا  $36^{\circ}49'03''$  عرض شمالی در جنوب استان آذربایجان غربی و در فاصله ۳۲ کیلومتری شرق شهرستان شاهین دژ واقع گردیده است. وقفه رسوب‌گذاری به نسبت طولانی در مقطع زمانی پرمین در این منطقه موجب تشکیل و توسعه افق‌های بوکسیتی در سنگ‌های کربناتی سازند روته در این منطقه شده است. در این مقاله سعی شده است با استفاده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های کانی‌شناسی (توسط آنالیزهای XRD) و زمین‌شناسی عناصر اصلی و جزئی (توسط آنالیزهای ICP-AES و ICP-MS) روند کانی‌سازی و نوع سنگ مادر احتمالی این نهشته به تفصیل مورد بررسی قرار گیرد.

## ۲- بحث

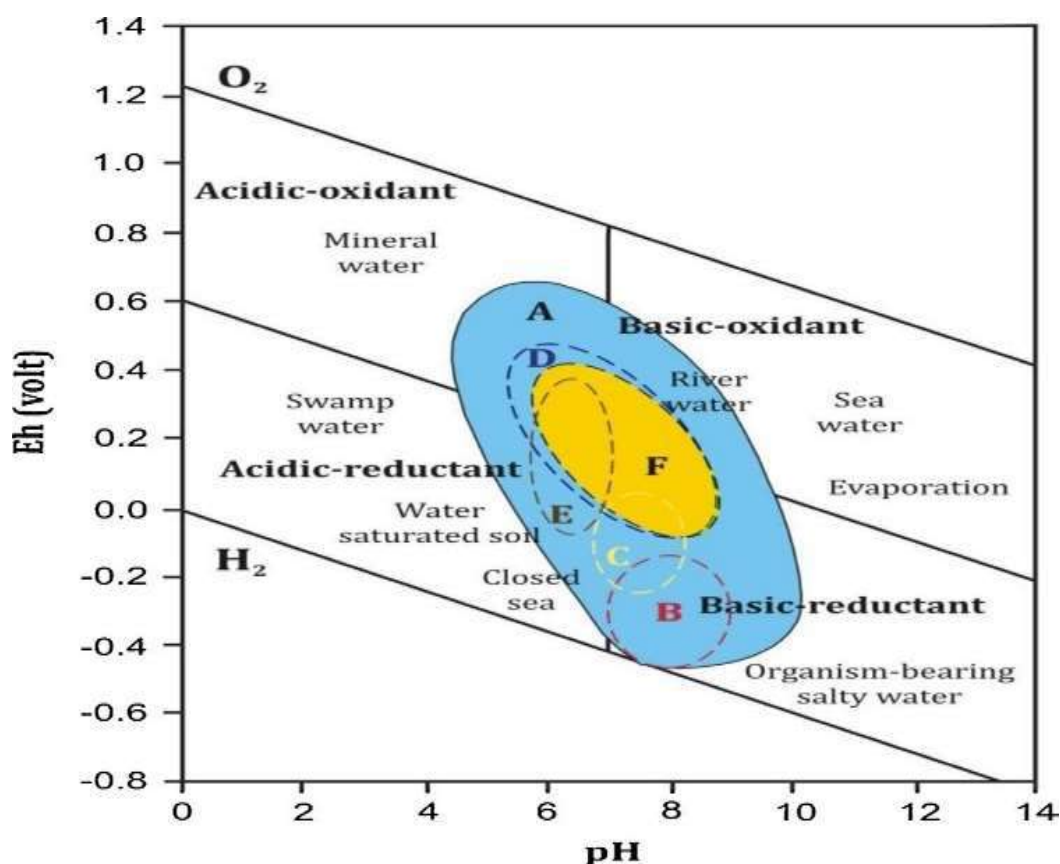
بر اساس نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش شاهیندژ (خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳)، تنوع سنگ‌شناسی در این منطقه بسیار زیاد است (پراکامبرین - انوسن). سازند آهکی روته به سن پرمین میزبان نهشته بوکسیت - لائیت نوروزآباد بوده روندی شمال‌غرب - جنوب‌شرقی دارد. این سازند به همراه سازندهای میلا و لالون رخنمونی فراوانی در منطقه دارد. عملکرد گسل‌های موجود در منطقه سبب جابجایی افق‌های بوکسیتی حاضر و تکرار آنها در پاره‌ای از نقاط شده است. سازند رونه در بخش‌های مرکزی، شمال، شمال‌خاوری منطقه رخنمون دارد. واحدهای سنگی پرمین در این منطقه شامل کوارتزیت، شیل، ماسه‌سنگ با درون لایه‌های از سنگ‌های دیابازی و تناوبی از دولومیت‌ها و دولومیت‌های آهکی متوسط تا ضخیم لایه و بندرت توده‌ای با گدازه‌های دیابازی و درون لایه‌های آهکی متوسط تا نازک لایه به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز می‌باشد. ردیفی از آهک‌های متوسط تا نازک لایه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه روی این نهشته‌ها قرار گرفته است. عملکرد فازهای تکنیکی به شکل فشارهای دینامیکی موجب چین خوردگی یا گسل خوردگی و در نهایت سبب تبلور دوباره سنگ‌های آهکی نشده است.

یافته‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که کانسنگ‌های این نهشته شامل کانیهای دیاسپور، بوهمیت، همتیت، کائولینیت، گوتیت، آاناتاز، کلسیت، ناکریت و روتیل هستند. بررسی تغییرات کانی‌های سازنده در انواع کانسنگ‌ها نشان می‌دهد که دیاسپور و آاناتاز در بخش‌های مختلف نهشته حضور دارند. مقدار این کانی‌ها به سمت واحدهای تحتانی کم و در عوض بر مقدار کانی‌های رسی و آهن‌دار افزوده می‌شود. کانی‌های رسی در تمامی کانسنگ‌های بازماندی حضور دارند. حضور مقادیر بالایی از کانی‌های سیلیکاتی در کانسنگ‌ها حکایت از آن دارد که افق‌های مورد مطالعه از نظر تکوینی نارس بوده و در طی مراحل تشکیل و تکامل خود از هوازدگی سنگ‌های اولیه، از زهکشی خوبی برخوردار نبوده و اغلب کانی‌های حد واسطه در حین تبدیل سنگ (های) مادر به افق‌های بازماندی به دلیل کند بودن فرایند هوازدگی حفظ شده است.

گیسیست به احتمال قوی اولین کانی آلومینای آزاد تشکیل شده در طی تکوین این افق‌ها بوده است که از هوازدگی مستقیم فلدسپارها و یا از سیلیس‌زدایی کانی‌های کائولینیت حاصل شده است (Voicu et al., 1997). تشکیل آاناتاز ممکن است به دلیل شکستن کانی‌هایی نظیر ایلمنیت یا اوژیت رخ داده باشد. آاناتاز در حضور غلظت‌های پایین از عناصر قلیایی یک فاز کانیایی پایدار در درجه حرارت‌های سطحی می‌باشد (Bardossy, 1982). این در حالی است که روتیل در دماهای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی گراد پایدار نیست. روتیل احتمالاً در این نهشته در اثر تغییر رده کریستالوگرافی آاناتاز در اثر عملکرد نیروهای زمین‌ساختی و فرایندهای دیاژنتیک (Bardossy and Aleva, 1990) حاصل شده است. ایلیت احتمالاً محصول دگرسانی کانی‌های موسکویت (Temur and Kansun, 2006) می‌باشد. کلریت نیز احتمالاً از دگرسانی سیلیکات‌های آهن - منیزیم‌داری چون پیروکسن و آمفیبول ایجاد شده است. شاموزیت در این نهشته‌ها در اثر شرایط احیایی حاکم بر روی کانسنگ‌های آهن‌دار و تأمین سیلیس از طریق آب‌های زیرزمینی تشکیل شده است (Bardossy, 1982). گوتیت احتمالاً از دگرسانی آمفیبول (Mutakyahwa et al., 2003) و یا از اکسیداسیون پیریت (Bardossy, 1982) بوجود آمده است. برای

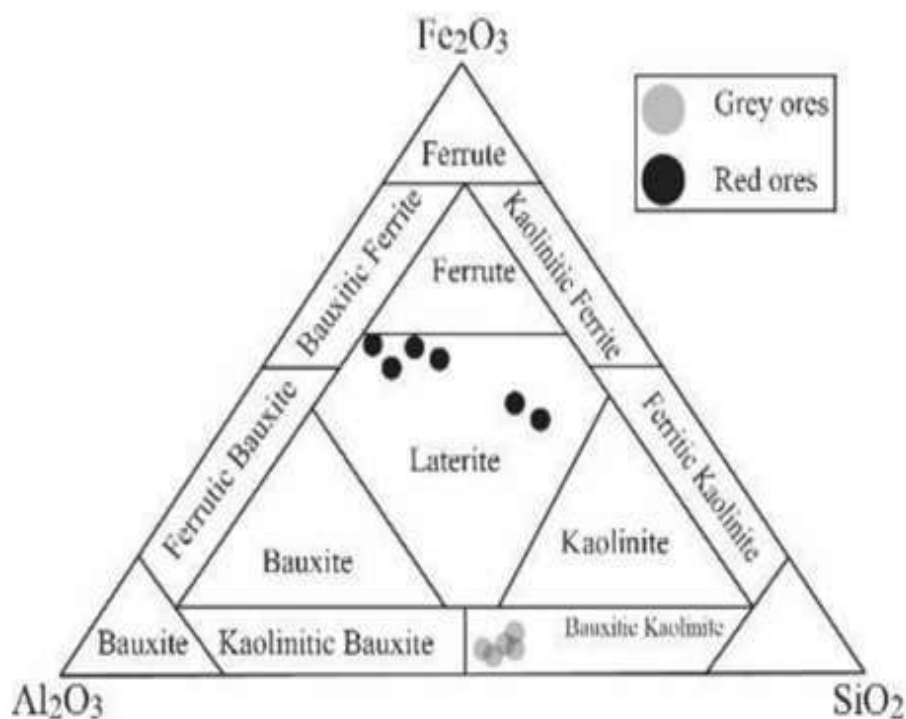


رسویدگی گیسیت به عنوان کانی آلومینای آزاد اولیه تحت شرایط سطحی، نیاز به pH هایی در محدوده بین ۴/۵ تا ۶/۵ بوده و مقدار سیلیس حل شده در آب برای ترسیب آن، باید کمتر از  $10^{-4.5}$  مول باشد. برای رسویدگی هماتیت و گوتیت نیاز به pH بالاتر از ۷ و Eh بزرگتر از ۰/۲ است. شاموزیت در محیط‌های احیایی (اگر بازه pH بین ۷ الی ۸ باشد، Eh باید  $> 0.2$  باشد، اگر pH در محدوده ۸ الی ۹ باشد، Eh باید بیشتر از صفر باشد) تحت شرایط فشار پایین تشکیل می‌شود (Temur, 2006; Temur and Kansun, 2006). حضور آناتاز در کانسنگ‌های بازماندی نشان دهنده شرایط احیایی و pH و Eh پایین در طی تشکیل این نهشته‌ها است (Özli, 1983). مقایسه بازه میدان پایداری کانی‌های اصلی سازنده کانسنگ‌های بازماندی با تغییرات pH و Eh محیط‌های طبیعی (Garrels and Christ, 1965) نشان می‌دهد که آب‌های سطحی با ماهیت اسیدی - اکسیدی و آب‌های زیرزمینی با ماهیت بازی - احیاء نقش بسیار مهمی در تکوین این نهشته‌ها داشته‌اند (شکل ۱).



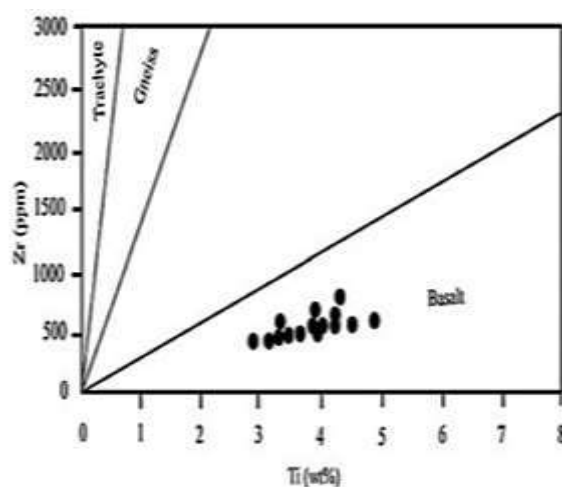
شکل ۱ - دیاگرام Eh-pH محیط‌های اتمسفریک طبیعی با توجه به حیطه پایداری کانیها (Garrels and Christ, 1965) که در آن موقعیت نهشته مورد مطالعه مشخص شده است. مقادیر pH و Eh تشکیل کانی‌های گیسیت، هماتیت، گوتیت و شاموزیت از تیمور و کانس (Temur and Kansun, 2006) اقتباس شده است. نقطه F محل نهشته بوکسیت نوروآباد.

ترسیم کانسنگ‌های مورد مطالعه در نمودار سه متغیره  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$  (Aleva, 1994) نشان می‌دهد که کانسنگ‌های خاکستری ترکیبی در حد لائتریت و کانسنگ‌های قرمز و قرمز قهوه‌ای ترکیبی در حد کائولینیت بوکسیتی دارند (شکل ۲). با توجه به روند توزیع این کانسنگ‌ها در پروفیل مورد مطالعه به نظر می‌رسد که سنگهای بستر کرناتی به عنوان یک سد ژئوشیمیایی با خنثی سازی محلول‌های هوازده کننده و تغییر مداوم سطح سفره آب‌های زیر زمینی و مکانیسم آهن زدایی - آهن زایی نقش مهمی در تشکیل این نهشته ایفا نموده اند.



شکل ۲- موقعیت کانسنگ های مورد مطالعه در نمودار سه متغیره  $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$  (Aleva, 1994).

با توجه به مرزهای کاملاً "تند بین نهشته با سنگ‌های درونگیر، نمی‌توان سنگ‌های بستر کربناتی را به عنوان منشاء احتمالی این نهشته در نظر گرفت. در این پژوهش، برای تعیین سنگ مادر احتمالی نهشته بوکسیت-لاتریت نوروزآباد از روش‌ها و نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی استفاده گردید. نمودار دو متغیره  $Zr-Ti$  (Hallberg, 1984) نشان می‌دهند که این نهشته دارای یک پرتولیت بازالتی است (شکل ۳).



شکل ۲- موقعیت کانسنگ های مورد مطالعه در نمودار دو متغیره  $Ti-Zr$  (Hallberg, 1984).

روش ژئوشیمیایی بعدی استفاده شده برای تعیین سنگ مادر یا سنگ‌های مادر احتمالی نهشته بوکسیت-لاترست نوروژآباد محاسبه ضریب انباشتگی عناصر جزئی (R) (Shaw, 1964) بوده است. این ضریب برای اولین بار توسط شاو (Shaw, 1964) مطرح گردیده است. بررسی های وی نشان داده است که ضریب انباشتگی عناصر جزئی برای بوکسیت های با منشأ رسوبی و ماگمایی متفاوت است. بررسی های اوزلو (Özli, 1983) نشان داده است که مقدار این ضریب از یک ناحیه بوکسیتی به یک ناحیه بوکسیتی دیگر متفاوت بوده و این تغییرات می تواند به صورت تفاوت در منشأ و تفاوت در تاریخچه یک ناحیه بوکسیتی خاص بیان گردد. بر این اساس برای محاسبه ضرایب همبستگی عناصر جزئی از فرمول زیر که توسط شاو (Shaw, 1964) پیشنهاد شده است، استفاده شده است:

$$R = \sum_{i=1}^n K_i / K_l$$

در فرمول مذکور R ضریب انباشتگی عناصر جزئی، i عنصر جزئی معین، n تعداد عناصر جزئی استفاده شده،  $K_i$  مقدار متوسط عناصر جزئی در پروفیل مورد بررسی و  $K_l$  مقدار متوسط عناصر جزئی در لیتوسفر می باشد. آنچه که مسلم است مقادیر عناصر جزئی برای سنگ های مختلف متفاوت است (جدول ۱). اینکه از چه عناصری باید در محاسبه ضریب انباشتگی عناصر جزئی (R) استفاده نمود، یک مسئله مهم و اساسی است. اوزلو (Özli, 1983) معتقد است انتخاب ۸ الی ۱۲ عنصر در محاسبه این ضریب کافی می باشد. در این مطالعه از مقادیر متوسط عناصر Ni, V, Cr, Zn, Zr, Ga, Th و Hf کانسنگ های بوکسیتی مورد مطالعه به همراه مقادیر عناصر مذکور در لیتوسفر (Mason and Moore, 1982) برای محاسبه پارامتر R استفاده شده است. مقادیر ضرایب انباشتگی عناصر جزئی (R) بدست آمده (جدول ۱) به تنهایی نمی توانند ویژگی های سنگ شناسی سنگ های مادری که نهشته های بوکسیتی از آنها نشأت می گیرند را پیشگویی کند. بنابراین مقادیر ضرایب مذکور باید به عنصر کم و بیش پایدار از نظر ژنتیکی مانند Cr نرمالیزه شوند (Özli, 1983). در جدول ۲ مقدار ضریب انباشتگی عناصر جزئی محاسبه شده به همراه مقادیر Cr در برخی از کانسارهای بوکسیت کارستی مدیترانه ای و لاتریتی در نقاط مختلف جهان و نهشته نوروژآباد مقایسه شده اند. این مقایسه نشان می دهد که نهشته نوروژآباد بیشترین شباهت را به کانسارهای نشأت گرفته از سنگ های بازالتی دارد.

جدول ۱- ضرایب انباشتگی عناصر جزئی (R) برای تیپ های سنگی مختلف (Shaw, 1964).

| Rock type                | R    |
|--------------------------|------|
| Ultramafic igneous rocks | 3.41 |
| Mafic igneous rocks      | 1.18 |
| Acidic igneous rocks     | 1.14 |
| Clayey sedimentary rocks | 2.13 |

جدول ۲- مقایسه مقادیر ضرایب انباشتگی عناصر جزئی در برخی از کانسارهای بوکسیت کارستی مدیترانه ای و لاتریتی دنیا با نهشته نوروزآباد.

|    | Location                          | R     | Cr   |
|----|-----------------------------------|-------|------|
| 1  | Ariege (France)                   | 2.32  | 530  |
| 2  | SE France                         | 2.50  | 485  |
| 3  | Herzegovine (Yougoslavie)         | 10.00 | 740  |
| 4  | Obrovac (Yougoslavie)             | 2.55  | 900  |
| 5  | Bosnie                            | 1.73  | 280  |
| 6  | Kosova                            | 4.54  | 3500 |
| 7  | Parnasse I (Jurassic) (Greece)    | 2.27  | 323  |
| 8  | Parnasse II (Cretaceous) (Greece) | 3.58  | 991  |
| 9  | Mandra II (Greece)                | 5.72  | 2000 |
| 10 | Padura Graiului (Romania)         | 3.63  | 430  |
| 11 | Gant, Halimbria (Hungary)         | 3.00  | 250  |
| 12 | Arkansas (USA)                    | 1.91  | 110  |
| 13 | Aksoki-seydischir (Turkey)        | 2.44  | 365  |
| 14 | Nurra (Italy)                     | 2.42  | 530  |
| 15 | Lushoto (Tanzania)                | 2.60  | 192  |
| 16 | SE Guinea Bissau                  | 1.76  | 822  |
| 17 | SE Venezuela                      | 3.04  | 215  |
| 18 | Naupaktos (Greece)                | 5.39  | 2002 |
| 19 | Smerna (Greece)                   | 5.38  | 2327 |
| 20 | Pylos (Greece)                    | 4.82  | 2015 |
| 21 | Guinea                            | 1.77  | 362  |
| 22 | Masatdagi (Turkey)                | 2.42  | 296  |
| 23 | Sarca (Brazil)                    | 1.83  | 173  |
| 24 | Trucara (Brazil)                  | 1.62  | 211  |
| 25 | Jabti (Brazil)                    | 2.20  | 322  |
| 26 | Miltonia (Brazil)                 | 2.06  | 198  |
| 27 | Piria (Brazil)                    | 2.49  | 213  |
| 28 | Ligacao (Brazil)                  | 2.09  | 253  |
| 29 | Acailandia (Brazil)               | 4.24  | 539  |
| 30 | Noruz-bad                         | 2.56  | 654  |

### ۳- نتیجه گیری

مهمترین نتایج حاصله از بررسی های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نهشته نوروزآباد به شرح زیر می باشند:



- ۱- بآب های سطحی با ماهیت اکسیدی - اسیدی و آب های زیر زمینی با ماهیت بازی - احیاء نقش مهمی در تشکیل این نهشته داشته است.
- ۲- بررسی مقادیر ضرایب همبستگی عناصر کمیاب به همراه Cr نشان می دهد که سنگ های آذرین مافیک با ترکیب بازالت، سنگ مادر احتمالی این نهشته می باشند.

## منابع

- خلقی خسرقی، م.ح.، اقلیمی ب.، امینی آذر، ر.، علوی نائینی، م.، ۱۳۷۳. نقشه زمین شناسی شاهین دژ به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Aleva, G.J.J., 1994. Laterites: concepts, geology, morphology and chemistry. ISIRC, Wageningen.
- Bardossy, G., 1982. Karst Bauxites. Elsevier Scientific, Amsterdam, 441p.
- Bardossy, G.Y., Aleva, G.Y.Y., 1990. Lateritic Bauxites. Akademia, Kiado Budapest, 646p.
- Garrels, R.M., Christ, C.L., 1965. Solution, Minerals and Equilibria. Harper and Row, New York, p 450.
- Hallberg, J.A., 1984. A geochemical aid to igneous rocks identification in deeply weathered terrain. Journal of Geochemical Exploration 20, 1-8.
- Mason, B., Moore, C.B., 1982. Principles of geochemistry. John Wiley and Sons, 331p.
- Mutakyahwa, M.K.D., Ikingura, J.R., Mruma, A.H., 2003. Geology and geochemistry of bauxite deposits in Lushoto District, Usambara Mountains, Tanzania. Journal of African Earth Sciences 36, 357-369.
- Özlu, N., 1983. Trace element contents of karst bauxites and their parent rocks in the Mediterranean belt. Mineralium Deposita 18, 469-476.
- Shaw, D. M., 1964. Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson et Cie. Paris.
- Temur, S., 2006. A geochemical approach to parent rocks of the Masatdagi diasporic bauxite, Antalya, Southern Turkey. Geochemistry international 49, 1-12.
- Temur, S., Kansun, G., 2006. Geology and petrography of the Masatdagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey Journal of Asian Earth Sciences 27, 512-522.
- Voicu, G., Bardoux, M., Voicu, D., 1997. Mineralogical norm calculations applied to tropical weathering profiles. Mineralogical Magazine 61, 185-196.

## بررسی برهمکنش رودخانه چهل چای و آب زیرزمینی با استفاده از روش اندازه گیری دبی رودخانه

حسین سلیمانگلی<sup>۱\*</sup>، مجتبی قره محمودلو<sup>۲</sup>، نادر جندقی<sup>۳</sup>، محمد عباسی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده علوم کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبد کاووس، گنبد کاووس، ایران

hossein\_soleimangoli@yahoo.com

۲- دانشیار، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده علوم کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبد کاووس، گنبد کاووس، ایران

m.g.mahmoodlu@gmail.com

۳- استادیار، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده علوم کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه گنبد کاووس، گنبد کاووس، ایران

nader.jandaghi@gmail.com

۴- استادیار، بخش تحقیقات جنگل ها، مراتع و آبخیزداری، اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری استان گلستان، گرگان، ایران

mohammad\_abbasi1382@yahoo.com

### چکیده

با توجه به ارتباط منابع آب سطحی و زیرزمینی، مدیریت صحیح و منطقی منابع آب و جلوگیری از آلودگی منابع آب زیرزمینی توسط رودخانه ها نیازمند شناخت ارتباط متقابل منابع سطحی و زیرزمینی می باشد. از طرفی تعیین ارتباط هیدرولیکی بین رودخانه و آبخوان در مطالعات هیدروژئولوژیکی نیز اهمیت بسیار زیادی دارد. به منظور بررسی ارتباط هیدرولیکی رودخانه چهل چای با آبخوان دشت مینودشت- گنبد در طول مسیر جریان این رودخانه چهار ایستگاه در فواصل مناسب جهت اندازه گیری دبی رودخانه انتخاب شد. سپس دبی رودخانه در دی ماه ۱۴۰۱ در ایستگاههای مذکور با استفاده از سرعت سنج (مولینه) اندازه گیری شد. نتایج پژوهش نشان داد که رودخانه در طول مسیر خود به دو صورت دهنده و گیرنده عمل می کند. به طوری در خروجی حوزه آبخیز و ورودی به دشت (بر روی مخروط افکنه) رودخانه آبخوان را تغذیه می کند. در بخشی کوچکی از مسیر رودخانه، دبی رودخانه افزایش می یابد. این امر بیانگر آنست که رودخانه گیرنده است و آبخوان را زهکشی می کند. در ادامه و در ایستگاه آخر دبی رودخانه مجددا کاهش می یابد که این امر نشان دهنده نقش تغذیه کنندگی رودخانه چهل چای است. بنابراین روند کلی دبی در رودخانه کاهشی است که این امر بیانگر نقش تغذیه کنندگی رودخانه چهل چای در بیشتر بخش های دشت می باشد.

**واژه های کلیدی:** رودخانه چهل چای، ارتباط هیدرولیکی، دبی رودخانه، سرعت سنج، آبخوان

### Abstract

Considering the relationship between surface and groundwater resources, proper and rational management of water resources and prevention of pollution of groundwater resources by rivers requires understanding the mutual relationship between surface and groundwater. On the other hand, determining the hydraulic connection between the river and the aquifer is very important in hydrogeological studies. To investigate the hydraulic connection of ChehelChay River with Minudasht-Gonbad plain aquifer, four stations were selected at suitable intervals to measure the flow of the river along the course of this river. Then the river discharge was measured in January 1401 at the mentioned stations using a current meter. The results of the research showed that the river gives and gains water along its path. So, river feeds the aquifer at the outlet of the watershed and at the entrance to the plain (on the alluvial fan). In a small part of the river, the discharge of the river increases. This indicates that the river is a receiver and drains the aquifer. Further on, the river discharge again decreases at the last station, which shows the feeding role of ChehelChay River. Therefore, the general discharge trend in the river is decreasing, which indicates the feeding role of ChehelChay River in most parts of the plain.

**Key words:** ChehelChay River, hydraulic connection, River discharge, Current meter, Aquifer

### ۱- مقدمه

در چرخه هیدروژئولوژیکی منابع آب های سطحی و زیرزمینی، دائم با هم در حال تبادل می باشند. بطوریکه در بسیاری از نواحی، بین اشکال مختلف آب های سطحی (نظیر رودخانه ها، دریاچه ها، سدها و حتی زمین های باتلاقی) با آب زیرزمینی ارتباط هیدرولیکی دارند. برداشت از هر کدام از این منابع و یا تغییر کیفی

هر کدام می‌تواند بر روی دیگری تأثیر گذارد. به منظور مدیریت مؤثر منابع آب، درک نوع تبادل و روابط حاکم بر بر همکنش آب زیرزمینی و آب سطحی ضروری می‌باشد (جاوید، ۱۳۸۵).

تاکنون روش‌های فراوانی برای تعیین نوع و میزان تبادل آبهای سطحی و زیرزمینی وجود دارد که از این بین آنها می‌توان به روش‌های منطقه‌ای مانند ردیاب‌های رنگی، عکس‌های هوایی، کاوشگر با هدایت ویژه الکتریکی و اندازه‌گیری تخلیه آب سطحی اشاره کرد (شکل ۱). این روش‌ها را می‌توان به صورت تکمیلی با ابزارهای شناسایی در نواحی کوچکتر مانند مینی پیزومتر، نشت سنج و شناساگرهای بیولوژیکی به کار برد (ناصری و همکاران، ۱۳۹۷). میزان تبادل آبی بین دو منبع آب سطحی و زیرزمینی را می‌توان با استفاده آزمایش ردیاب‌های رنگی (نظیر نمک‌های انحلال پذیر کرومات، قرمز کنگو، آبی متیلن و فلوئورسئین سدیم) یا با استفاده از دیگر ردیاب‌ها (مانند ایزوتوپی) محاسبه کرد (Rosenberry and Labaugh, 2008). در بسیاری از موارد، میزان آب مبادله شده مابین آب سطحی و آب زیرزمینی با زمان تغییر می‌کند. از این رو جهت جریان در تبادلات ممکن است به صورت فصلی یا در طی وقوع سیل تغییر کند. در نتیجه استفاده از روش مذکور جهت محاسبه مقدار آب مبادله شده باتوجه به پیچیده بودن ولی امکان پذیر است. از آنجائیکه دستگاه‌های اندازه‌گیری به ثبت کننده داده‌ها مجهز هستند، این قابلیت به محققان اجازه می‌دهد تا به شکل پیوسته اندازه‌گیری‌ها را در یک دوره زمانی مشخص انجام دهد. در برخی از روش‌های اندازه‌گیری، به منظور تعیین میزان تبادل آب بین توده‌های آب سطحی و آب زیرزمینی از دستگاه‌های هیدرومتری نصب شده و داده‌های موجود استفاده می‌شود. به منظور تکمیل داده‌ها در زمینه پژوهشگران از چاه یا چاه‌های مشاهده‌ای استفاده می‌کنند (Rosenberry and Labaugh, 2008). اندازه‌گیری مستقیم دبی در دو نقطه از رودخانه می‌تواند در تعیین میزان تبادل آبی کمک کند. اگر مقدار جریان رودخانه در بازه اندازه‌گیری افزایش یافت، آبخوان رودخانه را تغذیه می‌کند. در صورتیکه میزان جریان رودخانه در بازه اندازه‌گیری کاهش یابد، رودخانه آبخوان را تغذیه می‌کند. با این وجود، باید توجه داشت که ممکن است در طی مسیر آب به داخل و خارج رودخانه انتقال داده شود (Rosenberry and Labaugh, 2008).



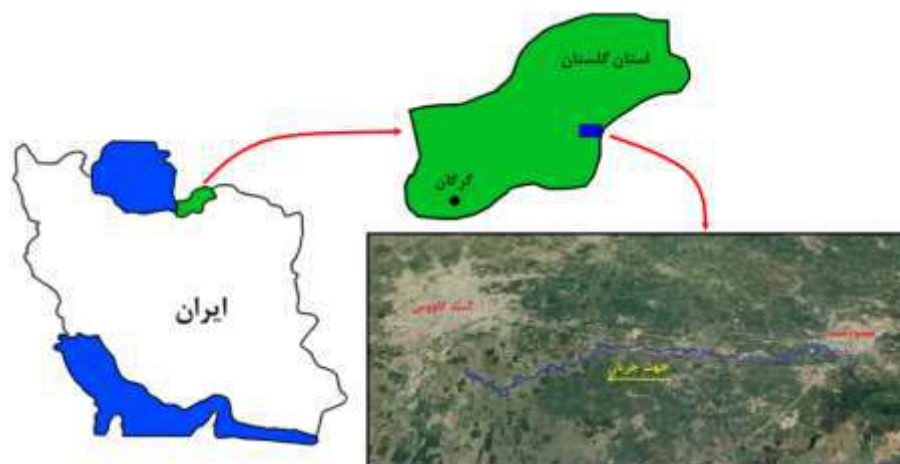
شکل ۱: شماتیکی از روش‌های توسعه‌یافته در تخمین جریان آب مابین آب سطحی و آب زیرزمینی. (A) تصاویر و عکسهای هوایی مادون قرمز، (B) برداشت پروفیل حرارتی، (C) استفاده از پروبهای هدایت الکتریکی ویژه، (D) ردیابها، (E) پتانسیومانومترهای هیدرولیکی، (F) نشست سنج، (G) شبکه‌های چاه، (H) اندازه‌گیری‌های جریان رودخانه (Winter, T.C., 2007)



## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه قسمتی از دشت گرگان با مساحت تقریبی ۴۲ کیلومتر مربع بین شهرهای مینودشت در شرق و گنبد در غرب واقع شده است (شکل ۲). در این پژوهش بخشی از رودخانه چهل چای از خروجی حوزه (جای که وارد دشت می‌شود) تا قبل از محلق شدن رودخانه خرمالود به این رودخانه می‌باشد. طول تقریبی رودخانه چهل چای در محدوده در این در حدود ۲۰ کیلومتر می‌باشد. که در این بازه مکانی رودخانه از ارتفاع تقریبی ۱۳۵ متری شروع و در خروجی به ارتفاع تقریباً ۴۵ متری از سطح تراز دریا می‌رسد. شیب رودخانه در محدوده مورد مطالعه در حدود ۴۶ درصد می‌باشد. جریان هیدرولوژیکی رودخانه چهل چای تأثیر بسزایی در اقتصاد حوضه و خارج از حوضه و دشت‌های حاصل خیز و مرغوب حاشیه گرگان‌رود دارد (قره‌محمودلو و همکاران، ۱۴۰۰).



شکل ۲: موقعیت رودخانه چهل چای در محدوده مورد مطالعه

### ۲-۲- زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه و مشخصات فیزیکی آبخیز

سازندهای زمین‌شناسی رخنمون یافته در اطراف منطقه ممنوعه فوق از قدیم به جدید شامل ماسه سنگ آרקوزی قرمز رنگ لالون به سن کامبرین، آهک نازک لایه و دولومیت سازند خوش ییلاق به سن دونین، ماسه سنگ و لایه‌های آهکی سازند درود به سن کربونیفر و آهک و دولومیت توده‌ای مزدوران به سن ژوراسیک بالایی می‌باشد. رسوبات محدوده دشت نیز شامل مجموعه‌ای از رسوبات ناپیوسته شامل لس‌ها، آبرفت‌های دوران چهارم و رسوبات سیلتی، ماسه بادی و دریاچه‌ای غیر قابل نفوذ می‌باشد (شکل ۳).

باتوجه به نتایج مطالعات ژئوفیزیکی محدوده طرح و ستون زمین‌شناسی چاه‌های ده حسن‌خان، مینودشت، قوینلی و حاج‌بالخان، بافت آبرفت در منطقه ممنوعه گنبد - مینودشت از حاشیه ارتفاعات جنوبی و مخروط افکنه رودخانه‌های نرماب و چهل چای به سمت شمال (به سمت گرگان‌رود) ریزدانه‌تر می‌گردد. بافت آبرفت در غرب شهر مینودشت از سطح زمین با افزایش عمق و تا عمق ۱۳۵ متری درشت‌دانه‌تر شده و از رس و سیلت در سطح به ماسه درشت و قله‌سنگ در اعماق تغییر می‌کند. اما در مناطق مرکزی منطقه ممنوعه (حوالی قوینلی) تا اعماق حدود ۲۴۰ متر نیز رسوبات غالباً از ذرات رس و سیلت و ماسه تشکیل شده و در مناطقی مانند حاج‌بالخان (خارج از منطقه ممنوعه) در بعضی اعماق رسوبات دریایی نیز دیده شده است.

نتایج حاصل از مطالعات انجام شده بیانگر آنست که رسوبات آبرفتی در حاشیه ارتفاعات در بخش جنوبی این منطقه عمدتاً دانه درشت و از نوع رسوبات مخروط افکنه‌ای می‌باشد که به تدریج به سمت شمال دانه ریزتر می‌گردد. سفره آبرفتی در حاشیه ارتفاعات جنوبی از نوع آزاد بوده و با توجه به توالی لایه‌بندی و جدا شدن لایه‌ها به تدریج به سمت شمال سفره‌های محبوس و یا تحت فشار نیز دیده شده‌است. سفره سطحی عمدتاً در مناطق میانی محدوده ممنوعه از شمال جاده اصلی گرگان-مشهد به سمت بخش مرکزی و نهایتاً مرزهای شمالی محدوده طرح گسترش دارد. سفره محبوس (تحت فشار) این محدوده بر اساس نتایج مطالعات ژئوفیزیکی از مقاومت بالاتری برخوردار بوده اما با توجه به مقاطع زمین‌شناسی چاه‌های رسوبات چندان درشت‌تری تا عمق ۲۴۰ متری دیده نمی‌شود.

## ۳-۲- اندازه‌گیری دبی رودخانه چهل‌چای

به منظور اندازه‌گیری دبی رودخانه چهل‌چای و نحوه تغییرات آن در دشت، چهار ایستگاه در طول مسیر رودخانه تعیین شد (شکل ۳). برای انتخاب ایستگاه‌های اندازه‌گیری عواملی چون شیب زمین و بستر رودخانه، تغییرات آبرفت بستر رودخانه و سرعت ظاهر آب در نظر گرفته شد. سپس با استفاده از میکرومولینه و روابط مربوط به آن سرعت آب در فواصل عرضی مشخص اندازه‌گیری شد. در مرحله بعد به از تخمین سطح مقطع هر ایستگاه میزان دبی رودخانه محاسبه گردید. سپس میزان تغییرات دبی رودخانه در طول مسیر محاسبه شد.

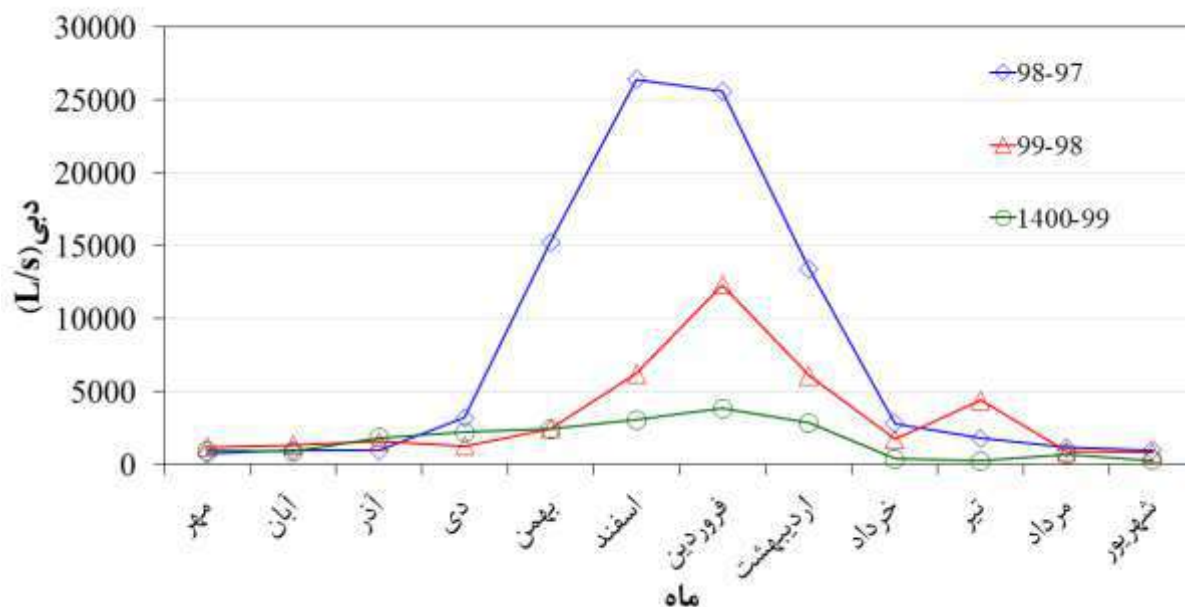


شکل ۳: پروفیل طولی رودخانه چهل‌چای به همراه موقعیت جغرافیایی و ارتفاع ایستگاه‌های اندازه‌گیری دبی رودخانه

## ۳- نتایج و بحث

### ۳-۱- تغییرات رژیم آبدی رودخانه چهل‌چای

رودخانه چهل‌چای یکی از سرشاخه‌های مهم رودخانه گرگان‌رود است که میزان آبدی آن نقش مهمی در تغذیه آبخوان دشت مینودشت-گنبد و همچنین فعالیت‌های کشاورزی در دشت دارد. به همین منظور هیدروگراف یا آب‌نگاشت سالانه رودخانه برای سه سال آبی متوالی ۹۷-۹۸، ۹۹-۹۸ و ۱۴۰۰-۹۹ ترسیم گردید (شکل ۴). برای ترسیم هیدروگراف سالانه رودخانه در خروجی حوزه و ورودی دشت، از مجموع دبی اندازه‌گیری شده رودخانه در دو ایستگاه جنگلده و لزوره استفاده شد. باتوجه به شکل ۴، بجز سال آبی ۹۷-۹۸ که بیشترین میزان دبی ماهانه رودخانه مربوط به اسفندماه می‌باشد، در سال‌های آبی ۹۸-۹۹ و ۱۴۰۰-۹۹ بیشترین میزان دبی ماهانه رودخانه در ماه فروردین بوده‌است. بارندگی شدید سال ۹۷-۹۸ و در پی آن وقوع سیل در حوزه آبخیز رودخانه چهل‌چای باعث تغییر دبی در این رودخانه شده‌است. لازم به ذکر است که وقوع چنین سیلابی برای رودخانه چهل‌چای در ۳۰ سال اخیر بی‌سابقه بوده‌است. باتوجه به شکل ۴، میزان دبی رودخانه چهل‌چای از مردادماه تا آذرماه هر سال به کمترین مقدار خود می‌رسد و تغییرات چندانی در میزان دبی رودخانه گزارش نشده‌است. شروع تغییرات دبی رودخانه از دی‌ماه تا تیرماه هر سال آبی می‌باشد. همچنین میزان دبی رودخانه از سال ۹۷-۹۸ تا سال ۱۴۰۰-۹۹ کاهش چشمگیری داشته‌است.



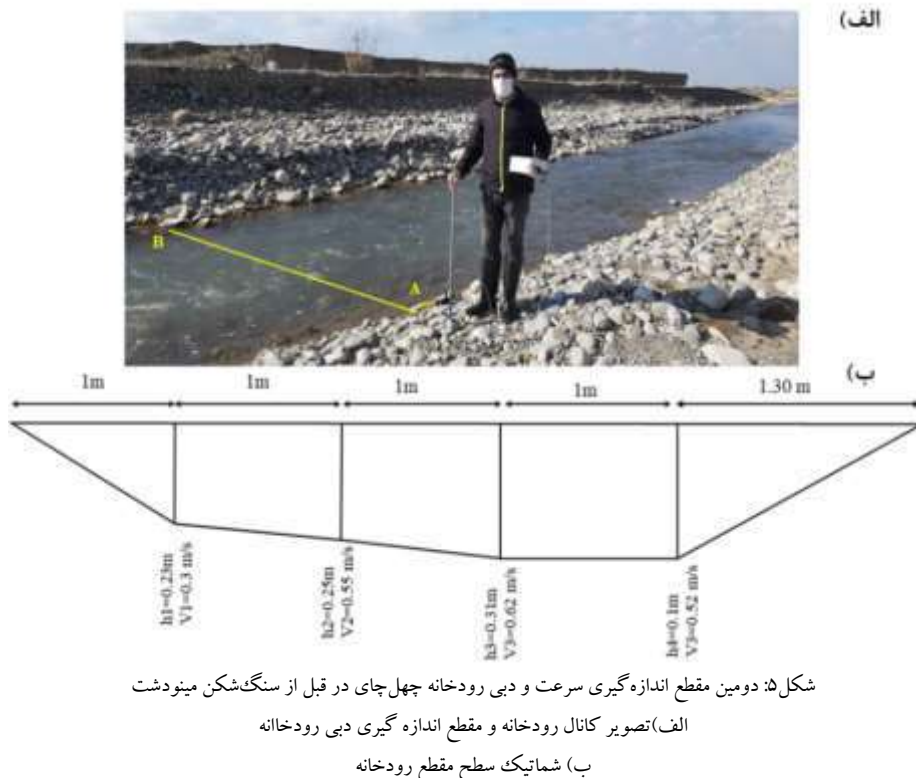
شکل ۴: هیدروگراف رودخانه در سه سال متوالی ۹۸-۹۹، ۹۷-۹۸، ۹۹-۱۴۰۰ و ۹۹-۱۴۰۰

### ۳-۲- اندازه گیری دبی رودخانه چهل چای

در این پژوهش جهت تعیین تبادل میان آب رودخانه چهل چای و آب زیرزمینی دشت، دبی رودخانه چهل چای در چهار مقطع معین از رودخانه اندازه گیری شد (شکل ۳). برای اندازه گیری دبی در تمامی مقاطع رودخانه چهل چای از دستگاه مولینه (اندازه گیری سرعت رودخانه) استفاده شد.

مقطع اول درست بعد از به هم پیوستن رودخانه نرماب به رودخانه چهل چای و ورودی رودخانه به دشت انتخاب شد. این مقطع با عرض بیش از ۱۳ متر عریض ترین مقطع انتخاب شده بر روی رودخانه چهل چای می باشد. بستر رودخانه با توجه ماهیت ژئومورفولوژیکی آن (مخروط افکنه) از رسوبات دانه درشت با نفوذپذیری بالا تشکیل شده است (شکل ۳). بعد از اندازه گیری سرعت رودخانه توسط میکرومولینه در بازه های یک متری، دبی متوسط رودخانه این مقطع (ورودی دشت) ۸۵۰ لیتر بر ثانیه تخمین زده شد.

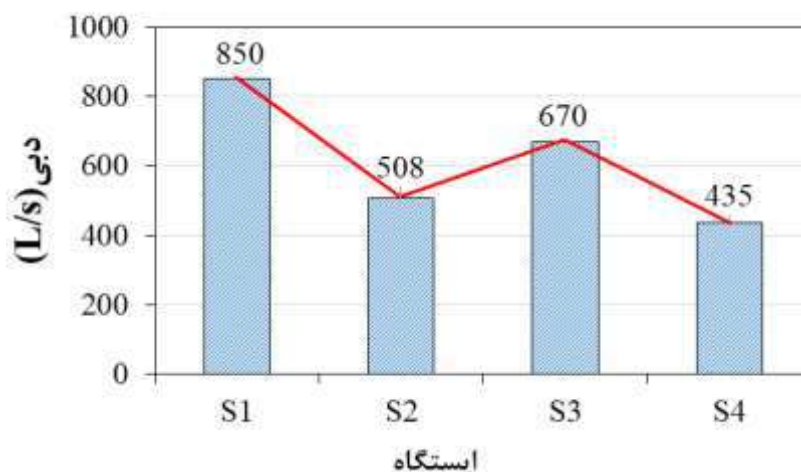
مقطع دوم در حدود ۶ کیلومتر پایین تر از مقطع اول، جنوب غرب روستای ده حسن خان و در بخش پایین دست مخروط افکنه رودخانه چهل چای قرار دارد. عرض این مقطع به مراتب کوچکتر از ایستگاه اول و در حدود ۵/۳۰ متر می باشد. با توجه به مشاهدات صحرایی، متاسفانه کانال رودخانه در این مقطع به شدت تحت تاثیر برداشت های سنگ شکن شهرداری مینودشت قرار گرفته است (شکل ۵). همچنین جنس رسوبات بستر رودخانه در این بخش از مسیر رودخانه بسیار درشت دانه می باشد. از اینرو بستر رودخانه دارای نفوذپذیری بالایی بوده و احتمال نفوذ آب به لایه های زیرسطحی در این بخش از رودخانه هم وجود دارد. در این مقطع نیز میزان سرعت در دبی فواصل تقریباً یک متری اندازه گیری شد. میزان دبی متوسط در این مقطع ۵۰۸ لیتر بر ثانیه می باشد. این امر بیانگر آنست که دبی رودخانه در فاصل بین دو سطح مقطع در حدود ۳۴۰ لیتر بر ثانیه کاهش یافته است. از آنجائیکه تمامی برداشت ها در اوایل فصل زمستان ۱۴۰۱ صورت گرفته است، مقدار تأخیر کمترین مقدار می باشد و برداشت از آب رودخانه برای اهداف کشاورزی وجود ندارد. از این رو مقدار حجم آبی که در این فاصله کاهش یافته را می توان به تغذیه رودخانه نسبت داد. در نتیجه در این بازه زمانی رودخانه دهنده می باشد.



مقطع سوم در فاصله تقریباً ۱۴ کیلومتری پایین تر از ایستگاه اول و در پایین دست سنگ شکن پشمک قرار داشت. سطح مقطع در این ایستگاه کوچک تر از دو ایستگاه دیگر می باشد. آب رودخانه در این مقطع بدلیل فعالیت سنگ شکن دارای کدورت بالایی است (شکل ۵). همچنین اندازه رسوبات در این مقطع نسبت به دو ایستگاه دیگر دانه ریزتر شده است. این مقطع به ۵ قسمت تقریباً ۱ متری تقسیم و سپس سرعت در آنها توسط مولینه اندازه گیری شد و در نهایت میزان دبی متوسط رودخانه در ایستگاه اندازه گیری شد. برخلاف ایستگاه دوم، مقدار دبی رودخانه در این مقطع از رودخانه چهل جای به میزان ۶۷۰ لیتر بر ثانیه افزایش می یابد. از این رو دبی رودخانه در حدفاصل بین دو ایستگاه به بیش از ۱۰۰ لیتر بر ثانیه افزایش یافته است. این امر بیانگر آنست که رودخانه چهل ای در این بازه مکانی گیرنده است و آبخوان را زهکش می کند.

مقطع چهارم در فاصله تقریباً ۲۱ کیلومتری پایین تر از ایستگاه اول و در مجاورت روستای کوچک اولوم قرار دارد. سطح مقطع در ایستگاه چهارم عریض تر از دو ایستگاه قبل می باشد و دارای بستر کلی متشکل از رسوبات ریزدانه است (شکل ۳). این مقطع به ۵ قسمت یک متری و به دلیل عمق کم بستر گلی به یک قسمت ۳ متری تقسیم بندی شد. مقدار دبی تخمین زده شده در این ایستگاه در حدود ۴۳۵ لیتر بر ثانیه می باشد. باتوجه کاهش مقدار دبی رودخانه از ۶۷۰ لیتر بر ثانیه به ۴۳۵ لیتر بر ثانیه می توان نتیجه گرفت که رودخانه در این بازه مکانی تغذیه کننده آبخوان بوده است.

نتایج حاصل از بررسی تغییرات ارتفاع سطح زمین با میزان تغییرات دبی رودخانه چهل جای نشان داد با کاهش ارتفاع و در پی آن کاهش شیب زمین میزان دبی رودخانه کاهش یافته است (شکل ۶). اگرچه این کاهش بطور یکنواخت نبوده و در ایستگاه سوم مقداری افزایش می یابد و مجدداً در ایستگاه چهار کاهش می یابد. بنابراین روند کلی دبی رودخانه کاهشی بود که این امر بیانگر نقش تغذیه کنندگی رودخانه چهل جای دارد.



شکل ۶: تغییرات دبی رودخانه چهل چای در طول رودخانه

#### ۴- نتیجه گیری

در این پژوهش برهمکنش رودخانه چهل چای و آب زیرزمینی با استفاده از اندازه گیری دبی رودخانه در بازه‌های مختلف بررسی شد. باتوجه نتایج حاصل از هیدروگراف رودخانه، میزان دبی رودخانه چهل چای از مردادماه تا آذرماه هر سال به کمترین مقدار خود می‌رسد و تغییرات چندانی در میزان دبی رودخانه دیده نمی‌شود. شروع تغییرات دبی رودخانه از دی‌ماه تا تیرماه هر سال آبی می‌باشد. همچنین میزان دبی رودخانه از سال ۹۸-۹۷ تا سال ۱۴۰۰-۹۹ کاهش چشمگیری داشته‌است.

روند تغییرات دبی در ایستگاه‌های مختلف در یک روند کاهش یکنواخت نبوده است. بطوریکه در اولین ایستگاه که نقطه ورودی رودخانه به دشت می‌باشد میزان دبی حداکثر (۸۵۰ لیتر بر ثانیه) می‌باشد. در مقطع دوم که حدود ۶ کیلومتر پایین‌تر از مقطع اول و در بخش پایین دست مخروط افکنه رودخانه چهل چای قرار دارد. میزان دبی متوسط در این مقطع ۵۰۸ متر بر ثانیه می‌باشد که بیانگر کاهش میزان دبی رودخانه در حدود ۳۴۰ لیتر بر ثانیه کاهش یافته‌است. جنس رسوبات بستر رودخانه در این بخش از مسیر رودخانه بسیار درشت دانه می‌باشد. از اینرو بستر رودخانه دارای نفوذپذیری بالایی بوده و احتمال نفوذ آب به لایه‌های زیرسطحی در این بخش از رودخانه هم وجود دارد. در مقطع سوم آب رودخانه در این مقطع بدلیل فعالیت سنگ‌شکن دارای کدورت بالایی است. همچنین اندازه رسوبات در این مقطع نسبت به دو ایستگاه دیگر دانه ریزتر شده‌است. برخلاف ایستگاه دوم، مقدار دبی رودخانه در این مقطع از رودخانه چهل چای به میزان ۶۷۰ لیتر بر ثانیه افزایش می‌یابد. از این‌رو دبی رودخانه در حدفاصل بین دو ایستگاه به بیش از ۱۰۰ لیتر بر ثانیه افزایش یافته‌است. این امر بیانگر آنست که رودخانه چهل چای در این بازه مکانی گیرنده‌است و آبخوان را زهکش می‌کند. مقدار دبی تخمین زده شده در مقطع چهارم که در فاصله تقریباً ۲۱ کیلومتری پایین‌تر از ایستگاه اول قرار دارد در حدود ۴۳۵ لیتر بر ثانیه می‌باشد. باتوجه کاهش مقدار دبی رودخانه از ۶۷۰ لیتر بر ثانیه به ۴۳۵ لیتر بر ثانیه می‌توان نتیجه گرفت که رودخانه در این بازه مکانی تغذیه کننده آبخوان بوده‌است. بنابراین روند کلی دبی رودخانه کاهشی بود که این امر بیانگر نقش تغذیه کنندگی رودخانه چهل چای در بیشتر بخش‌های دشت می‌باشد.

#### ۵- منابع

- جاوید، ع.، اصغری مقدم، ا.، ۱۳۸۵. آنالیز نتایج اندازه گیری دبی رودخانه سنگ سیاه و بررسی ارتباط هیدرولیکی آن با آبخوان دشت دهگلان، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- قره‌محمودلو، مجتبی، جندقی، نادر، صیادی، مریم، ۱۴۰۰. بررسی عوامل موثر بر تغییرات خوردندگی و ترسیب در طول رودخانه گرگانرود، استان گلستان، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم محیطی ۱۹(۲)، ۷۱-۹۰.
- ناصری، ح.، سعیدی، ع.، علیجانی، ف.، شهسواری، ع.، ۱۳۹۷. ارتباط هیدرولیکی رودخانه آغمیون و آبخوان دشت سراب، پژوهش‌های دانش زمین (۳۵)، ۱۳۸-۱۲۴.



Rosenberry, D.O., and Labaugh, J.W., 2008. Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 4-D2, 128 p.

Winter, T.C., 2007. The role of ground water in generating streamflow in headwater areas and in maintaining base flow, Journal of the American Water Resources Association (JAWRA) 43(1), 15-25



## بررسی ارتباط ساختارها با کانی سازی کرومیتیت در مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران، منطقه اسفندقه، جنوب کرمان

فاطمه ابراهیمی آبشور<sup>۱</sup>، سعیده کشاورز<sup>۲</sup>، مجیدشاه پسندزاده<sup>۳</sup>، محسن مباحشری<sup>۴</sup>

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی، گروه علوم زمین، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

ebrahimifatemeh393@gmail.com

<sup>۲</sup> استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

s.keshavarz2007@yahoo.com

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم و فناوری های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

[m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir](mailto:m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir)

<sup>۴</sup> دکتری پترولوژی، گروه مشاوره ای و تحقیقاتی صنایع معدنی و منابع طبیعی زرگان

Mobasher.mohsen@yahoo.com

### چکیده

مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران، به عنوان بخشی از مجموعه های اولترامافیک-مافیک/افیولیتی حاجی آباد-اسفندقه، در جنوب خاور پهنه دگرگونی سندانج-سیرجان قرار دارد. در این منطقه، مجموعه های اولترامافیک-مافیک سیخوران (سرگز-آبشور)، ده شیخ، شاداب، صوغان-آبدشت، سرخ بند، آب بید و حاجی آباد برونزد دارند. در این مطالعه، ارتباط بین ساختارها با کانی سازی کرومیتیت در مرکز و شمال مجموعه سیخوران مورد بررسی قرار گرفته است. مجموعه سیخوران از هارزبورژیت و دونیت پورفیروکلاستی، سنگ های اولترامافیک -مافیک انباشتی لایه ای، توده گابروی ایزوتروپ و دایک های پراکنده میکروگابروی-دیابازی تشکیل شده است. بنابر این پژوهش، عدسی ها و نوارهای اولیه کرومیتیت به موازات لایه بندی دونیت ها گزارش می شوند. به طور مشابهی، رگه های ثانویه کرومیتیت کمابیش با رگه های منیزیت موازی هستند. گسل های با سازوکار غالب عادی با مولفه راستالغز این نوارها و رگه های کرومیتیت را قطع و جابه جا کرده اند. نظر به توازی لایه بندی پریدوتیت ها با عدسی ها و نوارهای اولیه کرومیتیت و همچنین رگه های منیزیت با رگه های ثانویه کرومیتیت، هندسه لایه بندی پریدوتیت ها و رگه های منیزیتی می تواند به عنوان روندهای اکتشافی کرومیتیت مورد استفاده قرار گیرد.

**واژه های کلیدی:** ساختار، کرومیتیت، مجموعه اولترامافیک-مافیک، سیخوران، اسفندقه

### Abstract

Sikhoran ultramafic-mafic complex, as a part of Hajiabad-Esfandagheh ultramafic-mafic complexes, is located in the southeast of Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. In this area, ultramafic-mafic complexes of the Sikhoran (Sargaz-Abshur), Deh Sheikh, Shadab, Soghan-Abdasht, Surkh-band, Ab-bid and Haji-abad are exposed. The Sikhoran complex is composed of Hartzburgite, porphyroclastic dunite, layered



ultramafic-mafic cumulates, isotropic gabbro intrusions and scattered micro-gabbro to diabasic dykes. In this study, the relationship of structures with the chromitite ore mineralization have been studied. According to this research, lenses and primary bands of the chromitite are parallel to the layering of dunites. Similarly, the secondary veins of chromitite are parallel to the magnesite veins. The normal with strike-slip component faults have cut and displaced the chromitite bands and veins. Considering the parallel geometry of lperidotites layers with the primary bands/lenses of chromitite and the magnesite veins with the secondary chromitite veins, the geometry of the peridotite layering and the magnesite veins could be used as the exploration trends of chromitite mineralization.

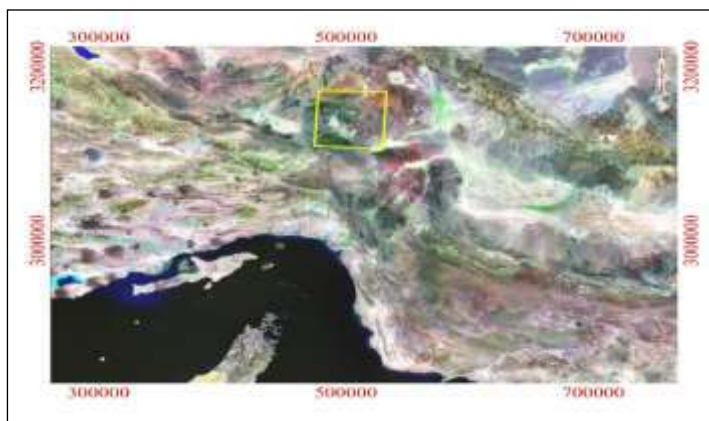
**Key words:** Structure, chromitite, ultramafic-mafic complex, Sikhoran, Esfandeh.

## ۱- مقدمه

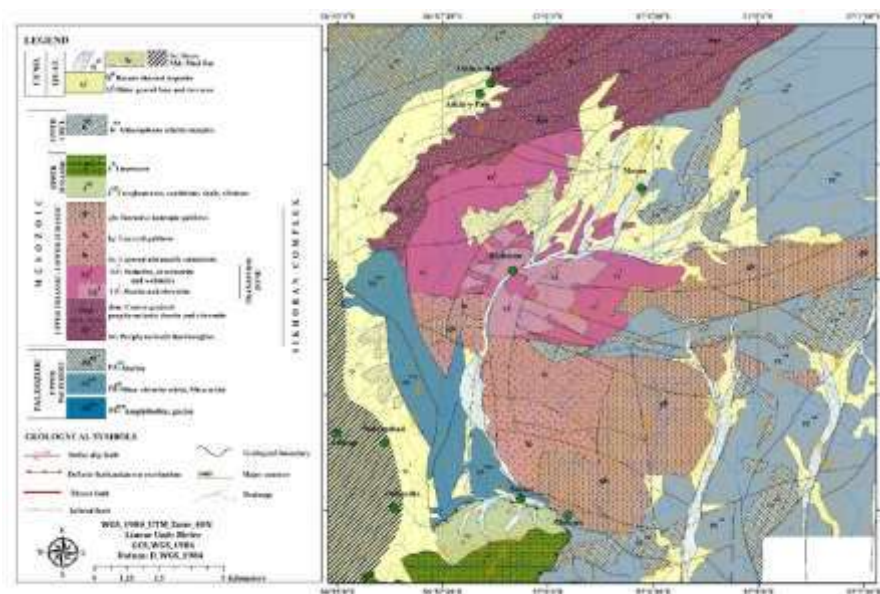
مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۷) یا سرگز-آبشور (اسدی و همکاران، ۱۴۰۱، ۱۴۰۲) در جنوب‌خاور پهنه دگرگونی سندیج-سیرجان قرار دارد (شکل ۱). بخش عمده این توده را هارزبورژیت، دونیت پورفیروکلاستیک و گابرویی لایه‌ای تشکیل می‌دهند. بخش گوشته‌ای واحد هارزبورژیتی پورفیروکلاستیک به دلیل جایگیری در کنار گسل آشین به شدت برشی و سرپانتینی شده است (شکل ۲). هم‌چنین، واحد دونیت پورفیروکلاستیک نیز به دلیل داشتن بافت درشت دانه و وجود گسل‌ها و شکستگی‌های فراوان، شرایط مناسبی برای سرپانتینی داشته است (قاسمی، ۱۳۷۹). مطالعات محدودی در خصوص ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، شیمی کانی‌ها و سن سنجی مجموعه‌های اولترامافیک-مافیک ناحیه سیخوران، اسفندقه انجام شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۷، ۱۳۸۰، ۱۳۸۳؛ اسدی و همکاران، ۱۴۰۱ و ۱۴۰۲؛ Ghasemi et al., 2002). نتایج این مطالعات، ابهاماتی را در مورد جایگاه زمین‌ساختی و تکتونوگامی مجموعه‌های اولترامافیک-مافیک ناحیه اسفندقه به وجود آورده است (به طور مثال، Sepidbar et al., 2021; Peighambari et al., 2016; Shafaei Moghadam et al., 2017). مطالعات دقیق ساختاری به همراه تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و ساختاری بزرگ‌مقیاس نه‌تنها در رفع ابهام‌های فوق کمک می‌نماید، بلکه در تبیین نقش ساختارها در جایگزینی و دگرشکلی کانسارهای کرومیتیت‌های مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران مؤثر خواهد بود.

## ۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

در ناحیه اسفندقه برونزدهای گسترده‌ای از مجموعه‌های اولترامافیک-مافیک شامل مجموعه‌های سرگز-آبشور یا سیخوران، صوغان-آبدشت، ده شیخ، شاداب، آب‌بید و حاجی آباد گزارش شده است (احمدی‌پور، ۱۳۷۹؛ نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳؛ محمدی، ۱۳۹۵؛ Peighambari et al., 2016; Shafaei Moghadam et al., 2017; Behzadi and Shahabpour, 2011; ۱۳۹۵). مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران به علت قرار داشتن در محل برخورد روندهای ساختاری متفاوت از پیچیدگی ساختاری زیادی برخوردار است؛ به‌طوری‌که روندهای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری کوهزاد زاگرس و پهنه دگرگونی سندیج-سیرجان، روندهای شمالی-جنوبی مانند روند پهنه گسلی زندان و روندهای شمال‌خاوری-جنوب‌باختری در این ناحیه با یکدیگر تلاقی می‌کنند (شکل ۱، قاسمی و همکاران، ۱۳۷۷). مجموعه سیخوران توالی به‌هم‌پیوسته‌ای از سنگ‌های اولترامافیک-مافیک (مجموعه سیخوران)، گابروهای ایزوتوپی (گابروهای آبشور) و دایک‌های پراکنده دیابازی تشکیل شده است (قاسمی، ۱۳۷۹). هر چند که این مجموعه جزئی از توالی‌های افیولیتی حاشیه پهنه دگرگونی سندیج-سیرجان در نظر گرفته شده است، اما مطالعات متعددی نشان می‌دهد که این مجموعه را می‌توان یک توده اولترامافیک-مافیک آلپی در نظر گرفت که در سنگ‌های دربرگیرنده‌اش نفوذ کرده است (Ghasemi et al., 2002). محدوده‌های کرومیتیتی سیخوران در مجاورت معدن کرومیتیت آبدشت قرار داشته و در غالب بخش‌های آن کانی‌سازی اولیه و کمتر کانی‌سازی‌های ثانویه کرومیت صورت گرفته است.



شکل ۱- موقعیت مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران در جنوب شرق پهنه دگرگونی سندرچ-سیرجان بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست.

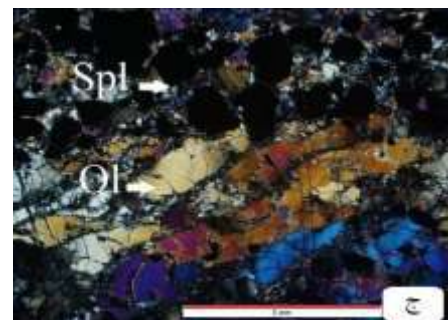


شکل ۲- نقشه زمین شناسی مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران (برگرفته از اسدی و همکاران، ۱۴۰۱).

### ۳- ویژگی‌های ساختاری

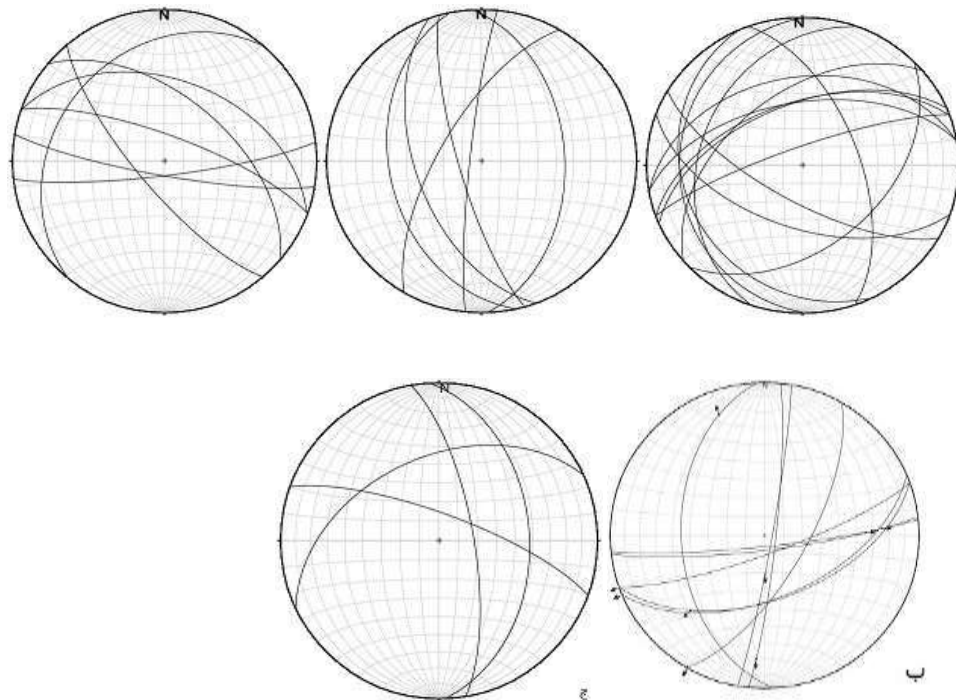
در مرکز مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران، واحد دونیت پورفیروکلاستی به‌طور بین‌انگشتی به واحد اولترامافیک انتقالی شامل دونیت‌های ماگمایی انباشتی تغییر می‌یابد و در ادامه با توالی اولترامافیک‌های انباشتی لایه‌ای (ورلیت- هارزبورژیت- لرزولیت- وبستریت- پیروکسنیت) و سپس با مافیک‌های انباشتی لایه‌ای (تروکتولیت، الیوین گابرو، گابرونوریت، آنورتوزیت، فروگابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت و پلاژیوگرنایت) تا دره آبشور در جنوب ادامه می‌یابد (شکل

۲. سنگ‌های الترامافیک سیخوران، بیشتر متشکل از سنگ‌های دونیت و هارزبورژیته است که به‌طور فراگیر سرپانتینیته و منیزیته شده و کانی‌های سالم اولوین و پیروکسن به‌طور بسیار اندکی قابل تشخیص هستند (شکل ۳). سرپانتینیته‌ها عمدتاً از دگرسانی دونیت‌ها و تا حدی هارزبورژیته‌ها به‌وجود آمده‌اند و در نمونه‌های دستی بسیار نرم بوده، دارای رنگ سبز، جلای صابونی و تجمع رشته‌ای هستند.



شکل ۳- الف- رگه‌های منیزیته و لیتولوژی دگرسان شده پریدونیت‌های سیخوران (دید به سمت شمال‌خاور)- ب- سنگ‌های دونیتی دگرسان شده محدوده سیخوران همراه با رگه‌هایی از کرومیتیت (دید به سمت خاور). ج- تصویر میکروسکوپی کروم اسپینل‌های لایه‌ای در دونیت‌های پورفیرو کلاستیک (نور پلاریزه). مخفف‌ها: Ol: اولوین، Spl: اسپینل.

در محدوده معدنی سیخوران، سنگ‌های دونیتی و سرپانتینیته شده عمدتاً دربردارنده عدسی‌هایی از کرومیتیت با ذخایر و عیار متفاوت‌اند. بررسی صحرایی نشان می‌دهد که روند عدسی‌ها و نوارهای کرومیتیتی با راستای لایه‌بندی سنگ‌های پریدونیتی، کم‌وبیش هماهنگی و هم‌خوانی دارند (شکل ۴-الف). در این محدوده علاوه بر وجود کانی‌سازی فراوان کرومیت با بافت و ساخت اولیه (نواری، عدسی، تجمعی، دانه پراکنده)، کانی‌سازی‌هایی با بافت و ساخت ثانویه کرومیت (گسلیده، برشی، پرکننده درز و شکستگی) نیز به‌وفور مشاهده می‌شود. به‌علاوه در این محدوده، سنگ‌های اولترامافیک توسط تعدادی گسل با امتدادهای متفاوت قطع می‌شوند که توده معدنی و عدسی‌های کرومیتی را در جهات مختلفی قطع کرده و باعث جابه‌جایی و تغییر امتداد رگه‌های کرومیتی شده‌اند (شکل ۴-ب). در محدوده سیخوران رگه‌های منیزیته به‌رنگ سفید مایل به زرد در اثر واکنش آب‌های غنی از دی‌اکسید کربن با سنگهای الترابازیک و سرپانتینیته شده به ضخامت‌های مختلف در راستای گسل‌ها نهشته شده‌اند (شکل ۴-ج).



الف

شکل ۴- الف- استریوگرام لایه بندی دونیت ها و لایه ها، نوارهای کرومیتیت اولیه موازی با آن، ب- استریوگرام گسل ها و ج- استریوگرام رگه های منیزیت، موازی با رگه های ثانویه کرومیت مجموعه الترامافیک-مافیک سیخوران بر روی نیمکره زیرین شبکه هم زاویه (ولف).

#### ۴- جایگاه زمین ساختی

سبزه ای (۱۳۷۵) فاصله زمانی بسیار زیادی را بین تشکیل و جایگزینی مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران و گابروهای ایزوتروپ قایل است. به اعتقاد ایشان، سن این مجموعه اولترامافیک-مافیک، پالئوزوئیک زیرین و حتی پرکامبرین و سن توده گابروی ایزوتروپ، تریاس میانی است. قاسمی (۱۳۷۹) توده اولترامافیک-مافیک سیخوران را یک مجموعه چندزادی نامیده که بخش های مختلف آن سن هایی متفاوت، از قبل از پرمین تا ژوراسیک فوقانی دارند. به نظر نامبرده مجموعه اولترامافیک-مافیک سیخوران به قبل از پرمین تعلق داشته ولی در زمان های پرمین، تریاس و ژوراسیک همواره مورد هجوم ماگماهای بازالتی مختلف قرار گرفته است. هم چنین این پژوهشگر احتمال دیگری را برای این مجموعه در نظر گرفته که این مجموعه در یک رخداد عظیم ماگمایی در فاصله زمانی کربونیفر فوقانی - پرمین تکوین یافته باشد و سپس در تریاس میانی - فوقانی و ژوراسیک میانی - فوقانی مورد هجوم گابروهای ایزوتروپ و دایک های دیابازی قرار گرفته باشد. به باور سپیدر و همکاران (Sepidbar et al., 2021) مجموعه های سیخوران و صوغان هر دو دارای کرومیت های انبانی با کروم بالا و پایین هستند. کروم موجود در لرزولیت ها و هارزبورژیت های گوشته ای مجموعه های صوغان و آبدشت با مقادیر کروم پایین در قلمرو پریدوتیت های آبیسال و کروم اسپینل های موجود در دونیت ها و کرومیت های آن ها با مقادیر کروم بالا در قلمرو کروم اسپینل های حاصل از تبلور ماگمای بونینی قرار می گیرند. این کرومیت ها و پریدوتیت های میزبان آن ها در مرحله تحول یک جایگاه پیش کمانی جنبی به مرحله پیشرفته ایجاد کمان بالغ و از تبلور ماگمای بونینی و ذوب بخشی آبدار لرزولیت ها و هارزبورژیت ها تشکیل شده اند. بنابر نظر پیغمبری و همکاران (Peighambari et al., 2011) نیز هارزبورژیت ها و دونیت های اسفندقه از یک گوه گوشته ای زیر کمانی بالای پهنه فروانش ایجاد شده اند. به باور آنان، تمایل فرافروانشی پریدوتیت های افیولیتی و کرومیت های همراه آنها در جنوب خاور ایران بیانگر تشکیل آنها در یک جایگاه پیش کمانی یا پشت کمانی است. توجه دقیق به زمین شناسی صحرایی و نتایج سن سنجی واحد

گابروی مجموعه سیخوران به سن تریاس پسین - ژوراسیک پیشین (قاسمی ۱۳۷۹؛ Moghadam Shafaii et al, 2017 و اسدی ۱۴۰۱ و همکاران) و مجموعه صوغان - آبدشت (احمدی پور، ۱۳۷۹) نشان می‌دهد که برخلاف نظر پیغمبری و همکاران (Peighambari et al., 2011) و سپیدر و همکاران (Sepidbar et al., 2021) این مجموعه‌ها اولاً یک توالی افیولیتی نیستند و بیشتر به توده‌های پریدوتیتی آلپی شباهت دارند. ثانیاً مجموعه صوغان - آبدشت به‌طور غالب از چند کیلومتر واحدهای لرزولیتی - هارزبورژیتی تفاله گوشته‌ای تشکیل شده است که در ادامه گسل آشین و در زیر واحدهای هارزبورژیت دارای برگواره و دونیت پورفیر و کلاستی مجموعه سیخوران قرار دارند. بنابراین برخلاف نظر سپیدر و همکاران (Sepidbar et al., 2021)، اسدی و همکاران (۱۴۰۱) بر این عقیده‌اند که بخش عمده این مجموعه‌ها از واحد اولترامافیک لایه‌ای تشکیل نشده است.

## ۵- نتیجه گیری

بر اساس مطالعات صورت گرفته جایگزینی مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران این مجموعه به‌صورت بالا آمدن یک ستون گوشته‌ای جامد در حال ذوب در زمان تریاس پسین - ژوراسیک پیشین در یک حوضه کششی درون کمانی فرافرورانشی، در پهنه دگرگونی سندیج - سیرجان پیشنهاد شده است. بنابر این پژوهش روند عدسی‌ها و نوارهای کرومیت با بافت و ساخت اولیه (نواری، عدسی، تجمعی) با راستای لایه‌بندی سنگ‌های پریدوتیتی این مجموعه کم‌ویش موازی است. به‌علاوه، کانی‌سازی‌هایی با بافت و ساخت ثانویه کرومیت (گسلیده، برشی، پرکننده شکستگی) به موازات رگه‌های منیزیت است. این رگه‌های منیزیتی اغلب در راستای گسل‌های مجموعه مورد مطالعه نهشته شده‌اند. در واقع، گسل‌های با سازوکار غالب عادی با مولفه راستالغز باعث قطع و جابجایی نوارها و رگه‌های کرومیت شده‌اند. هندسه این رگه‌های منیزیتی می‌تواند جهت شناسایی کانی‌سازی ثانویه کرومیت مورد استفاده قرار گیرد.

## ۶- مراجع

- اسدی، ع.، قاسمی، ح.، مباشری، م.، ۱۴۰۲. ترکیب شیمیایی اولین به عنوان معیاری برای خاستگاه و شرایط تشکیل توده مافیک - الترومافیک سرگر آبخور، جنوب کرمان، ۳۱، ۳۱-۴۴.
- اسدی، ع.، قاسمی، ح.، مباشری، م.، ۱۴۰۱. شیمی کانی اسپینل در توده اولترامافیک - مافیک آلپی اسفندقه سیخوران، جنوب خاور ایران، فصلنامه علوم زمین، ۳۲، ۱۲۶، ۱-۱۳.
- احمدی پور، ح.، ۱۳۷۹. پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس‌های اولترامافیک - مافیک صوغان و آبدشت، شمال غرب دولت آباد بافت، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۸۵ ص.
- باباخانی، ع.، علوی تهرانی، ن.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰ سبزواران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- سبزه‌ای، م.، ۱۳۷۵. ماگمای افیولیتی و نقش آن در تکوین افیولیت‌های ایران: برداشت‌هایی از گدازه‌های اولترامافیک - مافیک با گرایش کوماتیتی. مجموعه مقالات چهاردهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- قاسمی ح. ا.، سبزه‌ای م.، ژوتو، ت.، ۱۳۷۷. ماهیت زمین شناختی کمپلکس مافیک - الترومافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران، فصلنامه علوم زمین، ۲۹-۳۰، ۳۲.
- قاسمی، ح.، ۱۳۷۹. پترولوژی، ژئوشیمی و منابع معدنی مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۸۶ ص.
- قاسمی، ح.، سبزه‌ای، م.، ژوتو، ت.، بلون، ا.، راستاد، ا.، امامی، م.، ۱۳۸۰. پدیده‌های سنگ زایشی مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران در جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، ۴۰-۳۹، ۴۶-۶۹.
- قاسمی، ح.، سبزه‌ای، م.، ژوتو، ت.، بلون، ا.، امامی، م.، ۱۳۸۳. سن پرتونسنجی بخش‌های مافیک و دگرگونه‌های میزبان مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران، جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، ۵۲-۵۱، ۶۷-۵۸.



لیاقت زاده، پ.، شاه پسند زاده، م.، هنرمند، م.، و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۵. تکوین ساختمانی بخش باختری مجموعه اولترامافیک- مافیک ده شیخ، نوار افیولیتی اسفندقه- فاریاب. فصلنامه علوم زمین، ۱۰۸، ۲۰۱.

نجف زاده، ع.ر.، و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۳. ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین و کروم اسپینل در پریدوتیت‌های کمپلکس فرابازی آبدشت کرمان، جنوب خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، ۹۱، ۱۸۶-۱۷۳.

محمدی، م.، ۱۳۹۵. ژئوشیمی، پتروژنز و ارزیابی اقتصادی مجموعه اولترامافیک آبیید، خاور حاجی‌آباد (استان هرمزگان)، رساله دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۸۶ص.

Ahmadipour, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Rastad, E., and Emami M. H., 2003. Soghan Complex as evidence for paleosreading. 68813.2018.gsj/22071.10/org.doi.dx://http

Behzadi, K., and Shahbpour, H., 2011 Emplacement model of Esfandgh and Fareyab ultramafic-mafik complex . Kerman province. South east Iran. N. Jb. Geol.palaont Abh., 262, 25-42. center and mantle diapirism in Sanandaj-Sirjan zone (South-East Iran). Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 14, 157-172. <https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=33211>

Peighambari, S., Ahmadipour, H., Stosch. H-G., and Daliran, F., 2011. Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite massif and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélangé belt, southeastern Iran. Ore Geol Rev, 39, 245-264. 10.1016/j. oregeorev.2011.03.004

Peighambari, S., Uysal, I., Stosch, H. G., Ahmadipour, H., and Heidarian, H., 2016. Genesis and tectonic setting of ophiolitic chromitites from the Dehsheikh ultramafic complex (Kerman, southeastern Iran): Inferences from platinum-group elements and chromite compositions. Ore Geology Reviews, 74, 39- 51. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.032>

Sepidbar, F ,Khedr. M.Z., Ghorbani,MNR M.R., Palin, R.M., andXionm Y .M., 2021. Petrogenes ofarc-related peridotite hosted chromtitite deposits in sikhoran-soghan mantle section . south iran;Evidencc for proto-forearc spreading to boninitic stages, Ore Geology Reviews, 136m104-256.<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104256>.

Shafaii Moghadam, H., Bröcker, M., Griffin, W.L., Li, X.H, Chen, R.X., and O'Reilly, S.Y., 2017. Subduction, high-P metamorphism and collision fingerprints in SW Iran: Constraints from zircon U-Pb and mica Rb-Sr geochronology. Geochemeistry, Geophysics, Geosystems, 18, 306-332.

Ghasemi H., Juteau T., Bellon H., Sabzehei M., Whitechurch H., and Ricou L.E., 2002. The maficultramafic complex of Sikhoran (central Iran): a polygenetic ophiolite complex. C. R. Geosci. 334.

## ارزیابی ویژگی های زمین شناسی مهندسی ساختگاه سد فینسک با تاکید بر پایداری تکیه گاه چپ سد

مهدی تلخابلو<sup>۱</sup>، سید محمود فاطمی عقدا<sup>۲</sup>، حسین درخشانی فر<sup>۳</sup>

۱- مهدی تلخابلو (دکترای زمین شناسی مهندسی)، گروه زمین شناسی مهندسی، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران

Talkhablu@gmail.com

۲- سید محمود فاطمی عقدا (دکترای زمین شناسی مهندسی)، گروه زمین شناسی مهندسی، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه خوارزمی تهران،

ایران

Fatemi@khu.ac.ir

۳- حسین درخشانی فر (دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی مهندسی، دانشگاه خوارزمی) گروه زمین شناسی مهندسی، دانشکده زمین

شناسی، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران

h.derakhshanifar498@gmail.com

### چکیده

تکیه گاه سدها نقش مهمی در حفظ پایداری بلندمدت سدها دارد. از این رو بایستی در مطالعات ساختگاه توجه ویژه‌ای به پایداری تکیه گاه سد شود. در کوله‌های سد فینسک بخصوص تکیه گاه‌ها وجود سیستم‌های ناپیوستگی اعم از درزه و شکاف و گسل مورد توجه و بررسی قرار گرفت که حاصل این مطالعات نشان‌دهنده عدم وجود گسل یا شکستگی قابل توجه در محدوده محور و دریاچه سد مخزنی فینسک بود. در تکیه گاه راست نهشته‌های واریزه ای و بر جای حاصل از فرسایش لایه‌های مارن و شیل با ضخامت متغیر حداکثر ۲۰ متر گسترش داشت. در تکیه گاه چپ، رسوبات شامل مخروط افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی و بطور عمده در مجاورت بستر نهشته شده‌اند. در تکیه گاه‌ها و بستر رودخانه باتوجه به نتایج آزمایش‌های دانه‌بندی غالباً دارای نوع خاک شنی رسدار هستند و از سوی دیگر باتوجه به نتایج آزمایش‌های صحرایی SPT دارای دانسیته طبیعی بالایی هستند؛ بنابراین، باتوجه به نوع خاک (وجود چسبندگی ذاتی در مصالح) و تراکم طبیعی بالای مصالح، احتمال وقوع پدیده روانگرایی در مصالح ریزدانه، بعید ارزیابی شد. باتوجه به نوع سد سنگ ریزه‌ای با هسته رسی قائم سد فینسک، پدیده



قوس زدگی در هسته سد باتوجه به نتایج آنالیز تنش - کرنش مورد بررسی قرار گرفت. بر پایه تحلیل‌های انجام شده، احتمال رخداد پدیده قوس زدگی در هسته سد، کم ارزیابی شد.

**کلمات کلیدی:** سد مخزنی فینسک، قوس زدگی، آزمایش SPT، گسل.

## Abstract:

The abutment of dams plays an important role in maintaining the long-term stability of dams. Therefore, in the site investigations, special attention should be paid to the stability of the abutment. The presence of discontinuity systems such as cracks, cracks, and faults in the abutment of the Finesk dam was investigated and the results of these studies showed that there was no significant fault or break in the boundary of the axis and the lake of the Finesk reservoir dam. In the right abutment, there were deposits of debris and the result of the erosion of marl and shale layers (Qcm) with a variable thickness of up to 20 meters. In the left abutment, the sediments including alluvial cones and alluvial terraces and mainly cultivated (Q1) have been deposited on the bed. In the abutments and river bed, according to the results of the grading tests, they often have clayey sandy soil, and on the other hand, according to the results of the SPT field tests, they have a high natural density. According to the type of gravel dam with vertical clay core of Finsk dam, the arching phenomenon in the dam core was investigated according to the results of stress-strain analysis. Based on the analysis, the possibility of arching in the core of the dam was underestimated.

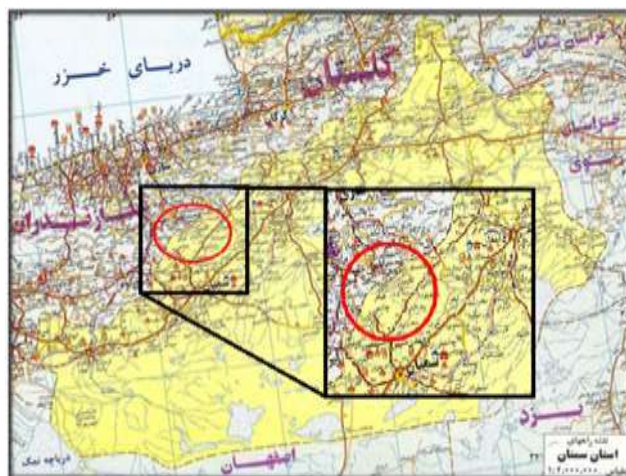
Keywords: Finsk Reservoir Dam, arching, Spt Test, Fault

## ۱- مقدمه

هدف اصلی در طراحی یک سد خاکی دستیابی به سازه‌ای است که آب را در پشت خود نگاه دارد و علاوه بر آن از نشست آب در دامنه پایاب که رگاب و گسیختگی را به همراه خواهد داشت، جلوگیری کند. آب جمع شده در مخزن ممکن است از محل پی سد یا تکیه‌گاه‌های جانبی آن یا از جسم سد تراوش نماید. فرار آب از جسم سد به‌ویژه در سدهای خاکی اهمیت خاصی در پایداری سد دارد. روش‌های متنوعی برای کاستن از میزان آب‌نشستی و تحت کنترل در آوردن آن وجود دارد. ویژگی‌های سنگ و خاک سازنده پی سد و تکیه‌گاه‌های آن، مصالح در دسترس برای ساختمان سد، نحوه طراحی و شکل انتخاب شده برای سد و سرانجام محدودیت‌های اجرایی هر یک به نحوی می‌توانند در انتخاب روش‌های مناسب برای آب‌بندی سد مؤثر واقع شوند. سدهای خاکی به دو نوع همگن و غیرهمگن تقسیم می‌شوند. یکی از اجزاء مهم سدهای خاکی غیرهمگن هسته سد است. هسته در سدهای خاکی عامل مهم آب‌بندی و کنترل تراوش از بدنه سد است. از این رو انتخاب نوع مصالح، ابعاد و شکل آن مهم است. از آنجاکه هسته به دلیل نیاز به نفوذپذیری بسیار کم باید از مصالح ریزدانه ساخته شود، به‌ناچار مقاومت برشی آن کمتر از سایر قسمت‌های بدنه سد است. بنابراین از نظر پایداری سد، هرچه هسته آن نازک‌تر باشد بهتر است. از طرفی هرچه هسته سد ضخیم‌تر باشد مقاومت آن در برابر نشست آب و فرسایش داخلی بیشتر است و خطر ایجاد شکاف یا ترک حاصل از نشست غیریکنواخت کاهش می‌یابد (Singh and Varshney, 1995). امروزه با پیشرفت علم مکانیک خاک و توسعه امکانات نرم‌افزاری و سخت‌افزاری، سدهای خاکی به یکی از مهم‌ترین سازه‌های حفظ و ذخیره آب تبدیل شده‌اند (رحیمی، ۱۳۸۹).

## ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

ساختمان سد مخزنی فینسک به مختصات جغرافیایی  $36^{\circ} 2' 44.3''$  درجه عرض شمالی و  $53^{\circ} 26' 1.1''$  درجه طول شرقی است. راه دسترسی به محدوده طرح در فاصله حدود ۶۰ کیلومتری شمال شرق شهر سمنان و از طریق جاده آسفالت سمنان، شهمیرزاد و فولاد محله بوده که در سه‌راهی رسم رودبار با یک جاده انشعابی به سمت غرب بعد از عبور از روستای پرور، کولیم و کاورد به محل طرح می‌رسند.



شکل ۱: موقعیت گستره مورد مطالعه

### ۳- لرزه خیزی منطقه:

بر پایه مطالعات لرزه خیزی انجام شده در گستره ساختگاه سد فینسک، مقادیر پارامترهای لرزه خیزی مبنای طراحی (DBL)، بالای طراحی (MDL) حداکثر پذیرفتنی (MCL) به ترتیب ۰.۲۷، ۰.۴۲ و ۰.۶۶ شتاب ثقل برآورد شده است. براین اساس در ساختگاه مورد مطالعه، ضریب زلزله جهت تحلیل پایداری به روش شبه استاتیکی در شرایط بهره‌برداری با تراوش دائمی، باتوجه به مقادیر پارامترهای فوق، بر اساس رابطه مارکوسون - فرانکلین (Franklin & Marcuson) برابر ۰.۱۷ و بر مبنای رابطه کپتان (Kaptan Cengiz) ۰.۱۸ برآورد شده که در نهایت مقدار ۰.۱۸ در تحلیل‌های پایداری مورد استفاده قرار می‌گیرد (مطالعات مرحله دوم سد مخزنی فینسک، ۱۳۹۸). بر اساس آیین‌نامه ۲۸۰۰ (سال ۱۳۹۰، ویرایش چهارم) ایران را به چهار پهنه با خطر نسبی بسیار بالا، بالا، متوسط و پایین تقسیم نموده‌اند. این نقشه برای هر پهنه شتاب مبنای طرح نیز پیشنهاد گردیده است که در جدول زیر ارائه شده است. ساختگاه مورد مطالعه در رده مناطق با خطر نسبی بالا قرار می‌گیرد، و عدد ۰.۳ g به منظور تحلیل دیواره‌های گود در این محدوده می‌تواند در نظر گرفته شود. (جدول ۱)

جدول ۱: مقدار شتاب مبنای طرح برای پهنه‌های مختلف ایران (آیین‌نامه ۲۸۰۰، ۱۳۹۴)

| منطقه | توصیف               | شتاب مبنای طرح (g) | رنگ    |
|-------|---------------------|--------------------|--------|
| ۱     | خطر نسبی بسیار بالا | ۰/۳۵               | قرمز   |
| ۲     | خطر نسبی بالا       | ۰/۳۰               | نارنجی |
| ۳     | خطر نسبی متوسط      | ۰/۲۵               | زرد    |
| ۴     | خطر نسبی پایین      | ۰/۲۰               | سفید   |

#### ۴- زمین شناسی مهندسی گستره مورد مطالعه

از نظر تقسیم بندی زون های ساختمانی ایران، گستره مورد مطالعه در قسمت جنوبی زون البرز مرکزی قرار دارد. عموماً در محدوده ساختگاه سد فینسک مطالعه شده سازندهای زمین شناسی از کرتاسه بالایی تا کواترنر قابل مشاهده است. این لایه ها از قدیم به جدید به صورت زیر است (گزارش مطالعات زمین شناسی سد مخزنی فینسک، ۱۳۹۱).

نهشته های کرتاسه در منطقه مورد مطالعه با سازند تیز کوه (Kt)، آغاز می شود که به طور ناپیوسته ولی هم شیب روی سنگ آهک لار قرار گرفته است. این سازند که عمدتاً در بخش شمالی محدوده و در یال های شمالی و جنوبی ناودیس هیکو رخنمون دارد، به طوری که به دلیل فراوانی حفره های انحلالی در این طبقات، به سنگ آهک لانه کبوتری معروف شده اند. سنگ های دوران ترشیاری گستره نسبتاً وسیعی را در محدوده مورد مطالعه پوشش داده اند. دوره پالئوسن در تمام بخش های البرز با ماسه سنگ و کنگلومرای قرمز رنگ همراه با لایه های گچ و مارن سازند فجین (Pg<sub>f</sub>) مشخص می گردد. این سازند که با یک ناپیوستگی روی سنگ های کرتاسه بالایی نهشته شده است، در ارتفاعات کوه فینسک برون زد دارد.

کهن ترین واحد سنگ چینه ای منطقه مورد بررسی، سازند کهر به سن پروتروزوئیک بالایی است که در هسته برخی طاق دیس ها و یا به سبب گسلش، برون زد دارد. بخش شیلی هم ارز سازند کرج (Esh)، با لیتولوژی شیل، شیل مارنی خاکستری و آهک مارنی که تمامی محدوده ساختگاه و دریاچه سد فینسک را به خود اختصاص داده است (گزارش مطالعات زمین شناسی سد مخزنی فینسک، ۱۳۹۱).

#### ۵- بررسی وضعیت آب زیرزمینی و هیدروژئولوژی

باتوجه به مورفولوژی منطقه، دره ای که سد مخزنی فینسک در آن واقع می شود از نظر توپوگرافی پست ترین قسمت منطقه است؛ لذا آب های حاصل از ریزش های جوی و ... به صورت جریان های سطحی و زیرزمینی به سمت این دره هدایت می شوند. اندازه گیری سطح آب زیرزمینی در گمانه های اکتشافی حفاری شده در محل محور سد نشان می دهد که شیب هیدرولیکی به سمت دره مذکور است. همچنان که در پروفیل زمین شناسی محور سد نشان داده شده است واحد سنگی واقع در پی سد بخصوص در ترازهای پایین از لایه های شیل و مارنی است و بر طبق پروفیل شرایط آبگذری در امتداد محور سد فینسک این لایه ها به جز در ترازهای سطحی که به دلیل وجود زون هوازده سطحی و سیستم درزه ها که عمدتاً سطحی هستند در اعماق کاملاً آب بند هستند و این عامل باعث می شود آب های سطحی و یا نفوذی که در اعماق نفوذ پذیر اولیه نفوذ می کنند بر طبق شیب توپوگرافی به سمت قسمت کم ارتفاع زهکش شوند. باتوجه به حفاری های اکتشافی و بررسی های لیتولوژیکی صورت گرفته، لایه های سنگی عاری از شکستگی ها و حفرات مرتبط (مجاری کارستی و ...) برای فرار آب است و در خطوط هم تراز سطح آب زیرزمینی آنومالی خاصی مشاهده نشده است و به صورت کلی شیب عمومی سطح آب زیرزمینی به سمت رودخانه است (گزارش مطالعات زمین شناسی سد فینسک، ۱۳۹۱).

#### ۶- تحلیل استاتیکی تنش و تغییر شکل

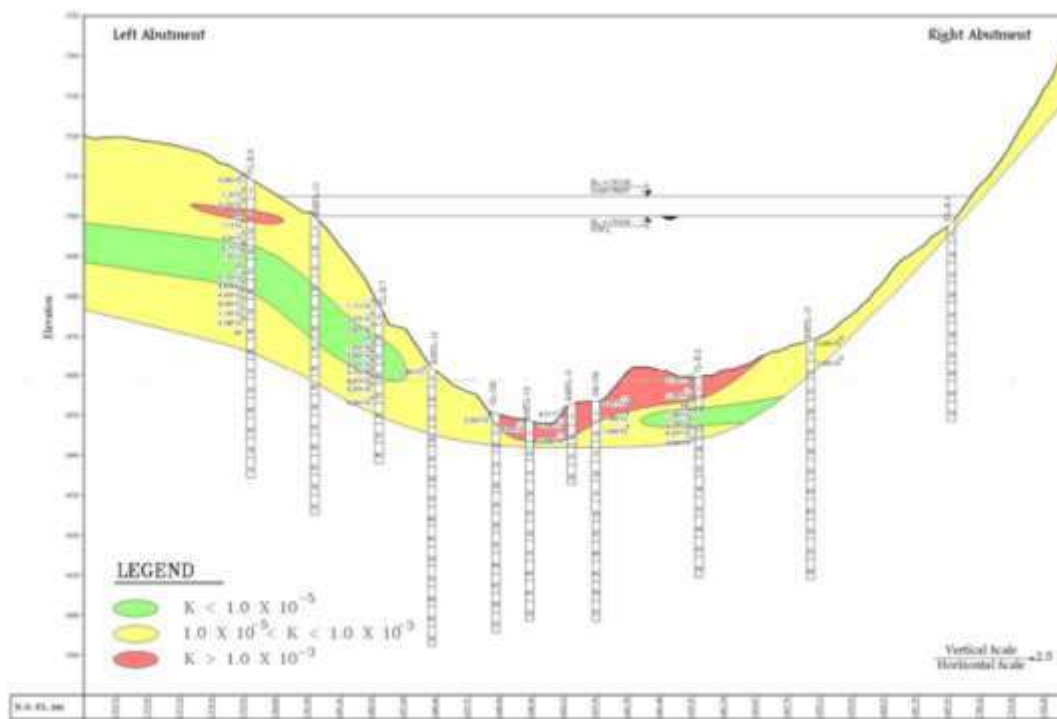
آنالیزهای استاتیکی بدنه سد به روش اجزاء محدود و با فرض کرنش مسطح (Starin Plane) روی مقطع بیشینه سد و مقطع جناح چپ بدنه انجام گردیده است. در این آنالیزها ساخت لایه به لایه خاکریز سد و آبگیری مخزن شبیه سازی گردیده است. جهت انجام تحلیل ها، از نرم افزار PLAXIS بهره گرفته شده است.

در ضمن اولین آبدگیری جابه‌جایی‌های عمود بر محور سد به تدریج افزایش می‌یابد که می‌تواند تأثیر بسیار زیادی بر روی نشست تاج و تعیین گرده داشته باشد. بعد از آبدگیری مخزن و اعمال تنش ناشی از آب پشت سد، باعث تغییراتی در وضعیت تنش و تغییر مکان در توده بدنه سد می‌گردد. در مدل تحلیلی، فرض شده است که آب هنوز وارد هسته نگردیده؛ بلکه پوسته را غرقاب نموده و در پشت هسته رسی عمل می‌نماید

بر آورد میزان نشست و تغییر مکان در اثر تنش‌های ناشی از آبدگیری مخزن به کمک نرم‌افزار PLAXIS مورد ارزیابی قرار گرفته که بر اساس خروجی حاصل از برنامه، خطوط هم مقدار تغییر مکان افقی در مقطع بیشینه بدنه و پی در اثر آبدگیری مخزن در ارائه شده است

## ۷- تراوایی

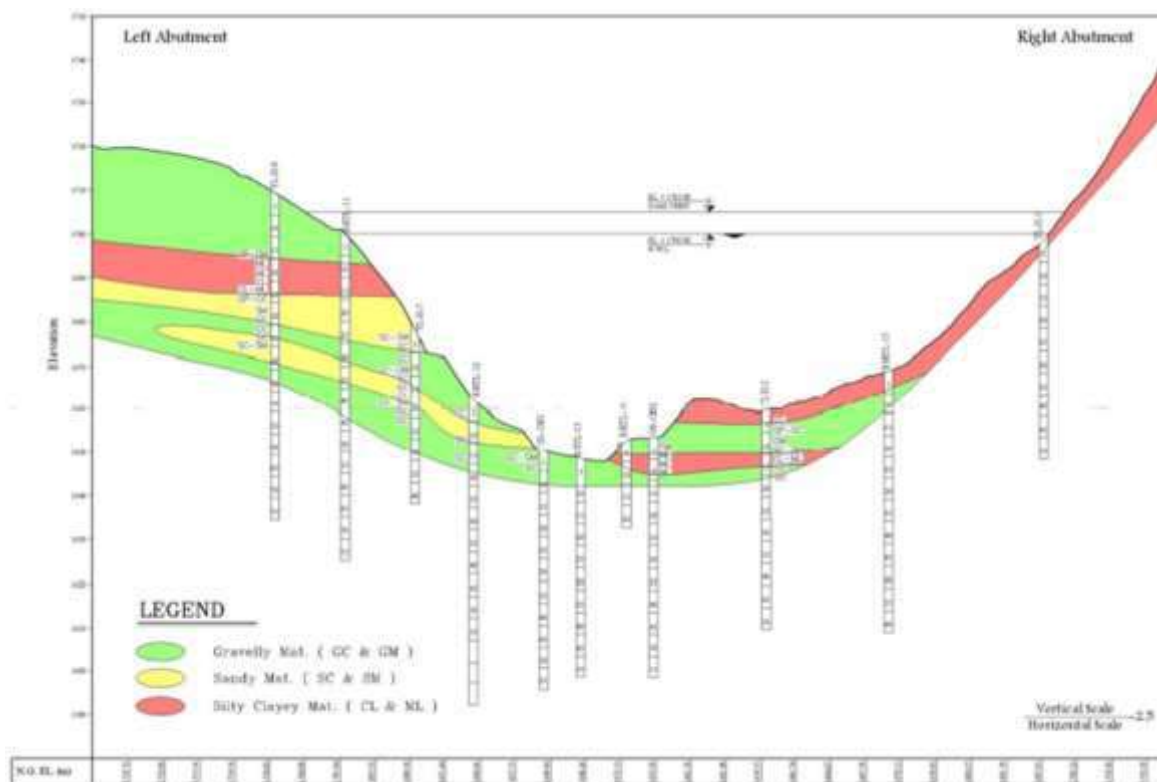
بر پایه نتایج حاصل از آزمایش نفوذپذیری لوفران، میانگین ضریب نفوذپذیری در مصالح مخروط افکنه جناح چپ،  $0.00005$  و حداقل و حداکثر آن به ترتیب  $0.00002$  و  $0.012$  سانتی متر بر ثانیه تعیین شده است. ضریب نفوذپذیری در مصالح واریزه ای جناح راست و آبرفت بستر به طور میانگین به ترتیب  $0.0002$  و  $0.0008$  سانتی متر بر ثانیه بر آورده شده است. باتوجه به این نتایج ملاحظه می‌شود تراوایی مصالح آبرفتی بستر ساختگاه به دلیل وجود مصالح درشت‌دانه، نسبت به مصالح سطحی کوله‌ها بیشتر است. در شکل (2) مقادیر ضریب نفوذپذیری حاصل از آزمایش لوفران در اعماق مختلف گمانه‌ها وارد شده و پهنه‌بندی مشخصات همسان از حیث نفوذپذیری، در پروفیل مقطع طولی محور سد ترسیم گردیده است. باتوجه به این شکل، لایه تراوا در سطح آبرفت بستر رودخانه مشاهده می‌گردد.



شکل ۲: پهنه‌بندی وضعیت تراوایی مصالح پی آبرفتی در امتداد مقطع طولی محور سد (مطالعات مرحله دوم سد مخزنی فینسک، ۱۳۹۸)

## ۸- مشخصات دانه بندی

از حیث ویژگی‌های خمیری، شاخص خمیری (PI) مصالح، ۳ تا ۱۵ درصد و میانگین آن ۹ درصد برآورد شده است. از لحاظ مواد متشکله خاک، میانگین درصد مصالح شن، ماسه و خاک ریزدانه (رس و لای) در نمونه‌های مورد آزمایش به ترتیب ۳۵، ۲۴ و ۴۱ درصد برآورد شده است. مقادیر حداقل و حداکثر درصد خاک ریزدانه (درصد رد شده از الک نمره ۲۰۰) مصالح پی به ترتیب ۱۰ و ۶۳ درصد تعیین شده است؛ بنابراین مصالح ساخته شده از نوع خاک درشت‌دانه رسی است. بر طبق طبقه‌بندی نمونه‌های مصالح در سیستم طبقه‌بندی یونیفاید (USCS)، از میان نمونه‌های مورد آزمایش گمانه‌ها و چاهک‌ها، ۲۱ درصد نمونه‌ها دارای طبقه‌بندی خاک شن رسدار (GC)، ۱۶ درصد دارای طبقه‌بندی خاک شنی رس سیلت دار اغلب از نوع (GM-GC)، ۵ درصد از نوع شن با درصد کمی رس، ۱۶ درصد ماسه رسدار و ۲۵ درصد از نوع خاک رسی از نوع (CL) محاسبه و طبقه‌بندی شده است.



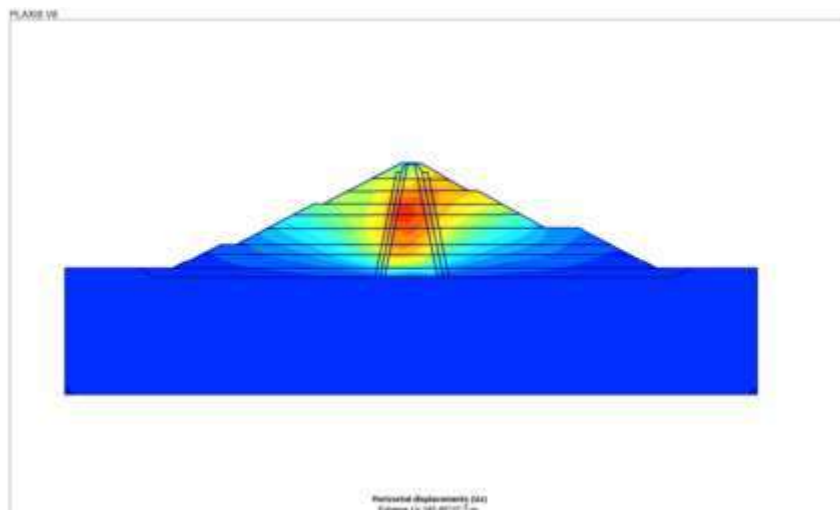
شکل ۳: پهنه‌بندی مصالح پی آبرفتی از حیث نوع خاک (USCS) در امتداد مقطع طولی محور سد (مطالعات مرحله دوم سد مخزنی فینسک،

(۱۳۹۸)

## ۹- برآورد نشست آبی بدنه سد در اثر آبگیری

در ضمن اولین آبگیری جابه‌جایی‌های عمود بر محور سد به تدریج افزایش می‌یابد که می‌تواند تأثیر بسیار زیادی بر روی نشست تاج و تعیین گرده داشته باشد. بعد از آبگیری مخزن و اعمال تنش ناشی از آب پشت سد، باعث تغییراتی در وضعیت تنش و تغییر مکان در توده بدنه سد می‌گردد. در مدل تحلیلی، فرض شده است که آب هنوز وارد هسته نگردیده؛ بلکه پوسته را غرقاب نموده و در پشت هسته رسی عمل می‌نماید.

برآورد میزان نشست و تغییر مکان در اثر تنش‌های ناشی از آبگیری مخزن به کمک نرم‌افزار PLAXIS مورد ارزیابی قرار گرفته که بر اساس خروجی حاصل از برنامه، خطوط هم مقدار تغییر مکان افقی در مقطع پیشینه بدنه و پی در اثر آبگیری مخزن در شکل (۴) ارائه شده است. براین اساس، ملاحظه می‌شود که در اثر آبگیری کلیه نقاط بدنه به سمت پایین‌دست، جابه‌جایی افقی رخ داده و حداکثر نشست آبی افقی در ناحیه هسته سد به میزان ۱۴.۶ سانتی‌متر برآورد شده است.



شکل ۴: وضعیت تغییر مکان افقی در مقطع پیشینه بدنه سد در اولین آبگیری مخزن

## ۱۰- نتیجه‌گیری

باتوجه به مطالعات انجام شده نتایج کلی این تحقیق را می‌توان به شرح زیر بیان کرد:

- در تکیه‌گاه‌ها و بستر رودخانه (در اعماق بیش از ۸ متر) باتوجه به نتایج آزمایش‌های دانه‌بندی که غالباً دارای نوع خاک شنی رسدار هستند و از سوی دیگر باتوجه به نتایج آزمایش‌های صحرایی SPT که دارای دانسیته طبیعی بالایی (بیش تر از ۵۰) هستند؛ بنابراین، باتوجه به نوع خاک (وجود چسبندگی ذاتی در مصالح) و تراکم طبیعی بالای مصالح، احتمال وقوع پدیده روانگرایی در مصالح ریزدانه، بعید ارزیابی شد. در مصالح بستر رودخانه تا عمق حدود ۵ متر، باتوجه به نوع خاک و مقادیر SPT نسبتاً کم، احتمال وقوع روانگرایی در شرایط بارگذاری زلزله متصور است.

- با مقایسه مقادیر ضرایب اطمینان حاصله و ضرایب اطمینان مجاز، ملاحظه می‌شود مقادیر حاصله در کلیه حالات مورد آنالیز بیشتر از مقادیر مجاز بوده و در نتیجه وضعیت ایمنی ابعاد طراحی شده برای بدنه سد فینسک مطلوب ارزیابی شد. از سوی دیگر، مقایسه دو نوع ضرایب اطمینان فوق، نشان می‌دهد اختلاف بالایی بین آن‌ها در حالت کنترل‌کننده وجود نداشته بنابراین، ابعاد طراحی شده ضمن ارضای شرایط پایداری مطلوب، به لحاظ اقتصادی هم بهینه است.

- تحلیل تنش - کرنش روی مقطع پیشینه بدنه سد فینسک انجام گردیده و بر اساس نتایج حاصله و با توجه به منحنی‌های هم مقدار تنش افقی در مقطع بدنه سد، اولاً منحنی‌ها در نیمه‌های بالادست و پایین‌دست محور تقریباً متقارن بوده و ثانیاً در هر تراز افقی، ماکزیمم تنش افقی در لایه‌های انتقالی بین هسته و پوسته رخ داده و به سمت وجوه بالادست و پایین‌دست مقدار تنش‌ها کاهش می‌یابد.

- بدنه و پی سد فینسک در مدل ریاضی PLAXIS - V 8.00 تحت اثر وزن و آبرگیری ناشی از پرشدن مخزن آنالیز و سپس آنالیز تحکیم به‌منظور کاهش یا محو فشار آب منفذی در هسته رسی انجام شد. آنالیز تحکیم بدنه و پی سد فینسک بر پایه مقادیر پارامترهای ارائه شده انجام گردیده و محاسبات میزان ۶۱.۰ سانتی‌متر نشست برای کاهش یا محو افزایش منفذی حاصل از اثر ساخت لایه‌لایه‌ای سد (تحکیم ساخت) و آبرگیری ناشی از پرشدن مخزن (تحکیم آبرگیری) را نشان می‌دهد.

## ۱۱- پیشنهادها

- بررسی دینامیکی تکیه گاه سد فینسک با استفاده از تحلیل تاریخچه زمانی

- بررسی تاثیر عدم قطعیت در پارامترهای ژئومکانیکی

## ۱۲- مراجع

۱. آزمایشگاه ژئوتکنیک و مقاومت مصالح مهندسی مشاور ساحل امید ایرانیان، تهران
۲. آیین‌نامه طراحی ساختمان در برابر زلزله ۲۸۰۰، (۱۳۹۰). ویرایش چهارم
۳. ابراهیمی، ا. و همکاران، (۱۳۹۷). ارزیابی و تحلیل پایداری شیروانی‌های خاکی، مجله نخبگان علوم و مهندسی.
۴. بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، (۱۳۷۱). تحقیق و بررسی نوزمی نساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه گسلش در گستره سمنان و پیرامون، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۵. پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور
۶. سازمان نقشه برداری کشور، گزارش شماره ۶۳
۷. گزارش نهایی کارگاه مطالعه مهندسی ارزش سد مخزنی فینسک، (۱۳۹۸). مهندسی مشاور مهتاب قدس، شرکت آب منطقه ای سمنان.

8. Budhu, M. (2011). Soil mechanics and foundations. 3rd edition. John Wiley & Sons, Inc.



## چینه‌شناسی زیستی و سنگی توالی‌های رسوبی ژوراسیک میانی - فوقانی در شمال غرب شاهین‌دژ با توجه خاص به فونای آمونیتی

جاوید مناجاتی ملکی<sup>۱</sup>، پرستو قلی‌زاده<sup>۲</sup>، علی اصغر ثیاب‌قدسی<sup>۳</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

St.monajati@urmia.ac.ir

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

P.golizadeh@urmia.ac.ir

۳- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

a.siabeghods@urmia.ac.ir

### چکیده

سکانس‌های رسوبی ژوراسیک میانی فوقانی در شمال غرب شاهین‌دژ دارای ضخامت زیاد هستند و در این منطقه با رخنمون خوبی قابل مشاهده می‌باشند. این سنگ‌های رسوبی بیشتر شامل آهک‌های تیره رنگ فسیل‌دار و آهک‌های دارای رنگ روشن و دولومیت با فسیل کم می‌باشند که مجموع این لایه‌های رسوبی دارای ضخامت در حدود ۶۰۰ متر می‌باشند. از برش مورد مطالعه، در مجموع حدود ۲۰۰ نمونه فسیل آمونیت جمع‌آوری و شناسایی گردید که متعلق به خانواده‌های زیر می‌باشند: Phylloceratidae, Reineckeidae, Morphoceratidae, Oppeliidae, Perisphinctidae. این برش قابل پیشنهاد است. زیای آمونیتی مطالعه شده، ارتباط نزدیکی با فون آمونیتی موجود در سایر نقاط ایران و همچنین نواحی شمال غربی اروپا و مناطق ساب مدیترانه را نشان می‌دهد. از نقطه نظر پالئوژئوگرافی، برش مورد مطالعه در زمان ژوراسیک میانی در نواحی شمالی تتیس قرار داشته است.

**واژه‌های کلیدی:** چینه‌شناسی زیستی، سنگ چینه‌شناسی، ژوراسیک، آمونیت، شاهین‌دژ.

### Abstract

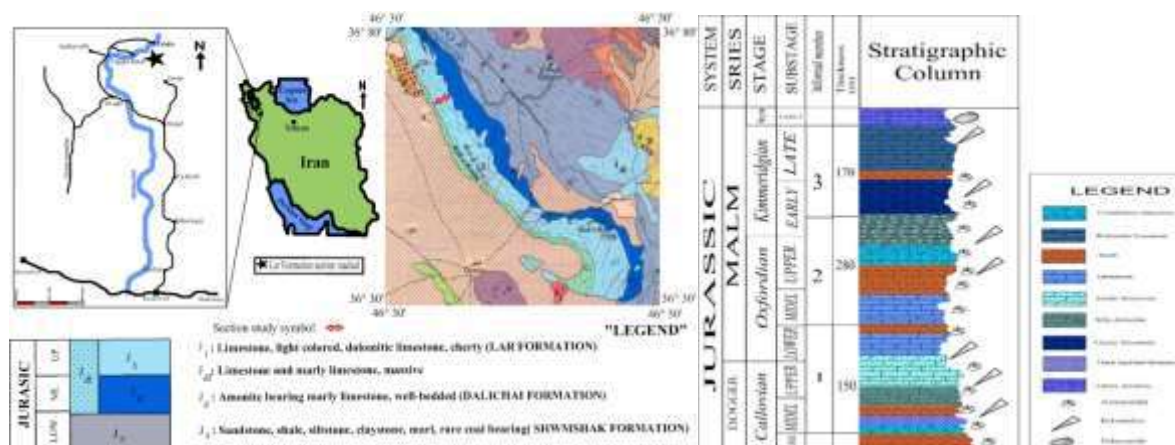
Middle- Upper Jurassic sedimentary sequences in the North West of Shahindezh are very thick and can be seen in this area with a good outcrop. These sedimentary rocks mostly include dark-colored limestones with fossils and light-colored limestones and dolomite with few fossils and the total thickness of these sedimentary layers is about 600 meters. From the study section, a total of about 200 ammonite fossil samples were collected and identified, which belong to the following families: Phylloceratidae, Reineckeidae, Morphoceratidae, Oppeliidae, Perisphinctidae, according to the study of the existing ammonite species and their age range, Middle Calvian-Kimmeridgian age can be suggested for this section. The studied ammonite fauna shows a close relationship with the ammonite fauna found in other parts of Iran, and the northwestern regions of Europe and sub-Mediterranean regions. From the point of view of paleogeography, the section under study was located in the northern Tethys during the Middle Jurassic.

**Key words:** Biostratigraphy, Stratigraphy, Jurassic, Ammonite, Shahindezh.

### ۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ (علوی نائینی، ۱۳۷۲) بوده و از نظر تقسیمات زمین‌شناسی در بخشی از غرب حوضه البرز- آذربایجان (نبوی، ۱۳۵۵) واقع شده است (شکل ۱). با بررسی‌ها و مطالعات انجام گرفته بر روی ردیف‌های رسوبی ژوراسیک، رخنمون کاملی از سکانس‌های رسوبی برای مطالعه انتخاب گردید. رسوبات ژوراسیک میانی و فوقانی شامل ردیف‌هایی از آهک‌های نازک لایه تیره رنگ همراه با لایه‌های مارنی فسیل‌دار سازند دلیچای به سن ژوراسیک میانی رخنمون دارند. و به صورت همشپ و تدریجی با لایه‌های آهکی متوسط لایه نخودی رنگ و دارای گره‌های سیلیسی به اشکال مختلف کروی، بیضی، کشیده، دیسکی و... شروع شده و رفته رفته بر ضخامت لایه‌های آهکی افزوده شده و دارای نودول‌های چرتی فراوان

می‌باشند. در مرز بالایی توسط کنگلومرا و ماسه سنگ قاعده‌ای کرتاسه زیرین به صورت ناهمسازی فرسایشی کارستی با رسوبات کرتاسه زیرین پوشیده می‌شود. ردیف‌های رسوبی ژوراسیک میانی- فوقانی که در شمال غرب شاهین دژ رخمون دارد، از سنگ‌های آهکی تیره و فسیل دار و سنگ آهک و دولومیت دارای رنگ‌های روشن با مجموع ضخامت حدود ۶۰۰ متر نهشته شده‌اند. سنگ‌های ژوراسیک میانی تا پسین در بخش شمال غربی شاهین دژ دارای گسترش و ستبرای زیادی می‌باشند، به همین خاطر در این مطالعه تلاش شده است با بررسی این ردیف‌های رسوبی به ویژه بر مبنای زیای آمونیتی موجود، ضمن سن یابی این مجموعه از سنگ‌های رسوبی تا حد امکان به مقایسه و تطابق زیای موجود با زیای آمونیتی هم زمان در زون‌های ساختاری دیگر نیز پرداخته شود، در این برش بیش از ۲۰۰ نمونه آمونیتی برداشت و جهت مطالعه رخساره‌ها و محیط رسوبی ۱۵۰ مقطع نازک تهیه شده است. تاکنون در غرب حوضه البرز- آذربایجان در بخش شمال غربی شاهین دژ مطالعات چندانی، به ویژه مطالعات زیست چینه‌شناسی و سنگ چینه‌شناسی انجام نگرفته است. ولیکن برای مطالعات چینه‌شناسی زیستی و چینه‌شناسی سنگی در شمال غرب شاهین دژ در رشته کوه‌های کوشک در حوالی روستای یلکلو برشی به مختصات عرض شمالی  $36^{\circ} 55'$  و  $36^{\circ} 50'$  طول شرقی  $46^{\circ} 31'$  در فاصله ۵ کیلومتری روستای یلکلو که در منطقه حفاظت شده محیط زیست واقع شده بود انتخاب گردید (شکل ۱).



شکل ۱) بخشی از نقشه زمین‌شناسی شاهین دژ، همراه با راه‌های دسترسی و ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه.

## ۲- بحث و بررسی

در توالی مطالعه شده از مهمترین ماکروفسیل‌ها می‌توان آمونیت‌ها، بلمنیت‌ها، براکیوپودها و دوکفه‌ای‌ها (پلسی پودها) را نام برد. آمونیت‌ها از جمله ماکروفسیل‌هایی بودند که دارای فراوانی زیادی می‌باشند و بعد از آمونیت‌ها بلمنیت‌ها نسبت به سایر ماکروفسیل‌ها دارای فراوانی نسبتاً خوبی می‌باشند. زیای آمونیتی مطالعه شده با زیای آمونیتی مطالعه شده در سایر نقاط ایران مانند زیای آمونیتی سازند دلیچای در باختر شاهرود (شفیع‌زاد، ۱۳۸۴)، سازند دلیچای در منطقه پرور، شمال سمنان (شمس، ۱۳۸۶) و دیگر نقاط (Seyyed-Emami et al. 1995, Schairer et al., 1999, Schairer et al., 2000, Schairer et al., 2003) و ... شباهت‌های زیادی را نشان می‌دهند. برای زون‌بندی زیستی آمونیت‌های شناسایی شده، در این برش با توجه به شباهت گونه‌های موجود با گونه‌های اروپای مرکزی، شرقی و جنوبی و قسمت‌های شمال آفریقا، از زون‌بندی این مناطق تحت عنوان ایالت ساب مدیترانه (Sub Mediterranean Province) استفاده شده است. در این مطالعه از زون‌بندی‌های زیستی آمونیتی آورده شده در مقالات (Cariou & Hantzpergue, 1997) بهره گرفته شده است. اغلب نمونه‌های شناسایی شده در این توالی‌ها برجا بوده و از داخل لایه‌های سنگی برداشت شده است. بررسی‌های میکروفاسیس و مجموعه‌های فسیلی گواه بر این می‌باشند که سکانس‌های رسوبی مورد مطالعه در محیط‌های دریایی باز- سدی تشکیل شده‌اند. رسوبات بخش‌های اول و تا حدودی بخش دوم عمدتاً در بخش عمیق‌تر دریای باز نهشته شده‌اند، اما رخساره‌های بالای بخش دوم و رسوبات بخش سوم عمدتاً در محیط سدی- لاگونیک تشکیل شده و دلیل این ادعا بخاطر وجود دانه‌های غیر فسیلی پلت و اینتراکلاست فراوان در رسوبات بالایی بخش سوم می‌باشد. مطالعات انجام شده در این برش و رخمون‌های

گوناگون منطقه نشان می‌دهند که این حوضه رسوبی در همه جا شرایط و ژرفای یکسان نداشته است، به طوری که رخساره‌های پلاژیک با سراسیمه مناسب همراه با لغزش‌های گرانشی، رخساره‌های جلوی ریف، رخساره‌های ریفی و در آخر رخساره‌های پشت ریفی از رخنمون‌های قابل تشخیص در این منطقه می‌باشند. با توجه به سکنس‌های رسوبی و تغییرات عمودی رخساره‌های ژوراسیک میانی تا فوقانی می‌توان به این نتیجه رسید که از ژوراسیک میانی تا فوقانی پسروی تدریجی دریا موجب شده تا رخساره‌های مناطق کم عمق بخش سوم بر روی رخساره‌های مناطق عمیق تر بخش اول و دوم قرار گیرند. ضخامت لایه‌های اندازه گیری شده ژوراسیک میانی - فوقانی در منطقه مورد نظر حدود ۶۰۰ متر بوده که دارای سه بخش می‌باشد (شکل ۲).



شکل ۲) بخش‌های اول، دوم و سوم در توالی مطالعه شده (دید به جنوب).

### بخش اول:

شامل آهک‌های تیره رنگ نازک لایه دارای فسیل که در این لایه زیای آمونیتی زیاد بوده و با میان لایه‌هایی از مارن‌ها که ضخامت آنها حدود یک متر و بیشتر می‌باشد، مابین لایه‌های آهکی وجود دارد. این بخش بصورت همشیب بر روی شیل و مارن‌های ژوراسیک پایینی قرار گرفته است ولی یک تفاوت عمده و شاخص برای تفکیک ژوراسیک پایینی و میانی وجود دارد که آن رنگ و ضخامت لایه‌ها همراه با زیاد شدن فسیل‌ها می‌باشد. به طوری که در مرز این دو آهک‌ها بصورت تدریجی به رنگ خاکستری تیره و فسیل زیاد همراه با مارن و افزایش تدریجی ضخامت لایه‌ها همراه هستند. اولین نمونه‌های آمونیتی برداشت شده از داخل این لایه‌ها صورت گرفته است که فراوانی زیای آمونیتی موجود در این بخش زیاد قابل توجه نمی‌باشد. آمونیت‌هایی که در این بخش شناسایی شده‌اند عبارتند از:

*Hecticoceras (Lunuloceras) cf. lunuloides*, *Hecticoceras (Lun- uloceras), pseudopunctatum pseu- dopunctatum*, *Hecticoceras (pu- tealiceras) punctatum*, *Hecticoceras (R.) metomphalum*, *Reineckeia (R.) stuebli*, *Reineckeia (R.) cf. anceps* *anceps*, *Euaspidoceras sp.*, *Taramelliceras sp.*

که گونه‌های شناسایی شده در بالا بیانگر بخش بالائی آشکوب کالوین میانی - آکسفوردین (Oxfordian \_ Middel Callovian) می‌باشند (شکل-۳).

### بخش دوم:

.....شامل سنگ آهک‌های مارنی متوسط تا ضخیم لایه با میان لایه‌هایی از مارن‌های خاکستری تا زیتونی است که به طرف بالای توالی به تدریج سبزی لایه‌های آهک‌های مارنی و دولومیتی افزایش می‌یابد و بیشترین نمونه-های آمونیتی برداشت شده مربوط به این بخش می‌باشد. فراوانی و تنوع زیای آمونیتی موجود در این بخش نشان دهنده شرایط مناسب برای فراوانی و رشد آمونیت‌ها در این بخش می‌باشد. بیشترین تنوع و فراوانی زیای آمونیتی موجود در این بخش قابل مشاهده است. آمونیت‌های شناسایی شده در این بخش عبارتند از:

*Perisphinctes* (*Otosphinctes*) sp., *Perisphinctes* sp., *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) sp., *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus*, *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatoides*, *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *stenocycloides*, *Lissoceratoides* sp., *Taramelliceras* sp., *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) cf. *freybergi*, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) cf. *desmoides* *quenstedri*, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) cf. *Schaireri*, *Phylloceras* sp., *Calliphylloceras* sp., *Sowerbyceras* sp., *Ataxioceras* (*Schneidia*) cf. *collignoni*, *Ataxioceras* (*Schneidia*) *guilheradense*, *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) sp., *Subdiscosphinctes* sp., *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) sp., *Orthosphinctes* (*Orthosphinctes*) *polygyratus*, *Ataxioceras* (*Schneidia*) sp., *Streblites* sp.

که بیانگر زونهای زیستی *Planula* (Cariou & Hantzpergue 1997), *Bimamantum* (Cariou & Hantzpergue 1997), *Platynota* و *Bifurcatus* می‌باشند و مبین آکسفوردین میانی بالایی و کیمریجین پایینی هستند (شکل-۳).

### بخش سوم:

..... بخش بالایی شامل سنگ آهک‌های ضخیم لایه و صخره‌ساز هستند. نهشته‌های بخش سوم به صورت تدریجی و همشیب به این سنگ آهک‌ها تبدیل شده‌اند. در منطقه مورد مطالعه برستبرای لایه‌های آهکی کمر بالا از جنوب شرق به طرف برش مورد مطالعه افزوده شده و در این برش رخنمون‌های مناسب‌تری از این سنگ آهک‌ها دیده می‌شود و قسمت کربناته شامل دولومیت ضخیم لایه تا توده‌ای خرد شده به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری است و دارای ندول-های چرت بیشتری است. حضور ژپس و مارن در بالای دولومیت یک پسروی را در طی ژوراسیک پسین مشخص می‌سازد. ضخامت این بخش زیاد بوده و میزان فراوانی و تنوع آمونیت‌ها در آن کاهش چشمگیری پیدا نموده است که نشان دهنده شرایط نامناسب زیستی می‌باشد. مهم‌ترین و فراوان-ترین آمونیت‌های شناسایی شده در این بخش عبارتند از:

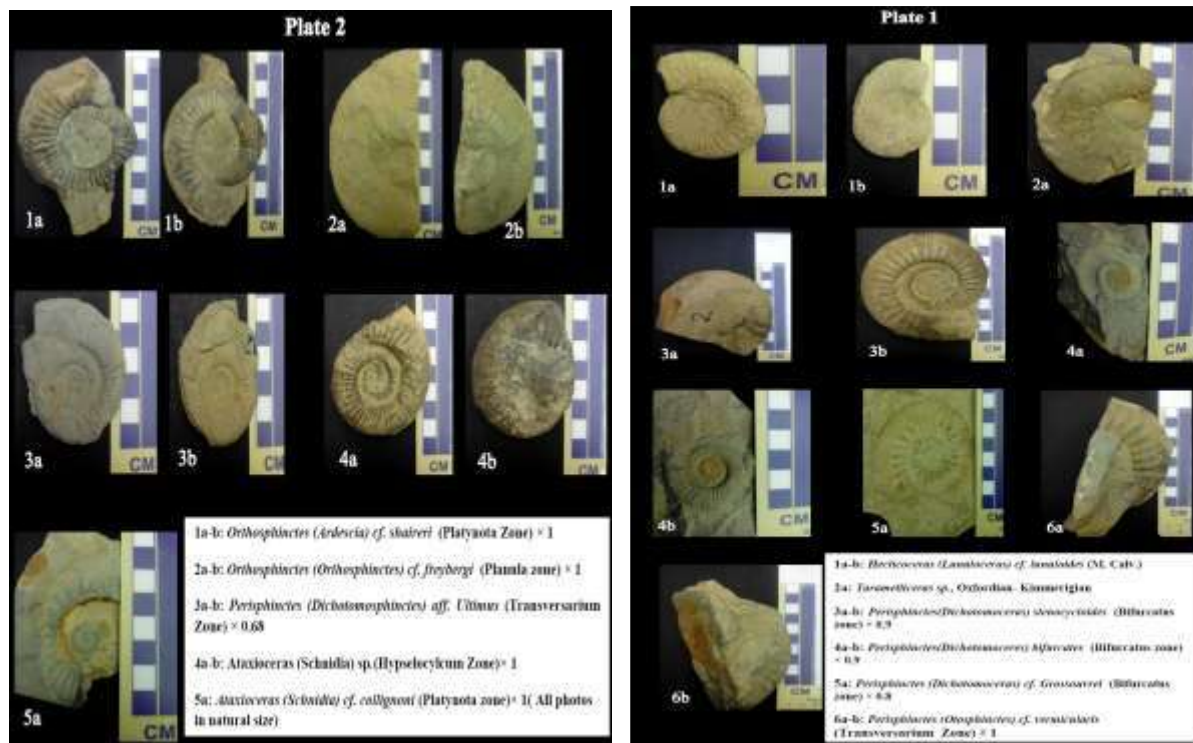
*Perisphinctes* sp., *Perisphinctes* (*Progeronia*) sp., *Orthosphinctes* (*Ardescia*) *incoditus*, *Orthosphinctes* (*Ardescia*) *perayensis*, *Ataxioceras* (*Ataxioceras*) sp., *Kossmatia* sp., *Sublithacoceras* sp., *Lithacoceras* sp.

که این گونه‌ها نشان دهنده زون‌های زیستی *Hypselocylcum* و *Divisium* در این بخش می‌باشند و بیانگر کیمریجین بالایی هستند (شکل-۳). در جدول زمانی ۱ گونه‌های آمونیتی موجود در برش و محدوده سنی آنها آورده شده است و با توجه به مجموعه فسیلی موجود و زون‌های زیستی قابل شناسایی و زمان گسترش آنها در زمان‌های مختلف سن کالوین میانی- کیمریجین برای این برش قابل پیشنهاد است.

جدول (۱) گونه‌های آمونیتی شناسایی شده در برش مورد مطالعه و محدوده سنی آنها.

| JURASSIC |  |  |  | MALM      |  |  |  | DOGGER       |  |  |  | SYSTEM |  |  |  |
|----------|--|--|--|-----------|--|--|--|--------------|--|--|--|--------|--|--|--|
|          |  |  |  | MALM      |  |  |  | SRIES        |  |  |  | STAGE  |  |  |  |
|          |  |  |  | Oxfordian |  |  |  | Kimmeridgian |  |  |  | LATE   |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | EARLY        |  |  |  | LATE   |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  | EARLY  |  |  |  |
|          |  |  |  | LOWER     |  |  |  | MIDEL        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | UPPER     |  |  |  | LOWER        |  |  |  | UPPER  |  |  |  |
|          |  |  |  | MIDEL     |  |  |  | UPPER        |  |  |  |        |  |  |  |

۷- در میان خانواده‌های شناسایی شده در توالی مورد مطالعه خانواده‌های (38/2) %، Perisphinctidae، (21) %، Reineckeiidae و (29) %، Phylloceratidae بالاترین درصد فراوانی را در برش مورد مطالعه دارا می‌باشند.



شکل ۳) نمونه‌هایی از فسیل‌های شناسایی شده در بخش‌های اول، دوم و سوم در منطقه مورد مطالعه.

#### ۴- مراجع

- آقاباتی، ع، ۱۳۷۷. چینه‌شناسی ژوراسیک ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۴۶ صفحه.
- علوی نائینی، م، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی شاهین‌دژ، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- شفیع زاد، م، سیدامامی، ک، ۱۳۸۴. سنگ چینه‌شناسی و زیست چینه‌شناسی سازند دلیچای در باختر شاهرود (البرز خاوری). فصل‌نامه علمی - پژوهشی علوم زمین. ۵۵: ۹۸-۱۱۳.
- شمس، م، ۱۳۸۶. مطالعه چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی سازند دلیچای در منطقه پرور، شمال سمنان، البرز مرکزی، با توجه خاص به فون آمونیتی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران، ۲۶۴ صفحه.
- مهدی‌فر، ف، ۱۳۷۹. مطالعه آمونیت‌های ژوراسیک در غرب مشهد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۵۰ صفحه.
- نبوی، م، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

Cariou, E., Hantzpergue, P., 1997. "Groupe Français d'Études du Jurassique, biostratigraphie du Jurassique ouesuropéen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles", Bulletin des Centres de Recherches-Exploration Production d'Elf-Aquitaine. 17: 1-400.

Lammerer, B., Langheinrich, g., and Danai, M., 1983. "The tectonic evolution of the Binalud mountains (NE - Iran), in geodynamic project (geotraverse) in Iran", Geol. Surv. of Iran report. 51: 91-102.



Majidifard, M.R., 2004. "Biostratigraphy, lithostratigraphy, ammonite taxonomy and microfacies analysis of the Middle and Upper Jurassic of northeastern Iran ", Unpublished Ph. D. Thesis, University of Wuerzburg: 201pp.

Schairer, G., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., and Monfared, M., 1999. "Erster Nachweis von Untertithon in der Chaman Bid-Formation an der Typuslokalität bei Bash Kalateh (Zentral-Koppeh Dag, NE Iran ", *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie* 39: 21-32.

Schairer, G., Seyed-Emami, K., Fuersich, F.T., Senowbari-Daryan, B., Aghanabati, S. A., and Majidifard, M. R., 2000. "Stratigraphy, facies analysis and ammonite fauna of the Qal'eh Dokhtar Formation (Middle–Upper Jurassic) at the type locality west of Boshrouyeh (east–central Iran) ", *Neufef jahrbuch fur geologie und palaontologie abhandlungen* 216: 35–66. , Stuttgart.

Schairer, G., Fuersich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., and Majidifard, M. R., 2003. "Stratigraphy and ammonite fauna of Upper Jurassic basinal sediments at the eastern margin of the Tabas Block (east – central Iran) ", *Geobios* 36: 195-222.

Seyed-Emami, K., Schairer, G., and Zeiss, A., 1995. "Ammoniten aus der Dalichai–Formation (Mittlerer bis Oberer Jura) und der Lar–Formation (Oberer Jura) N Emamzadeh-Hashem (Zentralalborz, Nordiran), Mitt. Bayer", *Staatsslg. Palaont. hist. Geol.* 35: 39-52.

Spies, O., Linch, J., and Mihm, A., 1983. "Geochemistry of the post- ophiolitic Tertiary volcanic between Sabzevar and Quchan (NE- Iran). in geodynamic project (geotraverse) in Iran", *Geol. Surv. of Iran report.* 51: 247-266.

Wilmsen, M., Fuersich, F.T., and Seyed-Emami, K., 2003. "revised lithostratigraphy of the Middle and Upper Jurassic Magu Group of the northern Tabas Block, east-central Iran", *Newsl. Stratigr.* 39: 143-156.

THIFFRY, J., 1988 a. "Provincialisme et/ou Ecologie des Ammonites du Callovien, en France. In «Cephalopods: Present and Past» 2nd Intern", *Symp. Cephalopods, Tübingen* 1985, J. Kullmann and Wiedmann éd., 387-402.

THIERRY, J., 1988 b. "Structure and Palaeogeography of the Western Tethys during the Jurassic: tests based on ammonite Palaeobiogeography In «Gondwana and Tethys», MG. Audley Charles and A. I-Iallam éd., *Geol. Soc.*, Special Public., 37: 225-234.

Seyed-Emami, K., Schairer, G., and Zeiss, A., 1995. " Ammoniten aus der Dalichai – Formation (Mittlerer bis Oberer Jura) und der Lar-Formation (Oberer Jura) N Emamzadeh- Hashem (Zentralalborz Nordiran). Mitt. Bayer. Staatsslg. Palaont. Hist", *Geol.*, 35, 39-52, 1Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Munchen.