

## فهرست

- شیمی بیوتیت، دما-فشارسنجی و بررسی نقش آلومینیم کل بیوتیت در تشخیص کانی‌زایی در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار، جنوب باختر دامغان، البرز خاوری  
آذین نادری، حبیب‌الله قاسمی و لمبرینی پاپادوپولو ..... ۱
- بررسی نرخ فعالیت تکتونیکی گستره گسل دورود (جنوب باختر ایران) بر پایه تحلیل داده‌های ژئومورفولوژیک (مخروط افکنه‌ها، حوضه‌ها و شبکه زهکشی)  
زها کمالی، محمودرضا هببات، حمید نظری و محمد مهدی خلیب ..... ۱۷
- مقایسه روش‌های طبقه‌بندی ماشین بردار پشتیبان و حداکثر احتمال برای تفکیک واحدهای دگرسانی منطقه تخت گند سیرجان  
ندا ماهوش محمدی و اردشیر هزارخانی ..... ۳۱
- برآورد میزان کوتاه‌شدگی و نقش سطوح جدایش در دگرریختی کهداغ باختری (بجنورد-آشخانه)  
زها تشکری، منوچهر فرشی و محسن پورکرمانی ..... ۴۵
- جداسازی آنومالی‌های ژئوشیمیایی از زمینه با استفاده از روش فرکتالی عیار-تعداد در محدوده وشتوه (جنوب قم)  
زها محمدی اصل، عبدالله سعیدی، مهرا آرین، علی سلگی، طاهر فرهادی نژاد ..... ۶۱
- تأثیر آبیاری غرقایی و قطره‌ای هوشمند بر نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل فیزیکی  
حمیدرضا ناصری، فاطمه مسگری، کمال جدایی و فرشاد علیجانی ..... ۷۵
- بررسی رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب خاکی در گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد (پهنه سندیج-سیرجان)  
سمیه رحمانی جوانمرد، زها طهماسبی، زینگ دینگ و احمد احمدی خلجی ..... ۸۷
- مطالعه شیمی کانی‌ها، زمین دما-فشارسنجی و جایگاه تکتونیکی گابروهای شمال غرب همدان، باختر ایران  
عادل ساکی، هوشنگ پورکاسب، علیرضا زراسوندی میلاد جهانی و مریم درانی ..... ۱۰۹

## Contents

- Biotite mineral chemistry, geothermobarometry and the role of total Al content of biotite in distinguishing of mineralization in the Touyeh- Darvar granitoid, SW of Damghan, Eastern Alborz.  
Naderi, A., Ghasemi, H. and Papadopoulou, L. .... 123
- Investigating rate of Doroud fault zone tectonic activity (southwest of Iran) by using geomorphologic data analysis (fans, basins and drainage system)  
Kamali, Z., Hayhat, M. R., Nazari, H. and Khatib, M. M. .... 124
- Separating alteration units in the Takht-e-Gonbad district using via comparing two classification methods of Support vector machine and maximum likelihood  
Mahvash Mohammadi, N. and Hezarkhani, A. .... 125
- Estimating the rate of shortening and the role of decollement in western Kopet-Dagh deformation  
Tashakkori, Z., Ghorashi, M. and Pourkermani, M. .... 126
- Separation of geochemical anomalies from the background by using concentration-number fractal methods in the Veshnavah Area (South of Qom)  
Mohammadyasl, Z., Saidi, A., Arian, M., Solgi, A. and Farhadinejud, T. .... 127
- Evaluation of flooding and smart drip irrigation methods on groundwater fluctuations in a physical model  
Nasari, H.R., Asgari, F., Khodaei, K. and Alijani, F. .... 128
- The study of geochemical behavior of major and rare earth elements of garnet in the metamorphic rocks at Boroujerd area (Sanandaj-Sirjan Zone)  
Rahmani Javanmard, S., Tahmasbi, Z., Ding, X. and Ahmadi Khalaji, A. .... 129
- Study of mineral chemistry, geothermobarometry and tectonic setting of gabbroic rocks from north-west Hamedan, Iran  
Saki, A., Pourkaseb, H., Zarasvandi, A., Jahani, M. and Dorani, M. .... 130



پژوهشکده علوم پایه کاربردی

سال ۱۴، شماره ۵۳، بهار ۱۳۹۹  
صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبدا... سعیدی، استاد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر سید کاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد جهاددانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

دکتر کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسبه اسماعیلی

ویراستارها:

دکتر حمیدرضا ناصری و دکتر مینا خطیبی‌مهر

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: بهار ۱۳۹۹

نشانی:

تهران، خیابان انقلاب، خیابان ۱۶ آذر، پایین‌تر از نصرت، جنب انتشارات بعثت

نشانی دفتر فصلنامه:

تهران، اوین، دانشگاه شهید بهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳-۴، ۲۹۹۰۳۰۳۷

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: journal.rias.ac.ir

این فصلنامه دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۳/۳۰۹ مورخ ۸۷/۱/۲۸ از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری می‌باشد.

این نشریه در پایه استنادی علوم جهان اسلام و نیز ایران ژورنال (نظام نمایه‌سازی مرکز منطقه‌ای اطلاع‌رسانی علوم و فناوری) نمایه شده است و دارای ضریب تاثیر می‌باشد. همچنین این نشریه در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر قابل دسترس است:

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>



## راهنمای نگارش مقالات

فصلنامه زمین‌شناسی ایران هر سه ماه یک بار منتشر می‌شود و در زمینه‌های تخصصی زمین‌شناسی مقاله می‌پذیرد. هر مقاله تحقیقی فارسی باید دارای عنوان، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی به فارسی، مقدمه، روش مطالعه، بحث و نتیجه‌گیری، منابع، چکیده انگلیسی و واژه‌های کلیدی به انگلیسی باشد و اصول زیر در آن رعایت شود.

- متن مقاله باید با فاصله سطر ۱ cm و با رعایت حاشیه ۳ سانتی‌متر از لبه‌ها و قلم فارسی B Nazanin ۱۳ و انگلیسی Times New Roman ۱۱، در نرم‌افزار Word تایپ و تصاویر در فولدر جداگانه با فرمت Jpeg یا Tiff به نشانی [zaminshenasiiran@yahoo.com](mailto:zaminshenasiiran@yahoo.com) به دفتر مجله ارسال شود (حداکثر تعداد صفحات مقاله ۱۵ صفحه می‌باشد).

- مقاله باید دارای یک برگ مشخصات مقاله به‌طور جداگانه شامل نام و نام خانوادگی نویسنده (گان)، مرتبه علمی و آدرس به هر دو زبان فارسی و انگلیسی، شماره تلفن و فاکس و پست الکترونیکی باشد.

- چکیده باید محتوای مقاله را با تأکید بر روش‌ها، نتایج و اهمیت و کاربرد نتایج بازگو نماید و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود. چکیده انگلیسی باید کاملاً منطبق با چکیده فارسی باشد.

- واژه‌های کلیدی تا پنج مورد به‌ترتیب حروف الفبا بلافاصله بعد از چکیده‌های فارسی و انگلیسی آورده شود.

- در صورت نیاز "سپاسگزاری" قبل از فهرست منابع آورده شود.

- منابع فارسی و به دنبال آن منابع خارجی به‌ترتیب حروف الفبا آورده شود. به‌عنوان مثال:

بابایی، م. و حسنی، ی.، ۱۳۸۳. الگوی سیستم زهکشی در معادن. فصلنامه تحقیقات منابع آب، ۱۲، ۲۷-۱۴.

Bellon, H., and Braud, J., 2003. Carbonate Sedimentary Environment, John Wiley, 360.

Cliff, R.A., Droop, G.T., and Rex, D., 1985. Alpine metamorphic in the south-east Tauern Window. Journal of Metamorphic Geology, 3, 403-415.

- در صورتی که از مقاله‌های اینترنتی استفاده شده است در فهرست منابع آورده شود. چنانچه مقاله‌ای دارای شماره doc. است در ادامه منابع آورده شود.

- برای ارجاع به منابع در متن از نام نویسندگان و سال انتشار منبع استفاده گردد.

- در متن مقاله از آوردن کلمات انگلیسی (به استثنای اسامی جنس و گونه فسیل‌ها و اسامی نویسندگان) خودداری شود و واژه‌ها (با ذکر شماره) در پاورقی آورده شود.

- عناوین جدول‌ها در بالا و عناوین شکل‌ها در زیر آنها نوشته شود. فقط از واژه شکل برای کلیه نمودارها و تصاویر استفاده شود. کلیه تصاویر میکروسکوپی همراه با مقیاس در زیر عکس باشد.

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

- برگ تعهد را امضا نموده و تا دریافت پاسخ نهایی نشریه، از ارسال آن به سایر نشریات خودداری فرمایید.

- مجله در ویراستاری، رد یا پذیرش مقالات مختار است.

# شیمی بیوتیت، دما-فشارسنجی و بررسی نقش آلومینیم کل بیوتیت در تشخیص کانی‌زایی در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار، جنوب باختر دامغان، البرز خاوری

آذین نادری<sup>۱\*</sup>، حبیب‌الله قاسمی<sup>۲</sup> و لمبرینی پاپادوپولو<sup>۳</sup>

۱. دکتری پترولوژی، گروه پترولوژی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲. استاد پترولوژی، گروه پترولوژی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۳. استادیار گروه کانی‌شناسی، پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه AUTH تسالونیک، یونان

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۱/۱۷

## چکیده

توده گرانیتوئیدی تویه-دروار در ۴۵ کیلومتری جنوب باختر دامغان در استان سمنان و در جنوب زون البرز خاوری واقع شده است. این توده در داخل واحدهای سنگی پالئوزویک پیشین (شامل سازندهای باروت و لالون) نفوذ کرده است. بر اساس شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری، این توده از مونزونیت، کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت تشکیل شده است. ترکیب کانیایی توده شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول است. کانی‌های فرعی آن را ایلمنیت، مگنتیت، زیرکن، آپاتیت، تیتانیت، پیریت و کانی‌های ثانویه را سربیسیت، اپیدوت، کلسیت و کلریت تشکیل می‌دهند. بیوتیت سرشار از آهن، شاخص‌ترین کانی آهن و منیزیم‌دار توده است که در محدوده بیوتیت‌های آلکالن و ناکوهزایی قرار می‌گیرد. میزان آلومینیم کل بیوتیت یک شاخص مهم برای تفکیک توده‌های گرانیتوئیدی بارور از نابارور است. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ میزبان این توده نیز شاهدی بر راهگشا بودن ترکیب بیوتیت برای استفاده در بررسی توان کانه‌زایی این توده است. به‌کارگیری دماسنجی با استفاده از تیتانیم موجود در بیوتیت و فشارسنجی براساس آلومینیم کل بیوتیت، به ترتیب دماهای ۶۷۰-۷۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای کمتر از یک کیلو بار را برای توقف تبادل و تعادل نهایی این کانی در توده نفوذی تویه-دروار به دست داده است.

واژه‌های کلیدی: شیمی بیوتیت، دما-فشارسنجی، گرانیتوئید تویه-دروار، دامغان، البرز خاوری.

## مقدمه

و به مقدار کمتر  $Fe^{+3}$ , Mn, Cr, Ti و در موقعیت Z عناصری مانند Si و Al و احتمالاً  $Fe^{+3}$  و Ti قرار می‌گیرند. ترکیبات و نسبت Mn, Fe و Al می‌تواند در تحلیل شرایط

فرمول عمومی بیوتیت  $(OH, F, Cl)_4 X_2 Y_4 - 6Z_8 O_{20}$  است که جایگاه X با کاتیون‌های K, Na, Ca و نیز Ba, Ca, Rb جایگزین می‌شود. در جایگاه Y عناصری مانند  $(Mg, Fe^{+2})$

\* نویسنده مرتبط: naderiazar@yahoo.com

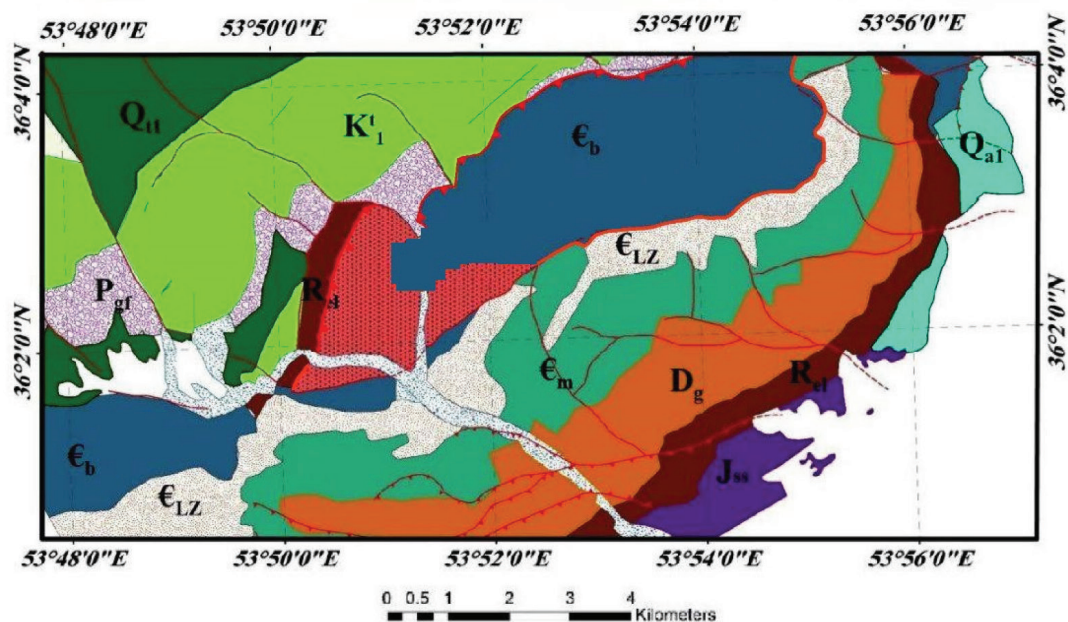


صحرايي و نقشه زمين‌شناسي ۱:۱۰۰۰۰۰ کياسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) سنگ‌های موجود در اين منطقه شامل سنگ‌های رسوبي و آذرین هستند. پیکره‌های رسوبي شامل واحدهای سنگي سازندهای باروت، زاگون، لالون، ميلا و جيرود به سن پالئوزوئیک زيرين-ميانی، الیکا و شمشک به سن مزوزوئیک و کنگلومرای فجن و بخش‌های رسوبي-آتشفشانی سازند کرج به سن ائوسن ميانی-بالایی هستند (شکل ۱). سازند باروت (b€) از شیل‌های میکادار ارغوانی، همراه با میان لایه‌های ماسه‌سنگي و دولومیت‌های متبلور منظم تشکیل شده‌است. سازند زاگون (z€) کاملاً شبیه باروت بوده با این تفاوت که فاقد لایه‌های دولومیتی می‌باشد. بنابراین، مرز این سازند از نقطه‌ای در نظر گرفته می‌شود که دولومیت‌ها حذف شده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۸۵). سازند لالون (l€) از ماسه‌سنگ آرکوزی و میان لایه‌های شیل و ماسه‌سنگ قرمز تشکیل شده‌است. واحد شیلی سازند لالون در ناحیه تویه-دروار با ناپیوستگی هم‌شیب روی واحد زيرين سازند لالون جای دارد و به‌صورت تدریجی به کوارتزیت بالایی تبدیل می‌شود. این واحد شیلی دارای رخساره تخریبی و دو افق کربناته با ضخامت کمتر از ۲ متر است (لاسمی و امین رسولی، ۱۳۸۳). اگرچه در گذشته لایه کوارتزیتی سفیدرنگ را به‌عنوان کوارتزیت بالای این سازند در نظر می‌گرفتند ولی در حال حاضر، این لایه کلید سفیدرنگ کاملاً بارز را بخش زيرين سازند ميلا در نظر می‌گیرند (امین رسولی، ۱۳۷۸؛ لاسمی، ۱۳۷۹؛ لاسمی و امین رسولی، ۱۳۷۹). توده نفوذی گرانیتوئیدی تویه-دروار به شکل گنبدی شکل با مساحت حدود ۳۰ کیلومتر مربع، در داخل آهک و دولومیت‌های استروماتولیتی سازند باروت نفوذ کرده و همچنین به‌صورت سیل و دایک در داخل سازند لالون دیده می‌شود (شکل ۲-الف، ب و ج). در مرز تماس توده با سازند باروت، رگه‌هایی از کانی‌زایی آهن، فلئورین، سرب و روی و باریت دیده می‌شود (شکل ۲-پ و ت). رستمی پایدار (۱۳۸۰)، ژنز کانسار فلورین (روی، سرب و باریت) را رسوبي-دیاژنتیک دانسته که ماده معدنی آن در ۴ افق در بالاترین بخش سازند سلطانیه و در ۶۰ متری قاعده سازند باروت قرار دارد. پارائز افق I شامل F-Pb-Ba-Cu و II و III شامل Zn-Pb-F-Cu-Ba

سنگ‌شناسی ماگمای مادر مؤثر باشد. همچنین بر اساس جایگزینی اکسید سه عنصر اصلی می‌توان ترکیب شیمیایی بیوتیت را مشخص کرد. با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان نوع و ماهیت ماگمای سازنده آن را تشخیص داد. (Dear et al., 1992; Nachit et al., 2005) به دلیل ساختار ویژه بیوتیت (سهولت جایگزینی عناصر گوناگون در شبکه اتمی آن) از این کانی در دما-فشارسنجی استفاده می‌شود (Buda et al., 2004; Putirka, 2008). برای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل توده می‌توان از حضور بیوتیت بهره جست (Abdel-Rahman, 1994). خانعلی‌زاده (۱۳۸۴) برای اولین بار در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی توده تویه-دروار پرداخته است. بر اساس این مطالعات، ترکیب این توده نفوذی کوارتز مونزونیتی تا کوارتز دیوریتی است. ایشان این گرانیتوئید را نوع A و زیر گروه A1 (وابسته به ماگماتیسیم کافتی درون ورقه‌ای) در ارتباط با آغاز تشکیل حوضه اقیانوسی پالئوتتیس معرفی کرده‌اند. نظر به اینکه تنها مطالعه انجام شده بر روی توده گرانیتوئیدی تویه-دروار استفاده از مطالعات صحرايي، پتروگرافی و ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب بوده است و از آنجا که بهترین روش برای تعیین ماهیت گرانیتوئیدها استفاده از روش‌های دقیق شیمی کانی‌هاست، لذا در این پژوهش تلاش شده‌است تا با استفاده از ترکیب شیمیایی دقیق کانی بیوتیت و استفاده از آن در برآوردهای زمین‌دما-فشارسنجی، عمق جایگیری و توان کانه‌زایی این توده نفوذی را برآورد کرد.

## موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

توده نفوذی تویه-دروار در محدوده طول‌های جغرافیایی ۵۳°۵۰' تا ۵۳°۵۷' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۶° تا ۳۶°۱۰' شمالی، در شمال روستای تویه-دروار در ۵۰ کیلومتری جنوب باختر دامغان در استان سمنان واقع شده است. این توده در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کياسر (اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۱) قرار دارد. در تقسیم‌بندی ساختاری واحدهای ایران (Stocklin, 1968) این منطقه در دامنه جنوبی زون البرز خاوری قرار دارد. براساس مشاهدات



Cenozoic	$Q_{a1}$	Young alluvium	
	$Q_{ol}$	Old alluvium and gravel fans	
	$P_{gf}$	Dark, red sandstone (Fajan Formation)	
Mesozoic	$K'_1$	Orbitolina limestone (Tizkuh Formation)	
	$J_{ss}$	Sandstone and coal bearing shale	
	$R_{cl}$	Thick bed Limestone with worm traces calcareous shale (Elika Formation)	$M_c$
Paleozoic	$D_g$	Limestone alternation of shale and limestone in upper parts (Geirud Formation)	
	$\epsilon_m$	Dolomite, sandstone, quartzite, limestone (Mila Formation)	
	$\epsilon_{LZ}$	Red shale, sandstone, red sandstone with quartzite on top (Zaigun & Lalun Formation)	
	$\epsilon_b$	Stromatolitic dolomite and limestone with minor layers of shale and sandstone (Barut	

#### Symbole

Major fault	
inferred fault	
Thrust fault	

شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه نوبه-دروار که با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای لندست و برداشت‌های صحرایی تهیه شده است

کربناتی هستند و از پایین به بالا شامل دولومیت زیرین، سنگ‌های تخریبی و کربناتی، آهک ضخیم لایه فسیل دار، کلسی-آواری و سیلیسی-آواری می‌باشند (امین رسولی، ۱۳۹۳). سنگ‌شناسی واحدهای مختلف سازند جیرود از قدیم به جدید شامل کنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ، دولومیت و آهک است که ضخامت بخش دولومیتی آن ۳۰ متر است

و افق IV شامل F-Pb است. سازند میلا ( $\epsilon_m$ ) دارای ۵ بخش است. پیشروی دریای کامبرین میانی-اردوئین آغازین به تشکیل بخش‌های ۱ تا ۳ این سازند در کوه‌های البرز منجر شده است. این توالی (بخش‌های ۱ تا ۳) با ناپیوستگی هم‌شیب در میان واحدهای کوارتزیت بالایی سازند لالون و بخش ۴ سازند میلا واقع شده است. بخش‌های ۱ تا ۳ از نوع آواری



میزبان توده به هیچ عنوان سازند جیروند نیست و دولومیت‌ها و آهک‌های سازندهای سلطانیه و باروت است و بنابراین، سن توده باید قدیمی‌تر و احتمالاً پالئوزوئیک زیرین باشد. اما بر اساس مطالعات صحرایی این پژوهش، اگرچه توده در داخل سازندهای باروت و لالون نفوذ کرده و بر اساس روابط چینه‌شناختی، سن آن به بعد از پالئوزوئیک پیشین مربوط است ولی با توجه به نتایج سن سنجی ایزوتوپی به روش اورانیم-سرب بر روی کانی زیرکن، سن توده، اواخر کربنیفر زیرین (یعنی حدود  $328 \pm 1/8$  میلیون سال) به دست آمده است (Naderi et al., 2018).

(قوچی اصل، ۱۳۸۳). در شمال توده نفوذی، سازند الیکا (Re) با امتداد شمال شرق-جنوب غرب و شیب ۶۵ تا ۹۰ درجه بر روی سازند باروت و توده گرانیتوئیدی رانده شده است. این توده اگرچه در ظاهر یکنواخت به نظر می‌رسد، اما در بعضی قسمت‌ها، سری‌های تفریق یافته‌تر نیز در آن مشاهده می‌شود (شکل ۲-ج). پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های توده نفوذی تویه‌دروار توسط خانعلی‌زاده (۱۳۸۴) مطالعه شده است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) این توده را به صورت نفوذی در داخل سازند جیروند معرفی کرده‌اند و سن دونین را به آن نسبت داده‌اند، اما بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی (قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱) سنگ

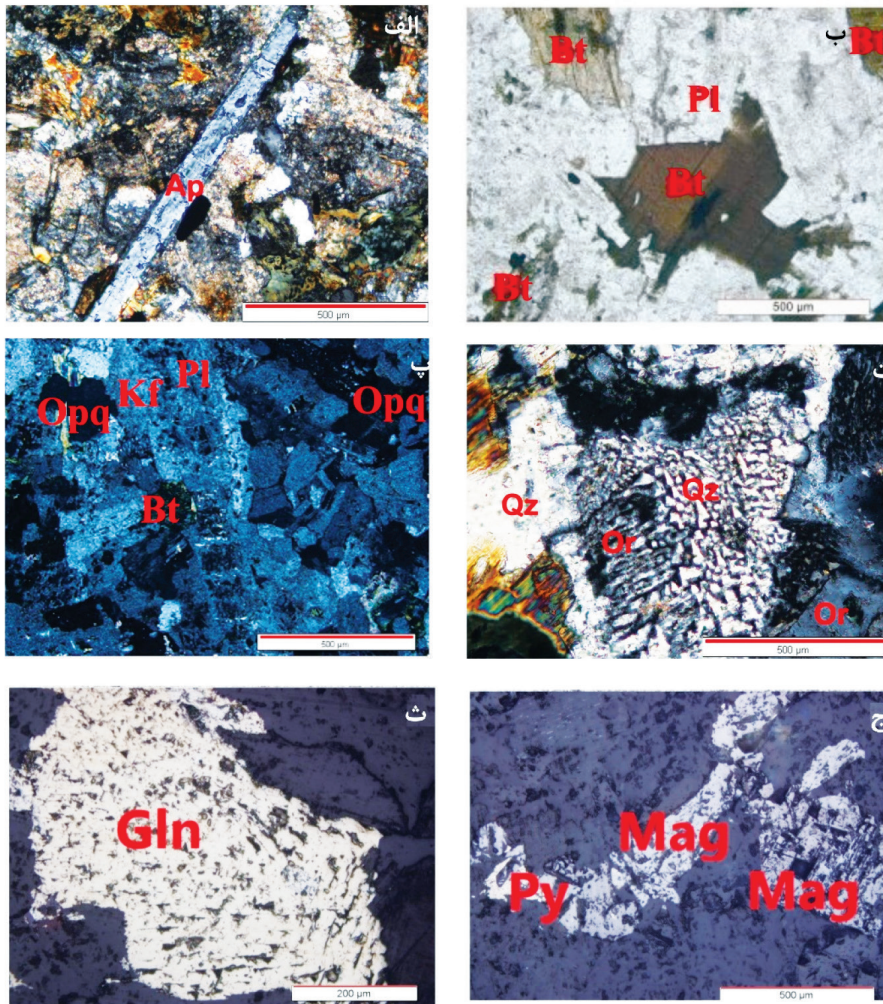


شکل ۲. روابط صحرایی توده نفوذی با سنگ‌های میزبان. الف) نمای کلی از راندگی سازند الیکا بر روی توده نفوذی و نفوذ توده داخل سازند باروت، دید به سمت شمال، ب) نمای کلی از آهک، دولومیت استروماتولیت دار، شیل و ماسه‌سنگ سازند باروت، دید به سمت خاور، پ) تزریق توده در سازند باروت و ایجاد کانه‌زایی آهن و منگنز در آن، دید به سمت شمال، ت) نمایی نزدیک از کانه‌زایی آهن و منگنز در محل تماس توده با سازند باروت، دید به سمت شمال، ج) نمایی نزدیک از بخش تفریق یافته توده گرانودیوریتی، دید به سمت خاور، ح) نفوذ توده در ماسه‌سنگ‌های لالون، دید به سمت خاور

## سنگ‌نگاری توده نفوذی

تحلیل رفتگی پلاژیوکلاز در اثر واکنش با شاره‌های سرشار از پتاسیم است که در نهایت به تشکیل ارتوکلاز در اطراف پلاژیوکلاز منجر شده است (شکل ۳-پ). ارتوکلاز، دومین کانی فراوان (با میانگین حجمی ۳۵-۵۰ درصد و با اندازه ۲-۵ میلی‌متر) در این توده است که به صورت ناخودشکل و با بافت پرتیتی دیده می‌شود. تشکیل این بافت را ناشی از پایین بودن فشار کل یا فشار آب پایین می‌دانند (Blatt et al., 2006). کوارتز هم در مقادیر (۵-۱۷ درصد حجمی)، به صورت ناخودشکل در بین بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کانی‌های دیگر دیده می‌شود. البته این کانی به شکل گرانوفیری، میکروگرافیک و میرمکتی نیز در بخش‌های مختلف توده

بر طبق مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های توده نفوذی تویه-دروار شامل مونزونیت، کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت هستند. از نظر کانی‌شناسی، این سنگ‌ها از نسبت‌های مختلفی از پلاژیوکلازهای نیمه‌خودشکل و ارتوکلازهای غالباً پرتیتی، همراه با مقادیر متغیری از آمفیبول، بیوتیت و کوارتز تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌هاست (با میانگین حجمی ۴۰ تا ۶۰ درصد و اندازه بلوری ۱-۱۰ میلی‌متر) که به صورت دانه‌های تیغه‌ای نیمه خودشکل با درجه‌های مختلفی از سوسوریتی شدن دیده می‌شود و گاهی وقت‌ها دارای پوششی از ارتوکلاز است.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های گرانیتوئید تویه‌دروار. الف) آپاتیت سوزنی شکل در نمونه مونزونیتی (XPL)، ب) بیوتیت در نمونه مونزودیوریتی (XPL)، پ) تحلیل رفتگی پلاژیوکلاز در اثر واکنش شاره‌های سرشار از پتاسیم و تشکیل پوششی از ارتوکلاز در اطراف پلاژیوکلاز گرانوفیری در نمونه کوارتز مونزونیتی (XPL)، ت) بافت گرافیک در نمونه مونزودیوریتی (XPL)، ث) تصویر میکروسکوپی از کانی گالن در یک نمونه مونزونیتی، ج) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های مگنتیت و پیریت در یک نمونه مونزودیوریتی



شد. تجزیه شیمیایی کانی‌ها با دستگاه مایکروپروب الکترونی SEM (JEOL JSM-840A, Tokyo, Japan), EDS (INCA 250, Oxford) با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 KV و جریان 4/0 mA در آزمایشگاه پترولوژی-کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی AUTH دانشگاه Thessaloniki کشور یونان انجام گرفته است (جدول ۱).

برای آنالیز SEM نمونه‌ها پوشش کربن آن‌ها با میانگین ضخامت 200 Å با استفاده از محفظه بخار JEOL-4x انجام شد. تصاویر الکترونی از کانی‌ها، به منظور تشخیص مناطقی با ترکیب شیمیایی متفاوت گرفته شد.

## بحث و بررسی

### شیمی بیوتیت

نتایج آنالیز تعدادی از بیوتیت‌های موجود در توده گرانیوتییدی تویه-دروار در جدول ۱ آورده شده است. (Nachit et al., 2005) در نمودار مثلثی اکسیدهای عناصر اصلی  $(\text{FeO} + \text{MnO}) = \text{FeO}^*$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  محدوده بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما (محدوده A) را از بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (محدوده B) و بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره (محدوده C) جدا کرده‌اند. همان‌طور که می‌دانیم بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و نهایی تبلور ماگما هم‌زمان با تبلور هورنبلند تشکیل می‌شوند. در مقاطع نازک میکروسکوپی انواع بیوتیت‌ها را می‌توان به خوبی از یکدیگر تفکیک کرد. بیوتیت‌های اولیه، خود شکل هستند، دارای تیتانیم بیشتر با رنگ قهوه‌ای تیره و با چندرنگی شدید مشخص می‌شوند، در حالی که بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره، روشن‌تر هستند و با چندرنگی ضعیفی را نشان می‌دهند. بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی، شکل نامنظم دارند، به رنگ سبز دیده می‌شوند و آثار کانی اولیه در آن‌ها دیده می‌شود. در نمودار شکل ۴ (Nachit et al., 2005) برای صحت پژوهش فقط از داده‌های بیوتیت‌های حاصل از تبلور ماگما استفاده شده است. برای بررسی شرایط تشکیل سنگ‌های ماگمایی می‌توان از ترکیب بیوتیت‌ها استفاده کرد. بنابراین، ترکیب شیمیایی بیوتیت بازتاب‌دهنده شرایط تبلور ماگماست. ابتدا (Foster 1960) و بعد از آن

دیده می‌شود. حضور بافت گرانوفیری، جایگزینی توده در عمق کم را نشان می‌دهد. این بافت، حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار پتاسیم از یک مذاب سیلیسی در نقطه بیوتکتیک است (Morgan and London, 2012). بافت گرافیکی هنگامی شکل می‌گیرد که بلورهای کوارتز با محور بلورشناسی واحد به اشکالی شبیه خطوط میخی همراه با بلورهای فلدسپار پتاسیم رشد و تبلور یابند (شکل ۳-ت). بافت میرمکیتی نیز شامل هم‌رشدی کوارتزهای کرمی شکل و پلاژیوکلاز است که در اثر تبلور مستقیم در طول دگرریختی، متاسوماتیسم یا اکسلوشن ایجاد می‌گردد (Pitcher, 1997). بافت دانه‌ای، بافت غالب در بیشتر بخش‌های توده است. بیوتیت و هورنبلند، فازهای آهن و منیزیم‌دار در گرانیوتییدی تویه-دروار هستند که 20-35 درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت با اندازه 3 تا 8 میلی‌متر، نیمه‌خودشکل است و در برخی موارد به کلریت دگرسان شده است (شکل ۳-ب). هورنبلند، به صورت منشوری شکل است و در بعضی نمونه‌ها به کلریت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده است. کانی‌های فرعی موجود در توده شامل آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های اپیک (مگنتیت، هماتیت، گالن و پیریت) هستند که در بین کانی‌های اصلی دیده می‌شوند (شکل ۳-ث و ج). در بعضی از نمونه‌ها، آپاتیت سوزنی شکل دیده می‌شود (شکل ۳-الف). آپاتیت سوزنی ممکن است از مذاب‌های بین بلوری در هر مرحله‌ای از تبلور ایجاد شود (Vernon, 2004). همچنین، از تبلور و سرد شدن سریع و موضعی ماگمای مافیک داغ آمیخته شده با ماگمای فلسیک نسبتاً سردتر، تشکیل می‌شوند (Brown, 2001). کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، اسفن، کانی‌های اپیک (هماتیت، مگنتیت، پیریت و گالن)، سریسیت، کانی‌های رسی و کلسیت هستند.

## روش مطالعه

به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بازدیدهای صحرائی از رخنمون‌های مختلف توده گرانیوتییدی تویه-دروار، تعداد 120 نمونه سنگی از بخش‌های مختلف توده برداشت شد. از این نمونه‌ها، 80 مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناختی و تعداد 16 مقطع نازک-صیقلی برای آنالیز مایکروپروب تهیه

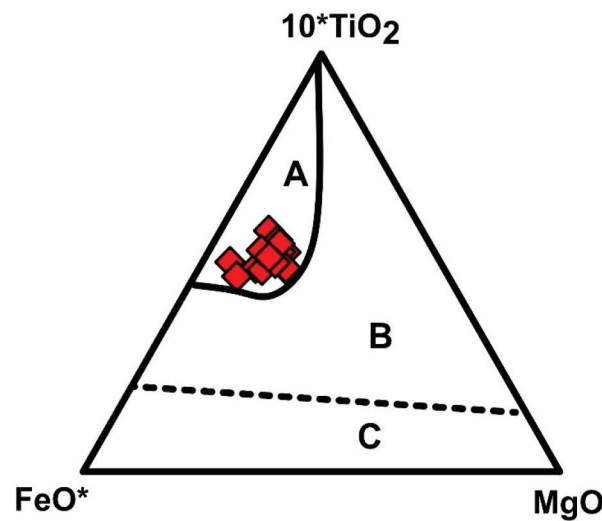
جدول ۱. نتایج آنالیز ریز پردازش الکترونی از کانی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه دروار (W/%)، فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است

	مونزونیت						کوارتمونزونیت						مونزودیوریت					
SiO <sub>2</sub>	۳۸/۸۳	۳۶/۰۶	۴۱/۴۹	۴۰/۷۸	۳۸/۲۲	۴۰/۱۹	۳۹/۳۲	۳۹/۳۷	۳۸/۷۴	۴۱/۷۹	۳۸/۷۸	۳۹/۲۲	۳۸/۳۳	۴۱/۱۳	۳۹/۳۰	۳۸/۳۲		
TiO <sub>2</sub>	۳/۳۶	۳/۶۵	۳/۳۵	۳/۳۶	۴/۲۵	۳/۵۱	۳/۹۳	۳/۸۰	۳/۱۱	۲/۹۴	۳/۱۰	۳/۰۳	۳/۶۰	۳/۰۵	۳/۳۲	۲/۹۲		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۲/۲۷	۱۱/۶۲	۱۰/۳۸	۱۱/۰۶	۱۱/۰۰	۱۰/۵۶	۱۰/۸۰	۱۱/۲۷	۱۱/۸۰	۱۰/۷۰	۱۰/۵۶	۱۰/۸۵	۱۱/۲۵	۱۰/۶۳	۱۰/۳۸	۱۰/۳۳		
FeO	۲۹/۱۱	۲۱/۸۲	۱۹/۷۶	۱۹/۹۷	۲۳/۳۹	۲۱/۳۶	۲۲/۱۶	۲۱/۹۷	۲۱/۲۲	۱۹/۶۵	۲۵/۰۵	۲۳/۷۱	۲۴/۵۴	۲۱/۰۷	۲۲/۸۳	۲۷/۷۵		
MnO	۰/۴۳	۰/۵۸	۰/۳۸	۰	۰/۳۶	۰/۲۷	۰/۱۹	۰	۰	۰/۲۹	۰	۰/۴۰	۰	۰/۰۶	۰	۰		
MgO	۳/۸۷	۸/۸۶	۱۰/۰۶	۱۰/۴۵	۷/۴۹	۱۰/۱۲	۹/۳۳	۹/۷۸	۸/۵۷	۱۰/۹۲	۷/۵۰	۸/۴۱	۷/۴۱	۹/۳۲	۸/۶۷	۵/۵۷		
CaO	۰/۰۴	۰/۲۱	۰	۰/۰۹	۰/۲۸	۰/۰۳	۰/۲۳	۰/۲۴	۰	۰	۰/۱۹	۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۶		
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۸	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۵۵	۰	۰/۵۳	۰	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۰۱	۰	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۳۸	۰/۰۴	۰		
K <sub>2</sub> O	۸/۸۱	۷/۷۲	۹/۰۲	۹/۲۷	۸/۷۰	۹/۲۹	۸/۷۸	۹/۰۲	۸/۵۵	۹/۰۸	۸/۸۶	۸/۵۹	۸/۷۱	۹/۶۶	۹/۳۷	۷/۶۱		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰	۰	۰	۰/۲۸	۰	۰	۰	۰	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۳۵	۰	۰	۰/۵۱		
Cl	۳/۲۲	۱/۱۴	۰/۹۶	۰/۷۳	۱/۶۰	۰/۲۷	۰/۴۷	۰/۵۴	۰/۳۸	۰/۲۴	۱/۹۷	۱/۳۹	۱/۴۵	۰/۶۸	۱/۰۲	۲/۴۹		
Total	۹۷/۸۰	۹۴/۹۲	۹۵/۶۲	۹۶/۵۳	۹۵/۲۸	۹۶/۱۳	۹۵/۲۱	۹۶/۱۵	۹۵/۷۵	۹۵/۷۰	۹۶/۱۰	۹۵/۹۸	۹۵/۱۹	۹۵/۹۹	۹۴/۹۴	۹۵/۵۴		
Si	۵/۹۶	۶/۰۳	۶/۲۹	۶/۱۵	۵/۹۸	۶/۱۳	۶/۰۷	۶/۰۲	۵/۹۱	۶/۳۰	۶/۰۷	۶/۰۸	۵/۹۸	۶/۲۷	۶/۱۴	۶/۰۹		
Ti	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۴۶	۰/۴۴	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۴۲	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۳۵		
Al	۲/۲۲	۲/۱۱	۱/۸۶	۱/۹۷	۲/۰۳	۱/۹۰	۱/۹۷	۲/۰۳	۲/۱۲	۱/۹۰	۱/۹۵	۱/۹۸	۲/۰۷	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۳		
AlIV	۲/۰۴	۱/۹۷	۱/۷۱	۱/۸۵	۲/۰۲	۱/۸۷	۱/۹۳	۱/۹۸	۹/۰۲	۱/۷۰	۱/۹۳	۱/۹۲	۲/۰۲	۱/۷۳	۱/۸۶	۱/۹۱		
AlVI	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۲۰	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۱۸	۰/۰۵	۰/۰۳		
Fe <sup>2+</sup>	۳/۷۴	۲/۸۲	۲/۵۱	۲/۵۲	۳/۰۶	۲/۷۳	۲/۸۶	۲/۸۱	۲/۷۱	۲/۴۸	۲/۲۸	۳/۰۷	۳/۲۰	۲/۶۹	۲/۹۸	۳/۶۳		
Fe <sup>3+</sup>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰		
Mn	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۵	۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	۰	۰	۰/۰۴	۰	۰/۰۵	۰	۰/۰۱	۰	۰		
Ca	۰/۰۱	۰/۰۳	۰	۰/۰۱	۰/۰۵	۰	۰/۰۴	۰/۰۴	۰	۰	۰/۰۳	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱		
Na	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۲۱	۰/۱۶	۰	۰/۱۶	۰	۰/۰۵	۰/۰۶	۰	۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۱	۰		
K	۱/۷۲	۱/۵۲	۱/۷۴	۱/۷۸	۱/۷۴	۱/۸۱	۱/۷۳	۱/۷۶	۱/۶۶	۱/۷۵	۱/۷۷	۱/۷۰	۱/۷۳	۱/۸۸	۱/۸۷	۱/۵۴		
Mg	۰/۸۹	۲/۰۴	۲/۲۷	۲/۳۵	۱/۷۵	۲/۳۰	۲/۱۵	۲/۲۳	۲/۶۳	۲/۴۵	۱/۷۵	۱/۹۴	۱/۷۲	۲/۱۲	۲/۰۲	۱/۳۲		

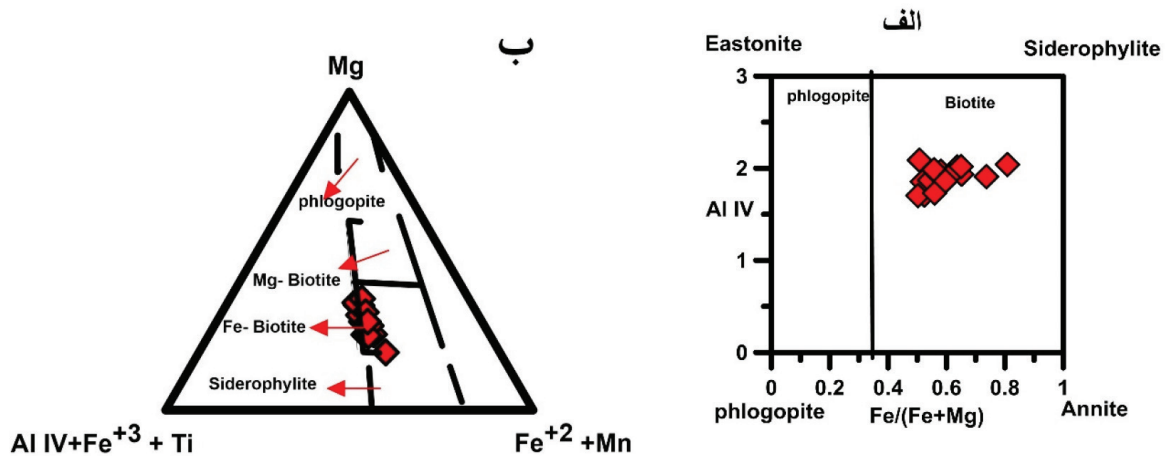
آهن دار قرار می‌گیرد (شکل ۵-ب). ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی بستگی به ترکیب ماگمای والد، فوگاسیته اکسیژن (Partin et al., 1983)، دمای مذاب (Abbott and Clarke, 1979) و خاستگاه گرانیت دارد (Abdel-Rahman, 1994; Nachit et al., 2005). بیوتیت‌ها، قادر به جذب آلومینیم در سنگ‌های گرانیتی فاقد گارنت و کانی‌های آلومینوسیلیکاته هستند (Shabani et al., 2003).

(Speer, 1984) با توجه به تغییرات Fe/(Fe+Mg) میکاها، چهارگوش آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت را به صورت ASPE برای نشان دادن ترکیب این کانی‌ها ارائه دادند (Speer, 1984). بر اساس نمودار (Rieder, 1999) و همکاران، ترکیب بیوتیت‌های توده تویه-دروار در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرد (شکل ۵-الف). همچنین در نمودار تقسیم‌بندی سه‌تایی (Foster, 1960)، ترکیب شیمیایی نمونه‌های بیوتیت توده تویه-دروار در محدوده بیوتیت‌های





شکل ۴. موقعیت بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در نمودار رده‌بندی انواع بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی (محدوده A)، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (محدوده B) و بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره (محدوده C)، (Nachit et al., 2005)



شکل ۵. موقعیت بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در نمودار طبقه‌بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها. الف) (Rieder et al., 1999)، ب) (Foster, 1960)

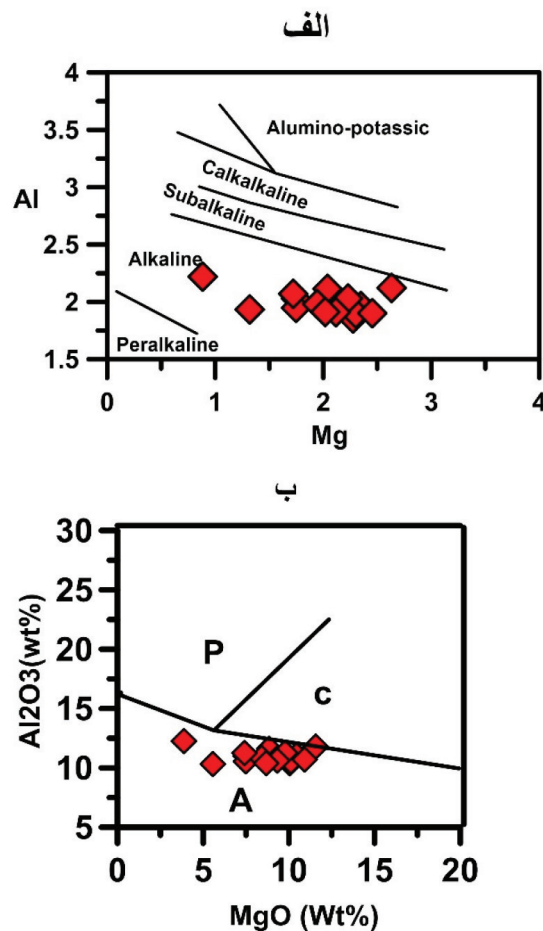
ماگمایی است که از آن متبلور شده‌است. در این مطالعه از نمودار Mg در مقابل Al (Nachit et al., 1985) و  $FeO^*$  در مقابل MgO (Abdel-Rahman, 1994) برای تعیین سری ماگمایی استفاده شده‌است. در این نمودارها، ماگمای سازنده بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه-دروار در سری آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف و ب). همچنین از بیوتیت می‌توان به‌عنوان یک معیار مناسب برای شناخت محیط زمین‌ساختی تشکیل گرانیتوئیدها استفاده کرد (Abdel-Rahman, 1994) با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $FeO^*$  بیوتیت،

## تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل گرانیتوئیدهای بیوتیت‌دار

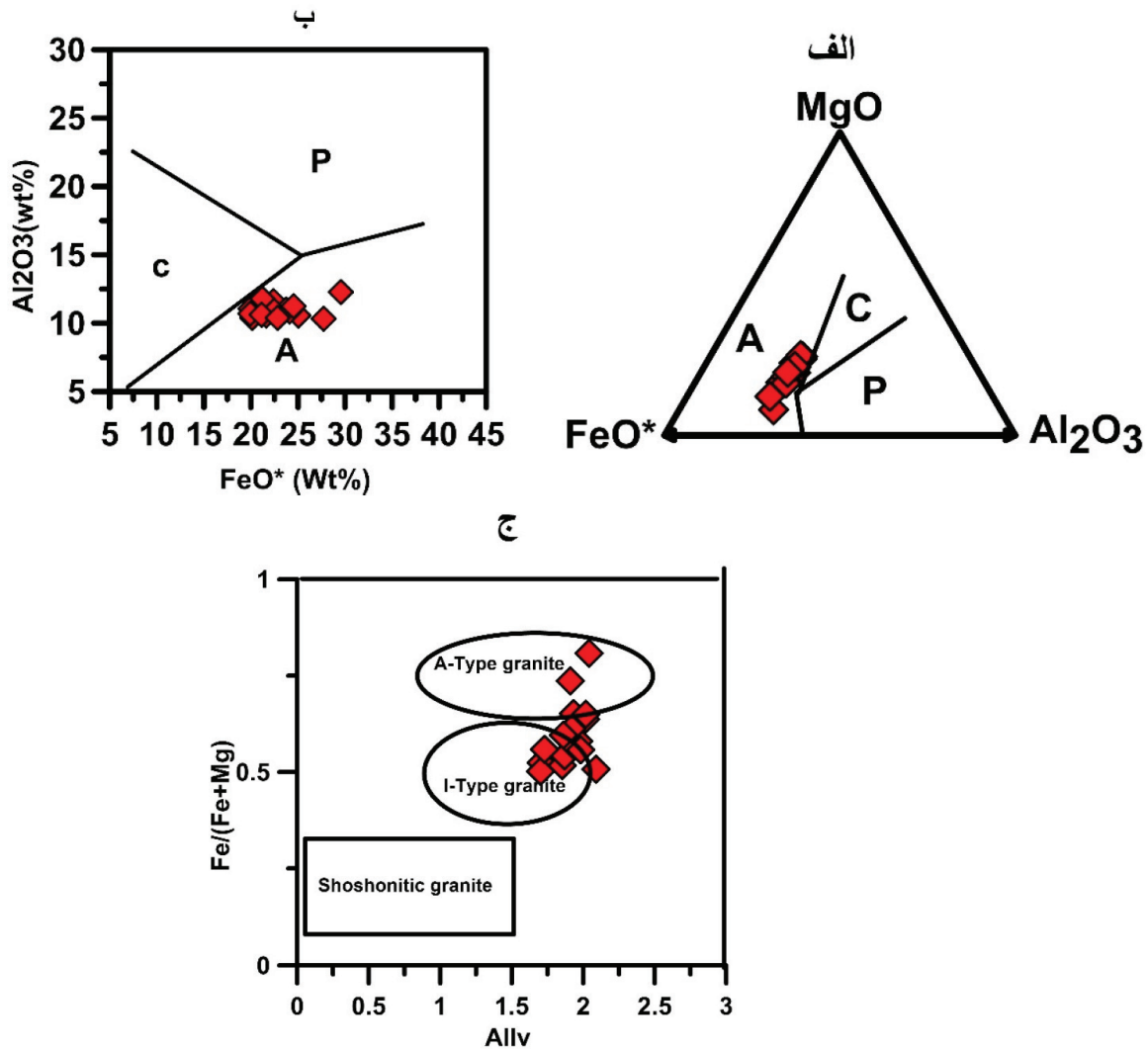
ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده سنگ می‌تواند در تعیین سری ماگمایی آن نقش مهمی داشته باشد، لذا در این مطالعه از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها جهت بررسی ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های توده گرانیتوئیدی تویه-دروار استفاده شده‌است. مطالعات زیادی وجود دارند که در آن‌ها از بیوتیت‌ها به‌عنوان ابزاری سودمند در تعیین سری ماگمایی استفاده شده‌است. زمانی که بیوتیت به‌طور پیوسته در حال تعادل با ماگمای میزبان است، ترکیب آن منعکس‌کننده

تأیید می‌کند. Jiang و همکاران (۲۰۰۲) بر اساس تغییرات  $Al^{IV}$  در مقابل  $Fe/(Fe+Mg)$  گرانیتوئیدها را به سه گروه شوشونیت، نوع I و نوع A تقسیم‌بندی کردند. براساس این تقسیم‌بندی، گرانیتوئید تویه-دروار در محدوده گرانیت نوع A قرار می‌گیرد (Jiang et al., 2002) (شکل ۷-ج). به‌علاوه، قرارگیری این سنگ‌ها در جایگاه ناکوهزایی و کششی نیز تأیید می‌شود. طبیعت قلیایی ماگما، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE)، مقادیر بالای عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) در مقایسه با دیگر گرانیتوئیدها، داشتن  $CaO$  و  $MgO$  پایین، مقدار بالای  $FeO/MgO$ ، غالب بودن کانی‌های غنی از آهن، بالا بودن  $Ga/Al$  و قرارگیری در موقعیت گرانیتوئیدهای نوع A در نمودارهای زمین‌ساختی، حاکی از ویژگی گرانیتوئیدی نوع A1 توده تویه-دروار است (Naderi et al., 2018).

سنگ‌های گرانیتوئیدی را به سه گروه تقسیم می‌کند: A) سنگ‌های قلیایی و ناکوهزایی، (P) سنگ‌های پرآلومین که بیوتیت‌های آنها غنی از آلومینیم بوده و به سمت قطب سیدروفیلی تمایل دارند و معمولاً همراه مسکویت یا دیگر کانی‌های آلومینوسیلیکاته مثل گارنت، آندالوزیت و یا کردیریت هستند. گرانیتوئیدهای برخورداری نوع S در این گروه قرار می‌گیرند. (C) گرانیتوئیدهای کوهزایی آهکی-قلیایی نوع I که سرشار از منیزیم هستند و همراه آمفیبول کلسیم‌دار و یا پیروکسن کلسیم‌دار وابسته به فرورانش دیده می‌شوند. در این نمودار بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه-دروار در محدوده قلیایی ناکوهزایی قرار می‌گیرند (Abdel-Rahman, 1994) (شکل ۷-الف و ب). مطالعه بر اساس شیمی کانی آمفیبول و شیمی سنگ کل Naderi et al. (2018) سری ماگمایی و محیط تکتونیکی را



شکل ۶. تعیین سری ماگمایی توده گرانیتوئیدی تویه-دروار بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت، الف) (Nachit et al., 1985) و ب) (Abdel-Rahman, 1994)



شکل ۷. نمودارهای طبقه‌بندی جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئید تویه-دروار با استفاده از ترکیب بیوتیت (پهنه A: مناطق کششی، پهنه B: مناطق فرورانش، پهنه P: مناطق برخوردی). شکل الف و ب) (Abdel-Rahman, 1994)، ج) تقسیم‌بندی بر اساس نمودار (Jiang et al., 2002)

### زمین‌فشارسنجی با استفاده از ترکیب بیوتیت

بیوتیت افزایش می‌یابد (Uchida et al., 2007). این امر نشان می‌دهد که مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند برای زمین‌فشارسنجی مورد استفاده قرار گیرد. همچنین فشار را می‌توان از معادله تجربی  $P(Kb) = 3.03 * AIT - 6.53 (\pm 0.33)$  به دست آورد. ارتباط بین فشار انجماد و مقدار آلومینیم کل بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار نیز مورد بررسی قرار گرفت و یک انطباق مثبت بین این دو دیده شد (شکل ۸-الف). از این روش برای تعیین فشار تبلور بیوتیت در توده گرانیتوئیدی تویه-دروار استفاده شد و مشخص گردید که فشار حاکم بر

فشارسنجی بر اساس محتوای آلومینیم کل در بیوتیت برای اولین بار توسط Uchida et al. (2007) برای تعدادی از سنگ‌های گرانیتی ژاپن به کار برده شد. برای تأیید این فرض، پژوهشگران داده‌های مربوط به فشار انجماد در مناطق مختلف گرانیتی را که از قبل با روش‌های دیگری مثل فشارسنجی با آمفیبول (Thomas and Ernest, 1990) و فشارسنجی با اسفالریت به دست آمده بود با محتوای آلومینیم کل بیوتیت مقایسه کردند و متوجه شدند که مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی به فشار انجماد بستگی دارد. با افزایش فشار انجماد، محتوای آلومینیم کل



۸-ب). دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت توسط Henry et al. (2005) بنا شده است. با استفاده از رابطه  $T = (\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3/b)^{0.333}$  می‌توان دما را محاسبه کرد. در این رابطه، دما برحسب درجه سانتی‌گراد و  $Ti_{apfu} = 0.04-0.6$ ، مقدار اتم در واحد فرمول کانی بهنجار شده به ۲۲ اکسیژن است و این رابطه در شرایط  $T=480-800^{\circ}C$  و  $X_{Mg}=0.275-1.0$  معتبر است.

جدول ۲. ضرایب دماسنجی با استفاده از مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت (Henry et al., 2005)

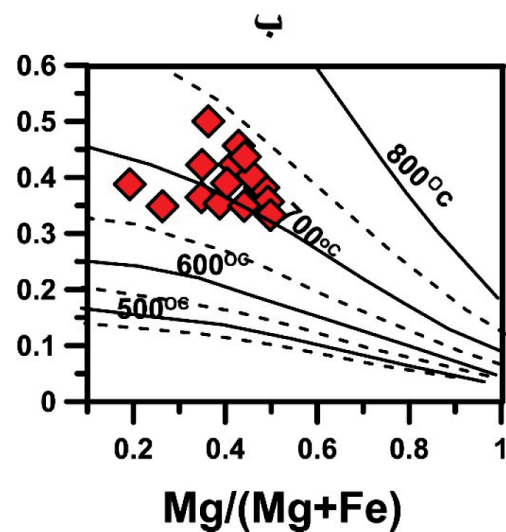
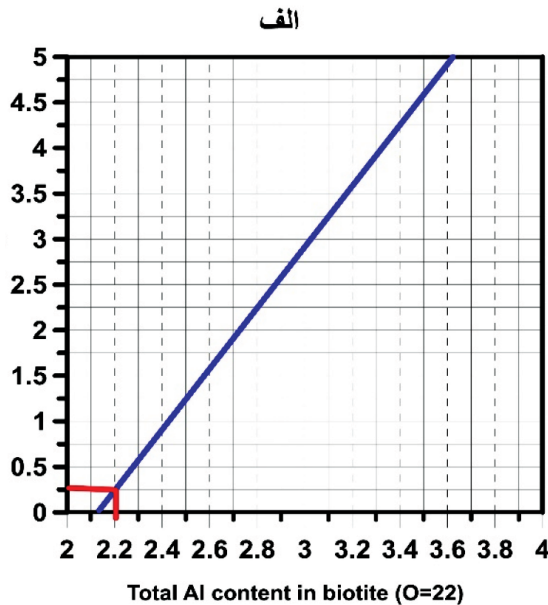
Coefficient	a	b	c
Value	2.3594	4.65E-09	-1.728

بنابراین بر اساس این دماسنج (شکل ۸-ب) دمای توقف تبادل و برقراری تعادل در گرانیتهوئید تویه-دروار ۶۵۰-۷۳۰ برآورد شده است.

تبلور توده کمتر از ۱ کیلو بار بوده است. همچنین بر اساس مطالعات فشارسنجی بیوتیت توسط Uchida et al. (2007) نهشته‌های سرب-روی و مولیبدن در فشار کمتر از ۱ کیلو بار، نهشته‌های مس-آهن و قلع در فشار ۱-۲ کیلو بار، نهشته‌های تنگستن در فشار ۲-۳ کیلو بار و نهشته‌های بدون کانی‌زایی در فشار بالای ۳ کیلو بار تشکیل می‌شوند. در این روش، مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند به‌عنوان یک شاخص مفید برای اکتشاف نهشته‌های کانی‌زایی گرمایی در سنگ‌های گرانیتی مورد استفاده قرار گیرد. وجود نهشته‌های آهن، سرب و روی در اطراف توده گرانیتهوئیدی تویه دروار می‌تواند بیانگر فشارهای کمتر از یک کیلو بار برای انجماد آن باشد.

### دماسنجی با استفاده از مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت

با استفاده از مقدار Ti موجود در بیوتیت و همچنین نسبت  $Mg/(Fe+Mg)$  در آن می‌توان دما را محاسبه کرد (شکل

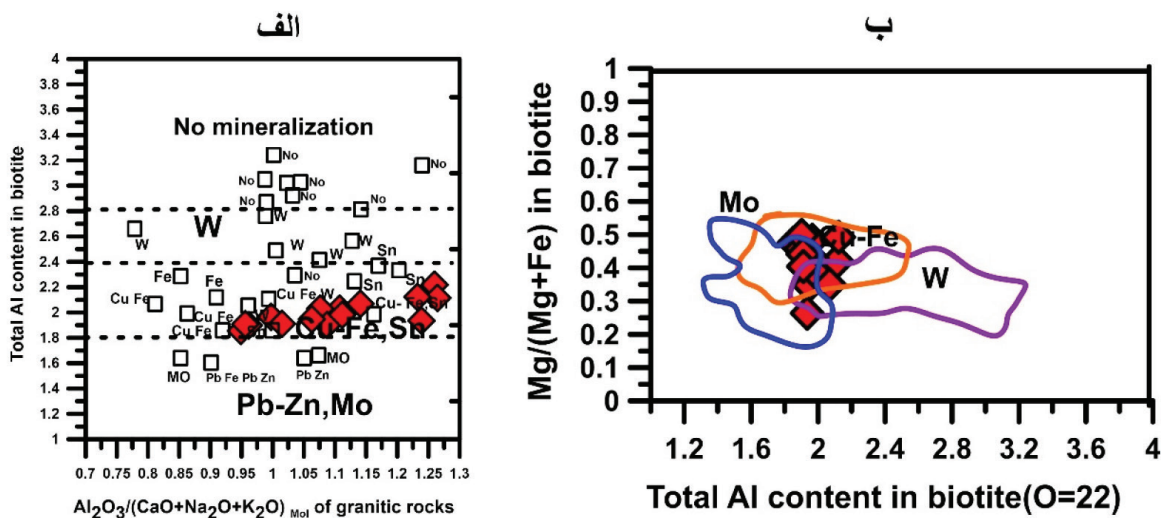


شکل ۸. الف) زمین‌فشارسنجی بر اساس شیمی کانی بیوتیت در توده گرانیتهوئیدی تویه-دروار. بر اساس این نمودار فشار کمتر از ۱ کیلو بار به‌دست آمده است (Uchida et al., 2007)، ب) نمودار دماسنجی بر اساس مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت برای توده گرانیتهوئیدی تویه-دروار (Henry et al., 2005)

## ارتباط بین مقدار Al کل در بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی و نوع فلززایی

برای نشان دادن تفاوت در مقدار آلومینیم کل بیوتیت و نوع کانه‌زایی، تجزیه شیمیایی روی بیوتیت سنگ‌های گرانیتی توده تویه-درور انجام شد (جدول ۱). ارتباط بین آلومینیم کل بیوتیت و نسبت‌های مولی  $Mg/Mg+Fe$  بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی توده تویه-درور با نوع فلز نشان داده شد. به نظر می‌رسد که مقدار آلومینیم کل بیوتیت با افزایش عمق انجماد منطبق باشد. همان‌گونه که در شکل ۹ دیده می‌شود، مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی همراه با نهشته‌های تنگستن و بدون کانی‌زایی، بیشتر از آلومینیم کل بیوتیت در گرانیتوئیدهای با نهشته‌های  $Pb-Zn$ ,  $Cu-Fe$ ,  $Sn$ ,  $Mo$  است. Nakano and Ishihara (2003) با بررسی ارتباط نزدیک سنگ‌های درونی پیشنهاد کرد که نهشته‌های تنگستن در یک محیط عمیق تشکیل می‌شوند که با بیشترین مقدار آلومینیم کل بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی نیز منطبق است. به این ترتیب، به نظر می‌رسد که مقدار آلومینیم کل

بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی با فشار انجماد افزایش یابد و این پارامتر به‌عنوان یک شاخص مفید برای برآورد فشار انجماد آنها مفید باشد. یک احتمال وجود دارد که آلومینیم کل بیوتیت با مقدار  $Al_2O_3$  سنگ‌های گرانیتی متناسب باشد. از این رو ارتباط بین آلومینیم کل بیوتیت و شاخص درجه اشباع آلومینیم  $(Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$  سنگ‌های گرانیتی بررسی شده است. (ارتباط آلومینیم کل بیوتیت با شاخص آلومینیم سنگ‌های گرانیتی نشان داده شده است (شکل ۹-الف). در این شکل همبستگی مثبتی بین آن‌ها مشاهده می‌شود. آلومینیم کل بیوتیت به ترتیب در سنگ‌های گرانیتی با کانه‌زایی سرب-روی و مولیبدن، مس-آهن و قلع، تنگستن و سنگ‌های گرانیتی بدون کانی‌زایی افزایش می‌یابد. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ توده نفوذی مورد مطالعه بیانگر آن است که همانند دیگر موارد مشابه در جهان، ترکیب شیمیایی بیوتیت در این توده نیز می‌تواند نشان‌دهنده توان کانه‌زایی آن باشد (شکل ۹-ب).



شکل ۹. موقعیت بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی تویه-درور در نمودارهای الف) رابطه بین شاخص آلومینیم گرانیت‌ها با مقدار آلومینیم کل بیوتیت برای تعیین نوع کانه‌زایی در سنگ‌های گرانیتوئیدی (Uchida et al., 2007)، ب) نمودار محتوای AIT بیوتیت در مقابل  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  برای تعیین نوع کانی‌زایی احتمالی در گرانیتوئیدها (Uchida et al., 2007)

## نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی تویه-دراور در جنوب البرز خاوری به صورت استوک مانند در داخل آهک‌ها و دولومیت‌های استروماتولیت‌دار سازند باروت و همچنین به صورت سیل و دایک در داخل سازند لالون نفوذ کرده است. این توده سبب بروز کانی‌زایی آهن-منگنز، فلونور و باریت در محل تماس با سازند باروت شده است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی ترکیب این توده کوارتز، مونزونیت، مونزونیت و مونزودیوریت است و دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند و همچنین کانی‌های فرعی ایلمینیت، مگنتیت، زیرکن، آپاتیت، تیتانیت و پیریت است. سریسیت، اپیدوت، کلسیت و کلریت، کانی‌های ثانویه این توده هستند. بافت شاخص سنگ‌های توده شامل گرانوفیری، گرافیک و میرمیکیتی است. شیمی کانی بیوتیت در این توده بیانگر ترکیب بیوتیت آهن‌دار، قلیایی، ناکوهزایی و محیط کشتی برای آن است. به کارگیری روش دماسنجی بر اساس تیتانیم موجود در بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه-دراور، بیانگر دمای ۶۷۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد برای جایگیری نهایی و توقف تبادل و تعادل نهایی آن است. به کارگیری فشارسنجی با استفاده از آلومینیم کل بیوتیت نیز نشانگر فشارهای کمتر از ۱ کیلوبار برای تبلور بیوتیت است. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ میزبان این توده نیز شاهدهی بر راهگشا بودن ترکیب بیوتیت برای استفاده در بررسی توان کانه‌زایی این توده است.

## منابع

- دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۲۸.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، چین‌شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم، چاپ دوم، انتشارات امیرکبیر، تهران، ۴۳۴.
  - رستمی پایدار، ق.، ۱۳۸۰. آنالیز رخساره، ژئوشیمی و ژنز کانسار فلونورین میلاکوه-تویه در سازند سلطانیه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۲.
  - سعیدی، ع. و اکبرپور، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
  - قاسمی، ح. و خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۹۱. گرانیتوئید نوع A تویه-دراور، جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کشتی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم، ۲۴-۳.
  - قوچی اصل، ا.، ۱۳۸۳. رخساره محیط رسوبی سازند دراور، جنوب باختر دامغان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۵۲.
  - لاسمی، ی. و امین رسولی، ه.، ۱۳۸۳. رخساره‌های کربناته در واحد شیلی سازند لالون: یافته‌های نو در ناحیه تویه-دراور (جنوب باختری دامغان)، فصلنامه علوم زمین، سال دوازدهم، ۵۴، ۶۹-۷۹.
  - لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران.، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۸، ۱۸۰.
  - لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌های کربناته دریای کم‌ژرفا در واحد شیلی سازند لالون: یافته‌های نو در منطقه تویه-دراور، باختر البرز خاوری. خلاصه مقالات نوزدهمین گردهمایی علوم زمین.
  - Abbott, R. and Clarke, D.B., 1979. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem  $Al_2O_3$ -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a  $(H_2O) < or = 1$ . The Canadian Mineralogist 17, 549-560.
  - Abdel-Rahman, A.-F.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. Journal of Petrology 35, 525-541.
  - hgBuda, G., Koller, F., Kovács, J. and Ul-



- rych, J., 2004. Compositional variation of biotite from Variscan granitoids in Central Europe: a statistical evaluation. *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged 45, 21-37.
- Brown, M., 2001. Orogeny, migmatites and leucogranite: a review, *Proceeding of Iddian Academy of Sciences, Earth Planetary Sciences*, 110, 313-336.
  - Deer, W.A., Howie, R. and Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman Scientific and Technical Hong Kong, 694.
  - Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas, 11-46.
  - Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90, 316-328.
  - Jiang, Y.-H., Jiang, S.-Y., Ling, H.-F., Zhou, X.-R., Rui, X.-J. and Yang, W.-Z., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses. *Lithos* 63, 165-187.
  - Morgan, G.B. and London, D., 2012. Process of granophyre crystallization in the Long Mountain Granite, southern Oklahoma. *Geological Society of America Bulletin* 124, 1251-1261.
  - Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 1415-1420.
  - Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.-M. and Carron, J.-P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 301, 813-818.
  - Naderi, A., Ghasemi, H., Santos, J. F., Rocha, F., Griffin, W. L., Shafaii Moghadam, H. and Papadopoulou, L., 2018. Petrogenesis and tectonic setting of the Touyeh-Darvar Granitoids (NE Iran): constraints from zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry», *Lithos*, 318-319, 494-508.
  - Nakano, T. and Hayashi, K. (eds.) *Resource and environmental geology*. Society of Resource Geology, Tokyo, 23-34 (in Japanese)
  - Nakano, T. and Ishihara, S., 2003. Geochemical characteristics of the Akiyoshi limestones, Japan and their bearing on exploration for blind skarn deposits. *Resource Geology* 53, 29-36.
  - Partin, E., Hewitt, D. and Wones, D., 1983. Quantification of ferric iron in biotite, *Geol. Soc. Am. Abstr. Program*, 659.
  - Pitcher, W.S., 1997. The evolution of the granitic texture: a continuum of crystal growth, *The Nature and Origin of Granite*. Springer, 68-91.
  - Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 61-120.
  - Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M. and Radoslovich, E.W., 1999. Nomenclature of the micas. *Mineralogical Magazine* 63, 267-296.
  - Shabani, A.A., Lalonde, A.E. and Whalen, J.B., 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *The Cana-*

dian Mineralogist 41, 1381-1396.

- Speer, J.A., 1984. Micas in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 13, 299-356.

- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 52, 1229-1258.

- Thomas, W. and Ernst, W., 1990. The aluminium content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated

experimentally to 12 kbars. *Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to HP Eugster*. *Geochemical Society Special Publication* 2, 59-63.

- Uchida, E., Endo, S. and Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology* 57, 47-56.

- Vernon, R.H., 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 440.





# بررسی نرخ فعالیت تکتونیکی گستره گسل دورود (جنوب باختر ایران) بر پایه تحلیل داده‌های ژئومورفولوژیک (مخروط افکنه‌ها، حوضه‌ها و شبکه زهکشی)

زهرا کمالی<sup>۱\*</sup>، محمودرضا هیهات<sup>۲</sup>، حمید نظری<sup>۳</sup> و محمد مهدی خطیب<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری بخش علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲. استادیار بخش علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳. دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

۴. استاد بخش علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۲/۱۲

## چکیده

تحلیل مورفوتکتونیکی با کمک شاخص‌های ژئومورفیک ابزاری برای مشخص کردن ساختارهای جدید و فعال متأثر از حرکات تکتونیکی در نواحی ویژه می‌باشد. این تحلیل در بخشی از گستره گسل درود با استفاده از شاخص‌هایی مانند سینوسی جبهه‌ی کوهستان (Smf)، شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (Vf)، عامل عدم تقارن حوضه (Af)، گرادیان طولی رودخانه (Sl)، عامل تقارن توپوگرافی (T)، سینوسیته رودخانه (S)، عامل شکل حوضه، فرم حوضه، ضریب کشیدگی و نسبت کشیدگی حوضه و شاخص BS همچنین شاخص‌های در ارتباط با مخروط‌افکنه‌ها شامل: میزان خمیدگی مخروط‌افکنه  $\beta$ ، ضریب مخروط‌گرایی و نیمرخ‌های طولی، انجام شده است. ابزارهای این پژوهش شامل نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و مدل رقومی ارتفاعی (DEM) و تصاویر سنجنده IRS منطقه و نرم‌افزارهای Gelobal Mapper و GIS می‌باشد. نتایج داده‌های حاصل از تحلیل‌های توپوگرافی، شواهد زمین‌ریخت ساختی حاصل از مشاهدات میدانی و مقادیر به‌دست آمده از شاخص‌های ژئومورفیک، همگی نشان از فعال بودن نوزمین‌ساختی منطقه است. گستره مورد مطالعه براساس طبقه‌بندی LAT در رده یک قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی شدید است. براساس نتایج به‌دست آمده بخش شمالی گسل دورود نسبت به بخش جنوبی از نظر حرکات نوزمین‌ساختی فعال‌تر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ژئومورفولوژی، نوزمین‌ساخت، مخروط‌افکنه، گسل دورود، گسل جوان زاگرس.

## مقدمه

مورفوتکتونیک بیان‌کننده ارتباط بین ژئومورفولوژی و تکتونیک است و در بسیاری از موارد مورفوتکتونیک ژئومورفولوژی در نظر گرفته می‌شود. شاخص‌های ژئومورفیک از ابزارهای مهم برای ارزیابی درجه فعالیت تکتونیکی ناحیه‌ای خاص هستند

ارزیابی اشکال زمین‌ساختی ایجادشده و تغییر یافته با تکتونیک فعال می‌تواند داده‌های کمی مفیدی برای تخمین میزان تغییر شکل و فعالیت تکتونیکی را مهیا سازد. اصطلاح

\* نویسنده مرتبط: zahrakamali@birjand.ac.ir

برای تحلیل تحولات لند فرم‌های کواترنری ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی از شاخص‌های ژئومورفیک استفاده نموده‌اند. Hamdouni et al., (2008) با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، تحول شبکه‌های زهکشی و تغییرات جبهه کوهستان بر اثر حرکات تکتونیکی را در سیرانوادا بررسی کردند. Giano (2011) تأثیرات عوامل آب و هوایی و فعالیت‌های تکتونیکی بر مخروط افکنه‌ها را در یکی از حوضه‌های جنوبی ایتالیا بررسی کرده است.

مطالعات پیشین در منطقه بیشتر در چارچوب فعالیت لرزه‌ای و هیدروژئولوژی به‌خصوص در دشت سیلاخور انجام گرفته است. از میان مطالعات مورفولوژیکی صورت گرفته می‌توان به بررسی تغییرات ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی در مخروط افکنه‌ها با استفاده از شاخص‌های و شواهد ژئومورفولوژی دشت سیلاخور توسط سپهوند (۱۳۹۴) اشاره کرد. ایشان بیان داشتند که تاثیر گسل در سطح چشم‌گیر نمی‌باشد. زرگزاده و همکاران (۱۳۸۶) با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و پارامترهای مورفومتریک در محیط GIS تکتونیک فعال در منطقه زاگرس را با شاخص‌های ژئومورفیک در محیط GIS بررسی کرده‌اند. بررسی عوارض و شواهد ژئومورفولوژی ساختمانی و شاخص‌های مورفومتری رودخانه‌ها و پیشانی کوهستان از جمله روش‌های استفاده شده در این مطالعه است. مشاهده آثار و بقایای حرکات تکتونیکی و لرزه‌ها بر روی سطح زمین می‌تواند گامی موثر در تحلیل نئوتکتونیک باشد. تقوی گودرزی (۱۳۹۳)، که به بررسی فرآیندهای ژئومورفولوژیکی (تغییرات الگوی کانال رودخانه و روانه‌های ماسه‌ای) ناشی از فعالیت‌های نئوتکتونیکی گسل جوان زاگرس در دشت سیلاخور پرداخته است، بیان داشت از جمله فرآیندهای ژئومورفولوژیکی ناشی از فعالیت‌های نئوتکتونیکی تغییر الگوی کانال رودخانه‌ها و روانه‌های ماسه‌ای می‌باشند که مناطق تحت تاثیر این فرآیندها ممکن است صدمات و خسارات فراوانی ببینند. دشت سیلاخور در شمال شرق استان لرستان با وجود گسل‌های فعال و توان لرزه‌ای بالا قرار گرفته است که تحت تاثیر این فعالیت‌ها احتمال وقوع روان‌گرایی و تغییر الگو و کانال رودخانه‌ی سیلاخور در این دشت دیده می‌شود و نتیجه اینکه وجود نهشته‌های آبرفتی

که با تحلیل آنها می‌توان در مورد وقوع تغییرات مذکور اظهار نظر کرد (روستایی و همکاران، ۱۳۹۴). تغییرات آب و هوا موجب افزایش یا کاهش پوشش گیاهی، تغییر میزان روان آب، بار رسوبی رودخانه‌ها و در نتیجه تغییر فرآیندهای فرسایشی در سطح مخروط افکنه می‌شود و تغییر لندفرم را در پی دارد (Keller and Pinter 1999). در مناطق دارای فعالیت تکتونیکی، اشکال زمین حاصل ترکیب پیچیده‌ای از تأثیر حرکات عمودی و افقی مربوط به بلوک‌های پوسته و فرسایش یا رسوب‌گذاری توسط فرآیندهای سطحی است (Ioannis et al., 2006). تکتونیک با تغییر سطح اساس، موجب تغییر فرآیندهای فعال در سطح مخروط افکنه‌ها شده و روند تکاملی مخروط افکنه‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد (خیام، و همکاران ۱۳۸۲). مخروط افکنه‌ها اشکال مخروطی یا بادبزی هستند که بیشتر در جبهه کوهستان‌ها و کوهپایه‌های نواحی خشک و نیمه‌خشک یافت می‌شوند (Barbank and Anderson, 2001). تغییرات آب و هوا و حرکات تکتونیک دو عامل مهم کنترل‌کننده سیستم مخروط افکنه‌ها هستند (Li et al., 1999). وقوع رویدادهای تکتونیکی (گسلش، چین‌خوردگی و فرونشینی یا بالآمدگی) واکنش مخروط افکنه را در پی داشته؛ به‌گونه‌ای که این واکنش می‌تواند در نوع، اندازه، شکل رسوب و مورفولوژی مخروط افکنه ثبت گردد. برخی از این واکنش‌ها به‌صورت تقطیع مخروط افکنه، جابه‌جایی مرکز بیشینه رسوبی و کانون‌های واگرایی شبکه هیدروگرافی روی مخروط‌ها ظاهر می‌شود (تقیان، ۱۳۹۴).

اولین مطالعه ژئومورفولوژیک در زمینه دانه سنجی مخروط افکنه‌ها توسط ابوریحان بیرونی انجام شده است. وی با مطالعه عوامل تشکیل‌دهنده جلگه هند نتیجه می‌گیرد که قلوه‌سنگ‌ها از بالا به پایین دارای جورشدگی است. آرام (۱۳۶۶) و رامشت و همکاران، (۱۳۸۷) با ارائه مجموعه‌ای از نقشه‌های مخروط افکنه‌ها در دره مرگ در کالیفرنیا اختلافات ژئومورفولوژیک را نشان داده‌اند. یمانی و همکاران، (۱۳۸۷) و (Bull and MC Fadden, 1977) و (Keller et al, 2002) Ramirrez and Herrera, 1988) رفتار متقابل حرکات تکتونیک و ساختارهای ژئومورفولوژیک در مناطق مختلف را با استفاده از روش‌های تجربی آزموده و

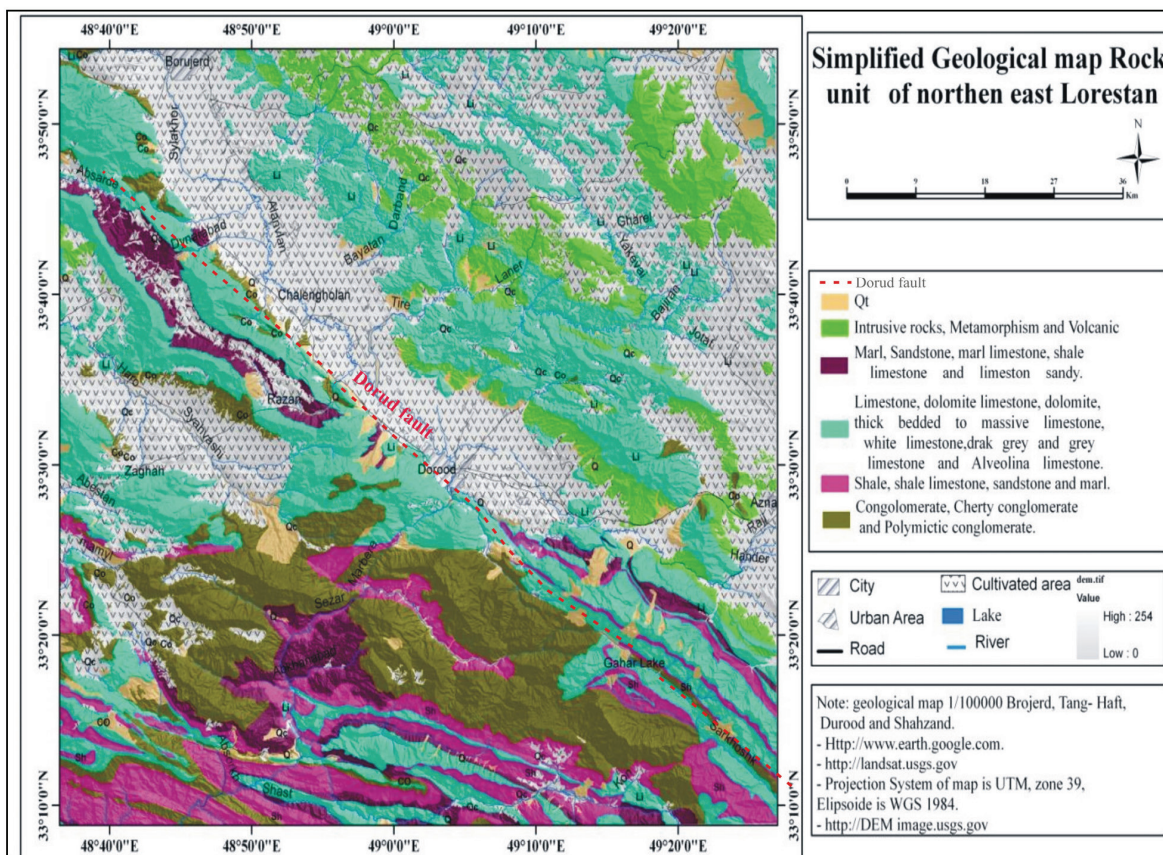
باختر شامل: گسل نهاوند، گسل گارون، گسل صحنه و گسل مروارید می‌باشد (Tchalenko and Braud, 1974). محدوده مورد بررسی دشت سیلاخور و بخش جنوبی شهرستان دورود تا روستای ارجنک را شامل می‌شود، که در موقعیت جغرافیایی  $33^{\circ}$  تا  $34^{\circ}$  درجه طول شرقی تا  $48^{\circ} 30'$  تا  $49^{\circ} 45'$  درجه عرض شمالی مابین زون دگرگونه طول در امتداد زون سندج-سیرجان در شمال و زاگرس مرتفع در جنوب واقع شده است. این گسل با درازای نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر توان ایجاد زمین‌لرزه‌ای به بزرگی ۷/۱ درجه ریشتر را دارا می‌باشد (Tchalenko and Braud, 1974). Bachmanov et al., (2004) رویداد زمین‌لرزه ویرانگر سوم بهمن ماه ۱۲۸۷ سیلاخور با بزرگی ۷/۴ با جابجایی ۰/۸ تا ۱ متر مولفه راستالغز راستبر و حدوداً ۰/۲۵ تا ۰/۴ متر مولفه قائم را احتمالاً در ارتباط با این گسل دانسته‌اند. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه در شکل آورده شده است.

در دشت سیلاخور و اطراف شهرستان دورود، پتانسیل بالایی برای بروز روان‌گرایی دارد.

هدف از این پژوهش بررسی نرخ فعالیت تکتونیکی منطقه مورد مطالعه و اثبات وجود حرکات تکتونیکی در دوران کواترنری و ادامه‌ی آنها در عهد حاضر می‌باشد.

## زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در پهنه چین‌خورده-رانده زاگرس واقع شده است. گسل اصلی عهد حاضر زاگرس یک گسل کواترنری با عملکرد راستالغز راستبر است که نخستین بار از سوی Tchalenko and Braud, (1974) معرفی شد. Hessami (2001) گسل اصلی عهد حاضر زاگرس را در نقشه گسل‌های فعال ایران به‌عنوان گسل کواترنری معرفی کردند و دلیل آن را جابه‌جایی عوارض سطحی کواترنری بیان داشتند. قطعات گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در  $33^{\circ}$  تا  $35^{\circ}$  درجه عرض شمالی واقع شده است و از جنوب‌خاور به سمت شمال

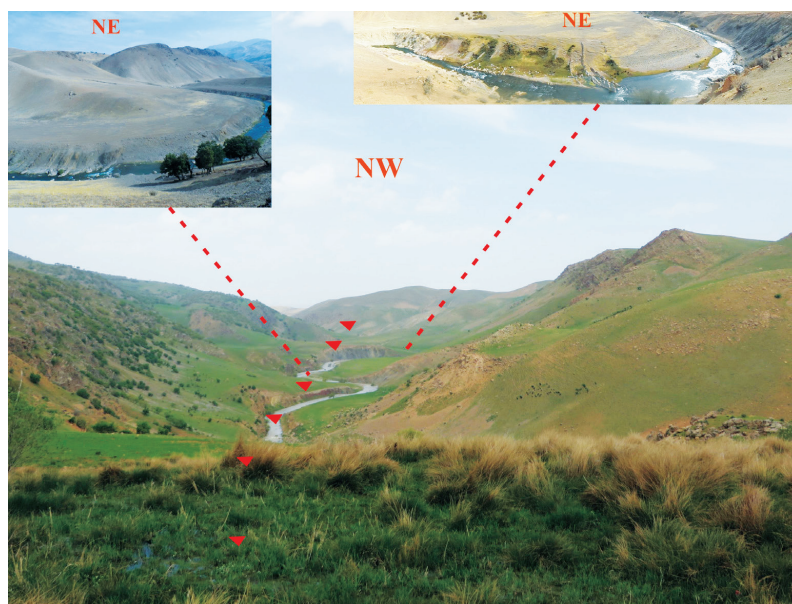


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، گسل دورود که با خط قرمز مشخص شده است





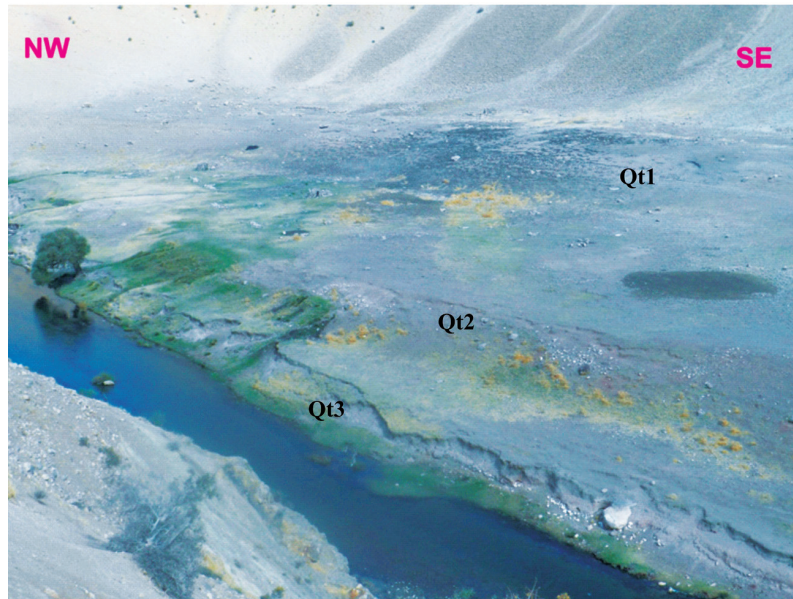
شکل ۲. مسیر عبور گسل در جنوب شهرستان دورود



شکل ۳. پادگانه‌های رودخانه‌ای و پیچان رودخانه سزار در مسیر گسل دورود که با مثلث قرمز مشخص شده است



شکل ۴. دره گسلی حاصل از عملکرد گسل و مخروط افکنه‌های با خط‌چین زرد تشکیل شده در مسیر گسل است



شکل ۵. پادگانه‌های رودخانه‌ای در مسیر گسل

مدل ارتفاعی DEM10m به‌عنوان ابزار اصلی تحقیق استفاده شده‌اند. ابتدا داده‌های نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای به‌عنوان داده‌های پایه به نرم‌افزار GIS انتقال داده شده و اندازه‌گیری و سنجش‌های لازم انجام شد. نتایج حاصل به‌صورت تصاویر کمی، نقشه و نمودار استخراج است. سپس طی بازدیدهای میدانی و مشاهده شواهد ژئومورفولوژی، نتایج حاصل تصحیح شد و تحلیل لازم صورت پذیرفته است. پس از محاسبه شاخص‌های موردنظر، با استفاده از شاخص LAT فعالیت نسبی تکتونیک محدوده مورد مطالعه ارزیابی شد.

### بحث

پارامترهای کمی حوضه‌های زهکشی و مخروط‌افکنه‌های وابسته به آن‌ها، می‌توانند اطلاعات با ارزشی در مورد نوزمین ساخت و در نتیجه ارزیابی پتانسیل لرزه‌خیزی مناطق در اختیار کارشناسان قرار دهند (Hermas et al., 2010). شاخص‌های بسیاری برای ارزیابی نوزمین ساخت منطقه، بر اساس ویژگی‌های ژئومورفومتری مخروط‌افکنه‌ها و حوضه‌ها استوار است (گورابی، ۱۳۶۷). شاخص‌های ژئومورفولوژیک در ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی ابزاری مفید و قابل اطمینان هستند (Ramirez and Herrera, 1998). این شاخص‌ها می‌توانند ناهنجاری‌های موجود در سیستم‌های

طبق مطالعات اخیر کمالی و همکاران (۱۳۹۶)، گسل دورود دارای طول تقریبی ۱۲۱ کیلومتر در برخی مناطق گسل به‌صورت پنهان در زیر رسوبات آبرفتی کواترنر مدفون شده است، و در موقعیت  $50^{\circ}$  تا  $48^{\circ} 30'$  طول خاوری و  $33^{\circ}$  تا  $34^{\circ}$  عرض شمالی قرار دارد. شکل‌های ۲، ۳، ۴ و ۵ ساختارهای حاصل از عملکرد گسل، مانند دره گسلی، پادگانه‌های رودخانه‌ای، پیچان‌ها رودخانه و مانند آنها را نشان می‌دهند.

### روش پژوهش

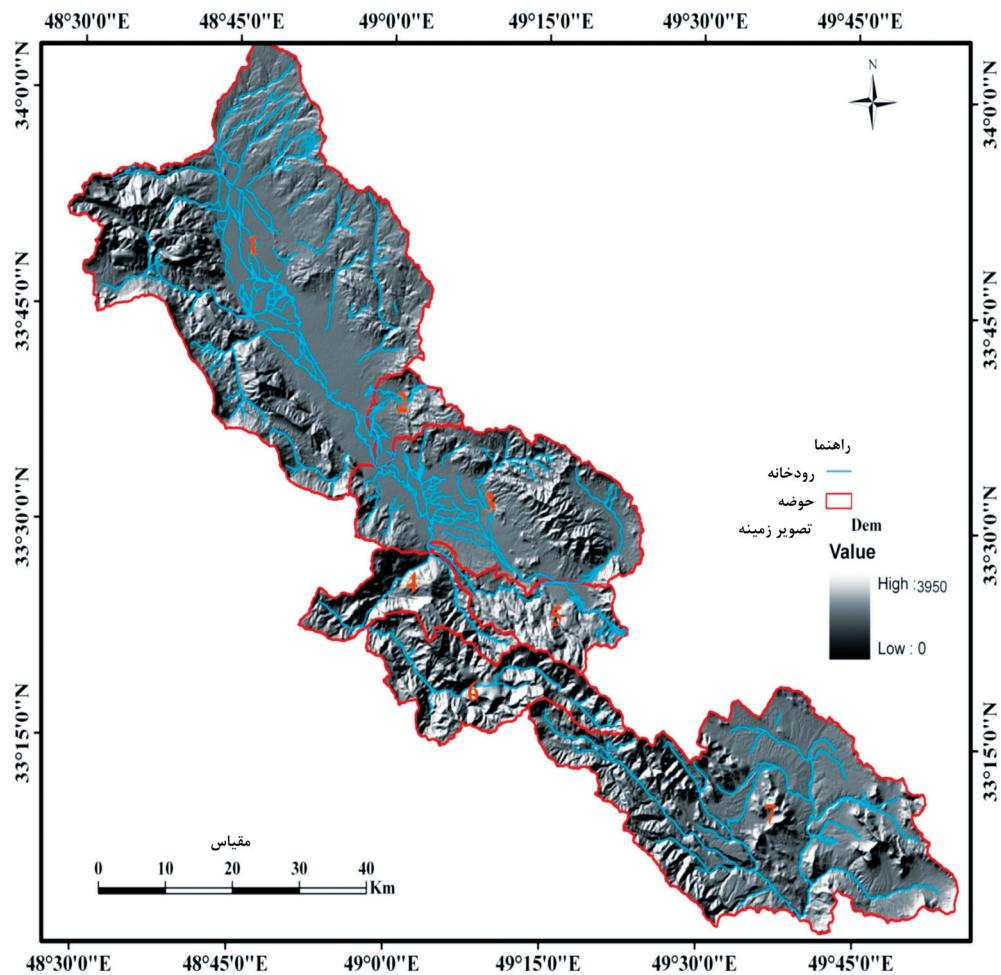
در این پژوهش از داده‌های حاصل از شاخص‌های ژئومورفولوژیک شامل: پیچ‌وخم کوهستان (smf)، مسطح‌شدگی پیشانی کوهستان، نسبت پهنا به عمق دره (Vf)، پیچ‌وخم رودخانه S، گرادیان رودخانه (SL)، میزان تقارن توپوگرافی (T)، عدم تقارن آبراهه (Af)، عامل شکل حوضه، فرم حوضه، ضریب کشیدگی و نسبت کشیدگی حوضه و شاخص Bs، همچنین میزان خمیدگی مخروط افکنه  $\beta$ ، ضریب مخروط‌گرایی و نیمرخ‌های طولی، اطلاعات استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای، مشاهدات میدانی لندفرم‌ها و اسناد کتابخانه‌ای استفاده شده است (جداول ۳ و ۴ و ۵). نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰، تصاویر ماهواره‌ای IRS و







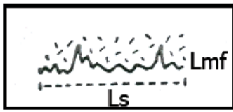
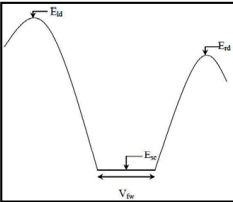
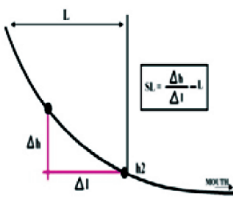


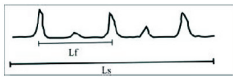

شکل ۷. نمونه‌های از مخروط افکنه‌های تشکیل شده در مسیر گسل



شکل ۸. تصویر مدل ارتفاعی STRM زیرحوضه‌های گستره مورد مطالعه



جدول ۱. شاخص‌های مورد استفاده برای ارزیابی تکتونیک فعال در گستره مورد مطالعه

معنی‌داری	روش اندازه‌گیری	تعریف اجزای معادله	شاخص‌های کمی
مقادیر عددی نزدیک به یک شاخص فوق بیانگر مناطق دارای حرکات تکتونیک فعال و جبهه کوهستان دارای نرخ بالآمدگی زیاد است (Kellar and pinter, 1999)		smf: شاخص سینوسیته جبهه کوهستان، Lmf طول جبهه کوهستان در محل حد بین کوهستان و کوهپایه و Ls طول مستقیم جبهه کوهستان است.	سینوسیته جبهه کوهستان $Smf = Lmf/Ls$
هر چه میزان این شاخص کوچک‌تر باشد، نشان‌دهنده فعال‌تر بودن ناحیه از نظر تکتونیک است (Kellar and pinter, 1996) $Vf < 0/5$ بسیار فعال $0/5 < Vf < 1$ با فعالیت متوسط $Vf > 1$ غیرفعال (Hamdouni et al., 2008)		ESC ارتفاع مطلق، ERD ارتفاع دیواره سمت راست دره و $vfw$ عرض بستر دره و Eld ارتفاع دیواره سمت چپ بستر دره است.	شاخص نسبت پهنای دره به ارتفاع دره $Vf = 2 \cdot vfw / [(Eld - ESC) + (ERD - ESC)]$
مقادیر بالای بی‌نظمی، گویای کلاس ۱ فعالیت‌های تکتونیکی است و میزان کم آنومالی در نمیرخ طولی رودخانه، کلاس ۲ حرکات تکتونیکی را نشان می‌دهد (Hamdouni et al., 2008)		$h\Delta$ اختلاف ارتفاع در مقطعی خاص از رودخانه $l\Delta$ فاصله افقی همان مقطع $l$ طول رودخانه از نقطه مرکزی همان محل تا سرچشمه رودخانه است.	شاخص گرادیان رودخانه $SI$ $SI = \Delta h / \Delta l$
اگر مقادیر عددی این شاخص در حدود ۵۰ باشد، بیانگر وجود تقارن زهکشی‌های فرعی نسبت به آبراهه اصلی است و نتیجه وجود کج‌شدگی بر اثر فرایش خواهد بود. (Hamdouni et al., 2008) $Af > 50$ بسیار فعال $7 < Af < 50$ با فعالیت متوسط $Af < 50$ غیرفعال		$Ar$ مساحت حوضه دربرگیرنده زهکش‌های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه مساحت کل حوضه $At$ و زهکشی است.	شاخص عدم تقارن آبراهه $(AF = 100 (Ar/At))$
مقادیر بالای $S$ حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل است و هر چه کمتر باشد، دلیل فعال بودن تکتونیک در منطقه است.		$c$ طول رودخانه و $v$ طول دره در خط مستقیم است.	پیچ‌وخم رودخانه $S = c/v$
در مناطق دارای فعالیت تکتونیکی زیاد مقدار این شاخص به ۱۰۰ نزدیک می‌شود. (Keller and Pinter, 2002)		$Ls$ طول سطح در پیشانی کوهستان و $Lf$ طول خط مستقیم پیشانی کوهستان است.	شاخص درصد رخ‌دار شدن پیشانی کوهستان $Facet\% = (Ls/Lf)$
مقدار عددی این شاخص در حوضه‌های متقارن صفر و با کاهش تقارن مقدار $T$ به عدد یک نزدیک می‌شود.		$Da$ فاصله نوار مناندری فعال از خط میانی حوضه آبریز و $Dd$ فاصله خط میانی حوضه آبریز از خط مرز حوضه است.	شاخص تقارن توپوگرافی عرضی $T = Da/Dd$

جدول ۲. پارامترهای مورد استفاده برای تجزیه و تحلیل ارتباط مورفومتریک مخروط افکنه‌ها-حوضه‌های زهکشی

معنی‌داری	تعریف اجزای معادله	شاخص‌های کمی
در حوضه‌های غیرفعال مقدار نسبت شکل حوضه کمتر از ۱ و در حوضه‌های فعال از نظر تکتونیک این مقدار بیشتر از ۱ است.	BL طول حوضه، از مجرای خروجی تا بالاترین نقطه آن و BW عرض حوضه	شاخص Bs (نسبت شکل حوضه) $Bs=BL/Bw$
در حوضه‌ای که از نظر تکتونیک فعال تر باشد این شاخص از ۱ بیشتر و حوضه‌های غیرفعال این شاخص ۱ می‌باشد.	L طول حوضه S مساحت حوضه است.	عامل شکل حوضه $SF=L^2/S$
در حوضه‌های غیرفعال از نظر تکتونیک، مقدار نسبت این شاخص ۱ و در حوضه‌های فعال تکتونیک این مقدار بیشتر از ۱ می‌باشد.	P محیط حوضه و L طول حوضه است.	عامل فرم حوضه $FF=P/L^2$
هرچه حوضه از نظر تکتونیک فعال تر باشد مقدار این اندیس از ۱ بیشتر می‌شود. در حوضه‌های غیرفعال مقدار این اندیس ۱ است.	P محیط حوضه و S مساحت حوضه است.	ضریب فشردگی $C=P \times 0.28/\sqrt{S}$
هرچه منطقه از نظر تکتونیک فعال تر باشد مقدار این شاخص از ۱ کوچک تر می‌شود.	L طول حوضه و L' قطر دایره هم مساحت است.	نسبت کشیدگی $R=L'/L$

جدول ۳. نتایج بررسی شاخص‌های مورفومتری شبکه‌های زهکشی در طول گسل دورود

شماره حوضه‌ها	نام محدوده	حوضه آبریز	SL	S	Smf	Vf	Af	%Facet	Lat
۱	دورود-بروجرد	رودخانه چالانچولان	۲۲۸/۱	۱/۷۵	۱/۵۵	۱۰/۷۱	۷۴/۸۵	۹۰/۴	۱/۱۲۵
۲	دورود-بروجرد	تیره	۶۷/۹	۰/۶۸۲	۱/۶۵	۱/۱۴۳	۳۰/۷۹	۸۸	۱/۱۲۵
۳	دورود-بروجرد	تیره	۱۹۸/۸۵	۱/۶۱	۱/۴۲	۲/۷	۱۵/۳۱	۹۴/۲	۱/۲۵
۴	سراب جلدون (سزار)	رودخانه گهر	۹۰/۶۸	۱/۱۲	-	۰/۶۳	۴۱/۴۸	-	۱/۱۲۵
۵	دورود-بروجرد	ماربره	۴۶۱	۱/۳۸	۱/۴۲	۰/۵۴	۲۷/۸۹	۸۱/۳	۱/۱۲۵
۶	سراب جلدون (سزار)	رودخانه گهر	۵۹۹۱	۱/۲	-	۰/۴۳	۵۱/۰۳	-	۱/۱۲۵
۷	انوچ	بختیاری	۱۸۹۷	۰/۶۷	-	۰/۳۶	۲۲/۶۹	-	۱/۱۲۵

جدول ۴. نتایج بررسی شاخص‌های مورفومتری حوضه‌ها در طول گسل دورود

شماره حوضه‌ها	حوضه آبریز	نام محدوده	Bs	T	SF	C	FF	Re	Lat
۱	رودخانه چالانچولان	دورود-بروجرد	۱/۱۸	۰/۲۶۶	۱/۴۴	۱/۴۸	۰/۶۹۳	۰/۰۴	۱
۲	تیره	دورود-بروجرد	۱/۴۳	۰/۵۳۸	۱/۹۸	۱/۴۲۷	۰/۵۰۴	۰/۱۴۸	۱
۳	تیره	دورود-بروجرد	۲/۰۲	۰/۳۲۵	۳/۰۱	۱/۴۲۱	۰/۳۳۱	۰/۰۴۶	۱
۴	رودخانه گهر	سراب جلدون (سزار)	۲/۸۵	۰/۳۶۷	۵/۴۳	۱/۷۶۷	۰/۱۹	۰/۰۶۲	۱
۵	ماربره	دورود-بروجرد	۲/۷۲	۰/۷۲۷	۵/۲۴	۱/۸۶۱	۰/۱۸۳	۰/۰۶	۱
۶	رودخانه گهر	سراب جلدون (سزار)	۲/۶۹	۰/۳۲۷	۵/۲۷	۱/۸۰۳	۰/۱۸۹	۰/۰۴۸	۱
۷	بختیاری	انوچ	۲/۱۱	۰/۵۸	۴/۳۱	۱/۷۵۵	۰/۲۳۱	۰/۰۲۹	۱

ضریب مخروط‌گرایی از دیگر شاخص‌ها در بررسی‌های تکتونیک جوان می‌باشد. از آنجایی که شکل یک مخروط افکنه ساده شبیه یک مخروط است، فاصله گرفتن از این حالت نشان تغییرات محیطی و مخصوصاً تکتونیک منطقه می‌باشد (عباس نژاد، ۱۳۷۵).

$$\beta = \arcsin \left( \frac{(b/a)^2 \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha}{0.5} \right)$$

اگر سطح مخروط افکنه کج شود، منحنی‌های میزان روی مخروط که در حالت عادی به صورت متحدالمرکز بیضی است (Kellar and Pinter, 1999)، قطر بزرگ و

تنها دارای یک آبراهه‌ی اصلی تغذیه کننده‌اند (Harvey, 1997). به نقل از عباس‌نژاد (۱۳۷۵) در نواحی دارای حرکات تکتونیکی فعال نهشته‌گذاری در راس مخروط‌افکنه‌ها صورت می‌گیرد. که باعث پرشدن جبهه کوهستان (راس مخروط‌افکنه) توسط رسوب می‌شود. پر شدن جبهه کوهستان باعث کاهش رده شاخه‌های کانال‌های تغذیه‌کننده مخروط‌افکنه می‌شود و علت آن هم پرشدن کانال‌های تغذیه‌کننده قدیمی با رده‌های بالا، به وسیله‌ی رسوب‌گذاری مخروط‌افکنه‌ها است که در نتیجه مخروط‌افکنه مستقیماً با رده‌های جدیدتر برخورد می‌کند (Sorriso-Valvo et al., 1998). چنانچه در جدول ۵ آورده شده اکثراً مخروط‌افکنه‌ها از یک آبراهه تغذیه‌کننده تشکیل شده‌اند که می‌تواند دال بر نقش گسل و فعالیت تکتونیکی منطقه باشد.

برای تعیین میزان فعالیت تکتونیکی منطقه مورد مطالعه از شاخص ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی استفاده شد. با استفاده از فرمول زیر شاخص Lat برای منطقه محاسبه شد (Hamdouni et al., 2008).

$$Lat = S/N$$

S مجموع کلاس‌های شاخص‌های ژئومورفیک محاسبه شده، N تعداد شاخص‌های محاسبه شده است.

$1 < Lat < 1.5$  فعالیت زمین ساختی شدید  $1.5 < Lat < 2$  فعالیت تکتونیکی زیاد.

$2 < Lat < 2.5$  فعالیت زمین ساختی متوسط و  $2.5 < Lat$  فعالیت‌های کم و ناچیز.

طبق شواهد و نتایج محاسبات بالا نشان می‌دهد که منطقه از نظر فعالیت تکتونیکی فعال بوده است. همچنین از نتایج بررسی‌های لرزه‌ای و نقشه چگالی رومرکز زمین‌لرزه‌های گستره گسل، نشان می‌دهد که گسل در تمام طول خود به صورت یکسان عمل نکرده بلکه در بخش شمالی نسبت به بخش جنوبی فعال‌تر بوده است (شکل ۱۰).

b قطر کوچک بیضی است مقدار  $\beta$  هر چه از یک کمتر باشد، میزان کج شدگی بیشتر است. طبق نتایج بررسی‌شده این شاخص، (جدول ۵) تمامی مقادیر به دست آمده کمتر از یک بوده که نشانگر کج شدگی زیاد بر اساس حرکات تکتونیکی است.

ضریب مخروط‌گرایی برای یک مخروط‌افکنه ساده برابر با ۱ می‌باشد، به عبارتی این مخروط‌افکنه کمتر تحت تاثیر عوامل مخرب و محدودکننده قرار گرفته است و هرچه این مقدار کمتر شود نشان‌دهنده‌ی افزایش میزان تاثیر فرآیند فرسایش بر مخروط‌افکنه است که این امر خود در ارتباط با تکتونیک منطقه است. مقادیر به دست آمده همه کمتر از یک بوده که بیانگر تاثیر فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه است (جدول ۵).

$$\text{ضریب مخروط‌گرایی} = \frac{\text{مساحت مخروط ایده‌آل}}{\text{مساحت مخروط افکنه}}$$

#### تاثیر تکتونیک بر پروفیل طولی مخروط افکنه

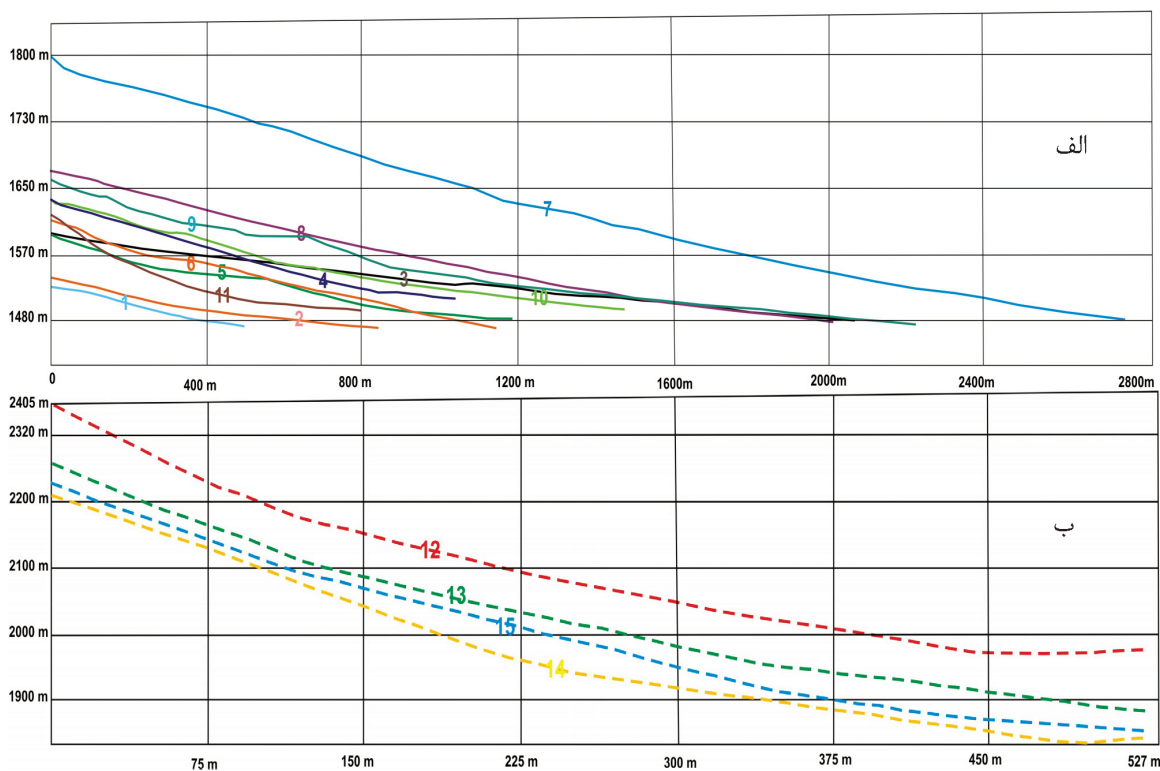
در سیستم‌هایی که ابتدا به وسیله‌ی تکتونیک کنترل می‌شوند، پروفیل طولی مخروط‌افکنه‌ها به صورت مقعر است (Viseras et al., 2003). پروفیل طولی مخروط‌افکنه‌ها برای درک میزان بریدگی و هموارشدگی مخروط‌افکنه‌ها تهیه می‌شود (Vilar and Ruiz, 2000). پروفیل طولی مخروط‌افکنه‌ها عامل موثر و تاثیرگذار در مورفولوژی آنها می‌باشد (مقصودی و همکاران، ۱۳۸۸). پروفیل‌های طولی ترسیم شده از مخروط‌افکنه‌های منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی و جنوبی محدوده مورد بررسی به صورت جداگانه آورده شده است. حالت تعقر آنها نشان‌دهنده‌ی تاثیر تکتونیکی بر مخروط‌افکنه‌ها است که همگی در مسیر گسل تشکیل شده‌اند و متاثر از حرکت راست‌گرد گسل می‌باشند (شکل ۹-الف و ب).

#### تاثیر تکتونیک بر تعداد آبراهه‌های تغذیه‌کننده مخروط‌افکنه‌ها

برخی از مخروط‌افکنه‌ها، به‌ویژه آن‌ها که در امتداد گسل‌های فعال تشکیل می‌شوند، اغلب

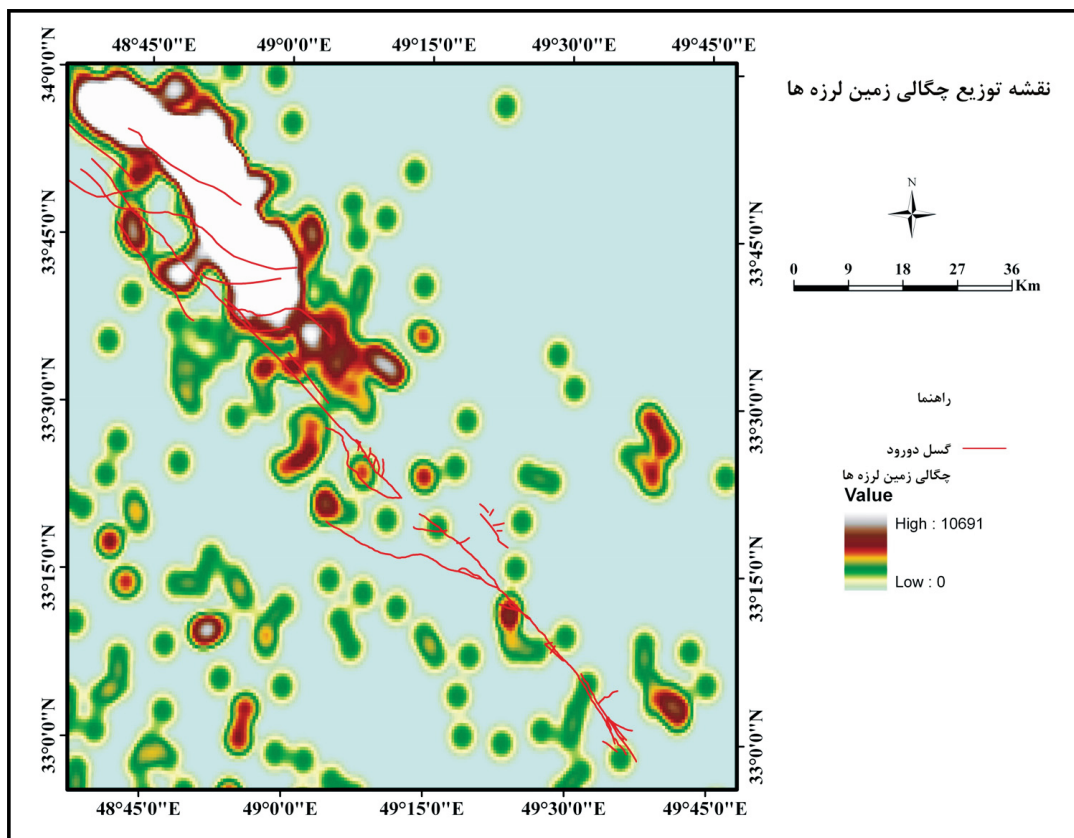
جدول ۵. نتایج بررسی شاخص‌های مورفومتریک روی مخروط‌افکنه‌های محدوده

شماره	$\beta$	$\alpha$	a	b	مخروط‌گرایی	ارتفاع (متر)	تعداد آبراهه‌های تغذیه‌کننده	Lat
۱	-۰/۴۲۵	۱۳	۲۷۱۹	۵۲۵	۰/۷۰۹	۱۷۹۴	۱ اصلی و ۲ فرعی	۱
۲	-۰/۴۶۳	۱۲	۲۰۳۸	۱۱۳۱	۰/۶۱۶	۱۶۷۵	۱ اصلی و ۱ فرعی	۱
۳	-۰/۲۲۵	۹	۲۱۹۸	۱۸۴۹	۰/۷۲	۱۶۵۴	۱ اصلی و ۳ فرعی	۱
۴	-۰/۵۳۹	۱۱	۵۵۳	۴۷۵	۰/۷۴۱	۱۵۴۲	۱ اصلی	۱
۵	-۰/۴۱۷	۱۴	۸۹۸	۸۱۲	۰/۷۹	۱۵۳۶	۱ اصلی	۱
۶	-۰/۵۰۴	۱۲	۲۰۷۱	۸۹۸	۰/۵۴	۱۶۱۹	۱ اصلی و ۲ فرعی	۱
۷	-۰/۴۱۸	۱۲	۸۵۹	۵۴۲	۰/۷۳۶	۱۶۳۹	۱ اصلی	۱
۸	-۰/۲۴۳	۱۶	۱۱۳۹	۶۲۸	۰/۷۸	۱۵۸۹	۱ اصلی	۱
۹	-۰/۴۴۷	۱۳	۱۱۱۰	۵۶۱	۰/۷۵۵	۱۵۹۴	۱ اصلی	۱
۱۰	-۰/۸۹۶	۱۴	۱۴۸۵	۹۱۴	۰/۷۵۳	۱۵۹۵	۱ اصلی	۱
۱۱	-۰/۴۵۳	۱۷	۶۳۷	۵۶۷	۰/۷۳۷	۱۵۹۸	۱ اصلی	۱
۱۲	-۰/۵۲	۱۰	۸۰۵	۳۰۲	۰/۶۸	۲۲۵۳	۱ اصلی	۱
۱۳	-۰/۷۵	۱۸	۴۲۷	۲۳۷	۰/۷۹	۲۲۸۱	۱ اصلی	۱
۱۴	-۰/۱۳	۱۶	۳۳۲	۲۹۲	۰/۷۸	۲۳۰۰	۱ اصلی	۱
۱۵	-۰/۶۷	۱۷	۴۹۰	۲۸۶	۰/۷۵	۲۴۰۵	۱ اصلی	۱



شکل ۹. الف) نیمرخ‌های طولی بخش شمالی، ب) نیمرخ‌های طولی بخش جنوبی





شکل ۱۰. نقشه تراکم رو به مرکز داده‌های لرزه‌ای حاصل از عملکرد گسل دورود

## نتیجه‌گیری

در شکل‌گیری و توسعه مخروط افکنه‌ها بوده است. تکتونیک عامل اصلی تاثیرگذار در وسعت مخروط افکنه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه است و هیچ ارتباط معناداری بین وسعت مخروط افکنه‌ها با مساحت حوضه‌ی آبریز آنها وجود ندارد. بخش‌های شمالی و جنوبی منطقه چنانچه در نیمرخ‌های طولی مخروط‌افکنه‌های شکل (۹ الف و ب) نشان داده شده است تقعرشان به سمت بالا است، که بیانگر فعال بودن حرکات زمین‌ساختی در زمان شکل‌گیری مخروط‌افکنه‌ها در دوران کواترنر است. با توجه به تمام بررسی‌های انجام گرفته، گسل در تمام طول خود از نظر جنبشی یکسان عمل نمی‌کند، بخش شمالی (دشت سیلاخور) در تمام سطح خود از رسوبات آبرفتی پوشیده شده و نسبت به بخش جنوبی که شامل واحدهای سنگی با محدوده سنی پالئوزوئیک بالایی مزوزوئیک و سنوزوئیک است، فعال‌تر است. همچنین داده‌های لرزه‌ای و تراکم بالای زمین‌لرزه‌ها در این بخش همان‌طور که در شکل ۱۰ دیده می‌شود می‌تواند دلیلی بر این

بر طبق نتایج به‌دست آمده از شاخص‌های ژئومورفیک، منطقه مورد مطالعه دارای فعالیت نئوتکتونیکی بالا به‌شکل بالآآمدگی حوضه‌ها و فعالیت گسل‌ها است و براساس طبقه‌بندی LAT در رده ۱ قرار می‌گیرد. براین اساس، شواهد ژئومورفولوژیکی حاصل از فعالیت گسل و سطوح آبرفتی شکل گرفته و تحول یافته توسط حرکات نئوتکتونیکی نشان‌دهنده وجود و ادامه حرکات نئوتکتونیکی فعال در دوران کواترنر و عصر حاضر در حوضه‌های مورد مطالعه است. با توجه به نحوه‌ی پراکندگی مخروط افکنه‌های بزرگ و شاخص منطقه، می‌توان ارتباط مستقیمی بین موقعیت مخروط افکنه‌ها با فعالیت‌های تکتونیکی منطقه در دوران عهد حاضر برقرار کرد به‌طوری‌که تمامی مخروط افکنه‌ها در امتداد گسل فعال تشکیل شده‌اند، و اثرات این فعالیت را می‌توان با جابجایی راست‌بر آبراهه تغذیه‌کننده مخروط مشاهده کرد. همچنین فرآیندهای تکتونیکی به ویژه عملکرد گسل، مهمترین عامل

- گورابی، ا.، ۱۳۸۷. تأثیر نوزمین ساخت بر تحول لندفرم‌های کواترنری در ایران مرکزی، پایان‌نامه دکتری، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ۳۷۸.

- مقصودی، م.، باقری، س و مینائی، مسعود، ۱۳۸۸. بررسی نقش تکتونیک در شکل‌گیری و تحول مخروط‌افکنه‌ها (مطالعه موردی: مخروط افکنه‌های دامنه تاق‌دیس قلاجه)، مجله جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، ۱۲، ۹۹-۱۲۴.

- یمانی، م.، مقیمی، ا. و تقیان، ع. ر.، ۱۳۸۷. ارزیابی تأثیرات نوزمین ساخت فعال در دامنه‌های کرکس، با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۸۸، ۱۳۶-۱۱۶.

- Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, Kh. T., Kozhurin, T.P., Rogozhin, E.A., Hademi, M.C. and Jamali, F.H., 2004. Active faults in the Zagros and central Iran. *Tectonophysics*, 380, 221-241.

- Barbank, D. W and Anderson, R. S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science USA, 274.

- Bull. W.B. and McFadden, L.D. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California: In: Doehring, D, O. *Geomorphology Symposium*. State University of New York, Binghamton, 1,2, 222-270.

- Giano, S. L., 2011. Quaternary alluvial fan systems of the Agri inter muontane basin (southern Italy): Tectonic and climatic controls. *Geological Carpathica*, 50, 65-76.

- Hamdouni, R., E.L., Iriggaray, C., Fernandez, T., Chacon, J. and Keller, E. A., 2008. Assessment of relative active tectonics, south west border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150-173.

- Hessami, Kh., 2001. *Active Faults Map in Iran*, International Seismology and Earthquake Engineering Institute, Tehran.

مدعا باشد. در بخش شمالی حتی در سطح دشت، جنس واحدهای آبرفتی متفاوت است و شواهد رشد چین حاصل از عملکرد گسل دورود در بعضی نقاط به چشم می‌خورد. البته در خود این بخش نیز تفاوت در نرخ فعالیت تکتونیک این گسل مشاهده می‌شود که نشانه آن در مهاجرت لرزه‌ای رخ داده در طول گسل مشهود است.

## منابع

- آرام، ا.، ۱۳۶۶. علم در اسلام، تهران، انتشارات سروش، ۶۱-۳۷.

- تقیان، ع.، ۱۳۹۴. بررسی نقش تکتونیک در مورفولوژی، تقطیع و تحول مخروط افکنه موغار (شمال اردستان). فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۱، ۱۳۴-۱۱۹.

- سپهوند، ا.، ۱۳۹۴. بررسی تغییرات ناشی از فعالیت‌های تکتونیک در مخروطه افکنه‌ها با استفاده از شاخص‌ها و شواهد ژئومورفولوژی (مطالعه‌ی موردی: حوضه سیلاخور). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۰۷.

- رامشت، م. ح.، عباسی، ع. ر. و معیری، م.، ۱۳۸۷. تحلیل فضایی و ژنتیکی مخروط افکنه‌های ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۸۸، ۹۷-۱۱۶.

- خیام، م. و مختاری کشکی، د.، ۱۳۸۲. ارزیابی عملکرد فعالیت‌های تکتونیک بر اساس مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها. پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۴، ۱-۱۰.

- روستایی، ش.، رجبی، م. و سمندر، ن.، ۱۳۹۴. بررسی نقش عوامل در تحول ژئومورفولوژی مخروط افکنه و بستر حوضه اسکوچای. فصلنامه هیدروژئومورفولوژی، ۲، ۴۱-۶۰.

- زرگرزاده، م.، رنگزن، ک.، چرچی، ع. و آبشیرینی، ا.، ۱۳۸۶. مطالعه تکتونیک فعال منطقه زاگرس با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و پارامترهای مورفومتریک در محیط GIS. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین.

- عباس‌نژاد، ا.، ۱۳۷۵. پژوهش‌های ژئومورفولوژی در دشت رفسنجان. پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز، ۴۷۵.

- کمالی، ز.، هیهات، م. م.، نظری، ح. و خطیب، م. م.، ۱۳۹۶. تحلیل ناهمسانی جنبشی گسل دورود (جنوب‌باختر ایران)، با استفاده از فرکتال، کرنل و ریخت‌زمین‌ساختی. پذیرش در فصلنامه علوم زمین، ۱۰۹، ۷-۲۲.

- Hermas, E. A. Abou El-Magd, I. H. and Saleh, A. S. 2010. Monitoring the lateral channel movements on the alluvial fan of Wadi Feiran Drainage Basin, South Sinai, Egypt using Multi Temporal Satellite Imagery, *Journal of African Earth Sciences*, 58,1, 89-96.
- Harvey, A.M., 1997. *The Role of Alluvial Fans in Arid-Zone Fluvial Systems*. Wiley, Chichester, 231-259.
- Ioannis, M. T., Ioannis, K. K. and Pavlides, S., 2006. Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, central Greece). *Tectonophysics*, 453, 211-232.
- Keller, E. A. and Pinter, N., 1999. *Active Tectonics. Earthquakes Uplift and Landscape*. New Jersey, 338.
- Keller, E. A. and Pinter, N., 2002. *Active tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape (second edition)*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 362.
- Li, T., youli. Y., Jingchun, T. L. and Duan, F., 1999. Impact of tectonics on alluvial landforms in Hexi corridor, Northwest China. *Geomorphology*, 28, 299-308.
- Ramirez-Herrera, M. T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23,4, 317-322.
- Tchalenko, J. and Braud, J., 1974. Seismicity and structure of the Zagros (Iran): the Main Recent Fault between 33° and 35°N, *Philos. The Geological Society of London*, 277, 1-25.
- Sarriso-Valvo, M., Antronico, L. and Pera, E., 1998. Controls on modern fan morphology in Calabria, Southern Italy. *Geomorphology*, 24,2,169-187.
- Viserose, C., Calvache, M., Soria, J. and Fernandez, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50, 181-202.

# مقایسه روش‌های طبقه‌بندی ماشین بردار پشتیبان و حداکثر احتمال برای تفکیک واحدهای دگرسانی منطقه تخت گنبد سیرجان

ندا ماهوش محمدی<sup>۱</sup> و اردشیر هزارخانی<sup>(۲)</sup>

۱. دانشجوی دکتری دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران

۲. استاد دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۱/۰۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۱/۲۸

## چکیده

تفکیک واحدهای دگرسانی، برای بسیاری از فعالیت‌های معدنی از جمله اکتشاف کانسارها، دارای اهمیت می‌باشد. در گذشته از روش‌های رایج کلاسیک بدین منظور استفاده می‌شد اما امروزه روش ماشین بردار پشتیبان (SVM) که یکی از مهم‌ترین مدل‌های داده کاوی است بسیار مورد استفاده قرار گرفته است. این مدل براساس نظریه یادگیری آماری می‌باشد. در پژوهش حاضر، روش ماشین بردار پشتیبان (SVM) و کرنل‌های مختلف آن با روش حداکثر احتمال به منظور تفکیک واحدهای دگرسانی مواد معدنی منطقه تخت گنبد با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده ASTER مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفت. نتایج به دست آمده نشان داد که روش SVM با تابع کرنل RBF نسبت به سایر کرنل‌ها و روش حداکثر احتمال، بیشترین دقت (۸۹/۱۷ درصد) و ضریب کاپا (۰/۸۳) را دارا می‌باشد. ارزیابی نتایج به دست آمده و مطالعات صحرایی گویای این حقیقت است که روش SVM در طبقه‌بندی دگرسانی‌هایی با تفکیک پایین‌تر در منطقه مورد مطالعه بسیار کارآمدتر از روش‌های مورد بحث دیگر بوده است.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی، ماشین بردار پشتیبان، حداکثر احتمال، سنجش از راه دور، استر.

## مقدمه

یکی از پرکاربردترین موارد در استفاده از داده‌های سنجش از دور است. روش‌های متعدد طبقه‌بندی وجود دارد که با توجه به نوع روش مورد استفاده نتایج متفاوتی حاصل می‌شود (Guo et al., 2012). متداول‌ترین روش‌های طبقه‌بندی تصویر را می‌توان روش آماری حداکثر احتمال و کمترین فاصله، نام برد (ندوشن و همکاران، ۱۳۸۸). ضعف این روش‌ها در این است که در صورتی که عارضه مورد نظر دارای اختلاف اثر طیفی کمی نسبت به سایر عوارض باشد، تفکیک آن به‌طور اتوماتیک بسیار دشوار می‌شود (Hord, 1982). این

روش‌های سنجش از دور در مقایسه با روش‌های دیگر تولید اطلاعات مانند نقشه‌برداری زمینی، عکس‌برداری هوایی و آمارگیری‌های محلی از مزایای بسیار برخوردار هستند (Campbell and Wynne, 2011). سنجش از دور علاوه بر اینکه مشکل دسترسی به محل و حضور فیزیکی در آن را که لازمه روش‌های زمینی و سنتی است را به حداقل رسانده است، با ایجاد پوشش خوبی از منطقه مورد مطالعه امکان دید کلی از آن را فراهم می‌سازد. طبقه‌بندی و تهیه نقشه

\* نویسنده مرتبط: ardehez@aut.ac.ir



نتایج تحقیق نشان داد که SVM با کرنل شعاعی نسبت به دیگر کرنل‌ها دقت بالاتری دارد (Kavzoglu, and Colkesen, 2009). علاوه بر آن Pal and Mather در سال ۲۰۰۵ روش‌های حداکثر احتمال، شبکه عصبی و روش SVM را برای طبقه‌بندی پوشش زمین با استفاده از تصاویر ETM به کار برده‌اند، نتایج تحقیق نشان داده است که روش SVM نسبت به سایر روش‌های به کار برده شده، دقت بالاتری دارد، همچنین می‌تواند با استفاده از تعداد داده‌های کمتری بهترین نتیجه را بدهد (Pal and Mather, 2005). مختاری در سال ۱۳۹۴ روش‌های طبقه‌بندی SVM و شبکه عصبی مصنوعی را برای طبقه‌بندی کاربری‌های اراضی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ETM به کار گرفت. نتایج تحقیق نشان دادند که SVM قابلیت جداسازی بهتری نسبت به سایر روش‌ها دارد (مختاری و نجفی، ۱۳۹۴). گودرزی مهر و همکاران در سال ۱۳۹۱ روش‌های SVM و حداکثر احتمال و شبکه عصبی را به منظور تفکیک واحدهای سنگ‌شناسی با یکدیگر مقایسه کرده است، که نتایج به دست آمده، نشان داد که روش SVM در داده‌های با تفکیک‌پذیری پایین بسیار کارآمدتر از دو روش دیگر است (گودرزی مهر و همکاران، ۱۳۹۱).

منطقه مورد مطالعه در این پژوهش منطقه تخت گنبد واقع در استان کرمان و کمان ماگمایی ارومیه دختر است. کمان ماگمایی ارومیه دختر، یکی از مهم‌ترین مناطق برای اکتشاف کانسارهای مس پورفیری است. بسیاری از معادن مهم ایران مانند سرچشمه، میدوک و چهارگنبد بر روی این کمان قرار دارند. این کمربند، یکی از مناطق اصلی مس دار جهان و بخشی از کمربند کوهزایی برخوردی آلپ-همالیا است که از غرب اروپا آغاز شده، از ترکیه و سپس ایران گذشته و تا غرب پاکستان ادامه دارد (Shafiei et al., 2010). هدف از این پژوهش، ارزیابی روش‌های طبقه‌بندی SVM با انواع کرنل‌های مختلف و حداکثر احتمال با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای استر و نرم‌افزار ENVI 5.1 برای تفکیک دگرسانی‌های منطقه تخت گنبد می‌باشد.

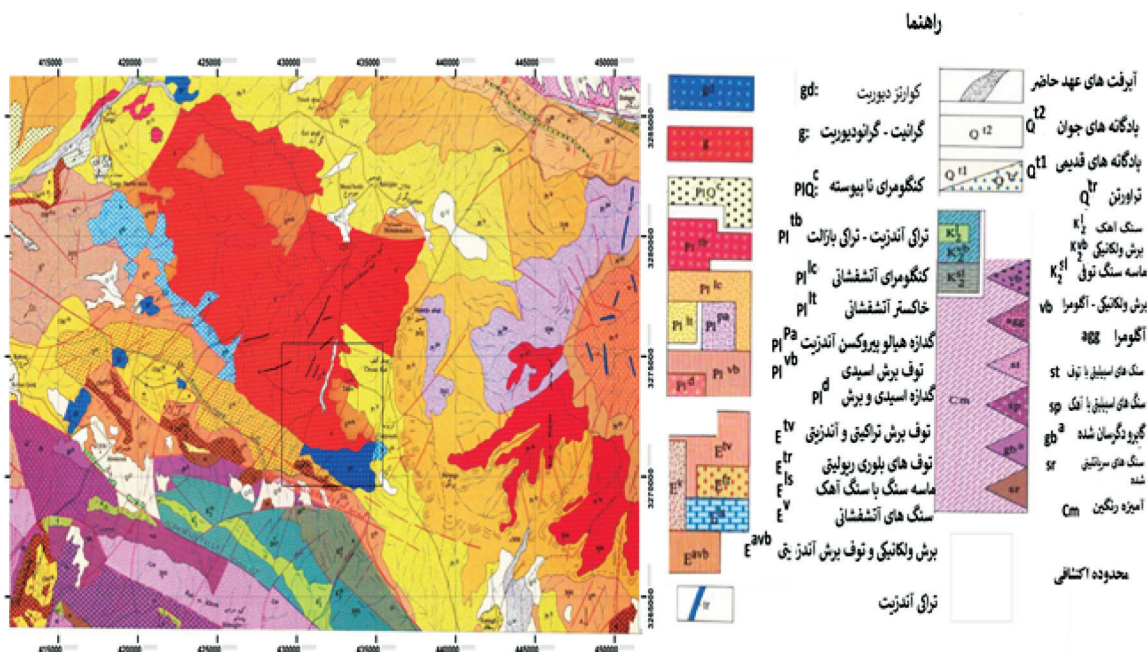
مشکلات منجر به ایجاد روش‌های جدیدتر و استفاده بیشتر از آن‌ها شده است. امروزه روش‌های جدید طبقه‌بندی از جمله روش‌های شبکه عصبی و یادگیری ماشین مانند الگوریتم ماشین بردار پشتیبان، جنگل تصادفی و درخت تصمیم به سرعت توسعه یافته است. هر الگوریتم طبقه‌بندی یک روش پیاده‌سازی مخصوص به خود را دارد، بنابراین همان‌طور که مشهود است، نتایج به دست آمده از هر یک با یکدیگر متفاوت است. یکی از کارآمدترین روش‌ها در تفکیک تصاویر ماهواره‌ای روش ماشین بردار پشتیبان<sup>۱</sup> می‌باشد که از این پس به اختصار با SVM نشان داده می‌شود. روش ماشین بردار پشتیبان در سال ۱۹۹۲ توسط واپنیک معرفی شده است و بر پایه نظریه یادگیری آماری بنا شده است (Vapnik, 1995). مبنای کار آن، طبقه‌بندی داده‌ها به صورت خطی است و در تقسیم خطی داده‌ها سعی می‌شود خط ممیزی انتخاب شود که دارای بیشترین حاشیه باشد. در مسائلی که داده‌ها به صورت خطی جداپذیر نباشند داده‌ها با استفاده از توابع کرنل از هم جدا می‌شوند (Vapnik, 1995). روش SVM مورد استفاده بسیاری از محققین در زمینه‌های مختلف از جمله تفکیک کاربری‌های اراضی، کشاورزی، مطالعات زمین‌شناسی و ... قرار گرفته است (Granian et al., 2016; Abedi et al., 2011; Mountrakis et al., 2012). همچنین در زمینه‌های مختلف زمین‌شناسی از قبیل تهیه نقشه آنومالی‌های مواد معدنی (Shabankareh and Hezarkhani, 2016)، جداسازی زون‌های دگرسانی با استفاده از داده‌های سیالات درگیر (Abbaszadeh et al., 2013) و طبقه‌بندی واحدهای سنگ‌شناسی (Yu et al., 2012) استفاده شده است. علاوه بر آن کاربرد این روش در تصاویر ماهواره‌ای به سرعت افزایش یافته است (Huang et al., 2002; Jiang et al., 2011; Oommen et al., 2008; Camps-Valls et al., 2010). برای مثال برای طبقه‌بندی کاربری اراضی در سال ۲۰۱۲ مقایسه‌ای بین طبقه‌بندی شبکه عصبی و SVM بر روی تصاویر ETM در چین انجام دادند، که نتیجه‌گیری شد، روش SVM عملکرد بهتری نسبت به روش شبکه عصبی دارد (Guo et al., 2012). همچنین در سال ۲۰۰۹ در ترکیه به منظور طبقه‌بندی اراضی از تصاویر ETM استفاده کردند،

1. Support vector machine

## زمین‌شناسی منطقه

انواع توف، توفیت، کنگلومرا، ماسه‌سنگ توفی و آهک می‌باشد. بخش دوم شامل فازهای نفوذی الیگوسن و میوسن است که در کانه‌زایی محدوده اکتشافی مؤثر بوده است. در الیگوسن باتولیت اصلی منطقه با ترکیب گرانیتی به صورت پلاتفرم‌های کم ارتفاع و در میوسن استوک‌های کانه‌زا با ترکیب میکروگرانودیوریت پورفیری قابل رویت است. بخش سوم شامل سنگ‌های آتشفشانی داسیت و ریوداسیت می‌باشد (حسینی و همکاران، ۱۳۹۴). از دیدگاه زمین‌شناسی ساختمانی، این محدوده اکتشافی بشدت گسله بوده و گسل‌ها عمدتاً شامل گسل‌های امتدادلغز و تراستی می‌باشند. به نظر می‌رسد تپ کانه‌زایی در این محدوده اکتشافی به صورت پرفیری-اسکارن باشد. کانه‌زایی‌ها بیشتر به صورت رگه، رگچه، افشان و پچ‌مانند بوده و بیشتر در واحدهای سیلیسی و استوک‌های میکروگرانودیوریت متمرکز است. کانه‌زایی در کانسار مس تخت گنبد در ارتباط با ساختار استوک ورک و رگه-رگچه‌های حاصل از نفوذ توده گرانودیوریتی است که موجب ایجاد سیستم کانه‌زایی نوع پورفیری در داخل خود و توف‌های مجاور شده است (شرکت مس تخت گنبد سیرجان، ۱۳۸۹).

از لحاظ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بخشی از برکه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گنبد است که بین طول جغرافیایی  $E 56^{\circ} 06' 35''$  تا  $E 56^{\circ} 28' 10''$  و عرض جغرافیایی  $N 29^{\circ} 27' 19''$  تا  $N 29^{\circ} 42' 12''$  قرار دارد (شکل ۱). کانسار مس تخت گنبد سیرجان در استان کرمان در فاصله ۷۰ کیلومتری شمال خاور شهرستان سیرجان و ۴۲ کیلومتری شمال خاوری روستای بلورد قرار دارد. از نظر موقعیت ساختاری در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. با توجه به نقشه زمین‌شناسی، منطقه مورد مطالعه بیشتر از واحدهای گرانیت-گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و توف ریولیتی تشکیل شده است. همچنین به‌طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن پوشیده شده است. همچنین نهشته‌های نوژن به‌صورت رسوبات کربناتی و آواری و نیز سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً در بخش‌های جنوب‌غربی، شرق و مرکز ورقه برونزد دارند (خان‌ناظر، ۱۳۷۴). سنگ‌های رخنمون دار محدوده اکتشافی در سه بخش اصلی قرار دارند. بخش اول شامل ردیفی از سنگ‌های ولکانوسدیمتر متعلق به ائوسن است که در اثر فازهای بعدی ماگمایی دگرگون شده‌اند. لیتولوژی این ردیف شامل سنگ‌های آتشفشانی،



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه چهارگنبد: خان‌ناظر، ۱۳۷۴)

### دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه

گرمایی و کانی‌سازی است. به‌طرف بیرون ممکن است دگرسانی پروپلیتی و گاهی نیز سنگ سالم آن را احاطه کند. دگرسانی پلاژیوکلازهای سنگ موجب تولید این دگرسانی با حضور کانی‌های گروه کائولینیت، ایلیت، مونت موریلونیت می‌شود.

### دگرسانی پروپلیتیک

دگرسانی پروپلیتی اولین و بیرونی‌ترین دگرسانی تشکیل شده پیرامون کانسار در وسعت زیاد است. دگرسانی پروپلیتیک با کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت به همراه مقادیر کمتری زئولیت و آمفیبول (اکتینولیت) مشخص می‌شود. عموماً زون دگرسان اولیه در ادامه فعالیت‌های گرمایی با دگرسانی‌های کوارتز-پتاسیک، آرژیلیک و سربیسیت جایگزین می‌شود، لذا تنها بخش‌های حاشیه‌ای آن باقی می‌ماند و به‌صورت غلاف بزرگی که نشانگر محدوده فعالیت محلول‌های گرمایی بوده، کانی‌سازی را فرا می‌گیرد.

### داده‌ها و روش تحقیق

#### روش ماشین بردار پشتیبان

روش SVM براساس این فرض عمل می‌کند که هیچ‌گونه اطلاعاتی از توزیع مجموعه داده‌ها وجود نداشته باشد. مهم‌ترین ویژگی آن‌هم، توانایی بالایی در استفاده از نمونه‌های تعلیمی کمتر و دستیابی به دقت بالاتر نسبت به سایر روش‌های طبقه‌بندی است (Mantero et al., 2005; Mountrakis et al., 2011). مبنای کاری دسته‌بندی ماشین بردار پشتیبان، طبقه‌بندی داده‌ها به‌صورت خطی است و در تقسیم خطی داده‌ها سعی می‌شود رده‌ها را با استفاده از یک مرز خطی از هم جدا کند به‌گونه‌ای که این خط دارای بیشترین حاشیه باشد. در ابتدا روش ماشین بردار پشتیبان را برای حالت دومتغیره در فضای دوبعدی که به‌صورت کاملاً جدا از هم باشند در نظر گرفته شده است. سپس حالت غیرخطی یعنی جایی که رده‌ها به‌صورت خطی جداپذیر نیستند، تعمیم داده می‌شود (Hastie et al., 2009). شکل ۲ بهترین برازش خط برای جداسازی رده‌ها را نشان می‌دهد.

دگرسانی‌های اصلی شناخته شده در کانسار مس تخت گنبد شامل فیلک، آرژیلیک سوپرژن، پروپلیتیک، سیلیسی و کربناتی شدن است. دگرسانی فیلک با بیشترین گسترش در محدوده، همراه اصلی کانه‌زایی هیپوژن مشاهده می‌شود. دگرسانی پتاسیک تقریباً به‌طور کامل با دگرسانی فیلک جایگزین شده و فقط به‌طور محلی، بقایایی از بیوتیت ثانویه به‌صورت پراکنده در توده‌های میکروگرانودیوریتی مشاهده می‌گردد. دگرسانی آرژیلیک سوپرژن در سطح و اعماق کم گسترش داشته و دگرسانی فیلک را تحت تأثیر قرار داده است. دگرسانی پروپلیتیک به‌صورت گسترده در اطراف محدوده کانه‌زایی و عمدتاً در واحدهای توفی مشاهده می‌شود (حسینی و همکاران، ۱۳۸۹).

### دگرسانی سربیسیتی (فیلک)

در دگرسانی کوارتز-سربیسیتی، کانی‌های ایلیت/سربیسیت و نیز تورمالین، کوارتز و کائولینیت غالب هستند. دگرسانی کوارتز-سربیسیتی یا فیلک متداول‌ترین نوع دگرسانی در سنگ‌های غنی از آلومینیوم در عمق‌های متوسط است. کانی‌های عمده آن سربیسیت (موسکویت/ایلیت)، کائولینیت +/- کوارتز (ژاسپروئید)، تورمالین، کائولینیت و گاهی کانی‌های کربناته است و پیریت اغلب آنها را همراهی می‌کند. در اطراف رگه‌ها کلریت با سربیسیت همراه می‌شود. سربیسیتی شدن معمولاً در فاز آخر کانی‌زایی با دگرسانی فلدسپات و میکاها تشکیل می‌شود که با تولید مقادیر زیادی کوارتز ثانویه همراه است. وفور کانی کوارتز در این زون موجب شده از واژه کوارتز-سربیسیت برای توصیف دقیق‌تر این زون استفاده شود. با اسیدی‌تر شدن محلول، سربیسیت‌های تولیدی جای خود را به کائولن می‌دهند و در صورتی که این فرآیند ادامه یابد، شستشوی شدید سنگ منجر به تولید کانی‌هایی چون آلونیت و پیروفیلیت می‌شود.

### دگرسانی آرژیلیک

دگرسانی آرژیلیکی یا آرژیلیک متوسط وسیع‌ترین و متداول‌ترین نوع دگرسانی برای بسیاری از سیستم‌های

بهینه که داده‌ها را رده‌بندی کند کار مشکلی است. یک راه حل بسیار خوب برای حل این مشکل، انتقال داده‌ها به فضای دیگر و یافتن بردارهای جدیدی است که جداسازی داده‌ها در این حالت به صورت خطی امکان‌پذیر باشد و حل مسئله جداسازی داده‌ها ساده‌تر می‌شود. در این صورت تابع  $K$  را به عنوان کرنل تعریف می‌کنیم (رابطه ۴).  $K$ ، تابعی است که مقدار آن به ازای دو بردار ورودی، برابر با حاصل ضرب داخلی داده‌های نگاشت شده، به فضای جدید می‌باشد و به صورت رابطه زیر تعریف می‌شود. که در آن  $\phi$  تابع نگاشت داده‌ها به فضای جدید است، فرض بر این است که  $x_1$  و  $x_2$  دو بردار از داده‌های اصلی است (Vapnik, 1995).

$$K_{\phi}(x_i, x_j) = \sum_{j=1}^q \phi_j(x_i) \cdot \phi_j(x_j) \quad (4)$$

تعدادی از توابع معروف کرنل از جمله کرنل خطی، چندجمله‌ای و پایه شعاعی (RBF) در زیر معرفی شده است.

$$\text{خطی} \quad K(x_i, x_j) = x_i^T x_j \quad (5)$$

$$\text{چندجمله‌ای} \quad K(x_i, x_j) = (x_i^T x_j + r)^d \quad (6)$$

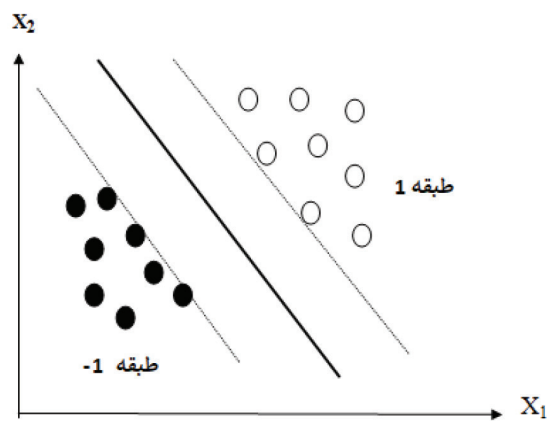
$$\text{RBF} \quad K(x_i, x_j) = \exp(-\|x_i - x_j\|^2 / 2\sigma^2) \quad (7)$$

که در آن  $x^T$  ترانهاده بردار  $x$  است، همچنین  $K$  باید تابعی مثبت و متقارن باشد (Hastie et al., 2009). بنابراین می‌توان گفت در حقیقت این الگوریتم در پی یافتن یک ابر صفحه‌ای است که بتواند به نحوی عمل کند تا ضمن سازگاری با داده‌های تعلیمی، توانایی تفکیک و جداسازی مجموعه داده از یکدیگر را نیز داشته باشد (Mountrakis et al., 2011).

### روش حداکثر احتمال

روش حداکثر احتمال یک روش آماری که هنوز هم جزء رایج‌ترین روش‌های طبقه‌بندی می‌باشد. در ابتدا احتمال اینکه پیکسل موردنظر متعلق به هر یک از کلاس‌های موجود باشد، محاسبه می‌گردد، و در نهایت پیکسل به کلاسی که بیشترین احتمال را دارد تعلق می‌گیرد (Jensen, 2005). قانون بیز (رابطه ۸) برای محاسبه احتمال به صورت زیر معرفی شده است (Oommen, 2008):

$$D = \ln(ac) - [0.5 \ln(|Cov|)] - [0.5(X - Mt)^T (Cov_{-1})(X - Mt)] \quad (8)$$



شکل ۲. نمایش خط جداکننده (خط تیره) برای دو طبقه (۱ و -۱)

نزدیک‌ترین داده‌ها به خط جداکننده بردار پشتیبان نامیده می‌شود. به فاصله بین دو صفحه مرزی حاشیه گویند. هدف اصلی در روش طبقه‌بندی SVM ماکزیمم‌سازی حاشیه می‌باشد. معادله خط جداکننده دو رده به صورت  $\langle w, x \rangle + b = 0$  تعریف می‌شود. اگر داده‌ها در رابطه  $w \cdot x + b \leq 1$  صدق کنند، در رده -۱ قرار می‌گیرند و اگر در رابطه  $w \cdot x + b \geq 1$  باشند، در رده +۱ قرار می‌گیرند. داده‌ها به این صورت طبقه‌بندی می‌شوند. فرض کنید داده‌ها شامل  $n$  جفت:  $\{(x_1, y_1), \dots, (x_n, y_n)\}$  و  $y_i \in \{-1, 1\}$  است. در فضای دو بعدی صفحه مورد نظر می‌تواند به صورت رابطه (۱) تعریف می‌شود (Vapnik, 1995).

$$G(x) = \text{sign}[x^T w + b] \quad (1)$$

برای به دست آوردن تابع  $G$  باید  $w$  و  $b$  را محاسبه کرد. برای محاسبه  $w$  و  $b$  از حل معادلات درجه دوم لاگرانژ استفاده می‌شود. در معادلات درجه دوم تابع هدف و تابع مینیمم‌سازی داریم که با توجه به مفروضات مسئله معادلات (۲ و ۳) را داریم:

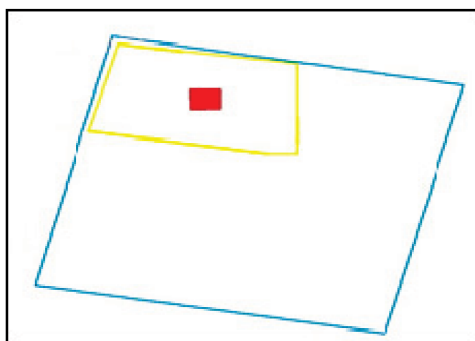
$$\text{Minimize} \|w\|^2 \quad (2)$$

$$\text{subject to : } y_i (w \cdot x_i + b) \geq 1 \quad (3)$$

این یک مسئله بهینه‌سازی درجه دوم است که با استفاده از مسئله دوگان لاگرانژ قابل محاسبه است. در بسیاری از مواقع داده‌ها به صورت خطی جداپذیر نیستند. در این حالت، ممکن است که جداسازی داده‌ها به وسیله یک منحنی چندجمله‌ای یا دوایر امکان‌پذیر باشد. ولی یافتن منحنی



از آنجایی که حذف کامل خطای رادیومتریک و جوی مستلزم در اختیار داشتن پارامترهای محیطی و جوی زیادی است. لذا برای انجام تصحیح رادیومتریک، از روش Log residual که از قابلیت و کارایی خوبی برخوردار است (لگ، ۱۳۸۰) و همچنین در مطالعات مختلفی استفاده شده است (ماهوش محمدی و همکاران، ۱۳۹۶)، با استفاده از نرم‌افزار ENVI صورت گرفت. پس از آن، جهت تفکیک بهتر مناطق دگرسانی پردازشگر جدید، SVM بر روی تصاویر تصحیح شده انجام شد. یکی از مهم‌ترین عوامل در طبقه‌بندی، انتخاب نمونه‌های تعلیمی است، حتی از انتخاب الگوریتم طبقه‌بندی نیز مهم‌تر است (Hixon et al., 1981). در نتیجه، تاثیر نمونه‌های تعلیمی برای طبقه‌بندی توسط محققین زیادی مورد بررسی قرار گرفته است (گودرزی مهر و همکاران، ۱۳۹۱؛ Genderen and Lock, 1978). یک روش رایج در انتخاب نمونه‌های تعلیمی انتخاب مجموعه‌های کوچکی از پیکسل‌های هموزن در تصویر است (Campbell, 1996). برای تهیه نمونه‌های تعلیمی از برداشت‌های زمینی، مطالعات صحرایی و نقشه دگرسانی منطقه که شرایط همگن بودن پیکسل‌ها در آن لحاظ شده بود، استفاده شده است.



شکل ۳. موقعیت سین ASTER (آبی) پوششی محدوده مطالعاتی (زرد) و محدوده اکتشافی (قرمز)

### به‌کارگیری روش SVM

در این پژوهش کارایی روش SVM برای تفکیک واحدهای دگرسانی مورد بررسی قرار گرفته است. لایه‌های هدف شامل سه لایه دگرسانی به نام فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک و لایه‌های ورودی شامل ۱۴ باند استر است. به‌طور کلی ۱۶۰۰ پیکسل انتخاب شده است که ۱۰۰۰ پیکسل به‌عنوان پیکسل‌های آموزشی و ۶۰۰ پیکسل به‌عنوان پیکسل‌های

D نشان‌دهنده فاصله وزنی، c بیانگر درصد احتمال اینکه پیکسل مورد نظر عضو رده مورد نظر (C) باشد. X معرف بردار اثر طیفی برای پیکسل تحت بررسی، Mt بردار میانگین برای داده‌های تعلیمی در رده ac و Covc نشان‌دهنده ماتریس کوواریانس پیکسل‌های تعلیمی در رده c است (Schrader and Pouncey, 1997؛ گودرزی مهر و همکاران، ۱۳۹۱). با توجه به رابطه ۹ نمونه مورد نظر به کلاس j تعلق می‌گیرد در صورتی که بیشترین مقدار  $D_i$  را داشته باشد.

$$j = \arg \max_{i=1 \dots M} D_i \quad (9)$$

در حقیقت در این روش، طبقه‌بندی براساس واریانس و کوواریانس انجام می‌شود. این روش بر این فرض تکیه دارد که پیکسل‌ها در همه‌ی مناطق آموزشی دارای توزیع نرمال هستند (Schrader and Pouncey, 1997؛ ندوشن و همکاران، ۱۳۸۸).

### پیش‌پردازش تصاویر ماهواره‌ای

استر سنجنده‌ای است که حاصل پروژه مشترک آمریکا و ژاپن است و بر روی ماهواره ترا نصب شده است که در سال ۱۹۹۹ توسط ناسا در مدار زمین قرار گرفت. استر تصاویر ماهواره‌ای از زمین را با قدرت تفکیک بالا و در ۱۴ باند مختلف از طیف الکترومغناطیسی در بازه طیف مرئی تا فروسرخ حرارتی را تهیه می‌کند. البته سنجنده SWIR این سنجنده از آوریل ۲۰۰۸ به علت درجه حرارت بالا از کار افتاده است. قدرت تفکیک تصاویر استر از ۱۵ تا ۹۰ متر است. داده‌ای که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است، تصویر ماهواره‌ای استر منطقه تخت گنبد واقع در زون ۴۰ N است که به‌منظور پوشش کامل وسعت مطالعاتی منطقه، سین داده استر (مطابق شکل ۳) از سایت UCGS که در تابستان ۲۰۰۷ با پوشش ابر صفر ضبط شده است، انتخاب و به‌کار گرفته شده است.

یکی از مهم‌ترین مراحل قبل از پردازش و آنالیز اصلی داده‌ها، مرحله پیش‌پردازش است، چرا که تمامی محاسبات بعدی براساس تصویر تولیدی در این مرحله انجام می‌گیرد (گودرزی مهر و همکاران، ۱۳۹۱). به‌طور کلی دو فرآیند تصحیح هندسی و تصحیح خطای رادیومتریک بر روی تصاویر اعمال می‌شود.

مقادیر بهینه به دست آمده را نشان می دهد.

جدول ۲. مقادیر بهینه به دست آمده پارامترهای توابع کرنل

توابع کرنل	$\sigma$	C	d	T
خطی	-	۱	-	-
RBF	۰/۰۷۱	۱۰۰۰	-	-
چندجمله ای	-	۱۰۰۰۰	۲	۲

## نتایج و بحث

با توجه به مقادیر بهینه توابع کرنل ماشین بردار پشتیبان، سه مدل براساس داده های آموزشی و یک مدل براساس روش حداکثر احتمال ساخته می شود. پس از طبقه بندی تصویر برای تفکیک ۳ واحد دگرسانی براساس مدل های ساخته شده، مرحله ارزیابی دقت انجام شد تا روشی که بیشترین دقت را در طبقه بندی دارد مشخص گردد. عملکرد مدل ها را می توان، با استفاده از روش های مختلفی مورد ارزیابی و قیاس قرار داد. یکی از این روش ها محاسبه ماتریس پیش بینی هر مدل است. ماتریس پیش بینی، ماتریسی است که ابعاد آن تعداد کلاس ها است و قطر اصلی آن معرف تعدادی از داده هایی است که کلاس مربوطه، توسط مدل انتخاب شده، به درستی تشخیص داده شده است و بقیه درایه ها به غیر از قطر اصلی داده هایی هستند که اشتباه تشخیص داده شده اند. از این ماتریس معیارهای دقت کلی، ضریب کاپا و دقت کاربر را می توان محاسبه نمود. معیار حساسیت (دقت کاربر)، درستی رده بندی داده ها را نشان می دهد. معیار حساسیت را با نام دیگر (True Positive) هم نشان می دهند. فرمول معیار حساسیت (TP) برابر است با رابطه (۱۰):

$$TPRate = TP/(TP+FN) \quad (10)$$

که (TP) تعداد داده هایی است که درست رده بندی شده اند و (Fals Negative) تعدادی از داده هایی است که به اشتباه طبقه بندی شده اند. همچنین فرمول دقت کلی به زبان ساده به صورت رابطه (۱۱) زیر است:

$$(11) \quad \text{کل نمونه/داده های روی قطر اصلی} = \text{دقت کلی}$$

برای ارزیابی اینکه مدل انتخابی براساس داده های آموزشی مناسب است از داده های آزمون استفاده می شود. بنابراین با استفاده از داده های آزمون عملکرد هر چهار مدل

آزمایشی معرفی شده است (جدول ۱). همان طور که ذکر شد نمونه های آموزشی با توجه به مطالعات صحرایی و رخنمون سنگ های دگرسان شده و همچنین نقشه دگرسانی منطقه که شرایط همگن بودن پیکسل ها در آن لحاظ شده بود انتخاب گردید، که معادل مجموعه کوچکی از پیکسل های هموزن در تصویر است. از طرفی برای اینکه از نمونه های مطمئن تری استفاده شود از تصویر ترکیب رنگی کاذب ۴۶۸ استفاده شده. است تا پیکسل های مشکوک از مجموعه داده های آموزشی مورد نظر حذف شوند. پس از انتخاب داده های آموزشی باید تابع کرنل مناسب برای مدل SVM انتخاب گردد.

جدول ۱. تعداد پیکسل های آموزشی و آزمایشی انتخاب شده برای منطقه تخت گنبد

نام رده	تعداد پیکسل های آموزشی	تعداد پیکسل های آزمایشی
پروپلیتیک	۴۵۰	۲۴۰
آرژیلیک	۲۶۰	۱۷۰
فیلیک	۲۹۱۰	۱۹۰
	۱۰۰۰=Total	۶۰۰=Total

از پرکاربردترین توابع کرنل مورد استفاده در ماشین بردار پشتیبان، کرنل خطی، پایه شعاعی و چند جمله ای است (Liu, 2011; Basak et al., 2007). از آنجا که انواع کرنل های مختلف می تواند بر نتایج به دست آمده اثر بگذارد، لذا تأثیر هر کدام از این توابع کرنل ارزیابی می شود. علاوه بر آن، با به دست آوردن مقادیر بهینه پارامترهای توابع کرنل، می توان کرنل مناسب را انتخاب نمود. پارامترهایی مانند درجه کرنل چندجمله ای و مقدار گاما در ابتدا در هر کرنل با استفاده از جستجوی نقطه ای و داده های آموزشی، بهترین مقادیر برای پارامترها به دست می آید. این جستجو با در نظر گرفتن بازه ای برای هر یک از پارامترهای مورد نظر توابع کرنل انجام می گردد و در آن، مجموعه داده آموزشی به دو مجموعه آموزشی و مجموعه اعتبار تقسیم می شود. مجموعه اعتبار حکم یک مجموعه آزمون همزمان را دارد. سپس برای هر یک از توابع مدل های بسیاری با مقادیر متفاوت به دست می آید مدلی که دارای کمترین مقدار خطا باشد به عنوان مدل بهینه انتخاب می شود. جدول ۲، پارامترهای توابع کرنل و

است. و بعد از آن به ترتیب دقت تابع کرنل چندجمله‌ای و سپس کرنل خطی قرار دارد و کمترین مقدار دقت کلی برای روش حداکثر احتمال است. همان‌طور که مشاهده می‌کنید، در تمام کرنل‌ها روش SVM مقادیر ضریب کاپا و دقت کلی بالاتری نسبت به روش حداکثر احتمال را دارد. روش حداکثر احتمال تا حدود زیادی تحت تأثیر نوع توزیع داده‌های تعلیمی و نزدیکی آن‌ها به توزیع نرمال است. و این امر باعث کاهش دقت این روش شده است.

جدول ۴. مقادیر دقت کلی و ضریب کاپا برای سه کرنل خطی، چندجمله‌ای، RBF و حداکثر احتمال

	ضریب کاپا	دقت کلی
کرنل خطی	۰/۸۱	۸۲/۱۶
کرنل RBF	۰/۸۳	۸۹/۱۷
کرنل چندجمله‌ای	۰/۸۲	۸۶/۳۳
حداکثر احتمال	۰/۷۹	۸۱/۵

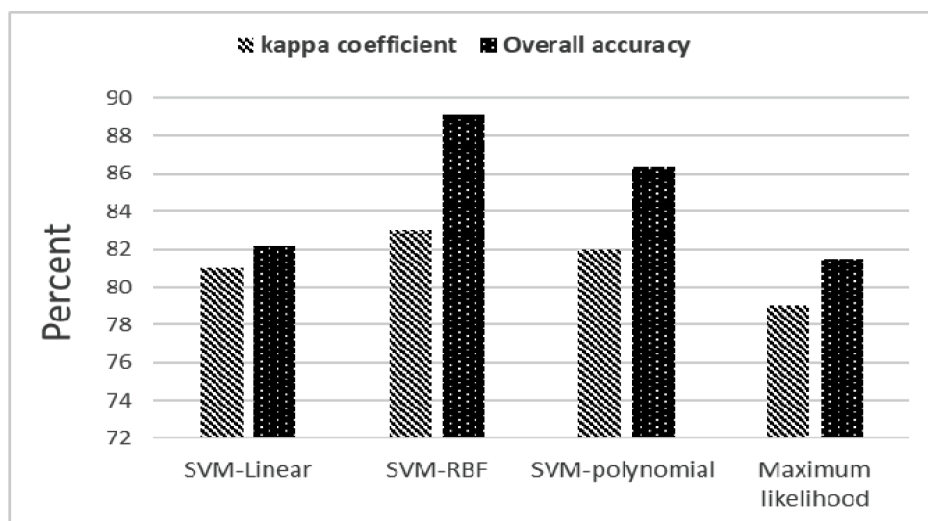
مقدار حساسیت کلاس‌ها برای روش حداکثر احتمال و روش SVM، با استفاده از توابع کرنل خطی، چندجمله‌ای و پایه شعاعی بررسی می‌شود. شکل ۵ نمودار هیستوگرام حساسیت کلاس‌ها است، همان‌طور که مشاهده می‌شود، روش حداکثر احتمال نسبت به سه تابع کرنل خطی، چندجمله‌ای و پایه شعاعی مقدار حساسیت کمتری دارد. همچنین مقدار حساسیت تابع کرنل خطی نسبت به سایر توابع کرنل، کمتر است. به عبارت دیگر تابع کرنل چندخطی

مورد بررسی و قیاس قرار می‌گیرد تا مشخص شود کدام مدل دقت بالاتری دارد. داده‌های آزمون شامل آنالیز ICP-AES نمونه‌های برداشت شده از ۴۲ گمانه حفاری شده در منطقه برای واحدهای مختلف دگرسانی است که به‌عنوان واقعیت زمینی استفاده شده است. براساس آن ماتریس پیش‌بینی برای هر روش به‌صورت جداگانه محاسبه شد. ممکن است در برخی از مناطق معرفی شده دگرسانی وجود نداشته باشد بنابراین لازم است برای صحت سنجی محدوده‌های معرفی شده کنترل زمینی انجام شود. در جدول ۳، مختصات برخی از نقاط برداشت شده را نشان می‌دهد که برای کنترل زمینی و نتایج به‌دست‌آمده استفاده شده است.

جدول ۳. مشخصات نقاط برداشت شده به‌منظور ارزیابی نتایج به‌دست‌آمده

لیتولوژی	دگرسانی (طیفی)	مختصات نقاط کنترل زمینی (UTM-40N)	
		X	Y
Etr	سیلیسی، آرژلیک، فیلیک، پروپلیتیک	۳۲۶۹۷۶۴	۴۳۳۰۳۳
Etr	سیلیسی، آرژلیک، فیلیک	۳۲۶۹۹۶۵	۴۳۰۴۵۸
Eavb	سیلیسی، فیلیک، پروپلیتیک	۳۲۷۲۹۰۹	۴۳۲۲۶۲
		۳۲۷۲۷۰۹	۴۳۲۲۶۲

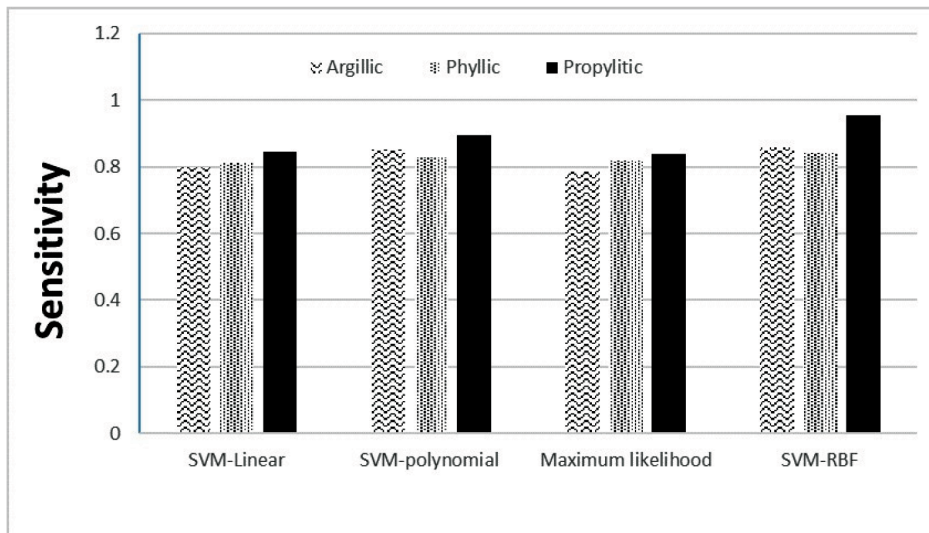
جدول و شکل ۴، دقت کلی و ضریب کاپا برای هر مدل ساخته شده را نشان می‌دهد. بیشترین دقت کلی به‌دست‌آمده برای روش SVM با معادل ۸۹/۱۷ درصد و تابع کرنل RBF



شکل ۴. نمودار ضریب کاپا و دقت کلی برای سه کرنل خطی، چندجمله‌ای، RBF و حداکثر احتمال

حساسیت فیلیک در تابع کرنل خطی با مقدار معادلش در روش حداکثر احتمال تقریباً دارای مقدار مساوی است. ولی به طور کلی مقدار حساسیت برای روش حداکثر احتمال برای هر سه رده نسبت به روش SVM با توابع مختلف کرنل دارای کمترین مقدار است. بنابراین می توان نتیجه گرفت که کرنل RBF بارز و آشکار است و در طبقه بندی رده ها عملکرد بهتری دارد.

در مقایسه با سایر کرنل های ذکر شده، درستی رده بندی داده ها را به خوبی نشان نمی دهد. روش SVM با تابع کرنل RBF برای هر سه نوع دگرسانی آرژیلیک، فیلیک و پروپلیتیک از مقدار حساسیت بالایی برخوردار است. مقادیر حساسیت ۰/۹۵، ۰/۸۴ و ۰/۸۵ به ترتیب برای رده های پروپلیتیک، فیلیک و آرژیلیک است. بعد از تابع کرنل چند جمله ای بیشترین مقدار حساسیت را دارد. مقدار



شکل ۵. نمودار هیستوگرام حساسیت رده ها با استفاده از روش SVM با کرنل های متفاوت و روش حداکثر احتمال

فوق به وفور یافت می شوند و بسیاری از آن ها با دگرسانی پروپلیتیک مرتبط نیستند. نمونه بارز آن بخش های جنوبی- جنوب غربی منطقه است که با افیولیت های غنی از کانی های مافیک و منیزیم دار پوشیده شده است که ارزش اکتشافی ندارند. همچنین در قسمت جنوب شرقی در دامنه جنوبی آتشفشان دگرسانی وسیع و توده ای از آرژیلیک دیده می شود. بر روی این نقطه مقادیر جزئی آلونیت نیز مشاهده شده است. مطابق نقشه زمین شناسی این بخش ها توف- ماسه سنگ و مارن هستند. با مقایسه تصاویر به دست آمده و با توجه به مطالعات صحرایی، دگرسانی هایی که روش SVM نمایش می دهد تا مقدار زیادی به واقعیت نزدیک تر است و روش حداکثر احتمال در برخی نقاط دگرسانی ها را به اشتباه تشخیص داده است. برای مثال با مقایسه محدوده A روی تصاویر طبقه بندی دگرسانی ایجاد شده توسط روش های ذکر شده در تحقیق، تصویر ۶ در این نقطه دگرسانی پروپلیتیک را شدیدتر نشان می دهد در صورتی که

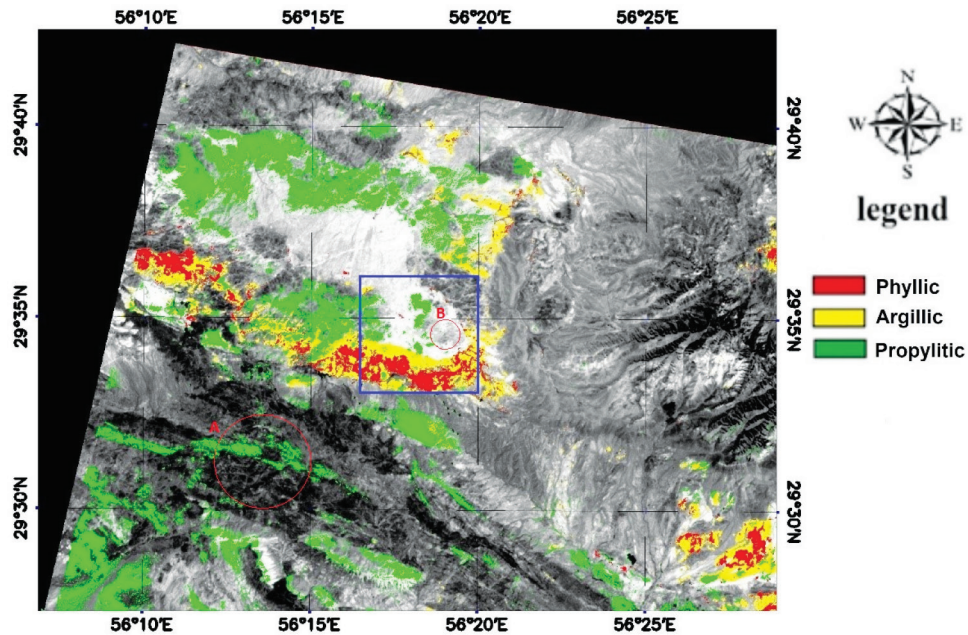
با توجه به نتایج به دست آمده و با بررسی نمودارها، مشخص شد که روش SVM با تابع کرنل RBF دقت کلی، ضریب کاپا و حساسیت بالاتری نسبت به سایر روش ها دارد بنابراین می توان گفت که عملکرد بهتری در طبقه بندی رده ها دارد. تصاویر ۶ و ۷ نقشه طبقه بندی دگرسانی های فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک منطقه تخت گنبد را با استفاده از روش های SVM با تابع کرنل RBF و حداکثر احتمال نمایش می دهند که رنگ قرمز معرف دگرسانی فیلیک و رنگ زرد و سبز به ترتیب معرف دگرسانی های آرژیلیک و پروپلیتیک است. با توجه به تصاویر به دست آمده و مقایسه آن با نقشه زمین شناسی منطقه و داده های کنترل زمینی (جدول ۳) می توان نتیجه گرفت، که به طور کلی دگرسانی فیلیک در قسمت غرب منطقه به وفور پیدا می شود که با واحد توف ریولیتی ارتباط نزدیک دارد. و دگرسانی پروپلیتیک در قسمت شمال غربی ظاهر شده است. کانی های کلریت، اپیدوت و کلسیت در محدوده اکتشافی



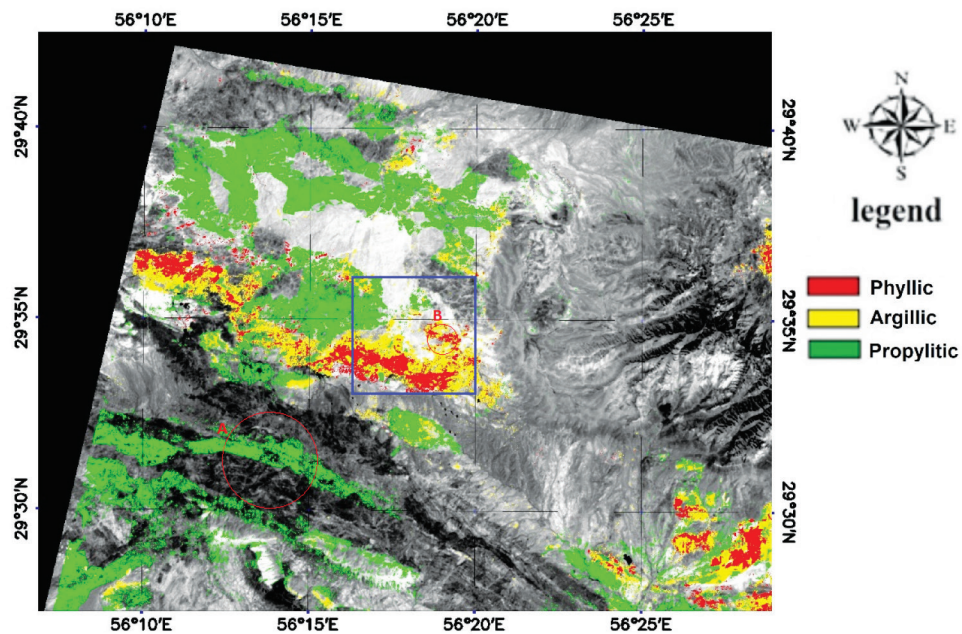
مقایسه روش‌های طبقه‌بندی ماشین بردار پشتیبان و حداکثر احتمال ...

که این محدوده فاقد این نوع دگرسانی‌هاست که در روش ماشین بردار پشتیبان به‌درستی تشخیص داده شده است. بنابراین با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، می‌توان به این نتیجه رسید که روش SVM با تابع کرنلی RBF برای تفکیک واحدهای دگرسانی منطقه مورد مطالعه می‌تواند بسیار کارآمد و مؤثر باشد.

این محدوده نماینده واریزه‌هایی است که غنی از کانی‌های مافیک و منیزیم‌دار هستند که با دگرسانی پروپلیتیک ارتباطی ندارند. همچنین در محدوده B همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود روش حداکثر احتمال گسترش دگرسانی‌های فلیک و آرژیلیک را بسیار وسیع نشان داده است در صورتی که با مطالعات صحرایی مشخص شده است



شکل ۶. نقشه دگرسانی به‌دست‌آمده از منطقه تخت گنبد با استفاده از روش SVM و تابع کرنل RBF



شکل ۷. نقشه دگرسانی به‌دست‌آمده از منطقه تخت گنبد با استفاده از روش حداکثر احتمال

## نتیجه‌گیری

برای مقایسه و ارزیابی روش‌های به‌کارگیری در این تحقیق، مقدار دقت کلی و معیار حساسیت مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده، روش ماشین بردار پشتیبان با تابع کرنل شعاعی با دقت کلی ۸۹/۱۷ درصد برای تفکیک واحدهای دگرسانی بسیار کارآمدتر است. همچنین مقادیر گاما و ضریب ثابت در تابع کرنل شعاعی ماشین بردار پشتیبان تاثیر زیادی بر نتایج به‌دست‌آمده، دارد. مقدار ضریب کاپا محاسبه شده برای الگوریتم ماشین بردار پشتیبان با تابع کرنل RBF برابر ۰/۸۳ و برای روش حداکثر احتمال برابر ۰/۷۹ است. با توجه به مقایسه نتایج به‌دست‌آمده با واقعیت‌های زمینی مشخص گردید که بخش عمده‌ای از مناطقی که در زون پروپلیتیک با استفاده از روش حداکثر احتمال بازسازی شده‌اند، در واقع با زون پروپلیتیک مرتبط نیستند و متعلق به بخش‌های افیولیتی و کربناته می‌باشند. همچنین در مقایسه با روش ماشین بردار پشتیبان جدایش دگرسانی آرژلیک و فیلک در برخی نقاط به نحو مطلوبی صورت نمی‌گیرد. بنابراین می‌توان گفت روش ماشین بردار پشتیبان برای تفکیک و طبقه‌بندی پدیده‌هایی که رفتار طیفی نزدیکی دارند، بسیار موفق‌تر از روش‌های رایج طبقه‌بندی عمل می‌کند.

## منابع

- لگ، ک.، ۱۳۸۰. ترجمه فرهنگ جاه، دورسنجی و سیستم اطلاعات جغرافیایی، نیروهای مسلح، تهران.
- ماهوش محمدی، ن.، هزارخانی، الف. و مقصودی، ع.، ۱۳۹۶. به‌کارگیری روش‌های مختلف پردازش تصاویر ماهواره‌ای به‌منظور شناسایی و تفکیک بخش‌های دگرسانی منطقه خونی و کالکافی (استان اصفهان)، مجله پژوهش‌های دانش زمین، ۳۳، ۱۳۷-۱۵۲.
- مختاری، م. و نجفی، ا.، ۱۳۹۴. مقایسه روش‌های طبقه‌بندی ماشین بردار پشتیبان و شبکه عصبی مصنوعی در استخراج کاربری‌های اراضی از تصاویر ماهواره‌ای لندست TM. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، ۷۲، ۳۵-۴۴.
- ندوشن، م.، سفیانیان، ع. و خواجه‌الدین، س.ج.، ۱۳۸۸. تهیه نقشه پوشش اراضی شهر اراک با استفاده از روش‌های طبقه‌بندی شبکه عصبی مصنوعی و حداکثر احتمال، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۶۹، ۸۳-۹۸.
- Abbaszadeh, M., Hezarkhani, A. and Soltani-mohammadi, S., 2013. An SVM-based machine learning method for the separation of alteration zones in Sungun porphyry copper deposit, *Chemie der Erde-Geochemistry*. 73,4, 545-554.
- Abedi, M., Norouzi, G. H. and Bahroudi, A. 2012. Support vector machine for multi-classification of mineral prospectivity areas. *Computers and Geosciences*. 46, 272-283. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.12.014>.
- Basak, D., Pal, S. and Patranabis, D.C., 2007. Support vector regression. *Neural Information Process*. 11, 203-225.
- Campbell, J.B., 1996. *Introduction to Remote Sensing*. 2th edition, New York: The Guilford Press. 622.
- Campbell, J.B. and Wynne, R.H., 2011. *Introduction to remote sensing*. Guilford Press. 724.
- Camps-Valls, G., Mooij, J. and Scholkopf, B., 2010. Remote sensing feature selection by kernel dependence measures. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 7, 587-591.
- حسینی، م.ر.، قادری، م. و علیرضایی، س. ۱۳۸۹. انواع سیستم‌های رگه-رگچه و ارتباط آن‌ها با کانه‌زایی در کانسار مس تخت گنبد، شمال شرق سیرجان، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت‌معلم، تهران، ۲۴۵-۲۵۲.
- خان‌ناظر، ن.ح.، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگنبد، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- گزارش زمین‌شناسی کانسار تخت گنبد، ۱۳۸۹. شرکت مس تخت گنبد سیرجان.
- گودرزی مهر، س.، عباسپور، ر.ع.، احدنژاد، و. و خاکباز، ب.، ۱۳۹۱. مقایسه روش ماشین بردار پشتیبان با روش‌های حداکثر احتمال و شبکه عصبی برای تفکیک واحدهای سنگ‌شناسی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۲۲، ۹۲-۷۵.

- Genderen, V.J.L. and Lock, B.F., 1978. Remote sensing: statistical testing of thematic map accuracy. *Remote Sensing of Environment*. 7, 3-14.
- Granian, H., Tabatabaei, S.H., Asadi, H.H. and Carranza, E.J., 2016. Application of Discriminant Analysis and Support Vector Machine in Mapping Gold Potential Areas for Further Drilling in the Sari-Gunay Gold Deposit, NW Iran. *Natural Resource Research* 25,2, 145-159.
- Guo, Y., De Jong, K., Liu, F., Wang, X. and Li, C., 2012. A Comparison of Artificial Neural Networks and Support Vector Machines on Land Cover Classification, Springer-verlag Berlin Heidelberg, ISICA, CCIS. 316, 531-539.
- Hixon, R.F., Solis Ramirez, M.J. and Villoch, M., 1981. Aspects of morphometric and reproduction of the squid *Ommastrephes petrous*, Steenstrup 1885 in the western Gulf of Mexico. *American Malacological Bulletin Union*, 54-60.
- Hastie, T., Tibshirani, R. and Friedman, J., 2009. Overview of Supervised Learning. In the *Elements of Statistical Learning*. Springer New York. 9-41.
- Hord, R.M., 1982. *Digital Image Processing of Remotely Sensed Data*, Academic Press, New York, 256.
- Huang, C., Davis, L.S. and Townshend, J.R.G., 2002. An assessment of support vector machines for land cover classification. *International Journal of Remote Sensing*. 23, 725-749.
- Jensen, J.R., 2005. *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective*, 3rd Edition, Upper Saddle River: Prentice-Hall. 526.
- Jiang, X., Lin, M. And Zhao, C., 2011. Woodland cover change assessment using decision trees, support vector machines and artificial neural networks classification algorithms, Fourth International Conference on Intelligent Computation Technology and Automation. 312-315
- Kavzoglu, T. and Colkesen, I., 2009. A kernel functions analysis for support vector machines for land cover classification, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 11, 352-359.
- Liu, G.Q., 2011. Comparison of Regression and ARIMA models with Neural Network models to forecast the daily streamflow. PhD thesis, University of Delaware. 545.
- Mantero, P., Moser, G. and Serpico, S.B., 2005. Partially supervised classification of remote sensing images through SVM-based probability density estimation. *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*. 43, 559-570.
- Mountrakis, G., Im, J. and Ogole, C., 2011. Support vector machines in remote sensing: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 13, 247-259.
- Oommen, T., 2008. An objective analysis of Support Vector Machine based classification for remote sensing. *Mathematical Geosciences*. 40, 409-424.
- Pal, M. and Mather, P.M., 2005. Support vector machines for classification in remote sensing, *International Journal of Remote Sensing*. 26,5, 1007-1011.
- Schrader, S. and Pouncy, R., 1997. *ERDAS Field Guide*. 4th ed. ERDAS, Inc. Atlanta. 825.
- Shabankareh, M. and Hezarkhani, A., 2016. Journal of African Earth Sciences Application of support vector machines for copper potential mapping in Kerman region, Iran, *Journal of*

African Earth Sciences. 25, 102-112.

- Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications, Ore Geology Reviews. 38, 27-36.

- Vapnik, V.N., 1995. The Nature of Statistical Learning Theory. Springer-Verlag, New York.

- Yu, L., Porwal, A., Holden, E. and Dentith, M.C., 2012. Computers and geosciences towards automatic lithological classification from re-

mote sensing data using support vector machines. 45, 229-239.

- Zhang, X., Pazner, M. and Duke, N., 2007. Lithologic and mineral information extraction for gold exploration using ASTER data in the south Chocolate Mountains (California). ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 62,4, 271-282.

- Zuo, R. and Carranza, E.J.M., 2011. Support vector machine: A tool for mapping mineral prospectivity. Computer Geoscience 37, 12, 1967-1975.





# برآورد میزان کوتاه‌شدگی و نقش سطوح جدایش در دگرریختی کپه‌داغ باختری (بجنورد-آشخانه)

زهرا تشکری<sup>(۱)</sup>، منوچهر قرشی<sup>(۲)</sup> و محسن پورکرمانی<sup>(۳)</sup>

۱. دانشجوی دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال
۲. دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین، تهران
۳. استاد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۶/۱۵

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۸/۱۵

## چکیده

پهنه ساختاری-رسوبی کپه‌داغ از ژوراسیک میانی و پس از کوهزاد سیمین میانی تا ائوسن در حال فرونشینی و انباشت رسوبات بوده است و آغاز کوتاه‌شدگی در آن به برخورد کوهزاد زاگرس در پالئوژن باز می‌گردد. به منظور شناسایی کانی‌ها در سطوح جدایشی، نمونه‌هایی از واحدهای سازند شمشک و چمن بید اخذ و آزمون XRD روی آن‌ها انجام شده است. از سوی دیگر برآورد کوتاه‌شدگی در کپه‌داغ باختری و مرکزی در دو برش عرضی با روند تقریبی شمالی-جنوبی طراحی شده با استفاده از داده‌های قبلی، برداشت‌های صحرایی، نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای، در نرم‌افزار سه‌بعدی موو رسم و محاسبه شد. بررسی برش‌های رسم شده به صورت سه‌بعدی در نرم‌افزار موو که از نوآوری‌های این پژوهش محسوب می‌شود، مشخص کرد اغلب تاقدیس‌های منطقه از نوع نامتقارن هستند که این عدم تقارن به واسطه کارکرد افق‌های جدایش ایجاد شده است. نتایج آنالیزها مشخص می‌کند سازند شمشک به دلیل ضخامت و کانی‌شناسی پتانسیل بیشتری نسبت به سازند چمن بید در ایجاد سطوح جدایشی در این منطقه دارد. از سوی دیگر با استفاده از رابطه‌های هندسی عمق سطوح جدایش برای چین‌خوردگی‌های اصلی محاسبه شد که در اغلب آن‌ها سطح جدایشی در ترازهای پایینی سازند شمشک محاسبه شد.

**واژه‌های کلیدی:** کپه‌داغ باختری، سطوح جدایش، سازند شمشک و چمن بید، کوتاه‌شدگی، نرم‌افزار سه‌بعدی موو.

## مقدمه

ایالت زمین‌ساختی کپه‌داغ به‌عنوان بخشی از کوهزاد آلپ-همیالیا در آسیای باختری، کمربندی چین‌خورده با راستای میانگین N120 و درازای نزدیک به ۷۰۰ کیلومتر در طول مرز سیاسی کشور ایران و ترکمنستان، از دریای کاسپین تا افغانستان گسترش یافته است

(Lyberis and Manby, 1999).  
حوضه رسوبی کپه‌داغ پس از کوهزایی سیمین، که سبب بسته شدن اقیانوس تتیس کهن در تریاس پسین-ژوراسیک پیشین شد، با رسوب‌گذاری سازند کشف‌رود در یک حوضه کششی پس از برخورد در ژوراسیک میانی پدید آمد. سازند کشف‌رود با یک ناپیوستگی زاویه‌ای بر روی

\* نویسنده مرتبط: Zahratashakkory@yahoo.com

اول آنکه ویژگی سطوح جدایش در این حوضه با توجه به پارامترهای کانی‌شناسی مورد بحث قرار گرفته است و همچنین به منظور بازسازی و مدل‌سازی رفتار سطح جدایشی از نرم‌افزار تخصصی MidlandValey3D Move برای اولین بار در این حوضه با توجه به سطح داده‌ها بهره گرفته شده است.

### روش مطالعه

پورتقوی و همکاران (۱۳۹۰) در محدوده کپه‌داغ مرکزی و باختری ۵ برش عرضی را رسم و بررسی کرده‌اند. در این پژوهش ۲ برش عرضی ساختاری-رسوبی آنها در کپه‌داغ مرکزی و باختری (برش ۱ در خاور ۵YE و برش ۲ در باختر ۵YE) از پایه مطالعات ایشان انتخاب و براساس داده‌های میدانی و همچنین اطلاعات حاصل از پژوهش‌های جدید که در اطراف محدوده انجام شده بود به‌روزرسانی شد (شکل ۱).

### چینه‌شناسی عمومی کپه‌داغ

رخنمون سنگ‌های دوران اول و سنگ‌های تریاس و ژوراسیک پیشین منحصر به حاشیه جنوبی منطقه که در ضمن حاشیه جنوبی حوضه رسوبی را نیز تشکیل می‌دهند، می‌باشد. سنگ‌های رسوبی کرتاسه و دوران سوم در حاشیه جنوبی ضخامت کمی را دارا می‌باشند (افشارحرب، ۱۳۷۳). ردیف‌های تریاس بالایی کپه‌داغ، همانند دیگر نواحی ایران، از نوع انباشته‌های شیلی و ماسه‌سنگ‌های زغال دار است که با دگرشیبی بر روی سنگ‌های کهن‌تر نشسته‌اند. همانندی ردیف‌های تریاس بالای کپه‌داغ با ردیف‌های هم‌زمان در البرز و ایران مرکزی می‌تواند نشانه پایان یافتن کافت جنوب کپه‌داغ و پیوند دوباره کپه‌داغ و صفحه ایران باشد که در این میان شیل و ماسه‌سنگ‌های تیره‌رنگ سازند کشف‌رود، به سن لیاس-باژوسین، نشانگر نهشته‌های پیش‌خشکی لیاس-ژوراسیک میانی (سازند شمشک) ایران میانی و شمالی است (آقانباتی، ۱۳۸۵).

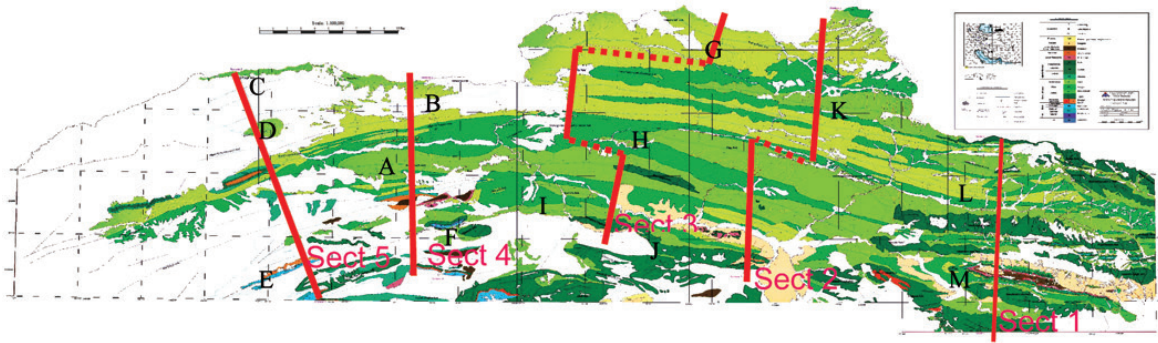
در آغاز پالتوسن پسین دریا به‌صورت جداگانه از شمال خاور و شمال باختر آغاز به پیشروی کرده ولی خشکی کم‌شیب و کم‌ارتفاعی در شمال بجنورد میان دو دریا وجود داشته است (افشار حرب، ۱۳۷۳). از اوایل ائوسن پسین،

واحدهای کهن‌تر (تریاس و یا پالتوزویک) قرار گرفته است. این دگرشیبی به‌روشنی در رخنمون‌های سطحی پنجره آق‌دربند و همچنین در نیمرخ‌های بازتاب لرزه‌ای ناحیه دیده می‌شود (Robert et al., 2014). پس از سازند کشف‌رود، ستبرای بیش از ۷۰۰۰ متر از رسوبات تا زمان سنوزویک در این ناحیه نهشته گردیده است که در برخی موارد نبوده‌های رسوبی ناشی از خشکی‌زایی در میان آنها گزارش شده است. همه این رسوبات به سمت باختر توسط واحدهای دریایی ضخیم به سن پلیوسن پوشیده می‌شوند و به سمت خاور، به سکانس‌های قاره‌ای با سن مشابه تبدیل شده‌اند (Jackson et al., 2002; Afshar Harb, 1979).

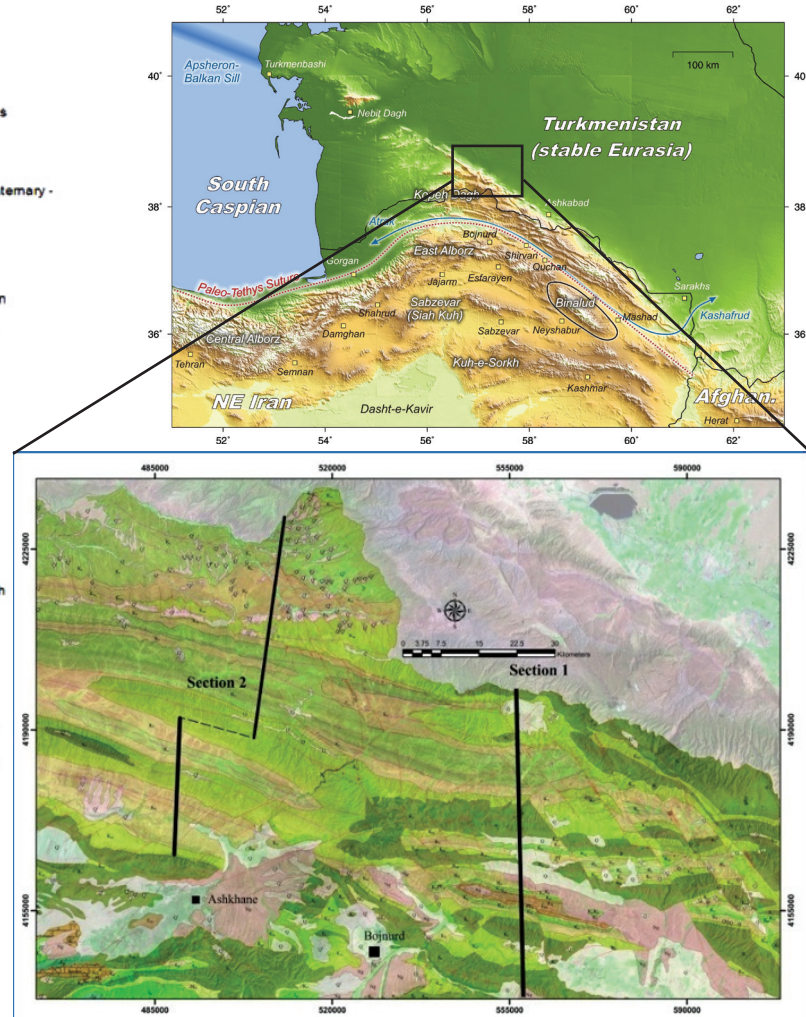
فاز اصلی فشارش در ناحیه کپه‌داغ در زمان ائوسن پسین و در پی بسته شدن اقیانوس تتیس جوان رخ داده است (Robert et al., 2014). از آنجاکه شکل‌گیری حوضه کپه‌داغ در یک رژیم زمین‌ساختی کششی بوده است، این گام فشارشی سبب وارونگی زمین‌ساختی حوضه و کارکرد دوباره گسل‌های بی‌سنگی و تبدیل آنها به گسل‌های وارون گردید (Berberian and King, 1981).

این حوضه براساس ویژگی‌های ساختاری به سه بخش باختری، مرکزی و خاوری در درازای خود تقسیم می‌شود (افشارحرب، ۱۳۷۳). هالینگورث و همکاران (Hollingsworth et al., 2007) براساس مطالعاتی که در این گستره انجام دادند، با توجه به ویژگی‌های زمین‌ساختی فعال، لرزه‌خیزی و برآورد آهنگ لغزش و دیگر داده‌ها، طول جغرافیایی ۵YE را به تقریب مرز میان کپه‌داغ باختری و مرکزی، همخوان با سامانه گسل‌های شمال باختر-جنوب خاور می‌داند.

به‌طور کلی می‌توان گفت که ویژگی‌های ساختاری و میزان کوتاه‌شدگی در تمام پهنه کپه‌داغ مقداری ثابت نیست. براین اساس در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های صحرائی و دفتری در کپه‌داغ باختری و مرکزی تلاش خواهد شد که میزان کوتاه‌شدگی (به‌صورت سه‌بعدی و دوبعدی) مقایسه شود. علاوه بر آن با توجه به اهمیت سطوح جدایش در شکل‌گیری ساختارهای زمین‌ساختی، از دیدگاه مهندسی به ویژگی‌های سطوح گسسته در این حوضه اشاره‌ای خواهد شد. نوآوری حاصل شده در این مقاله را می‌توان در دو بخش عنوان کرد.



Geological Legend		
Quaternary	Q	Quaternary
	Ql	loess deposits
	Qtr	Terraces
Pliocene	Qpl	Pliocene quaternary -
Neogen	N	Neogene
Lower oligocene	Kh	Khangiran
Upper Paleocene	Ck	Cheheikaman
Lower Paleocene	Ps	Pestehleigh
upper cretaceous	Kl	kalat
	Ab	Abtakh
	Ad	Abderaz
	At	Atamir
lower cretaceous	Sn	Sanganeh
	Sr	Sarcheshmeh
	Tr	Tirgan
	Sj	Shurigh Zared
Malm	Mz	Mozduran
	Cb	Chaman bid
	Bk	Bashkeleleh
Dogger	Bk	Bashkeleleh
Lias	Sh	shemshak



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی ناحیه کپه‌داغ باختری و موقعیت برش‌های عرضی معرفی شده توسط پورتقوی و همکاران (۱۳۹۰)، ب) موقعیت برش‌های عرضی شماره ۱ و ۲ معرفی شده در این پژوهش

دریا آغاز به عقب‌نشینی کرده و تنها در نواحی سرخس و درگز تداوم دریا از ائوسن به الیگوسن گزارش شده است. از اواسط الیگوسن پیشین به بعد، دریا به‌طور کامل پس‌نشسته و فقط در زمان نئوزن حوضه‌های میان‌کوهی، شکل گرفتند. گفتنی است که ضخامت سنگ‌های لیا- الیگوسن کپه‌داغ، حدود ۶۰۰۰ متر برآورد می‌شود و با وجود تداوم ظاهری رسوب‌گذاری، مطالعه دیرینه جغرافیای کپه‌داغ، نشان می‌دهد که هم‌زمان با فازهای کوهزایی و زمین‌زایی، شواهدی از پیشروی و پسروی مکرر دریا وجود دارد.

دریا آغاز به عقب‌نشینی کرده و تنها در نواحی سرخس و درگز تداوم دریا از ائوسن به الیگوسن گزارش شده است. از اواسط الیگوسن پیشین به بعد، دریا به‌طور کامل پس‌نشسته و فقط در زمان نئوزن حوضه‌های میان‌کوهی، شکل گرفتند. گفتنی است که ضخامت سنگ‌های لیا- الیگوسن کپه‌داغ، حدود ۶۰۰۰ متر برآورد می‌شود و با وجود تداوم ظاهری رسوب‌گذاری، مطالعه دیرینه جغرافیای کپه‌داغ، نشان می‌دهد که هم‌زمان با فازهای کوهزایی و زمین‌زایی، شواهدی از پیشروی و پسروی مکرر دریا وجود دارد.



## چینه‌شناسی مکانیکی کپه‌داغ باختری و مرکزی و نتایج نمونه‌های XRD

در ناحیه کپه‌داغ باختری سازندگی که دارای ضخامت زیادی از رسوبات تبخیری که بتواند به‌عنوان افق جدایش مانند زاگرس عمل کند، وجود ندارد. اما رسوبات دیگری هستند که می‌توانند این نقش را به عهده بگیرند. برای شناسایی این سازندها نیاز است تا ضخامت، سنگ‌شناسی و حتی رفتار آنها در شرایط تنش و گرما (شرایط عمق) مورد ارزیابی قرار گیرد. براین اساس ضخامت سازندهای حوضه کپه‌داغ و جایگاه چینه‌شناسی آنها مورد بررسی قرار گرفته شده است (شکل ۲).

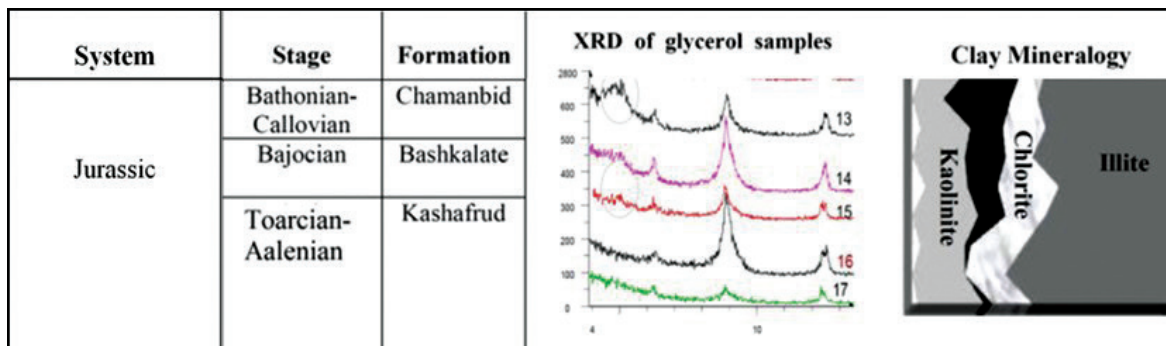
در رسم برش‌های ساختاری-رسوبی شناسایی رفتاری مکانیکی سازندها بسیار حائز اهمیت است. امروزه ویژگی‌های مهندسی واحدهای سنگی در حوضه‌های رسوبی شناسایی می‌شود تا بتوانند در فعالیت‌های حفاری مورد استفاده قرار گیرند. در نگاهی دیگر می‌توان از این داده‌ها در شناسایی رفتار پلاستیک و یا به‌عبارت‌دیگر شناسایی سطوح جدایش استفاده کرد (Ruh et al., 2017).

Stage	Formation	Major lithology	Thickness, m (NIOC Report, Afshar Harb, 1994)				
			Thickness in KD basin		Wells (drilled for gas exploration)		
			max	min	Khangiran 1	Gonbadli 1	Gonbadli 3
Pliocene	Aghchegil	Ag yellow limestone, yellow sandstone	19	19	lack of sedimentation		
Upper Paleocene-Eocene	Khangeran	Kh sandstone, calcareous shale	850	145			
Paleocene	Chelkaman	Chk limestone, dolomite	229	127	220	230	193
Lower Paleocene	Pesteligh	Ps shale, mudstone, sandstone	424	126	55	110	140
Maastrichtian	Kalat	Kt limestone, calcareous shale	277	145	80	70	60
Maastrichtian	Neizar	Nz glauconitic sandstone and shale	318	184	230	220	200
Santonian-Campanian	Abtalkh	Abt calcareous shale	813	140	260	140	118
Turonian-Coniacian	Abderaz	Abd white chalky limestone, calcareous shale	350	188	440	510	430
Albian-Cenomanian	Aitamir	At glauconitic sandstone, glauconitic shale	1000	73	420	480	480
Albian	Sanganeh	Sn shale	740	740	210	263	211
Aptian	Sarcheshmeh	Sr marl, thin limestone and shale	310	110	220	200	187
Neocomian-Aptian	Tirgan	Tr limestone, marl	778	31	40	30	25
Neocomian	Shurijih	Sh shale, mudstone, sandstone	1196	246	270	250	246
Oxfordian-Kimmeridgian	Mozduran	Mz micritic limestone, dolomite	1440	220	drilling stopped		
Bathonian-Callovian	Chamanbid	Ch micritic limestone, marl	1722	316			
Bajocian	Bashkalate	Ba calcareous shale	460	140			
Toarcian-Aalenian	Kashafud	Ka shale, sandstone	1800	1800			
Thickness (Tertiary & Upper Cretaceous)			2411	983	1705	1760	1621
Thickness (Lower Cretaceous & Jurassic)			8446	3603	-	-	-
SUM			10857	4586	-	-	-

شکل ۲. جدول سنگ‌شناسی و ضخامت سازندهای رسوبی تهیه شده در حوضه کپه‌داغ (Afshar Harb, 1994)

کلریت و ۲۵ درصد کائولینیت برای چمن‌بید (شکل ۳) را نشان داده (Khormali and Amini, 2015) که با توجه به ضخامت حدود ۱۵۰۰ تا ۱۸۰۰ متر سازند کشف‌رود و همچنین سازند چمن‌بید نیز با داشتن رسوبات شیلی و ضخامت حدود ۳۰۰ تا ۱۷۰۰ متر پتانسیل بالای آن را در نقش سطوح جدایش در این حوضه مشخص می‌کند. به منظور بررسی کانی‌شناسی این دو سازند در نزدیکی برش‌های معرفی شده، تعداد سه نمونه از سازند شمشک و ۲ نمونه از سازند چمن‌بید اخذ شد (شکل ۴). نمونه‌گیری از واحد رسوبی شمشک نشان‌دهنده میزان ۵۰ درصد کانی

براساس داده‌ها و شواهد میدانی سازند شمشک (معادل سازند کشف‌رود در بخش خاوری) با سن ژوراسیک میانی به دلیل داشتن رسوبات شیلی-ماسه‌سنگی و میان‌لایه‌های ذغالی می‌تواند به‌عنوان افق جدایش اصلی منطقه عمل کند، که ضخامت زیاد سازند شمشک، شکل‌پذیری آن را تشدید می‌کند. مطالعات XRD بر روی واحدهای سنگی سازند کشف‌رود در شمال شهر مشهد (خاور محدوده مورد بررسی) و چمن‌بید در (باختر شهر بجنورد) میزان ۵۵ درصد کانی ایلیت، ۱۵ درصد کلریت و ۲۵ درصد کائولینیت را برای سازند کشف‌رود و میزان ۵۰ درصد کانی ایلیت، ۱۵ درصد



شکل ۳. نتایج مطالعات XRD انجام شده توسط (Khormali and Amini, 2015) در حوضه کپه‌داغ بر روی سازندهای چمن بید، باش‌کلانه و کشف‌رود

جابجایی زیاد شده‌اند وجود نداشته باشد، زیرا با توجه به هدف این پژوهش که بازسازی این برش‌ها است، وجود چنین گسل‌هایی، بازسازی را دچار خطا خواهند کرد.

### برش ۱- برش ناودیس شیخ

برش ۱ با طول حدود ۵۳ کیلومتر در خاور طول ۵۷E از ۴ کیلومتری شمال روستای نوده (۲۲ کیلومتر خاور بجنورد) آغاز شده و با روندی شمالی-جنوبی تا نزدیکی مرز ایران و ترکمنستان ادامه می‌یابد. پس از برداشت داده‌ها، برش‌ها در نرم‌افزار موو<sup>۱</sup> به صورت دوبعدی و سه‌بعدی به‌روزرسانی و رسم شد (شکل ۶). از دیدگاه چینه‌شناسی این برش شامل توالی مزوزوییک و سنوزوییک کپه‌داغ است. در پیمایش از جنوب به سمت شمال در امتداد این برش مشخص می‌شود، واحدهای آهکی سازند تیرگان از واحدهای سیماساز اکثر ارتفاعات این منطقه می‌باشند. به‌طور کلی در بخش جنوبی برش اغلب واحدهای سنگی تیرگان و سرچشمه برونزد دارند و به سمت شمال، در هسته ناودیس‌ها، سازندهای سنگانه و آیتامیر آنها را پوشانده‌اند. در این برش رسوبات جوان‌تر از سازند آیتامیر به اندک دیده می‌شود و تنها در ناودیس شیخ، رسوبات سنوزوییک مشاهده می‌شوند. به گزارش افشار حرب (۱۳۷۳) در مرکز کپه‌داغ، ناودیس شیخ در شمال بجنورد تنها جایی است که سازند پسته‌لیق در آن حفظ شده و ۳۲۵ متر ضخامت دارد. علاوه بر آن در این برش از جنوب به سمت شمال از ضخامت سازند شوربیجه کاسته شده و به سازند زرد تبدیل می‌شود.

از دیدگاه ساختاری ساختمان‌های چین‌خورده

ایلیت، ۱۵ درصد کلریت، ۲۰ درصد کائولینیت و ۱۰ درصد مونت‌مورینولیت است. وجود این میزان کانی‌های رسی سبب خواهد شد که پارامترهای برشی این توده سنگ به‌گونه‌ای شود که در شرایط حرارت و عمق، زاویه اصطکاک داخلی آن کاهش یابد و پتانسیل ایجاد رفتار پلاستیک در این سنگ را ایجاد کند.

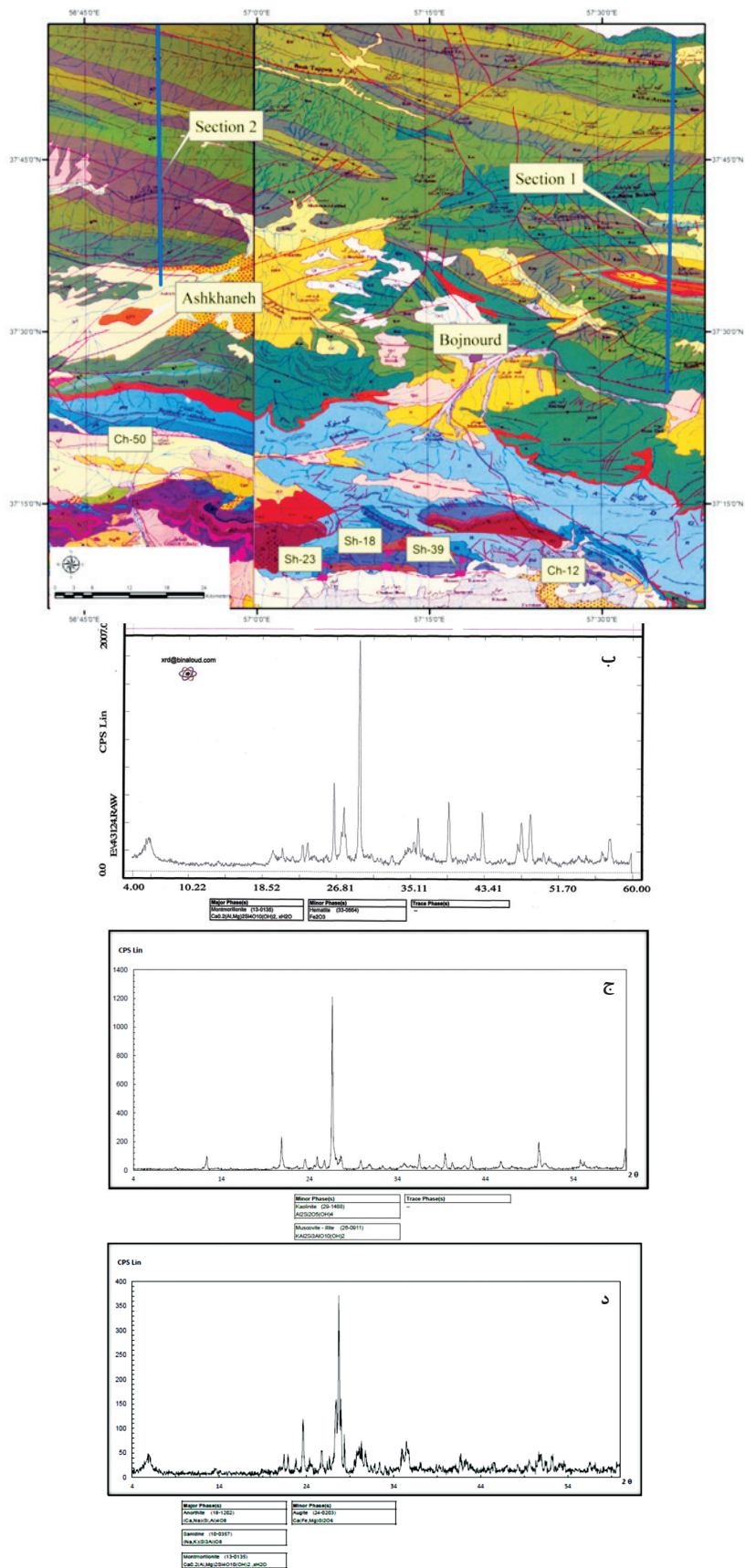
نمونه‌گیری از واحد رسوبی سازند چمن‌بید نشان‌دهنده میزان ۵۰ درصد کانی ایلیت، ۱۵ درصد کلریت و ۲۵ درصد کائولینیت برای این سازند است (شکل ۵). بررسی سنگ‌شناسی برخی از سازندها مانند سازند مزدوران که اغلب با وجود سنگ‌آهک‌های مقاوم شناخته می‌شود، نشان داد در برخی مناطق این سازند شامل واحدهای مارن، شیل، انیدریت و گچ هستند. به‌عنوان مثال در چاه گنبدلی ۲ سازند مزدوران شامل ۹۰۰ متر ضخامت است که تناوبی از سنگ‌های کربناته و انیدریت می‌باشد و یا در کوه قره‌خود (جنوب باختر شهر بجنورد) سازند مزدوران شامل ۱۶۰ متر مارن، شیل و سنگ‌آهک‌های نازک لایه است (افشار حرب، ۱۳۷۳). از سوی دیگر نیز مطالعات XRD بر روی واحدهای سنگی این سازند در موقعیت "N 37° 30' 20.3" و "E 55° 38' 25.5" نتایج مشابه سازندهای کشف‌رود و چمن بید را نشان داده است (Khormali and Amini, 2015).

### برش‌های ساختاری

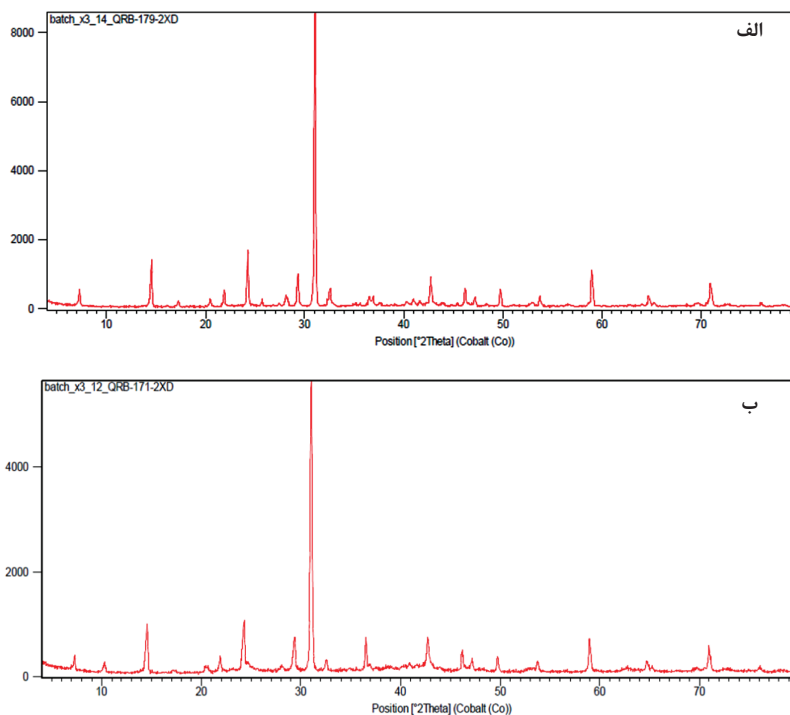
برش ۱ در کپه‌داغ مرکزی (برش ناودیس شیخ) و برش ۲ در کپه‌داغ باختری (برش آشخانه) پیمایش شده است (شکل ۱). در انتخاب این برش‌ها سعی شد از محل‌هایی استفاده شود که گسل‌های امتدادلغز اصلی و بزرگ که سبب

1. Move (Midland Valley)

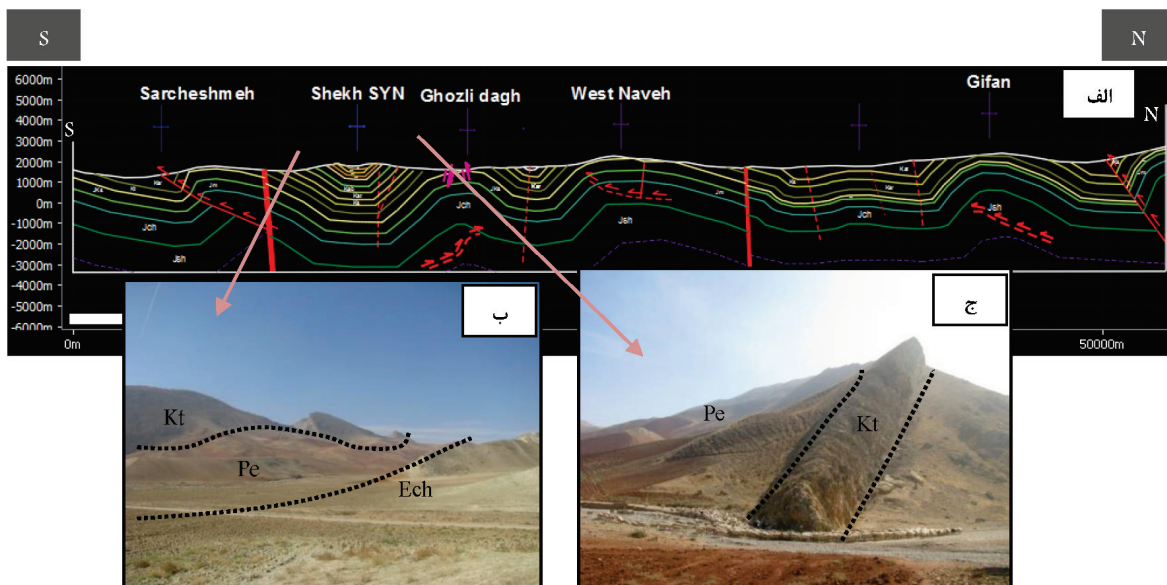
برآورد میزان کوتاه‌شدگی و نقش سطوح جدایش در دگرریختی کپه‌داغ باختری ...



شکل ۴. الف) موقعیت نمونه‌های اخذ شده در این پژوهش از سازند شمشک (کشف رود) SH و چمن بید CH نسبت به موقعیت برش‌های ۱ و ۲، ب) نتایج XRD نمونه SH-23، ج) آنالیز XRD نمونه SH-18، د) آنالیز XRD نمونه SH-39



شکل ۵. نتایج آنالیزهای XRD بر روی نمونه‌های الف (CH-50، ب) CH-12



شکل ۶. الف) برش بازبینی شده (رسم به روش شکن) در نرم‌افزار موو، دوبعدی، ب) نمایی از یال جنوبی ناودیس شیخ و رخنمون سازندهای کلات (Kt)، پسته‌لیق (Pe) و چهل‌کمان (Ech)-دید به باختر، ج) رخنمون سازندهای کلات و پسته‌لیق در یال شمالی ناودیس شیخ-دید به باختر

و جنوب در ارتباط با کارکرد افق‌های جدایش باشد. نکته دارای اهمیت دیگر در ارتباط با این برش، تفاوت در ژرفای ناودیس‌ها است به‌گونه‌ای که با توجه به رخنمون سازند خانگیران در ناودیس شیخ می‌توان انتظار داشت که این بخش، ژرفای بیشتری نسبت به نواحی مجاور داشته باشد. از دیگر ساختارهای مهم دیده شده در این برش گسل‌های

ناودیس‌شیخ در جنوب، ناوه باختری در مرکز و تاقدیس گیفان در شمال مهم‌ترین ساختمان‌های چین‌خورده این برش می‌باشند. تاقدیس‌های این برش اغلب نامتقارن هستند، به‌طوری‌که شیب یال جنوبی بیشتر از یال شمالی است و سبب شده تمایل تاقدیس‌ها به سمت جنوب باشد که به نظر می‌رسد این اختلاف شیب لایه‌بندی در شمال

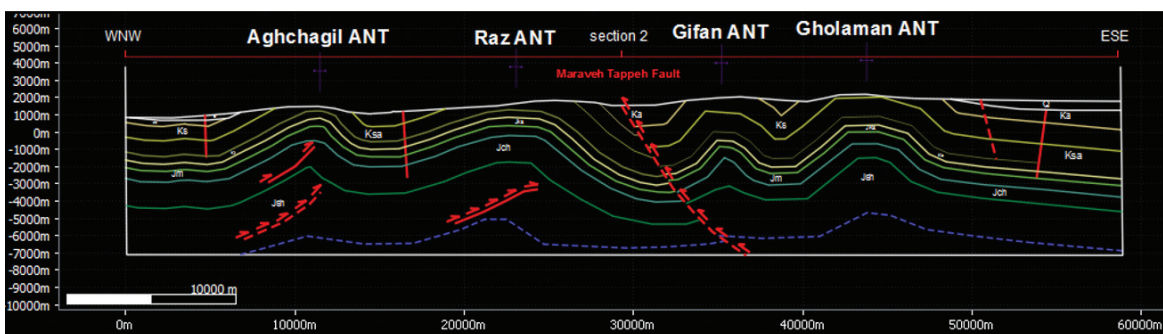


نزدیکی مرز سیاسی ایران و ترکمنستان ادامه می‌یابد. از لحاظ چینه‌شناسی این برش تنها شامل توالی مزوزویک کپه‌داغ است و برخلاف برش ۱، واحدهای جوان‌تر از سازند آیتامیر در این برش دیده نمی‌شود (شکل ۷). واحد سنگی سازند سرچشمه، در اکثر طول برش در تاقدیس‌ها بر روی سطح زمین دیده می‌شود و در هسته ناودیس‌ها اغلب سازند آیتامیر برونزد دارد. در این برش واحدهای سنگی سازند شورپیجه به سازند زرد تبدیل شده‌اند که رخنمون آن در جنوب مکان شروع این برش دیده می‌شود (شکل ۷).

NW-SE امتدادلغزی است که اغلب کارکرد راستگرد را نشان می‌دهند. همچنین در کیلومتر ۱۰ این برش نیز، گسل اصلی راندگی دیده می‌شود که در این محل سبب راندگی آهک‌های تیرگان بر روی مارن‌های سبزه سازند سرچشمه شده است. به‌طور کلی گسل‌های امتدادلغز با روند NW-SE به فراوانی در این برش دیده می‌شود به‌خصوص با گذر از ناودیس شیخ به سمت شمال تراکم این گسل‌ها افزایش می‌یابد.

## برش ۲- برش آشخانه

این برش از ۱۲ کیلومتری شمال باختر شهر آشخانه آغاز شده و پس از طی حدود ۶۰ کیلومتر به سمت شمال تا

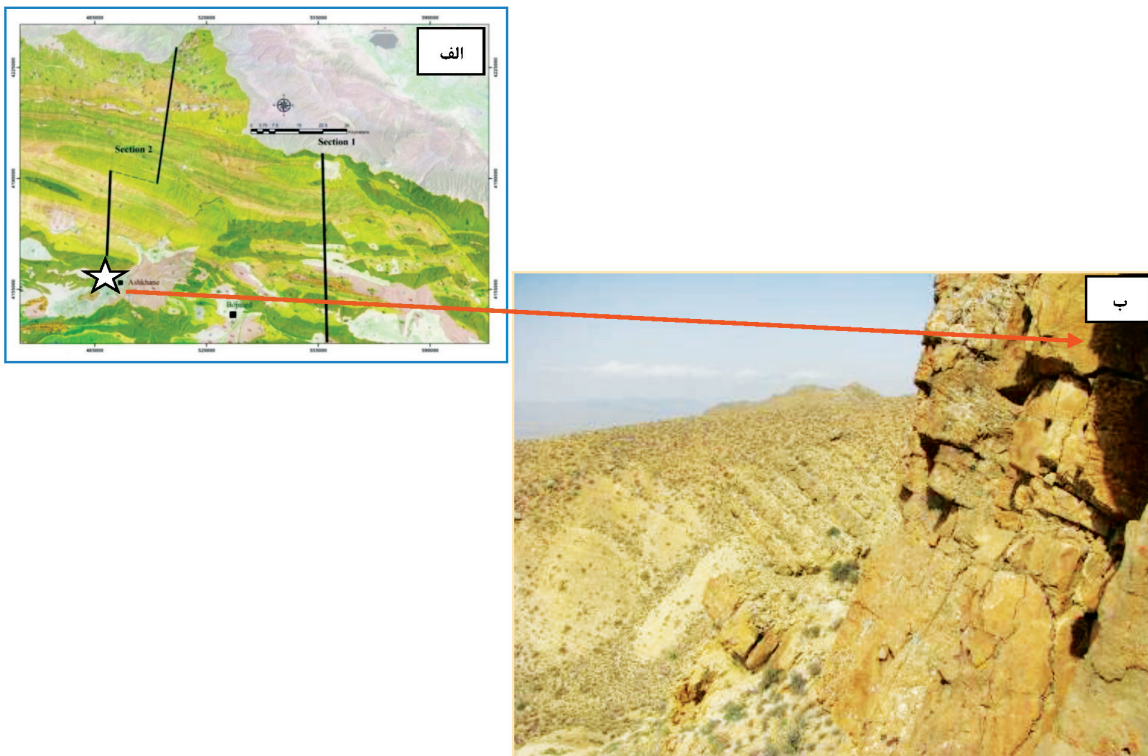


شکل ۷. برش بازبینی شده که تا افق ژوراسیک به روش شکن در نرم‌افزار موو رسم شده است

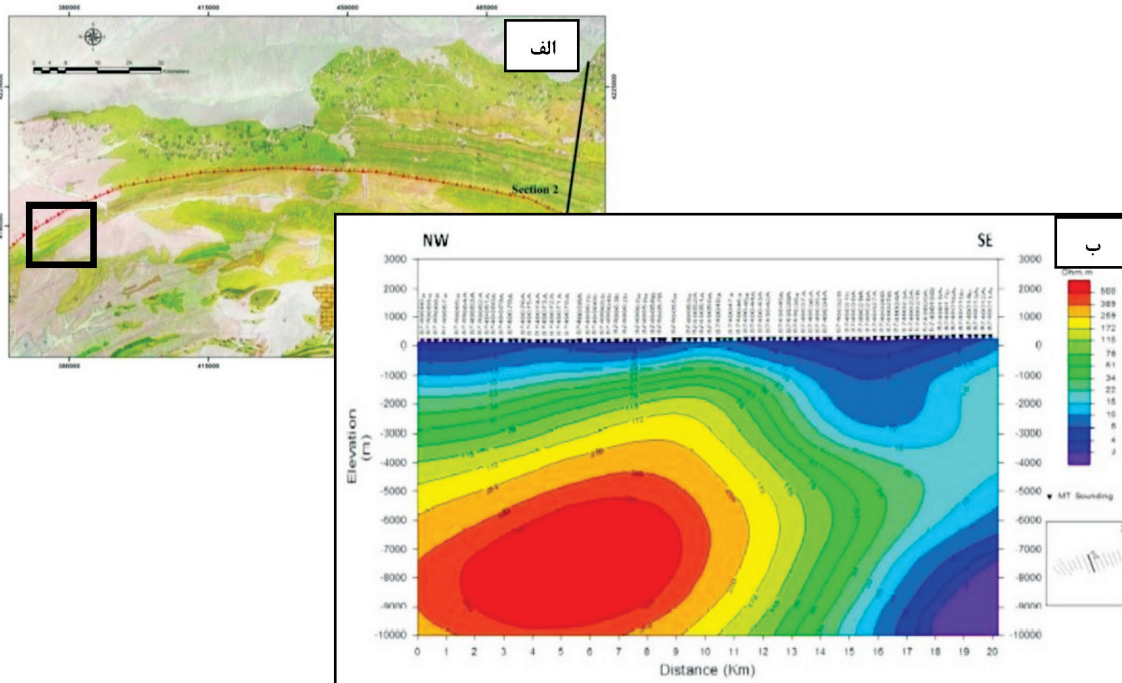
تشکیل حوضه رسوبی نقش داشته است یاد می‌کند که در آخرین مراحل زمین‌ساختی به‌صورت معکوس و یا راندگی عمل کرده است. به‌منظور شناسایی ویژگی‌های این گسل در عمق نیاز به داده‌های زیرسطحی می‌باشد که در این پژوهش از مطالعات هاشمی و همکاران (۱۳۹۳) استفاده شده است. ایشان در منطقه کردند (شکل ۸) با بررسی مدل وارون حاصل از مدل‌سازی دوبعدی، ۱۵ پروفیل رسم کرده است و سعی در آشکارسازی گسل مراوه‌تپه به روش مگنتوتلوریک داشته است. نتایج حاصل شده، ساختارهای زمین‌شناسی را به‌صورت لایه‌ای (لایه‌بندی) و با چین‌خوردگی که نمایانگر تاقدیس و ناودیس‌ها هستند، نشان داد. همچنین اثر گسل مراوه‌تپه در جنوب پروفیل رسم شده (شکل ۹-ب)، با قرارگیری لایه‌های با مقاومت ویژه بالا بر روی لایه‌های با مقاومت ویژه پایین مشاهده می‌شود که به‌وسیله آن می‌توان رفتار این گسل پی‌سنگی را تا عمق (۱۰۰۰۰- متر) و همچنین تاقدیس شمالی این گسل را پیش‌بینی کرد.

از دیدگاه ساختاری ساختمان‌های آچیل، راز، غلامان و گیفان از ساختمان‌های اصلی این برش می‌باشند. براساس برش رسم شده مشخص است که ساختمان‌های جنوبی (تاقدیس‌های آچیل و راز) نامتقارن است و شیب لایه‌بندی شمالی آنها بیشتر از یال جنوبی می‌باشد (برخلاف تاقدیس‌های برش ۱) ولی به سمت شمال، تاقدیس غلامان شباهت‌هایی مانند تاقدیس گیفان در برش ۱ دارد. در این برش نیز کماکان طول موج تاقدیس‌ها متفاوت می‌باشد و نشان‌دهنده عملکرد افق‌های متعدد جدایش در چین‌خوردگی است. عدم تقارن تاقدیس‌ها سمت یکسانی نداشته و برخلاف برش ۱ سمت تقارن‌ها متفاوت است.

در این برش به طرز چشمگیری از شدت گسلش امتدادلغز با روند NW-SE کاسته شده است. مهم‌ترین گسل موجود در این برش گسل بزرگ مراوه‌تپه است که در شمال تاقدیس راز سبب جابجایی و قرارگیری واحدهای سازند آیتامیر در کنار (یا در روی؟) سازند سرچشمه شده است. افشار حرب (۱۳۷۳) از این گسل به‌عنوان یک ساختار پی‌سنگی که در



شکل ۸. الف) رخنمون سازند زرد در کوه دوچنگ (ستاره سفید رنگ) در شمال خاور شهر آشخانه نسبت به موقعیت برش‌های عرضی در این پژوهش، ب) نمایی از واحدهای آهکی و آهک مارنی سازند زرد در کوه دوچنگ-دید به باختر



شکل ۹. الف) موقعیت انجام مطالعات مگنتوتلوریک (مربع مشکی رنگ) توسط هاشمی و همکاران (۱۳۹۳) نسبت به برش ۲، ب) نتیجه مدل وارون دویعدی مگنتوتلوریک در ساختمان کرند (مد TE)

## موازنه و بازسازی برش‌ها

(شکل ۱۰). طول این برش پس از بازسازی حدود ۵۹ کیلومتر محاسبه شد که براین اساس میزان کوتاه‌شدگی حدود ۱۱ درصد برآورد می‌شود. نکته قابل توجه در این برش تداوم رسوب‌گذاری و ضخامت زیاد رسوبات در ناودیس شیخ (در حدود ۵۰۰۰ متر تا سر سازند شمشک) است که این امر نشان‌دهنده تداوم رسوب‌گذاری تا سازند خانگیان که جوان‌ترین رسوبات دریایی منطقه است، می‌باشد.

### موازنه برش ۲

این برش با قرار دادن خط نشانه در انتهای جنوبی آن از ابتدای برش تا ناودیس شمال غلامان که لایه‌ها به تقریب افقی هستند بازسازی شد (شکل ۱۱). طول برش بازسازی شده حدود ۶۴ کیلومتر و میزان کوتاه‌شدگی به دست‌آمده حدود هشت درصد برآورد شده است.

### بحث

همان‌طور که در قبل گفته شد، از دیدگاه چینه‌شناسی و رفتار مکانیکی سازندها مشخص است که سازندهای مزوزوئیک با توجه به کانی‌شناسی و ضخامت می‌توانند نقش سطوح جدایش یا فراکنش را بازی کنند. نتایج حاصل از مطالعات XRD در کپه‌داغ مشخص کرد سازندهای با سن ژوراسیک (کشف‌رود، شمشک و گاهی سازند مزدوران در کپه‌داغ خاوری با توجه به سنگ‌شناسی) و همچنین سازندهای سرچشمه، سنگانه و آیتامیر پتانسیل ایجاد سطوح جدایش در این منطقه را دارند. ستبرای این سری از رسوبات در برخی مناطق به ۴۰۰۰ متر می‌رسد و کمترین ستبرای آن چیزی در حدود ۲۰۰۰ متر است. رسوبات این سری متشکل از مارن، شیل و ماسه‌سنگ است که قابلیت بازی نقش سطوح جدایش را دارد.

پس از رسم برش‌های ساختاری و بازسازی آنها برای محاسبه عمق تا سطح جدایش از آن برش‌ها استفاده شده است. در این محاسبات از مدل سازی ۳ بعدی برش‌ها در نرم‌افزار (موو) استفاده شده است (نوآوری پژوهش حاضر)

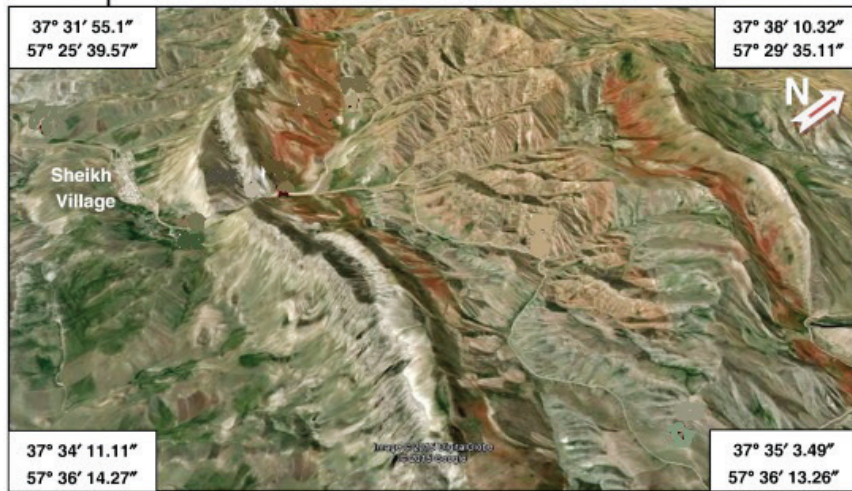
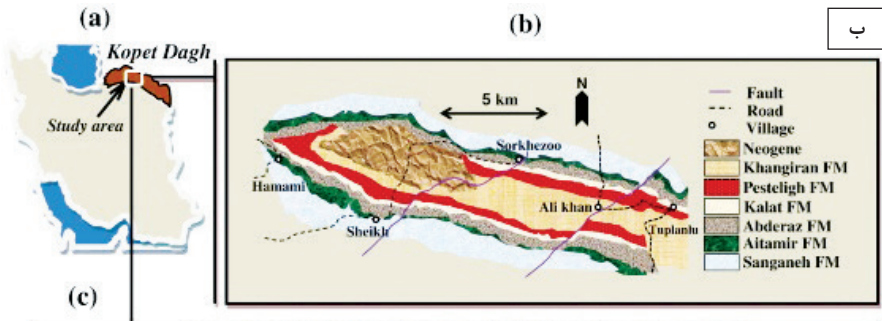
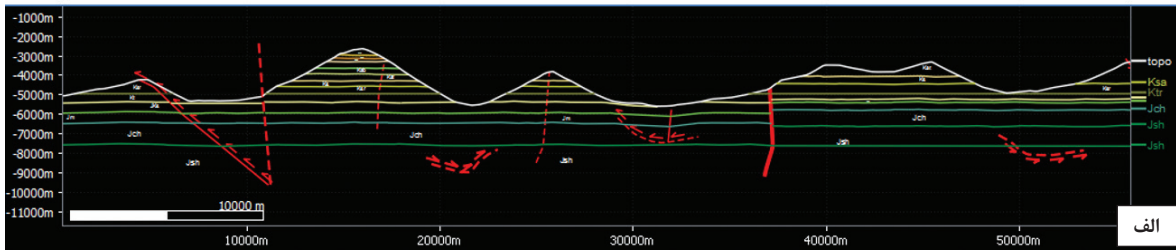
موازنه برش‌ها، امکان آزمودن اعتبار هندسه ساختاری رسم شده در یک برش عرضی را فراهم می‌آورد (Dahlstorm, 1969; Elliot, 1983). روش موازنه برش‌های عرضی در مطالعه کمربندهای دگرشکل شده‌ای که در آنها دگرشکلی گسترده‌ای در لایه‌های سنگی بالایی یک گسل جدا کننده یا جدایش<sup>۲</sup> نیمه افقی رخ داده است، ارزش بالایی دارد (Rodgers, 1949, 1963). دگرشکلی‌های دارای سطح جدایش، علاوه بر آنکه در کمربندهای چین خورده-رانده به وجود می‌آیند و کوتاه‌شدگی پوسته با تشکیل گسل‌های رانده و چین‌های وابسته به آن همراه است (Hossack, 1979)، در سرزمین‌های کافتی یا کششی که در آن نازک‌شدگی پوسته با تشکیل گسل‌های عادی و چین‌های مربوط به آن همراه است، نیز رخ می‌دهد (Gibbs, 1983, 1984; Wernicke and Burchfiel, 1982). در این پژوهش از روش موازنه طولی برش عرضی ساختاری برای موازنه برش‌های عرضی استفاده شده که در آن موازنه طول برش با تاکید بر حفظ طول و یکنواختی لایه انجام می‌گیرد (Marshak and Woodward, 1988). منظور از حفظ طول لایه، این است که طول یک مرز در برش عرضی در جریان دگرشکلی تغییر نمی‌کند. به عبارت دیگر اگر تمامی جزئیات سنگ‌های دگرریخت شده در ترازمندی برش، در نظر گرفته شود، این امر پیچیده می‌شود. بنابراین بازسازی و ترازمندی نیاز به سطح معینی از ساده‌سازی دارد. به این ترتیب برش‌های رسم شده در این پژوهش که به روش شکن<sup>۳</sup> رسم شده بودند، با قرار دادن خط نشانه در انتهای جنوبی برش‌ها و پیاده کردن طول مرز سازندها و گسل‌های مربوطه با توجه به ثابت در نظر گرفتن ضخامت لایه‌ها در نرم‌افزار تخصصی موو به حالت اولیه برگردانده شده است. در مرحله بعد، این برش‌ها با توجه به ماهیت و ویژگی‌های هر لایه، ضخامت لایه و جابجایی در راستای گسل‌ها بازسازی شده است.

### موازنه برش ۱

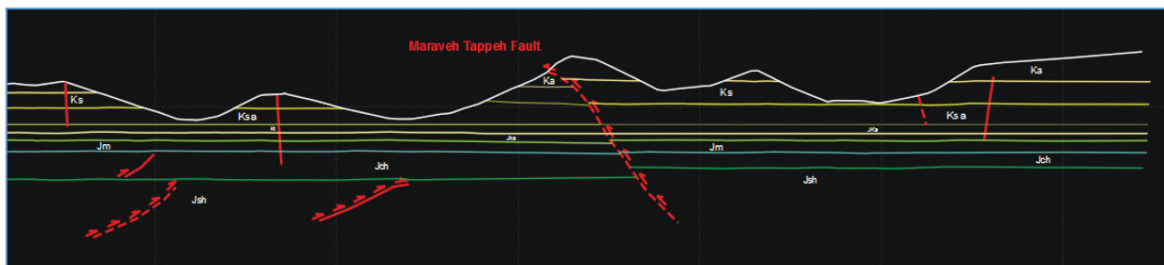
برش ۱ که با طول تقریبی ۵۳ کیلومتر رسم شده بود با قرار دادن خط نشانه<sup>۴</sup> در انتهای جنوبی آن بازسازی شد

1. Detachment  
2. Decollement  
3. Kink  
4. Pin line





شکل ۱۰. الف) بازسازی برش شماره ۱ در نرم‌افزار تخصصی موو-به ضخامت حدود ۵ کیلومتری رسوبات در ناودیس شیخ توجه شود، ب) تصویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی ساده شده از ناودیس شیخ که رسوبات نفوذ در آن برونزد دارد



شکل ۱۱. بازسازی برش شماره ۲ در نرم‌افزار تخصصی موو

شکل ۱۲). براین اساس سر سازند تیرگان (سن کوتاه) به‌عنوان سر سازند مبنا انتخاب شده است. با استفاده از الزامات هندسی، عمق تا سطح جدایش (Z) براساس محاسبه مساحت زیر سطح چین‌خورده (S) تا خط عطف، طول مستقیم (L1) و طول چین‌خورده (L0) در

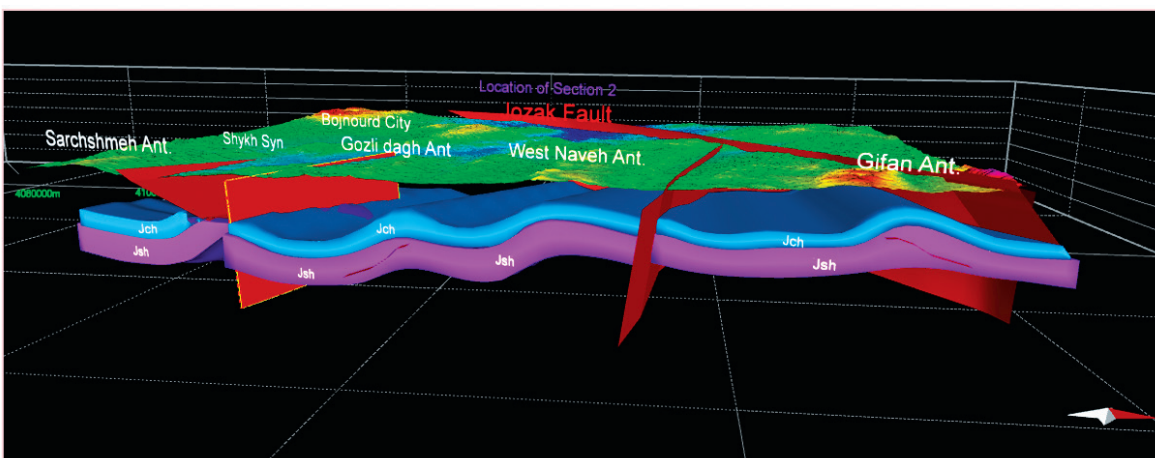
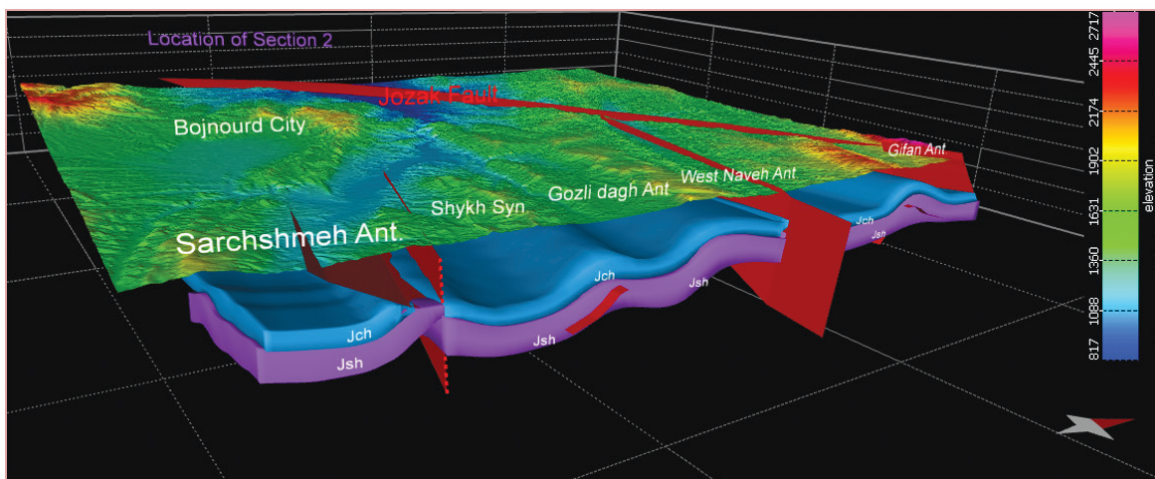
شکل ۱۲). براین اساس سر سازند تیرگان (سن کوتاه) به‌عنوان سر سازند مبنا انتخاب شده است. با استفاده از الزامات هندسی، عمق تا سطح جدایش (Z) براساس محاسبه مساحت زیر سطح چین‌خورده (S) تا خط عطف، طول مستقیم (L1) و طول چین‌خورده (L0) در

شکل ۱۲). براین اساس سر سازند تیرگان (سن کوتاه) به‌عنوان سر سازند مبنا انتخاب شده است. با استفاده از الزامات هندسی، عمق تا سطح جدایش (Z) براساس محاسبه مساحت زیر سطح چین‌خورده (S) تا خط عطف، طول مستقیم (L1) و طول چین‌خورده (L0) در



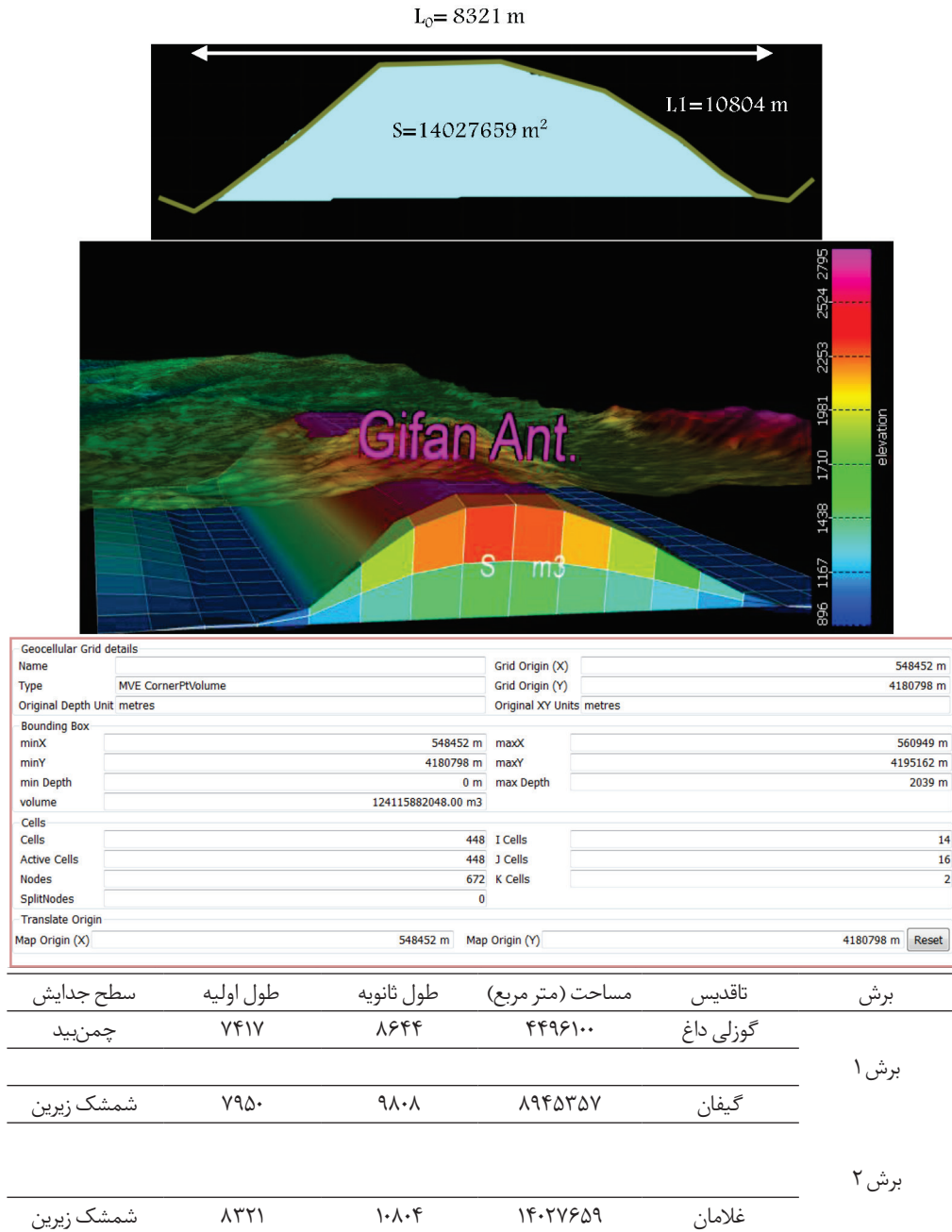
مختلف واحدهای سنگی با حرکت راست بر شده‌اند ولی در برش ۲ این سامانه از گسل‌ها دیده نمی‌شوند. از دیدگاه رسوبی در کپه‌داغ مرکزی در ناحیه ناودیس شیخ رسوبات سنوزوئیک قابل مشاهده است و پس از بازسازی ضخامتی در حدود ۵ کیلومتر را نشان می‌دهند، این در حالی است که در برش ۲ رسوبات جوان‌تر از سازند آیتامیر برونزد ندارد. همچنین در برش ۱ سازند شوربچه در طول برش دیده می‌شود ولی در برش ۲ سازند زرد جایگزین آن سازند در ناحیه شده است. طول برش ۱ پس از بازسازی حدود ۵۹ کیلومتر محاسبه شد که براین اساس میزان کوتاه‌شدگی حدود ۱۱ درصد در کپه‌داغ مرکزی و در برش ۲ حدود ۶۴ کیلومتر و میزان کوتاه‌شدگی به‌دست‌آمده حدود هشت درصد برآورد شده است.

واحدهای سازند کشف‌رود (و یا معادل آن شمشک) مشخص کرده‌اند که این موضوع از شباهت‌های دو برش رسم شده ۱ و ۲ در این منطقه می‌باشد. مقایسه دو برش عرضی رسم شده در کپه‌داغ باختری و مرکزی در فاصله حدود ۵۰ کیلومتر از یکدیگر نشان می‌دهد تفاوت‌های مشخصی از دیدگاه ساختاری و رسوبی در این دو زیر پهنه وجود دارد. به‌طوری‌که در جنوب کپه‌داغ مرکزی (برش ۱) چین‌ها گرایش به جنوب دارند ولی در کپه‌داغ باختری (برش ۲) گرایش چین‌ها به سمت شمال است. در شمال گسل مراوه‌تپه در برش ۲ چین‌ها کمی به سمت جنوب گرایش دارند که مانند برش ۱ است. از سوی دیگر در برش ۱ گسل‌های امتدادلغز شمال باختر-جنوب خاور به فراوانی دیده می‌شوند که سبب جابجایی در مقیاس‌های



شکل ۱۲. مدل‌های سه‌بعدی از برش‌های ترسیمی تهیه شده براساس داده‌های موجود در این پژوهش در نرم‌افزار 3D Move

جدول ۱. نحوه محاسبه عمق سطح جدایش در تاقدیس‌های انتخاب شده در برش‌های ۱ و ۲ به تفکیک و ارائه نمونه از تاقدیس غلامان در محاسبه هندسی به حالت دوبعدی و تاقدیس گیفان به صورت سه‌بعدی در نرم‌افزار Move



## نتیجه‌گیری

که در فاصله حدود ۵۰ تا ۶۰ کیلومتری از یکدیگر در خاور طول ۵۷ E و باختر آن (مرز میان کپه‌داغ باختری و مرکزی براساس مطالعات (Hollingsworth et al., 2007) قرار گیرند. سپس پس از رسم برش‌ها و بررسی ساختارهای زمین‌ساختی، این برش‌ها در نرم‌افزار موو بازسازی به صورت دوبعدی و سه‌بعدی رسم شده و میزان کوتاه‌شدگی در آن‌ها

رسم برش‌های عرضی و بازسازی آنها اطلاعات ارزشمندی را در خصوص ساختارهای زمین‌ساختی، نحوه رسوب‌گذاری و ویژگی‌های مکانیکی رسوبات در اختیار قرار می‌دهد. در این پژوهش ۲ برش عرضی رسم شده توسط پورتقوی و همکاران (۱۳۹۰) در کپه‌داغ باختری و مرکزی انتخاب و به‌روزرسانی شد. برش‌ها به‌گونه‌ای انتخاب شده‌اند

در زمان فشارش نیز محل و شکل چین‌خوردگی‌ها را کنترل کند. براساس این مطالعات با افزایش عمق شیب این گسل پی‌سنگی در ژرف به سمت شمال-شمال باختر بوده و تا ژرفای ۱۰۰۰۰- متر اختلاف زیادی در مقدار شیب آن دیده نمی‌شود.

افق‌های جدایش میانی در هنگام چین‌خوردگی فعال شده و تا حدودی هندسه چین‌خوردگی را تحت تأثیر قرار داده‌اند، ازجمله این تأثیرات می‌توان به گسترش تاقدیس‌های اقماری اشاره کرد. همچنین بررسی عمق سطوح جدایش براساس محاسبات هندسی در تاقدیس‌هایی که امکان محاسبه این پارامتر وجود داشت، نشان می‌دهد از سوی جنوب به سمت شمال سطح جدایش اصلی در ساختمان‌های شکل گرفته به سازندهای ژرف‌تر انتقال یافته است. بر این اساس سازند چمن‌بید به‌عنوان افق جدایش در بخش جنوبی برش‌های ترسیم شده و سازند کشف‌رود (معادل آن سازند شمشک) در بخش‌های شمالی، به‌عنوان افق جدایش نقش بازی می‌کنند.

بازسازی برش‌های عرضی نشان داد در برش ۱ میزان کوتاه‌شدگی حدود ۱۱ درصد و در برش ۲ میزان کوتاه‌شدگی به ۸ درصد می‌رسد. این کاهش میزان کوتاه‌شدگی با افزایش عرض پهنه کپه‌داغ به سمت باختر تطابق دارد. این مقدار کوتاه‌شدگی در مقایسه با کمربند کوهزایی زاگرس با بخش پیشانی آن که کوتاه‌شدگی حدود ۶ درصد را نشان می‌دهد (Sherketi et al., 2006) قابل مقایسه است.

## منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه‌داغ، انتشارات زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ISBN-۹۶۴-۶۱۷۸۱۳-۸-۶۱۹، ۶۱۰.
- پور تقوی، ا.ن.، پور کرمانی، م.، قرابیگلی، غ و شرکتی، ش.، ۱۳۹۰. الگوی چین‌خوردگی در بخش باختری کمربند چین‌خورده کپه‌داغ. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، بهار ۹۳، ۱۵۳-۱۶۰.
- هاشمی، ن.، قائد رحمتی، ر.، مرادزاده، ع.، خوجم

محاسبه شده است. همچنین سطوح فراکنش با توجه به اهمیتی که در رسم برش‌های ساختاری دارند مورد بررسی قرار گرفته‌اند و سعی شد با دیدگاه مهندسی رفتار این سازندها بررسی و در نهایت در تاقدیس‌ها با توجه به داده‌های در دسترس عمق سطوح جدایش پیش‌بینی شود. نتایج حاصل از این تحقیق عبارت است از:

سازند شمشک (کشف رود) براساس نمونه‌های اخذ شده در این پژوهش و نتایج آنالیز XRD پتانسیل بیشتری نسبت به سازند چمن‌بید به‌عنوان سطوح جدایشی دارد. اغلب چین‌های محدوده مورد مطالعه از نوع نامتقارن هستند که به نظر می‌رسد عدم تقارن به‌واسطه کارکرد افق‌های جدایش ایجاد شده است. گرایش عمومی ساختارهای کپه‌داغ مرکزی در برش ۱ به‌سوی جنوب است، اما در کپه‌داغ باختری، در جنوب گسل مراوه‌تپه گرایش رو به شمال و در نزدیکی مرز ترکمنستان گرایش چین‌های بزرگ کمی به جنوب است. اما با توجه به طول زیاد تاقدیس‌ها، قرارگیری آنها در امتداد هم و قرارگیری گسل‌های مهم در امتداد چین‌خوردگی، می‌توان به این نکته پی‌برد که گسل‌های پی‌سنگی که چین‌خوردگی هرسی‌نین را کنترل کرده‌اند در چین‌خوردگی جوان‌تر ناحیه نیز نقش داشته‌اند. اختلاف ژرفای ناودیس‌ها در منطقه که در برش‌ها مشهود است احتمالاً در ارتباط نزدیک با عملکرد گسل‌های امتدادلغز و با خاستگاه ژرف می‌باشد که تأیید این موضوع نیاز به بررسی‌های بیشتر و داده‌های زیرسطحی دارد.

مقایسه برش ۱ و ۲ رسم شده از دیدگاه گسل‌خوردگی نشان می‌دهد در برش ۱ به فراوانی گسل‌های امتدادلغز شمال باختر-جنوب خاور با کارکرد راست‌بر دیده می‌شود که به نظر می‌رسد بخشی از کوتاه‌شدگی در عرض کپه‌داغ را در خود جبران می‌کنند. اما در برش ۲ این گسل‌ها بسیار اندک می‌باشند.

گسل مراوه‌تپه که به‌عنوان یک ساختار پی‌سنگی در تشکیل حوضه رسوبی نقش داشته است در آخرین مراحل زمین‌ساختی به‌صورت معکوس و یا راندگی عمل کرده و بررسی برش‌های مگنتوتلوریک نشان داد این گسل علاوه بر آنکه در ایجاد حوضه رسوب‌گذاری نقش داشته، توانسته

- Caspian basin. *Geophysics Journal International*, 148, 214-245.
- Khormali, F. and Amini, A., 2015. Claymineralogy of the Jurassic-Tertiary rocks of the Kopet Dagh basin (northeastern IRAN): Implications for paleoclimate. *Acta Geodyn. Geomater*, 4, 180, 387-398.
  - Lyberis, N. and Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the Post-Miocene. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, 1135-1160.
  - Marshak, S. and Woodward, N., 1988. Basic methods of structural geology. (Introduction to cross section balancing), 299-318.
  - Robert, A.M.M., Letouzey, J., Kavoozi, M.A., Sherkati, S., Müller, C., Vergés, J. and Aghababei, A., 2014. Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust-belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology* 57, 68-87.
  - Rodgers, J., 1949. Evolution of thought on structure of middle and southern Appalachian. *Advancing the World of Petroleum Geosciences Bulletin*, 33, 8, 1643-1654.
  - Rodgers, J., 1963. Mechanics of Appalachian forland folding in Pennsylvania and west Virginia. *American Association of Petroleum Geosciences Bulletin*. 46, 8, 1527-1563.
  - Ruh, J. and Verges, J., 2017. Effects of reactivated extensional basement faults on structural evolution of fold-and-thrust belts: Insights from numerical modelling applied to the Kopet Dagh Mountains. *Tectonophysics*, 493-511.
  - Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field, آشکارسازی مگنتوتلوریک. مجموعه مقالات شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، اردیبهشت ۱۳۹۳، ۹۸-۱۰۲.
  - Afshar Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of Kopet Dagh region, northern Iran. Ph.D. thesis, Imperial College, London, 316.
  - Afshar Harb, A., 1994. Geology of KD. In: Hushmandza-deh, A. (Ed.), *Treatise on the Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 275 (in Persian).
  - Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
  - Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 743-757.
  - Elliot, D., 1983. The construction of balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, 5, 101.
  - Gibbs, A.D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 5, 153-160.
  - Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of Geological Society of London*, 141, 609-620.
  - Hollingsworth, J., 2007. Active tectonics of NEIran. Ph.D. thesis, Queen's College, University of Cambridge, 239.
  - Hossack, J., 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. *Journal of the Geological Society*, 136, 705-711.
  - Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Jackson, M., 2002. Active tectonic of the south



برآورد میزان کوتاه‌شدگی و نقش سطوح جدایش در دگرریختی کپه‌داغ باختری ...

observation, and sandbox modeling. *Tectonics*, 25, 1-27. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 4, 105-115.

- Wernicke, B. and Burchfiel, B.C., 1982.

# جداسازی آنومالی‌های ژئوشیمیایی از زمینه با استفاده از روش فرکتالی عیار-تعداد در محدوده وشنوه (جنوب قم)

زهرا محمدی اصل<sup>۱</sup>، عبدالله سعیدی<sup>(۲)</sup>، مهران آرین<sup>۲</sup>، علی سلگی<sup>۴</sup>، طاهر فرهادی نژاده<sup>۵</sup>

۱. دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران

۲. دکتری، استاد، پژوهشکده علوم زمین، تهران

۳. دکتری، استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران

۴. دکتری، استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران

۵. دکتری، استادیار، بخش تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع

طبیعی لرستان، سازمان تحقیقات آموزش و ترویج کشاورزی، خرم‌آباد

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۱/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۴/۳۰

## چکیده

در این پژوهش به منظور مطالعات اکتشافات ناحیه‌ای از روش فرکتالی عیار-تعداد استفاده شده است و آنومالی‌های عناصر مس، سرب و روی بررسی شد. به این منظور ۸۰۰ نمونه از رسوبات آبراه‌های، برگه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهک و آران مورد استفاده قرار گرفت و نقشه آنومالی‌های این عناصر رسم شد. نتایج حاصل نشان می‌دهد، که مناطق دارای آنومالی‌های شدید مس در بخش‌های شمالی، مرکزی، جنوبی و باختر منطقه گسترش دارند، شدیدترین آنومالی‌های سرب در بخش باختر منطقه جای گرفته است. آنومالی‌های شدید بدست آمده عنصر روی در بخش‌های مرکز، جنوب و باختر منطقه جای گرفته‌اند. این آنومالی‌ها بر واحدهای سنگ‌شناسی گدازه‌های آندزیتی-بازالتی، برش‌های ولکانیکی، توف‌ها، داسیت‌ها و توده‌های کوچک مقیاس کوارتزهای دیوریتی و کوارتزهای مونزونیتی منطبق هستند. نقشه بدست آمده از ترکیب نقشه آنومالی‌ها و گسله‌های منطقه نشان می‌دهد که آنومالی‌ها در پهنه گسله‌ها و نقاط برخورد گسله‌ها دارای غلظت بیشتری هستند و گسله‌ها نقش اساسی در کانی‌زایی دارند.

**واژه‌های کلیدی:** روش فرکتالی، ژئوشیمیایی، عیار-تعداد، کانی‌زایی، گسل‌ها.

## مقدمه

مورد استفاده قرار می‌گیرند. این روش‌ها را می‌توان به دو گروه اصلی تقسیم بندی کرد: گروه اول شامل روش‌هایی هستند که مبتنی بر فراوانی توزیع ژئوشیمیایی عناصر می‌باشند و شامل روش‌هایی از قبیل میانگین+دو برابر انحراف معیار (Nazarpour et al., 2015)، ترسیم هیستوگرام، نمودار

مهم‌ترین هدف در مطالعات ژئوشیمیایی تشخیص آنومالی از زمینه می‌باشد و روش اکتشافات ژئوشیمیایی آبراه‌های متداول‌ترین شیوه اکتشافات ژئوشیمیایی در مراحل مقدماتی است. روش‌های متفاوتی برای پردازش داده‌های ژئوشیمیایی

\* نویسنده مرتبط: abdollahsaidi@yahoo.fr

نسبت تحت تاثیر جایگاه تکتونیکی و ساختارهای منطقه تشکیل شده‌اند (فاضلی، ۱۳۸۱؛ محجل و رهامی، ۱۳۸۸؛ Richards, 2003).

در این مطالعه برای جداسازی آنومالی‌ها و مناطق امیدبخش و همچنین بررسی ارتباط بین حدود آستانه برای مس، سرب و روی از روش فرکتالی عیار-تعداد استفاده شد. و ارتباط کانی‌زایی با گسل‌های منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. گستره مورد پژوهش گستره کوچکی از بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر است. کمر بند کوهزایی زاگرس در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران و در ادامه آن برخورد قاره‌ای در درازای کوهزایی آلپین در سنوزویک بوجود آمده است. این کمر بند کوهزایی شامل سه بخش تکتونیکی موازی با روند NW-SE است که از شمال باختری تا جنوب خاوری گسترش یافته‌اند، این بخش‌ها شامل: کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA)، پهنه دگرگونی سندنج-سیرجان (SSMZ) و کمر بند چین خورده و رورانه زاگرس (ZFTB) (Berberian, 1976; Alavi, 1994; Arvin et al., 2007; Davoudian et al., 2007; Jahangiri, 2007) می‌باشند.

کمان ماگمایی ارومیه دختر با پهنای ۴ تا ۵۰ کیلومتر و درازای ۱۷۰۰ کیلومتر، موازی با کمر بند کوهزایی زاگرس گسترش یافته است (Berberian and Berberian, 1981). انواع مختلف سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی با ژرفای کم دارای ویژگی‌های کالک-آلکال تا آلکال در سراسر UDMA، از آتشفشان سهند در شمال باختری تا آتشفشان بزمان در جنوب خاوری ایران گزارش شده است. فعالیت ماگمایی در این کمان در ائوسن آغاز شده است و تا کواترنری ادامه یافته است. فعالیت‌های ماگمایی گرانیتوئید کالک آلکال در آن بیشتر در ائوسن-میوسن رخ داده است (Berberian and King, 1981; Hassanzadeh, 1993; Alavi, M., 1994) و بیشتر ذخایر نوع پورفیری Cu±Mo در ایران با این سنگ‌ها همراه هستند (Hezarkhani and Williams-Jones, 1998; Zarasvandi et al., 2005; Hezarkhani, 2006; Ayati et al., 2008; Sepahi and Malvandi, 2008). کم و بیش تمامی پژوهشگران از جمله

جعبه‌ای، آنالیز تک‌متغیره و چندمتغیره می‌باشند (Cheng and Agterberg, 1996). گروه دوم شامل روش‌هایی هستند که موقعیت فضایی نمونه‌ها و فرم هندسی ناهنجاری‌ها را در نظر گرفته‌اند، که شامل روش‌های زمین آمار و فرکتالی می‌باشند (Carranza, 2008; Afzal et al., 2011). با توجه به اینکه روش‌های آماری کلاسیک بر مبنای برخی کمیت‌ها مانند میانگین و انحراف معیار هستند، قادر به تشخیص آنومالی‌هایی با مقادیر بالای زمینه و آنومالی‌های ضعیف در مناطقی با ذخایر معدنی شناخته شده نیستند (Bai et al., 2010). روش‌های فرکتالی به دلایلی از جمله در نظر گرفتن توزیع فضایی داده‌ها، شکل هندسی آنومالی‌ها و استفاده از تمام داده‌ها بدون نادیده گرفتن تعدادی از آنها دارای کاربرد فراوانی در مطالعات سطحی زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی می‌باشند (Cheng et al., 1994; Davis, 2002; Li et al., 2003).

برتری روش فرکتالی این است که از داده‌های واقعی برای جداسازی جوامع استفاده می‌شود، بدون آنکه پردازش‌های آماری مانند نرمال کردن داده‌ها که موجب عوض شدن ماهیت می‌شوند استفاده شود در نتیجه مدلسازی با این روش به واقعیت نزدیکتر است (Cheng et al., 1994). به‌طور کلی داده‌های ژئوشیمیایی رفتار مولتی فرکتالی دارند که بیانگر تغییرات زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، آلتراسیون، کانی‌سازی و به دنبال آن مراحل غنی‌شدگی یک عنصر است (Lima et al., 2003).

بسیاری از پژوهشگران، ساختارهای زمین‌شناسی از جمله گسل‌ها را مهمترین عامل موثر بر شکل‌گیری ذخیره مواد معدنی می‌دانند. مهمترین عوامل کنترل‌کننده ممکن است: پهنه‌های برشی اصلی و یا ساختارهای با شکستگی فراوان که به‌طور ذاتی وابسته به حرکات پهنه برشی اصلی است، مناطق تقاطع گسل‌ها با جهت مشابه یا متفاوت، پهنه‌های با تنش زیاد، ساختارهای چین خورده و مناطق فرورانش باشد (Tripp and Vearncombe, 2004; Mirzaie et al., 2015). در این مورد می‌توان به شکل‌گیری ذخایر مس پورفیری اشاره کرد که نه تنها تحت تاثیر فرآیندهای ماگماتیک و هیدروترمال بلکه به همان

دوباره فعال شده‌اند. اگرچه بیشتر سنگ‌های نفوذی ارومیه- دختر کالک آلکالن هستند، تعدادی از سنگ‌های ولکانیکی ترکیب آلکالن تا شوشونیتی در آن قابل دیدن می‌باشد (Arvin et al., 2007; Omrani et al., 2008).

این منطقه شامل سنگ‌های ولکانیکی آندزیت، تراکی آندزیت و توف‌های آندزیتی-داسیتی ائوسن و سنگ‌های رسوبی نئوژن است (محمدی اصل، ۱۳۹۶) که نشان‌دهنده منطقه برخورد و پس از برخورد می‌باشد. فرآیندهای فلزایی مربوط به اولیگوسن-میوسن در قسمت‌های مرکزی، شمال و باختر محدوده اتفاق افتاده است و در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و رسوبات کرتاسه جای گرفته‌اند (محمدی اصل، ۱۳۹۶).

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پسین منطقه مورد مطالعه، به‌وسیله سیستم گسله امتداد لغز راستگردی شامل گسل‌های قم در شمال، راوند در خاور، بیدهند در باختر و گسل استرک در جنوب محدود شده‌اند و سنگ‌های آتشفشانی با سنگ‌های رسوبی جوان‌تر احاطه شده است. الگوی لوزی شکل برونزد سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پسین در این منطقه (دبیری، ۱۳۸۵؛ سجودی کیسمی، ۱۳۷۲؛ شهریاری، ۱۳۸۶) و محدود شدن آن بین گسل‌های مزبور (شکل ۲-الف) نشان می‌دهد که در زمان ائوسن در اثر حرکت امتداد لغز راستگرد پاره گسل پی‌سنگی قم و کاشان در محل خمش یا پوشش این دو گسل، حوضه کششی ایجاد شده است. کشش و باز شدگی در محل پله شدگی گسل‌های قم و کاشان فرصتی برای بیرون آمدن مواد آتشفشانی از اعماق فراهم کرده است (شکل ۲-ب). با وجود اینکه فعالیت ماگمایی کالک-آلکالن در UDMA در ائوسن آغاز شد و تا میوسن ادامه یافته است، ولی فعالیت‌های آتشفشانی جوانتر بیشتر به‌وسیله سنگ‌های آلکالن مشخص می‌شود (Jamali et al., 2010). ترکیب سنگ‌های ماگمایی اولیگوسن-میوسن از نفوذی‌های دیوریت تا گرانیت، جریان‌های گدازه‌ای متوسط تا فلسیکی و سنگ‌های پیروکلاستیکی تغییر می‌کنند (امامی، ۱۳۷۵؛ امامی، ۱۳۷۹).

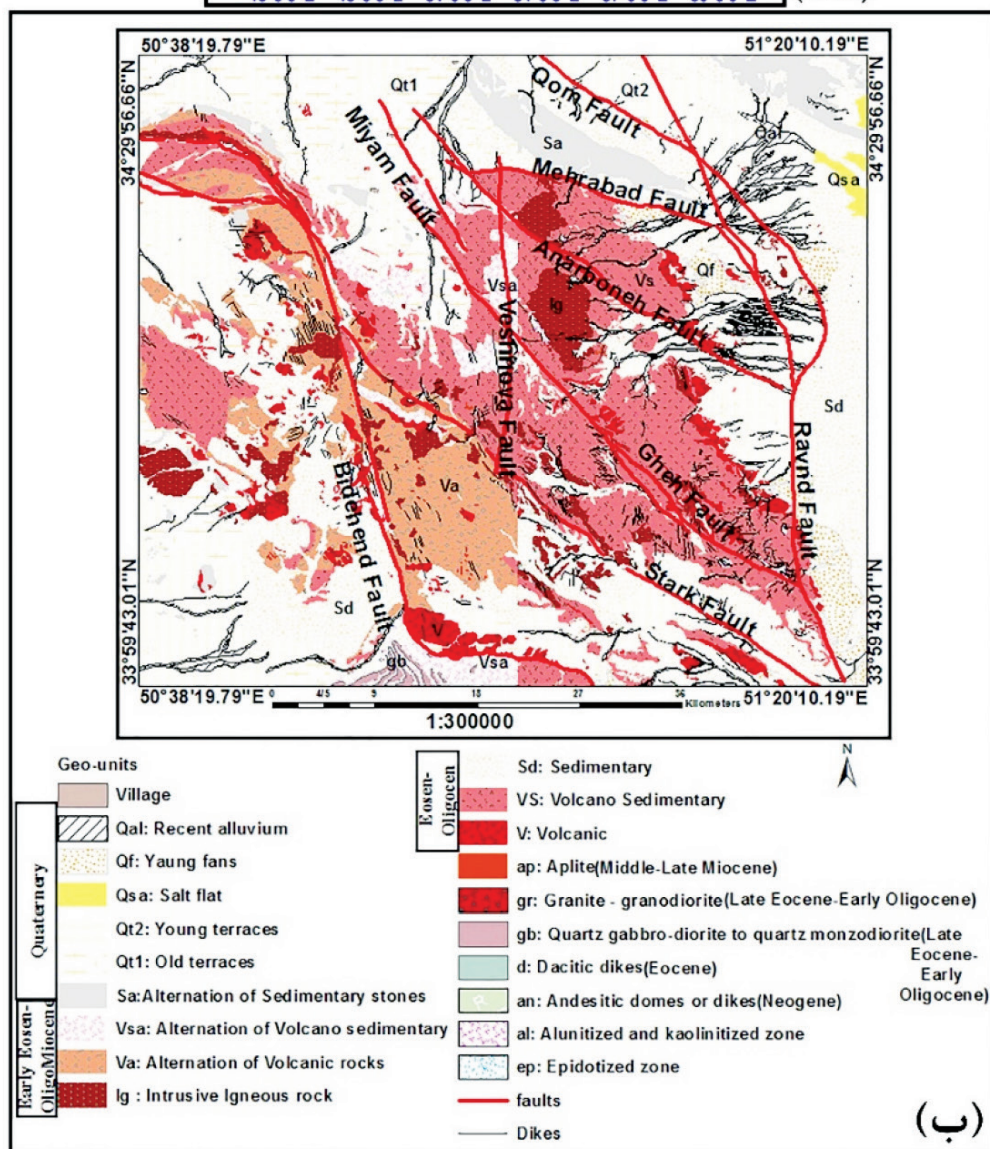
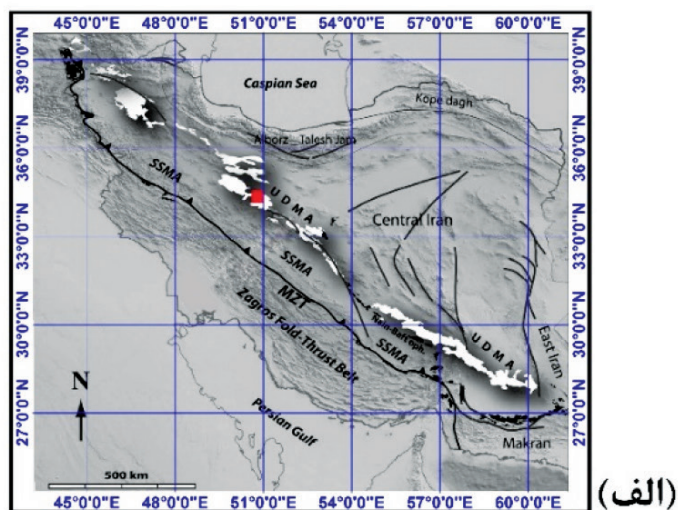
Berberian and King (1981) فعالیت آتشفشانی در این پهنه را نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی زاگرس در امتداد برخورد به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی و ذوب آنها در ژرفای زمین می‌دانند، در اثر این فرآیند مواد مذاب درونی تحت فشار از طریق شکاف‌های متعدد به سطح زمین راه یافته و در حاشیه پوسته قاره‌ای ایران مرکزی کوه‌های مرتفعی را تشکیل داده‌اند. گسل‌ها نقش مهمی در جایگیری نفوذی‌ها و همچنین کنترل کانی‌زایی مس پورفیری در UDMA داشته‌اند (Shahabpur, 1996; Shahabpur, 1999). تحلیل‌های خطی تصاویر ماهواره‌ای نشان داده است که ذخایر مس پورفیری در بخش جنوب خاوری UDMA بیشتر در محل برخورد گسل‌هایی با روند NNW-SSE و NW-SE با ساختارهای ژرف قدیمی رخ می‌دهد. این ارتباط ساختاری ممکن است برای شناسایی ذخایر کشف نشده ذخایر نوع پورفیری Cu ± Mo، مناطق دیگر UDMA، قابل استفاده باشد (Förster, 1978).

## جایگاه زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در ۶۰ کیلومتری جنوب قم، خاور کهک و در مرز سه استان اصفهان، قم و مرکزی قرار دارد (شکل ۱). این منطقه گستره‌ای با وسعت ۳۵۳۰ کیلومتر مربع در مرکز نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کهک و آران در عرض شمالی ۳۳° ۵۹' ۴۳/۰۱" تا ۳۴° ۲۹' ۵۶/۶۶" و درازای خاوری ۱۹° ۷۹' ۳۸' ۵۰" تا ۱۰° ۱۹' ۲۰' ۵۱" را در بر می‌گیرد. بیشترین واحدهای سنگی آن واحدهای آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی به سن ائوسن-میوسن و مجموعه سنگ‌های نفوذی هستند (امامی و امینی، ۱۳۷۵؛ قلمقاش و همکاران، ۱۳۷۵). گستره مورد مطالعه بر اساس طبقه‌بندی Bazin and Hubner (1969) در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (کاشان، قم، اهر) جای گرفته است و بدلیل پیدایش ذخایر فلزی مانند مس، سرب، روی و منگنز در آن و همچنین ارتباط پهنه با سیستم گسل‌ها یک منطقه متالوژنی مهم بشمار می‌رود (Dargahi et al., 2010). فرآیندهای ماگمایی در طول ائوسن دارای بیشترین شدت بوده و سپس در طول زمان میوسن بالایی تا پلیوکواترنری



جداسازی آنومالی‌های ژئوشیمیایی از زمینه با استفاده از روش فرکتالی عیار ...



شکل ۱. الف) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه، ب) نقشه زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه برگرفته از نقشه‌های رقومی برگه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی آران (امامی و امینی، ۱۳۷۵) و کهک (قلمقاش و همکاران، ۱۳۷۵)

## مواد و روش‌ها

مواد معدنی در این منطقه دارد. از این رو با روش‌های سنتی نمی‌توان مناطق دارای آنومالی را با دقت بالا مشخص کرد و عدم تشخیص درست زمینه هر عنصر در منطقه، میزان آنومالی‌های حاصل دچار نوسان شده و سبب اشتباه اساسی در برآورد محدوده‌های امید بخش برای عملیات اکتشافی می‌شود (Barabási and Stanley, 1995). بنابراین در این مقاله برای جدا سازی آنومالی‌های مس، سرب و روی از روش فرکتالی عیار-تعداد استفاده شده است و سپس ارتباط بین ساختارهای گسلی و کانی سازی در نرم افزار ArcGis10.3 مورد بررسی قرار گرفته است.

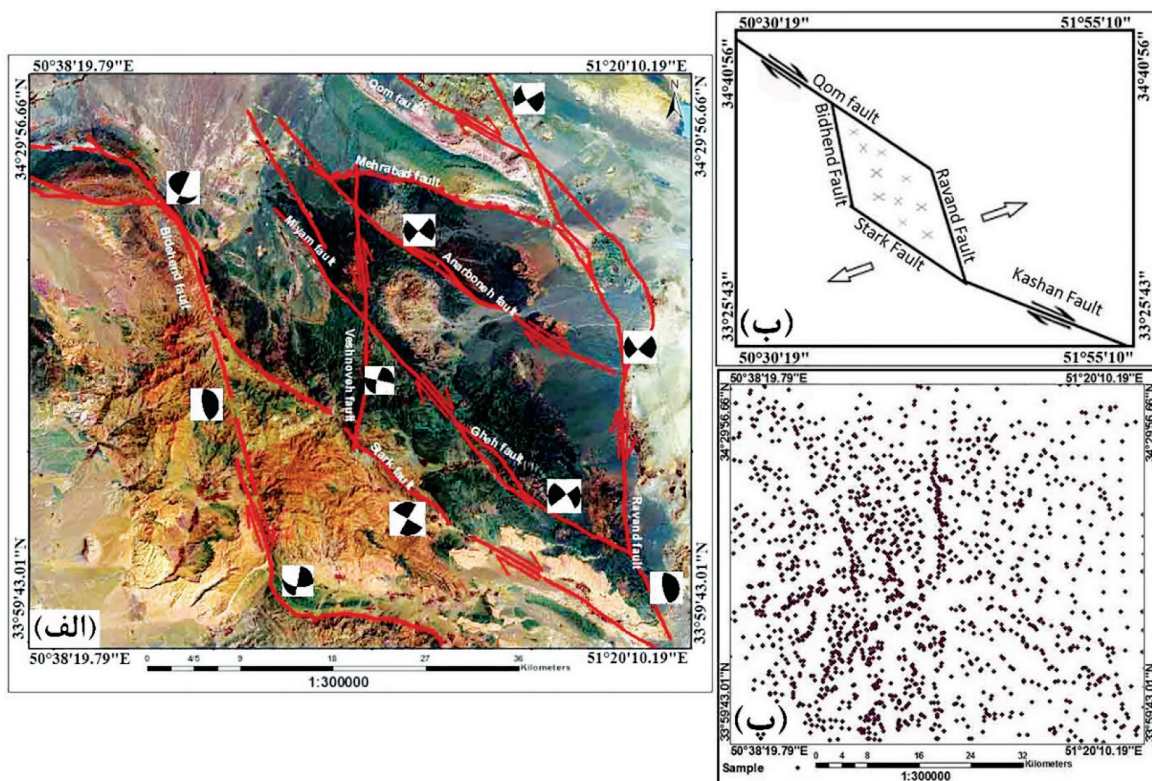
### روش عیار-تعداد

(Mandelbrot (1983) و (Agterberg et al. (1996 این روش را به منظور تعیین مقادیر آستانه‌ای و زمینه ژئوشیمیایی ارائه کرده‌اند. این مدل دارای فرم عمومی زیر است:

$$N(\geq \rho) \propto \rho - \beta$$

با توجه به قرارگیری برگه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی آران و کهک بر روی نوار کمان ماگمایی ارومیه-دختر و وجود پتانسیل ذخایر پورفیری مس، سرب و روی در این پهنه جهت اکتشاف از داده‌های مربوط به ۸۰۰ نمونه رسوبات آبراه‌های برداشت شده (شکل ۲-پ) به وسیله سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور که به روش ICP-MS برای ۳۰ عنصر آنالیز شده‌اند، استفاده و سه عنصر مس، سرب و روی بررسی شدند.

مهمترین بحث در تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی تعیین حدود آستانه هر عنصر در منطقه و جدایش آنومالی ژئوشیمیایی از زمینه می‌باشد. با توجه به اهمیت و پتانسیل منطقه، وجود گدازه‌های آندزیت-بازالت، برش‌های آتشفشانی، توده‌های کوچک مقیاس کوارتزهای دیوریتی، کوارتزهای مونزونیتی و تراس‌های قدیمی، بحث جدایش آنومالی‌های اصلی و شدید اهمیت زیادی در یافتن پتانسل‌های



شکل ۲. الف) حرکت راستالغز راستگرد گسل پی‌سنگی قم-زفره باعث ایجاد کشش و حوضه در محل هم‌پوشانی دو گسل قم و کاشان شده و فضایی برای بیرون آمدن مواد آتشفشانی از اعماق فراهم گردیده است. موقعیت گسل‌ها، ب) مدل فعالیت گسل‌ها و بالا آمدن مواد آتشفشانی، پ) نقشه نمونه‌های مورد استفاده

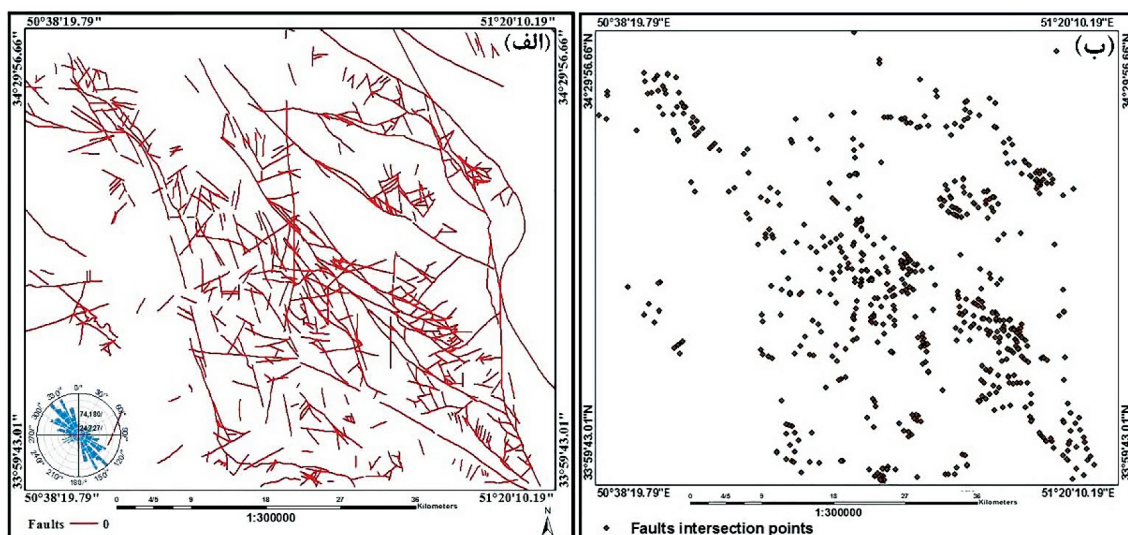


### سیستم گسله

گسله‌های منطقه با استفاده از نقشه‌های رقومی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی آران (امامی و همکاران، ۱۳۷۵) و کپک (قلمقاش و همکاران، ۱۳۷۵)، پردازش تصاویر سنجنده Aster از ماهواره Terra، مدل رقومی ارتفاع زمین (Dem) ۱۰ متری منطقه در نرم افزار ENVI 5.1 و برداشت‌های صحرایی در محیط نرم افزار Arc Gis 10.3 آماده و نقشه گسله‌های منطقه و نقاط برخورد آنها تهیه شده است (شکل ۳).

گسل‌های منطقه دارای چهار روند کلی شمال باختری-جنوب خاوری (روند ارومیه-دختر)، شمال خاوری-جنوب باختری، خاوری-باختری و شمالی-جنوبی می‌باشند که گسل‌های شمال باختری-جنوب خاوری گسل‌های اصلی منطقه بشمار می‌آیند. این گسله‌ها که به دلیل واقع شدن در سیستم گسله راندگی جنوب قم، به وسیله دوبلکس گسلی احاطه شده‌اند، در مرزهای شمالی و جنوبی به وسیله گسل‌های امتداد لغز راستگرد قم با امتداد شمال باختری-جنوب خاوری و استرک (به نظر صفایی (۱۳۸۷) ادامه گسل کاشان می‌باشد) محدود شده است. مرزهای باختری و خاوری آن نیز به گسل‌های راستگرد نردبانی، راست پله بیدهند و راوند محدود شده است، که رژیم حاکم بر آنها امتداد لغز از نوع ترافشاری راستگرد می‌باشد. گسل‌های شمالی-جنوبی تحت تاثیر گسل‌های شمال خاوری-جنوب

در این رابطه  $N (\geq p)$  تعداد نمونه‌های با مقدار عیار بیشتر و مساوی مقدار  $p$  را نشان می‌دهد،  $p$  نشان دهنده عیار عناصر و  $\beta$  نشان دهنده بعد فرکتالی عناصر است. اساس این روش بر رابطه عکس بین عیار و فراوانی تجمعی هر عیار و عیارهای بالاتر از آن است؛ به عبارتی هر چه عیار عنصری بیشتر باشد تعداد نمونه‌های دربرگیرنده آن کمتر می‌شود. برتری مهم این روش انجام محاسبات، پیش از تخمین و با داده‌های خام و دست نخورده اکتشافی می‌باشد (Mandelbrot, 1983; Mao et al., 2004; Deng et al., 2010). روش تحلیلی فرکتالی می‌تواند رابطه بین نتایج بدست آمده اطلاعات زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی را نشان دهد (Cheng and Agterberg, 1996; Goncalves et al., 2009; Li et al., 2003; Carranza et al., 2001). و نمودارهای لگاریتمی بدست آمده از روش فرکتالی عیار-تعداد، بیانگر تغییرات و تفاوت‌های زمین‌شناختی می‌باشند. شکست‌های بین قطعه‌های خط مستقیم روی نمودار و مقادیر متناظر عیار عنصری  $p$ ، به عنوان مرز آستانه‌ای برای جدا کردن مقادیر ژئوشیمیایی در مؤلفه‌های مختلف استفاده می‌شود، که نشان دهنده عوامل موثر مختلفی مانند تفاوت‌های سنگ‌شناسی و فرایندهای ژئوشیمیایی است (Lima et al., 2003; Qingfei et al., 2008; Afzal et al., 2010).



شکل ۳. الف) نقشه گسل‌ها و نقاط تقاطع گسل‌ها و رزیدیاگرام آنها، ب) نقشه نقاط تقاطع گسل‌ها

بعد از مرتب‌سازی داده‌های عیار عناصر به صورت نزولی و تعیین فراوانی تجمعی هر عیار، نمودار لگاریتمی عیار در مقابل فراوانی تجمعی هر عنصر رسم شد و با برازش خطوط مستقیم و بدست آوردن نقاط شکست نمودارهای رسم شده حد آستانه هر عنصر تعیین شد (جدول ۱).

بر این اساس نمودار عیار-تعداد برای عنصر مس ۴ نقطه شکست و ۵ جامعه ژئوشیمیایی، برای عنصر سرب ۳ نقطه شکست و ۴ جامعه ژئوشیمیایی را نشان داد، و همچنین ۳ نقطه شکست و ۴ جامعه ژئوشیمیایی برای عنصر روی نشان داده است (شکل ۴).

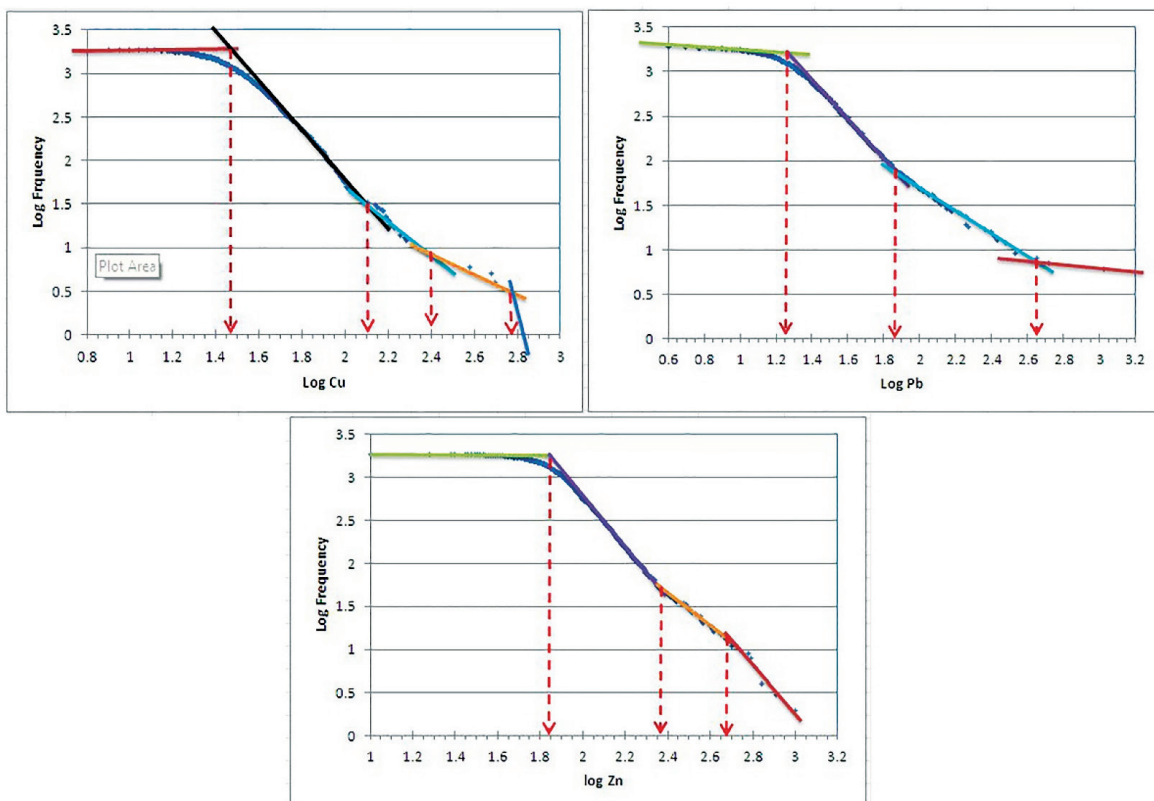
باختری به صورت چپگرد می‌لغزند و گسل‌های خاوری-باختری تحت تاثیر گسل‌های شمال باختری-جنوب خاوری به صورت راستگرد می‌لغزند (شکل ۲-الف).

## بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس مدل فرکتالی عیار-تعداد، نمودارهای تمام لگاریتمی چندین جمعیت ژئوشیمیایی برای عناصر Pb، Cu و Zn را نشان می‌دهند. هرکدام از جمعیت‌های ژئوشیمیایی، دارای توزیع متفاوت و منحصر به فردی هستند که نتیجه رفتار متفاوت عناصر در محیط‌های ژئوشیمیایی می‌باشد.

جدول ۱. حد آستانه‌های عناصر مس، سرب و روی بر اساس روش فرکتالی عیار-تعداد برحسب ppm

عیار-تعداد	حد آستانه	حد بی‌هنجاری کم	حد بی‌هنجاری متوسط	حد بی‌هنجاری شدید
مس	۲۸/۸۴۰۳۲	۱۹۹/۵۲۶۲	۲۵۱/۱۸۸۶	۳۵۴/۸۱۳۴
سرب	۱۷/۷۸۰۰۰	۷۰/۷۹۰۰۰	۴۴۶/۶۸۰۰۰	۱۰۵۸/۹۴۲۳۹
روی	۷۰/۷۹۰۰۰	۲۲۹/۰۹۰۰۰	۴۶۷/۷۴۰۰۰	۱۰۰۰/۰۰۰



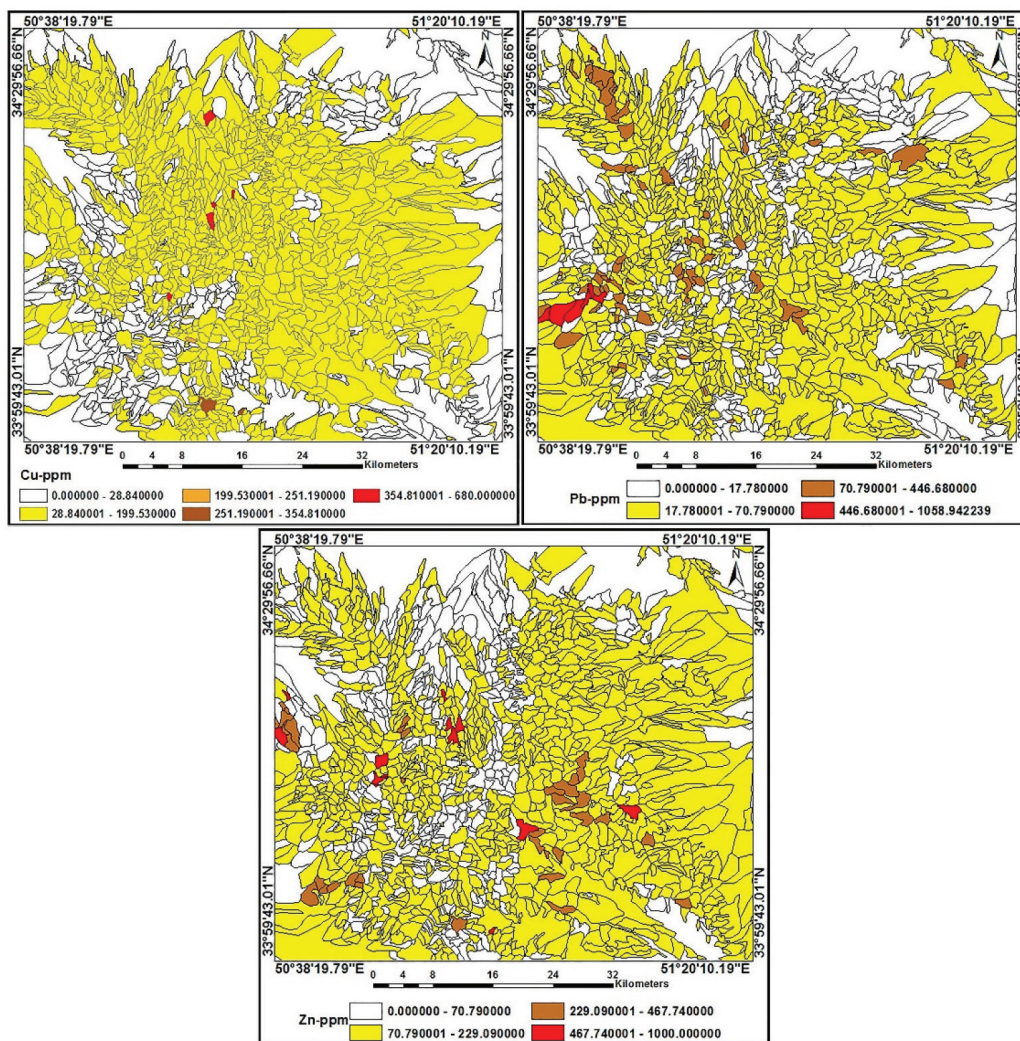
شکل ۴. نمودار فرکتالی لگاریتم عیار Cu، Pb و Zn در مقابل تعداد (فراوانی)



آنومالی شدید مس در بخش‌های شمالی (بزرگترین آنومالی)، مرکزی و جنوبی منطقه قرار گرفته است، که بر سنگ‌شناسی گدازه‌های آندزیتی-بازالتی، برش‌های آتشفشانی، توده‌های کوچک مقیاس کوارتزهای دیوریتی و کوارتزهای مونزونیتی و تراس‌های قدیمی منطبق هستند. آنومالی‌های با عیار شدید سرب در باختر منطقه جای گرفته است و بر واحدهای سنگ‌شناسی داسیتی و آندزیتی منطبق می‌باشند.

آنومالی‌های با عیار شدید عنصر روی در بخش‌های نزدیک به مرکز، جنوب و باختر منطقه جای گرفته‌اند و بر واحدهای سنگ‌شناسی گدازه‌های آندزیتی-بازالتی، برش‌های ولکانیکی، توف‌ها و توده‌های کوچک مقیاس کوارتزهای دیوریتی، کوارتزهای مونزونیتی منطبق هستند (شکل ۵).

جامعه ژئوشیمیایی اول Cu دارای شیب نزدیک به افق است و مقدار زمینه مس را در منطقه نشان می‌دهد، مقدار آن کمتر از ۲۸/۸۴ ppm است. جامعه ژئوشیمیایی با بیشترین اهمیت و دارای آنومالی شدید دارای عیار مس بیشتر از ۳۵۴/۸۱ ppm است. کمترین حد آستانه بدست آمده در نمودار عنصر سرب ۱۷/۷۸ ppm است که دارای شیبی نزدیک به افق است و نشان می‌دهد، که آنومالی زمینه دارای عیاری کمتر از این مقدار بوده و شدیدترین آنومالی آن دارای عیار بیشتر از ۱۰۵۸/۹۴۲۲ ppm با شیب تند می‌باشند. در نهایت مقدار حد آستانه زمینه و بالاترین حد آستانه بدست آمده برای عنصر روی به ترتیب ۷۰/۷۹ ppm و ۱۰۰۰ ppm می‌باشند. جایگاه آنومالی‌های تعیین شده به روش فرکتالی عیار - تعداد با عیار بالا و



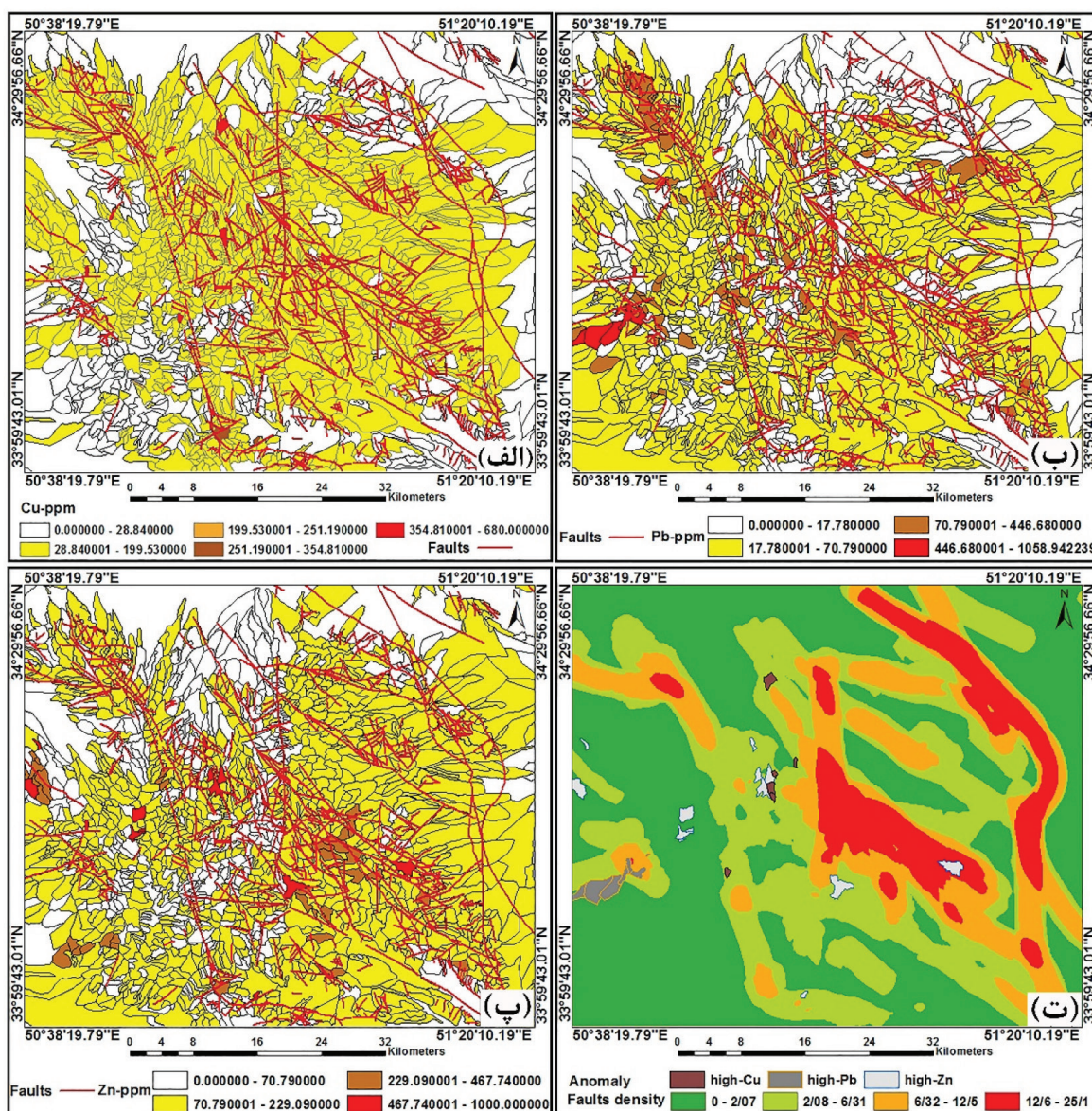
شکل ۵. نقشه آنومالی‌های به‌دست‌آمده عناصر Cu، Pb و Zn با استفاده از روش فرکتالی عیار-تعداد



معکوس است که موازی با روند کمان ماگمایی ارومیه-دختر پدید آمده است)، کانی‌زایی مالاکیت در سطح قابل دیدن است (شکل ۷)، که می‌تواند نشانه فعالیت‌های هیدروترمال در راستای این گسل باشد. در بخش‌های دیگری از این گسل وجود ژئودهای فراوان حاوی کانسارهای مواد معدنی (بیشتر مس به‌صورت مالاکیت) در سطح گسل و همچنین وجود ماده معدنی همراه با ژئودهای سیلیس که به‌صورت جایگزینی همراه با درزه و شکاف‌ها در سطح گسل می‌باشد، شاهدی بر وجود سیستم هیدروترمالی در محدوده می‌باشد و ارتباط گسل‌ها با کانی‌زایی را تأیید می‌کند.

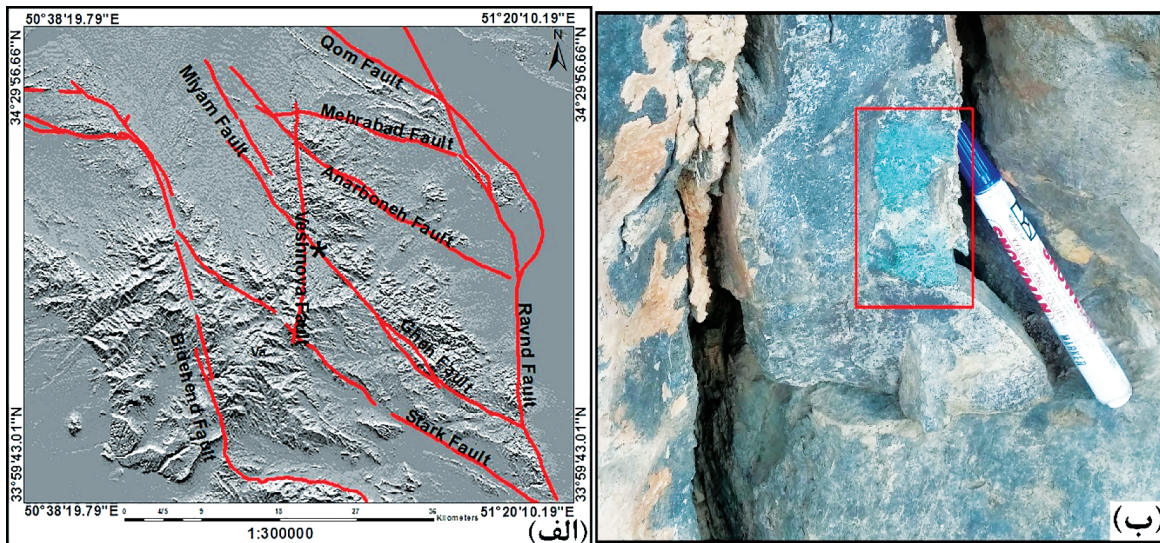
همپوشانی نقشه گسل‌ها و نقاط برخورد آنها با آنومالی‌ها نشان می‌دهد که آنومالی‌های شدید مس در بخش‌های شمالی و مرکزی منطبق بر گسل‌ها و نقاط برخورد آنها می‌باشند. آنومالی‌های سرب منطبق بر گسل‌ها و نقاط برخورد آنها می‌باشند. آنومالی‌های با عیار بالای روی در بخش‌های نزدیک به مرکز، خاور و جنوب منطقه منطبق بر گسل‌ها هستند (شکل ۶).

در تکه میانی امتداد گسل میم، از گسل‌های اصلی محدوده (دارای روند N135 و شیب به سوی جنوب باختر، داری ساز و کار راست‌الغز راستگرد همراه با مولفه شیب لغز



شکل ۶. الف، ب و پ) نقشه‌های انطباق گسل‌ها با آنومالی‌های مس، سرب و روی منطقه، ت) نقشه تراکم گسل‌ها با آنومالی‌های منطقه





شکل ۷. الف) نقشه گسل‌های اصلی منطقه مورد مطالعه، ب) نمونه‌ای از کانی‌زایی مس در سطح گسل میم که جایگاه آن با علامت ستاره سیاه در شکل (الف) نشان داده شده است (کادر قرمز کانی‌زایی مس را نشان می‌دهد)

## نتیجه‌گیری

می‌باشد. آنومالی‌های متوسط و شدید منطقه انطباق نسبی با گسل‌هایی با امتداد شمال باختری-جنوب خاور و نقاط برخورد آنها دارند.

انطباق خوبی بین آنومالی‌های مس و روی مشخص شده با رخساره‌های گدازه‌های آندزیتی-بازالتی ائوسن، برش‌های ولکانیکی و توده‌های کوچک مقیاس کوارتزهای دیوریتی، کوارتزهای مونزونیتی پس از برخورد قاره ای وجود دارد و آنومالی‌های سرب بر سنگ‌های داسیتی-آندزیتی منطبق هستند.

با توجه به اینکه منطقه در واحدهای سخت با شکستگی‌های فراوان جای گرفته است و در یک سیستم گسله برشی قرار دارد، گسلها و شکستگی‌های اصلی در محدوده معدنی و شنوه با ایجاد فضای مناسب، معبری را برای حرکت سیالات کانه‌ساز فراهم ساخته و افزون بر آن سبب تراکم موضعی کانی‌سازی شده‌اند. و از سوی دیگر با توجه به وجود نمونه‌هایی از اکسید مس بر روی سطح گسل و انطباق خوب محدوده‌های عیار بالا با گسل‌های اصلی و محل تقاطع گسل‌ها بنظر می‌رسد که گسل‌های با امتداد شمال باختری-جنوب خاوری و محل تقاطع گسل‌ها با یکدیگر به‌طور ثانویه در کانی‌زایی تاثیر داشته باشند.

استفاده از روش تحلیلی فرکتالی عیار-تعداد در برگه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهک و آران برای جداسازی آنومالی‌های عناصر مس، سرب و روی نشان‌دهنده توانایی بالای روش‌های فرکتالی و به ویژه مدل‌سازی‌های مولتی فرکتالی در جدایش جوامع ژئوشیمیایی و تعیین مراحل غنی‌شدگی این عناصر می‌باشد. از تلفیق نتایج حاصل از مدل فرکتالی با شواهد زمین‌شناسی دید بسیار بهتری از مراحل کانی‌زایی و نیز پراکندگی ثانویه عناصر بدست می‌آید.

نتایج نشان می‌دهد مهمترین آنومالی‌های مس با مقدار بیشتر از ۳۵۴/۸۱ ppm در بخش‌های شمالی، مرکزی و جنوبی منطقه گسترش دارند. شدیدترین آنومالی‌های سرب با عیار بیشتر از ۱۰۵۸/۹۴ ppm در بخش باختر منطقه جای گرفته است و در نهایت شدیدترین آنومالی بدست آمده برای عنصر روی بیشتر از ۱۰۰۰ ppm می‌باشند که در بخش‌های نزدیک به مرکز، جنوب و باختر منطقه جای گرفته‌اند.

مقایسه و همپوشانی نقشه آنومالی‌ها و گسل‌های منطقه نشان می‌دهد که آنومالی‌ها با گسل‌ها و نقاط برخورد گسل‌ها منطبق می‌باشد، به گونه‌ای که بزرگترین آنومالی مس در ارتباط با گسل میم که یکی از گسل‌های مهم منطقه است و نقطه برخورد آن با گسل شمالی-جنوبی و شنوه

Omran, N. R., Esfandiari, B. and Alghalandis, Y.F., 2010. Geochemical anomaly separation by multifractal modeling in Kahang (Gor Gor) porphyry system, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 104, 1-2, 34-46.

- Afzal, P., Alghalandis, Y.F., Khakzad, A., Moarefvand, P. and Omran, N.R., 2011. Delineation of mineralization zones in porphyry Cu deposits by fractal concentration-volume modeling. *Journal of Geochemical Exploration*, 108, 3, 220-232.

- Agterberg, F.P., Cheng, Q., Brown, A. and Good, D., 1996. Multifractal modeling of fractures in the Lac du Bonnet Batholith, Manitoba. *Computer Geoscience*, 22, 5, 497-507.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretations: *Tectonophysics*, 220, 211-238.

- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction, *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 3-4, 474-489.

- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Haroni, A. and Yavuz, R., 2008. Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran: *Mineralogy and Petrology*, 94, 107-122.

- Bai, J., Zhong, X., Jiang, S., Huang, Y. and Duan, X., 2010. Graphene nanomesh. *Nature nanotechnology*, 5, 3, 190.

- Barabási, A.L. and Stanley, H.E., 1995. *Fractal concepts in surface growth*. Cambridge University Press.

- Bazin, D. H., and Hubner, H., 1969. Cop-

## تشکر و قدردانی

لازم می‌دانیم از سازمان زمین‌شناسی بخاطر همکاری‌هایشان تشکر نماییم.

## منابع

- امامی، م.ه. و امینی، ب.، ۱۳۷۵. نقشه زمین‌شناسی چهارگوشه آران. مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

- امامی، م.ه.، ۱۳۷۹. ماگماتیسم در ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸.

- دبیری، ر.، ۱۳۸۵. ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال باختر کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۳۵.

- سجودی کیسمی، ح.، ۱۳۷۲. بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین جنوب قم (منطقه نراق، بیدهند، سد پانزده خرداد) در پهنه ارومیه دختر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۱۴۳.

- شهپیری، ش.، ۱۳۸۶. ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال خاور نراق، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۰۲.

- صفایی، ه.، ۱۳۸۷. مطالعه و تهیه طرح جامع پهنه‌بندی و آسیب‌پذیری ناشی از زلزله شهرستان کاشان، دانشگاه اصفهان، ۲۳۰.

- فاضلی، آ.، ۱۳۸۱. بررسی تیپ کانی‌سازی مس در کانسار و شنوه (جنوب قم). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۱۵۷.

- قلمقاش، ج.، بحرودی، ع. و فنودی، م.، ۱۳۷۵. نقشه زمین‌شناسی چهارگوشه کهک. مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

- محجل، م. و رهامی، ز.، ۱۳۸۸. ساختار گسل راوند و نقش آن در ایجاد حوضه کششی (pull-apart) در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال سوم، ۱۱، ۳۹-۴۵.

- محمدی اصل، ز.، ۱۳۹۶. نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری در کانی‌زایی معدن مس و شنوه و رابطه جایگزینی این کانی‌ها با فرایندهای ژئودینامیکی، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی علوم و تحقیقات، تهران، ایران، ۱۸۵.

- Afzal, P., Khakzad, A., Moarefvand, P.,



- per deposits in Iran; Ministry of Economy, Geology Survey of Iran, 13, 232.
- Berberian, M., 1976. Seismic Hazard Maps of Iran, Geological Survey of Iran.
  - Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta HK, Delany FM (eds) Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic evolution, American Geophysical Union, Washington DC, 5-32.
  - Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleo geography and tectonic evolution of Iran, Geological Survey of Iran, Report. No. 52.
  - Carranza, E.J.M., 2008. Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS, Elsevier, 11, 368.
  - Carranza, E.J.M., Owusu, E.A and Hale, M., 2009. Mapping of prospectively and estimation of number of undiscovered prospects for lode-gold, southwestern Ashanti Belt, Ghana. *Mineralium Deposita*, 44,8, 915-938.
  - Cheng, Q., Agterberg, F. P. and Ballantyne, S.B., 1994. The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods, *Journal of Geochemical Exploration*, 51, 109-130.
  - Cheng, Q. and Agterberg, F.P., 1996. Multifractal modeling and spatial statistics. *Mathematical Geology*, 28,1, 1-16.
  - 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*, 115,1-4, 190-204.
  - Davis, J.C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology*, Wiley, New York, 638.
  - Davoudian, A.R., Hamedani, A., Shabanian, N. and Mackizadeh, M.A., 2007. Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpayegan in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran: *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 184, 117-129.
  - Deng, J., Wang, Q., Yang, L., Wang, Y., Gong, Q. and Liu, H., 2010. Delineation and explanation of geochemical anomalies using fractal models in the Heqing area, Yunnan Province, China. *Computer Geoscience*, 105, 95-105.
  - Förster, H., 1978. Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran: *Journal of the Geological Society*, 135, 443-455.
  - Goncalves, M.A., Mateus, A. and Oliveira, V., 2001. Geochemical anomaly separation by multifractal modeling, *Journal of Geochemical Exploration*, 72,2, 91-114.
  - Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectono magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province) [Unpublished Ph.D. dissertation]: Los Angeles, CA, University of California.
  - Hezarkhani, A. and Williams-Jones, A.E., 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusion and stable isotopes: *Economic Geology*, 93, 651-670.
  - Hezarkhani, A., 2006. Fluid inclusion investigations of the Raigan porphyry copper system, Kerman-Bam, Iran: *International Geology Review*, 48, 255-270.
  - Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications: *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 433-447.
  - Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. and Mehrabi, B., 2010. Metallogeny and

- tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran: *International Geology Review*, 52,4-6, 608-630.
- Li, c., Ma, T. and Shi, J., 2003. Application of a fractal method relating concentrations and distances for separation of geochemical anomalies from background, *Journal of Geochemical Exploration*, v. 77,2-3, 167-175.
- Lima, A., De Vivo, B., Cicchella, D., Cortini, M. and Albanese, S., 2003. Multifractal IDW interpolation and fractal filtering method in environmental studies: an application on regional stream sediments of (Italy), Campania region. *Applied Geochemistry*, 18,12, 1853-1865.
- Mandelbrot, B.B., 1983. *The fractal geometry of nature*/revised and enlarged edition. New York, WH Freeman and Co, 495.
- Mao, Z., Peng, S., Lai, J., Shao, Y. and Yang, B., 2004. Fractal study of geochemical prospecting data in south area of Fenghuanshan copper deposit, Tongling Anhui. *Journal of Earth Science Environment*, 26,4, 11-14.
- Mirzaie, A., Shafiei Bafti, Sh. and Derakhshani, R., 2015. Fault control on Cu mineralization in the Kerman porphyry copper belt, SE Iran: A fractal analysis, *Journal for Comprehensive Studies of Ore Genesis and Ore Exploration*, 71, 237-247.
- Nazarpour, A., Omran, N.R., Paydar, G.R., Sadeghi, B., Matroud, F. and Nejad, A.M., 2015. Application of classical statistics, logratio transformation and multifractal approaches to delineate geochemical anomalies in the Zarshuran gold district, NW Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 75,1, 117-132.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106,3-4, 380-398.
- Qingfei, W., Jun, D., Li, W., Jie, Z., Qingjie, G., Liqiang, Y., Lei, Z. and Zhijun, Z., 2008. Multifractal Analysis of Element Distribution in Skarn-type Deposits in the Shizishan Orefield, Tongling Area, Anhui Province, China. *Acta Geologica Sinica-English Edition*. 82,4, 896-905.
- Richards, J.P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98, 1515-1533.
- Sepahi, A.A. and Malvandi, F., 2008. Petrology of the Bouein Zahra-Naein plutonic complex, Urumieh-Dokhtar belt, Iran: With special reference to granitoids of the Saveh plutonic complex: *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 185, 99-115.
- Shahabpur, J., 1996. Use of drainage trends as a prospecting tool in the central Iranian porphyry copper belt: *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*, 89, 70-75.
- Shahabpur, J., 1999. The role of deep structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of the Zagros thrust zone: *Journal of Geodynamics*, 28, 237-250.
- Tripp, G.I. and Vearncombe, J.R., 2004. Fault/fracture density and mineralization: a contouring method for targeting in gold exploration. *Journal Structural Geology*, 26, 6-7, 1087-1108.
- Zarasvandi, S., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran: *International Geology Review*, 47, 620-646.



# تأثیر آبیاری غرقابی و قطره‌ای هوشمند بر نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل فیزیکی

حمیدرضا ناصری<sup>۱</sup>، فاطمه عسگری<sup>۲</sup>، کمال خدایی<sup>۳</sup> و فرشاد علیجانی<sup>۴</sup>

۱. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۲. دانش آموخته کارشناسی ارشد آب‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۳. استادیار، پژوهشکده علوم پایه جهاد دانشگاهی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۴. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۲/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۲/۲۴

## چکیده

از آنجایی که سالانه سهمی معادل ۷۰ تا ۹۰ درصد از منابع آب قابل برداشت زیرزمینی به بخش کشاورزی اختصاص می‌یابد، با به کارگیری روش‌های مناسب آبیاری، علاوه بر صرفه‌جویی در مصرف آب می‌توان مانع بر هم زدن تعادل آبخوان شد. این پژوهش با هدف بررسی تأثیر دو روش متفاوت آبیاری بر تغییرات تراز سطح ایستابی انجام شد. به این منظور دو مدل آزمایشگاهی با ارتفاع دو متر و سطح مقطع ۴۰۰۰ سانتی‌متر مربع ساخته شد. پس از انتخاب گیاه (کاهو) در یک مدل از روش غرقابی و در مدل دیگر از روش قطره‌ای هوشمند برای آبیاری استفاده شد. آبیاری قطره‌ای هوشمند در این پژوهش به کمک شیر برقی و دستگاه قرائت‌گر انجام شد، بدین طریق که با قرار گرفتن خاک در شرایط کمتر از ۳۵ درصد اشباع، آبیاری شروع و بیشتر از ۸۰ درصد به صورت خودکار قطع شد. میزان نفوذ آب در این مدل‌ها نیز با استفاده از سنسورهای رطوبت پایش شد و در نرم‌افزار HYDRUS/2D شبیه‌سازی شد. در طول یک دوره چهار ماهه تراز سطح آب زیرزمینی در مدل دارای سیستم آبیاری قطره‌ای هوشمند ۱۰ سانتی‌متر بالاتر و میزان مصرف آب ۶۸ درصد کمتر از سیستم غرقابی، اندازه‌گیری شد. این نتایج نشان داد که با جایگزین کردن آبیاری قطره‌ای هوشمند به جای غرقابی می‌توان محصولات با همان کیفیت قبلی ولی استفاده‌ی بسیار کمتر آب را تولید کرد که از نزولی شدن شیب هیدروگراف آبخوان‌ها نیز جلوگیری می‌کند.

**واژه‌های کلیدی:** آبیاری غرقابی، آبیاری قطره‌ای هوشمند، تراز سطح آب زیرزمینی، مدل فیزیکی.

## مقدمه

نیازمند افزایش تولید در بخش کشاورزی خواهد بود. این در حالی است که تولید محصولات کشاورزی به طور فزاینده با محدودیت‌های زیست محیطی مواجه است. یکی از مهمترین محدودیت‌ها در راستای افزایش تولیدات کشاورزی، بحران جهانی آب می‌باشد (Greenland et al., 2018). در کشورهای خشک و نیمه خشک از یک طرف

سازمان خواروبار جهانی (FAO, 2012) افزایش ۳۵ درصدی جمعیت جهان تا سال ۲۰۳۰ را پیش‌بینی کرده است. رشد سریع جمعیت جهان، تقاضا برای مواد غذایی را افزایش داده است که کاهش امنیت غذایی را در پی خواهد داشت. به همین دلیل بقای حیات بشر

\* نویسنده مرتبط: khodaeik@yahoo.com



al., 2018) با دقت بالا شبیه‌سازی شده است. در این پژوهش تأثیر آبیاری غرقابی و قطره‌ای هوشمند با استفاده از مدل فیزیکی بر نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفت.

### روش مطالعه

با توجه به هدف این پژوهش و این‌که انجام آزمایش در مزرعه نیازمند دستگاه‌ها و تجهیزات مختلف، صرف وقت و هزینه می‌باشد از مدل فیزیکی استفاده شده است. به همین منظور دو محفظه یکسان با ارتفاع دو متر و سطح مقطع ۴۰۰۰ سانتی‌متر مربع از جنس فلز ساخته و داخل هر دو محفظه با ضد زنگ پوشیده شد. برای جلوگیری از سرریز آب در حین آبیاری، پنج سانتی‌متر بالای محفظه‌ها خالی در نظر گرفته شد. به همین دلیل برای پایش رطوبت در عمق‌های ۳۰، ۵۰، ۷۰ و ۹۰ سانتی‌متری خاک، پورت‌های مخصوص برای وارد کردن سنسورهای رطوبت، در عمق‌های ۳۵، ۵۵، ۷۵ و ۹۵ سانتی‌متری و همچنین دو عدد خروجی در پایین محفظه‌ها تعبیه شد (شکل ۱-الف).

برای پر کردن محفظه‌ها با خاک مناسب بایستی سه نوع خاک برای به‌وجود آمدن حداقل لایه‌بندی در نظر گرفته می‌شد. لایه‌ی زیرین بایستی برای تشکیل آبخوان مناسب باشد، به همین دلیل ماسه اوتاوا به عنوان بهترین گزینه برای این لایه و خاکی متشکل از ماسه و رس برای لایه میانی انتخاب شد. برای لایه‌ی بالایی به منظور فراهم کردن شرایط مناسب برای کشت گیاه مورد نظر، خاک باغچه در نظر گرفته شد. برای نشست این لایه از خاک، به هر محفظه پنج لیتر آب وارد شد و خروجی پایین محفظه‌ها برای تخلیه آب جمع شده باز گذاشته شد. پس از ۴۸ ساعت آزمایش‌های نفوذ آغاز شد (جدول ۱). این آزمایش‌ها با کمک دو عدد سنسور رطوبت و با هدف تعیین میزان نفوذ آب در این خاک‌ها انجام شد. به این صورت که می‌بایست با وارد کردن حجم‌های متفاوتی از آب و قرار دادن هر دو سنسور در یک محفظه، زمان رسیدن آب به عمق مورد نظر و میزان افزایش رطوبت مشخص شود. سنسور مورد استفاده در این پژوهش ECH2O EC-5 بود که پس از کالیبره کردن ضریب تعیین ۰/۹۹ به دست آمد.

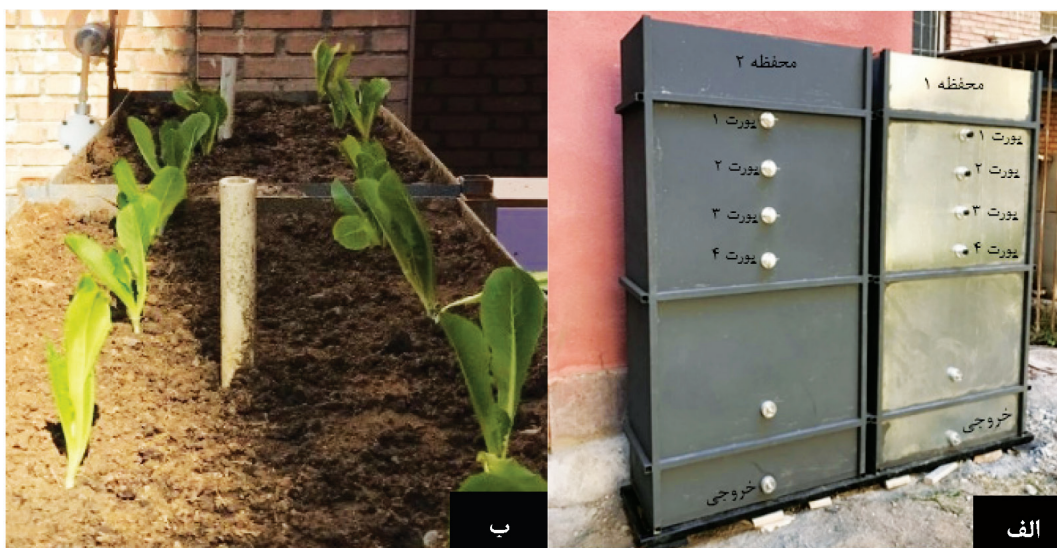
عدم تغذیه مناسب آب زیرزمینی و افزایش تقاضای آب، و از طرف دیگر عدم دانش کافی از مؤلفه‌های بیلان آب جهت مدیریت بهینه مصرف، شرایط بحرانی را بر این منابع آبی ایجاد کرده است. در چنین مناطقی استفاده بیش از حد از آب زیرزمینی نگرانی‌هایی را در مورد پایین افتادن سطح ایستابی به وجود آورده است (Kirby et al., 2015).

با توجه به این‌که شیب هیدروگراف معرف اغلب آبخوان‌های ایران نزولی می‌باشد، تعادل بخشی آبخوان‌ها اصلی‌ترین سیاستی است که امروزه در وزارت نیرو دنبال می‌شود. در برنامه تعادل بخشی آبخوان، محاسبه بیلان مهم‌ترین نیاز می‌باشد که باید میزان آب ورودی و خروجی از سیستم محاسبه و موازنه شوند (ولی‌زاده، ۱۳۸۶). یکی از مهم‌ترین مؤلفه‌های مجهول در بیلان، آب برگشتی کشاورزی است. زیرا بخش کشاورزی، بزرگترین مصرف‌کننده‌ی منابع آب شیرین است و سالانه سهمی معادل ۷۰ تا ۹۰ درصد از منابع آب قابل برداشت را به خود اختصاص می‌دهد (Steduto et al., 2017). با به‌کارگیری روش‌های مناسب آبیاری می‌توان علاوه بر صرفه‌جویی در مصرف آب و کاهش برداشت آب‌های زیرزمینی، مانع بر هم زدن تعادل آبخوان شد.

پژوهش‌های زیادی در رابطه با استفاده از آبیاری قطره‌ای به منظور کاهش مصرف آب و افزایش راندمان تولید محصولات (Sanchis-Ibor et al., 2015; Doaxi et al., 2016) و (dos Santos et al., 2016; Schmidt et al., 2018) هم‌چنین کاهش تبخیر از سطح خاک (Elmaloglou and Diamantopolous, 2009; Espadafor et al., 2018) برای گیاهان مختلف (Zhang et al., 2017; Singh et al., 2017) انجام شده است ولی این‌که استفاده از روش‌های مختلف آبیاری چه میزان می‌تواند بر نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی تأثیرگذار باشد تا کنون در ایران بررسی نشده است. در برخی از پژوهش‌ها نیز با استفاده از HYDRUS/2D سیستم آبیاری قطره‌ای (Skaggs et al., 2004; Kandelous and Simunek, 2010; Mohammad et al., 2014; Mguidiche et al., 2017; Honari et al., 2015) و نفوذ آب در خاک (Ma et al., 2010; Akbar et al., 2015; Szymkiewicz et

جدول ۱. مشخصات آزمایش‌های نفوذ

روز	شماره آزمایش	محفظه	شماره پورت	میزان آب
اول	۱	۲	۱ و ۲	۱۷ لیتر در زمان صفر ۸/۲ لیتر بعد از ۲۵ دقیقه ۴ لیتر بعد از ۴۴ دقیقه
دوم	۲	۱	۱ و ۳	۶/۴۵ لیتر در زمان صفر ۷/۶۵ لیتر بعد از ۱۵ دقیقه
پنجم	۳	۲	۱ و ۳	۱۳/۲ لیتر در زمان صفر
ششم	۴	۱	۱ و ۲	۵/۸ لیتر در زمان صفر
هفتم	۵	۲	۱ و ۴	۶/۱ لیتر در زمان صفر
هشتم	۶	۱	۱ و ۴	۹/۶ لیتر در زمان صفر
سیزدهم	۷	۲	۲ و ۳	۲۱/۵ لیتر در زمان صفر
چهاردهم	۸	۱	۲ و ۳	۷/۸ لیتر در زمان صفر



شکل ۱. الف) محفظه‌های ۱ و ۲ ساخته شده برای مدل فیزیکی، ب) نشاء کاهو بعد از کاشت بر روی محفظه‌ها

هوشمند بود از شیر برقی، سنسور رطوبت، شلنگ‌های آبیاری و منبع آب استفاده شد. ابتدا در سه سانتی‌متری زیر سطح خاک شلنگ‌های آبیاری قرار داده شد که یک سمت آن بسته و سمت دیگر به شیر برقی متصل بود. همچنین این محفظه نیاز به منبعی داشت که در صورت کاهش رطوبت و روشن شدن شیر برقی آب مورد نیاز را تأمین کند که آب داخل این منبع از پورت خروجی در پایین همان محفظه تأمین می‌شود. بعد از پر کردن این منبع با آب و قرار دادن آن در ارتفاع زیاد برای تأمین فشار مورد نیاز، یک درپوش برای جلوگیری از تبخیر آب داخل منبع و یک شیر یک‌طرفه برای جلوگیری از گندیده شدن آب استفاده شد. برای اولین آبیاری میزان ۱۰ لیتر آب داخل این منبع ریخته شد و برای

در این پژوهش به گیاهی نیاز بود که دارای عمق ریشه کم و نیاز آبی متوسط تا زیاد باشد. با توجه به این که زمان کاشت هم‌زمان با شروع فصل سرد شد می‌بایست به سرما نیز مقاوم می‌بود. از این رو کاهو به عنوان گیاه مناسب برای کاشت انتخاب شد. با رعایت فاصله هشت عدد نشاء کاهو در هر کدام از محفظه‌ها کاشته شد (شکل ۱-ب). سیستم آبیاری غرقابی به این صورت طراحی شد که به میزان آب مورد نیاز گیاه (هر چهار روز یک‌بار) از پورت خروجی که در پایین محفظه قرار گرفته است آب برداشت و به بالای همان محفظه ریخته شود. در این صورت بدون وارد کردن آب اضافه می‌توان مقدار کاهش سطح ایستابی به دلیل هدر رفت آب را مشخص کرد. در محفظه دیگر که آبیاری قطره‌ای

بعد با شیب بسیار ملایم شروع به افزایش رطوبت کرده است (شکل ۳-ب). نتایج آزمایش سوم نشان می‌دهد که رطوبت در پورت اول از ابتدا روند افزایشی داشته و در دقیقه ۳۰ به بالاترین مقدار خود رسیده و پس از آن روند کاهشی پیدا کرده است. پورت سوم از دقیقه ۶۰ با شیب ملایمی شروع به افزایش رطوبت کرده است و پس از ۲۳۰ دقیقه که به بالاترین مقدار خود در این آزمایش می‌رسد شروع به کاهش رطوبت کرده است (شکل ۳-الف). در آزمایش چهارم به دلیل کمتر بودن حجم آب وارد شده، پیک افزایش رطوبت نیز کمتر بوده است (شکل ۲-ب). نتایج آزمایش پنجم نشان می‌دهد که بعد از وارد کردن شش لیتر آب، رطوبت در پورت اول از ابتدای آزمایش و پورت چهارم بعد از گذشت ۲۸۰ دقیقه افزایش پیدا کرد (شکل ۴-الف). نتایج حاصل از آزمایش ششم نشان می‌دهد که رطوبت پورت اول به سرعت پس از وارد کردن آب افزایش یافته و پس از ۷۰ دقیقه شروع به از دست دادن رطوبت کرد. پورت چهارم افزایش رطوبت بسیار کمی در پایان این آزمایش نشان داد (شکل ۴-ب). به دلیل گذشت پنج روز از آزمایش قبلی و خشک شدن خاک سطحی در آزمایش هفتم آب بیشتری وارد محفظه شد و در نتیجه پیک ناگهانی در افزایش رطوبت نشان داده شده است (شکل ۵-الف). در آزمایش نهم نیز در هر دو پورت دوم و سوم با فاصله ۶۰ دقیقه افزایش رطوبت دیده شد (شکل ۵-ب).

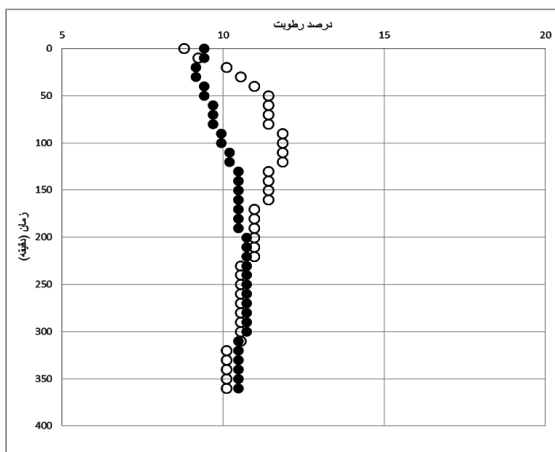
بعد از ساخت مدل فیزیکی و پر کردن آن‌ها با خاک مناسب، یک هفته پس از کاشت گیاه سیستم آبیاری قطره‌ای راه‌اندازی شد. در اولین روز فشار هیدرولیکی در هر دو مدل برابر با ۶۲ سانتی‌متر بوده است. همان‌طور که پیش از این توضیح داده شد ابتدا به هر کدام از مدل‌ها ۱۰ لیتر آب اضافه شد و پس از آن آب مورد نیاز از آبخوان همان مدل تأمین شد. با توجه به نیاز آبی گیاه در هر کدام از مدل‌ها با روش مشخص شده آبیاری انجام شد (مدل شماره ۱ آبیاری قطره‌ای هوشمند و مدل شماره ۲ آبیاری غرقابی). در آخرین روز آزمایش فشار هیدرولیکی در مدل ۱ به دلیل کاهش تبخیر از سطح خاک، ۲/۵ سانتی‌متر افزایش و مدل ۲، ۷/۵ سانتی‌متر کاهش داشته است. در شکل ۶ تغییرات فشار هیدرولیکی و در شکل ۷ مراحل رشد گیاه در طول آزمایش اصلی نشان داده شده است.

یکسان کردن شرایط، ۱۰ لیتر آب نیز به محفظه ۲ (با سیستم آبیاری غرقابی) در طی چند دوره آبیاری، داده شد. کار شیر برقی در سیستم آبیاری قطره‌ای هوشمند به این صورت است که بر اساس رطوبتی که دستگاه متصل به سنسور نشان می‌دهد، اگر خاک به ۳۰ درصد اشباع برسد، شیر برقی روشن شده و با رسیدن به ۸۰ درصد اشباع خاموش می‌شود. با این کار از هدر رفتن آب جلوگیری می‌شود.

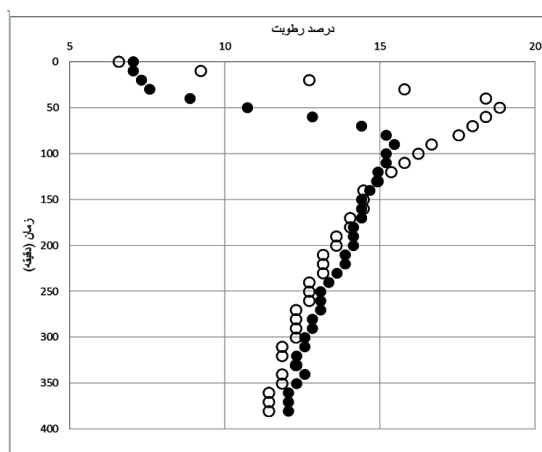
به منظور شبیه‌سازی نفوذ، در محیط هایدروس (Hydrus/2D) یک مدل مشابه با محفظه فیزیکی ساخته شده با طول یک متر و ارتفاع دو متر تعریف و پس از آن طبق لایه‌بندی مدل فیزیکی، این مدل نیز لایه‌بندی شد. شرایط اولیه شامل رطوبت اولیه و تعیین مرزها می‌باشد که درصد رطوبت طبق آنچه که قبل از شروع اولین آزمایش برای هر کدام از محفظه‌ها قرائت شده بود، به مدل وارد شد. تمامی مرزها به جز سطح که محل ورود آب به محفظه می‌باشد، بدون جریان می‌باشند. به دلیل این‌که در آزمایش‌های انجام شده حجم آب ورودی به محفظه‌ها یکسان نیست می‌بایست دو مدل مفهومی با همین شرایط تعریف شود که تنها اختلاف آن‌ها در حجم آب ورودی باشد. همچنین با توجه به این‌که آزمایش‌ها در هر محفظه با تاخیر یک یا چند روزه انجام شده بایستی زمان شروع هر آزمایش محاسبه و به مدل مورد نظر وارد شود. هر آزمایش با توجه به طول زمان اندازه‌گیری رطوبت برای ۳۰۰ تا ۴۲۰ دقیقه بعد از شروع با فاصله زمانی ۱۰ دقیقه شبیه‌سازی شد.

## بحث

نتایج آزمایش اول از سری آزمایش‌های نفوذ نشان می‌دهد که پورت اول در ۵۰ دقیقه اول حالت افزایشی و بعد از آن تا پایان زمان آزمایش حالت کاهشی داشته است. پورت دوم بعد از ۲۰ دقیقه شروع به افزایش رطوبت کرده است که در دقیقه ۹۰ به بالاترین مقدار خود در این آزمایش می‌رسد (شکل ۲-الف). در آزمایش دوم نیز رطوبت در پورت اول از ابتدای آزمایش شروع به افزایش کرد و در دقیقه ۴۰ با حدود هشت درصد افزایش به اوج خود رسید. همچنین از دقیقه ۵۰ به بعد سیر کاهشی پیدا کرد و تا پایان آزمایش هفت درصد رطوبت خود را از دست داد. پورت سوم از دقیقه ۹۰ به

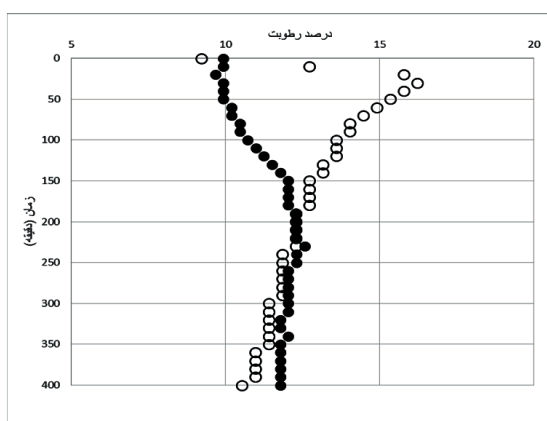


(ب)

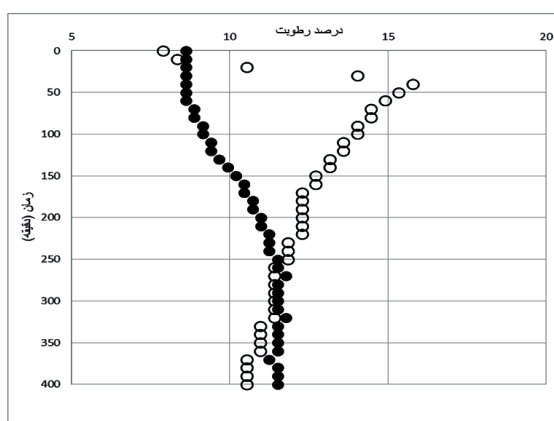


(الف)

شکل ۲. نمودار تغییرات رطوبت در پورت‌های اول (دایره تو خالی) و دوم (دایره تو پر). الف) محفظه ۱، ب) محفظه ۲

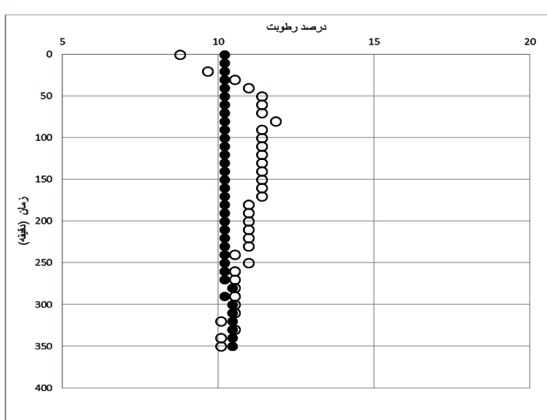


(ب)

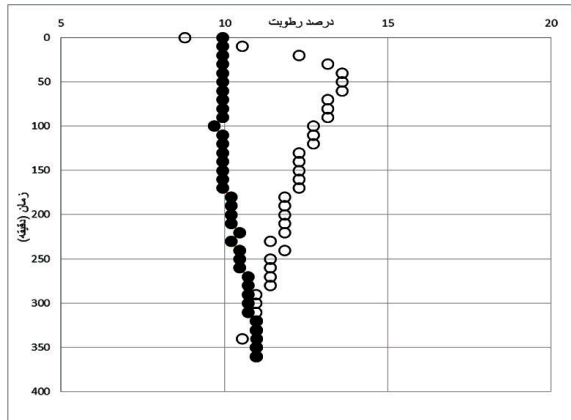


(الف)

شکل ۳. نمودار تغییرات رطوبت در پورت‌های اول (دایره تو خالی) و سوم (دایره تو پر). الف) محفظه ۱، ب) محفظه ۲



(ب)

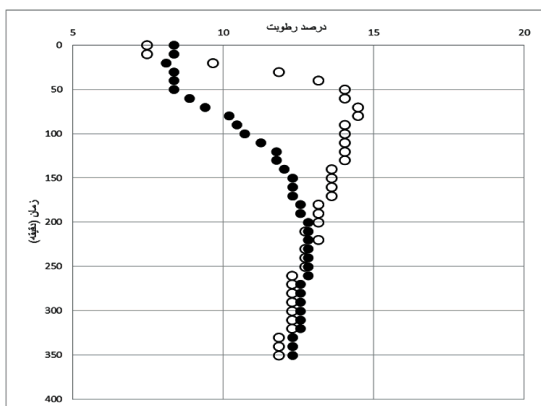


(الف)

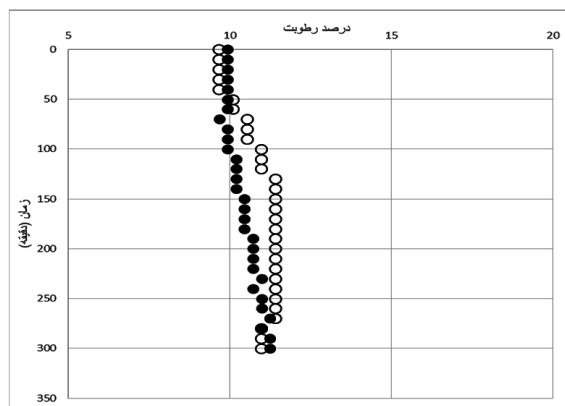
شکل ۴. نمودار تغییرات رطوبت در پورت‌های اول (دایره تو خالی) و چهارم (دایره تو پر). الف) محفظه ۱، ب) محفظه ۲



تأثیر آبیاری غرقابی و قطره‌ای هوشمند بر نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی ...

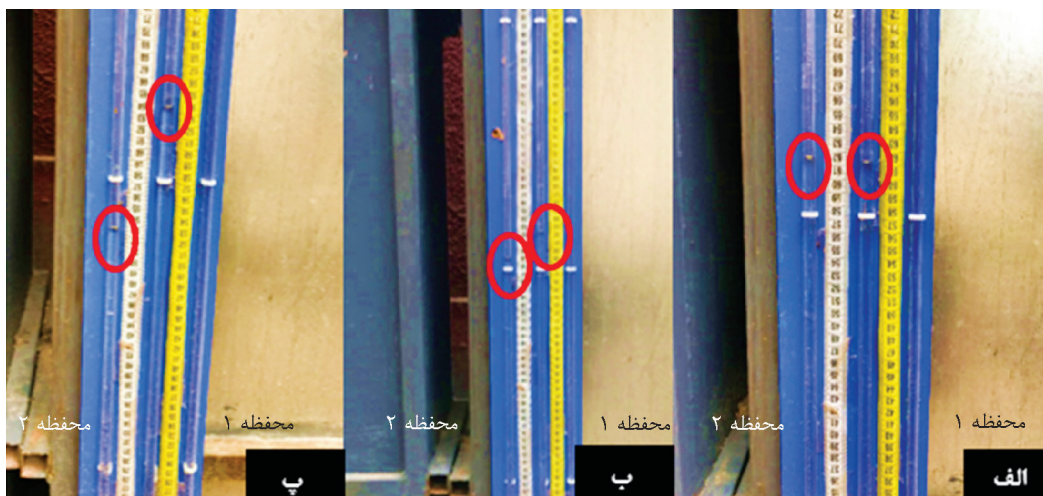


(ب)

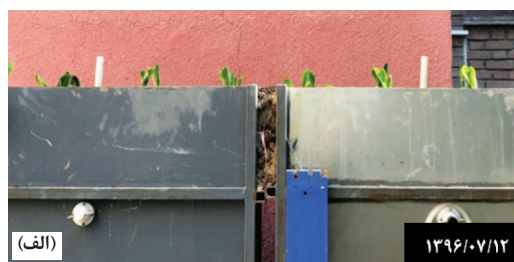


(الف)

شکل ۵. نمودار تغییرات رطوبت در پورت‌های دوم (دایره تو خالی) و سوم (دایره تو پر). الف) محفظه ۱، ب) محفظه ۲



شکل ۶. فشار هیدرولیکی. الف) روز اول، ب) یک ماه بعد، پ) پایان آزمایش



شکل ۷. مراحل رشد گیاه. الف و ب) شروع آزمایش، پ و ت) آخرین روز آزمایش

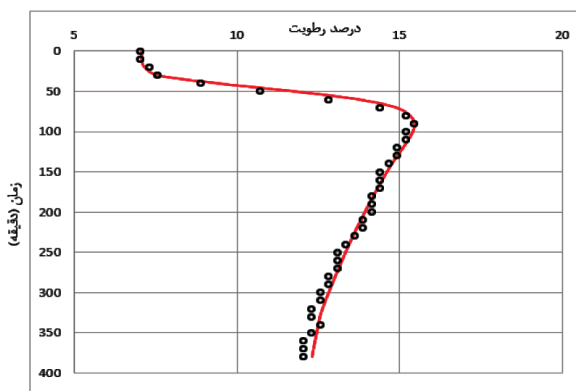
بر اساس نتایج آزمایش‌های نفوذ انجام شده مدل عددی هایدروس با تغییر پارامترها کالیبره شد (جدول ۲). در جدول ۱، نتایج حاصل از شبیه‌سازی آزمایش‌های نفوذ در شکل‌های ۸ تا ۱۵ آورده شده است. هم‌چنین پارامترهای آماری  $R^2$  و  $RMSE$ ،  $MBE$  برای آن‌ها محاسبه شد (جدول ۳).

جدول ۲. مقادیر پارامترهای سه نوع خاک در مدل هایدروس

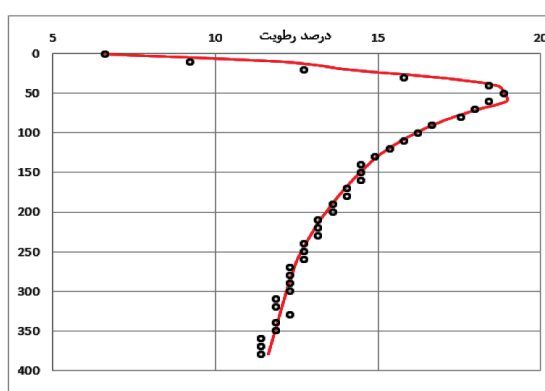
نام خاک	$Q_r$	$Q_s$	$\alpha$ (1/m)	n	$K_s$ (m/min)	I
Sandy Loam	۰/۰۴۵	۰/۳۸	۳/۶	۲	۰/۰۲۲	۰/۵
Clay Sand	۰/۰۴	۰/۳۶	۲/۸	۲/۵۶	۰/۰۱۵	۰/۵
Sand	۰/۰۳۸	۰/۳۵	۳	۲/۶۲	۰/۰۳	۰/۵

جدول ۳. نتایج پارامترهای آماری مدل کالیبره شده

شماره آزمایش	شماره پورت	$RMSE$	$MBE$	$R^2$
دوم	۱	۰/۱۶	۰/۱۶۲	۰/۹۵۲
	۲	۰/۰۴۶	۰/۱۶۷	۰/۹۸۷
سوم	۱	۰/۰۲	۰/۰۱۱	۰/۹۳۴
	۲	۰/۰۱	۰/۰۸۸	۰/۹۵۹
چهارم	۱	۰/۰۱۴	۰/۰۶۶	۰/۹۸۹
	۳	۰/۰۱۷	۰/۰۷۹	۰/۹۶۵
پنجم	۱	۰/۰۸۷	۰/۰۷۱	۰/۹۴۱
	۳	۰/۰۰۹	۰/۰۵۹	۰/۹۹
ششم	۱	۰/۰۱۱	۰/۰۲۳	۰/۹۴۷
	۴	۰/۰۰۵	۰/۰۶۸	۰/۹۰۳
هفتم	۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۴	۰/۹۷۷
	۴	۰/۰۱۶	۰/۰۴۳	۰/۹۴۰
هشتم	۲	۰/۰۲	۰/۱۱۳	۰/۹۹
	۳	۰/۰۲۳	۰/۱۳۲	۰/۹۹۲
نهم	۲	۰/۰۰۸	۰/۰۰۹	۰/۹۶۵
	۳	۰/۰۰۷	۰/۰۱۴	۰/۹۵۶



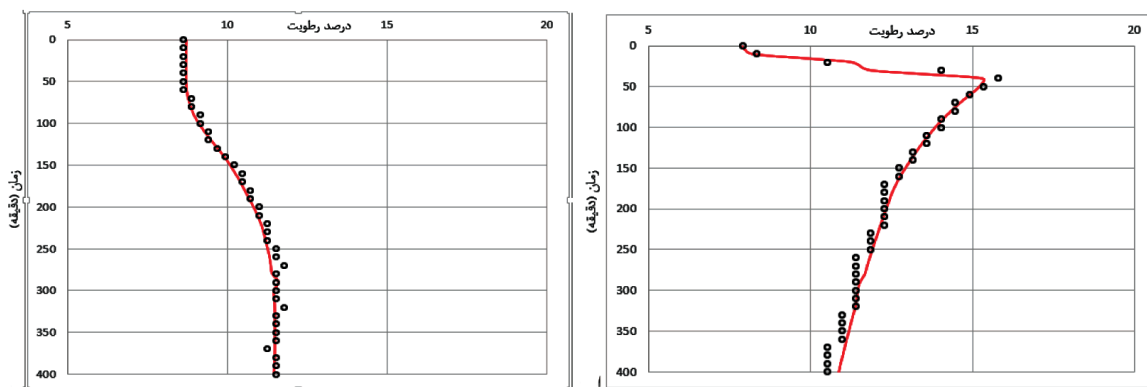
(ب)



(الف)

شکل ۸. نتایج پورت‌ها در آزمایش اول با علامت نقطه و برآورد مدل هایدروس با علامت خط. الف) پورت اول، ب) پورت دوم

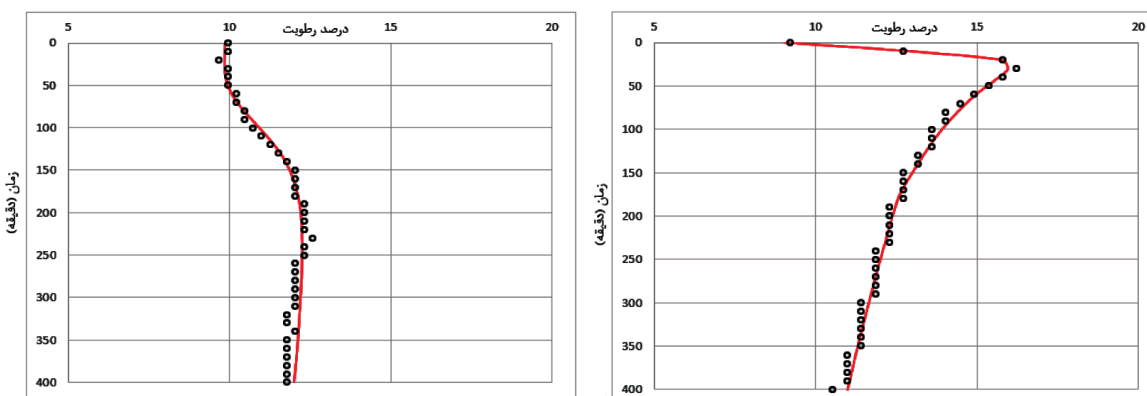
تأثیر آبیاری غرقابی و قطره‌ای هوشمند بر نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی ...



(ب)

(الف)

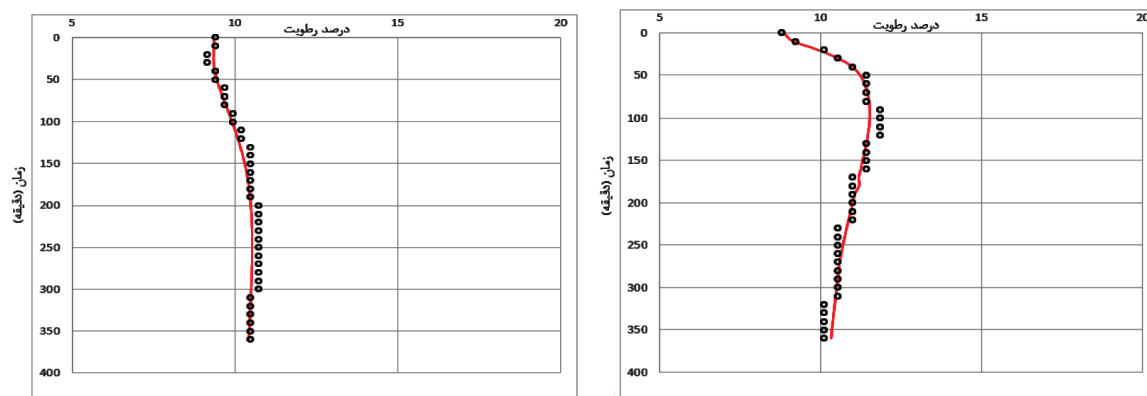
شکل ۹. نتایج پورت‌ها در آزمایش دوم با علامت نقطه و برآورد مدل هایدروس با علامت خط. الف) پورت اول، ب) پورت سوم



(ب)

(الف)

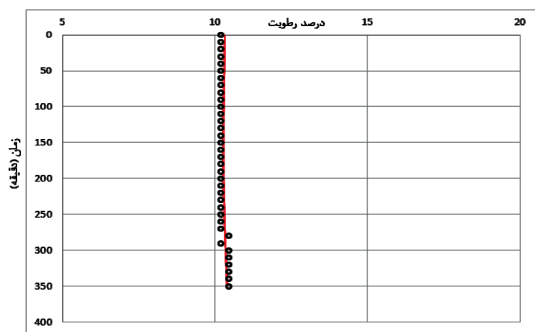
شکل ۱۰. نتایج پورت در آزمایش سوم با علامت نقطه و برآورد مدل هایدروس با علامت خط. الف) پورت اول، ب) پورت سوم



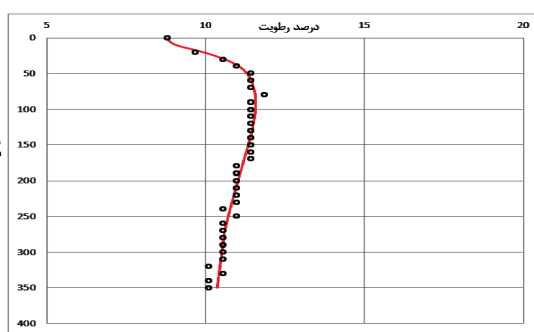
(ب)

(الف)

شکل ۱۱. نتایج پورت در آزمایش چهارم با علامت نقطه و برآورد مدل هایدروس با علامت خط. الف) پورت اول، ب) پورت دوم

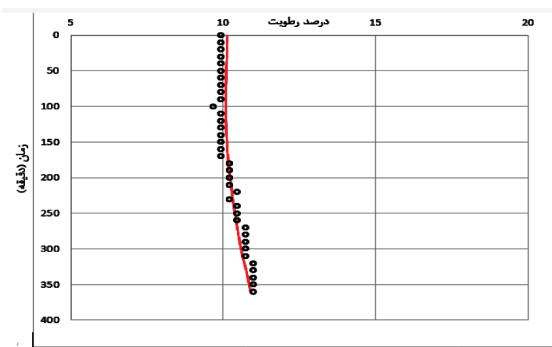


(ب)

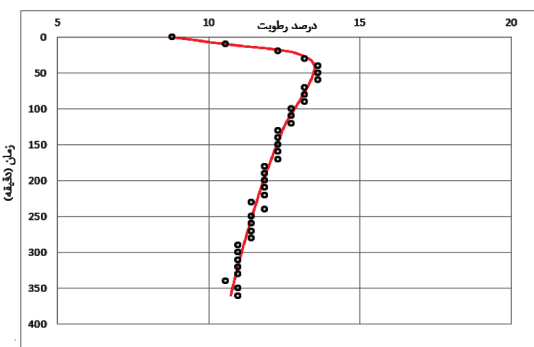


(الف)

شکل ۱۲. نتایج پورت در آزمایش پنجم با علامت نقطه و برآورد مدل هایروس با علامت خط. الف) پورت اول، ب) پورت چهارم

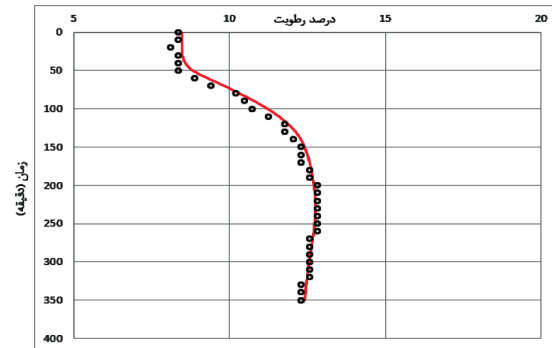


(ب)

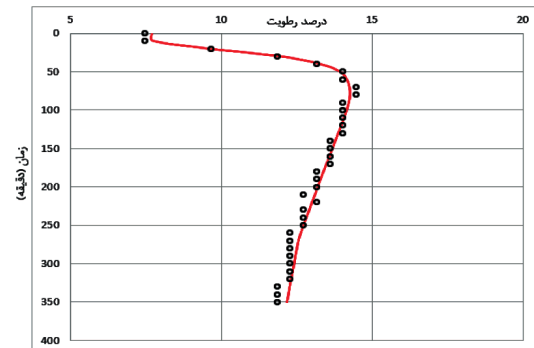


(الف)

شکل ۱۳. نتایج پورت در آزمایش ششم با علامت نقطه و برآورد مدل هایروس با علامت خط. الف) پورت اول، ب) پورت چهارم

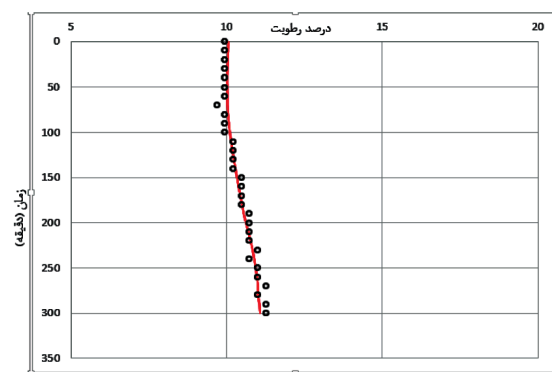


(ب)

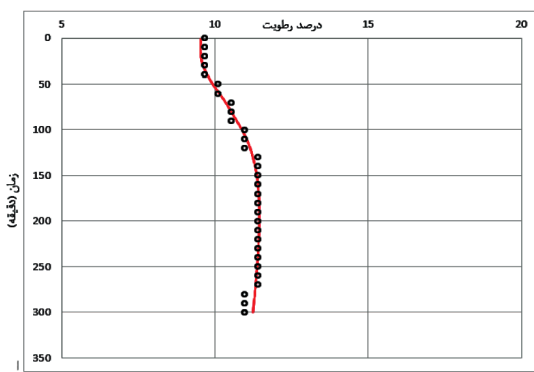


(الف)

شکل ۱۴. نتایج پورت در آزمایش هفتم با علامت نقطه و برآورد مدل هایروس با علامت خط. الف) پورت دوم، ب) پورت سوم



(ب)



(الف)

شکل ۱۵. نتایج پورت در آزمایش هشتم با علامت نقطه و برآورد مدل هایروس با علامت خط. الف) پورت دوم، ب) پورت سوم



on wide beds in clay and sandy clay loam using HYDRUS-2D. *Irrigation Science*, 33,3, 177-190.

- Daoxi, L., Zihui, L. and Zengjin, L., 2016. Research on water consumption characteristics of pepper under drip irrigation in greenhouse. *Water-saving Irrigation*, 10, 44-46.

- Dos Santos, L.N., Matsura, E.E., Gonçalves, I.Z., Barbosa, E.A., Nazario, A.A., Tuta, N.F., Elaiuy, M.C., Feitosa, D.R. and de Sousa, A.C., 2016. Water storage in the soil profile under subsurface drip irrigation: Evaluating two installation depths of emitters and two water qualities. *Agricultural Water Management*, 170, 91-98.

- Elmaloglou, S. and Diamantopoulos, E., 2009. Simulation of soil water dynamics under subsurface drip irrigation from linear sources. *Agricultural Water Management*, 96,11, 1587-1595.

- Espadafor, M., Orgaz, F., Testi, L., Lorite, I.J., Garcia-Tejera, O., Villalobos, F.J. and Fereres, E., 2018. Almond tree response to a change in wetted soil volume under drip irrigation. *Agricultural Water Management*, 202, 57-65.

- Food and Agriculture Organization of The United Nations (FAO), 2012. *The State of Food and Agriculture*, Rome, Italy.

- Greenland, S.J., Dalrymple, J., Levin, E. and O'Mahony, B., 2018. Improving Agricultural Water Sustainability: Strategies for Effective Farm Water Management and Encouraging the Uptake of Drip Irrigation. In *The Goals of Sustainable Development*, 111-123, Springer, Singapore.

- Honari, M., Ashrafzadeh, A., Khaledian, M., Vazifedoust, M. and Mailhol, J.C., 2017. Comparison of HYDRUS-3D soil moisture simulations of subsurface drip irrigation with experimental observations in the South of France. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 143,7,

## نتیجه‌گیری

با توجه به این‌که آبیاری در فصل پاییز تا زمستان انجام شده است، تبخیر کمتر می‌باشد و میزان هدر رفت آب در بخش غرقابی نیز کمتر در نظر گرفته می‌شود. با این حال پایین بودن ۱۰ سانتی‌متری فشار هیدرولیکی در مدل غرقابی بعد از گذشت حدود چهار ماه بسیار قابل توجه می‌باشد. این در حالی است که میزان رشد گیاه در هر دو روش آبیاری مشابه بوده و تنها آب بیشتری در روش غرقابی هدر رفته است. بنابراین با جایگزین کردن آبیاری هوشمند به جای آبیاری غرقابی بدون تغییر در سطح زیر کشت، می‌توان محصولات با همان کیفیت قبلی ولی استفاده‌ی بسیار کم تر آب را تولید کرد. همچنین با در نظر گرفتن تخلخل ۳۵ درصدی برای بخش آبخوان مدل، افزایش ۲/۵ سانتی‌متری فشار هیدرولیکی در بخش قطره‌ای نشان‌دهنده ذخیره‌ی ۳/۵ لیتر از ۱۰ لیتر آب اضافه شده می‌باشد. در نتیجه در طول حدود چهار ماه تنها ۶/۵ لیتر آب در این بخش استفاده شده است. در حالی‌که در همین شرایط در بخش غرقابی علاوه بر استفاده‌ی ۱۰ لیتر آب اضافه شده، ۷/۵ سانتی‌متر هم کاهش فشار هیدرولیکی مشاهده شده است که با همان تخلخل، ۱۰/۵ لیتر آب از بخش آبخوان برداشت شده است. در نتیجه در طول آزمایش ۲۰/۵ لیتر آب در این بخش استفاده شده است. به طور کلی در بازه‌ی زمانی ۱۰۰ روزه برای کاهو با استفاده از آبیاری قطره‌ای هوشمند علاوه بر ۳۵ درصد تغذیه آبخوان، ۶۸ درصد آب کمتری استفاده می‌شود.

پارامترهای آماری برای آزمایش‌های نفوذ نشان‌دهنده‌ی همبستگی دقیق بین درصد رطوبت اندازه‌گیری شده و برآورد شده توسط مدل می‌باشد.

## منابع

- ولی‌زاده، ن.، ۱۳۸۶. نگرشی بر روش‌های خودکار کردن سامانه‌های آبیاری تحت فشار. کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران.

- Akbar, G., Raine, S., McHugh, A.D. and Hamilton, G., 2015. Managing lateral infiltration

410-417.

- Kandelous, M.M. and Simunek, J., 2010. Numerical simulations of water movement in a subsurface drip irrigation system under field and laboratory conditions using HYDRUS-2D. *Agricultural Water Management*, 97,7, 1070-1076.
- Kirby, J.M., Ahmad, M.D., Mainuddin, M., Palash, W., Qadir, M.E., Shah-Newaz, S.M. and Hossain, M.M., 2015. The impact of irrigation development on regional groundwater resources in Bangladesh. *Agricultural Water Management*, 159, 264-276.
- Liu, H., Wang, X., Zhang, X., Zhang, L., Li, Y. and Huang, G., 2017. Evaluation on the responses of maize (*Zea mays* L.) growth, yield and water use efficiency to drip irrigation water under mulch condition in the Hetao irrigation District of China. *Agricultural Water Management*, 179, 144-157.
- Ma, Y., Feng, S., Su, D., Gao, G. and Huo, Z., 2010. Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified Green-Ampt model and HYDRUS-1D. *Computers and Electronics in Agriculture*, 71, S40-S47.
- Mguidiche, A., Provenzano, G., Douh, B., Khila, S., Rallo, G. and Boujelben, A., 2015. Assessing HYDRUS-2D model to simulate water content and salt accumulation in a soil irrigated with a subsurface drip system: Application in a semiarid area of central Tunisia. *Irrigation and Drainage*, 64,2, 263-274.
- Mohammad, N., Alazba, A.A. and Simunek, J., 2014. HYDRUS simulation of the effects of dual-drip irrigation and a physical barrier on water movement and solute transport in soils. *Irrigation Science*, 32,2, 111-125.
- Sanchis-Ibor, C., Macian-Sorribes, H., Garcia-Molla, M. and Pulido-Velazquez, M., 2015. Effects of drip irrigation on water consumption at basin scale (Mijares river, Spain). 26th Euro-mediterranean Regional Conference and Workshops "Innovate to improve irrigation performances", 12-15 October 2015. Montpellier, France.
- Schmidt, J.E., Peterson, C., Wang, D., Scow, K.M. and Gaudin, A.C., 2018. Agroecosystem tradeoffs associated with conversion to subsurface drip irrigation in organic systems. *Agricultural Water Management*, 202, 1-8.
- Singh, A., Srivastava, S.K., Kumar, K.J., Denis, D.M. and Thomas, A., 2017. Yield, irrigation production efficiency and economic return of onion under variable irrigation methods. *The Allahabad Farmer*, 73, 1, 3-7.
- Skaggs, T.H., Trrou, T.J., Simunek, J. and Shouse, P.J., 2004. Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigations with experimental observations. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 130,4, 304-310.
- Steduto, P., Hoogeveen, J., Winpenny, J. and Bruke, J., 2017. Coping with water scarcity: an action framework for agriculture and food security. Food and Agriculture Organization of the United Nations Rome, Italy.
- Szymkiewicz, A., Gumula-Kawecka, A., Simunek, J., Leterme, B., Beegum, S., Jaworska-Szule, B., Pruszkowska-Caceres, M., Gorczevska-Langner, W., Angulo-Jaramillo, R. and Jacques, D., 2018. Simulations of freshwater lens recharge and salt/freshwater interfaces using the HYDRUS and SWI2 packages for MODFLOW. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 66,2, 246-256.

- Zhang, H., Xiong, Y., Huang, G., Xu, X. and Huang, Q., 2017. Effects of water stress on processing tomatoes yield, quality and water use efficiency with plastic mulched drip irrigation in sandy soil of the Hetao Irrigation District. *Agricultural Water Management*, 179, 205-214.

# بررسی رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب خاکی در گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد (پهنه سنندج-سیرجان)

سمیه رحمانی جوانمرد<sup>۱</sup>، زهرا طهماسبی<sup>۲\*</sup>، زینگ دینگ<sup>۳</sup> و احمد احمدی خلجی<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳. آزمایشگاه ژئوشیمی گوانجو، آکادمی علوم چین، گوانجو، چین

۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۰۱

## چکیده

در شرق و جنوب شرق بروجرد واحدهای دگرگونی میکاگارت‌شلیست و هورنفلس بروزند دارند. این سنگ‌ها شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیم‌دار، پلاژیوکلاز، گارنت (آلماندین-اسپسارتین)، کلریت، کلدیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت، بیوتیت و مسکوویت و به مقدار کمتری آپاتیت، اکسیدهای آهن (ایلمنیت و مگنتیت) و زیرکن هستند. با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل، سنگ مادر سنگ‌های مورد بررسی، سنگ‌های پلیتی بوده است. بر پایه اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر با قدرت میدانی بالا، محیط رسوبی تشکیل سنگ مولد متاپلیت‌های بروجرد، حاشیه فعال قاره‌ای بوده است. شیمی پورفایروبلاست‌های گارنت‌های موجود در برخی هورنفلس‌ها از مرکز به حاشیه بیانگر همگن بودن نسبی آنها نسبت به عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی است که این مسئله به پدیده انتشار در درجات بالای دگرگونی ( $>600^\circ\text{C}$ ) نسبت داده شده است. بررسی الگوی منطقه‌بندی عناصر اصلی گارنت‌های موجود در شلیست‌ها و برخی دیگر از هورنفلس‌ها بیانگر منطقه‌بندی ترکیبی معکوس با افزایش Mn و کاهش Fe و Mg از مرکز به حاشیه است. فرایند بازجذب منگنز در طی رشد گارنت، موجب افزایش Mn در حاشیه این گارنت‌ها شده است. حضور کلریت در حاشیه پورفایروبلاست‌های گارنت موجود در این شلیست‌ها به‌وضوح نشان می‌دهد که فرایند بازجذب منگنز ممکن است در افزایش منگنز به‌سوی حاشیه نقش مهمی داشته باشد. روند تغییرات Y و HREE در گارنت درون شلیست‌ها از مرکز به‌سوی حاشیه کاهش یافته است. رشد گارنت در یک سیستم بسته (تفریق رایلی عناصر سازگار) به‌عنوان یک فرایند احتمالی می‌تواند موجب افزایش محتوای منگنز و همچنین موجب کاهش فراوانی عناصر Y و HREE از مرکز به حاشیه در گارنت موجود در شلیست‌ها شده باشد. الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در گارنت موجود در برخی از هورنفلس‌ها نسبتاً همگن بوده و روند خاصی را از مرکز به حاشیه نشان نمی‌دهند. عدم مشاهده منطقه‌بندی مشخص این عناصر در گارنت درون این هورنفلس‌ها احتمالاً ناشی از عدم تفکیک این عناصر در اثر رشد سریع گارنت بوده است.

واژه‌های کلیدی: انتشار، بروجرد، پهنه سنندج-سیرجان، سنگ‌های دگرگونی، شیمی کانی، عناصر کمیاب خاکی، گارنت.



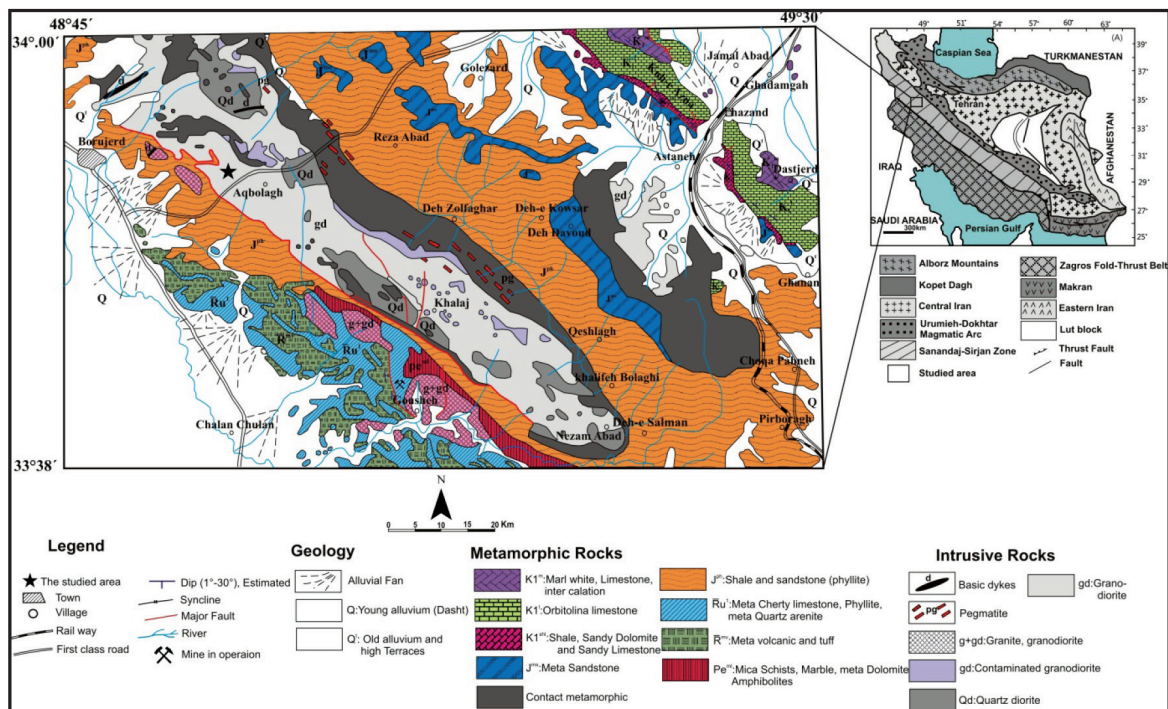
## مقدمه

مطالعه گارنت در سنگ‌های دگرگونی به‌عنوان یک کانی مفید در بازسازی دما، فشار و زمان (P-T-t) تکامل پوسته زمین از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است که این امر عمدتاً به دلیل حضور آن در سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط و بالا، کاربرد آن در مطالعات دما-فشارسنجی و مهم‌تر از همه توانایی آن برای حفظ منطقه‌بندی ترکیبی است (e.g. Kohn, 2003; Ague and Carlson, 2013; Baxter and Scherer, 2013; Caddick and Kohn, 2013). منطقه‌بندی عناصر اصلی با ضریب انتشار بالا نظیر Mg و Fe در گارنت، معمولاً در درجه حرارت‌های بالا به‌وسیله فرایند انتشار تغییر پیدا می‌کند (e.g. Chakraborty and Ganguly, 1992; Carlson, 2002, 2006; Ganguly, 2010). در چنین مواردی، اطلاعات زمین‌شیمیایی مربوط به شرایط و عوامل رشد گارنت به‌طور کامل یا جزئی حذف خواهد شد (e.g. Florence and Spear, 1991; Kohn, 2003; Caddick et al., 2010; Ague and Axler, 2016). عناصر کمیاب در گارنت‌ها به دلیل ضریب انتشار پایین نسبت به عناصر اصلی اطلاعات زمین‌شیمیایی بیشتری را ارائه می‌دهند و مطالعه آنها می‌تواند بخش‌هایی از تاریخچه واکنش کانیایی نظیر رشد و انحلال کانی‌های فرعی از جمله زیرکن و مونازیت که عناصر اصلی را حذف می‌کنند ارائه دهد (Lanzirotti, 1995; Pyle and Spear, 1999; Kelsey and Powell, 2011; Carlson, 2012; Moore et al., 2013). در پهنه ساختاری سندج-سیرجان، مجموعه وسیعی از توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی رخنمون داشته که توسط سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای در برگرفته شده‌اند. در منطقه بروجرد، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای عمدتاً از اسلیت، فیلیت و انواع شیست تشکیل شده‌اند و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نیز شامل شیست لکه‌دار، هورنفلس شیست، هورنفلس و میگماتیت‌های تزریقی هستند (احمدی خلجی، ۱۳۸۵). سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی ۴۵' ۴۸° تا ۴۹° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۴۵' ۳۳° تا ۳۴° شمالی واقع شده‌اند (شکل ۱). سنگ‌های آذرین اسیدی موجود در منطقه از نوع کوآرتز دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، آپلیت و پگماتیت بوده و دایک‌های دلریتی و گابرو (به‌صورت انکلاوهای بزرگ

درون کوآرتز دیوریت‌ها) سنگ‌های بازیک موجود در منطقه را تشکیل می‌دهند (احمدی خلجی، ۱۳۸۵) (شکل ۱). گسل‌ها مهم‌ترین ساختارهای ماکروسکوپی در منطقه مورد مطالعه هستند. از جمله آنها، گسل بزرگی به‌موازات حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی بروجرد می‌باشد (شکل ۱) که با راندن این توده بر روی سنگ‌های دگرگونی، سبب متفاوت شدن رخساره‌های دگرگونی در دو طرف آن شده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵). تاکنون در مورد عناصر فرعی و کمیاب خاکی گارنت موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه بروجرد مطالعه‌ای صورت نگرفته است. از این‌رو، در طی این پژوهش، به توصیف و بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد، الگوی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب خاکی گارنت درون آنها پرداخته خواهد شد.

## مواد و روش‌ها

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری و مطالعات دقیق سنگ‌نگاری، به‌منظور تعیین شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد، تعداد شش عدد مقطع نازک صیقلی با ضخامت ۲۵۰ میکرون جهت تجزیه LA-ICP-MS و EPMA تهیه شد. عناصر اصلی در کانی گارنت از حاشیه-مرکز-حاشیه در چندین نقطه به‌وسیله ریزپردازنده JEOL (مدل JXA-8100)، با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان پرتو ۲۰ nA در کشور چین (آزمایشگاه ژئوشیمی گوانجو، آکادمی علوم چین) اندازه‌گیری شد. به‌منظور مطالعات زمین‌شیمیایی دقیق‌تر، ۳۴ عنصر کمیاب در چندین بلور گارنت و در چندین نقطه از حاشیه-مرکز-حاشیه به‌وسیله تجزیه LA-ICP-MS در این آزمایشگاه اندازه‌گیری شد. همچنین به‌منظور مطالعات زمین‌شیمیایی از میان نمونه سنگ‌های دگرگونی برداشت شده، شش نمونه گارنت‌دار انتخاب و پس از خردایش به این آزمایشگاه ارسال شد تا به روش فلورانس اشعه ایکس (Rigaku ZSX100e) (XRF) برای عناصر اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی مورد بررسی قرار گیرند. نتایج تجزیه شیمی مربوط به سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه و تجزیه ریزپردازی و همچنین تجزیه LA-ICP-MS کانی گارنت به همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختاری آن در جدول‌های ۱ تا ۵ ارائه شده است. علائم اختصاری کانی‌ها بر مبنای (Whitney and Evans, 2010) هستند.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ایران و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی خرم‌آباد) (حاج ملاعلی و سهندی، ۱۳۷۱)

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی ترکیب کل سنگ‌های دگرگونی گارنت‌دار در منطقه بروجرد

Sample No.	RG1	RS2	RS6	DDS1	DDS2	GV15
Host rock	Hornfels	Schist	Schist	Schist	Schist	Hornfels
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	۶۵٫۴	۵۹٫۹۵	۶۲٫۴۸	۷۱٫۴۲	۵۴٫۷	۶۲٫۶
TiO <sub>2</sub>	۰٫۸۴	۰٫۹۴	۰٫۸۶	۰٫۸۷	۱٫۶۴	۰٫۸۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۷٫۴۴	۱۹٫۴۲	۱۸٫۳۲	۱۲٫۲۶	۱۹٫۳۴	۱۸٫۹
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ( <sup>1</sup> )	۶٫۶۸	۷٫۷۳	۶٫۹۷	۶٫۷۶	۱۰٫۷۶	۷٫۱۳
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۹	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۱۳
MgO	۱٫۹۱	۲٫۴۷	۲٫۲۸	۲	۳٫۰۸	۲٫۲۶
CaO	۰٫۵۱	۱٫۱۴	۰٫۷۸	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۵۸
Na <sub>2</sub> O	۱٫۶۴	۱٫۶۲	۱٫۲۶	۱٫۲۶	۱٫۳۴	۱٫۶۲
K <sub>2</sub> O	۳٫۲۴	۳٫۳۵	۳٫۴۹	۱٫۳۸	۳	۳٫۹۸
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۱۴
LOI	۲٫۳۴	۳٫۳۵	۳٫۷۲	۳٫۰۵	۵٫۰۷	۲٫۲۱
Total	۱۰۰٫۲۸	۱۰۰٫۳۳	۱۰۰٫۴۵	۱۰۰٫۲	۹۹٫۸	۱۰۰٫۴
Be (ppm)	۲٫۰۹	۲٫۶۷	۲٫۴۱	۲٫۳۹	۴٫۵۳	۲٫۰۹
Sc	۱۳٫۸	۱۶٫۷	۱۳٫۷	۱۱٫۴	۱۹٫۸	۱۵٫۶
W	۱	۱	۱	۱	۶	۲
Sn	۲	۲	۳	۱	۱	۳
Ga	۲۳	۲۴٫۲	۲۳٫۹	۱۶	۲۶٫۳	۲۲٫۹
Rb	۱۷۲	۱۰۹	۱۱۰	۳۶	۷۶	۱۷۲
Sr	۱۱۸٫۵	۱۴۲	۱۰۹	۱۱۰	۹۴٫۹	۱۲۰٫۵
Y	۳۱٫۸	۳۱	۲۵٫۹	۲۲٫۴	۳۹٫۸	۲۴٫۹
Zr	۲۲۷	۲۱۸	۲۰۲	۲۳۵	۳۷۵	۲۲۶
Nb	۱۴٫۸	۱۵٫۱	۱۴٫۹	۱۳٫۶	۲۶٫۱	۱۴٫۴
Cs	۸٫۸۸	۲٫۹۱	۲٫۸۵	۲٫۰۸	۴٫۳۶	۱۳٫۳
Ba	۳۵۰	۳۴۰	۳۸۶	۴۰۹	۴۴۷	۴۰۸

ادامه جدول ۱.

Sample No.	RG1	RS2	RS6	DDS1	DDS2	GV15
Host rock	Hornfels	Schist	Schist	Schist	Schist	Hornfels
La	۴۲/۹	۴۲/۶	۳۸/۲	۳۱/۹	۵۹/۸	۴۷/۶
Ce	۸۸	۸۷/۲	۷۷/۲	۶۹/۸	۱۳۳/۳	۹۸/۳
Pr	۹/۴۸	۹/۳۸	۸/۴۵	۷/۰۶	۱۳/۴	۱۰/۶
Nd	۳۵/۶	۳۴/۹	۳۱/۳	۲۶/۳	۴۹	۳۹/۵
Sm	۶/۷	۶/۷۳	۶/۱۸	۴/۹۷	۹/۱۶	۷/۴۴
Eu	۱/۵	۱/۳۹	۱/۲۷	۱	۱/۰۷	۱/۵۳
Gd	۵/۸۹	۵/۷۷	۵/۳۵	۴/۵۵	۷/۷۵	۶/۲۹
Tb	۰/۸۶	۰/۷۸	۰/۶۹	۰/۵۹	۰/۹۹	۰/۸۲
Dy	۵/۳۱	۵/۱۴	۴/۴۷	۳/۷۷	۶/۶	۴/۷۵
Ho	۱/۱۶	۱/۱۱	۰/۹	۰/۷۸	۱/۴۴	۰/۹۳
Er	۳/۲۵	۳/۲	۲/۵۵	۲/۳۵	۴/۵۷	۲/۵۴
Tm	۰/۵	۰/۴۹	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۷۳	۰/۳۸
Yb	۳/۱۲	۳/۰۶	۲/۳۷	۲/۳۸	۴/۸۳	۲/۲۷
Lu	۰/۵	۰/۴۹	۰/۳۸	۰/۴	۰/۷۹	۰/۳۵
Hf	۶	۵/۸	۵/۵	۵/۹	۱۰/۳	۶/۱
Ta	۱/۲	۱/۲	۱/۱	۰/۹	۱/۷	۱/۱
Th	۱۶	۱۶/۲	۱۵/۰۵	۱۱/۳۵	۲۳/۲	۱۸/۷
U	۲/۹۶	۱/۶۹	۱/۶۶	۰/۹۸	۱/۳۹	۳/۵۷
Eu/Eu <sup>*</sup> (2)	۰/۷۱	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۶۳	۰/۳۸	۰/۶۶
LaN/YbN <sup>(3)</sup>	۹/۳۶	۹/۴۷	۱۰/۹۷	۹/۱۲	۸/۴۳	۱۴/۲۷

1. Iron abundance is presented as total ferrous iron

2.  $Eu/Eu^* = EuN / ([Sm+Gd]N)/2$

3. Chondrite normalized values were calculated using data from McDonough and Sun (1995)

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزپردازشی حاشیه (R) و مرکز (C) گارنت‌های موجود در هورنفلس‌های منطقه بروجرد (wt.%). محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای نهایی آنها (برحسب ۱۲ اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u.)

Sample no.	RG1	RG1	RG1	RG1	RG1	GV15	GV15	GV15	GV15	GV15
Host rock	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels
Position	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R
Spot no.	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	۳	۴	۵
SiO <sub>2</sub>	۳۶/۴۶	۳۶/۳۹	۳۶/۶۸	۳۶/۴۵	۳۶/۸۳	۳۶/۹۱	۳۷/۰۰	۳۷/۷۳	۳۷/۰۷	۳۷/۱۸
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱>	۰/۰۴	۰/۰۱>	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۰/۵۰	۲۰/۴۸	۲۰/۳۷	۲۰/۱۸	۲۰/۳۹	۲۰/۶۰	۲۰/۷۷	۲۰/۹۸	۲۰/۶۵	۲۰/۷۶
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱>	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
FeO	۳۳/۷۸	۳۴/۶۵	۳۴/۸۶	۳۴/۵۱	۳۴/۶۵	۳۲/۴۹	۳۳/۵۲	۳۳/۶۳	۳۲/۸۲	۳۲/۲۱
MnO	۳/۸۲	۳/۱۷	۲/۹۳	۳/۱۱	۳/۶۲	۵/۳۳	۳/۶۵	۳/۰۴	۴/۲۵	۶/۰۷
MgO	۱/۷۹	۱/۸۳	۱/۹۴	۱/۸۷	۱/۸۷	۲/۱۰	۲/۵۳	۲/۶۰	۲/۳۲	۱/۹۳
CaO	۰/۵۴	۰/۵۹	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۵۵	۰/۸۳	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۷۵	۰/۷۹
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۳۰	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۱۸	۰/۱۱
K <sub>2</sub> O	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۱
Total	۹۶/۹۶	۹۷/۱۷	۹۷/۳۹	۹۶/۷۵	۹۷/۹۴	۹۸/۶۷	۹۸/۶۹	۹۹/۳۶	۹۸/۱۲	۹۹/۰۹
Si	۳/۰۳	۳/۰۲	۳/۰۳	۳/۰۴	۳/۰۴	۳/۰۲	۳/۰۲	۳/۰۴	۳/۰۳	۳/۰۳
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al <sup>iv</sup>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al <sup>vi</sup>	۲/۰۱	۲/۰۱	۱/۹۹	۱/۹۹	۱/۹۹	۱/۹۹	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe <sup>2+</sup>	۲/۴۰	۲/۴۵	۲/۴۵	۲/۴۴	۲/۴۲	۲/۲۶	۲/۳۳	۲/۳۳	۲/۳۰	۲/۲۳

ادامه جدول ۲.

Sample no.	RG1	RG1	RG1	RG1	RG1	GV15	GV15	GV15	GV15	GV15
Host rock	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels	Hornfels
Position	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R
Spot no.	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	۳	۴	۵
Mn	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۳۷	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۹	۰/۴۲
Mg	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۲۳
Ca	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷
Total	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۷	۷/۹۸	۷/۹۸
alm	۸۱/۶۸	۸۲/۹۸	۸۳/۲۲	۸۲/۹۵	۸۲/۰۰	۷۶/۳۷	۷۸/۶۸	۷۹/۸۶	۷۸/۰۹	۷۵/۵۷
adr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
grs	۱/۵۴	۱/۷۲	۱/۵۵	۱/۷۱	۱/۶۵	۲/۳۱	۲/۲۷	۲/۳۰	۲/۲۳	۲/۲۶
prp	۷/۵۵	۷/۶۸	۸/۱۳	۷/۸۸	۷/۷۹	۸/۶۶	۱۰/۴۳	۱۰/۷۰	۹/۶۳	۷/۹۱
sps	۹/۱۳	۷/۵۶	۶/۹۸	۷/۴۵	۸/۵۵	۱۲/۵۰	۸/۵۴	۷/۰۹	۱۰/۰۳	۱۴/۱۸
uv	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۷

جدول ۳. نتایج تجزیه ریزپردازشی حاشیه (R) و مرکز (C) گارنت‌های موجود در شیبست‌های منطقه پروجرده (wt.%). محاسبه فرمول ساختاری و مقادیر اعضای نهایی آنها (برحسب ۱۲ اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u.)

Sample no.	RS2	RS2	RS2	RS2	RS2	DDS2	DDS2	DDS2	DDS2	DDS2
Host rock	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist	Schist
Position	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R	1-1-R	1-2-M	1-3-C	1-4-M	1-5-R
Spot no.	۱	۲	۳	۴	۵	۱	۲	۳	۴	۵
SiO <sub>2</sub>	۳۶/۹۶	۳۷/۱۳	۳۷/۲۱	۳۶/۹۳	۳۵/۴۷	۳۵/۳۷	۳۶/۲۰	۳۶/۴۱	۳۶/۲۷	۳۵/۲۳
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۰/۶۴	۲۰/۷۲	۲۰/۵۶	۲۰/۵۴	۱۹/۸۳	۱۹/۵۳	۱۹/۹۰	۱۹/۹۷	۲۰/۰۹	۱۹/۱۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۲۴	۰/۰۸	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۰۶
FeO	۳۴/۱۱	۳۳/۴۲	۳۳/۷۴	۳۴/۴۹	۳۱/۸۹	۳۳/۴۲	۳۳/۶۹	۳۴/۳۴	۳۴/۱۴	۳۰/۵۲
MnO	۲/۳۹	۴/۱۲	۲/۴۱	۲/۲۹	۵/۷۱	۱/۴۵	۱/۵۱	۱/۵۵	۱/۶۶	۳/۳۳
MgO	۲/۹۱	۲/۲۰	۲/۹۶	۲/۷۹	۱/۵۰	۲/۵۵	۲/۷۶	۲/۵۸	۲/۵۱	۲/۰۵
CaO	۰/۹۱	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۵	۱/۲۳	۲/۳۲	۱/۹۶	۱/۵۵	۲/۱۴	۳/۱۳
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۲۶
K <sub>2</sub> O	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۵
Total	۹۸/۰۶	۹۸/۶۳	۹۷/۹۷	۹۸/۰۶	۹۵/۷۳	۹۵/۰۹	۹۶/۳۹	۹۶/۷۳	۹۷/۱۹	۹۳/۸۸
Si	۳/۰۲	۳/۰۳	۳/۰۴	۳/۰۳	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۲	۳/۰۳	۳/۰۱	۳/۰۳
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al <sup>iv</sup>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al <sup>vi</sup>	۱/۹۹	۲/۰۰	۱/۹۸	۱/۹۹	۱/۹۹	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۶	۱/۹۷	۱/۹۵
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Fe <sup>2+</sup>	۲/۳۶	۲/۳۲	۲/۳۴	۲/۳۸	۲/۲۷	۲/۳۶	۲/۳۵	۲/۴۰	۲/۳۷	۲/۱۸
Mn	۰/۱۷	۰/۲۸	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۴۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۲۴
Mg	۰/۳۵	۰/۲۷	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۱۹	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۲۶
Ca	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۹
Total	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۹	۷/۹۹	۷/۹۸	۷/۹۸	۷/۹۹	۷/۹۷
alm	۷۹/۷۴	۷۸/۴۰	۷۹/۲۳	۸۰/۳۶	۷۶/۱۳	۷۸/۶۱	۷۸/۷۶	۸۰/۸۴	۷۹/۲۵	۷۳/۰۷
adr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۳	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۱۳	۰/۷۳
grs	۲/۴۸	۲/۸۲	۲/۷۹	۲/۷۰	۳/۵۲	۵/۳۲	۵/۶۳	۳/۹۳	۵/۵۱	۸/۸۶
prp	۱۱/۹۸	۹/۰۵	۱۲/۲۱	۱۱/۴۸	۶/۳۷	۱۰/۸۲	۱۱/۶۷	۱۰/۸۱	۱۰/۴۴	۸/۹۱
sps	۵/۵۸	۹/۶۳	۵/۶۵	۵/۳۵	۱۳/۷۶	۳/۵۰	۳/۶۳	۳/۶۸	۳/۹۳	۸/۲۳
uv	۰/۲۲	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۲۲	۰/۸۱	۰/۲۷	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۲۰



جدول ۴. نتایج تجزیه LA-ICP-MS در گارنت درون هورنفلس‌های منطقه بروجرد

Sample no.	RG1	RG1	RG1	RG1	RG1	GV15	GV15	GV15	GV15	GV15
	Grt1-1 Rim	Grt1-2 Middle	Grt1-3 Core	Grt1-4 Middle	Grt1-5 Rim	Grt1-1 Rim	Grt1-2 Middle	Grt1-3 Core	Grt1-4 Middle	Grt1-5 Rim
REE (ppm) by LA-ICP-MS										
La	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	۰/۰۰۱	b.d.	۰/۰۰۱	b.d.	b.d.
Ce	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۱۲
Pr	۰/۰۰۸	۰/۰۰۳	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴
Nd	۰/۱۳۰	۰/۱۵۳	۰/۱۵۲	۰/۱۵۲	۰/۱۲۵	۰/۲۶۰	۰/۱۸۱	۰/۱۸۶	۰/۱۱۱	۰/۱۱۴
Sm	۰/۵۵۱	۰/۶۳۸	۰/۷۹۷	۰/۸۴۳	۰/۸۴۸	۱/۱۲۳	۱/۰۷۷	۰/۹۱۳	۰/۹۲۵	۰/۸۷۸
Eu	۰/۰۲۳	۰/۰۳۱	۰/۰۲۳	۰/۰۳۰	۰/۰۴۰	۰/۰۶۰	۰/۰۵۶	۰/۰۴۹	۰/۰۶۰	۰/۰۵۱
Gd	۴/۹۴۹	۵/۷۲۹	۵/۷۸۲	۶/۶۹۹	۶/۲۹۵	۱۱/۲۲۸	۹/۷۵۳	۹/۷۳۸	۹/۴۸۱	۹/۲۸۶
Tb	۲/۱۵۷	۲/۲۹۸	۲/۵۳۲	۲/۷۶۳	۲/۷۳۶	۵/۷۶۳	۴/۷۷۳	۴/۸۷۸	۴/۷۵۶	۴/۵۱۱
Dy	۲۳/۲۳۲	۲۵/۵۱۹	۲۶/۳۳۵	۲۹/۰۸۶	۲۹/۵۷۶	۶۴/۷۸۸	۵۴/۸۶۸	۵۶/۴۲۹	۵۳/۳۹۷	۵۱/۵۲۹
Ho	۶/۲۲۲	۶/۴۲۸	۶/۵۸۰	۷/۱۷۶	۸/۱۵۲	۱۳/۴۸۸	۱۱/۶۶۷	۱۲/۰۳۳	۱۱/۴۰۸	۱۱/۲۷۰
Er	۲۱/۳۷۷	۲۲/۱۶۵	۲۲/۰۲۳	۲۳/۷۶۹	۲۹/۳۷۱	۲۸/۲۷۲	۲۵/۱۱۴	۲۵/۰۷۶	۲۴/۱۹۰	۲۴/۲۴۸
Tm	۳/۶۸۱	۳/۸۹۸	۳/۶۹۵	۴/۰۶۹	۵/۶۷۲	۲/۸۷۴	۲/۶۴۵	۲/۷۱۳	۲/۶۰۱	۲/۵۵۶
Yb	۲۷/۱۳۴	۲۹/۱۵۵	۲۷/۱۸۸	۲۹/۷۵۶	۴۷/۱۳۷	۱۳/۵۳۲	۱۳/۹۳۸	۱۳/۸۸۷	۱۳/۷۱۳	۱۳/۳۳۹
Lu	۳/۷۳۳	۴/۲۲۱	۳/۸۱۰	۳/۸۵۱	۷/۶۵۷	۱/۵۴۴	۱/۶۱۹	۱/۵۴۶	۱/۴۳۲	۱/۵۵۹
ΣREE <sup>3+</sup>	۹۳/۲۰۲	۱۰۰/۲۴۳	۹۸/۹۳۰	۱۰۸/۲۰۳	۱۳۷/۶۱۷	۱۴۲/۹۴۷	۱۲۵/۷۰۲	۱۲۷/۴۶۱	۱۲۲/۰۸۳	۱۱۹/۳۵۷
Eu/Eu <sup>*</sup> ( <sup>1</sup> )	۰/۰۲۹	۰/۰۳۴	۰/۰۲۴	۰/۰۲۷	۰/۰۳۸	۰/۰۳۳	۰/۰۳۵	۰/۰۳۲	۰/۰۴۰	۰/۰۳۴
YbN/SmN ( <sup>2</sup> )	۴۵/۲۸۹	۴۱/۹۸۸	۳۱/۳۶۲	۳۲/۴۳۸	۵۱/۱۱۱	۱۱/۰۷۶	۱۱/۹۰۱	۱۳/۹۸۳	۱۳/۶۲۷	۱۳/۹۵۸
Trace element (ppm) by LA-ICP-MS										
Sc	۱۷۶/۲۵۸	۱۱۳/۷۸۵	۱۱۱/۲۸۷	۱۱۰/۹۳۹	۱۱۱/۶۰۰	۱۹۶/۵۶۷	۲۱۰/۳۵۸	۲۱۹/۱۴۵	۲۲۰/۳۱۳	۲۶۰/۶۸۰
Ti	۱۳۶/۱۸۷	۱۵۷/۵۷۷	۱۵۲/۰۴۰	۱۶۴/۳۲۱	۱۷۱/۲۲۵	۱۸۸/۰۷۱	۱۸۴/۷۷۵	۱۹۴/۲۸۳	۱۸۶/۴۰۶	۱۸۶/۵۵۶
V	۱۱۰/۸۱۹	۱۲۰/۳۸۱	۱۰۳/۳۱۰	۱۰۴/۶۰۸	۱۲۹/۶۲۰	۱۶۲/۵۸۲	۱۶۵/۷۵۷	۱۶۱/۵۹۰	۱۴۰/۵۲۹	۱۴۲/۹۳۴
Cr	۷۳/۰۷۳	۸۵/۱۴۷	۶۸/۲۰۶	۶۵/۱۷۹	۱۷۴/۷۹۹	۱۳۴/۵۰۴	۱۲۲/۵۶۴	۱۱۹/۷۵۶	۱۱۱/۱۳۸	۱۱۹/۱۶۹
Co	۱۸/۳۸۱	۲۶/۳۳۵	۲۶/۸۲۳	۲۶/۱۳۷	۲۲/۱۳۶	۱۶/۳۸۳	۲۰/۳۹۳	۱۸/۵۴۲	۱۸/۱۹۹	۱۴/۹۱۳
Ni	۰/۳۳۰	۱/۲۱۹	۱/۰۵۴	۰/۶۹۴	۰/۶۰۷	۰/۶۱۶	۰/۹۳۰	۰/۸۶۲	۰/۶۲۲	۰/۵۰۲
Cu	۰/۰۰۸	۰/۰۳۸	۰/۰۶۳	۰/۲۰۷	۰/۰۶۴	۰/۰۰۲	۰/۱۳۵	۰/۰۲۶	۰/۰۴۹	۲/۲۹۸
Zn	۳۵/۱۶۶	۷۶/۹۳۱	۷۴/۱۷۳	۶۵/۵۹۴	۶۱/۱۴۲	۴۵/۲۴۶	۵۴/۱۱۳	۴۹/۷۷۰	۴۸/۸۸۳	۳۸/۷۴۵
Rb	۰/۰۲۸	۰/۰۲۱	۰/۰۳۶	۰/۰۵۹	۰/۰۴۰	۰/۰۵۲	۰/۰۲۶	۰/۰۰۳	۰/۰۳۲	۰/۰۵۱
Sr	۰/۰۱۵	۰/۰۱۳	۰/۰۰۸	۰/۰۱۴	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۲۸	۰/۰۱۹	۰/۰۲۹	۰/۱۶۲
Y	۱۵۶/۰۸۰	۱۶۸/۳۸۵	۱۷۵/۲۵۹	۱۹۲/۷۷۴	۲۰۱/۳۲۴	۳۹۲/۲۷۶	۳۲۹/۸۴۷	۳۳۰/۶۰۶	۳۲۴/۲۹۵	۳۱۶/۸۲۷
Zr	۲۳/۷۶۷	۲۵/۱۸۵	۳۹/۳۵۶	۲۴/۸۰۱	۲۸/۰۷۷	۲۹/۵۳۲	۲۸/۸۷۱	۳۰/۴۹۹	۲۶/۵۸۵	۲۶/۴۰۱
Nb	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	b.d.	۰/۰۰۳
Cs	۰/۰۱۲	b.d.	b.d.	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۰۳	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ba	b.d.	b.d.	۰/۰۰۸	۰/۰۱۵	b.d.	۰/۰۰۸	b.d.	۰/۰۰۳	۰/۰۰۷	۰/۲۵۹
Hf	۰/۴۸۳	۰/۵۱۵	۰/۸۷۲	۰/۴۷۱	۰/۵۴۶	۰/۵۵۷	۰/۴۸۱	۰/۴۱۷	۰/۴۶۷	۰/۴۲۷
Ta	۰/۰۰۲	b.d.	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Pb	۰/۰۳۳	۰/۰۱۱	۰/۰۲۱	۰/۰۸۳	۰/۰۲۶	۰/۰۵۵	۰/۰۸۵	۰/۰۱۴	۰/۰۲۹	۰/۷۹۸
Th	۰/۰۰۱	b.d.	۰/۰۰۹	b.d.	۰/۰۰۳	b.d.	b.d.	۰/۰۰۱	b.d.	b.d.
U	۰/۰۱۳	۰/۰۱۱	۰/۳۸۷	۰/۰۲۱	۰/۰۳۰	۰/۰۱۲	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶

1. Eu/Eu<sup>\*</sup> = EuN/([Sm+Gd]N)/2; 2. Chondrite normalized values calculated using data from McDonough and Sun (1995); b.d. = below detection limit

جدول ۵. نتایج تجزیه LA-ICP-MS در گارنت درون شیبست‌های منطقه بروجرد

Sample no.	RS2	RS2	RS2	RS2	RS2	DDS2	DDS2	DDS2	DDS2	DDS2
	Grt1-1 Rim	Grt1-2 Middle	Grt1-3 Core	Grt1-4 Middle	Grt1-5 Rim	Grt1-1 Rim	Grt1-2 Middle	Grt1-3 Core	Grt1-4 Middle	Grt1-5 Rim
REE (ppm) by LA-ICP-MS										
La	۰/۰۰۵	b.d.	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	b.d.	b.d.	۰/۰۰۱	۰/۰۴۵	۰/۵۲۸	b.d.
Ce	۰/۰۱۷	۰/۰۰۸	۰/۰۱۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۱۷	۰/۰۲۳	۰/۱۲۵	۱/۵۸۸	۰/۰۱۹
Pr	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۱۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۱۳	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵	۰/۱۹۶	۰/۰۰۸
Nd	۰/۱۸۵	۰/۲۰۸	۰/۱۹۴	۰/۱۵۶	۰/۲۰۸	۰/۲۲۷	۰/۹۷۷	۰/۵۶۴	۱/۴۹۲	۰/۲۲۵
Sm	۱/۰۰۸	۰/۹۴۱	۱/۱۵۷	۰/۷۳۵	۰/۸۶۴	۱/۲۸۵	۴/۴۶۹	۴/۱۶۲	۴/۱۳۳	۱/۰۴۸
Eu	۰/۰۲۸	۰/۰۲۴	۰/۰۲۸	۰/۰۰۷	۰/۰۲۷	۰/۰۵۱	۰/۱۲۲	۰/۱۳۸	۰/۱۷۹	۰/۰۷۴
Gd	۷/۶۱۴	۷/۴۶۱	۹/۸۵۳	۶/۳۷۴	۷/۳۹۲	۹/۲۴۱	۲۶/۷۸۱	۲۵/۴۸۵	۲۴/۱۱۹	۷/۶۴۵
Tb	۳/۷۸۱	۳/۶۴۳	۴/۹۲۷	۳/۱۸۲	۳/۷۵۳	۴/۷۸۵	۹/۱۲۴	۸/۸۹۳	۸/۴۳۸	۴/۰۵۴
Dy	۴۹/۳۲۱	۴۸/۱۱۳	۶۳/۱۰۰	۴۳/۵۱۲	۴۸/۶۲۹	۷۰/۲۲۵	۸۶/۷۸۱	۸۲/۸۵۸	۷۷/۷۳۸	۵۵/۳۸۵
Ho	۱۴/۵۱۱	۱۵/۳۷۸	۱۹/۴۷۴	۱۴/۶۷۱	۱۴/۷۸۶	۲۷/۸۰۷	۲۱/۸۲۶	۲۱/۶۷۶	۱۹/۲۴۲	۱۸/۲۷۱
Er	۴۴/۹۸۷	۵۵/۳۶۸	۶۹/۷۸۳	۵۵/۴۹۶	۴۶/۴۷۸	۱۲۶/۴۷۱	۶۹/۳۴۹	۶۸/۴۶۵	۵۸/۱۲۵	۶۰/۱۹۶
Tm	۵/۹۹۹	۹/۰۳۷	۱۱/۴۰۸	۹/۱۸۳	۶/۱۳۹	۲۴/۷۳۷	۱۱/۱۰۰	۱۱/۳۴۱	۹/۱۵۹	۹/۰۷۸
Yb	۳۴/۸۵۴	۶۰/۸۷۷	۷۹/۳۷۲	۶۳/۰۴۶	۳۶/۷۳۲	۱۹۸/۲۶۳	۷۴/۶۲۴	۷۷/۰۹۸	۶۳/۱۵۲	۶۲/۱۲۵
Lu	۴/۵۷۸	۸/۶۳۰	۱۱/۰۵۶	۹/۱۷۶	۴/۸۵۶	۳۳/۱۳۷	۱۰/۴۲۰	۱۰/۴۰۷	۷/۸۸۲	۹/۷۱۸
ΣREE <sup>3+</sup>	۱۶۶/۸۹۳	۲۰۹/۶۹۳	۲۷۰/۳۷۹	۲۰۵/۵۴۶	۱۶۹/۸۷۴	۴۹۶/۲۶۰	۳۱۵/۶۲۱	۳۱۱/۲۸۲	۲۷۵/۹۷۲	۲۲۷/۸۴۶
Eu/Eu <sup>*</sup> (1)	۰/۰۲۲	۰/۰۲۰	۰/۰۱۸	۰/۰۰۷	۰/۰۲۲	۰/۰۳۳	۰/۰۲۶	۰/۰۳۱	۰/۰۴۳	۰/۰۵۸
YbN/SmN <sup>(2)</sup>	۳۱/۷۷۰	۵۹/۴۸۲	۶۳/۰۴۶	۷۸/۸۶۹	۳۹/۰۹۷	۱۴۱/۸۰۶	۱۵/۳۵۱	۱۷/۰۲۹	۱۴/۰۴۷	۵۴/۵۰۵
Trace element (ppm) by LA-ICP-MS										
Sc	۳۳۱/۰۲۰	۲۹۴/۶۰۱	۳۰۳/۴۸۹	۳۲۷/۳۹۰	۳۰۷/۹۰۰	۳۴۹/۱۱۷	۱۶۳/۰۴۷	۱۷۹/۸۰۲	۱۶۵/۲۸۵	۳۰۶/۷۶۳
Ti	۶۹۰/۶۹	۸۴/۹۳۲	۱۰۸/۰۸۰	۷۰/۷۴۳	۷۴/۰۷۸	۱۵۲/۵۱۳	۴۷۲/۵۵۲	۲۴۰/۷/۶۳۷	۹۹۸/۲۶۱	۹۵/۸۶۲
V	۲۰۷/۲۰۴	۲۲۴/۸۲۲	۲۱۹/۷۶۶	۲۰۰/۶۶۰	۲۱۲/۹۱۱	۲۷/۰۱۱۰	۱۳۸/۱۲۷	۱۸۰/۷۰۳	۱۶۹/۲۷۸	۴۲۳/۰۴۰
Cr	۳۱۱/۷۵۳	۲۵۶/۹۹۸	۲۵۴/۸۱۴	۳۰۴/۳۵۹	۳۰۹/۷۶۷	۸۹۸/۳۷۰	۲۲۹/۶۴۴	۲۱۵/۴۲۳	۱۴۵/۷۳۳	۹۹۲/۵۵۳
Co	۳۴/۰۸۵	۳۲/۷۰۳	۳۲/۷۰۹	۳۴/۸۳۳	۱۷/۰۶۶	۵۳/۳۳۸	۵۴/۹۲۰	۵۲/۱۵۶	۴۶/۹۳۰	۵۰/۷۹۱
Ni	۱/۵۷۲	۰/۶۳۰	۱/۷۲۶	۰/۶۹۶	۰/۳۱۵	۲/۹۰۴	۶/۷۱۶	۹/۵۱۱	۵/۹۸۴	۲/۰۰۰
Cu	۰/۸۸۱	۰/۲۲۲	۰/۰۵۵	۰/۰۵۸	۰/۰۰۰	۰/۰۵۲	۰/۱۲۸	۰/۰۳۹	۲۵/۳۶۰	۰/۲۰۲
Zn	۸۸/۱۵۴	۹۰/۷۹۲	۱۱۰/۵۱۹	۹۴/۹۷۸	۳۲/۴۴۵	۹۶/۲۹۷	۱۰۳/۴۸۲	۱۲۹/۹۵۴	۹۱/۷۲۳	۷۶/۳۴۹
Rb	۰/۰۳۹	۰/۰۴۳	۰/۰۴۷	۰/۰۵۴	۰/۰۳۹	۰/۱۱۹	۰/۰۸۸	۰/۰۶۸	۰/۰۷۷	۰/۰۵۰
Sr	۰/۰۴۱	۰/۰۲۱	۰/۰۴۸	۰/۰۲۹	۰/۰۱۴	۰/۰۷۴	۰/۰۳۴	۰/۰۲۷	۰/۰۲۶۷	۰/۰۴۱
Y	۳۶۷/۱۹۱	۳۸۷/۴۰۶	۴۸۶/۱۵۰	۳۷۵/۲۰۸	۳۶۴/۱۳۲	۶۶۳/۷۶۶	۵۷۸/۳۹۳	۵۶۷/۹۸۶	۵۱۵/۰۵۸	۴۵۷/۰۴۵
Zr	۱۲/۲۷۵	۱۳/۰۲۷	۱۷/۴۷۰	۹/۶۴۴	۱۲/۰۵۱	۸/۹۲۸	۷۷/۳۷۵	۷۹/۳۷۹	۹۲/۶۴۴	۷/۲۳۲
Nb	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۸	۴/۵۹۴	۰/۷۲۰	۰/۰۰۵
Cs	.b.d	.b.d	۰/۰۱۲	.b.d	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۱۳	۰/۰۰۲	۰/۰۱۲	۰/۰۰۳
Ba	۰/۰۶۲	.b.d	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	.b.d	.b.d	.b.d	.b.d	۰/۰۷۵	.b.d
Hf	۰/۱۹۲	۰/۳۰۸	۰/۳۵۵	۰/۲۶۳	۰/۲۱۳	۰/۱۶۵	۱/۴۵۶	۱/۶۱۳	۱/۸۰۵	۰/۱۴۲
Ta	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	.b.d	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	.b.d	۰/۰۱۱	۰/۰۵۳۱	۰/۰۴۹	۰/۰۰۱
Pb	۰/۱۰۹	۰/۰۲۹	۰/۰۱۵	۰/۰۱۶	۰/۰۱۷	۰/۰۲۲	۰/۰۱۷	۰/۰۳۸	۰/۷۸۷	۰/۰۰۹
Th	۰/۰۰۹	.b.d	.b.d	.b.d	.b.d	.b.d	۰/۰۰۲	۰/۰۱۸	۰/۰۹۷	۰/۰۰۱
U	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۱۷	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۳۶	۰/۰۴۶	۰/۵۹۴	۰/۰۰۶

1.  $Eu/Eu^* = EuN/([Sm+Gd]N)/2$ ; 2. Chondrite normalized values calculated using data from McDonough and Sun (1995); b.d. = below detection limit

## بحث و نتیجه‌گیری

### ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی بروجرد

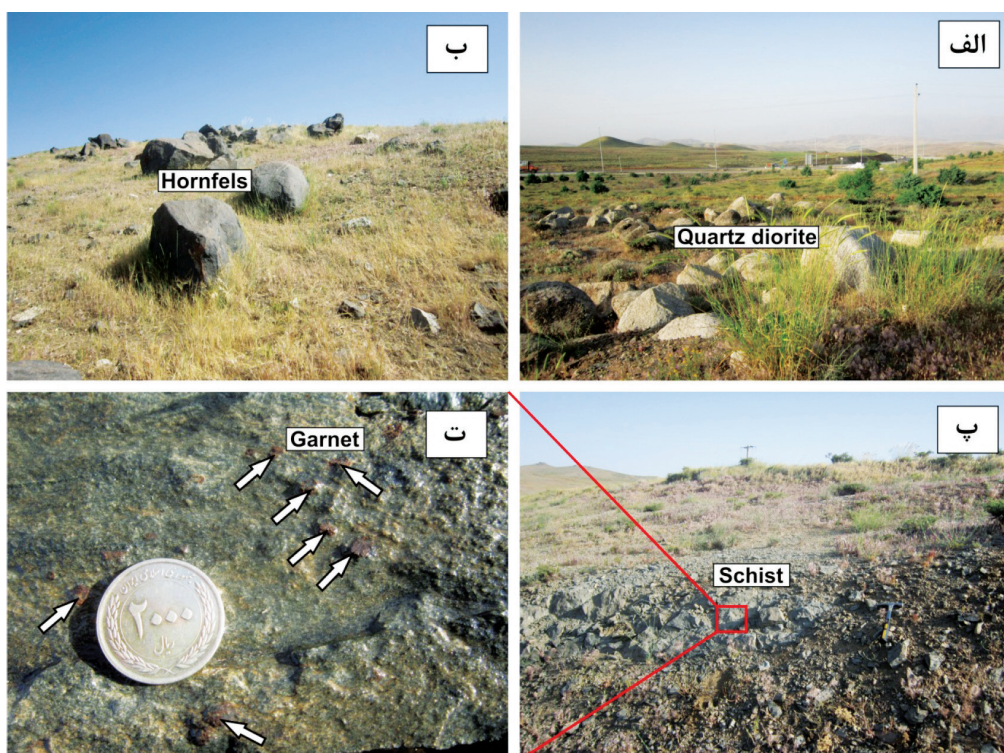
#### گارنت‌شیست‌ها

بر اساس مطالعات صحرایی، گارنت شیست‌ها به همراه هورنفلس‌ها در همبری با توده‌های نفوذی کوارتز دیوریتی قرار دارند و به رنگ سبز تیره تا سیاه دیده می‌شوند (شکل ۲-الف و ب). شایان ذکر است که در نمونه‌های دستی مربوط به این سنگ‌ها، بلورهای گارنت به صورت پورفیروبلاست‌های نسبتاً ریزدانه (یک سانتی‌متر) و به رنگ قرمز تیره دیده می‌شوند (شکل ۲-پ و ت). این سنگ‌ها اساساً شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت، کلریت و مسکوویت بوده و به مقدار کمتری از آپاتیت، آناتاز و ایلمنیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳). گارنت‌ها غالباً بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار هستند و اندازه درشت تا متوسط دارند (شکل ۳-الف). بیشتر بلورهای گارنت در اثر واکنش‌های دگرگونی پس‌رونده به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-ب). غالب بلورهای گارنت پوئی کیلوبلاستیک بوده و دارای میانبره‌هایی از کوارتز، آپاتیت، ایلمنیت و آناتاز هستند (شکل ۳). کانی‌های کوارتز، آپاتیت و ایلمنیت هم در

زمینه و هم به صورت میانبار در گارنت تشکیل شده‌اند که بر تشکیل آنها قبل از رشد بلور گارنت و مصرف شدن در طی تولید گارنت اولیه دلالت دارد.

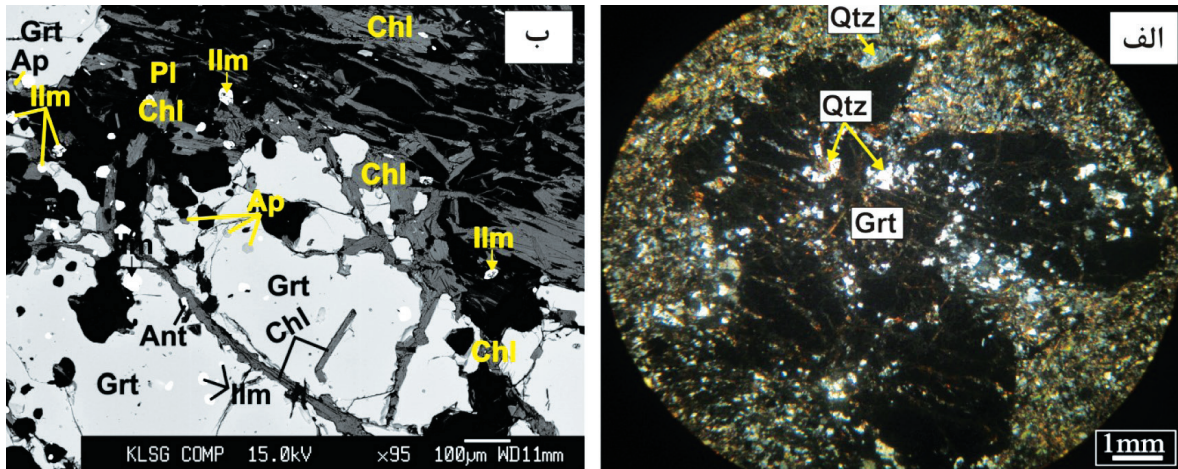
#### هورنفلس‌ها

هورنفلس‌ها یکی دیگر از گروه‌های سنگی موجود در منطقه بروجرد هستند که در همبری با واحدهای کوارتز دیوریتی و گارنت‌شیست‌ها قرار دارند (شکل ۲-ب). از لحاظ کانی‌شناسی، حاوی کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت، کلدیریت پنی‌تی شده، فیبرولیت، سیلیمانیت، مسکوویت و بیوتیت هستند و به مقدار کمتری از آپاتیت، اکسیدهای آهن و تیتانیم (ایلمنیت) و زیرکن تشکیل شده‌اند (شکل ۴-الف، ب و پ). برخلاف گارنت‌شیست‌ها، کانی گارنت در نمونه دستی مربوط به این سنگ‌ها قابل مشاهده نیست. این گارنت‌ها در مقاطع میکروسکوپی معمولاً بی‌شکل بوده و دارای میانبره‌هایی از کوارتز هستند. بافت این سنگ‌ها به دلیل جدایش نوارهای کوارتز و فلدسپار از نوارهای میکا، لپیدوپورفیروبللاستیک است (شکل ۴-ت). کوارتز موجود در این سنگ‌ها به صورت بی‌شکل است و خاموشی موحی دارد.

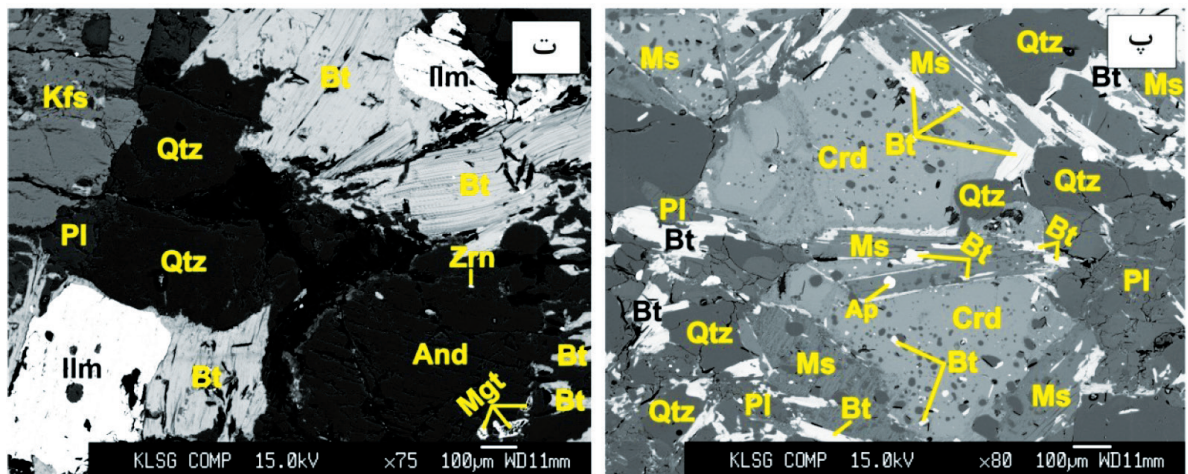
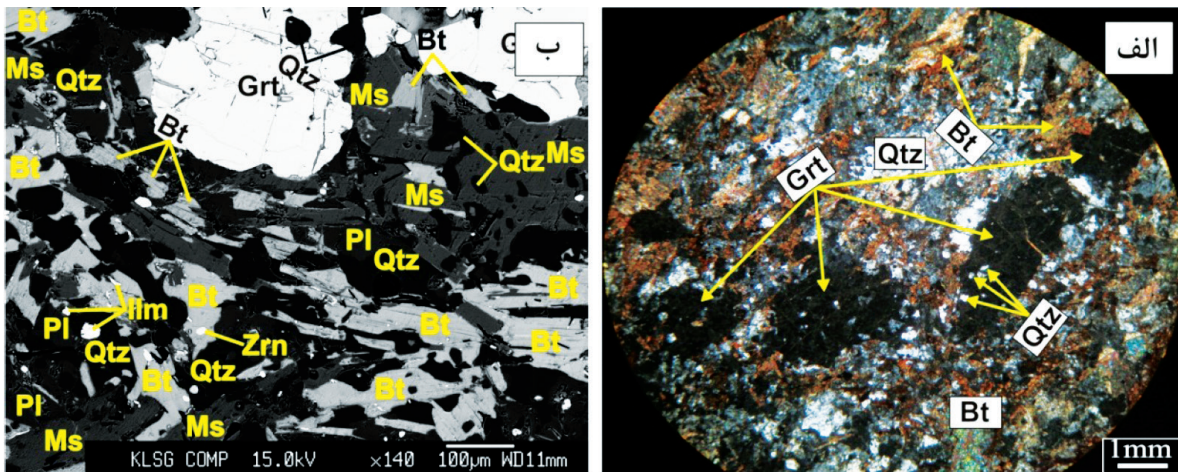


شکل ۲. الف و ب) رخنمون صحرایی واحد کوارتز دیوریت و هورنفلس‌های گارنت‌دار در منطقه بروجرد، پ و ت) شیست‌های گارنت‌دار منطقه بروجرد که در آن بلورهای گارنت به وضوح قابل مشاهده هستند





شکل ۳. الف) نمایی از گارنت‌های بی‌شکل در شیست‌ها با میانبار کوارتز در وضعیت نوری XPL، ب) تصویر BSE از حضور گارنت با میانبار آپاتیت، ایلمنیت و آناتاز در کنار پلاژیوکلاز، آپاتیت، ایلمنیت و کلریت



شکل ۴. الف) نمایی از گارنت درون هورنفلس‌ها با میانبار کوارتز در همراهی با کوارتز و بیوتیت در وضعیت نوری XPL، ب) تصویر BSE از مجموعه کانی‌شناسی گارنت با میانبار کوارتز در همراهی با کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، ایلمنیت و زیرکن، پ) تصویر BSE از مجموعه کانی‌شناسی کردیریت پنیته شده، کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مسکوویت در هورنفلس‌های بروجرد، ت) تصویر BSE از حضور کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آندالوزیت، زیرکن و اکسیدهای آهن و تیتانیوم (مگنتیت و ایلمنیت)

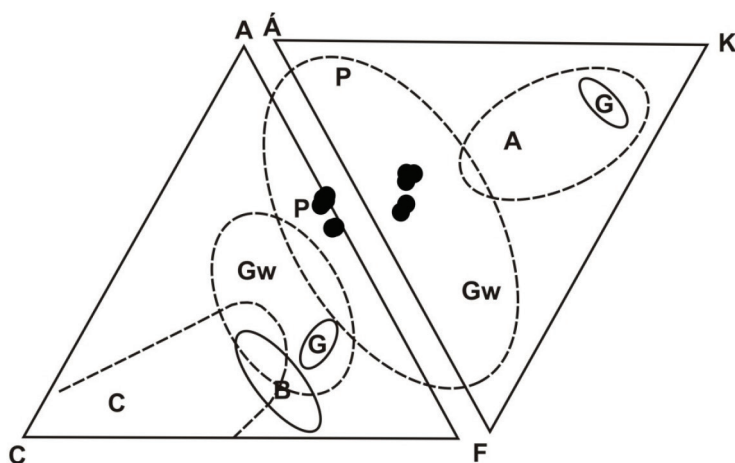


## شیمی سنگ کل سنگ‌های دگرگونی

مقدار  $\text{SiO}_2$  این سنگ‌ها از ۵۴/۷ تا ۷۱/۴۲ درصد متغیر بوده و درصد  $\text{Al}_2\text{O}_3$  آنها نیز ۱۲/۲۶ تا ۱۹/۴۲ درصد است (جدول ۱). دامنه تغییرات  $\text{K}_2\text{O}$  در این سنگ‌ها ۱/۳۸ تا ۳/۹۸ درصد وزنی است. مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  نمونه‌ها بسیار کم است که این مسئله می‌تواند به دلیل فراوانی کم آلبیت یا تحرک زیاد این عنصر در طی هوازگی شیمیایی، فرآیندهای دیازتری و دگرسانی باشد (McLennan, 2001; Das et al., 2006).

رسم نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار A'FK و ACF (Winkler, 1976) نشان می‌دهد که سنگ‌های پلیتی، سنگ مادر غالب سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد را تشکیل می‌دهند (شکل ۵). در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۶) تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب نسبت به کندریت و گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند. نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995)، حاکی از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و بی‌هنجاری منفی Eu شده است.

الگوی عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی شبیه به الگوی عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای است. در شکل ۶-ب ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده است. وجود بی‌هنجاری‌های منفی Sr، Ba، Ti، Nb و Eu ناشی از تهی‌شدگی سنگ مادر اولیه از این عناصر است (شکل ۶-ب). در طی هوازگی به سرعت از سیستم خارج می‌شود به همین دلیل، بی‌هنجاری منفی این عنصر در الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه ایجاد شده است.



شکل ۵. نمودار A'FK و ACF جهت تعیین سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد (P: سنگ‌های پلیتی، Gw: گریوک‌ها، G: گرانیتوئیدها، C: سنگ‌های آهکی، B: سنگ‌های بازالتی، A: آندزیت)

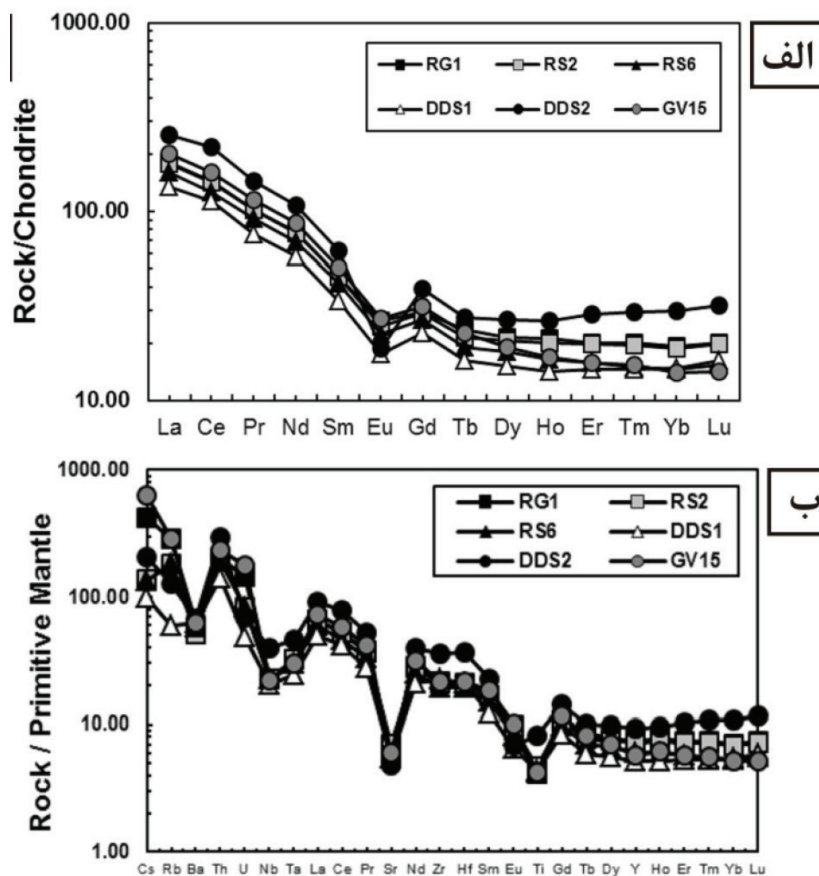
$$A = [\text{Al}_2\text{O}_3] + [\text{Fe}_2\text{O}_3] - ([\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}])$$

$$C = [\text{CaO}] - 3.3[\text{P}_2\text{O}_5]$$

$$F = [\text{FeO}] + [\text{MgO}] + [\text{MnO}]$$

$$A' = [\text{Al}_2\text{O}_3] + [\text{Fe}_2\text{O}_3] - ([\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}] + [\text{CaO}])$$

$$K = [\text{K}_2\text{O}]$$



شکل ۶. الگوی بهنجارشده عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در سنگ‌های دگرگونی بروجرد نسبت به: الف) ترکیب کندریت (برگرفته از McDonough and Sun, 1995)، ب) ترکیب گوشته اولیه (برگرفته از McDonough and Sun, 1995)

### شیمی کانی

نتایج تجزیه ریزپردازشی و تجزیه LA-ICP-MS کانی گارنت درون هورنفلس‌ها و شیست‌های منطقه بروجرد در جداول ۱ تا ۵ ارائه شده است. در ادامه مبحث سعی می‌شود تا به کمک نتایج حاصل از تجزیه ریزپردازشی و LA-ICP-MS به بررسی، رده‌بندی و مقایسه ترکیب این کانی در دو واحد سنگی شیست‌ها و هورنفلس‌ها پرداخته شود.

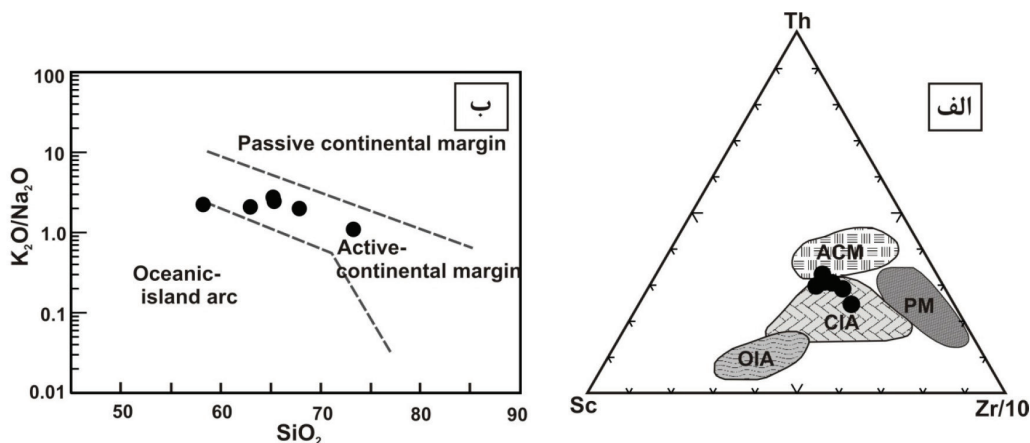
### زمین‌شیمی عناصر اصلی گارنت

بر پایه نمودار سه‌تایی Alm+Sps، Prp و Grs، میانگین ترکیب گارنت موجود در گارنت‌شیست‌ها و هورنفلس‌ها عمدتاً به صورت آلماندین-اسپسارتین است و در نمونه هورنفلس گارنت میکاشیست به صورت  $Prp_{7.55-10.7} Grs_{1.54-2.31} Alm_{75.57-83.22} Sps_{6.98-14.18}$  و در نمونه گارنت میکاشیست به صورت  $Prp_{6.37-12.21} Grs_{2.48} Alm_{73.07-80.84} Sps_{3.5-13.76}$  می‌باشد (شکل ۸-الف؛ جداول ۲ و ۳).

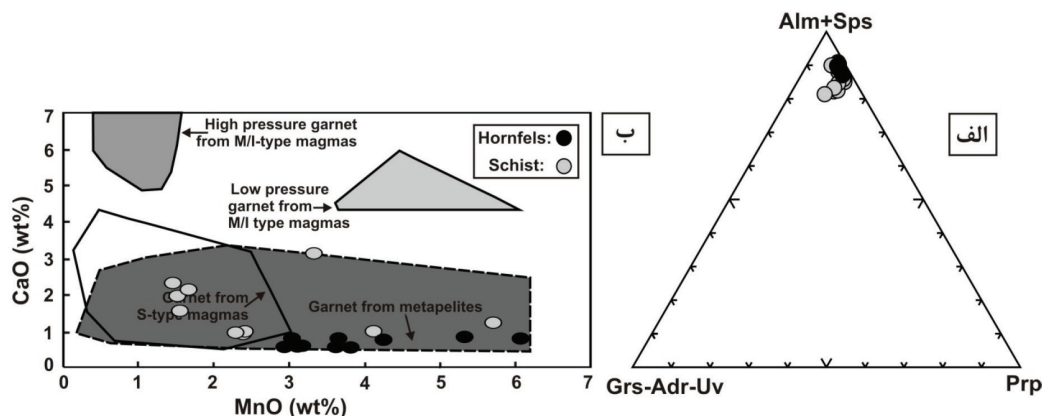
### موقعیت زمین‌ساختی

به‌منظور تعیین محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها، از نمودارهای دوعده‌ای ارائه شده توسط Roser and Korsch (1986) و Bhatia and Crook (1986) استفاده شد که عناصر مقاوم در برابر دگرسانی سازنده‌های آن هستند (شکل ۷). چنانچه در شکل ۷ مشاهده می‌شود، سنگ‌های مورد بررسی در محدوده بین حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) و جزایر قوسی قاره‌ای (CIA) قرار می‌گیرند. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y برای تشخیص محیط تکتونیکی نیز می‌توان استفاده کرد (Pearce and Norry, 1979). به این صورت که نسبت  $Zr/Y > 3$  به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر این نسبت  $Zr/Y < 3$  به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی اشاره دارد. با توجه به اینکه سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه دارای نسبت  $Zr/Y > 3$  هستند بنابراین به گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای تعلق دارند.

بنابراین، گارنت درون هورنفلس‌ها نسبت به میکاشیست‌ها دارای مقدار آلماندین و اسپسارتین بیشتر، پیروپ و گروسولار کمتری است. همان‌گونه که در نمودار تفکیک گارنت‌ها توسط



شکل ۷. نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی با استفاده از شواهد زمین‌شیمیایی. الف) رسم اکسیدهای کمیاب بر روی نمودار Bhatia and Crook (1986) (OIA: جزایر قوسی اقیانوسی، CIA: جزایر قوسی قاره‌ای، ACM: حاشیه قاره‌ای فعال، PM: حاشیه قاره‌ای غیرفعال)، ب) نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی رسوب‌ها بر پایه اکسیدهای اصلی (Roser and Korsch, 1986). رسم داده‌های عناصر اصلی حاصل از سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه بر روی این نمودار بیانگر جایگاه زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) و جزایر قوسی قاره‌ای (CIA) برای آنها است



شکل ۸. الف) ترکیب شیمیایی بلورهای گارنت در شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه بروجرد در نمودار مثلثی Alm+Sps-Prp-Grs (Coleman et al., 1965)، ب) مقایسه مقادیر CaO در برابر MnO (برحسب درصد وزنی) گارنت‌های موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه بروجرد با گارنت‌های آذرین درون گرانیتوئیدهای سایر نقاط جهان و گارنت در متاپلیت‌ها (Harangi et al., 2001)

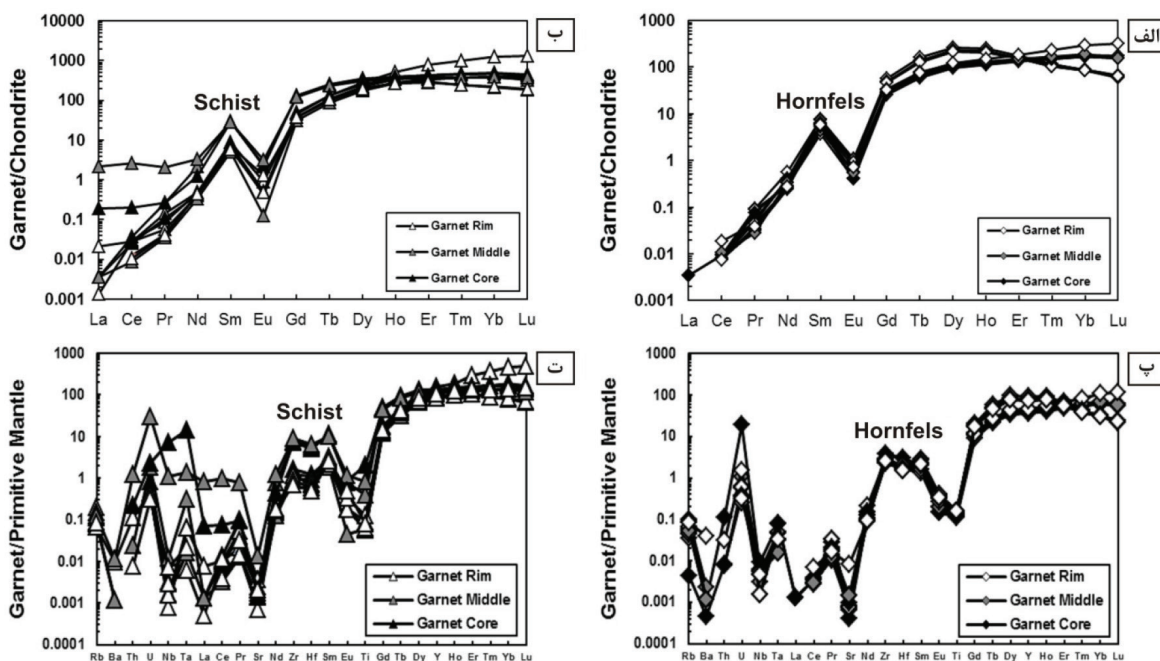
## زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی گارنت

Eu ( $\leq 0.179$  ppm)، Sm ( $0.4-551.47$  ppm) و Nd ( $0.111-1.49$  ppm) و مقادیر بالاتر Y ( $663-156$  mpp)، Er ( $21.126-38$  ppm)، Ho ( $6.27-22.80$  ppm)، Tm ( $2.24-56$  ppm)، Yb ( $13.198-34$  ppm)، Lu ( $1.33-43$  ppm) و Cr ( $65.992-18$  ppm) و V ( $103.423-31$  ppm) نسبت به سنگ کل هستند. الگوهای تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجارشده

نتایج تجزیه گارنت‌ها به روش LA-ICP-MS (جداول ۴ و ۵) نشان می‌دهد که گارنت‌های موجود در شیست‌ها و هورنفلس‌های مورد مطالعه شامل مقادیر پایین و بسیار پایین Rb ( $\geq 0.119$  ppm)، Sr ( $\leq 0.267$  ppm)، Th ( $\leq 0.097$  ppm)، Ba ( $\leq 0.259$  ppm)، Hf ( $0.1-142.80$  ppm)، La ( $\leq 0.528$  ppm)، Ce ( $\leq 1.59$  ppm) و Pr ( $\leq 0.196$  mpp)

با الگوهای نسبتاً مسطح عناصر HREE و بی‌هنجاری منفی Eu مشخص می‌شوند (شکل ۹-ب). بخش‌های میانی گارنت در شیسته‌های مورد بررسی دارای بی‌هنجاری منفی‌تر Eu نسبت به مرکز و حاشیه هستند (شکل ۹-ب). این نوع از تغییرات در الگوی REE در گارنت‌های دگرگونی متداول بوده و به افزایش درجه دگرگونی نسبت داده می‌شود (Bea and Montero, 1999). بر اساس نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) از عناصر U، Th و Ta غنی‌شدگی و از عناصر Ba، Nb، Sr و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹-پ و ت). مقادیر بالا و غیرعادی Zr و Hf در این نمودار می‌تواند با وجود فرضی میانبارهای بسیار کوچک زیرکن توضیح داده شود (Volkova et al., 2014).

به کندریت (McDonough and Sun, 1995) و عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای گارنت موجود در شیسته‌ها و هورنفلس‌های مورد مطالعه در شکل ۹ نشان داده شده است. الگوهای REE بهنجارشده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) در مرکز، میانه و حاشیه‌های گارنت موجود در هورنفلس‌های مورد مطالعه بیانگر غنی‌شدگی نسبی عناصر HREE است (شکل ۹-الف). همه گارنت‌های تجزیه شده در هورنفلس‌های بروجرد دارای بی‌هنجاری منفی Eu اما با بیشترین بی‌هنجاری منفی Eu در مرکز هستند (شکل ۹-الف). تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجارشده نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) در مرکز، میانه و حاشیه‌های گارنت موجود در شیسته‌های بروجرد



شکل ۹. نمودار بهنجارسازی عناصر در گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد نسبت به: الف و ب) ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995)، پ و ت) ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)

۱۰ رسم شد. عناصر Ca، Mg، Mn و  $Fe^{2+}$  در گارنت‌های درون برخی از هورنفلس‌های مورد مطالعه روند خاصی را از مرکز به حاشیه نشان نمی‌دهند و حالت خطی دارند (نمونه RG1؛ شکل ۱۰-الف). در مقابل، گارنت‌های موجود در برخی دیگر از هورنفلس‌ها (نمونه GV15) و شیسته‌های

### منطقه‌بندی عناصر اصلی گارنت

به‌منظور بررسی دقیق‌تر، ترکیب شیمیایی تعدادی نمونه گارنت در شیسته‌ها و هورنفلس‌ها از حاشیه-مرکز و همچنین حاشیه-مرکز-حاشیه مورد تجزیه ریزپردازشی قرار گرفت (جداول ۲ و ۳) و نیمرخ ترکیبی آن در شکل



منگنز در حاشیه گارنت‌ها ممکن است در ارتباط با فرایند بازجذب<sup>۳</sup> ترکیبات گارنت موجود و یا انتشار معکوس منگنز<sup>۴</sup> به داخل گارنت باقی مانده باشد (Kohn and Spear, 2000). حضور کلریت در حاشیه گارنت‌های موجود در شیست‌ها (شکل ۳) شواهد بافتی را برای فرایند بازجذب حاشیه گارنت ارائه می‌دهد. معمولاً مقدار Mg همراه با افزایش دمای دگرگونی افزایش می‌یابد (Spear, 1989). بنابراین کاهش منیزیم در حاشیه گارنت‌های مورد مطالعه بیانگر یک منطقه‌بندی پس‌رونده یا کاهش دما در طی رشد گارنت است. از سویی دیگر، کاهش غلظت منیزیم در نزدیکی حاشیه گارنت با وقوع پدیده بازجذب پس از رشد گارنت به خرج کلریت سازگار است که مانع از انتشار Mg آزاد شده خواهد شد (Gatewood et al., 2015).

### منطقه‌بندی عناصر کمیاب خاکی گارنت

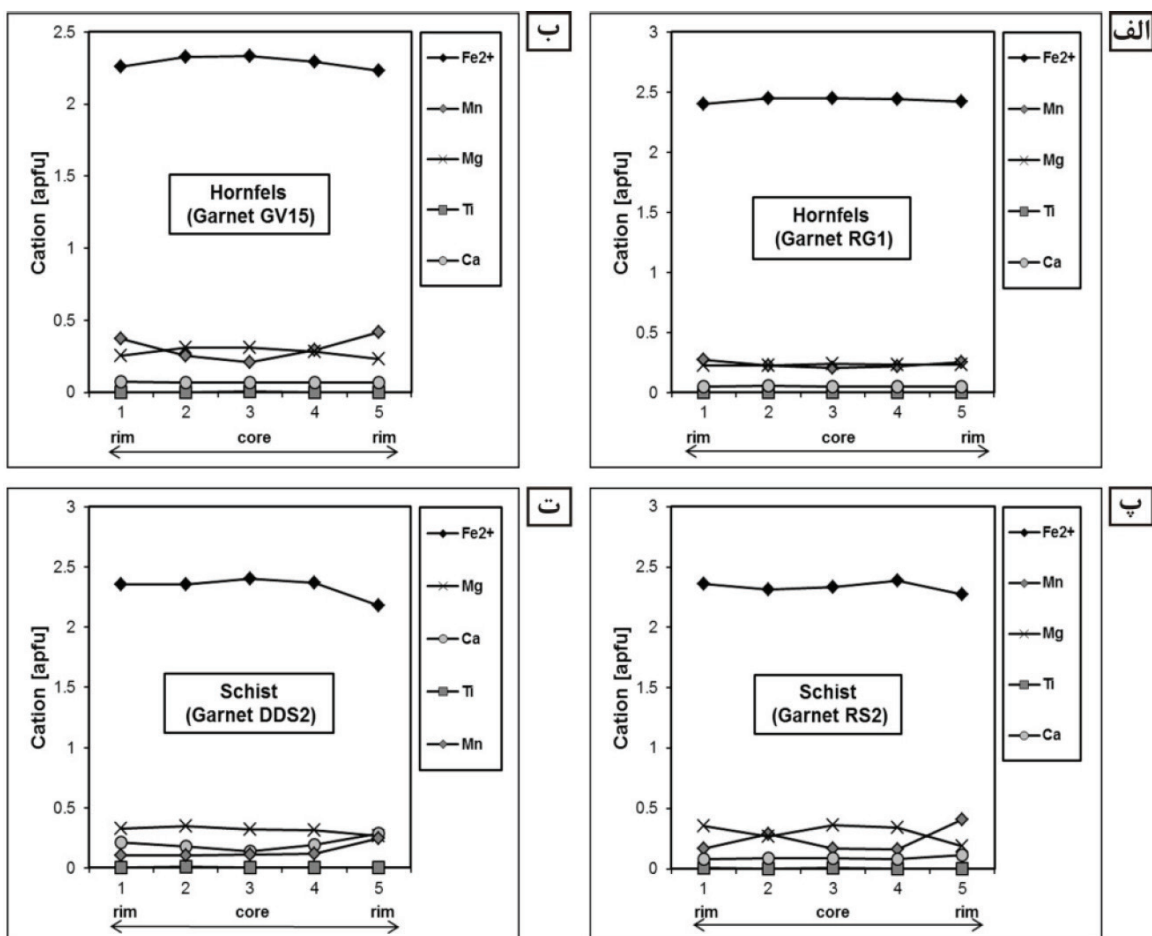
همان‌گونه که در شکل ۱۱ قابل مشاهده است، الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی از مرکز به حاشیه در هورنفلس‌های بروجرد نسبتاً خطی است و روند خاصی را نشان نمی‌دهند (شکل ۱۱-الف، ب، پ و ت). این روند خطی در هورنفلس‌های مورد بررسی بیانگر عدم تفکیک REE‌ها در اثر رشد سریع گارنت است. شایان ذکر است اگر غلظت بالاتری از یک عنصر در سنگ میزبان در یک طرف گارنت وجود داشته باشد، آن بخش از گارنت دارای غلظت بالاتری از آن عنصر خواهد بود (Brady and Cherniak, 2010). بنابراین این مسئله می‌تواند افزایش ناگهانی عناصری نظیر Lu و Yb در حاشیه گارنت موجود در برخی از هورنفلس‌های بروجرد را توجیه کند (نمونه RG1؛ شکل ۱۱-الف و ب). عناصر با قدرت میدانی بالا نظیر Hf، Nb و Ta در برخی از هورنفلس‌های بروجرد دارای منطقه‌بندی بوده و در طی فرایند انتشار همگن نشده‌اند (نمونه RG1؛ شکل ۱۱-الف و ب). در طی فرایندهای دگرگونی، کاتیون‌های دو ظرفیتی با سرعت بیشتری نسبت به کاتیون‌های سه‌ظرفیتی (یا چهار ظرفیتی)، هم در گارنت و هم در سنگ میزبان

منطقه بروجرد دارای الگوی زنگوله‌ای شکل معکوس Mn هستند که با افزایش مقدار Mn و کاهش مقدار Fe<sup>2+</sup> و Mg از مرکز به حاشیه مشخص می‌شوند (شکل ۱۰-ب، پ و ت). Ca تغییرات منظمی را از مرکز تا حاشیه این گارنت‌ها نشان نمی‌دهد (شکل ۱۰).

در دماهای بالا (>600°C) و در طی دگرگونی پیش‌رونده، پدیده انتشار<sup>۱</sup> موجب همگن شدن گارنت‌ها از لحاظ شیمیایی می‌شود (Blackburn, 1969; Grant and Weiblen, 1971; Anderson and Buckley, 1973; de Bethune et al., 1975; Tracy et al., 1976; Woodsworth, 1977; Spear, 1991; Spear, 1993; Carlson and Schwarze, 1997; Carlson, 2002; Nyström and Kriegsman, 2003; Caddick et al., 2010).

بنابراین، به نظر می‌رسد عدم مشاهده منطقه‌بندی مشخص عناصر Ca، Mg، Mn و Fe<sup>2+</sup> و الگوهای مسطح آنها در گارنت درون برخی از هورنفلس‌های مورد مطالعه بیانگر انتشار سریع در طی دگرگونی پیش‌رونده و در درجه حرارت بالاتر از 600 درجه سانتی‌گراد است. پدیده انتشار در اثر انتقال مواد از محلی به محل دیگر به وجود آمده و عامل اصلی آن، گزاردیان پتانسیل شیمیایی ترکیبی و یا گرمایی است. منطقه‌بندی انتشاری با توزیع مجدد اتم‌ها در ساختمان بلوری و تغییر در فراوانی نسبی اتم‌ها همراه است. از سویی دیگر، الگوی تغییرات عناصر اصلی در گارنت موجود در برخی از هورنفلس‌ها (نمونه GV15) و شیست‌های مورد مطالعه بیانگر منطقه‌بندی پس‌رونده با افزایش منگنز و کاهش Fe و Mg از مرکز به حاشیه است. غنی‌شدگی حاشیه‌های گارنت از منگنز در محیط‌هایی با رخساره آمفیبولیت تا گرانولیت متداول است (Hollister, 1969; deBethune et al., 1975; Tracy, 1982). معمولاً منشأ پس‌رونده<sup>۲</sup> دارد. به‌طور کلی، مقدار Mn معمولاً در سنگ‌های دگرگونی حاوی گارنت پایین است و منگنز ترجیحاً به داخل ساختمان گارنت نسبت به سایر فازهای اصلی موجود در سنگ میزبان وارد می‌شود که این مسئله منجر به تفکیک پیش‌رونده منگنز از سنگ میزبان در طول رشد گارنت می‌شود (e.g. Caddick and Kohn, 2013; Hollister, 1966).

1. Diffusion process
2. Retrograde genesis
3. Resorption process
4. Back-diffusion of Mn



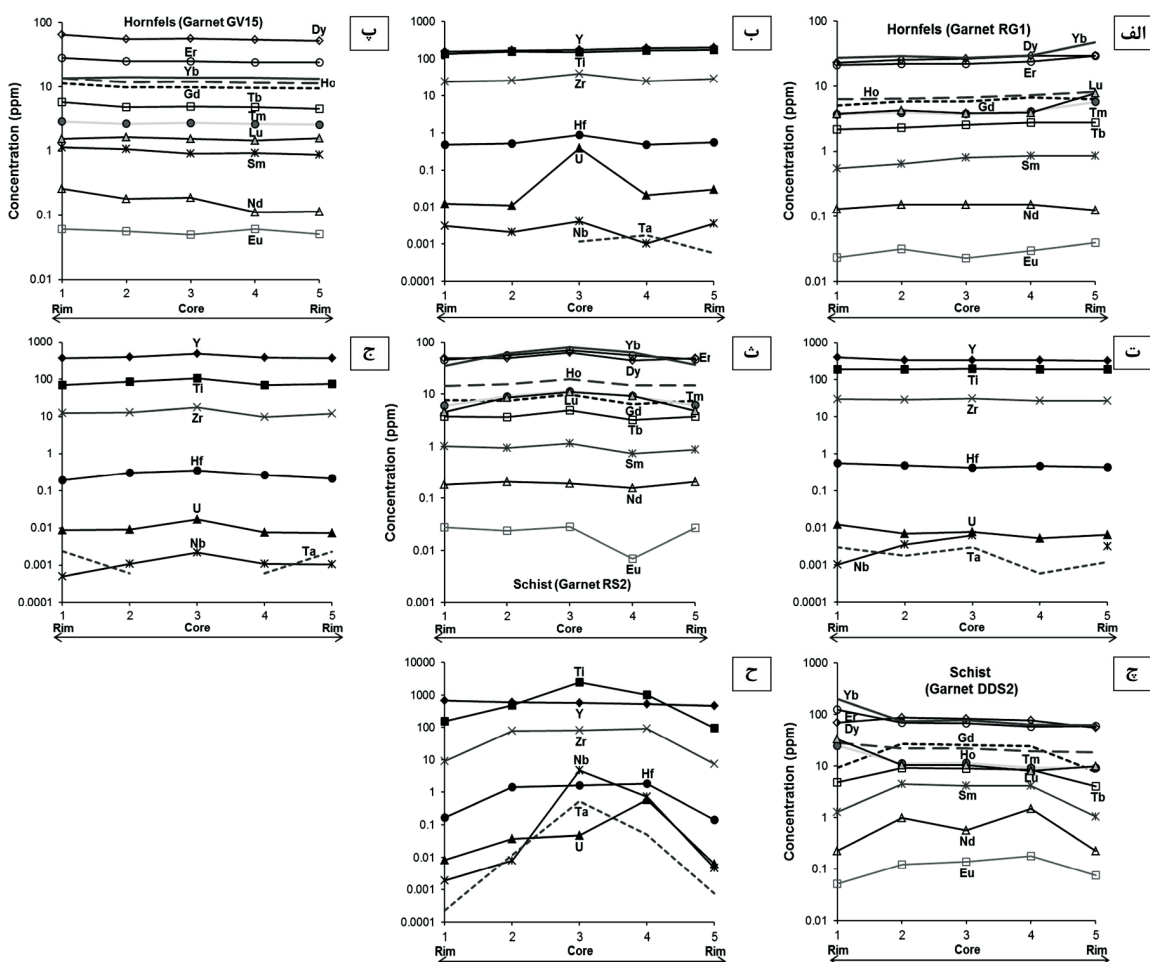
شکل ۱۰. روند تغییرات عناصر اصلی از حاشیه-مرکز-حاشیه در بلورهای گارنت موجود در شیست‌ها و هورنفل‌های منطقه بوجود

از سویی دیگر، شباهت الگوی منطقه‌بندی عناصر Dy و Gd در سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه به الگوی منطقه‌بندی عناصر سازگار HREE نیز بیانگر نقش تفریق رایلی در طی رشد گارنت است. در مدل تفریق رایلی، تعادل سطح حفظ شده و نشر عنصری به سطح کانی در حال رشد محدود شده است. در این مدل فرض بر حفظ تعادل جرم در مخزن (مانند یک سیستم بسته که در این مورد میزبان دگرگونی است)، ثابت بودن مقادیر Kd و حذف یک عنصر در حال تفریق به وسیله رشد بلور گارنت است (Jung et al., 2009). منظور از «سیستم بسته» این هست که گارنت میزبان اصلی عناصر HREE در سنگ محسوب می‌شود. بنابراین در ابتدای رشد گارنت غلظت عناصر HREE بالا بوده، اما با ادامه رشد آن غلظت این عناصر به سمت حاشیه کاهش پیدا می‌کند. به باور (Hickmott and Spear, 1992)، حضور کلریت به عنوان یک کانی واکنش‌دهنده باید منجر به کاهش Sc، Y، Zr و

انتشار پیدا می‌کنند (Brady and Cherniak, 2010). بنابراین این مسئله می‌تواند به دلیل بار بیشتر این عناصر نسبت به عناصر اصلی و REE باشد. مقادیر HREE در گارنت موجود در شیست‌های مورد مطالعه از مرکز به حاشیه کاهش پیدا کرده است (شکل ۱۱-ث، ج، چ و ح). در همه گارنت‌های تجزیه شده رفتار زمین‌شیمیایی Y مشابه با HREE است (شکل ۱۱-ث، ج، چ و ح). الگوی افزایش منگنز همراه با کاهش HREE در پورفیروبل‌های گارنت موجود در شیست‌های مورد مطالعه (شکل ۱۱-ث، ج، چ و ح) از مرکز به حاشیه به تهی‌شدگی HREE در میزبان به دلیل رشد پیش‌رونده گارنت در یک سیستم بسته (تفریق رایلی) نسبت داده می‌شود (Hollister, 1966; Spear and Kohn, 1996; Bea et al., 1997; Otamendi et al., 2002; Spandler et al., 2003; Whitehouse and Platt, 2003; El Korh et al., 2009).

HREE از مرکز به حاشیه در حال رشد شود. این الگوها پیشنهاد می‌کنند که کلریتی شدن HREE‌ها را از گارنت‌ها حذف کرده و وارد کلریت و متشکله‌های کانی‌های فرعی کرده‌اند (Heimann et al., 2011). شیب‌های مورد بررسی دارای کلریت ثانویه هستند، بنابراین نقش سیالات هیدروترمال (سیستم باز)، در روند کاهش عناصر کمیاب و کمیاب خاکی از مرکز به حاشیه در گارنت درون شیب‌های منطقه بروجرد دور از انتظار نیست. نظر به اینکه در این پژوهش، فقط به بررسی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی گارنت پرداخته شده است، بنابراین نمی‌توان در این مورد اعلام نظر قطعی نمود. در بیشتر گارنت‌های تجزیه شده در شیب‌ها و هورنفلس‌های منطقه بروجرد، HREE‌ها (Er, Dy و Yb) دارای الگوهای منطقه‌بندی تقریباً مشابه (موازی) هستند؛

LREE‌ها (Eu و Sm, Nd) نیز دارای الگوهای مشابه و موازی بوده اما الگوی منطقه‌بندی آنها با HREE متفاوت است (شکل ۱۱). افزایش نسبتاً ملایم عناصر Nd و Sm از مرکز به حاشیه در برخی از هورنفلس‌ها (نمونه GV15؛ شکل ۱۱-پ و ت) و شیب‌ها (نمونه RS2؛ شکل ۱۱-ث و ج) ممکن است ناشی از واکنش‌های دربرگیرنده کانی‌های فرعی در سنگ میزبان در حال رشد باشد (Dragovic et al., 2016). به‌طورکلی، Sm و Nd در گارنت درون هر دو واحد سنگی شیب‌ها و هورنفلس روندهای مختلفی را نشان می‌دهند (شکل ۱۱). با توجه به اینکه در این پژوهش فقط به مطالعه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در گارنت پرداخته شده است، بنابراین نمی‌توان ثابت کرد که آیا این تغییرات ناشی از برخی واکنش‌های کانیایی



شکل ۱۱. نمودار تغییرات عناصر کمیاب خاکی و کمیاب از حاشیه-مرکز حاشیه در بلورهای گارنت موجود در هورنفلس‌ها و شیب‌های منطقه بروجرد

گارنت درون برخی از هورنفلس‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که آن‌ها نسبتاً همگن بوده و فاقد منطقه‌بندی هستند. بررسی‌های صورت گرفته توسط پژوهشگران، پدیده انتشار در درجات بالای دگرگونی ( $>600^{\circ}\text{C}$ ) را به‌عنوان عامل اصلی این پدیده در هورنفلس‌های مورد مطالعه مطرح می‌سازد. گارنت موجود در برخی دیگر از هورنفلس‌ها و شیبست‌های مورد بررسی دارای الگوی زنگوله‌ای شکل معکوس Mn یا افزایش Mn نسبت به Fe از مرکز به حاشیه هستند. پدیده بازجذب و یا انتشار معکوس منگنز به داخل گارنت باقی مانده به‌عنوان عامل اصلی افزایش منگنز در حاشیه‌های گارنت درون سنگ‌های دگرگونی بروجد در نظر گرفته شده است. حضور کلریت در حاشیه گارنت‌های موجود در شیبست‌های مورد مطالعه تأییدی بر وقوع فرایند بازجذب منگنز است. عناصر کمیاب و کمیاب خاکی از مرکز به حاشیه در گارنت درون هورنفلس‌های بروجد روند خاصی را نشان نمی‌دهند. در حقیقت، عدم تفکیک REE‌ها در اثر رشد سریع گارنت منجر به ایجاد الگوی نسبتاً خطی این عناصر در هورنفلس‌های مورد مطالعه شده است. در شیبست‌های مورد مطالعه، از مرکز به حاشیه HREE‌ها روندی کاهشی نشان می‌دهند که به رشد گارنت در یک سیستم بسته نسبت داده شده است. هر چند که تأثیر سیالات هیدروترمال (کلریتی شدن) در روند تغییرات HREE‌ها در گارنت درون شیبست‌های منطقه بروجد دور از انتظار نیست.

## منابع

- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجد، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۹۱.
- حاج ملاعلی، ا. و سهندی، م.ر.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Ague, J.J. and Axler, J.A., 2016. Interface coupled dissolution-precipitation in garnet from subducted granulites and ultrahigh-pressure rocks revealed by phosphorous, sodium, and titanium

بوده یا ناشی از فرایندهای دیگری هستند. مقدار پایین Zr در گارنت‌های مورد مطالعه به تبلور زیرکن اشاره دارد (Jiao et al., 2013). روند تغییرات Zr از مرکز به حاشیه در بیشتر نمونه‌های مورد بررسی کاهشی است که بیانگر وجود زیرکونیوم به‌عنوان یک عنصر کمیاب و نبود آن به‌صورت کانی زیرکن و میانبار در داخل گارنت است (Sirbu et al., 2010). افزایش ملایم زیرکونیوم در برخی از شیبست‌ها (شکل ۱۱-ح) از مرکز به حاشیه، بیانگر ماهیت ناسازگار این عنصر در گارنت است (Yang and Rivers, 2002).

## نتیجه‌گیری

در حاشیه توده گرانیتوئیدی بروجد بخش‌های گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی رخنمون دارند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای عمدتاً از اسلیت، فیلیت و انواع شیبست تشکیل شده و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نیز شامل شیبست لکه‌دار، هورنفلس شیبست، هورنفلس و میگماتیت‌های تزریقی هستند. بررسی‌های صحرایی و نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که گارنت کانی فرعی کمیاب موجود در این سنگ‌ها است و بندرت در شیبست‌ها و هورنفلس‌ها قابل مشاهده است. از نظر کانی‌شناسی، کانی‌های مهم تشکیل‌دهنده شیبست‌ها شامل کوارتز، فلدسپار، کلریت، مسکوویت و به مقدار کمتری از گارنت، آپاتیت و اکسیدهای آهن و تیتانیوم (ایلمنیت) است و هورنفلس‌ها از کوارتز، فلدسپار، کلدیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت، مسکوویت و بیوتیت و به مقدار کمتری از گارنت، آپاتیت، ایلمنیت، مگنتیت و زیرکن تشکیل شده‌اند. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که سنگ مادر غالب در سنگ‌های دگرگونی مطالعه شده، سنگ‌های پلیتی بوده است. بر اساس داده‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی سنگ کل، سنگ‌های دگرگون مورد مطالعه به محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش و کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای تعلق دارند. گارنت موجود در این سنگ‌ها در گستره گارنت‌های پیرالسیپت قرار داشته و از نوع آلماندین-اسپسارتین هستند و تنها درصد کمی پیروپ و آندرادیت دارند. بررسی شیمی عناصر اصلی پورفیروبلاست‌های



- zonation. *American Mineralogist*, 101, 1696-1699.
- Ague, J.J. and Carlson, W.D., 2013. Metamorphism as garnet sees it: the kinetics of nucleation and growth, equilibration, and diffusional relaxation. *Elements*, 9, 439-445.
  - Anderson, D.E. and Buckley, G.R., 1973. Zoning in garnets: Diffusion models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40, 87-104.
  - Awwiller, D.N., 1994. Geochronology and mass transfer in Gulf Coast mudrocks (south-central Texas, USA): Rb-Sr, Sm-Nd and REE systematics. *Chemical Geology*, 116, 61-84.
  - Baxter, E.F. and Scherer, E.E., 2013. Garnet geochronology: timekeeper of tectonometamorphic processes. *Elements*, 9, 433-438.
  - Bea, F. and Montero, P., 1999. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphic and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 63, 1133-1153.
  - Bea, F., Montero, P., Garuti, G. and Zacharini, F., 1997. Pressure dependence of rare earth element distribution in amphibolite and granulite-grade garnets. A LA-ICP-MS study. *Geostandard Newslett*, 21, 253-270.
  - Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181-193.
  - Blackburn, W.H., 1969. Zoned and unzoned garnets from the Grenville Gneisses around Ganaroue Ontario. *Canadian Mineralogist*, 9, 691-698.
  - Brady, J.B. and Cherniak, D.J., 2010. Diffusion in Minerals: An Overview of Published Experimental Diffusion Data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 72, 899-920.
  - Caddick, M.J. and Kohn, M.J., 2013. Garnet: witness to the evolution of destructive plate boundaries. *Elements*, 9, 427-432.
  - Caddick, M.J., Konopásek, J. and Thompson, A.B., 2010. Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism. *Journal of Petrology*, 51, 2327-2347.
  - Carlson, W.D., 2002. Scales of disequilibrium and rates of equilibration during metamorphism. *American Mineralogist*, 87, 185-204.
  - Carlson, W.D., 2006. Rates of Fe, Mg, Mn, and Ca diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 91, 1-11.
  - Carlson, W.D., 2012. Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet. *American Mineralogist*, 97, 1598-1618.
  - Carlson, W.D. and Schwarze, E. T., 1997. Petrologic significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: An example from the Anisimov Uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 631-644.
  - Chakraborty, S. and Ganguly, J., 1992. Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 74-86.
  - Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B. and Brannock, W.W., 1965. Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 483-508.
  - Das, B.K., Al-Mikhlaifi, A.S. and Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sedi-

- ments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Science*, 26, 649-668.
- de Béthune, P., Laduron, D. and Boquet, J., 1975. Diffusion processes in resorbed garnets. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50, 197-204.
  - Dragovic, B., Guevara, V.E., Caddick, M.J., Baxter E.F. and Kylander-Clark, A.R.C., 2016. A pulse of cryptic granulite-facies metamorphism in the Archean Wyoming Craton revealed by Sm-Nd garnet and U-Pb monazite geochronology. *Precambrian Research*, 283, 24-49.
  - El Korh, A., Schmidt, S.T., Ulianov, A. and Potel, S., 2009. Trace element partitioning in HP-LT metamorphic assemblages during subduction related metamorphism, Ile De Groix, France: a detailed LA-ICPMS study. *Journal of Petrology*, 50, 1107-1148.
  - Florence, F.P. and Spear, F.S., 1991. Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 487-500.
  - Ganguly, J., 2010. Cation diffusion kinetics in aluminosilicate garnets and geological applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 72, 559-601.
  - Gatewood, P.M., Dragovic, B., Stowell, H.H., Baxter, E.F., Hirsch, D.M. and Bloomer, R., 2015. Evaluating chemical equilibrium in metamorphic rocks using major element and Sm-Nd isotopic age zoning in garnet, Townshend Dam, Vermont, USA. *Chemical Geology*, 401, 151-168.
  - Grant, J.A. and Weiblen, P.W., 1971. Retrograde zoning in garnet near the end sillimanite isograd. *American Journal of Science*, 2, 270-296.
  - Harangi, S.Z., Downes, H., Ko'sa, L., Szabo', C.S., Thirlwall, M.F. and Mason, P.R.D., 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42, 1813-1843.
  - Heimann, A., Spry, P.G., Teale, G.S., Connor, C.H.H. and Pearson, N.J., 2011. The composition of garnet in garnet-rich rocks in the southern Proterozoic Curnamona Province, Australia: an indicator of the premetamorphic physico-chemical conditions of formation. *Mineralogy and Petrology*, 101, 49-74.
  - Hickmott, D. and Spear, F., 1992. Major and trace element zoning in garnets from calcareous pelites in the NW Shelburne Falls Quadrangle, Massachusetts; garnet growth histories in retrograded rocks. *Journal of Petrology*, 33, 965-1005.
  - Hollister, L.S., 1969. Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia: an end, member of the metamorphic process. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 2465-2494.
  - Hollister, L.S., 1966. Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154, 1647-1651.
  - Jiao, S., Guo, J., Harley, S. and Peng, P., 2013. Geochronology and trace element geochemistry of zircon, monazite and garnet from the garnetite and/or associated other high-grade rocks: implications for Palaeoproterozoic tectonothermal evolution of the Khondalite Belt, North China Craton. *Precambrian Research*, 237, 78-100.
  - Jung, C., Jung, S., Nebel d, O., Hellebrand, E., Masberg, P. and Hoffer, E., 2009.

- Fluid-present melting of meta-igneous rocks and the generation of leucogranites—Constraints from garnet major- and trace element data, Lu-Hf whole rock-garnet ages and whole rock Nd-Sr-Hf-O isotope data. *Lithos*, 111, 220-235.
- Kelsey, D.E. and Powell, R., 2011. Progress in linking accessory mineral growth and breakdown to major mineral evolution in metamorphic rocks: a thermodynamic approach in the  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{ZrO}_2$  system. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 151-166.
  - Kohn, M.J., 2003. Geochemical zoning in metamorphic minerals. *Treatise on Geochemistry: The Crust*, 3, 229-261.
  - Kohn, M.J. and Spear, F.S., 2000. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, 28, 1127-1130.
  - Lanzirotti, A., 1995. Yttrium zoning in metamorphic garnets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4105-4110.
  - McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
  - McLennan, S.M., 2001. Relationship between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2, 1-24.
  - McLennan, S.M. and Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99, 1-21.
  - Moore, S.J., Carlson, W.D. and Hesse, M.A., 2013. Origins of yttrium and rare earth element distributions in metamorphic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 663-689.
  - Nyström, A.I. and Kriegsman, L.M., 2003. Prograde and retrograde reactions, garnet zoning patterns, and accessory phase behaviour in SW Finland migmatites, with implications for geochronology. *Geological Society, Special Publication*, 220, 213-230.
  - Otamendi, J.E., de la Rosa, J.D., Patino Douce, A.E. and Castro, A., 2002. Rayleigh fractionation of heavy rare earths and yttrium during metamorphic garnet growth. *Geology*, 30, 159-162.
  - Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-51.
  - Pyle, J.M. and Spear, F.S., 1999. Yttrium zoning in garnet: Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Geological Materials Research*, 1, 1-49.
  - Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio. *Journal of Geology*, 94, 635-650.
  - Sîrbu, S., Buzgar, N. and Kasper, H.U., 2010. Geochemistry of selected garnets in pegmatites from Răzoare formation (Preluca Mountains, Romania). *Geology*, 56, 109-121.
  - Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R. and Mavrogenes, J., 2003. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies: implications for deep subduction zone processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 205-222.
  - Spear, F.S., 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In F.S. Spear and Peacock S.M., Ed., *Metamorphic pressure-temperature-time paths*, Short Course in Geology, 1-55. American Geophysical

Union, Washington, D.C.

- Spear, F.S., 1991. On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 379-388.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America Monograph Series 1, Washington D.C., 799.
- Spear, F.S. and Kohn, M.J., 1996. Trace element zoning in garnet as a monitor of crustal melting. *Geology*, 24, 1099-1102.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.H., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312.
- Tracy, R.J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry, J. M. (ed.) *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 10, 355-397.
- Tracy, R.J., Robinson, P. and Thompson, A.B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61, 762-775.
- Volkova, N.I., Kovyazin, S.V., Stupakov, S.I., Simonov, V.A. and Sakiev, K.S., 2014. Trace Element Distribution in Mineral Inclusions in Zoned Garnets from Eclogites of the Atbashi Range (South Tianshan). *Geochemistry International*, 52, 939-961.
- Whitehouse, M.J. and Platt, J.P., 2003. Dating high-grade metamorphism-constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 61-74.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Winkler, H.G.F., 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4th Edition, Springer-Verlag, New York, 334.
- Woodsworth, G.J., 1977. Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Canadian Mineralogist*, 15, 230-242.
- Yang, P. and Rivers, T., 2002. The origin of Mn and Yannuli in garnet and the thermal dependence of P in garnet and Y in apatite in calc-pelite and pelite, Gagnon terrane, western Labrador. *Geological Materials Research*, 4, 1-35.





# مطالعه شیمی کانی‌ها، زمین‌دما-فشارسنجی و جایگاه تکتونیکی گابروهای شمال غرب همدان، باختر ایران

عادل ساکی<sup>(۱)</sup>، هوشنگ پورکاسب<sup>(۲)</sup>، علیرضا زراسوندی<sup>(۳)</sup>، میلاد جهانی<sup>(۴)</sup> و مریم درانی<sup>(۵)</sup>

۱. دانشیار پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز
۲. دانشیار زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز
۳. استاد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز
۴. کارشناسی ارشد، زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز
۵. استادیار پترولوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۰/۲۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۱/۱۷

## چکیده

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی در ناحیه شمالی زون دگرگونی سندانج-سیرجان قرار گرفته است. بر اساس مطالعات پتروگرافی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت و کانی‌های فرعی کلریت، مسکویت، ایلمنیت و زیرکن می‌باشند. نتایج به‌دست‌آمده از بررسی شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که آمفیبول‌های مورد مطالعه جزء آمفیبول‌های کلسیک می‌باشند. از نظر ترکیب شیمیایی می‌توان آن‌ها را پارگاسیت، چرماکیت و منیزو هورنبلند نام‌گذاری نمود. پلاژیوکلازها نیز از نوع آندزین هستند. با توجه به نسبت پایین  $\text{Na}_2\text{O}$  از نظر محیط تکتونیکی نیز این آمفیبول‌ها از نوع S-Amph هستند. میزان بالای  $\text{Al}_2\text{O}_3$  بیانگر این است که منشا آمفیبول‌ها گوشته‌ای می‌باشد و بر اساس نسبت  $\text{Fe}^{\text{tot}} (\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg}^{+2})$  در برابر  $\text{Al}^{\text{IV}}$  که کمتر از ۰/۶ می‌باشد می‌توان نتیجه گرفت که گریزندگی اکسیژن بالا است. از سوی دیگر می‌توان گفت که میزان آب برای تبلور هورنبلند از ۲ تا ۲/۳ متغیر است. برای انجام دماسنجی و فشارسنجی نیز از روش‌های مختلفی استفاده شده است که بهترین آن نشان می‌دهد دمای تشکیل توده گابرویی در محدوده ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد (به‌طور میانگین) می‌باشد و فشار این سنگ‌ها نیز بین ۴/۴۵ تا ۷/۵۰ متغیر است. با توجه به فشار به‌دست‌آمده ماگمای مورد نظر از عمق ۲۵ تا ۳۰ کیلومتری منشا گرفته است که در نزدیکی مرز موهو است.

**واژه‌های کلیدی:** شیمی کانی، آمفیبول، زمین‌دما-فشارسنجی، جایگاه تکتونیکی، گابرو، همدان.

## مقدمه

از طبقه‌بندی‌های جامع و قابل استناد در بحث شیمی آمفیبول‌ها از لیک و همکاران (Leak et al., 1997) ارائه شده است که مبتنی بر آن آمفیبول‌ها بر اساس شیمی خود به انواع مختلف تقسیم می‌شوند. می‌توان گفت که پرکاربردترین روش برای تقسیم‌بندی شیمیایی کانی‌ها

گابرو سنگی آذرین درونی، تیره‌رنگ و درشت دانه‌ای می‌باشد که عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است. تاکنون طبقه‌بندی‌های زیادی پیرامون شیمی کانی‌ها مخصوصاً آمفیبول صورت گرفته است. یکی

\* نویسنده مرتبط: adel\_saki@yahoo.com

آمفیبول-کلینوپیروکسن دمای تشکیل سنگ‌ها را تخمین زده‌اند. به علاوه از روی ترکیب کلینوپیروکسن و زوج کانی کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز می‌توان عمق سنگ‌های آذرین را تخمین زد (Liu et al., 2000؛ Was 1979) همچنین برای بررسی‌های زمین دما- فشار سنجی روش‌های متعدد دیگری تاکنون ارائه شده است که از مهم‌ترین آنها می‌توان به (Otten, 1984؛ Johnson and Rutherford, 1989؛ Blundy and Holland, 1990؛ Anderson and Smith, 1995؛ Anderson, 1996 Schmidt, 1992؛ Zhang et al., 2002 و Wu and chen, 2015) اشاره کرد. هدف از مقاله حاضر بررسی شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز و استفاده از ترکیب شیمیایی آنها برای تعیین شرایط تکتونوماگمایی و زمین دما- فشار سنجی توده گابرویی چشمه قصابان همدان است. پیش از این نیز مطالعاتی در ارتباط با زمین شیمی این سنگ‌ها در منطقه انجام شده است. (Ayati et al., 2012؛ Mahmoudabadi et al., 2012؛ Nasrabadi 2012).

### زمین‌شناسی منطقه

ایران از نظر زمین‌شناسی از پهنه‌های مختلفی چون زاگرس چین‌خورده، زاگرس رورانده، سنندج-سیرجان، البرز، کپه داغ، دشت خوزستان، ایران مرکزی و لوت تشکیل شده است (Stockline, 1968). براساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران پهنه سنندج-سیرجان به‌عنوان یکی از پهنه‌های دگرگونی مورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به تقسیم‌بندی‌های فوق‌الذکر، منطقه مورد مطالعه به دلیل خصوصیات ساختاری و سنگ‌شناختی جزء زون سنندج-سیرجان می‌باشد. این پهنه یک کمربند دگرگونی است و از سه قسمت شمالی، مرکزی و جنوبی تشکیل شده است که هر کدام از این مناطق دارای ترکیب سنگ‌شناختی و کانی‌شناختی خاص خود هستند. ناحیه سنندج-سیرجان به‌عنوان پرتکاپوترین پهنه‌های ساختاری در ایران بخشی از کوهزاد زاگرس و کوهزاد آلپ-همیالیا است که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با بلوک‌های جنوب اوراسیا شکل گرفته است (Berberian and King, 1981؛ Senogor, 1990؛ Alavi, 1996؛ Brunet et al., 2009). پهنه سنندج-سیرجان توسط گسل اصلی و معکوس زاگرس

همین طبقه‌بندی است که آمفیبول‌ها را در ابتدا به چهار گروه اصلی و نهایتاً گروه‌های فرعی تقسیم می‌کند. پس از چند سال طبقه‌بندی دیگری نیز توسط لیک و همکاران (Leake et al., 2004) ارائه شد. بر اساس این طبقه‌بندی می‌توان آمفیبول‌ها را به رده‌های مختلف تقسیم‌بندی کرد. پس از این طبقه‌بندی، طبقه‌بندی‌های دیگری نیز ارائه شد که یکی از بهترین آنها طبقه‌بندی هاوترن و همکاران (Hawthorne et al., 2012) است. این طبقه‌بندی جدیدترین طبقه‌بندی است که تاکنون ارائه شده است. با استفاده از شیمی آمفیبول‌ها علاوه بر تقسیم‌بندی شیمیایی آنها می‌توان رده‌بندی تکتونوماگمایی و موقعیت زمین‌ساختی توده آذرین را نیز مشخص کرد (Coltorti et al., 2007). بر همین اساس می‌توان تعیین کرد که توده مد نظر با فرآیند فرورانش مرتبط است یا از نوع میان صفحه‌ای است. علاوه بر آن از ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌توان برای تعیین نوع و ماهیت ماگما نیز استفاده کرد (Nachit, 1985). برای طبقه‌بندی شیمیایی بیوتیت‌ها نیز از روش‌های زیادی استفاده شده است (Foster, 1960؛ Rieder et al., 1998؛ Deer et al., 1991؛ Nachit 2005). هر کدام از این طبقه‌بندی‌ها جنبه خاصی را مد نظر قرار داده‌اند. با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌توان موقعیت تکتونوماگمایی را نیز مشخص کرد (Adel Rahman, 1994). برای بررسی شیمی پلاژیوکلاز نیز به‌عنوان یکی از کانی‌های سیلیکاتی (Deer et al., 1991) روشی را ارائه کرد که تا کنون غالب کانی‌شناسان از آن استفاده کرده‌اند. جنبه دیگر این تحقیق زمین دما- فشار سنجی است. دما فشار سنجی عبارت است از تعیین کمی مقدار دما و فشاری که در آن‌ها کانی‌های یک سنگ دگرگونی یا آذرین تشکیل شده و به تعادل رسیده‌اند، لذا هدف از این مطالعات و محاسبات درک بهتر از شرایطی است که یک سنگ دگرگونی یا آذرین در آن شکل گرفته است. بر همین اساس امروزه از شیمی کانی‌ها برای تخمین دما و فشار و تعیین جایگاه تکتونیکی توده آذرین استفاده می‌کنند. زمین‌شناسانی مانند (Lindsley, 1983) از روی ترکیب پیروکسن و (Anderson, 1996) از روی زوج کانی

پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است. برای محاسبه کاتیون ها از نرم افزار MineralForDroop استفاده شده است.

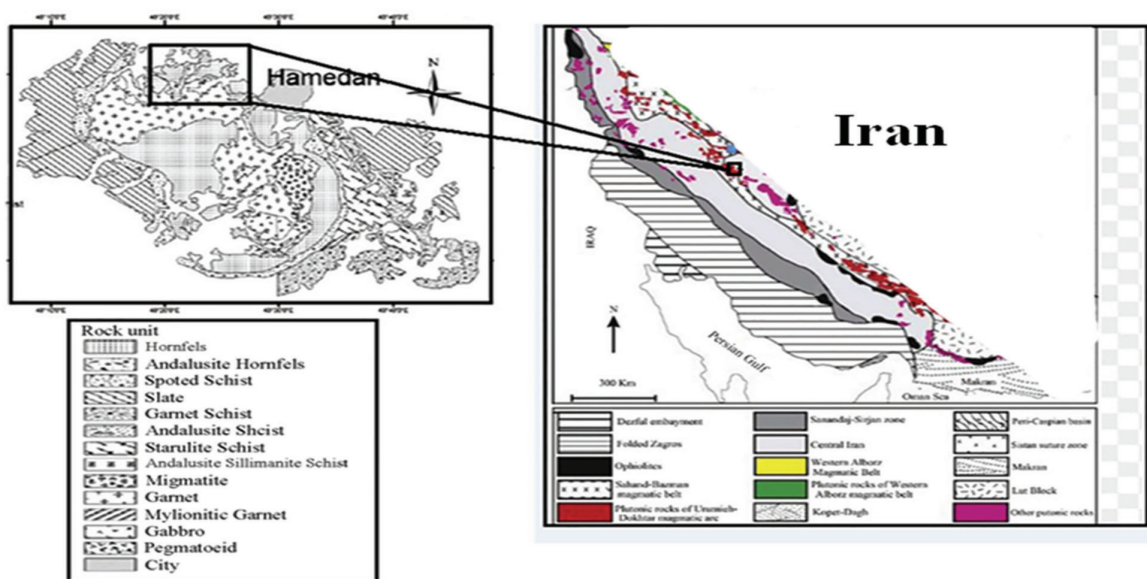
### پتروگرافی

در نمونه دستی گابروها با رنگ سبز روشن و بافت گرانولار دیده می شوند و بلورهای تقریباً درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن در متن سنگ قابل مشاهده هستند. در این نمونه ها پدیده ذوب بخشی کاملاً مشهود به نظر می رسد. پلاژیوکلاز و بیوتیت مهم ترین کانی موجود در مقاطع میکروسکوپی است. همان طور که در شکل (۲) مشاهده می شود پلاژیوکلاز سریسیتی شده و به صورت یوهدرال دیده می شود (۲-ب). انورتیتی را ملاحظه می کنید که کلیستی شده و سطوح رخ ها کاملاً روی آن مشهود است (۲-ج). بیوتیت از دیگر کانی های اصلی است که به رنگ قهوه ای در مقاطع مشهود است (شکل ۲-ث). کلینوپروکسن نیز از کانی های اصلی است و از نظر شکل غالباً ساب هدرال هستند (شکل ۲-الف). این کانی دارای خاموشی موجی است. در شکل (۲-الف) هورنبلندهای معمولی با رخ لوزی مانند با ماکل زیاد را مشاهده می کنید. ماکل هورنبلندها از نوع دوقلو بوده می باشد. سریسیت و مسکویت نیز به صورت فرعی و بسیار ریز در متن مقاطع دیده می شوند (شکل ۲-ب). هماتیت و مگنیت نیز به عنوان کانی های فرعی در کنار ایلمنیت، کلریت و زیرکن دیده می شوند. یعنی بلورهای درشت در متن سنگ رشد کرده و زمینه سنگ را اشباع کرده اند.

از کمر بند چین خورده زاگرس جدا می شود و فرآیندهای مختلف ماگمایی و دگرگونی را طی دوره های مختلف طی می کند (Agard et al., 2005). از نظر زمین ریخت شناسی بین شکل و توپوگرافی منطقه مورد مطالعه و نوع و جنس سنگ ها ارتباط نزدیکی وجود دارد. سنگ های دگرگونی ناحیه ای این منطقه شامل: گارنت شیست، استارولیت آندالوزیت گارنت شیست و استارولیت سیلیمانیت گارنت شیست و سنگ های دگرگونی مجاورتی اطراف توده نفوذی الوند شامل: کوردیوریت هورنفلس و کوردیوریت آندالوزیت ± سیلیمانیت هورنفلس هستند. در این منطقه نفوذی ها شامل انواع متفاوتی از سنگ های گابرویی درشت دانه تا متوسط دانه و گرانیت های پورفیری تیک لوکوکرات است. در واقع توده پلوتونیک الوند شامل سه مجموعه سنگی گابرو، گرانیت و لوکوگرانیت می باشد (Shahbazi et al., 2010) (شکل ۱).

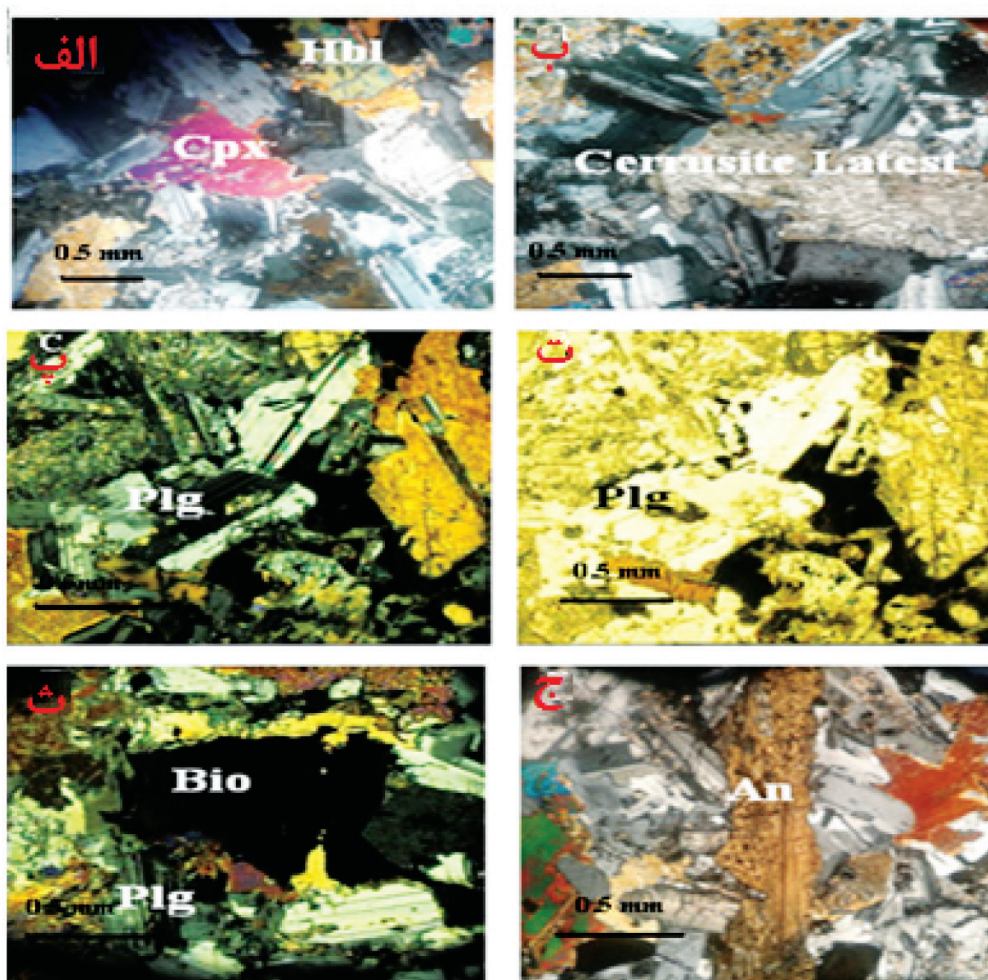
### روش مطالعه

برای بررسی شیمی آمفیبول و پلاژیوکلاز به ترتیب تعداد ده و چهار نمونه در انیستتو زمین و علوم محیط زیست دانشگاه پتسدام آلمان توسط روش دستگای میکروپروپ الکترونی (EMPA) (جداول ۱ و ۲) مدل دستگاه JEOL JXA-8200 با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kV، باریکه جریان ۲۰ nA، با قطر باریکه ای برابر ۱ μm و زمان شمارش حداکثر ۲۰ ثانیه به صورت نقطه ای آنالیز و نتایج آن در این



نقشه ۱. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از ایزدی کیان و همکاران، (۱۳۹۲)





شکل ۲. الف) کلینوپیروکسن با بیرفرنزانس بنفش تا ارغوانی مشخص است. ب) سریسیتی شدن پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد که در حال تبدیل به سریسیت است. در این تصویر بلورهای ریز مسکویت و سریسیت دیده می‌شوند، پ و ت) بلورهای پلاژیوکلاز و فرایند سریسیتی شدن پلاژیوکلازها را نشان می‌دهد، ث) بیوتیت را نشان می‌دهد که به‌عنوان یکی از کانی‌های اصلی سنگ‌های گابرویی است، ج) آنورتیتی را مشاهده می‌کنید که در حال کلسیتی شدن است

### شیمی کانی‌ها

Challis 2000; Stein and Dietl, 2001; Zhang et al.,  
(2006; Masoudi and Jamshidi Badr, 2008);

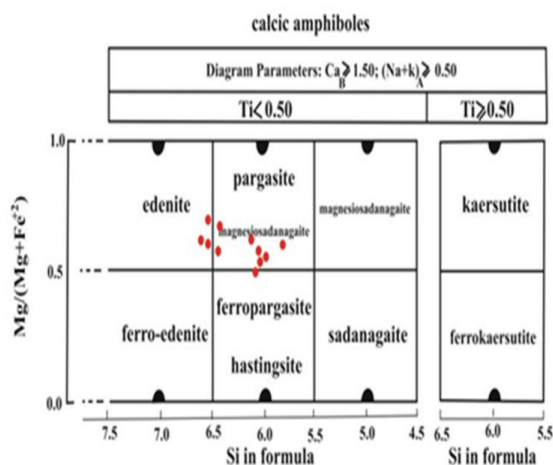
### آمفیبول

نتایج آنالیز ژئوشیمیایی بر اساس تجزیه (EMPA) در جدول (۱) آورده شده است. براساس رده‌بندی (Leake et al., 1997) آمفیبول‌های مورد تحقیق جزء گروه کلسیک به حساب می‌آیند (شکل ۳) و از نظر ترکیب شیمیایی غالباً در زیرگروه Pargasite هستند و تعدادی از نمونه‌ها نیز در زیر گروه Edenite قرار می‌گیرند (شکل ۳). از سوی دیگر براساس شکل ۴ ترکیب شیمیایی کانی‌های مورد مطالعه از Tschermakite تا Magnesiohombende متغیر است.

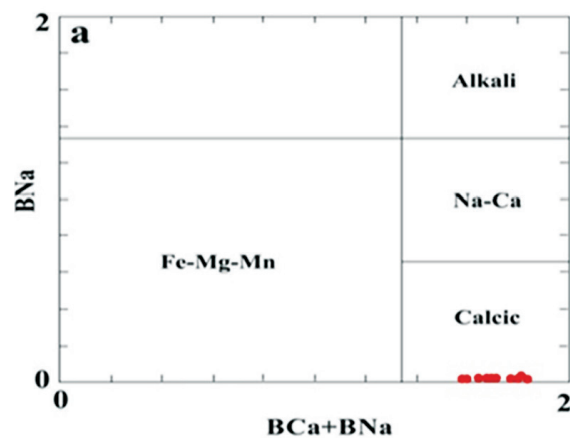
برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و محیط تکتونوماگمایی توده‌های نفوذی می‌توان از شیمی آمفیبول استفاده نمود. با استفاده از شیمی کانی آمفیبول می‌توان به بررسی پارامترهای ترمودینامیکی تبلور از جمله فشار، دما و گریزندگی اکسیژن پرداخت. آمفیبول‌ها برای ارزیابی شرایط P-T توده‌های نفوذی کالک آلکالن جایگیر شده در کمرندهای کوهزایی مناسب هستند. این کانی مفیدترین کانی برای زمین‌دماسنجی بوده و دماسنج هورنبلند-پلاژیوکلاز و زمین‌فشارسنجی آلومینیوم در هورنبلند برای آشکارسازی دماهایی که در نفوذی‌ها جایگیر می‌شوند مناسبند (Blundy and Holland, 1990; Tulloch and

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی آمفیبول به روش (EMPA) که بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است

Sample	Gs29-1	Gs 29-2	Gs29-3	Gs29-4	Gs29-5	Ga29-6	Ga29-7	Gs29-8	Gs29-9	Gs29-10	Gs29-11
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
SiO <sub>2</sub>	۴۱/۵۹	۴۱/۹۷	۴۵/۷۶	۴۳/۲۳	۴۹/۵۹	۴۴/۵۰	۴۴/۱۶	۴۲/۴۴	۴۴/۱۴	۴۴/۷۵	۴۰/۰۶
TiO <sub>2</sub>	۱/۰۳	۰/۲۰	۲/۱۱	۲/۵۲	۰/۵۱	۱/۷۲	۱/۸۳	۲/۵۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۱۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴/۹۸	۱۶/۲۶	۱۰/۵۴	۱۲/۰۵	۷/۴۹	۱۲/۰۳	۱۱/۸۴	۱۶/۲۶	۱۴/۶۱	۱۳/۷۶	۱۹/۸۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰
FeO	۱۸/۶۸	۱۸/۲۲	۱۳/۰۳	۱۵/۱۸	۱۴/۴۶	۱۴/۴۴	۱۳/۹۴	۱۵/۱۲	۱۴/۶۵	۱۴/۹۶	۱۵/۰۱
MnO	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۵
MgO	۸/۱۱	۸/۳۶	۱۳/۱۶	۱۱/۱۹	۱۳/۹۸	۱۱/۹۶	۱۲/۳۰	۱۱/۱۸	۱۲/۲۲	۱۲/۶۲	۹/۳۹
CaO	۱۱/۶۲	۱۱/۶۵	۱۲/۰۹	۱۱/۸۵	۱۲/۲۴	۱۱/۹۱	۱۲/۲۰	۱۱/۳۶	۱۱/۶۰	۱۱/۲۴	۱۱/۴۹
Na <sub>2</sub> O	۱/۷۸	۱/۷۶	۱/۵۹	۱/۸۲	۱/۱۱	۱/۷۱	۱/۸۰	۲/۰۳	۱/۹۱	۱/۷۲	۲/۰۷
K <sub>2</sub> O	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۷۲	۰/۹۸	۰/۱۱	۰/۷۵	۰/۷۸	۰/۶۵	۰/۵۲	۰/۴۷	۰/۸۱
Totals	۹۸/۸۹	۹۹/۴۹	۹۹/۲۵	۹۹/۰۸	۹۹/۷۳	۹۹/۲۸	۹۹/۰۶	۹۹/۳۱	۹۹/۹۵	۹۹/۸۰	۹۹/۱۴
Si	۶/۲۱	۶/۲۰	۶/۶۱۹	۶/۱۴۲	۶/۲۱۰	۶/۵۵۳	۶/۴۸۸	۶/۱۲۰	۶/۴۴۳	۶/۵۲۶	۵/۹۴۳
Ti	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۲۳۰	۰/۲۶۹	۰/۲۷۲	۰/۱۹۱	۰/۱۸۹	۰/۲۷۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۱۲
Al	۲/۶۴	۲/۸۳	۱/۷۹۷	۲/۰۱۸	۲/۰۴۰	۲/۰۸۸	۲/۰۶۷	۲/۷۶۴	۲/۵۱۳	۲/۳۶۵	۳/۴۷۸
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
Fe (2+)	۲/۳۳	۲/۲۵	۱/۵۷۶	۱/۸۰۴	۱/۸۲۴	۱/۷۷۸	۰/۴۵۵	۱/۸۲۳	۱/۷۸۸	۱/۸۲۵	۱/۸۶۲
Mn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲۱	۰/۰۱۴	۰/۰۱۵	۰/۰۲۵	۱/۳۰۶	۰/۰۲۶	۰/۰۳۰	۰/۰۲۸	۰/۰۳۱
Mg	۱/۸۰	۱/۸۴	۲/۸۳۸	۲/۳۷۰	۲/۳۹۶	۲/۶۲۵	۰/۰۲۵	۲/۴۰۳	۲/۶۵۹	۲/۷۴۴	۲/۰۷۷
Ca	۱/۸۶	۱/۸۴	۱/۸۷۴	۱/۸۰۴	۱/۸۲۴	۱/۸۷۹	۲/۶۰۰	۱/۷۵۵	۱/۸۱۴	۱/۷۵۶	۱/۸۲۶
Na	۰/۵۱	۰/۵۰	۰/۴۴۶	۰/۵۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱/۸۶۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
K	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۳۳	۱/۸۰۹	۱/۸۲۹	۰/۱۴۱	۰/۰۰۰	۰/۱۲۰	۰/۰۹۷	۰/۰۸۷	۰/۱۵۳
Totals	۱۵/۶	۱۵/۶	۱۵/۵۳	۱۶/۷۳	۱۶/۲۱۰	۱۵/۲۸	۱۵/۱۳	۱۵/۲۸	۱۵/۳۴	۱۵/۳۳	۱۵/۳۸
XMg <sub>(M2)</sub>	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۴۰	۰/۴۴	۰/۴۱	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۰۰
XMg <sub>(M1)</sub>	۰/۴۵	۰/۴۸	۰/۶۶	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۷۱	۰/۲۶	۰/۳۵
X <sub>Al(T2)</sub>	۰/۹۱۲	۰/۴۵	۰/۳۵	۰/۴۶	۰/۱۲	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۴۹	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۵۳
X <sub>Al(M2)</sub>	۰/۴۰	۰/۴۸	۰/۱۹	۰/۰۸	۰/۴۴	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۷	۰/۴۰	۰/۳۶	۰/۶۳
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰/۴۹	۰/۵۲	۰/۶۶	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۶۴

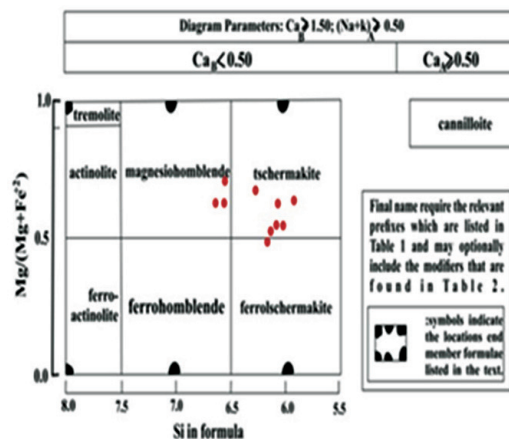


شکل ۴. تقسیم‌بندی بر اساس ترکیب شیمی کانی آمفیبول (Leake et al., 1997)



شکل ۳. تقسیم‌بندی آمفیبول بر اساس ترکیب شیمیایی (Leake et al., 1997)

سنگ‌های آذرین است که از ترکیب شیمیایی آن برای تعیین شرایط تحول سنگ‌های مادر استفاده می‌شود. ترکیب این کانی نسبت به دما، فشار و محتوای آب حساس است (Putirka, 2008). تغییرات محدوده گستره تقریبی پلاژیوکلاز در زمین فشار سنجی بر مبنای محتوای Al هورنبلند به عنوان یک ویژگی مناسب تلقی می‌شود (Hollister et al., 1987). نتایج آنالیز زمین شیمیایی به روش (EMPA) برای پلاژیوکلاز در جدول (۲) آورده شده است. با توجه به بررسی شیمی کانی‌ها ترکیب شیمیایی ۴ نمونه از پلاژیوکلازها را در نمودار (Deer et al., 1991) ارتوز-آلبیت-آنورتیت ملاحظه می‌کنید. بر اساس این نمودار ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها از نوع Andesian می‌باشد (شکل ۶).



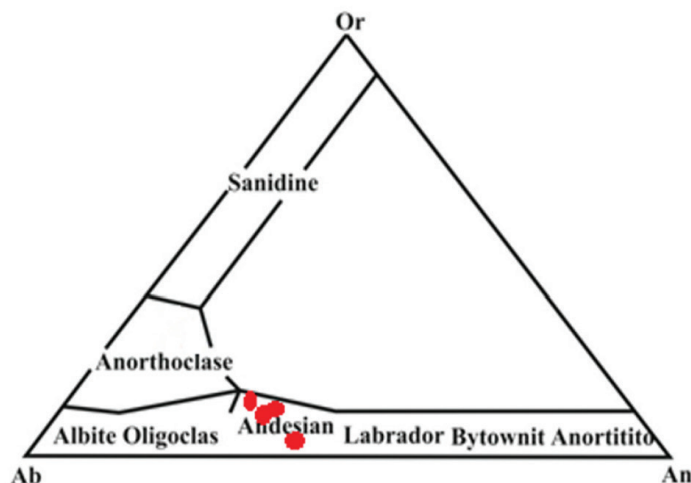
شکل ۵. تقسیم‌بندی بر اساس ترکیب شیمی کانی آمفیبول (Leake et al., 1997)

## پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های مهم و اصلی در ترکیب

جدول ۲. آنالیزهای معرف کانی پلاژیوکلاز. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است

Sample	Gs29-1	Gs29-2	Gs29-3	Gs29-4
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO <sub>2</sub>	۴۶/۹۶	۵۳/۵۲	۵۰/۶۷	۵۷/۴۵
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۸	۱۷/۹۵	۳۲/۸۶	۲۷/۸۷
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۱/۵۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۱
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۰/۴۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
CaO	۰/۰۴	۱۲/۴۲	۱۴/۷۴	۹/۰۱
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۸	۴/۳۱	۳/۲۱	۶/۲۴
K <sub>2</sub> O	۱۱/۳۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۹
Totals	۹۷/۲۷	۱۰۱/۲۴	۱۰۱/۶۳	۹۶/۷۱
Si	۳/۶۳	۲/۷۳	۲/۲۷	۲/۵۵
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۰۰	۱/۰۸	۱/۷۳	۱/۴۵
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe(2+)	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۰۰	۰/۶۸	۰/۷۰	۰/۴۲
Na	۰/۰۱	۰/۴۲	۰/۲۷	۰/۵۳
K	۱/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Totals	۴/۹۰	۴/۹۱	۵/۰۰	۴/۹۸
Na/(Na+K+Ca)	۰/۰۱	۰/۳۸	۰/۲۸	۰/۵۵
K/(Na+K+Ca)	۰/۹۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca/(Na+K+Ca)	۰/۰۰	۰/۶۱	۰/۷۱	۰/۴۴



شکل ۶. ترکیب شیمیایی کانی پلاژیوکلاز براساس (Deer et al., 1991) در محدوده آندزین قرار گرفته است

## زمین دما فشارسنجی

(1994) بازنگری و اصلاح شد. این پژوهشگران کالیبراسیون این زوج را روی آمفیبول و گارنت-آمفیبولیت انجام دادند. برای محاسبه زمین-دما سنجی با روش (Blundy and Holland, 1990) و با توجه به جدول ۳ آمفیبول‌های تشکیل شده در توده گابروبی مورد پژوهش با فرض فشار ۴ کیلوبار در یک بازه دمایی (۷۴۵-۵۳۰) و با فرض فشار ۵ کیلوبار (۷۴۰-۵۴۰) درجه سانتی‌گراد به وجود آمده‌اند. بر اساس (Anderson and Smith, 1995) آمفیبول‌های تشکیل شده یک بازه دمایی ۷۴۰-۶۳۵ را شامل می‌شوند و بازه فشاری تشکیل آن‌ها ۴/۳ تا ۹/۸ کیلوبار است (جدول ۴). با توجه به روش آندرسون (Anderson, 1996) نیز دمای حاصله در یک محدوده دمایی ۷۱۶-۶۳۸ درجه سانتی‌گراد و فشاری برابر ۱۲/۶۰-۵/۴ کیلوبار می‌باشد (جدول ۴). در جدول ۵ نتایج چهار روش فشارسنجی براساس میزان آلومینیوم موجود در هورنبلند آورده شده است. بر اساس نتایج حاصل از (Johnson and Rotherford, 1989) محدوده فشار ۱۱/۲۰-۴/۱۰ کیلوبار می‌باشد. به ترتیب بر اساس (Hammarstrom and Zen, 1986) فشارهای توده گابروبی مورد نظر (۱۳/۵۰-۶/۲)، (۱۳/۵۰-۴/۳۰) کیلوبار هستند.

براساس (Holister et al., 1987) و (Schmidt, 1992) بسیاری از زمین‌فشارسنج‌ها بر پایه میزان آلومینیوم موجود هورنبلند ساخته شده است. دماسنج آمفیبول-پلاژیوکلاز نیز بر پایه مقدار سیلیس و کاتیون‌های آلومینیوم روی موقعیت‌های آمفیبول چهاروجهی کنترل می‌شوند (Hammarstrom and Zen, 1989). بررسی‌ها نشان داد که ترکیب آمفیبول علاوه بر فشار، به دما، فوگاسیته اکسیژن، ترکیب کل و فازهای همزیست بستگی دارد (Hammarstrom and Zen, 1989). با در نظر گرفتن این پارامترها به ویژه میزان Al total، روابط زیادی توسط محققین برای محاسبه فشار جایگیری سنگ‌های آذرین ارائه شده است که قابل قبول‌ترین آن‌ها مدلی است که توسط (Schmidt, 1992) معرفی گردید. هورنبلند تبلور یافته در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن نسبت به هورنبلند رشد یافته در فوگاسیته پایین، نتایج بهتر و قابل اطمینان‌تری را برای زمین‌دما-فشارسنجی ارائه می‌دهد (Hammarstrom and Zen, 1989). از سوی دیگر (Blundy and Holland, 1990) نیز روشی با عنوان زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز معرفی کردند که با استفاده از نمونه‌های طبیعی و آزمایشگاهی به صورت رابطه درآمده است و توسط نمونه‌های طبیعی و آزمایشگاهی کالیبره شده است. این روابط چهار سال بعد توسط (Holland and Blundy,



جدول ۳. نتایج محاسبات دماسنجی به روش زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز (Blundy and Holland, 1990)

Sample	P Kb	T (C)	P Kb	T (C)
Gs29-1	۴	۶۵۲	۵	۶۵۹
Gs29-2	۴	۵۲۷	۵	۵۴۲
Gs29-3	۴	۷۱۹	۵	۷۱۴
Gs29-4	۴	۷۴۶	۵	۷۴۲
Gs29-5	۴	۶۷۶	۵	۶۷۰/۶
Gs29-6	۴	۷۱۱	۵	۷۰۹
Gs29-7	۴	۷۲۴	۵	۷۲۰
Gs29-8	۴	۷۲۵	۵	۷۲۹
Gs29-9	۴	۶۸۰	۵	۶۸۵
Gs29-10	۴	۶۹۲	۵	۶۹۵
Gs29-11	۴	۵۸۲	۵	۶۰۳

جدول ۴. زمین‌دما-فشارسنجی بر اساس (Anderson and Smith, 1995)

Sample	P Kb	T (C)
Gs29-1	۹/۲۱	۶۸۸/۹
Gs29-2	۱۱/۲۴	۶۳۵/۹
Gs29-3	۴/۹۴	۷۱۵/۰
Gs29-4	۵/۸۱	۷۳۸/۵
Gs29-5	۷/۷۵	۶۳۸/۴
Gs29-6	۶/۲۶	۷۰۷/۵
Gs29-7	۵/۹۸	۷۱۷/۱
Gs29-8	۸/۴۳	۷۴۱/۲
Gs29-9	۸/۲۰	۷۰۰/۰
Gs29-10	۷/۵۱	۷۰۱/۰
Gs29-11	۷/۲۱	۷۴۲/۱

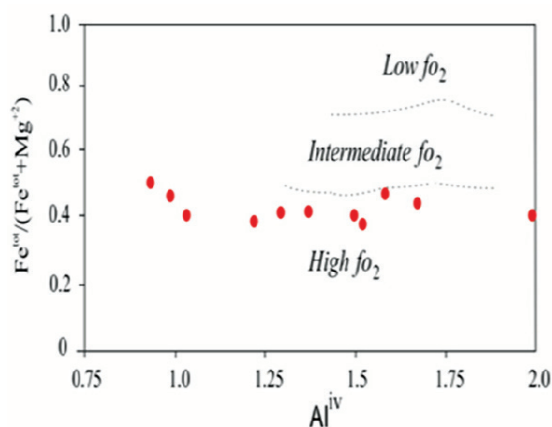
جدول ۵. فشارسنجی بر اساس میزان آلومینیوم موجود در هورنبلند با استفاده از چهار روش بر اساس (Kb)

Sample	Johnson and Rotherford, 1989	Hammastrom and Zen, 1986	Schmidt, 1992	Anderson and Smith, 1995
Gs29-1	۷/۷۲	۹/۳۷	۹/۵۷	۷/۹۸
Gs29-2	۸/۵۱	۱۰/۳۱	۱۰/۴۶	۸/۷۹
Gs29-3	۴/۱۱	۵/۰۸	۵/۵۱	۴/۳۲
Gs29-4	۵/۰۴	۶/۱۹	۶/۵۶	۵/۲۷
Gs29-5	۵/۱۷	۶/۳۴	۶/۷۰	۵/۴۰
Gs29-6	۵/۳۴	۶/۵۴	۶/۸۹	۵/۵۷
Gs29-7	۵/۲۵	۶/۴۴	۶/۸۰	۵/۴۸
Gs29-8	۸/۲۱	۹/۹۶	۱۰/۱۳	۸/۴۹
Gs29-9	۷/۱۶	۸/۷۱	۸/۹۴	۷/۴۱
Gs29-10	۶/۵۲	۷/۹۵	۸/۲۲	۶/۷۷
Gs29-11	۱۱/۲۲	۱۳/۵۳	۱۳/۵۱	۱۱/۵۳

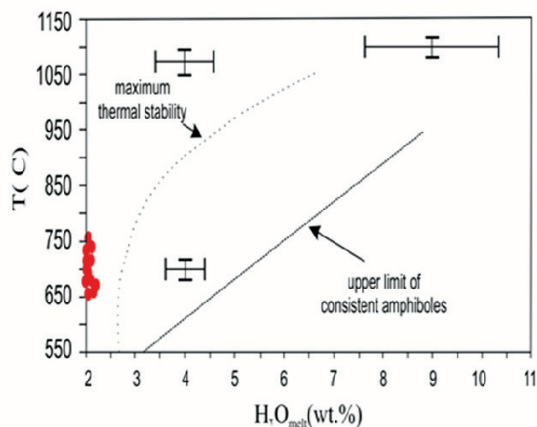
## تخمین میزان آب و گریزندگی اکسیژن

(1991; Botcharnikov et al., 2005; Moretti, 2005). بر اساس شکل (۷) و با توجه به نسبت  $(Fe^{tot} + Mg^{+2})$  به  $Al^{IV}$  عدد به دست آمده کمتر از ۰/۶ است که نشان از گریزندگی بالای اکسیژن است. با توجه به شکل (۸) می توان گفت که میزان آب مذاب برای تبلور هورنبلند از ۲-۳ درصد وزنی متغیر است که با توجه به آنکه ماگما از آب کافی برخوردار نیست.

مفهوم گریزندگی اکسیژن برای اولین بار توسط (Eugster and Wones, 1963) معرفی شد که متغیر کنترل کننده توانایی اکسایشی یا به تعبیری فشار بخشی اکسیژن است. فوگاسیته اکسیژن را می توان عاملی موثر در کنترل فرآیندهای ماگمایی و توالی تبلور و نوع کانی های تشکیل دهنده ماگما دانست (Kress and Carmichael).



شکل ۸. نمودار میزان آب ماگما در برابر دما براساس ترکیب شیمیایی آمفیبول (Ridolfi et al., 2010)

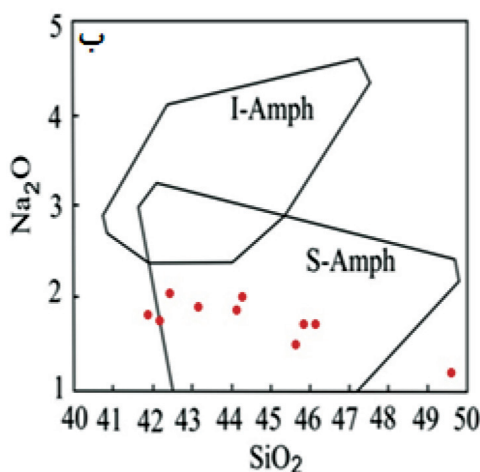


شکل ۷. گریزندگی اکسیژن براساس ترکیب آمفیبول (Anderson and Smith, 1995.)

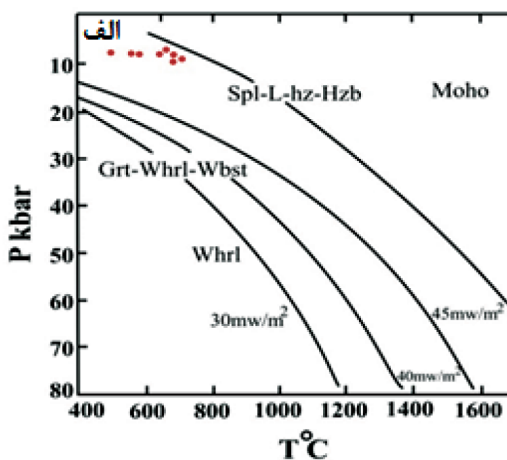
توده گابرویی از نوع S-Amph هستند (شکل ۹-الف) لذا می توان این آمفیبول ها را به مناطق فرورانش نسبت داد. این آمفیبول ها  $Na_2O$  و  $TiO_2$  پایین تری نسبت به آمفیبول های مناطق میان صفحه ای (I-Amph) دارند. از سوی دیگر می توان گفت که ماگمای تشکیل دهنده توده گابرویی از  $40 \text{ mw/m}^2$  منشأ گرفته است (شکل ۹-ب).

## تعیین جایگاه تکتونوماگمایی

از خصوصیات ژئوشیمیایی آمفیبول ها می توان برای بررسی ویژگی های دگرنهادی محیط های تکتونوماگمایی به ویژه محیط های فرورانش و درون صفحه ای استفاده کرد (Coltorti et al., 2007). از نظر جایگاه تکتونوماگمایی با توجه به میزان پایین  $Na_2O$  در برابر  $SiO_2$  آمفیبول های



شکل ۹. الف) نمودار  $Na_2O$  در برابر  $SiO_2$  برای رده بندی تکتونوماگمایی آمفیبول ها (Coltorti et al., 2007) و موقعیت آمفیبول های منطقه مورد مطالعه، ب) ترکیب آمفیبول های منطقه مورد مطالعه در نمودار (Nacht, 1985) برای تعیین نوع ماگما



## نتیجه‌گیری

کانی‌های اصلی سنگ‌های گابرویی چشمه قصابان بیوتیت، آمفیبول، پلاژیوکلاز و پیروکسن و کانی‌های فرعی ایلمنیت، کلریت، مسکویت و زیرکن هستند. آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع کلسیک بوده و از نظر ترکیب شیمیایی در رده Pargasite، tchermakit و magnesiohornblende قرار می‌گیرند. پلاژیوکلاز نیز از نوع Andesian می‌باشد. بر اساس مطالعات زمین‌دما-فشارسنجی این توده در یک بازه دمایی (۷۰۰) درجه سانتی‌گراد و فشاری بالغ بر (۷/۵۲-۴/۵۴) کیلو بار تشکیل شده است. نمونه‌ها در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا قرار دارند ضمن آن‌که آب مذاب در ماگمای مادر دارای ۲ تا ۳/۲ درصد وزنی است. با توجه به نتایج حاصل از بررسی‌های تکتونوماگمایی آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع S بوده و با زون فرورانش مرتبط هستند ضمن آن‌که نمونه‌های مورد بررسی از عمق حدود ۴۰ کیلومتری منشأ می‌گیرند.

## سپاسگزاری

نویسندگان مقاله، از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز جهت قرار دادن پژوهانه سال ۹۶ که بخشی از این تحقیق را حمایت نموده است، تشکر و قدردانی دارد.

## منابع

- اشراقی، ص.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه توپسرکان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ایزدی کیان، ل.، محجل، م. و علوی، س.، ۱۳۹۳. مراحل دگرریختی در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان و ارتباط آنها با توده نفوذی الوند؛ فصلنامه علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۷-۱۹۷.
- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, and peraluminous magmas, Journal of Petrology, 35, 525-541.
- Agrad, PH., Omrani, J., Jolivent, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across zagros (iran): constraints from collisional and earlier deformation, International Journal of Earth Sciences, 94,3, 401-419.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, Tectonophysics, 229, 211-238.
- Albuquerque, C.A.R., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37, 1779-1802.
- Anderson, J. L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 87, 125-138. [also published in GSA Special Paper 315]
- Anderson, J. L. and Smith, D. R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry, American Mineralogist, 80, 549-59.
- Ayati, F., Kalimi Noghrean, M. and Khalili, M. 2012. Petrographic and mineral-chemistry of the magmatic-alteration zones south of Salafchegan. Petrology 2,8: 1-20 (in Persian).
- Berberian, M. and King, G., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.
- 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.
- Blundy, J.D., and Holland, T.J.B., 1990. calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, Contribution to Mineralogy and Petrology, 104, 208-224.
- Botcharnikov, R.E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. and Wilke, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. Geochim. Cosmochim. Acta 69, 5071-5085.

- Brunet, M.F., Wilmsen, M. and Granath, J.W., 2009. South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312.
- Coltorti, M., B.C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. and Powell, W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, *Lithos* 99, 68-84.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1991. An Introduction to the Rock Forming Minerals, Longman Scientific and Technical, 528.
- Eugster, H.P. and Wones, D.M.R., 1963. Stability Relations of the Ferruginous Biotite, Annite. *Journal of Petrology*, 3, 1, 82-125.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas, United States Geological Survey Professional Paper, 354-b, 11-49.
- Ghalamghash, J., Mirnejad, H. and Rashid, H. 2009. Mixing and Migening of mafic and felsic magmas along the Neo-Thetys continental margin, Sanandaj-sirjan zone, NW Iran: A case study from the Alvand pluton, *N. Jb. Miner. Abh.*, 186.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2005. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683-693.
- Hammarstrom J.M. and Zen E-An., 1989. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Holister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- 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.
- James, S., and Beard, A., 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: Implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis, *Geology*, Geological Society of America, 14, 848-858.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, 17, 837-841.
- Khanlari, G., Heidari, R.M. and Jafar-Gholizadeh, H., 2010. Engineering Geological Assessment of Alvand Granitic Rocks, The 1st International Applied Geological Congress Department of Geology Islamic Azad University-Mashhad Branch, IRAN, 26-28 April, 408-413.
- Kress, V.C. and Carmichael, I.S.E., 1991. The compressibility of silicate liquids containing Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 108, 82-92.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C. and Grice, G.D., 1997. Nomenclature of Amphibols: Report of the subcommittee on Amphiboles of the international mineralogical, *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
- Liu, T.C., Chen, B.R. and Chen, C.H. 2000. Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan, *Journal of Asian Earth Sciences*, 18, 519-531.
- Mahmoudabadi, L., Tabatabaei Manesh,



- S.M., and Torabi, G., 2012. Petrography and mineral chemistry of Eocene volcanic in the south-west of Jandaq (northeast of Isfahan). *Petrology* 3,10, 95-107.
- Masoudi, F., and Jamshidi Badr, M., 2008. Biotite and Hornblende Composition Used to Investigate the Nature and Thermobarometry of Pichagchi Pluton, Northwest Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran., 19,4, 329-338.
  - Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone", western Iran, *Journal of Structural Geology*, 22, 1125-1139.
  - Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahadi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
  - Moretti, R., 2005. Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Annals of Geophysics*, 48, 583-608.
  - Nachit H., Ibhi A., Abia E.H. and Ohoud M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, *Geomaterials (Mineralogy), Comptes Rendus, Geoscience* 337, 1415-1420.
  - Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. and Carron, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids, *Comptes Rendus Hebdomadaires de Academie des Sciences*, 301,11, 813-818.
  - Nasrabady, M., 2012. Thermobarometry of intrusion bodies from Soltanabad area (NE Sabzevar): with special reference to their adjoining metamorphic aureole and reaction rim, *Petrology*, 3,9, 87-106.
  - Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86, 189-99.
  - Parlak, O., HÖck, V. and Delaloye, M., 2000. Suprasubduction zone origin of the Pozanti-Karsanti Ophiolite (Southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates, *The Geological Society of London*, 39, 219-224.
  - Putrika, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 69,1, 61-120.
  - Rieder, M., Cavazzin, G., Dyakonov, Y., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D., 1998. Nomenclature of the micas, the *Canadian Mineralogist* 36, 36, 41-48.
  - Sabzehei, M. 1974. Les mélanges ophiolitiques de la région d'Sfandagheh (Iran méridional), *Etude petrologique et Structurale, Interprétation dans le cadre Iranien*. Ph. D. thesis, Université de Grenoble, France.
  - Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks, *Gondwana Research*, 17, 704-714.
  - Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
  - Schmidt, M.W., 1993. Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 °C, *American Journal of Science*, 293, 1011-60.
  - Sengör, A.M.C., 1990. A new model for

- the Late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A. H., Searle, M. P. and Ries, A. C. (eds) *The Geology and Tectonics of the Oman region*. Geological Society, London, Special Publications, 49, 797-83.
- Sepahi, A.A., 2008. Typology and Petrogenesis of Granitic Rocks in the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran, with Emphasis on the Alvand plutonic Complex, N. Jb, Geol. Paläont, Abh, Stuttgart. 247,3, 295-312.
  - Sepahi, A.A., Whitney, D. L. and Baharifar, A. A., 2004. Petrogenesis of And-Ky-Sil veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology*, 22,2, 119-134.
  - Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbania, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedinia, 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, 9, 668-683.
  - Sheikholeslami, M.R., Rique, A., Mobayen, P., Sabzeie, M., Bellon, and Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 504-521
  - 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, 185-207.
  - Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. *Aapg bulletin* 52, 7, 1229-1258.
  - Stoklin, J., 1952. Structural history and tectonics of Iran: A review; *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52,7, 1229-1258.
  - Tulloch, A.J., and Challis, G.A., 2000. Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-al geobarometry. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43, 555-567.
  - Wass, S.Y., 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12, 115-132.
  - Welch, M.D., 2012. IMA report, nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97, 2031-2048.
  - Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist*, 50, 1228-1272.
  - Wones, D.R., Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application", *American Mineralogist*, 50, 1228-1272.
  - Wu, C.M. and Chen, H.X., 2015. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites. *Science Bulletin*, 60, 116-121
  - Wu, C.M., Pan, Y.S., Wang, K.Y. and Zhang, J. 2002. A report on a biotite-calcic hornblende geothermometer. *Acta Geologica Sinica*, 76,1: 126-131
  - Yaoling, N., Trinity, G., Suzie, M., Alan, G. and Wolfgang, B., 2002. Mineral chemistry, whole-rock compositions, and petrogenesis of leg 176 gabbros: date and discussion. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 176, 614-624.
  - Zhang, S.H., Zhaol, Y.S. and Song, B., 2002. Hornblende thermobarometry of the carboniferous granitoids inner Mongolia paleo-uplift, Implications for *Mineralogy and Petrology*, 87, 123-141.



# **Biotite mineral chemistry, geothermobarometry and the role of total Al content of biotite in distinguishing of mineralization in the Touyeh-Darvar granitoid, SW of Damghan, Eastern Alborz.**

**Naderi, A.<sup>1</sup>, Ghasemi, H.<sup>2</sup> and Papadopoulou, L.<sup>3</sup>**

1. Ph.D. of Petrology, Department of Petrology, Geochemistry and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

2. Professor of Petrology, Department of Petrology, Geochemistry and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

3. Assistant Professor, Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, ATh, and Thessaloniki, Greece

Received: 09 February 2019

Accepted: 06 April 2019

## **Abstract**

Touyeh-Darvar granitoid pluton is situated in the south of eastern Alborz zone (45Km SW of Damghan in Semnan province). This pluton has intruded into the late Paleozoic formations (including Barut and Lalun). Based on the field observations and petrographic studies, the pluton is composed of monzonites, quartz monzonite and monzodiorite. In terms of mineralogy, the Touyeh-Darvar granitoid consists of plagioclase, orthoclase, quartz,  $\pm$  hornblende and  $\pm$ biotite. Accessory minerals consists of ilmenite, magnetite, zircon, apatite, titanite and pyrite. Sericite, epidote, calcite, and chlorite are considered as secondary phases. The iron-rich biotite is the most significant mafic mineral which are situated in the alkaline and anorogenic biotite fields. The total Al content of biotite in granitic rocks can be a useful indicator for distinguishing between mineralized and non-mineralized granitic rocks. The presence of mineral veins from oxides and hydroxides of iron and manganese, fluorite, barite, lead and zinc in the host rock of this pluton also confirms that the biotite composition is useful for mineralization potential study of this pluton. Applying the thermometry based on the Ti content of biotite and barometry based on total Al content of biotite resulted in calculating temperature ranges of 650-730°C and pressures lower than 1Kb for stopping the exchange and final equilibrium of this mineral in the pluton.

**Keywords:** Biotite chemistry, Geothermobarometry, Touyeh- Darvar granitoid, Damghan, Eastern Alborz.



# Investigating rate of Doroud fault zone tectonic activity (southwest of Iran) by using geomorphologic data analysis (fans, basins and drainage system)

Kamali, Z.<sup>1</sup>, Hayhat. M. R.<sup>2</sup>, Nazari, H.<sup>3</sup> and Khatib, M. M.<sup>4</sup>

1. Ph.D. Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran.

2. Assistant Professor, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran.

3. Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

4. Professor, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran.

Received: 28 October 2019

Accepted: 02 March 2020

## Abstract

Morphotectonic analysis with the help of geomorphic indices is considered as a tool for the identification of new and active structures affected by tectonic movements in special areas. For this purpose, indicators such as Mountain Front Sinuosity index (Smf), (Vf), (Af), (S), (Sl), (T), form factor basin, basin shape, slenderness ratio and stretch ratio index of basin (Bs) associated with alluvial fans, including fan of bending  $\beta$ , fanning coefficient and longitudinal profile were calculated. The tools in this study include: the topographic maps, field geology investigations, satellite imagery, digital elevation model (DEM), IRS satellite images of the region, GIS and Global mapper softwares. The results of the analysis of topographic data, evidences from field observations and data obtained from geomorphic indicators, all suggested that the area is active from neotectonics viewpoint. Based on the classification of LAT, the study area is classified in class 1, which indicates intense tectonic activity. Based on the results, the northern part of the Dorud fault is more active than the southern section in terms of neotectonic movements.

**Keywords:** Geomorphology, Neotectonic, Fan, Doroud fault, Recent fault Zagros.

# Separating alteration units in the Takht-e-Gonbad district using via comparing two classification methods of Support vector machine and maximum likelihood

Mahvash Mohammadi, N.<sup>1</sup> and Hezarkhani, A.<sup>2</sup>

1. Ph. D. Department of Mining and Metallurgical Engineering, Amirkabir University of Technology, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Mining and Metallurgical Engineering, Amirkabir University of Technology, Tehran, Iran

Received: 21 January 2019

Accepted: 17 April 2019

## Abstract

Separation of alteration units has an important role in exploration of ore deposits. In the past, classical methods were used for this purpose. Recently, the support vector machine (SVM), one of the most important data driven models, has been applied for geological purpose. This algorithm is a useful learning system based on constrained optimization theory. In this study, the SVM algorithm with various kernels and maximum likelihood method were used to separate the alteration units of the Takht-e-Gonbad district situated in Chahar Gonbad sheet by using satellite images of the ASTER sensor. The results were analyzed and evaluated according to the field studies. Based on the achieved results and field studies, the SVM method with the RBF kernel function compared to other kernels and the maximum likelihood method had the highest accuracy (89.17%) and kappa coefficient (0.83). Thus, the SVM method for classification of alteration is more accurate compared to other discussed methods.

**Keywords:** Alteration, Support vector machine, Maximum likelihood, Remote sensing, ASTER.

# Estimating the rate of shortening and the role of decollement in western Kopet-Dagh deformation

Tashakkori, Z.<sup>1</sup>, Ghorashi, M.<sup>2</sup> and Pourkermani, M.<sup>3</sup>

1. Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Tehran North Branch

2. Associate Professor, Islamic Azad University, Tehran North Branch, Geological Survey of Iran, Research Institute for Earth Sciences, Tehran

3. Professor, Islamic Azad University, Tehran North Branch

Received: 06 September 2019

Accepted: 06 November 2019

## Abstract

The kopet-Dagh zone undergone subsidence and deposition of sediments after middle Cimmerian orogeny in middle Jurassic to Eocene. Its shortening resulted from the Zagros orogeny in Paleogene. In order to identify the minerals at the detachments, XRD analysis was carried on the samples of Shemshak and Chamanbid Formations. On the other hand, the estimated shortening in the west and central Kopet-Dagh in two north-south cross-sections, were calculated in the 3D software of Move-Midland Valley, using previous data, field observation, geological maps and satellite images. The study of the three-dimensional cross sections, which is considered to be the innovations of this research, in the Move software has shown that most of the anticlines of the region are asymmetric due to the operation of detachment horizons. The results of the analyses indicate that the Shemshak Formation has more potential for developing detachment surfaces than the Chamanbide Formation. The reason for this detachment surface is due to thickness and mineralogy of the Shemshak Formation. On the other hand, by using geometric relationships, the depth of detachments was calculated for the main folds. In most of the detachments, this depth was calculated at lower levels of the Shemshak Formation.

**Keywords:** West Kopet-Dagh, Decollement, Shemshak and Chamanbid formations, shortening, 3D Move, Midland Valley.

## Separation of geochemical anomalies from the background by using concentration-number fractal methods in the Veshnavah Area (South of Qom)

Mohammadyasl, Z.<sup>1</sup>, Saidi, A.<sup>2</sup>, Arian, M.<sup>3</sup>, Solgi, A.<sup>4</sup> and Farhadinejud, T.<sup>5</sup>

1. Ph. D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Sciences and Research Unit, Tehran

2. Professor, Earth Sciences Research Institute, Geological Survey of Iran

3. Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Sciences and Research Unit, Tehran

4. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Sciences and Research Unit, Tehran

5. Assistant Professor, Soil Conservation and Watershed Management Research Department, Lorestan Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREEO, Khorramabad

Received: 06 April 2019

Accepted: 21 July 2019

### Abstract

In this study, the concentration-number fractal method was used for regional exploration studies, and determining the anomalies of copper, lead and zinc elements. For this purpose, 800 samples of stream sediments were selected from the rivers in the area (i.e. from Kahak and Aran geological maps, 1: 100,000 sheets) and then the anomalies of these elements were mapped. The results show that strong copper anomalies are observed in the northern, central, southern and western parts of the area and the highest lead anomalies are located in the western part of the area. Strong anomalies of the zinc element are located in the central, southern and western parts of the region. These anomalies coincide with the lithological units of andesitic- basalt lava, volcanic breccia, tuffs, dacites, small scale masses of quartz -diorite, and small-scale masses of quartz-monzonite. The obtained map from combining anomalies and faults map reveals that the anomalies are mostly concentrated in fault zones and fault intersection points in the area and faults play a fundamental role in ore mineralization.

**Keywords:** Fractal method, Geochemical, Concentration-Number, Mineralization, Faults.



# Evaluation of flooding and smart drip irrigation methods on groundwater fluctuations in a physical model

Nasari, H.R.<sup>1</sup>, Asgari, F.<sup>2</sup>, Khodaei, K.<sup>3</sup> and Alijani, F.<sup>4</sup>

1. Professor, Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Sciences

2. M.Sc. Student, Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Sciences

3. Assistant Professor, Shahid Beheshti University, Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

4. Assistant Professor, Shahid Beheshti University, Faculty of Earth Sciences

Received: 16 March 2019

Accepted: 14 May 2019

## Abstract

Since an annual share of 70 to 90 percent of the water resources are allocated to the agricultural sector, by using appropriate irrigation methods, it is possible to prevent hydrologic unbalance in addition to optimizing water consumption. The main aims of this study is to investigate the effect of two different irrigation methods on water table fluctuation. For this purpose, two laboratory models with a height of two meters and a cross sectional area of 4000 were established. After selecting the plant (Lettuce), flooding method was applied in the first model and a smart drip method was used for irrigation in the second. Smart drip irrigation was applied using a solenoid and a humidity gauge so that when the soil was in less than 30% saturation irrigation was started and automatically disconnected in more than 80% saturation. The water infiltration was monitored in the models by a humidity sensor and simulated using HYDRUS/2D. In a period of four-months, the level of groundwater in the dripping irrigation system model was 10 centimeter higher and water consumption was 68% lower. These results indicated that by replacing smart drip irrigation instead of flooding, products with the same quality could be gained by using less water, which would prevent lowering of the water table in the aquifer.

**Keywords:** Flooding irrigation, Smart drip irrigation, Groundwater level, Physical model.

# The study of geochemical behavior of major and rare earth elements of garnet in the metamorphic rocks at Boroujerd area (Sanandaj-Sirjan Zone)

Rahmani Javanmard, S.<sup>1</sup>, Tahmasbi, Z.<sup>2</sup>, Ding, X.<sup>3</sup> and Ahmadi Khalaji, A.<sup>4</sup>

1. Ph.D. Student of Petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

3. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, China

4. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Received: 28 October 2019

Accepted: 21 January 2020

## Abstract

Garnet–mica schist and hornfels rock units are exposed in the east and southeast of Boroujerd. These rocks consist primarily of quartz, K-feldspar, plagioclase, garnet (almandine–spessartine), chlorite, cordierite, andalusite, sillimanite, biotite, muscovite, and minor amounts of apatite, iron oxides (ilmenite and magnetite), and zircon. Whole-rock geochemical analyses reveal that the dominant protoliths are pelitic rocks. Major and trace element compositions suggest that the Boroujerd pelites were deposited along an active continental margin. Garnet porphyroblasts in some hornfels samples are compositionally homogeneous with respect to major, trace and rare earth elements; this is attributed to the diffusional re-equilibration at high temperatures (>600 °C). Garnet in schists and some hornfels samples show reverse compositional zoning with increasing Mn and decreasing Fe and Mg from core to rim. Higher concentrations of Mn in garnet rims are attributed to resorption during retrogression. The presence of chlorite around garnet porphyroblasts in these schists also supports resorption during retrogression. In schists, concentrations of HREE and Y in garnet decrease from core to rim. These zoning patterns are interpreted to record garnet growth in a closed system (i.e., Rayleigh fractionation of compatible elements). Core-rim variations in the concentrations of trace elements and rare earth elements in garnet in the hornfels samples is negligible. The lack of prominent zoning of these elements in garnet from hornfels is interpreted as minimal fractionation due to rapid garnet growth.

**Keywords:** Diffusion, Boroujerd, Sanandaj-Sirjan zone, Metamorphic rocks, Mineral chemistry, Rare Earth Elements, Garnet.

# Study of mineral chemistry, geothermobarometry and tectonic setting of gabbroic rocks from north-west Hamedan, Iran

Saki, A.<sup>1</sup>, Pourkaseb, H.<sup>2</sup>, Zarasvandi, A.<sup>3</sup>, Jahani, M.<sup>4</sup> and Dorani, M.<sup>5</sup>

1. Associate Professor; Faculty of Earth Science; Shahid Chamran University of Ahvaz

2. Associate Professor; Faculty of Earth Science; Shahid Chamran University of Ahvaz

3. Associate Professor; Faculty of Earth Science; Shahid Chamran University of Ahvaz

4. M.Sc. Faculty of Earth Science; Shahid Chamran University of Ahvaz

5. Associate Professor; Faculty of Basic Science; Shahid Bahonar University of Kerman

Received: 16 January 2019

Accepted: 06 April 2019

## Abstract

The study area is geologically located in the northern area of the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. Based on petrographic study, the main minerals consists of plagioclase, pyroxene, amphibole and biotite and the accessory minerals are chlorite, muscovite, ilmenite and zircon. The obtained results from the mineral chemistry in this study indicate that the amphiboles are calcic amphiboles, and in terms of chemical composition they can be called pargasit, tschermakite and magnesiohornblende. Plagioclases are also andesian. Due to the low Na<sub>2</sub>O content, it can be concluded, that tectonically these amphiboles are of S-Amph type and are related to the subduction zones. Based on the high levels of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, the origin of amphiboles is mantle-type. Therefore, due to the ratio of Fe<sup>tot</sup> (Fe<sup>tot</sup> + Mg<sup>+2</sup>) to Al<sup>iv</sup>, which is less than 0.6, the oxygen fugacity was high. On the other hand, the water levels vary from 2 to 2.3 for hornblende crystallization. Different methods were used to perform thermobarometry, the best of which showed that the formation temperature of gabbroic mass has been in the range of 700°C (in average) and a pressure of 4.45- 7.52 Kb. According to the estimated pressures, the magma was originated at a depth of 25-30 Km, which is near the Moho discontinuity.

**Keywords:** Mineral chemistry, Amphibole, Geothermobarometry, Tectonic setting, Gabbro, Hamedan.







**Vol. 14, No. 53, Spring 2020**

**License Holder:**

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

**Editorial Director:**

Mirzaei, S., Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

**Editor in Chief:**

Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

**Assistant Editor:**

Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

**Editorial Board:**

Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

Fatemi Aghda, S.M., Professor - Tarbiat Moallem University

Gharshi, M., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Ghavidel, M., Professor of Institute of Petroleum Engineering - Tehran University

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

Mirzaei, S., Professor - Academic Center for Education, Culture and Research

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Rezaee, M.R., Associate Professor - Tehran University

Saeedi, A., Professor - Geological Survey of Iran

Vossoughi Abedini, M., Retierd Associate Professor-Shahid Beheshti University

**Executive board:**

Dr. K. Khodaei and E. Esmaili

**Editors:**

Dr. H. R. Nassery and Dr. M. Khatibi Mehr

**Designer:**

Ansari, A.

**Published: Spring 2020**

**Address:**

Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran

**P.O.Box.**

196151171

**Tel: +98 (21) 29903037 – 22431933-4**

**E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com**

**Website: www.rias.ac.ir**

**Website Journal: journal.rias.ac.ir**

This journal is indexed in the following sites:

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>