

فهرست

- زمین شناسی، دگرسانی، کانه زایی و مطالعات ژئوشیمیایی در معدن مس، منطقه گل چشمه، جنوب نیشابور
فاطمه نجمی، سید احمد مظاهری، سعید سعادت و اعظم انتظاری هرسینی ۱
- تحلیل ساختاری سیستم گسلی میدان گازی فارور B، با استفاده از مدل سازی و روش بازسازی لرزه ای دوبعدی
مریم عالی پور، محسن پور کرمانی و علی سربی ۲۱
- بررسی دگرگونی پسرونده در سنگ های کالک-سیلیکات در هاله دگرگونی الوند
هاله قربانی، محسن موذن و عادل ساکی ۳۳
- تعیین سن مورفومتری مخروط سیندر خاتون باغ، شمال خاوری مهاباد، استان آذربایجان غربی
مرتضی خلعت بری جعفری، نفیسه صالحی سیاوشانی و محمد فریدی ۴۵
- توزیع طلا و عناصر فرعی در پیریت کانسار سنجد، منطقه معدنی موله، بر اساس نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب
زهرا نوریان رامشه، محمد یزدی، ایرج رسا و فریبرز مسعودی ۵۹
- شیمی کانی و پترولوژی توده های گابرونی شوشونیتی هشت سر- لقلان (هوراند، استان آذربایجان شرقی)
علیرضا روان خواه، محسن مؤید، محمدرضا حسین زاده، امیر مرتضی عظیم زاده، جمشید حسن زاده و نصیر عامل ۷۱
- الگوی رخداد کانه زایی مس طبیعی در سنگ های آتشفشانی میزبان کانسار سولفید توده ای آتشفشان زاد مس- نقره
گرماپ پایین، جنوب شرق شاهرود
مجید طاشی، فردین موسیوند و حبیب الله قاسمی ۸۹
- ژئوشیمی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان
محبوبه نظری، شهریار کشتگر، علی کنعانیان و محمد بومری ۱۰۷

Contents

- Geology, Altraction, Mineralization and Geochemical Study in Copper Mine, Gholchesh-meh Area, South of Neyshabor
Najmi, F., Mazaheri, S.A., Saadat, S. and Entezari Harsini, A. 121
- Structural Analysis of Fault System of Faroor B Gas Field, Using Modeling and 2D Seismic Reconstruction
Alipour, M., Pour Kermani, M. and Sorbi, A. 122
- Study of retrograde metamorphism in the calc-silicate rocks from the Alvand aureole
Ghorbani, H., Moazzen, M. and Saki, A. 123
- Morphometric age of Khatoon-Bagh cinder cone, NE of Mahabad, West Azerbaijan province
Khalatbari-Jafari, M., Salehi Siavashani, N. and Faridi, M. 124
- Gold and trace elements distribution in pyrite from the Senjedeh gold deposit Muteh mining district, according to EPMA results
Nourian Ramsheh, Z., Yazdi, M., Rasa, I. and Masoudi, F. 125
- Mineral chemistry and Petrology of shoshonit gabbroic bodies from the Hashtsar-Leghlan (Hourand-East Azarbaijan)
Ravankhah, A., Mouyyed, M., Hosseinzadeh, M. R., Azimzadeh, A. M., Hassanzadeh, J. and Amel, N. 126
- Occurrence of native copper mineralization within the volcanic host rocks of the Garmabe Paein Cu-Ag volcanogenic massive sulfide deposit, southeast of Shahrood
Tashi, M., Mousivand, F. and Ghasemi, H. 127
- Geochemistry of Salafchegan quartz diorite pluton
Nazari M., Keshgtar Sh., Kananian, A. and Boomeri, M. 128



سال ۱۰، شماره ۴۰، زمستان ۱۳۹۵

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

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، استادیار 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، استادیار دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، استادیار 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 جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسبه اسماعیلی

ویراستار:

پرستو عطرسائی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: زمستان ۱۳۹۵

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 جهاد دانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳ - ۴، ۲۹۹۰۳۰۳۷

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: Geology.saminattech.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 دسترسی 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 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.

زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی و مطالعات ژئوشیمیایی

در معدن مس، منطقه گل‌چشمه، جنوب نیشابور

فاطمه نجمی^(۱)، سید احمد مظاهری^(۲)، سعید سعادت^(۳) و اعظم انتظاری هرسینی^(۴)

۱. دانشجو کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۴. مربی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۱/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۱/۳۰

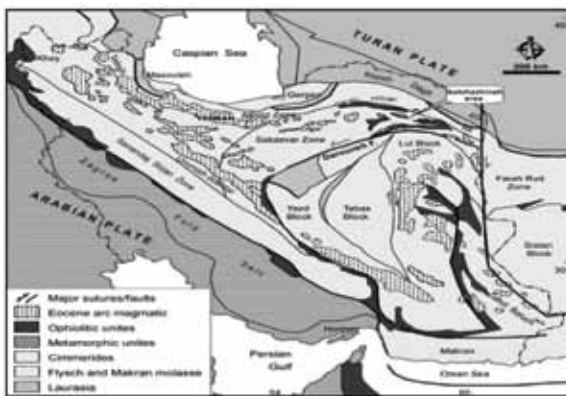
چکیده

معدن مس گل‌چشمه در شمال شرق ایران (جنوب شهر نیشابور) در حاشیه زون ساختاری سبزوار واقع گردیده است. براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، رخنمون‌های سنگی این منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی منسوب به ائوسن و یا جوان‌تر با ترکیب آندزیت تا بازالت به همراه واحدهای رسوبی، سنگ‌آهک و میان لایه‌هایی از توف و برش می‌باشد. زون‌های دگرسانی مرتبط با لایه‌های آندزیتی - بازالتی شامل کربناتی شدن، پروپلیتیکی، اندکی سیلیسی، آرزلیکی و سرسیتی می‌باشد و کربناتی شدن مهم‌ترین دگرسانی منطقه می‌باشد. کانه‌زایی به‌طور گسترده در میان واحدهای آتشفشانی منسوب به ائوسن و یا جوان‌تر رخ داده و از نظر بافتی به‌صورت رگه - رگچه، پرکننده حفرات و فضاهای خالی (آمیکدالوئید)، دانه پراکنده، آغشتگی در پلاژیوکلازها و جانشینی صورت گرفته است. برپایه مطالعات کانه‌نگاری صورت گرفته، کانه‌های اصلی حاوی مس به دو فاز اکسیدی و سولفیدی قابل تفکیک هستند که کانه‌زایی به‌طور عمده شامل فاز اکسیدی است و به‌صورت آغشتگی در سطوح شکستگی‌ها و خلل و فرج و یا پرکننده فضاهای خالی در سنگ میزبان مشاهده می‌شود. کانه‌های اکسیدی به‌صورت کانه‌های کربناتی و سیلیکاتی مس شامل مالاکیت، آزوریت و کریزوکلا بوده و کانه‌های سولفیدی مس شامل کالکوسیت، کولیت، به مقدار جزئی کالکوپریت، بورنیت، دیژنیت، تتراهدریت و همچنین مس خالص بوده که در این بین، کالکوسیت‌ها بیشترین فراوانی کانه‌های سولفیدی را دارا می‌باشند. کانه اصلی سولفیدی مس در این محدوده کالکوسیت می‌باشد که احتمالاً شاهد دو نسل از آن هستیم. نسل اول که به‌صورت اولیه و پراکنده در اکثر نقاط تشکیل شده است و نسل دوم کالکوسیت که از تبدیل بورنیت و کالکوپریت به‌صورت جانشینی و در شرایط سوپرژن ایجاد شده است. مطالعات ژئوشیمیایی حاصل از این پژوهش نشان‌دهنده این است که سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه ماهیت بازالت‌های کالک‌آلکان با گرایش شوشونیتی را داشته و از نظر جایگاه زمین‌ساختی احتمالاً شاخص ماگماتیسیم کمان قاره‌ای مرتبط با زون فرورانش می‌باشد. علاوه بر این، برپایه نتایج حاصل از آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی مقدار بالای Nb (بیش از ۱۶ گرم در تن)، غنی‌شدگی Rb و نسبت $(Zr/Nb)_N$ (کمتر از ۲ و بین ۰/۷ تا ۰/۴۶) می‌تواند نشان‌دهنده آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای باشد. نبود آنومالی مشخص از عنصر Eu نشان‌دهنده شرایط ذوب در حالت اکسیدان می‌باشد. با توجه به مطالعات صورت گرفته و با تأکید بر شواهد مختلف از قبیل محیط زمین‌ساختی، کانی‌شناسی و نوع سنگ دربرگیرنده، ساخت و بافت ماده معدنی، پاراژنز کانه‌نگاری، شکل ماده معدنی و عناصر همراه، این منطقه معدنی با ذخایر مس نوع مانتو واقع در شیلی مقایسه گردیده است و علیرغم پاره‌ای از تفاوت‌ها، می‌توان منطقه گل‌چشمه را در رده کانسارهای تیپ مس نوع مانتو طبقه‌بندی کرد.

واژه‌های کلیدی: گل‌چشمه، آندزیت، کانه‌زایی، دگرسانی، مس مانتو، میشیگان.

مقدمه

با ارائه داده‌ها و اطلاعات صحیح که برخی از آنها در این پژوهش آمده است به‌عنوان یک منطقه مستعد و دارای پتانسیل کانه‌زایی معرفی شده و مورد توجه قرار گیرد. به دلیل آنکه منطقه مورد مطالعه از لحاظ کانه‌زایی مستعد بوده و در نزدیکی آن اندیس‌های معدنی متعددی نیز گزارش شده است، می‌تواند به‌عنوان الگوی اکتشافی نیز برای آنها مطرح شود. به‌طور کلی هدف این پژوهش، تهیه دقیق نقشه زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی با مقیاس ۱:۵۰۰۰، بررسی و انجام مطالعات دقیق زمین‌شناسی، پتروگرافی، ژئوشیمی، کانه‌زایی، تعیین تیپ کانه‌زایی و ژنز احتمالی و ارائه مدل اکتشافی مناسب و مقایسه آن با کانسارهای مشابه در دیگر نقاط ایران و سایر کشورها می‌باشد.



شکل ۱. نقشه ساختاری ایران. موقعیت محدوده مورد مطالعه در حاشیه زون سیزوار مشخص شده است (Stocklin and Nabavi, 1972)

روش مطالعه

در این پژوهش بیش از ۴۰ مقطع نازک، شش مقطع نازک- صیقلی و ۱۲ مقطع صیقلی مطالعه شد و سپس بر اساس آنها نقشه زمین‌شناسی، آلتراسیون و کانه‌زایی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ تهیه شد. آنالیز عناصر اصلی توسط دستگاه XRF در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران بر روی دوازده نمونه از واحدهای ولکانیکی منطقه با تکنیک لیتولوژیکی صورت گرفت. نوع دستگاه آنالیز Magic Pro ساخت کشور هلند می‌باشد. از مجموع نمونه‌های فوق تعداد هشت نمونه معرف برای آنالیز به روش ICP-MS برای ۵۸ عنصر با حلال (اسید HCL + اسید نیتریک + تیزاب سلطانی) برای آنالیز

منطقه گل چشمه در ۲۲۰ کیلومتری جنوب غرب مشهد و ۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان نیشابور در حداثی ۳۵° ۴۲' ۰۹" - ۵۸° ۴۴' ۴۸" طول شرقی و ۳۵° ۳۶' ۵۰" - ۳۵° ۴۸' ۵۹" عرض شمالی در شش کیلومتری روستای جنداب واقع گردیده است. اثر کوهزایی آلپ - هیمالیا در نواحی زیادی از ایران و ترکیه دیده می‌شود که این امر سبب به هم پیوستن بلوک‌های کیمبرین در بخش‌های مختلف شده است. از جمله این بلوک‌ها ایران مرکزی است و براساس تقسیم‌بندی ارائه شده توسط اشتوکلین و نبوی (۱۳۵۱) این بلوک از شمال به زون البرز، از غرب به زون سنندج - سیرجان و از شرق به زون شرق ایران محدود می‌شود (Berberian and Berberian, 1981) و منطقه مطالعاتی

گل چشمه نیز بخشی از این بلوک است که در حاشیه زون سیزوار و شمال گسل بزرگ درون‌ه قرار گرفته است (شکل ۱). فعالیت‌های متعدد ماگماتیسم در زمان‌های مختلف در اغلب زون‌های ساختاری ایران دیده می‌شود. همگرایی میان صفحات در انتهای کرتاسه پایانی در زمان بسته شدن اقیانوس نوئوتیس در ایران و ترکیه، نقش مهمی در افزایش شدت ماگماتیسم دوره آئوسن داشته و سبب رخمون یافتن فراوان سنگ‌های آذرین در این نواحی شده است. ماگماتیسم مرتبط با فرورانش از ۳۵ تا ۵۰ میلیون سال اغلب با حضور سنگ‌های درونی و آتشفشانی شوشونیتی و کالک آلکالن اسیدی تا حد واسط همراه بوده است (Stocklin and Nabavi, 1972). همچنین اشرف پور (۱۳۸۶)، ژئوشیمی سنگ‌های جنوب تا جنوب شرق نیشابور (ارغش - گل چشمه) را به نوار ارومیه - دختر شبیه دانسته و آنها را متعلق به سری پتاسیم متوسط تا بالا، با گرایش کالک آلکالن و شاخص ماگماتیسم کمان قاره‌ای در ارتباط با فرورانش در نظر گرفته است. مطالعات قبلی انجام گرفته در محدوده مطالعاتی، در قالب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن (نادری و ترشیزیان، ۱۳۷۷) و ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت حیدریه (واعظی پور و علوی تهرانی، ۱۳۷۰) و گزارش اکتشاف نهایی منطقه گل چشمه موجود می‌باشد (سعادت، ۱۳۹۱). منطقه در حال حاضر به‌عنوان یک معدن فعال در حال بهره‌برداری و استخراج است و امید است بتوان

ارتباطی به لحاظ کانه‌زایی ندارند (شکل ۳).

پتروگرافی

به‌منظور تفکیک بیشتر و دقیق‌تر واحدهای سنگی منطقه، نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۵۰۰۰ از محدوده مطالعاتی تهیه شد (شکل ۲). در مجموع واحدهای سنگی منطقه به انواع زیر تفکیک شدند:

سنگ آهک: این واحد در شمال‌شرق منطقه به رنگ سفید تا نخودی رنگ گسترش یافته است. دارای مرز مشترک با واحد آندزیتی بوده (شکل ۳-ا) و در مقیاس میکروسکوپی دارای فسیل نومولیت هستند (شکل ۴-ا).

آگلومرا - توف آندزیتی: این واحد نیز گسترش چندانی در منطقه به‌جز بخش‌های مرکزی ندارد و احتمالاً در ارتباط با واحدهای آندزیتی می‌باشند. در مقیاس صحرایی این واحد از قطعات نسبتاً کوچک تا متوسط در حدود یک سانتی‌متر تا قطعات نسبتاً بزرگ در حدود ۱۰ سانتی‌متر تشکیل شده است. جنس قطعات موجود غالباً از نوع آندزیت می‌باشد (شکل ۳-ب). آندزیت: این واحد بیشترین گسترش را در محدوده مورد بررسی دارا می‌باشد. بافت این واحد سنگی عمدتاً پورفیری و به‌طور فوری شامل فلتی تا گلوپورفیری با زمینه دانه‌ریز می‌باشد. میزان فنوکریست‌های آن بین ۱۰ تا ۲۰ درصد متغیر می‌باشد و عمدتاً شامل پلاژیوکلاز است و اندازه دانه‌های آن بین یک تا هفت میلی‌متر متغیر می‌باشد. همچنین کمتر از دو درصد هورنبلند اوپاسیتی و پیروکسن اوپاسیتی شده نیز در این واحدها قابل مشاهده است. در بعضی نقاط پلاژیوکلازها در حال تبدیل به کربنات، اپیدوت و کانی‌های رسی می‌باشند و رگچه‌های اکسید آهنی نیز در آنها دیده می‌شود (شکل ۴-ب). مگان‌دزیت: این واحد سنگی عمدتاً در بخش مرکزی و غربی منطقه رخنمون دارد. بافت آن پورفیری می‌باشد. این واحد از لحاظ کانی‌شناختی دقیقاً مشابه واحد آندزیت است، تنها تفاوت آنها اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز می‌باشد که به بیش از ۱۰ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۴-ج).

تراکی آندزیت: این واحد گسترش کمی در محدوده مورد بررسی دارد و عمدتاً در بخش مرکزی تا جنوب شرقی دیده می‌شود. بافت این واحد سنگی عمدتاً پورفیری و گاهی جریانسی می‌باشد. میزان فنوکریست‌های آن بین ۵ تا ۱۲

عناصر کمیاب و نادر حاکی به آزمایشگاه SGS کشور صربستان ارسال شد. مطالعات ژئوشیمیایی سطحی بر روی ۱۵ نمونه خرده سنگی از محل ترانشه‌ها و دیگر نقاط اکتشافی به روش ICP-OES در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران برای تعیین عیار مس و سایر عناصر نیز بررسی شد. نمونه‌برداری به روش خرده سنگی از بخش‌های مختلف کانسار و با فواصل مشخص شامل ترانشه‌ها و دیگر نقاط امیدبخش کانه‌زایی انجام شد و پس از خردایش نمونه‌ها، حدود ۳۰۰ گرم از هر نمونه به آزمایشگاه ارسال شد.

زمین‌شناسی عمومی

محدوده معدن مس گل چشمه در شمال غرب ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن و در حاشیه زون ساختاری سبزواری واقع شده است (نادری و ترشیزیان، ۱۳۷۷). منطقه مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات شمال غرب کدکن می‌باشد که روندی شمال غرب - جنوب شرق دارد و در میان واحدهای آتشفشانی منسوب به ائوسن همراه با واحدهای سنگ آهکی قرار گرفته است. واحدهای عمده لیتولوژیکی در این ناحیه عبارتند از:

۱. واحد آتشفشانی پائوسن فوقانی - ائوسن که شامل گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیت، ریوداسیت، آگلومرا و برش می‌باشد.

۲. واحد آذرآواری - آتشفشانی ائوسن بالایی.

۳. توده‌های گرانیتوئیدی شامل گابرو دیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت به سن اواخر ائوسن تا الیگوسن. واحدهای آذرین این ناحیه به سمت شمال غرب (محدوده معدنی طلا- آنتیموان ارغش)، در امتداد نوار ماگماتیسیم پس از کرتاسه هستند که داخل و اطراف زون افیولیتی سبزواری در امتداد شمال غرب - جنوب شرق مشاهده می‌شود (کیوانفر و عسگری، ۱۳۷۸). این محدوده در میان واحدهای آتشفشانی منسوب به ائوسن و یا جوان‌تر واقع شده است. واحدهای آتشفشانی در مقیاس صحرایی روند شمال غرب - جنوب شرق دارند که رنگ آنها از خاکستری تا قرمز (زون کانه‌زایی) متغیر است و دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت پورفیری می‌باشند. به نظر می‌رسد این واحدهای آتشفشانی با واحد ولکانوسدیمتری آگلومرا - توف آندزیتی در ارتباط هستند، اما به‌رغم داشتن مرز مشترک با واحد سنگ آهک، هیچ‌گونه

در این واحد اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بین یک تا پنج میلی‌متر و هورنبلند بین ۰/۵ تا دو میلی‌متر متغیر است. پلاژیوکلازها به همراه هورنبلند در حال تبدیل به کربنات، اپیدوت و کلریت هستند (شکل ۴-۴f).

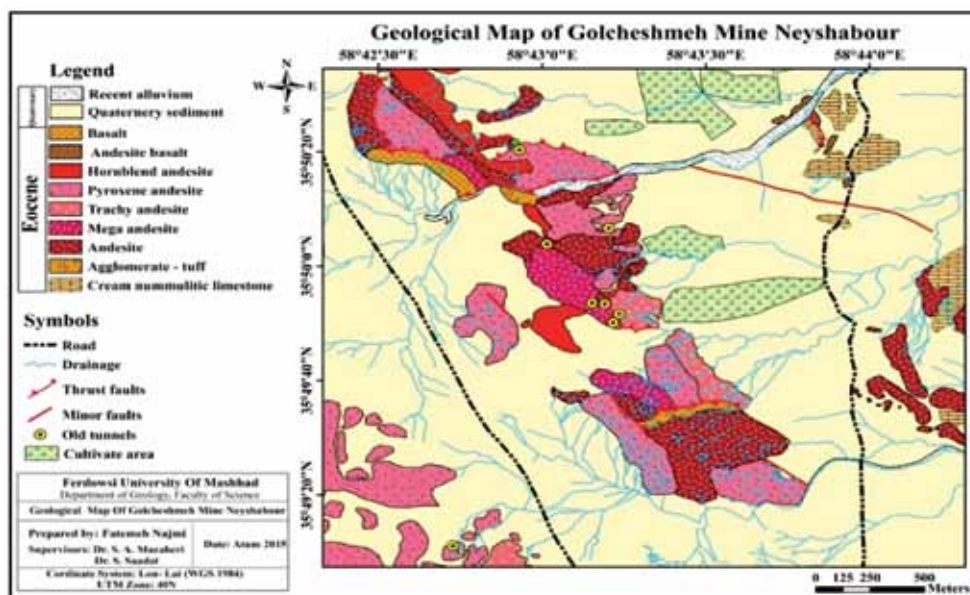
آندزیت‌بازالت: این واحد رخنمون کوچکی در بخش شرقی منطقه در مجاورت واحدهای آهکی دارد. بافت این واحد سنگی، پورفیری، آمیگدالوئید تا گلوپورفیری با زمینه دانه‌ریز می‌باشد. میزان فنوکریست‌های آن از پنج تا ۱۰ درصد متغیر است و شامل پلاژیوکلاز، الیوین ادینگزیتی و پیروکسن به صورت اومفاسیتی و دیوپسیدی می‌باشد. در این واحد اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بین یک تا پنج میلی‌متر متغیر است و به همراه پیروکسن‌ها در حال تبدیل به کربنات و مقدار جزئی کلریت هستند. این واحد دارای حفراتی است که با کربنات پر شده است (شکل ۴-۴g).

بازالت: بافت این واحد سنگی پورفیری است که رخنمون کوچکی در بخش شمال غرب محدوده دارد و دارای پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوژیت، اوژیت-دیوپسید)، هورنبلند اوپاسیتی و الیوین ادینگزیتی می‌باشد، که هورنبلندها و الیوین‌ها در حال تبدیل به کربنات هستند. اندازه پلاژیوکلازها بین یک تا پنج و پیروکسن‌ها بین ۰/۲ تا ۱۰ میلی‌متر متغیر می‌باشد (شکل ۴-۴h).

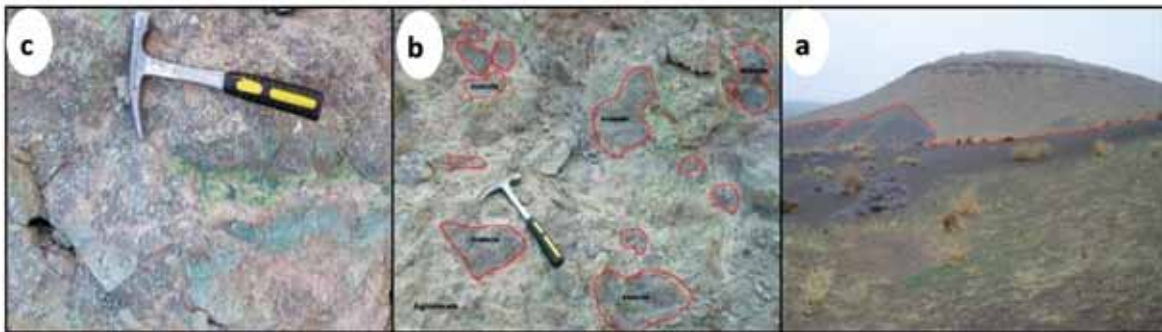
درصد متغیر بوده و شامل پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات است که اندازه دانه‌های پلاژیوکلاز بین یک تا هفت میلی‌متر و آلکالی فلدسپات‌ها بین یک تا سه میلی‌متر متغیر می‌باشد، همچنین کمتر از دو درصد هورنبلند اوپاسیتی و پیروکسن اومفاسیتی شده نیز در این واحد قابل مشاهده می‌باشد که در بعضی نقاط پلاژیوکلازها در حال تبدیل به کربنات و کانی‌های رسی می‌باشند (شکل ۴-۴d).

پیروکسن آندزیت: این واحد نیز دارای گسترش قابل ملاحظه‌ای در محدوده مطالعاتی می‌باشد. بافت این واحد سنگی، پورفیری تا گلوپورفیری با زمینه دانه‌ریز می‌باشد. اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بین یک تا ۱۰ میلی‌متر و پیروکسن‌ها بین ۰/۵ تا سه میلی‌متر متغیر است و میزان پیروکسن‌ها در حدود پنج تا شش درصد می‌باشد. پیروکسن‌ها به طور عمده از نوع دیوپسید، اوژیت و اومفاسیتی است که در حال کربناتی شدن و تبدیل به کلریت و کانی اوپک می‌باشند (شکل ۴-۴e).

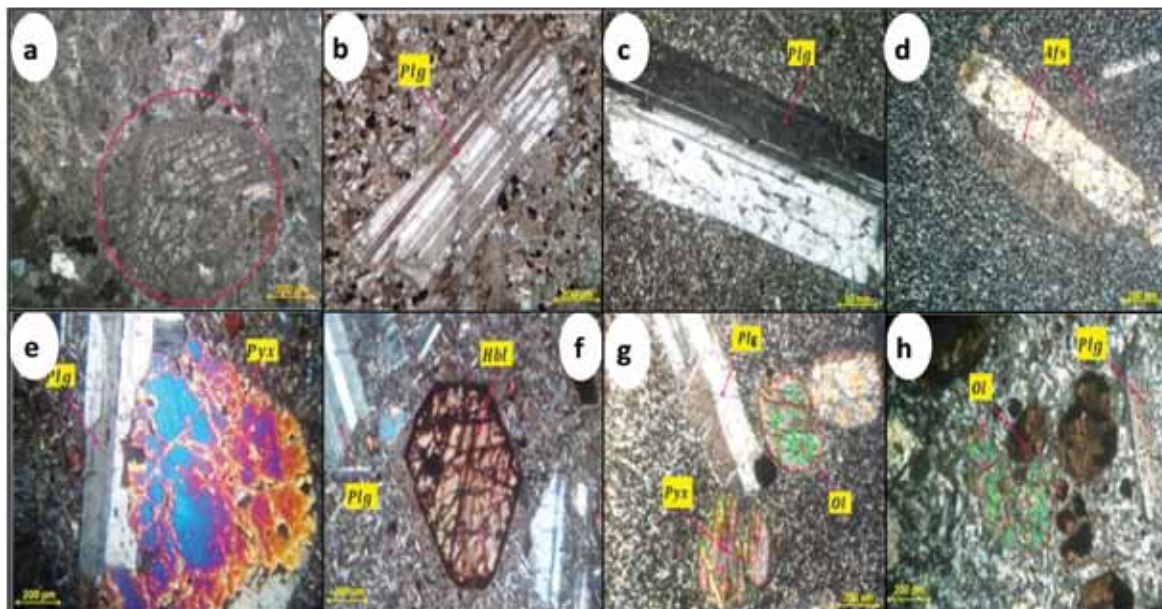
هورنبلند آندزیت: این واحد سنگی کمترین رخنمون را در محدوده مورد بررسی دارا می‌باشد و عمدتاً در بخش مرکزی و شمال غرب دیده می‌شود. بافت این واحد سنگی عمدتاً پورفیری و به طور فرعی آمیگدالوئید تا گلوپورفیری با زمینه دانه‌ریز می‌باشد. میزان فنوکریست‌های آن از ۱۰ تا ۱۲ درصد متغیر است و شامل پنج تا ۱۰ درصد پلاژیوکلاز و چهار تا شش درصد هورنبلند به صورت اوپاسیتی می‌باشد.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه در مقیاس ۱:۵۰۰۰



شکل ۳. تصاویر صحرایی (a) واحد سنگ آهک دارای مرز مشترک با آندزیت؛ (b) آگلومرا - توف آندزیتی دارای قطعات آندزیت؛ (c) واحد آندزیت



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای ولکانیکی منطقه (تمامی تصاویر در نور xpl می‌باشند)؛ (a) واحد آندزیت دارای فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه میکرولیتی؛ (b) واحد مگا آندزیت دارای فنوکریست پلاژیوکلاز با طول بیش از ۱۰ میلی‌متر، (c) واحد تراکی آندزیت حاوی فنوکریست آلکالی فلدسپار؛ (d) واحد پیروکسن آندزیت همراه با فنوکریست اوژیست و پلاژیوکلاز؛ (e) واحد هورنبلند آندزیت واجد فنوکریست هورنبلند کاملاً شکل‌دار در حال تبدیل به کربنات؛ (f) کانی هورنبلند در حال تبدیل به کلریت؛ (g) واحد آندزیت بازالت دارای فنوکریست‌های الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن؛ (h) واحد بازالت همراه با بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز (کلریت = Chl، هورنبلند = Hbl، پیروکسن = Pyx، الیوین = Ol، آلکالی فلدسپار = Afs، پلاژیوکلاز = Plg)

دگرسانی

دگرسانی کربناته متوسط: این دگرسانی در بخش مرکزی منطقه، واحد آندزیت را تحت تاثیر قرار داده است و پلاژیوکلازها در حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد تبدیل‌شدگی به کربنات نشان می‌دهند.

دگرسانی کربناته ضعیف: این دگرسانی در بخش مرکزی و جنوب‌شرقی منطقه و در واحدهای آندزیت و پیروکسن آندزیت مشاهده می‌شود که پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها در حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد به کربنات تجزیه شده‌اند.

برپایه مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام گرفته، زون‌های آلتراسیون کربناتی ضعیف تا قوی، پروپلیتیک ضعیف تا متوسط در منطقه مشاهده می‌شود که به شرح زیر می‌باشند (شکل ۵):

دگرسانی کربناته قوی: این دگرسانی در بخش شمال‌غرب، واحدهای آندزیت و پیروکسن آندزیت را تحت تاثیر قرار داده است. به‌طور عمده بیش از ۵۰ درصد پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها به کربنات تبدیل شده‌اند.

۱۸ مقطع نازک صیقلی و بلوک صیقلی، کانه سولفیدی اصلی مس در این منطقه کالکوسیت می‌باشد که به صورت رگچه‌های کم ضخامت (کمتر از یک سانتی‌متر) در بخش مرکزی و جنوب‌غربی منطقه و به‌طور عمده در واحدهای مگآندزیت، آندزیت و پیروکسن‌آندزیت قابل بررسی و مشاهده می‌باشد. علاوه بر آن در این مقاطع آثاری از حضور دیگر سولفیدها مانند پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت و به مقدار جزئی دیژنیت و همچنین مس طبیعی نیز دیده می‌شود. حضور این کانه‌های سولفیدی می‌تواند موید این مطلب باشد که احتمالاً شاهد دو نسل از کالکوسیت هستیم، نسل اول که به‌صورت اولیه در درزه‌ها، شکاف‌ها و شکستگی‌ها به‌طور مستقیم از محلول کانه‌دار ایجاد شده و در برخی نقاط در حال تبدیل به کوولیت می‌باشد و نسل دوم کالکوسیت که احتمالاً از تبدیل بورنیت و کالکوپیریت به‌صورت جاننشینی و در شرایط سوپرژن ایجاد شده است. در بیشتر موارد نیز نوعی هم‌رشدی بین کانه‌های مس دیده می‌شود که می‌تواند حاکی از چند مرحله کانه‌زایی در منطقه باشد (شکل ۸). همچنین احتمال اینکه کالکوسیت‌ها به مقدار بیشتری به مالاکیت و کریزوکلا در شرایط اکسیدان تبدیل شده باشند نیز وجود دارد. علاوه بر کانه‌های فوق در بسیاری از نقاط آثار حضور مگنتیت و هماتیت نیز دیده می‌شود که این مگنتیت‌ها عمدتاً از تجزیه هورنبلندهای موجود در منطقه به وجود آمده‌اند (شکل‌های ۷-ا تا ۷-ی). در منطقه گل‌چشمه عامل اصلی کانه‌زایی، عملکرد شدید گسل‌ها و نیروهای تکتونیکی می‌باشد که باعث به وجود آمدن درزه، شکستگی و رگه-رگچه در اکثر واحدهای سنگی شده‌اند و این ساختارها معبری برای حرکت و نفوذ محلول‌های حاوی مس مهیا کرده‌اند که در نهایت منجر به تمرکز و افزایش عیار اقتصادی ماده معدنی شده است. با توجه به شواهد کانه‌زایی، کانه‌های موجود و سنگ میزبان آندزیتی این منطقه معدنی قابل مقایسه با کانسارهای تیپ مانتو و کویناوی (میشیگان) می‌باشد.

دگرسانی کربناته متوسط-آرژلیک ضعیف: این دگرسانی در بخش جنوب‌شرقی، منطقه واحدهای آندزیت، تراکی‌آندزیت و پیروکسن‌آندزیت را تحت تاثیر قرار داده است. کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در حدود ۳۰ درصد به کربنات و پلاژیوکلاز حدود پنج درصد به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

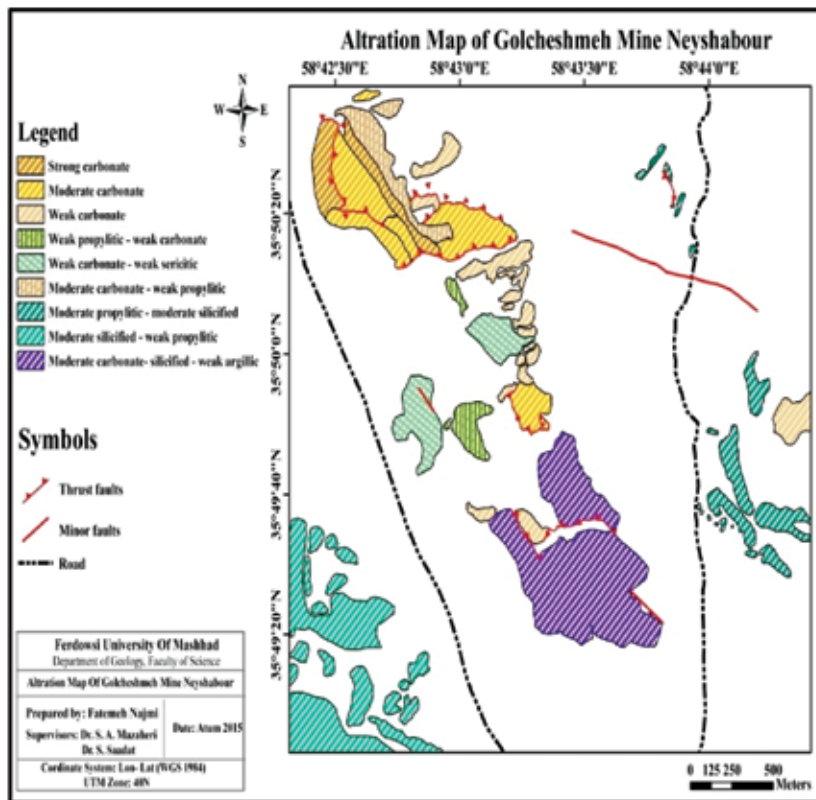
دگرسانی کربناته متوسط-پروپلتیک ضعیف: این دگرسانی در بخش شمال‌غرب واحد هورنبلندآندزیت را در بر گرفته است که پلاژیوکلاز و هورنبلند در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد به کربنات و پنج تا ۱۰ درصد به اپیدوت-کلریت تبدیل شده‌اند.

دگرسانی پروپلتیک متوسط: این دگرسانی بخش کوچکی از شرق منطقه، واحد آندزیت‌بازالت را تحت تاثیر قرار داده است که کانی‌های موجود در حدود ۲۵ درصد تبدیل‌شدگی به اپیدوت-کلریت را نشان می‌دهند.

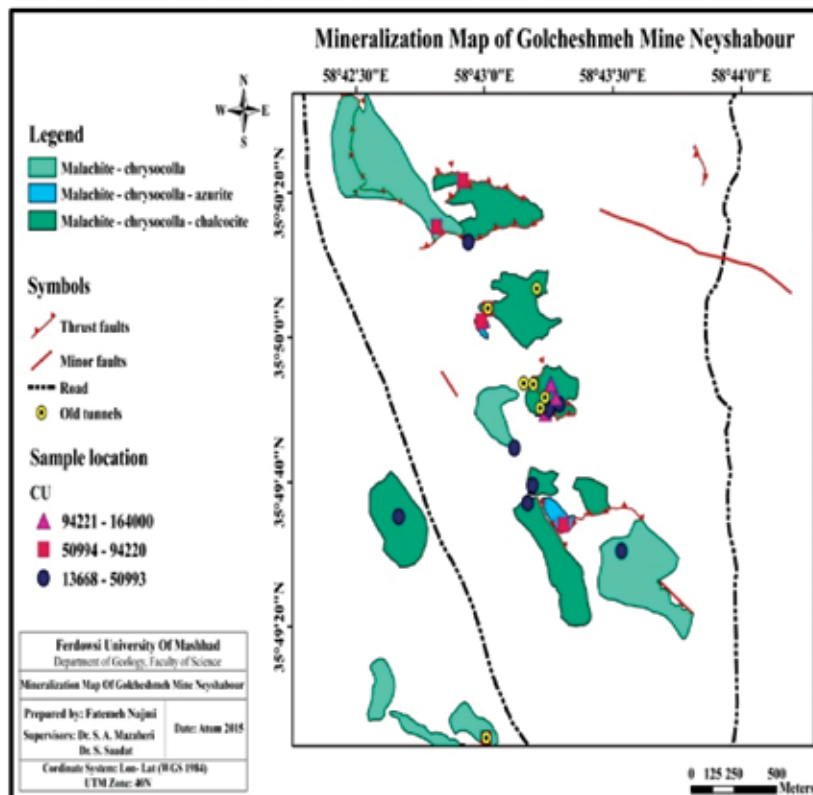
دگرسانی پروپلتیک ضعیف: این دگرسانی واحد پیروکسن‌آندزیت و هورنبلندآندزیت را در مرکز و جنوب‌غرب منطقه در بر گرفته است. در حدود پنج تا ۱۰ درصد پلاژیوکلازها، پیروکسن‌ها و هورنبلندها به اپیدوت-کلریت تجزیه شده‌اند.

کانه‌زایی

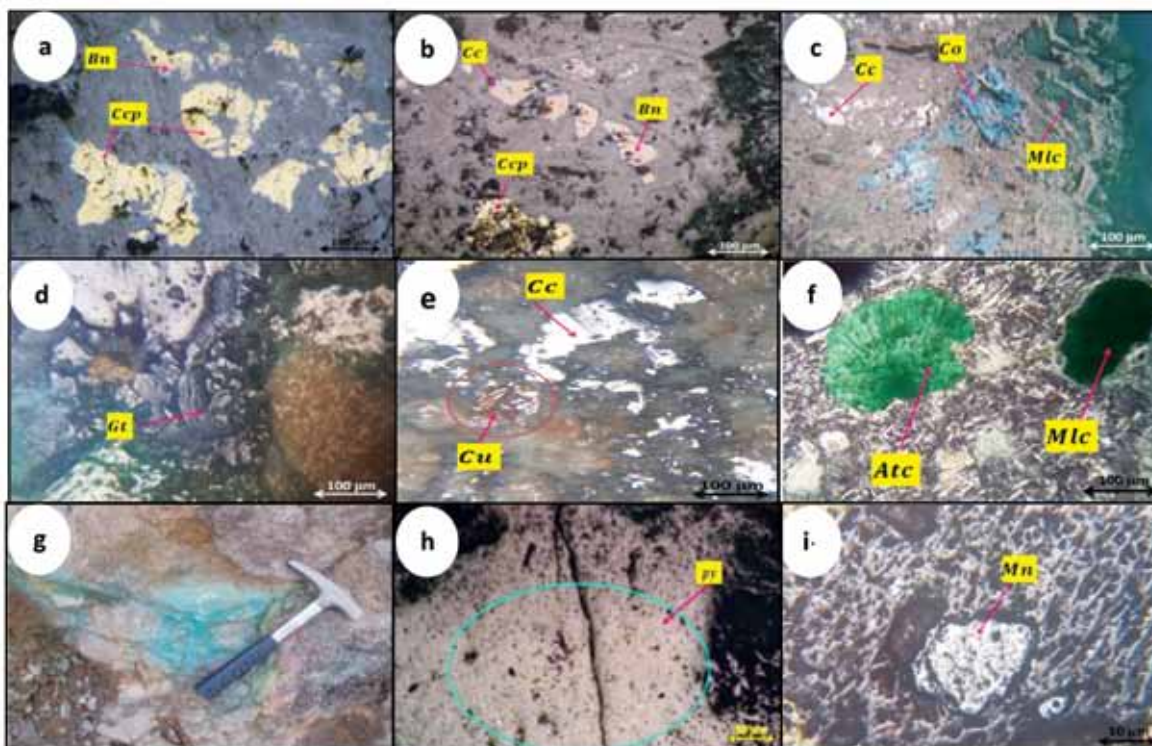
شواهد کانه‌زایی در منطقه گل‌چشمه بسیار گسترده می‌باشد و به‌طور کلی کانه‌زایی به اشکال سولفیدی و اکسیدی مس قابل مشاهده است (شکل ۶). کانه‌زایی مس عمدتاً شامل فاز اکسیدی است که به‌طور ثانویه کانه‌های کربناتی مس شامل مالاکیت، آزوریت، کانی سیلیکاته مس کریزوکلا و احتمالاً کانی هیدروکلر مس آتاکامیت را شامل می‌شود. کانه‌های مس در اکثر نقاط منطقه گل‌چشمه قابل مشاهده می‌باشند که به‌صورت آغشتگی، جاننشینی پلاژیوکلاز، پرکننده فضاهای خالی و حفرات، دانه پراکنده و رگه-رگچه‌ای به ضخامت ۰/۵ تا پنج سانتی‌متر اکثر واحدهای سنگی مخصوصاً آندزیت‌ها و پیروکسن‌آندزیت‌ها را تحت تاثیر خود قرار داده‌اند. برپایه مطالعه بیش از



شکل ۵. نقشه آلتراسیون محدوده مورد مطالعه



شکل ۶. نقشه کانه‌زایی محدوده مورد مطالعه



شکل ۷. (a) هم‌رشدی کانی‌های کالکوپیریت و بورنیت؛ (b) کانی کالکوپیریت، بورنیت که در حال تبدیل به کالکوسیت می‌باشند؛ (c) کانی‌های مالاکیت و کالکوسیت در حال تبدیل به کوولیت؛ (d) حضور گوتیت با بافت گل کلمی؛ (e) هم‌رشدی کالکوسیت و مس طبیعی؛ (f) مقطع میکروسکوپی که حفرات توسط مالاکیت و آتاکامیت پر شده است؛ (g) کانه‌زایی اکسیدی و سولفیدی مس، شامل آغشتگی‌های مالاکیت، کریزوکلا و کالکوسیت؛ (h) حضور پیریت دانه پراکنده در متن سنگ آندزیتی؛ (i) حضور کانی مگنتیت (کالکوپیریت = Ccp، بورنیت = Bn، کالکوسیت = Cc، کوولیت = Co، مالاکیت = mal، مس طبیعی = Cu، گوتیت = Gt، پیریت = py)

توالی پاراژنتیکی کانسار

رسوبی تشکیل شده است. بر اساس مطالعات ICP-MS انجام گرفته از واحدهای سنگی منطقه، میزان مس در گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیتی و بازالتی موجود در حدود ۲۰۸ تا ۳۸۳۸ گرم در تن اندازه‌گیری شده است (جدول ۲) که در مقایسه با میزان متوسط آن در سنگ‌های آندزیتی معمولی (۷۵ ppm) به‌نوعی غنی‌شدگی نشان می‌دهد. اثری از رخداد کانه‌زایی مس در واحدهای تخریبی و کربناتی رسوبی دیده نمی‌شود. به نظر می‌رسد هم‌زمان با فعالیت‌های آتشفشانی، پیریت نیز در سنگ میزبان به‌عنوان اولین سولفید تشکیل شده و سبب ایجاد وضعیت احیایی در حوضه شده است. در این مرحله حضور پیریت عامل مهمی برای ایجاد وضعیت احیایی در سنگ میزبان کانه‌زایی محسوب می‌شود. مرحله کانه‌زایی اولیه (هیپوزن): در این مرحله سیال‌های

بر پایه مطالعه مقاطع بلوک‌صیقلی و نازک‌صیقلی و بررسی بافت و ساخت‌های موجود و شواهد صحرایی، توالی پاراژنتیکی کانه‌های موجود در منطقه به‌صورت زیر به دست آمده است:

کانه‌زایی به‌طور عمده در واحدهای آندزیتی رخ داده است. ترکیب کانی‌شناسی ماده معدنی شامل کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت، تترائدریت، مس طبیعی، پیریت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکلا و آتاکامیت می‌باشد که به‌صورت رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، جان‌شینی، پراکنده و تراوشی دیده می‌شوند.

مرحله فعالیت آتشفشانی: در این مرحله در شرایط کشتی حاکم بر حوضه درون کمان آتشفشانی ائوسن در زیر پهنه سبزوار، سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری، تخریبی و کربناتی

ماگمایی - گرمایی حاوی کانه در مسیر خود به یک واحد سنگی مناسب با نفوذپذیری بالا و شرایط احیایی در نتیجه حضور پیریت (واحد‌های آندزیتی) رسیده و احتمالاً به جای پیریت‌های تشکیل شده در مرحله قبل جانشین می‌شوند و موجب تشکیل سولفیدهای اولیه مس در این مرحله می‌شوند. به احتمال زیاد مس موجود پس از شسته شدن از سنگ‌های آتشفشانی، به صورت کمپلکس کلریدی حمل شده و پس از واکنش با پیریت، به صورت سولفیدهای اولیه مس شامل کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت جانشین پیریت‌های تشکیل شده در مرحله پیش از کانه‌زایی شده است.

مرحله کانه‌زایی برون‌زاد (سوپرژن): در این مرحله و پس از فرآیندهای تکتونیکی و زمین‌ساختی در منطقه و در اثر چین‌خوردگی و بالآمدگی سنگ میزبان کانه‌زایی، فرآیندهای سوپرژن سبب تغییراتی در ترکیب کانه‌نگاری سنگ‌ها شده و موجب تغییر و تبدیل کانه‌های سولفیدی اولیه کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت به کانه‌های ثانویه سولفیدی مس مانند کالکوسیت ثانویه، کولیت، دیژنیت، تتراندريت و مس طبیعی و همچنین کانه‌های کربناتی و سیلیکاتی مس مانند مالاکیت، آزوریت، کریزوکلا و آتاکامیت و کانه‌های اکسیدی و هیدروکسیدی مانند همتایت، مگنتیت و گوتیت در شرایط کاملاً اکسیدان شده‌اند.

همانگونه که بیان شد معدن مس گل چشمه در جنوب نیشابور دارای شباهت‌هایی با کانسارهای مس تیپ مانتو است. ذخایر مس نوع چینه‌کران، یکی از بزرگ‌ترین ذخایر سولفیدی مس هستند. محیط نهشته شدن این ذخایر بسیار متنوع بوده و می‌توانند در همه مراحل یک چرخه زمین‌ساختی ماگمایی-رسوبی تشکیل شوند. برای مشخص شدن تیپ کانه‌زایی، ویژگی‌های بحرانی و اساسی کانسار مس گل چشمه با ویژگی‌های کانسارهای مس تیپ مانتو در شیلی مقایسه شده است.

محیط ژئوتکتونیکی و سنگ میزبان: در کانسارهای مس واقع در شیلی، بر اساس شواهد موجود کانه‌زایی مس لایه‌کران نوع مانتو عمدتاً در یک حوضه پشت‌کمانی و تحت تاثیر نیروهای کششی رخ داده است (Richards et al., 2003; Morata and Aguirre, 2001). در منطقه معدنی گل چشمه نیشابور سنگ‌های میزبان کانه‌زایی، گدازه‌های آندزیتی، آندزیتی-بازالتی و بازالت‌های کالک آلکان با گرایش شوشونیتی هستند (شکل ۸-ا). در حالی که سنگ‌های میزبان و همراه کانه‌زایی مس در کانسارهای شیلی شامل لایه‌های آندزیت و بازالت‌های کالک آلکان تا تولئیتی با میزان پتاسیم بالا هستند (Tristá-Aguilera et al., 2006). بر اساس شواهد و بررسی‌های انجام شده در منطقه گل چشمه، سنگ میزبان، سنگ‌های آندزیتی مانند پیروکسن آندزیت، تراکی آندزیت، هورنبلند آندزیت، آندزیت و آندزیت‌بازالت با بافت عمده پورفیری در زمینه‌ای دانه‌ریز و آمیگدالوئیدال می‌باشد که به صورت متناوب با واحدهای دیگر شامل توف آندزیتی، توف ماسه‌سنگی، آگلومرا و سنگ آهک نومولیت‌دار همراه شده است. براساس بررسی شواهد موجود می‌توان گفت که سنگ میزبان کانه‌زایی در هر دو نوع کانسار تقریباً یکسان و مشابه می‌باشد.

ژئومتری و شکل ماده معدنی: به‌طور کلی کانسارهای تیپ مانتو در تمام مناطق دنیا به‌عنوان کانسارهایی چینه‌کران محسوب می‌شوند که به یک واحد چینه‌ای خاص محدود می‌گردند. در واقع این بدین معنی است که ماده معدنی تنها در یک واحد سنگی خاص شکل می‌گیرد، اما در برخی نقاط در این تیپ کانسارها دو یا سه واحد سنگی متفاوت به‌عنوان میزبان کانه‌زایی معرفی شده‌اند (Kojima et al., 2009). به‌طور کلی در این تیپ کانسارها کانه‌زایی ساختار لایه‌کران داشته و جا به جایی‌ها و گسل خوردگی‌های بعدی موجب انقطاع و گسستگی آنها شده است (سامانی، ۱۳۸۱) (Tristá-Aguilera et al., 2006). در منطقه گل چشمه کانه‌زایی هیپوژن و سوپرژن در واحدهای آندزیتی موجود رخ داده است که این می‌تواند نشان‌دهنده وضعیت چینه‌کران کانه‌زایی در این محدوده باشد. در این محدوده ماده معدنی به‌طور گسترده به شکل رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و حفرات و بعضاً جانشینی نهشته شده است که از این نظر نیز با کانسارهای تیپ مانتو شباهت دارد. به دلیل اینکه در این تیپ کانسارها نیز ماده معدنی در داخل رگه - رگچه‌ها و به‌صورت پرکننده حفرات تشکیل شده است.

بحث

۹

Minerals	Processess	Pre-Mineralization	Mineralization	
			Hypogene Stage	Supergene Stage
Pyrite		██████████		
Chalcopyrite			██████████	
Bornite			██████████	
Chalcocite			██████████	██████████
Covelite				██████████
Digenite				██████████
Tetraedrite				██████████
NativeCopper				██████████
Malachite				██████████
Azurite				██████████
Chrysocolla				██████████
Atacamite				██████████
Hematite				██████████
Magnetite				██████████
Ghoetite				██████████
Gangue		██████████	██████████	██████████

شکل ۸. مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیکی کانسار، در سه مرحله هیپوژن، سوپرژن و اکسیدان در معدن مس گل چشمه

حضور بیتومن نیز به عنوان یک کانه اصلی که عمدتاً جانشین پیریت می‌شود اشاره شده است (ابولی پور و همکاران، ۱۳۹۴). در کانسار مس گل چشمه بر اساس نتایج به دست آمده از آنالیزهای ICP-OES و ICP-MS به ترتیب میزان نقره موجود بین ۱ تا ۱۲/۱ گرم در تن و ۰/۳۳ تا ۱/۱۷ گرم در تن متغیر است. علاوه بر این، مهم‌ترین کانه سولفیدی مس در این منطقه کالکوسیت می‌باشد. همچنین نوعی زون بندی در این تیپ کانسارها وجود دارد که در منطقه گل چشمه شامل پیریت، کالوپیریت بورنیت، کالکوپیریت کالکوسیت، بورنیت کالکوسیت و کالکوسیت می‌باشد.

دگرسانی و کانی‌های گانگ: به طور کلی دگرسانی در کانسارهای تیپ مانو گسترش کمی دارد و به طور معمول نقش مهمی در تعیین تیپ کانه‌زایی ایفا نمی‌کند. مهم‌ترین دگرسانی‌ها در این تیپ کانه‌زایی شامل کربناتی، کلریتی،

کانی‌شناسی و عناصر همراه: در کانسارهای تیپ مانو در تمام نقاط دنیا و به طور خاص در شیلی، مهم‌ترین کانه‌های سولفیدی موجود در کانسار شامل کالکوسیت، بورنیت و کالکوپیریت به همراه مقادیری پیریت می‌باشد. البته بسته به نوع شرایط حاکم بر تشکیل کانسار، این کانه‌ها دارای مقادیر متفاوتی هستند، به طوری که در بعضی نقاط مقدار کالکوسیت از بورنیت بیش‌تر است و بالعکس. علاوه بر کانه‌های فوق در این تیپ کانسارها، مقادیری کوولیت، مس طبیعی، تترائدریت، دیژنیت، اسفالریت و همچنین کانه‌های اکسیدی مانند مالاکیت، کریزوکلا و آتاکامیت دیده می‌شود (سامانی، ۱۳۸۱) مهم‌ترین عنصر همراه با مس در این تیپ کانه‌زایی نقره می‌باشد که میزان آن از ۸ تا ۳۲ گرم در تن تغییر می‌کند (Maksaev and Zentilli, 2002)، در بعضی از نقاط به

مشاهده کرد.

تفاوت‌های این کانسار با تیپ مانتو: بر اساس بررسی‌های صورت گرفته کانسار مس گل چشمه از نظر ویژگی‌های مربوط به محیط ژئوتکتونیک، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، نوع سنگ میزبان، کانه‌ها، عناصر همراه و دگرسانی، شباهت زیادی با کانسارهای تیپ مانتو در شیلی نشان می‌دهند. اما علیرغم این شباهت‌ها، این کانسار تفاوت‌هایی با این ذخایر نیز نشان می‌دهد. کانسارهای تیپ مانتو در شیلی در بازه سنی ژوراسیک فوقانی - کرتاسه تحتانی تشکیل شده‌اند، حال آنکه در منطقه گل چشمه سن واحدهای سنگی مربوط به دوره زمانی ائوسن و یا جوان‌تر می‌باشد هرچند که این تفاوت سنی چندان حائز اهمیت نیست. علاوه بر این در پهنه سنندج - سیرجان در کانسار کشت مهکی شمال غرب صفاشهر این تیپ کانه‌زایی به سن کرتاسه تحتانی و در زیر پهنه دهج - ساردوئیه کانسار مس کشکوئیه در رفسنجان به سن ائوسن معرفی شده است (ابولی پور و همکاران، ۱۳۹۰؛ بوبری کناری و همکاران، ۱۳۹۳). در این کانسارها حفرات علاوه بر کانی‌هایی مانند کلیست، کوارتز، کلریت، کلسدونی و کانه‌هایی مانند مالاکیت و کریزوکلا توسط ژئولیت نیز پر شده است اما در منطقه گل چشمه آثاری از حضور ژئولیت مشاهده نگردید، هرچند که در بعضی از مجموعه کانسارهای شیلی نیز ژئولیت وجود ندارد. کانسارهای مس تیپ مانتو با ذخیره نزدیک به ۴۰۰ میلیون تن ذخایری با تناژ بالا هستند (Maksaev and Zentilli, 2002)، درحالی‌که ذخیره معدنی مس گل چشمه نزدیک به سه میلیون تن مس می‌باشد. البته باید در نظر داشت که ذخیره مجموع کل چندین کانسار در شیلی این مقدار برآورد شده است و احتمالاً تناژ هر ذخیره کانسار کمتر از این مقدار است. این در حالی است که منطقه گل چشمه فقط یک کانسار مجزا است که این میزان ذخیره برای آن تخمین زده شده است. در ادامه نیز منطقه معدنی گل چشمه با انواع مشابه کانسارها شامل عباس آباد سبزواری، بوئنااسپرانزا شیلی و میشیگان آمریکا مقایسه شده است می‌باشد (جدول ۱).

اپیدوتی (پروپلیتیک)، سیلیسی و سرسیتی شدن است. هرچند که دگرسانی آلبیتی فقط در بعضی از کانسارهای تیپ مانتو گزارش شده است، اما پدیده هماتیتی شدن سنگ میزبان در این تیپ کانسارها از اهمیت زیادی برخوردار است، به‌طوری که مجموعه سنگ‌های دارای رخداد کانه‌زایی دارای میزان بالایی از هماتیت و هیدروکسیدهای آهن هستند (Kojima et al., 2009). در منطقه گل چشمه در مجموعه واحدهای آندزیتی میزبان کانه‌زایی، کربناتی شدن به‌طور چشمگیری رخ داده است و تمامی واحدها را با شدت کم تا زیاد در برگرفته است. اگرچه دگرسانی‌های هیدروکسیدی آهن (هماتیتی شدن)، سیلیسی، پروپلیتیک و مقادیر بسیار جزئی سرسیتی و آرژیلیکی شدن در آنها دیده می‌شود اما در مقیاس کلی رخداد دگرسانی در منطقه گسترش و اهمیت چندان ندارد و از این نظر نیز با کانسارهای تیپ مانتو قرابت و نزدیکی دارد. در کانسارهای مانتو در شیلی، مهم‌ترین کانی‌های گانگ و باطله همراه با کانه‌زایی مس شامل کربنات، سیلیس، هماتیت و کلریت هستند. در برخی از این تیپ کانسارها آلکالی فلدسپار نیز به‌صورت گانگ و در همراهی با رخداد کانه‌زایی دیده می‌شود. در منطقه معدنی گل چشمه کانی‌های گانگ همراه با کانه‌زایی شامل کربنات، سیلیس آمورف و هماتیت هستند که در این بین کربنات بیش‌ترین فراوانی را دارا می‌باشد که از این نظر نیز این کانسار مشابه با کانسارهای موجود در شیلی است.

ساخت و بافت ماده معدنی: از مهم‌ترین ساخت و بافت‌های موجود در کانسارهای تیپ مانتو می‌توان به پرکننده فضاهای خالی و حفرات، رگه‌رگچه‌ای، دانه پراکنده و جاننشینی اشاره کرد که در تمامی این مجموعه کانسارها قابل مشاهده است (Cisternas, 2006; Rieger 2008). در منطقه گل چشمه تمامی این بافت و ساخت‌ها در واحدهای سنگی قابل مشاهده و بررسی می‌باشد و کانه‌زایی به‌طور عمده در رگه - رگچه‌ها، فضاهای خالی و حفرات و شکستگی‌ها و زون‌های گسله رخ داده است، هرچند که در بسیاری نقاط نیز رخداد کانه‌زایی را به‌صورت تراوشی و آغشتگی در سنگ میزبان می‌توان

جدول ۱. مقایسه کانسار مس گل چشمه با انواع مشابه در ایران، شیلی و آمریکا

نام کانسار و ویژگی‌ها	نوع مانتو	نوع مانتو	نوع مانتو	نوع میشیگان
موقعیت	ایران (گل چشمه نیشابور)	ایران (عباس‌آباد سبزوار)	شیلی (کانسار بوئنااسپرانزا)	شبه‌جزیره کویناوی، ایالات متحده (کانسار میشیگان)
سنگ میزبان	آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت با بافت پورفیری	آندزیت و بازالت پورفیری	بازالت - آندزیت	بازالت - آندزیت با میان لایه‌های گنگلومرا و برش
شکل واحدها	چینه‌کران	چینه‌کران	چینه‌کران	چینه‌کران
بافت ماده معدنی	رگه - رگچه‌ای، پرکننده حفرات و فضای خالی و جانیشینی	پرکننده حفرات - رگه‌ای	رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی	رگه - رگچه‌ای، پرکننده حفرات
کانی‌های گانگ	کربنات، کلریت، اپیدوت و سیلیس	ژئولیت، کلسیت و کلریت	کلریت، آلیت، کوارتز، اپیدوت و ژئولیت	ژئولیت، کلسیت، آلیت، اپیدوت و کلریت
دگرسانی	دگرسانی عمده کربناتی و اندکی پروپلیتیک و سیلیسی، سرسیتی	عمده‌تاً کربناتی، ژئولیتی، کلریتی	سیلیسی پروپلیتیک، ژئولیتی و سرسیتی - آلیتی	عمده‌تاً کربناتی، جزئی پروپلیتیک، سیلیسی، ژئولیتی و سرسیتی
پاراژنز کانه شناختی	کالکوسیت، کوولیت، آزوریت، دیژنیت، کریزوکلا، مس طبیعی، کالکوپیریت، بورنیت، مالاکیت	کالکوسیت، کوولیت، کالکوپیریت، پیریت، گالن، مس طبیعی	مس طبیعی، کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت، بورنیت	مس طبیعی، مالاکیت، آزوریت، کالکوسیت کریزوکولا، پیریت، کالکوپیریت، دیژنیت
ژنز و تیپ	عناصر مشتق شده از سنگ میزبان توسط منبع ماگمایی (توده در عمق)؟	-	عناصر مشتق شده از سنگ میزبان طی دیاژنز	فعالیت‌های دگرگونی

پترولوژی و ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

استفاده گردید و مشخص شد که تمامی نمونه‌ها در امتداد روند کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۹- b) (Irvine and Bargar, 1971). در نمودار سه‌تایی (Al_2O_3, MgO, FeO_4) نیز سنگ‌های آتشفشانی منطقه، جزء سری‌های آندزیتی کوهزایی (اوروژنی) قرار می‌گیرند. یکی از نمونه‌ها به علت دگرسانی شدید جابه‌جایی نشان می‌دهد (شکل ۹- c). طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه براساس شاخص آلومینیوم نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌ها در محدوده مت‌آلومینوس قرار می‌گیرند و فقط یکی از نمونه‌ها در محدوده پراآلومینوس واقع می‌گردد (شکل ۹- d) (Shand, 1943). براساس نمودار مقدار اکسید سیلیسیم به نسبت زیرکن به اکسید تیتانیوم از مجموع نمونه‌های موجود ۱۰ نمونه در قلمرو آندزیت‌ها و یک نمونه در قلمرو آندزیت بازالت‌ها قرار می‌گیرد و همچنین یکی از نمونه‌ها به دلیل دگرسانی جابه‌جایی نشان می‌دهد که با مشاهدات اولیه و صحرایی کاملاً مطابقت دارد (شکل ۹- e) (Winchester and Floyd, 1977).

از مجموع نمونه‌های برداشت شده از لایه‌های ولکانیکی، پس از بررسی مقاطع نازک و انجام مطالعات پتروگرافی با توجه به شواهد و روابط صحرایی تعداد ۱۲ نمونه معرف، که کمترین میزان آلتراسیون را متحمل شده بودند، انتخاب و به منظور آنالیز اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی توسط دستگاه XRF تحت آنالیز قرار گرفتند. همچنین پس از بررسی نتایج آنالیز عناصر اصلی، تمامی این نمونه‌ها به منظور آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی (REE) به روش ICP-MS، ۵۸ عنصری در آزمایشگاه SGS کشور صربستان مورد تجزیه قرار گرفتند (جدول ۲). براساس نمودار تغییرات SiO_2 در برابر K_2O ، سنگ‌های آتشفشانی منطقه گل چشمه در قلمرو سری ماگماهای شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۹- a) (Peccerillo and Taylor, 1976). جهت تفکیک سنگ‌های آذرین منطقه از لحاظ سری‌های ماگمایی از نمودار، $(F=FeO_4, M=MgO, A=K_2O + Na_2O)$ ، AFM،

جدول ۲. نتایج آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی سنگ‌های ولکانیکی محدوده مورد مطالعه

Sample	XRF2	XRF4	XRF14	XRF15	XRF17	XRF29	XRF30	XRF49	XRF3	XRF7	XRF23	XRF34
Wt%												
SiO ₂	۵۳/۶۲	۵۶/۸۸	۵۸/۸۷	۵۷/۶۸	۵۲/۴۶	۵۸/۰۱	۵۶/۰۶	۴۴/۳۲	۵۷/۵۴	۵۷/۴۲	۵۷/۷۴	۵۴/۹۶
TiO ₂	۰/۸۲	۰/۹۸	۱/۱۲	۰/۸	۰/۹۳	۰/۷۷	۰/۸۲	۰/۹۲	۰/۷۴	۱/۱۱	۱/۰۳	۰/۹۳
Al ₂ O ₃	۱۸/۶۸	۱۸/۴۵	۱۸/۴۵	۱۸/۳۱	۱۵/۵۷	۱۷/۲۵	۱۷/۴۴	۱۳/۶۸	۱۸/۱	۱۸/۵۵	۱۸/۰۸	۱۸/۳۷
FeOt	۴/۷۴	۳/۹۲	۳/۷۵	۳/۶۸	۶/۶۸	۳/۷۴	۴/۰۵	۴/۱۲	۳۲/۳	۳/۳۷	۳/۳۱	۴/۷۲
SrO	۰/۰۸	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۰۶	<۰/۰۵	۰/۰۶	<۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷
MgO	۳/۶۸	۲/۹۷	۱/۵۵	۲/۷۱	۸/۵۵	۳/۷۲	۴/۳۷	<۰/۰۵	۲/۹۶	۲/۶	۲/۷۳	۲/۸۲
CaO	۵/۲۸	۲/۷	۳/۶۳	۳/۵۹	۷/۴۹	۳/۹۶	۳/۰۵	۱۵/۰۲	۳/۷۴	۲/۲۵	۳/۵۱	۵/۲۶
Na ₂ O	۵/۲۵	۴/۶۸	۴/۰۲	۴/۰۵	۳/۰۸	۴/۳۲	۵	۴/۷۵	۴/۳۲	۴/۱۵	۴/۰۶	۴/۵۷
K ₂ O	۴/۵۲	۶/۱۴	۵/۲۴	۶/۱۶	۲/۳۱	۴/۵	۵/۵۶	۵/۸۵	۶/۲۳	۶/۳۸	۶/۴۸	۵/۰۱
P ₂ O ₅	۰/۸۸	۰/۹۸	۰/۸۷	۱/۰۴	۰/۷۳	۰/۸۹	۰/۷۹	۰/۵۳	۱/۵۴	۰/۹۵	۱/۰۹	۱/۴۹
LOI	۲/۴۴	۲/۰۱	۲/۰۵	۲/۰۱	۲/۱۶	۲/۵۴	۲/۳۵	۹/۵۴	۱/۵	۱/۴۹	۱/۸۹	۱/۷۹
ppm												
Ba	۴۶۴	۳۳۶	۳۱۶	۸۷۶	۴۷۴	۴۵۶	۴۵۴	۵۲۰	-	-	-	-
Rb	۹۹/۵	۷۰/۶	۹۴/۹	۹۹/۸	۹۶/۸	۱۱۷	۱۰۹	۱۳۱	-	-	-	-
Sr	۶۰۰	۲۳۳	۱۳۶	۳۰۰	۶۹۱	۳۴۶	۴۲۴	۳۲۵	-	-	-	-
Zr	۱۳۸	۱۲۵	۱۳۶	۱۶۶	۱۱۱	۱۵۹	۱۳۲	۱۳۱	-	-	-	-
Nb	۱۶/۹	۱۸/۹	۱۹/۸	۲۱/۲	۱۴/۵	۲۰/۹	۱۷/۳	۲۰/۲	-	-	-	-
Zn	۵۴/۶	۵۸/۵	۷۱/۲	۹۷/۱	۹۳/۳	۶۹/۹	۱۰۸	۴۴/۲	-	-	-	-
Cs	۰/۹۸	۳/۳۴	۳/۹۶	۳/۶۵	۲/۵۵	۳/۶۳	۱/۱۵	۲/۹۱	-	-	-	-
Ta	۱/۲۷	۱/۲۲	۱/۱۵	۱/۳۱	۱/۴۵	۱/۳۴	۱/۱۸	۱/۴۹	-	-	-	-
Hf	۳/۲۷	۲/۹۲	۳/۳۳	۳/۸۶	۳/۱۳	۳/۷۵	۳/۱۴	۳/۳۱	-	-	-	-
Ga	۱۶/۱	۱۶/۳	۱۵/۵	۱۷/۶	۱۸/۳	۱۸/۰	۱۵/۲	۱۳/۶	-	-	-	-
Th	۴/۵	۰/۹	۱/۴	۲/۴	۴/۹	۲/۴	۳/۴	۵/۵	-	-	-	-
U	۱/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۴	۱/۵	۰/۵	۱/۲	۲/۱	-	-	-	-
V	۲۶۴	۳۸۲	۳۷۷	۴۶۰	۲۸۸	۴۴۱	۳۵۸	۳۹۷	-	-	-	-
W	۲/۴	۲/۶	۱/۷	۱/۴	۱/۴	۲/۹	۱/۶	۲/۲	-	-	-	-
La	۱۸/۱	۳/۰	۳/۴	۱/۶	۱/۲۱	۸/۳	۱۴/۹	۱۹/۵	-	-	-	-
Ce	۳۵/۵	۵/۹۹	۷/۰۱	۱۲/۰	۴۴/۵	۱۶/۶	۲۸/۴	۳۷/۲	-	-	-	-
Pr	۴/۳۳	۰/۷۷	۰/۸۶	۱/۵۹	۵/۳۹	۲/۰	۳/۳۸	۴/۱۴	-	-	-	-
Nd	۱۶/۹	۳/۰۳	۳/۳۶	۶/۵۸	۲۲/۰	۸/۲۱	۱۳/۳	۱۴/۷	-	-	-	-
Sm	۳/۷۳	۰/۹۱	۰/۹۵	۱/۷۹	۵/۱۹	۲/۰۱	۲/۷۶	۲/۸۴	-	-	-	-
Eu	۱/۲۶	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۸۷	۱/۷۳	۰/۷۱	۱/۰۰	۰/۹۶	-	-	-	-
Gd	۳/۴۵	۰/۸۲	۰/۸۵	۱/۴۵	۵/۰۸	۱/۸۴	۲/۵۸	۲/۵۹	-	-	-	-
Tb	۰/۴۸	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۲۶	۰/۸۱	۰/۳۰	۰/۴۱	۰/۳۸	-	-	-	-
Dy	۲/۹۶	۰/۸۹	۱/۰۵	۱/۶۵	۴/۵۹	۱/۹۴	۲/۳۶	۲/۳۶	-	-	-	-
Ho	۰/۵۷	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۳۳	۰/۸۷	۰/۳۷	۰/۵۰	۰/۴۵	-	-	-	-
Er	۱/۸۰	۰/۶۲	۰/۷۱	۱/۲۰	۲/۵۹	۱/۴۳	۱/۵۳	۱/۴۹	-	-	-	-
Yb	۱/۶	۰/۷	۰/۸	۱/۳	۲/۲	۱/۴	۱/۳	۱/۵	-	-	-	-
Lu	۰/۲۵	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۳۴	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۴	-	-	-	-
Y	۱۶/۱	۴/۸	۶/۲	۹/۶	۲۴/۷	۱۱/۰	۱۳/۳	۱۲/۶	-	-	-	-
Eu/Eu*	۱/۰۵	۱/۳۲	۱/۰۷	۱/۶	۱/۰۱	۱/۱۱	۱/۱۳	۱/۰۶	-	-	-	-
(La/Yb)N	۷/۶۳	۲/۸۹	۲/۸۶	۳/۱۶	۶/۴۷	۴	۷/۷۳	۸/۷۶	-	-	-	-
(Zr/Nb)N	۰/۵۷	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۵۵	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۴۵	-	-	-	-

می‌تواند نشانگر حضور و تجمع این عناصر در مراحل انتهایی تبلور ماگما باشد. علاوه بر این، مقدار بالای Nb (بیش از ۱۶ گرم در تن) و غنی‌شدگی Rb و نسبت $(Zr/Nb)_N$ (کمتر از ۲ و بین ۰/۷ تا ۰/۴۶) می‌تواند نشان‌دهنده‌ی آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای باشد (Rollinson, 1993).

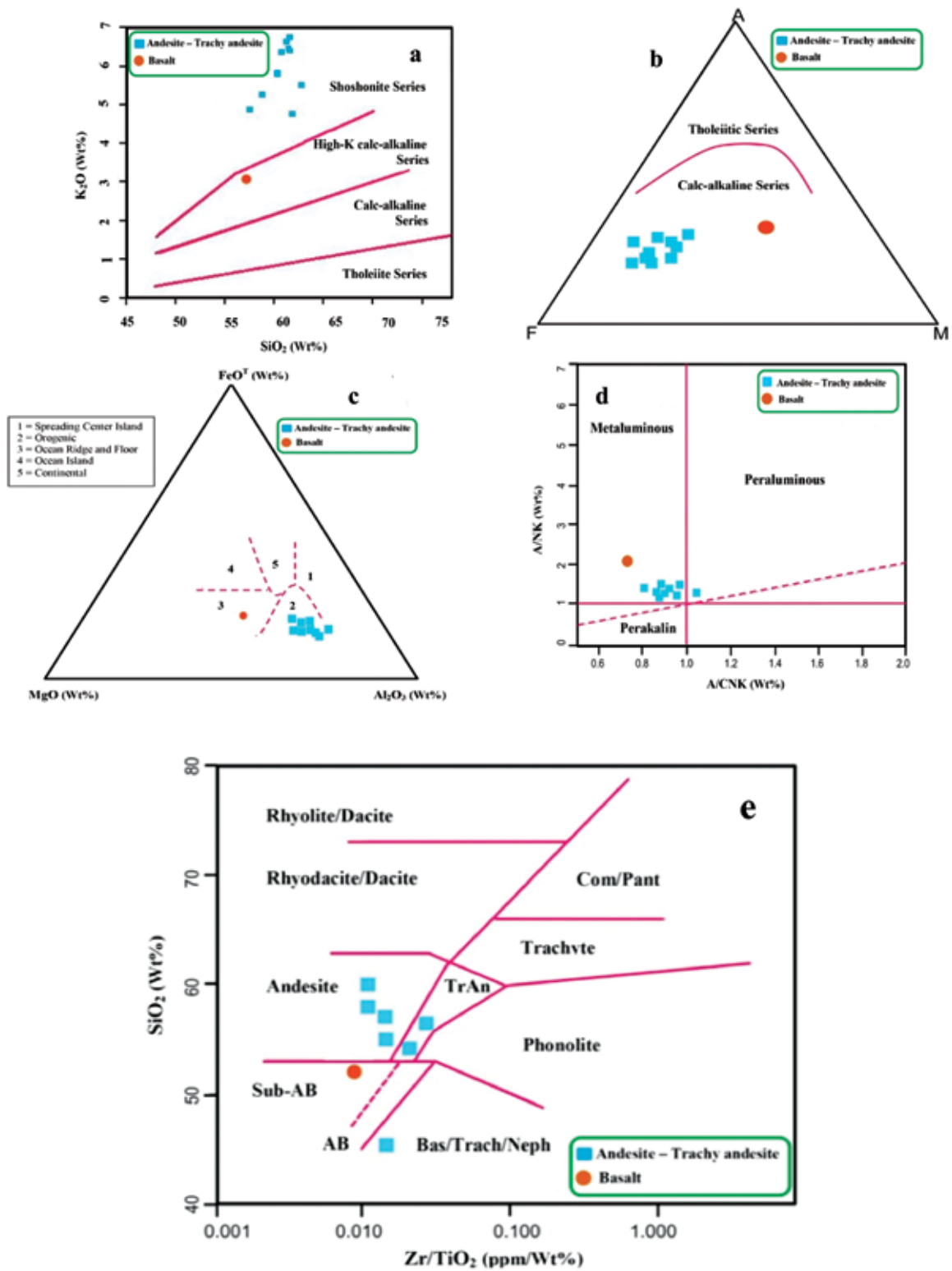
نمونه‌های سنگی موجود در منطقه گل چشمه نیز نسبت به نمودار عناصر نادر خاکی کندریت با مقادیر استاندارد (Boynton, 1984) نرمالایز شده‌اند (شکل ۱۰-c).

بر اساس نتایج حاصل از نمودار مشخص شد که سنگ‌های آتشفشانی این منطقه، غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) مانند La، Ce و Sm نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) مانند Lu و Ho، Tb و Hf نشان می‌دهند. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در تمامی نمونه‌های منطقه گل چشمه یک الگوی پراکنده با شیب ملایم می‌باشد. به‌جز در دو نمونه که نوعی آنومالی مثبت در عنصر Eu مشاهده می‌شود، آنومالی مشخصی از این عنصر در نمونه‌های موجود مشاهده نمی‌شود. هرگاه نسبت Eu/Eu^* بیش از یک باشد ناهنجاری مثبت و هرگاه کمتر از یک باشد ناهنجاری منفی است. این نسبت در نمونه‌های منطقه گل چشمه بین ۱/۰۱ تا ۱/۶ در تغییر است (جدول ۲)، که بیانگر حضور مقدار کمتر و یا نبود پلاژیوکلاز در منشا ماگما و شرایط اکسیدان تر محلول است (Taylor and McLennan, 1985). به‌طور کلی ناهنجاری مثبت نسبت Eu/Eu^* در نمونه‌های منطقه گل چشمه می‌تواند نشان از این داشته باشد که کانی پلاژیوکلاز در سنگ منشا به‌عنوان کانی باقیمانده حضور کم‌رنگی داشته و یا اصلاً حضور نداشته است و شرایط ذوب ماگما در حالت اکسیدان بوده است (Wilson, 1989). همچنین از نسبت $(La/Yb)_N$ می‌توان نسبت حضور گارنت و در نتیجه عمق ذوب ماگما را برآورد نمود. این نسبت در منطقه مورد مطالعه بین ۲/۸۵ تا ۸/۷۶ در تغییر است که نشان‌دهنده‌ی تشکیل ماگما در عمق کمتری از پایداری گارنت و درجه ذوب بخشی کم می‌باشد.

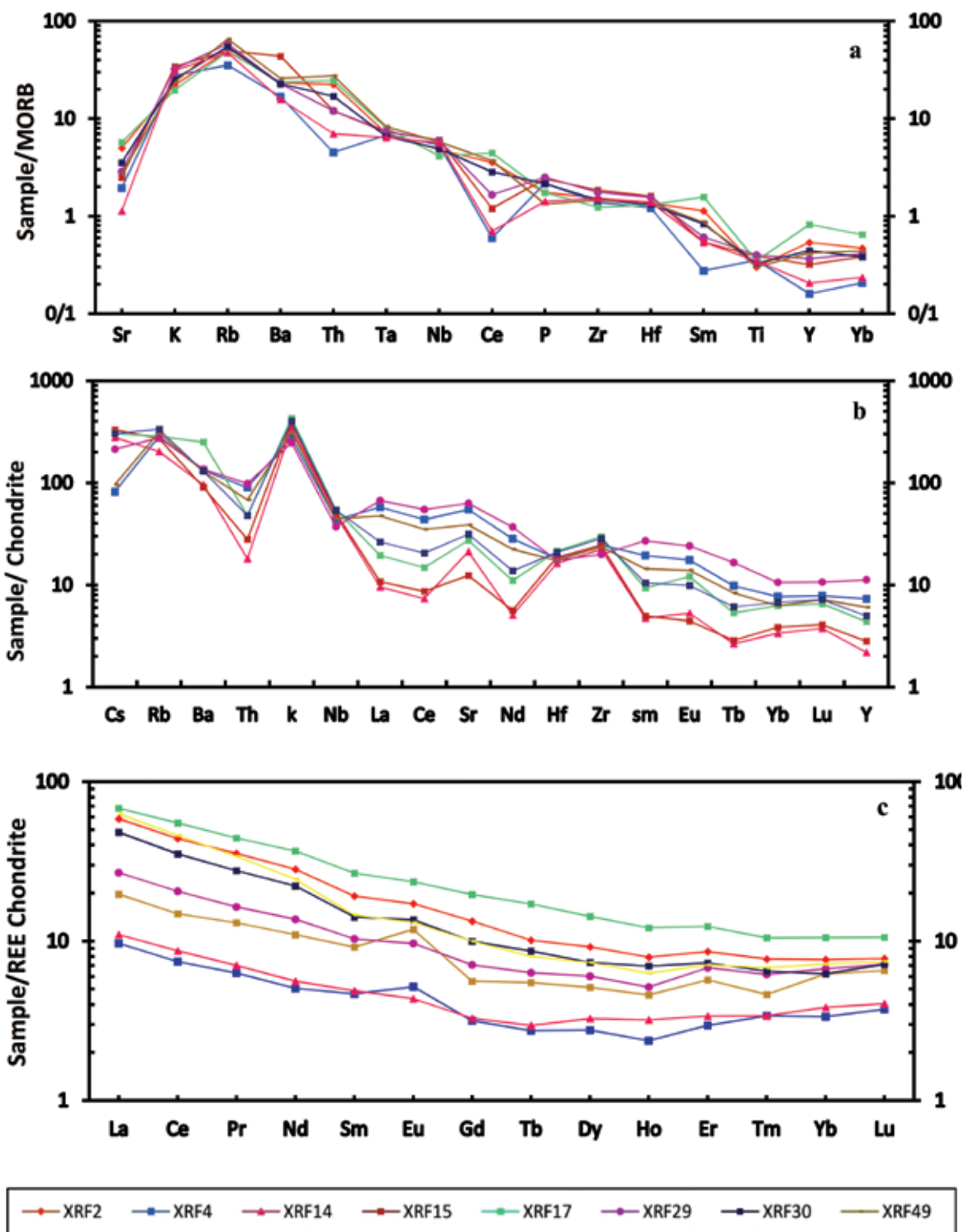
عناصر کمیاب و نادر خاکی الگوی مهمی جهت بررسی فرآیندها و تحولات ماگمایی ارائه می‌نمایند. این عناصر در تعیین میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی سنگ‌ها، نسبت به یک استاندارد اولیه مورد استفاده قرار می‌گیرند. با توجه به نوع سنگ‌های منطقه گل چشمه در بررسی عناصر نادر خاکی این محدوده، از نمودارهای عنکبوتی نرمالیز شده برحسب متوسط بازالت‌های پوسته اقیانوسی (MORB) و کندریت استفاده شد.

در نمودار نرمالیز شده نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه نسبت به استاندارد MORB، از مقادیر استاندارد ارائه شده توسط (Pearce, 1983) استفاده شد (شکل ۱۰-a). بر این اساس مشخص شد که سنگ‌های موجود در منطقه گل چشمه از نظر عناصر سبک غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر سنگین نشان می‌دهند. در این نمودار مشاهده شود که بیشترین غنی‌شدگی عناصر مربوط به عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LFS) مانند K، Rb و Ba می‌باشد. علاوه بر این، تهی‌شدگی در عناصر با شدت میدان بالا (HFS) مانند Ti، Ce و Y دیده می‌شود. تهی‌شدگی در عناصر HFS مانند Ce، Y و Ti می‌تواند یکی از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با زون فرورانش به شمار رود (Pearce et al., 1984). شایان ذکر است برخی از این مطالب در مورد تمامی نمونه‌ها صادق نیست. نمونه‌های XRF2، XRF17 و XRF30 بر اساس نتایج جدول ۱، تهی‌شدگی در Ce و Y نشان نمی‌دهند و متقابلاً تا حدودی Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهد.

جهت مقایسه شیمی سنگ با ترکیب کندریتی و رفتار عناصر فرعی ماگما از نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به کندریت استفاده شده است. در نمودار نرمالیزه شده از مقادیر استاندارد (Gerlach et al., 1988) استفاده شد (شکل ۱۰-b). بر اساس اطلاعات حاصل از این نمودار مشخص شد که عناصر کم‌تحرک (HFS) که شامل عناصر نادر خاکی هم می‌شوند از قبیل Nd، Y و Th به‌نوعی تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بالا بودن غلظت عناصر متحرک (LIL) مانند K، Rb و Ba تابعی از رفتار سیال است که



شکل ۹. (a) نمودار تعیین شاخص پتاسیم (Peccerillo and Taylor, 1976); (b) نمودار تعیین شاخص آلومینیوم (Shand, 1943); (c) نمودار جهت تفکیک سنگ‌های آذرین کالک آلکالن از تولییتی؛ (d) نمودار جداکننده محیط‌های نکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی؛ (e) نمودار مقدار اکسید سیلیسیم به نسبت زیرکن به اکسید تیتانیوم (Winchester and Floyd, 1977)



شکل ۱۰. (a) نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی نرمالایزه شده نسبت به MORB در منطقه گل چشمه، بر اساس مقادیر استاندارد (Pearce, 1983); (b) نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی نرمالایزه شده نسبت به کندریت در منطقه گل چشمه، بر اساس مقادیر استاندارد (Gerlach, 1988); (c) نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی نرمالایزه شده نسبت به کندریت در منطقه گل چشمه، بر اساس مقادیر استاندارد (Boynnton, 1984)

نتیجه‌گیری

از دگرگونی و حتی دیاژنز وجود ندارد این نظریه قابل پذیرش نیست. اما در مورد نظریه دوم بر اساس شواهد موجود به نظر می‌رسد که دیاژنز هم در این منطقه رخ نداده است، اما احتمالاً این منطقه در ارتباط با فرآیندهای آتشفشانی مرتبط با آئوسن رخ داده است. در منطقه گل چشمه با توجه به اینکه در نزدیکی این محدوده دایک‌های دیابازی و دیوریتی وجود دارد، می‌توان چنین بیان کرد که این توده‌های نفوذی در عمق به‌عنوان منبع حرارتی مناسب عمل کرده است و در نتیجه حرارت لازم برای محلول‌هایی که از سطح (آب‌های جوی و دریایی) و آب‌هایی که از عمق می‌آمده‌اند را تامین کرده است. این محلول‌ها نیز بر روی سنگ میزبان آندزیتی اثر گذاشته، در این زمان پیریت نیز به‌عنوان اولین سولفید حضور داشته است و شرایط محیط را احیایی‌تر کرده است. سپس محلول‌های موجود در سنگ میزبان آندزیتی که از مس نیز غنی بوده است درون این واحدها به چرخش درآمده و در نتیجه مس آنها را شسته و در شرایط احیایی محیط در مکان‌های مناسب مانند حفرات و رگه - رگچه‌ها بر جای گذاشته است. به‌طور خلاصه به نظر می‌رسد محتمل‌ترین نظریه برای نحوه تشکیل منطقه گل چشمه شسته شدن مس موجود در نتیجه فرآیندهای ماگمایی از سنگ میزبان غنی از مس باشد که در این زمان یک توده آذرین (دایک‌های گابرویی و دیوریتی) موجود در عمق منبع تامین کننده‌ی حرارت مورد نیاز بوده است. البته معرفی معدن مس گل چشمه به‌عنوان یک کانسار تیپ مانته به شواهد و اطلاعات بیشتری از قبیل مطالعات سیالات درگیر برای تعیین دما و شوری محلول کانه‌دار، ایزوتوپ‌های پایدار H - O - S برای تعیین منشأ محلول کانه‌دار و ایزوتوپ‌های ناپایدار Sm - Nd و Rb - Sr به جهت تعیین منشأ و سن سنگ‌های آتشفشانی ضروری به نظر می‌رسد. اما بررسی رخداد کانه‌زایی در منطقه گل چشمه از این جهت حائز اهمیت است که با توجه به موقعیت این مکان در زیرپهنه سبزواری و وجود اندیس‌های معدنی متعدد مس در این زیرپهنه و حتی نزدیک به محدوده مورد مطالعه (بزق، استایش)، این الگو می‌تواند به‌عنوان یک الگوی اکتشافی جدید در این مناطق معرفی و به اکتشاف کانسارهای مشابه در این زیرپهنه منجر شود، چرا که این

بر اساس نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های آزمایشگاهی و آنالیزهای ژئوشیمیایی، در منطقه معدنی گل چشمه، کانه‌زایی شباهت‌هایی با کانسارهای تیپ مانته نشان می‌دهد. رخداد کانه‌زایی در یک افق چینه‌ای خاص رخ داده است و به‌طور گسترده در ارتباط با واحدهای آندزیتی موجود بوده است. کانه‌نگاری به‌طور عمده شامل کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت و مقادیر جزئی کولیت، دیژنیت، تتراندريت و مس خالص می‌باشد که به‌صورت رگه - رگچه‌ای، پرکننده حفرات و فضاهای خالی، دانه پراکنده و جانشینی رخ داده است. اما در این تیپ کانسارها ویژگی قابل ملاحظه‌ای وجود دارد که کمتر به آن توجه شده است، بایستی در این کانسارها محلول‌های حاوی مس را از نقطه نظر شیمی محلول مورد بررسی قرار داد. مبنی بر اینکه که محلول‌های مس عمدتاً فقیر از آهن بوده‌اند و به همین دلیل منجر به تشکیل کالکوسیت به‌جای کالکوپیریت شده‌اند، به این دلیل که اگر محلول حاوی مس، سرشار آهن بود می‌بایست کالکوپیریت تشکیل شود حال آنکه در این سیستم‌ها غالباً کالکوسیت به‌صورت اولیه تشکیل شده است. لازم به ذکر است که در مورد شرایط تشکیل این کانسارها دو نظریه مهم وجود دارد. عده‌ای معتقدند که این تیپ ذخایر در ارتباط با فرآیندهای دگرگونی ایجاد شده‌اند که واحدهای سنگی در حد رخساره پره‌نیت - پومپله‌ایت دگرگون شده‌اند، در واقع این نظریه بیشتر در مورد کانسارهای میشیگان ارائه شده است، که منشأ مس را فرآیندهای دگرگونی در نظر می‌گیرند (Richards, 1989). اما طرفداران نظریه دیگر، معتقدند که این کانسارها تحت تاثیر فرآیندهای آتشفشانی همراه با دیاژنز ایجاد شده‌اند. بر اساس این نظریه فرآیندهای دیاژنزی موجب تشکیل پیریت و احیایی شدن محیط می‌شوند. سپس محلول‌های ماگمایی که از عمق آمده‌اند در این واحدها حرکت کرده و در شرایط احیایی مس موجود در سنگ میزبان را شسته و حمل کرده و در مکان مناسب ته‌نشین کرده‌اند (Kojima et al., 2009). در مورد شرایط تشکیل منطقه گل چشمه پذیرش نظریه دگرگونی با توجه به اینکه هیچ‌گونه شواهدی

- Boynton W. V., 1984. Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), Rare Earth Elements Geochemistry. Elsevier, 63-114.

- Cisternas, M.G. and Hermosilla, J., 2006. The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapó area, Northern Chile. *Mineralium Deposita*, 41, 339 - 355.

- Irvine T. N. and Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

- Kojima, S., Trista, D., Guilera, A. and Ken-ichiro ayashi, H., 2009. Genetic aspects of the Manto-type Copper deposits based on geochemical studies of North Chilean deposits. *Resource Geology*, 59, (1), 87-98.

- Maksaev, V. and Zentilli, M., 2002. Chilean Strata-bound Cu-(Ag) Deposits: an Overview. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, 2. PGC Publishing, Adelaide, 163-184.

- Morata, D. and Aguirre, L., 2003. Extensional lower Cretaceous volcanism in the coastal range (29°20' - 30°S), Chile: Geochemistry and petrogenesis. *J. South Am. Earth Science.*, 16, 459 - 476.

- Pearce J. A., Harris N. B. W. and Tindle A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.

- Pecerillo A. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.

- Richards, J. P., Boyce, A. J. and Pringle, M. S., 2001. Geologic Evolution of the Escondida Area, Northern Chile, A Model for Spatial

تیپ کانسارها بعد از ذخایر پورفیری به‌عنوان دومین منابع اقتصادی مس در دنیا معرفی شده‌اند.

منابع

- ابولی پور، م.، راستاد، ا. و رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۹۴. کانه‌زایی مس چین‌کران نوع مانتو در آندزیت پورفیر پیرویتومندار کشکوئیه رفسنجان، زیرپهنه دهج-ساردوئیه. سی و چهارمین گردهمایی علوم زمین.

- ابولی پور، م.، راستاد، ا. و رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۹۰. کانه‌زایی مس لایه کران نوع مانتو (Manto-type) در زون دهج-ساردوئیه در منطقه کشکوئیه رفسنجان، دومین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران.

- اشرف‌پور، ا.، ۱۳۸۶. ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و دگرسانی محدوده طلای ارغش، جنوب‌غرب نیشابور. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۷.

- بویری کناری، م.، راستاد، ا. و رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۹۳. کانه‌زایی مس-نقره Volcanic Red Bed در کانسار کشت مهکی، شمال باختر صفاشهر، پهنه سندنج-سیرجان جنوبی. سی و سومین گردهمایی علوم زمین.

- سامانی، ب.، ۱۳۸۱. متالوژنی کانسارهای مس نوع مانتو در ایران. ششمین همایش زمین‌شناسی ایران.

- سعادت، س.، ۱۳۹۱. گزارش نهایی عملیات اکتشاف مرحله دوم منطقه گل‌چشمه کدکن (مس). سازمان صنعت، معدن و تجارت استان خراسان رضوی.

- کیوانفر، م. و عسگری، ع.، ۱۳۷۸. طرح اکتشاف طلا، گزارش نقشه‌های زمین‌شناسی - معدنی ۱:۵۰۰۰ ناحیه ارغش - چشمه زرد، جنوب نیشابور. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- نادری میقان، ن. و ترشیزیان، ح.، ۱۳۷۷. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- واعظی پور، م. ج. و علوی تهرانی ن.، ۱۳۷۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت حیدریه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-Plutonic Episodes in Iran, Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union and Geological Society of America, Washington, 5-32.

- and Temporal Localization of Porphyry Cu Mineralization. *Economic Geology*, 96, 271 - 305.
- Richards, J. P. and Spoonell, E.T.C., 1989. Evidence of or Cu-(Ag) Mineralization by Magmatic - Meteoric Fluid Mixing in Keweenaw Fissure Veins, Mamainse Point, Ontario. *Economic Geology*, 84(2), 360- 385.
 - Rieger, A., Schwark, L., Cisternas, M. E. and Miller, H., 2008. Genesis and evolution of bitumen in Lower Cretaceous Lavas and Implications for strata-bound Copper deposits, North Chile. *Economic Geology*, 103, 387-404.
 - Rollinson H., 1993. *Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Addison-Wesley /Longman, Harlow. England. 352p.
 - Rollinson H., 1983. The geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Archaean greenstone belts of Sierra Leone. *Mineral Magazine*, 47, 267-280.
 - Shand S. J., 1943. *Eruptive Rocks; their Genesis, Composition, Classification and their Relation to Ore-deposits*. Hafner Publishing Company, New York, 488.
 - Stocklin J. and Nabavi M., 1972. *Tectonic Map of Iran*, Geological Survey of Iran.
 - Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific Publication, 312 p.
 - Tristán-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S. and Ferraris, F., 2006. Re-Os isotope systematics for the Lince-Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile. *Miner Deposita*, 41, 99-105.
 - Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

تحلیل ساختاری سیستم گسلی میدان گازی فارور B، با استفاده از مدل سازی و روش بازسازی لرزه‌ای دوبعدی

مریم عالی پور^(۱)، محسن پور کرمانی^(۲) و علی سربی^(۳)

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه علوم تحقیقات،

تهران، ایران.

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، تهران، ایران.

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد واحد کرج، کرج، ایران.

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۱/۲۸

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۱/۳۰

چکیده

مخازن کربناتی ایران از نظر شکستگی‌های طبیعی شهرت جهانی دارند. این شکستگی‌ها به طرز چشمگیری به‌عنوان یک عامل مهم در اکتشاف و تولید هیدروکربن‌ها شناخته می‌شوند. بیشتر میادین مهم نفت و گاز بر اساس میزان تولید از مخازن شکسته طبقه‌بندی می‌شوند. هدف از این مطالعه بررسی تکامل ساختاری میدان گازی فارور B و همچنین چگونگی تاثیر گسل بر آن می‌باشد. به این منظور داده‌های لرزه‌نگاری دوبعدی (PC-2000 (Persian Carpet-2000 و کلیه اطلاعات مربوط به چاه‌های این میدان گردآوری گردید. سپس این اطلاعات در نرم‌افزار تخصصی Petrel بارگذاری شدند. بر اساس اطلاعات حفاری سه حلقه چاه، تعبیر و تفسیر کلیه خطوط لرزه‌ای انتخاب شده انجام پذیرفت و در نهایت نقشه‌های هم‌تراز عمقی سازندها و الگوهای سه بعدی تهیه گردیدند. بر روی بعضی از مقاطع لرزه‌ای عمل تخت کردن انجام گرفت. با توجه به مقاطع لرزه‌ای و تحلیل تکتونیکی مشخص گردید که ساختمان فارور B دارای دو روند گسلش عادی می‌باشد که شیب صفحه گسل‌ها تقریباً قائم است، به طوری که جابه‌جایی گسل شرقی حدود ۷۰ متر و گسل غربی حدود ۲۰ متر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تحلیل ساختاری، میدان گازی فارور B، سیستم گسلی، مدل ساختمانی، بازسازی لرزه‌ای دوبعدی.

مقدمه

دقیقی از ساختمان مخزن مخصوصاً گسل‌ها، تحقیقات جامع مخازن، اعتبار کافی نخواهد داشت. شناخت دقیق گسل‌های میدان مورد بررسی، اطلاعاتی را فراهم می‌کند که در تعیین خصوصیات مخزن، ساخت مدل ایستایی و دینامیک مخزن و همچنین طراحی چاه‌های تولیدی، نقش

در تحقیقات جامع مخازن هیدروکربوری نیاز به داشتن تعریف دقیقی از ساختمان مخزن باعث شده تا شناسایی گسل‌ها و شکستگی‌ها یکی از مراحل حساس در این‌گونه تحقیقات باشد. در واقع بدون داشتن تعریف

* نویسنده مرتبط: Maria.Alipour728@gmail.com

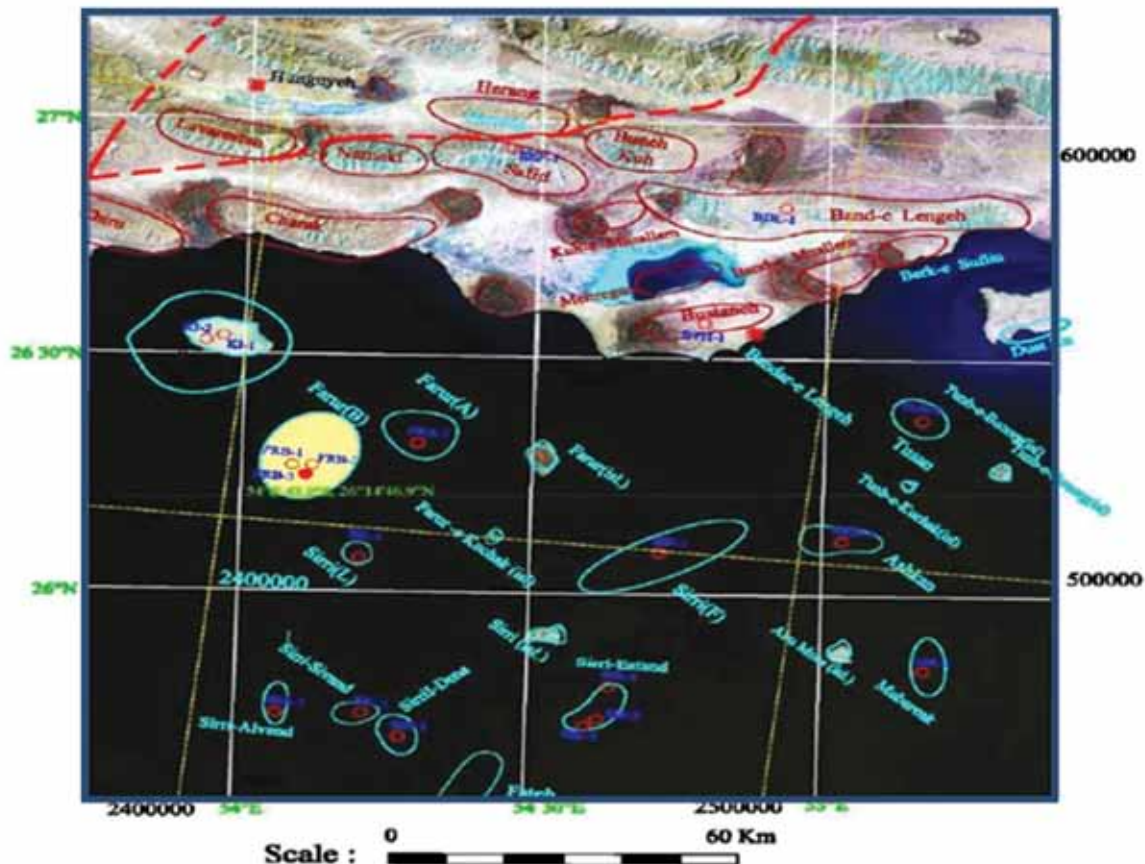
(کشاورز و همکاران، ۱۳۹۰). یکی از راه‌های شناخت گسل‌ها که امروزه گسترش زیادی پیدا کرده، استفاده از بازسازی لرزه‌ای است. عمل تخت کردن یک مقطع لرزه‌ای با فرایند بازسازی لرزه‌ای، سایر پارامترها را به حداقل می‌رساند و ساخت مدل را آسان‌تر می‌کند.

موقعیت جغرافیایی میدان گازی فارور B

گستره مورد مطالعه در این بررسی، یک تاقدیس گنبدی شکل در خلیج فارس است که در سال ۱۹۶۷ توسط شرکت C.G.G با برداشت‌های لرزه‌ای شناسایی گردید و در حال حاضر دارای سه حلقه چاه است. این تاقدیس در فاصله تقریبی ۳۰ کیلومتری جنوب شرق جزیره کیش و حدود ۴۰ کیلومتری غرب جزیره فارور قرار دارد و فاصله آن تا خشکی حدود ۶۰ کیلومتر می‌باشد. این منطقه برای شرکت نفت تحت عنوان بلوک A شناخته شده است (شکل ۱).

موشری دارند. لذا نتایج این تحقیق می‌تواند به کاهش عدم قطعیت در شناخت چارچوب ساختمانی مخزن و نیز برآورد بهتر مشخصات شارش مخزن کمک شایانی کند.

همچنین در طراحی چاه‌ها، با داشتن شناخت از گسل‌ها می‌توان مسیر بهینه حفاری را به طریقی تعیین کرد که در حد امکان با گسل‌ها تلاقی نداشته باشد و در صورت تلاقی، با آگاهی از آن، اقدامات پیشگیرانه مورد نیاز برای عبور بدون خطر از گسل را پیش‌بینی کرد. روش‌های متعددی برای تعیین گسل وجود دارد. یکی از این روش‌ها تفسیر گسل‌ها روی مقاطع لرزه‌نگاری است. در واقع داده‌های لرزه‌ای اطلاعات مفیدی را از عمق، ضخامت سازندها و ساختارهای زمین‌شناسی ارائه می‌دهند. بنابراین در هنگام تحلیل‌های تکتونیکی-رسوبی و تشخیص ساختارهای مدفون، این داده‌ها به‌عنوان اطلاعات اصلی و با ارزش محسوب می‌شوند که کمک قابل توجهی به زمین‌شناسان ساختمانی می‌نماید



شکل ۱. موقعیت میدان فارور B در خلیج فارس

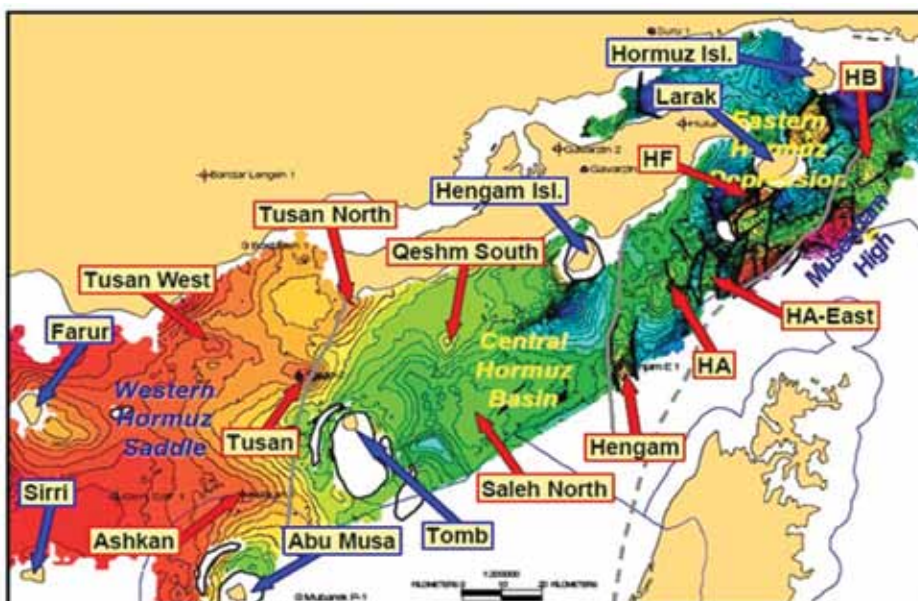
زمین‌شناسی ساختمانی منطقه

در دو سمت بلندای قطر- فارس و افزایش ضخامت رسوبات به‌طرفین حوضه و همچنین وجود یک گسل کشتی در زیر گنبد نمکی کیش، بیانگر فعالیت گسل‌های کشتی (تداوم کافت زایی تا اوایل پالئوزوئیک) است (Jahani et al., 2009). فعالیت تکتونیک کشتی در این زمان سبب افزایش ضخامت رسوبات به‌طرف بلندای و به‌تبع از آن، اختلاف بارگذاری رسوبی در بلندای حوضه‌های رسوبی مجاور آن شده است و به‌عنوان عامل دیگری برای رانش نمک عمل کرده است (Jahani et al., 2010).

میدان گازی فارور B از نظر زمین‌شناسی ساختمانی در بخش شمالی صفحه عربی و در حوضه پیش بوم کمر بند چین‌خورده و رانده‌شده زاگرس می‌باشد. این ساختمان نیز همانند سایر ساختمان‌های موجود در خلیج فارس اغلب از دو عامل بلندای قدیمی ناشی از فعالیت گسل‌های پی‌سنگی پرکامبرین و نیز فعالیت گنبد‌های نمکی ناشی از تکتونیک نمک سری هرمز تاثیر می‌پذیرند و با روند ساختمان‌های چین‌خورده زاگرس (شمال غرب - جنوب شرق) مطابقت ندارند. بیشتر گنبد‌های نمکی در خلیج فارس به سطح نرسیده‌اند و در بعضی مواقع باعث ایجاد میدان‌های هیدروکربوری در خلیج فارس شده‌اند. همچنین گاهی فعالیت‌های دیاپریسم ناشی از حرکت سری هرمز به حدی شدید است که باعث ایجاد جزایری در خلیج فارس می‌شوند (شکل ۲).

غالب ساختمان‌های خلیج فارس تحت تاثیر بلندای قدیمی ناشی از گسل‌های پی‌سنگی پرکامبرین و فعالیت‌های ناشی از گنبد نمکی سری هرمز می‌باشند که در شکل‌گیری ساختمان‌ها نقش به‌سزایی دارند. برای تشکیل ساختارهای مرتبط بانمک سه حالت فعال، دوباره فعال و غیرفعال را می‌توان متصور بود که مدل‌سازی، نیز این سه حالت نفوذ گنبد‌های نمکی را تأیید می‌نماید. در حالت فعال نمک، هنگام بالا آمدن ساختارهای مرتبط را شکل می‌دهد (ایجاد ساختمان‌های تاقدیسی و گنبدی بر اثر بالا آمدن توده‌های نمک). در مجموع می‌توان اذعان داشت شکل‌گیری اولیه کلیه ساختارهای مرتبط بانمک با رویدادهای زمین‌ساختی در بعد زمان و مکان در ارتباط است.

محققین (Kent, 1958; Kent, 1979; Motiei, 1995; Talbot and Alavi, 1996; Letouzey and Sherkati, 2004) معتقدند نمک هرمز در غالب ساختارهای مرتبط بانمک در منطقه شرق خلیج فارس قبل از عملکرد نیروهای کوهزایی زاگرس به‌صورت فعال بالا آمده است. بسیاری از دیابیرهای از پیش موجود که در زمان قبل از چین‌خوردگی زاگرس به‌صورت گنبد‌های مدفون بوده‌اند، در اثر خوردگی نئوزن به سطح رسیده‌اند (Jahani et al., 2007). وجود گسل‌های عمیق



شکل ۲. پراکنده‌گی ساختارهای عمده نمکی بر روی نقشه سرینگستان در منطقه مطالعاتی هرمز که فارور در سمت چپ آن قرار دارد (NIOC-Statoil, 2003)

داده‌های لرزه‌ای شناخته شد (Nickerson et al., 1999). برای این منظور نخست پروژه‌ای موسوم به فارور (FRB) در پنجره Input نرم‌افزار ساخته می‌شود. جهت ساخت مدل دوبعدی استاتیک با توجه به نوع داده‌های در دسترس، کمیت و کیفیت آنها و اهداف پژوهش می‌توان مسیریهای مختلفی را طراحی و اجرا نمود.

به‌طور خلاصه داده‌های زیر برای ساخت مدل زمین‌شناسی وارد محیط نرم‌افزار PETREL شدند:

بارگذاری فایل Well Head شامل اطلاعات موقعیت چاه‌ها، راس و قاعده آنها، عمق KB داده‌های خام و ارزیابی شده پتروفیزیکی هر یک از چاه‌ها اطلاعات انحراف چاه (جدول ۱) داده‌های رقمی نقشه‌های کانتوری زیرسطحی (UGC) و انجام تصحیحات مورد نیاز توسط داده‌های Checkshot Load مقاطع لرزه‌ای مورد نیاز

حجم خطوط مربوطه از این پیمایش بر روی میدان فارور B حدود ۹۰۰ کیلومتر خط دوبعدی می‌باشد که برای این پژوهش از این حجم ۲۵ خط لرزه‌ای انتخاب گردید. پردازش مجدد بر روی این خطوط صورت نگرفته است و تفسیرهای زمانی به عمقی برای کلیه افق‌ها انجام پذیرفته است. که این اطلاعات در نرم‌افزار مربوطه بارگذاری شدند.

با تفسیر تعداد بسیار زیادی خطوط لرزه‌ای از خلیج فارس و زاگرس، چنین استنباط می‌شود که آغاز حرکت نمک هرگز در ابتدای پالئوزوئیک پیشین و در زمان کوتاهی پس از پایان رسوب‌گذاری هرگز شروع شده و تا حال حاضر ادامه دارد (Jahani et al., 2009). ساختمان فارور B نیز از این قاعده مستثنی نبوده و در اثر فعالیت گنبد نمکی به وجود آمده است.

روش مطالعه

جمع‌آوری داده‌ها و بارگذاری آنها در محیط PETREL (۲۰۱۳)

ساخت مدل زمین‌شناسی اغلب با استفاده از اطلاعات استاتیکی انجام می‌پذیرد و بایستی کلیه اطلاعات ورودی که شامل: Check Shots, Well Heads, Well Tops، نقشه‌های زیرسطحی (UGC)، نگارهای چاه پیمایی، مسیریهای چاه و مقاطع لرزه‌ای^۱ می‌باشد جمع‌آوری و با فرمت SEGY در محیط پروژه قرار گیرند (Schlumberger, 2009). یکی از شایع‌ترین فرمت‌های استاندارد داده‌های لرزه‌ای، فرمت SEGY است (Barry et al., 1975).

به‌طور کلی پذیرفته شده‌ترین فرمت مشترک داده‌های لرزه‌ای دریایی و خشکی (زمینی) است (Landmark/LGC, 1992). این فرمت در سال‌های ۱۹۷۳ تا ۱۹۷۵ توسعه پیدا کرد و به‌عنوان یکی از فرمت‌های استاندارد در گرفتن و ذخیره‌سازی

جدول ۱. اطلاعات انحراف مسیر سه حلقه چاه میدان فارور B

Well No	MD	X	Y	Z	TVD	DX	DY	AZIM	INCL
FRB-1	0	209247	2908548	11	0	0	0	1.29	0
	3162	209247	2908548	-3151.30	3162.30	0	0	1.29	0
FRB-2	0	212754	2908372	26	0	0	0	1.27	0
	2080	212754	2908372	-2054	2080	0	0	1.27	0
FRB-3	0	212337	2906926	29	0	0	0	1.27	0

مدل سازی

UGC و تفسیر مقاطع لرزه‌ای از داده‌های چاه‌های میدان مورد نظر و خطوط لرزه‌ای، استفاده شد. یکی از مهم‌ترین بهترین روش‌های مطالعه گنبد‌های نمکی استفاده از مقاطع لرزه‌ای است.

مدل سازی یکی از قوی‌ترین و مفیدترین روش‌های تحلیل و بررسی عملکرد ساختارهای نمکی و زمین‌شناسی است که با هدف مطالعه دقیق‌تر این ساختارها و دسترسی به نتایج مناسب‌تر انجام می‌پذیرد (کشاورز و همکاران، ۱۳۹۰). به‌منظور ساخت مدل‌های دو و سه بعدی، تهیه نقشه‌های

ساخت مدل ساختمانی

مدل‌سازی ساختاری (ساختمانی) شامل طراحی و تعریف عوارض زمین ساختی در یک مدل زمین‌شناسی است. مدل ساختمانی در کل شامل مدل‌سازی گسل‌ها و سایر عوارض زمین‌شناسی که با داده‌های لرزه‌نگاری و چاه پیمایی شناسایی و تایید شده‌اند، می‌باشد. شبکه‌بندی مخزن می‌تواند در مقیاس زمان یا عمق باشد. بایستی قبل از مدل‌سازی ویژگی‌های مخزنی به عمق تبدیل شوند (Dubrule, 2003).

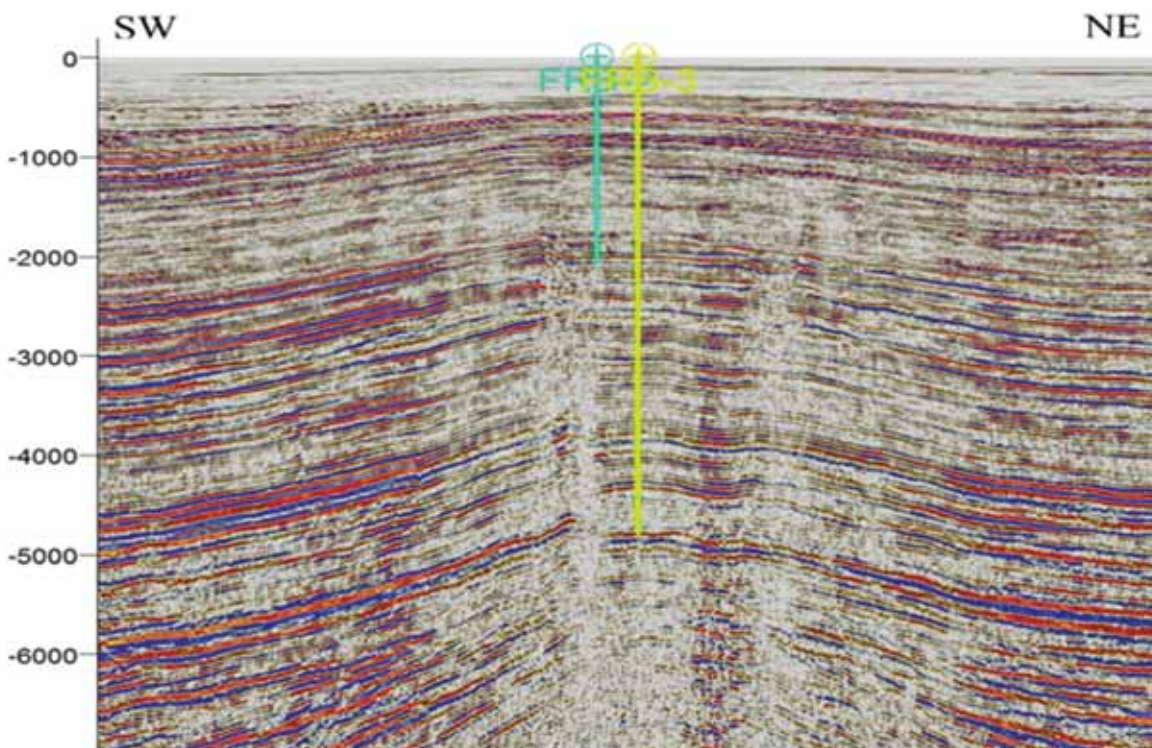
ساخت مدل گسل

قبل از شناسایی تأثیر گسل بر روی سازندها و ایجاد مدل ساختاری برای گسل‌ها، باید سازندهای مورد مطالعه بر روی افق‌های لرزه‌ای مشخص شوند و این کار به وسیله پیک کردن افق‌های زمین‌شناسی صورت می‌گیرد. در این تحلیل سر سازندهای موجود از خط بستر دریا تا سازند نار به روش اتوماتیک با اصلاحات لازم رسم گردید (شکل‌های ۳ و ۴).

داده‌های لرزه‌ای اطلاعات مفیدی را از عمق، ضخامت سازندها و ساختارهای زمین‌شناسی ارائه می‌دهند.

روش ژئوفیزیک لرزه‌ای بین روش‌های ژئوفیزیکی دیگر به دلیل ارزان بودن نسبت به محدوده‌ای که مورد مطالعه قرار می‌دهد، وضوح و تشخیص مناسب‌تر مقاطع آن نسبت به بقیه روش‌ها و متداول بودن جهت مطالعات مخازن نفت و گاز، کاربرد بیشتری دارد.

این روش با استفاده از لرزه‌نگاری بازتابی برای شناخت زمین در اعماق زیاد استفاده می‌شود و با ثبت تغییرات زمان‌های دریافت امواج بازتابی از نقطه‌ای به نقطه‌ای دیگر در سطح زمین تصویری از ساختارهای زیرزمینی آن منطقه به دست می‌دهد (قلوند و همکاران، ۱۳۸۸). بعد از ایجاد لرزه در لرزه‌نگاری نوبت به دریافت داده‌ها می‌رسد. مهم‌ترین روش‌ها برای ترسیم داده‌ها روش‌های دوبعدی، سه بعدی و چهاربعدی می‌باشند که داده‌های این پروژه دوبعدی هستند. در لرزه‌نگاری دوبعدی، میزان افزایش دقت در یافتن محل تجمع نفت ۲۵ تا ۳۰ درصد است (گل‌لزاده و همکاران، ۱۳۸۵).

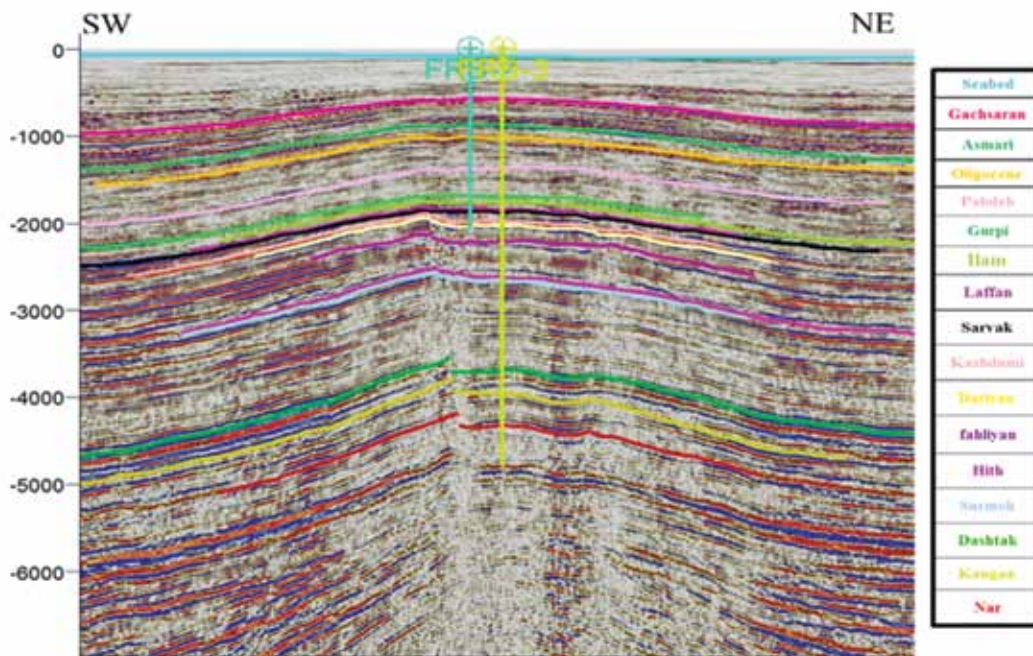


شکل ۳. نمونه‌ای از داده لرزه‌ای خام با فرمت SEG-Y منطقه مورد مطالعه (خط ۱۹)

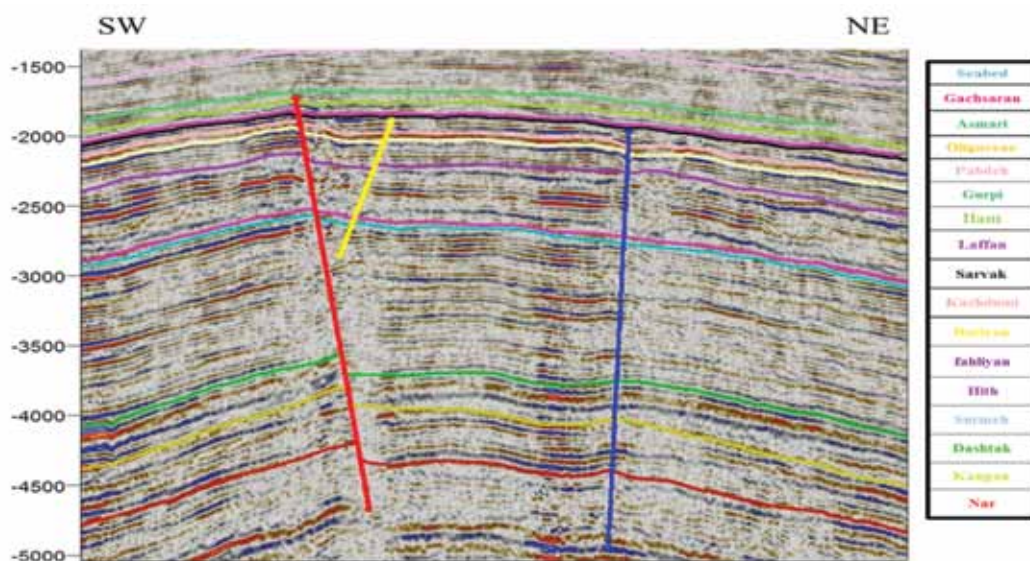
1. Time depth conversion

گسل‌ها هم یک فاکتور موثر است. بنابراین ساخت مدل مناسب به عوارض زمین‌شناسی موجود، قابلیت نرم‌افزار مورد استفاده و تجربه فرد مدل‌ساز وابسته است. با توجه به قطع‌شدگی و جابجایی لایه‌ها، گسل‌ها مشخص شده‌اند (شکل ۵). در این میدان در امتداد جنوب شرق - شمال غرب دو گسل اصلی شناسایی شد که همراه با گسل‌های کوچک‌تر یک زون گسلی را تشکیل می‌دهند (شکل ۶).

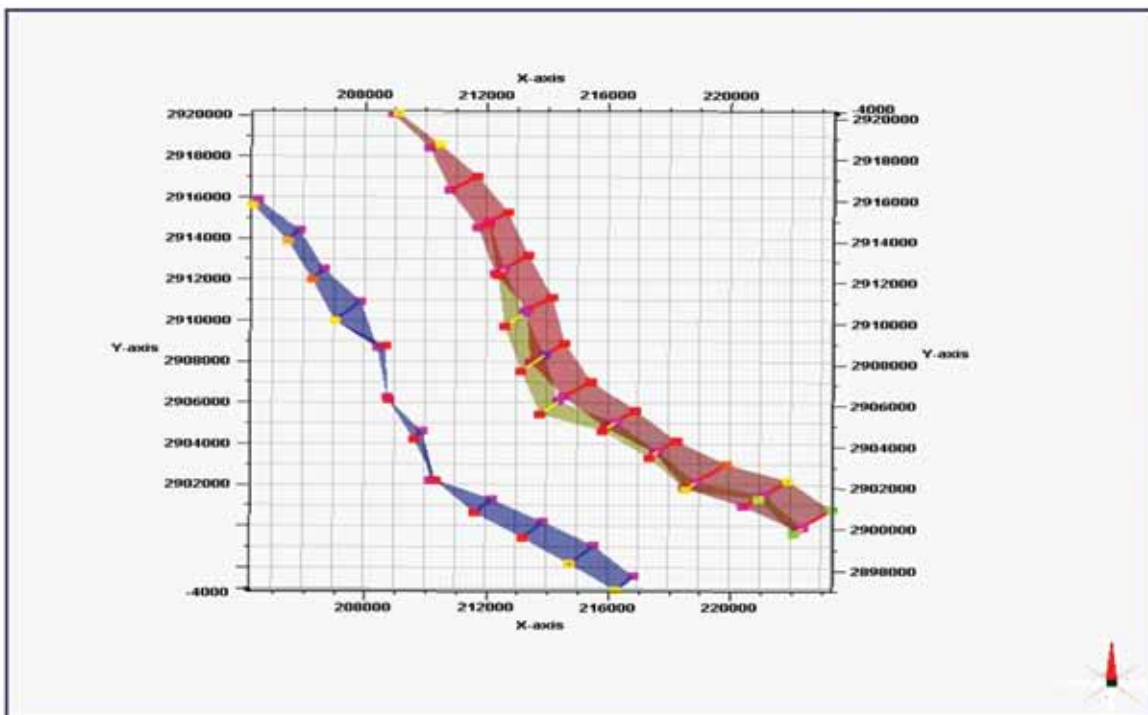
برای ساخت مدل ساختاری، مدل کردن گسل‌ها یکی از مهم‌ترین مراحل کار است. گسل‌های نشان داده شده در مدل ساختاری ممکن است شامل گسل‌های عمودی، شیب‌دار، منحنی و یا معکوس باشند. همچنین سیستم گسل‌ها می‌تواند شامل گسل‌های منفرد، متقاطع، شاخه‌دار و گسل‌های فرسایش یافته باشد. پیچیدگی سیستم گسلی می‌تواند بر انتخاب و تعیین مدل مناسب برای گسل‌ها تأثیر گذارد. میزان قابلیت نرم‌افزار به کار رفته برای ساخت مدل



شکل ۴. مقطع لرزه‌ای شماره (۱۹) تفسیر شده در پنجره تفسیر (Interpretation)

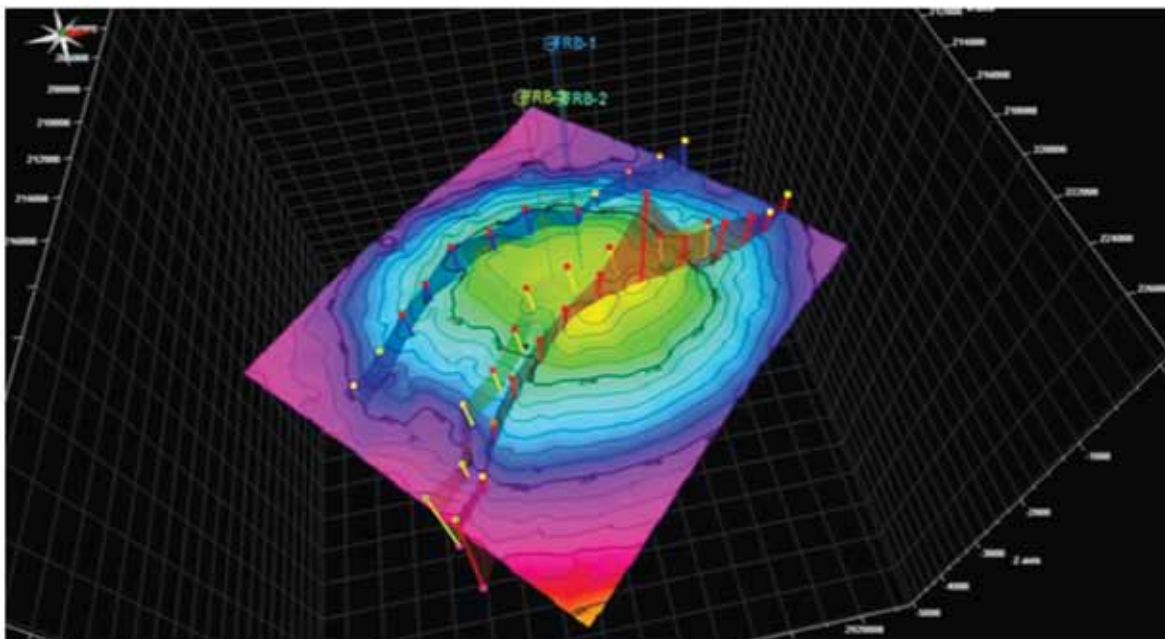


شکل ۵. مقطع لرزه‌ای شماره (۱۹) تفسیر شده و شناسایی گسل‌ها



شکل ۶. نمایش روند حرکت گسل‌های عادی در نمای سه بعدی

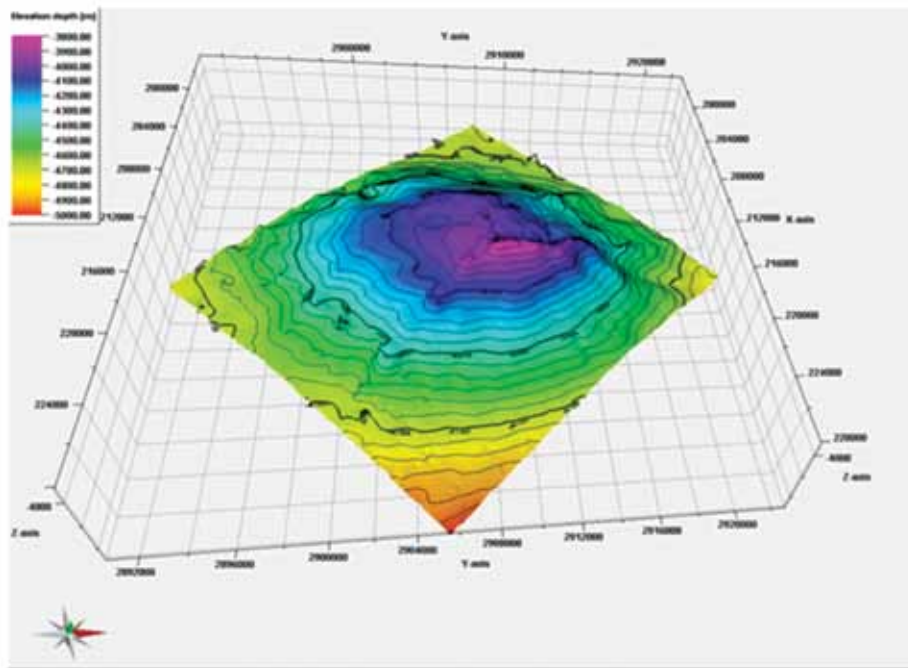
در نهایت پس از تفسیر کلیه افق‌ها و گسل‌ها بر روی مقاطع لرزه‌ای جهت تعبیر و تحلیل ساختمانی، نقشه‌های عمقی برای تمامی افق‌ها در پنجره Make/edit Surface ساخته شدند. برای وضوح بهتر از روند گسل‌ها افق سورمه انتخاب گردیده است (شکل ۷).



شکل ۷. نمایش روند حرکت گسل‌ها بر روی افق سورمه

آن با سازند دالان ناپیوسته است (شکل ۸). بر پایه همین اطلاعات بستگی افقی ساختمان فارور B برای سازند کنگان $23/5 \times 28/5$ کیلومتر مربع و بستگی قائم آن ۷۰۰ متر، میزان گاز در جای آن TCF ۱۴/۸ و گاز قابل استحصال آن TCF ۱۱/۲ محاسبه گردید.

کشف گاز در میداین لاوان و کیش طی سال‌های اخیر سبب گردید، تا بررسی ساختمان‌های اطراف میداین مذکور از نظر توان هیدروکربوری مخازن گروه دهرم در اولویت قرار گیرند. قسمت‌های بالایی و شروع سازند کنگان شامل تناوبی از سنگ‌های دولومیتی، آهکی، رس سنگ و شیل می‌باشد. سن سازند کنگان، تریاس می‌باشد و مرز زیرین



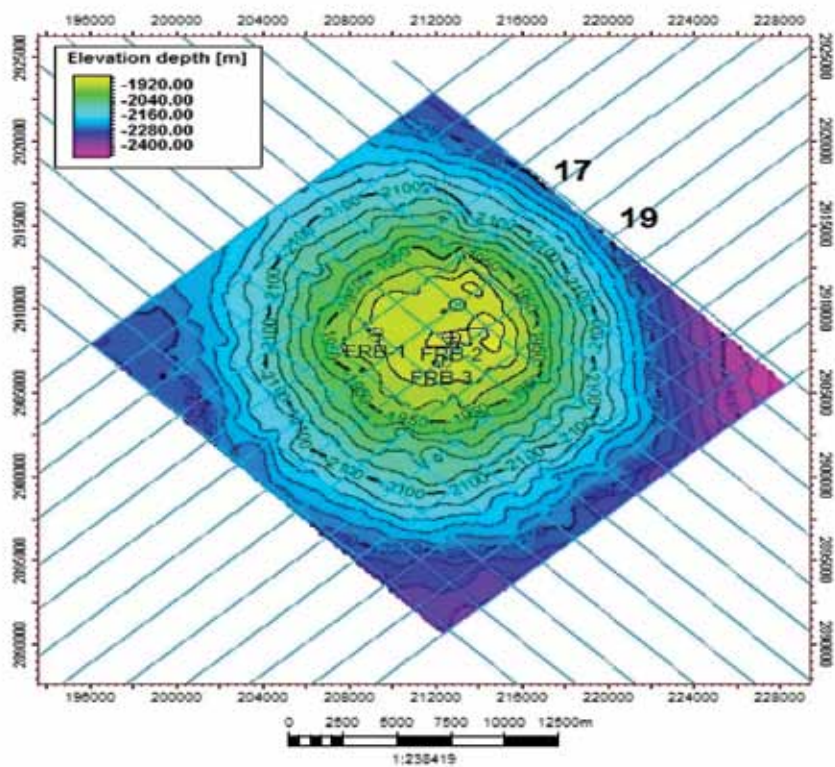
شکل ۸. سازند کنگان

روش بازسازی لرزه‌ای دوبعدی^۱

شده، مفسر می‌تواند در فضای بازسازی شده دامنه لرزه‌ای، گسل‌ها و افق‌ها را تجسم کند. در طی فرآیند بازگردانی، پارامترهای موجود برای ساخت مدل بازسازی محدود هستند و این از جمله امکانات بسیار خوب نرم‌افزار می‌باشد چرا که داشتن پارامترهای کمتر اما واضح‌تر به‌طور ویژه‌ای بر کارایی و شفافیت مدل تولید شده تاثیر می‌گذارد. در این مطالعه برای نمایش بهتر گسل‌ها و تحلیل ساختاری منطقه، فرآیند بازسازی بر روی چهار مقطع لرزه‌ای اعمال شده و سه نمونه خروجی از آنها گرفته شده است. مقطع شماره (۱۷) نمونه‌ای از فرآیند بازسازی انجام گرفته بر روی مقطع لرزه‌ای می‌باشد.

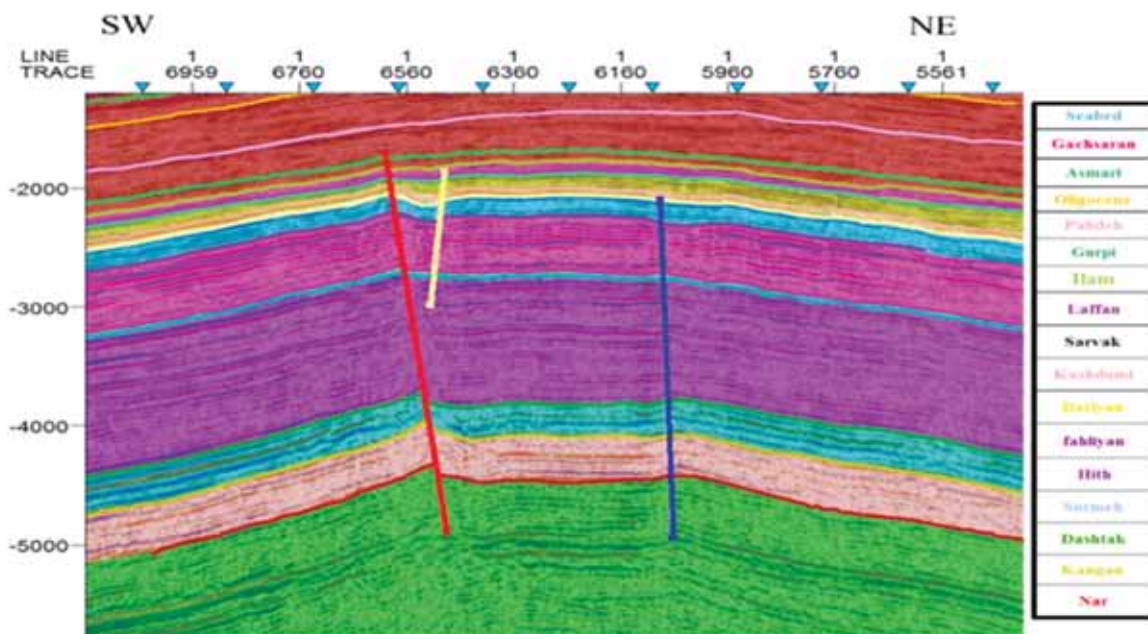
یکی از راه‌های شناخت گسل‌ها که امروزه گسترش زیادی پیدا کرده، استفاده از بازسازی لرزه‌ای است. عمل تخت کردن یک مقطع لرزه‌ای با فرآیند بازسازی لرزه‌ای، سایر پارامترها را به حداقل می‌رساند و ساخت مدل را آسان‌تر می‌کند. این فرآیندها به‌طور اتوماتیک، مدل بازسازی شده را پردازش خواهند کرد و از همه گزینه‌های موجود برای تعریف شبکه‌های ساختاری گسل و دیگر عوارض استفاده می‌کنند. برای هر افقی ارتفاع بازسازی تخمین زده شده به‌طور اتوماتیک محاسبه خواهد شد. همچنین گسل‌ها، افق‌ها و ارتباط بین آن‌ها برآورد خواهد شد و بنابراین یک مدل دوبعدی انتخاب شده می‌تواند تولید شود. با تبدیل مقطع لرزه‌ای از حالت عادی به یک مقطع متعادل و تخت

1. Seismic Reconstruction 2D

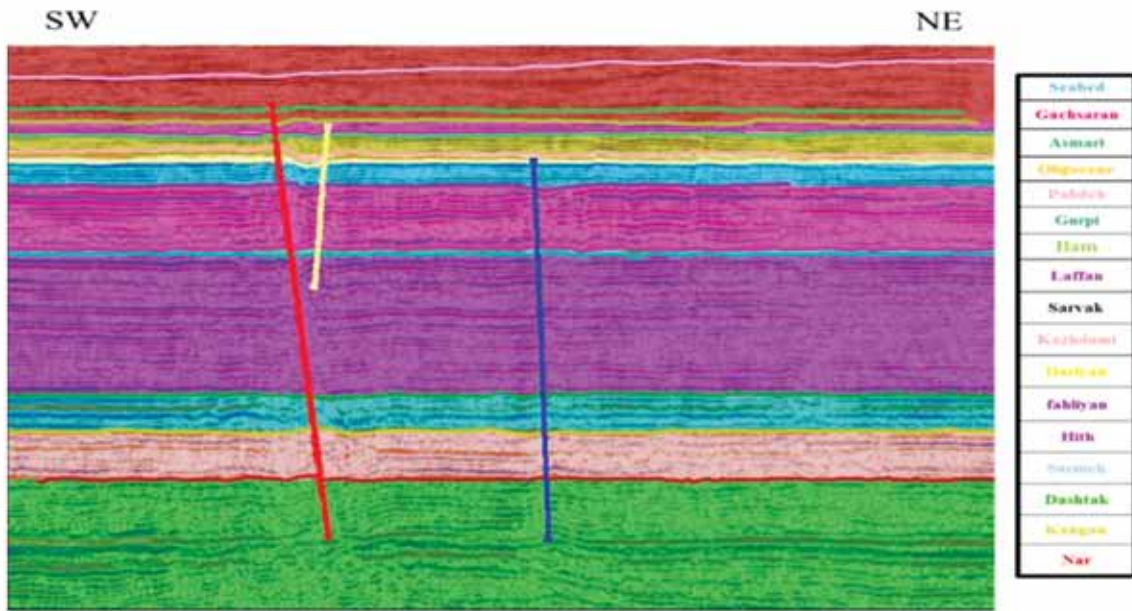


شکل ۹. موقعیت مقاطع شماره ۱۷ و ۱۹ بر روی سازند سروک

این نوع خروجی از مدل، برای مفسر دیدی از اینکه چگونه ساخته می‌شوند را فراهم می‌کند و اجازه می‌دهد که کیفیت تمام اتصالات گسل-گسل (گسل-افق) به‌طور اتوماتیک مرحله مدل‌سازی را کنترل کند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱).

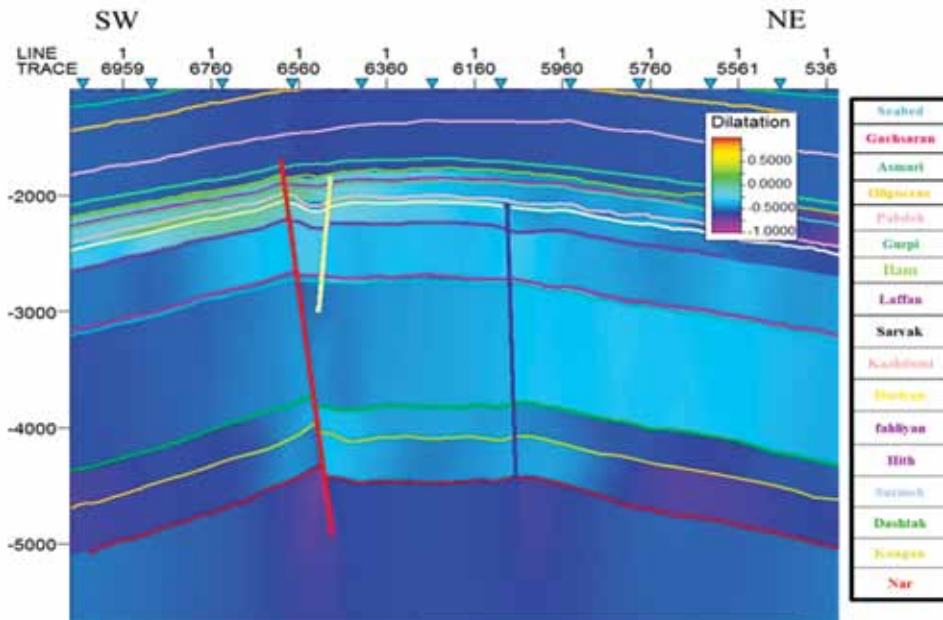


شکل ۱۰. خروجی (Geological Zones) مقطع لرزه‌ای شماره (۱۷) قبل از عمل تخت کردن



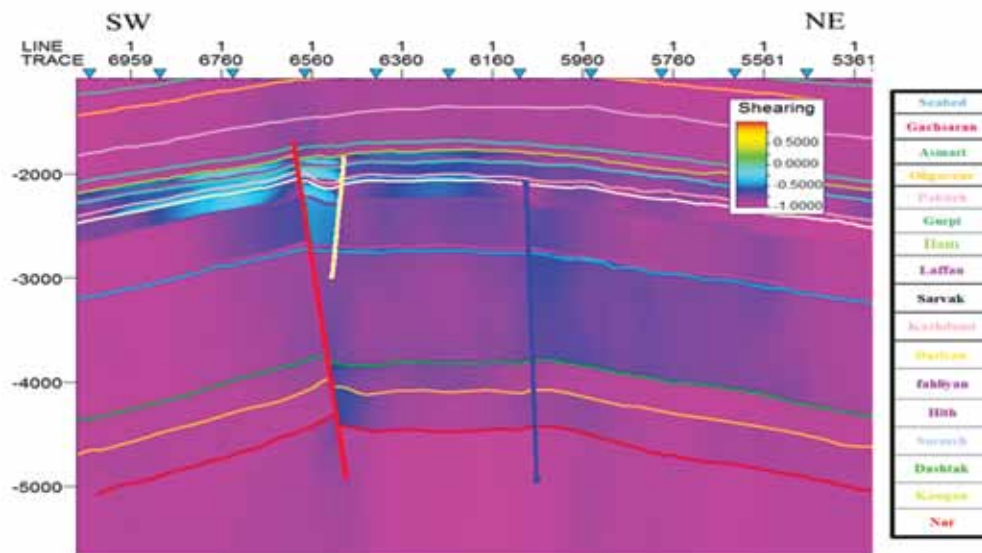
شکل ۱۱. خروجی (Geological Zones) مقطع لرزه‌ای شماره (۱۷) بعد از عمل تخت کردن

گرفتن خروجی بر اساس این گزینه (شکل ۱۲)، تغییرات نسبی در منطقه که به صورت دوبعدی در حال نمایش است را مشخص می‌کند و باعث می‌شود سوالاتی در ذهن مفسر شکل بگیرد از اینکه چطور بعضی مناطق فشرده می‌شوند در حالی که سایر مناطق کشیده شده‌اند؟



شکل ۱۲. خروجی (Dilatation) مقطع لرزه‌ای شماره (۱۷)

این نمونه خروجی گرفتن از مدل، تفاوت زاویه‌های سه ضلعی در شبکه را بین دو مرحله نشان می‌دهد. در واقع این تفاوت نشان‌دهنده کشش محلی است که به وسیله فرآیندهای بازسازی یا بازگردان لرزه‌ای تولید شده است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. خروجی (Shearing) مقطع لرزه‌ای شماره (۱۷)

تحلیل ساختاری

منطقه را نشان می‌دهد که در مقطع لرزه‌ای فوق‌الذکر، در دو طرف گسل‌ها این طیف رنگی به‌خوبی قابل مشاهده است.

نتیجه‌گیری

گسل‌های عادی مرتبط با فعالیت گنبد نمکی در این ساختمان قابل مشاهده می‌باشند که این گسل‌ها در افق‌های زیرین باعث جابه‌جایی گردیده‌اند و به سمت افق‌های بالاتر با تغییر شیب لایه‌بندی قابل پیگیری هستند. در واقع این ساختمان دارای دو روند گسلش عادی می‌باشد:

الف) گسل شرقی که میزان جابه‌جایی آن در افق کنگان حدود ۷۰ متر می‌باشد و این جابه‌جایی تا سازند آسماری قابل ردگیری است.

ب) گسل غربی که میزان جابه‌جایی آن در افق کنگان حدود ۲۰ متر می‌باشد و این جابه‌جایی تا سازند، ایلام قابل ردگیری است.

صفحه گسل‌های این میدان دارای شیبی نزدیک به قائم هستند.

مرز ناپیوستگی موجود بین سازند دشتک و نیریز (اواخر زمان تریاس-ابتدای ژوراسیک) در چاه کیش-۲ و فارور-3-B با هم کمی متفاوت می‌باشد، به طوری که راس سازند دشتک

در این مقاطع که دارای راستای جنوب غرب - شمال شرق هستند عمل تخت کردن بر روی کلیه افق‌ها انجام گرفت و مشاهده شد هیچ فاز کوهزایی بعد از تخت کردن در آن‌ها اثرگذار نبوده است و بالا آمدگی ناشی از فعالیت گنبد نمکی و ظهور گسل‌ها و جابه‌جایی لایه‌ها در آن‌ها دیده نمی‌شود.

اما قبل از تخت کردن در نمونه‌های خروجی^۱ همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود فعالیت این گنبد نمکی از ابتدای پالئوزوئیک زیرین تا عهد حاضر ادامه داشته است. عمق نفوذ نمک در رسوبات ساختمان فارور B به دلیل مبهم بودن بازتاب‌های لرزه‌ای مشخص نیست ولی با توجه به امکان تشخیص بازتاب‌های لرزه‌ای در زیر سازند کنگان به نظر می‌رسد که نمک در اعماق پایین‌تر از گروه دهرم قرار داشته باشد. نمونه خروجی^۲ در واقع اثرات این فعالیت‌ها را به صورت نازک‌شدگی در راس ساختمان فارور برای سازندهای پالئوزوئیک زیرین، گروه خامی بنگستان و نیز سازندهای سنوزوئیک و همچنین ضخیم‌شدگی در اطراف ساختمان مورد نظر را به نمایش درمی‌آورد. نازک‌شدگی در تصویر این نمونه خروجی با طیفی از رنگ‌هایی روشن‌تر قابل مشاهده می‌باشد. نمونه خروجی (Shearing) یا برش با طیفی از رنگ‌های آبی، میزان کشش محلی وارد شده بر

1. Geological zones

2. Dilatation

Lamotte, D., 2009. The eastern termination of the Zagros Fold and-Thrust Belt, Iran: structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting. *Tectonics*, 28, 1-22.

- Jahani, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., Callot, J., Sherkati, S. and Goodarzi, M., 2010. Salt diapirism and halokinesis in eastern Zagros Fold-Thrust Belt and Persian Gulf. Geological Society, Presentation, 1st EAGE International Petroleum Conference and Exhibition, Shiraz, 2009.

- Kent, P., 1958. Recent studies of south Persian salt plugs. *American Association of Petroleum Geology. Bulletin*, 42, , 2951-2979.

- Kent, P., 1979. The emergent Hormoz salt plugs of southern Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 2, 117-144.

- Landmark/LGC., 1992. Learning seismic data management: training manual. Graphics Corporation, 419.

- Letouzey, J. and Sherkati, S., 2004. Salt movement, tectonic events, and structural style in the central Zagros fold and thrust belt (Iran). In 24th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference, Houston, Texas.

- Motiei, H., 1995. Stratigraphy of Zagros: Publication of Geological. Survey of Iran (in Farsi). 536.

- Nickerson, B.G., Judd, P.A. and Mayer, L.A., 1999. Data structures for fast searching of SEG-Y seismic data. *Computers and Geosciences*, 25, 179-190.

- NIOC-Statoil., 2003. NIOC-Statoil Joint Exploration Study Hormuz.

- Schlumberger, 2009. Software Guideline, Petrel, 31.

- Talbot, C. and Alavi, J., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros. *Salt Tectonics*, 129-151.

در چاه کیش-۲ با توالی دولومیت‌های بین بخش‌های تبخیری B و C شروع می‌گردد در صورتی که در چاه فارور B-3 شروع سازند دشتک با بخش تبخیری C آغاز می‌شود.

سپاسگزاری

این پژوهش با نظارت و حمایت شرکت نفت فلات قاره ایران انجام گرفته است. در این راستا بر خود لازم می‌دانیم از همکاری مدیریت زمین‌شناسی و بخش پژوهش و فناوری شرکت که فرصت و امکانات لازم برای سفارش و در اختیار قرار گذاشتن داده‌ها و اطلاعات لرزه‌نگاری مورد نیاز را فراهم آوردند، کمال تشکر و قدردانی داشته باشیم.

منابع

- قلاوند، ه.، پولادزاده، م.، ارزانی، ع. و مهدیپور، ض. ۱۳۸۸. کاربرد لرزه‌نگاری در توسعه مخازن هیدروکربوری، نشریه اکتشاف و تولید، ۲۰-۲۳.

- کشاورز، م.، گنجویان، م.، کاوسی، م.، بحرودی، ع.، و باقری، ج. ۱۳۹۰. مدلسازی سه بعدی ساختار نمکی مدفون نصرآباد کاشان جهت امکان‌سنجی ذخیره‌سازی گاز طبیعی. *مجله نمک*، ۳، ۲۵-۳۵.

- گزارشات تکمیلی میدان از آرشیو مرکزی شرکت نفت فلات قاره

- گل‌الزاده، ع.، پولادزاده، م.، مهدیپور، ض. و ارزانی، ع. ۱۳۸۵. چهارمین همایش ملی دانشجویی مهندسی نفت.

- Barry, K., Cavers D., and Kneale, C., 1975. Recommended standards for digital tape formats. *Journal of Geophysics*, 4, 344-352.

- Dubrule, O., 2003. Geostatistics for seismic data integration in earth models. *Society of Exploration Geophysicists and European Association of Geoscientists and Engineers*, 283.

- Jahani, S., Callot, J. P., Lamotte, D., Letouzey J., and Leturmy, P., 2007. The Salt Diapirs of the Eastern Fars Province (Zagros, Iran): A Brief Outline of their Past and Present. in *thrust Belts and Foreland Basins* (pp.289-308). Springer Berlin Heidelberg, 479.

- Jahani, S., Callot, J.-P., Letouzey, J., and

بررسی دگرگونی پسرونده در سنگ‌های کالک-سیلیکات در هاله دگرگونی الوند

هاله قربانی^{۱*}، محسن موذن^۲ و عادل ساکی^۳

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران
۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران
۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۹/۰۴

تاریخ پذیرش: ۹۴/۱۱/۲۸

چکیده

باتولیت الوند به سن ژوراسیک، با نفوذ در سنگ‌های آهکی سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی شده است. هورنفلس‌های کالک-سیلیکات به همراه تنوع زیادی از هورنفلس‌های رسی و مافیک در اثر نفوذ توده الوند تشکیل شده‌اند. بر اساس درصد مدال کانی‌ها، سنگ‌های کالک-سیلیکات موجود در منطقه به گروه‌های مختلفی تقسیم شده‌اند. با توجه به مطالعات پتروگرافی، مشخص شد که سنگ‌های کالک-سیلیکات در منطقه همدان طی دو مرحله دگرگونی پیش‌رونده و پسرونده تشکیل شده‌اند، به طوری که در ابتدا دگرگونی پیش‌رونده و اوج دگرگونی رخ داده، که باعث ایجاد کانی‌های بی‌آب مانند پیروکسن، گارنت و وزوویانیت شده است. به دنبال آن، طی کاهش دما و حضور مقادیر قابل توجه سیال، دگرگونی پسرونده در دمایی پایین‌تر رخ داده است که در طی آن مجموعه‌ای از کانی‌های آبدار شامل ترمولیت-اکتینولیت، زوئیزیت، کلریت، اپیدوت و مقادیری از کانی‌های اکسیدی مانند هماتیت و گرافیت تشکیل شده است. کانی ترمولیت و اپیدوت در شرایط دگرگونی درجه پایین شکل گرفته‌اند. در نتیجه دگرگونی پسرونده کانی‌های ترمولیت، اپیدوت و زوئیزیت و سایر کانی‌های آبدار، جایگزین کانی‌های اوج دگرگونی شده‌اند. سنگ‌های حاصل این دگرگونی شامل انواع متفاوتی از کالک-سیلیکات‌ها مانند اپیدوت کالک-سیلیکات و اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت و زوئیزیت کالک-سیلیکات می‌باشد. دگرگونی پسرونده در منطقه سبب شده است تا در امتداد مرز دانه‌ها و در امتداد نقاط ضعف، مانند سطوح کلیواژ یا شکستگی‌ها (گارنت) دگرسانی ناقصی گسترش یابد. علاوه بر این در سنگ‌های موجود در منطقه بافت‌هایی مانند سیمپلکتیت دیده می‌شود که با افت دما هماهنگ می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: باتولیت الوند، دگرگونی پسرونده، فرآیندهای دگرگونی، کالک-سیلیکات، همدان.

مقدمه

دگرگونی ناحیه‌ای که تا رخساره شیبست سبز و آمفیبولیت پیش‌رفته، قرار گرفته‌اند. نفوذی‌ها، شامل گرانیت‌ها معمولاً مرتبط با هاله مجاورتی هستند که به وسیله میگماتیت‌ها، بافت‌های هورنفلسی و مجموعه کانی‌هایی

همه سنگ‌های دگرگونی در منطقه پیش از دگرگونی مجاورتی ناشی از نفوذ باتولیت الوند، تحت تأثیر یک

* نویسنده مرتبط: haleh_ghorbani@tabrizu.ac.ir

مقدار H_2O , CO_2 در سیالات دگرگونی بسیار حساس هستند و این نشان‌دهنده اهمیت ترکیب سیالات در طول دگرگونی این سنگ‌ها است (Moazzen et al., 2009). بنابراین مطالعه سنگ‌های کالک - سیلیکات مهم به نظر می‌رسد. در این تحقیق سعی شده است با در نظر داشتن رخنمون این سنگ‌ها در اطراف باتولیت الوند، که با استفاده از مجموعه کانیاپی در طول فرایند دگرگونی مجاورتی تشکیل شده است، شرایط فیزیکوشیمیایی و دمایی تشکیل سنگ‌های کالک - سیلیکات مورد مطالعه قرار گیرد.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مطالعاتی از لحاظ تقسیمات جغرافیایی در استان همدان در غرب کشور، بین طول‌های جغرافیایی 48° و 47° تا $28'$ و 49° شرقی و عرض‌های جغرافیایی 34° و 35° تا $44'$ شمالی قرار دارد. ناحیه همدان از دیدگاه زمین‌شناختی ساختاری (Stocklin, 1968) در محدوده‌ی زون سندانج - سیرجان جای گرفته است. زون سندانج - سیرجان پرتکاپوترین پهنه ساختاری ایران است که فازهای دگرگونی و ماگماتیسیم مهمی را پشت سر گذاشته است. این زون میزبان توده‌های گرانیت زیادی از جمله باتولیت الوند می‌باشد، دارای طولی در حدود 1500 و عرض حدود 200 کیلومتر است که از شمال غرب تا جنوب شرق کشور ادامه دارد (شکل ۱-ا). سنگ‌های آذرین و دگرگونی در منطقه همدان و به‌خصوص در مجاورت باتولیت الوند مورد توجه زمین‌شناسان متعددی قرار گرفته و تاکنون درباره کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی این منطقه پژوهش‌های زیادی صورت گرفته است (زرعیان و همکاران، ۱۳۵۰؛ بهاری فر، ۱۳۸۳؛ صادقیان، ۱۳۷۳؛ قربانی، ۱۳۹۳؛ Sepahi et al., 2004; Saki, 2011; Saki et al., 2012). وجود مسئله دگرگونی ناحیه‌ای و تکتونیک فعال (به سبب وجود راندگی‌های متعدد) موجب پیچیدگی وضع ساختمانی در این منطقه شده است و به لحاظ وضع تکتونیکی خاص این زون ساختاری، ارتباط واحدهای رسوبی به‌طور معمول گسله است. گسل موجود در منطقه برداشت نمونه‌ها، گسل چشین - سیمین می‌باشد که این گسل با روند کلی شمال

که جایگزین کانی‌های پیشین شده‌اند، تعریف می‌شوند (Baharifar et al., 2004; Saki., 2011؛ بهاری فر، ۱۳۷۶) سنگ‌های میگماتیته در جنوب باختر باتولیت الوند قرار دارند. بیشترین مطالعات در همدان بر روی سنگ‌های آذرین و یا سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بوده است. البته در بعضی مناطق استان همدان به مطالعه اسکارن‌های تشکیل شده در طی دگرگونی ناحیه‌ای نیز پرداخته شده است (نادری و مسعودی، ۱۳۹۱) اما هورنفلس‌های کالک - سیلیکات تشکیل شده در هاله دگرگونی الوند واقع در روستای چشین، کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند.

مطالعه سنگ‌های آهکی دگرگون شده با این که فقط بخش کوچکی از پوسته زمین را تشکیل می‌دهند، اما چون دگرگونی آن‌ها اطلاعات مهمی در مورد ترکیب فاز سیال در حین تبلور ماگما، تأثیر آن بر پایداری مجموعه کانی‌های دگرگونی و شرایط P , T و تشکیل هورنفلس‌ها به دست می‌دهند اهمیت قابل ملاحظه‌ای دارند (Spear, 1993). کربنات‌های دگرگونی به‌طور بخشی با سنگ‌های مجاور خود (سنگ‌های رسی دگرگون شده) در حال تعادل نمی‌باشند. تراوش سیالات آبی، سبب گسترش واکنش‌های دگرگونی، به‌خصوص در کربنات‌هایی می‌شود که در مرز هستند (Agu, 2002). به‌علاوه مجموعه کانی‌های خاصی مانند وزوویانیت، زوئیزیت و کوارتز معمولاً در سنگ‌های کالک - سیلیکات‌های که تحت نفوذ سیالات غنی از آب قرار گرفته‌اند به وجود می‌آیند (Cartwright and Oliver, 1992). واکنش‌ها و مجموعه کانی‌های تشکیل شده در دگرگونی مجاورتی به‌طور طبیعی به‌خصوصیات سنگ‌های نفوذی و میزبان، ترکیب سیالات متاسوماتیسیم کننده، فشار کل و رژیم دمایی مربوط می‌شوند (Meinert, 1998). اگر سیالات در حجم‌های مناسبی وجود داشته باشند می‌توانند باعث ذوب بخشی، انتقال گرما، دگرگونی و تغییر شکل بلورها و همچنین انتقال فلزات برای تشکیل کانسارهای اقتصادی شوند. در مطالعه‌ی سنگ‌های کالک - سیلیکات تعادل فازهای کانی‌شناسی در حضور مخلوطی از سیال H_2O و CO_2 بررسی می‌شود (Spear, 1993). مجموعه کانی‌ها در سنگ‌های کالک - سیلیکات، به

گاهی همزمان نیز شکل گرفته باشند (سپاهی، ۱۳۸۷).

گرانیت الوند

این گرانیت دارای بافت پورفیری بسیار مشخص می‌باشد، به طوری که بلورهای میکروکلین پرتیت در آن گاهی به درازای ده سانتی‌متر می‌رسد. از ویژگی‌های شایان توجه این گرانیت وجود بیگانه سنگ‌هایی از جنس گروناپتیت و از بیگانه سنگ‌های بسیار میکادار و بیگانه بلورهای از آندالوزیت، سیلمنیت، کردیریت و گارنت است. گاهی بیگانه سنگ‌هایی از جنس گابرو نیز در آن دیده می‌شود. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها عبارتند از: فلدسپات‌های قلیایی، کوارتز، بیوتیت، کمی گارنت، آندالوزیت، سیلمنیت و کردیریت که کانی‌های اخیر بیگانه بلورند (اقلیمی، ۱۳۷۹). فلدسپات‌های قلیایی از نوع ارتوز و میکروکلین و پلاژیوکلازها از جنس آلبیت تا الیگوکلازند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها عبارتند از: زیرکن، آپاتیت، تورمالین، آلانیت و کانی‌های تیره. از دیدگاه تقسیمات سنگ‌نگاشتی این سنگ‌ها گرانیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت هستند و همه آن‌ها مزوکرات‌اند. در درون این توده گرانیتی و بیش‌تر در حاشیه آن بخش‌هایی دیده می‌شود که ترکیب آن‌ها تونالیتی و کوارتز دیوریتی است (اقلیمی، ۱۳۷۹). به‌طور کلی دو دسته اصلی سنگ در منطقه همدان وجود دارد (شکل ۱-ب) که عبارتند از:

۱. سنگ‌های آذرین: سنگ‌های آذرین این مجموعه شامل سنگ‌های مافیک (گابرو، الیوین گابرو، گابرو نوریت، دولریت)، حد واسط (دیوریت، کوارتز دیوریت، میکرو دیوریت)، فلسیک (گرانیت‌ها، گرانودیوریت، تونالیت، پگماتیت و آپلیت) و تعدادی دایک‌های دولریتی و کوارتز دولریتی است که سن آن‌ها به ترتیب از ۱۸۰ تا ۶۰ میلیون سال قبل در نظر گرفته شده است (سپاهی، ۱۳۷۸).
۲. سنگ‌های مجموعه دگرگونی همدان که در مراحل مختلف دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی تشکیل شده‌اند: سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای: این سنگ‌ها به سن پالئوزئیک تا اوایل ژوراسیک، قدیمی‌ترین تشکیلات زمین‌شناسی منطقه را تشکیل داده‌اند که اغلب شامل: اسلیت، فیلیت و انواع شیست‌ها هستند. در مورد نوع

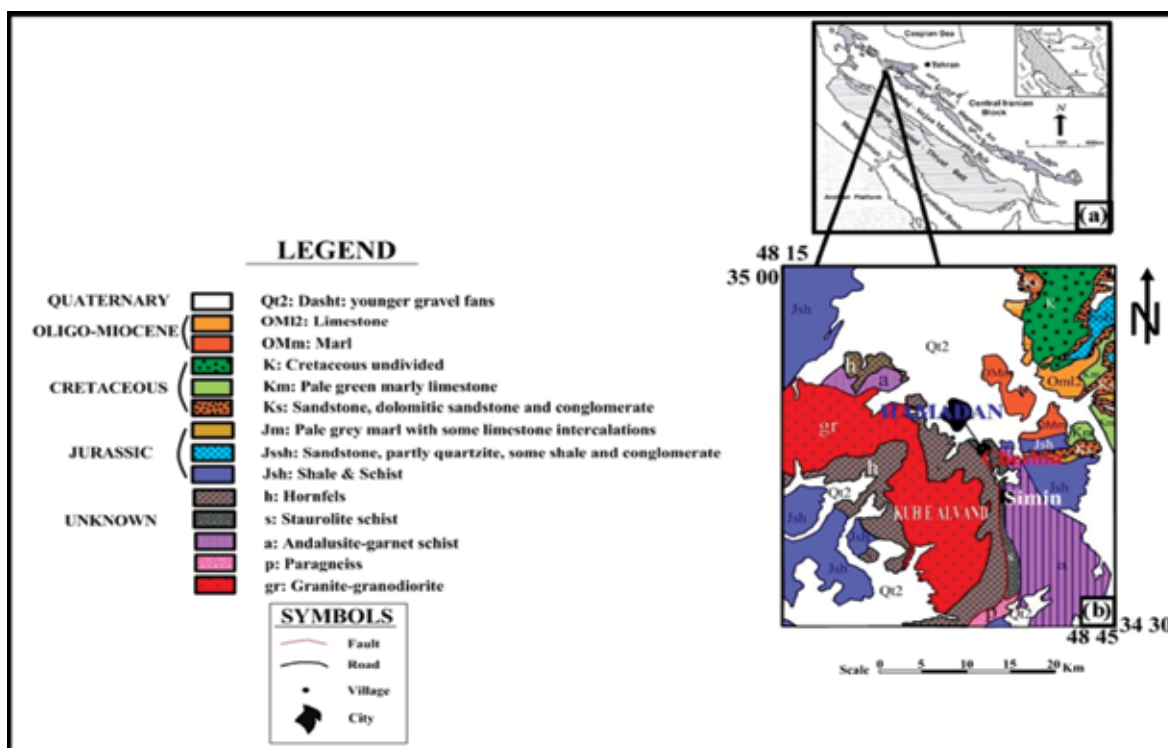
باختری- جنوب خاوری و به درازای ۱۵ کیلومتر، تا روستای سیمین، مرز میان دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی امتداد یافته است. و در دره ارزان فود با گسل دیگر با راستای NE-SW هم‌جهت می‌گردد. شیب گسل NE ۷۰ و سازوکار آن معکوس می‌باشد (اقلیمی، ۱۳۷۹).

مجموعه پلوتونیک الوند

مجموعه پلوتونیک الوند در بخش شمالی نوار دگرگونی سنندج - سیرجان، یکی از توده‌های نفوذی مهم به شمار می‌آید (Mohajjel et al., 2003). باتولیت الوند در محیط زمین ساختی مرتبط با کمان قاره‌ای در یک رژیم کششی در طی فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر سنندج - سیرجان نفوذ کرده است (Shahbazi et al., 2010). این توده از گرانیتوئیدهای پورفیری، گرانیتوئیدهای لوکوکرات و سنگ‌های مافیک تشکیل شده است (سپاهی، ۱۳۷۸). توده‌های آذرین مافیک تا حد واسط (الیوین گابرو، گابرو، گابرو نوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت) قدیمی‌تر از پلوتون‌های گرانیتی مشتق شده از پوسته (باتولیت الوند) در منطقه هستند (Valizadeh and Cantagrel, 1975)، اما همه نفوذی‌ها در طی ژوراسیک شکل گرفته‌اند (Shahbazi et al., 2010). نتایج سن سنجی U-Pb نشان داده است که تمام گرانیتوئیدها در طی ژوراسیک و پیش از کرتاسه به وجود آمده‌اند (Shahbazi et al., 2010). منشا بخش‌های گرانیتی و گابرویی توده توسط محققان مختلف مورد مطالعه قرار گرفته است. سپاهی (۱۳۷۸) منشا سنگ‌های گابرویی، دیوریتی و تونالیتی الوند را ماگمای تولتی با منشا گوشته‌ای و منشا گرانیت‌های پورفیروئید را پوسته‌ای در نظر گرفته است. اشراقی (۱۳۸۲) سنگ‌های حد واسط الوند را به فرآیند متاسوماتیسم مربوط به تأثیر سیالات گرانیتی بر روی گابروها مرتبط می‌داند. با این که در مجموعه الوند سنگ‌های مافیک - حد واسط (گابروها، دیوریت‌ها و تونالیت‌ها)، اغلب قدیمی‌تر از سنگ‌های فلسیک (گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها) هستند و بین آن‌ها گسستگی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی دیده می‌شود، ولی شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد ماگماهای مافیک و فلسیک در طول حیات خود

انواع شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس‌ها می‌باشند در اطراف توده نفوذی الوند قرار دارند. هورنفلس شیست‌ها و هورنفلس‌ها تنوع زیادی دارند. میگماتیت‌های منطقه را نیز می‌توان به دو دسته سیلیمانیت میگماتیت و کردیریت میگماتیت رده‌بندی کرد (Saki et al., 2012).

دگرگونی ناحیه‌ای همدان، (صادقیان، ۱۳۷۳) معتقد است نوع دگرگونی‌ها از نوع دما و فشار متوسط، تیپ باروین (کیانیت - سیلیمانیت) می‌باشد. بهاری فر (۱۳۷۶) نوع دگرگونی ناحیه‌ای سنگ‌های منطقه همدان را فشار پایین- دما بالا و مربوط به یک قوس ماگمایی می‌داند. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی: این سنگ‌ها که شامل

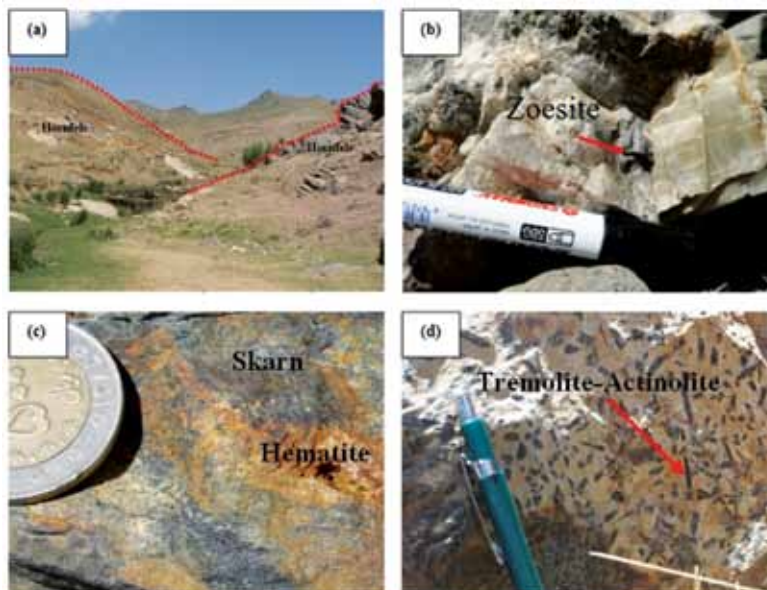


شکل ۱. (a) موقعیت زمین ساختی زون‌ها در باختر ایران (Mohajjel et al., 2003)، موقعیت زون سنندج - سیرجان و منطقه مورد مطالعه، (b) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس الوند و هاله دگرگونی اطراف آن. سنگ‌های کالک - سیلیکاته در قسمت شمال شرقی توده الوند رخنمون دارند (برگرفته با اندکی تغییرات از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ همدان)

مطالعات صحرایی

است که با چشم غیرمسلح نیز قابل مشاهده است (شکل ۲- d, b). اثر دگرگونی پسرونده و به‌طور کلی تأثیرات ناشی از ورود سیالات گرمایی حاصل از توده‌های اسیدی در منطقه مورد مطالعه سبب گسترش کانه‌زایی و تشکیل کانی‌های اکسیدی مانند هماتیت شده است (شکل ۲- c). پس از بررسی مقدماتی نمونه‌های صحرایی به‌دست‌آمده از میان نمونه‌های جمع‌آوری‌شده ۳۲ نمونه که مناسب‌ترین سنگ‌ها از نظر شرایط هوازگی و دگرسانی بوده‌اند، برای تهیه مقاطع نازک و بررسی‌های سنگ‌شناسی انتخاب و تفکیک شدند.

سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در روستای چشین واقع در استان همدان انواع متنوعی از هورنفلس‌ها هستند که با فاصله گرفتن از توده نفوذی الوند درجه دگرگونی این سنگ‌ها کاسته می‌شود. هورنفلس‌های کالک- سیلیکات به وسعتی در حدود چندین متر در مجاورت شیست‌ها و هورنفلس‌های دیگر در منطقه مطالعاتی رخنمون دارند (شکل ۲- a). رنگ سبز در بعضی سنگ‌ها به دلیل حضور کانی‌های فرومنیزین اپیدوت، ترمولیت/ اکتینولیت (شکل ۲- d) است. در این سنگ‌ها اندازه برخی از بلورها به‌گونه‌ای



شکل ۲. (a) رخنمون هورنفلس‌ها در منطقه مورد مطالعه، دید به سمت جنوب، (b) بلور درشت زوئیزیت در مجاورت کلسیت در سنگ‌های کالک-سیلیکات، (c) کانه زایی هماتیت طی دگرگونی پسرورده در منطقه مورد مطالعه (d) جهت‌گیری بلورهای ترمولیت-اکتینولیت در نمونه دستی

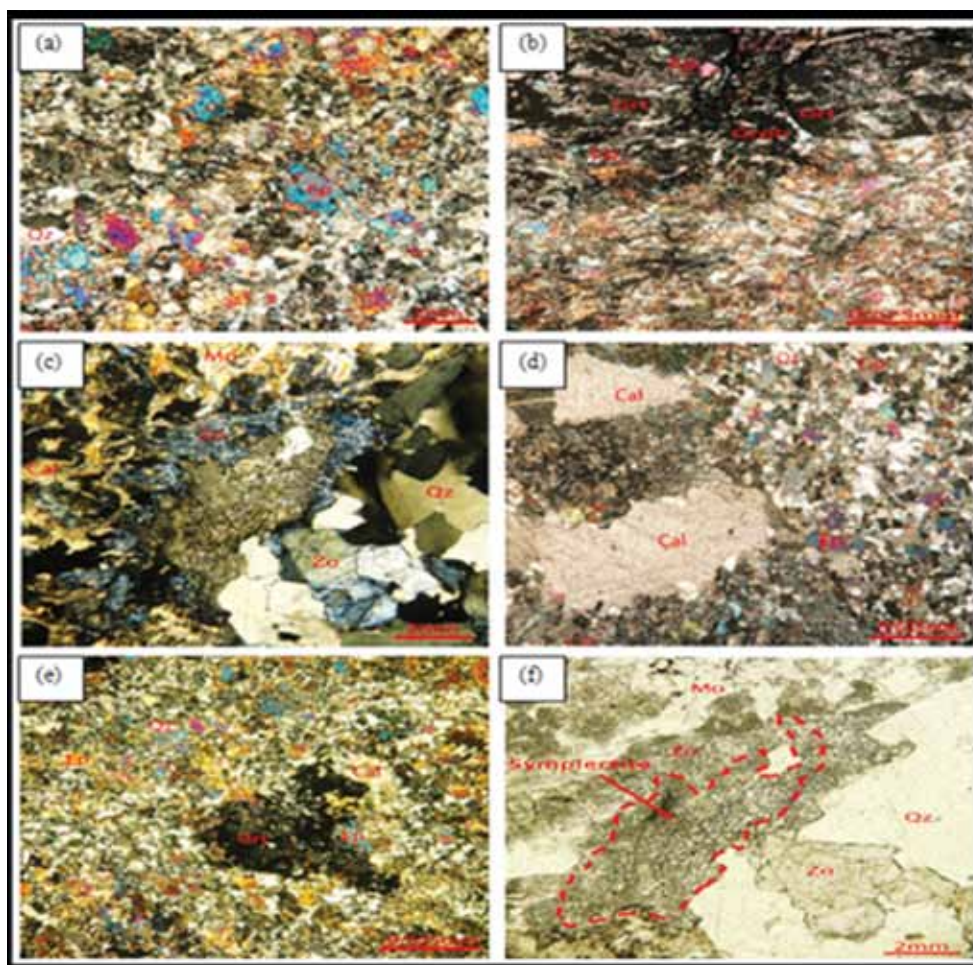
پتروگرافی

و نیز محدود بودن آن‌ها به مرز بعضی از کانی‌ها، تحرک بسیار کم مواد را مشخص می‌کند. حضور چنین بافتی در سنگ‌های دگرگونی نشان‌دهنده عدم تعادل است و در پی افت و کاهش دما، ناشی از دگرگونی پسرورده تشکیل می‌گردد. در این سنگ‌ها کانی کلسیت با رخ رومبوئدری ویژه خود دارای اندازه متغیر از ریزبلور تا درشت‌بلور بوده و دارای اشکالی متفاوت از ایدئوبلاستی تا زینوبلاستی می‌باشد (شکل ۳-d). کانی‌های اپیدوت به صورت بلورهای بسیار کوچک در محل مرز دانه‌های کلسیت (شکل ۳-a-e) و یا در گارنت به صورت هم‌رشدی و یا در حواشی آن تشکیل شده‌اند. کوارتزها با خاموشی موجی (شکل ۳-c) خود اغلب دارای بافت مضرسی و بی‌شکل در بین کانی‌های دیگر می‌باشند. مسکوویت (شکل ۳-f,c) در مقادیر فرعی در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. ترمولیت-اکتینولیت را معمولاً با توجه به رخ و شکل کشیده‌ای که دارند به خوبی می‌توان تشخیص داد. جهت‌گیری موازی کانی‌های آمفیبول در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه مرز بین دو پروتولیت رسی و آهکی از نظر تنوع کانی‌شناسی مشخص و واضح است به طوری که کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت، زوئیزیت در اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند.

سنگ‌های کالک-سیلیکات مطالعه شده علاوه برداشتن کلسیت و کوارتز دارای مقادیر بالایی کانی‌های سیلیکات آلومینیوم مانند وزوویانیت، ترمولیت-اکتینولیت، گارنت و اپیدوت حاصل دگرگونی مجاورتی می‌باشند (شکل ۳-a,c) (جدول ۱). در این سنگ‌ها کانی‌های کالک-سیلیکات فازهای اصلی را تشکیل می‌دهند که در تمامی پاراژنزها کانی‌های کوارتز، کلسیت و کانی تیره به عنوان فازهای اضافی در سیستم در نظر گرفته شده است (شکل ۳-a). بافت میکروسکوپی در این نمونه‌ها اغلب گرانوبلاستیک می‌باشد (شکل ۳-c) ولی در بعضی نمونه‌ها بافت پوئی‌کیلوبلاستیک، پورفیروبلاستیک (شکل ۳-b)، ایدئوبلاستیک و زینوبلاستیک نیز مشاهده می‌شود و همچنین در بعضی از نمونه‌های بافت سیمپلکتیت به چشم می‌خورد (شکل ۳-f). تشکیل سیمپلکتیت در سنگ‌های دگرگونی منطقه را می‌توان به واکنش بین پورفیروبلاست‌ها نسبت داد. در واقع احتمال دارد که تمرکز محلول‌های غنی از آب در امتداد مرز دانه‌ها در حین سرد شدن یک سنگ و یا نشت محلول‌ها در خلال یک حادثه دگرگونی بعدی، سرعت واکنش‌ها را زیاد کند. ریزدانه بودن هم‌رشدی‌های سیمپلکتیت

و دارای خاموشی مایل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. علاوه بر کانی اپیدوت در این سنگ‌ها زونیزیت و کلینوزونیزیت نیز وجود دارند (شکل ۳-۳). در مقاطع مطالعه شده گرافیت نیز حضور دارد که مقدار گرافیت در بعضی از نمونه‌ها زیاد و در بعضی دیگر کم می‌باشد. به‌طور کلی گرافیت یک کانی مشخص در سنگ‌های دگرگونی مانند شیست‌های دگرگونی، گنیس، اسلیت‌ها و سنگ‌های آهکی دگرگون شده است و به‌عبارت دیگر رنگ خاکستری خیلی از سنگ‌های دگرگونی به علت وجود همین کانی است (سرابی، ۱۳۵۲). مقادیر اندکی کانی فرعی هماتیت در تعدادی از نمونه‌های سنگی به‌صورت پراکنده مشاهده می‌شود.

رگه‌های زونیزیت- کلینوزونیزیت دار درون سنگ‌های کربناته و بلافصل سنگ‌های رسی و آهکی دیده می‌شود. کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌های کالک - سیلیکات منطقه همدان شامل اپیدوت، آمفیبول (ترمولیت- اکتینولیت)، کلسیت، گارنت، وزوونایت و ... به همراه کانی‌های فرعی کلریت، اسفن، گرافیت و هماتیت می‌باشند. اپیدوت‌ها را با برجستگی بالا و بی رفرنزانس بالا می‌توان شناخت. در درجات پایین دگرگونی، اپیدوت به همراه کلسیت و کوارتز به‌صورت گرانوبلاستیک دیده می‌شود (شکل ۳-۳). در برخی نمونه‌ها دیوپسید بر اثر دگرگونی پسرونده به ترمولیت تبدیل شده است. وزوونایت معمولاً با رنگ خاکستری یا آبی



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های کالک- سیلیکات منطقه، a. تشکیل کانی‌های تقریباً بی‌شکل اپیدوت در زمینه گرانوبلاستیک متشکل از کوارتز و کلسیت (XPL)، b. بافت پورفیروبلاستیک که در نتیجه قرارگیری بلورهای نسبتاً دانه‌درشت گارنت در زمینه‌ای از اپیدوت، کلسیت تشکیل شده است (XPL)، c. بافت گرانوبلاستیک بلورهای کلسیت، کوارتز، زونیزیت و مسکوویت (XPL)، d. مجاورت بلورهای کلسیت با اندازه‌های متفاوت به همراه اجتماعی از بلورهای کوارتز، اپیدوت (XPL)، e. تجزیه‌شدگی تقریباً نیمی از گارنت اولیه به اپیدوت و کلسیت (XPL)، f. تشکیل بافت سیمپلکتیت در اثر دگرگونی پسرونده که توسط بلورهای کوارتز، زونیزیت و مسکوویت احاطه شده است (PPL)

جدول ۱. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات در همدان. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) است.

A= Alteration, O= Minor phase (<5%), X= Major phase(>5%)

Sample No	GR	Cal/Dol	Qz	Ep	Cpx	Hbl	Grt	Zo	Mo	Ves	Act/Tr	Hem	Texture	Rocktype
Che1C	O	X	X	X			X				X		Poikiloblastic-Granoblastic-Nematoblastic	Cpx- Tr- Act-Grt Calc-silicate
Che1D	O	X	X	AX	X		X			O			Poikiloblasti-porphiroblastc	Grt-Cpx Calc-silicate
Che1E	X	X	X	AX	X		X						Poikiloblasti-porphiroblastc	Cpx-Grt Calc-silicate
Che1F	O	X	X	AX	X		X					O	Poikiloblasti-porphiroblastc	Cpx-Grt Calc-silicate
Che1G	O	X	X	AX	X		X					O	Poikiloblasti-porphiroblastc	Cpx-Grt Calc-silicate
Che1J	X	X	X	X				X	O			O	Granoblastic	Zo- Ep Calc-silicate
Che1K	X	X	X	AX	X		X	X				O	Poikiloblastic-Granoblastic	Cpx- Grt- Zo Calc-silicate
Che1L	O	X	X	AX	X		X					O	Poikiloblasti-Granoblastic	Cpx- Grt Calc-silicate
Che1M	O	X	X	AX	X	O	X						Poikiloblastic-Granoblastic	Grt- Cpx Calc-silicate
Che3	O	X	X	AX		O		X	O		X	O	Granoblastic-Symplectic-Nematoblastic	Ep- Tr/Act- Zo Calc- silicate
Che 4	X	X	X	AX	X		X	O					Granoblastic-Zinoblastic	Cpx Calc- silicate
Che5	O	X	X	AX	X		X					O	Poikiloblasti-porphiroblastc-Granoblastic	Cpx- Grt Calc-silicate
Che8	O	X	X		X		X					O	Poikiloblasti-porphiroblastc-Granoblastic	Grt- Cpx Calc-silicate

۱. (واکنش‌های ۲، ۳، ۴ و ۶) (شکل ۴).
 ۲. دگرگونی پسروده: این دگرگونی به دنبال اوج دگرگونی رخ داده و ناشی از سرد شدن توده و نفوذ سیالات بوده است. کانی‌های تشکیل شده در این مرحله معمولاً از نوع آبدار مانند اپیدوت، آمفیبول و ... می‌باشند (واکنش ۵ و ۷) (شکل ۳ و ۴- b, e). ترمولیت به همراه اپیدوت در درجات پایین دگرگونی شکل گرفته است. محصولات دگرسانی پسروده مثل کلریت و ترمولیت، به صورت سودومورف‌های کامل در کانی‌های دما بالاتر تشکیل

با توجه به مطالعات پتروگرافی پاراژنرها (جدول ۱)، مشخص گردید که دگرگونی در منطقه مورد مطالعه طی دو مرحله صورت گرفته است:

۱. دگرگونی پیش‌رونده: در مرحله اول که اوج دگرگونی است و به صورت پیش‌رونده رخ داده است اثرهای گرمایی همزمان با جای‌گیری و تبلور توده نفوذی باعث دگرگونی ایزوشیمیایی سنگ‌های کالک- سیلیکات شده و در نتیجه آن کانی‌های بدون آب مانند گارنت، کلینوپیروکسن و وزوویانیت تشکیل گردیده است

مجموعه کانی بدون ترمولیت: این سنگ‌ها خارجی‌ترین بخش هاله‌ی دگرگونی را تشکیل می‌دهند. اپیدوت اولین کانی‌های حاصل از دگرگونی است. بلورهای اپیدوت به صورت دانه‌ای و بی‌شکل با بی‌رفرنژانس بالا می‌باشند. کلسیت به‌طور پراکنده و فراوان با در دسترس بودن CO_2 تشکیل شده است. این مجموعه عمدتاً دارای بافت گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک می‌باشد. اپیدوت‌ها با خاموشی مستقیم دارای اندازه ریزبلور تا متوسط بلور هستند که معمولاً در حاشیه یا در داخل بلورهای گارنت قرار گرفته‌اند. بلورهای گارنت در این مجموعه کانی به صورت شکل دار، درشت‌بلور تا متوسط بلور دیده می‌شوند. این مجموعه‌ها دارای گرافیت و همچنین هماتیت به مقدار جزئی می‌باشند.

مجموعه کانی دارای ترمولیت: با دور شدن از توده، ترمولیت‌ها از شکسته شدن کلینوپیروکسن‌های اولیه تشکیل شده‌اند. ترمولیت‌ها به صورت کشیده و دارای برجستگی نسبتاً زیاد با بی‌رفرنژانس متوسط تا نسبتاً قوی که به رنگ سبز کم‌رنگ دیده می‌شوند، در این مجموعه حضور دارند. بافت عمده در این نمونه‌ها گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک می‌باشد.

مجموعه کانی دارای هورنبلند: هورنبلند به صورت جزئی در این سنگ‌ها وجود دارد. هورنبلند در درجه دگرگونی متوسط دارای رنگ سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای است و در بعضی نمونه‌ها در مجاورت کلسیت و کانی‌های تیره دیده می‌شود. گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک می‌باشد. به تدریج با کاهش درجه دگرگونی، ترمولیت‌ها به صورت جزئی به جای هورنبلند ظاهر شده‌اند.

می‌شوند. در درجات دگرگونی پایین‌تر، معروف‌ترین شاهد برای عمل دگرگونی پسروده، کلریتی شدن بیوتیت و گارنت است. به علاوه، تشکیل سیمپلکتیت (شکل ۳- f) مثل میرمکیت معمولاً با افت دما همراه است، ولی معمولاً در امتداد مرز دانه‌ها و در امتداد نقاط ضعف مثل سطوح کلیواژ یا شکستگی‌ها (به‌خصوص در کانی‌های سخت بدون کلیواژ مثل گارنت) دگرسانی ناقصی گسترش می‌یابد. اپیدوت رایج‌ترین محصول دگرسانی گارنت در این مرحله است و در تعدادی از نمونه‌ها تقریباً تمام گارنت‌ها به اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۳- e). احتمالاً افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن نقش مهمی در شکل‌گیری این اپیدوت داشته است (Einaudi et al., 1981). سیلیکات‌های کلسیم آبدار و کانی‌های تیره مانند هماتیت در طی دگرگونی پسروده تشکیل شده‌اند.

علاوه بر این مطالعات نشان می‌دهد که بلورهای گارنت در نمونه‌ها به دو گروه تقسیم می‌شوند:

الف) گارنت‌های ایزوتروپی که دارای ادخال‌هایی از بلورهای بی‌شکل تا شکل دار کلینوپیروکسن می‌باشند که این زیر گروه باعث ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستیک شده است. ب) گارنت‌های ایزوتروپی با رنگ سیاه که توسط اپیدوت‌هایی که در اثر تجزیه گارنت به وجود آمده‌اند و باعث ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستیک شده‌اند. این تجزیه‌ها نشان دهنده‌ی دگرگونی پسروده می‌باشد (شکل ۳- e).

مجموعه کانی‌هایی که در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در طی دگرگونی پسروده تشکیل شده است را، بر مبنای وجود گروه‌های مختلف آمفیبولی می‌توان تقسیم کرد (جدول ۲):

جدول ۲. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات هاله دگرگونی الوند

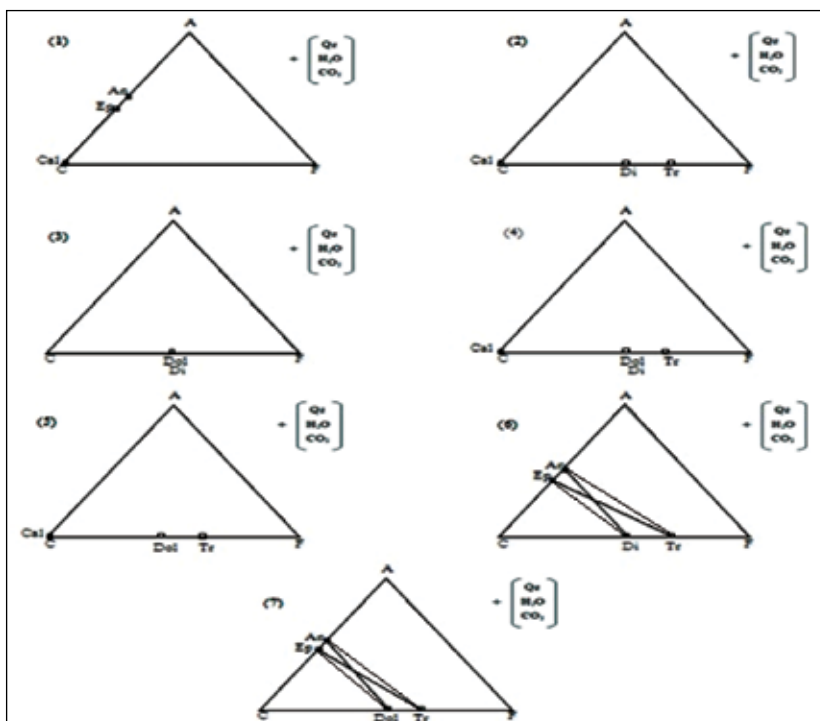
مجموعه کانی‌های دگرگونی	پاراژنز دگرگونی	درجه دگرگونی
مجموعه کانی‌های بدون ترمولیت	$Qz + Cal + Ep$	پایین
مجموعه کانی‌های دارای ترمولیت	$Qz + Cal + Ep + Tr / Act$	
مجموعه کانی‌های دارای هورنبلند	$Qz + Cal + Ep + Hbl$	متوسط

کانی‌ها می‌توان واکنش‌های زیر را در نظر گرفت (شکل ۵):

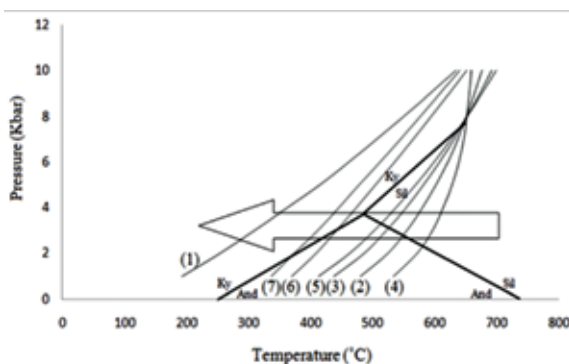
- 1) $2Ep + CO_2 = Cal + 3An + H_2O$
- 2) $3Cal + 2Qz + Tr = 5Di + 3CO_2 + H_2O$
- 3) $2Qz + Dol = Di + 2CO_2$
- 4) $3Cal + Tr = 4Di + Dol + CO_2 + H_2O$
- 5) $8Qz + 5Dol + H_2O = 3Cal + Tr + 7CO_2$
- 6) $2Qz + Tr + 6Czo = 5Di + 9An + 4H_2O$
- 7) $Tr + 6Ep + 2CO_2 = 4Di + 9An + Dol + 4H_2O$

واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات

سنگ‌های کالک- سیلیکات علاوه بر کانی‌های کربناته کلسیت و دولومیت، دارای مقادیر قابل توجهی رس می‌باشند و در اثر دگرگونی، کانی‌های سیلیکاتی کلسیم و آلومینیوم‌دار مانند اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت را تشکیل می‌دهند. به‌طور کلی اپیدوت و ترمولیت- اکتینولیت اولین کانی‌هایی هستند که طی دگرگونی پسرونده در سنگ‌های کالک - سیلیکات تشکیل شده‌اند. اپیدوت می‌تواند از شکسته شدن کانی‌های رسی مانند مارگاریت نیز تشکیل می‌شود. با توجه به مجموعه



شکل ۴. روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات در سیستم (Qz, H_2O, CO_2) -ACF



شکل ۵. واکنش‌های رخ داده در حین دگرگونی برگشتی

در هاله دگرگونی الوند، شاهد سنگ‌های کالک- سیلیکاتی هستیم که بیانگر شرایط پسرونده و دما پایین می‌باشند، به‌طوری‌که نفوذ سیالات به این سنگ‌ها باعث این نوع دگرگونی شده است. در شکل ۵ نتایج ژئوترموبارومتری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی با دمای پایین در منطقه شرق باتولیت الوند نشان داده شده است:

نتیجه‌گیری

مجموعه پلوتونیک الوند در منطقه، عامل اصلی و خاستگاه گرمایی دگرگونی همبری می‌باشد و نفوذ این توده در سنگ‌های میزبان رسی و آهکی باعث شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی متفاوتی در منطقه همدان شده است که عبارتند از: هورنفلس کردیریت‌دار، شیست‌های لکه‌دار، مرمرها و سنگ‌های دگرگونی کالک - سیلیکات. نفوذ این توده در سنگ‌های آهکی واقع در یال شرقی توده، سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی در این سنگ‌ها و شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی کالک - سیلیکاته شده است. فشارهای ناشی از بالا آمدن و جای‌گیری توده نفوذی در سنگ‌های میزبان سبب ایجاد شکستگی و گسترش شکستگی‌های ایجاد شده ناشی از سیالات به‌عنوان معبری مناسب برای هجوم و ورود سیالات متاسوماتیسم‌کننده به درون مرمرها و سنگ‌های آهکی ناخالص عمل کرده‌اند. سنگ‌های کالک - سیلیکات به وسعتی در حدود چندین متر در مجاورت شیست‌ها و هورنفلس‌های رسی در شرق توده الوند رخنمون دارند. مرز بین این دو نوع پروتولیت از نظر کانی‌شناسی بسیار متنوع است به‌طوری‌که کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت، زونیزیت-کلینوزونیزیت، گارنت و پیروکسن در اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند. شواهد کانی‌شناسی نشان می‌دهد که دگرگونی پسرونده در منطقه اتفاق افتاده است و نتایج حاصل از این مطالعه عبارت است از:

۱. باتولیت الوند عامل اصلی و منبع حرارتی دگرگونی مجاورتی در هاله است. سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه قبل از دگرگونی مجاورتی تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند. مرز بین سنگ‌های آذرین مربوط به باتولیت الوند و سنگ‌های دربرگیرنده مشخص می‌باشد.
۲. دگرگونی پسرونده در سنگ‌های کالک - سیلیکات منطقه به دنبال اوج دگرگونی و پس از سرد شدن توده و نفوذ سیالات رخ داده است.
۳. تشکیل گارنت با بافت پویی‌کیلوبلاستیک و دارای نفوذی‌های فراوان و نسبتاً درشت‌دانه از کانی‌های اپیدوت، عملکرد فرآیند دگرگونی پسرونده به دلیل کاهش شرایط فشار بر سنگ‌های دگرگون را نشان می‌دهد.

۴. تشکیل فازهای آبدار مانند آمفیبول، در حضور کانی‌های ثانویه اپیدوت در سنگ‌های کالک - سیلیکات مورد مطالعه، حضور فاز سیال غنی از H_2O در فرآیندهای پسرونده را نشان می‌دهد. همچنین حضور کلسیت در مقادیر فراوان در مجموعه کانی‌های این سنگ‌ها نشان‌دهنده کاهش فعالیت XCO_2 به دلیل تأثیر فاز سیال غنی از H_2O است.

سپاسگزاری

از سرکار خانم دکتر حاجی علی اوغلی به‌واسطه راهنمایی‌های ایشان تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- اشراقی، ص.، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی توپوگرافیک با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات کشور.
- اقلیمی، ب.، ۱۳۷۹. گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ همدان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- بهاری‌فر، ع.، ۱۳۷۶. نگرشی نو بر دگرگونی ناحیه‌ای زون سنندج - سیرجان، منطقه همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.
- بهاری‌فر، ع.، ۱۳۸۳. پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- زرعیان، س.، فرقانی ع. و فیاض، ه.، ۱۳۵۰. توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت اول، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد ۳، ۴، ۳۷-۴۷.
- سپاهی، ع. ا.، ۱۳۷۸. پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها، پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- سپاهی، ع. ا.، ۱۳۸۷. نقش زینوکریست‌ها، برونوم‌ها و دایک‌های همزمان با پلوتونیسیم در تفسیر تحول ماگمایی مجموعه پلوتونیک الوند: با تأکید بر شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی مربوط به آمیختگی ماگمایی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲، ۸۷، ۲۴۸-۲۳۳.
- سرابی، ف.، ۱۳۵۲. کانی‌شناسی نوری، انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، ۱۹۱.
- صادقیان، م.، ۱۳۷۳. بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- قربانی، ه.، ۱۳۹۳. مطالعه سنگ‌های کالک-

- Saki, A., 2011. Formation of spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacing andalusite in metapelitic of the Alvand aureole, Iran. *Geological Magazine* 148, 423- 434.
- Saki A., Moazzen, M. and Baharifar, A.A., 2012. Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks within the Alvand contact aureole, western Iran. *International Geology Review*, 54(11), 1229- 1240
- 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, 119-134.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C. K., and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj- Sirjan (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*. 39, 668-683
- Spear, F.S, 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature - time paths. *Mineralogical Society of America Monograph Series* 1, 779.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Valizadeh, M. V. and Cantagrel, J.M., 1975. Premieres donnees radiometriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les mica du complexe magmatique du Mont Alvand pres Hamadan (Iran Occidental). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D. Sciences Naturelles*, 281, 1083- 1086.
- Whitney, Donna L. and Evans, Bernard W., 2010. Abbreviation for names of rock - forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- سیلیکات در هاله دگرگونی الوند، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- نادری، ف.، مسعودی، ف.، ۱۳۹۱. "معرفی اسکارن‌های تشکیل شده در طی دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه علی‌آباد دمق همدان"، ششمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، کرمان، دانشگاه پیام نور مرکز کرمان.
- Agu J. J., 2002. Gradients in fluid composition across metacarbonate layers of the Wepawug Schist, Connecticut, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 38- 56.
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj- Sirjan zone, western Iran): (metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono- metamorphic and plutonic events,. *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 1443-1452.
- Cartwright I. and Oliver N.H.S. 1992. Direction of fluid flow during contact metamorphism around the Burstall Granite, Australia. *Journal of the Geology Society of London*, 149, 693-696.
- Einaudi M.T., Meinert L. D. and Newberry R.J., 1981. Skarn deposit. *Economic Geology*, 75th Anniversary, 317- 391.
- Meinert L.D., 1998. Application of skarn zonation models exploration. *Exploration and Mining Geology*, 6(2), 185-208.
- Moazzen, M., Oberhänsli, R., and Hajalioghli, R., 2009. Whole rock and relict igneous clinopyroxene geochemistry of ophiolite- related amphibolites from NW Iran-Implication for protolith nature. *N. Jb.Mineral.Abh.*, 185(1), 51-62.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397 - 412.

تعیین سن مورفومتری مخروط سیندر خاتون باغ، شمال خاوری مهاباد، استان آذربایجان غربی

مرتضی خلعت‌بری جعفری^{۱*}، نفیسه صالحی سیاوشانی^۲ و محمد فریدی^۳

۱. دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
۳. کارشناس ارشد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت منطقه شمال باختری، مرکز تبریز

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۶/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۹/۲۲

چکیده

مخروط سیندر رخنمون یافته در جنوب روستای خاتون باغ، شمال خاوری مهاباد، استان آذربایجان غربی، از پایین به بالا شامل سه بخش است. بخش زیرین دربردارنده لایه‌های سرشار از اسکوری، خاکستر، نفرا، بخش میانی شامل لایه‌های اسکوری حاوی بمب و بخش بالایی از لایه‌های مملو از بمب آتشفشانی با میزان کمتری اسکوری است. ترکیب غالب این فراورده‌های آتشفشانی، الیوین‌بازالت است. در تعیین سن مورفومتری مخروط سیندر خاتون باغ، داده‌های مورفومتری موردنیاز با کمک نقشه‌های توپوگرافی و محاسبات مدل رقومی ارتفاعی (DEM) به‌دست آمده‌اند. پارامترهای اصلی مخروط، مانند ارتفاع، قطر قاعده و دهانه کراتر، برای محاسبه نسبت H_{co}/W_{co} و زاویه شیب میانگین اندازه‌گیری شدند. با توجه به پارامترهای اصلی، مخروط سیندر مورد مطالعه در قاعده شکل بیضوی و در دهانه کراتر خود شکل فرابیضوی داشته و می‌توان آن را در نوع مخروط نعل اسبی دسته‌بندی نمود. با مقایسه پارامترهای اصلی محاسبه شده با پارامترهای مخروط‌های سیندر در سایر مناطق دنیا، می‌توان نتیجه گرفت که ابعاد این مخروط به میانگین جهانی آن بسیار نزدیک است. از آنجایی که با افزایش سن مخروط، ارتفاع، نسبت ارتفاع به قطر و زاویه شیب مخروط در اثر فرسایش کاهش می‌یابد لذا از نسبت H_{co}/W_{co} می‌توان جهت تعیین سن مورفومتری مخروط‌ها استفاده نمود. با مقایسه نسبت H_{co}/W_{co} مخروط خاتون باغ با نسبت‌های پیشنهادی (Porker (1972) و داده‌های سن‌سنجی (Wood (1980b) و Sucipta et al., (2006)، می‌توان سن نسبی ۰/۷ تا ۲ میلیون سال را برای مخروط خاتون باغ تخمین زد که با سن چینه‌شناسی مستند در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مطابقت دارد.

واژه‌های کلیدی: تعیین سن، طبقه‌بندی مورفولوژی، کواترنری، مخروط سیندر، مورفومتری.

مقدمه

مخروط سیندر^۱ یا مخروط اسکوری^۲ از متداول‌ترین نوع ساختارهای آتشفشانی هستند. تشکیل مخروط اسکوری اغلب حاصل فوران‌های آتشفشانی نوع استرومبولی و

1. Cinder cone
2. Scoria cone

* نویسنده مرتبط: khalat1965@live.com ، khalat1965@gmail.com

جهت انجام چنین مطالعاتی، با استفاده از اندازه‌گیری بر روی نقشه‌های توپوگرافی و یا تصاویر هوایی به دست آمده و این قابلیت را دارا هستند که مورفولوژی مخروط‌های سیندر را با دقت بالایی تعیین نمایند. مخروط‌های آتشفشانی در ایران از نظر مورفولوژی به تعداد محدودی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (برای مثال آتشفشان سهند توسط اصغری و همکاران، ۱۳۹۳). اما بررسی مورفولوژی ساختارهای آتشفشانی و تعیین سن آن‌ها بدون استفاده از روش‌های ایزوتوپی از مطالعات جدید در ایران است که در این مقاله بدان پرداخته شده است. در مطالعات مورفومتری مخروط سیندر خاتون باغ، داده‌ها بر اساس مطالعات صحرایی، تصاویر و عکس‌های هوایی پردازش شدند. با بررسی داده‌های به دست آمده از مخروط خاتون باغ و مقایسه با دیگر مخروط‌های سیندر در سایر نقاط دنیا، سن تقریبی مخروط سیندر خاتون باغ محاسبه شده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از برکه ۱:۲۵۰,۰۰۰ مهاباد است که در استان آذربایجان باختری واقع شده است (Eftekharneshad, 1973). این منطقه را می‌توان بخشی از فلات ایران-ترکیه در نظر گرفت که در محل برخورد صفحه‌های عربی-اوراسیا واقع شده و در بردارنده حجم زیادی از سنگ‌های ماگمایی سنوزویک است (Allen et al., 2013، شکل ۱). در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران، این ناحیه در کمربند سنندج-سیرجان (Stocklin, 1968) و در واحد خوی-مهاباد (Eftekharneshad, 1975 و نبوی، ۱۳۵۵) قرار دارد. کهن‌ترین واحد سنگی منطقه، پی‌سنگ دگرگونی از جنس فیلیت، شیست، گنایس و آمفیبولیت منسوب به پرکامبرین است. در داخل این مجموعه دگرگونی، ریولیت مهاباد با یک روند شمالی-جنوبی گسترش یافته و بیشتر منطقه را تحت پوشش قرار داده است. واحدهای رسوبی مربوط به پالئوزویک و مزوزویک به صورت ناپیوستگی بر روی سازندهای قدیمی‌تر واقع شده‌اند. در دوره میوسن، سنگ‌آهک و مارن معادل سازند قم با یک ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی واحدهای ژوراسیک-کرتاسه نهشته شده‌اند

مخروط اسکوری می‌شود، با اثر متقابل ماگما/آب آغاز می‌گردد که حاصل آن تشکیل یک حلقه تفرای اولیه است (مانند منطقه آتشفشانی آیفل در آلمان، Schminke, 2004). چنین نهشته‌هایی، فراتوماگمایی و جورنشده بوده و از پیروکلاست‌های جوان تشکیل شده‌اند. به دنبال فاز فراتوماگماتیک اولیه، فعالیت نوع استرومبولی یا هاوایی روی می‌دهد که دلیل آن کاهش بخار آب در حجره ماگمایی است (Lorenz and Kurszlauskis, 2007). فعالیت ماگمایی بعدی که از صعود پیوسته ماگما حاصل می‌شود و همراه با از دست دادن گاز است، می‌تواند یک مخروط اسکوری ایجاد کند.

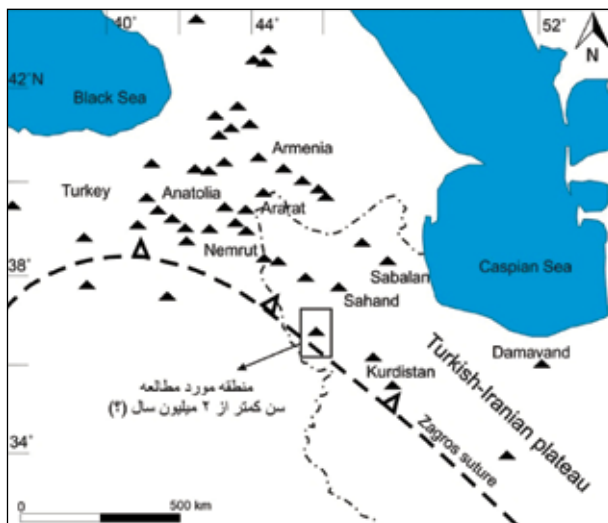
مخروط‌های اسکوری یا مخروط‌های خاکستر، حاصل جمع شدن خاکستر، لاپیلی و بلوک هستند که پیرامون یک مجرای مرکزی و در اثر فعالیت آتشفشانی انفجاری ضعیف ته‌نشست نموده‌اند. آن‌ها معمولاً کمتر از ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر ارتفاع و دو کیلومتر قطر دارند و سن آن‌ها از چند تا ده‌ها سال متفاوت است. مخروط‌های کوچک معمولاً ترکیب بازالتی داشته و دارای طرفین صاف با شیب حدود ۳۳ درجه هستند. این مخروط‌های کوچک به‌طور معمول نامتقارن بوده و در امتداد یک شکاف شکل می‌گیرند. گاهی نیز ممکن است در امتداد باد در زمان فوران خود کشیده شوند. کراتر مرکزی کاسه‌مانند آن‌ها به تدریج توسط مواد پرتابی و گدازه پُر شده و در سطح خود صاف می‌شود (Winter, 2001). از نظر جایگاه تکتونیکی، مخروط‌های سیندر در مناطق کافتی، بلوک‌های بالآمده، مناطق فرورانش و جزایر اقیانوسی رخنمون یافته‌اند.

اهداف و روش مطالعه

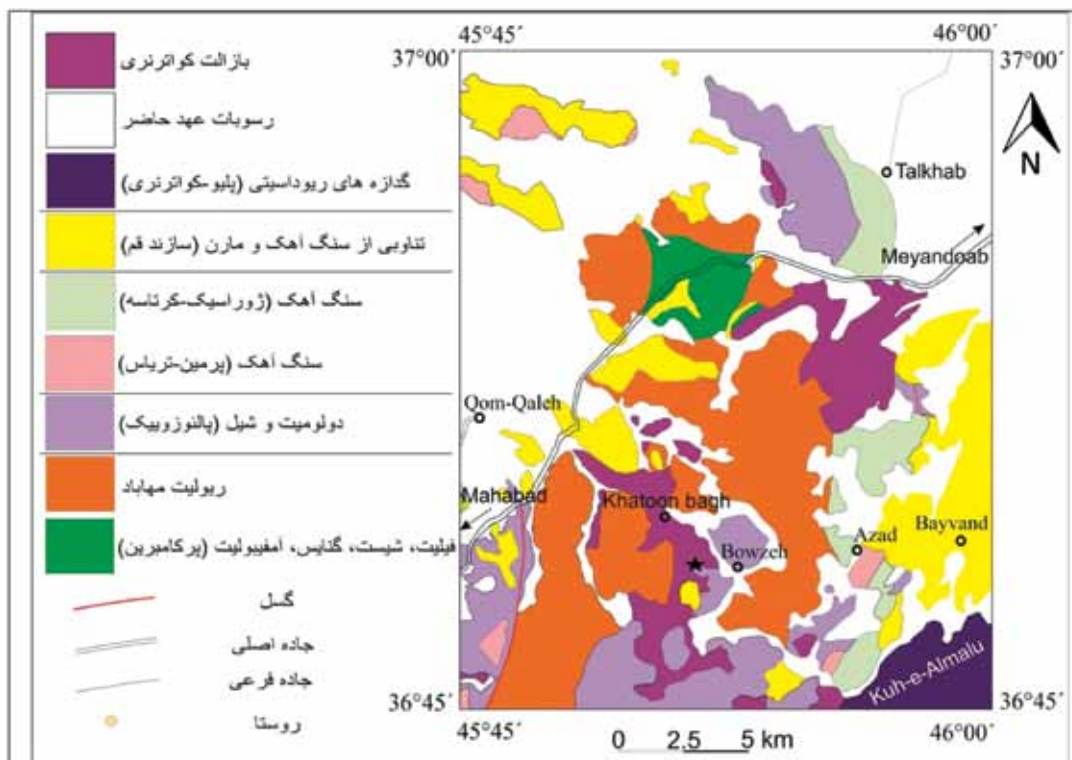
برداشت‌های اولیه در روی زمین نشان داد که مخروط سیندر خاتون باغ دارای ویژگی‌های مشابه با مخروط‌های کوچک شرح داده شده در بخش مقدمه مقاله است. مطالعات ژئومورفولوژی بر روی مخروط‌های سیندر در سال‌های اخیر رواج یافته و پارامترهای استاندارد متعددی برای این نوع از مطالعات تعریف شده‌اند (Porter, 1972; Wood, 1980; Doniz et al., 2008). داده‌های مورد نیاز

(Eftekhamezhad, 1973). سنگ‌های آتشفشانی منسوب به پلیو-کواترنری با ترکیب کلی ریوداسیتی در جنوب خاوری منطقه، برآمدگی آتشفشانی کوه آلمالوداغ را تشکیل داده‌اند. آخرین فرآورده‌های آتشفشانی کواترنری، گدازه‌های بازالتی است که در شمال و جنوب کوه آلمالوداغ بیرون

ریخته‌اند و مخروط سیندر خاتون‌باغ نیز در همین دوره تشکیل شده است (شکل ۲). به نظر می‌رسد که ماگماتیسم مافیک سنوزوییک در منطقه از ذوب‌بخشی لیتوسفر گوشته‌ای در میدان پایداری گارنت نشأت گرفته است (Kheirkhah et al., 2013).



شکل ۱. توزیع مراکز آتشفشانی سنوزوییک در فلات ایران- ترکیه و موقعیت محدوده مورد مطالعه که با اصلاحاتی محدود از Neil et al. (2013) اقتباس شده است

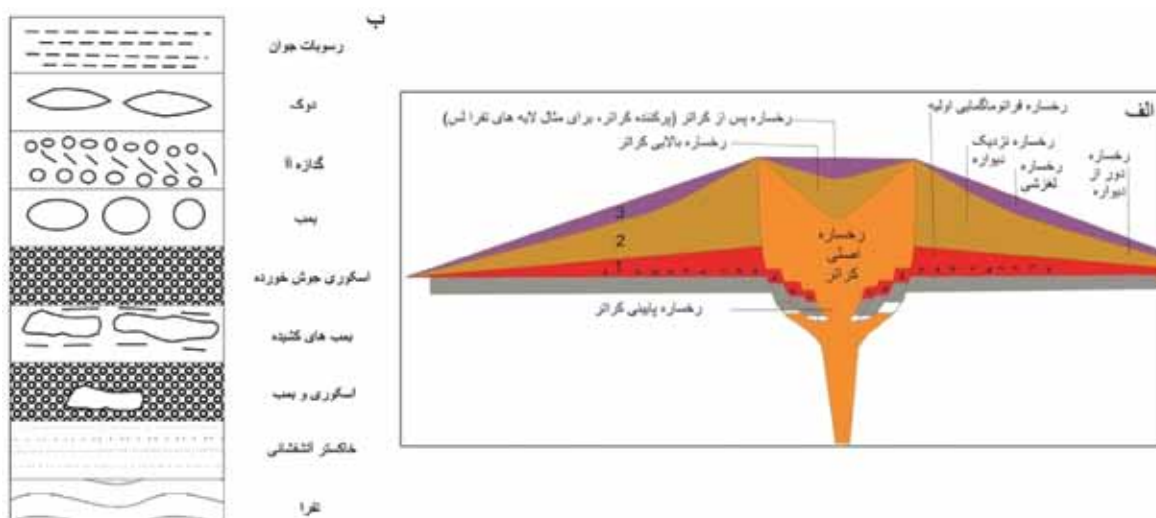


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده منطقه که محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد (Eftekhamezhad, 1973). مخروط سیندر خاتون‌باغ با علامت ستاره مشخص شده است

مطالعات صحرائی

نشده است. در محل دهانه مخروط‌گذازده‌های بازالتی آ‌رخنمون دارند (شکل ۴-ب). همچنین در محل دهانه دوک‌های پرتابی مشاهده می‌شوند که سطح زیرشان حالت تاپاله گاوی^۱ یافته‌اند (شکل ۴-پ). این شواهد نشان می‌دهد که فوران‌گذازده‌ها در مراحل شکل استرومبولی داشته و حالت پرتابی یافته‌اند. لایه‌های مخروط سیندر را برحسب اندازه اجزای تشکیل‌دهنده می‌توان دسته‌بندی نمود (شکل ۵-الف و ب) که به ترتیب از پایین به بالا شامل لایه‌های سرشار از اسکوری (واحد ۱ شکل ۵-الف)، خاکستر (واحد ۲ شکل ۵-الف)، تفر (واحد ۳ شکل ۵-الف) و سپس در وسط، اسکوری حاوی بمب بوده و در بالا بر میزان بمب‌ها افزوده شده و از میزان اسکوری کاسته شده است (شکل ۳-ب).

گذازده‌های بازالتی کواترنری منطقه مورد مطالعه به صورت روانه‌ای و یا مخروطی شکل تظاهر یافته‌اند (شکل ۳ الف). ترکیب این سنگ‌ها به‌طور عمده الیوین بازالت بوده و در مخروط‌ها تمایل آ‌کالی یافته‌اند. مخروط سیندر مورد مطالعه در طول جغرافیایی ۵۱° ۴۵' شمالی و عرض جغرافیایی ۴۸° ۳۶' خاوری واقع شده است. بر اساس مطالعات سن نسبی گذازده‌های اطراف این مخروط در روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ مه‌باد (Eftekhar-Nezhad, 1973) و گذازده‌های جوان منطقه مه‌باد توسط Neil et al., (2013a), کواترنری تعیین شده است اما تاکنون تعیین سن به روش مورفومتری بر روی مخروط خاتون باغ انجام



شکل ۳. الف) مقطع عرضی شماتیک یک مخروط سیندر کواترنری عادی در آیفل آلمان. (۱) فاز مآر یا حلقه توفی فراتوماگمایی اولیه، (۲) فاز اصلی فعالیت و (۳) مرحله پایانی (Schmincke, 2004). ب) ستون چینه‌شناسی شماتیک مخروط سیندر خاتون باغ

رشد واقعی مخروط سیندر در طی فاز اصلی فعالیت آتشفشانی است که از اسکوری جوش‌خورده در داخل شروع شده و به اسکوری سست و جوش‌خورده در دیواره خارجی ختم می‌شود. این نهشته‌های اولیه در طی مرحله پایانی شروع به لغزش به سمت پایین دامنه می‌نمایند (Schmincke, 2004).

به‌طور کلی مخروط‌های سیندر توالی چینه‌ای مشابهی را از خود نشان می‌دهند (Schmincke, 2004). مقطع عرضی یک مخروط سیندر کواترنری عادی در آیفل آلمان در شکل ۳-الف نشان داده شده است. ریزش بخش پایینی کراتر به‌طور کلی در طی مرحله اولیه فوران انجام می‌شود که فاز مآر یا حلقه توفی فراتوماگمایی اولیه نامیده می‌شود.



شکل ۴. الف) دهانه به شکل مخروط سیندر و یا مخروط اسکوری، ب) گدازه آآ در بخش بالایی مخروط سیندر خاتون باغ. پ) دوک با آثار تاپاله‌گای در سطح زیر آن در دهانه مخروط سیندر

ارتفاع (H_{co} حداکثر) و حداقل ارتفاع (H_{co} حداقل) در روی نقشه‌های توپوگرافی در نظر گرفته می‌شود (Porter, 1972). W_{co} میانگین قطر حداکثر و حداقل مخروط است (شکل ۶). قطر یا عرض کراتر (W_{cr}) با توجه به میانگین قطر حداکثر و حداکثر کراتر اندازه‌گیری می‌شود. زاویه شیب میانگین (Save) با توجه به سه پارامتر اصلی ذکر شده در بالا محاسبه می‌شود. این مقدار از روابط زیر به دست می‌آید (Hasenaka and Carmichael, 1985):

$$S_{ave} = \tan^{-1} [2H_{co} / (W_{co} - W_{cr})]$$

$$S_{ave} = \tan^{-1} [2H_{co} / W_{co}]$$

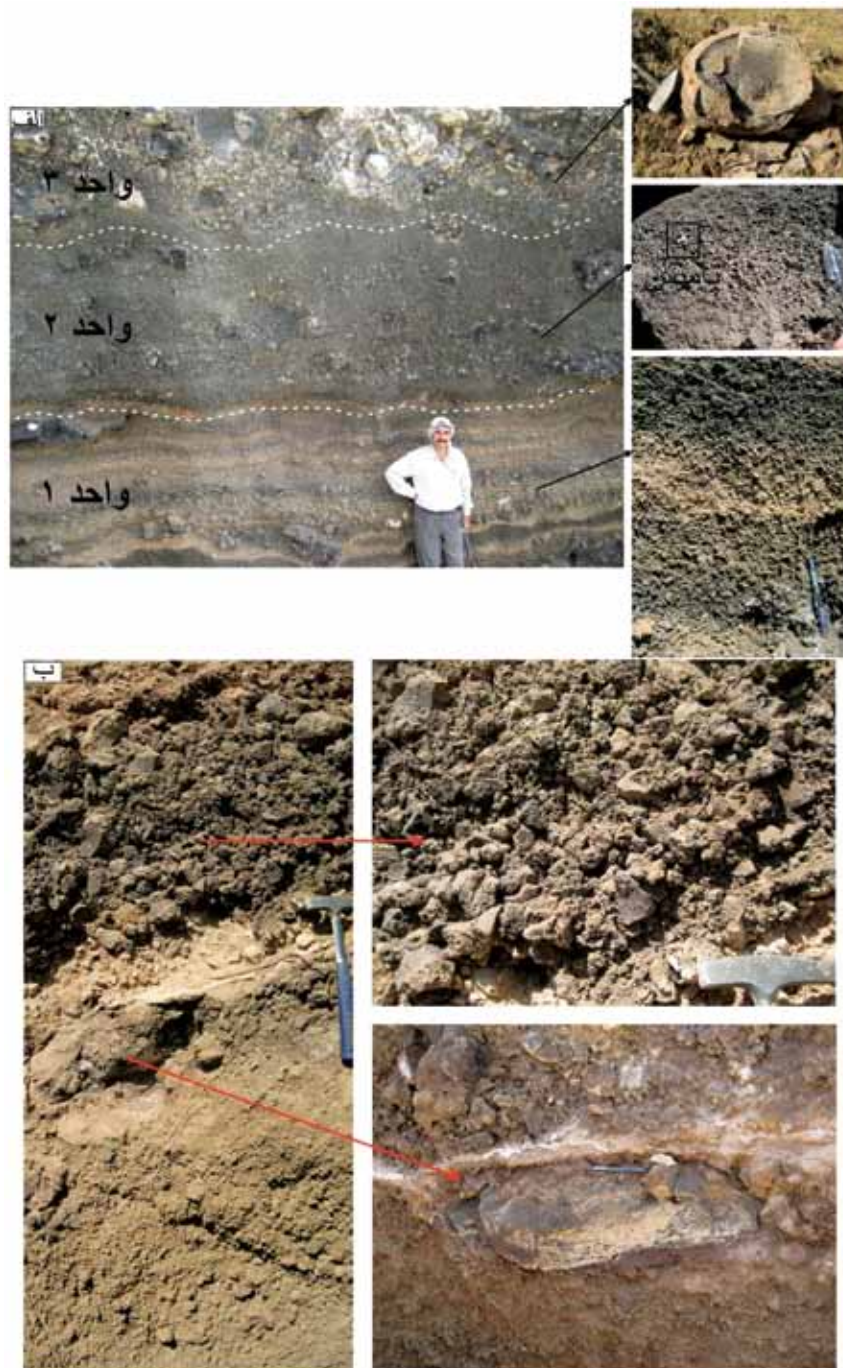
عمق کراتر طی فوران و پس از آن به شدت تغییر می‌یابد و مقدار آن اغلب کمتر از فواصل بین مرزها در نقشه‌های مورد استفاده جهت اندازه‌گیری است. بنابراین از عمق کراتر به عنوان یک پارامتر توصیفی استفاده نمی‌شود. برای بررسی مورفولوژی مخروط‌های سیندر معمولاً از مخروط‌هایی

از آن‌جا که لایه‌های مختلف دارای مقادیر متفاوتی از فرآورده‌های آتشفشانی پیروکلاستیک هستند، لذا می‌توان نتیجه‌گیری کرد که دوره‌های شدت و ضعف فعالیت‌های آتشفشانی در تشکیل مخروط سیندر خاتون باغ نقش داشته‌اند. در مقاطع میکروسکوپی، بافت سنگ‌های تشکیل‌دهنده مخروط سیندر خاتون باغ پورفیریک با خمیره‌ی حفره‌دار است. فنوکریست‌های آن‌ها از نوع الیوین و اغلب سالم هستند. خمیره سنگ دربردارنده شیشه آتشفشانی و بلورهای ریز کانی‌های فرومنیزین از جمله الیوین و اوژیت است. مقدار بسیار کمی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نیز در آن‌ها دیده می‌شود.

تعیین پارامترهای مورفومتری مخروط سیندر

در یک مخروط با شکل فرضی دوزنقه کامل، H_{co} به عنوان میانه حسابی اختلاف بین ارتفاع قاعده و حداکثر

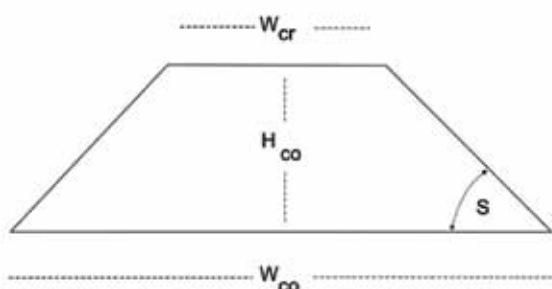
استفاده می‌شود که جوان باشند و یال‌های آن‌ها کمتر فرسایش یافته و حالت مدور آن‌ها حفظ شده باشد (Wood, 1980b). پارامترهای مورفومتری مخروط سیندر خاتون باغ که با استفاده از تصاویر DEM و نقشه‌های توپوگرافی اندازه‌گیری شده در جدول ۱ آورده شده‌اند. این مخروط دارای ارتفاعی بیش از ۵۰ متر است، لذا می‌توان به‌سادگی آن را در روی سطح زمین و یا با بررسی تصاویر ماهواره‌ای تشخیص داد (شکل‌های ۳-الف و ۷).



شکل ۵. الف) نمایی از دیواره مخروط سیندر خاتون باغ. واحدهای تشکیل‌دهنده دیواره مخروط به ترتیب از پایین به بالا شامل: واحد ۱- اسکوری به رنگ تیره همراه با میان لایه‌هایی از خاکستر به رنگ روشن، واحد ۲- اسکوری تماماً شیشه‌ای و تکه‌هایی از پامیس به رنگ سفید در داخل آن، واحد ۳- بمب با حاشیه حفره‌دار و در بخش مرکزی بمب متراکم است. حالت پوسته پوسته شدگی نیز مشاهده می‌شود. ب) نمایی دیگر از دیواره مخروط سیندر که در پایین از بمب‌های با شکل کشیده و در بالا از اسکوری تشکیل شده است

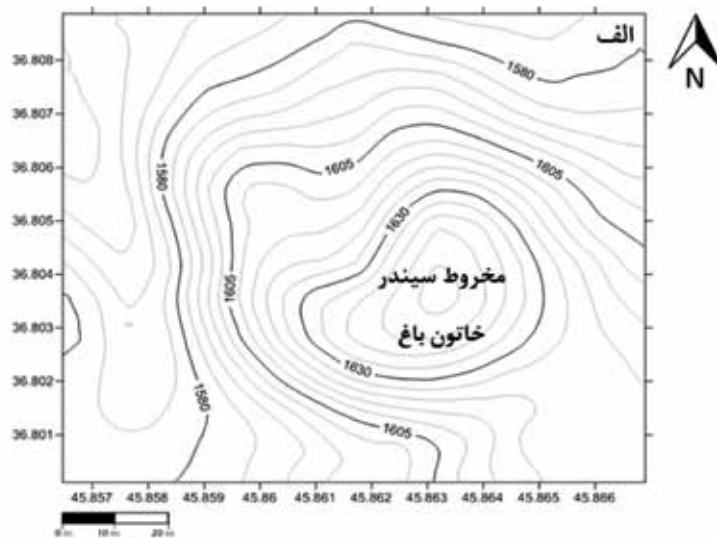
جدول ۱. پارامترهای مورفومتری مخروط سیندر خاتون باغ

W_{cr}/W_{co}	H_{co}/W_{co}	S (زاویه شیب میانگین برحسب درجه)	H_{co} (ارتفاع میانگین مخروط برحسب کیلومتر)	W_{cr} (قطر دهانه برحسب کیلومتر)	W_{co} (قطر قاعده مخروط برحسب کیلومتر)	
۰/۲۲	۰/۱۱	۱۲/۵	۰/۰۵۲	۰/۱	۰/۴۵	مقطع ۱
۰/۴	۰/۰۶	۱۲/۵	۰/۰۵۲	۰/۳۰۶	۰/۷۵	مقطع ۲
۰/۳۳	۰/۰۸	۱۲/۵	۰/۰۵۲	۰/۲	۰/۶	میانگین



برای محاسبه پارامترهای اصلی بر روی نقشه ارتفاعی خاتون باغ، دو مقطع یکی در امتداد بیشترین و دیگری در امتداد کمترین قطر کراتر و قاعده مخروط بررسی شد (شکل ۸). از آنجایی که مخروط موردنظر در تمام جهات ابعاد یکسانی ندارد لذا برای پارامترهای اصلی یک مقدار میانگین در نظر گرفته شد تا کلیه محاسبات بعدی بر مبنای این اعداد انجام شوند.

شکل ۶. نمودار شماتیک نشان‌دهنده مقادیر اندازه‌گیری برای مخروط سیندر: W_{cr} = قطر کراتر، W_{co} = قطر قاعده مخروط، H_{co} = ارتفاع مخروط و S = زاویه شیب میانگین مخروط

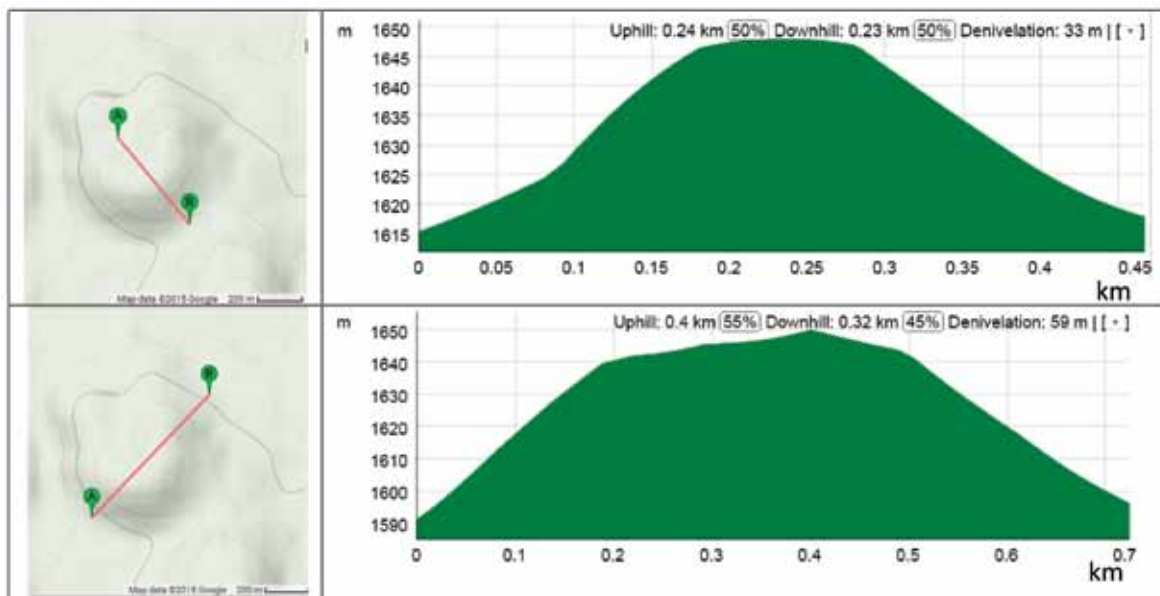


شکل ۷. موقعیت مخروط سیندر خاتون باغ بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۵۰,۰۰۰ و (ب) تصویر ماهواره‌ای

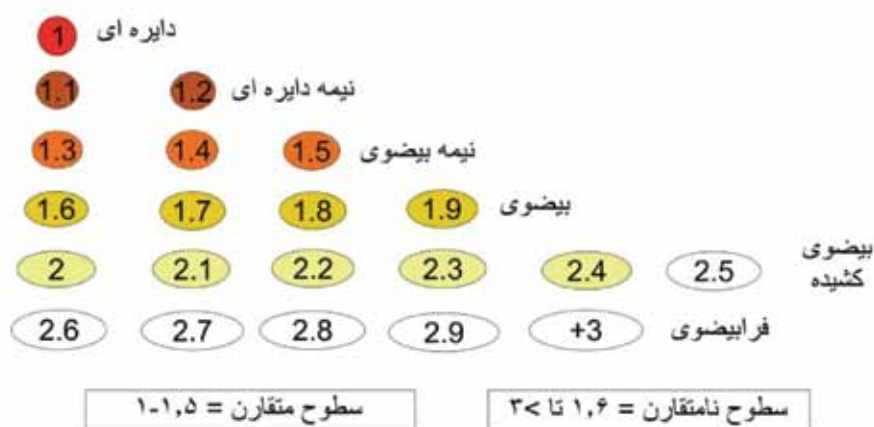
تحلیل مورفولوژی

نسبت قطر حداکثر به حداقل برای کراتر و کف مخروط به ترتیب $3/06$ و $1/87$ محاسبه شده است. بنابراین از نظر شکل هندسی، کراتر مخروط شکل فرابیضوی و کف آن حالت بیضوی دارد. همچنین با توجه به شکل ظاهری دهانه (علی‌رغم تصور اولیه نسبت به مدور بودن آن)، مخروط حالت نعل اسبی از خود نشان می‌دهد (شکل ۱۰).

از آنجایی که مخروط‌های سیندر به علت نوع فوران و فرسایش معمولاً شکل مدور کامل ندارند، Dóniz-Páez (۲۰۱۵) مخروط‌های سیندر را براساس نسبت قطر حداکثر به حداقل برای کراتر و کف مخروط به انواع دایره‌ای، نیمه دایره‌ای، نیمه بیضوی، بیضوی، بیضوی کشیده و فرابیضوی تقسیم‌بندی می‌نماید (شکل ۹). بر اساس داده‌های جدول ۱،



شکل ۸. مقطع عرضی ارتفاعی بر روی نقشه‌های ارتفاعی مخروط سیندر خاتون باغ، در امتداد کمترین کشیدگی در شکل بالا و در امتداد بیشترین کشیدگی در شکل پایین



شکل ۹. تقسیم‌بندی سطح مخروط‌ها بر اساس نسبت قطر حداکثر به حداقل (Dóniz-Páez (2015)

روی داده‌های به دست آمده از مخروط‌های موناکیا Porter (1972) روابط زیر را برای قطر قاعده، قطر کراتر و ارتفاع مخروط به دست آورد:

برای ۳۰ مخروط مورد مطالعه:

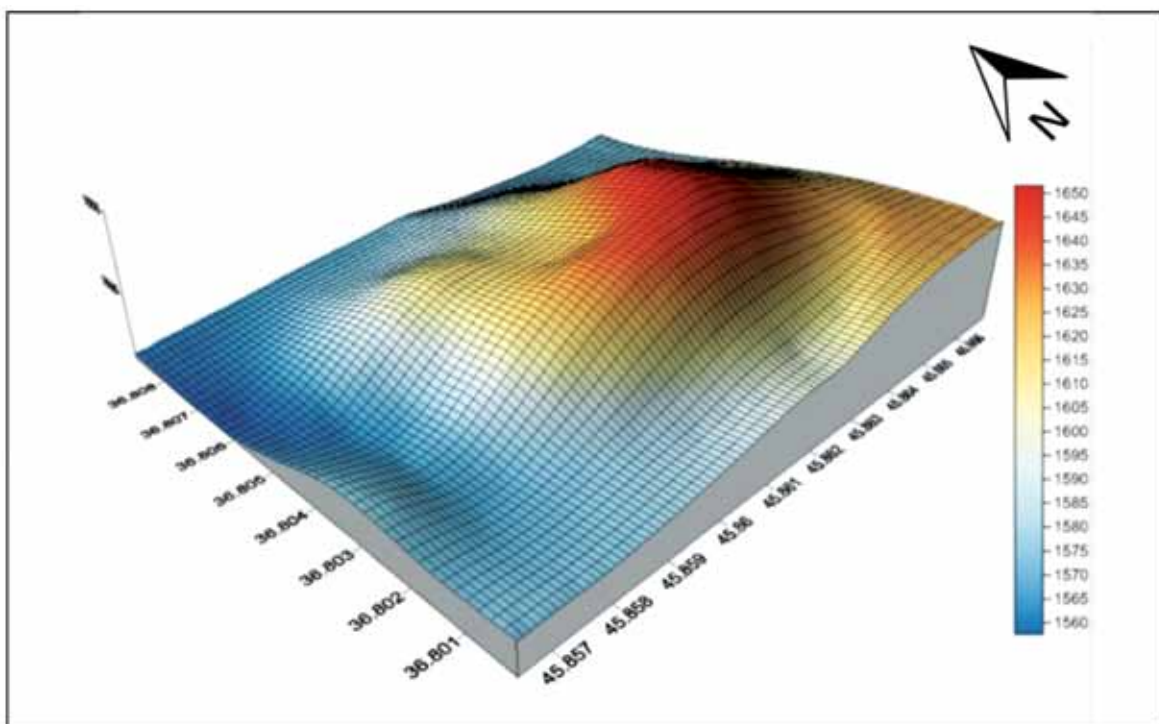
$$H_{co} = 0.18W_{co}$$

برای ۶۲ مخروط مورد مطالعه:

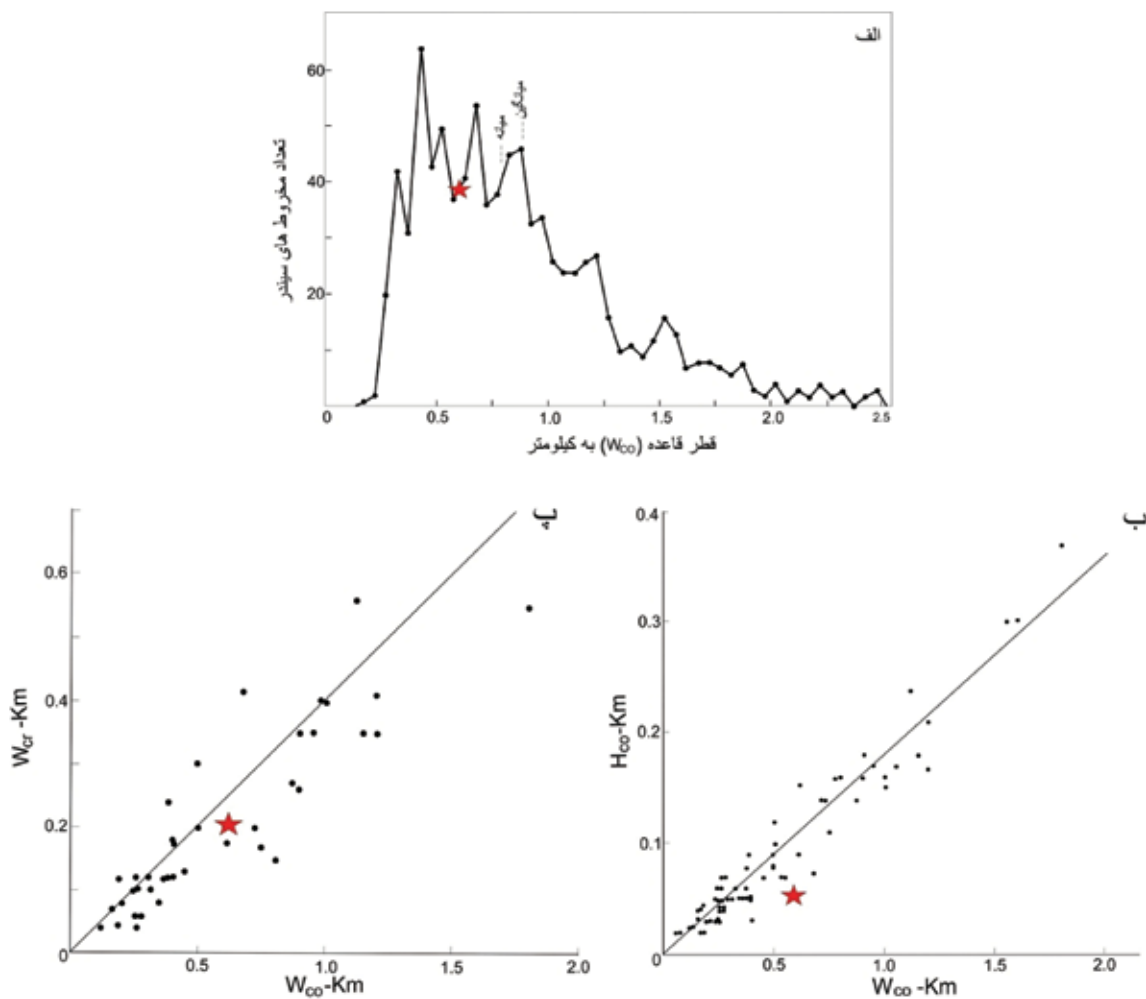
$$W_{cr} = 0.40W_{co}$$

طبق نظر Porter (1972)، این روابط سیستماتیک نشان‌دهنده زاویه تعادل و سکون اسکوری‌هایی است که مخروط‌ها را تشکیل می‌دهند. Wood (1980a) با جمع‌آوری داده‌های مخروط‌های مرتبط با جایگاه‌های تکتونیکی مختلف که ترکیب شیمیایی و اندازه ذرات گوناگون داشتند، صحت معادلات Porter (1972) را تایید کرد. در نتیجه این روابط به‌عنوان روابط کلی برای توصیف مخروط‌های سیندر کره زمین در مطالعات در نظر گرفته می‌شوند. در شکل ۱۱-ب و پ داده‌های Wood (1980a) مربوط به قطر قاعده و قطر کراتر تعدادی مخروط از نقاط مختلف دنیا و مخروط خاتون‌باغ جهت مقایسه نشان داده شده است.

Wood (1980a) توزیع قطر کف (W_{co}) را برای ۹۱۰ مخروط سیندر از نقاط مختلف جهان مانند میدان آتشفشانی سان فرانسیسکو، آریزونا؛ موناکیا، هاوایی؛ جزیره نوویواک، آلاسکا؛ کلیمانجارو، تانزانیا؛ اتنا، ایتالیا و پاریکوتین، مکزیک را رسم نمود (شکل ۱۱-الف). طبق اعداد به دست آمده، قطر کف مخروط‌ها دامنه‌ای از ۰/۲۵ تا حدود ۲/۵ کیلومتر دارد، با میانگین ۰/۹ و میانه آماری ۰/۸ کیلومتر. تعدادی مخروط پراکنده نیز یافت شده‌اند که در کل کمتر از ۰/۱۵ کیلومتر قطر دارند. به‌طور کلی این آتشفشان‌های کوچک معمولاً از نظر ساختاری و ترکیب شبیه هستند، بنابراین می‌توان از نظر مورفولوژی آن‌ها را با هم مقایسه نمود. با رسم مقدار میانگین قطر قاعده سیندر خاتون‌باغ یعنی مقدار ۰/۶ بر روی نمودار Wood (1980a)، می‌توان مشاهده نمود که این قطر به مقدار میانگین جهانی بسیار نزدیک است (شکل ۱۱-الف). بنابراین مخروط خاتون‌باغ از نظر ابعاد مشابه با دیگر مخروط‌های سیندر معمولی در دیگر نقاط جهان است. با بررسی مورفومتری مخروط‌ها و انجام عملیات آماری بر



شکل ۱۰. تصویر سه بعدی مخروط سیندر خاتون‌باغ که بر اساس داده‌های نقشه‌های DEM رسم شده و حالت نعل اسبی دهانه در این تصویر مشخص است



شکل ۱۱. الف) توزیع قطر قاعده ۹۱۰ مخروط سیندر از نقاط مختلف جهان. ب و پ) ابعاد مخروط مربوط به ۸۳ مخروط سیندر نسبتاً جوان از نواحی مختلف جهان. مخروط سیندر خاتون باغ با علامت ستاره نشان داده شده است (Wood, 1980a)

در نتیجه عمل فرسایش و افزایش سن مخروط اسکوری، ارتفاع مخروط کاهش یافته و طبیعتاً از نسبت ارتفاع به قطر مخروط (H_{co}/W_{co}) و زاویه شیب دامنه‌ها کاسته می‌شود. از چنین اصلی می‌توان جهت سن‌سنجی نسبی مخروط‌ها با استفاده از روش‌های تخمینی مقایسه‌ای استفاده نمود (Wood, 1980b Sucipta et al., 2006). با افزایش سن، نسبت H_{co}/W_{co} کاهش می‌یابد چراکه فرسایش با حمل مواد آذرآواری به منطقه پیرامون قاعده مخروط ارتفاع آن را کم می‌کند (Sucipta et al., 2006).

Moore and Wolfe (1976) اطلاعات مربوط به ۳۸

مخروط سیندر مربوط به بخش شرقی میدان آتشفشانی سان فرانسیسکو و (Sucipta et al., 2006) اطلاعات مربوط به ۷۸

شبه‌سازی‌های زیادی تاکنون بر روی نسبت‌های مورفومتری موثر بر تحلیل‌ها انجام شده‌اند و همه گواه این مطلب هستند که چنین نسبت‌هایی در مخروط‌هایی که هنوز شکل هندسی خود را تا حدودی حفظ کرده‌اند، از قوانین مشابهی پیروی می‌نمایند (Kervyn et al., 2012). مشاهدات صحرایی همراه تحلیل‌های عددی نشان می‌دهند که به‌طور کلی نسبت‌های مورفومتری مخروط‌های سیندر به ویژگی‌های مواد تشکیل‌دهنده، شرایط زمانی فوران، جایگاه محلی و دقت روش مورد استفاده برای تخمین ارتفاع مخروط بستگی دارند.

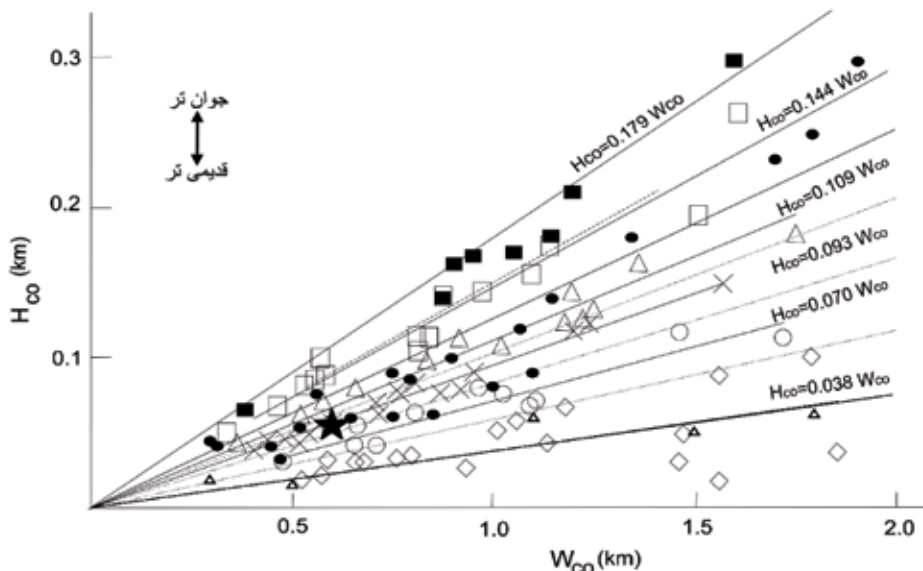
تکامل ابعادی مخروط‌های سیندر را می‌توان با مدت زمانی که در معرض فرسایش قرار گرفته‌اند انطباق داد.

صفحه‌های عربی-اوراسیا واقع شده و دربردارنده حجم زیادی از سنگ‌های ماگمایی سنوزوییک است. از جمله نواحی نزدیک به منطقه مورد مطالعه با شباهت از نظر تشکیل و سن که بر روی آن‌ها تعیین سن ایزوتوپی انجام شده است می‌توان به سلماس و ماکو در شمال باختری ایران (خیرخواه، ۱۳۹۲) و مراکز آتشفشانی آرارات و تندورک در خاور ترکیه، (Pearce et al., 1998; Yilmaz et al., 1990) اشاره نمود. دامنه سنی گدازه‌های بازالتی مناطق مذکور، از ۱/۸۷ تا ۰/۴ میلیون سال برآورد شده است. به نظر می‌رسد که این مقادیر با دامنه سنی به دست آمده در این مقاله یعنی روش مورفومتری مربوط به سیندر خاتون باغ (از ۰/۷ تا ۲ میلیون سال) همخوانی دارد.

جدول ۲. رابطه سن نسبی مخروط‌های سیندر با نسبت H_{CO}/W_{CO} مربوط به میدان آتشفشانی سان فرانسیسکو (Wood, 1980b)

سن نسبی	ضریب رگرسیون (r)	تعداد مخروط‌های مورد محاسبه	معادله خط برازش
< ۱۰۰۰۰ سال	۰/۹۸	۹	$H_{CO} = 0.179 W_{CO}$
۰/۷-۰/۲ میلیون سال	۰/۹۷	۲۴	$H_{CO} = 0.125 W_{CO}$
۰/۸-۳ میلیون سال	۰/۹۰	۵	$H_{CO} = 0.038 W_{CO}$

مخروط سیندر از کمپلکس باجاوا، اندونزی را در روی نمودار ارتفاع مخروط در برابر قطر قاعده پیاده نمودند (شکل ۱۲). این مخروط‌ها قبلاً به روش‌های چینه‌شناسی تعیین سن شده‌اند. هر دسته از این مخروط‌ها دارای خط برازشی هستند که در شکل ۱۲ محاسبه و رسم شده است. واضح است که در مخروط‌های با سن مشخص، نسبت ارتفاع مخروط به قطر قاعده (H_{CO}/W_{CO}) مقادیر مشخصی دارند. سن مطابق با این نسبت‌ها و همچنین خط برازش آن‌ها طبق محاسبات Wood (1980b)، در جدول ۲ مشاهده می‌شوند. تقسیم‌بندی این چنین در مخروط‌ها این شانس را می‌دهد که بتوان به طور نسبی سن مخروط‌ها را بر اساس مورفولوژی محاسبه نمود. از آنجایی که نسبت H_{CO}/W_{CO} برای مخروط سیندر خاتون باغ برابر ۰/۰۸ به دست آمده است، بنابراین با توجه به خطوط برازش شکل ۱۲ و بر اساس سن‌های از قبل مشخص، می‌توان سن تقریبی ۰/۷ تا ۲ میلیون سال (پلیستوسن-کواترنری) را برای مخروط سیندر خاتون باغ محاسبه نمود که با سن نسبی چینه‌شناسی تعیین شده در روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ (Eftekharnzhad, 1973) مطابقت دارد. همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، این منطقه بخشی از فلات کوهزایی ایران-ترکیه را تشکیل می‌دهد که در محل برخورد



شکل ۱۲. نمودار ارتفاع مخروط (H_{CO}) در برابر قطر قاعده مخروط (W_{CO}) برای ۷۸ مخروط سیندر از کمپلکس باجاوا، اندونزی (نقاط تو خالی) (Sucipta et al., 2006) و ۳۸ مخروط مربوط به میدان آتشفشانی سان فرانسیسکو (نقاط توپر) (Moore and Wolfe, 1976) به همراه مخروط سیندر خاتون باغ که با علامت ستاره نشان داده شده است. همه این داده‌ها به روش‌های چینه‌شناسی قبلاً تعیین سن شده‌اند. خطوط، نشان‌دهنده برازش کمترین مربعات برای هر گروه و خط چین‌ها، به‌عنوان مرز جداکننده گروه سنی مورفومتری فرض می‌شوند

1. Fit Line

نتیجه‌گیری

مخروط سیندر خاتون باغ در شمال خاوری مهاباد از سه بخش عمده تشکیل شده است که به ترتیب از پایین به بالا شامل: لایه‌های سرشار از اسکوری، خاکستر، تفر، بخش میانی اسکوری حاوی بمب که به سمت بالا بر مقدار بمب افزوده شده و از مقدار اسکوری آن کاسته شده است. از نظر شکل هندسی، کراتر مخروط سیندر خاتون باغ فرابيضوی و کف آن بيضوی شکل است. همچنين با توجه به شکل ظاهري دهانه (علی‌رغم تصور اولیه نسبت به مدور بودن آن)، مخروط شکل نعل اسبی از خود نشان می‌دهد. با رسم داده‌های قطری مربوط به مخروط سیندر خاتون باغ بر روی نمودار Wood (1980a) می‌توان گفت که قطر سیندر خاتون باغ به مقادیر میانگین جهانی نزدیک است. بنابراین مخروط مورد مطالعه از نظر ابعاد مشابه با دیگر مخروط‌های سیندر معمولی در دیگر نقاط جهان است. از آنجایی که مخروط‌های با سن مشخص، دارای نسبت ارتفاع مخروط به قطر قاعده (H_{co}/W_{co}) با مقادیر مشخصی هستند، لذا با توجه به روابط Porter (1972) و داده‌های سن سنجی مربوط به Wood (1980b) و Sucipta et al., (2006) می‌توان سن تقریبی ۰/۷ تا ۲ میلیون سال (پلیستوسن-کواترنری) را برای مخروط سیندر خاتون باغ محاسبه نمود. با توجه به نهشته شدن فرآورده‌های آتشفشانی مخروط سیندر خاتون باغ بر روی نهشته‌های رسوبی عهد حاضر، طبیعتاً سن حدود ۰/۷ میلیون سال با واقعیت‌های روی زمین تطبیق بیشتری دارد.

سپاسگزاری

از پژوهشکده علوم زمین به دلیل فراهم نمودن امکانات لازم جهت انجام این پژوهش صمیمانه تشکر به عمل می‌آید.

منابع

- اصغری سراسکانرود، ص.، محمدنژاد آروق، و. و بلواسی، م.، ۱۳۹۳. مورفولوژی و مورفومتری انواع دهانه‌های آتشفشانی در مخروط آتشفشانی سهند. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال سوم، شماره ۱، ۶۴-۵۱.
- خیرخواه، م.، ۱۳۹۲. پژوهشی نوین بر پتروژنز و سن یابی گدازه‌های بازیک کواترنری شمال باختری ایران، در مقایسه با مراکز منشأ در فلات ایرانی-ترکی. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و دوم، شماره ۸۸، ۲۱۸-۲۰۵.
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H. and Mcleod, C. L., 2013. Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran. *Journal of Petrology*, 1-25.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., Sánchez, N., García-Cacho L., and García, A., 2008. Morphological and statistical characterisation of recent mafic volcanism on Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173, 185-195.
- Dóniz-Páez, J., 2015. Volcanic geomorphological classification of the cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain). *Geomorphology* 228, 432-447.
- Eftekhar -Nezhad, J., 1973. Geological Map of Mahabad. Geological Survey of Iran Press.
- Eftekhar -Nezhad, J., 1975- Brief history and structural development of Azarbaijan. Geological. Survey of Iran. International Report.
- Fornaciai, A., Favalli, M., Karátson, D., Tarquini, S. and Boschi, E., 2012. Morphometry of scoria cones, and their relation to geodynamic setting: A DEM-based analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 217-218, 56-72.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25, 105-124.

- Kervyn, M., Ernst, G.G., Carracedo, J. and Jacobs, C. P., 2012. Geomorphometric variability of "monogenetic" volcanic cones: Evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones, *Geomorphology* 136, 59-75.
- Kheirkhah, M., Neill, I., Allen, M.B. and Ajdari, K., 2013. Small-volume melts of lithospheric mantle during continental collision: Late Cenozoic lavas of Mahabad, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 74, 37-49.
- Lorenz, V. and Kurszlaukis, S., 2007. Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 4-32.
- Moore, R.B. and Wolfe, E.W., 1976. Geologic map of the eastern San Francisco volcanic field, Arizona. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map, I-953.
- Neill, I., Kh. Meliksetian, Kh., Allen, M.B., Navarsardyan, G. and Karapetyan, S., 2013. Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: Magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau. *Lithos* 180-181, 200-215.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Gunner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J. G., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229.
- Porter, S.C., 1972. Distribution, morphology and size frequency of cinder cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Geological Society of American Bulletin.*, 84, 382-403.
- Schmincke, H.-U., 2004. *Volcanism*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 324.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review, *American Association Petroleum Geological Bulletin.* 52, 1229-1258.
- Sucipta, E., Takashima, I. and Muraoka, H., 2006. Morphometric age and petrological characteristics of volcanic rocks from the Bajawa Cinder Cone Complex, Flores, Indonesia. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 101, 48-68.
- Winter, J.D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prenticehall incorporation upper Saddle River, New Jersey.
- Wood, C.A., 1980a. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 7: 387-413
- Wood, C.A., 1980b. Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. *Proceeding 10th Lunar Planetary Science Conference.*, 2815-2840.
- Yilmaz, Y., Guner, Y. and Saroglu, F., 1998. Geology of the quaternary volcanic centers of the east Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 173-210.

توزیع طلا و عناصر فرعی در پیریت کانسار سنجد، منطقه معدنی موته، بر اساس نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب

زهرا نوریان رامشه^{۱*}، محمد یزدی^۲، ایرج رسا^۲ و فریبرز مسعودی^۲

۱. دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۶/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۹/۲۲

چکیده

منطقه موته در قسمت مرکزی زون سنجد - سیرجان واقع شده و دارای دو معدن طلائی فعال به نام چاه خاتون و سنجد می‌باشد. واحدهای سنگی منطقه تحت تاثیر دگرگونی در حد شیبست سبز تا آمفیبولیت زیرین بوده و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی و آتشفشانی اسیدی دگرگون تا دگرشکل شده می‌باشند. این سنگ‌های دگرگونی میزبان کانی‌سازی طلا هستند و پیریت کانی اصلی میزبان طلا می‌باشد. به‌منظور بررسی توزیع طلا و عناصر فرعی در کانی پیریت، پیریت‌های کانسار سنجد با استفاده از مطالعات میکروسکوپی و آنالیز الکترون مایکروپروب مورد بررسی قرار گرفتند. بر اساس این مطالعات دو نسل پیریت شناسایی شد. پیریت‌های نسل اول، پیریت‌های نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دانه متوسط دگرشکل شده و دارای شکستگی با محتوای طلائی بالا (تا ۸۱۰ppm) و پیریت‌های نسل دوم، پیریت‌های درشت بلور شکل‌دار و دارای محتوای طلائی پایین تا متوسط (از زیر حد تشخیص دستگاه تا ۱۱۰ppm). همچنین نتایج آنالیز نشان می‌دهد که به‌جز طلا هیچ‌گونه تفاوت سیستماتیکی بین محتوای عناصر فرعی دو نسل پیریت وجود ندارد. بر اساس تصاویر BSE طلا به‌صورت آزاد در حد میکرون در ریزشکستگی‌های پیریت نسل اول مشاهده شد. همچنین بر اساس نقشه پراکندگی عناصر، Co در شبکه پیریت حضور دارد و زونینگ نشان می‌دهد. سنگ‌های مافیک الترامافیک نسبت به Co غنی‌شدگی نشان می‌دهند، در مقابل سنگ‌های فلسیک فقیر از Co هستند، تمرکز بالای کبالت می‌تواند گواه سهم بالای سنگ‌های مافیک - الترامافیک در منبع سیال در منطقه باشد. بنابراین میزان بالای Co در پیریت احتمالاً مرتبط به سنگ‌های دگرگونی مافیک - الترامافیک است و شواهد بیشتری را برای کوهزایی بودن نهشته طلا فراهم می‌کند.

واژه‌های کلیدی: آنالیز الکترون مایکروپروب، پیریت، طلا، سنجد، موته.

مقدمه

است. این منطقه به‌عنوان اولین و مهم‌ترین منطقه تولید طلا در ایران است که دارای دو معدن فعال روباز به نام‌های چاه خاتون و سنجد و چندین اندیس کوچک‌تر می‌باشد، که به علت قرارگیری منطقه در محدوده حفاظت شده محیط

محدوده طلائی موته در استان اصفهان، شمال شرق گلیپایگان و بخش مرکزی زون سنجد - سیرجان واقع شده

* نویسنده مرتبط: ZN5562@yahoo.com

زیست و دارا بودن گونه‌های جانوری، اجازه استخراج برای معادن کوچک‌تر صادر نگردیده است.

علی‌رغم مطالعات متعدد انجام شده در منطقه، ژنز طلا در منطقه موده همچنان بحث برانگیز است. عده‌ای عقیده دارند که کانه‌زایی طلای منطقه در ارتباط ژنتیکی با توده‌های گرانیته‌ای می‌باشد (برای مثال؛ Thiele et al., 1968; Samani, 1988). در حالی‌که Paidar-Saravi (1989) برای این کانسارها منهای دگرگونی در نظر گرفته و از پیریت‌های اولیه موجود در منطقه به‌عنوان منشأ احتمالی طلا نام برده است. حسنی و محجل (۱۳۷۸) تشکیل کانسارهای طلای منطقه را در ارتباط با تکتونیک کششی هم‌زمان با نفوذ توده‌های گرانیته‌ای و در امتداد پهنه‌های برشی شکنا‌ی گسل‌های نرمال در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی عنوان کرده‌اند. رشید نژاد عمران (۱۳۸۱) یک منشأ اگزالاتیو به‌صورت پیریت‌های طلا دار مرتبط با توفه‌های اسیدی-ریولیتی پالئوزویک برای کانسارهای منطقه در نظر می‌گیرد. کوهستانی (۱۳۸۳) کانسار چاه باغ در جنوب غرب منطقه موت را مطالعه نموده و آن را از نوع کوهزایی دانسته است. (Moritz et al., 2006) کانه‌زایی‌های طلای منطقه را نتیجه بالآمدگی کمپلکس‌های دگرگونی میزبان هم‌زمان یا بعد از مراحل انتهایی کشش شکنا‌ی ائوسن و فعالیت ماگمایی هم‌زمان موجود در پهنه سنجد-سیرجان و کمر بند ارومیه-دختر را مرتبط با این کانه‌زایی‌ها دانسته و یک ناهنجاری حرارتی (احتمالاً مرتبط با توده‌های نفوذی) را برای کانسارهای منطقه پیشنهاد داده‌اند. (Kouhestani et al., 2014) عقیده دارند که این کانسارها در نتیجه چندین مرحله کانه‌زایی تشکیل شده‌اند و دگرگونی ناحیه‌ای مرتبط با بسته شدن نئوتتیس را به‌عنوان اولین و مهم‌ترین فرآیند دانسته و تیپ کوهزایی را برای مجموعه کانساری موت پیشنهاد می‌کنند.

در منطقه موده کانه‌زایی طلا در ارتباط با رگه‌های کوارتز می‌باشد و پیریت مهم‌ترین کانی میزبان طلا در منطقه و کانسار سنجده است. بنابراین اگر پیریت مستقیماً از سیالات کانه‌ساز ته‌نشین شده باشد ترکیب عناصر فرعی موجود در پیریت ممکن است اطلاعات مهمی درباره سیالات و

فرآیندهای کانه ساز در اختیار قرار دهد. تاکنون هیچ‌گونه اطلاعاتی راجع به پراکندگی عناصر فرعی پیریت‌های کانسار سنجده گزارش نشده است. در این تحقیق گزارشی از نحوه پراکندگی طلا، عناصر اصلی و فرعی پیریت در کانسار سنجده ارائه می‌شود.

زمین‌شناسی

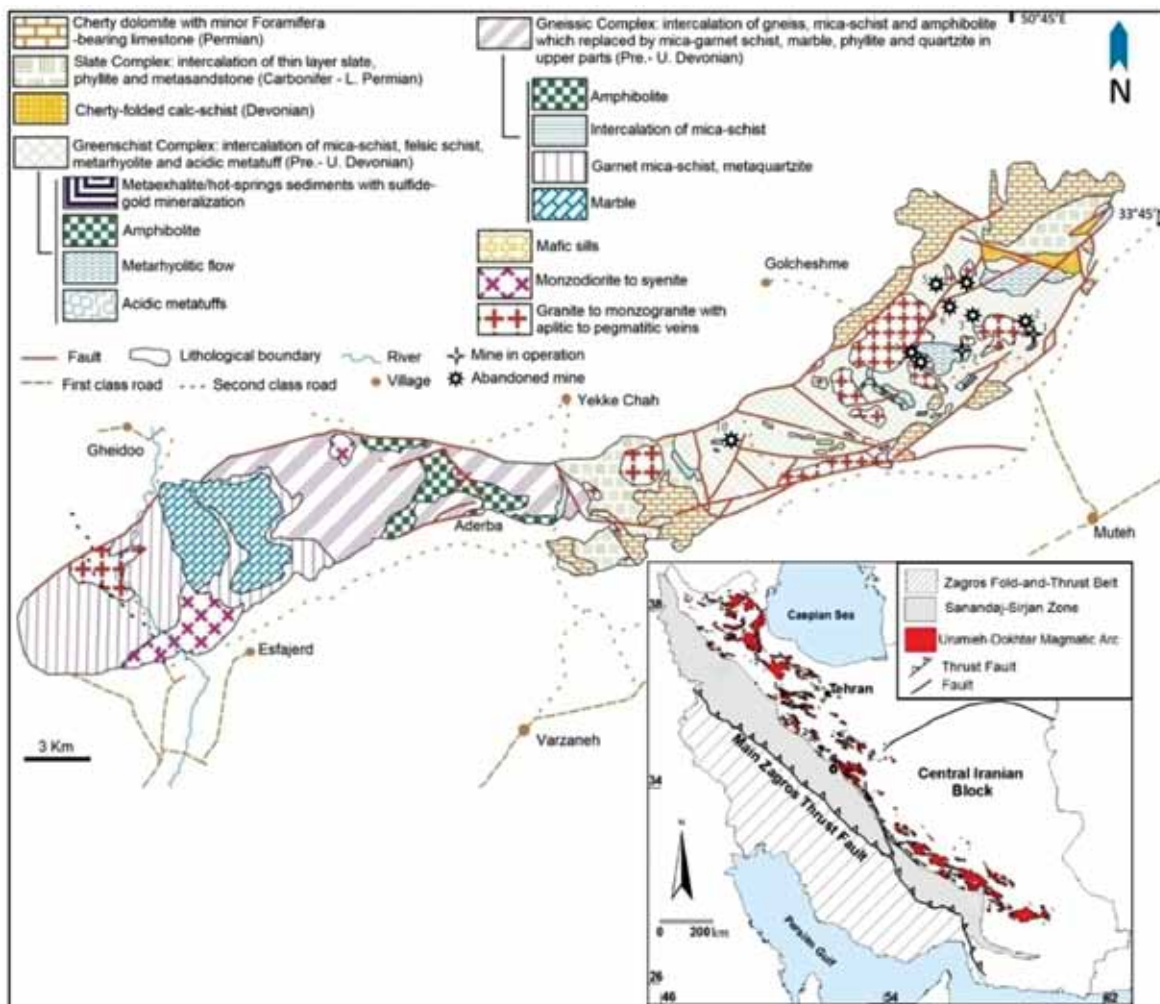
منطقه معدنی موده، بخشی از درونپشته گلپایگان-موده با روند عمومی شمال خاوری-جنوب باختری است که در بخش مرکزی زون سنجد-سیرجان قرار گرفته است (شکل ۱). این زون با ۱۵۰ کیلومتر عرض و ۲۰۰۰ کیلومتر طول، هنگام فرورانش اقیانوس نئوتتیس در طول حاشیه غربی ایران تشکیل شده است؛ (Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Omrani et al., 2008) و عمدتاً شامل سنگ‌های دگرگونی با سن پالئوزویک تا کرتاسه همراه با توده‌های نفوذی با سن ژوراسیک تا ائوسن می‌باشد (Masoudy, 1997).

واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه معدنی موده، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی، ولکانیکی و ولکانی کلاستیک دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز تا مرز شیست سبز به آمفیبولیت با امتداد عمومی شمال خاوری-جنوب باختری می‌باشند که توسط توده‌های نفوذی بازیک (سیل و دایک) و به‌خصوص اسیدی و گرانیته (استوک و با تولید) به‌طور مکرر مورد هجوم واقع شده‌اند (رشیدنژاد عمران، ۱۳۸۱). این کمپلکس‌های دگرگونه از پایین به بالا شامل کمپلکس گنایسی (شامل تناوبی از گنایس، میکاشیست و آمفیبولیت با تبدیل تدریجی به میکا-گارنت شیست، مرمر، فیلیت و کوارتزیت در بخش‌های زیرین)، کمپلکس شیست سبز (شامل تناوبی از میکاشیست، کلریت-اکتینولیت شیست، فلسیک شیست، کالک شیست، سنگ‌های آذرین اسیدی میلونیتی (متاریولیت) و متاولکانی کلاستیک) و کمپلکس اسلیتی (تناوبی از لایه‌های نازک اسلیت، فیلیت و ماسه‌سنگ دگرگونه) می‌باشد که با تماس تدریجی یا ناپیوستگی هم‌شیب و گاه با همبری گسلی در زیر واحد کربناتی پرمین قرار گرفته‌اند.

این توالی‌ها تحت تاثیر فازهای متعدد و شدید دگرریختی

میزبان فلسیک شیستی و متاریولیتی (توفاها و گدازه‌های ریولیتی دگرگون شده) کمپلکس شیست سبز رخ داده است. از مهم‌ترین دگرسانی‌های موجود در پهنه‌های برشی می‌توان به دگرسانی‌های سریسیستی، کلریتی، اپیدوتی، کربناتی، سیلیسی و سولفیدی اشاره کرد که از این بین دگرسانی‌های سیلیسی و سولفیدی بیشترین انطباق را با بخش‌های کانهدار نشان می‌دهند. کانهای اصلی منطقه به صورت رگه‌های سیلیسی سولفیددار (طلادار) درون پهنه‌های برشی شکنا، در امتداد گسل‌های نرمال با روند N40W و شیب به سمت شمال خاوری رخ داده است. این پهنه‌های کانهدار، مربوط به جوان‌ترین مرحله دگرشکلی منطقه (D₃) می‌باشد.

نظم و ترتیب اولیه خود را از دست داده و واحدهای لیتولوژی مختلف با ساختارها و فابریک‌های متفاوت به وجود آورده‌اند. مطالعات ساختاری انجام گرفته، وقوع سه مرحله دگرشکلی (D₁-D₃) را در منطقه مشخص ساخته است (صدیق، ۱۳۷۸). عملکرد دگرشکلی‌های چندمرحله‌ای ایجاد یک مجموعه دگرشکل شده همراه با برگواره، خطواره، چین‌خوردگی‌ها و گسل‌خوردگی‌های مختلف می‌باشد. دگرشکلی و ساختار اصلی منطقه تحت تاثیر دگرشکلی مرحله دوم (D₂)، رخ داده است. یکی از مهم‌ترین آثار این دگرشکلی، میلیونیتی شدن سنگ‌های منطقه می‌باشد. در مقیاس ناحیه‌ای، کانهای طلا در منطقه معدنی موته در ارتباط با پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و شکنا در سنگ‌های



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی محدوده معدنی موته. (۱) چاه خاتون (۲) دره اشکی (۳) چشمه گوهر (۴) سه کلپ (۵) تنگه زر (۶) چاه علومه (۷) سنجده (۸) قروم قروم (۹) چشمه دستار (۱۰) چاه باغ. ضمیمه: زیرزون‌های کوهزاد زاگرس که در آن موقعیت موته و چند نهشته در زون سنجده-سیرجان نشان داده شده است، (۱) موته (۲) کرویان (۳) قلقله (۴) قیغلوچه (۵) زرتشت (Kouhestani, et.al., 2014)

خصوصیات معدن سنجده

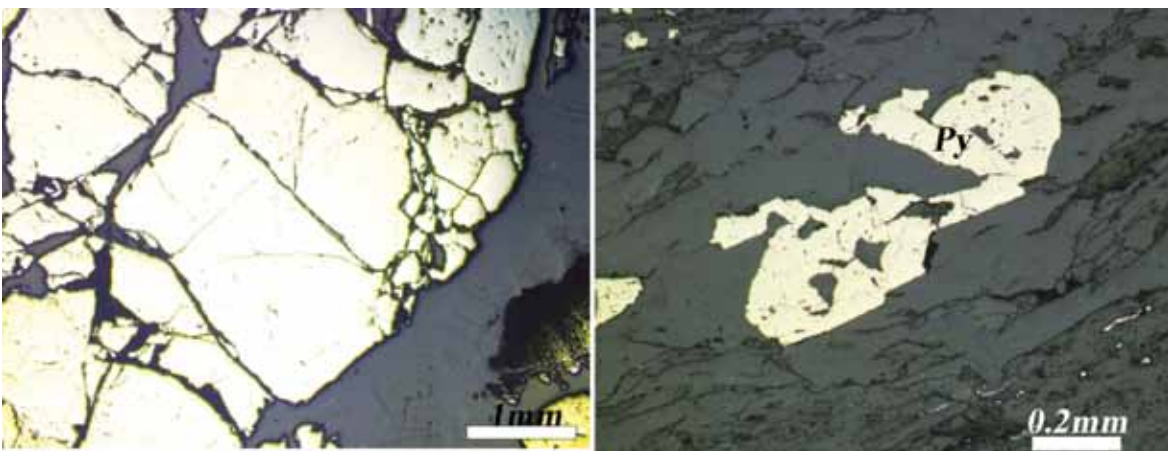
نیز دگرسانی آرژلیک (کائولینیتی شدن) غالب است که به رنگ سفید دیده می‌شود. پیریتی شدن و لیمونیتی شدن، همچنین آثاری از فلدسپاتی شدن (از نوع آلبیت) نیز دیده می‌شود.

رگه‌های کوارتز به‌طور عمده میزبان کانه‌زایی طلا می‌باشند. بر اساس مطالعات کانه‌نگاری، پیریت، کالکوپیریت و گالن کانه‌های سولفیدی کانسار سنجده را تشکیل می‌دهد که پیریت فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانه در ارتباط با کانه‌زایی طلا می‌باشد. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی دو نسل پیریت در منطقه شناسایی شده است. پیریت‌های نسل اول، پیریت‌های عموماً بی‌شکل، دگرشکل و دارای شکستگی و پیریت‌های نسل دوم، پیریت‌های درشت دانه شکل دار و عموماً دارای سطح صاف می‌باشند (شکل ۳).



شکل ۲. گسل اصلی کانسار سنجده که قسمت اعظم کانه‌زایی در راستای آن رخ داده است (دید به سمت شمال)

همان‌گونه که گفته شد، منطقه معدنی موته شامل دو معدن فعال چاه خاتون و سنجده و مهم‌ترین منطقه معدنی فعال طلا در ایران می‌باشد. گزارش داخلی معدن یک توناژ کل ۱/۷۹ میلیون تن با عیار ۲/۵۷ ppm در چاه خاتون و ۱/۷۶ میلیون تن با عیار ۲/۵۸ ppm در سنجده گزارش کرده است (Moritz et al., 2006). معدن سنجده در پنج کیلومتری شمال غرب کارخانه استحصال واقع شده است. سنگ میزبان معدن سنجده، گنبد ریولیتی و فلسیک شیبست کوه سیاه است که بخش‌های طلا دار اقتصادی آن، در سه زون برشی با گسل‌های نرمال و ضخامت سه تا شش متر واقع شده‌اند (شکل ۲). جنس این سنگ‌ها، متاریولیت خاکستری رنگ خرد شده و به‌شدت سیلیسی شده‌ای است که طلا در آنها متمرکز شده است. این قسمت‌ها همگی بخشی از کمپلکس شیبست سبز می‌باشند. در بعضی از زون‌ها، رگه‌های سیلیسی پیریت‌دار با ضخامتی نزدیک به یک متر وجود دارند. روند عمومی زون‌های کشتی طلا دار W40 N و شیب آنها حدود ۳۰ درجه شمال شرقی است (شکل ۲). دگرسانی در سنگ‌های میزبان و فراگیر معدن سنجده، اغلب از نوع سیلیسی است که به‌صورت رگه‌ای و بیشتر در محل تراکم درزه‌ها شکل گرفته‌اند. علاوه بر این در بعضی نقاط دگرسانی سرپسیتی و در بخش‌هایی از معدن



شکل ۳. نمونه‌ای از پیریت‌های نسل اول (سمت راست) و نسل دوم (سمت چپ)

روش آنالیز

نتایج آنالیز

نتایج مربوط به آنالیز پیریت‌های نسل اول و دوم کانسار سنجده در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. در بین عناصر آنالیز شده میزان آهن پیریت ۴۵/۴۱۲ تا ۴۶/۹۴۶ درصد و گوگرد ۵۲/۱۱۵ تا ۵۳/۶۳۳ درصد متغیر می‌باشد. همچنین میزان طلا از زیر حد تشخیص دستگاه (bdl) تا ۸۱۰ ppm بوده و کبالت تقریباً در تمام نمونه‌ها (در هر دو نسل پیریت) حضور دارد و میزان آن از ۱۳۰ تا ۶۰۳۰ ppm متغیر است. قابل ذکر است که میزان As در هر دو نسل پیریت پایین می‌باشد و فقط در یک نمونه به ۲۱۴۰ ppm می‌رسد و در اکثر نمونه‌ها میزان آن در حد زیر حد تشخیص دستگاه تا حداکثر چند صد ppm می‌باشد. به‌طور کلی به‌جز طلا هیچ‌گونه تفاوت سیستماتیکی بین محتوای عناصر فرعی دو نسل پیریت وجود ندارد. ضریب هم‌بستگی بین Au و عناصر دیگر در جدول ۳ آورده شده است، همان‌گونه که دیده می‌شود Au با Ag و Bi هم‌بستگی مثبت نشان می‌دهد.

جهت بررسی چگونگی حضور طلا و عناصر فرعی در کانی پیریت، تعداد ۲۷ نمونه از بخش‌های کانه‌دار معدن سنجده برداشت شد. پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی، مقاطع ابتدا به‌وسیله میکروسکوپ انعکاسی مدل Zeiss و سپس توسط دستگاه الکترون میکروپروب (EPMA) مدل Jeol JXA-8230 در آکادمی علوم زمین چین (پکن) مورد آنالیز قرار گرفت. به این منظور ابتدا جهت رسانا کردن نمونه‌ها، مقاطع به‌وسیله پوششی از کربن پوشش داده شد. ولتاژ به کار گرفته شده برای کانی پیریت ۲۰ Kv و اندازه بیم جریان ۲۰ nA و قطر آن ۵ μm می‌باشد. جهت بررسی چگونگی توزیع طلا در شبکه پیریت، تعداد ۱۵۰ نقطه جهت آنالیز توسط دستگاه الکترون میکروپروب انتخاب شد. در انتخاب این نقاط سعی شد ضمن انتخاب بلورهای مختلف، در یک بلور چندین نقطه مورد آنالیز قرار گیرد به‌عنوان مثال نقاطی از حواشی و مرکز یک بلور جهت آنالیز انتخاب گردیدند.

جدول ۱. نتایج آنالیز EPMA مربوط به پیریت‌های نسل اول (براساس wt%).

No.	Se	As	S	Pb	Bi	Sb	Fe	Co	Ag	Te	Zn	Cu	Ni	Au	Total
1	0.024	0.009	52.701	0	0	0	46.499	0.083	0	0.02	0	0.014	0.003	0.038	99.391
2	0	0	52.576	0.04	0	0	46.522	0.077	0.008	0.025	0	0.02	0.002	0.021	99.291
3	0.008	0	53.037	0.022	0.017	0	46.612	0.099	0	0.013	0	0.013	0	0.056	99.877
4	0	0.028	53.35	0	0	0.001	46.28	0.053	0.001	0.04	0.004	0.01	0.005	0.029	99.801
5	0.008	0.009	52.958	0.065	0.049	0	46.887	0.077	0	0	0.025	0.027	0	0.015	100.12
6	0.006	0	52.54	0	0	0.009	45.896	0.013	0	0	0.004	0	0	0.051	98.519
7	0	0	53.148	0.049	0	0	46.742	0.035	0.004	0	0	0	0.001	0.016	99.995
8	0.001	0.038	52.892	0.015	0	0.015	46.269	0.071	0	0	0.002	0.004	0.004	0.011	99.322
9	0.006	0.042	52.731	0	0	0.019	46.471	0.108	0	0	0	0	0	0.018	99.395
10	0.017	0.031	52.569	0	0.034	0.011	45.771	0.145	0.019	0.027	0.025	0.022	0.014	0.056	98.741
12	0	0	53.541	0.068	0.02	0.005	46.407	0.128	0	0.002	0	0	0.019	0.023	100.213
13	0.006	0.015	52.981	0.148	0	0.032	45.924	0.101	0.029	0	0	0.026	0.034	0.015	99.311
14	0	0	53.014	0.043	0	0	46.479	0.058	0.002	0	0.02	0	0.003	0.062	99.681
15	0	0.034	52.905	0	0	0.009	46.14	0.017	0	0	0.007	0.029	0.013	0.028	99.182
16	0.006	0.024	52.638	0.022	0.023	0.002	46.393	0.05	0	0	0.006	0.027	0.006	0.039	99.236
17	0.037	0	53.104	0.046	0	0	46.146	0.073	0	0.034	0.015	0	0	0.015	99.47
18	0.005	0	52.836	0	0	0	46.392	0.067	0	0.022	0.003	0	0.002	0.054	99.381
19	0	0.037	52.797	0.006	0	0	46.158	0.07	0	0	0.002	0	0.002	0.039	99.111
20	0	0	52.972	0.012	0.031	0	45.857	0.072	0	0.053	0.013	0.01	0.005	0.058	99.083

1. Electron prob micro analysis

2. Below detection limit

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز EPMA مربوط به پیریت‌های نسل اول (براساس wt/%)

No.	Se	As	S	Pb	Bi	Sb	Fe	Co	Ag	Te	Zn	Cu	Ni	Au	Total
21	0.01	0.079	52.845	0.04	0.034	0.003	46.106	0.056	0	0.006	0.027	0.027	0	0.023	99.256
22	0	0.005	52.974	0	0.003	0	45.574	0.468	0	0.043	0.007	0.025	0.013	0.029	99.141
23	0.008	0.043	52.579	0	0	0	46.267	0.072	0.035	0.027	0.006	0.004	0.015	0.042	99.098
24	0.007	0.003	53.098	0.034	0.045	0	46.1	0.066	0	0.011	0.053	0	0	0.039	99.456
25	0.027	0.008	53.325	0.04	0	0.006	46.541	0.066	0.009	0.048	0	0	0	0.021	100.091
26	0.017	0.038	53.022	0.089	0.043	0.029	45.922	0.06	0.021	0.012	0	0	0	0.021	99.274
27	0	0.001	53.544	0.034		0.004	46.149	0.603	0	0	0	0	0.035	0.024	100.394
28	0	0.012	53.196	0		0.021	45.986	0.116	0	0	0.001	0	0.017	0.034	99.383
29	0	0	53.191	0		0.022	46.118	0.112	0	0.006	0	0	0.045	0.033	99.527
30	0.007	0	53.246	0		0.007	46.198	0.12	0.003	0.006	0.03	0.026	0	0.081	99.724

جدول ۲. نتایج آنالیز EPMA مربوط به پیریت‌های نسل دوم (براساس wt/%)

No.	Se	As	S	Pb	Bi	Sb	Fe	Co	Ag	Te	Zn	Cu	Ni	Au	Total
1	0	0.032	53.222	0	0	0	46.25	0.051	0	0.043	0.026	0	0.004	0.01	99.638
2	0	0.025	52.294	0.105	0	0.011	46.333	0.072	0	0	0	0	0.006	0	98.846
3	0	0.018	53.513	0.018	0	0	46.034	0.058	0	0	0.01	0	0.004	0	99.655
4	0	0	53.204	0	0	0.01	45.904	0.051	0	0	0	0.01	0.002	0	99.181
5	0.015	0	52.737	0	0	0.037	46.689	0.068	0.011	0.029	0.017	0	0.014	0	99.617
6	0.004	0	52.937	0.031	0	0.01	46.254	0.02	0	0	0.012	0	0	0	99.268
7	0	0.006	52.553	0	0.006	0	45.949	0.126	0.004	0.028	0	0	0.001	0	98.673
8	0.004	0.036	52.71	0.031	0.017	0	45.898	0.056	0.027	0	0	0.014	0.02	0	98.813
9	0	0	52.858	0.08	0	0.02	46.507	0.099	0	0.022	0	0	0.015	0.01	99.611
10	0	0.034	52.894	0.034	0	0.022	46.597	0.078	0.039	0	0	0	0.006	0	99.704
11	0	0.011	53.135	0.025	0	0	45.978	0.226	0.053	0	0	0	0.013	0	99.441
12	0	0	52.497	0.037	0.003	0.006	46.729	0.044	0.014	0	0	0	0.007	0	99.337
13	0.002	0	52.949	0	0	0.032	46.458	0.14	0	0	0.025	0.003	0.013	0	99.622
14	0	0.017	52.696	0	0.009	0.001	45.902	0.097	0	0	0.016	0	0.012	0	98.75
15	0.007	0	52.798	0.065	0	0	46.273	0.081	0.012	0	0	0	0	0.011	99.247
16	0.005	0.014	52.604	0	0	0	46.433	0.044	0	0.019	0	0	0	0	99.119
17	0.014	0	53.033	0.022	0.014	0	46.369	0.063	0	0	0	0.006	0	0.011	99.532
18	0	0	53.157	0.006	0.017	0.01	45.852	0.072	0.031	0.015	0	0	0.01	0	99.17
19	0	0.01	53.261	0.077	0.017	0	46.935	0.163	0.005	0	0.004	0.001	0.001	0	100.474
20	0.02	0.06	52.995	0.037	0.026	0.005	45.604	0.572	0.017	0	0.034	0	0	0.01	99.38
21	0.007	0	52.569	0.009	0.014	0.017	46.666	0.072	0.009	0	0.03	0.048	0	0	99.441
22	0.002	0	52.826	0.052	0.048	0	46.161	0.086	0.021	0.017	0.002	0.014	0	0	99.229
23	0.006	0.017	52.836	0.068	0.08	0.021	46.357	0.052	0	0	0	0	0	0	99.437
24	0	0	52.601	0.003	0.051	0	46.366	0.097	0.007	0	0	0	0.007	0.008	99.14
25	0	0	52.818	0	0	0	45.996	0.057	0.012	0.012	0.012	0.005	0.009	0.002	98.923
26	0	0.04	52.897	0	0.037	0.008	45.839	0.055	0.027	0.005	0	0.024	0.001	0	98.933
27	0.026	0	52.958	0.043	0	0	45.86	0.148	0	0	0.011	0	0	0	99.046
28	0	0	52.656	0.006	0.014	0.037	46.206	0.069	0	0	0.007	0.008	0.012	0.003	99.018
29	0.003	0	52.546	0	0.006	0.022	46.203	0.073	0	0.037	0.004	0	0	0.008	98.902
30	0	0	52.687	0.015	0.014	0	46.4	0.07	0.015	0.002	0	0	0.001	0	99.204
31	0.02	0.018	52.945	0.015	0.011	0	45.667	0.059	0	0.02	0	0	0	0.006	98.761
32	0.01	0.012	53.222	0	0	0.022	45.89	0.077	0.01	0.01	0	0	0	0	99.253
33	0	0.021	53.079	0.077		0.016	46.362	0.163	0	0.001	0	0.021	0.01	0	99.75
34	0	0	52.686	0		0	46.112	0.142	0	0.005	0	0.016	0.016	0.003	98.98
35	0	0	53.409	0.015		0	46.637	0.099	0	0	0.003	0	0.009	0	100.172

جدول ۳. هم بستگی عناصر مختلف در مقابل طلا

	Se	As	S	Pb	Bi	Sb	Fe	Co	Ag	Te	Zn	Cu	Ni	Au
Se	1													
As	-0.025	1												
S	-0.109	0.058	1											
Pb	-0.047	0.027	0.039	1										
Bi	-0.054	0.074	-.598**	-0.006	1									
Sb	-0.057	-0.022	0.059	0.108	0.034	1								
Fe	-0.103	0.058	.997**	0.034	-.585**	0.062	1							
Co	-0.006	0.002	.192*	0.028	-0.054	-0.017	.174*	1						
Ag	-0.028	0.023	-.619**	-0.059	.920**	0.037	-.605**	-0.067	1					
Te	0.102	-0.03	0.065	-0.099	-0.009	-0.017	0.061	0.07	-0.019	1				
Zn	0.131	-0.058	-.385**	-0.106	0.112	-0.135	-.388**	-0.056	0.054	0.001	1			
Cu	.158*	-0.099	-.770**	0.001	0.01	-0.099	-.780**	-.181*	-0.023	-0.073	.444**	1		
Ni	-0.064	-0.049	0.037	-0.003	0.082	.160*	0.034	.289**	0.093	-0.038	-.184*	-0.117	1	
Au	-0.031	0.024	-.620**	-0.058	.920**	0.031	-.606**	-0.068	.969**	-0.017	0.056	-0.022	0.092	1

بحث و بررسی

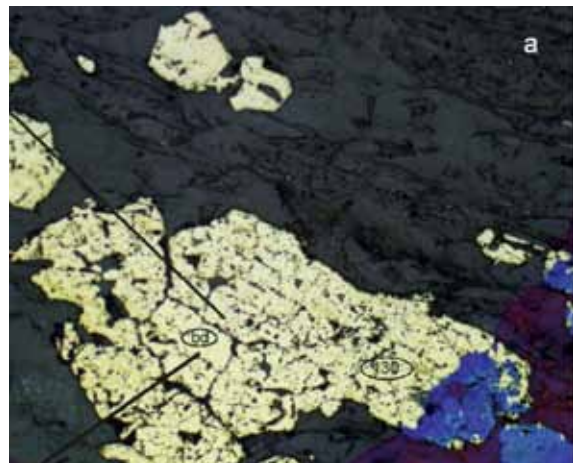
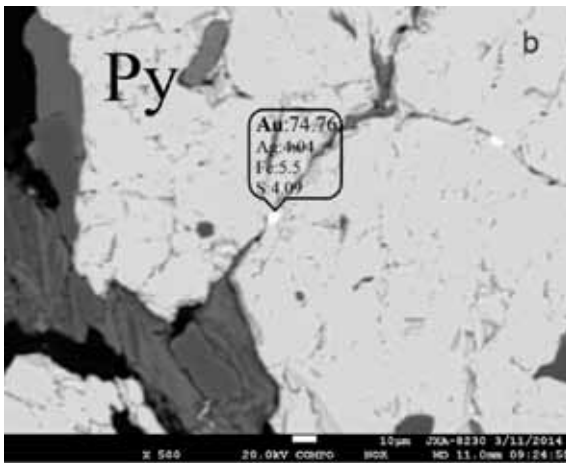
توزیع طلا و عناصر فرعی در پیریت

از پیریت نسل دوم می‌باشد (جدول‌های ۱ و ۲)، به طوری که میزان طلا در پیریت‌های نسل اول تا ۸۱۰ ppm می‌رسد اما در پیریت‌های نسل دوم در حد زیر تشخیص دستگاه تا حداکثر ۱۱۰ ppm می‌رسد. به طور کلی پیریت‌های دارای شکستگی، دارای محتوای بیشتری از طلا می‌باشند، همچنین در یک بلور نقاط دارای شکستگی دارای محتوای طلای بیشتری هستند. برای مثال، در یک بلور یک نقطه در محدوده بدون شکستگی و نقطه‌ای دیگر در مجاورت شکستگی‌های موجود انتخاب شد. محدوده دارای شکستگی و سطح ناصاف، دارای طلای بیشتری (۱۳۰ ppm) نسبت به نقطه دیگر (زیر حد تشخیص دستگاه) می‌باشد (شکل ۴a). این پدیده در کانسارهای طلای کوهزایی معمول است و به وسیله Cook et al. (2009) و Large et al. (2009) گزارش شده است. با توجه به این که پیریت‌های دارای شکستگی حاوی محتوای بالاتر طلا نسبت به پیریت‌های دارای سطح صاف و بدون شکستگی می‌باشند (Nourian Ramsheh et al., 2014)، به نظر می‌رسد که تمرکز بالاتر طلا در این پیریت‌ها (پیریت‌های نسل اول)، به علت تجمع ذرات بسیار ریز طلا بوده که در ریزشکستگی‌های پیریت جمع شده‌اند. با توجه به اینکه تصاویر مربوط به نقشه پراکندگی طلا در سطح پیریت هیچ‌گونه

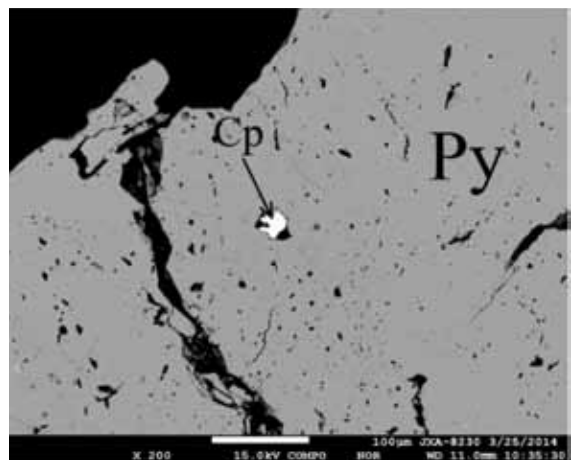
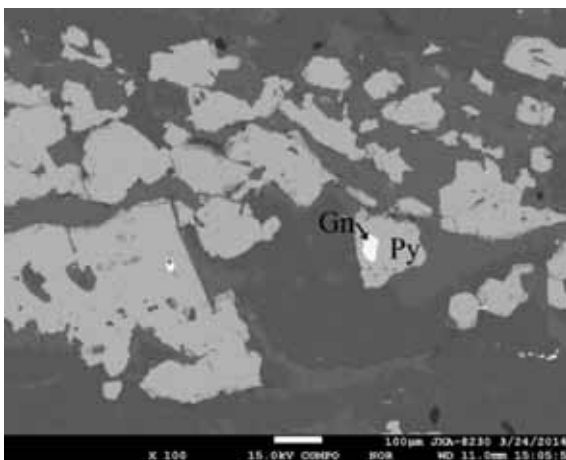
در منطقه موده، پیریت کانی اصلی میزبان طلا می‌باشد. در طی مطالعات میکروسکوپی، طلای آزاد در نمونه‌ها مشاهده نشد، بنابراین طلا در پیریت‌های کانسار سنجده به صورت غیرقابل رویت می‌باشد. بر اساس مطالعات Cook and Chryssoulis (1990) طلای غیرقابل رویت شامل طلای درگیر در شبکه پیریت و ذرات و انکلوزیون‌های در اندازه نانومتر می‌باشد. هدف این پژوهش، آنالیز طلای غیرقابل رویت در پیریت و بررسی چگونگی حضور طلا در این کانی می‌باشد. همان‌گونه که گفته شد دو نسل پیریت در کانسار سنجده شناسایی شد. تفاوت‌هایی بین محتوای طلا و عناصر فرعی در این دو نسل پیریت وجود دارد به طوری که پیریت‌های کوبیک نسل دوم دارای میزان طلای پایین‌تری (bdl تا ۱۱۰ ppm) می‌باشند و به نظر می‌رسد که پیریت‌های نسل دوم از تحرک دوباره پیریت‌های نسل اول به وجود آمده‌اند و ضمن این تحرک طلای آنها آزاد شده است. طلای موجود در پیریت، به ویژه پیریت نسل اول، بیشتر به صورت انکلوزیون‌های ریز بوده که بخشی از آن‌ها ضمن فرآیندهای دگرشکلی آزاد شده‌است (شکل ۴). بر اساس نتایج آنالیز مایکروپروب، تمرکز و میزان طلا در پیریت نسل اول بیشتر

et al., 2009). بر اساس نتایج آنالیز EPMA، طلا با Ag و Bi همبستگی مثبت و قوی نشان می‌دهد (جدول ۳). همراهی طلا با کالکوژنیدهای Bi و Pb در کانسارهای طلا معمول است (Ciobanu et al., 2005). همبستگی قوی طلا با نقره ($r=0.96$) نیز نشان‌دهنده حضور نقره در کانه‌های طلا دار می‌باشد. همچنین به عقیده (Cook et al., 2013)، این همبستگی نشان‌دهنده تحرک این عناصر همراه طلا می‌باشد.

زون‌بندی را نشان نداده (شکل ۶) و تنها تصاویر BSE ذرات بسیار ریزی (در حد میکرومتر) از طلا را در بین پیریت نشان داده است (شکل ۴b) احتمالاً عمده طلای موجود در پیریت به صورت انکلوژیون‌های بسیار ریز و نه به صورت درگیر در شبکه پیریت می‌باشند. با این حال نمی‌توان امکان حضور طلای درگیر در شبکه پیریت را نادیده گرفت چرا که حضور عناصری چون As, Te, Sb باعث کج شدگی شبکه پیریت شده و به طلا اجازه ورود به شبکه پیریت را می‌دهد (Cook



شکل ۴. تصویر میکروسکوپی (a) و (b) از یک بلور پیریت دگرشکل شده نسل اول. (a) نقاط مختلف جهت آنالیز EPMA انتخاب شد. همان‌گونه که دیده می‌شود نقاطی که در بخش‌های بدون شکستگی هستند میزان طلای آن‌ها زیر حد تشخیص دستگاه (bd1) می‌باشد (مقادیر بر اساس ppm می‌باشد). (b) ذرات ریز طلا (نقاط روشن) در شکستگی‌های پیریت دیده می‌شود. یکی از ذرات طلا به وسیله آنالیز شد که نتیجه در تصویر دیده می‌شود (مقادیر بر اساس درصد می‌باشد)



شکل ۵. تصاویر BSE از انکلوژیون‌های کالکوپیریت (سمت راست) و گالن (سمت چپ) در پیریت

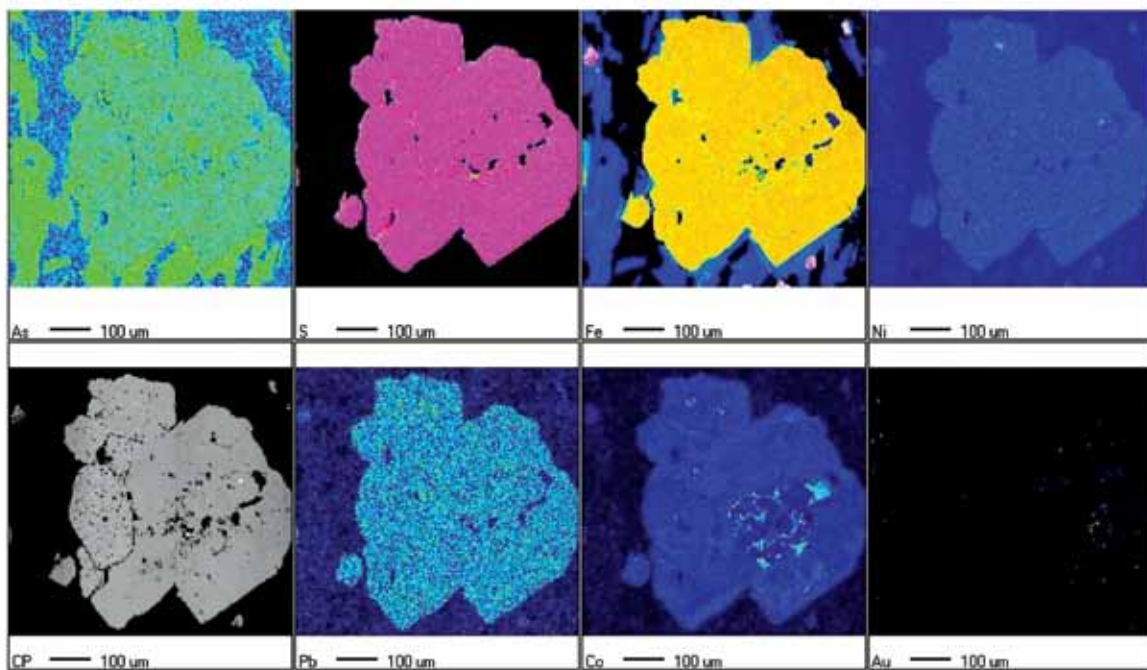
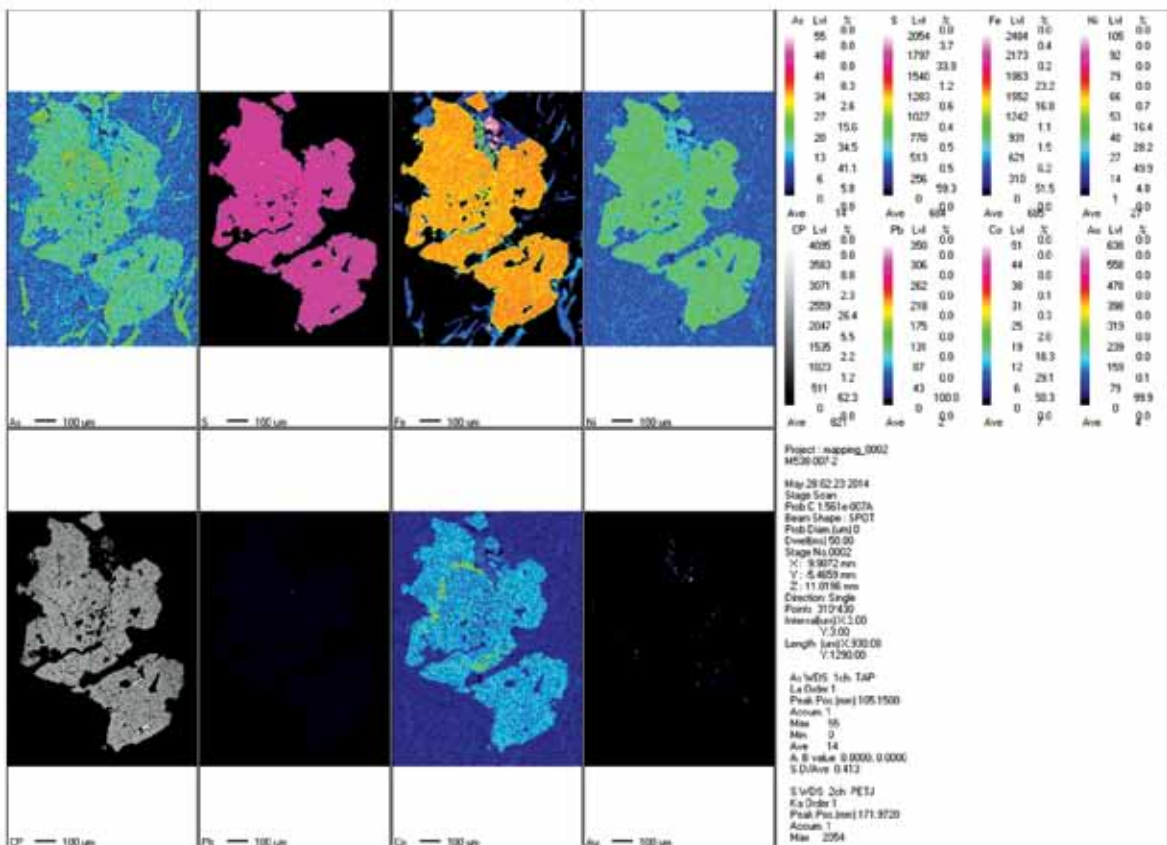
Co باشد. بنابراین میزان بالای Co در پیریت‌های منطقه نشانه خوبی از حضور سنگ‌های مافیک-الترامافیک نسبت به فلسیک‌ها به‌عنوان منبع سیال در محدوده مورد مطالعه می‌باشد و می‌توان گفت میزان بالای Co در پیریت نشان‌دهنده وجود یک منبع مافیک-الترامافیک در تشکیل سیالات کانه‌دار می‌باشد. بنابراین محتوای Co در پیریت نشان‌دهنده منشا مافیک-الترامافیک پیریت و سیال کانه ساز بوده و برخلاف مدل مرتبط با توده‌های گرانیتوئیدی سیال کانه‌دار که به‌وسیله برخی از محققین ارائه شد، گواهی بر منشا طلای کوهزایی است.

نتیجه‌گیری

براساس مطالعات میکروسکوپی و نتایج EPMA، دو نسل پیریت در منطقه سنجده شناسایی شد. به‌طور کلی هر دو نسل پیریت فقیر از As هستند ولی تفاوت‌هایی در مقادیر طلا و عناصر فرعی دو گروه وجود دارد. پیریت‌های کوبیک نسل دوم دارای میران پایین‌تر طلا می‌باشند و به نظر می‌رسد که حاصل تحرک دوباره پیریت‌های نسل اول هستند که ضمن تحرک آنها، طلا نیز آزاد شده است. طلا در کانسار سنجده به‌صورت غیرقابل رویت در کانی پیریت می‌باشد که بیشتر به‌صورت انکلوزیون‌های ریز دیده شده و ضمن فرآیندهایی چون دگرشکلی در ریزشکستگی‌های پیریت تجمع پیدا کرده است. براساس نقشه پراکندگی عناصر، پیریت دارای تمرکز بالایی از Co است و شاهد مهمی برای ژنز طلا در سنجده می‌باشد به‌طوری‌که نشان‌دهنده سیالات طلا‌دار با منشا مافیک-الترامافیک بوده و دلیلی برای رد کردن نظریه ژنز مرتبط با توده‌های گرانیتی و تقویت نظریه طلای کوهزایی در ارتباط با کانسارهای این منطقه است.

بر اساس تصاویر BSE، طلا به‌صورت ذرات بسیار ریزی در ریزشکستگی‌های پیریت‌های نسل اول مشاهده شد (شکل b۴)، که نشان‌دهنده تاثیر دگرشکلی در کانه زایی در منطقه می‌باشد. دگرشکلی باعث آزاد شدن طلا از شبکه پیریت و تجمع آن در ریزشکستگی‌ها شده است. همچنین در برخی از بلورهای پیریت انکلوزیون‌هایی از کانی‌های گالن و کالکوپیریت مشاهده گردیده است (شکل ۵). Pb به علت اندازه یونی نزدیک به Fe، می‌تواند به شبکه پیریت وارد شود، اما به علت سرعت ته‌نشینی سریع‌تر از یک سیال آبیگن به‌عنوان سولفید فلزی در مقایسه با آهن، گالن سریع‌تر از پیریت تشکیل شده و بنابراین انکلوزیون‌های گالن در پیریت معمول هستند (Morse and Luther, 1999; Koglin et al., 2010). مشابه آن، تمرکزهای بالای مس می‌باشد که باعث تشکیل کالکوپیریت به‌صورت انکلوزیون در پیریت می‌شود.

نقشه پراکندگی عناصر (تهیه شده به‌وسیله الکترون مایکروپروب)، به‌جز Co، در مورد بقیه عناصر فرعی زون‌بندی خاصی را نشان نمی‌دهد (شکل ۶). این زون‌بندی نشانگر حضور عنصر Co در شبکه کریستالی پیریت می‌باشد (البته به علت تحمل فرآیند دگرشکلی، این زونینگ نظم اولیه خود را از دست داده است). بنابراین الگوی پراکندگی Co در پیریت ممکن است اطلاعاتی در مورد سیال ته‌نشست‌دهنده پیریت و شیمی سیال در اختیار قرار دهد (Zhao et al., 2011). سنگ‌های الترامافیک و به میزان کمتر سنگ‌های مافیک، به‌طور معمول غنی از کبالت هستند و در مقابل، سنگ‌های فلسیک معمولاً حاوی میزان پایین Co هستند. سنگ‌های شدیداً تفریق‌یافته ماگمایی مانند گرانیت‌ها از فلزات ناسازگار غنی هستند، بنابراین انتظار می‌رود پیریت نهشته‌های طلای مرتبط با گرانیت، دارای میزان ناچیزی



شکل ۶. نقشه پراکندگی عناصر در دو نمونه از پیریت‌های کانسار سنجده

- Koglin, N., Frimmel, H.E., Minter, W.E.L. and Brätz, H., 2010. Trace-element characteristics of different pyrite types in Mesoproterozoic to Palaeoproterozoic placer deposits. *Mineralium Deposita*, 45, 259-280.

- Kouhestani, H., Rashidnejad-Omran, N., Rastad, E., Mohajjel, M., Goldfarb, R.J., and Ghaderi, M., 2014. Orogenic gold mineralization at the Chah Bagh deposit, Muteh gold district, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91, 89-106.

- Large, R.R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Meffre, S., Gilbert, S., Bull, S., Scott, R., Emsbo, P., Thomas, H., Singh, B. and Foster, J., 2009. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in Orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Economic Geology*, 104, 635-668.

- Masoudy, F., 1997. Contact Metamorphism and Pegmatite Development in the Region SW of Arak, Iran, Ph.D. thesis, University of Leeds, UK.

- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahanadi, M. R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.

- Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B.S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, Western Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen. *Economic Geology*, 101, 1497-1524.

- Morse, J.W. and Luther, G.W., 1999. Chemical influences on trace metal-sulphide interactions in anoxic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 3373-3378.

- Nourian Ramsheh, Z., Mao, J., Yazdi,

منابع

- حسینی، ح.، مجمل، م.، ۱۳۷۸. تحلیل ساختاری و مدل تکتونیکی معدن طلای موته و ارتباط کانی‌سازی با آن. هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی

- رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۸۱. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های متاولکانو-سدیمنتی و پلوتونیک منطقه موته (جنوب دلیجان) با نگرشی بر خاستگاه و کانی‌سازی طلا. رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۰۴.

- صدیق، م.، ۱۳۷۸. تحلیل ساختاری سنگ‌های دگرگونه در ناحیه موته، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۹۳.

- کوهستانی، ح.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و فابریک کانه‌زایی طلا در پهنه‌های برشی ناحیه چاه باغ در منطقه موته (جنوب غرب دلیجان، استان اصفهان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۲۸.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.

- Ciobanu, C.L., Cook, N.J., and Pring, A., 2005. Bismuth tellurides as gold scavengers. *Mineralium Deposita*, 13, 1383-1386.

- Cook, N.J., and Chryssoulis, S.L., 1990. Concentrations of "invisible gold" in the common sulphides. *Canadian Mineralogist*, 28, 1-16.

- Cook, N.J., Ciobanu, C.L. and Mao, J.W., 2009. Textural control on gold distribution in As-free pyrite from the Dongping, Huangtuliang and Hougou gold deposits, North China Craton, (Hebei Province, China). *Chemical Geology*, 264, 101-121.

- Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Meria, D., Silcock, D. and Wade, B., 2013. Arsenopyrite-pyrite association in an orogenic gold ore: Tracing mineralization history from textures and trace elements. *Economic Geology*, 108, 1273-1283.

- M., Xiang, J., Rasa I. and Masoudi, F. 2014. Gold distribution in pyrite of the Senjedeh Gold Deposit, Muteh Mining District, NW of Iran. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 88, 829-830.
- 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, 380-398.
 - Paidar-Saravi, H., 1989. Petrographisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen an goldführenden Gesteinen im Muteh Gebiet im Westen vom Zentral Iran. Ruprecht-Karts Heidelberg University, 174.
 - Samani, B.A., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Resource*, 39, 85-106.
 - Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed Emami, K., and Zahedi, M. 1968. Exploration text of the Golpaygan quadrangle map scale 1:250,000. Geological Survey of Iran. E7, 24.
 - Zhao, H.X., Frimmel, H.E., Jiang, S.Y., and Dai, B.Z., 2011. LA-ICP-MS trace element analysis of pyrite from the Xiaoqinling gold district, China: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 43, 142-153.

شیمی کانی و پترولوژی توده‌های گابروئی شوشونیتی هشت‌سر- لقلان (هوراند، استان آذربایجان شرقی)

علیرضا روان‌خواه^{۱*}، محسن مؤید^۲، محمدرضا حسین‌زاده^۳، امیرمرتضی عظیم‌زاده^۴،
جمشید حسن‌زاده^۵ و نصیر عامل^۶

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی
۲. استاد گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۳. دانشیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان
۵. پژوهشگر مؤسسه تکنولوژی کالیفرنیا، بخش زمین‌شناسی و نجوم
۶. استادیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۳/۰۱

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۴/۲۳

چکیده

توده‌های گابروئی مورد مطالعه در شرق و جنوب‌غرب هوراند (شرق کلیبر)، در استان آذربایجان شرقی رخنمون دارند. توده گابروئی لقلان به فرم سیل‌های مکرر به درون نهشته‌های فلیش‌گونه کرتاسه بالایی- پالئوسن تزریق شده است. توده گابروئی هشت‌سر به همراه پیروکسنیت‌های همراه به درون نهشته‌های مذکور تزریق شده است. کانی‌شناسی اصلی گابروی لقلان شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت است و کانی‌های اصلی سازنده گابروی هشت‌سر شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول است. پلاژیوکلازهای موجود در توده‌ی گابروئی هشت‌سر (آنورتیت) کلسیک‌تر از پلاژیوکلازهای موجود در توده گابروئی لقلان است و برخلاف آن‌ها فاقد منطقه‌بندی می‌باشند. ترکیب کلینوپیروکسن در هر دو توده در محدوده دیوپسید است و آمفیبول‌های موجود در توده گابروئی هشت‌سر ترکیب پارگازیتی تا چرماکیتی دارند. ماگمای مولد این توده‌ها براساس شیمی سنگ کل و ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در آن‌ها، دارای سرشت شوشونیتی است و از ذوب بخشی با نرخ حدود پنج درصدی گوشته اسپینل- گارنت لرزولیتی غنی‌شده و با گارنت باقیمانده در فاز تفاله و در یک محیط قوس آتشفشانی تکوین یافته است.

واژه‌های کلیدی: سیل، فلیش، قوس آتشفشانی، گابرو، هوراند.

مقدمه

شمال غرب ایران به مختصات جغرافیائی ۲۳° ۴۷' تا ۳۰° ۴۷' طول شرقی و ۲۰° ۳۸' تا ۲۲° ۳۸' عرض شمالی (منطقه لقلان) و منطقه هشت‌سر بین طول‌های جغرافیائی ۱۳° ۴۷' تا ۱۸° ۴۷' شرقی و عرض‌های جغرافیائی ۴۷° ۳۸' تا ۵۰° ۳۸'

منطقه لقلان و هشت‌سر به ترتیب در شمال شرق و جنوب غرب هوراند (شرق کلیبر) در استان آذربایجان شرقی و

* نویسنده مرتبط: aravankhah2013@gmail.com

روش مطالعه

پس از بررسی حدود ۸۰ مقطع نازک و انتخاب نمونه‌های مناسب به منظور بررسی ترکیب شیمیائی کانی‌ها، تعداد دو نمونه (یک نمونه گابروی لقلان (نه نقطه کلینوپیروکسن، شش نقطه فلدسپار، الیوین و میکا هر کدام چهار نقطه) و یک نمونه گابروی هشت‌سر (شش نقطه آمفیبول، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هر کدام پنج نقطه) به کمک دستگاه الکترون میکروپروب JEOL مدل JXA-8200 در مؤسسه تکنولوژی کالیفرنیا با استفاده از پرتو الکترونی متمرکز با ولتاژ شتاب‌دهنده 15 kV و شدت جریان 25 nA تجزیه شد. همچنین، تعداد ۱۲ نمونه از واحدهای سنگی (چهار نمونه گابروی لقلان و هشت نمونه گابروی هشت‌سر) به روش ICP-MS در آزمایشگاه Labwest Minerals Analyses استرالیا (آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی)^۱ (آنالیز اکسیدهای عناصر اصلی به روش ذوب قلیائی در شرکت مطالعات مواد معدنی زراژما) برای دستیابی به عناصر کلیدی تجزیه شدند.

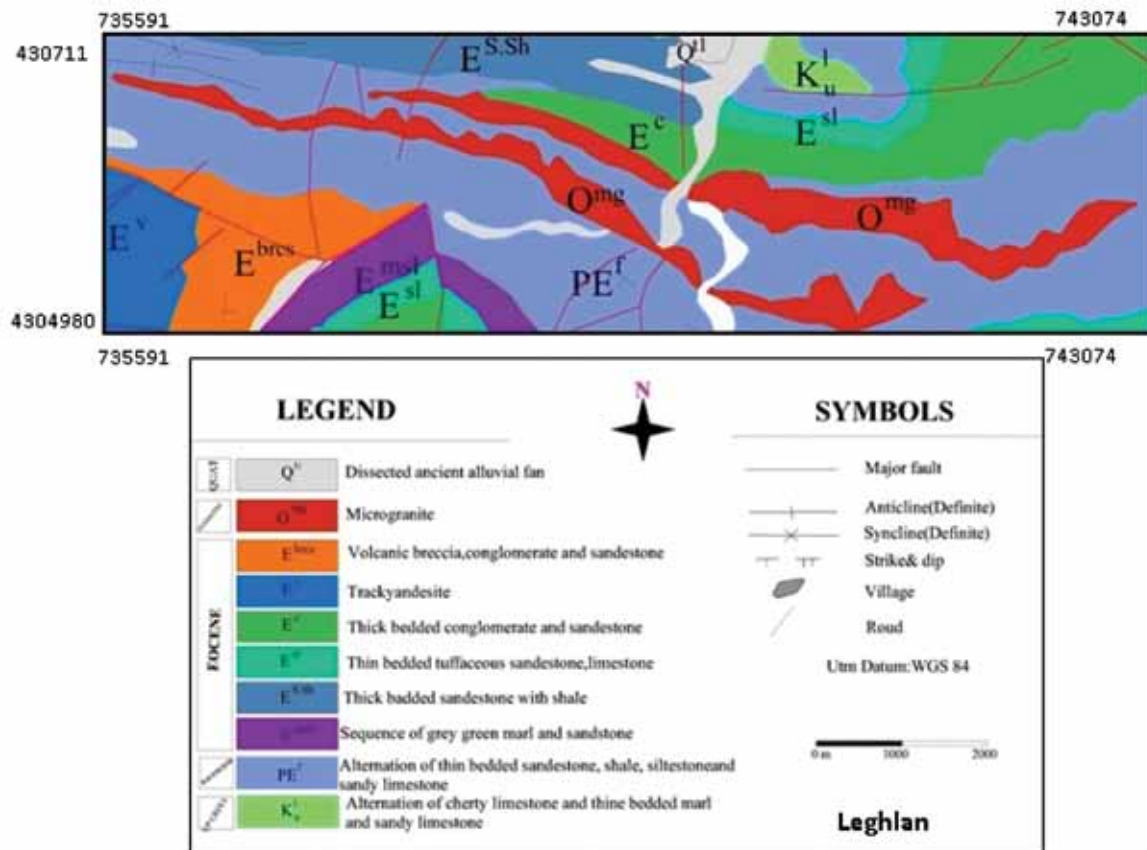
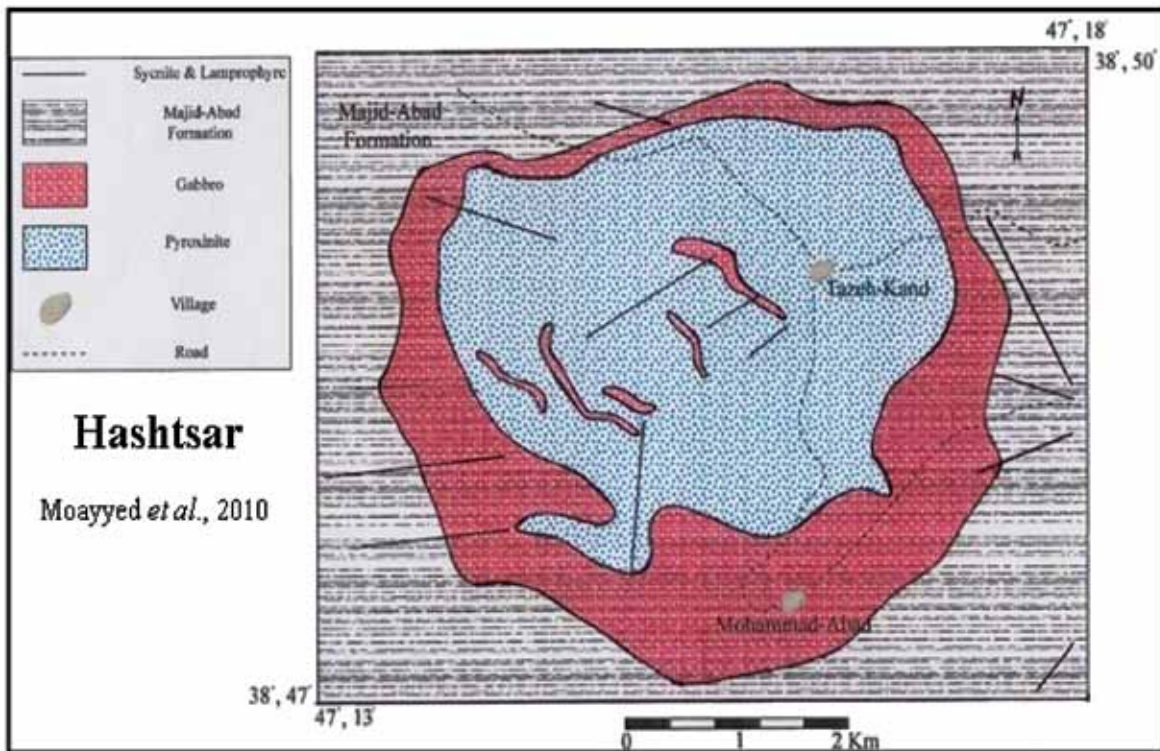
زمین‌شناسی منطقه

مناطق لقلان و هشت‌سر در شمال غرب ایران، استان آذربایجان شرقی، به ترتیب در شمال شرق و جنوب غرب هوراند (شرق شهرستان کلیبر) واقع شده‌اند. این محدوده در زون بندی‌های زمین‌شناسی ایران، بخشی از زون ماگمایی ترشیر-کواترنر (Stocklin, 1977) و پهنه مرکزی (آقانباتی، ۱۳۸۳) محسوب می‌شود. رخنمون اصلی سنگ‌های غالب در محدوده مورد مطالعه عبارت از سنگ‌های فلیش‌گونه و کربناته پلاژیک کرتاسه بالایی- پالئوسن به همراه سنگ‌های ولکانیک و ولکانو-کلاستیک سازند مجیدآباد است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که در منطقه لقلان، گابروها به فرم سیل و با روند تقریبی شرقی-غربی و دارای کنتاکت شارپ و تیز با نهشته‌های رسوبی منطقه قابل مشاهده‌اند (شکل ۲-الف و ب).

همراهی گابروهای هشت‌سر با سنگ‌های اولترامافیک و قلیایی و نیز منطقه‌بندی در نحوه استقرار این واحدها (پیروکسنیت‌ها در مرکز و گابرو و سینیت‌ها در اطراف) منجر به تصور احتمال وجود یک کمپلکس حلقوی قلیایی در این ناحیه شده است (شکل ۱). همیافت حلقوی کوه‌های

شمالی واقع شده‌اند. مسیر ارتباطی به مناطق مذکور جاده آسفالت تبریز - اهر - هوراند می‌باشد که بعد از گذشتن از بخش هوراند برای دسترسی به منطقه لقلان بایستی از هوراند حدود ۱۴ کیلومتر به طرف روستای لقلان که حدود چهار کیلومتر جاده شنی است، پیموده شود. نزدیک‌ترین راه ارتباطی به کوه‌های هشت‌سر، مسیر اهر - هوراند - تازه‌کند است که این مسیر از اهر تا هوراند آسفالت است و بقیه مسیر خاکی می‌باشد. توده‌های نفوذی این منطقه عمدتاً دارای ترکیب سنگ‌شناسی دیوریت، گابرو، گابرو دیوریت، کوارتز دیوریت و مونوز گابرو می‌باشند. سن این توده‌ها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیبر (مطالعات سازمان زمین‌شناسی کشور، مهرپرتو و امامی، ۱۹۹۹) به الیگوسن نسبت داده شده است. این توده‌ها نهشته‌های فلیش‌گونه کرتاسه بالایی - پالئوسن را قطع کرده‌اند و بیشتر به فرم استوک، دایک و سیل تزریق شده‌اند. اولین مطالعات انجام گرفته در این منطقه مربوط به تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی توسط سازمان زمین‌شناسی کشور در قالب تهیه نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیبر (مهرپرتو و امامی، ۱۹۹۹)، ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود (باباخانی و خان‌ناظر، ۱۳۷۰) و ۱:۲۵۰۰۰۰ اهر (باباخانی و خان‌ناظر، ۱۳۶۹) می‌باشد. این بررسی‌ها کلی بوده و صرفاً به منظور تفکیک واحدها و ساختارهای مختلف زمین‌شناسی از یکدیگر انجام گرفته است. همچنین در منطقه هشت‌سر مطالعه‌ای توسط شرکت منطقه‌ای معادن آذربایجان با عنوان "اکتشافات مقدماتی و نیمه تفصیلی و میکولیت کلیبر" (طلوعی و ضرغامی، ۱۳۷۰) صورت گرفته که کاری درخور توجه، به‌ویژه در تفکیک و معرفی انواع مختلف سنگی در این منطقه است. با وجود این، بدون توجه به ماهیت قلیایی این کمپلکس، سن آن را به پیش از ائوسن (تریاس؟) نسبت داده‌اند. برخی از محققین بررسی توده‌های نفوذی این منطقه را موضوع پژوهش خود قرار داده‌اند که از جمله این محققین می‌توان به صادق زاده خسروشاهی و همکاران، ۱۳۸۴؛ تاج بخش، ۱۳۸۸؛ غضنفری و همکاران، ۱۳۸۹؛ مؤید و همکاران، ۱۳۸۹ و مجرد و همکاران، ۱۳۸۸ اشاره کرد.

1. ICP-MS: Perkin Elmer Model Nexion



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مناطق لقلان و هشت‌سر با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ (نقشه هشت‌سر توسط مؤید و همکاران، ۱۳۸۹ تهیه شده است)

و عمده رخنمون کمپلکس حلقوی یاد شده را سنگ‌های پیروکسنیتی (کلینوپيروکسنیت تا الیون کلینوپيروکسنیت و کلینوپيروکسنیت پلاژیوکلازدار) تشکیل می‌دهند. وجود زینولیت‌های بزرگی از پیروکسنیت در داخل گابروها (احتمالاً در اثر پدیده استوپینگ) و نیز دایک‌های گابروئی در داخل پیروکسنیت‌ها حکایت از جوان بودن گابروها و گابرو پیروکسنیت‌ها نسبت به پیروکسنیت‌ها دارد (شکل ۲-ج).

هشت‌سر، پیرامون روستاهای تازه‌کند و محمدآباد و در هسته یک تاق‌دیس با روند محوری شرقی-غربی رخنمون یافته است. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلبر (مهرپرتو و امامی، ۱۹۹۹) این مجموعه تحت عنوان توده‌های نفوذی الیگوسن و با ترکیبی در حد دیوریت تا بیوتیت دیوریت و گرانیت تا گرانودیوریت معرفی شده است. بررسی‌های زمین‌شناسی این منطقه نشان می‌دهد که بخش مرکزی



شکل ۲. الف) دورنمایی از توده گابروئی منطقه لقلان، دید به سمت شرق، ب) نمایی دیگر از گابروهای منطقه لقلان، دید به سمت شمال، ج) قطع شدن توده اولترامافیک (پیروکسنیت) توسط دایک گابرویی، دید به سمت شمال غرب

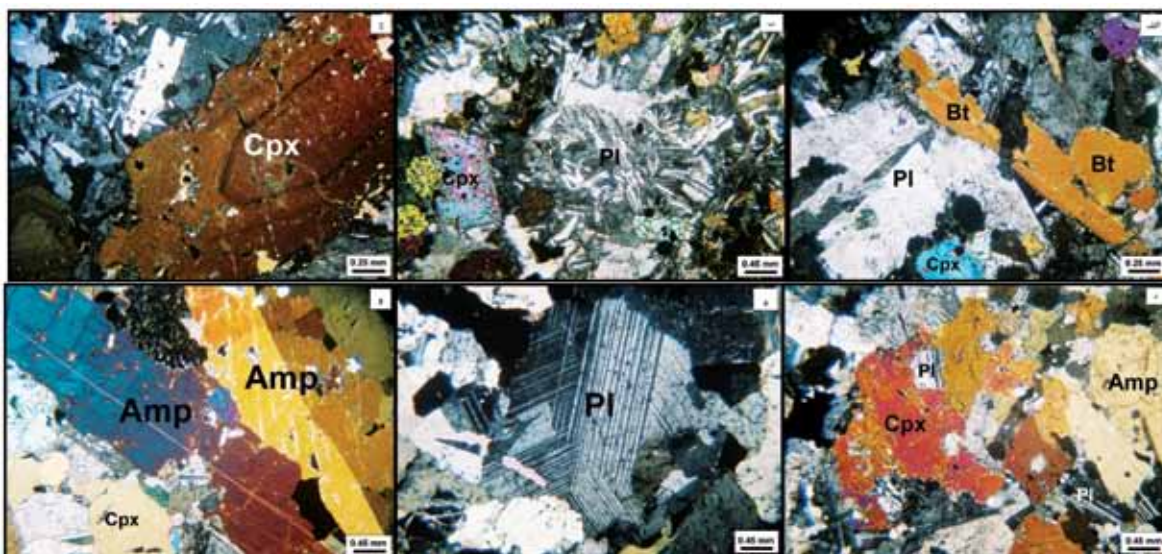
پتروگرافی

کلینوپيروکسن‌ها و نیز فضای بین بلورهای کلینوپيروکسن قابل مشاهده هستند (شکل ۳-ب). در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی نوسانی بوده که نشانگر عدم تعادل سیستم ماگمائی در طول تبلور می‌باشد. در نمونه‌های مطالعه شده، بلورهای پلاژیوکلاز اغلب سالم بوده و فقط در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازها سریسیتی شده‌اند. پیروکسن در این گروه از سنگ‌ها، از نوع کلینوپيروکسن می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها نیز کلینوپيروکسن دارای منطقه‌بندی نوسانی

گابروی منطقه لقلان دارای کانی‌شناسی اصلی پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد)، پیروکسن (۴۰ تا ۴۵ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۱۰ تا ۱۵ درصد) و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد) و کانی‌های فرعی الیون، آپاتیت و کانی‌های کدر است. بافت این دسته از سنگ‌ها گرانولار (شکل ۳-الف) و پورفیری بوده و بافت‌های فرعی غربالی و آنتی‌راپاکیوی نیز در آن‌ها مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازها بیشتر به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و به صورت بلورهای تجمعی در حاشیه

کانی‌شناسی سنگ‌های گابرویی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها فاقد الیومین می‌باشند. پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های گابرویی از آنورتیت غنی می‌باشند (An90Ab10) و در محدوده آنورتیت-بیوتونیت قرار می‌گیرند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، شکل‌دار و سالم می‌باشند و هیچ علائمی از هوازگی را ثبت نکرده‌اند. همچنین، هیچ نوع منطقه‌بندی شیمیایی در این کانی مشاهده نشده که این امر بیانگر وجود تعادل ترمودینامیکی هنگام تبلور کانی است. پلاژیوکلازها دارای ماکل‌های گوه‌ای شکل می‌باشند که نشانگر تغییر شکل‌های پلاستیک در این توده‌ها است. در برخی از نمونه‌ها نیز ماکل‌بندی پیچیده در پلاژیوکلازها قابل مشاهده است (شکل ۳-۵). در نمونه‌های مطالعه شده، جهت‌یابی کانی‌های کلینوپیروکسن در این گروه از سنگ‌ها قابل مشاهده است. بعضی از بلورهای آمفیبول موجود در این گابروها دارای ماکل کارلسباد می‌باشند (شکل ۳-۶). ادخال آپاتیت در داخل آمفیبول نشانگر بافت پوئی‌کلیتیک در آنهاست. میکا در این گابروها بیشتر از نوع فلوگوپیت می‌باشد. در برخی از نمونه‌های مطالعه شده کینک باند در میکا قابل مشاهده است که می‌تواند حاکی از وجود تنش در خلال جایگیری باشد. همچنین جهت‌یابی کانی بیوتیت به همراه کلینوپیروکسن در مواردی در گابروها مشاهده شده است.

می‌باشد (شکل ۳-ج). بیشتر پیروکسن‌ها دارای ادخال‌های فراوانی از اکسیدهای آهن می‌باشند و بافت غربالی از خود نشان می‌دهند که بیانگر سرعت زیاد صعود ماگما و کاهش فشار در دمای ثابت است که باعث ذوب کانی‌های دمای بالا شده است (Pearce et al., 1987). در این نمونه‌ها فنوکریست‌های پتاسیم فلدسپار، شکل‌دار است و با ماکل کارلسباد مشاهده می‌شوند. در برخی از مقاطع رشد شعاعی پتاسیم فلدسپار نیز دیده می‌شود. وجود پلاژیوکلاز در داخل پتاسیم فلدسپار (وجود قشری از پتاسیم فلدسپار بدور پلاژیوکلاز) نشانگر بافت آنتی‌راپاکیوی می‌باشد. بیوتیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای متوسط تا تیره با خاموشی مستقیم و چند رنگی قوی به همراه کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن قابل مشاهده می‌باشد. بافت توده گابرو تا گابرو-دیوریتی منطقه هشت‌سر گرانولار (شکل ۳-د) و گرانولار پورفیری بوده و بافت‌های فرعی پوئی‌کلیتیک و تراکتوئید نیز در آنها مشاهده می‌شوند. این طیف از سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی از پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۲۰ تا ۲۵ درصد) و آمفیبول (۱۰ تا ۱۵ درصد) و کانی‌های فرعی فلوگوپیت (دو تا پنج درصد)، آپاتیت، تیتانیت و کانی‌های کدر تشکیل شده است. بررسی

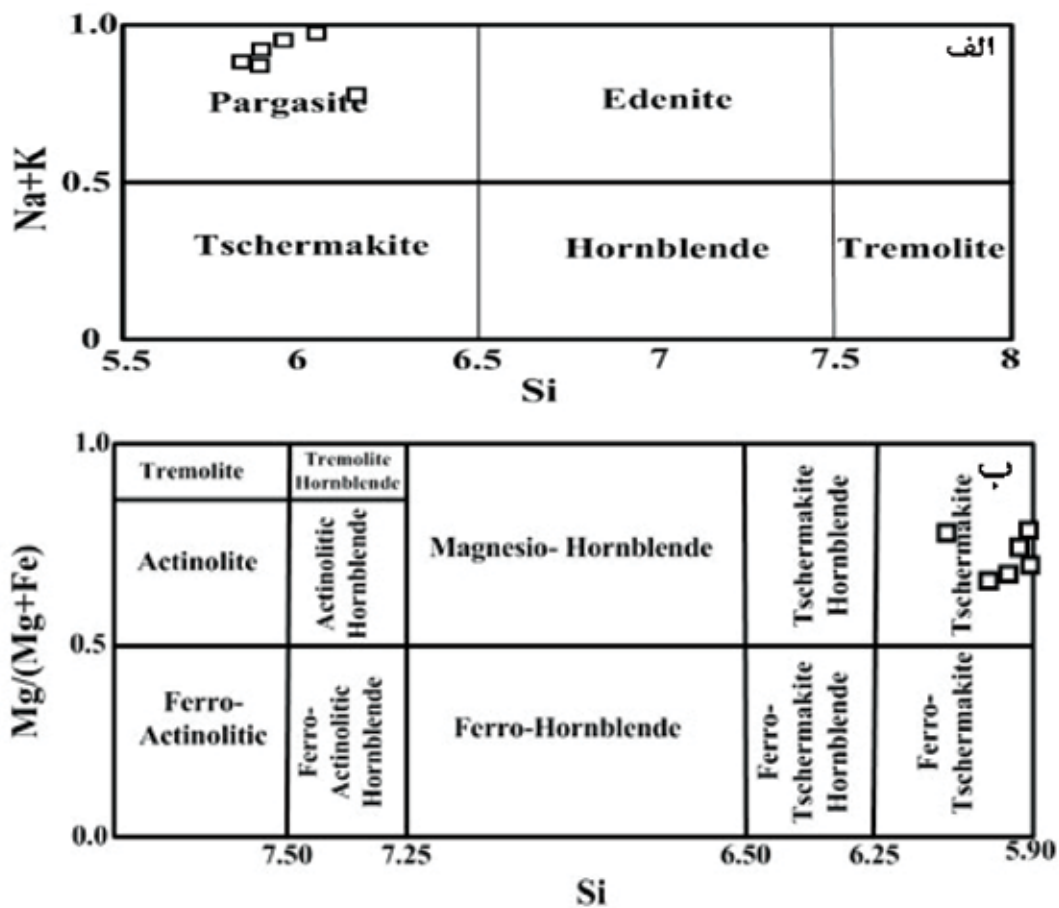


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های مونزوگابرو (لقلان) و گابرو (هشت‌سر) الف) بافت گرانولار در مونزوگابرو لقلان، (XPL)، ب) پلاژیوکلاز به صورت بلورهای تجمعی در حاشیه و فضای بین بلورهای کلینوپیروکسن در مونزوگابرو لقلان، (XPL)، ج) کلینوپیروکسن زونه در مونزوگابرو لقلان، (XPL)، د) بافت گرانولار در گابروی هشت‌سر، (XPL)، ه) ماکل بندی پیچیده در پلاژیوکلاز در گابروی هشت‌سر، (XPL) و درشت‌بلور آمفیبول در گابروی هشت‌سر، (XPL) (علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010)

شیمی کانی‌ها

آمفیبول‌های منطقه از مقدار مشخص شده برای چرماکیت بیشتر است و آن‌ها را در گستره پارگازیت قرار می‌دهد (شکل ۴-الف). ترکیب آمفیبول‌ها با در نظر گرفتن نسبت کاتیونی $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در گستره چرماکیت قرار گرفته است (شکل ۴-ب).

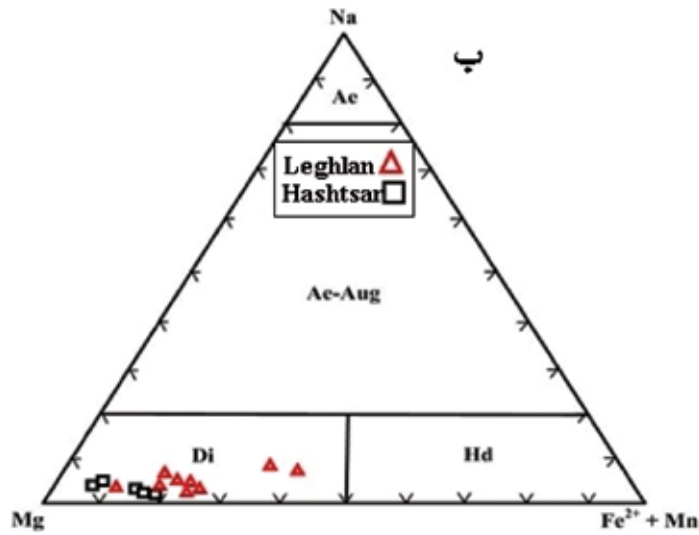
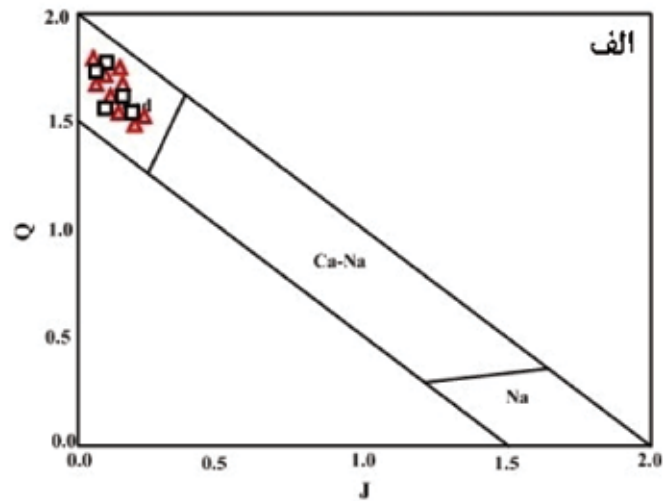
آمفیبول: نتایج آنالیز آمفیبول (شش نقطه) موجود در نمونه‌های گابروی هشت‌سر در جدول ۱ ارائه شد است. کاتیون‌های این کانی براساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است. براساس نمودار $Na+K$ در برابر Si (Leake et al., 1997) مجموع کاتیون‌های قلیائی



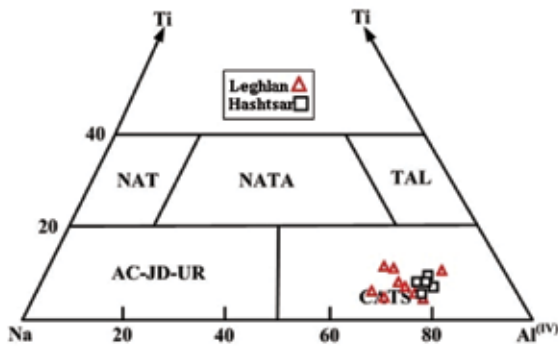
شکل ۴. الف و ب) موقعیت آمفیبول‌های موجود در گابروی منطقه هشت‌سر در نمودار $(Na+K)-Si$ و $Mg/(Mg+Fe)-Si$ (Leake et al., 1997)

برابر $J = 2Na$ استفاده شده، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده Quad (آهن- منیزیم- کلسیم‌دار) قرار گرفته‌اند (شکل ۵-الف). به منظور تفکیک دقیق‌تر پیروکسن‌های مورد مطالعه، از نمودار مثلثی $Mg-Na-(Fe^{2+}+Mn)$ (Eby et al., 1998) استفاده شده (شکل ۵-ب) که بر این اساس، ترکیب شیمیائی کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید ارزیابی می‌شود.

کلینوپیروکسن: نتایج حاصل از تجزیه این کانی (نه نقطه از گابروی لقلان و پنج نقطه از گابروی هشت‌سر) در جدول ۲ نشان داده شده است. طبقه‌بندی کلینوپیروکسن‌ها در گابروهای منطقه (گابروی لقلان و گابروی هشت‌سر) با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها در سایت M1 و M2 صورت می‌گیرد (Morimoto et al., 1988) و با استفاده از این طبقه‌بندی که در آن از دو متغیره $Q = Ca+Mg+Fe^{2+}$ در



شکل ۵. الف) جدایش پیروکسن‌های کلسیک، کلسیک-سدیک و سدیک بر پایه نمودار (Morimoto et al., 1988) (Q-J، ب) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای منطقه بر روی نمودار مثلثی (Eby et al., 1998، Mg-Na-(Fe+²⁺Mn)

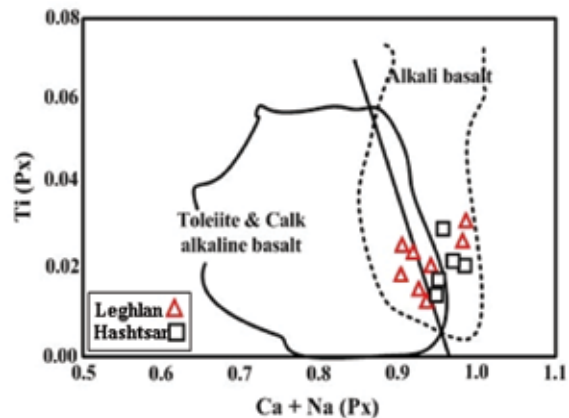


شکل ۶. نمودار مثلثی (Ti-Na-Al(IV)) که در آن کلینوپیروکسن در محدوده CATS واقع شده‌اند (Papike et al., 1974).

در نمودار مثلثی (Papike et al., 1974) Ti-Na-Al^(IV) که نشان دهنده کلینوپیروکسن‌های NAT = NaTi_{0.5}R_{0.5}²⁺Si₂O₆، NATA = NaTiSiAlO₆، TAL = CaTiAl₂O₆، CATS = CaAlAlSiO₆، AC = NaFeSi₂O₆، UR = NaCrSi₂O₆ و JD = NaAlSi₂O₆ می‌باشد، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها کاملاً در محدوده Ca چرماک (CATS) قرار می‌گیرد (شکل ۶).

به گوشته اولیه از (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های مورد مطالعه در اشکال ۸-د و ۸-ه نشان داده شده‌اند. بررسی روند تغییرات میانگین عناصر کمیاب بر اساس دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۸-د) در سنگ‌های مورد مطالعه، نشانگر غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر ناسازگار نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) می‌باشد. در این الگوها تهی‌شدگی مشخصی از Eu مشاهده نمی‌شود که بیانگر شرکت قابل توجه پلاژیوکلاز در مودال سنگ‌های گابروئی مورد مطالعه است. غنی‌شدگی از LILE و LREE و تهی‌شدگی از HREE در این الگو می‌تواند نشانگر وجود گارنت در ناحیه منشأ، درجه پایین ذوب بخشی، فوگاسیته بالای $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ و یا عمق زیاد تشکیل ماگمای مولد سنگ‌های گابروئی باشد (Panter et al., 2000). لازم به ذکر است که شیب نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی نزولی شدید نیست و تهی‌شدگی شدید از HREE مشاهده نمی‌شود. این موضوع می‌تواند بیانگر گوشته متاسوماتیزه توسط سیالات فرورانشی باشد. با توجه به موقعیت پس برخوردی نمونه‌ها، این سیالات قبل از برخورد به گوه گوشته‌ای اضافه شده‌اند و در گوشته تأثیرات آن‌ها به شکل فسیلی حفظ شده است که بعداً در طی حرکات کششی بعد از برخورد گوه گوشته‌ای مذکور وادار به ذوب در اثر کاهش فشار در دمای ثابت شده‌اند. در شکل ۸-ه نیز بررسی روند تغییرات میانگین عناصر کمیاب بر اساس دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، بیانگر این است که آنومالی مثبت Pb به آلایش ماگما یا پوسته قاره‌ای، (Kamber et al., 2001; Borisova et al., 2002) و آنومالی منفی Zr و Hf نیز به آلایش پوسته‌ای (Zhao and Zhou, 2007) اشاره دارد. بالا بودن مقدار فراوانی عناصر LREE و LILE بیانگر متاسوماتیزه شدن گوشته غنی‌شده می‌باشد (Menzies et al., 1983). بنابراین گوشته متاسوماتیزه می‌تواند به‌عنوان منبع سنگ‌های مورد مطالعه مطرح شود. آنومالی مثبت و مشخص عناصر (Rb, Ba, K) LILE را می‌توان به نرخ

برای تعیین ماهیت و سرشت ماگمایی نمونه‌های گابروئی لقلان و هشت‌سر با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، از نمودار دو متغیره Ti در برابر Ca+Na (Leterrier et al., 1982) بهره گرفته شده است. براساس این نمودار، ماگمای مولد نمونه‌های مذکور دارای سرشت آکالن می‌باشد (شکل ۷).



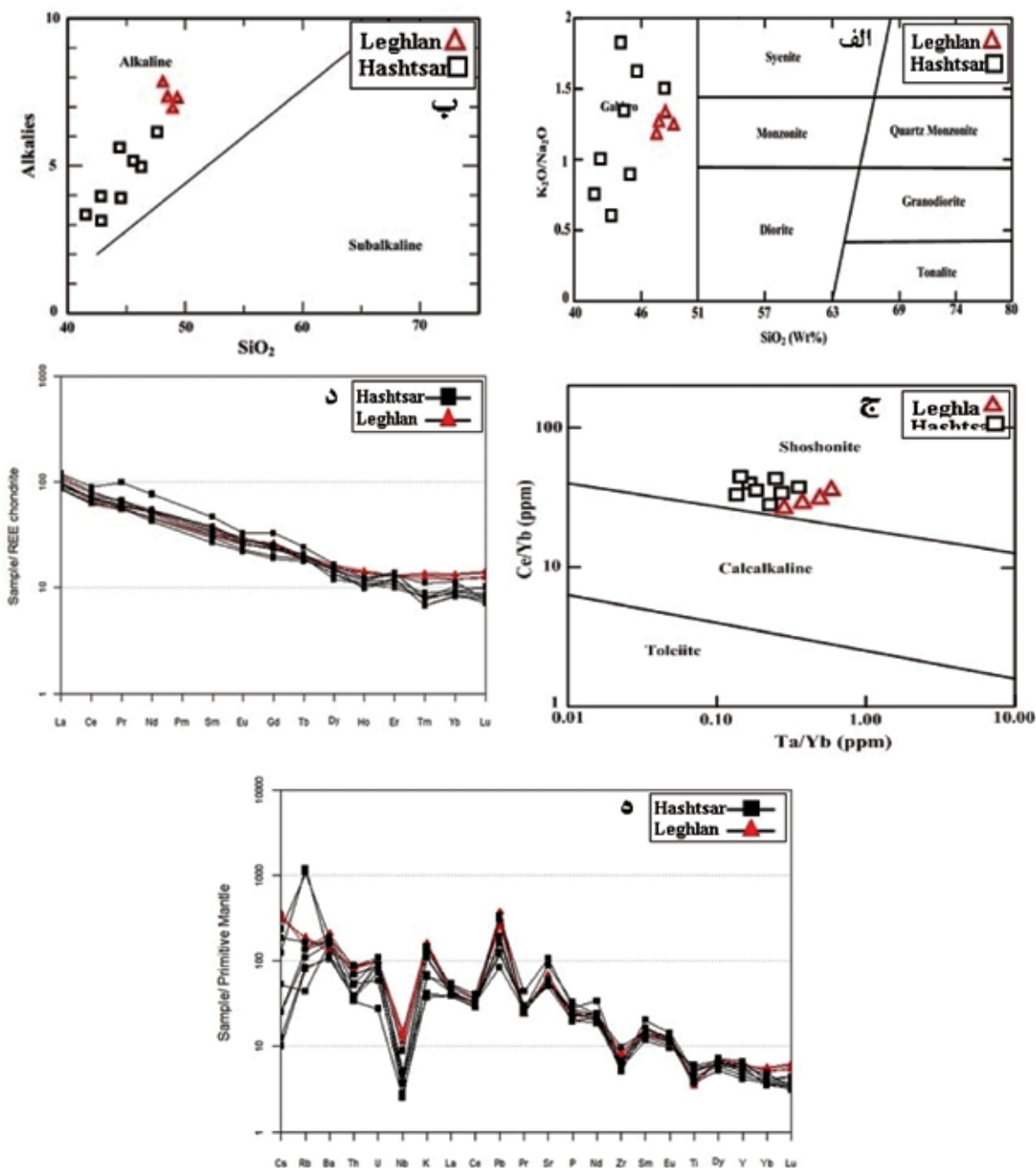
شکل ۷. نمودار Ti در برابر Ca+Na و موقعیت نمونه‌های گابروئی لقلان و هشت‌سر در آن (Leterrier et al., 1982).

ژئوشیمی و پتروژنز

نتایج آنالیزهای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگ‌کل واحدهای گابروئی لقلان و گابروئی هشت‌سر در جدول ۳ آمده است. براساس نمودار (Mason, 1978) که در آن نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 ترسیم شده، سنگ‌های مورد بررسی در گستره گابرو واقع شده‌اند (شکل ۸-الف). سنگ‌های مورد بررسی در نمودار تعیین سری ماگمایی (Irvine and Baragar, 1971) در قلمرو سری آکالن (شکل ۸-ب) و مطابق نمودار (Pearce, Ce/Yb-Ta/Yb, 1983) در محدوده شوشونیتی واقع شده‌اند (شکل ۸-ج). با توجه به این که در سری‌های آکالن ترم‌های بازیکی TiO_2 بیش از دو درصد دارند و کلینوپیروکسن موجود در آن‌ها غنی از Na و Ti می‌باشد و با در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابروئی و TiO_2 پایین آن‌ها، اطلاق سری آکالن به این مجموعه صحیح به نظر نمی‌رسد و بهتر است از سری شوشونیتی استفاده شود. نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت از (Boynnton, 1984) و عناصر کمیاب بهنجار شده

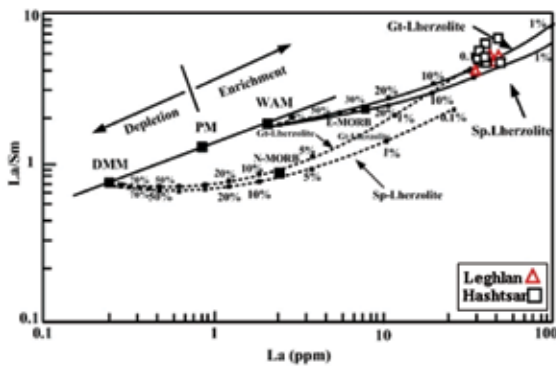
از LREE نسبت به HREE از ویژگی‌های ماگماهای آلکالن تولید شده در موقعیت‌های درون صفحه‌ای است (Fitton et al., 1991; Ali and Ntaflou, 2011).

ذوب بخشی اندک، منشأ گوشته‌ای غنی شده و آلیش با مواد پوسته‌ای نسبت داد. آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی



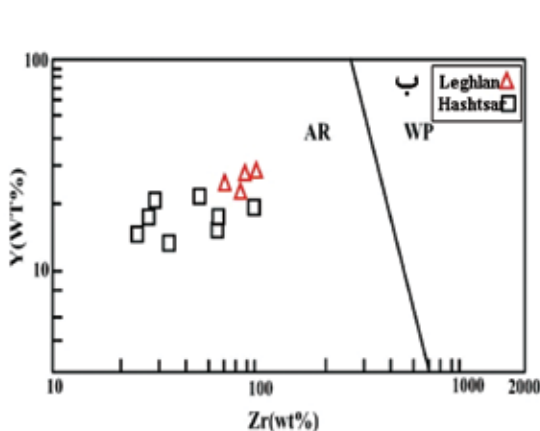
شکل ۸. الف) نمودار K_2O/Na_2O در مقابل SiO_2 (Mason, 1978) و موقعیت نمونه‌های گابروی لقلان و هشت‌سر در آن، ب) نمودار $Na_2O+K_2O - SiO_2$ (Irvine and Baragar, 1971) و موقعیت نمونه‌های گابروی لقلان و هشت‌سر در آن، ج) نمودار $Ce/Yb - Ta/Yb$ و موقعیت گابروهای مورد مطالعه در آن، (Pearce, 1983)، د) الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت، داده‌های مربوط به کندریت‌ها از Boynton, 1984 اقتباس شده است و ه) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشه اولیه یا Sun and) Primitive Mantle (McDonough, 1989)

گارنت لرزولیت غنی شده حاصل شده‌اند. نسبت پایین Ce/Yb در بازالت‌ها نشان دهنده درجه ذوب بخشی بالا و وجود اسپینل در فاز باقیمانده بوده و نسبت بالای Ce/Yb بیانگر درجه ذوب بخشی کم و وجود گارنت در فاز باقیمانده است (Mattsson and Oskarsson, 2005). میانگین این نسبت در گابروی منطقه لقلان ۴۸/۹۶ و در گابروی هشت‌سر ۵۰/۶۴ است. بنابراین نسبت بالای Ce/Yb در سنگ‌های مذکور بیانگر درجه ذوب بخشی اندک و وجود گارنت در فاز باقیمانده است.



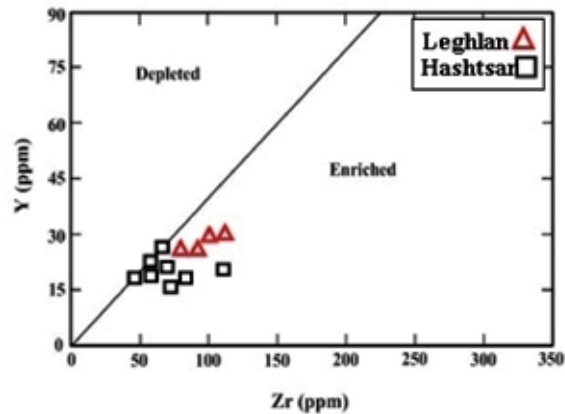
شکل ۱۰. نمودار La/Sm-La جهت تعیین منشأ و درجه ذوب بخشی (Aldanmaz et al., 2000)

جهت تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های گابرویی منطقه لقلان و هشت‌سر از نمودار سه‌وجهی Th-Zr/117-Nb/16 (شکل ۱۱-الف) و نمودار دوتائی Y در مقابل Zr (شکل ۱۱-ب)، (Muller and Groves, 1993) استفاده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، جایگاه قوس آتشفشانی برای گابروهای منطقه لقلان و هشت‌سر از نمودارهای فوق استنتاج می‌شود.



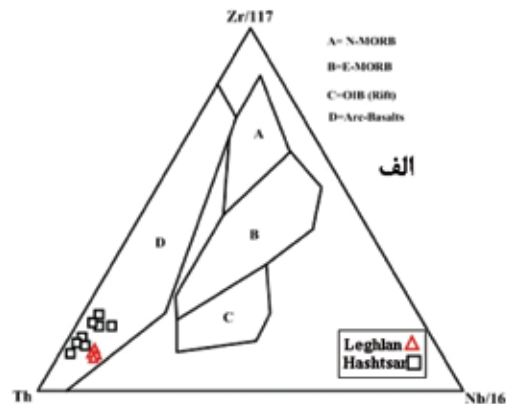
شکل ۱۱. الف) نمودار Th-Zr/117-Nb/16 (Wood, 1980) و ب) نمودار Y-Zr و موقعیت نمونه‌های گابروی لقلان و هشت‌سر در آن (Muller and Groves, 1993)

جهت تعیین میزان غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی خاستگاه سنگ‌های منطقه لقلان و هشت‌سر از نسبت Y در مقابل Zr (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۹) استفاده شده است. این عناصر به دلیل تحرک بسیار پایین، برای تفسیر پتروژنز سنگ‌های آذرین حتی با درجات دگرسانی بالا می‌توانند مفید باشند (Widdowson et al., 2000). با توجه به این نمودار، ماگمای مولد این گروه‌های سنگی از گوشته غنی شده منشأ گرفته است.



شکل ۹. نمودار Y-Zr جهت تفکیک خاستگاه غنی شده و تهی شده (Sun and McDonough, 1989)

جهت شناسایی کانی‌شناسی و درجه ذوب بخشی منشأ، از نمودار La/Sm در مقابل La (Aldanmaz et al., 2000) (شکل ۱۰) استفاده شده است. چنانچه در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود، نمونه‌های گابروی منطقه لقلان و هشت‌سر در مجاورت و یا روی منحنی‌های گارنت-لرزولیت و اسپینل-لرزولیت قرار می‌گیرند. در نتیجه براساس این نمودار، نمونه‌های فوق از ذوب بخشی حدود پنج درصدی اسپینل -

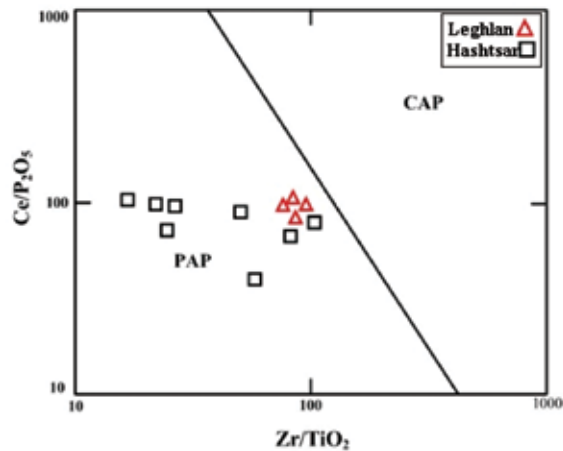


تفریقی نسبتاً ثابت و بدون تغییر باقی می‌مانند ولی در خلال درجات بالای آلیش پوسته‌ای به مقدار زیاد تغییر می‌کنند. مقادیر Ce/Y در گابروی لقلان ۲/۸۰ و در گابروی هشت‌سر ۳/۰۹ و مقادیر Zr/Y در گابروی لقلان برابر ۳/۱۵ و در گابروی هشت‌سر ۳/۰۲ است. در نتیجه پایین بودن نسبی تغییرات این پارامترها را می‌توان دلیلی بر آلیش نسبتاً کم ماگمایی در این سنگ‌ها دانست.

نتیجه‌گیری

توده گابروئی لقلان به فرم سیل‌های مکرر و توده گابروئی هشت‌سر به فرم استوک در منطقه تزریق شده‌اند. توده گابروئی لقلان با داشتن پتاسیم فلدسپار و فقدان آمفیبول از توده گابروئی هشت‌سر متمایز می‌شود. پلاژیوکلازهای موجود در توده گابروئی هشت‌سر کلسیک‌تر از پلاژیوکلازهای گابروی لقلان بوده و فاقد منطقه‌بندی می‌باشند. ترکیب کلینوپیروکسن در هر دو توده دیوپسیدی بوده و آمفیبول‌های موجود در توده گابروئی هشت‌سر ترکیب پارگازیتی تا چرماکیتی دارند. ماگمای مولد هر دو توده سرشت شوشونیتی داشته و از ذوب بخشی با نرخ پنج درصدی گوشته غنی‌شده از عناصر کمیاب خاکی سبک و لیتوفیل درشت یون و با ترکیب اسپینل-گارنت لرزولیت که در آن گارنت فاز باقیمانده را تشکیل داده، حاصل شده‌اند. پایین بودن مقادیر Ce/Y و Zr/Y در این توده‌ها حاکی از نقش کم‌رنگ آلیش ماگمایی در تکوین این توده‌ها است. این توده‌ها در یک قوس ماگمایی پس برخوردی جایگیری کرده‌اند.

براساس نمودار دو وجهی $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ (Muller and Groves, 1997) (شکل ۱۲)، گابروهای مورد مطالعه در قوس‌های ماگمایی پس‌برخوردی قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۲. نمودار $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ و موقعیت نمونه‌های گابروی لقلان و هشت‌سر در آن (Muller and Groves, 1997)

منشأ ماگماتیسم آلکالن در محیط‌های کششی درون صفحه‌ای هم‌چنان مورد بحث است. در حال حاضر عقیده بر این است که بازالت‌های آلکالن جزایراقیانوسی (OIB) تنها از گوشته استنوسفری مشتق می‌شوند (Alici et al., 2002). ولی ماگماهای آلکالن درون قاره‌ای می‌توانند به وسیله ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده غنی از LREE و LILE ایجاد شوند (Upadhyay et al., 2006). غنی‌شدگی از Pb، Ba و LREE و تهی‌شدگی از HREE در ماگماهای آلکالن قاره‌ای را می‌توان به منشأ گوشته لیتوسفری نسبت داد (Alici et al., 2002; Gourgaud and Vincent, 2004; Aldinucci et al., 2008). به عقیده Conly و همکاران (۲۰۰۵) نسبت‌های Ce/Y و Zr/Y در خلال تبلور

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در گابروی هشت‌سر

Amp	Hs1	Hs2	Hs3	Hs4	Hs5	Hs6
SiO ₂	38.88	41.98	39.23	40.20	40.20	40.77
TiO ₂	2.28	0.52	2.19	2.38	2.30	2.41
Al ₂ O ₃	13.16	11.97	13.51	13.59	13.72	13.77
FeO	11.00	13.15	11.12	12.09	11.85	10.32
MnO	0.15	0.21	0.13	0.11	0.07	0.19
MgO	13.79	13.76	13.93	13.78	13.40	13.35
CaO	12.30	12.18	12.37	12.21	12.39	12.23
Na ₂ O	2.23	2.36	2.26	2.48	2.47	2.60

Amp	Hs1	Hs2	Hs3	Hs4	Hs5	Hs6
K ₂ O	1.46	0.62	1.48	1.84	1.72	1.77
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Summe	95.26	96.75	96.23	98.68	98.12	97.41
کاتیون‌ها براساس 23 اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند						
Si	5.878	6.190	5.863	5.888	5.936	6.057
Ti	0.259	0.058	0.246	0.262	0.255	0.269
Al	2.345	2.081	2.380	2.346	2.388	2.411
Fe	1.391	1.621	1.390	1.481	1.463	1.282
Mn	0.019	0.026	0.016	0.014	0.009	0.024
Mg	3.107	3.024	3.103	3.008	2.949	2.956
Ca	1.992	1.924	1.981	1.916	1.960	1.947
Na	0.654	0.675	0.655	0.704	0.707	0.749
K	0.282	0.117	0.282	0.344	0.324	0.335
Cr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Sum	15.927	15.715	15.918	15.964	15.991	16.031
توزیع کاتیون‌ها در سایت‌های بلوری						
T Si	5.878	6.190	5.863	5.888	5.936	6.057
Al(IV)	2.122	1.810	2.137	2.112	2.064	1.943
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
C Al(VI)	0.223	0.271	0.243	0.235	0.324	0.469
Ti	0.259	0.058	0.246	0.262	0.255	0.269
Fe ³⁺	0.461	0.784	0.501	0.472	0.279	0.000
Cr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	3.107	3.024	3.103	3.008	2.949	2.956
Fe ²⁺	0.930	0.837	0.888	1.009	1.184	1.282
Mn	0.019	0.026	0.016	0.014	0.009	0.024
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
B Ca	1.992	1.924	1.981	1.916	1.960	1.947
Na	0.008	0.076	0.019	0.084	0.040	0.053
A Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.646	0.599	0.636	0.620	0.667	0.695
K	0.282	0.117	0.282	0.344	0.324	0.335
(Na+K)A	0.927	0.715	0.918	0.964	0.991	1.031
M/(M+Fe ²⁺)	0.770	0.783	0.777	0.749	0.713	0.697
100Na/(Na+Ca)	24.703	25.960	24.846	26.876	26.511	27.782
100Al/(Al+Si)	28.519	25.155	28.873	28.494	28.688	28.475
Al(VI)Fe ³⁺ TiCr	0.944	1.113	0.992	0.969	0.858	0.738
(Na+K)A	0.927	0.715	0.918	0.964	0.991	1.031

جدول ۲. نتایج آنالیز نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در گابروی لفلان (Lg) و گابروی هشت‌سر (Hs)

Px	Lg1	Lg2	Lg3	Lg4	Lg5	Lg6	Lg7	Lg8	Lg9	Hs1	Hs2	Hs3	Hs4	Hs5
SiO ₂	49.43	47.18	46.97	51.33	50.15	50.58	51.54	51.43	47.9	49.81	48.06	50.79	49.89	50.88
TiO ₂	0.72	1.03	0.91	0.61	0.57	0.44	0.4	0.32	0.79	0.68	1.02	0.51	0.68	0.44
Al ₂ O ₃	4.63	4.62	5.32	3.03	3.64	2.69	2.3	2.23	5.96	5.21	6.28	4.18	4.81	4.09
FeO	8.55	15.02	16.12	8.92	9.19	9.1	9.15	6.31	9.9	7.39	8.54	7.02	7.48	7.01
MnO	0.24	0.42	0.51	0.34	0.27	0.38	0.35	0.16	0.29	0.24	0.22	0.29	0.24	0.29
MgO	13.24	7.77	7.07	13.03	13.55	13.19	13.09	15.4	12.33	13.26	12.72	13.72	13.61	13.69
CaO	22.57	22.53	22.56	22.68	21.68	22.26	22.43	22.97	21.07	23.48	23.29	23.16	24.02	23.21
Na ₂ O	0.39	0.98	0.91	0.58	0.54	0.51	0.58	0.3	0.72	0.51	0.54	0.38	0.42	0.34
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0	0.04	0.01	0.01	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0.1	0.01	0	0	0	0	0
Summe	99.78	99.56	100.39	100.52	99.61	99.15	99.88	99.23	98.98	100.58	100.67	100.05	101.15	99.95
کاتیون‌ها براساس ۶ اکسیژن محاسبه شده‌اند														
Si	1.840	1.816	1.801	1.902	1.870	1.900	1.923	1.906	1.801	1.832	1.772	1.877	1.825	1.883
Ti	0.020	0.030	0.026	0.017	0.016	0.012	0.011	0.009	0.022	0.019	0.028	0.014	0.019	0.012
Al	0.203	0.210	0.240	0.132	0.160	0.119	0.101	0.097	0.264	0.226	0.273	0.182	0.207	0.178
Fe	0.266	0.483	0.517	0.276	0.287	0.286	0.285	0.196	0.311	0.227	0.263	0.217	0.229	0.217
Mn	0.008	0.014	0.017	0.011	0.009	0.012	0.011	0.005	0.009	0.007	0.007	0.009	0.007	0.009
Mg	0.735	0.446	0.404	0.720	0.753	0.738	0.728	0.851	0.691	0.727	0.699	0.756	0.742	0.755
Ca	0.900	0.929	0.927	0.900	0.866	0.896	0.897	0.912	0.849	0.925	0.920	0.917	0.941	0.920
Na	0.028	0.073	0.068	0.042	0.039	0.037	0.042	0.022	0.052	0.036	0.039	0.027	0.030	0.024
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
توزیع کاتیون‌ها در سایت‌های بلوری														
T Si	1.840	1.816	1.801	1.902	1.870	1.900	1.923	1.906	1.801	1.832	1.772	1.877	1.825	1.883
Al(IV)	0.160	0.184	0.199	0.098	0.130	0.100	0.077	0.094	0.199	0.168	0.228	0.123	0.175	0.117
M1 Al(VI)	0.043	0.025	0.041	0.034	0.030	0.019	0.024	0.003	0.065	0.058	0.044	0.060	0.032	0.062
Fe ²⁺	0.141	0.281	0.318	0.188	0.164	0.179	0.202	0.092	0.146	0.100	0.069	0.141	0.075	0.150
Fe ³⁺	0.125	0.203	0.199	0.088	0.123	0.106	0.084	0.104	0.165	0.128	0.194	0.076	0.154	0.067
Quad	1.776	1.655	1.648	1.808	1.783	1.813	1.826	1.854	1.686	1.752	1.688	1.814	1.758	1.825
Jd	0.056	0.146	0.135	0.083	0.078	0.074	0.084	0.043	0.105	0.073	0.077	0.054	0.060	0.049
FeII/ (FeII+Mg)	0.161	0.386	0.440	0.207	0.178	0.195	0.217	0.097	0.175	0.121	0.090	0.157	0.091	0.165
Di	0.839	0.614	0.560	0.793	0.822	0.805	0.783	0.903	0.825	0.879	0.910	0.843	0.909	0.835
Hd	0.161	0.386	0.440	0.207	0.178	0.195	0.217	0.097	0.175	0.121	0.090	0.157	0.091	0.165
Jd%	0.79	0.90	1.30	1.23	0.82	0.59	0.98	0.07	1.65	1.24	0.81	1.28	0.57	1.25
Di%	81.32	56.38	51.74	75.79	78.71	77.30	74.87	88.20	77.69	84.43	87.04	81.84	87.88	81.28
Hd%	15.61	35.51	40.67	19.81	17.09	18.77	20.74	9.52	16.45	11.58	8.59	15.25	8.84	16.12
Ae%	2.29	7.22	6.28	3.17	3.37	3.35	3.41	2.20	4.21	2.74	3.56	1.64	2.71	1.36

جدول ۳. نتایج تجزیه شیمیائی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های گابروی لقلان و هشت‌سر

	Leghlan						Hashtsar					
	HR-022	HR-066	HR-075	HR-083	HR-087	HR-101	HR-102	HR-103	HR-104	HR-117	HR-121	HR-125
SiO ₂ (%)	48.83	48.88	48.98	48.85	46.02	44.72	48.12	45.52	42.72	42.48	41.78	44.48
Al ₂ O ₃ (%)	16.74	14.81	14.99	14.95	14.63	14.12	18.32	14.51	18.8	18.37	17.92	18.24
Fe ₂ O ₃ (%)	4.76	5.18	5.1	5.1	4.42	4.84	4.01	4.7	4.7	4.91	4.72	4.7
FeO(%)	4.61	5.28	5.13	5.15	5.84	6.16	4.6	6.14	7.35	8.36	7.97	7.09
CaO(%)	9.01	9.15	9.09	9.05	13.64	11.49	9.78	13.31	13.36	11.78	12.92	11.89
MgO(%)	4.48	4.99	4.77	4.88	5.88	6.08	3.81	6.72	5.42	6.27	6.91	5.58
Na ₂ O(%)	3.44	2.67	2.77	2.75	1.98	1.25	2.59	1.98	1.94	1.91	1.86	2.12
K ₂ O(%)	4.57	4.87	4.85	4.83	3.28	4.41	3.89	3.32	2.08	1.14	1.26	1.98
TiO ₂ (%)	0.75	0.85	0.84	0.83	1.14	0.82	0.86	0.98	1.09	1.31	1.27	1.08
MnO(%)	0.23	0.19	0.18	0.21	0.23	0.22	0.23	0.24	0.23	0.14	0.16	0.22
P ₂ O ₅ (%)	0.52	0.49	0.48	0.51	0.43	0.52	0.59	0.51	0.72	0.44	0.58	0.61
Ba(ppm)	1290	892	974	1460	1141	1092	1292	785	1152	741	797	1256
Be(ppm)	1.5	2	2.2	1.9	0.2	0.18	0.2	0.32	0.25	0.3	0.15	0.4
Cd(ppm)	0.2	0.08	0.13	0.14	0.16	0.03	0.13	0.02	0.15	0.04	0.035	0.11
Ce(ppm)	69.8	77.6	79.8	81.4	78.8	73.8	65.9	79.6	81.4	76.5	69.8	72.7
Co(ppm)	32.1	36.2	33.6	28.6	57.5	40.3	36.7	39.6	34.8	48.6	81	50
Cr(ppm)	23	62	57	26	162	44	91	112	42	40	91	53
Cs(ppm)	2.9	2.6	2.4	2.9	0.2	1.48	1.86	0.98	0.42	0.1	0.08	0.2
Dy(ppm)	4.96	5.09	5.24	4.8	4.69	3.88	4.77	4.32	4.69	4.96	4.32	5.35
Er(ppm)	2.74	2.72	2.72	2.74	2.92	2.09	2.75	2.28	2.46	2.55	2.56	2.91
Eu(ppm)	2.03	2.01	2.04	1.89	1.92	1.92	2.09	2.18	2.08	1.62	1.69	2.41
Ga(ppm)	15.8	15.6	15.2	16.5	14.2	16.9	18.6	16.4	19.7	15.9	15.2	16.3
Gd(ppm)	6.61	6.85	6.81	6.26	5.99	6.12	6.25	6.38	6.61	4.94	5.17	8.48
Ge(ppm)	1.25	1.39	1.4	1.31	1.49	1.5	1.8	1.35	1	1.21	1.69	1.09
Hf(ppm)	2.44	2.79	2.81	2.55	2.23	1.9	2.7	2.6	2.3	2.07	2.67	2.24
Ho(ppm)	1.02	0.99	1.03	0.99	0.84	0.79	0.89	0.78	0.84	0.7	0.74	0.88
La(ppm)	27.2	33.8	34.1	29.3	28.13	31.7	36.2	29.4	30.3	26.92	26.75	37.41
Li(ppm)	17	16	20	20	4.1	3.2	2.4	4	1.8	2.9	2.5	4.2
Lu(ppm)	0.45	0.4	0.41	0.46	0.32	0.23	0.25	0.27	0.28	0.26	0.25	0.33
Nb(ppm)	8	10.3	10.7	9.3	2.7	3.3	6.4	2.7	1.8	3.7	2.01	2.6
Nd(ppm)	27.7	33	33	27.8	30.1	30.8	31.8	32.4	31.8	25.6	26.7	46.1
Ni(ppm)	15	25	23	13	50	24	26	28	8	14	51	10
Pb(ppm)	22.2	18.3	20.2	26.7	8.5	24	9	13	6	13.8	11.6	22.1
Pr(ppm)	6.64	8.18	8.17	6.77	8.21	7.12	8.04	7.31	7.52	6.91	7.09	12.12
Rb(ppm)	92	118	120	91	70	105	676	769	28	54	52	86
Sc(ppm)	22	34	32	20	55	45	72	66	30	34	85	23
Sm(ppm)	6.22	7.29	7.03	6	6.24	6.71	6.61	7.08	7.39	5.21	5.8	9.08
Sr(ppm)	1440	1160	1220	1340	1070	1184	1242	1276	1891	1200	1141	2240
Ta(ppm)	0.69	0.93	0.89	0.78	0.49	0.6	0.53	0.4	0.5	0.4	0.6	0.48
Tb(ppm)	0.9	0.9	1	0.9	1	0.9	1	0.9	0.9	0.9	0.9	1.2
Th(ppm)	6.02	7.28	7.52	6.98	3.33	5.94	7.52	4.61	2.88	3.2	3.16	4.47
Tm(ppm)	0.43	0.4	0.43	0.44	0.26	0.27	0.36	0.26	0.29	0.22	0.22	0.25
U(ppm)	1.84	2.05	2.12	2.12	2.07	1.79	2.28	1.24	0.58	1.86	1.54	2.26
V(ppm)	370	339	315	364	551	381	269	359	449	510	739	535
Y(ppm)	26.8	28.2	28.2	26.7	28.2	18.9	25.2	20.9	23.1	25.4	25.6	30.3
Yb(ppm)	1.36	1.52	1.62	1.84	1.62	1.51	1.50	1.46	1.66	1.52	1.35	1.25
Zn(ppm)	36.6	47.6	43.8	34	46.5	92	59	94	88	45.7	55.4	42
Zr(ppm)	77	93	90	87	66	74.1	110.3	75.8	57.2	64	71	67
Ce/Yb	51.32	51.05	49.25	44.23	48.64	48.87	43.93	54.52	49.03	50.32	51.70	58.16
Ce/Y	2.60	2.75	2.82	3.04	2.79	3.90	2.61	3.80	3.52	3.01	2.72	2.40
Zr/Y	2.87	3.29	3.19	3.25	2.34	3.92	4.37	3.62	2.47	2.51	2.77	2.21

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, postcollision volcanism in western Anatolia Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Aldinucci, M., Gandin, A., and Sandrelli, F., 2008. The Mesozoic continental rifting in the Mediterranean area: insights from the Verrucano tectofacies of Southern Tuscany (Northern Apennines, Italy). *Journal of Earth Sciences*, 97, 1247-1269.
- Ali, S., and Ntaflou, T., 2011. Alkali basalts from Burgenland, Austria: petrological constraints on the origin of the western most magmatism in the Carpathian-Pannonian Region. *Lithos*, 121(1-4), 176-188.
- Alici, P., Temel, A., and Gourgau, A., 2002. Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (Western Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 487-510.
- Borisova, A.Y., Belyasky, B.V., and Portnyagin, M.V., 2001. Petrogenesis of olivine-phyric basalts from the Aphanasey Nikitin rise: Evidence for contamination by cratonic lower continental crust. *Journal of Petrology*, 42(2), 277-316.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P., Henderson (Eds.): *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry*, 2, 63-114.
- Conly, A.J., Brenan, J.M., Bellon, H., and Scott, S.D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur, and Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, 303-341.
- Eby, G.N., Woolley, A.R., Din, V.,

منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- باباخانی، ع. و لسکویه، ج. ل. ریو، ر.، ۱۳۶۹. شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش اهر. مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۲۳.
- باباخانی، ع. و ناظر، ن. خ.، ۱۳۷۰. نقشه زمین شناسی لاهرود، ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- غضنفری، ی. حسین زاده، ق. و مؤید، م.، ۱۳۸۹. بررسی زمین شناسی اقتصادی توده مافیک-اولترامافیک کوههای هشت سر هوراند (شمال شرق اهر-استان آذربایجان شرقی). پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تبریز، ۱۱۵.
- مهرپرتو، م. و امامی، م. ه.، ۱۹۹۹. نقشه زمین شناسی کلیبر، ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۵۴۶۷.
- مؤید، م. مجرد، م. و حسین زاده، ق.، ۱۳۸۹. برآورد دما-فشار و گریزندگی اکسیژن در گابرو-پیروکسنیت های تازه کند کلیبر، با تمرکز بر شیمی بلورها و فعالیت کانی ها. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، (۳) ۱۸، ۳۹۶-۳۸۱.
- مجرد، م. حسین زاده، ق. و مؤید، م.، ۱۳۸۸. کانی شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی مجموعه مافیک-اولترامافیک کوههای هشت سر. هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران.
- صادق زاده خسروشاهی، ه. عامری، ع. مجتهدی، م. و مؤید، م.، ۱۳۸۴. بررسی مینرالوژیکی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای آذرین ولکانیکی پتاسیک، منطقه هوراند، شمال شرق اهر. سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۹۸-۳۰۳.
- تاجبخش، غ. امامی، م. ه. معین وزیری، ح. و رشیدنزاد عمران، ع.، ۱۳۸۸. سنگ نگاری، ژئوشیمی و ساز و کار جایگیری کمپلکس حلقوی هشت سر. مجله علوم زمین، ۷۳، ۱۳۲-۱۲۳.
- طلوعی، ج. و ضرغامی، م.، ۱۳۷۰. اکتشاف مقدماتی و نیمه تفصیلی ورمیکولیت کلیبر. شرکت منطقه ای معادن آذربایجان، ۱۹۶.

- and Platt, G., 1998. Geochemistry and petrogenesis of nepheline syenites: Kasungu-Chipala, Ilomba, and Ulindi nepheline syenite intrusions, North Nyasa alkaline province, Malawi. *Journal of Petrology*, 39, 1405-1424.
- Fitton, G.J., James, D., and Leeman, W.P., 1991. Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, 96, 53-61.
 - Gourgaud, A., and Vincent, P.M., 2004. Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129(4), 261-290.
 - Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-48.
 - Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C., and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144, 38-56.
 - Leake, B.E., Woolleny, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association. Commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 82, 1019-1037.
 - Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.
 - Mason, D.R., 1978. Evolution of porphyry copper mineralization in an oceanic island arc. *Economic Geology*, 73, 982-985.
 - Mattsson, H.B., and Oskarsson, N., 2005. Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, 245-267.
 - Menzies, M.A., and Wass, S.Y., 1983. CO₂ and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the southern highlands province, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 65, 287-302.
 - Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K., and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 535-550.
 - Muller, D., and Groves, D.I., 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Review*, 8, 383-406.
 - Muller, D., and Groves, D.I., 1997. *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization*. Second Edition Springer verlag, 242.
 - Panter, H.S., Hart, S.R., Kyle, Ph., Blusztajn, J., and Wilch, T., 2000. Geochemistry of late Cenozoic basalts from the Crary Mountains: characterization of mantle sources in Marie Byrd Land, Antarctica. *Chemical Geology*, 165, 215-241.
 - Papike, J.J., Cameron, K.L., and Baldwin, K., 1974. Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral com-

- ponents and estimates of ferric iron from microprobe data. Geological Society of America, 6, 1053-1054.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C. J., Howkesworth and M. J., Norry (Eds.): Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, 230-249.
 - Pearce, T.H., Russell, J.K., and Wolfson, I., 1987. Laser-interference and Normarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens. Washington. American Mineralogist, 72, 1131-43.
 - Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentations and Their Relations to Ore Deposits. 3rd Edition John Wiley and Sons, New York, 488.
 - Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia: Memoir hors serie de la societe geologique de France, 8, 333-335.
 - Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D., Saunders and M. J., Norry (Eds.): Magmatism in ocean basins. Geology Society Special Publication London, 42, 313-345.
 - Upadhyay, D., Jahn-Awe, S., Pin, C., Paquette, J.L., and Braun, I., 2006. Neoproterozoic alkaline magmatism at Sivamalai, southern India. Gondwana Research, 10, 156-166.
 - Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185-187.
 - Widdowson, M., Pringle, M.S., and Fernandez, O.A., 2000. A post K-T boundary (Early Paleocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India. Journal of Petrology, 41, 1177-1194.
 - Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters, 50, 11-30.
 - Zhao, J.H., and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. Precambrian Research, 152, 27-47.

الگوی رخداد کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس - نقره گرماب پایین، جنوب شرق شاهرود

مجید طاشی^۱، فردین موسیوند^۲ و حبیب‌الله قاسمی^۳

۱. کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲. استادیار زمین‌شناسی اقتصادی، عضو هیئت علمی دانشگاه صنعتی شاهرود

۳. استاد پترولوژی، عضو هیئت علمی دانشگاه صنعتی شاهرود

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۹/۲۸

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۱/۳۰

چکیده

کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس-نقره گرماب پایین در ۲۹۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود واقع شده و در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین، در زیر پهنه سبزوار، شمال شرق ایران رخ داده است. کانه‌زایی مس طبیعی در واحدهای سنگی آندزی بازالیت با بافت بادامکی، تراکی آندزیت و برش‌های آتشفشانی میزبان کانسار گرماب پایین با سن کرتاسه پسین و کنگلومراهای پالئوسن به صورت رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده دیده می‌شود. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب بازالتی و ماهیت کالک آلکالن بوده و در محیط پشت کمانی نهشته شده‌اند. دگرسانی عمده همراه کانه‌زایی از نوع کلریتی و به مقدار کمتر ژئولیتی است. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهند فرآیند دیاژنز، تدفین و بالآمدگی در توالی آتشفشانی-رسوبی میزبان کانه‌زایی سبب ایجاد و حرکت سیال‌های نسبتاً داغ شور شده که این سیال‌ها مس را از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین شسته و تحت شرایط احیایی به صورت مس طبیعی در واحدهای آندزی بازالیتی و برش آتشفشانی و کنگلومراهای پالئوسن ته‌نشست داده است. با توجه به نوع سنگ‌های میزبان، کانی‌شناسی و دگرسانی، کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین بیشترین شباهت را با کانه‌زایی مس طبیعی مرتبط با سنگ‌های بازالیتی (تیپ میشیگان) نشان می‌دهد. این رخداد بعد از تشکیل کانسار سولفید توده‌ای گرماب پایین و در طی دیاژنز، دگرگونی دفنی و بالا آمدگی توالی سنگی دربرگیرنده، رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: گرماب پایین، سولفید توده‌ای، تیپ میشیگان، مس طبیعی، کانه‌زایی.

مقدمه

غیرمعمول است (Wang et al., 2006). این ذخایر تنها در برخی نقاط دنیا مانند ایران، بولیوی، چین، شیلی و دریاچه سوپریور در ایالات متحده آمریکا مشاهده شده‌اند (Guilbert and Park, 1986). ذخایر مس طبیعی شامل

ذخایر مس طبیعی بسیار کم و به ندرت تشکیل می‌شوند، زیرا وجود محلول‌های گرمابی فقیر از گوگرد

* نویسنده مرتبط: mousivand@shahroodut.ac.ir

کانسار و تعیین تیپ کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین‌براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی می‌باشد.

روش مطالعه

مطالعات دقیق صورت گرفته بر روی پنج مغزه حفاری (در مجموع ۳۲۰ متر مغزه حفاری) در کانسار گرماب پایین نشان می‌دهد که در عمق‌های مشخصی کانه‌زایی مس طبیعی رخ داده است. در ادامه جهت پی بردن به چگونگی رخداد این کانه‌زایی، تعداد ۸۰ نمونه به صورت منظم از این مغزه‌ها برداشت شد، که از این تعداد، ۱۲ مقطع نازک-صیقلی و چهار مقطع صیقلی برای مطالعه تهیه شد. جهت مطالعات ژئوشیمیایی نیز اقدام به تجزیه دو نمونه به روش پراش اشعه ایکس^۵ (جدول ۱)، تجزیه چهار نمونه به روش فلورسانس اشعه ایکس^۶ (جدول ۲) و تجزیه چهار نمونه به روش طیف‌سنج نوری جفت پلاسمای القاشده^۷ (جدول ۳) با حمایت سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران شد. همچنین در این مقاله از داده‌های ژئوشیمیایی شرکت زمین‌شناسی محکم‌کار، به تعداد شش نمونه به روش طیف‌سنج جرمی جفت پلاسمای القاشده^۸ (جدول ۴) در آزمایشگاه Acme کانادا انجام شده نیز استفاده گردیده است.

زمین‌شناسی

پهنه ساختاری سبزوار شامل گستره‌های محدود بین گسل میامی و درونه است که در یک روند تقریبی خاوری - باختری از سبزوار تا مرز افغانستان به صورت بلوک دوزنقه‌ای شکل ادامه دارد (شکل ۱). در این زیر پهنه سنگ‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک برونزد دارند. برونزدهای سنگی عمده این زیر پهنه را می‌توان در سه گروه بزرگ دسته‌بندی کرد.

ذخایر، مس طبیعی موجود در گدازه‌های بازالتی شبه جزیره کویناو (میشیگان)، ذخایر مس در توالی سرخ آتشفشانی^۱، ذخایر تیپ مانتو^۲، کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ‌های رسوبی آواری، کانه‌زایی مس طبیعی ناشی از اکسیداسیون و مس طبیعی در باتلاق‌ها و مرداب‌های عهد حاضر می‌باشد (Cornwall, 1956; Kirkham, 1996). بیشتر کانه‌زایی مس طبیعی معمولاً در سنگ‌های مافیک قرار دارد، بهترین مثال این نوع کانه‌زایی در نواحی دریاچه سوپریور و شبه جزیره کویناو در آمریکا می‌باشد (Kirkham, 1996). از این نوع کانه‌زایی در ایران می‌توان به کانسار عباس‌آباد شمال غرب قزوین و کانسار دارهند در ۴/۵ کیلومتری نطنز اشاره نمود (مرادی و همکاران، ۱۳۹۰; Nezafti et al., 2006). پژوهش‌های انجام شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و محققان دانشگاهی در زیر پهنه سبزوار منجر به شناسایی رخداد‌های مختلف کانه‌زایی‌های مس و منگنز در واحدهای آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در این زیر پهنه ساختاری شده است (شکل ۱). از جمله این کانه‌زایی‌های مس و منگنز می‌توان به کانسارهای مس نوده (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰)، مس-نقره گرماب پایین (طاشی و همکاران، ۱۳۹۲)، منگنز چشمه فریزی، بنسبرد (مسعودی، ۱۳۸۸)، منگنز چشمه سفید و ذاکری (تقی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۱) و منگنز نوده (نصراللهی و همکاران، ۱۳۹۱) اشاره کرد.

بررسی‌ها و مطالعات صورت گرفته در کانسار سولفیدتوده‌ای آتشفشان‌زاد^۴ مس-نقره گرماب پایین (طاشی و همکاران، ۱۳۹۲; Tashi et al., 2014) نشان‌دهنده کانه‌زایی مس به صورت سولفیدی و اکسیدی و کانه‌زایی مس طبیعی به شکل رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانه‌زایی سولفید توده‌ای می‌باشد. از نظر موقعیت جغرافیایی کانسار گرماب‌پایین در ۲۹۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود، در مجاورت روستای گرماب پایین، در پهنه ایران مرکزی و زیر پهنه سبزوار واقع شده است (شکل ۱). هدف از این پژوهش، بررسی سنگ‌شناختی، دگرسانی، ساخت و بافت کانه‌زایی، ژئوشیمی، محیط زمین ساختی

1. Keweenaw Peninsula

2. Volcanic red bed

3. Manto type

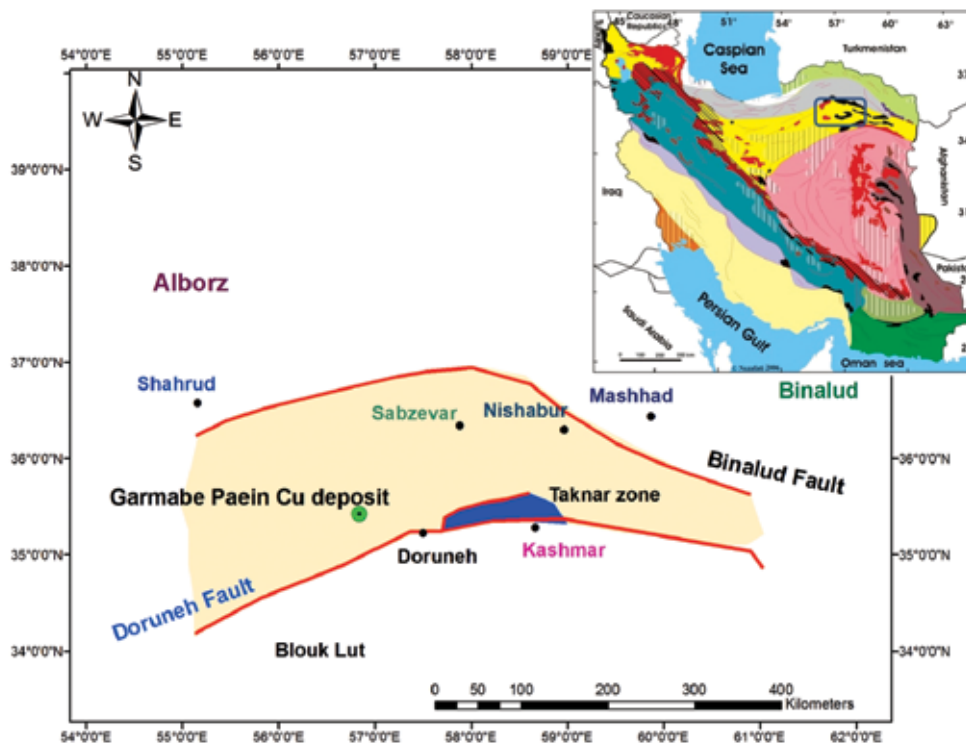
4. Volcanic massive sulfide

5. X-Ray diffraction

6. X-ray fluorescence

7. Inductively coupled plasma optical emission spectroscopy

8. Inductively coupled plasma mass spectrometry



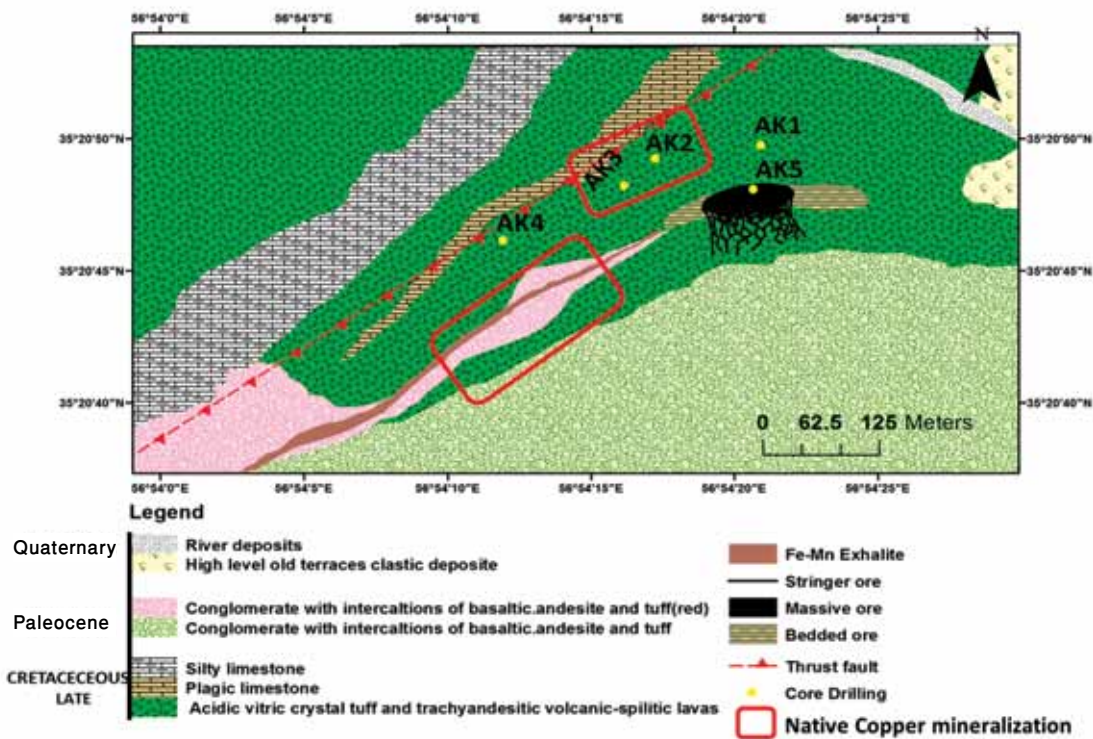
شکل ۱. موقعیت کانسار گرماب پایین در پهنه ساختاری سبزوار در ایران مرکزی (با تغییرات از Lindenberget al., 1983)

آهک‌های گلوبوترونکانادار و پلاژیک تقسیم کرد. گروه سوم نیز مربوط به توالی‌های رسوبی فلیش گونه هستند که تغییرات سنی آن‌ها از ائوسن تا زمان نئوژن است. بر اساس مطالعات صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری- اسبکشان (که‌نسال، ۱۳۸۶)، عمده‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه از قدیم به جدید شامل آهک توده‌ای اریبتولین‌دار کرتاسه زیرین، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی- داسیتی به صورت گدازه و آذرآواری به همراه آهک کرم‌رنگ گلوبوترونکانادار به سن کرتاسه پسین، کنگلومرای چندزادی متشکل از قطعات آهکی و آتشفشانی (معادل کنگلومرای پالتوسن کرمان) و سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به همراه ماسه‌سنگ، کنگلومرا و آهک نومولیت‌دار ائوسن میانی- بالایی است. مجموعه توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در کانسار سولفید توده‌ای گرماب پایین بیشتر شامل توف اسیدی سبز رنگ، گدازه تراکی آندزیتی، آهک گلوبوترونکانادار، آهک پلاژیک و رادیولاریت می‌باشد (شکل ۲).

گروه اول مربوط به مجموعه‌های افیولیتی سبزوار و تربت‌حیدریه هستند که خاستگاه اقیانوسی دارند و اطراف ایران مرکزی را احاطه می‌کنند. بیشتر این سنگ‌ها اولترامافیک- مافیک (مثل دونیت، پریدوتیت و گابرو) هستند. سنگ‌های رسوبی همراه آن‌ها نیز نشانگر زمان کرتاسه پسین و محیط‌های نسبتاً ژرف‌اقیانوسی است، که در یک محیط کششی از نوع حوضه‌های پشت کمانی^۱ در طی عبور از زمان کرتاسه میانی به کرتاسه بالایی تشکیل شده‌اند. این کشش در اثر فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی اتفاق افتاده است. این سنگ‌های افیولیتی میزبان ذخایر گوناگونی از نوع کرومیت، منیزیت، منگنز و مس می‌باشند (Agard et al., 2007; Rossetti et al., 2010; Gerdes and Zeh, 2009).

گروه دوم مربوط به سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین می‌باشد که غیر افیولیتی است و ارتباط ژنتیکی با سنگ‌های افیولیتی ندارد (وطن‌پور و همکاران، ۱۳۸۸). توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین را بر اساس نوع کانه‌زایی منگنز و مس می‌توان به دو بخش توفی و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و داسیتی به همراه

1. Back-arc



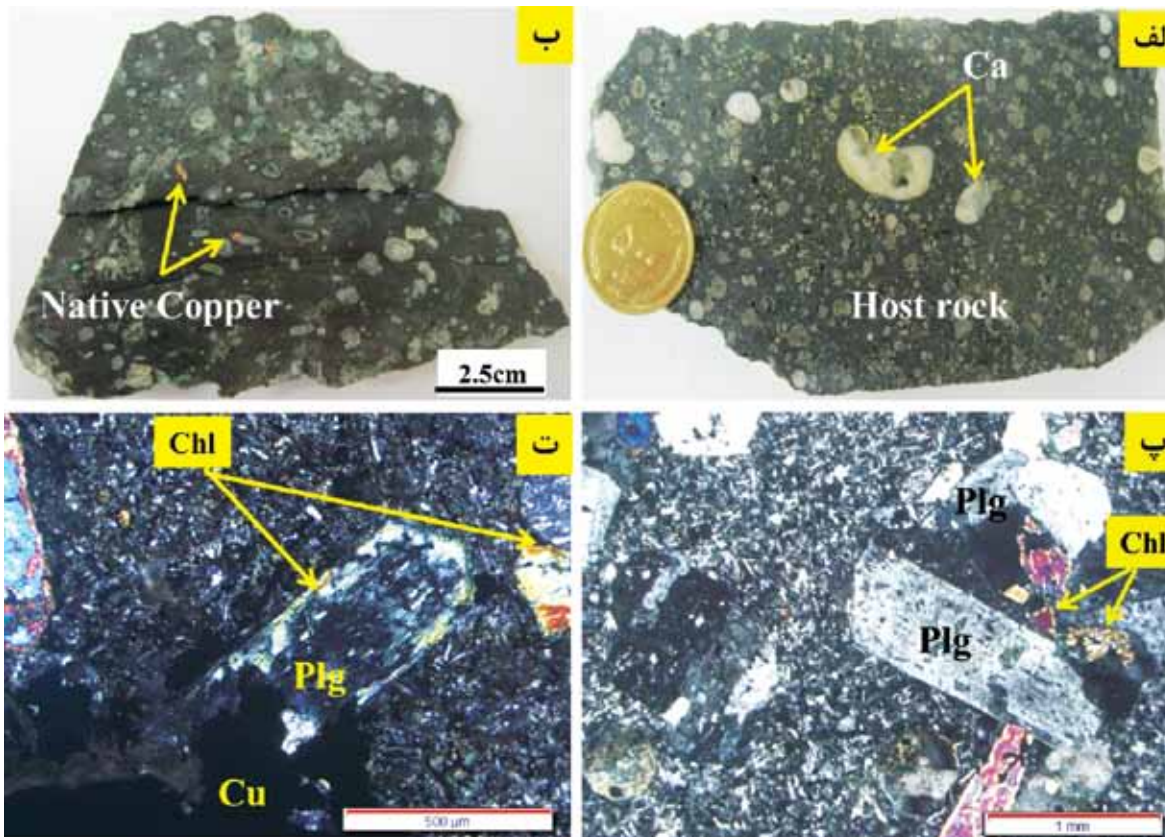
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس کانسار مس- نقره گرماب پایین به همراه موقعیت چاه‌های حفاری

کانه‌زایی

کانه‌زایی‌های مس طبیعی، در کانسار گرماب پایین به شکل چینه‌کران در دو واحد سنگ‌شناختی مختلف شامل واحد آتشفشانی آندزی بازالت، تراکی آندزیت و برش آتشفشانی کرتاسه پسین و واحد کنگلومرای پالئوسن رخ داده است. مطالعات کانی‌شناسی بر روی مقاطع نازک- صیقلی نمونه‌های معدنی مس گرماب پایین منجر به شناسایی کانی‌های مختلفی شده است که به صورت اولیه (هیپوزن) و یا به صورت ثانویه (سوپرژن)، در اثر فرایند هوازدگی تشکیل شده‌اند. این کانی‌ها عبارت از مس طبیعی، مگنتیت، هماتیت، کوپریت و مالاکیت می‌باشند. کانی‌های باطله در کانسار گرماب پایین عمدتاً شامل کلریت، کانی‌های رسی، کوارتز، ژپس، آلبیت، زئولیت و بیوتیت هستند. لازم به ذکر است، رخداد مس طبیعی جزء مهم‌ترین کانه‌زایی‌ها در کانسار گرماب پایین می‌باشد.

مطالعات نمونه دستی سنگ‌های حاوی کانه‌زایی مس طبیعی نشان می‌دهد، این سنگ‌های میزبان (تراکی آندزیت و آندزی بازالت) دارای بافت بادامکی^۱ هستند (شکل ۳-الف و ب) و این حفره‌ها و فضاها خالی توسط کانی‌های مراحل تاخیری فاز ماگمایی و یا کانی‌های بعد فاز ماگمایی نظیر کلریت، کوارتز، کلسیت، زئولیت و مس طبیعی در سطح سنگ پر شده است (شکل ۳). بررسی‌های میکروسکوپی بر روی مقاطع نازک از این نمونه‌ها نشان می‌دهد که بافت غالب سنگ پورفیری و دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن از نوع اوژیت و کانی‌های اپیک است که در زمینه میکروکریستالین تا شیشه‌ای قرار گرفته است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، تحت تأثیر دگرسانی به کانی‌های کلریت، کانی‌های رسی، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-پ و ت) که این، نشانگر دگرسانی نوع پروپلیتی است. زمینه دگرسان شده و شیشه‌زدایی شده سنگ از کوارتز، فلدسپار، بلورهای ریز پلاژیوکلاز با ترکیب سدیک، کلریت و بلورهای ریز اسفن تشکیل شده است.

1. Amygdaloidal texture



شکل ۳. الف) نمونه دستی از تراکی آندزیت با بافت بادامکی، ب) نمونه دستی تراکی آندزیت‌های میزبان کانه‌زایی مس طبیعی همراه با بافت بادامکی که به شدت کلریتی شده است. پ و ت) تصاویر میکروسکوپی از تراکی آندزیت میزبان کانه‌زایی مس، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز که از اطراف کلریتی شده و در زمینه میکروولیتی قرار گرفته‌اند (نور عبوری XPL)

الف- کانه‌زایی در واحد آتشفشانی کرتاسه پسین

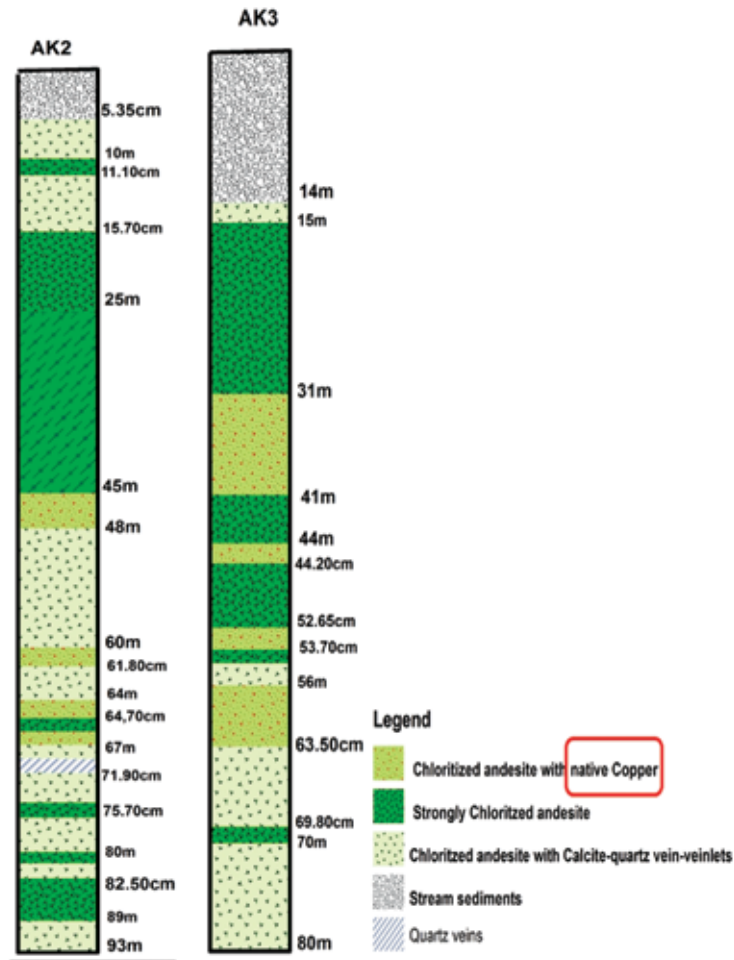
کانه‌زایی در این واحد آتشفشانی هم در برش‌های آتشفشانی و هم در سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیت با سن کرتاسه پسین رخ داده است. کانه‌زایی در برش‌های آتشفشانی بیشتر شامل کوپریت و مالاکیت است، اما کانه‌زایی در واحد تراکی آندزیتی و آندزی بازالت تنها از نوع مس طبیعی می‌باشد.

مطالعات صورت گرفته بر روی مغزه‌های حفاری AK2 و AK3 در کانسار گرماب پایین به عمق‌های ۸۰ و ۹۳ متر که به‌طور عمود در داخل واحد آتشفشانی آندزیتی حفر شده است (شکل‌های ۲ و ۴)، نشان می‌دهند که بیشتر کانه‌زایی مس طبیعی در این دو مغزه حفاری به ترتیب در عمق‌های ۴۵ الی ۶۷ متری در مغزه حفاری AK2 و عمق‌های ۳۱ الی ۶۴ متری در مغزه حفاری AK3 دیده می‌شود (شکل ۴).

کانه‌زایی مس طبیعی در واحد آتشفشانی دارای دو

نوع بافت است. بافت اول به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی می‌باشد (شکل ۵- الف و ب)، این نوع بافت گسترش فراوانی دارد و بخش عمده کانه‌زایی را شامل می‌شود. ضخامت این رگه-رگچه‌های مس از چند میلی‌متر تا سه سانتی‌متر است. بافت دوم که کم اهمیت‌تر می‌باشد مربوط به کانه‌زایی به‌صورت دانه پراکنده در متن سنگ‌های آتشفشانی آندزی بازالت و تراکی آندزیتی می‌باشد (شکل ۵- پ، ت و ث)، به نظر می‌رسد این نوع بافت در ارتباط با شکستگی‌های بسیار ریز است که موجب انتقال سیال مس‌دار و تمرکز آن در فضاهای خالی به‌صورت دانه پراکنده شده است.

لازم به ذکر است کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین از رخداد کانه‌زایی سولفید توده‌ای مجزا می‌باشد و از محل عدسی سولفید توده‌ای حدود ۹۳ متر فاصله دارد و در قسمت‌های کمر بالای کانسار قرار گرفته است (شکل ۲).



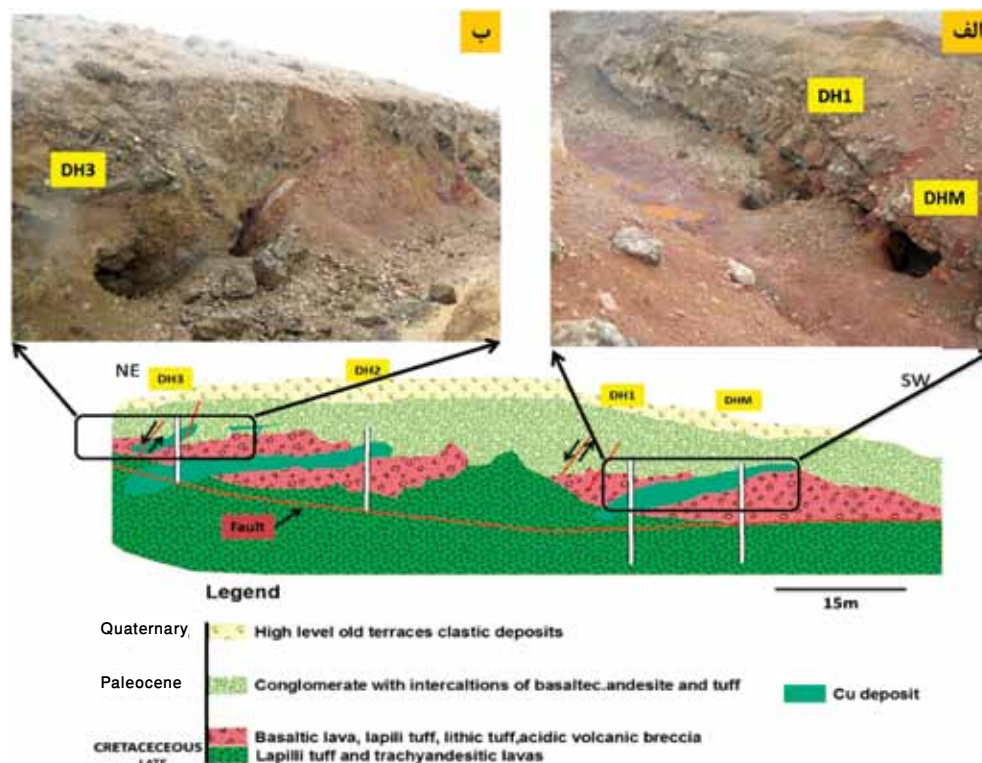
شکل ۴. نمایی از مغزه‌های حفاری AK2 و AK3 که بیشترین کانه‌زایی مس طبیعی در این دو مغزه و به ترتیب در عمق‌های ۴۵ تا ۶۷ متری در مغزه AK2 و عمق‌های ۳۱ تا ۶۴ متری در مغزه AK3 دیده می‌شود (محل نقاط حفاری در نقشه زمین‌شناسی شکل ۳ نشان داده شده است)



شکل ۵. کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ میزبان آندزی بازالت دگرسان شده کانسار گرماب پایین. الف و ب) نمونه دستی از بافت رگه-رگچه‌ای مس طبیعی، پ و ت) نمونه دستی از بافت دانه پراکنده کانه‌زایی مس طبیعی، ث) تصویر میکروسکوپی از مس طبیعی (نور انعکاسی PPL). کلریت (Chl) و پلاژیوکلاز (Plg)

ب- کانه‌زایی در واحدهای کنگلومرای پالتوسن

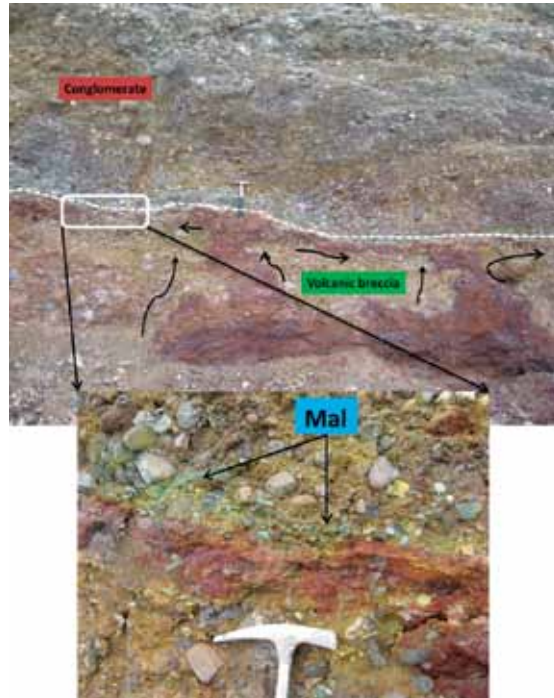
واحد بعدی که کانه‌زایی در آن رخ داده است مربوط به کنگلومراهای پالتوسن می‌باشد که در بخش جنوبی کانسار گرماب پایین قرار گرفته‌اند. مرز زیرین این کنگلومراها نیز با سنگ‌ها و برش‌های آتشفشانی به سن کرتاسه پسین به‌طور هم‌شیب است (شکل ۶). همان‌طور که در شکل ۶ نیز دیده می‌شود، تونل‌های استخراجی قدیمی همگی در راستای



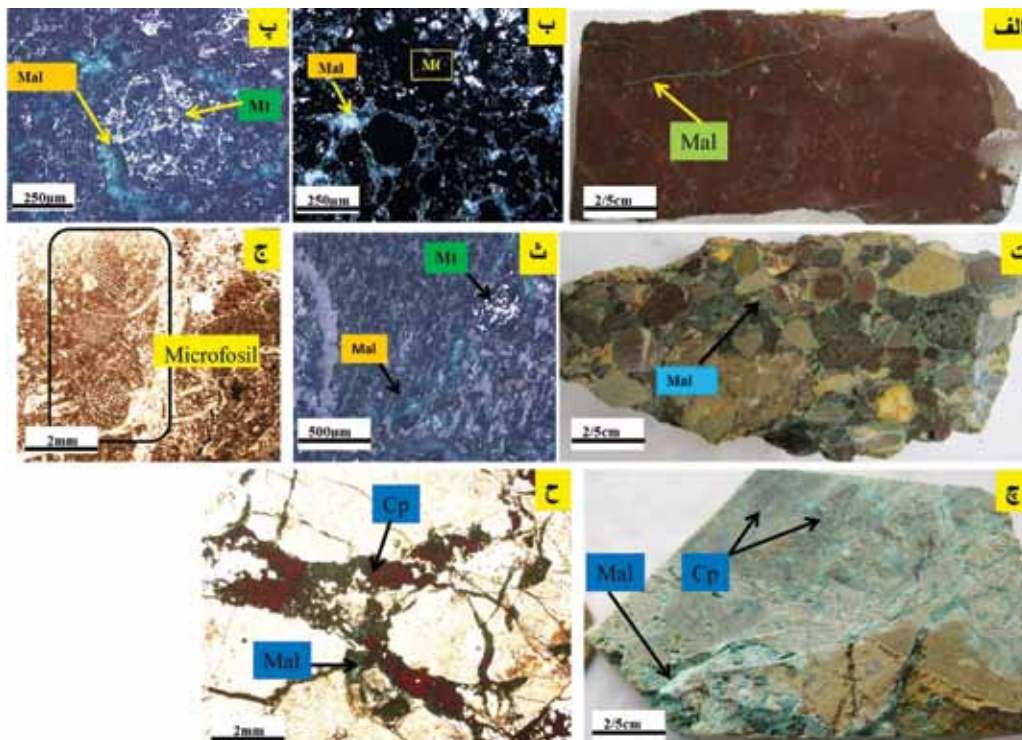
شکل ۶. نمایی از چاه‌ها و تونل‌های استخراجی قدیمی که در راستای افق معدنی و در جهت شیب کانی‌سازی حفر شده‌اند، (الف) چاه‌های حفاری DH1 و DHM (دید به سمت جنوب)، (ب) تونل حفاری DH3 (دید به سمت جنوب شرق)

کانه‌زایی در این بخش از کانسار بیشتر شامل مالاکیت و کوپریت می‌باشد، مالاکیت به‌عنوان یک کانی غیر سولفیدی در برش‌های سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین (شکل ۸-الف، ب و پ) و در کنگلومراهای پالتوسن به‌صورت شکافه‌پرکن، رگچه‌ای و بافت جان‌شینی دیده می‌شود (شکل ۸-ت و ث). از لحاظ پتروگرافی کنگلومراهای پالتوسن متشکل از آهک‌های فسیل‌دار و قطعات آندزیتی است. قطعات آهکی با سیمان کلسیتی به هم متصل شده و بین این قطعات کانی‌زایی ثانویه مالاکیت و کوپریت رخ داده است. در مقاطع میکروسکوپی این واحد سنگی، فسیل‌هایی چون اربیتولین به سن کرتاسه زیرین و جلبک‌ها و پلت‌ها نیز و بیش دیده می‌شوند (شکل ۸-ج).

کوپریت با فرمول شیمیایی Cu_2O ، از مجموعه کانی‌هایی است که بعد از مس طبیعی بالاترین میزان مس را در این واحد دارا می‌باشد. از نظر بافتی، کوپریت به‌صورت رگه-رگچه‌ای در برش‌های سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین و کنگلومراهای پالتوسن کانسار گرماب پایین دیده می‌شود و در بعضی از بخش‌ها نیز از اطراف در حال تبدیل شدن به مالاکیت می‌باشد (شکل ۸-چ). از نظر خاستگاه، پیدایش کوپریت در کانسار گرماب پایین، همان‌طور که در بخش قبل نیز گفته شد، احتمالاً ناشی از اکسید شدن مس‌های طبیعی می‌باشد. از دیگر ویژگی‌های کوپریت این است که در نور عبوری (ppl) به رنگ قرمز آتشین دیده می‌شود (شکل ۸-ح).



شکل ۷. نمایی از کان‌زایی مس (مالاکیت) در قسمت جنوبی کانسار، کان‌زایی در داخل برش‌های آتشفشانی و کنگلومرا رخ داده است (دید به سمت جنوب شرق). مالاکیت (Mal)

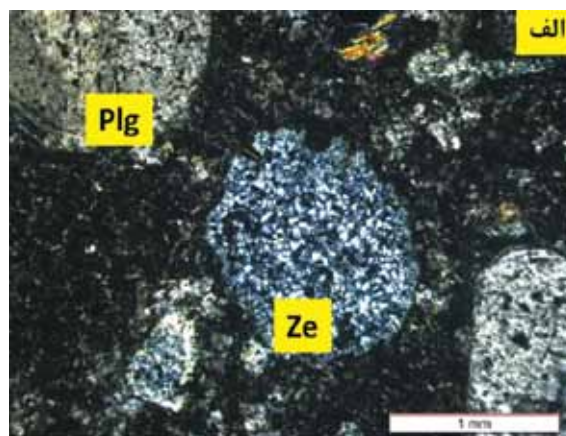
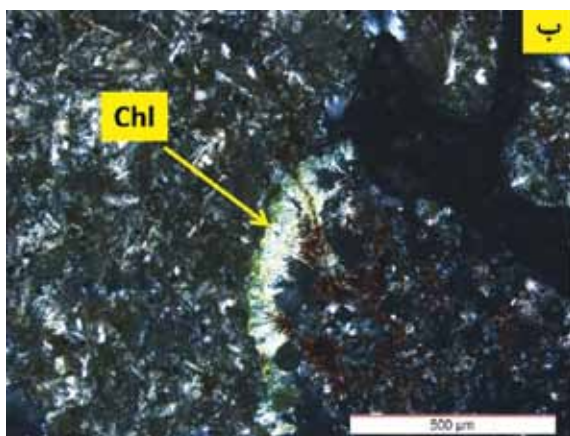


شکل ۸. الف) نمونه دستی از برش‌های آتشفشانی همراه با کان‌زایی به صورت ثانویه (مالاکیت)، ب و پ) تصویر میکروسکوپی از مگنتیت‌هایی که از اطراف در حال تبدیل شدن به هماتیت هستند، به همراه مالاکیت در اطراف آن‌ها (تصویر میکروسکوپی شکل ب مربوط به نور عبوری PPL و شکل پ در نور عبوری XPL)، ت) نمونه دستی از کنگلومرا همراه با رخداد ثانویه مس (مالاکیت)، ث) کان‌زایی مگنتیت به صورت اولیه و رخداد مالاکیت به صورت ثانویه و شکافه‌پرکن در بین قطعات کنگلومرای (نور عبوری XPL)، ج) تصویر میکروسکوپی از میکرو فسیل‌های اربیتولین مربوط به کرتاسه پیشین در داخل قطعات آهکی کنگلومرا (نور عبوری PPL)، چ) نمونه دستی از کنگلومرای همراه با کان‌زایی کوپریت و مالاکیت و ح) تصویر میکروسکوپی از کوپریت‌های قرمز رنگ (نور عبوری PPL). مالاکیت (Mal)، مگنتیت (Mt) و کوپریت (Cp)

دگرسانی

نیز معروف است، اغلب به دلیل اضافه شدن سدیم از طریق محلول‌های ماگمایی یا گرمایی حاصل می‌شود. دگرسانی ژئولیتی نیز در دگرگونی‌های خفیف تدفینی (زیردریایی) در دما و فشار پایین می‌باشد، ظهور این رخساره معرف پایان دیاژنز و آغاز دگرگونی است و در دمایی در حدود ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای بین ۲/۵ تا ۸ کیلو بار فشار آب به وجود می‌آید. بر اساس مطالعات صورت گرفته دگرسانی‌های گروه دوم (دگرسانی‌های آلبیتی و ژئولیتی) در ارتباط مستقیم با کانه‌زایی مس طبیعی می‌باشد و همزمان با این کانه‌زایی‌ها ایجاد شده است. این نوع دگرسانی‌ها در کانسارهای مس طبیعی موجود در گدازه‌های بازالتی شبه جزیره کویناو (میشیگان) به‌وضوح دیده می‌شود (Cornwall, 1956; Bornhorst and Barron, 2013; Brown, 2006).

دگرسانی به‌طور شاخص یک فرایند شستشوی پایه می‌باشد. به‌طور کلی، دگرسانی‌های رخ داده در کانسار گرماب پایین را می‌توان به دو گروه اصلی دسته‌بندی کرد: گروه اول، مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس بر روی تعدادی از نمونه‌های برداشت شده از کانسار گرماب پایین نشان می‌دهد که به‌طور عمده، بیشترین حجم دگرسانی‌ها مربوط به دگرسانی کلریتی است (جدول ۱ و شکل ۹) که در زمان فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی (کرتاسه پسین) رخ داده است. شایان ذکر است که دگرسانی کلریتی معمولاً در اثر واکنش با آب دریا ایجاد شده است. گروه دوم، شامل دگرسانی‌های آلبیتی، ژئولیتی، کوارتز و کلسیت می‌باشد (شکل ۹- الف و ب). دگرسانی آلبیتی که به نوع سدیم متاسوماتیزم



شکل ۹. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های ژئولیت، کلریت همراه با کانه‌زایی مس طبیعی (نور عبوری XPL)، ژئولیت (Ze) و کلریت (Chl)

جدول ۱. نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس مربوط به نمونه‌های برداشته شده از مغزه‌های حفاری کانسار گرماب پایین

کانسار	شماره نمونه	نوع نمونه دستی	نتایج حاصل از آنالیز پراش اشعه ایکس	محل نمونه‌برداری
گرماب پایین	(G17)	آندزیت بازالت کلریتی شده	کوارتز-ورمیکولیت-آلبیت	مغزه حفاری Ak3- عمق ۷۴ متری
گرماب پایین	(G16)	آندزیت بازالت کلریتی شده	آلبیت-ورمیکولیت	مغزه حفاری Ak4- عمق ۶۴ متری

ژئوشیمی و موقعیت زمین‌ساختی

می‌باشد. همچنین میزان نقره نیز در سنگ‌های آتشفشانی کانسار بالای ۱ ppm است. در صورتی که میزان کلارک نقره در سنگ‌های آذرین بازیک ۰/۱۱ ppm و در سنگ‌های حد واسط ۰/۰۷ ppm است. با توجه به این داده‌ها می‌توان عنوان نمود منطقه گرماب پایین از پتانسیل کانه‌زایی مس و نقره بالایی برخوردار است.

مطالعات داده‌های ژئوشیمی نشان می‌دهد که میانگین مس در زمینه سنگ‌های آتشفشانی کانسار گرماب پایین (بخش بدون کانه‌زایی) حدود ۱۷۴ ppm می‌باشد، در صورتی که کلارک مس در سنگ‌های آذرین بازیک ۸۷ ppm و در سنگ‌های حدواسط ۴۰ ppm است که این نشان‌دهنده بالا بودن میزان مس در سنگ‌های آتشفشانی کانسار

جدول ۲. نتایج تجزیه فلوئورسانس اشعه ایکس مربوط به نمونه‌برداری سیستماتیک از مغزه حفاری AK2 (همه مقادیر برحسب درصد/ می باشد)

شماره نمونه	نوع نمونه دستی و محل نمونه‌برداری	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	SrO	SO ₃	CuO	L.O.I
G1	آندزیت بازالت، مغزه عمق ۱۳ متری حفاری AK2	۳۵/۲	۴۲/۱۴	۶۵/۸۱	۱۷/۰	۳۱/۲	۵۱/۲	۴۲/۰	۰	۷۹/۳	۸/۴	۰	۰	۰	۴۲/۳
G2	آندزیت بازالت، مغزه عمق ۲۵ متری حفاری AK2	۴۶/۳	۵/۱۵	۵۱/۶۵	۱۴/۰	۹۲/۲	۴۴/۱	۳۷/۰	۰	۰۷/۴	۴۹/۴	۰	۰	۰	۱/۲
G3	آندزیت بازالت، مغزه عمق ۵۷ متری حفاری AK2	۱۳/۷	۲۹/۱۵	۶/۵۸	۱۳/۰	۵۲/۱	۶۴/۲	۶/۰	۲/۰	۴/۷	۹۸/۳	۰	۰	۰	۵۱/۲
G4	آندزیت بازالت، مغزه عمق ۸۶ متری حفاری AK2	۳۷/۳	۸۷/۱۴	۴۲/۶۲	۱۷/۰	۹۷/۰	۴۵/۴	۳۹/۰	۰	۸۸/۵	۷/۳	۰/۸	۰	۰	۷۶/۳

جدول ۳. نتایج تجزیه ICP-AES مربوط به نمونه‌برداری سیستماتیک از مغزه حفاری AK2 (همه مقادیر برحسب ppm می باشد)

شماره نمونه	نوع نمونه دستی و محل نمونه‌برداری	Ag	As	Ce	Co	Cr	Cu	La	Li	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sc	Sr	Zn
G1	آندزیت بازالت، مغزه عمق ۱۳ متری حفاری AK2	<۱	<۱۰	۱۳	۱۲	۱۰>	۳۳۲	<۱۰	<۱۰	۷۱۷	<۱	<۱۰	<۱۰	<۱۰	۱۴	۱۱۱	۱۶۸
G2	آندزیت بازالت، مغزه عمق ۲۵ متری حفاری AK2	<۱	<۱۰	۱۱	۱۳	۱۰>	۱۳۹	<۱۰	<۱۰	۸۸۹	<۱	<۱۰	<۱۰	<۱۰	۱۳	۸۵	۲۱۳
G3	آندزیت بازالت، مغزه عمق ۵۷ متری حفاری AK2	<۱	<۱۰	۱۵	۲۵	۳۵	۸۴	<۱۰	<۱۰	۱۳۴۷	<۱	<۱۰	<۱۰	<۱۰	۱۷	۱۱۷	۱۳۹
G4	آندزیت بازالت، مغزه عمق ۸۶ متری حفاری AK2	<۱	<۱۰	۱۶	۲۰	۳۲	۱۴۱	۱۲	<۱۰	۵۶۸	<۱	<۱۰	<۱۰	<۱۰	۱۸	۵۵۰	۵۰

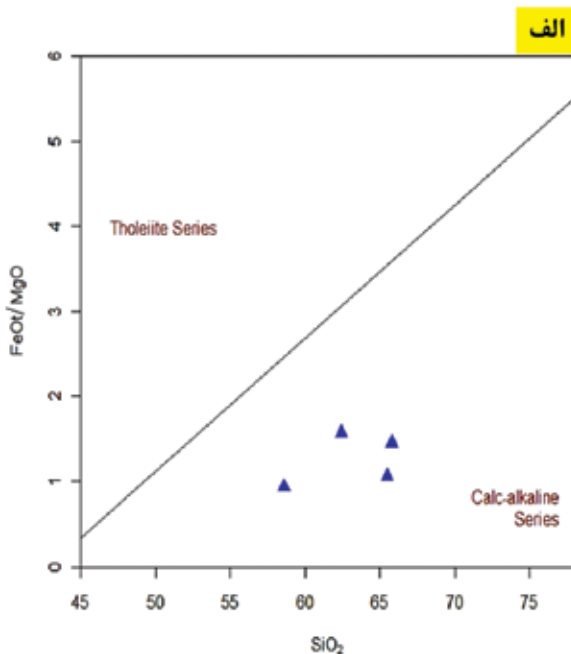
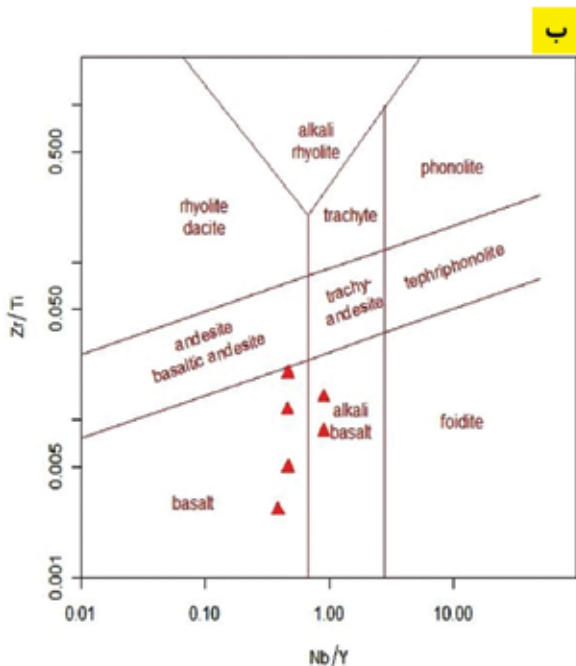
جدول ۴. نتایج تجزیه طیف‌سنج جرمی جفت پلاسمای القاشده مربوط به چاهک‌های حفاری

شماره نمونه	نوع نمونه و محل نمونه‌برداری	Au	Ag	Zn	Ce	Eu	Nb	Pb	Th	Ti	Y	Zr	Ti
CH10-T2A	آندزیت بازالت، چاهک حفاری در ولکانیک‌ها	۸۰	۳/۰	۱۵۰	۱۵	۱/۱	۱۸	۱۰۰	۱	۸/۴۴	۲۰	۶۱	۸/۴۴
CH10-T2B	آندزیت بازالت، چاهک حفاری در ولکانیک‌ها	۱/۴	۲/۰	۹۲	۱۳	۳/۱	۱۹	۵	۱	۴۹۱۶	۲۱	۴۱	۴۹۱۶
CH10-T2C	آندزیت بازالت، چاهک حفاری در ولکانیک‌ها	۳/۷	۶/۴	۹۰	۲۸	۹/۱	۳۰	۳۵	۱	۳۷۷۰	۷۸	۱۰	۳۷۷۰
DH13-D5-6	آندزیت بازالت، گمانه حفر شده در ولکانیک‌ها	۲/۴	۴/۰	۱۴۰	۱۹	۵/۱	۱۳	۸	۲	۴۲۴۷	۲۸	۲۱	۴۲۴۷
DH13-D7-8	آندزیت بازالت، گمانه حفر شده در ولکانیک‌ها	۴/۳	۶/۰	۱۰۰	۱۵	۲/۱	۱۱	۸	۱	۴۱۸۶	۲۴	۴۸	۴۱۸۶
DH6-D7-12	آندزیت بازالت، گمانه حفر شده در ولکانیک‌ها	۲/۲	۲/۰	۱۳۰	۱۵	۱/۱	۱۳	۵	۲	۲۷۶۲	۲۸	۵۴	۲۷۶۲

داده از شرکت زمین‌شناسی محکم کار، ۱۳۸۶ (مقادیر طلا برحسب ppb می باشد)

طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری در داخل معدن بر اساس نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce and Parkinson, 1996) نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالتی و تعداد کمتری در محدوده آکالی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-ب).

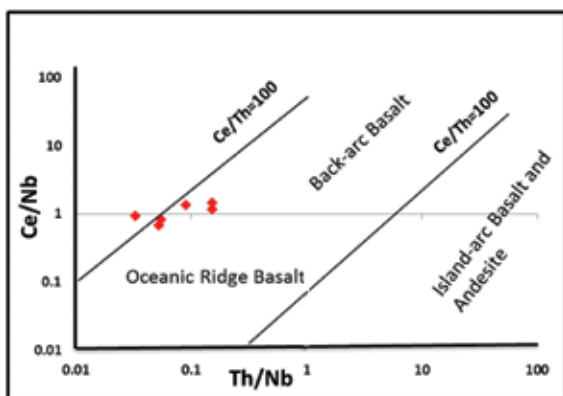
بر اساس نمودار SiO₂ در برابر FeO/MgO در Miyashiro (1974) که برای تقسیم‌بندی سنگ‌ها به دو سری تولیتی و کالک آکالن بکار می‌رود، تمامی نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی توالی آتشفشانی - رسوبی گرماب پایین در محدوده کالک آکالن واقع شده‌اند (شکل ۱۰-الف).



شکل ۱۰. الف) موقعیت نمونه سنگ‌های آتشفشانی کانسار گرماب پایین در نمودار SiO₂ در برابر FeO/MgO در محدوده کالک آکالن (جدول ۲). ب) موقعیت نمونه سنگ‌های آتشفشانی کانسار گرماب پایین در نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti. همان‌طور که مشاهده می‌کنید بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت و کمتر در محدوده آکالی بازالت قرار می‌گیرند (جدول ۳) (Saunders and Tarney, 1991)

در زیر پهنه سبزواری، ایجاد محیط کششی و تشکیل یک کافت پشت‌کمانی در طی کرتاسه پسین می‌باشد (Rossetti et al., 2010) که در این مطالعه نیز تأیید می‌شود.

از آنجا که ارتباط خاصی بین شیمی عناصر اصلی و نادر با محیط تکتونو ماگمایی سنگ‌ها وجود دارد، امروزه از نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها استفاده می‌شود. از طرفی حضور سنگ‌های آکالن در حوضه‌های اقیانوسی نشان‌دهنده مراحل اولیه کافت پشت‌کمانی است. لذا با توجه به ماهیت کالک آکالن بودن نمونه‌های آتشفشانی گرماب پایین و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده حوضه کششی پشت‌کمانی در نمودار دوتایی Th/Nb در برابر Ce/Nb (Saunders and Tarney, 1991)، مشخص شده است که توالی آتشفشانی - رسوبی منطقه گرماب پایین در محدوده حوضه‌های کششی پشت‌کمانی تشکیل شده است (شکل ۱۱). لازم به ذکر است همان‌طور که قبلاً ذکر شد نظریه عمومی در مورد ماگماتیسم و رسوب‌گذاری



شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های آتشفشانی گرماب پایین در نمودار دوتایی Th/Nb در برابر Ce/Nb. (جدول ۳) (Saunders and Taney, 1991)

الگوی تشکیل مس طبیعی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار گرماب پایین

بر اساس مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، شکل هندسی، بافت و ساخت ماده معدنی، مطالعات دگرسانی و ژئوشیمیایی، مراحل کانه‌زایی و تحول آن در کانسار گرماب پایین به چهار مرحله جدا از هم تقسیم می‌شود.

مرحله اول: بازشدگی حوضه آتشفشانی-رسوبی زیردریایی و تشکیل کانسار سولفید توده‌ای

مرحله اول به فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، در زمان ژوراسیک- کرتاسه مربوط است که باعث ایجاد حرکات کششی در منطقه سبزوار و ایجاد یک کافت پشت‌کمانی شده است (Rossetti et al., 2010)، (شکل ۱۲- الف و ب). در ادامه بر اثر فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی در این حوضه پشت‌کمانی عمیق و عملکرد گسل‌های همزمان با ماگماتیسم، سیالات کانه‌دار داغ ایجاد شده‌اند که همزمان با بالا آمدن و چرخش آن‌ها در توالی آتشفشانی- رسوبی و ورود آن‌ها به کف دریا، موجب نهشته شدن مواد معدنی به صورت سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد (شکل ۱۲ پ-ت) شده‌اند (Tashi et al., 2014). همچنین این رخداد کانه‌زایی موجب ایجاد دگرسانی گسترده کلریتی در سنگ‌های آتشفشانی کانسار شده است.

مرحله دوم: ادامه ولکانیسم و رسوب‌گذاری و تدفین

در این مرحله، با ادامه فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی و ته‌نشینی بیشتر رسوبات، توالی آتشفشانی-رسوبی ضخیمی در این حوضه پشت‌کمانی ایجاد شده است، که در ادامه، تحت تدفین شدگی عمیق قرار می‌گیرد (شکل ۱۲- ث). نتیجه تدفین و عملکرد فرآیند دیاژنز، ایجاد سیالات نسبتاً داغ شور می‌باشد که قابلیت شستشوی عناصر از جمله مس را دارند.

مرحله سوم: کوهزایی لارامید و چین‌خوردگی منطقه و

تشکیل کنگلومراهای پالئوسن و کانه‌زایی مس طبیعی

در اواخر دوره کرتاسه و آغاز سنوزوئیک، جنبش کوهزایی لارامید، در چهره یک فاز فشارشی، سبب چین‌خوردگی و بیرون آمدن منطقه از آب شده است. فاز

فشارشی و چین‌خوردگی شدید پایان کرتاسه موجب پیشروی دریا در پالئوسن پیشین و ایجاد کنگلومرای واحد پالئوسن (کنگلومرای کرمان) شده است (شکل ۱۲- ج). در حین بالا آمدگی، سیالات داغ ایجاد شده در مرحله دیاژنز و تدفین به سمت بالا حرکت کرده و مس را از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین شسته و تحت شرایط احیایی و فشار پایین، گوگرد به صورت مس طبیعی در واحدهای آندزیت بازالت و تراکی آندزیت و کنگلومراهای پالئوسن ته‌نشست داده شده است (شکل ۱۲- ح).

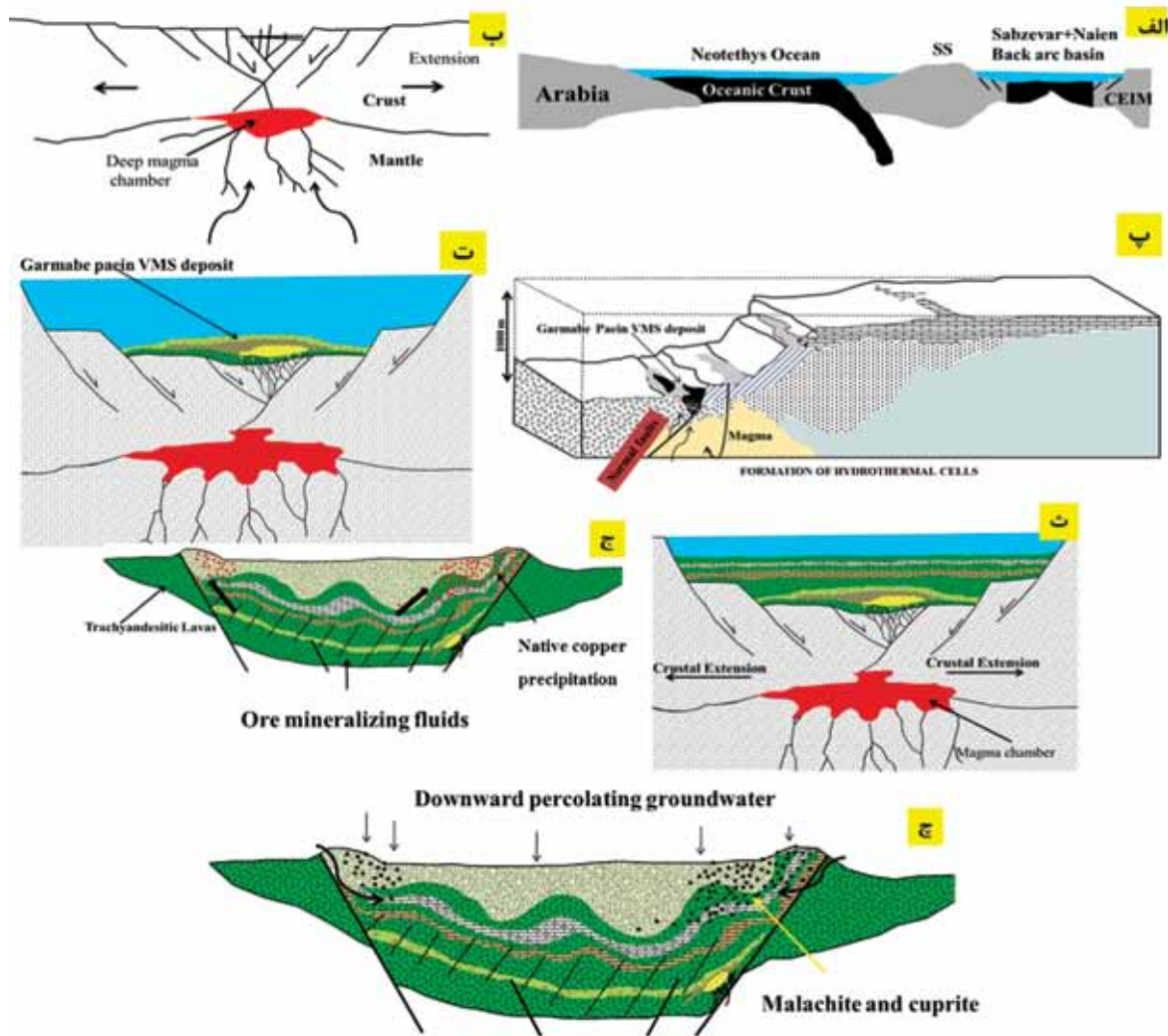
این مرحله کانه‌زایی در کانسار گرماب پایین از نظر زمانی جدای از کانه‌زایی سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد می‌باشد. مطالعات صورت گرفته بر اساس نوع دگرسانی، ساخت و بافت و نوع کانه‌زایی نشان می‌دهد، این کانه‌زایی در اثر دیاژنز و تدفین یا دگرگونی خفیف دفنی (در حد رخساره ژئولیتی) بر روی توالی آتشفشانی-رسوبی منطقه معدنی تشکیل شده است. این چنین می‌توان استنباط کرد که دیاژنز خفیف در منطقه معدنی موجب ایجاد سیال شورابه‌ای حوضه‌ای نسبتاً داغ شده که به دنبال بالا آمدگی منطقه وارد شکستگی‌ها و سنگ‌ها شده است. واکنش این سیالات داغ با سنگ‌های آتشفشانی، موجب خارج شدن عنصر مس از درون شبکه سیلیکات‌ها و سپس حمل آن به صورت Cu^{2+} به بخش‌های بالایی (شامل سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین، برش ولکانیکی و کنگلومرای پالئوسن) شده است. همان‌طور که پیشتر بیان شد رخداد کانه‌زایی سولفید توده‌ای در کانسار گرماب پایین موجب ایجاد دگرسانی شدید کلریتی در سنگ‌های آتشفشانی کانسار شده است. این دگرسانی کلریتی موجب آزاد شدن الکترون و ایجاد محیط احیایی شده و از طرفی پایین بودن فوگاسیته گوگرد در سنگ‌های دگرسان شده باعث تشکیل مس به صورت طبیعی (Cu^0) به همراه ژئولیت (دگرسانی ژئولیتی) شده است (شکل ۱۲- ج). همچنین همراه نبودن کانه‌های سولفیدی مس (همچون کالکوپیریت، بورتیت و کالکوسیت) در بخش‌هایی که کانه‌زایی مس طبیعی رخ داده، نشان از این است که میزان فوگاسیته گوگرد بسیار پایین بوده است. لازم به ذکر است این مکانیسم تشکیل مشابه کانه‌زایی مس طبیعی در

همان طور که در مرحله قبلی گفته شد، بالا آمدن سیالات مس دار موجب کانه زایی مس طبیعی در برش های آتشفشانی و کنگلومراهای پالئوسن شده است، که در ادامه تأثیر فرایند هوازدگی و سوپرژن سبب تبدیل مس طبیعی به کانی های اکسیدی مس دار همچون کوپریت و کانی کربناتی مس مانند مالاکیت شده است (شکل ۱۲- چ).

بازالت های با بافت بادامکی و واحدهای کنگلومرای شبه جزیره کویانو (میشیگان) است (Bornhorst and Barron 2013; Brown, 2006).

مرحله چهارم: سوپرژن

این مرحله از کانه زایی به تشکیل کوپریت و مالاکیت در برش های آتشفشانی و کنگلومراهای پالئوسن مربوط است.



شکل ۱۲. تصاویر نمادین از مراحل مختلف تشکیل کانسار گرماب پایین. الف و ب) باززدگی کافت پشت کمانی در منطقه سبزوار بر اثر فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی (Rossetti et al., 2010). پ و ت) عملکرد گسل های هم زمان با ولکانیسم که موجب گسترش سامانه های گرمابی زیر دریایی و ایجاد کانسار سولفید توده ای آتشفشان زاد در کرتاسه پسین در منطقه گرماب پایین شده است. ث) تدفین کانسار سولفید توده ای آتشفشان زاد در اثر فوران مواد آتشفشانی و تشکیل لایه های ولکانیکی و رسوبی بعدی، دفن شدگی و فشار دیاژنزی توالی آتشفشانی-رسوبی موجب تشکیل سیال داغ شور شده است. ج) چین خوردگی لایه ها در اثر فاز کوهزایی لارامید در کرتاسه پسین و فرسایش سنگ های مختلف موجود در کنار حوضه و حمل این سنگ ها به درون حوضه کم عمق، موجب تشکیل کنگلومراهای پالئوسن و پوشیده شدن بیشتر فرورفتگی موجود در توالی چین خورده آتشفشان-رسوبی توسط این کنگلومراها شده است، در ادامه صعود سیالات داغ شور ایجاد شده در مرحله قبل و شستشوی مس از ولکانیک ها باعث کانه زایی مس طبیعی در توالی ولکانیکی کرتاسه پسین و کنگلومراهای پالئوسن شده است. چ) نفوذ سیالات جوی به داخل واحدهای کنگلومرای آتشفشانی کانه دار (حاوی مس طبیعی)، موجب تشکیل کوپریت و مالاکیت در این سنگ ها به صورت رگه-رگه ای شده است

نوع کانه زایی

اما در کانسارهای مس نوع آتشفشانی- لایه سرخ، سنگ میزبان شامل گدازه‌های مافیک و فلسیک، به‌ویژه گدازه‌های بادامکی، توف برشی و سنگ‌های رسوبی وابسته است (Guilbert and Park, 1986). شاخصه مهم بعدی که باعث تمایز این نوع کانه‌زایی با کانه‌زایی نوع مانتو و نوع آتشفشانی- لایه سرخ می‌شود، مربوطه به نوع کانه‌زایی در این تیپ کانسارها است. به‌صورتی که در کانسارهای نوع میشیگان کانی مس طبیعی به‌عنوان کانی اصلی در کانسار محسوب می‌شود، اما در کانسارهای نوع مانتو و آتشفشانی- لایه سرخ میزان کانی مس طبیعی بسیار پایین بوده و بیشترین حجم کانه‌زایی مربوط به کانی‌های کالکوسیت، کالکوپیریت، بورنیت و مالاکیت است. قابل ذکر است در کانسار گرماب پایین نیز کانی مس طبیعی به‌عنوان کانی اصلی و کانی‌های مالاکیت و کوپریت به‌عنوان کانی‌های فرعی محسوب می‌شوند (جدول ۵).

در جدول ۶ نیز ضمن بیان ویژگی‌های برخی از کانسارهای تیپ میشیگان در ایران، سعی در مقایسه کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین با کانسارهای تیپ میشیگان در ایران شده است. با توجه به این جدول شباهت‌های بسیار زیادی میان این نوع کانه‌زایی با کانسارهای تیپ میشیگان مشاهده می‌شود.

بر اساس آنچه که در مورد ویژگی‌های کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین در بخش قبلی گفته شد، اقدام به مقایسه انواع کانه‌زایی‌های مس طبیعی در سنگ‌های آتشفشانی در جهان و تعیین نوع کانه‌زایی شد. بدین منظور با توجه به شواهد بیان شده در مورد کانه‌زایی مس طبیعی در این کانسار می‌توان آن را با سه نوع کانسار با انواع مختلف مقایسه کرد:

الف- کانسارهای مس نوع میشیگان

ب- کانسارهای مس در توالی سرخ آتشفشانی

ج- کانسارهای مس نوع مانتو

مقایسه این سه نوع کانه‌زایی با رخداد مس طبیعی در کانسار گرماب پایین بر اساس شاخصه‌های مهم نشان می‌دهد، که کانه‌زایی در کانسار گرماب بیشترین شباهت را با کانسارهای نوع میشیگان دارد (جدول ۵).

از جمله این شاخصه‌های مهم می‌توان به نوع سنگ میزبان، نوع کانه‌زایی و نوع دگرسانی اشاره نمود. به‌صورتی که بر اساس نوع سنگ میزبان، کانه‌زایی در کانسارهای میشیگان در سنگ‌های بازالتی تولییتی حفره‌دار و کنگلومرا رخ داده است. در کانسار گرماب پایین نیز سنگ میزبان کانه‌زایی تراکی‌اندزیت، آندزیت بازالت و کنگلومرا می‌باشد.

جدول ۵. مقایسه کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین با کانسارهای تیپ میشیگان، آتشفشانی لایه- سرخ و تیپ مانتو

ویژگی‌ها	کانسار کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین	کانسارهای مس نوع مانتو Manto type	کانسارهای مس نوع آتشفشانی- لایه سرخ (volcanic red-bed copper)	کانسارهای مس نوع میشیگان Michigan type
موقعیت	ایران- جنوب شرق شاهرود	شیلی (کانسار بوناسپرانزا)	آمریکای شمالی	جزیره کوبناو، ایالت متحده
سنگ میزبان	تراکی‌اندزیت، آندزیت بازالت و کنگلومرا	گدازه‌های بازالتی و آندزیتی	سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی	بازالت امیگدالونیدال با میان لایه‌های کنگلومرانی
سری ماگمایی	کالک‌آلکان	گدازه‌های مافیک و فلسیک	سری تولییتی (نیمه قلیایی)
جایگاه زمین‌ساختی	محیط پشت‌کمانی	آتشفشانی نیمه قاره‌ای	آتشفشانی قاره‌ای تا دریایی کم‌رُزفا
پاراژنز کانیایی	مس طبیعی، کوپریت و مالاکیت	کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت، مس طبیعی و مالاکیت	پیریت، کالکوسیت، بورنیت و مس طبیعی	مس طبیعی، کوپریت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکلا، نقره طبیعی و کالکوسیت
بافت ماده معدنی	رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده	رگه‌ای و پراکنده فضای خالی	رگه-رگچه‌ای، دانه پراکنده و هم‌شیب و غیرهم‌شیب	افشان و پراکنده فضای خالی
محصولات دگرسانی	کلریتی و زئولیتی	کلریت، آلبیت، کوارتز، اپیدوت	آلبیت، کوارتز، اپیدوت، کلریت و زئولیت	کلسیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز، پامپلی ایت و زئولیت
سن کانه زایی	احتمالاً اواخر پالئوسن	ژوراسیک	پالئوزوئیک
مراجع	این تحقیق	(Sillitoe, 1977; Ramírez et al., 2006)	(Kirkham, 1996; Cabral and Beaudoin, 2007)	(Cornwall, 1956; Brown, 2006)

جدول ۶. مقایسه کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین با کانسارهای مس نوع میشیگان در ایران

ویژگی‌ها	کانسار	کانسار گرماب پایین	اندیس معدنی دارهند	اندیس معدنی قبله بولاغ	کانسار مس عباس‌آباد
موقعیت	۲۹۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود	۴/۵ کیلومتری نطنز	جنوب خاور زنجان	شمال غرب قزوین. زون طارم	
سن کانه زایی	احتمالاً اواخر پالئوسن	پالئوسن میانی تا بالایی	پالئوسن	پالئوسن	
سنگ میزبان	تراکی آندزیت و آندزیت بازالت	بازالت آمیگدالوئیدال	بازالت آمیگدالوئیدال	آندزیت و بازالت	
ساخت و بافت ماده معدنی	رگه-رگچه ای و دانه پراکنده	رگه‌ای	افشان و پرکننده فضای خالی	رگه‌ای و پرکننده فضای خالی	
پاراژنز کانیایی	مس طبیعی، کوپریت و مالاکیت	مس طبیعی، کوپریت، تنوریت، مالاکیت و اندکی پیرت	مس طبیعی، تنوریت، مالاکیت، آزوریت و هماتیت	مس طبیعی، کوپریت و مالاکیت	
دگرسانی	کلریت و ژئولیت	ژئولیت، پرهنیت پومپله ایت	ژئولیت، کوارتز، کلسیت و کلریت	
مراجع	این تحقیق	(Nezafati et al., 2006)	(بهزادی، ۱۳۷۳)	(مرادی و همکاران، ۱۳۹۰)	

نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته در این پژوهش نشان می‌دهند که کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین از نظر زمانی به‌صورت دیرزاد و جدا از کانه‌زایی سولفید توده‌ای بوده است. بر اساس مقایسه صورت گرفته با دیگر کانسارهای مشابه در جهان، شباهت زیادی با کانسار نوع میشیگان مشاهده می‌شود. از نظرکانی شناسی بیشترین سهم کانه‌زایی مربوط به تشکیل مس طبیعی، کوپریت و مالاکیت است. ساخت و بافت این رخداد کانه‌زایی به‌صورت رگه-رگچه‌ای و دانه پراکنده در توالی آتشفشانی کانسار گرماب پایین دیده می‌شود. سنگ میزبان این کانه‌زایی تراکی آندزیت و آندزیت بازالت با بافت بادامکی می‌باشد و عمده دگرسانی‌ها شامل انواع کلریتی، ژئولیتی و کلسیتی است. مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد. دیاژنز و تدفین یا دگرگونی خفیف دفنی (در حد رخساره ژئولیتی) بر روی توالی آتشفشانی-رسوبی منطقه معدنی موجب ایجاد سیال شورابه‌ای حوضه‌ای نسبتاً داغ گردیده که این سیال به دنبال بالا آمدگی وارد شکستگی‌ها و سنگ‌ها شده و با واکنش با سنگ‌های آتشفشانی موجب خارج شدن عنصر مس از درون شبکه سیلیکات‌ها و سپس حمل آن به‌صورت Cu^{2+} به بخش‌های بالایی (شامل سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین، برش‌های ولکانیکی و کنگلومرای پالئوسن) شده است. در ادامه، پایین بودن فشار گوگرد در سنگ‌های

دگرسان کلریتی، باعث احیا شدن و تشکیل مس طبیعی (Cu^0) به همراه ژئولیت (دگرسانی ژئولیتی) شده است. همچنین لازم به ذکر است کانه‌زایی مس طبیعی، کوپریت و مالاکیت در واحد کنگلومرای کانسار با سن پالئوسن نیز دیده می‌شود. با توجه به نوع سنگ‌های میزبان، دگرسانی‌ها و نوع کانه‌زایی، رخداد مس طبیعی در کانسار گرماب پایین بیشترین شباهت را با کانه‌زایی مس طبیعی مرتبط با سنگ‌های بازالتی (نوع میشیگان) دارد. قابل ذکر است که تشکیل مس طبیعی در کانسارهای سولفید توده‌ای معمولاً ناشی از فرایند سوپرژن می‌باشد ولی در کانسار گرماب پایین در واقع همراهی مس طبیعی با ژئولیت، نشانه تشکیل آن در اثر شورابه‌های دیاژنزی بوده و تشکیل آن در پهنه سوپرژن در اثر هوازدگی و فرآیند سوپرژن را منتفی می‌سازد، که این ویژگی در کانسار گرماب پایین منحصره‌فرد است.

منابع

- بهزادی، م.، ۱۳۷۳. بررسی زمین‌شناسی اقتصادی اندیس مس قبله بولاغ واقع در منطقه طارم سفلی- استان زنجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی.
- تقی‌زاده قورولی، س.، موسیوند، ف. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۱. کانسار منگنز ذاکری، نمونه‌ای از کانه‌زایی منگنز نوع برونومی در جنوب غرب سبزوآر. سی و یکمین گردهمایی

- Michigan: a hybrid evolved meteoric and metamorphogenic model. *Journal of Economic Geology*, 101, 1437-1444.
- Bornhorst, T.J. and Barron R.J., 2013. Geologic Overview of the Keweenaw Peninsula, Michigan :Institute on Lake Superior Geology Proceedings. 59th Annual Meeting Houghton, MI, 59, part 1, 2-4.
 - Cabral, A.R. and Beaudoin, G., 2007. Volcanic red-bed copper mineralisation related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada. *Journal of Mineral Deposit Research*, 42, 901-912.
 - Cornwall, H. R., 1956. A summary of ideas on the origin of native copper deposit. *Journal of Economic Geology*, 59,615-631.
 - Gerdes, A. and Zeh, A., 2009. Zircon formation versus zircon alteration - New insights from combined U- Pb and Lu-Hf in- situ LA- ICP- MS analyses of Archean zircons from the Limpopo Belt. *Journal of Chemical Geology*, 261, 230-243.
 - Guilbert, J.M. and Park, J.C.F., 1986. *The Geology of Ore Deposits*, W. H. Freeman, 985.
 - Kirkham, R.V., 1996. Volcanic red bed copper. *Geology Survey of Canada, Canadian mineral deposit types*, 8, 241- 252.
 - Lindenberg, H.G., Gorler, K. and Ib- beken, H., 1983. Stratigraphy, structur and oro- genetic evolution of the Sabzevar zone the area of Oryan Khorasan, NE, Iran. *Geological Survey of Iran, Rep*, 51, 120-142.
 - Ramírez, L.E., Palacios, C., Townley, B., Parada, M.A., Sial, A.N., Fernandez- Turiel, J.L., Gimeno, D., Garcia- Valles, M. and Lehmann, B., 2006. The Mantos Blancos copper deposit: an upper Jurassic breccia-style hydro- thermal system in the Coastal Range of Northern
- علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شرکت زمین‌شناسی محکم کار، ۱۳۸۶. گزارش شرح عملیاتی مراحل پی‌جویی و اکتشاف کانسار مس گرماب پایین.
 - طاشی، م.، موسیوند، ف. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۲. رخداد کانه‌زایی سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس گرماب پایین-جنوب شرق شاهرود. سی و دومین همایش علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 - کهنسال، ر.، ۱۳۸۶. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری- اسبکشان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 - مرادی، م.، بومری، م.، جمشیدی، م.، عباس‌زاده، غ.، اسفرم، م. و پورچنگیز، ی.، ۱۳۹۰. بررسی کانه‌زایی مس خالص در عباس‌آباد، شمال-غرب قزوین. دومین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه لرستان.
 - مغفوری، م.، راستاد، ا. و موسیوند، ف.، ۱۳۹۰. رخداد کانه‌زایی مس سولفید توده‌ای نوده در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی در جنوب غرب سبزوار. دومین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه لرستان.
 - مسعودی، م.، ۱۳۸۸. زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار منگنز بنسبرد در جنوب باختر سبزوار. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات تهران.
 - وطن‌پور، ح.، خاکزاد، ا. و قادری، م.، ۱۳۸۸. کاربرد عناصر گروه پلاتین (PGE) در اکتشاف و ارزیابی اقتصادی در کانسارهای کرومیت کمر بند افیولیتی سبزوار. فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۱، ۹-۱۲.
 - نصراللهی، ع.، موسیوند، ف. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۱. الگوی تشکیل کانسار منگنز نوده در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه بالایی، زیر پهنه سبزوار. سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 - Agard, P., Jolivet, L., Vrielynck, B., Bur- rov, E. and Monie, P., 2007. Plat acceleration: the obduction trigge. *Earth and Planetary Sci- ence Letters*, 258, 428-441.
 - Brown, A.C., 2006. Genesis of native copper lodes in the Keweenaw district, northern

- Chile. *Journal of Mineral Deposit Research*, 41, 246-258 .
- Miyashiro, A., 1974. Nature of alkalic volcanic series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 91-110.
 - Nezafati, N., Momenzadeh, M. and Pernicka, E., 2006. Darband copper occurrence: An example of Michigan-type native copper deposits in central Iran. *Journal of Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, 165-167.
 - Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1996. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Editors.), *Magmatic Processes in Plate Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 373-403.
 - Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and Moin Vaziri, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Journal of Terra Nova*, 22, 26-34.
 - Saunders, A.D. and Tarney, J., 1991. Back arc basins. In: Floyd, P.A. (Editor), *Oceanic Basalts*. Blackie and Son Ltd, 219- 263.
 - Sillitoe, R.H., 1977. Metallic mineralization affiliated to sub-aerial volcanism. A review, Geological Society of London, Special Publication, 7, 99-116.
 - Tashi, M., Mousivand, F. and Ghasemi, H., 2014. Volcanogenic massive sulfide Cu-Ag mineralization in the Kharturan area, southeast of Shahrood. 1th International Workshop on Tethyan Orogenesis and Metallogeny in Asia and Silk Road Higher Education Cooperation Forum, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan, China.
 - Wang, C.Y., Zhou, M.F., Qi, L., Hou, S., Gao, H., Zhang, Z. and Malpas, J., 2006. The Zhaotong native copper deposit associated with the Permian Emeishan flood basalts, Yunnan, southwest China. *International Geology Review*, 48, 742-753.

ژئوشیمی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان

محبوبه نظری^۱، شهریار کشتگر^۲، علی کنعانیان^۳ و محمد بومری^۴

۱. دانشجوی دکتری ژئوشیمی دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲. دانشگاه جامع علمی کاربردی، واحد استان سیستان و بلوچستان

۳. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۶/۰۹

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۹/۲۲

چکیده

توده کوارتز دیوریتی سلفچگان (کوه آل)، واقع در ۴۵ کیلومتری جنوب غرب قم، به صورت یک توده ساب‌ولکانیک کوچک به درون ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های ماسه‌ای سازند قرمز فوقانی نفوذ کرده است. الگوی تغییرات زیگزاگ در فراوانی عناصر اصلی و کمیاب کوارتز دیوریت‌ها، از حاشیه به سمت مرکز توده، می‌تواند نشانه تغذیه مکرر مخزن ماگمای سازنده این سنگ‌ها باشد. سنگ‌های مورد مطالعه از لحاظ ژئوشیمیایی مشخصات سنگ‌های گرانیتوئیدی کالکوالکالن، متالومین نوع I را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها از عناصر LREE و Gd/Yb غنی و از HREE فقیر شده‌اند. علاوه بر این دارای آنومالی منفی Nb و Ti، نسبت Ce/Pb کم، نسبت‌های Ba/Th و Ba/La زیاد و مقادیر Al زیاد هستند. ضمناً بافت‌های نامتعادل در پلاژیوکلازهای زونه و حضور درشت‌بلورهای هورنبلند با حاشیه واکنشی در سنگ‌های پورفیری توده از دیگر مشخصات نمونه‌ها محسوب می‌شود. با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی یاد شده به نظر می‌رسد که سنگ‌های مورد مطالعه در قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل شده باشند.

واژه‌های کلیدی: سلفچگان، کوارتز دیوریت، ساب‌ولکانیک، کالک‌آلکالن، ژئوشیمی.

مقدمه

دارد. این نوار آتشفشانی، در دوران سنوزوئیک با فعالیت عظیم ماگمایی مشخص شده است (امامی، ۱۳۷۰). برخی از محققین فعالیت آتشفشانی این زون را به فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت می‌دهند (Karig, 1971; Takin, 1971; Nowroozi, 1971, Jung et al., 1975; Moieni-vaziri, 1989) و عده‌ای نیز آن را ناشی از گسیختگی پوسته در امتداد کافت‌های درون قاره‌ای می‌دانند (Sabzehei, 1974; Amidi, 1975; Emami, 1981). بر اساس نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی، ماهیت سری‌های ماگمایی

توده کوارتز دیوریتی سلفچگان، بین طول‌های جغرافیایی ۵۰°۳۰' و ۵۰°۲۸' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۴° ۲۰' و ۳۴° ۲۱' شمالی قرار گرفته است. این توده با ترکیب عمدتاً کوارتز دیوریتی به صورت یک توده ساب داخل کمان ماگمایی ارومیه-دختر رخنمون دارد. این نوار آتشفشانی به صورت نوار طویلی به طول ۱۷۰۰ کیلومتر (تبریز تا بزمان) و به عرض تقریبی ۱۰۰ کیلومتر به موازات رو راندگی زاگرس و در فاصله ۲۰۰-۱۵۰ کیلومتری از آن قرار

* نویسنده مرتبط: nazarimahbubeh@gmail.com

روش مطالعه

پس از انجام مطالعات اولیه و نمونه برداری صحرائی از واحدهای سنگی مختلف منطقه، مطالعات پتروگرافی انجام شد و سپس برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان و مطالعه تفاوت‌های ژئوشیمیایی بین بخش‌های مرکزی توده با نوار حاشیه‌ای آن و بررسی نحوه تشکیل توده، تعداد شش نمونه از سالم‌ترین دیوریت‌های لایه‌ای نوار حاشیه توده و چهار نمونه نیز از سالم‌ترین دیوریت‌های توده‌ای بخش مرکزی برای آنالیز ژئوشیمیایی انتخاب شدند. مراحل خرد و آسیاب کردن آن‌ها در آزمایشگاه آماده‌سازی نمونه دانشگاه تهران انجام شد، سپس به آزمایشگاه ژئوشیمی ALS Chemex کشور کانادا ارسال شد و عناصر اصلی آن‌ها به روش ICP و عناصر کمیاب به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند (نظری ۱۳۸۵). پردازش داده‌ها نیز توسط نرم‌افزارهای Icpet, Newpet و Excell انجام شد.

موقعیت زمین‌شناسی

توده نفوذی سلفچگان با ترکیب عمدتاً کوارتز دیوریتی به صورت یک توده ساب‌ولکانیک در داخل نوار آتشفشانی سه‌ه‌ند-بزمان رخنمون دارد. قدیمی‌ترین و جدیدترین نهشته‌های موجود در ناحیه قم به ترتیب متعلق به رسوبات آهکی پرمین و رسوبات ضخیم قاره‌ای-کولابی سازند قرمز بالایی است. سازند قرمز فوقانی شامل لایه‌های ضخیم قرمز رنگ گچ و نمک است که در ایران مرکزی و شمال غرب ایران گسترش وسیع داشته و رسوبات سازند قم را می‌پوشاند (درویش زاده، ۱۳۸۲) که در این مناطق، از مارن قرمز و آهک ماسه‌ای به سن میوسن تشکیل شده است. ناحیه قم به‌طور کلی تحت تأثیر فازهای کوهزایی آلپی قرار داشته که این امر باعث ایجاد چین‌خوردگی‌ها و فعالیت‌های آتشفشانی نئوزن در منطقه شده است (امامی، ۱۳۷۰).

توده کوارتز دیوریتی سلفچگان (کوه آله)، واقع در ۴۵ کیلومتری جنوب غرب قم، با رخنمونی دایره‌ای شکل، به داخل ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های سازند قرمز فوقانی به سن میوسن بالایی تزریق شده است و سنگ‌های اطراف خود را تا فواصل حداکثر چند متر دگرگون کرده است (اشکال ۱ و ۲).

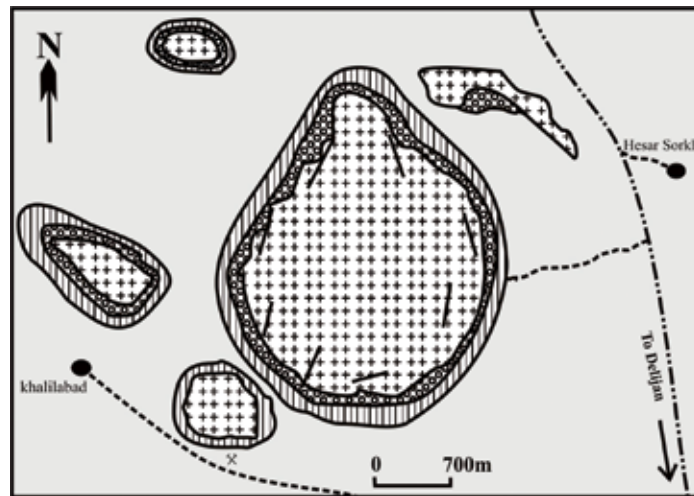
سنگ‌های نوار ارومیه-دختر، الکالن و کالکوالکالن معرفی شده است. (Forster, 1972; Jung et al., 1975; Berberian, 1981). بنا به عقیده علوی (Alavi, 1980) و بربریان (Berberian, 1982) این مجموعه یک کمان ماگمایی از نوع آند محسوب می‌شود که در اثر فروانش پوسته اقیانوسی عربستان به زیر لبه قاره‌ای فعال جنوب شرق ایران مرکزی شکل گرفته است.

مطالعات انجام شده در منطقه سلفچگان مربوط به گزارش و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ قم (امامی، ۱۳۷۰) و ۱/۱۰۰۰۰۰ خورهه - سلفچگان (علایی و کهنسال، ۱۳۷۹ و نظری ۱۳۸۵) است. همچنین کنعانیان و همکاران (۱۳۸۵) و نظری و همکاران، (a,b ۱۳۸۵) مکانیسم جایگیری بالونینگ را برای این توده بیان کردند و با بررسی تنش دیرین در این توده عملکرد دو فاز اصلی تنش پس از جایگیری توده را تعیین کردند، آیتی و همکاران (۱۳۹۰ و ۱۳۸۸) نیز شیمی کانی و آثار دگرسانی مناطق مجاور این توده را بررسی کرده‌اند. همچنین در منطقه گسترده چهارگوش زمین‌شناسی قم، اطلاعات ارزشمندی پیرامون مسائل سنگ‌شناسی فوران‌های آتشفشانی (امامی ۱۳۷۰ و شاهرخ، ۱۳۷۵) و پلوتونیسم ترشیری (قلمقاش، ۱۳۷۴) منتشر شده است. امامی (۱۳۷۰) فعالیت‌های آتشفشانی نئوزن منطقه قم را به دو فاز Ngv1 و Ngv2 تقسیم کرده است. در نخستین فاز (Ngv1) استراتو ولکان‌های نئوزن با ترکیب بازالتی تا آندزیتی به وجود آمده‌اند و در فاز Ngv2 توده‌های نیمه آتشفشانی به صورت گدازه، گنبد و دایک تشکیل شده‌اند. بر اساس نظر امامی (۱۳۷۰)، توده کوارتز دیوریتی سلفچگان طی فاز Ngv2 به صورت گنبدی (doming) جایگزین شده است.

در مقاله حاضر با استناد به این‌که از روی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین می‌توان به موقعیت تکتونیکی و منشاء آن‌ها پی برد (برای مثال Sandman et al., 2006)، سعی شده است با تلفیق داده‌ها به بررسی جایگاه تکتونیکی و نحوه تشکیل این توده پرداخته شود.

محبوبه نظری و همکاران

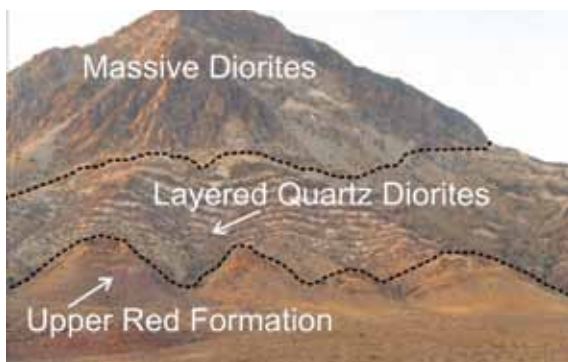
بنابراین با توجه به روابط زمین‌شناسی و به‌خصوص حضور
 هاله دگرگونی در سنگ‌های اطراف این توده می‌توان نتیجه
 گرفت که این توده متعلق به ماگماتیسم پس از میوسن و
 احتمالاً مربوط به پلیوسن بوده است.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه

بحث

سنگ‌های توده نفوذی سلفچگان از لحاظ لیتولوژیکی به دو گروه قابل تقسیم‌اند. دیوریت‌های بخش خارجی توده دارای رخنمون نواری هستند، درحالی‌که دیوریت‌های بخش مرکزی به‌صورت همگن و توده‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۳).



شکل ۳. نمایی از توده سلفچگان و ارتباط آن با واحدهای لیتولوژیکی منطقه



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

لایه‌های دیوریتی

سنگ‌های حاشیه توده، از محل کنتاکت به سمت مرکز توده تا فواصل حدود ۵۰۰ متر، حالت لایه لایه دارند و به موازات کنتاکت توده از نوارهای متحدالمرکز تیره و روشن تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها بافت پورفیری نشان می‌دهند و از لحاظ کانی‌شناسی حاوی کانی‌های اصلی آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های فرعی و ثانویه کوارتز، بیوتیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت می‌باشند.

۱. لایه‌های دیوریتی تیره: رنگ خاکستری تا سبز تیره دارند و با فراوانی بیشتر آمفیبول مشخص می‌شوند. این دیوریت‌ها، بافت پورفیری تا میکروگرانولار دارند. درصد کانی‌های مافیک و اپک در لایه‌های تیره دیوریتی، کمی بیشتر از لایه‌های روشن است. از لحاظ کانی‌شناسی شامل کانی‌های اصلی آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های فرعی و ثانویه کوارتز، بیوتیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت می‌باشند. فنوکریست‌های شکل دار پلاژیوکلاز با اندازه تقریبی پنج میلی‌متر، اکثراً سالم‌اند و منطقه‌بندی نشان می‌دهند. آمفیبول‌ها به دو صورت ریزبلور و فنوکریست، با اندازه یک تا دو سانتی‌متر در نمونه‌ها حضور دارند و از لحاظ ترکیب و نحوه تشکیل به دو گروه قابل تقسیم‌اند: یک دسته آمفیبول‌های ماگمایی از نوع هورنبلند سبز که معمولاً دگرسانی در آن‌ها دیده نمی‌شود و یک دسته هم اکتینولیت‌های تاخیری که حاصل دگرسانی و اورالیتی شدن پیروکسن‌ها بوده و سودومورف پیروکسن می‌باشند. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند و به صورت بلورهایی با اندازه دو تا پنج میلی‌متر مشاهده می‌شوند. درصد کانی‌های مافیک و اپک در لایه‌های تیره دیوریتی، بیشتر و آلتزه‌تر از لایه‌های روشن است. کانی‌های مافیک اکثراً به کلریت تبدیل شده‌اند.

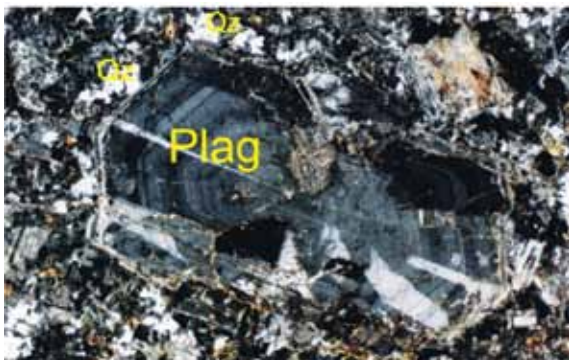
۲. لایه‌های دیوریتی روشن: به رنگ خاکستری روشن بوده و با فراوانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و بافت پورفیری مشخص هستند و عمدتاً حاوی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، کوارتز، ارتوکلاز

و کانی‌های فرعی و ثانویه بیوتیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و اکتینوت هستند. درصد کانی‌های فلسیک در این لایه‌ها بیشتر از لایه‌های تیره است، به طوری که تعداد و اندازه کانی‌های بیشتر شده و قطر آن‌ها به حدود یک سانتی‌متر می‌رسد. پلاژیوکلازها اغلب ماکل پلی‌سنتتیک، زونینگ و در بعضی موارد بافت غربالی نشان می‌دهند.

در دیوریت‌های روشن، پلاژیوکلازها بیشتر آلتزه شده و اکثراً به کلسیت تبدیل شده‌اند. تعداد فنوکریست‌ها، کمتر ولی اندازه آن‌ها معمولاً بزرگ‌تر از انواع موجود در لایه‌های تیره است. کانی‌های مافیک از نوع آمفیبول و پیروکسن هستند و با فراوانی کمتر و آلتراسیون کمتر نسبت به لایه‌های تیره مشخص می‌شوند. در لایه‌های روشن، انکلاوهای ریزدانه‌ای از دیوریت‌های تیره مشاهده می‌شوند که معمولاً دانه ریزتر از سنگ‌های میزبان بوده، بین یک تا سی سانتی‌متر قطر دارند و با داشتن کانی‌های مافیک بیشتر، مشخص می‌شوند. به‌رحال هر دو بخش تیره و روشن صرف‌نظر از اختلافات جزئی بافتی و کانی‌شناسی، از لحاظ رده‌بندی سنگ‌شناسی در گروه کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند.

وجود بافت‌های نامتعادل مثل خوردگی، منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند (شکل‌های ۴ و ۵) در کنار حضور درشت بلورهای آمفیبول با حاشیه واکنشی، یکی از مشخصات سنگ‌های کمان ماگمایی است (Poma et al., 2004). وجود درشت بلورهای آمفیبول در سنگ‌های توده، می‌تواند دلیلی بر ماهیت آبدار ماگماتیسم و احتمالاً نشانه شکل‌گیری سنگ‌ها در کمان ماگمایی باشد (Poma et al., 2004).

با توجه به آرایش لایه‌های دیوریتی، به نظر می‌رسد که هر یک از زوج لایه‌های متناوب لوکودیوریت و ملانودیوریت، احتمالاً در طی مراحل مختلف تزریق ماگما به درون مخزن ماگمایی و در اثر تفریق ماگما در فاصله زمانی بین دو تزریق متوالی گسترش یافته باشند. با حرکت از حاشیه به سمت مرکز توده، ضخامت لایه‌های روشن افزایش یافته به طوری که در بخش‌های مرکزی توده اثری از لایه‌های تیره دیده نمی‌شود



شکل ۵. ساخت منطقه‌ای در درشت بلور پلاژیوکلاز، نورپلاریزه، بزرگنمایی ۱۰۰، Plag: پلاژیوکلاز و Qz: کوارتز

ژئوشیمی

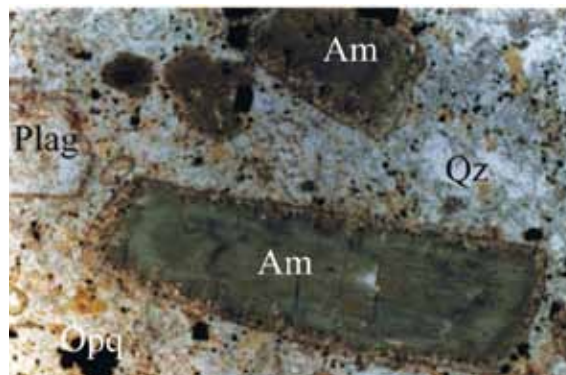
به منظور مطالعات ژئوشیمیایی تعداد شش نمونه از سالم‌ترین دیوریت‌های لایه‌ای حاشیه توده (z.s.1 - z.s.6) و چهار نمونه از سالم‌ترین دیوریت‌های توده‌ای بخش مرکزی (k.s.12, k.s.14, n.s.6, k.s.8) در آزمایشگاه ALS-Chemex کشور کانادا به روش ICP-MS و ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۱). نمونه‌های 1, 3, 5 z.s.1 دیوریت‌های لایه‌ای روشن و 2, 4, 6 z.s.2 دیوریت‌های لایه‌ای تیره می‌باشند.

چون دامنه تغییرات سیلیس در نمونه‌های مورد مطالعه نسبتاً محدود است، لذا برای بررسی نحوه تغییرات عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های دیوریتی در بخش‌های مختلف توده، به جای نمودارهای هار کر، از نمودارهای دو متغیره‌ای که محور عمودی آن‌ها به ترتیب از پایین به بالا نشان‌دهنده ترتیب قرارگیری نمونه‌ها از حاشیه به سمت مرکز توده و محور افقی آن‌ها نشانگر فراوانی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب می‌باشد، استفاده شده است (شکل‌های ۶ و ۷). میزان Al_2O_3 در نمونه‌های کوارتز دیوریتی سلفچگان، بین ۱۶/۲۰ تا ۱۸ درصد وزنی متغیر است و روند تغییرات آن از حاشیه به سمت مرکز توده، به صورت زیگزاگ است. همچنین روند تغییرات مجموع سه عنصر Na_2O+K_2O+CaO تا حد زیادی مشابه روند تغییرات Al_2O_3 است که می‌تواند نشانه تمرکز این عناصر در ساختمان پلاژیوکلازها باشد. روند تغییرات MnO ، TiO_2 و MgO مشابه FeO از حاشیه به سمت مرکز توده، زیگزاگ و نامنظم است. عدد منیزی

و دیوریت‌ها حالت توده‌ای به خود می‌گیرند (نظری، ۱۳۸۵ و کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵).

در بخش دیوریت‌های لایه لایه، خارجی‌ترین لایه، تیره رنگ است و به سمت مرکز به صورت متناوب با لایه‌های روشن تکرار می‌شوند. بخش تیره رنگ هر زوج نوار تیره و روشن را می‌توان به عنوان حاشیه انجماد سریع ماگما در هر ضربه ماگمایی در نظر گرفت. در بخش خارجی توده، کانی‌ها با حفظ فرم اولیه ماگمایی خود جهت‌یابی نشان می‌دهند. این فولیاسیون ماگمایی به موازات لایه‌بندی دیوریت‌ها و کنتاکت آن‌ها با سنگ‌های میزبان است و می‌تواند نشانه تزریق پر فشار ماگما به داخل مخزن ماگمایی و جهت‌یابی کانی‌ها در حاشیه خارجی توده باشد (شکل ۷). با توجه به شواهد فوق به نظر می‌رسد که ورود ماگمای جدید به داخل مخزن در مراحل مختلف توانسته موجب انبساط توده شود (نظری، ۱۳۸۵ و کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵).

دیوریت‌های توده‌ای: دیوریت‌های همگن و توده‌ای در بخش مرکزی توده رخنمون دارند و عمدتاً از دیوریت کوارتزدار با بافت پورفیری تشکیل شده‌اند. این بخش از توده معمولاً از نظر خصوصیات سنگ‌شناسی مشابه لایه‌های دیوریتی روشن است و از لحاظ کانی‌شناسی حاوی فنوکریست‌های نسبتاً درشت و شکل‌دار هورنبلند، پلاژیوکلاز و اوژیت می‌باشد. کانی‌های فرعی و ثانویه عبارتند از: کوارتز، بیوتیت، اکتینولیت، اسفن و تورمالین.



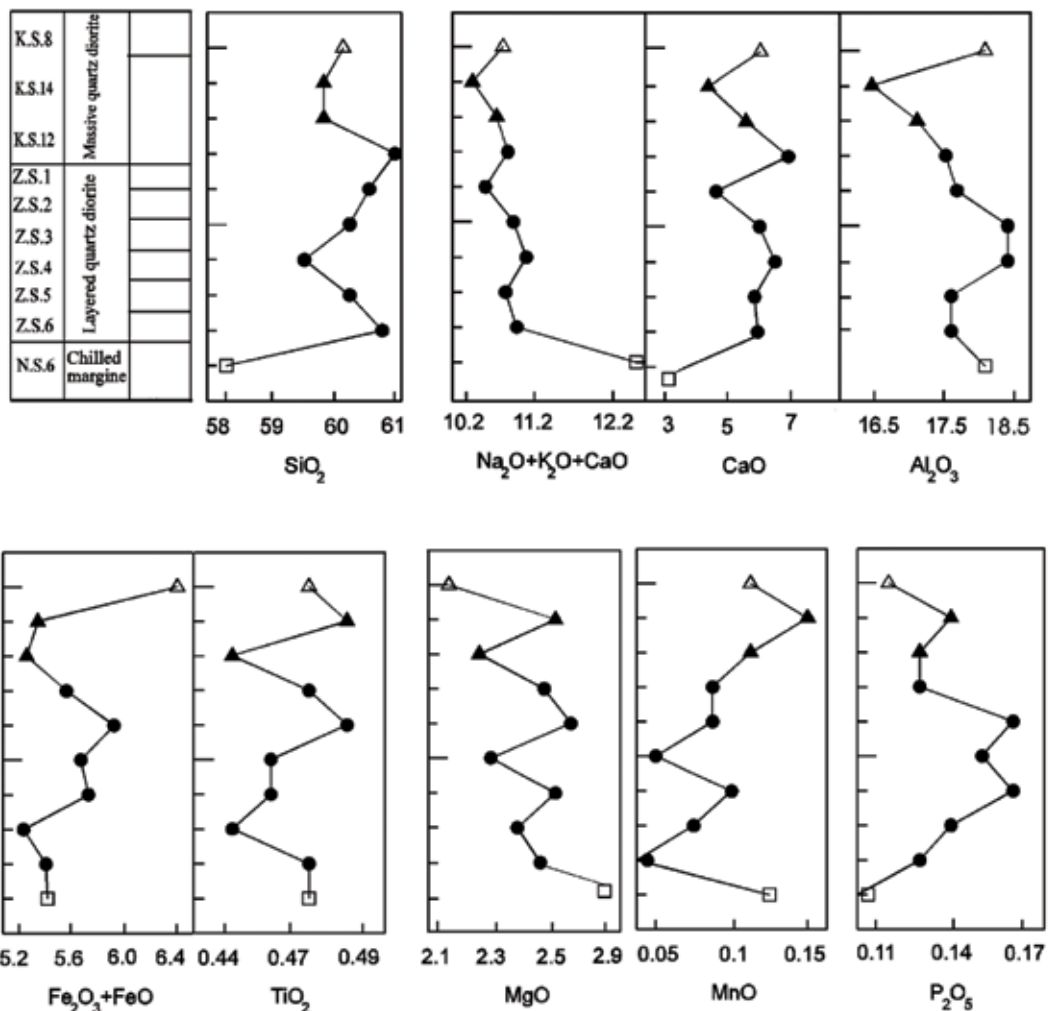
شکل ۴. ساخت منطقه‌ای و خوردگی در حاشیه درشت بلورهای آمفیبول. نور عادی، بزرگنمایی ۴۰، Am: آمفیبول، Plag: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز و Opq: کانی‌های اپک

است و از حاشیه به سمت مرکز توده روند زیگزاگی دارد. روند تغییرات عنصر Rb و Ba تا حد زیادی شبیه به عنصر K است که می‌تواند حاکی از جانشینی روبیدیم و باریم به جای پتاسیم در کانی‌های اصلی باشد.

روند تغییرات زیگزاگی Ni مشابه Mg است و همان‌طور که در بخش قبلی ذکر شد می‌تواند نشانه تغذیه مکرر مخزن ماگمایی با ماگمای تازه باشد. پایین بودن فراوانی عناصر سازگاری مانند $Cr = ۳۵/۱-۶۱/۳$ و $Co = ۱۰$ ، $Ni = ۵-۹$ نشانه تحول یافته بودن ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است (Zellmer et al., 2003).

(MgO/MgO+FeO) نمونه‌های مورد مطالعه از $۳۴/۱۲$ تا $۵۰/۴۳$ در تغییر است. پایین بودن عدد منیزیمی نمونه‌ها نشانه متحول بودن ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه است (Macdonald et al., 2000). چنانچه در شکل ۷ ملاحظه می‌شود به جای کاهش یا افزایش تدریجی عناصر از حاشیه به سمت مرکز توده، با تغییرات زیگزاگ و نامنظم فراوانی عناصر مواجه‌ایم که می‌تواند نشانه تغذیه مکرر مخزن ماگمایی در طی مراحل مختلف تزریق ماگما به داخل مخزن است.

حاشیه توده نسبت به مرکز آن از عناصری مانند Ba، Zr، Zn، Sm، Nd، Ce و Gd فقیرتر و از Sr غنی‌تر است (شکل ۷). روند تغییرات V مثل روند تغییرات FeO



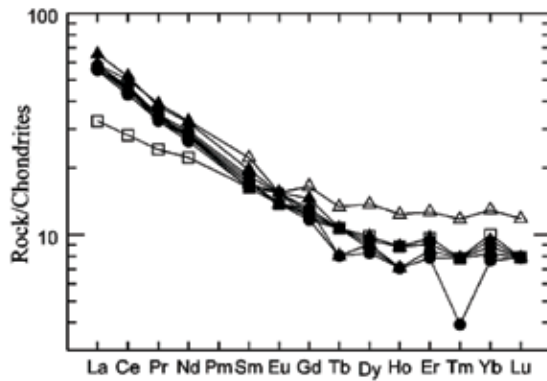
شکل ۶. روند تغییر فراوانی اکسیدهای اصلی از حاشیه (نمونه‌های Z.S.1 تا Z.S.6) به سمت مرکز (نمونه‌های K.S.12، K.S.14) در توده کوارتز دیوریتی سلفچگان. علامت دایره نشان‌دهنده بخش حاشیه‌ای، علامت مثلث توپر نشانه بخش مرکزی، علامت مثلث توخالی نشانه انکلاو و مربع توخالی نشانه همبری دیوریت با سنگ‌های میزبان است

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب توده کوارتز دیوریتی سلفچگان. فراوانی اکسیدها برحسب درصد وزنی و فراوانی عناصر کمیاب برحسب ppm گزارش شده است. نمونه‌های ۱، ۳، ۵، z.s.1، ۳، ۵، ۶، ۴، z.s.2، ۲ دیوریت‌های لایه‌ای تیره می‌باشند. نمونه‌های (K.S.12، K.S.14) متعلق به توده‌ای هستند. N.S.6 حاشیه انجماد سریع و K.S.8 انکلاو هستند.

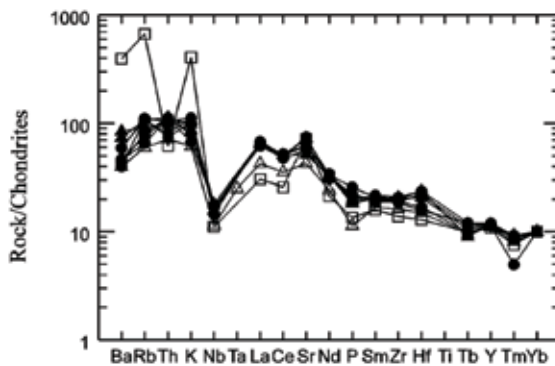
Sample	K.S.8	K.S.12	K.S.14	N.S.6	Z.S.1	Z.S.2	Z.S.3	Z.S.4	Z.S.5	Z.S.6
SiO ₂ (wt%)	60.1	59.8	59.8	58.3	60.9	60.5	60.2	59.5	60.2	60.7
Al ₂ O ₃	17.8	17.2	16.8	17.8	17.45	17.55	18	18	17.5	17.5
Fe ₂ O ₃	6.3	5.35	5.42	5.48	5.6	5.9	5.69	5.74	5.33	5.47
FeO	4.15	3.52	3.55	2.87	3.72	3.84	3.72	3.76	3.5	3.57
CaO	6.19	6.04	5.65	2.78	6.48	5.73	6.18	6.34	6.13	6.16
MgO	2.15	2.23	2.43	2.92	2.4	2.47	2.26	2.43	2.33	2.39
Na ₂ O	3.75	3.81	3.69	5.17	3.79	3.78	4.03	3.82	4	3.91
K ₂ O	0.89	0.9	1.11	4.54	0.62	1.1	0.75	0.96	0.73	0.93
TiO ₂	0.47	0.45	0.48	0.47	0.47	0.48	0.46	0.46	0.45	0.47
MnO	0.11	0.11	0.14	0.12	0.09	0.09	0.06	0.1	0.08	0.05
P ₂ O ₅	0.12	0.13	0.14	0.11	0.13	0.16	0.15	0.16	0.14	0.13
Total	99.7	99	98.4	100	100	100	99.8	100	99.9	100
Ag (ppm)	<1	<1	<1	24	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	273	323	422	2110	201	277	188	243	204	175.5
Ce	30.7	27.9	31.7	17.2	28.7	28.1	27.5	26.3	27.7	27.2
Co	61.3	41.2	58.8	35.1	44	50.2	59.3	55.4	45.5	44.6
Cr	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Cs	0.4	0.4	0.9	1.6	0.4	1.4	0.5	0.8	0.7	0.6
Cu	28	11	11	66	11	11	14	10	5	6
Dy	3.5	2.3	2.5	2.5	2.4	2.4	2.2	2.1	2.3	2.2
Er	2.1	1.4	1.6	1.6	1.5	1.5	1.3	1.3	1.4	1.4
Eu	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9
Ga	19	17	17	14	18	17	18	18	18	17
Gd	3.4	2.7	3	2.5	2.6	2.7	2.4	2.4	2.6	2.6
Hf	3	3	3	2	3	3	3	2	3	2
Ho	0.7	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
La	13.9	13.7	15.5	7.7	13.8	13.8	13.8	13.1	13.3	13.3
Lu	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	4	4	4	3	4	4	4	3	4	4
Nd	15.2	13	15	10.4	13.7	13.2	12.8	12.3	13.4	12.8
Ni	<5	6	8	7	9	9	6	9	7	9
Pb	7	5	7	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5
Pr	3.7	3.3	3.6	2.3	3.3	3.2	3.1	3.1	3.2	3.2
Rb	20.9	23.8	23.4	181	14.6	26.4	18.2	22.1	16.9	24.4
Sm	3.4	2.6	3	2.5	2.8	2.6	2.5	2.5	2.7	2.6
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	502	544	441	649	471	453	467	495	537	559
Ta	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tb	0.5	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4
Th	3	3	3	2	3	3	3	2	3	2
Ti	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
U	0.8	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6
V	89	78	89	98	88	88	77	86	77	83
W	446	283	440	217	304	343	458	410	332	312
Y	22	14.8	16.2	16.6	15.2	15.6	14.3	13.4	15	14.2
Yb	2.2	1.4	1.6	1.7	1.4	1.5	1.4	1.3	1.4	1.4
Zn	52	68	74	109	62	50	43	46	49	39
Zr	111	87.6	102	73.2	90.9	88.9	87.1	77.3	88.3	80.7

در منشاء باشد (Machado et al., 2005).

وجود آنومالی منفی Nb و Ti و غنی‌شدگی از LILE در نمودار شکل ۹ از خصوصیات سنگ‌های آذرین مناطق فرورانش محسوب می‌شود (Sandman et al., 2006, Dostal et al., 2001).

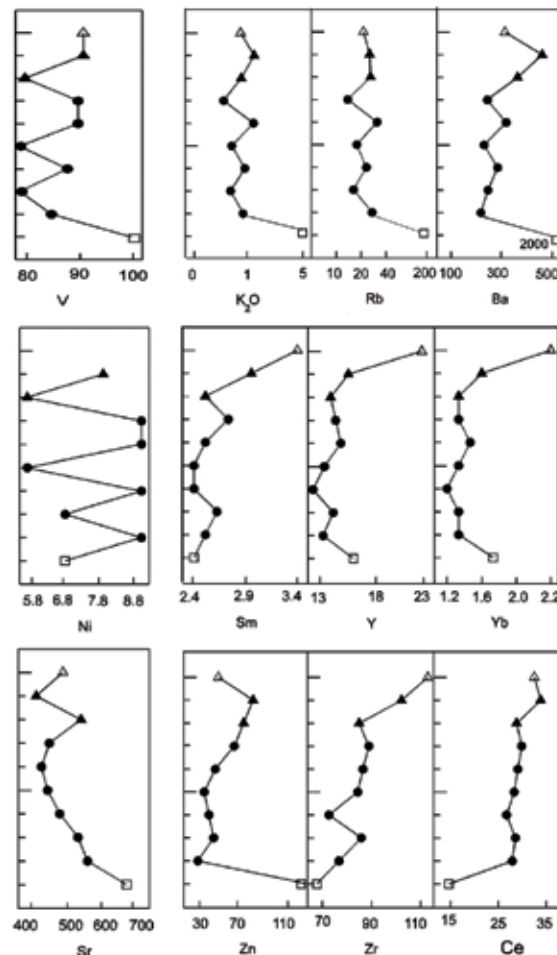


شکل ۸. فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) نرمالیز شده است. علائم مشابه شکل ۶ است



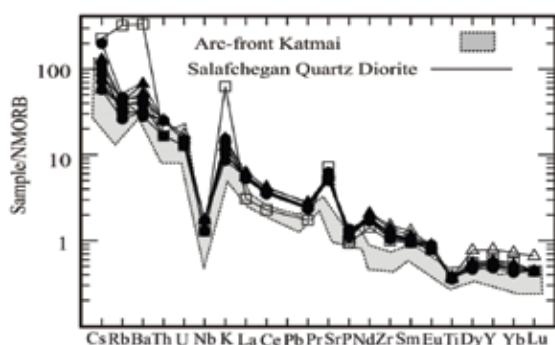
شکل ۹. فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Thompson, 1982) نرمالیز شده است. علائم مشابه شکل ۶ می‌باشد

در نمودار نرمالیز شده عناصر کمیاب نسبت به مورب نرمال (Sun and McDonough, 1989)، شاهد آنومالی منفی Ti، Nb، P و آنومالی مثبت K، Ba، Rb، Cs و Sr می‌باشیم (شکل ۱۰). Parada et al. (1999) غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی پایین مانند K، Ba، Rb و Sr در کنار آنومالی منفی عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند Ti، Nb، P را دلیلی بر ماگماتیسم مرتبط با زون فرورانش می‌دانند. همچنین سنگ‌های کمان آتشفشانی غنی‌شدگی Sr نسبت به Ce را نشان می‌دهند (Rollinson, 1993). آنومالی منفی Ti عمدتاً به‌وسیله کانی‌های تیتان دار نظیر



شکل ۷. روند تغییر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب از حاشیه به سمت مرکز توده. علامت دایره نشان‌دهنده بخش حاشیه‌ای، علامت مثلث توپر نشان‌دهنده بخش مرکزی، علامت مثلث توخالی نشان‌دهنده آنکلار و مربع توخالی نشان‌دهنده همبری دیوریت با سنگ‌های میزبان است

در شکل ۸، فراوانی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه با کندریت (Sun and McDonough, 1989)، نرمالیز شده‌اند. چنانچه در این نمودار ملاحظه می‌شود غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE و مشابهت فراوانی HREE با MREE از مشخصات سنگ‌های منطقه است. بالا بودن LREE نسبت به HREE یکی از خصوصیات بارز مناطق فرورانش است (Machado et al., 2005; Teklay, 2006). غنی‌شدگی MREE به‌وسیله فاز فرعی هورنبلند کنترل می‌شود (Rollinson, 1993) و احتمالاً حضور آمفیبول در سنگ‌های منشاء ماگمای کوارتز دیوریتی سلفچگان و شرکت آن در ذوب بخشی منجر به غنی‌شدگی نمونه‌ها از MREE شده است. تفریق LREE از HREE نیز ممکن است ناشی از وجود الیوین، پیروکسن و گارنت در سنگ‌های برجا مانده

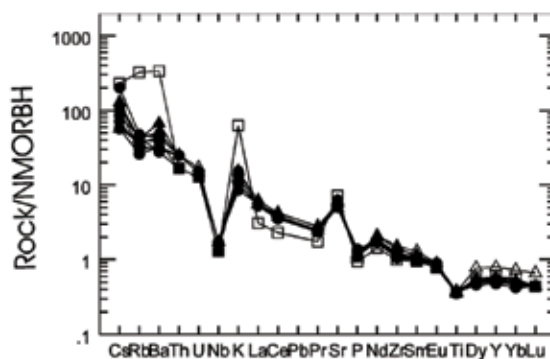


شکل ۱۲. مقایسه الگوی فراوانی عناصر سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان با داده‌های کمان کاتمایی (Hildreth et al., 2004). علائم مشابه شکل ۶ است

جایگاه تکتونیکی

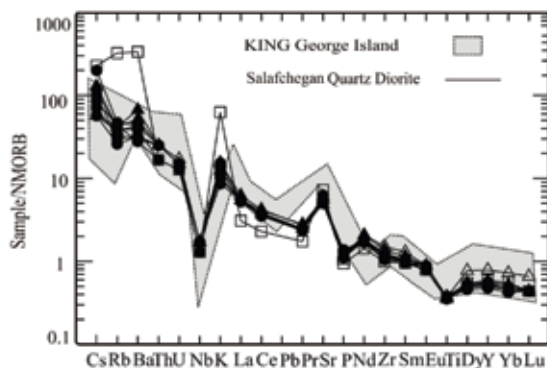
نمونه‌های موردنظر در نمودارهای $Rb/Y + Nb/Ta$ و $Rb/Y + Ta + Nb$ (Pearce et al., 1984) در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند که از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین نوع I و مرتبط با ماگمای مناطق فرورانش می‌باشد (شکل ۱۳). نمونه‌ها در نمودار $Zr, Y^*3, Ti/100$ (Pearce et al., 1973) نیز در محدوده C که متعلق به سنگ‌های کالکوالکان است، قرار می‌گیرند (شکل ۱۴). نمونه‌های مورد مطالعه حاوی مقدار بالای Al_2O_3 (۱۶-۱۸٪)، مقادیر پایین TiO_2 (کمتر از ۰.۶ درصد) و مقدار متوسط SiO_2 (۵۴-۶۰ درصد) شبیه ماگماهای حد واسط و مافیک پر Al جایگاه‌های قوسی هستند (Bogoch et al., 2002). سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان از نظر درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم در محدوده مت‌آلومین قرار می‌گیرند (شکل ۱۵). چنانچه در شکل ۱۶ دیده می‌شود نمونه‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان در نمودار تغییرات La/Yb در برابر Th/Yb (Condie, 1989) در محدوده مشترک جزایر قوسی و قوس‌های حاشیه قاره قرار می‌گیرند.

اسفن، ایلمنیت، روتیل و بعضی آمفیبول‌ها کنترل می‌شود. چون حلالیت فازهای Ti دار با افزایش فشار، در سیالات آبدار کاهش می‌یابد، در نتیجه کانی‌های مذکور که غنی از عناصر HFSE هستند، ممکن است طی فرآیندهای ذوب بخشی به صورت فاز برج‌جا در سنگ منشا باقی بمانند و در نتیجه باعث پیدایش آنومالی منفی Ti در ماگما شدند (Gioncada et al., 2003).



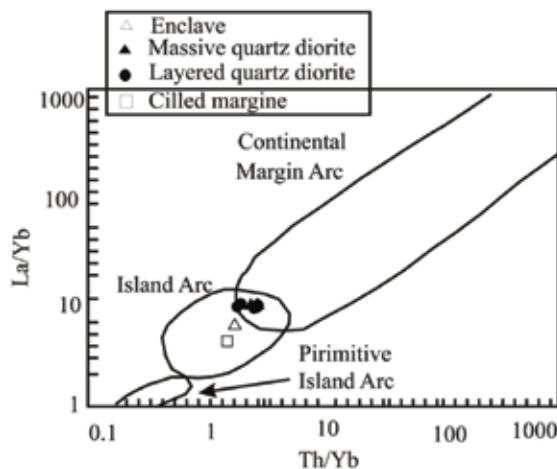
شکل ۱۰. فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به مورب نرمال نرمالیز شده است. علائم مشابه شکل ۶ است (Sun and McDonough, 1989)

در شکل‌های ۱۱ و ۱۲، الگوی تغییرات فراوانی عناصر کمیاب سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان که نسبت به مورب (Sun and McDonough, 1989) نرمالیز شده است، با الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های جزیره کینگ جورج (Machado et al., 2005) و سنگ‌های کمان کاتمایی در آلاسکا (Hildreth et al., 2004) مقایسه شده است. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از لحاظ غنی‌شدگی از LREE، تهی‌شدگی از HREE و آنومالی منفی Ti-Nb شباهت زیادی با سنگ‌های این دو منطقه نشان می‌دهند و از این لحاظ مشابه سنگ‌های مناطق فرورانش می‌باشند (Teklay, 2006).

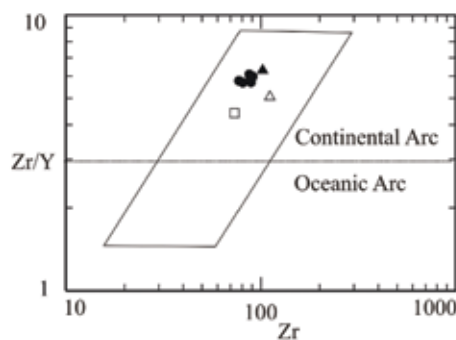


شکل ۱۱. مقایسه الگوی فراوانی عناصر سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان با داده‌های جزیره کینگ جورج (Machado et al., 2005). علائم مشابه شکل ۶ است

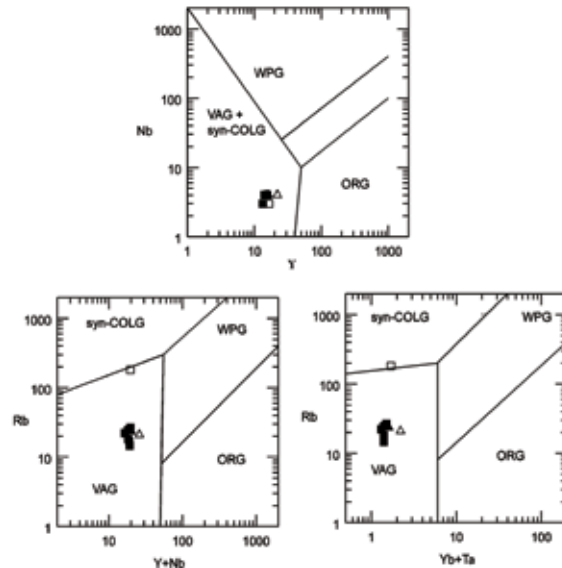
همین نمونه‌ها در نمودار Zr/Y در برابر Brewer (1998) قرار می‌گیرند (et al., 1998)، در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۷). کمان‌های حاشیه قاره با نسبت Zr/Y بالاتر از سه مشخص می‌شوند (Brewer et al., 1998). مقادیر Cs/La در ماگماهای حاصل از جایگاه‌های MORB و OIB کمتر از ۰/۰۴، مقدار Ba/Th کمتر از ۱۰۰ و مقدار Ba/La کمتر از ۱۰ می‌باشد (Sun and McDonough, 1989; Kampunzu et al., 2003). نسبت‌های بالاتر معمولاً در ماگماهای قوس و به‌ویژه در جلوی قوس ظاهر می‌شود (Ryan et al., 1995). مقادیر میانگین این عناصر در نمونه‌های آنالیز شده توده مورد نظر عبارت است: Cs/La= ۱/۳۶۰، Ba/Ta= ۲۲۱/۶۳ و Ba/La= ۴۳/۹۷. نسبت Ce/Pb در ماگماهای قوس از ۲ تا ۱۳ تغییر می‌کند (Kampunzu et al., 2003).



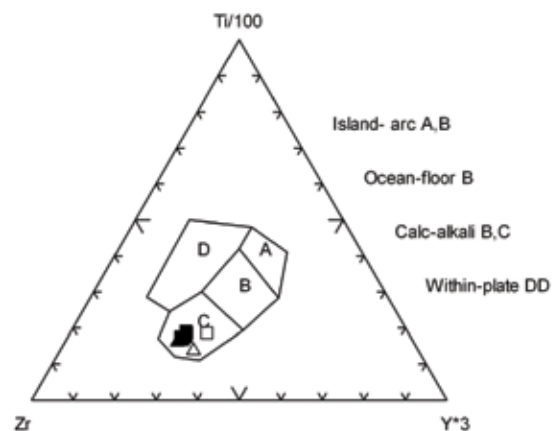
شکل ۱۶. نمودار لگاریتمی تغییرات La/Yb در مقابل Th/Yb که محدوده کمان حاشیه قاره، جزایر کمانی و جزایر کمانی اولیه را نشان می‌دهد (Condie, 1989). نمونه‌های منطقه در محدوده مشترک کمان حاشیه قاره و جزایر کمانی قرار گرفته‌اند.



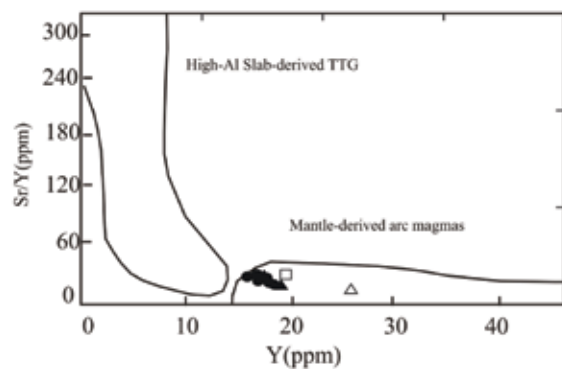
شکل ۱۷. نمودار لگاریتمی تغییرات Zr/Y در برابر Zr. سنگ‌های توده در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1984). علائم مشابه شکل ۶ است.



شکل ۱۳. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تفکیک‌کننده محیط‌های تکتونیکی در محدوده‌ی گرانبیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1984). علائم مشابه شکل ۶ است.



شکل ۱۴. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Zr-Ti-Y در محدوده سنگ‌های کالکوالکان قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1973). علائم مشابه شکل ۶ است.



شکل ۱۵. نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ درجه‌اشباع آلومینیوم همگی در محدوده متالومین قرار می‌گیرند (Maniar and Piccoli, 1989). علائم مشابه شکل ۶ است.

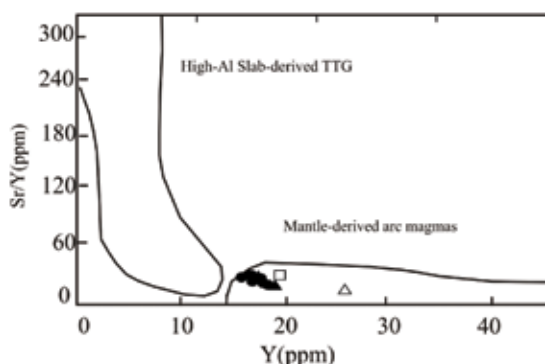
محدوده سنگ‌های کالکوالکالن قرار می‌گیرند. همچنین نمونه‌های موردنظر در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند که از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین نوع I مرتبط با ماگمای مناطق فرورانش می‌باشد.

روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های حاشیه توده به سمت مرکز آن، تغییرات زیگزاگ و نامنظمی نشان می‌دهد. این تغییرات می‌تواند ناشی از ورود ماگمای جدید به داخل مخزن در ضربات‌های متوالی ماگمایی باشد. مقادیر پایین Y، Nb و Yb، غنی‌شدگی از LREE در مقایسه با HREE و مقادیر بالای آلومینیم نشان‌دهنده ماگمایی است که در مناطق فرورانش تشکیل می‌شوند. همچنین آنومالی منفی Nb-Ti، مقدار پایین Ce/Pb و مقادیر بالای Cs/La، Ba/Th و Ba/La سازگار با ماگمای تولید شده در کمان‌های حاشیه قاره می‌باشد. نسبت بالای Zr/Y در توده کوارتز دیوریتی سلفچگان نشان‌دهنده تشکیل این سنگ‌ها در کمان حاشیه قاره است. وجود بافت‌های نامتعادل و درشت بلورهایی با حاشیه واکنشی و حضور کانی‌های آبدار مثل آمفیبول در سنگ‌های منطقه نیز می‌تواند تأیید کننده تشکیل آن‌ها در کمان ماگمایی باشد.

منابع

- آیتی، ف.، ۱۳۸۸. ماگماتیسیم نئوزن در شمال شرق اراک و آلتراسیون‌های هیدروترمال وابسته. رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، ایران.
- آیتی، ف.، نقره‌ئی‌بان، م. ک.، خلیلی، م.، ۱۳۹۰. پتروگرافی و شیمی کانی‌ها در پهنه‌های ماگمایی و دگرسانی جنوب سلفچگان. مجله پترولوژی، ۸(۲)، ۱-۲۰.
- امامی، م.، ۱۳۷۰. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش قم. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۷۹.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، ۴۳۵.
- شاهرخ، ج.، ۱۳۷۵. پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی نئوزن منطقه سلفچگان-آستیان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- علایی مهابادی، س. و کهنسال، ر.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش سلفچگان - خورهه. سازمان زمین‌شناسی کشور.

این نسبت در نمونه‌های منطقه از ۴/۳ تا ۷/۱۷ در تغییر است. همچنین نسبت Sr/Ce در سنگ‌های رسوبی معادل شش و در سنگ‌های آذرین MORB و OIB معادل ۱۰ می‌باشد و مقادیر بالاتر مربوط به مناطق قوس است (Kampunzu et al., 2003). این نسبت در نمونه‌های آنالیز شده بین ۱۳/۹۱ تا ۳۷/۷۳ در تغییر است. الگوی نسبتاً مسطح HREE در نمودارهای نرمالیز شده و نسبت Sr/Y پایین (شکل ۱۸) نشان‌دهنده خویشاوندی ماگمای توده موردنظر با ماگماهای مناطق قوس است. همان‌طور که در شکل ۱۸ مشاهده می‌گردد سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان در محدوده ماگماهای مناطق قوسی مشتق شده از گوشته قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۸. سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان در نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Y در محدوده ماگماهای قوسی مشتق شده از گوشته قرار می‌گیرند (Martin, 1994). علائم مشابه شکل ۶ است

اگرچه ذوب بخشی درجه پایین گوشته در زیر قوس می‌تواند غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار را توجیه کند ولی نمی‌تواند مقادیر بالای LILE/HFSE مثل La/Nb را توضیح دهد. این خصوصیات ژئوشیمیایی مختص ماگماهایی است که از یک گوشته غنی‌شده مشتق شده‌اند (Kampunzu et al., 2003). نسبت‌های پایین Sr/Y، Ce/Pb و Sr/Ce نشان می‌دهند که احتمالاً آلودگی با رسوبات عامل غنی‌شدگی گوشته بوده است (Shimoda et al., 1998).

نتیجه‌گیری

خصوصیات ژئوشیمیایی بخش‌های لایه لایه توده دیوریتی سلفچگان با بخش مرکزی و ایزوتروپ آن کاملاً مشابه است. سنگ‌های این توده متالومین هستند و در

- proterozoic of the south-western Baltic Shield. *Precambrian Research*, 92, 297-317.
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary, identification and significance. *Lithos*, 23, 1-18.
 - Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L., 2001. Eocene volcanism in the Buck Creek basin, Central British Columbia (Canada), transition from arc to extensional volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107, 149-170.
 - Emami, M.H. 1981. *Geologie de la region de Qom-Aran (Iran); Contribution a petude dynamique et geochimique du Volcanisme tertiaire de ÍIran central. These doctoratw Earth Grenoble, France, 489.*
 - Forster, H., 1972. Magmentypen und erzlagerstätten im Iran. *Geology Rundschau*, 63(1), 276-292.
 - Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M. and Pareschi, M. T., 2003. Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari-Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy), an example of volcanism controlled by tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122, 191-220.
 - Hildreth, W., Fierstein, J. and Siems, D.F., 2004. Rear-arc vs. arc-front volcanoes in the Katmai reach of the Alaska Peninsula, a critical appraisal of across-arc compositional variation. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 147, 243-275.
 - Jung, D., Kursten, M. and Tarkian, M., 1975. Post Mesozoic Volcanism in Iran and Its Relation to the Subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. Afar between continental and oceanic Rifting. *International Geology Conference Scient. Report*, 116(2), 175-181.
 - Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, - قلمقاش، ج.، ۱۳۷۴. مطالعه پلوتونیسیم ترشیری در منطقه جنوب قم (محدود به ورقه ۱،۱۰۰۰۰۰ کهک). رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
 - کنعانیان، ع.، نظری، م.، الیاسی، م.، ۱۳۸۵. بررسی نحوه جایگزینی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی. *مجله علوم دانشگاه تهران*، ۲(۳۲)، ۸۱-۹۰.
 - نظری، م.، ۱۳۸۵. بررسی منشا و محیط تکتونیک توده کوارتز دیوریتی سلفچگان، شمال دلیجان. رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی-پترولوژی، دانشگاه تهران، ۱۳۵.
 - نظری، م.، کنعانیان، ع.، الیاسی، م.، ۱۳۸۵ a. پترولوژی و مکانیسم جایگزینی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان. دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، ۹۴-۹۵.
 - نظری، م.، کنعانیان، ع.، الیاسی، م.، ۱۳۸۵ b. جداسازی فازهای تنش دیرین در اطراف توده کوارتز دیوریتی سلفچگان. دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۶۱.
 - Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, 8, 144-149.
 - Amidi, S. M., 1975. *Contribution a létude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz-Nain-Surk (Iran central). These doctoratw Earth Grenoble, France.*
 - Berberian, M., Amidi, S.M., and Babkhani, A., 1981. Discovery of the Qaradagh ophiolite belt, the southern continuation of the Sevan-Akera (Little Caucasus) ophiolite belt in northwestern Iran (Ahar quadrangle); a preliminary field note. *Geological Survey of Iran, Internal Report*, 15p (in Persian).
 - Bogoch, R., Avigad, D. and Weissbrod, T., 2002. Geochemistry of the quartz diorite-granite association, Roded area, southern Israel, *Journal of African Earth Sciences*, 35, 51-60.
 - Brewer, T.S., Daly, J.S. and Ahal, K., 1998. Contrasting magmatic arcs in the Palaeo-

- M., Bagai, Z., Majaule, T., Modisi and M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana, evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton, *Lithos*, 71, 431-460.
- Karig, D. E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal Geophysical Research*, 76, 2542-2561.
 - Machado, A., Lima, E.F., Chemale, F. Jr., Morata D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M., Figueiredo, A.M.G., Alexandre, F.M. and Urrutia, J. L., 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 407-425.
 - Macdonald, R., Hawakesworth, C. J. and Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain, a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*, 49, 1-76.
 - Maniar, P.D. and Piccoli, M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101, 635 - 642.
 - Martin, H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. *The Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, 205-259.
 - Nowroozi, A. A., 1971. Seismotectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush region. *Bulletin of the Geological Society of America*, 61(2), 317-341.
 - Parada, M.A., Nystrom, J. O. and Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of Central Chile (31-34 S), geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos*, 46, 505-521.
 - Pearce, J. A., and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
 - Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
 - Poma, S., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E.B. and Koukharsky, M., 2004. The Sierra de Macon, Plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta Province Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 587-597.
 - Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, 252.
 - Ryan, J.G., Morris, J., Tera, F., Leeman, W.P. and Tsvetkov, A., 1995. Cross-arc geochemical variations in the Kuril arc as a function of slab depth. *Science*, 270, 625-627.
 - Sabzehei, M., 1974. *Les Melanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridional)*. Etude petrographique et structural These doctoratw Earth Grenoble, France. 306.
 - Sandman, H.A., Hanmer, S., Tella, S., Armitage, A.A., Davis, W.J. and Ryan, J. J., 2006. Petrogenesis of Neoproterozoic volcanic rocks of the MacQuoid supracrustal belt, A back-arc setting for the northwestern Hearne subdomain, western Churchill Province, Canada. *Pre-cambrian Research*, 144, 140-165.
 - Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K. and Jahn, B.M., 1998. Setouchi high-Mg andesites revisited, geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 479-492.
 - Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, 42, 313-345.

- Takin, M., 1971. Iranian geology and Zeih continental drift in Middle East. Geological Survey of Iran.
- Thompson, R. N., 1982. British tertiary volcanic province. Scotland. *Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Teklay, M., 2006. Neoproterozoic arc-back-arc system analog to modern arc-back-arc systems, evidence from tholeiite-boninite association, serpentinite mudflows and across-arc geochemical trends in Eritrea, southern Arabian-Nubian shield. *Precambrian Research*, 145, 81-92.
- Zellmer, G. F., Hawkesworth, C. J., Sparks, R. S. J., Thomas, L. E., Harford, C. L., Brewer, T. S. and Loughlin, S. C., 2003. Geochemical Evolution of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, Lesser Antilles Volcanic Arc. *Journal of Petrology*, 8, 1349-1374.

Geology, alteration, mineralization and geochemical study in copper mine, Gholcheshmeh Area, South of Neyshabor

Najmi, F.¹, Mazaheri, S.A.², Saadat, S.³ and Entezari Harsini, A.⁴

1. M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdosi University

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdosi University

3. Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Mashhad

4. Department of Geology, Payam Noor University, Tehran

Received: 31 January 2016

Accepted: 18 April 2016

Abstract

The Golcheshmeh copper deposit is located in the north-east of Iran (south of Neyshabour) at the margin of Sabzevar Structural Zone. Based on geological and laboratory studies, the outcropped rocks consist of Eocene volcanic rocks such as andesite, basaltic-andesite and basalt, that associated with the sedimentary and volcanosedimentary rocks including limestone, tuff and breccia. The alteration is hosted andesitic layers that includes carbonatization, propylitic and less argillic and sericitic. The carbonatization zone is the most important alteration zone in this area. Mineralization mainly occurs in Eocene or younger volcanic rocks as vein-veinlets, amygdaloidal fillings and some replacement and disseminated styles. According to the mineralogical studies, the main ores containing copper are divided into oxide and sulfide types. Mineralization mainly consists of oxide phases and can be seen as contamination of surface fractures and pores or voids filling in host rocks. The main oxide minerals are malachite, azurite and chrysocolla and sulfide minerals are chalcocite, covellite, with minor chalcopyrite, bornite, digenite and also native copper. Chalcocite is the most abundant sulfide ore in this area. There are probably two generations: The first generation is a primary ore that was formed directly in joints, cracks, and fractures from the ore-containing solution and currently is replaced covellites, and the second generation is chalcocite that was probably formed from the conversion of bornite and chalcopyrite through substitution and under supergene conditions. In most cases, the observed intergrowth between copper ores suggests the multi-stage mineralization in this region. Geochemical studies based on minor and trace elements obtained from this research indicate that the igneous rocks in this region were characterized by the calc-alkaline basalt characteristics and in terms of tectonic setting, could be attributed to subduction zone-related continental arc magmatism. In addition, based on the results of the analyses of trace and rare earth elements, the high amount of Nb (more than 16 ppm), Rb-rich, $(Zr / Nb)_N$ (less than 2 and between 0.7 to 0.46), could be an indication of contamination of magma with continental crust. The absence of Eu anomaly suggests a broadly defined melting conditions at oxidation state. On the basis of this study and with respect to some evidences such as tectonic setting, host rock types, structure and texture of ore body, mineral paragenesis, shape of the ore body and associated elements, this area is comparable to a Manto type deposit located in Chile regardless of some differences. Thus, it is suggested that the Golcheshmeh copper mine classifies as a Cu-Manto type deposit.

Keywords: Golcheshmeh, Andesite, Mineralization, Alteration, Cu-Manto, Michigan.

Structural analysis of fault system of Faroor B Gas Field, using modeling and 2D seismic reconstruction

Alipour, M.¹, Pour Kermani, M.² and Sorbi, A.³

1. M.Sc. student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Science and Research, Tehran, Iran.

2. Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran, Tehran, Iran.

3. Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Karaj, Iran.

Received: 17 February 2016

Accepted: 18 April 2016

Abstract

In terms of natural fractures, Iranian carbonate reservoirs have a global reputation. These fractures are known as dramatically important factor in the exploration and production of hydrocarbons. Many important oil and gas fields are classified based on the production from fractured reservoirs. At the first step, the aim of this study is the investigating the structural evolution of Farour B gas field and then determining how the detected fault influences this gas field. For this study, 2D seismic data, Persian Carpet-2000 (PC-2000), and all related information on the wells of the studied field were collected. Then these data were loaded on Petrel software,. Shifting and interpretation of all the chosen seismic lines were selected according to the excavation information from three wells and finally the deep balanced maps of formations and 3D patterns were provided. The flattening process was done for some seismic sections. According to seismic sections and tectonic analyzing the Farour B structure has two normal faulting trends in which the faults slope are approximately vertical and the eastern and western faults displacement are about 70 meter and 20 meter respectively.

Keywords: Structural analysis, The gas field FAROOR B, Fault systems, Structural model, Seismic reconstruction 2D.

Study of retrograde metamorphism in the calc-silicate rocks from the Alvand aureole

Ghorbani. H.¹, Moazzen, M.² and Saki, A.³

1. Ph.D. student, Department of Geology, University of Tabriz, Tabriz, Iran

2. Professor, Department of Geology, University of Tabriz, Tabriz, Iran

3. Associate Professor, Faculty of Geology, University of Shahid Chamran, Ahwaz, Iran

Received: 30 June 2015

Accepted: 17 February 2016

Abstract

The Alvand batholith is intruded into the Jurassic argillaceous and carbonate rocks and has caused contact metamorphism. The calc-silicate hornfels and varieties of pelitic and mafic hornfels are produced in this regard. Based on the modal percentage, the calc-silicate rocks of the area can be divided into different groups. The present study shows that the calc-silicate hornfels of the Hamadan area are metamorphosed during two metamorphic phases, the prograde and the retrograde events. The prograde metamorphism formed anhydrous minerals such as pyroxene, garnet and vesuvianite. Following this phase, by reduction of temperature, the retrograde metamorphism occurred and tremolite-actinolite, zoisite, epidote and to some extent hematite were formed. The rocks resulted from this metamorphism are epidote calc-silicate, epidote-tremolite-actinolite calcsilicate, zoisite calc-silicate and

Retrograde metamorphism caused alteration along the grain boundaries and along the cleavage plane of the minerals (especially garnet). Furthermore, some textures, such as symplectite texture, were developed in the rocks, which is in accordance with decreasing temperature.

Keywords: Alvand batholite, Retrograde metamorphism, Metamorphic processes, Calc-silicate, Hamadan.

Morphometric age of Khatoon-Bagh cinder cone, NE of Mahabad, West Azerbaijan province

Khalatbari-Jafari, M.¹, Salehi Siavashani, N.² and Faridi, M.³

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

2. M.Sc. of Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran

3. Deputy Manager, Geological Survey of Iran, Northwest management, Tabriz

Received: 7 September 2015

Accepted: 13 December 2015

Abstract

Scoria cone near Khatoon-Bagh, NE of Mahabad in West Azerbaijan province consists of 3 parts: Lower part contain layer of scoria, ash and tephra, middle part consist of volcanic bomb-bearing scoria and finally (upper part) a layer full of bomb. Their composition is mainly olivine basalt. The morphometric data used for morphologic age were either derived by manual measurement on topographic maps and by Digital Elevation Model-based (DEM) calculations. The main parameters of cone such as height, basal and crater diameter have been measured for calculation of H_{co}/W_{co} ratio and average slope angle. The main parameters show that the basal shape of this cinder cone is elliptical and at the crater is super elliptical, therefore can categorize it as horseshoe-shaped cone. The comparison of main parameters from a number of previous studied cinder cones from around the world suggest that dimensions of Khatoon-Bagh cone is similar to global average. Since with the increase in age and degradation of cone, the height, height to diameter and slope angle of cone will decrease, so H_{co}/W_{co} could be used for morphometric ages. According to Wood (1980b) and Sucipta et al. (2006) aging data and Porker (1972)'s relations, the relative age of Khatoon-Bagh cinder cone estimate 0.7-2 Ma which is in agreement with stratigraphic age in geological maps.

Keywords: Age determination, Morphological classification, Quaternary, Cinder cone, Morphometry.

Gold and trace elements distribution in pyrite from the Senjedeh gold deposit Muteh mining district, according to EPMA results

Nourian Ramsheh, Z.¹, Yazdi, M.², Rasa, I.² and Masoudi, F.²

1. Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

Received: 22 May 2015

Accepted: 14 July 2015

Abstract

Muteh district is located in the central part of Sanandaj- Sirjan Zone. It consists of two active mines, including the Chah Khatoon and Senjedeh open pits. Exposed rock units in the area underwent greenschist to lower amphibolite metamorphism. They consist of deformed and metamorphosed volcano-sedimentary and acidic volcanic rocks. Gold mineralization is hosted in metamorphic rocks and pyrite is the most important Au-hosting mineral in the Muteh mining district; therefore, pyrite from the Senjedeh gold deposit was investigated using a combination of ore microscopy, including back-scattered imaging (BSE), and electron probe microanalysis (EPMA) with the aim to investigate gold and trace elements (Se, As, Pb, Bi, Sb, Co, Ag, Te, Zn, Cu, Ni) distribution. Based on our studies, there are two generations of pyrite: medium-grained, anhedral and deformed of first generation of pyrite that is characterized by abundance of microfractures, contains high level of gold (up to 810 ppm) and coarse grained, euhedral of second generation of pyrite, contains low- medium level of gold (bdl- 110 ppm). Results of this study show that there are no systematic differences between the trace element compositions of two generations of pyrite. According to BSE, visible gold is widespread and present as irregular grains of native gold mostly along grain boundaries or filling microfractures of first generation of pyrite. Element mapping indicates that Co is incorporated in pyrite crystal lattice and shows compositional zoning in pyrite grains. Ultramafic, and to a lesser extent, mafic rocks are typically strongly enriched in Co; in contrast, felsic rocks usually contain low Co concentrations. Therefore, high Co concentrations should be a good indicator of a high proportion of mafic to ultramafic over felsic rocks in the fluid source area. Co concentrations in pyrite, possibly linked to mafic/ultramafic metamorphic rocks, provide further evidence for the orogenic gold deposit affinity.

Keywords: EPMA, Pyrite, Gold, Senjedeh, Muteh

Mineral chemistry and petrology of shoshonit gabbroic bodies from the Hashtsar-Leghlan (Hourand-East Azarbaijan)

Ravankhah, A.¹, Moayyed, M.², Hosseinzadeh, M. R.³, Azimzadeh, A. M.⁴, Hassanzadeh, J.⁵ and Amel, N.⁶

1. Assistant Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, University of Mohaghegh Ardabili
2. Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University
3. Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University
4. Assistant Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, University of Zanjan
5. Tectonics Observatory, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, USA
6. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University

Received: 19 December 2015

Accepted: 18 April 2016

Abstract

The gabbroic bodies are outcropped in the East and south-west of Hourand (East of Kaleybar) and in the East Azarbaijan province. The gabbroic body of Leghlan forms frequent sills injected in the Upper Cretaceous-Paleocene flysch deposits. The gabbroic body of Hashtsar along with associated pyroxenite were injected into these deposits. The mineral composition of the gabbroic body of Leghlan is plagioclase, clinopyroxene, potassium feldspar and biotite, and the major minerals of the gabbroic body of Hashtsar includes plagioclase, clinopyroxene and amphibole. Plagioclases in gabbroic body of Hashtsar (anorthite) is more calcic than those in the gabbroic body of Leghlan and show no chemical zoning. The composition of clinopyroxene in both bodies is in the range of diopside and amphiboles in gabbroic body of Hashtsar are pargasite to tschermakite. The parental magmas of these bodies, based on mineral chemistry and composition of clinopyroxene, was shoshonit and the melting occurred at a rate of about 5% of the enriched spinel-garnet lherzolite mantle and with garnet in the residue. The rocks were developed in a volcanic arc setting.

Keywords: Sill, Flysch, Volcanic arc, Gabbro, Hourand.

Occurrence of native copper mineralization within the volcanic host rocks of the Garmabe Paein Cu-Ag volcanogenic massive sulfide deposit, southeast of Shahrood

Tashi, M^{1.}, Mousivand, F^{2.} and Ghasemi, H^{3.}

1. M.Sc of Economic Geology, Shahrood University of Technology

2. Assistant Professor of Economic Geology, Shahrood University of Technology

3. Professor of Petrology, Shahrood University of Technology

Received: 31 August 2015

Accepted: 13 December 2015

Abstract

The Garmabe Paein copper-silver volcanogenic massive sulfide (VMS) deposit is located 290 km southeast of Shahrood and occurred within the Upper Cretaceous volcano-sedimentary sequence in the Sabzevar subzone, north-east of Iran. Native copper mineralization occurred within the Cretaceous volcanic host rocks of the Garmabe Paein deposit including andesite-basalt with amygdaloidal texture, trachyandesite and volcanic breccia, and Paleocene conglomerate, as vein-veinlets and disseminated forms. Geochemical studies indicate that the volcanic rocks have basaltic compositions and calc-alkaline nature, deposited within a back-arc basin. Major wall rock alterations are dominated by chloritic and minor zeolitic mineralization. This study shows that diagenesis and burial process in the host volcano-sedimentary sequence produced relatively hot and brine fluids which leached copper from the volcanic rocks and deposited as native copper under reduced conditions within the Late Cretaceous andesite-basalt and trachyandesite and Paleocene conglomerate. Considering host rock types, mineralogy and alteration, the native copper mineralization in the Garmabe Paein deposit show most similarity with the native copper mineralization in the basaltic rocks (Michigan-type), which occurred slightly after formation of the Garmabe Paein VMS deposit during diagenesis, burial metamorphism and uplift.

Keywords: Garmabe Paein, Volcanogenic massive sulfide, Michigan type, Native copper, Zeolite.

Geochemistry of Salafchegan quartz diorite pluton

Nazari M.¹, Keshtgar Sh.², Kananian, A.³ and Boomeri, M.⁴

1. Ph.D. Student in Geochemistry, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

2. University of Applied sciences and Technology, Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

3. Associate Professor, College of Geology, Faculty of Sciences, University of Tehran, Iran.

4. Associate Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran.

Received: 31 August 2015

Accepted: 13 December 2015

Abstract

The Salafchegan quartz diorite pluton which is located at 45 km southwest of Qom, has intruded sandstone and sandy limestone of the Upper Red Formation as small subvolcanic intrusion. A zigzag pattern of major and trace elements variations in these intrusive rocks, from margin to the center of the pluton, may indicate periodical magma chamber refreshments. These subvolcanic rocks show geochemical calc-alkaline affinity and in the case of aluminum saturation index, they could be classified as meta-aluminous rocks, similar to I type granitoids. These rocks are enriched in LILE, and LREE but depleted in HREE. In addition, they show negative anomalies of Nb and Ti, low Ce/Pb, high Ba/La and Ba/Th ratios associated with high Al content. They illustrate porphyritic texture accompanied by inequilibrium phenocrysts such as zoned plagioclase or reaction rims surrounding hornblende crystals. Based on petrographical studies and geochemical analysis, it could be suggested that the parent magma of these subvolcanic rocks was related to a subduction zone and has emplaced in a magmatic arc.

Keywords: Salafchegan, Quartz diorite, Subvolcanic, Calc-alkaline, Geochemistry.



Vol. 10, No. 40, winter 2017

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

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

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Atresaei, P.

Designer:

Ansari, A.

Published: winter 2017

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: Geology.saminattech.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>