

فهرست

- کانی شناسی و ژئوشیمی گنیس های کمپلکس گل گوهر، جنوب استان کرمان
حسین فاتحی ۱
- منشأ سیال کانه ساز و عوامل مؤثر در ته نشینت طلا در کانسار داشکسن (شمال خاور قروه): شواهد ساختاری، ریزدماسنجی و ایزوتوپ های پایدار O-H
محمد مرادی، زهرا اعلی نیا، ابراهیم طالع فاضل و رضا علیپور ۱۹
- تجزیه و تحلیل فرکنالی پس لرزه های زمین لرزه ۱۳۹۲ گشت - سراوان، شمال شرق مکران
عبدالرضا برتابیان، شجاع انصاری و فریده جهاننده ۳۹
- بررسی شواهد تشکیل دوپلکس ترافشارشی در باختر شاهرود، البرز خاوری
علی راندر و عزیز رحیمی ۴۹
- کانه زایی طلای اپی ترمال با سنگ میزبان کربناتی کاوند، جنوب غرب زنجان
نادیا پرتاک و مسعود علی پوراصل ۶۳
- اثر بارش و لیتولوژی در خصوصیات هیدروشیمیایی چشمه های کارستی استان خراسان شمالی
فاطمه باقری، غلامحسین کریمی، رحیم باقری و جواد مشکینی ۸۹
- نقش کنترل کننده های ساختاری در هیدروژئوشیمی چشمه های تراورتن ساز منطقه آذرشهر، شمال غرب ایران
کریم تقی پور، محمد مهدی خطیب، محمود رضا صیبات، عبدالرضا واعظی هیر و اسماعیل شیبانیان ۱۰۵
- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر در زون زاگرس، شمال غرب ایران و مقایسه آن با سنگ های معادل از مجموعه افیولیتی زاگرس عراق
مریم بزدانی ۱۲۳

Contents

- Mineralogy and geochemistry of gneisses from the Gol-e-Gohar complex, south of Kerman province
Fatchi, H. 139
- Ore-forming fluid source and effective parameters in the gold deposition at the Dashkasan deposit (NE Qorveh): structure, microthermometry and O-H stable isotopic evidences
Moradi, M., Alaminia, Z., Tale Fazel, E. and Alipoor, R. 140
- Fractal analysis of the aftershocks of the 2013 Gosht-Saravan (M.7.8) earthquake, NE Makran
Partabian, A.R., Ansari, S. and Jahandideh, F. 141
- Evidence for development of transpressional duplex in the west of Shahrud-eastern Alborz
Radfar, A. and Rahimi, A. 142
- The carbonate hosted epithermal gold mineralization in the Kavand, Southwest of Zanjan
Partak, N. and Alipoor-Asll, M. 143
- The effect of precipitation and lithology on hydrochemical characteristics of the Karstic Springs in North Khorasan Province
Bagheri, F., Karami, Gh.H., Bagheri, R. and Meshkini, J. 144
- Structural controls on the hydrogeochemistry of Azarshahr travertine springs, NW Iran
Taghipour, K., Khatib, M. M., Heyhata, M.R., Vaezihir, A.R. and Shabanian, E. 145
- Petrology and geochemistry of basic rocks of the Piranshahr Ophiolitic complex in Zagros belt (NW Iran), compared with the similar rocks from Iraqi Zagros ophiolitic complex
Yazdani, M. 146



سال ۱۳، شماره ۵۲، زمستان ۱۳۹۸

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، استاد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر سید کاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد 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:

مینا خطیبی مهر

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعثت

تاریخ انتشار: زمستان ۱۳۹۸

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: journal.rias.ac.ir

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

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

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

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>

راهنمای نگارش مقالات

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

- متن مقاله باید با فاصله سطر ۱ cm و با رعایت حاشیه ۳ سانتی‌متر از لبه‌ها و قلم فارسی B Nazanin ۱۳ و انگلیسی Times New Roman ۱۱، در نرم‌افزار Word تایپ و تصاویر در فولدر جداگانه با فرمت Jpeg یا Tiff به نشانی zaminshenasiiran@yahoo.com 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.

کانی‌شناسی و ژئوشیمی گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر، جنوب استان کرمان

حسین فاتحی^(۱)

۱. دکترای پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۲/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۶/۲۴

چکیده

گنیس‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر در جنوب استان کرمان و در جنوب شرق زون دگرگونی سندرچ-سیرجان با پروتولیت گرانیتوئیدی درجاتی از رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت زیرین را در اثر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین تحمل کرده‌اند. آن‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی فلدسپات پتاسیم، پلاوکلاز، بیوتیت، کوارتز و گارنت می‌باشند و آپاتیت، ایلمنیت، اسفن، کلریت و موسکویت نیز از فازهای فرعی موجود در آن‌ها می‌باشند. محاسبات ژئوترموبارومتری دمای ۶۰۰ تا ۶۱۰ درجه سانتی‌گراد همراه با فشار ۸ تا ۱۰ کیلو بار را برای دگرگون شدن آن‌ها نشان می‌دهد که منطبق بر رخساره آمفیبولیت زیرین می‌باشد. غنی‌شدگی جزئی عناصر LREE نسبت به HREE و عدم تهی‌شدگی نمونه‌ها از HREE، مقادیر Yb_N بزرگ‌تر از ۱۰ (متوسط ۱۲/۷۰) همراه با ماهیت قلبی‌ماگمای اولیه، نشانگر ماهیت پوسته‌ای فاقد گارنت درون صفحه‌ای برای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد. ضمن اینکه فرآیندهای دگرگونی به آن‌ها ماهیت گنیس بخشیده ولی آثار ویژگی‌های سنگ آذرین اولیه قابل تشخیص است. این جایگاه با محیط کشتی‌کافتی حاکم بر بخش جنوبی زون سندرچ-سیرجان در پالئوزوئیک زیرین در مراحل آغازین تشکیل و گسترش تیتیس کهن سازگار است.

واژه‌های کلیدی: گنیس، کمپلکس گل‌گوهر، استان کرمان، زون سندرچ-سیرجان.

مقدمه

سن پالئوزوئیک زیرین (کامبرین) (Sabzehei et al., 1997) هستند. این کمپلکس شامل واحدهای سنگ‌شناسی اسلیت، فیلیت، میکا شیبست، توده‌های نفوذی اسیدی دگرگون شده (گنیس)، آمفیبولیت (جریان‌ات‌گدازه‌ای بازیک دگرگون شده و توده‌های نفوذی بازیک دگرگون شده) و کوارتزیت است که هم‌ارز سازند لالون در البرز مرکزی (شمال ایران) می‌باشند. بر روی این واحدها کمپلکس دگرگونی روتشون قرار گرفته است. این کمپلکس مربوط به پالئوزوئیک زیرین (اردویسین) است و شامل واحدهای سنگ‌شناسی متادولومیت، شیبست

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در زون دگرگونی سندرچ-سیرجان، در استان کرمان و در جنوب غرب شهرستان بافت قرار دارد و از سه کمپلکس دگرگونی عمده‌ی گل‌گوهر، روتشون و خبر تشکیل شده و در اثر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین دگرگون و دگرشکل شده است (Sabzehei et al., 1997) (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحدها مربوط به کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر با

* نویسنده مرتبط: hoseinfatehi61@gmail.com

(گنیس) در زون دگرگونی سندنج-سیرجان جنوبی سبب شده تا مطالعات پترولوژی چندانی در مورد ماهیت ماگمائی و کانی‌شناسی آن‌ها صورت نگیرد و تاکنون مطالعات پترولوژی-کانی‌شناسی در مورد گنیس‌های مورد مطالعه صورت نگرفته است. بنابراین ارزیابی ماهیت ماگماتیسیم پالئوزوئیک در این ناحیه به همراه مطالعات کانی‌شناسی، ژئوشیمی و دما و فشار تشکیل دگرگونی‌های حاکم بر کمپلکس گل‌گوهر اهمیت ویژه‌ای دارد که در این مقاله بررسی شده است.

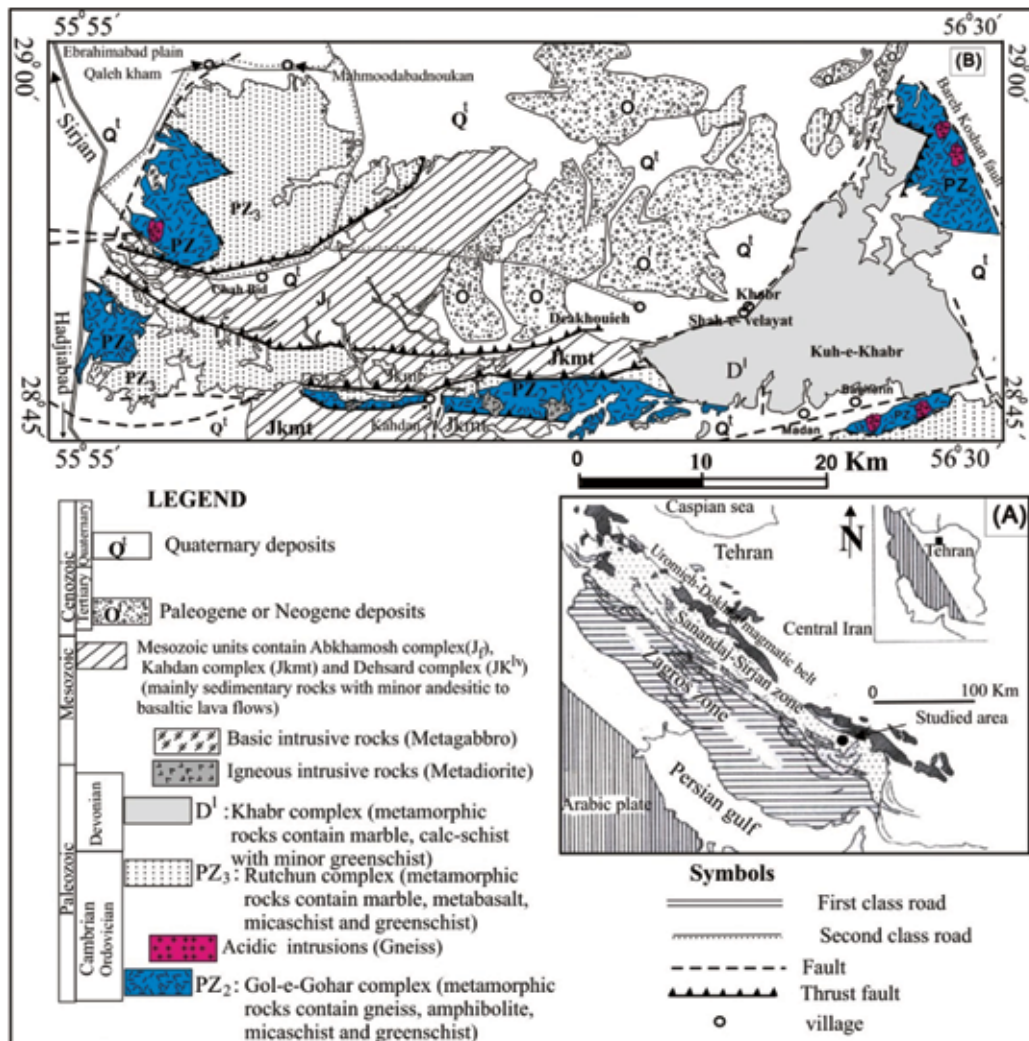
روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی، تعداد ۶۰ مقطع نازک از رخنمون‌های مختلف گنیس‌ها، تهیه و مطالعات سنگ‌نگاری، بررسی روابط پتروفابریکی و شناسایی فازهای دگرگونی و دگرشکلی بر روی آن‌ها انجام گرفت. سپس تعداد ۳ نمونه از گنیس‌های مورد مطالعه برای آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شد و مورد آنالیز قرار گرفتند. مقدار ۰/۲ گرم از هر نمونه با لیتیم متابرات ذوب و سپس با اسید نیتریک (HNO_3) حل شد. سپس با استفاده از این محلول، عناصر اصلی به روش ICP-AES (ME-ICP-06) و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS (ME-MS81) با حد آشکارسازی ۰/۱ بخش در میلیون (PPM) آنالیز شدند.

همچنین جهت بررسی کانی‌شناسی و محاسبات ژئوترموبارومتری، تعداد ۲ نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند، به‌وسیله دستگاه الکترون میکروپروب JEOL-JX 8600 M با شرایط ولتاژ ۱۵ kV و جریان الکتریکی ۲۰ nA در دانشگاه یامگاتای ژاپن مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. در این مقاطع از کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و کانی‌های کدر تجزیه شیمیایی به آمد. از مواد استاندارد سیلیکاته مانند آلبیت برای عنصر سدیم، ولاستونیت برای کلسیم، آلکالی فلدسپار برای عناصر پتاسیم، کروندوم برای آلومینیوم، انستاتیت برای منیزیم، فیالیت برای آهن و منگنز و آپاتیت برای فسفر استفاده شده است. زمان تجزیه هر نقطه بسته به نوع کانی و عناصر مورد نیاز برای تجزیه از ۳۰ ثانیه تا ۵ دقیقه متغیر بود. همچنین حد آشکارسازی عناصر آنالیز شده بین ۰/۲ تا

سبز، میکا شیست و کمی آمفیبولیت است و هم ارز سازند میلا در البرز مرکزی می‌باشد (Sabzehei et al., 1997). در بسیاری از نقاط بر روی واحدهای کمپلکس روتشون، مجموعه‌ای از مرمهرهای دولومیتی-کلسیتی، کالک شیست‌ها، اسلیت‌ها و فیلیت‌ها که سن آن‌ها از دونین میانی تا کربونifer زیرین است، قرار دارند که به نام کمپلکس خبر نام‌گذاری شده‌اند. همچنین واحدهای مزوزوئیک که شامل شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و جریانات گدازه‌ی آندزیتی و بازالتی با سن ژوراسیک زیرین-کرتاسه بالایی می‌باشند به همراه واحدهای رسوبی سنوزوئیک در بخش‌های شمالی و مرکزی منطقه دیده می‌شوند.

واحدهای سنگی در کمپلکس‌های گل‌گوهر، روتشون و خبر تحت تاثیر دگرگونی رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت میانی قرار گرفته‌اند، به‌طوری‌که درجه دگرگونی از کمپلکس گل‌گوهر (آمفیبولیت میانی) به سمت کمپلکس خبر (شیست سبز) کاهش می‌یابد. از جمله مطالعات انجام شده بر روی بخش جنوبی زون سندنج-سیرجان می‌توان به مطالعات Sabzehei و همکاران (۱۹۹۷)، اشاره کرد. ایشان در گزارش کلی خود، سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه را اجزای یک محیط رسوبی دانسته که در دوره زمانی پالئوزوئیک زیرین تا اوایل مزوزوئیک تشکیل شده‌اند. به‌طوری‌که این محیط‌ها، هم‌زمان دارای یکسری فعالیت‌های ماگمائی نیز بوده‌اند. سپس تحت تاثیر یک دگرگونی ایستایی قرار گرفته و در پی آن در طی فاز سیمیرین پیشین دگرگونی اصلی رخ داده است. همچنین شفیعی بافتی (۱۳۷۹)، نیز به بررسی تکوین ساختاری و تکتونیکی سنگ‌های پالئوزوئیک کمر بند سندنج-سیرجان در منطقه خبر پرداخته است. نامبرده، دگرگونی نهشته‌های پالئوزوئیک را مربوط به سیمیرین آغازی می‌داند و بیان می‌کند که تاثیر رژیم زمین ساختی کششی در سیمیرین میانی و عملکرد کوهزائی لارامید به‌عنوان شروع رژیم فشارشی همگی در این منطقه دیده می‌شود. همچنین فاتحی و احمدی‌پور (۱۳۹۶)، محیط زمین‌شناسی سنگ مادر مجموعه‌های گل‌گوهر، روتشون و خبر را یک محیط کم‌عمق و آشفته درون قاره‌ای می‌داند که در زمان پالئوزوئیک زیرین حاکم بوده است. وسعت و حجم کم سنگ‌های آذرین اسیدی دگرگون شده



شکل ۱. (A) نقشه زمین‌شناسی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن (Mohajjel and Fergusson, 2000)، (B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده‌ای از منطقه، بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خیر، نقل از Sabzehei و همکاران (۱۹۹۷) با تغییرات

و کوارتز در آن‌ها قابل تشخیص می‌باشند. جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها به صورت نوارهای تیره غنی از بیوتیت و نوارهای روشن غنی از کوارتز و فلدسپات بافت نواری را در آن‌ها به نمایش می‌گذارد (شکل ۲؛ B). همچنین در بعضی نمونه‌ها، بلورهای فلدسپات به صورت چشم یا عدسی‌های درشت در متن سنگ دیده می‌شوند، که به سنگ ظاهری لکه مانند داده‌اند. در جنوب روستای باقرین و شمال روستای حصاروئیه گنیس‌ها حاوی درشت بلورهایی از گارنت، بیوتیت، کوارتز و فلدسپات می‌باشند (شکل ۲؛ C). گارنت‌ها به رنگ قهوه‌ای و با حداکثر اندازه ۷ میلی‌متر در متن سنگ قابل مشاهده‌اند و اطراف آن‌ها را بلورهایی از فلدسپات فرا می‌گیرد. با توجه به بررسی‌های صحرایی گنیس‌ها و وجود فلدسپات‌های

۰/۰۹ درصد می‌باشد. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم نمودارها از نرم‌افزار Mineral structural formula Spreadsheet استفاده شده است. در این نوشتار، اختصارات کانی‌شناسی از Whitney and Evans (2010) می‌باشند.

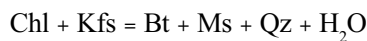
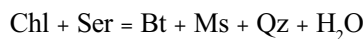
سنگ‌شناسی

سنگ‌های آذرین اسیدی دگرگون شده (گنیس) به رنگ سفید تا خاکستری روشن و به صورت آپوفیز مانند و با حجم کم (با مساحت حداکثر ۱۰۰ متر مربع) در جنوب روستای قلعه خم، جنوب روستای باقرین و شمال شرق روستای خیر رخنمون دارند. این سنگ‌ها به صورت توده‌ای (شکل ۲؛ A) دیده می‌شوند و در نمونه دستی، بلورهای بیوتیت، فلدسپات

بیشتر شکستگی‌های موجود در بلورهای فلدسپات پتاسیم در سنگ‌های مورد مطالعه از نوع I است و اغلب توسط کانی‌های ریز کوارتز پر شده‌اند. سطوح شکستگی بلورهای فلدسپات مجاور در یک سنگ غالباً با هم موازی نیست و این می‌تواند به دلیل چرخش بلورهای فلدسپات پتاسیم در طی دگرگونی باشد. بلورهای پلاژیوکلاز نیز مانند بلورهای فلدسپات آلکالن دچار شکستگی شده و ماکل‌های مخروطی یا دگرشکلی همراه با خمیدگی آن‌ها دیده می‌شوند.

بلورهای کوارتز با دو اندازه درشت و ریز (تا ۶ میلی‌متر) فضای ما بین کانی‌ها را پر می‌کنند، در بلورهای ریز، مرزها منحنی شکل و خمیده هستند، خاموشی موجی نشان داده و نقش تبلور مجدد دینامیک را در تشکیل این بلورها نشان می‌دهد. در بعضی نقاط، بلورهای کوارتز در حال رشد به داخل بلورهای فلدسپات پتاسیم می‌باشند و اشکال تبلور مجدد متورم شدن را نشان می‌دهند. بسیاری از دانه‌های ریز کوارتز به صورت سایه فشاری در اطراف پورفایروبلاست‌های فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شوند. در بین این نیز مقدار کمی ریز بلور کلریت قابل مشاهده است.

در چنین نمونه‌هایی به توجه به وجود بلورهای فلدسپات اولیه سنگ مادر و از طرفی تیغه‌های ریز موسکویت، درون بلورهای فلدسپات می‌توان، واکنش‌های پیوسته آزدایی زیر را پیشنهاد کرد (Winkler, 2011; Norlander et al., 2010; Li Li et al., 2002).

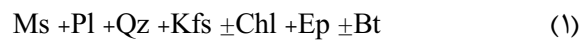


سنگ‌هایی با پاراژنز (۲) در شمال شرق روستای خبر و جنوب روستای قلعه خم مشاهده می‌شوند. در این پاراژنز، کانی‌های حاصل از دگرگونی در سنگ شکل گرفته‌اند. این سنگ‌ها از کانی‌های فلدسپات پتاسیم (۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۰ درصد)، بیوتیت (۱۵ درصد)، کوارتز (۲۰ درصد) و اسفن و کانی‌های کدر (۰ تا ۲ درصد) تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۳). بعضی از این سنگ‌ها در مناطق برشی به شکل میلیونیت درآمده‌اند. در این میلیونیت‌ها، بلورهای فلدسپات پتاسیم (تا ۷ میلی‌متر) به رنگ خاکستری با سطوح کاملاً مشخص،

درشت در آن‌ها، احتمالاً سنگ مادر این نمونه‌ها، ترکیبات گرانیتوئیدی می‌باشد.

در مقاطع نازک، پاراژنز کانیایی این سنگ‌ها را می‌توان به ترتیب افزایش درجه دگرگونی به صورت زیر بیان کرد.

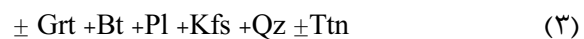
رخساره شیست سبز



رخساره اپیدوت آمفیبولیت



رخساره آمفیبولیت زیرین



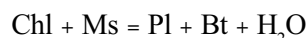
گنیس‌ها با پاراژنز (۱) سنگ‌هایی با درجه دگرگونی پایین می‌باشند که در بعضی نمونه‌ها می‌توان آثار کانی‌شناسی اولیه سنگ مادر را مشاهده کرد. این سنگ‌ها رخنمون کمی در منطقه داشته و بیشتر در جنوب روستای دیخوئی رخنمون دارند.

سنگ‌ها در مقاطع نازک از کانی‌های فلدسپات آلکالن باقی مانده از سنگ مادر (۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز باقی مانده از سنگ مادر (۲۵ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، موسکویت (۵ تا ۱۰ درصد)، بیوتیت باقی مانده از سنگ مادر (۰ تا ۵ درصد) و کلریت و اپیدوت (۰ تا ۱۰ درصد) تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۳). بلورهای فلدسپات پتاسیم به شکل پرتیتی، ارتوز و میکروکلین می‌باشند. این بلورها در حال تبدیل شدن به ریزبلورهای موسکویت هستند، به طوری که در داخل بلورهای فلدسپات پتاسیم، تیغه‌های ریز موسکویت به فراوانی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳). در بعضی نمونه‌ها، درشت بلورهای فلدسپات پتاسیم در متن سنگ می‌شوند که جهت‌دار می‌باشند، در دو انتهای خود به بلورهای ریز تبلور مجدد یافته ختم می‌شوند و اطراف آن‌ها را ریزبلورهای کوارتز و کلریت می‌پوشانند، زیرا بلورهای سخت ارتوز در دماهای پایین، کمتر تغییر شکل پلاستیک پیدا می‌کنند (Searle and Godin, 2003). شکستگی‌های موجود در بلور فلدسپات پتاسیم، عموماً به دو شکل دیده می‌شوند. شکستگی‌های نوع I که سراسر بلور فلدسپات آلکالن را قطع کرده‌اند، در حالی که شکستگی‌های نوع II، شکستگی‌های داخل بلور هستند. بررسی نمونه‌ها نشان می‌دهد که

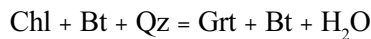
توسط تیغه‌های بیوتیت احاطه شده‌اند. بعضی نمونه‌ها، تحت تاثیر دگرشکلی و نیروهای برشی، قرار گرفته و بلورهای فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز، به صورت پورفیروکلاست‌های پوششی قابل مشاهده هستند که اطراف آن‌ها را ریزبلورهای از کوارتز احاطه کرده‌اند، البته کانی‌های دیگر موجود در این نمونه‌ها نیز در جهت نیروهای وارده جهت‌یابی پیدا کرده‌اند. این خصوصیات از مشخصات بارز زون‌های میلوئیتی منطقه می‌باشد که در دیگر واحدهای سنگی، اعم از رسوبی و بازی دگرگون شده نیز دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز (تا طول ۵ میلی‌متر) از نوع الیگوکلاز تا آندزین بوده و به رنگ سفید تا خاکستری با ماکل‌های پلی سنتتیک ضخیم (با انتهای پلکانی) و ماکل‌های دو قلوئی خمیده و دگرشکل یافته، به صورت چشمی قابل مشاهده می‌باشند. پورفیروکلاست‌های بیوتیت نسبت به پارازن‌های قبلی، کمی درشت‌تر شده و در زمینه و یا در اطراف پورفیروکلاست‌ها دیده می‌شوند.

در گنیس‌های موجود در جنوب روستای باقرین و شمال شرق روستای خبر پورفیروکلاست‌هایی از گارنت (تا قطر ۱ سانتی‌متر) با سطوح شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ دیده می‌شوند و شامل دو گروه می‌باشند. عده‌ای از آن‌ها هم‌زمان با شیسستوزیته اصلی به وجود آمده‌اند (شکل ۳-E). اما گروه دیگر پست تکتونیک می‌باشند و بخش مرکزی این پورفیروکلاست‌ها، حاوی ادخال‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت (فازهای شرکت کرده در واکنش تشکیل گارنت) با جهت‌یابی مستقیم و متفاوت نسبت به شیسستوزیته اصلی و بخش حاشیه‌ای آن‌ها که صاف و شکل‌دار است، دارای ادخال کمتر و یا فاقد ادخال می‌باشد. همچنین این پورفیروکلاست‌ها فاقد سایه فشاری و کلاه‌واتنشی هستند که می‌تواند به دلیل پست تکتونیک بودن آنها باشد. ویژگی‌های بافتی این پورفیروکلاست‌ها نشان‌دهنده دو مرحله رشد می‌باشد. در مرحله اول، گارنت بر روی شیسستوزیته قبلی رشد کرده و بخش مرکزی آن ایجاد شده و در مرحله دوم که پس از تکتونیک می‌باشد، بخش حاشیه‌ای گارنت، پس از شیسستوزیته اصلی رشد کرده است (شکل ۳-F). تشکیل گارنت در گنیس‌هایی با منشا آذرین می‌تواند به دلیل بالابودن میزان آلومینیوم سنگ، منشا

هم به صورت چشمی و هم به صورت لکه‌ای در متن سنگ قابل تشخیص بوده و از نوع ارتوز و میکروکلین (با ماکل مشبک) می‌باشند. اطراف این پورفیروکلاست‌ها را ریزبلورهای کوارتز و بیوتیت احاطه کرده‌اند و با جهت‌یابی ترجیحی واضح، شیسستوزیته حاصل از برشی شدن را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد. بلورهای پلاژیوکلاز (تا طول ۳ میلی‌متر) از نوع آلبیت بوده و همانند پورفیروکلاست‌های فلدسپات پتاسیم به دو صورت چشمی و لکه‌ای قابل مشاهده هستند. در این بلورها، ماکل‌های پلی سنتتیک و دگرشکلی همراه با خمیدگی دیده می‌شود. همچنین بلورهایی از تورمالین با رنگ سبز پررنگ و سطوح شکل‌دار در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود. در این پارازن، نوارهایی از کانی‌های تیره (بیوتیت و اکسید آهن) و روشن (کوارتز و فلدسپات) بافت نواری را در بعضی نمونه‌ها به وجود آورده است. این گنیس‌ها در مناطق برشی به میلوئیت تبدیل شده و وجود درشت بلورهایی از فلدسپات در زمینه ریزدانه میلوئیتی شده بافت چشمی را نشان می‌دهند. همچنین ساختارهای S-C و C، همراه با وجود بلورهای ریزدانه در اطراف درشت بلورهای فلدسپات و زمینه سنگ، نشانه‌هایی از پدیده میلوئیتی شدن می‌باشند. همراهی بلورهای بیوتیت و فلدسپات در این پارازن واکنش پیوسته آبدایی زیر را پیشنهاد می‌کند (Bucher and Grapes, 2011).

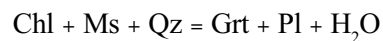


سنگ‌هایی با پارازن (۳) بیشتر در جنوب روستای باقرین، شمال شرق روستای خبر و جنوب روستای قلعه خم گسترش دارند و در نمونه دستی آن‌ها، می‌توان چشم‌هایی از فلدسپات پتاسیم به رنگ صورتی را مشاهده کرد. در زیر میکروسکوپ، ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل فلدسپات پتاسیم (۳۰ تا ۳۵ درصد)، گارنت (۰ تا ۱۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۰ درصد)، بیوتیت (۲۰ درصد)، کوارتز (۲۰ درصد) و اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر (۰ تا ۵ درصد) می‌باشد (شکل ۳-D). در این نمونه‌ها، پورفیروکلاست‌های فلدسپات پتاسیم (ارتوز) به رنگ خاکستری (تا ۷ میلی‌متر)، هم به صورت خودشکل و هم به صورت چشم‌هایی دیده می‌شوند که از دو انتها، توسط ریزبلورهای کوارتز و از طرفین،

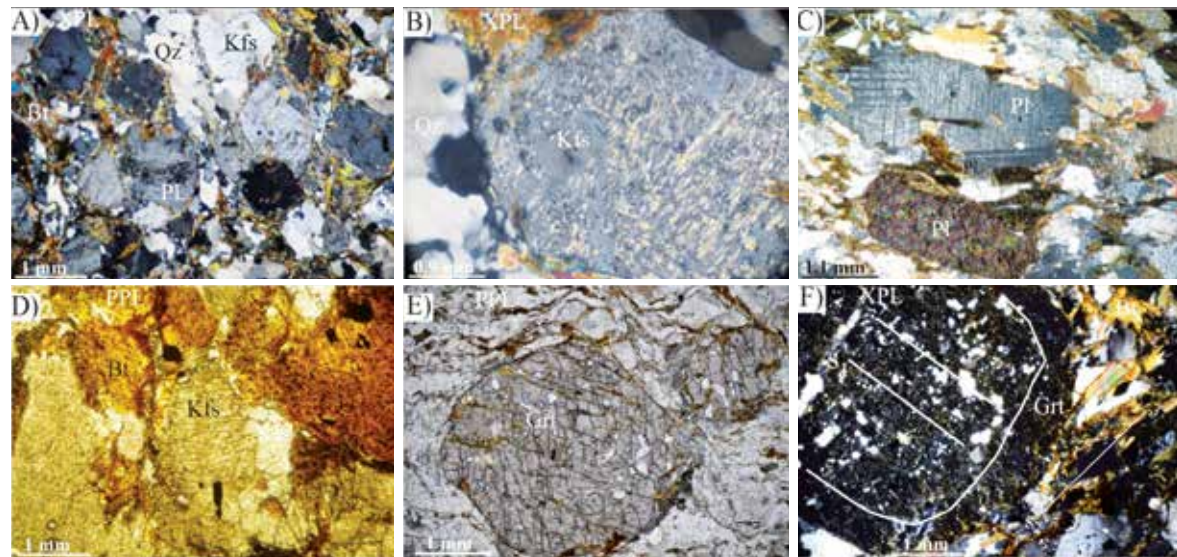


در گنیس‌های میلونیتی شده، دگرشکلی و نیروهای برشی باعث ایجاد اشکال ماهی شکل در میکاها شده و ریزبلورهای کوارتز دارای مرزهای منحنی شکل و خاموشی موجی بوده و در مواردی در حال رشد و فرورفتن به داخل کوارتزهای مجاور هستند. در بعضی نمونه‌ها، ریزبلورهای کوارتز، تحت پدیده تبلور مجدد، به درشت‌بلورهایی از کوارتز با سطوح مستقیم و مرزهایی سه‌گانه (زاویه ۱۲۰ درجه) تبدیل شده‌اند. بعضی از این بلورها، مرز ریزدانه را نشان می‌دهند. بافت‌های نواری، چشمی و گرانولیدوبلاستیک در این نمونه‌ها دیده می‌شود.

پوسته‌های گرانیتوئیدها و احتمالاً آلیش پوسته‌ای آن‌ها باشد (Turkina and Sukhorukov, 2017; Fu-Yuan et al., 2004). به‌رحال به نظر می‌رسد دلیل تشکیل گارنت‌ها در این توده گنیسی به علت منشا پوسته‌ای این سنگ‌ها و بالا بودن میزان Al در آن‌ها باشد. پاراژنز (۳) با گردهمایی کانیایی گارنت، بیوتیت، فلدسپات و کوارتز، شرایط اوج دگرگونی را در گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر نشان می‌دهد. بنابراین می‌توان واکنش‌های پیوسته آزدایی زیر را برای این پاراژنز پیشنهاد کرد (Bucher and Frey, 2002).



شکل ۲. (A) برونزد گنیس‌ها درون واحدهای سنگی کمپلکس گل‌گوهر، (B) جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها و ایجاد بافت نواری در گنیس‌ها، (C) درشت بلورهای گارنت در گنیس‌ها



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر. (A) گنیس‌ها با پاراژنز (۱)، در این نمونه‌ها به علت ضعیف بودن درجات دگرگونی، بافت و کانی‌های اولیه سنگ مادر قابل تشخیص هستند. پورفیروکلاست‌های فلدسپات پتاسیم در اثر فشار و دمای ناشی از دگرگونی در حال تبدیل شدن به ریزبلورهای موسکویت هستند، (B) تیغه‌های ریز موسکویت درون بلور فلدسپات پتاسیم در گنیس‌ها، (C) تصاویری از گنیس‌ها با پاراژنز (۲)، پورفیروبلاست‌های پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت و کوارتز همراه با ریزبلورهایی از اسفن و ایلمنیت کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ می‌باشند، (D) تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌ها با پاراژنز (۳)؛ پورفیروبلاست‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم در متن سنگ قابل مشاهده‌اند؛ (E) بلورهای گارنت هم‌زمان با شیشتوزیته در گنیس‌ها، (F) قسمت مرکزی پورفیروبلاست‌های گارنت حاوی ادخال‌های کوارتز و پلاژیوکلاز با جهت‌یابی متفاوت نسبت به شیشتوزیته اصلی و بخش حاشیه‌ای آن‌ها دارای ادخال کمتر و فاقد سایه فشاری و کلاه وانتشی می‌باشند. ویژگی‌های بافتی این پورفیروبلاست‌ها نشان‌دهنده رشد آن‌ها بر روی شیشتوزیته قبلی (بخش مرکزی گارنت) و رشد پست تکتونیک نسبت به شیشتوزیته اصلی (بخش حاشیه‌ای گارنت) می‌باشد

مرکز به سمت حاشیه گارنت‌های مرحله اول (شکل ۴-B)، مقادیر سازنده‌های آلماندن و X_{Fe} کاهش و مقدار سازنده X_{Ppp} افزایش می‌یابد، اما در خارجی‌ترین بخش حاشیه گارنت‌های مرحله اول، مقدار سازنده‌های آلماندن و X_{Fe} افزایش و مقدار سازنده X_{Ppp} کاهش کمی را نشان می‌دهد که می‌تواند به علت دگرسانی باشد که حاشیه گارنت را تحت تاثیر قرار داده است (Winkler, 2011).

رشد مرحله دوم گارنت: در این مرحله بلورهای گارنت رشد مجدد یافته و بخش حاشیه‌ای آن‌ها بر روی شیسستوزیته اصلی رشد کرده‌اند. ترکیب شیمیایی این بخش از گارنت‌ها به صورت $X_{Grs}=0.071$ ، $X_{Ppp}=0.212$ ، $X_{Alm}=0.691$ ، $X_{Spess}=0.026$ و $X_{Fe}=0.768$ است و فرمول شیمیایی آن‌ها به صورت $(Fe^{3+}_{0.032} Ca_{0.211} Mg_{0.630} Mn_{0.078} Fe^{2+}_{2.057} O_{12})$ می‌باشد. در پروفیل‌های ترکیبی مربوط به مرحله دوم رشد گارنت‌ها، به سمت حاشیه بلور (شکل ۴-B)، مقادیر X_{Alm} و X_{Fe} کاهش و مقدار X_{Ppp} افزایش می‌یابد. تغییر در مقادیر X_{Alm} ، X_{Fe} و X_{Ppp} نشان‌دهنده رشد دو مرحله‌ای آن‌ها و مطابق با مطالعات میکروسکوپی می‌باشد. همچنین در این پروفیل‌ها، مقادیر سازنده‌های اسپسارتین و گروسولار تقریباً ثابت می‌باشد و تغییراتی را نشان نمی‌دهند. منطقه‌بندی در این گارنت‌ها، هم به صورت منطقه‌بندی آشکار (فیزیکی) در مقاطع میکروسکوپی و هم به صورت منطقه‌بندی پنهان (شیمیایی) در ترکیب شیمیایی و پروفیل‌های ترکیبی رسم شده، مشخص می‌باشد.

شیمی ایلمنیت

ایلمنیت از فازهای کدری می‌باشد که همراه با بلورهای اسفن، مگنتیت و روتیل در ترکیب کانی‌شناسی گنیس‌های منطقه دیده می‌شود. در ترکیب شیمیایی ایلمنیت: TiO_2 50.99 و $FeO:46.61$ درصد وزنی می‌باشد (جدول ۱). بلورهای ایلمنیت و اسفن در گنیس‌های مورد مطالعه به صورت بلورهای کشیده شکل‌دار تا بی‌شکل در کنار بیوتیت‌ها دیده می‌شوند و احتمالاً در اثر انتشار کاتیونی TiO_2 از این بلورها، تشکیل شده‌اند و نشان‌دهنده فوگاسیته اکسیژن متوسط تا بالا در گنیس‌ها می‌باشند (Berger et al., 2005).

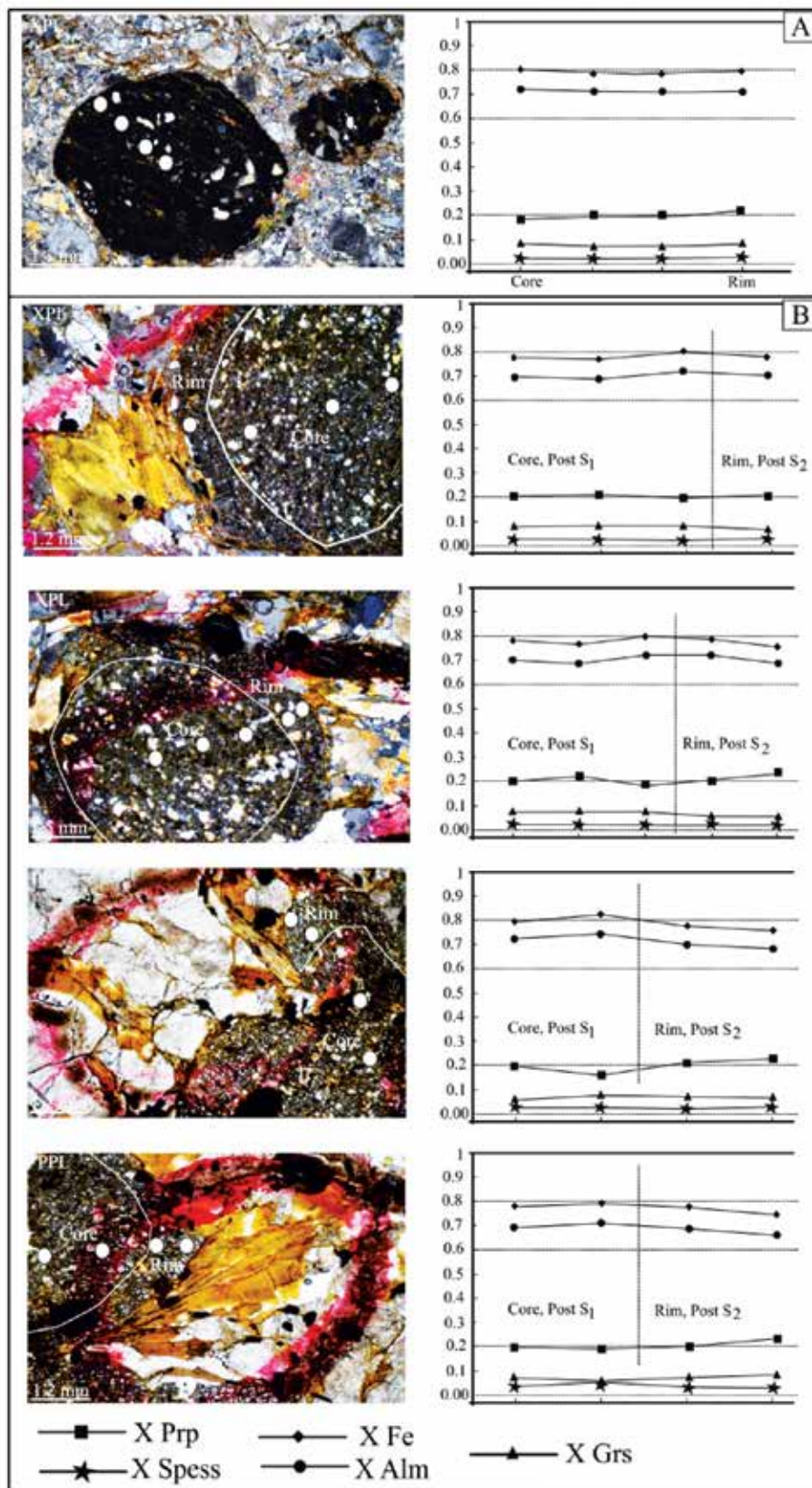
شیمی کانی‌ها

شیمی گارنت

بلورهای گارنت موجود در گنیس‌ها دو گروه می‌باشند. گروهی از گارنت‌ها هم‌زمان با شیسستوزیته اصلی رشد کرده‌اند اما گروه دیگر از گارنت‌ها دارای دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای می‌باشند که بخش مرکزی بلور، بر روی شیسستوزیته قبلی و بخش حاشیه‌ای آن بر روی شیسستوزیته اصلی رشد کرده‌اند. محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن انجام شده و جهت تفکیک Fe^{3+} از Fe^{2+} از معادله Droop (1987) استفاده شده است. ترکیب شیمیایی گارنت‌ها حاکی از تعلق آن‌ها به سری پیرالسپیت (اسپسارتین-آلماندن-پیروپ) دارد (جدول ۱).

رشد گارنت‌های هم‌زمان با شیسستوزیته: ترکیب شیمیایی این نسل از گارنت‌ها به صورت $X_{Alm}=0.685$ ، $X_{Ppp}=0.201$ ، $X_{Grs}=0.069$ ، $X_{Spess}=0.013$ و $X_{Fe}=0.767$ است و فرمول شیمیایی آن‌ها به صورت $(Fe^{3+}_{0.013} Ca_{0.201} Mn_{0.065} Mg_{0.564} Fe^{2+}_{2.084} O_{12})$ می‌باشد. در پروفیل‌های رسم شده از مرکز به سمت حاشیه (شکل ۴-A) مقادیر سازنده‌های آلماندن و X_{Fe} کاهش و مقدار سازنده X_{Ppp} افزایش می‌یابد. افزایش کلی سازنده‌های X_{Ppp} و کاهش X_{Alm} ، X_{Fe} و X_{Spess} از مرکز به سمت حاشیه، نشانگر آن است که رشد گارنت‌ها در اثر پدیده رشد بلوری، افزایش درجه دگرگونی و تفریق عناصر در طی دگرگونی رخ داده است (Qian et al., 2013; Hwang et al., 2001). همچنین پایین بودن محتوای گروسولار گارنت‌ها و عدم تغییرات آن همراه با عدم تغییر عنصر Al از مرکز به سمت حاشیه گارنت و نبود سازنده آندرادیت در گارنت‌ها نشان از یک سیستم بسته در طی تبلور دارد (Ganguly and Tirone, 2002).

رشد مرحله اول گارنت: در این مرحله، بلورهای گارنت (بخش مرکزی بلور) بر روی شیسستوزیته قبلی رشد کرده‌اند. ترکیب شیمیایی این نسل از گارنت‌ها به صورت $X_{Alm}=0.705$ ، $X_{Ppp}=0.193$ ، $X_{Grs}=0.075$ ، $X_{Spess}=0.014$ و $X_{Fe}=0.786$ است و فرمول شیمیایی آن‌ها را می‌توان به صورت $(Fe^{3+}_{0.011} Ca_{0.224} Mn_{0.079} Mg_{0.576} Fe^{2+}_{2.105} O_{12})$ نوشت. در پروفیل‌های رسم شده از



شکل ۴. A) در پروفیل‌های ترکیبی، از مرکز به سمت حاشیه گارنت‌های هم‌زمان با شیستوزیته، مقادیر سازنده‌های آلماندن و X_{Fe} کاهش و مقدار سازنده X_{Prp} افزایش می‌یابد، B) تغییرات در مقادیر X_{Alm} ، X_{Fe} و X_{Prp} نشان‌دهنده رشد دو مرحله‌ای گارنت‌ها می‌باشد، علائم اختصاری X_{Prp} = Pyrope proportion و X_{Fe} = $Fe/(Fe+Mg^{2+})$ ، X_{Alm} = Almandine proportion می‌باشند

جدول ۱. آنالیزهای شیمیایی میکروپروب بلورهای گارنت و ایلمنیت موجود در گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر

complex		Gol-e-Gohar											
Rock Type		Gneiss											
Mineral	Garnet								Mineral	Ilmenite			
	Point	2	2	2	3	3	3	4		4	Point	1-c	1-d
Part	C, P S1	C, P S1	R, P S2	C, P S1	C, P S1	C, P S1	Syn-S	Syn-S	SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO ₂	39.12	38.57	38.49	38.77	38.21	38.76	38.87	37.87	TiO ₂	50.76	50.61	51.62	50.99
TiO ₂	0.04	0.07	0.03	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	Al ₂ O ₃	0.03	0.01	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	21.93	21.91	22.19	21.82	21.24	21.61	22.23	23.02	Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.01	V ₂ O ₃	0.36	0.27	0.44	0.44
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.03	0.04	FeO	45.76	47.06	46.33	47.30
FeO	31.95	33.18	32.66	32.98	32.23	33.40	33.56	32.56	MnO	0.38	0.30	0.43	0.31
MnO	1.19	1.09	1.15	1.06	1.00	1.03	1.08	0.97	MgO	0.26	0.25	0.40	0.29
MgO	5.27	4.66	5.32	5.26	5.56	4.82	5.18	5.99	CaO	0.01	0.00	0.03	0.03
CaO	2.90	2.95	2.45	2.78	2.78	2.78	2.11	2.03	Na ₂ O	0.03	0.05	0.00	0.06
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	BaO	-	-	-	-
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	F	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	102.45	102.46	102.28	102.82	101.16	102.49	103.13	102.53	Total	97.65	98.57	99.26	99.45
Formula	12 O								Formula	6O			
Si	3.019	2.989	2.975	2.987	2.986	3.003	2.989	2.909	Si	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.002	0.004	0.002	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	Ti	1.983	1.966	1.984	1.966
Al	1.994	2.001	2.021	1.981	1.956	1.973	2.014	2.084	Al	0.002	0.000	0.001	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0.001	Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.012	0.026	0.038	0.064	0.016	0.007	0.098	Fe ²⁺	1.988	2.033	1.980	2.028
Fe ²⁺	2.061	2.139	2.085	2.088	2.043	2.149	2.151	1.993	Mn	0.017	0.013	0.019	0.013
Mn	0.078	0.071	0.076	0.069	0.066	0.067	0.070	0.063	Mg	0.020	0.020	0.030	0.022
Mg	0.606	0.539	0.613	0.604	0.648	0.557	0.594	0.685	Ca	0.001	0.000	0.002	0.002
Ca	0.240	0.245	0.203	0.230	0.233	0.231	0.174	0.167	Na	0.003	0.005	0.000	0.006
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	K	0.001	0.001	0.000	0.001
X Alm	0.691	0.714	0.701	0.698	0.683	0.715	0.720	0.685	Cr	0.002	0.000	0.000	0.000
X Prp	0.203	0.180	0.206	0.202	0.217	0.185	0.199	0.236	Total	4.017	4.037	4.015	4.037
X Grs	0.080	0.082	0.068	0.077	0.078	0.077	0.058	0.057					
X Spess	0.026	0.024	0.025	0.023	0.022	0.022	0.023	0.022					
XFe	0.773	0.800	0.775	0.779	0.765	0.795	0.784	0.753					

Abbreviation: C:Core; P: Post; S:Schistosity; R: Rim

شیمی فلدسپات

را نشان می‌دهد که ناشی از افزایش درجه دگرگونی می‌باشد. همچنین در نمودار مثلثی (Deer et al., 1992)، پلاژیوکلازهای مورد مطالعه در محدوده آلیگوکلاز قرار می‌گیرند. حال این سوال مطرح می‌شود که چرا در پلاژیوکلازهایی که در تعادل با کانی‌هایی همچون گارنت و بیوتیت هستند و درجه دگرگونی بالایی را نشان می‌دهند و

نتایج تجزیه شیمیایی فلدسپات‌ها در واحدهای سنگی منطقه بر اساس ۸ اتم اکسیژن و ۵ کاتیون توسط نرم‌افزار Mineral Spreadsheet محاسبه شده و در جدول (۲) آورده شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها شامل مقادیر متوسط $Or=(0.574)$ و $An=(17.873)$ ، $Ab=(81.553)$ است. سازنده آنورتیت از مرکز به سمت حاشیه، افزایش کمی

دار و متمایل به قطب فلوگوپیت قرار می‌گیرند. داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به کانی‌شناسی گنیس‌ها نشان‌دهنده فوگاسیته اکسیژن متوسط تا بالا در هنگام تبلور آن‌ها است. فوگاسیته نسبتاً بالای اکسیژن در هنگام تبلور بیوتیت‌ها باعث وارد شدن مقادیر بیشتری از عناصر Mg و Ti به درون آن‌ها شده است، زیرا در شرایط اکسیدان، بیوتیت‌ها از منیزیم غنی می‌شوند (Martino et al., 2009; Dziggel, 2013; Qian et al., 2009).

ژئوترموبارومتری

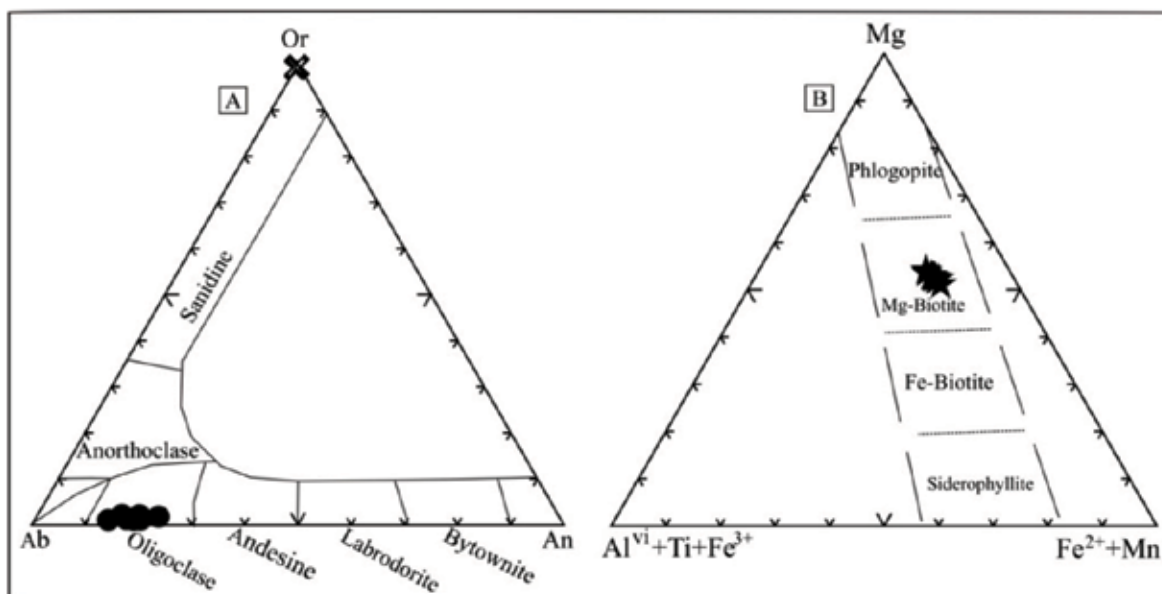
ترموتری گارنت-بیوتیت

تبادل Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت تابع دما است و از آنجائی که تغییرات حجمی صورت گرفته در طی تبادل‌های مورد نظر، بسیار کم و تغییرات آنتروپی نسبتاً زیاد است، در نتیجه واکنش‌های تبدیلی تا حد زیادی مستقل از فشار عمل می‌کنند و به‌عنوان دماسنج مناسب هستند (Whitney et al., 2008). در این محاسبات، از بلورهای گارنت با بالاترین محتوای Mg و بیوتیت‌هایی با بالاترین محتوای Ti، برای محاسبه شرایط اوج دگرگونی استفاده شده است. بر این اساس، در گنیس‌های گ، شرایط دمایی اوج دگرگونی دمای ۶۰۰ تا ۶۱۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود.

از طرفی سنگ، حالت تعادلی گرانوبلاستیکی نشان می‌دهد که حاکی از شرایط تعادلی و افزایش درجه دگرگونی است، مقادیر CaO پلاژیوکلازها کم می‌باشد؟ بر اساس مطالعات Kapp و همکاران (۲۰۰۹) و Spear (1993) پایین بودن درصد آنورتیت و اکسید CaO در پلاژیوکلازهای مورد بررسی می‌تواند مربوط به تاثیر فشار، حین تبلور آن‌ها باشد. از طرفی عواملی مانند رفتار غیرعادی پلاژیوکلاز در طی دگرگونی پیشرونده و شرایط اکسایش محیط را نیز می‌توان نام برد. بلورهای فلدسپار پتاسیم در گنیس‌ها به‌صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و فاقد ماکل تا ماکل‌های میکروکلین خود را نشان می‌دهند. ترکیب شیمیایی این بلورها شامل در دیگرام مثلثی Ab-An-Or (0.081)، Ab= (0.443) و Or= (99.477) است و در محدوده ارتوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۵- A).

شیمی بیوتیت

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول (۲) آمده است. مقادیر اکسیدهای اصلی در بین بیوتیت‌های آنالیز شده، تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند و مشابه هم می‌باشند. بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی Mg، Fe²⁺+Mn، Al^{VI}+Ti+Fe³⁺ (Foster, 1960) و (شکل ۵؛ B)، در محدوده ترکیبی بیوتیت‌های Mg



شکل ۵. A) ترسیم ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها و ارتوکلازها در دیگرام مثلثی Ab-An-Or (Deer et al., 1992)، B) بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی Al^{VI}+Ti+Fe³⁺، Fe²⁺+Mn، Mg (Foster, 1960)، در محدوده بیوتیت‌های منیزیم دار قرار می‌گیرند

دماسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت

دما بیشترین تاثیر را بر میزان Ti در بیوتیت دارد و بنابراین مقدار تیتانیوم در بیوتیت‌ها می‌تواند نشان‌دهنده دمای تشکیل آن‌ها باشد. بر اساس مقدار Ti و میزان نسبت $Mg/(Mg+Fe)$ در ساختار بیوتیت (Henry and Henry et al., 2005; Guidotti, 2002) و معادله $T = ([Ln_{Ti} - a - c(X_{Mg})^3]/b)^{0.333}$ می‌توان دمای تشکیل بیوتیت در گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر را محاسبه نمود. در این محاسبات، ضرایب $a: (-2.3594)$ ، $b: (4.6482e^{-9})$ و $c: (-1.7283)$ می‌باشند. دقت این دماسنج، محدوده دمائی ± 24 درجه سانتی‌گراد برای گستره دماهای پایین و محدوده دمائی ± 12 درجه سانتی‌گراد برای دماهای بالاتر است (Henry et al., 2005). در این محاسبات، تعداد اتم‌های محاسبه شده در فرمول ساختاری بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن است. با این روش‌ها، میانگین دمای تشکیل بیوتیت‌ها در گنیس‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر ۵۸۴ تا ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

جدول ۲. آنالیزهای شیمیایی میکروپروب بلورهای فلدسپات و بیوتیت موجود در گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر

Complex		Gol-e-Gohar													
Rock Type		Gneiss													
Mineral	Orthoclase			Plagioclase				Mineral	Biotite						
	1-i	2-i	6-e	1-g	1-h	2-j	5-f		Point	1-a	1-b	2-d	2-e	3-d	5-d
SiO ₂	67.21	66.21	67.21	64.69	64.59	63.62	64.24	SiO ₂	37.21	37.91	37.49	37.16	33.78	37.62	
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	TiO ₂	1.45	1.39	1.46	1.50	1.21	1.52	
Al ₂ O ₃	17.23	18.35	17.35	23.01	23.11	23.05	23.14	Al ₂ O ₃	17.58	17.22	17.37	17.54	16.12	17.30	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.03	0.02	0.06	
V ₂ O ₃	0.09	0.09	0.09	0.06	0.01	0.00	0.00	V ₂ O ₃	0.12	0.17	0.14	0.20	0.08	0.22	
Fe ₂ O ₃	0.06	0.10	0.10	0.09	0.04	0.01	0.07	FeO	14.89	13.63	13.73	15.39	13.80	15.02	
MnO	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.04	0.00	MnO	0.09	0.00	0.05	0.00	0.06	0.03	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	MgO	13.28	13.36	13.23	13.20	12.67	12.97	
CaO	0.01	0.01	0.01	3.72	4.05	4.22	4.05	CaO	0.19	0.16	0.18	0.11	0.14	0.19	
Na ₂ O	0.01	0.07	0.07	9.97	9.85	9.48	9.57	Na ₂ O	0.24	0.23	0.26	0.28	0.11	0.11	
K ₂ O	16.24	15.74	16.70	0.10	0.07	0.07	0.08	K ₂ O	7.08	7.32	7.33	7.66	6.38	7.67	
F	0.15	0.12	0.12	0.35	0.11	0.04	0.00	F	0.31	0.16	0.31	0.10	0.22	0.00	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	Cl	0.11	0.15	0.13	0.12	0.13	0.11	
Total	101.03	100.70	101.67	102.12	101.90	100.58	101.20	Total	92.61	91.70	91.67	93.27	84.70	92.81	
Formula	8 O							Formula	11 O						
Si	3.066	3.025	3.056	2.812	2.807	2.799	2.805	Si	2.779	2.829	2.812	2.768	2.794	2.800	
Ti	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	Ti	0.082	0.078	0.083	0.084	0.075	0.085	
Al	0.927	0.988	0.929	1.179	1.184	1.195	1.191	Aliv	1.222	1.171	1.189	1.232	1.206	1.200	
Cr	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	Alvi	0.327	0.344	0.347	0.309	0.366	0.318	
Fe3+	0.002	0.003	0.003	0.003	0.001	0.000	0.002	Cr	0.004	0.000	0.000	0.002	0.002	0.004	
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Fe	0.930	0.851	0.861	0.959	0.955	0.935	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	Mn	0.006	0.000	0.003	0.000	0.005	0.002	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	Mg	1.478	1.486	1.479	1.466	1.563	1.439	
Ca	0.001	0.001	0.001	0.173	0.189	0.199	0.190	Ca	0.015	0.013	0.015	0.009	0.012	0.015	
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Na	0.035	0.033	0.038	0.040	0.018	0.016	
Na	0.001	0.006	0.006	0.840	0.830	0.808	0.810	K	0.675	0.697	0.701	0.728	0.673	0.728	
K	0.945	0.917	0.969	0.005	0.004	0.004	0.004	F	0.073	0.039	0.073	0.024	0.059	0.000	
Total	4.942	4.941	4.965	5.018	5.017	5.009	5.004	Cl	0.015	0.019	0.016	0.015	0.018	0.015	
An	0.068	0.070	0.066	16.991	18.443	19.668	18.886	Total	7.637	7.558	7.615	7.633	7.743	7.555	
Ab	0.118	0.653	0.616	82.479	81.185	79.917	80.673	Y total	3.164	3.157	3.137	3.152	3.011	3.154	
Or	99.814	99.277	99.318	0.529	0.371	0.415	0.440	X total	0.724	0.743	0.754	0.776	0.703	0.759	
								Al total	1.548	1.515	1.536	1.541	1.572	1.518	
								Fe/(Fe+Mg)	0.386	0.364	0.368	0.395	0.379	0.394	
								Mg/(Mg+Fe)	0.614	0.636	0.632	0.605	0.621	0.606	

فشارسنجی با استفاده از تعادل ترمودینامیکی کانی‌های گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (GBPQ)

از تعادل ترمودینامیکی بین کانی‌های گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (سامانه GBPQ) (Wu et al., 2004)، جهت محاسبات فشار سنجی استفاده شده است. با استفاده از این سامانه، فشار ۸ تا ۱۰ کیلو بار برای گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر محاسبه شده است.

ژئوشیمی سنگ کل

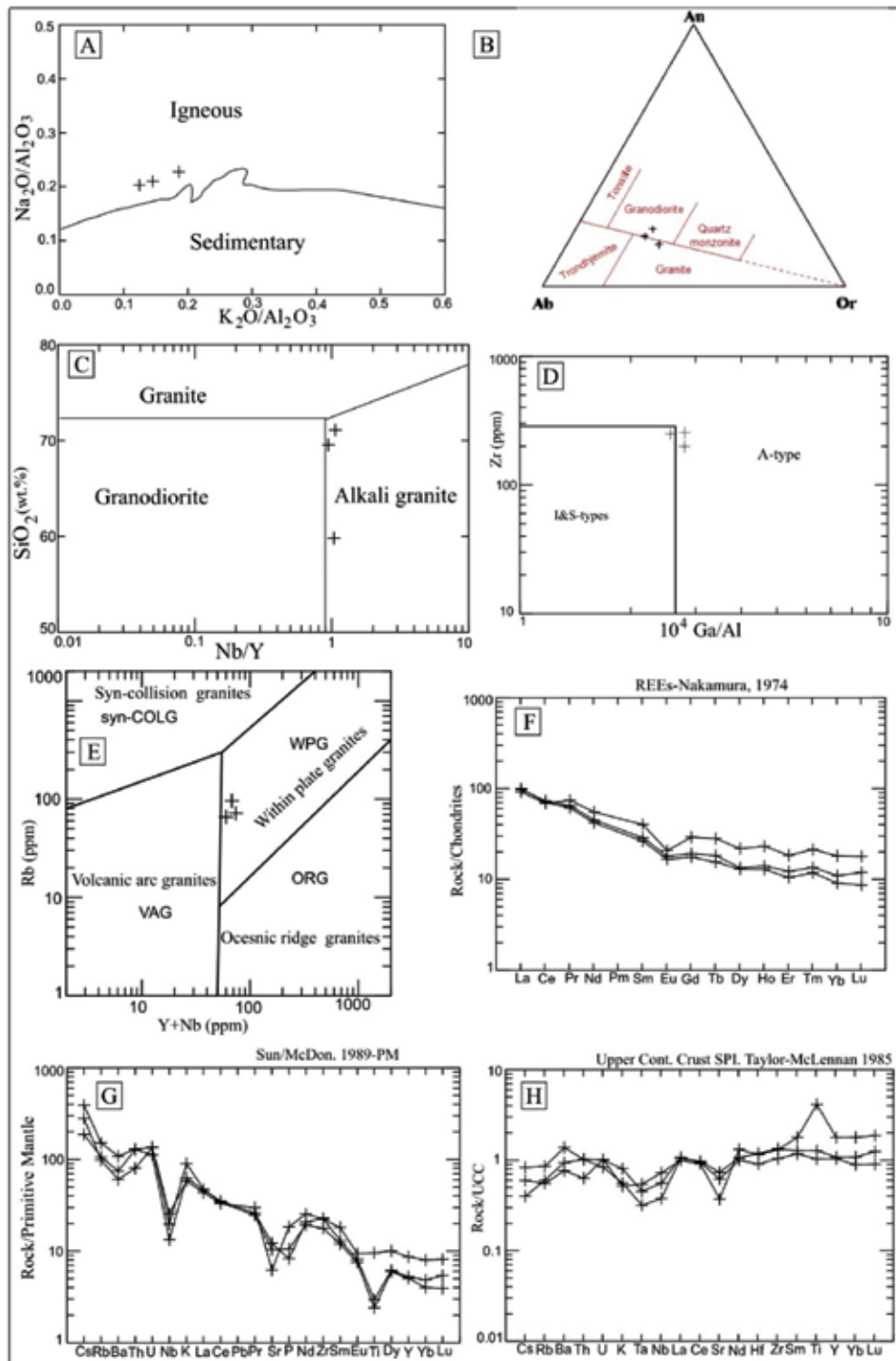
ترکیب شیمیایی سنگ کل گنیس‌ها در جدول (۳) آمده است. محتوای SiO_2 نمونه‌ها بین ۵۹/۸۰ تا ۷۱/۰۰ درصد وزنی می‌باشد که بیانگر یک ترکیب اسیدی تا حدواسط (گرانیت-گرانودیوریت) برای سنگ مادر آن‌ها می‌باشد. هر چند که شواهد صحرایی مانند نفوذ توده‌های گنیسی به درون واحدهای رسوبی دگرگون شده و قطع نمودن آنها و بررسی مقاطع نازک نشان می‌دهند که گنیس‌های مورد مطالعه، حاصل پیشرفت دگرگونی فزاینده میکاشیستی‌های میزبان خود نیستند ولی به‌منظور تأیید ژئوشیمیایی این موضوع، از نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Garrels and Mac Keuzie, 1971) (شکل ۶-۱)، استفاده شده و نمونه‌های مورد مطالعه ماهیت آذرین از خود نشان می‌دهند. گنیس‌های مورد مطالعه، طبق نمودار مثلثی Ab-An-Or (O'Connor, 1965) (شکل ۶-۲)، در محدوده گرانیت-گرانودیوریت قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار Nb/Y در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) (شکل ۶-۳)، نمونه‌ها در محدوده آکالی گرانیت-گرانودیوریت قرار می‌گیرند.

تعیین ماهیت سنگ مادر با استفاده از عناصر فرعی و نادر خاکی

به‌منظور تعیین ماهیت گنیس‌ها (تفکیک تیپ A از I و S)، از نمودار $^{104}\text{Ga}/\text{Al}$ در برابر Zr (Whalen et al., 1987) (شکل ۶-۴)، استفاده شده و نمونه‌های مورد مطالعه، تمایل به گرانیت‌های تیپ A را نشان می‌دهند. در نمودار Y+Nb در برابر Rb (Pearce et al., 1984) (شکل ۶-۵)

نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های غیرکوهزایی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند.

غنی‌شدگی جزئی از عناصر LREE نسبت به HREE در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به‌کندریت (Nakamura, 1974) (شکل ۶-۶)، دیده می‌شود و عنصر Eu آنومالی منفی ضعیفی را در نمونه GG-95 نشان می‌دهد که می‌تواند به علت تفریق پلاژیوکلاز در ماگمای مادر آن باشد. غنی‌شدگی جزئی عناصر LREE نسبت به HREE در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به‌کندریت و عدم تهی‌شدگی نمونه از HREE، نشان‌دهنده ویژگی‌های پوسته‌ای برای منشا گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد (Cardona et al., 2010). از طرفی با توجه به اینکه گارنت، عناصر HREE را در خود نگه می‌دارد، مقادیر $\text{Yb}_N > 10$ ، نشانه آن است که گارنت، در ناحیه منشا حضور ندارد (Oliveros et al., 2007; Wilson, 1989). مقدار Yb_N گنیس‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین ۱۲/۷۰ بوده و حاکی از عدم حضور گارنت در ناحیه منشا است. روند مشابه و موازی نمونه‌ها در نمودار REE نشان‌دهنده منشا یکسان گنیس‌ها می‌باشد. در شکل (۶-۶ و H)، عناصر کمیاب در گنیس‌ها نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و پوسته قاره‌ای فوقانی (Taylor and Mc Lennan, 1985) نرمالیز شده‌اند. در نمودار چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه (شکل ۶-۶)، آنومالی مثبت از عناصر LILE (Cs, Rb, Ba, Th) و عناصر Nd و Zr به همراه آنومالی منفی عناصر HFSE (Nb, Ti) و P، نشانگر ویژگی‌های پوسته‌ای و ماهیت درون قاره‌ای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد (Wu et al., 2002; 2003). آنومالی منفی Sr به همراه آنومالی منفی ضعیف Eu نیز می‌تواند نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز در ماگمای مادر باشد. این روند، در نمودار چند عنصری نمونه‌ها که به پوسته قاره‌ای فوقانی (شکل ۶-۶) نرمالیز شده‌اند، نیز دیده می‌شود. میزان K و Ba می‌تواند ناشی از ذوب بیوتیت و فلدسپات پتاسیم در سنگ مادر پوسته‌ای گنیس‌ها باشد. همچنین در نمودار چند عنصری نرمالیز شده به پوسته قاره‌ای فوقانی، نمونه‌ها روند مسطحی را نشان می‌دهند که منطبق بر ترکیب پوسته قاره‌ای



شکل ۶.۶) نمودار $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Garrels and MC Kenzie, 1971)، دلالت بر خاستگاه آذرین نمونه‌ها دارند، در نمودار مثلثی Ab-An-Or (O Connor, 1965)، نمونه‌ها در محدوده گرانیت-گرانودیوریت قرار می‌گیرند، (C) نمودار Nb/Y در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)، ماهیت آکالی نمونه‌ها را نشان می‌دهد، (D) نمودار $10^4 \text{Ga}/\text{Al}$ در برابر Zr (Whalen et al., 1987)، نمونه‌ها تمایل به گرانیت‌های تیپ A را نشان می‌دهند، (E) نمودار Rb در برابر $\text{Y}+\text{Nb}$ (Pearce, 1984)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های غیرکوهزایی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند، (F) عدم تپه شدگی شدید نمونه‌ها از HREE در نمودار REE هنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974)، (G) نمودار عنکبوتی نرمالیز شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و نمودار عنکبوتی هنجار شده به ترکیب پوسته قاره‌ای فوقانی (Taylor and Mc Lennan, 1985)، در این دو نمودار، آنومالی مثبت از عناصر Cs, Rb, Ba, Th, Nd و همراه آنومالی منفی از عناصر Nb, P, Ti و ماهیت درون قاره‌ای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد

جدول ۳. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر

Rock Type Complex Sample	Gneiss		
	Gol-e-Gohar		
	GS-46	GG-95	GG-42
SiO ₂ (wt.%)	۶۹/۵۰	۵۹/۸۰	۷۱/۰۰
TiO ₂	۰/۵۲	۲/۰۷	۰/۶۴
Al ₂ O ₃	۱۴/۶۵	۱۴/۰۵	۱۳/۰۰
FeOt	۴/۷۶	۱۰/۳۵	۴/۶۸
MgO	۲/۲۳	۳/۹۲	۲/۰۳
CaO	۲/۰۱	۲/۱۹	۲/۱۹
MnO	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۰۶
Na ₂ O	۳/۳۳	۲/۸۵	۲/۷۳
K ₂ O	۲/۷۲	۱/۷۵	۱/۸۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
P ₂ O ₅	۰/۲۳	۰/۴۰	۰/۱۸
SrO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳
BaO	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۶
LOI	۱/۵۲	۳/۱۷	۲/۶۰
Total	۱۰۱/۶۴	۱۰۰/۷۷	۱۰۱/۱۰
Ba(ppm)	۷۵۷/۰۰	۴۲۳/۰۰	۵۱۹/۰۰
Cr	۷۰/۰۰	۶۰/۰۰	۷۰/۰۰
Cs	۳/۰۸	۲/۲۱	۱/۴۸
Ga	۱۷/۸۰	۱۹/۱۰	۱۵/۸۰
Hf	۵/۳۰	۶/۷۰	۶/۹۰
Nb	۱۴/۰۰	۱۸/۲۰	۹/۵۰
Ni	۳۵/۰۰	۲۸/۰۰	۳۲/۰۰
Rb	۹۶/۰۰	۶۲/۴۰	۶۷/۷۰
Sn	۴/۰۰	۴/۰۰	۲/۰۰
Sr	۲۱۸/۰۰	۱۳۰/۵۰	۲۵۷/۰۰
Ta	۱/۰۰	۱/۲۰	۰/۷۰
Th	۱۱/۰۰	۶/۸۱	۱۰/۹۰
U	۲/۸۲	۲/۸۵	۲/۳۵
V	۷۴/۰۰	۲۲۰/۰۰	۷۹/۰۰
W	۲/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Y	۲۲/۹۰	۳۹/۳۰	۲۳/۹۰
Zr	۱۹۹/۰۰	۲۴۹/۰۰	۲۵۵/۰۰
La	۳۲/۴۰	۲۹/۹۰	۳۱/۹۰
Ce	۶۰/۵۰	۵۸/۷۰	۶۲/۳۰
Pr	۶/۷۸	۸/۲۲	۷/۱۸
Nd	۲۶/۱۰	۳۴/۳۰	۲۸/۰۰
Sm	۵/۳۰	۸/۰۵	۵/۷۶
6	۱/۲۷	۱/۵۸	۱/۳۷
Gd	۴/۸۱	۷/۹۵	۵/۲۳
Tb	۰/۷۲	۱/۳۱	۰/۸۵
Dy	۴/۴۰	۷/۴۰	۴/۵۴
Ho	۰/۸۹	۱/۶۰	۰/۹۷
Er	۲/۳۳	۴/۰۹	۲/۷۲
Tm	۰/۳۵	۰/۶۳	۰/۴۰
Yb	۱/۹۷	۳/۹۴	۲/۳۹
Lu	۰/۲۹	۰/۶۰	۰/۴۰
YbN	۸/۸۰	۱۷/۹۰	۱۱/۵۹

فوقانی است. البته غنی‌شدگی جزئی در عناصر HFSE نسبت به عناصر LILE در آن‌ها وجود دارد. تمرکز عناصر Zr و Th، Ba، Nd در نمونه‌ها تقریباً مشابه با فراوانی این عناصر در پوسته قاره‌ای است و نشانگر ویژگی‌های پوسته‌ای برای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد. عدم تهی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر HFSE از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های قاره‌ای و بیانگر مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Vernon, 2007; Nagudi et al., 2003).

به‌طور کلی تشکیل ماگمای اسیدی در مناطق کافتی محصول دو مکانیسم است: ۱- تفریق ماگمای بازالتی در آشیانه‌های ماگمایی و ۲- ذوب ترکیبات پوسته‌ای. ولی در بسیاری از حاشیه‌های کافتی بدون اینکه هیچ‌گونه ارتباط ژنتیکی و خویشاوندی بین ماگماتیسیم بازی و اسیدی وجود داشته باشد، می‌توان این دو ماگماتیسیم را همراه با یکدیگر مشاهده کرد. مطالعات (Vernon 2007)، نشان می‌دهد که آشیانه‌های ماگمایی می‌توانند با ذوب مواد پوسته‌ای، نقش مهمی در شکل‌گیری ماگمای اسیدی داشته باشند. به‌عنوان مثال خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی اسیدی در منطقه Etendeka-Parana که هم‌زمان با فعالیت بازالت‌های طغیانی ایجاد شده‌اند (Peate, 1997)، در ارتباط با ذوب مواد پوسته‌ای در نظر گرفته شده است (Menzies et al., 2002). ماهیت ژئوشیمیایی و بررسی داده‌ها نشان می‌دهد که در منطقه مورد مطالعه ارتباط زایشی بین گنیس‌ها و متابازیت‌های منطقه وجود ندارد و گنیس‌های منطقه، حاصل تفریق و جدایش از ماگمای بازالتی نمی‌باشند. بنابراین هم‌زمانی در شکل‌گیری گنیس‌ها در منطقه مورد بررسی با فوران سنگ‌های بازیک می‌تواند دلیلی بر ایجاد این سنگ‌های اسیدی در نتیجه ذوب مواد پوسته‌ای باشد. به این ترتیب، می‌توان تشکیل حجم کم گنیس‌های منطقه را با نفوذ و توقف ماگمای بازی در داخل پوسته وابسته دانست. در واقع نفوذ، توقف و عبور حجم‌های زیاد ماگماهای داغ گوشته‌ای در اعماق کم پوسته، به همراه گرمای نهان تبلور، ناشی از تبلور آن‌ها در آشیانه‌های ماگمایی پوسته‌ای، منجر به ذوب مواد پوسته‌ای و شکل‌گیری ماگمای اسیدی غیرکوهزایی شده است.

- Bucher, K., and Grapes, R., 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 441.
- Cardona, A., Valencia, V., Bustamante, C., Garcia-Casco, A., Ojeda, G., Ruiz, J., Saldarriaga, M. and Weber, M., 2010. Tectonomagmatic setting and provenance of the Santa Marta Schists, northern Colombia: Insights on the growth and approach of Cretaceous Caribbean oceanic terrains to the South American continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 784-804.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock Forming Minerals. Seventeenth impression, Longman Scientific and Technical, 696.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-450.
- Dziggel, A., Wulff, K., Kolb, J., Meyer, F.M., and Lahaye, Y., 2009. Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: Evidence from the Navachab gold deposit, Namibia. *Journal of Chemical Geology*, 262,3-4, 262-276.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geological Survey Professional Paper, 354B: 1-49.
- Fu-Yuan, W., Sun, D. and Wilde, S., 2004. A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad patterns. *Journal of Asian Earth Science*, 23,5, 731-744.
- Ganguly, J. and Tirone, M., 2002. Closure-temperature and-age of minerals. *Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 260.
- Garrels, R.M. and Mackenzie, F. F., 1971.

نتیجه‌گیری

گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر در زون سنندج-سیرجان با سن پروتولیت پالئوزوئیک زیرین و ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت، کوارتز و گارنت و فازهای فرعی آپاتیت، کلریت، موسکویت، اسفن و ایلمنیت به همراه فشار و دمای محاسبه شده که در گستره دمایی ۶۰ تا ۶۱۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۸ تا ۱۰ کیلوبار قرار می‌گیرد، در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت زیرین در اثر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین دچار دگرگونی شده‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت قلیایی ماگمای اولیه بوده و تمایل نمونه‌ها را به گرانیت‌های تیپ A نشان می‌دهد. غنی‌شدگی جزئی از عناصر LREE نسبت به HREE در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت و عدم تهی‌شدگی نمونه‌ها از HREE به همراه آنومالی مثبت از عناصر LILE، Zr و Nd و آنومالی منفی عناصر HFSE و P به همراه Yb_n با مقدار متوسط ۱۲/۷۰، نشانگر ویژگی‌های پوسته‌ای فاقد گارنت و ماهیت درون قاره‌ای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد.

منابع

- شفیع‌بافتی، ش.، ۱۳۷۹. تکامل تکتونیکی سنگ‌های پالئوزوئیک-مزوزوئیک کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان، منطقه خبر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۵۳.
- فاتحی، ح.، احمدی‌پور، ح.، ۱۳۹۶. بازسازی محیط زمین‌شناسی سنگ مادر مجموعه‌های دگرگونی گل‌گهر، روتشون و خبر (جنوب باختر بافت، استان کرمان). فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۵، ۲۶۴-۲۵۳.
- Berger, A., Scherrer, N. C. and Bussy, F., 2005. Equilibration and disequilibrium between monazite and garnet: indication from phase-composition and quantitative texture analysis. *Journal of Metamorphic Geology*, 23,9, 865-880.
- Bucher, K. and Frey, M., 2002. Petrogenesis of metamorphic rocks. 7th edition, Springer-Verlag Berlin, 341.

- Evolution of sedimentary rocks. W.M. Noron and Co., New York, 394.
- Henry, D.J. and Guidotti, C.V., 2002. Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375-382.
 - Henry, D.J., Guidotti, V.C. and Thomson, A.J., 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
 - Hwang, S.L., Yui, T.F., Chu, H.T. and Shen, P., 2001. Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao metamorphic complex, Taiwan, a key to unraveling otherwise unrecognized metamorphic events. *Journal of Metamorphic Geology*, 19,5, 601-607.
 - Kapp, P., Manning, C.E. and Tropper, P., 2009. Phase equilibrium constraints on titanite and rutile activities in mafic epidote amphibolites and geobarometry using titanite-rutile equilibria. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 509-521.
 - Kohn, M.J., Paul, S.K., and Corrie, S.L., 2010. The lower Lesser Himalayan Sequence: A Paleoproterozoic arc on the northern margin of the Indian plate. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 323-335.
 - Li Li, H., Kuang, X., Mao, A., Li, Y. and Wang, S., 2010. Study of local structures and optical spectra for octahedral Fe³⁺ centers in a series of garnet crystals A₃B-2C₃O₁₂ (A = Cd, Ca; B = Al, Ga, Sc, In; C = Ge, Si). *Journal of Chemical Physics Letters*, 484, 387-391.
 - Martino, R. D., Guerreschi, A. B. and Sfragulla, J. A., 2009. Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 27, 280-298.
 - Menzies, M., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J. and Baker, j., 2002. Characteristics of volcanic rifted margins. *Geological Society of America Special Paper*, 362, 1-14.
 - Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22: 1125-1139.
 - Nagudi, N., Koberl, Ch. and Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda .and implications for its origin. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 1-14.
 - Nakamura, N., 1974. Determination of REE , Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite. *Geochemica Cosmochemica Acta*, 38, 757-775.
 - Newberry, R.J., Burns, L.E., Swanson, S.E. and Smith, T.E., 1990. Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, interior Alaska. In: Stein H.J., Hannah, J.L. (Eds.). *Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralising Processes*. Geological Society of America, Special Paper, 246, 121-142.
 - Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C. and Vanderhaeghe, O., 2002. Partial melting and decompression of the Thor-Odin Dome, Shuswap metamorphic core complex. Canada. *Journal of Cord. Lithos*, 61, 103-125.
 - O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. United State, Geology Survey Professional Paper, 525B: B79-B84.
 - Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L.,

- Feraud, G. and Fornari, M., 2007. Jurassic to early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal cordillera of northern Chile: geochemistry and petrogenesis. *Revista Geologica de Chile*, 34, 209-232.
- 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.
 - Peate, D., 1997. The Paraná-Etendeka Province" in Mahoney, J., and Coffin, M.F, eds., "Large igneous provinces: Continental oceanic and planetary flood volcanism. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 100, 217-245.
 - Qian, J., Wei, C., Zhou, X. and Zhang, Y., 2013. Metamorphic P-T paths and New Zircon U-Pb age data for garnet-mica schist from the Wutai Group, North China Craton. Elsevier, *Precambrian Research*, 233, 282-296.
 - Sabzehei, M., Navazi, M., Azizan, H., Roshan Ravan, J. and Nazemzadeh, M., 1997. Geological Map of Khabr, Scale 1/100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
 - Searle, M.P. and Godin, L., 2003. The South Tibetan detachment and the Manaslu leucogranite: A structural reinterpretation and restoration of the Annapurna-Manaslu Himalaya, Nepal. *Journal of Geology*, 111, 505-523.
 - Spear, F.S., 1993. Metamorphic Phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Chapter 4, Crystal chemistry of rock-forming minerals. Mineralogical Society of America Monograph, 799.
 - Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.
 - Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
 - Taylor, S.R. and Mc Lennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312.
 - Turkina, O.M. and Sukhorukov, V.P., 2017. Composition and genesis of garnet in the rocks of aleoproterozoic gneiss-migmatite complex (Sharyzhalgai uplift, southwestern Iberian craton). *Russian Geology and Geophysics*, 58,6, 674-691.
 - Vernon, R. H., 2007. Problems in identifying restite in S-type granites of southeastern Australia, with speculations on sources of magma and enclaves. *Canadian Mineralogist*, 45, 147-178.
 - Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Whitney, D.L., Goergen, E.T., Ketchum, R.A. and Kunze, K., 2008. Formation of garnet polycrystals during metamorphic crystallization. *Journal of Metamorphic Geology*, 26,3, 365-383.
 - Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466.
 - Winchester, J.A. and Floyd, P.A, 1977. Geochemical discrimination of different magma

series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 235-343.

- Winkler, J.D.H., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic rocks*, Springer-Verlag New York, 263.

- WU, C.M., Zhang, J. and Ren, L.D., 2004. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium-to high-grade metapelites. *Journal of Petrology*, 45, 1907-1921.

- Wu, F., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (II), isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67, 191-204.

- Wu, F., Sun, D., Huimin, L., Jahn, B. and Wilds, S., 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187, 143-173.

منشأ سیال کانه‌ساز و عوامل مؤثر در ته‌نشست طلا در کانسار داشکسن (شمال خاور قروه): شواهد ساختاری، ریزدماسنجی و ایزوتوپ‌های پایدار O-H

محمد مرادی^۱، زهرا اعلمی نیا^{۲*}، ابراهیم طالع فاضل^۳ و رضا علیپور^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۴/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۸/۳۰

چکیده

خط‌واره ماگمایی قروه-تکاب، در میان پهنه‌های ارومیه-دختر و سهند-سیرجان، مهم‌ترین معادن طلا مانند داشکسن و زرشوران را در بردارد. کانسار داشکسن در استان کردستان قرار گرفته است و یکی از بزرگ‌ترین کانسارهای طلا در سطح خاورمیانه است. داسیت پورفیری و برش عمدتاً میزبان طلا هستند. برخلاف مطالعات تفصیلی گذشته، هنوز در ارتباط با ژنز داشکسن اختلاف نظر وجود دارد. در اینجا منشأ و تکامل سیالات کانسارساز را به کمک بررسی‌های میانبار سیال و ایزوتوپ‌های پایدار نشان می‌دهیم. در داشکسن، برش و کانه‌زایی توسط گسل‌های پرشیب با روند شمال شمال‌خاور-جنوب جنوب‌باختر تحمیل شده است. و منطقه معدنی داشکسن در یک پهنه برشی حاصل از عملکرد دو گسل راستگرد قرار گرفته است. نواحی دگرسانی در سطح، فیلیک، سیلیسی، تورمالینی، آرژیلیک و کمتر پروپلیتیک هستند. کانی‌های سولفیدی عبارتند از پیریت، مارکازیت، آرسنوپیریت، استینیت، کالکوپیریت و کمتر بورنیت، اسفالریت، گالن همراه با کوارتز، تورمالین، سربیسیت، کلسیت و کلسدون. نتایج اندازه‌گیری میکروترمومتری یک بازه‌ای از درجات همگن‌شدگی بین ۱۸۳ تا ۲۶۰ درجه سانتی‌گراد با شوری ۱۵/۹۷ تا ۱۷/۰۶ درصد را نشان می‌دهد. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن کوارتز و تورمالین به ترتیب در محدوده ۶/۶ تا ۹/۹ و ۸/۵ تا ۱۲/۳ پرمیل و مقدار دوتریم فلوید کوارتز و تورمالین بترتیب بین ۵۱- تا ۸۱- و ۹۳- تا ۱۱۱- پرمیل می‌باشد. در ادغام با مطالعات گذشته، همه این اطلاعات یک مهاجرت از یک سامانه طلای پورفیری (مرحله ۱) با منشأ ماگمایی را به گرمایی کم-سولفید (مرحله ۳) پیشنهاد می‌کنند. مرحله ۲ در طول ریزش و فوران دهانه آتشفشان رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: گسل، میانبار سیال، ایزوتوپ‌های O-H، داشکسن.

مقدمه

کانسار طلائی داشکسن معروف به طلائی ساریگونای در مرز مشترک دو پهنه ساختاری ارومیه-دختر و سندانج-سیرجان و در انتهای جنوب‌خاوری خطواره ماگمایی داشکسن-تکاب (لومارکانسار، ۱۳۷۲) یا قروه-تکاب (معین‌وزیری، ۱۳۷۵) قرار دارد (شکل ۱-الف). این خطواره میزبان ذخایر شناخته شده‌ی جهانی کانسار طلائی داشکسن در کردستان (با ذخیره ۱۲۰ میلیون تن و عیار متوسط ۲ گرم بر تن (Kouhestani et al., 2012) و کانسار طلائی زرشوران در شمال تکاب (با ذخیره ۲/۵ میلیون تن و عیار متوسط ۱۰ گرم بر تن، (Samimi, 1992) است که هم‌اکنون در حال استخراج هستند. می‌توان گفت، دوره میوسن زمان کلیدی مناسبی برای شکل‌گیری ذخایر طلائی داشکسن، زرشوران (Asadi et al., 1999)، قفله، میوه‌رود، آق‌دره (Daliran et al., 2002) و عربشاه (حیدری و همکاران، ۱۳۹۶) در ایران شناخته می‌شود.

معدن طلائی داشکسن در جنوب‌خاور کردستان و در ۴۲ کیلومتری شمال‌خاور شهرستان قروه جای دارد. فعالیت‌های اکتشافی منطقه معدنی داشکسن از سال ۱۳۷۹ به‌نام شرکت CESCO و با همکاری شرکت اکتشافی Rio-Tinto شروع شد. بررسی‌های انجام شده، منجر به شناسایی و کشف پهنه طلادار به وسعت ۴۰۰×۱۳۰۰ متر بر روی ارتفاعات ساریگونای و ناهنجاری کوچک‌تر با وسعت ۴۵۰×۱۵۰ متر در دامنه شمال‌باختری آق‌داغ شد (Wilkinson, 2005a). در حال حاضر تا عمق بیش از ۴۵ متر از کوه ساری‌گونای برداشت و استخراج شده است. همراه با فعالیت‌های اکتشافی و استخراجی ناحیه، مطالعات متعددی از سوی زمین‌شناسان (کیمیاقلم، ۱۳۶۴؛ اکبریور، ۱۳۷۰؛ عبدی، ۱۳۷۵ و معانی‌جو و همکاران، ۱۳۹۳) بر روی چگونگی تشکیل فعالیت‌های آتشفشانی و کانی‌سازی در منطقه انجام گرفته است و علیرغم بررسی‌های گسترده بر روی این کانسار، هنوز ژنز آن بحث برانگیز است. راستاد و همکاران (۱۳۷۹) با بررسی کانی‌شناسی در نواحی دگرسانی و کانی‌سازی، سامانه گرمایی اسید-سولفات (سولفید-زیاد) را مسئول کانی‌سازی طلا در داشکسن

قلمداد کرده‌اند، درحالی‌که برخی دیگر از محققین، امکان رخداد سامانه طلائی پورفیری کم‌عمق را پیشنهاد داده و رگه و برش‌های گرمایی را مرتبط با سامانه گرمایی کم-سولفید در نظر گرفته‌اند (Richards et al., 2006). از طرفی در بررسی‌های صورت گرفته، توجه کمتری به بررسی نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری شده است. در این پژوهش سعی شده علاوه بر مطالعه وضعیت ساختاری، برای نخستین بار، به‌منظور بررسی ماهیت کانی‌سازی و منشأ سیال کانسارساز طلا، به ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن-هیدروژن در کانسار طلائی داشکسن پرداخته شود.

روش مطالعه

پس از انجام مطالعات اولیه و بررسی کارهای گذشته، به‌منظور بررسی دگرسانی، کانه‌نگاری و تعیین روابط هم‌یافتی کانی‌ها، نمونه‌برداری با تعداد بالغ بر ۲۰۰ نمونه از منطقه معدنی در طی هشت بازدید (طی سال‌های ۹۵ و ۹۶) انجام گرفته است. پس از مطالعه نمونه‌های دستی تعداد ۲۰ مقطع نازک، ۴۰ مقطع نازک-صیقلی و ۱۰ بلوک صیقلی تهیه و به کمک میکروسکوپ دو منظوره Olympus BX60F5 مدل مطالعه شدند. سپس بر پایه برداشت‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی تعداد زیادی نمونه از انواع رگچه‌های کوارتز از مراحل مختلف دگرسانی انتخاب گردید. پس از بررسی‌های پتروگرافی، از میان آن‌ها چهار مقطع دوبرصیقل مناسب از رگه‌های کوارتز-سریسیت، کوارتز-تورمالین، کوارتز-استیبینیت و کوارتز-پیریت به‌منظور اندازه‌گیری میانبارهای سیال انتخاب شد. سپس ویفرها با استفاده از دستگاه مطالعه سیالات درگیر از نوع Linkam مدل THM600 دارای کنترل‌کننده حرارتی TMS92 و سردکننده LNP در آزمایشگاه سیالات درگیر دانشگاه اصفهان مورد بررسی قرار گرفتند. دقت و صحت دستگاه به‌ترتیب در محدوده دمایی ۱۷۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد و ۱/± درجه سانتی‌گراد می‌باشد. برای تکمیل داده‌ها و بررسی منشأ رگچه‌های کوارتز، چهار نمونه از کوارتز و سه نمونه از تورمالین، به‌منظور تعیین ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن، به‌ترتیب به دانشگاه‌های کیپ‌تاون (Cape Town)، آفریقای جنوبی و کورنل (Cornell)

داسیت پورفیری و برش را نشان می‌دهد (شکل ۲-الف) که به پتروگرافی آن‌ها پرداخته می‌شود. همچنین تعداد نادری دایک آندزیتی با ضخامت‌های متغیر (۱۰ تا ۹۰ سانتی‌متر) در منطقه رخنمون دارند.

آندزیت پورفیری

این واحد با سن میوسن و در صحرا با رنگ تیره و اغلب در جنوب‌باختر معدن داشکسن رخنمون دارد (شکل ۲-ب). سنگ‌های این واحد اغلب غیر دگرسان بوده هرچند به صورت محلی دگرسانی پروپلیتیک ضعیفی نشان می‌دهند. بافت پورفیری دارد و از کانی‌های سازنده پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، بیوتیت و کمتر کلینوپیروکسن، کوارتز و آلکالی فلدسپار همراه با کانی‌های کمیاب آپاتیت، روتیل و زیرکن تشکیل شده است (شکل ۲-ب).

داسیت/ریوداسیت پورفیری

واحد نیمه‌عمیق داسیت تا ریوداسیت پورفیری عمده مساحت پیشکار استخراجی معدن داشکسن را در برمی‌گیرد (شکل ۲-الف). این واحد درجات متغیری از دگرسانی فیلیک نشان می‌دهد و در بخش مرکزی، میزبان بخشی از کانی‌سازی طلا است. بافت آن پورفیری و کانی‌های آن پلاژیوکلاز، سانیدین، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول است (شکل ۲-پ).

برش

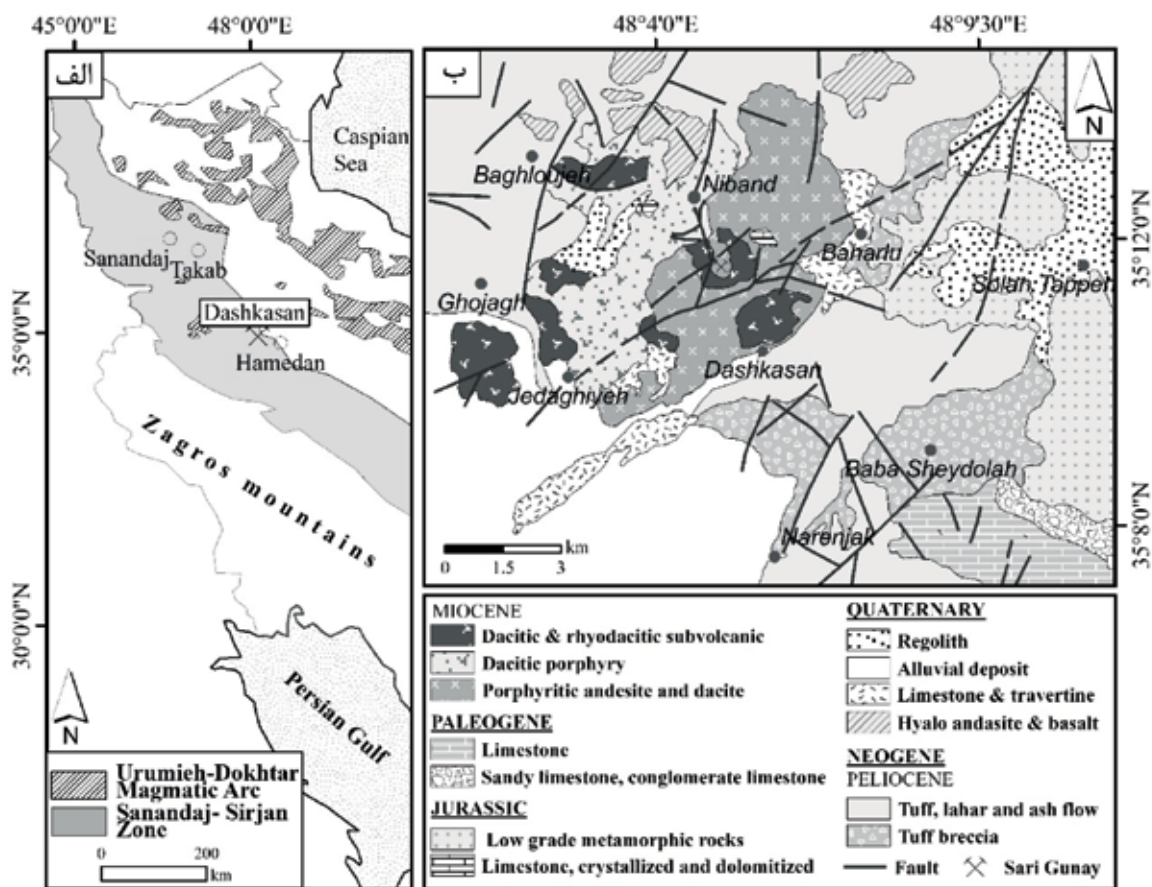
وسعت خوبی در منطقه داشکسن دارد و بیشترین تمرکز آن در بخش خاوری پیشکار استخراجی دیده می‌شود. بر اساس مشاهدات صحرایی، از نظر زمانی، برش‌ها نسبت به واحدهای پورفیری، جوان‌تر هستند و به دو شکل حلقوی (دیاترم) و رگه‌ای دیده می‌شوند. رخنمون برش دیاترم در مقایسه با برش‌های رگه‌ای بسیار وسیع‌تر می‌باشد. برش‌های منطقه معدنی از نظر جنس زمینه، به دو دسته برش داسیت و تورمالین تقسیم‌بندی می‌شوند که به ترتیب با رنگ‌های روشن و تیره در روی زمین دیده می‌شوند (شکل ۳).

برش داسیتی به شکل حلقوی در منطقه ظاهر شده است و گسترش سطحی آن به بیش از ۲ کیلومتر می‌رسد و رخنمون سطحی آن از مرکز به اطراف پیشکار افزایش می‌یابد. در سطح پیشکار، از کلاست‌های گرد تا نیمه‌گرد شده

آمریکا) ارسال شد. اندازه‌گیری ایزوتوپ اکسیژن به روش (Clayton and Mayenda, 1963) و ایزوتوپ هیدروژن به روش (Kyser and Kerrich, 1991) انجام شده است. همچنین تعداد چهار نمونه از سنگ دیواره از افق‌های ارتفاعی مختلف کانسار (شامل ۲۱۹۵، ۲۱۹۰، ۲۱۸۵ و ۲۱۸۰ متری) برای شناسایی فازهای کانیایی رسی از پهنه دگرسانی آرژیلیک انتخاب و توسط پراش اشعه ایکس (XRD) در دانشگاه بوعلی سینا همدان تجزیه شد.

زمین‌شناسی

معدن طلای داشکسن با گسترش تقریبی ۵ هکتار در نزدیکی روستای نی‌بند قرار دارد (شکل ۱-ب). قدیمی‌ترین سنگ‌های گستره داشکسن مربوط به مجموعه دگرگون شده ژوراسیک است که از اسلیت، فیلیت و کوارتزیت در خاور منطقه پوشیده شده است. این دگرگونی ضعیف قبل از تشکیل طلای داشکسن رخ داده و کانسار را تحت تاثیر قرار نداده است. به استناد برکه زمین‌شناسی کوهین (خان‌نظر و همکاران، ۱۳۹۴) (شکل ۱-ب)، واحدهای سنگی آتش‌فشانی-نیمه‌نفوذی در مرکز و خاور و آهک‌های متعلق به نهشته‌های پالئوژن با سن میوسن زیرین (راستاد و همکاران، ۱۳۷۹) در جنوب‌خاور منطقه به صورت دگرشیب بر روی آهک‌ها و شیست‌های ژوراسیک قرار گرفته‌اند. طلای داشکسن در میان مجموعه‌ای حلقوی شکل (استراتوولکان) از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌نفوذی اسیدی با سن ۱۱ تا ۱۱/۷ میلیون سال (Richards et al., 2006) قرار گرفته است (شکل ۱-ب). به نظر می‌رسد دیواره خاوری کراتر تخم‌مرغی شکل ساری‌گونای به دلایلی همچون زلزله یا انفجار مهیب، تخریب و رها شده و در نتیجه آن قطعات گرد تا نیمه‌گرد شده تا اندازه یک متر در یک زمینه‌ای از داسیت پودر شده قرار گرفته‌اند و برش را شکل داده‌اند و در یک روند مشخص به سوی دریا به حرکت درآمده‌اند. در ادامه، فعالیت آتشفشانی میوسن در این ناحیه با لاهارها (کنگلومرای ولکانوکلاستیک)، بمب‌ها و نهشته‌های خاکستر میوسن در حاشیه یک دریای کم‌ژرفا به پایان رسیده است (Richards et al., 2006). مشاهدات صحرایی همراه با مطالعات آزمایشگاهی انجام گرفته در بخش پیشکار استخراجی، سه واحد اصلی آندزیت پورفیری،



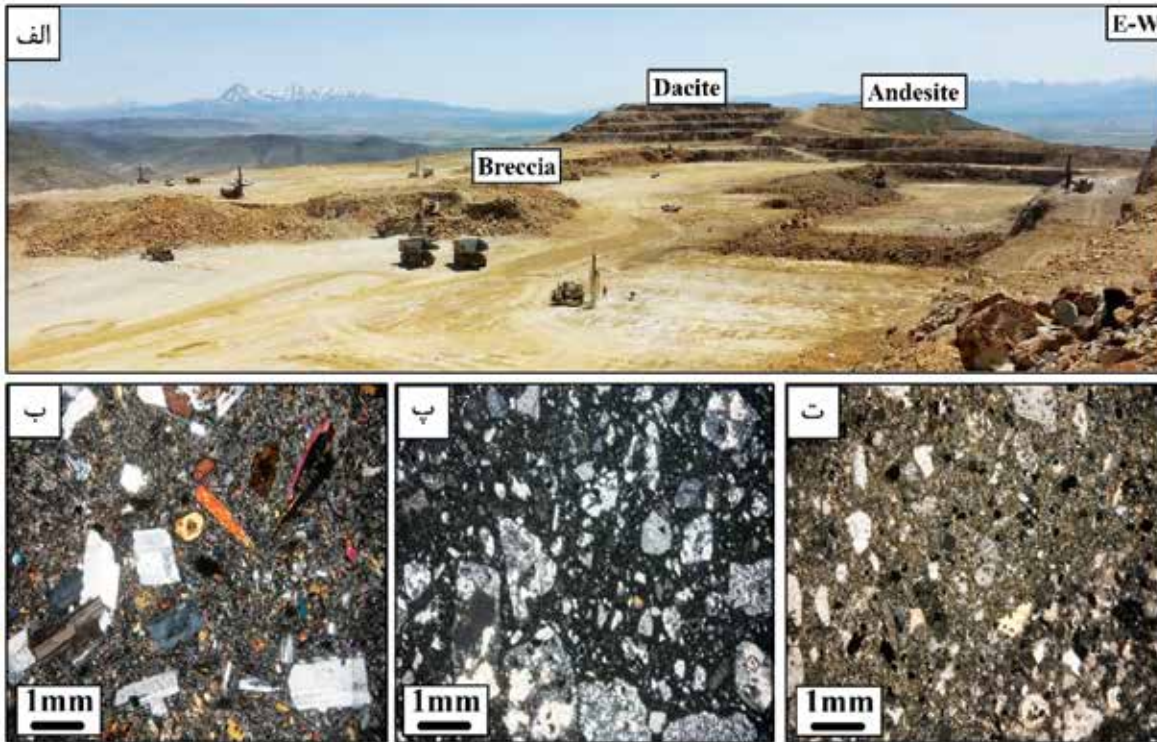
شکل ۱. الف) موقعیت جغرافیایی معدن طلای داشکسن در نقشه ساختاری ایران (Mohajjel et al., 2003)، موقعیت معدن داشکسن بین کمان ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه سنج-سیرجان نشان داده شده است، ب) معدن داشکسن بر روی نقشه ساده شده برگرفته از برگه زمین‌شناسی کوهین (خان‌نظر و همکاران، ۱۳۹۴)

و در برخی قسمت‌ها جریان یافتگی دارند. در بررسی‌های گمانه‌ها، دیواره برش با شیب تند و به شکل مخروطی به سمت عمق پیش می‌رود. این برش آتشفشانی از نوع دیاترم است و در اثر برخورد ماگما با آب زیرزمینی در اعماق کم ظاهر می‌شود. این برخورد (Lorenz, 1973; Martin et al., 2007) سبب فوران، انفجار گاز، اتساع شدید بخار آب حرارت دیده و در نهایت سقوط و ریزش سنگ‌های بالایی دیواره در مسیر خروجی می‌شود. درصد حجمی قطعات به زمینه در سطح زمین ۵۰ درصد می‌باشد. در بررسی اجمالی از برخی گمانه‌های حفاری، اندازه کلاست‌های موجود در هر این نوع برش به طرف عمق کاهش چشمگیری نشان می‌دهند به طوری که در بعضی جاها نمی‌توان به راحتی کلاست‌ها را مشاهده کرد.

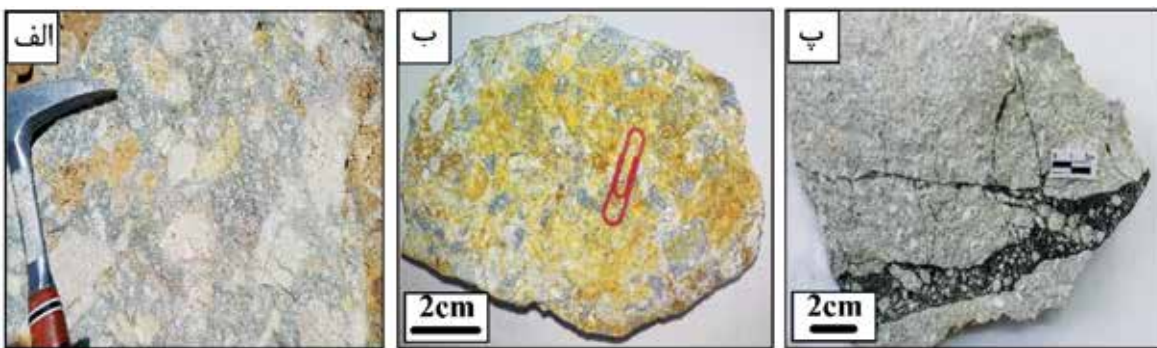
(شکل ۲-ت) با اندازه‌های متغیر (اغلب ۰/۵ تا ۲۰ سانتی‌متر) تشکیل شده است. در برش‌های داسیتی مشاهده شده در پیشکار، جنس قطعات داسیت‌پورفیری (شکل ۳-الف) و در برخی قسمت‌ها آندزیت‌پورفیری می‌باشد که گاهی همراه با تورمالین هستند (شکل ۳-ب)، در حالی که زمینه از کانی‌های آذرین دانه‌ریز کوارتز و فلدسپار (شبه توف) و به طور محلی بیوتیت ساخته شده‌اند، همچنین گزارش‌هایی از حضور قطعات آندزیت، شیبست و سیلتستون در اعماق بیشتر در گمانه‌ها وجود دارد. در مطالعات گذشته از گمانه‌ها، بر اساس ترکیب قطعات موجود، این برش‌ها (به ترتیب از سطح تا عمق) به سه دسته تقسیم شده‌اند (Wilkinson, 2005b) که عبارتند از برش با قطعات آذرین، برش با قطعات آذرین-دگرگونی و برش با قطعات دگرگونی پی‌سنگ. به عبارتی این قطعات برش‌ها از ریزش و سقوط سنگ‌ها به وجود آمده‌اند

1. Collapse

برش تورمالینی به صورت رگه‌ای با راستای شمال‌خاور- جنوب‌باختر دیده می‌شود. در برش تورمالین قطعات از جنس سنگ دیواره بوده و به شکل زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار با اندازه‌های متغیر (کمتر از ۰/۳ تا ۱۲ سانتی‌متر) در زمینه‌ای از کانی‌های گرمایی تورمالین و کوارتز (شکل ۳-پ) قرار دارد. کوارتز به صورت دانه‌ریز تا دانه‌متوسط می‌باشد. گاهی زمینه برش تورمالین جهت‌یافتگی نشان می‌دهند و نسبت زمینه به قطعات بیش از ۵۰ درصد می‌باشد.



شکل ۲. الف) عکس صحرایی از واحدهای زمین‌شناسی پیشکار استخراجی طلای داشکسن، آندزیت با رنگ تیره‌تر در چپ تصویر در کنار واحدهای داسیت پورفیری و برش دیده می‌شود. نمایش تصاویر میکروسکوپی واحدهای طلای داشکسن به کمک نور متقاطع (XPL)، (ب) آندزیت پورفیری، (پ) داسیت پورفیری دگرسان شده، (ت) برش داسیتی

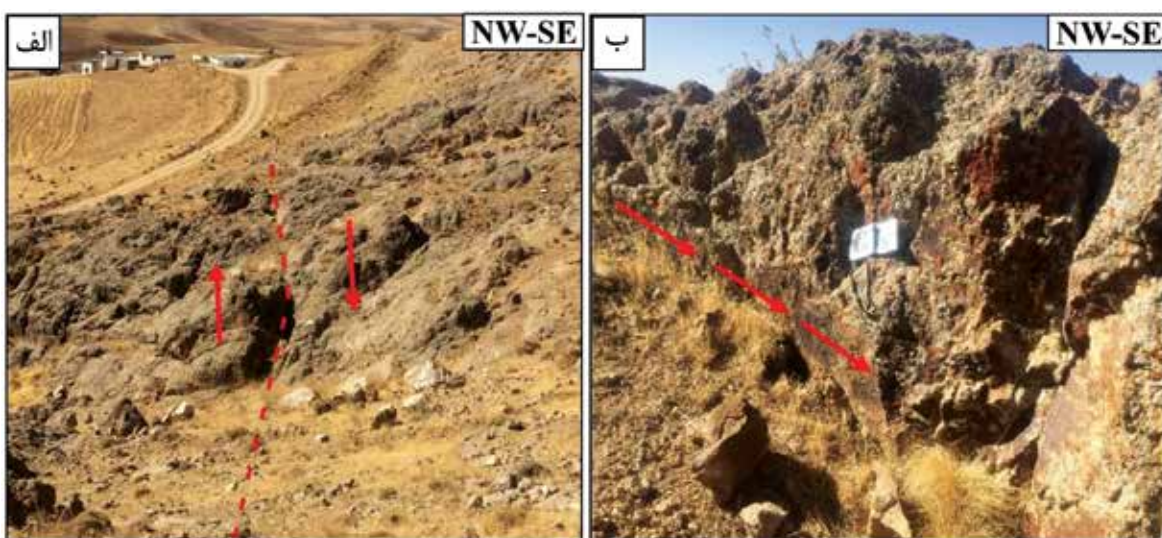


شکل ۳. نمونه‌های دستی از انواع برش‌های شناسایی شده در کانسار طلای داشکسن. شامل الف) برش داسیتی دگرسان شده با قطعات نیمه‌زاویه‌دار داسیت در زمینه کوارتز و فلدسپار، (ب) برش با قطعات آندزیت همراه با تورمالین که در زمینه داسیت دانه‌ریز قرار دارند، (پ) برش رگه‌ای تورمالینی، زمینه تیره‌رنگ مربوط به کانی‌های تورمالین و کوارتز است که فضای میان قطعات خرد شده داسیت را پر کرده است

زمین‌شناسی ساختمانی

است (شکل ۴). مشخصات هندسی این صفحات گسلی با استفاده از روش شیب و جهت شیب مقادیر $270/80$ (شکل ۴-الف) و $295/70$ (شکل ۴-ب) را نشان می‌دهد. مقادیر شیب این گسل‌ها زیاد بوده و بین 70 تا 80 درجه تغییر می‌کند و همچنین روند این گسل‌ها شمال‌خاوری-جنوب‌باختری تا شمالی-جنوبی می‌باشد. خطواره‌های لغزشی روی این صفحات گسلی حرکت امتداد لغز راستگرد را نشان می‌دهد (شکل ۴).

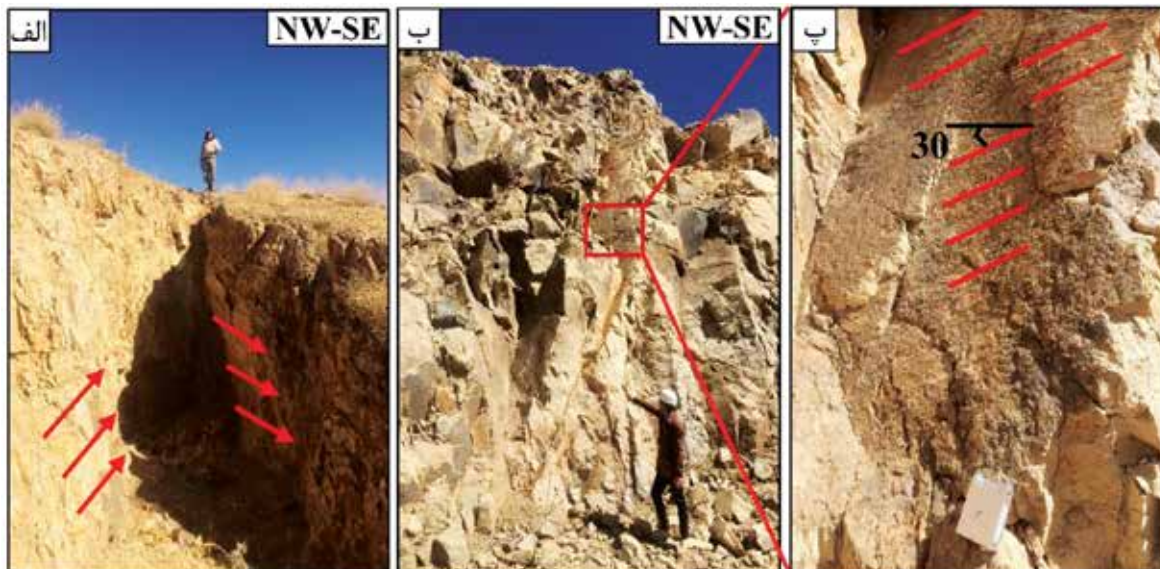
در منطقه طلای داشکسن گسل‌ها بیشتر روند شمالی-جنوبی و شمال‌خاوری-جنوب‌باختری داشته و به‌صورت پهنه‌های گسلی موازی دیده می‌شوند. با توجه به پوشیده شدن منطقه به‌وسیله نهشته‌های کواترنری، شناسایی ساختارهای گسلی در مطالعات صحرایی بیشتر معطوف به ترانشه‌ها، محدود رخنمون‌های سنگی و شواهد مورفولوژیکی بوده است. در رخنمون‌هایی از داسیت پورفیری در محدوده کانسار، صفحات گسلی با شیب زیاد باعث دگرشکلی شده



شکل ۴. رخنمون صفحات گسلی واقع در منطقه معدنی طلای داشکسن. الف) صفحه گسلی با مشخصات $270/80$ ، ب) صفحه گسلی با مشخصات $295/70$ با حرکت امتداد لغز راستگرد

می‌دهند. در یک رخنمون از این مقاطع یک صفحه گسلی با مشخصات $295/75$ قابل مشاهده است (شکل ۵-ب) که واحدهای داسیتی را بریده و باعث دگرشکلی شده است. خطواره‌های لغزشی روی این صفحه گسلی و ریک بردار لغزش صفحه گسلی که حدود 30 درجه است نشان‌دهنده حرکت راستالغز گسل است و همچنین عوارض روی این صفحه گسلی نشان‌دهنده حرکت راستگرد با مولفه نرمال این گسل راستالغز است (شکل ۵-پ). بر اساس مطالعات این پژوهش، کنترل‌کننده‌های ساختاری کانی‌سازی طلا عمدتاً گسل‌های پرشیب هستند که به نظر می‌رسد زون‌های تغذیه‌کننده عمیقی برای سیالات کانسار ساز طلا در منطقه باشند.

در محدوده طلای داشکسن علاوه بر محدود رخنمون‌های سنگی که صفحات گسلی در آنها برداشت گردید، ترانشه‌ی و مقاطع جدید سنگی حین برداشت مواد معدنی نیز اطلاعات ارزشمندی از صفحات گسلی و نحوه حرکت آنها به دست می‌دهد. در امتداد یکی از ترانشه‌های حفاری شده صفحه گسلی با مشخصات $310/85$ راستگرد قابل مشاهده است. این گسل پرشیب و نزدیک به قائم دارای حرکت امتداد لغز راستگرد است که هم فرادیواره و هم فرودیواره گسل در یک رخنمون قابل مشاهده است (شکل ۵-الف). در واقع پهنه خرد شده گسلی حین حفاری برداشت شده و دو دیواره گسلی باقیمانده است. در منطقه مورد مطالعه علاوه بر ترانشه‌ها، در بخش‌های فعال معدن نیز، مقاطع جدید مشخصات هندسی و کینماتیکی صفحات گسلی را به‌وضوح نشان



شکل ۵. رخنمون‌هایی از صفحات گسلی در معدن داشکسن. الف) صفحه گسلی با مشخصات ۳۱۰/۸۵ در امتداد ترانسه حرکت راستالغز راستگرد را نشان می‌دهد، ب و پ) دورنمایی از دیواره معدن. صفحه گسلی با مشخصات ۲۹۵/۷۵ و ریک بردار لغزش ۳۰ درجه که حرکت امتدادلغز راستگرد با مولفه نرمال را نشان می‌دهد

دگرسانی سنگ میزبان

ضعیف در شمال منطقه رخنمون دارد. این دگرسانی از کانی‌های سریسیت، کوارتز، پیریت، آلبیت، کلسیت، تورمالین و رس ساخته شده است. سریسیت در اثر تجزیه پلاژیوکلازها به مقدار ۵ تا ۴۵ درصد در زمینه و یا از تخریب درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت به وجود آمده است و فراوان‌ترین کانی دگرسان در ناحیه معدنی داشکسن می‌باشد. سریسیت به سه صورت ریزبلور در زمینه (فنجیت با ابعاد ۲۰ تا ۳۰ میکرون)، درشت‌بلور (۱ تا ۱/۵ میلی‌متر) و شعاعی (۲ تا ۳ میلی‌متر) حضور دارد. گاهی سریسیت‌ها به کلریت تجزیه شده‌اند. کانی کوارتز اغلب در زمینه (با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، شکل ۶-الف) و یا به صورت رگچه حضور دارد. پیریت به شکل‌های پراکنده (با دو اندازه بلور ۰/۶ و ۲/۲ میلی‌متر)، اسفنجی، دودکائندرون و رگچه‌ای دیده می‌شود. گاهی تجزیه درشت بلورهای فلدسپار به کربنات و رس و تجزیه کانی‌های فرومنیزین به بلورهای دانهریز تورمالین در زمینه سنگ فیلیکی شده به چشم می‌خورد.

دگرسانی سیلیسی با راستای شمال‌خاور-جنوب‌باختر، با درجات متنوعی و گسترش محدود در مرکز پیشکار اکتشافی به صورت رگه‌ای، برشی، شکافه‌پرکن و پراکنده برونزد دارد و ارتباط نزدیک با دگرسانی تورمالینی دارد.

دگرسانی با روند تقریبی شمال‌خاوری-جنوب‌باختری گستره کانسار طلای داشکسن را تحت تاثیر قرار داده و از تنوع خوبی برخوردار است. مطالعات این پژوهش دگرسانی‌های فیلیک، سیلیسی، تورمالینی، آرژیلیک، کمتر پروپلیتیک و شستشوی اسیدی حاصل از فرآیند برونزاد را شناسایی کرده است (شکل ۶). دگرسانی‌های سیلیسی و تورمالینی همراه با عیارهای طلا دیده می‌شوند و دیواره این دو دگرسانی بر معبر خروجی برش داسیتی تطابق دارد. دگرسانی پتاسیک در سطح زمین مشاهده نگردید در حالی که در گمانه‌های با عمق بیش از ۳۰۰ متر، رخنمون‌های اندکی از رگه‌های کوارتز، سولفید و مگنتیت همراه با پتاسیم فلدسپار (آدولاریا) گزارش شده است (Richards et al., 2006).

دگرسانی فیلیک با رنگ آجری روشن، اولین و فراگیرترین دگرسانی (شکل ۲-الف) در منطقه داشکسن می‌باشد. گسترش آن در حد صدها متر می‌رسد و به دو شکل همراه با تورمالین و فاقد تورمالین دیده می‌شود. دگرسانی فیلیک همراه با تورمالین با شدت بیشتر، در مرکز و خاور منطقه معدنی و در واحدهای داسیت و برش داسیتی گسترش زیادی دارد در حالی که دگرسانی فیلیک فاقد تورمالین به صورت

هیدروکسیدهای آهن در دگرسانی آرژیلیک نشان می‌دهد. همراهی زئولیت‌های شاخص لامونتیت و هیولاندیت با سایر رس‌ها، اغلب در سیستم‌های ژئوترمال دما بالا دیده می‌شود (Okrugin et al., 2015). در سطح آثار ژاروسیت به صورت رگچه‌های حنایی رنگ و یا به صورت پراکنده در آرژیلیک قابل مشاهده می‌باشد که به اکسید شدن پیریت‌ها در این دگرسانی اشاره دارد.

دگرسانی پروپلیتیک ضعیف در جنوب‌باختر با حضور کانی‌های کلریت و اپیدوت با گسترش کمی مشاهده می‌شود. وجود رخنمون‌های بسیار اندک پروپلیتیک از ویژگی‌های کانسار داشکسن می‌باشد. بخشی از فنوکریست‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز در سنگ آندزیت به ترتیب به کلریت، اپیدوت و کمی کلسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند (شکل ۶-ج).

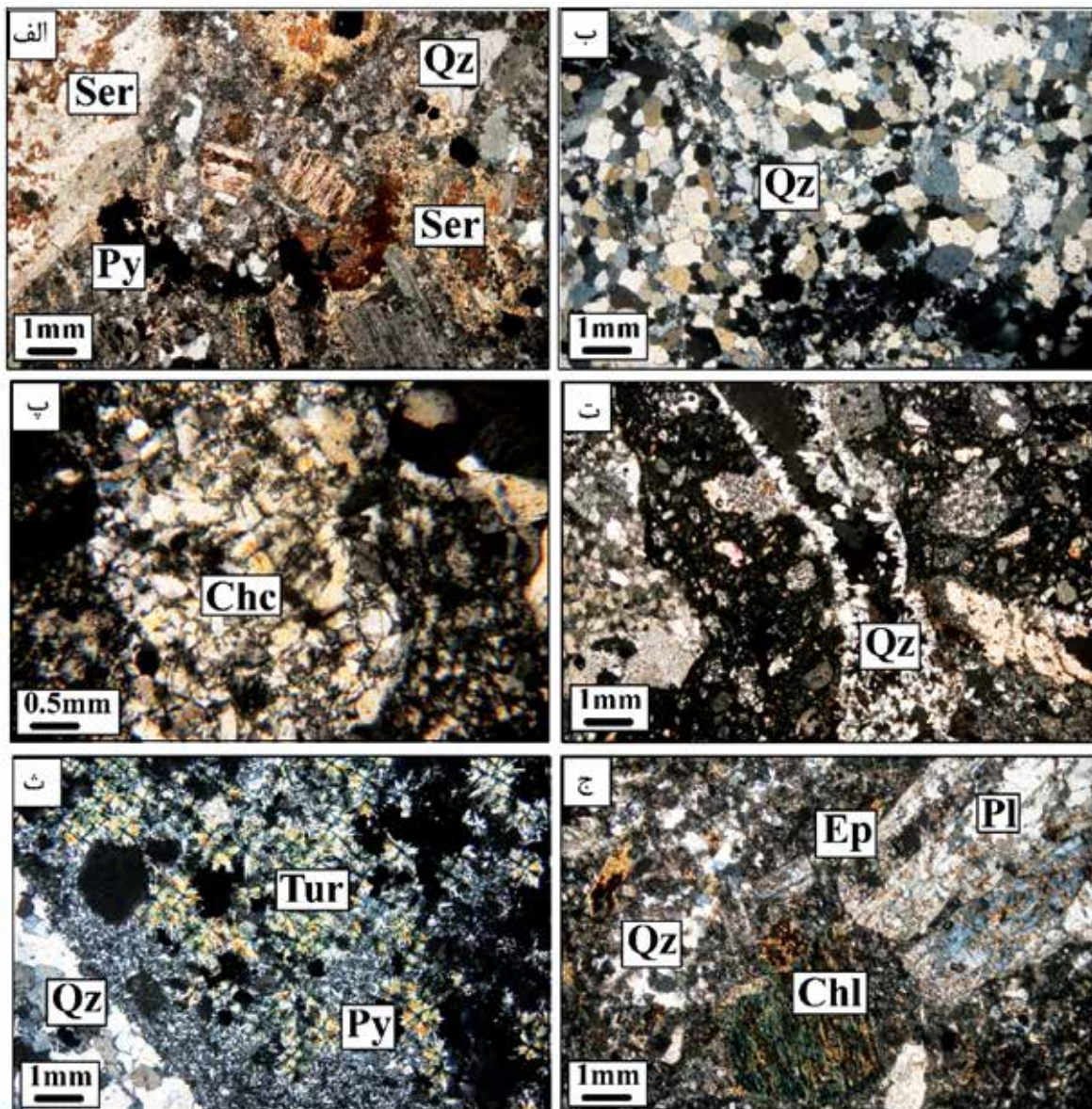
کانه‌زایی

ناحیه طلادار داشکسن با ابعاد طولی ۱۲۰۰ متر در پهنا ۳۵۰ متر در راستای شمال‌خاور-جنوب‌باختر (N33E) دیده می‌شود و در سنگ میزبان‌های برش و داسیت پورفیری رخ داده است. ضخامت ناحیه پرعبار طلا در سطح به ۲۵۰ متر می‌رسد و عمدتاً از کانی‌های سولفیدی استینیت (گاهی تا ۶۰ درصد حجمی رگه، شکل ۷-الف)، آلگار و اورپیمنت (۱۰ درصد حجمی رگه)، پیریت (۵ تا ۲۰ درصد حجمی سنگ (شکل‌های ۷-ب و پ)، مارکازیت (۲-۱ درصد)، گالن (۵ درصد)، آرسنوپیریت (۴-۱ درصد)، کالکوپیریت (۲-۱ درصد)، اسفالریت، بورنیت (کمتر از ۰/۵ درصد) تشکیل شده است. کانی‌سازی سولفیدی به لحاظ بافتی از نوع رگه، رگچه، استوک‌ورک (شکل ۷-ب)، دانه‌پراکنده (شکل ۷-پ)، دوده‌ای (شکل ۷-ت)، شکافه‌پرکن (شکل ۷-ث) و جانشینی رخ داده است. پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در منطقه معدنی داشکسن می‌باشد و به اشکال اسفنجی (ابعاد ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر، شکل ۷-ج)، خودشکل (۰/۳ تا ۲ میلی‌متر شکل ۷-چ)، بی‌شکل در رگچه‌ها (ضخامت ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر شکل ۷-ح)، جانشینی با کانی‌های بیوتیت و سریسیت، دوده‌ای خاکستری (sooty pyrite) (شکل ۷-ت) و نیز تجمعات دانه‌ریز پیریت (شکل ۷-خ) دیده می‌شود.

از کانی‌های مهم آن کوارتز (شکل ۶-ب)، کمتر کلسدون (شکل ۶-پ)، پیریت و آلکالی فلدسپار می‌باشد. کوارتز اغلب به صورت‌های دانه‌درشت، دانه‌ریز و کمتر کریستالین به صورت لکه‌ای، رگه-رگچه و کمتر شانه‌ای (شکل ۶-ت) دیده می‌شود.

دگرسانی تورمالینی با گسترش محدود و عمدتاً در مرکز و جنوب‌خاور منطقه و با رنگ تیره در رگه‌های برش تورمالین (شکل ۳-پ)، و همچنین در زمینه داسیت پورفیری و برش داسیتی دیده می‌شود. گاهی این دگرسانی به دلیل میزبانی طلا اهمیت پیدا می‌کند. کانی‌های سازنده آن تورمالین، کوارتز حفره‌دار و پیریت می‌باشد. تورمالین به صورت‌های درشت‌بلور (۳/۵ میلی‌متر)، متوسط بلور (۲ میلی‌متر) و شعاعی و خورشیدی شکل (از ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر) در زمینه سنگ و در رگه-رگچه تشکیل شده است. دانه‌های تورمالین رنگ‌های سبز کم‌رنگ تا زرد کم‌رنگ، و زرد تا قهوه‌ای نشان می‌دهند. تجمعات شعاعی همراه با رگچه‌های کوارتز بوده (شکل ۶-ث) و جانشینی کانی هورنبلند و مافیک توسط تورمالین در زمینه دیده می‌شود. تورمالین‌های زمینه در خاور منطقه دیده می‌شود در حالی که تورمالین‌های رگچه‌ای در جنوب‌خاور پهنه پرعبار طلا رخنمون دارند.

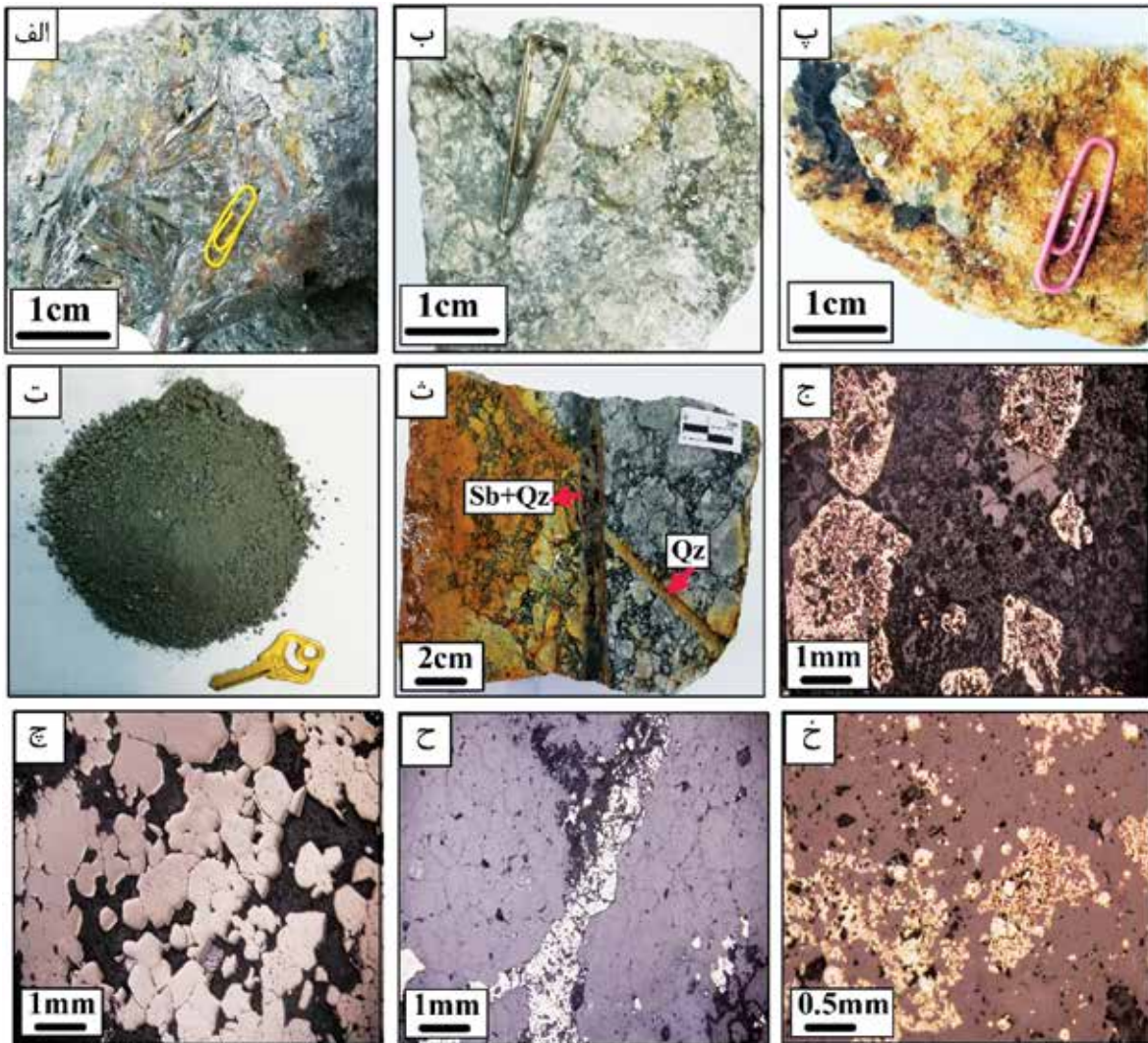
دگرسانی آرژیلیک به صورت رخنمون‌های متعدد و پراکنده در منطقه و در افق‌های سطحی برونزد خوبی دارد و تفکیک آن از دگرسانی حاصل از هوازدگی دشوار می‌باشد. در نمونه‌برداری سطحی که در گذشته انجام گرفته بود به حضور کانی‌های آلونیت و کائولینیت در زون آرژیلیک اشاره شده است (راسناتاد و همکاران، ۱۳۷۹)، در حالی که در منطقه معدنی داشکسن، دگرسانی حاصل از هوازدگی که در اثر اکسید شدن پیریت‌ها در پهنه فیلیک شکل گرفته است، به صورت محلی تا عمق تقریبی ۳۰۰ متر (Richards et al., 2006) گسترش دارد. به منظور شناسایی کانی‌ها، چهار نمونه از افق‌های مختلف از پیشکار (شکل ۲-الف) برداشت گردید. نتایج طیف پراش اشعه ایکس (XRD) حضور فازهای کانیایی کائولینیت، آلبیت دما بالا، کوارتز، هیدروبیوتیت، مسکویت و زئولیت (لامونتیت و هیولاندیت) همراه با ژاروسیت، لیمونیت و



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از نواحی دگرسانی داشکسن (XPL). الف) دگرسانی فیلیک با حضور فراوان سریسیت بر روی فلدسپار، کوارتز و پیریت اسفنجی در زمینه به‌آسانی قابل شناسایی است، ب) دگرسانی سیلیسی همراه با بلورهای کوارتز با اندازه‌های مختلف، پ) کلسدونی به‌صورت تاخیری بر روی بلورهای کوارتز نهشته شده است، ت) کوارتز با بافت شانه‌ای دگرسانی فیلیک را قطع می‌کند، ث) دگرسانی تورمالینی با تورمالین‌های متوسط بلور و کوارتز حفره‌دار همراه شده است، ج) دگرسانی پروپلیتیک ضعیف که با کلریت و اپیدوت همراه شده است (Chl= chlorite, Chc= chalcedony, Ep= epidote, Pl= plagioclase, Ser= sericite, Tur= tourmaline, Qz= quartz)

در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند و مطالعات پروب انجام گرفته نشان می‌دهد فاقد کانی‌سازی طلا هستند (مرادی، ۱۳۹۷) (شکل ۶-الف). پیریت‌های خودشکل به‌صورت پراکنده در دو مرحله زمانی حضور دارند، در مراحل ابتدایی‌تر همراه با کالکوپیریت، گالن، تورمالین و کوارتزهای دانه‌درشت تا دانه‌متوسط حفره‌دار (شکل ۶-ث) و در مراحل نهایی همراه با استیبینیت (شکل ۷-الف)، اورپیمنت، رالگار و کوارتزهای دانه‌درشت شانه‌ای دیده می‌شود. عمده کانی‌سازی استیبینیت

در مطالعات گذشته از داشکسن، تجمعات دانه‌ریز پیریت به پیریت‌های فرامبوئیدال (راستاد و همکاران، ۱۳۷۹) و یا دوده‌ای (Richards et al., 2006) منسوب شده است. طلا عمدتاً به‌صورت محلول جامد با تجمع‌های پیریت، پیریت‌های دوده‌ای، پیریت‌های خودشکل سالم و نیز به‌صورت آزاد وجود دارد. پیریت‌های اسفنجی قدیمی‌ترین نسل پیریت بوده و ادخال‌هایی از کالکوپیریت و کوولیت دارند و به‌صورت دانه‌پراکنده در زمینه‌ای از سریسیت و کوارتز دانه‌ریز تا متوسط



شکل ۷. نمونه‌های دستی و تصاویر میکروسکوپی کانی‌سازی داشکسن. الف) بلورهای کشیده استیبینیت همراه با دانه‌های پراکنده اورپیمنت و رآلگار، ب) رگچه‌های استوکورک پیریت که در زمینه برش داسیتی مشاهده می‌شود، پ) پیریت‌های دانه‌درشت پراکنده (اندازه دانه‌ها به ۹ میلی‌متر می‌رسد)، ت) پیریت دوده‌ای، ث) رگه استیبینیت (به صورت عمودی) رگه مایل کوارتز را در زمینه برش داسیتی قطع کرده است، ج) پیریت‌های اسفنجی، چ) پیریت‌های خودشکل سالم، ح) رگچه پیریت در میزبان داسیت پورفیری، خ) تجمع‌های دانه‌ریز پیریت. (Sb= stibnite, Qz= quartz)

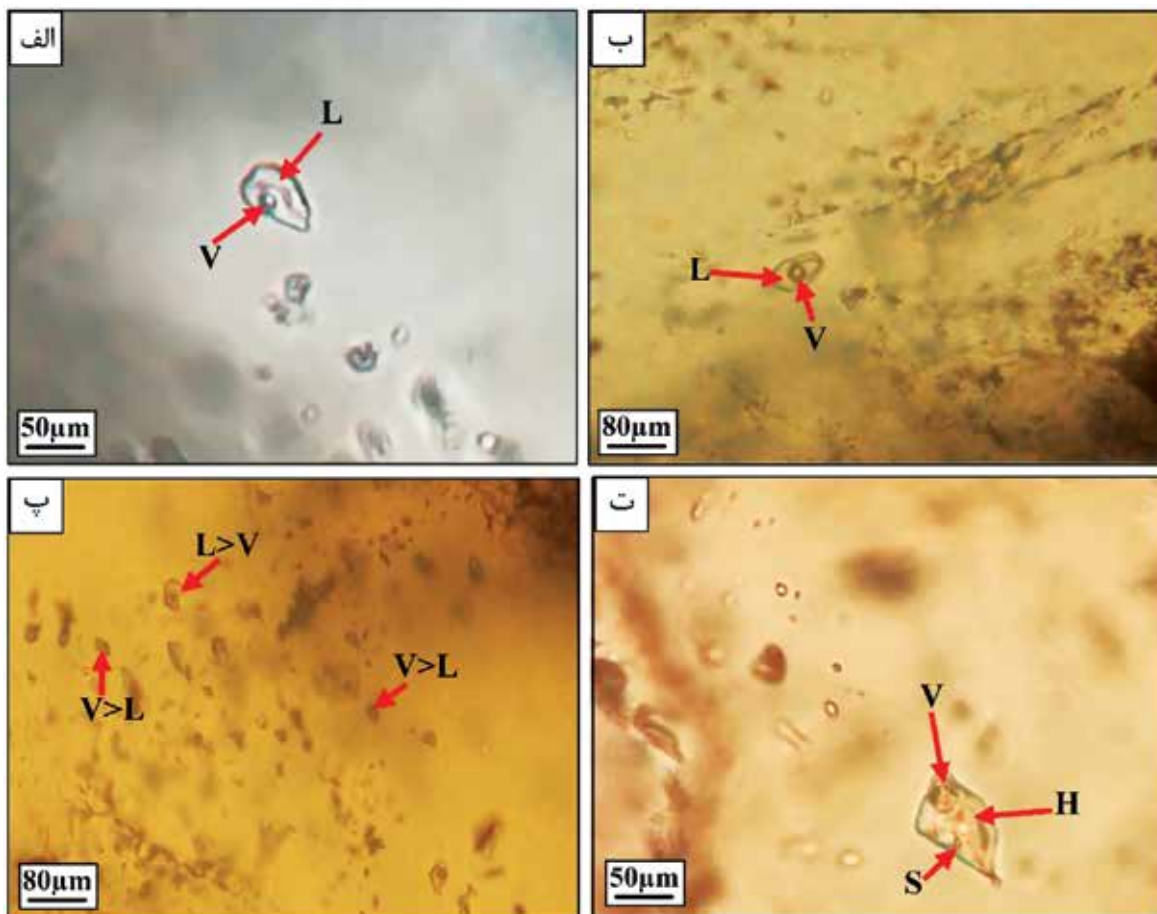
نشان از حضور دو نوع میانبار سیال اولیه و ثانویه دارد که در این پژوهش میانبارهای اولیه اندازه‌گیری شدند. میانبارها به صورت پراکنده و گاهی تجمعی دیده می‌شوند و اندازه آنها متوسط تا درشت (۵ تا ۷۰ میکرون) می‌باشد (شکل ۸). میانبارهای مشاهده شده به شکل‌های چندضلعی، سه‌گوش، بیضی، کشیده، میله‌ای، نامنظم و بی‌شکل و از نوع دوفازی و کمتر سه‌فازی و بندرت تک فازی هستند، هرچند بندرت میانبار با شکل منفی بلور در کوارتزهای همراه با تورمالین نیز دیده می‌شود. آن‌ها در دمای اتاق در گروه‌های زیر رده‌بندی می‌شوند: ۱) دوفازی‌های آبگین غنی از مایع ($L > V$) که ۵

و گالن در خاور (منطقه آق‌داغ) گسترش یافته‌اند. کانی‌های باطله اصلی همراه پیریت شامل سرسیت (۳۰-۸۰ درصد)، کوارتز (۲۰-۳۰ درصد)، کمتر کلسدونی، کربنات و تورمالین (۳۰-۱۰ درصد) می‌باشند.

میانبارهای سیال

به منظور بررسی میانبارهای سیال، مقاطع دوبرصیقل از انواع مختلف کوارتز در رگچه‌های کوارتز-پیریت خودشکل، کوارتز-تورمالین، کوارتز-پیریت دانه‌ریز و کوارتز-استیبینیت مورد مطالعه قرار گرفتند (جدول ۱). مطالعات پتروگرافی

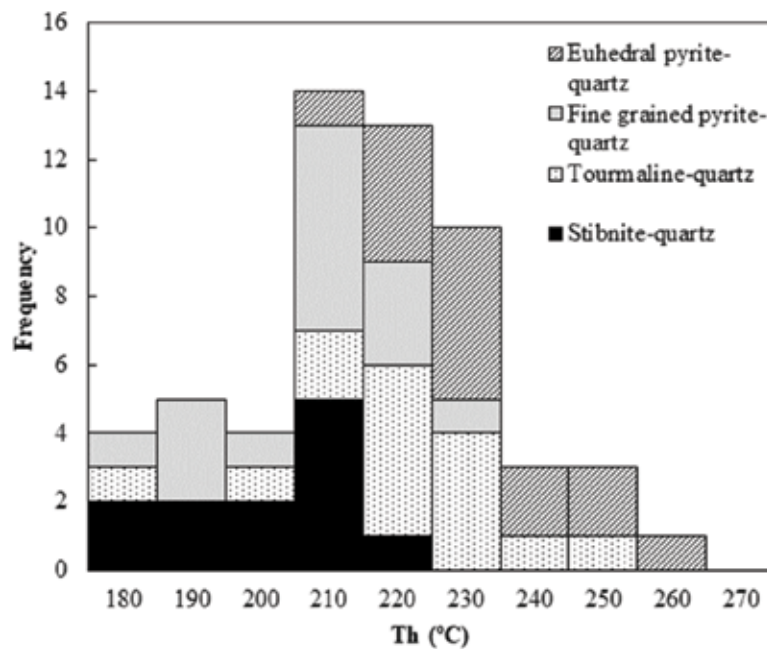
درصد حجمی آن از گاز پر شده است و فراوان ترین نوع مشاهده شده هستند (شکل ۸-الف). ۲) دوفازی های آبگین غنی از مایع ($L > V$) که ۲۰ درصد حجمی آن از گاز پر شده است (شکل ۸-ب). ۳) دوفازی های غنی از گاز ($L < V$)، (شکل ۸-پ). ۴) به ندرت سه فازی های هالیت دار همراه با حباب گاز ($L+S+V$) که به علت تعداد خیلی اندک از اندازه گیری آنها صرف نظر شد. ۵) بندرت سه فازی های هالیت دار همراه با کانی دختر و حباب گاز ($L+S+V$) (شکل ۸-ت).



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی از میانبرهای سیال با شکل و اندازه‌های متنوع از کانسار طلای داشکسن. همه تصویرها در محیط اتاق عکس برداری شده‌اند. الف) میانبار غنی از مایع (۵ درصد از گاز پر شده است) در رگه کوارتز استیبنیت، ب) میانبار دوفازی غنی از مایع (۲۰٪ از گاز پر شده است) از کانی کوارتز در رگه کوارتز پیریت دانه ریز، پ) میانبرهای نوع ۱، ۲ و ۳ در کنار هم در رگه کوارتز تورمالین، ت) میانبار نوع ۵ شامل هالیت (H)، گاز (V) و کانی نوزاد (S) در رگه کوارتز پیریت خودشکل همراه با میانبار نوع ۱

جدول ۱. خلاصه داده‌های مطالعات ریز دماسنجی میانبرهای سیال دوفازی کوارتز در کانسار طلای داشکسن (Te): دمای ذوب اولین تکه یخ، Tm ice: دمای ذوب آخرین تکه یخ، TH: دمای همگن شدن و Salinity: میزان شوری

Type of vein	Te (°C)		Tm ice (°C)		Th (°C)		Salinity (wt./ NaCl eq.)
	n	Rang	n	Rang	n	Rang	
Quartz-euhedral pyrite	۱۵	-۱۲ to -۱۳/۲	۱۵	-۵۲/۲ to -۵۳/۵	۱۵	۲۱۹ to ۲۶۰	۱۵/۹۵ to ۱۷/۰۶
Quartz-tourmaline	۱۵	-۱۲ to -۱۲/۹	۱۲	-۵۲/۶ to -۵۳/۶	۱۵	۱۸۹ to ۲۵۰	۱۵/۹۵ to ۱۶/۷۹
Quartz-fine grained pyrite	۱۵	-۱۳/۲ to -۱۴/۲	۱۵	-۵۵ to -۵۵/۷	۱۵	۱۸۷ to ۲۳۷	۱۷/۰۶ to ۱۷/۹۴
Quartz-stibnite	۱۲	-۱۲/۳ to -۱۳/۲	۱۲	-۵۲/۶ to -۵۳/۷	۱۲	۱۸۳ to ۲۲۶	۱۶/۲۴ to ۱۷/۰۶



شکل ۹. نمودارهای فراوانی دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال در نمونه‌های کوارتز از مراحل مختلف کانی‌سازی در کانسار طلای داشکسن

تورمالین ۰/۹۴ تا ۱/۰ g/cm^۳، کوارتز-پیریت دانه‌ریز ۰/۹۶ تا ۱/۰۱ g/cm^۳ و کوارتز-استیینیت ۰/۹۷ تا ۱/۰۱۵ g/cm^۳ می‌باشد. کاهش دمای همگن شدن میانبارهای موجود در کوارتز طی توالی حضور کانی‌های سریسیت، تورمالین، پیریت و استیینیت با کاهش چگالی همراه بوده است و یک روند خطی نشان می‌دهد (شکل ۱۰). به عبارتی پدیده افزایش چگالی با کاهش دما می‌تواند تحت تاثیر پدیده جوشش سبب تشکیل سیالی با چگالی بالاتر شود. در نمودار دما در مقابل شوری میان بارها روند خطی (Shepherd et al., 1985) به سمت کاهش دما نشان می‌دهند که می‌توانند به سرد شدن سیال در بازه زمانی کوتاه اشاره داشته باشند (شکل ۱۱).

ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن

مطالعات ایزوتوپ پایدار اطلاعاتی از منشأ، شیمی محلول، انتقال و محل ذخیره سیالات کانسار ساز و حتی دمای تشکیل کانی‌سازی را نشان می‌دهد (Hoefs, 2015). در این رابطه ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن نمایشگرهای مهمی از ویژگی و تکامل سیال کانه‌ساز می‌باشند (Chen et al., 2009; Taylor, 1971). کوارتز همراه پیریت‌های اسفنجی/خودشکل و تورمالین مرتبط با کانی‌سازی طلای داشکسن به‌منظور بررسی منشأ

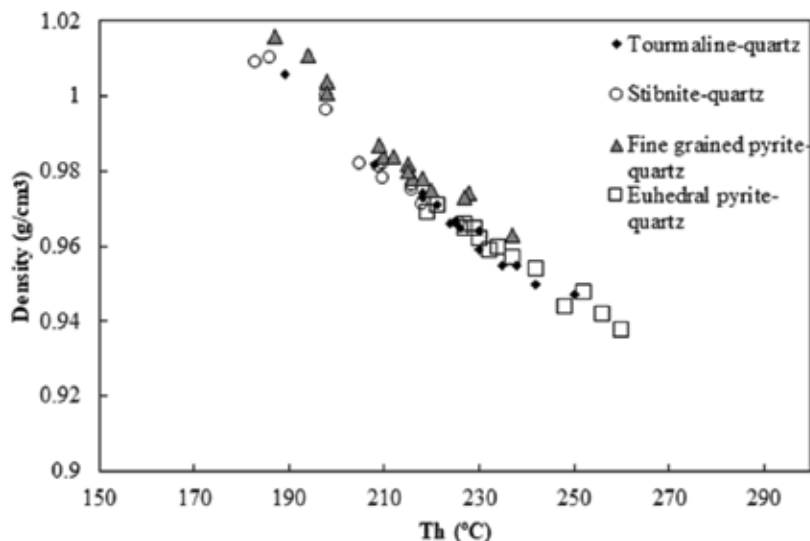
کوارتز-پیریت خودشکل: میانبارها به‌صورت دوفازی آبگین نوع ۲ و سه‌فازی نوع ۴ و ۵ هستند. بالاترین دمای همگن شدن (TH) در این نوع کوارتز اندازه‌گیری شده است (شکل‌های ۹ و ۱۰).

کوارتز-تورمالین: میانبارهای اولیه و ثانویه به‌وفور در آن وجود دارد و اندازه آن‌ها ۲۰ تا ۷۰ میکرون متغیر می‌باشد. در آن میانبارهای دو فازی نوع ۱، ۲ و ۳ به‌طور هم‌زمان با سه‌فازی نوع ۴ دیده می‌شود. در میانبار دوفازی نوع ۱ بندرت کانی نوزاد قابل مشاهده هست.

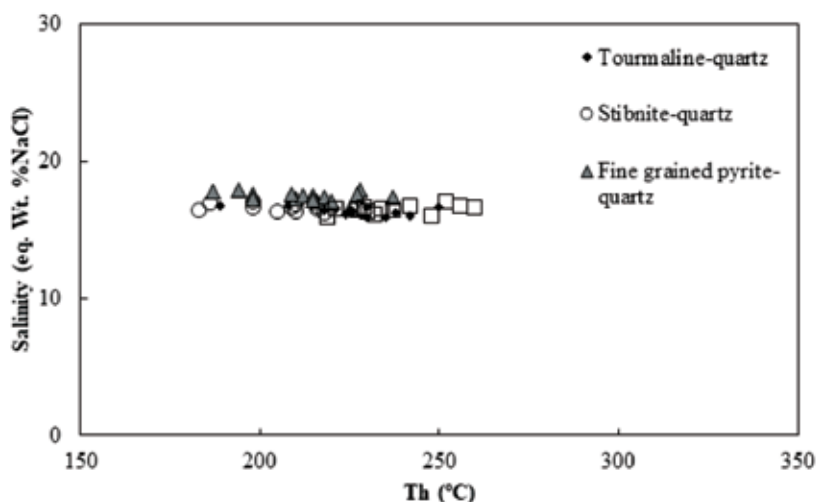
کوارتز-استیینیت: عمدتاً میانبارهای دو فازی نوع ۱ و ۲ و بندرت نوع ۳ در آن دیده می‌شود که پس از همگن شدن به فاز مایع تبدیل می‌شوند و اندازه ۵ تا ۵۰ میکرون متغیر می‌باشند. کمترین دمای همگن شدن و چگالی در این میانبارها اندازه‌گیری شده است (شکل‌های ۹ و ۱۰).

کوارتز-پیریت دانه‌ریز: برعکس میانبارهای ثانویه، میانبارهای اولیه به‌وفور در آن مشاهده می‌گردد. از لحاظ شکل ظاهری درشت (۵ تا ۶۰ میکرون) و اغلب دوفازی آبگین از نوع ۱ و ۲ هستند.

چگالی میانبارهای دوفازی موجود در کوارتز به کمک نرم‌افزار Flincor محاسبه گردید. چگالی محاسبه شده در کوارتز-پیریت خودشکل ۰/۹۳ تا ۰/۹۷ g/cm^۳، در کوارتز-



شکل ۱۰. نمودار دمای همگن شدگی در مقابل چگالی میانبارهای دو فازي اندازه‌گیری شده در کانسار طلای داشکسن



شکل ۱۱. نمودار شوری در مقابل دمای همگن شدگی میانبارهای سیال، از مراحل مختلف کانی‌سازی در کانسار طلای داشکسن

درحالی‌که مقادیر ایزوتوپ اکسیژن برای میانبارهای تورمالین بین ۸/۵ تا ۱۲/۳ پرمیل با میانگین ۱۰/۷ پرمیل می‌باشد (شکل ۱۲). به عبارتی مقدار ایزوتوپ اکسیژن از کوارتز به سمت تورمالین افزایش اندکی دارد.

به‌منظور مقایسه، میانگین مقادیر ایزوتوپ اکسیژن کانسارهای طلای اپی‌ترمال ترکیه در نوع عمیق (کانسار Ulu Dere) و در نوع سطحی (کانسار Kara) به‌ترتیب ۷/۵ و ۲ پرمیل می‌باشد (Yilmaz et al., 2010) که می‌تواند شاخصی برای اکتشاف طلا نیز در نظر گرفته شود. مقادیر اندازه‌گیری شده ایزوتوپ هیدروژن (δD_{H_2O}) میانبارهای سیال استخراج شده از کوارتز در منطقه داشکسن بین

ایزوتویی سیال انتخاب گردیدند. اندازه‌گیری ایزوتوپ‌ها در جدول ۲ آمده است و مقادیر ایزوتویی اکسیژن کانی کوارتز بر مبنای (Kotzer et al., 1993) در دمای میانگین ۲۳۵ درجه سانتی‌گراد به‌دست‌آمده از مطالعات ریزدماسنجی این پژوهش، با معادله زیر

$$10^3 \ln \alpha_{\text{Quartz/Water}} = D(10^6)/T^2 + E(10^3)/T + F \quad (\text{Kotzer et al., 1993})$$

تصحیح شده است. مقادیر E، D، و F به‌ترتیب ۱/۰۰۰، ۰/۳۹۰ و ۰/۰۰۰ می‌باشد. مقادیر اندازه‌گیری شده ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}O_{H_2O}$) میانبارهای موجود در کانی کوارتز بین ۶/۶ تا ۹/۳ پرمیل با میانگین ۷/۸۵ پرمیل می‌باشد

بحث

کمپلکس‌های انتقال دهنده و ته‌نشست طلا

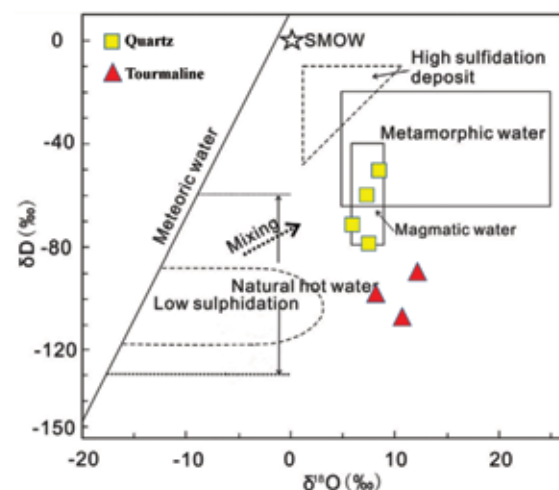
طبق بررسی‌ها، کمپلکس‌های بی‌سولفیدی (سیال کاهنده) و کلریدی (سیال اکسیدی) مهم‌ترین مکانیسم‌های انتقال دهنده طلا در سامانه‌های گرمایی هستند (Hayashi; Shenberger and Barnes, 1989; Benning and Seward, 1991 and Ohmoto, 1996; Pal'yanova, 2008). بر این اساس، کمپلکس بی‌سولفیدی انتقال دهنده طلا در سامانه گرمایی با شوری پایین، $\log f_{O_2}$ پایین و pH متغیر، حمل می‌شود. ترکیب بی‌سولفیدی $Au(HS)_2^-$ به‌عنوان یک کمپلکس مهم در شرایط pH نزدیک به خنثی تا اسیدی ضعیف در محلول‌های سولفیدی احیایی دما پایین است (Shenberger and Barnes, 1989; Benning and Seward, 1996). در حالی که ترکیبات $AuHSO$ و $HAu(HS)_2^-$ در شرایط pH قلیایی پایدارترند (Benning and Seward, 1996). کمپلکس کلریدی $AuCl_2$ نیز در شرایط اسیدی، شوری و دمای بالا و سیال فقیر از H_2S (نسبتاً بالا) غالب است (Pal'yanova, 2008).

کانسار طلای داشکسن مشابه بسیاری از رخدادهای طلای رگه‌ای گرمایی، از لحاظ شرایط دما و فشار، در ارتباط با توده‌های نیمه‌عمیق تا خروجی پهنه ماگمایی داشکسن- تکاب تشکیل شده است. شوری پایین تا متوسط، وجود سیالات آبگین (مقادیر ناچیز کربنیک)، pH خنثی تا قلیایی ضعیف و محتوای احیایی کانی‌ها (استینیت، سولفید آرسنیک، پیریت و آرسنوپیریت)، از خصوصیات بارز سیال کانه‌ساز در این نوع ذخایر است (Mikucki, 1998; and Ridley, 1993). با توجه به وجود تورمالین، کائولینیت و سریسیت به‌عنوان باطله‌های اصلی همراه کانسنگ طلا در منطقه، می‌توان چنین استنباط کرد که pH سیال بین ۵ تا ۶ متغیر است (Yoo, 2000; Yoo et al., 2010). با توجه به عدم رخداد کانی‌های اکسیدی نظیر هماتیت و عدم حضور ترکیبات تلوریوم و بیسموت‌دار، حاکی از ترکیب احیایی سیال گرمایی کانه‌ساز در منطقه داشکسن است. علاوه بر آن، در کانسار داشکسن، به دلیل

۵۱- تا ۸۱- پرمیل با میانگین ۶۷- پرمیل و از تورمالین بین ۹۳- تا ۱۱۱- پرمیل با میانگین ۱۰۳- پرمیل اندازه‌گیری شدند. در نمودار تغییرات دلتای اکسیژن در مقابل هیدروژن، نمونه‌های کوارتز-پیریت در پنجره ماگمایی و تورمالین در واکنش با آب‌های جوی قرار می‌گیرند، هرچند دو نمونه از میانبارهای کوارتز در لبه پنجره ماگمایی دیده می‌شود (شکل ۱۲). بدین ترتیب کوارتز-پیریت اسفنجی در دگرسانی فیلیک، منشأ ماگمایی و نمونه‌های کوارتز-پیریت خودشکل در لبه پنجره (شکل ۱۲) قرار گرفته‌اند و حضور اندکی آب جوی همراه با آب ماگمایی نشان می‌دهند. بر روی نمودار، نقاط ایزوتوپی قرار گرفته از کوارتز و تورمالین یک روند نزولی نشان می‌دهند (شکل ۱۲) که به‌طور کلی می‌تواند به اختلاط با آب‌های جوی اشاره کند.

جدول ۲. ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن کوارتز در کانسار طلای داشکسن. * مقادیر اکسیژن تصحیح شده است

Sample no.	Minerals	$\delta^{18}O_{\text{mineral}}^*$	$\delta^{18}O_{\text{fluid}}$	δD_{fluid}
DK-Qz01	quartz	13.54	9.3	-51
DK-Qz02	quartz	12.0	7.7	-63
DK-Qz03	quartz	11.26	6.6	-73
DK-Qz04	quartz	12.14	7.8	-81
DK-BR11	tourmaline	15.41	8.5	-102
DK-BR21	tourmaline	18.26	11.3	-111
DK-BR22	tourmaline	19.21	12.3	-93



شکل ۱۲. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در مقابل هیدروژن سیالات کانسارساز در کانسار طلای داشکسن. پنجره‌های ایزوتوپی مربوط به محدوده‌های ماگمایی، دگرگونی و SMOW می‌باشد. موقعیت کانسارهای طلا از نوع سولفید پایین و بالا در نمودار اضافه شده است (با تغییراتی از Hedenquist and Lowenstern, 1994)

است (بهارفیروزی و همکاران، ۱۳۹۴). در محدوده کانسار طلای داشکسن گسل‌ها کنترل‌کننده‌های ساختاری مهمی هستند که بیشتر از نوع گسل‌های با روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری تا شمالی-جنوبی با شیب زیاد هستند. این روند با روند رگه‌های کوارتز-تورمالین هم‌مانگی دارد. همچنین روند به‌دست‌آمده مشابه روندهای مطالعه شده در سایر کانسارهای طلای ناحیه تکاب می‌باشد (بهارفیروزی و همکاران، ۱۳۹۴). مشخصات هندسی و جنبشی این صفحات گسلی نشان‌دهنده حرکت امتدادلغز راستگرد همراه با مولفه کششی بوده که گویای حاکم بودن حرکات برشی راستگرد در محدوده کانسار طلای داشکسن است.

جایگیری سنگ‌های آذرین در پهنه ماگمایی داشکسن-تکاب در دو چرخه رخ داده است. چرخه اول از سنگ‌های اسیدی آلکان و ساب‌آلکان (پیتاسیم بالا) نئوژن (میوسن) تشکیل شده است که غالباً به‌صورت گنبد تظاهر دارند درحالی‌که چرخه دوم مربوط به آتشفشانی‌های مافیک کواترنری (پلیوستوسن) است که به‌صورت تحت اشباع و بیشتر پیتاسیک نمود پیدا کرده‌اند (Richards et al., 2006). کانسارهای بزرگ طلای دنیا در کلرادو، چین و نیومکزیکو با سنگ‌های آلکان همراه شده‌اند و مطالعه روی سیال‌های هیدروترمالی این نوع کانسارها، ارتباط ژنتیکی آنها را با توده‌های نفوذی تایید کرده است (Lottermoser, 2014; Hou, 1990). مهم‌ترین عامل در شکل‌گیری ذخایر اقتصادی طلا، جایگیری نزدیک سطح ماگماهای آلکان آبدار، تا حدودی اکسیدی و غنی از عناصر هالوژن (F و Cl) است (Kelley and Ludington, 2002). کانسار طلای داشکسن در مجموعه آتشفشانی-نیمه‌نفوذی (استراتوولکان) اسیدی/حدواسط آلکان تا ساب‌آلکان با سن میوسن میانی مشاهده می‌شود. حضور فازهای آبدار مانند بیوتیت و هورنبلند در سنگ‌های آذرین داشکسن، شاهدهی برای محتوای بالای آب قابل حل در ماگما و فلز دارای Fe^{+3} مانند مگنتیت، اکسیداسیون بالا را نشان می‌دهد. مجموعه سنگی کانسار طلای داشکسن، توسط دو نوع برش حلقوی و رگه‌ای قطع شده است. برش حلقوی از نوع مآر-دیاترم و برش رگه‌ای از نوع گرمابی می‌باشد. رژیم تکتونیک کششی

همراهی پاراژنتیکی طلا با کانه‌های پیریت و استیبینیت، شوری متوسط تا پایین سیال کانه‌دار، مجموعه دگرسانی سریسیت-آرژیلیک و مقادیر ناچیز کانی‌های سولفیدی گالن و اسفالریت، نقش کمپلکس‌های بی‌سولفیدی $Au(HS)_2^-$ در انتقال طلا را قوی‌تر می‌نماید. تغییرات pH سیال منجر به تشکیل دگرسانی کائولینیت-سریسیت همراه با افزایش مقادیر یون H^+ به سیال گرمابی در حال چرخش شده، درحالی‌که ته‌نشینی کانی‌های کربناته ناشی از حذف CO_2 از ترکیب سیال کانه‌ساز می‌شود (Buchholz et al., 1998). مطالعات نشان می‌دهد رخداد جوشش ناشی از تغییرات فشار در راستای پهنه‌های برشی شکنا (وجود کانسنگ برشی حاوی طلا و تورمالین) و فرآیند سولفیدی شدن (مانند تشکیل هاله پیریتی) در سنگ دیواره، به‌طور معمول منجر به افزایش میزان pH و $\log fO_2$ و کاهش $\log fS_2$ می‌شود. این تغییرات موجب ته‌نشینی طلا در رگه‌های کوارتزی و هاله‌های دگرسانی سنگ دیواره (زون شسته شده) می‌گردد.

شرایط ژئودینامیک تشکیل ذخیره

تعیین ارتباط زمانی و مکانی کانه‌زایی با وقایع زمین‌ساختاری، دگرگونی و ماگمایی در یک ذخیره نقش موثری در دستیابی به خاستگاه و شرایط تشکیل کانسار خواهد داشت (Yang et al., 2003). ذخایر طلا با توجه به محیط تشکیل و رخداد در سطوح متفاوت پوسته به ذخایر نوع اپی‌ترمال (عمق کمتر از ۲ کیلومتر)، مزوترمال (عمق ۲ تا ۳ کیلومتر)، مرتبط با توده‌های نفوذی، هاله‌های حرارتی و نوع کوهزایی (عمق بیش از ۳ کیلومتر)، تقسیم می‌شوند (Lang and Baker, 2001; Wall, 2005; Groves et al., 2005). از نگاه ساختاری، پهنه داشکسن-تکاب طی فازهای کوهزایی میوسن میانی تاکنون از سمت جنوب‌باختری تحت تاثیر تنش‌هایی با روند شمال‌خاوری قرار گرفته و بنابراین کنترل‌کننده‌های ساختاری نقش مهمی در جایگیری سنگ‌های آذرین داشته‌اند. در مجموع دو دسته گسل راستالغز در شمال باختر ایران چیرگی دارند که عبارتند از گسل‌های راستگرد با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری و گسل‌های چپگرد با روندهای شمال‌خاوری-جنوب‌باختری. سوی تنش در محل برخورد این گسل‌ها سبب ایجاد شرایط کشش و یا فشارش در این ناحیه شده

منشأ سیال کانه‌ساز

دستیابی به ترکیب و منشأ سیال کانه‌ساز نقش مهمی در تعیین خصوصیات ژنتیکی کانسار خواهد داشت؛ که بر این مبنای، خصوصیات میکروترمومتری میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن-هیدروژن در ترکیب کانی‌های باطله همراه کانه‌سازی از بهترین شواهد برای دستیابی به این موضوع هستند. دمای اندازه‌گیری شده از میانبارهای سیال کوارتز در محدوده‌ی دمایی ۱۸۳ تا ۲۶۰ درجه سانتی‌گراد، قرار دارند. همراهی میانبارهای غنی از بخار (نوع ۳) با غنی از مایع (نوع ۱) به صورت یک اجتماع میانباری هم‌زمان در تهنشست طلا را نشان دهد. علیرغم دمای نسبتاً پایین رگه‌های کوارتز، شوری نسبتاً بالای میانبارهای سیال منطقه داشکسن (۱۵ تا ۱۷ درصد وزنی نمک طعام) می‌تواند به اختلاط با آب‌های جوی ارتباط داشته باشد. بر پایه مطالعات ایزوتوپی انجام گرفته در محدوده‌ی دمایی بالا، مقادیر بالای ایزوتوپ اکسیژن (Cooke et al., 2011) کوارتز و تورمالین (۶/۶ تا ۱۲/۳ پرمیل) به حضور سیالات ماگمایی اشاره دارد. نتایج نسبت ایزوتوپی هیدروژن در کوارتز، منشأ ماگمایی سیال کانسار را نشان می‌دهد در حالی که کاهش مشخص دوتریم در تورمالین و فاصله آن از خط شیب‌دار آب جوی، به بازبودن احتمالی سیستم ماگمایی مربوط است که می‌تواند ناشی از عملکرد آب‌های جوی با میزان دوتریم پایین باشد. به عبارتی می‌تواند به اختلاط کم سیال ماگمایی با آب‌های زیرزمینی اشاره کند که البته با نتایج ریزدماسنجی نیز سازگاری دارد.

نتیجه‌گیری

در منطقه طلای داشکسن، شکل‌گیری حلقوی برش دیاترم بعد از نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق آلکالن میوسن میانی، به نظر می‌رسد در ارتباط با ریزش یکی از دیواره‌های دهانه اصلی صورت گرفته است و حاصل انفجار در یک سامانه باز می‌باشد به طوری که با باز شدن شکافی با راستای شمال‌خاور-جنوب‌باختر، سیالات ماگما با آب‌های زیرزمینی برخورد و

در منطقه داشکسن سبب جایگیری برش دیاترم پس از تشکیل توده‌های پورفیری نیمه‌عمیق در منطقه داشکسن شده است و معبر مناسب برای جایگیری‌های بعدی رگه‌های کانه‌ساز را در منطقه فراهم نموده است. دیاترم‌ها اغلب در سیستم‌های پورفیری و گرمایی متوسط-سولفید دیده می‌شود و به شکل منافذ و شکاف‌های آتشفشانی هستند که با گسترش وسیعی و به صورت انفجاری از واکنش بین آب و ماگما شکل می‌گیرند (Sillitoe and Hedenquist, 2003; Davies et al., 2008; Sillitoe, 2010). با توجه به نقشه زمین‌شناسی و مورفولوژی منطقه داشکسن، به نظر می‌رسد یک طرف دیواره دهانه اصلی آتشفشانی به دلایلی همچون زلزله یا انفجار مهیب فرو ریخته شده که در کارهای قبلی به آن اشاره نشده است. این واژگونی^۱ سبب ایجاد برش دیاترم شده است که تا اعماق در گمانه‌ها گزارش شده است و سبب دگرسان شدن زمینه برش شده است. دگرسانی در منطقه انواع گوناگونی دارد و شامل فیلیک، سیلیسی، تورمالینی، آرژیلیک و کمتر پروپلیتیک می‌باشد. دگرسانی فیلیک با وسعت زیادی در منطقه داشکسن رخمون دارد کمتر از یک میلیون سال بعد از سنگ میزبان، شکل گرفته است (Richards et al., 2006). الگوی توزیع دگرسانی فیلیک در منطقه داشکسن، شباهت زیادی با کانسارهای پورفیری دارد (Simmons et al., 2005; Giggenbach, 1992)، در حالی که ژئولیت‌های شاخص سیستم‌های ژئوترمال دما بالا، در پهنه آرژیلیک آن حضور دارند. وسعت اندک پروپلیتیک از دیگر ویژگی‌های دگرسانی در این منطقه می‌باشد. مطالعات مرحله اصلی کانی‌سازی نشان می‌دهد این کانسار همانند کانسارهای گرمایی کم-سولفید از سولفیدهای فلزات پایه تا حدودی تهی شده است، در حالی که گاهی تا ۲۰ درصد حجمی سنگ از پیریت تشکیل شده است (شکل ۷-پ). وجود بافت‌های استوک‌ورک، دانه‌پراکنده در زمینه هر دو سنگ برشی و توده‌ی نیمه‌نفوذی داسیت‌پورفیری و حضور کوارتز حفره‌دار شباهت زیادی با کانسارهای پورفیری و گرمایی سولفید-زیاد دارد، در حالی که بافت‌های رگه، رگچه، شکافه پیرکن و کوارتز شانه‌ای در کانسارهای گرمایی کم-سولفید مشاهده می‌شود.

1. Collapse

سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول می‌باشد که با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه اصفهان انجام شده است که از معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان قدردانی می‌شود. از شرکت معدنی زرکوه تهران به‌ویژه آقایان مهندس رضایی و خداویسی به‌خاطر فراهم نمودن دسترسی به محدوده معدنی طلای داشکسن صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- اکبری‌پور، م. ر.، ۱۳۷۰. نگرشی بر مطالعات زمین‌شناسی و معدنی در کانسار آنتیموان داشکسن و بهارلو ناحیه قره، گزارش داخلی اداره کل معادن و فلزات کردستان، ۷۳.
- بهارفیروزی، خ.، خاکزاد، ا.، نظری، ح. و امامی، م.، ۱۳۹۴. نقش ساختارهای تراکشی در جایگیری پهنه‌های سیلیسی طلادار در جنوب باختر سبلان، شمال باختر ایران، علوم زمین، ۹۶، ۱۲۹-۱۴۰.
- خان‌نظر، ن. ه.، جلالی، ا.، سعیدی، ع.، هلمی، ف.، مهتات، ت.، بهره، م.، قائمی، ج.، ظهرا، ی. و هدادان، م.، ۱۳۹۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوهین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- راستاد، ا.، نیرومند، ش. ا.، امامی، م. ه. و رشید نژاد عمران، ن. ا.، ۱۳۷۹. خاستگاه کانسار آنتیموان، آرسنیک و طلا در مجموعه ولکانوپلوتونیک داشکسن (خاور قره، استان کردستان)، علوم زمین، ۳۷-۳۸، ۲۳-۲.
- کیمیاقلم، ج.، ۱۳۶۴. گزارش اکتشافات ژئوفیزیکی معدن آنتیموان داشکسن-قره، سازمان زمین‌شناسی.
- لومار کانسار، ۱۳۷۲. بررسی زمین‌شناسی و تلفیق آن با اطلاعات اکتشافی ژئوفیزیکی و حفاری برای ارزیابی کانی‌سازی در کانسار آنتیموان داشکسن و بهارلو، ۲۴.
- مرادی، م.، ۱۳۹۷. بررسی کانی‌شناسی و توزیع ژئوشیمیایی طلا در کانسنگ‌های سولفیدی و اکسیدی کانسار داشکسن، شرق قره، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه اصفهان، ۱۴۰.
- معانی‌جو، م.، پوینده، ن.، سپاهی‌گرو، ع. ا. و دادفر، ث.، ۱۳۹۳. نقشه‌برداری مناطق دگرسانی معدن طلای اپی‌ترمال داشکسن (ساری‌گونای). علوم زمین،

سیالات فراتوماگمایی^۱ به سطح زمین فوران می‌کنند. این انفجار سبب سقوط سنگ‌های بالایی دیواره می‌شود و برش دیاترم مونومیکت و پلی‌میکت با قطعات آذرین، آذرین-دگرگونی و دگرگونی را از سطح به‌طرف عمق می‌سازد. هم‌زمان با سردشدن، در مرحله دوم کانی‌سازی، سیالات اسیدی و داغ ماگمایی در وسعت زیادی دگرسانی فلیک را در زمینه برش همراه با پیریت‌های خودشکل، شکل داده‌اند. این در حالی است که قطعات برش قبلا دگرسان شده بودند و پیریت‌های اسفنجی در مرحله اول کانی‌سازی شکل گرفته بودند. این سیالات ماگمایی با آمیختگی بیشتری با آب‌های جوی سیالات گرمایی سازنده دگرسانی سیلیسی و تورمالینی را در نزدیکی معبر خروجی سیالات به‌وجود آورده‌اند که عیارهای بالای طلا را در تجمعات پیریت‌های دانه‌ریز در مرحله سوم کانی‌سازی، نشان می‌دهند. به‌عبارتی همه شواهد موجود در مطالعه حاضر، نشان‌دهنده این روند تغییر و تحول سیال با منشا ماگمایی به سوی گرمایی می‌باشد. به‌طورکلی سه مرحله تکاملی برای کانه‌سازی در منطقه داشکسن پیشنهاد می‌شود: کانه‌سازی در این ناحیه با یک سیستم طلای پورفیری در میان مجموعه سنگ‌های آلکالن تا ساب‌آلکالن شروع می‌شود. شواهد ایزوتوپی اکسیژن-هیدروژن تایید می‌کنند سیالات کانسار ساز یک منشا کاملاً ماگمایی داشته‌اند. مرحله میانی یا انتقالی از سامانه پورفیری به گرمایی کم-سولفید، با زمینه دگرسان شده برش، قابل تشخیص است. کوارترهای این مرحله در نمودار ایزوتوپی در لبه پنجره ماگمایی قرار گرفته‌اند و تنها ورود مقدار محدودی آب جوی را در سامانه گرمایی نشان می‌دهند. با برداشته‌شدن فشار از روی سیستم، شرایط گرمایی در مرحله پایانی بوجود می‌آید. دما و شوری پایین میانبارهای سیال، همراه با شواهد ایزوتوپی، رقیق‌شدگی با آب جوی را در مرحله سوم نشان می‌دهد. از طرفی شرایط جوشش^۲ با تغییرات چگالی نسبت به دما به‌خوبی در مطالعات میانبارهای سیال این مرحله آشکار است.

1. Phreatomagmatic

2. Boiling

- ۱۰۴-۹۵.
- معین وزیری، ح.، ۱۳۷۵. دیباچه‌ای بر ماگماتیسم ایران، دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰.
 - حیدری، س. م.، قادری، م. و کوهستانی، ح.، ۱۳۹۶. کانه زایی طلای ایبی ترمال با میزبان رسوبی عربشاه، جنوب خاور تکاب، علوم زمین، ۱۰۵، ۲۸۲-۲۶۵.
 - عبدی، ق. ع.، ۱۳۷۵. بررسی پترولوژیکی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق قروه (کردستان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۸.
 - Asadi, H.H., Voncken, J.H.L. and Hale, M., 1999. Invisible gold at Zarshuran, Iran. *Economic Geology*, 94, 1367-1374.
 - Benning, L.G. and Seward, T.M., 1996. Hydrosulphide complexing of Au (I) in hydrothermal solutions from 150-400°C and 500-1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1849-1871.
 - Burruss, R.C., 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, 6, 39-74.
 - Buchholz, P., Herzig, P., Friedrich, G. and Frei, R., 1998. Granite-hosted gold mineralisation in the Midlands greenstone belt: a new type of low-grade large scale gold deposit in Zimbabwe. *Mineralium Deposita*, 33, 437-460.
 - Chen, vY.J., Pirajno, F., Li, N., Guo, D.S. and Lai, Y., 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan province, China: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 35, 245-261.
 - Clayton, R.N. and Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, 43-52.
 - Cooke, D.R., Deyell, C.L., Waters, P.J., Gonzales, R.I. and Zaw, K., 2011. Evidence for magmatic-hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio district. *Philippines Economic Geology*, 106, 1399-1424.
 - Daliran, F., Hofstra, A., Walther, J., and Stuben, D., 2002, Agdarreh and Zarshuran SRHDG deposits, Takab region, NW-Iran [abs.]: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 34, 141.
 - Davies, A.G.S., Cooke, D.R., Gemmill, J.B. and Simpson, K.A., 2008. Diatreme breccias at the Kelian gold mine, Kalimantan, Indonesia: precursors to epithermal gold mineralization. *Economic Geology*, 103, 689-716.
 - Giggenbach, W.F., 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. *Economic Geology*, 87, 1927-1944.
 - Groves, D.I., Condie, K.C., Goldfarb, R.J., Hronsky J.M.A. and Vielreicher, R.M., 2005. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*, 100, 203-224.
 - Hayashi, K. and Ohmoto, H., 1991. Solubility of gold in NaCl-and H₂S bearing aqueous solutions at 250-350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2111-2126.
 - Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 490-519.
 - Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr. and Gonzalez-Urein, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 45-77.
 - Hou, W.R., Nie, F.J., Zhang, C.G., Xu, B., Li, W., Zhao, G.M. and Meng, J.J., 2014.

- Study on the geological characteristics and metallogensis of the Hadamengou gold deposit in Inner Mongolia. *Acta Geol. Sin.* 88, 1549-1661 (in Chinese with English abstract).
- Kelley, D. K. and Ludington, S., 2002. Cripple Creek and other alkaline-related gold deposits in the southern Rocky Mountains, USA: influence of regional tectonics. *Mineralium Deposita* 37, 38-60.
 - Hoefs, J., 2015. *Stable Isotope Geochemistry*, seventh edition, Springer International Publishing, Switzerland, 286.
 - Kotzer, T.G., Kyser, T.K., King, R.W. and Kerrich, R., 1993. An empirical oxygen-and hydrogen-isotope geothermometer for quartz-tourmaline and tourmaline-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 3421-3426.
 - Kouhestani, H., Ghaderi, m., Zaw, K., Meffer, S. and Hashem Emami, M., 2012. Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran. *Mineralium Deposite*, 47, 425-440.
 - Kyser, T.K. and Kerrich, R., 1991. Stable isotope geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein, 409-422.
 - Lang, J.R. and Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36, 477-489.
 - Lorenz, V., 1973. On the formation of maars: *Bulletin of Volcanology*, 37, 183-204.
 - Martin, U., Németh, K., Lorenz, V. and White, J.D.L., 2007. Introduction: Maar-diatreme volcanism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 1-3.
 - Lottermoser, B.G., 1990. Rare earth element and heavy-metal behaviour associated with the epithermal gold deposit on Lihir Island, Papua New Guinea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 40, 269-289.
 - Mikucki, E.J., 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archaean lode-gold systems: a review. *Ore Geology Reviews*, 13, 307-321.
 - Mikucki, E.J. and Ridley, J.R., 1993. The hydrothermal fluid of Archean lode-gold deposits at different metamorphic grades: compositional constraints from ore and wall rock alteration assemblages. *Mineralium Deposita*, 28, 469-481.
 - 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.
 - Okrugin, V.M., Andreeva, E.D., Kim, A.U., Moskaleva, S.V., Okrugina, A.M., Filosofova, T.M., Yablokova, D.A. and Kudaveva, S.S., 2015. Zeolites of the modern and paleo-hydrothermal systems on Kamchatka. *Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*, 19, 25.
 - Pal'yanova, G., 2008. Physicochemical modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal processes: gold fineness, Au/Ag ratios and their possible implications. *Chemical Geology*, 255, 399-413.
 - Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay Epithermal Deposit. *Economic Geology*, 101, 1455-1496.
 - Samimi, M., 1992. Reconnaissance and preliminary exploration in the Zarshuran area. *Kavoshgran Engineering Consultant, Tehran*, 47. (in Persian).
 - Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alder-

- ton, D.H., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie and Son Press, London, 239.
- Shenberger, D.M. and Barnes, H.L., 1989. Solubility of gold in aqueous sulphide solutions from 150 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 269-278.
 - Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3-41.
 - Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. *Economic Geology, Special Publication*, 10, 315-343.
 - Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology*, 100, 485-522.
 - Taylor, H.P., 1971. Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions, western Cascade Range, Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 76, 7855-7874.
 - Wall, V.J., 2005. TAG: thermal aureole (pluton-related) gold systems. *Australian Institute of Geoscientists. Quarterly Newsletter*, 79, 1-7.
 - Wilkinson, D., 2005a. Geology and mineralization of the Sari Gunay gold deposit, Kord-istan province Iran. Open-File Report Rio-Tinto Mining and Exploration Ltd.
 - Wilkinson, D., 2005b. Report for Zar Kuh mining Company. 87 P. (Unpublished).
 - Yang, J., Wu, F. and S.A. Wilde, 2003. A review of the geodynamic setting of large-scale late Mesozoic gold mineralization in the North China Craton: an association with lithospheric thinning. *Ore Geology Reviews*, 23, 125-152.
 - Yilmaz, H., Oyman, T., Sonmez, F.N, Arehart, G.B. and Billor, Z., 2010. Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespil Dere (Lapseki/ Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37, 236-258.
 - Yoo, B.C., 2000. Mineralogy and geochemical study of some mesothermal gold-silver-bearing vein deposits in the Yugu-Kwangchun mine district, Republic of Korea. PhD thesis, Chungnam National University, p. 230.
 - Yoo, B.C., Lee, K.H. and White, C.N., 2010. Mineralogical, fluid inclusion, and stable isotope constraints on mechanisms of ore deposition at the Samgwang mine (Republic of Korea)- a mesothermal, vein-hosted gold-silver deposit, *Mineralium Deposita published online*, 45, 161-187.

تجزیه و تحلیل فرکتالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۹۲ گشت- سراوان، شمال شرق مکران

عبدالرضا پرتابیان^۱، شجاع انصاری^(۲) و فریده جهاننیده^۳

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲. دکترای زمین‌شناسی (تکتونیک)، دانشکده فنی فومن، دانشگاه تهران

۳. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۷/۰۷

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۱/۱۶

چکیده

در این پژوهش بعد فرکتالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سال ۱۳۹۲ گشت-سراوان و ارتباط آن با پارامترهای لرزه‌خیزی (b-value) همچنین نسبت انرژی منتشر شده توسط زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. زمین‌لرزه اصلی، یک زمین‌لرزه درون ورقه فرورونده با سازوکار نرمال بوده و ناشی از فعالیت گسل سراوان نمی‌باشد. بررسی بعد فرکتالی پس‌لرزه‌ها و ارتباط آن با b-value وجود یک منبع لرزه‌ای خطی نظیر پهنه فرورانش را تایید می‌کند. از طریق بعد فرکتال می‌توان نسبت لغزش در گسل‌های اصلی و ثانویه را نیز برآورد کرد. این نسبت نشان می‌دهد که بخش کمی از لغزش‌ها از طریق گسل‌های نزدیک به سطح زمین صورت گرفته است که این موضوع از طریق عمق پس‌لرزه‌های رخ داده در نزدیکی این گسل‌ها قابل تایید می‌باشد. بنابراین وقوع زمین‌لرزه اصلی در عمق زیاد موجب آزاد شدن انرژی و انتقال آن به اعماق کم و فعال نمودن گسل‌ها و شکستگی‌ها شده است که رخداد پس‌لرزه‌ها هم در اعماق نزدیک به زمین‌لرزه اصلی و هم در اعماق کم و نزدیک به سطح زمین می‌تواند تایید کننده آن باشد. نسبت کل انرژی منتشر شده در طی توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه گشت-سراوان به انرژی منتشر شده توسط زمین‌لرزه اصلی نشان می‌دهد که بخش بزرگ انرژی منتشر شده مربوط به زمین‌لرزه اصلی بوده و تنها درصد کمی مربوط به پس‌لرزه‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: مکران، پهنه فرورانش، پس‌لرزه، لرزه‌خیزی، بعد فرکتال.

مقدمه

دور از ساحل^۲ تا فروافتادگی جازموریان در ایران و فروافتادگی مشکل^۳ در پاکستان می‌باشد (Burg et al., 2013). پهنه فرورانش مکران یک پهنه همگرا است که در آن پوسته اقیانوسی دریای عمان به زیر قاره اوراسیا از اوایل کرتاسه

مکران از دیدگاه زمین‌شناسی، یکی از بزرگ‌ترین گوه‌های برافزایشی^۱ بر روی زمین است که در جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان قرار گرفته است (شکل ۱) و به اندازه ۱۰۰۰ کیلومتر از تنگه هرمز در غرب تا در نزدیکی کراچی در شرق گسترده شده است. عرض گوه به اندازه ۳۵۰-۳۰۰ کیلومتر از نواحی

1. Accretionary prism

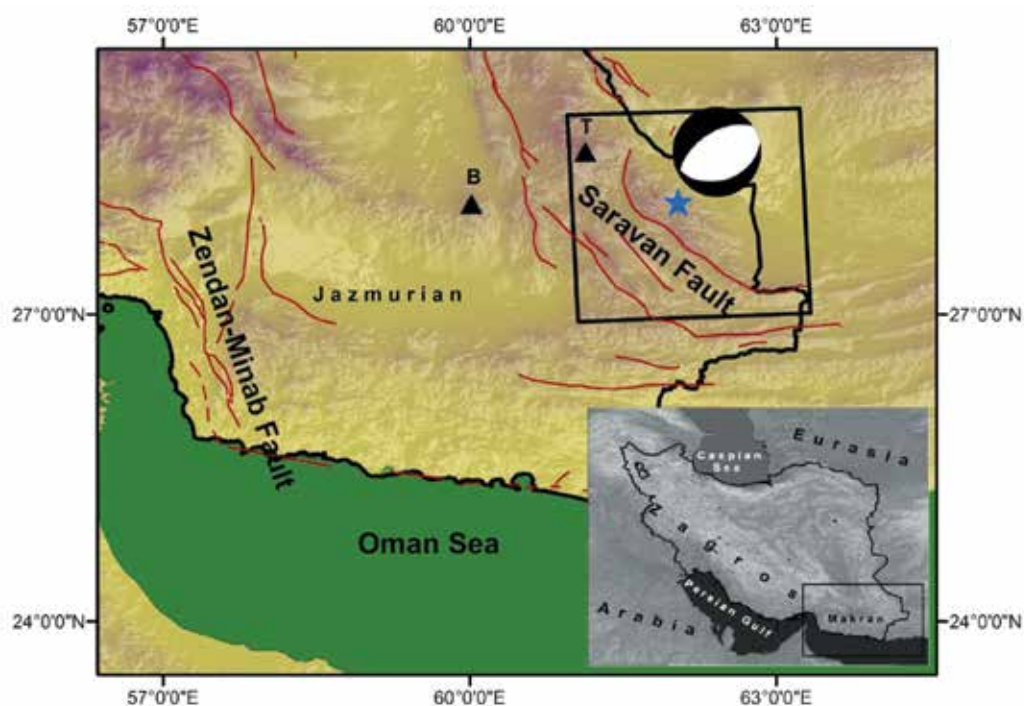
2. Offshore

3. Meshkel

* نویسنده مرتبط: Shojaansari@yahoo.com

در سرتاسر مکران گسترده شده‌اند که از جنوب به طرف شمال شدت آنها کاهش می‌یابد. گسل‌های مهم در منطقه، راندگی‌های با روند شرقی بوده که در ایران در سرتاسر عرض مکران از جازموریان تا خلیج عمان کشیده شده‌اند (Farhoudi and Karig, 1977). از پلیستوسن میانی بخش ساحلی مکران بالآمدگی و گسل خوردگی کششی را تجربه کرده است. (Grando and McClay, 2007) نرخ کوتاه شدگی ژئودتیک مکران بر اساس یافته‌های Vernant et al. (2004) به اندازه ۱۹ میلی‌متر بر سال می‌باشد. نرخ کوتاه شدگی لرزه‌ای مکران بر اساس یافته‌های Ansari and Zamani (2014) تقریباً ۱ میلی‌متر بر سال به دست آمده است که بیانگر غالب بودن دگرشکلی غیر لرزه‌ای^۲ در این منطقه می‌باشد.

حرکت کرده است (Farhoudi and Karig, 1977). نرخ همگرایی در راستای مرز مکران به آرامی از غرب به طرف شرق افزایش می‌یابد (De Mets et al., 1990). مکران در غرب توسط برخورد قاره-قاره صفحات عربی و اوراسیا و در شرق توسط برخورد قاره-قاره بین صفحات هند و اوراسیا محدود شده است. مرز شرقی مکران توسط سیستم‌های امتدادلغز ترافشارشی اصلی نظیر پهنه‌های گسلی اورناچ-نال و چمن^۱ محدود می‌شوند. سیستم گسلی میناب لبه غربی مکران را به پهنه فشارشی با روند شمال غربی کمر بند راندگی-چین خورده زاگرس به یکدیگر متصل می‌کند (Byrne et al., 1992). مکران، در شمال توسط گودال‌های جازموریان و مشکل محدود می‌شود در حالی که مرز جنوبی در قاعده شیب قاره قرار می‌گیرد. گسل‌ها و چین‌های فعال



شکل ۱. نقشه موقعیت مکانی زمین لرزه اصلی در شمال شرق مکران. سازوکار کانونی نرمال از Ashtari Jafari (2014) اقتباس شده است. کادر سیاه رنگ موقعیت شکل ۲ را نشان می‌دهد. مثلث‌های سیاه رنگ موقعیت مکانی آتشفشان‌های بزمان (B) و تفتان (T) را نشان می‌دهند. نقشه پیوست موقعیت مکانی صفحات عربی و اوراسیا را نسبت به ایران نشان می‌دهد کادر مشخص شده در آن موقعیت شکل ۱ را نشان می‌دهد

می‌شود. بررسی‌های گرانج‌های هوای آزاد^۳ در جهت عمود بر گودال اقیانوسی در شرق و غرب مکران نشان می‌دهد که

داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهند که شرق مکران با زاویه 8° فرورانش داشته و با خمش ورقه به درون سست کره به 20° درجه افزایش می‌یابد. زاویه شیب ورقه فرورونده در غرب مکران که به زیر ورقه فرارونده حرکت می‌کند، روشن نیست اما به درون سست کره با زاویه شیب تقریباً 30° خم

1. Ormach-Nal and Chaman fault zones
2. Aseismic
3. Free air gravity

نشان می‌دهد این زمین‌لرزه از جبهه منشأ گرفته است و حداقل نیمی از سنگ کره اقیانوسی را دچار گسیختگی نموده است (Barnhart et al., 2014). Penney et al. (2017) پیشنهاد می‌کنند که زمین‌لرزه‌های با عمق‌های تقریباً ۸۰-۷۰ کیلومتری در نواحی شمالی مکران نشان‌دهنده کشیدگی در صفحه فرورونده می‌باشد. این زمین‌لرزه در نواحی کوهستانی با جمعیت پراکنده در استان سیستان و بلوچستان در نزدیکی شهر گشت به وقوع پیوسته است. یکی از نکات قابل توجه در مورد این زمین‌لرزه نزدیک بودن نواحی کانون سطحی زمین‌لرزه ۲۹ فروردین سال ۱۳۶۲ به زمین‌لرزه سال ۱۳۹۲ می‌باشد. این زمین‌لرزه یک کشته و چندین نفر آسیب دیده در ایران به‌جای گذاشته است (Ashtari Jafari, 2014).

پس‌لرزه‌ها همیشه پس از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ رخ می‌دهند. بعد از کامل شدن گسیختگی حاصل از زمین‌لرزه اصلی، تغییرات تنش ناشی از زمین‌لرزه اصلی به تدریج در پهنه‌های ضعف (گسل‌های کوچک) پیرامون منتشر می‌شود. برهم‌کنش بین تنش‌ها و گسل‌ها نقش مهمی در به وقوع پیوستن پس‌لرزه‌ها دارد (Yamashita and Knopoff, 1987; Tajima and Kanamori, 1985). توزیع زمانی و مکانی پس‌لرزه‌ها حاوی اطلاعاتی در مورد شکل‌گیری زمین‌لرزه‌ها، هندسه گسل، خواص فیزیکی مواد در پهنه‌های گسلی و تنش می‌باشد. علاوه بر جالب توجه بودن رفتار پس‌لرزه‌ها از دیدگاه علمی و تحقیقاتی، از نظر کاربردهای عملی نیز پس‌لرزه‌ها دارای اهمیت می‌باشند به دلیل آنکه پس‌لرزه‌های بزرگ می‌توانند بر میزان خسارت‌های حاصل از زمین‌لرزه اصلی به میزان قابل توجهی اضافه نمایند (Kisslinger and Jones, 1991; Kisslinger 1996). بنابراین مطالعه توزیع پس‌لرزه‌ها برای کاهش خسارت‌های زمین‌لرزه‌ها و محافظت در برابر آنها دارای اهمیت بسیاری می‌باشند (Hu et al., 2013).

هدف از این مقاله بررسی توزیع مکانی و بزرگای پس‌لرزه‌های حاصل از زمین‌لرزه‌های سال ۱۳۹۲ گشت-سراوان و تقسیم‌بندی انرژی بین زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها

بی‌هنجاری گرانشی در نواحی گودال در غرب مکران نسبت به شرق منفی می‌باشد. این بدان معنی است که زاویه شیب ورقه فرورونده به زیر سنگ کره فرا رونده در غرب نسبت به شرق بیشتر است (Zarifi, 2006).

لرزه‌خیزی در حال حاضر در مکران به صورت پراکنده می‌باشد. در شرق مکران، زمین‌لرزه‌های با بزرگای متوسط تا بزرگ، هم مربوط به ورقه پایین رونده در اعماق متوسط بوده و هم در نواحی نزدیک به سطح درحالی‌که در غرب مکران در حال حاضر، نواحی ساحلی تقریباً بدون لرزه‌خیزی بوده اما ممکن است زمین‌لرزه‌های بزرگی را در گذشته‌های دور تجربه کرده باشد (Zarifi, 2006). بیشتر وقایع لرزه‌ای در غرب مکران در عمق متوسط در درون ورقه^۱ فرورونده با سازوکار نرمال رخ می‌دهند. یکی از موارد جالب توجه در مورد توزیع زمین‌لرزه‌ها در پهنه‌های فرورانش آن است که وقوع زمین‌لرزه‌های با سازوکار نرمال ناشی از خمش ورقه فرورونده همراه با عملکرد نیروهای کشش ورقه^۲ در اعماق بین ۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتری می‌باشد. این زمین‌لرزه‌ها در مکران دارای توزیع خطی ENE-WSW می‌باشند که به موازات امتداد صفحات گرهی^۳ آنها می‌باشد که در واقع گستره طولی پهنه فرورانش را قطع می‌کند. در اعماق، شیب پهنه لرزه زا که از روی توزیع زمین‌لرزه‌ها به دست می‌آید به نظر می‌رسد که به طرف شمال این خط لرزه‌ای بیشتر می‌شود. زمین‌لرزه‌های با سازوکار نرمال ممکن است نشان‌دهنده کشش در صفحه فرورونده باشند که این حالت برای دیگر پهنه‌های فرورانش با شیب‌های متغیر پیشنهاد شده است. زمین‌لرزه‌های با سازوکار راندگی در طول جغرافیایی ۶۲° شرقی رخ می‌دهند که این مناطق در غرب زمین‌لرزه سال ۱۹۴۵ قرار می‌گیرند (Isacks and Barazangi, 1977; Byrne et al., 1992; Kearey et al., 2009; Penney et al., 2017).

زمین‌لرزه ۲۷ فروردین سال ۱۳۹۲ گشت-سراوان با بزرگای گشتاوری ۷/۸ در پهنه فرورانش مکران با سازوکار نرمال در نزدیکی مرز ایران و پاکستان به وقوع پیوست (شکل ۱). بزرگای زیاد و عمق متوسط (نزدیک به ۸۰ کیلومتر)، این زمین‌لرزه را می‌تواند در گروه زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته درون ورقه فرورونده قرار دهد. توزیع لغزش و عمق کانونی

1. Intraslab
2. Slab pull
3. Nodal planes

کم می‌باشد (Scholz, Gutenberg and Richter 1954; Ansari, 2016; 2015). تنش اختلافی با نوع گسل در ارتباط می‌باشد و بنابراین موجب تغییراتی در b-value می‌گردد (Schorlemmer et al., 2005). در این پژوهش از زمین لرزه‌های جمع آوری شده از پایگاه داده‌های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) طی بازه زمانی ۱۳۹۷-۱۳۹۲ (شکل ۲) برای تعیین b-value استفاده شده است. b-value ارائه شده در این پژوهش (شکل ۳ الف) از روش درست نمایی بیشینه^۵ محاسبه شده است (Aki, 1965).

بررسی‌های آماری وقوع زمین لرزه‌ها به توزیع ناهمگنی در هندسه گسل و تنش مرتبط می‌باشد (Huang and Turcotte, 1988). بعد فرکتال برای اندازه‌گیری کمی درجات این ناهمگنی‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. اگر زمین لرزه‌ها به‌طور پیش‌رونده بیشتر به صورت خوشه‌ای توزیع شوند، بعد فرکتال کاهش پیدا می‌کند (Öncel et al., 1996; Öncel and Wilson 2002). برای بررسی ویژگی‌های مکانی توالی‌های پس لرزه، تحلیل‌های فرکتالی بر اساس انتگرال همبستگی^۶ می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد (Yadav et al., 2011; 2012). روش انتگرال همبستگی یکی از متداول‌ترین روش‌ها برای محاسبه بعد فرکتال می‌باشد (Grassberger and Procaccia, 1983) که علت آن قابل اعتماد بودن این روش و حساسیت زیاد به تغییرات اندک در ویژگی‌های خوشه‌بندی نقاط (نظیر مراکز سطحی زمین لرزه‌ها) است (Kagan and Knopoff, 1980; Hirata, 1989; Öncel and Wilson, 2002; Singh et al., 2008). انتگرال همبستگی که توسط Grassberger and Procaccia (1983) پیشنهاد شده است به‌صورت زیر می‌باشد:

$$D_c = \lim_{r \rightarrow \infty} \frac{\log(C_r)}{\log r} \quad (2)$$

که (Cr) تابع همبستگی می‌باشد. این تابع فضای بین

می‌باشد. تاکنون مطالعات متعددی بر روی این زمین لرزه انجام شده است که می‌توان به‌طور مثال به (Kunda et al., 2014; Ashtari Jafari, 2014; Barnhart et al., 2014) اشاره کرد. ولی بررسی‌های لرزه زمین ساختی و تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی تاکنون مورد توجه قرار نگرفته است.

روش مطالعه

ویژگی‌های آماری پس لرزه‌ها را می‌توان از نظر زمانی (با استفاده از قانون Omori)، مکانی (با استفاده از بعد فرکتالی) و بزرگا (قانون گوتنبرگ-ریشتر و قانون Bath Kisslinger, 1996; Guo and Ogata 1997)؛ یکی از روش‌های طبیعی برای تحلیل توزیع مکانی لرزه‌خیزی استفاده از بعد فرکتال^۱ می‌باشد (Hamdache et al., 2013) که می‌تواند برای اندازه‌گیری کمی درجه ناهمگنی^۲ فعالیت‌های لرزه‌ای در یک منطقه مورد استفاده قرار گیرد. بعد فرکتال توسط ناهمگنی میدان تنش و ساختارهای زمین‌شناسی از پیش موجود کنترل می‌گردد (Öncel et al., 1996). رابطه گوتنبرگ-ریشتر نیز برای بررسی آماری فراوانی در برابر بزرگای پس لرزه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. قانون Bath^۳ نیز اختلاف بزرگا بین زمین لرزه اصلی و بزرگ‌ترین پس لرزه را بیان می‌کند که برای تقسیم‌بندی انرژی زمین لرزه مورد استفاده قرار می‌گیرد (Shcherbakov and Turcotte, 2004; Shcherbakov et al., 2015). البته باید در نظر داشت که این تقسیم‌بندی انرژی تحت تاثیر تنش آزاد شده از زمین لرزه اصلی می‌باشد (Gentili and Bressan, 2008).

بحث

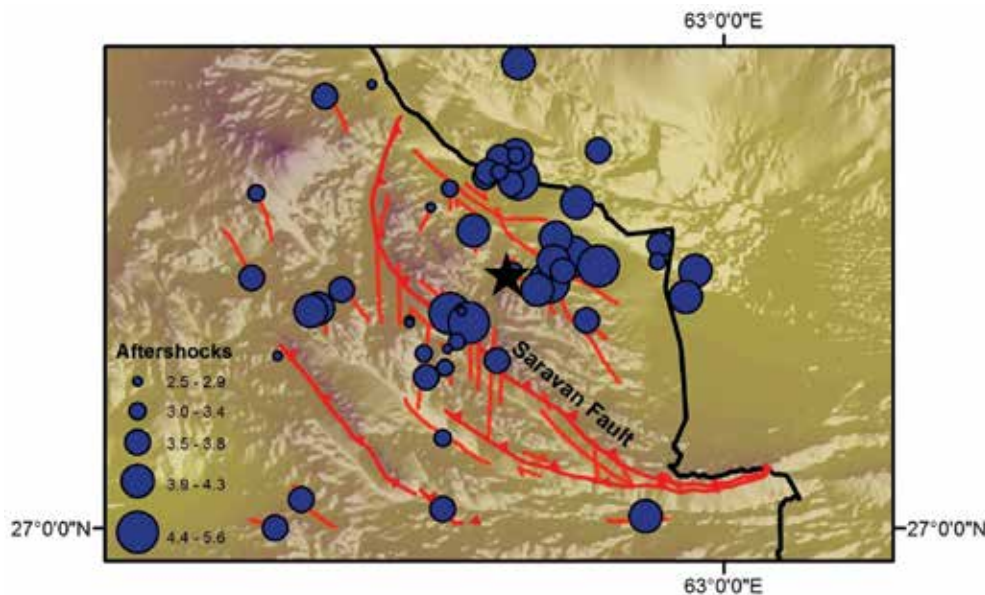
۱- لرزه خیزی و بعد فرکتال

فراوانی تجمعی زمین لرزه‌ها را می‌توان از رابطه گوتنبرگ-ریشتر به‌صورت زیر ارائه نمود

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

که N تعداد تجمعی زمین لرزه‌ها با بزرگای بزرگ‌تر مساوی M. a و b ثابت هستند. b-value با تنش اختلافی^۴ رابطه عکس دارد در واقع تعیین‌کننده نسبت بین تعداد زمین لرزه‌های با بزرگای زیاد در برابر زمین لرزه‌های با بزرگای

1. Fractal dimension
2. Heterogeneity
3. Bath's law
4. Differential stress
5. Maximum likelihood
6. Correlation integral



شکل ۲. توزیع مکانی پس‌لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان. اندازه دواپر بر حسب بزرگا تغییر می‌کند. موقعیت مرکز سطحی زمین لرزه گشت-سراوان با ستاره نشان داده شده است

توزیع مکانی این زمین لرزه‌ها در شکل (۲) ارائه شده است. در این مطالعه بعد فرکتال پس‌لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان برابر است با ۱/۱۱ (شکل ۳ ب). بعد فرکتال بین ۰ تا ۲ مربوط به منابع لرزه‌ای فعال می‌باشند (Tosi, 1998). مقدار D_c نزدیک به صفر ممکن است این گونه تفسیر شود که تمامی زمین لرزه‌ها در یک نقطه رخ داده‌اند، مقادیر نزدیک به یک نشان می‌دهد که منابع به صورت خطی نظیر پهنه‌های فرورانش می‌باشند، مقادیر نزدیک به ۲ نشان‌دهنده سطوح شکستگی صفحه‌ای و مقادیر نزدیک به ۳ نشان می‌دهد که حجم پوسته توسط شکستگی زمین لرزه انباشته شده است (Roy et al. 2011; Yadav et al., 2011, 2012)

b-value = 0.923

a-value = 4.85

Legrand (2002) اشاره می‌کند که بعد فرکتالی مکانی (D_c) زمین لرزه‌ها با اندازه زمین لرزه تغییر می‌کند. برای زمین لرزه‌های کوچک، متوسط و بزرگ به ترتیب رابطه بین بعد فرکتال و b-value به صورت $D_c = b$ و $D_c = 2b$ ، $D_c = 3b$ می‌باشد. b-value، مربوط به رابطه گوتنبرگ-ریشتر می‌باشد. بنابراین زمین لرزه‌های کوچک (ناشی از گسل‌های کوچک) درون حجم پوسته توزیع می‌شوند درحالی که

مجموعه‌هایی از نقاط را با رابطه زیر اندازه‌گیری می‌کند.

$$C(r) = \frac{2}{N(N-1)} N(R < r) \quad (3)$$

که $N(R < r)$ تعداد جفت‌ها (X_j, X_i) با فاصله کمتر از r می‌باشد. انتگرال همبستگی به تابع همبستگی استاندارد که توسط Kagan and Knopoff (1980) ارائه شده است به صورت زیر بیان می‌شود

$$C(r) \sim r^{-D_c} \quad (4)$$

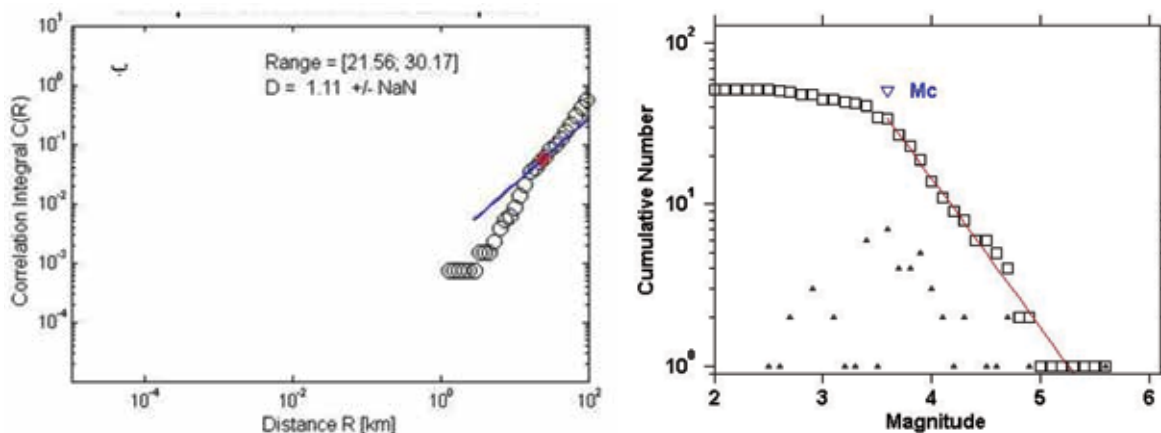
که فاصله زاویه‌ای r بین دو زمین لرزه (θ , ϕ) و (θ_0 , ϕ_0) با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$r = \cos^{-1} [\cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos(\phi_1 - \phi_2)] \quad (5)$$

که θ و θ_0 عرض‌های جغرافیایی و ϕ و ϕ_0 طول‌های جغرافیایی دو زمین لرزه می‌باشند (Hirata, 1989). بعد فرکتال توزیع مکانی زمین لرزه‌ها که به صورت شیب خط بهینه نمودار لگاریتمی $C(r)$ در برابر r می‌باشد (Grassberger and Procaccia, 1983; Hirata, 1989; Singh et al., 2009; Yadav et al., 2011; Hamdache et al., 2013)

برای محاسبه بعد فرکتال از زمین لرزه‌های موجود در پایگاه داده‌های زمین لرزه موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) از بازه زمانی ۱۳۹۷-۱۳۹۲ استفاده شده است.

1. Angular distance



شکل ۳. الف) فراوانی تجمعی پس لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان، ب) بعد فرکتال پس لرزه‌ها

و باقیمانده لغزش (~ 0.27) به گسل‌های ثانویه مرتبط می‌باشد. مقایسه عمق پس لرزه‌هایی که پس از زمین لرزه گشت-سراوان رخ داده‌اند (شکل ۴) نشان می‌دهد که برخی از پس لرزه‌ها در اعماق زیاد در نزدیکی کانون زمین لرزه و برخی دیگر در اعماق کم (۲۰-۱۰ کیلومتر) رخ داده‌اند. دقت مکانی زمین لرزه‌های ثبت شده در پایگاه داده‌های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بین ۵ تا ۱۰ کیلومتر می‌باشد. با توجه به شکل (۴) و نزدیکی پس لرزه‌های کم عمق با شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه می‌توان دریافت که بخشی از انرژی زمین لرزه اصلی با فاصله گرفتن از کانون و انتقال به نزدیکی سطح، گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در اعماق کم را فعال نموده که این گسل‌ها به عنوان گسل‌های ثانویه در نظر گرفته می‌شوند و موجب وقوع پس لرزه‌های با عمق کم می‌گردند.^۱

۲- انرژی زمین لرزه

بر اساس یافته‌های (Shcherbakov et al., 2015) از روی اختلاف بزرگای بین زمین لرزه اصلی و بزرگ‌ترین پس لرزه (قانون Bath) می‌توان برای تقسیم‌بندی انرژی زمین لرزه استفاده نمود. در این پژوهش نسبت کل انرژی منتشر شده در طی توالی پس لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان به انرژی منتشر شده توسط زمین لرزه اصلی تعیین می‌شود. انرژی منتشر شده در یک زمین لرزه به طور تجربی به

زمین لرزه‌های بزرگ (ناشی از گسل‌های بزرگ) در راستای خطوط بزرگ توزیع می‌شوند. نتایج به دست آمده از این پژوهش نشان می‌دهد که رابطه بین b -value (923/0) و بعد فرکتال ($1/11$) به صورت $D_c \approx b$ می‌باشد. بنابراین می‌توان وقوع زمین لرزه ۱۳۹۲ گشت-سراوان را به پهنه فرورانش مکران که به صورت منبع لرزه‌ای خطی در نظر گرفته می‌شود، ارتباط داد.

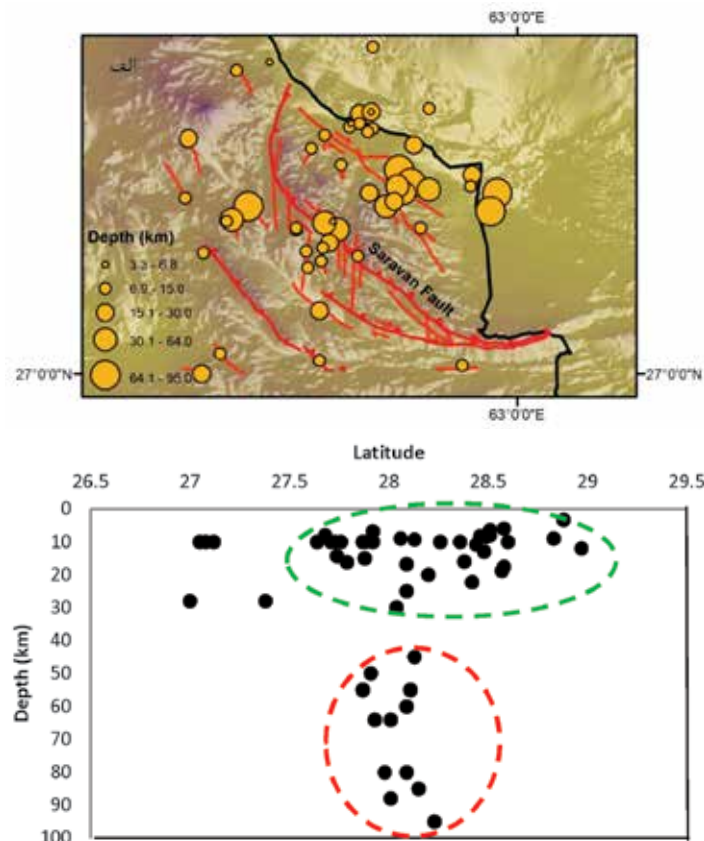
مقدار لغزش آزاد شده در طی توالی‌های لرزه‌ای ممکن است بخشی به زمین لرزه اصلی و بخشی دیگر به فعالیت پس لرزه‌ها مربوط باشد. به طور کلی کسری از کل لغزش به گسل‌های ثانویه مرتبط می‌شود (Khatti, 1995). این کسر را نسبت لغزش^۱، گویند که از روی بعد فرکتال با استفاده از رابطه زیر قابل برآورد می‌باشد:

$$\frac{S_p}{S} = 1 - \gamma^{-(2-D_c)} \quad (6)$$

که S_p ، لغزش همراه با زمین لرزه^۲ بر روی گسل ابتدایی و S ، کل لغزش می‌باشد (Khatti, 1995; Dimri et al., 2005). برای بعد فرکتال $D_c = 3$ ، کل مقدار لغزش بر روی گسل‌های ثانویه (کوچک‌تر) آزاد شده است در حالی که در مورد $D_c = 0$ ، کل لغزش آزاد شده بر روی گسل ابتدایی خواهد بود (Dimri et al., 2005; Yadav et al., 2011; Hamdache et al., 2013). نسبت لغزش به دست آمده برای پس لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان با بعد فرکتال $D_c = 1/11$ برابر است با 0.73 . این حالت نشان می‌دهد که تقریباً بیش از دو سوم از کل لغزش مربوط به گسل ابتدایی

1. Slip ratio

2. Co-seismic



شکل ۴. الف) توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه گشت-سراوان برحسب عمق، ب) توزیع پس‌لرزه‌ها در منطقه مورد بررسی دو دسته پس‌لرزه را در اعماق نزدیک به زمین‌لرزه اصلی و در اعماق کم را نشان می‌دهد

زمین‌لرزه اصلی برابر $7/8$ و بزرگای بزرگ‌ترین پس‌لرزه برابر $5/6$ می‌باشد. مقدار Δm را می‌توان با کم کردن بزرگای زمین‌لرزه اصلی از بزرگای بزرگ‌ترین پس‌لرزه استنباطی^۱ به دست آورد (Ansari, 2017). این مقدار از تقسیم کردن a -value به b -value قابل محاسبه است که در نهایت مقدار $5/25$ برای Δm در نظر گرفته شد. با جایگذاری داده‌های به‌دست‌آمده در رابطه (۹) می‌توان دریافت که تقریباً ۹۹ درصد انرژی زمین‌لرزه از طریق زمین‌لرزه اصلی و تنها ۱ درصد انرژی منتشر شده ناشی از وقوع پس‌لرزه‌ها بوده است.

نتیجه‌گیری

پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سال ۱۳۹۲ گشت-سراوان با بزرگای گشتاوری $7/8$ بر اساس توزیع مکانی و بزرگای زمین‌لرزه‌ها در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته است. زمین‌لرزه اصلی، یک زمین‌لرزه درون ورقه فرورونده با سازوکار نرمال بوده و ارتباطی با گسل سراوان که اثر سطحی این

بزرگای گشتاوری (M_w) آن به صورت زیر مرتبط می‌گردد (Utsu, 2002).

$$\log_{10} [E(m)] = \frac{3}{2} M_w + \log_{10} E \quad (7)$$

که مقدار $E_0 = 6.3 \times 10^4$ نسبت کل انرژی منتشر شده در پس‌لرزه‌ها (E_{as}) به انرژی منتشر شده در زمین‌لرزه اصلی (E_{ms}) از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\frac{E_{as}}{E_{ms}} = \frac{b}{\frac{3}{2} - b} 10^{-\frac{3}{2} \Delta m} \quad (8)$$

کسری از کل انرژی که مرتبط با پس‌لرزه‌ها است از رابطه زیر (Shcherbakov and Turcotte 2004; Shcherbakov et al., 2005) قابل محاسبه می‌باشد:

$$\frac{E_{as}}{E_{ms} + E_{as}} = \frac{\frac{b}{\frac{3}{2} - b} 10^{-\frac{3}{2} \Delta m}}{1 + \frac{b}{\frac{3}{2} - b} 10^{-\frac{3}{2} \Delta m}} \quad (9)$$

در مورد زمین‌لرزه ۱۳۹۲ گشت-سراوان بزرگای گشتاوری

1. Inferred

Sciences, 132, 129-137.

- Ansari, S., 2017. Aftershocks properties of the 2013 Shonbe Mw6.3 earthquake, central Zagros, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 147, 17-27.

- Ashtari Jafari, M., 2014. The 16 April 2013 Mw7. 8 Ghosht, Iran earthquake. *Journal of Asian Earth Sciences*, 87, 26-36.

- Barnhart, W. D., Hayes, G. P., Samsonov, S. V., Fielding, and E. J. Seidman, L. E. 2014. Breaking the oceanic lithosphere of a subducting slab: The 2013 Khash, Iran earthquake. *Geophysical Research Letters*, 41, 1, 32-36.

- Burg, J.P., Dolati, A., Bernoulli, D. and Smit, J., 2013. Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran. In *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues*, Springer, Berlin, Heidelberg, 239-259.

- Byrne, D.E., Sykes, L.R. and Davis, D.M., 1992. Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research*. 97 (B1), 449-478.

- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*. 101, 425-478.

- Dimri, V. P., Vedanti, N. and Chattopadhyay, S. 2005. Fractal analysis of aftershock sequence of the Bhuj earthquake: A wavelet-based approach. *Current Science*. 88,10, 1617-1620.

- Farhoudi, G. and Karig, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology* 5,11, 664-668

- Gentili, S. and Bressan, G. 2008. The partitioning of radiated energy and the largest aftershock of seismic sequences occurred in the north-

گسل با کانون سطحی زمین‌لرزه در فاصله کمی از هم قرار دارند، ندارد. ویژگی‌های آماری پس‌لرزه‌ها از دیدگاه مکانی (با استفاده از بعد فرکتالی) و بزرگا (قوانین گوتنبرگ-ریشتر و قانون Bath) مورد بررسی قرار گرفته که می‌توان از ارتباط بین این ویژگی‌ها نیز برای بررسی لرزه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه استفاده نمود. بعد فرکتالی به‌دست‌آمده از توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها و ارتباط آن با b-value، وجود یک منبع لرزه‌ای خطی (نظیر پهنه فرورانش) را تایید می‌نماید. از طریق بعد فرکتالی به‌دست‌آمده می‌توان نسبت لغزش در گسل‌های اولیه و ثانویه را نیز برآورد نمود. این نسبت نشان می‌دهد که بخش کمی از لغزش‌ها از طریق گسل‌های نزدیک به سطح زمین (ثانویه) صورت گرفته است که توزیع پس‌لرزه‌ها در اعماق کم و در نزدیکی این گسل‌ها و شکستگی‌ها می‌تواند تایید کننده این موضوع باشد. درواقع رخداد زمین‌لرزه اصلی در اعماق زیاد موجب آزاد شدن انرژی و انتقال آن به اعماق نزدیک سطح زمین شده که در نهایت گسل‌ها و شکستگی‌های موجود را فعال نموده است و به دنبال آن پس‌لرزه‌ها را هم در اعماق کم و هم در نزدیکی کانون زمین‌لرزه اصلی ایجاد نموده است. نسبت کل انرژی منتشر شده در طی توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه گشت-سراون به انرژی منتشر شده توسط زمین‌لرزه اصلی نشان می‌دهد تقریباً ۹۹ درصد انرژی منتشر شده مربوط به زمین‌لرزه اصلی بوده و تنها ۱ درصد مربوط به پس‌لرزه‌ها می‌باشد.

منابع

- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a-bM$ and its confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*. 43, 237-239.

- Ansari, S. and Zamani, A., 2014. Short-term seismic crustal deformation of Iran. *Annals of Geophysics*, 57,2, 0210. doi.org/10.4401/ag-6413.

- Ansari, S., 2016. Co-seismic stress transfer and magnitude-frequency distribution due to the 2012 Varzaqan-Ahar earthquake doublets (Mw 6.5 and 6.4), NW Iran. *Journal of Asian Earth*

- eastern Italy and western Slovenia. *Journal of Seismology*, 12,3, 343-354.
- Grando, G. and McClay, K. 2007. Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sedimentary Geology*, 196,1-4, 157-179.
 - Grassberger, P., and Procaccia, I., 1983. Characterization of strange attractors. *Physical Review Letters*, 50,5, 346.
 - Guo, Z. and Ogata, Y. 1997. Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space, and magnitude. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 2857-2873.
 - Gutenberg, B. and Richter, C., 1954. *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2. Princeton University Press. 295.
 - Hamdache, M., Peláez, J. A. and Talbi, A., 2013. Analysis of aftershock sequences in South and Southeastern Spain. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 63, 55-76.
 - Hirata, T., 1989. A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7507-7514.
 - Hu, C., Cai, Y., Liu, M., and Wang, Z. 2013. Aftershocks due to property variations in the fault zone: A mechanical model. *Tectonophysics*, 588, 179-188.
 - Huang, J. and Turcotte, D. L., 1988. Fractal distributions of stress and strength and variations of b-value. *Earth and Planetary Science Letters*, 91(1-2), 223-230.
 - Isacks, B. L. and Barazangi, M., 1977. Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 1, 99-114.
 - Kagan, Y. Y. and Knopoff, L., 1980. Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function. *Geophysical Journal International*, 62,2, 303-320.
 - Kearey, P., Klepeis, K.A. and Vine, F.J., 2009. *Global Tectonics*. Third Edition. Wiley-Blackwell. 482.
 - Khattri, K.N., 1995. Fractal description of seismicity of India and inferences regarding earthquake hazard. *Current Science*. 69, 361-366.
 - Kisslinger, C., 1996. Aftershock and Fault Zone Properties. *Advances in Geophysics*, 38, 1-36.
 - Kisslinger, C. and Jones, L. M., 1991. Properties of aftershock sequences in southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B7), 11947-11958.
 - Kundu, B., Nankali, H., Malik, P., Yadav, R. K. and Gahalaut, V. K. 2014. Coseismic Offsets due to Intermediate Depth 16 April 2013 Southeast Iran Earthquake (M w 7.8). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104,3, 1562-1566.
 - Legrand, D., 2002. Fractal dimensions of small, intermediate, and large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 3318-3320.
 - Öncel, A. O. and Wilson, T., 2002. Space-Time Correlations of Seismotectonic Parameters: Examples from Japan and from Turkey Preceding the Izmit Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 92, 339-349
 - Öncel, A. O., Main, I., Alptekin, Ö. and Cowie, P., 1996. Temporal variations in the fractal properties of seismicity in the north Anatolian fault zone between 31 E and 41 E. *Pure and Applied Geophysics*, 147,1, 147-159.

- Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A., Nankali, H.R., Sedighi, M., Khorrami, F., Sobouti, F., Rafi, Z., Copley, A., Jackson, J. and Priestley, K., 2017. Megathrust and accretionary wedge properties and behaviour in the Makran subduction zone. *Geophysical Journal International*, 209,3,1800-1830.
- Roy S., Ghosh U., Hazra S. and Kayal J.R., 2011. Fractal dimension and bvalue mapping in the Andaman-Sumatra subduction zone-. *Natural Hazards*. 57, 27 37.
- Scholz, C. H., 2015. On the stress dependence of the earthquake b value. *Geophysical Research Letters*, 42,5, 1399-1402.
- Schorlemmer, D., S. Wiemer, and M. Wyss 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature*, 437, 539-542, doi:10.1038/nature04094.
- Shcherbakov, R. and Turcotte, D. L. 2004. A damage mechanics model for aftershocks. *Pure and Applied Geophysics*, 161(11-12), 2379-2391.
- Shcherbakov, R., Turcotte, D. L. and Rundle, J. B. 2005. Aftershock statistics. *Pure Appl. Geophys.* 162, 1051-1076.
- Shcherbakov, R., Turcotte, D.L. and Rundle, J.B., 2015. Complexity and Earthquakes. *Treatise on Geophysics*, second ed.<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00094-4>.
- Singh, C., Bhattacharya, P.M. and Chadha, R.K., 2008. Seismicity in the Koyna-Warna Reservoir Site in Western India: fractal and b-value mapping. *Bulletin of Seismological Society of America*. 98, 476-482. doi: [org/10.1785/0120070165](http://dx.doi.org/10.1785/0120070165).
- Singh,C., Singh, A. and Chadha, R.K., 2009. Fractal and b-value mapping in Eastern Himalaya and Southern Tibet. *Bulletin of Seismological Society of America*. 99, 3529-3533. doi: [org/10.1785/0120090041](http://dx.doi.org/10.1785/0120090041).
- Tajima, F. and Kanamori, H. 1985. Global survey of aftershock area expansion patterns. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40,2, 77-134.
- Tosi, P., 1998. Seismogenic structure behaviour revealed by spatial clustering of seismicity in the Umbria-Marche Region (Central Italy). *Annals of Geophysics*, 41,2. University Press, Princeton, NJ, USA.
- Utsu, T., 2002. Statistical features of seismicity. *International Geophysics Series*, 81(A), 719-732.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F. ... and Tavakoli, F. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157,1, 381-398.
- Yadav, R. B. S., Gahalaut, V. K., Chopra, S. and Shan, B., 2012. Tectonic implications and seismicity triggering during the 2008 Baluchistan, Pakistan earthquake sequence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45, 167-178.
- Yadav, R.B.S., Papadimitriou, E., Karakostas, V.G., Shanker, D., Rastogi, B.K., Chopra, S., Singh, A.P. and Kumar, K., 2011. The 2007 Talala, Saurashtra, western India earthquake sequence: tectonic implications and seismicity triggering. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 303-314
- Yamashita, T. and Knopoff, L.,1987. Models of aftershock occurrence. *Geophysical Journal International*, 91,1, 13-26.
- Zarifi Z., 2006. Unusual subduction zones: case studies in Colombia and Iran, Unpublished Ph.D. Thesis., University of Bergen, Norway, 75.

بررسی شواهد تشکیل دوپلکس ترفشارشی در باختر شاهرود، البرز خاوری

علی رادفر^۱ و عزیز رحیمی^{۲*}

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۲/۰۷

چکیده

منطقه مورد مطالعه در مرز جنوبی البرز خاوری و در حد واسط گسل‌های شمال شاهرود و آستانه قرار گرفته و دارای رخنمون‌هایی با محدوده سنی پالئوزوئیک تا عهد حاضر می‌باشد. بررسی‌های ساختاری متعددی از قبیل تحلیل هندسی چین‌ها و تحلیل هندسی و حرکتی گسل‌ها در منطقه صورت گرفته است. داده‌های صحرایی و تحلیل‌های نرم‌افزاری نشان می‌دهد که اکثر چین‌خوردگی‌ها در بخش خاوری منطقه دارای محورهای شمال‌خاوری-جنوب‌باختری و در بخش باختری دارای محورهای خاوری-باختری می‌باشند. چین‌های کوچک مقیاس نیز به دلیل قرار گرفتن در فرادیواره گسل رانده طزره، ساختارهای مرتبط با گسلش هستند. چین‌های بزرگ مقیاس با داشتن سطح محوری متمایل به جنوب‌خاوری با ساختار گل‌مانند در نظر گرفته شده برای البرز مطابقت دارند. همچنین گسل‌های موجود در منطقه دارای دو روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری برای خاور منطقه و خاوری-باختری در باختر منطقه بوده و به نحوی آرایش یافته‌اند که به منطقه، آرایش فلسی داده‌اند. با توجه به وجود ساختارهای فشارشی می‌توان پیشنهاد کرد که دوپلکس فشارشی دهمل در ارتباط با گسلش امتدادلغز در حدفاصل گسل‌های شاهرود و آستانه توسعه یافته است.

واژه‌های کلیدی: دوپلکس فشارشی، منطقه ترفشارشی، سامانه گسلی شاهرود، گسل آستانه، البرز خاوری.

مقدمه

آشکاری بین بخش شمالی منطقه (البرز) و بخش جنوبی آن (ایران مرکزی) وجود نداشته و به بیان ساده‌تر بخش شمالی منطقه (حاشیه جنوبی البرز) در واقع چین‌های حاشیه ایران مرکزی هستند (آقانباتی، ۱۳۸۳). مرز بین البرز و ایران مرکزی از نظر ساختاری دارای پیچیدگی‌های فراوان بوده که از آن جمله می‌توان به وجود دوپلکس فشارشی چاشم در بین گسل‌های آستانه و فیروزکوه (باقری و همکاران، ۱۳۸۵) اشاره کرد، که این دوپلکس در ارتباط با گسلش امتدادلغز به وجود آمده است. لازم به ذکر است که گسل

منطقه مورد مطالعه در شمال دهستان دهملا و در ۲۰ کیلومتری باختر شاهرود و به عبارت دیگر در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات البرز خاوری قرار گرفته است (شکل ۱). لذا از نگاه زمین‌شناسی به دو پهنه ساختاری البرز و ایران مرکزی تعلق دارد. داده‌های منطقه به‌ویژه مقایسه خصوصیت‌های زمین‌شناسی نواحی واقع در جنوب البرز و شمال ایران مرکزی نشان می‌دهد که تفاوت‌های زمین‌شناسی چندان

* نویسنده مرتبط: A.Rahimi@gu.ac.ir

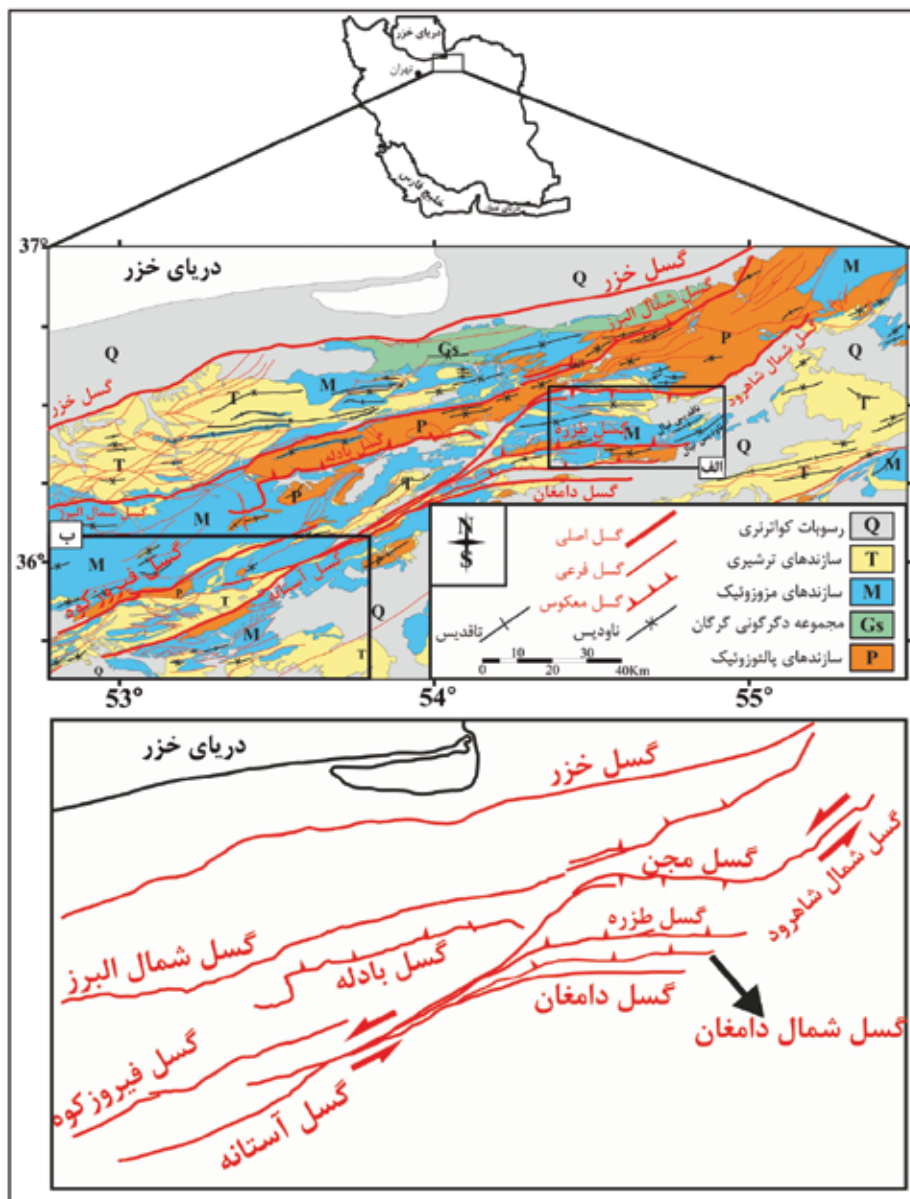
آستانه در بخش خمیدگی خاوری-باختری خود با حرکت چپ‌بر سازندهای پالتوزوئیک را در حدود ۲۵ کیلومتر جابجا کرده است (Allen et al., 2003a) (داخل مستطیل الف در شکل ۱). در این مقاله سعی شده تا با بررسی ساختارهای مربوط به دوپلکس دهملا، این منطقه را از نظر هندسی و جنبشی مورد تجزیه و تحلیل قرار دهیم.

پیشینه تحقیق و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

Stöcklin (1968) برای اولین بار مدل ساختاری البرز را معرفی نمود و در آن البرز را به شکل ناودیس فرض کرد و بر آن اساس در سال ۱۹۷۴ اولین مقطع عرضی مستند از البرز را ارائه داد. Şengör (1990) از همین مدل برای نشان دادن البرز به صورت یک ساختمان گل مانند نامتقارن با تمایل به سمت جنوب استفاده کرد. (Alavi (1996) با پیشنهاد مدلی دیگر البرز را از نظر ساختاری یک کمر بند چین و گسل خورده پوسته نازک فرض کرد که متشکل از ورقه‌های رورانده و دوپلکس‌های متعدد بوده و باعث ایجاد یک طاق‌گون مرکب شده است. (Axen et al. (2001) با بررسی گسل‌های رانده موجود در البرز، این مجموعه را همچون سنگور به صورت یک ساختمان ترافشارشی گل مانند با تمایل به سمت جنوب تفسیر کرده و دلیل تمایل این ساختمان به سمت جنوب را، رانده شدن یک پوسته قاره‌ای شناور از سمت جنوب به زیر البرز می‌دانند. (Jackson et al. (2002) و همچنین Allen et al. (2003a) البرز را به صورت یک کمر بند ترافشارشی چپ‌بر در نظر گرفته و این سازوکار را حاصل تقسیم شدن لغزش در بین گسل‌های امتداد لغز چپ‌بر و گسل‌های رانده دانسته و همچنین حالت موج‌دار البرز را در نتیجه زیر-رانندگی پوسته اقیانوسی حوضه خزر جنوبی به زیر حوضه خزر مرکزی می‌دانند. (Vernant et al. (2004a, b) مطالعاتی را توسط سامانه موقعیت‌یاب جهانی بر روی البرز انجام داده و مشخصات و سرعت حرکت و کوتاه‌شدگی را برای البرز به دست آورده و بر همین اساس برای البرز دو فاز دگرشکلی، اول فاز فشاری شمالی-جنوبی در میوسن بین ایران مرکزی و حوضه خزر جنوبی، و دوم، کوتاه‌شدگی مورب

شمالی-خاوری بر روی ساختارهای خاوری-باختری البرز مرکزی تشخیص دادند. (Zanchi et al. (2006) بر اساس مطالعات پیشین و مشاهدات خود، پیشنهاد کردند که البرز مرکزی در هنگام برخورد در قسمت جنوبی منطقه زمین درز قرار داشته و در هنگام برخورد به صورت منطقه پیش بومی پایدار عمل کرده است. (Guest et al. (2006a, b) نیز مطالعاتی بر روی البرز انجام داده و برخورد صفحه عربی و حاشیه فعال ایران-ترکیه را به میوسن میانی نسبت می‌دهند. ایشان همچنین در این مطالعات مدل طاق‌گون مرکب با تغییر شکل پوسته نازک برای البرز را رد کرده و با نظر Allen et al. (2003a) مبنی بر ساختمان گل مانند ترافشارشی چپ‌بر با تغییر شکل پوسته نازک و پوسته ضخیم، هم‌عقیده می‌باشند. (Ghavidel-Syooki (2006) بر روی چینه‌شناسی و جغرافیای دیرینه کامبرو-اردوئین کوه خربش مطالعاتی انجام داد و وجود دو نبود چینه‌ای را در اردوئین میانی (بین سازندهای لشکرک و قلی) و در سیلورین تا دوونین میانی (بین سازندهای قلی و جیروود) تشخیص داد. وی این نبوده‌های چینه‌ای را به کوهزایی کالدونین نسبت داد. همچنین بر اساس مقایسه آکریتارک‌های موجود در سازند میلا، قلی و لشکرک با آکریتارک‌های دیگر مناطق دنیا، بیان کرد که البرز در طول اردوئین بخشی از گندوانا بوده است. (Hollingsworth et al. (2008, 2010) با هدف بررسی زمین‌ساخت فعال البرز خاوری، مطالعاتی را بر روی منطقه دامغان انجام داده و شرایط مورفولوژیکی منطقه را حاصل خمش‌های موجود در صفحات سامانه گسلی شاهرود دانستند. ایشان همچنین، میزان جابه‌جائی را برای منطقه به صورت چپ‌بر و در حدود ۳۰ کیلومتر برآورد کردند.

منطقه از نظر چینه‌شناسی دارای توالی‌های با سن مختلف از پالتوزوئیک تا رسوبات عهد حاضر بوده (شکل ۱) که این آرایش در نتیجه پهنه‌های فشارشی و عملکرد گسل‌های رانده موجود در حاشیه جنوبی البرز و رانده شدن سنگ‌هایی با سن پالتوزوئیک و مزوزوئیک بر روی نهشته‌های عهد حاضر ایجاد شده است (Ghavidel-Syooki, 2006). همچنین منطقه از دیدگاه فعالیت زمین‌ساختی نیز در گروه



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی البرز شرقی. محدوده مورد مطالعه در مستطیل الف نشان داده شده است. دوپلکس فشارشی چاشم (باقری و همکاران، ۱۳۸۵) در مستطیل ب واقع در جنوب‌خاوری تصویر مشخص شده است (برگرفته با تصحیح‌هایی از چهار نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان، ساری، سمنان و تروند)

مطالعات تجربی و مدل‌سازی قیاسی دوپلکس‌های فشارشی مرتبط با گسلش امتدادلغز و تشکیل Pop-up های طاق‌گون در این نوع دوپلکس‌ها پرداخته و سپس مدل‌های حاصل را با دوپلکس‌های موجود در قاره آمریکا و اروپا مقایسه کردند. ایشان بیان کردند که تشکیل Pop-up های طاق‌گون با تمایل به هر دو طرف سامانه گسلی، باعث تشکیل ساختار گل مانند مثبت در این دوپلکس‌ها می‌شود. Gonzalez et al. (2012) دوپلکس‌های امتدادلغز موجود در شیلی را مورد

مناطق فعال با گسل‌های دارای روند شرق‌شمال‌شرقی - غرب‌جنوب‌غربی (Shahpasandzadeh et al., 2017) و سازوکار چپ‌بر با کمی مؤلفه معکوس می‌باشد (نعمتی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Shahpasandzadeh et al., 2017).

علاوه بر مطالعات صورت گرفته در البرز، مطالعات بسیار زیاد و ویژه‌ای نیز با موضوع توسعه دوپلکس‌ها در سامانه‌های امتدادلغز صورت گرفته که در این بخش به تعدادی از آن‌ها اشاره می‌شود. (McClay and Bonora (2001) به

بررسی هندسی چین‌ها

در منطقه مورد مطالعه دو چین بزرگ مقیاس (شکل‌های ۲ و ۳) با نام‌های تاقدیس و ناودیس تپال و همچنین چندین چین کوچک مقیاس (شکل ۴) مورد بررسی قرار گرفت. با ترسیم داده‌های صحرایی در شبکه هم‌مساحت برای ناودیس تپال، زاویه بین یالی (۷) ۸۱ درجه و زاویه چین‌خوردگی (φ) ۹۹ درجه به دست آمد که بیانگر آن است که چین در طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) جزو گروه چین‌های باز قرار می‌گیرد. همچنین محور چین برابر با ۰۶۱-۳۶ و سطح محوری برابر با N66E/83NW است. همچنین بر اساس نحوه قرارگیری قطب صفحات (Ramsay and Huber, 1987) که بیش از ۹۰ درصد قطب‌ها در فاصله کمتر از ۲۰ درجه از صفحه حرکتی قرار گرفته‌اند، چین از نوع نیمه‌استوانه‌ای است. چین‌های رخ داده در داخل تناوب لایه‌های سخت و نرم، بسته به میزان لایه‌های سخت و نرم نسبت به هم، عمدتاً تحت کلاس B و C طبقه‌بندی رمزی دچار چین‌خوردگی می‌شوند (Hudleston and Treagus, 2010؛ Twiss and Moores, 2003؛ Ramsay and Huber, 1987). به دلیل قرارگرفتن ناودیس تپال در بین تناوبی از لایه‌های سخت و نرم یعنی تناوب شیل و ماسه‌سنگ سازند شمشک و مارن و آهک سازند دلیچای، کلاس B طبقه‌بندی رمزی برای این چین محاسبه گردید (شکل ۳-الف). برای تاقدیس تپال نیز زاویه بین یالی (۷) ۱۰۶ درجه و زاویه چین‌خوردگی (φ) ۷۴ درجه محاسبه شد که نشان می‌دهد که این چین نیز در طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) در گروه چین‌های باز قرار می‌گیرد. محور تاقدیس با مشخصات ۰۵۳-۱۵ و سطح محوری با در نظر گرفتن اثر سطح محوری در نقشه برابر با N54E/86NW محاسبه شد. بر اساس نحوه پراکنش قطب‌ها نسبت به صفحه حرکتی، چین از نوع نیمه‌استوانه‌ای و همچنین کلاس C طبقه‌بندی رمزی برای تاقدیس تپال محاسبه شد (شکل ۳-ب).

علاوه بر چین‌های بزرگ‌مقیاس، چندین چین کوچک مقیاس نیز مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۴). چین‌های موجود در منطقه دارای دو روند هستند (شکل ۵) که در بخش خاوری و مرکزی منطقه، موازی با روند گسل شمال

مطالعه قرار داده و عملکرد این ساختارها را به صورت عددی و قیاسی مدل‌سازی نمودند. (Curren and Bird (2014) از طریق مدل‌سازی تجربی به مطالعه نقش شکستگی‌های پیشین در عملکرد گسل‌های امتدادلغز پرداخته و بیان کردند که وجود شکستگی‌های پیشین از طریق پراکنش و فرونشاندن برش در میدان تنش اطراف شکستگی‌ها، بر روی هندسه و عملکرد سیستماتیک گسل‌های امتدادلغز تاثیر می‌گذارد. (Iturrieta et al. (2017) به مطالعه و مدل‌سازی عددی سامانه‌های گسلی امتدادلغز مرتبط با فرورانش مایل در منطقه آند جنوبی پرداخته و با تلفیق دینامیک گسل‌های امتدادلغز با شواهد زمین‌شناختی، لرزه‌ای و ماگمایی، همخوانی مدل‌سازی عددی خود با عملکرد سامانه‌های گسلی موجود در آند جنوبی را به اثبات رساندند.

روش مطالعه

در این پژوهش چین‌ها مورد تحلیل هندسی قرار گرفته و با توجه به اثر سطح محوری اندازه‌گیری شده در عملیات صحرایی، مختصات محور و سطح محوری آن‌ها مشخص شده و همچنین بر اساس خصوصیات ظاهری چین، محل قرارگیری این چین‌ها در طبقه‌بندی‌های فلوتی (۱۹۶۴) و رمزی (۱۹۸۷) مشخص شد. در ادامه به منظور تحلیل هندسی و حرکتی گسل‌ها، نمودار گل‌سرخ‌ی از امتداد شکستگی‌ها ترسیم و به وسیله روش Marrett and Allmendinger (1990) محور فشارش محاسبه شد. در روش فوق پس از ترسیم صفحه گسل به همراه خش‌لغزها، قطب گسل ترسیم می‌شود. با قرار دادن خش‌لغز و قطب صفحه گسل بر روی یک دایره عظیمه، صفحه حرکتی برای گسل محاسبه و در نهایت با حرکت ۴۵ درجه‌ای در جهت و خلاف جهت بردار حرکتی هر گسل، به ترتیب محور فشارش و محور کشش محاسبه می‌شود.

بررسی ساختارها

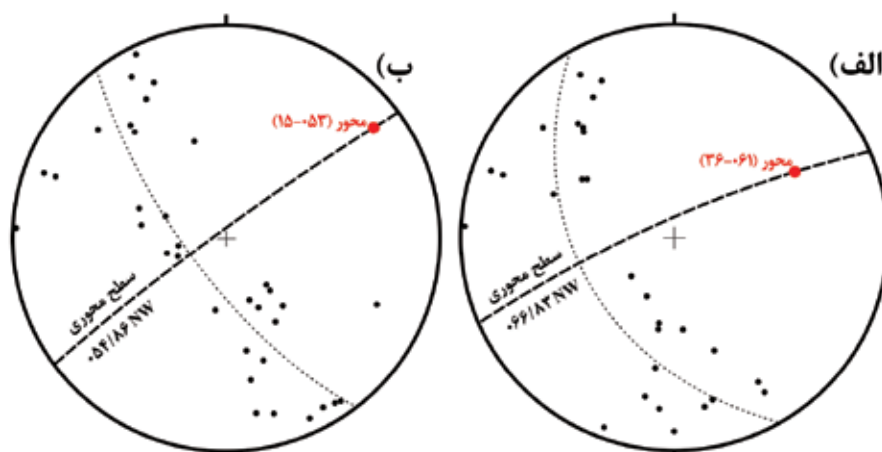
در منطقه دو روند اصلی برای چین‌ها و دو روند اصلی برای گسل‌های اصلی مشاهده شد که در ادامه به تفصیل به آن‌ها پرداخته می‌شود.

این چین‌ها در ارتباط با گسلش معکوس خاوری-باختری تشکیل شده‌اند. لازم به ذکر است که چین‌های ۸ تا ۱۳ در یال تاقدیس تپال اندازه‌گیری شده‌اند. به‌طور کلی نتایج مربوط به چین‌ها در جدول ۱ آورده شده است.

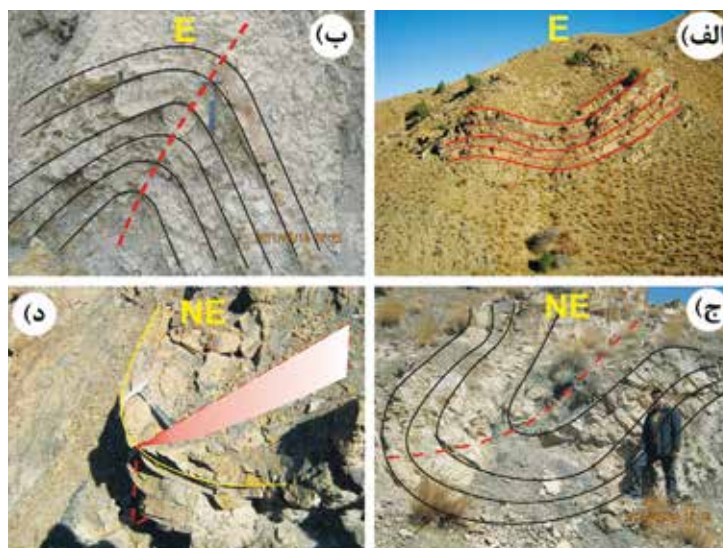
شاهرود و در بخش باختری منطقه به‌صورت خاوری-باختری و هم‌روند با گسل‌های رانده تشکیل شده‌اند. با توجه به این موضوع که چین‌های خاوری-باختری اکثراً در بخش باختری منطقه، در فرادیواره گسل طزره تشکیل شده و همچنین هم‌روند با این گسل هستند (شکل ۷)، به نظر می‌رسد که



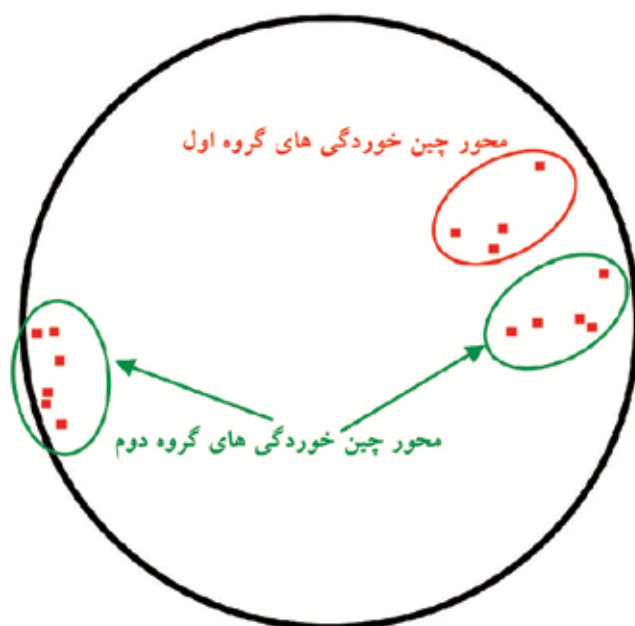
شکل ۲. نمای کلی از تاقدیس و ناودیس تپال (دید رو به شمال خاوری)



شکل ۳. تصویر استریوگرافی قطب صفحات لایه‌بندی به همراه محور و سطح محوری، (الف) ناودیس تپال، (ب) تاقدیس تپال



شکل ۴. چین‌های کوچک مقیاس منطقه مورد مطالعه (حروف زرد رنگ داخل تصاویر نشان‌دهنده جهت دید هستند)



شکل ۵. شکل استریوگرافیک مربوط به محور چین خوردگی های منطقه

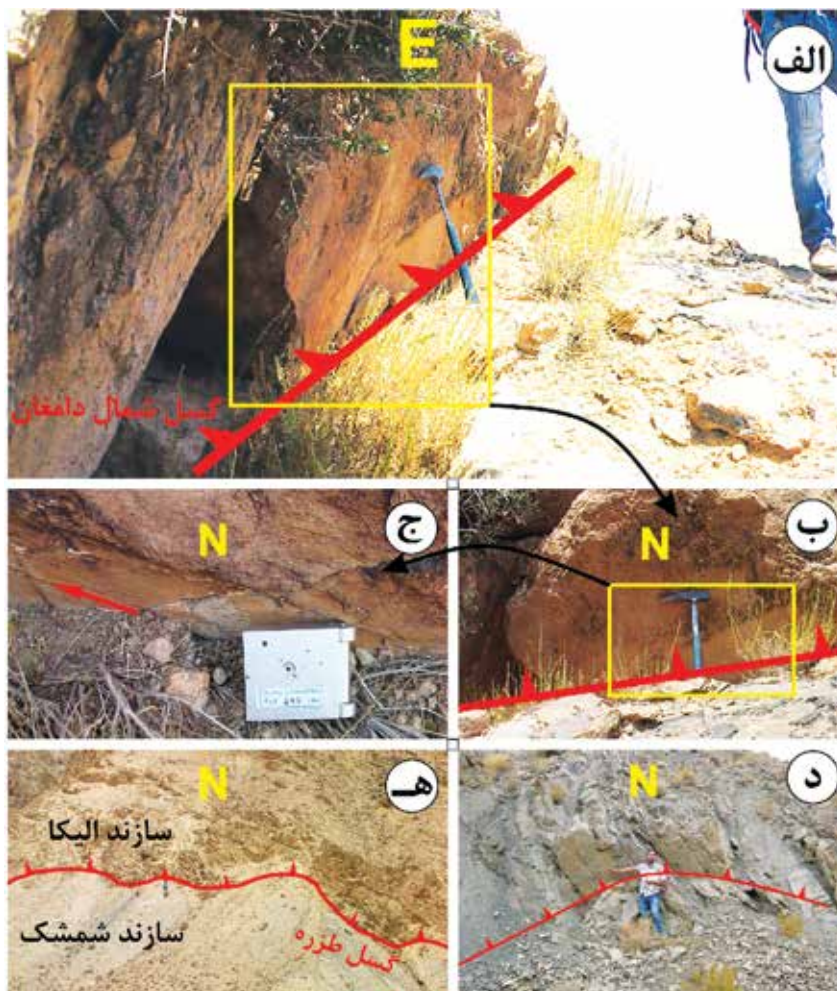
جدول ۱. خصوصیات هندسی محاسبه شده برای چین های منطقه

چین	γ	ϕ	فشردگی	شکل مقطع	محور	سطح محوری	طبقه بندی فلوتی	طبقه بندی رمزی
تاقدیس تپال	۱۰۶	۷۴	باز	نیمه استوانه ای	۱۵-۵۳	۰۵۴/۸۶NW	ایستاده با میل ملایم	۱C
ناودیس تپال	۹۹	۸۱	باز	نیمه استوانه ای	۳۶-۶۱	۰۶۶/۸۳NW	ایستاده با میل متوسط	۱B
FO1	۸۷	۹۳	باز	نیمه استوانه ای	۴۲-۶۶	۰۶۴/۸۷SE	ایستاده با میل متوسط	۱B
FO2	۹۰	۹۰	باز	استوانه ای	۲۰-۸۹	۰۹۳/۷۵NE	تمایل زیاد و میل ملایم	۱B
FO3	۷۴	۱۰۶	باز	نیمه استوانه ای	۳۳-۹۰	۱۱۷/۵۳NE	تمایل و میل متوسط	۱B
FO4	۶۹	۱۱۱	بسته	استوانه ای	۱۶-۹۱	۰۹۸/۶۵NE	تمایل زیاد و میل ملایم	۱B
FO5	۶۰	۱۲۰	بسته	استوانه ای	۴۱-۹۴	۱۲۲/۶۰NE	تمایل و میل متوسط	۳
FO6	۴۸	۱۳۲	بسته	استوانه ای	۰۷-۲۴۹	۰۶۶/۶۶NW	نیمه افقی با تمایل زیاد و یک یال برگشته	۱B
FO7	۴۳	۱۳۷	بسته	نیمه استوانه ای	۴۸-۵۴	۰۶۸/۷۸NW	تمایل زیاد، میل متوسط	۱C
FO8	۸۵	۹۵	باز	استوانه ای	۱۰-۸۰	۰۸۱/۸۵NW	ایستاده نیمه افقی	۱B
FO9	۴۲	۱۳۸	بسته	نیمه استوانه ای	۰۵-۲۶۸	۰۸۷/۸۳NW	ایستاده نیمه افقی	۱B
FO10	۵۳	۱۲۷	بسته	نیمه استوانه ای	۰۶-۲۵۶	۰۷۶/۸۵NW	ایستاده نیمه افقی	۱B
FO11	۱۱۹	۶۱	باز	استوانه ای	۱۱-۲۶۸	۰۸۷/۸۸NW	ایستاده با میل ملایم	۱B
FO12	۹۰	۹۰	باز	نیمه استوانه ای	۰۴-۲۵۴	۰۷۴/۸۸SE	ایستاده نیمه افقی	۱B
FO13	۸۵	۹۵	باز	نیمه استوانه ای	۱۲-۲۶۲	۰۸۲/۸۸SE	ایستاده با میل ملایم	۱B

بررسی هندسی گسل ها

چپ بر با کمی مؤلفه معکوس هستند. گروه دوم شامل گسل های با امتداد خاوری-باختری بوده و از جنوب به شمال شامل گسل دامغان، گسل رانده شمال دامغان و گسل طزره هستند (شکل ۱). این گروه از گسل ها تماماً دارای سازوکار معکوس و در برخی نواحی با کمی مؤلفه راستالغزی چپ بر می باشند (شکل ۶). لازم به ذکر است که تمام این گسل های

گسل های اصلی موجود در منطقه به دو گروه تقسیم می شوند که مانند چین ها دارای دو روند اصلی می باشند. گروه اول گسل های با امتداد شمال خاوری-جنوب باختری و امتداد N۰۶۰-N۰۷۰ هستند. این گسل ها از خاور به باختر شامل گسل شمال شاهرود و گسل آستانه (شکل ۱) می باشند که هر دوی این گسل ها دارای شیب به سمت شمال و سازوکار

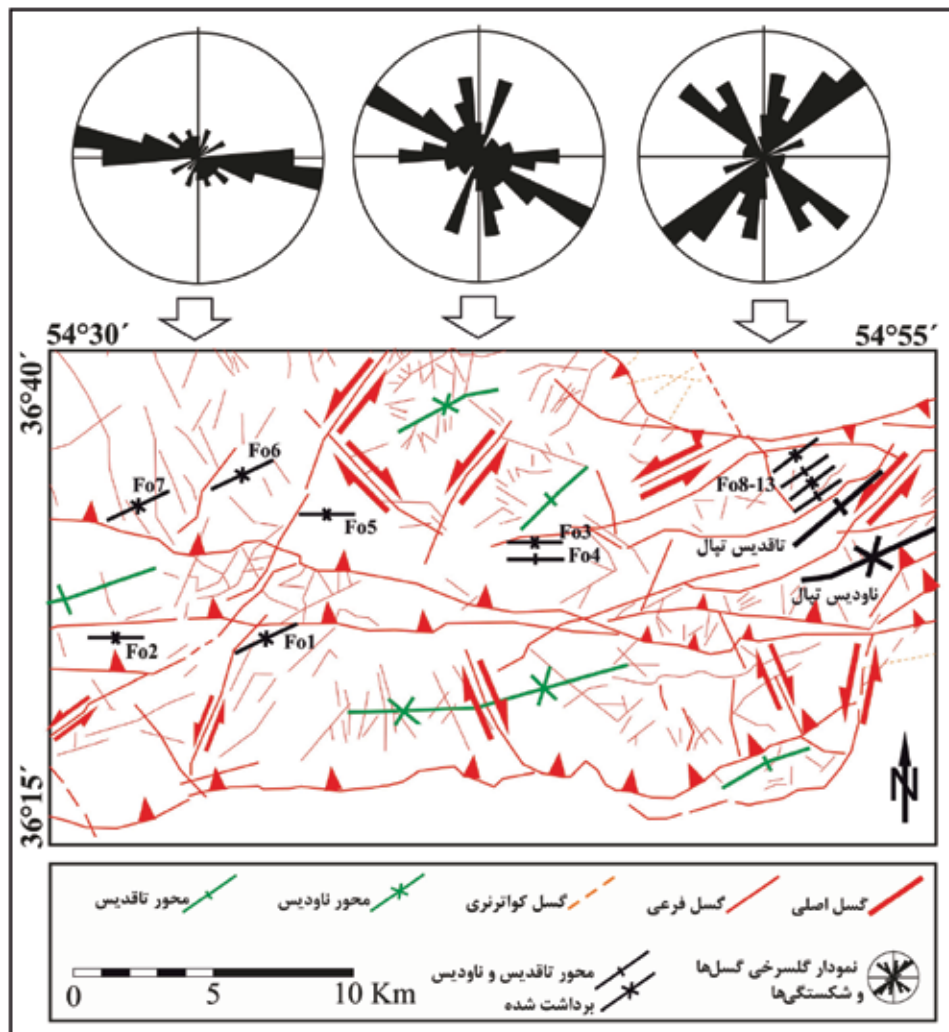


شکل ۶. نمایی از گسل‌های منطقه. الف) گسل رانده شمال دامغان (مستطیل زرد نشان‌دهنده محل تصویر ب می‌باشد)، ب و ج) نمای دیگر گسل شمال دامغان (مستطیل زرد داخل تصویر ب نشان‌دهنده محل تصویر ج می‌باشد)، د) راندگی خاوری-باختری با شیب رو به شمال واقع در ماسه‌سنگ‌های شمشک، ه) نمایی از گسل طزره که سازند البیکا را بر روی سازند شمشک رانده است (حروف زرد داخل تصاویر نشان‌دهنده جهت دید می‌باشند)

تعداد در رده دوم قرار دارند، مربوط به شکستگی‌های نوع R می‌باشند. پس از این دو گروه امتداد ۱۶۵-۱۷۵ دارای بیشترین تکرار بوده که مربوط به شکستگی‌های کششی نوع T و در نهایت امتداد ۰۸۵-۰۹۰ مربوط به گسل‌های فشاری بوده و دارای سازوکار معکوس با کمی مؤلفه چپ‌بر می‌باشند (شکل ۸). لازم به ذکر است که نحوه آرایش گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه به شکلی است که در بخش خاوری منطقه گسل‌ها دارای روند شمال خاوری-جنوب‌باختری و به عبارت دیگر هم‌روند با گسل شمال شاهرود بوده که این آرایش در بخش باختری منطقه کاملاً به صورت خاوری-باختری می‌باشند (شکل ۷).

خاوری-باختری به تبعیت از گسل‌های منشاء خود (گسل‌های شمال شاهرود و آستانه) شیبی به سمت شمال داشته و باعث حرکت رو به جنوب تشکیلات موجود شده‌اند؛ به نحوی که در منطقه تشکیلات مربوط به پالئوزوئیک و مزوزوئیک بر روی رسوبات عهد حاضر قرار گرفته‌اند.

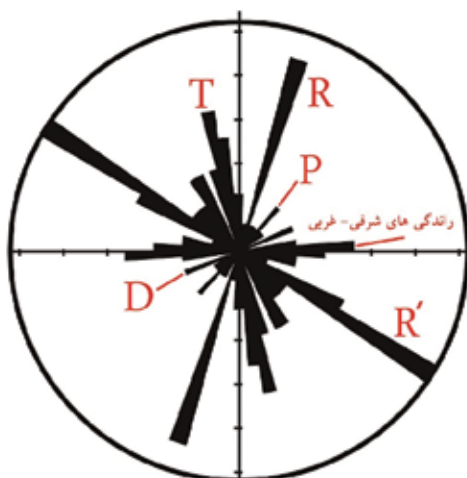
با توجه به داده‌های به دست آمده برای شکستگی‌های منطقه (شکل ۷)، بیشترین فراوانی شکستگی‌ها مربوط به امتداد ۱۲۵-۱۲۰ است که اکثراً دارای سازوکار امتدادلغز راست‌بر با کمی مؤلفه معکوس بوده که با توجه به امتداد گسل‌های شمال شاهرود و آستانه، این ساختارها مربوط به شکستگی‌های نوع R' می‌باشند. همچنین امتداد ۰۲۰-۰۱۵ با سازوکار امتدادلغز چپ‌بر و مؤلفه معکوس که از نظر



شکل ۷. نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه به همراه نمودار گلسرخی مربوط به ۷۴ گسل برداشت شده در منطقه مورد مطالعه. نمودارهای گلسرخی از راست به چپ به ترتیب مربوط به سه بخش خاوری، مرکزی و باختری منطقه مورد مطالعه می‌باشند. (همچنین لازم به ذکر است که محل چین‌خوردگی‌های برداشت شده و نام هر یک از این چین‌ها در نقشه مشخص شده است)

بررسی حرکتی گسل‌ها

تحلیل حرکتی گسل‌ها و محاسبه محورهای فشارش و کشش در منطقه، با استفاده از شواهد لغزشی موجود بر روی صفحه گسل به روش Marrett and Allmendinger (1990) انجام شد (شکل ۹). بر اساس این شکل می‌توان به‌طور قطعی به شمالی-جنوبی بودن روند محور فشارش حاکم بر منطقه پی برد. بر طبق تحلیل‌های انجام شده، محور اصلی فشارش دارای امتداد $355N$ می‌باشد (شکل ۹) که این محور فشارش شمالی-جنوبی عامل ایجاد گسل‌های معکوس و راندگی‌های متعدد موجود در منطقه می‌باشد.

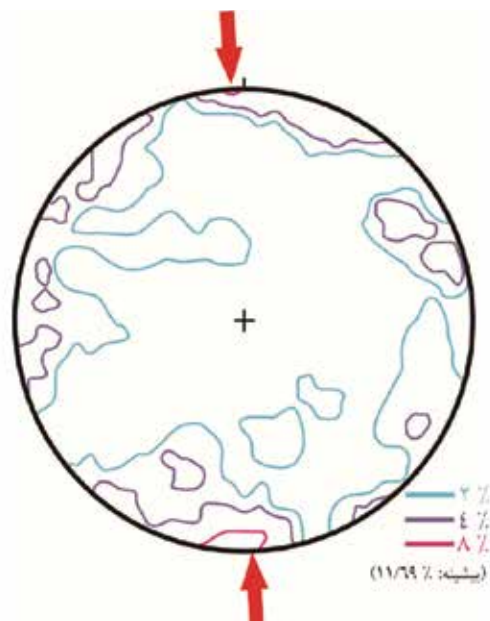


شکل ۸. نمودار گلسرخی مربوط به ۷۴ گسل برداشت شده در منطقه مورد مطالعه. (لازم به ذکر است که این نمودار گلسرخی بر مبنای فواصل ۵ درجه‌ای ترسیم شده است)

به ذکر است این دسته از چین‌ها که بیشتر در بخش خاوری منطقه رخنمون دارند، از روند کلی گسل‌های اصلی سامانه گسلی شاهرود (Hollingsworth et al., 2010؛ نعمتی و همکاران، ۱۳۹۱) تبعیت می‌کنند و در پی کوتاه‌شدگی البرز خاوری در نتیجه فشارش شمالی-جنوبی و همچنین عملکرد گسل‌های سامانه گسلی شاهرود در پی برخورد صفحه عربی به صفحه اوراسیا ایجاد شده‌اند (Allen et al., 2003a).

دسته دوم نیز چین‌های مرتبط با گسلی هستند که در بخش مرکزی و باختری منطقه و در مقیاسی کوچک ظاهر شده‌اند و دارای روند خاوری-باختری و میل ملایمی به هر دو سمت خاور و باختر می‌باشند. در مورد دلیل تمایز دو گروه چین فوق‌الذکر و ترتیب سنی آن‌ها می‌توان بیان داشت که چین‌های با روند شمال خاوری-جنوب باختری در نتیجه عملکرد سامانه گسلی شاهرود تشکیل شده و سپس با تشکیل گسل‌های رانده خاوری-باختری در دو طرف خمیدگی سامانه گسلی شاهرود (شکل‌های ۱ و ۱۰)، چین‌های خاوری-باختری در فرادیواره این گسل‌های جدید تشکیل شدند.

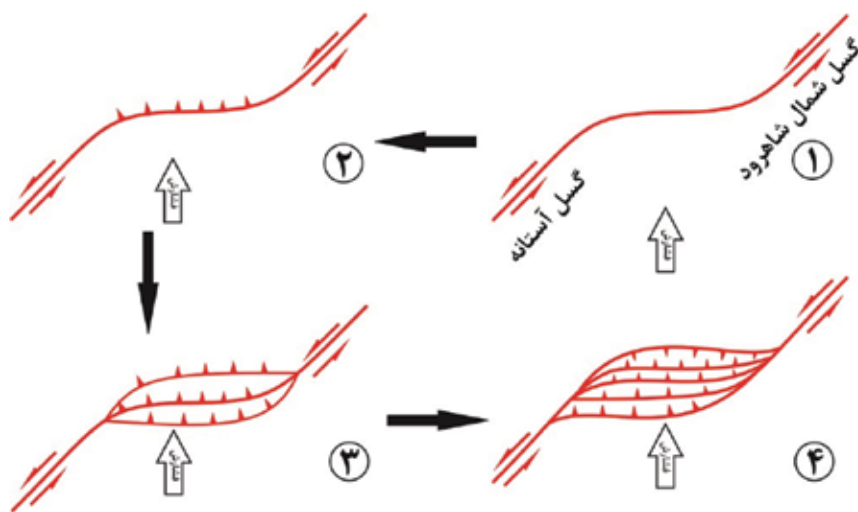
بنابر وجود دو روند شمال خاوری-جنوب باختری در خاور و خاوری-باختری در باختر منطقه (شکل ۷) و با توجه به این موضوع که گسل‌های شمال شاهرود و آستانه هر دو متعلق به یک سامانه گسلی می‌باشند، با عملکرد این دو گسل‌های شرایطی پیش آمد که در دو طرف بخش خمیده بین دو گسل، گسل‌های خاوری-باختری تشکیل و با تشکیل بیشتر گسل‌های خاوری باختری، منطقه نمای فلسی به خود گرفته است (شکل ۱۰).



شکل ۹. نمودار هم‌تراز به دست آمده برای محور بیشترین فشارش در منطقه بر اساس روش مارت و المندینگر (۱۹۹۰) (لازم به ذکر است که نمودار هم‌تراز فوق بر اساس داده‌های ۷۴ گسل برداشت شده در داخل منطقه ترسیم شده است)

بحث

بررسی و تحلیل چین‌های منطقه حاکی از آن است که در این منطقه دو گروه چین وجود دارد (شکل ۵). دسته اول که شامل چین‌های بزرگ مقیاس (تاقدیس و ناودیس تپال) به همراه پارازیت چین‌های مربوط به تاقدیس تپال هستند از نظر سنی قدیمی‌تر بوده، دارای روند شمال خاوری-جنوب باختری با تمایل (Vergence) کمی به سمت جنوب می‌باشند و میل ملایمی به سمت شمال خاوری دارند. لازم



شکل ۱۰. طرح شماتیک از مراحل تکامل گسل‌های شمال شاهرود و آستانه و تشکیل دوپلکس دهملا

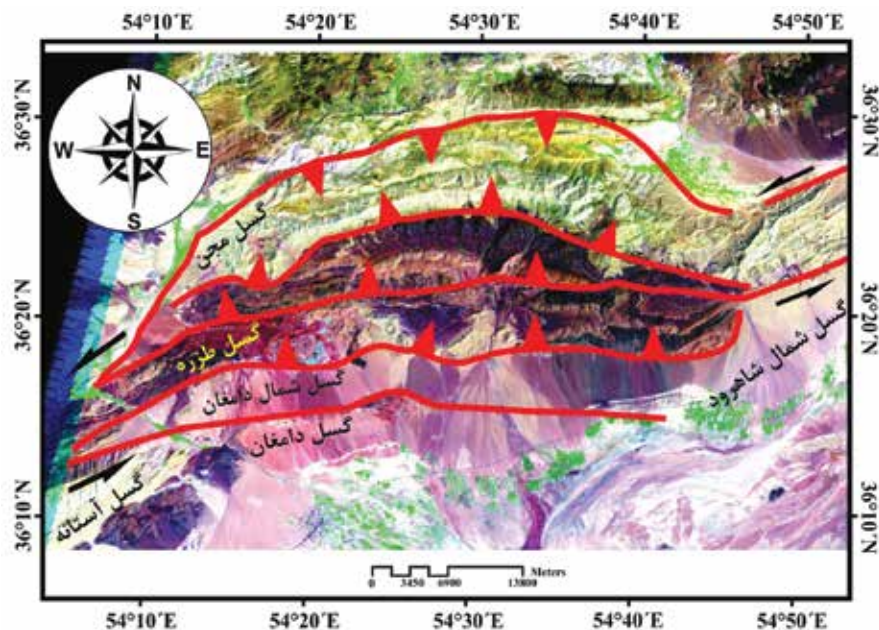
همچنین با آغاز حرکت رو به باختر حوضه خزر جنوبی نسبت به ایران در زمان پلیوسن، جهت بزرگ‌ترین محور تنش ناحیه‌ای ۵۱ از حالت شمالی-جنوبی به حالت شمال‌خاوری-جنوب‌باختری تغییر روند داده و این سازوکار تا به امروز ادامه داشته است (Golonka, 2007). لازم به ذکر است که، در مطالعات انجام شده پیشین در البرز، جای‌گیری گسل‌های رانده توسط تکتونیک نازک پوسته توجیه شده است (رحیمی، ۱۳۸۱). با توجه به مشاهدات انجام شده شرایط وجود چنین سازوکاری به‌خوبی در منطقه قابل مشاهده بوده که تعدادی از این شرایط شامل توسعه راندگی‌ها در میان سنگ‌های رسوبی، نبود بیرون‌زدگی پی‌سنگی و ضخامت کم ورقه‌های راندگی می‌باشند. حال با در نظر گرفتن نکات فوق، یعنی وجود گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر با جابه‌جائی زیاد و به‌صورت راست‌پله و نیز وجود راندگی‌های متعدد موازی با هم که حالت فلسی به منطقه داده‌اند (شکل ۱۱)، به نظر می‌رسد که منطقه به‌صورت یک دوپلکس مرتبط با گسل‌های امتدادلغز (Woodcock and Fischer, 1986) باشد و به‌دلیل کوتاه‌شدگی عرضی و بالآمدگی منطقه (ضخیم‌شدگی)، این دوپلکس در گروه دوپلکس‌های فشارشی قرار می‌گیرد. شرایط ایجاد دوپلکس‌های فشارشی شامل ۱) دوپلکس شدگی در خمش‌های محصور شده، ۲) دوپلکس شدگی در قطع شدگی‌ها و ۳) دوپلکس شدگی مستقیم (مرتبط با گسل‌های ریدل یک گسل بزرگ مقیاس) است (Woodcock and Fischer, 1986).

با توجه به تعلق گسل‌های شمال‌شاهروود و آستانه به یک سامانه گسلی (Hollingsworth et al., 2010؛ نعمتی و همکاران، ۱۳۹۱)، و این‌که احتمالاً این دو گسل، گسل‌های رده اولی حاشیه جنوبی کمربند چین و گسل‌خورده البرز می‌باشند، و نیز رشد به سمت خارج فلس‌های به وجود آمده توسط راندگی‌های خاوری-باختری، و همچنین وجود دوپلکس فشارشی چاشم در بین گسل‌های فیروزکوه و آستانه (باقری و همکاران ۱۳۸۵) (شکل ۱) در بخش جنوب‌باختری دوپلکس ده‌ملا، می‌توان پیشنهاد نمود که دوپلکس موجود در منطقه از نظر ژنتیکی مرتبط با دوپلکس شدگی در خمش‌های محصور شده باشد. دوپلکس شدگی

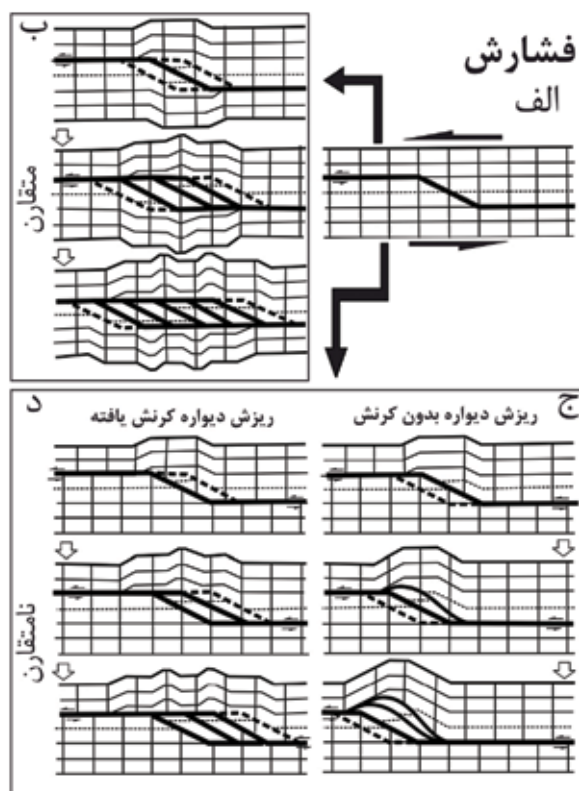
وجود تعداد زیادی از گسل‌های خاوری-باختری با سازوکار معکوس و رانده و موازی بودن روند چین‌های موجود با امتداد راندگی‌های فوق‌الذکر و همچنین فراخاست منطقه، همگی حاکی از فشارشی بودن رژیم حاکم در داخل منطقه و نیز روند شمالی-جنوبی (شکل ۹) این رژیم فشارشی می‌باشد. همچنین گسل‌های شمال‌شاهروود و آستانه دارای سازوکار امتدادلغز چپ‌بر بوده که به‌صورت خمش راست‌پله نسبت به هم قرار گرفته‌اند. نکته مهم در مورد عملکرد چپ‌بر گسل‌های آستانه و شمال‌شاهروود میزان جابجایی آن‌ها است که سازندهای پالئوژئیک را در حدود ۳۰ کیلومتر جابجا کرده است (شکل ۱).

در ادامه و قبل از ارائه مدل برای منطقه لازم است تا نگاهی اجمالی به تاریخ زمین‌ساختی البرز داشت. البرز بر اثر عملکرد دو نسل راندگی و چین‌خوردگی به سن پیش از ژوراسیک میانی (کوهزائی ائوسیمین) با خصوصیات شکل‌پذیر و سپس به سن سنوزوئیک (در ارتباط با کوهزائی آلپی) و با ویژگی‌های شکننده شکل‌گرفت (Alavi, 1996). پس از آن منطقه مورد مطالعه در مرز ائوسن بالایی-الیگوسن (فاز کوهزائی پیرنه) که در اثر همگرایی شمالی-جنوبی پلیت‌های عربی و اوراسیا به وجود آمده بود، از آب‌خارج شده (آقانباتی، ۱۳۸۳) و پس از آن هرگز دریا در البرز پیش‌روی نکرده است؛ نبود رسوبات دریایی برای این دوران در منطقه و نمایش خصوصیات رسوبات قاره‌ای برای نهشته‌های به سن نئوزن و کواترنری را می‌توان شاهدهی برای توضیحات فوق دانست. از نظر دانشمندان تغییر شکل فشاری سنوزوئیک در البرز از میوسن و با اولین مرحله برخورد صفحه‌های عربی و اوراسیا آغاز شد (Allen et al., 2003a, b). در این زمان که مصادف با فاز ساوین کوهزائی آلپی بوده، جهت‌گیری بزرگ‌ترین محور تنش محلی ۵۱ برای البرز به‌صورت شمالی-جنوبی بوده و البرز تحت تأثیر استرین فشارشی قرار داشته است. بنابراین با توجه به مطالب بیان شده ساختارهای فشاری موجود در منطقه یعنی چین‌ها و گسل‌های رانده، باید در این مرحله از دگرشکلی البرز تشکیل شده باشند. در ادامه روند دگرشکلی در منطقه و با غلبه تنش ایجاد شده از طرف صفحه عربی بر خرده قاره‌های صفحه اوراسیا و

در خمش‌های محصور شده بدین صورت است که در نتیجه عملکرد گسل در طول خمش، گسل‌های معکوس (به صورت موازی با بخش خمیده گسل) به سمت خارج دوپلکس موزی رشد کرده (در هر دو طرف خمیدگی تحت فشار گسل‌های معکوس تشکیل می‌شود) و حالت فلسی به منطقه می‌دهند (Woodcock and Fischer, 1986) (شکل ۱۲).



شکل ۱۱. تصویر ماهواره‌ای ETM+7 از شکل کلی دوپلکس ده‌ملا. همچنین، نحوه قرارگیری مناطق امتدادلغز (SZ) و ترافشارشی (TPZ) را در این تصویر مشاهده می‌کنید



شکل ۱۲. نحوه تکامل یک دوپلکس فشارشی در خمش محصور شده. الف) یک سامانه امتدادلغز چپ‌بر قبل از عملکرد در خمش، ب) عملکرد متقارن سامانه چپ‌بر، ج) و د) عملکرد نامتقارن سامانه چپ‌بر (اقتباس و تصحیح از Woodcock and Fischer 1986)

همچنان با رشد به سمت خارج فلس‌های رانده، در حال ادامه باشد.

سپاسگزاری

بدین‌وسیله از داوران محترم که با پیشنهادهای ارزنده و علمی خود، ما را در افزایش کیفیت مقاله یاری کردند صمیمانه سپاسگزاری می‌شود. همچنین از سردبیر محترم مجله زمین‌شناسی ایران به خاطر زحمات بی‌شائبه تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۶۰۶.

- باقری، م. قرشی، م. و مهدیزاده، س.، ۱۳۸۵. تحلیل ساختاری دوپلکس امتدادلغز چاشم در خاور منطقه فیروزکوه. فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، شماره ۶۰، ۹۲-۱۱۵.

- رحیمی، ب.، ۱۳۸۱. مطالعات ساختاری رشته‌کوه البرز در شمال دامغان. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۵.

- نعمتی، م. هتسفلد، د. قیطانچی، م. ر. طالبیان، م. میرزایی، ن. و سدیدخوی، ا.، ۱۳۹۱. لرزه‌زمین‌ساخت البرز میانی-خاوری و دامنه جنوبی آن با نگرشی بر زمین‌لرزه Mw=۵/۷ جنوب دامغان. فصلنامه علمی و پژوهشی علوم زمین، ۸۶، ۸۷-۹۸.

- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21, 1-33.

- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003a. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 5, 659-672.

- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-zadeh, A. and Flecker, R., 2003b. Late Cenozoic deformation in the South Caspian re-

gion. *Woodcock and Fischer* مدل بر اساس (1986)، گسل‌های آستانه و شمال شاهرود که بخش‌های متفاوت از یک گسل (گسل جنوب البرز) هستند با ادامه عملکرد خود (حرکت چپ‌بر در خمش راست پله)، شرایطی پیش‌آورده‌اند تا با ایجاد فشارش در منطقه خمش، گسل‌های طزره، شمال دامغان، دامغان و احتمالاً گسل مجن در بخش شمالی‌تر منطقه به وجود آمده و ساختار دوپلکس دهملرا را ایجاد کنند. همچنین لازم به ذکر است که با توجه به قرار گرفتن رسوبات سنوزوئیک در کنار سازندهای با سن پالئوزوئیک در مرز جنوبی دوپلکس، این ساختار در گروه دوپلکس‌های هم‌ریشه (Krantz, 1995) قرار می‌گیرد.

نتیجه‌گیری

منطقه مورد مطالعه دارای دو روند اصلی برای تمام ساختارها می‌باشد، روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری که ساختارهای بزرگ‌مقیاس منطقه دارای این روند می‌باشند و روند خاوری-باختری که ساختارهای میان‌مقیاس و کوچک‌مقیاس در این روند تشکیل شده‌اند. وجود دو روند برای گسل‌ها و چین‌های موجود در منطقه و نیز نحوه جهت‌گیری گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها نسبت به محور فشارش، نشان می‌دهد که این منطقه از نظر زمین‌ساختی در گروه مناطق ترافشارشی قرار می‌گیرد. همچنین چین‌های تپال در این منطقه با نمایش تمایل (vergence) کمی به سمت جنوب خاوری با الگوی گل‌مانند ارائه شده برای البرز هماهنگی دارند.

روند تکاملی منطقه به صورتی بوده که عملکرد گسل‌های چپ‌بر که به صورت راست‌پله نسبت به هم قرار گرفته بودند (گسل‌های شمال شاهرود و آستانه)، باعث تشکیل یک خمش فشارنده در بین این دو گسل شده است. بنابراین با ادامه عملکرد چپ‌بر دو گسل آستانه و شمال شاهرود، گسل‌های معکوس با امتداد خاوری-باختری در بین این دو گسل رشد کرده و هم‌زمان با فراخاست منطقه مورد مطالعه، به منطقه حالت فلسی داده و دوپلکس دهملرا شکل گرفته است. همچنین با توجه به فعالیت زمین‌ساختی فعلی منطقه، به نظر می‌رسد که تکامل دوپلکس مورد نظر

- gion: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics*, 366, 223-239.
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geological Society of America*, 29, 559-562.
 - Curren, I.S. and Bird, P., 2014. Formation and suppression of strike-slip fault systems. *Pure and Applied Geophysics*, 171, 11, 2899-2918.
 - Fleuty, M. J., 1964. The description of Folds. *Geological Association Proceeding*, 75, 461-492.
 - Ghavidel-Syooki, M., 2006. Palinostratigraphy and Palaeogeography of the cambro-ordovician strata in the southwest of Shahrood city (kuhe-Kharbash, near Deh-molla), central Alborz range, northern Iran. *Review of Palaeobotany and Paleontology*, 136, 81-95.
 - Golonka, J., 2007. Geodynamic Evolution of the south Caspian Basin., in P. O. Yilmaz and G. H. Isaksen editors, *Oil and Gas of the Greater Caspian area. AAPG Studies in Geology*, 55, 17-41.
 - González, D., Pinto, L., Peña, M. and Arriagada, C., 2012. 3D deformation in strike-slip systems: Analogue modelling and numerical restoration. *Andean Geology*, 39, 2, 295-316.
 - Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2, 35-52.
 - Guest, B., Stockli, D. f., Grove, M., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *Geological Society of America*, 118, 1507-1521.
 - Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. and Nazari, H., 2008. Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma. *Geology*, 36, 763-766.
 - Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J.F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R. T., Rizza, M. and Jackson, J., 2010. Active tectonics of the east Alborz Mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 115, B12313
 - Hudleston, P.J. and Treagus, S.H., 2010. Information from folds: A review. *Journal of Structural Geology*, 32, 2042-2071.
 - Iturrieta, P.C., Hurtado, D.E., Cembrano, J. and Stanton-Yonge, A., 2017. States of stress and slip partitioning in a continental scale strike-slip duplex: Tectonic and magmatic implications by means of finite element modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 71-82.
 - Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
 - Krantz, R.W., 1995. The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *Journal of Structural Geology*, 18, 1125-1137.
 - Marrett, R. and Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
 - McClay, K. and Bonora, M., 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *The American Association of Petroleum*

Geologists Bulletin, 85, 233-260.

- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures. London, Academic Press, 391.

- Şengör, A.M.C., 1990. A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in The Geology and tectonics of the Oman region. Geological Society of London. Special Publication, 49, 797-831.

- Shahpasandzadeh, M., Koyi, H. and Nilfouroushan, F., 2017. The significance of switch in convergence direction in the Alborz Mountains, northern Iran: Insights from scaled analogue modeling. Interpretation, 5,1, SD81-SD98.

- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-1258.

- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental Margins in Iran. In: The Geology of Continental margins. Springer, 873-887.

- Twiss, R. J. and Moores, E. M., 2003.

Structural Geology. Second Edition. New York, W. H. Freeman and Company. 532 .

- Vernant, P., Nilfouroushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of Central Alborz in Iran using geodetic data. Earth and Planetary Science Letters, 223, 177-185.

- Vernant, P., Nilfouroushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysics Journal International, 157, 381-398.

- Woodcock, N.H. and Fischer, M., 1986. Strike-slip duplexes. Journal of Structural Geology, 8, 725-735.

- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghamsi, M. R. and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. Journal of Structural Geology, 28, 2023-2037.

کانه‌زایی طلائی اپی‌ترمال با سنگ میزبان کربناتی کاوند، جنوب‌غرب زنجان

نادیا پرتاک^۱ و مسعود علی‌پوراصل^(۲)

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
۲. استادیار، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۲/۰۷

چکیده

محدوده کاوند در جنوب‌غرب زنجان و در بخش سلطانیه از پهنه ایران مرکزی قرار دارد. توالی‌های سنگی پرکامبرین-پسین-کامبرین پیشین سنگ میزبان کان‌زایی هستند، در این میان بخش عمده کان‌زایی با سنگ‌های دولومیتی سازند سلطانیه همراه است. کان‌زایی به شکل‌های انبوه‌های، رگه-رگه‌های و پرشدگی فضاهای خالی کارستی مشاهده می‌شود. دگرسانی‌های اکسید آهنی، کربناتی و سیلیسی در منطقه غالب است. هماتیت، اسپیکولاریت، طلا، کالکوپیریت، پیریت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، گوتیت و لیمونیت کانی‌های معدنی، درحالی‌که کوارتز، باریت، کلسیت و دولومیت کانی‌های باطله کان‌زایی را تشکیل می‌دهند. آهن و طلا عناصر مهم کانسار ساز در این منطقه هستند. مقدار متوسط آهن و طلا در کان‌زایی کاوند به ترتیب ۱۵/۷ درصد (بیشینه ۲۸/۴ درصد) و ۱/۳ گرم در تن (بیشینه ۱۴/۶ گرم در تن) است. داده‌های زمین‌شیمیایی همبستگی مثبت بالایی را میان طلا با نقره، آرسنیک، آنتیموان، مس، روی، کادمیم، و باریت نشان می‌دهد. مطالعات میان‌بارهای سیال بر روی کوارتز از نمونه‌هایی با همیافتی کانی‌شناسی کوارتز+سولفید+طلا و اکسیدهای آهن+باریت+کوارتز+طلا متوسط درجه حرارت ۲۷۷/۸۴ درجه سانتی‌گراد و شوری ۳/۶۷ درصد وزنی معادل نمک طعام را ثابت می‌کند. کان‌زایی به احتمال در فشار کمتر از ۲۰۰ اتمسفر و عمق بیش از ۷۰۰ متری تشکیل شده است. تجزیه میکروپروبی چندعنصری دانه‌های طلا از رسوبات بستر آبراه‌های نشان می‌دهد که در ترکیب طلائی کاوند مقادیر طلا و نقره غالب است. مقایسه ترکیب شیمیایی ذرات طلائی کاوند با آنهایی از انواع مختلف کانسارهای طلا، منشأ اپی‌ترمالی آنها را ثابت می‌کند. کان‌زایی کاوند را می‌توان یک کانسار طلائی اپی‌ترمال با سنگ میزبان کربناتی در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: طلا، سنگ میزبان کربناتی، اپی‌ترمال، کاوند، زنجان.

مقدمه

جای دارد (شکل‌های ۱ و ۲). منطقه کاوند در محور زنجان-تکاب قرار دارد. در این محور معادن فعال طلا (معادن زرشوران، آق دره و توزلار)، روی-سرب (انگوران) و آهن (معادن حسین‌آباد و شاه بولاغی) وجود دارد که همگی با سیستم‌های گرمابی سنوزوئیک مرتبط هستند

کانه‌زایی کاوند در فاصله ۳۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان زنجان و در طول‌های جغرافیایی $31^{\circ} 48'$ تا $37^{\circ} 48'$ شرقی و عرض‌های $36^{\circ} 37'$ تا $36^{\circ} 40'$ شمالی

* نویسنده مرتبط: masoodalipour@shahroodut.ac.ir

زنجان (ناحیه سلطانیه) وجود دارد، که کانه‌زایی‌های آهن ارجین، باش‌کند، اینچه‌ی رهبری، علم‌کندی، و شاه‌بلاغ از آن‌جمله هستند، که سنگ‌های کربناتی، مرمرها و توف‌های ریولیتی میزبان آنها است. در طول زمان‌های سنوزوئیک سنگ‌های نفوذی با ترکیب مونزدیوریت به داخل سنگ‌های کربناتی پرکامبرین-کامبرین سازند سلطانیه تزریق شده، و سبب کانه‌زایی در سنگ‌های دولومیتی میزبان شده‌اند. مگنتیت، اسپیکیولاریت، پیریت، کالکوپیریت، گارنت، پیروکسن، فلوگوپیت، اپیدوت، ترمولیت، اکتینولیت، سرپانتین و تالک از کان‌ه و کانی‌های اصلی آنها هستند. این نوع کان‌ه‌زایی به‌صورت بافت‌های توده‌ای، رگه-رگچه‌ای، نواری، پرشدگی فضا‌های خالی، دندریتی، انتشاری، و برشی مشاهده می‌گردد (Nabatian et al., 2015).

چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ زنجان نخستین ورقه زمین‌شناسی بود که در فاصله سال‌های ۱۳۵۵ تا ۱۳۵۷ تحت پوشش اکتشافات زمین‌شیمیایی سیستماتیک قرار گرفت، ولی نمونه‌های رسوب آبراه‌های تنها برای تعداد محدودی از عناصر مانند مس، سرب، روی، باریوم و آهن تجزیه گردید (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۵۷). در طرح بازنگری نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شیمیایی، ورقه زنجان با برداشت نمونه‌های سیلت آبراه‌های و کانی سنگین مورد بررسی دوباره قرار گرفت، و ناهنجاری طلا برای نخستین بار در محدوده کاوند گزارش گردید. بر پایه داده‌های زمین‌شیمی سیلت آبراه‌های تعداد ۵ نمونه دارای عیار طلائی بیش از ۲۰ میلی‌گرم در تن (مقدار بیشینه ۳۱۳ میلی‌گرم در تن) و ۷ نمونه کانی سنگین محتوی ذرات طلائی آزاد (از ۲ تا ۸ ذره) بوده است (سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان، ۱۳۸۷). در پی جویی به روش اکتشافات زمین‌شیمیایی-کانی سنگین در مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ در محدوده کاوند، تعداد ۲۰ نمونه سیلت آبراه‌های (۴ درصد کل نمونه‌ها) دارای مقدار طلائی بیش از ۵۰۰ میلی‌گرم در تن و ۱۶ نمونه کانی سنگین (۱۱ درصد کل نمونه‌ها) محتوی ذرات طلائی آزاد (از ۱ تا بیش از ۱۵۰ ذره) بوده است (سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان، ۱۳۸۷).

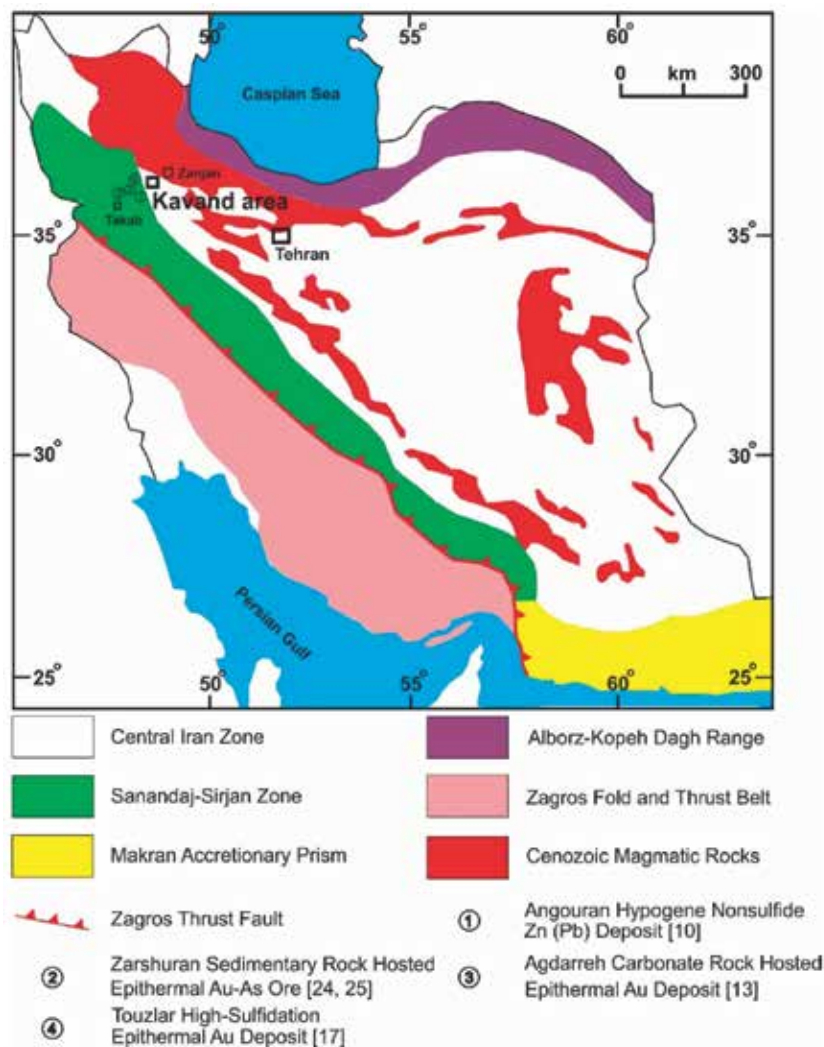
در این مقاله، شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی،

(Mehrabi et al., 2003; Boni et al., 2007; Daliran, 2008; Heidari et al., 2015). کانسارهای طلائی زرشوران، آق دره و توزلار به ترتیب به‌وسیله سنگ‌های کربناتی پرکامبرین پسنین-کامبرین پیشین، سنگ‌های کربناتی میوسن و سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ای با ترکیب آندزیت تا تراکیت میوسن زیرین میزبانی می‌شوند (Mehrabi et al., 2015; Daliran, 2008; Heidari et al., 2015). اگرچه این کانسارها دارای سنگ میزبان متفاوتی هستند ولی فرایند تشکیل آنها همسان است. کانسارهای طلائی زرشوران و آق دره با کانسارهای کارلین مقایسه شده است (Mehrabi et al., 1999; Karimi, 1993; Asadi, 2002; Daliran et al., 2000)، و شاید به‌عنوان کانسارهای طلائی پراکنده در سنگ میزبان رسوبی نیز در نظر گرفته شوند (Hofstra, 2002). کانسار طلائی توزلار به‌عنوان کان‌ه‌زایی طلائی اپی‌ترمال با درجه سولفیداسیون بالا معرفی شده است (Heidari et al., 2015). منطقه کاوند از گذشته به لحاظ کان‌ه‌زایی آهن مطرح بوده است، به‌طوری‌که در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰ زنجان آثار معدنی آهن وجود دارد (باباخانی و صادقی، ۱۳۸۳؛ Stöcklin and Eftekharneshad, 1969)، هم‌اکنون نیز آهن از معادن حسین‌آباد و شاه بولاغی استخراج می‌شود.

نباتیان و همکاران (Nabatian et al., 2015) کان‌ه‌زایی اکسید آهن در محور سلطانیه-مهاباد از پهنه ایران مرکزی را با سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین-کامبرین سلطانیه و پرکامبرین قره‌داش مرتبط می‌دانند، که به‌وسیله بخش بالایی سازند کهر و بخش پایینی سازند سلطانیه میزبانی می‌شود. کان‌ه‌زایی‌های آهن و آهن-مگنز محور حلب-دندی، کاوند، بالستان، کوسه‌لر، کردره، قزل‌دره، دابانلو، چنگوری، خم‌دره، میرجان-قالیچه‌بلاغ، چهارطاق، آغ‌بلاغ مهم‌ترین آنها در ناحیه سلطانیه هستند. هماتیت، گوتیت، و \pm باریت کان‌ه‌های اصلی در کان‌ه‌زایی‌های بخش شمالی از قبیل کاوند، میرجان-قالیچه‌بلاغ و کوسه‌لر هستند، درحالی‌که در کان‌ه‌زایی‌های بخش جنوبی ناحیه سلطانیه هماتیت و مگنتیت غالب است. علاوه بر این، تعدادی کان‌ه‌زایی آهن نوع اسکارن و رگه‌ای گرمابی نیز در جنوب

آیا سازند سلطانیه در زیرپهنه سلطانیه و سایر مناطق کشور همواره با کانه‌زایی آهن و طلا همراه است، و کلید اکتشافی برای پی‌جویی این نوع کانه‌زایی است، یا اینکه به‌عنوان عامل چینه‌شناسی در کنار عوامل ماگمایی، گرمایی و تکتونیکی در تشکیل کانه‌زایی نوع کاوند نقش ایفا می‌نماید. از این‌رو، نتایجی که از تحقیق حاضر به دست می‌آید کمک شایانی برای انجام عملیات اکتشافی در مقیاس‌های محلی (کانسار) و ناحیه‌ای خواهد نمود.

سنگ‌نگاری، زمین‌شیمیایی، میانبارهای سیال و ریزکاو الکترونی برای تشریح سیستم تشکیل مواد معدنی در منطقه فراهم شده است. مقطع چینه‌شناسی شاخص سازند سلطانیه از کوه‌های سلطانیه در جنوب زنجان گزارش شده است، و سازندهای زمین‌شناسی هم‌ارز سازند سلطانیه در دیگر ایالت‌های زمین‌ساختی ایران نیز گزارش شده است. در منطقه کاوند، این سازند سنگ درون‌گیر اصلی کانه‌زایی آهن و طلا است. سوال اساسی که مطرح می‌شود این است که



شکل ۱. موقعیت محدوده کاوند در نقشه پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (بازنگری شده از Stöcklin, 1968)

روش مطالعه

معدنی، و سنگ‌های آذرین نفوذی نمونه‌برداری صورت گرفته است. تعداد ۸ مقطع نازک، ۸ مقطع صیقلی و ۱۳ مقطع نازک-صیقلی تهیه شده و مطالعات میکروسکوپی سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی

در انجام این پژوهش، برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی ماده معدنی و سنگ میزبان، از رسوبات آبراهه‌ای، کانسنگ‌ها، سنگ میزبان مواد

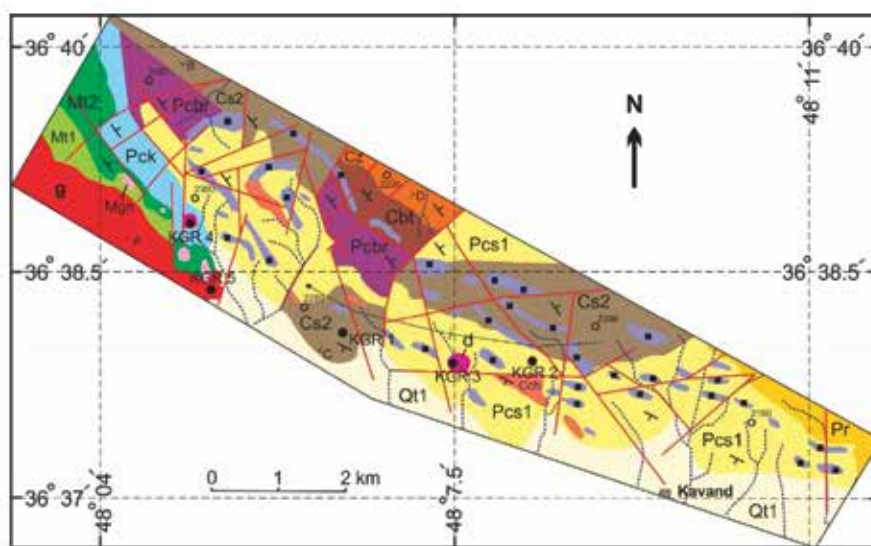
با دستگاه XRD ساخت کمپانی فیلیپس مدل PW1800 در آزمایشگاه کانساران بینالود در تهران بررسی شده است. برای اندازه‌گیری ریزدماسنجی میانبراهای سیال تعداد ۵ نمونه دوبرصیقلی از مراحل کانه‌زایی با همیافتی کانیاپی اکسیدهای آهن+باریت+کوارتز+طلا و کوارتز+سولفید+طلا تهیه شده است. مطالعه میانبراهای سیال بر روی کانی کوارتز با استفاده از دستگاه مدل THMS60 ساخت کمپانی لینکام کشور انگلستان در آزمایشگاه مرکز تحقیقات مواد معدنی ایمیدرو در کرج به تعداد ۳۱ نقطه انجام شده است. مطالعات حرارت‌سنجی با عملیات سرمایش و گرمایش بر روی میانبراهای سیال انجام می‌گیرد. حدود درجه حرارت مراحل سرمایش و گرمایش ۱۶۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد با دقت ± 1 درجه سانتی‌گراد است. در این مطالعه انجماد نهایی میانبراهای سیال دوفازی غنی از مایع در محدوده دمایی ۹۰- تا ۱۰۰- درجه صورت گرفته است، سپس دما را بالا برده تا ذوب اولین نقطه یخ آشکار شود. این دما نشان‌دهنده املح موجود در نمونه است و به دمای اولین ذوب یخ یا دمای اوتکتیک (Te) معروف است. با ادامه گرمایش یخ بیشتری شروع به ذوب شدن می‌کند، و آخرین کریستال یخ در دمای موسوم به $T_{m(ice)}$ ذوب خواهد شد. شوری میانبراهای سیال غنی از مایع از درجه حرارت‌های اندازه‌گیری شده ذوب یخ با استفاده از معادله بودنار (Bodnar, 1983) محاسبه شده است. پس از ذوب آخرین کریستال یخ، میانبر تنها حاوی مایع و حباب‌گاز خواهد بود. با ادامه گرمایش این دو فاز با هم ادغام شده و به یک فاز تبدیل می‌شود و دمای هموزن شدن (T_p) به دست می‌آید. تعدادی از ذرات طلائی آزاد از بخش تغلیظ یافته نمونه‌های رسوب آبراه‌ای با دستگاه EPMA مدل Cameca SX100 ساخت کشور فرانسه در آزمایشگاه مرکز تحقیقات مواد معدنی ایمیدرو در کرج تجزیه شده است. این اندازه‌گیری‌ها تحت شرایط ولتاژ ۲۵ keV برای فلزات و ۱۵ keV برای سیلیکات‌ها و اکسیدها، جریان بیم ۲۰ nA و قطر بیم ۵ μ انجام گرفته است، و مقدار حد حساسیت روش EPMA برای همه عناصر در این تحقیق ۱۰۰ گرم در تن بوده است.

روی آنها انجام گرفته است. تعداد ۵ نمونه از سنگ میزبان ماده معدنی (دولومیت) و سنگ‌های آذرین نفوذی برای مطالعات زمین‌شیمیایی برداشت شده است. نمونه‌ها از مکان‌هایی انتخاب شدند که سالم، غیردگرسان شده و عاری از رگه-رگچه بودند. دولومیت‌های منطقه ریزدانه و نسبتاً همگن بوده، و روش نمونه‌برداری از آنها قطعه‌ای بوده است، و برداشت یک قطعه سنگ، معرف تمام محیط نمونه‌برداری بوده است. سنگ‌های آذرین دارای بافت متوسط تا درشت‌دانه بوده، و نمونه‌برداری از آنها به روش لپری-شیاری انجام شده است، بدین ترتیب که در هر ایستگاه تعدادی قطعه کوچک سنگ با مقطع عرضی ۳ تا ۴ سانتی‌متر مربع برداشت شده است. نمونه‌های سنگ به ترتیب مراحل خردایش و آسیاب را پشت‌سر گذاشته، و برای تعیین مقادیر غلظت اکسید عناصر اصلی به روش ذوب با XRF ساخت کمپانی فیلیپس مدل PW1480 در آزمایشگاه مرکز تحقیقات مواد معدنی ایمیدرو در کرج تجزیه شده‌اند. مقادیر غلظت عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگ به روش انحلال در مخلوط چهاراسید با ICP-OES مدل Varian 735-ES در آزمایشگاه مرکز تحقیقات مواد معدنی ایمیدرو در کرج تجزیه شده‌اند. برای دستیابی به نمونه معرف از مناطق کانه‌زایی، تعداد ۲۹ نمونه کانسنگ به روش لپری-شیاری از رگه‌های کانه‌زایی اکسیدهای آهن، اکسیدهای آهن+باریت+کوارتز+طلا و کوارتز+سولفید+طلا برداشت شده است. این نمونه‌ها به ترتیب مراحل خردایش و آسیاب را پشت‌سر گذاشته، و برای تعیین عیار عناصر اصلی و کمیاب به روش انحلال در مخلوط چهاراسید با ICP-OES مدل Varian 735-ES و عنصر طلا به روش فال‌گذاری با جذب اتمی مدل Perkin-Elmer 5300 در آزمایشگاه مطالعات مواد معدنی زرزما در تهران تجزیه شده است. در این تحقیق، برای ارزیابی میزان دقت تجزیه‌های شیمیایی از نمونه‌های تکراری استفاده شده است. بدین ترتیب که برای هر ۱۰ نمونه اصلی یک نمونه تکراری تجزیه شده است، و میزان خطای آنالیز برای عناصر مختلف در روش‌های دستگاهی مذکور کمتر از ۱۵ درصد برآورد شده است. برای مطالعه کانی‌شناسی مناطق دگرسانی ۱۸ نمونه سنگ و کانسنگ

زمین‌شناسی

نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۵۰۰۰ از محدوده کانه‌زایی تهیه گردید (شکل ۲)، برای این منظور نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰ و تصویر ماهواره‌ای منطقه به‌عنوان نقشه پایه بوده است. در این منطقه سازندهای زمین‌شناسی از قدیم به جدید شامل: فیلیت، کوارتزیت و میکاشیست (Mt1)، میکاشیست و گنیس (Mtgn)، شیل و ماسه‌سنگ اسلیتی نازک لایه سبز-خاکستری (Mt2)، توف ریولیتی، توف اسلیتی و افق‌های نازک دولومیتی سازند کهر (Pck) (شکل ۳-الف)، گرانیت دوران پرکامبرین (g) (شکل ۳-ب)، شیل و

کانه‌زایی کاوند در زیرپهنه سلطانیه و در منتهی‌الیه بخش شمال غربی پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). در تقسیم‌بندی ورقه‌های زمین‌شناسی، این منطقه در چهارگوش‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰ زنجان جای گرفته است، و سازندهای زمین‌شناسی پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین بخش عمده‌ای از منطقه را دربرمی‌گیرند (باباخانی و صادقی، ۱۳۸۳؛ Stöcklin and Eftekharnzhad, 1969). در چارچوب تحقیق حاضر،



LEGEND

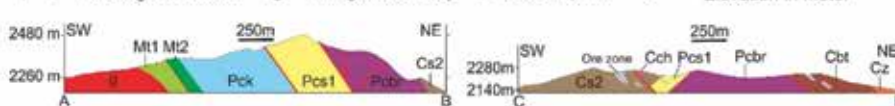
Quaternary	Qt1	Qt1: Unconsolidated old terraces and gravel fans
Paleozoic	Pr	Pr: Grey to cream medium bedded limestone and dolomitic limestone (Ruteh F.)
Cenozoic	Cz	Cz: Colored micaceous shale and sandstone (Zaigun F.)
	Cbt	Cbt: Grey micaceous sandstone and shale in bottom and dolomite and limestone in top (Barut F.)
	Cs2	Cs2: Cream well bedded dolomite and limestone with banded chert (Upper part of Soltanieh F.)
	Cch	Cch: Grey to green argillic shale (Chapoghlu M.)
	Pcs1	Pcs1: White grey to cream massive limestone and dolomite (Lower part of Soltanieh F.)
Upper Precambrian	Pcbr	Pcbr: Red and purple micaceous sandstone and shale (Bayandor F.)
	Pck	Pck: Slaty shale, slaty tuff and rhyolitic tuff (Kahar F.)
	Mt2	Mt2: Slaty shale, metagraywacke and etc
	Mt1	Mt1: Schist, phyllite, metasandstone and etc

INTRUSIVE ROCKS

- d: Diorite and diorite-gabbro porphyritic dykes and subvolcanic bodies (Miocene ?)
- g: Doran argillic leucogranite (Upper Precambrian)

SYMBOLS

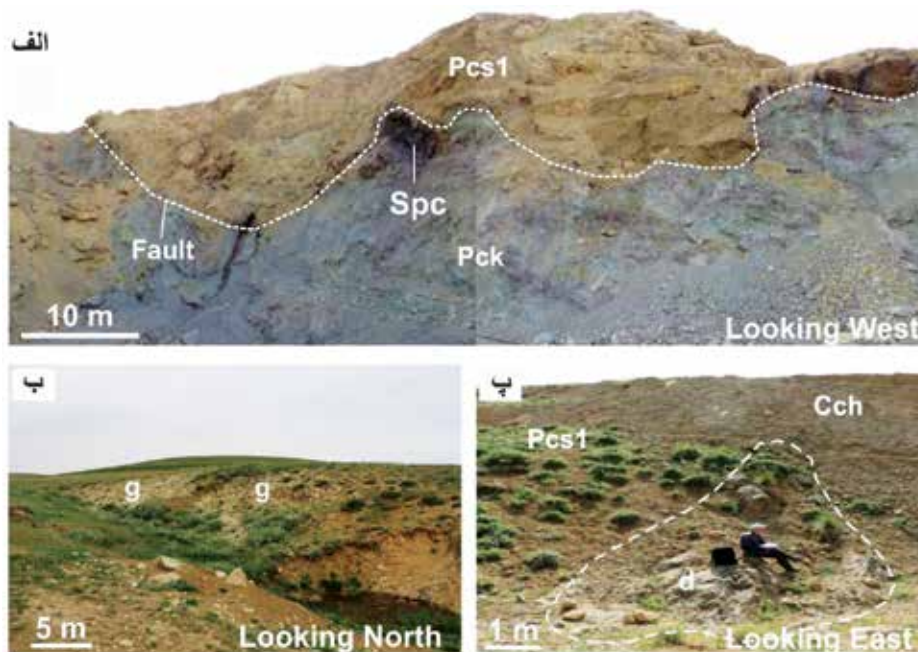
- Iron oxides+silica±gold veins and bodies
- Drainage
- Geological section A-B
- Anticlinal showing plunge
- Litho geochemistry KGR 1
- Fault
- Ore samples
- Formation boundary
- Strike and dip
- Elevation in meter



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی کاوند

پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین (بایندور و سلطانیه) به‌طور ناپیوسته بر روی نهشته‌های سازند کهر و نیز نفوذ توده گرانیتی دوران به‌درون نهشته‌های سازند کهر، می‌تواند نمودی از فاز کوهزایی آسنٹیک در منطقه باشد (Stöcklin and Eftekharnzhad, 1969). نبود رخساره‌های سنگی مربوط به اردویسین پایانی تا پرمین آغازی در زیرپهنه سلطانیه و جایگیری نهشته‌های پرمین درود بر روی نهشته‌های پرکامبرین بالای نشان‌دهنده وجود یک فاز فرسایشی قوی در این فاصله زمانی در زیرپهنه سلطانیه است که به احتمال زیاد پی‌آمد فاز کوهزایی کالدونین می‌باشد (باباخانی و صادقی، ۱۳۸۳؛ Stöcklin and Eftekharnzhad, 1969). به‌دلیل تحمل فازهای کوهزایی متعدد، در واحدهای سنگی منطقه گسل‌های امتدادلغز، عادی و چین‌خوردگی‌های زیادی ایجاد شده است. سه دسته گسلی با جهات امتداد NW-SE، NE-SW و E-W در منطقه ثبت شده است، ولی کانه‌زایی عموماً در امتداد ساختارهای تکتونیکی با روند NW-SE رخ داده است، و زاویه شیب گسل‌ها از ۵۰ تا ۷۵ درجه تغییر می‌کند (شکل ۲).

ماسه‌سنگ میکادار به‌رنگ قرمز و بنفش سازند بایندر (Cbr)، دولومیت، آهک دولومیتی و شیل سازند سلطانیه (PCs)، شیل، ماسه‌سنگ و دولومیت سازند باروت (Cbt)، شیل و ماسه‌سنگ میکادار صورتی سازند زایگون (Cz)، سنگ‌های آهکی پرمین سازند روت (Pr)، دایک و توده‌های کوچک نیمه ژرف دیوریتی و دیوریت-گابرو (d) به سن احتمالی میوسن می‌باشد (شکل ۳-پ). اگرچه کانه‌زایی آهن و طلا در همه سازندهای زمین‌شناسی پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین مشاهده می‌شود، اما دولومیت‌های سلطانیه میزبان بخش عمده‌ای از کانه‌زایی در منطقه کاوند است، سازند سلطانیه دارای دو بخش کربناتی است که به‌وسیله عضو شیلی چپقلو از همدیگر جدا می‌شوند. بخش کربنات پایینی دارای ترکیب دولومیت آهکی و دولومیت توده‌ای برنگ سفیدخاکستری تا کرمی با گرهک‌های چرت (PCs1)، عضو شیلی آرژیلیتی خاکستری تا سبز چپقلو (C_{ch}) و بخش کربنات بالایی دارای دولومیت کرم رنگ با لایه بندی خوب دارای نوارهای چرت (C_{s2}) است (شکل ۲). از نگاه زمین‌ساختی، جایگیری نهشته‌های آواری-کربناته



شکل ۳. تصاویر صحرایی از سازندهای زمین‌شناسی و توده‌های نفوذی منطقه. الف) دولومیت‌های بخش پایینی سلطانیه (PCs1) با مرز گسلی بر روی توف‌های اسلیتی و ریولیتی سازند کهر (Pck) قرار گرفته است، و اسپیکولاریت (Spc) فضای‌های خالی دولومیت را پر کرده است (دید به سمت غرب)، ب) رخنمونی از گرانیت دوران که دگرسانی آرژیلیتی را متحمل شده (g)، و در سنگ‌های دگرگونه پرکامبرین بالایی و سازند کهر نفوذ کرده است (دید به سمت شمال)، پ) نفوذی دیوریت و دیوریت-گابرو در دولومیت‌های بخش پایینی سلطانیه و عضو شیلی چپقلو (Cch) (دید به سمت شرق).

به صورت کانی‌های اسپکیولاریت و هماتیت مشاهده می‌شود، و بعضاً به وسیله‌ی کوارتز، باریت، دولومیت، کلسیت و سیدریت همراهی می‌گردد. در تشکیل این دگرسانی در منطقه کاوند سیالات گرمابی هیپوژن نقش داشته‌اند. به طوری که کانی‌های اسپکیولاریت و هماتیت عموماً توسط سیالات گرمابی هیپوژن تشکیل شده‌اند، در حالی که گوتیت، لیمونیت و بخشی از هماتیت‌ها محصول هوازدگی سوپرژن هستند (شکل ۴-الف، ب). کربناتی شدن متداول‌ترین دگرسانی در دمای پایین تا متوسط در سنگ‌های آهکی و دولومیتی است. این دگرسانی در منطقه کاوند با وجود رگه‌های دولومیت، کلسیت قابل مشاهده است و به وسیله‌ی باریت، کوارتز و به مقدار جزئی هماتیت و گوتیت همراه می‌باشد (شکل ۴-ج). سیلیسی شدن سنگ‌ها به روش‌های مختلفی رخ می‌دهد، از جمله؛ (۱) به علت انحلال و شستشوی کاتیون‌های موجود در سنگ دیواره، مقدار سیلیس افزایش می‌یابد، (۲) از طریق دیگر منابع، مانند افزوده شدن محلول‌های ماگمایی و گرمابی غنی از سیلیس به سنگ و (۳) همچنین در مواردی، به علت تبدیل کانی‌ها در طی دگرسانی، سیلیس حاصل می‌شود که این سیلیس در مجموعه پاراژنتیکی دگرسانی وارد می‌گردد. در منطقه کاوند سنگ درون‌گیر کانه‌زایی از نوع کربناتی می‌باشد، بنابراین سیلیسی شدن در این منطقه به احتمال خیلی زیاد به وسیله‌ی محلول‌های ماگمایی و گرمابی غنی از سیلیس رخ داده است و با کانه‌زایی مس، طلا و آهن همراه می‌باشد (شکل ۴-ت، ث).

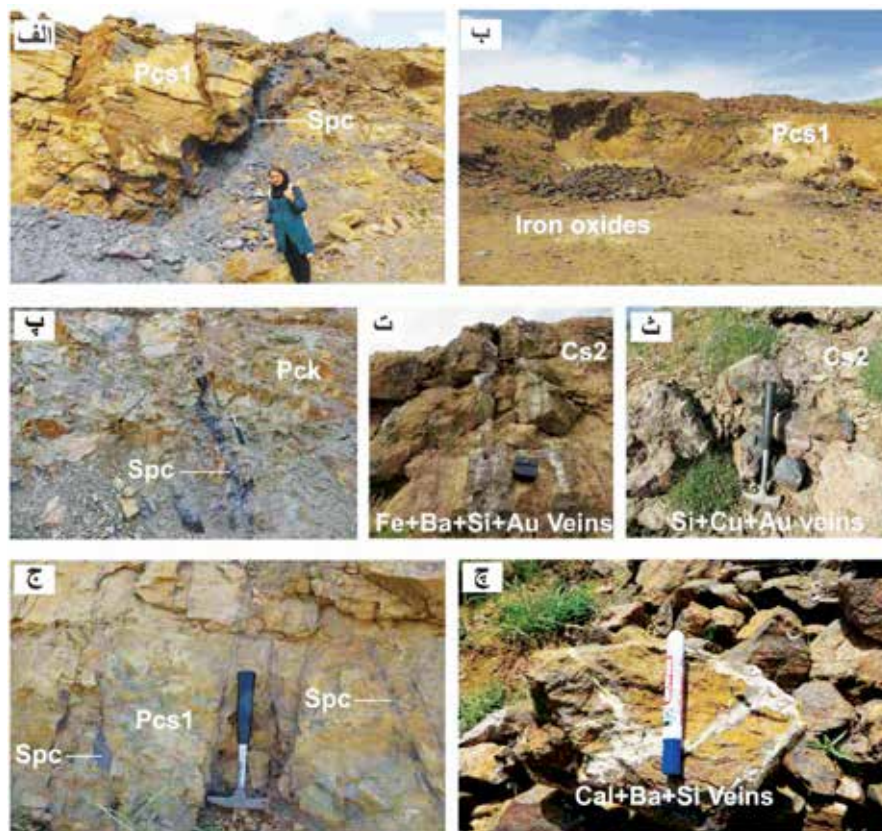
سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری

در این قسمت، دولومیت سازند سلطانی و سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه از منظر سنگ‌نگاری توصیف می‌گردد. بر پایه شواهد میکروسکوپی، سنگ‌های دولومیتی منطقه کاوند از نوع دولومیکرایت هستند. این سنگ‌ها دارای بلورهای ریز و بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار دولومیت با اندازه‌هایی در حدود ۵ تا ۱۶ میکرون می‌باشند. دولومیت‌های کاوند دارای گرهک و نوارهای چرت بوده، و شکستگی‌ها و فضاهای کارستی آنها به وسیله اکسیدهای آهن، سیلیس، باریت، کلسیت، و دولومیت پر شده است. گرانیب بزرگ‌ترین توده آذرین منطقه کاوند است. کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت

کانه‌زایی و دگرسانی

کانه‌زایی در منطقه کاوند در سازندهای کهر، سلطانی و باروت تشکیل یافته است. در این میان بخش عمده کانه‌زایی توسط دولومیت‌های سازند سلطانیه میزبانی می‌شود. بر اساس مشاهدات صحرایی و همیافتی‌های کانی‌شناسی، کانه‌زایی به بخش‌های اکسید آهن (عمدتاً اسپکیولاریت)، اکسیدهای آهن+باریت+کوارتز+طلا و کوارتز+سولفید+طلا تفکیک می‌شود. کانی‌سازی نوع اکسیدهای آهن به صورت رگه-رگچه‌ای، انبوه‌های و پرکنندگی فضاهای خالی در سنگ‌های میزبان دیده می‌شود، و رخنمون آن‌ها از چند سانتی‌متر تا چند متر تغییر می‌کند. کانی‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها عمدتاً اسپکیولاریت و هماتیت است که به وسیله‌ی گوتیت و لیمونیت همراهی می‌شود (شکل ۴-الف، ب، پ و ج). کانی‌سازی اکسیدهای آهن+باریت+کوارتز+طلا عموماً با سنگ‌های دولومیت سازند سلطانیه میزبانی می‌شود و به صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی می‌باشد، و ابعاد رخنمون آن‌ها در منطقه کاوند از چند سانتی‌متر تا چند متر هم می‌رسد (شکل ۴-ت). کانی‌های موجود در آنها اکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت، لیمونیت و اسپکیولاریت)، باریت و کوارتز می‌باشد. در تجزیه‌های شیمیایی این پژوهش مقدار بیشینه طلا در نمونه‌های این نوع کانه‌زایی ۱۴/۶ گرم در تن اندازه‌گیری شده است. کانی‌سازی کوارتز+سولفید+طلا نیز عموماً توسط سنگ‌های دولومیت سازند سلطانیه میزبانی می‌شود و به صورت رگه‌ای و به ضخامت چند سانتی‌متر تا حدود ۲ متر مشاهده می‌شود (شکل ۴-ث). کانی‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها کوارتز، سولفید (کالکوپیریت، پیریت، کالکوسیت و کولیت)، مالاکیت، آزوریت، گوتیت و لیمونیت می‌باشد. در تجزیه‌های شیمیایی مقدار بیشینه طلا در نمونه‌های این نوع کانی‌سازی ۹/۸ گرم در تن اندازه‌گیری شده است.

در منطقه کاوند به دلیل گسترش سازندهای کربناتی، مناطق دگرسانی از گسترش زیادی برخوردار نیستند. با وجود این، براساس شواهد صحرایی، میکروسکوپی و کانی‌شناسی به روش XRD دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی از نوع اکسید آهنی، کربناتی و سیلیسی هستند. دگرسانی اکسید آهنی فراگیرترین نوع دگرسانی در منطقه کاوند است و



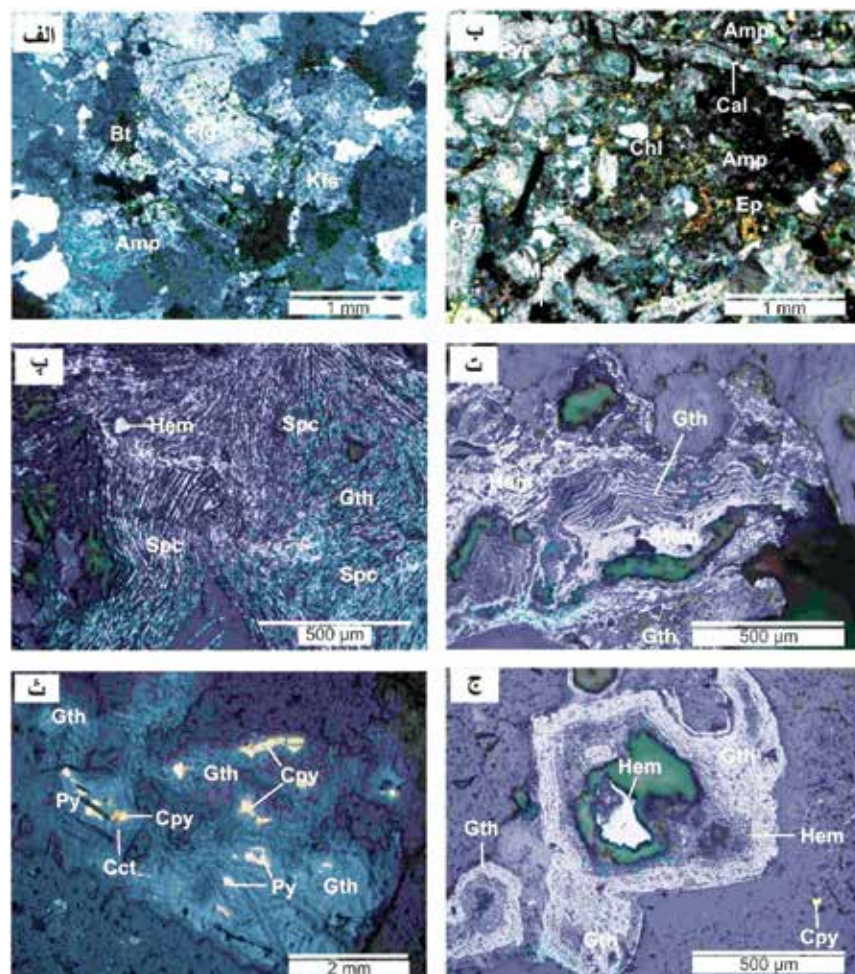
شکل ۴. تصاویر صحرایی از کان‌زائی و دگرسانی منطقه. الف) رگه-رگچه‌های اسپکیولاریت در دولومیت‌های بخش پایینی سلطانیه Pcs1 (دید به سمت شمال شرق)، ب) انبوه‌های از هماتیت، گوتیت، اسپکیولاریت و لیمونیت (Iron-oxides) در دولومیت‌های بخش پایینی سلطانیه (نگاه به سمت شمال)، پ) رگه-رگچه‌های اسپکیولاریت در توف‌های اسلیتی و ریولیتی سازند کهر Pck (دید به سمت شمال غرب)، ت) رگه‌های موازی باریت، سیلیس و اکسیدهای آهن طلا دار در دولومیت‌های چرت‌دار بخش بالایی سلطانیه Cs2 (دید به سمت شرق)، ث) رگه-رگچه‌های سیلیسی مس و طلا دار در دولومیت‌های چرت‌دار بخش بالایی سلطانیه (دید به سمت شرق)، ج) رگه-رگچه‌های اسپکیولاریت در دولومیت‌های بخش پایینی سلطانیه (دید به سمت شمال)، چ) رگه‌های کلسیت، باریت و کوارتز در دولومیت‌های چرت‌دار بخش بالایی سلطانیه. Spc: Specularite؛ Cal: Calcite از (Whitney and Evans, 2010)

در منطقه کاوند، مطالعات کانی‌شناسی منجر به شناسایی کانی‌های اکسیدی، سولفیدی، سیلیکاتی، کربناتی و سولفاتی شده‌است، که به صورت‌های اولیه (هیپوزن) و ثانویه (سوپرزن) تشکیل شده‌اند. اسپکیولاریت، هماتیت، کالکوپیریت و پیریت کان‌های اصلی و اولیه، کالکوسیت، کولیت، مالاکیت، آزوریت، گوتیت، لیمونیت و بخشی از هماتیت‌ها کان‌های ثانویه هستند. کوارتز، باریت و کربنات‌ها (کلسیت، دولومیت و سیدریت) کانی‌های باطله کان‌زایی را تشکیل می‌دهند. اسپکیولاریت کان اصلی کان‌زایی نوع اکسید آهن است، و به وسیله هماتیت، گوتیت، پیریت اکسید شده و لیمونیت همراهی می‌شود (شکل ۵-پ). در کان‌زایی‌های اکسیدهای آهن+باریت+کوارتز+طلا و کوارتز+سولفید+طلا نیز به مقدار جزئی اسپکیولاریت وجود

کانی‌های این سنگ را تشکیل می‌دهد، این گرانیت دارای بافت دانه متوسط تا درشت بلور است (شکل ۵-الف). این سنگ‌ها دگرسانی شدیدی را متحمل شده‌اند و گاهی برای کائولن استخراج می‌شوند. کانی‌های رسی، سریسیت، کلریت و کوارتزهای ثانویه محصولات دگرسانی هستند. دیوریت و دیوریت-گابرو به صورت دایک و توده‌های نفوذی کوچک به ابعاد ۵ تا ۲۰ متر در سازند سلطانیه مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها دارای سن احتمالی الیگومیوسن هستند (باباخانی و صادقی، ۱۳۸۳؛ Stöcklin and Eftekharezhad, 1969). پیروکسن، آمفیبول، و به ندرت پلاژیوکلاز، مگنتیت و پیریت کانی‌های آنها را تشکیل می‌دهند. آن‌ها تا حدودی بافت پورفیری دارند و دگرسانی ضعیفی به کلریت، اپیدوت و سریسیت نشان می‌دهند (شکل ۵-ب).

می‌شود (شکل ۵-ت). پیریت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با اندازه میکرون تا میلی‌متر در کانه‌زایی کاوند و به‌ویژه در رگه‌های کوارتز+سولفید+طلا وجود دارد. این کانی در اثر دگرسانی و هوازدگی به‌وسیله اکسید و هیدروکسیدهای آهن جانشین می‌شود (شکل ۵-ث، ج). کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و آزوریت حاصل جانشینی کالکوپیریت هستند (شکل ۵-ث). گوتیت و لیمونیت در شرایط سطحی و در نتیجه جانشینی کانی‌های اکسیدی (هماتیت و اسپیکیولاریت) و سولفیدی (کالکوپیریت و پیریت) شکل گرفته است (شکل ۵-پ، ت، ج).

دارد. هماتیت به صورت اولیه تحت شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن از سیالات غنی از آهن تشکیل می‌گردد، و همچنین به صورت ثانویه از دگرسانی و هوازدگی مگنتیت، پیریت و کانی‌های دیگر ناشی می‌شود. هر دو حالت هماتیت در کانه‌زایی کاوند وجود دارد و همراهی آن با اسپیکیولاریت، گوتیت و لیمونیت عمومیت دارد (شکل ۵-پ، ت و ج). کالکوپیریت کانی مهم سولفیدی منطقه است، و تنها در رگه‌های کوارتز+سولفید+طلا مشاهده می‌شود. کالکوپیریت با پیریت همیافتی دارد و از حاشیه‌ها و امتداد شکستگی‌ها به کالکوسیت، کوولیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت تبدیل



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌ها و کانسنگ‌های منطقه کاوند. الف) گرانیب تیب دوران که کانی‌های فلدسپار و کوارتز بافت دانه‌ای و درشت بلور تشکیل می‌دهند، ب) تصویری از دیوریت‌گابرو که پیروکسن و آمفیبول کانی‌های غالب سنگ هستند و به اپیدوت، کلریت و کلسیت دگرسانی نشان می‌دهند، پ) تصویری از اسپیکیولاریت که به‌طور ضعیف به‌وسیله هماتیت و گوتیت در حال جانشینی است، ت) بافت کلوفرمی گوتیت و هماتیت که تحت شرایط سطحی سوپرژن تشکیل می‌شود، ث) تصویر از رگه کوارتز+سولفید+طلا که کالکوپیریت و پیریت در حال جانشینی به‌وسیله کالکوسیت و گوتیت است، ج) جانشینی پیریت به‌وسیله هماتیت و گوتیت در شرایط سوپرژن. mp: Amphibole; Bt: Biotite; Cal: Calcite; Cpy: Chalcopyrite; Cct: Chalcocite; Chl: Chlorite; Ep: Epidote; Gth: Goethite; Hem: Hematite; Kfs: K-feldspar; Spc: Specularite; Mag: Magnetite; Plg: Plagioclase; Py: Pyrite; Pyr: Pyroxene (Whitney and Evans, 2010) از

به‌ترتیب کوارتز، باریت، پیریت، کالکوپیریت و هماتیت، و در مرحله دو هیپوزن اسپکیولاریت، هماتیت، کوارتز و کلسیت تشکیل شده‌است. در مرحله سوپرژن کانی‌های کالکوسیت، کوولیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت، آزوریت، مالاکیت از جانشینی پیریت، کالکوپیریت و اکسیدهای آهن اولیه تحت فرآیند هوازدگی سطحی تشکیل شده‌اند. توالی پاراژنری کان‌زایی کاوند در جدول (۱) داده شده است.

در کان‌زایی کاوند، بافت‌های رگه-رگچه‌ای، انبوهه‌ای، پرکنندگی فضا‌های خالی و جانشینی عمومیت دارند و بیشتر کانی‌ها این بافت‌ها را دارا هستند. بافت‌های کلوفرمی و باقیمانده نیز به‌ترتیب در اکسیدهای آهن ثانویه (گوتیت و هماتیت) و سولفیدها (کالکوپیریت و پیریت) مشاهده می‌شود (شکل ۵-پ، ت، ث، و ج). بر اساس شواهد کان‌نگاری، تکوین کان‌زایی کاوند را می‌توان به دو مرحله هیپوزن و سوپرژن تقسیم نمود. در مرحله یک هیپوزن

جدول ۱. توالی پاراژنتیکی کان‌زایی در منطقه کاوند

کانی‌ها	کانی‌های سنگ میزبان	کانه‌زایی هیپوزن		کانه‌زایی سوپرژن
		مرحله ۱	مرحله ۲	
کلسیت	████████		████████	
دولومیت	████████		████████	
کوارتز		████████	████████	
باریت		████████	████████	
سیدریت			████████	
پیریت		████████	████████	
کالکوپیریت		████████	████████	
اسپکیولاریت		████████	████████	
هماتیت			████████	████████
کالکوسیت				████████
کوولیت				████████
گوتیت				████████
لیمونیت				████████
آزوریت				████████
مالاکیت				████████
رگه-رگچه‌ای		████████	████████	
انبوهه‌ای			████████	
پرکننده فضا‌های خالی		████████	████████	
جانشینی				████████
کلوفرمی				████████
باقیمانده				████████

زمین‌شیمی دولومیت و سنگ‌های آذرین

دولومیت‌های سلطانیه در منطقه کاوند دارای Na و Sr پایین بوده، و از این نظر با دولومیت رنسون (Renison) نئوپروتروزوئیک در ایالت تاسمانیای استرالیا (Rao, 1996) قابل مقایسه می‌باشد (شکل ۶-الف، ب). دولومیت‌های پرکامبرین از نوع دولومیت‌های آب سرد هستند (آدابی، ۱۳۹۰؛ Shukla and Baker, 1988; Flood and Chivas, 1995).

مقادیر غلظت عناصر اصلی و کمیاب برای سنگ‌های دولومیت سلطانیه، گرانیت، دیوریت و دیوریت-گابرو در منطقه کاوند در جدول‌های (۲) و (۳) آورده شده است. تعداد ۲ نمونه از سنگ‌های دولومیتی سلطانیه که میزبان اصلی کان‌زایی هستند و ۳ نمونه از سنگ‌های گرانیت، گابرو دیوریت و فروگابرو برداشت شده است.

جدول ۲. مقادیر غلظت اکسید عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) در دولومیت سلطانیه و سنگ‌های آذرین منطقه کاوند به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF)

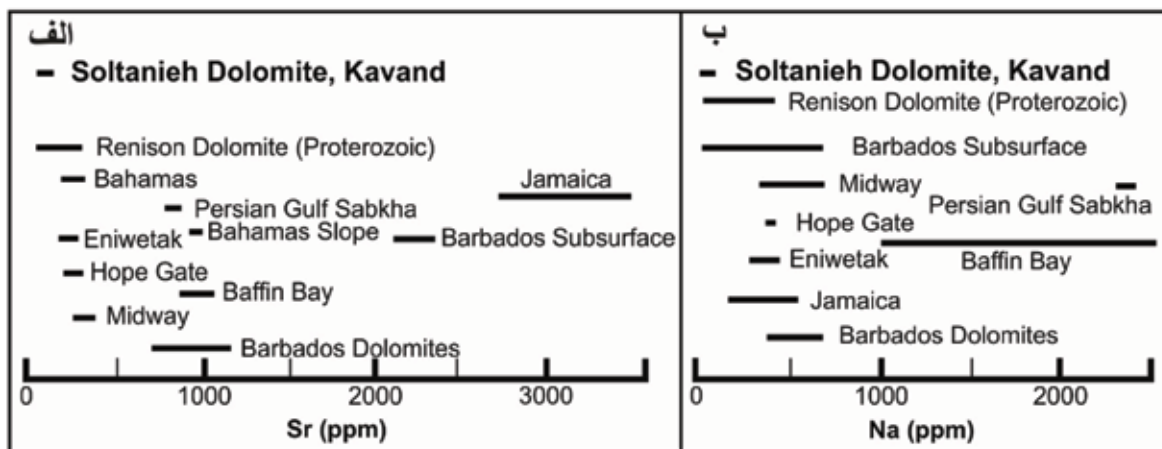
نمونه	جنس سنگ	X	Y	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	L.O.I.
KGR ۱	دولومیت	۲۴۴۶۰۵	۴۰۵۸۳۴۰	۲/۵۸	۱/۲۵	۳/۶۷	۶/۷۳	۴۰/۹۳	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۴۴/۸۵
KGR ۲	دولومیت	۲۳۸۶۶۳	۴۰۶۱۲۷۶	۱/۶۰	۰/۴۶	۲/۹۵	۹/۷۷	۳۹/۸۳	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۰/۱>	۴۴/۹۹
KGR ۳	دیوریت	۲۳۸۰۷۶	۴۰۶۰۷۸۶	۵۶/۰۲	۱۴/۲۷	۱۳/۴۵	۶/۴۴	۱۱/۶۴	۲/۳۲	۰/۶۹	۱/۷۵	۰/۲۰	۰/۳۶	۱/۸۶
KGR ۴	دیوریت-گابرو	۲۴۴۴۱۲	۴۰۵۷۶۲۰	۴۳/۹۲	۱۱/۶۰	۱۹/۴۹	۳/۶۴	۸/۱۳	۲/۰۱	۲/۴۸	۳/۲۲	۰/۹۲	۰/۶۳	۳/۹۵
KGR ۵	گرانیت	۲۳۷۶۱۸	۴۰۵۰۲۹۹	۷۰/۴۹	۱۳/۱۱	۳/۳۶	۰/۱>	۲/۴۴	۳/۴۹	۴/۰۷	۰/۱>	۰/۲۸	۰/۸۴	۲/۲۱

جدول ۳. مقادیر غلظت عناصر کمیاب (گرم در تن) در دولومیت سلطانیه و سنگ‌های آذرین منطقه کاوند به روش ICP-OES

نمونه	جنس سنگ	Ce	Co	Cr	Cu	La	Mo	Nd	Ni	Sc	Sr	V	Y	Zn	Zr
KGR ۱	دولومیت	۱۵	۶	۷/۵	۱۰	۱۵	۱/۵	۱۰	۷/۵	۵	۵۰	۱۰	۸	۱۲	۷/۵
KGR ۲	دولومیت	۱۵	۵	۱۰	۷/۵	۱۵	۱/۵	۸	۷/۵	۳/۸	۷۹	۱۱	۷	۲۲	۷/۵
KGR ۳	دیوریت	۵۵	۶۳	۳۷	۴۸	۵۹	۳/۳	۸۴	۲۳	۲۵	۲۹۹	۲۱۲	۴۳	۱۲۵	۱۳۸
KGR ۴	دیوریت-گابرو	۳۵	۵۴	۱۰۴	۱۵	۳۵	۳/۱	۲۲	۴۷	۳۷	۳۱۰	۲۳۳	۲۷	۱۶۱	۲۱
KGR ۵	گرانیت	۸۲	۱۰	۴۸	۱۲	۴۶	۳/۵	۶۵	۱۵	۷	۵۹	۱۷	۴۰	۶۷	۱۴۲

مقدار Na همانند Sr در دولومیت‌های استوئیشیومتری بسیار پایین است و در حدود ۱۳۵ گرم در تن می‌باشد، و مقدار به نسبت بالای این دو عنصر در دولومیت‌ها نشان‌دهنده حالت غیراستوئیشیومتری (نقص شبکه‌ای) و احتمالاً شوری بالای سیال‌های دولومیت‌ساز است (Vahernkamp and Swart, 1990). سدیم در موارد بسیاری به‌عنوان شاخصی برای پی بردن به شوری قدیمه به کار گرفته می‌شود (Veizer, 1978; Land, 1985; Sass and Bein, 1988). از این‌رو می‌توان گفت که دولومیت‌های منطقه کاوند به دلیل مقدار پایین Sr و Na از نوع دولومیت‌های دیاژنی، استوئیشیومتری و از آب‌های سرد با شوری پایین در زمان پرکامبرین بالایی-کامبرین پایینی نهشته شده‌اند.

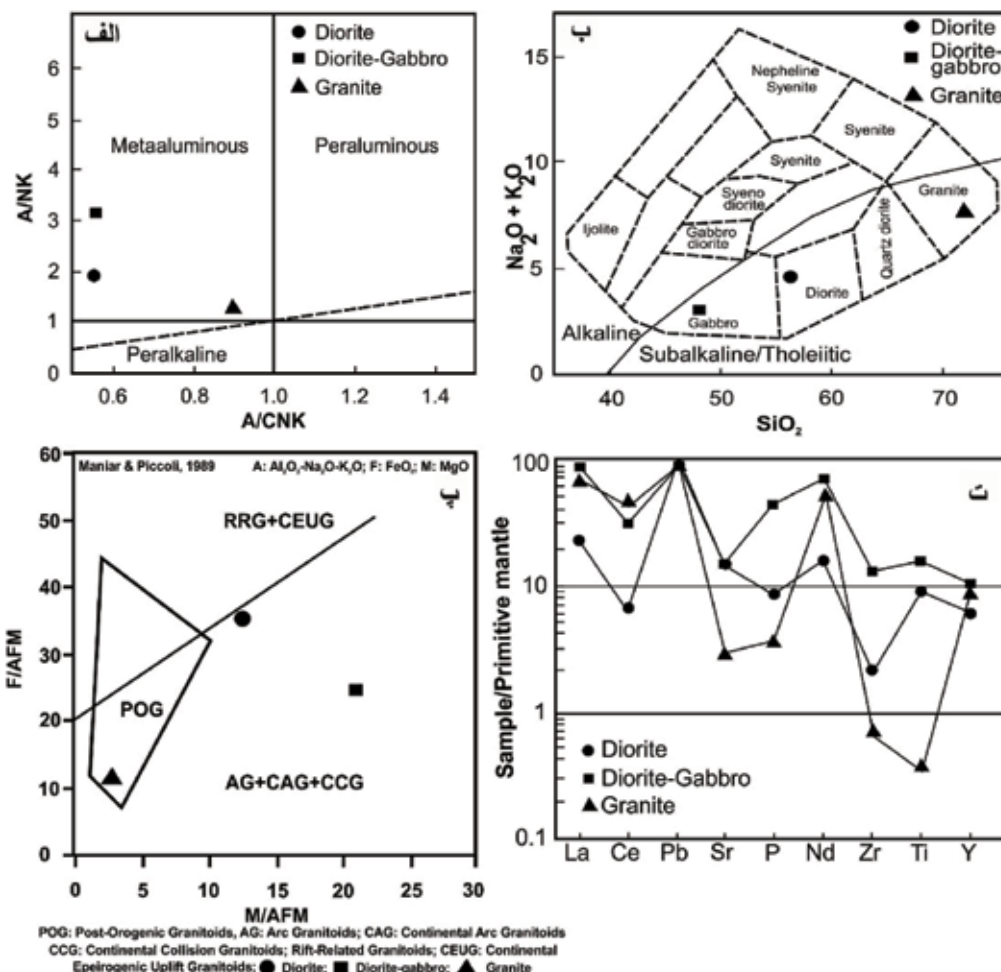
اصولاً تمرکز Sr در دولومیت‌ها تابع اندازه بلورها است و دولومیت‌های دیاژنی درشت بلورتر در مقایسه با دولومیت‌های اولیه ریز بلور، مقدار کمتری Sr دارند (Shukla and Baker, 1988). از سوی دیگر مقدار Sr کانی اولیه‌ای که دولومیت جایگزین آن شده است، نیز بسیار اهمیت دارد (Veizer, 1978). به‌طورکلی دولومیت‌هایی که جایگزین کلسیت می‌شوند، نسبت به آنهایی که جانشین آراگونیت می‌شوند مقدار کمتری دارند. علاوه بر این مقدار Sr در دولومیت‌ها با افزایش حالت استوئیشیومتری کاهش می‌یابد (Vahernkamp and Swart, 1990)، به‌گونه‌ای که دولومیت‌های استوئیشیومتری ۵۰ گرم در تن Sr دارند، درحالی‌که مقدار Sr دولومیت‌های غیر استوئیشیومتری (نقص شبکه‌ای) به ۲۵۳ گرم در تن می‌رسد (آدابی، ۱۳۹۰).



شکل ۶. مقایسه شیمی دولومیت‌های سلطانیه با دولومیت‌های پرکامبرین تا عهد حاضر (Rao, 1996). (الف) Sr، (ب) Na

که سنگ‌های دیوریت و گابرو الگوی زمین‌شیمیایی کاملاً مشابهی از عناصر کمیاب را نشان می‌دهند، درحالی‌که نمونه‌گرانیت از نظر Sr، Ti و Zr، تهی‌شدگی بیشتری دارد (شکل ۷-ت)، درحالی‌که عنصر Ti در دیوریت و گابرو غنی‌شدگی دارد. ناهنجاری مثبت Ti در دیوریت و گابرو بیان از تشکیل آن‌ها از یک ماگمای مافیکی غنی از Ti است، و ناهنجاری منفی Ti در گرانیت‌ها مشارکت پوسته قاره‌ای را در فرآیند تشکیل آنها نشان می‌دهد. غنی‌شدگی Pb و Nd و تهی‌شدگی Zr در سنگ‌های دیوریت و گابرو منطقه بیانگر یک جایگاه کمانی مرتبط با فرورانش می‌باشد (Irvine and Baragar, 1971; Gill, 1981; Wilson, 1989; Goss and Kay, 2009; Kovalenko et al., 2010).

در نمودار تغییرات نسبت‌های A/NK در برابر A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌های آذرین در قلمرو متآلومینوس واقع می‌شوند (شکل ۷-الف). سنگ‌های آذرین منطقه در نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Cox et al., 1979) در محدوده‌های گرانیت، دیوریت و گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب)، که با نتایج مطالعات سنگ‌نگاری هم‌خوانی دارند. در نمودار تمایز محیط تکتونیکی تشکیل گرانیت‌یوئیدها (Maniar and Piccoli, 1989)، گرانیت کاوند در محیط گرانیت‌یوئیدهای پس از کوهزایی و سنگ‌های دیوریتی و گابروئی در محیط کمان‌های قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۷-پ). الگوی تغییرات عناصر کمیاب به‌هنگار شده به‌گوشته اولیه نمونه‌های سنگ‌های آذرین نشانگر این است



شکل ۷. الف) نمودار تغییرات نسبت‌های A/NK در برابر A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989) که نمونه‌های کاوند در قلمرو متآلومینوس واقع است، ب) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Cox et al., 1979) که نمونه‌های کاوند در محدوده‌های گرانیت، دیوریت و گابرو قرار دارند، پ) نمودار تمایز محیط تکتونیکی گرانیت‌یوئیدها (Maniar and Piccoli, 1989) که گرانیت کاوند در محیط گرانیت‌یوئیدهای پس از کوهزایی و سنگ‌های دیوریتی و گابروئی در محیط کمان‌های قاره‌ای واقع شده‌اند، ت) نمودار عناصر کمیاب به‌هنگار شده به‌گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، که غنی‌شدگی Pb و Nd و تهی‌شدگی Ce در تمامی سنگ‌های آذرین و تهی‌شدگی Sr و Ti در گرانیت مشهود است

درصد و ۱۲/۸۰ درصد است. در منطقه کاوند، از ۲۹ نمونه کانسنگ ۱۰ نمونه دارای مقدار طلائی بیش از ۰/۵۰ گرم در تن، ۲۰ نمونه دارای مقدار آهن بیش از ۱۰ درصد و تنها ۳ نمونه دارای مس بیش از ۰/۵۰ درصد می باشد. اگرچه عیار مس در ۲ نمونه بالا است، اما به دلیل گسترش کم ارزش معدنی ندارند.

تحلیل آماری چندمتغیره داده های کانسنگ به روش تجزیه خوشه ای، هم یافتی زمین شیمیایی عناصر طلا، مس، آرسنیک، نقره، روی، کادمیم، آنتیموان و تا حدودی باریم و سرب را نشان می دهد (شکل ۸). چنین هم یافتی عنصری قرابت زیادی با عناصر معرف و ردیاب کانسارهای طلائی اپی ترمال دارد (Robert et al., 2015). آهن از عناصر مهم در این منطقه است، ولی در نمودار خوشه ای در شاخه جدا از طلا و مس قرار گرفته است، دلیل این امر این است که کانه زایی غالب آهن در منطقه کاوند به صورت اسپیکولاریت است که در نتیجه فرایندهای آتشفشانی-رسوبی پرکامبرین بالایی به همراه بخش بالایی سازند کهر و دولومیت های سلطانیه نهشته شده است (Nabatian et al., 2015)، و این تیپ کانه زایی آهن ارتباطی با رخداد کانه زایی طلا در زمان سنوزوئیک ندارند (پرتاک، ۱۳۹۶).

تهی شدگی Sr در گرانیته به علت تفریق پلاژیوکلاز در طول تبلور ماگمایی است، ولی در گابرو غنی شدگی Sr به دلیل وجود پلاژیوکلاز کلسیم دار در ترکیب این سنگ ها است و Sr به دلیل اندازه و بار یونی مشابه Ca در ترکیب پلاژیوکلازهای کلسیم دار سنگ های مافیک قرار می گیرد (Rollinson, 1993). ناهنجاری منفی Ce در سنگ های آذرین منطقه نشان می دهد که سنگ مادر ماگمای آنها طی دگرسانی Ce خود را از دست داده است، و ناهنجاری مثبت Pb نشان دهنده آلیش پوسته ای یا متاسوماتیسم گوشته ای می باشد (شکل ۷-ت).

زمین شیمی کانسنگ

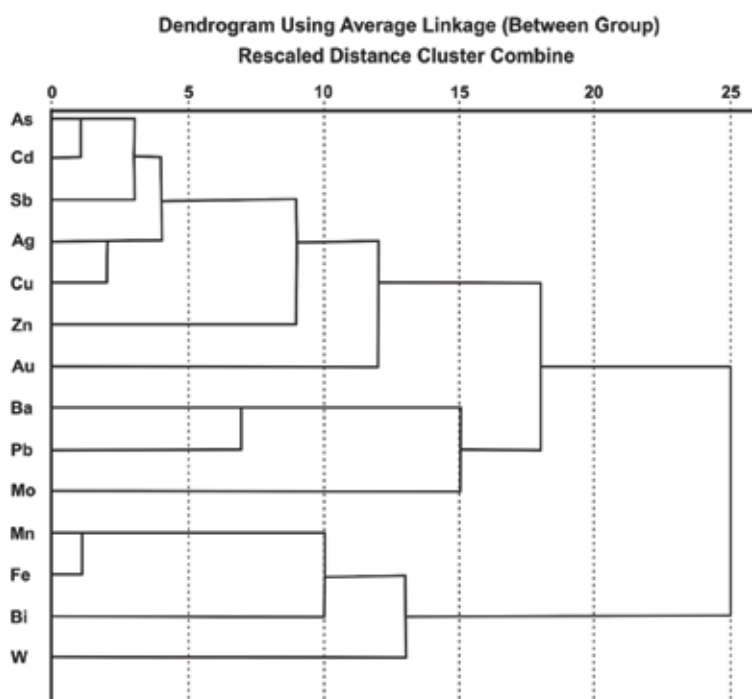
مقدار عناصر برای ۲۹ نمونه کانسنگ از منطقه کاوند در جدول (۴) آورده شده است. تحلیل های ژئوشیمیایی داده ها ثابت می کند که مقادیر Au، Fe، Cu، Ba، Ag، As، Zn، Sb و Cd در مقایسه با سایر عناصر غنی شدگی قابل ملاحظه ای دارند، و مقادیر Au، Fe و Cu برخی از نمونه ها در حد کانسارسازی است. مقدار میانگین عیار Au، Fe و Cu به ترتیب ۱/۲۸ گرم در تن، ۱۵/۷۰ درصد و ۰/۶۰ درصد اندازه گیری شده است. مقدار بیشینه عیار Au، Fe و Cu به ترتیب ۱۴/۶۰ گرم در تن، ۲۸/۴۰

جدول ۴. مقدار عناصر در ۲۹ نمونه کانسنگ کاوند (طلا بر حسب میلی گرم در تن و سایر عناصر گرم در تن)

Sample	KG ۰۱	KG ۰۲	KG ۰۳	KG ۰۴	KG ۰۵	KG ۰۶	KG ۰۷	KG ۰۸	KG ۰۹	KG ۱۰	KG ۱۱	KG ۱۲	KG ۱۳	KG ۱۴	KG ۱۵
Au	۳۱۲	۴۲۰	۹۸۴۴	۴۰۲	۲۱۹	۱۵۵	۲۳	۴۳	۱۲۱	۸۹	۳۶	۵۷۱	۲۵۴	۱۸۲۷	۱۴
Fe	۵۳۱۰	۶۳۶۹۳	۶۵۴۹۶	۴۲۶۷۶	۹۹۸۴۰	۲۴۱۸۶۱	۲۴۷۷۲۷	۲۸۳۸۶۴	۱۳۹۱۷۷	۱۷۶۹۸۴	۱۷۱۳۶۲	۵۳۳۴۴	۱۶۲۰۲۲	۱۵۶۰۸۷	۲۵۴۱۷۳
Ag	۲۹/۰	۴۲/۰	۱۸/۶	۳۴/۰	۳۴/۰	۶۴/۰	۵۹/۰	۳۴/۰	۴۸/۰	۴۱/۰	۳۹/۰	۳۶/۰	۸۴/۰	۴۲/۰	۳۰/۰
As	۸۰/۷	۷۰/۳۰	۱۴۸۶۲	۸۲	۴۰/۱۲	۴۰/۱۴	۷۰/۱۴	۲۰/۸	۵۰/۱۳۸	۵۰/۱۸	۶۰/۱۴	۶۰/۲۸	۶۰/۱۵۱	۹۰/۶۳	۷۰/۸
Ba	۷۳۱۳	۴۳۴	۲۰۷	۱۱۵۵	۳۸۲	۱۴۵۵	۱۳۱۳	۹۶	۴۵۵۰	۱۰۷	۱۴۷	۲۴۱	۷۰۸۷	۱۰۰	۲۶۴
Bi	۴۲/۰	۴۴/۰	۴۸/۰	۴۵/۰	۹۰/۱۵	۸۰/۹۲	۹۰	۳۰/۱۰۲	۵۰/۱۴	۲۰/۳۵	۹۰/۴۳	۴۷/۰	۲۰	۳۸	۵۰/۷۰
Cd	۴۵/۰	۵۴/۰	۲۴/۴۷	۳۵/۱	۲۸/۰	۲۹/۰	۲۷/۰	۳۱/۰	۱۱/۱	۳۰/۰	۳۰/۰	۳۰/۰	۸۶/۰	۵۳/۰	۲۸/۰
Cu	۲۳	۲۸	۱۲۸۳۱۴	۳۶۴	۳	۳۶	۳۲	۲	۹۰۵	۳	۲	۶	۴۶۵۸	۳۴۹	۴
Mn	۱۴۹	۱۱۴۱	۴۰۰	۲۶۶۳	۵۰۶۷	۲۷۸۵۳	۲۵۹۴۴	۶۳۳	۱۳۱۵۰	۱۱۴۴	۱۷۲۰	۲۰۷۱	۱۳۰۰	۶۰۶	۲۱۲
Mo	۸۰/۲	۶	۷۰/۲	۵۰/۵	۷۰/۲	۷۰/۸	۳۰/۶	۵۰/۱	۵۰/۵	۸۰/۰	۶۰/۳	۳	۴	۱۰	۲۰/۳
Pb	۲۰۸	۳۴	۴۷	۷۵	۲۷	۸۵	۹۵	۱۱۲	۴۸	۵۷	۵۵	۵	۷۲	۱۱۱	۹۶
Sb	۶۰/۱۱	۴۰/۱۵	۲۳۳۲	۲۹	۸۹/۰	۹۷/۰	۹۵/۰	۹۸/۰	۹۴	۰۸/۱	۹۴/۰	۰۱/۱	۰۳/۱	۱	۹۰/۰
W	۱۷/۱	۴۰/۸	۰۳/۱	۲۴/۱	۲۵	۲۴/۱	۱۴/۱	۳۹۵	۱۵/۱	۵۰/۶۱	۳۰/۳۶	۳۰/۱۱	۸۰/۲۱	۱۱	۵۳
Zn	۱۶	۴۳	۱۳۸۹	۱۰۷	۵۷	۱۲۶	۱۳۴	۱۳۹	۱۷۳	۱۳۹	۷۱	۲۸	۱۳۰	۱۱۷	۱۱۹

ادامه جدول ۴.

Sample	KG ۱۶	KG ۱۷	KG ۱۸	KG ۱۹	KG ۲۰	KG ۲۱	KG ۲۲	KG ۲۳	KG ۲۴	KG ۲۵	KG ۲۶	KG ۲۷	KG ۲۸	KG ۲۹
Au	۵۲	۱۰۳	۳۲۳	۶۰	۱۷۱۵	۴۵۸۹	۹۳۵	۱۴۶۷۴	۱۲	۱۰	۱۱	۴۳۷	۳۲	۲۰
Fe	۲۱۱۶۷۱	۹۸۵۹۳	۱۸۰۳۷۳	۲۹۸۸۸	۱۴۰۵۸۸	۲۱۸۶۳۵	۱۲۱۴۶۱	۱۷۴۴۰۹	۲۴۹۹۱۴	۲۸۴۷۳۴	۲۴۸۹۴۰	۴۷۷۰۸	۲۵۳۴۱۹	۱۲۹۸۶۱
Ag	۴۳/۰	۴۴/۰	۵۰/۰	۴۲/۰	۴۱/۲	۸۲/۰	۵۲/۰	۵۰/۰	۲۹/۰	۳۲/۰	۶۸/۰	۳۶/۰	۳۲/۰	۳۷/۰
As	۲۰/۹۱	۱۳۴	۱۱۹	۶۰/۹۵	۲۳۳	۱۷	۷۰/۷	۲۰/۱۱	۸۰/۸	۲۰/۷	۵۰/۱۹	۴۰/۱۰	۷۰/۱۷	۴۰/۱۵
Ba	۴۹۱۷	۴۰۱۳	۹۰۱۴	۲۵۸۵	۳۶۷۷	۱۱۲۰۴	۲۷۷۴	۱۰۱۹۲	۵۸	۱۳۱	۳۵۵۵	۷۴۸	۱۰۹	۲۲۱
Bi	۲۰/۴۹	۸۰/۱۸	۳۳	۴۳/۰	۸۰/۹	۱۰/۵۶	۱۱	۴۰/۲۴	۵۸	۱۰۹	۷۰/۸۹	۴۸/۰	۶۰/۸۱	۱۰/۲۵
Cd	۶۸/۰	۹۰/۰	۷۶/۰	۳۲/۰	۹۱/۰	۲۸/۰	۲۹/۰	۵۳/۰	۲۹/۰	۲۷/۰	۲۹/۰	۷۷/۰	۲۷/۰	۳۱/۰
Cu	۲۲۷	۵۷	۳۳	۲۳	۳۸۸۶۶	۶۰	۴	۸۶	۴	۳	۱۱۹	۴۵	۳	۴
Mn	۵۹۹۰	۸۶۰۸	۱۶۳۸۱	۱۸۵۲	۱۴۵۰	۳۰۵۵۸	۱۲۵۵۴	۹۲۳۸	۱۴۲	۱۷	۲۴۵۸۷	۵۸۷۳	۸۳۲	۴۴۲
Mo	۸۰/۵	۸۰/۱۳	۶۰/۶	۴۰/۲	۴۰/۶	۸۰/۰	۸۳/۰	۵۰/۱	۷۷/۰	۳۰/۱	۸۰/۹	۳۰/۶	۷۰/۳	۲۰/۳
Pb	۷۹	۳۷	۷۲	۱۶	۶۸	۹۲	۳۱	۵۰	۹۱	۱۰۹	۹۲	۶	۹۲	۴۴
Sb	۰۷/۱	۱۶	۴۰/۱۳	۱۰/۱۴	۲۰/۶	۱	۹۶/۰	۱۰/۱	۱	۹۱/۰	۹۰/۲۸	۱۲/۱	۹۳/۰	۰۳/۱
W	۱۹	۲۳/۱	۶	۲۸/۱	۹۰/۹	۴۰/۶	۲۳/۱	۲۰/۵۲	۱۲۸	۱۰/۳۳	۱۳/۱	۲۹/۱	۲۱۸	۷۰/۳۳
Zn	۱۳۱	۶۲	۱۰۵	۱۲	۳۱۱	۱۲۴	۵۱	۷۹	۱۰۵	۱۳۰	۱۴۹	۵۰	۱۱۸	۶۴



شکل ۸. نمودار تجزیه خوشه‌ای داده‌های زمین‌شیمیایی کانسنگ که در آن هم‌یافتی عناصر Ag، Cu، As، Cd، Sb، Zn، Au، Ba، و Pb جالب توجه است

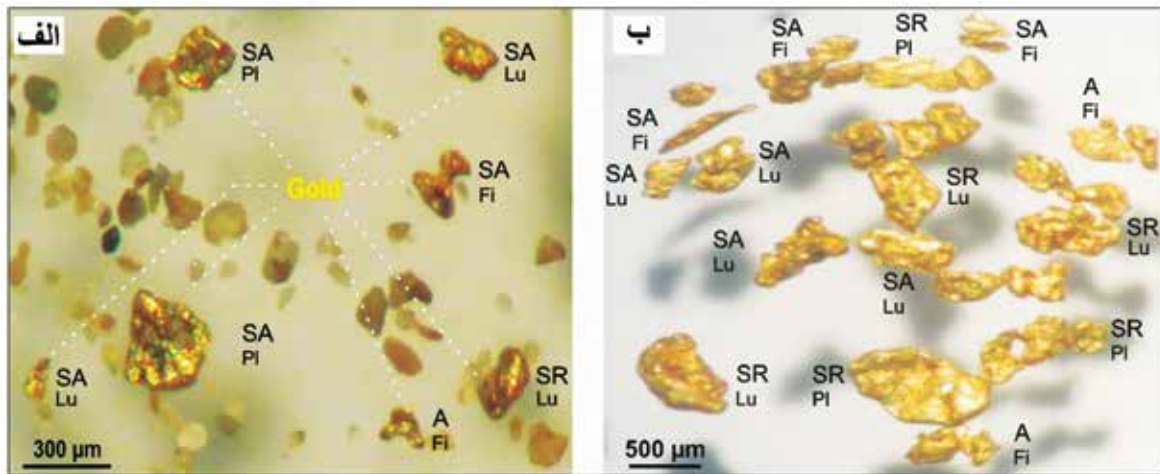
ترکیب شیمیایی طلا

کاوند ثابت می‌نماید (پرتاک، ۱۳۹۶). شاید با کثرت نمونه‌ها امکان رویت طلائی آزاد در کانسنگ‌های کاوند نیز میسر شود. در این تحقیق، مطالعه ترکیب شیمیایی بر روی دانه‌های طلا از بخش تغلیظ یافته دو نمونه رسوبات آبراهه‌ای از محدوده کاوند انجام شده است. در این دو نمونه تعداد ۷ و ۱۵۰ ذره طلا شمارش گردید. ذرات طلائی مشاهده شده دارای اشکال

اگرچه در برخی از نمونه‌های کانسنگ عیار طلا بالا است و به ۱۴/۶۰ گرم در تن می‌رسد، باوجود این در مقاطع صیقلی و نازک صیقلی طلائی قابل رویت مشاهده نگردید، و شیمی کانی‌ها به روش EPMA مقادیر بالای طلا را در کانه‌های هماتیت، پیریت‌های هماتیتی شده و گوتیت در کانه‌زائی

و اندازه آنها از حدود ۱۰۰ میکرون تا بیش از ۱ میلی متر تغییر می کند (شکل ۹-الف، ب).

لامپی (Lumpy)، فیلم (Film) و صفحه‌ای (Platy)، از نظر گردش‌دگی زاویه‌دار (Angular)، نیمه زاویه‌دار (Sub-angular) و نیمه گرد شده (Sub-rounded) هستند،



شکل ۹. ذرات طلائی موجود در بخش تغلیظ یافته دو نمونه رسوب آبراهه‌ای در منطقه کاوند که دارای اشکال لامپی، فیلم و صفحه‌ای، از نظر گردش‌دگی زاویه‌دار، نیمه زاویه‌دار و نیمه گرد شده و اندازه آنها از حدود ۱۰۰ میکرون تا بیش از ۱ میلی متر تغییر می کند. نمونه‌های رسوب در فاصله حدود ۳۰۰ متری (الف) ۱۵۰۰ متری (ب) از آبراهه پایین دست سنگ‌های منشأ طلا برداشت شده‌اند

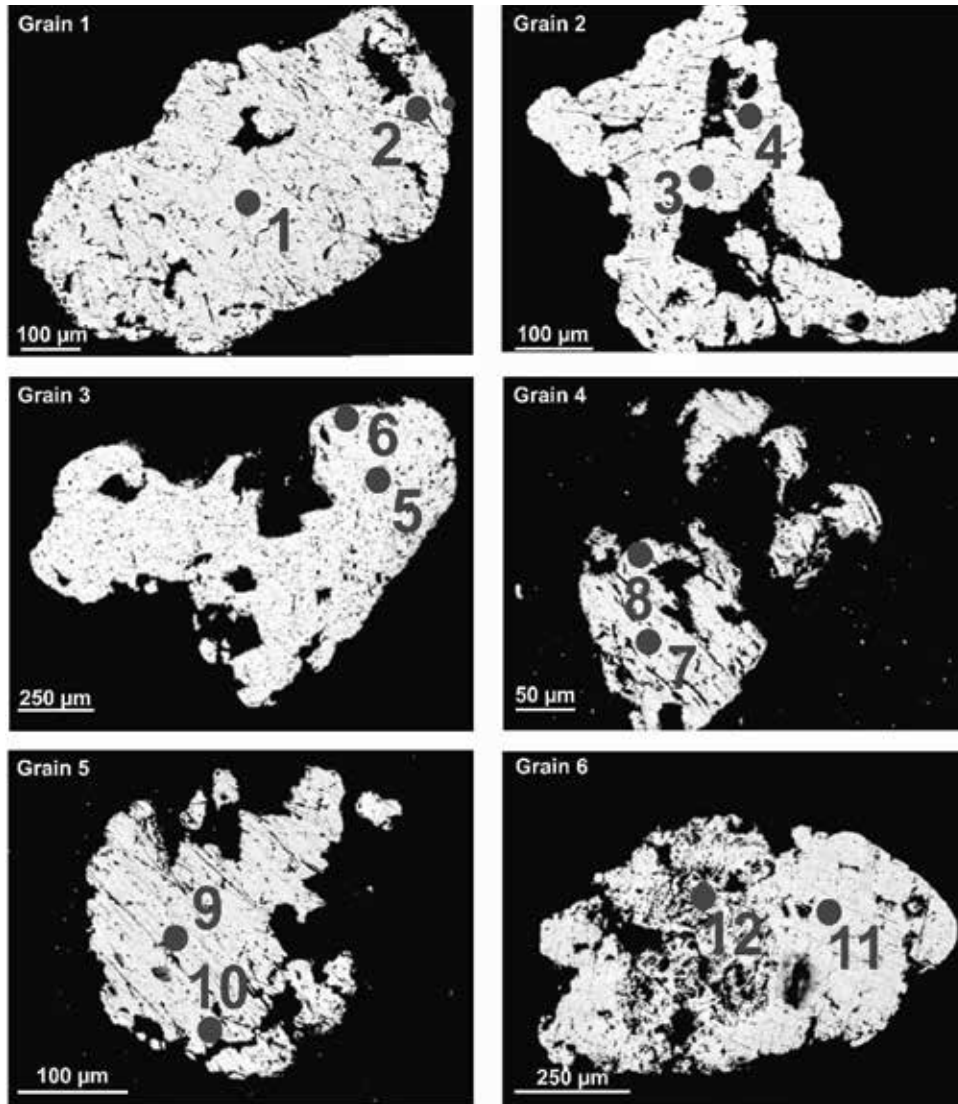
خلوص بیان می کند که ذرات طلائی کاوند از سنگ‌های واحدی مشتق شده، و از سنگ منشأ خود زیاد فاصله نگرفته‌اند. ترکیب شیمیایی ذرات طلائی منطقه کاوند با طلاهایی که از کانسارهای مختلف منشأ می‌گیرند، مورد مقایسه قرار گرفته است (Townley, 2003)، که مشابهت طلائی کاوند را با کانسارهای طلائی اپی‌ترمال ثابت می‌نماید (جدول ۷). در نمودار سه‌گانه $(Au-Ag \times 10)-(Cu \times 100)$ (Palacios and Herail, 2001; Townley, 2003) نمونه‌های طلائی کاوند در محدوده طلائی اپی‌ترمال قرار می‌گیرد (شکل ۱۱-الف).

مطالعات میانبارهای سیال

در این پژوهش، مطالعه میانبارهای سیال بر روی کانی کوارتز از نمونه‌هایی با همیافتی کانی‌شناسی اکسیدهای آهن+باریت+کوارتز+طلا و کوارتز+ولفید+طلا انجام شده است. این مطالعات بر روی میانبارهای اولیه (P) با موقعیت منفرد (Isolate) و مجتمع (Cluster) در کوارتز بوده است (جدول ۸). مطالعات پتروگرافی میانبارها با بزرگنمایی‌های ۵۰۰ و ۸۰۰ انجام گرفته است. میانبارهای مشاهده شده غالباً به شکل‌های کشیده، بی‌شکل، چندوجهی و نامنظم با اندازه

نتایج تجزیه شیمیایی تعداد ۶ ذره طلا به روش EPMA در جدول (۵) و موقعیت نقاط میکروپروپ الکترونی بر روی هسته و حاشیه ذرات طلا در شکل (۱۰) آورده شده است. عناصر طلا، نقره و مس بخش عمده ترکیب ذرات طلائی کاوند را تشکیل می‌دهند. مقادیر کمینه، متوسط، بیشینه و انحراف معیار طلا، نقره و مس برای بخش‌های حاشیه‌ای و هسته ذرات طلا در جدول (۶) داده شده است. داده‌های زمین‌شیمی نشان می‌دهد مقادیر غلظت این عناصر در نقاط حاشیه و هسته ذرات طلا متغیر است (شکل ۱۱-ب). از آنجایی که قابلیت انحلال نقره بیشتر از طلا است، در طول فرایند هوازدگی و فرسایش نقره از حاشیه‌ی ذرات شسته شده و از مقدار آن کاسته می‌شود، از اینرو مقدار طلا در حاشیه ذرات بیشتر از هسته آنها است.

درجه خلوص ذرات طلا با استفاده از فرمول $(Au+Au/Ag) \times 1000$ محاسبه می‌شود، مقدار خلوص ذرات، فاصله‌ی حمل آنها را از سنگ‌های مادر نشان می‌دهد (Higgins, 2012). مقدار این شاخص برای ذرات طلائی کاوند از ۷۴۴ تا ۹۸۶ تغییر می‌کنند و بیانگر خلوص بالای ذرات طلائی کاوند است، اما تغییرپذیری کم شاخص درجه



شکل ۱۰. موقعیت نقاط ریزکاوا الکترونی بر روی هسته و حاشیه ذرات طلا از بخش تغلیظ یافته رسوبات آبراهه‌ای منطقه کاوند

جدول ۵. نتایج تجزیه نقطه‌ای (برحسب درصد وزنی) تعداد ۶ دانه طلا از تغلیظ یافته‌های رسوبات آبراهه‌ای منطقه کاوند به روش ریزکاوا الکترونی (WDS)

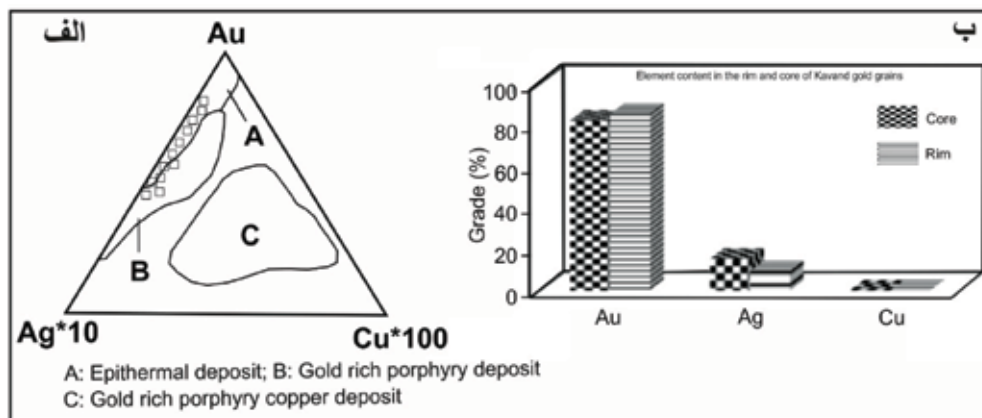
شماره دانه طلا	شماره نقطه	Fe	Mg	Ti	Mn	Ni	Al	Si	S	Co	Cu	Zn	Ba
Grain ۱	۱ هسته	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۷	۰/۰۷	۰	۰/۰۱	۰	۰
	۲ حاشیه	۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰/۰۶	۰/۰۶	۰	۰/۰۸	۰	۰/۰۲
Grain ۲	۳ هسته	۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۱	۰/۰۲	۰	۰/۰۲	۰/۰۵	۰
	۴ حاشیه	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۴	۰	۰/۱	۰/۰۵	۰
Grain ۳	۵ هسته	۰/۰۷	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۱/۴۴	۰/۰۳	۰	۰/۰۶	۰	۰
	۶ حاشیه	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۴	۱۳/۴۱	۰/۰۷	۰	۰/۰۸	۰	۰
Grain ۴	۷ هسته	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰
	۸ حاشیه	۰/۰۶	۰	۰	۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۸	۰/۰۵	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۲
Grain ۵	۹ هسته	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۲۹	۰/۱۲	۰	۰/۰۳	۰	۰/۰۱
	۱۰ حاشیه	۰/۰۲	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۸	۰/۰۳	۰	۰/۰۲	۰/۰۶	۰
Grain ۶	۱۱ هسته	۰	۰/۰۳	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰	۰/۰۱	۰	۰
	۱۲ حاشیه	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۲	۰	۰	۰/۰۳	۰/۲۵	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۲	۰	۰

ادامه جدول ۵.

درجه خلوص	Total	Bi	Pb	Hg	Au	Te	Sb	Cd	Ag	Mo	As	شماره نقطه	شماره دانه طلا
۷۶۱	۱۰۰/۰۳	.	۰/۰۲	.	۷۶	۰/۰۴	.	.	۲۳/۸۲	.	.	۱ هسته	۱ Grain
۷۹۹	۹۹/۲۶	.	۰/۰۱	.	۷۸/۹۲	۰/۰۴	.	۰/۱۴	۱۹/۸۹	.	.	۲ حاشیه	
۸۵۳	۱۰۰/۶۴	.	.	.	۸۵/۶۴	۰/۰۳	.	.	۱۴/۷۳	.	.	۳ هسته	۲ Grain
۹۰۸	۹۸/۷۵	.	.	.	۸۹/۴۷	.	.	.	۹/۰۶	.	.	۴ حاشیه	
۹۷۶	۹۸/۱۴	.	.	.	۹۴/۱۷	.	.	۰/۰۵	۲/۲۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۵ هسته	۳ Grain
۹۸۶	۹۳/۸۶	.	۰/۰۶	.	۷۸/۹۴	.	۰/۰۲	۰/۰۱	۱/۱۶	.	.	۶ حاشیه	
۹۵۳	۹۲/۰۸	.	.	.	۸۴/۲۱	.	.	۰/۰۴	۷/۶۶	۰/۰۲	.	۷ هسته	۴ Grain
۹۱۷	۹۴/۵۸	.	.	.	۸۹/۷۵	.	۰/۰۲	۰/۰۳	۴/۴۱	.	۰/۰۱	۸ حاشیه	
۹۰۸	۹۷/۳۶	.	.	.	۷۸/۸۳	.	۰/۰۳	۰/۰۹	۱۷/۸۵	۰/۰۴	.	۹ هسته	۵ Grain
۷۴۴	۹۹/۸۵	.	۰/۰۲	.	۸۷/۲۶	.	.	۰/۰۲	۱۲/۳۴	.	.	۱۰ حاشیه	
۸۱۵	۱۰۰/۱۸	.	.	۰/۱۳	۷۴/۱۳	۰/۰۵	.	۰/۰۸	۲۵/۵۵	۰/۰۶	.	۱۱ هسته	۶ Grain
۸۷۶	۹۹/۲۳	.	.	.	۸۷/۸	.	۰/۰۱	.	۸/۹۴	.	.	۱۲ حاشیه	

جدول ۶. مقادیر کمینه، بیشینه و میانگین طلا، نقره و مس در هسته و حاشیه دانه‌های طلا از آبرفت‌های کاوند

انحراف معیار	بیشینه	کمینه	میانگین	تعداد دانه طلا	عنصر
۷/۴۰	۸۴/۲۱	۷۴/۱۳	۸۲/۱۶	۶	Au (%) منطقه حاشیه
۹/۰۸	۲۵/۵۵	۲/۲۹	۱۵/۳۲	۶	Ag (%) منطقه حاشیه
۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۶	Cu (%) منطقه حاشیه
۵/۰۷	۸۹/۷۵	۷۸/۹۲	۸۵/۳۶	۶	Au (%) منطقه هسته
۶/۵۱	۱۹/۸۹	۱/۱۶	۹/۳۰	۶	Ag (%) منطقه هسته
۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۰۵	۶	Cu (%) منطقه هسته



شکل ۱۱. ترکیب شیمیایی ذرات طلای کاوند. الف) نمودار سه‌گانه Au-(Ag×10)-(Cu×100) نمونه‌های طلای منطقه کاوند در بخش طلای ای‌ترمال قرار می‌گیرد (Palacios and Herail, 2001; Townley, 2003). ب) نمودار ستونی توزیع طلا، نقره و مس در مرکز و حاشیه دانه‌های طلای کاوند

جدول ۷. مقایسه ترکیب شیمیایی دانه‌های طلای منطقه کاوند به روش ریزکاواکترونی (EPMA)، با دانه‌های طلاهایی که از کانسارهای مختلف منشأ می‌گیرند (Townley, 2003)

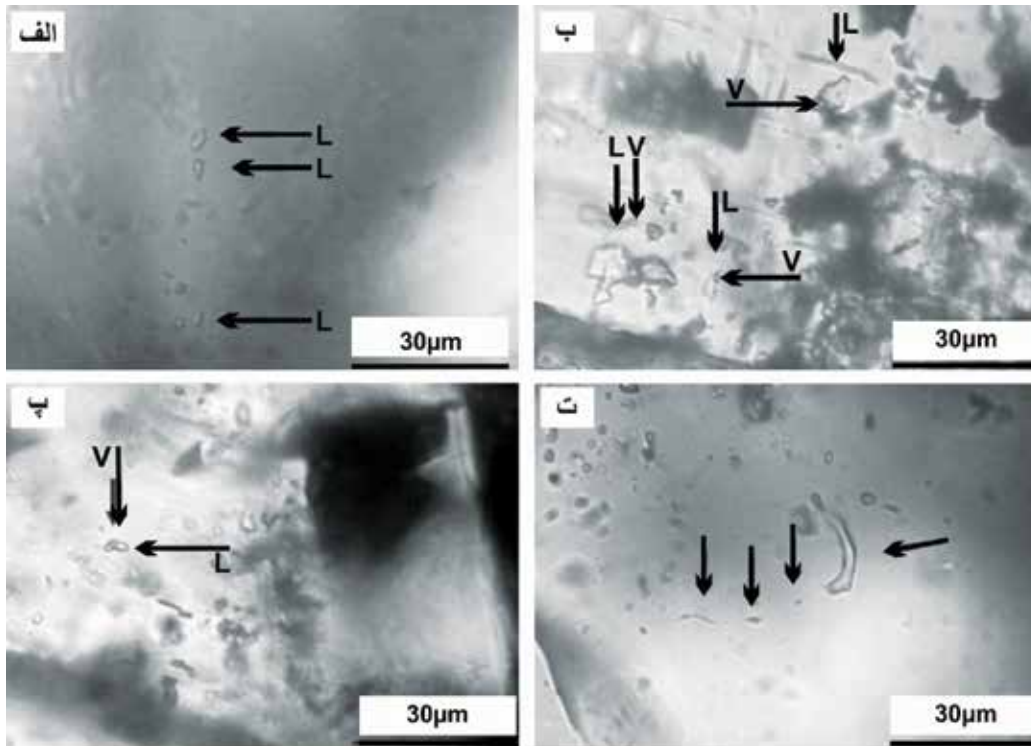
کانسار	طلای ای‌ترمال	مس پورفیری	مس-طلای پورفیری	کانه‌زایی طلای کاوند
Cu	مقدار مس پایین (معمولاً کمتر از ۰/۱ درصد)	۰/۰ تا ۰/۲ درصد	۰/۳ تا ۰/۸ درصد	۰/۱ تا ۰/۱ درصد (متوسط ۰/۰۴ درصد)
Ag	مقدار نقره بالا (بیشتر از ۵ درصد)	مقدار نقره بالا (بیشتر از ۵ درصد)	مقدار نقره پایین (کمتر از ۵ درصد)	۱/۱۶ تا ۲۵/۵۵ درصد (متوسط ۱۲/۳۱ درصد)
Au	مقدار طلا بالا (بیشتر از ۷۰ درصد)	۱/۵ تا ۸ درصد	۱ تا ۶ درصد	۷۴/۱۳ تا ۹۴/۱۷ درصد (متوسط ۸۳/۷۶ درصد)

شدن، چگالی سیالات موثر در سیستم‌های کانه‌زایی را می‌توان تعیین نمود (Bodnar, 1983). چگالی میانبارهای سیال کانه‌زایی کاوند از لحاظ دما و شوری در دامنه ۰/۵ تا ۱ گرم بر سانتی مترمکعب قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-ب). میزان فشار نیز برای سیالات درگیر منطقه کاوند کمتر از ۲۰۰ اتمسفر است. با توجه به نمودار تعیین تیپ کانه‌زایی (Wilkinson, 2001)، داده‌های میان‌بارهای سیال منطقه کاوند در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-پ)، و روند داده‌های میان‌بارهای سیال حکایت از سرد شدن عادی سیال و اختلاط سیال ماگمایی و جوی دارد (شکل ۱۳-الف). در نمودار عمق-دما و شوری میانبارهای سیال، نمونه‌های کاوند با میانگین درجه حرارت ۲۷۷/۸۴ درجه سانتی‌گراد و میانگین شوری ۳/۶۷ درصد وزنی معادل نمک طعام، عمق بیش از ۷۰۰ متری را نشان می‌دهد. نبود ساخت و بافت برشی در منطقه کاوند عدم رخداد جوشش را در طول تشکیل کانه‌زایی نشان می‌دهد (شکل ۱۳-ب).

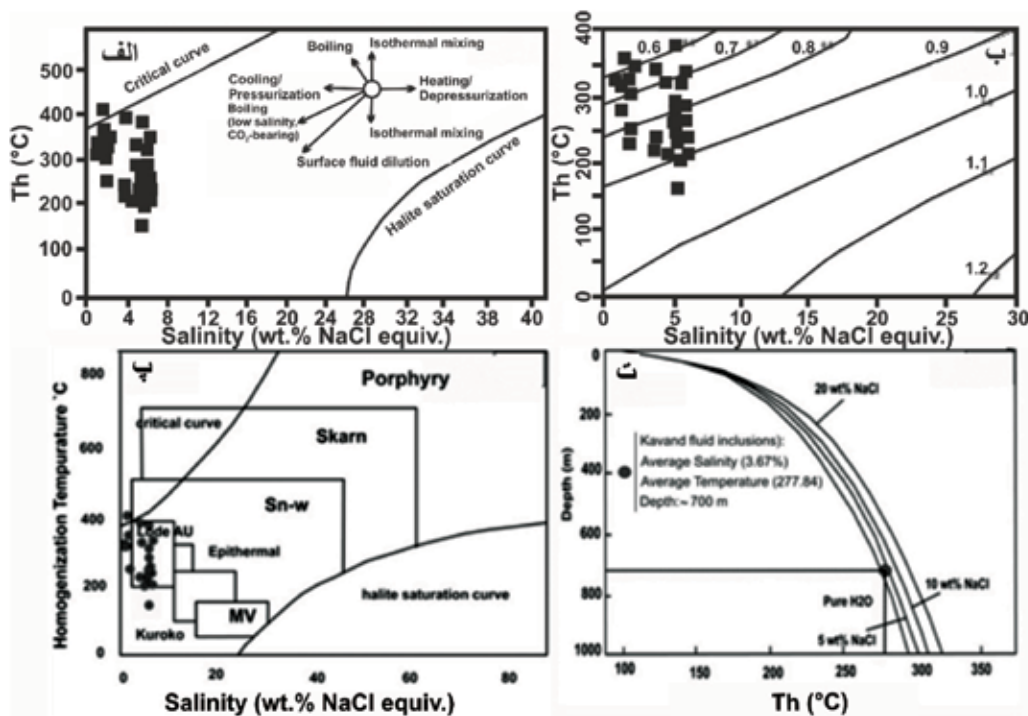
۴ تا ۱۸ میکرومتر که فراوان‌ترین آنها از ۵ تا ۸ میکرومتر مشاهده شده است. براساس مطالعات پتروگرافی، میانبارهای اولیه و ثانویه در نمونه مشاهده گردید که در عکس‌ها نیز به‌خوبی قابل تشخیص هستند. بر مبنای تقسیم‌بندی‌های شپرد و همکاران (Shepherd et al., 1985)، میانبارهای از نوع دو فازی مایع+بخار (L+V) و تک فازهای مایع (L) تشخیص داده شد، و هیچ‌گونه شاهدهی از حضور فاز نوزاد (S) یا CO₂ یا (LCO₂) مشاهده نشده است (شکل ۱۲). پدیده باریک‌شدگی نیز تشخیص داده شد که مورد مطالعه ریزدماسنجی قرار نگرفت (شکل ۱۲-ت). تغییرات دمای همگن شدن در میانبارهای دو فازی مایع و بخار در محدوده ۱۶۰ تا ۴۰۳ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۷۷/۸۴ درجه سانتی‌گراد) به دست آمد. تغییرات دمای ذوب‌نهایی یخ (Tm_{ice}°C) بین ۰/۵- تا ۳/۵- درجه سانتی‌گراد برابر شوری ۰/۶۰ الی ۵/۸۶ درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمد. براساس نمودارهای ارائه شده بر پایه شوری و دمای همگن

جدول ۸. اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی میانبارهای سیال اولیه بر روی کوارتزهای هم‌زاد کانه‌زایی منطقه کاوند

تعداد	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱
نوع میانبار سیال	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV
اندازه (μm)	۷	۵	۱۲	۹	۷	۷	۵	۵	۴	۶	۸
Tm _{ice} (°C)	-۲/۵	-۲	-۱	-۰/۹	-۰/۸	-۰/۹	-۰/۸	-۰/۸	-۰/۹	-۲	-۳/۱
Salinity (wt/ NaCl)	۴/۲۴	۳/۳۹	۱/۵۷	۱/۳۸	۱/۱۹	۱/۳۸	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۳۸	۳/۳۹	۵/۲۳
ThLV (°C)	۳۲۶	۲۳۳	۳۵۰	۳۵۴	۴۰۳	۳۰۵	۳۲۰	۲۸۱	۲۳۰	۲۲۶	۳۲۲
تعداد	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰	۲۱	۲۲
نوع میانبار سیال	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV
اندازه (μm)	۹	۸	۸	۶	۷	۱۲	۶	۶	۷	۸	۵
Tm _{ice} (°C)	-۱	-۳	-۳/۵	-۳/۵	-۳	-۳/۱	-۳/۲	-۳	-۲	-۳	-۰/۵
Salinity (wt/ NaCl)	۱/۵۷	۵/۰۷	۵/۸۶	۵/۸۶	۵/۰۷	۵/۲۳	۵/۳۹	۵/۰۷	۳/۳۹	۵/۰۷	۰/۶
ThLV (°C)	۲۵۰	۲۸۵	۲۳۸	۲۱۴	۲۵۵	۲۰۸	۲۶۱	۲۴۰	۳۸۵	۳۸۰	۳۳۰
تعداد	۲۳	۲۴	۲۵	۲۶	۲۷	۲۸	۲۹	۳۰	۳۱		
نوع میانبار سیال	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV	LV		
اندازه (μm)	۷	۸	۶	۱۵	۸	۸	۸	۸	۶		
Tm _{ice} (°C)	-۰/۵	-۳/۵	-۳/۲	-۳	-۳/۱	-۲/۶	-۲	-۳	-۳		
Salinity (wt/ NaCl)	۰/۶	۵/۸۶	۵/۳۹	۵/۰۷	۵/۲۳	۴/۴۱	۳/۳۹	۵/۰۷	۵/۰۷		
ThLV (°C)	۳۱۹	۲۳۹	۲۸۷	۲۸۰	۲۳۵	۲۱۲	۲۲۵	۱۶۰	۱۶۰		



شکل ۱۲. پتروگرافی میانبارهای سیال کانی کوارتز. الف) میانبارهای سیال تک فازی غنی از مایع (L)، ب و پ) میانبارهای سیال دو فازی مایع و بخار (L+V)، ت) پدیده باریک‌شدگی میانبارهای سیال در کوارتز

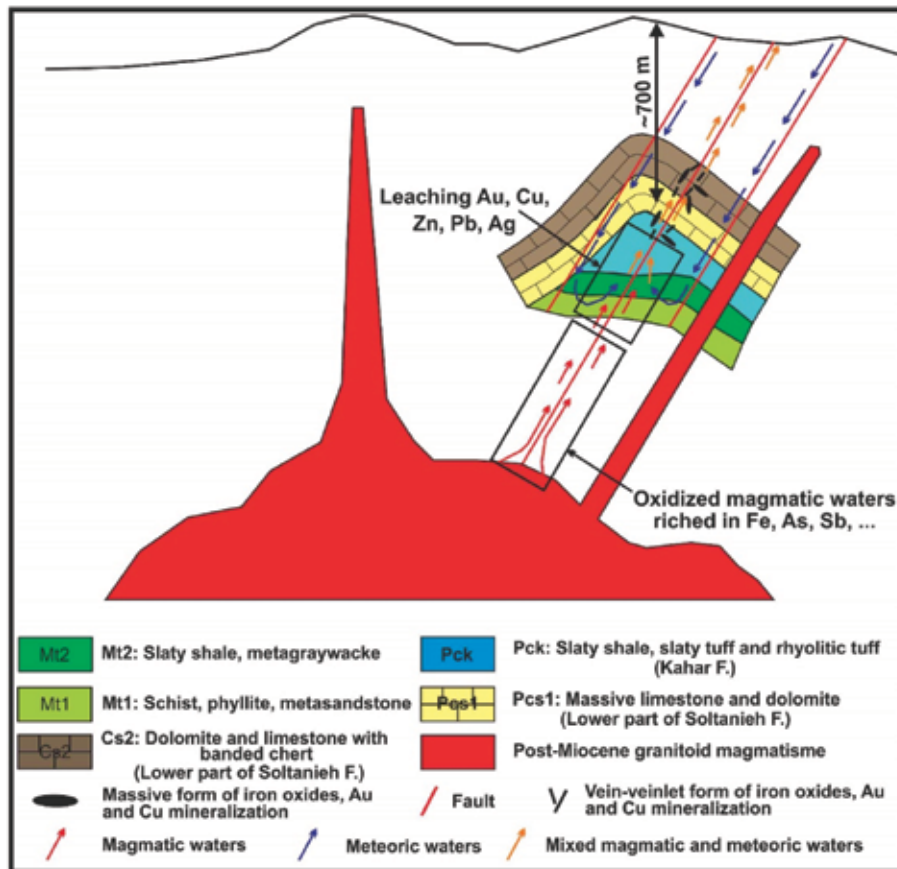


شکل ۱۳. نتایج اندازه‌گیری میانبارهای سیال منطقه کاوند. الف) تغییرات درجه حرارت در برابر شوری بیان از سرد شدن عادی و اختلاط سیالات ماگمایی و جوی دارد (Shepherd et al., 1985)، ب) نمودار تعیین چگالی میانبار سیال بر حسب دمای همگن شدن و شوری (Bodnar, 1983)، نمونه‌های کاوند دارای چگالی کمتر از ۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب هستند، پ) نمودار تعیین تیپ کان‌زائی براساس شوری و دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001)، که نمونه‌های کاوند در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرند، ت) نمودار عمق-دما و شوری میانبارهای سیال، که بر اساس میانگین شوری و دما، عمق تشکیل کان‌زائی بیش از ۷۰۰ متر است

ژنز و نحوه تشکیل کان‌زایی

سلطانیه را قطع می‌کنند. این گسل‌ها با زاویه شیب ۵۰ تا ۷۵ درجه دارای جهات امتداد NW-SE و E-W هستند، و کان‌زائی بیشتر به وسیله روندهای گسلی NW-SE کنترل می‌گردد. اشکال کارستی، مناطق دگرسانی و کان‌زائی نیز دارای جهت NW-SE می‌باشند. اگر چه گسل‌ها اغلب نرمال هستند، برخی گسل‌های امتداد لغز با جهت NE-SW نیز ثبت شده است (شکل ۲). ضمن بالا آمدن محلول از میان معبرهای گسلی به دلیل کاهش فشار ایستایی و برخورد سیال گرمایی فلزدار با سنگ‌های کربناتی (سازندهای سلطانیه و باروت) به تدریج گازهای CO_2 ، H_2S و HCl شروع به ظاهر شدن در محلول می‌کنند. عمقی که گازها شروع به ظاهر شدن می‌کنند تابع غلظت گازها و مقدار املاح محلول است. ظهور گازهای CO_2 و H_2S موجب افزایش pH محلول و در نتیجه باعث ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی گردیده و مس، سرب، روی و نقره به صورت سولفید برجای گذاشته خواهند شد. شرایط اساسی در ناپایداری کمپلکس‌های بی‌سولفید طلا، آرسنیک، جیوه و آنتیموان را می‌توان کاهش سریع H_2S محلول، کاهش درجه حرارت، و افزایش pH نام برد. نتایج مطالعه میان‌بارهای سیال نیز سرد شدن عادی سیال و اختلاط سیالات ماگمایی و جوی را تایید می‌نماید. بنابراین، فعالیت‌های ماگمایی و گرمایی، اشکال زمین‌ساختی (گسل‌ها و درزه‌ها)، فضاهای کارستی و جنس سنگ‌های میزبان مسئول کان‌زایی کاوند بوده‌اند (شکل ۱۴). ویژگی‌های مهم کانسار طلائی کاوند با برخی از کانسارهای طلا در ایران و جهان مقایسه شده است (جدول ۹). اگرچه، کان‌زایی کاوند از جهاتی مانند جنس سنگ میزبان مشابه کانسارهای طلائی نوع کارلین است، ولی با توجه به هم‌یافتی‌های عنصری و کانیایی، دگرسانی، شکل کان‌زایی، عیار بالای طلائی کانسنگ، ذرات درشت و قابل‌رویت طلا در رسوبات آبرفتی و سن تشکیل شباهت‌های زیادی با کانسارهای طلائی رگه‌ای اپی‌ترمال با سنگ میزبان رسوبی (به‌عنوان مثال کانسار طلائی آق‌دره) دارد.

منطقه کاوند بخشی از ایران مرکزی است و قدیمی‌ترین سازندهای زمین‌شناسی منصوب به پرکامبرین پسین است. در این منطقه و مناطق هم‌جوار در محور تکاب-زنجان از زمان اولیگوسن توده‌های نفوذی با ترکیب گابرویدیوریت، دیوریت پورفیری، کوارتز پورفیری، گرانیت و گرانودیوریت در سازندهای قدیمی‌تر نفوذ کرده‌اند (باباخانی و صادقی، ۱۳۸۳؛ Stöcklin and Eftekharneshad, 1969). بررسی اطلاعات و یافته‌های موجود نشان می‌دهد که فعالیت گرمایی مربوط به کمان‌های آتشفشانی سنوزوئیک در محیط‌های تکتونیک کهم‌ژرفا و کششی در تشکیل کان‌زایی‌های محور تکاب-زنجان از قبیل کانسارهای طلائی زرشوران، آق‌دره و توزلار و کانسار روی-سرب انگوران موثر بوده‌اند (Mehrabi et al., 1999; Asadi, 2000; Daliran, et al., 2002; Mehrabi et al., 2003; Boni et al., 2015; Daliran, 2008; Heidari et al., 2007). در منطقه کاوند، سیال ماگمایی اکسیدی غنی از آرسنیک، آنتیموان، و آهن به‌طور مستقیم از فعالیت‌های ماگمایی پس از الیگومیوسن منشاء می‌گیرد. این سیال باید به‌طور بخشی احیاء شود تا طلا و عناصر همراه (مس، سرب، روی و ...) را از سنگ‌های مسیر شستشو دهد. سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین پسین (فیلیت، کوارتزیت، میکاشیست، شیل و ماسه‌سنگ اسلیتی)، و توف ریولیتی، توف اسلیتی و شیل‌های غنی از مواد آلی سازند کهر، سنگ‌های منشاء عناصر طلا، مس، سرب و روی در این منطقه هستند. طلا، آرسنیک، جیوه و آنتیموان در محلول‌های گرمایی در حرارت پایین بیشتر به‌صورت کمپلکس‌های بی‌سولفید حمل می‌شوند، اما مس، نقره، سرب، آهن و روی عمدتاً به‌صورت کمپلکس‌های کلریدی حمل می‌شوند. محلول گرمایی فلزدار از طریق شکستگی‌ها (گسل‌ها و درزه‌ها) و مناطق نفوذپذیر صعود می‌نمایند. داده‌های زمین‌شناسی ساختمانی در منطقه کاوند پیشنهاد می‌نماید که سری از گسل‌ها و درزه‌های نرمال نیمه‌موازی سنگ‌های دولومیت



شکل ۱۴. مدل شوماتیکی برای تکوین کانه‌زایی طلای کاوند. نقش سیال ماگمایی مرتبط با ماگماتیسیم پس از الیگومیوسن، سیالات جوی، گسل‌ها، سنگ‌های منشأ (Mt2، Mt1، Pck) و سنگ‌های کربناتی میزبان (Pcs1 و Cs2) در تشکیل کانه‌زایی نمایان است

جدول ۹. مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسار طلای کاوند با برخی از کانسارهای طلای ایران و جهان

نام کانسار	کانسار طلای کاوند	کانسار طلای مس-طلای قاضی‌کندی (شمال شرق هشتگرد)	کانسار طلا-نقره (مس) توزلار	کانسار طلا (آرسنیک) زرشوران	کانسار آق‌دره
تیپ کانسار	ایپی‌ترمال با سنگ میزبان کربناتی	IOCG	طلای ایپی‌ترمال سولفید بالا	ایپی‌ترمال با سنگ میزبان رسوبی	طلای ایپی‌ترمال
جنس سنگ میزبان کانه‌زایی	سنگ‌های دولومیتی سلطانیه	آلکالی‌گرانیت نوع A و دایک‌های بایمدال (ریولیتی و دیابازی)	گدازه و سنگ‌های آذرآواری با ترکیب آندزیت تا تراکیت و توده‌های نفوذی میکرودیوریتی	سنگ‌های کربناتی-آواری و شیل‌های سیاه	سنگ‌آهک
سن سنگ میزبان محیط‌تکتونیکی	پرکامبرین بالایی محیط‌های کشتی مرتبط با زون‌های فرورانش	اوسن حوضه‌های کشتی پشت کمربند زون فرورانش، ریف‌های درون قاره‌ای، نقاط داغ قاره‌ای و حوضه کشتی بعد از تصادم قاره‌ای	مرتبط با کمان در حوضه‌های کم ژرفا درون قاره‌ای در هنگام مراحل کشتی همراه با بالا آمدگی و پیش از برخورد	پرکامبرین بالایی محیط‌های کشتی مرتبط با زون‌های فرورانش	الیگومیوسن محیط‌های کشتی مرتبط با زون‌های فرورانش
دگرسانی‌های همراه کانی‌سازی	سیلیسی شدن، کربناتی شدن، آرزلیتی، و اکسید آهنی	سدیک، پتاسیک، کلریت، سرسیتی، کربناتی	پروپلیتیک، آرزلیک، فیلیک، سرسیتی، آرزلیک پیشرفته، سیلیسی شدن	سیلیسی شدن، کربناتی شدن، آرزلیک	سیلیسی شدن، کربناتی شدن، آرزلیک
شکل کانی‌سازی	رگه-رگچه‌ای، برشی شدن، عدسی، و پرکننده فضاهای خالی کارستی	برشی، رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، افشان	رگه‌ای، توده‌ای، برشی	به صورت پراکنده یا تمرکز در شکستگی‌ها، رگه-رگچه، عدسی	رگه-رگچه‌ای، توده‌ای

ادامه جدول ۹.

نام کانسار	کانسار طلائی کاوند	کانه‌زائی مس-طلائی قاضی‌کندی (شمال شرق هشت‌رود)	کانسار طلا-نقره (مس) توزلار	کانسار طلا (آرسنیک) زرشوران	کانسار آق‌دره
کانه‌های کانسار	پیریت، کالکوپیریت، طلا، اسپیکولاریت، همتایت، آزوریت، ملاکیت، گوتیت، لیمونیت	کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت، ملاکیت، آزوریت، کریزوکولار، همتایت، اسپیکولاریت، طلا	پیریت، کالکوپیریت، بورتیت و کمتر انارژیت، اسفالریت، کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت، تتراهدریت، گالن، طلا	طلا، اریپمنت، رآلگار، استیبنیت، آرسنوپیریت، پیریت، اکسیدهای آهن	پیریت، آرسنوپیریت، رآلگار، اورپیمنت، سینابر، طلا
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت، و باریت	کلسیت، و گاهی کوارتز	باریت، کلسیت، و کوارتز	کوارتز، باریت، فلونوریت، و کلسیت	باریت، و کوارتز
ساخت و بافت کانه‌زائی	رگه-رگچه‌ای، عدسی، برشی، دانه‌پراکنده، کلوformی، باقیمانده، اسفرولیتی، و جانشینی	رگه-رگچه‌ای، پرکننده و فضاهاى خالی، برشی، و جانشینی	رگه-رگچه‌ای، دانه پراکنده، برشی، پرکننده فضاهاى خالی، و جانشینی	رگه-رگچه‌ای، پرکننده و فضاهاى خالی، پراکنده، جانشینی	رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهاى خالی، جانشینی، و پراکنده
عناصر معرف و ردیاب کانی‌سازی	Au, Fe, Cu, Ba, Sb, s, Hg, Zn, Pb, Ag	U, Li, K, Mo, Rb, W, P, Ba, REE	Cu, Sb, Mo, Pb, Ag, e	As, Sb, Hg, Tl, Au	As, Sb, Hg, Te, Se, Th, Ba, Zn, Ag, Cd, Bi, Pb, Cu
عیار عناصر Fe, Cu, Au	Ave.: Fe 15.7%; Au 1.3 ppm; Cu 0.6%	Fe >20% Au 0.01-10 ppm; Cu 2-8%	Au 2.2 ppm; Cu 0.3%	Au 10 ppm	Au 3.7-24.5 ppm; Fe 0.66-26.8%; Cu 0.04-0.53%
نقش کنترل‌کننده‌های چینه‌شناسی و ساختاری در کانه‌زائی	در ارتباط با پهنه‌های گسلی (عادی و امتداد لغز)، و حفرات سنگ‌های کربناتی	زون‌های کانهدار از سیستم گسلی، شکستگی‌ها و زون برشی، خردشدگی در واحدهای ولکانیکی و گرانیت تشکیل شده است	کانه‌زایی در یک مجموعه آتشفشانی-نیمه‌آتشفشانی در ارتباط با گسل‌ها و شکستگی‌های کششی	-در ارتباط با پهنه‌های گسلی (عادی و امتداد لغز)، و حفرات سنگ‌های کربناتی	گسل‌های عمیق، راندگی، عادی و مورب لغز
همراهی کانه‌زائی با توده‌های آذرین (ماگماتیسیم)	گرانیتوئیدهای (دیوریت-گابرو و فرو گابرو) الیگومیوسن	گرانیتوئیدهای سری A و I و دایک‌های مافیک و فلسیک	کانه‌زایی در یک مجموعه آتشفشانی-نیمه‌آتشفشانی کالک آلکان با تمایل به آلکان	گرانیتوئیدهای (گرانودیوریت، دیوریت-گابرو و فرو گابرو) میوسن بالایی-پلیوسن	سنگ‌های آندزیتی و ریولیتی میوسن و گرانیتوئیدهای الیگومیوسن
درجه حرارت و شوری سیال کانهدار	403-160 °C, 3.67 wt % NaCl	داده‌ای موجود نبود	211-310 °C, 0.3-8 wt% NaCl	داده‌ای موجود نبود	129-197 °C; 128-236 °C (میزان شوری سیال: داده‌ای موجود نبود)
منابع	تحقیق حاضر	سهرابی و رضایی اقدم، ۱۳۹۴	Heidari et al. (2015)	Asadi (2000); Mehrabi et al. (1999); Mehrabi et al. (2003)	Daliran (2008)
نام کانسار	کانسار طلائی کوه‌زر تربت حیدریه	کانسار طلائی نوع کارلین (نوادا)	کانسار مس-طلائی emecke, Yukon (کانادا)	کانسار مس-طلائی Moghrein (موریتانی)	Guelb
تیپ کانسار	IOG	اپی‌ترمال با سنگ میزبان رسوبی	IOCG	IOCG	
جنس سنگ میزبان کانی‌سازی	سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی اسیدی تا حدواسط	سنگ آهک و ماسه سنگ‌های کربناتی	متاسندستون، سیلتستون، سنگ آهک	در پیکره متاکربنات (سنگ کربناتی دگرگونه)	
سن سنگ میزبان محیط تکتونیکی	اؤسن-الیگوسن ماگماتیسیم در حاشیه‌ی قاره، و یا زون فرورانش	سیلورین-دونین ریفت حاشیه قاره	پرکامبرین ریفت فراهی	اواخر آرکئن ریفت فراهی	
دگرسانی‌های همراه کانی‌سازی	سیلیسی شدن	کربناتی شدن، آرژیلیکی، سیلیسی شدن	سدیک و سدیک-پتاسیک	سدیک و سدیک-پتاسیک	
شکل کانی‌سازی	رگه‌ای، داربستی، برش‌های گرمایی	برشی، رگه-رگچه‌ای	رگه‌ای، برشی شدن شدید، پراکنده	عدسی، برشی شدن شدید، رگه‌ای	
کانه‌های کانسار	اسپیکولاریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، پیریت، بورتیت، پیروتیت، آرسنوپیریت	پیریت، پیروتیت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، مارکاسیت، اکسیدهای آهن، رنآلگار، استیبنیت، اورپیمنت	پیریت، کالکوپیریت، همتایت، مگنتیت، آنکریت	کالکوپیریت، پیریت، آرسنوپیریت، مگنتیت، پیروتیت، طلا، بورتیت، گرافیت، الکتروم، سیدریت	
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت، کلریت، و کربنات آهن‌دار	کلسیت، کوارتز، و سریسیت	کلسیت، باریت، دولومیت، سیدریت، و کلریت	کربنات، کوارتز، و کلسیت	

ادامه جدول ۹.

نام کانسار	کانسار طلای کاوند	کانه‌زائی مس-طلای قاضی‌کندی (شمال شرق هشتگرد)	کانسار طلا-نقره (مس) توزلار	کانسار طلا (آرسنیک) زرشوران	کانسار آق‌دره
ساخت و بافت کانه‌زائی عناصر معرف و ردیاب کانه‌زائی	بافت شانه‌ای، لایه‌ای، برشی، رگه-رگچه‌ای، جانیشینی	پرکننده فضاهاى خالی، رگه-رگچه‌ای، جانیشینی	رگه-رگچه‌ای، برشی، پرکننده فضاهاى خالی	برشی، دانه‌پراکنده، جانیشینی، رگه-رگچه‌ای	
	Au, Ag, Pb, Zn, Ba, W, Fe, Bi	As, Sb, Hg, Tl, Te, Cu, Pb, Mo, Zn, Mn, Bi, Ni, Cu, Ag	U, Co, Mo	Ag, Bi, Co, REE, Ni	
عیار عناصر Fe, Cu, Au	Au 3 ppm; Cu 1.2 %; Fe 8.8-23.3 %	داده‌ای موجود نبود	داده‌ای موجود نبود	Au 2.2 ppm; Cu 2.17 %	
نقش کنترل‌کننده‌های چینش‌سنسی و ساختاری در کانی‌سازی	کانی‌سازی در زون‌های گسلی در راستای لغزشی در درون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی	گسل عادی	گسل‌ها، زون‌های برشی، و محور چین	در طول گسل‌ها و شکستگی‌ها	
همراهی کانی‌سازی با توده‌های آذرین (ماگماتیسیم)	مونزونیت تا سینوگرانیت	داده‌ای موجود نبود	داده‌ای موجود نبود	سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و ریولیتی	
درجه حرارت و شوری سیال کانساز	430-468 °C; 295-335 °C; 210-270 °C; 235-256 °C (میزان شوری سیال: داده‌ای موجود نبود)	180-240 °C; 2-3 wt. % NaCl	185-350 °C; wt. % NaCl 42-24	داده‌ای موجود نبود	
منابع	مظلومی و همکاران (۱۳۸۷)	Cline et al. (2005)	Hunt et al. (2007)	Kirschbaum and Itzman (2016)	

نتیجه‌گیری

طلا از ترکیب کانی‌های سولفیدی و اکسیدی اولیه، سبب افزایش مقدار طلا در کانسنگ و تمرکز طلای آزاد در رسوبات آبرفتی منطقه کاوند شده است. کان‌زایی طلای کاوند بخشی از سیستم اپی‌ترمال مرتبط با کمان ماگمایی سنوزوئیک در ناحیه زنجان-تکاب است، که در سنگ میزبان کربناتی رخ داده است.

سپاسگزاری

نگارندگان مقاله از سازمان ایמידرو که بخشی از تجزیه‌های شیمیایی، مطالعه میانبارهای سیال و تجزیه‌های ریزکاو الکتریکی را انجام داده‌اند، سپاسگزاری می‌نمایند. از سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان و به‌ویژه آقای مهندس حقیقت که با انجام پژوهش در محدوده کاوند موافقت نموده و امکانات انجام کارهای صحرائی و اسکان را فراهم نمودند، تشکر صمیمانه دارند. از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود که بستر و محیط مناسبی را برای انجام پژوهش آماده کرده‌اند، قدردانی می‌شود. از

ماگماتیسیم پس از الیگومیوسن در ناحیه تکاب-زنجان فعالیت‌های گرمایی گسترده‌ای را سبب شده، و کان‌زائی طلا در سنگ میزبان‌های مختلف از جمله سنگ‌های کربناتی-آواری پرکامبرین پسین در منطقه کاوند را تشکیل داده است. سیال گرمایی اکسیدی با منشاء ماگمایی از طریق شکستگی‌های نرمال بالا آمده، و با آب‌های جوی مخلوط می‌شود. این سیال طلا و عناصر همراه را از سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین پسین شستشو می‌دهد. برخورد سیال گرمایی فلزدار با سنگ‌های کربناتی پرکامبرین پسین، موجب افزایش pH، کاهش H₂S و درجه حرارت محلول، ناپایداری کمپلکس‌ها و منجر به کان‌زائی می‌شود. مرحله ابتدائی هیپوژن کان‌زایی با تشکیل گسترده کوارتز، باریت، سولفید و طلا همراه است که در مرحله بعدی با مقادیر زیادی از اسپیکیولاریت و هماتیت دنبال می‌گردد. اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی و اکسیدی اولیه در مرحله سوپرژن سبب تشکیل اکسی‌هیدروکسیدهای آهن-منگنز و کانی‌های ثانویه مس شده است. فرآیند اکسیداسیون با آزادسازی

neider, J., Allen, C.R. and Moore F., 2007. Hypogene Zn carbonate ore in the Angouran deposit, NW Iran, Mineralium Deposita, 42, 799-820.

- Cline, J.S., Hofstera, A.H., Muntean, J.L., Tosdal, R.M. and Hickey K.A. 2005. Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geologic characteristics and viable models. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, 100th Anniversary Volume, 451-484.

- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks, George, Allen and Unwin, London, 445.

- Daliran, F., Hofstra, A.H., Walter, J. and Stuben D., 2002. Agdarreh and Zarshouran SRH-DG deposits, Takab region, NW Iran, GSA Annual Meeting, Abstr with Prog, Session 68-8.

- Daliran, F., 2008. The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran-Hydrothermal alteration and mineralization, Mineralium Deposita, 43, 383-404.

- Flood, P.G. and Chivas A.R., 1995. Origin of massive dolomite, Leg 143, Hole 866A, Resolution Guyot, Mid-Pacific Mountains: in Winterer, E.L., Sager, W.W., Firth, J.V., and Sinton, J.M.(eds.), Proc. ODP, Sci. Result, 143, 161-170.

- Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics, Mineral and Rocks Berlin, Heidelberg, New York, Springer, 16, 390.

- Goss, A.R. and Kay S.M., 2009. Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (28° S, 68° W), Earth and Planetary Science Letters, 279, 97-109.

- Heidari, S.M., Daliran, F., Paquette, J.L. and Gasquet D., 2015. Geology, timing, and

دست‌اندرکاران فصلنامه زمین‌شناسی ایران و داورانی که ارزیابی مقاله حاضر را قبول می‌فرمایند، تشکر می‌شود.

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آریز زمین، چاپ دوم، ۵۰۴.

- باباخانی، ع.ر. و صادقی، خ.، ۱۳۸۳. گزارش و نقشه زمین‌شناسی ورقه زنجان، سری ۱/۱۰۰۰۰۰، شماره ۵۶۶۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- پرتاک، ن.، ۱۳۹۶. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانه‌زایی اکسیدهای آهن-طلا-مس در منطقه کاوند، جنوب باختر زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۰.

- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۵۷. اکتشافات ژئوشیمیایی و کانی سنگین در چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ زنجان، شماره ۵۶۶۳، گزارش داخلی.

- سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان، ۱۳۸۷. اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در ورقه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زنجان، شماره ۵۶۶۳، گزارش داخلی.

- سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان، ۱۳۸۹. بی‌جویی به روش اکتشافات ژئوشیمیایی ۱/۲۵۰۰ در محدوده کاوند، جنوب غرب زنجان، گزارش داخلی.

- سهرابی، ق. و رضائی اقدم، م.، ۱۳۹۴. کانه‌زایی نوع IOCG در زون متالوژنی بستان‌آباد-میانه (شمال شرق هشت‌ترو). سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

- مظلومی، ع.ر.، کریم‌پور، م.ح.، رسا، ا.، رحیمی، ب. و وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۷. کنسار طلائی کوه‌ز تریت حیدریه، مدل جدیدی از کانی‌سازی طلا، مجله انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳، ۳۶۳-۳۷۶.

- Asadi, H.H., 2000. The Zarshuran gold deposit model, applied in mineral exploration GIS in Iran, Ph.D. thesis, ITC, Netherland, Dissertation, 78, ISBN 90-6164-1853.

- Bodnar, R., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluid, Economic Geology, 78, 535-542.

- Boni, M., Gilg, H.A., Balassone, G., Sch-

- genesis of the high sulfidation Au (-Cu) deposit of Touzlar, NW Iran, *Ore Geology Reviews*, 65, 460-486.
- Higgins, M., 2012. Placer gold provenance in the Black Hills Creek west-central Yukon: Insight from grain morphology and geochemistry, BSc Thesis, Honours Department of Earth Sciences, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 95.
 - Hofstra, A.H., 2002. Diverse origins of sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits worldwide, Overview, GSA Annual Meeting, Abstr with Prog, Session 63-1.
 - Hunt, J.A., Baker, T. and Thorkelson D.J., 2007, A review of iron oxide copper-gold deposits, with focus on the Wernecke breccias, Yukon, Canada, as an Example of a non-magmatic end member and implications for IOCG genesis and classification. *Exploration and Mining Geology*, 16 (3-4), 209-232.
 - 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.
 - Karimi, M., 1993. Petrographic-mineralogical studies and the genesis of the Au-As ore at Zarshouran (Takab), M.Sc. thesis, University of Tarbiat Moallem, Tehran, 264.
 - Kovalenko, V.I., Naumov, V.B., Girmis, A.V., Dorofeeva, V.A. and Yarmolyuk V.V., 2010. Average composition of basic magmas and mantle sources of island arcs and active continental margins estimated from the data on melt inclusions and quenched glasses of rocks, *Petrology*, 18, 1-26.
 - Kirschbaum, M.J. and Hitzman M.W., 2016. Guelb Moghreïn: an unusual carbonate-hosted iron oxide-copper-gold deposit in Mauritania, Northwest Africa. *Economic Geology*, 111,3, 763-770.
 - Land, L., 1985. The origin of massive dolomite: summary and suggestion. *Journal of Geological Education*, 33, 112-125.
 - Maniar, P.D. and Piccoli P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
 - Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Cann J.R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshura, NW Iran, *Mineralium Deposita*, 34, 673-696.
 - Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Komninue A., 2003. Modelling the As-Au association in hydrothermal gold mineralization: Example of Zarshuran deposit, NW Iran, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 14, 37-52.
 - Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. and Ghaderi M., 2015. Iron and Fe-Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences*, 62, 211-241.
 - Palacios, C. and Herail G., 2001. The composition of gold in the Cerro Casale gold-rich porphyry deposit, Maricunga belt, northern Chile, *Canadian Mineralogist*, 39, 907-915.
 - Rao, C.P., 1996. *Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar: introduction to sedimentology and geochemistry*, Arts of Tasmania, 206.
 - Robert, F., Poulsen, K.H. and Dube B., 2015. Gold deposits and their geological classification, *Exploration Geochemistry*, 29, 209-219.
 - Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, England, Longman Scientific and Technical, 351.

- Sass, E. and Bein A., 1988. Dolomites and salinity: a comparative geochemical study. In: Shukla, V., and Baker, P.A. (eds): Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. Society for Sedimentary Geology, 43, 223-233.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton D.H.M., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies, Blackie, Glasgow, Chapman, New York, 239.
- Shukla, v. and Baker P.A., 1988. Sedimentology and geochemistry of dolostones, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication, 43, 266.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-1258.
- Stöcklin, J. and Eftekharneshad J., 1969. Geological mapping of Zanjan quadrangle, Number D4, Series 1:250, 000, Geological Survey of Iran (GSI), Tehran.
- Sun, S.S. and McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., Magmatism in the oceanic basins, Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.
- Townley, B.K., Herail, G., Maksaev, V., Palacios, C., Parseval, P., Sepuldeva, F., Orellana, R., Rivas, P. and Ulloa C., 2003. Gold grain morphology and composition as an exploration tool: Application to gold exploration in covered areas, Geochemistry, Exploration, Environment, Analysis, 3, 29-38.
- Vahrenkamp, V.C. and Swart P.K., 1990. New distribution coefficient for incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. Geology, 18, 387-391.
- Veizer, J., 1978. Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks, II. Fe, Mn, Ca, Mg, Sr and minor constituents. Precambrian Research, 6, 381-413.
- Whitney, D.L. and Evans B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, American Mineralogist, 95, 185-187.
- Wilkinson, J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, Lithos, 55, 229-272.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis a Global Tectonic Approach, Department of Earth Science, University of Leeds, 466.

اثر بارش و لیتولوژی در خصوصیات هیدروشیمیایی چشمه‌های کارستی استان خراسان شمالی

فاطمه باقری^۱، غلامحسین کرمی^۲، رحیم باقری^۳ و جواد مشکینی^۴

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۳. مدیر مطالعات شرکت آب منطقه‌ای خراسان شمالی

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۴/۰۴

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۸/۳۰

چکیده

آبخوان‌های کارستی به‌عنوان مهم‌ترین منبع آب شرب و کشاورزی در مناطق خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شوند. شناخت رفتار هیدروژئولوژیک این چشمه‌ها و ردیابی کیفی این منابع آبی، اولین مرحله در جهت مدیریت بهتر آنها می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه واقع در استان خراسان شمالی، رخنمون گسترده‌ای از آهک‌های کارستی سازند تیرگان وجود دارد. در این منطقه تعداد معدودی چشمه کارستی با دبی بین ۵۰ تا ۵۰۰ لیتر بر ثانیه وجود دارد. منطقه تغذیه این چشمه‌ها از لحاظ ارتفاع، اندازه حوضه آبریز، ضخامت آبی کارست و درجه کارستی شدن متفاوت می‌باشند. در این مطالعه سری زمانی و تغییرات مکانی هیدروژئوشیمیایی در پنج چشمه ارناوه، رزقانه، اسطرخی، قردانلو و سرانی و سه ایستگاه بارش و همچنین تاثیر بارش و لیتولوژی بر شیمی آب چشمه‌های کارستی برای یک دوره یک‌ساله بررسی شده است. ترکیب بارش‌ها دارای رخساره $\text{Ca-SO}_4\text{-Cl}$ و Ca-HCO_3 است که این ترکیب توسط فرآیند انحلال در طول جریان آب زیرزمینی به آبخوان کارستی تغییر کرده و Ca-Mg-HCO_3 شده است. بخش عمده تغذیه در اثر بارش‌های برف زمستانه صورت می‌گیرد. میانگین هدایت الکتریکی بارش‌ها از ۷۰ در ایستگاه نامانلو تا ۱۰۰ و ۱۵۰ میکروموس بر سانتی‌متر به ترتیب در ایستگاه اسطرخی و قلعه بربر متغیر است. بارش‌های تابستانه منشا گرفته از سمت غرب به دلیل تماس بیشتر با ذرات معلق در مناطق کویری ایران، دارای مقادیر هدایت الکتریکی بیشتری نسبت به بارش‌های زمستانه نشأت گرفته از جبهه شمالی کشور هستند. به‌طور کلی در اکثر چشمه‌های کارستی مورد مطالعه، تغییرات مقدار دبی در طول زمان به‌جز در چشمه‌های سرانی و اسطرخی، وجود ندارد. ترکیب هیدروشیمیایی چشمه‌های سرانی و قوردانلو و اسطرخی که در ارتفاع بالاتری قرار دارند و عمده تغذیه آن‌ها از طریق برف صورت می‌گیرد، بیشتر تحت تاثیر ترکیب هیدروشیمیایی بارش‌ها می‌باشند، در صورتی که چشمه‌های ارناوه و رزقانه با توجه به یکسان بودن ترکیب بارش در این منطقه، دارای هدایت الکتریکی بالاتری می‌باشند که به دلیل وجود پوشش خاک در حوضه آبریز این چشمه‌ها، انحلال کانی‌های رسی و جریان افشان آن‌ها است.

واژه‌های کلیدی: لیتولوژی، چشمه کارستی، هیدروشیمیایی، بارش، خراسان شمالی.

مقدمه

کارستی انجام شده است (Lastennet and Mudry, 1997; Lopez-Chicano et al., 2001; Mustafa et al., 2015; Krishnaraj et al., 2011; Karimi et al., 2005; Hatipoglu-Bagci and Sazan, 2014). زارعی و همکاران (۱۳۷۸) تغییرات غلظت یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم را در طول مسیر جریان آب زیرزمینی موجود در سازندهای سخت شیرکوه یزد مورد مطالعه قرار دادند. آنها علت اصلی تغییرات مشاهده شده در منطقه را تبادل یونی و انحلال کانی‌های ثانویه منیزیم دار بیان کردند. بالا بودن غلظت یون‌های سدیم و پتاسیم در نتیجه انحلال‌پذیری بیشتر کانی‌های سدیک نسبت به کلسیک و تبادل کاتیونی سدیم و پتاسیم می‌باشد. روسنتال (Rosenthal, 1987) با بررسی نمونه‌های بارش و آب زیرزمینی از یک آبخوان بازالتی در اسرائیل نشان داد که غلظت کربنات، کلسیم و منیزیم آب باران با فاصله از اقیانوس و تحت تاثیر ذرات گرد و غبار افزایش می‌یابد و به‌طور طبیعی غلظت کلر کمتر می‌شود، همچنین میزان سدیم و منیزیم آب زیرزمینی در مقایسه با آب باران افزایش می‌یابد. جین و همکاران (Jin et al., 2018) با بررسی هیدروشیمی آب زیرزمینی و بارش‌های منطقه‌ای بیابانی در شمال چین مشاهده کردند که نسبت $Na+K/Cl$ آب زیرزمینی بالاتر از بارش‌های محلی و نسبت یونی Ca/Mg و $Na+K/SO_4$ در آب زیرزمینی بالاتر از ۱:۱ می‌باشد. آنها دلیل این افزایش Ca و Na ، K در آب زیرزمینی را هیدرولیز سیلیکات‌ها و انحلال کربنات‌ها و سنگ‌های تبخیری بیان کردند. شیواشانکارا و همکاران (Shivashankara et al., 2016) به‌منظور تحقیق پیرامون تاثیر سازندهای زمین‌شناسی و بارش بر هیدروشیمی آب زیرزمینی در کارناتاکا هند در چهار ایستگاه مختلف نمونه‌برداری از آب زیرزمینی و بارش انجام دادند. نتایج نشان داد که کیفیت آب زیرزمینی در فصل‌های بارانی تحت تاثیر ترکیب هیدروشیمی بارش است و در فصل‌های با بارندگی کم، اثر لیتولوژی غالب می‌باشد. آبخوان‌های کارستی در مقایسه با آبخوان‌های دیگر شرایط مساعدی را برای تغذیه از خود نشان می‌دهد (Kovacs, 2005; Mirhasani et al., 2017). در شمال

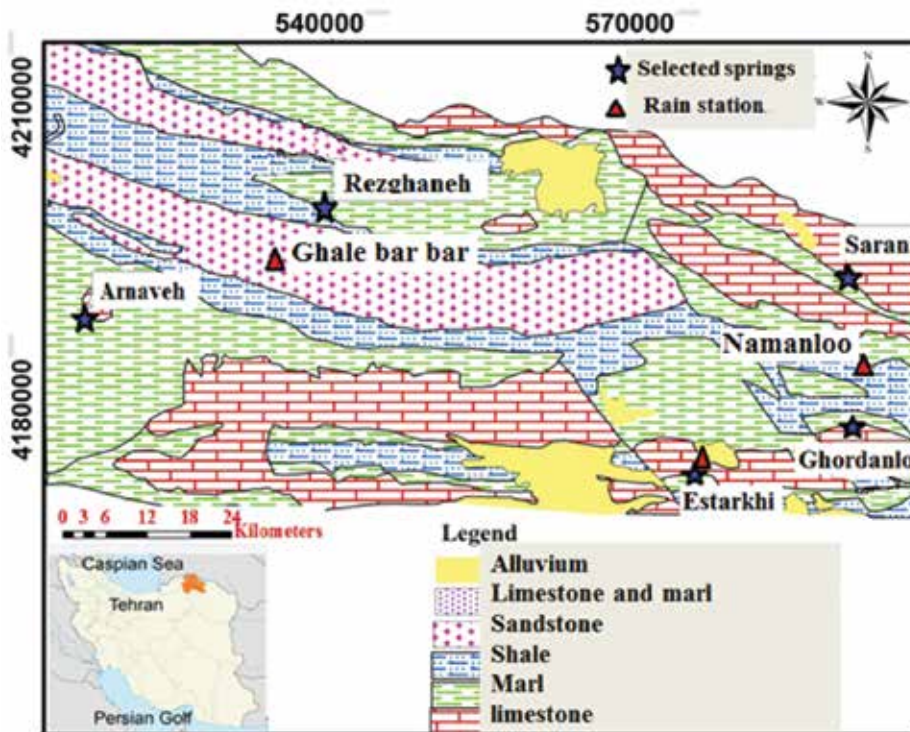
آبخوان کارستی از مهم‌ترین منابع آبی در ایران بخصوص در مناطق خشک می‌باشد که حفظ و مدیریت آنها در شرایط خشکسالی بسیار اهمیت دارد. شناخت رفتار هیدروژئولوژیک این چشمه‌ها و ردیابی کیفی این منابع آبی، اولین مرحله در جهت مدیریت بهتر آنها می‌باشد (Bagheri, 2008; Mohammadi et al., 2010; Ford and Williams, 2007). عوامل متعددی در ترکیب هیدروشیمیایی چشمه‌های کارستی موثر است که از مهم‌ترین این عوامل ترکیب شیمیایی و نوع بارش و لیتولوژی آبخوان کارستی است (White, 1998). به‌عبارت‌دیگر مهم‌ترین ورودی مواد محلول به آب زیرزمینی، نزولات جوی در منطقه تغذیه است که این ترکیب می‌تواند توسط فرآیندهای تبخیر از آب باران بر روی سطح زمین و تبادل آب و سنگ در طول مسیر جریان آب زیرزمینی تغییر کند (Matthess, 1982; Bagheri, 2007; Ford and Williams, 2007). به‌طور کلی دو گروه عوامل داخلی مانند مکانیسم جریان، لیتولوژی، ابعاد سیستم آبخوان و طول مسیر جریان و عوامل خارجی شامل نوع تغذیه و حجم آب تغذیه، نوع خاک و ضخامت آن کیفیت آب چشمه‌های کارستی را تحت تاثیر قرار می‌دهد (Raeisi and Karami, 1996; Karimi, 2005; Ashjari and Raeisi, 2006). با بررسی ویژگی‌های هیدروژئولوژی و هیدروشیمیایی چشمه‌های کارستی می‌توان به میزان توسعه کارست در یک ناحیه پی برد (Bagheri et al., 2007; Karami, 2011). شیمی آب زیرزمینی در هر منطقه به نوع سنگ‌هایی بستگی دارد که آب از درون آنها عبور می‌کند (Mokrik and Baublyte, 2005). هنگامی که آب‌های جوی با سطح زمین تماس حاصل می‌کنند، خصوصیات آن تحت تاثیر زمین قرار گرفته و تغییراتی حاصل می‌کند. تشخیص فرآیندهای تغذیه بدون در نظر گرفتن خصوصیات بارش به‌عنوان ورودی آب زیرزمینی، و تنها با استفاده از ترکیب هیدروشیمی چشمه‌ها دشوار می‌باشد (Aquilina et al., 2005). در طی چند دهه اخیر مطالعات زیادی با استفاده از ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی آبخوان‌ها به بررسی توسعه و میزان تکامل هیدروشیمیایی آبخوان‌های

چندین ایستگاه و چشمه‌ها به‌طور هم‌زمان اندازه‌گیری شده است. بررسی تغییرات مکانی و زمانی هیدروژئوشیمیایی چشمه‌ها و بارش به‌طور هم‌زمان می‌تواند در درک بهتر فرآیندهای ژئوشیمیایی و ارتباط آب‌های زیرزمینی با بارش و درجه کارستی‌شدن بکار روند.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال استان خراسان شمالی در محدوده زون کپه داغ و در نزدیکی مرز ترکمنستان قرار گرفته است. سازندهای منطقه مورد مطالعه از قدیم به جدید شامل سازند آهکی تیرگان (کرتاسه پایینی)، سازند مارنی سرچشمه (کرتاسه پایینی)، سازند شیلی سنگانه (کرتاسه پایینی)، سازند ماسه‌سنگی و شیلی آتامیر (کرتاسه بالایی)، سازند شیلی با میان لابه‌های آهکی آب دراز (کرتاسه بالایی) و نهشته‌های دریایی کواترنری می‌باشند (شکل ۱). سازند آهکی تیرگان به دلیل ضخامت زیاد و پتانسیل بالایی که برای پدیده انحلال دارند، بهترین و غنی‌ترین سازند تراوای منطقه را شامل می‌شوند.

استان خراسان شمالی، رخنمون گسترده‌ای از آهک‌های کارستی سازند تیرگان وجود دارد. در این منطقه تعداد معدودی چشمه کارستی وجود دارد که تنها بخش نسبتاً کمی از آب‌های کارستی منطقه را تخلیه کرده و مهم‌ترین منبع تامین آب آشامیدنی در این منطقه می‌باشند. برخی از این چشمه‌ها نیز مانند ارناره و رزقانه فراهم‌کننده دبی پایه رودخانه ارناره می‌باشند و در نهایت به مخزن سد شیرین دره می‌ریزند که این سد مهم‌ترین سد جهت تامین آب شرب و کشاورزی این استان به‌شمار می‌رود. منطقه تغذیه این چشمه‌ها دارای خصوصیات متفاوتی از جمله زمین‌شناسی، اندازه حوضه آبرگیر، ضخامت اپی‌کارست، ارتفاع، درجه کارستی‌شدن و نوع بارش (برف یا باران) می‌باشند. در این آبخوان کارستی، مهم‌ترین عوامل موثر بر ترکیب هیدروشیمیایی چشمه‌ها می‌تواند ترکیب نزولات جوی، واکنش آب با سنگ و فرآیندهای تبادل یونی باشند. به‌منظور بررسی عوامل موثر در ترکیب هیدروشیمیایی چشمه‌ها، بررسی ارتباط بین چشمه‌ها با بارش و نهایتاً تعیین نوع تغذیه آن‌ها، خصوصیات هیدروشیمیایی بارش در



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی و موقعیت چشمه‌های مورد مطالعه در استان خراسان شمالی (اقتباس از نقشه سازمان زمین‌شناسی کشور)

روش مطالعه

با استفاده از رابطه خطای واکنش، مقادیر خطای داده‌های آزمایشگاهی را مورد بررسی قرار داد. خطای واکنش از رابطه (۱) محاسبه شده است:

$$R.e = \frac{\sum \text{Cation} - \sum \text{Anion}}{\sum \text{Cation} + \sum \text{Anion}} \times 100 \quad (1)$$

مقدار قابل قبول خطای واکنش برای داده‌های شیمیایی، کمتر از پنج درصد است (Mazor, 1997). در مطالعه هیدروشیمی نمونه‌های آب برداشت شده حداکثر خطای واکنش حدود چهار درصد محاسبه شده است. اندیس اشباع هر یک از نمونه‌های آب نسبت به کانی‌ها کلسیت، دولومیت و ژپس با استفاده از نرم‌افزار PHREEQC محاسبه شده است. اگر مقدار اندیس اشباع نمونه آبی کمتر از صفر باشد آب نسبت به کانی مورد نظر تحت اشباع است، در صورتی که برابر با صفر باشد کانی و آب در حال تعادل می‌باشند. در صورتی که مقدار اندیس اشباع بیش از صفر باشد آب نسبت به کانی مورد نظر فوق اشباع است.

بحث

آبخوان کارستی شمال خراسان شمالی از طریق پنج چشمه مهم تخلیه می‌شود که منطقه تغذیه این چشمه‌ها دارای خصوصیات متفاوتی می‌باشد. چشمه ارناوه با ارتفاع حدود ۸۱۰ متر به‌عنوان کم ارتفاع‌ترین چشمه که دارای بالاترین هدایت الکتریکی (۷۸۰ تا ۸۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر) در محدوده این آبخوان است. میزان دبی آن از ۳۷۰ لیتر بر ثانیه در تابستان تا ۵۵۰ لیتر بر ثانیه در زمستان متغیر می‌باشد که با این میزان دبی به‌عنوان مهم‌ترین منبع تغذیه سد شیرین دره می‌باشد. تغییرات دمایی آن از ۲۰ تا ۲۴ درجه سانتی‌گراد است که نسبت به دیگر چشمه‌های مورد مطالعه، گرم‌تر می‌باشد. این چشمه از نوع کنتاکی بوده و در حوضه آبخیز آن عمدتاً پوشیده از پوشش خاک بسیار حاصل از سازند سرچشمه می‌باشد. عمده بارش‌ها در حوضه آبخیز چشمه ارناوه به شکل باران است که ترکیب هیدروشیمیایی بارش‌های این منطقه به دلیل ارتفاع و رطوبت کم و تبخیر بالا نیز دارای مقادیر بالاتری می‌باشند. چشمه رزقانه با هدایت الکتریکی ۶۵۰ تا ۶۸۰ میکروموس بر سانتی‌متر و ارتفاع ۱۳۰۰ متر دارای دبی حدود ۲۰۰ لیتر

در منطقه مورد مطالعه تعداد پنج چشمه کارستی ارناوه، رزقانه، قردانلو، سرانی و اسطرخی به‌عنوان معرف انتخاب شدند. همچنین جهت بررسی تغییرات مکانی و زمانی هدایت الکتریکی بارش در محدوده چشمه‌ها، از سه ایستگاه بارش (قلعه بربر، نامانلو و اسطرخی) استفاده شده است (شکل ۱). ایستگاه قلعه بربر با ارتفاع ۸۰۰ متر در نزدیکی چشمه‌های ارناوه و رزقانه، ایستگاه نامانلو با ارتفاع حدود ۱۸۰۰ متر در نزدیکی چشمه‌های سرانی و قوردانلو و ایستگاه باران‌سنجی اسطرخی با ارتفاع ۱۶۰۰ متر در نزدیکی چشمه اسطرخی واقع شده‌اند (شکل ۱). در یک دوره زمانی یک‌ساله از مهرماه ۱۳۹۵ تا مردادماه ۱۳۹۶ به‌صورت ماهانه نمونه‌برداری انجام شد. پارامترهای EC، T، pH و هم‌زمان با نمونه‌برداری و غلظت یون‌های عمده (Ca، Na، Mg، K، Cl، CO₃، HCO₃ و SO₄) در آزمایشگاه هیدروشیمیایی دانشگاه صنعتی شاهرود و برای صحت‌سنجی در دانشگاه اترخت در کشور هلند با استفاده از دستگاه کروماتوگرافی یونی اندازه‌گیری شده است.

جهت جمع‌آوری آب باران از باران‌سنج موجود در ایستگاه‌ها استفاده شده است؛ به‌طوری‌که جهت نمونه‌برداری به‌صورت ماهانه در ابتدا حجم آب بارندگی موجود در باران‌سنج در هر واقعه بارش در طول یک ماه به درون ظرفی تخلیه شده و مقداری پارافین طبی جهت پوشش سطح آب درون ظرف و جلوگیری از تبخیر آن به درون آن ریخته شده است و در پایان هر ماه در هنگام نمونه‌گیری، در ابتدا روغن از ظرف جدا شده و سپس چندین نمونه جهت اهداف مختلف از آب باران به‌عنوان نماینده آن ماه گرفته شده است. همچنین نمونه‌برداری از برف تازه نیز به‌طور جداگانه در هر واقعه بارش برف، انجام شده است. بعد از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه، نمونه‌ها طبق روش‌های استاندارد کیفی آب به دو روش تیتراسیون و با استفاده از دستگاه کروماتوگرافی یونی آنالیز شده است. میزان یون بی‌کربنات نیز به روش حجم-سنجی (Titration) با اسید سولفوریک استاندارد ۰/۰۵ نرمال و شناساگر متیل اورنژ اندازه‌گیری شد. برای بررسی صحت نتایج داده‌های هیدروشیمیایی می‌توان

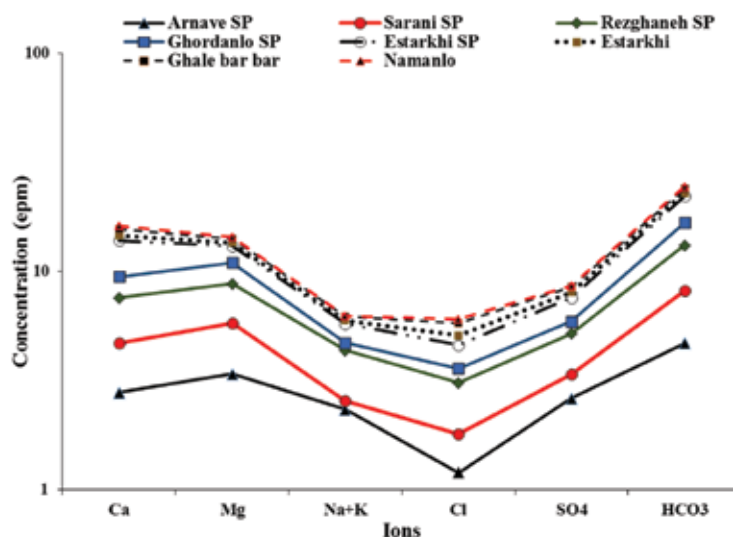
میزان تبخیر و رطوبت هوا بر روی مقادیر هدایت الکتریکی آب باران تأثیرگذار می‌باشند. میانگین هدایت الکتریکی از ۷۰ میکروموس بر سانتی‌متر در ایستگاه نامانلو تا ۱۰۰ و ۱۵۰ میکروموس بر سانتی‌متر به ترتیب در ایستگاه اسطرخی و قلعه بربر متغیر است که به دلیل قرار گرفتن ایستگاه قلعه بربر در ارتفاع کم با درصد رطوبت کمتر و تبخیر بالا، دارای بیشترین مقدار می‌باشد. با افزایش مقدار و فراوانی بارش‌ها و کاهش ذرات معلق و آلاینده‌ها، همچنین کاهش دمای هوا و در نتیجه میزان تبخیر، از میزان هدایت الکتریکی بارش‌ها کاسته می‌شود. به همین دلیل بارش‌های زمستانه دارای مقادیر هدایت الکتریکی کمتری هستند. علاوه بر آن منشأ بارش‌های تابستانه بیشتر از سمت اقیانوس هند و دریای مدیترانه بوده که پس از عبور از مناطق بیابانی ایران به این مناطق می‌رسند و حاوی مقادیر زیادی ذرات معلق هستند؛ در صورتی که بارش‌های زمستانه بیشتر از سمت دریای سیاه در شمال غربی، دریای خزر در شمال و سیبری در شمال شرق ایران منشأ می‌گیرند که جبهه هوا در طول مسیر خود آلاینده‌های کمتری را حمل می‌کند. به همین دلیل بارش‌های زمستانه و برف که عمده تغذیه چشمه‌ها را فراهم می‌کنند دارای مقادیر هدایت الکتریکی کمتری می‌باشند.

مقادیر pH در ایستگاه‌ها تقریباً در حد خنثی است و بین ۶ تا ۸ متغیر می‌باشد. به‌طور کلی آب باران با حل کردن گازهای سولفور، نیتروژن و دی‌اکسید کربن موجود

بر ثانیه می‌باشد. دمای آب آن ۱۶ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و قسمت عمده لیتولوژی حوضه آبخیز این چشمه از نوع آهکی است. سازند شیلی و مارنی سرچشمه در این منطقه نسبت به حوضه ارناوه گسترش کمتری دارد؛ در نتیجه اپی کارست در این منطقه دارای ضخامت کمتری می‌باشد. چشمه سرانی با ارتفاع حدود ۱۶۰۰ متر و لیتولوژی غالب آهکی و اپی کارست اندک دارای مقادیر کمتری از هدایت الکتریکی (۲۵۰ میکروموس بر سانتی‌متر) می‌باشد و دبی آن از ۴۲ تا ۸۶ لیتر بر ثانیه، متغیر است. عمده بارش این منطقه به‌صورت برف و دمای آب آن حدود ۱۴ درجه سانتی‌گراد است که سردترین چشمه در این منطقه محسوب می‌شود. چشمه قوردانلو با ارتفاع حدود ۱۴۷۰ متر دارای کمترین مقدار دبی حدود ۱۸ لیتر بر ثانیه بوده است؛ در حالی که چشمه اسطرخی با تغییرات دبی از ۵۰ تا ۱۵۰ لیتر بر ثانیه، دارای بیشترین میزان نوسانات دبی می‌باشد. در ادامه به بررسی خصوصیات هیدروشیمیایی آب باران به‌عنوان مهم‌ترین منبع تغذیه‌کننده آب زیرزمینی پرداخته می‌شود و سپس علل تغییر کیفیت آب چشمه‌ها و رابطه بین بارش و آب چشمه‌های موجود بررسی می‌شود.

ترکیب هیدروشیمیایی بارش

عوامل بسیاری از جمله مقدار بارش، آلودگی و ذرات معلق در هوا، منشأ جبهه هوا، فاصله از دریا، ارتفاع منطقه،



شکل ۲. نمودار شولر نمونه‌های باران و چشمه‌های مورد مطالعه

در هوا، باعث کاهش pH و تولید باران‌های اسیدی می‌شود (Mehta, 2010). این باران‌های اسیدی در خیلی از مناطق آهکی باعث انحلال کربنات‌ها و در نتیجه توسعه کارست می‌شوند. بارش‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر قلیایی بوده و همچنین افزایش مقادیر غلظت کاتیون‌ها در آب باران باعث خنثی‌سازی آن و افزایش pH شده است که کاتیون‌ها در این مناطق به صورت گردوغبار وارد آب باران شده‌اند. (شکل ۲) روند تغییرات یون‌های اصلی در سه ایستگاه باران‌سنجی و چشمه‌ها را نشان می‌دهد. بیکربنات و کلسیم یون‌های غالب نمونه‌های باران می‌باشند و بعد از آن میزان سولفات و منیزیم غالب است و دارای رخساره هیدروشیمیایی بیکربناته-کلسیک (منیزیک) می‌باشند. در چشمه‌ها به دلیل انحلال کانی‌های منیزیم‌دار، یون منیزیم اندکی بالاتر یا مساوی کلسیم می‌باشد. در تمامی نمونه‌های مربوط به آب چشمه‌ها و باران، روند تغییرات تقریباً یکسان است که نشانگر منشأ یکسان آنها می‌باشد.

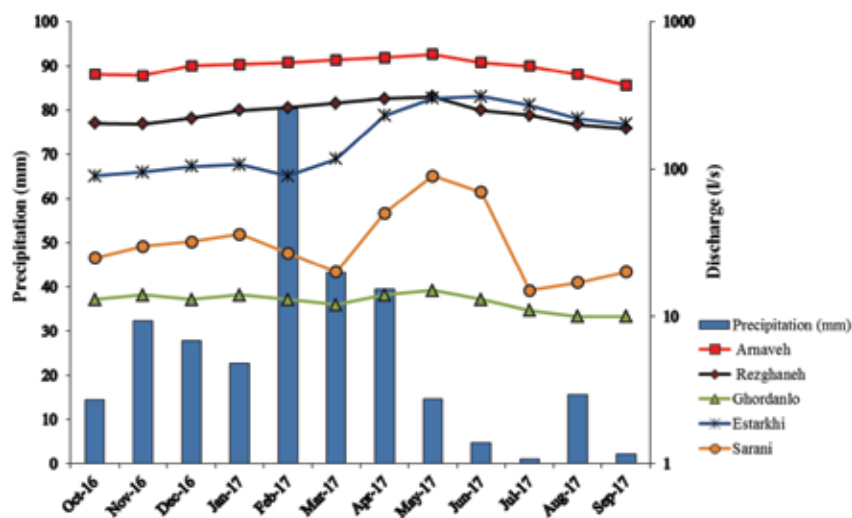
اوایل تابستان کاهش می‌یابد. دلیل تغییرات دبی این است که بارش‌های ماه‌های آذر و بهمن ماه اغلب به صورت برف می‌باشد و این برف‌ها در اواخر زمستان شروع به ذوب شدن می‌کنند و باعث افزایش تغذیه آبخوان می‌شوند. در فصل بهار آب ناشی از ذوب برف‌ها و به‌ویژه بارندگی‌های بهاره باعث افزایش بیشتر آبدهی چشمه می‌شوند، به طوری که دبی اوج چشمه در اوایل خرداد ماه رخ می‌دهد. با کاهش شدید بارندگی‌ها در اواخر بهار، تغذیه‌ای به آبخوان انجام نمی‌شود و دبی چشمه به‌طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. چشمه اسطرخی نیز عمده تغذیه آن از طریق ذوب برف است و از اوایل اسفندماه افزایش پیدا می‌کند. ولی دبی آن با سرعت کمتری نسبت به چشمه سرانی کاهش می‌یابد که ناشی از گسترده‌تر بودن حوضه آبرگیر آن و درجه توسعه کارست کمتر چشمه اسطرخی می‌باشد. علاوه بر این، به علت سرعت بالای جریان آب در آبخوان کارستی فرصت کمتری برای انحلال مواد وجود دارد و مقدار املاح محلول در آب کمتر و در نتیجه هدایت الکتریکی کاهش پیدا می‌کند. بنابراین حداقل فاصله زمانی سه ماهه بین تغییرات بارش با دبی چشمه‌ها مشاهده شده است.

ترکیب هیدروشیمیایی چشمه‌های کارستی توسعه یافته با سیستم مجرای و بدون پوشش خاک یا با حوضه آبرگیر کوچک، بیشتر تحت تاثیر ترکیب هیدروشیمیایی بارش قرار می‌گیرند. بخش عمده تغذیه چشمه‌ها در اثر

دبی اکثر چشمه‌های کارستی مورد مطالعه، تغییرات چندانی در طول دوره زمانی یک‌ساله نشان نمی‌دهند، به جز چشمه‌های سرانی و اسطرخی که تغییرات اندکی را نشان می‌دهد (شکل ۳). دبی چشمه سرانی در اوایل اسفند افزایش می‌یابد و در اوایل خردادماه به اوج خود می‌رسد و مجدداً در

خصوصیات فیزیکوشیمیایی چشمه‌های کارستی مورد مطالعه

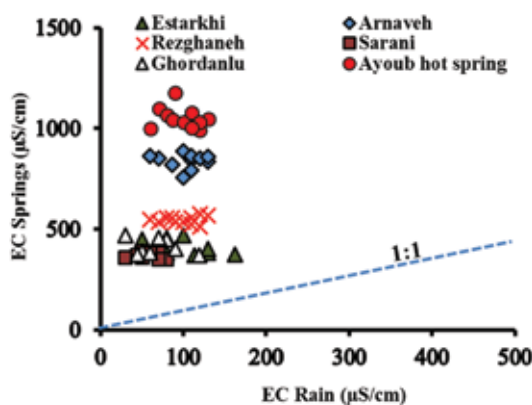
دبی اکثر چشمه‌های کارستی مورد مطالعه، تغییرات چندانی در طول دوره زمانی یک‌ساله نشان نمی‌دهند، به جز چشمه‌های سرانی و اسطرخی که تغییرات اندکی را نشان می‌دهد (شکل ۳). دبی چشمه سرانی در اوایل اسفند افزایش می‌یابد و در اوایل خردادماه به اوج خود می‌رسد و مجدداً در



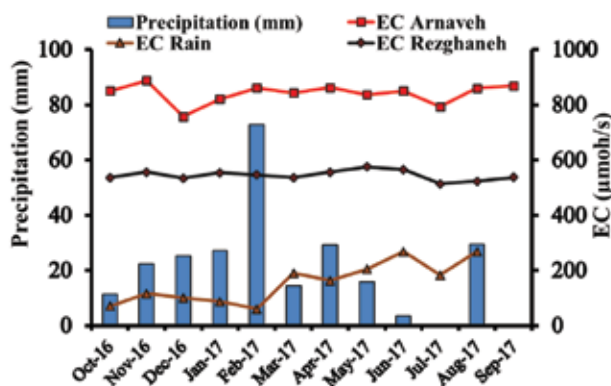
شکل ۳. تغییرات زمانی دبی در برابر میزان بارش

در ابتدا از سیستم خارج شده و آب جدید با املاح کمتر به تدریج تخلیه می‌شود که اثر آن بعد از بارندگی در شیمی آب چشمه ظاهر می‌شود. چشمه قوردانلو نیز با کاهش میزان هدایت الکتریکی بارش میزان هدایت الکتریکی آن اندکی کاهش می‌یابد که می‌تواند به دلیل حوضه آبرگیر کوچک آن باشد (شکل ۶). میزان هدایت الکتریکی چشمه اسطرخی نسبت به بقیه چشمه‌ها دارای نوسانات بیشتری می‌باشد و در طی ماه‌های بارشی که میزان هدایت الکتریکی بارش‌ها کمتر بوده این چشمه دارای بیشترین هدایت الکتریکی بوده که با روند تقریباً ثابتی تا پایان دوره تغذیه ادامه دارد که این‌که مربوط به تخلیه مجاری ریز با سیستم غالب افشان و سرعت جریان کمتر در این مجاری است. وقوع بارندگی‌های بعدی موجب شده تا منحنی با شیب کم حالت ثابت به خود گرفته و تداخل بین تخلیه مجاری بزرگ مربوط به بارندگی جدید با مجاری ریز بارندگی قبلی، پاسخ هیدرولیکی و شیمیایی چشمه را تحت تاثیر قرار داده و آن را تعدیل کند (شکل ۷). نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های باران به‌صورت ماهانه،

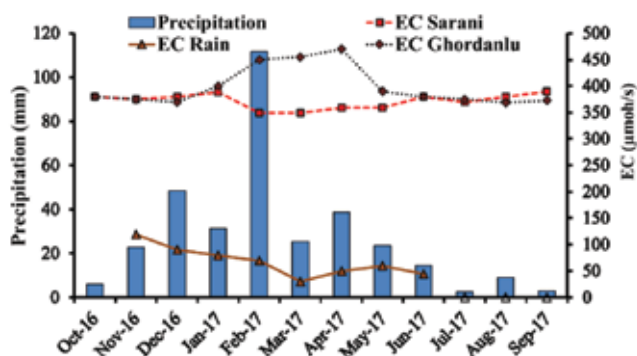
بارش‌های زمستانه است که دارای مقادیر هدایت الکتریکی کمتری می‌باشند. شکل (۴) ارتباط بین هدایت الکتریکی بارش و چشمه‌ها را نشان می‌دهد. ترکیب هیدروشیمیایی چشمه‌های سرانی و قوردانلو و اسطرخی که در ارتفاع بالاتری قرار دارند و عمده تغذیه آن‌ها از طریق برف صورت می‌گیرد، بیشتر تحت تاثیر ترکیب هیدروشیمیایی بارش‌ها می‌باشند؛ در صورتی که چشمه‌های ارناوه و رزقانه با توجه به یکسان بودن ترکیب بارش در این منطقه، دارای هدایت الکتریکی بالاتری می‌باشند که به دلیل وجود پوشش خاک در حوضه آبرگیر این چشمه بوده است. همچنین به دلیل سیستم غالب جریان افشان در چشمه‌های ارناوه و رزقانه، تغییرات محسوسی در مقادیر هدایت الکتریکی آن‌ها در برابر بارش مشاهده نمی‌شود (شکل ۵). افزایش مقدار هدایت الکتریکی چشمه سرانی با کاهش میزان هدایت الکتریکی بارش می‌تواند به علت این باشد که در این دوره، آب ناشی از بارندگی پالس فشاری بر سیستم اعمال می‌کند و آبی که در سیستم قبلاً وجود داشته و زمان ماندگاری بیشتری دارد



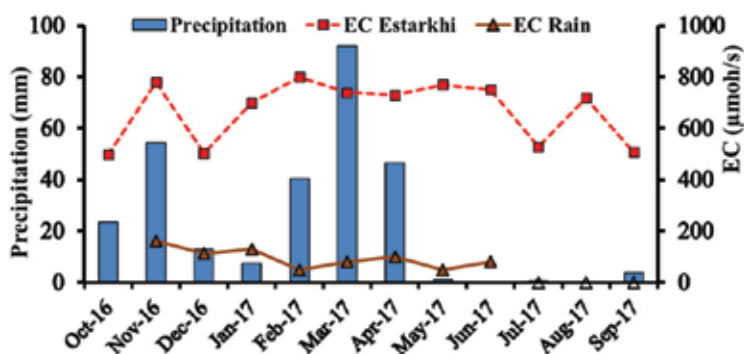
شکل ۴. رابطه هدایت الکتریکی بارش در برابر چشمه‌ها



شکل ۵. مقایسه روند تغییرات مقدار EC بارش ایستگاه قلعه بربر و چشمه‌های ارناوه و رزقانه



شکل ۶. مقایسه روند تغییرات مقدار EC و بارش ایستگاه نامانلو و چشمه‌های سرانی و قوردانلو

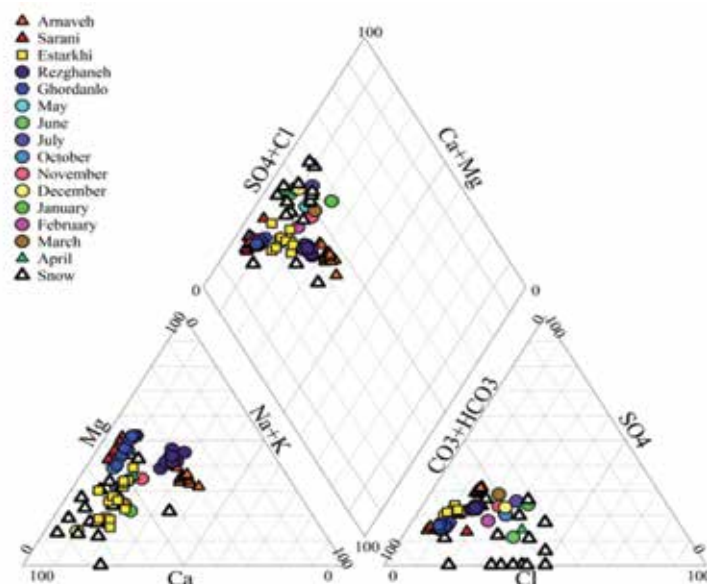


شکل ۷. مقایسه روند تغییرات مقدار EC بارش ایستگاه اسطرخی و چشمه اسطرخی

منشا کربناته (سازند تیرگان) می‌باشد، ولی داده‌ها روند انحلال بیشتر منیزیم را نشان می‌دهند که ناشی از انحلال دولومیت و کانی‌های منیزیم دار مانند سیلیکات‌ها می‌باشد. در چشمه‌های ارناره و رزقانه، میزان غلظت یون‌های سدیم و پتاسیم نیز به دلیل وجود پوشش خاک در حوضه آبرگیر این چشمه‌ها و انحلال کانی‌های رسی افزایش یافته است. به‌طور کلی میزان بیکربنات‌ها و همچنین منیزیم در چشمه‌ها نسبت به بارش‌ها افزایش پیدا کرده است. در لوزی نمودار پایپر نیز داده‌های بارش و برف کمی بالاتر از داده‌های چشمه‌ها قرار گرفته‌اند. این نشان می‌دهد که منشا یون‌ها در نمونه‌های آب چشمه‌ها دارای عامل دیگری علاوه بر باران و برف می‌باشد. با توجه به روند داده‌ها و همچنین زمین‌شناسی منطقه می‌توان لیتولوژی را به‌عنوان یکی از موثرترین عامل‌ها در تغییر ترکیب هیدروشیمیایی چشمه‌ها بخصوص ارناره و رزقانه با سیستم جریان افشان در نظر گرفت. با توجه به موقعیت نمونه‌های برف تا حدودی در محل چشمه‌های اسطرخی، قوردانلو و سرانی می‌توان به تاثیر بیشتر ترکیب باران و برف در ترکیب هیدروشیمیایی این چشمه‌ها نسبت به دیگر منابع اشاره کرد.

نمونه‌های گرفته شده از برف در زمان و مکان‌های مختلف و نمونه‌های چشمه‌های کارستی بر روی نمودار پایپر جهت تعیین تیپ غالب، رخساره‌های هیدروشیمیایی و تعیین ارتباط و اختلاط بین بارش با چشمه‌ها، ترسیم شده است (شکل ۸).

در حالت کلی نشان می‌دهد که در همه نمونه‌ها میزان عناصر قلیایی خاکی (کلسیم و منیزیم) بیشتر از قلیایی، اسیدهای ضعیف (بیکربنات) بیشتر از اسیدهای قوی (سولفات و کلر) است. آب باران و برف غالباً دارای رخساره $Ca-HCO_3$ و $Ca-SO_4-Cl$ می‌باشند. داده‌های بارش و برف دارای پراکندگی در زون‌های کاتیونی و آنیونی در نمودار پایپر می‌باشند که این دلیل بر تفاوت زمانی رخداد بارش و همچنین رخداد تبخیر بخصوص در نمونه برف در مدت زمان آب شدن بر روی سطح زمین می‌باشد. بنابراین با توجه به اینکه هیدروشیمی بارش و برف در زمان‌های مختلف فرق می‌کند، غلظت یونی آب چشمه‌ها نیز تحت تاثیر این تغییرات قرار گرفته است. رخساره‌های غالب در این آبخوان کارستی، رخساره $Ca-Mg-HCO_3$ است که منطبق با انحلال سنگ

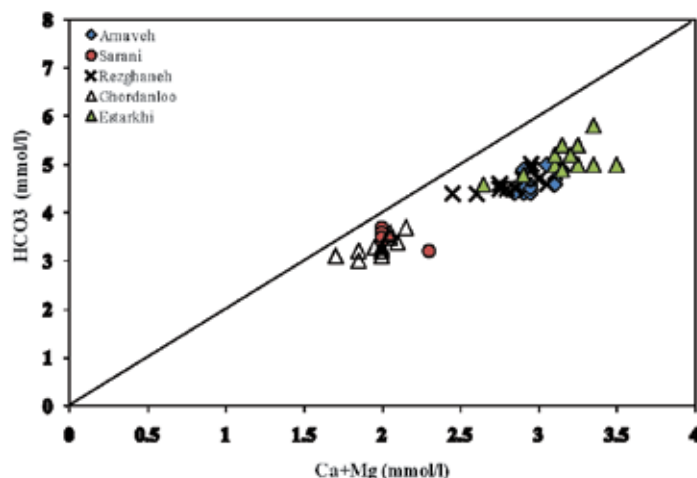


شکل ۸. نمودار پایپر نمونه‌های آب نزولات جوی (برف و باران) در ماه‌های مختلف و چشمه‌های کارستی

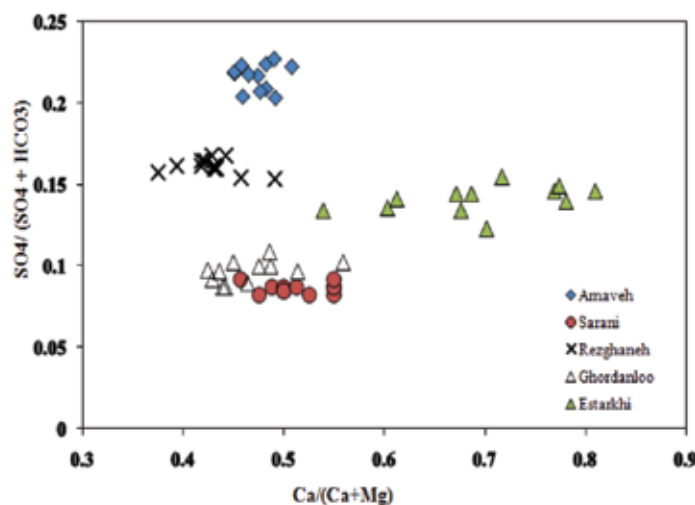
نمودارهای ترکیبی

یکسان بوده، درحالی‌که دیگر چشمه‌ها با گذشت زمان مقدار غلظت کربنات‌ها در آنها تغییر کرده است و دارای روند می‌باشند. در شکل (۱۰) نسبت $Ca/(Ca+Mg)$ در برابر $SO_4/(SO_4+HCO_3)$ نشان می‌دهد که نمونه‌هایی که نسبت $Ca/(Ca+Mg)$ در آنها کمتر از ۰/۵ باشد، انحلال سیلیکات‌ها (گلوکونیت، بیوتیت و آمفیبول) و کانی‌های رسی و شیلی در ترکیب شیمیایی آن‌ها نیز نقش داشته است و اگر این نسبت به ۰/۵ و ۱ برسد به ترتیب نمایانگر انحلال دولومیت و کلسیت خالص می‌باشد. با توجه به شکل ۱۰، تقریباً تمامی منابع تحت تاثیر انحلال کلسیت قرار گرفته‌اند؛ درحالی‌که چشمه اسطرخی با گذشت زمان تحت تاثیر انحلال دولومیت بیشتر قرار گرفته است. نمونه‌های هر چشمه به‌طور جداگانه در زمان‌های مختلف دارای مقدار کلسیم و منیزیم متغیری می‌باشند، درحالی‌که نسبت $SO_4/(SO_4+HCO_3)$ در آنها ثابت مانده است؛ به عبارتی دیگر با افزایش نسبت $Ca/(Ca+Mg)$ نسبت $SO_4/(SO_4+HCO_3)$ تقریباً ثابت مانده است. این نشانگر این است که افزایش غلظت کربنات‌ها در برخی زمان‌ها دلیلی غیر از انحلال دارد و احتمالاً می‌تواند به دلیل رخداد پدیده‌ای همچون تبادل یونی با توجه به وجود کانی‌های رسی در حوضه آبرگیر برخی چشمه‌ها، باشد.

شناخت فرآیندهای ژئوشیمیایی حاکم بر آبخوان نیاز به اطلاعات دقیقی در مورد مسیر جریان آب زیرزمینی، زمان ماندگاری آب در آبخوان، نواحی تغذیه و خصوصیات کانی‌شناسی سنگ‌ها دارد (Scanlon, 2000; Tallini et al., 1989). فرآیندهای موثر بر تکامل ژئوشیمیایی شامل انحلال (سنگ‌های کربناته، کانی‌های رسی، سیلیکات‌ها و ژپس) و تبادل کاتیونی می‌باشد. با توجه به شکل (۹)، بین تغییرات غلظت بیکربنات و مجموع کلسیم-منیزیم همبستگی خوبی وجود دارد که نشان می‌دهد عامل اصلی کنترل‌کننده مقدار این پارامترها با توجه به زمین‌شناسی منطقه، انحلال سنگ کربناتی سازند تیرگان است، اما مقدار غلظت کلسیم و منیزیم بیشتر از بیکربنات می‌باشد و در زیر خط انحلال قرار گرفته‌اند که این نشانگر وجود منشا دیگری علاوه بر انحلال کربنات‌ها برای این دو یون است. با توجه به شکل ۹، چشمه‌های سرانی و قردانلو دارای مقادیر کلسیم و منیزیم کمتری نسبت به دیگر چشمه‌ها می‌باشند که می‌تواند به دلیل توسعه کارست بیشتر و انحلال کمتر کربنات‌ها در طول مسیر و همچنین تحت تاثیر تغذیه بیشتر از برف در حوضه آبرگیر خود باشند. همچنین با توجه به این شکل، داده‌های چشمه سرانی در زمان‌های مختلف تقریباً دارای مقادیر کلسیم و منیزیم



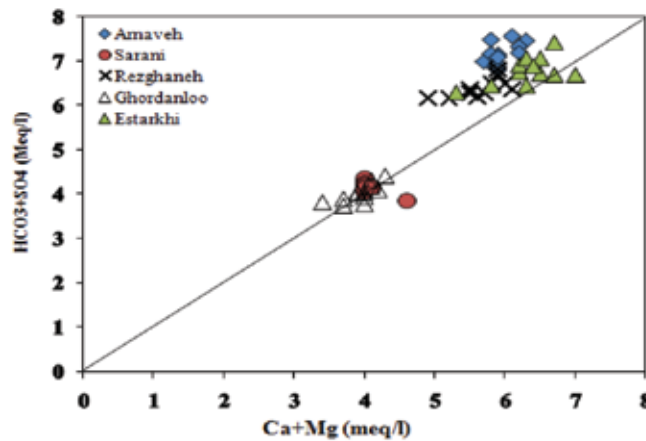
شکل ۹. نمودار HCO_3^- در برابر $(\text{Ca}+\text{Mg})$ چشمه‌ها



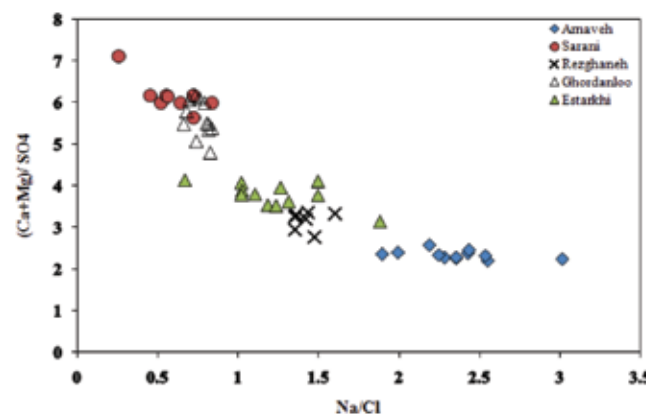
شکل ۱۰. نسبت $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ در برابر $\text{SO}_4/(\text{SO}_4+\text{HCO}_3)$ چشمه‌ها

بالای خط فرایند دیگری نیز باعث کاهش غلظت کلسیم و منیزیم شده است. یکی از فرایندهای محتمل، رخداد پدیده تبادل یونی مستقیم می‌باشد. به طوری که مقدار غلظت کلسیم و منیزیم به نسبت بیکربنات و سولفات حاصل از انحلال، کاهش یافته است. با توجه به وجود لایه‌های رسی و مارنی در حوضه آبگیر این چشمه‌ها و همچنین زمان ماندگاری زیاد، احتمال رخداد این فرایند زیاد است. به طوری که یون سدیم از رس به داخل محیط محلول آزاد شده و کلسیم و منیزیم از محیط محلول خارج شده و جذب رس شده‌اند. در شکل (۱۲) نسبت بین $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{SO}_4$ در مقابل نسبت Na/Cl ترسیم شده است. با توجه به این شکل نسبت $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{SO}_4$ کاهش و به سمت یک میل کرده ولی نسبت Na/Cl افزایش یافته است، دلیل کاهش

جهت بررسی فرایند تبادل کاتیونی در چشمه‌های مورد مطالعه، از نمودار ترکیبی $(\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4)$ در برابر $(\text{Ca}+\text{Mg})$ و نمودار $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{SO}_4$ در مقابل نسبت Na/Cl استفاده شده است. شکل (۱۱)، نسبت $\text{Ca}+\text{Mg}$ در مقابل SO_4+HCO_3 چشمه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. خط یک به یک نشانگر انحلال کربنات‌ها و ژپیس است. نمونه چشمه‌های قوردانلو و سرانی بر روی خط انحلال قرار گرفته و نشانگر این است که فرایند انحلال کربنات‌ها منشأ اصلی غلظت یون‌ها می‌باشد. اما دیگر نمونه‌ها بخصوص در چشمه‌های اسطرخی، رزقانه و ارناره از خط انحلال کمی انحراف نشان داده و بالاتر از خط قرار گرفته‌اند. در این نمونه‌ها، غلظت بیکربنات و سولفات بیشتر از حد رخداد فرایند انحلال به‌تنهایی می‌باشد. بنابراین در نمونه‌های واقع در این زون



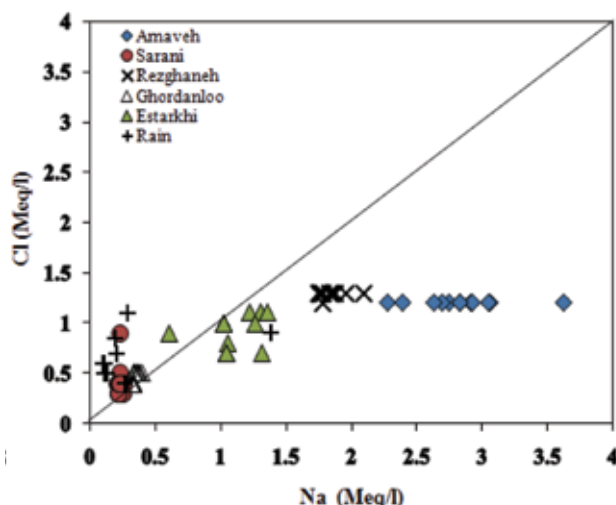
شکل ۱۱. نمودار $SO_4 + HCO_3$ در برابر $Ca+Mg$ چشمه‌ها



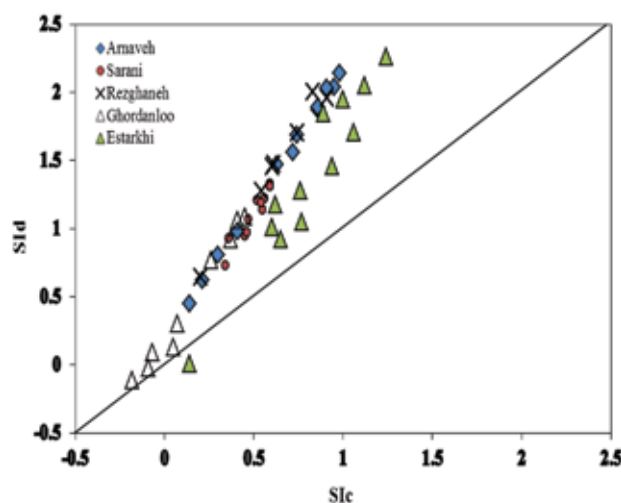
شکل ۱۲. نمودار Na/Cl در برابر $(Ca+Mg)/SO_4$ چشمه‌ها

توسعه بیشتر کارست در حوضه آبرگیر آنها می‌باشد. بر اساس نمودار Sic-SId (شکل ۱۴) می‌توان بیان کرد که تمام چشمه‌ها نسبت به کلسیت و دولومیت در حالت اشباع و فوق اشباع قرار دارند. تعدادی از چشمه‌ها نسبت به کلسیت و دولومیت به حد فوق اشباع رسیده‌اند به طوری که مقداری رسوب‌گذاری کلسیت و دولومیت در دهانه چشمه‌ها مشاهده شده است. در حالت کلی چنین وضعیتی نشان از زمان ماندگاری طولانی آب در سیستم است که امکان واکنش با سیستم را فراهم کرده است. نمونه‌هایی که در محدوده تعادل هستند بیانگر آن می‌باشند که تعادل کانی کربناته توانسته است غلظت کلسیم، منیزیم و بی‌کربنات آب را در سیستم آبخوان کنترل نماید. همچنین علت بالا بودن شاخص اشباع دولومیت نسبت به شاخص اشباع کلسیت می‌توان به دلیل وجود کانی‌های دولومیت و کلسیت منیزیم‌دار باشد (Hem, 1970).

$Ca+Mg/SO_4$ و افزایش نسبت Na/Cl دلیل بر وجود تبادل Ca با Na بوده است و یون سدیم در آب زیادتر شده و در نتیجه باعث افزایش نسبت نیز شده است. این فرایند بیشتر در چشمه‌های ارناو، زرقانه و اسطرخی رخ داده است. بر اساس شکل (۱۳)، نمونه چشمه‌های زرقانه و ارناو از خط انحلال نمک فاصله گرفته‌اند و میزان سدیم بیشتر از مقدار کلر شده است. به طوری که با افزایش سدیم، غلظت کلر در نمونه‌ها ثابت مانده است. میزان سدیم اضافی می‌تواند در اثر انحلال کانی‌های سیلیکاته، رسی و گلوکونیت در طی فرایندهای مختلف بخصوص تبادل یونی، باشد (Hem, 1970; Todd and Mays, 2005). میزان سدیم و کلر چشمه‌های قوردانلو، سرانی و تا حدودی اسطرخی، مشابه آب باران می‌باشد؛ به طوری که آب باران با سرعت بیشتر و عدم واکنش با محیط به خروجی چشمه‌ها رسیده است و این به دلیل کم یا نبود پوشش خاک و همچنین



شکل ۱۳. نمودار Na در برابر Cl چشمه‌های مورد مطالعه



شکل ۱۴. نمودار SIc در برابر SId چشمه‌های مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

کاهش دمای هوا و در نتیجه میزان تبخیر، از میزان هدایت الکتریکی بارش‌ها کاسته می‌شود. به همین دلیل بارش‌های زمستانه دارای مقادیر هدایت الکتریکی کمتری هستند. وجود پوشش خاک در حوضه آبرگیر این چشمه‌ها، انحلال کانی‌های رسی و سیستم جریان افشان در آن‌ها باعث تغییر مقدار هدایت الکتریکی و هیدروشیمی چشمه‌ها نسبت به بارش شده است. تغییرات ماهانه دبی در برخی از چشمه‌های مورد مطالعه می‌تواند به دلیل وجود توسعه کارست بیشتر و جریان مجرای غالب باشد. تمام چشمه‌ها نسبت به کلسیت و دولومیت در حالت اشباع و فوق اشباع قرار دارند که نشان‌دهنده زمان ماندگاری طولانی آب در سیستم کارستی

در این مطالعه، تاثیر ترکیب شیمیایی بارش، لیتولوژی و فرآیندهای یونی بر ترکیب هیدروشیمیایی چشمه‌های کارستی شمال خراسان شمالی بررسی شده است. بارش‌های منطقه مورد مطالعه به‌عنوان مهم‌ترین ورودی مواد محلول به آب زیرزمینی بوده که این ترکیب توسط فرآیندهایی همچون انحلال در طول جریان آب زیرزمینی تغییر یافته، به‌طوری‌که از رخساره بیکربناته-کلسیک و سولفات-کلسیک در بارش به بیکربناته-کلسیک منیزیک در آبخوان کارستی مورد مطالعه تغییر کرده است. با بررسی تغییرات ماهانه خصوصیات فیزیکی شیمیایی می‌توان نتیجه گرفت که با افزایش مقدار و فراوانی بارش‌ها و کاهش ذرات معلق و آلاینده‌ها، همچنین

- Ashjari, J. and Raeisi, E., 2006. Influences of anticlinal structure on regional flow, Zagros, Iran. *Journal of Cave and Karst Studies*, 68, 3, 118-129.
- Bagheri, R., 2007. Leakage potential in Seymarreh dam site. MSC thesis, Shiraz, Shiraz University, Iran. 10
- Bagheri, R., Raeisi, E., Zare, M. and Mohamadi, Z., 2008. Leakage potential in Seymareh dam site. The 26th Symposium on Geosciences, Tehran, 17-19.
- Bagheri, R., Raeisi, E., Zare, M., Mohamadi, Z. and Bahadori, F., 2007. The source of karstic springs in east part of Ravandi Anticline using 2H-18O, hydrochemistry, and water budget, Proceeding of 11th Symposium of Geology Society of Iran; Mashhad, 4-6.
- Ford, D. and Williams, P., 2007. *Karst Geomorphology and Hydrogeology*, 2nd ed. England, John Wiley and Sons, Ltd, 576.
- Hatipoglu-Bagci, Z. and Sazan, M.S., 2014. Characteristics of karst springs in Aydıncık (Mersin, Turkey), based on recession curves and hydrochemical and isotopic parameters, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 47, 89-99.
- Hem, J.D., 1970. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, New York, United State Geological Survey.
- Hounslow, A.W., 1995. *Water Quality Data Analysis and Interpretation*. CRC Press LLC, Lewis Publishers, Boca Raton, 397.
- Jin, K., Rao, W., Tan, H., Song, Y., Yong, B., Zheng, F., Chen, T. and Han, L., 2018. H-O isotopic and chemical characteristics of a precipitation-lake water-groundwater system in a desert area, *Hydrology Journal*, 559, 848-860.

بوده و امکان واکنش با سیستم را داشته است. بنابراین، با استفاده از داده‌های سری زمانی خصوصیات کمی و کیفی چشمه‌ها و بارش با هزینه‌ی بسیار کمی می‌توان در رابطه با خصوصیات آبخوان کارستی اظهار نظر کرد. بررسی تغییرات مکانی و زمانی هیدروژئوشیمیایی چشمه‌ها و بارش به‌طور هم‌زمان می‌تواند در درک بهتر فرآیندهای ژئوشیمیایی و ارتباط آب‌های زیرزمینی با بارش و درجه کارستی‌شدن بکار روند. بنابراین خصوصیات متفاوتی از جمله خصوصیات هیدرووشیمیایی و فیزیکی بارش، زمین‌شناسی، اندازه حوضه آبرگیر، ضخامت اپی‌کارست، ارتفاع، درجه کارستی‌شدن و نوع بارش (برف یا باران) بر روی هیدرووشیمی چشمه‌ها و منابع آب زیرزمینی موثر می‌باشند. با توجه سیستم پیچیده در مخازن کارستی، استفاده از چندین روش به‌طور هم‌زمان برای کاهش عدم قطعیت در نتایج به دست آمده کارساز می‌باشد. نتایج این مطالعه و همچنین انجام این‌گونه روش مطالعه برای سایر مناطق می‌تواند بسیار مفید واقع شده و توصیه می‌شود.

سپاسگزاری

از شرکت آب منطقه‌ای خراسان شمالی به خاطر همکاری در برداشت نمونه‌ها و همچنین از دانشگاه صنعتی شاهرود به دلیل فراهم کردن امکانات لازم در طول این تحقیق تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- زارع، م.، رئیسی، ع. و کرم پور، ف.، ۱۳۷۸. مطالعه ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی منابع آب در سازندهای سخت شیرکوه یزد. فشرده مقالات سومین همایش انجمن علمی زمین‌شناسی ایران، مرکز نشر دانشگاه شیراز، شیراز، ۳۰۷-۳۱۱.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ مانه، شیروان، گلوم، بجنورد و ۱/۲۵۰۰۰۰ بجنورد.
- Aquilina, L., Ladouche, B. and Doerfliger, N., 2005. Recharge processes in karstic systems investigated through the correlation of chemical and isotopic composition of rain and spring waters. *Applied Geochemistry* 20, 2, 189-2206.

- Karami, G.H., 2011. Hydrogeological and hydrochemical assessment of karstic springs in Palangan and Zar Ab region report, Kurdistan, Kurdistan regional water authority, 100.
- Karimi, H., 2005. Hydrogeological investigation of Mogermoon and Sar-Asiab karstic springs, Proceeding of 9th Symposium of Geology Society of Iran, Tehran, 149-157.
- Karimi, H., Raeisi, E. and Bakalowicz, M., 2005. Characterising the main karst aquifers of the Alvand basin, northwest of Zagros. Iran. by a hydrogeochemical approach. Hydrogeology Journal, 790-796
- Krishnaraj, S., Murugesan, V., Vijayaraghavan, K., Sabarathinam, C., Paluchamy, A. and Ramachandran, M., 2011. Use of hydrochemistry and stable isotopes as tools for groundwater evolution and contamination investigations. Geosciences, 1,1, 16-25
- Kovacs, A., 2005. A quantitative method for the characterisation of karst aquifers based on spring hydrograph analysis, Journal of hydrology, 303,1-4, 152-160.
- Lastennet, R. and Mudry, J., 1997. Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. Environmental Geology, 32 ,2, 114-123.
- Lopez-Chicano, M., Bouamama, M., Vallejos, A. and Pulido-Bosch, A., 2001. Factors which determine the hydrogeochemical behaviour of karstic springs. A case study from the Betic Cordilleras, Spain. Applied Geochemistry, 16, 1179-1192.
- Matthes, G., 1982. The Properties of Groundwater, Wiley and Sons, New York, 406.
- Mazor, E., 1997. Applied Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology, second ed. Marcel Dekker, New York, NY, 413.
- Mehta, P., 2010. Science behind acid rain : analysis of its impact and advantage on life and heritage structures. South Asian Journal of Tourism and Heritage. 3, 2.
- Mirhasani, Gh., Bagheri, R. and Nik-Ghogh, Y., 2017. Hydrogeology of Karstic Springs in Kalaleh Region, Golestan Province. Eco-hydrology Journal, 5, 2, 387-397.
- Mohammadi, Z., Bagheri, R. and Jahan-shahi, R., 2010. Hydrogeochemistry and geothermometry of changal thermal springs, Zagros region, Iran. Geothermics, 39, 242-249.
- Mokrik, R. and Baublyte, A., 2005. Water geochemistry in the Sventojy-Arukula aquifer system Lithuania Journal of Geologija. 52, 55-64.
- Mustafa, O., Merkel, B. and Weise, S.M., 2015. Assessment of Hydrogeochemistry and Environmental Isotopes in Karst Springs of Makook Anticline, Kurdistan Region, Iraq, Hydrology Journal, 2, 48-68.
- Raeisi, E. and Karami, G., 1996. The governing factors of the physico-chemical characteristics of Sheshpir karst spring, Iran, Carbonates and Evaporates, 11,2, 162-169.
- Rosenthal, E., 1987. Chemical composition of rainfall and groundwater in recharge areas of the Bet Shean-Harod multiple aquifer system, Israel, Hydrology Journal, 89, 3-4, 329-364.
- Scanlon, B.R., 1989. Physical controls on chemical variability of groundwater in the Inner Bluegrass Karst Region of central Kentucky. Ground Water, 27: 639~46.52.
- Shivashankara, G.P., Sharmila, G.V. and Shruthi R., 2016. Interaction of precipitation and groundwater chemistry, Karnataka, India. International Journal of Environmental Science and

Development, 7, 8.

- Tallini, M.D., Ranall, M., Petitta, S. and Tersigini., 2000. Karst aquifer characterization using physico-chemical spring data , Gran Sasso, Central Italy, groundwater past achievement and future challenges Sililo, et al., (eds) Balkema, Rotterdam. 629-634.

- Todd, D.K. and Mays, L.W., 2005. Groundwater Hydrology. 3rd ed. New York, John Wiley, 535.

- White, W.B., 1998. Groundwater flow in karstic aquifers. In: Delleur JW, editor, The Handbook of-Groundwater Engineering. 2nd ed. Boca Raton, CRC Press, 1-47.

نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری در هیدروژئوشیمی چشمه‌های تراورتن ساز منطقه آذرشهر، شمال غرب ایران

کریم تقی‌پور^(۱)، محمدمهدی خطیب^(۲)، محمودرضا هیهات^(۳)، عبدالرضا واعظی هیر^(۴) و اسماعیل شبانیان^(۵)

۱. دانشجوی دکترای تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند
۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند
۴. دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز
۵. استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۱/۰۱

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۳/۱۶

چکیده

نهشته‌های تراورتن منطقه آذرشهر، واقع در شمال غرب ایران، یکی از مجموعه‌های منحصربه‌فرد تراورتن در دنیا می‌باشد. فرایند نهشت تراورتن در حال حاضر نیز در تعدادی از چشمه‌های فعال تراورتن ساز ادامه دارد. در این پژوهش با تلفیق داده‌های ساختاری و تکتونیک، مطالعات ژئوفیزیکی و هیدروژئوشیمیایی به مطالعه منشأ آب و جایگاه چشمه‌های فعال تراورتن ساز پرداخته شد. نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌های برجا و تیپ تراورتن‌ها نشان داد که این چشمه‌ها از نوع ترموزن و با منشأ هیدروترمال هستند. بررسی نمودارهای هیدروژئوشیمیایی و نسبت‌های یونی نشان داد که تیپ آب چشمه‌ها از نوع کربناته کلسیم می‌باشد که در اثر اختلاط با آب‌های شور، میزان یون سدیم و کلر افزایش یافته است. مجاورت این نهشته‌ها با دریاچه ارومیه و بررسی نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیک نشان داد که منشأ این آب‌های شور، آب دریاچه ارومیه و یا شورابه‌های مرتبط با آن می‌باشد که از طریق سیستم‌های شکستگی هدایت شده و در پهنه‌های کششی بین گسل‌ها با سیالات هیدروترمال اشباع از بی‌کربنات اختلاط یافته‌اند. این پدیده نشان می‌دهد که هیدروژئوشیمی چشمه‌های مزبور تحت تأثیر آب دریاچه ارومیه و یا شورابه‌های مرتبط با آن در قاعده تراورتن‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: چشمه‌های تراورتن، کنترل‌کننده‌های ساختاری، هیدروژئوشیمی، دریاچه ارومیه.

مقدمه

چشمه‌های ایجادکننده آنها با سیستم‌های شکستگی کاملاً پذیرفته شده است (به‌عنوان مثال Bargar, 1978; Chafetz and Folk, 1984; Guo and Riding, 1992; Altunel and Hancock, 1993; Ford and Pedley, 1996; Hancock et al., 1999; Atabey, 2002). نهشته‌های تراورتن آذرشهر از نوع شکاف-پشته است و در ارتباط با

نهشته‌های تراورتن در منطقه آذرشهر و در مجاورت دریاچه ارومیه با وسعت بیش از ۵۰ کیلومتر مربع یکی از مجموعه‌های منحصربه‌فرد تراورتن در دنیا از نظر وسعت و ضخامت می‌باشد. امروزه ارتباط نهشته‌های تراورتن و

* نویسنده مرتبط: taghipour@birjand.ac.ir

مجموعه آتشفشانی سه‌پند بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد (Alavi, 1994). مجموعه آتشفشانی سه‌پند بر روی پی‌سنگی از سنگ‌های رسوبی با سن‌های مختلف قرار گرفته است. این مجموعه بیشتر از گدازه‌های ریولیتی، داسیتی و آندزیتی تشکیل شده که در بین آنها توف و خاکستر فراوان دیده می‌شود. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه، سازندهای لالون و میلا به سن کامبرین می‌باشند که به صورت ناپیوسته با واحدهای مزوزوییک و نهشته‌های آذرآواری پلیو-کواترنی پوشیده شده‌اند. واحدهای مزوزوییک در منطقه شامل آهک‌های ضخیم و توده‌ای به سن ژوراسیک (هم‌ارز سازند لار و دلچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین (هم‌ارز سازند تیزکوه) می‌باشند (شکل ۱). این واحدهای آهکی در بخش جنوب باختری با مجموعه نهشته‌های کرتاسه فوقانی همبندی گسلی دارد. واحدهای سنگی کرتاسه فوقانی شامل شیل‌های سیاه، ماسه‌سنگ و شیل‌های آهکی همراه با میان لایه‌هایی از گدازه‌های اسیدی و بازیک می‌باشند (قدیرزاده، ۱۳۸۱). واحدهای سنگی نئوژن با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها شامل کنگلومرای ولکانوکلاستیک و لاهار به سن میوسن و کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سیلتستون به سن پلیوسن-کواترنی می‌باشند. در کواترنی و هم‌زمان با فعالیت‌های آتشفشانی مجموعه سه‌پند، رسوب‌گذاری واحدهای تراورتن آغاز شده است. پی‌سنگ نهشته‌های تراورتن واحدهای به سن پلیو-کواترنی است. فرایند رسوب‌گذاری تراورتن هم‌اکنون نیز به‌طور محدود در تعدادی چشمه فعال از جمله چشمه‌های تاپ تاپان، قزل داغ و داشکسن ادامه دارد.^۱

روش مطالعه

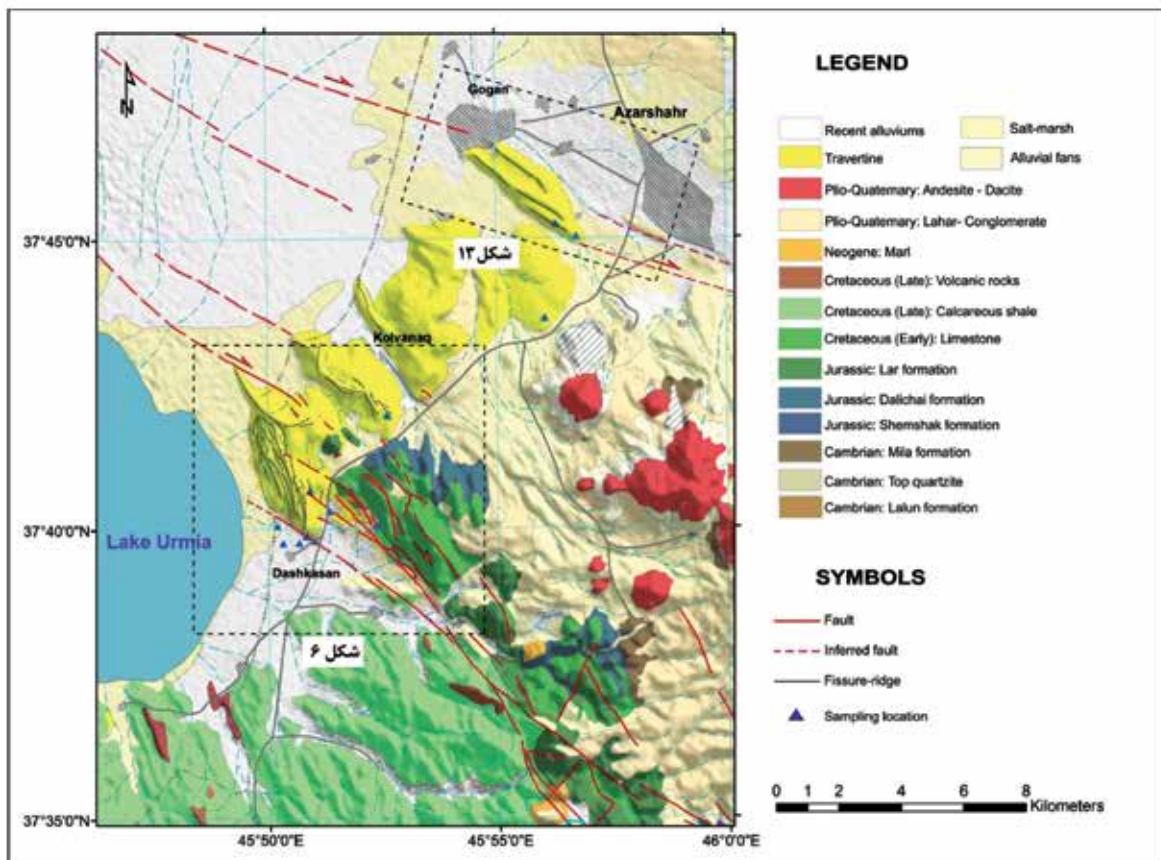
در این پژوهش مطالعات زمین‌شناسی و ساختاری با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های DEM و نیز پیمایش‌های صحرایی انجام شد. به منظور بررسی ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و منشأ آب چشمه‌های تراورتن ساز در منطقه مورد مطالعه، اقدام به نمونه‌برداری و اندازه‌گیری برجا در این چشمه‌ها شد. پس از شناسایی چشمه‌های فعال

1. Relay ramp

فعالیت گسل‌های امتدادلغز منطقه تشکیل شده‌اند (تقی پور و عباسی، ۱۳۸۴؛ تقی پور و محجل، ۱۳۹۲). تراورتن‌های تیپ شکاف-پشته از یک شکاف مرکزی و لایه‌های تراورتن شیب‌دار مجاور آن تشکیل می‌شوند. مطالعات انجام یافته نشان می‌دهد که تراورتن‌های تیپ شکاف-پشته عمدتاً در پهنه‌های همپوشانی گسل‌های امتدادلغز و یا پهنه همپوشانی گسل‌های نرمال ایجاد می‌شوند (Hancock et al., 1999; Atabey, 2002; Altunel, 2005). در مجموعه تراورتن‌های آذرشهر تعدادی از چشمه‌های تراورتن ساز در حال حاضر نیز فعال می‌باشند. مطالعات متعددی برای بررسی ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و منشأ آب چشمه‌های تراورتن ساز در دنیا انجام شده است (Dilsiz, 2006; Liu et al., 2012)، ولی تاکنون ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های تراورتن ساز و منشأ آب آنها در ایران و به‌ویژه در آذرشهر مورد مطالعه قرار نگرفته است. از سویی دیگر قرار گرفتن این نهشته‌ها و چشمه‌ها در مجاورت دریاچه ارومیه، این ایده را مطرح می‌سازد که بین این چشمه‌ها و آب دریاچه ارومیه ارتباطی وجود داشته باشد. با توجه به نبود پیژومتر در سازندهای سخت منطقه، چشمه‌های تراورتن ساز تنها منابع موجود برای بررسی تغییرات آب این سازندها می‌باشند. مطالعات انجام یافته توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور نشان می‌دهد که آب دریاچه ارومیه در مناطق اطراف روستای شیرامین (جنوب منطقه مورد مطالعه) و گوگان (شمال منطقه مورد مطالعه) باعث شور شدن آبخوان‌ها شده است (شارمد و همکاران، ۱۳۹۴). البته باید در نظر داشت مطالعاتی که نشان‌دهنده هجوم آب دریاچه ارومیه به مناطق اطراف شده، منحصر به آبخوان‌های آزاد و آبرفتی است، درحالی‌که منابع تغذیه‌کننده چشمه‌های تراورتن ساز، سنگ‌های سخت و عمیق می‌باشند. در این پژوهش با تلفیق داده‌های تکتونیکی، هیدروژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی نقش کنترل‌کننده ساختاری در شکل‌گیری چشمه‌های تراورتن ساز و منشأ آب آنها در سازندهای سخت بررسی شده است.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در حاشیه باختری مجموعه آتشفشانی سه‌پند در جنوب آذرشهر قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

نتایج و بحث

نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌های برج‌نشان می‌دهد که pH آب در تمامی چشمه‌های تراورتن ساز پایین‌تر از ۷ می‌باشد. همچنین دمای بالای این چشمه‌ها (جدول ۱) نسبت به میانگین دمای آب‌های زیرزمینی منطقه که تقریباً ۱۱ درجه سانتیگراد می‌باشد (شارمد و همکاران، ۱۳۹۴) نشان می‌دهد که آب این چشمه‌ها از یک منبع هیدروترمال منشأ گرفته‌اند. میزان دما و PH آب این چشمه‌ها نشان می‌دهد که نهشته‌های تراورتن منطقه از نوع ترموژن (Thermogene) می‌باشند (Pantecost, 2005). این وضعیت به‌ویژه در مورد چشمه S3 با دمای ۲۶ درجه سانتی‌گراد کاملاً مشهود می‌باشد. با این حال تاثیرپذیری آبدهی این چشمه‌ها از میزان بارندگی‌های سالیانه (تقی پور و محجل، ۱۳۹۲) نشانگر اختلاط آب این چشمه‌ها با آب‌های جوی نیز می‌باشد.

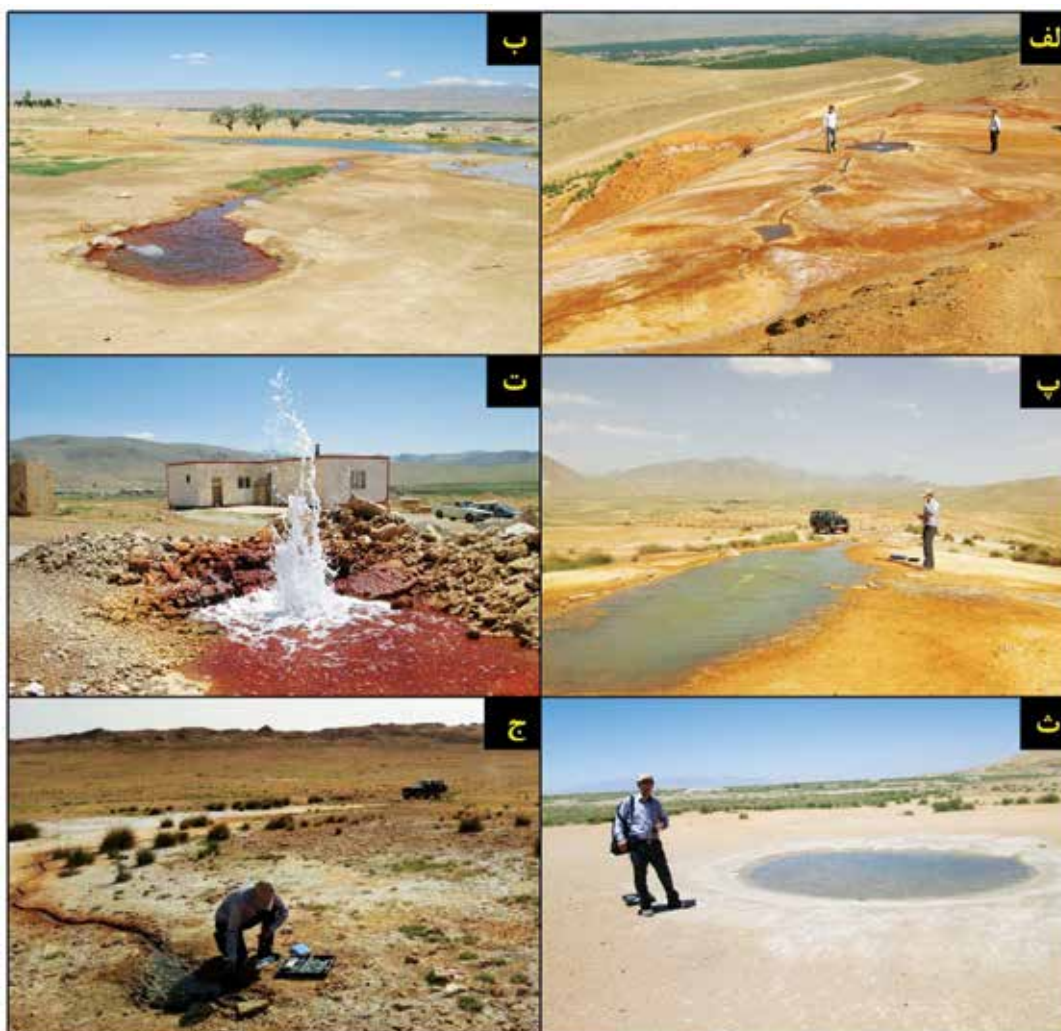
تراورتن ساز، نمونه‌برداری در ظرف‌های پلاستیکی انجام شد. نمونه‌های برداشت شده در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه تبریز با روش کروماتوگرافی یونی مورد آزمایش قرار گرفت. آنالیز شیمیایی نمونه‌ها شامل آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی می‌باشد. همچنین در محل نمونه‌برداری خصوصیات فیزیکی شامل آبدهی چشمه‌ها و درجه حرارت آب اندازه‌گیری شده دمای آب با استفاده از دماسنج دیجیتالی در محل خروجی چشمه‌ها اندازه‌گیری شد. خصوصیات شیمیایی شامل PH و هدایت الکتریکی آب چشمه‌ها نیز در محل نمونه‌برداری به کمک دستگاه‌های پرتابل اندازه‌گیری شد. به دلیل خشکسالی‌های اخیر تعدادی از چشمه‌های تراورتن ساز در منطقه خشک شده‌اند و تعداد ۱۱ چشمه فعال باقی مانده‌اند. علاوه بر این چشمه‌ها از دو چشمه گسلی نیز که در مجاورت نهشته‌های تراورتن قرار گرفته‌اند (چشمه ولزید و چشمه داشکسن ۶) نیز نمونه‌برداری انجام گرفت (شکل ۲ و جدول ۱).

قابل تفسیر است. نکته قابل بحث در تغییرات کاتیون‌ها در نقاط مختلف حوضه می‌باشد. همچنین در بیشتر چشمه‌ها، کاتیون غالب، کلسیم و تیپ آب بی‌کربناته کلسیم (Ca-HCO_3) می‌باشد.

در نمودار پایپر قرار گرفتن بسیاری از نمونه‌ها در امتداد یک خط بر اساس صداقت (۱۳۷۸)، تأثیر اختلاط بین آب‌های مختلف را نشان می‌دهد. اختلاط آب‌های با شیمی مختلف برخلاف آبخوان‌های آبرفتی، در آبخوان‌های آهکی یک پدیده غالب است و علت آن انتقال آب‌های با شیمی مختلف در امتداد شکستگی‌ها و اختلاط آنها در محل تقاطع درزه‌ها می‌باشد.

به‌منظور بررسی تغییرات توام یون‌ها و همچنین تغییرات در تیپ (type) آب در چشمه‌های منطقه مورد مطالعه از نمودار پایپر استفاده شد. در این نمودار تعداد زیادی نمونه را می‌توان نشان داد که از ترکیب سه میدان مجزا درست شده است. در این نمودار یون‌ها در دو مثلث به‌صورت درصدی از آنیون‌ها و کاتیون‌ها به میلی‌اکی‌والان بر لیتر رسم می‌شوند که مقادیر ترسیمی برای آنالیز به لوزی بین دو مثلث منتقل می‌شود.

همان‌طور که در نمودار پایپر مربوط به چشمه‌های منطقه مورد مطالعه (شکل ۳) ملاحظه می‌شود آنیون غالب در تمام نمونه‌ها بی‌کربنات می‌باشد که با توجه به لیتولوژی خاص منطقه که از سنگ‌های آهکی تشکیل شده است،

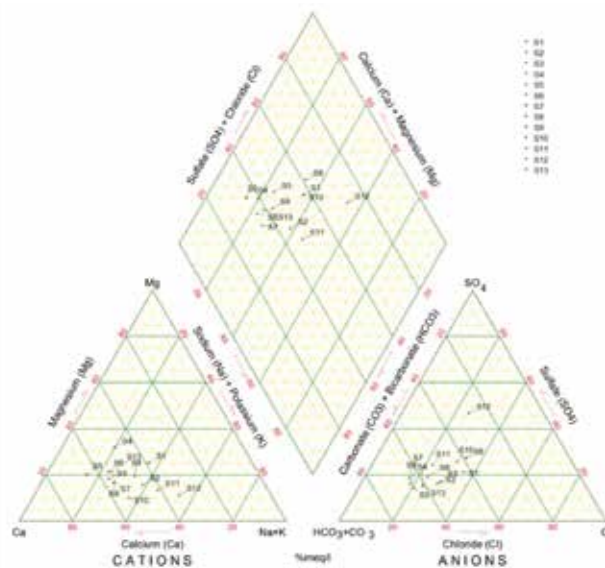


شکل ۲. تصاویر تعدادی از چشمه‌های فعال تراورتن ساز. الف) چشمه‌های قزل داغ ۲ و ۳، ب) چشمه تاپ تاپان، پ) چشمه جنوب کلوانق، ت) چشمه داشکسن ۲، ث) چشمه در بستر خشک دریاچه ارومیه (S12)، ج) چشمه داشکسن ۱

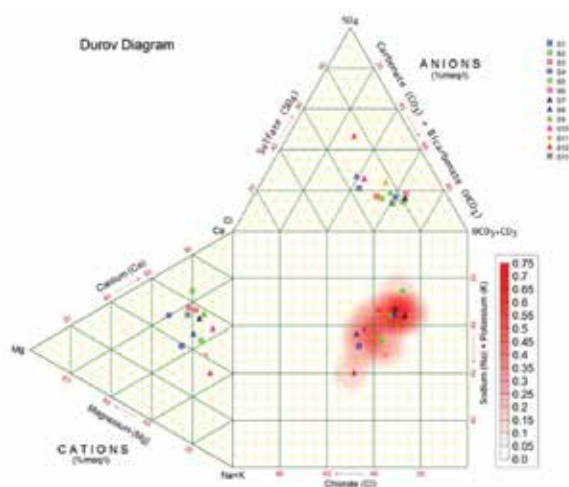
1. Piper diagram

این نمودار تیپ‌های مختلف هیدروشیمیایی و بعضی از فرآیندهای هیدروشیمیایی را بهتر از نمودار پایپر نشان می‌دهد. به همین منظور نمودار دوروف برای نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه رسم شد (شکل ۴). تمامی نمونه‌های مربوط به چشمه‌های تراورتن ساز در قطر مربع نمودار دوروف قرار گرفته‌اند که معرف اختلاط می‌باشد (Al-Bassam et al., 1997). موقعیت متفاوت چشمه S12 نسبت به سایر چشمه‌ها، به احتمال زیاد ناشی از قرار گرفتن آن در بستر خشک دریاچه ارومیه و تاثیر پذیرفتن از رسوبات ژئوسپار بستر دریاچه باشد.

نمودار مثلثی دیگر، نمودار دوروف می‌باشد که بر اساس مجموع درصد آنیون‌ها و کاتیون‌ها به میلی-اکی‌والان بر لیتر رسم می‌شود. مقادیر آنیون‌ها و کاتیون‌ها در مثلث‌های مربوط ترسیم و سپس به مکان‌های مورد بررسی در مربع‌های اصلی امتداد داده می‌شوند. از مزایای نمودار دوروف نسبت به پایپر، نشان دادن بهتر تیپ‌های مختلف آبی و فرآیندهای هیدروشیمیایی مانند تبادل یونی و آمیختگی آبها با کیفیت‌های متفاوت است (Singhal & Gupta, 2010). نمودار دوروف به ۹ میدان تقسیم می‌شود که هر میدان بیان‌کننده تیپ‌های مختلف و فرایندهای خاص می‌باشد.



شکل ۳. نمودار پایپر چشمه‌های منطقه مورد مطالعه



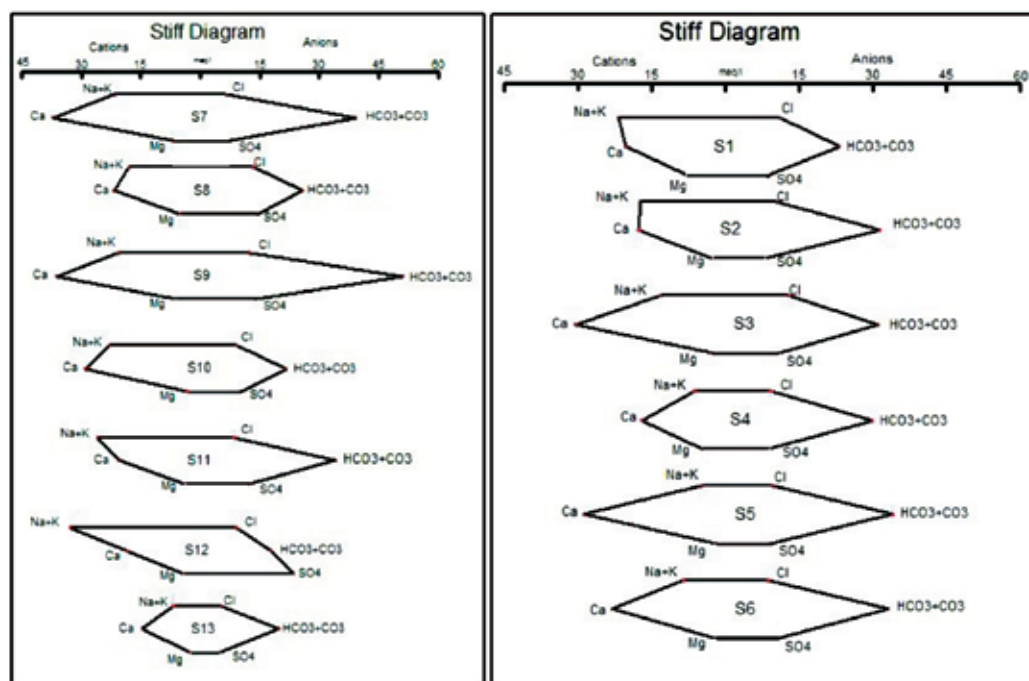
شکل ۴. نمودار دوروف برای چشمه‌های منطقه مورد مطالعه

جدول ۱. نتایج اندازه‌گیری‌های صحرایی (خرداد ماه ۹۶) و نتایج آنالیز شیمیایی چشمه‌های منطقه مورد مطالعه (اعداد بر حسب ppm می‌باشند)

شناسه	نام چشمه	EC (mS)	pH	TDS	T (°C)	Eh (mV)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	درصد خطا
S1	قزل داغ ۱	۴۰۳۰	۶/۸۱	۲۰۲۰	۲۱/۹	۲۴/۵	۴۸۱/۱۴۴	۳۳/۵۳۴	۹۷/۲۷۲	۴۰۶/۲۶۱	۱۴۲۰	۳۹۸/۴۲۹	۴۳۵/۱۳۲	۶/۹۳
S2	قزل داغ ۲	۴۹۱۰	۶/۷۲	۲۵۰۰	۲۲/۷	۲۷	۳۹۸/۰۵۴	۴۳/۶۲۳	۴۷/۴۸۸	۳۷۷/۹۸۳	۱۸۴۸	۳۲۲/۷۵۷	۳۳۶/۲۰۵	۵/۹۴
S3	قزل داغ ۳	۴۹۴۰	۶/۵۷	۲۴۸۰	۲۶/۵	۲۳/۹	۳۷۸/۳۷۳	۲۴/۲۶۳	۸۱/۷	۵۹۵/۷۰۸	۱۶۵۰	۳۰۶/۳۲۷	۳۲۷/۶۸۸	۱۵/۸
S4	ناپ تاپان ۱	۳۵۶۰	۶/۵۴	۱۷۷۰	۱۹/۴	۲۶/۲	۲۱۳/۳۹۸	۱۳/۸۵۶	۹۷/۷۲۷	۴۰۶/۲۶۱	۱۶۲۴	۲۱۰/۶۴۵	۲۶۲/۷۲۳	۰/۱۱
S5	ناپ تاپان ۲	۳۸۹۰	۶/۴	۱۹۴۰	۱۹/۱	۳۳/۳	۲۰۰/۲۲۱	۱۲/۵۹۲	۷۶/۰۳۸	۶۶۲/۳۹۳	۱۸۲۰	۱۹۵/۷۹۱	۲۴۷/۷۸۴	۸/۸
S6	کلوانق	۴۲۴۰	۶/۵۹	۲۱۲۰	۲۲/۱	۲۳/۷	۲۸۵/۶۰۵	۱۸/۰۷	۷۷/۰۹۱	۵۴۸/۱۵۶	۱۷۶۴	۱۵۷/۱۵۶	۳۱۶/۴۲۵	۷/۶۷
S7	داشکسن ۱	۴۸۰۰	۶/۴۷	۲۴۰۰	۱۸/۹	۲۹/۳	۴۵۳/۹۰۲	۶۵/۰۴	۸۲/۶۸۱	۷۴۲/۶۷۳	۲۴۰۰	۲۳۰/۹۹۸	۳۷۴/۴۸۷	۹/۷۶
S8	داشکسن ۲	۵۱۲۰	۶/۵۸	۲۵۶۰	۲۱/۴	۲۶/۳	۴۱۱/۶۴۶	۲۲/۵۰۳	۶۸/۳۸۷	۴۴۸/۳۴۷	۱۵۴۰	۴۵۰/۰۴۲	۶۶۷/۸۹۱	۵/۴۵
S9	داشکسن ۳	۴۷۵۰	۶/۵۵	۲۳۷۰	۲۰/۱	۲۵	۴۴۸/۳۴۹	۶۳/۹۲۶	۸۰/۰۲۶	۷۳۸/۲۱	۳۰۸۰	۴۲۲/۷۷۱	۶۳۴/۹۵۸	۷/۹۱
S10	داشکسن ۴	۴۹۰۰	۶/۵۵	۲۵۰۰	۱۹/۷	۲۳	۴۸۹/۶۶۱	۶۵/۳۸۷	۳۹/۹۴۳	۵۸۰/۱۵۸	۱۳۲۰	۳۲۴/۳۳۴	۴۹۴/۲۴۱	۱۴/۶۷
S11	داشکسن ۵	۴۰۵۰	۶/۴۱	۲۰۲۰	۱۷/۲	۳۲/۸	۵۸۰/۰۵۹	۳۰/۷۵	۴۹/۱۴۴	۴۱۱/۵۴۹	۲۰۸۰	۳۰۲/۱۴	۵۹۲/۲۳۲۵	۴/۱۳
S12	بستر دریاچه	۳۹۰۰	۶/۹	۲۰۱۰	۲۷	۴/۳	۷۲۶/۲۵۵	۲۹/۲۳۱	۴۳/۰۸۲	۳۵۶/۵۷۲	۱۱۲۰	۳۳۷/۳۷۹	۱۱۵۳/۷۰۴	۱/۶۹
S13	داشکسن ۶	۲۲۶۰	۶/۴۱	۱۱۳۰	۱۷/۵	۱۰	۱۸۰/۸۵۲	۵۰/۸۱	۴۵/۴۵۷	۳۱۶/۷۵۴	۱۱۴۰	۱۴۷/۵۳۹	۱۷۴/۱۰۴	۱/۹۷
S14	ولزید	۱۷۹۲	۷/۵۷	۰/۸۹۷	۱۶/۵	-۳۵	-	-	-	-	-	-	-	-

گرفته بی برد. مقایسه نمودار استیف نمونه‌های مورد آزمایش (شکل ۵) با نمودار استاندارد نشان می‌دهد که سنگ منشا اغلب نمونه‌ها سنگ آهک می‌باشد. این وضعیت با لیتولوژی واحدهای اطراف نهشته‌های تراورتن که اغلب آهک‌های ژوراسیک و کرتاسه می‌باشند سازگاری دارد. همچنین برخی از نمونه‌ها شباهت‌هایی با منشا آب دریا نشان می‌دهند (مانند S1 و S11 و S12) که می‌تواند ناشی از اختلاط آب‌های زیرزمینی با آب دریاچه و یا شورابه‌های مرتبط با آن باشد.

نمودار استیف: در این نمودار نتایج تجزیه شیمیایی برحسب میلی‌اکی والان بر لیتر (meq/l) بر روی خطوط افقی پیاده می‌شوند. با اتصال نقاط به‌دست‌آمده به هم شکل‌های مشخصی به وجود می‌آیند که از نظر مقایسه سریع تعداد زیادی نمونه‌ها، بسیار مفید است. برای رسم این نمودار از نرم‌افزار Rock Works 14 استفاده شده است. با مقایسه شکل حاصل از هر نمونه با نمودار استاندارد (Hounslow, 1995) می‌توان تا حد زیادی به نوع سازندهایی که نمونه آب از آن منشأ



شکل ۵. نمودار استیف چشمه‌های منطقه مورد مطالعه

نسبت‌های یونی

و کاتیون‌های محلول در آب هستند، پی برد (Hounslow, 1995) (جدول ۲). نسبت‌های یونی برای تعیین قرابت شیمیایی و منشأ یون‌ها برای تمامی نمونه‌ها محاسبه شد (جدول ۳).

نسبت‌های یونی معرف‌های مناسبی برای بررسی شیمی منابع آب زیرزمینی و تعیین منشأ املاح است. با استفاده از نسبت‌های یونی می‌توان به نوع کانی‌هایی که منشأ آنیون‌ها

جدول ۲. تعیین سنگ منشأ یون‌های اصلی بر اساس نسبت‌های یونی (Hounslow, 1995)

پارامترها	مقدار	منشأ
$\frac{Na}{Na + Cl}$	> ۰/۵	• منع سدیم دیگری از هالیت-آلبیت، تبادل یونی
	= ۰/۵	• انحلال هالیت
	< ۰/۵ TDS > ۵۰۰	• تبادل یونی معکوس
	< ۰/۵ ۵۰ < TDS < ۵۰۰	• خطای آنالیز
$\frac{Mg}{Ca + Mg}$	< ۰/۵	• آب باران
	= ۰/۵	• هوازدگی دولومیت
	< ۰/۵	• هوازدگی سنگ دولومیت، سنگ آهک
	> ۰/۵	• انحلال دولومیت، ته‌نشست کلسیت یا آب دریا
$\frac{Ca}{Ca + SO_4}$	= ۰/۵	• انحلال ژئپس
	< ۰/۵ Ph < ۵/۵	• اکسیداسیون پیریت
	< ۰/۵ Ph (neutral)	• حذف کلسیم-تبادل یونی یا رسوب کلسیم
	> ۰/۵	• منع کلسیم دیگری از ژئپس-کربنات‌ها یا سیلیکات‌ها
$\frac{Cl}{Sum Anion}$	> ۰/۸ TDS > ۵۰۰	• آب دریا، شورابه و یا تبخیر
	> ۰/۸ TDS < ۱۰۰	• آب بارش
	< ۰/۸	• هوازدگی سنگ
	> ۰/۸	• هوازدگی سیلیکات یا کربنات
$\frac{HCO_3}{Sum Anion}$	< ۰/۸ sulphate high	• انحلال ژئپس
	< ۰/۸ sulphate low	• شورابه یا آب دریا

جدول ۳. نتایج حاصل از محاسبه نسبت‌های یونی برای چشمه‌های منطقه مورد مطالعه

	Na/Na+Cl	Mg/Mg+Ca	Ca/Ca+SO ₄	Cl/sum anion	HCO ₃ /sum anion	Cl/HCO ₃ +CO ₃
S1	۰/۶۵۰	۰/۲۸۲	۰/۶۹۱	۰/۲۵۷	۰/۵۳۴	۰/۴۸۲
S2	۰/۶۵۵	۰/۱۷۱	۰/۷۲۹	۰/۱۹۶	۰/۶۵۲	۰/۳۰۰
S3	۰/۶۵۵	۰/۱۶۲	۰/۸۳۵	۰/۲۰۳	۰/۶۳۶	۰/۳۱۹
S4	۰/۶۰۹	۰/۲۸۳	۰/۷۸۷	۰/۱۵۶	۰/۶۹۹	۰/۲۲۳
S5	۰/۶۱۱	۰/۱۵۹	۰/۸۶۴	۰/۱۳۶	۰/۷۳۶	۰/۱۸۵
S6	۰/۷۳۶	۰/۱۸۸	۰/۸۰۵	۰/۱۱۰	۰/۷۲	۰/۱۵۳
S7	۰/۷۵۱	۰/۱۵۵	۰/۸۲۶	۰/۱۲۱	۰/۷۳۳	۰/۱۶۵
S8	۰/۵۸۵	۰/۲۰۰	۰/۶۱۶	۰/۲۴۴	۰/۴۸۶	۰/۵۰۲
S9	۰/۶۲۰	۰/۱۵۱	۰/۷۳۵	۰/۱۵۷	۰/۶۶۷	۰/۲۳۶
S10	۰/۶۹۹	۰/۱۰۱	۰/۷۳۷	۰/۲۲۲	۰/۵۲۶	۰/۴۲۲
S11	۰/۷۴۷	۰/۱۶۴	۰/۶۲۴	۰/۱۵۵	۰/۶۲۰	۰/۲۴۹
S12	۰/۷۶۸	۰/۱۶۶	۰/۴۲۵	۰/۱۸۳	۰/۳۵۳	۰/۵۱۸
S13	۰/۶۵۳	۰/۱۹۱	۰/۸۱۳	۰/۱۵۷	۰/۷۰۵	۰/۲۲۲

۳. نمودارهای ترکیبی که بر اساس غلظت یون‌های اصلی در برابر غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها استوار می‌باشد.
 ۴. تهیه مقاطع عمود بر ساحل دریا که تغییرات کیفی آب را نشان می‌دهد. این روش برای تعیین موقعیت کلی سطح مشترک آب‌شور و شیرین نیز مفید می‌باشد. پروفیل‌های ژئوفیزیک ارائه شده در این پژوهش، نمونه‌ای از این پروفیل‌ها می‌باشد.

روش رول: روش رول (Revelle, 1941) معیار خوبی برای ارزیابی و تشخیص اختلاط آب‌های زیرزمینی با آب دریا یا آب‌های فسیلی است. این روش بر اساس رابطه (۱) استوار می‌باشد:

$$\text{Cl}/\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} \quad (1)$$

یون‌های بی‌کربنات و کربنات معمولاً فراوان‌ترین یون‌های موجود در آب‌های زیرزمینی هستند و در آب دریا به مقدار جزئی وجود دارند، در مقابل مقدار یون کلر در آب دریا بیش از یون‌های دیگر است اما در آب‌های زیرزمینی معمولاً کم است. بنابر نظر رول افزایش نسبت یون کلرید به مجموع یون‌های بی‌کربنات و کربنات می‌تواند دلیل خوبی بر نفوذ آب‌های شور دریا در آبخوان‌های ساحلی باشد.

بر اساس مقادیری که در جدول ۳ ارائه شده است، میزان اندیس رول در چشمه‌های S1، S2، S3، S8 و S12 بالاترین مقدار را نشان می‌دهند. مقدار بالای اندیس رول در این چشمه‌ها که در مجاورت گسل‌ها و یا سیستم‌های شکستگی قرار دارند، می‌تواند نشانگر جریان و تداخل آب دریاچه و یا شورابه‌های مرتبط با دریاچه از طریق این گسل‌ها باشد. بر اساس (Singhal and Gupta, 2010)، این گسل‌ها به‌عنوان مجرا عمل کرده و موجب هدایت شورابه‌ها به سمت چشمه‌ها شده است.

روش سیکدار: در روش سیکدار (Sikdar et al., 2001) با توجه به آنیون و کاتیون‌های اصلی، رخساره‌های آب شیرین، ترکیبی و شور در آبخوان‌های ساحلی و مناطق برخورد با لایه‌های آب‌شور تعیین می‌شود.

۱. رخساره آب شیرین: در این رخساره میزان یون

بررسی مقادیر حاصل از محاسبه نسبت‌های یونی برای چشمه‌های منطقه، در ذیل آورده شده است:

- در تمامی نمونه‌ها، مقدار نسبت $\text{Na}/\text{Na}+\text{Cl}$ بیش از ۰/۵ است که حاکی از تبادلی یونی می‌باشد.
- نسبت $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Ca}$ در تمام نمونه‌های آنالیز شده کمتر از ۰/۵ است که انحلال دولومیت و کلسیت را نشان می‌دهد و با لیتولوژی کارستی منطقه که عمدتاً سنگ‌های آهکی کرتاسه و ژوراسیک می‌باشد، کاملاً تطابق نشان می‌دهد.
- نسبت‌های یونی $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{SO}_4$ در تمامی نمونه‌ها بیشتر از ۰/۵ می‌باشد.
- مقادیر نسبت‌های $\text{Cl}/\text{sum anion}$ در تمام نمونه‌ها کمتر از ۰/۸ است که معرف هوازدگی و یا انحلال سنگ می‌باشند.
- مقدار نسبت $\text{HCO}_3/\text{sum anion}$ در تمامی نمونه‌ها کمتر از ۰/۸ می‌باشد. مقدار پایین سولفات نشان می‌دهد که این نسبت‌ها مربوط به شورابه یا آب دریا می‌باشد. ولیکن مقدار بالای سولفات در نمونه S12 احتمالاً در اثر قرار گرفتن این چشمه در بستر خشک دریاچه و ناشی از انحلال ژئوپس موجود در رسوبات اطراف آن می‌باشد.

بررسی نفوذ آب‌شور دریاچه به سنگ‌های سخت و آهکی منطقه

با توجه به نتایج حاصل شده از بررسی نمودارهای پایپر و دوروف و نیز نسبت‌های یونی برای چشمه‌های مورد مطالعه، که نشان‌دهنده اختلاط با آب‌های شور می‌باشند و با در نظر گرفتن اینکه محدوده مطالعاتی در مجاورت دریاچه ارومیه قرار دارد، در این نوشتار جهت بررسی احتمال نفوذ آب‌شور به سنگ‌های آهکی و تراورتن‌های مجاور، از روش‌های تشخیص نفوذ آب‌شور استفاده شده مهم‌ترین این روش‌ها عبارتند از:

۱. نسبت رول که بر پایه نسبت غلظت یون کلر به مجموع یون‌های کربنات و بی‌کربنات استوار است.
۲. تعیین رخساره‌های آب شیرین تا شور به روش سیکدار

پهنه جنوب شرقی، که در این نوشتار گسل شیرامین نامیده شده است، نشان می‌دهد که این پهنه گسلی دارای حرکت امتدادلغز راستگرد می‌باشد (شکل ۷). پهنه گسلی شیرامین که در واقع انتهای شمال غربی گسل مراغه (Taghipour et al., 2018) می‌باشد، با روند $E^{\circ}N145$ طولی قریب به ۲۵ کیلومتر و عرض ۱۵۰ تا ۵۰۰ متر دارد. پدیده‌های ژئومورفیک جوان مانند انحراف آبراهه‌ها موید حرکات فعال و جوان بر روی این پهنه گسلی می‌باشند. با استفاده از بازسازی آبراهه‌های منحرف شده و جابجا شده، حداکثر میزان جابجایی امتدادلغز راستگرد به میزان ۲۵۰ متر محاسبه شده است (شکل ۸).

عملکرد خاص و چندگانه پهنه گسلی در این بخش موجب هدایت سیالات منشأ گرفته از مجموعه سهند و نهشت تراورتن شده است. از سویی حرکات گسل باعث قرار گرفتن واحدها با لیتولوژی متفاوت شده است. به طوری که واحدهای شیلی کرتاسه در مجاورت سازندهای آهکی قرار گرفته و به صورت سد^۱ در برابر جریان عمل می‌کنند (Caine et al., 1996). در نتیجه بخشی از سیالات اشباع از بی‌کربنات از پهنه گسلی تراوش کرده و باعث رسوب‌گذاری تراورتن در پهنه گسلی شده است (شکل ۸ و ۹). از سوی دیگر با فعالیت و حرکت پهنه گسلی، این سیالات در امتداد پهنه گسلی جریان یافته و پهنه گسلی به عنوان معبر و کانال^۲ برای سیالات عمل کرده است (Gudmundsson et al., 2003). این سیالات ضمن جریان در سیستم‌های شکستگی موجب انحلال بیشتر واحدهای آهکی ژوراسیک و کرتاسه شده‌اند. وجود حفرات کارستی متعدد در این واحدها شهادی بر این مدعا است (شکل ۱۰).

با فعالیت گسل‌های امتدادلغز، شکستگی‌های کششی در پهنه همپوشانی این گسل‌ها ایجاد می‌شوند. ایجاد شکستگی‌های کششی، موجب شکل‌گیری فضای خالی و مناسب برای فرار سیالات و بالا آمدن آنها به سطح زمین و ایجاد چشمه‌ها و پشته‌های تراورتن ساز می‌شود. البته لازم به ذکر است که تجزیه بی‌کربنات محلول در آب به دلیل افت

بی‌کربنات بسیار بیشتر از یون کلر می‌باشد و میزان Mg و Ca نسبت به سایر کاتیون‌ها بیشتر است. مقدار کل مواد جامد محلول این آب‌ها بین ۲۱۰ تا ۷۵۵ میلی‌گرم بر لیتر است. این آب‌ها، معمولاً به لحاظ سختی در رده سبک قرار دارند و نسبتاً شیرین و قابل شرب می‌باشند. ۲. رخساره ترکیبی: کیفیت این تیپ در مقایسه با تیپ آب شیرین پایین‌تر است. در این آب‌ها غلظت یون کلر نسبت به رخساره آب‌های شیرین افزایش می‌یابد. مقدار کل مواد جامد محلول در آب‌های ترکیبی، از ۵۰۰ تا ۹۵۰ میلی‌گرم بر لیتر متغیر است. این رخساره از نظر سختی جزو آب‌های سخت است و مقدار بی‌کربنات آن مشابه آب‌های شیرین می‌باشد.

۳. رخساره آب‌شور: شامل رده Ca-Mg-Cl است، در این تیپ مقدار کلرید افزایش قابل توجهی دارد در حالی که غلظت بی‌کربنات مشابه با تیپ‌های فوق است. مقدار کل مواد جامد محلول در آب‌های ترکیبی، از ۷۷۰ تا ۲۴۵۰ میلی‌گرم بر لیتر متغیر است و سختی بالایی (بیش از ۶۰۰ میلی‌گرم بر لیتر برحسب بی‌کربنات کلسیم) دارند.

نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌ها، نمودارها و اندازه‌گیری‌های برج‌ها نشان می‌دهد که اغلب نمونه‌ها در رخساره ترکیبی قرار دارند ولیکن تعدادی از نمونه‌ها مانند S₁، S₂ و S₃ در رخساره آب‌شور قرار دارند.

کنترل‌کننده‌های ساختاری در منطقه

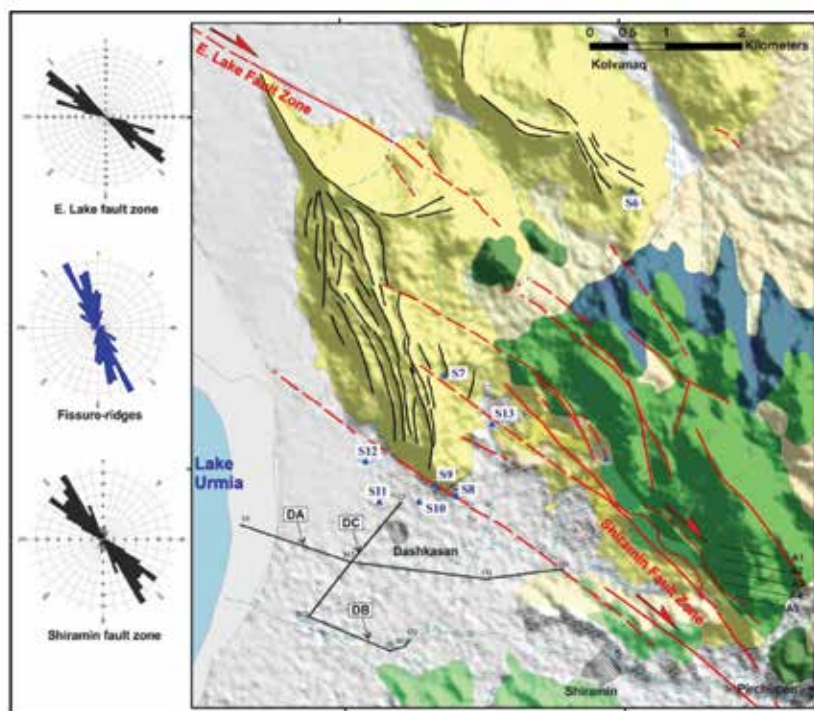
در منطقه مورد مطالعه همپوشانی گسل‌های امتدادلغز باعث ایجاد تراکشش^۱ و تشکیل این تیپ از نهشته‌ها شده است. بهترین ارتباط بین پشته‌های تراورتن و ساختارهای مجاور در مجموعه داشکسن (جنوب منطقه مورد مطالعه) قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۶). مجموعه داشکسن که متشکل از پشته‌هایی با روند عمومی NNW-SSE و ارتفاع تقریباً ۱۵۰ متر (نسبت به دشت مجاور) می‌باشد، به وسیله دو پهنه گسلی با امتداد NW-SE که آرایش پلکانی و راست-پله (Right-stepping) نسبت به هم دارند، احاطه شده است. مطالعات صحرایی و اندازه‌گیری صفحات گسلی در

1. Transtension
2. Barrier
3. Conduit

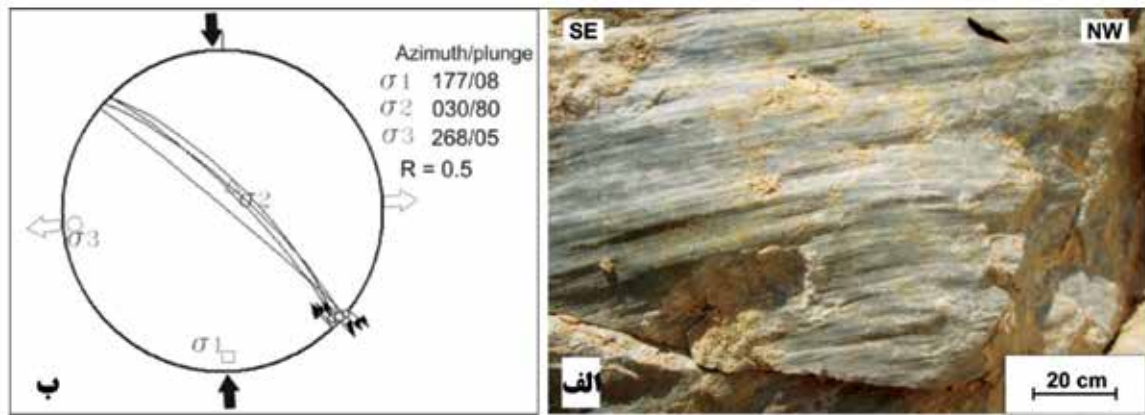
آب‌شور از طریق سیستم‌های گسلی به پهنه کششی داشکسن شده است. از جمله پروفیل DA که عمود بر ساحل دریاچه برداشت شده است ارتباط با دریاچه را به خوبی نشان می‌دهد. شایان ذکر است که وجود این آنومالی‌ها با نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در منطقه (شارمد و همکاران، ۱۳۹۴) همخوانی دارد. نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی و اندازه‌گیری‌های برجها در مجموعه داشکسن با نتایج مطالعات ژئوفیزیک همخوانی دارند. به طوری با حرکت از سمت شرق به سمت غرب، میزان هدایت الکتریکی آب چشمه‌ها افزایش می‌یابد. همچنین میزان نسبت‌های یونی که معرف اختلاط با آب‌شور می‌باشد، افزایش می‌یابد (شکل ۱۲). در این منطقه، بیشترین مقدار EC و نسبت‌های یونی معرف اختلاط با آب‌شور، در چشمه S8 دیده می‌شود. این چشمه در محل تلاقی دو گسل قرار دارد و این وضعیت می‌تواند نشان‌دهنده نقش سیستم‌های شکستگی در هدایت و اختلاط آب‌های زیرزمینی با ترکیب متفاوت باشد.

فشار در این شکستگی‌ها و آزاد شدن گاز دی‌اکسید کربن، حرکت رو به بالای سیالات در امتداد شکستگی‌های کششی را تسهیل می‌کند، فرایندی که موجب جوشش آب و خروج گاز از چشمه‌های تراورتن ساز می‌شود (شکل ۲). تداوم فعالیت گسل‌های امتدادلغز، موجب جریان مداوم سیالات در پهنه گسلی و خروج آنها از شکستگی‌های کششی شده و باعث شکل‌گیری نهشته‌های وسیع و بی‌نظیر شکاف-پشته در منطقه شده است.

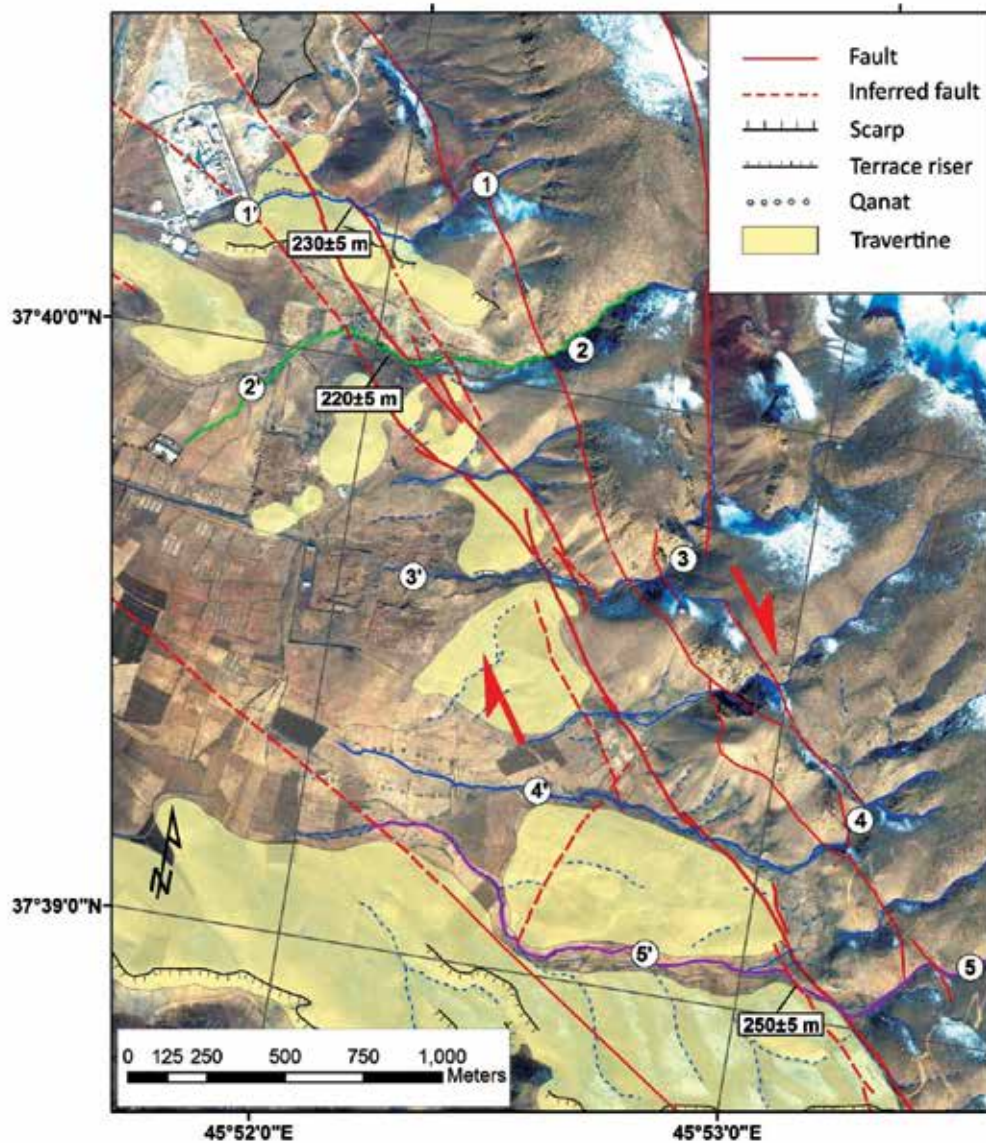
بررسی پروفیل‌های ژئوالکتریک در مجموعه جنوب مجموعه داشکسن، وجود پهنه‌های با مقاومت الکتریکی بسیار پایین را نشان می‌دهد (شکل ۱۱). پهنه‌های با مقاومت الکتریکی پایین (کمتر از ۳ اهم متر) از جنوب غرب مجموعه داشکسن شروع شده و تا جنوب مجموعه ادامه دارند. از نظر عمقی نیز این آنومالی‌ها تا عمق ۳۰۰ متری توسعه دارند. با توجه به نفوذ آب‌شور به آب‌های زیرزمینی در این منطقه و شور شدن چاه‌های آب در منطقه شیرامین و مناطق مجاور مجموعه داشکسن، به احتمال زیاد این آنومالی‌ها ناشی از نفوذ



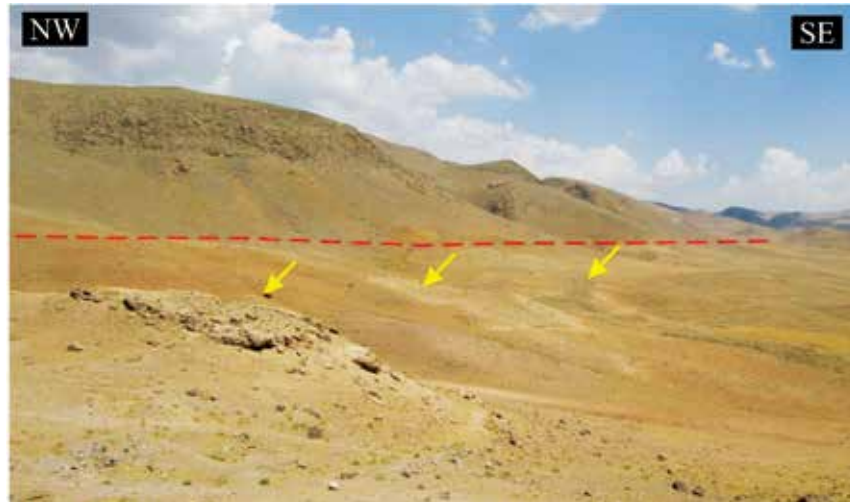
شکل ۶. نقشه ساختاری و زمین‌شناسی مجموعه داشکسن که بر روی تصویر SRTM پیاده شده است. مجموعه داشکسن در پهنه همپوشانی گسل امتدادلغز شیرامین و گسل شرق دریاچه ارومیه تشکیل شده است. زردی‌گرام‌ها در سمت چپ، به ترتیب از بالا به پایین مربوط به گسل‌های شرق دریاچه، شکاف-پشته‌ها و شکستگی‌های کششی در مجموعه داشکسن و گسل‌ها در پهنه گسلی شیرامین می‌باشند. مثلث‌های آبی‌رنگ موقعیت چشمه‌ها را نشان می‌دهند. موقعیت پروفیل‌های ژئوالکتریک در جنوب مجموعه داشکسن (DA تا DC) با خطوط سیاه مشخص شده است



شکل ۷. الف) صفحه گسلی حاوی خطوط خراش در امتداد پهنه گسلی شیرامین، ب) استریوگرام صفحات گسلی در امتداد پهنه گسلی شیرامین



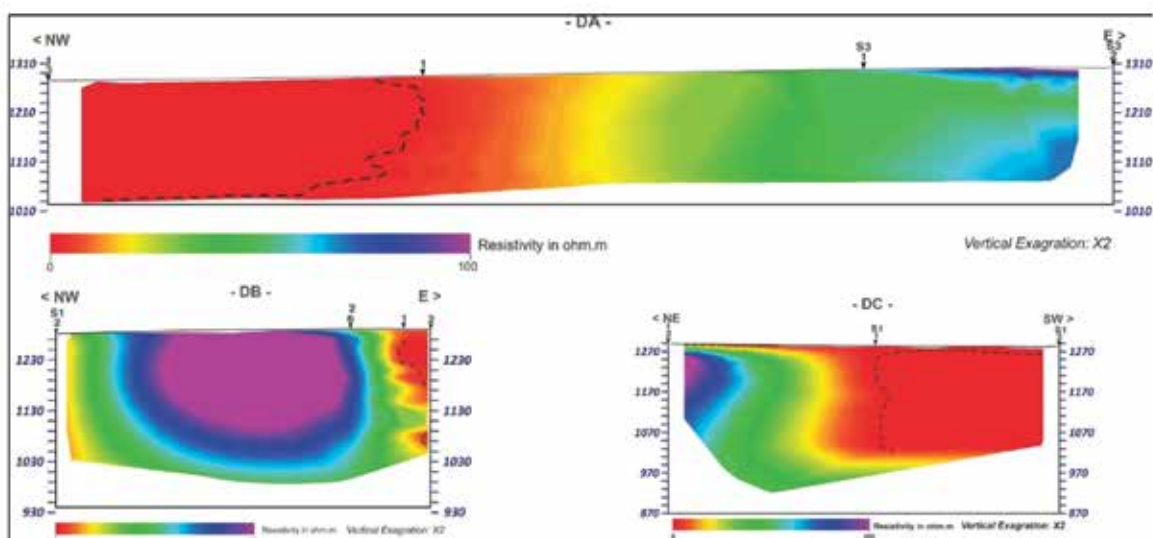
شکل ۸. نقشه مورفوتکتونیک پهنه گسلی شیرامین. نهشته‌های تراورتن با رنگ زرد مشخص شده‌اند. آبراهه‌های متناظر در دو سوی پهنه گسلی با رنگ و شماره یکسان نشان داده شده‌اند



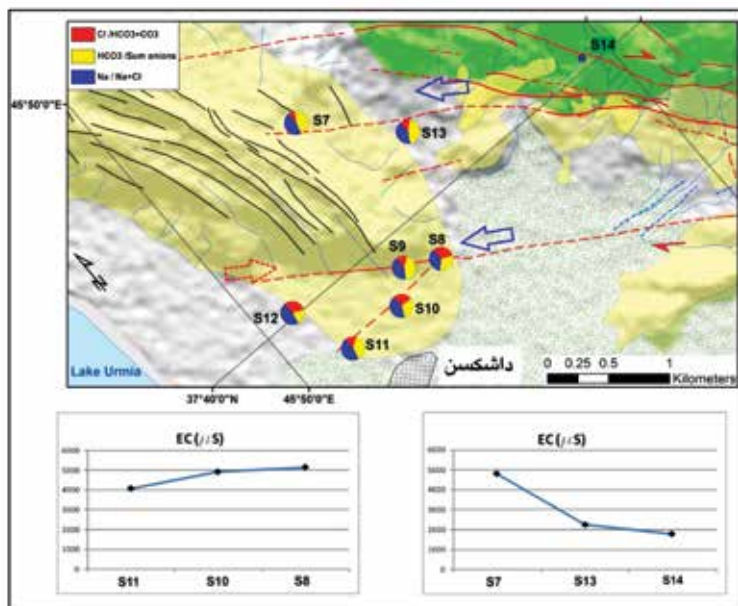
شکل ۹. نهشته‌های تراورتن (پیکان‌های زرد رنگ) در امتداد پهنه گسلی شیرامین



شکل ۱۰. حفرات کارستی در سازندهای آهکی کرتاسه در امتداد پهنه گسلی شیرامین



شکل ۱۱. پروفیل‌های ژئوالکتریک در مجاورت مجموعه داشکسن. خطوط خط‌چین، کنتور مقاومت الکتریکی ۳ اهم‌متر را نشان می‌دهند. موقعیت پروفیل‌ها در شکل ۶ نشان داده شده است



شکل ۱۲. نقشه تغییرات نسبت‌های یونی در چشمه‌های مجموعه داشکسن که بر روی نقشه زمین‌شناسی پیاده شده است. پیکان‌های آبی رنگ مسیر تقریبی جریان آب زیرزمینی و پیکان قرمز رنگ مسیر احتمالی جریان آب‌شور را نشان می‌دهند. نمودارها روند تغییرات EC را در فاصله بین چشمه‌ها نشان می‌دهند

شده و در زیر مجموعه ادامه دارند (شکل ۱۴). این پهنه‌ها در شرق این مجموعه وجود ندارند ولیکن به سمت غرب و دریاچه ارومیه توسعه دارند. از نظر عمقی نیز این آنومالی‌ها تا عمق ۳۰۰ متری در زیرمجموعه قزل داغ توسعه دارند. با توجه به نفوذ آب‌شور به آب‌های زیرزمینی در این منطقه و شور شدن چاه‌های آب در مجاور مجموعه، به احتمال زیاد این آنومالی‌ها ناشی از نفوذ آب‌شور از طریق سیستم‌های گسلی به پهنه کششی قزل داغ شده است. شایان ذکر است که وجود این آنومالی‌ها با نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی سازمان زمین‌شناسی در منطقه (شارمد و همکاران، ۱۳۹۴) همخوانی دارد. عامل دیگری که می‌تواند باعث کاهش مقاومت الکتریکی در این پهنه شود، وجود محتوای بالای (شار) گاز CO_2 در آب‌های زیرزمینی موجود در پهنه‌های گسلی این منطقه است (Byrdina et al., 2014).

نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی و اندازه‌گیری‌های برج‌ها در مجموعه قزل داغ نیز با نتایج مطالعات ژئوفیزیک همخوانی دارند. به طوری که حرکت از سمت شرق به سمت غرب، میزان هدایت الکتریکی آب چشمه‌ها افزایش می‌یابد.

از نظر ساختاری مشابه وضعیتی که در مجموعه داشکسن وجود دارد، در سایر بخش‌های منطقه مورد مطالعه، به ویژه مجموعه قزل داغ در شمال منطقه مورد مطالعه نیز وجود دارد. ولیکن به دلیل ساخت‌وسازها و مهم‌تر از آن به دلیل پوشش گیاهی که اطراف این مجموعه را دربرگرفته است، امکان بررسی دقیق ساختارها وجود ندارد. با این حال بر اساس پردازش داده‌های DEM و تصاویر ماهواره‌ای، موقعیت گسل‌های احتمالی مجاور این مجموعه و بخش‌های مرکزی منطقه مورد مطالعه، شناسایی شده است (شکل ۱۳). در این منطقه همپوشانی گسل‌های شرق و غرب قزل داغ با روند تقریبی $N120^{\circ}E$ ، موجب ایجاد تراکشن^۱ شده و شرایط را برای ایجاد شکستگی‌های کششی و بالا آمدن سیالات اشباع از بی‌کربنات فراهم کرده است. گسل غرب قزل داغ در سمت غرب، به پهنه گسلی شرق دریاچه ارومیه می‌پیوندد که موجب جابجایی راستگرد شاخه‌های دلتایی رودخانه آجی‌چای شده است (Taghipour et al., 2018). بررسی پروفیل‌های ژئوالکتریک در مجموعه قزل داغ نیز وجود پهنه‌های با مقاومت الکتریکی بسیار پایین را نشان می‌دهد. پهنه‌های با مقاومت الکتریکی پایین (کمتر از ۳ اهم‌متر) از شرق مجموعه قزل داغ شروع

1. Transtension

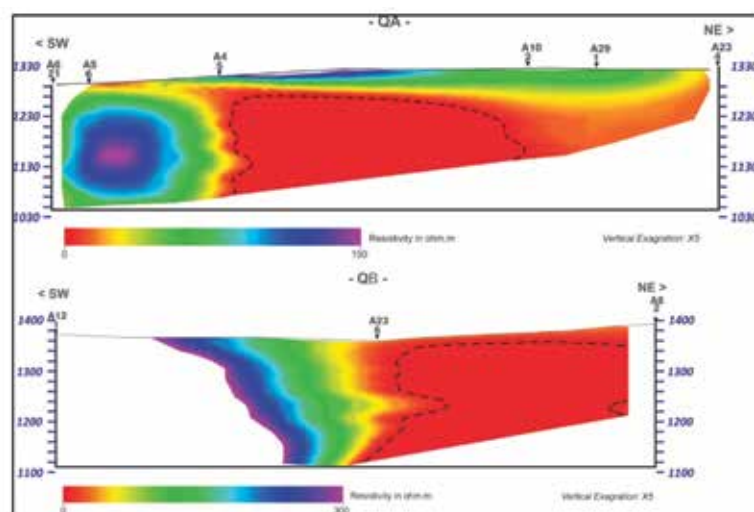
نداشته و ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی متفاوتی دارند. با در نظر گرفتن نتایج به دست آمده در این پژوهش، مدل هیدروژئولوژیک سه بعدی برای نشان دادن رابطه عوامل مختلف زمین‌شناسی و ساختاری در منطقه ارائه شده است (شکل ۱۶). عملکرد پهنه‌های گسلی امتداد لغز به عنوان کانال، موجب هدایت آب‌های زیرزمینی از ارتفاعات به سمت دشت مجاور و دریاچه ارومیه شده است. کشش ایجاد شده در پهنه همپوشانی گسل‌ها موجب افت فشار شده و شرایط را برای بالا آمدن آب‌های زیرزمینی در امتداد شکستگی‌های کششی فراهم می‌کند. از سوی دیگر پیشروی و نفوذ آب شور دریاچه به سمت شرق می‌تواند از طریق سیستم‌های

همچنین میزان نسبت‌های یونی که معرف اختلاط با آب شور می‌باشد، افزایش می‌یابد (شکل ۱۵).

میزان نسبت‌های یونی و نیز دمای متفاوت در چشمه‌های نزدیک به هم، مانند چشمه‌های S8 و S9 در مجموعه داشکسن و چشمه‌های S2 و S3 در مجموعه قزل داغ، نشان می‌دهد که منشأ این چشمه‌ها از آبخوان‌های متفاوتی می‌باشد. حفاری‌های انجام یافته در جنوب مجموعه داشکسن که به منظور اکتشاف سنگ‌های تزئینی تراورتن و اونیکس انجام یافته، این پدیده را تایید می‌کند. نتایج حاصل از این مطالعات نشان می‌دهد که لایه‌های نفوذناپذیر اونیکس موجب تشکیل سفره‌های تحت فشار متعدد شده‌اند که با یکدیگر ارتباط



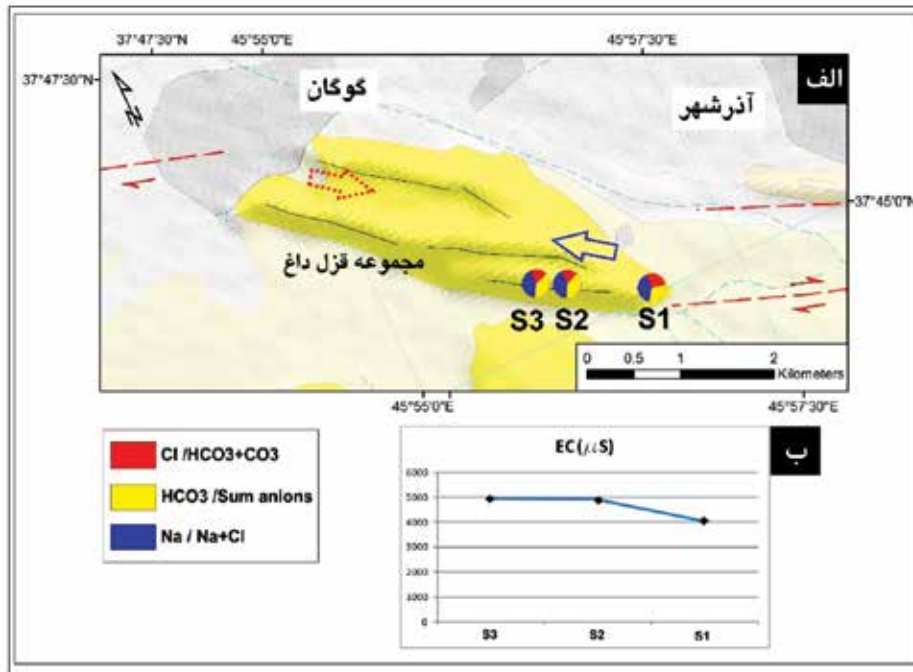
شکل ۱۳. نقشه ساختاری و زمین‌شناسی مجموعه قزل داغ که در پهنه همپوشانی گسل‌های امتداد لغز شرق و غرب قزل داغ تشکیل شده است. مثلث‌های آبی موقعیت چشمه‌ها را نشان می‌دهند. موقعیت پروفیل‌های ژئوالکتریک در مجاورت مجموعه قزل داغ (QA و QB) با خطوط سیاه مشخص شده است



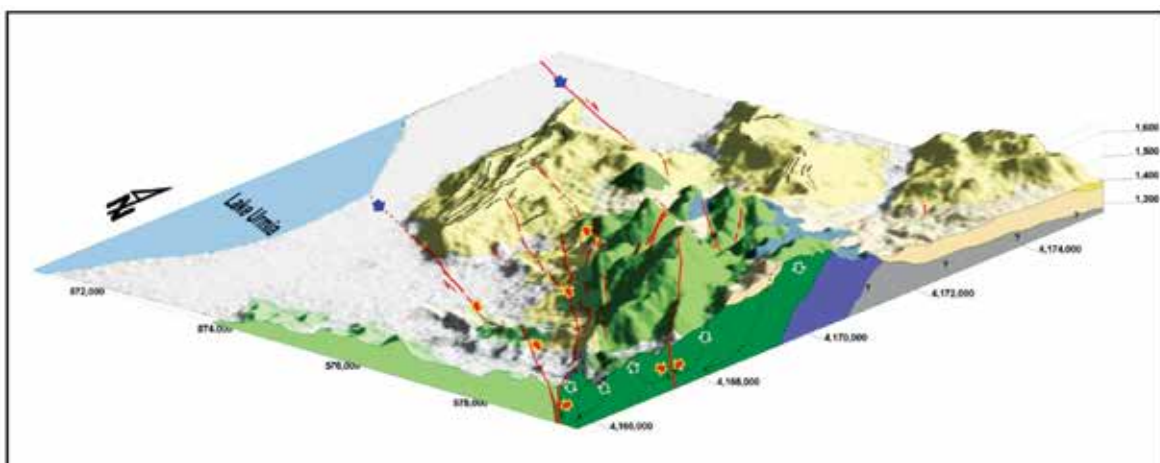
شکل ۱۴. پروفیل‌های ژئوالکتریک در مجاورت مجموعه قزل داغ. خطوط خط‌چین، کنتور مقاومت الکتریکی ۳ اهم‌تر را نشان می‌دهند. موقعیت پروفیل‌ها در شکل ۱۳ نشان داده شده است

چشمه‌ها و محل تغذیه که در ارتفاعات مجاور (دامنه‌های سه‌پند) قرار دارد، تامین می‌شود. آزاد شدن گاز در اثر تجزیه بی‌کربنات در امتداد شکستگی‌ها نیز یک عامل کمکی برای بالا آمدن و جوشش آب در این چشمه‌ها می‌باشد. مدل ارائه شده ارتباط هیدرولیکی دریاچه ارومیه و منابع آبی سازند سخت در شرق دریاچه ارومیه را نشان می‌دهد.

شکستگی نیز صورت بگیرد. محیط کشتی ایجاد شده در پهنه همپوشانی گسل‌ها می‌تواند فضای مناسبی را برای نفوذ و هجوم آب‌های شور ایجاد کند. در واقع این محیط محل تلاقی و اختلاط دو نوع آب شیرین کربناته و آب شور کلروره شده است. بخش عمده‌ای از انرژی لازم برای بالا آمدن آب زیرزمینی در امتداد شکستگی، توسط اختلاف تراز مظهر



شکل ۱۵. الف) نقشه تغییرات نسبت‌های یونی در چشمه‌های مجموعه قزل داغ که بر روی نقشه زمین‌شناسی پیاده شده است. پیکان آبی رنگ مسیر تقریبی جریان آب زیرزمینی و پیکان قرمز رنگ مسیر احتمالی جریان آب شور را نشان می‌دهد، ب) نمودار، روند تغییرات EC را در فاصله بین چشمه‌ها نشان می‌دهد



شکل ۱۶. مدل هیدروژئولوژیک سه‌بعدی که از تلفیق نقشه زمین‌شناسی و داده‌های DEM تهیه شده است. پیکان‌های سفید مسیر جریان آب‌های جوی در اثر ثقل را نشان می‌دهند. پیکان‌های قرمز مسیر جریان سیالات در پهنه‌های گسلی و پیکان‌های آبی مسیر احتمالی جریان شورابه‌ها در پهنه‌های گسلی را نشان می‌دهند

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج اندازه‌گیری دما و PH و با در نظر گرفتن تیپ نهشته‌های تراورتن که از نوع شکاف-پشته می‌باشند، چشمه‌های تراورتن ساز منطقه از نوع ترموزن (Thermogene) با منشا هیدروترمال می‌باشند.

چشمه‌های تراورتن ساز در محل همپوشانی گسل‌های امتدادلغز و تراکشش ناشی از آن ایجاد شده‌اند. کشش محلی در این زون‌ها باعث ایجاد شکستگی‌های کششی شده و موجب بالا آمدن سیالات اشباع از بی‌کربنات و نهشت تراورتن می‌شوند.

بررسی نمودارهای هیدروژئوشیمیایی مانند نمودارهای پایپر و دوروف نشان می‌دهد که آب چشمه‌ها اختلاط یافته‌اند که یکی از منابع، اختلاط با آب‌های جوی می‌باشد. ولیکن میزان نسبت‌های یونی و بالا بودن یون‌های سدیم و کلر نشان‌دهنده اختلاط آب چشمه‌ها با آب شور نیز می‌باشد. مجاورت چشمه‌های تراورتن ساز با دریاچه ارومیه و نتایج مطالعات ژئوفیزیکی و پروفیل‌های ژئوالکتریک که در مجاورت این چشمه‌ها برداشت شده‌اند، نفوذ آب شور دریاچه ارومیه و یا شورابه‌های مرتبط با آن را در پهنه‌های زیر این چشمه‌ها و زیرمجموعه‌های تراورتن را تایید می‌کند. با این حال برای تعیین دقیق‌تر منشا اختلاط آب‌ها در منطقه، مطالعات ایزوتوپی پیشنهاد می‌شود.

منابع

- دانشگاه پیام نور، ۳۷۶.
- قدیرزاده، ا.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آذرشهر. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alavi, M., 1994. Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Al-Bassam, A.M., Awad, H.S. and Al-Alawi, J.A., 1997. Durov Plot: A computer program for processing and plotting hydrochemical data. *Ground Water*, 35, 362-367.
- Altunel, E., 2005. Travertines: neotectonic indicators. In: Ozkul, M., Yagiz, S., Jones, B., (eds). *Travertine, Proceedings of 1st International Symposium on Travertine, September 21-25, 2005, Denizli-Turkey*, 120-127, Kozan Offset, Ankara.
- Altunel, E. and Hancock, P.L., 1993. Active fissuring and faulting in Quaternary travertines at Pamukkale, western turkey. *Zeitschrift für Geomorphologie (Z Geomorph NF)*, 94, 285-302.
- Atabey, E., 2002. The formation of fissure-ridge type laminated travertine-tuff deposits microscopic characteristics and diagenesis, Kirşehir, central Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 123-124, 59-65.
- Bargar, K.E., 1978. Geology and thermal history of Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park. *Bulletin of the United States Geological Survey*, 1444, 1-55.
- Byrdina, S., Vandemeulebrouck, J., Cardellini, C., Legaz, A., Camerlynck, C., Chiodini, G., Lebourg, T., Letort, J., Motos, G., Carrier, A. and Bascou, P., 2014. Relations between electrical resistivity, carbon dioxide flux, and self-potential in the shallow hydrothermal system of Solfatara (Phlegrean Fields, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 172-181.
- تقی‌پور، ک. و عباسی، م. ر.، ۱۳۸۴. تراویتونیک: کاربرد نهشته‌های تراورتن در تکتونیک فعال. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۶-۵۷.
- تقی‌پور، ک. و محجل، م.، ۱۳۹۲. ساختار و نحوه تشکیل پشته‌های تراورتن در منطقه آذرشهر، آذربایجان، شمال باختر ایران. فصلنامه زمین-شناسی ایران، ۲۵، ۱۵-۳۳.
- شارم، ت.، حسینی، س. ع. و محمدزاده، س.، ۱۳۹۴. گزارش هیدروژئوشیمی محدوده‌های مطالعاتی آذرشهر، شیرامین، عجب‌شیر و مراغه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۶۵.
- صداقت، م.، ۱۳۷۸. زمین و منابع آب، انتشارات

182. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2014.07.010.
- Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025-1028.
 - Chafetz, H.S. and Folk, R.L., 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 289-316.
 - Dilsiz, C., 2006. Conceptual hydrodynamic model of the Pamukkale hydrothermal field, southwestern Turkey, based on hydrochemical and isotopic data. *Hydrogeology Journal*, 14, 562-572.
 - Ford, T.D. and Pedley, H.M., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Science Review*, 41, 117-175.
 - Guo, L and Riding, R., 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 45, 163-180.
 - Gudmundsson, A., Gjesdal, O., Brenner, S.L. and Fjeldskaar, I., 2003. Effects of linking up of discontinuities on fracture growth and groundwater transport. *Hydrogeology Journal*, 11, 84-99. doi:10.1007/s10040-002-0238-0.
 - Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E. and Çakir, Z., 1999. Travertines in active fault studies. *Journal of Structural Geology*, 21, 903-916.
 - Hounslow, A.W., 1995. *Water quality data: analysis and interpretation*. CRC Press LLC, 416.
 - Liu, Y., Zhou, X., Fang, B., Zhou, H. and Yamanaka, T., 2012. A preliminary analysis of the formation of travertine and travertine cones in the Jifei hot spring, Yunnan, China. *Environment Earth Sciences*, 66:1887-1896.
 - Pantecost, A., 2005. *Travertine*. Springer Publications, 445.
 - Sikdar, P. K., Sarkar, S. S. and Palchoudhury, S., 2001. Geochemical evolution of groundwater in the Quaternary Aquifers of Calcutta and Howrah, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19, 579-594.
 - Singhal, B.B.S. and Gupta, R.P., 2010. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Springer, 408.
 - Taghipour, K., Khatib, M.M., Heyhat, M., Shabani, E. and Vaezihir, A., 2018. Evidence for distributed active strike-slip faulting in NW Iran: The Maragheh and Salmas fault zones. *Tectonophysics*, 742-743, 15-33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.022>.

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر در زون زاگرس، شمال غرب ایران و مقایسه آن با سنگ‌های معادل از مجموعه افیولیتی زاگرس عراق

مریم یزدانی^(۱)

۱. استادیار گروه مهندسی معدن، دانشگاه ارومیه-مرکز آموزش عالی شهید باکری میاندوآب، میاندوآب

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۰/۲۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۲/۲۶

چکیده

مجموعه افیولیتی پیرانشهر در شمال غرب شهرستان پیرانشهر، شمال غرب ایران واقع شده است. این مجموعه به شدت ملانژ شده است و مرز بین واحدهای مختلف در آن قابل تفکیک نیست. انواع سنگ‌های تشکیل دهنده ملانژ افیولیتی پیرانشهر شامل سنگ‌های اولترابازیک، بازیک، رسوبی و دگرگونی می‌باشند. سنگ‌های بازیک با ترکیب بازالت و دیاباز در بخش‌های مختلف به صورت پراکنده رخنمون دارند. در این مقاله شیمی سنگ کل و پتروژنز سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر (در محدوده ماشکان و گردکاولان) مطالعه شده و با شیمی سنگ‌های بازیک معادل در ادامه غربی مجموعه افیولیتی ماوات در عراق (در محدوده حسن باغ، نئوپوردان-والاش) مقایسه شده است. ترکیب سنگ‌های بازیک ماشکان در مجموعه افیولیتی پیرانشهر و سنگ‌های بازیک حسن باغ عراق، کالکوالکالن بوده و تهی شدگی مشخصی از عناصر MREE, HREE, Zr, Hf, Y, Ti، غنی‌شدگی از عناصر LREE, pb, Th, U, Ba, Cs, Rb و آنومالی منفی Ta, Nb نشان داده است. این ویژگی ژئوشیمیایی نشان می‌دهد ماگما در محیط زمین ساختی مرتبط با سوپراسابداکشن تشکیل شده است. ترکیب سنگ‌های بازیک گردکاولان مشابه با سنگ‌های معادل در نئوپوردان-والاش مجموعه افیولیتی عراق، تولییتی است. سنگ‌های تولییتی این مناطق هر دو ویژگی مورب و قوسی را توأم نشان داده است که بر این اساس به نظر می‌رسد مذاب تولییتی در محیط کششی بالای زون فرورانش تشکیل شده و ویژگی سوپراسابداکشن تشکیل سنگ‌های بازیک در مجموعه افیولیتی پیرانشهر و نیز سنگ‌های بازیک معادل در ادامه غربی آن در مجموعه افیولیتی عراق را تایید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های بازیک، کمر بند افیولیتی زاگرس، سوپراسابداکشن، ایران، عراق.

مقدمه

کرتاسه زیرین تا پایانی، مرحله دوم: بالا راندگی پوسته اقیانوسی نئوتتیس (تشکیل افیولیت) بر روی حاشیه قاره‌ای و غیرفعال آفرو-عربی در کرتاسه پایانی (تورنین به کامپانین)، مرحله سوم برخورد لیتوسفر قاره‌ای آفرو-عربی با پلیت ایران در کرتاسه پایانی.

رخدادهای ژئوتکتونیک در زاگرس توسط Alavi (2004) و Jassim and Goff, (2006) در طی سه مرحله مورد بررسی قرار گرفته است. مرحله اول: فرورانش پلیت اقیانوسی نئوتتیس زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران در طول

* نویسنده مرتبط: m.yazdani@urmia.ac.ir

کرده می‌باشد (Dilek and Furnes, 2011). مذاب‌های زون افیولیتی سوپراسابداکشن به ترتیب سنی شامل مذاب‌های مشابه مورب نرمال، تولیت قوس و در نهایت بونینیت می‌باشند که به لحاظ عناصر MREE, HREE, Zr, Hf, Y, Ti تهی شدگی و عناصر Rb, Cs, Ba, Th, U, LREE, Pb, Sr غنی‌شدگی نشان می‌دهند. مذاب‌های مرتبط با قوس ولکانیکی نسبت به مذاب سوپراسابداکشن زون افزایش قابل توجهی در عناصر ناسازگار داشته و به‌طور قابل توجهی آنومالی منفی Nb و آنومالی مثبت Pb را نشان می‌دهند. این اختلاف قابل توجه به دلیل زمان فرورانش طولانی (۳۰-۲۰ میلیون سال) در تشکیل افیولیت قوس ولکانیکی نسبت به زمان فرورانش کوتاه مدت (کمتر از ۱۰ میلیون سال) در تشکیل افیولیت سوپراسابداکشن زون می‌باشد (Dilek and Furnes, 2011).

در این مقاله شیمی سنگ کل، نمونه‌های بازیگ مجموعه افیولیتی پیرانشهر مورد مطالعه قرار گرفته و نتایج با داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بازیگ معادل در زون افیولیتی ماوات در زاگرس عراق (شکل ۱-الف) مقایسه شده و پتروژنز و محیط نکتونیک سنگ‌ها تعیین شده است. امید است که نتایج به‌دست‌آمده برای بررسی تحولات نکتونیک و ژئودینامیکی مرتبط با اقیانوس نئوتتیس در زاگرس و بازسازی افیولیت‌های شرق مدیترانه مفید واقع شود.

روش مطالعه

برای انجام مطالعه حاضر پس از بررسی‌های گسترده صحرایی تعدادی مقاطع نازک از نمونه‌های بازالتی و دیابازی مجموعه افیولیتی پیرانشهر تهیه و مطالعه شد. پس از انجام مطالعات پتروگرافی به‌منظور بررسی روابط پتروژنتیکی این سنگ‌ها تعداد شش نمونه نسبتاً سالم از بین دیابازها و بازالت‌های کم دگرسان شده مجموعه افیولیتی پیرانشهر جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی و کمیاب انتخاب شده و به روش XRF و ICP-MS توسط شرکت زمین‌پژوه سهند در آزمایشگاه Actlabs کانادا مورد تجزیه قرار گرفت. نتایج آنالیزها در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بازالتی مجموعه افیولیتی زاگرس

مناطق افیولیتی شرق مدیترانه و عمان شواهد مهمی از تشکیل افیولیت در بالای زون فرورانش با خود دارند (Alastair, 2004). بنابراین بررسی پتروژنز و محیط نکتونیک سنگ‌های اولترابازیک و بازیگ چنین مجموعه‌های افیولیتی در درک بهتر مراحل تکوین و تحولات نئوتتیس اهمیت دارد.

محیط تشکیل و شیمی سنگ‌های بازیگ در مناطق افیولیتی بخصوص انواع متعلق به سوپراسابداکشن زون بسیار پیچیده می‌باشد. برخی از عوامل تاثیرگذار عبارتند از (Dilek and Furnes, 2011): شیمی اولیه منشاگوشته‌ای، نوع و نرخ ذوب، فرایند تفریق، فلوئیدهای آزاد شده از اسلب فرورانشی و متاسوماتیسم گوشته‌ای، آلودگی ماگمای بازیگ در اثر هضم پوسته‌ای و فرایند آلتراسیون. بنابراین تعیین ژنر و محیط نکتونیک سنگ‌های بازیگ بخصوص سنگ‌های بازالتی با حساسیت بیشتری همراه می‌باشند.

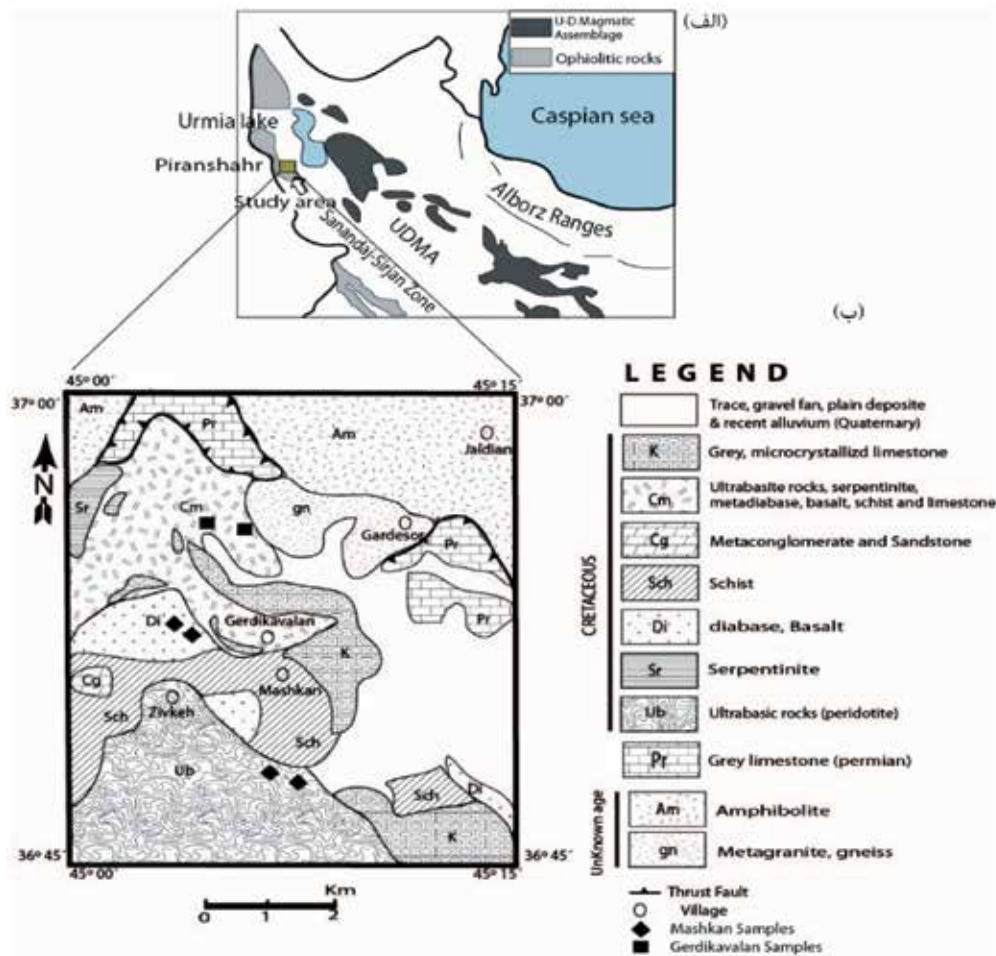
افیولیت‌های سوپراسابداکشن زون در ارتباط با مراحل ابتدایی فرورانش بوده که با عقب‌گرد سریع صفحه فرورونده، تشکیل حوضه کششی و گسترش کف دریا در صفحه بالایی به وجود می‌آیند. در مرحله آغازین، ذوب بخشی گوشته لرزولیتی در اثر کاهش فشار شروع شده و نخستین واحد پوسته‌ای مشابه با مورب تشکیل می‌شود. فلوئیدهای خارج شده از صفحه فرورونده تاثیری در تولید مذاب در این مرحله ندارند (Dilek and Furnes, 2011). در مرحله بعدی مذاب به‌شدت تحت تاثیر آبدزایی صفحه فرورونده و متاسوماتیسم گوشته قرار گرفته و ادامه خروج مذاب، تفاله هارزبورژیتی تهی شده از عناصر کمیاب و غنی از الیومین و ارتوپروکسن بجا می‌گذارد. با بالا رفتن حرارت در گوه گوشته‌ای، دیاپیریسم فزاینده آستنوسفری و افزایش جریان فلوئیدها، پریدوتیت‌های دیرگداز (هارزبورژیت) حاصل ذوب بخشی تشکیل می‌شود که در نتیجه آن مذاب بونینیتی نیز در این مرحله تشکیل می‌شود. ماگماهای زون سوپراسابداکشن از نظر ژئوشیمی شبیه قوس ماگمایی بوده ولی از نظر جایگاه زمین‌ساختی شبیه پوسته اقیانوسی می‌باشد که این ویژگی دوگانه حاصل تشکیل افیولیت‌های سوپراسابداکشن توسط گسترش کف اقیانوسی در بالای پوسته اقیانوسی فرورانش

هستند. مجموعه افیولیتی رخنمون یافته در این منطقه به شدت درهم آمیخته است و امکان جدا کردن واحدهای مختلف در آن وجود ندارد. در این مجموعه افیولیتی به سن کرتاسه (خدابنده، ۱۳۸۳) سنگ‌های اولترابازیک (عمدتاً با ترکیب هارزبورژیت و دونیت و به مقدار کمتری لرزولیت)، سنگ‌های بازیک (دیاباز، بازالت و گابرو)، سنگ‌های رسوبی (آهک‌های ریزیلور سفیدرنگ و رادیولاریت چرت‌های سبز و صورتی رنگ) و سنگ‌های دگرگونی (متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت و انواع شیست‌ها) به‌طور گسترده رخنمون نشان می‌دهند (شکل ۱-ب). آهک و دولومیت‌های تیره رنگ قدیمی به سن پرمین، آمفیبولیت و گنیس گرانیته با سن نامشخص نیز در این مجموعه دیده شده است (خدابنده، ۱۳۸۳).

عراق که جهت مقایسه با نمونه‌های مورد مطالعه در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است از (Sarmad, 2012) اقتباس شده است (جدول‌های ۳ و ۴).

زمین‌شناسی

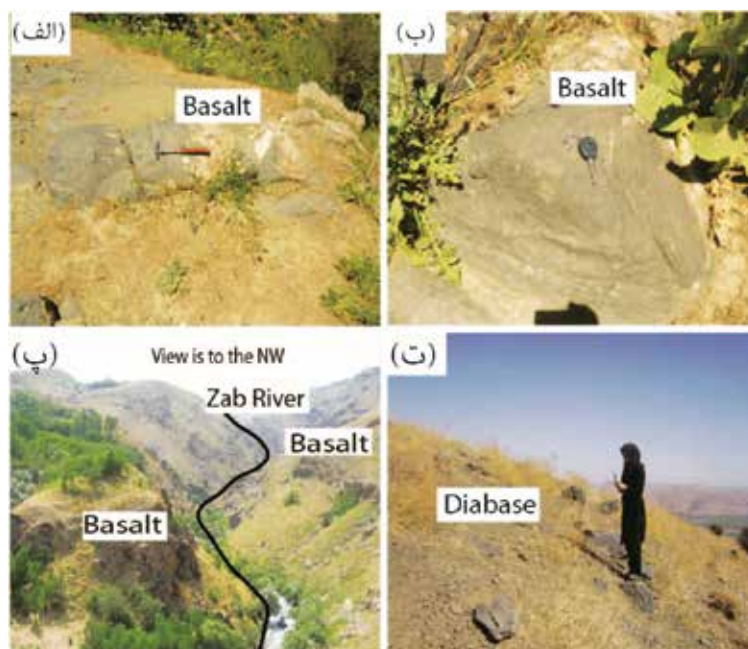
مجموعه افیولیتی پیرانشهر در شمال غرب شهرستان پیرانشهر در استان آذربایجان غربی واقع شده است. بر اساس تقسیم‌بندی ساختارهای زمین‌شناسی ایران (Stocklin, 1968; Alavi, 1991) این منطقه بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی سندنجان-سیرجان را تشکیل می‌دهد (شکل ۱-الف). سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه دارای ترکیب سنگ‌شناسی گسترده‌ای از انواع سنگ‌های رسوبی و دگرگونی و آذرین و با سنین پرکامبرین تا عهد حاضر



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه تکتونیکی ایران برگرفته از (Alavi, 1991) با تغییرات. موقعیت افیولیت‌های ماوات در زون زاگرس عراق (محدوده حسن باغ، والاش و نئوپوردان) در ادامه غربی افیولیت‌های منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است، ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه پیرانشهر برگرفته از (خدابنده، ۱۳۸۳)

در خمیره سبزرنگ (حاصل آلتراسیون خمیره) این سنگ‌ها قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۲-الف، ب). نمای کلی منطقه (شکل ۲-پ) و سنگ‌های دیابازی با بافت ریزدانه و به صورت قطعات نسبتاً سالم در کنار مجموعه بزرگی از سریانیت‌ها و رادیولاریت چرت‌ها رخنمون نشان می‌دهند (شکل ۲-ت).

بخش سنگ‌های بازیک این مجموعه شامل بازالت، دیاباز و گابرو است که به صورت درهم‌آمیخته با مجموعه اولترابازیک و دگرگونی‌های آمفیبولیتی مشاهده می‌شود. سنگ‌های بازالتی دارای بافت پورفیری می‌باشند و برخی ویژگی‌برشی شده نیز نشان می‌دهند. فنوکریست‌های پیروکسن به طول نیم تا یک سانتی‌متر

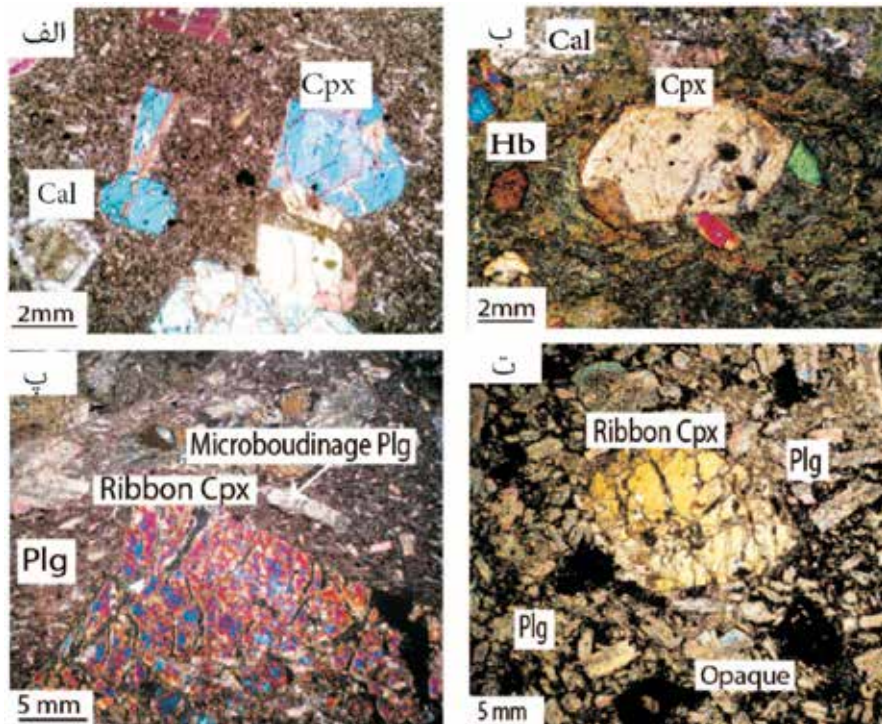


شکل ۲. تصاویر صحرایی از سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر. الف و ب) نمای از سنگ‌های بازالتی رخنمون یافته در مجموعه افیولیتی پیرانشهر در شمال روستای گردکاولان، ت) نمای کلی منطقه، پ) سنگ‌های بازالتی و دیابازی رخنمون یافته در مجموعه افیولیتی پیرانشهر در شمال و جنوب روستای ماشکان، دید به سمت جنوب غرب می‌باشد

پتروگرافی

کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز جزو کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های بازالتی مجموعه افیولیت پیرانشهر می‌باشند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن اغلب به صورت خودشکل و یا نیمه‌خودشکل ظاهر شده‌اند. اکثر فنوکریست‌های کلینوپیروکسن دارای منطقه‌بندی هستند. در بسیاری موارد به کانی‌های ثانویه همچون کلسیت، کلریت و یا اورالیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳). زمینه بسیار دانه ریز سنگ متشکل از کانی‌های ریز دانه کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، کانی‌های تیره و کانی‌های حاصل از دگرسانی می‌باشند. بافت غالب سنگ‌ها، پورفیری و گلومروپورفیری می‌باشد (شکل ۳-الف، ب). کلریت ثانویه حاصل دگرسانی کانی‌های تیره در زمینه سنگ‌های بازالتی می‌باشد. از نظر پتروگرافی در طول تبلور مذاب‌های قوس ماگمایی،

کلینوپیروکسن قبل از پلاژیوکلاز متبلور می‌شود که نشانه توالی تبلور الیوین کلینوپیروکسن پلاژیوکلاز می‌باشد در حالی که توالی تبلور در مورب الیوین پلاژیوکلاز کلینوپیروکسن می‌باشد. (Hebert and Laurent, 1990) شواهد بافتی و کانی‌شناسی در سنگ‌های بازالتی و دیابازی پیرانشهر (رشد کلینوپیروکسن غالب به شکل فنوکریستال و پلاژیوکلاز در خمیره این سنگ‌ها) با توالی تبلور قوس ماگمایی مطابقت نشان می‌دهد. نمونه‌های دیاباز دارای فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، زمینه دانه ریز متشکل از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های تیره می‌باشند. در برخی نمونه‌ها پلاژیوکلازها دارای ماکل خمیده و در برخی نمونه‌ها خرد شده بوده و کانی‌های کلینوپیروکسن حالت روبانی شکل و خرد شده نشان می‌دهند (شکل ۳-پ، ت).



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر. الف و ب) فنوکست‌ها کلینوپیروکسن و بافت گلوپورفیری در بازال، حالت XPL، پ و ت) فنوکست‌ها کلینوپیروکسن‌های روبانی شکل، پلاژیوکلاز در خمیره دیاباز، حالت XPL،.، علامت اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) است

ژئوشیمی

مقایسه قرار گرفته است. سنگ‌های بازیک مورد مقایسه در مجموعه افیولیتی زاگرس عراق (محدوده‌های حسن باغ، نئوپوردان، والاش) به لحاظ کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی مشابه با سنگ‌های مورد مطالعه در مجموعه افیولیتی پیرانشهر می‌باشند.

جدول ۱. نتایج شیمی سنگ کل (اکسید عناصر اصلی) سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر، GK: محدوده گردکاولان و M: محدوده ماشکان

samples	GK1	M1	M2	GK2	M3	M4
SiO ₂	۵۵/۰۴	۴۶	۵۱/۲۹	۴۸/۶۹	۴۴/۳۹	۴۳/۷۶
Al ₂ O ₃	۱۴/۹۵	۱۴/۴۸	۱۵/۴۱	۱۵/۵۳	۱۲/۰۹	۱۴/۸۹
Fe ₂ O ₃ (T)	۹/۳۹	۸/۸۵	۹/۴	۱۰/۱۵	۱۰/۷۳	۱۱/۴۵
MnO	۰/۱۲۱	۰/۱۵۷	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۸۱	۰/۱۷۹
MgO	۳/۱	۵/۳۲	۶/۵۳	۷/۵	۱۱/۱۵	۶/۶۶
CaO	۵/۱۱	۱۰/۵۵	۸	۷/۱۱	۱۱/۵۸	۱۳/۶۵
Na ₂ O	۵/۴۹	۳/۴۹	۲/۹۹	۴/۰۸	۲/۴۱	۲/۸۳
K ₂ O	۰/۳۲	۱/۸۹	۳/۲	۰/۷۹	۱/۸۶	۰/۶۱
TiO ₂	۰/۳۶۹	۱/۱۸۶	۱/۰۹۹	۱/۶۰۳	۱/۰۷۵	۱/۰۴
P ₂ O ₅	۰/۰۴	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۱۵	۰/۵۶	۰/۶۸
L.O.I.	۶/۱۳	۸/۴۹	۱/۴۲	۳/۸۷	۴/۱۲	۴/۲۹
Total	۱۰۰/۱	۱۰۰/۸	۹۹/۹۳	۹۹/۶۲	۱۰۰/۱	۱۰۰

سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر دارای مقادیر پایین تا متوسط L.O.I. (۱/۴۲ تا ۸/۴۹ wt/%) می‌باشند (جدول ۱). مقادیر SiO₂ در این سنگ‌ها با توجه به ترکیب کانی‌شناسی سنگ متغیر است و در حدود ۴۳/۷۶ تا ۵۵/۰۴ درصد وزنی در تغییر می‌باشد. مقدار TiO₂ موجود در ترکیب غالب سنگ‌های بازیک نسبتاً پایین است و مقادیر آن wt/٪ ۱/۰۴-۱/۶۰۳ می‌باشد و در یکی از نمونه‌ها ۰/۳۶۹ می‌باشد. مقادیر MgO، متغیر است در غالب نمونه‌ها به ترتیب برابر با ۶/۵۳-۱۱/۱۵ درصد وزنی و برخی نمونه‌ها ۳/۱-۵/۳۲ درصد وزنی می‌باشد. مقادیر CaO برابر ۸-۱۳/۶۵ درصد وزنی و برخی نمونه‌ها ۵/۱۱-۷/۱۱ درصد وزنی می‌باشد. مجموع عناصر آلکالی (Na₂O+K₂O) و Al₂O₃ در این سنگ‌ها بالا بوده و به ترتیب به صورت ۳/۴۴-۶/۱۹ و ۱۲/۰۹-۱۵/۵۳ درصد وزنی است. در این پژوهش شیمی سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیت پیرانشهر با شیمی سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیت ماوات عراق (محدوده‌های حسن باغ، نئوپوردان-والاش (Sarmad, 2012) (شکل ۱-الف) مورد

جدول ۲. نتایج شیمی سنگ کل (عناصر فرعی و کمیاب) سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر، GK: محدوده گردکاولان و M: محدوده ماشکان

samples	GK1	M1	M2	GK2	M3	M4	GK1	M1	M2	GK2	M3	M4	
Sc	۳۶	۳۰	۲۳	۴۴	۳۶	۲۳	La	۲/۲	۳۱/۲	۳۴/۸	۵/۵	۳۵/۸	۴۸/۴
Be	< ۱	۲	۲	< ۱	۲	۲	Ce	۴/۳	۶۰/۸	۶۳/۵	۱۴/۵	۶۸/۵	۹۰/۳
V	۳۱۹	۲۹۸	۲۳۰	۲۸۳	۲۸۹	۳۱۷	Pr	۰/۵۶	۷/۷	۷/۵۳	۲/۳۸	۸/۶۲	۱۰/۹
Cr	< ۲۰	۱۱۰	۲۱۰	۳۲۰	۳۳۰	۲۰۰	Nd	۲/۹	۳۲/۹	۲۸/۸	۱۱/۷	۳۴/۸	۴۲/۸
Co	۲۳	۳۲	۲۹	۴۲	۴۲	۴۲	Sm	۰/۹	۶/۹	۶/۱	۳/۷	۷/۲	۷/۵
Ni	< ۲۰	۵۰	۹۰	۹۰	۱۱۰	۷۰	Eu	۰/۳۸	۲/۰۸	۱/۶۱	۱/۳۸	۲/۰۵	۲/۲
Cu	۱۲۰	۲۰۰	۱۲۰	۱۴۰	۱۷۰	۱۹۰	Gd	۱/۲	۵/۵	۴/۸	۴/۲	۵/۸	۵/۸
Zn	۸۰	۱۰۰	۱۰۰	۸۰	۹۰	۹۰	Tb	۰/۳	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۹	۰/۹
Ga	۱۵	۱۶	۱۸	۱۸	۱۵	۱۹	Dy	۱/۷	۴/۵	۴/۲	۵	۴/۳	۴/۸
Ge	۲	< ۱	< ۱	۱	< ۱	۲	Ho	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۱	۰/۸	۰/۹
As	< ۵	< ۵	< ۵	۶	< ۵	< ۵	Er	۱/۲	۲/۲	۲/۳	۲/۹	۲	۲/۲
Rb	۷	۴۱	۹۳	۲۰	۶۵	۲۵	Tm	۰/۱۸	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۴۲	۰/۲۸	۰/۳۲
Sr	۷۶	۸۶۳	۶۸۵	۲۸۰	۲۲۵	۳۲۲	Yb	۱/۳	۲	۲/۲	۲/۷	۱/۸	۲
Y	۹	۲۲	۲۲	۲۷	۲۰	۲۱	Lu	۰/۲۵	۰/۳۶	۰/۳۹	۰/۴۶	۰/۳	۰/۳۳
Zr	۱۸	۹۵	۱۷۲	۹۸	۱۰۱	۱۱۵	Hf	۰/۵	۲/۳	۳/۸	۲/۶	۲/۷	۲/۵
Nb	۱	۱۱	۱۸	۴	۱۳	۱۷	Ta	< ۰/۱	۰/۵	۱/۳	۰/۲	۰/۶	۰/۸
Mo	< ۲	< ۲	۳	< ۲	< ۲	< ۲	W	< ۱	< ۱	۳	< ۱	< ۱	۱
Ag	< ۰/۵	۰/۵	۱/۲	۰/۸	۰/۸	۰/۸	Tl	< ۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۲	< ۰/۱
In	< ۰/۲	< ۰/۲	< ۰/۲	< ۰/۲	< ۰/۲	< ۰/۲	Pb	< ۵	۷	۱۶	< ۵	< ۵	۹
Sn	۵	۶	۶	۶	۶	۵	Bi	< ۰/۴	< ۰/۴	< ۰/۴	< ۰/۴	< ۰/۴	< ۰/۴
Sb	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	< ۰/۵	Th	۰/۳	۴/۶	۱۱/۱	۰/۴	۵	۶/۴
Cs	< ۰/۵	۰/۸	۲/۷	۰/۵	۱/۸	۱	U	۰/۱	۱/۱	۳/۱	۰/۱	۱/۴	۱/۹
Ba	۶۵	۴۵۶	۷۴۲	۶۹	۴۱۴	۲۱۸	Ti	۲۲۱۲	۷۱۱۰	۶۵۸۹	۹۶۱۰	۶۴۴۵	۶۲۳۵

جدول ۳. نتایج شیمی سنگ کل (اکسید عناصر اصلی) سنگ‌های بازیک در مجموعه افیولیتی ماوات در زاگرس عراق (Sarmad 2012) (HI: محدوده حسن باغ و SH: محدوده نئوپوردان و V: محدوده والاش)

sample	H1	H2	H3	SH1	SH2	SH3	V1	V2	V3
SiO ₂	۵۱/۱۵	۵۰/۲۷	۵۰/۷۱	۵۷/۸۹	۵۵/۰۶	۶۲/۷۹	۵۹/۱۲	۵۳/۳۰	۶۱/۶۵
Al ₂ O ₃	۱۵/۷۴	۱۵/۱۴	۱۵/۶۶	۱۴/۲۶	۱۵/۷۱	۱۳/۲۲	۱۴/۱۱	۱۵/۱۵	۱۴/۹۱
Fe ₂ O ₃	۹/۸۸	۱۰/۹۶	۱۰/۹۸	۸/۹۵	۱۱/۰۷	۱۰/۳۸	۱۰/۸۵	۱۰/۷۹	۵/۹۲
MgO	۵/۹۹	۴/۹۲	۵/۰۸	۵/۰۲	۵/۶۸	۳/۱۶	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۱۰
CaO	۸/۳۵	۸/۷۴	۷/۴۵	۲/۸۰	۲/۹۴	۲/۳۷	۴/۵۳	۴/۵۶	۴/۲۷
Na ₂ O	۴/۵۵	۴/۳۳	۴/۵۸	۴/۶۸	۵/۵۶	۴/۴۹	۲/۶۴	۶/۵۷	۳/۴۸
K ₂ O	۰/۰۴	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۶۸	۰/۲۰	۰/۹۲	۴/۹۱	۴/۲۴	۲/۸۸
TiO ₂	۰/۸۸	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۴۶	۰/۷۹	۴/۴۶
P ₂ O ₅	۰/۲۳	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۹۰	۰/۷۱	۰/۷۷
MnO	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۱۴
LOI	۲/۵۰	۲/۲۲	۲/۵۷	۲/۹۵	۲/۹۳	۱/۶۹	۳/۴۰	۴/۹۰	۳/۳۳
Total	۹۹/۴۵	۹۸/۱۷	۹۸/۶۶	۹۷/۸۶	۹۹/۷۹	۹۹/۶۴	۱۰۱/۱۶	۱۰۱/۲۸	۱۰۱/۹۱

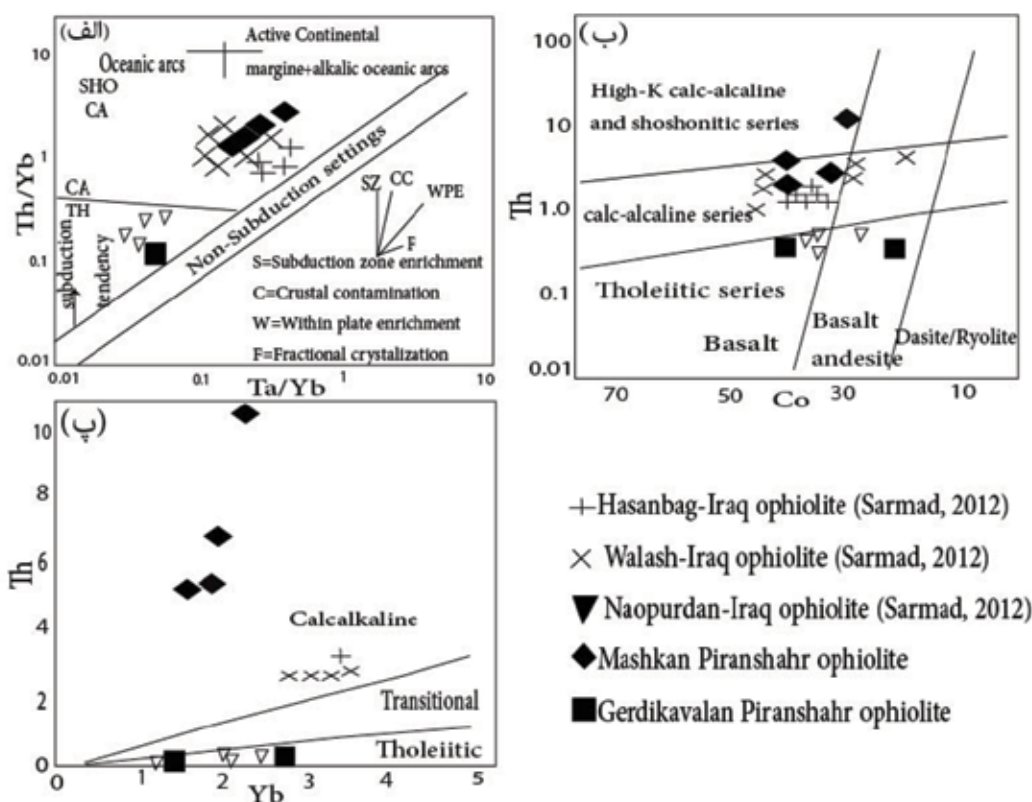
جدول ۴. نتایج شیمی سنگ کل (عناصر فرعی و کمیاب) سنگ‌های بازیک در افیولیت ماوات در زاگرس عراق (HI): محدوده حسن باغ و SH: محدوده نئوپوردان و M: محدوده والاش (Sarmad, 2012)

sample	H1	H2	H3	SH1	SH2	SH3	V1	V2	V3
Ba	۴۹/۵	۱۸۷	۱۲۴	۱۲۸/۵	۳۶/۷	۱۱۹/۵	۱۱۰	۱۹۷/۵	۶۲۶
Ce	۶۶/۸	۴۴/۱	۵۲	۱۰	۸۸	۱۰/۸	۶/۵	۶/۷	۳۴/۴
Co	۴۵/۶	۳۷/۹	۴۱/۸	۳۴	۳۸	۲۹/۶	۳۲/۲	۳۲/۱	۱۹
Cr	۱۸۰	۱۵۰	۱۳۰	۵۰	۴۰	۱۰۰	۶۰	۶۰	۱۰۰
Cs	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۲	<۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۱۸	۰/۷۱	۰/۲۲
Cu	۵۹	۵۶	۶۵	۱۰۱	۱۰۲	۹۸	۲۱۴	۶۳	۲۸
Dy	۵/۳۲	۵/۸	۶/۱۴	۲/۷۶	۳/۱۳	۳/۴۹	۳/۱۱	۳/۰۵	۳/۲۵
Er	۳/۰۷	۳/۵۷	۳/۷۴	۱/۹۱	۲/۱۲	۲/۴۵	۲/۰۸	۲/۰۳	۲/۱۶
Eu	۱/۸۳	۱/۷۶	۲/۰۸	۰/۶۹	۰/۷	۰/۷۲	۰/۷	۰/۶۸	۰/۹۵
Ga	۱۹/۲	۲۰/۷	۲۰/۹	۱۴/۱	۱۵	۱۳/۱	۱۶/۸	۱۳	۱۶/۷
Gd	۶/۱۳	۵/۹	۶/۴۸	۲/۲۶	۲/۴۹	۲/۷۴	۲/۳۷	۲/۴۵	۳/۶۱
Hf	۳/۵	۴/۱	۴/۴	۱/۳	۱/۲	۱/۴	۱/۸	۱/۴	۳/۷
Ho	۱/۰۹	۱/۲۵	۱/۳	۰/۶۵	۰/۷۴	۰/۸۲	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۷۱
La	۲۹	۱۸/۹	۲۲/۴	۴/۸	۴/۵	۵/۶	۲/۱	۴/۵	۲۰/۹
Lu	۰/۳۸	۰/۴۵	۰/۵	۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۴۲	۰/۳	۰/۲۹	۰/۳
Mo	<۲	۷	<۲	<۲	<۲	<۲	۲	۲	۳
Nb	۱۲/۹	۱۶/۴	۱۷/۵	۳/۱	۲/۶	۳/۷	۱۱	۰/۸	۱۳
Nd	۳۰/۳	۲۱/۷	۲۵/۲	۵/۴	۵/۲	۵/۶	۵	۵	۱۳/۲
Ni	۵۲	۳۷	۳۸	۱۷	۲۱	۷	۱۱	۹۴	۳۳
Pb	۱/۵	۱/۵	۰/۶	۱/۴۵	۲/۸۵	۱/۹	bdl	۷/۴۵	۴/۴۵
Pr	۷/۹۷	۵/۲۵	۶/۱	۱/۲۶	۱/۱۶	۱/۳۷	۰/۹۱	۰/۹۵	۳/۴
Rb	۴/۲	۶/۸	۷/۸	۷	۲/۸	۱۰/۵	۴	۱۵/۱	۵۴/۵
Sm	۶/۰۹	۵/۳	۵/۹۲	۱/۷۴	۱/۷۸	۱/۹۷	۱/۹۳	۱/۷۷	۳/۰۸
Sn	۱	۲	۲	۱	۱	۱	۱	۲	۲
Sr	۲۰/۵	۲۳/۱	۲۴/۳	۸۸/۲	۸۳/۴	۱۰۲/۵	۹۵/۸	۱۳۶	۲۴۵
Ta	۰/۸	۱	۱/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	<۱	<۱	۰/۹
Tb	۰/۹۹	۱/۰۵	۱/۱۴	۰/۵	۰/۵۵	۰/۶	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۶۴
Th	۱/۷	۲/۴۵	۲/۵۵	<۱	<۱	۰/۷	bdl	bdl	۷/۱۰
Tl	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Tm	۰/۴۱	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۹	۰/۳۲	۰/۳	۰/۳
U	۰/۸۵	۰/۶۸	۰/۸۸	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۴۴	۲/۵۱
V	۳۰/۵	۳۳۰	۳۴۲	۲۹۷	۳۵۸	۲۴۳	۴۹۵	۳۶۷	۱۴۶
W	۲	۱	۱	۳	<۱	<۱	<۱	۲	۲
Y	۳۳	۳۷	۳۹/۷	۱۹/۵	۲۱	۲۴/۱	۱۹	۱۹/۳	۲۱/۱
Yb	۲/۷۶	۳/۱۶	۳/۴۱	۱/۷۴	۲/۱۱	۲/۴۸	۲/۰۱	۲/۰۹	۲/۱۹
Zn	۹۲	۹۳	۱۱۱	۲۶۱	۸۷	۷۹	۹۸	۶۸۳	۵۳
Zr	۱۱۴	۱۳۵	۱۴۱	۴۳	۳۶	۴۳	۵۵	۴۳	۱۳۵

bdl: below detection limit

پیرانشهر به ترتیب ویژگی کالکوالکالان و تولییتی نشان می‌دهند که با ویژگی‌های کالکوالکالان و تولییتی بازالت‌های حسن باغ و والاش و نئوپوردان عراق مطابقت نشان می‌دهد (شکل ۴-الف، ب، پ).

داده‌های عناصر فرعی و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای Th/Yb در برابر Ta/Yb از (Pearce, 1982) در برابر Th در برابر Co از (Hastie et al., 2007)، در برابر Yb از (Barret and Maclean, 1993) رسم شده است. بر این اساس سنگ‌های بازیک ماشکان و گردکاولان



شکل ۴. تعیین سری ماگمایی سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر و ماوات عراق (در محدوده حسن باغ، والاش و نئوپوردان). الف) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb از (Pearce, 1982)، ب) نمودار Th در برابر Co از (Hastie et al., 2007) و پ) نمودار Th در برابر Yb از (Barret and Maclean, 1993)

(Motanini et al., 2008).

روند مشاهده شده برای عناصر نادر خاکی سنگ‌های بازیک گردکاولان پیرانشهر به صورت کمابیش مسطح است (شکل ۵-الف). سنگ‌های بازیک گردکاولان پیرانشهر تهی‌شدگی و غنی‌شدگی معنی‌داری برای هیچ کدام از عناصر نادر خاکی در الگوهای ترسیم شده برای این عناصر مشاهده نشده است بنابراین ویژگی مسطح آن مشابه ویژگی عناصر REE تولیتهای مورب نرمال می‌باشد (Saccani et al., 2008). در نمودار چندعنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، الگوی مشاهده شده برای سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر یکسان است (شکل ۵-ب). در این نمودار عناصر LILE در مقایسه با HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر Ta, Nb, Zr, Hf و Ti در مقایسه با عناصر مجاور خود آنومالی منفی از خود نشان می‌دهند. Sr در نمونه‌های حاوی پلاژیوکلاز دارای آنومالی

به‌منظور بررسی و مطالعه شیمی عناصر نادر خاکی از الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است (شکل ۵-الف). در این نمودار روند مشاهده شده برای سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر مشابه بوده و غنی‌شدگی LREE در مقایسه با HREE $LaN/ = 10/597-16/439$ تا $DyN/ = 7/197-10/466$ را نشان می‌دهد. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE نشان داده است که این سنگ‌ها احتمالاً در قوس ماگمایی و تحت تاثیر فلوئیدهای اسلب فرورانشی یا آلودگی پوسته تشکیل شده باشند.

همچنین تهی‌شدگی HREE/MREE نشانه حضور آشکار گارنت در منشا ماگما می‌باشد. بازالت‌های تهی شده از HREE/MREE از ذوب بخشی گوشته تهی شده دارای لایه‌های مافیک گارنت‌دار حاصل شده‌اند

بازیک گردکاولان را به حوضه‌های کششی نسبت داد که مذاب تولییتی در محیط کششی بالای زون فرورانش تشکیل شده و به دلیل اثرات فرورانش، ژئوشیمی مشابه با قوس ولکانیکی دارند.

داده‌های نرمالیز شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) سنگ‌های بازیک حسن باغ عراق نیز نشان داده است که از عناصر LILE (Sr, Rb, Ba, Ce) غنی شده و دارای تهی شدگی (HFSE (Nb, P, Ce, Zr, Ti)، آنومالی منفی Nb, Ti و همچنین دارای نسبت بالایی از عناصر Ba/Nb و Nb/Y می‌باشد که مشابه بازالت‌های پیرانشهر منشا گوشته‌ای ماگمای بازیک تحت تاثیر فرایند فرورانش، تاثیر فلوئیدها و آلودگی پوسته‌ای بوده است (Sarmad, 2012).

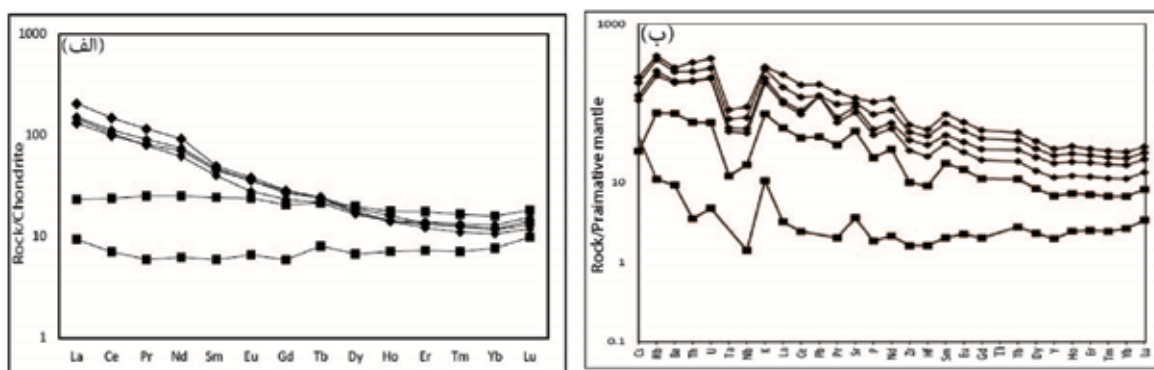
داده‌های نرمالیز شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) سنگ‌های بازیک والاش عراق غنی‌شدگی از عناصر خیلی ناسازگار نسبت به عناصر کمتر سازگار نشان می‌دهد که نشانه حوضه‌های پشت قوس می‌باشد (Sarmad, 2012).

داده‌های نرمالیز شده به کندریت سنگ‌های بازیک نئوپوردان تهی شده در عناصر HFSE نسبت به LILE می‌باشند و آنومالی منفی Nb, Ta نشان می‌دهند که به تشکیل مذاب از منشا گوشته‌ای که با خروج مذاب تهی شده است و سپس از طریق فرورانش از عناصر LILE غنی شده است (Sarmad, 2012).

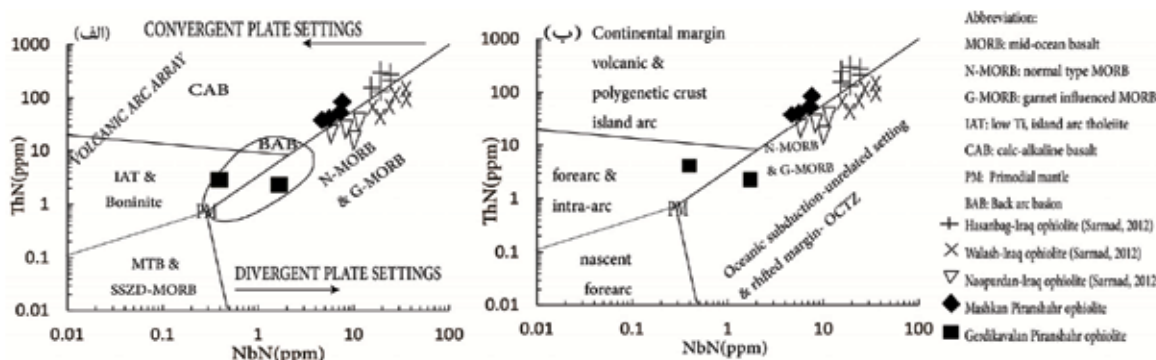
پتروژنز و موقعیت تکتونیکی سنگ‌های بازیک پیرانشهر و سنگ‌های معادل از زون افیولیتی عراق (Sarmad, 2012) بر اساس نسبت عناصر NbN, ThN (داده‌های نرمالیز شده به کندریت از (Sun and McDonough, 1989) در نمودارهای (شکل ۶-الف، ب) مورد بررسی قرار گرفته است. در این نمودارها سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر و حسن باغ عراق در موقعیت تکتونیکی همگرایی پلیت‌ها، مرتبط با فرورانش با ویژگی ماگمایی کالکوالکالن واقع شده است و سنگ‌های بازیک گردکاولان پیرانشهر و نئوپوردان-والاش عراق در موقعیت تکتونیکی واگرایی پلیت‌ها، غیرمرتبط با فرورانش با ویژگی تولییت مورب واقع شده است (شکل

مثبت بوده ولی در نمونه‌های فاقد فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با آنومالی منفی مشخص می‌شود (شکل ۵-ب). وجود جایگاه مناسب در ساختار بلوری پلاژیوکلاز باعث تجمع Sr در ساختار این کانی و آنومالی مثبت در نمودار چند عنصری است. نتایج بررسی نمودارهای عنکبوتی (شکل ۵-ب) نشان می‌دهد سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر از عناصر Zr, Ti, Hf, Y, Ta, Nb, MREE, HREE، تهی شدگی و از عناصر ناسازگار، LREE, Pb, Sr, Cs, Rb, Ba, U غنی‌شدگی نشان می‌دهند که این ویژگی‌ها سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر مطابق ویژگی مذاب‌های قوس ولکانیکی سوپراسابداکشن زون می‌باشد (Dilek and Furnes, 2011). چون در طول تشکیل بازالت‌های موجود در افیولیت‌های مرتبط با فرورانش احتمالاً منبع مذاب گوشته‌ای از طریق فلوئیدهای جدا شده از صفحه فرورونده، رسوبات فرورونده و یا پوسته بالایی، از عناصر شدیداً ناسازگار غنی شده است (Hawkesworth et al., 1997؛ Pearce and Parkinson, 1993). مذاب‌های مرتبط با قوس ولکانیکی نسبت به سوپراسابداکشن زون افزایش قابل توجه غلظت عناصر ناسازگار، آنومالی مثبت قابل توجه Pb و آنومالی منفی قابل توجه Nb نشان می‌دهند. این اختلاف قابل توجه به دلیل زمان فرورانش طولانی (۲۰-۳۰ میلیون سال) تشکیل افیولیت قوس ولکانیکی نسبت به زمان فرورانش کوتاه مدت (کمتر از ۱۰ میلیون سال) تشکیل افیولیت سوپراسابداکشن زون می‌باشد (Dilek and Furnes, 2011).

در نمودار چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های گردکاولان، عناصر Nb, Ta, Zr, Hf در مقایسه با عناصر مجاور خود مختصری آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۵-ب) که به نظر می‌رسد ویژگی مرتبط با فرورانش نشان می‌دهد در حالی که در نمودار (شکل ۵-الف) ویژگی تولییت مورب نشان می‌دهد. این ویژگی دوگانه حاصل تشکیل افیولیت‌های سوپراسابداکشن توسط گسترش کف اقیانوسی در بالای پوسته اقیانوسی فرورانش کرده می‌باشد (Dilek and Furnes, 2011). احتمالاً بتوان سنگ‌های



شکل ۵. الف) الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر، ب) نمودار چندعنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر. علائم همانند شکل قبلی می‌باشد



شکل ۶. الف، ب) نمودارهای جدا کننده انواع محیط تکتونیکی و شیمی بازالت‌های مناطق افیولیتی بر اساس عناصر NbN در برابر ThN (Sun and McDonough, 1997) (Saccani, 2015)، نرمالیز شده به کندریت

فرورانش یا آلودگی مواد پوسته‌ای بوده است (Dilek and Furnes, 2011).

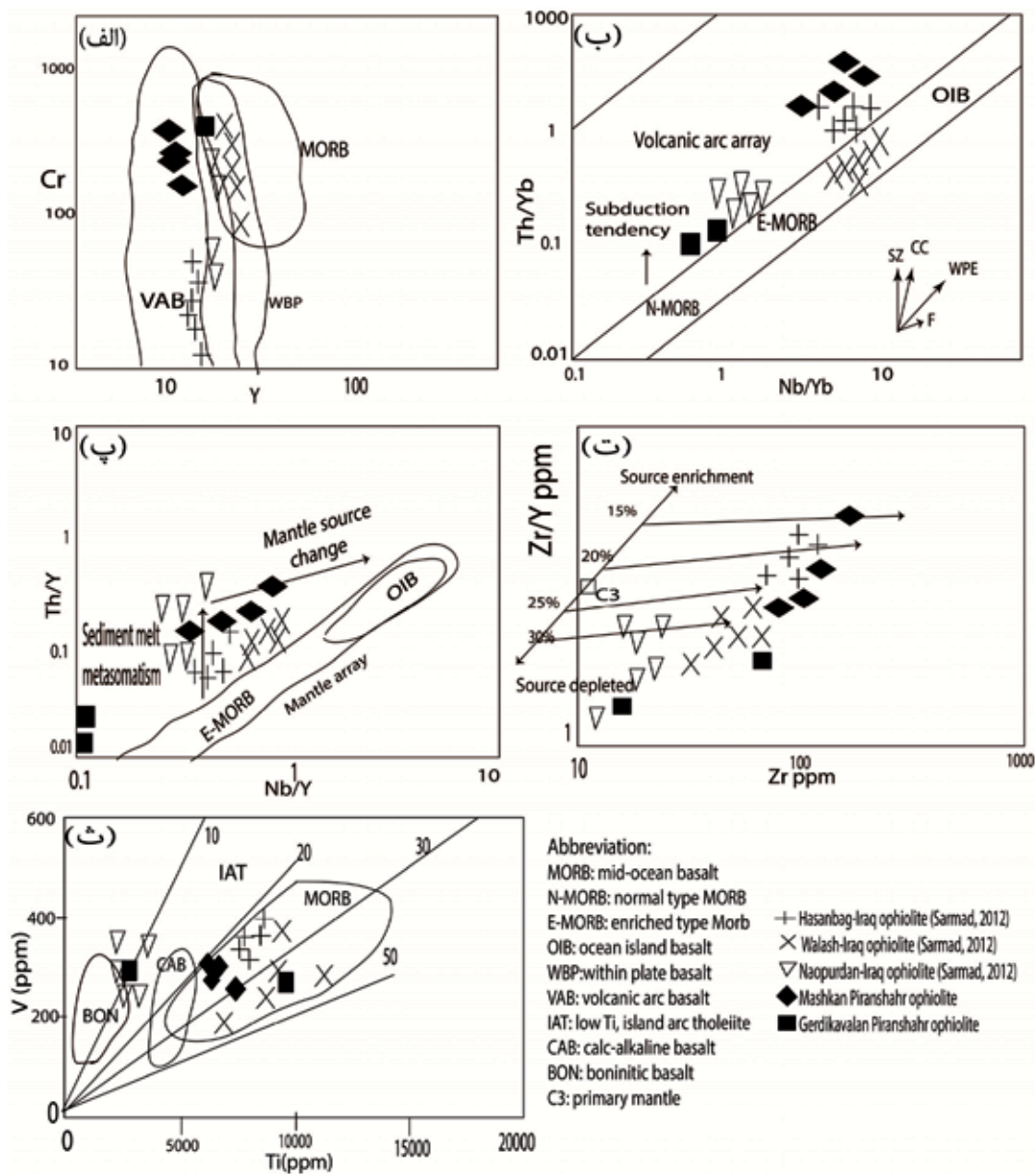
در نمودار Nb/Y در برابر Th/Y (شکل ۷-پ) با افزایش نسبت Th/Y، غالب سنگ‌های بازیک پیرانشهر و عراق بالاتر از آرایه گوشته‌ای واقع شده است (Elliott et al., 1997; Harangi, 2007).

نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce, 1979) نیز اطلاعات مفیدی در مورد طبیعت و منشأ ماگمای مادر دارد (شکل ۷-ت). افزایش نسبت Zr/Y همراه با افزایش Zr نشان می‌دهد سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر و حسن باغ ذوب بخشی از منشأ گوشته غنی شده نشان داده است و سنگ‌های بازیک گردکاولان پیرانشهر و نئوپوردان و والاش عراق ذوب بخشی منشأ گوشته نسبتاً تهی شده نشان داده است (شکل ۷-ت). نمودارهای V در برابر Ti (Shervais, 1982) مشخص کرده است که غالب سنگ‌های بازیک پیرانشهر

۶-الف، ب). یکی از نمونه‌های گردکاولان در موقعیت تولیث قوس با Ti کم (IAT) و همپوشانی موقعیت پشت قوس ولکانیکی (شکل ۶-الف) و پیش قوس ولکانیکی (شکل ۶-ب) واقع شده است.

نمودار Cr در برابر Y (Malpas, et al., 1994) نشان می‌دهد سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر و حسن باغ عراق در موقعیت قوس ماگمایی واقع شده است و سنگ‌های بازیک گردکاولان پیرانشهر و والاش و نئوپوردان عراق در موقعیت درون پلیت واقع شده است (شکل ۷-الف).

نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Dilek and Furnes, 2011) تمامی سنگ‌های بازیک پیرانشهر و عراق (به غیر والاش) در محدوده آرایه قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند. غالب نمونه‌های بازالتی حاوی Nb/Yb بیش از ۳ هستند (شکل ۷-ب). این ویژگی نشانگر منشأ ماگمای بازیک از گوشته‌ای است که تحت تأثیر



شکل ۷. الف) سنگ‌های بازیک پیرانشهر در نمودار Cr در برابر Y از (Malpas et al., 1994)، ب) نمودار Nb/Yb، Th/Yb از (Dilek and Pearce 2011)، پ) نمودار Nb/Y در برابر Th/Y از (Elliott et al., 1997؛ Harangi 2007)، ت) نمودار Zr/Y در برابر Zr، (Furnes 2011)، ث) نمودارهای V در برابر Ti از (Shervais 1982) (1979).

یا پوسته قاره‌ای بالایی (upper continental crust (CUU)) می‌باشند. عناصر LILE مثل Sr، Ba نسبت به LREE در فلئوئیدهای آبدار بسیار محلول می‌باشند. عناصر HFSE مانند Nb، Ta، Th و عناصر HREE، MREE مانند (Sm، Lu) حلالیت کمتری در فلئوئیدها دارند. به‌طور میانگین عناصر کمیاب در طی ذوب از گوشته خارج شده‌اند ولی در محل قوس‌های ماگمایی، ماگمای قوس غالباً از

و حسن باغ و والاش عراق ویژگی تولییتی شبیه مورب با نسبت $Ti/V=20-50$ و یکی از نمونه‌های پیرانشهر و نئوپوردان عراق در مرز بین تولییت جزایر قوسی و بونینیت $Ti/V=10$ واقع شده است (شکل ۷-ث).

بحث

شیمی بازالت‌های تشکیل شده در محل قوس‌های ماگمایی تحت تاثیر فلئوئیدهای آزاد شده از اسلب فروروانشی و

بازالت‌های Papagayos در نمودار معرف گوشته با ویژگی نسبت عناصر Th/Ba بالا و غنی از عناصر پوسته قاره‌ای می‌باشد که نشانگر تاثیر پوسته قاره‌ای در ترکیب ماگمای بازیک است (Holm et al., 2016). موقعیت بازالت‌های Reyunos در نمودار معرف گوشته با ویژگی نسبت عناصر Th/Ba پایین و حجم زیادی از عناصر ناسازگار محلول در فلوئیدها می‌باشد که نشانگر تاثیر فلوئیدها در ترکیب مذاب می‌باشد. طبق نمودار، سنگ‌های بازیک پیرانشهر و نیز تعدادی از نمونه‌های عراق (Sarmad, 2012) در نزدیکی بازالت‌های افیولیتی Reyunos واقع شده است. بررسی نسبت‌های عناصر La/Sm و Nb/Sm و نسبت‌های عناصر Nb/Ba, Th/Ba برای کلیه نمونه‌های پیرانشهر تاثیر فلوئیدها در تغییر ترکیب منشا مذاب نتیجه می‌دهد این تاثیر در سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر بیش از سنگ‌های بازیک گردکاولان پیرانشهر می‌باشد. همچنین قرار گرفتن نمونه‌ها در امتداد خط $La/Nb=3$ نشان‌دهنده تشکیل سنگ‌های بازیک پیرانشهر در موقعیت قوس ماگمایی و پشت قوس می‌باشد (Holm et al., 2016).

بازالت‌های عراق نتایج پراکنده‌ای نشان داده است که می‌توان گفت احتمالاً هر دو فرایند اضافه شدن فلوئیدها از اسلب فرورانشی و هم آلودگی پوسته‌ای در تغییر ترکیب شیمیایی ماگمای بازالتی عراق تاثیر داشته است.

بررسی شیمی سنگ کل سنگ‌های بازیک پیرانشهر و مقایسه آن با بازالت‌های افیولیتی عراق نشان داده است که در این منطقه نیز مشابه افیولیت‌های سوپراسابداکشن عراق (Mohammad, 2009) و (Ahmad Mirza, 2008) و افیولیت‌های شرق مدیترانه (Alastair, 2014) تنوع مذاب‌های بازالتی وجود دارد (Alastair, 2004).

بررسی سنگ‌های بازیک افیولیت‌های نوع سوپراسابداکشن نشان داده است تکامل ماگمازایی از مرحله تشکیل مورب تا تولیت قوس و بونینیت ادامه داشته و در برخی مناطق مذاب‌های کالکوالکان نیز گزارش شده است (Dilek and Furnes, 2011). این نوع ژئوشیمی نتیجه مراحل مختلف ماگمازایی از منشا گوشته شدیداً هتروژن با نرخ ذوب‌های مختلف می‌باشد و هتروژنیتی گوشته نیز

یکسری عناصر کمیاب غنی‌شدگی نشان می‌دهند بنابراین احتمالاً ماگما یا از گوشته متاسوماتیزه در اثر فلوئیدها منشا گرفته باشد و یا از آلودگی با پوسته قاره‌ای غنی شده است. در برخی بازالت‌های افیولیتی هر دو عامل، شیمی بازالت‌ها را تحت تاثیر قرار داده است.

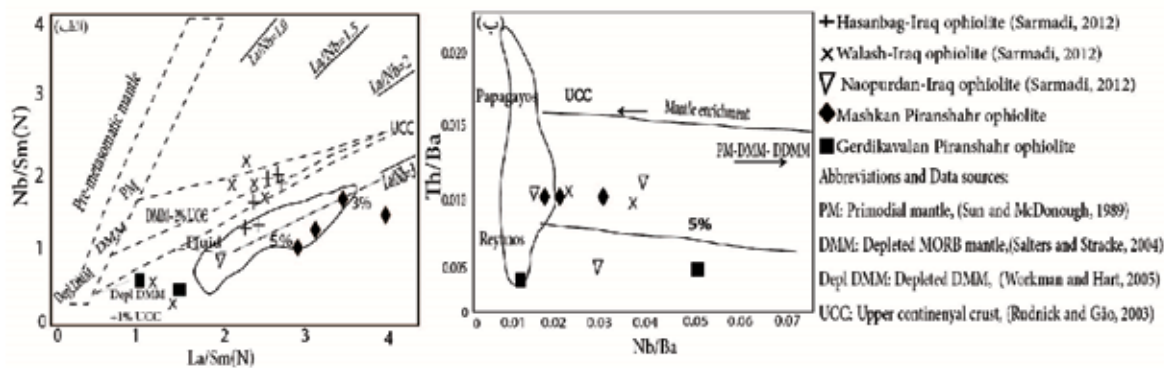
گوشته اولیه (PM)، گوشته مورب تهی شده (DMM) و گوشته مورب شدیداً تهی شده (Depl DMM) قبل از متاسوماتیزه شدن دارای $Nb/Ba=0.1-0.3$ ، Th/Ba نسبتاً کم و Sm/Nb شدیداً متغیر می‌باشد. آلودگی پوسته‌ای غالباً با افزایش U, Th, و کاهش Sr, Eu همراه می‌باشد. متاسوماتیزه شدن گوشته توسط فلوئیدها با افزایش مقدار Ba/Nb و کاهش مقدار Th/Ba همراه می‌باشد (Holm et al., 2014).

فرایند ذوب گوشته‌ای، تفریق و جدایش آشکاری بین نسبت‌های عناصر La/Sm و Nb/Sm به وجود می‌آورد (Holm et al., 2016). جهت بررسی عامل موثر در تغییر ترکیب ماگمای بازیک پیرانشهر و عراق از مقایسه نسبت‌های La/Sm و Nb/Sm نرمالیز شده به کندریت و همچنین مقایسه نسبت‌های Nb/Ba و Th/Ba استفاده شده است.

طبق نمودار La/Sm و Nb/Sm از (Holm et al., 2016) سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر در محدوده گوشته‌ای با غنی‌شدگی ۳ درصد تا ۵ درصد توسط فلوئیدها واقع شده است سنگ‌های بازیک گردکاولان نیز در محدوده گوشته مورب شدیداً تهی شده (Depl DMM) واقع شده است (شکل ۸-الف).

نسبت La/Nb مشخص‌کننده منشا گوشته می‌باشد به طوری که در طی فرایند ذوب گوشته، جدایشی بین این عناصر به وجود نمی‌آید و مقدار این عناصر ترکیب منشا ماگما را نشان می‌دهند (Holm et al., 2016). در مناطق قوس ماگمایی و پشت قوس، ماگماها از منشا غنی‌شده از La تشکیل شده است. طبق نمودار غالب سنگ‌های بازیک پیرانشهر و عراق در امتداد خط $La/Nb=3$ واقع شده است (شکل ۷-الف).

مقایسه نسبت‌های عناصر Nb/Ba, Th/Ba از (Holm et al., 2016) آورده شده است (شکل ۸-ب). موقعیت



شکل ۸. الف) نمودار Nb/Sm و La/Sm از (Holm et al., 2016)، ترکیب گوشته به سه نوع متفاوت شامل گوشته اولیه (PM)، گوشته مورب تهی شده (DMM) و گوشته مورب شدیداً تهی شده (Depleted DMM) مشخص شده است. خطوط بریده نوع و درصدهای تاثیر آلودگی پوسته‌ای و یا تاثیر فلوتیده‌ها را مشخص می‌کند. داده‌های نرمالیز به کندریت از (Sun and McDonough, 1989)، نمودار Th/Ba و Nb/Ba (ب) نمودار Th/Ba از (Holm et al., 2016)

اقیانوسی در بالای پوسته اقیانوسی فرورانش کرده می‌باشد (Dilek and Furnes, 2011). احتمالاً بتوان سنگ‌های بازیک گردکاولان را به حوضه‌های کششی بالای زون فرورانش نسبت داد که مذاب تولییتی در محیط کششی تشکیل شده ولی به دلیل اثرات فرورانش، ژئوشیمی مشابه با قوس ولکانیکی دارند.

بنابراین از بررسی‌های فوق می‌توان برای مجموعه افیولیتی زاگرس در شمال غرب ایران و عراق نتیجه گرفت که سنگ‌های بازیک پیرانشهر و عراق احتمالاً طی یک سیستم فرورانشی با عقب‌گرد فرورانش و تشکیل حوضه کششی پیش قوس و یا پشت قوس تشکیل شده است و تکامل مذاب از مرحله تشکیل مورب، تا تشکیل قوس ماگمایی با مذاب تولییتی و کالکوالکان ادامه یافته است. و حوضه کششی با مذاب تولییتی نیز تشکیل شده است. نتایج به‌دست‌آمده در خصوص ویژگی‌های سوپراساداکنش سنگ‌های بازیک پیرانشهر با نتایج به‌دست‌آمده از مطالعات قبلی سنگ‌های اولترابازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر (یزدانی، ۱۳۹۲) و (Hajialioghli and Moazzen 2014) مطابقت نشان می‌دهد. نتایج مطالعات سنگ‌های بازیک افیولیت ماوات عراق (Sarmad, 2012) و همچنین مطالعات سنگ‌های اولترابازیک افیولیت ماوات عراق (Mohammad, 2009) و (Ahmad Mirza, 2008) نیز ویژگی سوپراساداکنش را نشان داده شده است.

حاصل اضافه شدن فلوتیده‌های اسلب فرورانشی و رسوبات فرورانشی می‌باشد. بازالت‌های کالکوالکان گزارش شده از افیولیت‌های نئوتتیس شرق مدیترانه (Alastair, 2014) و افیولیت‌های سوپراساداکنش جهان طی تکامل ماگماتیسیم قوس همراه با دخالت فزاینده رسوبات فرورانشی تشکیل شده است و تشکیل بازالت‌های کالکوالکان نشانه‌ای از طولانی بودن دوره فرورانش و مچوریتی قوس می‌باشد (Dilek and Furnes, 2011).

بررسی ژئوشیمی سنگ کل و نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی نشان داده است که سنگ‌های بازیک ماشکان با ویژگی کالکوالکان از نظر عناصر $MREE, HREE, Zr, Hf, Y, Ti$ تهی شدگی و از نظر عناصر $Rb, Cs, Ba, Th, U, LREE, Sr$ غنی‌شدگی و آنومالی منفی Nb, Ta و غنی‌شدگی Pb نشان می‌دهند که تایید کننده ماگمای مرتبط با زون سوپراساداکنش می‌باشد.

سنگ‌های بازیک گردکاولان پیرانشهر ویژگی تولییتی داشته و آنومالی منفی Nb, Ta نشان می‌دهند و در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونیکی نتایج مختلفی مانند تولییت مورب، تولییت جزایر قوسی و تولییت حوضه‌های کششی پشت قوس نشان داده است. این ویژگی دوگانه (شبه مورب و قوس ولکانیکی) حاصل تشکیل افیولیت‌های سوپراساداکنش توسط گسترش کف

Submitted to the College of Science, University of Sulaimani, PhD Thesis, 164.

- Alastair, R., 2004. Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions, *Earth-Science Reviews*, 66, 331-387.

- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, scale: 1:5,000,000, Tehran, Iran, Geological Survey of Iran one sheet.

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its proforeland evolution, *American Journal of Science*, 304, 1-20.

- Barret, T.J. and Maclean, W.H., 1993. Lithochemical techniques using immobile element, *Journal of Geochemical Exploration*, 48, 109-133.

- Dilek, Y. and Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, 123, 387-411.

- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A. White, W., and Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc, *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991-15019.

- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M. and Gmélíng, K., 2007. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic relationships of Miocene calc-alkaline volcanic rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe, *Journal of Petrology*, 48, 2261-2287.

- Hajialioghli, R. and Moazzen M., 2014. Supra-subduction and mid-ocean ridge peridotites from the Piranshahr area, NW Iran, *Journal of*

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر شامل بازالت و دیاباز با فنوکریست غالب کلینوپیروکسن می‌باشند.

بررسی ژئوشیمی عناصر کمیاب نشان داده است که سنگ‌های بازیک مجموعه افیولیتی پیرانشهر (محدوده ماشکان و گردکاولان) مشابه با افیولیت ماوات عراق (محدوده حسن باغ، والاش-نئوپوردان) دارای رژیم ماگمازایی تولییتی و کالکوالکالن می‌باشد.

نتایج بررسی ژئوشیمی سنگ کل سنگ‌های بازیک ماشکان پیرانشهر و حسن باغ عراق ویژگی کالکوالکالن و موقعیت قوس ماگمایی سوپراسابداکشن زون نشان داده است. بررسی آلودگی منشا گوشته نیز نشان داده است که منشا گوشته غالباً تحت تاثیر فلونیدهای اسلب فرورانشی بوده است. وجود مذاب کالکوالکالن پیرانشهر نیز نشانه تکامل قوس و دخالت فزاینده فلونیدها در بالا بردن نرخ ذوب می‌باشد.

نتایج بررسی ژئوشیمی سنگ کل سنگ‌های بازیک گردکاولان پیرانشهر و نئوپوردان و والاش عراق ویژگی تولییتی نشان داده است و از نظر محیط زمین ساختاری نتایج متفاوتی از جمله تولییت جزایر قوسی، قوس ولکانیکی، تولییت مورب و پشت قوس نشان داده است. بنابراین سنگ‌های تولییتی هر دو ویژگی‌های مورب و قوسی را توأم نشان داده که بر این اساس به نظر می‌رسد مذاب تولییتی در محیط کششی بالای زون فرورانش مرتبط با زون سوپراسابداکشن تشکیل شده است.

منابع

- خدابنده، ع.ا.، ۱۳۸۳، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰
نقده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یزدانی، م.، ۱۳۹۲، مطالعه روابط صحرائی و پترولوژی مجموعه افیولیتی شمال غرب پیرانشهر- شمال غرب ایران، دانشگاه تبریز، رساله دکتری، ۱۶۰.
- Ahmed Mirza, T., 2008. Petrogenesis of the Mawat Ophiolite Complex and the associated chromitite, Kurdistan Region, NE Iraq,

Geodynamics 81, 41-55.

- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram, *Journal of Petrology*, 48, 122-341.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W. and Van Calsteren, P., 1997. U-Th Isotopes in arc magmas: Implications for element transfer from the subducted crust, *Science* 276, 551-555.
- Hebert, R. and Laurent, R., 1990. Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos Ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites, in *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of the Symposium Troodos 1987*, edited by Journal Malpas, E.M., Moores, A., Panayiotou, and C., Xenophontos, Geology Survey Department, Nicosia, Cyprus, 149-163.
- Holm, P. M., Söager, N., Alfatsen, M. and Bertotto, G.W., 2016. Subduction zone mantle enrichment by fluids and Zr-Hf-depleted crustal melts as indicated by back arc basalts of the Southern Volcanic Zone, Argentina, in *Lithos*, 262, 135-152.
- Holm, P.M., Söager, N., Dyhr, C.T. and Nielsen, M.R., 2014. Enrichments of the mantle sources beneath the Southern Volcanic Zone (Andes) by fluids and melts derived from abraded upper continental crust, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 1004-2014.
- Jassim, S.Z. and Goff, J.C., 2006. *Geology of Iraq*, Dolin, Prague and Moravian Museum, Brno, Czech Republic, 341.
- Kretz, 1983. Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Malpas, J., Calon, T. and Macdonald, R., 1994. The Shulpas Ophiolite Complex of British Columbia, Canada: a Palaeozoic/Mesozoic arc-related microterran, In *Proceedings of the 29th International Geological Congress: Circum-Pacific*, VSP Int1 Science, 69-87.
- Mohammad, Y.O., 2009. Serpentinites and their tectonic signature along the Northwest Zagros Thrust Zone, Kurdistan Region, Iraq, *Arabian Journal of Geosciences*, 4, 69-83.
- Montanini, A., Tribuzio, R. and Vernia, L. (2008) Petrogenesis of basalts and gabbros from an ancient continent-ocean transition (External Liguride ophiolites, Northern Italy), *Lithos* 101, 453-479.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis, *Geological Society, London, Special Publications*, 76, 373-403.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*, Wiley and Sons, New York, 525-548.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Sun, S.S. and McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. Norry, M.J.(eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London, Special Publications, 142, 313-345.
- Sarmad A.A., 2012. Geochemistry and geochronology of Thetyan arc related igneous arc,

- NE Iraq, PhD thesis, University of Wollongong. basaltic rocks, *Ophioliti* 33, 187-207.
- Saccani, E., Principi, G., Garfagnoli, F. and Menna, F., 2008 Corsica ophiolites: geochemistry and petrogenesis of basaltic and meta- - Stocklin J., 1968. Structures history and tectonic of Iran: A review, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 52, 1229-1258.

Mineralogy and geochemistry of gneisses from the Gol-e-Gohar complex, south of Kerman province

Fatehi, H.¹

1. Ph.D. in Petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 1 May 2018

Accepted: 15 September 2018

Abstract

Gneisses from Gol-e-Gohar metamorphic complex in the south Kerman province and in the south-east of the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone with granitoid protolith represent the green schist to lower amphibolite facies as a result of early Cimmerian orogenic phase. The studied gneisses are composed of potassium feldspar, plagioclase, biotite, quartz and garnet as main mineralogical composition. In addition, apatite, ilmenite, titanite, chlorite and muscovite are accessory phases in gneisses. Geothermobarometric calculations estimate a temperature of 600 to 610°C, with a pressure of 8 to 10Kbar. This is in accordance with the lower amphibole facies. The partial enrichment of the LREE relative to HREE and the lack of depletion in HREE of the samples, the values of Yb_N greater than 10 (average 12.70), combined with the alkali nature of the primary magma, indicate an intra-plate garnet-free crustal source for the gneisses. In addition, the metamorphic processes gave them gneissic nature, however, features of the primary igneous rock are recognizable. This situation is consistent with the extensional rifting environment developed in the southern part of the Sanandaj-Sirjan zone in the lower Paleozoic era in the early stages of the Paleo-Tethys formation.

Keywords: Gneiss, Gol-e-Gohar complex, Kerman province, Sanandaj-Sirjan zone..

Ore-forming fluid source and effective parameters in the gold deposition at the Dashkasan deposit (NE Qorveh): structure, microthermometry and O-H stable isotopic evidences

Moradi, M.¹, Alaminia, Z.², Tale Fazel, E.³ and Alipoor, R.³

1. M.Sc. student in Economic Geology, Geology Department, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2. Assistant Professor, Geology Department, University Isfahan, Isfahan, Iran

3. Assistant Professor, Geology Department, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Received: 7 July 2018

Accepted: 21 November 2018

Abstract

The Takab-Qorveh magmatic lineament between the Urumieh-Dokhtar and the Sanandaj-Sirjan zones contains important gold mines such as Dashkasan and Zarshuran. The Dashkasan deposit is located in the Kurdistan province and is one of the largest gold deposits in the Middle East domain. The gold is mainly hosted by porphyritic dacite and breccia. In spite of detailed previous studies, there is still debate regarding the genesis of the Dashkasan. Herein, this study present the source and evolution of the mineralizing fluids using the fluid inclusion and stable isotopic investigations. At Dashkasan, the breccia and mineralization are constrained by the steep NNE-SSW-trending faults. Alteration zones on the surface are phyllic, silicification, tourmalinization, argillic and minor propylitic. Sulfide minerals consist of pyrite, marcasite, arseno-pyrite, stibnite, chalcopyrite and to lesser amounts of bornite, sphalerite and galena associated with quartz, tourmaline, sericite, calcite and chalcedony. Result of microthermometry measurements shows a range of homogenization temperatures between 183-260 °C with salinities of 15.97 to 17.06 wt % NaCl equiv. The oxygen isotope composition of fluid in quartz ranges from 6.6 to 9.9 ‰, while, the tourmaline has $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ values are in the ranges of 8.5 to 12.3‰. Also, the $\delta\text{D}_{\text{fluid}}$ values of the quartz and tourmaline ranges between -51 to -81 and -93 to -111‰, respectively. Integrating with previous studies, all these data, suggest a migration from a porphyry gold system (stage-I) with a magmatic source to a low-sulphidation epithermal (stage-III). Stage-II occurred simultaneously with the collapse and eruption of crater.

Keywords: Fault, Fluid inclusion, O-H Isotopes, Dashkasan..

Fractal analysis of the aftershocks of the 2013 Gosht-Saravan (M.7.8) earthquake, NE Makran

Partabian, A.R.¹, Ansari, S.² and Jahandideh, F.³

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Sistan and Baluchistan University

2. Ph.D. in Tectonics, Earth Sciences, Fouman Faculty of Engineering, University of Tehran

3. M.Sc. student of Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Sistan and Baluchistan University

Received: 29 September 2018

Accepted: 5 February 2019

Abstract

In this paper the fractal dimension of the aftershocks of the 2013 M 7.8 Gosht-Saravan earthquake and their relationship with the seismicity parameters (such as the b-value) and also the released seismic energies of the main shocks and the aftershocks are investigated. The Gosht-Saravan main shock is an intraslab event with normal mechanism. No relationship between the Saravan fault and the main shock is observed. By examining the fractal dimension of the aftershocks and their relationship with the b-value it is confirmed that a linear seismic source (such as a subduction zone) exists. The slip ratio between the primary and secondary faults can be estimated by the fractal dimension. The calculated slip ratio indicates that a low portion of the slips may be related to the near surface fractures which can be verified by the shallow depth aftershocks. The earthquake occurrence in the intermediate depth, releases seismic energy and migrates to the near surface faults and fractures. The occurrence of aftershocks both near the hypocenter and at shallow depths can confirm the activity of these faults. The ratio of the total radiated seismic energy of the aftershocks to the radiated seismic energy of the main shock indicates that a high fraction of the energy related to the main shock and just a small fraction of the energy related to the aftershocks.

Keywords: Makran, Subduction zone, Aftershock, Seismicity, Fractal Dimension..

Evidence for development of transpressional duplex in the west of Shahroud-eastern Alborz

Radfar, A.¹ and Rahimi, A.²

1. Ph.D. student in Tectonics, Department of Geology, Faculty of Basic science, Golestan University, Gorgan, Iran,

2. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, Golestan University, Gorgan, Iran

Received: 28 October 2018

Accepted: 26 February 2019

Abstract

The study area is located in the southern boundary of the Eastern Alborz range between North Shahroud Fault and Astaneh Fault. The exposed formations are from Paleozoic to Cenozoic in age. Several structural surveys such as geometrical analysis of folds and geometrical and kinematical analysis of faults were studied. Field observations and software analysis revealed that most folded structures show a northeast-southwest trend in the eastern area and an east-west axis in the western area. Due to location of E-W trending mesoscopic folds on the hanging-wall of Tazareh thrust fault, these mesoscopic folds are fault-related folds. Axes and axial plane of folds revealed that macroscopic folds with a tendency toward south-east, are consistent with flower structure of the Alborz range. Available faults in the area have two trends: northeast-southwest in the eastern part and east-west trend in the western area, and their arrangements give a scaly situation to the area. Therefore, due to existence of east-west compressional structures, it could be suggested that Dehmolla contractional duplex is developed as a result of strike-slip faulting between Shahroud and Astaneh faults.

Keywords: Contractional duplex, Transpressional zone, Shahroud fault system, Astaneh fault, Eastern Alborz.

The carbonate hosted epithermal gold mineralization in the Kavand, Southwest of Zanjan

Partak, N.¹ and Alipour-Asll, M.²

1. M.Sc. Graduate, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

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

Received: 28 October 2018

Accepted: 26 February 2019

Abstract

The Kavand area is located in the southwest of Zanjan, in Soltanieh district in Central Iran zone. Mineralization is hosted by upper Precambrian-lower Cambrian sedimentary sequences, and it is mainly associated with the dolomitic rocks of the Soltanieh Formation. Mineralization appears as massive, vein-veinlets and karst open space filling. Dominant alterations include iron-oxide, carbonate and silicic types. The ore minerals consist of hematite, specularite, gold, chalcopyrite pyrite, chalcocite, covellite, malachite, azurite, goethite and limonite, while quartz, barite, calcite and dolomite are gangue minerals. The Fe and Au are important ore-forming elements in this area. The average content of Fe and Au in the Kavand mineralization is 15.7% (Max. 28.4%) and 1.3 ppm (max. 14.6 ppm), respectively. Geochemical data represent a high positive correlation between Au with Ag, As, Sb, Cu, Zn, Cd, and Ba. Fluid inclusion studies on quartz from samples with quartz+sulfide+gold and iron oxides+barite+quartz+gold mineral associations indicate that average temperature was 277.84 °C and salinity was 3.67 wt. % NaCl. Mineralization is likely formed under pressures below than 200 bars and a depth over than 700 m. The multi-element microprobe analyses of gold grains from stream sediments demonstrate that Au and Ag contents are dominant in the composition of Kavand gold index. The chemical composition of the Kavand gold particles compared with those from various gold deposits proves their epithermal source. The Kavand mineralization can be considered as a carbonate rock-hosted epithermal gold deposit.

Keywords: Gold, Carbonate rock-hosted, Epithermal, Kavand, Zanjan..

The effect of precipitation and lithology on hydrochemical characteristics of the Karstic Springs in North Khorasan Province

Bagheri, F.¹, Karami, Gh.H.², Bagheri, R.² and Meshkini, J.³

1. Ph.D. student of hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

2. Associate Professor, Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

3. Director of Studies in Regional Water Company of North Khorasan

Received: 25 June 2018

Accepted: 21 November 2018

Abstract

Karstic aquifers are vital water resources which are used for irrigation and drinking purposes in arid and semi-arid regions. Understanding of the hydrogeological behavior of these springs and the qualitative tracing of these water resources are the first step in their better management. There are wide outcrops of Tirkan karstic formation in the study area, in the north of Khorasan province. In this area, there are a few karstic springs the discharge rate ranges from 50 to 500 lit/s. The recharge area characteristics of these springs vary significantly with their elevation, catchment size, thickness of epikarst and degree of karstification. In this study, temporal and spatial hydrogeochemical variations of the five karstic springs including Arnaveh, Rezhaneh, Estarkhi, Ghordanlo and Sarani and 3 rain stations are investigated during one year period. The effects of both precipitation and lithology on the chemistry of these karstic springs are also considered. The dominant rain water types are Ca-SO₄-Cl and Ca-HCO₃ which change into Ca-Mg- HCO₃ type during ground water flow in karstic system. This karstic aquifer is recharged during winter snowfall. The EC values of the rainfall vary from 70 $\mu\text{mohs/cm}$ in Namanloo station to 100 and 150 $\mu\text{mohs/cm}$ in Estarkhi and Ghale Barbar stations, respectively. The summer precipitations have more EC value than winter precipitations. This is due to long trajectory of air masses through arid regions with dust particles. The time series variations of discharge value are negligible in some karstic springs except for Sarani and Estarkhi springs. Hydrochemical composition of Sarani, Ghordanlo and Estarkhi springs are mostly affected by precipitation; while, Arnaveh and Rezhaneh springs with the same precipitation composition in this area have higher EC values. This is due to soil cover in catchment area, dissolution of clay minerals and diffusion.

Keywords: Lithology, Karstic springs, Hydrogeochemistry, Precipitation, Northern Khorasan.

Structural controls on the hydrogeochemistry of Azarshahr travertine springs, NW Iran

Taghipour, K.¹, Khatib, M. M.², Heyhata, M.R.³, Vaezihir, A.R.⁴ and Shabanian, E.⁵

1. Ph.D. student of Tectonics, Department of Geology, University of Birjand

2. Professor, Department of Geology, University of Birjand

3. Assistant Professor, Department of Geology, University of Birjand

4. Associate Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz

5. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan

Received: 21 January 2018

Accepted: 6 June 2018

Abstract

Travertine deposits in Azarshahr, NW Iran, are one of the most extensive travertine deposits in the world. The process of travertine deposit is currently active in the several springs. It was used a multidisciplinary approach to determine the source of fluids and structural characteristics of travertine springs. Results of in-situ measurements and type of travertine deposits, demonstrate that the springs are of thermogenic type with hydrothermal sources. Hydrogeochemical diagrams and ionic ratios represent that the type of spring waters are calcium carbonate, with increased sodium and chloride ions levels due to mixing with brine waters. Geophysical studies showed that these brines originated from the Urmia Lake or related brines, which are intruded through fracture systems to relay zones of faults and mixed with hydrothermal bicarbonate-saturated fluids. This phenomenon shows that hydrochemistry of travertine springs are affected by Urmia Lake or related brines.

Keywords: Travertine springs, Structural controls, Hydrogeochemistry, Urmia Lake.

Petrology and geochemistry of basic rocks of the Piranshahr Ophiolitic complex in Zagros belt (NW Iran), compared with the similar rocks from Iraqi Zagros ophiolitic complex

Yazdani, M.¹

1. Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Urmia University-Shahid Bakeri Higher Education Center of Miandoab, , Miandoab

Received: 6 January 2018

Accepted: 16 May 2018

Abstract

The Piranshahr ophiolitic complex is located in NW Iran and in the north west of Piranshahr town. Tectonically, the NW Piranshahr ophiolitic complex is severely mingled and the boundary of different units in this complex is indistinguishable. Piranshahr ophiolite includes ultramafic, mafic, sedimentary and metamorphic rocks. Basic rocks with basalt and diabase compositions are exposed in several parts of the region. In this paper, whole rocks geochemistry and petrogenesis of basic rocks were studied in the Piranshahr ophiolite (in the Mashkan and Gerdikavalan areas) and were compared with the geochemistry of basic rocks located in the west of Mawat ophiolite in Iraq (in the Hasanbag, Walash and Neopurdan regions). Composition of basic rocks of Mashkan area in Piranshahr ophiolite and Hasanbag area in Iraq ophiolite is calc-alkaline in nature and depleted with respect to MREE, HREE, Zr, Hf, Y, Ti elements and enriched in Rb, Cs, Ba, U, Th, Pb, LREE elements with negative Ta, Nb anomalies. These geochemical features show that the source of magma was generated in the supra-subduction zone tectonic settings. Composition of basic rocks of Gerdikavalan area in Piranshahr ophiolite and similar rocks in the Walash-Neopurdan areas in Iraq ophiolite represent tholeiitic nature. Tholeiitic nature in these areas show both MORB and volcanic arc affinity. It seems that the tholeiitic magma was probably generated in the lithospheric extension over on subduction zone and these features conform asupra-subduction setting for basic rocks in Piranshahr ophiolite and similar rocks in western continuation of Iraq ophiolitic complex.

Keywords: Basic rocks, Zagros ophiolite belt, Supra-subduction, Iran, Iraq.



Vol. 13, No. 52, Winter 2020

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

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

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

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

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

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

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

Saeedi, A., Professor - Geological Survey of Iran

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

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Khatibi Mehr, M.

Designer:

Ansari, A.

Published: Winter 2020

Address:

Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran

P.O.Box.

196151171

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

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website: www.rias.ac.ir

Website Journal: journal.rias.ac.ir

This journal is indexed in the following sites:

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

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>