

فهرست

- تحلیل پتانسیل کانی‌زایی با استفاده از روش تحلیل فاکتوری مرحله‌ای (SFA) در گستره خوشنامه، هشجین، استان اردبیل
سمیرا حسین‌پور نجفی، کمال سیاه چشم، سید غفور علوی و پویا زرگری ۱
- تخمین تغذیه به آبخوان مرزی سرخس با استفاده از مدل عددی
ترگس نبی‌زاده چمارکتی و هادی جمفری ۱۵
- تخمین ارتفاع سطح LNAPL در آبخوان‌های آلوده به نفت با استفاده از برنامه‌نویسی بیان ژن (GEP)، سیستم استنتاج فازی (ANFIS) و روش رگرسیون چند متغیره (MLR)
فاطمه ابراهیمی، محمد نجمی، حمیدرضا ناصری و کمال خدایی ۲۹
- تعیین موقعیت تنش دیرین بر پایه مطالعه ناپوستگی‌ها و چین‌خوردگی‌های موجود در پهنه برخوردی زاگرس - مطالعه موردی منطقه کرمانشاه
سپیده رضاییک، عبدالله سعیدی، مهران آرین و علی سربس ۴۵
- متابلیت‌های گرمی‌چای، شمال غرب ایران: شیمی سنگ کل، زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی
امیر محامد، محسن مؤید و منیر مجرد ۵۹
- پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان در لغشک، شمال غرب زاهدان، جنوب شرق ایران
حلیمه مجددی‌مقدم، محمد بومری و حبیب بیابانگرد ۸۷
- کانسار طلای اختزنجی با میزبان کربناته: زمین‌شناسی، مینرالوگرافی و مطالعات الکترون‌میکروپروب (EPMA)
محمدامین نظیری، ابرج رسا و محمد بزدی ۱۰۷
- باواستراتیگرافی سازند تیرگان در برش‌های چینه‌شناسی ناویا - رباط عشق (جنوب غرب بجنورد) و فزل‌قان (شمال بجنورد) و مقایسه آن‌ها با یکدیگر
نسیم ریاحی، عباس صادقی، محمدحسین آدابی و حسین کامیابی شادان ۱۲۳

Contents

- Assessment of mineralization potential using Stage factor analysis method (SFA) in Khoshnameh area, Hashjin, Ardabil province
Hoseinpour Nejati, S., Siahcheshm, K., Alavi, Gh. and Zargari, P. 143
- Estimating recharge to the Sarakhs marginal aquifer using a numerical model
Nabizadeh Chamazcoti, N. and Jafari, H. 144
- Estimating the LNAPL level elevation in oil-contaminated aquifer by using of gene expression programming (GEP) and adaptive neuro-fuzzy inference system (ANFIS)
Ebrahimi, F., Nakhaei, M., Nassery, H.R. and Khodaei, K. 145
- Determining paleo-stress based on the study of discontinuities and folds in Zagros Collision Zone; Case Study: Kermanshah Region
Rezabeyk, S., Saidi, A., Arian, M. and Sorbi, A. 146
- Garmichay metapelites, NW Iran: whole rock chemistry, provenance and metamorphic conditions
Mahamed, A., Moayyed, M. and Modjarrad, M. 147
- Petrography and geochemistry of igneous rocks and antimony mineralization in Lakhshak, northwest of Zahedan, southeastern Iran
Mojadadi Moghadam, H., Boomeri, M. and Biabangard, H. 148
- Akhtarchi deposit with carbonated host: geology, mineralogy and electron microprobe (EPMA) studies
Naziri, M.A., Rassa, I. and Yazdi, M. 149
- Biostratigraphy of the Tirgan Formation in Robat-Eshgh (south-west of Bojnurd) and Ghezelghan (North of Bojnurd) stratigraphic sections, and comparing them with each other
Riahi, N., Sadeghi, A., Adabi, M.H. and Kamyabi Shadan, H. 150



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۵، شماره ۵۷، بهار ۱۴۰۰

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، استادیار 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 محمد رضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبد... سعیدی، دانشیار سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قوبدل، 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 پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر داخلی: دکتر راحله هاتفی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و ناعمه فاضلی

صفحه آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: بهار ۱۴۰۰

چاپ: طرح و نقش

نشانی: تهران، بلوار کشاورز، خیابان ۱۶ آذر، پلاک ۴۰

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۹۹۰۳۰۳۷، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: www.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.

تحلیل پتانسیل کانی‌زایی با استفاده از روش تحلیل فاکتوری مرحله‌ای (SFA) در گستره خوشنامه، هسجین، استان اردبیل

سمیرا حسین‌پور نجاتی^۱، کمال سیاه‌چشم^{۲*}، سید غفور علوی^۲ و پویا زرگری^۴

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۴. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشکده فنی و مهندسی، گروه مهندسی معدن، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۱/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۳/۱۸

چکیده

پهنه دگرسان شده خوشنامه، در ۲۰ کیلومتری جنوب خلخال و در منطقه فلزایی هسجین واقع شده است. تزریق نفوذی‌های گرانودیوریتی الیگوسن به درون سنگ‌های تراکی بازالت، آندزیتی و آذرآواری ائوسن سبب ایجاد دگرسانی گرمایی گسترده سریستی، آرژیلیک، سیلیسی، کلریتی و اکسیدهای آهن در غرب چنار، محمودآباد، شرق خوشنامه و رخداد کانی‌زایی چند فلزی سنجده، شال‌ولی و ام‌آباد در این مناطق شده است. نقطه عطف این پژوهش بررسی قابلیت روش آنالیز فاکتوری مرحله‌ای (SFA) برای بارسازی آنومالی‌های ژئوشیمیایی واقعی موجود در منطقه است. از آنجایی که مقدار تمرکز عناصر غیرمرتبط با کانی‌سازی، تاثیر منفی بر امتیازات فاکتوری عناصر دارند بنابراین تعداد فاکتورها کاهش داده شد تا شدت آنومالی افزایش یابد. برای رسیدن به این هدف در مرحله اول از نه فاکتور محاسبه شده، عناصر غیر معرف، مزاحم و عناصری که در هیچ‌یک از فاکتورها مشارکت نداشتند، شناسایی و از مجموعه داده‌ها حذف و تحلیل فاکتوری بار دیگر اعمال شد. پس از اعمال سه مرحله تحلیل روی داده‌ها، مؤثرترین فاکتورهای پیشگو و مهم کانی‌سازی مورد استنتاج قرار گرفت و در نتیجه تعداد فاکتورها به پنج مورد کاهش یافت. استفاده از این روش موجب افزایش شدت و تعداد آنومالی‌های ممکن و احتمالی و در نتیجه افزایش موفقیت اکتشاف در قیاس با روش آنالیز فاکتوری معمولی شده است. از اینرو آنومالی‌های احتمالی کانی‌زایی عناصر فلزی Mo، Pb، Sn، Ba و As از فاکتور اول و عناصر Sb و Cd از فاکتور چهارم در این گستره پیش‌بینی و معرفی می‌شود.

واژه‌های کلیدی: آنومالی ژئوشیمیایی، روش‌های چند متغیره، تحلیل فاکتوری مرحله‌ای، خوشنامه، اردبیل.

مقدمه

شده است و به‌طور وسیعی برای پی‌جویی‌های ناحیه‌ای و شناسایی مقدماتی نواحی امیدبخش کانی‌سازی در مناطقی که دارای آبراهه هستند و وسعت حوضه آبریز زیاد باشد به کار می‌رود. بنیادی‌ترین پیش‌فرض در مطالعات ژئوشیمی رسوبات آبراهه‌ای این است که رسوبات آبراهه‌ای معرف

روش اکتشاف ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای متداول‌ترین شیوه اکتشاف ژئوشیمیایی مقدماتی است که برای اکتشاف مقیاس کوچک تا متوسط کاربرد دارد. این روش براساس تجزیه شیمیایی رسوبات موجود در محل آبراهه‌ها پی‌ریزی

* نویسنده مرتبط: kl_siahcheshm@tabrizu.ac.ir

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

گستره اکتشافی خوشنامه از روستاهای توابع شهرستان هسجین، در ۲۰ کیلومتری جنوب خلخال در استان اردبیل بین طول‌های شرقی $48^{\circ}16'22''$ و $48^{\circ}27'18''$ و عرض‌های شمالی $37^{\circ}25'24''$ و $37^{\circ}30'00''$ واقع شده (شکل ۱-الف) و در چهارگوش زمین‌شناسی یکصد هزارم هسجین دارای وسعتی بالغ بر ۷۰ کیلومتر مربع می‌باشد.

از نظر زمین‌شناسی منطقه هسجین به‌عنوان بخشی از کمربند آتشفشانی-رسوبی ترشیری البرز غربی-آذربایجان محسوب می‌شود (شکل ۱-ب). توده‌های نفوذی حدواسط تا اسیدی با سن الیگوسن، گدازه‌های تراکی بازالت، آندزیتی آگلوئیت تا پیروکلاستیک ائوسن را قطع کرده و توسط نهشته‌های آهکی و مارنی میوسن زیرین با دگرشیمی فرسایشی پوشیده می‌شوند. به‌طور کلی رخنمون‌های سنگی موجود در گستره به‌صورت تناوب نهشته‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی پالئوژن، نئوژن و کواترنری می‌باشند. در کمربند فلززایی هسجین چندین ذخیره معدنی از قبیل معادن چند فلزی مس-سرب-روی سنجده، شال‌ولی، اندیس مس ام‌آباد و ژئولیت نمهیل وجود دارد که هرکدام از این معادن در اطراف خود دارای هاله‌های دگرسانی هستند (قربانی، ۱۳۸۷).

براساس بررسی‌های صحرائی انجام شده در گستره اکتشافی خوشنامه کانی‌سازی مشهودی به‌صورت ذخیره معدنی گزارش و پی‌جویی نشده است ولی آثار وسیع دگرسانی گرمایی در سنگ‌های منطقه قابل تشخیص است. برخی انواع آنها به‌طور گسترده مناطق مختلفی را در چند ناحیه تحت تأثیر قرار داده است. این گستره‌های دگرسان شده در مناطق تکتونیزه که انتقال سیالات گرمایی با سهولت بیشتری صورت گرفته دارای وسعت بیشتری هستند و می‌توان از آنها به‌عنوان شاخص اکتشافی استفاده کرد. این دگرسانی‌ها به‌صورت یک نوار از شمال غرب تا جنوب شرق کشیده شده و مهم‌ترین آنها عبارتند از: سریستی (فیلیک)، آرژیلیک (کائولینیتی)، سیلیسی شستگی، کلریتی (پروپیلیتیک) و همچنین زون‌های آغشته به اکسیدهای آهن می‌باشد. براساس مطالعات این دگرسانی‌ها در چهار

محصول هوازدگی و فرسایش در بالادست محل نمونه هستند که با مطالعه آنها می‌توان منطقه بالادست هر نمونه را از نظر غنی‌شدگی عناصر گوناگون بررسی کرد (حسینی پاک، ۱۳۸۷).

تجزیه و تحلیل فاکتوری، به‌عنوان یکی از روش‌های تجزیه و تحلیل چندمتغیره به‌طور گسترده برای تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای استفاده می‌شود (Borovec, 1996). آنالیز فاکتوری، یک روش برای بررسی و مطالعه هم‌زمان تغییرات متغیرهای مورد بررسی در یک نقطه، انعکاس نحوه تغییرات آنها و در نتیجه روشی برای کاهش تعداد متغیرهای مورد بررسی است. هدف از آنالیز فاکتوری، تشریح تغییرات در یک مجموعه از داده‌های ژئوشیمیایی چندعنصری است که از طریق کاهش ابعاد داده‌ها و متغیرها به تعدادی فاکتور صورت می‌گیرد، و می‌تواند همراهی پنهان بین عناصر را آشکار کند (Tripathi, 1979). آنالیز فاکتوری شامل محاسبه ماتریس ضرایب‌های همبستگی بین متغیرها، تعیین متغیرهایی که به نظر می‌رسد وابستگی ضعیفی با سایر متغیرها دارند (با استخراج فاکتورها)، تعیین تعداد فاکتورها، روش محاسبه آنها و بالاخره دوران و اعمال تبدیلاتی خاص بر روی فاکتورها می‌باشد (Tabachnick and Fidell, 2001). اختلاف در خصوصیات و تحرک فیزیکی و شیمیایی عناصر و نیز ماهیت روش آنالیز فاکتوری که در آن از ماتریس کل داده‌ها استفاده می‌شود، سبب شده در خروجی آنالیز فاکتوری شاهد نبود راهنمایی عناصر ردیاب و معرفی کانی‌سازی در قالب یک فاکتور معین باشد. یکی از اهداف تجزیه و تحلیل فاکتوری مرحله‌ای آن است که با تعداد کمتری متغیر فاکتوری، مقدار بیشتری از تغییرپذیری توجیه شود. لذا برای بهبود خروجی می‌توان از آنالیز فاکتوری مرحله‌ای به‌منظور استنتاج بهترین معرف یا معرف‌های چندعنصری کانی‌سازی بهره برد. در این مقاله سعی شده تا از قابلیت روش تحلیل فاکتوری مرحله‌ای برای تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمی رسوبات آبراهه‌ای منطقه خوشنامه جهت شناسایی مناطق مستعد کانی‌سازی شده در این منطقه استفاده شود.

دگرسانی شناسائی شده و در یک محل نیز از ترانسه‌های اکتشافی، نمونه‌برداری‌های لازم جهت شناسایی آنومالی‌های چندفلزی و طلا انجام شده است (زرزب اکتشاف، ۱۳۸۵).

گستره به صورت گسترده و در مناطقی نیز در اطراف دایک‌ها و در موقعیت‌های کم‌وسعت‌تر شناسائی شده‌اند. این چهار محدوده عبارتند از محدوده دگرسانی غرب چنار، محمودآباد، شرق خوشنامه و دره‌بلاغ می‌باشد. از رخنمون سطحی کلیه



شکل ۱. الف) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی، ب) نقشه کمریندهای ساختاری-رسوبی شمال غرب ایران (نقل از نبوی، ۱۳۵۵ و آقنابتی، ۱۳۸۳) و موقعیت گستره در کمریند البرز غربی-آذربایجان

است. نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌ها توسط نرم‌افزارهای SPSS، Rockworks14، OriginPro 2016، GIS و Excel مورد تجزیه و تحلیل آماری تک متغیره، دو متغیره و چند متغیره قرار گرفته و با استفاده از نرم‌افزار Surfer 13 نقشه پراکنندگی عناصر رسم و مورد تفسیر قرار گرفته است. برای تعیین مقادیر خارج از ردیف از روش نمودار چندک-چندک^۱ استفاده شد. این نمودار مقادیر چندک‌های توزیع فراوانی داده‌ها را در برابر مقادیر چندک‌های یک توزیع فرضی رسم می‌کند و قادر است تا کیفیت توزیع داده‌ها را به صورت بصری مشخص کند و میزان انحراف از تابع توزیع نرمال یا لاگ نرمال^۲، خصلت چند جامعه‌ای و وجود داده‌های خارج از

روش مطالعه

پردازش مقدماتی داده‌ها

در بررسی‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراه‌های هدف کشف آنومالی در هاله‌های ثانویه است؛ برای شناسایی آنومالی‌ها، از روش‌های آماری که توانایی به حداکثر رساندن اختلاف بین مقادیر آنومالی و روند ناحیه‌ای را دارند، استفاده کرده و در نتیجه، از طریق شدت بخشی آنومالی‌ها، به شناسایی هرچه دقیق‌تر آنها می‌پردازند.

در منطقه مورد مطالعه تعداد ۲۱۵ نمونه ژئوشیمیایی برداشت شده، که پس از آماده‌سازی به آزمایشگاه Amdel استرالیا ارسال شده و براساس انحلال در چهار اسید مورد آنالیز دستگاهی ICP-MS 44 عنصری قرار گرفته و اندازه‌گیری طلا نیز به روش FIRE ASSAY صورت گرفته

1. Q-Q Plot

2. Lognormal distribution function

حالت نرمال شده است که از بین آنها به ارائه عناصر سرب و روی اکتفا شده است. چنانچه مشاهده می‌شود مقادیر خارج از ردیف برای عناصر مذکور به‌طور قابل توجهی کاهش یافته است. لازم به ذکر است برای جایگذاری مقادیر خارج از ردیف از آزمون آماری دیکسون^۲ که بنام روش Q نیز موسوم است، استفاده شده که به طریقه زیر محاسبه می‌شود:

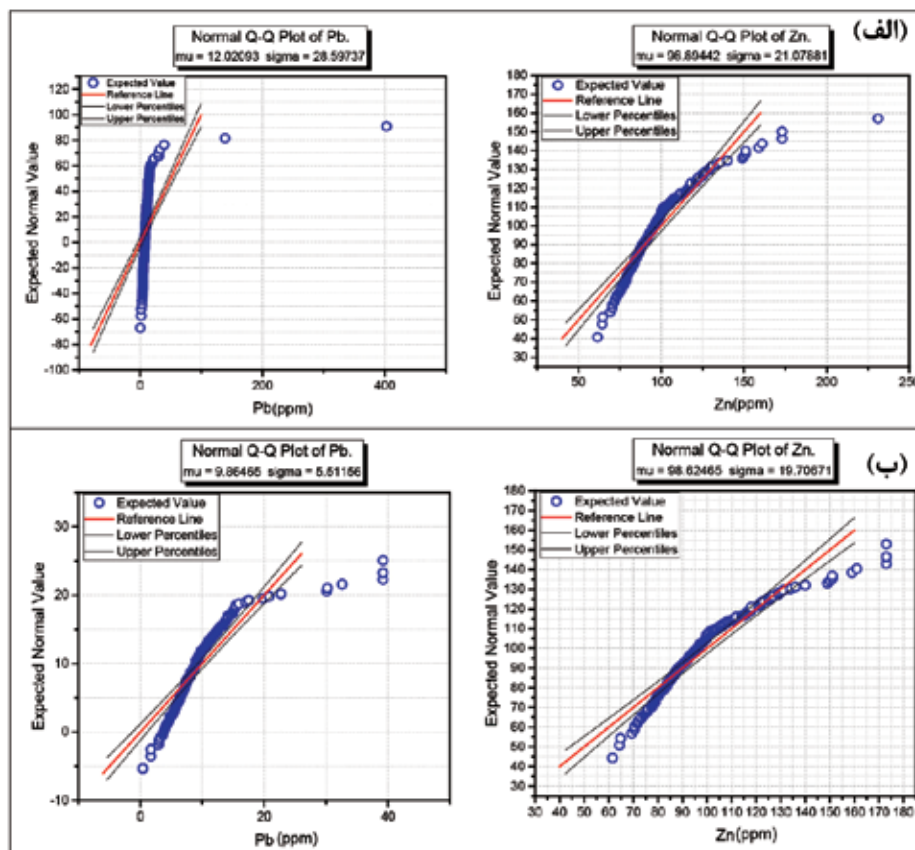
$$Q = \frac{X_i - S_{i-1}}{X_{\max} - X_{\min}}$$

پس از محاسبه میانگین (\bar{Q}) و انحراف معیار Qها (SQ)، هر داده‌ای که از نامساوی زیر تبعیت نمی‌کند را حذف کرده و به‌جای آن مقدار میانگین عنصر مربوطه جایگزین شده است (Alfassi et al., 2005).

پس از جایگذاری مقادیر خارج از ردیف برای تبدیل داده‌ها به حالت نرمال از لگاریتم طبیعی که در مبنای e محاسبه می‌شود، استفاده شد.

ردیف را نشان دهد. با رسم این نمودار می‌توان محل جدایش توزیع را به‌عنوان مرز جدایش نمونه‌های خارج از ردیف تعیین کرد. به‌این‌ترتیب، مقادیری خارج از ردیف خواهند بود که از روند کلی بخش اصلی توزیع داده‌ها پیروی نکنند.

در این نمودارها هر چه مقدار داده‌ها، بهتر بر روی خط فرضی برازش^۱ شده باشند، به همان میزان، تابع توزیع نرمال‌تری خواهند داشت. داده‌هایی هم که از خط مزبور جدایش نشان می‌دهند، خارج از ردیف می‌باشند. توزیع‌های نامتقارن مجموعه داده‌های منحصربه‌فرد، برای استفاده باید به حالت متقارن تبدیل شوند، زیرا داده‌ها بایستی قبل از تخمین آستانه، به یک توزیع متقارن نزدیک شوند (Reimann et al., 2005). همان‌طور که در شکل ۲ مشخص است، اقدام به رسم نمودارهای Q-Q برای تمامی عناصر، در دو حالت قبل از تشخیص داده‌های خارج از ردیف و پس از تصحیح و جایگذاری داده‌های خارج از ردیف در

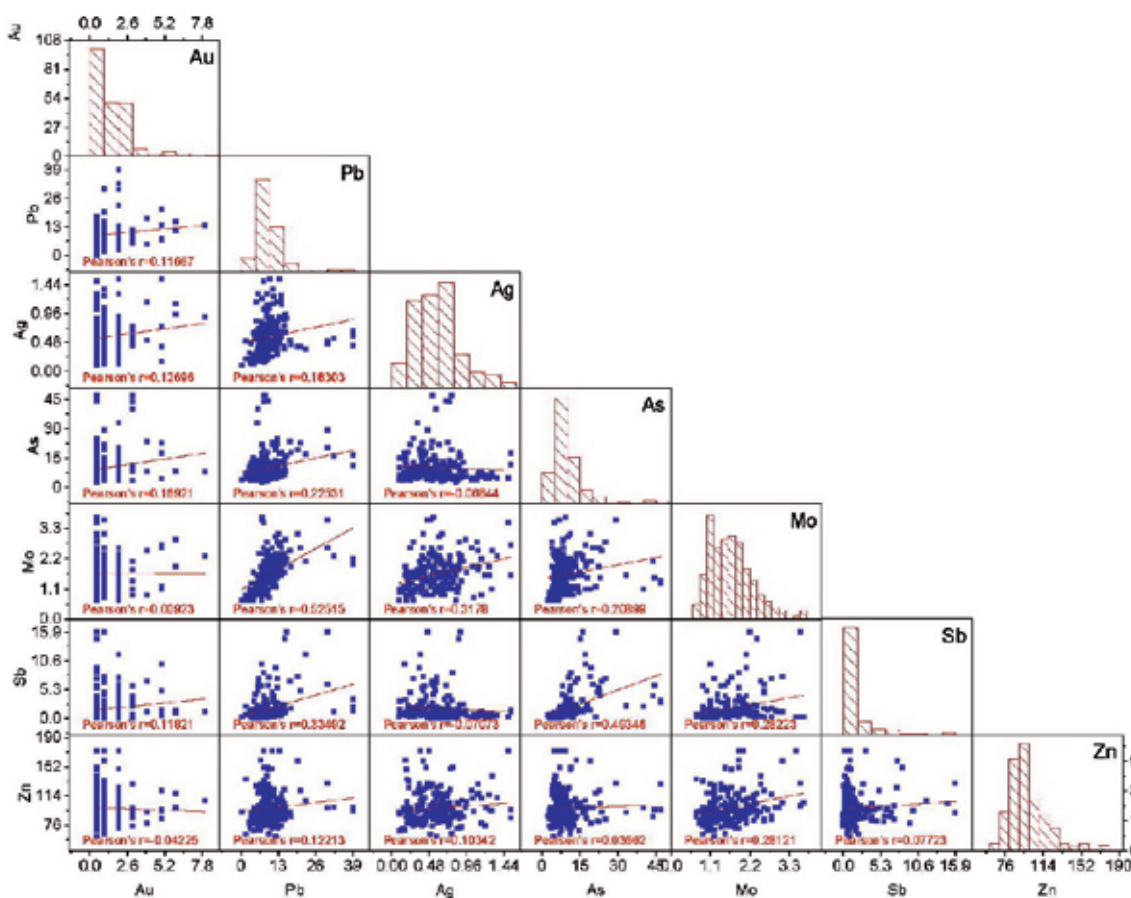


شکل ۲. نمودار Q-Q برای نشان دادن مقادیر خارج از ردیف برای دو عنصر انتخابی مس و روی، الف) قبل از تصحیح، ب) بعد از تصحیح

1. Fitting
2. Dixon Q test

برای منطقه مورد مطالعه، نمودارهای اسکاتریلات هر یک از مجموعه داده‌های خام و تبدیل یافته لگاریتمی آورده شده‌اند توزیع‌های تبدیل یافته لگاریتمی دارای تقارن بهتری در مقایسه با داده‌های خام مربوطه می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴). همان‌طور که مشاهده می‌شود ضریب‌های همبستگی پیرسون پس از نرمال‌سازی افزایش یافته است.

برای نشان دادن توابع توزیع آماری، ضریب همبستگی و نحوه پراکندگی مجموعه داده‌ها از نمودارهای ترکیبی استفاده شده است زیرا این نمودارها دید بهتری از رفتار و ساختار داده‌های تک متغیره و دو متغیره نسبت به نمودارهای مستقل را فراهم می‌کند. به جای تفسیر بصری هیستوگرام تک تک عناصر و ضریب همبستگی آن‌ها با دیگر عناصر، می‌توان از نمودارهای ترکیبی اسکاتریلات^۱ بهره جست.



شکل ۳. نمودار پراکندگی مجموعه داده‌های خام عناصر گستره اکتشافی

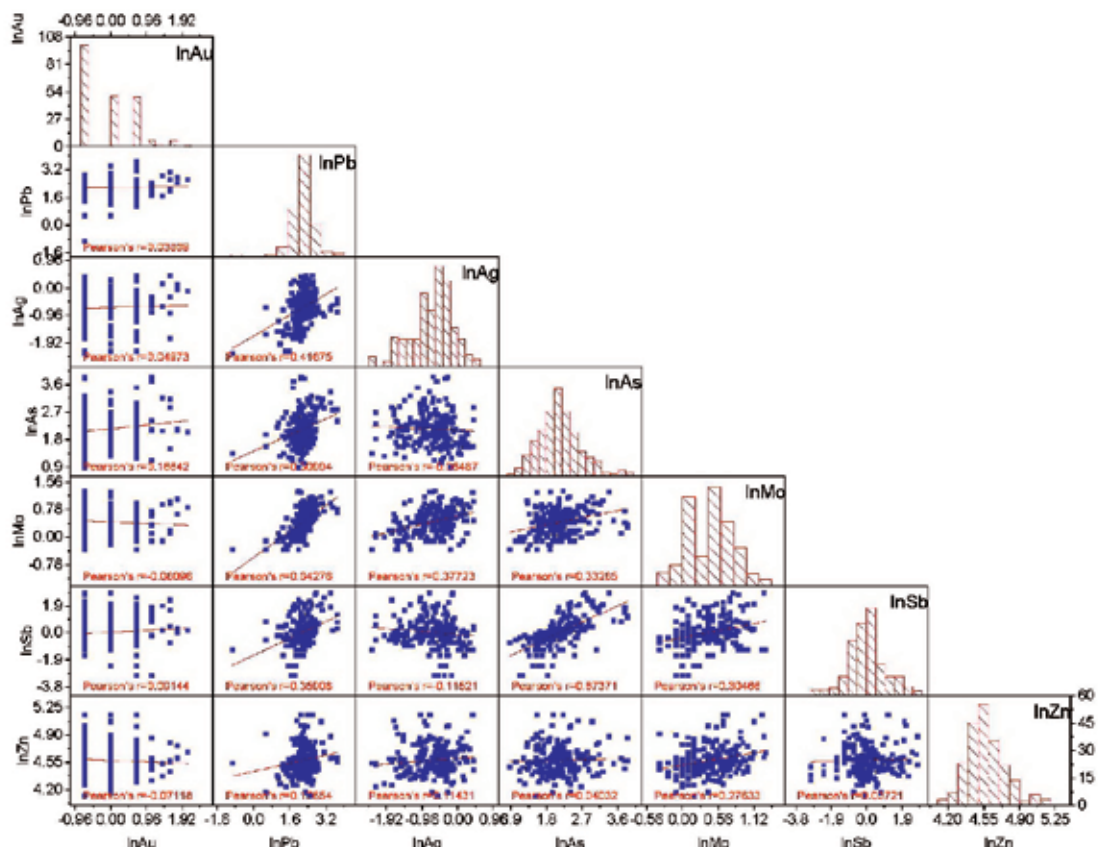
عمل تا جایی ادامه پیدا می‌کند که دیگر هیچ عنصری در خروجی کار وجود نداشته باشد که نتوان آن را در یکی از فاکتورها طبقه‌بندی کرد. آنالیز فاکتوری مرحله‌ای در دو فاز عمده صورت می‌گیرد:
 فاز اول: حذف عناصر مزاحم، یعنی عناصری که در هیچ فاکتوری مشارکت ندارند (استخراج فاکتورهای تمیز).

بحث

تجزیه و تحلیل فاکتوری مرحله‌ای (SFA^۲)

مبنای آنالیز فاکتوری مرحله‌ای بدین گونه است که پس از اجرای آنالیز فاکتوری، در خروجی کار، عنصر و یا عناصری را که با توجه به حد آستانه در نظر گرفته شده برای مقادیر بار فاکتوری، در هیچ فاکتوری مشارکت نداشته‌اند از مجموعه داده‌ها حذف شده و آنالیز فاکتوری دوباره انجام پذیرد. این

1. Scatter plot
 2. Staged Factor Analysis



شکل ۴. نمودار پراکندگی مجموعه داده‌های لگاریتمی عناصر گستره اکتشافی

عاملی را بر روی مقادیر بررسی کرد. برای این منظور از آزمون بارتلت و شاخص KMO بهره گرفته می‌شود. هر چه مقدار KMO به یک نزدیک‌تر باشد دلالت بر تأیید بیشتر تجزیه عاملی دارد. با توجه به جدول ۱ ملاحظه می‌شود که مقدار شاخص $0/815$ می‌باشد که ضریب قابل قبولی است. نتایج تحلیل فاکتوری بر اساس مقادیر نرمال شده (با توجه به تابع توزیع هر متغیر در صورت نرمال نبودن از روش لگاریتم جهت نرمالیزه کردن مقادیر استفاده شده است) در جدول ۲ آورده شده است. در این جدول مقادیر ویژه کل و نقش آنها در توجیه مقدار تغییرپذیری به دو صورت تک به تک و تجمعی و همچنین بار فاکتورهای مربوط به نه فاکتور اول قبل و بعد از چرخش آورده شده است.

فاز دوم: استخراج نواحی آنومال چندعنصره به منظور شناسایی تیپ کانی‌سازی و دستیابی به امتیازات فاکتوری قابل اعتماد.

هر یک از فازهای آنالیز فاکتوری ممکن است با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی منطقه و نیز نوع کانی‌سازی موجود، به صورت مجزا تحت آنالیز مرحله‌ای قرار گیرند (Yousefi et al., 2012). به منظور نشان دادن کاربرد آنالیز فاکتوری مرحله‌ای، هر کدام از فازهای اصلی و مراحل آنها بر روی داده‌های منطقه مورد مطالعه انجام شد.

تجزیه و تحلیل فاکتوری مرحله اول

قبل از انجام آنالیز فاکتوری ابتدا باید میزان اعتبار تجزیه

جدول ۱. آزمون بارتلت و شاخص KMO

Kaiser-Meyer-Olkin Measure of Sampling Adequacy.	0.815
Approx. Chi-Square	10779.184
Bartlett's Test of Sphericity	df
	861
	Sig.
	0

- داده‌های جدول ۲ دلالت بر آن دارد که مؤلفه اول قادر است حدود ۲۶/۴۹٪ از کل تغییرپذیری را توجیه کند. این مقدار برای مؤلفه دوم افت کرده و به حدود ۱۶٪ کاهش می‌یابد. برای مؤلفه سوم این مقدار به حدود ۹٪ کاهش می‌یابد، بنابراین سه مؤلفه اول در مجموع ۵۲٪ تغییرپذیری را توجیه می‌کنند. این روند کاهش تا فاکتورهای چهارم، پنجم، ششم، هفتم و غیره که به ترتیب حدود ۷/۴٪، ۶٪، ۴/۵٪ و ۳/۳٪ تغییرپذیری را توجیه می‌کنند، ادامه دارد. در مجموع نه فاکتور استخراجی توانسته است ۷۹/۰۶۴٪ از کل تغییرپذیری را در منطقه مطالعاتی توجیه کند (جدول ۲). جدول ۳، ماتریس چرخش یافته آنالیز فاکتوری را نشان می‌دهد که جهت سهولت بررسی داده‌ها مقادیر بالای ۰/۵ با رنگ قرمز برای هر فاکتور مشخص شده‌اند. در هر یک از نه مؤلفه داده شده عناصر زیر اهمیت پیدا کرده‌اند:
- در مؤلفه اول بیشترین بار فاکتوری برای عناصر Ba، Be، Nb، Sn، Ce، Pb، Mo، Th، La و Zr مشاهده می‌شود. این فاکتور می‌تواند در ارتباط با معرفی مناطق دگرسانی درونزاد در گستره مورد نظر دارای اهمیت باشد.
 - در مؤلفه دوم عناصر Fe، Zn، (P-Sc-V)، Ti، Cu و Co حضور دارند. این فاکتور ارتباط زایشی با سنگ‌های حواسط-مافیک منطقه دارد و به لحاظ فعالیت‌های کانی‌سازی دارای اهمیت خاصی نمی‌باشد.
 - در مؤلفه سوم عناصر Cr، Ni، Mg و Sr قرار دارند. این عناصر در ارتباط با دگرسانی سنگ‌های بازالتی است و از کانی‌های مافیک آزاد شده‌اند. از اینرو این فاکتور اهمیت چندانی در فعالیت‌های کانی‌سازی نخواهد داشت.
 - در مؤلفه چهارم عناصر Au، Tl، Bi، W و U قرار دارند که می‌تواند در ارتباط با فعالیت‌های گرمایی و کانی‌سازی طلا در سنگ‌های آذرین آکالن در منطقه باشد.
 - در مؤلفه پنجم عناصر As، Li، S، Sb و Cd حضور دارند. همبود ژئوشیمیایی این عناصر به احتمال قوی نشانگر کانی‌سازی گرمایی رگه‌ای دما پایین در سنگ‌های اسیدی منطقه می‌باشد.
 - در فاکتورهای بعدی عناصر به‌تنهایی ظاهر شده‌اند که فاقد جنبه اکتشافی می‌باشند.
 - نقشه ژئوشیمیایی امتیازات فاکتوری برای مؤلفه‌های مهم در پی‌جویی و اکتشاف مرتبط با مرحله اول آنالیز فاکتوری در شکل‌های ۵، ۶ و ۷ رسم شدند.

جدول ۲. نتایج آنالیز فاکتوری

Component	Initial Eigenvalues			Extraction Sums of Squared Loadings			Rotation Sums of Squared Loadings		
	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %
۱	۱۱/۱۲۹	۲۶/۴۹۸	۲۶/۴۹۸	۱۱/۱۲۹	۲۶/۴۹۸	۲۶/۴۹۸	۷/۴۹۴	۱۷/۸۴۳	۱۷/۸۴۳
۲	۶/۷۸۱	۱۶/۱۴۵	۴۲/۶۴۲	۶/۷۸۱	۱۶/۱۴۵	۴۲/۶۴۲	۵/۳۹۸	۱۲/۸۵۳	۳۰/۶۹۶
۳	۳/۹۵۳	۹/۴۱۱	۵۲/۰۵۴	۳/۹۵۳	۹/۴۱۱	۵۲/۰۵۴	۴/۴۵۱	۱۰/۵۹۷	۴۱/۲۹۳
۴	۳/۱۱۱	۷/۴۰۷	۵۹/۴۶۱	۳/۱۱۱	۷/۴۰۷	۵۹/۴۶۱	۴/۰۰۶	۹/۵۳۹	۵۰/۸۳۲
۵	۲/۵۲۲	۶/۰۰۵	۶۵/۴۶۵	۲/۵۲۲	۶/۰۰۵	۶۵/۴۶۵	۳/۰۴۷	۷/۲۵۴	۵۸/۰۸۵
۶	۱/۹۱۲	۴/۵۵۳	۷۰/۰۱۸	۱/۹۱۲	۴/۵۵۳	۷۰/۰۱۸	۲/۶۳۰	۶/۲۶۱	۶۴/۳۴۷
۷	۱/۴۱۳	۳/۳۶۵	۷۳/۳۸۳	۱/۴۱۳	۳/۳۶۵	۷۳/۳۸۳	۲/۴۰۰	۵/۷۱۵	۷۰/۰۶۲
۸	۱/۳۵۸	۳/۲۳۳	۷۶/۶۱۶	۱/۳۵۸	۳/۲۳۳	۷۶/۶۱۶	۱/۹۵۹	۴/۶۶۵	۷۴/۷۲۷
۹	۱/۰۲۸	۲/۴۴۸	۷۹/۰۶۴	۱/۰۲۸	۲/۴۴۸	۷۹/۰۶۴	۱/۸۲۲	۴/۳۳۷	۷۹/۰۶۴
۱۰	.۹۵۳	۲/۲۷۰	۸۱/۳۳۴						
۱۱	.۹۲۲	۲/۱۹۶	۸۳/۵۳۰						
۱۲	.۷۳۹	۱/۷۵۹	۸۵/۲۸۹						
۱۳	.۶۹۴	۱/۶۵۲	۸۶/۹۴۰						

Extraction Method: Principal Component Analysis.

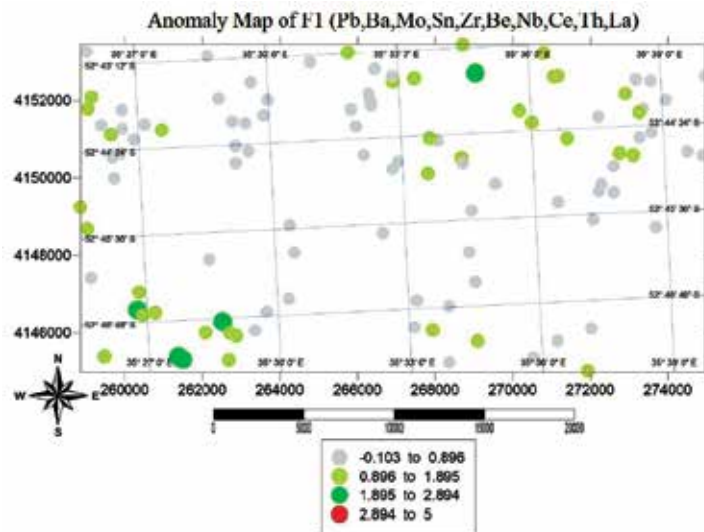
جدول ۳. ماتریس چرخش یافته آنالیز فاکتوری بر اساس مقادیر نرمال شده داده‌های خام در منطقه مطالعاتی

	Component								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
lnAu	.042	-.167	.305	.469	.153	-.033	-.369	.141	-.206
lnCr	-.126	.430	.829	-.030	-.043	.111	-.122	-.095	.018
Mn	.234	.461	.110	.036	.099	-.002	-.104	-.001	.416
lnNi	-.079	.317	.868	-.012	-.015	.103	-.186	.013	-.007
lnPb	.585	-.253	-.149	.156	.311	-.290	.106	-.204	.219
Sr	.234	.153	.600	-.548	-.125	-.189	-.048	.053	.029
lnBa	.595	-.055	.150	-.075	.248	.050	.281	-.372	.117
Be	.774	.159	-.040	.259	-.107	-.028	.314	.167	.020
lnTi	.256	.849	-.042	-.192	-.068	-.168	-.132	.035	.071
Fe	-.071	.901	.140	-.190	-.117	-.023	.019	.128	.094
Al	-.033	.050	.007	.005	-.212	.103	.100	.862	.032
La	.958	-.038	-.042	.050	.017	-.083	.080	.082	.039
Sc	-.459	.630	.351	.111	-.077	.099	-.174	.211	-.003
Ca	-.153	.036	.431	-.574	.185	.041	-.363	-.241	.184
lnLi	.400	-.059	.048	.156	.570	.306	-.084	-.259	-.335
lnP	.416	.240	.087	-.481	-.169	-.300	.093	.421	.084
V	-.117	.872	.207	-.189	-.096	-.008	-.068	-.080	.126
Mg	-.358	.329	.754	.009	-.179	.133	-.042	.067	-.076
K	.261	-.094	-.128	.162	.119	-.014	.808	.017	.036
Na	.352	.183	.280	-.333	-.221	-.439	.273	.170	.173
lnS	-.245	-.082	-.093	-.136	.674	-.177	.103	-.046	-.038
Zr	.725	.103	-.141	.105	-.168	-.256	-.145	.186	.288
lnHg	.099	.062	.029	.148	-.016	.446	.012	.417	-.054
lnAg	.371	-.025	-.108	.037	.008	-.753	.059	.068	-.136
lnAs	.123	-.061	.104	.205	.800	.143	.108	-.071	-.042
lnBi	.154	-.016	-.173	.670	.223	-.090	.139	-.140	.107
Co	-.255	.715	.522	-.100	.007	.047	-.040	.077	-.047
Cu	.094	.636	.432	-.169	.021	.093	-.037	.044	-.160
lnMo	.612	.037	-.301	-.059	.422	-.214	.174	-.058	.101
lnSb	.164	-.105	-.135	.254	.678	.302	.031	-.027	.166
lnZn	.359	.771	.076	.129	.014	-.104	.045	-.034	.169
lnSn	.561	.057	-.587	.427	.138	-.185	.020	-.085	.153
W	.435	-.240	.121	.675	-.046	.210	.148	-.083	.114
lnCs	-.186	-.103	.210	.003	.139	.811	.205	.187	-.120
lnNb	.857	.177	-.125	.059	.108	-.182	-.069	-.125	-.073
U	.444	-.230	-.082	.511	.052	.154	.217	-.374	.360
lnCd	.197	.054	-.229	.123	.603	-.110	-.137	-.211	.369
Rb	.101	-.160	-.194	.242	.088	.113	.857	.104	-.094
Th	.564	-.310	.003	.475	.005	.403	.244	-.063	.225
Y	.338	.072	-.493	.210	.073	-.014	.101	.047	.613
Ce	.918	-.041	-.184	.109	.096	.023	.102	.035	.096
Tl	.072	-.125	-.067	.784	.113	.014	.125	.210	.069

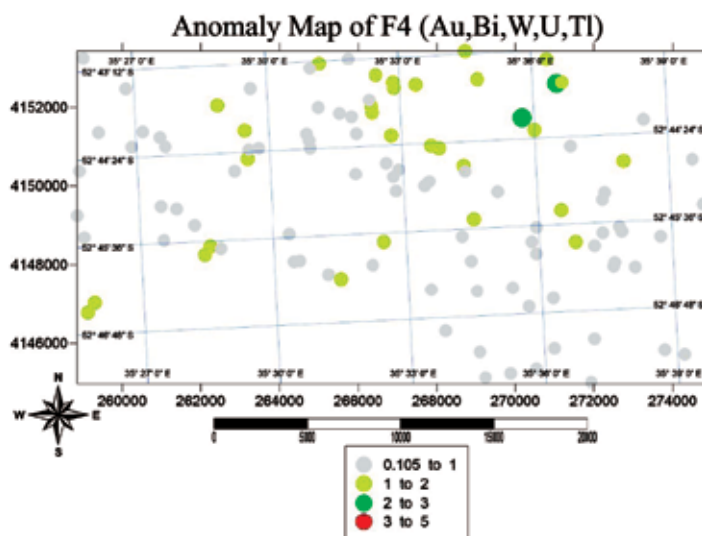
Extraction Method: Principal Component Analysis.

Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.

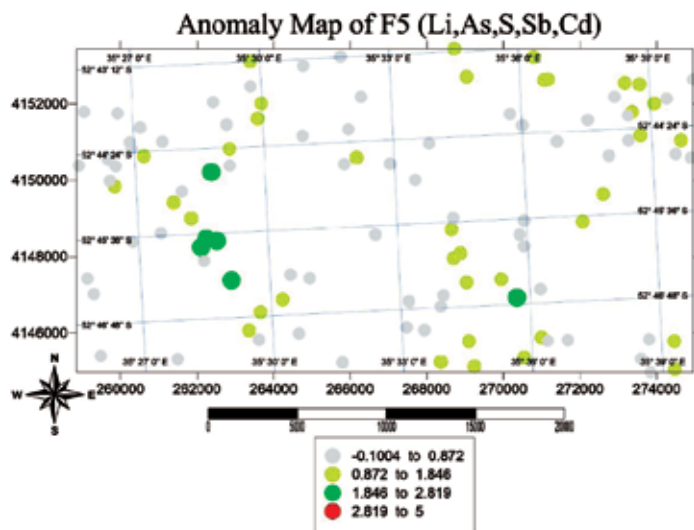
a. Rotation converged in 11 iterations.



شکل ۵. نقشه امتیازات فاکتوری مرحله اول برای فاکتور اول



شکل ۶. نقشه امتیازات فاکتوری مرحله اول برای فاکتور چهارم



شکل ۷. نقشه امتیازات فاکتوری مرحله اول برای فاکتور پنجم

تجزیه و تحلیل فاکتوری مرحله دوم

در مرحله اول، آنالیز فاکتوری بر روی تمامی عناصر انجام شد. عناصر Ca، Na، P، Hg، Mn و Ag با توجه به حد آستانه بار فاکتوری در نظر گرفته شده، در هیچ فاکتوری مشارکت نداشتند. بنابراین از مجموع داده‌ها حذف شده، آنالیز فاکتوری دوباره روی داده‌ها اعمال شد (مرحله دوم). جدول ۴ نشانگر داشتن اعتبار خوب برای فاکتورگیری بعد از حذف این عناصر است.

جدول ۴. آزمون بارتلت و شاخص KMO در مرحله دوم آنالیز فاکتوری

Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) Measure of Sampling Adequacy.		۰/۸۱۹
Approx. Chi-Square		۹۴۶۷/۳۶۴
Bartlett's Test of Sphericity	df	۶۶۶
	Sig.	۰

در این مرحله از تحلیل فاکتوری دوباره عناصری که در هیچ یک از مولفه‌ها حضور نداشتند و فاکتورهایی که در ارتباط با کانی‌سازی نبودند و به‌عنوان آلودگی در منطقه حضور داشتند که سبب ایجاد آنومالی دروغین و پوشیده ماندن کانی‌سازی اصلی در منطقه می‌شد، حذف شدند تا بتوان به ایده‌آل‌ترین نتیجه ممکن با توجه به اعتبارسنجی‌ها در این پژوهش دست یافت. همان‌طور که قبلاً هم اشاره شد، هدف استفاده از تحلیل فاکتوری مرحله‌ای، بهبود بخشیدن به آنومالی‌های واقعی موجود در منطقه است و از آنجایی که مقدار تمرکز عناصر غیرمرتبط با کانی‌سازی در منطقه یا عناصر سنگ‌ساز تاثیر منفی بر امتیازات فاکتوری عناصر دارند پس باید تعداد فاکتورها را کاهش داد تا شدت آنومالی افزایش یابد. افزایش شدت آنومالی بدین معناست که تعداد نمونه‌های آنومال موجود در منطقه نسبت به تعداد کل نمونه‌های ناهنجار در منطقه مورد بررسی افزایش می‌یابد (Carranza, 2008).

بنابراین در این مرحله از تجزیه و تحلیل فاکتوری مرحله‌ای، عناصر موجود در فاکتورهایی که بیشتر به‌خاطر حضور واحدهای سنگی در منطقه بودند و همچنین عناصری که ارتباط مثبتی با هیچ‌یک از فاکتورها نداشتند حذف شدند و بار دیگر تجزیه و تحلیل فاکتوری بر روی داده‌ها اعمال شد (مرحله سوم).

تجزیه و تحلیل فاکتوری مرحله سوم

نتایج آنالیز فاکتوری در مرحله سوم و ماتریس چرخش یافته آنالیز فاکتوری بر اساس مقادیر نرمال شده داده‌های خام در منطقه مطالعاتی در جدول‌های ۵ و ۶ آورده شده است که با توجه به این جدول‌ها تعداد فاکتورها از نه به پنج در مرحله سوم کاهش یافت.

در این مرحله از تحلیل فاکتوری دوباره عناصری که در هیچ یک از مولفه‌ها حضور نداشتند و فاکتورهایی که در ارتباط با کانی‌سازی نبودند و به‌عنوان آلودگی در منطقه حضور داشتند که سبب ایجاد آنومالی دروغین و پوشیده ماندن کانی‌سازی اصلی در منطقه می‌شد، حذف شدند تا بتوان به ایده‌آل‌ترین نتیجه ممکن با توجه به اعتبارسنجی‌ها در این پژوهش دست یافت. همان‌طور که قبلاً هم اشاره شد، هدف استفاده از تحلیل فاکتوری مرحله‌ای، بهبود بخشیدن به آنومالی‌های واقعی موجود در منطقه است و از آنجایی که مقدار تمرکز عناصر غیرمرتبط با کانی‌سازی در منطقه یا عناصر سنگ‌ساز تاثیر منفی بر امتیازات فاکتوری عناصر دارند پس باید تعداد فاکتورها را کاهش داد تا شدت آنومالی افزایش یابد. افزایش شدت آنومالی بدین معناست که تعداد نمونه‌های آنومال موجود در منطقه نسبت به تعداد کل نمونه‌های ناهنجار در

جدول ۵. نتایج آنالیز فاکتوری در مرحله سوم

Comp.	Initial Eigenvalues			Rotation Sums of Squared Loadings		
	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %
۱	۸/۹۸۶	۳۰/۹۸۷	۳۰/۹۸۷	۶/۴۱۸	۲۲/۱۳۱	۲۲/۱۳۱
۲	۵/۵۲۹	۱۹/۰۶۵	۵۰/۰۵۳	۴/۶۶۲	۱۶/۰۷۵	۳۸/۲۰۶
۳	۲/۸۵۹	۹/۸۵۹	۵۹/۹۱۱	۴/۴۰۰	۱۵/۱۷۳	۵۳/۳۷۹
۴	۲/۱۷۲	۷/۴۹۱	۶۷/۴۰۲	۳/۱۸۶	۱۰/۹۸۵	۶۴/۳۶۴
۵	۱/۹۶۹	۶/۷۸۸	۷۴/۱۹۰	۲/۸۴۹	۹/۸۲۶	۷۴/۱۹۰
۶	۹۱۸.	۳/۱۶۷	۷۷/۳۵۷			
۷	۸۸۶.	۳/۰۵۵	۸۰/۴۱۲			

Extraction Method: Principal Component Analysis.

جدول ۶. ماتریس چرخش یافته آنالیز فاکتوری در مرحله سوم

	Component				
	1	2	3	4	5
LnAu	-.018	-.187	.323	.093	.541
lnCr	-.135	.370	.858	-.014	-.028
lnNi	-.099	.255	.903	-.015	-.019
lnPb	.634	-.191	-.268	.367	.092
Sr	.258	.158	.544	-.173	-.522
lnBa	.620	-.109	.136	.385	-.125
Be	.795	.138	-.032	-.102	.308
lnTi	.281	.862	.027	-.080	-.190
Fe	-.052	.904	.195	-.137	-.170
La	.961	-.051	-.026	.029	.078
Sc	-.470	.610	.426	-.138	.119
lnLi	.297	-.172	.193	.656	.173
V	-.092	.872	.260	-.074	-.194
Mg	-.372	.264	.787	-.196	.021
lnS	-.233	-.037	-.179	.621	-.231
Zr	.759	.181	-.167	-.211	.095
lnAs	.070	-.090	.113	.813	.234
lnBi	.169	.022	-.239	.269	.671
Co	-.263	.661	.590	-.009	-.124
Cu	.070	.546	.552	.024	-.191
lnMo	.643	.063	-.339	.439	-.097
lnSb	.100	-.102	-.101	.697	.345
lnZn	.388	.780	.101	.054	.147
lnSn	.587	.118	-.603	.168	.405
W	.423	-.263	.096	.042	.697
lnNb	.856	.155	-.076	.148	.030
lnCd	.204	.135	-.287	.643	.091
Ce	.911	-.054	-.148	.131	.134
Tl	.074	-.098	-.110	.065	.830

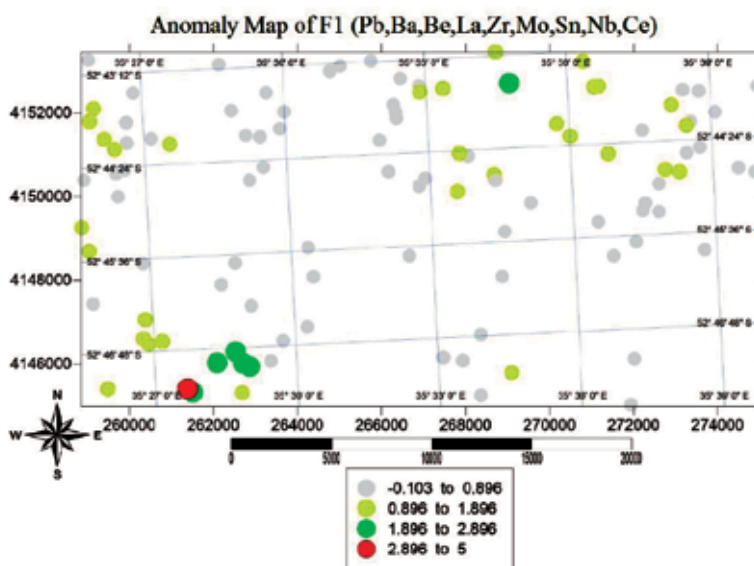
Extraction Method: Principal Component Analysis.

Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.

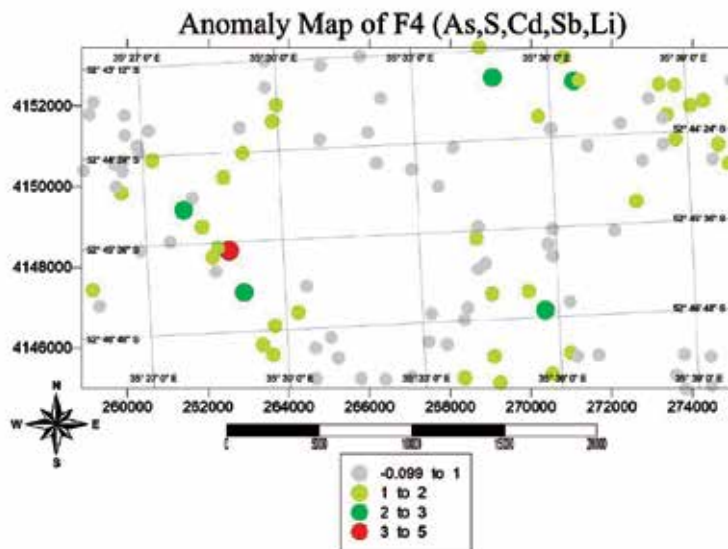
a. Rotation converged in 9 iterations.

فاکتوری مرحله سوم در شکل های ۸ و ۹ آورده شده اند. همان طور که ملاحظه می شود شدت ناهنجاری ها و تعداد آنومالی های ممکن و احتمالی در مقایسه با مرحله اول تجزیه و تحلیل فاکتوری افزایش یافته است.

هر یک از فاکتورهای شاخص بدست آمده در تحلیل فاکتوری سوم می تواند ارتباط زایشی با کانی سازی موجود در منطقه داشته باشد که با توجه به نتایج حاصل می توان فاکتورهای اول و چهارم را به عنوان فاکتور شاخص در اکتشاف معرفی کرد. نقشه های بدست آمده از امتیازات



شکل ۸. نقشه امتیازات فاکتوری مرحله سوم برای فاکتور اول



شکل ۹. نقشه امتیازات فاکتوری مرحله سوم برای فاکتور چهارم

نتیجه‌گیری

تحلیل فاکتوری مرحله‌ای، آنومالی‌های کاذب و فاکتورهای غیرمرتبط با کانی‌سازی موجود در منطقه حذف شدند که باعث برونزد هر چه بهتر شاخص‌های کانی‌سازی اصلی در مرحله سوم شده است. از این رو طبق تحلیل فاکتوری مرحله نهایی (سوم)، آنومالی احتمالی کانی‌زایی عناصر فلزی Ba، Sn، Pb و Mo از فاکتور اول، عناصر As، Cd و Sb از فاکتور چهارم را می‌توان به‌عنوان فاکتور شاخص در اکتشاف معرفی کرد (جدول ۷).

انتخاب بهترین فاکتور معرف کانی‌سازی، یک مسئله بحث‌برانگیز است که موجب ابداع روش‌های مختلفی در زمینه اکتشافات ژئوشیمیایی شده است. با توجه به نتایج حاصل از روش آنالیز فاکتوری SFA، سه فاکتور مهم برای گستره دگرسانی خوش‌نامنه مشخص شدند که با اعمال این روش می‌توان به ایده‌آل‌ترین نتیجه ممکن، با توجه به اعتبارسنجی‌ها در این پژوهش دست یافت. با توجه به نتایج بدست آمده در مرحله اول و دوم از

جدول ۷. مقایسه نتایج روش تجزیه و تحلیل فاکتوری مرحله‌ای (SFA)

	مرحله اول	
	آنومالی احتمالی	آنومالی ممکن
Ba, Be, Nb, Sn, Ce, Pb, Mo, Th, La, Zr	۰	۵
Au, Tl, Bi, W, U	۰	۲
As, Li, S, Sb, Cd	۰	۶
تعداد کل فاکتورها در مرحله اول	۹	



	مرحله سوم	
	آنومالی احتمالی	آنومالی ممکن
Ba, Be, Nb, Sn, Ce, Pb, Mo, La	۱	۶
Au, Tl, Bi, W	۰	۴
As, Li, S, Sb, Cd	۱	۵
تعداد کل فاکتورها در مرحله سوم	۵	

concentrations of trace elements in stream sediments by factor and cluster analysis and the sequential extraction procedure, *Science of the Total Environment*, 177, 1, 237-250.

- Carranza, E.J., 2008. Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS, *handbook of Exploration and Environmental Geochemistry*, 11. Elsevier, Amsterdam, 122.

- Reimann C., Filzmoser P. and Garrett R.G., 2005. Background and threshold: critical comparison of methods of determination, *Science of the Total Environment*, 346, 1-16.

- Tabachnick, B.G. and Fidell, L.S., 2001. *Using Multivariate Statistics*, Allyn and Bacon, 392.

- Tripathi, V.S., 1979. Factor analysis in geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 11, 263-275.

- Yousefi, M., Kamkar-Rouhani, A. and Carranza, E. J. M., 2012. Geochemical mineralization probability index (GMPI): a new approach to generate enhanced stream sediment geochemical evidential map for increasing probability of success in mineral potential mapping, *Journal of Geochemical Exploration*, 115, 24-35.

به‌طور کلی می‌توان چنین نتیجه گرفت که استفاده از تحلیل فاکتوری مرحله‌ای باعث یافتن حداقل تعداد متغیر و گروه‌های عناصری با بیشترین تغییرات، بهبود بخشیدن به شناسایی نشانه‌های ژئوشیمیایی ناهنجار، افزایش شدت آنومالی، بهبود میزان پیش‌بینی نقشه‌های پتانسیل مواد معدنی و در نهایت باعث افزایش موفقیت در مبحث ژئوشیمی اکتشافی می‌شود.

منابع

- آقناباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۸۶.
- حسنی پاک، ع.ا.، ۱۳۸۷. اصول اکتشافات ژئوشیمیایی. چاپ ششم، انتشارات دانشگاه تهران، ۶۰۱.
- زرناب اکتشاف، ۱۳۸۵. گزارش اکتشاف عناصر پلی‌متال (طلا و سایر عناصر) در محدوده روستای خوش‌نامه هشتجین. ۱۲۵.
- قربانی، م.، ۱۳۸۷. زمین‌شناسی اقتصادی کانسارها و نشانه‌های معدنی ایران. انتشارات آرین زمین، ۶۳۹.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.
- Alfassi, Z.B., Boger, Z. and Statistical, Y., 2005. *Treatment of analytical data: outliers (Chapter 6)*. CRC Press, 512.
- Borovec, Z., 1996. *Evaluation of the con-*

تخمین تغذیه به آبخوان مرزی سرخس با استفاده از مدل عددی

نرگس نبی‌زاده چمازکتی^۱ و هادی جعفری^{۲*}

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲. دانشیار هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۳/۱۸

چکیده

تخمین تغذیه از مباحث مهم در مطالعات منابع آب زیرزمینی به‌خصوص بیلان آبخوان‌ها است و در راستای مدیریت بهره‌برداری از آنها سودمند می‌باشد. در این تحقیق تغذیه به آبخوان آبرفتی سرخس که تنها منبع تأمین‌کننده آب برای مصرف‌های مختلف شرب، کشاورزی و صنعت در دشت سرخس (شمال شرق ایران و مجاور مرز ترکمنستان) می‌باشد، با استفاده از مدل MODFLOW در نرم‌افزار FREEWAT برآورد شده است. پس از ساخت مدل مفهومی آبخوان و تبدیل آن به مدل عددی، فرآیند واسنجی مدل در شرایط ناپایدار در یک دوره دو ساله (سال آبی ۱۳۹۴-۹۵ و ۱۳۹۶-۹۵) و صحت‌سنجی آن انجام شده است. بررسی حساسیت مدل عددی به پارامتر تغذیه نشان‌دهنده توانایی آن در تخمین تغذیه به آبخوان می‌باشد. بر اساس نتایج مدل عددی میزان تغذیه سطحی سالانه به آبخوان سرخس حدود ۸۰ میلیون مترمکعب است که از دو منبع بارش (حدود ۳۲ میلیون مترمکعب در سال) و آب برگشتی کشاورزی (حدود ۴۸ میلیون مترمکعب در سال) صورت می‌گیرد. بر این اساس ضریب تغذیه ناشی از بارش حدود ۲۰ درصد بارش سالیانه و ضریب جریان برگشتی ناشی از آبیاری برابر ۱۵ درصد تخلیه سالانه چاه‌های بهره‌برداری برآورد شده است. تغییرات زمانی تغذیه به آبخوان بر اساس مدل عددی کالیبره شده نشان‌دهنده رخداد تغذیه ناشی از بارش در ماه‌های دی تا خرداد و جریان برگشتی آبیاری از آبان تا فروردین هر سال می‌باشد. ضرایب تغذیه در محاسبات بیلان و در راستای مدیریت بهینه آبخوان سرخس و آبخوان‌های مشابه در ایران قابل استفاده می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آب برگشتی آبیاری، بیلان، تغذیه بارش، خراسان رضوی، MODFLOW.

مقدمه

تغذیه ناشی از گودی‌های توپوگرافی نظیر رودخانه و دریاچه می‌باشد.

تخمین تغذیه یکی از مهم‌ترین مباحث در مطالعات آب زیرزمینی به‌خصوص در مطالعات بیلان آب زیرزمینی می‌باشد.

تغذیه آب‌های زیرزمینی^۱ که با اصطلاحات مختلف نظیر نفوذ خالص^۲، زهکشی^۳ یا نفوذ عمقی^۴ توصیف می‌شود، معرف حرکت یا جابجایی آب در زیر منطقه ریشه است که به دو گروه پراکنده^۵ و متمرکز^۶ قابل تقسیم می‌باشد (Scanlon et al., 2002). تغذیه پراکنده معرف تغذیه ناشی از بارش یا آبیاری است که به‌صورت یکنواخت از یک سطح بزرگ روی می‌دهد، درحالی‌که تغذیه متمرکز در برگیرنده

1. Groundwater recharge
2. Net infiltration
3. Drainage
4. Percolation
5. Diffuse
6. Focused

* نویسنده مرتبط: h_jafari@shahroodut.ac.ir

که در آن از مدل جریان آب زیرزمینی برای محاسبه تغذیه آب زیرزمینی استفاده شده است. ابتدا نقشه سطح ایستابی به صورت دستی رسم و سپس بر روی آن یک شبکه دو بعدی افقی قرار داده شد. ارتفاع سطح ایستابی در نزدیک محل هر گره، به همان گره اختصاص داده شد. سپس از MODFLOW به منظور شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی استفاده شد. بر اساس نتایج، نرخ تغذیه محاسبه شده با هدایت هیدرولیکی، رابطه خطی نشان داده است. Baver and Mastin (1997) از مدل به منظور شبیه‌سازی جزئیات بیلان آبی سه حوضه کوچک در زمین‌های پوشیده از خاک‌های یخچالی در واشنگتن استفاده کردند. بر اساس نتایج حاصل از مدل، مقدار متوسط تغذیه سالانه یخرفت‌ها حدود ۳۷ تا ۱۷۲ میلی‌متر برآورد شد. Tideman et al. (1997) مطالعه مدل‌سازی حوضه آب زیرزمینی منطقه دریاچه میرور انگلستان را به منظور توسعه درکی از گستره سه بعدی حوضه و تعیین مؤلفه‌های بیلان آبی نظیر تغذیه انجام دادند. نتایج نشان داد حوضه آب زیرزمینی دریاچه میرور، بسیار بزرگ‌تر از حوضه آب سطحی است و چنانچه مدل آب زیرزمینی بر اساس مرزهای حوضه آب سطحی ساخته شود، در آن صورت مقدار تغذیه حدود ۵۰ درصد افزایش می‌یابد. Baalousha (2005) با استفاده از مدل میزان تغذیه آب زیرزمینی ناشی از بارندگی در نوار غزه در فلسطین را حدود ۴۳ میلیون مترمکعب برآورد کرد. Dripps et al. (2006) نشان دادند که چگونه مدل در ترکیب با یک کد برآورد پارامتر می‌تواند به منظور برآورد تغذیه در حوضه کوچکی واقع در ویسکانسین شمالی مورد استفاده قرار گیرد. واسنجی مدل، بر اساس تطبیق جریان پایه شبیه‌سازی شده، با میانگین سالانه جریان پایه تعیین شده از روش جداسازی هیدروگراف رودخانه‌ای در شرایط پایدار انجام شد.

نرخ تغذیه آب زیرزمینی به‌عنوان شرط مرزی تغذیه برای مدل آب زیرزمینی منطقه‌ای در آلمان مورد استفاده قرار گرفته است. تجزیه و تحلیل نتایج نشان می‌دهد تغذیه محاسبه شده، با تنظیم شاخص جریان پایه برای مناطقی

مدیریت وضعیت بحرانی منابع آب زیرزمینی در گام اول مستلزم شناخت کافی از سیستم آبخوان می‌باشد. در این راستا تخمین تغذیه به‌عنوان آب ورودی به سیستم آب زیرزمینی ضروری می‌باشد. شناخت و یافتن درک صحیح از تغذیه منابع آب زیرزمینی در مدیریت موفق منابع آب و همچنین مدل‌سازی سیال و انتقال آلودگی در ناحیه زیرسطحی و بررسی آسیب‌پذیری لایه آبدار مورد نیاز می‌باشد (Healy, 2010).

تکنیک‌های تخمین تغذیه بر اساس مناطق هیدرولوژیکی که اطلاعات مورد نیاز از آن‌ها به دست می‌آید، به سه گروه تکنیک‌های آب سطحی، منطقه غیراشباع و منطقه اشباع تقسیم می‌شوند. روش‌های تخمین تغذیه در هر منطقه به انواع تکنیک‌های فیزیکی، ردیابی و مدل‌سازی عددی طبقه‌بندی می‌شوند. روش مدل‌سازی عددی^۱ از جمله تکنیک‌های تخمین تغذیه است که در هر سه منطقه آب‌های سطحی، غیراشباع و اشباع قابل کاربرد می‌باشد. در این روش میزان تغذیه طی فرآیندهای توسعه و واسنجی مدل تخمین زده می‌شود. با توجه به این قابلیت، مدل‌های کامپیوتری آب زیرزمینی به‌عنوان مفیدترین ابزار موجود در مدیریت منابع آب زیرزمینی معرفی شده‌اند (Healy, 2010).

Rushton (1997) تغذیه را به دو گروه واقعی^۲ و پتانسیل^۳ تقسیم‌بندی کرده است. تغذیه پتانسیل که از مطالعات منطقه غیراشباع یا آب‌های سطحی به دست می‌آید، نشان‌دهنده آب عبوری از منطقه ریشه است که ممکن است به سطح ایستابی برسد یا نرسد. درحالی‌که تغذیه واقعی (برآورد شده از مطالعات منطقه اشباع) نشان‌دهنده آبی است که به سطح ایستابی رسیده است.

مدل‌های شبیه‌سازی در تمامی انواع مطالعات هیدروژیکی به‌طور گسترده مورد استفاده هستند و از بسیاری از آن‌ها می‌توان برای برآورد تغذیه بهره‌مند شد. مدل‌ها قادرند تا دید مناسبی را نسبت به عملکرد سیستم‌های هیدرولوژیکی به‌منظور شناسایی عوامل اثرگذار بر تغذیه فراهم کنند. از قابلیت پیش‌بینی مدل‌ها می‌توان برای ارزیابی چگونگی تغییرات ایجاد شده در اقلیم، کاربرد آب، کاربری اراضی و سایر عوامل موثر بر نرخ تغذیه، استفاده کرد (Healy, 2010). Stoertz and Bradbury (1989) روشی را شرح دادند

1. Numerical modeling
2. Actual
3. Potential

برآورد تغذیه آب زیرزمینی به آبخوان سرخس با استفاده از مدل عددی و بررسی تغییرات مکانی و زمانی آن می‌باشد.

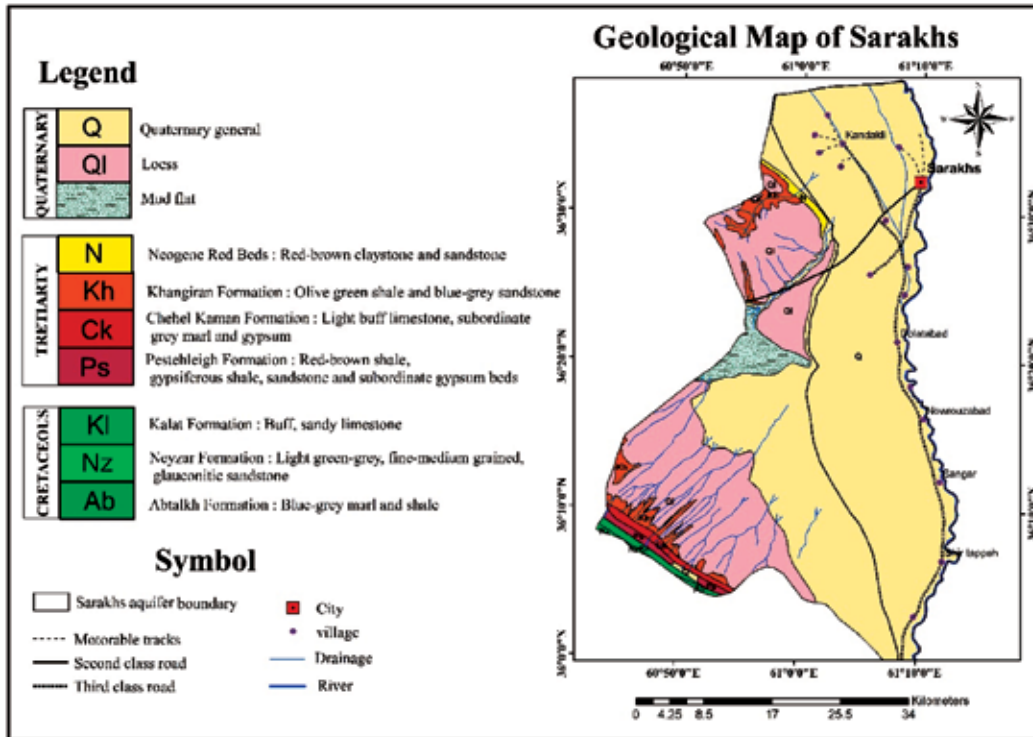
منطقه مورد مطالعه

شهر سرخس در ۱۸۰ کیلومتری شهر مشهد در مجاورت مرز ترکمنستان قرار دارد. محدوده مطالعاتی سرخس در مختصات جغرافیایی ۴۲° ۶۰' تا ۱۴' ۶۱° طول شرقی و ۵۰' ۳۵° تا ۳۷' ۳۶° عرض شمالی واقع شده است. بر طبق نقشه زمین‌شناسی (شکل ۱) قدیمی‌ترین سازند در این منطقه سازند آب تلخ با سن کرتاسه است که در بخش جنوب‌غربی محدوده رخنمون دارد. رسوبات کواترنری (Q) گسترش وسیعی در سطح منطقه دارند. به‌طور کلی رسوبات آبرفتی دانه درشت می‌باشند و بیشتر از قله‌سنگ، ماسه و شن تشکیل شده‌اند و به‌طرف نواحی غربی و حاشیه ارتفاعات، رسوبات دانه‌ریز سیلتی و رسی خانگیان به آن‌ها اضافه می‌شود (مهندسین مشاور هیدروتک توس، ۱۳۹۳). آبخوان آبرفتی سرخس از نوع آزاد و دارای شکل به نسبت کشیده با امتداد شمالی-جنوبی می‌باشد (شکل ۱). مرز شمالی آبخوان منطبق بر مرز ایران-ترکمنستان، مرز شرقی رودخانه هریرود، مرز جنوبی محل تقاطع پل خاتون و رودخانه هریرود و مرز غربی آن حد فاصل کوه و دشت می‌باشد. جنس رسوبات در محدوده آبخوان از نوع آبرفت عهد حاضر (Q) می‌باشد. سازند خانگیان با لیتولوژی شیل و ماسه‌سنگ به‌عنوان سنگ کف آبخوان دشت سرخس شناخته شده است (مهندسین مشاور هیدروتک توس، ۱۳۹۳).

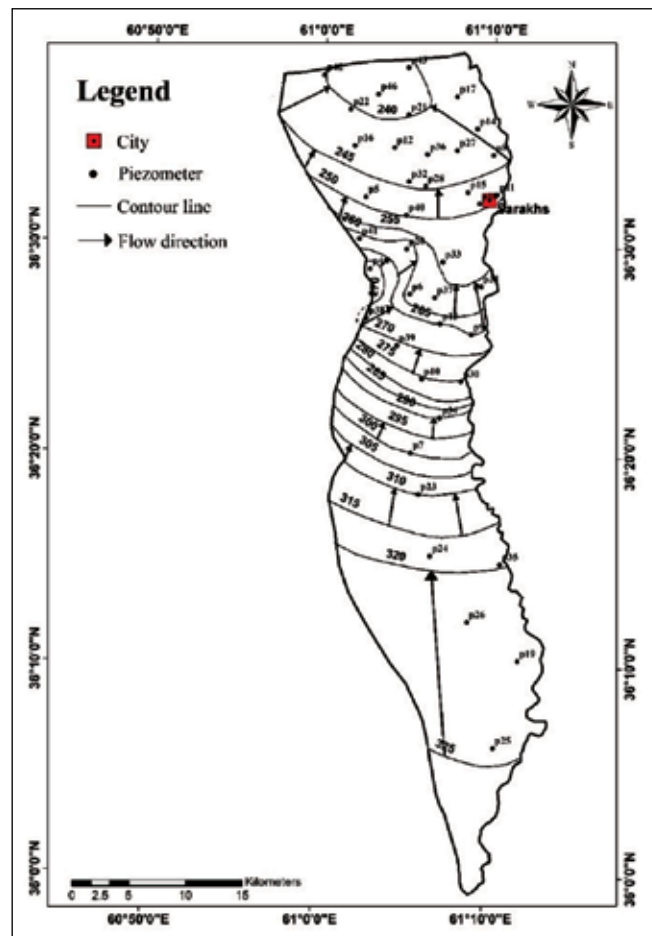
نقشه هم‌پتانسیل سطح ایستابی آبخوان سرخس براساس اطلاعات اندازه‌گیری شده عمق سطح آب زیرزمینی در ۴۲ حلقه چاه مشاهده‌ای (پیزومتر) در فروردین سال ۱۳۹۶ رسم شده است (شکل ۲). حداکثر ارتفاع مطلق سطح آب زیرزمینی به میزان ۳۲۴/۲ متر در بخش جنوبی آبخوان و حداقل آن به میزان ۲۳۸/۵ متر در بخش شمالی اندازه‌گیری شده است. بر این اساس جهت کلی جریان آب زیرزمینی از جنوب به سمت شمال می‌باشد. مطابق نقشه هم‌پتانسیل رسم شده مرزهای شرقی و غربی آبخوان مرز ورودی زیرزمینی است و به دلیل برداشت محلی و متمرکز آبخوان در بخش شمالی که منجر به تشکیل محدوده بسته در خطوط هم‌پتانسیل شده است، آبخوان فاقد خروجی زیرزمینی می‌باشد.

که رواناب تحت تأثیر شیب و ورود کم آب قرار دارد، بهبود می‌یابد. با استفاده از مجموعه تنظیم شده شاخص جریان پایه، متوسط نرخ تغذیه آب زیرزمینی منطقه حدود ۱۷۰ میلی‌متر در سال می‌باشد (Herrmann et al., 2009). مدل‌های ترکیبی حوضه آبریز و جریان آب زیرزمینی ابزار مفیدی برای برآورد تغذیه آب زیرزمینی محسوب می‌شوند. روش یکپارچه و ترکیبی، کل هیدرولوژی یک سیستم حوضه آبریز و آبخوان را در نظر می‌گیرد. نتایج مدل‌ها نشان می‌دهد تغذیه محاسبه شده، ممکن است نسبت به زمان و مکان متغیر باشد (Healy, 2010). استفاده ترکیبی از مشخصات ایزوتوپی اجزای مختلف چرخه آب و مدل بارش-رواناب برای بررسی توزیع مکانی و زمانی تغذیه توسط Uribe et al. (2015) انجام شده است. بر اساس نتایج، تغذیه متوسط طولانی مدت حدود ۲۲ میلی‌متر در سال برآورد شده که معادل ۱۵ درصد بارش سالانه حوضه می‌باشد. Ebrahimi et al. (2016) برای تعیین میزان تغذیه آب زیرزمینی در مناطق خشک از مدل‌سازی معکوس استفاده کردند. بر اساس نتایج، تغذیه آب زیرزمینی از جریان برگشتی آب کشاورزی به میزان ۰/۱۵ میلی‌متر بر روز و تغذیه ناشی از بارش حدود ۰/۰۸ میلی‌متر بر روز (معادل ۱۰/۸ درصد کل بارش سالانه) می‌باشد. از دیگر مطالعات در خصوص تخمین تغذیه با استفاده از مدل می‌توان به مطالعات انجام شده در مناطق خشک تونس (Brini and Zammour, 2016)، منطقه نیمه‌خشک برزیل (Coelho et al., 2017) و کشور عمان (Izady et al., 2019) اشاره کرد.

گستره مطالعاتی سرخس به دلیل قرار گرفتن در مناطق خشک ایران، فاقد منابع سطحی آب است و آب زیرزمینی تنها منبع تأمین‌کننده‌ی آب شرب، کشاورزی و صنعت می‌باشد. در آبخوان دشت سرخس ۳۷۴ حلقه چاه عمیق جهت بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی (بیشتر برای مصارف کشاورزی) حفر شده است. بهره‌برداری زیاد از این آبخوان باعث کاهش ذخیره آب زیرزمینی شده که افت ممتد سطح ایستابی با نرخ حدود ۰/۶ متر در سال طی سالیان اخیر را در پی داشته است. نظر به اهمیت منابع آب زیرزمینی در این آبخوان مرزی و لزوم مدیریت آن در راستای حفاظت از این منبع طبیعی ارزشمند، تخمین تغذیه به منابع آب زیرزمینی این دشت ضروری می‌باشد. بنابراین هدف از انجام این تحقیق



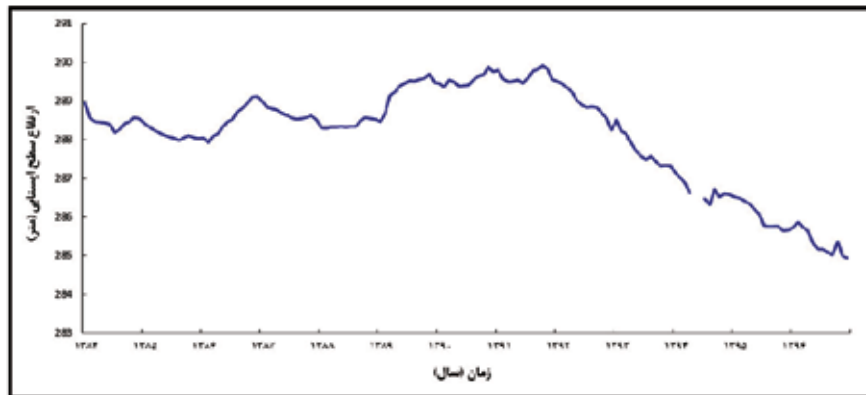
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی سرخس (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سرخس، شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۸۳)



شکل ۲. نقشه همپتانسیل سطح ایستابی آبخوان سرخس (فروردین ۱۳۹۶)

دلیل بهره‌برداری بیش از حد از آبخوان و کاهش احتمالی تغذیه منابع آب زیرزمینی ناشی از خشکسالی‌های اخیر و کاهش احتمالی جریان ورودی آب زیرزمینی به آبخوان در اثر احداث سد دوستی در بالادست آبخوان سرخس، افزایش یافته و به حدود ۰/۶ متر در سال آبی ۹۵-۹۶ رسیده است.

هیدروگراف معرف آبخوان سرخس به منظور بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی رسم شده است (شکل ۳). نوسانات سطح ایستابی آبخوان سرخس تابع میزان تغذیه آبخوان و فعالیت چاه‌های بهره‌برداری می‌باشد. بررسی‌ها نشان می‌دهد سطح آب زیرزمینی در آبخوان با زمان در حال افت می‌باشد. نرخ افت سطح ایستابی در سال‌های اخیر به



شکل ۳. هیدروگراف معرف آبخوان آبرفتی سرخس

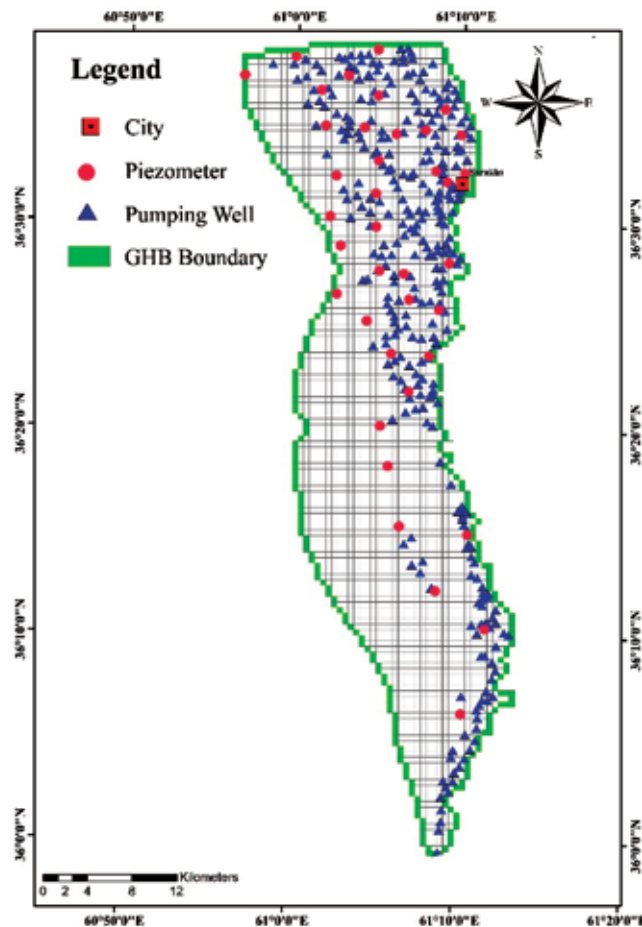
شد. گستره آبخوان با توجه به وسعت و شکل هندسی آن و موقعیت مکانی چاه‌ها برای افزایش دقت محاسبات، به سلول‌هایی با ابعاد ۵۰۰×۵۰۰ متر تقسیم‌بندی شد. جریان آب زیرزمینی از مرزهای ورودی شمالی، جنوبی، شرقی و غربی آبخوان با استفاده از بسته مرز با بار هیدرولیکی عمومی شبیه‌سازی شد. تغذیه سطحی به آبخوان آبرفتی که از دو بخش بارش و آب برگشتی رخ می‌دهد (نبی‌زاده، ۱۳۹۷)، با استفاده از بسته تغذیه شبیه‌سازی شد. شبیه‌سازی چاه‌های بهره‌برداری نیز توسط بسته چاه انجام گرفت (شکل ۴). لازم به ذکر است توزیع مکانی ضرایب هیدرودینامیک آبخوان (هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه) نیز به‌عنوان پارامتر مورد نیاز در ساخت مدل عددی در نرم‌افزار وارد شده و در فرایند شبیه‌سازی مورد استفاده قرار گرفته است. بعد از اجرا، مدل عددی در بازه زمانی شهریور سال ۱۳۹۴ تا شهریور سال ۱۳۹۶ به مدت ۲۴ ماه با دوره‌های تنش یک ماهه (گام‌های زمانی ۳۰ روزه) واسنجی (کالیبره) شد. سپس صحت‌سنجی مدل در یک بازه یک ساله (سال آبی ۹۲-۱۳۹۱) برای ۱۲ دوره تنش انجام شد.

روش مطالعه

در این تحقیق میزان تغذیه به آبخوان آبرفتی سرخس طی مراحل زیر برآورد شده و تغییرات زمانی و مکانی آن مورد بررسی قرار گرفته است:

الف- توسعه مدل مفهومی آبخوان سرخس: برای ساخت مدل مفهومی در ابتدا اطلاعات و گزارش‌های موجود از آبخوان سرخس که شامل اطلاعات چاه‌های مشاهده‌ای (پیزومتر) و بهره‌برداری، میزان بارش، خصوصیات هیدرودینامیکی آبخوان و نقشه سنگ کف آبخوان می‌باشد، بررسی شد (مهندسین مشاور هیدروتک توس، ۱۳۹۳). با ورود اطلاعات به محیط نرم‌افزار Arc GIS مدل مفهومی آبخوان در دو بخش هندسه و هیدرولیک آبخوان تهیه شد.

ب- ساخت مدل عددی، کالیبراسیون و صحت‌سنجی آن: مدل مفهومی آبخوان با استفاده از مدل MODFLOW در نرم‌افزار FREEWAT که نرم‌افزاری برای مدیریت منابع آب زیرزمینی است و امکان شبیه‌سازی کل چرخه هیدرولوژیکی را فراهم می‌کند، به مدل عددی برای شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی تبدیل



شکل ۴. موقعیت چاه‌های بهره‌برداری، پیزومترها و شرایط مرزی در محدوده مدل آبخوان سرخس

ضخامت رسوبات آبرفتی دربرگیرنده آبخوان از حداقل ۳۰ متر در بخش غربی به حداکثر ۱۳۰ متر در بخش شرقی (مجاور رودخانه هریرود) و شمالی آبخوان افزایش می‌یابد. مهم‌ترین ورودی‌ها به آبخوان (شکل ۲)، تغذیه حاصل از نفوذ بارش و آب برگشتی ناشی از مصارف کشاورزی (آبیاری) با مجموع ۲۷۹ میلیون مترمکعب در سال می‌باشند. لازم به ذکر است بر اساس نقشه هم‌پتانسیل و استفاده از معادله دارسی جریان ورودی زیرزمینی به آبخوان حدود ۲۰۰ میلیون متر مکعب محاسبه شده است (نبی‌زاده، ۱۳۹۷). تخلیه آبخوان با نرخ حدود ۳۱۰ میلیون مترمکعب در سال توسط چاه‌های بهره‌برداری (شکل ۴) به‌عنوان تنها خروجی آبخوان صورت می‌گیرد. در شرایط فعلی آبخوان با بیلان منفی و کسری مخزن حدود ۳۱ میلیون مترمکعب در سال مواجه می‌باشد. متوسط ضریب ذخیره آبخوان نیز حدود شش درصد برآورد شده است.

ج- بررسی حساسیت مدل و تخمین تغذیه به آبخوان: در طول فرآیند واسنجی مقادیر پارامترهای مختلف از جمله تغذیه در بازه معقول تغییر داده شد و حساسیت مدل عددی در برآورد تغذیه مورد بررسی قرار گرفت. پس از اطمینان از حساسیت مدل به پارامتر تغذیه، میزان تغذیه به آبخوان تخمین زده شد و تغییرات زمانی و مکانی آن بر اساس نتایج مدل عددی مورد بررسی قرار گرفت.

بحث

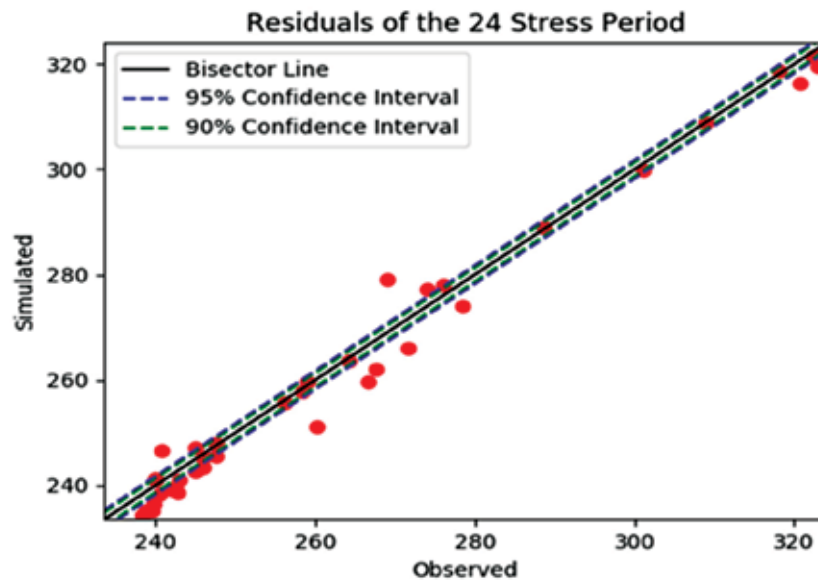
مدل مفهومی آبخوان سرخس

آبخوان سرخس با مساحت حدود ۸۷۴ کیلومترمربع از نوع آزاد است که در غرب رودخانه مرزی هریرود با روند به نسبت کشیده شمالی-جنوبی واقع شده است (شکل ۱).

شبیه‌سازی عددی آبخوان سرخس

مقادیر مشاهده‌ای صحرایی انجام شده که همبستگی بالای مقادیر شبیه‌سازی شده و مشاهده‌ای (شکل ۵) بیانگر دقت مدل در پیش‌بینی تغییرات سطح آب زیرزمینی می‌باشد.

بعد از تبدیل مدل مفهومی آبخوان سرخس به مدل عددی در نرم‌افزار FREEWAT و اجرای مدل، واسنجی آن به‌منظور انطباق مقادیر شبیه‌سازی شده سطح ایستابی و



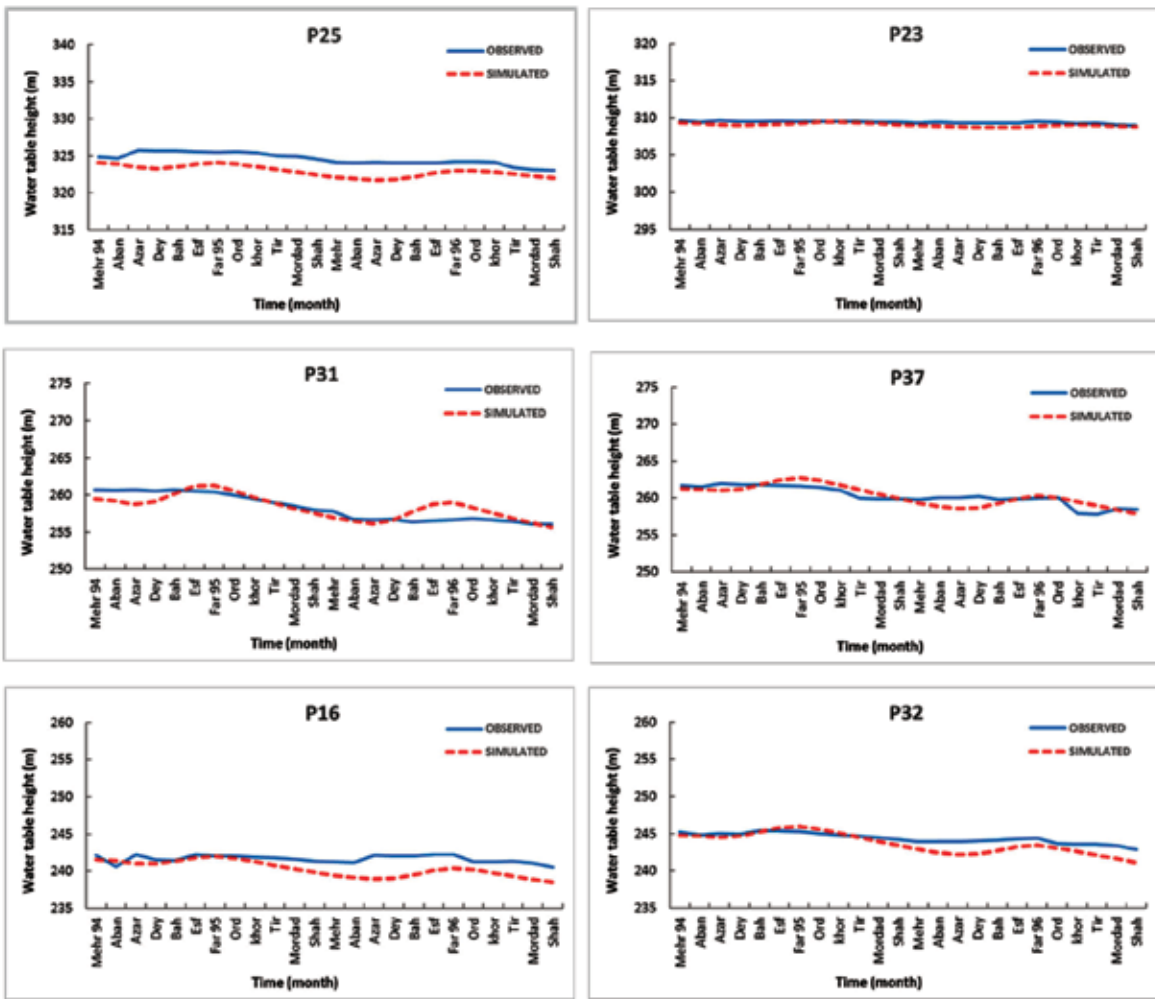
شکل ۵. انطباق مقادیر محاسبه شده توسط مدل و مشاهده شده در چاه‌های پیژومتری در انتهای دوره مدل‌سازی

آب زیرزمینی، بیلان آب زیرزمینی محدوده مدل می‌باشد. جدول ۱ بیلان آبخوان سرخس محاسبه شده توسط مدل عددی MODFLOW را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است مقادیر ارائه شده در این جدول به‌صورت تجمعی و برای دو سال شبیه‌سازی توسط مدل، محاسبه شده است و بنابراین نصف این مقادیر معرف مؤلفه‌های ورودی و خروجی سالانه (برحسب مترمکعب در سال) از آبخوان سرخس می‌باشند. مطابق نتایج بیلان مقدار تغذیه سالانه به آبخوان که از طریق آب برگشتی و بارش انجام شده حدود ۸۰ میلیون مترمکعب، جریان ورودی زیرزمینی حدود ۲۰۲ میلیون مترمکعب و تخلیه چاه‌ها حدود ۳۱۰ میلیون مترمکعب محاسبه شده است. بر این اساس مجموع ورودی‌های سالانه به آبخوان حدود ۲۸۲ میلیون مترمکعب است، درحالی‌که مجموع خروجی‌ها ۳۱۰ میلیون مترمکعب می‌باشد. کاهش حجم ذخیره آبخوان که معادل ۲۸ میلیون مترمکعب در سال محاسبه شده، نشان‌دهنده بیلان منفی و تأکیدی بر کسری مخزن سالانه آبخوان سرخس می‌باشد.

مهم‌ترین نتیجه حاصل از واسنجی مدل انطباق مقادیر تراز آب زیرزمینی محاسبه‌ای و مشاهده‌ای می‌باشد. در شکل ۶ هیدروگراف شبیه‌سازی شده توسط مدل و مشاهده‌ای پیژومترها در دوره واسنجی در تعدادی از پیژومترهای منتخب واقع در جنوب (P25 و P23)، مرکز (P31 و P37) و شمال آبخوان (P16 و P32) مقایسه شده است. انطباق تراز آب زیرزمینی مشاهده‌ای در پیژومترها و محاسباتی توسط مدل عددی در بازه دو ساله مدل‌سازی حاکی از شبیه‌سازی قابل قبول جریان در آبخوان با استفاده از مدل عددی می‌باشد. لازم به ذکر است به دلیل تعداد زیاد پیژومترها مقایسه هیدروگراف محاسبه‌ای و مشاهده‌ای (شکل ۶) فقط در تعدادی از پیژومترهای واقع در بخش‌های مختلف آبخوان ارائه شده است. در مجموع مقایسه سطح ایستابی شبیه‌سازی شده توسط مدل عددی و اندازه‌گیری شده در پیژومترها بیانگر دقت مدل عددی در شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی در محدوده آبخوان سرخس می‌باشد.

یکی از مهم‌ترین و کاربردی‌ترین اطلاعات خروجی از مدل

تخمین تغذیه به آبخوان مرزی سرخس با استفاده...



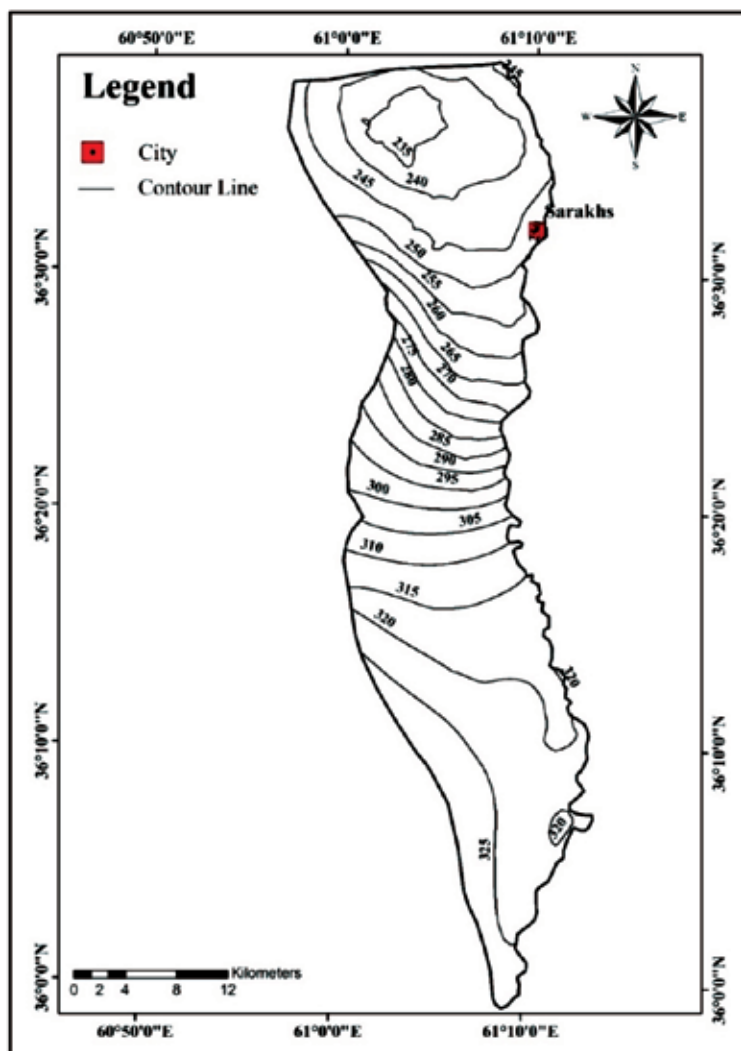
شکل ۶. مقایسه هیدروگراف شبیه‌سازی شده توسط مدل و هیدروگراف مشاهداتی در پیژومترهای منتخب از بخش‌های جنوبی (P25 و P23)، مرکزی (P31 و P37) و شمالی (P16 و P32) آبخوان سرخس

جدول ۱. بیلان آبخوان سرخس، محاسبه شده توسط مدل عددی

VOLUMETRIC BUDGET FOR ENTIRE MODEL AT END OF TIME STEP 1, STRESS PERIOD 24			
CUMULATIVE VOLUMES	L**3	RATES FOR THIS TIME STEP	L**3/T
IN:			
STORAGE	= 295978528.0000	STORAGE	= 546609.1250
CONSTANT HEAD	= 0.0000	CONSTANT HEAD	= 0.0000
WELLS	= 0.0000	WELLS	= 0.0000
HEAD DEP BOUNDS	= 404275488.0000	HEAD DEP BOUNDS	= 583170.1875
RECHARGE	= 160528496.0000	RECHARGE	= 0.0000
TOTAL IN	= 860782464.0000	TOTAL IN	= 1129779.2500
OUT:			
STORAGE	= 239168032.0000	STORAGE	= 3732.7930
CONSTANT HEAD	= 0.0000	CONSTANT HEAD	= 0.0000
WELLS	= 620868608.0000	WELLS	= 1124762.1250
HEAD DEP BOUNDS	= 747242.7500	HEAD DEP BOUNDS	= 1283.5453
RECHARGE	= 0.0000	RECHARGE	= 0.0000
TOTAL OUT	= 860783872.0000	TOTAL OUT	= 1129778.3750
IN - OUT	= -1408.0000	IN - OUT	= 0.8750
PERCENT DISCREPANCY	= -0.00	PERCENT DISCREPANCY	= 0.00

می‌باشد و عمده تخلیه توسط چاه‌های بهره‌برداری صورت می‌گیرد. ایجاد منحنی‌های بسته در خطوط هم‌پتانسیل نشان‌دهنده تغییر الگوی جریان آب زیرزمینی است که می‌تواند تغییرات کیفی برای مثال شوری منابع آب زیرزمینی به دلیل هجوم آب‌های شور از خارج آبخوان به داخل آن در اثر معکوس‌شدگی جریان آب زیرزمینی را در پی داشته باشد. این موضوع بایستی در مدیریت این آبخوان مرزی مورد توجه قرار گیرد. مقایسه نقشه سطح ایستابی شبیه‌سازی شده آبخوان سرخس توسط مدل عددی (شکل ۷) و نقشه تراز رسم شده بر اساس مقادیر ارتفاع سطح آب زیرزمینی در پی‌زومترها (شکل ۲) تاییدی بر توانایی مدل در شبیه‌سازی آبخوان است و بنابراین مدل تهیه شده جهت انجام مطالعات بعدی نظیر تخمین تغذیه قابل اعتماد می‌باشد.

نقشه هم‌پتانسیل شبیه‌سازی شده آبخوان سرخس با استفاده از مدل عددی در شکل ۷ نشان داده شده است. بر این اساس سطح آب زیرزمینی در آبخوان از حداقل ۲۳۵ متر تا حداکثر ۳۲۵ متر متغیر می‌باشد. مطابق الگوی شبیه‌سازی شده سطح ایستابی (شکل ۷) جهت کلی جریان در آبخوان سرخس از جنوب به سمت شمال می‌باشد. تمرکز چاه‌های بهره‌برداری در بخش‌های شمالی آبخوان باعث تخلیه متمرکز آبخوان و تشکیل مخروط افت و در نتیجه ایجاد منحنی‌های بسته تراز در این بخش شده است. طبق مطالعات انجام شده قبلی (مهندسین مشاور هیدروتک توس، ۱۳۹۳) جهت جریان از جنوب به سمت شمال است و در بخش شمالی دشت، تخلیه آبخوان انجام شده است. درحالی‌که به دلیل افزایش بهره‌برداری، در حال حاضر آبخوان فاقد خروجی زیرزمینی

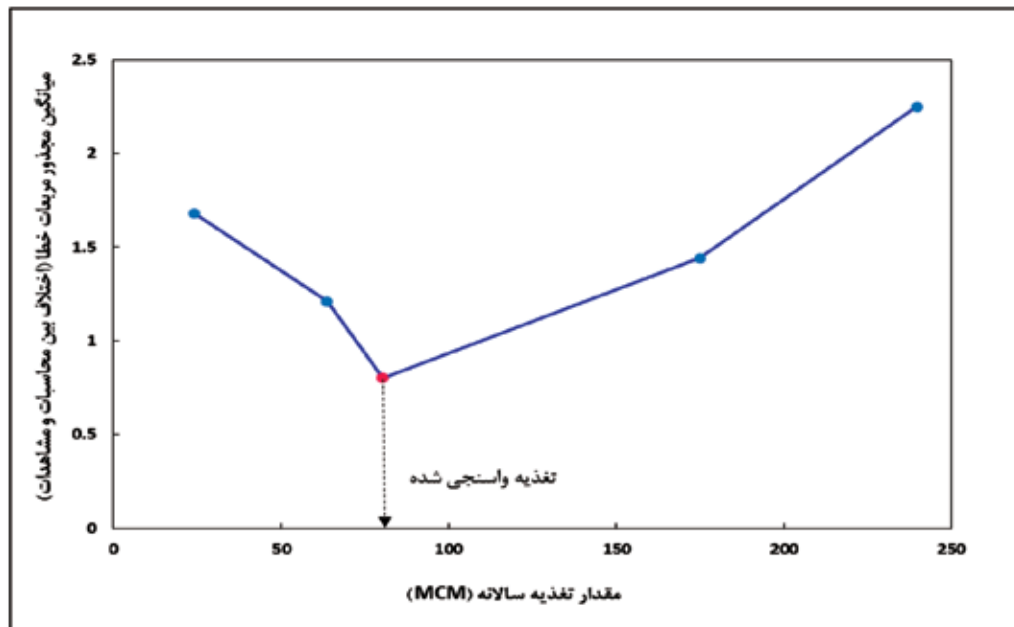


شکل ۷. نقشه سطح ایستابی آبخوان سرخس شبیه‌سازی شده توسط مدل عددی (فروردین ۱۳۹۶)

تخمین تغذیه و بررسی تغییرات مکانی و زمانی آن

هدف (اختلاف بین بار محاسبه‌ای و مشاهده‌ای) نسبت به تغییرات تغذیه مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۸). همان‌طور که ملاحظه می‌شود مدل تهیه شده از آبخوان به‌طور کامل به تغییرات تغذیه حساس است، بنابراین می‌توان به نتایج آن در تخمین تغذیه اعتماد کرد.

با توجه به اینکه هدف از تهیه مدل و شبیه‌سازی آبخوان سرخس تخمین تغذیه به آبخوان بوده است، ابتدا حساسیت مدل نسبت به تغذیه بررسی شد. بدین منظور تغییرات تابع

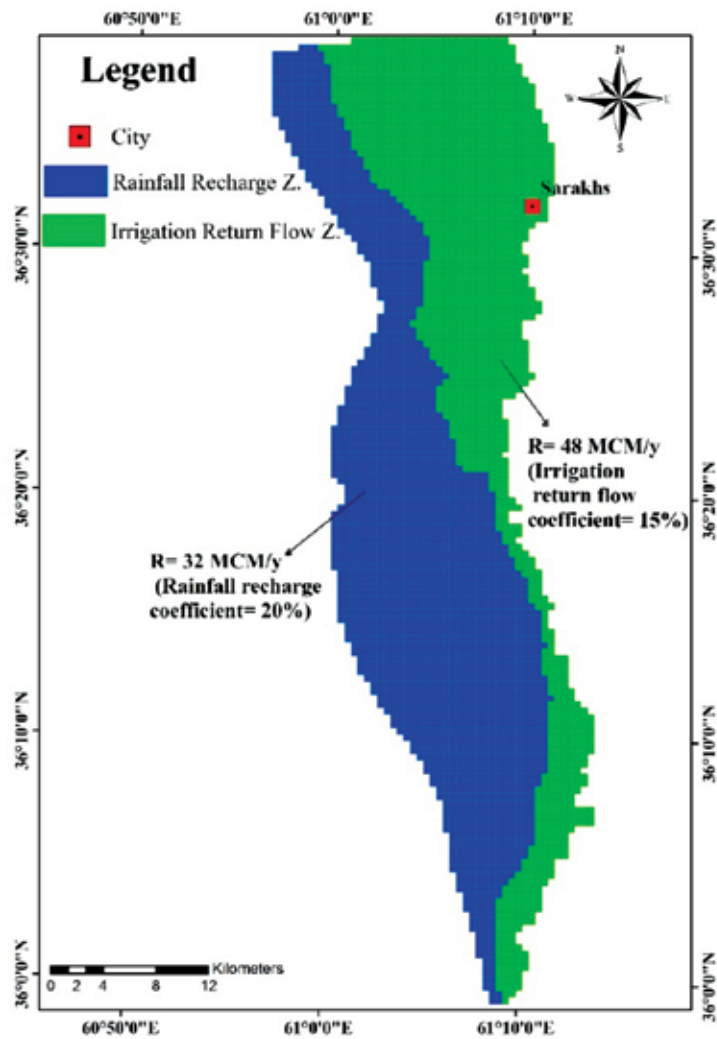


شکل ۸. بررسی حساسیت مدل عددی آبخوان سرخس به تغییرات تغذیه

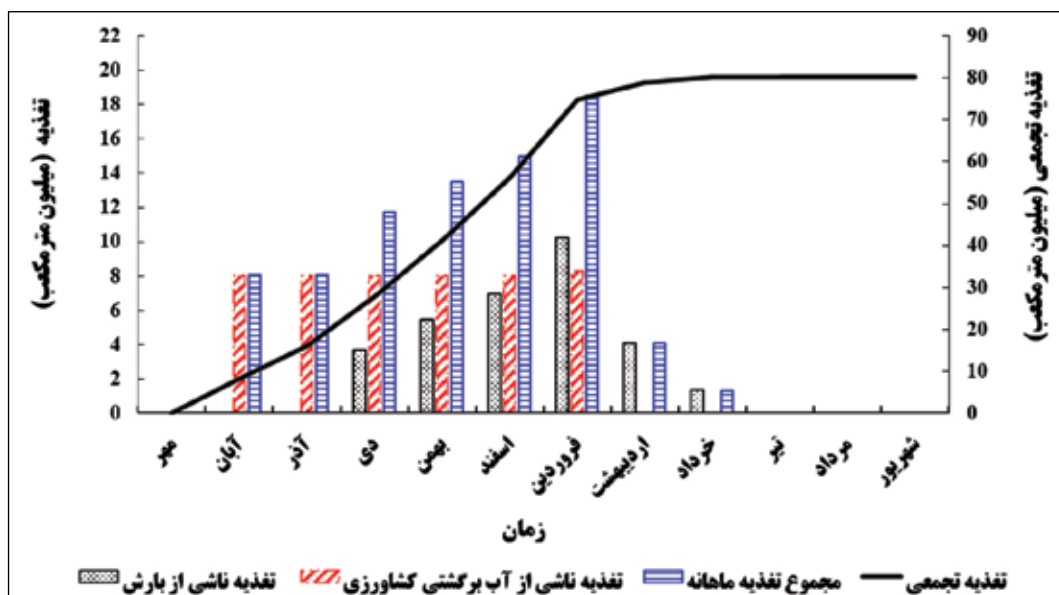
از کشاورزی که در بخش شرقی آبخوان روی می‌دهد، برابر ۴۸ میلیون مترمکعب در سال است که این حجم تغذیه برابر حدود ۱۵ درصد کل حجم آب استفاده شده در کشاورزی می‌باشد. بنابراین ضریب آب برگشتی کشاورزی در محدوده آبخوان سرخس نیز برابر ۱۵ درصد معرفی می‌شود.

تغییرات زمانی تغذیه به آبخوان سرخس بر اساس نتایج مدل عددی در شکل ۱۰ رسم شده است. مقدار تغذیه سالانه ناشی از بارش به آبخوان از حداقل صفر تا حداکثر ۱۰ میلیون مترمکعب در ماه‌های مختلف متغیر می‌باشد. حداقل مقدار تغذیه ناشی از بارش در ماه‌های تیر، مرداد، شهریور و مهر است و حداکثر آن در فروردین ماه روی می‌دهد. سری زمانی تغییرات حجم آب برگشتی در طول سال (شکل ۱۰) نشان می‌دهد عمده تغذیه ناشی از آب برگشتی کشاورزی مربوط به نیمه اول سال آبی (ماه‌های آبان تا فروردین) است که بر اثر مصرف آبیاری بیش از نیاز محصولات زراعی روی داده است.

بر اساس نتایج مدل میزان کل تغذیه به آبخوان سرخس برابر ۸۰ میلیون مترمکعب در سال است که از دو منبع بارش و آب برگشتی ناشی از مصارف کشاورزی تأمین شده است. تغییرات مکانی تغذیه به آبخوان سرخس در شکل ۹ نشان داده شده است. تغذیه سطحی به آبخوان سرخس در دو بخش شرقی و غربی تفکیک شده است. بخش شرقی آبخوان به علت تمرکز زمین‌های زراعی به‌عنوان محدوده تأثیر آب برگشتی و بخش غربی به دلیل وجود رسوبات ماسه‌ای بادی و نفوذپذیری بالا به‌عنوان محدوده تغذیه ناشی از بارش در نظر گرفته شده است. مقدار تغذیه سالانه ناشی از بارش برابر ۳۲ میلیون مترمکعب در سال است که با توجه به میانگین بارش سالانه در محدوده آبخوان سرخس (۱۶۳ میلی‌متر در سال) این حجم تغذیه معادل حدود ۲۰ درصد بارش سالیانه است و بنابراین ضریب تغذیه ناشی از بارش در آبخوان سرخس برابر ۲۰ درصد معرفی می‌شود. تغذیه ناشی



شکل ۹. توزیع مکانی تغذیه در محدوده آبخوان سرخس بر اساس نتایج مدل عددی



شکل ۱۰. تغییرات زمانی تغذیه به آبخوان سرخس بر اساس نتایج مدل عددی

تغذیه ناشی از آب برگشتی کشاورزی به میزان حدود ۴۷ میلیون مترمکعب در سال در محدوده زمین‌های کشاورزی واقع در بخش شرقی آبخوان و تغذیه ناشی از بارش به میزان ۳۲ میلیون مترمکعب در سال از طریق شبکه آبراه‌های توسعه‌یافته در بخش غربی آبخوان روی می‌دهد. با توجه به الگوی کشت محصولات زراعی در این منطقه تغذیه ناشی از آب برگشتی فقط در فصول پاییز و زمستان صورت گرفته و با عنایت به الگوی بارش منطقه، تغذیه ناشی از بارش فقط در فصول بارندگی (آبان تا اردیبهشت) روی می‌دهد. بر اساس نتایج این تحقیق ضریب تغذیه ناشی از بارش حدود ۲۰ درصد بارش سالیانه و ضریب جریان آب برگشتی ناشی از آبیاری حدود ۱۵ درصد مجموع تخلیه سالانه چاه‌های بهره‌برداری تخمین زده شده است. با توجه به مشابهت شرایط آبخوان‌ها در سایر نقاط ایران با آبخوان سرخس، نتایج حاصل از این پژوهش در تعیین ضرایب تغذیه ناشی از بارش و آب برگشتی کشاورزی و تغییرات زمانی و مکان‌ها در سایر مطالعات به‌ویژه محاسبات بیلان هیدروژئولوژیکی آبخوان‌ها و در راستای مدیریت منابع ارزشمند آب زیرزمینی سودمند و قابل استفاده می‌باشد.

سپاسگزاری

بدین‌وسیله از همکاری مدیران و کارشناسان شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی در طی انجام این تحقیق سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۸۳. نقشه زمین‌شناسی سرخس با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.
- مهندسین مشاور هیدروتک توس، ۱۳۹۳. گزارش فنی پیشنهاد تمدید ممنوعیت دشت سرخس. کارفرما: شرکت آب منطقه‌ای استان خراسان رضوی، ۲-۶.
- نبی‌زاده، ن.، ۱۳۹۷. تخمین تغذیه سالانه به آبخوان سرخس با استفاده از FREEWAT، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران، ۵۳-۵۶.
- Baalousha, H., 2005. Using CRD method for quantification of groundwater recharge in the Gaza strip. Palestine, Environmental Geology,

در این دوره از سال به دلیل کاهش دمای هوا و کم بودن عمق ریشه محصولات زراعی، میزان تبخیر و تعرق (نیاز آبی) اندک بوده، لیکن کشاورزان به‌صورت سنتی آبیاری مازاد بر نیاز محصول انجام می‌دهند که این موضوع برگشت آب مازاد بر نیاز آبی گیاه به‌صورت تغذیه به آبخوان را در پی دارد. لازم به ذکر است نتایج حاصل از مدل‌سازی در شبیه‌سازی تغییرات زمانی آب برگشتی کشاورزی در آبخوان سرخس با مطالعات اندازه‌گیری مستقیم آب برگشتی کشاورزی با استفاده از لایسیمترها در مناطق نیمه‌خشک ایران (Jafari et al., 2012) همخوانی دارد. در مجموع تغذیه تجمعی ناشی از بارش و آب برگشتی در ماه‌های دی تا فروردین باعث افزایش حجم مخزن آب زیرزمینی و بالا آمدن سطح ایستابی در این دوره زمانی از سال می‌شود. مطابق نتایج حاصل از مدل عددی حداکثر میزان مجموع تغذیه ناشی از بارش و آب برگشتی کشاورزی حدود ۱۸ میلیون مترمکعب بوده که در فروردین‌ماه روی می‌دهد. آبخوان سرخس در دوره تابستان و اوایل پاییز (ماه‌های تیر تا مهر) فاقد هرگونه تغذیه سطحی (مجموع بارش و آب برگشتی کشاورزی) بوده که این موضوع با نبود بارندگی در این دوره و همچنین افزایش میزان تبخیر و تعرق که سبب کاهش و یا توقف آب برگشتی کشاورزی می‌گردد، همخوانی دارد.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش تغذیه به آبخوان سرخس از طریق مدل‌سازی عددی جریان آب زیرزمینی توسط MODFLOW در نرم‌افزار FREEWAT برآورد شده و تغییرات مکانی و زمانی مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصل از مدل عددی در انتهای دوره واسنجی و صحت‌سنجی بیانگر دقت بالای مدل در شبیه‌سازی سطح ایستابی، الگوی جریان آب زیرزمینی و مولفه‌های بیلان آبخوان می‌باشد. مدل تهیه شده از آبخوان نسبت به تغییرات تغذیه حساس بوده و بنابراین جهت برآورد تغذیه و تغییرات زمانی و مکانی مورد استفاده قرار گرفته است. بر اساس نتایج مدل عددی مقدار تغذیه سالانه آبخوان سرخس از دو منبع بارندگی و آب برگشتی کشاورزی حدود ۸۰ میلیون مترمکعب برآورد شده است.

48, 889-900.

- Bauer, H. H. and Mastin, M. C., 1997. Recharge from precipitation in three small glacial-till mantled catchments in the Puget sound Lowland, Washington. US Geological Survey Water Resources Investigation Report, 96-4219.
- Brini, N. and Zammouri, M., 2016. Groundwater recharge modelling in semi-arid regions; a case study of El Khairat alluvial plain (Tunisia). *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 49,3, 229-236.
- Coelho, V. H. R., Montenegro, S., Almeida, C. N., Silva, B. B., Oliveira, L. M., Gusmão, A. C. V. and Montenegro, A. A., 2017. Alluvial groundwater recharge estimation in semi-arid environment using remotely sensed data. *Journal of Hydrology*, 548, 1-15.
- Dripps, W.R., Hunt, R.J. and Anderson, M.P., 2006. Estimating recharge rates with analytic element models and parameter estimation, *Groundwater*, 44, 47-55.
- Ebrahimi, H., Ghazavi, R. and Karimi, H., 2016. Estimation of groundwater recharge from the rainfall and irrigation in an arid environment using inverse modeling approach and RS. *Water Resources Management*, 30,6, 1939-1951.
- Healy, R. W., 2010. *Estimating Ground Water Recharge*, Cambridge University Press, 1-14.
- Herrmann, F., Jahnke, Ch., Jenn, F., Kunkel, R., Voigt, H., Voigt, J. and Wendland, F., 2009. Groundwater recharge rates for regional groundwater modelling: a case study using GROWA in the Lower Rhine lignite mining area, Germany. *Hydrogeology Journal*, 17, 2049-2060.
- Izady, A., Abdalla, O., Amerjeed, M., Chen, M., Al-Maktoumi, A., Kacimov, A. and Al-Mamari, H., 2019. Recharge estimation of Hardrock-Alluvium Al-Fara Aquifer, Oman using multiple methods. In *Advances in Sustainable and Environmental Hydrology, Hydrogeology, Hydrochemistry and Water Resources*, 313-315, Springer, Cham.
- Jafari, H., Raeisi, E., Zare, M. and Haghighi, A.A.K., 2012. Time series analysis of irrigation return flow in a semi-arid agricultural region, Iran. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 58,6, 673-689.
- Rushton, K., 1997. Recharge from permanent water bodies. In: Simmers I (ed) *Recharge of phreatic aquifers in (semi) arid areas*. AA Balkema, Rotterdam, 215-255.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 18-39.
- Stoertz, M. W. and Bradbury, K. R., 1989. Mapping recharge area using a groundwater flow model: a case study, *Groundwater*, 27, 220-228.
- Tideman, C. R., Goode, D. J. and Hsieh, P. A., 1997. Numerical simulation of groundwater flow through glacial deposits and crystalline bedrock in the Mirror Lake area, Grafton country, New Hampshire. US Geological Survey Professional Paper 1572.
- Uribe, J., Muñoz, J. F., Gironás, J., Oyarzún, R., Aguirre, E. and Aravena, R., 2015. Assessing groundwater recharge in an Andean closed basin using isotopic characterization and a rainfall-runoff model: Salar del Huasco basin, Chile, *Hydrogeology Journal*, 23,7, 1535-1551.

تخمین ارتفاع سطح LNAPL در آبخوان‌های آلوده به نفت با استفاده از برنامه‌نویسی بیان ژن (GEP)، سیستم استنتاج فازی (ANFIS) و روش رگرسیون چند متغیره (MLR)

فاطمه ابراهیمی^(۱)، محمد نخعی^(۲)، حمیدرضا ناصری^(۳) و کمال خدایی^(۴)

۱. دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۳. استاد گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی محیطی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۷/۰۷

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۹/۱۱

چکیده

یکی از مهم‌ترین نگرانی‌ها در آبخوان‌های مجاور به تاسیسات نفتی، نشت LNAPL‌ها می‌باشد. بازیافت LNAPL‌ها همواره مشکل و پرهزینه است. نخستین مرحله در برنامه‌ریزی چنین سیستم‌هایی، تعیین اهداف طراحی می‌باشد، اغلب بیشینه‌سازی برداشت آلاینده، و کمینه‌سازی هزینه به‌عنوان مهم‌ترین اهداف طراحی در نظر گرفته می‌شوند. شناسایی ضخامت LNAPL و نوسانات آن می‌تواند تعیین‌کننده روش بازیافت، بیشینه‌سازی برداشت و کاهش هزینه آن شود. در این مطالعه از سه روش برنامه‌نویسی بیان ژن^(۱)، سیستم استنتاج تطبیقی فازی^(۲)، و رگرسیون چند متغیره^(۳)، برای تخمین و پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL استفاده شده است. متغیرهای ورودی شامل ارتفاع سطح آب زیرزمینی و نرخ تخلیه LNAPL و متغیر خروجی ارتفاع سطح LNAPL می‌باشد. نتایج اجرای سه مدل توسط پارامترهای آماری مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت و مشخص شد که برنامه‌نویسی بیان ژن دارای نتایج بهتری می‌باشد و می‌تواند به‌طور موفقیت‌آمیزی در پیش‌بینی نوسانات سطح LNAPL در فرایندهای بازیافت مورد استفاده قرار گیرد. همچنین توسط مدل GEP یک معادله برای پیش‌بینی سطح LNAPL ارائه شد که می‌توان آن را در سرچاه برای پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL استفاده کرد.

واژه‌های کلیدی: نوسانات LNAPL، برنامه‌نویسی بیان ژن، سیستم استنتاج تطبیقی فازی، رگرسیون چند متغیره.

1. Light Non-Aqueous Phase Liquid (LNAPL)
2. Gene Expression Programming (GEP)
3. Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System (ANFIS)
4. Multivariate Linear Regression (MLR)

مقدمه

آب زیرزمینی یکی از منابع مهم نوشیدنی، خانگی و صنعتی در سرتاسر جهان می‌باشد. امروزه با پیشرفت صنعت، کیفیت آب زیرزمینی در معرض آلودگی قرار گرفته است. یکی از آلوده‌کننده‌های کیفی آب زیرزمینی نشت ترکیبات نفتی به آبخوان می‌باشد که به‌عنوان مهم‌ترین نوع آلودگی در آبخوان‌های مجاور به تاسیسات نفتی در نظر گرفته می‌شود (Nadim et al., 2000). برخی از هیدروکربن‌های نفتی که سبک‌تر از آب هستند از طریق زون غیراشباع نفوذ کرده و خود را به سطح ایستابی رسانده و تشکیل یک لایه معلق بر روی سطح ایستابی می‌دهند که LNAPL نامیده می‌شود. LNAPL‌ها یک فاز جداگانه و غیر همزیست با آب تشکیل می‌دهند و فضاهای خالی آبخوان را اشغال می‌کنند. سوخت‌های گازوئیل، دیزل و موتور و مواد مشابه نمونه‌هایی از LNAPL‌ها می‌باشند. اگر نشت LNAPL متوقف شود، آنگاه نوسانات LNAPL متأثر از نوسانات سطح ایستابی خواهد بود. از آنجایی که هیچ مطالعه‌ای در زمینه پیش‌بینی نوسانات LNAPL یافت نشد، بنابراین تمرکز اصلی در این بخش روی مطالعات پیش‌بینی نوسانات سطح آب می‌باشد. چندین روش برای شبیه‌سازی فرایندهای هیدروژئولوژی و پیش‌بینی سطح آب وجود دارد که شامل مدل‌های ریاضی، فیزیکی و تجربی می‌باشد. مدل‌های ریاضی نیازمند داشتن دانش کامل از خصوصیات زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی آبخوان هستند، همچنین روش‌های فیزیکی شامل ساخت مدل‌های آزمایشگاهی کوچک مقیاس و اندازه‌گیری‌های مستقیم می‌باشد (ناصری و همکاران، ۱۳۹۹). اما مدل‌های تجربی بدون نیاز به این خصوصیات، تنها از طریق آنالیز داده‌های سری زمانی به دست می‌آیند. انواع مختلفی از مدل‌های سری زمانی می‌توانند در شبیه‌سازی‌های هیدروژئولوژی استفاده شوند اما باید توجه کرد که این مدل‌ها، نمی‌توانند برای مسائل غیرخطی استفاده شوند (Yaseen et al., 2015). با پیشرفت‌های اخیر هوش محاسباتی در زمینه یادگیری ماشین، روش‌های تجربی توسعه یافتند که مدل‌های داده‌مبنا نامیده می‌شوند.

این مدل‌ها شامل هوش مصنوعی^۱، هوش محاسباتی^۲، محاسبات نرم^۳، یادگیری ماشین^۴ و داده‌کاوی^۵ می‌باشند (Solomatine et al., 2009).

در دهه‌های اخیر، تکنیک‌های جدید مدل‌های داده‌مبنا همچون هوش مصنوعی به‌عنوان تکنیک جایگزین در مدل‌سازی سیستم‌های هیدروژئولوژی استفاده شده است (Emamgholizadeh et al., 2014). چهار مورد از مهم‌ترین دسته‌بندی‌های هوش مصنوعی که در شبیه‌سازی‌های هیدروژئولوژیک استفاده شده‌اند شامل: روش‌های یادگیری ماشین، مجموعه‌های فازی، محاسبات تکاملی و موجک می‌باشند (Yaseen et al., 2015) نخعی و همکاران (۱۳۹۸). هوش مصنوعی در مقایسه با سایر مدل‌ها، به دلیل اجرای راحت و سریع و عدم نیاز به خصوصیات سیستم هیدروژئولوژیکی، توانسته توجه هیدروژئولوژیست‌ها را به خود جلب کند (Coppola et al., 2005). تکنیک‌های مختلفی از مدل‌های شبکه عصبی و هوش مصنوعی برای اهداف مختلفی همچون: شبیه‌سازی و پیش‌بینی سطح آب در سیستم‌های هیدرولیکی (Coppola et al., 2005; Coppola et al., 2007; Nayak et al., 2006; Cimen and Kisi, 2009; Noori et al., 2010; Guldal and Tongal, 2010; Adamowski and Chan, 2011; Mpallas et al., 2011; Yoon et al., 2011; Karimi et al., 2012; Kisi et al., 2012; Danandeh Mehr et al., 2014; Yaseen et al., 2016a, 2016b, 2017; Ghorbani et al., 2017; Tiri et al., 2018)، تعیین پارامترهای هیدرولیکی (Azari and Samani, 2018) و تعیین خصوصیات فیزیکی و شیمیایی (Elzwayie et al., 2016; Sanikhani et al., 2018; Zaqoot et al., 2018) توسط هیدروژئولوژیست‌ها به کار گرفته شده است.

همچنین در سال‌های اخیر، استفاده از روش محاسبات تکاملی به دلیل سرعت و دقت بالا در پیش‌بینی سطوح آب

1. Data-Driven models (DDM)
2. Artificial Intelligence (AI)
3. Computational Intelligence (CI)
4. Soft Computing (SC),
5. Machine Learning (ML)
6. Data Mining (DM)

روش مطالعه

آنالیز داده‌ها

برداشت آلودگی LNAPL از آبخوان اغلب مشکل و پرهزینه است. یک از راه‌ها برای این منظور برداشت آلودگی و انتقال آن به سطح زمین می‌باشد. نخستین مرحله در برنامه‌ریزی چنین روش‌هایی، تعیین اهداف طراحی می‌باشد. اغلب کمینه‌سازی هزینه و بیشینه‌سازی برداشت آلاینده به‌عنوان مهم‌ترین اهداف طراحی در نظر گرفته می‌شود. منطقه مورد مطالعه در این تحقیق روستای اسماعیل‌آباد است. این روستا در جنوب تهران واقع شده است و در بخش‌های شمالی در مجاورت تاسیسات نفتی می‌باشد شکل ۱ موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد. نشت LNAPL سبب آلوده شدن خاک و آب زیرزمینی این روستا شده است. بدین منظور چندین چاه برای بازیافت LNAPL حفر شده است. یکی از اهداف این مطالعه، تخمین و پیش‌بینی نوسانات سطح LNAPL درون چاه می‌باشد آن‌چنان‌که بتوان با کمک نتایج به‌دست‌آمده هزینه پمپاژ را کمینه کرد.

تصحیح سطح آب زیرزمینی

یکی از داده‌های ورودی مورد استفاده در پیش‌بینی نوسانات سطح LNAPL، ارتفاع سطح آب زیرزمینی می‌باشد. در آبخوان‌های آلوده به نفت، ارتفاع سطح آب مشاهده شده کمتر از سطح آب واقعی می‌باشد آن‌چنان‌که این سطح بایستی تصحیح شود. در اینجا از رابطه ۱ برای تصحیح ارتفاع سطح آب زیرزمینی استفاده شده است که ρ_n چگالی نفت، ρ_w چگالی آب، z_{aw} ارتفاع فصل مشترک سطح آب و هوا، z_{an} ارتفاع فصل مشترک سطح نفت و هوا، z_{nw} ارتفاع فصل مشترک سطح نفت و آب و h_w ارتفاع واقعی سطح آب زیرزمینی می‌باشد.

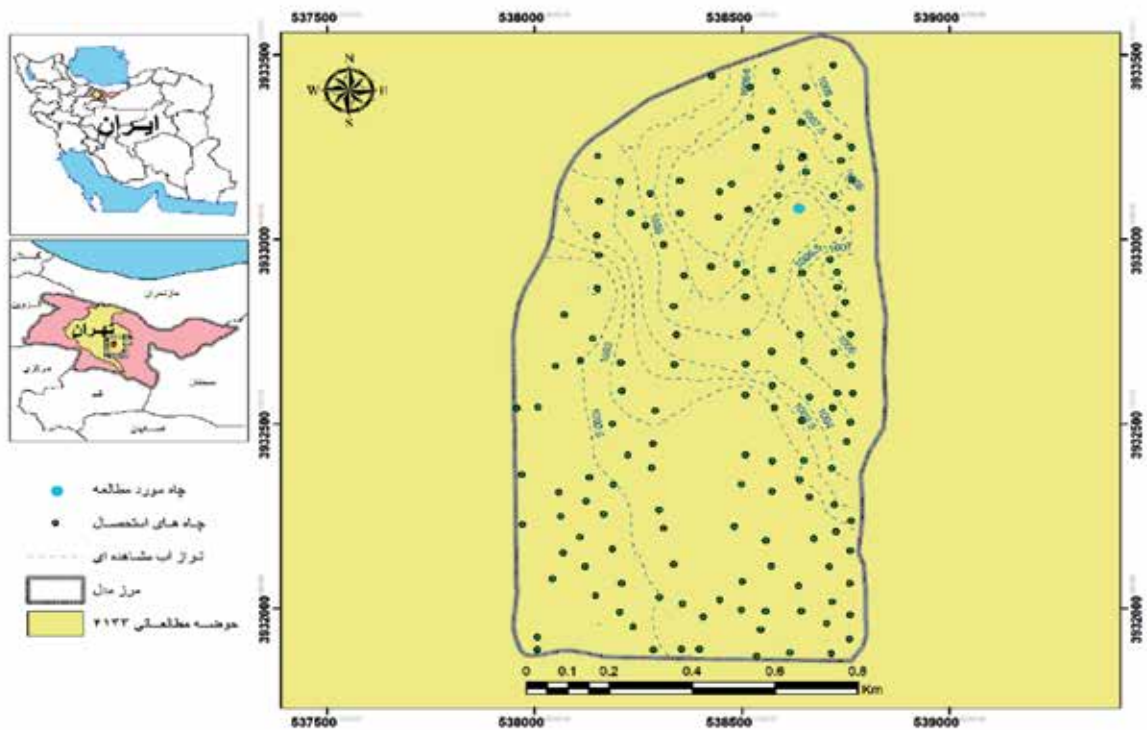
$$h_w = z_{aw} = \frac{\rho_n}{\rho_w} z_{an} + \left(1 - \frac{\rho_n}{\rho_w}\right) z_{nw} \quad (1)$$

زیرزمینی افزایش یافته است. این روش‌ها شامل برنامه‌نویسی ژنتیک^۱، برنامه‌نویسی بیان ژن، الگوریتم ژنتیک^۲ و الگوریتم‌های هوش ازدحامی می‌باشند. نتایج اجرای این مدل‌ها در پیش‌بینی سطوح آب نشان‌دهنده دقت بالاتر آنها در مقایسه با مدل‌های دیگر است (Yaseen et al., 2017; Ghorbani et al., 2017; Ayttek et al., 2008; Wang et al., 2009, Karimi et al., 2012., Kisi et al., 2012, Danandeh Mehr et al., 2014). این مطالعه با هدف پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL با استفاده از روش‌های هوش مصنوعی انجام شده است. ارتفاع سطح LNAPL به‌طور مستقیم متاثر از نوسانات سطح ایستابی است. هنگامی که سطح آب بالا می‌آید، لایه LNAPL سیال روی سطح ایستابی نیز به سمت بالا مهاجرت خواهد کرد و قطرات کوچک و جداگانه‌ای به نام LNAPL پسماند را درون منافذ خاک تشکیل خواهد داد که به‌راحتی قابل بازیافت نمی‌باشد. همچنین، هنگامی که سطح ایستابی به پایین می‌رود، لایه LNAPL نیز از درون منافذ زهکش شده و تا رسیدن به سطح ایستابی پایین خواهد رفت. به‌طور کلی نوسانات سطح آب زیرزمینی و LNAPL می‌تواند منجر به تشکیل زون آلوده^۳ شده و موجبات گسترش آلودگی به نواحی غیر آلوده آبخوان و خاک را فراهم آورد. یک مولفه اساسی در اجرای سیستم‌های بازیافت در نواحی آلوده شامل تعیین نوسانات سطح آب و LNAPL است، آن‌چنان‌که آگاهی از ارتفاع دقیق این سطوح می‌تواند مدیریت صحیح عملیات بازیافت را به دنبال داشته باشد. همان‌گونه که در بالا دیده شد، تاکنون مطالعه‌ای برای آنالیز و پیش‌بینی نوسانات سطح LNAPL گزارش نشده است. این مقاله با هدف پیش‌بینی نوسانات سطح LNAPL صورت گرفته است که برای این منظور از سه روش ANFIS، GEP و MLR استفاده شده است و نتایج آنها با هم مورد مقایسه قرار گرفته است. در این مطالعه داده‌های سطح آب زیرزمینی و نرخ تخلیه به‌عنوان پارامترهای ورودی و سطح LNAPL به‌عنوان پارامتر خروجی در نظر گرفته شده است.

1. Genetic-Programming (GP)

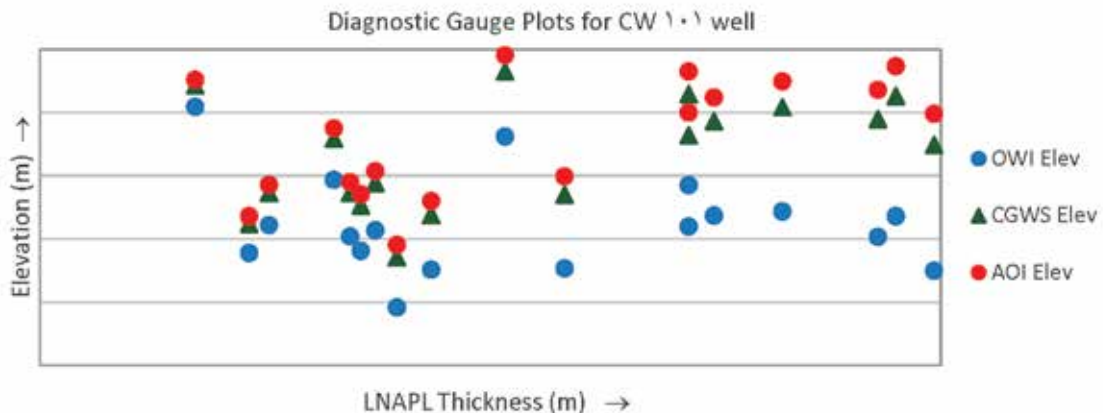
2. Genetic-Algorithms (GA)

3. Smear zone



شکل ۱. نقشه موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (روستای اسماعیل‌آباد-ایران)

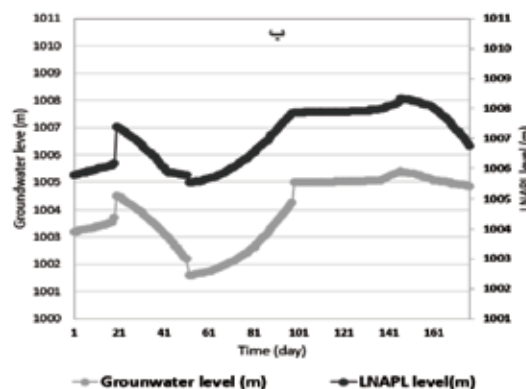
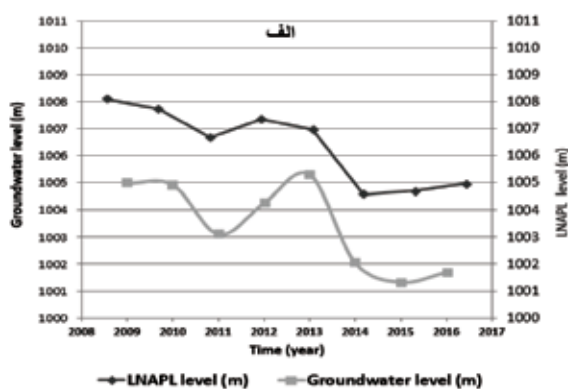
شکل ۲ نمودار وضعیت LNAPL را برای چاه مورد مطالعه نشان می‌دهد. این نمودار برخاسته از اطلاعات آماری ارتفاع سطوح هوا-نفت (AOI)، آب-نفت (OWI) و سطح آب تصحیح شده (CGWS) برای چاه ۱۰۱ در طول دوره زمانی هشت سال می‌باشد. از این نمودار به‌عنوان یک ابزار مهم در تعیین وضعیت LNAPL و ضخامت آن درون سازند استفاده می‌شود (Hawthorne, 2011). بر طبق این نمودار، ضخامت و ارتفاع فصل مشترک سطوح AOI و CGWS در حال کاهش است، اما ارتفاع سطح فصل مشترک OWI ثابت است بنابراین وضعیت LNAPL در محدوده، محبوس و ارتفاع سطح آب زیرزمینی در حال افت می‌باشد.



شکل ۲. نمودار وضعیت LNAPL مربوط به چاه مورد مطالعه

و متغیر خروجی ارتفاع سطح LNAPL (LL) می‌باشد. در این مطالعه از داده‌های روزانه شش ماه استفاده شده است. از داده‌های موجود، داده‌های ۱۵۰ روز برای آموزش و داده‌های ۳۰ روز برای تست مدل استفاده شد. جدول ۱ پارامترهای آماری داده‌های مورد استفاده را نشان می‌دهد که X_{\min} ، X_{\max} ، S_x و C_v به ترتیب دلالت بر میانگین، ماکزیمم، مینیمم، انحراف معیار و ضریب تغییرات داده‌های مورد استفاده دارند.

همچنین شکل ۳ هیدروگراف‌های سطح آب و LNAPL را در طول آماربرداری ۱۰ ساله و دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد. از هیدروگراف، واضح است که تغییرات سطح LNAPL از تغییرات سطح آب پیروی می‌کند. بنابراین تغییرات در سطح نفت می‌تواند متأثر از تغییرات در سطح آب باشد. همچنین نرخ تخلیه LNAPL به‌عنوان پارامتر دیگری است که می‌تواند روی تغییرات سطح LNAPL تاثیرگذار باشد. بنابراین متغیرهای ورودی در این مطالعه شامل تغییرات سطح آب (WL) و نرخ تخلیه LNAPL (Q)



شکل ۳. هیدروگراف ارتفاع سطح آب و LNAPL (الف) برای دوره آماری ۱۰ ساله و (ب) دوره زمانی مورد مطالعه

جدول ۱. پارامترهای آماری داده‌های مورد مطالعه

مجموعه داده	پارامترهای آماری					
	X_{mean}	X_{max}	X_{min}	S_x	C_v	
دوره آموزش	WL (m)	۱۰۰۴	۱۰۰۵/۳۶	۱۰۰۱/۵۹	۱/۲۶	۰/۰۰۱۲۵
	LL (m)	۱۰۰۷/۲۱	۱۰۰۸/۳۱	۱۰۰۵/۵۱	۰/۸۷	۰/۰۰۰۸
	Q (m ³ /d)	۷/۹	۱۲/۹	۲/۵	۲/۱۶	۰/۲۷۳
دوره تست	WL (m)	۱۰۰۴/۴۵	۱۰۰۵/۳۳	۱۰۰۱/۷۵	۰/۸۸	۰/۰۰۰۸۷
	LL (m)	۱۰۰۷/۲۶	۱۰۰۸/۲۹	۱۰۰۵/۶۷	۰/۸۵	۰/۰۰۰۸۴
	Q (m ³ /d)	۸/۲۳	۱۰/۳۱	۴/۷۶	۲/۲۱	۰/۲۶
کل دوره	WL (m)	۱۰۰۴/۸۱	۱۰۰۵/۳۶	۱۰۰۱/۵۹	۱/۲۱	۱۲/۰۰
	LL (m)	۱۰۰۷/۱۹	۱۰۰۸/۳۱	۱۰۰۵/۵۱	۰/۸۶	۰/۰۰۰۸۵
	Q (m ³ /d)	۷/۹۶	۱۲/۸۹	۱۲/۵	۲/۱	۰/۲۶

در GEP مشابه تکامل بیولوژیکی می‌باشد (Ozbek et al., 2013; Ferreira, 2001a,b). GEP دارای چندین خصوصیت اساسی می‌باشد که در سال‌های اخیر سبب جذب محققین از علوم مختلف شده است. از جمله این خصوصیات می‌توان به ایجاد همبستگی برای مجموعه‌ای از داده‌های بزرگ بدون داشتن هر دانش مقدماتی از ارتباط

مدل برنامه‌نویسی بیان ژن و کاربرد آن (Gene expression programming (GEP))

برنامه‌نویسی بیان ژن، یک روش به نسبت جدید می‌باشد که نخستین بار توسط Ferreira در سال ۲۰۰۱ پیشنهاد شد. این مدل، از قوانین بنیادی الگوریتم ژنتیک (GA) و برنامه‌نویسی ژنتیک استفاده می‌کند. ارزیابی هر دانشی

تخمین ارتفاع سطح LNAPL در آبخوان‌های آلوده به نفت با استفاده ...

جدول ۲. مقادیر اپراتورهای ژنتیکی به کاررفته در مدل GEP

توصیف پارامتر	تنظیم پارامتر
مجموعه توابع مورد استفاده	+, -, *, /, Sqrt, X ² , X ³
تعداد کروموزوم	۳۰
اندازه سر کروموزوم	۸
تعداد ژن	۳
نرخ جهش	۰/۰۴۴
نرخ RNC	۰/۰۵
نرخ تقاطع یک نقطه‌ای	۰/۳
نرخ تقاطع دو نقطه‌ای	۰/۳
نرخ تقاطع ژن	۰/۱
نرخ جابجایی ژن	۰/۱
نرخ جابجایی IS	۰/۱

سیستم استنتاج تطبیقی فازی (adaptive neuro-fuzzy inference system technique (ANFIS))

تکنیک سیستم استنتاج تطبیقی فازی (ANFIS) به صورت مقدماتی توسط Jang (1993) ارائه شد. ANFIS همچنین نوعی از شبکه عصبی می باشد که وابسته به سیستم Takagi-Sugeno می باشد (Jang, 1993; Jang, 1991). ANFIS از الگوریتم‌های یادگیری شبکه هوش مصنوعی و قوانین منطق فازی برای طراحی ارتباط بین فضای متغیر ورودی و خروجی استفاده می کند. به همین دلیل مزایایی هر دو روش را دارد. یعنی از مجموعه قوانین «if-then» برای تخمین توابع غیرخطی استفاده می کند (Abraham, 2005). ANFIS دارای خصوصیات متعددی می باشد مثل توضیح رفتار سیستم‌های پیچیده توسط قوانین «if-then»، عدم نیاز به کارشناسی مقدماتی و اولیه داده‌ها، اجرای راحت و سریع با دقت بالا، انتخاب توابع عضویت بزرگ برای استفاده، توانایی‌های عمومی قوی و اجرای عالی که سبب تسهیل قوانین فازی می شود (Al-Hmouz et al., 2012). دو نوع سیستم استنتاج تطبیقی فازی وجود دارد که شامل روش Mamdani (Mamdani and Assilian, 1975) و روش Sugeno (Takagi and Sugeno, 1985) است. در روش Mamdani، توابع عضویت خروجی باید از مجموعه فازی انتخاب شد اما در روش Sugeno توابع عضویت خروجی به دو صورت خطی و یا ثابت می باشد (Shiri et al., 2013). در این مطالعه روش Sugeno برای

بین آنها، عدم نیاز به توابع از قبل تعیین شده، اجرای راحت و سریع، تهیه یک فرمولاسیون جهت نمایش ارتباط بین متغیرهای مستقل و وابسته و اجرای فرمول توسط هر زبان برنامه‌نویسی اشاره کرد (Nazari, 2012). الگوریتم GEP با انتخاب تابع تناسب، مجموعه توابع مورد استفاده، پارامترهای کنترلی، مجموعه متغیرهای ورودی و خروجی، تابع اتصال و اپراتورهای ژنتیکی شروع می شود. روش کار برای پیش‌بینی نوسانات سطح LNAPL در مدل GEP به این صورت می باشد: مرحله اول معرفی متغیرهای ورودی و خروجی است که در این مطالعه ارتفاع سطح آب و نرخ تخلیه LNAPL به عنوان متغیرهای ورودی و ارتفاع سطح LNAPL به عنوان متغیر خروجی در نظر گرفته شده است. مرحله دوم تنظیم توابع مورد استفاده است که برای این مسئله اپراتورهای جبری پایه‌ای و همچنین برخی از توابع ریاضی اصلی استفاده شد (جدول ۲). مرحله سوم انتخاب تابع تناسب است که در این مسئله از تابع ریشه میانگین مربع خطاها (RMSE) استفاده شد.

مرحله چهارم انتخاب اپراتورهای کنترلی می باشد. طول سر کروموزوم برابر با هشت و تعداد ژن‌های کروموزوم برابر با سه انتخاب شد که همواره همان مقادیر استفاده شده در اکثر مطالعات است (Ferreira 2001a, 2001b; Ferreira, 2006). مرحله پنجم شامل انتخاب تابع اتصال ژن‌ها می باشد که در اینجا از تابع جمع استفاده شد و مرحله ششم یا آخر شامل انتخاب اپراتورهای ژنتیکی است. پارامترهای بهینه GEP مورد استفاده در هر اجرا در جدول ۲ گزارش شده است. مقادیر ارائه شده در این جدول، همان مقادیر پیش فرض برنامه GeneXpro می باشد. در این مطالعه، GepSoft جهت اجرای الگوریتم بیان ژن استفاده شده است. در مدل مورد نظر از سه پارامتر ارتفاع سطح آب، ارتفاع سطح نفت و نرخ تخلیه LNAPL استفاده شده است. پارامترهای مختلف GEP برای یافتن بهترین توپولوژی مورد سعی و خطا قرار گرفتند. مجموعه ۱۸۰ داده برای انجام پیش‌بینی نوسانات سطح LNAPL مورد استفاده قرار گرفت. کل مجموعه داده‌ها به دو بخش شامل ۱۵۰ داده برای آموزش مدل و ۳۰ داده برای تست مدل تقسیم شد.

$$\mu_{Ai} = \frac{1}{1 + [(WL_{t-1} - c_i/a_i)^{2b_i}]^2} \quad (6)$$

و یا برای تابع عضویت گوسین به صورت زیر می باشد.

$$\mu_{Ai} = \exp[-(x - c_i/a_i)^2] \quad (7)$$

که a_i ، b_i و c_i پارامترهای تابع عضویت هستند.

لایه ۲: به نام گره‌های Rule یا قانون می باشد. گره‌های این لایه ثابت و دایره‌ای شکل هستند. لایه دوم شامل اپراتورهای فازی است و از اپراتورهای AND برای فازی سازی ورودی‌ها استفاده می کند و هر گره خروجی نشان دهنده firing strength آن قانون می باشد. این گره‌ها با علامت π نام گذاری شده اند و نشان دهنده این است که سیگنال‌های ورودی در هم ضرب شده و به عنوان خروجی به لایه بعدی اعمال می شوند. خروجی این لایه به صورت زیر نشان داده می شود:

$$O_i^3 = w_i = \mu_{A_i}(wl_{t-1}) * \mu_{B_i}(q_{t-1}) \quad (8)$$

$i = 1, 2$

لایه سوم: گره‌های میانگین نام دارند. گره‌ها در این لایه ثابت و دایره‌ای شکل هستند و با علامت N نشان داده شده اند. خروجی این لایه به نام firing strength نرمال یا وزن نرمال شده می باشد که به صورت زیر نشان داده می شود:

$$O_i^4 = \bar{w}_i = \frac{w_i}{w_1 + w_2} \quad i = 1, 2 \quad (9)$$

لایه چهارم: این گره‌ها تطبیقی و مربعی شکل هستند و گره‌های نتیجه نام دارند. تابع گره برای لایه چهارم، سهم هر قانون i را نسبت به خروجی کل محاسبه می کند و به صورت زیر تعریف می شود.

$$O_i^5 = \bar{w}_i f_i = \bar{w}_i (p_i x + q_i y + r_i) \quad (10)$$

$i = 1, 2$

که \bar{w}_i خروجی لایه سوم و p_i ، q_i و r_i ضرایب ترکیب خطی بوده و همچنین مجموعه پارامتر در بخش نتیجه مدل فازی Sugeno می باشد. لایه پنجم: گره‌های خروجی نام دارد و دایره‌ای شکل می باشد. در این لایه فقط یک گره ثابت وجود دارد که با علامت Σ مشخص شده است. این گره مجموع همه سیگنال‌های ورودی را

مدل سازی نوسانات سطح LNAPL به کار رفته است. برای نمایش معماری ANFIS، سیستم استنتاج تطبیقی فازی با دو متغیر ورودی x و y فرض می شود که در اینجا x و y می تواند ارتفاع سطح آب و نرخ تخلیه LNAPL در زمان $t-1$ باشد و متغیر خروجی z نیز می تواند ارتفاع سطح LNAPL در زمان t باشد. پس برای یک مدل فازی Takagi-Sugeno از نوع مرتبه اول، با داشتن دو قانون if-then، می توان قوانین را به شکل زیر نوشت:

$$IF \ X \ is \ A_1 \ AND \ Y \ is \ B_1 \ THEN \ f_1 \\ = p_1 X + q_1 Y + r_1 \quad (2)$$

$$IF \ X \ is \ A_2 \ AND \ Y \ is \ B_2 \ THEN \ f_2 \\ = p_2 X + q_2 Y + r_2 \quad (3)$$

که x و y متغیرهای ورودی هستند، A_i و B_i مجموعه‌های فازی هستند، f_i خروجی‌های درون منطقه فازی می باشد که توسط قوانین فازی مشخص شده است، p_i ، q_i و r_i پارامترهای خطی یا طراحی در بخش (consequent part) مدل می باشد که در طی مرحله آموزش محاسبه می شوند. معماری ANFIS استفاده شده برای اجرای این دو قانون در شکل ۴ نشان داده شده است. دایره‌ها در شکل نشان دهنده گره‌های ثابت هستند، درحالی که مربع‌ها نشان دهنده گره‌های تطبیقی می باشند. معماری ANFIS شامل پنج لایه است (شکل ۴)، هر لایه در این شکل با جزئیات زیر بیان می شود. لایه ۱: گره‌های ورودی نام دارند. گره‌ها در این لایه تطبیقی هستند. این لایه درجه عضویت ورودی‌ها را نشان می دهد و می تواند به صورت زیر بیان شود:

$$O_i^1 = \mu_{A_i}(wl_{t-1}) \quad i = 1, 2 \quad (4)$$

$$O_i^1 = \mu_{B_{i-2}}(q_{t-1}) \quad i = 3, 4 \quad (5)$$

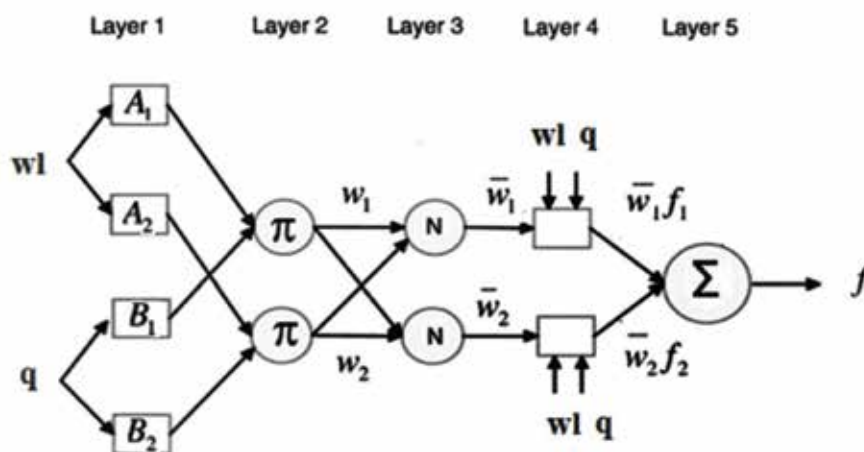
که wl و q به ترتیب ارتفاع سطح آب و نرخ تخلیه LNAPL می باشند و A_i و B_i نیز کمیت‌های زبانی (بزرگ، کوچک و غیره) می باشند. $\mu_{A_i}(wl_{t-1})$ و $\mu_{B_{i-2}}(q_{t-1})$ توابع گره می باشند و به گونه‌ای انتخاب می شود که در محدوده بین ۰-۱ قرار گیرند و برای تابع عضویت "زنگی شکل" می تواند به صورت زیر نوشته شود.

تخمین ارتفاع سطح LNAPL در آبخوان‌های آلوده به نفت با استفاده ...

در این مطالعه، برای توسعه مدل ANFIS جهت پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL از شبکه تطبیقی و مدل Sugeno و برای ساخت مدل‌های ANFIS از برنامه متلب استفاده شده است.

محاسبه می‌کند و خروجی کلی مدل به صورت زیر می‌باشد (Al-Hmouz et al., 2012).

$$O_i^b = \sum_i \bar{w}_i f_i = \frac{\sum_i w_i f_i}{\sum_i w_i} \quad (11)$$



شکل ۴. مکانیزم منطقی برای مدل Sugeno که اساس ANFIS می‌باشد

معادله رگرسیون خطی می‌باشد. اگر تنها یک متغیر مستقل وجود داشته باشد مدل را یک مدل رگرسیون خطی ساده می‌نامند و اگر بیش از یک متغیر مستقل وجود داشته باشد مدل را یک مدل رگرسیون خطی چند متغیره^۱ می‌نامند. در این مطالعه برای پیش‌بینی نوسانات سطح LNAPL از دو متغیر مستقل شامل ارتفاع سطح آب و نرخ تخلیه LNAPL و برای ساخت مدل رگرسیون از نرم‌افزار DataFit استفاده شد.

رگرسیون چند متغیره^۱

آنالیز رگرسیون یکی از تکنیک‌های آماری برای مطالعه و مدل‌سازی ارتباط بین متغیرها می‌باشد. در ابتدا آنالیزور یک رابطه، بین متغیرها حدس می‌زند و سپس شروع به جمع‌آوری اطلاعات کمی می‌کند و آنها را روی یک نمودار دو بعدی رسم می‌کند، اگر داده‌ها در امتداد یک خط باشند بنابراین رابطه خطی است و معادله آنها به صورت زیر خواهد بود:

$$Y = ax + b \quad (12)$$

که a عرض از مبدا و b شیب خط می‌باشد. در اینجا اختلاف کمی بین مقادیر واقعی و مقادیر مدل وجود خواهد داشت که به نام خطای تخمین گفته می‌شود. این خطا می‌تواند برخاسته از خطای اندازه‌گیری، شرایط محیطی، اختلاف طبیعی و غیره باشد. بنابراین معادله اولیه خطا به صورت زیر خواهد بود.

$$y = ax + b + e \quad (13)$$

معادله بالا به نام معادله مدل رگرسیون خطی نامیده می‌شود. در اینجا x یک متغیر مستقل و y یک متغیر وابسته می‌باشد. در مدل رگرسیون، هدف پیش‌بینی رفتار متغیر وابسته با آگاهی از مقادیر متغیرهای مستقل با استفاده از

بحث

در این بخش، نتایج آموزش و تست مدل‌های GEP، ANFIS و MLR برای پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL در محدوده مورد نظر نمایش داده و مورد بحث قرار می‌گیرند. مدل‌های مورد نظر با استفاده از پارامترهای آماری زیر مورد ارزیابی قرار می‌گیرند. در اینجا t مقدار اندازه‌گیری شده یا واقعی و o مقدار پیش‌بینی شده از مدل می‌باشد.

$$MAPE = \frac{1}{n} \left[\frac{\sum_{i=1}^n |t_i - o_i|}{\sum_{i=1}^n t_i} \times 100 \right] \quad (14)$$

1. MLR model and application
2. Linear Regression Model (MLR)

در نخستین مرحله مطالعه، مدل‌های به‌کاررفته توسط متغیرهای ورودی ارتفاع سطح آب و نرخ تخلیه LNAPL مورد ارزیابی و آزمایش قرار گرفت. یکی از بهترین ساختارهای به‌دست‌آمده برای هر مدل، برای انجام پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL انتخاب شد. خطاهای آماری برای اجرای مدل‌ها در طی دوره‌های آموزش و آزمایش محاسبه شد (جدول ۳). همان‌طور که از جدول ۳ مشاهده می‌شود مدل GEP نتایج بهتر با خطاهای کمتر و مقادیر همبستگی به نسبت بالاتری را با بقیه مدل‌ها نشان می‌دهد. شکل ۵ نتایج اجرای مدل‌ها را بر روی داده‌های آموزش و آزمایش نشان می‌دهند. همچنین تصویر ۶ مقایسه‌ای از ارتفاع سطح LNAPL پیش‌بینی شده توسط هر سه مدل، برای دوره‌های آموزش را نشان می‌دهد. در این تصاویر به‌طور کامل مشهود است که نتایج مدل GEP خیلی نزدیک به مقادیر واقعی است. همچنین نمودار پراکندگی نقاط برای مقادیر مشاهده‌ای و واقعی روی نتایج اجرای هر سه مدل رسم و در شکل ۷ نشان داده شده است. ضرایب همبستگی به‌دست‌آمده برای نتایج مدل GEP در طی دوره‌های آموزش و آزمایش به ترتیب برابر با ۰/۹۶ و ۰/۸۶۲ می‌باشد که بالاتر از ضرایب همبستگی دو مدل دیگر است. تصاویر ۶ و ۷ نشان می‌دهند که برنامه‌نویسی بیان ژن GEP قادر به مدل‌سازی و پیش‌بینی پدیده‌های غیرخطی همچون تخمین ارتفاع سطح LNAPL و آب با دقت بالاتری نسبت به سایر مدل‌ها می‌باشد. یکی از مزایای اصلی مدل GEP در مقایسه با سایر مدل‌های هوش مصنوعی، ارائه بیان ریاضی برای فرایند مورد مطالعه است. شکل ۸ معماری بیان ژن مربوط به هر ژن در این مسئله را نشان می‌دهد و معادله کلی برای پیش‌بینی سطح LNAPL برابر با مجموع معادلات به‌دست‌آمده برای هر ژن می‌باشد. این معادله به‌صورت رابطه ۱۸ می‌باشد.

$$\text{LNAPL Level} = ۶.۳ + \left(\frac{-۸.۹}{(-۷.۶۳+Q)+WL} \right) + WL + \left(۲۴۴.۴ + \frac{\sqrt{WL}}{۰.۳۸۵} \right) + \left(-\frac{(۲۵۵)}{۶.۰۹} \right) - \left(\frac{-۴.۷۹}{-۶.۱۶-Q} \right) \quad (18)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (t_i - o_i)^2}{n}} \quad (15)$$

$$R = \text{Corr}(t, o) = \frac{\text{cov}(t_i, o_i)}{\sigma_t \sigma_o} \quad (16)$$

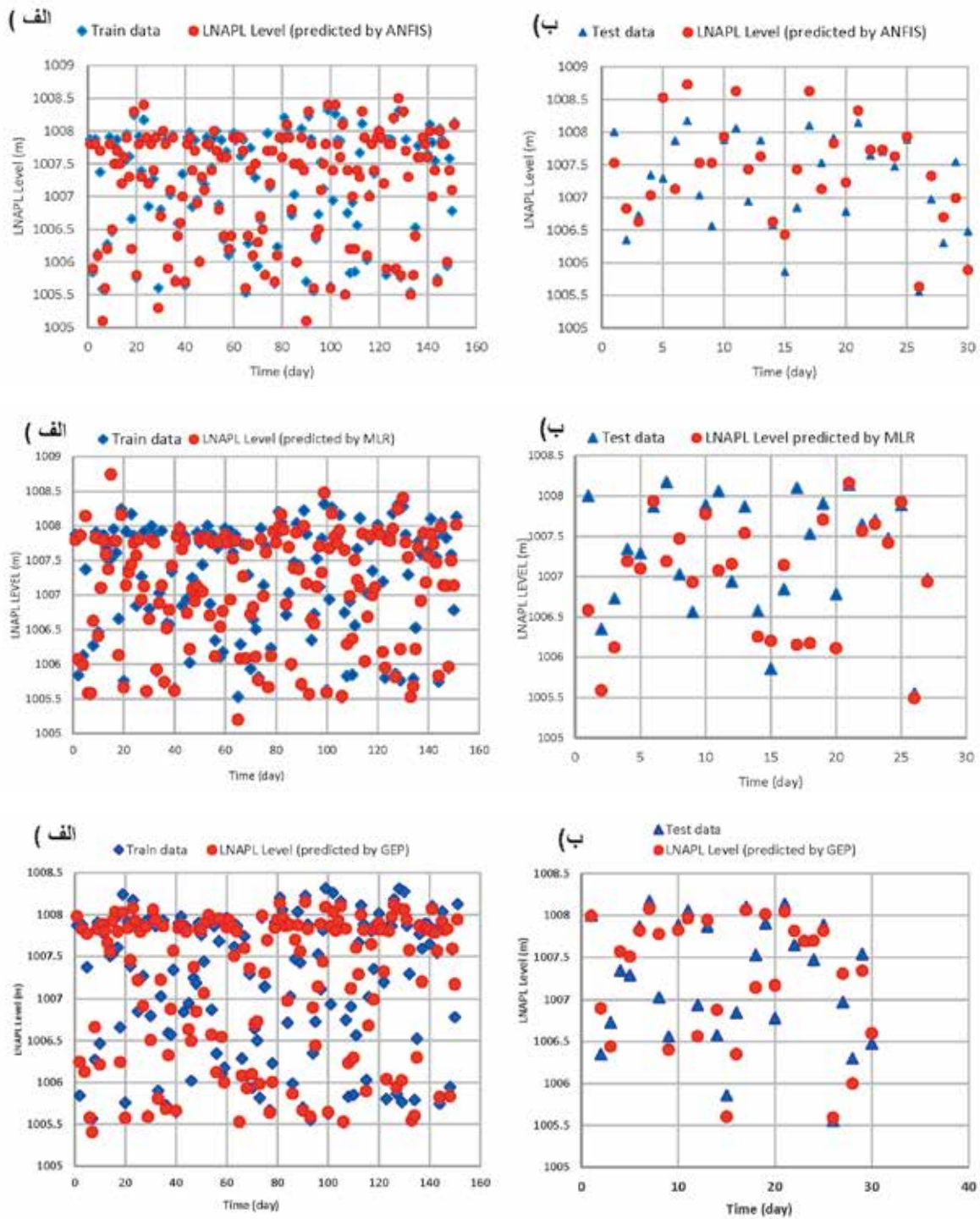
$$R^2 = \frac{(n \sum t_i o_i - \sum t_i \sum o_i)^2}{(n \sum t_i^2 - (\sum t_i)^2)(n \sum o_i^2 - (\sum o_i)^2)} \quad (17)$$

پارامترهای آماری برای نتایج مدل‌ها در جدول ۳ آورده شده است. MAPE یا درصد میانگین مطلق خطا، یک مقیاسی از دقت پیش‌بینی روش مورد استفاده است که همواره به‌صورت درصد بیان می‌شود. RMSE یا جذر میانگین مربع خطا، میانگین مقدار بزرگی خطاها را با اختصاص وزن بیشتر به خطاهای بزرگ‌تر نشان می‌دهد و مقدار آن بین صفر تا بینهایت می‌باشد. مقادیر کمتر RMSE نشان‌دهنده دقت بالای مدل می‌باشد. پارامتر R شامل یک ارتباط آماری بین دو متغیر می‌باشد و حدود آن بین صفر و یک است. Rهای بزرگ‌تر نشان‌دهنده دقت بالاتر مدل می‌باشد. پارامتر R² نشان‌دهنده این است که چند درصد از رفتار متغیر وابسته، می‌تواند توسط متغیرهای مستقل پیش‌بینی شود. حدود تغییرات R² نیز بین صفر و یک می‌باشد که مقادیر بزرگ‌تر R² نشان‌دهنده اجرا بهتر و دقت بالاتر مدل می‌باشد. این مطالعه به کاربرد مدل‌های مختلف مثل GEP، ANFIS و MLR در پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL کمک می‌کند.

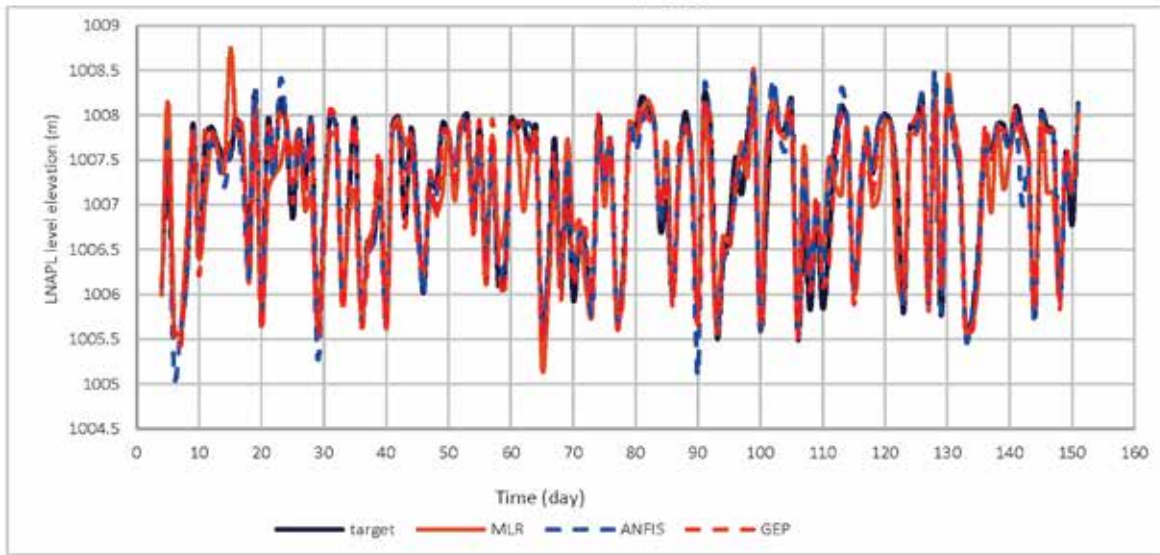
جدول ۳. پارامترهای آماری پیش‌بینی نوسانات سطح LNAPL در هر سه روش

پارامترهای آماری	نوع داده	GEP	ANFIS	MLR
MAPE	داده‌های تست	۰/۰۰۰۰۶	-۰/۰۰۰۵۴	۰/۰۰۱۱
	داده‌های آموزش	-۰/۰۰۰۰۰۵۸	۰/۰۰۰۰۱	۰/۰۰۰۰۴۲
RMSE	داده‌های تست	۰/۰۹۹	۰/۸۹	۱/۸۳
	داده‌های آموزش	۰/۱۶۲۷	۰/۳۷۹	۰/۲۰۹
R	داده‌های تست	۰/۹۲۸	۰/۸۰۴	۰/۷۰۳
	داده‌های آموزش	۰/۹۸۲	۰/۹۷	۰/۹۰۲
R ²	داده‌های تست	۰/۸۶۲	۰/۶۵	۰/۵
	داده‌های آموزش	۰/۹۶۴	۰/۹۴۲	۰/۸۱۵

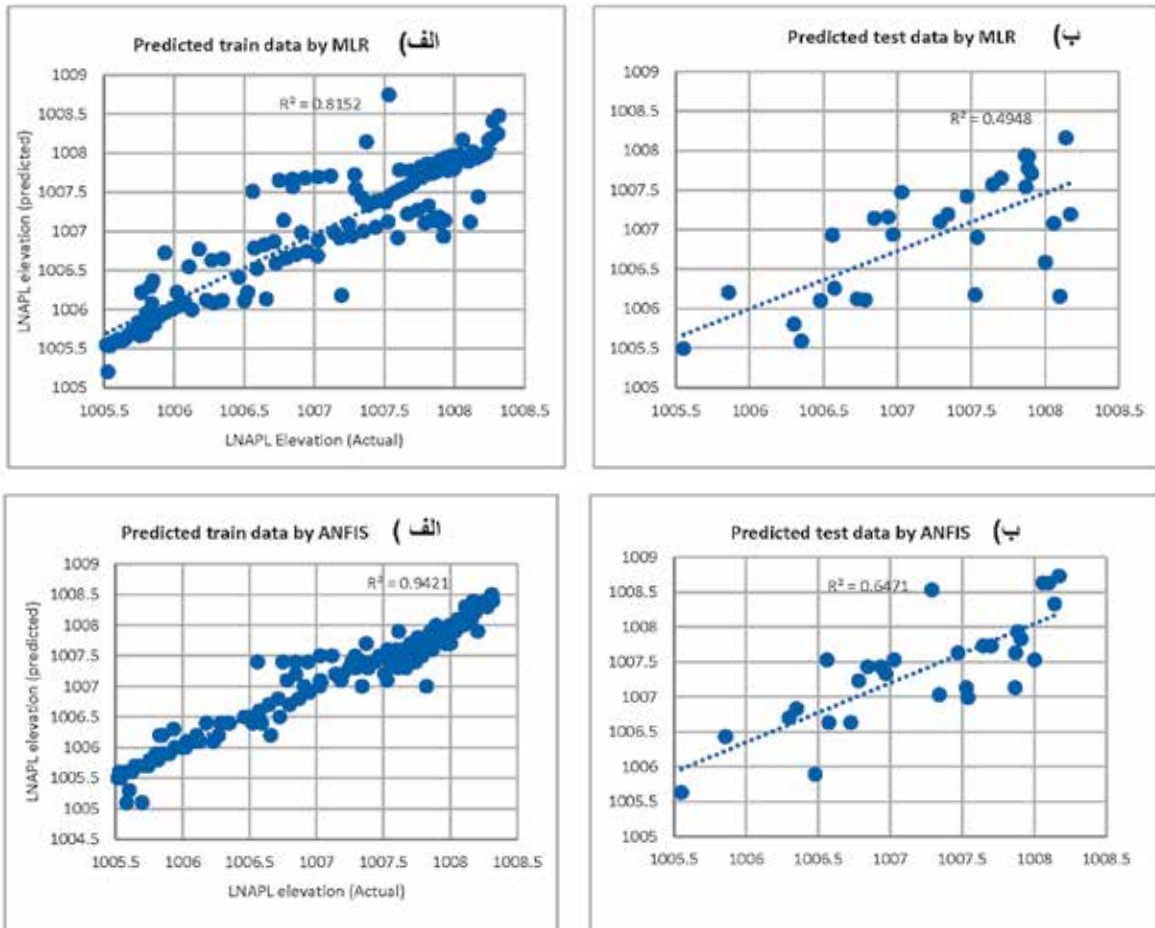
تخمین ارتفاع سطح LNAPL در آبخوان‌های آلوده به نفت با استفاده ...



شکل ۵. نتایج پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL توسط مدل‌های ANFIS، MLR و GEP برای داده‌های آموزش و (ب) داده‌های تست

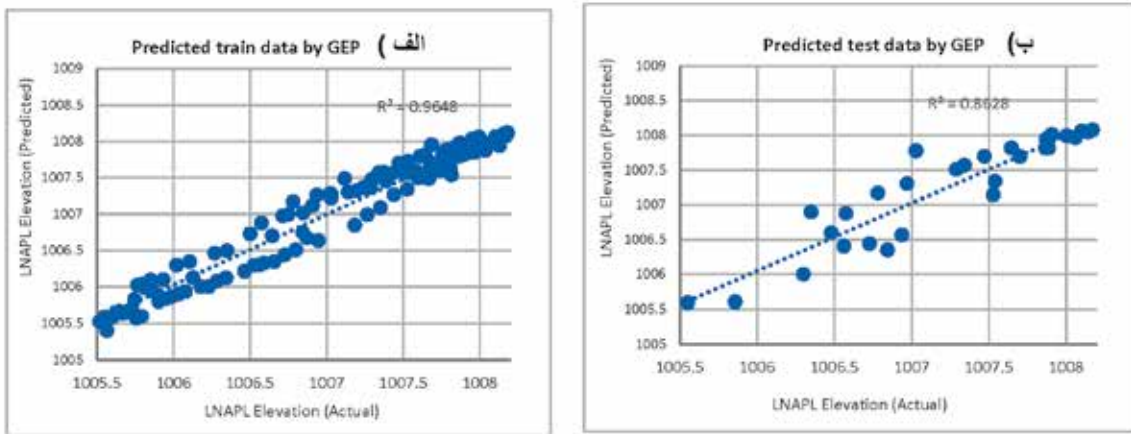


شکل ۶. مقادیر ارتفاع سطح LNAPL پیش‌بینی شده و مشاهده شده با استفاده از مدل‌های GEP، ANFIS و MLR بر روی داده‌های آموزش

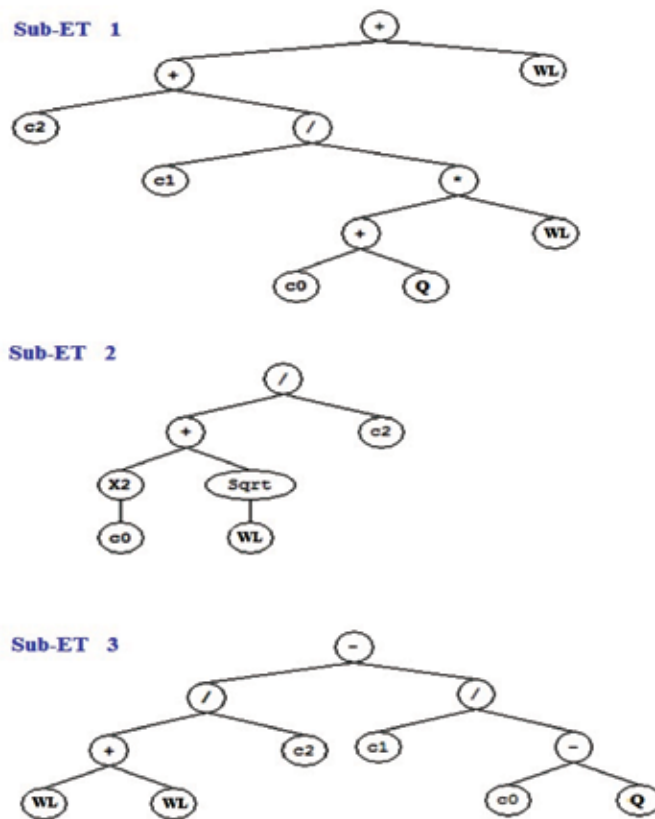


شکل ۷. نمودار پراکندگی ارتفاع واقعی سطح LNAPL در مقابل ارتفاع پیش‌بینی شده، الف) برای داده‌های آموزش و ب) برای داده‌های تست، به ترتیب برای مدل‌های GEP، ANFIS و MLR

تخمین ارتفاع سطح LNAPL در آبخوان‌های آلوده به نفت با استفاده ...



ادامه شکل ۷ .



شکل ۸. معماری بیان ژن و معادله به دست آمده برای هر ژن

نتیجه‌گیری

آب زیرزمینی به همراه نرخ برداشت از لایه LNAPL به‌عنوان متغیرهای تاثیرگذار بر ارتفاع LNAPL و به‌عنوان متغیرهای ورودی و ارتفاع سطح LNAPL نیز به‌عنوان متغیر خروجی در نظر گرفته شدند. ۱۸۰ داده برای مطالعه مورد نظر جمع‌آوری و آماده شد و به دو گروه شامل ۱۵۰

در این مطالعه توانایی GEP، ANFIS و MLR در پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL مورد ارزیابی قرار گرفت. با رسم هیدروگراف‌های ۱۰ ساله و یک ساله مشخص شد که تغییرات ارتفاع سطح LNAPL به‌طور کامل از تغییرات سطح آب زیرزمینی پیروی می‌کند. بنابراین ارتفاع سطح

tice, *Studies in Fuzziness and Soft Computing*, 181, Germany: Springer Verlag, 53-83, doi: 10.1007/11339366, 3.

- Adamowski, J. and Chan, H. F., 2011. A wavelet neural network conjunction model for groundwater level forecasting. *Journal of Hydrology*, 407, 28-40.

- Al-Hmouz, A., Shen, J., Al-Hmouz, R. and Yan, J., 2012. Modeling and Simulation of an Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System (ANFIS) for Mobile Learning. *IEEE Transactions on Learning Technologies* 5, 3, 226-237.

- Aytek, A. and Alp, M., 2008. An application of artificial intelligence for rainfall runoff modeling. *Journal of Earth System Science*. 117,2, 145-155.

- Azari, T. and Samani, N., 2018. Modeling the Neuman's well function by an artificial neural network for the determination of unconfined aquifer parameters. 22, 4, 1135-1148.

- Cimen, M. and Kisi, O., 2009. Comparison of two different data-driven techniques in modeling lake level fluctuations in Turkey. *Journal of Hydrology*, 378, 253-262.

- Coppola, E., Szidarovszky, F., Davis, D., Spayad, S., Poulton, M. and Roman, E., 2007. Multi objective analysis of a public wellfield using artificial neural networks. *Groundwater* 45,1, 53-61.

- Coppola, Jr., Emery, A., Rana, Anthony, J., Poulton, Mary. M., Szidarovszky, F. and Uhi, V, W., 2005. A neural network model for predicting aquifer water level elevations. *Groundwater*. 43, 2, 231-241.

- Danandeh Mehr, A., Kahya, E. and Yerdelen, C., 2014. Linear genetic programming application for successive-station monthly streamflow prediction. *Computers and Geosciences*, 70, 63-72.

- Elzwayie, A., El-shafie, A., Yaseen,

داده برای آموزش و ۳۰ داده برای آزمایش تقسیم شد. نتایج اجرای سه مدل توسط پارامترهای آماری جذر میانگین مربع خطا، درصد میانگین خطای مطلق و ضریب همبستگی و R^2 مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت و مشخص شد که میزان پارامترهای آماری گفته شده برای مدل GEP بهتر از سایر مدل‌ها می‌باشد. همچنین روش GEP در شبیه‌سازی نقاط اکسترمم، دقت قابل توجهی را از خود نشان داد که کارآمد بودن این روش را در مسائل هیدرولیکی اثبات می‌کند درحالی‌که دقت روش ANFIS در شبیه‌سازی این نقاط کمتر از GEP بود که می‌تواند به دلیل محدود بودن قوانین فازی به‌کاررفته در این روش باشد زیرا احتمال وقوع نقاط اکسترمم در سطح آب و LNAPL کم است و این مقادیر جزء قوانین تاثیرگذار فازی در نظر گرفته نشده است و می‌تواند یکی از نقاط ضعف این روش باشد. لازم به ذکر است همواره نمی‌توان گفت که در تمامی موارد عملکرد GEP بهتر خواهد بود، چه بسا روی یک سری از داده‌های دیگر روش ANFIS عملکرد مناسب‌تری داشته باشد. همچنین در این مطالعه با کمک برنامه GEP یک معادله برای پیش‌بینی سطح LNAPL ارائه و توسط مقادیر واقعی آزمایش و مورد تحلیل قرار گرفت. مشخص شد نتایج دارای خطای پایینی است و می‌توان از این معادله در سرچاه برای پیش‌بینی ارتفاع سطح LNAPL استفاده کرد.

منابع

- ناصری، ح.، عسگری، ف.، خدایی، ک. و علیجانی، ف.، ۱۳۹۹. تأثیر آبیاری غرقابی و قطره‌ای هوشمند بر نوسانات تراز سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل فیزیکی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۳، ۱۴.

- میرعربی، ع.، ناصری، ح.، نخعی، م. و علیجانی، ف.، ۱۳۹۸. بررسی کارایی مدل هیبریدی هالت-وینترز موجکی (WHW) در شبیه‌سازی تراز سطح ایستابی آبخوان ساحلی ارومیه. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۹، ۱۸.

- Abraham, A., 2005. Adaptation of Fuzzy Inference System Using Neural Learning, in Nedjah, Nadia; de Macedo Mourelle, Luiza, *Fuzzy Systems Engineering: Theory and Prac-*

- Zaher, M., Afan, H. A. and Falah Allawi, M., 2016. RBFNN-based model for heavy metal prediction for different climatic and pollution conditions. *Neural Computing and Applications*. 28, 8, 1991-2003.
- Emamgholizadeh, S., Moslemi, Kh., Karami, Gh.H., 2014. Prediction the Groundwater Level of Bastam Plain (Iran) by Artificial Neural Network (ANN) and Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System (ANFIS) *Water Resources Management*. DOI 10.1007/s11269-014-0810-0.
 - Ferreira, C., 2001a. Gene expression programming in problem solving. In: *Sixth Online World Conference on Soft Computing in Industrial Applications* (invited tutorial), Springer, London, 635-653, <https://doi.org/10.1007/978-1-4471-0123-9-54>.
 - Ferreira, C., 2001b. Gene expression programming: a new adaptive algorithm for solving problems. *Complex Systems* 13,2, 87-129.
 - Ferreira, C., 2006. *Gene Expression Programming: Mathematical Modeling by an Artificial Intelligence*. Springer, Berlin, Heidelberg New York, 478.
 - Ghorbani, M. A, Deo, Ravinesh, C., Karimi, V., Yaseen, Zaher. M. and Terzi, Ozlem., 2017. Implementation of a hybrid MLP-FFA model for water level prediction of Lake Egirdir, Turkey. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* . 32, 6, 1683-1697.
 - Guldal, V. and Tongal, H., 2010. Comparison of Recurrent Neural Network, Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System and Stochastic Models in E girdir Lake Level Forecasting. *Water Resources Management*, 24, 105-128.
 - Hawthorne, J.M., 2011. Diagnostic Gauge Plots, *Applied NAPL Science Review*, 1 <http://www.icontact-archive.com/IXYNsGudxSsiUD-6HuogSpblft2mtIAJM> .
 - Jang, J.S.R., 1991. Fuzzy Modeling Using Generalized Neural Networks and Kalman Filter Algorithm. *Proceedings of the 9th National Conference on Artificial Intelligence*, Anaheim, CA, USA, July, 14-19, 2, 762-767.
 - Jang, J.S.R., 1993. ANFIS: adaptive-network-based fuzzy inference system. *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics* 23,3, 665-685.
 - Karimi, S., Shiri, J., Kisi, O. and Makarynsky, O., 2012. Forecasting water level fluctuations of Urmieh Lake using Gene Expression Programming and Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System. *International Journal of Ocean and Climate Systems* 3,109-125.
 - Kisi, O., Shiri, J. and Nikoofar, B., 2012. Forecasting daily lake levels using artificial intelligence approaches. *Computers & Geosciences* 41,169-180.
 - Mamdani, E. H. and Assilian, S., 1975. An experiment in linguistic synthesis with a fuzzy logic controller. *International Journal of Man-Machine Studies* 7,1, 1-13.
 - Mpallas, L., Tzimopoulos, C. and Evangelides, C., 2011. Comparison between neural networks and adaptive neuro-fuzzy inference system in modeling Lake Kerkini water level fluctuation lake management using Artificial Intelligence. *Journal of Environmental Science and Technology* 4, 366-376.
 - Nadim, F., Hoag George, E., Liu, Sh., Carley Robert, J. and Zack, P., 2000. Detection and remediation of soil and aquifer systems contaminated with petroleum products: an overview. *Journal of Petroleum Science and Engineering*. 26, 1-4, 169-178.
 - Nayak. Purna, C., Satyajai Rao, Y.R. and Sudheer, K. P., 2006. Groundwater Level Forecasting in a Shallow Aquifer Using Artificial Neural Network Approach. *Water Resources Management*. 20, 1,77-90.

- Nazari, A., 2012. Prediction performance of PEM fuel cells by gene expression programming. *International Journal Hydrogen Energy* 37, 18972-18980.
- Noori, R., Khakpour, A., Omidvar, B. and Farokhnia, A., 2010. Comparison of ANN and principal component analysis-multivariate linear regression models for predicting the river flow based on developed discrepancy ratio statistic. *Expert Systems with Applications* 37, 5856-5862.
- Ozbek, A., Unsal, M. and Dikec, A., 2013. Estimating uniaxial compressive strength of rocks using genetic expression programming. *Journal of Rock Mechanics Geotechnical Engineering*, 5,325-329.
- Sanikhani, H., Deo, Ravinesh, C., Yaseen, Zaher .M., Eray, O. and Kisi, O., 2018. Non-tuned data intelligent model for soil temperature estimation: A new approach. *Geoderma*. 330, 52-64.
- Shiri, J., Kisi, O., Yoon, H., Lee, K. K. and Hossein Nazemi, A., 2013. Predicting groundwater level fluctuations with meteorological effect implications-A comparative study among soft computing techniques. *Computers and Geosciences*. 56, 32-44.
- Solomatine, D., See, L. and Abraham, R., 2009. *Data-Driven Modelling: Concepts, Approaches and Experiences*. Practical Hydroinformatics. Water Science and Technology Library, 68, 17-30 Springer, Berlin, Heidelberg, <https://doi.org/10.1007/978-3-540-79881-1-2>.
- Takagi, T. and Sugeno, M., 1985. Fuzzy identification of systems and its application to modeling and control. *IEEE Transactions on System, Man and Cybernetics* 15,1, 116-132.
- Tiri, A., Belkhiri, L. and Mouni, L., 2018. Evaluation of surface water quality for drinking purposes using fuzzy inference system. *Groundwater for Sustainable Development*. 6, 235-244.
- Wang, W. C., Chau, K. W., Cheng, C. T. and Qiu, L., 2009. A comparison of Performance of several artificial intelligence methods for forecasting monthly discharge time series. *Journal of Hydrology*, 374, 294-306.
- Yaseen, Zaher .M., Ebtehaj, Isa., Bonakdari, H., Deo, R. C., Danandeh Mehr, A., Wan Mohtar, W. H. M., Diopf, L., El-shafie, A., Singhi, Vijay, P., 2017. Novel approach for stream-flow forecasting using a hybrid ANFIS-FFA model. 554, 263-276.
- Yaseen, Zaher. M., El-shafie, A., J, O., H.A. and Sayl, K.N., 2015. Artificial Intelligence based models for stream-flow forecasting. *Journal of Hydrology*, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.10.038>.
- Yaseen, Zaher. M., Kisi, O. and Demir, V., 2016b. Enhancing Long-Term Streamflow Forecasting and Predicting using Periodicity Data Component: Application of Artificial Intelligence. *Water Resources Management*.30: 4125. <https://doi.org/10.1007/s11269-016-1408-5>.
- Yaseen, Zaher. Mundher., Falah A, M., Yousif, A. A., Jaafar, O., Mohamad Hamzah, F. and El-Shafie, A., 2016a. Non-tuned machine learning approach for Hydrological time series forecasting. *Neural Computing and Applications*. 30, 5, 1479-1491.
- Yoon, H., Jun, S., Hyun, Y., Bae, G. and Lee, K., 2011. A comparative study of artificial neural networks and support vector machines for predicting groundwater levels in a coastal aquifer. *Journal of Hydrology*. 396, 1-2, 128-138.
- Zaqoot, Hossam. A., Hamada, M. and Migdad, Sh., 2018. A Comparative Study of Ann for Predicting Nitrate Concentration in Groundwater Wells in the Southern Area of Gaza Strip. *Applied Artificial Intelligence*. 32, 7-8, 727-744.

تعیین موقعیت تنش دیرین بر پایه مطالعه ناپیوستگی‌ها و چین‌خوردگی‌های موجود در پهنه برخوردی زاگرس-مطالعه موردی منطقه کرمانشاه

سپیده رضابیک^۱، عبدالله سعیدی^{۲*}، مهران آرین^۳ و علی سربی^۴

۱. دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ایران

۲. استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

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

۴. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد کرج، البرز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۱/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۴/۲۹

چکیده

پهنه مورد مطالعه در بخش شمالی پهنه برخوردی زاگرس واقع شده است. وجود واحدهایی از نهشته‌های ژرف بستر اقیانوس، افیولیت‌ها و سنگ‌های رسوبی کربناته زاگرس چین‌خورده در کنارهم نشان‌دهنده یک سیستم تکتونیکی فشارشی از کرتاسه پسین تا زمان کنونی است. در نتیجه این همگرایی، زمین ساخت و ساختارهای پیچیده‌ای در این پهنه به وجود آورده است. هدف اصلی این پژوهش، تحلیل و تعیین موقعیت تنش در پهنه ساختاری زاگرس (کرمانشاه) است. برای شناخت و بررسی آرایش محورهای تنش، برداشت‌های ساختاری به روش مستقیم صحرایی صورت گرفته است. برداشت‌ها شامل صفحات گسلی، سطوح لغزش گسلی، درزهای هم‌بوغ و سطح محوری چین خوردگی‌ها هستند. الگوهای ثبت تنش در این پژوهش برای داده‌ها روش وارون‌سازی و مقایسه آن با موقعیت تنش با کمک سطح محوری چین‌ها است. براساس تعیین موقعیت تنش و روندهای کوتاه‌شدگی ناشی از فشردگی بر روی ساختارهای موجود در گستره تنها یک مرحله دگر شکلی به دست آمد. با استفاده از روش وارون‌سازی موقعیت تنش‌های اصلی σ_1 ، σ_2 و σ_3 در گستره مورد پژوهش به ترتیب ۰۵۹، ۳۰۴ و ۱۹۴ و با کمک چین‌ها ۰۲۹، ۱۲۷ و ۲۳۴ به دست آمده است. برپایه بررسی‌های انجام شده در منطقه مورد پژوهش و اندازه‌گیری‌های انجام شده بر روی سنگ‌های به سن کرتاسه و نتایج نشان می‌دهند که جهت تنش اصلی حداکثر از زمان کرتاسه تاکنون با تغییرات نه‌چندان زیادی رو به شمال شرقی بوده است. برآورد جهت تنش هم در چین‌ها و هم در گسل‌ها کم‌وبیش یکسان بوده است. در نتیجه جهت کوتاه‌شدگی ثابت بوده است بنابراین گسل‌های منتسب به کوتاه‌شدگی همگی یک جهت تنش را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: چین خوردگی، تحلیل خش لغزهای گسلی، تنش، روش وارونه‌سازی چند مرتبه‌ای، کرمانشاه.

مقدمه

پهنه زمین درز زاگرس یکی از نقاط کلیدی برخورد قاره-قاره ایران زمین بین صفحه عربی و ایران است. این پهنه از یک سو به پهنه زاگرس مرتفع و پهنه زاگرس چین خورده و از سوی دیگر به پهنه سندرچ-سیرجان و در بخش شمالی زمین درز چسبیده است. روند زمین درز موازی با روند ساختارهای شکل گرفته شمال غرب-جنوب شرقی می‌باشد. مطالعات متفاوتی بر روی تنش دیرینه در مناطق مختلفی از کشور به وسیله پژوهشگران مختلف صورت گرفته است. از جمله این پژوهش‌ها می‌توان به الیاسی (۱۳۸۰)؛ نواب پور و همکاران (۱۳۸۵)؛ سعادت و همکاران (۱۳۸۷)؛ شهیدی و همکاران (۱۳۹۰)؛ موسوی و همکاران (۱۳۸۹) اشاره کرد. در پهنه برخورد (گستره پژوهش) سنگ‌ها و نهشته‌های موجود بر پایه ویژگی‌های رئولوژیکی‌شان رفتارهای متفاوتی در برابر فرایندهای همگرایی نشان داده‌اند. هدف از این پژوهش، بررسی الگوهای ساختاری در واحدهای سنگ چینه‌ای و نیز موقعیت و تغییرات جهت تنش در بازه‌های زمانی متفاوت بوده است. جهت‌های تنش فشارشی به دست آمده از داده‌های برداشت شده از ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی گسل‌ها می‌باشد.

جایگاه و ویژگی‌های زمین ساختی و زمین‌شناسی گستره مورد پژوهش

از نظر زمین ساختی گستره مورد پژوهش گستره برخورد صفحه‌های قاره‌ای ایران و عربی و بسته شدن حوضه تتیس جوان است. ساختار زمین‌شناسی ناحیه کرمانشاه از برگه‌های نازک رانده شده‌ای به صورت ساختمان‌های دوپلکس و سفره‌های رانده پدیدار شده‌اند. گسل‌های راندگی بیشتر از نوع 'Listric Contractional' هستند و جهت حرکت آن‌ها از شمال-شمال شرقی به سمت جنوب-جنوب غربی است (گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین). پنجره‌های تکتونیکی متعددی از رادیولاریت‌ها و افیولیت‌ها در کوه‌های بیستون-پراو، از لا به لای سازندهای کربناتی بیستون نمایان شده‌اند. جهت بزرگترین محور تنش بیشتر شمال-شمال شرقی، جنوب-جنوب غربی است. حرکت بلوک‌های

فرا دیواره گسل‌های راندگی متوالی نسبت به یکدیگر سبب تشکیل درزه‌ها و گسل‌های مزدوج^۲ بسیاری شده است. در مجموعه رادیولاریتی کرمانشاه، شواهدی ناشی از گسلش گوناگون وجود دارد، ولی به دلیل به سطح نرسیدن آنها قابل شناسایی نیست (گسل‌های کور^۳، بربریان، ۱۹۹۵). در شکل (۱-الف و ب) ایستگاه‌های مورد بررسی و مقایسه جهت تنش‌ها در چین‌ها و گسل‌های برداشت شده روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی گستره کرمانشاه نمایش داده شده است.

داده‌های زمین‌شناسی سراسری و منطقه‌ای نشان می‌دهد که بخش بیشتر ناحیه مورد پژوهش حوضه رسوبی-ساختاری زاگرس و گوشه شمال شرقی آن ویژگی‌های زمین‌شناسی پهنه سندرچ-سیرجان را دارد (شکل ۱). در نتیجه گستره استان را می‌توان به دو زیر پهنه جدا تقسیم کرد که مرز بین آن‌ها با گسل‌های جوان و لرزه‌زای مروارید و صحنه مشخص می‌شود:

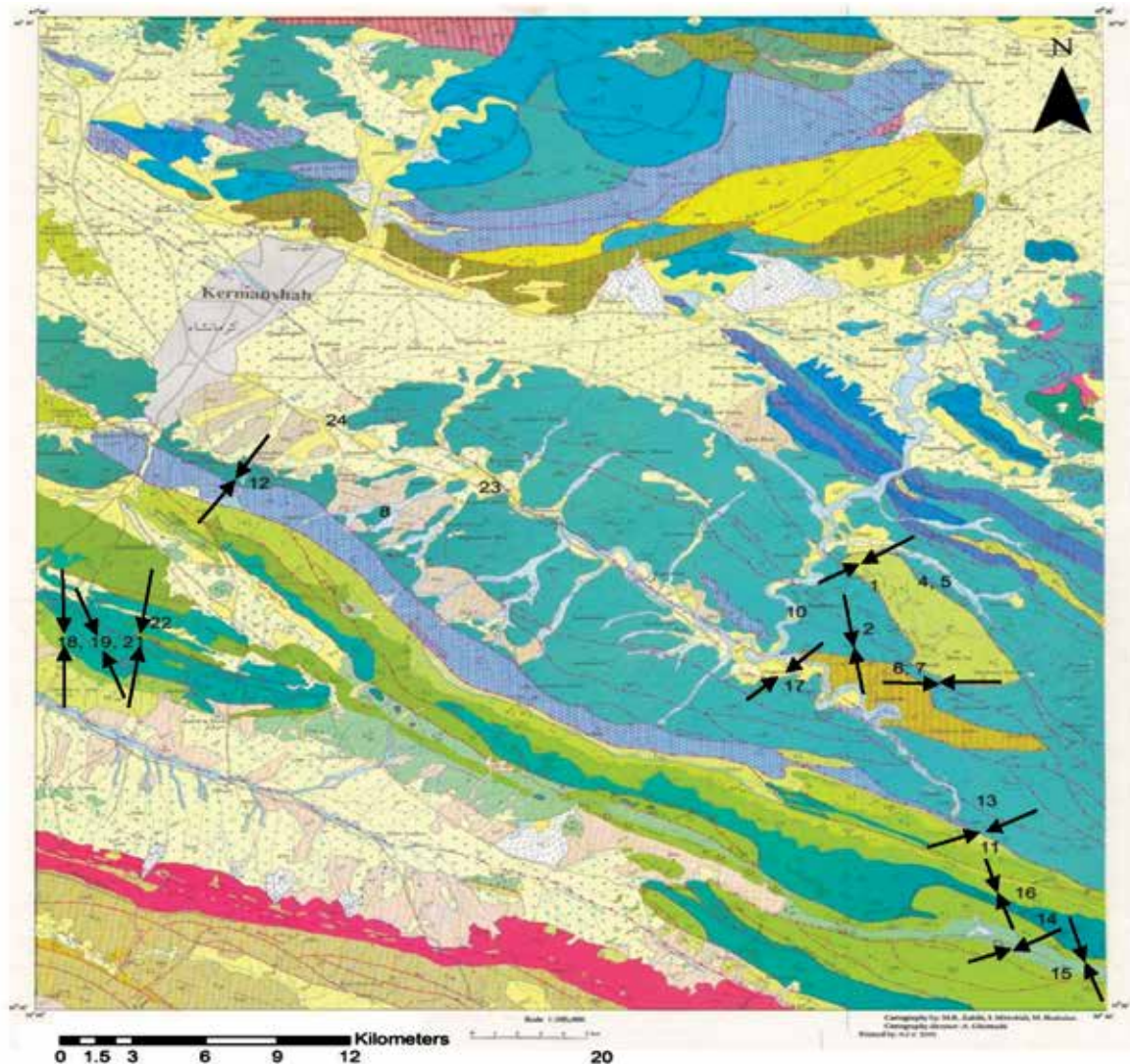
الف- سندرچ-سیرجان-گوشه شمال شرقی گستره مورد پژوهش بخش ناچیزی از پهنه دگرگون شده سندرچ-سیرجان است که به وسیله یکی از گسل‌های جوان و لرزه‌زای زاگرس (گسل‌های مروارید-صحنه) از سایر قسمت‌های استان جدا شده است. در این پهنه رخنمون‌های سنگی شامل دگرگونه‌های مزوزوئیک (مجموعه ولکانیکی-آهکی سنقر) و اوایل سنوزوئیک هستند و به دلیل عملکرد تنش‌های فشارشی ساختار پیچیده دارند.

ب- زاگرس-بخش بیشتر گستره مورد پژوهش که در جنوب گسل مروارید-صحنه جای دارند ویژگی‌های رسوبی و ساختاری بخش شمال غربی زاگرس را دارند که شامل دو زیر پهنه زاگرس مرتفع و زاگرس چین خورده است. مرز بین این دو زیر پهنه از لحاظ رئولوژیکی چندان آشکار نیست و به نظر می‌رسد که گذر از زاگرس مرتفع به زاگرس چین خورده تدریجی است ولی الگوی ساختاری این دو زیر پهنه تفاوت‌های آشکار دارد. الگوی

1. Listric Contractional

2. Conjugate

3. Blind fault



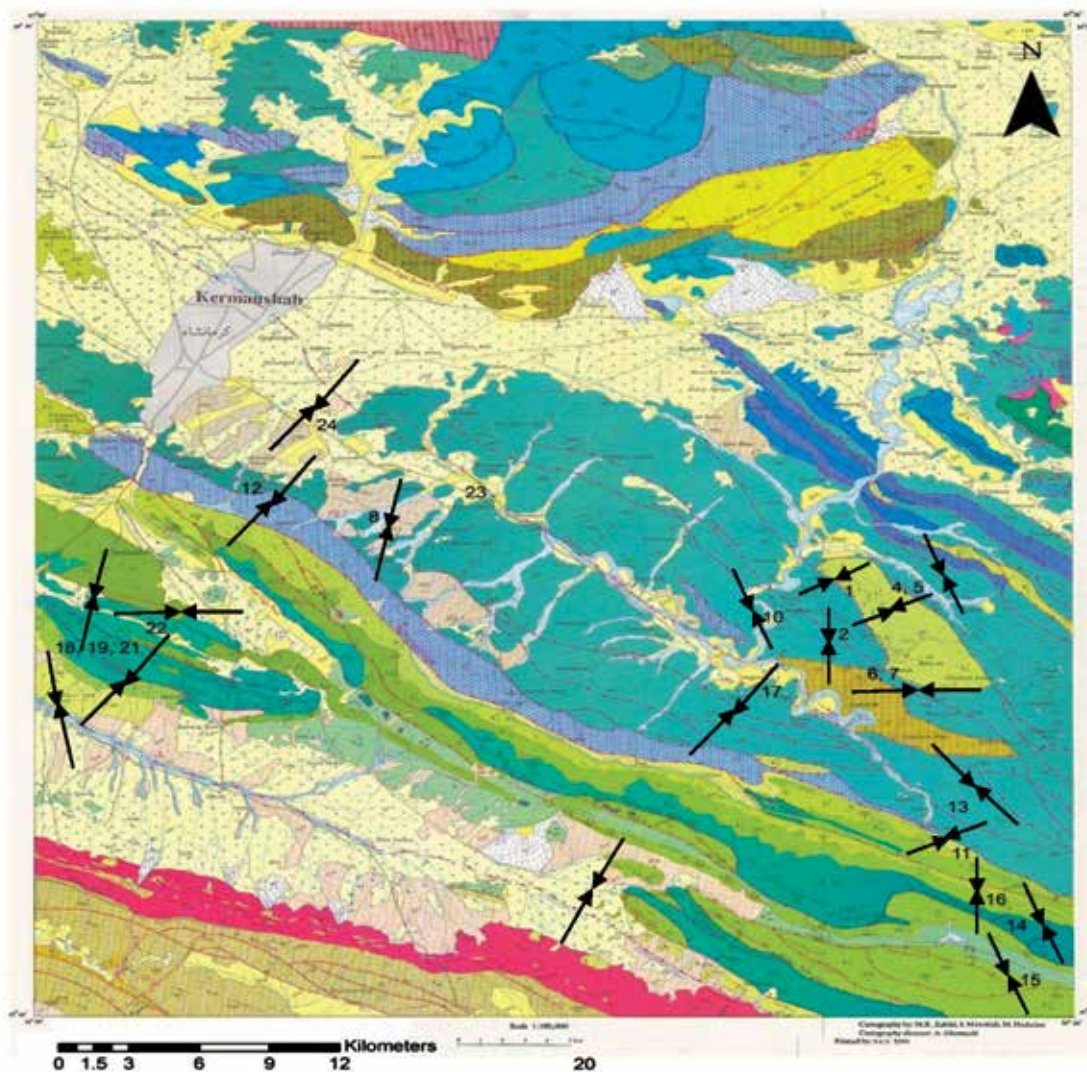
شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه کرمانشاه (کریمی باندپور، ۱۹۹۹) به همراه جهت تنش چین‌های برداشت شده در هر ایستگاه

ویژگی‌های سنگ چینه‌ای گستره مورد پژوهش

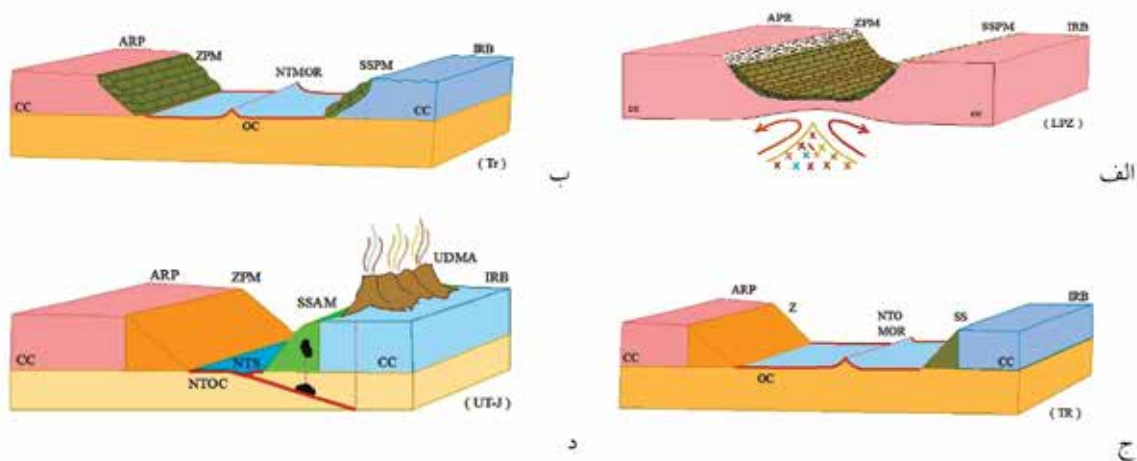
در پهنه زاگرس قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در منطقه را سنگ‌های کرتاسه پایینی تشکیل داده است، بخش پایین این واحد، شامل دولومیت و سنگ آهک‌های دولومیتی برشی شده است. سنگ‌های کرتاسه پسین شامل سنگ آهک‌ها و مارن می‌باشند که سنگ آهک‌های سازند کرمانشاه همراه با سازند امیران به سن ماستریشین بر روی سنگ‌های کرتاسه پایینی به صورت هم ساز جای می‌گیرند.

ساختاری این بخش استان کرمانشاه نتیجه عملکرد گسل‌های راندگی است که با جابه‌جایی‌های قابل توجه رخنمون‌های سنگی و ستبر شدن پوسته همراه است. جابه‌جایی ناشی از تنش فشارشی راندگی‌ها به صورت خردشدگی در سنگ‌ها نمود دارد. در زیر الگوی ژئودینامیکی برخورد دو صفحه ایران و عربی از زمان گسترش ریف درون قاره‌ای تا شکل‌گیری کنونی زاگرس در پایان میوسن-پلیوسن رسم شده است (شکل ۲) (رضابیک و همکاران، ۱۳۹۶).

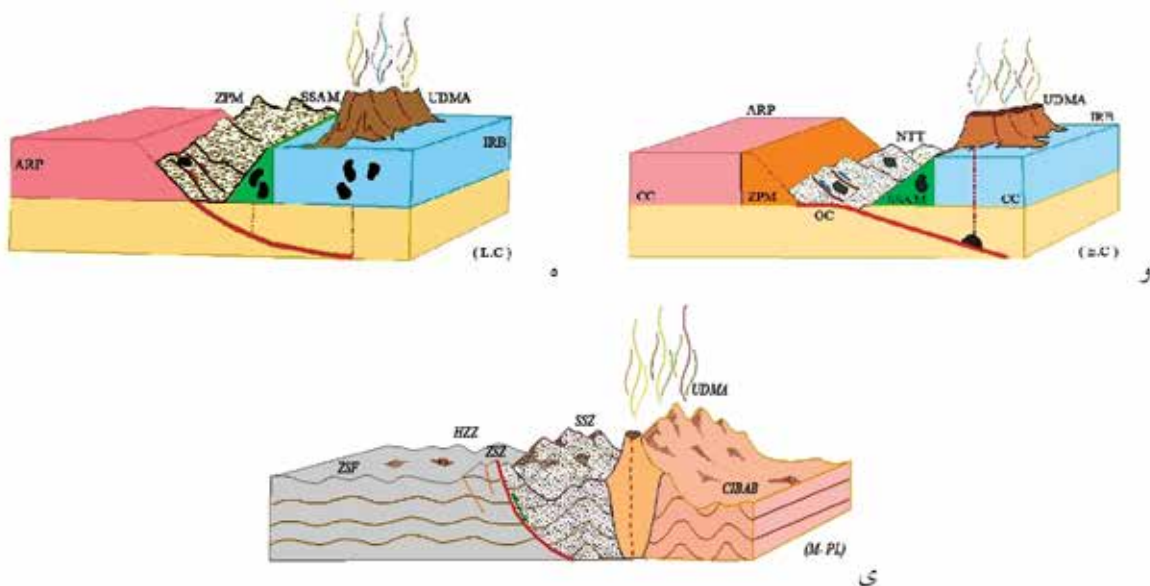
تعیین موقعیت تنش دیرین بر پایه مطالعه ناپیوستگی‌ها و چین خوردگی‌های ...



شکل ۱. (ب) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه کرمانشاه (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، علیرضا کریمی بوندپور، ۱۹۹۹) به همراه جهت تنش گسل‌های برداشت شده در هر ایستگاه



شکل ۲. الف) گسترش ریف درون قاره و شکل‌گیری حوضه دریایی به همراه نازک شدن پوسته قاره‌ای، ب) انباشت متشکل از رخساره‌های تخریبی حاشیه‌ای تا سکوی قاره و رسوبات منطقه ژرف بستر دریا، ج) تبدیل حوضه رسوبی از یک حوضه درون قاره به یک حوضه اقیانوسی باز، د) فرو رانش پوسته اقیانوسی جوان به زیر لیتوسفر قاره‌ای بلوک ایران



ادامه شکل ۲. و) تاثیر فرایندهای زمین ساختی و ماگماتیسم به صورت چین خوردگی، گسلس و بالآمدگی مواد دگر شکل شده، ه) بالا آمدن بستر حوضه همزمان با واگرایی دو بلوک درگیر، ی) شکل گیری کنونی زاگرس در پایان میوسن- پلیوسن

سازند تله زنگ به سن ائوسن پیشین بر روی سازند امیران قرار گرفته است. رسوبات ائوسن پسین از دولومیت های توده ای سازند شهبازان تشکیل شده است که مرز پایین آن با سازند آواری کشکان تدریجی و هم شیب است و در بالا به وسیله ناپیوستگی فرسایشی به وسیله واحدهای سنگی گروه فارس (میشان و آغا جاری) به سن میوسن پوشیده شده است (شکل ۳).

Age	Geological	SW Kermanshah Stratigraphic Units	NE	Tectonic history	
1.8	Pleistocene			Authemayou et al., 2006	
	Pliocene	Bakhtyari		→ Initiation of the MRF	
5.3	Miocene	Agha Jari	Equivalents	Main folding of the ZSFB Homke et al., 2004	
11.2				Gachsaran	Main folding & thrusting of the HZB Molinaro et al., 2005a
16.4					Asmari
23.8	Oligocene			→ Onset of collision Agard et al., 2005	
33.7	Eocene	Shahbazan			
		Kashkan			
		Taleh Zang			
54.8	Palaeocene	Pabdeh		Neo-Tethyan closure	
65		Amiran			
	Mesozoic	Shelf & marine Carbonates & marls	Radiolarites Bisitoun	→ Ophiolite obduction Ricou et al., 1977 NE-Arabian passive margin	
250	Palaeozoic	Epicontinental detrital deposits		→ Neo-Tethyan opening Berberian & King, 1981	
540	Precambrian	Arabian Basement			

شکل ۳. نمودار چینه شناسی منطقه مورد پژوهش (Beydoun et al., 1992; Motiei, 1993)

ساختارها

ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی گسل‌های منطقه مورد پژوهش

در این پژوهش گسل‌های هم یوغ (مزدوج) با سازو کار امتداد لغزی، گسل‌های شیب لغز و گسل‌های دارای خش لغز که نوع و سوی حرکت در آن‌ها تعیین شده به کار گرفته شده است. این داده‌ها بیشتر روی واحدهای سنگ آهک‌ها و شیل‌های رادیولاریتی کرتاسه پسین برداشت شده است. در زیر به بررسی ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی گسل‌های منطقه پرداخته شده است. در شکل ۴ سطوح گسل‌های راندگی و گسل‌های معکوس بزرگ زاویه به همراه نمودار گل سرخی و استریوگرام آن‌ها دیده می‌شود که این گسل‌ها عمود بر هم شکل گرفته‌اند. در شکل ۵ شدت دگرشکلی در لایه‌های شیلی-رادیولاریتی نشان داده شده است. بر روی فرادیواره گسل راندگی، شیل‌ها به وسیله گسل‌های دوپلکس کوچکتر بریده و به سوی بالا جا به جا شده‌اند.

بر روی گروه فارس سازند بختیاری به صورت ناهمساز جای می‌گیرند. در بخش کمربند خرد شده، واحدهای سنگی بخش پهنه زاگرس چین خورده به واحدهای جدا از هم تقسیم می‌شود. (۱) رادیولاریت‌های کرمانشاه، (۲) سنگ آهک‌های بیستون، (۳) توده‌های نفوذی آتشفشانی و توف‌ها می‌باشد. قدیمی‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته در این پهنه واحدهای سنگی تریاس است که در زیر پهنه رادیولاریتی کرمانشاه از رادیولاریت‌های قرمز تا سبز رنگ قرار دارند. در زیر پهنه بیستون کهن‌ترین نهشته‌ها از سنگ آهک، رادیولاریت‌های سبتر لایه، رادیولاریت‌های دارای چین‌بندی نامنظم همراه مارن و سنگ آهک‌ها و خرده‌های سیلیسی تریاس تشکیل شده‌اند. در پهنه سندانج-سیرجان از نظر زمین ساختی بیشتر از ساختمان‌های دوپلکس مرکب بزرگ مقیاس و سیستم‌های ایمبریکیت کوچک و بزرگ زاویه با شیب به سمت شمال خاوری تشکیل شده است.



شکل ۴. سطوح گسل‌های راندگی و معکوس بزرگ زاویه عمود بر هم به همراه نمودار گل سرخی و استریوگرام آن (دید به سمت جنوب)



شکل ۵. شدت دگرشکلی در لایه‌های شیلی-رادیولاریتی به همراه نمودار گل سرخی و استریوگرام آن (دید به سمت جنوب باختر)

در شکل ۶ صفحه یک گسل معکوس خالص در گسل نشان داده شده است. آهک‌های بیستون با خط خش‌های موازی با امتداد صفحه

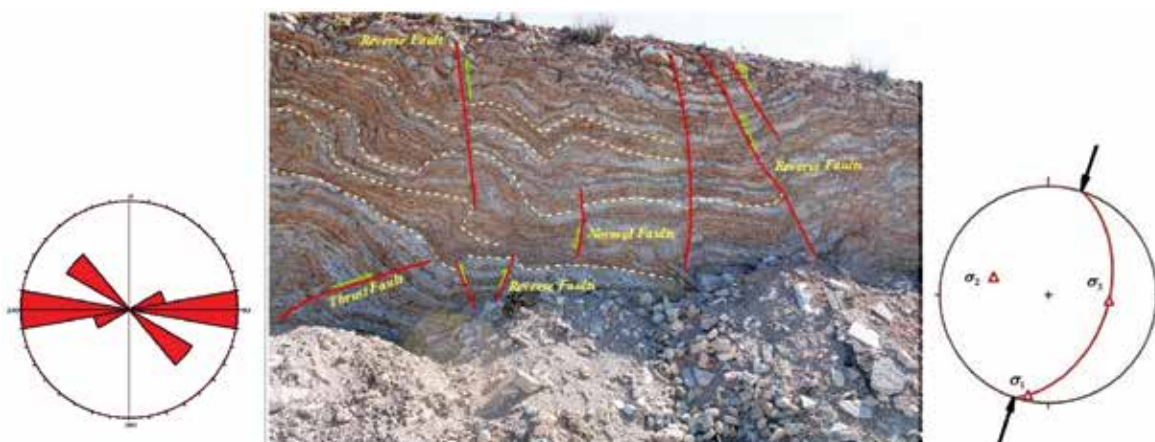


شکل ۶. صفحه گسل معکوس خالص در آهک‌های بیستون با خط خش‌های موازی با امتداد صفحه گسل به همراه نمودار گل سرخی و استریوگرام آن (دید به سمت شمال)

در این پهنه برشی الگوی‌های فراوانی از گسل‌های راندگی، چین‌های پیچیده، چین‌های جعبه‌ای، جناغی، خوابیده، تغییر الگوی یک چین به چین دیگر، در پهنه گسل‌های راندگی، پس راندگی و نرمال مورد بررسی قرار گرفته است (شکل‌های ۸، ۹، ۱۰ و ۱۱). بخشی از پهنه مورد پژوهش منطبق بر مرز بین زاگرس مرتفع و سنندج-سیرجان بود. یک سری ساختار دریک پهنه گسلیده، برشی و به شدت به هم ریخته وجود دارد که رخساره سنگ‌های این پهنه شیل و سنگ آهک و نیز رادیولاریت به شدت بریده شده است. بنابراین به دلیل جای گرفتن آن‌ها در پهنه برخورد تمامی چین‌ها ساخت اولیه خود را از دست داده‌اند.

ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی چین‌های منطقه مورد پژوهش

در برخی ایستگاه‌های شکل ی-شکل‌گیری کنونی زاگرس در پایان میوسن-پلیوسن مورد پژوهش پهنه‌هایی دیده می‌شود که الگوی چین‌های پر دامنه و باز در یک ردیف رسوبی شامل سنگ آهک‌های متوسط لایه و شیل‌های سرخ رنگ در آن شکل گرفته‌اند. این ردیف رسوبی به وسیله گسل‌های معکوس بزرگ زاویه بریده و جابه‌جا شده است. در این پهنه به روشنی افزایش شدت دگرشکلی (چین خوردگی) به سوی جنوب شرق (سمت چپ) به چشم می‌خورد (شکل ۷).



شکل ۷. الگوی چین‌های پر دامنه و باز در یک ردیف رسوبی (سنگ آهک و شیل‌های سرخ) به همراه نمودار گل سرخی و استریوگرام آن (دید به سمت جنوب باحتر)

تعیین موقعیت تنش دیرین بر پایه مطالعه ناپیوستگی‌ها و چین خوردگی‌های ...



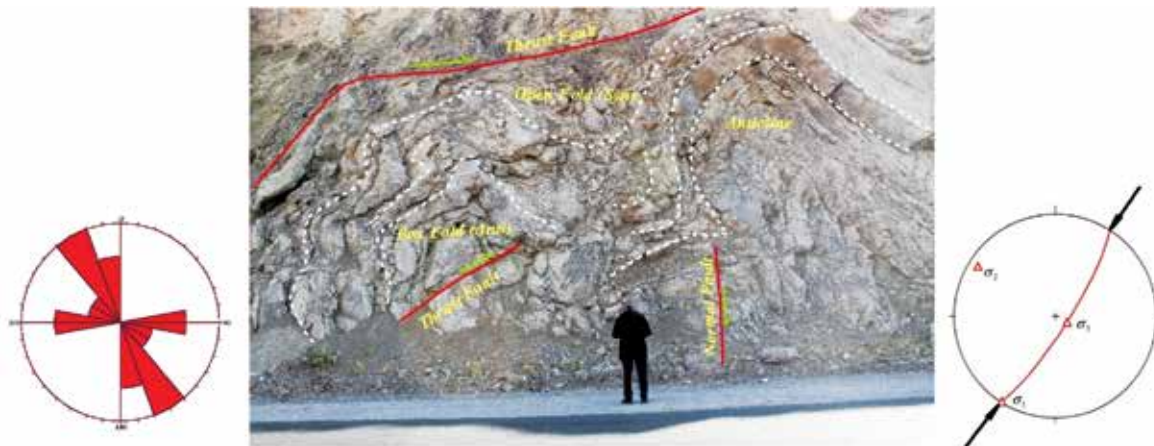
شکل ۸. شدت چین خوردگی در سنگ آهک‌های رادیولاریتی و به هم ریختگی الگودراثر تداوم کوتاه شدگی (دید به سمت شمال باختر)



شکل ۹. الگوهای پیچیده از چین خوردگی در سنگ آهک‌های رادیولاریتی شامل یک تاقدیس به نسبت متقارن، یک ناودیس خوابیده در یال خاوری تاقدیس و یک ناودیس خوابیده بر روی ناودیس اول به همراه نمودار گل سرخی و استریوگرام آن (دید به سمت شمال)



شکل ۱۰. الگوی یک چین جناغی خوابیده که هر دو یال آن به وسیله گسل نرمال (در یال بالایی) و گسل معکوس (در یال پایینی) بریده شده است (دید به سمت جنوب باختر)



شکل ۱۱. شکل‌گیری چین‌های بسیار فشرده و کنارهم در داخل سنگ آهک‌های ستر لایه کرتاسه پسین (دید به سمت جنوب)

دهنده دو رویداد جداگانه باشند باید از هم متمایز ساخت. با تعیین کردن نسبت تنش اطلاعاتی در مورد نوع میدان تنش مشخص می‌گردد، به طوری که در حالت کششی (σ_1 عمودی) شرایط از کشش شعاعی ($0 < R < 0.25$)، کشش محض ($0.25 < R < 0.75$) تا تراکشی ($0.75 < R < 1$) متغیر می‌باشد (Matenco & Schmid^۵, 1999). در میدان تنش راستالغز که σ_2 عمودی است نسبت تنش از شرایط راستالغز محض ($0.25 < R < 0.75$)، تراکشی ($0.75 < R < 1$) تا ترافشارش ($0 < R < 0.25$) تغییر می‌کند. در حالت σ_3 عمودی نسبت تنش از ترافشارش ($0 < R < 0.25$)، فشارش محض ($0.25 < R < 0.75$) تا فشارش شعاعی ($0.75 < R < 1$) متغیر می‌باشد (Matenco & Schmid, 1999). بنابراین در چنین رژیم تنش می‌توان ترکیبی از گسل‌ها نظیر امتداد لغز، رانندگی و مورب لغز داشته باشیم. نتایج وارون‌سازی داده‌ها، زمانی مورد پذیرش است که ۸۰ درصد انحراف زاویه‌ای بین S و τ کمتر از ۲۰ درجه باشد. داده‌های ایده‌آل شامل گسل‌هایی هستند که دارای شیب به دو سو بوده و امتداد متفاوت داشته باشند (مثل گسل‌های هم‌یوغ و مزدوج). در جدول‌های (۱)، (۲)، (۳) و (۴) با استفاده از این روش وارون‌سازی با کمک نرم‌افزار Tectonics FP^۶ و Dips^۷ در همه ایستگاه‌های مورد بررسی برای گسل‌ها و چین خوردگی‌ها، بصورت جداگانه، مقادیر تنش و (R) به دست آمده است.^۱

برآورد جهت تنش دیرین بر پایه ویژگی‌های کینماتیکی گسل‌ها و چین‌ها روش تعیین تنش دیرین با استفاده از روش وارون‌سازی (Multiple Inverse Method)

روش وارون‌سازی چند مرتبه‌ای روشی برای تفکیک مراحل تنش است. در این روش مقادیر مطلق تنش‌های اصلی به دست نمی‌آید بلکه وضعیت تنش (R) یا همان اختلاف مقادیر تنش اصلی، بیانگر وضعیت تنش سه بعدی در یک نقطه از جسم است. در این روش فرض می‌شود که خط خش (S) در جهت تنش برشی حداکثر (تنش مماسی که از تصویر تنش اعمالی روی سطح گسل به دست می‌آید) روی هریک از سطوح گسلی که از قبل موجود بوده‌اند، رخ می‌دهد. نتیجه وارون‌سازی، تنسور تنش تفریقی با بهترین سازگاری نسبت به مجموعه گسل‌هایی است که اندازه‌گیری شده‌اند و این کار با به حداقل رساندن انحراف زاویه‌ای بین بردار لغزش پیش‌بینی شده (τ) و بردار مشاهده شده (S) عملی می‌شود (Carey^۱, 1979; Angelier^۲, 1984; Mercier^۳ et al., 1991). در این روش همچنین فرض می‌شود که جایجایی بلوک‌های گسلی نسبت به هم مستقل بوده و حاصل این تحلیل جهت محورهای تنش اساسی تنسور تفریقی و همچنین پارامتر شکل تنش (R) است. پارامتر شکل تنش طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_2 - \sigma_3)$$

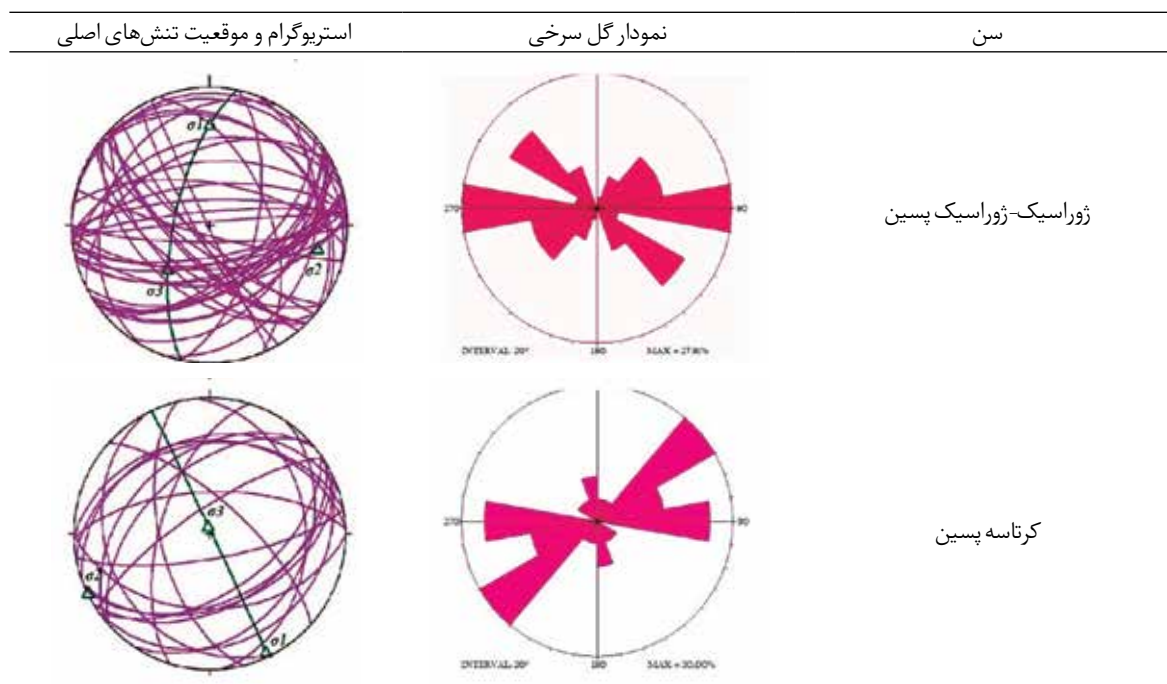
در رابطه بالا σ_1 ، σ_2 و σ_3 به ترتیب محورهای تنش حداکثر، متوسط و حداقل است. در یک مجموعه صفحات گسلی اندازه‌گیری شده داده‌ها را که ممکن است نشان

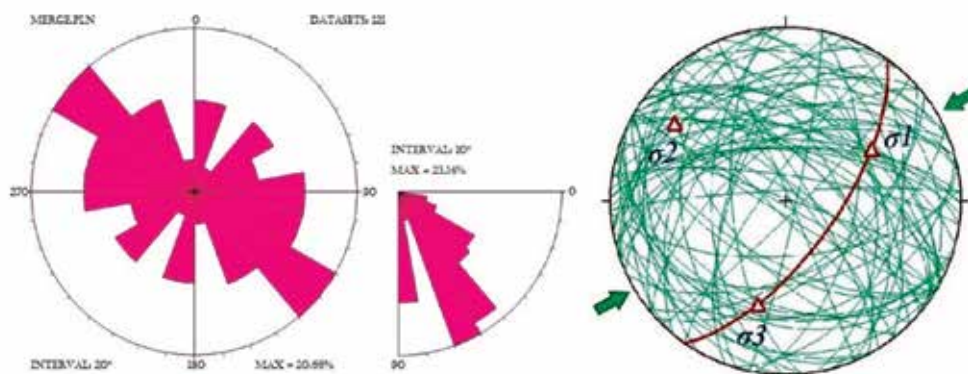
1. Carey
2. Angelier
3. Mercier
4. Matenco
5. Schmid
6. Tectonics FP
7. Dips

جدول ۱. تحلیل داده‌های لغزش گسل و جهت یابی تنش در میدان تنش در منطقه مورد مطالعه

ایستگاه	موقعیت جغرافیایی	سنگ‌شناسی	سن	R	σ_1		σ_2		σ_3	
					Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge
۲	$N=3417'598''$ $E = 47^{\circ}24'59.7''$	چرت، رادیولاریت و سنگ آهک	ژوراسیک پسین	۱	۰۱۵	۲۰	۲۸۶	۰۰	۱۹۴	۶۹
۳	$N = 34^{\circ}17'58.6''$ $E=4724'593''$	رادیولاریت، سنگ آهک	ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین	۱	۱۳۰	۱۴	۰۴۰	۰۲	۳۰۸	۷۸
۴	$N=3418'523''$ $E=4725'065''$	شیل و سنگ آهک رادیولاریتی	ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین	۱	۰۹۰	۱۷	۰۰۰	۰۱	۲۶۸	۷۳
۵	$N=3418'114''$ $E=4725'189''$	شیل و سنگ آهک رادیولاریتی	ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین	۱	۳۱۰	۰۴	۲۲۰	۰۱	۱۳۸	۸۶
۱۰	$N=3417527''$ $E=4722'192''$	گل سنگ، سنگ آهک و لایه‌های رادیولاریتی	ژوراسیک پسین- ماسترتیشین	۱	۲۱۵	۴۲	۰۴۰	۴۷	۳۰۷	۰۴
۱۸	$N=34161'08''$ $E=47^{\circ}03'0.5''$	سنگ آهک‌های توده‌ای و نازک لایه	کرتاسه پسین	۰/۹۱	۰۰۸	۴۰	۲۷۶	۰۰	۱۸۳	۴۹
۱۹	$N = 34^{\circ}16'10''$ $E = 48^{\circ}03'02''$	سنگ آهک‌های توده‌ای و نازک لایه	کرتاسه پسین	۰/۴۲	۰۰۸	۱۴	۱۱۰	۱۰	۲۰۵	۷۵
۲۰	$N=3416'198''$ $E=47^{\circ}03'6.4''$	سنگ آهک و شیل‌های رادیولاریتی	ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین	۰/۸۵	۱۲۶	۷۶	۰۹۷	۰۱	۰۱۰	۱۱
۲۴	$N=3423'164''$ $E=47^{\circ}09'13.1''$	سنگ آهک و شیل‌های رادیولاریتی	ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین	۰/۶۷	۰۸۸	۲۹	۱۷۳	۰	۲۳۹	۷۰

جدول ۲. موقعیت تنش‌های اصلی و نمودار گل سرخی گسل‌های برداشت شده در دو زمان ژوراسیک و کرتاسه پسین



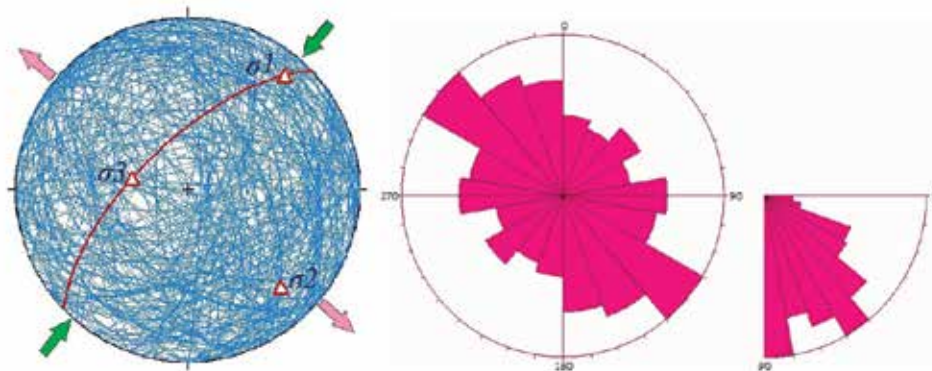
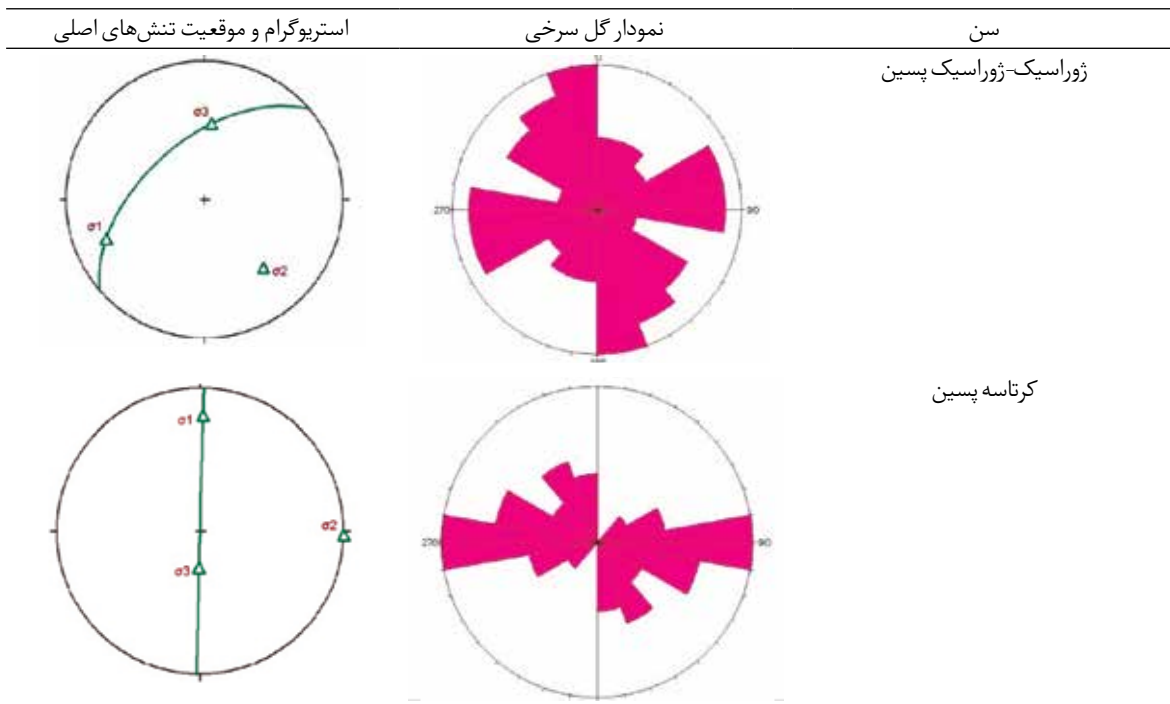


شکل ۱۲. استریوگرام و نمودار گل سرخی گسل‌های منطقه و جهت‌گیری بیشینه تنش اصلی

جدول ۳. تحلیل چین خوردگی‌ها و جهت‌یابی تنش در میدان تنش در منطقه مورد مطالعه

ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	سنگ‌شناسی	سن	تعداد	σ_1		σ_2		σ_3		R
						Trend	Plung	Trend	Plung	Trend	Plung	
۱	$N=3418'11.5''$	$E=4724'53.4''$	سنگ آهک رادیولاریتی	ژوراسیک پسین	۴	۰۲۱	۱۶	۱۶۳	۰۶	۳۰۰	۷۰	۰/۶
۲	$N=3417'59.8''$	$E=4724'59.7''$	چرت، رادیولاریت و سنگ آهک	ژوراسیک پسین	۲۶	۰۴۹	۲۱	۱۶۲	۴۹	۳۰۰	۸۲	۰/۳۱
۳	$N=3417'58.6''$	$E=4724'59.3''$	رادیولاریت، سنگ آهک		۲۵	۲۵۸	۲۴	۱۳۶	۵۰	۰۰۳	۳۰	۰/۸۳
۶	$N=3416'10.2''$	$E=4724'27.2''$	چرت، رادیولاریت و سنگ آهک	ژوراسیک پسین	۶	۲۸۳	۱۶	۱۹۰	۰۸	۰۷۴	۷۲	۰/۹۴
۷	$N=3416'07.4''$	$N=4724'23.0''$	چرت، رادیولاریت و سنگ آهک	ژوراسیک پسین	۶۰	۰۷۵	۲۱	۳۴۴	۰۶	۲۴۰	۸۶	۰/۳۳
۱۲	$N=3421'44.5''$	$E=4706'28.5''$	سنگ آهک و شیل‌های رادیولاریتی	ژوراسیک پسین- کواترنری	۵۳	۲۳۹	۱۵	۱۴۰	۰۵	۲۶۱	۷۰	۰/۴۴
۱۳	$N=3411'15.3''$	$E=4727'21.7''$	چرت، رادیولاریت و سنگ آهک	کرتاسه پسین	۱۴	۲۳۹	۱۱	۱۰۸	۴۹	۰۴۰	۶۶	۰/۲۶
۱۴	$N=3408'12.7''$	$E=4728'56.9''$	گل سنگ، سنگ آهک و لایه‌های رادیولاریتی	ژوراسیک پسین- ماستریشین	۱۵	۰۳۶	۲۶	۱۵۸	۴۴	۱۴۴	۷۰	۰/۶
۱۶	$N=3409'42.3''$	$E=4728'27.7''$	گل سنگ، سنگ آهک و لایه‌های رادیولاریتی	ژوراسیک پسین- ماستریشین	۴	۱۸۰	۱۶	۰۷۳	۳۵	۲۹۲	۵۷	۰/۵۵
۱۷	$N=3428'67''$	$E=4740'28''$	سنگ آهک و شیل‌های رادیولاریتی	کرتاسه پسین	۹۲	۰۸۸	۱۶	۰۳۲	۲۶	۳۴۲	۴۹	۰/۱۴
۱۸	$N=3416'10.8''$	$E=4703'0.5''$	سنگ آهک‌های توده‌ای و نازک لایه	کرتاسه پسین	۲	۱۷۵	۴۰	۲۷۲	۰۸	۰۱۱	۴۹	۰/۴۹
۱۹	$N=3416'10''$	$E=48'03'02''$	سنگ آهک‌های توده‌ای و نازک لایه	کرتاسه پسین	۴	۱۷۱	۰۶	۰۴۹	۲۱	۰۳۰	۸۲	۰/۵
۲۰	$N=3416'19.8''$	$E=4703'6.4''$	سنگ آهک و شیل‌های رادیولاریتی	کرتاسه پسین	۱۴	۱۷۰	۴۰	۰۷۶	۰۶	۳۴۰	۵۳	۰/۴۱
۲۱	$N=3416'34.5''$	$E=4703'18.4''$	سنگ آهک‌های توده‌ای و نازک لایه	کرتاسه پسین	۸	۰۳۰	۱۱	۰۷۰	۱۱	۲۲۰	۷۸	۰/۹
۲۲	$N=3416'6.9''$	$E=4704'09''$	سنگ آهک‌های توده‌ای و نازک لایه	کرتاسه پسین	۱۱	۰۳۸	۰۶	۳۰۵	۳۵	۱۳۳	۵۳	۰/۴۹

جدول ۴. موقعیت تنش‌های اصلی و نمودار گل سرخی چین‌های برداشت شده در دو زمان ژوراسیک و کرتاسه پسین



شکل ۱۳. استریوگرام و رزدياگرام چین‌های منطقه و جهت‌گیری بیشینه تنش اصلی

نتیجه‌گیری

لغزش گسلی و با کمک روش وارون‌سازی دو وجهی وضعیت تنش‌های اصلی σ_1 ، σ_2 و σ_3 به ترتیب عبارتند از: $43/059$ ، $24/304$ و $38/194$ و مقادیر تنش‌های اصلی به دست آمده با استفاده از چین خوردگی‌ها به ترتیب عبارتند از: $32/029$ ، $12/127$ و $56/234$. برپایه بررسی‌های انجام شده در منطقه مورد پژوهش و اندازه‌گیری‌های انجام شده بر روی سنگ‌های به سن کرتاسه و پس از آن تاکنون (نواب پور و همکاران، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸) جهت تنش اصلی حداکثر، بدون تغییر نه چندان زیادی، روبه شمال خاوری بوده است. برآورد جهت تنش هم در چین‌ها و هم در گسل‌ها یکسان بوده است. در

در این پژوهش، تنش دیرین در منطقه کرمانشاه مورد تحلیل و بررسی قرار گرفته است. گسل‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر دارای روند NW-SE با سازو کار معکوس (فشارش) هستند. با کمک گسل‌ها و سطح محوری چین‌ها وضعیت تنش‌های اصلی در ۲۴ ایستگاه با هم مقایسه شده است. در شکل (۱۲) استریوگرام و رزدياگرام گسل‌های منطقه و جهت‌گیری بیشینه تنش اصلی در شکل (۱۳) استریوگرام و نمودار گل سرخی چین‌های منطقه و جهت‌گیری بیشینه تنش اصلی نشان داده شده است. بر اساس مطالعه داده‌های

- نظری، ح.، شهیدی، ع.، ۱۳۹۰، زمین ساخت البرز: پژوهش‌شکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۹۷.

- نواب پور، پ.، حیدرزاده، ق.، مافی، آ.، شیخ الاسلامی، م.، حقی پور، ن.، ۱۳۸۵ پیش درآمدی بر آرایش تنش‌های دیرینه در گستره کپه داغ پس از تریاس، فصل نامه علوم زمین، ۵۹.

- Angelier, J., 1988, From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal Structural Geology*, 1/2, 37-50.

- Angelier, J., and Melcher, P. 1977. Sur un method graphique de recherche des contraintes principes egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methods des dièdres droites: *Bulletin Society Geology*, 7, 1309-1318.

- Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics* 241, 193-224.

- Matenco, L. and Schmid, S., 1999-Exhumation of the Danubian nappes system (South Carpathians) during the Early Tertiary: inference from Motiei, H., 1993-Stratigraphy of Zagros, *Geological Survey of Iran*. 536.

- Navabpour, P., Angelier, J., Barrier, E. (2008) Stress state reconstruction of oblique collision and evolution of deformation partitioning in W-Zagros (Iran-Kermanshah), *Geophysical Journal International*, 175. 2, 755-782

- Navabpour, P., Angelier, J., Barrier, E. (2007) Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province), *Tectonophysics*, 432, 1-4, 101-131.

نتیجه جهت کوتاه شدگی ثابت بوده است بنابراین گسل‌های منتسب به کوتاه شدگی همگی یک جهت تنش را نشان می‌دهند. ساختارهای شکل گرفته در منطقه مورد پژوهش در دو محیط رئولوژیکی متفاوت تشکیل شده‌اند. منطقه بیستون چون در پیشانی راندگی است بنابراین چین‌های شکل گرفته در آن دارای یال‌های با شیب متفاوت هستند. به عبارتی یکی از یال‌های این چین‌ها دارای شیب بسیار زیاد و یال دیگر آن دارای شیب به نسبت افقی است. از سوی دیگر چین‌های شکل گرفته در نهشته‌های شیلی به دلیل شکل پذیری بالا و همچنین استمرار فشارش ثابت و پیوسته، در هسته چین‌ها الگوی تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها نسبت به چین اصلی تغییر کرده و الگوی جناغی و بسته پیدا کرده‌اند.*

منابع

- الیاسی، م.، ۱۳۸۰-ارزیابی تنسورهای تنش دیرین و نوع دگرریختی بر پایه تحلیل خش لغزهای گسلی در دامنه جنوبی البرز مرکزی، رساله دکتری، دانشکده علوم دانشگاه تربیت مدرس.

- رضابیک، س.، سعیدی، ع.، آرن، م.، سربی، ع.، ۱۳۹۶، بررسی تنش بر پایه مطالعه شکستگی‌های موجود در پهنه برخوردی زاگرس منطقه کرمانشاه، فصل نامه علوم زمین، ۱۱۱، ۲۸۱-۲۸۸.

- سعادت، م.، سعیدی، ع.، ۱۳۸۷، تحلیل تنش دیرینه در خاور و جنوب خاورری تهران (سرخه حصار-خجیر)، فصل‌نامه علوم زمین، ۶۷.

- شهیدی، ع. و نظری، ح.، ۱۳۷۶-گزارش پشت نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- کریمی باوند پور، ع.، ۱۳۷۸-نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمانشاه، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- موسوی، س.م.، علوی، س.ا. و خطیب، م.م.، ۱۳۸۹، تفکیک فازهای تنش دیرین به روش برگشتی از صفحه‌های گسلی در منطقه جنوب بیرجند، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال چهارم، شماره سیزدهم، صفحات ۲۷-۳۸.

* جدول مربوط به اطلاعات این مقاله را می‌توان از پژوهشگرهای مقاله در صورت نیاز دریافت نمود.

متاپلیت‌های گرمی‌چای، شمال غرب ایران: شیمی سنگ کل، زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی

امیر محامد^۱، محسن مؤید^{۲*} و منیر مجرد^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۰۱

چکیده

به منظور بررسی زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی متاپلیت‌های گرمی‌چای واقع در شمال شهرستان میانه (شمال غرب ایران) شیمی سنگ کل این مجموعه مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی‌های پتروفابریک حاکی از شکل‌گیری هم‌زمان با تکتونیک پورفیروبولاست‌های کردیریت (دگرگونی ناحیه‌ای) در این سنگ‌ها است. همچنین ساختارهای برشی 'C' ویژگی بارز بافتی می‌باشد. دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای (RMP_1 و RMP_2)، یک فاز دگرگونی مجاورتی (CM) و دو فاز دگرشکلی (D_1 و D_2) شناسایی شده‌اند. ژئوشیمی عناصر اصلی حاکی از سنگ مادر شیلی و گری‌وکی برای متاپلیت‌ها است. بر اساس عناصر اصلی، واسطه و کمیاب (K_2O ، TiO_2 ، Zr ، Ni و Ti) سنگ آذرین مولد این رسوبات دارای سرشت آندزیتی و داسیتی/اریوداسیتی بوده است. درجه دگرسانی شیمیایی (CIA و CIW) سنگ آذرین اولیه متوسط بوده است. همچنین برمبنای اکسید عناصر اصلی محیط تکتونیک تشکیل رسوب، حاشیه فعال قاره‌ای شناسایی شده است. متاپلیت‌های گرمی‌چای در مقایسه با PAAS و UCC غنی از La ، Cs و Ce و تهی از Sr ، Nb و Ta می‌باشند. نمونه‌های معرف در نمودارهای سازگاری در داخل مثلث‌های پاراژنتیک قرار می‌گیرند که حاکی از تعادلی بودن آنها است. بر اساس مقاطع ترکیبی استاندارد برای متاپلیت‌ها بازه دمایی و فشاری تشکیل درجه بالاترین پاراژنز به ترتیب ۵۳۵ تا ۶۳۵ درجه سانتی‌گراد و یک تا سه کیلو بار بوده است.

واژه‌های کلیدی: پتروفابریک، زادگاه رسوبی، ژئوشیمی، گرمی‌چای، متاپلیت.

مقدمه

درک جامع متاپلیت‌ها نیازمند بررسی کامل سنگ از منظر پتروگرافی، پتروفابریک، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، سنگ منشاء، هوازگی و همچنین متغیرهای ترمودینامیکی نظیر دما و فشار می‌باشد (Bucher and Frey, 1994; Spear, 1995). زادگاه رسوبی و فرآیندهای هوازگی نقش بسیار مهمی در محصول نهایی که متاپلیت امروز است. یکی

پوسته قاره‌ای در طول تکامل خود متحمل فرآیندهای متعددی شده که منجر به شکل‌گیری سرزمین‌های دگرگونی می‌شوند (Condie, 1997; Hawkesworth et al., 2019). متاپلیت‌ها جزء فراوان‌ترین و مهم‌ترین سنگ‌های سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای هستند (Bucher and Frey, 1994).

* نویسنده مرتبط: moayyed@tabrizu.ac.ir

روش مطالعه

برای بررسی‌های پتروگرافی و پتروفابریک تعداد ۴۵ مقطع نازک از سنگ‌های شیستی منطقه تهیه شدند. از این بین ۱۴ نمونه معرف برای بررسی‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. شیمی سنگ کل عناصر اصلی و جزئی سنگ‌های شیستی به ترتیب با روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه MSALABS در کانادا انجام شد. به منظور انحلال برای عناصر مختلف از روش‌های متفاوت استفاده شده است: در روش اول از مخلوطی از اسیدهای هیدروکلریک و نیتریک (روش هضم) بعنوان عامل اکسید کننده برای انحلال بیشتر اکسیدها استفاده شده است. در روش چهار اسید، ترکیبی از اسیدهای هیدروکلریک، نیتریک، پرکلریک و هیدروفلوریک مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش فقط کانی‌هایی که در برابر انحلال بسیار مقاوم هستند حل نخواهند شد. در روش گداختگی لیتویم متابورات^۱ نمونه‌های پودر شده در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد با استفاده از لیتویم متابورات گداخته شده و سپس مذاب حاصله در یک نیتریک اسید ضعیف حل می‌شود. این روش قادر به تعیین حدود سیزده اکسید اصلی می‌باشد. در روش چهارم گداختگی سدیم پراکسید با دمای کمتر از گداختگی لیتویم متابورات استفاده می‌شود. چهار روش مختلف در این آزمایشگاه با کد تعریف شده مورد استفاده قرار گرفته است که در جدول ۱ قابل مشاهده می‌باشند. دقت آزمایش ۰/۰۱ درصد برای عناصر اصلی است. دقت برای عناصر جزئی متغیر می‌باشد. در آخر بررسی و تحلیل داده‌ها به منظور ارزیابی زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی انجام شده است.

از رویکردهای مطالعات زادگاه رسوبی بررسی ترکیب رسوبات در چهارچوب تکتونیک صفحه‌ای می‌باشد. مطالعات زادگاه رسوبی مسیری را از سنگ امروزی تا قدیمی‌ترین منشاء رسم می‌کند. این مسیر رخدادهای متعددی را شامل می‌شود که از آن جمله: ماگماتیسم، رسوب‌گذاری در حوضه‌های رسوبی، هوازدگی، فرسایش و دگرگونی است. تمامی این رخدادهای هم یا به‌طور مجزا می‌توانند واحد سنگی نهایی را تحت تأثیر قرار دهند. سنگ‌های رسوبی تخریبی اطلاعاتی از منشاءهای اقیانوسی یا قاره‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیک بعدی، فرسایش و دگرگون شده‌اند در اختیار قرار می‌دهند (Nesbitt and Young, 1982). ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها برای بررسی زادگاه رسوبی و شرایط رسوب‌گذاری مورد استفاده قرار می‌گیرد (Nesbitt et al., 2009; Elias and Al-Jubory, 2013). در طول یک چرخه رسوبی بسیاری از عناصر جزئی (مانند REEs, Sc, Th, Hf, Co, Cr) در سیالات آبدار بشدت نامتحرک می‌باشند، بنابراین بدون کاهش قابل توجه از سنگ منشاء به رسوبات منتقل می‌شوند (Young and Nesbitt, 1998; Bierlein, 1995). در نتیجه این عناصر به دلیل تحرک به نسبت پایین خود در طول هوازدگی، انتقال، سنگ‌شدگی و دگرگونی برای مطالعات زادگاه رسوبی بسیار مناسب هستند (Girty et al., 1996; McLennan and Taylor, 1991). در مطالعه حاضر نظر بر این است که ویژگی‌های پتروگرافی و پتروفابریکی، ژئوشیمیایی، محیط تکتونیک، شیمی بلور و زادگاه رسوبی متاپلیت‌های گرمی چای مورد بررسی قرار گیرند.

جدول ۱. روش‌های مورد استفاده در آنالیز شیمی سنگ کل متاپلیت‌های منطقه گرمی چای (روش ICP-MS)

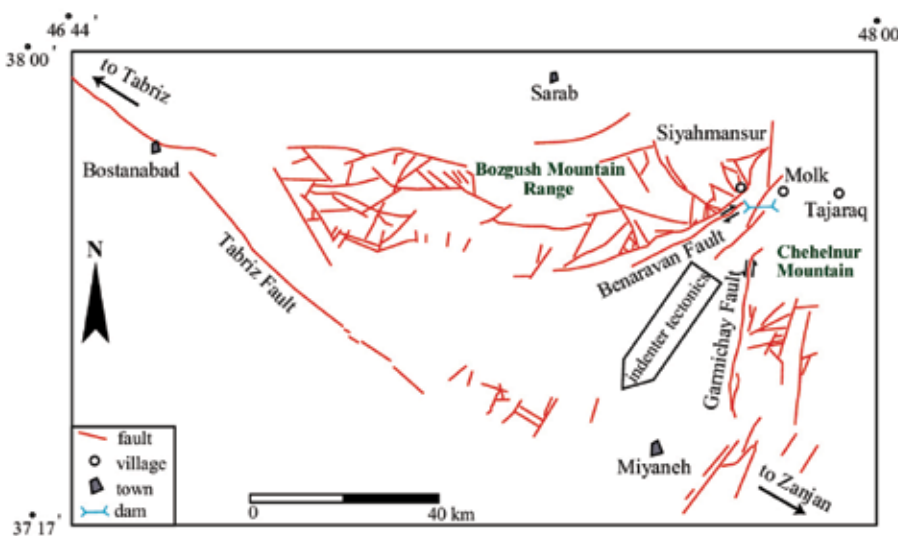
ANALYTICAL METHODS	
METHOD CODE	DESCRIPTION
IMF-5Ni	Ni, 0.2g, 4-Acid, ICP-AES/MS, Ultra Trace Level
IMF-5Co	Co, 0.2g, 4-Acid, ICP-AES/MS, Ultra Trace Level
IMF-5Sc	Sc, 0.2g, 4-Acid, ICP-AES/MS, Ultra Trace Level
WRA-330	Whole Rock, C & S, Refractories and Rare Earth Elements

1. Aqua Regia
2. Lithium Metaborate Fusion

زمین‌شناسی

محصول برخورد ایران مرکزی با توران می‌باشند (Stocklin, 1968a). حاشیه شرقی منطقه مورد مطالعه در بستر رودخانه گرمی‌چای قرار دارد. از جمله عناصر تکتونیکی مهم در منطقه آذربایجان می‌توان به گسل تبریز اشاره کرد که از زنجان به سمت شمال‌غرب گسترش پیدا کرده و شمال‌غرب آذربایجان را تحت تأثیر قرار داده است (علوی و همکاران، ۱۳۵۷). گسل راستگرد بنااروان (گسل جنوب بزقوش) عنصر تکتونیکی دیگری در منطقه مورد مطالعه می‌باشد که در حاشیه جنوبی ارتفاعات بزقوش واقع شده است. عملکرد گسل‌های بنااروان و گرمی‌چای منجر به شکل‌گیری تکتونیک فرار در منطقه مورد مطالعه شده است (شکل ۱).

منطقه مورد مطالعه در شمال شهرستان میانه (استان آذربایجان شرقی)، شمال‌غرب ایران واقع شده است. این منطقه کم و بیش در محل تلاقی زون‌های زمین-ساختاری البرز، ایران مرکزی و البرز-آذربایجان واقع می‌شود (Stocklin, 1968a؛ علوی و همکاران، ۱۳۵۷؛ Eftekharnajad, 1975). زون البرز ارتفاعات شمالی ایران را شامل می‌شود که از آذربایجان در غرب تا خراسان در شرق گسترش می‌یابد. به دلیل تشابهات سنگ-ساختاری موجود در بین واحدهای البرز و ایران مرکزی ارتفاعات البرز به عنوان چین‌های حاشیه شمالی زون ایران مرکزی در نظر گرفته شده‌اند که



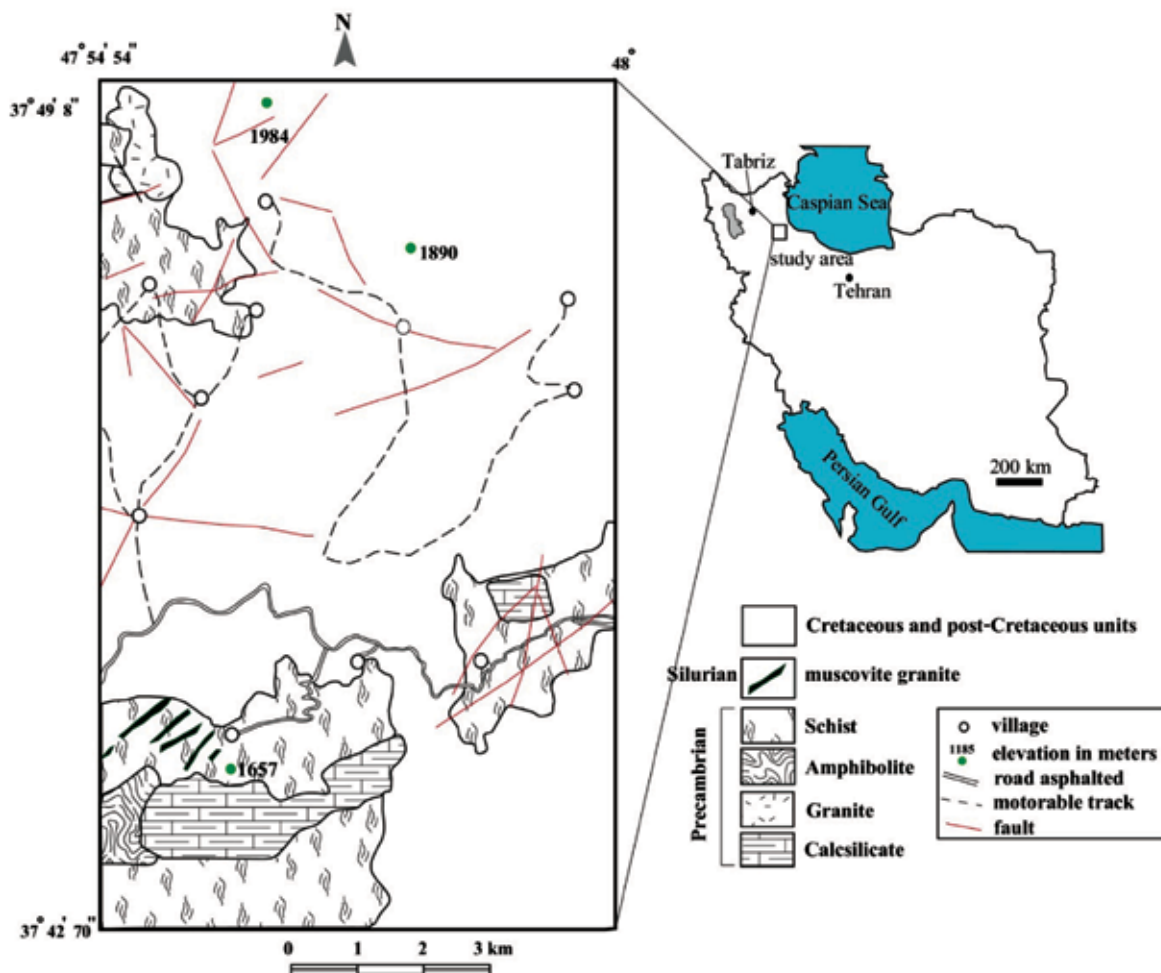
شکل ۱. تصویر موقعیت گسل‌های اصلی و فرعی منطقه گرمی‌چای، شمال میانه (با اقتباس از بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱). گسله گرمی‌چای با روند شمالی-جنوبی و بنااروان با روند شمال شرقی-جنوب غربی در منطقه مورد مطالعه واقع شده‌اند. عملکرد این دو گسل باعث ایجاد تکتونیک فرار به سمت جنوب‌غرب شده است

و جایگیری توده‌های نفوذی و گسلش قرار گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003). کمپلکس دگرگونی تکاب دارای تشابهات سنگ‌شناسی و زمین‌شناختی با ایران مرکزی می‌باشد (Saki, 2010). کمپلکس تکاب همانند ایران مرکزی با سن مشابه (Ramezani and Tucker, 2003) شاید محصول همگرایی صفحات عربی (گندوانا) و توران (اورازبا) در طول کوهزاد پان‌آفریکن می‌باشد (Nadimi, 2007). این کمپلکس نیز همانند شیست‌های منطقه گرمی‌چای دارای سنگ‌های متاپلیتی به سن پرکامبرین می‌باشند که توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در داخل آنها جایگیری کرده‌اند

واحدهای سنگی مختلفی در منطقه شناسایی شده‌اند که شیست، آمفیبولیت، کالک‌سیلیکات، مرمر و گرانیت از آن جمله‌اند (علوی و همکاران، ۱۳۵۷؛ بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱؛ محامد و همکاران، ۱۳۹۹) (شکل ۲). از نظر سنگ‌شناسی و سنی شیست‌های منطقه گرمی‌چای دارای تشابهاتی با سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی هستند. به عنوان مثال می‌توان به سنگ‌های دگرگونی آنابولاغی در جنوب میانه و سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تکاب اشاره کرد (علوی و همکاران، ۱۳۵۷؛ Saki, 2010). زون ایران مرکزی در طول کوهزاد پان‌آفریکن در پرکامبرین بالایی تحت تأثیر دگرگونی

(بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱). گروه دوم گرانیتوئیدهای تیپ A با سن نا مشخص می‌باشد که در قالب استوکی کوچک در منطقه مورد مطالعه جایگیری کرده‌اند (محامد و همکاران، ۱۳۹۹). دایک‌هایی از این گرانیت به داخل شیست‌ها نفوذ کرده‌اند. گروه سوم گرانیت تیپ S می‌باشد. این گرانیت به صورت دایک که به داخل شیست‌ها نفوذ کرده در منطقه قابل مشاهده می‌باشد و توده نفوذی بزرگی از آن شناسایی نشده است (محامد و همکاران، ۱۳۹۹). داده سنی مطلق از این گرانیت نیز در دست نیست.

(Saki, 2010). بزرگترین تیپ سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه شیست‌ها می‌باشند. این سنگ‌ها متعلق به پرکامبرین بوده (علوی و همکاران، ۱۳۵۷) و به‌طور ناهمساز توسط واحدهای کلاستیک و کربناته کرتاسه پوشیده شده‌اند. به علاوه واحدهای آتشفشانی الیگومیوسن به داخل سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه به‌طور کلی به سه گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول گرانیتوئیدهای جوان منطقه (الیگومیوسن) با آثار دگرگونی مجاورتی بر روی شیست‌ها هستند که از تیپ I و A می‌باشند



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱) و داده‌های مطالعه حاضر

پتروگرافی

تابش نور آفتاب برق می‌زنند که ناشی از انعکاس نور خورشید توسط کانی‌های مسکویت می‌باشد. پورفیوبلاستهای آندالوزیت و کاردیریت نیز به رنگ سفید در نمونه‌های دستی قابل مشاهده‌اند. شیست‌ها بیشتر از مسکویت، بیوتیت،

این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی بصورت ورقه‌ای هستند که ناشی از شیستوزیته‌ای است که به وضوح در نمونه‌های دستی قابل مشاهده می‌باشد. به علاوه در اثر

این دسته از سنگ‌ها است.

گروه دوم: این گروه دارای مقادیر بسیار پایین‌تری از میکاها است و عمدتاً از کوارتز تشکیل شده است. علت تفاوت در این دو گروه سنگی ناشی از میزان متفاوت کانی‌های رسی در سنگ مادر آنها می‌باشد. گروه دوم دارای ساخت متراکم‌تری است و شیستوزیته نمود کمتری دارد. کوارتز (۵۰-۷۰ درصد)، بیوتیت (۱۵-۴۰ درصد) و مسکویت (۱۵ درصد) کانی‌های اصلی و پلاژیوکلاز، تورمالین، زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های اپک متشکله‌های فرعی این دسته را تشکیل می‌دهند. کانی‌های کوارتز دارای خاموشی موجی و کشیده می‌باشد (شکل ۳-f، e). برخی از بیوتیت‌ها نیز کلریتی شده‌اند. بافت‌های شیستوز و لپیدوبلاستیک در این دسته نیز قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۳-f، e).

فاز دوم دگرگونی ناحیه‌ای^۲

تفاوت این فاز دگرگونی با فاز (RMP1) در پاراژنهای کانیاپی، ویژگی‌های بافتی و پتروفابریک می‌باشد. در این بخش به دو ویژگی اول و در بخش پتروفابریک به ویژگی سوم پرداخته خواهد شد. این فاز منجر به شکل‌گیری دومین گروه از پاراژنهایی شده که حاوی کانی‌های آندالوزیت و کردیریت به‌همراه بیوتیت و مسکویت می‌باشند. این پاراژن‌ها بالاترین درجه دگرگونی را مشخص کرده و به سه گروه آندالوزیت‌دار، کردیریت‌دار و آندالوزیت-کردیریت‌دار تقسیم می‌شوند. کانی‌های اصلی شامل بیوتیت و مسکویت (۳۰-۶۵ درصد)، کوارتز (۳۰-۶۵ درصد)، کردیریت (حدود ۱۰-۲۰ درصد) و آندالوزیت (کمتر از ۱۵ درصد) می‌باشد. کانی‌های فرعی نیز شامل استارولیت، پلاژیوکلاز، زیرکن، اسفن، آپاتیت، تورمالین و اپک می‌باشد. کلریت، پینیت و سربیسیت بعنوان محصولات دگرسانی مشاهده می‌شوند. کانی استارولیت در برخی از نمونه‌ها و البته به مقدار خیلی کم (کمتر از دو درصد) مشاهده شده است. بسیاری از کانی‌های کردیریت پینتی شده‌اند که البته نمونه‌های سالم و غیر دگرسان نیز وجود دارند (شکل ۳-h، g). کانی‌های میکایی شیستوزیته بارزی نشان می‌دهند. در نمونه‌های حاوی پورفیروبلاست،

آندالوزیت و کردیریت تشکیل شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل تورمالین، زیرکن، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، آپاتیت، استارولیت و کانی‌های اپک می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها شیستوزیته غالب سنگ دچار چین خوردگی شده و منجر به شکل‌گیری کلیواژ کرینولیشن شده است. برخی از کانی‌های کردیریت تحت تأثیر فرآیندهای آلتراسیون، پینیتی شده‌اند. تعداد چهار پاراژن غالب در شیست‌ها قابل شناسایی‌اند: ۱- Qtz+Bt+Ms±Tur، ۲- Qtz+Bt+Ms+And+Crd، ۳- Qtz+Bt+Ms+And±St و ۴- Qtz+Bt+Ms+Crd±St (حروف اختصاری کانی‌ها از Whitney and Ivans, 2010).

کانی استارولیت در این سنگ‌ها یا غائب است و یا به عنوان کانی فرعی در اندازه‌های کمتر از پنج درصد مودال مشاهده می‌شود. به علاوه، کلریت، سربیسیت و پینیت به عنوان محصول آلتراسیون کانی‌های بیوتیت و کردیریت تشکیل شده‌اند.

پلی‌متامورفیزم در شیست‌ها

شیست‌های منطقه گرمی‌چای حداقل دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای و یک فاز دگرگونی مجاورتی متحمل شده‌اند. همچنین دو فاز دگرشکلی در این سنگ‌ها ثبت شده است.

فاز اول دگرگونی ناحیه‌ای^۱

فاز اول دگرگونی ناحیه‌ای که اولین فاز قابل تشخیص در شیست‌ها می‌باشد منجر به شکل‌گیری کانی‌های بیوتیت، مسکویت و آندالوزیت شده است. پاراژن‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها پاراژن شماره ۱ می‌باشد. بر اساس فراوانی میکا و کوارتز دو گروه قابل تشخیص هستند:

گروه اول: این گروه غنی از میکا است و بیشتر از کانی‌های مسکویت (۶۰-۷۰ درصد)، بیوتیت (۲۰-۳۰ درصد) و کوارتز (۱۰-۲۰ درصد) تشکیل شده است. جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های میکایی در قالب شیستوزیته به وضوح مشاهده می‌شود (شکل ۳-a). به علاوه کانی‌های کوارتز با خاموشی موجی شواهدی از رخداد تنش‌های جهت‌دار در قالب بلورهای کشیده و صفحه‌ای نشان می‌دهند. شیستوزیته سنگ در برخی از نمونه‌ها دچار چین خوردگی شده است (شکل ۳-b، c، d). بافت لپیدوبلاستی و شیستوز، ویژگی

1. RMP1: regional metamorphic phase 1

2. RMP2: regional metamorphic phase 2

دارای اهمیت ویژه‌ای هستند چرا که همواره به کوچکترین تغییرات در متغیرهای ترمودینامیکی واکنش نشان می‌دهند (Spear, 1995; Bucher and Frey, 1995). ریزساختارها همواره توسط جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌ها در قالب فولیاسیون‌ها، لینه‌آسیون‌ها و جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه تعریف می‌شوند (Piazolo, S., 2002; Passchier and Trouw, 2005).

حرکات برشی و توسعه بافتی شیست‌ها

مکانیزم‌های متعددی در شکل‌گیری ریزساختارهای زون‌های برشی دخیل می‌باشند. از آنجایی که دگرشکلی زون‌های برشی دارای ماهیت شکل‌پذیر می‌باشد (Passchier and Trouw, 2005) تبلور دوباره رشد بلورها را کنترل می‌کند. با اینحال پورفیروکلاست‌ها که در برابر دگرشکلی مقاومت نشان می‌دهند نقش مهمی در تقسیم‌بندی میلیونیت‌ها ایفاء می‌کنند (Passchier and Trouw, 2005). برخی از شیست‌های منطقه گرمی چای میلیونیتی شده‌اند و دارای ۸۰ تا ۹۰ درصد زمینه می‌باشند. بنابراین از نوع مزومیلونیت تا الترامیلونیت می‌باشند (شکل ۵). برخی از پورفیروکلاست‌ها دارای یک کریستال مرکزی منفرد با یک پوشش دانه ریز از همان جنس می‌باشند که پورفیروکلاست پوششی^۲ نامیده می‌شوند. پوشش دانه ریز می‌تواند متحمل کشیدگی شده و بال‌هایی را به موازات جهت‌یافتگی ترجیحی شکل دانه تشکیل دهند. از روی شکل این بال‌ها می‌توان جهت برش را مورد بررسی قرار داد (Passchier and Trouw, 2005). بر اساس شکل بال چهار نوع پورفیروکلاست پوششی در منابع شناسایی شده‌اند: نوع f، نوع s، نوع d و نوع پیچیده (شکل ۶-a). پورفیروکلاست‌های پوششی از نوع Q فاقد بال بوده و دارای یک پوشش با تقارن ارتورمبیک می‌باشند (Passchier, 1994) (شکل ۶-a). برخی از میلیونیت‌های منطقه گرمی چای دارای پورفیروکلاست‌های پوششی از نوع f و d می‌باشند (شکل ۶-b). از دیگر ویژگی‌های شیست‌های منطقه گرمی چای که متحمل دگرشکلی در زون‌های برشی شده‌اند،

میکاه‌ها در اطراف آنها دچار انحراف شده‌اند. همچنین سایه‌های فشاری کوارتز به صورت نامتقارن در طرفین بلورهای کردیریت مشاهده می‌شود (شکل ۴-a). بررسی برخی از بلورهای کردیریت حاکی از روند S شکل اینکلوزن‌ها در داخل آنهاست (شکل ۴-a). مجموعه این شواهد حاکی از تشکیل هم‌زمان با تکتونیک پورفیروکلاست‌هاست. روابط بافتی روشنی بین کانی‌های کردیریت و آندالوزیت در نمونه‌های حاوی این دو کانی مشاهده می‌شود (شکل ۴-b).

فاز تأخیری دگرگونی مجاورتی^۱

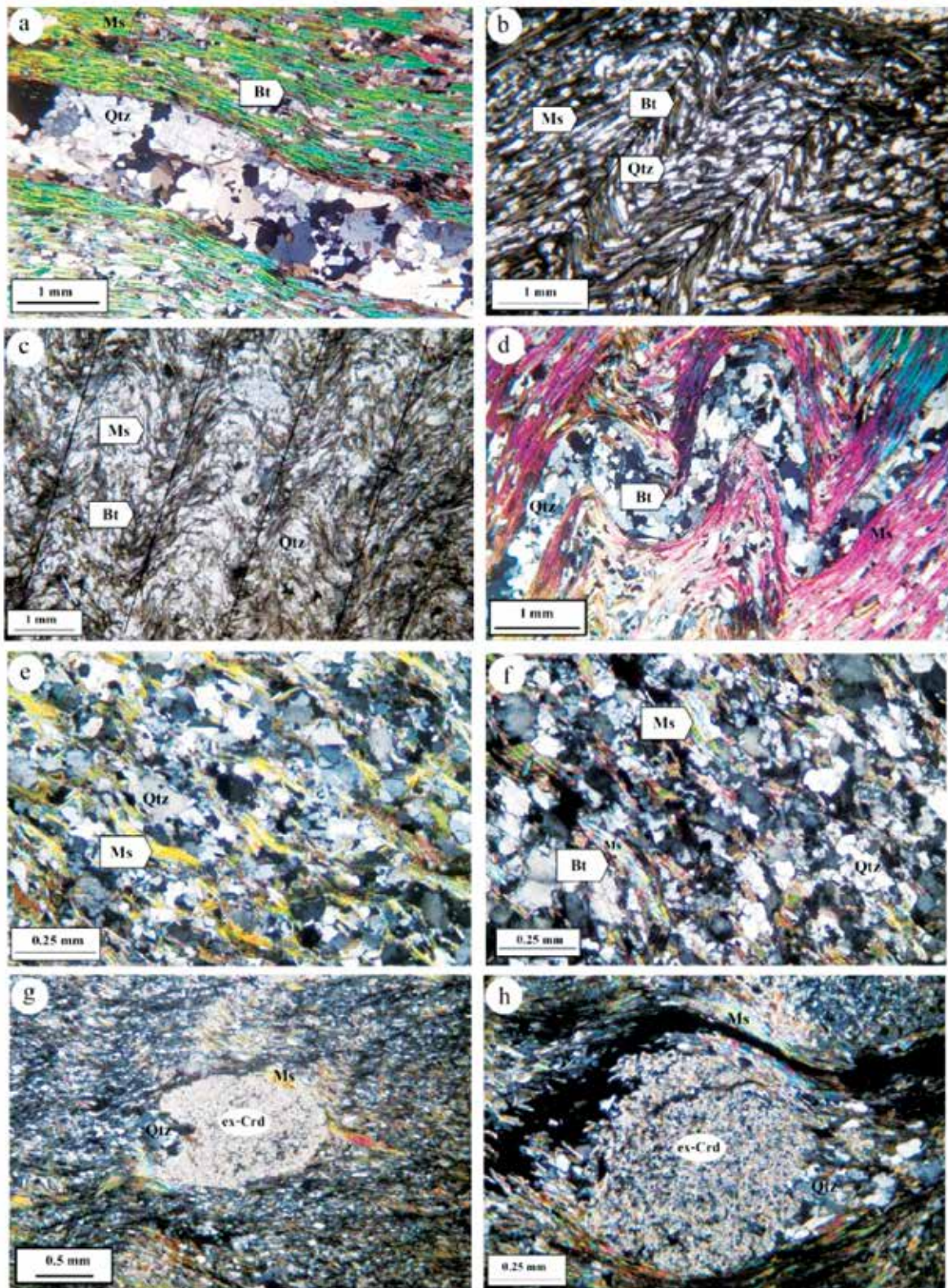
شواهد پتروگرافی و صحرایی حاکی از رخداد دگرگونی مجاورتی تأخیری بر روی شیست‌های منطقه می‌باشد. از جمله شواهد صحرایی می‌توان به نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی جوان به داخل شیست‌ها و همین‌طور رخداد پدیده اسکارنی شدن در منطقه اشاره کرد. برخی از کردیریت‌ها پینیتی و بیوتیت‌ها فیبرولیتی شده‌اند (شکل ۴-c). علی‌رغم اینکه حرارت آزاد شده از توده‌های نفوذی منجر به تراکم بافتی در این سنگ‌ها شده است ماهیت دگرگونی ناحیه‌ای و جهت‌یافتگی ترجیحی میکاه‌ها محفوظ مانده است. برخی از میکاه‌ها که درشت‌تر نیز می‌باشند از شیستوزیته غالب سنگ تبعیت نکرده و دارای توزیع تصادفی می‌باشند (شکل ۴-d). این میکاه‌ها دارای منشاء دگرگونی ناحیه‌ای نبوده و در طول دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند. در برخی از نمونه‌ها، کانی‌های گارنت به میزان کمتر از پنج درصد قابل مشاهده‌اند که هیچ ارتباط بافتی با شیستوزیته سنگ نداشته و میکاه‌ها در اطراف آنها همانند پورفیروکلاست‌های کردیریت انحراف نشان نمی‌دهند (شکل ۴-e). بنابراین این گارنت‌ها نیز محصول دگرگونی حرارتی می‌باشند.

پتروفابریک

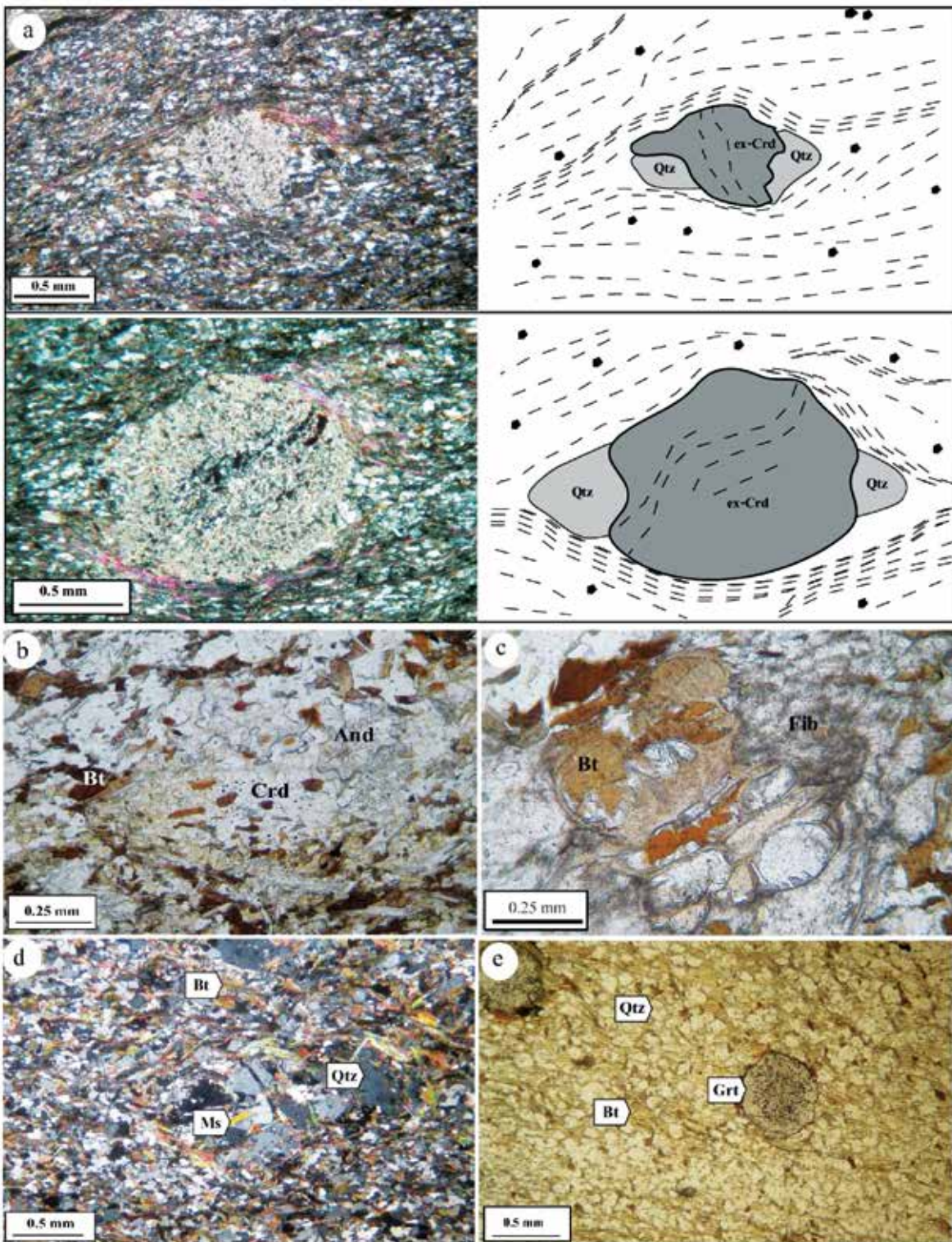
تکامل بافتی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در پاسخ به تنش‌های انحرافی در طول دگرگونی پیش‌رونده و پس‌رونده منجر به شکل‌گیری ریزساختارهای دگرگونی می‌شود (Ji et al., 2003; Passchier and Trouw, 2005; Puelles et al., 2018). بازسازی تاریخچه دگرگونی مستلزم ارزیابی دقیق ریزساختارهاست. از این منظر سنگ‌های پلیتی

1. CMP: contact metamorphic phase

2. Mantled porphyroclast

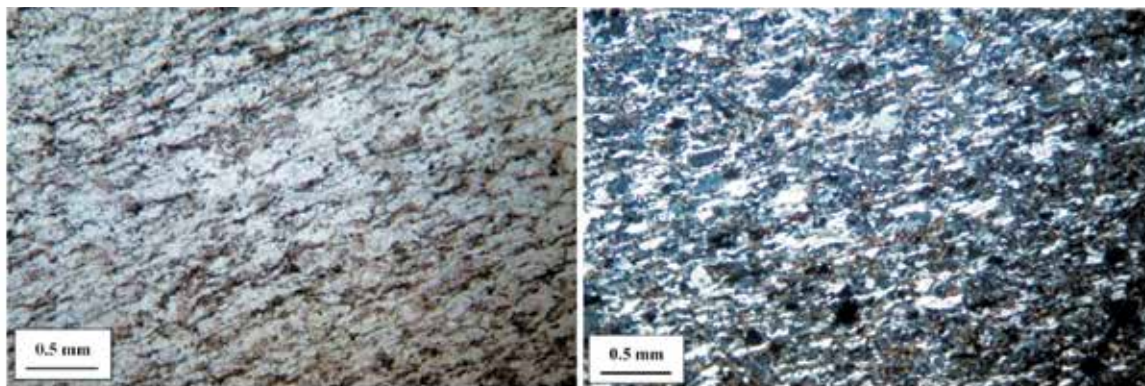


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی شیست‌های مورد مطالعه، (a) جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های میکایی در نمونه‌های RMP1، (b و c) کلیواژ کرینولیشن در نتیجه چین خوردگی شیستوزیته در نمونه‌های RMP1، (d و e) خاموشی موجی در کوارتزهای کشیده و طویل، (f) نمونه شیستی فاقد کلیواژ کرینولیشن با شیستوزیته بارز (RMP1)، (g و h) نمونه‌های شیستی متعلق به RMP2، کلدیریت‌های پینیته شده با سایه‌ها فشاری نامتقارن. شیستوزیته میکاها کلدیریت‌ها را دور زده‌اند (علائم اختصاری از Kretz, 1983)

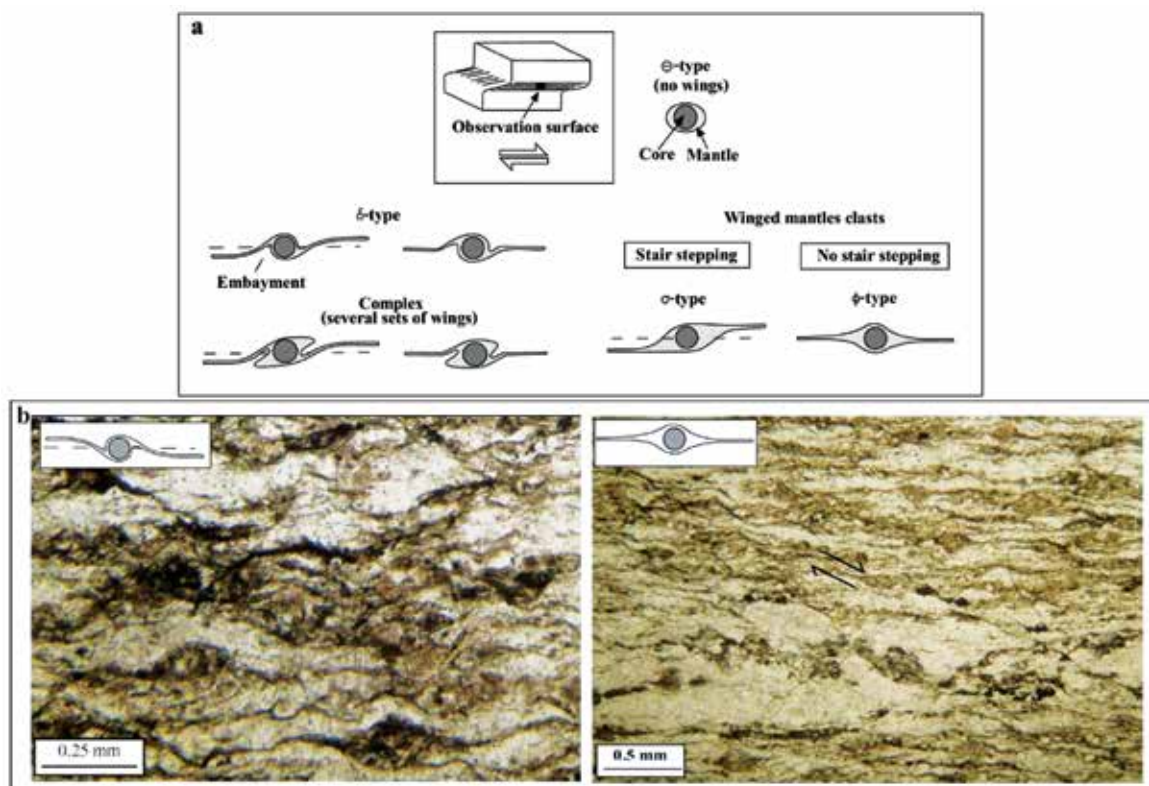


شکل ۴. (a) تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های RMP2؛ کردیریت‌های پینیتی و سایه‌های فشاری نامتقارن قابل مشاهده می‌باشند. روندهای اینکلوزن S شکل به‌مراه سایه‌های فشاری نامتقارن حاکی از تشکیل هم‌زمان با نکتونیک پوفیروپلاست‌هاست، (b) نمونه یک شیست RMP2 نشان‌دهنده کانی‌های آندالوزیت و کردیریت و روابط پارازنتیک بین آنهاست، (c) بیوتیت در نتیجه دگرگونی مجاورتی به فیبرولیت دگرسان شده است، (d) نمونه شیستی که دچار دگرگونی مجاورتی شده و کانی‌های مسکویت جدید با جهت یافتگی تصادفی در آن تشکیل شده‌اند، (e) در طول دگرگونی مجاورتی کانی‌های گارنت تشکیل شده‌اند؛ کانی‌های میکایی در اطراف این کانی‌ها انحراف نشان نمی‌دهند (علائم اختصاری از Kretz, 1983)

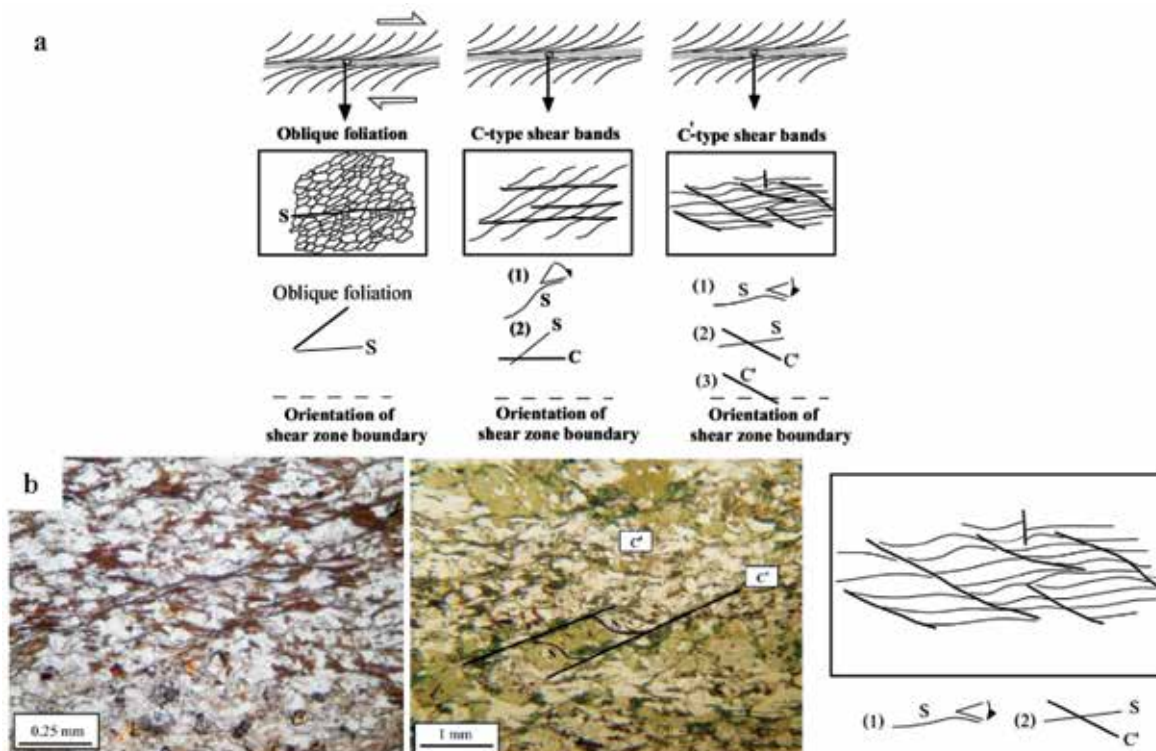
انقطاع شیسستوزیته غالب سنگ توسط یکسری زون برشی فرعی می‌باشد (شکل a-۷). به این ساختارها نوارهای برشی اطلاق می‌شود که مکانیزم تشکیل آنها نیروهای کششی و نه فشارشی می‌باشد (Passchier and Trouw, 2005). دو نوع نوار برشی شناسایی شده‌اند: نوع C و نوع C' (شکل a-۷). با توجه به جهت یافتگی شیسستوزیته سنگ نسبت به نوارهای برشی این نوارها در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نوع C' می‌باشند (شکل b-۷).



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی میلونیت‌های منطقه گرمی‌چای. با توجه به درصد زمینه سنگ نسبت به پورفیروکلاست‌ها (۸۰-۹۰٪) میلونیت‌ها از نوع مزومیلونیت تا الترامیلونیت می‌باشند



شکل ۶. a) تقسیم‌بندی پورفیروکلاست‌های پوششی (با اقتباس از Passchier and Trouw, 2005)، b) پورفیروکلاست‌های پوششی میلونیت‌های منطقه گرمی‌چای از نوع f و d می‌باشند



شکل ۷. انواع نوارهای برشی موجود در زون‌های برشی، (a) ساختارهای نوارهای برشی که با نیروهای کششی و نه فشارشی تشکیل می‌شوند، (b) با توجه به جهت یافتگی فولیاسیون غالب نسبت به زون‌های برشی فرعی، نوارهای برشی شیست‌های منطقه از نوع C' می‌باشند

منجر به چرخش برخی از پورفایروبلاست‌ها شده که روندهای S شکل اینکلوزن و سایه‌های فشاری نامتقارن مؤید آن هستند (شکل ۴-ا).

فاز دوم دگرشکلی (D_2)

در برخی از نمونه‌ها فولیاسیون دچار چین خوردگی شده و کلیواژ کرینولیشن شکل گرفته است. این دگرشکلی دومین فاز دگرشکلی بوده (S_2) و بیشتر در نمونه‌های فاقد پورفایروبلاست (شکل ۳-ب و c) و غنی از میکا (RMP1) مشاهده شده است. بنابراین فاز دوم دگرشکلی فقط منجر به چین خوردن فولیاسیون S_1 و توسعه فولیاسیون S_2 در جهت صفحه محوری چین‌ها شده است. فولیاسیون S_1 در شیست‌های RMP2 پورفایروبلاست‌ها را دور زده‌اند. به علاوه روندهای اینکلوزن S شکل در داخل این پورفایروبلاست‌ها به همراه سایه‌های فشاری نامتقارن (APS) حاکی از چرخش آنها در طول دگرشکلی می‌باشد (شکل ۴-ا). مجموعه این شواهد نشان دهنده رشد هم‌زمان با تکتونیک پورفایروبلاست‌های کردیریت در شیست‌های منطقه

دگرشکلی و دگرگونی

بر اساس شواهد پتروگرافی دو فاز اصلی دگرشکلی شناسایی شده‌اند. از آنجایی که فرآیندهای دگرشکلی بعدی فولیاسیون‌های قبلی را از بین می‌برند شناسایی اولین فولیاسیون در عمل غیر ممکن می‌باشد. بنابراین اولین فولیاسیون قابل تشخیص S_n نامیده شده و باقی فولیاسیون‌ها به ترتیب بر این عدد افزوده می‌شوند (S_{n+1}, S_{n+2}, \dots). همچنین S_0 فولیاسیون اولیه یا رسوبی را تعریف می‌کند.

فاز اول دگرشکلی (D_1)

شیست‌های منطقه گرمی چای از نظر فازهای دگرشکلی به دو دسته تقسیم می‌شوند. دسته اول فقط یک فاز دگرشکلی نشان می‌دهند. در این دسته فولیاسیون توسط جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های بیوتیت و مسکویت مشخص می‌شود (S_1). این فولیاسیون اولین فاز دگرشکلی را تعریف می‌کند (D_1) و به دلیل نبود ساختارهای رسوبی قابل تشخیص، عدم تقارن در فولیاسیون و تنوع در اندازه دانه‌ها دارای ماهیت ثانویه می‌باشد. به علاوه این فولیاسیون

هستند. اکسیدهای CaO ، MnO و P_2O_5 دارای مقادیر به نسبت پایینی هستند (جدول ۱). این مقادیر مشابه مقادیر PAAS می‌باشند (جدول ۱). نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 به منظور بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی در شیست‌های منطقه گرمی‌چای مورد استفاده قرار گرفته است. روند تغییرات در این دیاگرام‌ها حاکی از همبستگی منفی اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO ، Fe_2O_3 و بمقدار کمتر K_2O با SiO_2 می‌باشد (شکل ۸). این روند در شیست‌ها می‌تواند ناشی از فراوانی متفاوت کانی‌های کردیریت و میکاها باشد. به طوریکه فراوانی بالای این کانی‌ها منجر به فراوانی زیاد اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO ، Fe_2O_3 در سنگ شده و در مقابل میزان SiO_2 کمتر خواهد بود. در مقابل، همبستگی معناداری بین TiO_2 و Na_2O با SiO_2 مشاهده نمی‌شود (شکل ۸) که می‌تواند ناشی فرآیندهای هوازگی و یا دگرسانی کانی‌های فلدسپار باشد.^۱

گرمی‌چای می‌باشد. برخی از شیست‌ها متحمل فرآیندهای بعدی دگرگونی حرارتی شده‌اند که در نتیجه آن کانی‌های نئوفورم مسکویت با جهت یافتگی تصادفی تشکیل شده‌اند (شکل ۴-d).

ژئوشیمی

عناصر اصلی: ترکیب شیمی عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی برای متاپلیت‌های منطقه گرمی‌چای در جدول ۲ نشان داده شده است. نتایج حاصله حاکی از تنوع هرچند محدود در فراوانی عناصر می‌باشد که می‌تواند ناشی از ترکیب ناهمگن سنگ منشاء باشد (جدول ۲). متاپلیت‌های گرمی‌چای از منظر عناصر SiO_2 (۷۱/۵۹-۷۳/۵۷ درصد)، Al_2O_3 (۷۱/۱۱-۱۹/۷۵ درصد)، FeO^T (۸۷/۲-۸/۰۱ درصد)، TiO_2 (۳۱/۰۳-۰/۸۹) و MgO (۱۳/۰۷-۳/۰۷) ترکیب رایج سنگ‌های پلیتی را نشان می‌دهند. K_2O و Na_2O به ترتیب از ۱/۹۱ تا ۵/۶۶ درصد و ۰/۶۲ تا ۴/۳۵ درصد در تغییر

جدول ۲. نتایج آنالیز شیمی سنگ کل عناصر اصلی و جزئی متاپلیت‌ها مقادیر UCC و PAAS به منظور مقایسه آورده شده‌اند

Garmichay schists									
واحد درصد	۱۶ GS ۰۱	۱۶ GS ۰۲	۱۶ GS ۰۳	۱۶ GS ۰۴	۱۶ GS ۰۵	۱۶ GS ۰۶	۱۶ GS ۰۷	۱۶ GS ۰۸	۱۶ GS ۰۹
SiO_2	۶۰/۰۶	۶۱/۳۷	۷۰/۳۸	۷۱/۱۹	۶۰/۸۸	۶۲/۵۰	۶۱/۳۷	۷۳/۵۷	۶۲/۹۲
TiO_2	۰/۷۸	۰/۸۸	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۸۰	۰/۳۱	۰/۸۹
Al_2O_3	۱۸/۸۵	۱۷/۹۴	۱۲/۱۷	۱۳/۱۶	۱۸/۱۳	۱۹/۴۷	۱۹/۷۵	۱۱/۷۱	۱۸/۱۱
Fe_2O_3	۰/۸۱	۰/۶۵	۰/۵۳	۰/۳۹	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۷	۰/۲۷	۰/۶۴
FeO	۷/۲	۵/۹۰	۴/۹۰	۳/۹۰	۵/۸	۶/۵	۶/۷	۲/۶۰	۵/۷
MnO	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۶
MgO	۲/۶۵	۲/۶۹	۱/۸۶	۲/۰۹	۲/۷۵	۲/۹۲	۳/۰۷	۱/۱۳	۲/۸۰
CaO	۰/۵۲	۰/۴۵	۰/۶۲	۱/۰۸	۰/۹۸	۰/۶۷	۰/۷۴	۰/۲۵	۰/۶۳
Na_2O	۲/۳۰	۰/۶۲	۳/۱۷	۳/۲۳	۲/۵۹	۲/۰۵	۲/۰۳	۲/۶۲	۲/۷۷
K_2O	۵/۶۶	۴/۹۴	۱/۹۱	۲/۳۱	۳/۴۲	۴/۰۴	۴/۰۷	۳/۳۲	۳/۷۶
P_2O_5	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۱۶
BaO	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۵
SrO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
LOI	۲/۷۳	۳/۶۶	۱/۶۸	۱/۳۴	۲/۳۴	۱/۷۸	۲/۱۱	۱/۲۵	۲/۳۹
Total	۱۰۱/۸۴	۹۹/۴۵	۹۸/۱۶	۹۹/۷۱	۹۸/۷۶	۱۰۱/۹۴	۱۰۱/۷۳	۹۷/۲۲	۱۰۰/۹۱
Trace elements (in ppm)									
Co	۱۴/۱	۱۳/۷	۸/۶	۹/۶	۱۶/۷	۱۴/۵	۱۴/۳	۵/۴	۱۴/۷
Ni	۳۴/۲	۳۸/۸	۳۲/۷	۲۴/۳	۴۴/۹	۴۶/۳	۴۹/۶	۱۵/۳	۴۱/۳
Sc	۱۶/۳	۱۷/۰	۸/۳	۹/۷	۱۷/۲	۱۷/۶	۱۸/۵	۵/۰	۱۵/۹
V	۱۳۶	۱۳۸	۷۴	۷۷	۱۲۹	۱۳۲	۱۳۲	۴۰	۱۱۸
Ba	۶۴۳/۵	۸۳۸/۸	۵۱۲/۰	۱۰۶۸	۷۲۶/۸	۸۴۸/۴	۷۹۱/۵	۶۷۳/۹	۴۶۲/۲
Rb	۱۷۸/۲	۱۸۰/۳	۸۸/۰	۸۷/۶	۱۳۵/۲	۱۵۴/۹	۱۴۹/۳	۸۲/۸	۱۴۱/۲
Sr	۱۵۰/۲	۶۴/۵	۱۸۸/۵	۳۲۶/۳	۱۴۴/۲	۱۳۴/۴	۱۳۵/۹	۱۲۱/۵	۱۳۷/۱
Zr	۲۱۹	۱۶۵	۳۵۴	۲۷۴	۱۸۰	۱۷۶	۱۶۶	۱۲۵	۲۱۹

ادامه جدول ۲.

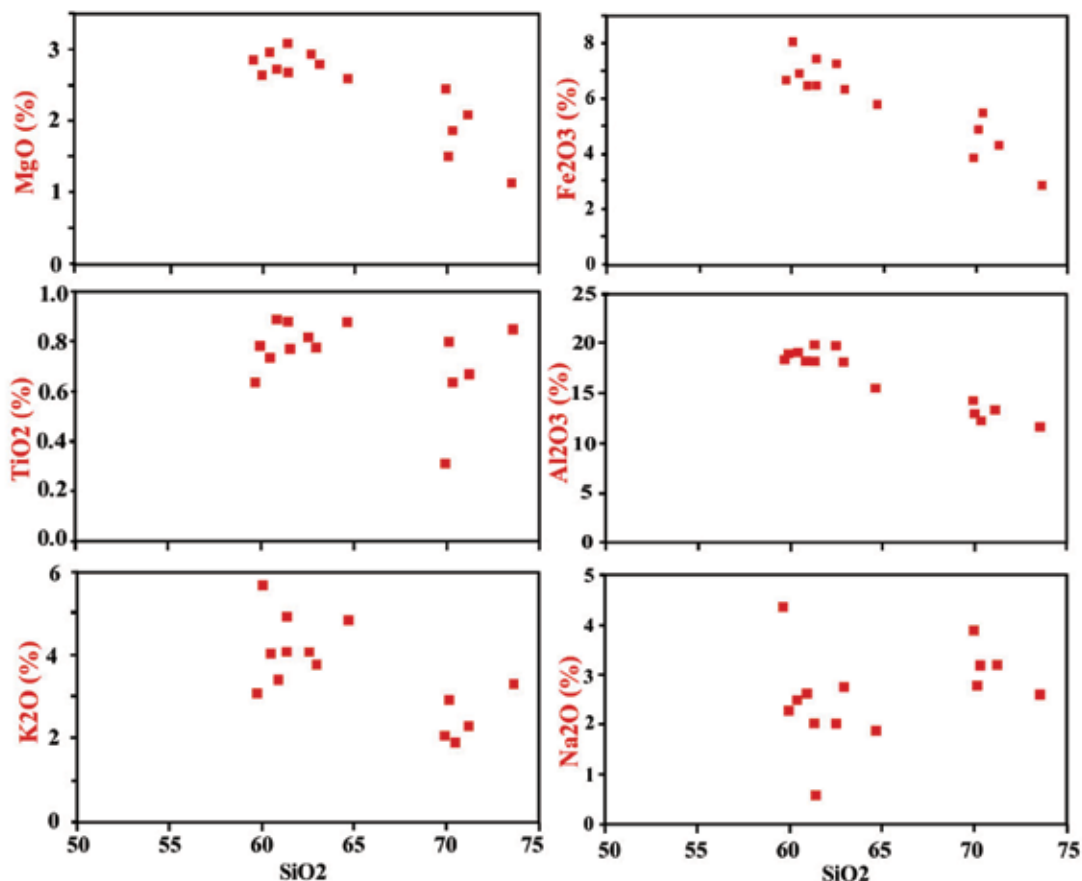
Trace elements (in ppm)									
Hf	۵/۷	۴/۵	۸/۸	۷/۶۰	۵/۵	۵/۳	۴/۷	۳/۶	۶/۳
Nb	۱۳/۸	۱۴/۶	۱۰/۵	۱۰/۰	۱۴/۰	۱۳/۹	۱۲/۶	۵/۵	۱۳/۹
Ga	۲۵/۹	۲۴/۸	۱۵/۷	۱۶/۱	۲۶/۱	۲۷/۳	۲۷/۱	۱۳/۹	۲۳/۹
Th	۱۵/۲۶	۱۳/۷۴	۱۶/۱۹	۱۱/۲۵	۱۱/۲۲	۱۱/۹۰	۱۲/۳۷	۶/۱۰	۱۲/۶۴
Sn	۹	۹	۷	۶	۸	۷	۷	۵>	۶
Cs	۶/۷۹	۴۶/۷۸	۱۲/۹۵	۵/۶۷	۸/۸۶	۹/۱۶	۷/۹۸	۲/۷۲	۸/۰۱
W	۴	۵	۳	۴	۱>	۱	۲	۱	۱>
Ta	۱/۱	۱/۱	۰/۹	۰/۸	۱/۱	۱/۱	۱/۰	۰/۶	۱/۱
U	۳/۹۸	۳/۵۳	۳/۱۳	۳/۱۳	۳/۷۹	۳/۷۸	۳/۴۲	۱/۶۴	۳/۷۲
Y	۳۲/۳	۲۸/۹	۳۰/۰	۲۶/۲	۳۳/۳	۳۶/۰	۳۰/۸	۱۷	۳۱/۳
Cr	۱۰/۹	۱۰/۸	۷/۴	۷/۶	۱۰/۶	۱۱/۲	۱۰/۴	۳/۸	۱۰/۳
Tc	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۲	<۰/۰۱	۰/۰۴
Ts	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱
REE (in ppm)									
La	۳۶/۲	۳۹/۱	۳۵/۰	۳۳/۷	۴۴/۳	۴۳/۲	۳۸/۲	۲۲/۰	۴۰/۴
Ce	۷۲/۰	۷۹/۲	۷۷/۲	۷۲/۶	۹۱/۰	۸۹/۱	۷۸/۲	۴۸/۵	۸۵/۶
Pr	۸/۵۳	۹/۲۱	۸/۷۱	۷/۹۳	۱۰/۴۱	۱۰/۳۶	۹/۱۴	۴/۸۷	۹/۷۸
Nd	۳۳/۶	۳۶/۳	۳۳/۵	۲۹/۵	۴۰/۵	۴۰/۳	۳۴/۴	۱۸/۴	۳۷/۴
Sm	۶/۶۶	۷/۴۶	۶/۶۸	۵/۵۹	۷/۶۲	۷/۸۰	۶/۸۶	۳/۵۹	۷/۵۱
Eu	۱/۳۷	۱/۵۲	۱/۲۹	۲/۱۵	۱/۷۹	۱/۷۰	۱/۲۶	۰/۹۸	۱/۶۶
Gd	۶/۲۰	۶/۶۴	۶/۲۲	۵/۲۱	۷/۴۵	۶/۹۶	۶/۱۷	۳/۲۹	۶/۷۹
Tb	۰/۸۹	۰/۹۴	۰/۹۰	۰/۷۶	۰/۹۶	۱/۰۷	۰/۹۲	۰/۴۸	۰/۹۷
Dy	۵/۶۵	۵/۳۹	۵/۴۱	۴/۷۰	۵/۸۴	۶/۴۸	۵/۴۶	۳/۰۳	۵/۷۳
Ho	۱/۱۶	۱/۱۰	۱/۰۸	۰/۹۵	۱/۱۵	۱/۳۰	۱/۱۰	۰/۶۱	۱/۱۵
Er	۳/۴۶	۳/۱۵	۲/۹۵	۲/۶۷	۳/۳۵	۳/۶۳	۳/۰۴	۱/۷۳	۳/۲۴
Tm	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۴۶	۰/۲۵	۰/۴۹
Yb	۳/۲۷	۳/۰۳	۲/۸۵	۲/۵۵	۳/۳۳	۳/۴۵	۳/۰۶	۱/۵۸	۳/۲۱
Lu	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۴۵	۰/۳۹	۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۲۶	۰/۴۸
Eu/Eu*	۰/۶۵	۰/۶۶	۰/۶۱	۱/۲۲	۰/۷۳	۰/۷۱	۰/۵۹	۰/۸۷	۰/۷۱
Gd _N /Yb _N	۱/۵	۱/۸	۱/۸	۱/۶	۱/۸	۱/۶	۱/۶	۱/۷	۱/۷
La _N /Sm _N	۳/۴	۳/۳	۳/۳	۳/۸	۳/۷	۳/۵	۳/۵	۳/۹	۳/۴
Th/U	۳/۸۳	۳/۸۹	۵/۱۷	۳/۵۹	۲/۹۶	۳/۱۵	۳/۶۲	۳/۷۲	۳/۴۰
ΣREE	۱۷۹/۹۶	۱۹۳/۹	۱۸۲/۶۸	۱۶۹/۱۴	۲۱۸/۷۲	۲۱۶/۴۳	۱۸۸/۷۴	۱۰۹/۵۷	۲۰۴/۴۱
Garmichay schists									
واحد درصد	۱۶ GS ۱۰	۱۶ GS ۱۱	۱۶ GS ۱۲	۱۶ GS ۱۳	۱۶ GS ۱۴	PAAS	UCC		
SiO ₂	۶۰/۴۷	۵۹/۷۱	۶۴/۶۴	۷۰/۱۲	۶۹/۹۲	۶۲/۸۰	۶۶/۰۰		
TiO ₂	۰/۸۲	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۷۴	۰/۶۴	۱/۰۰	۰/۵۰		
Al ₂ O ₃	۱۸/۹۸	۱۸/۳۳	۱۵/۶۰	۱۲/۸۱	۱۴/۰۶	۱۸/۹۰	۱۵/۲۰		
Fe ₂ O ₃	۰/۷	۰/۶۷	۰/۵۶	۰/۴۹	۰/۳۸	۷/۲۳	۵/۰۰		
FeO	۶/۲	۵/۹۹	۵/۲	۴/۳۹	۳/۴۴	--	--		
MnO	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۸		
MgO	۲/۹۵	۲/۸۷	۲/۵۹	۱/۴۹	۲/۴۵	۲/۲۰	۲/۲۰		
CaO	۱/۱۳	۲/۴۶	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۹۸	۱/۳۰	۴/۲۰		
Na ₂ O	۲/۴۸	۴/۳۵	۱/۸۸	۲/۷۹	۳/۹۰	۱/۲۰	۳/۹۰		
K ₂ O	۴/۰۳	۳/۰۹	۴/۸۳	۲/۹۳	۲/۰۴	۳/۷۰	۳/۴۰		
P ₂ O ₅	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۶	--		
BaO	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۴	--	--		
SrO	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	--	--		
LOI	۲/۹۰	۱/۱۰	۱/۸۸	۱/۴۹	۱/۶۵	۶/۰۰	--		
Total	۱۰۱/۰۴	۹۹/۷۳	۹۸/۸۳	۹۸/۱۴	۹۹/۷۶	۱۰۴/۶	۹۹/۷۸		

ادامه جدول ۲.

Trace elements (in ppm)							
Co	۱۸	۱۶/۴	۱۱/۵	۸/۴	۶/۹	۲۳/۰	--
Ni	۴۶/۷	۴۰/۶	۳۶/۱	۲۲/۲	۲۳/۴	۵۵/۰	۲۰/۰
Sc	۱۷/۶	۱۶/۶	۱۴/۱	۹/۲	۸/۹	۱۶/۰	۱۰/۰
V	۱۳۴	۱۳۱	۱۰۲	۷۸	۷۷	۱۵۰	۶۰
Ba	۷۴۷/۷	۴۵۸/۵	۵۷۴/۳	۶۳۹/۳	۳۳۰/۳	۶۵۰/۰	۷۰۰
Rb	۱۵۶/۷	۱۴۴/۳	۱۴۳/۲	۷۷/۴	۶۶/۵	۱۶۰/۰	۱۱۰
Sr	۱۸۳/۸	۲۲۰/۳	۷۸/۴	۱۱۴/۷	۱۹۸/۵	۲۰۰/۰	۳۵۰
Zr	۱۷۹	۱۷۴	۲۳۶	۳۸۷	۲۴۵	۲۱۰/۰	۲۴۰/۰
Hf	۵/۲	۴/۹	۶/۶	۱۰/۸	۶/۸	۵/۰	۵/۸
Nb	۱۴/۱	۱۳/۵	۱۶/۶	۱۲/۰	۱۰/۵	۱۹/۰	۲۵/۰
Ga	۲۸/۱	۲۶/۸	۲۲/۷	۱۵/۹	۱۹/۰	--	--
Th	۱۱/۸۲	۱۲/۲۸	۱۶/۸۸	۱۳/۳۶	۱۰/۶۰	۱۴/۶۰	۱۰/۵۰
Sn	۷	۶	۶	۵	۵	--	--
Cs	۷/۷۴	۹/۱۱	۵/۵۶	۲/۶۳	۳/۹۴	۱۵	۴
W	۲	۱>	۴	۱	۲	--	--
Ta	۱/۲	۱/۱	۱/۲	۱/۰	۰/۹	۱۴/۶	--
U	۳/۸۹	۳/۵۲	۴/۱۳	۳/۱۳	۲/۹۰	۳/۱۰	۲/۵۰
Y	۳۴/۱	۳۲/۸	۳۱/۱	۳۲/۹	۲۴/۶	۲۷/۰	۲۲/۰
Cr	۱۰/۴	۱۰/۵	۸/۹	۷/۸	۷/۱	۱۱۰/۰	۳۵
Tc	۰/۱	۰/۰۲	۰/۰۳	<۰/۰۱	<۰/۰۱	--	--
Ts	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	--	--
REE ppm							
La	۵۵/۱	۳۲/۵	۴۱/۱	۳۸/۰	۳۶/۳	۳۸/۰	۳۰/۰
Ce	۱۰۴/۹	۶۷/۷	۸۸/۹	۸۵/۲	۷۹/۵	۸۰/۰	۶۴/۰
Pr	۱۲/۱۳	۸/۰۰	۱۰/۰۵	۹/۵۶	۸/۸۵	۸/۸۳	۷/۱۰
Nd	۴۵/۲	۳۰/۳	۴۰/۳	۳۷/۰	۳۴/۰	۳۲/۰	۲۶/۰
Sm	۹/۳۲	۶/۰۸	۸/۱۸	۷/۶۴	۶/۲۶	۵/۶۰	۴/۵۰
Eu	۲/۳۷	۱/۷۹	۱/۵۷	۱/۵۹	۱/۴۱	۱/۱۰	۰/۸۸
Gd	۸/۴۸	۵/۸	۷/۰۸	۶/۶۱	۵/۸۵	۴/۷۰	۳/۸۰
Tb	۱/۲۱	۰/۸۹	۰/۹۰	۰/۹۱	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۶۴
Dy	۶/۶۰	۵/۹۲	۵/۸۶	۵/۸۳	۴/۵۹	۴/۴۰	۳/۵۰
Ho	۱/۲۳	۱/۲۰	۱/۱۳	۱/۱۷	۰/۸۷	۱/۰۰	۰/۸۰
Er	۳/۴۴	۳/۴۱	۳/۲۴	۳/۴۰	۲/۶۵	۲/۹۰	۲/۳۰
Tm	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۳۳
Yb	۳/۱۱	۳/۱۲	۳/۱۴	۳/۲۴	۲/۶۰	۲/۸۰	۲/۲۰
Lu	۰/۵۱	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۵۰	۰/۳۷	۰/۴۰	۰/۳۲
Eu/Eu*	۰/۸۱	۰/۹۲	۰/۶۳	۰/۶۸	۰/۷۱	۰/۶۷	۰/۶۵
Gd _N /Yb _N	۲/۲	۱/۵	۱/۸	۱/۶	۱/۸	۱/۴	۱/۴
La _N /Sm _N	۳/۷	۳/۴	۳/۲	۳/۱	۳/۶	۴/۳	۴/۲
Th/U	۳/۲۹	۳/۴۵	۴/۱۰	۴/۲۷	۳/۶۶	۴/۷۱	۴/۲۰
ΣREE	۲۵۴/۱۲	۱۶۷/۶۸	۲۱۲/۳۶	۲۰۱/۱۳	۱۸۴/۴	۱۸۲/۹۱	۱۴۶/۳۷

می‌شود (Mason and Moore, 1982). به علاوه Cs تمایل به تمرکز در سنگ‌های فلسیک و پگماتیته دارد (Puchet, 1972). بنابراین سنگ منشاء حد واسط برای این سنگ‌ها محتمل بوده است. در پیوند با عناصر HFSE (مانند Y, U, Th, Nb, Zr) مقادیر بسیار مشابه PAAS می‌باشند (جدول ۲). رفتار هوازدگی U و Th متفاوت است. در شرایط اکسیدی، U^{6+} که تحرک بیشتری دارد تشکیل شده و نسبت

عناصر جزئی: عناصر جزئی در متاپلیت‌های گرمی‌چای دارای فراوانی متغیری هستند که شاید ناشی از نرخ‌های متفاوت تحرک آنها در طول دگرسانی سنگ مادر و یا دگرگونی بوده است. میزان Ba در این سنگ‌ها مشابه PAAS می‌باشد در حالی که Sr، Rb و Cs (LILE) و یا LFSE) به نسبت کمتر هستند. Ba در طول تبلور ماگمایی وارد ساختمان کانی‌ها در سنگ‌های آذرین حد واسط



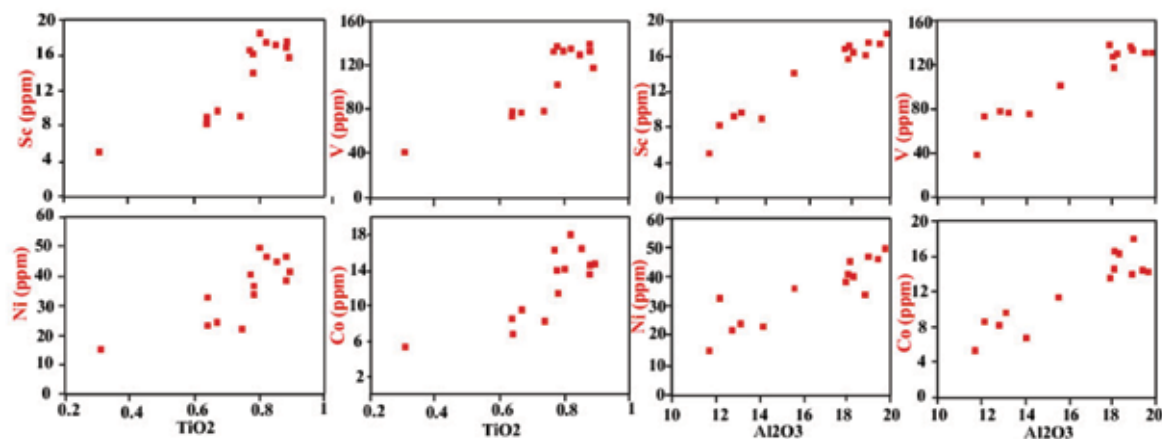
شکل ۸. نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 برای متاپلیت‌های منطقه گرمی چای. MgO ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 و به مقدار کمتر K_2O دارای همبستگی منفی با SiO_2 هستند. Na_2O و TiO_2 دارای تغییرات معناداری نمی‌باشند

and McLennan, 1985) به منظور مقایسه ترکیب عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد مطالعه در شکل ۱۰-a و b مشاهده می‌شود. همچنین ترکیب عناصر جزئی به UCC به هنجار شده‌اند (شکل ۱۰-c). نمونه‌های مورد مطالعه دارای ناهنجاری منفی Sr، Nb و Ta، ناهنجاری منفی اندک Zr، Hf و Rb و همچنین ناهنجاری مثبت La و Ce می‌باشند. ناهنجاری منفی Nb حاکی از نقش پوسته قاره‌ای و همین‌طور حوضه‌های پشت قوس در حاشیه فعال قاره می‌باشد (Rollinson, 1993). Sr در طول هوازدگی سیستم را بسرعت ترک و بنابراین ناهنجاری منفی آن توجیه می‌شود (شکل ۱۰). Ba و Rb دارای مقادیر متغیری هستند (جدول ۲ و شکل ۱۰-c) که می‌تواند ناشی از میزان متغیر فلدسپارها و میکاها به عنوان میزبان آنها تلقی شود.

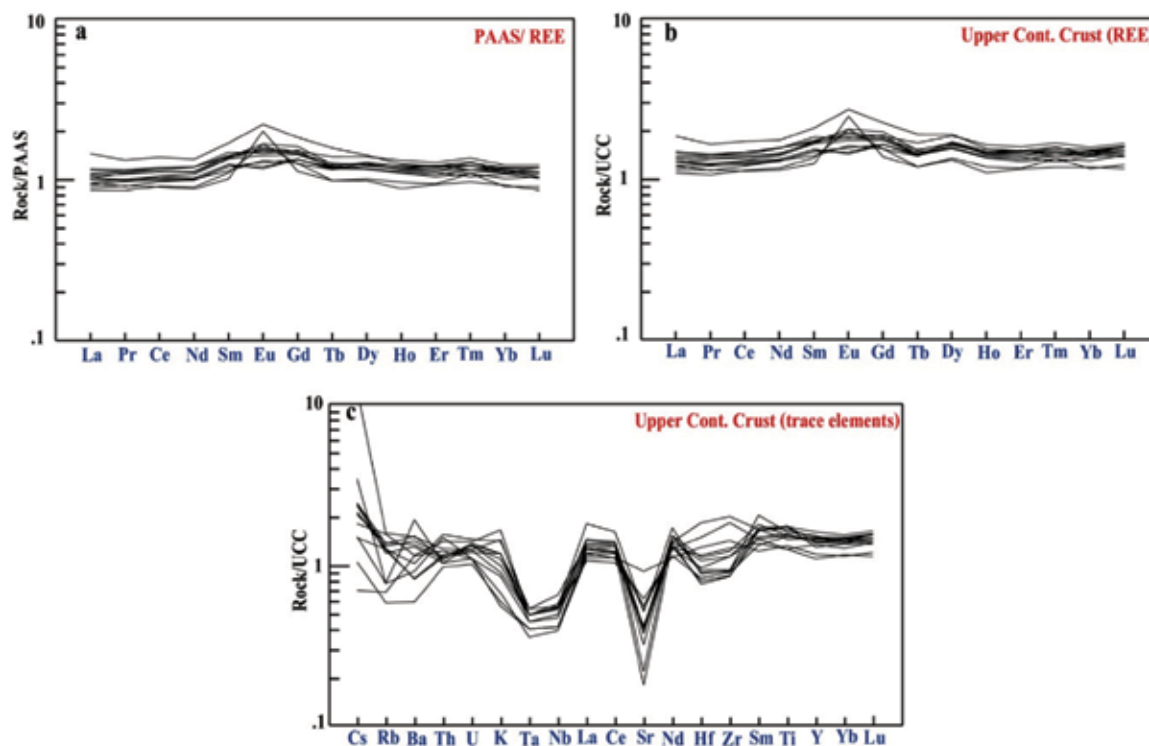
Th/U افزایش می‌یابد. متوسط این نسبت در متاپلیت‌های گرمی چای (۳/۷۲) کمتر از PAAS^۱ بوده و مشابه UCC^۲ می‌باشد (McLennan and Taylor, 1991) که نشانگر شرایط اکسیداسیون در طول رسوب‌گذاری سنگ مادر رسوبی می‌باشد. همچنین غلظت‌های عناصر انتقالی نظیر Cr، Ni، Co و V اندکی از مقادیر این عناصر در PAAS کمتر می‌باشد (جدول ۲). این عناصر به همراه عناصر Sc دارای همبستگی مثبت با Al_2O_3 و TiO_2 می‌باشد (شکل ۹). عناصر فرومنیزین در حین تبلور و ذوب بخشی رفتار سازگار نشان می‌دهند (Feng and Kerrich, 1990) و بنابراین در سنگ‌های مافیک تمرکز می‌یابند. مقادیر میانگین این عناصر نظیر Co (۱۲/۵ ppm)، Cr (۹۱/۲ ppm)، V (۱۰۷ ppm) و Ni (۳۵/۵ ppm) اندکی از PAAS کمتر می‌باشند (جدول ۲) که نشان دهنده نقش محدود منشاءهای مافیک می‌باشد. مقادیر به هنجار شده UCC و Taylor PAAS

1. Post Archean Australian Shale

2. Upper Continental Crust



شکل ۹. نمودارهای تغییرات Sc، V، Ni و Co در برابر Al_2O_3 و TiO_2 . تمام عناصر جزئی دارای همبستگی مثبت با اکسیدهای Al_2O_3 و TiO_2 هستند که حاکی از تجمع این عناصر در فیلوسیلیکات‌ها، کربنیت و اکسیدها می‌باشد



شکل ۱۰. (a و b) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به PAAS و UCC برای متاپلیت‌های منطقه گرمی چای، (c) الگوهای عناصر جزئی بهنجار شده به UCC (مقادیر بهنجارشدگی از Taylor and McLennan (1985) می‌باشند)

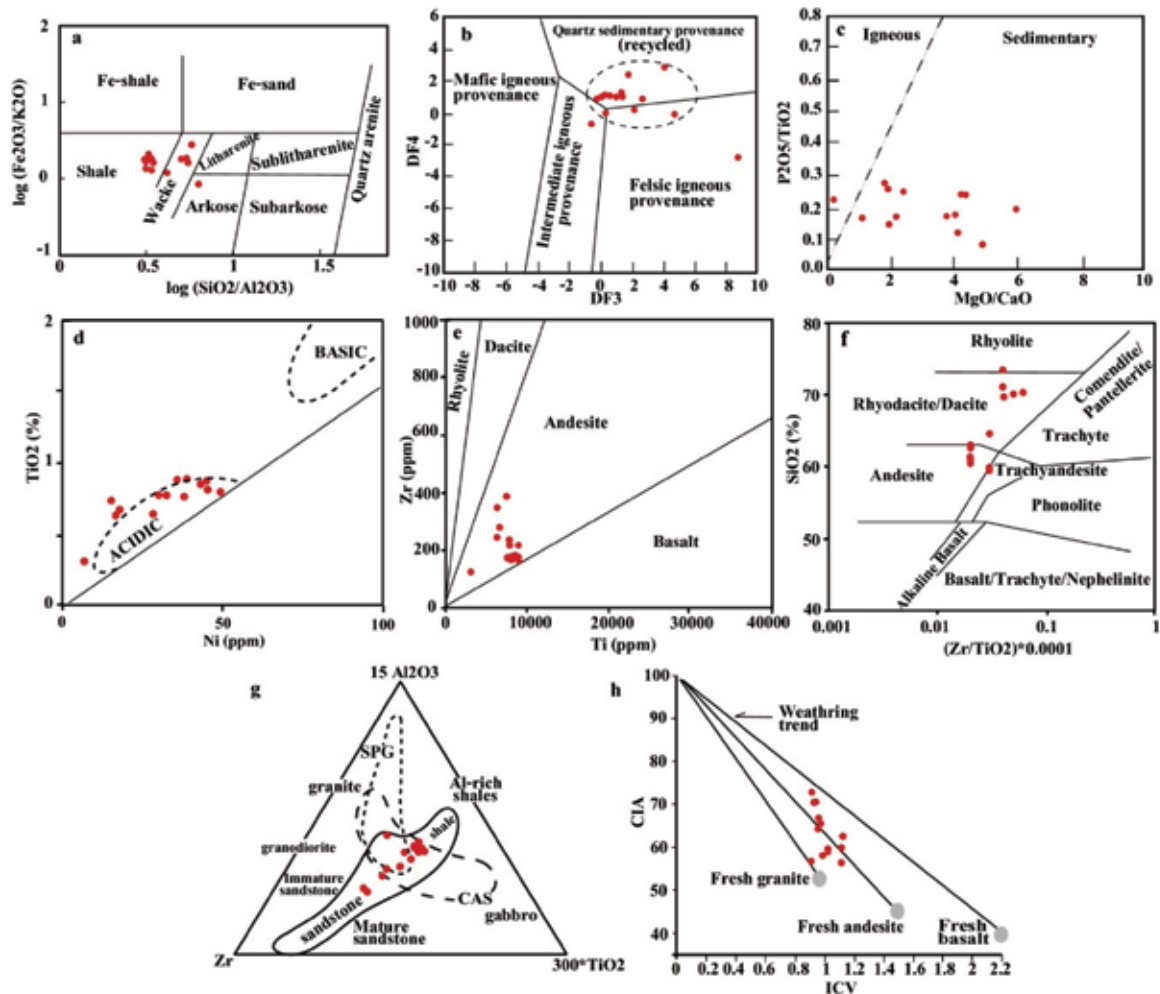
بحث

(1988) and Korsch سنگ منشاء متاپلیت‌های گرمی چای

رسوبی تعیین شده است (شکل ۱۱-b و c). با توجه به ماهیت قدیمی متاپلیت‌های گرمی چای (پرکامبرین)، یک چرخه فرسایش و رسوبگذاری مجدد دور از انتظار نیست. در نمودار TiO_2 در برابر Ni نمونه‌های مورد مطالعه دارای منشاء اسیدی می‌باشند (شکل ۱۱-d). در نمودارهای Zr و Ti، شیب‌های گرمی چای در میدان‌های آندزیتی و

سنگ منشاء: سنگ منشاء رسوبی قدیمی را می‌توان با استفاده از عناصر اصلی مورد ارزیابی قرار داد. در نمودار تفکیک پروتولیت $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ در برابر $\log(\text{SiO}_2)$ (Herron, 1988) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در میدان‌های شیل و گریوکی واقع می‌شوند (شکل ۱۱-a). همچنین توسط نمودارهای Roser و Werner (1987)

ریوداستی/داسیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-e و f). در بین عناصر جزئی و اصلی Ti، Al، Zr دارای تحرک کمتری هستند. Ti و Zr به طور عمده در داخل کانی‌های مقاومی نظیر زیرکن، روتیل و ایلمنیت حفظ می‌شوند و بنابراین از آنها برای ارزیابی زادگاه رسوبی اولیه استفاده می‌شود. در نمودار Zr در برابر Ti (Garcia et al., 1994) زادگاه رسوبی شیل-ماسه سنگ برای نمونه‌های مورد مطالعه بدست آمده است (شکل ۱۱-g). همچنین نمودار CIA در مقابل ICV (Potter et al., 2005) نشان دهنده این است که رسوبات کوارتزی دگرگون شده خود از یک منشأ آندزیتی هستند (شکل ۱۱-h).



شکل ۱۱. (a) نمودار $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ در برابر $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988)، متاپلیت‌های گرمی چای دارای ترکیب شیلی و ماسه‌سنگی نشان می‌دهند، (b) در نمودار DF4 در برابر DF3 (Roser and Korsch, 1988) متاپلیت‌های منطقه مورد مطالعه در ناحیه زادگاه رسوبی واقع می‌شوند (مقادیر این دو پارامتر در جدول ۳ آورده شده)، (c) نمودار تفکیک زادگاه رسوبی و آذرین (Werner, 1987)؛ متاپلیت‌های گرمی چای در ناحیه با منشأ رسوبی قرار می‌گیرند، (d) نمودار TiO_2 در مقابل Ni (Floyd et al., 1989) نشان‌دهنده ماهیت اسیدی سنگ منشأ می‌باشد، (e) نمودار Zr در مقابل Ti (Hallberg, 1984)؛ نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در میدان آندزیتی قرار می‌گیرند، (f) نمودار SiO_2 در برابر $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)^*0.0001$ که نشان‌دهنده ماهیت آندزیتی و ریوداستی/داسیتی منشأ می‌باشد. (Winchester and Floyd, 1977) (g) نمودار مثلثی (Garcia et al., 1994)؛ متاپلیت‌های گرمی چای در میدان شیل و ماسه‌سنگ واقع شده‌اند، (h) نمودار CIA در برابر ICV که نشان‌دهنده روند هوازدگی منشأ آندزیتی برای متاپلیت‌های گرمی چای می‌باشد

استفاده کرد (جدول ۳). CIW برای شیل‌های پست‌آرکنن و آرکنن بترتیب ۸۰-۹۵ و ۹۰-۹۸ بوده (Condie, 1993) و برای متاپلیت‌های گرمی‌چای ۶۲ تا ۹۰ می‌باشد (شکل ۱۲-b و جدول ۳) که به‌طور بخشی با شیل‌های پست‌آرکنن منطبق هستند. هر دو پارامتر CIA و CIW نسبت‌های فلدسپار به رس را بدون تأثیر سنگ منشاء نشان می‌دهند در حالی‌که اندیس ICV^۴ (index of compositional variability) نشان‌دهنده تأثیر سنگ منشاء از طریق Fe₂O₃T و MgO می‌باشد (جدول ۳). مقادیر بالای این اندیس (۰/۸۵، PAAS) نشان‌دهنده رسوبات نابالغ غنی از کانی‌های غیررسی و رسوب‌گذاری شده در حاشیه فعال قاره می‌باشد (Long et al., 2008). با اینحال مقادیر پایین ICV نشانگر دگرسانی فلدسپار به کانی‌های رسی غنی از آلومینیوم می‌باشد. ICV در متاپلیت‌های گرمی‌چای بالا بوده و بین ۰/۹۰ و ۱/۱۰ در تغییر می‌باشد (جدول ۳).

هوازگی سنگ منشاء: فراوانی عناصر اصلی؛ از نظر تحرک در طول هوازگی و دیاژنز پیش از دگرگونی مورد ارزیابی قرار می‌گیرند (Boles and Franks, 1979). اندیس‌های CIA^۱ و CIW^۲ به منظور ارزیابی درجه هوازگی شیمیایی در ناحیه منشاء مورد استفاده قرار می‌گیرند (Nesbitt and Young, 1984). مقادیر این دو پارامتر در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. مقادیر ۹۰-۱۰۰ برای CIA حاکی از دگرسانی بیشتر فلدسپارها به کانی‌های رسی می‌باشد (Nesbitt and Young, 1984) که برای شیل‌های فانروزوئیک بین ۷۰ و ۷۵ (واحد درجه دگرسانی) می‌باشد. مقادیر CIA برای متاپلیت‌های گرمی‌چای (۵۶/۳-۷۲/۶) حاکی از درجه دگرسانی متوسط می‌باشد (شکل ۱۲-a). از آنجایی‌که دیاژنز ممکن است k بیشتری وارد سیستم کند اندیس CIA شاید نتایج نادرستی بدست می‌دهد (Fedro et al., 1995). بنابراین می‌توان از اندیس CIW^۳

جدول ۳. اندیس‌های هوازگی و دگرسانی و روابط مربوطه برای محاسبه پارامترهای مربوطه به‌مراه پارامترهای DF3 و DF4 (درجه دگرسانی)

Sample ID	۱۶GS۰۱	۱۶GS۰۲	۱۶GS۰۳	۱۶GS۰۴	۱۶GS۰۵	۱۶GS۰۶	۱۶GS۰۷
CIA ^۱	۶۲/۳	۷۲/۶	۶۰/۰	۵۹/۰	۶۴/۳	۷۰/۴	۷۰/۴
CIW ^۲	۷۸/۶	۹۰/۰	۶۶/۷	۶۵/۰	۷۵/۶	۸۲/۶	۸۲/۶
ICV ^۳	۱/۱	۰/۹۰	۱/۱۰	۱/۰۰	۰/۹۴	۰/۹۱	۰/۹۲
DF ^۳	۲/۶۸	۱/۸	-۰/۵۶	۱/۴۲	۰/۲۸	۰/۰۶	-۰/۱۷
DF ^۴	-۰/۸۴	۲/۴۱	-۰/۷۲	۰/۹۷	۱/۰۲	۱/۰۰	-۰/۸۴
Sample ID	۱۶GS۰۸	۱۶GS۰۹	۱۶GS۱۰	۱۶GS۱۱	۱۶GS۱۲	۱۶GS۱۳	۱۶GS۱۴
CIA ^۱	۵۶/۷	۶۶/۷	۶۵/۵	۵۶/۳	۶۲/۵	۵۹/۱	۵۸/۳
CIW ^۲	۷۱/۴	۷۸/۳	۷۶/۰	۶۲/۰	۷۸/۹	۶۸/۴	۶۳/۶
ICV ^۳	۰/۹۰	۰/۹۵	۰/۹۶	۱/۱	۱/۱۰	۱/۰۰	۰/۹۸
DF ^۳	۴/۷۹	۰/۹۹	۰/۶۱	۰/۳۲	۴/۱۵	۲/۱۸	۱/۳۵
DF ^۴	-۰/۱۴	۱/۰۰	۱/۰۵	-۰/۰۴	۲/۸۳	۰/۱۹	۱/۲۲

$$1. CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

$$2. CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$$

$$3. ICV = (Fe_2O_{3(tot)} + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$$

$$DF3 = [30.638 TiO_2 - 12.541 Fe_2O_{3(tot)} + 7.32 MgO + 12.031 Na_2O + 35.402 K_2O] / Al_2O_3 - 6.382.$$

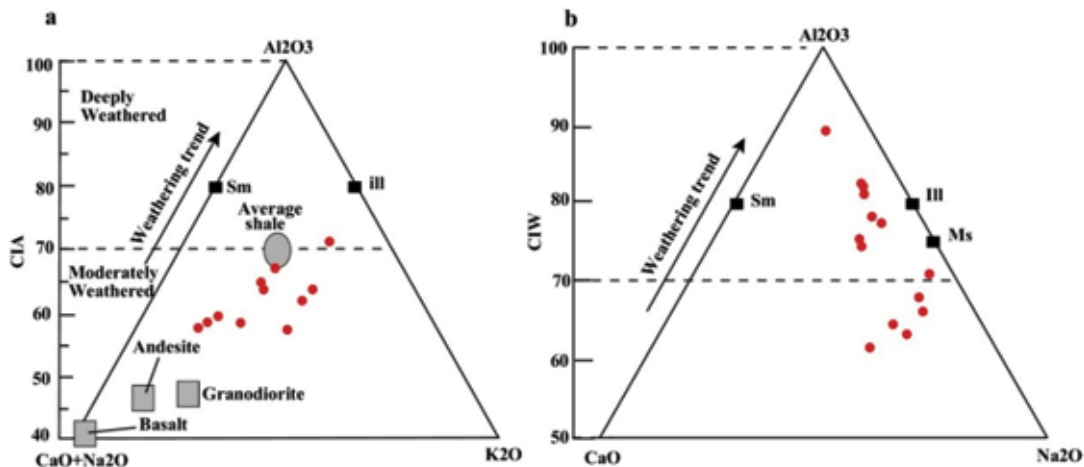
$$DF4 = [56.50 TiO_2 - 10.879 Fe_2O_{3(tot)} + 30.875 MgO - 5.404 Na_2O + 11.112 K_2O] / Al_2O_3 - 3.89.$$

1. Chemical Index of Alteration

2. Chemical Index of Weathering

3. Chemical Index of Weathering

4. Index of Compositional Variability



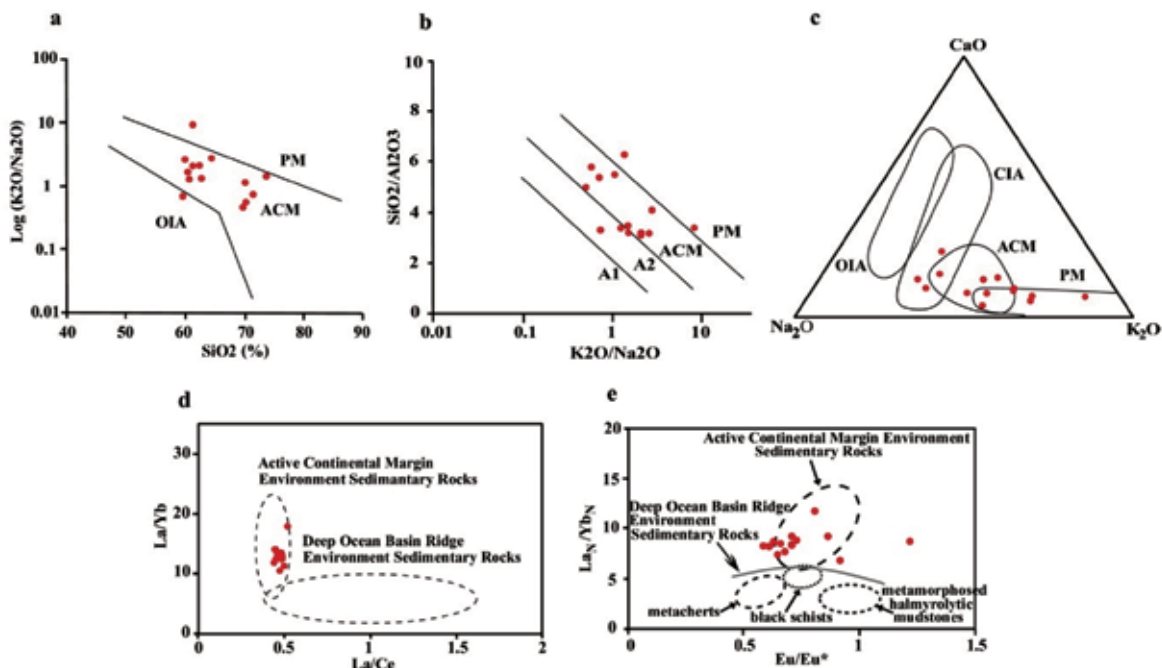
شکل ۱۲. (a) مثلث ACNK از Vergara et al. (1995) و Nesbitt and Young (1984)؛ (b) مثلث ACN. همان‌طور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های گرمی‌چای توزیع پراکنده‌ای داشته و دارای درجه دگرسانی و هوازدگی متوسط می‌باشند. البته لازم به ذکر است که همان‌طور که پیش‌تر گفته شد متاپلیت‌ها دارای دو نوع پروتولیت متفاوت غنی از آلومینیوم (شیلی، نزدیک رأس Al_2O_3) و فقیر از آلومینیوم (پسامیتی، دور از رأس Al_2O_3) هستند

شکل‌گیری حاشیه فعال قاره و ته نشست سنگ‌های پلیتی گرمی‌چای شده است.

زون‌ها و واکنش‌های دگرگونی

واکنش‌های رخ داده در طول دگرگونی توسط نرم‌افزار ترموکالک و روابط پاراژنتیک مجموعه‌های مشاهده شده در بررسی‌های پتروگرافی پیشنهاد شده‌اند (شکل ۱۴-ا). اولین مجموعه دگرگونی قابل تشخیص در متاپلیت‌های گرمی‌چای شامل آندالوزیت، بیوتیت و مسکویت می‌باشد که زون‌های بیوتیت-مسکویت و آندالوزیت را تعریف می‌کنند. با این حال آندالوزیت در برخی از نمونه‌ها حضور ندارد و فاز رایجی نیست. واکنش شماره ۳ می‌تواند منجر به شکل‌گیری آندالوزیت شود (شکل ۱۴-ا). پیروفیلیت موجود در این واکنش می‌تواند توسط واکنش شماره ۱ تشکیل شود (شکل ۱۴-ا). البته کلریتوئید موجود در سمت محصولات در این سنگ‌ها مشاهده نشده است که می‌تواند ناشی از مصرف این کانی در دماهای بالاتر باشد. زون بیوتیت-مسکویت در نتیجه واکنش شماره ۲ و در شرایط دگرگونی درجه پایین تشکیل شده است (شکل ۱۴-ا). واکنش‌های این واکنش جزء رایج‌ترین کانی‌های موجود در پلیت‌ها در دماهای پایین می‌باشد (Bucher and Frey, 1994). دو پاراژنز به نسبت درجه بالا در متاپلیت‌های گرمی‌چای

موقعیت تکتونیکی: موقعیت تکتونیکی سنگ منشأ رسوبی با استفاده از عناصر اصلی مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. البته عناصری نظیر Na و Ca سیستم را به سرعت ترک می‌کند و لذا باستی احتیاط کرد (Middleburg et al., 1988). در نمودارهای تفکیک عناصر اصلی نمونه‌های گرمی‌چای بیشتر در میدان حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ا، b، c). برخی از عناصر جزئی و HFSE نقش مهمی در بررسی محیط تکتونیکی و زادگاه رسوبی ایفاء می‌کند (Cullers et al., 1997). Meres (2005) دو تیپ سنگ رسوبی دگرگون شده که در حاشیه فعال قاره (ACMESR) و پشته عمیق اقیانوسی (DOBRESR) رسوب کرده‌اند معرفی کرده است. این دو تیپ سنگی متفاوت به خوبی توسط نسبت‌های La/Ce و La/Yb تفکیک می‌شوند (شکل ۱۳-د). نمونه‌های گرمی‌چای در این نمودار در میدان حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-د). به علاوه در نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Eu/Eu^* متاپلیت‌های گرمی‌چای در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند (شکل ۱۳-ه). با توجه به اینکه شیل و گریوک بیشتر در حوضه‌های با فرونشست سریع و حواشی فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند و با در نظر گرفتن سن قدیمی متاپلیت‌های گرمی‌چای (پرکامبرین)، فرورانش یکی از شاخه‌های اقیانوس پروتوتتیس در طول کادومین (۶۰۰ تا ۵۴۰ میلیون سال) (Shahzeidi et al., 2016) منجر به

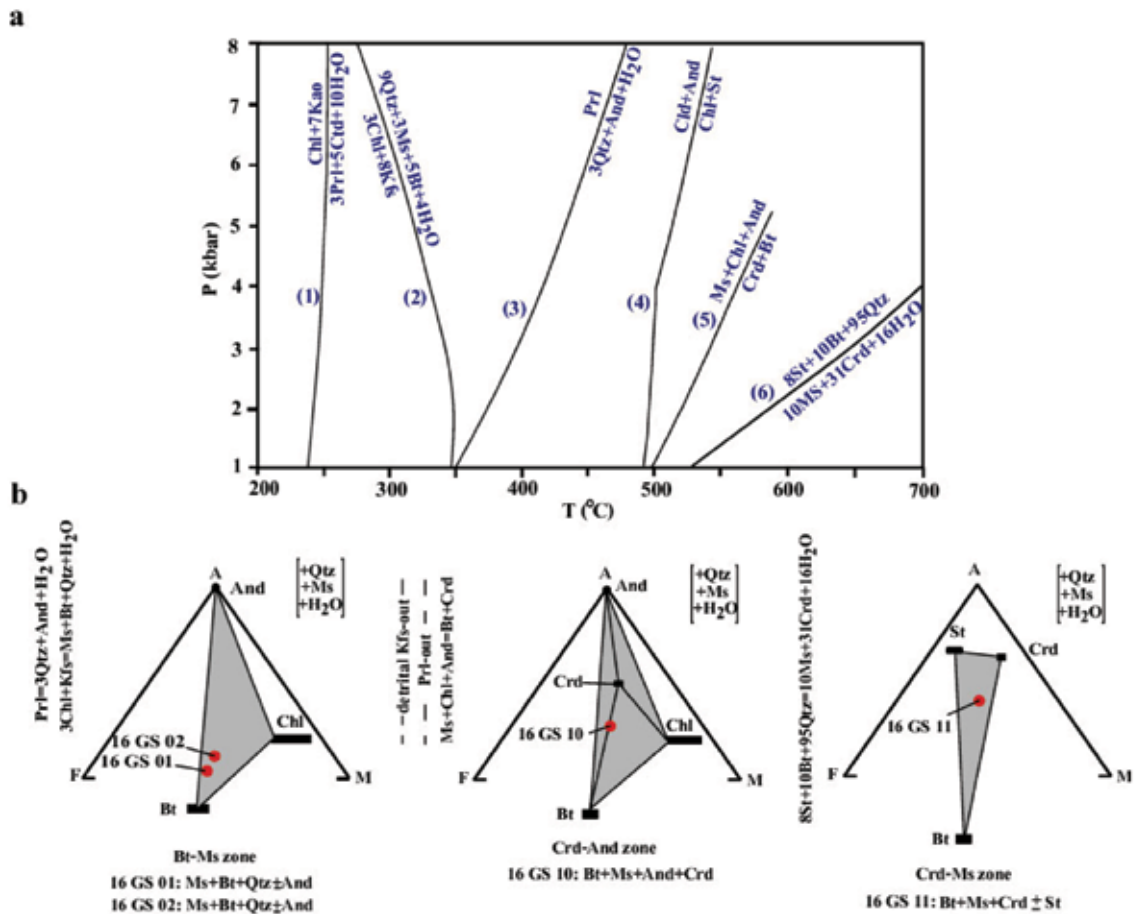


شکل ۱۳. (a) نمودار تفکیک تکتونیکی سنگ مادر رسوبی (Roser and Korsch, 1986)؛ نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند، (b) نمودار تفکیک تکتونیکی بر اساس عناصر اصلی (Maynard et al., 1982). نمونه‌ها بیشتر در میدان حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند، (c) نمودار تفکیک تکتونیکی از (Toukeridis, 1999) که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در میدان حاشیه فعال قاره و حاشیه غیر فعال واقع می‌شوند، (d) نمودار La/Yb در برابر La/Ce (Meres, 2005)؛ نمونه‌های گرمی‌چای در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند، (e) نمودار LaN/YbN در برابر Eu/Eu^* (Meres, 2005)؛ نمونه‌های گرمی‌چای در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند

مصرف کلریتوئید شود (شکل ۱۴-ا).

نقش شیمی سنگ کل در پارائزهای تعادلی: به‌منظور ارزیابی پارائزهای تعادلی در متاپلیت‌های گرمی‌چای از دیگرام‌های سازگاری AFM با مسکویت، آب و کوارتز اضافی استفاده شده است (شکل ۱۴-ب). موقعیت نمونه‌ها در این نمودارها از نظر Fe و Mg مشابه می‌باشد (شکل ۱۴-ب). البته نمونه‌های با پارائزهای متفاوت دارای محتوی Al متفاوتی هستند که می‌تواند ناشی از میزان متفاوت آلومینیوم در سنگ مادر رسوبی باشد. این مسأله به وضوح در ترکیب شیمی سنگ کل متاپلیت‌ها و ترکیب کانیایی آنها دیده می‌شود (جدول ۲). تمامی چهار نمونه‌ای که در نمودارهای سازگاری تصویر شده‌اند در داخل مثلث‌های پارائزتیکی واقع می‌شوند که حاکی از شرایط تعادلی پارائزهای مربوطه می‌باشد. بنابراین، پارائزهای مشاهده شده در نتیجه شرایط متفاوت دگرگونی و اندکی ترکیب شیمیایی متفاوت تشکیل شده‌اند. با توجه به ترکیب عناصر اصلی مشابه متاپلیت‌های گرمی‌چای با ترکیبات پیشنهادی دانشمندان مختلف

(کردیریت‌دار و کردیریت-آندالوزیت‌دار) مشاهده شده‌اند. موقعیت منحنی‌های واکنشی و میدان‌های موجود در سودوسکشن‌های استاندارد حاکی از درجه بالاتر بودن مجموعه کردیریت‌دار می‌باشد (شکل‌های ۱۴-ا، ۱۵ و ۱۶). زون کردیریت-آندالوزیت در نتیجه واکنش ۵ تشکیل شده است (شکل ۱۴-ا). برخی از بافت‌های واکنشی حاکی از مصرف آندالوزیت برای تشکیل کردیریت و بیوتیت می‌باشد. همان‌طور که در بالا اشاره شد استارولیت در این سنگ‌ها بسیار کم می‌باشد که می‌تواند ناشی از مصرف آن در طول دگرگونی باشد. زون مسکویت-کردیریت اوج دگرگونی را در متاپلیت‌های گرمی‌چای مشخص می‌کند. واکنش شماره ۶ منجر به شکل‌گیری پارائز مربوط به این زون شده است (شکل ۱۴-ا). استارولیت در این واکنش به عنوان یک واکنشگر مطرح می‌باشد و با توجه به فراوانی بسیار پایین این کانی در شیب‌های گرمی‌چای می‌توان مصرف این کانی در طول واکنش اخیر را علت فراوانی پایین این کانی دانست. واکنش شماره ۴ نیز می‌تواند منجر به تشکیل استارولیت و



شکل ۱۴. (a) شبکه پتروژنتیک و منحنی‌های واکنشی که بر اساس نرم‌افزار ترموکالک رسم شده است (Holland and Powell, 1998)، (b) نمودارهای سازگاری برای متاپلیت‌های گرمی چای به‌مراه موقعیت ترکیبی نمونه‌ها و پاراژن‌های مربوطه. موقعیت بیوتیت، مسکویت، کلدیریت و استارولیت بر اساس نتایج شیمی بلور رسم شده‌اند

می‌باشد (شکل ۱۵-a). در سودوسکشن پیشنهادی Johnson et al. (2003) برای متاپلیت‌های با ترکیب میانگین از Pattison (1992) بازه دمایی برای بالاترین درجه پاراژن در متاپلیت‌های گرمی چای محدودتر است و حدود ۵۳۵ تا ۶۳۵ درجه سانتیگراد می‌باشد (شکل ۱۶).

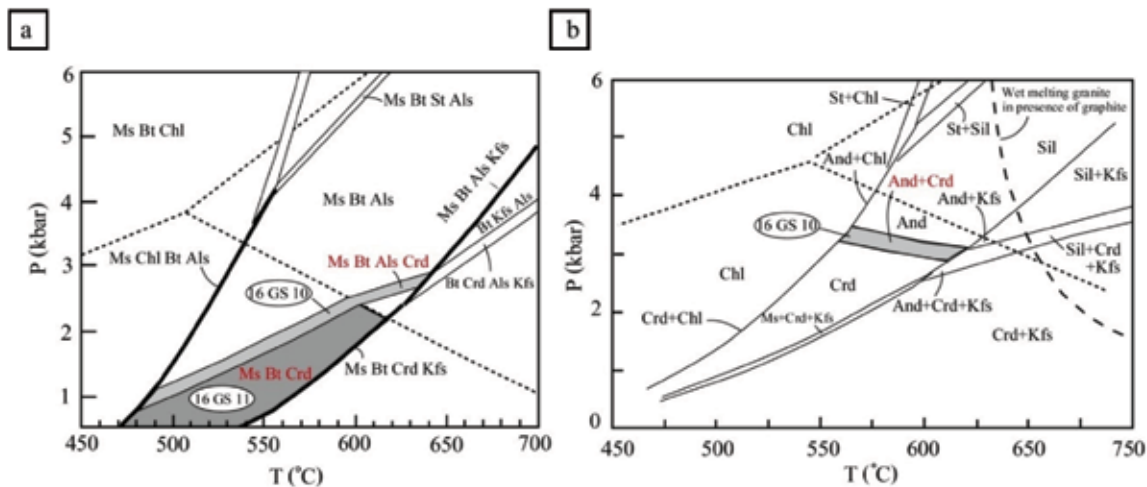
دما و فشار دگرگونی: به‌منظور ارزیابی دما و فشار متاپلیت‌ها از سودوسکشن‌های استاندارد Wei et al. (2004) و Pattison et al. (2006) استفاده شده است. درجه بالاترین پاراژن‌ها در این سنگ‌ها شامل آندالوزیت-کلدیریت‌دار (Bt+Ms+Crd+And) و کلدیریت‌دار (Bt+Ms+Crd) می‌باشند. همان‌طور که در بالا اشاره شد پاراژن کلدیریت-آندالوزیت دار بازه دمایی ۴۸۰-۶۴۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد (شکل ۱۵-a). البته سودوسکشن‌های شکل‌های ۱۵-b و ۱۶ بازه‌های دمایی

برای متاپلیت‌ها (جدول ۴) می‌توان از سودوسکشن‌های استاندارد برای بررسی شرایط تعادلی و پایداری پاراژن‌های مشاهده شده استفاده کرد. سودوسکشن‌های پیشنهادی (2004) Wei et al. و (2006) Pattison مورد استفاده قرار گرفته‌اند (شکل ۱۵). تفاوت کمی بین میدان پایداری پاراژن‌ها در این دو سودوسکشن وجود دارد. پاراژن حاوی کلدیریت-آندالوزیت دار (Bt+Ms+Crd+And) (نمونه 16 GS 10) در بازه دمایی ۴۸۰-۶۴۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است (شکل ۱۵-a). در مقطع پیشنهادی (2006) Pattison این بازه دمایی که باریک‌تر می‌باشد ۵۶۰-۶۲۰ درجه سانتیگراد بوده است (شکل ۱۵-b). همچنین پاراژن‌ی که فاقد آندالوزیت و حاوی کلدیریت می‌باشد (نمونه 16GS11) بازه فشار ۱ تا ۲/۵ کیلو بار را نشان می‌دهد. این در حالیست که بازه دمایی این پاراژن ۴۷۰-۶۱۰ درجه سانتیگراد

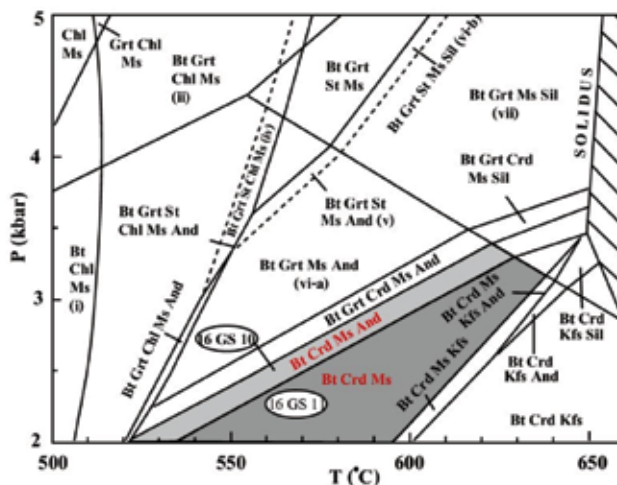
جدول ۴. میانگین‌های Ave-S، Ave-SF، و Ave-A به ترتیب از Ague (1991) و Shaw (1956)، Symmes and Ferry (1992) می‌باشند. ترکیب میانگین متاپلیت‌های گرمی‌چای* مشابه مقادیر میانگین مربوطه می‌باشد

Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO
Garmichay	۶۴/۹۴	۱۶/۳۶	۵/۹۰	۰/۸۳	۲/۴۵	۲/۶۳	۳/۶۰	۰/۰۶
Avg-SF	۷۰/۵۹	۱۱/۵۴	۵/۸۱	۲/۷۵	۴/۶۱	۱/۹۸	۲/۶۶	۰/۰۷
Avg-S	۷۰/۶۱	۱۴/۲۶	۶/۷۶	۰/۶۵	۳/۳۷	۱/۵۷	۲/۷۸	۰/۰۷
Avg-A	۶۴/۷۶	۱۳/۷۰	۸/۸۹	۱/۹۰	۵/۵۴	۲/۰۱	۲/۹۵	۰/۱۸

*Garmichay



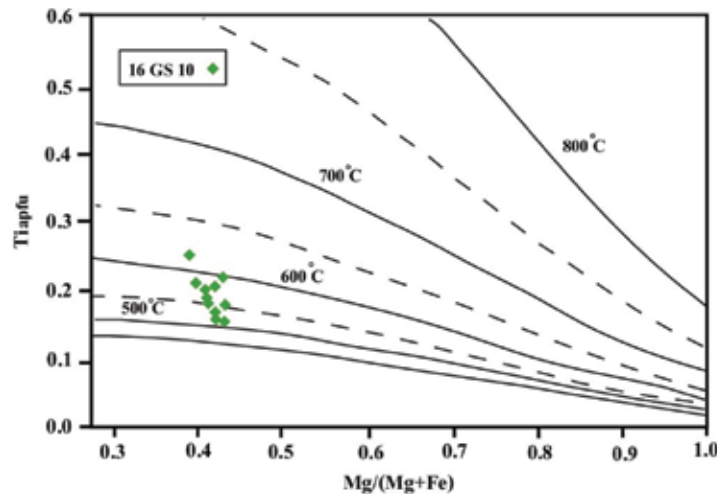
شکل ۱۵. (a) سودوسکشن دما-فشار (Wei et al., 2004) برای ترکیب میانگین متاپلیت‌های (b. Mahar et al., 1997) سودوسکشن دما-فشار برای متاپلیت‌ها (Pattison, 2006)، میدان پایداری آلومینوسیلیکات‌ها در این نمودار از (Pattison, 1992) می‌باشد، هر دو سیستم KFMASH می‌باشند. میدان‌های خاکستری مربوط به میدان‌های پایداری پارائزهای متعلق به نمونه‌های موجود در داخل بیضی‌ها می‌باشند (مربوط به دگرگونی ناحیه‌ای)



شکل ۱۶. سودوسکشن دما-فشار برای متاپلیت‌ها در سیستم MnNCKFMASH نشان‌دهنده مجموعه‌های پایدار بر اساس ترکیب میانگین ارائه شده توسط (Pattison, 1992). میدان‌های خاکستری مربوط به میدان‌های پایداری پارائزهای نمونه‌های موجود در داخل بیضی‌ها را نشان می‌دهند (Johnson et al., 2003)

باریکتری بدست می‌دهند که بترتیب ۵۶۰-۶۲۰ و ۵۲۰-۶۴۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است (شکل ۱۶). بنابراین درجه سانتیگراد می‌باشند. زون کردیریت-مسکویت که درجه بالاترین زون در این سنگ‌هاست در بازه دمایی ۵۳۵ تا ۶۳۵ نظر گرفت حدود ۶۳۵ درجه سانتیگراد می‌باشد. بر اساس

همین مقاطع حداکثر فشار برای این سنگ‌ها حدود ۳ کیلوبار بوده است. بر اساس نمودار پیشنهادی Henry et al. (2005) که بر اساس فراوانی Ti در بیوتیت می‌باشد دمای تشکیل بیوتیت در نمونه GS 16 بین ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد بوده است (شکل ۱۷) که مشابه دمای بدست آمده توسط سودوسکشن‌های استاندارد می‌باشد.

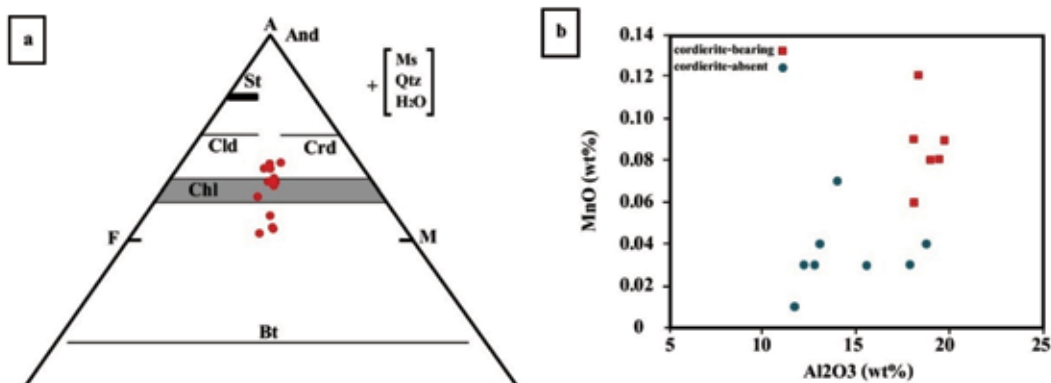


شکل ۱۷. دماسنج Ti (apfu) در مقابل Mg/(Mg+Fe) برای کانی بیوتیت (Henry et al., 2005). بر اساس ترکیب بیوتیت، این کانی در پاراژنز Crd+Bt+And (نمونه 16GS10) در دماهای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است

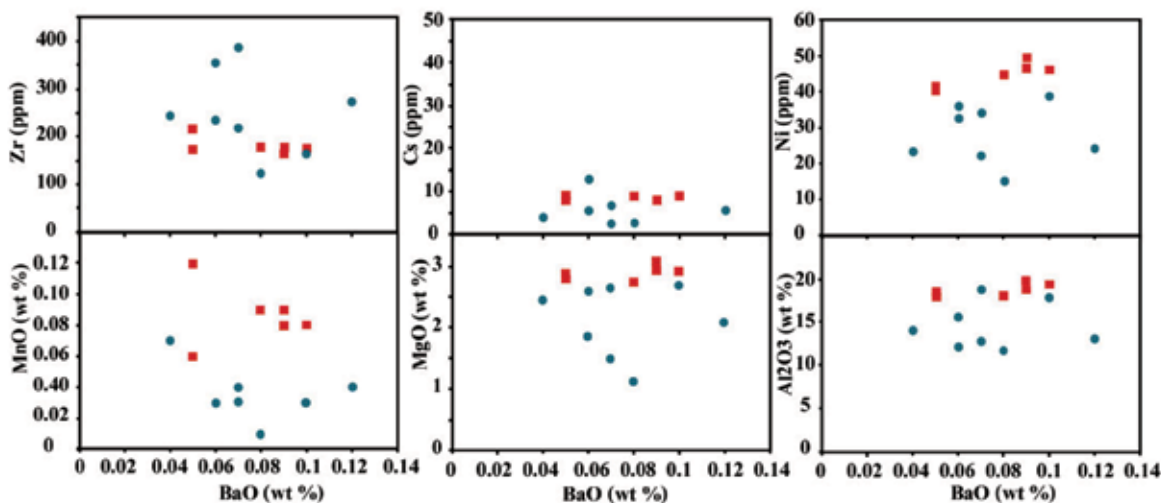
و فاقد کردیریت در منطقه گرمی چای در نمودار Al_2O_3 برابر MnO مقادیر متفاوتی از اکسید MnO نشان می‌دهند (شکل ۱۸-b). به علاوه میزان Al_2O_3 در نمونه‌های حاوی کردیریت به نسبت پایین می‌باشد (شکل ۱۸-b). بنابراین MnO شاید نقش مهمی در شکل‌گیری پاراژن‌های حاوی کردیریت ایفاء کرده است.

به‌منظور بررسی نقش عناصر جزئی نظیر Zr، Cs و Ni در تشکیل کردیریت نمودارهای دوتایی این عناصر در برابر BaO رسم شده‌اند (شکل ۱۹). BaO به دلیل فراوانی مشابه بین نمونه‌های حاوی و فاقد کردیریت انتخاب شده است. نمونه‌های حاوی کردیریت مقادیر کمتری از Zr را نشان می‌دهند (شکل ۱۹). در مقابل Ni و Cs هرچند کمتر، اما با این حال مقادیر بالاتری در نمونه‌های حاوی کردیریت نشان می‌دهند. مقادیر پایین Cs در تضاد با یافته‌های Bertoldi et al. (2004) می‌باشد که می‌تواند ناشی از دگرسانی کانی‌های کردیریت باشد. به علاوه MgO ، MnO و Al_2O_3 فراوانی به نسبت بالاتری در نمونه‌های حاوی کردیریت دارند که حاکی از نقش آنها در تشکیل کردیریت می‌باشد.

شیمی سنگ کل و پاراژن‌های کانیایی: نسبت Fe^{2+}/Mg سنگ منشاء نقش بسیار مهمی در شکل‌گیری کانیکردیریت به عنوان کانی شاخص ایفاء می‌کند (Bucher and Grapes, 2011) و این کانی در سنگ‌های غنی از منیزیم شکل می‌گیرد. در نمودار مثلثی AFM ترکیبات سنگ کل حاوی کردیریت و فاقد کردیریت تصویر شده‌اند که تغییری در این نسبت نشان نمی‌دهند (شکل ۱۸-a). تفاوت در میزان Al_2O_3 که در پاراژن‌های کانیایی و فراوانی کانی‌های آلومینیوم دار (کردیریت و میکاها) دیده می‌شود ناشی از دو پروتولیت متفاوت (شیلی و پسامیتی) می‌باشد. بنابراین نسبت Fe^{2+}/Mg نقشی در تشکیل کردیریت در این سنگ‌ها نداشته است. مجموعه‌های کانیایی در متاپلیت‌ها تحت تأثیر ترکیب عناصر جزئی قرار می‌گیرند. به عنوان مثال مقادیر پایین MnO می‌تواند منجر به کاهش ایزوگراد گارنت به اندازه ۱۰۰ درجه سانتیگراد شود (Mahar et al., 1997). افزایش MnO باعث کاهش میدان پایداری استارولیت، کردیریت و به مقدار کمتر کلریت می‌شود. اعتقاد بر این است که نقش MnO بایستی به‌مراه Al_2O_3 و K_2O مورد بررسی قرار داد (Wei et al., 2004). نمونه‌های حاوی کردیریت



شکل ۱۸. (a) شیمی سنگ کل نمونه‌های گرمی‌چای تصویر شده بر روی نمودار AFM. روشن است که تنوع چندانی در نسبت Fe^{2+}/Mg برای نمونه‌های مختلف دیده نمی‌شود و فقط میزان Al این نمونه‌ها تغییر هر چند کمی را نشان می‌دهند، (b) نمودار دوتایی MnO (wt%) در برابر Al_2O_3 (wt%) برای نمونه‌های حاوی کوردیریت (دوائر توپر) مقادیر به نسبت پایین‌تری از MnO و Al_2O_3 نسبت به نمونه‌های فاقد کوردیریت (مربع‌های توپر) نشان می‌دهند



شکل ۱۹. نمودارهای دوتایی عناصر جزئی در برابر BaO. همان‌طور که ملاحظه می‌شود تفاوت روشنی در میزان عناصر جزئی (Zr, Cs, Ni, MnO, MgO و Al_2O_3) بین نمونه‌های فاقد کوردیریت (دوائر توپر) و حاوی کوردیریت (مربع‌های توپر) وجود دارد

نتیجه‌گیری

شواهد پتروگرافی دو فاز اصلی دگرشکلی در شیست‌ها شناسایی شده‌اند. فاز دوم دگرشکلی منجر به چین خوردگی شیست‌توزیته غالب سنگ شده و کلیواژ کربنولیشن تشکیل شده است. انحراف فولیاسیون در اطراف پورفایروبلاست‌ها، سایه‌های فشاری نامتقارن و روند S شکل اینکلوزن در داخل برخی از پورفایروبلاست‌های کوردیریت حاکی از تشکیل هم‌زمان با تکتونیک پورفایروبلاست‌ها است.

بر اساس بررسی‌های انجام گرفته پروتولیت شیست‌ها شیل و گریوک بدست آمده است. همبستگی مثبت بین Ni, V, Co با TiO_2 و Al_2O_3 حاکی از تمرکز این عناصر در فیلسیلیکات‌ها (به عنوان مثال بیوتیت)، کوردیریت

بر اساس مطالعه حاضر متاپلیت‌های گرمی‌چای سه حادثه مجزای دگرگونی را (دو حادثه ناحیه‌ای و یک حادثه مجاورتی) پشت سر گذاشته‌اند. در طول اولین حادثه دگرگونی (RMP1) مسکویت و بیوتیت تشکیل شده‌اند. حادثه دوم (RMP2) منجر به شکل‌گیری کوردیریت و آندالوزیت در قالب سه پاراژنز حاوی کوردیریت (فاقد آندالوزیت)، حاوی آندالوزیت (فاقد کوردیریت) و حاوی کوردیریت-آندالوزیت شده است. توده‌های نفوذی جوان متعددی به داخل شیست‌ها نفوذ کرده‌اند که در نتیجه آن شیست‌های قدیمی متحمل دگرگونی مجاورتی (CM) درجه پایین شده‌اند. بر اساس

م.، بهروزی، ا.، حقی پور، ا. و عمیدی، م.، ۱۳۵۷. نقشه زمین‌شناسی میانه (۱:۲۵۰۰۰۰). سازمان زمین‌شناسی ایران. - محامد، ا.، مؤید، م. و مجرد، م.، ۱۳۹۹. گرانیت‌های تیپ S منطقه گرمی چای (شمال غرب ایران): شیمی سنگ کل، جایگاه زمین‌ساختی و ساز و کار تشکیل. مجله پترولوژی، ۴۱، ۵۳-۷۲.

- Ague, J. J., 1991. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of Pelites. *Geology*, 19, 855-858.

- Bertoldi, C., Proyer, A., Schonberg, D. G., Behrens, H. and Dachs, E., 2004. Comprehensive chemical analyses of natural cordierites: implications for exchange Mechanisms. *Lithos*, 78, 389-409.

- Bierlein, F. P., 1995. Rare-earth element geochemistry of clastic and chemical metasedimentary rocks associated with hydrothermal sulphide mineralisation in the Olary Block, South Australia. *Chemical Geology*, 122, 77-98.

- Boles, J. R. and Franks, S. G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas, implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 55-70.

- Bucher, K. and Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, 318.

- Bucher, K. and Grapes, R. (2011) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, 428.

- Condie, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.

- Condie, K. C., 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. 4th edition. Butterworth-Heinemann, 282.

- Cullers, R.L., Bock, B. and Guidotti, C., 1997. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments,

و اکسیدها (مانند ایلمنیت) می‌باشد. نسبت Th/U (۳/۷۲) در متاپلیت‌های گرمی چای حاکی از شرایط اکسیدی در طول رسوب‌گذاری می‌باشد. LREE در این سنگ‌ها غنی‌شدگی بیشتری نسبت به HREE نشان می‌دهند. همبستگی مثبت بسیار کمی بین ΣREE ، K_2O ، Al_2O_3 ، TiO_2 و P_2O_5 دیده می‌شود. بنابراین کانی‌های رسی همیشه توزیع REE در این رسوبات را کنترل نمی‌کنند. در مقابل سایر فازها نظیر فیلسیلیکات‌ها، کانی‌های عناصر جزئی و فرعی (مانند ایلمنیت، آپاتیت و مونازیت) میزبان‌های محتمل برای REE می‌باشند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی حاکی از سنگ منشاء آذرین حدواسط تا اسیدی برای شیست‌های گرمی چای می‌باشد. همچنین محیط تکتونیکی تشکیل رسوب حاشیه فعال قاره‌ای بوده که در طول پرکامبرین در یکی از شاخه‌های پروتوتیس تشکیل شده است.

با توجه به نسبت ثابت Fe^{2+}/Mg در نمودار AFM برای تمامی نمونه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که این نسبت در تشکیل پارائزنها نقشی نداشته است. این تفاوت که در ترکیب دوگانه شیلی (غنی از کانی‌های رسی) و گریوکی (ماسه سنگ گریوکی) (غنی از کوارتز و فلدسپار) برای متاپلیت‌های گرمی چای نیز مشاهده شده است ناشی از ترکیب متفاوت سنگ مادر رسوبی می‌باشد. همچنین قرارگیری ترکیبات سنگ کل در داخل مثلث‌های پارائزنتیک در نمودارهای سازگاری حاکی از تعادلی بودن پارائزهاست. نمونه‌های حاوی کردیریت دارای مقادیر به نسبت بالاتری از MgO ، MnO و Al_2O_3 می‌باشند. به علاوه Ni ، Zr و Cs دارای مقادیر بالاتری در نمونه‌های حاوی کردیریت هستند. این نتایج حاکی از نقش این عناصر در شکل‌گیری پارائزهای حاوی کردیریت می‌باشد. در نهایت دما و فشار تشکیل درجه بالاترین پارائز بترتیب بین ۵۳۵-۶۳۵ درجه سانتیگراد و ۳-۱ کیلو بار بوده است.

منابع

- بهروزی، ا.، امینی آذر، ر.، عزتیان، ف.، امامی، م.، داوری، م.، هادوی، ف. و بغدادی، ا.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی سراب (۱:۱۰۰۰۰). سازمان زمین‌شناسی ایران. - علوی تهرانی، ن.، لطفی، م.، بوردت، پ.، سبزه‌ای،

- western Maine, USA: Redistribution of the rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 1847-1861.
- Eftekharnjad, J., 1975. Brief history and structural development of Azarbaijan. Geological Survey of Iran. Internal Report, 8.
 - Elias, E. M. and Al-Jubory, Z. J., 2013. Provenance and tectonic setting of the metapelites deposits in the Bulfat Complex, NE-Iraq. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(9), 3589-3598.
 - Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.
 - Feng, R. and Kerrich, R., 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1061-1081.
 - Floyd, P. A., Winchester, J. A. and Park, R. G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Marie Group of Gairloch, Scotland. *Precambrian Research*, 45, 203-214.
 - Garcia, D., Fonteilles, M. and Moutte, J., 1994. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *Journal of Geology*, 102, 411-422.
 - Girty, G. H., Ridge, D. L., Knaack, C., Johnson, D. and Riyami R. K. A., 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 107-118.
 - Hallberg, J. A., 1984. A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain. *Journal of Geology Exploration*, 20, 1-8.
 - Hawkesworth, C., Cawood, P. A. and Dhuime, B., 2019. Rates of generation and growth of the continental crust. *Geoscience Frontiers*, 10, 165-173.
 - Henry, D. J. and Guidotti, C. V., 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375-382.
 - Henry, D., Guidotti, C. and Thomson, J., 2005. The Ti-Saturation Surface for Low-to-Medium Pressure Metapelitic Biotites: Implications for Geothermometry and Ti-Substitution Mechanism. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
 - Herron, M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
 - Holland, T. J. B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phase of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
 - Ji, S., Saruwatari, K., Mainprice, D., Wirth, R., Xu, Z. and Xia, B., 2003. Microstructures, petrofabrics and seismic properties of ultra high-pressure eclogites from Sulu region, China: implications for rheology of subducted continental crust and origin of mantle reflections. *Tectonophysics*, 370, (1-4), 49-76.
 - Johnson, T. M., Brown, M. and Solar G. A., 2003. Low-pressure subsolidus and supra-solidus phase equilibria in the MnNCKFMASH-system: Constraints on conditions of regional metamorphism in western Maine, Northern Appalachians, 88, 624-638.
 - Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 68, 277-279.
 - Long, X., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. and Cai, K., 2008. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Itai; Implications for its tectonic evolution. *Sedimentary Geology*, 208, 88-

- 100.
- Mahar, E. M., Baker, J. M., Powell, R., Holland, T. J. B. and Howell, N., 1997. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 223-238.
 - Maynard, J. B., Valloni, R. and Yu, H., 1982. Composition of modern deep sea sands from arc-related basin. *Geology Society of London. Special Publication*, 10, 551-561.
 - Mason, B. and Moore, C. B., 1982. *Principle of Geochemistry*. John Willey and Sons. Fourth Ed, 352.
 - McLennan, S. M. and Taylor, S. R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99, 1-21.
 - Meres, S., 2005. Major, trace element and REE geochemistry of metamorphosed sedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians, Slovak Republic): Implications for sedimentary and metamorphic processes. *Slovak Geological Magazine*, 11, (2-3), 107-122.
 - Middelburg, J. J., Van Der Weijden, C. H. and Woittiez, J. R. W., 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*, 68, 253-273.
 - Nadimi, A., 2007. Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research*, 12, 324-333.
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 199, 715-717
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8, 1523-1534.
 - Nesbitt, H., Young, G. and Bosman, S., 2009. Major and trace element geochemistry and genesis of supracrustal rocks of the North Spirit Lake Greenstone belt, NW Ontario, Canada. *Pre-cambrian Research*, 174, 16-34.
 - Passchier, C. W., 1994. Mixing in flow perturbations: a model for development of mantled porphyroclasts in mylonites. *Journal of Structural Geology*, 16, 733-736.
 - Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*. 2nd edition, Springer, 289.
 - Pattison, D. R. M., 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: Constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology*, 100, 423-446.
 - Pattison, D. R. M., 2006. The fate of graphite in prograde metamorphism of pelites: An example from the Ballachulish aureole, Scotland. *Lithos*, 88, 85-99.
 - Piazzolo, S. and Passchier, C. W., 2002. Controls on lineation development in low to medium grade shear zones: a study from the Cap de Creus peninsula, NW Spain. *Journal of Structural Geology*, 24, 25-44.
 - Potter, P. E., Maynard, J. B. and Depetris, P. J., 2005. *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*. Heidelberg, Springer-Verlag, 308.
 - Puchelt, H., 1972. Barium. *Handbook of Geochemistry* (Wedepohl, K. H. et al., eds.), 56B1-56O2, Springer, Berlin, 458.
 - Puellas, P., Abalos, B., Gil Ibarguchi, J. I. and Fernandez-Armas, S., 2018. Petrofabric of forsterite marbles and related rocks from a low-pressure metamorphic terrain (Almadén de la Plata massif, Ossa-Morena Zone, SW Spain) and its kinematic interpretation. *Journal of Structural Geology*, 117, 58-80.
 - Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochro-

- nology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622-665.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67, 119-139.
 - Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 384.
 - Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17, (4), 704-714.
 - Shahzeidi, M., Moayyed, M., Murata, M., Yui, T., Arai, Sh., Chene, F., Pirnia, T. and Ahmadian, J., 2016. Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran) *International Geology Review*, 59, 793-811.
 - Shaw, D. M., 1956. Geochemistry of pelitic rocks: Part III. Major elements and general geochemistry. *Geological Society of American Bulletin*, 67, 919-934.
 - Spear, F. S., 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Monographs, 799.
 - Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geological Bulletin*, 52, (7), 1229-1258.
 - Symmes G. H. and Ferry, J. M., 1992. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 221-238.
 - Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312.
 - Toulkeridis, T., Clauer, N., Kroner, A., Reimer, T. and Todt, W., 1999. Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree graywackes from the Archean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology*, 124, 113-129.
 - Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J. O. and Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coat Range of central Chile. *Geological Society of American Bulletin*, 107, 1427-1440.
 - Wei, C. J., Powell, R. and Clarke, G. L., 2004. Calculated phase equilibria for low- and medium-pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 495-508.
 - Werner, C. D., 1987. Saxonian granulites-igneous or lithoigneous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rock in high metamorphic complexes. *ZfJ Mitteilungen*, 13, 221-250.
 - Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
 - Young, G. and Nesbitt, H., 1998. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 448-455.

پetroگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان در لخشک، شمال غرب زاهدان، جنوب شرق ایران

حلیمه مجددی‌مقدم^۱، محمد بومری^{۲*} و حبیب بیابانگرد^۳

۱. دانش‌آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

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

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۲/۲۸

تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۴/۱۸

چکیده

اندیس آنتیموان لخشک در شمال غرب زاهدان و در پهنه‌ی جوش خورده سیستان واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل فلیش‌های دگرگونه (گارنت شیست، اکتینولیت شیست، فیلیت و میلونیت)، توده گرانیتوئیدی لخشک، دایک‌های بازیک و اسیدی، رگه‌های سیلیسی بدون کانی‌زایی و دارای کانی‌زایی می‌باشد. براساس مطالعات ژئوشیمی، سنگ‌های آذرین لخشک کالک آلکان، کالک آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی و متآلومینوس و متعلق به جایگاه‌های کمان ولکانیکی، هم‌زمان با برخورد و پس از برخورد می‌باشند. غنی‌شدگی LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین مورد مطالعه است. غنی‌شدگی Pb و تهی‌شدگی Zr، Nb، Y بیشتر با مذاب‌های به وجود آمده از پوسته زیرین سازگار است. کانی‌زایی آنتیموان در لخشک بیشتر به صورت رگه‌های کوارتز-استیبینیت در سنگ‌های فلیش‌گونه دیده می‌شود و همراه با دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک و فیلیک است.

واژه‌های کلیدی: زون جوش خورده سیستان، سنگ‌های آذرین نفوذی و نیمه‌نفوذی، کانی‌زایی آنتیموان.

مقدمه

قاره‌ای با سن پالئوژن می‌باشند (Tirrul et al., 1983). افیولیت‌ها و فلیش‌ها در مرزشان به دلایل تکتونیکی دچار بی‌نظمی و آشفتگی زیادی شده‌اند درحالی‌که حوضه سفیدآبه از نظر چینه‌شناسی به هم پیوسته و دارای نظم بهتری است و از سنگ‌های تخریبی و کربناته کرتاسه بالایی تا آئوسن به ضخامت هشت کیلومتر و بیشتر شامل سنگ‌های فلیش‌گونه، مقدار کمی افیولیت ملانژ و تنوعی از سنگ‌های خروجی و درونی با ترکیب بازیک تا اسیدی تشکیل شده است. گرانیتوئید لخشک در مجموعه نه نفوذ کرده است (Tirrul et al., 1983). سنگ‌های آذرین در

اندیس آنتیموان لخشک در ۲۸ کیلومتری شمال غرب زاهدان و در مسیر جاده زاهدان-کرمان قرار دارد (شکل ۱-الف). این منطقه از نظر زمین‌شناسی در زون زمین‌درز سیستان واقع شده است (شکل ۱-ب). پهنه جوش خورده سیستان از دو مجموعه افیولیتی «رتوک» در شرق و «نه» در غرب تشکیل شده که به‌وسیله حوضه رسوبی سفیدآبه از هم جدا می‌شود (Tirrul et al., 1983) (شکل ۱-پ). مجموعه نه و رتوک حاوی افیولیت‌هایی به سن کرتاسه، فلیش‌ها با سن کرتاسه تا آئوسن، سنگ‌های رسوبی-آواری

* نویسنده مرتبط: boomeri@science.usb.ac.ir

و نیمه نفوذی و کانی‌زایی آنتیموان و دگرسانی‌های مرتبط در منطقه لخشک مورد بررسی قرار گیرد.

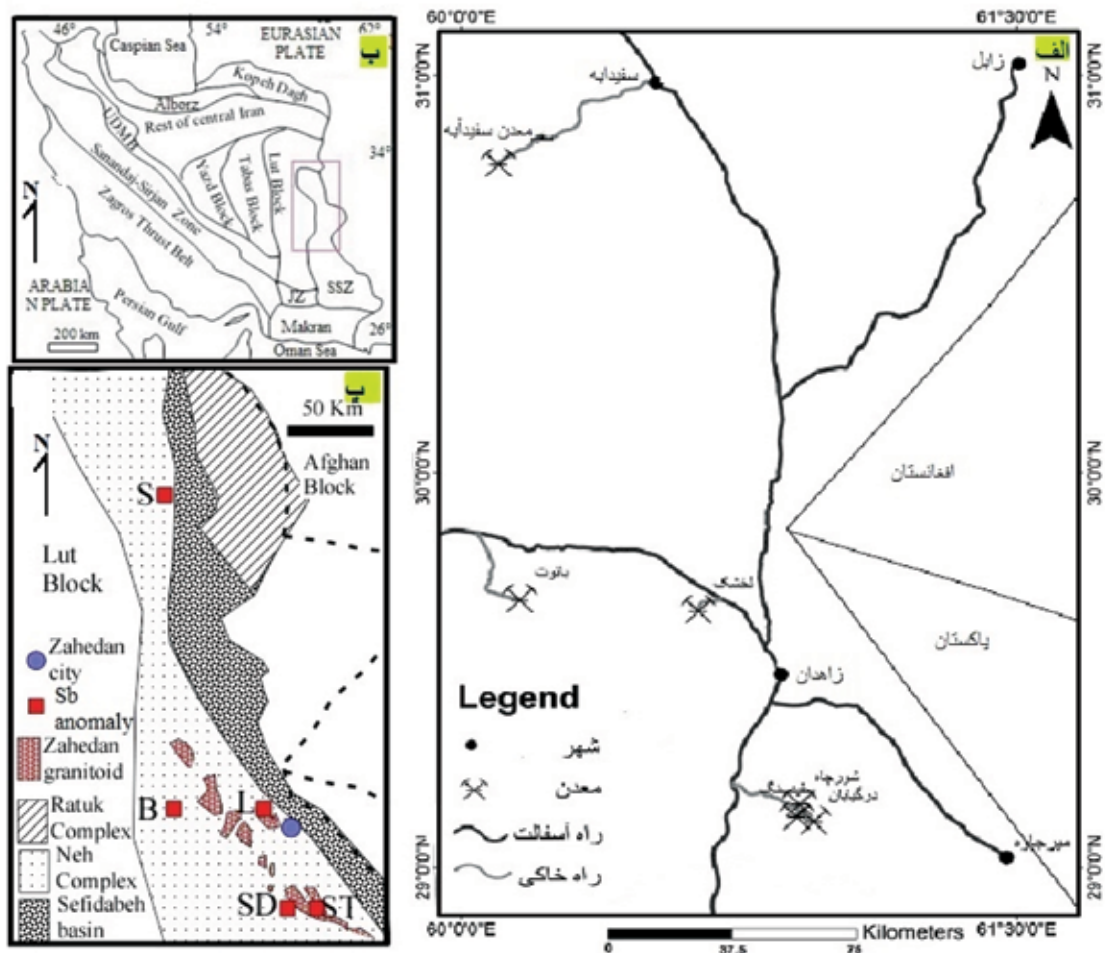
روش مطالعه

برای شناسایی رگه‌های معدنی و تفکیک واحدهای سنگی و مناطق دگرسانی، مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری انجام شد و به‌منظور مطالعات پتروگرافی و دگرسانی ۲۰ مقطع نازک و برای بررسی مطالعات کانه‌نگاری ۱۰ مقطع نازک-صیقلی تهیه شد. ده نمونه از توده‌ی نفوذی و دایک‌های بدون دگرسانی و دو نمونه از سنگ‌های دگرسان شده برای اهداف ژئوشیمیایی با روش ICP-MS در شرکت فرآوری مواد معدنی کرج آنالیز شدند. مقادیر عناصر اصلی به‌وسیله XRF مدل فیلیپس ساخت هلند و عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش ICP-MS تعیین شدند.

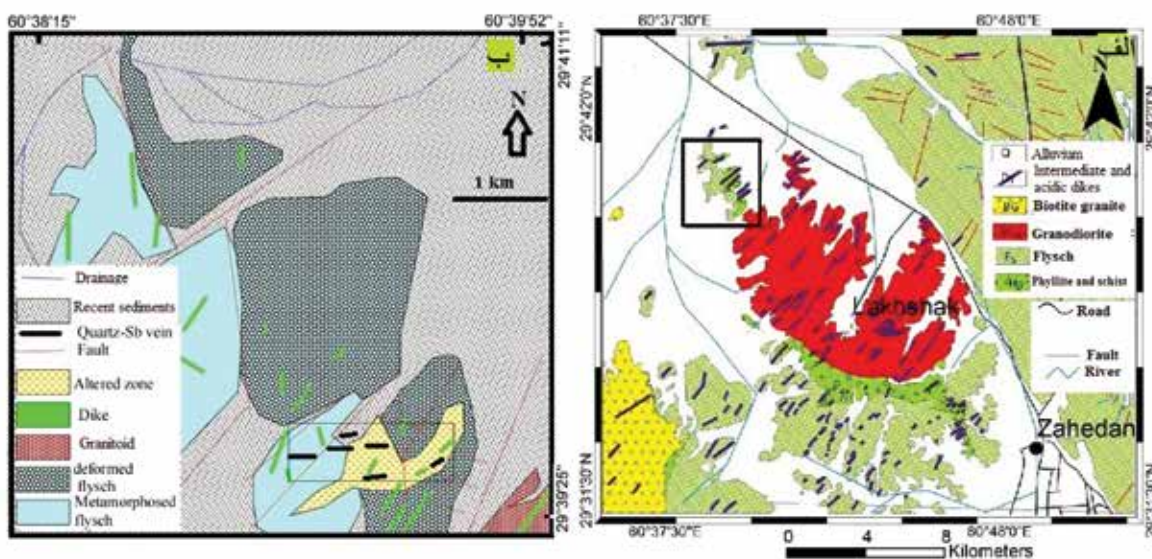
زمین‌شناسی و پتروگرافی

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زاهدان (Behrouzi, 1993) قدیمی‌ترین واحد موجود در گستره آنتیموان لخشک، سنگ‌های دگرگونی متعلق به واحد فلیش ائوسن است که مورد نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان با سن ائوسن و الیگوسن واقع شده‌اند (شکل ۲-الف). دایک‌های حدواسط (بیشتر مزوکرات) و اسیدی (فلسیک) فازهای ماگمایی بعدی می‌باشند که هم در گرانیتوئید زاهدان و هم در فلیش‌ها نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). در نهایت رگه‌های سیلیسی متعددی تمام واحدهای سنگی ذکرشده را قطع کرده‌اند. این رگه‌ها شامل رگه‌های کوارتز بدون کانی‌زایی، رگه‌های کوارتز همراه با اکسید آهن و کانی‌زایی مس، رگه‌های کوارتز-استینیت و رگه‌های کربناته است (شکل ۲-ب). هر چند دایک‌ها و رگه‌ها دارای روندهای مختلفی می‌باشند ولی روند دایک‌ها بیشتر شمال شرق-جنوب غرب است. محدوده کانی‌زایی آنتیموان در ظاهر یک پهنه برشی است و گسل‌های اصلی با روند شمال شرق باعث چرخش و جابجایی‌های زیادی شده‌اند. گسل‌های فرعی متعددی در جهت شرقی-غربی و شمال-جنوبی و حتی شمال غربی دیده می‌شود (شکل ۲-ب).

پهنه جوش‌خورده سیستان نشان‌دهنده مراحل کاملی از ایجاد یک ریفت قاره‌ای، فرورانش، تصادم و حوادث پس از تصادم در آن است. به‌گونه‌ای که مجموعه‌های افیولیتی، نشانه بقایای پوسته اقیانوسی، سنگ‌های خروجی و نفوذی نخیلاب (هدایتی و همکاران، ۱۳۹۵) و رود شور در اواخر کرتاسه و ائوسن نشانه فرورانش و باتولیت زاهدان در ائوسن و اوایل الیگوسن نشانه فرورانش یک صفحه اقیانوسی و برخورد بلوک لوت و سیستان است (Camp and Griffis, 1982; Mohammadi et al., 2016). حوادث بعد از برخورد بلوک‌های لوت و افغان منجر به چین‌خوردگی، گسل خوردگی امتدادلغز مزدوج و ماگماتیسم در الیگوسن، میوسن و پلیوسن شده است (Camp and Griffis, 1982; Moradi and Boomeri, 2016; Moradi and Boomeri, 2019). این رویدادها باعث ایجاد کانسارهای متعددی از جمله کانسارهای آنتیموان در پهنه جوش‌خورده سیستان شده است (مارزی، ۱۳۹۴؛ بومری، ۱۳۹۳؛ مرادی و همکاران، ۱۳۹۴؛ مرادی، ۱۳۹۱؛ فرشیدپور، ۱۳۹۱؛ خرمی، ۱۳۹۱؛ مظلوم، ۱۳۹۶؛ بومری و همکاران، ۱۳۹۷). ثبت کانی‌زایی آنتیموان در لخشک به‌عنوان یک محدوده اکتشافی اولین بار توسط بخش خصوصی در سال ۱۳۷۹ انجام شده است. این محدوده در حال حاضر متعلق به شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران است که مجری کارهای اکتشافی مهمی در این منطقه است. کانی‌زایی آنتیموان به‌صورت رگه‌های استینیت همراه با رگه‌های کوارتز و از نوع اپی ترمال می‌باشد (مجددی‌مقدم، ۱۳۹۸؛ مظلوم، ۱۳۹۶). اندیس آنتیموان لخشک با گرانیتوئید زاهدان، شیست و فلیش‌های دگرسان و دگرگون شده، زون‌های برشی و میلونیتیزه، شاید با گسل‌های امتدادلغز و حوادث بعد از برخورد در این منطقه ارتباط دارد. هدف از این نوشتار بررسی دقیق پتروگرافی سنگ‌های موجود در محدوده کانی‌زایی، مطالعات ژئوشیمیایی توده گرانیتی و دایک‌های همراه می‌باشد. در این نوشتار سعی شده است با استفاده از شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌ها نفوذی



شکل ۱. الف) موقعیت جغرافیایی کانی‌زایی آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان، ب) موقعیت پهنه جوش خورده سیستان (SSZ) نسبت به دیگر پهنه‌های زمین‌شناسی ایران، پ) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ی بخشی از پهنه جوش خورده سیستان که موقعیت مجموعه‌های نه و رتوک، حوضه سفیدابه، آنومالی‌های آنتیموان و گرانیتوئید زاهدان در آن نشان داده شده است (Modified from Tirrul et al., 1983)، (SD= سفید سنگ و درگیابان، ST= شورچاه و توزگی، L= لخشک، B= بائوت، S= سفیدابه و حیدرآباد)

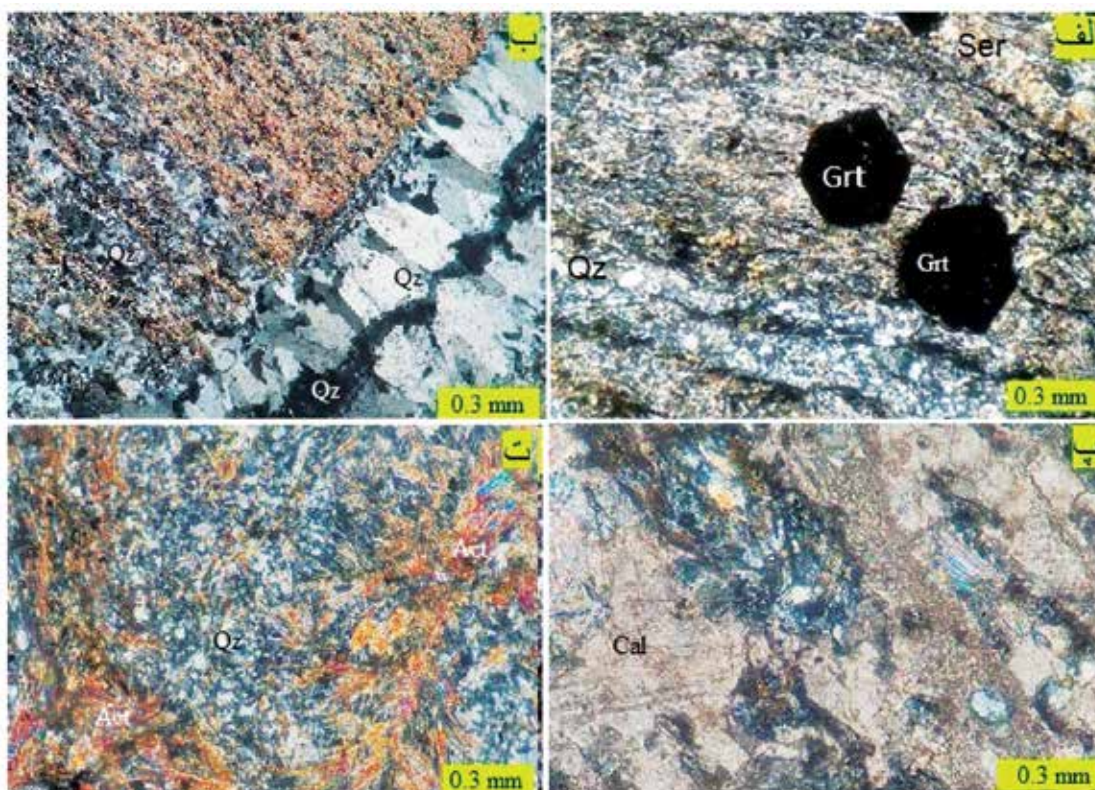


شکل ۲. الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال غرب زاهدان (با تغییراتی از Behrouzi, 1993)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ای از محدوده مورد مطالعه (کادر مستطیلی در شکل ۱-الف) بر اساس تصویر ماهواره‌ای (Google earth)

فلیش دگرگونه

چین‌خوردگی شدند و در نقشه با فلیش‌های دگرشکل شده نمایش داده شده است (شکل ۲-ب).
بافت‌های موجود در سنگ‌های واحد فلیش دگرگونه شامل لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک، گرانوبلاستیک، موزائیکی و میلونیتی می‌باشد. کوارتز فراوان‌ترین کانی آنها است. علاوه بر این، میکاها، فلدسپات پتاسیم‌دار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، گارنت، سیلیمانیت، تیتانیت و کربنات‌ها از دیگر کانی‌های آنها می‌باشند (شکل ۳). آغستگی‌هایی از اکسیدهای آهن و سولفیدها نیز در این سنگ‌ها وجود دارد.

این واحد میزبان رگه‌های استینیت دار و گسترده‌ترین واحد سنگی در گستره کانی‌زایی است که شامل گارنت شیست (شکل ۳-الف)، فیلیت (شکل ۳-ب) هورنبلند شیست، سنگ‌آهک (تا حدی مرمی شده) (شکل ۳-پ) اکتینولیت شیست (شکل ۳-ت) و میلونیت می‌شود. فیلیت فراوان‌ترین سنگ این واحد است که عمدتاً از کوارتز و سریسیت تشکیل شده است. در بخش شمالی منطقه کالک شیست‌ها قرار دارند (مظلوم، ۱۳۹۶). دایک‌های متعددی در این بخش نفوذ کرده که همراه با سنگ میزبان دچار



شکل ۳. عکس‌های میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع از سنگ‌های منطقه لخشک که دگرگون شده‌اند، الف) گارنت شیست شامل کوارتز (Qz)، گارنت (Grt)، سریسیت (Ser)، کلریت و بیوتیت، ب) فیلیت که بیشتر شامل نوارهایی از کوارتز و سریسیت می‌باشند که به‌وسیله رگچه‌های کوارتز قطع شدند، پ) مرم که بیشتر از کلسیت (Cal) تشکیل شده است، ت) اکتینولیت شیست شامل کوارتز و اکتینولیت (Act)، نشانه‌های اختصاری از (Whitney and Evans 2010)

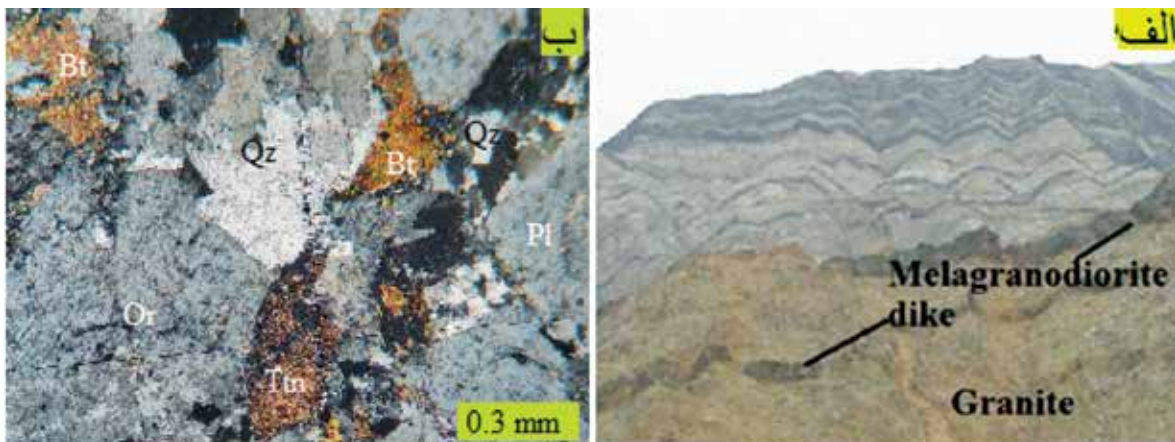
می‌باشد. سن مطلق این سنگ‌ها شامل توده نفوذی و دایک‌های اسیدی تا بازیک از ۴۴ تا ۲۸ میلیون سال است (Camp and Griffis, 1982; Mohammadi et al., 2016؛ رضایی کهخایی و همکاران، ۱۳۹۶).
گرانیتوئید لخشک بخشی از باتولیت زاهدان می‌باشد

سنگ‌های آذرین

سنگ‌های آذرین منطقه بیشتر به شکل باتولیت، استوک و دایک در سنگ‌های فلیش گونه نفوذ کرده‌اند و شامل گرانودیوریت، گرانودیوریت پورفیری، ملاودیوریت، ملاگرانودیوریت، ملاکوارتزیدیوریت و ملامونودیوریت

تشکیل شده است (شکل ۴-ب). کانی‌های فرعی شامل اسفن، آلانیت، اوپک و زیرکن می‌باشد. آثار تجزیه‌شدگی به کانی‌های رسی و سربیسیت کم‌وبیش در آنها دیده می‌شود. پلاژیوکلاز به صورت نیمه‌شکل دار و شکل دار با اندازه ۰/۳ تا چهار میلی‌متر، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه بندی است (شکل ۴-ب). کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل در اندازه ۰/۳۲ تا دو میلی‌متر در فضای خالی بقیه کانی‌ها تشکیل شده و دارای خاموشی موجی می‌باشد. بلورهای بیوتیت نیمه شکل دار و بی‌شکل و در اندازه سه میلی‌متر و دارای چندرنگی، خاموشی مستقیم و رخ دار دیده می‌شود (شکل ۴-ب). ترکیب گرانیتوئیدهای لخشک از گرانیت تا گرانودیوریت متغیر است.

که از شمال غرب پهنه جوش خورده تا جنوب شرق آن گسترش دارد و بیشتر از نوع گرانیت و گرانودیوریت می‌باشد. این گرانیتوئید در بخش جنوبی محدوده مورد بررسی برونزد دارد. گرانیتوئید لخشک به صورت توده‌های سفید با لکه‌های سیاه، توسط دایک‌های بی‌شماری با روند بیشتر شمال شرقی-جنوب غربی قطع شده‌اند (شکل ۴-الف). این دایک‌ها بیشتر ملاگرانودیوریتی یا ملامونزودیوریتی می‌باشند. آثار میلیونیتی شدن، سیلیسی شدن و زینولیت‌ها در گرانیت‌های لخشک به فراوانی دیده می‌شود. بافت سنگ‌های این توده اغلب گرانولار است و از کوارتز (۳۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۵ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۱۵ درصد حجمی) و بیوتیت و آمفیبول (۱۰ درصد حجمی)

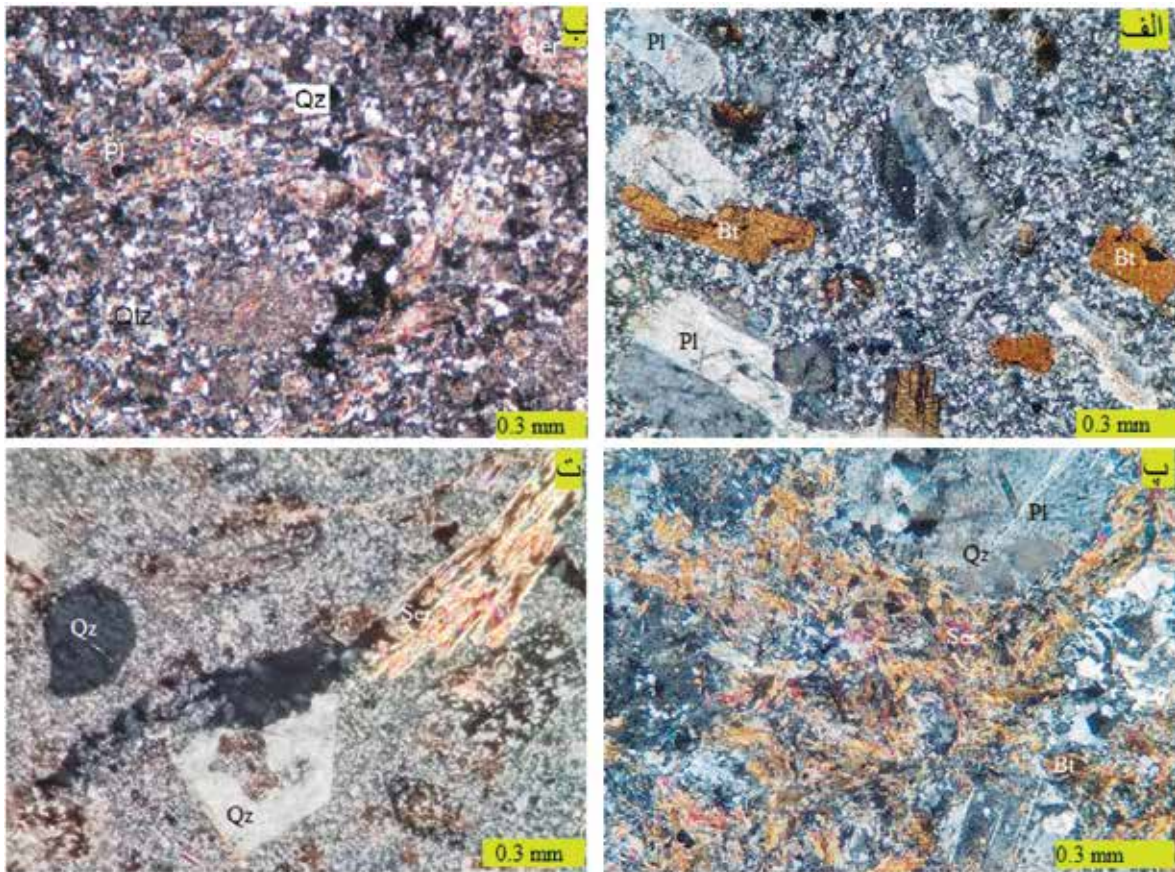


شکل ۴. الف) عکسی از رخنمون گرانیتوئید زاهدان در منطقه لخشک که دایک‌های مزوکرات متعددی در آن نفوذ کرده‌اند، دید به سمت جنوب غرب، ب) عکس میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع از گرانیتوئید زاهدان در منطقه لخشک که با کوارتز (Qz)، پلاژیوکلاز (Pl)، بیوتیت (Bt)، ارتوکلاز (Or) و اسفن (Ttn) مشخص است، نشانه‌های اختصاری از (Whitney and Evans 2010)

دایک‌های فلسیک

می‌باشد. بیوتیت و گاهی هورنبلند از دیگر فنوکریست‌های این سنگ‌ها است. این سنگ‌ها در جایی که نزدیک به رگه‌های کوارتز-استینیت می‌باشند بسیار زیاد دگرسان شده‌اند به طوری که ماهیت اولیه آنها قابل تشخیص نمی‌باشد (شکل ۵-ب). پلاژیوکلازها در نمونه‌های دگرسان شده به سربیسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵-ب، پ، ت). هورنبلند به بیوتیت، سربیسیت، کلسیت و کلریت تبدیل شده است. بیوتیت اولیه دارای بلورهای کشیده (شکل ۵-الف) و در بیشتر نمونه‌ها به سربیسیت و کلریت تجزیه شده است. بخش بزرگ زمینه این سنگ از کوارتزهای ریزبلور تشکیل شده است.

این دایک‌ها با ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی، اغلب هوازده و دگرسان شده می‌باشند. برخی از آنها دارای زمینه بسیار دانه‌ریز هستند که از این منظر مشابه با سنگ‌های آتشفشانی می‌باشند و بافت آنها پورفیری است (شکل ۵). بنابراین می‌توان آنها را گرانودیوریت پورفیری تا گرانیت پورفیری نامید که معادل داسیت و ریولیت می‌باشند. این دایک‌ها از حدود ۵۰ درصد درشت‌بلور و ۵۰ درصد زمینه تشکیل شدند و فنوکریست عمده در آنها پلاژیوکلاز است (شکل ۵-الف). درشت‌بلورهای کوارتز و ارتوکلاز در برخی از آنها وجود دارد که کوارتز دارای حاشیه‌های خلیجی و جذبی



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی در XPL از دایک‌های فلسیک و دگرسان شده لخشک، الف) گرانودیوریت پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Pl) و بیوتیت (Bt) و زمینه بیشتر کوارتزی، ب) گرانودیوریت پورفیری دگرسان شده که بیشتر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز آن به سریسیت (Ser) تبدیل شده، پ) گرانودیوریت پورفیری دگرسان شده به سریسیت (Ser) و بیوتیت (Bt)، ت) گرانودیوریت پورفیری (داسیت) بسیار زیاد دگرسان شده با کوارتز درشت (Qz)، نشانه‌های اختصاری از (Whitney and Evans 2010)

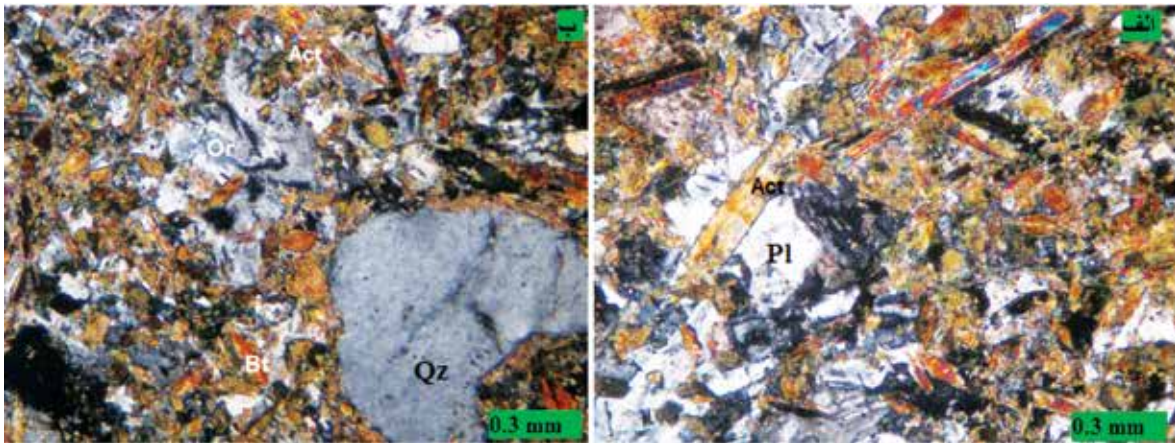
دایک‌های حدواسط مزوکرات

کانی‌های فرومنیزین (عمدتاً آمفیبول) شبیه لامپروفیر نیز به نظر می‌رسند.

رگه‌های سیلیسی

رگه‌های سیلیسی در منطقه لخشک شامل رگه‌های بدون کانی‌زایی و رگه‌های دارای کانی‌زایی می‌باشد، ضخامت رگه‌های کوارتز بدون کانی‌زایی متغیر و حداکثر به حدود نیم متر می‌رسد (شکل ۷-الف) و روند آنها شمال شرق-جنوب غرب است. رگه‌های سیلیسی دارای کانی‌زایی شامل رگه‌های سیلیسی همراه با آغستگی‌هایی از اکسید آهن و کربنات‌های مس می‌باشند که در حاشیه شرقی گستره اندکی رخنمون دارند و رگه‌های کوارتز-استینیت که اغلب دارای روند شرقی-غربی تا شمال غربی-جنوب شرقی می‌باشند.

این دایک‌ها به فراوانی در محل کانی‌زایی دیده می‌شوند و بیشتر در بخش شمالی رخنمون دارند و ترکیب آنها در حد ملادیوریت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و کوارتز مونزونیت می‌باشند. هرچند این سنگ‌ها در رخنمون‌ها دارای رنگ تیره‌ای می‌باشند ولی نزدیک به رگه‌های آنتیموان به دلیل دگرسانی به رنگ‌های زرد و قهوه‌ای دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها کمی پیچیده است ولی بلورهای پلاژیوکلاز کم‌وبیش هم‌اندازه و گرانولار است (شکل ۶-الف). بلورهای آمفیبول باریک و طویل حجم زیادی (تا بیش از ۵۰ درصد) از سنگ‌های را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۶). بعضی از نمونه‌ها دارای کوارتز، ارتوکلاز، بیوتیت و کانی‌های ثانویه هستند (شکل ۶-ب). این سنگ‌ها به دلیل حجم زیاد



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی در XPL از دایک‌های مزوکرآت لخشک، الف) ملادیوریت که زمینه آن بیشتر از پلاژیوکلاز (Pl) می‌باشد و مقدار زیادی اکتینولیت (Act) آنها را فرا گرفتند، ب) کوارتز دیوریت که علاوه بر پلاژیوکلاز، ارتوکلاز (Or)، اکتینولیت (Act) و بیوتیت (Bt) دارای فنوکریست‌های کوارتز (Qz) نیز می‌باشد، نشانه‌های اختصاری از (Whitney and Evans (2010)

کانی‌زایی آنتیموان

می‌توان به انواع: ۱- سیلیسی (شکل ۷-ث)، ۲- آرژیلیک، ۳- سریسیتیک و پتاسیک (شکل ۷-ج)، ۴- اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تقسیم‌بندی کرد. به‌طور کلی کانی‌زایی شامل دو بخش درون‌زاد (هیپوزن) و برون‌زاد (سوپرزن) است. ابتدا کانی‌زایی درون‌زاد با تشکیل استیبینیت، پیریت، ارسنوپیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و مارکاسیت توسط محلول‌های گرمایی مرتبط به دایک‌ها رخ داده است. سپس این کانی‌های بر اثر برخورد با آب‌های سطحی اکسیدشده و به‌صورت آثار ضعیفی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، منگنز، سولفات، کربنات‌های مس و سرب و روی دیده می‌شوند. مالاکیت سروزیت، آنگلیت، و همی مورفیت از دیگر کانی‌های ثانویه گزارش شده در منطقه لخشک می‌باشند (مظلوم، ۱۳۹۶). مقدار آنتیموان در اکتینولیت شیست‌های محدوده، کم و در سنگ‌های آذرین متغیر است هرچند در دایک‌های دگرسان شده مقادیر نسبتاً بالاتری را دارد. بر اساس جدول ۱ مقدار Sb در نمونه L21 خیلی بالا است.

این نمونه یک فیلیت است که مورد هجوم رگه‌های کوارتز گرمایی واقع شده است (شکل ۲-ب). دمای همگنی سیالات درگیر در کوارتزهای گرمایی همراه با استیبینیت از ۱۵۷ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری آنها از ۰/۸ تا ۶/۶۲ درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر است (مظلوم،

کانی‌زایی آنتیموان در لخشک به‌صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و شکافه پرکن همراه بارگه‌های کوارتز-استیبینیت رخ داده است (شکل ۷-ب، پ). این رگه‌ها دارای طول، ضخامت، امتداد و شیب متغیری هستند و اغلب ناپیوسته‌اند به‌طوری‌که طول آنها به‌ندرت در یک محل بیش از ۱۰ متر گسترش دارد، ضخامت آنها حداکثر به ۲۰ سانتیمتر می‌رسد. ضخامت بخش استیبینیت دار حداکثر ۱۰ سانتیمتر است. مس، سرب، روی، نقره، جیوه و طلا از کانی‌زایی‌های جانبی همراه با کانی‌زایی آنتیموان در منطقه لخشک است. کانه اصلی در این محدوده، استیبینیت است که به‌صورت توده‌ای در بخش مرکزی رگه کوارتز تشکیل شده است (شکل ۷-پ، ت). کانی‌های باطله اصلی کوارتز، فلدسپار و فیلسیلیکات‌ها می‌باشند. بعضی از رگه‌های کوارتز-استیبینیت دارای هاله دگرسانی مشخصی در فرودپواره می‌باشند که در مجاورت رگه، دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک گسترش دارد (شکل ۷-ب-پ) و با فاصله دچار دگرسانی سریسیتیک شده‌اند (شکل ۷-ب). هاله دگرسانی اطراف رگه‌ها از چند سانتیمتر تا ده‌ها متر گسترش دارد. گاهی وسعت دگرسانی خیلی زیاد است و شبکه‌ای از رگچه‌های سیلیسی بدون کانی‌زایی در آنها دیده می‌شود. رنگ هاله دگرسانی اغلب روشن‌تر از سنگ‌های میزبان و به رنگ سفید، قهوه‌ای و زرد است. مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده را



شکل ۷. عکس‌های صحرایی و میکروسکوپی از منطقه لخشک، الف) رگه‌های کوارتز (Qz) بدون کانی‌زایی، دید به سمت شمال، ب) رگه‌های کوارتز-استینیت دارای هاله دگرسانی، دید به سمت شمال، پ) نمایی نزدیک از رگه‌های کوارتز-استینیت، ت) بلورهای تیغه‌ای استینیت در زمینه‌ای از بلورهای کوارتز در نور منعکس شده، ث) بلورهای ریز و درشت کوارتز در رگه سیلیسی در نور پلاریزه متقاطع، ج) بلورهای کوارتز، بیوتیت (Bt)، سربیسیت (Ser)، کلریت (Chl)، پلاژیوکلاز (Pl) و ارتوکلاز (Or) در هاله دگرسانی در نور پلاریزه متقاطع، نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans (2010)

ژئوشیمی

داده‌های ژئوشیمی از سنگ‌های منطقه در جدول ۱ آورده شده است. در تمام نمودارها، واحد اندازه‌گیری برای عناصر اصلی درصد وزنی و برای عناصر فرعی و کمیاب قسمت در میلیون (ppm) است.

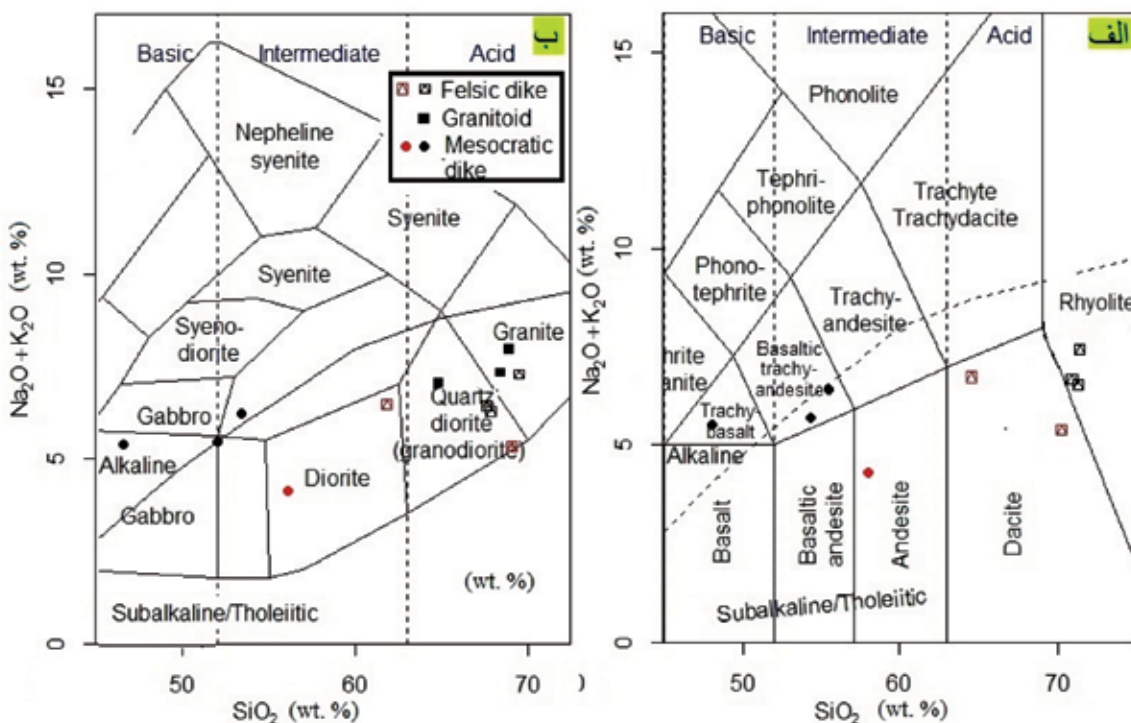
طبقه‌بندی شیمیایی

سنگ‌های آذرین منطقه، به‌جز نفوذی‌های گرانیتوئیدی، بیشتر نیمه نفوذی (ساب ولکانیک) می‌باشند و به همین

۱۳۹۶). این مشخصات با مشخصات کانسارهای رگه‌ای اپی ترمال مطابقت دارد (Dill, 2010). رابطه مستقیمی بین نهشته‌های آنتیموان با سیالات گرمایی، کمربندهای برشی، فعالیت‌های آتشفشانی، گرانیتوئیدها و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین در کمربندهای کوهزایی و مناطق برخوردی وجود دارد (بومری، ۱۳۹۳). اغلب ذخایر آنتیموان جهان از نوع اپی ترمال می‌باشند که توسط بعضی از عوامل بالا بخصوص عوامل ساختاری کنترل می‌شوند (Dill, 2010).

اندزیتی، تراکی اندزیت و تراکی بازالت می‌باشند. بر اساس شکل ۸-ب، گرانیتوئیدها دارای ترکیب گرانیت و گرانودیوریت، دایک‌های فلسیک دارای ترکیب گرانیت و گرانودیوریت، و دایک‌های مزوکرات دارای ترکیب دیوریتی و گابروی می‌باشند. دایک‌ها از دو نوع ساب‌آلکان و آلکان می‌باشند و گرانیتوئیدها از نوع ساب‌آلکان می‌باشند (شکل ۸).

دلیل برای طبقه‌بندی آنها هم از نمودار مخصوص سنگ‌های خروجی (شکل ۸-الف) و هم نمودار مخصوص سنگ‌های نفوذی (شکل ۸-ب) استفاده شده است. در شکل ۸-الف مقادیر LOI با درصد یکسانی به بقیه اکسیدها توسط نرم‌افزار اضافه شده است. بر این اساس دایک‌های فلسیک دارای ترکیب ریولیتی و داسیتی و دایک‌های مزوکرات دارای ترکیب



شکل ۸. نام‌گذاری سنگ‌های آذرین لخشک، الف) نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین بیرونی به روش TAS (Cox et al., 1979)، ب) نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی به روش TAS (Middlemost, 1985)؛ نماد قرمز= دگرسانی

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های آذرین لخشک، عناصر اصلی (درصد وزنی) و فرعی (ppm)؛ G=گرانیت، A=دگرسان شده، MD=ملاودیوریت، D=داسیت، MO=مونزونیت، MOD=مونزودیوریت، R=ریولیت، SH=شیست، PH=فیلیت

Rock	AG	G	Md	AG	AD	G	G	MO	MOD	R	R	R	ASH	APH
Sample	L40	L63	L8	L10	L39	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	l11	L21
SiO ₂	61.86	64.83	46.59	56.31	69.03	68.43	68.87	53.4	51.99	67.41	69.33	67.7	58.46	74.4
TiO ₂	0.41	0.65	1.37	0.91	0.47	0.43	0.44	0.96	0.97	0.26	0.22	0.22	0.81	0.71
Al ₂ O ₃	19.68	16.14	13.16	16.32	20.07	15.34	15	14.36	12.93	15.13	15.05	15.02	14.71	12.72
FeOt	3.37	4.68	12.03	9.67	1.39	2.99	2.65	6.57	7.11	1.73	1.67	1.39	8.7	2.84
CaO	2.66	3.85	11.1	6.79	0.86	3.12	2.96	7.23	8.34	3.58	2.58	3.79	7.99	0.42
MgO	1.2	1.46	6.6	3.11	1	1.21	1.11	7.11	8.47	0.48	0.88	0.54	3.83	0.5
MnO	0.02	0.05	0.11	0.11	0.01	0.08	0.06	0.13	0.15	0.1	0.1	0.1	0.12	0.11
K ₂ O	3.9	3.26	3.12	2.77	2.75	3.06	3.84	2.75	2.26	3.46	2.64	2.54	1.3	4.15
Na ₂ O	2.55	3.76	2.24	1.28	2.56	4.25	4.12	3.44	3.18	2.94	4.65	3.72	2.86	1
P ₂ O ₃	0.15	0.33	0.57	0.15	0.1	0.21	0.15	0.43	0.38	0.1	0.08	0.08	0.14	0.12
LOI	4.23	0.94	3.03	2.69	2.56	0.72	0.67	3.24	3.84	4.75	2.65	4.64	1.2	2.32

ادامه جدول ۱.

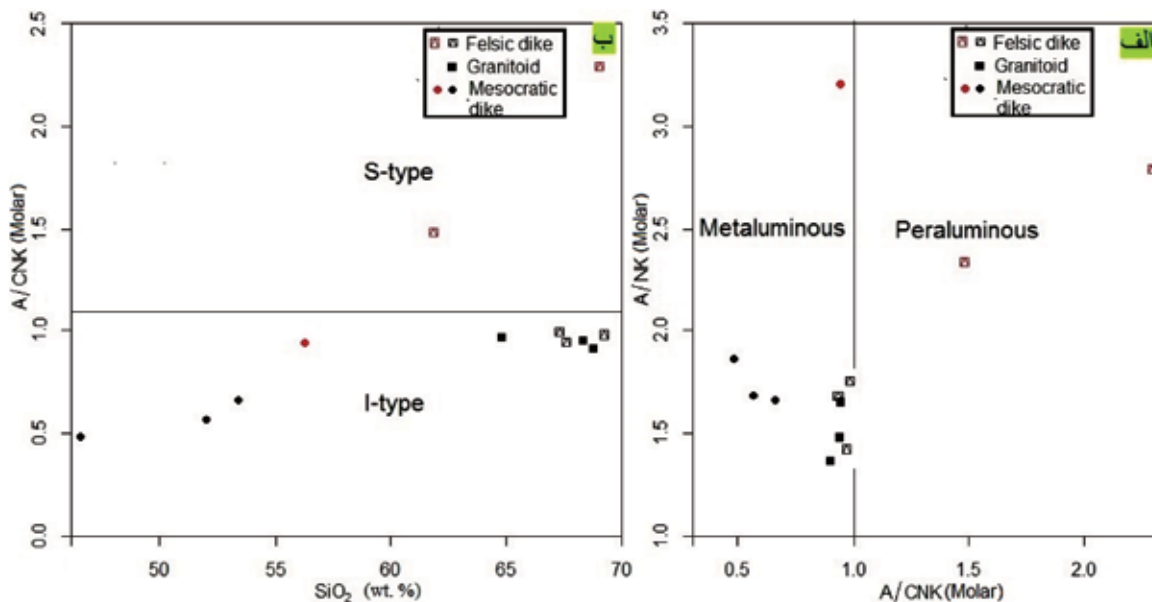
Rock	AG	G	Md	AG	AD	G	G	MO	MOD	R	R	R	ASH	APH
Total	100.1	100	100.1	100.2	99.75	99.87	99.81	99.75	99.69	99.63	99.57	99.51	100.1	99.29
Ba	690	755	1322	225	496	1077	686	1550	1242	566	835	1293	153	137
Co	4.2	8.4	28.5	21.3	2.9	6.5	6.4	29.5	33.9	3.4	2.8	2.4	19.9	9.8
Cs	2.1	2.1	1	3.2	1.6	4.7	6.1	4.7	5.4	4	2.2	2.4	2.4	2.7
La	6	12	42	22	8	29	27	46	40	24	18	18	24	8
Ce	12	20	73	39	17	52	48	87	75	42	30	31	40	18
Pr	1	1.6	4	3.2	1	4.33	3.95	6.98	6.33	3.04	2.18	2.15	2	1
Nd	5	11	25	19	6	16.5	15.1	27.7	25.8	11.2	8.1	8	18	7
Sm	1.5	2	4.4	4.2	1	3.14	2.81	5.29	4.98	1.89	1.47	1.58	2.7	1.1
Eu	0.5	0.7	0.7	0.8	0.5	1.01	0.83	1.67	1.6	0.64	0.54	0.64	<1	0.5
Gd	1.5	1.6	3.9	3.4	1	2.64	2.52	4.45	4.42	1.69	1.31	1.31	3.4	1
Tb	0.2	0.3	0.7	0.6	0.5	0.39	0.4	0.63	0.62	0.27	0.24	0.24	0.25	0.2
Dy	1	1.1	2.3	2.6	1	2.36	2.42	3.72	3.61	1.59	1.43	1.42	1.9	1
Er	0.5	0.5	0.9	0.75	1	1.11	1.19	1.79	1.84	0.7	0.63	0.62	0.5	0.75
Tm	0.08	0.1	0.1	0.1	0.1	0.12	0.13	0.19	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	0.5	0.75	2	1.6	0.3	0.3	0.4	1.9	2.1	0.2	0.1	0.2	0.5	0.25
Lu	0.1	0.1	0.11	0.11	0.1	0.1	0.12	0.16	0.17	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Nb	2.4	8	8.5	9.8	2.5	7.6	6.2	12.9	9.9	3.6	2.7	2.5	5.1	4
Pb	24	31	23	97	44	33	24	17	14	9	20	9	27	79
Rb	32	25	23	35	29	94	101	66	55	91	65	71	15	48
Sb	29.2	21.6	35.7	16.9	84.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	1.2	<0.5	<0.5	5.9	13756
Sr	297	448	970	254	287	521	413.2	820	748.7	324.7	481.6	464.1	357	51
Th	1.4	5	5.5	5	<1	12.09	12.88	11.93	10.8	7.37	6.16	6.19	3.5	1.9
Y	3	7	17	16	3	8.7	9.3	15.1	15.1	5	4.5	4.2	22	2
Zr	10	1	98	1	4	7	6	78	88	34	32	29	22	1

شده است و کمترین مقدار آن ۴۶/۶ درصد وزنی مربوط به یک دایک مزوکرات است. به‌طور کلی با افزایش SiO_2 ، اکسیدهای کلسیم، تیتان و منیزیم کاهش و اکسیدهای سدیم و پتاسیم به‌طور پراکنده‌ای افزایش یافته‌اند که تا حدی مطابق روند تفریق یا ذوب بخشی است، هرچند به نظر نمی‌رسد که همه آنها هم منشأ باشند و دایک‌های مزوکرات بیشتر روندی متفاوت با روند بقیه نمونه دارند. لازم به ذکر است که روند آلومینیوم، فسفر، باریوم و روبیدیم نامنظم و پراکنده است که ممکن است به دلیل دگرسانی بعضی از نمونه‌ها باشد. در اصل مقدار پلاژیوکلازها و به‌خصوص میزان آلومینیوم و کلسیم آنها در سنگ‌های اسیدی کاهش می‌یابد. به‌طور کلی مقادیر آلومینیوم و کلسیم در سنگ‌های بازیک بیشتر است، چون این سنگ‌ها دارای درصد بیشتری

بر اساس شکل ۹-الف اکثر نمونه‌ها در محدوده متآلومینوس و دو نمونه از دایک‌های فلسیک در محدوده پراآلومینوس قرار می‌گیرند و بر اساس شکل ۹-ب اکثر نمونه‌ها در محدوده I-type و همان دو نمونه دایک فلسیک در محدوده S-type قرار می‌گیرند. نمونه‌هایی که در محدوده پراآلومینوس و S-type واقع شدند به نسبت دگرسان شده می‌باشند.

ژئوشیمی عناصر اصلی

رفتار شیمیایی عناصر اصلی در نمودارهای تغییرات هارکر برای سنگ‌های مورد مطالعه در شکل ۱۰ نشان داده شده است. بالاترین مقدار SiO_2 در نمونه‌های ارائه شده ۶۹/۳۳ درصد وزنی است که مربوط به یک دایک فلسیک دگرسان

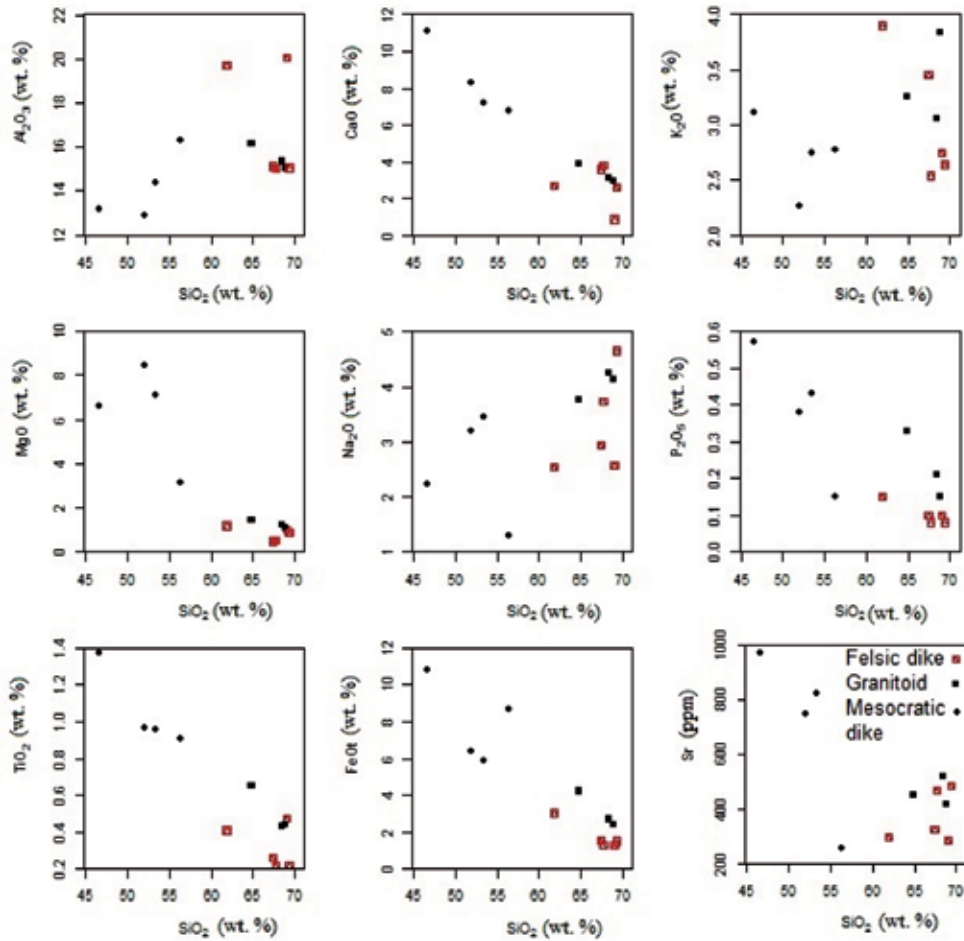


شکل ۹. ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک، الف) نمودار A/CNK-A/NK از (Shand 1943 است، ب) نمودار SiO₂-A/CNK از (Chappell and white 1992) است، (A=Al₂O₃, C=CaO, N=Na₂O, K=K₂O)، نماد قرمز= دگرسانی

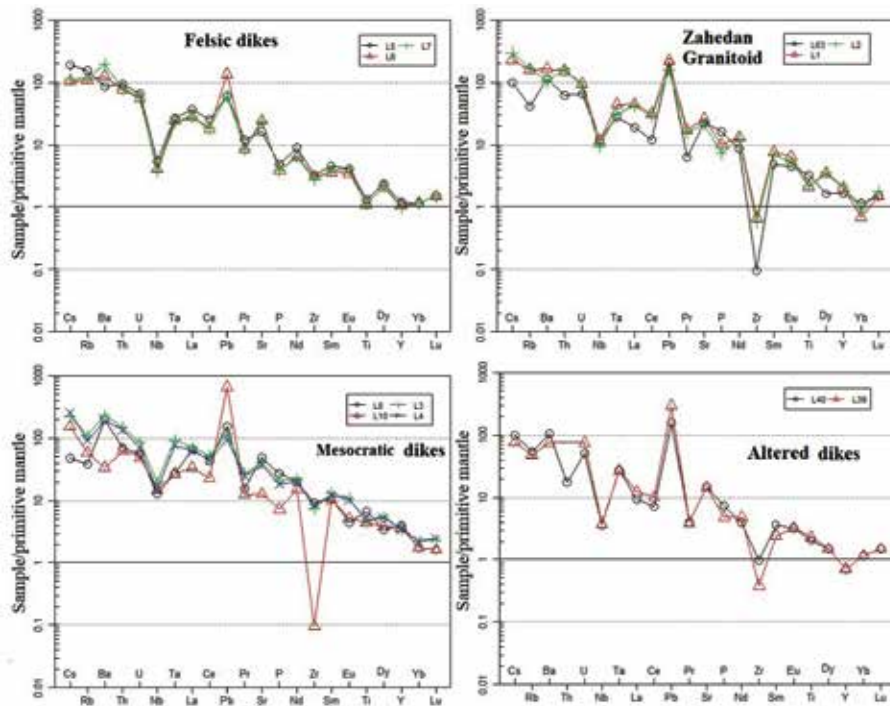
ژئوشیمی عناصر فرعی

در نمودارهای عنکبوتی مقادیر عناصر فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به مقادیر این عناصر در گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) به هنجار شده‌اند (شکل ۱۱). این نمودارها برای گرانیتوئید زاهدان (توده نفوذی)، دایک‌های فلسیک، دایک‌های فلسیک دگرسان شده و دایک‌های مزوکرات رسم شده است (شکل ۱۱). براساس این نمودارها، بیشتر عناصر دارای رفتار مشابه و دارای مقادیر LILE بیشتری نسبت به مقادیر HFSE می‌باشند که از خصوصیات سنگ‌های تشکیل شده از ماگماهای مشتق شده در پهنه‌های فرورانش (Rollinson, 1983; Pearce, 1993) است. سرب در تمام نمونه‌های دارای آنومالی مثبت شدیدی است که نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای است (Girardi et al., 2012). Nb, Zr, Y در همه نمونه‌های مورد بررسی دارای مقادیر به نسبت کمتر و آنومالی منفی بارزی می‌باشد که به دلیل دیرگداز بودن کانی‌های حامل و باقی ماندن آنها در سنگ منشاء می‌باشد (Ayers, 1998). Rb در بیشتر نمونه‌ها دارای آنومالی منفی درحالی‌که Ba در بیشتر نمونه‌ها دارای آنومالی مثبت است که به دلیل کم‌وزیاد شدن کانی‌هایی مثل پلاژیوکلاز است.

از کانی‌های حامل این اکسیدها یعنی کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار می‌باشند (Mason and Moore, 1983; Aragon et al., 2002; Calanchi et al., 2002) هرچند مقدار آهن، تیتان و منیزیم در سنگ‌های آذرین، مرتبط با حضور مگنتیت و کانی‌های فرومنیزین نیز می‌باشد ولی کانی‌های حاصل از دگرسانی مثل بیوتیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت هم نقش مهمی در افزایش یا کاهش غیرعادی عناصر فوق دارند. بر اساس شکل ۱۰ مقدار استرانسیوم در سنگ‌های آذرین با مقدار کلسیم ارتباط مستقیم دارد و در اصل در سنگ‌هایی که پلاژیوکلاز بیشتری دارند، افزایش نشان می‌دهد. افزایش مقدار استرانسیوم در بعضی از سنگ‌های اسیدی منطقه نسبت به دیگر سنگ‌های اسیدی و سنگ‌های حدواسط شاید به دلیل دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها به سریسیت باشد. مقدار افزایش روبیدیم در بعضی از سنگ‌های منطقه با افزایش SiO₂ نیز به دلیل دگرسانی است. مقدار Ba و Rb با مقدار SiO₂ ارتباطی چندانی ندارد. روند افزایشی Rb در بعضی از نمونه‌ها ناشی از جایگیری این عنصر در کانی‌های بیوتیت و فلدسپات پتاسیم‌دار بجای پتاسیم است (Taylor, 1965).



شکل ۱۰. نمودارهای عناصر اصلی و فرعی در مقابل اکسید سیلیسیم برای سنگ‌های آذرین لخشک

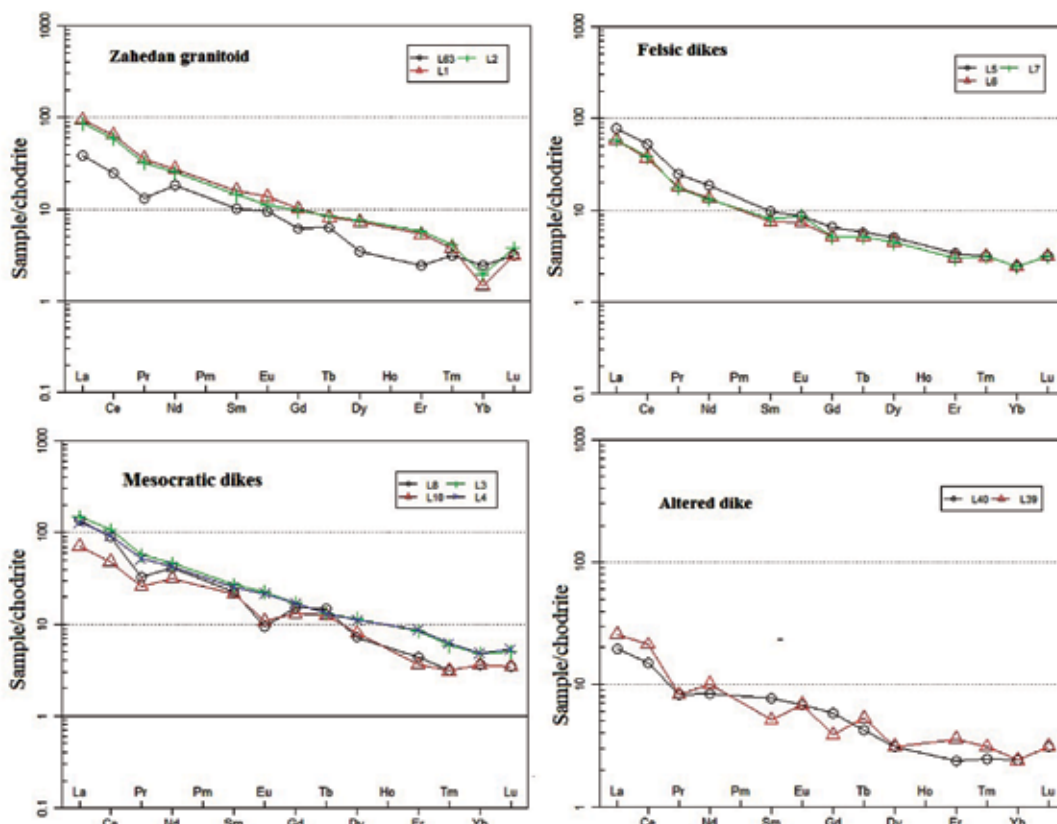


شکل ۱۱. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی در سنگ‌های آذرین لخشک که نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) به هنجار شده است

ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی

گرفتن آنها از یک ماگما می باشد (Seghedi et al., 2004). براساس الگوی نمودار عناصر کمیاب، در گرانیته زاهدان، Pr و Yb دارای آنومالی منفی و Nd دارای آنومالی مثبت، در دایک‌های مزوکرات Eu و Pr دارای آنومالی منفی و در دایک‌های دگرسان شده Pr, Sm, Gd, Dy و Tb دارای آنومالی مثبت می باشند. در ایجاد این آنومالی، نوع کانی در سنگ منشأ مهم است به طوری که ذوب نشدن گارنت در سنگ منشأ منجر به تهی شدگی و آنومالی منفی در HREE و بخصوص در عناصری مثل Y می شود (Rudnick, 1990). نوع و مقدار آنومالی Eu به فوگاسیته اکسیژن ماگما و کانی شناسی سنگ مرتبط است به طوری که سنگ‌هایی با پلاژیوکلاز بیشتر و هورنبلند و اوژیته کمتر در شرایط کاهنده دارای آنومالی Eu منفی شدیدتری می باشند و بر عکس آن، آنومالی Eu کاهش، حذف و حتی مثبت می شود (Martin, 1999).

الگوی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به مقدار میانگین آنها در کندریت (Boynton, 1984) به‌هنگار شده در شکل ۱۲ نشان داده شده است. کم‌وبیش همه REE‌ها نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین در همه نمونه‌های مورد بررسی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی و روند نزولی LREE‌ها نسبت به HREE‌ها بیانگر وابستگی آنها به ماگماهای کالک آلکالن مناطق فرورانش است (Asiabanha et al., 2012; Zulkarnain, 2009; Helvacı et al., 2009; Nicholson et al., 2004; Marchev et al., 2004; Rollinson, 1993). اگرچه الگوهای عناصر کمیاب برای بیشتر نمونه‌های مورد بررسی تا حدی مشابه است ولی این الگوها برای هر گروه از سنگ‌ها مثل گرانیته زاهدان و دایک‌ها تفاوت‌هایی دارند. اگر این الگوها برای نمونه‌های مختلف موازی و مشابه باشند شاید نشان‌دهنده منشأ

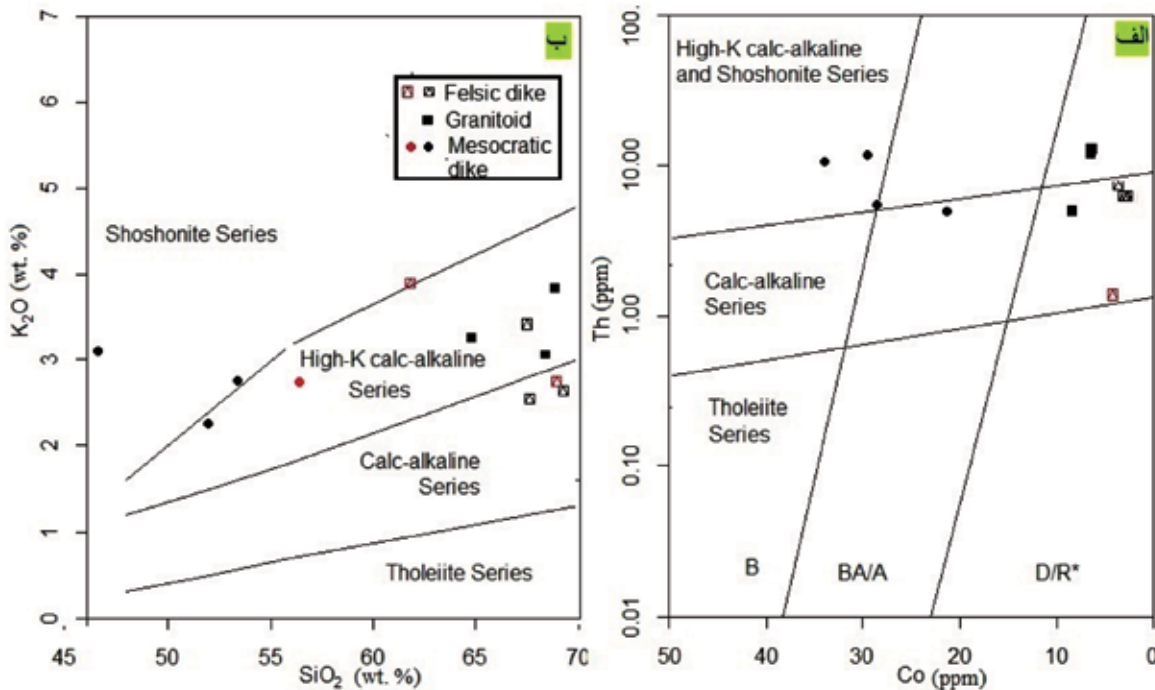


شکل ۱۲. نمودار عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آذرین لخشک که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) به‌هنگار شده است

سری ماگمایی

ماگمایی کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالا و تعدادی از دایک‌های حدواسط در گستره و در مرز سری شوشونیتی واقع شده است. به‌طور کلی از این نمودارها می‌توان نتیجه گرفت که نفوذی‌ها و دایک‌های فلسیک از ماگمای کالک آلکالن و دایک‌های مزوکرات از ماگمای شوشونیتی منشأ گرفته باشند.

سنگ‌های مورد بررسی در منطقه مورد مطالعه بیشتر ساب آلکالن و تعدادی آلکالن (سه نمونه) می‌باشند (شکل ۸). این سنگ‌ها براساس شکل ۱۳-الف در محدوده سری کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند. براساس شکل ۱۳-ب اکثر نمونه‌ها متعلق به سری



شکل ۱۳. موقعیت ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف) نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)، ب) نمودار SiO_2 در مقابل K_2O (Peccerillo and Taylor 1976)، نماد قرمز= دگرسانی

سنگ‌های مورد بررسی فقط در گستره گرانیتوئیدهای کمان‌های ولکانیکی (VAG) جای گرفته‌اند. بر اساس شکل ۱۴-پ نیز، همه نمونه‌ها در گستره جایگاه کمان قاره‌ای (CA) قرار دارند با وجود این به نظر می‌رسد که نمونه‌های مورد بررسی به دو یا سه گروه قابل تفکیک می‌باشند.

بحث

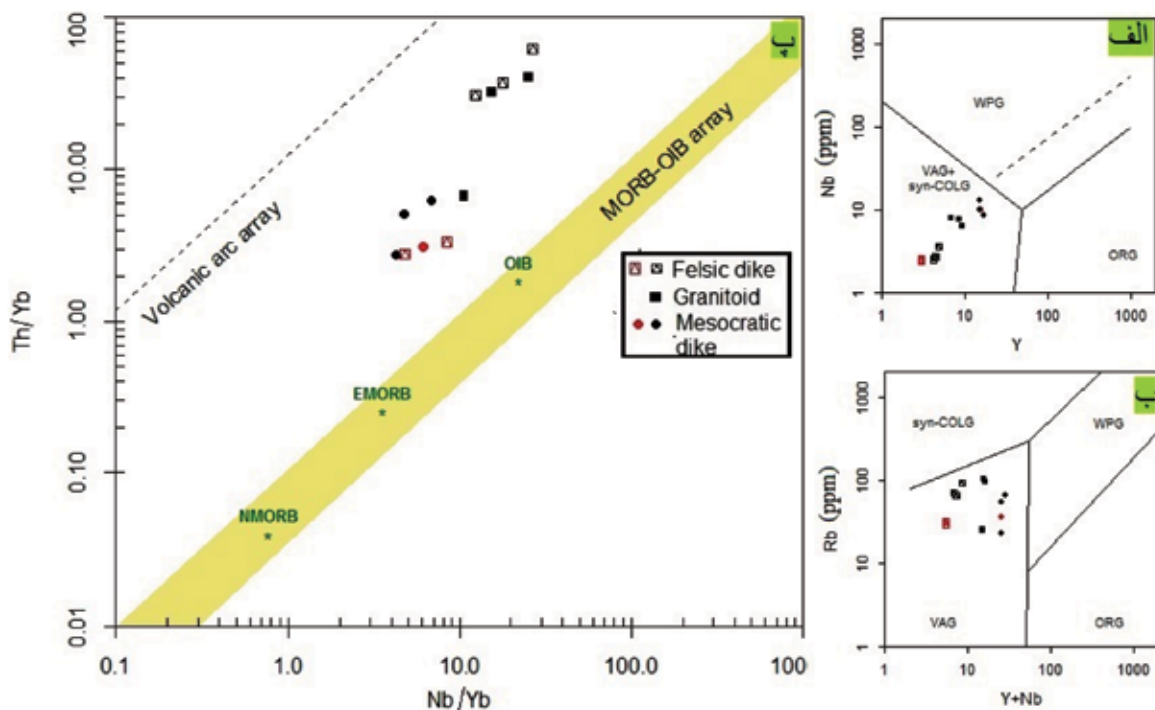
ذوب بخشی فلیش‌ها یا سنگ‌های توریداتی اولین نظریه‌ای است که برای منشأ ماگمای گرانیتوئید زاهدان ذکر شده است (Camp and Griffis, 1982). ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و فلیش‌ها (Boomeri and Lashkaripour, 2003) تفریق بلوری ماگمای گوشته‌ای

جایگاه تکتونیکی

گرانیتوئیدهای نوع I کالک آلکالن پتاسیم بالا که به مقدار جزئی پرآلومینوس می‌باشند، اغلب متعلق به کمان‌های ولکانیکی مرتبط با پوسته قاره‌ای هستند (Maniar and Piccoli, 1989). این گرانیتوئیدها عبارتند از حاشیه قاره‌ای (CAG)، تصادم قاره-قاره (CCG) و بعد از کوهزایی (POG). در شکل ۱۴-الف نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های ولکانیکی (VAG) و گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد (SYN-COLG) قرار می‌گیرند. ولی بر اساس شکل ۱۴-ب که گرانیتوئیدهای کمان‌های ولکانیکی (VAG) و گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد (SYN-COLG) را از هم تفکیک می‌کنند، همه

می‌باشند که به‌شدت دچار تفریق بلوری همراه با آلودگی (AFC) شده‌اند (Grove and Donnelly-Nollan, 1986). قدیم‌ترین فاز ماگمایی گرانیتوئید زاهدان که بیش از ۴۰ میلیون سال سن دارد (Mohammadi et al., 2016) ممکن است با این مدل قابل تفسیر باشد چون این زمان با فرورانش پوسته اقیانوسی در شرق و جنوب شرق ایران مطابقت دارد و سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی مرتبط با آن نیز در این زمان در پهنه جوش خورده ایران تشکیل شده است (Camp and Griffis, 1982؛ هدایتی و همکاران، ۱۳۹۵).

و هضم سنگ‌های پوسته (Sadeghian et al., 2005)، ماگماتیسم حاصل از فرورانش صفحه اقیانوسی (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۶؛ سرحدی و همکاران؛ ۱۳۹۶) از دیگر نظریات در رابطه با منشأ ماگمای سنگ‌های مورد بحث می‌باشد. همان‌طور که ذکر شد سنگ‌های آذرین مورد مطالعه سه نوع هستند که گروه اول متعلق به پیکره اصلی توده نفوذی و فاز اول ماگماتیسم در منطقه است و از لحاظ کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی از گرانیتوئیدهای نوع کالک آلکان می‌باشند. رایج‌ترین منشأ گرانیتوئیدهای نوع I، ماگماهای تشکیل شده در بالای زون فرورانش در گوشته



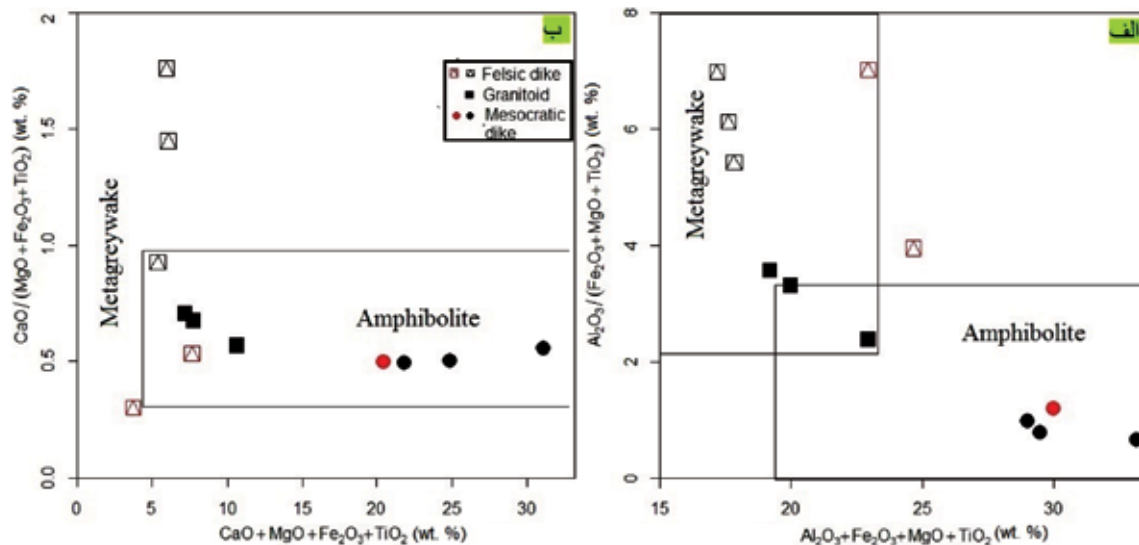
شکل ۱۴. موقعیت ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک بر روی نمودارهای تفکیک جایگاه‌های تکتونیکی، الف) نمودار Y در مقابل Nb (Pearce, 1983)، ب) نمودار Y+Nb در مقابل Rb (Pearce, 1983)، پ) نمودار Nb/Yb-Th/Yb (Pearce, 2008)؛ نماد قرمز= دگرسانی

تفسیر باشند. در اصل در مدل تفریق بلوری، سنگ‌های بازیک اغلب زودتر از سنگ‌های اسیدی تشکیل می‌شوند ولی در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های حدواسط و بازیک جوان‌ترند چون پیکره اصلی گرانیتوئید زاهدان را قطع کرده‌اند. بنابراین روند تشکیل سنگ‌های آذرین حدواسط و فلسیک منطقه مورد مطالعه، بیشتر با مدل ذوب بخشی قابل تفسیر می‌باشد. در مدل ذوب بخشی ماگمای بازیک با جابجایی‌های استنوسفری به سمت بالا گرمای لازم را برای

تهی شدگی Zr، Ti، Nb، Y در ماگماهای ایجاد شده در گوشته بالای زون فرورانش، به عدم تحرک آنها در حین ذوب بخشی نسبت داده می‌شود (Davidson, 1996; Noll, et al., 1996). از طرف دیگر حجم زیاد گرانیتوئید زاهدان با سن ۳۰ میلیون سال (Mohammadi et al., 2016) و دیگر سنگ‌های فلسیک و حدواسط منطقه که جوان‌تر هستند و نبود سنگ‌های بازیک و معادل‌های آتشفشانی در این زمان نمی‌تواند با تبلور تفریقی یا فرآیندهای AFC قابل

جوان‌تر می‌باشند از ماگمای مشتق شده از ذوب بخشی فلیش‌ها هم‌زمان با بسته شدن اقیانوس سیستان تشکیل شده‌اند. ترکیب دایک‌های حدواسط با ماگماهای حاصل از سنگ‌های بازیک‌تر منطبق است (شکل ۱۵). این سنگ‌ها که دارای پتاسیم بالا و شوشونیتی می‌باشند، شاید مربوط به رویدادهای کشتی پسابروردی باشند. علاوه بر این در شکل ۱۵ ترکیب سنگ منشأ روند جالبی را نشان می‌دهد به طوری که دایک‌های حدواسط از ذوب سنگ‌های بازیک و دایک‌های فلسیک از ذوب ماسه سنگ حاصل شده‌اند در حالی که گرانیتوئید از ترکیبی حدواسط بین اینها حاصل شده که ممکن است ناشی از اختلاط دو ماگمای بازیک و اسیدی در منطقه باشد. گسل‌های امتداد لغز حاصل از رویدادهای برخورد و پسابروردی در جای‌گیری دایک‌ها نقش داشته‌اند.

ذوب سنگ‌های سنگ کره و پوسته زیرین فراهم می‌کند (Pang et al., 2013). بنابراین ذوب بخشی سنگ‌های مافیک (آمفیبولیت) پوسته زیرین یا ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی در زون‌های فرورانش قدیمی ممکن است مدل منطقی‌تری برای تشکیل ماگمای گرانیت‌های فاز دوم (نوع I) و دایک‌های مورد مطالعه باشد. همواره غنی‌شدگی Th, Rb, K, Pb و تهی‌شدگی Zr, Ti, Nb, Y با مذاب‌های به وجود آمده از پوسته زیرین و لیتوسفر در بالای مناطق فرورانش قدیمی نیز سازگار است (Harris et al., 1986; Chappell and White, 1974). شاید بخش زیادی از پیکره گرانیتوئید زاهدان با سن ۳۰ میلیون سال از ماگماهای مشتق شده از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک پوسته یا بقایای پوسته اقیانوسی به‌جامانده از فرورانش‌های قبلی تشکیل شده (شکل ۱۵) ولی دایک‌های فلسیک که کمی



شکل ۱۵. موقعیت ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک بر روی نمودارهای تفکیک سنگ منشأ ماگما، الف) نمودار $Al_2O_3/(Fe_2O_3+MgO+TiO_2)$ در مقابل $Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$ (بر اساس کار Patino Douce, 1999)، ب) نمودار $CaO/(MgO+Fe_2O_3+TiO_2)$ در مقابل $CaO+MgO+Fe_2O_3+TiO_2$ (بر اساس کار Magna et al., 2010)؛ نماد قرمز= دگرسانی

نتیجه‌گیری

دگرگونی بیشتر شامل فیلیت، اکتینولیت شیست، مرمر و میلونیت می‌شوند. توده نفوذی عمدتاً گرانودیوریت، دایک‌های اسیدی بیشتر گرانودیوریت پورفیری (داسیت) و دایک‌های حدواسط ملادیوریت، ملاگرانودیوریت و کوارتزومنزودیوریت می‌باشند. توده گرانیتوئیدی از نوع I، متآلومینوس و کالک آلکالن پتاسیم بالا می‌باشد. مقادیر LILE نسبت به

در گستره آنتیموان دار لخشک، سنگ‌های فلیش گونه میزبان، کم‌وبیش گسله، چین‌خورده، دگرگون شده، دگرسان شده و میلونیتیزه می‌باشند که مورد نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی، دایک‌های اسیدی و حدواسط، رگه‌های سیلیسی و رگه‌های استیبینیت دار واقع شده‌اند. سنگ‌های

- خرمی، ز.، ۱۳۹۱. ژنز کانسار آنتیموان بائوت، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۱۴۹.
- رضایی کهخایی، م. رهبر، ر.، و قاسمی، ح.، ۱۳۹۶. تعیین سن مجموعه نفوذی لخشک به روش اورانیوم-سرب روی کانی های زیرکن و تیتانیت، شرق ایران، مجله بلور و کانی شناسی، ۲۵، ۱، ۱۱۱-۱۲۲.
- سرحدی، ن.، احمدی، ع.، فیروزکوهی، ز.، و جامی، م.، ۱۳۹۶. سنگ شناسی و ژئوشیمی دایک های مزوکرات و ملانوکرات در پیکره گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، علوم زمین، ۲۶، ۱۰۴، ۱۴۹-۱۶۸.
- فرشیدپور، ج.، ۱۳۹۱. ژنز کانسار آنتیموان سفیدآبه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۱۲۵.
- کنعانیان، ع.، رضایی کهخایی، م.، الیاسی، م.، و اسماعیلی، د.، ۱۳۸۶. شواهد پتروگرافی حاکی از دگرشکلی دمای بالا در سنگ های حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال غرب زاهدان، ایران. مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۳، ۱، ۳۹-۴۷.
- مارزی، م.، ۱۳۹۴. کانی شناسی، دگرسانی و منشاء کانیزایی آنتیموان و طلا در منطقه سفیدسنگ، جنوب زاهدان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۲۶۷.
- مجددی مقدم، ح.، ۱۳۹۸. ژئوشیمی، زمین حرارت-فشار سنجی رگه های آنتیموان در مناطق درگیابان، سفیدسنگ، لخشک، شورچاه، بائوت و سفیدآبه، رساله دکترای تخصصی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۳۱۱.
- مرادی، ر. بومری، م. باقری، س و زاهدی، ا.، ۱۳۹۴. تعیین شرایط فیزیکی شیمیایی و عوامل کنترل کننده کانیزایی با استفاده از کانه نگاری روابط پاراژنزی و میانبار سیال در کانسار استیبنیت-طلا شورچاه، جنوب شرق زاهدان. مجله بلور و کانی شناسی، ۲۳، ۱۲۱-۱۳۴.
- مرادی، ر.، ۱۳۹۱. سبک و منشاء کانیزایی آنتیموان و طلا در شورچاه، جنوب شرق زاهدان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ۱۵۸.
- مظلوم، غ.، ۱۳۹۶. کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز

مقادیر HFSE در سنگ های آذرین منطقه غنی شدگی نشان می دهند که از خصوصیات ماگماهای پوسته و یا ماگماهای گوشته ای به شدت آغشته به مواد پوسته ای می باشد. ترکیب دایک های فلسیک با ماگماهای مشتق شده از ذوب بخشی فلیش ها و ترکیب دایک های حدواسط با ماگماهای حاصل از سنگ های بازیک (آمفیبولیت) منطبق است در حالی که ترکیب پیکره اصلی توده نفوذی لخشک با ماگماهای مشتق شده از ذوب سنگ هایی با ترکیبی حدواسط آنها قابل تفسیر است که ممکن است ناشی از اختلاط دو ماگمای بازیک و اسیدی در منطقه باشد. ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های آذرین محدوده مورد مطالعه بیشتر مشابه با سنگ های مربوط به جایگاه های فرورانش و کمان های ولکانیکی می باشد با این وجود سن و روند دایک ها با رویدادهای پسابروردی و گسل های امتداد لغز در منطقه منطبق است. کانی زایی آنتیموان از نوع رگه ای است که به وسیله گسل و دیگر عوامل ساختاری کنترل شده است. آب های جوی و دگرگونی تحت تاثیر آخرین فاز ماگمایی که شاید مرتبط با دایک های فلسیک و حدواسط باشند، گرم شده و با چرخش و عبور از سنگ های فلیشی در گسل ها و فضاهای خالی باعث تشکیل رگه های کوارتز-استیبنیت و دگرسانی های سیلیسی، آرژیلیک، و سرسیستیک شده اند. کانی زایی ابتدا با تشکیل استیبنیت، پیریت، ارسنوپیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت رخ داده است. سپس بخشی از این کانی ها بر اثر برخورد با آب های سطحی اکسید شده و به صورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، منگنز، کربنات های مس و سرب و روی و شاید اکسیدهای آنتیموان دیده می شوند.

منابع

- بومری، م.، ۱۳۹۳. کانسارها و اندیس های معدنی در استان سیستان و بلوچستان، ششمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۹۸-۱۰۳.
- بومری، م.، مجددی مقدم و بیابانگرد، ح.، ۱۳۹۷، سنگ شناسی و زمین شیمی سنگ های آذرین و کانی زایی آنتیموان و طلا در منطقه سفیدسنگ و درگیابان. پترولوژی، ۳۵، ۳، ۱۹۳-۲۱۶.

- land of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 367-395.
- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, Eastern Iran. *Lithos*, 15, 221-239.
 - Chappell, B.W. and White, A. J.R., 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 83, 1-26.
 - Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite type. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
 - Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*, George Allen and Unwin, London, 450.
 - Davidson, J.P., 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism in Subduction, Top to bottom (Eds. Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., and Platt, J.P.) *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, 96, 251-262.
 - Dill, H.D., 2010. The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews*, 100, 1-420.
 - Girardi, J. D., Patchett, P. J., Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Cecil, M. R., Rusmore, M. E., Woodsworth, G. J., Pearson, D. M., Manthei, C. and Wetmore, P., 2012. Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the coast mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology*, 53, 1505-1536.
 - Grove, T.L. and Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 281-302.
 - کانسار آنتیموان لخشک، شمال غرب زاهدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران، ۱۷۱.
 - هدایتی، ن.، بومری، م. و بیابانگرد، ح.، ۱۳۹۵. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی مجموعه آذرین نخیلاب، شمال باختر زاهدان. *مجله پترولوژی*، ۲۶، ۲۳-۴۴.
 - Aragon, E., Gonzalez, P., Yolanda, E., Cavarozzi, A.C., Llambias, E. and Rivalenti, G., 2002. Thermal divide andesites-trachytes, petrologic evidence, and implications from Jurassic north Patagonian massif alkaline volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 16-91.
 - Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kanani-an, A. and Rahimi, G., 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45, 79-94.
 - Ayers, J., 1998. Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 390-404.
 - Behrouzi, 1993. Geological map of Zahedan (1:250000), Geological Survey of Iran, Tehran.
 - Boomeri, M. and Lashkaripour, G.R., 2003. Granite of Zahedan, Southeastern Iran. *Geophysical Research Abstracts* 5, 04933.
 - Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H. and Bagheri, S., 2019. Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran. *Ore Geology Reviews*, 104, 477-494.
 - Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Eds. Henderson, P.), Elsevier, Amsterdam, 63-114.
 - Calanchi, N., Peccerillo, A., Tranne, C.A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Kempton, P., Barbieri, M. and Wue, T.W., 2002. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the Is-

- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Collision Tectonics (Eds. Coward, M.P. and Ries, A.C.) Special Publication, Geological Society, London, 19, 67-8.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
- Helvacı, C., Ersoy, E.Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B., 2009. Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185, 3, 181-202.
- Magna, T., Janousek, V., Kohot, M., Oberli, F. and Wiechert, U., 2010. Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from variscan belt with lithium isotopes and possible link to Subduction-related origin of some A-type granites. *Chemical Geology*, 274, 94-107.
- Maniar, P.D. and Picooli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America*, 101, 635-643.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Moritz, R., 2004. Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics*, 393, 301-328
- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 3, 411-429
- Mason, B. and Moore, C.B., 1983. *Principle of Geochemistry*. John Wiley, New York, 344.
- Middlemost, E. A. K., 1985. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215-224.
- Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P. and Ruh, J., 2016. U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: implication for closure of the south Sistan Suture Zone. *Lithos*, 248-251, 293-308.
- Moradi, R. and Boomeri, M., 2016. Remote sensing detection of altered zones associated with Cu-Mo mineralization in North of Zahedan, SE Iran using Landsat-8 data. *Yerbilimleri*, 38, 3, 275-294.
- Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S. and Nakashima, K., 2016. Mineral chemistry of igneous rocks in the Lar Cu-Mo prospect, southeastern part of Iran: Implications for P, T, and $f\text{O}_2$. *Turkish Journal of Earth Science*, 25, 1-16.
- Nicholson, K.N., Black, P.M., Hoskin, P.W.O. and Smith, I. E. M., 2004. Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cenozoic Australian-Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 295-306.
- Noll, P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P. and Ryan, J.G., 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 587-611.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180-181, 234-251.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A. Fernandez C. and Vigneresse, J. L. (Eds): *Understanding granites: intergrating new and classical techniques*. Geological Society of

London, Special Publication, 168, 55-75

- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Nantwich, Cheshire (Eds Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J.), Shiva Nantwich, 230-249.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos*, 100, 14-48.
- Peccerillo, A. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, and Interpretation. Harlow, UK, Longman, London, UK. 344.
- Rudnick, R. L., 1990. Nd and Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths from north Queensland, Australia: implications for Nd model ages and crustal growth processes. *Chemical Geology*, 83, 195-208.
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Né'dé'lec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V., 2005-The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 301-327.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakacs, A., Balogh, K. and Pecskey, Z., 2004. Postcollisional Tertiary-Quaternary mafic alkali magmatism in the Carpathian-Pannonia region: a review. *Tectonophysics*, 393, 43-62.
- Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks*, D. Van Nostrand Company, New York, 360.
- Sun, S.S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications, Geological Society, London, 42, 313-345.
- Taylor, S. R., 1965. The application of trace element data to problems in petrology. *Physics and Chemistry of the Earth*, 6, 133-213.
- Tirrul, R., Bell, L. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America*, 84, 134-150.
- Whitney, D. and Evans, B. D., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 1, 185-187
- Zulkarnain, I., 2009. Geochemical signature of Mesozoic volcanic and granitic rocks in Madina Regency area, North Sumatra, Indonesia, and its tectonic implication. *Indonesian Journal on Geoscience*, 4, 2, 117-131.

کانسار طلای اخترچی با میزبان کربناته؛ زمین‌شناسی، مینرالوگرافی و مطالعات الکترون‌مایکروپروب (EPMA)

محمدامین نظیری^(۱)، ایرج رسا^(۲) و محمد یزدی^(۳)

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

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران

۳. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران

تاریخ دریافت: ۹۹/۱۰/۲۴

تاریخ پذیرش: ۹۹/۱۲/۲۰

چکیده

کانسار طلای اخترچی با میزبان کربناته در جنوب‌شرق محلات، استان مرکزی و در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان قرار دارد. سنگ میزبان شامل سنگ‌های کربناته ناخالص پرمین می‌باشد و در پهنه‌های کانه‌زایی تحت تأثیر انحلال (کربنات‌زدایی) و برشی شدن قرار دارد. کانه‌زایی به صورت ساختاری کنترل شده است و ارتباط مکانی بین گسل‌ها و کانه‌زایی وجود دارد. مهم‌ترین دگرسانی‌ها شامل سیلیسی، هماتیسی، دولومیتی، کربنات‌زدایی و رسی می‌باشند. کانه‌زایی طلا به سه صورت همراه با اکسیدهای آهن، نوع سیلیسی (ژاسپروئیدی) و نوع پلاستی ایجاد شده است. پنج نوع رگه کانه‌دار در منطقه شناسایی شده‌اند که عبارتند از رگه‌های اکسید آهن طلا‌دار، سیلیسی-اکسید آهنی طلا‌دار، سیلیسی-اکسید آهنی مس‌دار، سیلیسی-پیریتی و کوارتزی شیری رنگ می‌باشد. بر اساس مطالعات مایکروپروب طلا به صورت ذرات میکروسکوپی درون اکسیدهای آهن و به صورت نامرئی درون اکسیدهای آهن، آهن-منگنز، کربنات‌ها، کانی‌های ثانویه مس‌دار و سولفیدها وجود دارد. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی، ساختاری، دگرسانی، مینرالوگرافی و مایکروپروب ویژگی‌های کانسار اخترچی بیشترین شباهت را با کانسارهای طلای کارلین دارد.

واژه‌های کلیدی: اخترچی، پهنه سنندج-سیرجان، تیپ کارلین، سنگ میزبان کربناته، طلا.

مقدمه

کانسار طلای اخترچی با میزبان کربناته، در ۲۰ کیلومتری جنوب شرق محلات، استان مرکزی و پهنه ساختاری سنندج-سیرجان قرار دارد. پهنه سنندج-سیرجان یک زون دگرگونی در کوهزایی زاگرس از منشاء گندوانایی است (Fergusson et al., 2016). در این پهنه، پدیده‌های دگرگونی، ماگماتیسیم و زمین‌ساخت بی‌درپی و هماهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی در بیشترین مقدار رخ داده است. از همین رو، این پهنه ناآرام‌ترین و به عبارتی پویاترین پهنه زمین‌ساختی ایران است (آقائباتی، ۱۳۸۳). بر اساس داده‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی سنگ کل، سنگ‌های دگرگون در پهنه سنندج-سیرجان به محیط زمین‌ساختی فرورانش و کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای تعلق دارند (رحمانی جوانمرد و همکاران، ۱۳۹۹). ناحیه اخترچی از نظر تنوع مواد معدنی قابل توجه است، به طوری که کانه‌زایی‌های مختلفی از قبیل طلا، مس، روی،

* نویسنده مرتبط: naziri.ma@gmail.com

دانش ما از نوع کانه‌زایی، ژنز و کنترل‌کنندگان کانه‌زایی در کانسار اخترچی، در این مقاله زمین‌شناسی، دگرسانی، تکتونیک، مینرالوگرافی و در نهایت ویژگی‌های ژئوشیمیایی کانی‌ها و کانه‌های میزبان طلا با استفاده از ترکیب مطالعات میکروسکوپی و نتایج الکترون‌میکروپروب^۱ بررسی شد.

روش مطالعه

بعد از پیمایش‌های زمین‌شناسی از پهنه، نمونه‌برداری از سنگ‌های میزبان دگرسان و غیر دگرسان و نیز بخش‌های مختلف کانسنگ‌های گستره اخترچی صورت پذیرفت. بعد از بررسی نمونه‌های دستی، نمونه‌های مناسب برای تهیه مقاطع نازک (۵۶ عدد)، نازک-صیقلی (۱۴ عدد) و صیقلی (۱۲ عدد) انتخاب شد. بعد از تهیه مقاطع، مطالعه پتروگرافی و مینرالوگرافی مقاطع با استفاده از میکروسکوپ نوری در دانشگاه شهید بهشتی صورت پذیرفت. تجزیه الکترون‌میکروپروب شامل تصویربرداری بک‌اسکتر^۲ و تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها و کانه‌های میزبان طلا برای تایید ماهیت کانه‌ها و تعیین مقدار طلا و دیگر عناصر در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. برای مطالعات مایکروپروب، ابتدا مقاطع صیقلی تهیه شده از نمونه‌های منتخب با کربن مورد پوشش قرار گرفت و سپس به وسیله دستگاه مایکروپروب مدل CAMECAX100 با شرایط ۲۰ کیلو الکترون‌ولت (Kev) و ۲۰ نانوآمپر (nA) و با پرتو به قطر یک تا پنج میکرون مورد مطالعه قرار گرفت. کانه‌های کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، کالکوسیت و ذرات طلا به همراه سیلیکات مس، اکسیدهای آهن و آهن-منگنز، کوارتز، باریت و کربنات‌ها، مواردی بودند که بر روی آنها تجزیه صورت گرفت (۱۳۷ نقطه).

بحث

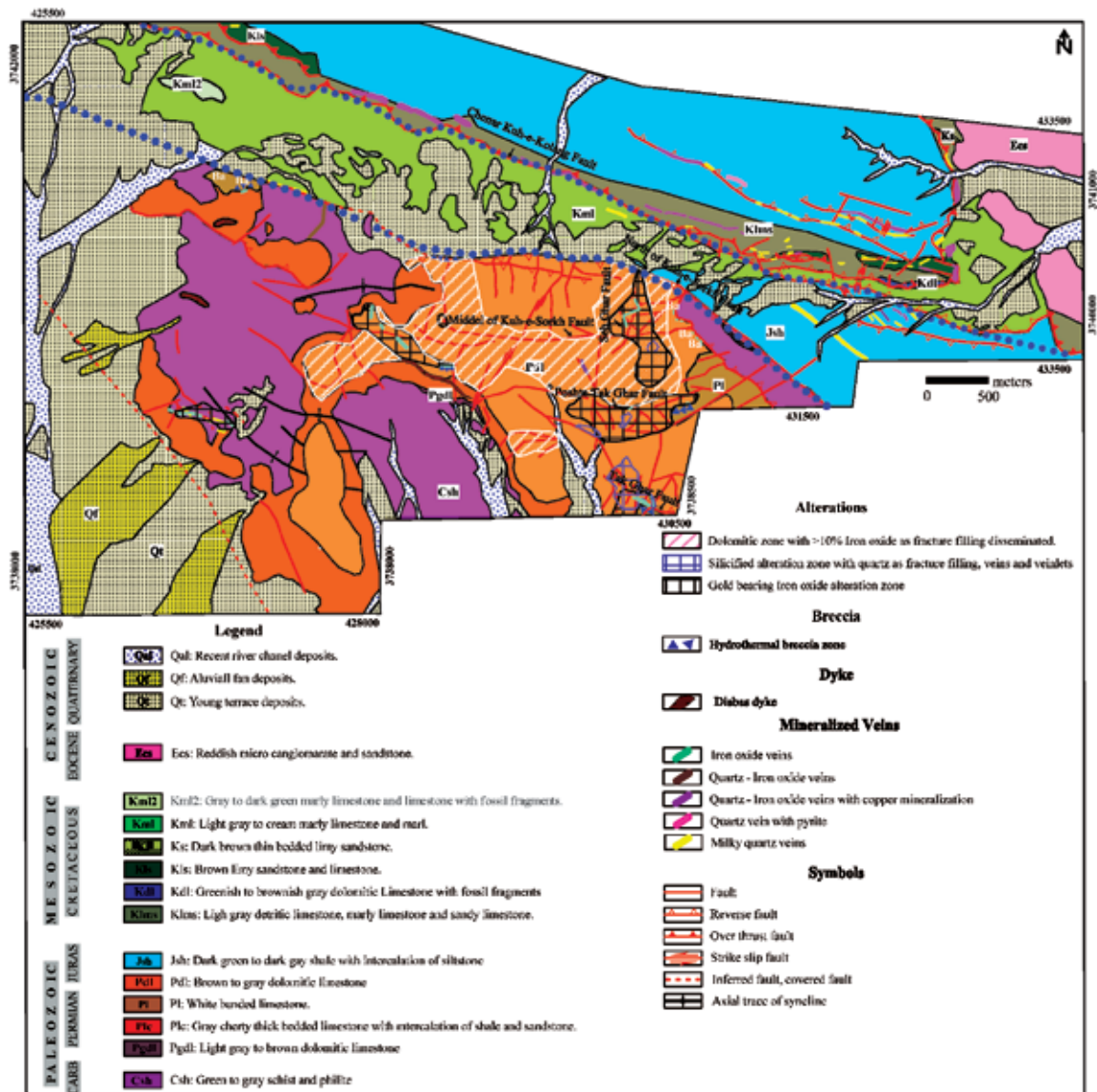
زمین‌شناسی منطقه اخترچی

واحدهای منطقه از قدیم به جدید عبارتند از (شکل ۱، شرکت مشاور پارسی کانی کاو، ۱۳۹۳ با تغییرات):
۱. واحد شیست و فیلیت‌های سبز تا خاکستری متمایل

آهن، منگنز، فلوریت، و باریت در این منطقه گزارش شده است. این منطقه در محل برخورد پهنه سندانج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است؛ بنابراین علاوه بر تنوع مواد معدنی، تیپ‌های مختلفی از کانسارها همانند کانسارهای مس-طلائی پورفیری دالی و طلائی کوهزایی در سنگ‌های پالئوزوئیک میانی تا بالائی موه در این منطقه تشکیل شده است (جزیی و همکاران، ۱۳۹۵؛ مهرابی و طالع فاضل، ۱۳۹۵؛ نوریان رامشه و همکاران، ۱۳۹۵؛ ثابت‌ور نامخواستی و همکاران، ۱۳۹۲؛ سخدری و همکاران، ۱۳۹۰؛ مهوری و همکاران، ۱۳۹۰؛ نظیری، ۱۳۹۰؛ طورچی و نصرافهانی، ۱۳۷۶). از آنجایی که اغلب کانسارهای طلا با میزبان رسوبی بسیار ریزدانه هستند (Arehart, 1996; Wells and Mullens, 1973; Arehart et al., 1993; Wells and Mullens, 1973) و در مقیاس کانسار به صورت دانه پراکنده وجود دارند (Christensen, 1996; Christensen, 1993)، تشخیص و اکتشاف این کانسارها مشکل است. به جز کانسار طلائی اخترچی، تاکنون کانسار طلائی دیگری با میزبان کربناته در این منطقه گزارش نشده است. دولومیت ضخیم لایه تا توده‌ای، مهم‌ترین سنگ میزبان این کانسار است. سنگ‌آهک با تبلور مجدد در اغلب محل‌های کانه‌زایی طلا به صورت کمر پایین حضور دارد. از ویژگی‌های سنگ میزبان، وجود حفرات انحلالی حاصل از شستشوی اسیدی آب‌های فرورو می‌باشد. کلسیت و آراگونیت در این حفرات تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی، ترکیب کانی‌شناسی ساده‌ای دارد و ترکیبات پیچیده عناصر همراه طلا، همچون آنتیموان، آرسنیک و جیوه گسترش چندانی ندارند و یا در مقادیر بالا حضور ندارند. طی مطالعات زمین‌شناسی، منطقه اخترچی از نظر ساختاری به سه بخش سه‌غار، پشت‌تک‌غار و تک‌غار تقسیم شد (شکل ۱). از آنجایی که کانسارهای طلا با میزبان رسوبی، منابع مهم طلا در مقیاس جهانی می‌باشند (Hofstra and Cline, 2000; Arehart, 1996)، از این رو از اهداف اکتشافی مهم به حساب می‌آیند و مطالعات زیادی بر روی این کانسارها صورت پذیرفته است (Muntean, 2018; Muntean and Cline, 2018; Clark Maroun et al., 2017; Vaughan et al., 2016; Hickey et al., 2014). برای افزودن بر

1. Electron microprobe

2. Backscatter



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه اخترچی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ که بر روی آن واحدهای سنگی، دگرسانی‌های گرمایی، انواع گسل‌های رخ داده، کانه‌زایی‌ها و ارتباط بین پدیده‌های مختلف در سه بلوک شمالی، مرکزی و جنوبی نشان داده شده است (برگرفته از شرکت مشاور پارسی کانی کاو، ۱۳۹۳ با تغییرات)

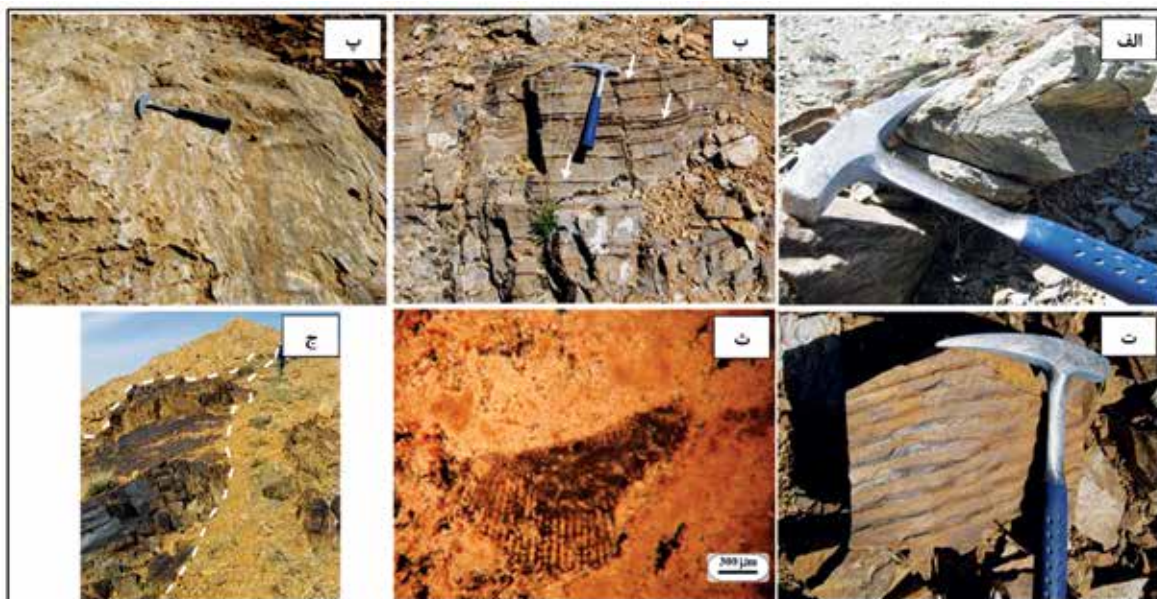
به سبز کربونيفر (Csh). از ویژگی‌های این واحد تزریق رگه‌های کوارتز و کوارتز-اکسید آهن شیری رنگ به درون لایه‌بندی این واحد می‌باشد. به نظر می‌رسد واحد شیست و فیلیت کربونيفر تحت تاثیر دو نسل فشارش قرار دارد که حاصل آن وجود دو جهت برگوارگی، به اصطلاح برگوارگی کنگره‌ای، می‌باشد (شکل ۲-الف)؛

۲. مهم‌ترین واحد میزبان کانه‌زایی طلا در گستره اخترچی، مجموعه واحدهای پرمین می‌باشد. این مجموعه متشکل از الف-سنگ‌آهک دولومیتی قهوه‌ای روشن (pgdl)، ب-سنگ‌آهک رسی نازک تا ضخیم لایه چرتی خاکستری با میان لایه‌های شیل و ماسه‌سنگ (Plc) (شکل ۲-ب)، پ-سنگ‌آهک نواری سفید تا شیری با تبلور مجدد (Pl) می‌باشد. از ویژگی‌های این واحد، ساخت نواری است که در اثر تبلور مجدد تغییر یافته است (شکل ۲-پ) و در تمامی رخنمون‌ها همراه با کانه‌زایی است و ت-سنگ‌آهک دولومیتی قهوه‌ای تا خاکستری تیره (Pdl). سطوح چروکیده حاصل از دولومیتی شدن، از ویژگی‌های این واحد می‌باشد؛

۲. مهم‌ترین واحد میزبان کانه‌زایی طلا در گستره اخترچی، مجموعه واحدهای پرمین می‌باشد. این مجموعه متشکل از الف-سنگ‌آهک دولومیتی قهوه‌ای روشن

۳. واحد شیل سبزه تا خاکستری تیره میان لایه‌های سیلتستون ژوراسیک (Jsh) (شکل ۲-ت)؛
 ۴. مجموعه واحدهای کرتاسه در گستره اخترچی به دو واحد و چهار زیر واحد تقسیم شده است. الف- واحد سنگ‌آهک تخریبی، سنگ‌آهک مارنی و سنگ‌آهک ماسه‌ای خاکستری روشن (Klms)، ب- زیر واحد سنگ‌آهک دولومیتی با قطعات فسیلی خاکستری متمایل به سبز تا قهوه‌ای (Kdl)، پ- ماسه‌سنگ آهکی و سنگ‌آهک قهوه‌ای (Kls). وجود ریپل مارک در این زیر واحد (شکل ۲-ت) نشان‌دهنده عمق کم محیط تشکیل آن می‌باشد، ت- زیر واحد ماسه‌سنگ آهکی نازک لایه قهوه‌ای تیره (Ks)، ث- واحد مارن و سنگ‌آهک مارنی کرم تا خاکستری روشن (Kml).
 در این واحدها قطعات فسیلی نیز حضور دارند (شکل ۲-ث) و ج- زیر واحد سنگ‌آهک مارنی و سنگ‌آهک خاکستری تیره با قطعات فسیلی (Kml2)؛
 ۵. تنها واحد مربوط به زمان ائوسن، واحد میکروکنگلومرتا ماسه‌سنگ قرمز (Ecs) می‌باشد. این واحد متشکل از میکروکنگلومرای پلی‌ژنتیک با قطعات آتشفشانی، آهکی و ماسه‌سنگی و نیز ماسه‌سنگ درشت‌دانه می‌باشد؛
 ۶. واحدهای کواترنری به سه بخش تقسیم شده‌اند. الف- نهشته‌های پادگانه‌ای جوان (Qt)، ب- نهشته‌های پادگانه آبرفتی (Qf) و پ- نهشته‌های آبرفتی کانال رودخانه (Qal). با توجه به کانه‌زایی طلا در ارتفاعات و فرسایش و حمل سنگ‌ها به داخل مسیل رودخانه‌ها امکان تشکیل ذخایر پلاسر طلا در این نهشته‌ها وجود دارد؛
 ۷. دایک‌های دیابازی خاکستری تیره تا سبز تیره با روند شمال غربی-جنوب شرقی بیشتر در جنوب غرب گستره که مجموعه کربونيفر-پرمین را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها اغلب ابعاد کوچکی دارند (شکل ۲-ج).

۳. واحد شیل سبزه تا خاکستری تیره میان لایه‌های سیلتستون ژوراسیک (Jsh) (شکل ۲-ت)؛
 ۴. مجموعه واحدهای کرتاسه در گستره اخترچی به دو واحد و چهار زیر واحد تقسیم شده است. الف- واحد سنگ‌آهک تخریبی، سنگ‌آهک مارنی و سنگ‌آهک ماسه‌ای خاکستری روشن (Klms)، ب- زیر واحد سنگ‌آهک دولومیتی با قطعات فسیلی خاکستری متمایل به سبز تا قهوه‌ای (Kdl)، پ- ماسه‌سنگ آهکی و سنگ‌آهک قهوه‌ای (Kls). وجود ریپل مارک در این زیر واحد (شکل ۲-ت) نشان‌دهنده عمق کم محیط تشکیل آن می‌باشد، ت- زیر واحد ماسه‌سنگ آهکی نازک لایه قهوه‌ای تیره (Ks)، ث- واحد مارن و سنگ‌آهک مارنی کرم تا خاکستری روشن (Kml).
 در این واحدها قطعات فسیلی نیز حضور دارند (شکل ۲-ث) و ج- زیر واحد سنگ‌آهک مارنی و سنگ‌آهک خاکستری تیره با قطعات فسیلی (Kml2)؛
 ۵. تنها واحد مربوط به زمان ائوسن، واحد میکروکنگلومرتا ماسه‌سنگ قرمز (Ecs) می‌باشد. این واحد متشکل از میکروکنگلومرای پلی‌ژنتیک با قطعات آتشفشانی، آهکی و ماسه‌سنگی و نیز ماسه‌سنگ درشت‌دانه می‌باشد؛
 ۶. واحدهای کواترنری به سه بخش تقسیم شده‌اند. الف- نهشته‌های پادگانه‌ای جوان (Qt)، ب- نهشته‌های پادگانه آبرفتی (Qf) و پ- نهشته‌های آبرفتی کانال رودخانه (Qal). با توجه به کانه‌زایی طلا در ارتفاعات و فرسایش و حمل سنگ‌ها به داخل مسیل رودخانه‌ها امکان تشکیل ذخایر پلاسر طلا در این نهشته‌ها وجود دارد؛
 ۷. دایک‌های دیابازی خاکستری تیره تا سبز تیره با روند شمال غربی-جنوب شرقی بیشتر در جنوب غرب گستره که مجموعه کربونيفر-پرمین را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها اغلب ابعاد کوچکی دارند (شکل ۲-ج).



شکل ۲. تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی گستره اخترچی، الف) واحد شیبست کربونيفر (Csh) در جنوب غرب پهنه و برگوارگی کنگره‌ای در آن، ب) تشکیل چرت در بین لایه‌های نازک کربنات در واحد Plc، پ) وجود ساخت نواری در سنگ‌آهک نواری واحد (Pl)، ت) ریپل مارک‌های موجود در ماسه‌سنگ‌های زیر واحد (Kls)، ث) تصویر میکروسکوپی در نور عبوری از سنگ‌آهک دارای قطعات فسیل بریزوئید دولومیتی شده در واحد (Kml)، ج) برون‌زد دایک دیابازی (دید به سمت شمال غرب)

تکتونیک منطقه

کم و چین‌ها از نوع باز می‌باشند. گسل‌های اصلی از نوع معکوس با روند شرقی-غربی است. شیب گسل‌های معکوس در حدود ۷۵-۵۵ درجه به سمت جنوب می‌باشد. گسل‌های معکوس متعدد حاشیه جنوبی بلوک شمالی به موازات

از نظر ساختاری گستره معدنی اخترچی را می‌توان به سه بلوک شمالی، جنوبی و مرکزی تقسیم کرد (شکل ۱).
 بلوک شمالی: شدت چین‌خوردگی در بلوک شمالی

جنوب غربی از نوع پرشیب می‌باشد و میزان شیب آن بیش از ۶۵ درجه است. وسعت کمربند برشی آن در حدود ۵۰ متر است و رگه‌های متعددی در کمربند برشی مشاهده می‌شود. پیچ و تاب‌های متعددی در مسیر گسل دیده می‌شود و توسط گسل‌های امتدادلغز و کششی متعددی قطع شده است. شیب گسل شرقی-غربی پشت تک غار، ۶۸-۷۲ درجه به سمت جنوب است و ادامه غربی این گسل به دو شاخه شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود. گسل میانی کوه سرخ با روند شرقی-غربی به طول تقریبی ۲/۵ کیلومتر بر روی محور ناودیس واقع شده است. گسل امتدادلغز سه غار با روند شمالی-جنوبی دارای شیب ۶۵ تا ۷۵ درجه به سمت شرق می‌باشد. گسل معکوس شمال کوه سرخ با روند شرقی-غربی و شیب بیش از ۷۵ درجه به سمت جنوب، از مهم‌ترین گسل‌های معکوس گستره اخترچی محسوب می‌شود. طول گسل بیان شده بیش از پنج کیلومتر است و سرتاسر گستره اکتشافی اخترچی را قطع می‌کند. حرکت معکوس آن سبب شده است که واحدهای سنگی کربونیفر و پرمین، بر روی واحدهای سنگی کرتاسه بالایی قرار گیرند.

کنترل ساختاری دگرسانی‌ها و کانه‌زایی‌های گستره حاکی از اهمیت ساختارها در تشکیل این کانسار است. گسل‌های معکوس و امتدادلغز از اهمیت زیادی در منطقه برخوردار هستند. مهم‌ترین گسل‌هایی که در برونزد و تغییرات بعدی واحدهای سنگی منطقه نقش داشته‌اند، گسل‌های شرقی-غربی و شمال غربی-جنوب شرقی هستند. روندهای شمال غربی-جنوب شرقی از اهمیت بیشتری در ارتباط با کانه‌زایی برخوردار هستند. تغییر جهت نیروها در طول زمان سبب شده است که بردار حرکتی برخی از گسل‌های راستالغز در بلوک جنوبی تغییر کند. به همین دلیل گسل‌های راستالغز با روند شمال غرب-جنوب شرق در اثر عملکرد فازهای کوهزایی جوان، دارای بازشدگی بیشتری شده و کانه‌زایی در طول آنها رخ داده است. باین حال، روندهای شمالی-جنوبی در بخش سه غار، شرقی-غربی در منطقه پشت تک غار و شمال غربی-جنوب شرقی در تک غار نیز کنترل کننده کانه‌زایی می‌باشند. شیب گسل‌ها در پهنه همگی بیش از ۵۰ درجه است. شاید همین شیب زیاد باعث

یکدیگر بوده و رگه‌های متعدد اکسیدهای آهن و سیلیس با آثاری از کانه‌های مس قابل مشاهده است.

بلوک مرکزی: شدت تغییر شکل در بلوک مرکزی با وجود چین‌های فشرده، گسل‌های معکوس و رورانده زیاد است. بخش عمده بلوک مرکزی شامل یک برگه رورانده می‌باشد و گسل‌های معکوس توسط این برگه پوشیده شده‌اند. تطابق جهت تمایل چین‌ها با روراندگی اصلی در جبهه روراندگی، گواه هم‌زمانی ایجاد چین برگشته با روراندگی است. یک گسل رورانده با جهت متمایل به سوی جنوب، شیب سطح متغیر و با انحناهایی در مسیر با امتداد عمومی ۷۰ درجه به سمت شمال غرب در این بلوک وجود دارد که با امتداد گسل‌های معکوس بلوک جنوبی و شمالی هماهنگی ندارند. گسل رورانده اصلی واقع در پیشانی برگه تراستی تحت عنوان گسل رورانده اخترچی نام‌گذاری شده است. بخش شرقی کمربند تراستی دارای گسل‌های رورانده متعددی می‌باشد از شرق به غرب از تعداد گسل‌های رورانده کم می‌شود. ادامه غربی این کمربند به یک گسل رورانده به نام گسل کوه کلنگ چنار تبدیل می‌شود. گسل‌های کوچک فرعی همگی به دو گروه اصلی الف) گسل‌های برشی مزدوج راستالغز و ب) گسل‌های کششی تقسیم می‌شوند.

بلوک جنوبی: بلوک جنوبی یک بخش بالا آمده متشکل از چین با محورهای ملایم است. روند محور چین‌ها شرقی-غربی و چین‌های اصلی شامل تاقدیس می‌باشند که توسط گسل‌های معکوس قطع شده‌اند. تاقدیس جنوبی بلوک از نوع باز و تاقدیس شمالی در مجاورت گسل کوه سرخ از نوع نامتقاطع تا برگشته می‌باشد و جهت تمایل آن به سمت شمال است. تراکم گسل‌ها در بلوک جنوبی زیاد است و دگرشکلی عمده این بلوک توسط گسل‌ها ایجاد شده است. گسل‌های اصلی از نوع معکوس و دارای شیب بیش از ۵۰ درجه می‌باشند. امتداد گسل‌های معکوس بیشتر شرقی-غربی است. در حدفاصل این گسل‌های رانده، گسل‌های امتدادلغز و کششی کوچک مقیاس قابل مشاهده است. از مهم‌ترین گسل‌های این کمربند می‌توان به گسل تک غار، پشت تک غار، گسل میانی کوه سرخ و گسل شمال کوه سرخ اشاره کرد (شکل ۱). گسل تک غار با روند شمال شرقی-

شکستگی‌ها و پراکنده رخ داده است. اگرچه گسترش این دگرسانی توسط واحد زمین‌شناسی کنترل شده است ولی گاهی واحد سنگ‌آهک نواری (PI) نیز توسط این دگرسانی متاثر شده است. گسل‌ها نیز در بسیاری از موارد کنترل‌کننده مرز دگرسانی هستند. در سطح زمین وجود رنگ‌های کرم تا قهوه‌ای، شکستگی سنگ‌ها با لبه‌های تیز، سخت‌شدگی سنگ و خردشدگی شدید آن و سطح چروکیده سنگ‌ها بر فرآیندهای دولومیتی دلالت دارد. دولومیتی شدن سنگ‌های کربناته می‌تواند منجر به افزایش تخلخل سنگ شود.

دگرسانی سیلیسی در سنگ میزبان کربناتی پرمین و هم در سایر واحدها مشاهده می‌شود (شکل ۱). با توجه به حضور رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در گستره اخترچی و افزایش شدت دگرسانی در سنگ‌های اطراف رگه‌ها، به نظر می‌رسد بخشی از دگرسانی در ارتباط با ورود محلول‌های دارای سیلیس هستند. دگرسانی سیلیسی به صورت کوارتز پرکننده شکستگی، رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی و سیلیس توده‌ای مشاهده می‌شود. رگه‌های کوارتز شیری، به نظر می‌رسد در ارتباط با ساختارهای برشی باشند. بخش‌های سیلیسی گاه گستره‌های وسیعی را تشکیل می‌دهند و به صورت پهنه‌های سیلیسی در مناطق کانه‌دار تشکیل شده‌اند. این نوع دگرسانی به صورت جایگزینی سنگ‌های کربناتی توسط کوارتز خودشکل نیز مشاهده می‌شود. ژاسپروئید قرمز تا بنفش نیز همواره به صورت ریزبلور تشکیل شده است.

باریم به صورت باریت (شکل ۳-پ) در مراحل پایانی کانه‌زایی تشکیل شده است. باریت در موقعیت چینه‌شناسی و ساختاری خاص تشکیل شده است. مهم‌ترین مناطق تشکیل باریت عبارتند از الف- باریت شکافه پرکن، لکه‌ای و عدسی در طول ۵۰۰ متر از ساختار اصلی منطقه با روند شمال غربی- جنوب شرقی در موقعیت زیرین واحد سنگ‌آهک نواری در شرق سه‌غار می‌باشد. باریت توده‌ای نیز در فضاهای باز تشکیل شده است، ب- باریت شعاعی و توده‌ای در فضاهای باز در شمال غرب منطقه دیده می‌شود (شکل ۱).

بر اساس مشاهدات صحرائی و مطالعات میکروسکوپی، سه نوع برش در منطقه تشکیل شده است. الف- برش نوع اول، برش‌های تشکیل شده در محیط رسوبی و پس از

نفوذ محلول‌های گرمایی از میان ساختارها به عنوان مجاری عبوری و تشکیل کانه‌زایی (از نوع کنترل‌کننده ساختاری) در گستره شده باشد.

دگرسانی‌ها

دگرسانی‌ها در منطقه اخترچی شامل انحلال کربنات (کربنات‌زدایی)، اکسیداسیون آهن، دولومیتی شدن، سیلیسی شدن و رسی شدن کانی‌های آلومینوسیلیکاته (آرژیلیک) می‌باشند.

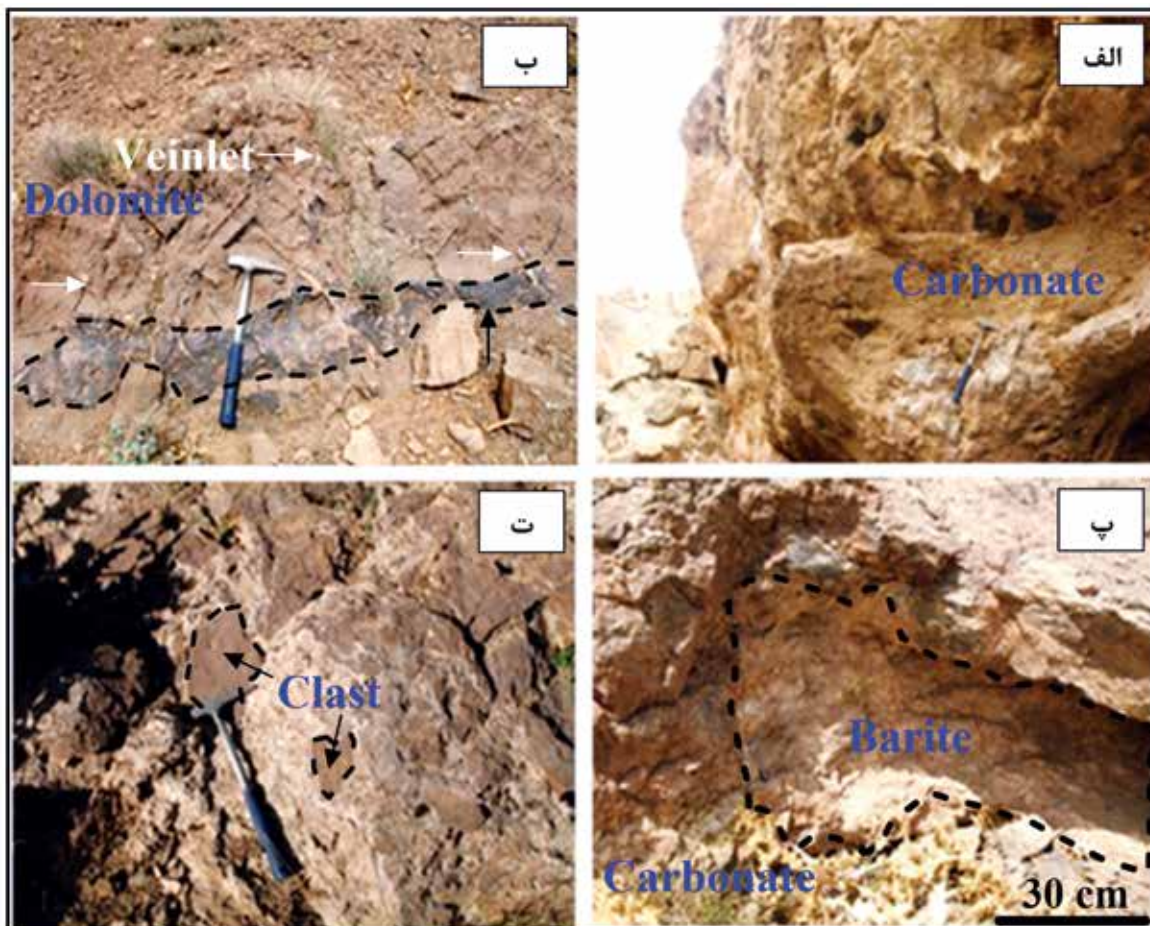
انحلال از پدیده‌های معمول در سنگ‌های کربناته می‌باشد (شکل ۳-الف). حفرات انحلالی حاصل از شستشوی اسیدی سنگ میزبان توسط آب‌های فرورو موجب آماده‌سازی سنگ زمینه برای تشکیل ذخیره هستند. کلسیت و آراگونیت در این حفرات تشکیل شده‌اند. تشکیل پهنه‌های سیلیسی و اکسید آهنی در مناطق انحلالی معمول می‌باشد.

مهم‌ترین دگرسانی کنترل‌کننده کانه‌زایی، پهنه‌های اکسید آهنی هستند (شکل ۱)، شدت پهنه‌های اکسید آهن کنترل‌کننده میزان کانه‌زایی می‌باشد دگرسانی‌های اکسید آهن حاصل از هوازدگی سولفیدها می‌باشد (شکل ۳-ب). مهم‌ترین ویژگی این دگرسانی، جانشینی بخش زیادی از فضاهای خالی حاصل از پدیده دولومیتی شدن و نیز جانشینی دولومیت توسط اکسیدهای آهن است. اکسیدهای آهن نهشته شده در فضاهای خالی گاه بافت نواری ظریفی نشان می‌دهند. اکسیدهای آهن رگه‌ای نیز دیده می‌شوند که حاکی از تمرکز آنها در ساختارها و روندهای مشخص است. کوارتز جانشینی، رگچه‌ها و رگه‌های کوارتزی نیز همراه اکسید آهن مشاهده می‌شوند. کوارتز از متبلور تا شیری رنگ و مخفی بلور متغیر است. گاه کوارتز حفره‌ای و ژاسپروئید نیز تشکیل شده است. مقطع عرضی هوازدگی و گسترش پهنه‌ها در منطقه اخترچی، نشان‌دهنده مهیا بودن سنگ‌های میزبان برای ورود آب‌های اکسیدی به خاطر عملکرد تکنونیک هستند.

بخش مهمی از واحد سنگ‌آهک دولومیتی (Pdl) توسط دگرسانی دولومیتی با بیش از ۱۰٪ اکسید آهن متاثر شده است (شکل ۱). دگرسانی دولومیتی به صورت پرکننده

مهم‌ترین آنها، برش‌های گرمایی مرتبط با تشکیل دگرسانی و کانه‌زایی می‌باشند (شکل ۱). مشخصه این برش‌ها زمینه اکسیدآهنی و سیلیسی در بین قطعاتی از جنس سنگ میزبان است (شکل ۳-ت).

تشکیل سنگ است. این برش شاید به‌خاطر انحلال کربنات و فرونشست رخ داده است. این نوع برش بیشتر از قطعات هم‌جنس مجموعه سنگ‌آهک یا سنگ‌آهک دولومیتی تشکیل شده است، ب- برش‌های گسلی در امتداد گسل‌ها تشکیل شده‌اند و فراوانی زیادی دارند، پ- نوع سوم و



شکل ۳. تصاویر صحرایی الف) انحلال و نهشت رسوبات در کارست قدیمی ایجاد شده و پدیده سیلیسی شدن در همان محل، ب) جانمایی سنگ‌آهک دولومیتی پرمین توسط رگچه‌های اکسیدآهن و کوارتز در پهنه دگرسان اکسیدآهنی، پ) تشکیل باریت به‌صورت پرکننده فضاهای خالی در شرق سه‌غار، ت) برش گرمایی با کلست‌هایی از جنس سنگ میزبان تشکیل شده در پهنه‌های دگرسانی-کانه‌زایی

کانه‌زایی

کانه‌زایی طلا در بخش‌های مختلف منطقه اخترچی به سه صورت وجود دارد:

الف- کانه‌زایی طلا همراه با اکسیدهای آهن حاصل از هوازدگی سولفیدها و رگه‌های کوارتزی در سنگ میزبان کربناته پرمین می‌باشد. همراهی تنگاتنگی بین کوارتز و اکسیدآهن در این نوع کانه‌زایی وجود دارد (شکل ۴-الف). کوارتز رگه‌ای، رگچه‌ای و حفره‌ای معمول است.

بخش عمده سولفیدها اکسید شده است و مقطع عرضی اکسیدی، گسترش مناسبی در منطقه دارد. اکسیدهای آهن به سه حالت دیده می‌شوند. حالت اول اکسیدهای آهن انتشاری در متن سنگ‌آهک دولومیتی که موجب تغییر رنگ سنگ شده است. افزایش مقدار این نوع اکسیدآهن گاه باعث تشکیل اکسیدآهن اسفنجی شده است (شکل ۴-ب). شکل دوم به‌صورت اکسیدهای آهن رگچه‌ای می‌باشد (شکل ۴-پ). شکل سوم به‌صورت

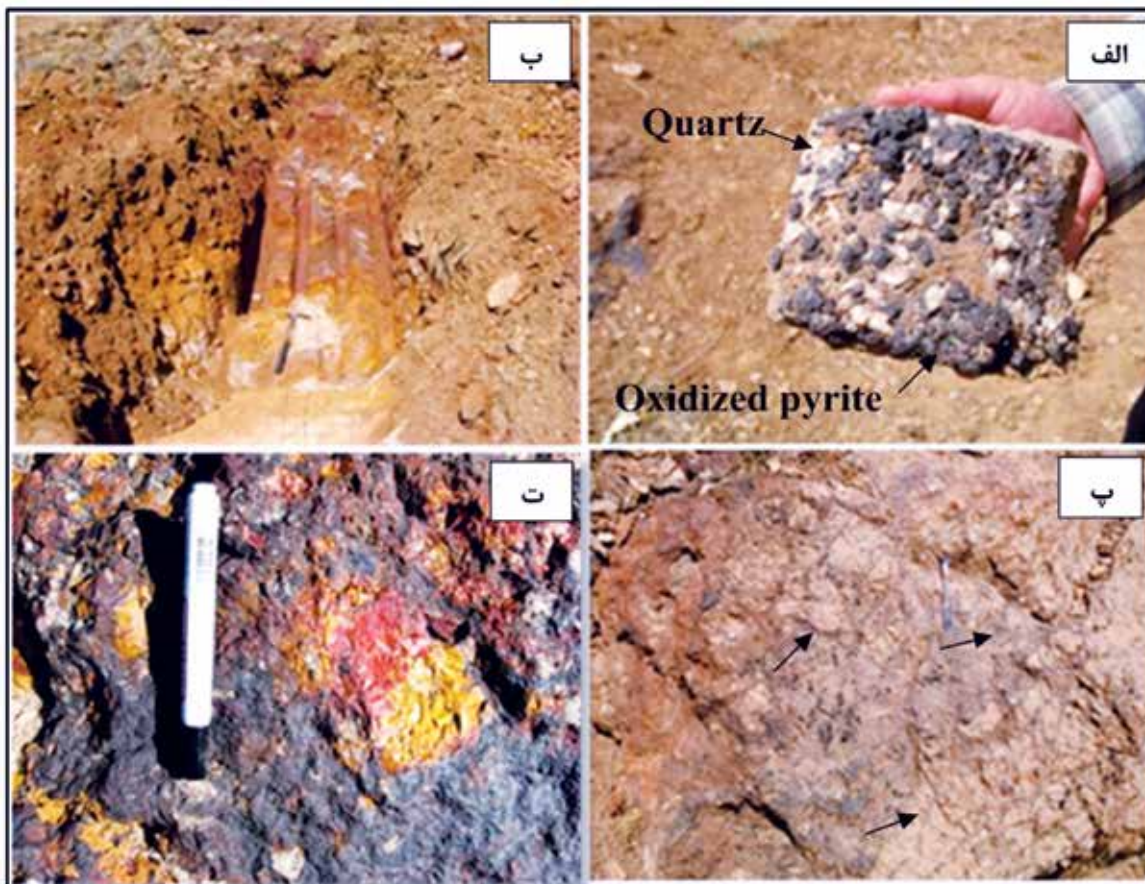
این مناطق حضور اکسیدهای آهن و رگه‌های سیلیسی چشمگیر است. این رگه‌ها همواره دارای کانه‌زایی کمتری هستند. کوارتز شیری و مخفی‌بلور با ساخت رگه‌ای و توده‌ای با کانه‌زایی مس همراه است. سنگ میزبان این رگه‌ها از شیبست‌های کربونیفر، شیل‌های ژوراسیک و سنگ‌آهک کرتاسه متغیر است.

پ- ذخیره پلاسری طلا با عیار ۱/۷ ppm حاصل از فرسایش بخش‌های کانه‌دار و حمل آنها در محیط رودخانه‌ای است. این نوع با توجه به گسترش اکسیداسیون شدید و توسعه مقطع عرضی اکسیدی که باعث آزادسازی طلا شده است اهمیت زیادی دارد (نیاز به مطالعه دقیق اکتشافی دارد).

بلورهای پیریت اکسید شده پراکنده در متن سنگ است (شکل ۴-الف).

از ویژگی‌های کانه‌زایی طلا همراه با اکسید آهن و کوارتز می‌توان به تشکیل کانه‌زایی در روندهای خاص، وجود سنگ‌آهک نواری با تبلور مجدد در کنار پهنه‌های اکسید آهن طلا دار، حضور باریت در بخش زیرین واحد سنگ‌آهک نواری، ارتباط با ساختارهای فشارشی و گسلش معکوس، عادی و امتداد لغز اشاره کرد.

ب- کانه‌زایی طلائی نوع سیلیسی (ژاسپروئید) (شکل ۴-ت)، کانه‌زایی طلا همراه با رگه‌های سیلیسی در سرتاسر منطقه شکل می‌گیرد. مهم‌ترین رخداد این کانه‌زایی در جنوب غرب منطقه مشاهده می‌شود. در



شکل ۴. انواع اکسید آهن در کانه‌زایی طلا همراه با اکسیدهای آهن حاصل از هوازدگی سولفیدها و رگه‌های کوارتزی در سنگ میزبان کربناته پرمین، الف) نمونه دستی از تبلور بلورهای کوارتز به همراه بلورهای پیریت اکسید شده (قالب بلورهای پیریت حفظ شده‌اند)، ب) تصویر صحرایی از تشکیل آهن اسفنجی در رگه‌های اکسید آهن طلا دار، پ) تصویر صحرایی از فاز اکسید آهن رگچه‌ای، ت) نمائی نزدیک از ژاسپروئیدهای زرد و قرمز طلا دار در منطقه اخترچی

به مراتب کمتر است و در بسیاری از نواحی پیریت و کالکوپیریت در سطح نیز قابل مشاهده اند.

۵. رگه‌های کوارتزی شیری‌رنگ: فراوان‌ترین رگه‌های کوارتزی منطقه، رگه‌های کوارتزی شیری رنگ با بافت ریزبلور هستند. این رگه‌ها حاوی کانه‌زایی طلا و کانه‌زایی ضعیف مس می‌باشند.

کانه‌زایی در کانسار اخترچی ترکیب کانی‌شناسی ساده‌ای دارد. پیریت فراوان‌ترین کانه سولفیدی می‌باشد و به صورت شکل دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شود. این کانه در ابعاد متفاوت از بلورهای بسیار ریز پنج میکرونی تا ۲۰۰ میکرون دیده می‌شود (شکل ۵-الف). کالکوپیریت دومین کانه سولفیدی فراوان است و به صورت بلورهای شکل دار و در ابعاد متفاوت دیده می‌شود. در برخی مقاطع بلورهای آن به نسبت درشت است و تا حدود ۲۰۰ میکرون می‌رسد (شکل ۵-ب). گالن به ندرت و با اندازه حدود ۱۰۰ میکرون مشاهده می‌شود (شکل ۵-پ). ذرات طلا توسط میکروسکوپ نوری مشاهده نشد. کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن به نسبت فراوان هستند و اغلب در اثر اکسیداسیون پیریت تشکیل شده‌اند. هماتیت (شکل ۵-ت) فراوان‌ترین کانی اکسیدی آهن می‌باشد. مالاکیت فراوان‌ترین کانی کربناتی مس با گسترش زیاد است و اغلب به صورت پرکننده فضاهای خالی در درزه‌ها تشکیل شده است.

کانه‌نگاری و پاراژنز سامانه کانه‌زایی اخترچی از طریق رخنمون‌های سطحی، نقشه‌برداری صحرایی و چاه‌پیمایی مغزه‌های حفاری توصیف و تعریف شدند. خلاصه‌ای از توالی پاراژنتیکی در شکل ۶ ارائه شده است. پاراژنز شامل دو مرحله هیپوژن و سوپرژن می‌باشد. زمان‌بندی نسبی رخدادهای متوالی توسط پاراژنز در سامانه اخترچی شرح داده می‌شود.

مطالعات الکترون مایکروپروب کانه‌زایی

تشخیص طلا در کانسنگ کانسارهای طلای کارلین از نظر متالورژی از اهمیت زیادی برخوردار است چون بخش زیادی از طلا به صورت ذرات نامرئی در کانی‌های دیگر رخ می‌دهد. مطالعات میکروسکوپی و الکترون مایکروپروب

کانه‌زایی مس نیز در گستره وسیعی از پهنه دیده می‌شود اما در سنگ میزبان کربناته (طلادار) گسترش کمتری دارد. مهم‌ترین رخداد کانه‌زایی مس همراه با رگه‌های کوارتزی است. یکی از رگه‌های اصلی سیلیسی با کانه‌زایی طلا و مس در امتداد گسل چنار-کوه‌کلنگ با طول تقریبی پنج کیلومتر و به صورت ناپیوسته است (شکل ۱). رگه‌های کوارتزی درزه‌های کمتری دارند و در نتیجه آب‌های جوی کمتری در آنها نفوذ می‌کنند بنابراین عمق مقطع عرضی اکسیدی در این رگه‌ها چندان زیاد نیست.

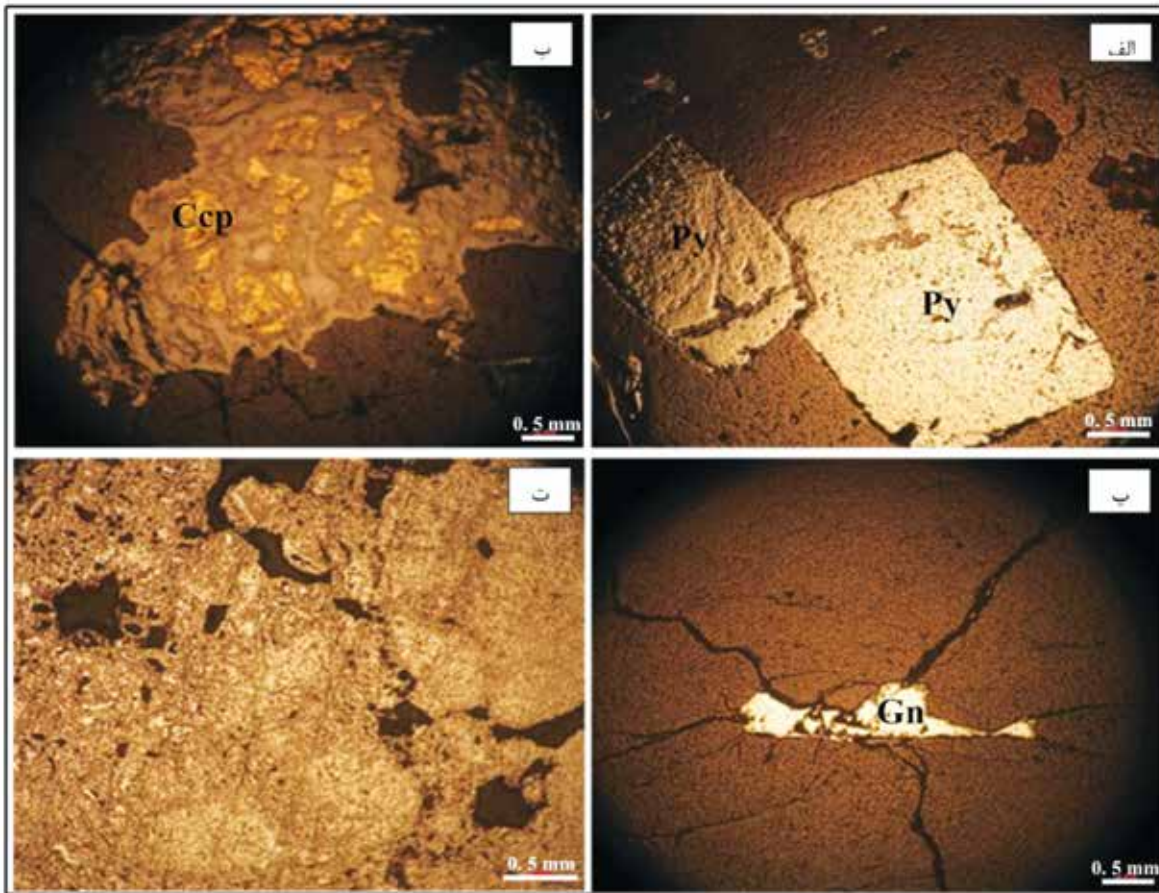
به‌طور کلی رگه‌های کانه‌دار موجود در گستره اخترچی (شکل ۱) عبارتند از:

۱. رگه‌های اکسید آهنی طلادار: این رگه‌ها بیشتر در مجموعه‌های دگرسانی اکسید آهنی با میزبان سنگ‌آهک دولومیتی پرمین تشکیل شده‌اند. روند آنها اغلب شمال غربی-جنوب شرقی تا شرقی-غربی است. هماتیت، گوتیت و لیمونیت به ترتیب فراوان‌ترین کانی‌های آهن‌دار در این رگه‌ها می‌باشد.

۲. رگه‌های سیلیسی-اکسید آهنی طلادار: فراوان‌ترین رگه‌ها در گستره می‌باشند. تعدادی از رگه‌های سیلیسی دارای مقادیر بالایی از اکسیدهای آهن هستند. هم‌رشدی و تشکیل هم‌زمان سیلیس و اکسید آهن در رگه‌ها قابل مشاهده است. این رگه‌ها علاوه بر سنگ‌های کربناتی پرمین، در سایر واحدها به‌ویژه در شیل‌های ژوراسیک نیز دیده می‌شوند.

۳. رگه‌های سیلیسی-اکسید آهنی مس‌دار: این رگه‌های سیلیسی-اکسید آهنی، دارای کانه‌زایی مس هستند. مهم‌ترین این رگه‌ها، در واحدهای کرتاسه تشکیل شده‌اند. این رگه‌ها در امتداد گسل‌ها تشکیل شده‌اند.

۴. رگه‌های سیلیسی-پیریتی: مشاهدات صحرایی و حضور قالب‌های پیریتی و مطالعه مقاطع صیقلی نشان می‌دهند، بخش زیادی از اکسیدهای آهن موجود در رگه‌ها و زون‌های اکسید آهنی به صورت اولیه پیریت هستند. رگه‌های سیلیسی به دلیل مقاومت بیشتر سیلیس در مقابل هوازدگی و نفوذ کمتر آب‌های جوی به درون بخش‌های سیلیسی، عمق گسترش اکسید



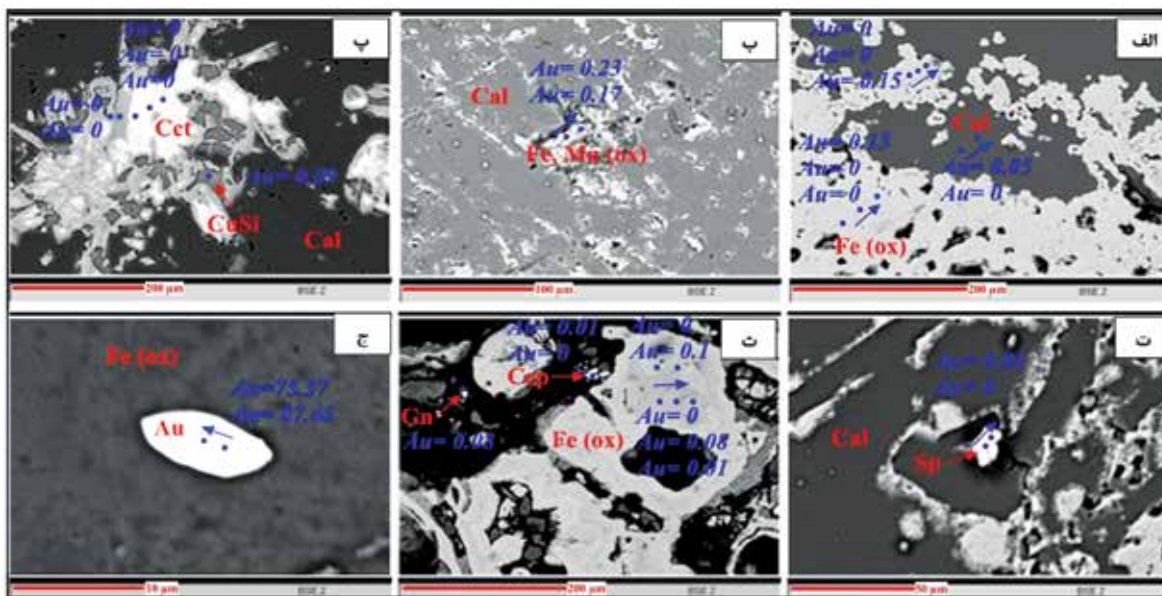
شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی با نور انعکاسی از الف) بلورهای پیریت به‌طور کامل وجه‌دار، ب) تشکیل کانه کالکوپیریت و خردشدگی و هوازدگی آن در امتداد درزه‌ها، پ) بلورهای گالن تشکیل شده در درزه‌ها، ت) کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن بخش زیادی از سنگ را تشکیل می‌دهد و قالب‌های پیریت محفوظ مانده (نشانه‌های اختصاری از Py: پیریت؛ Cpp: کالکوپیریت؛ Gn: گالن) (Whitney and Evans, 2010).

Minerals	Hypogene stage		Supergene stage
	First stage	Second stage	
Quartz			
Calcite			
Dolomite			
Barite	—		
Magnetite		—	
Pyrite	—		
Gold		—	
Galena		---	
Chalcopyrite			
FeO and Fe(OH)			
Malachite			
Covellite			

شکل ۶. نمودار توالی پاراژنزی کانسار اخترچی

بسیار ریز با پراکندگی نامنظم وجود داشته است. طلایی که توسط میکروسکوپ نوری و الکترونی دیده نمی‌شود به‌عنوان طلای نامرئی شناخته می‌شود. همواره ذرات ریز مجزا (با قطر کمتر از ۱/۰ میکرومتر) درون کانه‌های سولفیدی می‌باشند. اصلی‌ترین شکل طلا در کانسارهای طلای تیپ کارلین می‌باشند (Wang et al., 1994; Cabri et al., 1989; Hausen et al., 1986; Radtke, 1985 Hausen, 1981). ذرات طلا با ابعاد تا چند میکرون به‌صورت ادخال داخل اکسید آهن وجود دارند (بیشینه تا ۸۷/۴۶ درصد وزنی)، که در ترکیب آنها نقره و آرسنیک نیز وجود دارند (شکل ۷ و جدول ۱). فرآیند تشکیل این طلاها در داخل اکسیدهای آهن می‌تواند به‌دلیل رخدادهای گرمایی بعدی باشد. وجود آب‌های اسیدی یا اکسیدی احتمالی قادر به انحلال و اکسیداسیون پیریت بوده‌اند.

مقاطع صیقلی نشان می‌دهد طلا در اخترچی در مقیاس میکروسکوپی و ریزتر از میکروسکوپی رخ داده است. طلای ریزتر از میکروسکوپی یا نامرئی در اکسید آهن، اکسید آهن-منگنز، ترکیبات ثانویه مس، کربنات، کانه‌های سولفیدی کالکوپیریت، اسفالریت و گالن نیز با مقادیر کم رخ داده است (بیشینه تا ۰/۲۳ درصد وزنی در اکسیدهای آهن-منگنز). اکسیدهای آهن، حاصل اکسیداسیون پیریت‌های طلا دار می‌باشند و در برخی بخش‌های کانسار، قالب‌های پیریت باقی‌مانده‌اند (شکل ۴-الف). بنابراین شاید پیریت مهم‌ترین کانه طلا دار اولیه در کانسار اخترچی است. طلای مشاهده شده در پهنه اکسیدی تاکید می‌کند، طلا تحرک یافته و متمرکز شده است. داده‌های مطالعات الکترون ماکروپروب، مقادیر بسیار متغیری از طلا را در نقاط مختلف در اکسیدهای آهن نشان می‌دهد. این حقیقت نشان می‌دهد شاید طلا در پیریت به‌صورت ادخال‌های طلای



شکل ۷. تصاویر بک اسکتر* از انواع کانی‌های میزبان طلای نامرئی در کانسار اخترچی به‌همراه محل نقاط تجزیه شده و مقادیر طلای اندازه‌گیری شده برحسب درصد وزنی به‌وسیله دستگاه الکترون ماکروپروب، الف) اکسید آهن و کلسیت، ب) اکسید آهن و منگنز، پ) کانی‌های ثانویه مس، ت) اسفالریت، ث) کالکوپیریت و گالن، ج) دانه طلای با ابعاد میکرومتری در زمینه اکسید آهن (نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans, 2010): کلسیت؛ Fe(ox)؛ اکسید آهن-منگنز؛ Cct؛ کالکوسیت؛ CuSi؛ سیلیکات مس؛ Sp؛ اسفالریت؛ Ccp؛ کالکوپیریت؛ Gn؛ گالن؛ Au؛ طلا

* Back Scatter

جدول ۱. مقدار طلا و برخی از عناصر همراه با آن بر اساس نتایج تجزیه میکروپروب برحسب درصد وزنی در کانی‌ها و کانه‌های سولفیدی کانسار اخترچی (فقط نقاطی که حاوی طلا بودند در این جدول نشان داده شده است)

ردیف	کانی	Au	Ag	As	Cu	Se	Te
۱	اکسید آهن	۰/۱۳	۰	۰/۲	۰	۰	۰/۰۲
۲	اکسید آهن	۰/۱۵	۰	۰/۲۶	۰	۰/۰۱	۰/۰۱
۳	اکسید آهن	۰/۰۳	۰/۰۴	۰	-	-	۰
۴	اکسید آهن	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۷	۰
۵	اکسید آهن	۰/۲۱	۰/۰۵	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۰۳	۰
۶	اکسید آهن	۰/۱	۰	۰	-	-	۰
۷	اکسید آهن	۰/۰۹	۰	۰/۴۱	-	-	۰/۰۲
۸	اکسید آهن	۰/۱۶	۰/۰۳	۱/۳۳	-	-	۰/۰۲
۹	اکسید آهن	۰/۱۲	۰	۰/۲۳	-	-	۰
۱۰	اکسید آهن	۰/۰۸	۰	۰	۰/۰۴	-	-
۱۱	اکسید آهن	۰/۱	۰/۰۲	۰	۰	-	-
۱۲	اکسید آهن	۰/۰۴	۰	۰	۰/۰۸	-	-
۱۳	اکسید آهن	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۲	-	-
۱۴	اکسید آهن، منگنز	۰/۱۷	۰	۰	۰/۲۲	۰	۰
۱۵	اکسید آهن، منگنز	۰/۲۳	۰	۰	۰/۱۳	۰	۰
۱۶	کربنات	۰/۰۵	۰/۰۵	۰	۰	۰/۰۴	۰
۱۷	کربنات	۰/۰۵	۰	۰	۰/۱۱	۰	۰
۱۸	کربنات	۰/۰۳	۰	۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰
۱۹	کربنات	۰/۰۸	۰	۰	۰/۱۲	۰/۰۱	۰
۲۰	سیلیکات مس	۰/۰۹	۰/۱	۰	۲۵/۶۳	۰	۰
۲۱	کالکوپیریت	۰/۰۱	۰/۰۶	۰	۳۵/۵۲	-	-
۲۲	گالن	۰/۰۸	۰	۰	۰/۰۵	-	-
۲۳	اسفالریت	۰/۰۴	۰	۰	۰	۰	۰
۲۴	ذره طلا	۷۵/۳۷	۰/۲	۰/۱۴	-	-	۰
۲۵	ذره طلا	۸۷/۴۶	۰/۰۵	۰/۲۲	-	-	۰

نتیجه‌گیری

گسترده سنگ‌های کانه‌دار است، به طوری که بخش مهمی از سولفیدهای اولیه به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. باریت در حاشیه و در نزدیکی مناطق کانه‌دار دیده می‌شود. ذرات طلا با ابعاد تا چند میکرون به صورت ادخال داخل اکسید آهن وجود دارند. طلای ریزتر از میکروسکوپی یا نامرئی در کانی‌های اکسیدی، کربناتی و سولفیدی توسط مطالعات میکروپروب تشخیص داده شد. کانسار اخترچی بیشترین شباهت را به کانه‌زایی نوع کارلین دارا می‌باشد. در ادامه برخی ویژگی‌های کانسار اخترچی با کانسار کارلین مقایسه شده است. ذخیره کارلین در طول یک شکستگی پوسته‌ای همراه با کافت پروتوزوئیک در حاشیه قاره امریکای شمالی، تشکیل شده است (Heitt et al., 2003). پهنه سندنج-سیرجان نتیجه کمپلکس دنباله‌دار پرکامبرین تا تکامل دوران سوم، همراه با تغییر شکل‌های چندگانه در

میزبان اصلی کانه‌زایی طلا در پهنه اخترچی واحدهای کربناته می‌باشد. گسل‌ها، پهنه‌های گسلی و برشی کنترل‌کننده‌های اصلی کانه‌زایی در گستره هستند و مهاجرت سیال کانه‌دار از طریق فضاها ایجاد شده حاصل از عملکرد گسل‌ها صورت پذیرفته است. انواع دگرسانی شامل کربنات‌زدایی، سیلیسی شدن، اکسیداسیون و رسی شدن می‌باشد. همراهی مشخصی بین دگرسانی و کانه‌زایی طلا وجود دارد. پهنه‌های اکسید آهنی-سیلیسی از نظر کانه‌زایی طلا اهمیت زیادی دارند. مطالعات دگرسانی‌ها حاکی از حضور حفرات انحلالی، پهنه‌های کلسیت-آراگونیت و کارست‌ها حاکی از کربنات‌زدایی می‌باشد. انحلال کربنات، توسط ترکیب اولیه سنگ میزبان و شاید ساختارها کنترل می‌شود. از ویژگی‌های ذخیره، اکسیداسیون عمیق و

کانسار سرب نخلک (اصفهان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۴، ۴-۱۸.

- رحمانی جوانمرد، س.، طهماسبی، ز.، دینگ، ز. و احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۹. بررسی رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب خاکی در گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد (پهنه سنجند-سیرجان). مجله زمین‌شناسی ایران، ۵۳، ۸۷-۱۰۷.

- سخدری، م.، یزدی، م. و بهزادی، م.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی، دگرسانی و کانی‌زایی طلا در منطقه شانق، دلیجان (اصفهان). مجله علوم زمین، ۸۱، ۷۵-۸۰.

- شرکت مشاور پارسی کان کاو، ۱۳۹۳. گزارش پایان اکتشاف منطقه اخترچی، ۳۹۳.

- طورچی، م. و نصرافهانی، ع.، ۱۳۷۶. بررسی زمین‌شناسی کانسارهای انجیره اصفهان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۵، ۸۳-۹۶.

- مهربانی، ب. و طالع‌فاضل، ا.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی و پارازنز کانسنگ Cu-Au-Bi منطقه‌ی پی‌جویی کوه‌دم (شمال شرق اردستان)، مجموعه‌ی فلزهای انارک. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۴، ۶۳۵-۶۴۶.

- مهوری، ر.، نقره‌بیان، م.، مکی‌زاده، م.ا. و پورنقشبند، غ.ر.، ۱۳۹۰. بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی کانسار بنتونیت مهرآباد (شرق اصفهان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۹، ۳-۱۴.

- نظیری، م.ا.، ۱۳۹۰. اکتشافات لیتوشیمیایی طلا در آنومالی شماره ۳ کانسار کوه دم، اردستان، اصفهان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور، تهران، ۱۸۶.

- نوریان رامشه، ز.، یزدی، م.، رسا، ا. و مسعودی، ف.، ۱۳۹۵. توزیع طلا و عناصر فرعی در پیریت کانسار سنجد، منطقه معدنی موله، بر اساس نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب. مجله زمین‌شناسی ایران، ۱۰، ۵۹-۷۰.

- Arehart, G.B., 1996. Characteristic and origin of sediment-hosted disseminated gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 11, 383-403.
- Arehart, G.B., Chryssoulis, S.L. and Kesler, S.E., 1993. Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits: Implications for depositional processes. *Economic Geology*, 88, 171-185.
- Cabri, L.J., Chryssoulis, S.L., DE Vil-

رخساره‌های دگرگون است (Moritz et al., 2006). سنگ میزبان ذخایر طلا در منطقه کارلین واحدهای کربناته سازند پاپوویچ دونین هستند (Evans, 1980). این سازند متشکل از سنگ‌آهک میکرایتی، سیلتی و فسیل‌دار است. در معادن مختلف منطقه تغییرات اندکی در لیتولوژی سنگ میزبان وجود دارد (Teal and Jackson, 2002). بخش عمده کانه‌زایی طلائی اخترچی در واحد سنگ‌آهک دولومیتی پرمین صورت می‌گیرد. اگرچه رگه‌های سیلیسی مس-طلا در سایر واحدها نیز نفوذ کرده‌اند. نقش گسل‌ها به‌عنوان کنترل‌کننده کانه‌زایی طلا در کانه‌زایی‌های کارلین مورد پذیرش است (Palmer and kuiper, 2017; Rhy et al., 2015; Essman, 2010; Leonardson, 2010). نظر ساختاری در منطقه کارلین، ساختارهای گسلی به‌عنوان معابر اولیه سیالات طلا در بوده‌اند و بر اساس Yigit et al., 2003)، گسل‌های عادی پرشیب، محل اصلی کانه‌سازی هستند. برخی از آنها طی پالئوژنیک و مزوزوئیک به‌صورت یک گسل معکوس عمل کرده‌اند. یکی از سیماهای مهم فرایند کانه‌زایی در ذخایر کارلین حضور برش‌های قبل از کانی‌سازی است. برش‌ها به‌عنوان کنترل‌کننده طلا در تیپ کارلین معرفی شدند (Pinet et al., 2018; Clark et al., 2017). روند گسل‌های اصلی اخترچی، شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد که مهم‌ترین آنها گسل چنار-کوه‌کلنگ می‌باشد. محل کانه‌زایی‌ها به‌طور مشخص با گسلش در ارتباط است. شیب گسل‌های مرتبط با کانی‌سازی زیاد است. برش‌های قبل کانه‌زایی در منطقه مشاهده شده است.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران. ۵۸۶.
- ثابت‌ور نامخواستی، ح.، میرنژاد، ح.، احمدی، ا. و سجادی آل‌هاشم، س.ف.، ۱۳۹۲. چگونگی شکل‌گیری کانسار منگنز بنزین، اردستان (اصفهان) براساس بررسی‌های میکروسکوپی و داده‌های ریزکاوش الکترونی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۱، ۵۳۷-۵۴۸.
- جزئی، م.ا.، کریم‌پور، م.ح. و ملک‌زاده شفارودی، ا.، ۱۳۹۵. بلورشناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی گالن،

- liers, J. P.R., Laflamme, J.H.G. and Buseck, R., 1989. The nature of "invisible" gold in arsenopyrite. *The Canadian Mineralogist*, 27, 353-362.
- Christensen, O.D., 1996. Carlin Trend Geologic Overview, in *Field Trip Guide Book Compendium, Geology and Ore Deposits of the American Cordillera*, S.M. Green and E. Struhsacker, Editors, Geological Society of Nevada, 147-156.
 - Christensen, O.D., 1993. Carlin Trend Geologic Overview; in *Gold Deposits of the Carlin Trend, Nevada*, O.D. Christensen, Editor, Society of Economic Geologists. Guide book Series, 18, 12-26.
 - Clark Maroun, L.R., Cline, J., Simon, A., Anderson, P. and Muntean, J.L., 2017. High-grade gold deposition and collapse breccia formation, Cortez Hills Carlin-Type Gold Deposit, Nevada, USA. *Economic Geology*, 4, 112, 707-740.
 - Essman, J., 2010. Rain revisited: New structural and stratigraphic insights and their implications for Carlin-type deposits, In Steininger, R., Pennell, B. (Eds.), *Great Basin Evolution and Metallogeny*. Geological Society of Nevada. Symposium Proceeding, 511-535.
 - Evans, J.G., 1980. Geology of the rodeo Creek NE and Welches Canyon quadrangles, Eureka County, Nevada, US Geology Survey Bulletin, 1473, 81. *Gondwana Research*, 40, 43-57.
 - Fergusson, C.L., Nutman, A. P., Mohajjel, M. and Bennett, V., 2016. The Sanandaj-Sirjan zone in the Neo-Tethyan suture, western Iran: Zircon U-Pb evidence of late Palaeozoic rifting of northern Gondwana and mid-Jurassic orogenesis. *Gondwana Research*, 40, 3-57.
 - Hausen, D.M., Ahlrichs, J.W., Mueller, W. and Park, W.C., 1986. Particulate gold occurrences in three Carlin carbonaceous ores, In *Process Mineralogy VI*, ed. D. Hagni, TMS, Warrendale, PA, 193-214.
 - Hausen, D.M., 1981. Process mineralogy of auriferous pyritic ores at Carlin, Nevada, In Hausen, D.M. and Park, W.C., eds. *Process Mineralogy*, TMS, Warrendale, PA, 271-289.
 - Heitt, D.G., Dunbar, W.W., Thompson, T.B. and Jackson, R.G., 2003. Geology and geochemistry of the Deep Star gold deposit, Carlin Trend, Nevada. *Economic Geology*, 95, 1107-1135.
 - Hickey, K.A., Ahmed, A.D., Barker, S. and Leonardson, R., 2014. Fault-controlled lateral fluid flow underneath and in to a Carlin-Type Gold Deposit: Isotopic and geochemical footprints. *Economic Geology*, 109, 1431-1460.
 - Hofstra, A.H. and Cline, J.S., 2000. Characteristic and models for Carlin-type gold deposits. *Economic Geology Reviews*, 13, 163-220.
 - Leonardson, R.W., 2010. Barrick Cortez Gold Acres structure: in Steininger, R.C. and Pennell, B., eds., *Geological Society of Nevada Symposium 2010: Great Basin Evolution and Metallogeny*, Reno, Nevada, 2010, 17-29.
 - Moritz, R., Ghazban, F. and Singe, B.S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan Tectonic Zone, Western Iran: A Result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen. *Economic Geology*, 10, 8, 1497-1524.
 - Muntean, J.L., 2018. The Carlin gold system: Applications to exploration in Nevada and elsewhere: in Muntean, J.L. (ed.), *Diversity of Carlin-Style Gold Deposits*, Society of Economic Geologists Reviews in *Economic Geology*, 19, 39-88.
 - Muntean, J.L. and Cline, J., 2018. Introduction: Diversity of Carlin-Style Gold Deposits: in Muntean, J.L. (ed.), *Diversity of Carlin-Style Gold Deposits*, Society of Economic Geologists Reviews in *Economic Geology*, 19, 1-5.

- Palmer, J.C. and Kuiper, Y.D., 2017. Structural geology of the eastern Nadaleen trend, Yukon Territory, Canada: Implications for recently discovered sedimentary rock-hosted gold. *Ore Geology Reviews*, 80, 48-60.
- Pinet, N., Sack, P.J., Mercier-Langevin, P., Lavoie, D., Dubé, B., Lane, J. and Brake, V., 2018. Breccia styles and controls on carbonate replacement-type ('Carlin-type') gold zones, Rackla belt, east-central Yukon: in Targeted Geosciences Initiative-2017 Report of Activities: Volume 1, (ed.) N. Rogers; Geological Survey of Canada, 136-168.
- Radtke, A.S., 1985. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada. U.S. Geological Survey Professional Paper, 124.
- Rhys, D., Valli, F., Burgess, R., Heit, T.D., Griesel, G. and Hart, K., 2015. Controls of fault and fold geometry on the distribution of gold mineralization on the Carlin Trend: in Pennell, W.M. and Garside, L.J., eds., New concepts and discoveries. Geological Society of Nevada 2015 Symposium, 333-389.
- Teal, L. and Jackson, M., 2002. Geologic overview of the Carlin Trend gold deposits; in Gold deposits of the Carlin Trend, Nevada. Bureau of Mines and Geology, Bulletin, 111, 9-19.
- Vaughan, J., Hickey, K.A. and Barker S., 2016. Isotopic, Chemical, and textural evidence for pervasive calcite dissolution and precipitation accompanying hydrothermal fluid flow in low-temperature, carbonate-hosted, gold systems. *Economic Geology*, 5, 111, 1127-1157.
- Wang, K.R., Zhou, Y.Q., Sun, L.G. and Ren, C.G., 1994. Study on the gold occurrence from several typical Carlin-type gold deposits in China. Publishing House of University of Science and Technology of China, Hefei, 112
- Wang, K.R., Zhou, Y.Q., Li, F., Sun, L., Wang, J., Ren, C.G., Zhou, S.J., Tang, J.Y. and Yang, F.J., 1992. SPM and SEM study on the occurrence of micrograined gold in the Jinya gold deposit, Guangxi. *Chinese Science Bulletin*, 37, 1906-1910.
- Wells, J.D. and Mullens, T.E., 1973. Gold-bearing arsenian pyrite determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold mines, Nevada. *Economic Geology*, 68, 187-201.
- Whitney D.L. and Evans B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Yigit, O., Nelson, E.P., Hitzman, M. and Hofstra, A.H., 2003. Structural controls on Carlin-Type Gold Mineralization in the Gold Bar District, Eureka County, Nevada. *Economic Geology*, 6, 98, 1173-1188.

بایواستراتیگرافی سازند تیرگان در برش‌های چینه‌شناسی ناویا-رباط عشق (جنوب غرب بجنورد) و قزل‌قان (شمال بجنورد) و مقایسه آن‌ها با یکدیگر

نسیم ریاحی^۱، عباس صادقی^(*)، محمدحسین آدابی^۲ و حسین کامیابی شادان^۳

۱. کارشناسی ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۴. دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ملی ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۱۲/۱۲

تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۲/۰۲

چکیده

به منظور مطالعات بایواستراتیگرافی سازند تیرگان در ناحیه کپه‌داغ غربی، دو برش چینه‌شناسی سطح‌الارضی ناویا-رباط عشق در جنوب غرب بجنورد و قزل‌قان در شمال بجنورد انتخاب و ۲۳۰ نمونه برداشت شد. ضخامت سازند تیرگان در دو برش ناویا-رباط عشق و قزل‌قان به ترتیب ۲۳۷ و ۱۹۲ متر است و از لحاظ لیتولوژی به طور عمده از سنگ آهک ضخیم لایه تا گاه متوسط لایه به رنگ خاکستری تا کرم تشکیل شده است. مرز زیرین آن در برش ناویا-رباط عشق با سازند زرد-شوریجه هم‌شیب و همراه با تغییرات لیتولوژی واضح است اما در برش قزل‌قان به دلیل قرارگیری در هسته تاقدیس نامشخص است. مرز بالایی در برش ناویا-رباط عشق با سازند آبدراز ناپیوستگی فرسایشی^۱ و در برش چینه‌شناسی قزل‌قان با سازند سرچشمه هم‌شیب و پیوسته است. در مطالعات بایواستراتیگرافی ضمن تشخیص ۵۸ گونه متعلق به ۶۸ جنس از فرامینیفرها، دو بایوزون زیر شناسایی شده است.

1. *Palorbitolina lenticularis* Taxon Range Zone

2. *Novallesia producta*-*Orbitolina* spp. assemblage zone

بر اساس بایوزون‌های مذکور سن سازند تیرگان در هر دو برش مورد مطالعه باریمن-آپسین پیشین تعیین شده است. مقایسه سازند تیرگان در دو برش قزل‌قان و ناویا-رباط عشق تفاوت‌هایی را با یکدیگر نشان می‌دهد اما از لحاظ بایواستراتیگرافی بجز اختلاف ضخامت در بایوزون‌ها، تفاوت قابل توجهی با یکدیگر ندارند.

واژه‌های کلیدی: بایواستراتیگرافی، سازند تیرگان، ناویا-رباط عشق، قزل‌قان، بجنورد، کپه‌داغ غربی.

مقدمه

کامل‌ترین رسوبات کرتاسه در ایران در این منطقه وجود دارد. سنگ‌های رسوبی کرتاسه و دوران سوم در حاشیه جنوبی دارای ضخامت کمی هستند. واحدهای سنگی دوره کرتاسه در منطقه کپه‌داغ به ترتیب از قدیم به جدید شامل

بیشترین و دقیق‌ترین مطالعات زمین‌شناسی در پهنه کپه‌داغ توسط زمین‌شناسان شرکت نفت به‌ویژه افشارحرب (۱۳۷۳) انجام شد و طی این مطالعات مشخص شد که

1. Disconformity

* نویسنده مرتبط: a-sadeghi@sbu.ac.ir

و شیل آهکی، تشکیل شده است. ستبرای زیاد لایه‌ها و همین‌طور تراکم و سختی سنگ آهک‌ها سبب شده تا این سازند از واحدهای چهره‌ساز بین ردیف‌های آواری سرخ‌رنگ سازند شوربچه/زرد و نهشته‌های شیلی-مارنی سرچشمه باشد. علاوه بر تغییرات ضخامت و لیتولوژی سازند تیرگان در مناطق مختلف حوضه کپه‌داغ، مرز زیرین و بالای آن نیز از جایی به جای دیگر در این حوضه متغیر می‌باشد.

مطالعات بایواستراتیگرافی بر روی سازند تیرگان سن‌های کم‌وبیش متغیری را از نئوکومین تا بarmین ارایه کرده است. به طوری که Kalantari (1969) سن این سازند را در برش نمونه نئوکومین-آپسین، در برش‌های رادکان، بارو و دادانلو در نزدیکی دشت مشهد-قوچان نئوکومین و در برش گلیان در جنوب شیروان بarmین گزارش کرده است. جمالی (۱۳۹۰) در شرق کپه‌داغ سن این سازند را در برش حمام‌قلعه اواخر هوتروبین پسین؟ بarmین و در برش‌های باغک، مزدروان و چاه خانگیران ۳۲ بarmین و عباسی و همکاران (۱۳۹۲) در برش مسی‌نو واقع در غرب کپه‌داغ بarmین پیشین-آپسین پیشین مشخص کرده‌اند.

با توجه به اهمیت سازند تیرگان به عنوان سنگ مخزن کربناته و با عنایت به تغییرات آن در جهت جانبی و عمودی و به منظور تکمیل زنجیره مطالعاتی این سازند، دو برش چینه‌شناسی رباط عشق و قزل‌قان به ترتیب در شمال و جنوب-غرب بجنورد در این پژوهش مورد مطالعه دقیق بایواستراتیگرافی قرار گرفته است.

موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه

برش چینه‌شناسی ناویا-رباط عشق با مختصات قاعده‌ای ۳۷° ۲۱' ۴۹" عرض شمالی و ۴۵° ۳۴' ۵۶" طول شرقی و در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب شهر آشخانه قرار دارد (شکل ۱). برش مورد مطالعه در نزدیک جاده چمن‌بید به سنخواست و در شمال-غرب روستای ناویا قرار دارد. راه دسترسی به برش مذکور از طریق آشخانه به چمن‌بید و رباط‌قره‌بیل امکان‌پذیر است. از آشخانه پس از طی ۳۰ کیلومتر در جاده نورپور ابتدای روستای جوزک و پس از ۳۰ کیلومتر جاده خاکی به سمت جنوب جدا می‌شود که

سازندهای: شوربچه/زرد، تیرگان، سرچشمه، سنگانه، آیتامیر، آبدراز، آبتلخ، نیزار و کلات است.

روستای تیرگان واقع در ۳۹ کیلومتری جنوب شرق دره‌گز قرار دارد که نام سازند برگرفته از آن است. در پنج کیلومتری غرب همین روستا، در کوه تیرگان برش الگو به ضخامت ۷۷۸ متر قرار دارد اما به دلیل راه دسترسی دشوار، برش مرجعی نیز برای این سازند در غرب کپه‌داغ، در جنوب شرق روستای جوزک در نظر گرفته شده است.

ضخامت سازند تیرگان به سمت شرق و جنوب‌شرق کاهش می‌یابد به طوری که ضخامت آن در برش تیرگان (برش الگو) از ۷۷۸ متر به ۱۰ متر در برش شورآب می‌رسد که این برش، شرقی‌ترین برش برداشت شده در خاک ایران است (افشارحرب، ۱۳۷۳). در غرب کپه‌داغ، جنوب جاده اصلی گنبد کاووس-بجنورد سازند تیرگان به سرعت نازک می‌شود و در توالی جوزک ضخامت آن به ۳۱۰ متر می‌رسد، از بخش جوزک به طرف جنوب-جنوب‌شرق سازند تیرگان بیرون‌زدگی ندارد (خسرو تهرانی، ۱۳۹۵).

از سازند تیرگان به عنوان واحد سنگی پایدار پهنه کپه‌داغ یاد می‌شود، ولی گاهی این سازند در برش‌هایی وجود ندارد. برای مثال در ناحیه جاجرم سازند تیرگان وجود ندارد و سبب شده تا سنگ آهک کلات با سن ماستریشتین بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند شوربچه قرار گیرد و یا در ۸۲ کیلومتری گنبد کاووس (ناحیه آرموتلی) سازند آیتامیر بر روی سازند شوربچه قرار دارد و از سازند تیرگان اثری دیده نمی‌شود. در برش جوزک سازند تیرگان (آپسین زیرین) نیز توسعه یافته است ولی به‌طور مستقیم توسط سازند آبدراز پوشیده می‌شود. چنین تغییرات رسوب‌گذاری و نبودهای رسوبی توسط گسلی با امتداد کم و بیش جنوب غربی-شمال شرقی کنترل می‌شود. در کپه‌داغ مرکزی-غربی رسوبات جوانتر از سازند خانگیران در ناودیس‌های شیخ، تکل‌کوه، آتامیر، جوزک و جاجرم تشکیل شده‌اند (خسرو تهرانی، ۱۳۹۵).

سازند تیرگان به‌طور عمده از سنگ آهک‌های ستبر لایه تا توده‌ای و سنگ آهک‌های اوربیتولین‌دار و زیست‌آواری با میان‌لایه‌های ناچیزی از سنگ‌آهک‌های مارنی، مارن،

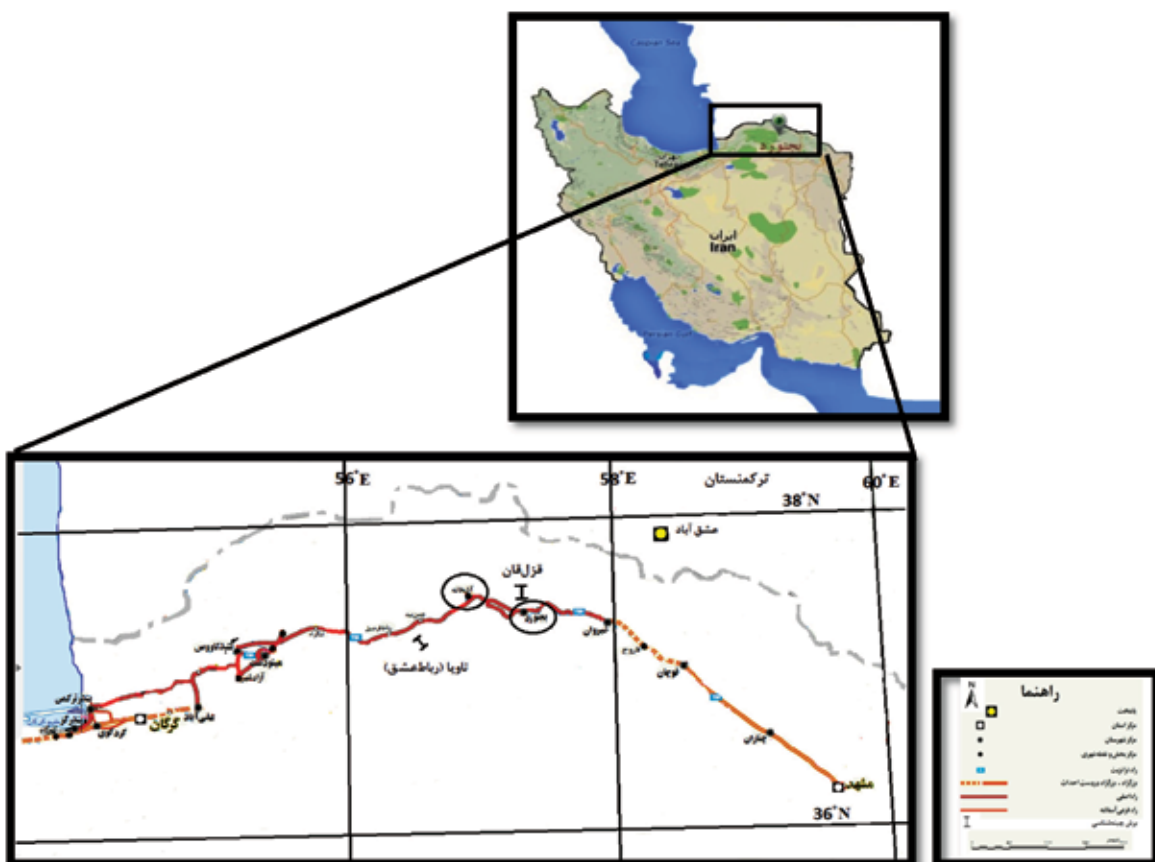
اطلاعات اولیه و بررسی شواهد زمین‌شناختی در صحرا، دو برش مذکور انتخاب شد. در مجموع ۲۳۰ نمونه بصورت سیستماتیک در فواصل ۳ متر و در محل تغییر رخساره‌ها و مرزهای واحد سنگی در فواصل کمتر برداشت شد. از تمامی نمونه‌های برداشت شده در آزمایشگاه مقاطع نازک تهیه و در زیر میکروسکپ دوچشمی مورد مطالعه قرار گرفتند. پس از شناسایی میکروفسیل‌ها از آن‌ها عکسبرداری صورت گرفت و سپس ستون چینه‌شناسی و جدول گسترش زمانی میکروفسیل‌ها ترسیم و زون‌بندی زیستی انجام گرفت. در شناسایی میکروفسیل‌ها از منابعی چون (Henson 1948) Schroeder (1965)، Loeblich and Tappan (1988) استفاده شد. در پایان دو برش مورد مطالعه نیز با هم مقایسه شده‌اند.

پس از هشت کیلومتر به روستای ناویا می‌رسد. قاعده برش در دو کیلومتری شمال شرق این روستا قرار دارد.

برش قزل‌قان با مختصات قاعده‌ای $37^{\circ} 38' 24''$ عرض شمالی و $57^{\circ} 24' 54''$ طول شرقی در ۵۰ کیلومتری شمال شرق جاده مانه-سملقان و ۶۰ کیلومتری شرق شهر آشخانه و همین‌طور در حدود ۳۵ کیلومتری شمال شهرستان بجنورد واقع شده است (شکل ۱). با طی ۴۵ کیلومتر به سمت شمال از شهرستان بجنورد و پس از گذر از روستاهای حصار، آق‌تپه و سورک به روستای قزل‌قان خواهیم رسید که برش انتخاب شده در جنوب غربی همین روستا قرار دارد.

روش مطالعه

به منظور مطالعات بایواستراتیگرافی سازند تیرگان در دو برش ناویا-رباط عشق و قزل‌قان پس از گردآوری



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه (اقتباس از نقشه وزارت راه و ترابری با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، ۱۳۸۷)

بحث

لیتواستراتیگرافی

برش چینه‌شناسی ناویا-رباط عشق

سازند تیرگان در این برش ۲۳۷ متر ضخامت دارد و مرز زیرین آن با سازند زرد-شوریجه هم‌شیب و همراه با تغییرات سنگ‌شناسی واضح است به طوری که رسوبات تخریبی راس سازند زرد-شوریجه به دولومیت‌های قاعده سازند تیرگان تغییر می‌یابد و مرز بالای آن با سازند آبدراز نیز از نوع ناپیوستگی فرسایشی است (شکل ۲).

سازند تیرگان در این برش به‌طور عمده در قاعده با ۳۰ متر دولومیت نازک تا متوسط لایه به‌رنگ کرم شروع می‌شود که بر روی آن ابتدا ۲۴ متر سنگ آهک دولومیتی شده ضخیم لایه به‌رنگ خاکستری و سپس ۱۸۳ متر سنگ آهک‌های خاکستری تا کرم متوسط تا ضخیم لایه قرار دارد.

برش چینه‌شناسی قزل‌قان

از سازند تیرگان در این برش فقط ۱۹۲ متر آن برونزد دارد و مابقی آن در هسته تاقدیس از نظر پنهان است به طوری که مرز زیرین آن ناپیدا است اما مرز بالایی آن با سازند سرچشمه به‌صورت هم‌شیب و پیوسته است (شکل ۳).

از لحاظ لیتولوژی سازند تیرگان در این برش به‌طور عمده از سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای و سنگ آهک‌های اوربیتولین‌دار و بایوکلاستی پر از درز و شکاف‌های پر شده از کلسیت با میان‌لایه‌های ناچیزی از سنگ آهک‌های مارنی، پوسته‌های دو کفه‌ای، خارپوست و براکیوپود تشکیل شده است. ضخامت زیاد لایه‌ها و به ویژه تراکم و سختی سنگ آهک‌ها سبب شده است تا این سازند بصورت یک واحد صخره‌ساز درآید (شکل ۴).



شکل ۲. نمایی از مرز زیرین سازند تیرگان با سازند زرد-شوریجه در برش ناویا-رباط عشق (نگاه به سمت شمال)



شکل ۳. مرز بالای سازند تیرگان با سرچشمه در برش چینه‌شناسی قزل‌قان (نگاه به سمت غرب)



شکل ۴. نمایی از سنگ آهک‌های ضخیم لایه به رنگ کرم تا خاکستری در قاعده برش سازند تیرگان در مرکز تاقدیس قزل‌قان (نگاه به سمت غرب)

بایواستراتیگرافی

قابل مطالعه بوده است. مرز بالایی آن با خاتمه مجموعه همزیست زیر و ظهور گونه *Palorbitolina lenticularis* و شروع بایوزون *Palorbitolina lenticularis* Taxon Range Zone تعریف می‌شود. فرامینیفرهای شناسایی شده در این بایوزون به شرح زیر است:

Novallesia producta; *N. cornucopia*; *Charentia cuvillieri*; *Mayncina bulgarica*; *Rectodictyoconus giganteus*; *Rumanoloculina robusta*; *R. ponticuli*; *R. pseudominima*; *Istriloculina elliptica*; *Valserina broennimanni*; *Paracoskinolina hispanica*; *Paleodictyoconus reicheli*; *Debarina hahonnerensis*; *Vercorsella wintereri*; *Pseudocyclammina hedbergi*; *Lenticulina* sp.; *Melathrokerion* sp.; *Arenobulimina* sp.; *Haplophragmium* sp.; *Glomospira* sp.; *Nezzazata* sp.; *Textularia* sp. and *Orbitolina* spp.

در این بایوزون علاوه بر فرامینیفرهای کفزی فوق، جلبک‌های سبزا مرجان‌ها، گاستروپودا، بریوزوا و استراکد نیز وجود دارد.

با توجه به مجموعه فسیلی فوق و حضور فرامینیفرهای شاخص بارمین نظیر *Rectodictyoconus giganteus* و *Valserina broennimanni* در بین آن‌ها و همچنین قرارگیری این بایوزون در زیر اولین ظهور گونه *Palorbitolina lenticularis* و بایوزون *Palorbitolina lenticularis*

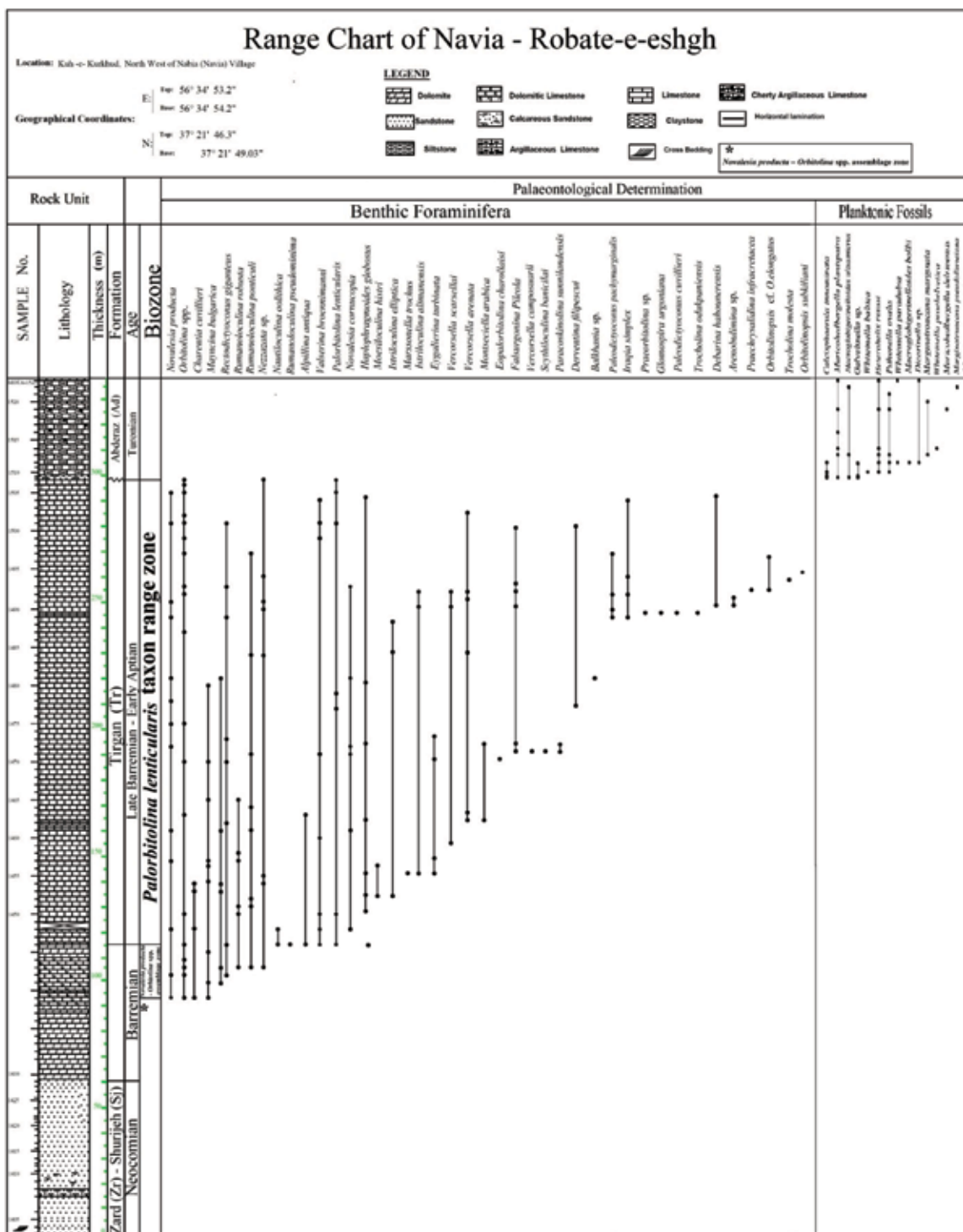
در مطالعات بایواستراتیگرافی سازند تیرگان در مجموع ۱۵۲ مقطع نازک در هر دو برش قزل‌قان و ناویا-رباط عشق مورد مطالعه قرار گرفته است که منجر به تشخیص ۶۸ جنس و ۵۸ گونه فرامینیفر کفزی و دو زون زیستی به شرح زیر شده است (شکل‌های ۵ و ۶).

در شناسایی فرامینیفرها از منابعی چون Hottinger (1967)، Schroeder (1965)، Loeblich and Tappan (1988)، Vanneau (1980)، Vanneau & Silva (1995)، Cherchi and Schroeder (2013)، Schroeder et al. (2010) استفاده شده است.

بایوزون‌های معرفی شده در سازند تیرگان در دو برش مورد مطالعه

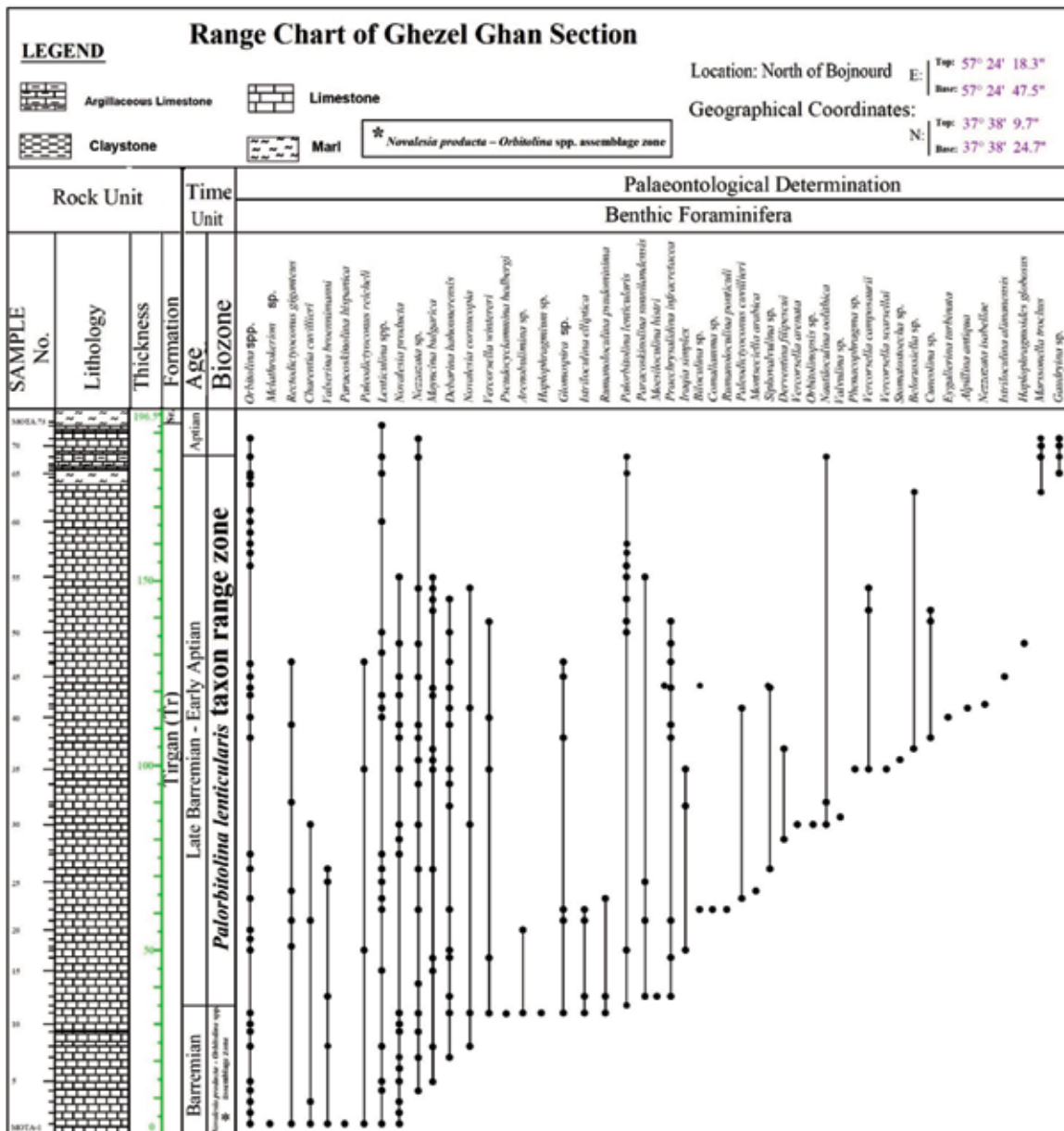
***Novallesia producta*-*Orbitolina* spp. assemblage zone**

این بایوزون بر اساس مجموعه همزیست زیر شناسایی و معرفی شده است. مرز زیرین آن در هر دو برش نامشخص است به دلیل آنکه قاعده سازند تیرگان در برش قزل‌قان بواسطه قرارگیری در هسته تاقدیس، ناپیدا و در برش ناویا-رباط عشق به دلیل دارا بودن رخساره دولومیتی فاقد فسیل است و بر همین اساس از ضخامت این بایوزون در دو برش ناویا-رباط عشق و قزل‌قان به ترتیب ۳۰ و ۳۲ متر



شکل ۵. گسترش زمانی میکروفسیل‌ها و زون‌بندی زیستی در برش چینه‌شناسی ناویا (ناویا)-رباط عشق

Taxon Range Zone با سن بارمین پسین-آپسین پیشین، سن این بایوزون بارمین پیشنهاد می‌شود. *Palorbitolina lenticularis* در حوضه تتیس تعریف شده است. به عبارتی مرز زیرین و بالایی این بایوزون منطبق بر شروع و خاتمه گونه *P. lenticularis* است. بایوزون نامبرده در هر دو برش چینه‌شناسی مورد مطالعه شناسایی شده این بایوزون بر مبنای ظهور و انقراض تاکسون شاخص



شکل ۶. گسترش زمانی میکروفسیل ها و زون بندی زیستی در برش چینه‌شناسی قزل‌قان

ponticuli; *Trocholina odukpaniensis*; *Marssonella trochus*; *Novalesia producta*; *Valserina broennimanni*; *Haplophragmoides globosus*; *Moesiloculina histri*; *Mayncina bulgarica*; *Marssonella* sp.; *Charentia cuvillieri*; *Istriloculina alimanensis*; *Egalierina turbinata*; *Vercorsella scarsellai*; *V. arenata*; *V. composaurii*; *Pseudocyclammina hedbergi*; *Eopalarbitolina charollaisi*; *Scytiloculina bancilai*; *Falsurgonina pileola*; *Paracoskinolina sunnilandensis*; *Derventina filipescai*; *Paleodictyoconus pachymarginalis*; *Paleodictyoconus* sp.; *Iraquia simplex*; *Glomospira*

است. این بایوزون بخش عمده‌ای از سازند تیرگان را در هر دو برش به خود اختصاص داده است و ستبرای آن در دو برش چینه‌شناسی ناویا-رباط عشق و قزل‌قان به ترتیب ۱۸۳ و ۱۴۹ متر است.

در بین جامعه فسیلی هم‌زیست، در بایوزون مذکور، مهم‌ترین فرامینیفرهای کفزی عبارتند از:

Palorbitolina lenticularis; *Alpillina antiqua*; *Nautiloculina oolithica*; *Rectodictyoconus giganteus*; *Rumanoloculina pseudominima*; *R. robusta*; *R.*

دولومیتی در قاعده برش قزل‌قان به دلیل ناپیدا بودن مرز زیرین و قرارگیری آن در هسته ناودیس قابل رویت نیست. بر روی سنگ آهک‌های دولومیتی در برش ناویا ۱۸۳ متر سنگ آهک‌های خاکستری تا کرم متوسط تا ضخیم لایه وجود دارد. سازند تیرگان در این برش فاقد میان‌لایه‌های مارن و یا آهک‌رسی است در حالی‌که نزدیک به راس سازند تیرگان در برش قزل‌قان ۳/۸ متر مارن سبزرنگ و در ادامه ۳/۴ متر سنگ آهک‌رسی نازک لایه به رنگ سبز دیده می‌شود. از لحاظ لایه‌بندی و رنگ نیز سازند تیرگان در برش قزل‌قان از لایه‌های بسیار ضخیم تا ضخیم برون‌گ خاکستری تیره تا روشن تشکیل شده است در حالیکه در برش ناویا لایه‌ها به‌طور عمده ضخیم و رنگ آنها خاکستری روشن است.

مرز زیرین سازند تیرگان در برش ناویا با سازند زرد-شوریجه از نوع هم‌شیب همراه با گسستگی واضح در لیتولوژی است ولی در برش قزل‌قان به دلیل قرارگیری در هسته تاقدیس این مرز نامشهود و نامشخص است. مرز بالایی سازند تیرگان در برش ناویا با سازند آبدراز، از نوع ناپیوستگی فرسایشی همراه با یک نبود رسوبی در حدفاصل آپسین پسین تا تورونین است، به طوری که میکروفسیل‌های شناسایی شده (شکل ۵) در قاعده سازند آبدراز سن تورونین را نشان می‌دهد. مرز بالایی سازند تیرگان در برش چینه‌شناسی قزل‌قان با سازند سرچشمه هم‌شیب است.

سازند تیرگان در هر دو برش مورد مطالعه از محتویات فسیلی کم و بیش یکسانی برخوردار است که منجر به دو بایوزون زیر در هر دو برش شده است و تنها اختلاف موجود مربوط به ضخامت بایوزون‌هاست به طوری‌که بایوزون یک در دو برش ناویا و قزل‌قان به ترتیب ۲۱ و ۳۲ متر و بایوزون دو در دو برش مذکور به ترتیب ۱۸۳ و ۱۴۸/۵۶ متر ضخامت دارند (جدول ۱) و (شکل ۷).

1. *Palorbitolina lenticularis* Taxon Range Zone
2. *Novallesia producta-Orbitolina* spp. assemblage zone

سن سازند تیرگان بر اساس محتویات فسیلی و بایوزون‌های شناسایی شده در هر دو برش یکسان و باریمن-آپسین پیشین است

urgoniana; Debarina hahounerensis; Praechrysalidina infracretacea; Orbitolinopsis cf. elongatus; O. subkiliani; Nezzazata isabella; Cuneolina sp.; *Lenticulina* sp.; *Textularia* sp.; *Melathrokerion* sp.; *Valvulina* sp.; *Balkhania* sp.; *Nodosaria* sp.; *Guadryina* sp.; *Siphovalvulina* sp.; *Praeorbitolina* sp.; *Belorussiella* sp.; *Arenobulimina* sp.; *Dukhanian* sp. and *Orbitolina* spp.

در این بایوزون علاوه بر فرامینیفرهای فوق، جلبک‌های سبز کلاداسی، بربوزوا، گاستروپودا و استراکد نیز وجود دارد. بر اساس مجموعه فسیلی فوق و با توجه به حضور *Palorbitolina lenticularis* به‌عنوان یک فرامینیفر کفزی بزرگ که در مقیاس حوضه تتیس شاخص باریمن پسین-آپسین پیشین می‌باشد؛ (Hardenbol et al., 1988) (Velic, 1988); (Vilas et al., 1995); (Shroeder et al., 2010)، بنابراین سن این بایوزون باریمن پسین-آپسین پیشین مشخص شده است.

این بایوزون با بایوزون *Palorbitolina lenticularis* Taxon Range Zone (Husinec et al, 2000) با سن باریمن پسین-آپسین پیشین قابل تطابق است.

سن سازند تیرگان

سن سازند تیرگان در هر دو برش مورد مطالعه ناویا-رباط عشق و قزل‌قان بر اساس زون‌های زیستی شناسایی شده *Novallesia producta-Orbitolina* spp. assemblage zone و *Palorbitolina lenticularis* Taxon Range Zone و مجموعه همزیست موجود در آنها باریمن-آپسین پیشین تعیین شده است.

مقایسه سازند تیرگان در دو برش چینه‌شناسی مورد مطالعه

در مقایسه سازند تیرگان در دو برش ناویا-رباط عشق و قزل‌قان نتایج زیر حاصل شده است.

- لیتولوژی سازند تیرگان در برش ناویا در قاعده شامل ۳۰ متر دولومیت نازک تا متوسط لایه به‌رنگ کرم تا زرد روشن است که در ادامه به حدود ۲۴ متر سنگ آهک دولومیتی شده ضخیم لایه و خاکستری رنگ تبدیل شده است. این واحد دولومیتی و سنگ آهک

جدول ۱. سن و ضخامت بایوزون‌های شناسایی شده در دو برش مورد مطالعه

Biozone	Age		Thickness (m)	
	Navia	Qezelghan	Navia	Qezelghan
<i>Palorbitolina lenticularis</i> taxon range zone	Late Barremian-Early Aptian		۱۸۳	۱۴۸/۵۶
<i>Novalesia producta</i> - <i>Orbitolina</i> spp. assemblage zone	Barremian		۲۱	۳۲

شکل ۷. نگاره تطابق بایواستراتیگرافی سازند تیرگان در برش‌های مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

مرز زیرین سازند تیرگان در برش ناویا با سازند زرد-شوریجه همشیب و همراه با تغییرات لیتولوژی واضح است به طوری که ماسه‌سنگ‌های سازند زرد-شوریجه به طور قاطع به دولومیت‌های قاعده سازند تیرگان تغییر می‌یابد ولی در برش قزل‌قان مرز زیرین به دلیل قرارگیری در هسته تاقدیس ناپیدا و نامشخص است. مرز بالایی سازند تیرگان در برش ناویا با سازند آبدراز ناپیوسته فرسایشی است ولی در برش قزل‌قان با سازند سرچشمه هم‌شیب و پیوسته است.

در مطالعات بایواستراتیگرافی سازند تیرگان در دو برش چین‌شناسی ناویا-رباط عشق و قزل‌قان و مقایسه آنها با یکدیگر نتایج زیر حاصل شده است. ضخامت سازند تیرگان در برش ناویا ۲۳۷ متر و در برش قزل‌قان به دلیل قرارگیری قاعده آن در هسته تاقدیس نامشخص و ضخامت رخنمون شده آن ۱۹۲ متر است. لیتولوژی سازند تیرگان در هر دو برش مورد مطالعه به طور عمده از سنگ آهک‌های ضخیم لایه تا گاه متوسط لایه به رنگ خاکستری تا کرم تشکیل شده است.

Aptian biostratigraphic key-interval at the southern margin of the Neo-Tethys. *Cretaceous Research*, 39, 70-77.

- Hardenbol, J., and Vail, P. R., P. R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in Wilgus, C. K., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea Level Changes-An Integrated Approach*: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, 71-108.

- Henson, F. R. S. 1948. Larger imperforate foraminifera of southwestern Asia. Families Lituolidae, Orbitolinidae and Meandropsinidae. *British Museum (Nat. Hist.)*, London. xi, 585-670.

- Hottinger, L. 1967: Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain.-Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 209, 1-168.

- Husinec, A., Velić, I., Fucek, L., Vlahović, I., Matičec, D., Ostrić, N., & Korbar, T., 2000. Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminifera) record from the islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic correlation. *Cretaceous Research*, 21(1), 155-171.

- Kalantari, A., 1969. Foraminifera from the middle Jurassic-Cretaceous successions of Koppet-Dagh region (NE Iran). National Iranian Oil Company, Geological Laboratories Publication 3:1-298.

- Loeblich Jr., A.R., Tappan, H., 1988. *Foraminiferal Genera and their Classification* (2 volumes). Van Nostrand Reinhold, New York, 970.

- Schroeder, R., van Buchem, F. S., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A., and Granier, B., 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian-Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. *GeoArabia Special Publication*, 4(1), 49-96.

در مطالعات بایواستراتیگرافی ضمن تشخیص ۵۸ گونه متعلق به ۶۸ جنس از فرامینیفرهای بنتیک دو بایوزون زیر شناسایی و معرفی شد:

1. *Palorbitolina lenticularis* Taxon Range Zone
2. *Novalesia producta*-*Orbitolina* spp. assemblage zone

بر اساس بایوزون‌های فوق و مجموعه فسیلی شناسایی شده در آن‌ها سن سازند تیرگان در هر دو برش مورد مطالعه بامرین-آپسین پیشین تعیین می‌شود.

در مقایسه سازند تیرگان در دو برش قزل‌قان و ناویا-رباط عشق سازند تیرگان به لحاظ لیتولوژی و لایه‌بندی و رنگ تفاوت‌هایی را در دو برش مذکور با یکدیگر نشان می‌دهد. همچنین مرز بالایی آن در دو برش به‌طور کامل متفاوت است به‌طوری‌که در برش قزل‌قان با سازند سرچشمه هم‌شیب و پیوسته و در برش ناویا با سازند آبدراز ناپیوستگی فرسایشی است. از لحاظ بایواستراتیگرافی بجز اختلاف در ضخامت بایوزون‌ها، اختلاف قابل توجه دیگری دیده نمی‌شود.

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه‌داغ. طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۷۵/۱۱.

- پایگاه اینترنتی سازمان نقشه برداری کشور، آرشیو نقشه‌های موضوعی، پهنه کپه‌داغ، از نقشه وزارت راه و ترابری با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، ۱۳۸۷: (<http://www.ncc.gov.ir>).

- جمالی، ا.م.، ۱۳۹۰. بایواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی نهشته‌های کرتاسه زیرین در شرق کپه‌داغ، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۴۶.

- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۹۵. چینه‌شناسی ایران. موسسه چاپ و انتشارات دانشگاه تهران، ۴، ۵۸۲.

- عباسی، ف.، صادقی، ع.، حسینی‌برزی، م. و موسویان، م.، ۱۳۹۲. بایواستراتیگرافی سازند تیرگان در برش چینه‌شناسی مسی‌نو، غرب کپه‌داغ، مجله پژوهش‌های دانش زمین، ۴؛ ۱۴، ۹۵-۱۰۸.

- Cherchi, A., and Schroeder, R., 2013. The Praeorbitolina/Palorbitolinoides Association: an

- Schroeder, R., 1965. *Dictyoconus pachymarginalis* n. sp. aus dem Apt des Elburz-Gebirges (Nord-Iran) (Studien über primitive Orbitolinidae III). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 58(2), 976-979.
- Vanneau, A. A., and Silva, I. P., 1995. 10. Biostratigraphy and systematic description of benthic foraminifers from Mid-Cretaceous shallow-water carbonate platform sediments at Sites 878 and 879.
- Vanneau, A.A., 1980. Micropaléontologie, paléocéologie, et sédimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales) (Doctoral dissertation, Université Scientifique et Médicale de Grenoble), 267.
- Velic, I., 1988. Lower Cretaceous benthic foraminiferal biostratigraphy of the shallow-water carbonates of the Dinarides. *Revue de Paléobiologie*, Volume Spécial, 2, 467-475.
- Vilas, L., Masse, J. P., and Arias, C., 1995. Orbitolina episodes in carbonate platform evolution: the early Aptian model from SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119 (1-2), 35-45.

Plate 1

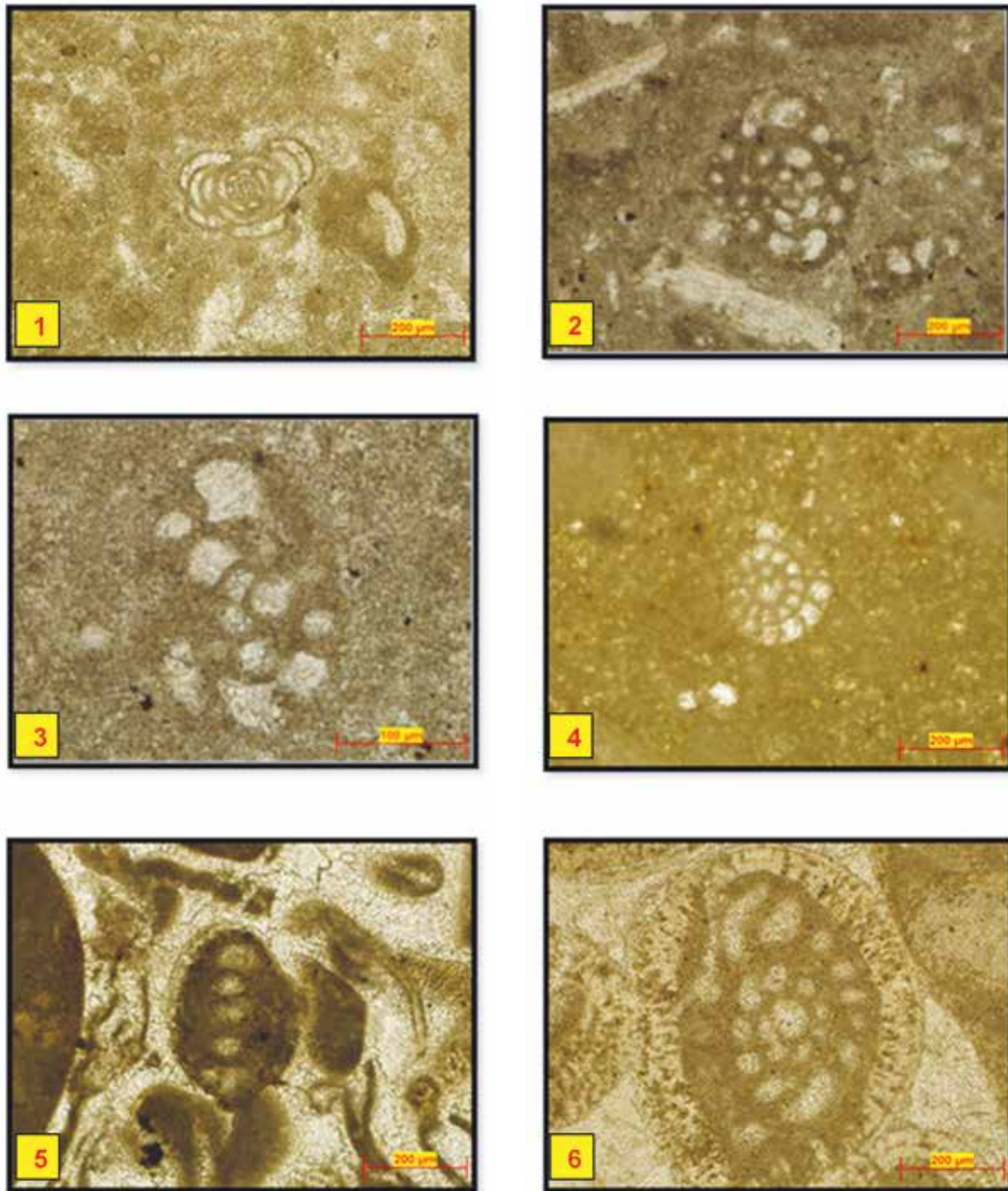


Plate 1:

- 1) *Glomospira urgoniana* Arnaud-Vanneau, 1980
- 2,3) *Debarina hahonnerensis* Fourcade, Raoult and Vila, 1972.
- 4) *Haplophragmoides globosus* Izo, 1944
- 5) *Nautiloculina oolithica* Mohler, 1938
- 6) *Mayncina bulgarica* Laug, Peybenes & Rey, 1968

Plate 2

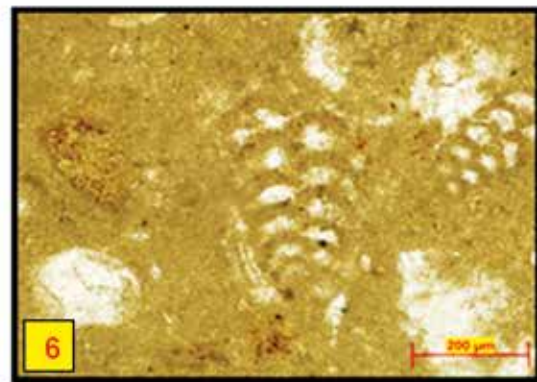
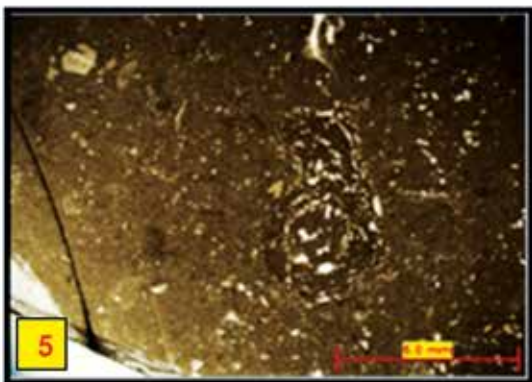
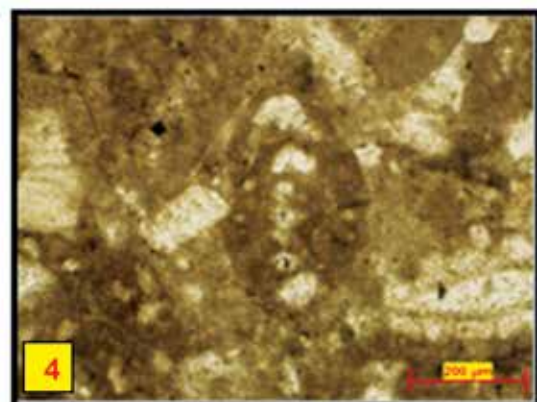
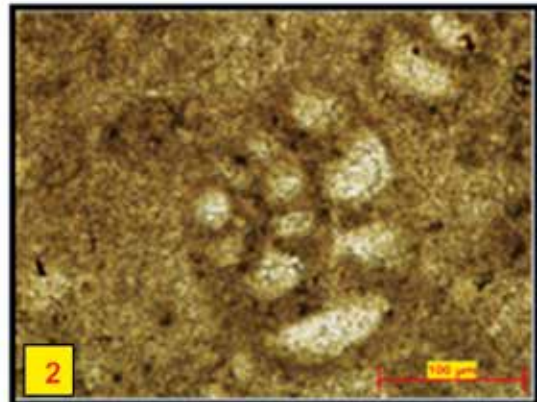
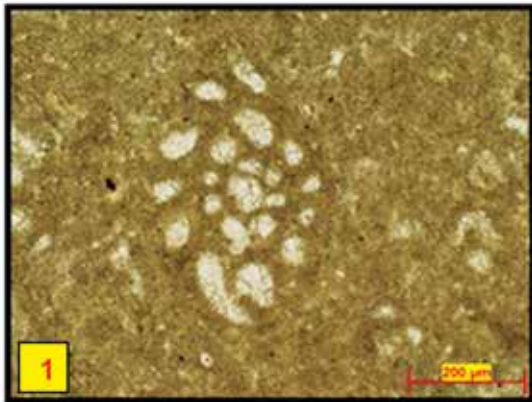


Plate 2:

- 1) *Mayncina bulgarica* Laugh, Peybenes & Rey, 1968
- 2) *Nezzazata isabellae* Arnuaud-Vanneau and Sliter (1995)
- 3,4) *Charentia cuvillieri* Neumann, 1965
- 5) *Pseudocyclammina hedbergi* Maync, 1953
- 6) *Novallesia producta* (Magniez, 1972)

Plate 3

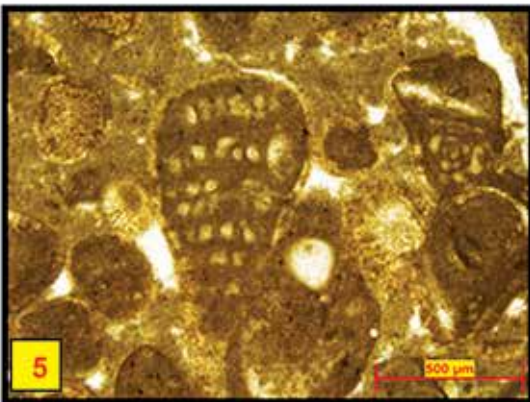
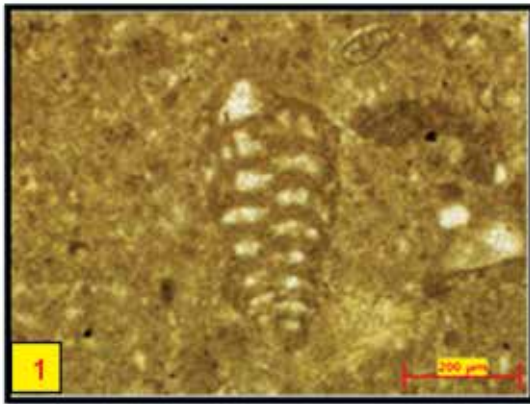


Plate 3:

- 1) *Noalesia producta* (Magniez, 1972)
- 2) *Noalesia cornucopia* Arnaud-Vanneau, 1980
- 3) *Praechrysalidina infracretacea* Luperto Sinni, 1979
- 4) *Vercosella scarsellai* De Castro, 1963
- 5) *Vercosella arenata* Arnaud-Vanneau, 1980
- 6) *Vercosella wintereri* Arnaud-Vanneau and Sliter, 1995

Plate 4

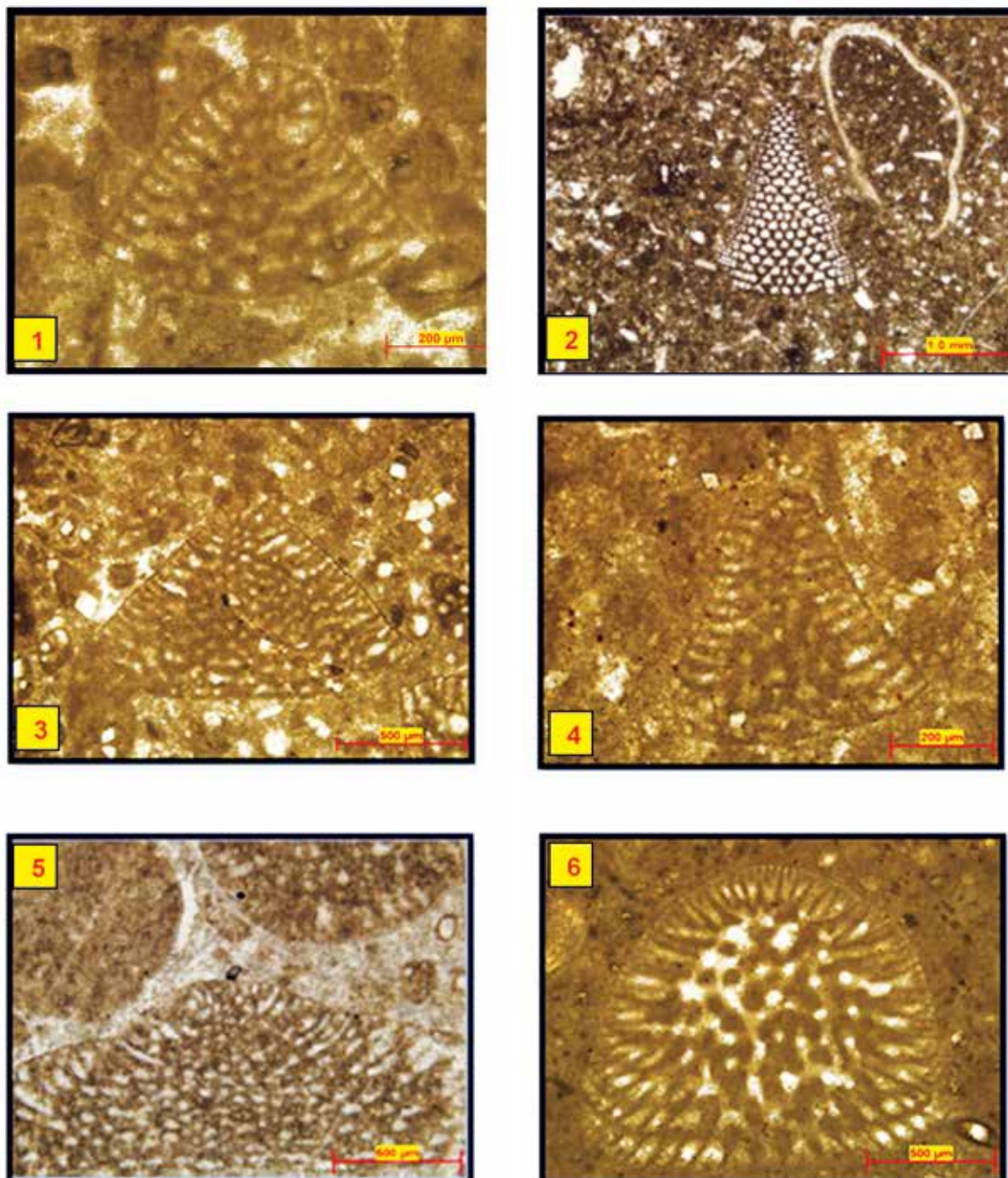


Plate 4:

- 1) *Falsurgonina Pileola* Arnaud-Venneau and Argot, 1973
- 2) *Iraqia simplex* Henson, 1948
- 3) *Orbitolinopsis subkiliani* Henson, 1948
- 4) *Orbitolinopsis elongatus* Dieni, Massari & Moullade, 1963
- 5) *Paleodictyoconus cuvillieri* Foury, 1963
- 6) *Paleodictyoconus pachymarginalis* Schroeder, 1965

Plate 5

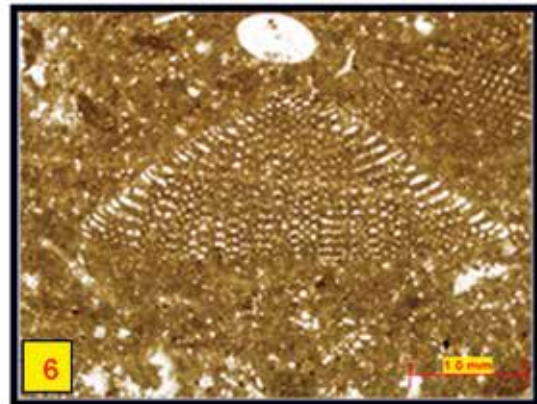
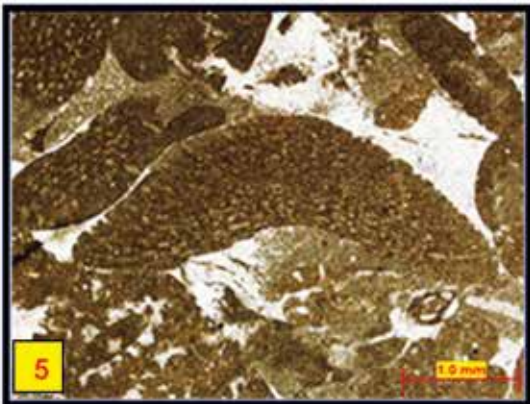
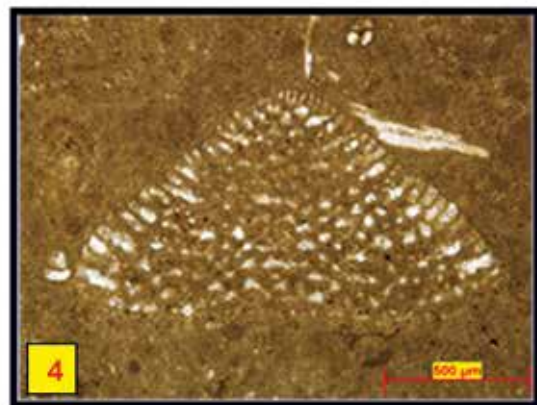
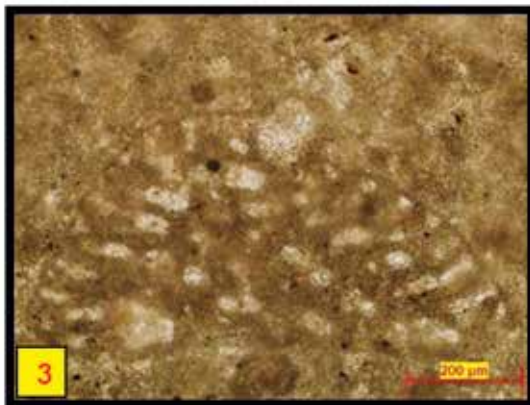
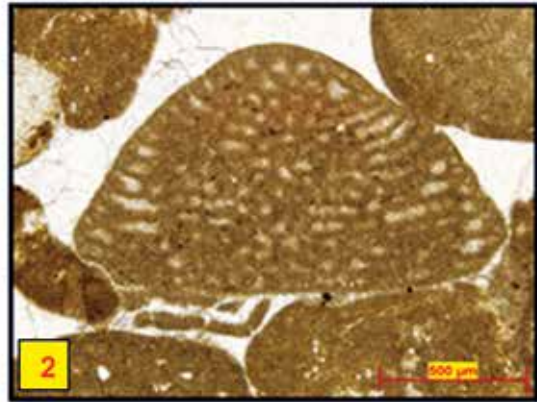


Plate 5:

- 1) *Paracoskinolina sunnilandensis* (Maync, 1955)
- 2) *Alpillina antiqua* Foury, 1968
- 3) *Eopalorbitolina charollaisi* Schroeder and Conrad, 1968
- 4) *Eygallerina turbinata* Foury, 1968
- 5,6) *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach, 1805)

Plate 6

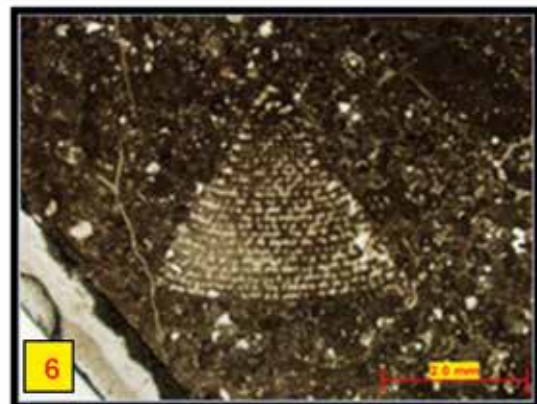
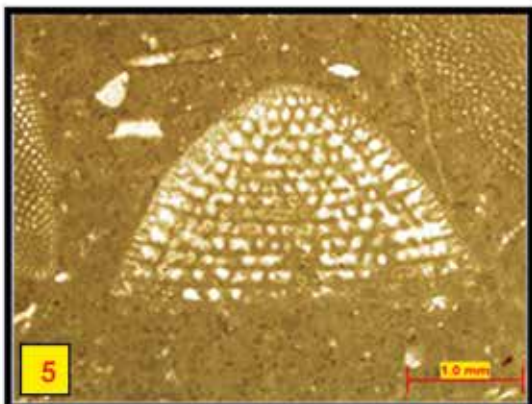
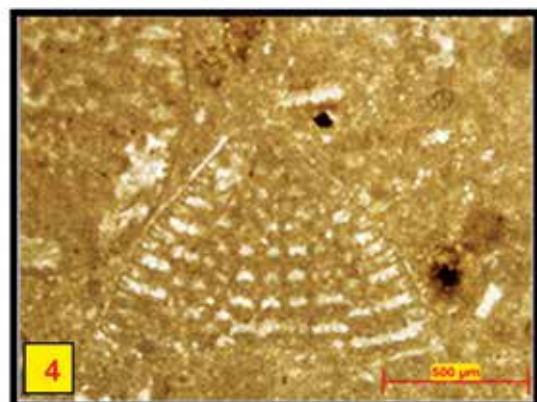
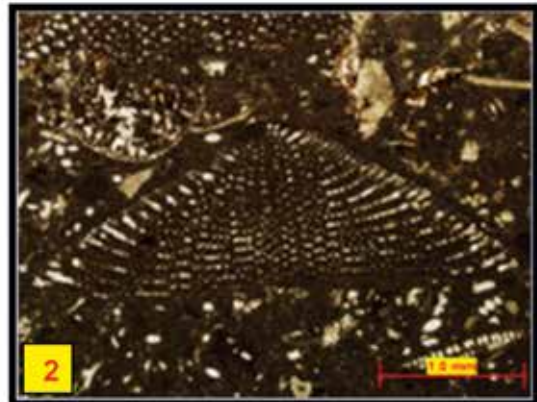
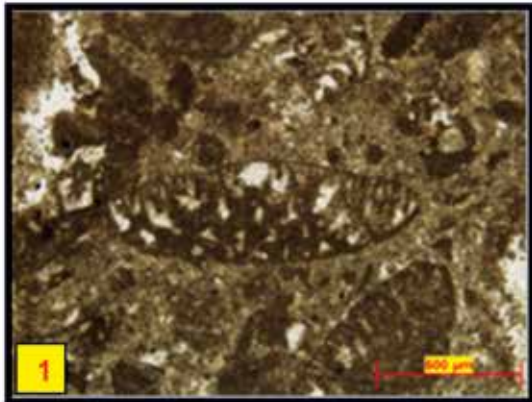


Plate 6:

- 1,2) *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach, 1805)
- 3,4) *Montseciella arabica* (Henson, 1984) Schroeder et al., 2002
- 5,6) *Rectodictyoconus giganteus* Schroeder, 1964

Plate 7

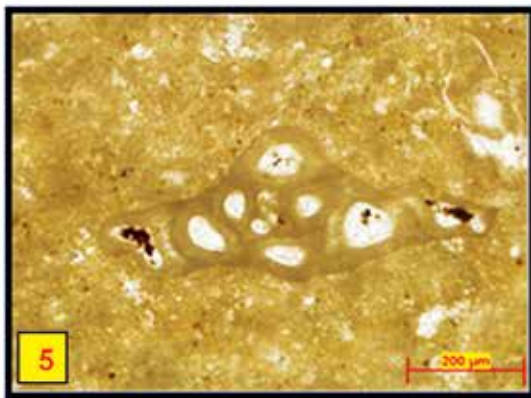
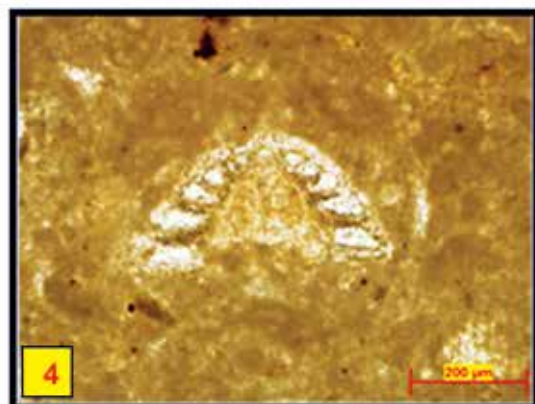
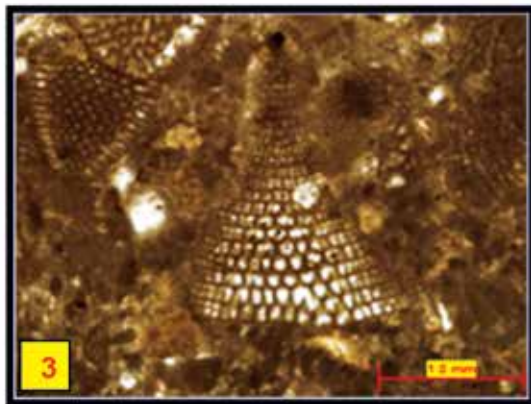
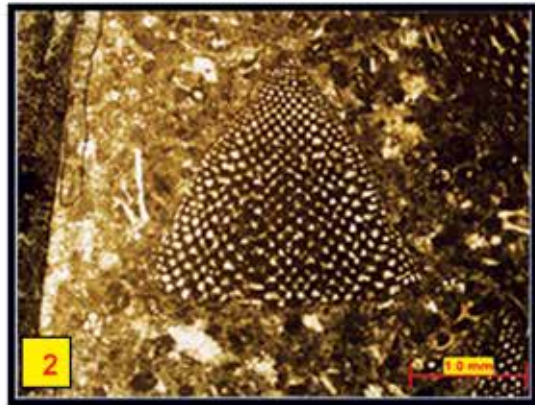


Plate 7:

- 1) *Rectodictyoconus giganteus* Schroeder, 1964
- 2,3) *Valserina broennimanni* Schroeder and Conrad, 1968
- 4) *Trocholina odukpaniensis* Dessauvage, 1968
- 5) *Derventina filipescui* Neagu, 1968
- 6) *Istrilocolina elliptica* (Iovcheva, 1962)

Plate 8

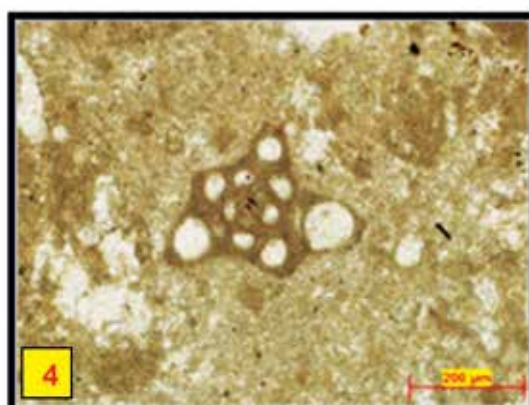
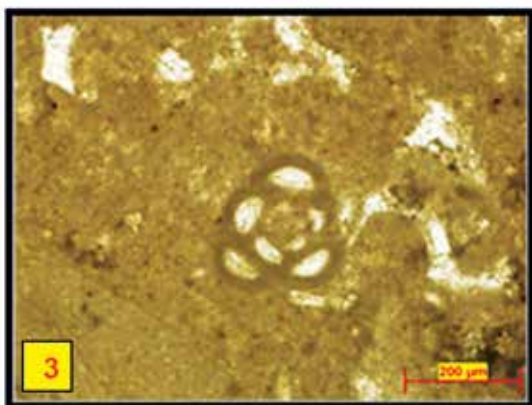
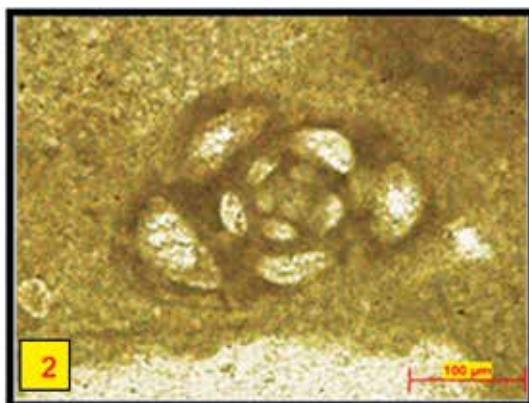


Plate 8:

1,2) *Rumanoloculina ponticuli*, Neagu, 1986

3) *Rumanoloculina robusta* Neagu, 1986

4) *Rumanoloculina psudominima* (Bartenstein et Kovatcheva, 1982)

Assessment of mineralization potential using Stage factor analysis method (SFA) in Khoshnameh area, Hashjin, Ardabil province

Hoseinpour Nejati, S.¹, Siahcheshm, K.², Alavi, Gh.³ and Zargari, P.⁴

1. M.Sc. Student, Department of Earth Sciences, University of Tabriz
2. Associate Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz
3. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz
4. M.Sc. Graduate, Mining Engineering Department, University of Urmia

Received: 10 April 2019

Accepted: 08 June 2019

Abstract

The Khoshnameh altered area is located about 20 km south of Khalkhal (Ardabil province) and lies in the Hashjin metallogenic district. The formation of extensive sericitic, argillic, silicic, chloritic and iron oxides alterations in the Chenar, Mahmudabad and east of Khoshnameh, as well as the copper-lead-zinc mineralization events (e.g. Senjedeh, Shalvali and Ommabad) appears to be intimately affiliated to the fluids derived from upper Oligocene granodiorite intrusions which were emplaced within the Eocene trachy-basalt, andesite and pyroclastic rocks. The key point of this research is to investigate the preference of the Stage Factor Analysis (SFA) to evaluate the geochemical dispersion of mineralization and the visualization of real anomalies throughout the Khoshnameh area. Since the concentration of rock forming elements that are not related to mineralization has a negative effect on the factor privilege of elements, then the number of factors to increase the severity of anomalies must be reduce. For this purpose, initially nine factors were calculated based on the chemical composition of the samples. At this stage, non-representative elements and elements that did not participate in any of the factors were identified and removed from the data set and factor analysis was re-applied. After applying three stages of analysis on the data, the most effective predictive and important factors in terms of mineralization were deduced. Consequently, the number of factors decreased to 5. Therefore, using this method increases the prediction rate and success of the exploration, compared to the typical factor analysis method. Thus, the probable anomalies of Ba, Sn, Pb and Mo mineralization from the first factor and As, Cd and Sb mineralization from the fourth factor are predicted and introduced.

Keywords: Geochemical anomalies, Multivariate methods, Stage factor analysis, Khoshnameh, Ardabil.

Estimating recharge to the Sarakhs marginal aquifer using a numerical model

Nabizadeh Chamazcoti, N.¹ and Jafari, H.²

1. M.Sc. Student of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran

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

Received: 09 April 2019

Accepted: 08 June 2019

Abstract

Estimating recharge is important in groundwater studies, especially in budget calculation to properly manage groundwater withdrawals. In this research, recharge value into the alluvial aquifer of Sarakhs, which is the only source of water for drinking, agricultural and industrial uses in Sarakhs Plain (NE Iran and adjacent to Iran-Turkmenistan border), was estimated using MODFLOW model in FREEWAT Software. After preparing the conceptual model of the aquifer and transforming it into a numerical model, the model was calibrated in unsteady states during a two-year period (water-year 2015-2016 and 2016-2017) and verified. The sensitivity process confirmed validity of the numerical model in estimation of the aquifer recharge. Accordingly, the annual surface recharge was estimated at 80 million cubic meters (Mcm), occurring from rainfall (32 Mcm/year) and irrigation return flows (48 Mcm/year). In this regard, rainfall recharge coefficient was estimated about 20% of the annual rainfall and irrigation return flow coefficient was calculated about 15% of the annual discharge rates of the discharging wells. Simulated temporal variations of the groundwater recharge indicates occurrence of the rainfall recharge during January to June and irrigation return flows from November to April each year. The estimated recharge coefficients can be used in budget studies to properly manage the Sarakhs aquifer, as well as the same aquifers in Iran.

Keywords: Irrigation return flow, Budget, Rainfall recharge, Khorasan Razavi, MODFLOW.

Estimating the LNAPL level elevation in oil-contaminated aquifer by using of gene expression programming (GEP) and adaptive neuro-fuzzy inference system (ANFIS)

Ebrahimi, F.¹, Nakhaei, M.², Nassery, H.R.³ and Khodaei, K.⁴

1. Ph.D. Student, Kharazmi University, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Applied Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University

3. Professor, Department of Geology Mineral and Water, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

4. Assistant Professor, Department of Environment Geology, Research Institute for Applied Sciences (ACECR)

Received: 29 September 2019

Accepted: 02 December 2019

Abstract

One of the main concerns in the aquifers adjacent to oil facilities is the leakage of LNAPLs. Since remediation processes costly and time consuming, so the first step in these systems is determining design goals. Often the most important goal of these systems is to maximize pollutant removal and minimize the cost. Identifying the thickness of LNAPL and its fluctuations can determine the type of recovery method and thus can be effective on the amount of removal and the cost of the implementation. In this study, three methods of gene expression programming (GEP), adaptive neuro-fuzzy inference system (ANFIS) and multivariate linear regression (MLR) were used to estimate and predict the LNAPL level. Input variables are groundwater level elevation and discharge rate of LNAPL and the output variable is the LNAPL level elevation. The results of the three models were analyzed by statistical parameters and it was determined that GEP technique has better results and could be used successfully in predicting LNAPL level fluctuations in recovery processes. Also, the GEP model provides an equation for predicting the LNAPL level that can be used in the field to predict the elevation of the LNAPL level.

Keywords: LNAPL fluctuations, Gene expression programming, ANFIS (Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System), Multivariate linear regression.

Determining paleo-stress based on the study of discontinuities and folds in Zagros Collision Zone; Case Study: Kermanshah Region

Rezabeyk, S.¹, Saidi, A.², Arian, M.³ and Sorbi, A.⁴

1. Ph.D. Student, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

2. Assistant Professor, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

3. Professor, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

4. Assistant Professor, Islamic Azad University, Karaj Branch, Karaj, Iran

Received: 05 April 2020

Accepted: 24 June 2020

Abstract

The studied zone is in the Northern part of Zagros Suture Zone (Kermanshah). The presence of deep sea sediments, oceanic crust remnants, platform carbonates, igneous and metamorphosed rocks of active margin and carbonate sequence of passive margin that are assembled in the studied area show a compressional tectonic regime from the late Cretaceous up to the present. As a result of convergent regime, a very complicated structural zone is developed. The main purpose of this study is stress characteristic analysis in Zagros Suture Zone (Kermanshah). To recognize and study the arrangement of stress axes a great amount of data were gathered from the folds axial surface and the faults which are appeared within the rocks specially the radiolaritic rocks. The data includes characteristics of fault surface geometry, fault slip and lineation slip. The stress recording patterns for data in this study is Multiple Inverse Method and comparison with stress position by using folds axial surface. By studying folds it was obtained the situation of main stress σ_1 , σ_2 and σ_3 respectively as 029, 127, 234 and by using the method Multiple Inverse Method, the situation of main stress is obtained as 059, 304, 194. Based on the investigations in the study area and measurements on Cretaceous rocks, the results show that the main stress direction since Cretaceous up to the present is northeastern with minor changes. The estimations of stress direction were the same in both folds and faults. As a result, the shortening direction has been constant, so the shortening faults all show one direction of stress.

Keywords: Folds, Conjugate faults slip fault analysis, Stress, Multiple Inverse Method, Kermanshah.

Garmichay metapelites, NW Iran: whole rock chemistry, provenance and metamorphic conditions

Mahamed, A.¹, Moayyed, M.² and Modjarrad, M.³

1. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

2. Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

3. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Urmia, Urmia, Iran

Received: 02 December 2019

Accepted: 21 January 2020

Abstract

The whole rock chemistry of the Garmichay metapelites located in the north of Miyaneh, NW Iran, is investigated to reveal the provenance and metamorphic conditions of the rocks. Petrofabric observations have revealed the syn-tectonic nature of regional metamorphic cordierite porphyroblasts in the metapelites. C' shear band structure is another feature that is observed in the rocks. Two regional metamorphic phases (RMP₁, RMP₂), one contact metamorphic phase (CMP) and two deformation (D₁, D₂) phases are identified. The major oxide geochemistry implies two sedimentary shale and greywacke parent rocks. Based on major, rare earth and trace elements (Ti, Ni, TiO₂, Zr and K₂O) the igneous source rock has been an andesite to dacite/rhyodacite. The CIA (chemical index of alteration) and CIW (chemical index of weathering) parameters imply a medium degree of alteration in the igneous source area. The Garmichay metapelites, in comparison with the PAAS and UCC, are enriched in Cs, La and Ce and depleted in Sr, Nb and Ta. The representative samples lie inside the paragenetic triangles of the compatibility diagrams that imply their thermodynamically stable conditions. Finally, based on the standard pseudosections, the maximum temperature and pressure range has been determined as 535-635 °C and 1-3 kb, respectively.

Keywords: Petrofabrics, Provenance, Geochemistry, Garmichay, Metapelite.

Petrography and geochemistry of igneous rocks and antimony mineralization in Lakhshak, northwest of Zahedan, southeastern Iran

Mojadadi Moghadam, H.¹, Boomeri, M.² and Biabangard, H.³

1. Ph.D. Geology Department, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan

2. Associate Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan

3. Assistant Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan

Received: 17 May 2020

Accepted: 08 July 2020

Abstract

The Lakhshak Sb index is located in the northwest of Zahedan in the Sistan suture zone. The geological units of the area include metamorphosed flysch (garnet schist, actinolite schist, phyllite, mylonite), granitoid pluton, acidic and basic dikes, mineralized and unmineralized silicic veins. According to the geochemical studies, Lakhshak igneous rocks are calc-alkaline, high-K calc-alkaline and shoshonitic, metaaluminous rocks which are belong to the volcanic arc, and collisional and post-collisional tectonic settings. The studied igneous rocks are characterized by LREE and LILE enrichment relative to HREE and HFSE. Enrichment of Pb and depletion of Zr, Nb and Y are more consistent with melts generated from the lower crust. In the Lakhshak area, the Sb mineralization mainly occurs as quartz-stibnite veins in type-like rocks and is associated with silicic, argillic and phyllic alterations.

Keywords: Sistan suture zone, Intrusive and subvolcanic igneous rocks, Sb mineralization.

Akhtarchi deposit with carbonated host: geology, mineralogy and electron microprobe (EPMA) studies

Naziri, M.A.¹, Rassa, I.² and Yazdi, M.³

1. Ph.D. Student of Economic Geology, Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

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

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

Received: 13 January 2021

Accepted: 10 March 2021

Abstract

The Akhtarchi gold deposit with carbonate host is located in southeast Mahallat, Markazi province, and Sanandaj-Sirjan structural zone. Host rock includes impure carbonated rocks with Permian age which is affected by dissolution (decarbonatization) and brecciation in mineralized zones. Mineralization is controlled structurally and there is spatial relation between faults and mineralization. The most important alterations include silicification, hematization, dolomitization, decarbonatization and argillic. Gold occurrence is seen as three forms, associated with iron oxides, siliceous (jasperoid) and placer. There are five types of mineralized veins in the area including gold bearing iron oxide, gold bearing siliceous-iron oxide, copper bearing siliceous-iron oxide, siliceous-pyritic and milky quartz veins. Microscopic studies and microprobe analyses show that gold exists in this deposit as microscopic grains inside iron oxides and as submicroscopic in iron oxides, iron-manganese oxides, carbonates, copper bearing secondary minerals and sulfides. Based on geological, structural, alteration, mineralogy and microprobe studies, properties of Akhtarchi deposit have the most similarity with Carlin type gold deposit.

Keywords: Akhtarchi, Sanandaj-Sirjan zone, Carlin type, Carbonated host rock, Gold.

Biostratigraphy of the Tirgan Formation in Robat-Eshgh (south-west of Bojnurd) and Ghezelghan (North of Bojnurd) stratigraphic sections, and comparing them with each other

Riahi, N.¹, Sadeghi, A.², Adabi, M.H.³ and Kamyabi Shadan, H.⁴

1. M.Sc. in Stratigraphy and Paleontology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

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

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

4. Ph.D. in Stratigraphy and Paleontology, Exploration Directorate N.I.O.C

Received: 02 March 2020

Accepted: 21 April 2020

Abstract

In order to study biostratigraphy of the Tirgan Formation in western Kopet Dagh, two surface sections including Navia-Robat Eshgh and Ghezelghan, were selected and 230 samples were collected. The Tirgan Formation was measured with a total thickness of 237 and 192 meters in Navia and Ghezelghan sections respectively and was represented by thick and sometimes medium bedded, grey and weathered cream colored limestones in two localities. In Navia section, the Tirgan Formation conformably overlies the Zard-Shurijeh Formation with sharp lithological changes. However, as a result of being located in the core of an anticline, this boundary is not determined in Ghezelghan section. The Tirgan Formation disconformably underlies the Abderaz Formation in Navia section while conformably underlies the Sarcheshme Formation at Ghezelghan section.

As a result of biostratigraphical investigations, 58 species belonging to 68 genera of foraminifera were identified in the Tirgan Formation. Based on benthic foraminifera two biozones were determined as follows:

1. *Palorbitolina lenticularis* Taxon Range Zone
2. *Novalesia producta*-*Orbitolina* spp. assemblage zone

According to the determined biozones and fossils associations, the age of the Tirgan Formation is Barremian-Early Aptian in both sections. The comparison of the Tirgan Formation, in two-mentioned sections, shows some differences. In terms of biostratigraphy, there is not any significant distinctions, except for thickness difference in biozones.

Keywords: Biostratigraphy, Tirgan Formation, Navia-Robat Eshgh, Ghezelghan, Bojnurd, Western Kopet Dagh.

Vol. 15, No. 57, Spring 2021

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Dr. Khodaei, K., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

Dr. Rezaei, M.R., Professor - Curtin University of Australia

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Dr. Saeedi, A., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

Dr. Fatemi Aghda, S.M., Professor - Kharazmi University

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

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

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

Dr. Mousavi Harami, R., Professor - Ferdowsi University Mashhad

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

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

Dr. Kohandel, A., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Manager: Hatefi, R., Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

Executive Director: Esmaili, E.

Editors: Dr. Nassery, H.R. and Faezi, N.

Designer: Ansari, A.

Published: Spring 2021

Print: Tarh and Naghsh

Print address: No. 40, 16 Azar Avenue, Keshavariz Boulevard, Tehran, Iran

Office address: Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran, P.O.Box. 196151171

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

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir



Research Institute of Applied Sciences
(ACECR)



This Quarterly Review of Science-Research to Number 3/309 and History 16 April 2008 from the Ministry of Science, Research and Technology.

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>