

زمین شناسی ایران

سال ۱۷، شماره ۶۸، زمستان ۱۴۰۲

فهرست

- تعیین ارتباط میان خطواره‌های حاصل از روش مغناطی‌سنجی با کانه‌زایی مس در کانسار سبزسنگ (شمال ساوه) بر اساس اکتشافات مستقیم
رضا احمدی ۱
- بررسی کانه‌زایی، زمین‌شیمی و ژئو کانسار مس کهدلان، بستان آباد، آذربایجان شرقی
علیرضا یوسفی، شجاع‌الدین نیرومند، عبدالرحمان رحیمی و محمد امینی ۳۱
- نگاهی نو به چرخش ایران مرکزی؛ مطالعه موردی گسل انار، شرق بلوک یزد
حمیدرضا الفخمی اردکانی، فرزین قائمی، قربا کارگران باغی و احد نوری ۴۷
- مطالعه آزمایشگاهی وضعیت انحلال پذیری و مقاومتی خاک‌های مجاور گنبد‌های نمکی
مینم محبوبی نیازمندی و سهراب میراثی ۶۳
- مطالعه ژئوشیمیایی زادگاه خاک‌های منطقه اقیولیتی گیسبان سیلوانا-ارومیه
زینب صادقی، حسین پیرخرافی، منیر مجرد و رضا دهبندی ۷۷
- بازسازی تکنونیک قدیمه ماسه‌سنگ‌های تریاس گروه نخلک در ایران مرکزی با استفاده از سن‌سنجی U-Pb زیرکن
سیده حلیمه هاشمی عزیزی و بهمان رضایی ۹۱

Quarterly

Iranian Journal of Geology

Vol. 17, No. 68, Winter 2024

Contents

- Determining relationship between lineaments from magnetometry method with copper mineralization in Sabzsang (North of Saveh) deposit based on direct explorations
Ahmadi, R. 103
- Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Khdolan copper deposit, Bostanabad, East Azarbaijan
Yousefi, A., Niroomand, Sh., Rajabi, A. and Amini, M. 104
- A new look at the rotation of Central Iran: A case study of the Anar fault, east block of the Yazd
Alkhani Ardakani, H.R., Ghaemi, F., Kargaran Bafghi, F. and Nouri, A. 105
- Laboratory study of the solubility and resistance of soils near salt domes
Mahboubi Niazmandi, M. and Mirassi, S. 106
- Geochemical study of the soils provenance of the Gysian-Silvana-Urmia ophiolitic region
Sadeghi, Z., Pirkharrati, H., Modjarrad, M. and Dehbandi, R. 107
- Palaeotectonic reconstruction of sandstones from the Triassic Naxhlak Group in Central Iran, using U-Pb zircon dating
Hashemi Azizi, S. H. and Rezaee, P. 108



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۷، شماره ۶۸، زمستان ۱۴۰۲

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، دانشیار 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 زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی 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 کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

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 دیانا افقی

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: زمستان ۱۴۰۲

چاپ: توس

نشانی: انقلاب، ابتدای خیابان آزادی، روبروی بانک ملت، پلاک ۳۸

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۹۹۰۲۵۹۴، 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.

تعیین ارتباط میان خطواره‌های حاصل از روش مغناطیس‌سنجی با کانه‌زایی مس در کانسار سبزسنگ (شمال ساوه) بر اساس اکتشافات مستقیم

رضا احمدی^(۱)

۱. استادیار گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی علوم زمین، دانشگاه صنعتی اراک

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۰۷

چکیده

در کانسار مس سبزسنگ واقع در استان مرکزی فعالیت‌های اکتشافی غیرمستقیم ژئوفیزیکی و اکتشافات مستقیم سطحی گسترده‌ای شامل برداشت نمونه‌های لیتوژئوشیمیایی، آبراه‌های، حفر و برداشت نمونه از ترانشه‌ها در تمام سطح گستره مورد مطالعه صورت گرفته است. همچنین تعداد پنج حلقه گمانه اکتشافی در یک گستره مربع شکل به ابعاد 100×115 متر در بخش شرقی کانسار، حفاری شده است. در پژوهش حاضر ابتدا خطواره‌های موجود در کانسار سبزسنگ با استفاده از روش مغناطیس‌سنجی شناسایی شد. برای این منظور بر روی داده‌های برداشت مغناطیسی انواع فیلترهای مورد نیاز به‌ویژه فیلترهای تشخیص لبه شامل مشتق افقی، سیگنال تحلیلی و زاویه تیلت اعمال شد. سپس، بر اساس اکتشافات مستقیم انجام‌شده، میزان ارتباط میان خطواره‌ها با کانه‌زایی مس مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا میزان همبستگی کیفی میان خطواره‌ها با کانه‌زایی سطحی مس برای کل گستره سبزسنگ و میزان همبستگی کیفی و کمی میان خطواره‌ها با کانه‌زایی مس انواع کارهای اکتشافی سطحی و عمیق در گستره حفر گمانه‌های اکتشافی تعیین شد. نتیجه‌های پژوهش نشان می‌دهد تمرکز ماده معدنی در گستره سبزسنگ، بیشتر سطحی است و تطابق کیفی بسیار زیادی بین خطواره‌ها و حضور ماده معدنی در کل سطح گستره مورد مطالعه وجود دارد. برای تعیین همبستگی کمی، ابتدا نقشه دویبعدی مبتنی بر شبکه خطواره‌ها تولید شد، سپس داده‌های عیارسنجی مس و تعداد خطواره‌ها درون یک گستره هم‌اندازه، بعد از شبکه‌بندی یکسان درون‌یابی شدند. در نهایت بین داده‌های عیارسنجی مس و خطواره‌ها در بخش شرقی کانسار، میزان همبستگی بسیار ضعیف با ضریب همبستگی برابر با 0.2 - به دست آمد. نتیجه‌های این پژوهش، به‌عنوان کلید و راهنمایی به‌منظور تصمیم‌گیری برای چگونگی مرحله اکتشاف تفصیلی کانسار می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: اکتشاف مستقیم، خطواره، کانسار مس سبزسنگ، کانه‌زایی، مغناطیس‌سنجی.

مقدمه

به‌کارگیری تکنیک‌های تشخیص لبه در پردازش تصاویر همانند فیلترهای کنی^۴، سوبل^۵، پرویت^۶، روبرت^۷ و لاپلاس گوسی^۸ (Gonzalez and Woods, 2017) نیز در کنار روش مغناطیس‌سنجی به‌عنوان مکمل، کمک‌کننده خواهند بود. در پژوهش حاضر ابتدا خطواره‌های موجود در کانسار مس سبزسنگ با استفاده از روش مغناطیس‌سنجی شناسایی شده، سپس، بر اساس اکتشافات مستقیم انجام شده، میزان ارتباط میان خطواره‌ها با کانه‌زایی در کانسار بررسی شده است. در ارتباط با پردازش و مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی و اعتبارسنجی نتیجه‌های عملیات اکتشاف ژئوفیزیکی با استفاده از نتیجه‌های عملیات حفاری، طی سال‌های اخیر پژوهش‌های چندی صورت گرفته، در ادامه به چند مورد از مهم‌ترین آن‌ها اشاره می‌شود. سعدا (Saada, 2016) از پردازش‌های مختلف مانند مشتق زاویه شیب، مشتقات افقی و روش اویلر برای تشخیص لبه‌های بی‌هنجاری بر روی داده‌های مغناطیسی هوایی در فلات گل‌ال‌بهاریا^۹ استفاده کرد. احمدی و رضاپور (۱۳۹۸) در پژوهشی مدل‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی مغناطیس‌سنجی، قطبش القایی (IP) و مقاومت‌ویژه (RS) را در کانسار مس نارباغی شمالی ساوه انجام دادند. در پژوهش آن‌ها بررسی میزان تطابق کیفی نتیجه‌های عملیات برداشت ژئوالکتریک با داده‌های عیارسنجی گمانه‌های دارای ماده معدنی منطبق بر پروفیل‌های ژئوفیزیک، به‌طور کلی تطابق کیفی متوسطی را بین این داده‌ها نشان داد. احمدی و احسان‌نژاد (۱۴۰۰) عملیات پردازش، مقایسه و تجزیه‌وتحلیل داده‌های ژئوفیزیکی مغناطیس‌سنجی، مقاومت‌ویژه و قطبش القایی را در راستای پروفیل‌های ژئوفیزیکی برداشت‌شده در کانسار مس پورفیری علی‌آباد یزد انجام داده و ارتباط

شناخت کامل یک کانسار، مستلزم انجام یک سری عملیات اکتشافی شامل برداشت داده‌ها، پردازش، مدل‌سازی، تجزیه‌وتحلیل اطلاعات و تفسیر نتیجه‌های است. برای بیشتر کانسارهای فلزی انجام عملیات اکتشاف به دو صورت غیرمستقیم (همانند اکتشافات ژئوفیزیکی) و مستقیم (همانند عملیات حفاری) مورد نیاز است. روش‌های اکتشاف غیرمستقیم در مقایسه با روش‌های مستقیم، دارای سرعت عمل بالا و هزینه پایین هستند اما دقت عملکرد آن‌ها بسیار پایین‌تر است. در مرحله اکتشاف کانسارها تمام پارامترهای توصیفی مانند ساختار زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، دگرسانی و نوع کانه‌زایی مورد توجه هستند. بدیهی است هرچه این شواهد بیشتر باشند، یعنی مجموعه اطلاعات اکتشافی، بیشتر و کامل‌تر باشند، فرآیند شناخت کانسار کامل‌تر شده، مدل مفهومی حاصل، دقیق‌تر است و به واقعیت نزدیک‌تر خواهد بود و در نتیجه میزان احتمال دست‌یابی به ذخایر معدنی از تیپ مورد نظر بیشتر می‌شود (عطائی‌پور، ۱۳۹۸؛ Erickson, 1992). بر اساس پژوهش‌های انجام شده، در بسیاری از موارد تعیین ارتباط میان کانه‌زایی و ساختارهای زمین‌شناسی در گستره همانند خطواره‌ها (انواع شکستگی‌ها شامل درزه‌ها، شکاف‌ها و گسل‌ها)، کلید اکتشافی و راهنمای بزرگی برای تصمیم‌گیری در مورد روش و چگونگی انجام مراحل بعدی عملیات اکتشاف خواهد بود (به‌طور مثال Gohari Anaraki et al., 2022; Lu et al., 2021; Tagwai et al., 2021; Adi Gunawan et al., 2019). یکی از بهترین روش‌های شناسایی و تعیین خطواره‌ها، استفاده از روش ژئوفیزیکی مغناطیس‌سنجی و اعمال فیلترهای تشخیص مرزها همانند مشتقات افقی، سیگنال تحلیلی^۱، کسینوس تتا^۲ و مشتق تیلت^۳ بر روی داده‌های مغناطیسی است (انصاری و همکاران، ۱۳۹۱؛ امامی، ۱۳۹۲؛ شاهوردی و همکاران، ۱۳۹۶؛ احمدی و شریعتی، ۱۳۹۹؛ Stewart and Miller, 2018; Ma and Li, 2013; Doo et al., 2009; Wijns et al., 2005; HSU et al., 1996). البته استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای و

1. Analytic-signal
2. Theta
3. Tilt derivative
4. Canny
5. Sobel
6. Prewitt
7. Robert
8. Laplacian of Gaussian (LoG)
9. Galala El Bahariya Plateau

شاید کانی‌های شرایط احیایی مس همانند کالکوپیریت، کالکوسیت و بورنیت در پهنه‌های عمیق‌تر مشاهده شوند. در کانسار سبزسنگ به‌طور کلی عقیده بر آن است، کانه‌زایی مس ناشی از عبور سیالات غنی از مس با دمای پایین در شکستگی‌های موجود در واحدهای آتشفشانی ائوسن می‌باشد و می‌توان آن را از نوع مس رگه‌ای گرمایی طبقه‌بندی کرد (جهان‌صنعت آتی معدن، ۱۴۰۰).

روش مطالعه

از آنجایی که عواملی همانند نوع واحدهای زمین‌شناسی، وجود توده‌های نفوذی و شکستگی‌ها می‌توانند در تمرکز کانی‌زایی در کانسار نقش داشته باشند، بنابراین، به‌منظور شناسایی و تعیین خطواره‌ها و گستره‌های بی‌هنجار مغناطیسی، ابتدا برداشت ژئوفیزیکی با استفاده از روش مغناطیس‌سنجی زمینی در تمام سطح کانسار سبزسنگ انجام شده است. به‌منظور پوشش کل کانسار، یک شبکه مستطیلی با فواصل بین‌پروفیلی ۴۰ متر و فواصل بین‌ایستگاهی ۲۰ متر، طراحی و تعداد ۲۳۳۰ ایستگاه مغناطیس‌سنجی برداشت شد. سپس، بر روی داده‌های مغناطیسی فیلترهای مختلف و مناسب برگردان به قطب، مشتق قائم اول، مشتق قائم دوم، سیگنال تحلیلی و زاویه تیلت اعمال شد. در مراحل بعد، کارهای اکتشافی سطحی گسترده‌ای شامل برداشت تعداد ۴۷ نمونه از رسوبات آبراهه‌ای، ۱۴۷ نمونه لیتوژئوشیمیایی، حفر تعداد ۱۱ رشته ترانشه به‌نام‌های Tr1 تا Tr11 با حجم کلی تقریبی ۵۴۳۰ متر مکعب، برداشت تعداد ۶۲ نمونه از ترانشه‌ها و ۲۳ نمونه از پاکت‌های لودر، و حفر تعداد پنج حلقه گمانه اکتشافی مایل به شماره‌های BH1 تا BH5 با طول مجموع ۳۴۹ متر همراه با مغزه‌گیری صورت گرفته است. بیشتر نمونه‌های سطحی برداشت‌شده از پهنه به‌صورت نقطه‌ای نبوده بلکه از یک ضخامت مشخص (به‌طور مثال با ضخامت دو متر در داخل ترانشه‌های ۱ و ۲) برداشت شده‌اند. همچنین تمام نمونه‌های برداشت شده با روش ICP-OES 35 عنصری از جمله برای مس، تجزیه شیمیایی شده و مطالعات بر

آن‌ها را با کانه‌زایی تعیین کردند. نتیجه‌های پژوهش آن‌ها نشان داد، در مجموع تطابق و انطباق خوبی بین داده‌های مغناطیس‌سنجی و ژئوالکتریک وجود دارد و این نشان‌دهنده آن است، بی‌هنجاری‌های موجود در پهنه، بیشتر در ارتباط با کانه‌سازی‌های فلزی هستند.

در پژوهش‌های انجام‌شده قبلی، ارزیابی کلی نتیجه‌های عملیات ژئوفیزیکی با حفاری، بعد از پایان فرآیند عملیات اکتشاف صورت گرفته است اما در پژوهش حاضر نتیجه‌های بررسی ارتباط میان خطواره‌ها و کانه‌زایی در کانسار مس سبزسنگ، به‌عنوان کلید و راهنمایی به‌منظور تصمیم‌گیری برای چگونگی مرحله اکتشاف تفصیلی کانسار خواهد بود.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی گستره

پهنه سبزسنگ با مساحت تقریبی ۱۷۶ هکتار در استان مرکزی، ۱۸ کیلومتری شمال شهر ساوه، در نزدیکی شهر زرنديه و جنوب‌غربی شهر مامونیه قرار دارد. پهنه مورد مطالعه بخشی از کمر بند آتشفشانی ارومیه-دختر و بخش کوچکی بر روی برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساوه است که شامل واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی با گسترش زیاد به سن ائوسن می‌باشد. جدیدترین واحد آن رسوبات کواترنری است و در اثر فرسایش‌های اخیر در پهنه، توسعه‌یافته است (قلمقاش، ۱۳۷۷). به‌طور کلی واحدهای سنگی پهنه مجموعه‌ای از واحدهای آتشفشانی همانند آندزیت و گدازه‌های بازالتی-آندزیتی تا ریوداسیتی، برش‌های آتشفشانی، واحدهای آذرآواری نظیر توفه‌های حدواسط تا اسیدی و لیتیک‌توف و واحدهای رسوبی همانند آهک و رسوبات کواترنری را شامل می‌شود که حاکی از پیچیدگی فرآیندهای ماگماتیسم و کانه‌زایی در گستره است (جهان‌صنعت آتی معدن، ۱۴۰۰). گسل‌های بزرگ فعال پهنه شامل گسل‌های کوشک‌نصرت (در جنوب کانسار سبزسنگ)، ساوه، نوبران و گستره گسله کوه‌قرمز است (قلمقاش، ۱۳۷۷). مهم‌ترین و عمده‌ترین کانه‌زایی قابل مشاهده در پهنه، کانه‌زایی رگه‌ای مس و آهن است، بیشتر به‌صورت رگه‌های مالاکیتی و هماتیتی در پهنه یافت می‌شوند. وجود کانی‌های سطحی همانند مالاکیت و کمتر آزوریت، در شرایط اکسیدان ایجاد می‌شود، دال بر آن است

تعیین ارتباط میان خطواره‌های حاصل از روش مغناطیس‌سنجی با کانه‌زایی مس در کانسار سبزسنگ...

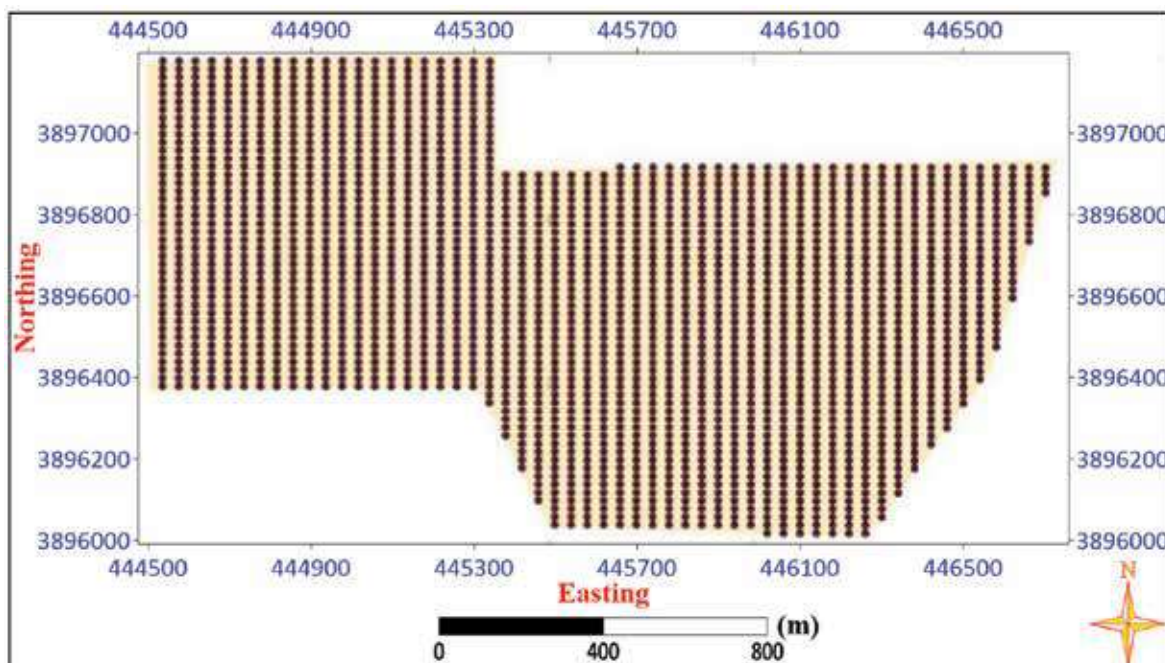
آهن، حضور توده‌های نفوذی یا واحد بازالتی باشند. این بی‌هنجاری‌ها اولویت‌بندی شده (اولویت ۱ با رنگ قرمز، اولویت ۲ با رنگ زرد و اولویت ۳ با رنگ سبز) و ۱۰ ناحیه با اولویت اکتشافی ۱، چهار ناحیه با اولویت اکتشافی ۲ و چهار ناحیه با اولویت اکتشافی ۳ مشخص شدند. بی‌هنجاری‌های با اولویت‌های ۱ و ۲ از نقطه‌نظر کانه‌زایی بالقوه وضعیت مطلوب‌تری دارند.

در شکل ۲ هر توده مغناطیسی، دارای قطب‌های مثبت و منفی مرتبط با آن است. بی‌هنجاری‌های با اولویت ۱ که دارای چند قطب مثبت و منفی هستند. در بخش شرقی گستره با روند شمال شرقی-جنوب غربی گسترش دارند. پاسخ مغناطیسی در بخش شرقی پهنه قوی‌تر است و می‌تواند در ارتباط با واحدهای آتشفشانی باشد. با انطباق نقشه شدت میدان مغناطیسی کل بر روی نقشه زمین‌شناسی-توپوگرافی پهنه (شکل ۳) مشاهده می‌شود که بیشتر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در این پهنه بر روی واحدهای آندزیت، آندزیت-داسیت و آذرآاری‌ها (توفها) قرار دارند. بی‌هنجاری‌های اولویت ۱ (با شدت زیاد) که بیشتر در مرزهای (زمین‌شناسی-گسلی) قرار دارند، شاید با کانه‌زایی مرتبط هستند.

روی آن‌ها صورت گرفته است. در نهایت، بر اساس نقشه خطواره‌های تولید شده از روش مغناطیس‌سنجی، اطلاعات و داده‌های اکتشافات مستقیم انجام شده در پهنه، مطالعات آماری و تحلیل‌های زمین‌شناسی-معدنی پهنه به کمک تهیه نقشه‌ها و مدل‌های دوبعدی و سه‌بعدی، میزان ارتباط کیفی و کمی میان خطواره‌ها با کانه‌زایی تعیین شد.

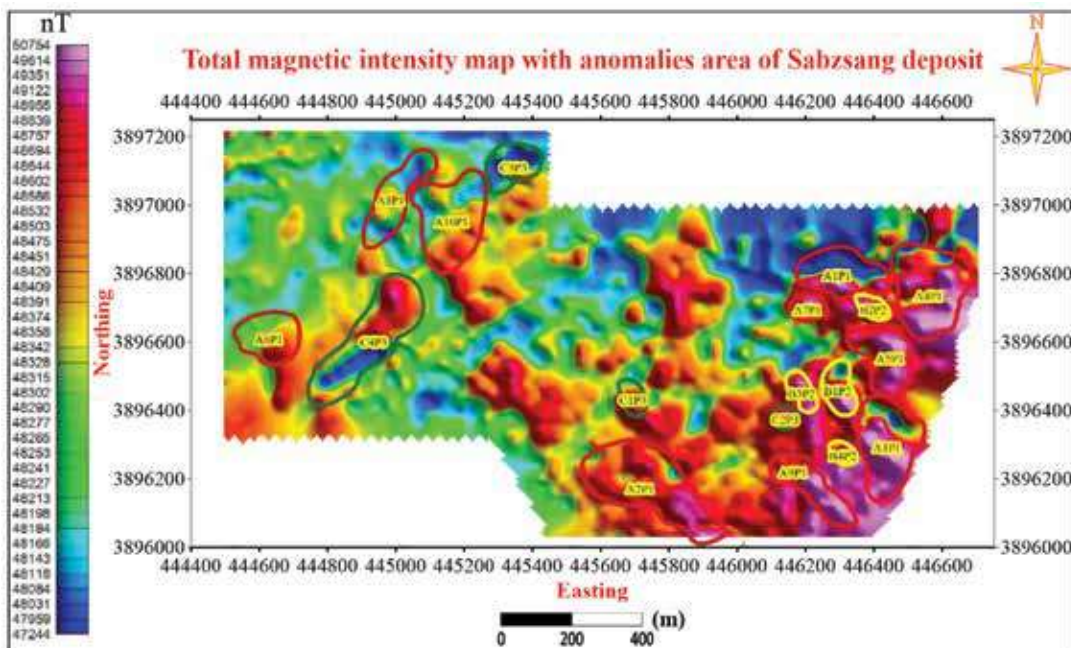
پردازش داده‌های مغناطیسی

شکل ۱ نقشه موقعیت ایستگاه‌های برداشت مغناطیسی را نشان می‌دهد. در شکل ۲ نیز نقشه شدت میدان مغناطیسی کل^۱ پهنه نشان داده شده است. با توجه به مقادیر عددی داده‌ها، دامنه تغییرات مغناطیسی در کل پهنه حدود ۳۵۰۰ نانوتسلا است. مطابق این شکل، شرایط و وضعیت زمین‌شناسی پهنه و وجود سنگ‌های آذرین با خودپذیری‌های متفاوت، موجب پیچیدگی مغناطیسی پهنه و تداخل چندگانه قطب‌های مثبت و منفی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در نقشه حاصل از برداشت شده است. با بررسی اولیه نقشه شدت میدان کل، تعداد ۱۸ بی‌هنجاری مغناطیسی شناسایی شد که می‌توانند به واسطه کانه‌زایی

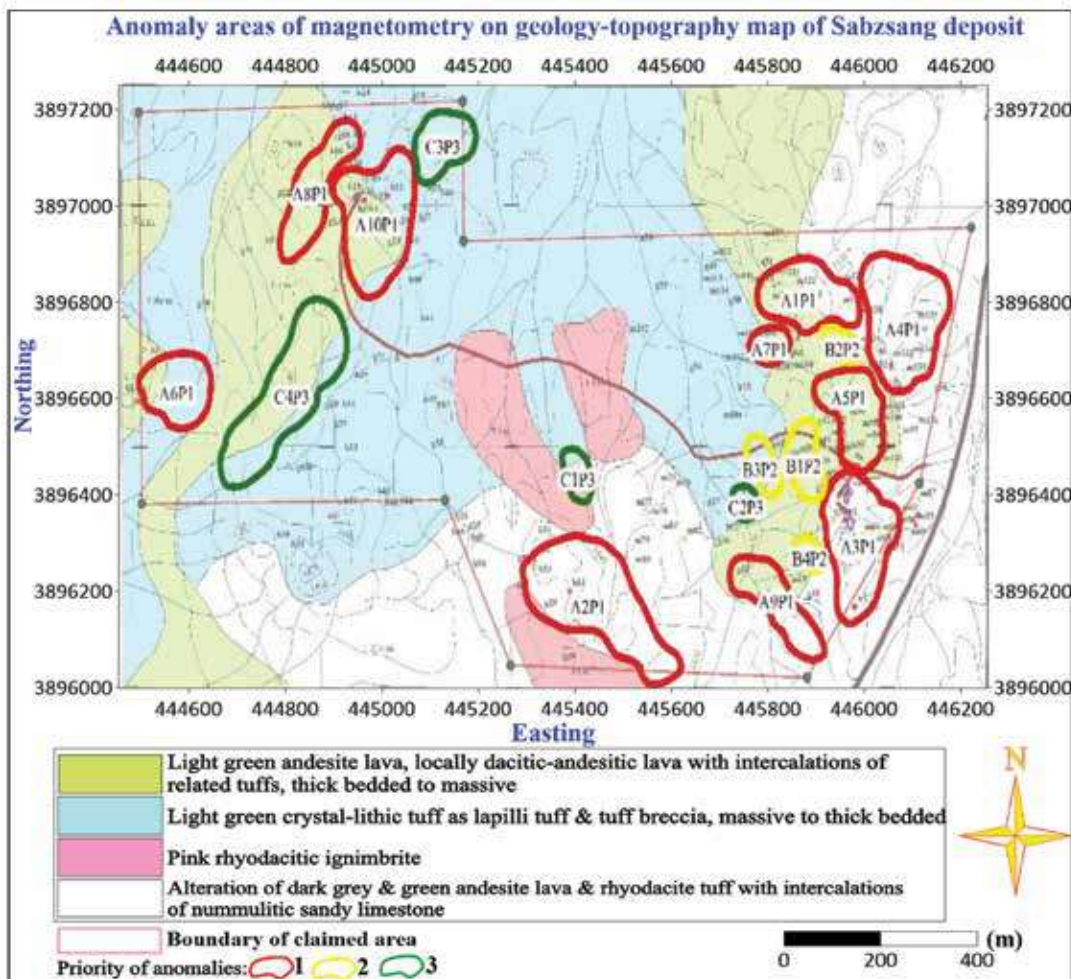


شکل ۱. موقعیت نقاط برداشت مغناطیس‌سنجی در پهنه کانسار سبزسنگ

1. Total magnetic intensity (TMI)



شکل ۲. نقشه شدت میدان مغناطیسی کل گستره مورد مطالعه با نمایش تعداد ۱۸ گستره بی‌هنجاری



شکل ۳. نمایش گستره‌های بی‌هنجاری مغناطیسی بر روی نقشه زمین‌شناسی-توپوگرافی گستره کانسار سبزسنگ

یکی دیگر از فیلترهای مناسب برای برجسته‌سازی مرز توده‌ها زاویه تیلت است و به صورت تانژانت وارون نسبت مشتق قائم به مشتق افقی تعریف می‌شود. این فیلتر توسط میلر و سینق (Miller and Singh, 1994) به صورت رابطه ۲ معرفی شده است.

$$Tilt = \frac{\partial T / \partial z}{\sqrt{(\partial T / \partial x)^0 + (\partial T / \partial y)^0}} \quad (\text{رابطه ۲})$$

زاویه تیلت به عنوان یک نسبت بدون بعد، به منابع کم عمق و عمیق، کم و بیش به طور یکسان پاسخ می‌دهد. زاویه تیلت یک فیلتر مناسب برای متعادل‌سازی دامنه بی‌هنجاری‌های قوی و ضعیف است. زاویه تیلت بر روی منبع، مقداری مثبت، در نزدیکی‌های لبه ساختار (یا منبع) جایی که مشتق قائم صفر و مشتق افقی بیشینه است، مقدار صفر و در خارج از منبع، مقادیر منفی را نمایش می‌دهد (امامی، ۱۳۹۲؛ Cooper and Cowan, 2006).

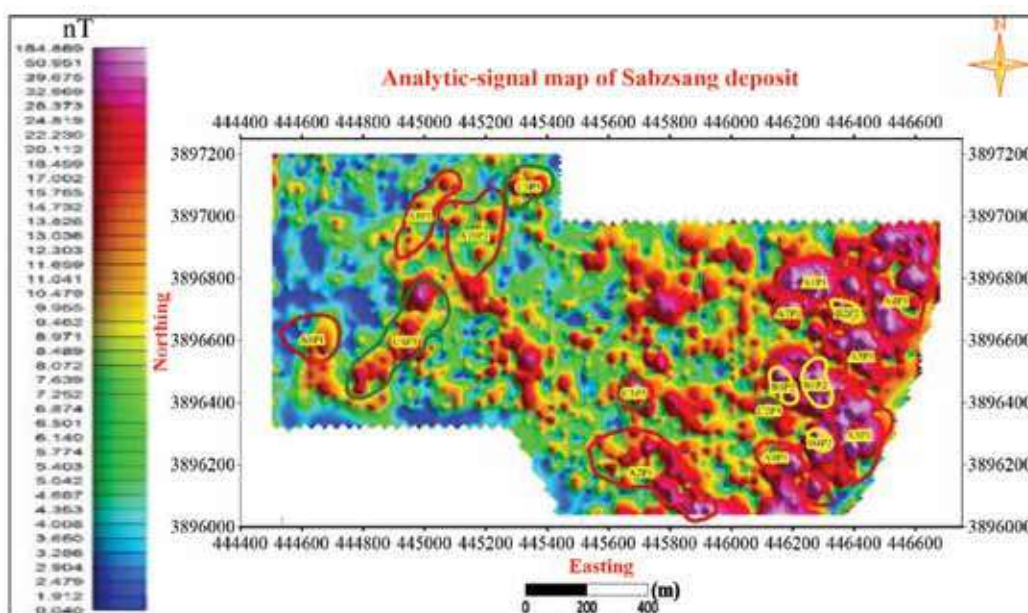
به منظور شناسایی دقیق‌تر ساختارهای خطی در کانسار مس سبزسنگ در شکل ۵ فیلتر زاویه تیلت بر روی داده‌های مغناطیسی گستره، اعمال شده است. در شکل ۶ نیز خطواره‌های شناسایی شده در گستره بر اساس تفسیر نقشه زاویه تیلت و به کمک تصاویر ماهواره‌ای و بازدیدهای صحرائی، به صورت خطوط مشکی رنگ نشان داده شده‌اند.

در ادامه بر روی داده‌های مغناطیسی فیلترهای برگردان به قطب، مشتق قائم اول و مشتق قائم دوم نیز اعمال شد (جهان‌صنعت آبی معدن، ۱۴۰۰). شکل ۴ نقشه سیگنال تحلیلی پهنه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. در فیلتر سیگنال تحلیلی که در حالت سه‌بعدی مطابق رابطه ۱ به صورت تابعی از توان دوم مشتقات افقی و قائم تعریف می‌شود، مقادیر بیشینه سیگنال تحلیلی بر روی مرز منابع مغناطیسی منطبق است (Ma and Li, 2013).

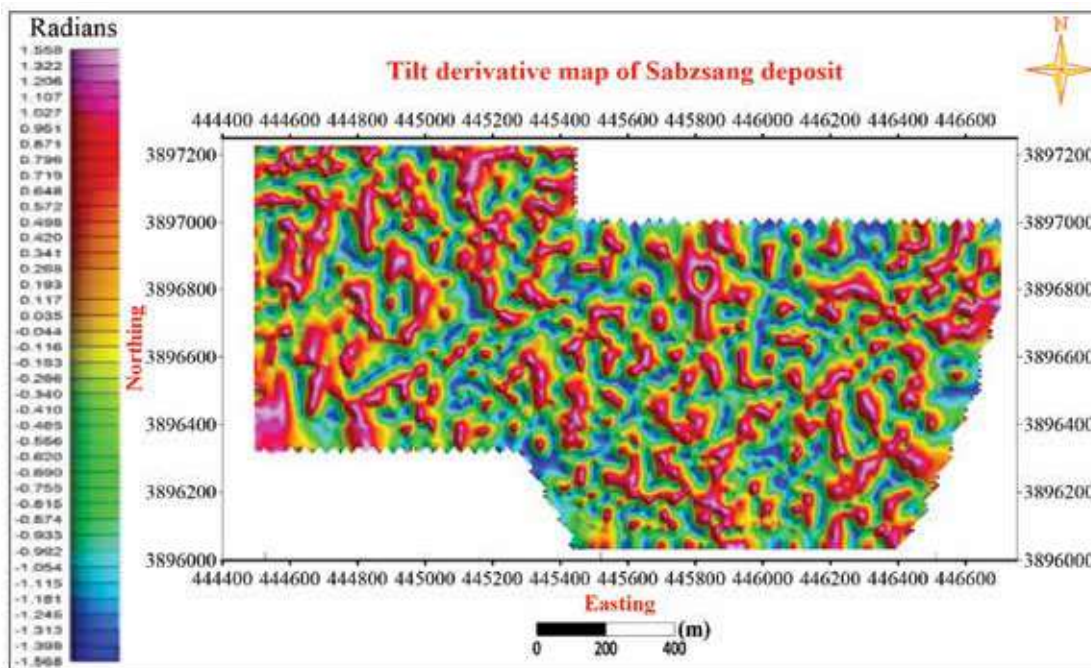
$$|AAS(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^0 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^0 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^0} \quad (\text{رابطه ۱})$$

$\frac{\partial T}{\partial y}$ و $\frac{\partial T}{\partial x}$ مشتقات افقی و $\frac{\partial T}{\partial z}$ مشتق قائم میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شده است.

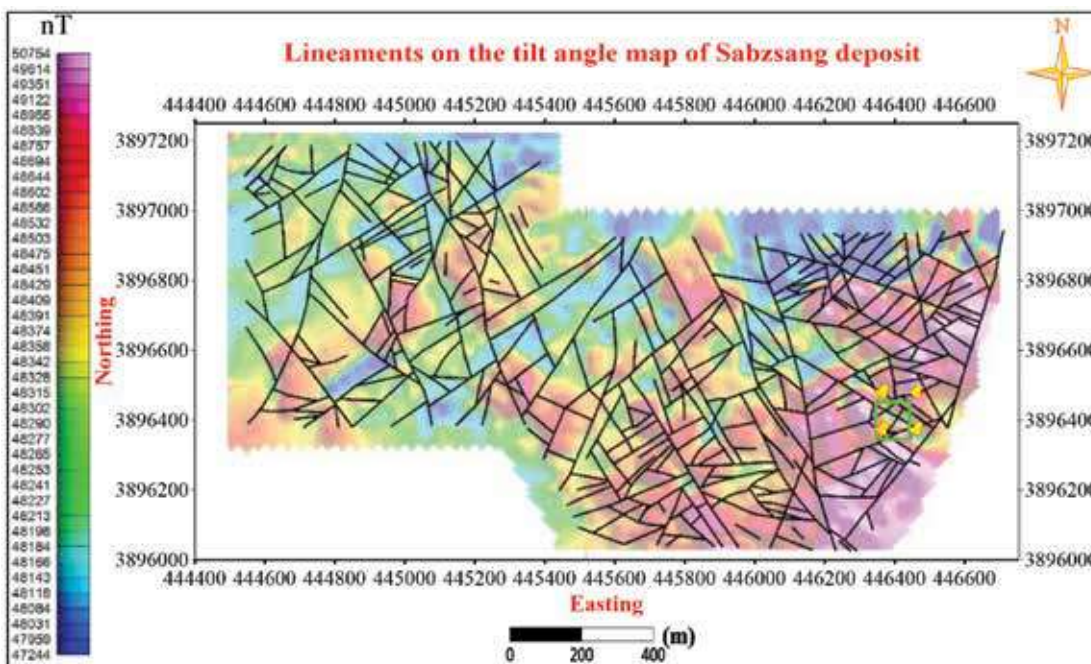
در نقشه سیگنال تحلیلی مقادیر بیشینه یا کمینه میدان مغناطیسی (قطب مثبت و منفی) با عملیات ریاضی و مشتق‌گیری به قطب مثبت تبدیل می‌شود و بنابراین به راحتی می‌توان لبه‌ها و پهنه مرز بی‌هنجاری‌ها را شناسایی کرد (انصاری و همکاران، ۱۳۹۱). برای گستره مورد مطالعه مقدار ۸۰ نانوتسلا بر متر به عنوان مرز احتمالی بی‌هنجاری مغناطیسی در نظر گرفته شد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، تعداد ۱۸ بی‌هنجاری مغناطیسی به خوبی در این نقشه بارز شده و مرز آن‌ها مشخص شده است.



شکل ۴. نقشه سیگنال تحلیلی میدان مغناطیسی گستره مورد مطالعه



شکل ۵. نقشه زاویه تیلت میدان مغناطیسی گستره مورد مطالعه



شکل ۶. خطواره‌های شناسایی شده (خطوط مشکی‌رنگ) در کانسار مس سبزسنگ بر روی نقشه شدت میدان مغناطیسی کل

تحلیل اکتشافات سطحی انجام شده

می‌دهند، بیشترین میزان عیار مس، در نمونه‌های برداشت شده از ترانشه‌ها می‌باشد. همچنین متوسط عیار نمونه‌های پاکت لودر از نمونه‌های کارهای سطحی دیگر بیشتر است.

در جدول ۱ آماره‌های توصیفی داده‌های عیارسنجی مس تمام کارهای اکتشافی سطحی، هم به‌طور تفکیکی و هم به‌صورت یکجا آورده شده است. داده‌های این جدول نشان

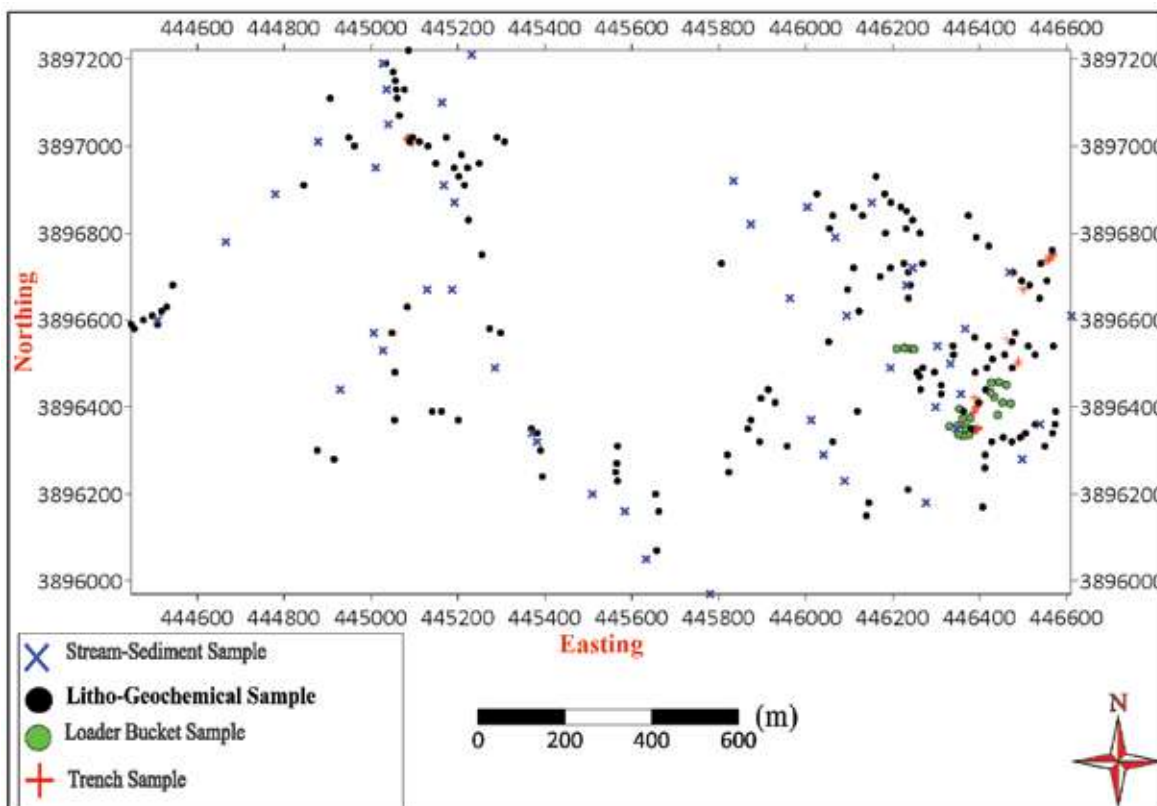
تعیین ارتباط میان خطواره‌های حاصل از روش مغناطیس‌سنجی با کانه‌زایی مس در کانسار سبزسنگ...

جدول ۱. پارامترهای آماری داده‌های عیارسنجی مس کارهای اکتشافی سطحی کانسار مس سبزسنگ

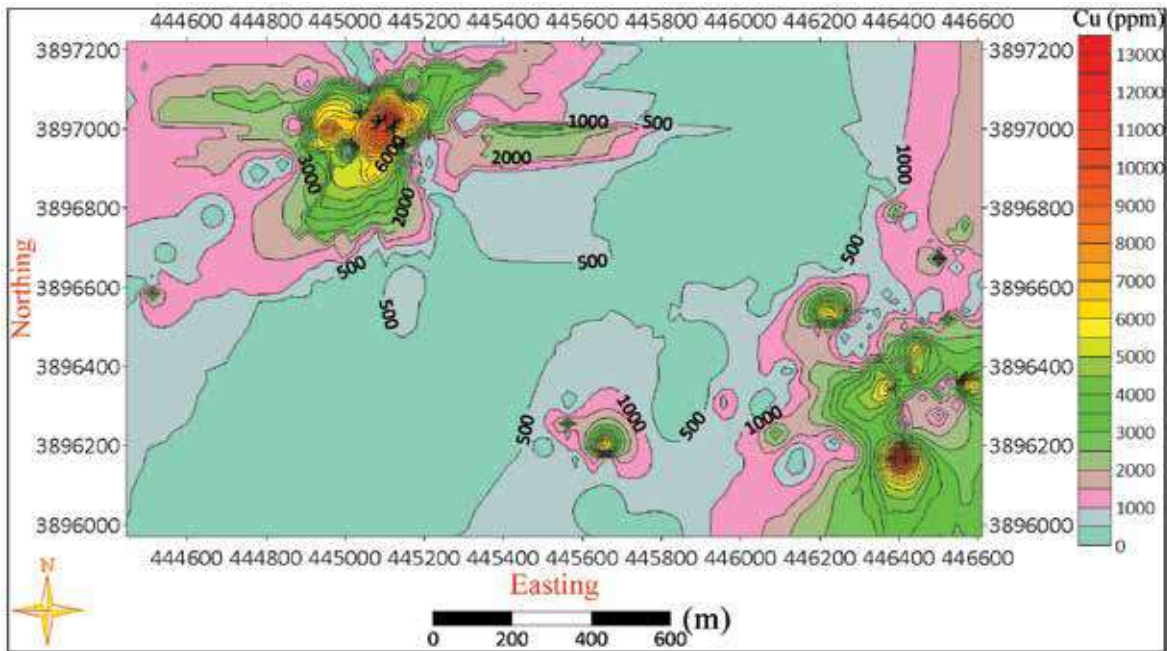
نوع کار اکتشافی	تعداد نمونه	کمینه (ppm)	بیشینه (ppm)	دامنه تغییرات (ppm)	میانه (ppm)	مد (ppm)	انحراف معیار (ppm)	ضریب تغییرات (%)	چولگی	کشیگی
لیتوژئوشیمیایی و آبراهه‌ای	۱۹۴	۵	۳۴۵۲۴	۳۴۵۱۹	۱۲۴۱/۹	-	۳۹۱۴/۹	۳/۱۵	۵/۷۵	۳۸/۹۶
نمونه‌های ترانسه‌ها	۶۲	۷۸/۸	۵۸۸۴۵/۴	۵۸۷۶۶/۶	۳۷۱۴/۹	-	۷۸۲۹/۶	۲/۱۱	۶	۴۱/۵۵
نمونه‌های پاکت لودر	۲۳	۳۴۰۰	۱۰۱۰۰	۶۷۰۰	۶۶۱۷/۴	۷۰۰۰	۱۴۴۲/۴	-۰/۲۲	-۰/۳۱۱	۱/۶۴
کل داده‌های کارهای سطحی	۲۷۹	۵	۵۸۸۴۵/۴	۵۸۸۴۰/۴	۲۲۳۴/۶	۲۰۷	۵۱۹۸/۳	۲/۳۳	۶/۳۶	۵۷/۱۷

سطحی با استفاده از الگوریتم درونیایی عکس مجذور فاصله نشان می‌دهد. مطابق این شکل بخش بزرگ میانی گستره با راستای شمال شرقی-جنوب غربی دارای عیار پایین (کمتر از ۱۰۰۰ ppm) و در حال حاضر بدون ارزش اقتصادی است. تمرکز اصلی سطحی ماده معدنی در دو گستره مجزا یکی در جنوب شرق و دیگری در شمال غرب گستره است.

در شکل ۷ نقشه موقعیت پراکندگی تمام کارهای اکتشافی سطحی شامل نمونه‌های لیتوژئوشیمیایی و آبراهه‌ای، نمونه‌های برداشت‌شده از ترانسه‌ها و نمونه‌های برداشتی از پاکت‌های لودر در گستره کانسار مس سبزسنگ نشان داده شده است. شکل ۸ نیز نقشه هم‌عیار مس (برحسب ppm) را بر اساس داده‌های عیارسنجی نمونه‌های



شکل ۷. نقشه موقعیت پراکندگی کارهای اکتشافی سطحی در گستره کانسار مس سبزسنگ



شکل ۸. نقشه هم‌عیار داده‌های عیارسنجی مس کارهای اکتشافی سطحی در گستره کانسار مس سبزسنگ

تحلیل اکتشافات عمقی انجام‌شده

در طول مغزه مربوطه در گمانه است. مطابق این شکل تغییرات عیار پهنه مورد مطالعه با کمترین مقدار صفر و بیشترین مقدار ۱۸۹۰۰ ppm به ۱۹ بخش رنگی با رنگ‌های مختلف تقسیم شده است. با توجه به این شکل بیشترین میزان عیار مس در گمانه BH2 قرار دارد، ولی ضخامت این بخش پرعیار، کم است. گمانه BH3 نیز بیشترین میزان ضخامت ماده معدنی را دارا است. گمانه BH4 تنها در بخش سطحی، دارای ماده معدنی است و در اعماق کم‌وبیش فاقد ماده معدنی می‌باشد.

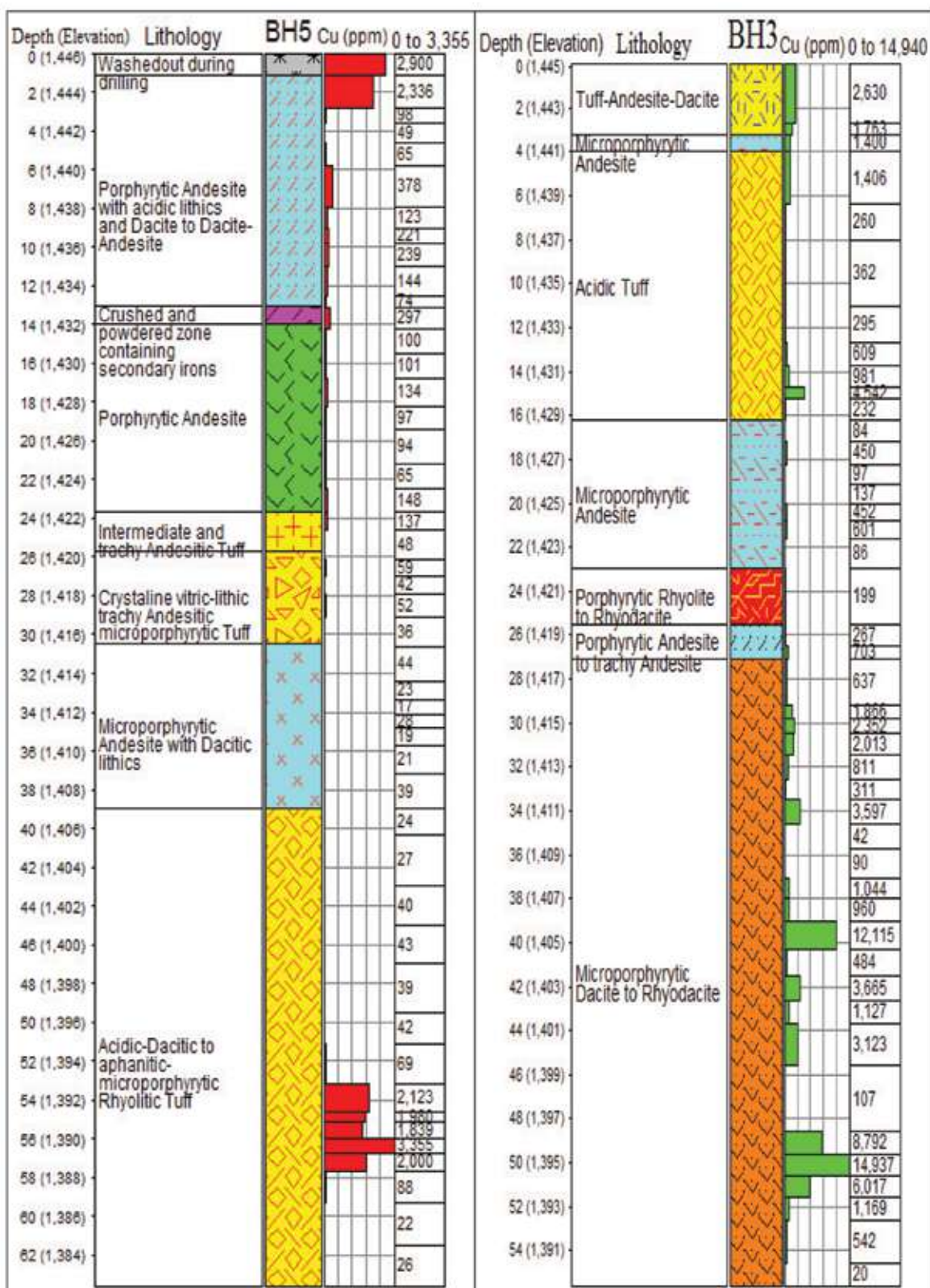
در شکل ۱۱- الف مدل سه‌بعدی عیارسنجی کانسار مس سبزسنگ به کمک نرم‌افزار RockWorks (www.rockware.com/Rockworks2022) نشان داده شده است. برای ساخت این مدل از یک مدل شبکه‌ای اولیه کم‌وبیش مکعبی‌شکل به ابعاد ۱۰۵×۱۰۰×۱۰۰ متر با سلول‌های ۵×۵×۵ متری و داده‌های عیارسنجی نمونه‌های تمام گمانه‌های اکتشافی، به کمک الگوریتم عکس فاصله وزن‌دار پیشرفته استفاده شده است. در این الگوریتم امکان وزن‌دهی فاصله با توان متفاوت در جهت‌های مختلف وجود

1. Advanced inverse distance weighted (IDW)

بر اساس نتیجه‌های عملیات اکتشاف ژئوفیزیکی با روش‌های IP و RS انجام‌شده در گستره (جهان‌صنعت آبی معدن، ۱۴۰۱)، در یک بخش محدود در شرق کانسار مورد مطالعه، تعداد پنج حلقه گمانه اکتشافی مایل به شماره‌های BH1 تا BH5 با طول مجموع ۳۴۹ متر حفاری شده است. طول کوتاه‌ترین گمانه حفر شده در پهنه (گمانه BH1) ۵۴/۶ متر و عمیق‌ترین گمانه (BH2) ۱۱۱/۶ متر می‌باشد. همه گمانه‌های اکتشافی در واحدهای لیتولوژی آندزیتی و توفی، حفاری شده‌اند. به‌عنوان نمونه در شکل ۹ چاه‌نگار دوبعدی گمانه‌های اکتشافی BH3 و BH5 بر اساس مطالعات مغزه‌های حاصل از حفر گمانه‌ها رسم شده است. در این چاه‌نگارها علاوه بر ستون سنگ‌شناسی، فراوانی‌نمای تغییرات عمقی عیارسنجی مس (برحسب ppm) نیز نشان داده شده است.

در شکل ۱۰ چاه‌نگار عیارسنجی گمانه‌های اکتشافی کانسار مس سبزسنگ به‌صورت سه‌بعدی نمایش داده شده است. راهنمای رنگی عیاری در این شکل تغییرات میزان عیار مس گمانه‌ها را برحسب ppm نشان می‌دهد. در این شکل میزان شعاع استوانه‌ها نشان‌دهنده بزرگی مقدار عیار

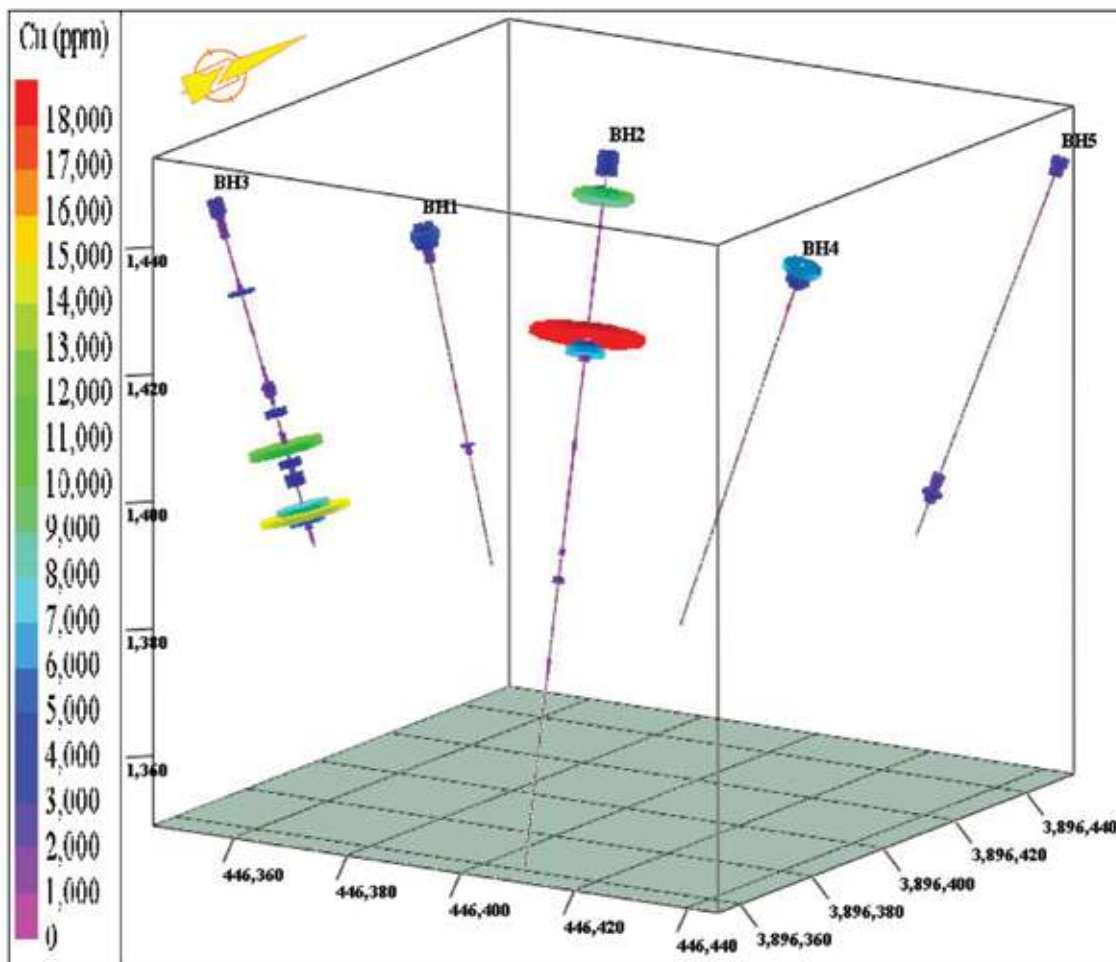
تعیین ارتباط میان خطواره‌های حاصل از روش مغناطیس‌سنجی با کانه‌زایی مس در کانسار سبزسنگ...



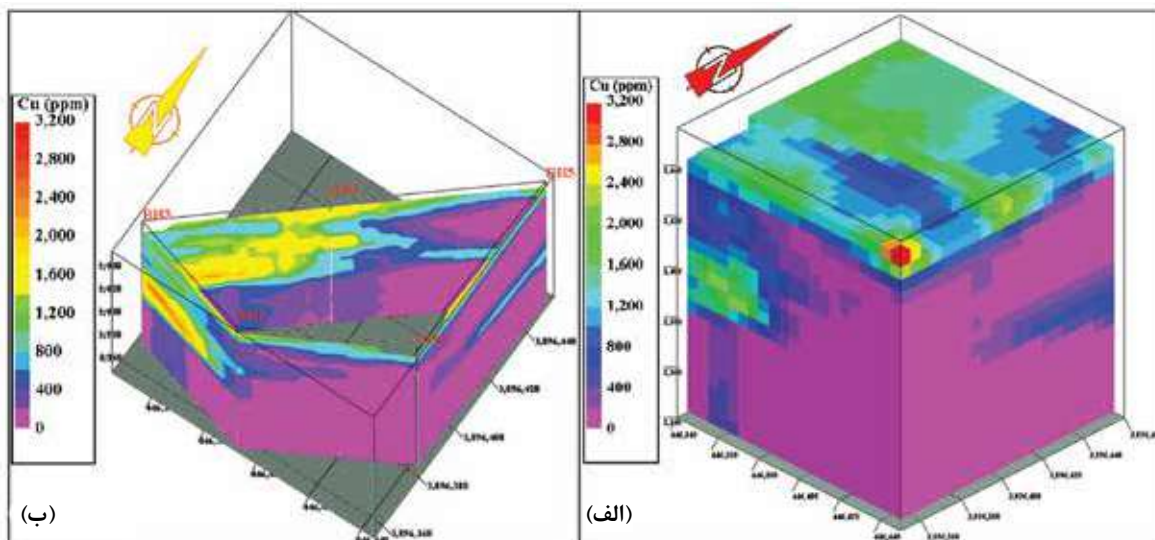
شکل ۹. چاه‌نگار دویعدی زمین‌شناسی-معدنی گمانه‌های BH5 و BH3 در کانسار مس سبزسنگ

معدنی (۱۰ متر نخست) نسبت به اعماق بهتر است و تنها در بخش جنوب غربی پهنه حفر گمانه‌های اکتشافی، عیار ماده معدنی تا اعماق ۵۰ متری به نسبت مطلوب است. به منظور تجسم بهتر نحوه تغییرات عیار مس در مرز گمانه‌های اکتشافی در گستره مورد مطالعه، در شکل ۱۱-ب نمودار نرده‌ای سه بعدی تغییرات عیار سنجی مرزی گستره حفر گمانه‌های اکتشافی نشان داده شده است. مطابق این شکل پهنه، دارای عیار قابل قبول مس (بیش از ۱۰۰۰ ppm) با گستره رنگی سبز تا قرمز مشخص شده است. با توجه به این شکل مشاهده می‌شود گستره پرعیار در سطح زمین در تمام سطح گستره حفر گمانه‌های اکتشافی، و در اعماق در قسمت جنوب غربی این بخش قرار دارد.

دارد. در این مورد به دلیل نبود جهت‌یافتگی مشخص، در هر دو جهت افقی و قائم وزن دو به داده‌ها نسبت داده شد. راهنمای رنگی عیاری در این شکل، تغییرات میزان عیار ماده معدنی در پهنه را برحسب ppm نشان می‌دهد. مطابق این شکل تغییرات عیار پهنه مورد مطالعه با کمترین مقدار صفر و بیشترین مقدار ۳۲۰۰ ppm به ۱۶ گستره رنگی با رنگ‌های مختلف تقسیم شده است. مطابق این شکل بخش بزرگ گستره در اعماق دارای عیار به نسبت پایینی (کمتر از ۴۰۰ ppm) است. البته هم‌طول نبودن تمام گمانه‌های اکتشافی و در نتیجه در دسترس نبودن داده‌های عیار سنجی در اعماق برای تمام گمانه‌ها و نبود درون‌یابی آن‌ها، در این امر تاثیرگذار است. به طور کلی وضعیت سطحی عیار ماده



شکل ۱۰. نمایش سه بعدی چاه‌نگار عیار سنجی گمانه‌های اکتشافی کانسار مس سبز سگ



شکل ۱۱. الف) مدل سه‌بعدی عیارسنجی، ب) نمودار نرده‌ای تغییرات عیار مرزی گمانه‌های کانسار مس سبزسنگ

تعیین ارتباط میان شکستگی‌ها با کانه‌زایی

هم کارهای اکتشافی سطحی و هم گمانه‌های اکتشافی عمیق انجام شده است. به عبارت دیگر در این بخش تمرکز انواع فعالیت‌های اکتشافی زیاد است. در شکل ۱۲ موقعیت برداشت نمونه‌های سطحی اعم از نمونه‌های لیتوژئوشیمیایی و آبراه‌ای، نمونه‌های برداشت‌شده از ترانشه‌ها و نمونه‌های برداشتی از پاکت لودر واقع در پهنه حفر گمانه‌های اکتشافی همراه با موقعیت دهانه گمانه‌های اکتشافی نشان داده شده است. در این شکل نام هر نمونه نیز در موقعیت مکانی آن آورده شده است.

در شکل ۱۳ نقشه هم‌عیار نمونه‌های نشان داده شده در شکل ۱۲ با استفاده از الگوریتم درون‌یابی عکس مجذور فاصله رسم شده است. برای استفاده بیشینه از تمامی اطلاعات اکتشافی موجود در گستره حفر گمانه‌های اکتشافی، سعی شده که ارتباط منطقی و معنی‌داری بین داده‌های کارهای اکتشافی سطحی و گمانه‌های اکتشافی برقرار شود. از آنجایی که ارتفاع ترانشه‌های ۱ و ۲ به ترتیب برابر با سه و چهار متر است، بنابراین میانگین عیار مغزه‌های بخش سطحی (تا عمق سه-چهار متری) پنج گمانه اکتشافی، محاسبه شده و در رسم این نقشه مورد استفاده قرار گرفته است. مطابق راهنمای رنگی نقشه این شکل،

1. Occurrence

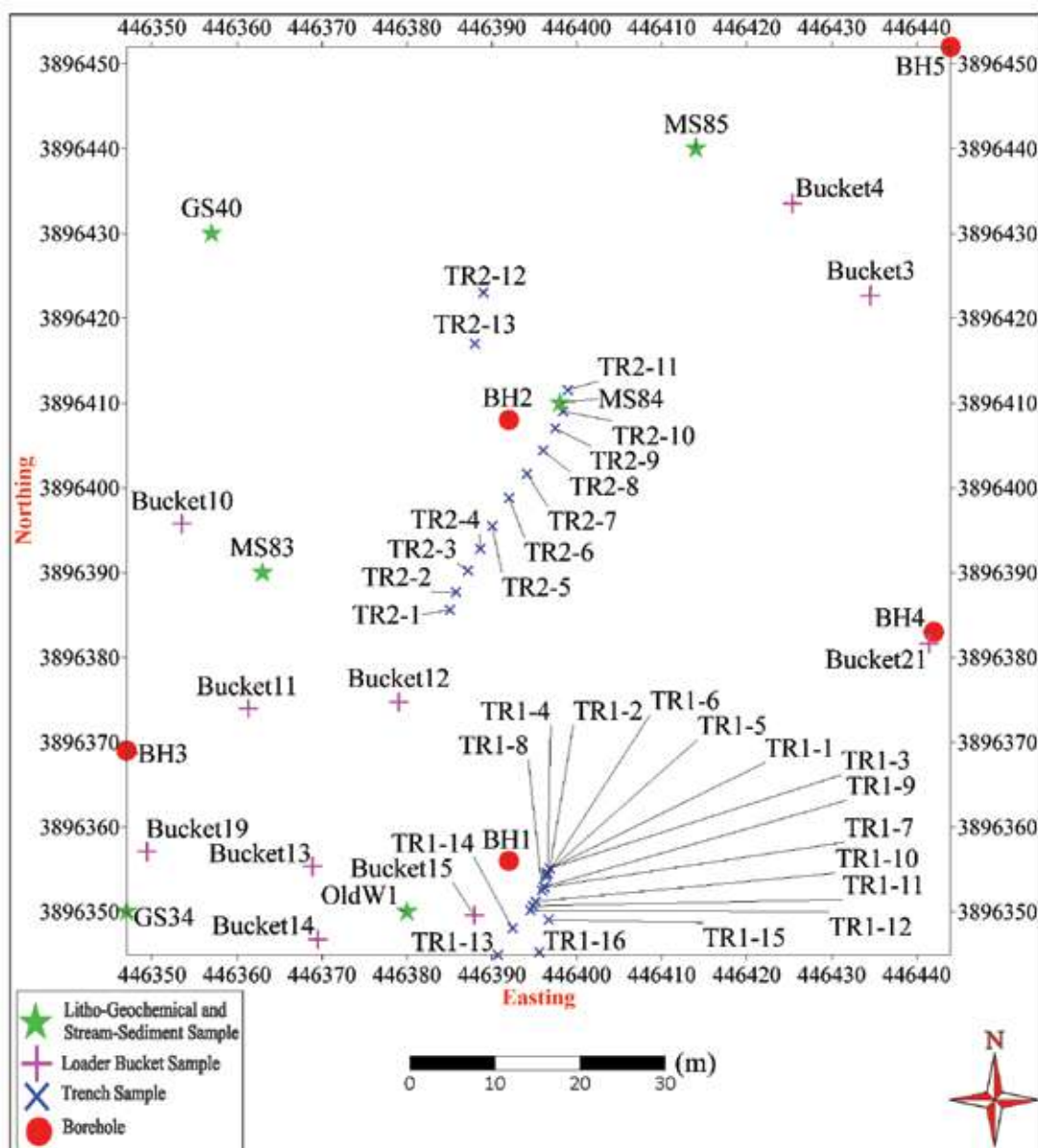
بر اساس نتیجه‌های به دست آمده، به طور کلی میزان عیار ماده معدنی در سطح پهنه مورد مطالعه نسبت به اعماق بیشتر است. این نشان‌دهنده آن است که تمرکز ماده معدنی در پهنه سبزسنگ، بیشتر سطحی است. مقایسه نقشه‌های شکل‌های ۶ و ۸ به طور کیفی نشان می‌دهد که در شکل ۶ تمرکز خطواره‌ها (خطوط شکستگی) در دو گستره جنوب‌شرقی و شمال‌غربی گستره مورد مطالعه نسبت به بخش میانی (به شکل نواری پهن با راستای شمال شرقی-جنوب غربی) به نسبت بالا است. همچنان که در شکل ۸ تمرکز اصلی سطحی ماده معدنی در دو گستره مجزا یکی در جنوب شرق و دیگری در شمال غرب پهنه است و بخش بزرگ میانی گستره با راستای شمال شرقی-جنوب غربی دارای عیار پایین (فقدان ماده معدنی با ارزش) می‌باشد. به عبارت دیگر با توجه به این دو شکل و بر اساس اطلاعات اکتشافی سطحی، تطابق کیفی بسیار زیادی بین خطواره‌ها و پیدایش^۱ (حضور) و عیار ماده معدنی در کل سطح پهنه مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

برای تعیین بهتر میزان ارتباط کیفی و کمی میان کانه‌زایی و شکستگی‌ها در کانسار، بخش شرقی کانسار (مربع سبزسنگ در شکل ۶) مناسب‌تر تشخیص داده شد زیرا در این بخش از یک سو بر اساس نتیجه‌های عملیات ژئوفیزیک، تمرکز بی‌هنجاری‌ها زیاد است و از سوی دیگر،

است (همانند گستره جنوب غربی این بخش)، میزان حضور و همچنین عیار ماده معدنی هم بالا است. کموبیش در هر محلی که انباشتگی ماده معدنی وجود دارد، شکستگی هم دیده می شود. البته عکس این مطلب درست نیست، یعنی در بعضی بخش ها شکستگی وجود دارد، ولی در آن بخش ها ماده معدنی یافت نمی شود که شاید این شکستگی ها در مراحل بعدی و با فاصله زمانی بعد از شکستگی های اولیه دارای ماده معدنی، ایجاد شده اند. به طور کلی می توان گفت بر اساس مقایسه کیفی، تطابق به نسبت خوبی بین کانه زایی سطحی و شکستگی های موجود در پهنه وجود دارد.

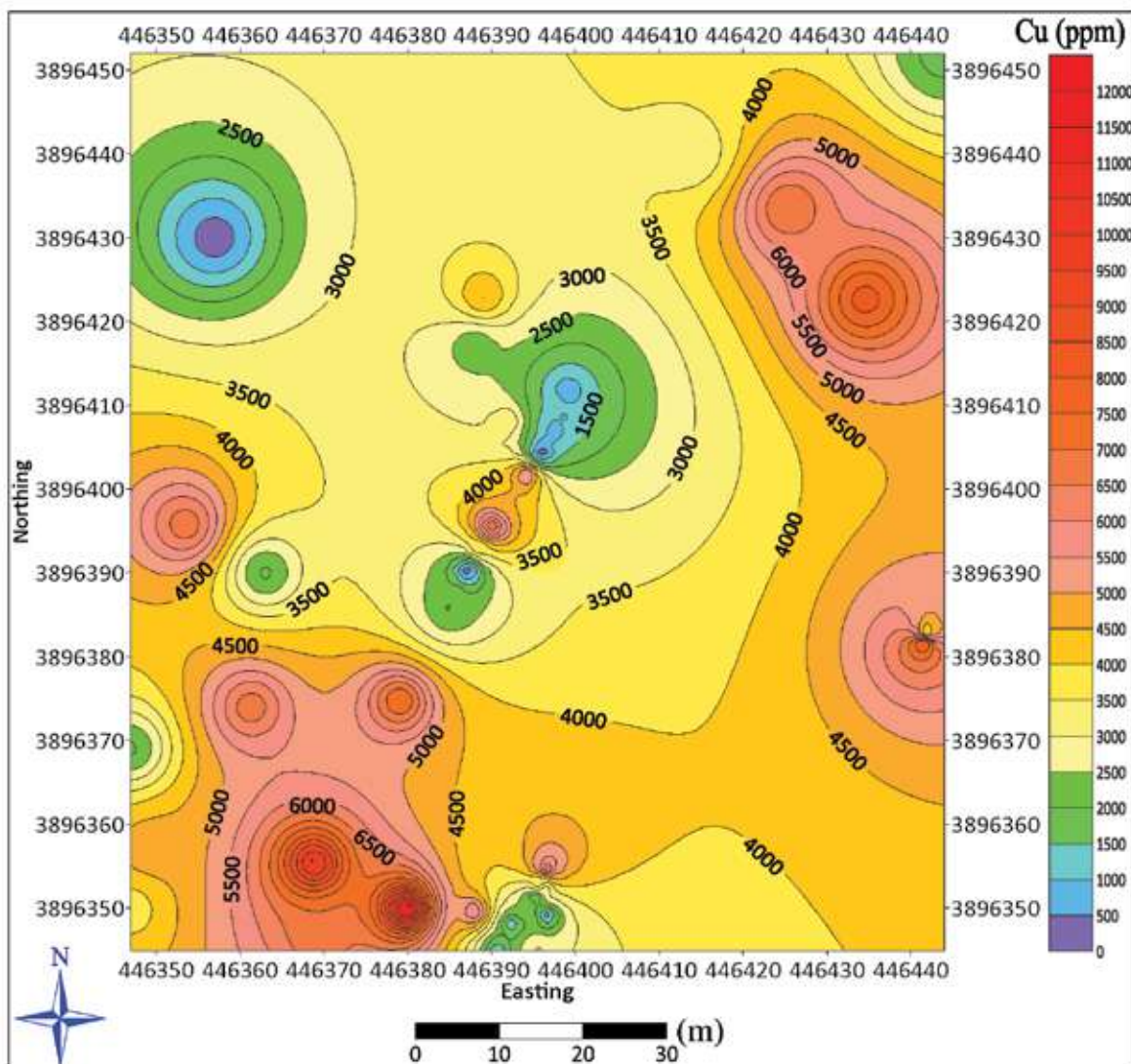
کموبیش بیش از ۹۰ درصد مساحت سطح این گستره دارای عیار مس بیش از ۱۰۰۰ ppm است.

به منظور تعیین ارتباط میان شکستگی ها و کانه زایی به صورت کیفی در بخش معین و محدودی در شرق پهنه مورد مطالعه، در شکل ۱۴ نقشه هم عیار تمام کارهای اکتشافی و نقشه شکستگی های شناسایی شده در این بخش، در یک قاب نشان داده شده است. در این بخش مطابق شکل، تعداد نه شکستگی متقاطع با یکدیگر به صورت کموبیش مشبک وجود دارد. با توجه به این شکل در بخش هایی که تمرکز شکستگی یعنی تعداد شکستگی ها در واحد سطح، بالا



شکل ۱۴. موقعیت برداشت نمونه های سطحی در گستره حفر گمانه های اکتشافی

تعیین ارتباط میان خطواره‌های حاصل از روش مغناطیس‌سنجی با کانه‌زایی مس در کانسار سبزشنگ...

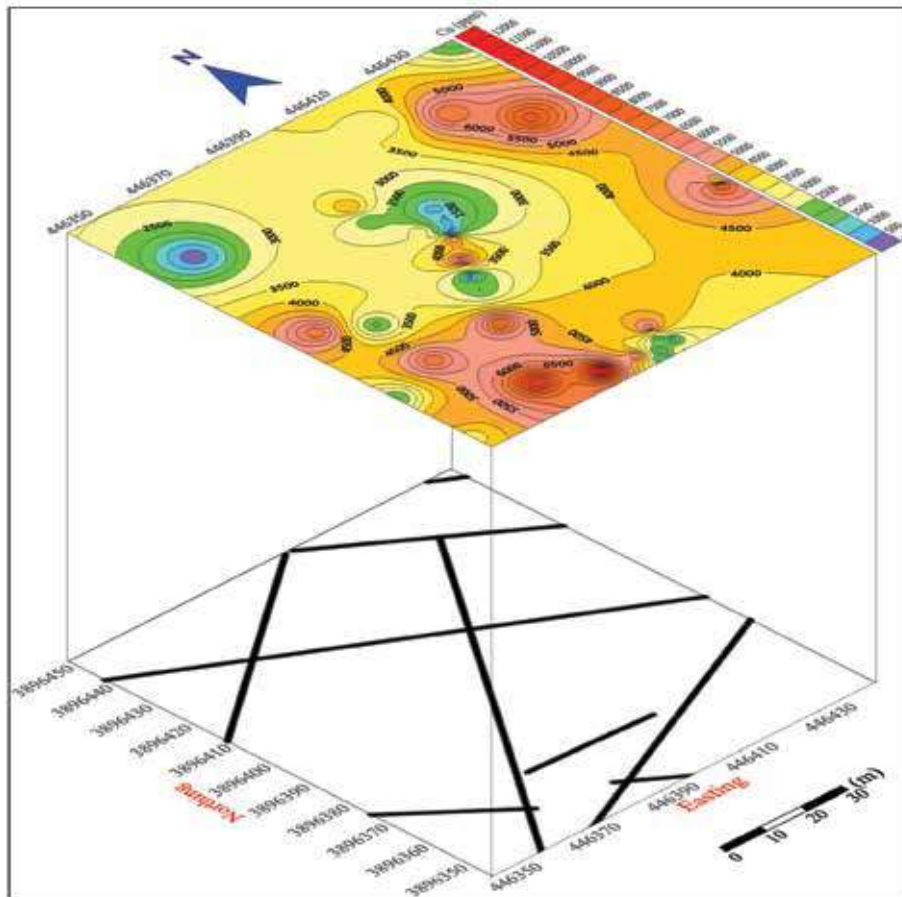


شکل ۱۳. نقشه هم‌عیار مس (برحسب ppm) بخش سطحی گمانه‌های اکتشافی و نمونه‌های سطحی واقع در پهنه حفر گمانه‌های اکتشافی

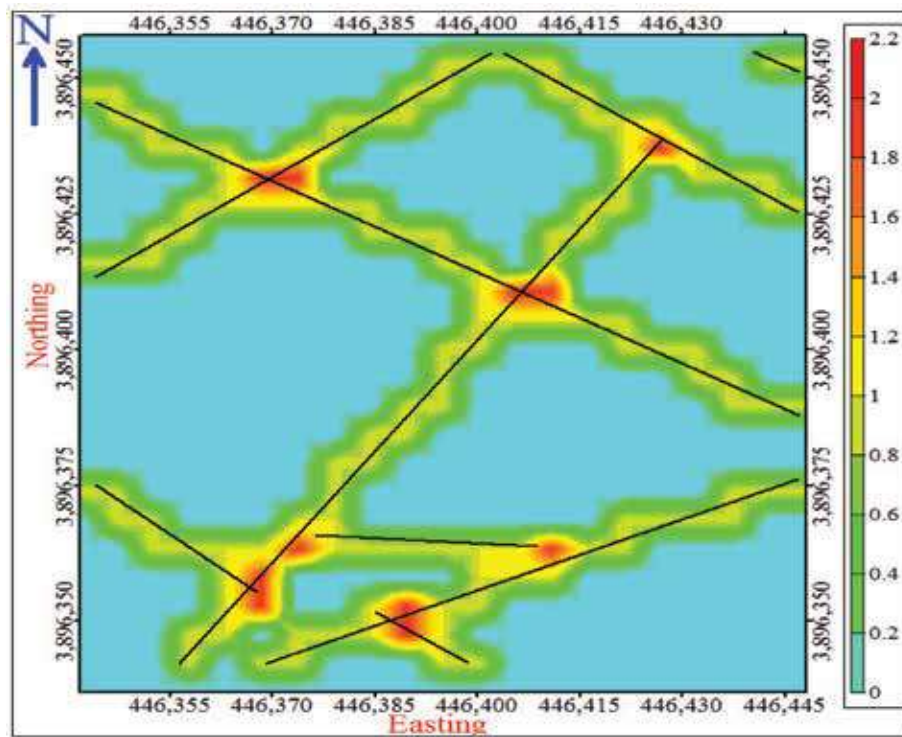
فرایند کار به‌منظور مقایسه نتیجه‌ها در مراحل بعدی کار، ۵×۵ متر انتخاب شد. سپس تعداد (فراوانی) شکستگی‌های واقع در هر سلول شبکه به مرکز آن سلول نسبت داده شد. در این نوع شبکه که به آن شبکه فراوانی شکستگی‌ها هم گفته می‌شود، عدد هر سلول شامل مجموع تعداد شکستگی‌هایی است و ابتدا یا انتهای آن‌ها در داخل سلول است یا از درون آن سلول عبور می‌کنند. در نهایت نتیجه‌ها به‌صورت نقشه منحنی‌های میزان رسم شد. مطابق این شکل تمرکز فراوانی خطوط شکستگی به‌صورت نوارهایی در راستاهای شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی است و در بخش جنوب‌غربی این بخش نیز زیاد است.

در شکل ۱۵ نقشه دوبعدی مبتنی بر شبکه شکستگی‌های موجود در بخش شرقی کانسار مس سبزشنگ در سطح گستره‌ای به ابعاد ۱۱۵×۱۰۰ متر نشان داده شده است. در این شکل خطواره‌های موجود در این بخش نیز به‌صورت خطوط مشکی‌رنگ نشان داده شده‌اند. برای تهیه نقشه دوبعدی مبتنی بر شبکه شکستگی‌ها، مختصات طول و عرض جغرافیایی نقاط ابتدا و انتهای هر شکستگی مورد استفاده قرار گرفتند. برای رسم نقشه این بخش، در گام نخست سطح گستره دارای شکستگی‌ها شبکه‌بندی شد. در مرحله شبکه‌بندی، ابتدا اندازه و ابعاد سلول‌های شبکه با توجه به ابعاد بخش مورد مطالعه، میزان کمینه و بیشینه طول شکستگی‌های موجود در این بخش و نیز حفظ یکنواختی

1. Grid-based map



شکل ۱۴. نقشه‌های هم‌عیار و شکستگی‌های موجود در یک بخش معین و محدود در شرق کانسار مس سبزسنگ



شکل ۱۵. نقشه دویعدی مبتنی بر شبکه شکستگی‌های موجود در بخش شرقی کانسار مس سبزسنگ

و ارتباط آنها با عیار ماده معدنی به‌طور کمی تعیین شده است. بیشتر این شکستگی‌ها دارای ماده معدنی هستند ولی میزان عیار ماده معدنی در این شکستگی‌ها متفاوت است. در واقع این شکستگی‌ها دو دسته می‌باشند. تعدادی از این شکستگی‌ها از کانی‌های کربناته مس همانند مالاکیت و اکسیدهای آهن ثانویه پر شده‌اند، منشا سطحی دارند و در نتیجه عوامل جوی ایجاد می‌شوند، بنابراین نمی‌توانند در ارتباط با کانه‌زایی درون‌زاد باشند. دسته دیگر شکستگی‌های تکتونیکی هستند و در امتداد آن‌ها کانه‌زایی درون‌زاد صورت می‌گیرد. میزان ضریب همبستگی بین تعداد شکستگی‌ها و عیار ماده معدنی در گستره، نشان‌دهنده آن است شاید در این بخش شکستگی‌هایی وجود دارند و هیچ‌گونه کانه‌زایی پرعیاری درون آن‌ها رخ نداده است، یا اینکه ممکن است بعضی از شکستگی‌ها حتی موجب جابجایی ماده معدنی از محل اصلی خود شده باشند. احتمال قوی‌تر آن است که در واقع بخش عمده شکستگی‌های موجود در گستره سبزشنگ از نوع اول هستند. یعنی همبستگی کیفی به‌نسبت مطلوبی بین شکستگی‌ها و وضعیت سطحی ماده معدنی وجود دارد، ولی همبستگی کمی میان شکستگی‌ها و عیار ماده معدنی در کل گستره به‌ویژه در اعماق یافت نمی‌شود. در پایان نیز ذکر این نکته ضروری است که درون‌یابی داده‌ها در یک گستره و به‌ویژه فضا‌های بدون شکستگی، موجب کاهش میزان ضریب همبستگی بین شکستگی‌ها و عیار ماده معدنی می‌شود.

برای تعیین میزان همبستگی کمی بین شکستگی‌های موجود در کانسار و کانه‌زایی در پهنه، ابتدا داده‌های میزان ضریب همبستگی بین تعداد شکستگی‌ها و عیار ماده معدنی برابر با ۰/۰۲- به دست آمد که بر اساس واژه‌های توصیفی مربوط به میزان ضرایب همبستگی در جدول ۲، معادل همبستگی "بسیار کم" می‌باشد. افزودنی است که داده‌های عیارسنجی مس (برحسب ppm) و تعداد شکستگی‌های درون یک گستره مشخص، هم‌اندازه و یکسان، بعد از شبکه‌بندی معین و برابر، با استفاده از الگوریتم عکس مجذور فاصله درون‌یابی شدند. سپس با تولید تعداد زیادی داده درون‌یابی شده به‌کمک داده‌های اولیه، میزان ضریب همبستگی داده‌ها از نوع خطی پیرسون^۱ (Schober et al., 2018) تعیین شد.

در واقع این مقدار همبستگی ناچیز بین تعداد شکستگی‌ها و عیار ماده معدنی هم‌وارونه است، یعنی نه‌تنها هیچ ارتباط مستقیمی بین تعداد شکستگی‌ها با عیار ماده معدنی وجود ندارد، بلکه تمرکز فراوانی خطوط شکستگی با میزان عیار ماده معدنی رابطه وارون دارد. به‌عبارت‌دیگر با افزایش فراوانی خطوط شکستگی، میزان عیار ماده معدنی کاهش می‌یابد. از آنجایی که کانسار مس سبزشنگ از نوع کانسارهای رگه‌ای اپی‌ترمال است، در این نوع کانسارها انتظار می‌رود ارتباط مستقیم قوی بین شکستگی‌ها با کانه‌زایی وجود داشته باشد. البته بیان این نکته نیز لازم است که در پژوهش حاضر تمام شکستگی‌های موجود در گستره حاصل از روش مغناطیس‌سنجی، مد نظر قرار گرفته

جدول ۲. واژه توصیفی مربوط به میزان ضریب همبستگی بین دو متغیر (محلوجی، ۱۳۷۶؛ احمدی، ۱۳۷۹)

میزان همبستگی	۰-۰/۲	۰/۲۱-۰/۴	۰/۴۱-۰/۷	۰/۷۱-۰/۹	۰/۹۱-۱
واژه توصیفی	بسیار کم	کم	متوسط	زیاد	بسیار زیاد

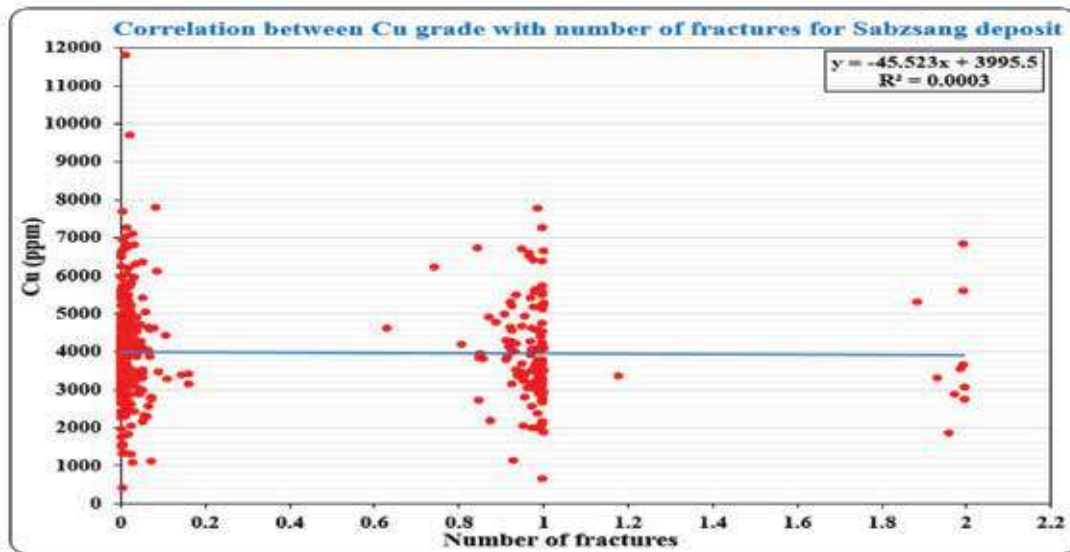
میزان ضریب همبستگی، مقدار ضریب تعیین^۲ که متداول‌تر است، آورده شده است. معیار ضریب تعیین نشان‌دهنده میزان انطباق مقادیر اندازه‌گیری‌شده و پیش‌بینی‌شده (محاسباتی) است که بهترین حالت آن به‌ازای مقدار برابر با یک است و اگر صفر باشد، یعنی میزان همبستگی داده‌های

در شکل ۱۶ نیز نمودار پراکندگی داده‌های عیارسنجی مس در مقابل تعداد شکستگی‌های موجود برای بخش شرقی کانسار سبزشنگ (با شبکه‌بندی یکسان) نشان داده شده است. در این نمودار شکل هندسی و معادله خط راست مبین میزان همبستگی خطی بین داده‌ها نیز نمایش داده شده است. البته در گوشه بالا سمت راست این نمودار بجای

1. Pearson correlation coefficient
2. Determination coefficient

بین داده‌های عیارسنجی مس و شکستگی‌ها در کانسار مس سبزیسنگ وجود ندارد و این بدان معنی است که اگرچه در بیشتر بخش‌های دارای شکستگی، ماده معدنی وجود دارد، ولی در این بخش‌ها عیار ماده معدنی زیاد نیست.

اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده، بسیار ضعیف است. با توجه به مقدار ضریب تعیین در نمودار شکل ۱۶ و اطلاعات جدول ۲ مشاهده می‌شود، میزان همبستگی بین داده‌های تعداد شکستگی‌ها و عیارسنجی مس "بسیار ضعیف" است. به عبارت دیگر به‌طور کمی همبستگی منطقی و معنی‌داری



شکل ۱۶. نمودار پراکندگی داده‌های عیار مس در مقابل تعداد شکستگی‌ها برای بخش شرقی کانسار مس سبزیسنگ

نتیجه‌گیری

ماده معدنی در سطح گستره مورد مطالعه نسبت به اعماق بیشتر است و تمرکز ماده معدنی بیشتر سطحی است. نتیجه‌های پژوهش نیز نشان می‌دهند بر اساس مقایسه کیفی، به‌طور کلی تطابق نسبی خوبی بین کانه‌زایی سطحی و شکستگی‌های موجود در پهنه وجود دارد. همچنین وجود ارتباط معنی‌دار بین شکستگی‌ها و کانه‌زایی مس در پهنه برای گمانه‌های اکتشافی حفاری شده، اثبات نشد. به‌گونه‌ای که بر پایه محاسبات ضریب همبستگی خطی پیرسون، میزان همبستگی بین داده‌های تعداد شکستگی با عیارسنجی مس "بسیار ضعیف" است. البته ارتباط بین شکستگی‌ها و کانه‌زایی مس در پهنه، به ژنز یا نحوه بوجود آمدن کانسار هم بستگی دارد و برای بررسی دقیق‌تر این موضوع به‌ویژه در اعماق و تصمیم‌گیری در مورد چگونگی انجام عملیات اکتشاف تفصیلی پهنه، باید در وهله اول مطالعات زمین‌شناسی جامعی صورت گرفته و ژنز کانسار به‌طور دقیق

در کانسار مس سبزیسنگ فعالیت‌های اکتشافی غیرمستقیم و مستقیم سطحی در کل گستره و نیز فعالیت‌های اکتشافی عمیق در یک بخش محدود به‌صورت مربعی شکل به ابعاد ۱۱۵×۱۰۰ متر در شرق کانسار انجام شده است. برای طراحی شبکه اکتشاف تفصیلی گمانه‌های اکتشافی عمیق در کل سطح گستره، اطلاع از میزان ارتباط شکستگی‌ها با کانه‌زایی مس، ضروری است. در پژوهش حاضر میزان همبستگی کیفی میان خطواره‌های شناسایی شده توسط روش مغناطیس‌سنجی با کانه‌زایی سطحی مس برای کل گستره سبزیسنگ و نیز میزان همبستگی کیفی و کمی در یک گستره مربعی شکل در بخش شرقی کانسار شامل انواع کارهای اکتشافی سطحی و عمیق، مورد بررسی قرار گرفت.

نتیجه‌های فعالیت‌های اکتشافی انجام‌شده تا امروز در گستره سبزیسنگ نشان‌دهنده آن است که میزان عیار

مغناطیس آنومالی ۳۲ سنگ‌آهن ساغند با استفاده از روش‌های پردازش تصویری. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود. ۱۳۶.

- انصاری، ع.، فاتحی، م. و علمدار، ک.، ۱۳۹۱. برآورد مرز بی‌هنجاری‌های مغناطیسی رباط پشت‌بادام به کمک مشتقات میدان پتانسیل و ترکیبات مکانی و فازی بین آن‌ها. مجله ژئوفیزیک ایران، ۶ (۳)، ۳۱-۴۵.

- شاهرودی، م.، نمکی، ل.، منتهایی، م.، مصباحی، ف. و بساوند، م.، ۱۳۹۶. تفسیر داده‌های مغناطیسی بر اساس محاسبه زاویه تیلت و بهبود گردان افقی، مطالعه موردی: فروافتادگی زنجان. مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۳ (۱)، ۱۰۱-۱۱۳.

- شرکت جهان‌صنعت آتی معدن، ۱۴۰۰. گزارش اکتشاف ژئوفیزیک به روش مگنتومتری در گستره سبزسنگ ساوه، ۷۶.

- شرکت جهان‌صنعت آتی معدن، ۱۴۰۰. گزارش اکتشافات انجام شده در گستره سبزسنگ. ۷۷.

- شرکت جهان‌صنعت آتی معدن، ۱۴۰۱. گزارش اکتشاف ژئوفیزیک به روش IP/RS در گستره سبزسنگ ساوه. ۸۵.

- عطائی‌پور، م.، ۱۳۹۸. مبانی مدلسازی دوبعدی ذخائر معدنی. انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر، ۳۲۶.

- قلمقاش، ج.، ۱۳۷۷. گزارش زمین‌شناسی ورقه یکصد هزارم ساوه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- محلوجی، ه.، ۱۳۷۶. شبیه‌سازی سیستم‌های گسسته-پیشامد. مؤسسه انتشارات علمی دانشگاه صنعتی شریف. ۷۰۷.

- Adi Gunawan, M., Roni Cahya, S. and Heri, S., 2019. Fracture analysis of uranium-bearing rock in Eko-Remaja exploration tunnel at depth 50-200 meters, Kalan, west Kalimantan. Journal of Physics: Conference Series 1363 012013 DOI 10.1088/1742-6596/1363/1/012013, 1-6.

- Cooper, G.R.J. and Cowan, D.R., 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. Computers and Geoscience, 32, 1585-1591.

تعیین شود و در وهله دوم باید وضعیت شکستگی‌ها در اعماق به‌طور دقیق مورد مطالعه قرار گیرد. برای دستیابی به این هدف، حفر گمانه‌های اکتشافی بیشتری نیاز است و البته از آنجایی که مشخصات و به‌ویژه عمق شکستگی‌های قابل مشاهده در سطح، به‌طور دقیق مشخص نیست، حفر گمانه‌های اکتشافی جدید تنها در محل شکستگی‌های قابل مشاهده در سطح، موفقیت‌آمیز نخواهد بود. بنابراین پیشنهاد می‌شود، موقعیت بهینه حفر گمانه‌های اکتشافی جدید، بر اساس اطلاعات و نتیجه‌های اکتشافات ژئوفیزیکی انجام شده در پهنه (با روش‌های IP و RS) صورت گیرد. در گام بعد ارتباط شکستگی‌ها با کانه‌زایی مس در اعماق با استفاده از نتیجه‌های گمانه‌های اکتشافی قدیم و جدید انجام شود. سپس گمانه‌های اکتشافی مرحله اکتشاف تفصیلی، در موقعیت شکستگی‌های تایید شده حفر شوند.

منابع

- احمدی، ر.، ۱۳۷۹. ارزیابی کانسار تپه‌سرخ با استفاده از تلفیق داده‌های اکتشافی به روش همبستگی زمین‌آماری داده‌ها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان. ۱۳۳.

- احمدی، ر. و احسان‌نژاد، ج.، ۱۴۰۰. پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌های حجیم ژئوفیزیکی برداشت شده در کانسار مس علی‌آباد یزد به منظور تعیین ارتباط آن‌ها با کانی‌زایی. دومین کنفرانس ملی داده‌کاوی در علوم زمین، دانشگاه صنعتی اراک، اراک.

- احمدی، ر. و رضاپور، م.، ۱۳۹۸. پیشنهاد موقعیت بهینه حفاری در کانسار مس پورفیری نارباغی شمالی ساوه بر اساس مدل‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی. مجله انجمن زمین‌شناسی مهندسی ایران، جلد دوازدهم، ۳ و ۴، ۹۵-۱۲۱.

- احمدی، ر. و شریعتی زارچ، س.م.، ۱۳۹۹. بررسی تأثیر پارامترهای مختلف بر روی پاسخ اهداف مغناطیسی در روش مغناطیس‌سنجی با استفاده از مدل‌سازی پیشروی دوبعدی و سه‌بعدی. مجله انجمن زمین‌شناسی مهندسی ایران، ۱۳، ۳، ۱۵-۳۴.

- امامی، ع.، ۱۳۹۲. تفسیر داده‌های گرانی و

- Doo, W.B., HSU, S.K., Tsai, C.H. and Huang, Y.S., 2009. Using analytic signal to determine magnetization/density ratios of geological structures. *Geophysical Journal International*, 179 (1), 112-124.
- Erickson, Jr.A.J., 1992. Geological interpretation, modeling and representation. In: H. Hartman (Editor), *SME Mining Engineering Handbook*. SME-AIME, New York, 333-343.
- Gohari Anaraki, M., Tadayon, M., Nardimi, A. and Katal, R., 2022. Post-Eocene structural evolution of the Qole-Kaftaran and investigate the linkage between structures and Pb-Zn and Cu mineralization, North Toroud fault. *Tectonics Journal*, 5(20): 77-95, DOI: 10.22077/JT.2022.5323.1140.
- Gonzalez, R. and Woods, R., 2017, *Digital Image Processing*. 4th Edition, Pearson, 1022.
- HSU, S.K., Sibuet, J.C., Shyu, C.T., 1996. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics* 61(2), 373-386.
- Lu, Y., Li, X., Liu, Y. and Leng, J., 2021. The Establishment of ore-controlling fracture system of Baoginshan gold mine based on fracture-tectonic analysis. *Mobile Information Systems*, <https://doi.org/10.1155/2021/5887680>, 1-9.
- Ma, G. and Li, L., 2013. Direct analytic signal (DAS) method in the interpretation of magnetic data. *Journal of Applied Geophysics*, 88, 101-104.
- Miller, H.G. and Singh, V., 1994. Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32 (2-3), 213-217.
- Saada, A., 2016. Edge detection and depth estimation of Galala El Bahariya Plateau, Eastern Desert-Egypt, from aeromagnetic data. *Geomechanics and Geophysics for Geo-Energy and Geo-Resources*, 2(1), 25-41.
- Schober, P., Boer, C. and Schwarte, L., 2018. Correlation Coefficients: Appropriate Use and Interpretation *Anesthesia and Analgesia*, 126 (5), 1763-1768.
- Stewart, I.C.F. and Miller, D.T., 2018. Directional tilt derivatives to enhance structural trends in aeromagnetic grids. *Journal of Applied Geophysics*, 159, 553-563.
- Tagwai, M.G., Jimoh, O.A., Ariffin, K.S. and Abdul Razak, M.F., 2021. Investigation based on quantified spatial relationships between gold deposits and ore genesis factors in northeast Malaysia. *Journal of Spatial Science*, 66 (2): 229-252.
- Wijns, C., Perez, C. and Kowalczyk, P., 2005. Theta map: Edge detection in magnetic data. *Geophysics*, 70(4), 39-43.
- www.rockware.com/Rockworks2022

بررسی کانه‌زایی، زمین‌شیمی و ژنز کانسار مس کهدلان، بستان‌آباد، آذربایجان شرقی

علیرضا یوسفی^۱، شجاع‌الدین نیرومند^(۲)، عبدالرحمان رجبی^۳ و محمد امینی^۴

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

۲. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

۳. استادیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

۴. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۰۷

چکیده

ذخیره معدنی مس کهدلان در استان آذربایجان شرقی و در ۲۷ کیلومتری شرق شهر بستان‌آباد، در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در بخش شمال ورقه زمین‌شناسی قره‌چمن واقع شده است. به لحاظ چینه‌شناختی قدیمی‌ترین واحدهای سنگی گستره معدنی را شیل، مارن و سنگ‌آهک‌های کرتاسه بالایی-پالئوسن تشکیل داده است. بر روی واحدهای فوق، توالی آتشفشان-رسوبی ائوسن شامل لیتیک توف، آندزیت، بازالت قرار می‌گیرد. این مجموعه با بیشترین تنوع سنگی تحت تاثیر توده‌های نفوذی و نیمه آتشفشانی الیگوسن با ترکیب مونوزوسینیت تا گابرو قرار گرفته است. واحدهای مونوزوسینیتی میزبان کانه‌زایی مس در این گستره می‌باشند. در این ذخیره، کانه‌زایی از نوع رگه‌ای است و به شدت توسط ساختار کنترل می‌شود. کانی‌شناسی رگه‌ها ساده و به دو صورت هیپوژن و سوپرژن رخداد دارد. مهم‌ترین کانی‌های بخش هیپوژن شامل کانی‌های سولفیدی کالکوپیریت و پیریت و همچنین بخش سوپرژن شامل کانی‌هایی کالکوسیت، کوولیت و کانی اکسیدی اولیه (مگنتیت) و ثانویه (مالاکیت، همتیت و گوتیت) شامل می‌شود. از مهم‌ترین دگرسانی‌های موجود در همراهی با کانه‌زایی می‌توان به دگرسانی‌های آرژلیک، سیلیسی، کربناتی و پروپیلیتیک اشاره کرد. بر اساس مطالعات زمین‌شیمی، سنگ میزبان کانه‌زایی، با ترکیب مونوزوسینیت و در سری کالک‌آلکان تا شوشونیتی و در گستره متالومین قرار دارد؛ همچنین محیط تشکیل توده میزبان کانه‌زایی، کمان آتشفشانی حاصل از کمر بند فرورانش می‌باشد و نمودارهای بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی نیز مصداق این موضوع می‌باشد. با توجه به آنالیزهای صورت گرفته، مقدار عیار مس در نمونه‌های برداشت شده، از ۲۰/۷ PPM الی شش درصد متغیر است. بر اساس کلیه بررسی‌های زمین‌شناختی، کانه‌زایی مس در گستره معدنی کهدلان، در زون غنی‌شده کالکوسیت و در بخش سوپرژن یک کانسار پورفیری قرار گرفته است.

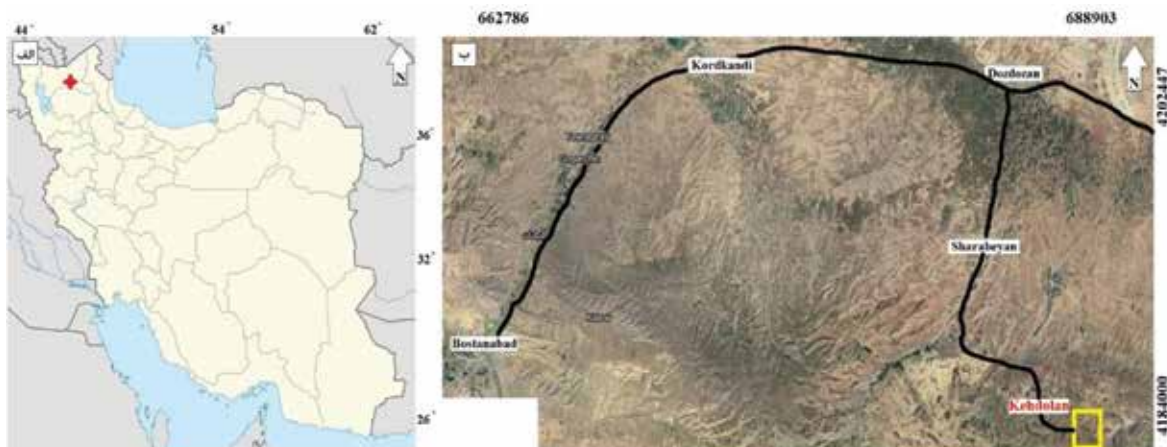
واژه‌های کلیدی: بستان‌آباد، زمین‌شیمی، ژنز، کانه‌زایی، مس کهدلان.

مقدمه

فرورانش تشکیل شده‌اند تا شمال غرب و تا قفقاز ارمنستان و آذربایجان کشیده شده است، اما آقازاده و همکاران (۲۰۱۵) و جمالی و محرابی (۲۰۱۵)، آن را مربوط به مراحل اولیه برخورد نسبت داده‌اند.

بیشتر کانسارهای مس ایران در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و مجموعه ماگمایی البرز غربی-آذربایجان قرار دارند (قربانی، ۱۳۸۷). انواع مختلف تیپ‌های کانه‌زایی مس در ایران شناسایی شده است که می‌توان به پورفیری سرچشمه، سونگون، کدر (حیدری و همکاران، ۱۳۹۷) و بارملک (روان‌خواه و همکاران، ۱۳۹۹)، اسکارن سونگون و مزرعه، رگه‌های قلعه زری، مس رسوبی مارکشه راور کرمان و چشمه کنان تسوج و توده‌های بوانات و شیخ عالی و همچنین تیپ مانته نارباغی (فضلی و همکاران، ۱۴۰۰) اشاره کرد. گستره معدنی کهدلان به وسعت ۱۵ کیلومتر مربع در استان آذربایجان شرقی و در ۳۶ کیلومتری جنوب غربی شهرستان سراب و ۲۷ کیلومتری شرق شهرستان بستان‌آباد و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قره‌چمن (خدابنده و همکاران، ۱۳۸۷) واقع شده است. راه‌های دسترسی به این گستره عبارتند از جاده آسفالته اصلی تبریز-بستان‌آباد-کردکندی-دوزدوزان و سپس جاده فرعی شریبان و روستای کهدلان می‌باشد (شکل ۱). هدف از این پژوهش بررسی کانه‌زایی، زمین‌شیمی و دگرسانی‌های کانسار مس کهدلان می‌باشد.

کمان ماگمایی ارومیه-دختر در کمربند فلززایی تتیس مرکزی واقع شده است (Zhang et al., 2018; Shafiei et al., 2009). در این ناحیه، به‌طور عمده کانه‌زایی در سنگ‌های گرانیتوئید پورفیری ائوسن-پلیوسن مشاهده شده است، بیشتر اسیدی بوده و بیشتر وابستگی آداکیتی را نشان می‌دهد (Simmonds et al., 2017). علاوه بر این، اعتقاد بر این است، این ماگماهای کانه‌ساز از پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم شده نشأت گرفته‌اند (Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Aghazadeh et al., 2015; Zhang et al., 2018). برخورد نهایی بین صفحه آفری-عربی و صفحه اوراسیا در بازه‌ای از پالتوسن (Alavi, 1980) با گذشتن از ائوسن (Allen, 2009)، الیگوسن (Mohajjel and Fergusson, 2014)، تا ائوسن (Forster, 1978) تخمین زده شده است. این فرآیند برخورد در ایران، از الیگوسن به نئوزن تغییر یافته که بازتاب آن در تغییرات نوع ماگما و تغییر شکل در ایران مشخص است و آقازاده و همکاران (۲۰۱۱)، آن را به گذر از ماگماتیسیم کمان قاره‌ای به ماگماتیسیم برخوردی حاصل از ضخیم‌شدگی لیتوسفر فوقانی نسبت داده است. حسن‌پور و همکاران (۲۰۱۵)، پیشنهاد کردند که کانسارهای مربوط به کمان ماگمایی ارومیه-دختر و ماگمای منشا آن‌ها در کمان مربوط به



شکل ۱. الف) موقعیت پهنه مورد مطالعه بر روی تقسیمات کشور (گستره با علامت ستاره مشخص شده است)، ب) راه‌های دسترسی به گستره مورد مطالعه

روش مطالعه

آشفشانی-نفوذی گسترده پالئوژن و نئوژن مشخص می‌شود. در پایان کرتاسه در شمال غرب ایران، فاز کوهزایی لارامید، باعث بالا آمدن البرز و ارتفاعات سلطانیه شده است. پس از مرحله فشارشی لارامید یک مرحله کششی که نقطه اوج آن در ائوسن میانی است (فاز کوهزایی پیرنه)، در البرز باعث فعالیت مجدد گسل‌ها شده است. این مرحله تکتونیکی در میانه، باعث بالا آمدن زمین‌ها و شکسته شدن و تشکیل حوضه‌های فروکششی الیگوسن و میوسن شده است (آقنابتی، ۱۳۸۳). واحدهای الیگوسن رشته‌کوه بزقوش، شامل یک سری دایک‌های اسیدی تا حدواسط با روند شمال شرق-جنوب غرب و طول متغیر از ۵۰۰ تا ۸۰۰ متر است و آندزیت‌های مگاپورفیری را قطع کرده است. در پهنه معدنی کهدلان، چندین واحد از اواخر دوران مزوزوییک تا سنوزوییک مشاهده می‌شود. قدیمی‌ترین سنگ‌های این پهنه رسوبی (آهک، شیل و مارن) است، به دوره کرتاسه تا اوایل پالئوسن مربوط می‌شود و در شمال و شمال شرق گستره مشاهده می‌گردد و سنگ‌های خروجی ائوسن با ترکیب آندزیت تا بازالت بر روی این واحدها قرار گرفته‌اند و در الیگوسن سنگ‌های پلوتونیک و ساب‌ولکانیک به داخل واحدهای مذکور نفوذ کرده‌اند، در برخی نقطه‌ها دارای رگه و رگچه‌های معدنی می‌باشند. در پایین به مهم‌ترین واحدها در محدوده هدف مطالعه از قدیم به جدید اشاره شده است.

کرتاسه بالایی-پالئوسن

سنگ‌های مربوط به این دوره از نوع رسوبی و قدیمی‌ترین واحد پهنه به حساب می‌آیند و نسبت به واحدهای دیگر حجم کمتری از محدوده را اشغال کرده‌اند.

- واحد شیل، مارن و آهک (Lim)؛ کهن‌ترین سنگ‌ها در جنوب غرب پهنه که شامل مجموعه درهمی از آهک، شیل و مارن با روند کم‌وبیش شمالی-جنوبی قرار گرفته است. این واحد رسوبی از بخش غربی با واحد گابروبی در ارتباط است و در ناحیه غربی و شمال غربی کنتاکت آن‌ها از نوع گسلی می‌باشد و همچنین بخشی از این واحد توسط واحدهای ولکانیکی توسط فوران‌های آشفشانی پوشیده شده است.

پس از بررسی‌های صحرایی صورت گرفته تعداد ۱۲۵ نمونه از گستره معدنی برداشت شد. بعد از انجام مطالعه‌های سنگ‌شناختی، تعداد ۲۶ مقطع نازک، صیقلی و نازک صیقلی در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران و کارگاه تهیه مقطع دانشگاه تهران تهیه شد و در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تهران مورد مطالعه قرار گرفتند. تعداد ۱۰۵ نمونه مورد آنالیز ICP-MS در آزمایشگاه‌های زرآما و مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران و تعداد نه نمونه مورد آنالیز XRF در آزمایشگاه کانساران بینالود صورت گرفته است.

زمین‌شناسی پهنه مورد مطالعه

بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران (آقنابتی، ۱۳۸۳)، این کانسار در مرز بین زون البرز غربی-آذربایجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. همچنین این گستره در غرب رشته‌کوه بزقوش واقع شده و واحدهای سنگی پهنه به‌طور عمده از سنگ‌های آشفشانی شامل تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، آندزیت‌بازالت، ریولیت، داسیت، آندزیت و سنگ‌های نفوذی شامل سینیت، مونزوسینیت و مونزوگابرو تشکیل شده است. سنگ میزبان کانه‌زایی توده نیمه عمیق مونزوسینیتی در پهنه است، در امتداد یک آبراهه با جهت شمال شرق-جنوب غرب رخنمون دارد. این کمر بند از نظر ماگماتیسم، یک کمر بند پویا به‌ویژه در سنوزوییک است و در این دوران، ماگماتیسم شدت داشته و اوج آن در ائوسن و الیگوسن بوده است. همچنین این گستره در غرب رشته‌کوه بزقوش، دارای روندی غربی-شرقی است، قرار دارد. رشته‌کوه بزقوش، بارزترین سیمای زمین‌شناسی گستره است و به همراه فعالیت‌های هیدروترمالی وابسته به ماگماتیسم سیر تکاملی این رشته‌کوه، از اهمیت ویژه‌ای در اکتشاف ذخایر معدنی برخوردار است. گستره مورد نظر در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰:۱ میانه و در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰:۱ قره چمن واقع شده است. گستره قره‌چمن-ترکمنچای که پهنه هدف مطالعه را در خود جای داده است، از نظر ساختاری متعلق به کمر بند ارومیه-دختر محسوب می‌شود، توسط فعالیت‌های

اُوسن

- واحدهای مربوط به این دوره بیشتر از نوع ولکانیک و به مقدار کمی پیروکلاستیک‌ها می‌باشند و بیشترین حجم پهنه را به خود اختصاص داده و با روند شمالی-جنوبی در گستره واقع شده‌اند.
- واحد (Elt): آذرآواری لیتیک توف در جنوب غربی پهنه با روند شمالی-جنوبی واقع شده است. این واحد دارای بافت کاتاکلاستی است و از ناحیه شمال شرقی و شرقی با واحد آندزیت بازالت، از ناحیه جنوبی و غربی با واحد توف و تراکی بازالت و از ناحیه شمال غربی با واحد گابروبی در ارتباط می‌باشد.
- واحد (E⁵): شامل ماسه‌سنگ‌های قرمز، توف ماسه‌ای و لیتیک توف است. در شمال غربی و شمال شرقی گستره واقع شده و روند شمال شرقی-جنوب غربی دارد. از ناحیه جنوبی با واحد توف و تراکی بازالت و در بخش شرقی گستره با واحد مونزوسینیتی در ارتباط است و کنتاکت آن‌ها از نوع گسلی می‌باشد.
- واحد (E¹): سنگ‌های این واحد شامل تراکی بازالت و توف است و بزرگترین واحد پهنه است. این واحد روند شمالی جنوبی داشته و به دلیل وسعت، با همه واحدهای موجود در پهنه در ارتباط است و در بخش میانی پهنه، توده‌های نفوذی سینوگابرو و مونزوسینیتی به داخل آن نفوذ کرده است. واحدهای نفوذی دارای کانه‌زایی است و در بخش برخوردی دارای دگرسانی سربستی می‌باشد (شکل ۳-الف)
- واحد (E^۷): این واحد شامل تراکی آندزیت، آندزیت بازالت و آلکالی بازالت است و بیشتر در بخش شمال غرب گستره رخنمون دارد. در بخش شمالی و شرقی نیز با واحد توف و تراکی بازالت در ارتباط است.

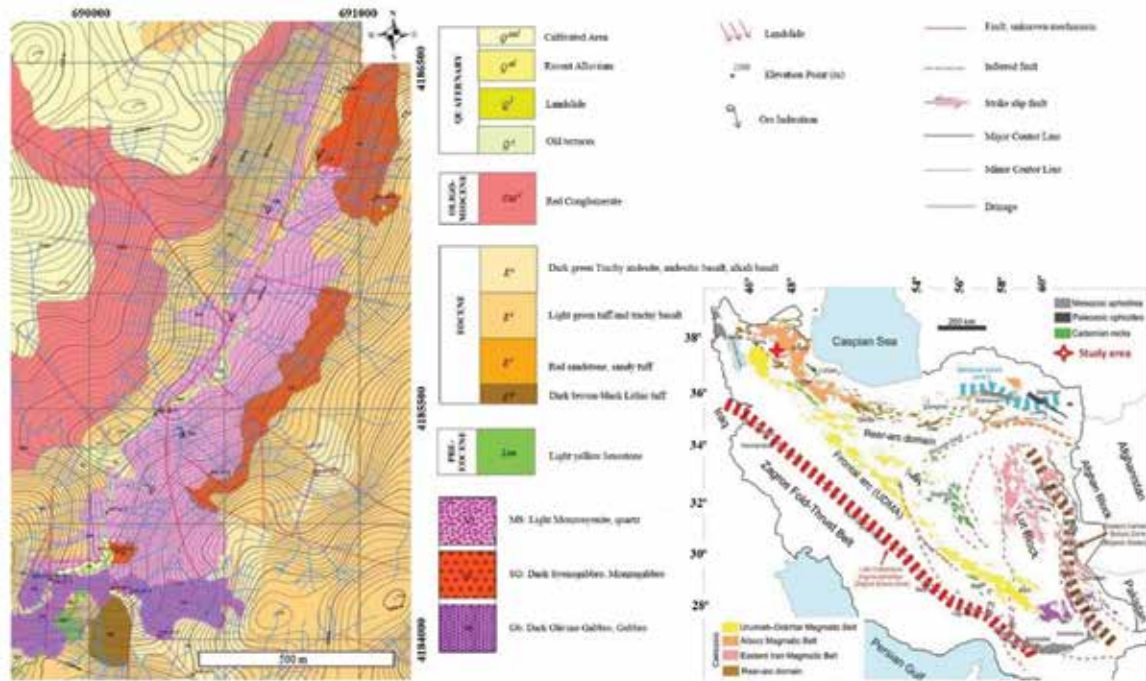
الیگوسن

واحدهای مربوط به این دوره از نوع توده نفوذی و ساب ولکانیک می‌باشند، در بخش‌های مختلف به داخل سایر واحدهای پهنه نفوذ کرده‌اند و کانه‌زایی در داخل این واحدها صورت گرفته است.

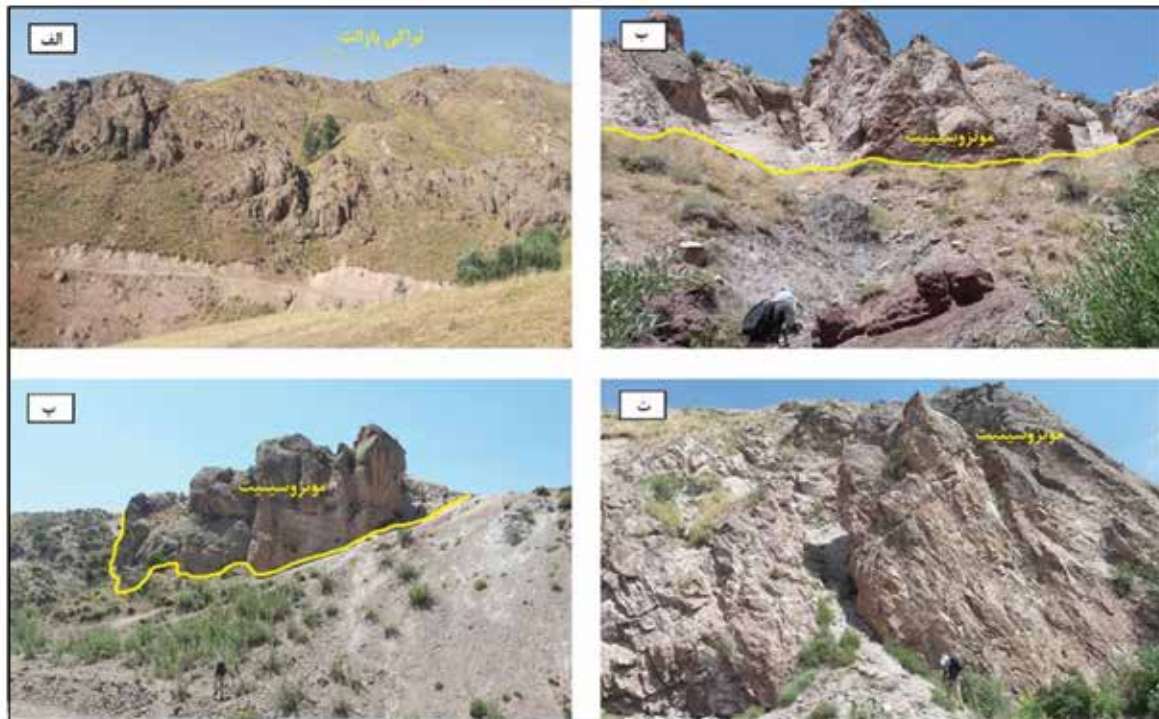
- واحد (Gb): این واحد با ترکیب مونزوگابرو تا گابرو به داخل واحد ولکانیکی در بخش جنوب غربی نفوذ کرده و کنتاکت آن با سایر واحدهای هم‌جوار به صورت معمولی می‌باشد و در ناحیه شمال شرقی خود با واحد مونزوسینیتی دگرسان شده در ارتباط می‌باشد. کانه‌زایی مس در این واحد دیده نمی‌شود.
- واحد (MS): این واحد مونزوسینیت تا سینیتی در پهنه مورد مطالعه به داخل واحد آندزیت تا آندزیت بازالت نفوذ کرده و در اثر فعالیت محلول‌های گرمابی و فعالیت‌های تکتونیکی به‌طور کامل دگرسان شده است (شکل ۳-ب). رنگ این واحد زرد متمایل به قهوه‌ای است، حاصل دگرسانی آرژلیک و اکسیدهای آهن می‌باشد. بخش بزرگی از آبراهه اصلی گستره اکتشافی که نقطه‌های پرعیار مس نیز در آن شناسایی شده‌اند از این واحد عبور می‌کند. تعداد گسل‌ها که بیشتر آن‌ها روند شمال غربی-جنوب شرقی دارند، در این واحد بیش از سایر واحدها است و این واحد را به‌طور کامل تکتونیزه کرده است، به شکلی که خردشدگی و شکستگی‌های زیادی در آن دیده می‌شود و به‌صورت کمر بند برشی درآمده است. این واحد حاوی کانه‌زایی اکسید و سولفید مس می‌باشد (شکل ۳-پ و ت)
- واحد (MG): این واحد با ترکیب مونزوگابرو در ناحیه شرقی گستره به داخل تراکی بازالت‌ها نفوذ کرده است. در آبراهه اصلی رخنمون زیادی نداشته و کانه‌زایی در آن دیده نمی‌شود.

کواترنری

نهشته‌های کواترنری در وسط گستره به‌صورت خطی با روند شمال شرق-جنوب غرب در آبراهه اصلی مشاهده می‌شود، از داخل واحد مونزوسینیتی می‌گذرد و حاوی سیلت، رس، ماسه و قطعات ولکانیکی و پلوتونیکی می‌باشد. همچنین تعدادی زمین لغزش نیز مربوط به این دوره مشاهده می‌شود که در بخش شمال شرقی هستند.



شکل ۲. موقعیت پهنه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (Moghadam et al., 2014) و نمای از نقشه زمین‌شناسی از پهنه مورد مطالعه

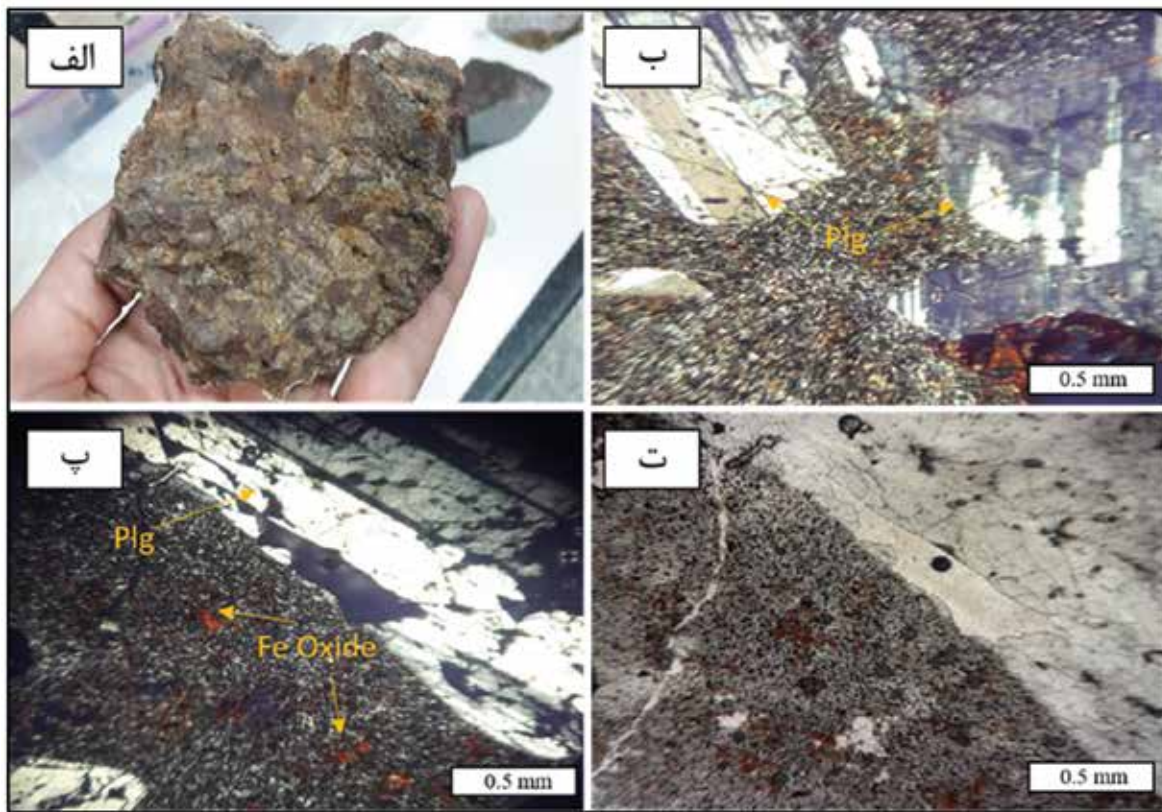


شکل ۳. (الف) واحد تراکی‌بازالتی پهنه مربوط به سن ائوسن، (ب) مرز بین واحد مونوزوسینیتی با تراکی‌بازالت ائوسن، (پ و ت) واحد مونوزوسینیتی دگرسان شده دارای کانه‌زایی مس (دید تصاویر به سمت شمال)

پترولوژی و کانی‌شناسی سنگ میزبان

در تراکی‌بازالت‌ها پورفیری با زمینه ریزدانه تا شیشه‌ای است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، الیوین و اکسیدهای آهن در زمینه دانه‌ریزی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم و کانی‌های ریز ثانویه قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب و پ). بافت گلومروپورفیری که حاصل تجمعانی از پلاژیوکلاز است نیز در برخی نمونه‌های تراکی‌بازالت دیده می‌شود (شکل ۴-ت).

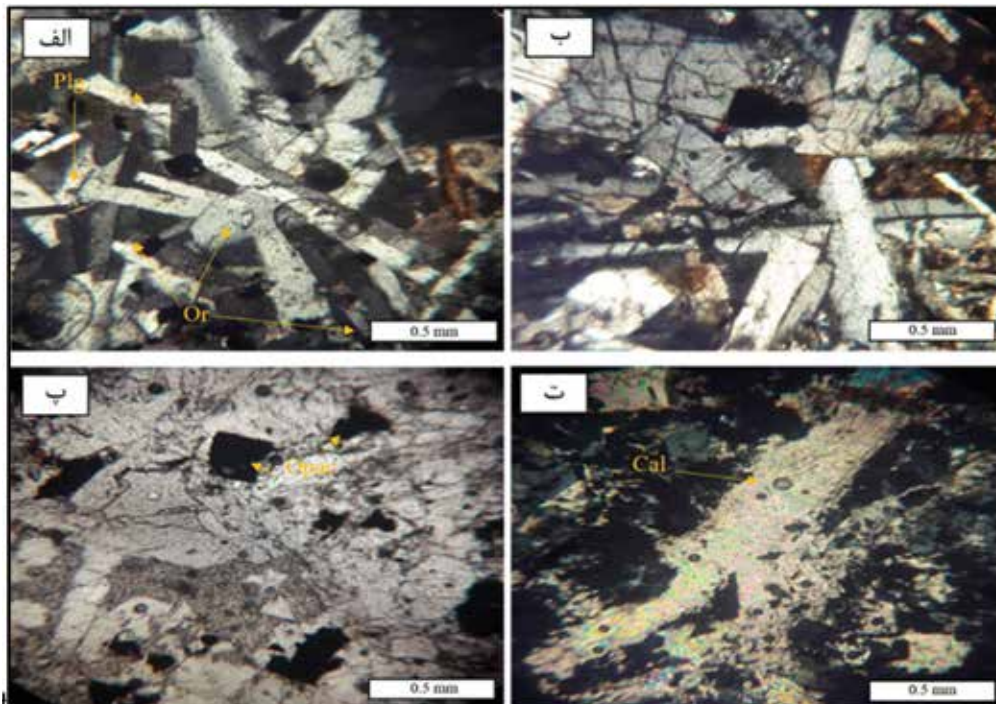
واحدهای تراکی‌بازالت و مونزوسینیت به دلیل گستردگی و میزبان کانه‌زایی در گستره دارای اهمیت هستند. سنگ‌های تراکی‌بازالت در پهنه، به دلیل وجود اکسیدهای آهن به رنگ قرمز مایل به قهوه‌ای دیده شده و درشت بلورهای پلاژیوکلاز که اندازه آن‌ها گاهی تا دو سانتیمتر نیز می‌رسد، به خوبی در سنگ قابل مشاهده است (شکل ۴-الف). بافت بیشتر



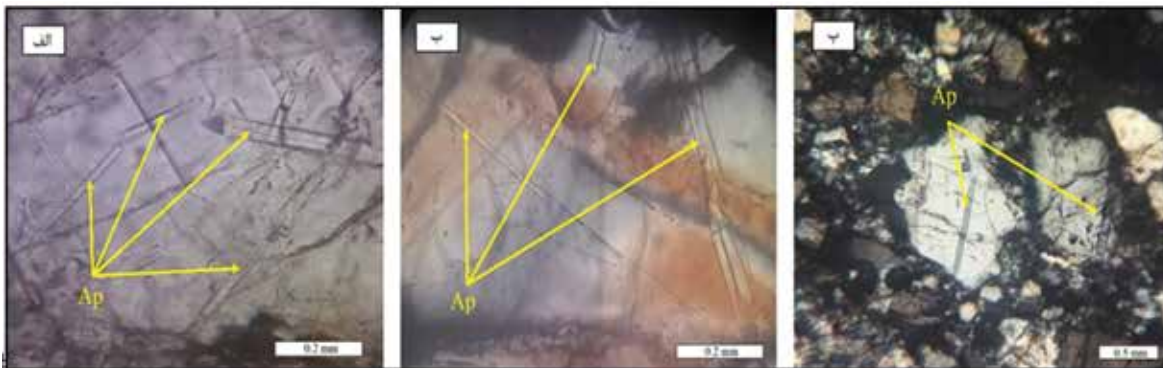
شکل ۴. الف) تراکی‌بازالت در نمونه دستی، ب و پ) تصویر میکروسکوپی از تراکی‌بازالت در نور XPL، ت) تصویر تراکی‌بازالت در نور PPL و بافت گلومروپورفیری آن نمایان است

نسبت به یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۵-ب). این حالت گاهی با پلاژیوکلازها نیز به وجود آمده است. بلورهای این کانی‌ها خود شکل است و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشند. کانه‌های فلزی مانند پیریت و مگنتیت نیز در متن سنگ پراکنده‌اند (شکل ۵-پ). کلسیت و رگه‌های سیلیسی نیز به عنوان کانی‌های ثانویه، فضاهای خالی را پر کرده‌اند (شکل ۵-ت). از دیگر کانی موجود می‌توان به آپاتیت نیز اشاره کرد (شکل ۶).

واحد مونزوسینیت بیشتر به رنگ سفید متمایل به صورتی است که به دلیل وجود مقدار زیادی فلدسپارهای پتاسیم می‌باشد و بر اثر دگرسانی‌های آرژیلیک، کربناتی شدن و اکسید آهن به رنگ زرد متمایل به قهوه‌ای درآمده است. کانی‌های فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) و بعد از آن پلاژیوکلاز (آلبیت)، بیشترین کانی موجود در این سنگ می‌باشد، ترکیبی بین مونزونیت و سینیت به آن می‌دهد (شکل ۵-الف). فنوکریست‌های ارتوکلاز به شکل متقاطع



شکل ۵. الف و ب) فنوکریست‌های ارتوکلاز و پلاژیوکلاز، به صورت متقاطع قرار گرفته‌اند (تصویر در نور XPL)، پ) کانه‌های فلزی در مونزوسینیت در نور عبوری اوپک هستند (تصویر در نور PPL)، ت) رگه کلسیت در سنگ میزبان مونزوسینیتی (تصویر در نور XPL)

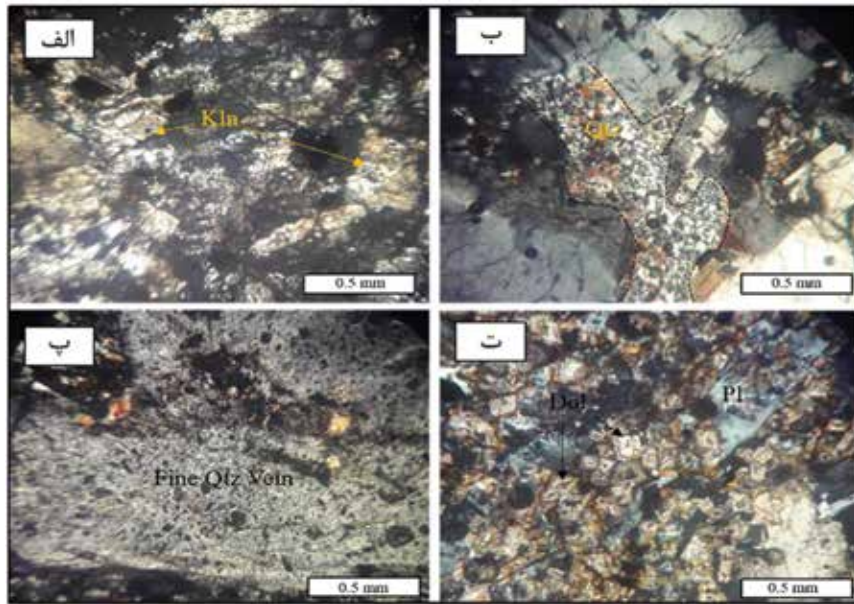


شکل ۶. بلورهای سوزنی شکل آپاتیت در سنگ میزبان (XPL)

دگرسانی

فضای خالی و بین بلورهای سازنده سنگ (شکل ۷-ب) و همچنین رگه‌های کوارتزی خیلی ریزدانه دیده می‌شود (شکل ۷-پ). دگرسانی کربناتی شدن نیز به شکل رگه و رگچه‌های کلسیت و دولومیت در سنگ میزبان گستره دیده می‌شود و در مقیاس دستی نیز قابل مشاهده است (شکل ۷-ت). دگرسانی پروپیلیتیک فاقد کانه‌زایی است و در اطراف دگرسانی‌های ذکر شده و همچنین در واحدهای ولکانیک قدیمی‌تر دیده می‌شود.

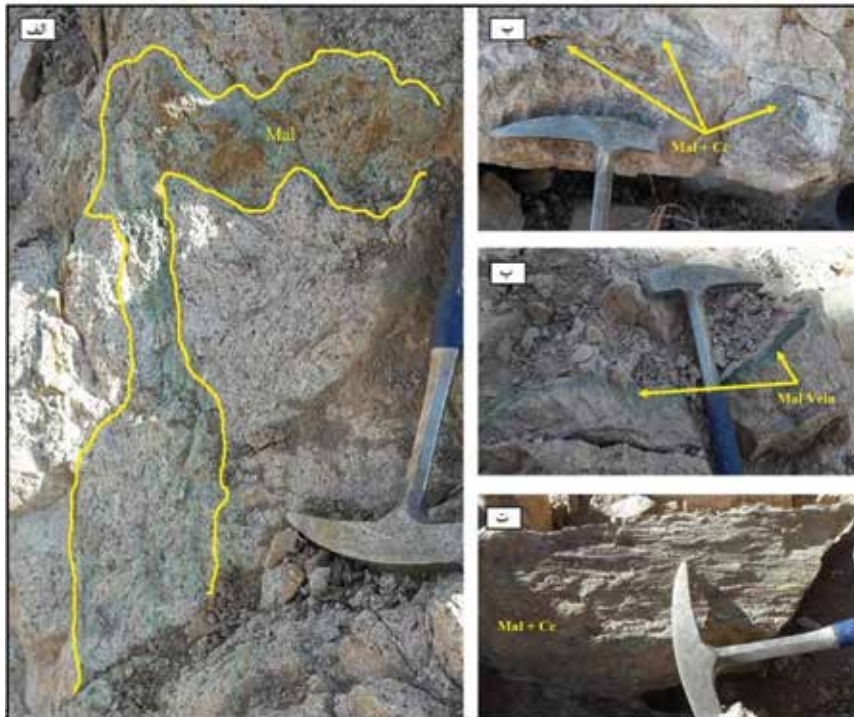
بیشترین دگرسانی، در سطح پهنه اکتشافی کهدلان، در سنگ میزبان کانه‌زایی (مونزوسینیت) مشاهده می‌شود، دگرسانی آرزلیلیک متوسط است. کانی‌های تشکیل‌دهنده این دگرسانی در پهنه به ترتیب فراوانی، کائولینیت، ایلیت و مسکوویت می‌باشد. این کانی‌ها در اثر فرآیند دگرسانی، جانشین فلدسپارهای سنگ میزبان شده‌اند (شکل ۷-الف). میزان شدت این دگرسانی در نقطه‌های مختلف گستره متفاوت است. سیلیسی شدن یکی دیگر از دگرسانی‌ها در سنگ میزبان است، به دو صورت کوارتزهای پرکننده



شکل ۷. الف) دگرسانی آرژیلیک در سنگ میزبان، ب) رگه کوارتز پرکننده فضای خالی، پ) کوارتز ریزدانه؛ بلورهای دولومیت در بین پلاژیوکلازها (تصاویر در نور XPL)

کانه‌زایی

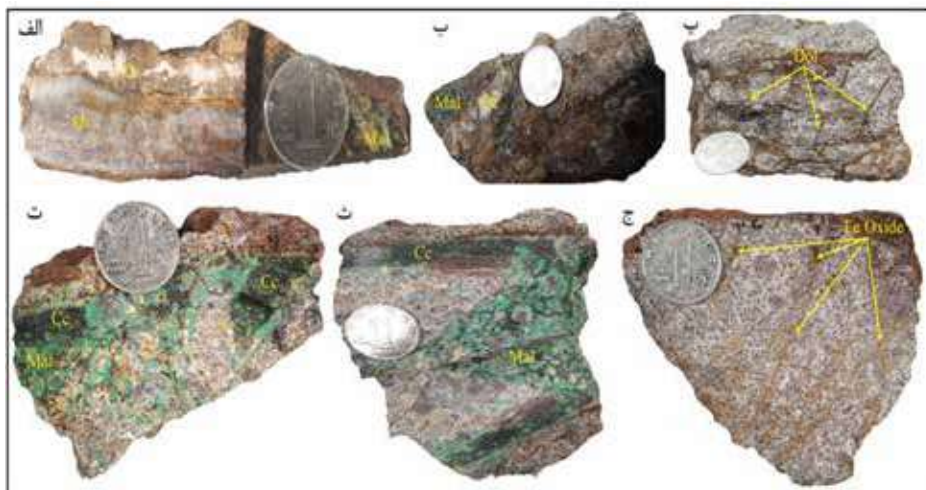
کانه‌زایی در پهنه اکتشافی کهدلان، به صورت رگه و رگچه‌های سولفید و کربنات مس می‌باشد. کم‌وبیش گسترش رگه‌ها تا از هشت تا ۱۲ متر متغیر است (شکل ۸-الف) و در سنگ میزبان مونوزوسینیتی که در واحدهای ولکانیکی قدیمی‌تر نفوذ کرده می‌باشند (شکل ۸-ب و پ). در طول درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ میزبان، ماده معدنی نهشت شده است (شکل ۸-ت). همچنین ماده معدنی به صورت رگه‌های افشان و پراکنده در سنگ میزبان نیز دیده می‌شوند.



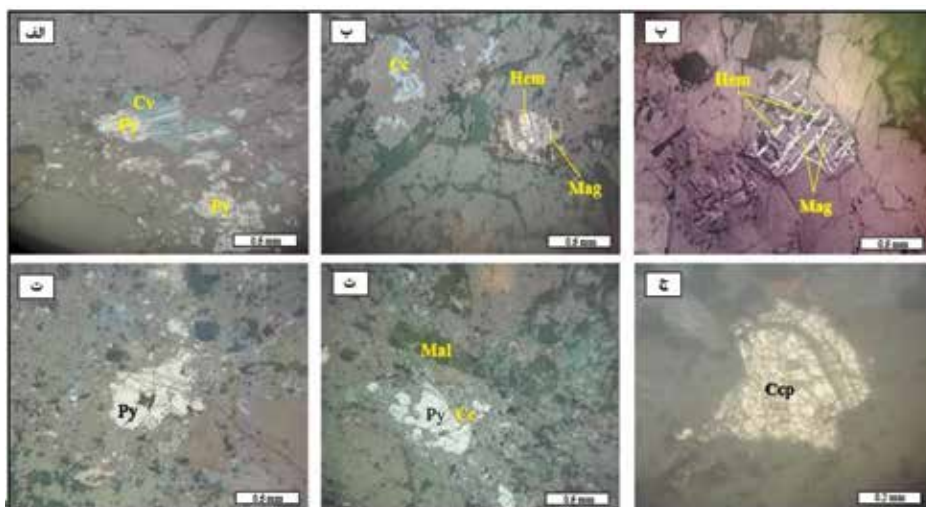
شکل ۸. الف، ب و پ) رگه‌های کانه‌زایی در پهنه مورد مطالعه، ت) کانه‌زایی مس در خش‌لغز گسلی

شده‌اند (شکل ۱۰-الف و ب) و جانشینی مگنتیت توسط هماتیت بر اثر اکسیداسیون نیز بافت مارتیتی شدن را به وجود آورده است (شکل ۱۰-پ). رگه‌های مالاکیت و بلورهای پیریت که در سنگ میزبان پراکنده‌اند نیز دیده می‌شوند (شکل ۱۰-ت و ث). همچنین بقایای کالکوپیریت دارای بافت کاتاکلاستی و خرد شده نیز در بعضی نمونه‌ها وجود دارد (شکل ۱۰-ج). کم‌ترین عیار مس در نمونه‌های برداشت شده ۲۰/۷ PPM و بیشترین عیار مس شش درصد و همچنین کمترین عیار مولیبدن ۰/۸ PPM و بیشترین عیار مولیبدن ۵/۵ PPM است. در شکل ۱۱ نیز جانشینی پیریت و کالکوپیریت توسط کالکوسیت و کوولیت مشخص است.

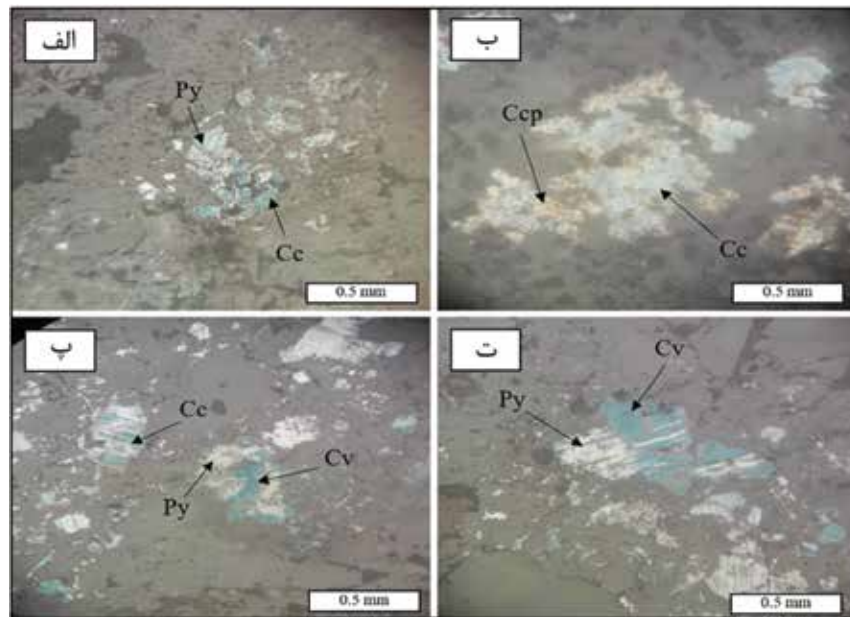
کانه‌زایی در این گستره بیشتر شامل مالاکیت، کالکوسیت، کوولیت و پیریت است، به همراه رگه‌های کوارتزی و دولومیت تشکیل شده‌اند (شکل ۹-الف، ب و پ). این کان‌زایی به صورت رگه‌ای است و در بعضی از رگه‌های ماده معدنی ساخت برشی دیده می‌شود (شکل ۹-ت و ث). اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مانند هماتیت و گوتیت که بر اثر هوازدگی مگنتیت و پیریت‌های اولیه تشکیل شده‌اند نیز به فراوانی در سنگ میزبان مشاهده می‌شود (شکل ۹-ج). همچنین بقایای کالکوپیریت دارای بافت کاتاکلاستی و خرد شده نیز در بعضی نمونه‌ها وجود دارد. در مقیاس میکروسکوپی، کالکوسیت و کوولیت از حاشیه بلورهای اولیه پیریت، به صورت جانشینی تشکیل



شکل ۹. الف) کان‌زایی مس در سنگ میزبان به همراه رگه‌های کوارتزی، ب) رگه‌های دولومیت، ت) رگه‌کانه‌دار، ث) ساخت برشی در رگه، ج) اکسیدهای آهن در سنگ میزبان



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپی کان‌های موجود در پهنه مورد مطالعه، الف) کوولیت و پیریت، ب) کالکوسیت، هماتیت و مگنتیت، پ) هماتیت و مگنتیت (به بافت داربستی هماتیت در زمینه مگنتیت توجه شود)، ت) پیریت، ث) پیریت، مالاکیت و کالکوسیت (به حضور کالکوسیت در اطراف پیریت توجه شود)، ج) کانی کالکوپیریت (به بافت شکستگی کالکوپیریت توجه شود)



شکل ۱۱. الف) جاننشینی کالکوسیت از حاشیه بلورهای تخریب شده پیریت، ب) کالکوپیریت تخریب شده توسط هوازدگی و جاننشینی آن توسط کالکوسیت، پ) بلورهای پیریت تخریب شده و پراکنده و جاننشینی آن توسط کالکوسیت و کولیت، ت) تشکیل کالکوسیت در حاشیه پیریت (تصاویر در نور XPL است)

زمین‌شیمی

حاصل شود. به تحلیل نتیجه‌های آنالیزهای زمین‌شیمیایی ۱۰۵ نمونه از سنگ میزبان کانه‌زایی گستره که به روش ICP-MS غلظت عناصر اصلی و جزئی آن‌ها آنالیز شده (جدول ۱) و نه نمونه از سنگ میزبان و آتشفشانی گستره که به روش XRF اکسید عناصر اصلی آن‌ها تعیین شده می‌پردازیم (جدول ۲).

در این بخش با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی، توزیع عناصر و اکسیدهای مختلف در سنگ‌ها برای تعیین ترکیب دقیق سنگ میزبان و سری ماگمایی و همچنین چگونگی رفتار عناصر فرعی مورد بررسی قرار گرفته است تا در خصوص فرآیندهای ماگمایی سنگ‌های گستره، شناخت

جدول ۱. نتایج آنالیز نمونه‌های منتخب برداشت شده به روش ICP-MS

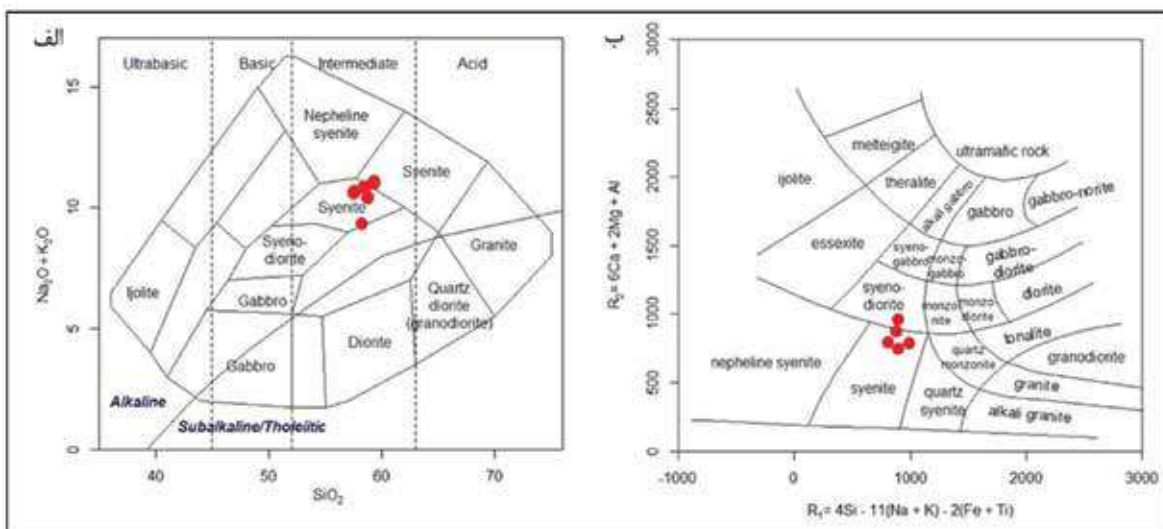
Elem. No.	Ag	Al %	As	Ba	Be	Ca	Ce	Cu	La	Cs %	Dy	Er	Eu	Hf	Ga	Gd	Ge
KD-01	۰/۰۸	۷/۸۹	۱۰/۱	۱۱۸۰	۴/۷	۴۰/۷	۸۰/۶	۴۴/۹	۴۳/۷	۲	۳/۹۲	۲/۲۳	۱/۵۹	۳/۹۷	۱۸/۵	۵/۹۷	۰/۶۱
KD-02	۰/۰۹	۸/۱۲	۱۴	۱۲۰۰	۴/۱	۳۰/۱	۶۷/۲	۷۴	۳۵/۱	۲/۷	۳/۲۷	۱/۸۷	۱/۳۱	۳/۳۶	۱۸/۵	۵/۰۵	۰/۶
KD-03	۰/۱	۸/۶۳	۴۹/۹	۱۲۴۰	۴/۲	۲/۶۴	۸۹/۱	۲۲۲/۷	۴۷	۲/۶	۴/۱۹	۲/۴	۱/۵۷	۳/۶۷	۱۹/۷	۶/۲۹	۰/۶
KD-04	۰/۰۸	۸/۷۶	۵۰/۵	۱۲۰۰	۳/۸	۲/۷۱	۷۱/۳	۷۳/۱	۳۸/۳	۳/۳	۳/۴۴	۱/۸۹	۱/۳۸	۳/۰۴	۱۹/۴	۵/۳	۰/۶۲
KD-05	۰/۰۹	۷/۸۷	۵۷/۵	۱۱۷۰	۵/۴	۳/۳۴	۷۰	۱۰۰/۷	۳۷/۱	۲/۵	۳/۴۹	۲	۱/۴	۲/۷۹	۱۷/۷	۵/۰۸	۰/۶۳
KD-06	۰/۰۵	۸/۸۳	۲۶/۱	۱۲۷۰	۴/۵	۲/۸۴	۷۹/۷	۵۵/۹	۴۳/۴	۳/۲	۳/۶۵	۲/۰۲	۱/۵۵	۲/۸۸	۱۹/۲	۵/۸۵	۰/۶۴
KD-07	۰/۰۵	۸/۰۵	۲۳/۳	۱۱۶۰	۴/۲	۲/۵۳	۵۵	۸۷	۲۸/۷	۳/۱	۲/۷۷	۱/۵۴	۱/۱۳	۲/۷۵	۱۸/۶	۴/۱۸	۰/۵۹
KD-08	۰/۰۸	۸/۹۲	۴۷/۱	۱۳۶۰	۴/۳	۳/۵۷	۷۳/۸	۳۰/۷	۳۹/۶	۴/۴	۳/۶۸	۲/۱	۱/۵۲	۳/۳۲	۱۸/۶	۵/۵۸	۰/۵۵
KD-09	۰/۰۵	۷/۷۳	۴۱/۳	۱۳۶۰	۴/۲	۳/۰۸	۴۱/۶	۳۲/۱	۲۱/۲	۳/۹	۲/۱۱	۱/۱۷	۰/۹۵	۲/۴۵	۱۸/۵	۳/۳۳	۰/۵۳
KD-10	۰/۰۸	۹/۰۸	۴۷/۹	۱۳۲۰	۴/۴	۲/۶۱	۷۲/۸	۹۳/۹	۳۸/۶	۳/۴	۳/۳۱	۱/۸۷	۱/۴۵	۲/۸۳	۱۹/۳	۵/۳۵	۰/۷۳
KD-11	۰/۱۳	۹/۲۶	۴۱/۹	۱۵۱۰	۴/۵	۳/۰۳	۷۸/۵	۲۰۹/۷	۴۲/۳	۲/۷	۳/۹۲	۲/۲	۱/۶۲	۳/۲۶	۱۸/۵	۵/۹۶	۰/۶۵
KD-12	۰/۱۲	۹/۳۴	۳۰/۸	۱۳۴۰	۴/۳	۲/۶۴	۱۰۱	۲۹۲/۵	۵۷/۳	۱/۹	۴/۷۱	۲/۵۸	۱/۸۹	۳/۶۶	۱۸/۵	۷/۳۲	۰/۶۵
KD-13	۰/۱۸	۹/۴۲	۲۷/۴	۱۳۱۰	۴/۵	۳/۳۳	۹۲	۷۷۲/۱	۵۰/۵	۱/۴	۴/۴۴	۲/۴۷	۱/۶۹	۳/۷۶	۱۷/۶	۶/۴۸	۰/۶۵
KD-14	۰/۰۶	۸/۶۹	۲۹/۴	۱۲۷۰	۳/۹	۲/۲۹	۶۹	۷۳/۹	۳۷/۱	۲/۱	۳/۲۹	۱/۸۳	۱/۳۷	۳/۳۶	۱۸/۶	۴/۹۴	۰/۶۱
KD-15	۰/۰۸	۸/۹۳	۱۸/۲	۱۲۲۰	۴/۴	۲/۳۲	۱۰۴	۸۱/۵	۵۹/۴	۱/۴	۵/۲	۳/۰۴	۱/۸۶	۴/۴۲	۱۸/۳	۷/۵۸	۰/۷۷
KD-16	۰/۱۸	۱۰/۲۰	۳۱/۴	۱۴۱۰	۵	۱/۱۱	۱۰۷	۹۴/۶	۶۲	۲/۷	۵/۵۶	۳/۲	۱/۹۷	۴/۷۸	۱۹/۹	۷/۹۶	۰/۸۴
KD-17	۰/۱۳	۸/۸۳	۲۰	۱۳۳۰	۴/۲	۳/۹۷	۸۴	۹۱/۲	۴۷/۲	۴/۱	۳/۹۳	۲/۱۹	۱/۷۱	۳/۳۱	۱۸/۳	۶/۲۲	۰/۵۵
KD-18	۰/۱۱	۶/۰۴	۱۸/۶	۷۸۲	۴/۳	۲/۳۹	۳۸/۶	۹۸/۶	۱۹/۱	۲/۶	۱/۶۲	۰/۹۲	۰/۶	۴/۹۷	۱۷/۶	۲/۵۱	۰/۴۹
KD-19	۰/۰۸	۸/۱۳	۲۱/۲	۱۲۵۰	۴/۵	۳/۸۵	۶۹/۹	۸۰/۳	۳۷/۲	۳	۳/۴۸	۱/۹۵	۱/۲۵	۳/۷۸	۱۷/۳	۵/۰۱	۰/۴۸

جدول ۲. نتایج آنالیز نمونه‌های سنگ میزبان و آتشفشانی در گستره هدف مطالعه (روش XRD).

Elem. No.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	S
	KD-01-V	۵۷/۱۷	۲۰/۴۱	۴/۶۲۵	۶/۹۳	۶/۰۳	۴/۴۷	۲/۹۶	۰/۱۶	۰/۸۰۵	۰/۰۸۵	۰/۲۲۸
KD-02-V	۵۹/۵۹	۱۹/۸۱	۲/۹۰۳	۵/۱۹	۴/۵۴	۳/۸۵	۴/۹۶	۰/۰۸	۰/۷۸۷	۰/۲۰۸	۰/۲۴۷	۱۴۳
KD-03-SV	۵۹/۲۴	۱۷/۲۸	۳/۲۷۷	۵/۵۸	۴/۸۸	۲/۶۴	۸/۴۳	۰/۱۲	۰/۸۰۳	۰/۰۸۸	۰/۱۷	۱۴۸
KD-04-SV	۵۸/۳۲	۱۹/۱۲	۳/۰۱۵	۵/۲۶	۲/۴	۲/۸۳	۸/۰۱	۲/۱۷	۰/۷۴۵	۰/۱۰۸	۰/۱۹۶	۱۸۰
KD-05-SV	۵۸/۲۴	۱۹/۰۷	۲/۸۸۱	۵/۱۴	۴/۸۹	۵/۷۸	۳/۴۲	۱/۴۱	۰/۷۵۹	۰/۱۱۵	۰/۲۶۹	۱۶۰
KD-06-V	۵۹/۶۹	۱۹/۱۱	۳/۱۲۸	۵/۳۶	۲/۷۶	۴/۹۹	۵/۴۵	۰/۷۵	۰/۷۳۲	۰/۰۷۱	۰/۲۲۱	۱۶۸
KD-07-SV	۵۷/۴۹	۱۸/۴۴	۱/۲۹۵	۳/۱۸	۳/۴۷	۳/۹۹	۶/۴۷	۰/۸۶	۰/۷۸۵	۰/۲۸۳	۰/۱۰۷	۵۶۱۰
KD-08-V	۶۲/۸۸	۱۶/۹۳	۱/۷۲	۵/۰۳	۴/۰۲	۰/۶۶	۸/۵	۰/۲۹	۰/۸۱	۰/۰۴۴	۰/۱۸۴	۱۷۹
KD-09-SV	۵۸/۵۷	۱۸/۹۶	۴/۱۶۴	۶/۵۷	۳/۵۱	۲/۹۱	۷/۳۶	۰/۶۷	۰/۹۰۶	۰/۱۹۳	۰/۱۹۲	۲۴۱

سنگ‌های آذرین است که تاکنون ارائه شده است. نمودار TAS (TA= Total Alkali, S= SiO₂) توسط کوکس و همکاران (Cox et al., 1979) ارائه شد که با توجه به این نمودار ترکیب سنگ میزبان محدوده در طیف سنگ‌هایی با ترکیب سینیت واقع می‌شوند (شکل ۱۲-الف). یک طرح رده‌بندی برای سنگ‌های پلوتونیک و ولکانیک، بر پایه نسبت‌های کاتیونی ارائه شده (De La Roche et al., 1980) که در این طرح مورد بحث است. در این نمودار، سنگ میزبان پهنه اکتشافی کهدلان در گستره سینیت قرار می‌گیرند و یک نمونه نیز در گستره سینودیوریت است (شکل ۱۲-ب).

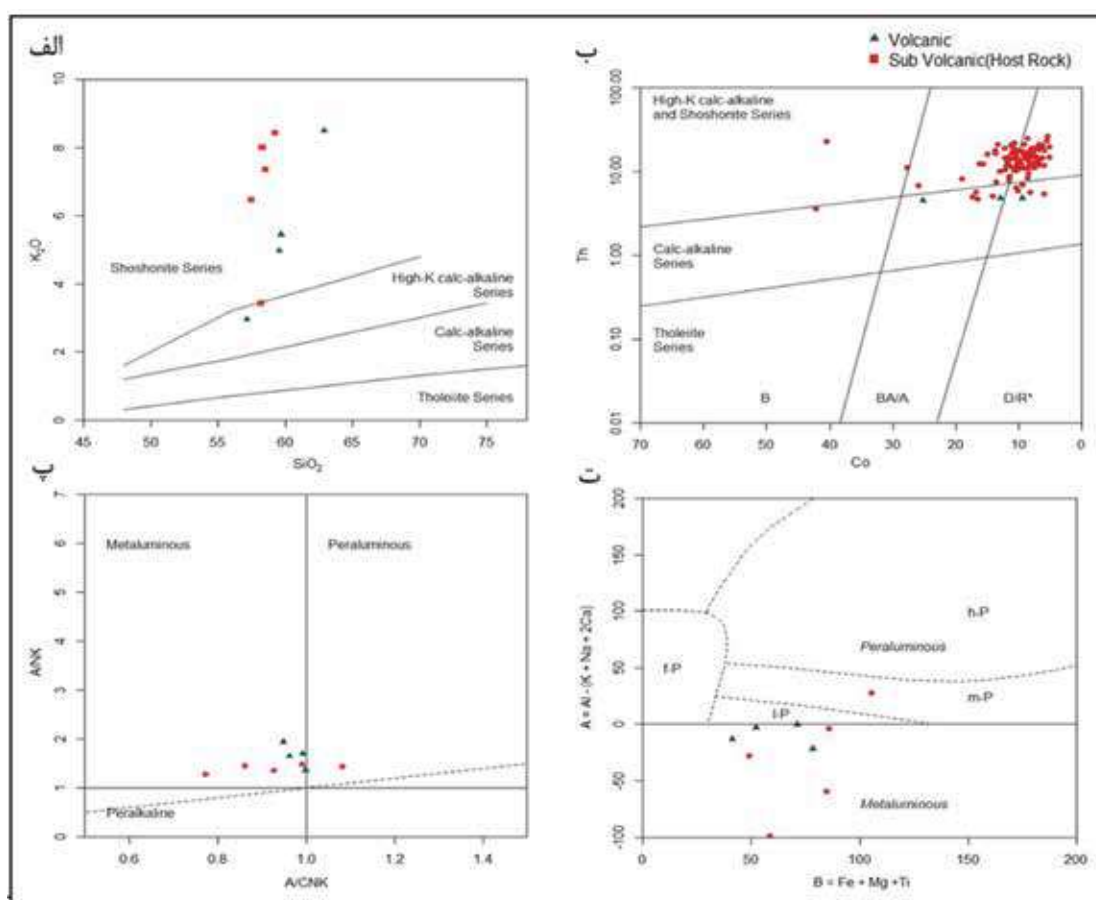
سیلیس در رده‌بندی سنگ‌های آذرین از اهمیت خاصی برخوردار است؛ زیرا سیلیس، اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین به است و مقدار آن در هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختاری آن را کنترل می‌کند. مقادیر Na₂O و K₂O نیز با تعیین درجه اشباع از سیلیس سنگ‌های ماگمایی می‌تواند سنگ‌های ساب آلکالن، آلکالن یا هیپرآلکالن را از هم جدا کند. مقادیر این سه اکسید، به‌طور معمول تعیین کننده مقدار و نوع کانی‌های فلسیک تشکیل دهنده یک سنگ است. نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس، یکی از بهترین روش‌های رده‌بندی



شکل ۱۲. الف) نمودار نامگذاری برای سنگ میزبان محدوده بر اساس روش TAS (Cox et al., 1979)، ب) نمودار نامگذاری سنگ میزبان محدوده بر اساس نمودار R1-R2 (De La Roche et al., 1980)

کالک آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ب). با توجه به درجه اشباع از آلومین (Al/Ca+Na+K)، پژوهشگران رده‌بندی‌های متعددی را برای سنگ‌های آذرین ارائه کردند. مطابق نمودار شاند (Shand, 1943) که بر اساس $A/CNK = (Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O)$ در مقابل $A/NK = (Al_2O_3 / Na_2O + K_2O)$ رسم شده، نمونه‌های مورد مطالعه دارای ماهیت مت‌آلومین و یک نمونه نیز پراآلومین است (شکل ۱۳-پ). ویلاسکا و همکاران (Villaseca, et al., 1998) نیز با استفاده از نسبت کاتیون‌ها $B = Fe + Mg + Ti$ و $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ نموداری را ارائه دادند که با استفاده از آن می‌توان شاخص آلومینیوم را با دقت بیشتری تفکیک نمود. در این نمودار نیز سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در محدوده مت‌آلومین قرار می‌گیرند و یک نمونه نیز در محدوده پراآلومین متوسط قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-ت).

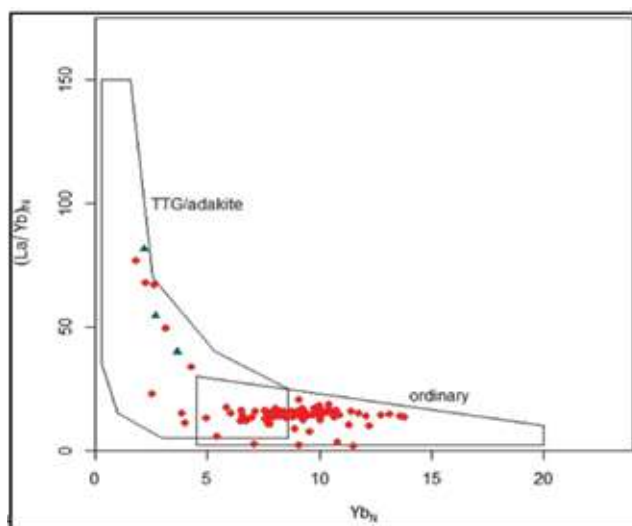
پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976)، با استفاده از K_2O و SiO_2 نموداری را ارائه کردند که قابلیت تفکیک سنگ‌های آذرین به سری‌های تولیتی، کالک آلکالن با پتاسیم کم، کالک آلکالن با پتاسیم زیاد و شوشونیتی را دارد. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه پهنه اکتشافی کهدلان در گستره شوشونیتی و یک نمونه در گستره کالک آلکالن با پتاسیم زیاد قرار می‌گیرد (شکل ۱۳-الف). با توجه به انجام تعداد بیشتری از آنالیز ICP-MS بر روی نمونه‌های سنگ میزبان، در نمودارهایی که به عناصر فرعی احتیاج است، تعداد نمونه بیشتری را برای استفاده در اختیار داریم. نمودار دیگری برای تعیین شاخص پتاسیم وجود دارد و در آن از عناصر فرعی استفاده می‌شود، نمودار Co-Th هستی و همکاران (Hastie, et al., 2007) است. با توجه به این نمودار، بیشتر نمونه‌های پهنه اکتشافی کهدلان در گستره شوشونیتی و



شکل ۱۳. الف) نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس پتاسیم (Peccerillo and Taylor, 1976)، ب) نمودار تعیین شاخص پتاسیم سنگ‌های آذرین (Hastie et al., 2007)، پ) نمودار شاند (Shand, 1943) برای تعیین شاخص اشباع از آلومین نمونه‌های پهنه اکتشافی کهدلان، ت) نمودار نسبت کاتیون‌ها به منظور تعیین شاخص آلومینیوم سنگ‌های آذرین (Villaseca et al., 1998)

در برابر Yb_N (Martin, 1986)، می‌توان سنگ‌های آداکیتی را از واحدهای کالک‌آلکالن نرمال تمایز داد. همان‌طور که در شکل (۱۲-ب) مشاهده شد، واحدهای آذرین گستره معدنی کهدلان در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفتند. از این‌رو لازم است تا با استفاده از نمودار مارتین (Martin, 1986)، گرایش سنگ‌های این گستره تعیین گردد. همان‌طور که در شکل ۱۴ مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه از سنگ میزبان در گستره آداکیتی یا در مرز بین آداکیتی و کالک‌آلکالن نرمال و واحدهای آتشفشانی نیز در گستره آداکیتی قرار دارند. بنابراین می‌توان گفت که واحدهای گستره معدنی کهدلان ماهیت آداکیتی دارند.

تیلمونت و همکاران (Thieblemont et al., 1997)، بر اساس مطالعه کانسارهای مس پورفیری و اپی‌ترمال فیلیپین نشان دادند، ارتباط ژنتیکی بین کانه‌زایی مس پورفیری و آداکیت‌ها وجود دارد. علاوه بر این ایارزون و همکاران (Oyarzun et al., 2001)، پیشنهاد کردند که آداکیت‌ها مسئول تشکیل کانسارهای پورفیری بزرگ در شمال شیلی می‌باشند، زیرا آن‌ها به درجه اکسایش سولفید و آب بالا اشاره دارند (استدلال می‌شود این پورفیری‌ها به‌طور مستقیم از ذوب بخشی صفحه فرورو مشتق شده‌اند) (Borisova et al., 2006). از آن زمان، وجود ارتباط بین آداکیت در تعداد فزاینده‌ای از کانسارهای پورفیری در سرتاسر جهان، از جمله اکوادور، مکزیک، تبت و بخش‌های جنوبی و شرقی چین پیدا شده است. با استفاده از نمودار $(La/Yb)_N$



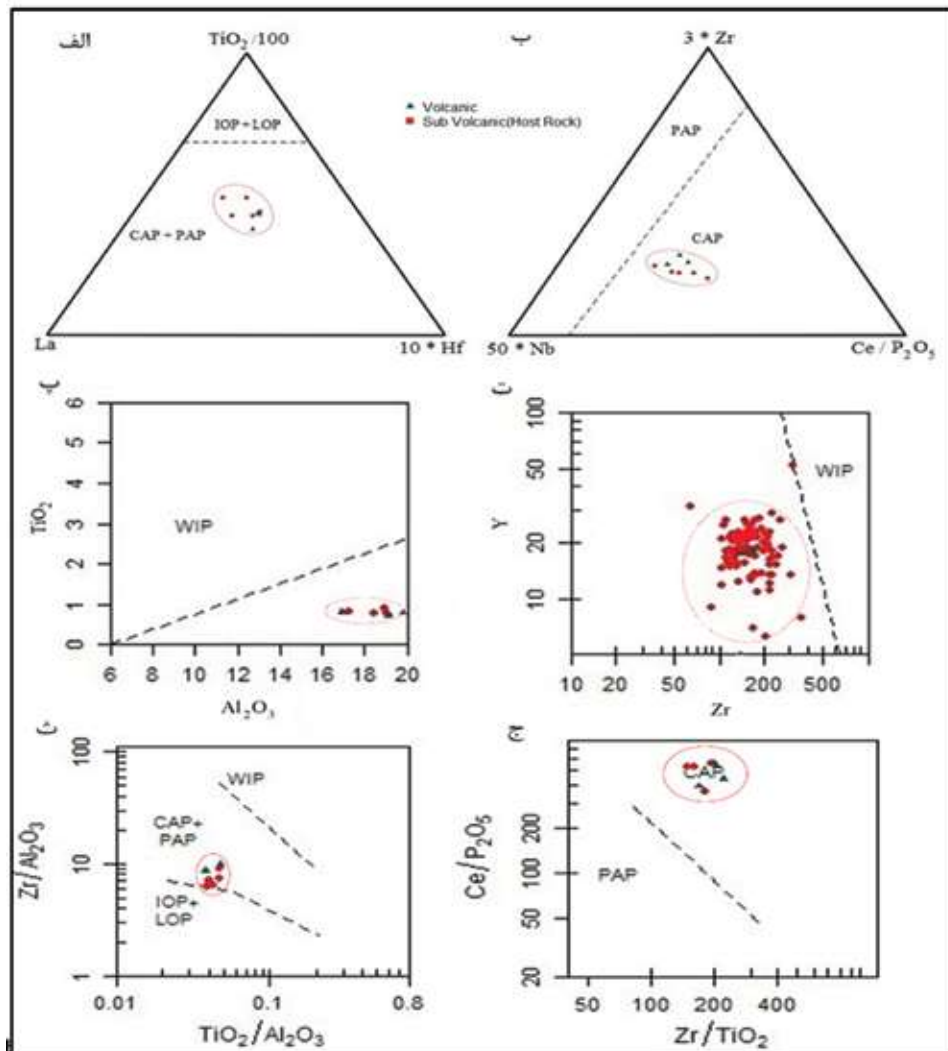
شکل ۱۴. نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N جداکننده سنگ‌های کالک‌آلکالن معمولی از آداکیت (Martin, 1986)

مولر و همکاران (Muller et al., 1992)، برای رده‌بندی محیط تکتونیکی سنگ‌های پتاسیک ارائه کردند، از سه راس با اکسید عناصر اصلی و عناصر خاکی کمیاب رسم شده است. در این نمودارها از $TiO_2/100-La-10 \times HF$ و از عناصر $3 \times Zr-10 \times Nb-Ce/P_2O_5$ استفاده شده است. در نمودار شکل (۱۵-الف)، به‌طور کلی جایگاه کمان‌های اقیانوسی و کمان قاره‌ای از هم متمایز شده‌اند و با توجه به این نمودار، محیط تکتونیکی گستره مربوط به کمان قاره‌ای است. برای تفکیک کمان‌های قاره‌ای و کمان‌های پس از

یکی از بهترین روش‌ها برای تشخیص محیط‌های تکتونیکی تشکیل ماگما، استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی است. مولر و همکاران دو مجموعه نمودار را برای تفکیک محیط‌های تکتونیکی ارائه کردند. جایگاه‌های تکتونیکی در این نمودارها به این ترتیب هستند: کمان‌های قاره‌ای (CAP)، کمان‌های پس از برخورد صفحات (PAP)، کمان‌های درون اقیانوسی (IOP)، کمان‌های اقیانوسی جوان (LOP) و درون قاره‌ای (WIP) که ارتباطی به محیط‌های فرورانش ندارند. یکی از مجموعه نمودارهایی که

توجه به این نمودارها محیط تکتونیکی گستره، مربوط به مرز صفحات برخوردی است. در نمودار دیگر که برای تفکیک محیط‌های درون قاره‌ای، کمان‌های اقیانوسی و کمان‌های قاره‌ای و بر اساس نسبت Zr/Al_2O_3 در برابر TiO_2/Al_2O_3 رسم شده، محیط تکتونیکی گستره مربوط به کمان‌های قاره‌ای است و نمودار شکل ۱۵-الف را تایید می‌کند (شکل ۱۵-ث). در نهایت برای تعیین نوع کمان قاره‌ای و تایید نمودار شکل ۱۵-ب، نمودار شکل ۱۵-ج، با استفاده از نسبت Ce/P_2O_5 در برابر Zr/TiO_2 رسم شده و بر اساس این نمودار، محیط تکتونیکی گستره اکتشافی کهدلان، کمان قاره‌ای محیط فرورانشی است.

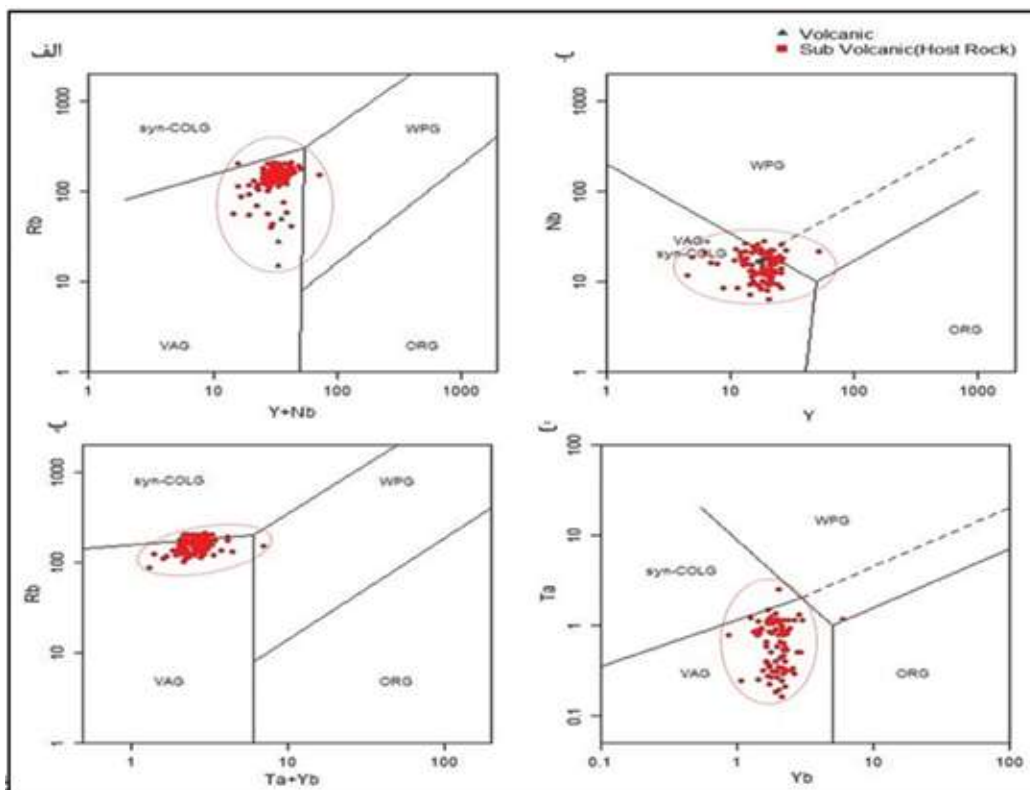
برخورد نیز نمودار دیگری استفاده شده است و بر اساس این نمودار محیط تکتونیکی محدوده کمان قاره‌ای حاصل از فرورانش است (شکل ۱۵-ب). همچنین مجموعه نمودارهای دوضلعی برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های با درصد فراوانی زیاد فلدسپارهای پتاسیم، توسط مولر و همکاران (Muller et al., 1992) ارائه شد. در این نمودارهای دوضلعی، از نسبت‌های عناصر فرعی به اکسید عناصر اصلی در برابر یکدیگر استفاده شده و بر اساس آن، محیط‌های تکتونیکی از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در نمودارهای شکل ۱۵-پ و ۱۵-ت، محیط‌های تکتونیکی بر اساس محیط‌های درون قاره‌ای و مرز صفحات برخوردی با استفاده از نسبت TiO_2 در برابر Al_2O_3 و Y در برابر Zr متمایز شده‌اند و با



شکل ۱۵. الف) نمودار $TiO_2/100-La-10*HF$ ، ب) نمودار $3*Zr-10*Nb-Ce/P_2O_5$ ، پ) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، ت) نمودار Y در برابر Zr ، ث) نمودار Zr/Al_2O_3 در برابر TiO_2/Al_2O_3 ، ج) نمودار Ce/P_2O_5 در برابر Zr/TiO_2 (Muller et al., 1992)

این ترتیب هستند: گرانیت‌های پشته اقیانوسی^۱ (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی^۲ (VAG)، گرانیت‌های درون قاره‌ای^۳ (WPG) و گرانیت‌های برخوردی^۴ (Syn-COLG). بر اساس این نمودارها، محیط تکتونیکی سنگ‌های گستره اکتشافی کهدلان، مربوط به کمان آتشفشانی حاصل از فرورانش است (شکل ۱۶).

برای درک بهتر محیط تکتونیکی گستره؛ از نمودار عناصر جزئی برای تعیین محیط تکتونیکی پیرس (Pearce, 1984)، استفاده شد. هر چند این نمودار در اصل برای رده‌بندی محیط تکتونیکی سنگ‌های گرانیتی ارائه شده، اما برای سنگ‌های پلوتونیک دیگر مثل سینیت و مونزونیت نیز استفاده می‌شود. محیط‌های تکتونیکی‌ای نمودارها به



شکل ۱۶. الف) نمودار Rb در برابر Y+Nb و با توجه به این نمودار محیط تکتونیکی محدوده کمان آتشفشانی است، ب) نمودار Nb در برابر Y که کمان قاره‌ای برای محدوده مشخص شده است، پ) نمودار Rb در برابر Ta+Yb که این نمودار هم کمان آتشفشانی را برای محدوده مشخص می‌سازد، ت) نمودار Ta در برابر Yb که در این نمودار هم محیط تکتونیکی محدوده کمان آتشفشانی است (Pearce, 1984).

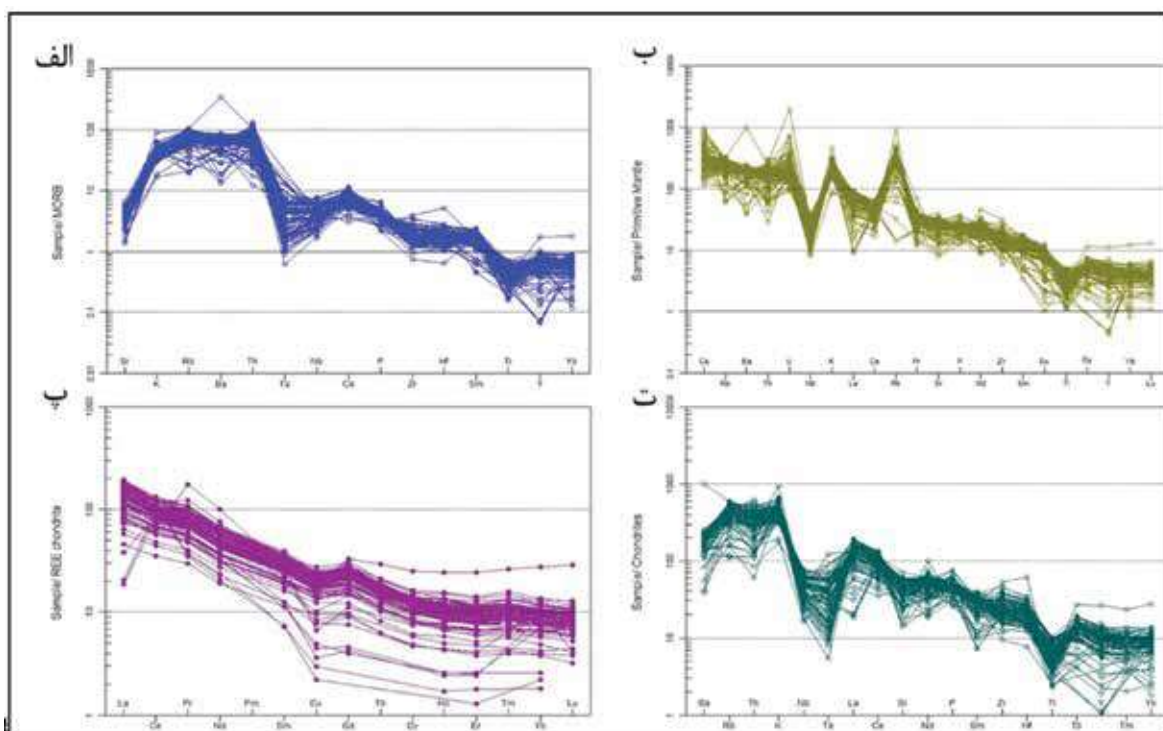
و بی‌تعصب‌ترین نمودار است (Rollinson, 1997). این نمودارها برای بازالت‌ها، آندزیت‌ها و سنگ‌های پوسته‌ای تکامل یافته (سنگ‌هایی که ممکن است MORB و نه گوشته اولیه، والد آن‌ها باشد) بسیار مناسب است. در این نمودار نیز عناصر از سمت^۱ LILE به سمت^۲ HFSE دارای شیبی منفی است. در این الگو عناصر بزرگ یون Ti، Nb، Zr، Ta، HF، aB، K و Th آنومالی مثبت و عناصر

برای بررسی سیر تحولی ماگمای پهنه و همچنین تعیین محیط تکتونیکی از نمودارهای نسبت‌های عناصر جزئی و عناصر کمیاب خاکی استفاده می‌شود. این عناصر، جزو عناصر با کمترین قابلیت انحلال است و در طی فرآیندهایی از قبیل هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی هیدروترمال، به نسبت غیر متحرک می‌باشند (Rollinson, 1997). نمودار بهنجار شده نسبت به MORB (Pearce, 1983)، نمودار استاندارد و یکی از مناسب‌ترین نمودارهای مقادیر بهنجارسازی نسبت به MORB است، زیرا پراستفاده‌ترین

1. Ocean Ridge Granite
2. Volcanic Arc Granite
3. Within Plate Granite
4. Syncollisional Granite

به این شکل می‌تواند به دلیل: اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها که این امر باعث می‌شود LREE‌ها نسبت به HREE‌ها تا حدی ناسازگارتر باشند و بنابراین در سیال باقی مانده، عناصر LREE غلظتی بیشتر از عناصر سنگین داشته باشند (Krauskopf et al., 1967). سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانش تشکیل شده و یکی از خصوصیات بارز سنگ‌های پهنه‌های فرورانش، غنی‌شدگی از LREE‌ها نسبت به HREE‌ها است (Winter, 2001) (شکل ۱۷-پ). نموداری برای رفتار عناصر کمیاب و جزئی بهنجار شده نسبت به کندریت‌ها توسط تامپسون (Thompson, 1982)، ارائه شد و با توجه به شکل ۱۷-ت، در این نمودار، الگو به صورت غنی‌شدگی LILE نسبت به HSFE دیده می‌شود. عناصر بزرگ یون لیتوفیل Rb، K، Sr و بی‌هنجاری مثبت و عناصر Ti، Nd، Ba، Nb بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند.

آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۱۷-الف). در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، از نمودار سان و مک دونگ (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است. همان‌طور که در نمودار شکل ۱۷-ب مشاهده می‌شود، نمودار سنگ میزبان، غنی‌شدگی از عناصر LILE نسبت به HSFE را نشان می‌دهد. در این نمودار عناصر Rb، K، Cs، Pb و Th بی‌هنجاری مثبت و Ti، Nb و Sr بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند. در نمودار چند عنصری عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974)، نمودار از سمت LREE⁺ به سمت HREE⁻ یک روند نزولی از خود نشان می‌دهد و این مطلب بیان‌گر آن است که عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. یکنواخت بودن این نمودار نشان از هم منشأ بودن سنگ‌های منطقه دارد. علت غنی‌شدگی



شکل ۱۷. الف) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به (MORB، Pearce, 1983)، ب) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای سنگ میزبان، (Sun and McDonough, 1989)، پ) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ میزبان، (Nakamura, 1974)، ت) نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت‌ها (Thompson, 1982)

1. Large-Ion Lithophile Elements
2. High Field Strength Elements
3. Light Rare Earth Elements
4. Heavy Rare Earth elements

بحث

ماگماتیسیم

بسیار اکسیده است و به‌طور گسترده غنی از آب (تا ۷٪ وزنی H_2O) و عناصر ناسازگار است. همراهی بین ماگماهای غنی از پتاسیم و شوشونیتی با طلا و کانسارهای فلزات پایه مشخص شده است (Muller and Groves, 1993).

فرآیند سوپرژن

در گستره معدنی کهدلان، کانه‌زایی بیشتر به شکل سولفیدها و کربنات مس و همچنین پیریت و بقایای کالکوپیریت است و گویای کانه‌زایی سوپرژن است. همچنین وجود اکسید و هیدروکسیدهای آهن نیز یکی از ویژگی‌های کمربند سوپرژن در کانسارهای مس پورفیری می‌باشد. ویژگی‌های اصلی کمربند غنی‌شده سوپرژن کانسارهای مس پورفیری که بیان‌گر یک گستره اکسیدی با ضخامت ۱۰۰ متر تا چند صد متر بر روی کانه‌زایی هیپوژن است و همچنین اطلاعات به دست آمده از پهنه معدنی کهدلان در این پژوهش مانند نوع کانه‌زایی، سنگ‌میزبان، شرایط تکتونوماگمایی و دگرسانی‌ها و مقایسه آن‌ها با یکدیگر نشان‌دهنده آن است که در گستره معدنی کهدلان با یک سیستم کانه‌زایی رگه‌ای سوپرژن سروکار داریم که بر روی یک سیستم مس پورفیری هیپوژن قرار گرفته است. مدل پیشنهادی در شکل ۱۸، نمایش داده شده است.

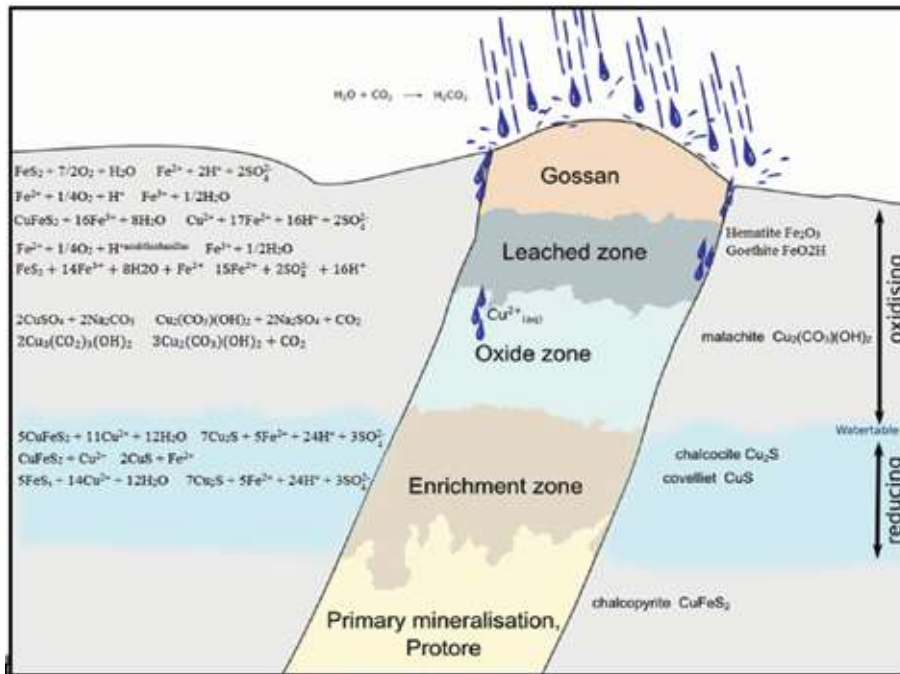
ساختارها

گستره معدنی کهدلان، در کمربند البرز-آذربایجان قرار دارد و از نظر تکتونیکی فعال است و دارای گسل‌های زیادی است. واحد مونوزوسینیتی میزبان کانه‌زایی نیز توسط یک گسل با امتداد شمال غرب-جنوب شرق به سطح آورده شده است. همچنین کانه‌زایی در امتداد گسل‌های و درزه و شکستگی‌ها دیده می‌شود. وجود کانه‌زایی سولفیدی و کربناتی مس در امتداد رگه‌ها و گسل‌های حاصل از فعالیت تکتونیکی و ماگماتیسیم در کمربند البرز-آذربایجان و ارومیه-دختر که در ائوسن و الیگوسن و همچنین در پلیوسن شدت داشته است، نشان‌دهنده این نوع کانه‌زایی سوپرژن در گستره است.

بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، خاستگاه واحدهای ساب‌ولکانیک در پهنه در ارتباط با یک محیط زمین‌ساختی از نوع کمان قاره‌ای در حاشیه‌های فعال قاره‌ای است و مربوط به فرورانش نفوتتیس است. همچنین این واحد نفوذی دارای ماهیت آداکیتی است که ارتباط واضحی بین کانه‌زایی مس و آداکیت‌ها در سرتاسر جهان وجود دارد. تزریق و جایگیری این واحد ساب‌ولکانیک، در پهنه معدنی کهدلان بیان‌کننده یک رخداد ماگمایی و متالورژیک مرتبط با کوهزایی پیرنه است که در طی آن فعالیت ماگمایی بزرگی رخ داده که به‌صورت واحدهای نفوذی سینیتی و گرانیتی دیده می‌شوند (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۲).

در نمودار فراوانی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت، عناصر LREE نسبت به HREE غنی شده‌اند که ویژگی شاخص ماگمایی مرزهای صفحات همگرا و از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن حاشیه قاره است و می‌توان گفت در روند تفریق ماگمایی، عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین، این عناصر در مذاب باقی مانده و غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. تغییرات الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های پهنه نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده، نشان می‌دهد که سنگ‌های پهنه با داشتن غنی‌شدگی از عناصر LILE مانند K، Rb و Cs شاخص پوسته قاره‌ای و تهی‌شدگی از عناصر HSE مانند Ti، Nb و Eu شبیه به گستره‌های فرورانش است.

ماگماهای پتاسیک اولیه مانند آبساروکیته‌ها، شوشونیت‌ها و لامپروفیرها توسط ذوب بخشی دما پایین گوشته فلوگوپیت‌دار متاسوماتیزه شده و در طول قسمت‌های مختلف فرورانش، از عناصر ناسازگار غنی شده است سرچشمه می‌گیرد (Foley et al., 1992; Carmichael et al., 2003). هرچند، در مقابل ماگماهای آندزیتی و بازالتی، ماگماهای پتاسیک همگی با فرورانش فعال در ارتباط بوده و با شروع تکتونیک کششی همبستگی دارد، که اجازه صعود مستقیم به سطح را بدون تبلور گسترده و یا آمیختگی در پوسته زیرین را به مذاب حاصل از ذوب بخشی می‌دهد. ماگماهای پتاسیک



شکل ۱۸. مدل پیشنهادی برای محدوده معدنی کهدلان

کانه‌زایی

رگه و رگچه‌های مالاکیت، کالکوسیت، کوولیت و پیریت به‌صورت افشان و همچنین پراکنده در سنگ میزبان است و در امتداد درزه‌ها و سطوح گسلی نیز دیده می‌شوند. مقدار کمی از بقایای کالکوپیریت دارای بافت کاتاکلاستی نیز در سنگ میزبان وجود دارد و به نظر می‌رسد، کانه‌زایی سوپرژن گستره از اکسیداسیون این کالکوپیریت‌ها تشکیل شده است.

نتیجه‌گیری

در نهایت، بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعه آزمایشگاهی و آنالیزهای شیمیایی بر روی گستره معدنی کهدلان، نتیجه‌های زیر حاصل شد:

گستره از نظر پهنه‌های رسوبی-ساختاری ایران، در مرز بین پهنه البرزغربی-آذربایجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده و مرتبط با ماگماتیسم ائوسن و الیگوسن است. واحدهای تشکیل دهنده گستره شامل سنگ‌های آتشفشانی و ساب‌ولکانیک و آذرآواری مانند توف همچنین سنگ‌های رسوبی مانند کنگلومرا هستند و ترکیب آتشفشانی‌ها از تراکی‌بازالت تا تراکی‌آندریت، توف و آندزی‌بازالت بوده و سنگ‌های ساب‌ولکانیک که به‌عنوان منشا کانه‌زایی مس

کانه‌زایی در پهنه معدنی کهدلان به‌صورت رگه و رگچه‌هایی است و در سنگ میزبان ساب‌ولکانیک با ترکیب مونزوسینیت تا سینیت به سن الیگوسن قرار دارند، در سنگ‌های ولکانیک با ترکیب تراکی‌بازالت و تراکی‌آندریت و توف مربوط به ائوسن نفوذ کرده و متبلور شده است. با توجه به نوع سنگ میزبان، دگرسانی‌های دارای رخنمون در سطح، محیط تکتونیکی و همچنین نوع کانه‌زایی که مربوط به بخش سوپرژن یک کانسار پورفیری مس است، سعی شده تا این ویژگی‌ها در پهنه معدنی کهدلان با پارامترهای معمول معرفی شده توسط پژوهشگران برای این بخش از این نوع کانسارها مقایسه شده و مورد بررسی قرار گیرند. با توجه به بلورهای خود شکل متوسط فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز سنگ میزبان، می‌توان بیان کرد که در یک محیط کم‌عمق نزدیک به سطح متبلور شده است. شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی بیان‌گر تاثیر شدید شرایط اکسیداسیون بر روی سنگ میزبان و دیگر سنگ‌های پهنه است و فراوانی بافت مارتیتی شدن و همچنین اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در سنگ میزبان نیز گویای اکسیداسیون می‌باشند. کانه‌زایی در پهنه اکسیدها و سولفیدهای مس هستند، به‌صورت

گزارش زمین‌شناسی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ترکمانچای-قره‌چمن، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- خدابنده، ا. و همکاران، ۱۳۸۷. گزارش زمین‌شناسی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ قره‌چمن، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- حیدری، م. زراسوندی، ع. رضایی، م. ساکی، ع. و اسدی، س.، ۱۳۹۷. بازسازی شاخص‌های فیزیکوشیمیایی با استفاده از شیمی بیوتیت و کلریت در کانسار مس پورفیری کدر، کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۲(۴۷)، ۶۳.

- روان‌خواه، ع. موید، م. و لطفی بخش، ع.، ۱۳۹۹. مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی کانسار مس پورفیری بارملک (شمال ورزقان-استان آذربایجان شرقی)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴(۵۶)، ۷۵-۸۶.

- فضلی، ن. قادری، م. موحدنیا، م. مغفوری، س.، ۱۴۰۰. کانه‌زایی مس تیپ مانتو در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر (ناحیه قم-ساوه) با تاکید بر کانسار نارباغی شرقی، شمال شرق ساوه، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵(۵۹)، ۶۹.

- قربانی، م. ۱۳۸۷. زمین‌شناسی اقتصادی کانسارها و نشانه‌های معدنی ایران. آرین زمین، ۶۷۴.

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore geology reviews*, 70, 385-406.

- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148(5-6), 980-1008.

- Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, 8(3), 144-149.

- Allen, M. B., 2009. Discussion on the Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanadaj-Sirjan Zone, West Iran: a marker of the end of collision in the Zagros orogen: *Journal*, 166, 2009, 53-69. *Journal of the Geological Society*, 166(5), 981-982.

است ترکیب مونوزوسینت تا سینیت دارد. دیگر سنگ‌های ساب‌ولکانیک نیز ترکیب مونزوگابروبی دارند.

کانه‌زایی به شکل رگه و رگچه‌ای به صورت قائم تا افقی به ضخامت یک تا پنج سانتیمتر است و در امتداد گسل‌ها، درزه و شکستگی‌ها مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل کالکوسیت، مالاکیت، کولیت و پیریت است و اکسید و هیدروکسیدهای آهن و همچنین دولومیت و کلسیت نیز به عنوان کانی‌های فرعی هستند. بافت سنگ میزبان فانریتییک است و فنوکریست‌های ارتوکلاز و پلاژیوکلاز به خوبی به وسیله میکروسکوپ دیده می‌شود. دگرسانی‌های مهم، آرتیلیک، سیلیسی شدن و کربناتی شدن است، بیشتر بخش‌های سنگ میزبان را دگرسان کرده است.

با توجه به بررسی‌های انجام شده، ماگماتیسم در پهنه معدنی کهدلان در کمربند فرورانش و در محیط کمان قاره تشکیل شده و مربوط به کمان آشفشانی است و ماهیت ماگما شوشونیتی می‌باشد. این موارد بیان‌گر آن است که این ماگماتیسم پتانسیل کانه‌زایی مس را دارا می‌باشد.

از دیگر ویژگی‌های پهنه، همراهی دگرسانی آرتیلیک و همچنین اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن با کانه‌زایی سولفیدی و کربناتی مس است و گویای شرایط اکسیداسیون است و منجر به تشکیل کانه‌زایی سوپرزن در گستره شده است. در مقطع عرضی این مدل از کانه‌زایی سه بخش وجود دارد که بالاترین بخش آن کپ شسته شده حاوی هماتیت، گوتیت، ژاروسیت و کانه‌زایی اکسید مس است. بخش میانی که غنی‌شدگی سوپرزن نام دارد و کانه‌های سوپرزن کالکوسیت، دیزنیت و کولیت‌جانشین سولفیدهای هیپوژن شده‌اند و بخش پایینی کانه‌زایی هیپوژن پیریت و کالکوپیریت است.

بر اساس مطالعات انجام شده کانه‌زایی در گستره معدنی کهدلان، در کمربند غنی شده کالکوسیت بخش سوپرزن یک کانسار پورفیری قرار گرفته است.

منابع

- آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۶۰۶ ص.
- اسدیان، ع.، امین‌افضل، ع. و خدابنده، ا.، ۱۳۷۲.

- Borisova, A. Y., Pichavant, M., Polvé, M., Wiedenbeck, M., Freydier, R. and Candaudap, F., 2006. Trace element geochemistry of the 1991 Mt. Pinatubo silicic melts, Philippines: Implications for ore-forming potential of adakitic magmatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(14), 3702-3716.
- Carmichael S.E, Francis J. Turner, John Verhoogen., 2003. *Igneous Petrology* McGraw-Hill, 1974-Igneous rocks. 739.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*, George Allen and Unwin, 450.
- De la Roche, H. D., Leterrier, J. T., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses-its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210.
- Foley, S. and Peccerillo, A., 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, 28(3-6), 181-185.
- Förster, H., 1978. Mesozoic-cenozoic metallogenesis in Iran. *Journal of the Geological society*, 135(4), 443-455.
- Hassanpour, S., Alirezaei, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U-Pb and biotite and hornblende Ar-Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu-Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in north-west Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1), 45-59.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of petrology*, 48(12), 2341-2357.
- Jamali, H. and Mehrabi, B., 2015. Relationships between arc maturity and Cu-Mo-Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt. *Ore Geology Reviews*, 65, 487-501.
- Krauskopf, K. B. and Bird, D. K., 1967. *Introduction to geochemistry*. New York: McGraw-Hill, 721.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14(9), 753-756.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3), 263-287.
- Moghadam, H. S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R. J. and Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos*, 210, 224-241.
- Müller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46(4), 259-289.
- Müller, D. and Groves, D. I., 1993. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Reviews*, 8(5), 383-406.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38(5), 757-775.
- Oyarzun, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I. and Rivera, S., 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium deposita*, 36(8), 794-798.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.

Journal of Petrology, 25(4), 956-983.

- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.

- 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(1), 63-81.

- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. Economic geology, 107(2), 295-332.

- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation, 1.

- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, Southeastern Iran, Mineralium Deposita, 44(3), 265-283.

- Shand, S. J., 1943. Classic A/CNK vs A/NK plot for discriminating metaluminous, peraluminous and peralkaline compositions.

- Simmonds, V., Moazzen, M. and Mathur, R., 2017. Constraining the timing of porphyry mineralization in northwest Iran in relation to Lesser Caucasus and Central Iran; Re-Os age data for Sungun porphyry Cu-Mo deposit. International

Geology Review, 59(12), 1561-1574.

- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.

- Thiéblemont, D., Stein, G. and Lescuyer, J. L., 1997. Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science, 2(325), 103-109.

- Thompson, R. N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology, 18(1), 49-107.

- Villaseca González, C., Barbero González, L. C. and Herreros Villanueva, V. M., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts.

- Wood, D. A. (1979). A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. Geology, 7(10), 499-503.

- Winter, J. D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology.

- Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M. R., Rezaeian, M., Talebian, M. and Esmaili, R., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. Gondwana Research, 62, 227-245.

نگاهی نو به چرخش ایران مرکزی: مطالعه موردی گسل انار، شرق بلوک یزد

حمیدرضا افخمی اردکانی^۱، فرزین قائمی^{۲*}، فریبا کارگران بافقی^۳ و احد نوری^۴

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه یزد، یزد، ایران
۴. دانش‌آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۰۷

چکیده

گسل انار در شرق شهر یزد با امتداد شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق یک گسل بی‌سنگی است که بلوک یزد را از بلوک پشت بادام جدا کرده است و فعالیت عهد حاضر آن امتدادلغز راستگرد با مولفه معکوس می‌باشد. تحلیل تنش دیرین بر روی این گسل به این منظور انجام شد تا سرگذشت زمین‌ساختی ایران مرکزی در بازه زمانی دونین تا کرتاسه به دست آید. پس از بررسی ۱۱۰ داده گسلی در ۱۳ ایستگاه دو فاز زمین‌ساختی تشخیص داده شد که بیشینه تنش به دست آمده بین آزمون‌های ۹۰ تا ۱۱۰ و ۱۹۰ تا ۲۲۰ قرار دارد و زاویه تغییرات جهت تنش را در بازه زمانی دونین تا کرتاسه ۱۳۰ درجه نمایش می‌دهد. بر اساس مطالعاتی که روی رگه‌های باریت و جابجایی‌های راست‌گردی روی آنها دیده می‌شد تفکیک فازهای تنش صورت گرفت نشان‌دهنده قدیمی‌تر بودن جهت تنش NNE می‌باشد. با توجه به مطالعات پیشین رسوب‌شناسی و زمین‌ساختی در ایران مرکزی این نتیجه حاصل شد علت این تغییر جهت در تنش، حرکت به سمت شمال شرق توام با چرخش ۱۳۰ درجه‌ای پادساعت‌گرد ایران مرکزی است.

واژه‌های کلیدی: گسل انار، تنش دیرین، ایران مرکزی، بلوک یزد.

مقدمه

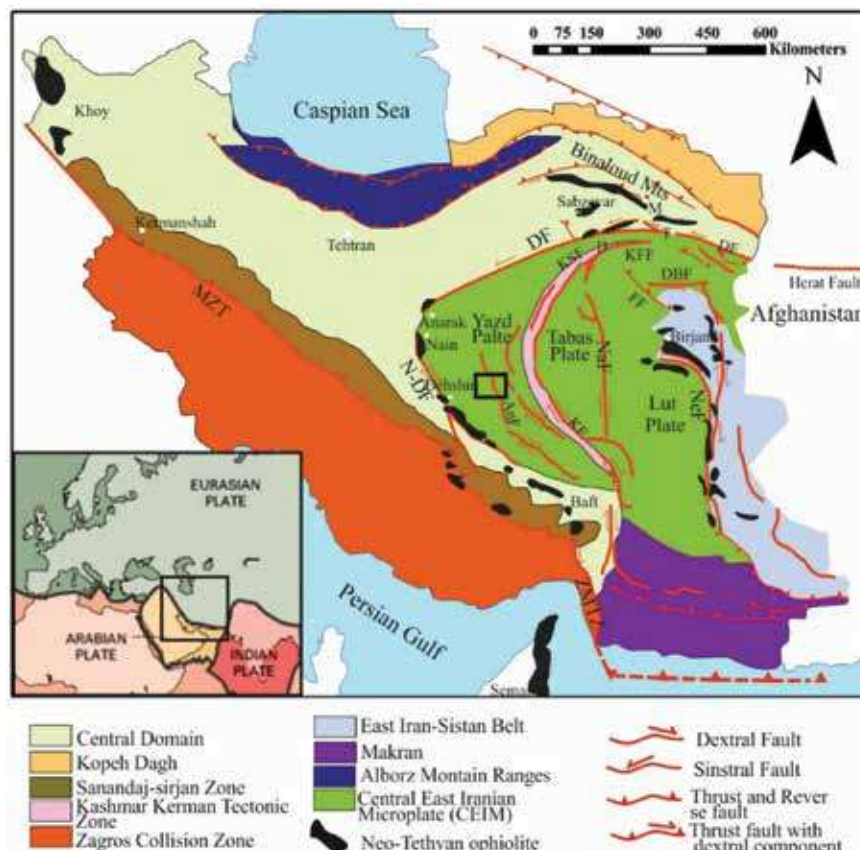
خردقاره ایران مرکزی-شرق ایران، پهنه‌ای کم‌بیش مثلثی شکل است. از شمال به گسل چپ‌گرد درونه، از جنوب به کمر بند مکران، از غرب به نوار افیولیتی نائین-بافت و از شرق به گسل راستگرد نه‌بندان محدود می‌شود. این پهنه، از غرب به شرق شامل زیرپهنه‌های ساختاری رسوبی یزد، طبس و لوت می‌باشد. زیرپهنه‌های یزد و طبس به‌وسیله باریکه‌ای کم‌انرژی شکل به نام پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان از هم جدا می‌شوند و گسل نایبند نیز مرز بین زیرپهنه‌های طبس و لوت را مشخص می‌کند (شکل ۱). از لحاظ ساختاری رسوبی، پهنه ساختاری-رسوبی یزد در زمان پالئوزوئیک به همراه تمامی بخش‌های خردقاره

* نویسنده مرتبط: fghaemi@um.ac.ir

ایران مرکزی ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک از نظر تکتونیکی به گستره پرتحرک (حوضه پشت‌کمانی) تبدیل شده است. زیرپهنه‌های ایران مرکزی، بلوک یزد در اثر فعالیت‌های پایانی کوهزایی آپی دچار چین‌خوردگی و بالآمدگی و فرسایش شده است. طوری که رسوب‌گذاری مربوط به این رویداد از میوسن تاکنون ادامه دارد (Stocklin, 1968).

هدف از این پژوهش تعیین تنش دیرین در غرب ایران مرکزی واقع در گستره مرکزی پهنه ساختاری-رسوبی یزد و ارتباط آن با تحرکات صفحه‌های ایران مرکزی می‌باشد (شکل ۱). برای این منظور، تکنیک وارون‌سازی تنش را بر روی داده‌های گسل-خش لغزش اعمال شده و ساختارهای گستره در قالب تنش به دست آمده تفسیر شده است. بعلاوه نتیجه‌های حاصل از این مطالعه با یافته‌های مطالعات قبلی مقایسه و بحث شده است.

بر اساس مطالعات تنش دیرین (Walker and Jackson, 2004; Meyer and Dortz, 2007; Nozaeam et al., 2016; Calzolarit et al., 2013) پهنه ساختاری-رسوبی یزد و پهنه شمال باختری گسل کلمرد از زمان نئوژن تاکنون با روند NE-SW و به صورت موازی با گسل کلمرد در حال حرکت به سوی شمال شرق است. داده‌های حاصل از اطلاعات GPS صورت گرفته در گستره ایران مرکزی



شکل ۱. موقعیت گستره مورد مطالعه بر روی نقشه تکتونیک ایران برپایه مطالعات تدین و همکاران (Tadayon et al., 2018)، تصویر داخلی موقعیت نقشه بر روی صفحات زمین‌ساختی (سایت USGS). ANF: گسل انار، N-DF: گسل نایین-دهشیر، NaF: گسل نایبند، NaF: گسل نایبند، NeF: گسل نهبندان، DBF: گسل دشت بیاض، FF: گسل فردوس، DF: گسل درونه، KFF: گسل کوه فغان، KSF: گسل کوه سرهنگی، ZMTF: گسل اصلی رورانده زاگرس، SBBF: گسل شهربابک، ShF: گسل شاهرود، M: مشهد، T: تربت‌حیدریه، ZMTZ: کمربند ترانسفرم زاگرس-مکران

خاستگاه زمین ساختی

پهنه مورد مطالعه در بخش شرقی بلوک یزد واقع شده است. واحدهای رسوبی پهنه، در بازه زمانی دونین زیرین تا کرتاسه قرار می‌گیرند و به‌طور عمده از ترکیبی از یک یا دو سازند هستند (شکل ۲). دو گسل امتدادلغز اصلی انار و خرانق دارای سازوکار راست لغز با امتداد شمال، شمال غرب-جنوب، جنوب شرق در واحدهای رسوبی گستره دیده می‌شود. بخش شمالی گستره در یک ناحیه کوهستانی واقع شده، پهنه‌ای است که با چندین انشعاب گسل انار با فاصله نزدیک برش داده شده است و بخش جنوبی پهنه ساختارها حاصل گسل خوردگی (کوه بافق) است (شکل ۳). بر اساس مطالعات مورفولوژی و ساختاری صورت گرفته بر روی گسل انار آخرین حرکت این گسل راست‌لغز راست‌گرد تشخیص داده شده است (Kargaranbafghi et al., 2011).

پهنه گسلی انار در مرکز فلات ایران و در شرق گسل دهشیر یک سیستم امتدادلغز با دو بخش با مورفولوژی متفاوت است. گسل انار طولی نزدیک به ۲۰۰ کیلومتر دارد که کمترین میزان جابجایی آن ۰/۸ میلی‌متر در سال است (Meyer and Dortz., 2007; Foroutan et al., 2012). این گسل کوتاه‌ترین سیستم امتدادلغز راست‌گرد فلات مرکزی و شرقی ایران است. در شمالی‌ترین بخش این گسل مورفولوژی بلندتری با رنگ تیره دیده می‌شود که در آن انشعابات پایانه این گسل قرار گرفته‌اند، به سمت جنوب همگرا شده و در کوه خرانق به گسل انار می‌پیوندند (شکل ۳). رشته گسل جنوبی در کوه بافق به طول ۲۰ کیلومتر است و دشت غرب آن و نمک‌های انار و دشت را به‌صورت راست‌گرد برش می‌دهد. در جنوبی‌ترین بخش، گسل انار شرقی غربی شده و به شکل یک تراست در شمال کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار می‌گیرد. بر اساس برش راست‌گرد واحدهای کرتاسه پایینی، مقدار جابجایی این گسل ۲۰-۳۰ کیلومتر محاسبه شده است (Walker and Jackson., 2004; Meyer and Dortz., 2007; Dortz et al., 2009).

گسل انار شاید از ردپایی که در آبرفت‌های کوتاه‌تر دارد فعال است (Berberian., 1976; Walker and Jackson., 2004). انتهای جنوبی گسل انار به بخش غربی گسل

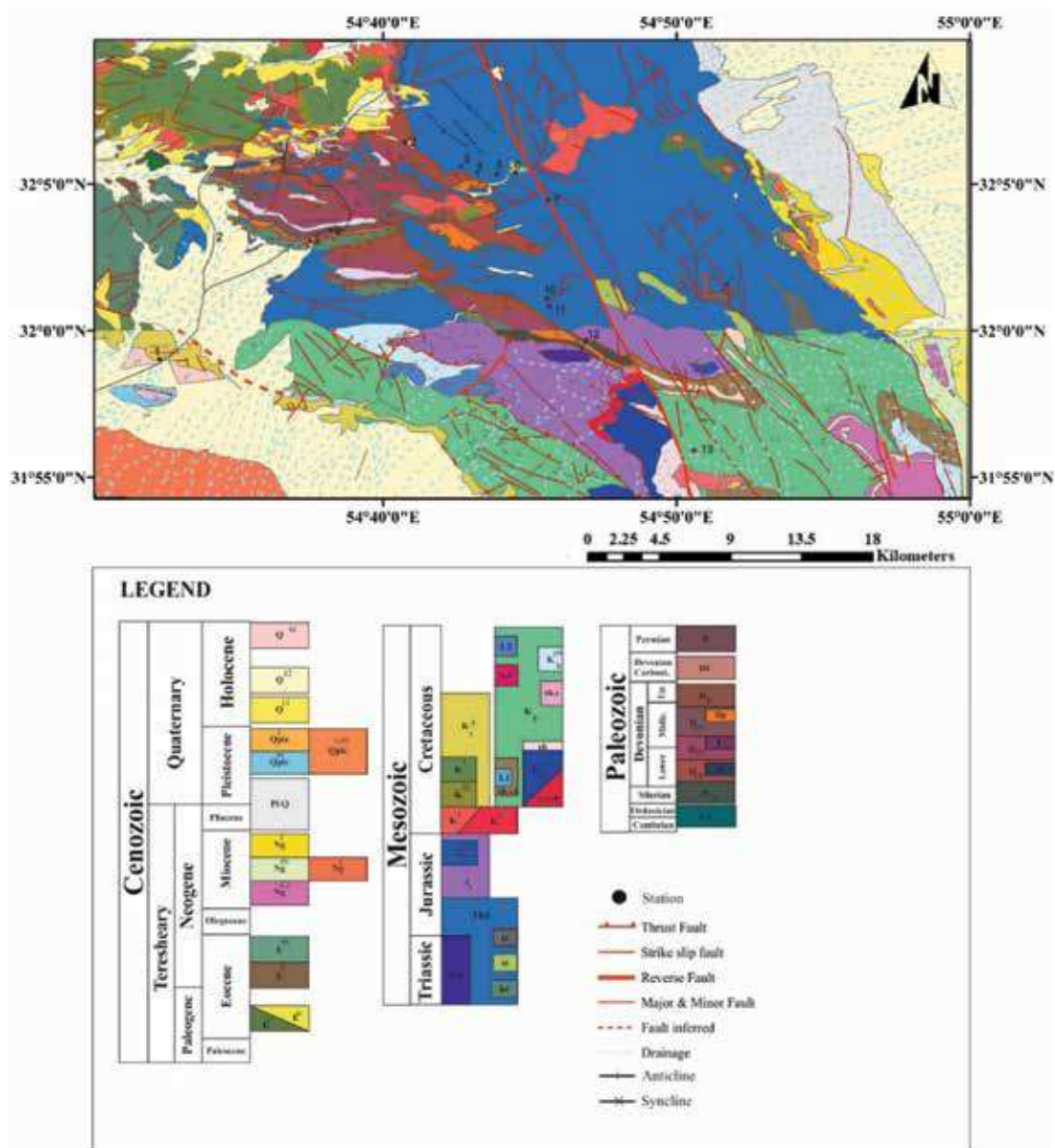
رفسنجان متصل شده که از میان کوه‌ها توسط یک دره باریک خطی با دنبال کردن زمین‌شناسی امکان‌پذیر است. به نظر می‌رسد که این دو گسل در طول گسل‌های زمین‌شناسی به یکدیگر متصل می‌شوند. باین‌حال تعیین کردن اینکه این گسل‌ها در داخل کوه‌ها فعال است یا خیر مشکل است زیرا رسوبات کوتاه‌تر وجود ندارد (Walker, 2006).

مقدار لغزش راست‌گرد گسل انار ۱/۲ میلی‌متر بر سال محاسبه شده و مقدار کوتاه‌شدگی در راستای امتداد ۱/۳ میلی‌متر در سال می‌باشد. نرخ لغزش جانبی ممکن است در محدوده ۱/۲-۲/۷ میلی‌متر در سال باشد، لغزش شیبی و امتدادی آن از جنوب به شمال کاهش می‌یابد (Walpersdorf et al., 2014). در طول زمان‌های زمین‌شناسی، گسل انار ۳۰ کیلومتر لغزش امتدادی داشته است که در ۲۰ و به‌احتمال زیاد ۱۲ میلیون سال اخیر است (Walker and Jackson., 2007; Meyer and Dortz., 2004).

روش مطالعه

تکنیک معکوس‌سازی تنش

تحلیل‌های تنش دیرین برای مشخص کردن تکامل ساختاری کمربندهای چین‌خورده به‌ویژه مناطق دارای ساختارهای تکتونیکی شکننده بسیار سودمند هستند. با توجه به این اصل، الگوی تنش با زمان تغییر می‌کند برای انجام مطالعات تعیین و تفکیک فازهای تنش دیرین باید از ساختارهایی که در اثر عملکرد تنش‌ها شکل گرفته و در طول زمان اثرات آنها را حفظ کرده‌اند استفاده شود. در این راستا تحلیل کیفی و کمی ساختارهای شکننده مانند گسل ابزار مناسبی می‌باشد (Angelier, 1990). خطوط لغزش روی سطح گسل در جهت حداکثر تنش برشی ثبت می‌شوند (Wallace., 1951; bott., 1959; lisle., 1989; Angelier, 1990) می‌توان از بعضی از شاخص‌های سینماتیکی روی صفحه‌ی گسل برای تعیین جهت لغزش استفاده کرد (Doblas, 1998) و سپس به‌وسیله‌ی تکنیک معکوس‌کردن و از روی جهت‌یابی خش گسلش جهت تنش‌های اصلی را به دست آورد. (Carey and Brunier., 1974; Etchecopar et al., 1981; Gephart and Forsyth., 1984; Angelier, 1984).

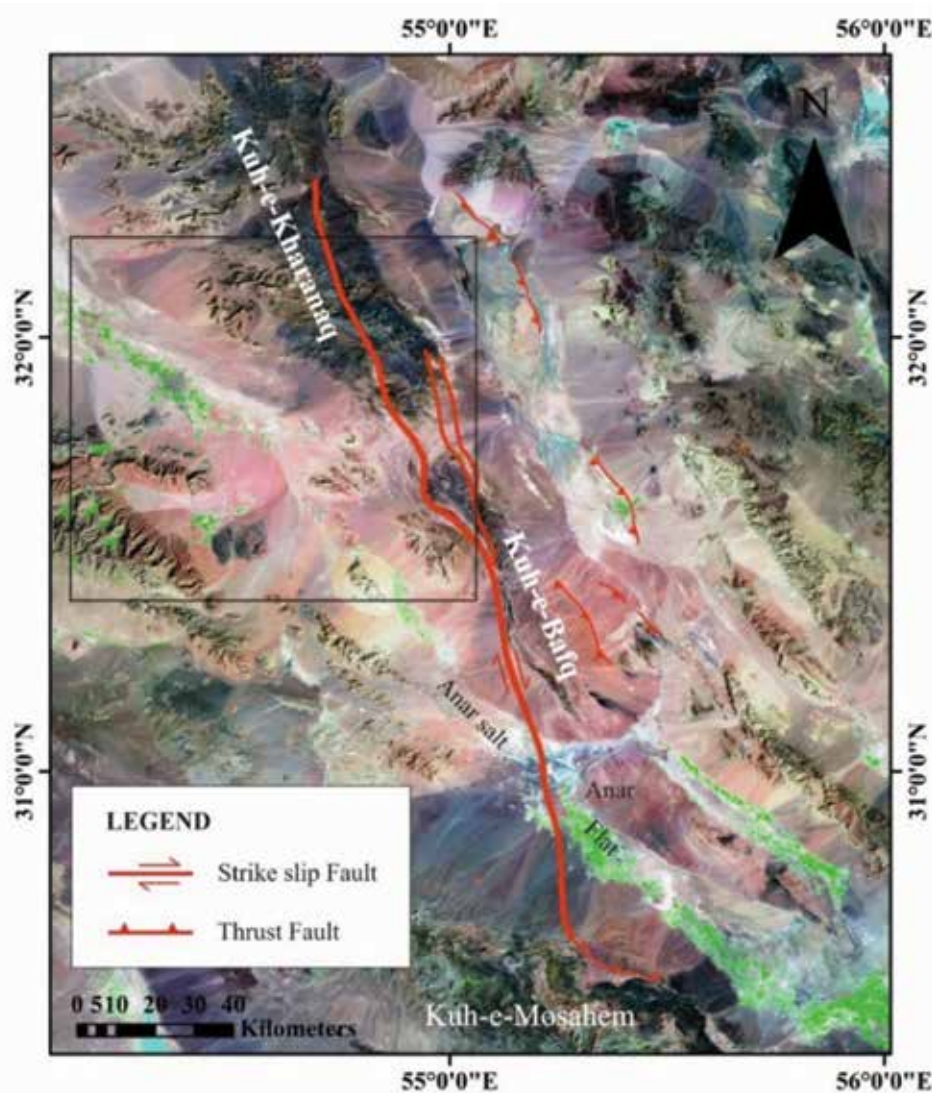


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه به همراه موقعیت ایستگاه‌های مطالعاتی (بازرسم شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خرانق هوشمندزاده و پورلطیفی، ۱۳۸۶) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فهرج (جعفریان و همکاران، ۱۳۸۵)

جمع‌آوری داده‌ها

صفحه لغزش، وجود ندول مارک‌های زمین ساختی و پله‌های تجمعی کانی‌ها روی صفحه‌ی لغزش، شکستگی‌های ریدل، قله‌های استیلولیتی کمک گرفت (Angelier, 1994) سنی ساختارها در هر ایستگاه برداشت شود تا در تفکیک فازهای تنش از آنها استفاده شود (Angelier, 1984).

به‌منظور تحلیل تنش دیرین، داده‌های برداشت شده شامل موقعیت جغرافیایی گسل، شیب، امتداد و زاویه خط خش مربوط به حرکت گسل و سوی حرکت آنها بود. تشخیص سوی لغزش از اهمیت زیادی برخوردار است، برای این کار می‌توان از علائمی چون جدایش چینه‌شناسی، چین‌های کشیده، تنوع بزرگی از سیمای نامتقارن قابل مشاهده بر روی سطح گسل از قبیل زبری یا صیقلی بودن



شکل ۳. تصویر ماهواره لندست از گسل امتدادلغز انار و موقعیت گستره مورد مطالعه که با مربع مشکی نمایش داده شده است

محاسبات تنش‌های اصلی و شکل میدان

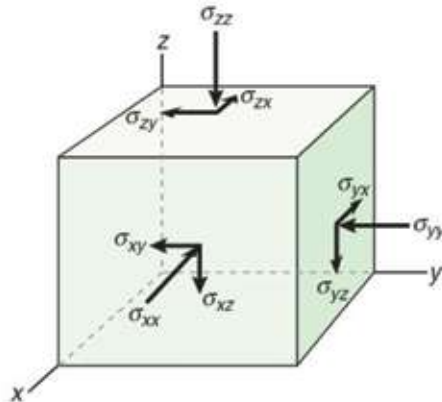
(Angelier, 1990). مقدار زاویه ناهمخوانی را تا ۳۰ درجه قابل قبول می‌دانند و مقادیر بیش از این، به دلیل عدم پیروی از منحنی گوسی مربوط به فازهای دیگر تنش می‌باشد. برای محاسبات این پژوهش زاویه ناهمخوانی ۱۵ درجه در نظر گرفته شده است.

تفکیک فازهای تنش

محاسبه جهت تنش بیشینه در هر ایستگاه توسط نرم‌افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999) انجام گرفت. در این نرم‌افزار از روش MMS (Multiple Monnetcarlo Direct Solution) استفاده شد. در این روش ابتدا

در مرحله بعد نرم‌افزار با استفاده از دیتاهای برداشت شده از گسل‌ها محاسبات لازم را انجام داده و سپس تفکیک فازهای تنش دیرین در یک فضای چهاربعدی مرکب از موقعیت محورهای اصلی تنش ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) و شکل میدان R صورت می‌گیرد (شکل ۴) (Angelier, 1984). که این محاسبات توسط نرم‌افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999) انجام شد. یکی از مشکلات چنین محاسبه‌ای اختلافی است که میان جهت بیشینه تنش برشی اندازه‌گیری شده (خش لغز) و جهت بیشینه تنش برشی محاسبه شده (توسط روابط فیزیکی) حاصل می‌شود (Carey and Brunier, 1974)

جهت تنش‌های اصلی برای هر گسل محاسبه می‌شود (Angelier, 1990) و سپس محاسبات آماری چندباره و رندوم بر روی جهات تنش اصلی به دست آمده، تا رسیدن به نتیجه نهایی یکسان، توسط Monte Carlo algorithm (Metropolis, 1987) انجام می‌گیرد. در نهایت خروجی نرم‌افزار شامل جهات تنش اصلی و شکل میدان خواهد بود.



$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix}$$

$$R = \frac{\sigma_0 - \sigma_1}{\sigma_j - \sigma_1} \quad , < R < /> \#$$

شکل ۴. تانسورهای تنش در فضای سه‌بعدی و رابطه شکل میدان (Angelier, 1994)

که آزمون بیشینه گسل‌ها ۱۱۰ درجه می‌باشد (شکل ۵). شیب آزمون‌های ۱۱۰ و ۳۳۷ به سمت شمال شرق و جنوب غرب است و شیب آزمون ۰۱۹ به سمت جنوب شرق می‌باشد. شیب گسل‌های موجود از ۴۵ تا ۹۰ درجه متغیر است (جدول ۲). امتداد و شیب این گسل‌ها، از امتداد اصلی گسل انار و شاخه‌های پایانه‌ای این گسل پیروی می‌کند.

ریک خطوط لغزش نیز از صفر تا ۹۰ درجه متغیر است و دارای حرکت امتدادلغز راستگرد با مولفه‌ی نرمال و معکوس می‌باشد. تعدادی از گسل‌ها با حرکت شیب‌لغز نرمال نیز دیده می‌شوند. تغییرات ریک بردار لغزش در ایستگاه ۱ (شکل ۶-الف) با سن کرتاسه دیده می‌شود که نشان‌دهنده تغییرات امتداد تنش‌های اصلی در این بازه زمانی بوده است و نشان‌دهنده تغییرات جهت میدان تنش یا چرخش بلوک‌ها در منطقه می‌باشد.

امتداد رگه‌های باریت موجود در منطقه در واحدهای ژوراسیک WNW می‌باشد و در مقیاس در حد سانتیمتر

تحلیل داده‌ها

برای این پژوهش، تعداد ۱۱۰ داده گسلی در ۱۳ ایستگاه در اطراف گسل انار اندازه‌گیری شد. مطالعات تنش دیرین در گستره مورد مطالعه در واحدهای سنگی به سن کرتاسه، ژوراسیک، تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین، دونین میانی و دونین زیرین انجام گرفته است.

ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل‌ها

ویژگی‌های هندسی و جنبشی برداشت شده شامل (امتداد، شیب، ریک خش لغز و جهت حرکت گسل) می‌باشد. این داده‌ها به وسیله نرم‌افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999) و Win tensor (Delvaux et al., 1997; Delvaux et al., 1995) پردازش شد، خروجی آنها در جدول ۱ آمده است. بر اساس رزیدیاگرام و نمودار گوسیان رسم شده از امتداد و شیب گسل‌ها، سه امتداد اصلی گسلی با میانگین آزمون‌های ۱۱۰، ۳۳۷ و ۰۱۹ درجه به دست آمد

شده‌اند. غالب بودن مولفه راستگرد از دونین تا عهد حاضر نیز، نشان می‌دهد که گسل انار و شاخه‌های فرعی آن در این بازه زمانی در یک سیستم زمین ساختی برش ساده قرار داشته است.

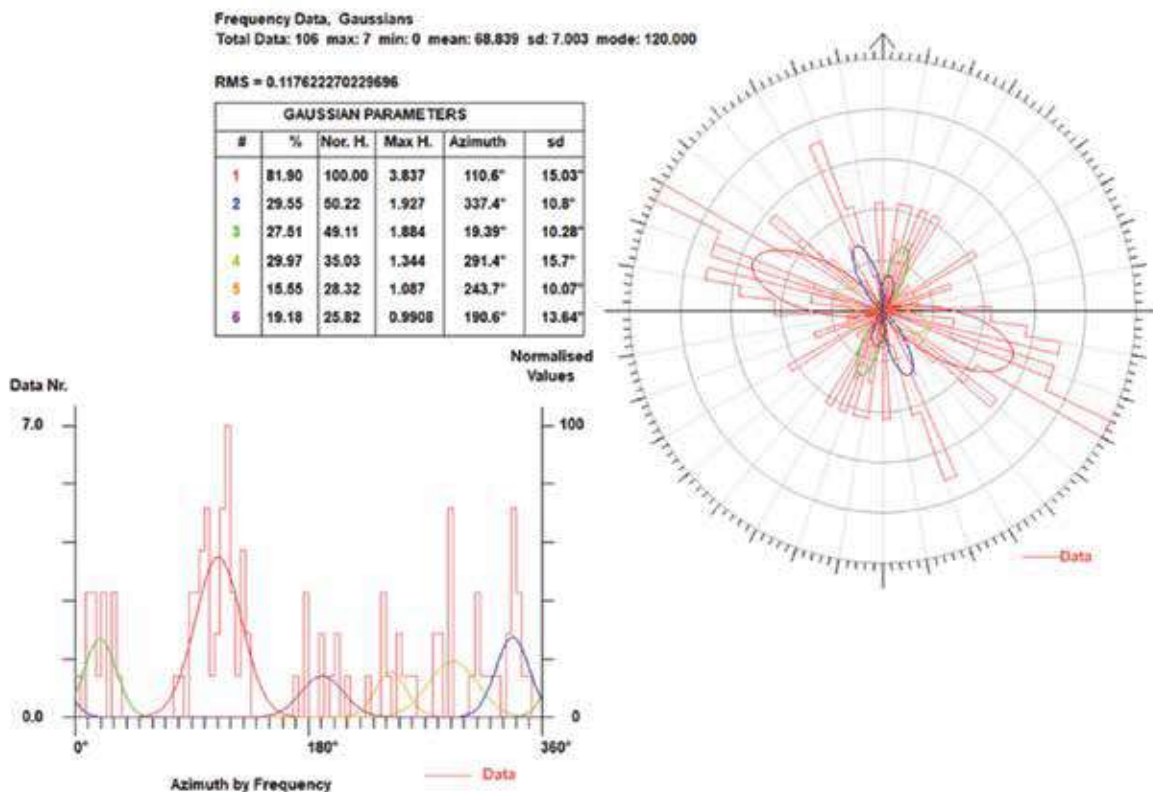
تحلیل دینامیکی

بر اساس ریک خطوط لغزش و استریوپلات‌ها (جدول ۲)، گسل‌های موجود در منطقه بیشتر دارای حرکت امتدادلغز بوده که نشان‌دهنده رژیم زمین ساختی برش ساده دونین تا کرتاسه می‌باشد. آزیموت جهت تنش غالب در بازه ۹۰ تا ۱۱۰ و ۱۹۰ تا ۲۲۰ قرار می‌گیرد (شکل ۸). تغییرات جهت تنش از دونین تا پایان کرتاسه در منطقه دیده می‌شود که بر اساس جابجایی راستگرد رگه‌های موجود در واحدهای ژوراسیک، ابتدا جهت تنش با آزیموت ۹۰ تا ۱۱۰ عمل کرده و رگه‌ها شکل گرفته‌اند و پس از آن جابجایی راستگرد در رگه‌های باریت، نشان‌دهنده تغییر جهت تنش در گستره است.

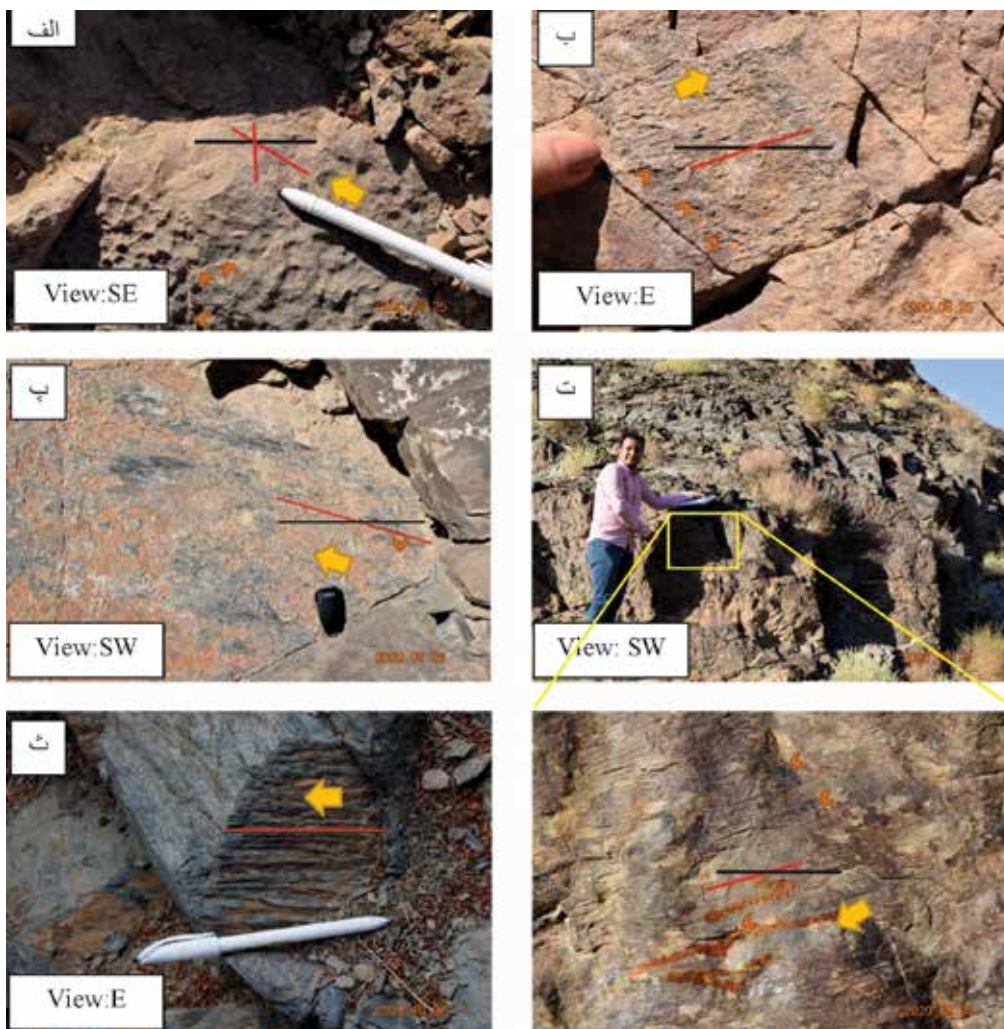
تا متر دیده می‌شوند. این رگه‌ها توسط گسل‌های امتدادلغز به صورت راستگرد جابجا شده‌اند.

تحلیل سینماتیکی

با توجه به اینکه حداکثر زاویه ناهمخوانی در محاسبات ۱۵ درجه در نظر گرفته شده است. تغییرات ریک بردار لغزش و سوی حرکت گسل‌ها با توجه به امتداد و شیب گسل‌ها، در هر ایستگاه متغیر بود. بر روی رگه‌های باریت ایجاد شده اغلب جابجایی‌های امتدادلغز با حرکت راستگرد مشاهده شد که نشان‌دهنده قرار گرفتن بلوک‌های رمبوندری از پیش موجود در سیستم برشی راستگرد جدید است و از همین رو شکستگی‌ها را به شکل منحنی درآورده و بلوک‌ها را به شکل Popup به سمت جنوب غرب جابجا کرده است. این رگه‌ها چون در واحدهای ژوراسیک قرار دارند و از این زمان به بعد شکل گرفته‌اند، جهت تفکیک فازهای تنش در منطقه مورد مطالعه استفاده



شکل ۵. نمودار گوسیان امتداد گسل‌ها، تغییرات امتداد گسل‌ها را از غرب تا شمال-شمال شرق نمایش می‌دهد و نمودار فراوانی جهت شیب گسل‌ها که شیب به سمت شمال شرق و جنوب غرب را نمایش می‌دهد

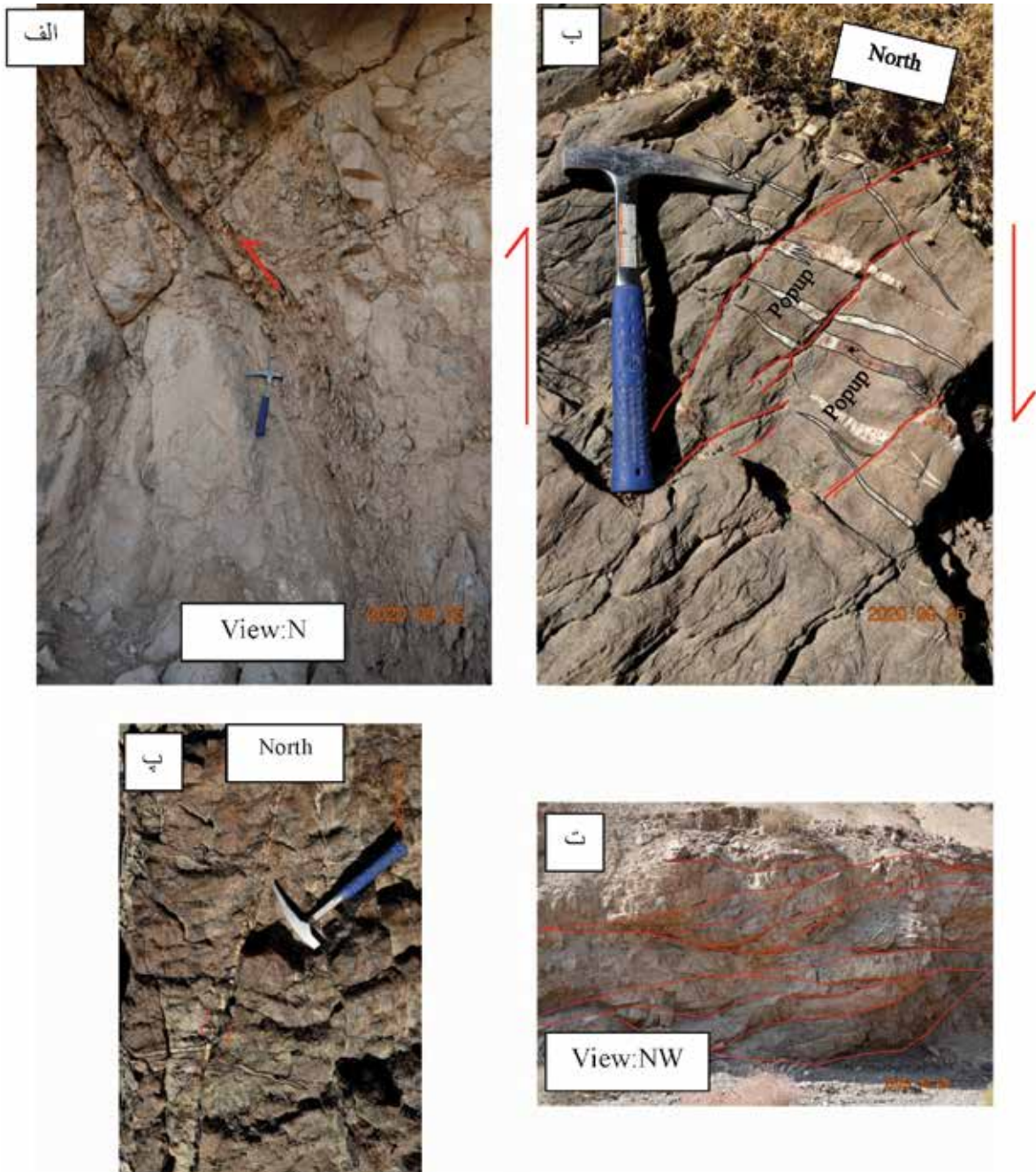


شکل ۶. الف) خطوط لغزش متفاوت در ایستگاه ۱ نشان دهنده تغییر جهت تنش می باشد، ب) خطوط لغزش در ایستگاه ۲، پ) خطوط لغزش در ایستگاه ۶، ت) خطوط لغزش در ایستگاه ۷، ث) خطوط لغزش در ایستگاه ۱۰، (خطوط قرمز خش لغز و خطوط سیاه خط افق را نمایش می دهد)

جدول ۱. خروجی جهت های تنش اصلی در پهنه مورد مطالعه (محاسبه شده با نرم افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999))

σ : Maximum Stress Tensor, R: ratio of stress magnitude differences $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$,
 α : the average angle between the calculated shear and observed slip in degrees

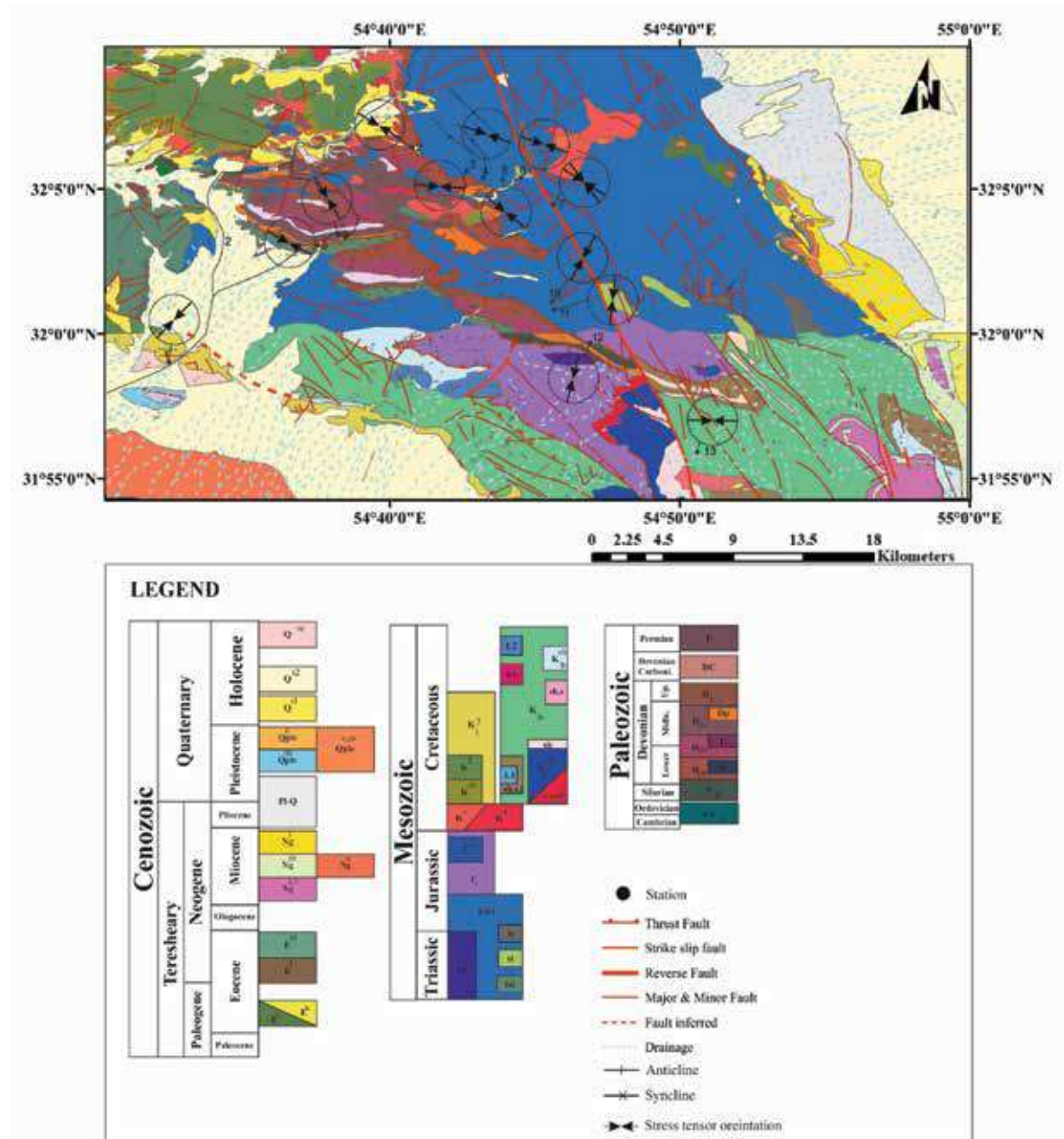
Station	Stratigraphic Age	σ_1		σ_2		σ_3		R	α
		Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge		
۱	Cretaceous	۲۲۴	۵۷	۳۱۸	۲	۰۵۰	۳۳	۱	۱۱/۸
۱۳	Cretaceous	۱۹۴	۶	۰۷۷	۷۷	۲۸۵	۱۱	۰/۸	۵/۹
۱۲	Jurassic	۲۷۱	۴۱	۰۰۹	۱۰	۱۱۰	۴۷	۰/۹	۹
۳	U. Triassic-L. Jurra	۰۹۴	۲۲	۲۰۲	۳۶	۳۴۰	۴۶	۰/۳	۷/۶
۴	U. Triassic-L. Jurra	۰۱۹	۳۸	۱۲۰	۱۴	۲۲۶	۴۸	۰/۶	۱۱/۹
۵	U. Triassic-L. Jurra	۳۰۹	۳۰	۰۵۷	۲۴	۱۷۶	۵۰	۰/۲	۳/۱
۶	U. Triassic-L. Jurra	۱۰۹	۷۵	۳۲۴	۱۲	۲۳۲	۸	۱/۵	۸/۲
۷	U. Triassic-L. Jurra	۱۴۳	۱۴	۳۶۰	۷۲	۲۳۶	۱۰	۰/۱	۹/۷
		۳۰۲	۴	۳۸	۵۱	۲۰۸	۳۸	۰/۳	۹/۷
۱۰	U. Triassic-L. Jurra	۲۰۹	۲۸	۶۸	۵۶	۳۰۹	۱۸	۰/۸	۱۰/۵
۱۱	U. Triassic-L. Jurra	۱۸۶	۲۱	۲۸۰	۸	۳۰	۶۸	۰/۷	۲/۳
۸	Middle Devonian	۲۹۸	۴۷	۱۸۵	۲۰	۷۹	۳۷	۰/۸	۷/۵
۹	Middle Devonian	۱۴۹	۵۵	۳۲۹	۳۵	۵۹	۰	۰/۶	۳/۴
۲	Lower Devonian	۱۲۱	۲۶	۲۱۹	۱۶	۳۳۸	۵۹	۰/۴	۱۵/۵



شکل ۷. الف) گسل معکوس در ایستگاه ۱ در واحدهای کرتاسه، ب) جابجایی راستگرد در رگه‌های شرقی غربی باریت به سن ژوراسیک در سنگ میزبان به سن دونین زیرین در ایستگاه ۶، پ) جابجایی راستگرد در رگه‌های شرقی غربی باریت به سن ژوراسیک در سنگ میزبان به سن تریاس بالایی-ژوراسیک در ایستگاه ۷، ت) حرکت راندگی‌ها در منطقه از سمت جنوب به شمال در ایستگاه ۴

جدول ۲. جدول استریونت‌های جهت‌های اصلی تنش در پهنه مورد مطالعه (محاسبه با نرم‌افزار Daisy V.5.43 (Salvini, 1999))

Age	Station	Stress tensors	Age	Station	Stress tensors
Cretaceous	1		Upper Triassic Lower Jurassic	7	
Cretaceous	13		Upper Triassic Lower Jurassic	10	
Jurassic	12		Upper Triassic Lower Jurassic	11	
Upper Triassic Lower Jurassic	3		Middle Devonian	8	
Upper Triassic Lower Jurassic	4		Middle Devonian	9	
Upper Triassic Lower Jurassic	5		Lower Devonian	2	
Upper Triassic Lower Jurassic	6				



شکل ۸. نقشه زمین‌شناسی پهنه مورد مطالعه به همراه رزیدیاگرام راستای تنش اصلی برای هر ایستگاه که روند غالب جهت‌های تنش WNW-ESE و NNE-SSW را نمایش می‌دهد (باز رسم شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خرائق (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۸۶) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فهرج (جعفریان و همکاران، ۱۳۸۵))

بحث

(Stocklin, 1968; Jackson and Mackenzie., 1984)

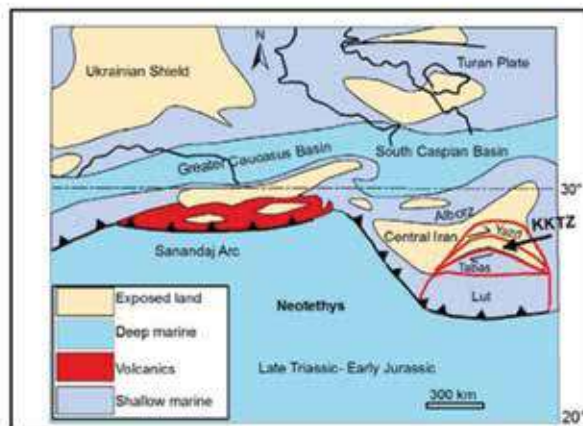
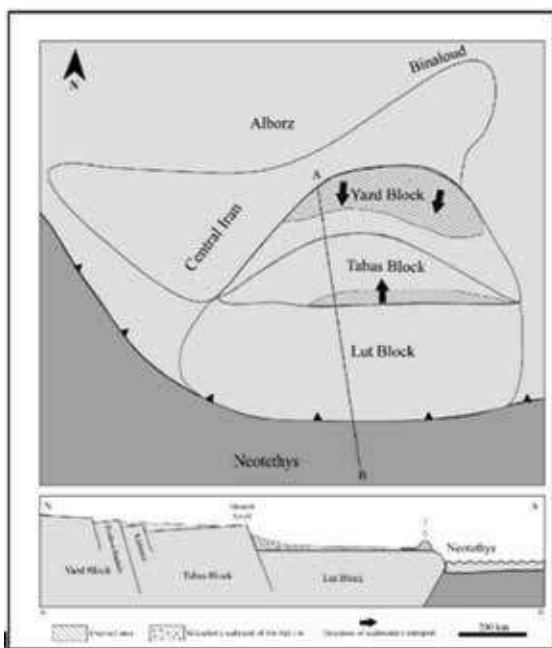
همچنین چرخش و جابه‌جایی بلوک‌های ایران مرکزی و اندرکنش ساختاری متأثر از تغییر نوع و سوی حرکت آنها در طول زمان، موجب پیچیده‌تر شدن ساختارهای ایران مرکزی شده است (Walker and Jackson., 2004; Mattei et al., 2012; Nozaem et al., 2013).

کشور ایران در کوهزایی آلپ-همالیای پیشینه زمین‌شناسی پیچیده‌ای به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی زمین دارد که از این میان خردقاره ایران مرکزی با وجود گسل‌های ژرف و بی‌سنگی که همه طی رخدادهای کوهزایی کهن تشکیل شده‌اند؛ (Aghanabati, 2004)

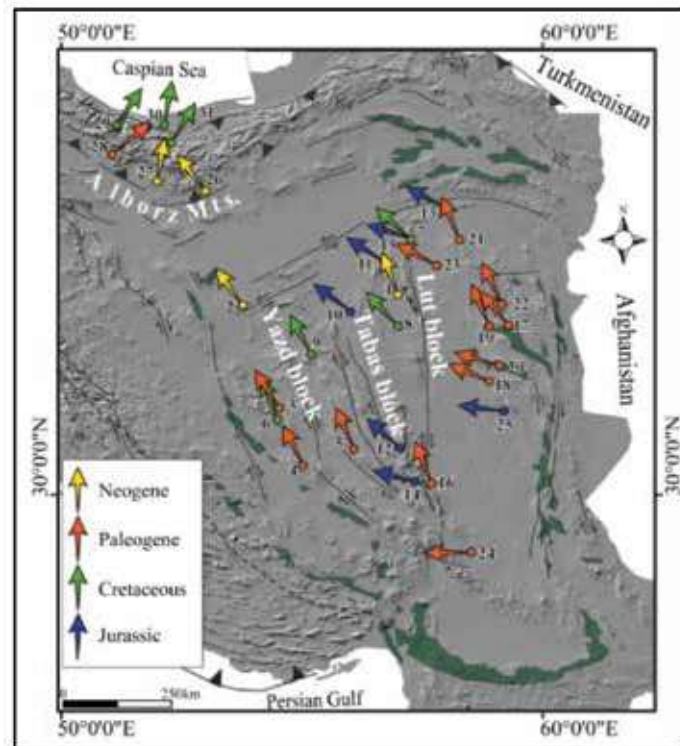
(Thierry., 2000; Wilmsen et al., 2009) و 2008) (شکل ۹) وضعیت خردقاره‌های ایران مرکزی قبل از ژوراسیک ۱۳۰ درجه با وضعیت کنونی اختلاف داشته است. و گسل‌های ایران مرکزی امتداد شرقی-غربی داشته‌اند. همچنین مطالعات چرخش پالئومغناطیس ایران مرکزی (Kent et al., 2010) حرکت به سمت شمال خردقاره ایران مرکزی را از تریاس به بعد نمایش می‌دهد (شکل ۱۰) و شکل ۱۱ نشان می‌دهد که قبل از ژوراسیک جهت تنش شمالی-جنوبی بر خردقاره ایران مرکزی حاکم بوده است (Soffle et al., 1996). این جهت تنش با مطالعات تنش دیرین در این پژوهش مطابقت نمی‌کند و به نظر می‌رسد که حرکت رو به شمال توام با چرخش ۱۳۵ درجه‌ای پادساعت‌گرد ایران مرکزی در بازه زمانی دونین تا عهد حاضر اتفاق افتاده است.

با توجه به مطالعات انجام شده دو فاز اصلی تنش در گستره به دست آمد. رگه‌های با امتداد WNW-ESE در واحدهای ژوراسیک نشان‌دهنده جهت تنش به موازات این رگه‌ها است که این جهت تنش نیز در واحدهای قدیمی‌تر از ژوراسیک به ثبت رسیده است. از ژوراسیک تا کرتاسه نیز جهت تنش ثبت شده در ایستگاه‌ها دارای امتداد NNE-SSW می‌باشد. که با توجه به مطالعاتی نئوتکتونیک که روی گسل انار انجام شده این جهت تنش نیز به ثبت رسیده است. در نتیجه می‌توان فازهای ثبت شده را از جدید به قدیم بازسازی نمود و تغییرات جهت تنش را به دو بخش جدیدتر از ژوراسیک و قدیمی‌تر از ژوراسیک تقسیم‌بندی کرد. این جهات تنش با مطالعات تنش دیرین که در دیگر مطالعات انجام شده بر روی گسل‌های اطراف منطقه مورد مطالعه آمده است نیز مطابقت می‌کند.

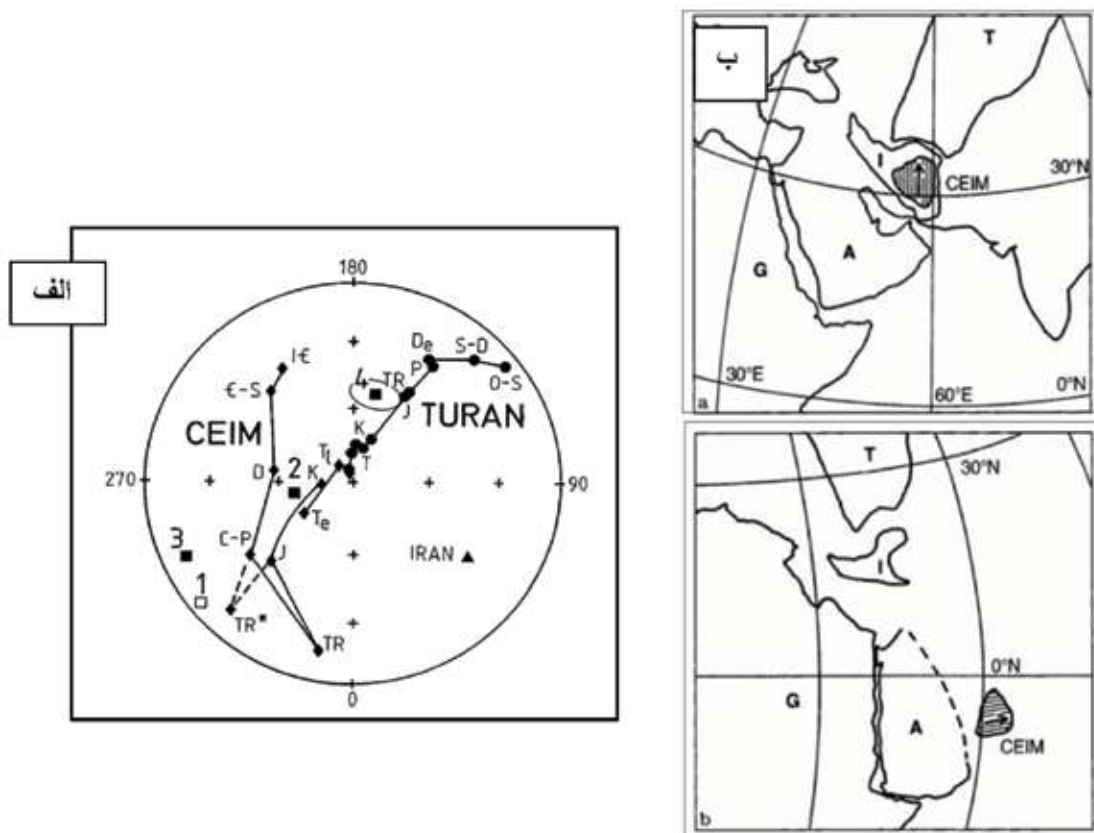
بر اساس مطالعات (Barrier and Vrielynck., 2008)



شکل ۹. الف) وضعیت خردقاره‌های ایران مرکزی در ژوراسیک پیشین بر اساس مطالعات (Barrier and Vrielynck., 2008) و ب) وضعیت خردقاره‌های ایران مرکزی در مرز تریاس و ژوراسیک بر اساس مطالعات (Thierry, 2000; Wilmsen et al., 2009)



شکل ۱۰. چرخش پالئومغناطیس از ژوراسیک تا عهد حاضر در ایران مرکزی (Kent et al., 2010)



شکل ۱۱. الف) حرکت رو به شمال خردقاره ایران مرکزی پس از تریاس بر اساس داده‌های پالئومغناطیس (Soffel et al., 1996). ب) چرخش ۱۳۰ درجه‌ای ایران مرکزی از ۲۲۰ میلیون سال پیش (تصویر پایین) تا عهد حاضر (تصویر بالا) (Soffel et al., 1996)

نتیجه‌گیری

۱. برای تنش بیشینه در پهنه مورد مطالعه بین بازه ۹۰ تا ۱۱۰ و ۱۹۰ تا ۲۲۰ متغیر است.
 ۲. تغییرات جهت تنش بیشینه در پهنه مورد مطالعه در محدوده ۱۳۰ درجه می‌باشد که با ۱۳۰ درجه چرخش پادساعت‌گرد ایران مرکزی مطابقت می‌کند.
 ۳. رگه‌های باریت موجود در اطراف گسل انار که سن شکل‌گیری آنها مربوط به پس از ژوراسیک است، تحت تنش WNW-ESE شکل گرفته‌اند و در یک تغییر شکل ادامه‌دار برشی ساده به‌صورت راستگرد جابجا شده و هم‌زمان چرخش نیز یافته‌اند.
 ۴. گسل انار از زمان دونین تاکنون دارای حرکت امتدادلغز راستگرد بوده است.
 ۵. ابتدا رگه‌ها در میدان تنش WNW-ESE شکل گرفته و سپس در میدان تنش NNE-SSW به‌صورت راستگرد جابجا شده است.
 ۶. هم‌زمان با حرکت رو به شمال ایران مرکزی از دونین تا عهد حاضر، چرخش ایران مرکزی نیز شکل گرفته است که این تغییرات به‌خوبی بر روی رگه‌های باریت به سن ژوراسیک ثبت شده است.
- ## سپاسگزاری
- این مقاله بخشی از رساله دکتری حمیدرضا افخمی اردکانی بر اساس طرح شماره ۵۳۰۶۲ دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شده است، بنابراین از دانشگاه فردوسی مشهد برای حمایت‌های به عمل آمده سپاسگزاری می‌شود. از سردبیر محترم مجله و پیشنهادهای داورهای محترم نهایت تشکر و قدردانی را داریم.
- ## منابع
- جعفریان، ب.، جلالی، ع. و قریب، ف.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰/فهرج. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
 - هوشمندزاده، ع. و پورلطیفی، ع.، ۱۳۸۶. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰/خرانق. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

- Delvaux, D., Moyes, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnitchenko, A., Ruzhich, V. and Sankov, V., 1997. Paleostress reconstruction and geodynamics Of the Baikal region, central Asia. Part II: Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282, 1-38.
- Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295:187-197.
- Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M. and Ghoraishi, M., 2009. Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophysical Journal International*, 179(2), 700-710. doi:10.1111/j.1365-246x.2009.04309.x
- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daignieres, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3:51-65.
- Foroutan, M., Sébrier, M., Nazari, H., Meyer, B., Fattahi, M. and Rashidi, A., 2012. Bateman, M. D., 2012. New evidence for large earthquakes on the Central Iran plateau: palaeoseismology of the Anar fault. *Geophysical Journal International*, 189(1), 6-18. doi:10.1111/j.1365-246x.2012.05365.x
- Gephart, J. W. and Forsyth, D. W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando Earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 89: 9305-9320.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F. and Genser, J., 2011. Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia-Eurasia convergence. *Tectonophysics*, 502(1-2), 221-243. doi:10.1016/j.tecto.2010.02.004.
- Kent, D.V. and Irving, E., 2010. Influence of inclination error in sedimentary rocks on the Triassic and Jurassic apparent polar wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 115, B10103. doi.org/10.11029/12009JB007205.
- Lisle, R.J., 1989. Paleostress analysis from sheared dike sets. *Geological Society American*, 101, 968-972.
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F. and Eshraghi, S. A., 2012. Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data. *Geological Society of America Bulletin*, 124(5-6), 943-956. doi:10.1130/b30479.1.
- Metropolis, N., 1987. The beginning of the Monte Carlo method. *Los Alamos Science* (1987 Special Issue dedicated to Stanislaw Ulam): 125-130.
- Meyer, B. and Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26(5), n/a-n/a. doi:10.1029/2006tc002073.
- Nozaem, R., Mohajjel, M., Rossetti, F., Della Seta, M., Vignaroli, G., Yassaghi, A. and Eliassi, M., 2013. Post-Neogene right-lateral strike-slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e-Sarhangi Fault), Central Iran. *Tectonophysics*, 589, 220-233. doi:10.1016/j.tecto.2013.01.001.
- PETIT, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9, 5/6: 597-608.
- Soffel, H. C., Schmidt, S., Davoudzadeh, M. and Rolf, C., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85(2), 293-302. doi:10.1007/bf02422235
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Salvini, F., Billi, A. and Wise, D.U.,

1999. Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata fault zone, Southern Apennines.
- Thierry, J., 2000. Middle Callovian (157-155 Ma). In: Dercourt, J., Gaetani, M., et al.(Eds.), Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris, 71-97.
 - Tadayon, M., Rossetti, F., Zattin, M., Calzolari, G., Nozaem, R., Salvini, F., Faccenna, C. and Khodabakhshi, P., 2018. The long-term evolution of the Doruneh Fault region (Central Iran): a key to understanding the spatio-temporal tectonic evolution in the hinterland of the Zagros convergence zone. *Geological Journal* 1-26. <https://doi.org/10.1002/gi.3241>.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398.
 - Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A. and Sedighi, M., 2014. Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1359-1383. doi:10.1002/2013jb010620
 - Walker, R. and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.
 - Walker, R., 2006. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, SE Iran. *Journal of Structural Geology* 28 654-668.
 - Wallace, R. E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59:118-130.
 - Wilmsen, M., Fürsich, F.T. and Taheri, J., 2009b. The Shemshak Group (Lower-Middle Jurassic) of the Binalud Mts., NE Iran: stratigraphy, depositional environments and geodynamic implications. *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society, London, Special Publications 312, 175-188.

مطالعه آزمایشگاهی وضعیت انحلال‌پذیری و مقاومتی خاک‌های مجاور گنبد‌های نمکی

میثم محبوبی نیازمندی^۱ و سهراب میراثی^۲

۱. استاد مدعو، دانشکده مهندسی عمران، مؤسسه آموزش عالی مهرآیین، گیلان، ایران
۲. استادیار، دانشکده مهندسی عمران، واحد شهرکرد، دانشگاه آزاد اسلامی، شهرکرد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۹/۰۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۱/۱۰

چکیده

یکی از مهم‌ترین منابع‌های بالقوه شوری در جنوب ایران، انحلال‌گنبد‌های نمکی می‌باشد. در بیشتر موارد موجب تخریب کیفیت آب‌های سطحی و آبخوان‌های کارستی و آبرفتی مجاور می‌شود. با وجودی که آب‌های کارستی و آبرفتی بیشتر دارای کیفیت مطلوبی می‌باشند، در موارد متعددی در جنوب کشور کیفیت این آب‌ها به دلیل تماس با گنبد‌های نمکی کاهش یافته است. نظر به اینکه برخی از نقاط استان هرمزگان همچون جزیره هرمز متشکل از خاک‌های انحلال‌پذیر نمکی و دارای درصد زیادی سولفات و گچ می‌باشد احتمال رخداد مشکلاتی چون انحلال‌پذیری زیاد می‌باشد. بنابراین، در این مقاله به بررسی و ارزیابی تعیین میزان انحلال‌پذیری و مشخصات مقاومتی خاک‌های پهنه‌های واقع در مجاورت گنبد‌های نمکی جزیره هرمز پرداخته شده است. تعیین مشخصات مقاومتی و انحلال‌پذیری بر اساس نتیجه آزمایش‌ها فیزیکی، شیمیایی، فنی و مکانیکی با استفاده از حفر گمانه‌ها و نمونه‌برداری انجام پذیرفته است. برخی از این ویژگی‌ها شامل طبقه‌بندی خاک، حدود اتربرگ خاک، درصد نمک، کلرور و فسفات، درصد تراکم حداکثر، زاویه اصطکاک، چسبندگی خاک و مدول الاستیسیته خاک می‌باشند. نتیجه‌های به دست آمده نشان دادند، وجود نمک، باعث کاهش پارامترهای مقاومتی (زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی) خاک شده است. همچنین وجود نمک، باعث افزایش درصد رطوبت بهینه و کاهش قابل ملاحظه میزان دانسیته خشک حداکثر خاک‌های انحلال‌پذیر در مقایسه با نمونه خاک طبیعی می‌شود. در نهایت بر اساس داده‌های به دست آمده و شناسایی دقیق خاک‌های انحلال‌پذیر و نظر به ساخت و سازهای آتی در این پهنه‌ها، راهکارهای پیشنهادی برای جلوگیری و کنترل خسارت به سازه واقع بر روی این نوع خاک‌ها ارائه شده است.

واژه‌های کلیدی: انحلال‌پذیری، خاک‌های نمکی، گنبد‌های نمکی، جزیره هرمز، مقاومت خاک.

مقدمه

در بسیاری از کشورهای جهان، به‌ویژه در خاورمیانه تعداد زیادی از گنبد‌های نمکی موجود می‌باشند به‌گونه‌ای که انحلال آنها می‌تواند مشکلات زیادی را در ساختمان‌سازی ایجاد کنند. انحلال‌پذیری خاک‌ها بویژه در مجاورت گنبد‌های نمکی، می‌تواند تاثیر به‌سزایی بر ساختمان‌ها و سازه‌های خاکی داشته باشد (Mirassi and Rahneam, 2020; Rahneam and Mirassi, 2012 and 2014).

* نویسنده مرتبط: s.mirasi@sutech.ac.ir

دچار افت‌های شدید مقاومتی شده و حتی در برابر بارهای کوچک دچار فروریزش می‌شوند. بنابراین نمی‌توان به مقاومت ظاهری این خاک‌ها در حالت خشک اطمینان کرد (Rahnema and Mirassi, 2012).

مشکلات سازه‌های بنا شده روی زمین‌های گچی، اولین بار در سال ۱۹۲۷ در اسپانیا به دلیل تخریب کانال‌های تازه تأسیس، پیدا شد. در بسیاری از بخش‌ها، سازه فوقانی نشست کرده و در بعضی پهنه‌های تخریب شده یا پوشش کانال تغییر شکل داده بود (کارگر و همکاران، ۱۳۸۷). بعد از این رخداد، شکست سد سنت فرانسیس، تلفات شدید آب از مخازن سدهای اوکلاهاما و نیومکزیکو، ایجاد تونل‌های ناشی از آب‌شستگی در پی سدهای هندو، مکسی میلبان و ردراک (زندى و همکاران، ۱۳۹۸)، تخریب کانال سله‌بایه در حوزه فرات (عفیفی و کردوانی، ۱۳۸۷) و غیره سبب شد تا بعد از سال ۱۹۲۷ در طول قریب به ۴۰ سال در برخورد با هر پروژه‌ای، در پهنه‌های گچی واقع شده بود، یا اقدام به تعویض محل طرح شود و یا اینکه از اجرای پروژه در این محل‌ها خودداری شود. در ایران نیز در سال‌های اخیر، به علت مسائل به وجود آمده در پوشش بتنی کانال‌های بنا شده روی خاک‌های گچی (پروژه آبیاری و زهکشی نکوآباد و آبشار در اصفهان) بررسی‌ها و تحقیقات پراکنده‌ای به عمل آمده است (Carrilla et al., 2002). در ادامه به بررسی تعدادی از تحقیقات انجام شده در ارتباط با پروژه‌های مختلف عمرانی در سطح کشور پرداخته شده است.

بلوری یزاز و ساجدی (۱۳۸۳) با مطالعه خصوصیات فیزیکی و رفتار مکانیکی خاک‌های گچی متورم شونده، روش‌های بهسازی آنها را معرفی می‌کند. نتیجه‌های این تحقیق بیانگر تاثیر شدید گچ، میزان تراکم و میزان رطوبت بر پتانسیل و فشار تورم است. در عین حال برای بهسازی آنها روش تثبیت با سیمان را نسبت به سایر روش‌ها ارجح می‌داند. خاک گستره مسیر کانال انتقال آب خدا آفرین واقع در استان آذربایجان شرقی و استان اردبیل، دارای درصد زیادی سولفات و گچ است و مشکلاتی چون رمبندگی، واگرایی و انحلال‌پذیری را دارا است بر اساس نتیجه پژوهش‌ها، وجود گچ در خاک تا حدود سه درصد به هیچ‌وجه مخاطره

تعداد سازه‌هایی که به دلیل وجود گچ و انحلال‌پذیری خاک‌های موجود در گنبد‌های نمکی در سراسر دنیا تخریب شده و یا خسارت مالی و گاهی جانی قابل توجهی را به بار آورده‌اند، بسیار می‌باشد (زارعی و رئیسی، ۱۳۹۲؛ زندی‌فر و همکاران، ۱۳۹۸). اگرچه اولین مطالعات در خصوص مشکلات اجرایی سازه‌های آبی در خاک‌های انحلال‌پذیر مربوط به سال‌های ۱۹۲۷ به بعد است (عفیفی و کردوانی، ۱۳۸۷)، ولی بیشتر این مطالعات به صورت موردی و پراکنده بوده و در آنها به طور عمده به مسائل خاک‌شناسی توجه شده است.

خاک‌های انحلال‌پذیر خاک‌هایی هستند که اجزای تشکیل‌دهنده آنها مواد تبخیری انحلال‌پذیر می‌باشند. خاک‌های انحلال‌پذیر از عوامل مختلفی از قبیل نمک، گچ، آهک و دولومیت تشکیل شده‌اند که بسته به نوع ماده تشکیل‌دهنده رفتار این‌گونه خاک‌ها نیز متفاوت است و فرآیند انحلال‌پذیری آنها متأثر از مقدار این مواد و وجود یک یا چند نوع از عوامل فوق می‌باشد (اقبالی و همکاران، ۱۳۹۱؛ سلحشور و زمانی، ۱۳۹۳). وجود مواد انحلال‌پذیر نظیر نمک طعام و گچ موجب می‌شود تا بر اثر تماس این خاک‌ها با آب، این مواد در آب حل شده و بخشی از ذرات جامد موجود در توده خاک ضمن انحلال خارج شوند. این پدیده در صورت تداوم می‌تواند موجب افزایش تخلخل و پوک شدن خاک گردد و در نهایت با ایجاد نشست‌های قابل ملاحظه، تخریب ساختمان خاک را موجب شود (صفویان و رضایی، ۱۳۸۹؛ خاکسار نجفی و همکاران، ۱۳۸۹). همچنین انحلال و خروج ذرات جامد گچ، موجب جایگزین شدن آب با ذرات آب و در نتیجه افزایش رطوبت خاک می‌شود، این نیز خود باعث کاهش مقاومت برشی خاک می‌شود. انحلال‌پذیری، واگرایی و رمبندگی از پدیده‌های مهم در خاک‌های مساله‌دار می‌باشند (زارعی و رئیسی، ۱۳۹۲). خاک‌های انحلال‌پذیر ممکن است در شرایط عادی (خشک) مقاومت و مشخصات مکانیکی خوبی داشته باشند، به طوری که استفاده از این خاک‌ها در پروژه‌های عمرانی مناسب تشخیص داده شود و لیکن بیشتر در برخورد با رطوبت به دلیل آب‌دوستی بیشتر خاک‌های شور نسبت به خاک‌های رسی معمولی

(رحیمی و نژادهاشمی، ۱۳۷۸). پتانسیل تورم و نیز فشار برکنشی که این گونه خاک‌ها اعمال می‌کنند به نوع کانی، میزان تراکم و مقدار رطوبت بستگی دارد. یکی از انواع خاک‌های متورم شونده خاک‌های ریزدانه گچی و حاوی نمک موجود در گنبد‌های نمکی است، در بسیاری از پهنه‌های شهری به دلیل مشکلاتی که برای ساختمان‌ها ایجاد کرده‌اند مسئله‌ساز هستند و مطالعه آنها ضروری می‌باشد (Azma and Abduljawad, 2000). یکی از جمله عارضه‌های مشهود در اراضی شهرها و روستاهای واقع در سواحل خلیج فارس به‌ویژه در جزایر استان هرمزگان وجود خاک‌های انحلال‌پذیر است، در اثر وجود مواد انحلال‌پذیر نظیر نمک و گچ موجب شده تا بر اثر تماس این خاک‌ها با آب مواد مذکور در آب حل شده و در نهایت باعث ایجاد خسارت در ساختمان خاک و فروریزش آن شود. حال این سؤال مطرح می‌شود: «انحلال‌پذیری گنبد‌های نمکی چه نقشی در مشخصات مقاومتی خاک دارند؟» نظر به اینکه برخی از نقطه‌های استان هرمزگان و شهرستان بندرلنگه متشکل از خاک‌های گچی و نمکی می‌باشد، بنابراین در پهنه‌هایی که سطح آب‌های زیرزمینی بالا است و به‌ویژه در زمین‌های واقع در سواحل خلیج فارس این موضوع دارای اهمیت می‌باشد و با توجه به نتیجه‌های مطالعه‌های صورت گرفته خاک دارای مشکلاتی چون رمبندگی، واگرایی و انحلال‌پذیری می‌باشد (عفیفی و کردوانی، ۱۳۸۷).

گنبد‌های نمکی در ایران

گنبد‌های نمکی ناشی از حرکات و بالا آمدن نمک، به‌عنوان برجستگی‌های شکل گرفته توسط فشارها و نیروهای داخلی شناخته می‌شوند. این گنبد‌ها بستگی به نوع سنگ‌های پوششی و فشارهای داخلی دارند و اشکال خارجی متفاوتی دارند. از نظر زمین‌شناسی، گنبد‌های نمکی ساختمان‌های زمین‌شناسی گنبدی هستند، هسته آنها از نمک تشکیل شده است. تغییر شکل این گنبد‌ها از نوع پلاستیکی است و حرکت مواد پلاستیکی باعث ایجاد چین‌ها و دیپیرها می‌شود (عباس‌نژاد، ۱۳۶۲). این ساختارها از نیروهای قائم از پایین به بالا تحت تأثیر قرار می‌گیرند و

انگیز نبوده و حتی در کانال‌های با ابعاد کوچک این مقدار تا چند درصد بیشتر (پنج تا هفت درصد) هم قابل قبول است همچنین با ریزتر شدن بافت خاک و کاهش سرعت نفوذ آب، سرعت انحلال گچ نیز به میزان قابل توجهی کاهش یافته است. بر این اساس خاک‌های درشت بافت‌تر نظیر ماسه در صورت وجود گچ دارای خطر آب‌شستگی بیشتری نسبت به خاک‌های رسی یا رسی سیلتی حاوی گچ می‌باشند البته آب‌گذرنده از داخل کانال (آب رودخانه‌ی ارس) در صورت نشست از کانال، کلوخه‌های گچ را حل کرده به تدریج می‌تواند باعث نشست پوشش و در نتیجه تخریب کانال شود (دبیری و همکاران، ۱۳۹۱).

گستره قرقی در شمال شرق شهر مشهد برای احداث مجتمع‌های مسکونی مناسب است. این گستره بر روی رسوبات حاصل از فرسایش سنگ‌های کپه‌داغ، بیشتر از آهک و ماسه سنگ تشکیل شده، واقع شده است. خاک‌های گچی این گستره دارای گچ بالایی هستند و در صورت نبود بهسازی، ممکن است باعث نشست ساختمان‌ها شوند. واکنش‌های هیدراسیون گچ و آب باعث سفت شدن خاک و در نتیجه خشک و متراکم شدن آن می‌شود. بنابراین، در صورت نبود بهسازی، مقاومت بالای این نوع خاک در حالت خشک ممکن است منجر به شکست و خرابی سازه‌ها شود (قالیباف و همکاران، ۱۳۸۹).

شبکه آبیاری دشت مهبیار در استان اصفهان، در ۳۰ کیلومتری جنوب شهر اصفهان واقع شده و از رودخانه زاینده‌رود آب گرفته و به گستره جرقویه منتقل می‌شود. نفوذ آب از کانال به داخل زمین، باعث فروریزش خاک زیرکانال شده و بخش زیادی از این شبکه بر روی خاک‌های انحلال‌پذیر احداث شده است. نتیجه‌های آزمایش‌ها نشان دادند، حضور لنزهای گچ ممکن است باعث نشست کانال و ترک‌خوردگی پوشش بتنی آن شود (Rahnema and Mirassi, 2014). خاک‌های انحلال‌پذیر حاوی نمک و در مجاورت گنبد‌های نمکی در سراسر جهان مشکلات زیادی را برای مهندسی عمران فراهم کرده که مهم‌ترین آنها خسارت به سازه‌ها، روسازی جاده‌ها و کف‌سازی‌ها می‌باشد و این خود موجب فراهم آمدن زمینه‌های بهسازی آنها شده است

زمین و پدیده‌های ژئومورفولوژیکی کارستی مانند تشکیل فروچاله‌ها مشکلات رایجی هستند و ممکن است باعث خسارات مالی و جانی شوند. فرونشست به علت گسیختگی در سنگ‌های انحلال پذیر در برخی پهنه‌های شهری رخ می‌دهد. گستره‌های شهری به دلیل تراکم جمعیت و وجود ساختمان‌ها، به خصوص در معرض فرونشست قرار دارند و ممکن است باعث آسیب‌هایی در زیرساخت‌ها و سازه‌ها شوند. وجود نمک نزدیک به گنبد‌های نمکی، موجب انحلال و خروج نمک و گچ از خاک شده و باعث افزایش تخلخل و نشست خاک می‌شود (کرباسی معروف و همکاران، ۱۴۰۲؛ کمال خدایی و همکاران، ۱۳۹۴).

روش مطالعه

پهنه مورد مطالعه

جزیره هرمز، جزیره‌ای بیضی شکل، نوعی گنبد نمکی است به مساحت ۴۲ کیلومتر مربع در ورودی خلیج فارس در هشت کیلومتری بندرعباس است (شکل ۱). این جزیره را به علت موقعیت جغرافیایی آن و مجاورت با تنگه هرمز، کلید خلیج فارس می‌دانند. گنبد نمکی جزیره هرمز در استان هرمزگان واقع است (شکل ۲). جزیره هرمز در حقیقت یک دیپیر نمکی است که در انتهای شرق خلیج فارس و نزدیکی تنگه هرمز قرار گرفته است. گنبد‌های نمکی هرمز اولین بار توسط پیلگریم (۱۹۰۸، ۱۹۲۲ و ۱۹۴۲) شناسایی شدند. سازند هرمز، تشکیلات تبخیری و به‌ویژه نمکی به نسبت ضخیمی است، از جمله‌ی قدیمی‌ترین سنگ‌های تبخیری در ایران به شمار می‌رود (زارعی و رئیسی، ۱۳۹۲). با تحقیقاتی که لیز روی سازند هرمز انجام داده و یافتن تریلوبیت‌های کامبرین میانی در داخل شیله‌ای سازند هرمز، زمین‌شناسان سن نمک‌های هرمز را کامبرین و اینفراکامبرین دانستند (درویش‌زاده، ۱۳۸۲؛ فرخی دودوئی و علی‌پور اصل، ۱۳۹۹). در نمک‌های سازند هرمز، سنگ‌های آتش فشانی متنوع شامل، ریولیت، ایگنیمرت، آندزیت و حتی بازالت و اسپلیت، سنگ‌های رسوبی نظیر دولومیت، ماسه سنگ، شیل، آهک و غیره دیده می‌شود (زارعی و رئیسی، ۱۳۹۲).

گنبد‌های نمکی به دلیل ناپایداری ثقلی لایه‌های با چگالی کمتر توسط سنگ‌های چگال‌تر پوشیده شده‌اند، شکل می‌گیرند (بلوری بزاز و ساجدی، ۱۳۸۳). گنبد‌های نمکی در ایران، به خصوص در پهنه خلیج فارس و زاگرس، به دلیل وجود منابع نفت، سولفید پتاس، آهن و نمک، ارزش اقتصادی دارند. عوامل مختلفی برای بالا آمدن گنبد‌های نمکی وجود دارد که شامل نیروهای تکتونیکی، اختلاف چگالی بین نمک و سنگ‌های مجاور، و هر دو پدیده می‌باشد. گنبد‌های نمکی در استان‌های فارس، هرمزگان، خوزستان و سمنان یافت می‌شوند و تأثیرات آنها بر کیفیت آب‌های سطحی و زیرزمینی قابل مشاهده است. علت پیدایش گنبد‌های نمکی به پایین بودن وزن مخصوص نمک و حرکت تحت فشار و گرما می‌باشد (اقبالی و جهانشاهی، ۱۳۹۱).

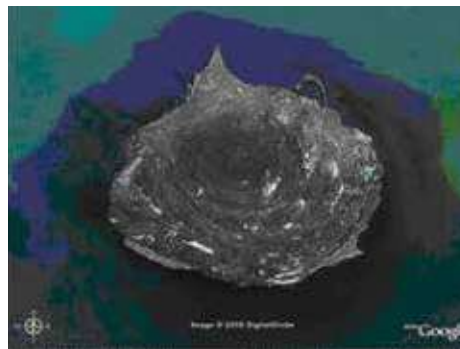
عارضه‌ها و آسیب‌های ناشی از خاک‌های انحلال پذیر

از جمله عارضه‌های ناشی از وجود خاک‌های انحلال پذیر، می‌توان به ایجاد پدیده فرونشست، فروچاله، رسوبات تبخیری و گنبد‌های نمکی اشاره کرد. زمانی که سطح آب‌های زیرزمینی بالا باشد و خاک لایه‌های بالایی نیز انحلال پذیر باشد، این موضوع موجب انحلال خاک و یا سنگ می‌شود و در صورت کاهش سطح آب زیرزمینی، ناگهان لایه سطحی دچار ریزش خواهند شد، به دنبال آن باعث وارد آمدن صدمات و آسیب‌های قابل توجه به سازه‌ها و اسکلت ساختمان‌های ساخته شده در آن مکان می‌گردد (Mirassi and Rahnema, 2014؛ زندی فر و همکاران، ۱۳۹۸).

سنگ‌های انحلال پذیر (سنگ آهک، دولومیت، گچ و نمک)، توسط نهشته‌های تحکیم نیافته مدفون شده‌اند، یا فروچاله‌های کهن پر شده با نهشته‌های تحکیم نیافت که، فشار هیدرواستاتیکی رو به بالا آب زیرزمینی در نگهداری آنها موثر است (زندى فر و همکاران، ۱۳۹۸). کارست‌های نوع فرونشست‌های آنی و سریع، تنها کارست‌های خطرناکی هستند که همیشه باعث مرگ انسان‌ها می‌شوند (Mirassi and Rahnema, 2014؛ زندی فر و همکاران، ۱۳۹۸). در پروژه‌های مهندسی در پهنه‌های کارستی، نشست



شکل ۲. تصویری از گنبدهای نمکی جزیره هرمز



شکل ۱. تصویری ماهواره‌ای از پراکندگی گنبدهای نمکی در جزیره هرمز (عباس‌نژاد، ۱۳۶۲)

مشاهده‌های صحرایی

۳ تا ۶). ۲- نفوذ آب به خاک‌های نمکی باعث انحلال و فرونشست آنها شده و خسارات در سطح شهر هرمز ایجاد می‌کند. شناسایی و تعیین مشخصات خاک‌های نمکی بسیار دارای اهمیت است و برای طراحی فونداسیون باید آزمایش‌های صحرایی انجام شود. پژوهش‌ها نشان می‌دهد وجود نمک در خاک تا حدود ۳٪ به‌هیچ‌وجه مخاطره‌آمیز نیست و حتی در کانال‌های کوچک مقدار بیشتری (تا ۷٪) هم قابل قبول است (رحیمی و نژادهاشمی، ۱۳۷۸).

با وجود کوه آهکی در نزدیکی جزیره، مردم جزیره هرمز از سنگ‌آهک به‌عنوان مصالح ساختمانی استفاده می‌کنند. این استفاده جلوگیری از ورود موریانه و حشرات به ساختمان‌ها را هدف قرار داده است، اما سنگ‌آهک‌های استفاده شده دارای دوام کمی هستند و باعث خسارت‌هایی به ساختمان‌ها شده‌اند. خسارات به دلیل وجود خاک‌های انحلال‌پذیر می‌تواند از دو منظر تحلیل شود. ۱- وجود خاک‌های نمکی و شور باعث فرونشست خاک و سطح زیرین آن می‌شود (شکل



شکل ۴. تصویری از خالی شدن زیر فونداسیون ناشی از واگرایی خاک انحلال‌پذیر



شکل ۳. تصویری از ترک‌های دیوار آشپزخانه در خانه‌های جزیره هرمز ناشی از واگرایی خاک گنبدهای نمکی



شکل ۶. خسارت وارده به فونداسیون ساختمان مسکن مهر به علت درصد بالای نمک خاک محل احداث



شکل ۵. تصویری از ترک‌خوردگی دیوار ساختمان‌های مسکونی جزیره در اثر فرونشست خاک زیر پی

عملیات صحرایی و نمونه برداری

بر اساس مطالعات ژئوتکنیکی، گنبد‌های نمکی در جزیره هرمز در عمق متوسط چهار متری از سطح زمین طبیعی قرار دارد، ترکیب اصلی آن‌ها کلرور سدیم (در حدود ۹۶ درصد) می‌باشد، در صورت بالآمدگی آب دریا خطر انحلال و آب‌شستگی وجود دارد و در این صورت هر نوع سازه‌ای را در زمان بهره‌برداری با مشکل شدید سازه‌ای مواجه خواهد ساخت (قالیباف و همکاران، ۱۳۸۹).

در این مقاله، دو نقطه از شهر هرمز که بر اساس شواهد عینی ساختمان‌های مجاور آن دچار آسیب شده و یا جزو اراضی جدید توسعه شهر منظور شده است، با فاصله تقریبی ۱۵۰۰ متر به‌عنوان محل نمونه‌برداری انتخاب شد. محل ذکر شده برای گمانه‌زنی بر روی نقشه شکل ۹ مشخص شده است. محل گمانه شماره یک در بخش جنوب غربی شهر هرمز در محله صحرا (یکی از محله‌های قدیمی و دارای آسیب‌های زیاد جزیره است) در نزدیکی مکتب‌خانه قدیم و در جنوب مسجد امام حسن واقع شده است. محل گمانه شماره دو در بخش شرقی شهر هرمز در مجاورت محل احداث مجتمع مسکونی مهر و اراضی تفکیکی شهرداری (توسعه مسکونی شهر به آن سمت می‌باشد) می‌باشد (شکل ۷).



شکل ۷. محل انتخاب گمانه‌ها بر روی نقشه هوایی

به‌منظور نمونه‌برداری از نقطه‌های تعیین شده اقدام به حفر گمانه دستی شد. در گمانه شماره یک سطح آب زیرزمینی در عمق ۶/۳۰ متر از سطح محل حفر گمانه قرار داشته است. در این گمانه دو نمونه (نمونه خاک به شماره ۵۹۲۸ از عمق ۱/۵۰ متری و نمونه سنگ بستر به شماره ۵۹۲۹ از عمق ۶/۳۰ متری) تهیه شد. در گمانه شماره دو

با عنایت به موقعیت آن که در فاصله کمتری از ساحل قرار داشت، حفاری در عمق ۴/۱۰ متر به سطح آب زیرزمینی رسید. در این گمانه سه نمونه (نمونه خاک به شماره ۵۹۳۰ از عمق یک متری سطح محل حفر گمانه و نمونه سنگ آهکی به شماره ۵۹۳۱ از عمق ۲/۵ متری و همچنین نمونه سنگ بستر به شماره ۵۹۳۲ از عمق ۴/۱۰ متری) انتخاب شد. علاوه بر این لازم به ذکر است که نمونه‌های خاک طبیعی حاصل از گمانه BH از گمانه دستی به عمق پنج متری از سطح طبیعی زمین برداشته شد.

بحث

با توجه به اینکه گستره مورد مطالعه در مجاورت گنبد‌های نمکی جزیره هرمز می‌باشد و در آینده برای احداث مجتمع‌های مسکونی مورد استفاده قرار می‌گیرد، بنابراین، بررسی و شناسایی خاک به دلیل شرایط ویژه ژئوتکنیکی پهنه برای جلوگیری از بروز خسارات احتمالی، بیش از هر عامل دیگری ضروری به نظر می‌رسید. به همین منظور اقدام به حفر تعدادی گمانه ژئوتکنیکی شد. پس از انجام مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی بر روی نمونه‌های خاک، مشکلات مختلف خاک گستره مورد مطالعه به لحاظ مقادیر مقاومتی خاک، درصد نمک، چسبندگی و غیره ارزیابی شده است.

خاک‌های انحلال‌پذیر نمکی به علت وجود ذرات نمک فراوان به‌طور معمول پوک است و وزن مخصوص طبیعی بسیار کمی نیز برای آنها گزارش شده است. بنابراین خاک‌های نمکی که نمک بالایی داشته و در نتیجه دارای وزن مخصوص کم هستند، اگر بهسازی نشوند، نشست فونداسیون زیر ساختمان را به دنبال خواهند داشت و اگر متراکم شوند و یا هنگام متراکم کردن به آنها آهک افزوده شود، تورم را به همراه دارند. تاکنون راه‌حل‌های مختلفی برای رفع مشکل بالا پیشنهاد شده است که به دلیل نبود پیشینه تاریخی اجرایی آنها نیاز به تحقیق‌های وسیعی دارند. بیشتر این راه‌حل‌ها گران هستند و اگر قبل از استفاده در محل به‌طور دقیق ارزیابی نشوند، زیان آنها می‌تواند بیشتر باشد. از این‌رو در این بخش از طریق آزمایش‌های مکانیکی، شیمیایی و فیزیکی ویژگی‌های مختلف خاک در مجاورت گنبد‌های نمکی جزیره هرمز مورد مطالعه قرار گرفته است.

لای دار با دانه بندی بد و یکنواخت (SP-SM) می باشد. پس از ارائه نتیجه های آزمایش دانه بندی و هیدرومتری، در ادامه، نتیجه های آزمایش های تعیین مشخصات عمومی شامل ویژگی های مکانیکی و آنالیز شیمیایی نمونه های مورد آزمایش، ارائه شده است (جدول ۱). ویژگی های مکانیکی و همچنین آنالیز شیمیایی نمونه های انتخابی از خاک های به دست آمده از گمانه های اکتشافی تعیین و به ترتیب در جدول های ۱ و ۲ ارائه شده است. لازم به ذکر است که در طی فرآیند انجام آزمایش ها، شرایط محیطی آزمایشگاه مطابق شرایط استاندارد و در دمای ۲۲ درجه سانتی گراد و رطوبت ۵۳ درصد است.

بر اساس جدول ۱ هر دو نوع خاک در مقادیر حد روانی، شاخص خمیری، وزن مخصوص و درصد رطوبتی مشابه می باشد. آنالیز شیمیایی نمونه های خاک و سنگ بستر در جدول ۲ نشان می دهد درصد نمک در مقایسه با درصد کلرور و سولفات به شکل چشمگیری زیاد می باشد به نحوی که درصد نمک در خاک گمانه کم و بیش ۱۵٪ می باشد و بیشترین درصد نمک مربوط به سنگ نمکی BH2 با درصد ۱۸/۸ می باشد.

به بیان دیگر، خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و مکانیکی خاک های انحلال پذیر مجاور گندهای نمکی جزیره هرمز در مقایسه با نمونه خاک طبیعی با انجام آزمایش های مختلف بر روی نمونه ها ارزیابی و تعیین شده است.

آزمایش های تعیین ویژگی های خاک

اولین آزمایش انجام شده برای شناسایی اسم و ماهیت خاک آزمایش دانه بندی و آزمایش هیدرومتری است. هدف از آزمایش دانه بندی خاک، تعیین توزیع دانه های خاک در اندازه های مختلف می باشد تا بر اساس اندازه دانه ها، خاک طبقه بندی و تشریح شود. بر این اساس از نمونه های به دست آمده از خاک محل ساختگاه و دو گمانه حفاری شده BH1 و BH2، برای تعیین نوع خاک و پارامترهای مرتبط به دانه بندی اقدام به انجام آزمایش الک به روش ASTM D422 و در ادامه برای تکمیل دانه بندی، آزمایش هیدرومتری به روش ASTM D422 به عمل آمد. بر اساس نتایج حاصله از آزمایش دانه بندی و هیدرومتری بر روی نمونه های خاک هر دو گمانه بر اساس طبقه بندی یونیفاید مشخص شد که نمونه خاک مورد مطالعه در گمانه BH1 از نوع ماسه لای دار (SM) و در گمانه BH2 از نوع ماسه

جدول ۱. ویژگی های مکانیکی نمونه خاک های به دست آمده از گمانه های اکتشافی

شماره گمانه	طبقه بندی یونیفاید	حد روانی (%)	شاخص خمیری (%)	وزن مخصوص طبیعی (gr/cm ³)	وزن مخصوص خشک (gr/cm ³)	درصد رطوبت (%)	عمق گمانه (متر)	نشانه تورم آزاد (%)
BH1	SM	۳۳ الی ۳۵	۸/۳	۱/۵۴	۱/۴۱	۹	۶/۳	۴/۶ الی ۴/۸
BH2	SP-SM	۳۰	۹/۳	۱/۶	۱/۴۶	۹/۵	۵	۴/۶

جدول ۲. آنالیز شیمیایی نمونه های انتخابی

شماره نمونه	عمق نمونه (متر)	مشخصات نمونه	نوع آزمون	درصد کلرورها	سولفات قابل حل در آب (SO ₃ (%))	درصد نمک	PH	مواد آلی خاک
۱	۵۹۲۸	۱/۵	شماره استاندارد	B.S 1377	B.S 1377	B.S 1377	B.S 1377	ASTM-C40
۲	۵۹۲۹	۶/۳	خاک گمانه BH1	۰/۰۱	۰/۱۸	۱۴/۱۴۳	۸/۹۳	-
۳	۵۹۳۰	۱/۰۰	سنگ بستر گمانه BH1	۰/۰۱	۰/۰۵	۷/۵۶	۸/۲۹	-
۴	۵۹۳۱	۲/۵	خاک گمانه BH2	۱/۹۵	۰/۱۴	۱۵/۵۴	۸/۰۷	-
۵	۵۹۳۲	۴/۱	سنگ آهکی گمانه BH2	۱/۰۹	۰/۲۲	۹/۹۵۱	۷/۰۲	-
			سنگ نمکی گمانه BH2	۱/۵۰	۱/۴۷	۱۸/۸۹۷	۸/۰۳	-

آن با ذرات خاک باعث کاهش وزن مخصوص خشک شده است. با توجه سفت شدن نمونه‌ها در طی فرآیند آزمایش می‌توان نتیجه گرفت که واکنش‌های هیدراسیون نمک و آب به مرور زمان باعث سفت شدن مخلوط خاک و در نتیجه باعث خشک و متراکم شدن خاک پهنه شده است. به بیان دیگر وجود مقاومت بالای این نوع خاک در حالت خشک، در صورت نبود بهسازی، طرح را به اشتباه انداخته و در نهایت منجر به شکست و خرابی سازه و فونداسیون زیر آن می‌شود. برای تعیین حد روانی^۱ (LL)، حد خمیری^۲ (PL) و دامنه خمیری^۳ (PI) خاک از آزمایش اتربرگ استفاده شده است. حدود اتربرگ از شاخص‌های مهم شناسایی و توصیف خاک می‌باشد. بر اساس نتایج این آزمایش و آزمایش دانه‌بندی، طبقه‌بندی خاک (روش Unified) صورت می‌گیرد. به منظور تعیین مقادیر حدود اتربرگ بر روی نمونه‌های حاصل از حفاری‌های ژئوتکنیکی در گمانه BH1 و BH2 به ترتیب حاوی ۱۴/۱۴۳ و ۱۵/۵۴ درصد نمک، آزمایش تعیین حدود اتربرگ مطابق استاندارد ASTM D4318، انجام شد. لازم به ذکر است که نتیجه‌های حاصل از این نمونه‌ها برای مقایسه با یک نوع نمونه خاک طبیعی بدون درصد نمک آمده است. نتیجه‌های مربوط به این آزمایش در جدول ۳ ارائه شده است.

مطابق جدول‌های ۱ و ۲، برای بررسی خواص نمکی اقدام به حفر گمانه‌های اکتشافی در پهنه شد. عمق نمونه‌گیری، پس از برداشت خاک سطحی، در گمانه BH1 از عمق ۱/۵ تا ۶/۳ متری و در گمانه BH2 از عمق یک تا ۴/۱ متری است. با وجود این حقیقت، خاک‌های موجود در گنبد‌های نمکی تراکم‌پذیر هستند، اما به هنگام تماس با آب متورم شده و گاهی درصد تورم به ۱۵ درصد طول نمونه نیز می‌رسد. با توجه به اینکه نمک موجود در نمونه‌های مورد آزمایش طبیعی است، اندازه‌گیری چگالی نمک در خاک به‌عنوان یک ماده ممکن نبود. بنابراین، چگالی ویژه نمونه‌های آزمایشی کاهش یافته است. اگرچه تغییرات چگالی ویژه با افزایش میزان نمک تا حدود ۲۰ درصد بسیار اندک و حداکثر تا ۰/۱۵ می‌باشد، اما با توجه به شکل نشانه خمیری و وزن مخصوص خشک خاک مورد آزمایش نیز با افزایش مقدار نمک کاهش می‌یابد، بیانگر تاثیرپذیری خاصیت خمیری خاک از میزان نمک است. به نظر می‌رسد علت این موضوع، درصدی از ذرات نمک به‌طور معمول با چگالی ۲/۰۲ به‌جای ذرات خاک با چگالی ۲/۷۲ قرار گرفته‌اند؛ بنابراین وزن مخصوص خشک مخلوط کاهش می‌یابد. همچنین چون نمک برای هیدراسیون به آب نیاز دارد، وجود آب بیشتر در اثر بارش‌های سالانه و جایگزینی

جدول ۳. مقادیر حدود اتربرگ نمونه‌های حاصل از حفاری در گمانه‌های مختلف با درصد‌های مختلف نمک

ردیف	مشخصات نمونه	درصد نمک	حدود اتربرگ		
			LL	PL	PI
۱	نمونه خاک طبیعی بدون نمک	۰	۳۶	۱۶	۲۰
۲	نمونه خاک گمانه BH1	۱۴/۱۴۳	۲۶	۱۳	۱۳
۳	نمونه خاک گمانه BH2	۱۵/۵۴	۲۵	۱۱	۱۴

BH2 به ترتیب ۶۵ و ۷۰ درصد نسبت به نمونه خاک طبیعی کاهش یافته است.

مطابق جدول فوق، می‌توان دریافت، وجود ۱۴/۱۴۳ و ۱۵/۵۴ درصد نمک در نمونه خاک حاصل از گمانه‌های BH1 و BH2 در مقایسه با نمونه خاک طبیعی بدون نمک، باعث کاهش شدید دامنه خمیری شده است. بر این اساس می‌توان دریافت، دامنه خمیری نمونه خاک گمانه BH1 و

1. Liquid Limit
2. Plastic Limit
3. Plasticity Index

تأثیر نمک بر درصد رطوبت خاک

در بسیاری از خاک‌ها، درصد رطوبت طبیعی یکی از خواص فیزیکی مهم خاک می‌باشد. به‌منظور تعیین درصد رطوبت خاک گستره و نمونه‌های خاک بر روی دو نمونه خاک حاصل از حفاری‌های ژئوتکنیکی از گمانه‌های BH1 و BH2 به ترتیب با ۱۴/۱۴۳ و ۱۵/۵۴ درصد نمک مطابق با استاندارد ASTM D2216 و در مدت زمان‌های مختلف عمل‌آوری هفت، ۲۸ و ۵۶ روزه انجام شد. نتیجه‌های حاصل از این آزمایش در جدول ۴ ارائه شده است.

جدول ۴. تغییرات درصد رطوبت بر اساس درصد نمک و مدت زمان عمل‌آوری برای نمونه‌های حاصل از آزمایش مقاومت فشاری

ردیف	مشخصات نمونه	درصد نمک	رطوبت (%)		
			عمل‌آوری ۷ روزه	عمل‌آوری ۲۸ روزه	عمل‌آوری ۵۶ روزه
۱	نمونه خاک طبیعی بدون نمک	۰	۲	۴	۷
۲	نمونه خاک گمانه BH1	۱۴/۱۴۳	۱۷	۲۱	۱۹
۳	نمونه خاک گمانه BH2	۱۵/۵۴	۱۹	۲۲	۱۸

آزمایش تراکم

برای تعیین وزن مخصوص خشک حداکثر خاک و رطوبت بهینه بر روی نمونه خاک طبیعی و نمونه خاک‌های حاوی ۱۴/۱۴۳ و ۱۵/۵۴ درصد نمک حاصل از حفاری‌های ژئوتکنیکی در گمانه‌های BH1 و BH2، آزمایش تراکم استاندارد مطابق با استاندارد ASTM D698 بر روی نمونه خاک طبیعی و نمونه‌های با درصدهای متفاوت نمک حاصل از گمانه‌های BH1 و BH2 انجام شد. بر اساس

نتیجه‌های به دست آمده از جدول ۵، مشاهده می‌شود که وجود نمک در نمونه‌های حاصل از گمانه‌ها، میزان دانسیته خشک حداکثر خاک‌های انحلال‌پذیر را نسبت به خاک طبیعی، با کاهش قابل ملاحظه‌ای روبرو شده است. علاوه بر این نتیجه‌ها حاکی از آن است که وجود نمک باعث افزایش درصد رطوبت بهینه نمونه‌های خاک حاوی نمک در مقایسه با نمونه خاک طبیعی شده است.

جدول ۵. مقادیر رطوبت بهینه و حداکثر دانسیته خشک نمونه خاک طبیعی و نمونه‌های حاوی نمک با درصدهای مختلف نمک حاصل از گمانه‌ها

ردیف	مشخصات نمونه	درصد نمک	رطوبت بهینه (%)	دانسیته خشک حداکثر (گرم بر سانتیمتر مکعب)
۱	نمونه خاک طبیعی بدون نمک	۰	۱۹	۱/۷۶
۲	نمونه خاک گمانه BH1	۱۴/۱۴۳	۲۳	۱/۶۳
۳	نمونه خاک گمانه BH2	۱۵/۵۴	۲۲	۱/۶۱

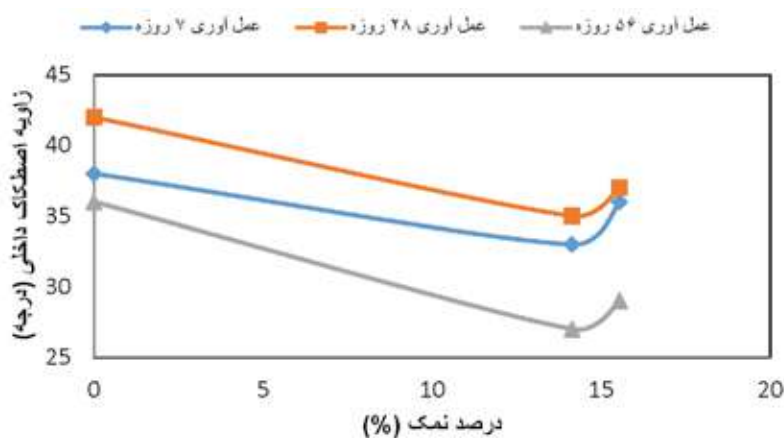
آزمایش برش مستقیم

نمک در جدول ۶ و شکل‌های ۸ و ۹ نشان داده شده است. بر اساس نتیجه‌های به دست آمده می‌توان دریافت، با گذشت زمان عمل‌آوری، در تمامی نمونه‌ها، ابتدا پارامترهای مقاومتی خاک (زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی) کاهش می‌دهد، وجود نمک، باعث کاهش پارامترهای مقاومتی خاک شده است. این کاهش در پارامتر چسبندگی نمونه‌های حاوی نمک در مقایسه با نمونه خاک طبیعی بدون نمک، واضح‌تر می‌باشد. لازم به ذکر است که در تمامی موارد و در تمام زمان‌های مختلف عمل‌آوری، وجود نمک منجر به کاهش پارامترهای مقاومتی نمونه‌های حاوی نمک حاصل از گمانه‌های BH1 و BH2 در مقایسه با نمونه خاک طبیعی شده است.

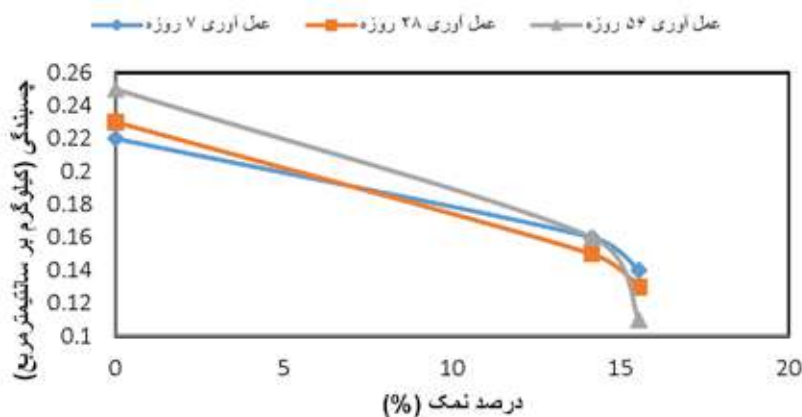
برای تعیین پارامترهای مقاومت برشی خاک پهنه مورد مطالعه، آزمایش برش مستقیم مطابق استاندارد ASTM D3080 بر روی نمونه‌های دست‌خورده با قالب ۱۰ در ۱۰ سانتیمتر مربع انجام پذیرفت. از آنجایی که مقادیر تنش قائم برای هر آزمایش باید متناسب با فشار سربار باشد، این آزمایش بر روی نمونه خاک طبیعی و همچنین نمونه‌های خاک حاوی نمک حاصل از گمانه‌های BH1 و BH2 و برای روزهای عمل‌آوری هفت، ۲۸ و ۵۶ روزه، با سه تنش قائم متفاوت (۰/۵، یک و دو کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع) انجام شد. نتیجه‌های تغییرهای چسبندگی و زاویه اصطکاک داخلی نمونه‌های مختلف خاک طبیعی و حاوی نمک حاصل از گمانه‌های BH1 و BH2 با درصد‌های مختلف

جدول ۶. پارامترهای حاصله از آزمایش برش مستقیم بر روی نمونه خاک طبیعی و نمونه‌های انحلال‌پذیر حاوی نمک

ردیف	مشخصات نمونه	درصد نمک	زاویه اصطکاک داخلی (درجه)			چسبندگی (kg/cm ²)		
			عمل‌آوری ۷ روزه	عمل‌آوری ۲۸ روزه	عمل‌آوری ۵۶ روزه	عمل‌آوری ۷ روزه	عمل‌آوری ۲۸ روزه	عمل‌آوری ۵۶ روزه
۱	نمونه خاک طبیعی بدون نمک	۰	۳۸	۴۲	۳۶	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۵
۲	نمونه خاک گمانه BH1	۱۴/۱۴۳	۳۳	۳۵	۲۷	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶
۳	نمونه خاک گمانه BH2	۱۵/۵۴	۳۶	۳۷	۲۹	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱



شکل ۸. تغییرات زاویه اصطکاک داخلی با درصد‌های مختلف نمک بر روی نمونه خاک طبیعی و نمونه‌های خاک انحلال‌پذیر حاوی نمک و در زمان‌های عمل‌آوری هفت، ۲۸ و ۵۶ روزه در آزمایش برش مستقیم



شکل ۹. تغییرات چسبندگی با درصدهای مختلف نمک بر روی نمونه خاک طبیعی و نمونه‌های خاک انحلال‌پذیر حاوی نمک و در زمان‌های عمل‌آوری هفت، ۲۸ و ۵۶ روزه در آزمایش برش مستقیم

در ادامه نتیجه‌های مربوط به آزمایش مشخصات و حفاری‌های ژئوتکنیکی در محل پروژه، به صورت میانگین در پارامترهای مقاومتی نمونه‌های مورد آزمایش حاصل از جدول زیر ارائه شده است.

جدول ۷. پارامترهای مکانیکی خاک در نمونه‌های حاصل از حفاری

نمونه خاک BH2	نمونه خاک BH1	نمونه خاک طبیعی	پارامترهای مکانیکی خاک
۳۸	۳۲	۳۸	زاویه اصطکاک داخلی (درجه)
۰/۱۳	۰/۱۵۷	۰/۲۳	چسبندگی (کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع)
۱/۹۳	۱/۸۹	۲/۰۵	وزن مخصوص طبیعی خاک (گرم بر سانتی‌متر مکعب)
۲۵۰	۲۳۳	۳۴۰	مدول الاستیسیته خاک (کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع)
۰/۲۸	۰/۳	۰/۳۱	نسبت پواسون

استفاده می‌شود، اما در صورت وجود بافت‌های ریزدانه در خاک، ممکن است به طور ناقص عمل کند.

تثبیت خاک

افزودن آهک، باعث کاهش نشست خاک می‌شود و با افزایش درصد آهک، زاویه اصطکاک داخلی خاک افزایش می‌یابد. همچنین، با افزایش مقدار آهک، وزن مخصوص خشک و نشانه خمیری خاک‌های انحلال‌پذیر نمکی کاهش می‌یابد. یکی از راه‌حل‌های مناسب برای کم کردن مشکلات خاک‌های انحلال‌پذیر رسی و حاوی نمک تثبیت شده با آهک، اضافه کردن خاک دانه‌ای به این نوع خاک‌ها می‌باشد.

استفاده از لایه‌های ژئوسنتیک و ژئوممبرین

استفاده از مواد ژئوسنتیک در مهندسی عمران، به ویژه در ژئوتکنیک و مهندسی هیدرولیک، امروزه بسیار مهم است. این مواد به عنوان راهکارهای موثر برای حل مشکلات

راهکارهای پیشنهادی برای کنترل انحلال‌پذیری

خاک‌های مجاور گنبد‌های نمکی جزیره هرمز

در این بخش از پژوهش به ارائه راهکارهایی برای کاهش انحلال‌پذیری این نوع خاک‌های نمکی برای جلوگیری از بروز خسارت به سازه‌های واقع بر روی این دسته از خاک‌ها در پهنه مورد مطالعه پرداخته شده است.

تعویض و ترمیم خاک

تعویض خاک ممکن است برای لایه‌های نازک و سازه‌های کوچک مناسب باشد، اما هزینه‌ی بالای آن در پروژه‌های وسیع مقرون به صرفه نیست. حذف خاک موجود و جایگزینی آن با خاک مناسب و با تراکم بالا، روش مطمئن‌تری برای حل مشکلات خاک می‌باشد. ترمیم خاک ممکن است برای سازه‌های سبک و یا جلوگیری از نشست پی سازه استفاده شود. روش تزریق نیز برای تقویت بخش‌های ضعیف خاک

BH2، بر اساس طبقه‌بندی یونیفاید در نمونه خاک گمانه BH1 از نوع ماسه لای‌دار (SM) و در گمانه BH2 از نوع ماسه لای‌دار با دانه‌بندی بد و یکنواخت (SP-SM) می‌باشد. نتیجه‌ها نشان دادند با اینکه خاک‌های موجود در گنبد‌های نمکی تراکم‌پذیر هستند، اما به هنگام تماس با آب متورم شده و گاهی درصد تورم به ۱۵ درصد طول نمونه نیز می‌رسد. همچنین نشانه خمیری و وزن مخصوص خشک خاک مورد آزمایش نیز با افزایش مقدار نمک کاهش می‌یابد، بیانگر تاثیرپذیری خاصیت خمیری خاک از میزان نمک است.

با توجه سفت شدن نمونه‌ها در طی فرآیند آزمایش در نمونه‌ها می‌توان نتیجه گرفت، واکنش‌های هیدراسیون نمک و آب به مرور زمان باعث سفت شدن مخلوط خاک و در نتیجه باعث خشک و متراکم شدن خاک پهنه شده است. به بیان دیگر وجود مقاومت‌های بالای این نوع خاک در حالت خشک، طراح را به اشتباه می‌اندازد و در نهایت منجر به شکست و خرابی سازه و فونداسیون زیر آن می‌شود.

نتیجه‌های آزمایش تراکم نشان داد، وجود ۱۴۳/۱۴ و ۱۵/۵۴ درصد نمک در نمونه خاک حاصل از گمانه‌های BH1 و BH2 در مقایسه با نمونه خاک طبیعی بدون نمک، باعث کاهش شدید دامنه خمیری شده است. بر این اساس می‌توان دریافت که دامنه خمیری نمونه خاک گمانه BH1 و BH2 به ترتیب ۶۵ و ۷۰ درصد نسبت به نمونه خاک طبیعی کاهش یافته است.

نتیجه‌های به دست آمده از آزمایش تعیین درصد رطوبت خاک نشان داد، وجود نمک در نمونه‌های خاک، باعث افزایش درصد رطوبت نسبت به رطوبت خاک طبیعی شده است. این میزان افزایش درصد رطوبت نمونه‌های حاوی نمک در طی مدت زمان عمل‌آوری هفت، ۲۸ و ۵۶ روزه، به ترتیب در نمونه اول (BH1) برابر با ۸۵، ۵۲/۵ و ۲۷ درصد و همچنین در نمونه دوم (BH2) برابر با ۹۵، ۵۵ و ۲۶ درصد است.

نتیجه‌های آزمایش تعیین درصد رطوبت نشان داد وجود نمک در نمونه‌های حاصل از گمانه‌ها، میزان دانسیته خشک حداکثر خاک‌های انحلال پذیر را نسبت به خاک

خاک‌های انحلال‌پذیر در مجاورت گنبد‌های نمکی و زیر پی سازه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند. ژئوممبرین‌ها از رسیدن آب به اطرافیان و جلوگیری از شستشوی خاک‌های انحلال‌پذیر نمکی و ناپایداری شیب‌ها و مقاطع نمکی جلوگیری می‌کنند. این مواد همچنین از شکستن لاینی‌نگ کانال و سایر مشکلات زیر فونداسیون سازه‌ها جلوگیری می‌کنند.

شمع‌گذاری

در مواجهه با خاک‌های انحلال‌پذیر نمکی، یکی از راه‌حل‌های مهم برای مهندسین ژئوتکنیک، استفاده از شمع و ریزشمع برای انتقال بار از لایه‌های سست به لایه‌های مقاوم است. این روش بار وارده از سازه‌های فوقانی را به لایه‌های مناسب‌تر در بستر انتقال می‌دهد. استفاده از این روش در سازه‌های متمرکز بر روی خاک‌های انحلال‌پذیر نمکی مناسب است، اما در پروژه‌های خطی مانند کانال‌های انتقال آب از نظر اقتصادی ممکن است مناسب نباشد.

ایجاد زهکشی و هدایت آب‌های سطحی مجاور

این روش‌ها شامل جلوگیری از نفوذ و دسترسی آب به لایه‌های مختلف خاک، آب‌بندی در گستره‌های کارستی، استفاده از پرده‌های تزریق برای کنترل تراوش و نشت در پی و دیواره‌های سازه‌ها در گستره‌های کارستی می‌شود. این روش‌ها نیازمند روش‌های خاص برای اجرا هستند و باید به‌دقت اجرا شوند.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش به بررسی و ارزیابی آزمایشگاهی میزان انحلال‌پذیری و مشخصات مقاومتی خاک‌های پهنه‌های واقع در مجاورت گنبد‌های نمکی جزیره هرمز پرداخته شده است. مشخصات مقاومتی و انحلال‌پذیری حاصل از نتیجه‌های آزمایش‌های فیزیکی، شیمیایی، فنی و مکانیکی که طریق حفر گمانه‌ها و نمونه‌برداری انجام پذیرفته است را می‌توان به شرح زیر بیان کرد:

نتیجه‌های حاصل از آزمایش دانه‌بندی خاک در پهنه مورد مطالعه نشان داد که از نمونه‌های به دست آمده از خاک محل ساختگاه و در دو گمانه حفاری شده BH1 و

در خاک بستر کانال بتنی انتقال آب خدا آفرین، پنجمین کنفرانس سراسری آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک کشور، کرمان.

- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۲. زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، ۴۳۴-۱.

- رحیمی، ح. و نژادهاشمی، ا.، ۱۳۷۸. بررسی اثر آشوبی بر تحکیم پذیری خاک‌های گچی. مجله علوم کشاورزی ایران، دانشکده فنی، ۲، ۲، (۳)، ۲-۲۱.

- زارعی، م. و رئیسی، ع.، ۱۳۹۲. برآورد نرخ انحلال گنبد‌های نمکی در جنوب ایران. گنبد نمکی کنارسایه فیروزآباد. زمین شناسی ایران، ۷(۲۶)، ۴۵-۵۵.

- زندی فر، س.، نعیمی، م. و ابراهیمی خوسفی، ز.، ۱۳۹۸. اثر یویایی ساختاری گنبد نمکی بر شوری اراضی پیرامون آن. تحقیقات مرتع و بیابان ایران، (۱) ۲۷، ۱۴۴-۱۵۸.

- سلحشور، ج. و زمانی، م.، ۱۳۹۳. بررسی نقش مدیریت بحران در پروژه‌های عمرانی مدیریت بحران نشست زمین در منطقه ویژه اقتصادی پتروشیمی ماهشهر، اولین همایش ملی عمران، معماری و توسعه پایدار، یزد.

- صفویان، م. و رضایی، م.، ۱۳۸۹. بررسی مشکلات احداث کانال‌های انتقال آب بر روی خاک‌های گچ‌دار- مطالعه موردی شبکه آبیاری دشت مهبیار. دومین سمینار ملی مسائل ژئوتکنیکی شبکه‌های آبیاری و زهکشی.

- عباس‌نژاد، ا.، ۱۳۶۲. بررسی آب‌های زیرزمینی منطقه هرمزگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱-۱۴۲.

- عقیقی، م. ا. و کردوانی، پ.، ۱۳۸۷. گنبد‌های نمکی بستک هرمزگان و تاثیر آن بر منابع آب و خاک. جغرافیایی سرزمین، ۵، ۲، (۱۸)، ۷۰-۵۵.

- فخری دودوئی، ع. و علی پوراصل، م.، ۱۳۹۹. کانی‌شناسی، ژئوشیمی، میانبار سیال و ژنز کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت در جنوب غرب جزیره هرمز، ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴، (۵۶)، ۱-۱۹.

- قالیباف، ح.، بلوری بزاز، ج. و باقرپور مقدم، ا.، ۱۳۸۹. بررسی خصوصیات ژئوتکنیکی خاک‌های گچی شمال شرق مشهد و راهکارهای بهسازی آن. مقاله ۴۱۳، چهارمین همایش بین‌المللی مهندسی ژئوتکنیک و مکانیک خاک ایران، تهران.

- کارگر، س.، رحیمی، ح. و رئیسی، ع.، ۱۳۸۷.

طبیعی، با کاهش قابل ملاحظه‌ای روبرو نموده است. علاوه بر این نتیجه‌ها حاکی از آن است، وجود نمک باعث افزایش درصد رطوبت بهینه نمونه‌های خاک حاوی نمک در مقایسه با نمونه خاک طبیعی شده است.

نتیجه‌های به دست آمده از آزمایش برش مستقیم نشان داده است، با گذشت زمان عمل‌آوری، در تمامی نمونه‌ها، ابتدا پارامترهای مقاومتی خاک (زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی) کاهش و سپس افزایش یافته است. همچنین نتیجه‌ها نشان می‌دهد، وجود نمک، باعث کاهش پارامترهای مقاومتی خاک شده است. این کاهش در پارامتر چسبندگی نمونه‌های حاوی نمک در مقایسه با نمونه خاک طبیعی بدون نمک، نمایان‌تر می‌باشد. لازم به ذکر است که در تمامی موارد و در تمام زمان‌های مختلف عمل‌آوری، وجود نمک منجر به کاهش پارامترهای مقاومتی نمونه‌های حاوی نمک حاصل از گمانه‌های BH1 و BH2 در مقایسه با نمونه خاک طبیعی شده است.

منابع

- اقبالی، م.، مقدم، ف. و جهانشاهی، م.، ۱۳۹۱. بررسی فنی و اقتصادی احداث خاکریزها با خاک مسئله دار-مطالعه موردی ناحیه دو رامهرمز، سومین سمینار ملی مسائل ژئوتکنیکی شبکه‌های آبیاری و زهکشی.

- بلوری بزاز، ج. و ساجدی، ک.، ۱۳۸۳. رفتار خاک‌های گچی و اثرات سیکل‌های تر و خشک شدن و بارگذاری و باربرداری بر خواص آنها، مجله دانشکده فنی تهران، ۳، ۳۶، ۱-۱۳.

- خاکسار نجفی، ا.، اسلامی، ا. و چگینی، ا.، ۱۳۸۹. بررسی صدمات حاصل از اندرکنش آب و خاک بر روی ابنیه فنی و شیوه بهینه کنترل آن. پنجمین کنگره ملی مهندسی عمران، دانشگاه فردوسی مشهد.

- خدایی، ک.، ناصری، ح.، اکبر شهسواری، ع.، هاتفی، ر. و اسدیان، ف.، ۱۳۹۴. تعیین عوامل موثر بر کیفیت و آلودگی آب زیرزمینی دشت دز فول-اندیمشک با استفاده از روش تحلیل عاملی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۹(۳۴)، ۱-۱۸.

- دبیری، ر.، مهاری، ر. و صهبافر، ن.، ۱۳۹۱. کاربرد لایه ژئوسنتتیک برای مقابله با خطر انحلال گچ

and knowledge of hydrogeological conditions to control high-fluoride concentration in abstracted groundwater: San Luis Potosi Basin, Mexico. *J. Hydrology*, 261, 2447.

- Mirassi, S. and Rahnema, H., 2020. Deep cavity detection using propagation of seismic waves in homogenous half-space and layered soil media. *Asian J Civ Eng*, 21, 1431-1441.

- Rahnema, H. and Mirasi, S., 2012. Seismic and geotechnical study of land subsidence and vulnerability of rural buildings. *International Journal of Geosciences*, 3(04), 878.

- Rahnema, H. and Mirassi, S., 2014. Crisis management concerning underground water falling and land subsidence occurrence in the plains of Iran. *Advances in Environmental Biology*, 1453-1466.

بررسی اثر گچ بر برخی خصوصیات خاک‌های رسی. اولین سمینار ملی مسائل ژئوتکنیکی شبکه‌های آبیاری و زهکشی.

- کرباسی معروف، م.، ناصری، ح. و علیجانی، ف.، ۱۴۰۲. نشت آب و تاثیر انحلال در پایداری سد بار نیشابور، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۷، (۶۵)، ۱۹-۳۲.

- Azma, S. and Abduljawwad, S. N., 2000. Influence of Gypsification on Engineering Behavior of Expansive Clay, *journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 126, 6.

- Banks, D., Reimann, C. and Skarphagen, H., 1998. The comparative hydrochemistry of two granitic island aquifers: The Isles of Stilly, UK and the Hvaler Islands, Norway. *The Science of the Total Environment*, 209, 169183.

- Carrilla-Rivera, J. J., Cardona, A. and Edmunds, W. M., 2002. Use of abstraction regime

مطالعه ژئوشیمیایی زادگاه خاک‌های منطقه افیولیتی گسیان سیلوانا-ارومیه

زینب صادقی^۱، حسین پیرخراطی^{۲*}، منیر مجرد^۲ و رضا دهبندی^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران
۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران
۳. استادیار، گروه جغرافیا، علوم زمین و محیط‌زیست، دانشگاه بیرمنگهام، انگلستان
۴. استادیار، مرکز تحقیقات فناوری‌های زیست‌محیطی، پژوهشکده علوم پایه پزشکی، دانشگاه علوم پزشکی جندی‌شاپور اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۱۲

چکیده

افیولیت گسیان بازمانده‌ای از نئوتتیس است که در شمال باختری ایران در تقاطع کمربندهای افیولیتی جنوب‌شرقی ترکیه، شمال شرقی عراق و ایران قرار گرفته است. مقایسه ژئوشیمیایی خاک‌ها با میانگین سنگ‌های جهانی و منطقه مطالعاتی به تعیین گروه ترکیبی خاک‌های منطقه انجامید. شواهد ژئوشیمیایی گروه اول از نمونه‌های خاک با درصد سیلیس پایین توسط نمودارهای هارکر و مثلثی، نزدیک به موقعیت سنگ‌های اولترامافیک (سریپانتیت‌ها) و گوشته اولیه است و شباهت ترکیبی آن‌ها را توجیه می‌کند. گروه دوم از خاک‌ها در گستره‌ی بین پوسته زمین و بازالت جهانی هستند و بیش‌تر نزدیک بازالت پراکندگی نشان می‌دهند. الگوی به‌هنجار شده عناصر نادرخاکی REE در این گروه از خاک‌ها مشابه الگوی سنگ‌های مافیک منطقه است و در نمودار عناصر جزئی نیز در گروه مافیک طبقه‌بندی شده است. خاک‌هایی با درصد سیلیس بالا در نمودار اکسیدهای عناصر اصلی و جزئی نزدیک جایگاه سنگ‌های متاپلیتی منطقه و در محدوده بین پوسته زمین و شیل جهانی قرار گرفته است و ترکیب حدواسط منشأ آن‌ها را پیشنهاد می‌کند. به احتمال زیاد محیط تکتونیکی سنگ منشأ سه گروه خاک بر مبنای اکسیدهای عناصر اصلی حاشیه فعال قاره‌ای است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، ژئوشیمی خاک‌ها، گسیان، محیط تکتونیکی.

مقدمه

به‌صورت منسجم یا قطعات تکه‌تکه شده از توالی افیولیت اصلی ایجاد می‌شوند (Fu et al., 2020, 2022). افیولیت آمیزه رنگین از اجزاء متنوعی شامل سنگ‌های اولترامافیک، گابرو، بازالت، چرت، سنگ آهک و ماتریس‌های رسوبی/سریپانتینی تشکیل شده است (Fu et al., 2018). بخش‌های اولترامافیک افیولیت‌ها

افیولیت‌ها با توجه به نحوه و سبک قرارگیری، به دو دسته تقسیم می‌شوند (Alexeiev et al., 2016; Faure et al., 2016). افیولیت‌های حاشیه فعال قاره که همواره به‌صورت آمیزه رنگین رخ می‌دهند، و افیولیت‌های مناطق برخوردی که همواره پهنه زمین‌درز را مشخص می‌کنند،

* نویسنده مرتبط: pirkharrati2002@yahoo.com

همواره به‌طور کامل سرپانتینی شده‌اند و حاوی یک یا چند عضو از کانی‌های گروه سرپانتین هستند: کریزوتیل، لیزاردیت و/یا آنتی‌گوربت (Ulmer and Trommsdorff, 1995; Frost et al., 2013).

در طول بسته شدن اقیانوس نئوتتیس قطعات بسیاری از لیتوسفر اقیانوسی (افیولیت‌ها) در پهنه زمین درز کوهزایی آلپ-همیالیا، از جمله در بخش مرکزی (ترکیه، عراق، ایران) قرار گرفتند که به‌عنوان کمربند افیولیتی کرتاسه‌پسین جنوب‌غربی آسیا (LCOBSWA, Moghadam and Stern, 2011) به طول ۳۰۰۰ کیلومتر از قبرس تا عمان در ایران امتداد یافته و به طرز قابل توجهی منسجم و پیوسته است.

در افیولیت گیسیان که بازمانده‌ای از نئوتتیس است، مجموعه‌ای از سنگ‌های اولترامافیک، پریدوتیت‌ها یا پیروکسنیت‌ها و دونیت‌ها همراه با حجم گسترده سرپانتینیت‌ها رخنمون دارند. همچنین مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین از جمله گرانیت‌های تیپ S و I و نیز گابروهای کوه‌بنار (Modjarrad, 2024) و متاپلیت‌ها در منطقه وسعت بزرگی را اختصاص داده‌اند (مجرد، ۱۴۰۱).

در این نوشتار سعی شده است با بررسی ژئوشیمی خاک و مقایسه آن‌ها با میانگین سنگ‌های منطقه و سنگ جهانی، زادگاه و محیط تکتونیکی سنگ منشأ خاک‌های منطقه مطالعاتی تشخیص داده شود. در این راستا از عناصر کمیاب و نادر خاکی بهره گرفته شد، ولی مانع استفاده وسیع از اکسیدهای عناصر اصلی و نسبت بین آنها برای تشخیص خاستگاه مواد نشده است (Long et al., 2008; Hofmann, 2005; Garzanti et al., 2007; Kasanzu et al., 2008; Kutterolf et al., 2008). این مطالعه به بررسی مسائل ذکر شده می‌پردازد.

زمین‌شناسی منطقه

نقشه زمین‌شناسی منطقه گیسیان با اقتباس از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیلوانا تهیه شده است (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵؛ شکل ۱). این منطقه در جنوب ارومیه بین طول‌های جغرافیایی ۴۷° ۴۴' و ۴۷° ۵۸' و عرض‌های جغرافیایی ۳۷° ۱۶' و ۳۷° ۷' واقع شده است.

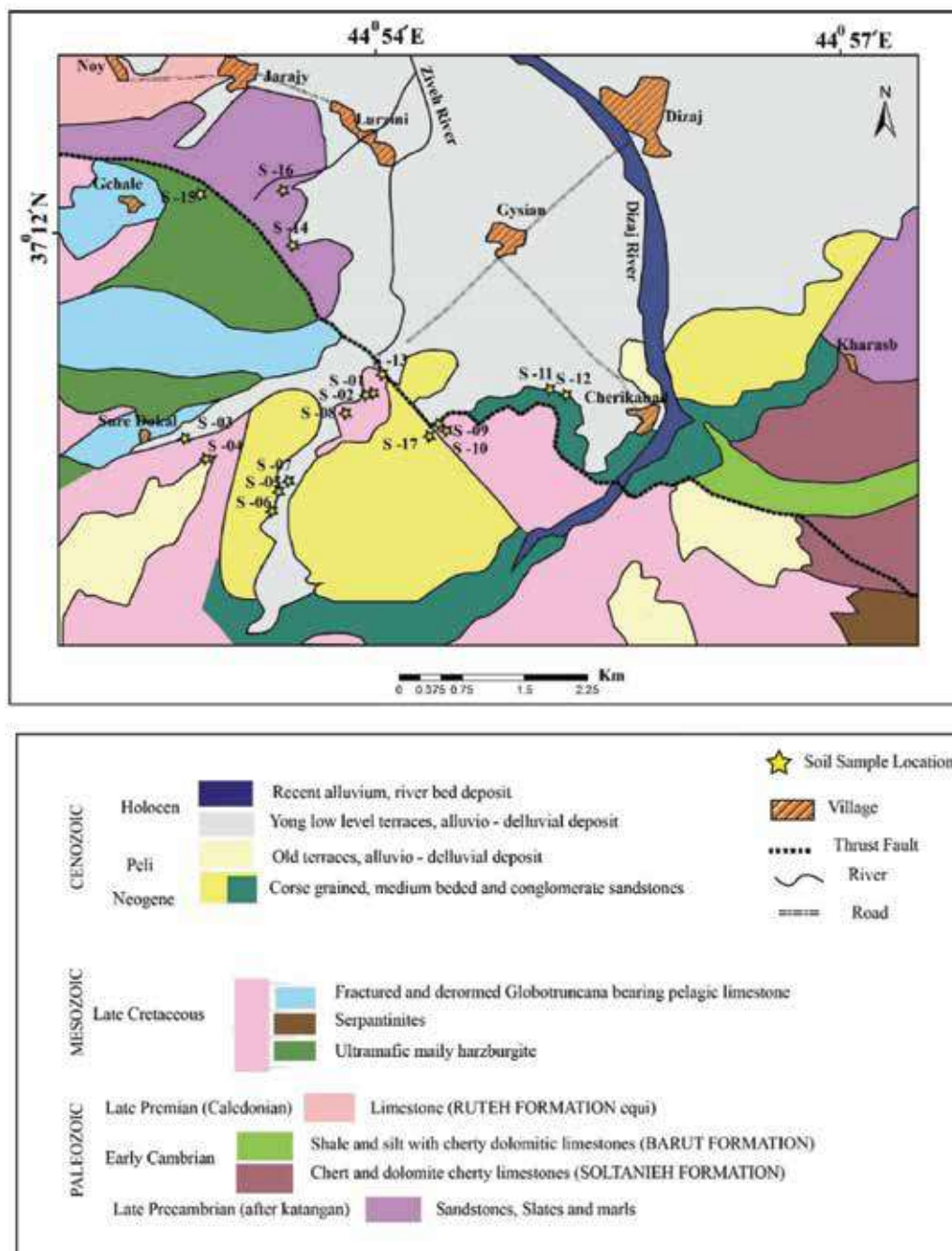
مناطق زمین‌درز نئوتتیس نشان‌دهنده برخورد صفحه عربستان-اوراسیا در بخش مرکزی کوهزایی آلپ-همیالیا در رشته کوه‌های زاگرس ایران و عراق و مناطق تکتونیکی آناتولی در شرق و جنوب‌شرق ترکیه است. در ایران، پهنه زمین‌درز از شمال‌غربی ایران در نزدیکی ارومیه، کردستان، تا کرمانشاه و مکران در جنوب امتداد دارد (Falcon, 1974; Dercourt et al., 1986; Bröcker et al., 2021). زاگرس شمال‌غربی در امتداد مرز ایران و عراق، افیولیت‌های بین‌موات-حسن‌بگ (عراق) و کرمانشاه (ایران) در معرض دید قرار گرفتند که به مجموعه افیولیتی والاش-کرمانشاه معروف است (Ghorbani et al., 2022). این افیولیت‌ها به‌عنوان برشی از کمربند افیولیتی مزوزوئیک نئوتتیس به ترکیه گسترش می‌یابند.

با توجه به موقعیت منطقه گیسیان (سیلوانا) در انتهای شمال‌غربی SaSZ، به احتمال قوی سن تشکیل این افیولیت‌ها کرتاسه‌پسین تا پالئوسن باشد. نتایج سن‌سنجی به روش $Ar^{40}-Ar^{39}$ آمفیبول‌های گابرو از بخش توالی افیولیتی کوه دالامپر (سیلوانا) دارای سن ۹۴ میلیون سال (Alizadeh, 2012) است. شایسته ذکر است که جوان‌ترین سنگ‌های رسوبی تکتونیزه و آمیخته با آمیزه افیولیتی مکران، اسفندقه، نیریز و کرمانشاه نیز دارای سن کرتاسه‌پسین (ماستریشین) هستند که در این صورت آخرین قطعه پوسته اقیانوسی نئوتتیس در این زمان فرورانده شده است (Berberian and King, 1981).

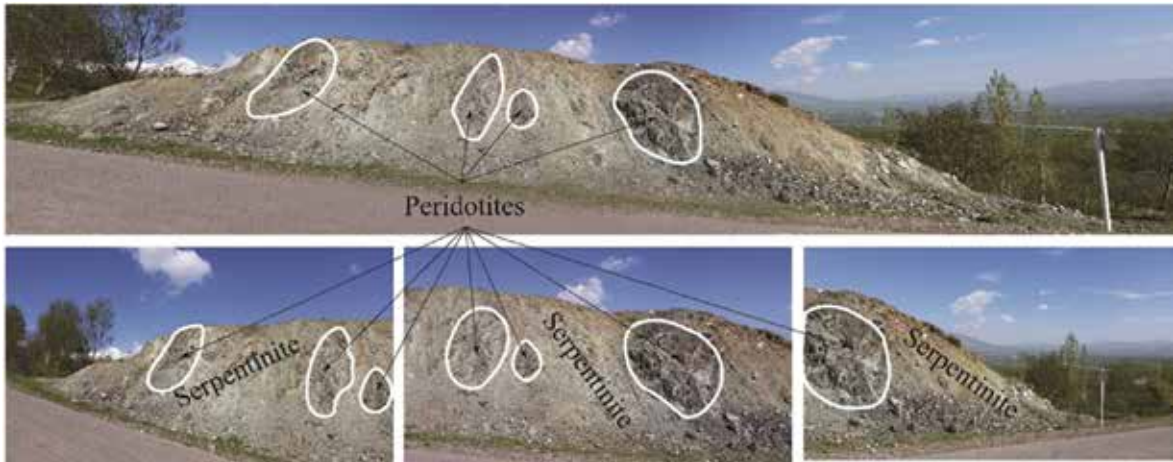
در بررسی صحرایی مجموعه اولترامافیک منطقه گیسیان، پریدوتیت‌ها یا پیروکسنیت‌ها و دونیت‌ها همراه با حجم گسترده سرپانتینیت‌ها رخنمون دارند (شکل ۲). اولترامافیک‌های سرپانتینی شده با ساختار ورقه‌ای به رنگ سبز روشن تا تیره، بیش‌تر از سنگ منشأ لرزولیت، هارزبورژیت و دونیت می‌باشند. پریدوتیت‌های گیسیان درجات مختلفی از سرپانتینی شدن را تجربه کرده‌اند و حاوی کانی‌های سرپانتین لیزاردیت و کریزوتیل با ۰/۹۳-۰/۹۰ XMg هستند (Modjarrad, 2024). همچنین مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین از جمله

گابروهای دره‌بنار ظاهری تیره دارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها آمفیبول، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاژ هستند. فراوان‌ترین کانی‌ها از گابروها آمفیبول است که در بیشتر مقاطع بین ۳۰-۴۰ درصد و پلاژیوکلاژ با ۱۰-۲۰ درصد مودال است. بیوتیت و آپاتیت کانی‌های جزئی هستند. زیرکن، تیتانیت فازهای متفرقه هستند (Modjarrad, 2024).

گرانیت‌های تیپ S و I و نیز گابروهای کوه‌بنار غرب گیسیان (Modjarrad, 2024) و متاپلیت‌های گیسیان در منطقه وسعت بزرگی را اختصاص داده‌اند (مجرد، ۱۴۰۱). پتروگرافی متاپلیت‌ها در آمیزه رنگین گیسیان بسیار ساده است و هیچ‌گونه پورفیروبلاستی در آن دیده نمی‌شود. پاراژنز کوارتز، موسکویت، کلریت، بیوتیت و کانی‌های کدر با حضور کم‌وبیش پلاژیوکلاژ و تورمالین در نمونه‌ها رایج است (مجرد، ۱۴۰۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه گیسیان سیلوانا (اقتباس شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیلوانا، حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵)



شکل ۲. نمایی از پریدوتیت‌های مورد مطالعه در میان سرپانتینیت‌ها که در کنار جاده برونزد دارد

روش مطالعه

پلازما جفت شده القایی (ICP-MS) تعیین شدند. آنالیز XRF با استفاده از طیف‌سنجی فلورسانس اشعه ایکس مدل واریان 735 radial و نیولایزر V-Groove با قدرت یک کیلووات با روش ذوب قلیایی در آزمایشگاه زرآما (تهران) تعیین شدند.

بحث

بررسی ترکیب خاک منطقه

نتایج آنالیز ICP-MS و XRF هفده ایستگاه نمونه‌برداری در جدول ۱ آورده شده است. مجموع شواهد ژئوشیمیایی خاک‌های نمونه‌برداری با میانگین سنگ‌های منطقه و جهانی بررسی شدند. مقایسه خاک‌ها بر اساس ژئوشیمی آن‌ها با میانگین سنگ‌های منطقه منجر به تفکیک ترکیبی آن‌ها شد، که با گروه یک، دو و سه نام‌گذاری شدند. با توجه به نتایج تجزیه ژئوشیمیایی گروه اول خاک‌های منطقه (S-۰۱، S-۰۲، S-۰۷، S-۰۹، S-۱۰، S-۱۳)، مقادیر SiO_2 بین (۳۸-۴۶ wt.%) است. اکسیدهای آلومینیم نیز در این نمونه‌های خاک در محدوده بین (۰/۳-۴/۶ wt.%) قرار گرفته که مقادیر کمتری را نسبت به گروه‌های دیگر نمونه‌برداری (۶/۶-۱۵/۶ wt.%) نشان می‌دهد. این نمونه‌ها بالاترین مقادیر (۲۶-۳۶ wt.%) Cr، MgO (۲۶۵۸-۱۰۶۳ ppm)،

برای مطالعات ژئوشیمیایی خاک منطقه مورد مطالعه در مجموع ۱۷ نمونه خاک سطحی از عمق (صفر تا ۱۵ سانتی‌متر) با استفاده از بیل فولادی ضد زنگ جمع‌آوری و به‌طور کامل مخلوط شد تا حدود یک کیلوگرم به دست آید. نمونه‌ها در کیسه‌های پلاستیکی نگهداری شدند. سپس نمونه‌های خاک در دمای اتاق در هوا خشک شد، سپس از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند. بخشی از نمونه‌های الک شده به اندازه ۲۰۰ مش با استفاده از آسیاب چرخان برای تعیین محتویات عنصری پودر شدند (Chen et al., 2014; D'Alessandro et al., 2012). عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی (REE) پس از هضم کامل نمونه‌ها به روش چهار اسید^۱ با استفاده از طیف‌سنجی جرمی پلازما جفت شده القایی (ICP-MS) و فراوانی اکسیدهای اصلی با استفاده از طیف‌سنجی فلورسانس اشعه ایکس (XRF) با روش ذوب قلیایی^۲ در آزمایشگاه زرآما (تهران) تعیین شد. در این آزمایشگاه از روش اعتبارسنجی CRM استفاده می‌شود که با استانداردهای مرجع قابل مقایسه است. حد تشخیص دستگاه برای تجزیه اکسید عناصر اصلی ۰/۰۵ درصد و برای عناصر جزئی و نادر خاکی ۰/۰۵ تا ۰/۱ درصد بخش در میلیون بوده است.

در تجزیه ژئوشیمیایی گروه سنگ‌های منطقه مطالعاتی عناصر کمیاب و نادر خاکی (REE) پس از هضم کامل نمونه‌ها به روش چهار اسید با استفاده از طیف‌سنجی جرمی

1. HF-multi acid digest
2. Lithium borate fusion

دارای مقادیر SiO_2 بین (۶۵-۵۸ wt.%) بوده است. مقادیر اکسید آهن (۲-۴ wt.%) بوده که مقادیر کمی را نشان می‌دهد و نیز دارای مقادیر اکسید آلومینیم بین (۱۴-۶ wt.%) است. با توجه به نمودار هارکر این گروه از خاک‌های منطقه در موقعیت شیست‌های گیسپان قرار گرفته است که بیانگر ترکیب مشابه این گروه از خاک‌ها به شیست‌های گیسپان می‌باشد (شکل ۳). با توجه به اینکه شیست‌های منطقه گیسپان ترکیب اسیدی دارند. این گروه از خاک حدواسط نام‌گذاری شد به دلیل مقادیر به نسبت کم اکسید آلومینیم و سلیس، غلظت به نسبت بالایی از عناصر کمیاب Hf، Zr و Ni آن‌ها نسبت به شیست‌های منطقه و نیز موقعیت آن در نمودارهای مثلثی (بین پوسته زمین و شیل‌ها) که ترکیب مخلوط خاک را نشان داده‌اند (شکل ۴).

از آنجایی که نمودار مثلثی ابزار مفیدی برای منشأیابی خاک هستند (Negrel et al., 2008; Kasanzu et al., 2015). در این مطالعه از نمودار مثلثی La-Th-Sc در شکل ۴ برای تفکیک منشأ مافیک از فلسیک در سنگ‌های رسوبی آواری استفاده شده است (Taylor and McLennan, 1985). نمونه‌های گروه اول از خاک منطقه بین جایگاه گوشته اولیه و بازالت قرار گرفته و میل زیادی به سمت گوشته اولیه دارند. خاک‌های گروه دوم در گستره‌ی بین پوسته زمین و بازالت هستند و بیش‌تر نزدیک گابرو پراکنده‌گی نشان می‌دهند. گروه سوم از نمونه‌های خاک با درصد سیلیس بالا نزدیک‌تر به پوسته زمین و شیل جهانی قرار گرفته‌اند. این نمودار گروه‌های ترکیبی نمودار هارکر را توجیه می‌کند.

همچنین نمودار مثلثی Sc-Th-Ta در شکل ۴ نیز بیانگر مطالب ذکر شده فوق است. می‌توان گفت که ترکیب خاک‌های نمونه‌برداری در گستره بین سنگ‌های مادر عضو انتهایی شامل بازالت، اسیدی و اولترامافیک (گوشته اولیه) هستند که ترکیب منشأ آن‌ها را نشان می‌دهد.

Ni (۱۴۳۷-۲۰۵۰ ppm) و Co (۷۸-۱۳۷ ppm) را به خود اختصاص داده‌اند. مقادیر Fe_2O_3 آن‌ها بین (۹-۶ wt.%) است، و اکسیدهای P_2O_5 (۰/۰۲-۰/۰۵ wt.%) و TiO_2 (۰/۰۱-۰/۰۹ wt.%) مقادیر بسیار کمی را نشان می‌دهند. لازم به ذکر است در این بخش عناصر کمیاب و اصلی میانگین سنگ‌های منطقه و سنگ‌های جهانی روی نمودارهای مربوطه پیاده شده است. نمودار هارکر کاربرد گسترده‌ای در مطالعات ژئوشیمیایی خاک و سنگ دارد. در یکی از مطالعات صورت گرفته توسط صالحی و همکاران (۱۳۹۲)، از نمودار هارکر تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب برای بررسی ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی استفاده شده است.

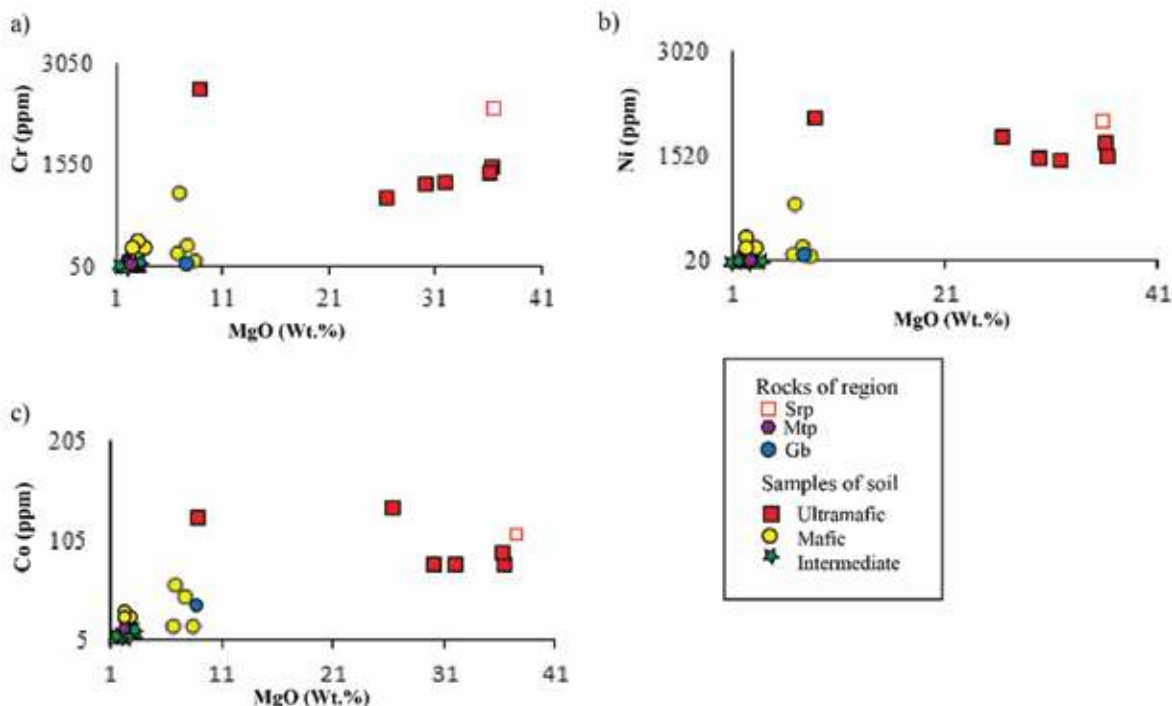
نمودار هارکر تغییرات عناصر کمیاب نیکل، کروم و کبالت نسبت به اکسید منیزیم در گروه اول از خاک‌ها، میل زیادی به سمت جایگاه سنگ‌های اولترامافیکی منطقه (سریانتیت‌ها) نشان می‌دهند که می‌تواند نمایانگر سنگ منشأ این دسته از خاک‌ها محسوب شود (شکل ۳).

گروه دوم از خاک منطقه (S-۰۳، S-۰۴، S-۰۵، S-۰۸، S-۱۱، S-۱۲، S-۱۴) با مقادیر SiO_2 بین (۴۶-۴۸ wt.%) در تغییر است. مقادیر اکسید آهن در این گروه از خاک (۵-۹ wt.%) بوده است، به جز نمونه (S-۰۸) با مقدار بالای اکسید آهن (۱۲/۳ wt.%). با توجه به نمودار هارکر این نمونه‌های خاک بین موقعیت گابروهای دره بنار و شیست‌های گیسپان قرار گرفته‌اند (شکل ۳). البته میل زیادی به ترکیب گابرو را نشان می‌دهند. بررسی دقیق عناصر کمیاب این گروه از خاک‌ها با شیست‌های منطقه بیانگر غلظت بالایی از عناصر کمیاب Hf، Zr، Ni و Cr و Co این خاک‌ها نسبت به شیست‌ها است. البته در ادامه مطلب با بررسی بیش‌تر توسط نمودارهای مثلثی و تعیین سنگ منشأ (برحسب اکسیدهای سیلیس نسبت به عناصر جزئی) ترکیب مافیک این گروه از خاک تأیید می‌شود.

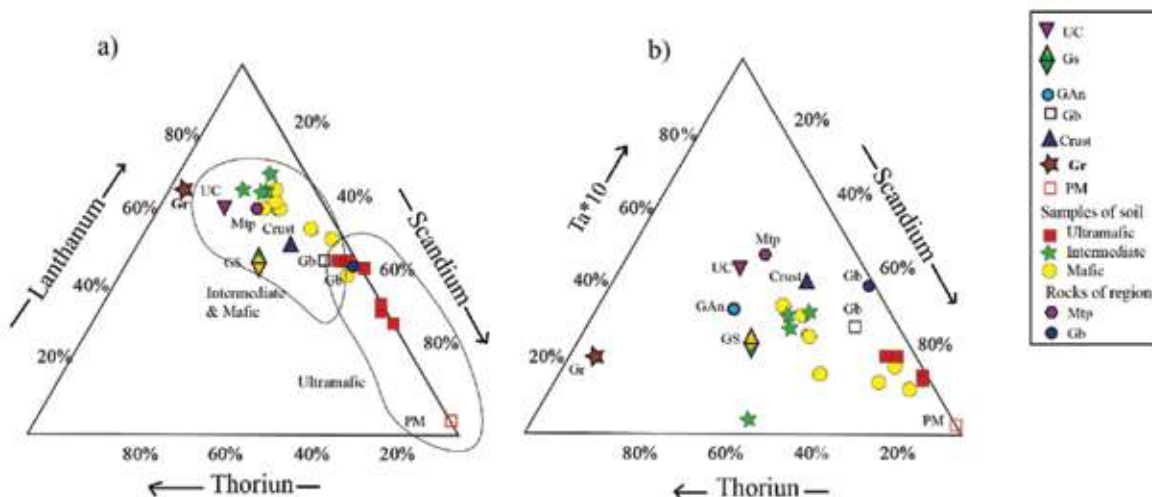
گروه سوم از خاک منطقه (S-۰۶، S-۱۵، S-۱۶، S-۱۷)

جدول ۱. غلظت عناصر سنگین و نادرخاکی بر اساس نتایج آنالیز ICP-MS و اکسید عناصر اصلی برحسب XRF، اکسیدهای اصلی برحسب wt% و عناصر کمیاب برحسب ppm آورده شده است

sample	S-01	S-02	S-03	S-04	S-05	S-06	S-07	S-08	S-09	S-10	S-11	S-012	S-013	S-014	S-015	S-16	S-17
SiO ₂	۴۱/۷۲	۴۶/۱۸	۴۷/۰۱	۴۷/۸۶	۴۸/۴	۶۳/۱	۴۱/۶	۴۸/۴۴	۴۰/۴۵	۳۸/۶۲	۴۶/۰۱	۴۸/۲۶	۳۹/۸۵	۴۸/۳	۵۸/۲	۵۷	۶۵/۳
Al ₂ O ₃	۳/۶	۱/۳۱	۱۵/۶	۱۰	۱۳/۱	۱۴/۳	۰/۸	۱۳/۱	۴/۶	۰/۳	۱۲/۵۲	۱۲/۲	۰/۹۹	۱۴/۴	۱۳/۳	۸/۲	۶/۶
Fe ₂ O ₃	۷/۸	۹/۷۴	۵/۱	۹/۸	۶/۳	۳/۷	۶/۵	۱۲/۳	۷/۳	۶/۳	۵/۹۲	۵/۴	۶/۹۸	۷/۳	۴/۶	۲/۸	۲/۶
MnO	۰/۲	۰/۲	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۲	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۳۷	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۸
MgO	۲۶/۵	۹	۸/۴۲	۶/۸۵	۲/۵	۲/۳	۳۶/۵	۷/۶۸	۳۰/۱۲	۳۲/۰۵	۶/۶۸	۲/۷۱	۳۶/۳	۲/۶	۳/۱	۱/۸	۱/۵
Na ₂ O	۰/۰۵	۰/۲	۳/۸	۰/۷۶	۰/۹	۱/۸	۰/۰۲	۱/۴	۰/۳	۰/۰۸	۱/۱۸	۱/۶	۰/۱۲	۱/۷	۱/۹	۰/۲	۱
CaO	۱/۵۶	۱/۰۵۷	۱/۹	۴/۳	۱/۳	۱/۰۶	۲	۲/۴	۱/۷	۱/۸	۶/۲۳	۱/۸	۱/۸۸	۱/۵	۱/۲	۱۲/۶	۱۳/۳
K ₂ O	۰/۳	۰/۰۲	۲	۰/۷	۲/۴	۱/۷	۰/۲	۲/۵	۰/۷	۰/۴	۲/۱	۲/۲	۰/۲۳	۲/۵	۲/۸	۱/۳	۱/۴
P ₂ O ₅	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۲	۰/۱۷	۰/۰۲	۰/۲۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۴۴	۰/۳	۰/۰۳	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱
TiO ₂	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۵	۰/۸	۰/۷۳	۰/۵	۰/۰۱	۱/۷	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۷۲	۰/۶۳	۰/۰۱	۱	۰/۵	۰/۳	۰/۳
LOI	۱۸/۲	۲۲/۷۶	۱۵/۵	۱۸/۷۲	۲۳/۹	۱/۸	۱۲/۳	۹/۸۷	۱۴/۵۱	۲/۰۱	۱۷/۹۴	۲۴/۸	۱۳/۳۴	۲۰/۴	۱۴/۰۶	۱۵/۷	۷/۸۵
Total	۱۰۰/۰۵	۹۹/۹۳	۱۰۰/۰۶	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۳	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۰۴	۱۰۰	۱۰۰/۰۳	۹۹/۸۱	۹۹/۸۸	۱۰۰/۰۱	۹۹/۸۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۰۳
La	۶	۵	۱۶	۱۷	۳۶	۲۵	۴	۳۱	۱۰	۷	۳۰	۲۵	۵	۳۳	۳۸	۱۹	۲۱
Ce	۱۴	۱۷	۳۱	۳۵	۶۴	۴۶	۱۴	۶۱	۲۶	۱۹	۵۷	۵۰	۱۴	۶۵	۷۷	۳۷	۳۳
Pr	۰/۲	۰/۰۵	۲/۴۷	۲/۸۳	۶/۲۱	۳/۳۹	۰/۰۵	۶/۶۵	۱/۲۱	۰/۵۴	۵/۳	۴/۱۱	۰/۰۵	۶/۲۹	۸/۰۹	۲/۷۹	۳/۶
Nd	۱/۲	۰/۵	۱/۰۱	۱۱/۴	۲۶/۴	۱۱/۸	۰/۵	۲۷/۶	۳/۹	۲/۵	۱۹/۵	۱۷/۲	۰/۵	۲۲/۱	۳۰/۲	۱۰/۷	۱۲/۳
Sm	۰/۱	۰/۱	۱/۸	۱/۷	۵	۱/۵	۰/۱	۴/۷	۰/۳	۰/۱	۳	۲/۷	۰/۱	۴/۴	۶	۱/۴	۱/۷
Eu	۰/۱	۰/۱	۰/۴۷	۰/۳۵	۰/۹۴	۰/۴	۰/۱	۱/۲۷	۰/۱	۰/۱	۰/۵۶	۰/۵۳	۰/۱	۰/۸۱	۱/۲۳	۰/۱۵	۰/۳۲
Gd	۱/۳۳	۱/۲۶	۲/۷۶	۳/۱۵	۵/۵۲	۲/۸	۱/۱	۵/۸۳	۱/۷۲	۱/۳۸	۴/۳	۳/۸۶	۱/۰۹	۵	۵/۷۹	۲/۶۵	۲/۸۸
Tb	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۵	۰/۱	۰/۱	۰/۸	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۵	۰/۳	۰/۱	۰/۵	۰/۷	۰/۲
Dy	۱/۱	۰/۸	۲/۱	۳	۴/۷	۲/۱	۰/۷	۵/۲	۱/۵	۱/۲	۳/۹	۳/۴	۰/۸	۴/۵	۴/۵	۲/۲	۲/۷
Er	۰/۲	۰/۱	۰/۷	۱/۱	۲/۲	۰/۷	۰/۱	۲	۰/۶	۰/۲	۱/۶	۱/۳	۰/۱	۱/۹	۱/۷	۰/۷	۱/۱
Yb	۰/۷	۰/۵۴	۰/۹۶	۱/۹۱	۲/۴	۰/۸۹	۰/۲۵	۲/۴۸	۰/۸۴	۰/۴۸	۱/۸۵	۱/۵	۰/۲۲	۲/۲	۱/۴۴	۰/۶۹	۱/۰۸
Lu	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲
Cs	۰/۵	۱/۸	۲/۱	۲/۳	۷	۱۲/۷	۰/۵	۱۲/۴	۱/۸	۰/۵	۳/۳	۳/۶	۰/۵	۲/۹	۷/۷	۲	۲/۵
Rb	۳۰	۲۸	۴۵	۳۴	۷۶	۴۹	۲۷	۷۹	۳۸	۳۲	۶۶	۷۰	۲۸	۷۵	۹۶	۴۲	۵۲
Ba	۶۱	۵۶	۲۸۵	۸۱	۴۴۲	۴۱۴	۲۸	۲۴۳	۱۱۳	۶۶	۳۲۳	۳۳۲	۳۸	۴۶۵	۷۴۹	۴۰۷	۱۷۶
Sr	۱۵	۲۷۳/۷	۲۷۵/۹	۲۰۴/۱	۲۰۹/۲	۳۱۹	۱۳/۷	۸۷/۴	۴۲/۱	۳۰/۲	۱۳۷/۳	۱۰۹/۹	۲۸/۸	۱۳۷/۷	۱۲۰/۷	۹۳/۸	۳۴۷/۵
Tl	۵۵۰	۱۴۹	۲۶۹۵	۴۹۵۸	۴۴۰۰	۳۲۰۷	۵۲	۱۰۱۲۴	۱۰۲۶	۵۵۸	۳۹۰۹	۳۷۵۹	۸۸	۵۷۵۲	۲۶۷۳	۱۶۵۱	۱۶۴۰
Y	۳/۲	۲	۸/۶	۱۵	۲۶/۹	۹/۳	۱/۱	۲۲/۴	۶/۱	۳/۴	۲۱/۵	۱۶	۱/۱	۲۲/۵	۱۷/۶	۷/۹	۱۴/۴
Th	۰/۱	۰/۱	۰/۸	۱/۵	۵/۷	۴/۵	۰/۱	۳/۴	۰/۹	۰/۴	۵/۱	۵/۴	۰/۱	۶/۳	۹/۲	۳/۴	۲/۴
Pb	۱	۲	۱۵	۷	۱۶	۲	۴	۶	۳	۳	۱۴	۱۲	۷	۱۳	۱۱	۱۱	۶
U	۰/۱	۰/۱	۰/۷	۰/۵	۱	۱	۰/۱	۰/۷	۰/۴	۰/۲	۱/۱	۰/۹	۰/۱	۱	۱/۴	۱/۹	۰/۶
Sc	۱۰/۸	۱۱	۱۳/۱	۲۱	۱۳/۴	۸/۵	۷/۶	۲۱/۵	۱۰/۴	۷/۵	۱۲/۲	۱۰	۵/۸	۱۴/۹	۹/۶	۶/۴	۶/۱
Ag	۱/۵	۰/۲	۰/۳	۰/۷	۰/۳	۰/۲	۲/۱	۰/۸	۱/۲	۱/۶	۰/۵	۰/۲	۲/۴	۰/۱	۰/۲	۰/۹	۰/۲
Zr	۱۲	۷	۳۹	۷۵	۸۶	۶۳	۵	۱۵۸	۳۰	۱۶	۸۱	۵۵	۵	۳۱	۲۱	۵۰	۶۰
Hf	۰/۵	۰/۵	۱/۳	۱/۶	۲	۱/۴	۰/۵	۳/۲	۰/۸	۰/۵	۱/۸	۱/۶	۰/۵	۰/۹	۰/۸	۱/۴	۱/۲
Sb	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۲	۲/۳	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۸	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۸	۰/۵
Ta	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۵	۰/۷	۰/۶	۰/۲	۰/۴	۰/۳	۰/۲	۰/۸	۰/۸	۰/۱	۰/۴	۰/۱	۰/۴	۰/۴
Nb	۲/۱	۱/۵	۳/۷	۸/۱	۱۰/۸	۱۱/۶	۱/۸	۸/۷	۳/۶	۲/۷	۹/۸	۱۰/۴	۲/۱	۹/۴	۲/۴	۴/۸	۵/۳
Cr	۱۰۶۳	۲۶۵۸	۱۴۶	۱۱۵۰	۲۰۷	۷۹	۱۵۰۲	۳۵۵	۱۲۶۱	۱۲۸۸	۲۶۴	۲۱۶	۱۴۲۵	۲۰۰	۷۰	۵۰	۹۵
Co	۱۳۷/۱	۱۲۵/۹	۱۹/۷	۶۰/۲	۲۵	۱۳	۸۰	۴۹/۲	۷۹/۷	۷۸/۷	۱۹	۱۹/۸	۹۱/۵	۲۲/۷	۱۴/۶	۹	۹/۱
Ni	۱۷۷۶	۲۰۵۰	۷۲	۸۲۱	۱۶۳	۴۹	۱۵۰۰	۲۱۷	۱۴۶۰	۱۴۳۷	۱۲۲	۱۳۱	۱۶۹۲	۱۰۲	۳۵	۲۷	۶۱
Cu	۲۳	۹	۱۲۵	۵۰	۶۷	۵۵	۹	۹۴	۲۳	۱۴	۳۸	۳۷	۹	۴۵	۶۲	۳۶	۳۴
V	۶۵	۴۴	۱۲۱	۱۴۱	۱۲۷	۸۲	۳۶	۱۵۴	۶۶	۴۴	۱۰۱	۹۸	۲۷	۱۴۸	۶۷	۹۰	۵۳
Zn	۴۶	۴۰	۱۱۸	۷۹	۸۸	۴۱	۳۶	۱۴۴	۴۳	۳۵	۹۲	۸۰	۳۶	۸۶	۶۳	۳۰	۳۳
As	۱۰/۲	۲/۵	۲/۰۳	۱۴/۴	۲۸/۸	۱۳/۷	۷/۵	۱۵/۱	۱۷/۲	۱۲/۴	۹/۹	۱۰/۵	۴/۷	۲۲	۴/۷	۶/۸	۷/۷



شکل ۳. نمودار تغییرات عناصر نیکل، کروم و کبالت نسبت به اکسید منیزیم نمونه‌های خاک منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن‌ها با سه گروه سنگ منطقه، گابرو دره بنار Gb، سربانتیت‌ها Srp، متاپلیت‌ها Mtp

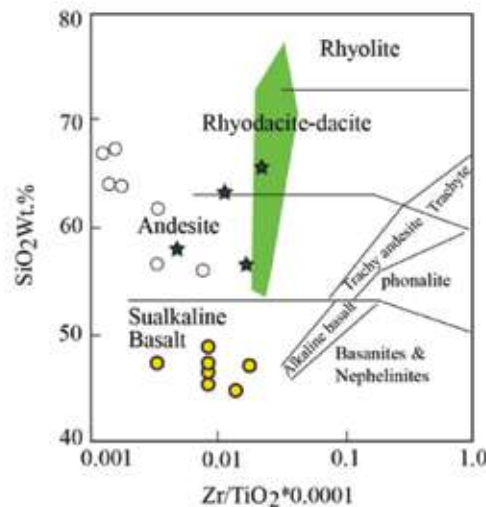


شکل ۴. نمودار مثلثی (a) و (b) برای تعیین منشأ خاک‌های منطقه مورد مطالعه، غلظت در پوسته از ویدپول (Wedepohl, 1995): GS: غلظت میانگین در شیل‌های جهانی، Gb: غلظت میانگین در سنگ‌های بازالتی جهان، GAN: غلظت میانگین در سنگ‌های آندزیتی جهان، Gr: غلظت میانگین در سنگ‌های گرانیتی جهان (Mason and Moore, 1982)، PM: غلظت عناصر در گوشته اولیه (Jagoutz et al., 1979)، Gb: غلظت میانگین در سنگ‌های گابرو دره‌بنار (گیسیان) که با دایره به رنگ سرمه‌ای در شکل نشان داده شده است، Mtp: میانگین در متاپلیت‌های گیسیان که نزدیک پوسته زمین و موقعیت نمونه‌های خاک با درصد سیلیس بالا قرار گرفته است، مقادیر عناصر کمیاب La و Th سربانتیت‌های گیسیان زیر حد تشخیص دستگاه بودند و در نمودار نمایش داده نشدند

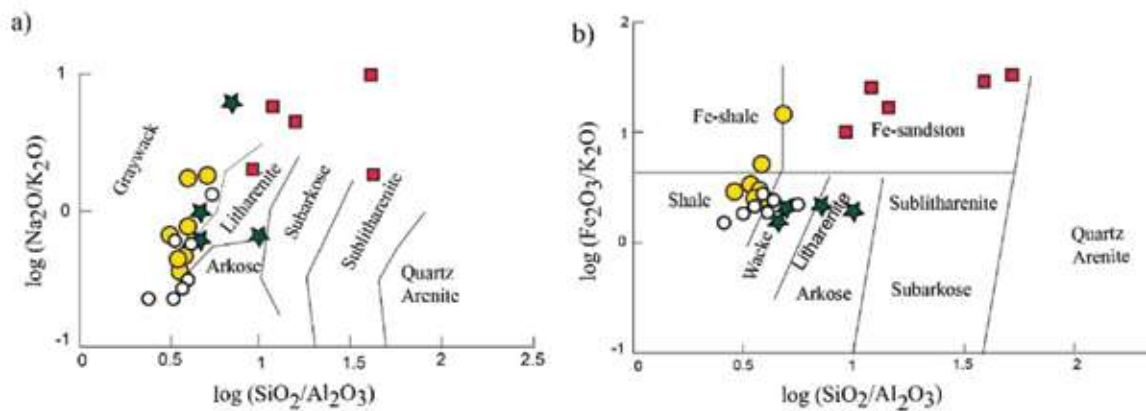
لازم به ذکر است که نمونه‌های خاک با ترکیب فوق بازیک به دلیل مقادیر کم اکسید سیلیس در این نمودار قابل نمایش نبودند. بر اساس نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی و جزئی سنگ رسوبی مولد خاک‌های با ترکیب مافیک و حد

با استفاده از نمودار عناصر جزئی (نسبت SiO_2 wt.٪ در برابر $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001$) در شکل ۵ سنگ منشأ آذرین نمونه‌های گروه دوم و سوم خاک منطقه به ترتیب در گروه بازالت، آندزیت و داسیت قرار گرفته‌اند (Floyd et al., 1989).

واسط بین گریوک تا لیتارنایت و شیل تا گریوک، و سنگ مادر خاک‌هایی با ترکیب اولترامافیک در محدوده آهن ماسه‌سنگ قرار گرفته‌اند (شکل ۶-a-b). یکی از مطالعات صورت گرفته در تعیین منشأ متاپلیت‌ها (محامد و همکاران، ۱۳۹۸) نشان‌دهنده ماهیت آندزیتی و داسیتی سنگ منشأ و سنگ رسوبی مادر (شیل و ماسه‌سنگ) آن‌ها است که با سنگ منشأ خاک‌های حدواسط منطقه مطالعاتی یکسان است.



شکل ۵. طبقه‌بندی سنگ آذرین مولد نمونه‌های خاک بر اساس نمودار ارائه شده توسط فلویید و همکاران (Floyd, et al., 1989)، دایره‌های تو خالی موقعیت نمونه‌های سنگ متاپلیت گیسپان را نشان می‌دهند که در بخش حدواسط و اسیدی قرار گرفته است و با ترکیب حدواسط خاک‌های منطقه (علامت ستاره) در نمودارهای قبلی (نزدیک به ترکیب شیست و پوسته زمین قرار داشته‌اند) مطابقت نشان می‌دهد



شکل ۶. نمودار طبقه‌بندی رسوبات سیلیسی-آواری با استفاده از اکسید عناصر اصلی (Pettijohn et al., 1972)، (a) نمودار طبقه‌بندی نمونه‌های رسی (Herron, 1988)، بر اساس نمودارها سنگ مادر خاک‌های مافیک و حدواسط منطقه از نوع شیل و ماسه‌سنگ است، سنگ مادر اولترامافیک خاک‌های منطقه (سریانتینیت‌ها) در محدوده آهن ماسه‌سنگ قرار گرفته‌اند، موقعیت میکاشیست‌های گیسپان-کچله (شیل و ماسه‌سنگ) با دایره توخالی در این نمودار و شکل‌های بعدی نمایش داده شده است

نمونه‌های خاک منطقه فاکتور بیش از یک را نشان می‌دهند، که نشان‌دهنده رسوبات نابالغ و محیطی فعال از نظر تکتونیکی به شمار می‌رود (Cox et al., 1995).

1. CIA: Chemical Index of Alteration, and PIA: Plagioclase Index of Alteration
2. ICV: Index of Chemical Variability

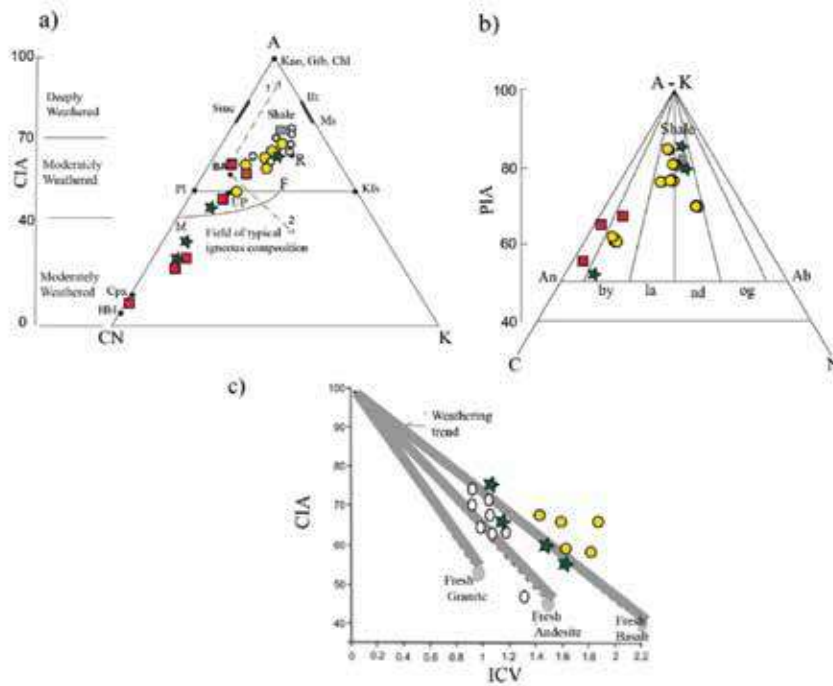
از نقطه نظر شاخص‌های هوازدگی^۱ خاک‌های مذکور درجه هوازدگی متوسط تا زیاد (۰.۶۰-۰.۸۰) را نشان می‌دهند (شکل ۷؛ Fedo et al., 1995). در جدول ۲ مقادیر و روش محاسبه این شاخص‌ها در نمونه‌های خاک گیسپان آورده شده است. همچنین از نظر اندیس تغییرپذیری شیمیایی^۲

جدول ۲. مقادیر شاخص‌های هوازدگی (CIA، ICV، PIA) در نمونه‌های خاک منطقه گیسپان و مراجع مورد استفاده

samples	PIA	CIA	ICV
S-01	۹۵/۷۱	۸۵/۷۱	۱۱/۴۲
S-02	۶۷/۷۶	۶۷/۱۱	۱۹/۶۴
S-03	۶۱/۲۳	۵۸/۶۱	۱/۷۹
S-04	۸۰/۶۹	۷۵/۵۶	۲/۴۹
S-05	۴۱/۱۲	۶۷/۵۴	۱/۳۹
S-06	۶۹/۷۵	۶۴/۹۸	۱/۱
S-07	۸۹/۶۶	۶۷/۸۴	۶۳/۷۱
S-08	۶۹/۶۸	۶۲/۰۵	۲/۶۷
S-09	۸۰/۶۴	۷۰/۲۲	۱۰/۰۴
S-10	۸۹/۷۹	۷۵/۵۴	۱۷/۵۶
S-11	۷۳/۶۱	۶۵/۵۱	۱/۸۲
S-12	۶۶/۱۱	۶۰/۰۶	۱/۵۵
S-13	۶۵/۱۶	۵۸/۲۴	۵۲/۲۲
S-14	۷۰/۳۹	۶۳/۳۴	۱/۵۳
S-15	۶۷/۵۳	۶۰/۵۳	۱/۴۲
S-16	۹۱/۶۶	۷۵/۹۳	۱/۰۲
S-17	۶۱/۱	۵۶/۸۵	۱/۶۱

$$CIA=100[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]$$

$$PIA=100[Al_2O_3-(K_2O)/(Al_2O_3+CaO+Na_2O-K_2O)]$$

$$ICV=(Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO+MgO+TiO_2)/ Al_2O_3$$


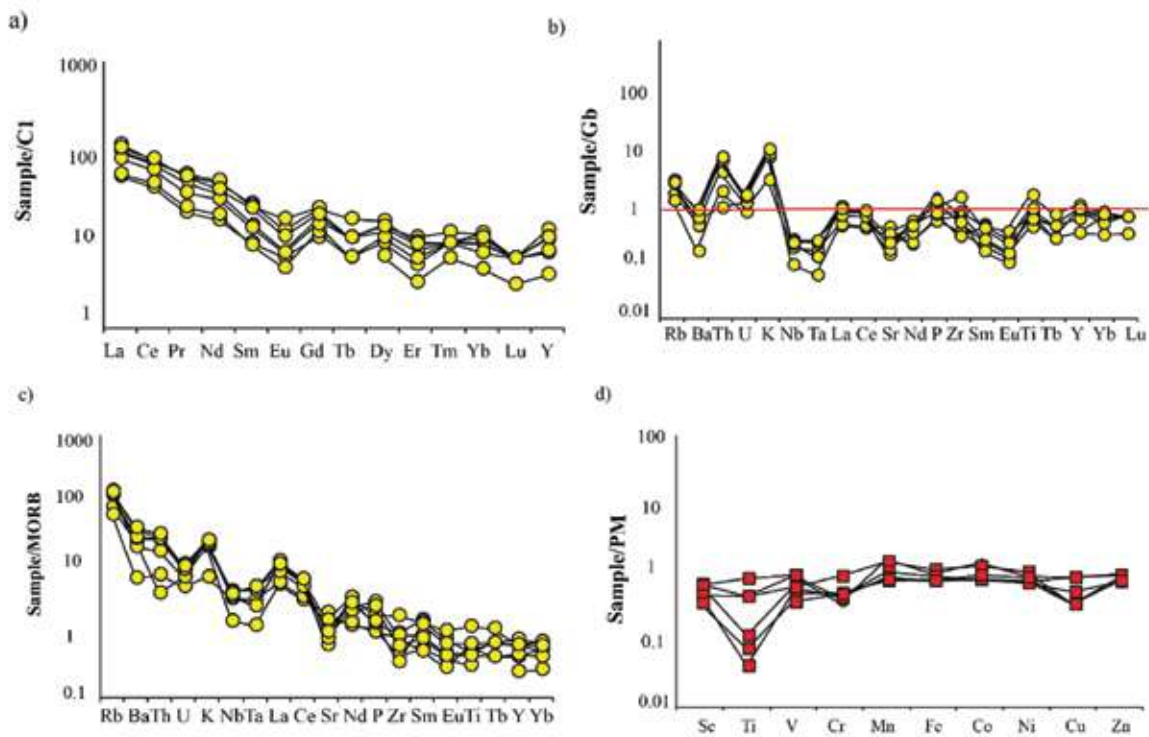
Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks

شکل ۷. نمودار مثلثی ACNK طراحی شده توسط نسبیت و یانگ (Nesbitt and Young, 1984) و ورگارا و همکاران (Vergara et al., 1995)، برای تعیین منشأ آذرین و نیز درصد هوازدگی آن استفاده شده است، در این نمودار $A=Al_2O_3$ ؛ $CN=CaO+Na_2O$ ؛ $K=K_2O$ است، هوازدگی حدود ۶۰٪-۸۰٪ برای نمونه‌های خاک ارزیابی می‌شود، (b) نمودار مثلثی (PIA) برای تعیین نوع پلاژیوکلاز منشأ خاک‌ها و درصد هوازدگی پلاژیوکلاز (Fedo et al., 1997; 1995)، (c) نمودار CIA در برابر ICV (Potter et al., 2005)، در این نمودار به دلیل بالا بودن مقادیر ICV برای خاک‌های فوق بازیک قابل نمایش نبودند

با توجه به اینکه محتوای عناصر نادرخاکی در نمونه‌های خاک با ترکیب فوق بازیک به‌جز چند مورد زیر حد تشخیص دستگاه بوده، اندازه‌گیری نشد. به‌منظور بررسی بیش‌تر در ژئوشیمی خاک‌هایی با گروه ترکیبی اولترامافیک، از الگوی عنکبوتی به‌هنجار شده فلزات واسطه نسبت به گوشته اولیه استفاده شد. (شکل ۸-d). روند این الگو مشابه الگوی به‌هنجار شده عناصر واسطه سرپانتینیت‌های گیسبان به‌گوشته اولیه است (مجرد، ۱۴۰۱). در این نمودار محتوای قابل توجه فلزات واسطه نظیر Sc, V, Co, Ni, Cr, و Cu، به‌احتمال زیاد بیانگر میزان الیوین و ارتوپروکسن زیاد در سنگ مادر اولیه است و با توجه به مقادیر پایین تیتان Ti (تهی‌شدگی نسبی) سنگ مادر از نوع دونیتی تا هارزبورژیتی ارزیابی می‌شود (Zhihong and Huaifu, 1998) که با ترکیب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (Modjarrad, 2024) همخوانی دارد.

برای تعیین ترکیب سنگ منشأ نمونه‌های خاک منطقه گیسبان، از الگوی عنکبوتی عناصر کمیاب و نادرخاکی نیز استفاده شد. الگوی عناصر نادرخاکی نمونه‌های خاک در گروه ترکیبی بازیک (شکل ۸-a) که نسبت به کندریت به‌هنجار شده است، مشابه الگوی به‌هنجار شده عناصر نادرخاکی سنگ گابرو منطقه نسبت به کندریت است (Modjarrad, 2024) و منشأ یکسان آن‌ها را پیشنهاد می‌کند (نیک بخت و همکاران، ۱۳۹۹).

هم‌زمان از الگوی عنکبوتی به‌هنجار شده این گروه ترکیبی نسبت به میانگین سنگ‌های گابروی منطقه استفاده شد. روند الگوی عناصر کمیاب بیش‌تر نزدیک خط یک پراکندگی نشان می‌دهند و به ترکیب سنگ‌های گابروی منطقه شباهت دارند (شکل ۸-b). همچنین الگوی ژئوشیمیایی به‌هنجار شده عناصر کمیاب نسبت به MORB و گابروی منطقه کم‌وبیش مشابه است (شکل ۸-b-c).



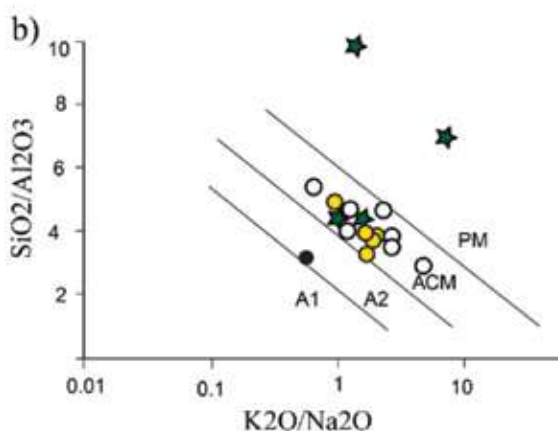
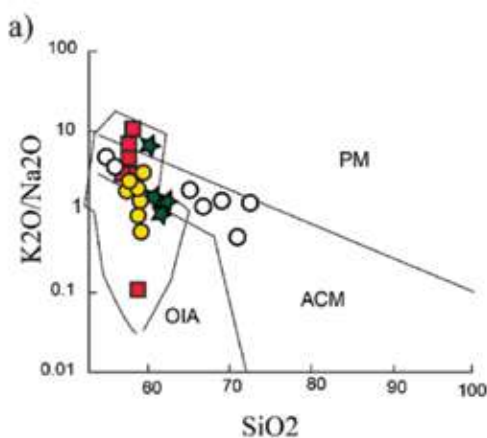
شکل ۸. a) الگوی عنکبوتی عناصر نادرخاکی نمونه‌های خاک نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) و عنصر Y (Taylor and McLennan, 1985) برای خاک‌هایی با گروه ترکیبی بازیک، b) الگوی عنکبوتی به‌هنجار شده عناصر کمیاب نسبت به میانگین سنگ‌های گابروی منطقه مطالعاتی، c) الگوی عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به MORB، مقادیر نرمالیز (برگرفته از Sun, 1980; Saunders and Tarney, 1984)، d) الگوی عنکبوتی نرمالیز شده عناصر واسطه با گوشته اولیه برگرفته از جاگوتز و همکاران (Jagoutz et al., 1979) برای خاک‌هایی با گروه ترکیبی اولترابازیک

در محیط تکتونیکی حاشیه فعال ACM قرار گرفته‌اند. به احتمال زیاد فرایند آلتراسیون سنگ منشأ منجر به از دست رفتن پتاسیم (K) آن شده باشد و به همین دلیل در نمودار بعضی از نمونه‌های خاک در موقعیت محیط قوس^۱ قرار گرفته‌اند. همچنین نمونه‌های خاک در نمودار ۹-b محیط حاشیه فعال قاره را نشان می‌دهد. همخوانی نمونه‌های میکاشیست گیسیان تا کچله با بیش‌تر نمونه‌های خاک منطقه مطالعاتی، یکسان بودن محیط تکتونیکی برای تکامل سنگ‌های رسوبی مولد منطقه را پیشنهاد می‌کند. این پژوهش بر پایه پیش فرض بسته بودن نسبی سیستم استوار است (مجرد و همکاران، ۱۴۰۰).

بررسی خاستگاه ژئوشیمیایی خاک‌های منطقه مطالعاتی

در مطالعه حاضر به دلیل موقعیت یکسان منطقه کچله با گیسیان (واقع شده در سیلوانا) و هم‌جواری آن‌ها با افیولیت‌های سیلوانا، موقعیت نمونه‌های میکاشیست گیسیان تا کچله (مجرد، ۱۴۰۰) در بعضی از نمودارها پیاده شده است.

برای تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌های خاک مادر منطقه مطالعاتی از اکسیدهای عناصر اصلی، (Roser and Maynard et al., 1982; Korsch, 1986) استفاده شده است. با توجه به نمودار ۹-a-b بیش‌تر نمونه‌های خاک



شکل ۹. نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات مادر (Roser and Korsch, 1986) (a) و نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات بر پایه اکسیدهای اصلی (Maynard et al., 1982)، علائم: P: passive margin، ACM: active margin، A1: arc setting، A2: evolved arc setting.

نتیجه‌گیری

الگوی ژئوشیمیایی عناصر واسطه نسبت به گوشته اولیه، مشابه الگوی به‌هنجار شده سرپانتینیت‌های گیسیان است. خاک‌هایی با درصد سیلیس بالا در نمودار اکسیدهای عناصر اصلی و جزئی نزدیک جایگاه سنگ‌های متاپلیتی منطقه و در محدوده بین پوسته زمین و شیل جهانی قرار گرفته است و ترکیب حدواسط منشأ آن‌ها را پیشنهاد می‌کند. نسبت‌های ژئوشیمیایی بیانگر محیط حاشیه فعال قاره برای زادگاه احتمالی بیش‌تر نمونه‌های خاک می‌باشد.

مجموع شواهد ژئوشیمیایی شامل نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی و جزئی و نیز نسبت‌های بین عناصر جزئی برای تعیین منشأ خاک‌های منطقه افیولیتی گیسیان مورد بررسی قرار گرفتند. شواهد ژئوشیمیایی حکایت از سنگ‌های منشأ اولترامافیک، مافیکی و حدواسط به‌عنوان مولد خاک‌های نقاط نمونه‌برداری با نرخ هوازدگی بالا می‌باشد. الگوی به‌هنجار شده REE و کمیاب در گروه ترکیبی مافیکی مشابه الگوی سنگ منشأ آن‌ها است و می‌تواند منشأ یکسان آن‌ها را بازگو کند. روند

1. OIA: Oceanic Island Arc

منابع

- the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63-114.
- Brocker, M., Omrani, H., Berndt, J. and Moslempour, M.E., 2021. Unravelling metamorphic ages of suture zone rocks from the Sabzevar and Makran areas (Iran), Robust age constraints for the larger Arabia-Eurasian collision zone. *Journal of Metamorph Geology*, 39, 1099-1129. <https://doi.org/10.1111/jmg.12603>
 - Chen, Q., Lu, Q., Song, Z., Chen, P., Cui, Y. and Zhang, R., 2014. The levels of fluorine in the sediments of the aquifer and their significance for fluorosis in coastal region of Laizhou Bay, China. *Environ. Earth Science*, 71 (10), 4513e4522.
 - Cox, R., Lowe, D.R. and Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mud rock chemistry in the southwestern United States. *Journal of Geochim Cosmochim Acta*, 59, 2919-2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9).
 - D'Alessandro, W., Bellomo, S. and Parello, F., 2012. Fluorine adsorption by volcanic soils at Mt. Etna, Italy. *Journal of Applied Geochemistry*, 27 (6), 1179e1188.
 - Dercourt, J.E.A., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. and Pechersky, D.H., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS. *Journal of Tectonophysics*, 123, 241-315.
 - Falcon, N.L., 1974. Southern Iran, Zagros Mountains. *Journal of Geological Society London Special Publications*, 41, 199-211.
 - Faure, M., Lin, W., Chu, Y. and Lepvrier, M., 2016. The rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63-114.
 - حاج ملاعلی، ا. و شهرابی، م.، ۱۳۸۵. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیلوانا. سازمان زمین-شناسی کشور، شماره ۴۹۶۴، تهران.
 - صالحی، ل.، رساء، ا.، علیرضایی، س. و کاظمی، ا.، ۱۳۹۲. پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی عباس‌آباد (شرق شاهرود) با تأکید بر دگرسانی و کانه‌زایی مس همراه آن. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۸(۳۱)، ۴۹-۶۳.
 - محامد، ا.، مؤید، م. و مجرد، م.، ۱۴۰۰. متاپلیت‌های گرمی چای، شمال غرب ایران: شیمی سنگ کل، زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵(۵۷)، ۸۵-۵۹.
 - مجرد، م.، ۱۴۰۱. پتروگرافی و ژئوشیمی سریانتینیت‌های افیولیت گیسیان سیلوانا-جنوب ارومیه؛ ارتباط با فرورانش نئوتتیس در مرز شمال‌غربی ایران. پژوهش‌های دانش زمین، ۱۳ (۵۲): ۷۵-۹۸.
 - مجرد، م.، ۱۴۰۰. مطالعه زادگاه و دگرگونی درجه پائین میکاشیست‌های حاشیه قارهای مرتبط با آمیزه رنگین گیسیان-جنوب ارومیه. فصلنامه پژوهش‌های دانش زمین، ۱۲(۴۸)، ۱-۱۹.
 - نیک‌بخت، س.، بیابانگرد، ح و باقری، س.، ۱۳۹۹. پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت سیاه جنگل شمال شرق آتش‌فشان تفتان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴(۵۶)، ۹۹-۸۷.
 - Alexeiev, D.V., Kröner, A., Hegner, E. and Rojas-Agramonte, Y., 2016. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan, From arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin. *Journal of Gondwana Research*, 39, 261-291.
 - Alizadeh, A., 2012. Emplacement dating of SW Urmia ophiolite melanges: Tehran, Iran. In 30th National Congress of Earth Sciences.
 - Berberian, M. and King, G.C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian. *Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210-265.
 - Boynton, W.V., 1984. *Geochemistry of*

- Fu, D., Huang, B., Kusky, T.M., Li, G., Wilde, S.A., Zhou, W. and Yu, Y., 2018. A middle permian ophiolitic melange belt in the solonker Suture Zone, Western Inner Mongolia, China, implications for the evolution of the Paleo-Asian Ocean. *Journal of Tectonics*, 37(5), 1292-1320. <https://doi.org/10.1029/2017TC004947>.
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G. and Ando, S., 2007. Orogenic belts and orogenic sediment Provenance. *Journal of Geology*, 115, 315-334.
- Ghorbani, R., Mahmoudi, H., Sepidbar, F., Barth, M., Zaki Khedr, M., Iwata, N., Shinjo, R. and Ahmadi, P., 2022. Geochemical and geochronological constraints on origin of the Sawlava ophiolite (NW Iran), Evidence for oceanic mantle evolution beneath Iran-Iraq border. *Journal of Lithos* 418-419, 106695. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106695>.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
- Hofmann, A., 2005. The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt, implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaean times. *Journal of Precambrian Research*, 143, 23-49.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spottel, B., Lorenz, V. and Wänke, H., 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules, Paper presented at the Lunar and Planetary Science Conference Proceedings.
- Kasanzu, C., Maboko, M.A.H. and Manya, S., 2008. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for provenance and source rock weathering. *Journal of Precambrian Research*, 161(1-2), 1-14.
- Fedo, C. M., Young, G. M., Nesbitt, H. W. and Hanchar, J. M., 1997. Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield, evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup. *Journal of Canadian Precambrian Research*, 84, 17-36.
- 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. *Journal of Geology*, 23, 921-924.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. and Park, R. G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock, Scotland. *Journal of Precambrian Research*, 45, 203-214.
- Frost, B.R., Evans, K.A., Swapp, S.M., Beard, J.S. and Mothersole, F.E., 2013. The process of serpentinization in dunite from New Caledonia. *Journal of Lithos*, 178, 24-39.
- Fu, D., Huang, B.o., Johnson, T.E., Wilde, S.A., Jourdan, F., Polat, A., Windley, B.F., Hu, Z. and Kusky, T., 2022. Boninitic blueschists record subduction initiation and subsequent accretion of an arc-fore-arc in the northeast Proto-Tethys Ocean. *Journal of Geology*, 50 (1), 10-15. <https://doi.org/10.1130/G49457.1>
- Fu, D., Kusky, T.M., Wilde, S.A., Windley, B.F., Polat, A., Huang, B. and Zhou, Z., 2020. Structural anatomy of the early Paleozoic Laohushan ophiolite and subduction complex, Implications for accretionary tectonics of the Proto-Tethyan North Qilian orogenic belt, northeastern Tibet. *Journal of Geological Society of America Bulletin*, 132 (9-10), 2175-2201. <https://doi.org/10.1130/B35442.1>.

- brian Research. 164, 201-213.
- Kutterolf, S., Diener, R., Schacht, U. and Krawinkel, H., 2008. Provenance of the Carboniferous Hochwipfel Formation-Geochemistry versus petrography. *Journal of Sedimentary Geology*, 203, 246-266.
 - Long, X., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. and Cai, K., 2008. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Altai; Implications for its tectonic evolution. *Journal of Sedimentary Geology*, 208, 88-100
 - Mason, B. and Moore, C.B., 1982. Principles of Geochemistry. John Wiley, Hoboken, N. J, 344.
 - 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.
 - Modjarrad, M., 2024. Intrusive rocks petrogenesis related to the Gysian ophiolitic area, NW Iran. Islamic Republic of Iran, in press.
 - Modjarrad, M., Whitney, Donna. L. and Omrani, Hadi., 2024. Petrologic evolution of the Gysian ophiolitic serpentinites, NW Iran. *Acta Geochim*, in press. <https://doi.org/10.1007/s11631-024-00682-6>.
 - Moghadam, S.H. and Stern, R.J., 2011. Late Cretaceous fore-arc ophiolites of Iran. *Journal of Island Arc*, 20, 1-4. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00745.x>
 - Negrel, P., Sadeghi, M., Ladenberger, A., Reimann, C. and Birke, M., 2015. Geochemical fingerprinting and source discrimination of agricultural soils at continental scale. *Journal of Chemical Geology*, 396, 1e15.
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Journal of Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.
 - Potter, P.E., Maynard, J.B., and Depetris, P.J., 2005. *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*, Heidelberg, Springer-Verlag, 297
 - Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1972. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, New York.
 - Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ contents and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635-650.
 - Saunders, A.D. and Tarney, J., 1984. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. of *Petrol, Special Lithosphere Issue*, 415-445.
 - Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A297, 409-445.
 - Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*, Blackwell Scientific Publications Ltd., 312.
 - Ulmer, P. and Trommsdorff, V., 1995. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268(5212), 858-861
 - 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. *Geology Society of American Bulltain*, 107, 1427-1440.
 - Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Journal of Geochim. Journal of Cosmochim. Acta*, 59 (7), 1217e1232.
 - Zhihong, W. and Huaifu, I., 1998. Geology, petrology and geochemistry of the mafic-ultramafic rocks in the Fujian coastal region Southeastern China, and their genesis. *Journal of Ofioliti*, 23, 1-6.

بازسازی تکتونیک قدیمه ماسه‌سنگ‌های تریاس گروه نخلک در ایران مرکزی با استفاده از سن‌سنجی U-Pb زیرکن

سیده حلیمه هاشمی عزیزی^(۱) و پیمان رضائی^(۲)

۱. دانش‌آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا

۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۱۲

چکیده

گروه نخلک به سن تریاس در ایران مرکزی یک توالی رسوبی بسیار مهم در درک بهتر بسته شدن پالتوتتیس و کوهزایی ائوسیمیرین در خاور میانه است. گروه نخلک متشکل از سه سازند الم، باقرووق و اشین است، که بیشتر از ماسه‌سنگ‌های آذرآواری، کنگلومرای سیلیسی آواری مخلوط و کربنات‌های دریایی تشکیل شده است. در اینجا نگاهی داریم بر سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های آواری گروه نخلک تا خاستگاه آن را مشخص کرده و موقعیت تکتونیک قدیمه آن را در قلمرو پالتوتتیس بازسازی کنیم. غالب زیرکن‌های آواری گروه نخلک شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده و سن پرمین-تریاس (حدود ۲۴۰-۲۸۰ میلیون سال) را نشان می‌دهند، که شاهدهی است بر تأمین رسوب از سنگ‌های آتش‌فشانی پرمین-تریاس کمان جاده ابریشم. تعداد کمتری از زیرکن‌ها سنین پالتوزوئیک پیش از پرمین را با پیک‌هایی در ۳۲۰ و ۴۸۰ میلیون سال نشان می‌دهند، که می‌تواند از پی‌سنجی که کمان ماگمایی بر روی آن تشکیل شده است استخراج شده باشد. دانه‌های زیرکن با سن نئوپروتروزوئیک-مزوپروتروزوئیک پسین (حدود ۵۵۰-۱۱۰۰ میلیون سال) و پالتوپروتروزوئیک (حدود ۱۸۰۰-۲۲۰۰ میلیون سال) بی‌شکل یا گردشده هستند. زیرکن‌های پالتوپروتروزوئیک در بخش بالایی سازند باقرووق (لادینین میانی) فراوان هستند که شاهدهی است بر چرخه مجدد سنگ‌های رسوبی قدیمی‌تر. سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ‌های این سازند حاکی از یک خاستگاه اضافی از جنس دگرگونی است. این تغییر کوتاه مدت در خاستگاه می‌تواند با بالاآمدگی تکتونیک در ناحیه منشأ که منجر به فرسایش سنگ‌های دگرگونی با ماهیت شمال‌گندوانایی شده است توجیه شود. می‌توان نتیجه گرفت که قطعات قاره‌ای جدا شده از شمال گندوانا با منشأ احتمالی بلوک سیمیرین، قبل از تریاس پسین به حاشیه جنوبی اوراسیا رسیده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی، پالتوتتیس، تریاس، سن‌سنجی U-Pb زیرکن، گروه نخلک.

مقدمه

در درک بسته شدن اقیانوس پالتوتتیس و رسیدن بلوک سیمیرین به حاشیه جنوبی اوراسیا و برخورد با آن است. این توالی رسوبی بیشتر سیلیسی آواری متفاوت از لایه‌های هم‌سن خود در نواحی اطراف است که اغلب از جنس

این مقاله بر روی سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های آواری گروه نخلک متمرکز است. گروه نخلک به سن تریاس در ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱-الف) که منطقه‌ای کلیدی

* نویسنده مرتبط: s.hashemiazizi@basu.ac.ir

چینه‌شناسی گروه نخلک

توالی رسوبی گروه نخلک با ضخامت تقریبی ۲۷۰۰ متر به شکل کوهی با روند شمال غربی-جنوب شرقی در غرب معدن نخلک رخنمون دارد (شکل ۱-ب). توالی کربناته کرتاسه بالایی به ضخامت حدود ۲۶۰ متر به صورت ناپیوسته بر روی گروه نخلک قرار دارد (Vaziri et al., 2005; 2012). گروه نخلک متشکل از ماسه‌سنگ‌های آذرآواری، کنگلومرای سیلیسی‌آواری مخلوط و کربنات‌های دریایی است که از قاعده به رأس به سه سازند (Davoudzadeh and Seyed-Emami, 1972) الم (اولنکین تا آنیزین میانی)، باقروق (آنیزین بالایی تا لادینین میانی) و اشین (لادینین بالایی تا کارنین) تقسیم شده است. گروه نخلک به صورت تکتونیک بر روی سنگ‌های دگرگونی مافیک و اولترامافیک پیش از تریاس قرار دارد.

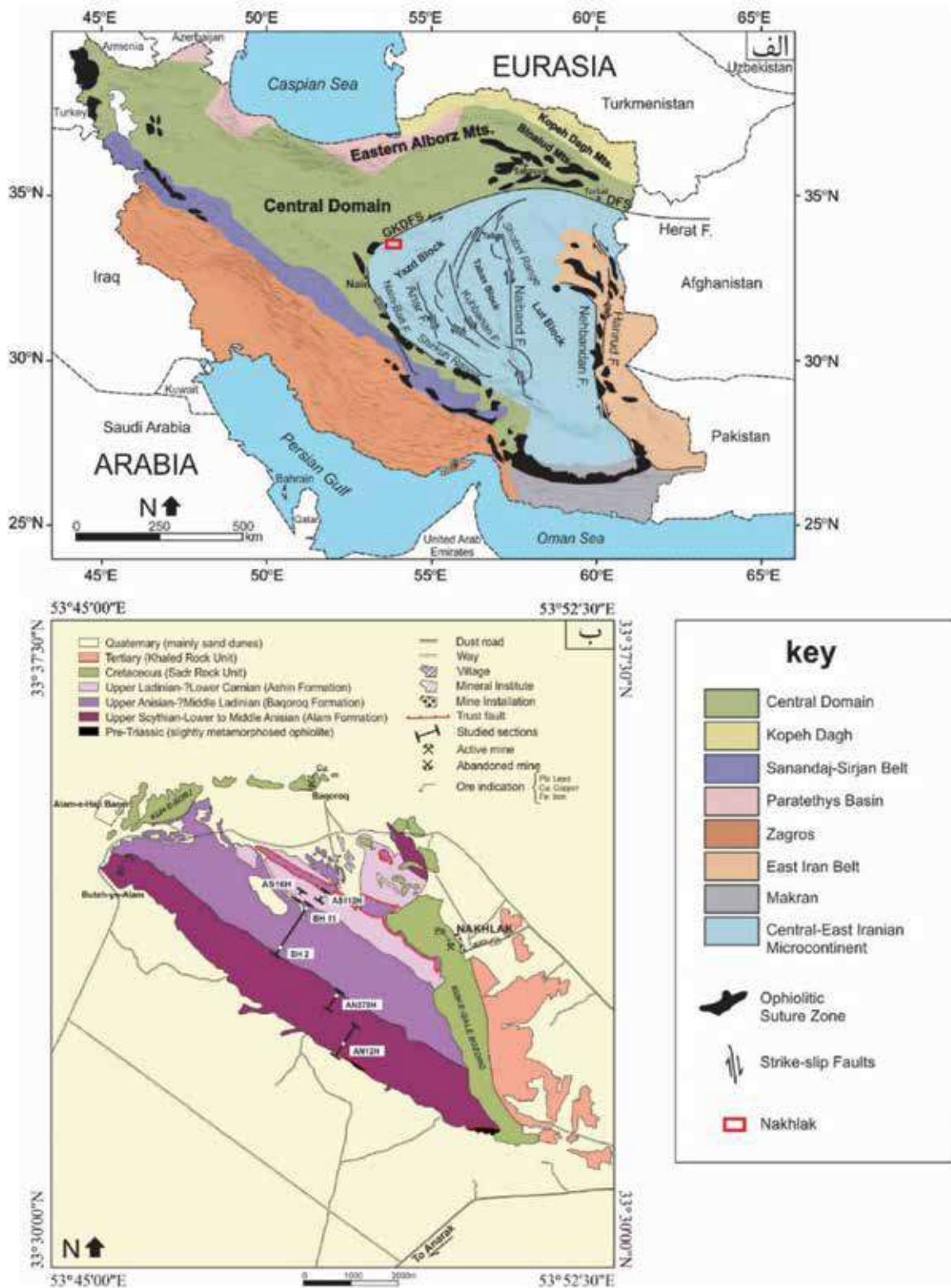
سازند الم با ۱۰۶۰ متر ضخامت، یک توالی مختلط آواری و کربناته (شکل ۲) تشکیل شده از لایه‌های ماسه‌سنگ آذرآواری، کمی لایه‌های کنگلومرای، لایه‌های آهکی توده‌ای و سنگ‌آهک پرفسیل است، که در یک محیط دریایی کم‌عمق آشفته رسوب‌گذاری شده است. بررسی سنگ‌شناسی مقاطع نازک میکروسکوپی (آنالیز مدال با روش نقطه شماری) نشان داده است که اغلب ماسه‌سنگ‌های سازند الم حاوی خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی و تک‌بلورهای کوارتز آتش‌فشانی و فلدسپارها هستند (Hashemi Azizi et al., 2018a).

سازند باقروق با قاعده فرسایشی بر روی سازند الم قرار گرفته است (شکل ۲). گرچه این سازند بدون هرگونه محتوای زیستی است، اما سن آنیزین پسین-لادینین میانی بر اساس قرارگیری چینه‌شناسی آن در بین دو سازند الم و اشین به آن نسبت داده شده است (Davoudzadeh and Seyed-Emami, 1972; Vaziri and Fürsich, 2007). سازند باقروق با ضخامت ۱۲۹۴ متر با یک لایه کنگلومرای محتوی پبل‌هایی از جنس گرینستون اوئیدی با منشأ احتمالی از سازند الم آغاز می‌شود، و به توالی از جنس کنگلومرای دانه‌پشتیبان توده‌ای قرمز رنگ و ماسه‌سنگ درشت‌دانه ادامه می‌یابد (شکل ۲). در بخش میانی این سازند رو به بالا توالی‌های ریزشونده کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل به

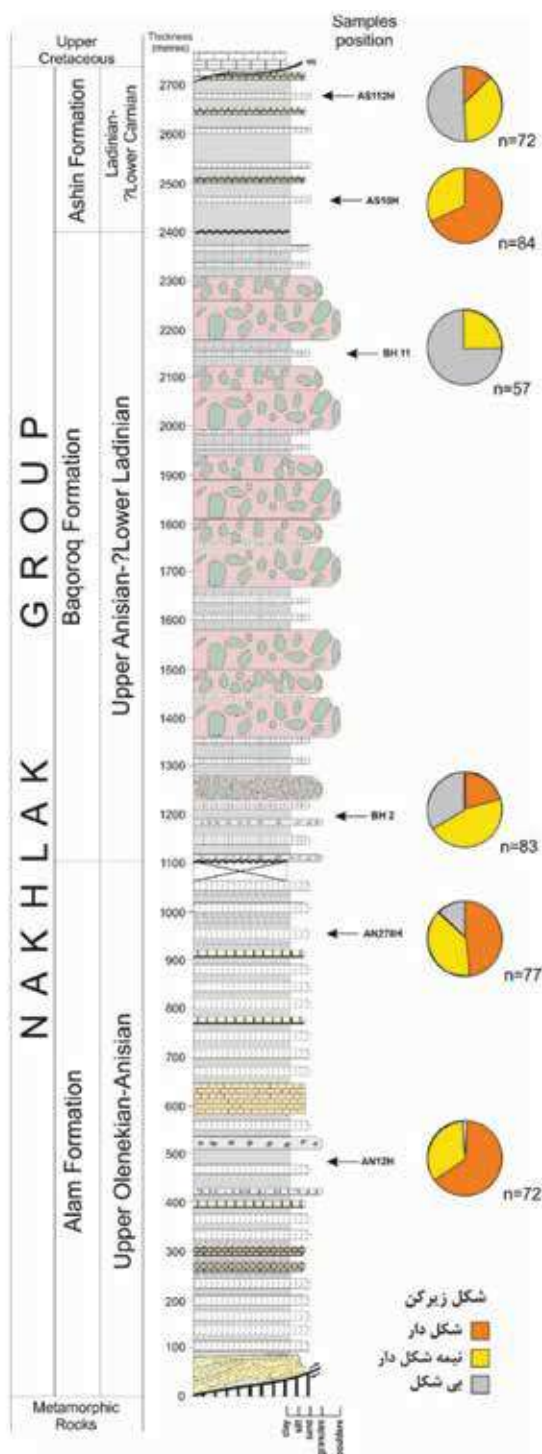
رخساره‌های کربناته پلتفرمی هستند (Alavi et al., 1997; Seyed-Emami, 2003) و با گروه آق‌دربند به سن تریاس واقع در شمال شرق ایران، شرق کپه‌داغ که ماهیت اوراسیایی دارد مشابهت‌هایی را نشان می‌دهد (برای مثال: Davoudzadeh et al., 1981; Baud et al., 1991; Alavi et al., 1997). البته گروه نخلک در یک حوضه پیش‌کمانی نهشته شده است (برای مثال Alavi et al., 1997)، در حالی که گروه آق‌دربند در یک حوضه پشت‌کمانی رسوب‌گذاری شده است (برای مثال Baud et al., 1991; Balini et al., 2019).

به دلیل نبود داده‌های قابل اعتماد و کافی (به عنوان مثال داده‌های مربوط به خاستگاه) برای بررسی مدل‌های مختلف تکتونیک قدیمه ایران مرکزی، تحولات تکتونیک قدیمه این پهنه مهم از جمله گروه نخلک، سال‌ها بدون قطعیت باقی‌ماند. بالینی و همکاران (Balini et al., 2009) و زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2009a) اطلاعاتی را در باب سنگ‌شناسی گروه نخلک ارائه دادند تا از طریق آن خاستگاه این رسوبات آواری را مورد بحث قرار دهند. هاشمی عزیزی و همکاران (Hashemi Azizi et al., 2018a, b) داده‌های سنگ‌شناسی جدیدی را به همراه ژئوشیمی سنگ کل و شیمی کانی ارائه دادند. تمامی این پژوهش‌ها کمان ماگمایی را به عنوان منشأ پیشنهاد می‌کنند؛ گرچه بخش میانی گروه نخلک، یعنی سازند باقروق تأمین رسوب از منشأ سنگ‌های دگرگونی پوسته بالایی را نشان می‌دهد.

سن سنجی U-Pb زیرکن به‌عنوان ابزاری در تحلیل خاستگاه رسوبی برای شناسایی نواحی منشأ، مسیرهای حمل و نقل رسوب و سن پیشینه رسوبات توالی‌های رسوبی آواری به‌طور گسترده‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرد (برای مثال: Horton et al., 2008; Meinhold et al., 2011; Moghadam et al., 2017). مینهلد و همکاران (Meinhold et al., 2020) برای اولین بار سن U-Pb زیرکن‌های آواری گروه نخلک را برای مطالعه خاستگاه ماسه‌سنگ‌های گروه نخلک گزارش دادند. در اینجا نگاه دوباره‌ای داریم به خاستگاه توالی سیلیسی‌آواری گروه نخلک همراه با منشأ و جایگاه قدیمه آن بر اساس سن سنجی زیرکن آواری.



شکل ۱. الف) نقشه ساده شده ایران همراه با تقسیم‌بندی‌های اصلی ساختاری (با تغییراتی پس از Zanchi et al., 2009a; Buchs et al., 2013) گستره مورد مطالعه با یک مستطیل قرمز رنگ نشان داده شده است، ب) نقشه زمین‌شناسی کوه نخلک (با تغییراتی پس از Vaziri, 2012) نشان‌دهنده گستره مورد مطالعه، برش‌های مورد مطالعه از سازندهای الم، باقروق و اشین از گروه نخلک با خطوط سیاه نشان داده شده‌اند، محل نمونه‌هایی که برای تعیین سن U-Pb زیرکن مورد استفاده قرار گرفتند با دایره‌های سفید رنگ نشان داده شده‌اند



شکل ۲. ستون سنگ‌شناسی گروه نخلک نشان‌دهنده جایگاه چینه‌شناسی نمونه‌های ماسه‌سنگ مورد استفاده در تعیین سن U-Pb زیرکن، نمودارهای کیکی آنالیز کمی شکل دانه‌های زیرکن را نشان می‌دهد، (شکل دار: لبه‌ها و گوشه‌های کامل؛ نیمه‌شکل دار: کمی گردشده؛ بی‌شکل: گردشده)

خوبی توسعه یافته‌اند. سنگ‌شناسی و ساختمان‌های رسوبی (مانند ایمبریکاسیون و طبقه‌بندی مورب تراف) این سازند حاکی از محیط رسوبی رودخانه‌ای با بستر گراولی است. سازند باقروق به‌طور کلی قابل تقسیم به دو بخش پایینی و بالایی است. چنین تقسیم‌بندی توسط علوی و همکاران (Alavi et al., 1997) نیز شناسایی شده است. بخش پایینی آن متشکل از رسوبات چرخه اول، مواد آتشفشانی و مقداری رسوبات چرخه دوباره از پی‌سنگ دگرگونی است (Hashemi Azizi et al., 2018a). در بخش بالایی این سازند محتوای رسوبی و آتشفشانی کاهش یافته و مواد آواری دگرگونی غالب می‌شوند (Zanchi et al., 2009a; Hashemi Azizi et al., 2018a).

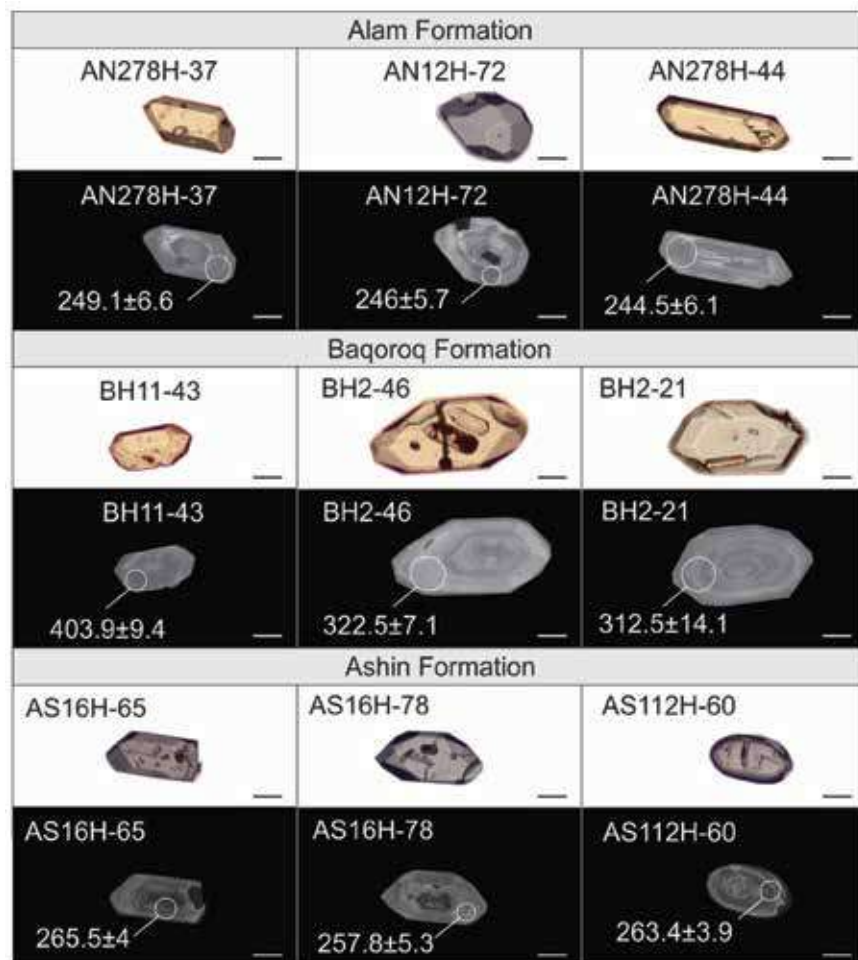
سازند اشین به ضخامت ۳۶۴ متر با ناپیوستگی موازی بر روی سازند باقروق قرار گرفته است. این سازند بیشتر دارای لایه‌های شیلی همراه با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی، سیلتستون آهکی و سنگ‌آهک پرفسیل است (شکل ۲). بخش بالایی این سازند در برش مورد مطالعه به‌صورت تکتونیک قطع شده است. لایه‌های سنگ‌آهک و شیل پرفسیل بوده و به‌طور مثال حاوی بقایای آمونیت‌ها، دوکفه‌ای‌ها و لاله‌وش‌ها هستند. ساختمان‌های رسوبی مانند توالی بوما و اترفسیل‌های نرایتس نشان می‌دهند که سازند اشین توسط جریان‌های آشفته دور از منشأ نهشته شده‌اند (Hashemi Azizi et al., 2018a). مطالعه سنگ‌شناسی مقاطع نازک میکروسکوپی سازند اشین نشان داده است که ماسه‌سنگ‌های آن بیشتر حاوی فلدسپارهای پتاسیم‌دار و قطعات آتشفشانی همراه با مقداری خرده‌های فسیلی هستند (Hashemi Azizi et al., 2018a).

روش مطالعه

تعداد شش نمونه از لایه‌های ماسه‌سنگی ریز تا متوسط‌دانه در برش‌های مورد مطالعه برداشت شدند. محل برداشت نمونه‌ها در شکل‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است. آماده‌سازی نمونه‌ها در آزمایشگاه‌های مرکز علوم زمین دانشگاه گوتینگن آلمان انجام شد. پس از خرد کردن و عبور نمونه‌ها از الک خشک، رسوبات در اندازه ۶۳-۱۲۵

تهیه شد، برای این کار از میکروسکوپ پلاریزان مدل Zeiss Axioplan 2 مجهز به سیستم دوربین عکاسی استفاده شد. دانه‌های زیرکن به سه دسته تقسیم شدند: شکل دار^۱ (لبه‌ها و گوشه‌های کامل)، نیمه‌شکل دار^۲ (کمی گردشده) و بی‌شکل^۳ (گردشده) (شکل ۲). تصاویر کاندولومینسانس زیرکن‌ها توسط یک دستگاه میکروآنالیز الکترون پروب (EPMA) مدل JEOL JXA 8900 RL مجهز به شناساگر CL (گروه ژئوشیمی، مرکز علوم زمین، دانشگاه گوتینگن) تهیه شد تا منطقه‌بندی رشدی زیرکن‌ها مشخص شده و نقاط مناسب برای انجام آنالیز انتخاب شوند (شکل ۳).

میکرومتر جمع‌آوری شدند و برای زدودن ترکیبات کربناته احتمالی موجود در آنها در محلول اسید استیک ۵٪ سرد قرار داده شدند. در مرحله بعد کانی‌های سنگین موجود در نمونه‌ها با استفاده از محلول پلی‌تنگستات سدیم با چگالی ۲/۸۵ g/ml جداسازی شدند. در مجموع تعداد ۱۶۳، ۱۴۸ و ۱۶۷ دانه زیرکن با استفاده از میکروسکوپ باینوکولار از مجموعه کانی‌های سنگین سازند الم، باقروق و اشین جدا شدند. دانه‌های زیرکن در رزین اپوکسی ثابت شده و صیقل داده شدند. پیش از انجام آنالیز، برای بررسی شکل و میزان گردشدگی زیرکن‌ها تصاویر میکروسکوپی آنها در نور عبوری



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی (نور معمولی) و CL از منتخب دانه‌های زیرکن از بین نمونه‌های آنالیز شده. محل نقطه‌ای که مورد آنالیز LA-ICP-MS قرار گرفته است و سن $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb} (\pm 2\sigma)$ نمونه در همان نقطه نشان داده شده است. شماره‌ای که در بالای هر زیرکن در تصویر وجود دارد، شماره نمونه و شماره نقطه آنالیز است. مقیاس تمامی عکس‌ها ۵۰ میکرومتر است

1. Euhedral
2. Subhedral
3. Anhedral

تعیین سن U-Pb از طریق دستگاه ICP-MS مدل Element2, ThermoFisher مجهز به یک دستگاه ذوب لیزری 193-nm Analyte G2 Excimer Laser Ablation System در موسسه کانی‌شناسی دانشگاه مونستر انجام شد. آنالیز ایزوتوپی مطابق با روشی که در لوون و همکاران (Löwen et al., 2017) آمده است انجام شد.

بحث

زیرکن‌های آواری مستخرج از شش نمونه ماسه‌سنگ گروه نخلک بیشتر شفاف یا نیمه‌شفاف بوده‌اند. به استثنای نمونه‌های سازند باقروق، زیرکن‌های شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار فراوانی عمده‌ای دارند (شکل ۲). در مجموع تعداد ۴۷۸ زیرکن تعیین سن شده‌اند که از بین آنها تعداد ۴۴۶ زیرکن (۹۳٪ از کل زیرکن‌ها) به میزان ۹۰-۱۱۰٪ هماهنگ هستند (جدول ۱).

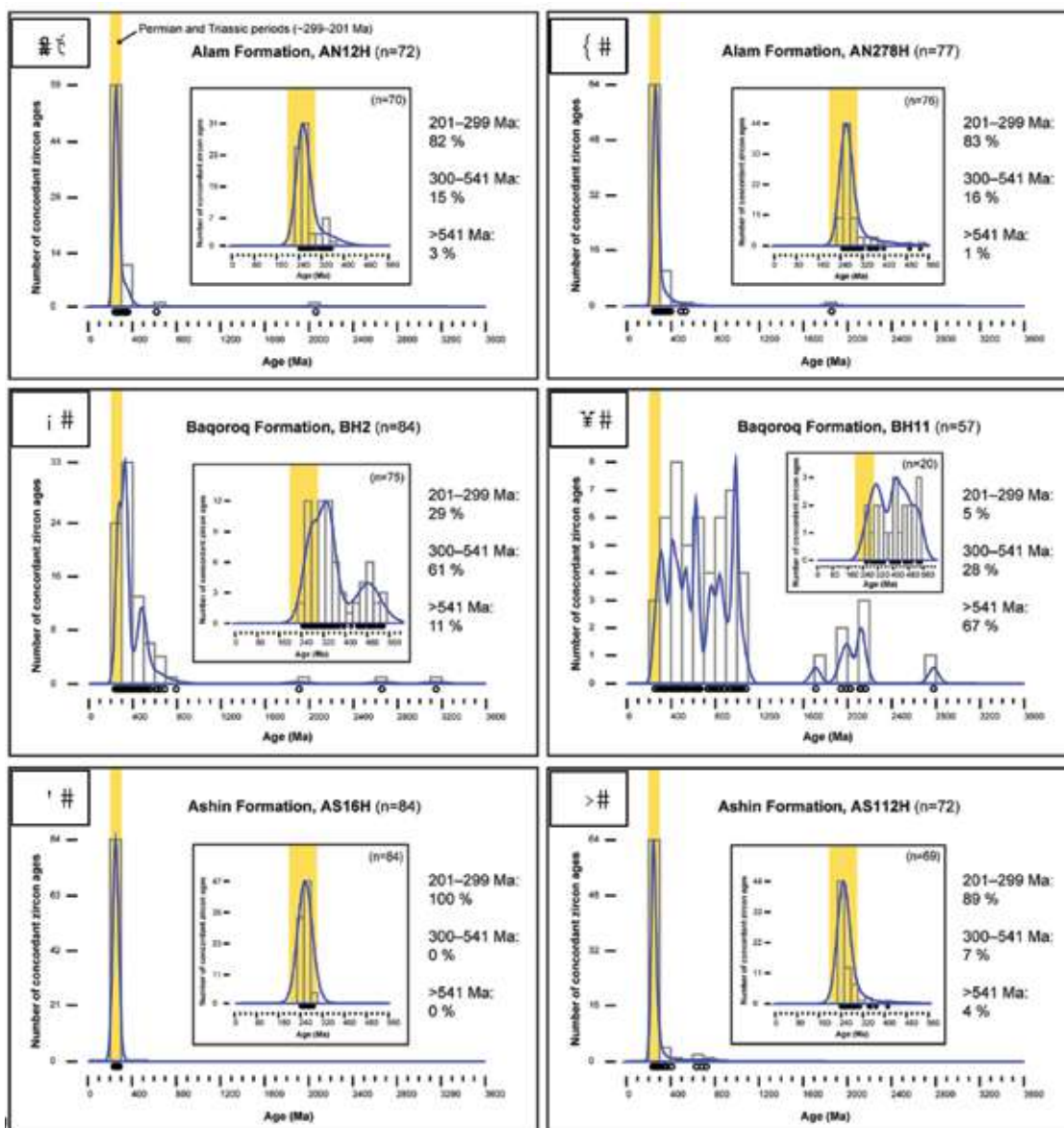
جدول ۱. اطلاعات نمونه‌ها، شش ستون اول در این جدول، جایگاه چینه‌شناسی و نوع سنگ نمونه‌های آنالیز شده در این مطالعه را نشان می‌دهند، جایگاه چینه‌شناسی دقیق نمونه‌ها در شکل ۲ نشان داده شده است، جایگاه چینه‌شناسی نمونه‌ها مطابق با زیست‌چینه‌نگاری مورد بحث در هاشمی عزیز و همکاران (Hashemi Azizi, 2018a) است. نوع سنگ‌ها بر اساس سنگ‌شناسی مقاطع نازک (Hashemi Azizi, 2018a) تعیین شده است، توجه شود که نمونه‌های AS16H، AS112H و BH2 و AN12H در هاشمی عزیز و همکاران (Hashemi Azizi, 2018a) به ترتیب مطابق هستند با نمونه‌های AS16، AS112 و B18 و AN94، چهار ستون آخر در این جدول خلاصه‌ای از سن زیرکن‌های آواری نمونه‌های آنالیز شده در این مطالعه را نشان می‌دهند. سن U-Pb در ستون آخر همراه با عدم قطعیت ۲ سیگما است

نمونه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	سن	وضعیت چینه‌شناسی	نوع سنگ	تعداد سن‌های مطمئن	تعداد سن‌های هم‌آهنگ	درصد تعداد سن‌های هم‌آهنگ (میلیون سال)	جوان‌ترین سن هم‌آهنگ
AS112H	۳۳° ۳۴'	۴۸° ۱۷/۳۰"	۵۳° ۴۸' - ۴۷/۱۳"	سازند اشین لادینین بالایی- ؟ کارنین پایینی	لیتیک آرکوز	۸۲	۷۲	۸۸	۲۳۸ ± ۴
AS16H	۳۳° ۳۴'	۱۶° ۷۹"	۵۳° ۴۸' - ۲۳/۹۵"	سازند اشین لادینین بالایی- ؟ کارنین پایینی	آرکوز	۸۵	۸۴	۹۹	۲۳۹ ± ۵
BH11	۳۳° ۳۳'	۴۴° ۸۸"	۵۳° ۴۸' - ۲۶/۰۷"	؟ آنیزین بالایی- لادینین میانی	سازند باقروق لیتیک آرکوز	۶۲	۵۷	۹۲	۲۵۶ ± ۷
BH2	۳۳° ۳۳'	۴۵° ۶۷"	۵۳° ۴۷' - ۵۰/۹۷"	؟ آنیزین بالایی- لادینین میانی	سازند باقروق فلدسپاتیک لیتارنایت	۸۶	۸۴	۹۸	۲۴۲ ± ۷
AN278H	۳۳° ۳۳'	۴۱° ۷۵"	۵۳° ۴۷' - ۴۹/۳۳"	آنیزین میانی	سازند الم فلدسپاتیک لیتارنایت	۸۷	۷۷	۸۹	۲۴۸ ± ۶
AN12H	۳۳° ۳۲'	۴۵° ۶۶"	۵۳° ۴۸' - ۴۵/۴۳"	اولنکین- آنیزین	سازند الم لیتارنایت	۷۶	۷۲	۹۵	۲۴۳ ± ۱۵
					جمع کل:	۴۷۸	۴۴۶	۹۳٪	

سازند الم

ماگمایی^۱ را نشان می‌دهند (شکل ۳). نمونه‌های AN12H و AN278H طیف زیرکن مشابهی را نشان می‌دهند، که ۸۲-۸۳٪ از کلیه دانه‌ها دارای سن پرمین-تریاس هستند (شکل ۴-الف و ب). تعداد زیرکن‌های مربوط به پالئوزوئیک قدیمی‌تر بسیار کم است (۱۵-۱۶٪)؛ زیرکن‌های به سن پرکامبرین تقریباً وجود ندارند (شکل ۴-الف و ب).

در مجموع تعداد ۱۶۳ دانه زیرکن از دو نمونه ماسه‌سنگ از سازند الم تعیین سن شده است، که ۱۴۹ عدد از آنها برای تفسیر مورد استفاده قرار گرفتند (جدول ۱). دانه‌های زیرکن در این نمونه‌ها بیشتر شکل دار و نیمه‌شکل دار هستند، نمونه جوان‌تر (AN278H) حاوی تعداد کمی از دانه‌های بی‌شکل نیز بوده است (شکل ۲). تصاویر CL منطقه‌بندی تناوبی



شکل ۴. نمودارهای تخمین چگالی هسته (KDE) طیف سنی U-Pb زیرکن‌های آواری در نمونه‌های سازندهای الم، باقروق و اشین از گروه نخلک، ایران مرکزی (عرض هر ستون مستطیلی = ۱۰۰ میلیون سال)، در سمت راست هر دیاگرام، درصد گروه‌های سنی زیرکن پرمین-تریاس، کامبرین-کربنیفر و پرکامبرین نشان داده شده است، نمودارهای الحاقی نمای نزدیکی از بازه سنی فائوزوئیک را نشان می‌دهند (عرض هر ستون مستطیلی = ۲۵ میلیون سال)، n = تعداد سن‌های هم‌آهنگ

1. Magmatic oscillatory zoning

سازند باقروق

در مجموع تعداد ۱۴۸ دانه زیرکن از دو نمونه ماسه‌سنگ از سازند باقروق تعیین سن شده‌اند که ۱۴۱ عدد از آنها برای تفسیر مورد استفاده قرار گرفته‌اند (جدول ۱). دانه‌های زیرکن مستخرج از نمونه BH2 نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل بوده و تنها ۱۸٪ از آنها شکل‌دار هستند (شکل ۲). در نمونه BH11 بیشتر زیرکن‌ها بی‌شکل و کمتر نیمه‌شکل‌دار هستند. تصاویر CL منطقه‌بندی تناوبی ماگمایی را در زیرکن‌های پالئوزوئیک پسین آشکار ساخته است (شکل ۳). برخی از دانه‌ها هسته‌ای به سن نئوپروتروزوئیک داشته که دارای رورشدی با منطقه‌های تناوبی ماگمایی به سن کربنیفر هستند. نمونه‌های BH2 و BH11 طیف‌های زیرکن متفاوتی را نشان می‌دهند (شکل ۴-پ و ت). حدود ۲۹٪ از دانه‌ها در نمونه BH2 سن پرمین-تریاس داشته، ۶۱٪ سن‌های مربوط به پالئوزوئیک قدیمی‌تر را نشان می‌دهند و ۱۱٪ سن پرکامبرین دارند. در نمونه BH11 ۵٪ از کلیه دانه‌های زیرکن سن پرمین-تریاس را نشان می‌دهند، ۲۸٪ سنین پالئوزوئیک قدیمی‌تر را نشان می‌دهند و ۶۷٪ سن پرکامبرین دارند (شکل ۴-پ و ت).

سازند اشین

در مجموع تعداد ۱۶۷ دانه زیرکن از دو نمونه ماسه‌سنگ از سازند اشین تعیین سن شدند که تعداد ۱۵۶ دانه از آنها برای تفسیر مورد استفاده قرار گرفتند (جدول ۱). دانه‌های زیرکن مستخرج از نمونه AS16H شکل‌دار و تعداد کمی نیمه‌شکل‌دار هستند، در حالی که زیرکن‌های مستخرج از نمونه AS112H بی‌شکل و تعداد کمی نیمه‌شکل‌دار و تنها ۵٪ از آنها شکل‌دار هستند (شکل ۲). تصاویر CL منطقه‌بندی تناوبی ماگمایی را آشکار ساخته است (شکل ۳). زیرکن‌های به دست آمده از نمونه‌های AS16H و AS112H طیف زیرکن مشابهی را نشان می‌دهند، و ۸۹-۱۰۰٪ از کلیه دانه‌ها سن پرمین-تریاس را نشان می‌دهند (شکل ۴-ث و ج). به علاوه، نمونه AS112H تعداد کمی (۷٪) دانه‌های زیرکن به سن دونین دارد؛ زیرکن‌های پرکامبرین در سازند اشین کم و بیش غائب هستند (۴٪) (شکل ۴-ث و ج).

نتیجه‌گیری

شکل زیرکن

نمونه‌های زیرکن مورد بررسی از گروه نخلک به سن تریاس واقع در ایران مرکزی دارای شکل شاخص نشان‌دهنده منشأ آذرین هستند که به‌وسیله تصاویر CL تأیید می‌شود، زیرا اغلب دانه‌های زیرکن منطقه‌بندی تناوبی ماگمایی را نشان می‌دهند (شکل ۳). دانه‌های زیرکن شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار در سازند الم غالب هستند (شکل ۲). رو به بالای توالی دانه‌های زیرکن گردشده‌تر هستند که در سازند باقروق به‌خوبی نشان داده شده است (شکل ۲). افزایش دانه‌های گردشده با افزایش مقدار دانه‌های زیرکن به سن نئوپروتروزوئیک و پالئوپروتروزوئیک مطابقت دارد، که منعکس‌کننده ورود رسوبات بیشتر مربوط به چرخه مجدد قدیمی در سازند باقروق است. دانه‌های زیرکن شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دوباره در بخش پایینی سازند اشین فراوان می‌شوند. گرچه در بخش بالاتر این سازند دانه‌های زیرکن گردشده‌تر هستند، اما سن آنها مشابه با سن زیرکن‌های بخش پایین سازند است. این اثر نشان‌دهنده حمل و نقل رسوبات در مسافت طولانی‌تر از منشأ به حوضه است، زیرا غیرمعمول است که منشأ نزدیک، زیرکن‌های نیمه‌شکل‌دار تا گردشده را در یک مسافت کوتاه ایجاد کند. سناریوی دیگری که می‌توان متصور شد جابجایی طولانی دانه‌ها در یک محیط پیش‌کمانی و سپس ته‌نشینی دوباره آنها در یک محیط دور از ساحل سازند اشین بالایی است. اگر سناریوی دوم مد نظر باشد، چرخه مجدد از لایه‌های زیرین همچون سازند الم امکان‌پذیر است.

سن U-Pb زیرکن

غالب نمونه‌های زیرکن گروه نخلک سن پرمین-تریاس را نشان می‌دهند، تنها تفاوت‌ها به دلیل تغییرات فراوانی نسبی سن پالئوزوئیک پیشین و پرکامبرین است (شکل ۴)، که این گروه سنی در سازند باقروق دیده می‌شود (شکل ۴-پ و ت).

گروه سنی پرمین-تریاس (بیشتر ۲۴۰-۲۸۰ میلیون سال در نمونه‌های زیرکن گروه نخلک) نشان‌دهنده حوادث ماگمایی

تغییری در محیط رسوبی همراه است. سازند باقروق از رسوبات قاره‌ای تشکیل شده، درحالی‌که سازندهای الم و اشین از رسوبات دریایی تشکیل شده‌اند (برای مثال: Hashemi Azizi et al., 2018a; 2018b). این تغییر کوتاه‌مدت در شرایط محیط رسوبی و خاستگاه، اشاره دارد به رخداد تکتونیکی هم‌زمان با رسوب‌گذاری محلی در حاشیه جنوبی اوراسیا که رسوبات آواری آن از محلی با ماهیت شمال‌شرق‌گندوانا تأمین می‌شود که خود نشان‌دهنده چرخه دوباره رسوبات خردقاره‌سیمیرین شامل رسوبات پلتفرمی مرتبط طی تریاس میانی باشد. مشاهدات بلوک یزد تأیید کننده آن است، که در زمان تریاس میانی تا پسین توالی حاشیه غیرفعال سیمیرین پیشین تا لایه‌های پالئوزوئیک فرسایش یافته است که نشان‌دهنده فرسایش برآمدگی خمشی^۱ است (Bagheri and Stampfli, 2008). تشکیل برآمدگی خمشی می‌تواند به دلیل برخورد حاشیه شمالی سیمیرین و گوه برهم‌افزایشی باشد. رسوبات حاشیه غیرفعال سیمیرین به گوه برهم‌افزایشی وارد شده‌اند (Meinhold et al., 2020). تحولات تکتونیکی بعد از آن مشابه سیستم کمان عهد حاضر سوندا-باند^۲ در اندونزی (Silver and Reed, 1988)، منجر به جایگیری و بالآمدن سنگ‌های دگرگونی، به‌احتمال زیاد با ماهیت سیمیرین شده است که مواد آواری حوضه پیش‌کمانی را تأمین کرده است. همان‌طور که گفته شد مطالعات پتروگرافی وجود مقادیر زیادی از خرده‌سنگ‌های دگرگونی را در سازند باقروق نشان داده‌اند (Hashemi Azizi et al., 2018a). مجموعه دگرگونی انارک در منطقه انارک در حدود ۲۰ کیلومتری جنوب نخلک که نشان‌دهنده بقایای گوه برهم‌افزایشی واریسکان است، می‌تواند یک منشأ محتمل برای این خرده‌سنگ‌ها باشد (Bagheri and Stampfli, 2008; Zanchi et al., 2009b; Buchs et al., 2013).

تغییرات کوتاه مدت در خاستگاه و محیط رسوبی که در گروه نخلک مشاهده شده است، می‌تواند با تغییرات کوتاه مدت در نوع، هندسه و شیوه تغییر شکل حوضه پیش‌کمانی

حاصل از فرورانش رو به شمال پالئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا است که منجر به شکل‌گیری یک سیستم کمان ماگمایی بزرگ شده که حیات طولانی مدتی داشته است و توسط ناتالین و شنگور (Natal'in and Şengör, 2005) کمان جاده ابریشم نام‌گذاری شده است. از این پس در ساده‌سازی برای اشاره به خاستگاه کمان ماگمایی پرمین-تریاس از این واژه استفاده خواهد شد، زیرا نمی‌توان به یک واحد سنگی ماگمایی مجزا به‌عنوان منشأ رسوبات اشاره کرد، به این دلیل که پس از تشکیل کمان، حرکات تکتونیکی امتدادلغز بزرگ‌مقیاس بازسازی تکتونیک قدیمه را در طول حاشیه جنوبی اوراسیا پیچیده کرده است (رجوع شود به Ruttner, 1993; Natal'in and Şengör, 2005). برای مثال، سنگ‌های ماگمایی و آتش‌فشانی-رسوبی حاصل از این کمان‌ها در شرق حوضه کاسپین در قلمرو توران یافت شده است (برای مثال: Garzanti and Gaetani, 2002; Natal'in and Şengör, 2005; Zanchetta et al., 2013). سنگ‌های ماگمایی پالئوزوئیک پیش از تریاس نیز از این پهنه گزارش شده‌اند و پی‌سنگی را ایجاد کرده‌اند که کمان بر روی آن گسترش یافته است (برای مثال: Natal'in and Şengör, 2005; Zanchetta et al., 2013). این سنگ‌ها یا محصولات چرخه دوباره آنها طی ماگمازایی پرمین-تریاس، یعنی زیرکن‌های زون‌کریست، نشان‌دهنده منشأهای محتمل برای دانه‌های زیرکن پالئوزوئیک پیش از تریاس است که در ماسه‌سنگ‌های گروه نخلک یافت شده‌اند.

در زمان رسوب‌گذاری سازند باقروق زیرکن‌های دارای منشأ کمان جاده ابریشم کم‌بیش کمیاب شدند و خاستگاه در سازند باقروق تغییر کرد. این اثر همراه با وجود دانه‌های زیرکن به سن نئوپروتروزوئیک پسین، به منشأیی با ماهیت شمال‌شرق‌گندوانا اشاره دارد (برای مثال: Meinhold et al., 2013). برای مثال از ماسه‌سنگ‌های نئوپروتروزوئیک بالایی و پالئوزوئیک کوه‌های البرز در شمال ایران، که نشان‌دهنده رسوبات حاشیه قاره‌ای بلوک‌های سیمیرین ایران است (Horton et al., 2008; Honarmand et al., 2016; Moghadam et al., 2017).

تغییر خاستگاه در بخش میانی گروه نخلک با

1. Silk Road Arc
2. Flexural bulge
3. Sunda-Banda

Zanchi, A., Bollati, I., Larghi, C., Zanchetta, S., Salamati, R. and Mossavvari, F., 2009. The Triassic stratigraphic succession of Naxhlak (Central Iran), a record from an active margin. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society London, Special Publication, 312, 287-321.

- Baud, A., Stampfli, G. and Steen, D., 1991. The Triassic Aghdarband Group: volcanism and geological evolution, *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien*, 38, 125-137.

- Berberian, M. and King, G., 1981. Toward a paleogeographic and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.

- Buchs, D.M., Bagheri, S., Martin, L., Hermann, J. and Arculus, R., 2013. Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area, *Lithos*, 172-173, 267-287.

- Cohen, K.M., Harper, D.A.T., Gibbard, P.L. and Fan, J.-X., 2018. The International Chronostratigraphic Chart, International Commission on Stratigraphy, <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-08.pdf>.

- Davoudzadeh, M., Soffel, H. and Schmidt, K., 1981. On the rotation of Central-East-Iran-microplate, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 3, 180-192.

- Davoudzadeh, M. and Seyed-Emami, K., 1972. Stratigraphy of the Triassic Naxhlak Group, Anarak region, Central Iran, *Geological Survey of Iran Report*, 28, 5-28.

- Garzanti, E., Gaetani, M., 2002. Unroofing history of Late Paleozoic magmatic arcs within the "Turan Plate" (Tuarkyr, Turkmenistan). *Sediment. Geol.* 151, 67-87.

- Kooijman, E., Berndt, J. and Mezger, K., 2012. U-Pb dating of zircon by laser ablation ICP-MS: recent improvements and new insights, *Eur. J. Mineral.*, 24, 5-21.

مرتبط باشد، یعنی نوع غیر برهم‌افزایشی (فرسایشی) تا خنثی یا نوع برهم‌افزایشی فشاری که نودا (Noda, 2016) توصیف کرده است. شاید حرکات تکتونیکی امتدادلغز نقش مهمی را در ژئودینامیک زمان تریاس ایفا کرده‌اند (Ruttner, 1993; Natal'in and Şengör, 2005).

پس از نهشت سازند باقروق، حوضه رسوبی به سرعت فرورانش کرده و تبدیل به دریایی عمیق شده است که با ایکنوفاسیس نریتس در سازند اشین مشخص است (Vaziri and Fürsich, 2007)، که حرکات تکتونیکی امتدادلغز در اثر همگرایی مایل پالئوتتیس در حال فرورانش می‌تواند محرک آن بوده باشد (Natal'in and Şengör, 2005).

سپاسگزاری

از پروفیسور گیدو ماینهلد برای همکاری در این پروژه، حمایت مالی و راهنمایی‌های سازنده‌شان صمیمانه قدردانی می‌شود. از مرکز علوم زمین دانشگاه گوتینگن آلمان برای فراهم کردن تجهیزات آزمایشگاهی برای آماده‌سازی نمونه‌ها قدردانی می‌شود. سپاس از آندریاس کرونز برای تأمین دسترسی به دستگاه میکروپروپ الکترونی برای تصویربرداری CL و بئاته اشمیت برای دستگاه LA-ICP-MS. همچنین از داوران ناشناس مجله برای دقت نظر و پیشنهادات سازنده‌شان سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed Emami, K. and Lasemi, Y., 1997. The Triassic and associated rocks of the Naxhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin, *Geological Society of American Bulletin*, 109, 1563-1575.

- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123-155.

- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, F., Levera, M., Mattei, M., Muttoni, M.,

- Hashemi Azizi, S.H., Rezaee, P., Jafarza-deh, M., Meinhold, G., Moussavi Harami, S.R. and Masoodi, M., 2018a. Early Mesozoic sedimentary-tectonic evolution of the Central-East Iranian microcontinent: evidence from a provenance study of the Naxhlak Group, *Geochemistry*, 78, 340-355.
- Hashemi Azizi, S.H., Rezaee, P., Jafarza-deh, M., Meinhold, G., Moussavi Harami, S.R. and Masoodi, M., 2018b. Evidence from detrital chrome spinel chemistry for a Paleo-Tethyan intra-oceanic island-arc provenance recorded in Triassic sandstones of the Naxhlak Group, Central Iran, *Journal of African Earth Sciences*, 143, 242-252.
- Honarmand, M., Li, X.-H., Nabatian, G., Rezaeian, M. and Etemad-Saeed, N., 2016. Neoproterozoic-Early Cambrian tectono-magmatic evolution of the Central Iranian terrane, northern margin of Gondwana: Constraints from detrital zircon U-Pb and Hf-O isotope studies. *Gondwana Research*, 37, 285-300.
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Ammini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S.M. and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, 451, 97-122.
- Löwen, K., Meinhold, G., Güngör, T. and Berndt, J., 2017. Palaeotethys-related sediments of the Karaburun Peninsula, western Turkey: constraints on provenance and stratigraphy from detrital zircon geochronology, *International Journal of Earth Sciences*, 106, 2771-2796.
- Meinhold, G., Hashemi Azizi, S.H. and Berndt, J., 2020. Permian-Triassic magmatism in response to Palaeotethys subduction and pre-Late Triassic arrival of northeast Gondwana-derived continental fragments at the southern Eurasian margin: Detrital zircon evidence from Triassic sandstones of Central Iran, *Gondwana Research*, 83, 118-131.
- Meinhold, G., Morton, A.C. and Avigad, D., 2013. New insights into peri-Gondwana paleogeography and the Gondwana super-fan system from detrital zircon U-Pb ages, *Gondwana Research*, 23, 661-665.
- Meinhold, G., Morton, A.C., Fanning, C.M., Frei, D., Howard, J.P., Phillips, R.J., Strogen, D. and Whitham, A.G., 2011. Evidence from detrital zircons for recycling of Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust recorded in Paleozoic and Mesozoic sandstones of southern Libya, *Earth and Planetary Science Letters*, 312, 164-175.
- Moghadam, H., Li, X.H., Griffin, W.L., Stern, R.J., Thomsen, T.B., Meinhold, G., Ahari-pour, R. and O'Reilly, S.Y., 2017. Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: tales from detrital zircon geochronology, *Lithos*, 268-271, 87-101.
- Natal'in, B.A. and Şengör, A.M.C., 2005. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure, *Tectonophysics*, 404, 175-202.
- Noda, A., 2016. Forearc basins: types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics. *Geological Society of American Bulletin*, 128, 879-895.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in north-east Iran, *Geologische Rundschau*, 82, 110-120.
- Seyed-Emami, K., 2003. Triassic of Iran, *Facies*, 48, 91-106.
- Silver, E.A. and Reed, D.L., 1988. Back-thrusting in accretionary wedges. *Journal of Geophysics Research*, 93, 3116-3126.
- Vaziri, S.H. and Fürsich, F.T., 2007. Middle to Upper Triassic deep-water trace fossils from the Ashin Formation, Naxhlak Area, Central Iran, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 18,

263-268.

- Vaziri, S.H., Senowbari-Daryan, B. and Kohansal-Ghadimvand, N., 2005. Lithofacies and microfacies of the Upper Cretaceous rocks (Sadr unit) of Nakhlak area in Northeastern Iran, Central Iran, *Journal of Geosciences*, Osaka City University, 48, 71-80.

- Vaziri, S.H., Fürsich, F.T. and Kohansal-Ghadimvand, N., 2012. Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhlak area, Central Iran, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 384-397.

- Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions, *Chemical Geology*, 312-313, 190-194.

- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, M. and Heidarzadeh, G., 2013. The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran:

constraints on the Cimmerian orogeny, *Gondwana Research*, 24, 1237-1266.

- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G., 2009a. The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M. and Granath, J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*, Geological Society London, Special Publication 312, 261-286.

- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G., 2009b. The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society London, Special Publication 312, 261-286.

Determining relationship between lineaments from magnetometry method with copper mineralization in Sabzsang (North of Saveh) deposit based on direct explorations

Ahmadi, R.¹

1. Assistant professor, Mining Engineering Department, Earth Sciences Engineering College, Arak University of Technology

Received: 1 August 2023

Accepted: 27 November 2023

Abstract

Sabzsang copper deposit is located in the North of Saveh, Markazi province. In this deposit geophysical surveys and extensive surface exploration activities containing litho-geochemical, stream-sediments and trenches sampling were carried out all over the study area. Also, five azimuthal boreholes have been drilled in a rectangular area with dimensions of 100*115 m in the east of the deposit. In this research, lineaments in the Sabzsang deposit were first identified using the magnetometry method. To achieve the goal, the variety of required filters especially edge detection containing horizontal derivative, analytic-signal and tilt derivative was applied on the magnetic data. Afterward, relationship between the lineaments and copper mineralization was investigated using the performed direct explorations. In this regard, the qualitative correlation between the lineaments with surface copper mineralization for the entire area of the Sabzsang was determined, as the qualitative and quantitative correlation between the lineaments with copper mineralization of various surface and deep works in the area of drilling boreholes. The results of the research show that the concentration of mineral material in the Sabzsang area is mostly shallow, indicating a very high qualitative accordance between the lineaments and occurrence of mineral deposit in the entire surface of the area. To determine the quantitative correlation, first, 2D grid-based map of lineaments was produced. Then, the copper assay data and number of lineaments were interpolated within a same size range after the same gridding. At the end, a very weak correlation with a correlation coefficient of -0.02 was obtained between the copper assay data and lineaments in the eastern part of the deposit. This means that the mineralization has been performed in the dominant fractures but by effecting several factors, the grade of mineral deposit in mentioned locations is not necessarily high. The results of this research serve as a key and guide for decision-making to proceed the detailed exploration stage of the deposit.

Keywords: Direct exploration, Lineament, Sabzsang copper deposit, Mineralization, Magnetometry.

Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Kefeldolan copper deposit, Bostanabad, East Azarbaijan

Yousefi, A.¹, Niroomand, Sh.², Rajabi, A.³ and Amini, M.⁴

1. Master Student of Economic Geology, School of Geology, University of Tehran, Tehran

2. Associate professor, School of Geology, University of Tehran, Tehran

3. Assistant professor, School of Geology, University of Tehran, Tehran

4. Ph.D. Student of Economic Geology, School of Geology, University of Tehran, Tehran

Received: 1 August 2023

Accepted: 27 November 2023

Abstract

The copper mineral deposit of Kefeldolan is located in East Azarbaijan province, 27 kilometers east of Bostanabad city, in the Urmia-Dokhtar magmatic arc, and in the northern part of the Qareh-Chaman geological map. In terms of stratigraphy, the oldest lithological units of the study area consist of shale, marl, and upper Cretaceous - Paleocene limestone. On top of these units, the Eocene volcano-sedimentary sequence, including tuff, andesite, and basalt, is present. This complex has been influenced by intrusive and subvolcanic Oligocene units, with a composition ranging from monzonite to gabbro. The monzonitic units host copper mineralization in this area. In this deposit, the mineralization is vein-type and strongly controlled by structures. Vein mineralogy occurs in two forms: hypogene and supergene. The most important minerals in the hypogene part include sulfide minerals such as chalcopyrite and pyrite, while the supergene part includes minerals such as chalcocite, covellite, and primary (magnetite) and secondary (malachite, hematite, and goethite) oxide minerals. Among the important alterations associated with mineralization, argillic, siliceous, carbonate, and propylitic alterations can be mentioned. Based on geochemical studies, the host rock of mineralization, with a monzonitic composition, is located in the calc-alkaline to shoshonitic series and in the metaluminous range. Additionally, the formation environment of host rock is a volcanic arc resulting from subduction zone, and normalized rare earth element patterns also support this. According to the conducted analyses, the copper grade in the collected samples varies from 20.7 ppm to 6%. Based on all geological investigations, copper mineralization in the Kefeldolan mineralized area is located in the chalcocite - enriched zone in the supergene part of a porphyry deposit.

Keywords: Alteration, Bostanabad, Geochemistry, Mineralization, Kefeldolan copper.

A new look at the rotation of Central Iran: A case study of the Anar fault, east block of the Yazd

Afkhami Ardakani, H.R.¹, Ghaemi, F.², Kargaran Bafghi, F.³ and Nouri, A.⁴

1. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Yazd University, Yazd, Iran

4. Ph.D. Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Received: 27 November 2023

Accepted: 30 January 2024

Abstract

The Anar fault in the east of Yazd city, with a north-northwest-south-southeast strike, is a basement fault that separates the Yazd block from the Posht Badam block, and its current activity is a dextral strike-slip with a reverse component. The paleostress analysis was done on this fault in order to obtain the tectonic history of central Iran in the period from Devonian to Cretaceous. After analyzing 110 fault data in 13 stations of 2 tectonic phases, it was determined that the maximum stress obtained is between the azimuths of 90 to 110 and 190 to 220 and the angle of stress direction changes during the time from Devonian to Cretaceous is 130 degrees. Based on the studies on the barite veins and the dextral displacements that were seen on them, the separation of the stress phases was done, which indicates that the NNE stress direction is older. Furthermore, according to the previous studies of sedimentology and tectonics in central Iran, it was concluded that the cause of this change in tension was the movement towards the northeast along with the 130 degree counter-clockwise rotation of central Iran.

Keywords: Anar fault, Paleostress, Central Iran, Yazd block.

Laboratory study of the solubility and resistance of soils near salt domes

Mahboubi Niazmandi, M.¹ and Mirassi, S.²

1. University Lecturer, Faculty of Civil Engineering, Mehraeen Institute of Higher Education, Gilan, Iran

2. Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Shahrekord Branch, Islamic Azad University, Shahrekord, Iran

Received: 27 November 2023

Accepted: 30 January 2024

Abstract

One of the most important potential sources of salinity in southern Iran is the dissolution of salt domes, which in most cases leads to the deterioration of the quality of surface waters, karstic aquifers, and adjacent alluvial aquifers. Although karstic and alluvial waters generally have good quality, in many cases in the south of the country, the quality of these waters has decreased due to contact with salt domes. This issue is particularly important in areas such as the lands located on the coasts of the Persian Gulf, where the groundwater level is high. Given that some areas of Hormozgan province, such as Hormuz Island, are composed of salt-susceptible soils with a high percentage of sulfate and gypsum, the occurrence of problems such as subsidence, deviation, and high susceptibility to dissolution is likely. Therefore, this article focuses on examining and evaluating the determination of the susceptibility to dissolution and the resistance characteristics of soils in the areas adjacent to the salt domes on Hormuz Island. The determination of resistance characteristics and susceptibility to dissolution has been carried out based on the results of physical, chemical, technical, and mechanical tests using boreholes and sampling. Some of these characteristics include soil classification, soil moisture content, salt percentage, chloride and phosphate content, maximum density percentage, friction angle, soil cohesion, elasticity modulus, and soil compaction index. The results showed that the presence of salt has led to a decrease in resistance parameters (internal friction angle and cohesion) of the soil. This reduction in cohesion in salt-containing samples compared to natural soil samples without salt has been more pronounced. In addition, the presence of salt leads to an increase in optimal moisture content and a noticeable decrease in maximum dry density of the soils highly susceptible to dissolution compared to natural soil samples. Finally, based on the obtained data and the precise identification of soils susceptible to dissolution and consideration for future construction in these areas, proposed solutions for preventing and controlling damage to structures on this type of soil have been presented.

Keywords: Dissolution susceptibility, Saline soils, Salt domes, Hormuz Island, Soil resistance.

Geochemical study of the soils provenance of the Gysian-Silvana-Urmia ophiolitic region

Sadeghi, Z.¹, Pirkharrati, H.², Modjarrad, M.² and Dehbandi, R.^{3,4}

1. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Iran

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

3. Assistant Professor, Earth and Environmental Sciences, University of Birmingham, Edgbaston, B15 2TT Birmingham, United Kingdom

4. Assistant Professor, Environmental Technologies Research Center, Medical Basic Sciences Research Institute, Ahvaz Jundishapur University of Medical Sciences, Iran

Received: 30 January 2024

Accepted: 2 March 2024

Abstract

Gysian ophiolite is a remnant of the Neotethys, located in the north-west Iran at the intersection of the ophiolite belts of south-eastern Turkey, north-eastern Iraq and north-western Iran. The geochemical comparison of the soils with the average of global rocks and the study area led to determination of the composition group of the region soils. The geochemical evidence of the first group of soil samples with low silica percentage by Harker and triangular diagrams is close to the position of ultramafic rocks of the region (serpentinites) and primary mantle and expresses their compositional similarity. The second group of soils ranges in the area between the earth's crust and basalt, and they show more distribution near basalt. The normalized pattern of REEs in this group of soils is similar to the mafic rocks pattern in the region. Also in the minor elements chart, they are classified in the mafic group. Soils with high percentage of silica in the diagram of major and minor element oxides are located near the position of meta-plates rocks in the region, in the range between the earth's crust and global shale. So, this suggests the intermediate composition of their origin. Most likely, the tectonic setting of the three soil groups is based on the oxides of the main elements of the active continental margin.

Keywords: Ophiolite, Soils geochemistry, Gysian, Tectonic setting.

Palaeotectonic reconstruction of sandstones from the Triassic Naxhlak Group in Central Iran, using U-Pb zircon dating

Hashemi Azizi, S. H.¹ and Rezaee, P.²

1. Ph.D. Student, Geology Department, Faculty of Sciences, Bu Ali-Sina University

2. Associated Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, Hormozgan University

Received: 30 January 2024

Accepted: 2 March 2024

Abstract

The Triassic Naxhlak Group in Central Iran is an important sedimentary succession that helps us for better understanding the closure of Palaeotethys and the Eo-Cimmerian orogeny in the Middle East. The Naxhlak Group consists of the Alam (Olenekian to Middle Anisian), Baqoroq (?Upper Anisian to Middle Ladinian), and Ashin (Upper Ladinian to ? Carnian) formations, which are mainly composed of volcanoclastic sandstones, mixed siliciclastic conglomerates, and marine carbonates. Here we examine the detrital zircon UPb ages from the Naxhlak Group to determine its provenance and constrain its palaeotectonic position within the Palaeotethyan realm. Most detrital zircons from the Naxhlak Group are euhedral and subhedral with Permian-Triassic ages (ca. 280-240 Ma), indicating they likely came from the Silk Road Arc's Permian-Triassic magmatic rocks. Minor zircon populations show pre-Permian Palaeozoic ages, around 320 Ma and 480 Ma, which probably originated from the basement on which the magmatic arc developed. Zircon grains with Neoproterozoic latest Mesoproterozoic (ca. 550-1100 Ma) and Palaeoproterozoic (ca. 1800-2200 Ma) ages are anhedral or rounded, with the latter being more prominent in the upper Baqoroq Formation (Middle Ladinian), suggesting the recycling of older sedimentary rocks. Sandstone petrography indicates an additional metamorphic provenance for this formation, possibly due to a tectonic uplift in the source area, resulting in the erosion of metamorphosed rocks with a northeast Gondwanan affinity. This suggests that northeast Gondwana-derived continental fragments likely belonging to the Cimmerian blocks had already arrived at the southern Eurasian margin in pre-Late Triassic time.

Keywords: Central Iran, Palaeotethys, Triassic, U-Pb zircon dating, Naxhlak group.

Vol. 17, No. 68, Winter 2024

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Dr. Khodaei, K., Associate 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. Khodaei, K., Associate Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

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 Ofoghi, D.

Designer: Ansari, A.

Published: Winter 2024

Print: Toos

Print address: Eneghlab, at the beginning of Azadi St., in front of Bank Mellat, Tehran, Iran

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

Tel: +98(21)29902594-22431933-4

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>