بسم الله الرحمن الرحیم

فصلنامه زمین‌شناسی ایران

سال ۲۰، شماره ۷۷، بهار ۱۴۰۵

صاحب امتیاز:
پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی
مدیر مسئول:
دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی
سردبیر:
دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی
هیئت تحریریه:
دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی
دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی
دکترمحمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا
دکتر عزت ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز
دکتر عبدا... 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 قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران
دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز
دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد
دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی
دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهیدبهشتی
دکتر کمال خدایی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی
دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی
مدیر داخلی: دکتر نسیم حیدریان دهکردی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی
مدیر اجرایی: بتول جان‌جانه
ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و بتول جان‌جانه
صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: بهار ۱۴۰۵
چاپ: توس

نشانی: انقلاب، ابتدای خیابان آزادی، روبروی بانک ملت، پلاک ۳۸
نشانی دفتر فصلنامه:
تهران، اوین، دانشگاه شهیدبهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاددانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱
تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۹، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳
پست الکترونیک: IranianJournalofGeology@gmail.com
وب سایت فصلنامه: Geology.saminatech.ir
وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: www.rias.ac.ir

این فصلنامه دارای مجوز علمی ـ 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 مقاله

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 IranianJournalofGeology@gmail.com به دفتر مجله ارسال شود (حداکثر تعداد صفحات مقاله ۱۵ صفحه است).

- 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 کند 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 شود.

- 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 کرده و تا دریافت پاسخ نهایی نشریه، از ارسال آن به سایر نشریات خودداری کنید.

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

فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۷۷، بهار ۱۴۰۵، صفحات ۱-۱۵

مهاجرت حوضه پیش بوم طی فاز اصلی کوهزایی زاگرس: مطالعه موردی، ناحیه بالارود (شمال فروافتادگی دزفول)

فریبا زحمتی[۱و*]، سید مرتضی موسوی[۲]، ایرج عبدالهی فرد[۳] و محمد سراج[۴]

۱. . دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند

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

۳. مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران

۴. شرکت ملی نفت مناطق جنوب ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۶/۳۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۰/۲۴

چکیده

سامانه یا حوضه پیش‌بوم، یک فروافتادگی طویل میان کمربند کوهزایی و کراتون محسوب می‌شود که هم‌زمان با دگرشـــکلی ناشـــی از همگرایی صفحات بوجود می‌آید. فروافتادگی دزفول بخشـــی از سامانه پیش‌بوم نئوژن کوهزایی زاگرس است. تکتونیک فشارشی ناشی از همگرایی بین صفحات عربی و ایران، سبب تغییر رخساره‌های رســـوبی این حوضه پیش‌بوم شده اســـت. هدف این مطالعه بررسی روند مهاجرت مرکز انباشت رسوبات حوضه پیش‌بوم در زمان رسوبگذاری سازند آغاجاری است. برای دستیابی به این هدف، با تلفیق اطلاعات چاه و مکعب لرزه‌نگاری ســـه‌بعدی، تغییرات ضخامت لایه‌ها بررسی شد. در ناحیه بالارود در شمال فروبار دزفول، سه واحد رســـوبی اصلی شامل بخش پایینی سازند آغاجاری با درصد بیشتری از رسوبات دانه‌درشت، بخش بالایی سازند آغاجاری (بخش لهبری) با غلبه رســـوبات دانه‌ریز، و ســـازند کنگلومرایی بختیاری با دانه‌هایی در اندازه ریگ تا قلوه‌سنگ تشخیص داده شدند. نتایج نشـــان می‌دهد که ضخامت بخش پایینی سازند آغاجاری از شمال‌شرق بـــه جنوب‌غرب کاهش می‌یابد، در حالی که ضخامت بخش بالایی این ســـازند روندی افزایشـــی دارد. از زمان رسوب‌گذاری سازند آغاجاری (حدود ۱۴ میلیون سال پیش)، مرکز انباشت رسوبات رودخانه‌ای به‌طور تدریجی در پاســـخ به کوتاه شـــدن کمربند زاگرس، حدود ۲۰ کیلومتر به سمت جنوب غرب جابه‌جا شده است. افزایش کوتاه‌شدگی منجر به تشدید چین‌خوردگی و فرسایش تاقدیس‌ها در کمربند چین‌خورده شده و درنتیجه، سازند کنگلومرای پساکوهزایی بختیاری نهشته شده است. تکامل زمین‌شناختی این منطقه، بیانگر برهم‌کنش پیچیده نیروهای تکتونیکی و فرایندهای رسوبی در شکل‌دهی سیمای زمین‌شناسی آن است.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌های رودخانه‌ای حوضه پیش‌بوم، سامانه پیش‌بوم زاگرس، مهاجرت حوضه پیش‌بوم، نرخ مهاجرت مرکز انباشت رسوبات

* نویسنده مرتبط: faribazahmati@birjand.ac.ir

مقدمه

سامانه یا حوضه پیش‌بوم[1] یک فروافتادگی کشیده میان کمربند کوهزایی و کراتون است که رسوبات نهشته شده در این سامانه بیشتر از توده‌های سنگی در کمربند چین‌خورده -رانده مجاور نشأت می‌گیرند؛ از این‌رو سامانه‌های پیش‌بوم تاریخچه‌ای از تکامل کوهزایی را با توجه به محصولات فرسایشی درون خود در اختیار می‌گذارند (Gérard et al., 2023). به بخش گود سامانه حوضه پیش‌بوم واژه پیش‌ژرفا[2] اطلاق می‌شود و سیر گودشدگی آن از کمربند کوهزایی، در شکل‌گیری پختگاه برای سامانه هیدروکربنی حائز اهمیت است (شکل ۱ الف).

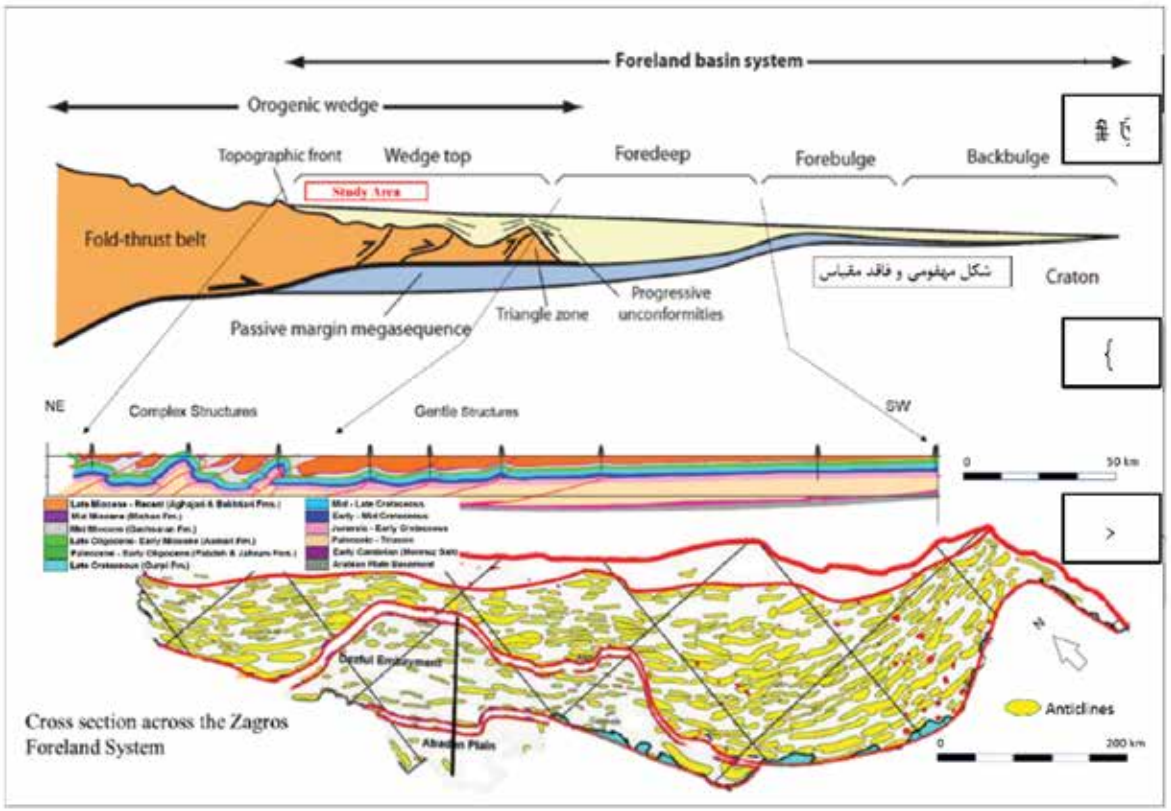
بار ناشی از کمربند کوهزایی منجر به فرونشست پیش‌گودال و بالاآمدگی پس‌بوم می‌شود و عکس این حالت با حذف بار کوهزایی، توسط فرسایش یا کشش رخ می‌دهد. بنابراین رویارویی، بین تکتونیک خمشی و بارگذاری دینامیکی است (Burbank, 1992).

سامانه حوضه پیش‌بوم می‌تواند حالت‌های بیش از حد پرشده[3] و تا حدودی پرشده[4] داشته باشد به‌طوری‌که یک سامانه حوضه پیش‌بوم همانند زاگرس (شکل ۱ب و ج) می‌تواند مراحل تکوینی مختلف از حالت حدودی پرشده تا بیش از حد پرشده را طی کند، و حتی هم‌زمان در بخشی از آن، حالت بیش از حد پرشده تا بخشی دیگر حالت تا حدودی پرشده باشد. در واقع حالت بیش از حد پرشده مرحله نهایی و توسعه یافته سامانه پیش‌بوم، و بالاآمدگی آن در تأثیر از تکتونیک خمشی، از فرونشست دینامیکی پیشی می‌گیرد (Catuneanu, 2019).

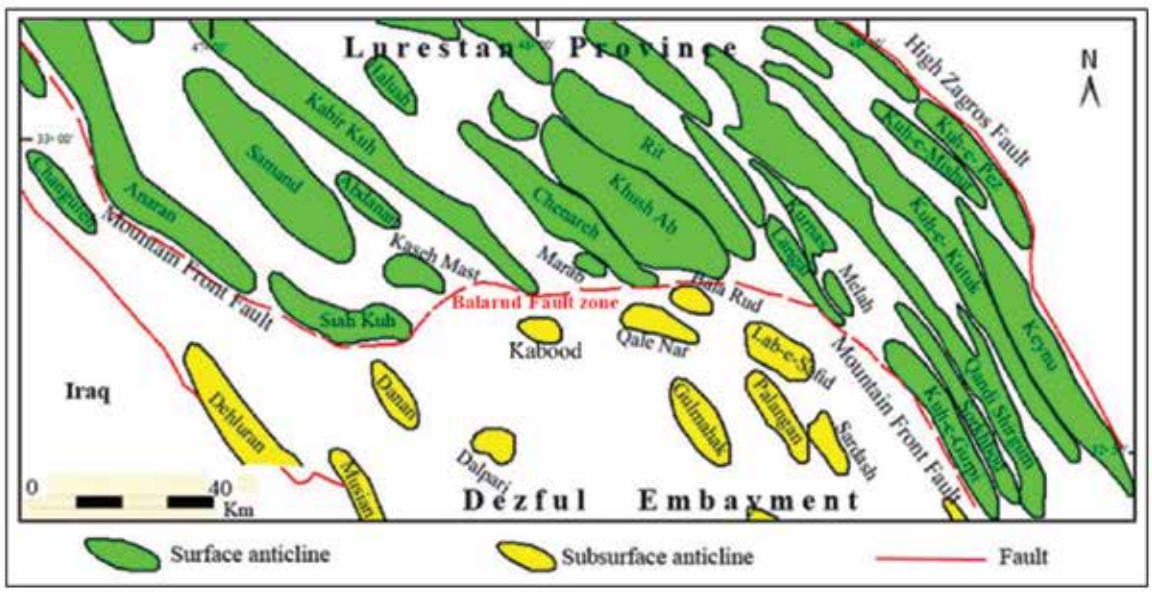
یکی از ویژگی‌های مهم در حوضه‌های پیش‌بوم، مهاجرت حوضه هم‌زمان با دگرشکلی ناشی از کوهزایی است. که شواهد آن را می‌توان در تغییرات ضخامت رسوبات حوضه دنبال کرد. همچنین با جابه‌جایی پیش‌برآمدگی[5] در طول زمان، نبود رسوبی و فرسایش ناشی از بالاآمدگی این بخش از سامانه حوضه پیش‌بوم به‌صورت قائم و جانبی جابه‌جا می‌شود. پدیده به علت شکل‌گیری و سیر تحول حوضه هم‌زمان با همگرایی و برخورد صفحات در بسیاری از حوضه‌های پیش‌بوم گزارش شده است. برای نمونه می‌توان به مهاجرت پیش‌برآمدگی در بخش مرکزی و جنوبی کمربند آلپین (Sabbatino et al., 2021) و مهاجرت حوضه پیش‌بوم در باختر چین (Chao et al., 2023) اشاره کرد.

فروبار دزفول (Dezful Embayment) بخشی از حوضه پیش‌بوم میانرودان (Mesopotamian Foreland Basin) است (شکل ۱ ج)، که به دلیل داشتن پوشش رسوبی ضخیم و منابع پربار هیدروکربنی، موضوع مطالعات بسیاری بوده است. منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی فروافتادگی دزفول، در مجاورت منطقه گسلی بالارود (BFZ) (شکل ۲)، به عنوان یک پهنه برشی چپلغز با توان لرزهخیزی بالا، قرار دارد (Yaghoubi et al., 2023). پهنه گسلی بالارود در مقالات متعددی (Sepehr and Cosgrove, 2004؛ Emami et al., 2010؛ Navabpour et al., 2010؛ Nissen et al., 2011؛ Derikvand et al., 2019؛ Yaghoubi et al., 2021؛ Razavi Pash et al., 2021؛ Vergés et al., 2024) از نظر لرزه‌خیزی یا شواهد سطحی آن مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی سیستم رودخانه‌ای این کمربند نشان می‌دهد رودخانه‌های عرضی آن (کارون، دز، کرخه، زال)، در بخش انتهایی به رودخانه‌های طولی اصلی (فرات، دجله و اروند) حوضه پیش‌ژرفا می‌پیوندند، که نشان‌دهنده تأثیر فاز تکتونیکی آلپی پسین است. با توجه به اینکه سازند آغاجاری متشکل از توالی آواری که در حین کوهزایی نهشته شده است، لذا بررسی روند تغییرات آن در عرض یک حوضه پیش‌بوم می‌تواند کمک شایانی به چگونگی جابه‌جایی حوضه کند. بر این اساس هدف از این مطالعه بررسی مهاجرت در حوضه پیش‌بوم زاگرس در گستره فروبار دزفول از زمان رسوب‌گذاری سازند آغاجاری تا عهد حاضر است.

1. Foreland basin or Foreland system
2. Foredeep
3. overfilled
4. underfilled
5. forebulge



شکل ۱. الف) ساختار و اجزای چهارگانه یک سامانه حوضه پیش‌بوم بر گرفته از (DeCelles and Giles، 1996)، ناحیه مورد مطالعه به عنوان بخشی از منطقه بالای گوه نشان داده شده است. ب) برش ساختمانی از سامانه حوضه بوم زاگرس (فروبار دزفول و ناحیه دشت آبادان) بر گرفته از عبدالهی فرد (۱۳۸۵)، ج) فروبار دزفول به عنوان بخشی از سامانه حوضه پیش بوم زاگرس و موقعیت برش ساختمانی



شکل ۲. موقعیت ساختارها نسبت به پهنه گسله بالارود (NIOC، 1977).

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه از طول جغرافیایی '۳۰ °۴۷ تا '۰۰ °۴۹ خاوری و از عرض جغرافیایی '۳۰ °۳۲ تا '۰۰ °۳۳ شمالی قرار دارد. ناحیه مورد پژوهش بخشی از کمربند زاگرس است و شامل تاقدیس‌های قلعه‌نار، بالارود، لب‌سفید، پلنگان و کبود می‌باشد (شکل ۲). ستون چینه‌شناسی این منطقه با ستبرایی بیش از ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر، شامل نهشته‌هایی با سن پالئوزوئیک تا سنوزوئیک است که در رژیم‌های تکتونیکی- رسوبی متفاوت، از حاشیه غیرفعال تا فعال و هم‌زمان با فاز کوهزایی زاگرس رسوب‌گذاری کرده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۲).

منطقه مورد مطالعه امروزه بخشی از کمربند زاگرس محسوب می‌شود و روند تکامل آن را از زمان کرتاسه تاکنون می‌توان به شرح زیر بیان کرد. با کج‌شدگی صفحه عربی به سمت شمال خاور و بارگذاری تکتونیکی- رسوبی از زمان کرتاسه بالایی، حاشیه غیرفعال در شمال‌خاور صفحه آفریقا وارد فاز حاشیه فعال شده است. نشانه‌های این کج‌شدگی را می‌توان با گسترش رسوبات پلاژیک (سازندهای گورپی و پابده) در داخل یک حوضه خمشی گسترده به موازات روند زاگرس مشاهده کرد. ادامه همگرایی صفحات افریقا و اوراسیا سبب مهاجرت حوضه خمشی از سمت شمال خاور به طرف جنوب‌باختر شده و به‌تدریج در اواخر کرتاسه رسوبات کربناته کم‌عمق در حاشیه شمالی حوضه گسترش پیدا کردند. در طی پالئوژن این حوضه خمشی با ادامه همگرایی صفحات به‌تدریج محصورتر و با برخورد صفحات در نئوژن، حوضه پیش‌بوم جلویی زاگرس در مجاورت جنوب باختری کمربند چین‌خورده شکل گرفت. در واقع فروبار دزفول[1] بخشی از حوضه پیش‌بوم جلویی[2] میانرودان[3] است که به سمت شمال خاور به گسل پیشانی کوهستان[4] محدود می‌شود (Vergés et al., 2024) و نتیجه فرونشینی آن انباشت بیش از ۳۰۰۰ متر از رسوبات ضخیم سازندهای آغاجاری و بختیاری پس از الیگوسن است (Falcon, 1974). این منطقه دوره‌های آرامش و متلاطم متعددی را با توجه به تغییر بردار و جهت حرکت صفحه عربی و صفحات مجاور داشته است (Derikvand et al., 2019). حوضه پیش‌بوم کنونی زاگرس را می‌توان به دو بخش بالای گوه و پیش‌ژرفا تقسیم کرد (Pirouz et al., 2011) و فروبار دزفول در چین‌خوردگی نئوژن، نقش حوضه پیش‌ژرفا را بر عهده داشته است (Abdollahie Fard et al., 2006; Pirouz et al., 2011). این حوضه پیش‌ژرفا بعد از نهشته شدن کربنات‌های پلاتفورمی وسیع الیگوسن بالایی (Sherkati et al., 2006) شکل گرفت و به موقعیت کنونی آن در فروبار دزفول و خلیج فارس مهاجرت کرد (Abdollahie Fard et al., 2011).

حوضه پیش‌ژرفا[5] محل تجمع رسوبات آواری (سازندهای آغاجاری و بختیاری) حاصل از فرسایش پهنه‌های لرستان و ایذه است. این رسوبات آواری توسط رودخانه‌های کهن و امروزی همانند کارون، دز، کرخه، مارون، جراحی و هندیجان حمل شده است (شکل ۳). ستبرای این رسوبات آواری در حوضه پیش‌ژرفا، شامل خلیج فارس، حوضه بین‌النهرین در عراق (Hessami et al., 2001; Pirouz et al., 2011, 2017) و بخش عمده‌ای از فروبار دزفول، در مقایسه با حاشیه‌های آن بیشتر است. در مقابل در سمت شمال‌خاور ستبرای رسوبات آواری در بخش بالای گوه[6] شامل پهنه‌های ایذه، لرستان و حاشیه شمالی فروبار دزفول کاهش می‌یابد.

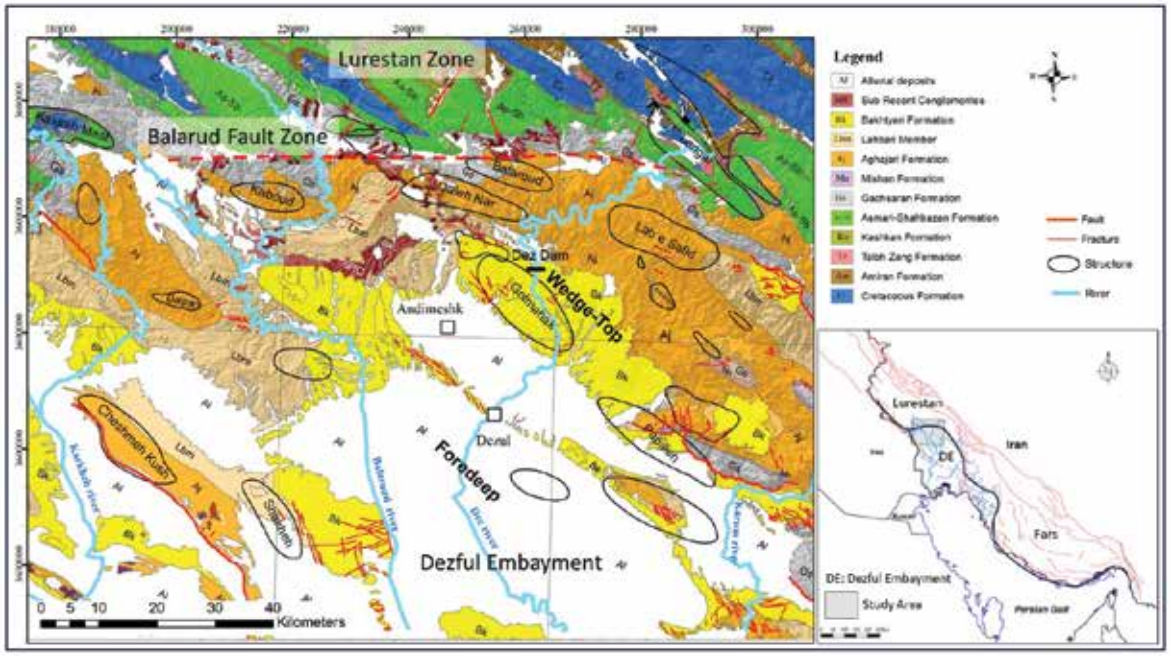
رخساره کنگلومرایی با قطعات درشت از اندازه ریگ تا تخته‌سنگ در رخنمون بخش بالایی سازند آغاجاری (بخش لهبری) و سازند بختیاری، نمایانگر رخساره مخروط رودخانه‌ای است. سیمان رسی این کنگلومراها مؤید حمل این رسوبات با روانه‌های گلی در شیب نسبتاً زیاد به‌صورت جریان خرده‌دار با گرانروی بالا است.

بنابراین امکان حمل رسوبات آواری درشت تا حد تخته‌سنگ در مسافت‌های کوتاه بوجود آمده است. به همین دلیل رسوبات کنگلومرایی را می‌بایستی یک رخساره نزدیک به منشاء[7] در نظر گرفت. در واقع عامل حمل قطعات کنگلومرایی رودخانه‌هایی گیسویی[1] است (مطیعی، ۱۳۷۲

1. Dezful Embayment
2. Proforeland
3. Mesopotamian Proforeland Basin
4. Mountain Frontal Fault
5. Foredeep Basin
6. Wedge-top Depozone
7. Proximal

.(Pirouz et al., 2011؛

دگرشیبی ناحیه‌ای میان سازندهای آغاجاری و بختیاری همگی به عنوان اوج کوهزایی در پلیوسن پسین درنظر گرفته می‌شود (Haynes and Mcquillan, 1974؛ James and Wynd, 1965؛ Kashfi, 1976) درحالی‌که براساس مفاهیم جدید این مورد را می‌توان دوره پساکوهزایی تلقی کرد. بنابراین در مجموع چین‌خوردگی زاگرس در فروبار دزفول شاید در انتهای میوسن میانی شروع و در سراسر میوسن پایانی و پلیوسن ادامه پیدا کرده است (Sherkati et al., 2005؛ Sherkati and Letouzey, 2004).



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه همراه با موقعیت امروزی رودخانه‌ها و تاقدیس‌ها و پهنه‌های زمین‌شناسی برگرفته از (NIOC،2005)

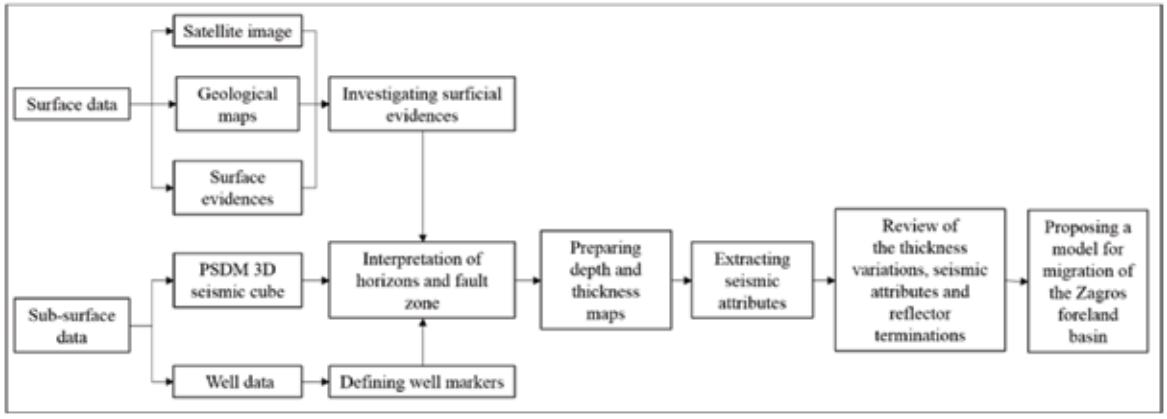
مواد و روش‌ها

برای دستیابی به اهداف پژوهش و با توجه به گستردگی منطقه مورد مطالعه، از داده‌های مختلف سطحی و زیر سطحی استفاده شد. در گام نخست، تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های سطحی (نقشه‌های زمین‌شناسی) بررسی شدند. سپس داده‌های بیش از ۴۰ حلقه چاه اکتشافی-تولیدی و اطلاعات لرزه‌نگاری گردآوری شدند. اگر چه منطقه مورد مطالعه در چند دهه اخیر تحت پوشش لرزه‌نگاری دوبعدی و سه‌بعدی قرار گرفته است، با توجه به پوشش تقریبا کامل منطقه توسط لرزه‌نگاری سه‌بعدی با کیفیت مناسب برای تفسیر لرزه‌نگاری ساختمانی، در این پژوهش تنها از داده‌های لرزه‌نگاری سه‌بعدی استفاده شد. در اطلاعات لرزه‌نگاری سه‌بعدی پردازش اطلاعات تا مرحله کوچ عمقی پیش از برانبارش (Pre-stack Depth Migration (PSDM)) بوده است از این رو حوزه عمق نیازی به اطلاعات مربوط به سرعت لرزه‌ای و تبدیل از حوزه زمان به حوزه عمق نبود.

به‌منظور یکپارچه‌سازی داده‌ها، اطلاعات شامل داده لرزه‌نگاری سه‌بعدی در فرمت Segy، مدل ارتفاعی منطقه[2]، نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، اطلاعات چاه‌ها، موقعیت و مسیر آبراهه‌ها و رودخانه‌ها در نرم‌افزار پترل به عنوان یک پایگاه اطلاعاتی مکان‌محور وارد شد. در اولین مرحله اطلاعات چاه‌ها با داده لرزه‌نگاری سه‌بعدی انطباق داده شد و رأس افق‌های مهم زمین‌شناسی مثل رأس سازندها و موقعیت گسل‌ها بر روی داده لرزه‌نگاری مشخص شد، سپس تفسیر داده لرزه‌نگاری با استفاده از نرم افزار پترل

1. Braided rivers
2. Digital Elevation Model

انجام و نقشـــه عمقـــی برای افق‌های مدنظر تهیه شـــد. با تهیه نقشـــه‌های هم‌عمق[1] و نقشـــه‌های هـــم ضخامت[2] با تفریق نقشـــه‌های هم‌عمق از یکدیگر تهیه شد. همچنین، نقشه‌های شیب نیز بر پایه نقشه‌های عمقی استخراج گردید. علاوه‌براین، نشـــانگرهای لرزه‌ای ســـطحی (برای تشخیص عوارضی مثل کانال‌ها) و حجمی (برای تشـــخیص و تفسیر پیکره‌های زمین‌شناسی مثل کلینوفرم‌ها) استخراج شدند. در پایـــان، نمودارهـــای چاه‌پیمایی در ارتبـــاط با اطلاعات ژئوفیزیکی بررســـی شـــد. مراحل انجـــام کار به‌صورت یک طرح‌واره در شکل ۴ مشخص شده است.



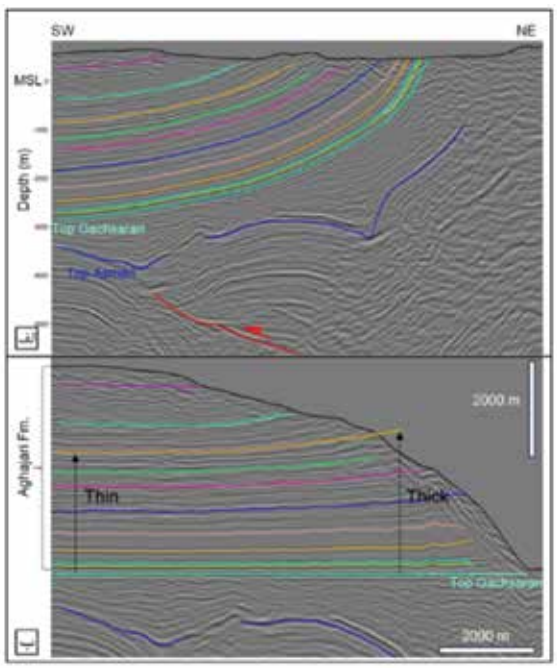
شکل ۴. مسیر انجام کار برای بررسی مهاجرت حوضه پیش‌بوم زاگرس

بحث

تغییرات ضخامتی سازند آغاجاری (داده‌های لرزه‌ای)

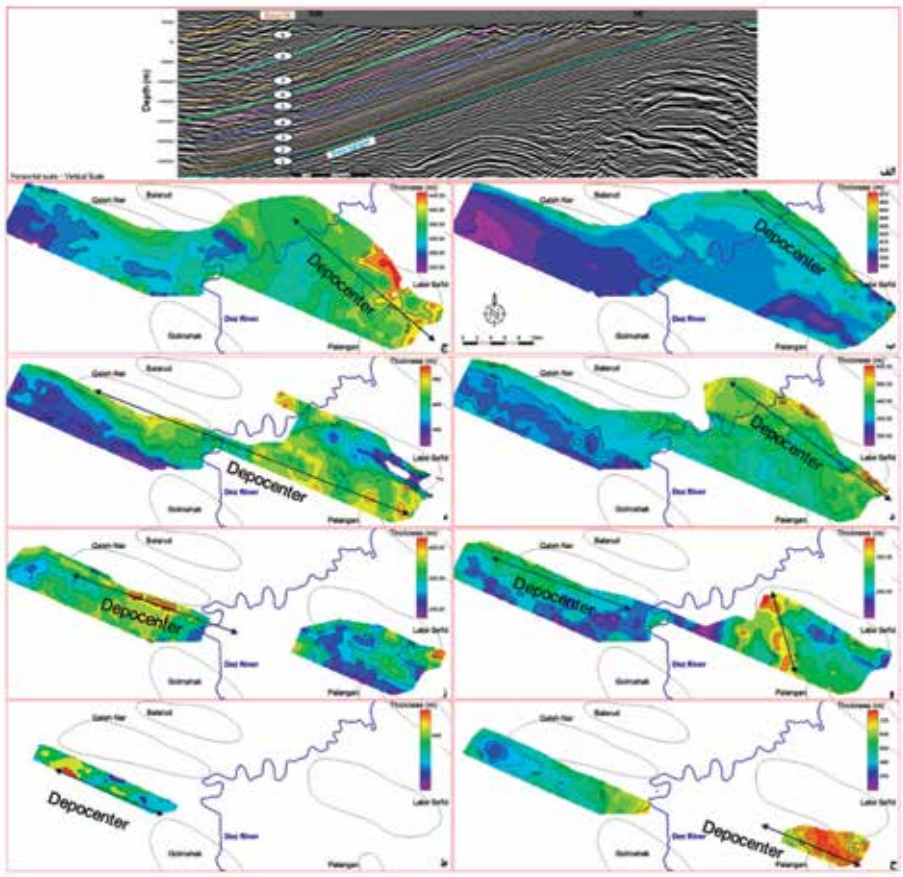
در تفســـیر داده‌های لرزه‌ای، تغییـــرات جانبی ضخامت لایه‌های ســـازند آغاجـــاری، در یک نیم‌رخ لرزه‌ای مشـــهود می‌باشد (شکل ۵ الف). برمبنای تغییرات در سرعت داده‌های لرزه‌ای و تغییرات ویژگی‌های بازتابنده، این ســـازند به ۸ لایه تقســـیم شد (شـــکل ۶ الف). بنابراین رأس سازند گچساران (قاعده سازند آغاجاری) مسطح شد (شکل ۵ ب). بررسی روند تغییرات ضخامتی لایه‌های پایینی سازند آغاجاری نشان از یک افزایش ضخامت در ضلع شمال خاوری منطقه مورد مطالعه بوده در حالی که ضخامت لایه‌های بالایی در ســـمت جنوب باختری بیشتر می‌شود (Pirouz et al., 2011). بررسی دقیق ضخامت‌ها نشان داد، که در لایه‌های قاعده‌ای سازند آغاجاری، ضخامت در بخش شمال خاوری بیشتر است (شکل ۶ الف).

نقشـــه‌های هم‌ضخامت لایه‌های مختلف سازند آغاجاری نشان داد. لایه‌های Aj1 تا Aj5، بیشترین ضخامت را در بخش شمال خاور دارند. در مقابل در لایه‌های بالایی سازند آغاجاری یک جابه‌جایی ضخامتی از بخش شمال خاوری به جنوب باختری داشته به گونه‌ای که در بخش جنوب باختری ضخامت لایه‌ها از Aj5 تا Aj9 بیشتر می‌شود (شکل ۶ الف تا ط).



شـــکل ۵. الف) تفسیر لرزه‌نگاری لایه‌های آغاجاری. ب) برش لرزه‌ای مسطح شده در رأس گچســـاران. تغییرات ضخامت جانبی در هر دو شکل دیده می‌شود

1. Isochore
2. Isopach



شکل ۶. الف) برش لرزه‌نگاری شامل لایه‌های داخلی سازند آغاجاری، ب) ضخامت لایه اول (بین افق‌های ۱ و ۲) در شکل الف، ج) ضخامت لایه دوم (بین افق‌های ۲ و ۳)، د) ضخامت لایه سوم (بین افق‌های ۳ و ۴)، ه) ضخامت لایه چهارم (بین افق‌های ۴ و ۵)، و) ضخامت لایه پنجم (بین افق‌های ۵ و ۶)، ز) ضخامت لایه ششم (بین افق‌های ۶ و ۷)، ح) ضخامت لایه هفتم (بین افق‌های ۷ و ۸)، ط) ضخامت لایه هشتم (بین افق‌های ۸ و ۹)

تغییرات دانه‌بندی سازند آغاجاری

رخنمون بخش بالایی سازند آغاجاری (بخش لهبری، نسبتا دانه‌ریز، عمدتاً سیلت) با شیب لایه‌ها به طرف جنوب باختر مشاهده شد (شکل ۷). مرز پایین بخش لهبری با ماسه‌سنگ‌ها و مارن‌های قرمز بدنه اصلی سازند آغاجاری تدریجی است، به‌طوری‌که تفکیک بخش لهبری از سازند آغاجاری در همه‌جا به آسانی میسر نیست. بخش لهبری با رسوبات نخودی تا خاکی رنگ و فرسودگی عمیق‌تر، نسبت به سازند آغاجاری قابل تشخیص است. مرز بالایی آن با سازند بختیاری و گاهی رسوبات عهد حاضر است که در مواردی تدریجی (شکل ۸) و گاهی با ناپیوستگی مشاهده می‌شود.

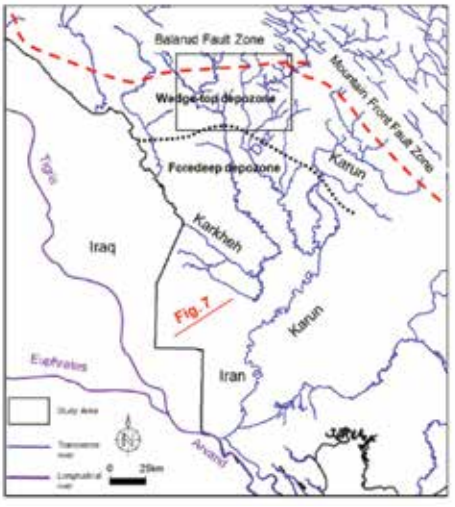
سازند بختیاری در جنوب منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد و متشکل از کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های آهکی-چرتی است که به سمت بالا درشت‌شوندگی و حالت صخره‌ساز داشته، به‌صورت ناپیوسته بر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار می‌گیرد (شکل ۸). شیب این سازند حدود ۵ تا ۱۰ درجه است. شواهد صحرایی نشان می‌دهد بخش‌های کم‌ضخامت‌تر آن (در شمال‌خاور رخنمون سازند بختیاری)، تحت فرسایش قرار گرفته و در نتیجه سازند آغاجاری در سطح زمین رخنمون یافته است. با توجه به رخساره رودخانه‌ای سازندهای آغاجاری و بختیاری، رودخانه‌های کارون، دز، کرخه، را می‌توان به عنوان رودخانه‌های اصلی و دایمی ناحیه برای حمل و رسوبگذاری این سازندها معرفی کرد (شکل ۹). در محل انباشت بالای گوه رودخانه‌ها عمدتاً الگوی گیسویی دارند. در حالیکه در محل انباشت پیش‌ژرفا الگوی غالب در رودخانه‌ها مئاندری است.



شکل ۷. رخنمون بخش لهبری (بخش بالایی سازند آغاجاری) در جنوب میدان قلعه‌نار متشکل از لایه‌های دانه‌ریز سیلتی (سمت راست تصویر) و لایه‌های دانه‌درشت کنگلومرایی (حالت صخره‌ساز در سمت چپ تصویر)، دید عکس به طرف شمال باختر



شکل ۸. حالت صخره‌ساز سازند بختیاری با رخساره کنگلومرایی در تصویر بالا و مرز بخش لهبری با سازند بختیاری در هر دو تصویر (جنوب میدان قلعه‌نار)



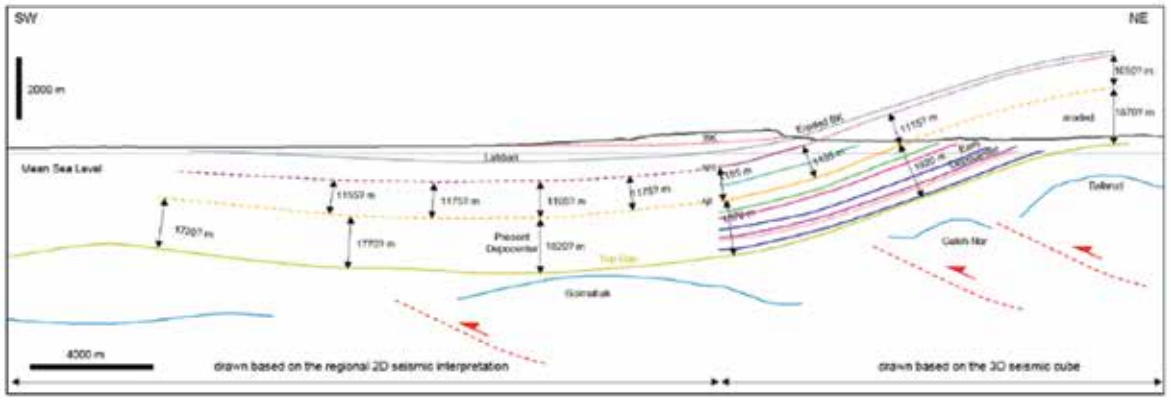
شکل ۹. رودخانه‌های اصلی منطقه مورد مطالعه عامل حمل رسوبات رودخانه‌ای سازندهای آغاجاری و بختیاری. موقعیت دو محل انباشت بالا گوه و پیش‌ژرفا با توجه به الگوهای رودخانه‌های سطحی نشان داده می‌شود (موقعیت شکل ۱۱ در این شکل نشان داده شده است)

فراخاست پهنه لرستان و عملکرد پهنه‌راندگی بالارود

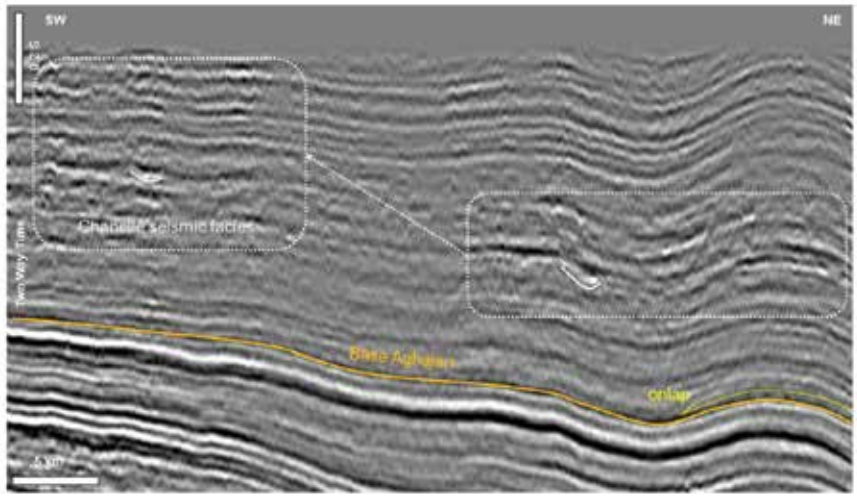
بررسی تغییرات ضخامت سازند آغاجاری بر اساس مقاطع عرضی بازسازی شده نشان می‌دهد که مراکز نهشت رسوبی سازند آغاجاری تقریباً ۲۰ کیلومتر به سمت جنوب باختری مهاجرت کرده‌اند (شکل ۱۰). این مهاجرت مرکز نهشت در پاسخ به فاز کوهزایی زاگرس و پیشروی کمربند چین‌خورده است. شواهد دیگری از این مهاجرت را می‌توان در هندسه بازتابنده‌های لرزه‌ای در حاشیه جنوب‌غربی حوضه پیش‌بوم زاگرس مشاهده کرد. برای نمونه در شکل ۱۱ مهاجرت تدریجی حوضه پیش‌بوم با حالت روهم پوشان[1] در قاعده سازند آغاجاری مشهود است.

قدمت بخش انتهایی سازند آغاجاری در منطقه گتوند، (در جنوب خاور منطقه مورد مطالعه) حدود ۱۴ میلیون سال برآورد شده است (Pirouz et al., 2017). بر این اساس، میانگین نرخ جابه‌جایی حوضه پیش‌گودال تقریباً ۱/۵ میلی‌متر در سال خواهد بود. علاوه بر این، نرخ کوتاه‌شدگی در شمال خاوری فروافتادگی دزفول از ۰/۸۷ تا ۴/۷۶ میلی‌متر در سال گزارش شده است (Lashgari et al., 2020). بنابراین، میانگین مهاجرت حوضه پیش‌گودال با توجه به کوتاه‌شدگی اعمال‌شده منطقی به نظر می‌رسد.

1. onlap



شکل ۱۰. مقطع ساختاری بر اساس داده‌های لرزه‌ای سه‌بعدی و دوبعدی منطقه‌ای ترسیم شده است. تغییرات ضخامت واقعی برای نشان دادن جابه‌جایی سمت جنوب باختر از زمان رسوب آغاجاری پایینی



شـــکل ۱۱. هندسه روهمپوشـــان در بازتابنده‌ها قاعده آغاجاری در یک نیمرخ لرزه‌نگاری دوبعدی در بخش جنوب‌باختر فروبار دزفول حاکی از مهاجرت تدریجی حوضه پیش‌بوم زاگرس به طرف جنوب‌باختر، علاوه‌براین نحوه جابه‌جایی به طرف جنوب‌باختر رخساره لرزه‌ای مرتبط با رسوبات آواری کانالی مشخص شده است. موقعیت این نیمرخ لرزه‌نگاری در شکل ۹ نشان داده شده است

در زمان رســـوبگذاری ســـازند آغاجاری به ویژه زمانی که ماسه‌ســـنگ‌های درشـــت امکان جابه‌جایی تا دور دست را داشته‌اند، بر منطقه، یک آرامش تکتونیکی حاکم بوده ولی این آرامش با شروع رسوبگذاری بخش لهبری، به پایان می‌رسد. بر اساس مدل Frostick and Steel (1994)، پایان این آرامش، بالاآمدگی نواحی لرستان و ایذه و در نتیجه گودشدگی بیشتر فروبار دزفول اســـت. زمانی که جبهه دگرشـــکلی به نزدیکی منطقه مورد مطالعه می‌رسد، با هجوم رخساره کنگلومرایی مواجه شـــده اســـت. بنابراین انتهای بخش لهبری و شروع رسوبگذاری کنگلومرای بختیاری، زمان رسیدن این جبهه به منطقه مورد مطالعه اســـت. در این مرحله، در فروبار دزفول رســـوبات دانه‌ریز بخش لهبری، رســـوب کرده و هم‌زمان با چین‌خوردگی تاقدیس‌های چناره و لنگار (شـــکل ۳)، سنگ آهک آسماری به سطح رســـیده است. رسوبات کنگلومرایی بخـــش لهبـــری و در نهایت کنگلومرای ســـازند بختیاری بر روی رســـوبات دانه‌ریز بخش لهبری نهشته شده‌اند. در واقع کنگلومرای لهبری ترکیبی از قطعات آســـماری، کشـــکان، تله‌زنگ و شهبازان با حمل‌شدگی زیاد (از تاقدیس‌های دورتر)، بخش قاعده‌ای سازند کنگلومرای بختیاری عمدتاً از آسماری تاقدیس‌های مجاور، از جمله چناره و کبیرکوه، تشکیل شده اســـت. بر این اساس، به نظر می‌رسد قطعات تشکیل‌دهنده بخش‌های بالایی سازند بختیاری عمدتاً از واحدهای قدیمی‌ترِ

در معرض فرسایش عمیق در تاقدیس‌هایی همچون لنگار، چناره و کبیرکوه تأمین شده باشند.

حضور میان لایه‌های کنگلومرایی همراه با رخساره غالباً سیلتستونی در بخش‌های بالایی بخش لهبری از سازند آغاجاری، نشان‌دهنده تغییر در الگوی رسوبگذاری منطقه، متأثر از حرکات تکتونیکی است. در مراحل آغازین، دگرشکلی بیشتر از نوع نازک‌پوسته[1] بوده است و بنابراین چین‌ها با سازوکار جدایشی بوجود آمده‌اند. با ادامه دگرشکلی به تدریج شرایط ضخیم‌پوسته[2] در منطقه حکم‌فرما شده و بنابراین بخش شمالی منطقه مورد مطالعه (پهنه لرستان) بالاآمدگی را در امتداد پهنه‌راندگی بالارود تجربه کرده است. شاهد این بالاآمدگی تغییر در الگوی رسوبی به رسوبات سیلتستونی و کنگلومرایی بخش لهبری است. این رسوبات را می‌توان یک رخساره هم‌زمان با کوهزایی در نظر گرفت به‌طوری‌که یک لایه کنگلومرایی ضخیم ضخامت متغیر در بخش بالایی بخش لهبری مشاهده می‌شود. وجود قطعات درشت در اندازه تخته‌سنگ در داخل این کنگلومرا بیانگر فاصله کم حمل در آن است. همچنین در داخل این کنگلومرا، قطعات سیلیسی و چرت‌دار قرمز رنگ سازند کشکان حاکی از فراخاست و فرسایش نسبتاً عمیق تاقدیس‌های شمال منطقه (برای نمونه خوشاب و ریت) در اوسط پلیوسن است. در بالای لایه کنگومرایی ضخیم، لایه‌های عمدتا سیلتستونی مشاهده می‌شوند که شاید حضور این لایه‌ها به تعمیق‌شدگی موضعی حوضه در پاسخ ایزوستاتیکی به فرخاست در شمال منطقه مرتبط باشد. در روی این لایه سیلتستونی، سازند کنگلومرای بختیاری قرار گرفته است که می‌توان آن‌را به آغاز تدریجی مرحله بعد از کوهزایی[3] مربوط دانست.

تحلیل مخروط افکنه لهبری و بختیاری

سامانه زهکشی منطقه متشکل از حوضه‌های آبریز چندین رودخانه حداقل از حدود ۱۸ میلیون سال پیش عامل اصلی فرسایش رسوبات در بخش شمال‌خاوری و حمل رسوبات فرسایش یافته به سمت پایین‌دست (بخش جنوب‌باختری) بوده است. این سامانه رسوبگذاری در حوضه پیش‌گودال در محیط‌های محدود یا نیمه شده[4]، دریایی کم‌عمق، ساحلی و رودخانه‌ای را بر عهده داشته و رسوبات آواری بخش عمده آن‌ها را تشکیل می‌دهند. در این میان رسوبات آواری حجم عمده این رسوبات را تشکیل می‌دادند.

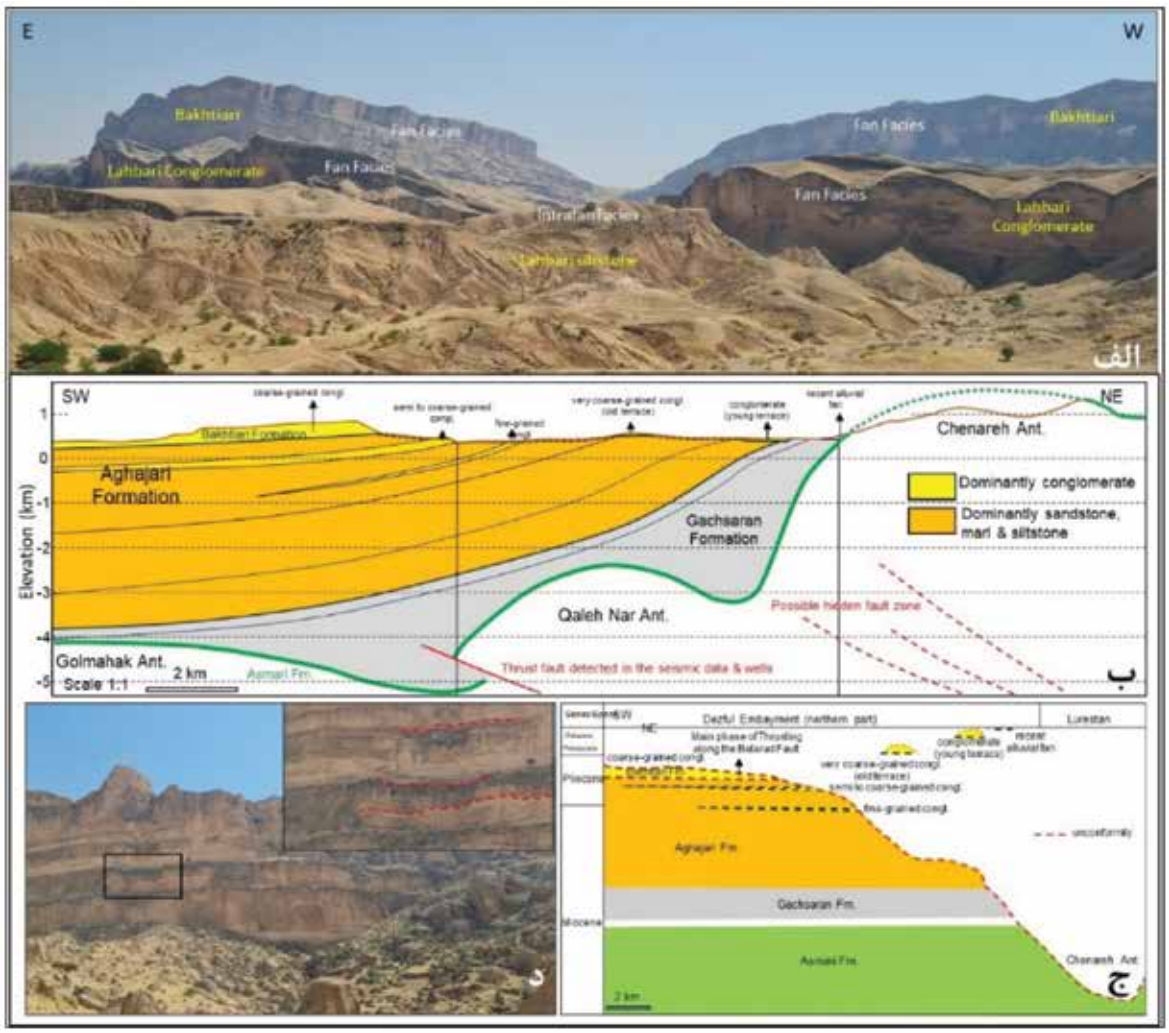
خاستگاه[5] این رسوبات آواری، سنگهای کربناته (سازندهای تلهزنگ، شهبازان و آسماری، ایلام، سروک، و بعضا بخش‌های آهکی سازند گرو) و آواری (سازندهای کشکان و امیران) است که در اثر چین‌خوردگی، راندگی و فراخاست پیامد آن تحت فرسایش قرار گرفته‌اند.

جابه‌جایی جانبی مخروط‌افکنه‌ها در طی زمان سبب تشکیل تناوب قائمی از رخساره مخروط و بین مخروط (شکل ۱۲ الف) شده است. همچنین در اثر حرکات تکتونیکی طبقات کنگلومرایی با وقفه‌های رسوبی به‌صورت دگرشیب بر روی همدیگر انباشته شده‌اند (شکل ۱۲ د). بنابراین با توجه به نمودار چینه‌نگاری زمانی (شکل ۱۲ ج) ظهور کنگلومرای بخش لهبری و بختیاری را می‌توان به راندگی در امتداد گسل پیشانی کوهستان (پهنه‌راندگی بالارود در منطقه مورد مطالعه) مربوط دانست.

DeCelles and Giles (1996) معتقدند فرسایش و برداشته شدن بار ناشی از کوهزایی (برای نمونه فرسایش در زون لرستان) سبب خمش روبه بالای حوضه[6] و برگشت آن به موقعیت اولیه می‌شود. بنابراین ظهور و پیشروی مخروط‌افکنه‌های حاوی قلوه‌سنگ‌های درشت لهبری و بختیاری مرهون تغییر از مرحله بارگذاری خمشی فعال[7] به بازگشت فرسایشی[8] است. در واقع رودخانه‌های اصلی زاگرس را می‌توان به دو دسته رودخانه‌های طولی (مثل دجله و فرات و اروند) و رودخانه‌های عرضی (کارون، دز و کرخه) تقسیم کرد (شکل ۷). در طی دوره‌های بارگذاری تکتونیکی، رودخانه‌های کوتاه عرضی به رودخانه‌های طویل در بخش نزدیک به منشاء و یا بخش میانی حوضه پیش‌بوم متصل بوده است. در دوره‌هایی که در کمربند داخلی، مثل

1. thin-skinned
2. thick-skinned
3. post-orogeny conglomerate
4. restricted or semi-restricted
5. provenance
6. flexural rebound of the basin
7. active flexural loading
8. erosional rebound

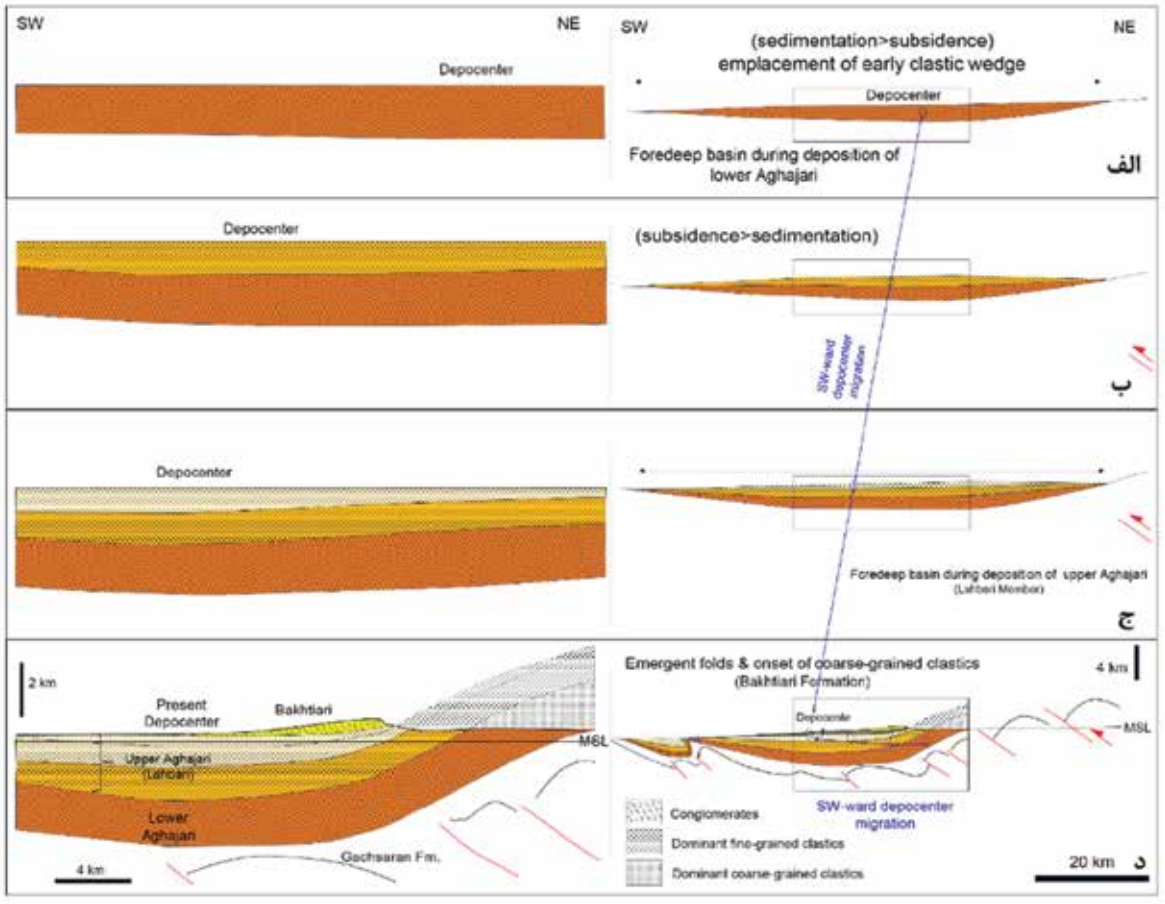
پهنه لرستان، بارگذاری تکتونیکی توسط فرسایش برداشته شـــده، حوضه به موقعیت قبلی مکانی خود برگشته است. در نتیجه رودخانه‌های عرضی بـــزرگ مانند دز و کارون در سرتاســـر حوضه پیش‌بوم جریان پیدا می‌کنند. این پدیده‌ها ســـبب جابه‌جایی رودخانه‌های طولی به طرف موقعیت‌های دور از منشاء می‌شوند (Burbank، 1992).



شکل ۱۲. الف) رخنمون سازندهای آغاجاری (بخش لهبری) و بختیاری در جنوب ناحیه بالارود با رخساره‌های مخروط و بین مخروط؛ ب) برش زمین‌شناســـی ساختمانی از منطقه مورد مطالعه؛ ج) نمودار چینه‌نگاری زمانی (chronostratigraphic chart) در امتداد برش زمین‌شناسی؛ د) سطوح فرسایشی در قاعده پیکره‌های کنگلومرایی سازند بختیاری نشانگر انباشته شدن منقطع مخروط افکنه‌ها

سیر تحول حوضه پیش‌بوم در منطقه مورد مطالعه

بر پایه نتایج این پژوهش، با توجه به سیر تحول سامانه حوضه پیش‌بـــوم زاگرس: مدل تحولی در ســـامانه حوضه پیش‌بوم زاگرس را می‌توان مانند الگوی ارائه شده در شکل ۱۳ عنوان کرد.



شکل ۱۳. الف) رسوبگذاری آغاجاری زیرین طی یک دوره آرامش نسبی تکتونیکی با گسترش ماسه دانه درشت آغاجاری تا بخش‌های دوردست سامانه حوضه پیش‌بوم، ب و ج) رسوبگذاری بخش لهبری (بخش بالایی آغاجاری) هم‌زمان با فاز اصلی کوهزایی زاگرس (بالاآمدگی کمربند زاگرس) و گودشدگی حوضه پیش‌گودال در پاسخ ایزوستاتیکی به بالاآمدگی کمربند همجوار و در نتیجه رسوبگذاری رسوبات آواری دانه ریز سیلتی، د) فراخاست بیشتر کمربند کوهزایی و در نتیجه فرسایش روباره گچساران و آغاجاری و قرارگیری سازندهای آسماری و قدیمی‌تر در سطح زمین و در معرض فرسایش و در نتیجه رسوبگذاری کنگلومرای بختیاری در بلافصل گسل جبهه کوهستان در قالب مخروط‌افکنه با سازوکار جریان خرده‌دار؛ مهاجرت رو به سمت جنوب باختر حوضه پیش‌گودال به‌صورت مفهومی با پیکان آبی رنگ نشان داده شده است

نتیجه‌گیری

در مرحله رسوبگذاری آغاجاری پایینی فرونشست اندکی در سامانه حوضه پیش‌بوم وجود داشته و یک دوره نسبتاً آرام و تکتونیکی ساکن حاکم بوده است. در نتیجه ماسه‌سنگ دانه‌درشت آغاجاری زیرین توانسته تا بخش‌های دوردست حوضه پیش‌بوم گسترش یابد. با شروع فاز اصلی دگرشکلی زاگرس هم‌زمان با رسوبگذاری آغاجاری بالایی (بخش لهبری)، فراخاست در کمربند زاگرس (پهنه لرستان در شمال خاور ناحیه مورد مطالعه) روی داده و در پاسخ ایزوستاتیکی به این فراخاست، گودشدگی در حوضه پیش‌ژرفا صورت گرفته است. در نتیجه رسوبات دانه‌ریز سیلتستونی بخش لهبری سازند آغاجاری به عنوان رخساره هم‌زمان با کوهزایی رسوبگذاری کرده و سپس با ادامه دگرشکلی و فراخاست در تاقدیس‌های کمربند زاگرس، سازندهای رویی آغاجاری تا گچساران (به عنوان رسوبات روباره) فرسایش یافته و به سبب آن سازندهای آسماری و قدیمی‌تر در سطح زمین و در معرض فرسایش قرار گرفتند. این تحول سبب شد رسوبات دانه‌درشت به‌صورت مخروط‌افکنه در بخش جنوبی گسل جبهه کوهستان (پهنه‌گسلی بالارود) در قالب سازند کنگلومرایی بختیاری تشکیل شود. هم زمان با ازدیاد شیب در سطح زمین، در بخش شمالی فروبار دزفول، الگوی

رودخانه‌ها از حالت مئاندری به گیسویی تغییر یافته است. در مدل تحولی در سامانه حوضه پیش‌بوم زاگرس، همچنین مفهوم مهاجرت تدریجی حوضه پیش‌گودال به طرف جنوب باختر را نشان می‌دهد. تحلیل داده‌ها، وجود یک فرورفتگی قابل توجه در ساختار یک ناودیس، وسیع واقع در بخش شمالی فرورفتگی دزفول را نشان می‌دهد. این منطقه رسوبگذاری سازندهای آغاجاری و جوان‌تر با ضخامت بیش از ۵ کیلومتر را نشان می‌دهد. شواهد نشان می‌دهد که این ناودیس زمانی در بخش شمال شرقی قرار داشته و به تدریج با پیشروی جبهه تغییر شکل زاگرس، به محل فعلی مهاجرت کرده است. این حرکت جابه‌جایی در طول ۱۴ میلیون سال گذشته برتولید، مهاجرت و تجمع آن در میادین نفتی بزرگ مانند اهواز و مارون در بخش شمالی فروبار دزفول تأثیر گذاشته است. در نتیجه، براساس رخساره‌های رسوبات آواری مرتبط با حوضه پیش‌بوم زاگرس، می‌توان دوره‌های مختلف آرامش نسبی تکتونیکی را که با فازهای تغییر شکل در هم آمیخته اند، شناسایی کنیم. این دوره‌های مختلف تأثیرات متمایزی بر سیستم هیدروکربنی داشته‌اند.

تقدیر و تشکر

نگارندگان مراتب تشکر خود را از شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب برای در اختیار قرار دادن داده‌های لرزه‌نگاری، اطلاعات چاه و فراهم کردن امکان و تسهیلات بازدیدهای صحرایی اعلام می‌دارند.

منابع

- مطیعی، ه. ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور.

- Abdollahie Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M., and Alavi, S. A., 2006. Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. Petroleum Geoscience, 12(4), 347-362. https://doi.org/10.1144/1354-079305-706.

- Abdollahie Fard, I., Sepehr, M., and Sherkati, S., 2011. Neogene salt in SW Iran and its interaction with Zagros folding. Geological Magazine, 148(5-6), 854-867. https://doi.org/10.1017/S0016756811000343.

- Burbank, D.W., 1992- Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges Basin. Nature, 357, 680-682.

- Catuneanu, O., 2019. First-order foreland cycles: Interplay of flexural tectonics, dynamic loading, and sedimentation. Journal of Geodynamics, 129(January), 290-298. https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.03.001.

- Chao et al., 2023. Migration Processes of the Cenozoic Intracontinental Foreland Basins in Western China and Their Tectonics Implications[J]. Advances in Earth Science, 38(7): 729-744.

- DeCelles, P. G., and Giles, K. A., 1996. Foreland basin systems. Basin Research, 8(2), 105-123. https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x.

- Derikvand, B., Alavi, S. A., Abdollahie Fard, I., and Jalali, L., 2019. Changing in fold geometry from faulted detachment fold to fault-bend fold, a case study: The Zeloi Anticline in the Dezful Embayment, southwest of Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 173, 381-401. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.10.033.

- Emami, H., Vergés, J., Nalpas, T., Gillespie, P., Sharp, I., Karpuz, R., Blanc, E.P., Goodarzi, M.G.H., 2010. Structure of the Mountain Front Flexure along the Anaran anticline in the Pusht-e Kuh Arc (NW Zagros, Iran): Insights from sand box models. Geol. Soc. Spec. Publ. 330, 155-178. https://doi.org/10.1144/SP330.9.

- Falcon, N. L., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. Geological Society Special Publication, 4, 199-211. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.11.

- Frostick, L. E., and Steel, R. J., 1994. Tectonic controls and signatures in sedimentary successions. Tectonic Controls and Signa-

tures in Sedimentary Successions. https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)90043-8.

- Gérard, B., Rouby, D., Huismans, R. S., Robin, C., Fillon, C., and Braun, J., 2023. Impact of inherited foreland relief on retro-foreland basin architecture. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 128, e2022JB024967. https://doi.org/10.1029/2022JB024967.

- Haynes, S. J., and McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, Southern Iran. Bulletin of the Geological Society of America, 85(5), 739-744. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<739:EOTZSZ>2.0.CO;2.

- Hessami, K., Koyi, H. A., and Talbot, C. J., 2001. The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. Journal of Petroleum Geology, 24(1), 5-28. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2001.tb00659.x.

- James, G.A., and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. AAPG Bulletin, 49, 2182-2245. https://doi.org/10.1306/a663388a-16c0-11d7-8645000102c1865d.

- Kashfi, M. S., 1976. Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline, southwestern Iran. Bulletin of the Geological Society of America, 87(10), 1486-1490. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<1486:PTASEO>2.0.CO;2.

- Lashgari, A., Hayhat, M. R., Vergés, J., Beamud, E., Naja, M., Khatib, M. M., and Karimnejad, H. R., 2020. Age of synorogenic deposits and timing of folding in Dezful embayment , SW Zagros Fold Belt. 113(August 2019). Marine and Petroleum Geology, Volume 113, article id. 104148. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104148.

- Navabpour, P., Angelier, J., and Barrier, E., 2010. Mesozoic extensional brittle tectonics of the Arabian passive margin, inverted in the Zagros collision (Iran, interior Fars). Geol. Soc. Spec. Publ. 330, 65-96. https://doi.org/10.1144/SP330.5.

- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J.A., and Allen, M.B., 2011. New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran. Geophys. J. Int. 186, 928-944. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05119.x.

- Pirouz, M., Avouac, J. P., Gualandi, A., Hassanzadeh, J., and Sternai, P., 2017. Flexural bending of the Zagros foreland basin. Geophysical Journal International, 210(3), 1659-1680. https://doi.org/10.1093/gji/ggx252.

- Pirouz, M., Simpson, G., Bahroudi, A., and Azhdari, A., 2011. Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system. Geological Magazine, 148(5-6), 838-853. https://doi.org/10.1017/S0016756811000392.

- Razavi Pash, R., Sarkarinejad, K., Sherkati, S., and Motamedi, H., 2021. Analogue model of the Bala Rud Fault, Zagros-an oblique basement ramp in a fold-and-thrust belt. Int. J. Earth Sci. https://doi.org/10.1007/s00531-021-01987-0.

- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. Mar. Pet. Geol. 21, 829-843. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006

- Sherkati, S., and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. Marine and Petroleum Geology, 21(5), 535-554. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.01.007.

- Sabbatino, M., Vitale, S., Tavani, S., Consorti, L., Corradetti, A., Cipriani, A., Arienzo, I., and Parente, M., 2021. Forebulge migration in the foreland basin system of the central-southern Apennine fold-thrust belt (Italy):New high-resolution Sr-isotope dating constraints.

Basin Research, 2021;33:2817-2836. https://doi.org/ 10.1111/bre.12587.

- Sherkati, S., Letouzey, J., and De Lamotte, D. F., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. Tectonics, 25(4), 1-27. https://doi.org/10.1029/2004TC001766.

- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D., and Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): Salt mobility, multiple detachments and late basement control. Journal of Structural Geology, 27(9), 1680-1696. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.010.

- Vergés, J., Casini, G., Ruh, J., Cosgrove, J., Sherkati, S., Najafi, M., Casciello, E., Saura, E., Abdollahie Fard, I., Piryaei, A., de Lamotte, D. F., Letouzey, J., Goodarzi, H., Soleimany, B., and Jahani, S., 2024. Structural Style and Timing of NW-SE Trending Zagros Folds in Sw Iran: Interaction With North-South Trending Arabian Folds and Implications for Petroleum Geology. Journal of Petroleum Geology, 47(1), 3-74. https://doi.org/10.1111/jpg.12850.

- Yaghoubi, A., Dusseault, M.B., and Leonenko, Y., 2023. Stress Variation around the Balarud Lineament in the Zagros Fold and Thrust Belt and its Implication for Reservoir Geomechanics. 57th US Rock Mech. Symp. https://doi.org/10.56952/ARMA-2023-0270.

- Yaghoubi, A., Mahbaz, S., Dusseault, M.B., and Leonenko, Y., 2021. Seismicity and the state of stress in the dezful embayment, zagros fold and thrust belt.Geosci.11,1-22. https://doi.org/10.3390/geosciences11060254.

فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۷۷، بهار ۱۴۰۵، صفحات ۱۶-۲۸

نگرشی بر ویژگی‌های ایزوتوپی آهک سیف‌آباد واقع در استان اردبیل: رهیافتی بر محیط تشکیل

علی لطفی‌بخش[۱و*]

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۶/۱۸
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۱/۰۱

چکیده

معدن سیف‌آباد در ۲۵ کیلومتری شمال شرق اردبیل، بین اردبیل و نمین و در نزدیکی روستای سیف‌آباد واقع‌شده است. گستره موردمطالعه در پهنه البرز-آذربایجان و بر روی کمربند آتشفشانی سنوزوئیک قرار دارد. جنس سنگ از آهک کریستالیزه سفید شیری تا کِرم روشن ضخیم‌لایه تا توده‌ای با سن پالئوسن تشکیل شده و در زیر رسوبات و آبرفت‌های پادگانه‌ای کواترنر قرار گرفته است. مقادیر $\delta^{13}C$ از ۱/۰۷+ تا ‰ ۰/۷۶- با میانگین ‰ ۰/۰۹+ و مقادیر $\delta^{18}O$ از ۳/۶۵- تا ‰ ۴/۹۸- با میانگین ‰ ۴/۲- متغیر است. کمتر بودن مقادیر Mn/Sr، از ۱۰، همبستگی ضعیف بین ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن و بیشتر بودن مقادیر ایزوتوپ اکسیژن از ‰۵- دلالت بر اصالت و قابل استناد بودن مقادیر ایزوتوپی در نمونه‌ها دارند. مقادیر ایزوتوپی با الگوی توزیع ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در سنگ‌های کربناته دریایی مطابقت دارد. همچنین مقادیر محاسبه شده Z برای تمام نمونه‌های سیف‌آباد بیشتر از ۱۲۰ می‌باشد که نشان‌دهندهٔ سرچشمه دریایی آن‌ها است. با استفاده از روابط ایزوتوپی، مقدار شوری متوسط محیط تشکیل ‰۳۰/۵۵ و میانگین دمای تشکیل °C ۳۳ برای نمونه‌های گستره سیف‌آباد به دست آمد. پایین‌تر بودن شوری و کمتر بودن مقادیر $\delta^{18}O$ در گستره موردمطالعه می‌تواند نشان‌دهنده محیط دریایی بسته و بدون ارتباط با اقیانوس باشد که با حجم بالایی از آب شیرین قاره‌ای تغذیه می‌شده است.

واژه‌های کلیدی: آهک، ایزوتوپ پایدار، سیف‌آباد

مقدمه

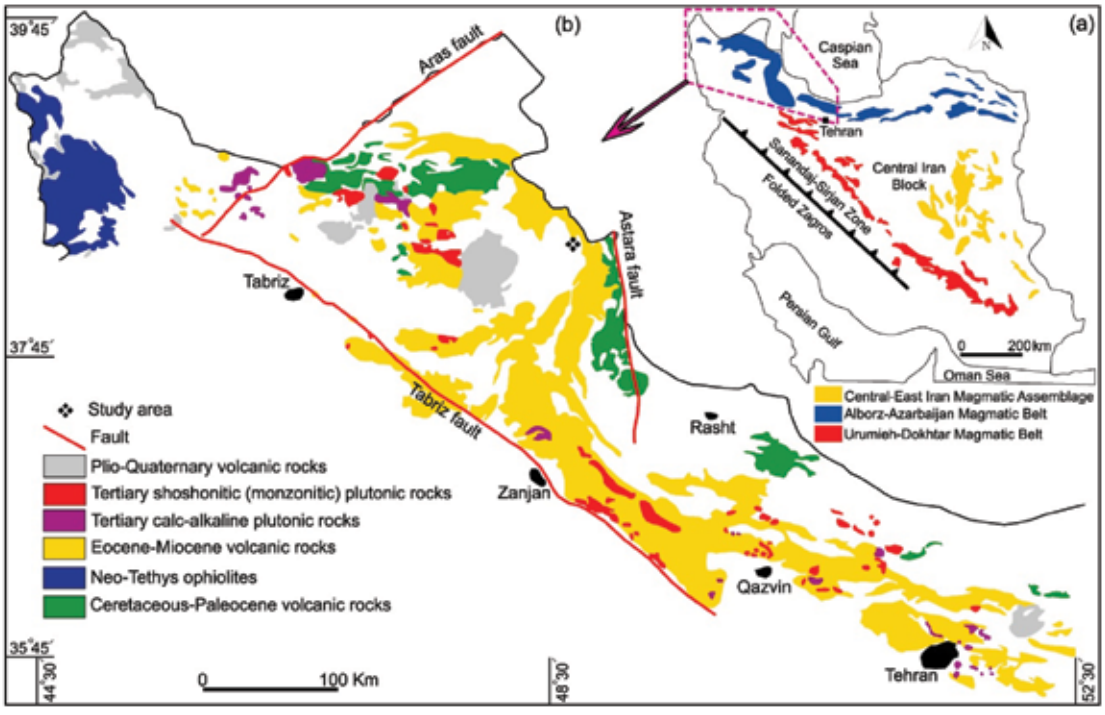
آهک یکی از سنگ‌های صنعتی پرکاربرد در حوزه‌های مختلف است، اما به دلیل ویژگی‌های فیزیکی مناسب و ماندگاری طولانی، کاربرد اصلی آن در صنعت ساخت‌وساز برای تولید آجر، سیمان و سنگ‌های ساختمانی است. نزدیک‌به‌یک‌پنجم سنگ‌های رسوبی را سنگ‌های کربناته تشکیل می‌دهند. محیط رسوبی سنگ‌های کربناته را می‌توان با استفاده از پارامترهای شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی توصیف کرد. از ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در کربنات‌ها، برای ارائه اطلاعات در مورد شرایط آب و هوایی و محیطی استفاده‌شده است (Tanner، 2009). با این حال ماهیت محیط رسوبی و دیاژنز ممکن است بر مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار تأثیر بگذارند (Tobia، 2018). ترکیبات ایزوتوپی کربن و اکسیژن (تغییرات نسبت‌های

* نویسنده مرتبط: lotfibakhsh@hotmail.com

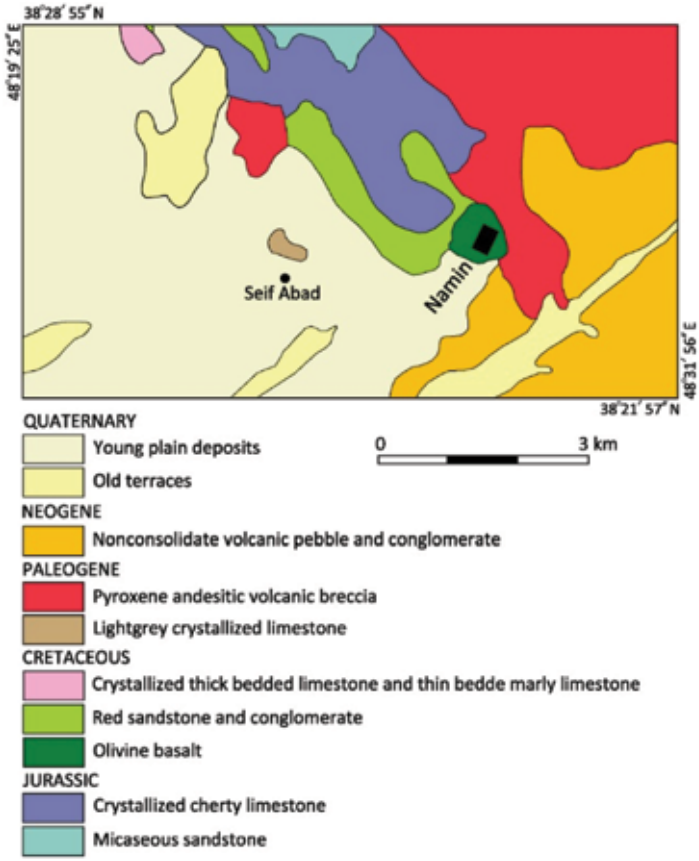
$^{13}C/^{12}C$ و $^{18}O/^{16}O$) سنگ‌های آهک، معیارهایی برای ارزیابی محیط رسوب‌گذاری در نمونه‌هایی با طیف وسیعی از سن زمین‌شناسی فراهم می‌کنند. به‌ویژه ایزوتوپ‌های اکسیژن اطلاعاتی درباره دمای دیرینه ذخیره می‌کنند (Clark and Fritz، 1997). ویژگی‌های ژئوشیمیایی ازجمله ویژگی‌های ایزوتوپی سنگ‌های کربناته قاره‌ای و دریایی اختلاف معناداری باهم دارند (برای مثال ماهانی‌پور و همکاران، ۱۳۹۱؛ صالحی و محمدی سیانی، ۱۳۹۲؛ لطفی‌بخش، ۱۴۰۱). پژوهش حاضر با هدف درک بهتر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط دیرینه تشکیل سنگ‌های کربناته معدن سیف‌آباد در دوره زمانی پالئوسن و بر اساس یافته‌های ایزوتوپ‌های پایدار انجام‌شده است.

جایگاه زمین‌شناسی

معدن مرمریت سیف‌آباد در ۲۵ کیلومتری شمال شرق اردبیل بین اردبیل و نمین و در نزدیکی روستای سیف‌آباد واقع‌شده است. گستره موردمطالعه، بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳) در پهنه البرز غربی- آذربایجان و همچنین بر اساس نقشه زیر تقسیمات اصلی تکتونیکی ایران (Stocklin، 1977) بر روی کمربند آتشفشانی سنوزوئیک قرار دارد (شکل ۱). آهک محدودهٔ سیف‌آباد سن پالئوسن دارد و در زیر رسوبات و آبرفت‌های پادگانه‌ای با سن کواترنر قرار گرفته است (خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۶) (شکل ۲). جنس سنگ، از آهک کریستالیزه سفید شیری تا کِرم روشن ضخیم تا توده‌ای (شکل ۳) تشکیل شده و استخراج آن با استفاده از سیم برش الماسه صورت می‌گیرد. توالی‌های سنوزوئیک در منطقه اردبیل و نمین با کنگلومراهای کرتاسه فوقانی تا پالئوسن زیرین، همراه با میان لایه‌هایی از سنگ آهک تا توف‌های سبز، آغاز شده و در بخش جنوب شرق نمین گسترش دارند. این توالی به‌تدریج به توف‌ها-برش‌های آتشفشانی همراه با ماسه‌سنگ‌های توفی و توفیت‌ها تبدیل می‌شود. بخش بیشتر توالی‌های پالئوسن تا الیگوسن منطقه اردبیل را الیوین بازالت-بازالت تا آندزیت‌های پورفیری به همراه داسیت تا ایگنیمبریت تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها در اثر ذوب بخشی یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده توسط رسوبات و سیالات حاصل از ورقه فرورانده شده، در پهنه فرورانشی ایران در زمان ائوسن حاصل‌شده‌اند (لطفی‌بخش، ۱۴۰۱).



شکل ۱. (a) توزیع مجموعه‌های ماگمایی سنوزوئیک در ایران (Siani et al.، 2015)؛ (b) نقشه زمین‌شناسی که واحدها و ساختارهای سنگی اصلی کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان و موقعیت گستره موردمطالعه در شمال غرب ایران را نشان می‌دهد (Castro et al.، 2013)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی نمین و جایگاه آهک سیف‌آباد در روی آن (با تغییرات از خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۶)



شکل ۳. نمایی از عملیات معدنکاری در مرمریت سیف‌آباد

روش مطالعه

پژوهش حاضر با نمونه‌برداری از معدن موردمطالعه آغاز شـد. در پیمایش و بازدید میدانی، نمونه‌هایی از سـطح و پله‌های سـوم و چهارم برداشت شدند. به منظور مطالعات پتروگرافی از تعدادی از نمونه‌ها مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شـد. تعداد ۹ نمونه انتخاب و بـرای آنالیز ایزوتوپی و عنصری به ترتیب به آزمایشـگاه ایزوتوپ‌های اراک و شرکت زرآزما ارسال شدند. نمونه‌ها برای تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن، پودر شده و به آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشـگاه اراک ارسال شدند. نمونه‌های پودر شده در داخل کپسول‌های شیشه‌ای، که قبلاً هوای موجود در آنها تخلیه شده بود، تحت تأثیر اسید فسفریک قرار داده شدند تا گاز CO_2 متصاعد شـوند. این گاز پس از خالص‌سازی و رطوبت‌گیری از طریق دستگاه ورودی دوگانه (Dual-Inlet) به دستگاه اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی تزریق‌شده و از طریق تعیین نسبت، جرم‌های $^{18}O/^{16}O$ و $^{13}C/^{12}C$ اندازه‌گیری شدند. اندازه‌گیری با استفاده از دستگاه ISOPRIME 100 انجام شـد و دقت آن ۰/۰۳± درهزار برای $\delta^{13}C$ و ۰/۰۱± در هزار برای $\delta^{18}O$ اسـت. نتایج نمونه‌ها نسبت به استاندارد مرجع PDB[1] برای کربن و اکسیژن سنجیده شده و برحسب درهزار (‰) بیان شده‌اند. مقادیر عناصر کمیاب Mn و Sr با استفاده از طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) اندازه‌گیری شـد. برای این منظور، نمونه‌ها در اسید هضم شده و با حجم مشخص درون یک مشعل پلاسما اسپری می‌شـوند. مولکول‌های واردشـده با پلاسمای گاز آرگون یونیزه و توسط میدان الکتریکی شتاب داده می‌شوند. سپس وارد یک میدان مغناطیسی شده و بر اساس نسبت بار به جرم از یکدیگر جدا و اندازه‌گیری می‌شوند.

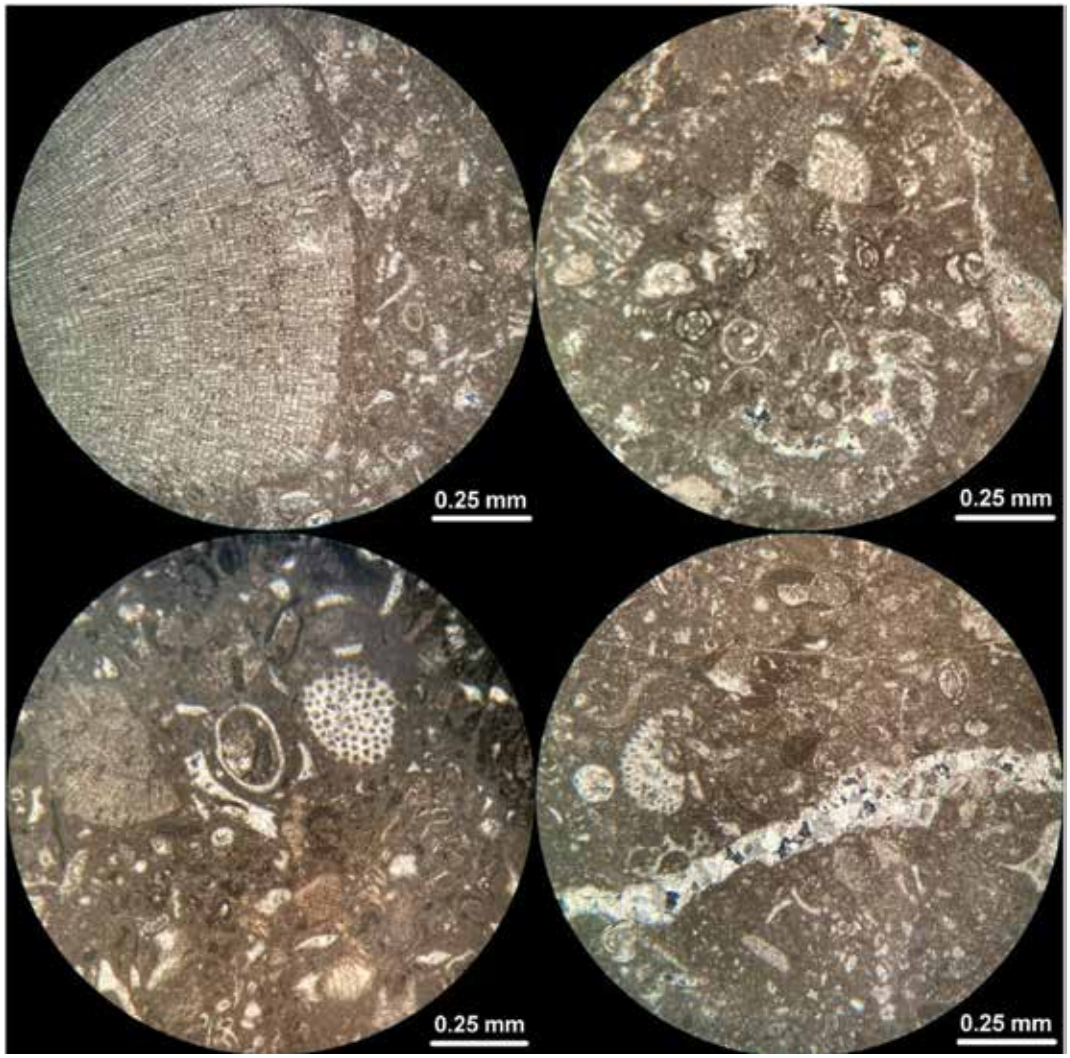
نتایج و بحث

در تمامی مقاطع میکروسـکوپی تهیه‌شده از آهک‌های برداشـت شـده، آثـار و بقایای میکروفسـیل‌ها شـامل فورامینی‌فرها، که درزمینهٔ میکرایتی پراکنده بودند نمایان و مشخص است (شکل ۴). بر اساس مطالعات مقاطع نازک میکروسکوپی، سنگ‌های آهکی گستره موردمطالعه از نوع مادستون تا وکستون هستند.

تجزیـه و تحلیل نسـبت‌های ایزوتوپی پایـدار کربن و اکسیژن، روشی پرکاربرد در مطالعات محیط دیرینه است، زیرا این نسـبت‌ها محیط رسـوبی را منعکـس می‌کنند و همواره در سراسـر مرزهای چینه‌شناسـی تغییر می‌کنند (Guo et al., 2010). مقادیر $\delta^{13}C$ برای سنگ‌های کربنات دریایی همواره ثابت و نزدیک به صفر اسـت. از سوی دیگر، سنگ‌های آهکی آب شیرین همواره در نتیجه تأثیر فرآیندهای آلی (تنفس گیاهان، اکسیداسیون بقایای آلی و ...) از ^{12}C غنی شده‌اند و مقادیر $\delta^{13}C$ در آنها پراکندگی بیشتری دارند (Faure, 1977). مقادیر $\delta^{18}O$ در سـنگ‌های کربناتی آب شـیرین، به دلیل کاهـش ^{18}O به دلیـل فرآیند تبخیر در مقایسه با آب‌های دریا همواره کمتر هستند و ممکن است در محدوده‌های وسـیع‌تری تغییر کنند (Faure, 1977). نتایج آنالیز ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن و مقادیر Mn و Sr نمونه‌های آهک معدن سیف‌آباد همراه با مقادیر محاسبه‌شده شـاخص شوری (Z) و شـوری (S)، در جدول ۱ ارائه شده است.

سنگ‌های کربناته دریایی باستانی در طول دیاژنز بعدی مستعد تغییر بوده و ممکن است اطلاعات رسوبی اولیه خود را از دسـت دهند؛ بنابراین، پیـش از مطالعه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن، انجام ارزیابی اولیه برای حصول اطمینان از قابل‌اسـتفاده بـودن داده‌هـای ایزوتوپـی لازم اسـت (Peng et al., 2006). پژوهش‌ها نشـان داده‌اند که پس از رسوب‌گذاری، به ویژه تحت تأثیر گردش آب جوی، سنگ‌های کربناتـه دچار کاهش Sr و اضافه شـدن Mn می‌شـوند (Veizer, 1983). بنابراین، می‌توان از نسبت Mn/Sr برای تعیین اینکه آیا ترکیب ایزوتوپ کربن تغییر کرده است یا خیر، استفاده کرد. کافمن و همکاران (Kaufman and Knoll, 1995) پیشنهاد کردند که سنگ‌های کربناته با مقادیر Mn/Sr کمتر از ۱۰ می‌توانند ترکیب ایزوتوپ کربن اولیه خود را حفظ کنند. نتایج آنالیز در جدول ۱ نشان می‌دهد که مقادیر Mn/Sr در نمونه‌ها همگی کمتر از ۱۰ با میانگین ۱/۱۱ هسـتند که

1. Pee Dee Belemnite (PDB)



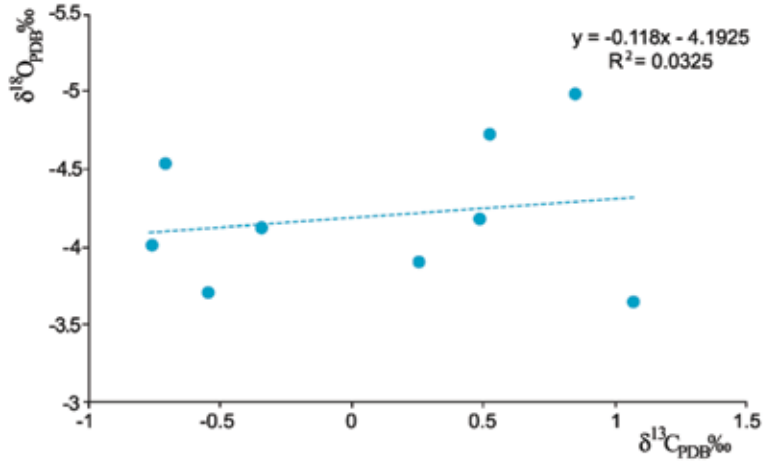
شکل ۴. مجموعه‌ای از مقاطع میکروسکوپی تهیه‌شده از آهک‌های سیف‌آباد که شامل تنوعی از میکروفسیل‌های مختلف هستند (همه مقاطع در نور پلاریزهٔ متقاطع)

جدول ۱. داده‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن و مقادیر Mn و Sr سنگ‌های کربناته معدن سیف‌آباد

Sample	δ^{13}CPDB ‰	δ^{18}OPDB ‰	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Mn/Sr	Salinity index (Z)	Salinity (S)‰
SA-1	+۰/۴۹	-۴/۱۸	۲۴/۹۴	۵۲/۸۱	۰/۴۷	۱۲۶/۲	۳۰/۵۷
SA-2	-۰/۳۴	-۴/۱۲	۳۷/۷۵	۵۴/۳۱	۰/۶۹	۱۲۴/۵	۳۰/۶۳
SA-3	+۰/۵۳	-۴/۷۲	۴۲/۳۱	۲۸/۸۹	۱/۴۶	۱۲۶/۰	۳۰/۰۳
SA-4	+۱/۰۷	-۳/۶۵	۳۹/۴۶	۲۵/۷۱	۱/۵۳	۱۲۷/۷	۳۱/۱۰
SA-5	+۰/۲۵	-۳/۹۱	۷۶/۳۳	۳۲/۱۸	۲/۳۷	۱۲۵/۹	۳۰/۸۴
SA-6	-۰/۵۵	-۳/۷۱	۵۲/۱۴	۴۷/۷۷	۱/۱۰	۱۲۴/۳	۳۱/۰۴
SA-7	+۰/۸۵	-۴/۹۸	۳۸/۷۷	۳۶/۳۲	۱/۰۷	۱۲۶/۶	۲۹/۷۷
SA-8	-۰/۷۱	-۴/۵۴	۳۱/۵۱	۳۹/۷۸	۰/۷۹	۱۲۳/۶	۳۰/۲۱
SA-9	-۰/۷۶	-۴/۰۲	۲۸/۷۱	۵۷/۱۷	۰/۵۰	۱۲۳/۷	۳۰/۷۳
Average	+۰/۰۹	-۴/۲۰	۴۱/۳۲	۴۱/۶۶	۱/۱۱	۱۲۵/۳۹	۳۰/۵۵

نشان می‌دهد ترکیب ایزوتوپ کربن اولیه نمونه‌ها حفظ شده است. ایزوتوپ‌های اکسیژن به تغییرات دیاژنتیکی در محیط حساس هستند. اعتقاد بر این است که وقتی δ^{18}_{OPDB} کمتر از ۱۰‰- باشد ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن به شدت تغییر کرده‌اند و دیاژنز تأثیر زیادی بر سنگ‌ها داشته است و وقتی δ^{18}_{OPDB} کمتر از ۵‰- باشد، سنگ تحت تأثیر دیاژنز قرار می‌گیرد، اما ترکیب و محتوای ایزوتوپ کربن و اکسیژن اندکی تغییر می‌کند (Shields، 2010). بر این اساس هرقدر δ^{18}_{OPDB} که محتوای برزگ‌تر باشد داده‌ها از اصالت بیشتری برای استفاده در محاسبات برخوردارند.

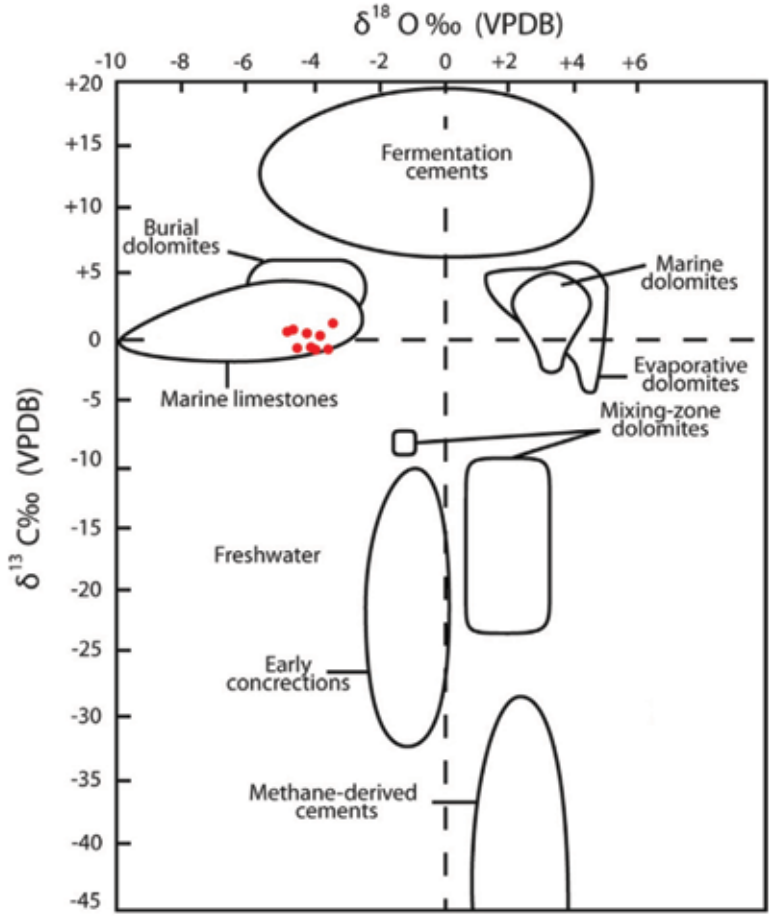
در این پژوهش مقادیر $\delta^{13}C$ از ۱/۰۷+ تا ۰/۷۶‰- ، با میانگین ۰/۰۹‰+ ، متغیر است، در حالی که مقادیر $\delta^{18}O$ از ۳/۶۵- تا ۴/۹۸‰- ، با میانگین ‰ ۴/۲- متغیر است. داده‌های به‌دست‌آمده از آنالیز نشان می‌دهند که تمام مقادیر $\delta^{18}O$ نمونه‌ها نه‌تنها بیشتر از ۱۰‰- بلکه بیشتر از ‰ ۵- نیز هستند که نشان می‌دهد داده‌های ایزوتوپی قابل‌استفاده هستند. درعین‌حال، بسیاری از پژوهشگران از نبود همبستگی بین ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن به عنوان معیاری برای تعیین اصالت ترکیب ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در سنگ‌ها استفاده می‌کنند (Han et al.، 2016). همبستگی بین مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن در این مطالعه ضعیف است (معادله برازش y= -۰/۱۱۸x-۴/۱۹۲۵ و ضریب همبستگی R^2= ۰/۰۳۲۵ است) که به‌طورکلی یک ویژگی گسسته را نشان می‌دهد (شکل ۵). وجود همبستگی قوی بین ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن سنگ‌های کربناتی در صورت حفظ ترکیب ایزوتوپی اولیه نشان‌دهندهٔ بسته بودن پهنه رسوبی است و هر چه سیستم بسته‌تر باشد، ضریب همبستگی نیز بالاتر است (Wang et al.، 2014). برای نمونه، ضریب همبستگی در سنگ‌های کربناتی سازند Pila Spi در دو محدودهٔ دربندبخان (لطفی‌بخش، ۱۴۰۴) و کوه هیبت سلطان (Tobia et al.، 2020) واقع در کردستان عراق (به ترتیب r= ۰/۹۲۱ و r= ۰/۹۴۹) به‌طور قابل‌توجهی قوی بوده که نشان‌دهنده بسته بودن سیستم است.



شکل ۵. رابطه $\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ سنگ‌های کربناته معدن مرمریت سیف‌آباد

بنابراین، نمونه‌های مورد استفاده در این مطالعه کمتر تحت تأثیر دیاژنز قرار گرفته‌اند و در اصل ویژگی‌های رسوب اولیه را حفظ کرده‌اند که می‌تواند الزامات تجزیه و تحلیل محیط دیرینه را برآورده کند. ایزوتوپ‌های کربن پایداری بالایی دارند و می‌توانند ویژگی‌های اولیه رسوبی را بهتر حفظ کنند. به‌طورکلی، پس از تشکیل سنگ‌های کربناته، تأثیر دگرگونی‌های بعدی بر آنها نسبتاً کم است. سنگ‌های کربناته دریایی معمولی همگی دارای مقادیر $\delta^{13}C$ برابر با ۲‰ ± ۰ ~ هستند (Chen، 1994). با این حال، ایزوتوپ‌های اکسیژن نسبت به تغییرات در مراحل بعدی رسوب‌گذاری حساس‌تر هستند. اگر تبادل ایزوتوپ اکسیژن با نزولات جوی یا سیالات گرم زیرزمینی رخ

دهـــد، مقادیر $\delta^{18}O$ به‌طـــور قابل‌توجهـــی کاهش می‌یابد (Xiao et al., 1997). نتایـــج این پژوهش با الگوی توزیع ایزوتوپ‌های کربن و اکســـیژن در سنگ‌های کربناته دریایی مطابقت دارد (شکل ۶).

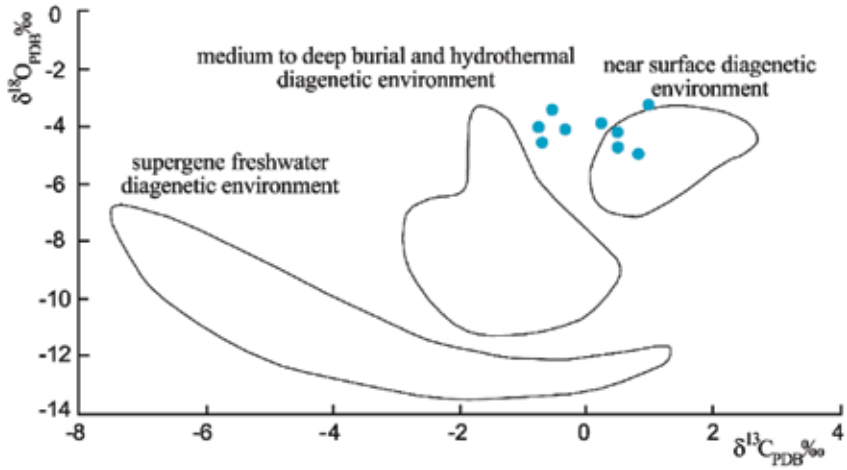


شکل ۶. مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در منابع مختلف (Nelson and Smith،1996) و موقعیت مقادیر نمونه‌ها در این مطالعه

محیط دیاژنتیکی سنگ‌های کربناته تابع مجموعه‌ای از عوامل محیطی مختلف مانند شوری، دما و خواص اکسایش-کاهش است (You، 2011). سطح دریا با کنترل نحوه حرکت سیالات زیرزمینی، بر دیاژنز تأثیر می‌گذارد و در نتیجه محیط دیاژنز و نوع فرآیند دیاژنز را تعیین می‌کند (Liu et al., 1997). محیط‌های دیاژنتیکی مختلف ناگزیـــر موجب تفاوت‌هایی در ویژگی‌های ایزوتوپی کربن و اکســـیژن رسوبات می‌شوند (Chen، 1994). تحلیل محیط دیاژنتیکی به یکی از مراحل کلیدی در پژوهش‌های سنگ‌های کربناته تبدیل شده است و شناســـایی محیط دیاژنتیکی از طریق ارتباط ایزوتوپ‌های کربن و اکســـیژن به روشی مؤثر تبدیل شده است (Zhang، 2015 ؛Wang et al., 2008). جیانـــگ (Jiang، 2010) محیط‌های دیاژنتیکی ســـنگ‌های کربناته را به محیط‌های دریایی، آب شیرین جوی، آب مختلط، تدفینی و اپی‌ژنتیکی تقسیم کرد. هوانگ (Huang، 2010) محیط‌های دیاژنتیکی ســـنگ‌های کربناته را به محیط‌هـــای دیاژنتیکی نزدیک به ســـطح اولیه، آب شـــیرین جوی اپی‌ژنتیکی، دفن در اواخر نیمه‌عمق و دیاژنتیکی هیدروترمال تقسیم کرد.

در این پژوهش مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن سنگ‌های کربناته، بیشـــتر بین محیط دیاژنتیکی نزدیک به ســـطح و محیط‌های دیاژنتیکی تدفینی و گرمابی متوسط تا عمیق قرار می‌گیرند (شکل ۷). این وضعیت نشان می‌دهد سنگ‌های کربناته در گستره موردمطالعه در زمان تشکیل خود در یک محیط رسوبی جزر و مدی مسطح تشکیل شده‌اند و بعداً تا

عمق خاصی دفن شده‌اند. با این حال، عمق دفن نسبتاً کم بوده و سنگ‌ها همواره در یک محیط نزدیک به سطح قرار داشته‌اند. درعین‌حال، به دلیل محدودیت‌های محیط دفنی دیاژنتیکی کم‌عمق بر دیاژنز، شدت دیاژنز در این سنگ‌ها کم بوده است و می‌توان از طریق ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن، شوری و دمای دیرینه را بازسازی کرد.



شکل ۷. نمودار محیط رسوبی سنگ‌های کربناتی بر اساس مقادیر ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن (Zhang، 2015؛ Liu، 2018)

در آب دریا، مقدار $\delta^{18}O$ با افزایش شوری افزایش می‌یابد (Wang et al.، 2014). زیرا ^{16}O ترجیحاً تبخیر شده و به بارش جوی تبدیل می‌شود. در نتیجه آب دریای باقی‌مانده، که شوری بیشتری دارد، در ^{18}O غنی می‌شود. با این حال، ازآنجایی‌که سطوح $\delta^{18}O$ به شدت تحت تأثیر فرآیند کارستی شدن قرار می‌گیرند، ایزوتوپ اکسیژن به عنوان شاخصی از محیط‌های رسوبی اولیه دقت کمتری دارد (Wang et al، 2014). در طی فرآیندهای کارستی شدن، واکنش تبادل ایزوتوپی بین ^{13}C و ^{12}C به‌طور قابل‌توجهی ضعیف‌تر از واکنش بین ^{18}O و ^{16}O است. ازاین‌رو، ترکیب ایزوتوپی کربن می‌تواند پارامتر مطمئن‌تری در تفسیر محیط‌های رسوبی اولیه باشد (Zhang، 1985). کیث و وبر (Keith and Weber، 1964) برای شاخص شوری، معادله تجربی زیر را با استفاده از مقادیر $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ در نمونه‌های سنگ‌های آهکی ژوراسیک و جوان‌تر، که فرض می‌شود دچار تبلور مجدد نشده‌اند، برای ایجاد معیاری برای تمایز بین کربنات‌های دریایی و غیردریایی ارائه کردند. در این معادله، وزن اصلی به روی ایزوتوپ کربن اختصاص دارد:

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}CPDB + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}OPDB + 50)$$

نمونه‌های قدیمی‌تر از نظر زمین‌شناسی گاهی می‌توانند تنها بر اساس نسبت ایزوتوپ کربن، به گروه‌های دریایی و آب شیرین طبقه‌بندی شوند. کربنات‌های دریایی $Z > ۱۲۰$ دارند، در حالی که کربنات‌های آب شیرین دارای $Z < ۱۲۰$ هستند. وقتی $Z = ۱۲۰$ باشد، سرچشمه محیط کربنات نامشخص است. این نتیجه‌گیری توسط بسیاری از نتایج پژوهش‌های بعدی تأییدشده است (Zhong et al، 2012). مقادیر Z محاسبه شده برای تمام نمونه‌ها، بر اساس داده‌های ایزوتوپ کربن و اکسیژن نمونه‌های سیف‌آباد $Z < ۱۲۰$ با میانگین ۱۲۵/۳۹ بوده و نشان‌دهندهٔ سرچشمه دریایی آن است (جدول ۱). به‌طورکلی، دامنه تغییرات مقدار Z قابل‌توجه نیست، که نشان‌دهنده تغییر آب و هوایی نسبتاً اندک و محیط تکتونیکی پایدار در طول تشکیل واحد کربناته در سیف‌آباد است. با استفاده از رابطهٔ $S = \delta^{18}O + ۲۱/۲/۰/۶۱$ (Meng et al.، 2018) که در آن $\delta^{18}O$ مقدار ایزوتوپ اکسیژن نمونه کربناتی است میانگین شوری در محیط تشکیل آهک سیف‌آباد ‰ ۳۰/۵۵ به دست آمد.

مطالعات در مورد تغییرات طبیعی ایزوتوپ‌های اکسیژن منجر به توسعه معادلات برای تعیین دمای

دیرینه شـــد است. دما در طول رسوب کلسیت را می‌توان با اندازه‌گیـــری مقدار $\delta^{18}O$ در ترکیبات کربناتی و مقدار آن در آبی که ترکیبات کربناتی در آن رسوب می‌کنند، تخمین زد (Wright, 2001). معـــادلات مختلفی برای تعیین دمای دیرینه ارائه شده است، اما همگی آنها از معادله اصلی ارائه شده توسط اپشـــتین و همکاران (Epstein et al., 1953) پیروی می‌کنند:

$$T\ (^{\circ}C) = 16.5 - 4.3\ (\delta^{18}_{Ocalcite} - \delta^{18}_{Owater}) + 0.14\ (\delta^{18}_{Ocalcite} - \delta^{18}_{Owater})^2$$

کـــه در آن T و δ^{18}_{Owater}، دمـــا (C°) و مقـــدار ایزوتوپ اکسیژن برحســـب SMOW آبی هستند که در آن کلسیت رســـوب‌کرده و $\delta^{18}_{Ocalcite}$ مقدار ایزوتوپ اکســـیژن برحسب PDB به‌دست‌آمده از نمونه کربناتی است. این معادله نشان می‌دهد که تغییرات در $\delta^{18}_{Ocalcite}$ تابعی از دمای آب و مقدار δ^{18}_{Owater} آب دریا اســـت. یک رابطه یک‌به‌یک میان مقادیر $\delta^{18}_{Ocalcite}$ و δ^{18}_{Owater} نشـــان می‌دهد کـــه تغییر در δ^{18}_{Owater} باعث تغییر مشـــابهی در مقدار $\delta^{18}_{Ocalcite}$ در آب خواهد شد. ازآنجایی‌که معادله فوق شامل دو مجهول (T و δ^{18}_{Owater}) و تنها یک مقدار اندازه‌گیری شـــده ($\delta^{18}_{Ocalcite}$) است، برای به دست آوردن دما نیاز به داده‌های ایزوتوپی آب دریا در زمان تشـــکیل واحد کربناتی اســـت. برای این منظور از میانگین $\delta^{18}O$ آب دریـــا در طول پالئوســـن (۰/۷-‰) (Cramer et al., 2011) استفاده‌شـــده اســـت (جدول ۲). با استفاده از رابطه اپشـــتین و همـــکاران (Epstein et al., 1953)، میانگین دمای ۳۳/۳۱ °C برای نمونه‌های محدودهٔ سیف‌آباد به دست آمد.

همان‌طور که عنوان شـــد در طول تشکیل سنگ‌های کربناته، دما عامل اصلی تعیین‌کننده محتوای ایزوتوپ اکسیژن است (Xie et al., 2009). اگرچه هنوز کاستی‌های زیادی در روش محاسبه کمی دمای دیرینه با استفاده از ایزوتوپ‌های اکســـیژن وجود دارد، تغییرات در محتـــوای آن می‌تواند به صورت کیفی تغییرات دمای دیرینـــه در محیط دیاژنتیکی را منعکس کنـــد (Wang et al., 2014). یو (Yu, 1999) روشی را برای بازسازی دمای دیاژنتیکی سنگ‌های کربناته با استفاده از ایزوتوپ‌های اکسیژن بر اساس رابطهٔ زیر پیشنهاد کرده است:

$$T = 13.85 - 4.54\delta^{18}OPDB + 0.04(\delta^{18}OPDB)^2$$

نتایج محاســـبهٔ دما با استفاده از این رابطه در جدول ۲ ارائه شده است. بر اساس نتایج، دمای دیاژنتیکی سنگ‌های کربناته در گستره موردمطالعه نسبتاً متمرکز بوده و میانگین آن ۳۳/۵ °C است.

جدول ۲. تعیین دمای ترسیب بر اساس مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن

Sample	SA-1	SA-2	SA-3	SA-4	SA-5	SA-6	SA-7	SA-8	SA-9	Average
T(C°)*	33.16	32.84	36.04	30.40	31.75	30.71	37.47	35.08	32.32	33.31
T(C°)**	33.53	33.23	36.17	30.95	32.22	31.24	36.17	35.28	32.75	33.50

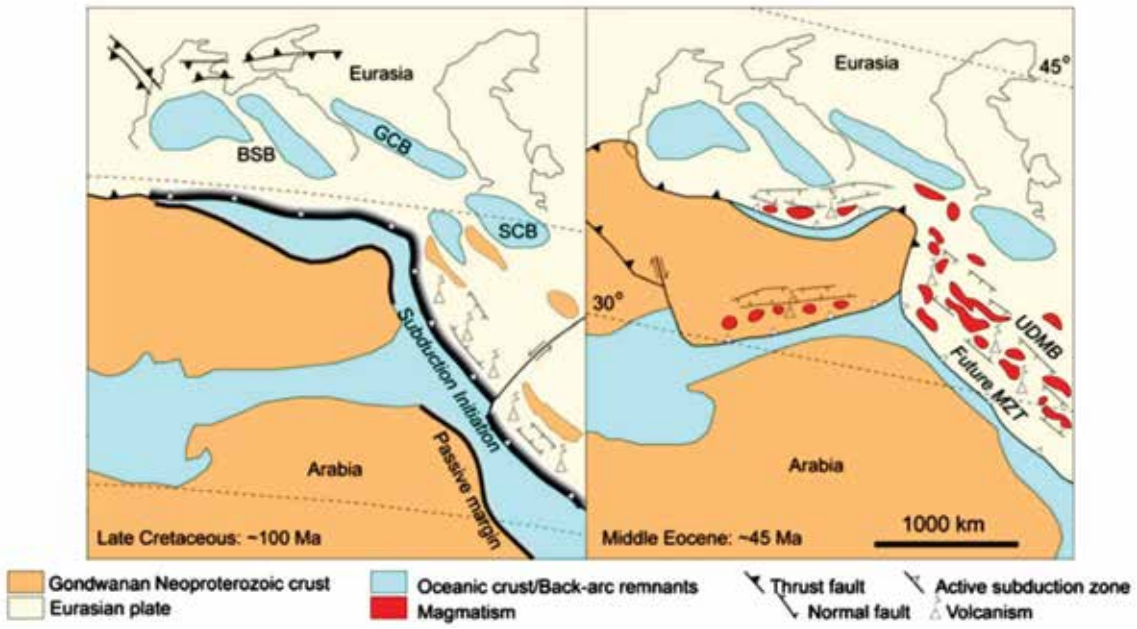
*: Epstein et al., 1953

**: Yu, 1999

نتیجه‌گیری

بهره‌گیری از پارامترهای مختلف نشـــان داد که ترکیب ایزوتوپی سنگ‌های آهکی گستره سیف‌آباد تا حد قابل قبولی اصالت خود را حفظ کرده اســـت. وجود همبستگی ضعیف بین مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن، نشان‌دهندهٔ باز بودن سیستم در ضمن رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناتی در گستره رسوبی سیف‌آباد است. همچنین نزدیکی بسیار زیاد دماهای میانگین محاسبه شـــده از طریق دو رابطه مختلف، نشان می‌دهد که داده‌های ایزوتوپی اســـتخراج شده از سنگ‌های کربناتی گستره ســـیف‌آباد از اعتبار قابل قبولی برخوردارند. شوری متوسط محاسبه شده برای آهک‌های سیف‌آباد کمتر از شوری متوسط دریا در طی پالئوسن (۳۴/۶۶ ‰) (Hay et al., 2006) اســـت. شوری کمتر از میانگین در دریاهایی

مشاهده می‌شود که ارتباط محدودی با اقیانوس آزاد داشته و میزان ورودی آب شیرین به آنها زیاد است. همچنین پایین‌تر بودن مقدار متوسط $\delta^{18}O$ در گستره موردمطالعه (۴/۲-‰) نسبت به میانگین جهانی اقیانوس پالئوسن (۰/۷-‰) دلیل دیگری بر تغذیه پهنهٔ آبی با روان آب‌های قاره‌ای است که از محتوای ایزوتوپی سبک‌تری برخوردارند. شوری کمتر و مقدار ایزوتوپ اکسیژن پایین‌تر در گستره موردمطالعه را می‌توان با شـــرایط تکتونیکی حاکم در البرز غربی و آذربایجان در طی پالئوســـن، که با بسته شـــدن دریای نئوتتیس همراه بوده است، توضیح داد. تصور می‌شود که گستره موردمطالعه در این بازه زمانی بخشی از حاشیه دریای کاسپین جنوبی بوده و هیچ ارتباطی با اقیانوس نئوتتیس نداشته است (شکل ۸).



شکل ۸. موقعیت حوضهٔ کاسپین جنوبی (SCB) در طی کرتاسه پسین تا ائوسن میانی. BSB: حوضهٔ دریای سیاه، GCB: حوضهٔ بزرگ قفقاز، MTZ: روراندگی اصلی زاگرس، UDMB: کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (Shafaii Moghadam et al., 2019)

منابع

- آقانباتـــی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناســـی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- خدابنـــده، ع.ا. و امینی فضل، ع. ۱۳۷۶. نقشـــه زمین‌شناســـی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردبیل. ســـازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صالحی، ل. و محمدی سیانی، م.، ۱۳۹۲. مطالعات ژئوشـــیمیایی ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن در نهشته‌های تراورتن محلات (جنوب شـــرق اراک). زمین‌شناسی ایران، ۷(۲۱)، ۳۱-۴۰.
- لطفی‌بخـــش، ع.، ۱۴۰۱. تغییرات ژئوشـــیمیایی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی شـــمال اردبیل: رهیافتی برای تعیین الگوی تکتونوماگمایی شمال غرب ایران. علوم زمین، ۳۲(۴)، ۶۵-۸۲.
- لطفی‌بخش، ع.، ۱۴۰۱. مطالعهٔ ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در نهشـــتهٔ تراورتن مجدر در جنوب شرق اردبیل. زمین‌شناسی ایران، ۱۶(۶۳)، ۸۱-۹۴.
- لطفی‌بخش، ع.، ۱۴۰۴. نگرشی بر سازند Pila Spi و اســـپلئوتم‌های غار کونابا در این سازند واقع در کردستان عراق بر اســـاس یافته‌های ایزوتوپـــی. پژوهش‌های دانش زمین، ۱۶(۳)، ۱۹۳-۲۱۰.
- ماهانی‌پـــور، ا.، لطفعلی کنـــی، ا. و آدابی، م.ح.، ۱۳۹۱. چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن رسوبات آپتین زیرین غرب منطقـــه کپه داغ در ایران (برش تکل کوه). زمین‌شناســـی ایران، ۲۴(۱)، ۶۷-۷۸.

- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. Lithos, 180-181, 109-127.

- Chen, R.K., 1994. Application of stable oxygen and carbon isotope in the research of carbonate diagenetic environment. Acta Sedimentologica Sinica, 12, 11-21.

- Clark, I.D. and Fritz, P., 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, New York.

- Cramer, B.S., Miller, K.G., Barrett, P.J. and Wright, J.D., 2011. Late Cretaceous-Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: Reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry ($\delta^{18}O$ and Mg/Ca) with sea level history. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 116, 12023.

- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. and Urey, H.C., 1953. Revised carbonate-water temperature scale. Bulletin of the Geological Society of America, 64, 1315-1326.

- Faure, G., 1977. Principles of Isotope Geology, Ed. John Wiley and Sons, Inc., New York.

- Guo, H., Du, Y.S. and Huang, J.H., 2010. Habitat types and palaeoenvironments of the mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation in Pingquan, Hebei province. Journal of Palaeogeography, 12, 269-280.

- Han, C., Jiang, Z.X., Han, M., Wu, M.H. and Li, W., 2016. The lithofacies and reservoir characteristics of the Upper Ordovician and Lower Silurian black shale in the Southern Sichuan Basin and its periphery, China. Marine and Petroleum Geology, 75, 181-191.

- Hay, W.W. Migdisov, A., Balukhovsky, A.N., Wold, C.N., Flögel, S. and Söding, E., 2006. Evaporites and the salinity of the ocean during the Phanerozoic: Implications for climate, ocean circulation and life. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240, 3-46.

- Huang, S.J., 2010. Carbonate Diagenesis. Geological Publishing House.

- Jiang, Z.X., 2010. Sedimentology. Petroleum Industry Press.

- Kaufman, A.J. and Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. Precambrian Research, 73, 27-49.

- Keith, M.H. and Weber, J.N., 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28, 1787-1816.

- Liu, B., Wang, Y.H. and Xu, S.M., 1997. Early Paleozoic sea-level changes and their constraints to developments of carbonate reservoirs in Qinshui basin, Shanxi: An example from Zhongyang County. Acta Geoscientica Sinica, 4, 94-102.

- Liu, F.T., 2018. Characteristics of carbon and oxygen isotopes of the Jixian System carbonate rocks in the southwestern margin of Ordos Basin and their implication. Journal of Lanzhou University, 54, 597-603.

- Meng, H., Lv, Z., Shen, Z. and Xiong, C., 2018. Carbon and oxygen isotopic composition of saline lacustrine dolomite cements and its palaeoenvironmental significance: A case study of Paleogene Shahejie Formation, Bohai Sea. Minerals, 9, 13.

- Peng, H.M., Guo, F.S., Yan, Z.B., Xia, F. and Yang, Z., 2006. Sinian carbon isotope anomalies and their geologic significance in Jiangshan, Zhengjiang Provinca. Geochimica, 35, 577-585.

- Shafaii Moghadam, H., Corfu, F., Stern, R.J. and Lotfi Bakhsh, A., 2019. The Eastern Khoy metamorphic complex of NW Iran: a Jurassic ophiolite or continuation of the Sanandaj-Sirjan Zone? Journal of the Geological Society,

176، 517-529.

- Shields، G.A.، 2010. Neoproterozoic cap carbonates: A critical appraisal of existing models and the plume world hypothesis. Terra Nova، 17، 299-3104.

- Siani، M.، Mehrabi، B.، Azizi، H.، Wilkinson، C.M. and Ganerod، M.، 2015. Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization، NW Iran. Open Geosciences، 2015، 207-222.

- Stocklin، J.، 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia، Mem. Ser. Society of Geology of France، 8، 333-353.

- Tanner، L.H.، 2009. Continental carbonates as indicators of paleoclimate. In: Alonso-Zarza، A.M. and Tanner، L.، (eds) Carbonates in continental settings، developments in sedimentology 62، pp 179-214.

- Tobia، F.H.، 2018. Stable isotope and rare earth element geochemistry of the Baluti carbonates (Upper Triassic)، Northern Iraqi Geoscience Journal، 22، 975-987.

- Tobia، F.H.، Al-Jaleel، H.S.، Rasul، A.K.، 2020. Elemental andisotopic geochemistry of carbonate rocks from the Pila Spi Formation (Middle-Late Eocene)، Kurdistan Region، Northern Iraq: implication for depositional environment. Arabian Journal of Geoscience، 13، 925.

- Veizer، J.، 1983. Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace element technique. Stable Isotopes Sediment. Geology، 10، 3-100.

- Wang، A.J.، Chu، G.Z.، Huang، W.H. and Wang، X.، 2008. Geochemical characteritics of carbon، oxygen stable isotopes in the Lower-Middle Ordovician carbonate rock in Tazhong an Bachu، Tarim Basin، China. Journal of Chengdu University of Technology، 35، 700-704.

- Wang، Q.، Wang، X.Z.، Xu، J.L. and Liu، Z.K.، 2014. Carbon and Oxygen isotope stratigraphy research in Chashgui area. Journal of Southwest Petroleum University، 36، 27-34.

- Wright، J.D.، 2001. Cenozoic Climate-Oxygen Isotope Evidence. In Encyclopedia of Ocean Sciences: Second Edition (pp. 502-513). Elsevier Inc.

- Xiao، S.، Knoll، A.H.، Kaufman، A.J.، Yin، L.M. and Zhang، Y.، 1997. Neoproterozoic fossils in Mesoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platfrom. Precambrian Research، 84، 197-220.

- Xie، X.M.، 2009. Sedimentary sequences in Keping area، Xinjiang: Constraints from carbon and oxygen isotope compositions of Cambrian Ordovician carbonate rocks. Geochimica، 38، 75-88.

- You، J.Y.، 2011. Study on Sedimentary Facies and Sedimentary Environment in Mid-Permian، Santanghu Basin. Master's thesis، Northwest University.

- Yu، Z.W.، 1999. Application of oxygen and carbon isotope in petrogenesis of dolomite. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry، 18، 35-37.

- Zhang، Q.، 2015. Analysis of carbon and oxygen isotopic characteristics diagenetic environment of Ordovician carbonate rock in Yubei area. Journal of Xi'an Shiyou University، 30، 23-30.

- Zhang، X.L.، 1985. Relationship between carbon and oxygen stable isotope in carbonate rocks and paleosalinity and paleotemperature of seawater. Acta Sedimentologica Sinica، 3، 17-30.

- Zhong، J.H.، Mao، C.، Li، Y.، Yuan، X. and Niu، Y.، 2012. Discovery of the ancient Ordovician oil-bearing karst cave in Liuhuanggou، north Tarim basin and its significance. Science China Earth Sciences، 55، 1406-1426.

فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۷۷، بهار ۱۴۰۵، صفحات ۲۹-۴۳

بهینه‌سازی، مدل‌سازی و ارزیابی ذخیره کانسار پلی‌متال عشوند (مس-طلا و آهن)

نسیم حیدریان دهکردی[۱و*]، شجاع‌الدین نیرومند[۲]، سعید میرزایی[۳] و شهرام ادیب[۴]

۱. استادیار، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی
۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران
۳. استاد، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی
۴. شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۷/۲۸
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۲۹

چکیده

کانسار پلی‌متال مس-طلا-آهن عشوند در ۱۰ کیلومتری شرق شهر نهاوند همدان در کمربند فلز زایی سنندج-سیرجان واقع شده است. قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه واحدهای کربناتی پرمین می‌باشند. توده نفوذی گرانیتوئیدی فلسیک با جنس گرانیت، گرانودیوریت تا کوارتزمونزونیت نیز بخش عمده واحدهای سنگی گستره را تشکیل داده است. ترکیب کانی‌شناسی شامل مگنتیت، پیریت، پیروتیت، کالکوپیریت، بورنیت، طلا، کالکوسیت، کوولیت، هماتیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت می‌باشد. نتایج نشان داد، کانه‌زایی در زون‌های کانه‌دار کانسار عشوند همراه با فاز اکسیدی و کانی مالاکیت است. گستره عشوند در مجموع به شش اولویت تقسیم شد که در این پژوهش مطالعات بر روی اولویت‌های یک، دو و شش انجام شد. مدل‌سازی گستره کانی‌سازی با توجه به عیار مس، طلا و آهن و با در نظر گرفتن عیار حد ۰/۱۵ درصد مس و ppb ۳۰۰ طلا و ۱۵ درصد آهن انجام گرفت. ذخیره قطعی کانسنگ مس ۹۰۲۲۱ تن با عیار متوسط ۰/۴۸ درصد مس و ذخیره قطعی ۴۳ تن کانسنگ طلا با متوسط عیار ppb ۸۵۰ و ذخیره قطعی ۳۸۴۱۵ تن کانسنگ آهن با متوسط عیار ۲۵ در صد آهن به دست آمد. همچنین مجموع ذخایر قطعی، احتمالی و ممکن ۷۵۱۸۳۹ تن با عیار متوسط ۰/۲۹ درصد کانسنگ مس برآورد شد. با توجه به مطالعات فنی اقتصادی انجام‌شده، اولویت اول اقتصادی می‌باشد و ذخیره قابل‌استخراج ۶۳۰۶۱۴ تن کانسنگ مس با عیار متوسط ۰/۳۵ درصد و عیار حد ۰/۱۵ درصد و نسبت باطله برداری ۴/۶۶ به یک خواهد بود. بر اساس نتایج حاصل کانسار عشوند به لحاظ مس، در گستره اقتصادی و قابل معدنکاری قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: ارزیابی ذخیره، کانسار پلی‌متال مس-طلا-آهن، عشوند، همدان

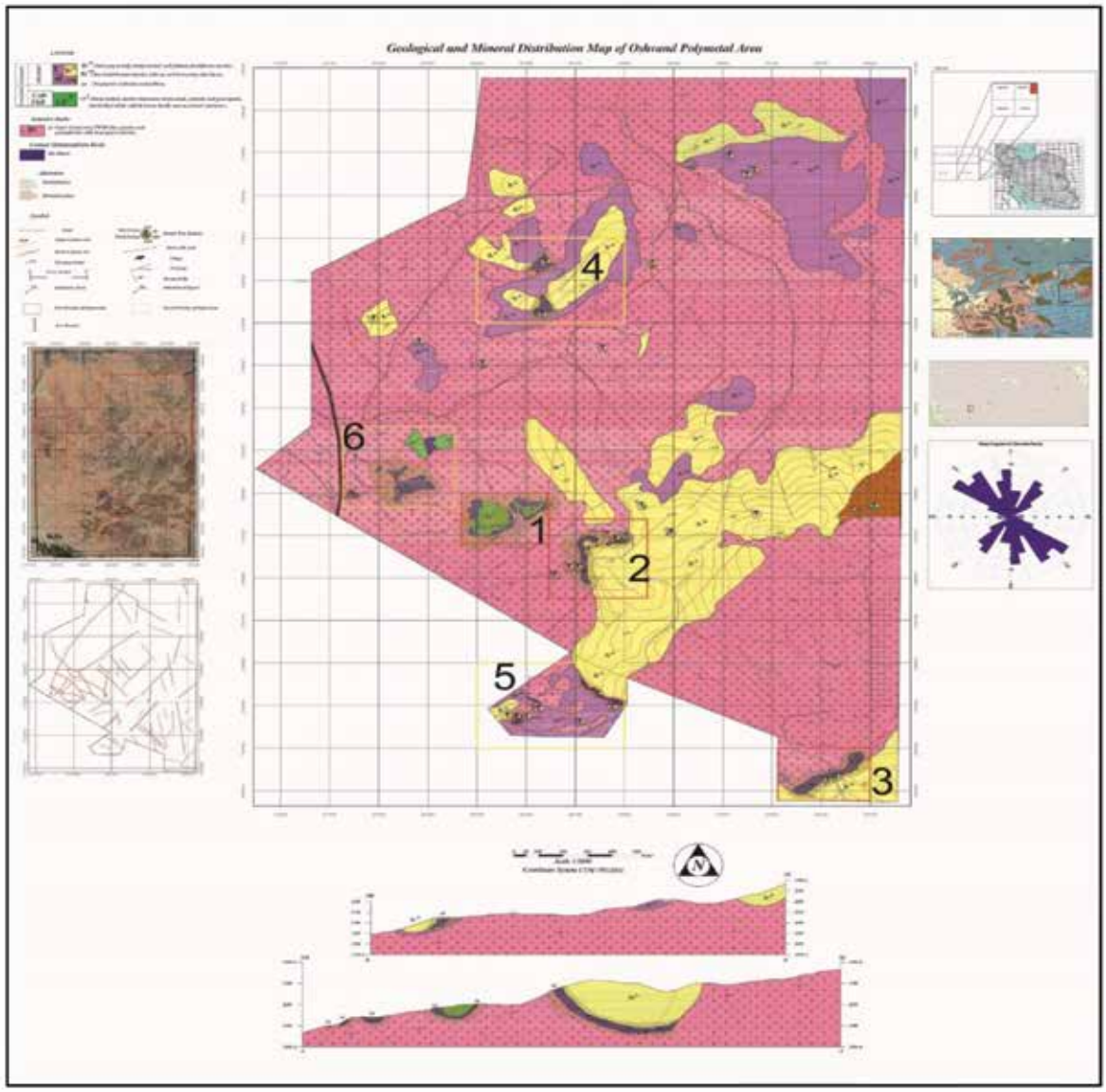
* نویسنده مرتبط: nasim.heydarian.d@ut.ac.ir

مقدمه

گستره عشوند واقع در ۱۰ کیلومتری نهاوند اولین کانسار فلزی معرفی‌شده در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نهاوند (موحدی، ۱۳۸۹) و اولین کانسار طلادار استان همدان است. گستره موردمطالعه، در بخش شمال غربی کمربند دگرگونی-ماگمایی سنندج-سیرجان قرار دارد (شکل ۱). این کمربند با طول حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۲۵۰ تا ۳۰۰ کیلومتر با توجه به موقعیت ژئودینامیکی میزبان مناسبی برای تشکیل کانسارهای مختلف ازجمله کانسارهای اسکارنی، سرب و روی و تعداد دیگری ذخایر ازجمله طلا، آهن و مس است (Camp and Griffis، 1982؛ نبوی، ۱۳۵۵). بر مبنای حفاری‌های اکتشافی و با توجه به برونزد ماده معدنی و شواهد و نمونه‌برداری سطحی انجام‌شده توسط شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران (۱۳۸۵)، گستره عشوند در مجموع به شش اولویت تقسیم شد (شکل ۱). شبکه حفاری در اولویت‌های یک، دو و شش طراحی و به تعداد ۲۲ حلقه گمانه اکتشافی به متراژ کلی ۸۳۴/۸۰ متر حفاری‌شده است. غفاری هاشمی و همکاران در سال ۱۳۹۰ بر مبنای مطالعات اولیه این کانسار را از نوع غیراقتصادی معرفی کردند و بیان داشتند که استخراج عناصر از این کانسار، با توجه به غنی‌شدگی و تناژ پایین، مقرون‌به‌صرفه و اقتصادی نمی‌باشد. طبیب‌زاده گناوه و همکاران (۱۳۹۵) و نجاتی (۱۳۹۵)، بر مبنای مدل‌سازی سه‌بعدی معکوس داده‌های مغناطیس‌سنجی، مقاومت ویژه و قطبش القایی، مطالعه موردی ذخیره پلی‌متال در گستره عشوند را انجام دادند. بر اساس نتایج حاصل، مدل سه‌بعدی مغناطیسی دید خوبی را نسبت به گسترش مغناطیس در منطقه در اختیار قرار داده که برای شناسایی مناطق کانی‌سازی مؤثر واقع شده است. موحدی و چیتگر در سال ۱۳۸۷، بر اساس مطالعات اکتشافی ژئوشیمیایی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ منطقه را بررسی و آن را از نوع چندفلزی معرفی کردند. یزدی و همکاران در سال ۱۳۸۹ و موحدی و همکاران در سال‌های ۱۳۹۸، ۱۳۹۹، کانی‌شناسی، ژئومتری و زمین‌شیمی کانسار عشوند را بررسی کردند. در سال ۱۳۹۹، موحدی و همکاران زمین‌شیمی کانسار عشوند را نیز مورد بررسی قرار دادند. بر این اساس، گسترش واحدهای کربناته و عیار بالای ماده معدنی نشان از وجود ذخیره اقتصادی در این منطقه دارد. علایی کاخکی و همکاران در سال ۱۴۰۱ از معکوس‌سازی‌های لی-اولدنبرگ و هموار برای شناسایی کانسار عشوند با کمک داده‌های IP/Rs استفاده کردند. در سال ۱۴۰۱ موحدی و همکاران مطالعاتی را با عنوان دما-فشارسنجی و شیمی کانی‌های گارنت و پیروکسن کانسار عشوند انجام دادند، بر این اساس، ترکیب شیمیایی گارنت‌های منطقه عشوند مشابه گارنت‌های موجود در ذخایر اسکارنی مس-طلا-آهن است. بر اساس بررسی گزارش‌های، مقالات و پایان‌نامه‌های انجام‌شده در این گستره، برخی از نتایج بیانگر اقتصادی بودن و برخی بیانگر غیراقتصادی بودن کانسار عشوند می‌باشند. علی‌رغم مطالعات انجام‌شده، هنوز اطلاعات دقیق و جامعی در خصوص میزان ذخیره قطعی کانسار عشوند و فاز همراه با کانی‌زایی در دست نیست. بر این اساس، مطالعات بهینه‌سازی، مدل‌سازی و ارزیابی کانسار پلی‌متال عشوند به لحاظ مس، طلا و آهن موضوع این پژوهش قرار گرفت.

روش مطالعه

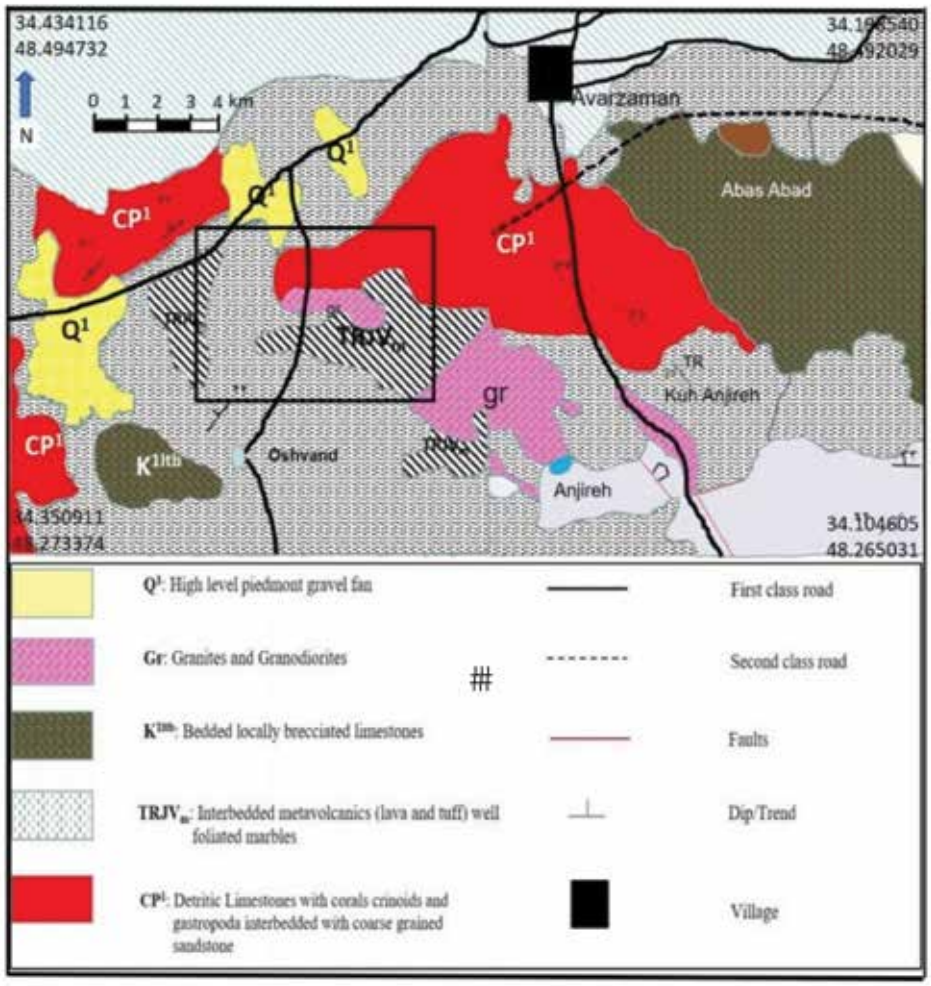
این پژوهش بر مبنای مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام‌شده است. با توجه به برونزد ماده معدنی و شواهد و نمونه‌برداری سطحی، شبکه حفاری در اولویت‌های یک، دو و شش طراحی و به تعداد ۲۲ حلقه گمانه اکتشافی به متراژ کلی ۸۳۴/۸۰ متر حفاری شد و برای مدل‌سازی و تخمین ذخیره از این داده‌ها استفاده شد. در این پژوهش، ۱۰۰ نمونه از ۲۲ گمانه و نمونه‌های سطحی و تعداد۴۰ نمونه برای تهیه مقاطع صیقلی، ۳۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک و ۵۰ نمونه برای تجزیه به روش‌های XRD، XRF و ICP-MS انتخاب شدند. محاسبه ذخیره کانسار عشوند بر مبنای اطلاعات ۲۲ گمانه انجام شد. پس از انجام عملیات واریوگرافی با استفاده از نرم‌افزار WinGslib، ذخیره کلی کانسار با استفاده از نرم‌افزار Datamine محاسبه شد.



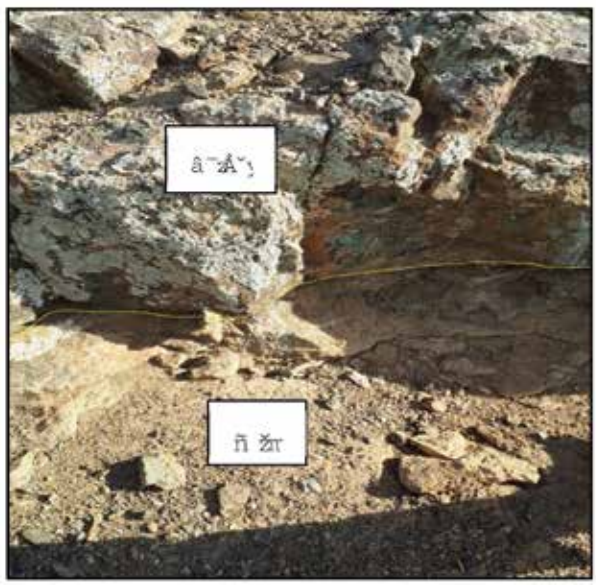
شـــکل ۱. نقشـــه زمین‌شناســـی منطقه موردمطالعه، موقعیت شـــش اولویت گســـتره موردمطالعه بر روی نقشـــه نمایش داده شده است (موحدی، ۱۳۸۹)

زمین‌شناسی

کانسار عشـــوند نهاوند ازجمله کانســـارهای موجود در کمربند فلز زایی سنندج-سیرجان است که در شمال غرب آن واقع است. این کمربند به طول حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۲۵۰ تا ۳۰۰ کیلومتر در شـــمال زمین‌درز زاگرس با راستای شمال غربی-جنوب شرقی قرار دارد. بر این اساس، گستره موردمطالعه خصوصیاتی بینابین هر دو کمربند متالوژنیکی را نشان می‌دهد. در شکل ۲، نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی گســـتره موردمطالعه ارائه شده است (موحدی و چیتگری، ۱۳۸۷). واحدهای کربناتی با سن پرمین، قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه می‌باشند که شامل سنگ آهک‌های مرمری شـــده نازک لایه با رنگ کرم مایل به خاکستری هستند. در مـــرز واحدهای کربناته و آهکی با توده نفوذی گرانیتوئیدی، پهنه کانی‌زایی اسکارنی رخ داده است (شکل ۳).

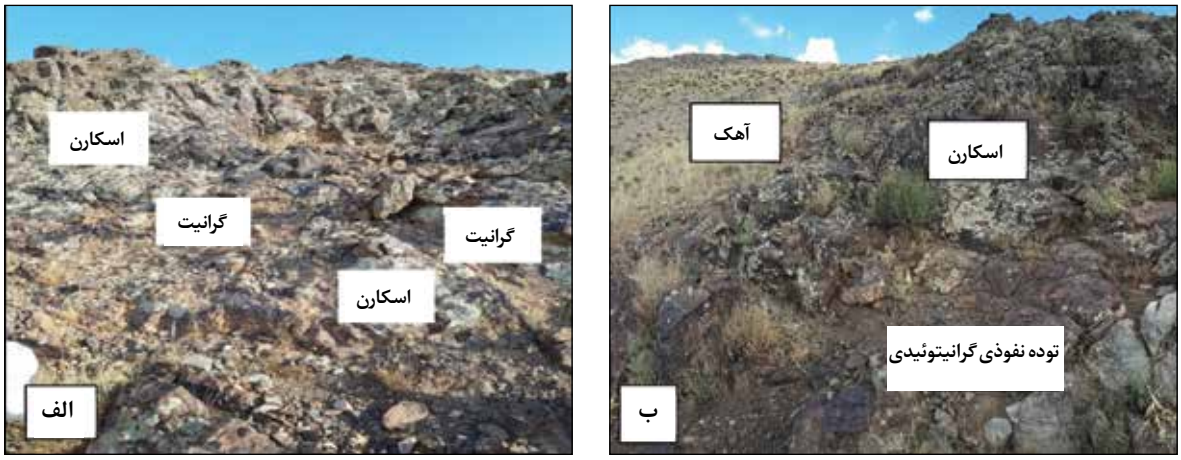


شکل ۲. نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی منطقه موردمطالعه (با تغییرات از موحدی و چیتگری، ۱۳۸۷)، چهارگوش مربع گستره موردمطالعه را نشان می‌دهد



شکل ۳. نمایی از رخداد پهنه کانی‌زایی اسکارنی در بخش بالادستی واحد آهکی

عمده‌تریـــن واحدهای ســـنگی گســـتره را ســـنگ‌های گرانیتوئیدی تشـــکیل داده‌اند و با باتولیـــت بزرگ گرانیتی همدان مرتبط هســـتند. توده‌های گرانیتوئیدی بیان‌شده به درون مجموعه کربناتی نفوذ کرده و در تماس با این بخش‌ها، تبادل یونی و تشـــکیل زون اســـکارنی رخ داده است (شکل ۴). توده‌هـــای گرانیتوئیدی گســـتره دارای ترکیب گرانیت، گرانودیوریت تا کوارتزمونزونیت می‌باشند. نمونه‌های برداشتی از توده نفوذی اغلب دارای رنگ خاکســـتری روشـــن است و بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل ارتوز در زمینه‌ای از کانی‌های بیوتیت و فلدسپار پتاسیم قابل مشاهده هستند. نمونه‌های برداشتی در مطالعات میکروســـکوپی، بافت دانه‌ای دارند و بیشـــترین حجم ســـنگ را ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز تشکیل داده‌اند. کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت نیز با مقادیر کمتر در نمونه‌ها قابل مشاهده هستند. در بخش‌های نزدیک به پهنه کانی‌زایی به‌طور عمده اپیدوتیتی شدن و در برخی بخش‌ها، آرژیلی شدن در توده گرانیتوئیدی قابل مشاهده است.



شکل ۴. الف) دورنمایی از توده نفوذی گرانیتوئیدی، ب) نمایی از توده نفوذی به همراه پهنه کانی‌زایی اسکارنی در گستره موردمطالعه (دید به سمت شمال شرق)

توالی پاراژنزی

اغلب ذخایر اسکارن به دلیل تنوع کانی‌شناسی بالا، چند مرحله از رخداد کانه‌زایی را نشان می‌دهند. با توجه به وجود ســـنگ‌های آذرین و دگرگونی متنوع، در نتیجه آزاد شدن ســـیال گرمابی از توده نفوذی، دچار تغییرات ژئوشیمیایی و کانی‌شناســـی می‌شوند. فرایند متاسوماتیسم در این مرحله رخ می‌دهد و منجر به تشکیل طیف وسیعی از کانی‌ها مانند کانی‌های سولفیدی، اکسیدی، کربناته و نظایر آن می‌شود. تعییـــن توالی پاراژنتیک نه‌تنها در بهره‌برداری از کانســـنگ اهمیت دارد، بلکه برای توضیح تاریخچه زمین‌شناسی یک کانسار و اکتشاف کانسارهای جدید نیز دارای اهمیت است. کانسار اسکارن عشوند از نظر کانی‌شناسی دارای تنوع بالایی است. از متداول‌ترین نوع کانی‌ها در این منطقه می‌توان به کلسیت، دولومیت، کوارتز، مگنتیت، اپیدوت، پیروکسن، گارنت و کلریت اشاره کرد. ترکیب کانی‌شناسی فلزی شامل مگنتیـــت، پیریت، پیروتیت، کالکوپیریـــت، بورنیت، طلا، کالکوسیت، کوولیت، هماتیت، گوتیت، مالاکیت و آزوریت می‌باشـــد. نتایج نشـــان داد، کانه‌زایی در زون‌های کانه‌دار کانسار عشوند همراه با فاز اکسیدی و کانی مالاکیت است.

بحث

پردازش آماری اولیه داده‌ها

تخمین ذخیره دقیق کانســـــارهای فلزی از مهم‌تریـــن مراحـــل طراحـــی و تصمیم‌گیری در کانســـــارهای فلزی به شمار می‌رود. شـــناخت کامل یک کانســـار، مستلزم انجام یک ســـری عملیات پردازشـــــی و مدل‌سازی اســـــت. این کار بـــه دلیل پیچیدگی‌هـــــای موجـــود، زمان‌بـــر بودن و مشـــــکل بودن محاســـبات مربوطه، همواره با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصـــی، دقیق‌تر و ســـریع‌تر انجام می‌شـــود

(Rossi and Deutsch، 2014). مهم‌ترین کاربرد مدل‌سازی، تعیین پارامترهای لازم برای طراحی و برنامه‌ریزی تولید معدن است (احمدی، ۱۳۹۹ و ۱۴۰۳). تجزیه و تحلیل و پردازش آماری داده‌ها یکی از مهم‌ترین مراحل تخمین‌ذخیره است. در تمام روش‌های محاسبه ذخیره شامل روش‌های هندسی (کلاسیک) و زمین‌آماری، اطلاع از نحوه توزیع آماری داده‌ها ضروری است (حسنی پاک، ۱۳۸۳). به‌طورکلی داده‌های منطقه به‌طور عمده شامل داده‌های عمقی عیارسنجی مغزه‌های به‌دست‌آمده از گمانه‌های اکتشافی است. به‌منظور تعیین نحوه توزیع داده‌های عیارسنجی مس، مطالعات آماری با استفاده از نرم‌افزارهای Statistica و GS^{+} بر روی داده‌ها صورت گرفت. با توجه به نمونه‌گیری از ماده معدنی مس، آهن و طلا و همچنین نمونه‌گیری از باطله و ارسال آنها به آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زرآزما برای اندازه‌گیری چگالی، وزن مخصوص برای مس، طلا $\frac{gr}{cm^2}$ ۲/۷ و برای آهن $\frac{gr}{cm^2}$ ۳/۵ به دست آمد. برای ساخت مدل بلوکی شرایط کانسار بررسی شد. به‌طورکلی معدنکاری انتخابی تخمین عیار بلوک‌های بزرگ نسبت به بلوک‌های کوچک، آسان‌تر و عیار تخمینی آنها به عیار واقعی نزدیک‌تر است، اما انتخاب ابعاد خیلی بزرگ برای بلوک‌ها نیز در کار برنامه‌ریزی معدنی مسئله‌ساز خواهد بود (Chanderman et al.، 2017). بر این اساس، انتخاب ابعاد بلوک‌ها بسیار مهم است. در این کانسار فاصله متوسط گمانه‌ها حدود ۱۰۰ متر می‌باشد، در نتیجه بهترین ابعاد بلوک مطابق جدول ۱ است.

جدول ۱. پارامترهای مورد استفاده برای ساخت مدل بلوکی در گستره موردنظر

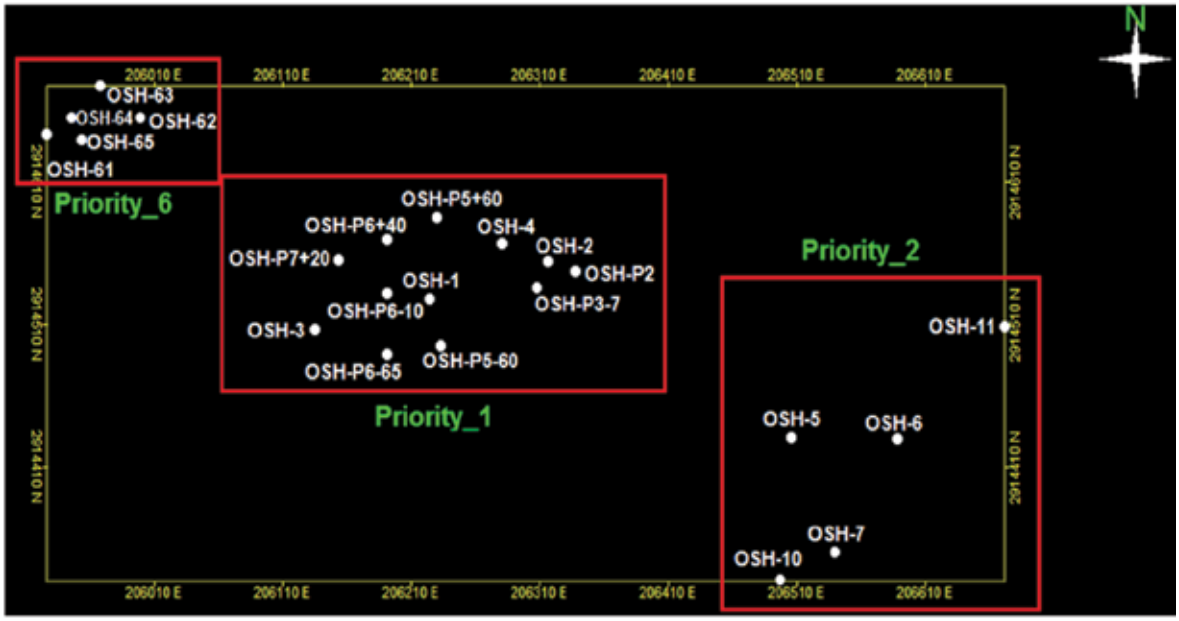
پارامتر	مقدار
X ORIGIN	۲۶۷۷۵۰
Y ORIGIN	۳۷۸۸۶۰۱
Z ORIGIN	۲۱۳۹
اندازه ابعاد بلوک در راستای X	۲۵
اندازه ابعاد بلوک در راستای Y	۲۵
اندازه ابعاد بلوک در راستای Z	۱۲/۵
اندازه ریز بلوک در راستای X	۵
اندازه ریز بلوک در راستای Y	۵
اندازه ریز بلوک در راستای Z	۲/۵

پارامترهای محاسبه ذخیره

در این پژوهش ارزیابی ذخیره با استفاده از اطلاعات ۲۲ گمانه و با متراژ ۸۳۴/۸۰ متر انجام شد. پس از انجام عملیات واریوگرافی با استفاده از نرم‌افزار WinGslib، ذخیره کلی کانسار با استفاده از نرم‌افزار Datamine محاسبه شد. به‌منظور دستیابی به تخمین هرچه صحیح‌تر می‌بایست پارامترهای تخمین مانند واریوگرام، بیضوی جستجو، تعداد نمونه‌های به‌کاربرده شده برای تخمین، ابعاد بلوکی کانسار و دیگر پارامترهای تخمین به‌درستی ارزیابی‌شده و مورد استفاده قرار گیرند. براساس واریوگرام‌های امتدادی رسم شده در جهات مختلف، مقدار شعاع تجسس بیشینه در راستای با آزیموت صفر درجه برابر با ۱۳۰ متر، مقدار شعاع تجسس متوسط در راستای با آزیموت ۹۰ درجه برابر با ۱۰۰ متر و مقدار شعاع تجسس کمینه در راستای قائم با آزیموت صفر درجه برابر با ۴۰ متر منظور شد و بر اساس آن نسبت‌های ناهمسانگردی برابر با ۱/۳ و ۱/۲۵ به دست آمد.

مدل‌سازی سه‌بعدی کانسار

مدل‌سازی و تخمین ذخیره کانسار جزو مهم‌ترین فعالیت‌های معدنکاری است که پیش‌نیاز طراحی معدن و برنامه‌ریزی تولید در طول بهره‌برداری از آن است (مدنی و یعقوب‌پور، ۱۳۸۰). بنابراین محاسبه ذخیره مهم‌ترین هدف عملیات اکتشافی است و امکان‌پذیری استخراج کانسار منوط به داشتن ذخیره بالا و با وضعیت مناسب است (Hulse، 1992). از طرف دیگر، تخمین عیار نیز، یکی از مراحل بسیار مهم در محاسبات ذخیره در تمامی ذخایر معدنی است (Rossi and Deutsch، 2014). از منظر دیگر، مقادیر عیار تأثیر قابل‌توجهی بر روی برنامه‌ریزی‌ها، طراحی و مدیریت معدن دارند. تخمین ذخیره کانسارها، اساس ارزیابی اقتصادی منابع معدنی را فراهم می‌کند. از سویی سودآوری ذخیره به صحت برآورد ذخیره بستگی دارد (احمدی و شاه زمانی، ۱۴۰۴). در شکل ۵ نقشه سه‌بعدی پراکندگی گمانه‌های اکتشافی در سه اولویت موردمطالعه



شکل ۵. موقعیت گمانه‌های اکتشافی در سه اولویت اول، دوم و ششم روی زمین

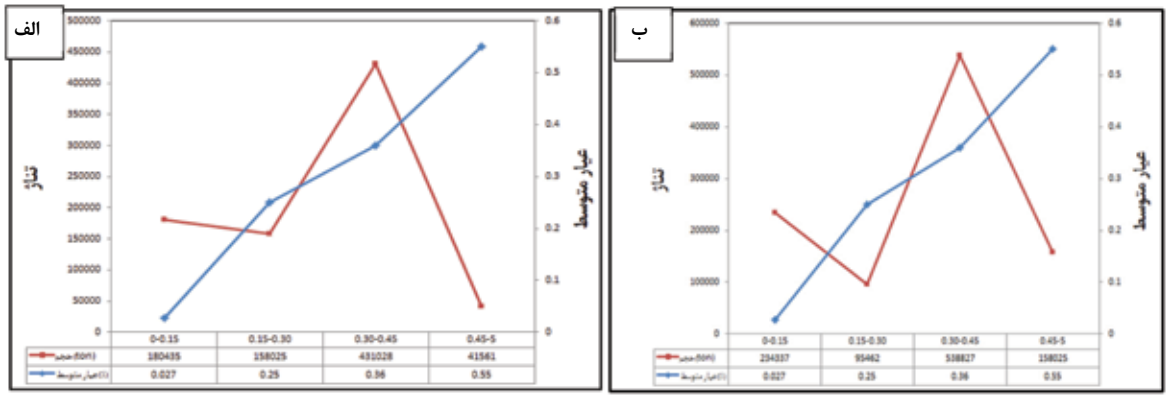
نشـــان داده شده است که برای مدل‌سازی بلوکی سه‌بعدی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در نرم‌افزار Datamine تخمین عیار در مـــدل بلوکی بـــا روش‌های تخمیـــن نزدیک‌ترین نقاط، عکس مجذور فاصله و کریجینگ امکان‌پذیر اســـت. به‌طورکلی تمام روش‌های تخمین به فایل‌های مدل بلوکی، اطلاعات گمانه‌ها، حجم جستجو و پارامترهای تخمین نیاز دارند اما روش کریجینگ به اطلاعـــات اضافه پارامترهای مدل واریوگرام نیز نیاز دارد. به‌منظور ارزیابی ذخیره کانسار عشوند از روش‌های تخمین کلاسیک عکس مجذور فاصله و زمین‌آماری کریجینگ استفاده شد.

محاســـبه ذخیره به روش عکس مجـــذور فاصله و زمین‌آماری کریجینگ معمولی

در ایـــن پژوهش ارزیابی مس، طلا و آهن با اســـتفاده از روش کریجینگ معمولی انجام شـــد. نتایج محاسبه ذخیره کانسار به روش عکس مجذور فاصله برای مس در اولویت اول به روش عکس مجذور فاصله در جدول ۲ آورده شده است. شکل ۶-الف، منحنی عیار-تناژ مس با روش عکس مجذور فاصله را نشـــان می‌دهد. بر این اساس، با افزایش عیار حد، تناژ کاهش می‌یابد. نتایج محاسبه ذخیره به روش زمین‌آماری کریجینگ معمولی نیز در جدول ۳ آورده شـــده است. شکل ۶-ب، منحنی عیار-تناژ مس با روش کریجینگ معمولی را نشان می‌دهد، با افزایش عیار حد، تناژ نیز کاهش می‌یابد.

جدول ۲. خلاصه نتایج محاسبه ذخیره کانسار به روش عکس مجذور فاصله برای مس در اولویت اول

نوع ماده معدنی	عیار حد (٪)	حجم (m^3)	عیار متوسط (٪)	چگالی ($\frac{gr}{cm^3}$)	تناژ (تن)
باطله	۰-۰/۱۵	۶۶۸۲۸	۰/۰۲۷	۲/۷	۱۸۰۴۳۵
کم‌عیار	۰/۱۵-۰/۳۰	۵۸۵۲۸	۰/۲۵	۲/۷	۱۵۸۰۲۵
متوسط عیار	۰/۳۰-۰/۴۵	۱۵۹۶۴۰	۰/۳۶	۲/۷	۴۳۱۰۲۸
پر عیار	۰/۴۵-۵	۱۵۳۹۳	۰/۵۵	۲/۷	۴۱۵۶۱
مجموع		۳۰۰۳۸۹			۸۱۱۰۴۹



شکل ۶. الف) منحنی عیار-تناژ مس با روش عکس مجذور فاصله و ب) منحنی عیار-تناژ به روش کریجینگ معمولی برای مس در اولویت اول

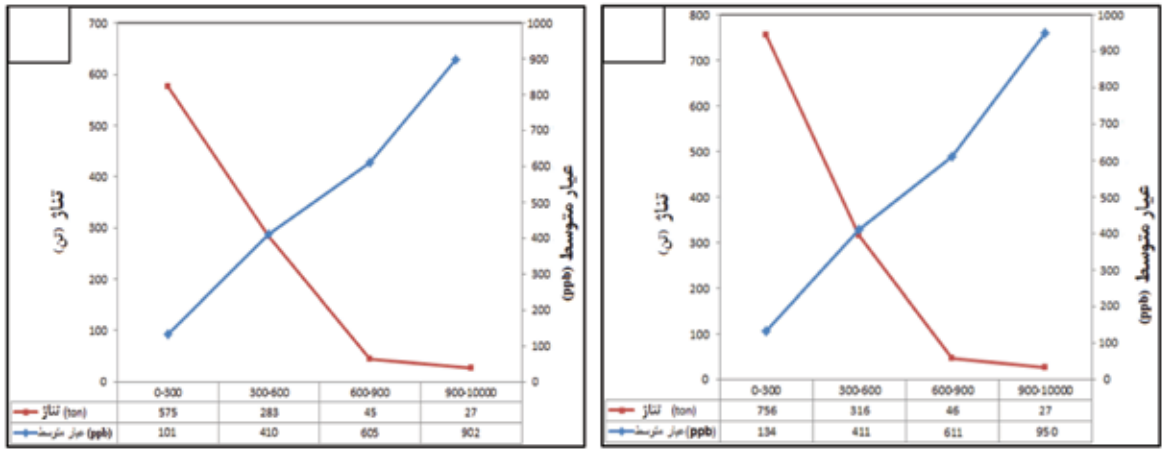
جدول ۳. خلاصه نتایج محاسبه ذخیره کانسار به روش کریجینگ معمولی برای مس در اولویت اول

نوع ماده معدنی	عیار حد (٪)	حجم (m^3)	عیار متوسط (٪)	چگالی ($\frac{gr}{cm^3}$)	تناژ (تن)
باطله	۰-۰/۱۵	۸۶۷۹۱	۰/۰۲۹	۲/۷	۲۳۴۳۳۷
کم‌عیار	۰/۱۵-۰/۳۰	۳۵۳۵۶	۰/۲۸	۲/۷	۹۵۴۶۲
متوسط عیار	۰/۳۰-۰/۴۵	۱۹۹۵۶۵	۰/۳۸	۲/۷	۵۳۸۸۲۷
پر عیار	۰/۴۵-۵	۵۸۵۲۸	۰/۵۹	۲/۷	۱۵۸۰۲۵
مجموع		۳۸۰۲۴۲			۱۰۲۶۶۵۱

به منظور مشـــاهده میزان منبع کلی محاســـبه ذخیره به روش عکس مجـــذور فاصله، نتایج آن در جدول ۴ آورده شده است. شـــکل ۷-الف، منحنی عیار-تناژ طلا به روش عکس مجذور فاصله را نشان می‌دهد، با افزایش عیار حد، تناژ کاهش می‌یابد. نتایج محاسبه طلا به روش زمین‌آماری کریجینگ به شـــرح جدول ۵ اســـت. شکل ۷-ب، منحنی عیار-تناژ طلا به روش کریجینگ معمولی را نشان می‌دهد. بر این اساس، با افزایش عیار حد، تناژ کاهش می‌یابد.

جدول ۴. خلاصه نتایج محاسبه ذخیره کانسار به روش عکس مجذور فاصله برای طلا در اولویت اول

نوع ماده معدنی	عیار حد (ppb)	حجم (m^3)	عیار متوسط (ppb)	چگالی ($\frac{gr}{cm^3}$)	تناژ (تن)
باطله	۰-۳۰۰	۲۱۳	۱۰۱	۲/۷	۵۷۵
کم‌عیار	۳۰۰-۶۰۰	۱۰۵	۴۱۰	۲/۷	۲۸۳
متوسط عیار	۶۰۰-۹۰۰	۱۷	۶۰۵	۲/۷	۴۵
پر عیار	۹۰۰-۱۰۰۰	۱۰	۹۰۲	۲/۷	۲۷
مجموع		۳۴۵			۹۳۰



شـــکل ۷. الـــف) منحنی عیار-تناژ طلا به روش عکس مجذور فاصله برای طـــلا در اولویت اول و ب) منحنی عیار-تناژ طلا به روش کریجینگ معمولی

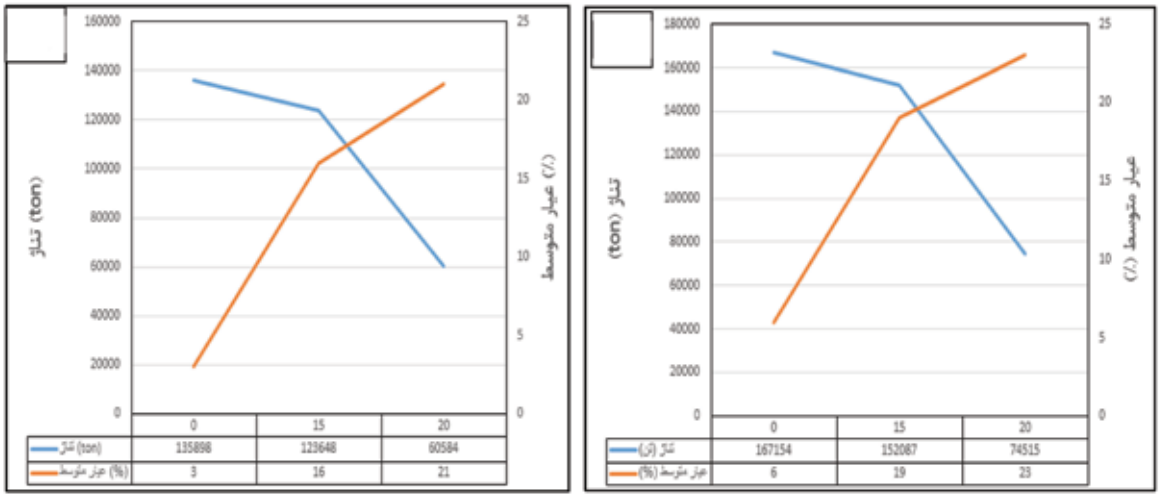
جدول ۵. خلاصه نتایج محاسبه ذخیره کانسار به روش کریجینگ معمولی برای طلا در اولویت اول

نوع ماده معدنی	عیار حد (ppb)	حجم (m^3)	عیار متوسط (ppb)	چگالی ($\frac{gr}{cm^3}$)	تناژ (تن)
باطله	۰-۳۰۰	۲۸۰	۱۳۴	۲/۷	۷۵۶
کم‌عیار	۳۰۰-۶۰۰	۱۱۷	۴۱۱	۲/۷	۳۱۶
متوسط عیار	۶۰۰-۹۰۰	۱۷	۶۱۱	۲/۷	۴۶
پر عیار	۹۰۰-۱۰۰۰	۱۰	۹۵۰	۲/۷	۲۷
مجموع		۴۲۴			۱۱۴۵

خلاصه نتایج محاســـبه ذخیره کانســـار به روش عکس مجذور فاصله برای آهـــن در اولویت اول در جدول ۶ آورده شده است. شـــکل ۸-الف، منحنی عیار-تناژ آهن به روش عکس مجذور فاصله را نشان می‌دهد که با افزایش عیار حد، تناژ کاهش می‌یابد. نتایج محاسبه آهن به روش زمین‌آماری کریجینگ به شـــرح جدول ۷ اســـت. شکل ۸-ب، منحنی عیار-تناژ آهن به روش کریجینگ معمولی را نشان می‌دهد که با افزایش عیار حد، تناژ کاهش می‌یابد.

جدول ۶. خلاصه نتایج محاسبه ذخیره کانسار به روش عکس مجذور فاصله برای آهن در اولویت اول

نوع ماده معدنی	عیار حد (٪)	حجم (m^3)	عیار متوسط (٪)	چگالی ($\frac{gr}{cm^3}$)	تناژ (تن)
باطله	۰	۳۸۸۲۸	۳	۳/۵	۱۳۵۸۹۸
کم‌عیار	۱۵	۳۵۳۲۸	۱۶	۳/۵	۱۲۳۶۴۸
پر عیار	۲۰	۱۷۳۰۹	۲۱	۳/۵	۶۰۵۸۴
مجموع		۹۱۴۶۵			۳۲۰۱۳۰



شکل ۸. الف) منحنی عیار-تناژ آهن به روش عکس مجذور فاصله برای آهن در اولویت اول و ب) منحنی عیار-تناژ به روش کریجینگ معمولی برای آهن در اولویت اول

جدول ۷. خلاصه نتایج محاسبه ذخیره کانسار به روش کریجینگ معمولی برای آهن در اولویت اول

نوع ماده معدنی	عیار حد (٪)	حجم (m^3)	عیار متوسط (٪)	چگالی ($\frac{gr}{cm^3}$)	تناژ (تن)
باطله	۰	۴۷۷۵۸	۶	۳/۵	۱۶۷۱۵۴
کم‌عیار	۱۵	۴۳۴۵۳	۱۹	۳/۵	۱۵۲۰۸۷
پر عیار	۲۰	۲۱۲۹۰	۲۳	۳/۵	۷۴۵۱۵
مجموع		۱۱۲۵۰۲			۳۹۳۷۵۶

در اولویت ۲، با توجه به تعداد خیلی کم نمونه‌های عیاری، محاسبه ذخیره با استفاده از روش‌های زمین‌آماری مناسب نبود. بنابراین برای اینکه تخمین مناسب‌تری صورت گیرد، از روش عکس مجذور فاصله استفاده شد (جدول ۸). بر این اساس، با افزایش عیار حد، تناژ کاهش می‌یابد.

جدول ۸. خلاصه نتایج محاسبه ذخیره مس به روش عکس مجذور فاصله در اولویت دوم

نوع ماده معدنی	عیار حد (٪)	حجم (m^3)	عیار متوسط (٪)	چگالی ($\frac{gr}{cm^3}$)	تناژ (تن)
باطله	۰-۰/۱۵	۲۳۲۶۹۲	۰/۱۴	۲/۷	۶۲۸۲۷۰
متوسط عیار	۰/۱۵-۰/۳۰	۴۱۲۰۸	۰/۲۴	۲/۷	۱۱۱۲۶۲
پر عیار	۰/۳۰-۱	۲	۰/۴۷	۲/۷	۶
مجموع		۲۷۳۹۰۲			۷۳۹۵۳۸

خلاصه نتایج محاسبه ذخیره مس به روش عکس مجذور فاصله در اولویت ششم در جدول ۹ آورده شده است. بر این اساس، با افزایش عیار حد، تناژ کاهش می‌یابد.

جدول ۹. خلاصه نتایج محاسبه ذخیره مس به روش عکس مجذور فاصله در اولویت ششم

نوع ماده معدنی	عیار حد (٪)	حجم (m^3)	عیار متوسط (٪)	چگالی ($\frac{gr}{cm^3}$)	تناژ (تن)
باطله	۰-۰/۱۵	۳۶۱۲۳۶	۰/۰۲۳	۲/۷	۹۷۵۳۳۷
کم‌عیار	۰/۱۵-۰/۳۰	۳۶۳۲	۰/۱۷	۲/۷	۹۸۰۶
متوسط عیار	۰/۳۰-۱	۵۶	۰/۳۵	۲/۷	۱۵۱
مجموع		۳۶۴۹۲۴			۹۸۵۲۹۴

محاسبه ذخیره به روش مقاطع قائم

در کانسار عشـــوند، بر مبنای اطلاعات زمین‌شناسی، تکتونیک، مطالعات ژئوفیزیک، حفریات اکتشافی و مشخص شدن ابعاد کانی‌ســـازی ازجمله عمق، ضخامت، گسترش طولی و درصد عیار، اقدام به ارزیابی ذخیره به روش مقاطع قائم با عیار حد ۰/۱۵ درصد مس شـــده است. برای تخمین ذخیره از روش مقاطع قائم با اســـتفاده از شش پروفیل در اولویت اول در گســـتره استفاده‌شده است که میزان ذخیره ماده معدنی با این روش ۵۰۶۰۰۰ تن با عیار متوســـط ۰/۲۲ درصد مس به دســـت آمد. در ایـــن پژوهش تخمین ذخیره با اســـتفاده از روش مقاطع قائم با استفاده از ۴ پروفیل در گستره انجام‌شده است که میزان ذخیره ماده معدنی با این روش ۲۸۲ تن با عیار متوسط ppb ۳۷۲ طلا به دست آمد. ارزیابـــی ذخیره به روش مقاطع قائـــم با عیار حد ۱۵ درصد آهن انجام شد. در این پژوهش تخمین ذخیره با استفاده از روش مقاطع قائم با استفاده از پنج پروفیل انجام‌شده است که میزان ذخیره ماده معدنی با این روش ۱۷۴۲۰۴ تن با عیار متوسط ۱۶ درصد آهن به دست آمد.

مقایسه روش‌های محاسبه ذخیره به روش زمین‌آماری و مقاطع

برتری روش مقاطع نســـبت به متوسط گیری ریاضی آن است که قطعه با تناژ بالاتر نسبت به قطعه‌ای با تناژ پایین‌تر تأثیر بیشتری در محاسبه‌ی عیار متوسط داشته و در نتیجه عیار متوســـط محاسبه شـــده با این روش به عیار متوسط واقعی نزدیک‌تر خواهد بود. تخمین ذخیره در این کانسار با دو روش زمین‌آمـــاری و مقاطع انجام و نتایج حاصل از این روش‌ها با یکدیگر مقایسه شـــدند. مدل‌سازی گستره کانی ســـازی و تخمین ذخیره با دو روش کلاسیک و زمین‌آماری شامل کریجینگ معمولی انجام شد. ذخیره قطعی کانسنگ مس ۹۰۲۲۱ تن با متوســـط عیار ۰/۴۸ درصد مس و ذخیره قطعی کانســـنگ طلا ۴۳ تن با متوســـط عیار ppb ۸۵۰ و ذخیره قطعی کانسنگ آهن ۳۸۴۱۵ تن با متوسط عیار ۲۵ درصد آهن به دســـت آمد. همچنین مجموع ذخایر قطعی، احتمالی و ممکن ۷۵۱۸۳۹ تن با عیار متوسط ۰/۲۹ درصد کانســـنگ مس برآورد شـــد. میزان ذخیره ماده معدنی با استفاده از روش مقاطع برای مس ۵۰۶۰۰۰ تن با عیار متوسط ۰/۲۲ درصد، برای طلا ۲۸۲ تن با عیار متوســـط ppb ۳۷۲ و آهن ۱۷۴۲۰۴ تن با عیار متوسط ۱۶ درصد به دست آمد. به‌طورکلـــی، روش عکس مجذور فاصله فاقد ابزارهای مورد نیاز برای استخراج ساختار فضایی است. روش زمین‌آماری کریجینگ با در نظر گرفتن ساختار فضایی منطقه، تخمین را محاسبه می‌کند.

رده‌بندی بر اساس استاندارد

در این پژوهش برای رده‌بندی طبق دستورالعمل شماره ۳۷۹ وزارت صمت از اســـتاندارد CMMI و ســـازمان ملل متحد (UNFC) استفاده شد. برای رده‌بندی کانسار عشوند ابعاد شبکه‌ی گمانه‌ها به‌عنوان ملاک اصلی بررسی شد و با شبکه گمانه‌ای ۵۰×۵۰ از چهار طرف برای رده‌ی اندازه‌گیری شـــده، با شـــبکه گمانه‌ای ۱۰۰×۱۰۰ از دو طرف برای رده‌ی

شناسایی‌شده و با شبکه گمانه‌ای ۱۵۰×۱۵۰ از دو طرف برای رده استنباط شده مدل سه‌بعدی تهیه شد. سایر بلوک‌هایی که در ابعاد فوق جای نمی‌گیرند در رده‌ی پتانسیل اکتشافی لحاظ شدند. به‌طورکلی ذخایر معدنی بر اساس میزان دقت تخمین به سه گروه قطعی، احتمالی و ممکن رده‌بندی می‌شوند. بنابراین ذخایر رده قطعی دارای بیشترین و ذخایر رده ممکن دارای کمترین درجه اعتماد می‌باشند. در این پژوهش برای رده‌بندی ذخیره معدنی عشوند از معیار تعداد نمونه‌های شرکت‌کننده در تخمین استفاده‌شده است. اساس این روش آن است که هرچه تعداد نمونه شرکت‌کننده در تخمین کم شود، دقت تخمین نیز کاهش می‌یابد. در جدول ۱۰، رده‌بندی ذخیره ماده معدنی (مس، طلا و آهن) در اولویت‌های یک، دو و شش در منطقه آورده شده است. در جدول ۱۱ نیز رده‌بندی کلی ذخیره ماده معدنی برای مس، طلا و آهن در گستره مطالعاتی ارائه شده است. ولمر بر اساس خطای به‌دست‌آمده، کانسار را به بخش‌های اندازه‌گیری شده، مشخص‌شده و استنباط شده به شرح ذیل رده‌بندی کرده است.

رده‌بندی اندازه‌گیری شده (قطعی): اولویت‌هایی که خطای تخمین آن‌ها زیر ۲۰ درصد باشد.

رده‌بندی مشخص‌شده (احتمالی): اولویت‌هایی که خطای تخمین آن‌ها بین ۲۰ تا ۳۰ درصد باشد.

رده‌بندی استنباط شده (ممکن): اولویت‌هایی که خطای تخمین آن‌ها بیش از ۳۰ درصد باشد.

به‌منظور اعلام ذخیره کلی کانسار، ذخیره قطعی هر سه گستره بررسی شد که در این صورت برای مس کل ذخیره قطعی کانسار حدود ۹۰۲۲۱ تن با متوسط عیار ۰/۳۰ درصد مس می‌باشد. برای طلا ذخیره قطعی ۴۳ تن با متوسط عیار ppb ۸۵۰ و ذخیره قطعی آهن ۳۸۴۱۵ تن با متوسط عیار ۲۵ در صد آهن می‌باشد. با توجه به مطالعات فنی اقتصادی صورت گرفته در گستره اولویت اول، کل ذخیره قابل‌استخراج با عیار حد ۰/۱۵ درصد مس حدود ۶۳۰۶۱۴ تن با عیار متوسط ۰/۳۵ درصد مس و نسبت باطله برداری ۴/۶۶ به یک خواهد بود. بر اساس نتایج حاصل، عشوند در گستره اقتصادی و قابل معدن کاری قرار می‌گیرد.

جدول ۱۰. رده‌بندی ذخیره ماده معدنی (مس، طلا و آهن) در اولویت‌های ۱، ۲ و ۶

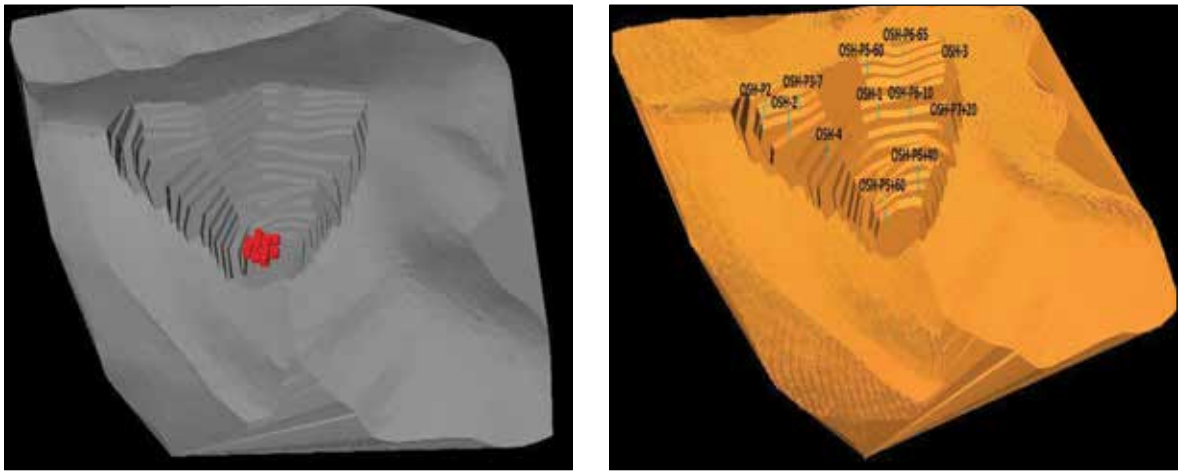
ماده معدنی آهن (تن)	عیار متوسط آهن (٪)	ماده معدنی طلا (تن)	عیار متوسط طلا (ppb)	ماده معدنی مس (تن)	رده‌بندی	عیار متوسط مس (٪)	گستره
۳۸۴۱۵	۲۵	۴۳	۸۵۰	۷۵۶۷۴	قطعی	۰/۴۹	
۸۳۲۳۴	۲۰	۹۲	۵۸۰	۱۶۳۹۶۰	احتمالی	۰/۳۶	اولویت اول
۱۹۸۴۸۰	۱۳	۲۲۰	۳۹۸	۳۹۰۹۸۰	ممکن	۰/۲۵	
-	-	-	-	۱۳۳۵۲	قطعی	۰/۴۷	
-	-	-	-	۲۸۹۳۰	احتمالی	۰/۲۴	اولویت دوم
-	-	-	-	۶۸۹۸۶	ممکن	۰/۱۸	
-	-	-	-	۱۱۹۵	قطعی	۰/۳۸	
-	-	-	-	۲۵۸۹	احتمالی	۰/۲۲	اولویت ششم
-	-	-	-	۶۱۷۳	ممکن	۰/۱۷	

جدول ۱۱. رده‌بندی کلی ذخیره ماده معدنی مس، طلا و آهن در منطقه عشوند

ماده معدنی آهن (تن)	عیار متوسط آهن (٪)	ماده معدنی طلا (تن)	عیار متوسط طلا (ppb)	ماده معدنی مس (تن)	عیار متوسط مس (٪)	رده‌بندی
۳۸۴۱۵	۲۵	۴۳	۸۵۰	۹۰۲۲۱	۰/۴۸	قطعی
۸۳۲۳۴	۲۰	۹۲	۵۸۰	۱۹۵۴۷۹	۰/۳۴	احتمالی
۱۹۸۴۸۰	۱۳	۲۲۰	۳۹۸	۴۶۶۱۳۹	۰/۲۳	ممکن

مدل توپوگرافی گستره معدن

مـــدل بلوکی ســـه‌بعدی که بـــه نرم‌افزار بهینه‌ســـازی وارد می‌شـــود، علاوه بر اطلاعات مربوط به کانســـار، باید نشان‌دهنده شـــکل توپوگرافی نیز باشد. برای این منظور با استفاده از آخرین نقشه‌های توپوگرافی در دسترس، یک مدل بلوکی سه‌بعدی از رویه توپوگرافی به مدل بلوکی کانسار افزوده شد. بدیهی است بلوک‌های واقع در بین سطح توپوگرافی و سطح کانسار به عنوان بلوک‌های باطله تلقی شده و در مدل اقتصادی به صورت بلوک‌هایی با ارزش منفی وارد می‌شوند. شکل ۹ مرز پیت طراحی‌شده را نشان می‌دهد.



شکل ۹. نمایی از حد نهایی معدن و مدل سه‌بعدی پیت به همراه گمانه‌ها

بهینه‌سازی

در مطالعات بهینه‌سازی اســـتخراج معادن، حد نهایی معدن گســـتره‌ای اســـت که ارائه‌کننده بیشـــترین جریان نقدینگی باشد (حسنی پاک، ۱۳۸۳). تعیین این حد بر روی مدل بلوکی اقتصادی کانســـار صورت می‌پذیرد و طی آن با کنار هم قرار گرفتن بلوک‌ها با ارزش‌های اقتصادی مختلف، نهایتاً حدی محاسبه می‌شود که در مجموع دارای بیشترین جریان نقدینگی باشد. از این مرحله به بعد، گسترش بیشتر معدن نتیجه‌ای جز کاهش جریان نقدینگی نخواهد داشت، لذا این حد به عنوان حد نهایی گسترش معدن تلقی می‌شود. از آنجا که در حد نهایی که از این طریق محاســـبه می‌شود ارزش زمانـــی پول دخالتی نـــدارد، نمی‌توان آن را به عنوان حد نهایی بهینه اســـتخراج در نظر گرفت. بنابراین، باید با لحاظ کردن توالی استخراج معدن و ارزش زمانی درآمدها و هزینه‌ها، حد نهایی بهینه معدن را مشخص کرد. حد نهایی معدن (جریان نقدینگی بیشینه) برای عیار حد ۰/۱۵ درصد مس محاسبه و نتایج آن به‌طور خلاصه عبارتند از: عیار حد سر به ســـری مس ۰/۱۵ درصد، ذخیره قابل‌استخراج مس ۷۵۱۸۳۹ هزار تن ماده معدنی و عیار متوســـط ذخیره ۰/۲۵ درصد مس. هزینه‌های معدنکاری و پارامترهای بهینه‌سازی نیز شامل هزینه فروش مس در حدود ۲۰ دلار بر تن، هزینه باطله برداری ۱ دلار بر تن، هزینه استحصال مس ۴ دلار بر تـــن، بازیابی کارخانه ۵۵ درصد، نرخ بهره ۱۰ درصد دلاری، روزهای کاری ۳۵۰ روز و شیب ژئوتکنیک در تمام جهات ۳۵ درجه می‌باشد.

نتیجه‌گیری

سرمایه‌گذاری‌ها و پیشرفت پروژه‌های معدنی بستگی به کمیت و کیفیت منابع و ذخایر معدنی دارد، بنابراین اطلاع از اعتبار تخمین ذخیره معدنی بر اساس روش‌های گوناگون اهمیت فراوانی دارد. مدل‌سازی و تخمین ذخیره کانسار جزو

مهم‌ترین فعالیت‌های معدنکاری است که پیش‌نیاز طراحی معدن و برنامه‌ریزی تولید در طول بهره‌برداری از آن است، بنابراین محاسبه ذخیره مهم‌ترین هدف عملیات اکتشافی است و امکان‌پذیری استخراج کانسار منوط به داشتن ذخیره بالا و با وضعیت مناسب است. بر اساس نتایج این پژوهش، کانسار عشوند از نوع اسکارن پلی‌متال (مس-طلا-آهن) است و در اثر تزریق توده نفوذی فلسیک در سنگ‌های کربناته و تبادل یونی بین آنها تشکیل شده است. این کانسار از دو بخش سولفیدی و اکسیدی تشکیل شده است. عیار بخش سولفیدی بسیار ناچیز و عمده کانی‌زایی مس در اولویت اول و همراه با فاز اکسیدی و در کانی مالاکیت رخ داده است. کانسار عشوند از نظر آهن و طلا اقتصادی نیست و این فلزات به‌طور عمده به صورت پاراژنز در همراهی با کانی‌زایی می‌باشند. به‌منظور اعلام ذخیره کلی کانسار، ذخیره قطعی هر سه گستره در نظر گرفته شد که در این صورت برای مس کل ذخیره قطعی کانسار حدود ۹۰۲۲۱ تن با متوسط عیار ۰/۳۰ درصد مس می‌باشد. برای طلا ذخیره قطعی ۴۳ تن با متوسط عیار ppb ۸۵۰ و ذخیره قطعی آهن ۳۸۴۱۵ تن با متوسط عیار ۲۵ در صد آهن می‌باشد. با توجه به مطالعات فنی اقتصادی انجام‌شده در گستره اولویت اول، کل ذخیره قابل‌استخراج با عیار حد ۰/۱۵ درصد مس حدود ۶۳۰۶۱۴ تن با عیار متوسط ۰/۳۵ درصد مس و نسبت باطله‌برداری ۴/۶۶ به یک است. بر اساس نتایج حاصل، عشوند در گستره اقتصادی و قابل معدنکاری قرار می‌گیرد. با بررسی و مدل‌سازی گمانه‌ها در گستره مشخص شد در منطقه‌ای که امید بیشتری برای وجود کانسار با عیار بالا می‌رفت، گمانه‌های کمتری حفر شده بود. بنابراین پیشنهاد می‌شود که در بخش جنوبی کانسار که عیار بالا دارد، تعدادی گمانه یا چاه دیگر حفر شود تا میزان ذخیره با اعتماد بالاتری به دست آید. با توجه به نتایج حاصل از تخمین کریجینگ، پیشنهاد می‌شود که در نیمه جنوب غربی، مطالعات جامع‌تری انجام شود تا بتوان کل کانسار را به این روش تخمین زد. با توجه به اینکه کانسار در نیمه جنوب شرقی بسته نشده و امکان وجود بخش‌های پر عیار در آن بخش‌ها دور از انتظار نیست، بنابراین انجام حفاری‌های تکمیلی پیشنهاد می‌شود. با توجه به مدل‌های بلوکی به‌دست‌آمده، مشاهده شد که در بخش شمالی کانسار ماده معدنی وجود ندارد، بنابراین نیازی به انجام کار اکتشافی جدیدی در این گستره نیست. بنابراین پیشنهاد می‌شود برای پیدا کردن مناطق آنومال طلا، در نیمه شرقی و برای اکتشاف آهن در نیمه جنوب غربی کانسار گمانه‌های بیشتری حفر شود. مس در جنوب و غرب کانسار پر عیار می‌باشد، بنابراین پیشنهاد می‌شود در این دو بخش گمانه‌های بیشتری حفر شود.

سپاسگزاری

بدین‌وسیله نویسندگان مقاله از حمایت‌های مادی و معنوی شرکت محترم تهیه و تولید مواد معدنی ایران به ویژه جناب آقای دکتر کریم‌نژاد سرخی، جناب آقای مهندس مرادی و سرکار خانم مهندس فرشیدپور تشکر و قدردانی می‌کنند.

منابع

- احمدی، ر.، ۱۳۹۹. مقایسه نتیجه روش‌های زمین‌آماری خطی و غیرخطی در مدل‌سازی و ارزیابی ذخیره کانسار مس ناربا‌غی شمالی ساوه، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴، ۵۶، ۵۹-۴۳.
- احمدی، ر.، ۱۴۰۳. بکارگیری تکنیک‌های مختلف به منظور اکتشاف، مدل‌سازی و تخمین ذخیره کانسار گچ در ناحیه شمال غرب تفرش، استان مرکزی، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۸، ۷۰، ۱۸-۱.
- احمدی، ر. و شاه زمانی، ه.، ۱۴۰۴. طراحی اندازه و ابعاد بهینه بلوک‌های تخمین ذخیره بر اساس معیارهای مختلف (موردمطالعه: کانسار طلای زرزیمای موچش)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۹، ۷۴، ۲۲-۱.
- حسنی پاک، ع. الف.، ۱۳۸۳. اصول اکتشافات ژئوشیمیایی، دانشگاه تهران. ۴۰۱.
- طبیب زاده گناوه، م.، نجاتی کلاته، ع. و عرب امیری.، ۱۳۹۵. اکتشاف کانسار پلی متال در منطقه عشوند نهاوند با استفاده از مدل‌سازی وارون داده‌های مغناطیس‌سنجی، مقاومت ویژه و قطبش القایی، دومین همایش زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۲۱.
- شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران، ۱۳۸۵. گزارش اکتشافی اولیه در گستره کانسار عشوند جهت

ارزیابی مواد و منابع معدنی، ۹۵.

- علایی کاخکی، ز.، نجاتی کلاته، ع.، عرب امیری، ع. و جعفری، ف.، ۱۴۰۱. استفاده از معکوس‌سازی‌های لی اولدنبرگ و هموار برای شناسایی کانسار پلی متال منطقه عشوند نهاوند با کمک داده‌های IP/Res. دوفصلنامه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، ۸، ۱.

- غفاری هاشمی، س. ط.، یزدی، م.، فودازی، م. و تقی‌لو، ع.، ۱۳۸۹. تعیین ذخیره اسکارن پلی متال و اندیس طلای عشوند، نهاوند. پنجمین همایش ملی زمین‌شناسی و محیط زیست، ۱۸.

- غفاری هاشمی، س. ط.، یزدی، م.، فودازی، م. و تقی‌لو، ع.، ۱۳۹۰. کاربرد روش‌های آماری تک متغیره اکتشافات ژئوشیمیایی فلزات پایه در منطقه عشوند همدان. دومین همایش علوم زمین و نکوداشت استاد پیشگام علم زمین‌شناسی ایران دکتر عبدالکریم قریب، ۱۵.

- مدنی، ح. و یعقوب‌پور، ع.، ۱۳۸۰. تخمین و ارزیابی ذخایر معدنی، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۱۹.

- موحدی.م. و چیتگری.ا.، ۱۳۸۷. اکتشاف اسکارن پلی متال طلا، مس، روی، آهن عشوند، نهاوند. بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین، ۱۲.

- موحدی، م. و چیتگری.ا.، ۱۳۸۷. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش نهائی پروژه اکتشافات به روش ژئوشیمی- معدنی در گستره عشوند، ۲۳۵ .

- موحدی، م.، ۱۳۸۹. گزارش زمین‌شناسی منطقه نهاوند در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- موحدی، م.، ۱۳۹۱. تعیین ذخیره اسکارن پلی متال و طلای اندیس عشوند، نهاوند. فصلنامه زمین‌شناسی محیط زیست، ۱۷، ۱۵-۲.

- موحدی، م.، یزدی، م. و بهزادی، م.، ۱۳۹۹. کانی‌شناسی و تعیین زون‌های اسکارنی در نهشته مس-طلا-آهن عشوند نهاوند. دوازدهمین همایش زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، قزوین، ایران، ۱۸.

- موحدی، م.، یزدی، م. و بهزادی، م.، ۱۳۹۹. کانی‌شناسی، ژئومتری و ژئوشیمی مس، طلا و آهن نهشته اسکارنی عشوند، نهاوند، ایران. بیست و هفتمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه بیرجند، ایران، ۲۳.

- موحدی، م.، یزدی م. و بهزادی، م.، ۱۴۰۱. دما-فشارسنجی و شیمی کانیهای گارنت و پیروکسن کانسار اسکارن عشوند نهاوند، غرب ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۷.

- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.

- نجاتی کلاته، ع.، ۱۳۹۵. مدل‌سازی سه‌بعدی معکوس داده‌های مغناطیس سنجی، مقاومت ویژه و قطبش القایی؛ مطالعه موردی: ذخیره پلی متال در گستره عشوند همدان. ایران، ۱۶۷.

- یزدی، م.، غفاری، ط.، فودازی، م.، موحدی، م. و تقی‌لو.، ۱۳۸۹. تعیین ذخیره اسکارن پلی متال و طلای اندیس عشوند، نهاوند، پنجمین همایش ملی زمین‌شناسی و محیط زیست، اسلام شهر، ۲۸.

- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos, 15, 221-239.

- Chanderman, L., Dohm, C.E. and Minnitt, R.C.A., 2017. 3D geological modelling and resource estimation for a gold deposit in Mali. Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy, 117 (2): 189-197, http://dx.doi.org/10.17159/2411-9717/2017/v117n2a10.

- Hulse, D.E., 1992. The consequence of block size decisions by ore body modeling. The 23rd International Symposium on the Application and Operation Research in the Mineral Industry (APCOM23), 225-232.

- Rossi, M.E. and Deutsch, C.V., 2014. Mineral resource estimation, 1st Edition, Springer Dordrecht Heidelbrg New York London, 48.

فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۷۷، بهار ۱۴۰۵، صفحات ۴۵-۵۹

بررسی پتروفیزیکی، ساخت مدل ژئومکانیکی یک‌بعدی و تعیین پنجره ایمن گل حفاری در سازند ایلام یکی از میادین جنوب غرب ایران

حامد امرایی[۱و*]

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد مهندسی نفت، دانشگاه صنعتی سهند تبریز

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۰/۱۵

چکیده

بررسی ویژگی‌های مخزنی و مکانیکی سازندها ازجمله محاسبه تراوایی، زون‌بندی مخزن و ساخت مدل ژئومکانیکی از الزامات مطالعات مهندسی نفت در تمامی شاخه‌ها است. با توجه به اهمیت علوم زمین‌شناسی، چاه‌پیمایی و ژئومکانیک مخزن در مطالعات مهندسی نفت، پژوهش حاضر با هدف انجام مطالعه‌ای جامع به زون‌بندی سازند از تلفیق زمین‌شناسی و پتروفیزیک، محاسبه تراوایی از نمودار صوتی دوقطبی برشی و درنهایت ساخت مدل ژئومکانیکی یک‌بعدی برای سازند ایلام چاه موردمطالعه می‌پردازد. به این منظور، در مرحله اول به کمک مجموعه کامل نمودارهای چاه‌پیمایی و تلفیق با اطلاعات زمین‌شناسی، مخزن موردمطالعه به چهار زون و بخش تفکیک شد. در مرحله دوم با عنایت بر دقت بسیار بالای موج استونلی در تخمین تراوایی، از روش شاخص زون جریانی- استونلی برای محاسبه این پارامتر حساس بهره گرفته شد. ضریب همبستگی تراوایی تخمین زده‌شده با تراوایی مغزه در روش شاخص زون جریانی-استونلی (R^2=۰/۹۰) به دست آمد. در مرحله سوم برای بازه اصلی مخزن موردمطالعه مدل ژئومکانیک یک‌بعدی ساخته شد. بر همین اساس جهت تنش حداقل و حداکثر در چاه موردمطالعه به ترتیب S34E و N56E به دست آمد. بر مبنای مدل ساخته‌شده، بازه‌های دارای Breakout با نتایج مدل مطابقت دارد و وزن گل اعمال‌شده در این چاه کمی کمتر از پنجره ایمن گل و منطبق با فشار منفذی است. پنجره ایمن گل برای حالت قائم در زون مورد بررسی بین ۱۲/۲ تا ۱۵/۵ (LB/G)، آزیموت بهینه از راستای عمودی با آزیموت N120 درجه و انحراف ۸۰-۹۰ درجه است. حداقل وزن بهینه در این راستا بر اساس فشار و وزن گل معادل آن به ترتیب ۵۹۹۶/۷ (psi) و ۱۱/۸ (LB/G) محاسبه و رژیم گسلش در چاه موردمطالعه، با توجه به مقادیر تنش‌های افقی و عمودی از نوع نرمال-امتدادلغز می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تراوایی، زون‌بندی مخزن، موج استونلی، مدل ژئومکانیکی

* نویسنده مرتبط: hamedamraei0@gmail.com

مقدمه

محاسبه پارامترهای مخزنی، شناخت و زون‌بندی مخزن، ساخت مدل ژئومکانیکی و تحلیل پایداری چاه نقشی حیاتی در انجام ایمن و اقتصادی تولید هیدروکربور و ذخیره‌سازی زیرزمینی آن دارد و بی‌توجهی به مطالعات و بررسی‌های ژئومکانیکی باعث میلیون‌ها دلار هزینه اضافی در عملیات حفاری و فجایعی نظیر مچالگی لوله جداری و فشردگی مخزن می‌شود (Zoback et al., 1985). درحالی‌که با اندک مطالعه‌ای می‌توان هزینه‌ها را مدیریت کرد. از طرفی هزینه‌هایی که شاید در کوتاه‌مدت دیده نشوند وجود دارند اما بی‌شک در طول عمر میدان، خود را نشان می‌دهند. ضرر این هزینه‌ها بسیار کلان خواهد بود و تنها فقط با یک نگاه بلندمدت به مدیریت مخزن می‌توان آن‌ها را کنترل کرد. امروزه مطالعات ژئومکانیکی موضوعی حیاتی در صنعت نفت و گاز محسوب می‌شود. مدل ژئومکانیکی نمایش عددی پیوسته‌ای از تغییرات ویژگی‌های مکانیکی سنگ، وضعیت تنش‌ها و فشار منفذی است. بهره‌گیری از مدل ژئومکانیکی به‌منظور پایداری چاه و بررسی فنی مخازن حائز اهمیت فراوان است. برای ساخت مدل ژئومکانیکی از داده‌های نمودارهای چاه‌پیمایی استفاده‌شده و با استفاده از داده مغزه و آزمایش‌های درون‌چاهی کالیبره می‌شود. همچنین تولید بهینه، توسعه اصولی و بهره‌برداری صحیح از یک مخزن نفتی یا گازی نیازمند شناخت دقیق و درست درست ویژگی‌های پایه‌ای مخزن ازجمله تراوایی و تخلخل است. تراوایی نسبت میزان فضای خالی سنگ به کل سنگ است که اجازه حرکت سیال داخل سنگ را می‌دهد (توکلی، ۱۳۹۹ و رضایی و چهرازی، ۱۳۸۹). محاسبه و تخمین پارامتر تراوایی در تمام طول عمر یک مخزن برای شناخت ویژگی‌های مخزن، تعیین محل بهینه برای حفاری چاه‌های توسعه‌ای، استفاده از روش‌های درست ازدیاد برداشت، پیش‌بینی میزان تولید، ساخت مدل‌های استاتیک/داینامیک و ... بسیار حیاتی است. با تخمین دقیق تراوایی می‌توان میزان قابلیت حرکت سیال در خلل و فرج سنگ را مشخص کرد (Soleimani et al., 2018). با توجه به اینکه پارامتر بیان‌شده از پیچیده‌ترین پارامترهای پتروفیزیکی در ارزیابی ویژگی‌های مربوط به سنگ و سیال است، درنتیجه تخمین دقیق آن کاری دشوار است (Rafik and Kamel, 2017). برای محاسبه و تخمین تراوایی در مخازن هیدروکربنی روش‌های مختلفی چون مغزه‌گیری، چاه‌آزمایی، داده‌های لرزه‌ای، روابط تجربی، نمودارهای چاه‌پیمایی یا تلفیق هر یک از روش‌های بیان‌شده با الگوریتم‌های هوشمند و هوش مصنوعی ارائه‌شده است (Jamalian et al., 2018). چاه‌آزمایی و آنالیز مغزه روش‌های مرسوم اندازه‌گیری تراوایی‌اند، اما اندازه‌گیری تراوایی از مغزه‌های حفاری در عمل، عملیاتی هزینه‌دار و زمان‌بر است. چاه‌آزمایی نیز به سبب عواملی نظیر هزینه‌های گزاف و توقف تولید در زمان انجام تست‌ها در تمامی چاه‌ها صرفه اقتصادی ندارد. روابط تجربی نیز یکی از روش‌ها برای تخمین تراوایی‌اند که گاهی دقت بالایی دارند اما با توجه به اینکه فقط در آن سازند یا مخزن قابل‌اتکا می‌باشد، قابل بسط به چاه‌های دیگر نیستند و فاقد اعتبار و ارزش لازم می‌باشند (رضایی و چهرازی، ۱۳۸۹). ازاین‌رو با توجه به اهمیت بسیار بالای تخمین تراوایی در صنعت نفت، یافتن روش‌های کم‌هزینه و درعین‌حال دقیق برای تخمین این پارامتر حیاتی به نظر می‌رسد. از طرفی وجود مزایایی نظیر در دسترس بودن، جامع بودن و همچنین هزینه‌های پایین عملیات چاه‌پیمایی به نسبت روش‌های دیگر و اینکه اکثر اوقات در تمامی چاه‌های یک میدان اطلاعات نگاره‌ها در دسترس هستند، باعث شده که توسعه، بهینه‌سازی و به‌کارگیری روش‌هایی مبتنی بر نمودارها برای محاسبه تراوایی گزینه‌ای معقول و اقتصادی‌تر به نظر برسد (توکلی، ۱۳۹۹ و خیر و همکاران، ۱۳۹۴). موج استونلی حاصل از نگاره صوتی دوقطبی برشی[1] در طول سالیان ثابت کرده، ابزاری مفید، کاربردی و دقیق برای تخمین تراوایی مخازن هیدروکربنی است (Soleimani et al., 2018). موج بیان‌شده، دارای خاصیت پراکنده شونده می‌باشد که در سطح تداخل بین سیال و سازند انتشار می‌یابد. تخمین تراوایی از موج استونلی به نسبت روش‌های دیگر در اندازه‌گیری مستقیم تراوایی سازند برتری بالاتری

1. Dipole Shear Sonic Imager

دارد. تأثیر کندشدگی موج استونلی تابعی از بسامد می‌باشد، به‌نحوی‌کـــه افزایش تراوایی موجب افزایش تضعیف دامنه و کندشـــدگی این موج می‌شـــود (Al-Adani and Barati، 2003). در فرکانس‌های پایین موج بیان‌شـــده به شکل یک موج لوله‌ای درون چاه منتشر می‌شود و زمانی که چاه از یک ناحیه دارای شکستگی یا تراوا بگذرد، همین موجب کاهش مقدار زیادی از انرژی شـــده اســـت و درنهایت باعث میرایی موج استونلی و بالا رفتن مقدار کندشدگی آن می‌شود. بری و همکاران (Brie et al., 1998)، رابطه‌ای ارائه دادند که به کمک آن می‌شد مقدار کندشدگی موج استونلی را ارائه داد. محی‌الدین و همکاران (Mohiuddin et al., 2001)، برای بررسی و تحلیل پایداری دیواره چاه و تعیین پنجره ایمن گل حفاری به ساخت مدل ژئومکانیکی پرداختند. الادنی و براتی (Al-Adani and Barati، 2003)، به بررسی اثرات تراوایی بر کندشدگی موج استونلی پرداختند. نتایج بررسی‌ها نشان داد، شاخص تراوایی اندازه‌گیری مستقیمی از شاخص زون جریان[1] اســـت و کندشدگی موج استونلی در سرتاسر چاه به یک کندشدگی زمینه‌ای مربوط به یک ناحیه ناتراوا در چاه و یک کندشدگی مربوط به ناحیه تراوای سازند تقسیم می‌شود. آبعلـــی اوغلو و همکاران (Abalioglu et al., 2011)، برای پیش‌بینی ناپایداری‌های دیواره چاه از مدل ژئومکانیکی بهره گرفتنـــد. رافیک و کامـــل (Rafik and Kamel، 2017)، به تخمیـــن تراوایـــی از نمودارهای چاه‌پیمایـــی به کمک روش خوشـــه‌بندی چند تفکیکی بر پایـــه گراف[2] پرداختند. ســـلیمانی و همـــکاران (Soleimani et al., 2018)، برای مخازن گروه بنگســـتان میدان منصوری به تشخیص انواع رخساره‌های ســـنگی و تخمین تراوایی به کمک موج اســـتونلی پرداختند. نتایج بررسی‌ها گواه همبستگی بالای موج استونلی در تخمین تراوایی با تراوایی مغزه است. عزتی و همـــکاران (Ezati et al., 2020)، به تحلیل پایداری چاه با اســـتفاده از مدل‌ســـازی ژئومکانیکی پرداختند. در این مطالعه، یـــک تحلیل ژئومکانیکی یک‌بعـــدی برای مخزن کربناته ســـروک در ســـه حلقه چاه یکی از میادین نفتی در دشـــت آبادان در جنوب غربی ایران با محاسبه پارامترهای الاستیک، مقاومتی، فشار منفذی و تعیین پنجره ایمن گل حفاری انجام شد. خیر و همکاران در سال ۱۳۹۴ به کمک موج استونلی به بهبود روش‌های تعیین پارامترهای محاسبه کمی تراوایی در مخازن کربناته پرداختند. بر مبنای مطالعات انجام‌شده ایشان پارامتر تخلخل بیشترین تأثیر را در تعیین دقیق تراوایی دارد. اعتمادی‌کرمانی و آبدیده در سال ۱۳۹۵ به کمک داده‌های موج اســـتونلی و تراوایی حاصل از آنالیز مغزه به محاسبه تراوایی پرداختند. توکلی در سال ۱۳۹۹ به بررسی تأثیر تراوایی بر کاهش سرعت موج استونلی پرداخت. در این پژوهش به بررســـی شـــاخص‌های زمین‌شناســـی و پتروفیزیکی مؤثر بر ســـرعت موج استونلی در مخازن دالان و کنگان پرداخته شـــد. ســـعادت‌زاده و عصاریان در سال ۱۴۰۱ به تعیین نوع ســـنگ و تخمین تراوایی با به‌کارگیری آنالیز نگارهای چاه‌پیمایی با استفاده از تکنیک‌های شاخص ناحیه جریانی در یک مخزن نفتی واقع در جنوب غرب ایران پرداختند. عمارلو و همکاران (Ammarloo et al., 2025)، به توســـعه یک مدل ژئومکانیکی یک‌بعـــدی در یک میدان نفتی در جنوب غربی ایـــران پرداختند. بنابراین با توجه به اهمیت علوم زمین‌شناسی، چاه‌پیمایی و ژئومکانیک مخزن در مطالعات مهندســـی نفت، پژوهش حاضر با هدف انجام مطالعه‌ای جامـــع به زون‌بندی مخزن موردمطالعه از تلفیق زمین‌شناسی و پتروفیزیک، محاسبه تراوایی از نمودار صوتی دوقطبی برشی و درنهایت ساخت مدل ژئومکانیکی یک‌بعدی پرداخته شد.

منطقه مورد پژوهش و داده‌های در دسترس

میدان نفتی موردمطالعه در پهنه دشـــت آبادان در پی برداشـــت‌های لرزه‌نگاری دوبعدی کشف شـــد. این میدان دارای ســـاختمانی با شـــیب ملایم و مســـاحتی در حدود ۲۲۰ کیلومترمربع اســـت. ســـاختار میدان بیان‌شده حاوی چندین مخزن کرتاســـه شامل ســـازندهای ایلام، سروک و فهلیان اســـت که سازند ایلام مخزن اصلی تولیدکننده نفت آن می‌باشـــد (James and Wynd، 1965). ســـازند ایلام در چاه موردمطالعه با ضخامت ۱۱۵ متر متشـــکل از سنگ آهک‌های توده‌ای، متوســـط تا ضخیم با میان لایه‌هایی از

1. Flow Zone Indicator
2. Multi- resolution Graph- based Clustering

شیل و اندکی دولومیت تشـــکیل و با ناپیوستگی هم‌شیب روی سازند سروک قرار دارد و مرز بالایی آن با سازند گورپی پیوســـته است. بر مبنای شواهد ژئوشیمیایی و مطالعه‌های انجام گرفته در پهنه مورد پژوهش، شاید نفت این سازند از سنگ منشأهای سرگلو با سن باژوسین-باتونین و گرو با سن بریازین-سنومانین تغذیه شود (James and Wynd, 1965). برای انجام این مطالعه از داده‌های مجموعه کامل نمودارهای چاه‌پیمایی معمول، نمودار تصویرگر FMI، موج اســـتونلی، داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه و اطلاعات فشار منفذی از نتایج ابزار آزمایش سازند[1] از عمق ۲۹۰۵ تا ۳۰۲۰ متری مخزن ایلام استفاده شد.

روش مطالعه

با توجـــه به اهمیت علوم زمین‌شناســـی، چاه‌پیمایی و ژئومکانیک مخزن در مطالعات مهندسی نفت، پژوهش حاضر با هدف انجام مطالعه‌ای جامع از علوم بیان‌شده بر روی سازند ایلام یکی از میادین جنوب غرب ایران در ســـه مرحله انجام پذیرفـــت. در مرحله اول، به زون‌بندی مخزن موردمطالعه از تلفیق زمین‌شناســـی و پتروفیزیک پرداخته شد. در مرحله دوم از موج اســـتونلی حاصل از نگاره صوتی دوقطبی برشی به تخمین تراوایی، از روش شـــاخص زون جریانی- استونلی[2] پرداخته شـــد و ســـپس برای بازه اصلی مخزن موردمطالعه (عمق ۲۹۴۰ تـــا ۳۰۰۰ متری) مـــدل ژئومکانیک یک‌بعدی ساخته شد. بدین منظور ضرایب الاستیک و مقاومتی سنگ، فشـــار منفذی، فشار روباره، مقدار و جهت تنش‌های برجا و پنجره ایمن وزن گل محاسبه و تعیین شدند.

زون‌بندی مخزن موردمطالعه به کمک نمودارهای چاه و مطالعات زمین‌شناسی

بعد از تعیین سرسازندهای مخزن موردمطالعه به کمک نمودارهـــای پتروفیزیکی معمول (چگالـــی، نوترون، صوتی و گامـــا) و داده‌های موجود از گزارش‌های زمین‌شناســـی، شناســـایی زون‌های مخزنی از غیرمخزنـــی اهمیت بالایی دارد. بـــرای انجام ایـــن مرحله از نمودارهـــای پتروفیزیکی مقاومت الکتریکی و نمودارهای ارزیابی‌شـــده (تخلخل مؤثر و اشباع‌شدگی) استفاده شد. درنهایت زون‌بندی انجام‌شده با اســـتفاده از داده‌های مهندسی مخزن صحت‌سنجی شد. همان‌طور که مشاهده می‌شود مخزن موردمطالعه به چهار زون تقسیم می‌شود که از بالا به پایین عبارتند از:

- زون ۱: بـــازه عمقـــی ۲۹۰۵ تا ۲۹۱۸ متری را شـــامل می‌شود، این زون مخزنی ضعیف با ضخامت کم است.
- زون ۲: عمـــق ۲۹۱۸ تـــا ۲۹۴۰ را در برمی‌گیرد. در این زون ستونی شش متری حاوی هیدروکربور وجود دارد.
- زون ۳: از عمـــق ۲۹۴۰ تـــا ۳۰۰۰ امتداد دارد. این زون مخزن اصلی در ســـاختمان میدان موردمطالعه اســـت و ۶۰ متـــر ضخامت دارد. در بالای مخزن یک ســـنگ آهک متراکم به همراه یک شـــیل است و در پایین آن، مخزنی کم‌وبیش ناتراوای آبدار قـــرار دارد. یک انتقال تدریجی کم‌وبیش در سنگ‌شناســـی توالی عمودی این مخزن مشاهده می‌شود. تغییر ویژگی‌های سنگ‌شناسی و پتروفیزیکی در این زون برحســـب‌تصادف نیست و به نظر می‌رســـد پاسخی بر تغییرات عمودی اشباع آب در مخزن باشد. زون موردنظر به‌صورت بخشی دولومیتی شده و باعث کاهش تخلخل شده است. تخلخل در این زون قالب فسیلی[3] و قالب ماتریکس[4] (انحلال میکرایت) است. در بعضی عمق‌ها تخلخل‌های درون‌دانه‌ای (اولیه) و ریز شکســـتگی[5] مشاهده می‌شود. در حالت کلی زون موردنظر متخلخل است اما تراوایی پایینی دارد.
- زون ۴: از عمق ۳۰۰۰ تا ۳۰۲۰ چاه موردمطالعه را در بر دارد. لیتولـــوژی در بخش انتهایی مخزن تغییریافته که این باعث تضعیف ویژگی‌های پتروفیزیکی مخزن شـــده است. بر مبنای مطالعه مغزه‌های این چاه در این بازه، ندول‌های ســـنگ آهک بلورین سفید به فراوانی وجود دارد. این افزایش اشـــباع آب و کاهش تخلخل به نظر می‌رسد درنتیجه افزایش این قبیل ندول‌ها در این بازه باشد. این بخش به ســـبب ویژگی‌های ضعیف مخزنی دارای شرایط مخزنی نیست و یک سنگ آهک کم‌وبیش غیرتراوای آب‌دار است.

1. Modular Formation Dynamic Tester or MDT
2. Stoneley-Flow Zone Index
3. Fossil Moldic
4. Matrix Moldic
5. Microfracture

تخمین تراوایی از روش کالیبراسیون FZI-ST

به کمک موج استونلی می‌توان اطلاعات بسیار ارزشمندی از مخازن هیدروکربنی به دست آورد. موج استونلی حاصل از نمودار صوتی دوقطبی برشی یکی از دقیق‌ترین، مهم‌ترین و کم‌هزینه‌ترین روش‌ها برای تخمین تراوایی است و مزایای آن به نسبت دیگر روش‌ها صرفه‌جویی در زمان و هزینه می‌باشد. به کمک موج بیان‌شده می‌توان با ثبت ویژگی ذاتی موج استونلی و کمی کردن رابطه پارامترهای پتروفیزیکی این موج و تراوایی یک نمودار پیوسته، کامل و دقیق از روند تراوایی در سازند به دست آورد. تخمین تراوایی به‌صورت پیوسته، دقیق و منطبق بر شرایط مخزن از ویژگی‌های استفاده از موج استونلی می‌باشد (Winkler and Johnson، 1989؛ AL-Adani and Barati، 2003 and Wu and Yin، 2010). کبره گل، لیتولوژی و نوع سیال فاکتورهای اثرگذار بر روی کندی موج استونلی‌اند چراکه موج استونلی به‌واسطه مدول سیال نیز به‌شدت تحت تأثیر قرار می‌گیرد. یعنی چنانچه سیال از مایع به گاز تغییر کند تراوایی تخمین زده‌شده به‌شدت افزایش پیدا می‌کند (Al-Adani and Barati، 2003).

برای تخمین تراوایی از روش کالیبراسیون FZI-ST به یکسری موارد و پارامترها ازجمله کندی موج برشی، کندی موج استونلی[1]، کندی موج مذکور در زون ناتراوا[2]، تخلخل و تراوایی حاصل از آنالیز مغزه، تخلخل مؤثر و حجم کانی‌ها (حاصل از ارزیابی پتروفیزیکی چاه)، چگالی و فاکتور شاخص تطابق برای کانی‌های سازنده لیتولوژی نیاز می‌باشد (Winkler and Johnson، 1989 and AL-Adani and Barati، 2003).

چون این موج به‌واسطه مدول بالک سیال و مدول برشی در فرکانس‌های پایین تحت تأثیر قرار می‌گیرد، کندی آن در بازه‌های ناتراوا به شرح زیر مدل‌سازی می‌شود:

$$\frac{1}{V_{st}} = \sqrt{\rho_f \left[\frac{1}{G} + \frac{1}{K_f}\right]} \qquad (1)$$

که در آن به ترتیب V_{st}، G، K_f و ρ_f نشان‌دهنده سرعت موج استونلی، مدول برشی سنگ، مدول بالک و چگالی سیال است. این معادله تنها در سازندهایی که سرعت موج استونلی فقط متأثر از خواص الاستیکی چاه و سازند است اعتبار دارد. با توجه به اینکه ابزار DSI به بررسی زون آغشته می‌پردازد، این ناحیه تحت تأثیر گل حفاری می‌باشد و منظور از سیال همان پالایه گل است.

رابطه ۱ با کمی تغییر به‌صورت رابطه کاربردی زیر در می‌آید.

$$DTST^2 = \frac{DTSM^2 * RHOM}{RHOB} + DTF^2 \qquad (2)$$

$$RHOB = \sum(RHO_i V_i) \qquad (3)$$

که در آن به ترتیب DTST، DTSM، DTF، RHOM، RHOB، RHO، V همان کندی موج استونلی، کندی موج برشی، کندی ظاهری پالایه گل، چگالی ظاهری پالایه گل، چگالی بالک، چگالی، حجم احتمالی و i سیال یا کانی می‌باشد. اگر نمودارمتقاطع $DTST^2$ در مقابل $\frac{DTST^2}{RHOB}$ را به‌صورت خطی در زون الاستیک یا ناتراوا رسم شود، شیب منحنی عبوری از داده‌ها نشان‌دهنده چگالی ظاهری پالایه گل است (Al-Adani and Barati، 2003).

با توجه به اثری که فضای متخلخل روی موج استونلی دارد می‌توان به محاسبه شاخص تراوایی پرداخت. این شاخص از نسبت کندی استونلی اندازه‌گیری شده به کندی مدل‌سازی شده (کندی محاسبه شده در زون ناتراوا) طبق رابطه ۴ می‌توان محاسبه کرد.

$$KIST = \frac{DTST}{DTSTE} \qquad (4)$$

در رابطه فوق KIST، DTST و DTSTE به ترتیب شاخص تراوایی استونلی، کندی موج استونلی در کل سازند و کندی موج استونلی در زون ناتراوا را نشان می‌دهد. به کمک این رابطه شاخص تراوایی سازند محاسبه می‌شود. شاخص تراوایی معیاری از تحرک‌پذیری و تراوایی نیست و در واقعیت نشان‌دهنده حرکت سیال در اطراف چاه است. از طرفی حرکت سیال تابع عواملی ازجمله اندازه، شکل و نحوه توزیع گلوگاه حفرات سازند است. بنابراین می‌توان

1. DTST
2. DTSTE

شـــاخص تراوایی را به‌عنوان شاخصی از پیچاپیچی دانست (Winkler and Johnson، 1989 and AL-Adani and Barati، 2003).

با توجه به رابطه پیچاپیچی و اندیس زون جریانی، در آخر شـــاخص زون جریان استونلی به شرح ذیل با FZI متناسب می‌شود.

$$FZI \propto \propto \propto KIST \quad (۵)$$

ازآنجایی‌که در زون ناتراوا شاخص تراوایی به سمت یک میل می‌کند فاکتور FZI نیز باید به ســـمت صفر میل کند و بالعکـــس. در تراوایی بی‌نهایت باید هر دو فاکتور KIST و FZI به سمت بی‌نهایت میل کنند، پس تناسب بیان‌شده به شکل زیر برقرار می‌شود:

$$FZI \propto (KIST - ۱) \quad (۶)$$

برای تبدیل این تناسب به‌تساوی، فاکتور شاخص تطابق به‌صورت رابطه ۷ تعریف می‌شود:

$$FZI = IMF\ (KIST - ۱) \quad (۷)$$

فاکتور شـــاخص تطابق تنها عامل ارتباط بین شاخص تراوایی استونلی، شاخص زون جریانی و تراوایی واقعی برای کالیبراســـیون است و با توجه به حجم کانی‌های موجود در سازند به‌واسطه رابطه زیر تعیین می‌شود.

$$IMF = \sum(IMF_i V_i) \quad (۸)$$

در این رابطه IMF[1] فاکتور شاخص تطابق، V_i حجم هر کانی و i معرف هر کانی می‌باشـــد. درنهایت بعد از محاسبه FZI، تراوایی استونلی در سازند موردمطالعه از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$K = ۱۰۱۴ * FZI^۲ * \left[\frac{\emptyset^۳}{(۱-\emptyset)^۲}\right] \quad (۹)$$

در رابطـــه فـــوق K تراوایی اســـتونلی، φ تخلخل مؤثر (حاصـــل از خروجی ارزیابی پتروفیزیکی) و FZI اندیس زون جریانی می‌باشـــد. برای محاســـبه تراوایی از موج استونلی باید یک مرجـــع تراوایی نظیر؛ مغزه یا پروفایل تولیدی برای کالیبراسیون وجود داشته باشد (Winkler and Johnson، 1989؛ AL-Adani and Barati، 2003).

برای محاســـبه کندی موج اســـتونلی در زون ناتراوا دو روش به شرح ذیل وجود دارد:

الف) محاســـبه میانگین کندی این مـــوج در زون‌های ناتـــراوا: که در این پژوهش برای چاه موردمطالعه مقدار ۱۸۸ به دست آمد.

ب) رســـم نمودار متقاطع کندی موج استونلی در برابر تخلخل مؤثر: در این پژوهش از این روش مقدار ۱۸۷ به دســـت آمد که با توجه به‌دقت این روش نسبت به روش اول، ملاک عمل قرار گرفت (شکل ۱).

بعدازاینکه شاخص تراوایی استونلی از رابطه (۴) به دست آمد، با استفاده از روابط (۷) و (۸) و (۹) فاکتور شاخص تطابق (IMF)، برای کانی‌های غالب تشکیل‌دهنده‌ی سازند ایلام در چاه موردمطالعه به‌صورت مقادیر جدول (۱) تعیین شد.

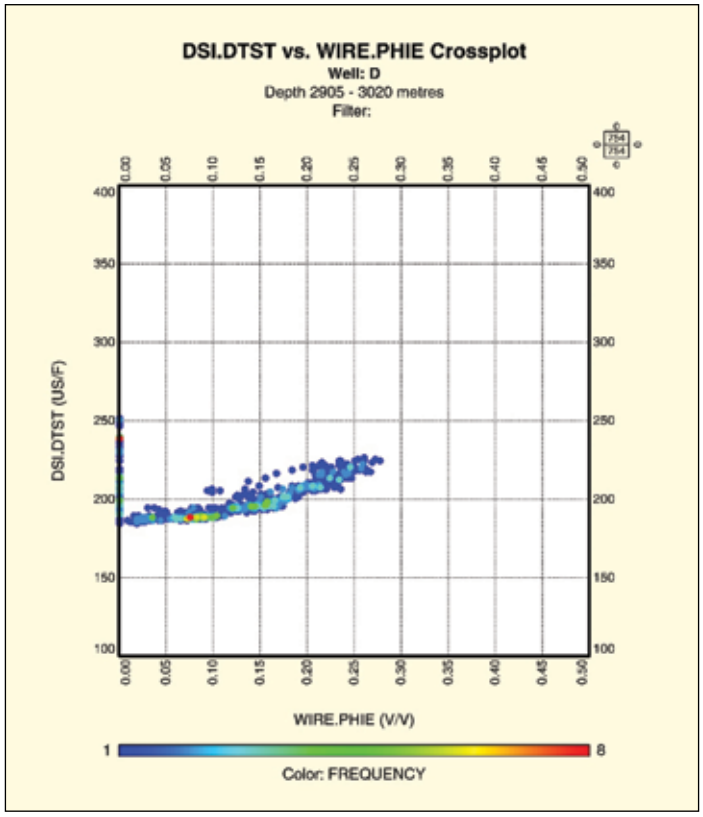
به این صورت که با قرار دادن تراوایی‌های مغزه در رابطه، مقادیر اندیس زون جریان (FZI) محاسبه می‌شود. در ادامه به کمک رابطه فاکتور شـــاخص تطابق کل برای عمق‌های مختلف در ســـازند موردمطالعه به دست می‌آید. به‌گونه‌ای که بهترین تطابق بین تراوایی و شاخص تراوایی برقرار شود. شـــکل ۲ ضریـــب همبســـتگی (R^2=۰/۹۰) تراوایی تخمین زده‌شده با روش FZI- استونلی را در مقابل تراوایی حاصل از آنالیز مغزه در چاه موردمطالعه نشان می‌دهد.

جدول ۱ فاکتور شـــاخص تطابق محاسبه شـــده برای کانی‌های تشکیل‌دهنده سازند موردمطالعه

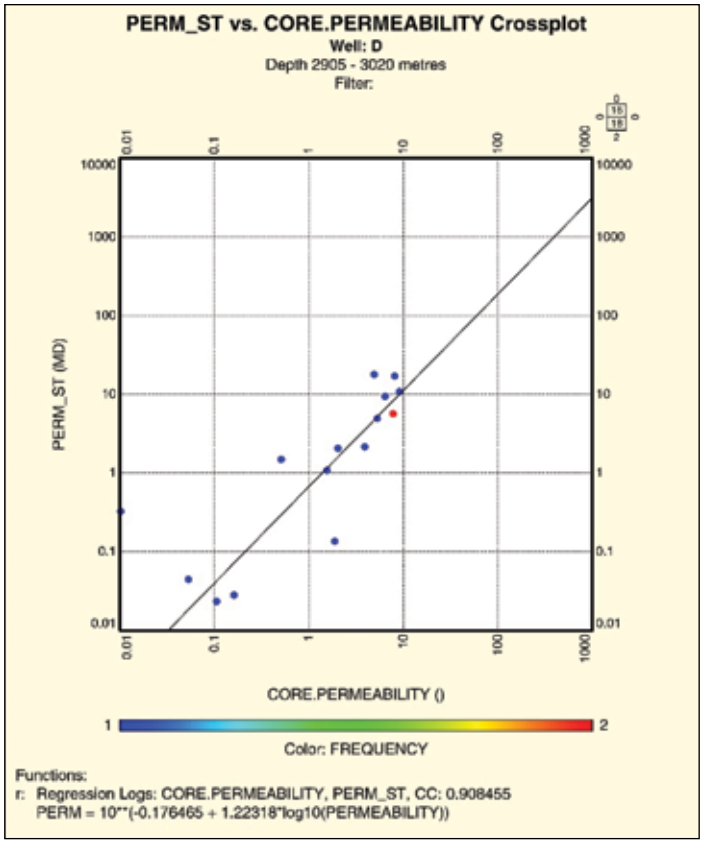
نوع کانی‌ها	شیل	کلسیت	دولومیت
فاکتورشاخص تطابق	۰	۷/۶۴	۱/۱۲

شکل ۳ ستون اول از چپ مربوط به نمودارهای گاما، کالیپر و اندازه مته، ستون دوم مجموعه کامل نمودارهای مقاومت، ســـتون ســـوم نمودارهای صوتی، نوترون، دانسیته به همراه فوتوالکتریک، ستون چهارم موج استونلی، ستون پنجم عمق، ستون ششم لیتولوژی، ستون هفتم حجم آب و نفت، ستون هشتم تخلخل لاگ و ستون نهم تراوایی تخمین زده‌شده با روش کالیبراسیون FZI- استونلی (نمودار پیوسته مشکی رنگ) در مقابل تراوایی حاصل از آنالیز مغزه (نقاط آبی) را نشان می‌دهد.

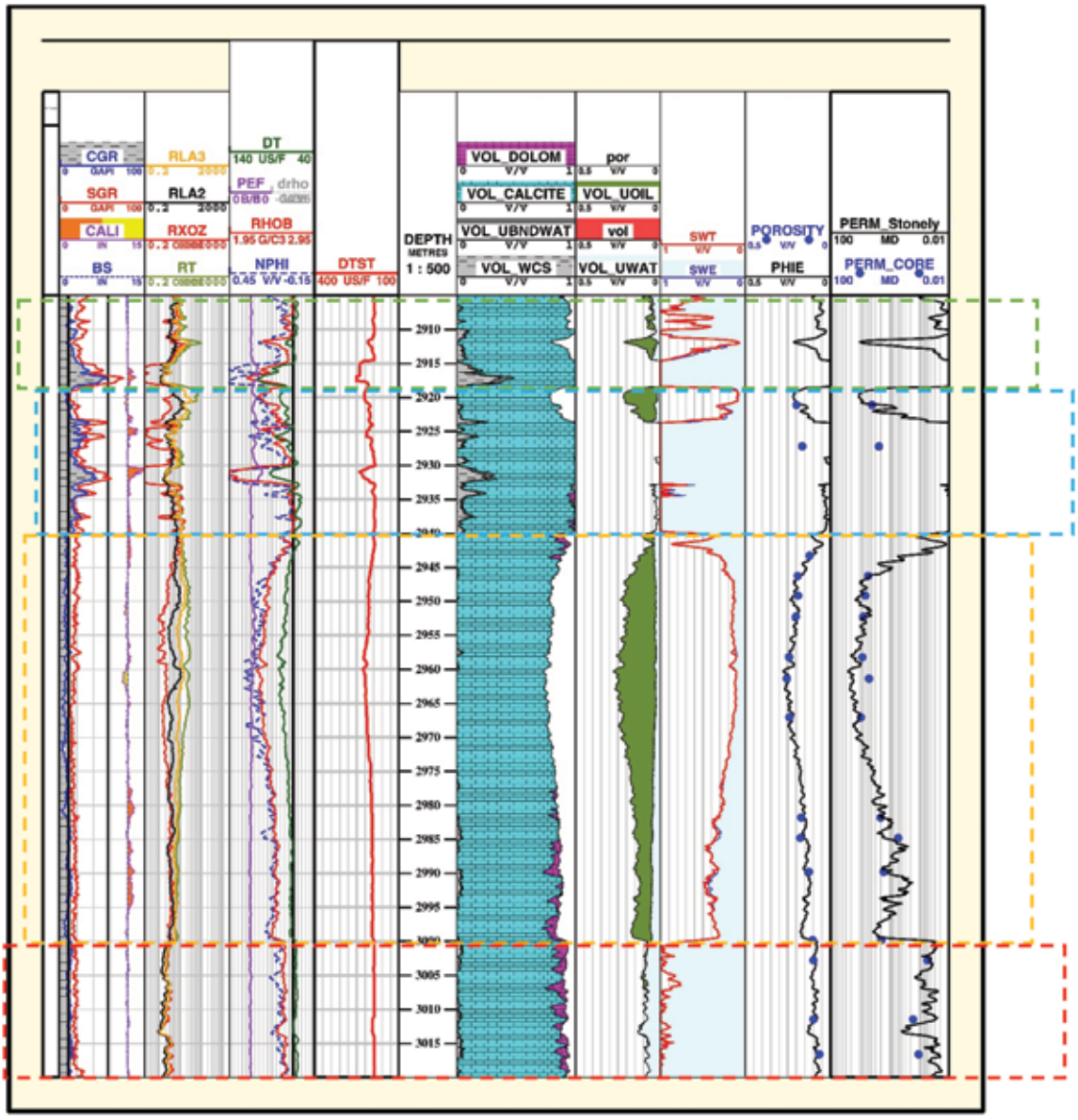
1. Index matching factor



شکل ۱. نمودار متقاطع کندی موج استونلی در برابر تخلخل مؤثر برای سازند ایلام چاه موردمطالعه



شکل ۲. ضریب همبستگی بین تراوایی مغزه و تراوایی تخمین زده‌شده از روش FZI- استونلی در چاه موردمطالعه (R^2=۰/۹۰).



شـــکل ۳. نمودارهای مرســـوم چاه موردمطالعه، موج استونلی و تراوایی تخمین زده‌شده نشـــان داده شده است (ستون اول از چپ مربوط به نمودارهای گاما، کالیپر و اندازه مته، ستون دوم مجموعه کامل نمودارهای مقاومت، ستون سوم نمودارهای صوتی، نوترون، دانسیته به همراه فوتوالکتریک، ستون چهارم موج استونلی، ستون پنجم عمق، ستون ششم لیتولوژی، ستون هفتم حجم آب و نفت، ستون هشتم تخلخل لاگ و ســـتون نهم تراوایی تخمین زده‌شـــده با روش کالیبراسیون FZI استونلی (نمودار پیوسته مشکی رنگ) در مقابل تراوایی حاصل از آنالیز مغزه (نقاط آبی) نشان می‌دهد. همبستگی تراوایی تخمین زده‌شده با تراوایی مغزه درروش FZI- استونلی (R^2= ۰/۹۰) به دست آمد

ساخت مدل ژئومکانیکی برای بازه تولیدی و مخزن اصلی چاه موردمطالعه

ســـاخت مدل یک‌بعدی چاه قبـــل از حفاری از اهمیت بالایی برخوردار اســـت چراکه بر اساس آن می‌توان در زمینه پایدارســـازی دیواره چاه تحت چگالی مشـــخصی از سیال حفاری، با در نظر گرفتن شرایط ژئومکانیکی محدوده مورد بررســـی، تصمیم‌گیری کرد. برای ســـاخت مدل یک‌بعدی ژئومکانیکی ابتدا، ضرایب الاستیک دینامیکی سازند براساس نمودارهای پتروفیزیکی تعیین می‌شوند. سپس با استفاده از روابط موجود بین خواص دینامیکی و اســـتاتیکی، ضرایب

الاســـتیک استاتیکی سازند محاســـبه و سپس پارامترهای مقاومتی سنگ، نظیر مقاومت فشاری تک‌محوری، مقاومت فشاری سه محوری محصورشـــده، زاویه اصطکاک داخلی و مقاومت کششـــی براســـاس روابط توســـعه داده شده از مطالعات آزمایشـــگاهی تعیین می‌شوند. در گام بعدی فشار منفذی و تنش‌های برجا تخمین زده می‌شوند و با استفاده از آزمایش‌های درون‌چاهی کالیبره خواهند شد. در گام نهایی براساس تنش‌های القایی ایجادشده در زمان حفاری، پنجره ایمن وزن گل با اســـتفاده از معیار شکســـت سنگ تعیین می‌شود. با تنظیم مقادیر کرنش در جهت‌های افقی می‌توان پنجره ایمن گل را بـــا رویدادهای درون‌چاهی منطبق نمود (Mohiuddin et al., 2001).

محاسبه پارامترهای الاستیک و مقاومتی سنگ

محاســـبه و تخمین ضرایب الاستیک و مقاومت سنگی را می‌توان مبنـــای مطالعات ژئومکانیک مخازن دانســـت (Al-Qahtani and Zillur, 2001). چراکه با دانستن آن‌ها می‌توان به برخی از پارامترهای متغیر در مخزن نظیر فشـــار پی برد. همچنین با محاســـبه ضرایب الاســـتیک وضعیت همســـانگردی و ناهمســـانگردی را می‌تـــوان مطالعه کرد. بعلاوه دانســـتن ضرایب الاستیک از اصول اولیه محاسبات ژئومکانیک مخزن است. البته برای به دست آوردن ضرایب الاستیک سنگ‌ها، دانستن ســـرعت موج تراکمی، سرعت موج برشی و چگالی در مخزن لازم است و اطلاع از سرعت موج برشی نیاز به دســـتگاه‌های مدرن با هزینه بالایی دارد و همچنین اســـتفاده از آن‌ها در تمامـــی چاه‌ها امکان‌پذیر نیست. نمودار ســـرعت موج برشی و سرعت موج فشارشی از پارامترهای اساســـی در محاسبات مخازن هیدروکربوری هســـتند و با ترکیب این دو نمودار با نمودار چگالی می‌توان ثابت‌های الاستیک سنگ مخزن را محاسبه کرد. ازآنجایی که ســـرعت موج برشـــی از پارامترهای مختلف سنگ نظیر سرعت موج فشـــاری، سیال منفذی و غیره تأثیر می‌پذیرد، می‌تواند بیانگر ویژگی‌های فیزیکی سنگ نیز باشد. ازاین‌رو، سرعت موج برشـــی در تعیین نوع لیتولوژی سازند، سیال منفذی و تعیین پارامترهای ژئومکانیکی سازند نظیر مدول برشـــی، مدول حجمی و غیره کاربرد دارد. اما نمودار موج برشی با ابزارهای متداول اندازه‌گیری ویژگی‌های مخزنی قابل برداشت نمی‌باشد. درنتیجه اطلاعات این نمودار در تمامی چاه‌ها در دســـترس نیســـت. یکی از ابزارهایی که اطلاعات موج برشی را به‌صورت پیوسته در اختیار قرار می‌دهد، ثبت موج کامل به‌وســـیله ابزار صوتی دوقطبی برشی است. ابزار مذکور هر دو موج برشی و فشارشی را برداشت می‌کند. برای محاسبه پارامترهای مذکور در چاه موردمطالعه از روابط زیر استفاده شد (Al-Qahtani and Zillur, 2001).

(۱۰) ضریب پواسون $$\nu_{\mathrm{d}} = \frac{(V_P^2 - 2V_S^2)}{2(V_P^2 - V_S^2)}$$

(۱۱) ضریب یانگ دینامیک $$E_{\mathrm{d}} = \frac{\rho V_S^2 (3V_P^2 - 4V_S^2)}{V_P^2 - V_S^2}$$

(۱۲) ضریب برشی $$\mathrm{G} = \rho_b * V_S^2$$

(۱۳) ضریب حجمی $$K_{\mathrm{d}} = \frac{E_{dyn}}{3(1-2\upsilon)}$$

(۱۴) ضریب یانگ استاتیک $$E_s = 0.7 * \mathrm{E}$$

(۱۵) نسبت پواسون $$\upsilon_{\mathrm{s}} = \upsilon_{\mathrm{d}}$$

(۱۶) ضریب برشی استاتیک $$G_{\mathrm{s}} = \frac{E_s}{2(1+\upsilon)}$$

(۱۷) ضریب حجمی استاتیک $$K_{\mathrm{s}} = \frac{E_s}{3(1-2\upsilon)}$$

E_d ضریب یانگ دینامیک، ρ چگالی، V_s ســـرعت موج برشی، V_p سرعت موج فشاری، ν ضریب پواسون، G ضریب برشی و K ضریب حجمی است.

پارامترهای مقاومتی ســـنگ شـــامل مقاومت فشاری تک‌محوری (UCS)، مقاومت کششی (T) و زاویه اصطکاک داخلی سنگ (Ø) می‌باشـــند. برای به دست آوردن نمودار پیوسته‌ای از مقاومت فشاری تک‌محوری نیز باید از رابطه‌ی تجربی حاصل از آزمایشگاه استفاده کرد. این رابطه را می‌توان از رسم منحنی مربوط به مقادیر UCS در مقابل تخلخل یا

ضریب یانگ اســـتاتیک برقرار کرد. در این پژوهش به دلیل کربناته بودن مخزن موردمطالعه، از رابطه ۱۸ استفاده شد.

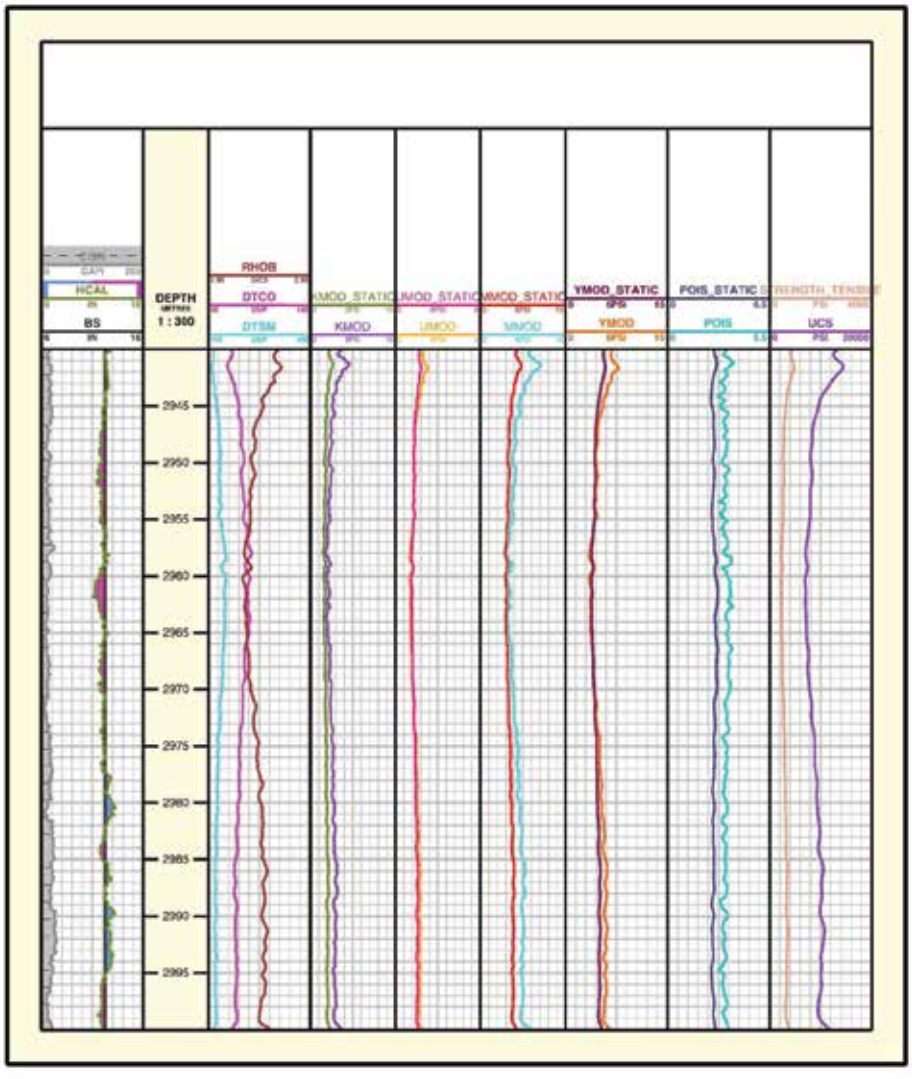
$$UCS = ۲.۶۵ \times \left(E_{sta}^{\ ۰.۸} \ / \ \varphi_e^{\ ۰.۲}\right) \quad (۱۸)$$

که در آن UCS مقاومت فشاری تک‌محوری، E_{sta} مدول یانگ اســـتاتیک و φ_e تخلخل مؤثر توالی مخزن می‌باشـــد. مقاومت کششی سنگ[1] بر طبق نوع سازند غالباً در حدود $\frac{۱}{۱۲}$ تا $\frac{۱}{۸}$ مقاومت فشاری تک‌محوری (UCS) است. برای محاسبه زاویه اصطکاک داخلی ســـنگ (ϕ) از رابطه پلامب[2] استفاده می‌شـــود. تخلخل حاصل از نمودار نوترون[3] و حجم شـــیل متغیرهای این معادله هستند (Gholami et al., 2015).

$$\phi = ۲۶.۵ - ۳۷.۴(۱ - NPHI - V_{shale}) + ۶۲.۱(۱ - NPHI - V_{shale})^۲ \quad (۱۹)$$

$$V_{shale} = \frac{GR - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad (۲۰)$$

درنهایت پارامترهای الاستیک و مقاومتی زون تولیدی چاه موردمطالعه محاســـبه شد (شـــکل ۴). تغییر مقادیر محاسبه شده در این پارامترها به‌طور کامل با تغییرات ستون سنگ‌شناسی و مقدار تخلخل سنگ منطبق است.



شکل ۴. پارامترهای الاستیک و مقاومتی محاسبه شده در زون تولیدی مخزن موردمطالعه

1. Tensile Strength
2. Plumb
3. NPHI

محاسبه فشار روباره و منفذی

در فضای متخلخل، قسمتی از فشار لایه‌های روباره توسط سیال منفذی تحمل می‌شود و سیال نیز متناسب با آن بار، فشاری را به دیواره منفذ وارد می‌کند که با عنوان فشار منفذی شناخته می‌شود (Ammarloo et al., 2025). فشار منفذی یکی از کمیت‌های مهم در مطالعات ژئومکانیکی است و اطلاع از مقدار آن در نقاط مختلف میدان، باعث کاهش چشمگیر خطرات حفاری، بهبود طراحی مسیر چاه، طراحی وزن گل مناسب و همچنین تعیین نقاط نصب لوله جداری در چاه می‌شود. در زون تولیدی موردمطالعه اطلاعات فشار منفذی از نتایج ابزار آزمایش سازند (MDT) در پنج نقطه در دسترس بود که از گرادیان نقاط فشار منفذی موجود، نمودار فشار منفذی در سازند مورد پژوهش محاسبه شد (شکل ۵).

تعیین مقادیر تنش‌ها

تنش‌های برجا دارای سه مولفه اصلی تنش قائم (σ_v)، تنش افقی کمینه (σ_h) و تنش افقی بیشینه (σ_H) می‌باشند (Ammarloo et al., 2025). از میان مولفه‌های بیان‌شده، تنش قائم را می‌توان با داشتن چگالی (ρ) سنگ‌های روباره برای هر عمقی در سازند به کمک رابطه ۲۱ به دست آورد. تنش قائم عبارت است از فشار واردشده از سمت وزن طبقات و سیالات لایه‌های رویی بر سازندی در عمق معین که با حاصل جمع وزن مخصوص سنگ‌های رویی در ضخامت هر لایه به دست می‌آید. چگالی سازند را می‌توان از لاگ چگالی مشخص کرد، اما با توجه به اینکه برای بخش‌های بالای مخزن به‌طورکلی از نظر اصولی این نمودار برداشت نمی‌شود. بنابراین، روش‌های زیادی برای تخمین چگالی و یا تنش روباره توسط متخصصین ارائه شده است. در پژوهش حاضر از رابطه ۲۲ برای تخمین تنش قائم به کمک پارامترهای تخلخل (ϕ)، چگالی ماتریکس (ρ_{ma})، عمق (z) و چگالی سیال منفذی (ρ_f) استفاده شد. مقادیر تنش افقی کمینه (σ_h) و تنش افقی بیشینه (σ_H) نیز از رابطه‌های ۲۳ و ۲۴ محاسبه شدند.

$$\sigma_v = \int_0^z \rho(z)\, dz + P_0 \qquad (۲۱)$$

$$\sigma_v = 0.433[(1-\phi)\rho_{ma} + \rho_f \phi] \times z \qquad (۲۲)$$

$$\sigma_h = \frac{\nu}{1-\nu}(\sigma_V - \alpha P_p) + \alpha P_p + \frac{E_{sta}}{1-\nu^2} (\varepsilon_x + \nu\varepsilon_y) \qquad (۲۳)$$

$$\sigma_H = \frac{\nu}{1-\nu}(\sigma_V - \alpha P_p) + \alpha P_p + \frac{E_{sta}}{1-\nu^2} (\varepsilon_y + \nu\varepsilon_x) \qquad (۲۴)$$

همان‌گونه که بیان شد با انجام عملیات حفاری، توزیع و همچنین مقدار تنش برجا از حالت اولیه تغییر کرده و در اطراف چاه دچار اغتشاش می‌شود. یکی از روش‌های مهم تعیین جهت تنش‌های افقی، استفاده از تصویر برداشت شده از دیواره چاه توسط نمودار تصویرگر FMI است. به کمک تصویر تولیدی از این ابزار می‌توان عوارض موجود روی دیواره چاه و جهت قرارگیری آن‌ها را مشخص کرد. یکی از عوارض موجود روی دیواره چاه، ریختگی‌هایی است که در جهت تنش افقی حداقل رخ می‌دهند. ریختگی‌های دیواره چاه با نام Breakout شناخته می‌شوند. همچنین غالباً شکستگی‌هایی نیز در جهت عمود بر این ریختگی پدیدار شده که در جهت تنش افقی حداکثر قرار دارند و با نام Induced Fracture شناخته می‌شوند. در پژوهش حاضر از دو روش نمودار FMI و نمودار قطرسنج[1] برای تعیین ریزش‌های دیواره چاه استفاده شد. در زون موردمطالعه به کمک نمودارهای FMI و Caliper ابتدا ریختگی‌ها تعیین و سپس جهت ریزش‌ها مشخص و در ادامه جهت تنش حداقل به دست آمد و بر اساس آن نیز جهت تنش حداکثر تعیین شد (شکل ۵). بر همین اساس جهت تنش حداقل و حداکثر در چاه موردمطالعه به ترتیب S34E و N56E به دست آمد.

تنش‌های القایی

در زمان حفر چاه، میزان باری به سنگ‌های اطراف چاه اعمال می‌شود. این موضوع باعث تمرکز تنش در اطراف چاه می‌گردد. این تمرکز تنش درنهایت موجب ناپایداری چاه و

1. Caliper

به دنبال آن هزینه‌های گزافی است. تمرکز تنش در نواحی اطراف چاه با مولفه‌های تنش مماسی (σ_θ)، شعاعی (σ_r) و محوری (σ_z) مشخص می‌شوند. برای سنگ‌های الاستیک همسانگرد و ایزوتروپیک، تنش‌های القایی اطراف چاه به‌وسیله روابط ۲۵ تا ۲۷ محاسبه می‌شود.

$$\sigma_r = \frac{۱}{۲}(\sigma_H + \sigma_h)\left(۱ - \frac{a^۲}{r^۲}\right) + \frac{۱}{۲}(\sigma_H - \sigma_h)$$
$$\left(۱ - ٤\frac{a^۲}{r^۲} + ۳\frac{a^٤}{r^٤}\right)cos۲\theta + \frac{a^۲}{r^۲}P_w \quad (۲۵)$$

$$\sigma_\theta = \frac{۱}{۲}(\sigma_h + \sigma_H)\left(۱ + \frac{a^۲}{r^۲}\right) - \frac{۱}{۲}(\sigma_H - \sigma_h)$$
$$\left(۱ + ۳\frac{a^٤}{r^٤}\right)cos۲\theta - \frac{a^۲}{r^۲}P_w \quad (۲۶)$$

$$\sigma_z = \sigma_v - ۲\nu(\sigma_H - \sigma_h)\frac{a^۲}{r^۲}cos۲\theta \quad (۲۷)$$

روابط بیان‌شده برای محاسبه تنش‌های القایی در نقطه‌ای به فاصله r از مرکز چاهی با شعاع a است و فشار سیال درون آن برابر P_w است. زاویه θ برای تعیین موقعیت نقطه در مختصات قطبی نسبت به جهت σ_H به‌صورت ساعت‌گرد است. با عنایت به این‌که در مباحث ناپایداری دیواره چاه مقادیر بحرانی تنش‌های القایی حائز اهمیت است، بنابراین مقادیر کمینه و بیشینه هر یک از این تنش‌های القایی در اطراف دیواره چاه مشخص می‌شود. درنتیجه با استفاده از روابط پروالاستیک (Kidambi and Kumar، 2016)، مقادیر تنش افقی حداقل و حداکثر محاسبه شدند (شکل ۵).

ساخت مدل ژئومکانیک و تعیین پنجره ایمن وزن گل

وزن گل حفاری را می‌توان مهم‌ترین عامل در پایداری چاه دانست. وزن مطمئن و ایمن گل حفاری گستره‌ای از تغییرات وزن گل حفاری است و اگر کم‌تر از آن باشد، موجب شکستگی برشی و چنانچه بیش‌تر از آن باشد سبب شکستگی کششی در دیواره چاه می‌شود. برای تعیین پنجره ایمن وزن گل نیاز است از معیارهای شکست سنگ استفاده شود، سپس نتایج این بخش با نمودارهای تصویرگر FMI و کالیپر و همچنین هرزروی سیال چاه مقایسه شود. با عنایت بر اینکه یکی از پرکاربردترین معیارهای شکست برشی سنگ، معیار شکست موهر-کلمب (این معیار با در نظر گرفتن مقادیر تنش‌های حداکثر و حداقل و با چشم‌پوشی از تأثیر تنش متوسط به پیش‌بینی شرایط شکست می‌پردازد) است، در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفت (Al-Ajmi، 2006). رابطه کلی این معیار به‌صورت زیر است:

$$\sigma_۱ = C_۰ + q\sigma_۳ \quad (۲۸)$$

در این رابطه $C_۰$ مقاومت فشاری تک‌محوری است. همچنین مقدار q از رابطه ۲۹ به دست می‌آید.

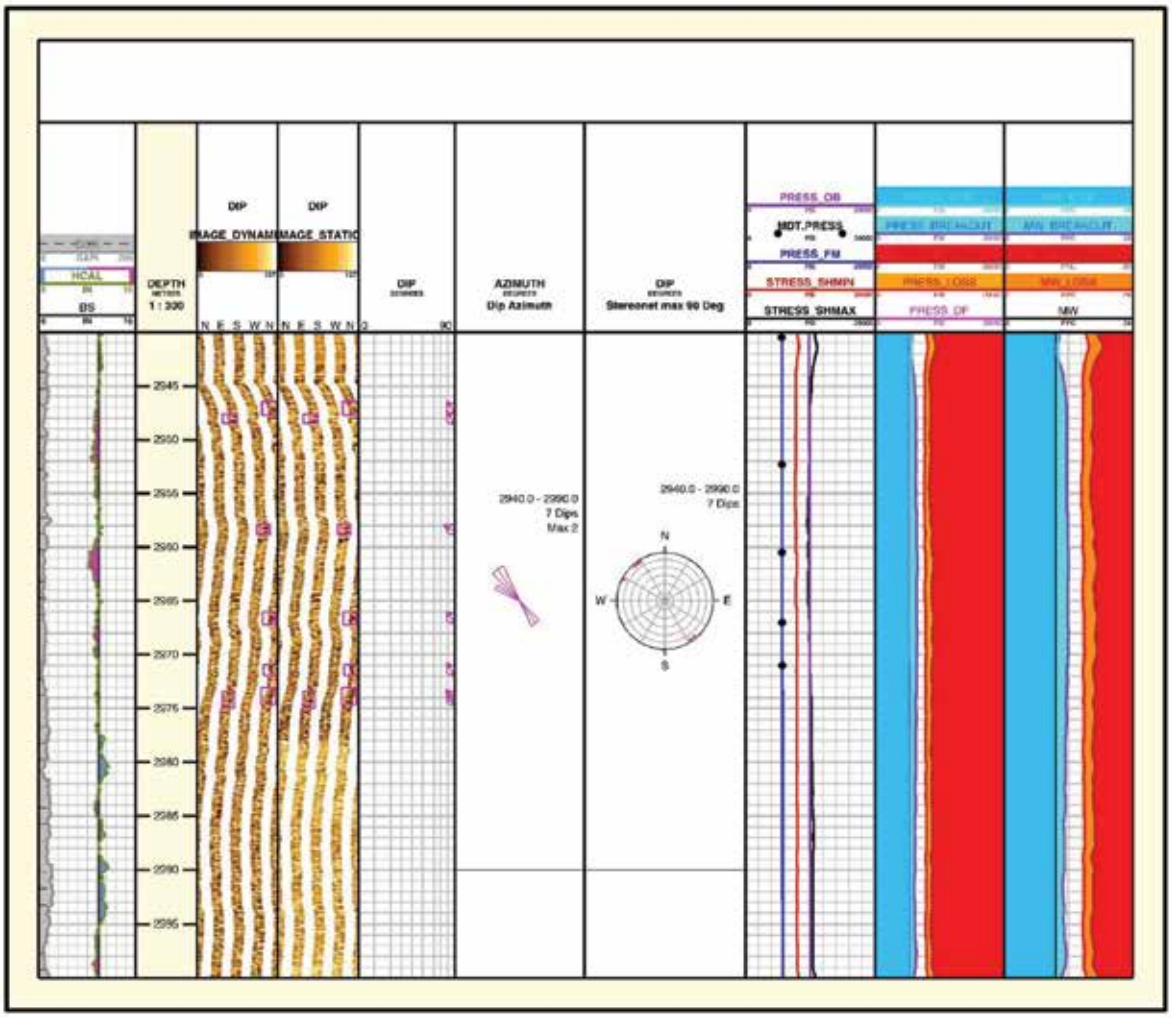
$$q = \frac{۱ + \sin\varphi}{۱ - \sin\varphi} \quad (۲۹)$$

φ در رابطه بیان‌شده زاویه اصطکاک داخلی سنگ است. برای مقادیر مقاومت فشاری تک‌محوری رابطه ۳۰ برقرار است.

$$C_۰ = \sigma_c = \frac{۲C\cos\varphi}{۱ - \sin\varphi} \quad (۳۰)$$

C در رابطه فوق چسبندگی سنگ می‌باشد.

یکی از مهم‌ترین خروجی‌های آنالیز پایداری مدل یک‌بعدی ژئومکانیکی، معرفی پنجره ایمن گل حفاری است. در این پنجره چهار مرز ناپایداری (مرز فشار سازندی، مرز پایین وزن گل، مرز بالای وزن گل، مرز فشار شکست سازند) برای دیواره چاه بر اساس وزن گل انتخابی وجود دارد (Manshad et al.، 2014). بر مبنای مدل ساخته‌شده، بازه‌های دارای Breakout با نتایج مدل مطابقت دارد. وزن گل اعمال‌شده در این چاه کمی کمتر از پنجره ایمن گل و منطبق با فشار منفذی است. پنجره ایمن گل برای حالت قائم در زون مورد بررسی بین ۱۲/۲ تا ۱۵/۵ (LB/G)، آزیموت بهینه از راستای عمودی با آزیموت N120 درجه و انحراف ۸۰-۹۰ درجه است. حداقل وزن بهینه در این راستا بر اساس فشار و وزن گل معادل آن به ترتیب ۵۹۹۶/۷ (psi) و ۱۱/۸ (LB/G) محاسبه و رژیم گسلش در چاه موردمطالعه، با توجه به مقادیر تنش‌های افقی و عمودی از نوع نرمال-امتدادلغز می‌باشد. در شکل ۵ مدل ژئومکانیکی ساخته‌شده برای بازه تولیدی مخزن موردمطالعه نشان داده شده است.



شکل ۵. ساخت مدل ژئومکانیکی برای بازه تولیدی موردمطالعه

نتیجه‌گیری

پژوهش حاضر با هدف انجام مطالعه‌ای جامع به زون‌بندی مخزن موردمطالعه از تلفیق زمین‌شناسی و پتروفیزیک، محاسبه تراوایی از نمودار صوتی دوقطبی برشی و درنهایت ساخت مدل ژئومکانیکی یک‌بعدی پرداخته شد. بر مبنای زون‌بندی انجام‌شده مخزن موردمطالعه به چهار زون تقسیم‌بندی شد، که زون اصلی تولیدکننده در چاه موردمطالعه در عمق ۲۹۴۰ تا ۳۰۰۰ متری (زون سه) قرار دارد. این زون مخزن اصلی در ساختمان میدان موردمطالعه است و ۶۰ متر ضخامت دارد. در بالای مخزن یک سنگ آهک متراکم به همراه یک شیل است و در پایین آن، مخزنی کم‌وبیش ناتراوای آبدار قرار دارد. یک انتقال تدریجی کم‌وبیش در سنگ‌شناسی توالی عمودی این مخزن مشاهده می‌شود. تغییر ویژگی‌های سنگ‌شناسی و پتروفیزیکی در این زون برحسب‌تصادف نیست و به نظر می‌رسد پاسخی بر تغییرات عمودی اشباع آب در مخزن باشد. زون موردنظر به‌صورت بخشی دولومیتی شده و باعث کاهش تخلخل شده است. تخلخل در این زون قالب فسیلی و قالب ماتریکس (انحلال میکرایت) دارد که در بعضی عمق‌ها تخلخل‌های درون‌دانه‌ای (اولیه) و ریز شکستگی مشاهده می‌شود. در حالت کلی زون موردنظر متخلخل است اما تراوایی پایینی دارد. در زون انتهایی سازند موردمطالعه لیتولوژی تغییریافته و این باعث تضعیف ویژگی‌های پتروفیزیکی مخزن شده است. بر مبنای مطالعه مغزه‌های این چاه در این بازه، ندول‌های سنگ آهک بلورین سفید به فراوانی وجود دارد که این

افزایش اشباع آب و کاهش تخلخل به نظر می‌رسد درنتیجه افزایش این قبیل ندول‌ها در این بازه باشد. این بخش به سبب خواص ضعیف مخزنی دارای ویژگی‌های مخزنی نمی‌باشد و یک سنگ آهک تقریبا غیرتراوای آب‌دار است. در مرحله دوم با توجه بر دقت بسیار بالای موج استونلی حاصل از نگاره صوتی دوقطبی برشی (DSI) در تخمین تراوایی، از روش شاخص زون جریانی-استونلی Stoneley-Flow Zone Index (ST-FZI) برای محاسبه این پارامتر حساس و حیاتی بهره گرفته شد. ضریب همبستگی تراوایی تخمین زده‌شده با تراوایی مغزه درروش FZI- استونلی (R^2= ۰/۹۰) به دست آمد. در مرحله سوم برای بازه اصلی مخزن موردمطالعه (عمق ۲۹۴۰ تا ۳۰۰۰ متری) مدل ژئومکانیک یک‌بعدی ساخته شد. بر همین اساس جهت تنش حداقل و حداکثر در چاه موردمطالعه به ترتیب S34E و N56E به دست آمد. معیار شکست مورد استفاده در ساخت مدل چاه بیان‌شده معیار شکست موهر-کلمب است. بر مبنای مدل ساخته‌شده، بازه‌های دارای Breakout با نتایج مدل مطابقت دارد و وزن گل اعمال‌شده در این چاه کمی کمتر از پنجره ایمن گل و منطبق با فشار منفذی است. پنجره ایمن گل برای حالت قائم در زون مورد بررسی بین ۱۲/۲ تا ۱۵/۵ (LB/G)، آزیموت بهینه از راستای عمودی با آزیموت N120 درجه و انحراف ۸۰-۹۰ درجه است. حداقل وزن بهینه در این راستا بر اساس فشار و وزن گل معادل آن به ترتیب ۵۹۹۶/۷ (psi) و ۱۱/۸ (LB/G) محاسبه و رژیم گسلش در چاه موردمطالعه، با توجه به مقادیر تنش‌های افقی و عمودی از نوع نرمال-امتدادلغز می‌باشد.

منابع

- اعتمادی‌کرمانی، ب. و آبدیده، م.، ۱۳۹۵. تخمین تراوایی در مخازن کربناته توسط نمودار درون‌چاهی برشی صوتی، اولین کنفرانس بین‌المللی جامع علوم مهندسی در ایران، ۱۳-۱.
- توکلی، و.، ۱۳۹۹. تأثیر تراوایی بر کاهش سرعت موج استونلی: راستی‌آزمایی یک انگاره در مخازن کربناته خلیج‌فارس، بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۳-۱.
- خیر، ک.، مرادزاده، ع. و تخمچی، ب.، ۱۳۹۴. بهبود روش‌های تعیین پارامترهای محاسبه تراوایی مخازن کربناته با استفاده از امواج استونلی، پژوهش نفت، شماره ۸۹، ۱۷۴-۱۶۵.
- رضایی، م. ر. و چهرازی، ع.، ۱۳۸۹. اصول برداشت و تفسیر نگارهای چاه‌پیمایی، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ دوم، ۷۲۲.
- سعادت‌زاده، ا. و عصاریان، س.، ۱۴۰۱. تعیین نوع سنگ و تخمین تراوایی با به‌کارگیری آنالیز نگارهای چاه‌پیمایی با استفاده از تکنیک شاخص ناحیه جریانی در یک مخزن نفتی کربناته در جنوب غربی ایران، اکتشاف و تولید نفت و گاز، ۲۰۶، ۱۰-۴.
- Al-Adani, N. and Barati, A., 2003. September. new hydraulic unit permeability approach with DSI. In SPWLA 9th Formation Evaluation Symposium, Japan, 25-56.
- Ammarloo, H., Zoughy, P., Mehraban, L. F. and Amiri, M., 2025. Evaluation of empirical relationships in carbonates by developing a 1D mechanical earth model in an oil field in Southwestern Iran. Results in Engineering, 26, 104799.
- Abalioglu, I., Legarre, H., Garland, C., Sallier, B., Gao, J., van Galen, M., Chou, Q., Neil, B., Soroush, H., Qutob, H. and Mahli, Z., 2011. The Role of Geomechanics in Diagnosing Drilling Hazards and Providing Solutions to the Northern Iraq Fields. In SPE Middle East Oil and Gas Show and Conference, (142022).
- Al-Qahtani, M.Y. and Zillur, R., 2001. A mathematical algorithm for modeling geomechanical rock properties of the Khuff and Pre-Khuff reservoirs in Ghawar field. In SPE Middle East Oil and Gas Show and Conference, (68194).
- Al-Ajmi, A., 2006. Wellbore stability analysis based on a new true-triaxial failure criterion (Doctoral dissertation, KTH).
- Brie, A., Endo, T., Johnson, D.L. and Pampuri, F., 1998. September. Quantitative formation permeability evaluation from Stoneley waves. In SPE Annual Technical Conference and

Exhibition, 109-117.

- Ezati, M., Azizzadeh, M., Riahi, M.A., Fattahpour, V. and Honarmand, J., 2020. Wellbore stability analysis using integrated geomechanical modeling: a case study from the Sarvak reservoir in one of the SW Iranian oil fields. Arabian Journal of Geosciences, 13,1-19.

- Gholami, R., Moradzadeh, A., Rasouli, V., Hanachi, J., 2014. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering Practical application of failure criteria in determining safe mud weight windows in drilling operations. Rock Mech. Geotech. Eng. 6, 13-25.

- Jamalian, M., Safari, H. and Goodarzi, M., 2018. June. Permeability Prediction Using Artificial Neural Network and Least Square Support Vector Machine Methods. In 80th EAGE Conference and Exhibition, 2018.

- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. AAPG bulletin, 49(12),2182-2245.

- Kidambi, T. and Kumar, G.S., 2016. Mechanical earth modeling for a vertical well drilled in a naturally fractured tight carbonate gas reservoir in the Persian Gulf. Journal of Petroleum Science and Engineering, 141, 38-51.

- Manshad, A.K., Jalalifar, H. and Aslannejad, M., 2014. Analysis of vertical, horizontal and deviated wellbores stability by analytical and numerical methods. Journal of Petroleum Exploration and Production Technology, 4, 359-369.

- Mohiuddin, M.A., Awal, M.R., Abdulraheem, A. and Khan, K., 2001. March. A new diagnostic approach to identify the causes of borehole instability problems in an offshore Arabian field. In SPE Middle East Oil and Gas Show and Conference, (pp. SPE-68095).

- Rafik, B. and Kamel, B., 2017. Prediction of permeability and porosity from well log data using the nonparametric regression with multivariate analysis and neural network, Hassi R'Mel Field, Algeria. Egyptian journal of petroleum, 26(3), 763-778.

- Soleimani, B., Moradi, M. and Ghabeishavi, A., 2018. Stoneley wave predicted permeability and electrofacies correlation in the Bangestan Reservoir, Mansouri Oilfield, SW Iran. Geofísica internacional, 57(2), 107-120.

- Winkler, K.W., Liu, H.L. and Johnson, D.L., 1989. Permeability and borehole Stoneley waves: Comparison between experiment and theory. Geophysics, 54(1), 66-75.

- Wu, X. and Yin, H., ExxonMobil Upstream Research Co, 2010. Method for determining reservoir permeability form borehole Stoneley-wave attenuation using Biot's poroelastic theory. U.S. Patent 7,830,744.

- Zoback, M.D., Moos, D., Mastin, L. and Anderson, R.N., 1985. Well bore breakouts and in situ stress. J. Geophys. Res. Solid Earth, 90, 5523-5530.

فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۷۷، بهار ۱۴۰۵، صفحات ۶۱-۸۱

ماگماتیسم بازالتی آلکالن کواترنری در گستره سرایجوق (کمربند سنندج-سیرجان): شواهدی از ذوب بخشی درجه پایین گوشته لیتوسفری و تکامل چندمرحله‌ای ماگما بر پایه ژئوشیمی سنگ‌کل و کلینوپیروکسن

فاطمه نریمانی[۱]، محمد علی مکی‌زاده[۱و*] و مرتضی شریفی[۱]

۱. دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۷/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۱/۱۲

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی گستره سرایجوق در کمربند سنندج-سیرجان با هدف تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی، شرایط تبلور و سرچشمه ماگما بررسی شدند. این سنگ‌ها از نظر ترکیب در محدوده بازالت آلکالن تا تراکی‌بازالت قرار می‌گیرند و مقادیر پایین LOI (۱/۰۸ تا ۱/۵۰ درصد وزنی) نشان می‌دهد که دگرسانی، تأثیر ناچیزی بر ترکیب شیمیایی آن‌ها داشته است. الگوهای عناصر نادر خاکی، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و La/Yb را بین ۱۷ تا ۴۲ نشان می‌دهند. نبود ناهنجاری منفی قابل‌توجه Eu بیانگر آن است که تفریق پلاژیوکلاز در تکامل این ماگماها نقش کلانی نداشته است. همچنین، وجود افت نسبی تا ناهنجاری منفی ضعیف Nb-Ta در الگوهای چندعنصری، همراه با غنی‌شدگی LILE و LREE و مقادیر پایین Y و Yb، نشان‌دهنده نقش یک منبع گوشته‌ای لیتوسفری متاسوماتیسم‌شده است. کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب دیوپسید تا اوژیت و غنی از Mg هستند و داده‌های ترموبارومتری آن‌ها دمای تبلور ۱۰۲۰ تا ۱۱۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۱۰ کیلوبار را نشان می‌دهد. این داده‌ها بیانگر تبلور ماگما در یک سامانه ماگمایی چندمرحله‌ای در پوسته میانی تا پایینی است. در مجموع، بازالت‌های آلکالن سرایجوق حاصل ذوب‌بخشی درجه پایین گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم‌شده است و در مسیر صعود، تنها دستخوش تفریق محدود و ذخیره‌سازی موقت در سطوح مختلف پوسته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: بازالت آلکالن، ترموبارومتری کلینوپیروکسن، پسابرخوردی، گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم‌شده، سرایجوق

* نویسنده مرتبط: Mackizade44@gmail.com

مقدمه

ماگماتیسم آلکالن در پهنه‌های پسابرخوردی[1]، به‌عنوان یکی از مهم‌ترین شاخص‌ها برای درک تکامل ژئودینامیکی لیتوسفر قاره‌ای شناخته می‌شود و بازتاب‌دهنده تأثیر هم‌زمان غنی‌شدگی گوشته‌ای، نازک‌شدگی لیتوسفر و بازفعال‌سازی ساختارهای تکتونیکی در شرایط پسابرخوردی است (Wilson and Lustrino, 2021). برخلاف فرآیندهای فرورانشی، ماگماتیسم آلکالنِ پسابرخوردی اغلب با گذار از شرایط فشاری به کششی و بازفعال‌سازی ساختارهای برشیِ عمیق همراه است که مسیری ترجیحی برای صعود مذاب‌های ناشی از ذوب‌بخشیِ درجه پایین فراهم می‌آورد (Xia et al., 2023). کمربند سنندج-سیرجان (SSZ) به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا، پس از بسته شدن نئوتتیس و برخورد قاره‌ای، دستخوش بازآرایی‌های تکتونیکیِ گسترده‌ای شده است (Agard et al., 2020). در بخش شمال و شمال‌شرق قروه، شامل محور قروه-بیجار -تکاب، پژوهش‌های پیشین نشان داده‌اند که فعالیت‌های آتشفشانی این گستره با گسل‌های فعال منطقه‌ای و نازک‌شدگی لیتوسفر ارتباط دارد (صالحی و ترکیان، ۱۳۹۳؛ باجلان و شریفی، ۱۳۹۳؛ ترکیان و همکاران، ۱۳۹۳؛ خیرخواه، ۱۳۹۴؛ نریمانی و همکاران، ۱۴۰۴).

پژوهش‌های اخیر در پهنه قروه-بیجار نشان می‌دهند که ماگماتیسم این پهنه احتمالاً از ذوب‌بخشی گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده در نتیجه رویدادهای فرورانشی مزوزوئیک ناشی شده و در شرایط پسابرخوردیِ همراه با کشش لیتوسفری به سطح رسیده است (Akbari et al., 2022؛ Verma and Molaei-Yeganeh, 2022؛ Salehi et al., 2023).

با این وجود، بحث بر سر نقش دقیقِ سهم آستنوسفر در مقابل لیتوسفر و تأثیر ساختارهایِ برشی در هدایتِ ماگماهای آلکالن به سطوح فوقانی در گستره سرایجوق، هم‌چنان به عنوان یکی از چالش‌های اصلی پترولوژیِ نوین این کمربند مطرح است.

اگرچه پژوهش‌های پیشین با تکیه بر ژئوشیمی سنگ‌کل، ماهیت غنی‌شدگیِ عناصر ناسازگار و خاستگاه گوشته‌ای این بازالت‌ها را پیشنهاد کرده‌اند، اما به دلیل ماهیتِ تلفیقی و معیار داده‌های سنگ‌کل، توانایی تفکیکِ فرایندهای تبلور تفریقی از تغییراتِ فیزیکوشیمیاییِ حین صعود ماگما را ندارند (Ubide et al., 2020). در همین راستا، رویکردهای نوین پترولوژیکی، بر استفاده از شیمیِ کانی‌های شاخص به عنوان ثبت‌کننده‌های دقیقِ تاریخچه‌ی پیش‌ازفوران تمرکز دارند. در این میان، کلینوپیروکسن به دلیل حساسیتِ بالا نسبت به تغییراتِ فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن، به عنوان یک پتروسنجِ دقیق عمل می‌کند و امکان بازسازیِ شرایط خاستگاه و تکاملِ چندمرحله‌ای ماگما را فراهم می‌سازد (Mollo et al., 2021). با استفاده از ترموبارومتری مبتنی بر کلینوپیروکسن، می‌توان ابهام‌هایی مانند عمق تبلور، جایگاه مخازن ماگمایی و شرایط فیزیکوشیمیایی حین صعود ماگما را با دقت بیشتری بررسی کرد.

گستره سرایجوق در نیمه شمالی کمربند سنندج-سیرجان، به دلیل قرارگیری در مجاورت گسل‌های فعال منطقه‌ای و دارا بودن توالی‌های بازالتی آلکالن کواترنری، یک آزمایشگاه طبیعی مناسب برای بررسی ارتباط میان فرآیندهای گوشته‌ای، نازک‌شدگی لیتوسفر و کنترل‌های ساختاری بر صعود و تکامل ماگما فراهم می‌آورد. هدف اصلی پژوهش حاضر، ارائه تفسیری جامع از سرچشمه و تکامل ماگمایی این گستره با تلفیق داده‌های صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ‌کل و تحلیل‌های میکروپروب کلینوپیروکسن است. با استفاده از روش‌های ترموبارومتری، این پژوهش در پیِ پاسخ به این پرسش کلیدی است که چگونه وضعیت ساختاری لیتوسفر در گستره سرایجوق، مسیر صعود و فرآیندهای تفریقِ ماگمایی را کنترل می‌کند و آیا این بازالت‌ها محصولِ مستقیمِ ذوبِ لیتوسفرِ متاسوماتیسم‌شده هستند یا شواهدی از اختلاطِ ماگمایی را در طول صعود ثبت کرده‌اند؟ این پژوهش می‌تواند به تکمیل مدل‌های تکتونوماگمایی مرتبط با ماگماتیسم پسابرخوردی در نیمه شمالی کمربند سنندج-سیرجان کمک کند.

1. post-collisional

زمین‌شناسی گستره

گستره سرایجوق در نیمه شمالی کمربند سنندج-سیرجان (در حدود طول جغرافیایی ۴۷ درجه و ۵۴ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۵ درجه و ۳۰ دقیقه شمالی)، به دلیل قرارگیری در مجاورت گسل‌های فعال منطقه‌ای و دارا بودن توالی‌های بازالتی آلکالن کواترنری، آزمایشگاهی طبیعی برای ارزیابی پیوند میان فرآیندهای گوشته‌ای، نازک‌شدگی لیتوسفر و کنترل‌های ساختاری بر صعود و تکامل ماگما فراهم می‌آورد (Berberian and King، 1981؛ Ghasemi and Talbot، 2006؛ Ghasemi et al.، 2024).

این گستره در بخش شمال‌شرق قروه، دارای تاریخچه پیچیده‌ای از رخدادهای دگرگونی، ماگماتیسم گسترده و دگریختی‌های چندمرحله‌ای از دوران مزوزوئیک تا کواترنری است. از دیدگاه چینه‌شناسی و ساختاری، این گستره را می‌توان مجموعه‌ای از واحدهای سنگی متنوع دانست که تحت تأثیر فازهای مختلف کوه‌زایی، به ویژه کوه‌زایی آلپی متأخر، متحول شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی به عنوان پی‌سنگ اصلی گستره، شواهدی از رویدادهای حرارتی-تکتونیکی قدیمی‌تر را در خود ثبت کرده‌اند که بستر مناسبی برای فعالیت‌های آتشفشانی جوان‌تر ایجاد کرده‌اند (ترکیان و همکاران، ۱۳۹۳؛ خیرخواه، ۱۳۹۴؛ Akbari et al.، 2022؛ Azizi et al.، 2014) (شکل ۱و ۲).

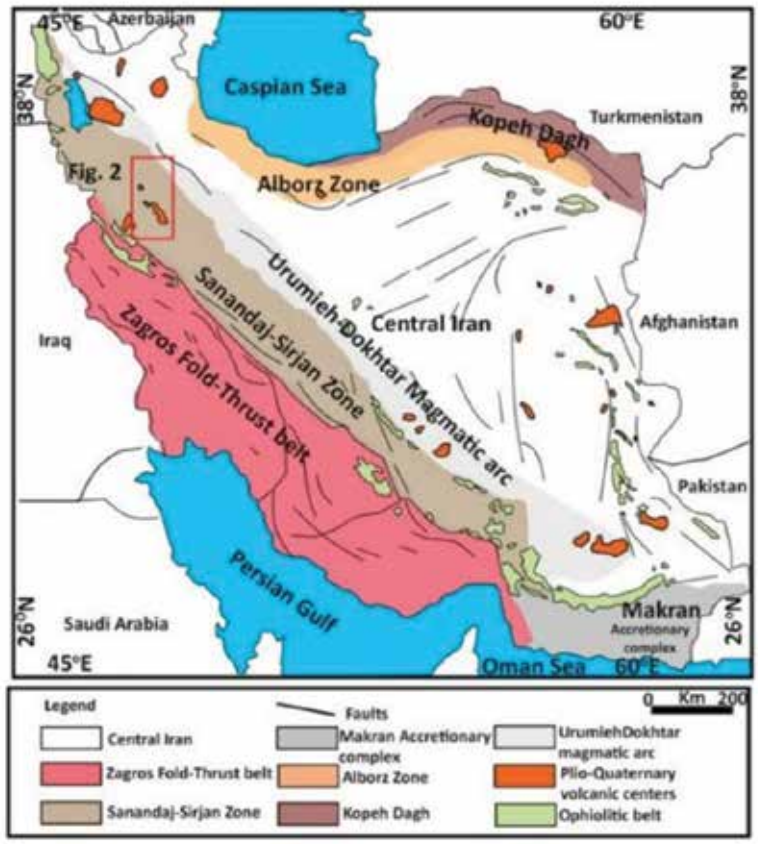
از دیدگاه سنگ‌چینه‌ای، توالی‌های سنگی گستره شامل واحدهای دگرگونی با درجه متوسط تا بالا (مانند گنیس‌ها، شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها) است که در دوران مزوزوئیک تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای و متاسوماتیسم قرار گرفته‌اند. نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی در این بستر، نه‌تنها موجب دگرگونی مجاورتی شده، بلکه با ایجاد ناپیوستگی‌های مکانیکی و ساختارهای ضعیف پوسته‌ای، به‌عنوان مجراهای اصلی برای نفوذ سیالات و مذاب‌های بعدی عمل کرده‌اند (Azizi and Moinevaziri، 2009؛ مرادی و همکاران، ۱۳۹۸؛ مرادی و طالع فاضل، ۱۴۰۳). بر روی این بستر قدیمی، نهشته‌های رسوبی و آتشفشانی کواترنری به صورت دگرشیبی قرار گرفته‌اند.

تحلیل‌های ساختاری نشان می‌دهد که عوامل کنترل کننده اصلی ماگماتیسم کواترنری در این گستره، سیستم‌های گسلی و پهنه‌های برشی هستند که در اثر رژیم‌های کششیِ پسابرخوردی فعال شده‌اند. در گستره سرایجوق و حومه آن، گسل‌های با امتداد شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، نقش مهمی در تمرکز و هدایت صعود ماگما ایفا کرده‌اند. این ساختارها با کاهش مقاومت مکانیکی پوسته و ایجاد فضای بازشدگی[1]، امکان صعود سریع ماگما را از اعماق گوشته به سطح فراهم کرده‌اند. بررسی‌های میدانی مؤید این نکته است که ماگماتیسم کواترنری در این گستره، برخلاف ماگماتیسم‌های کمانیِ قبلی، ماهیتی درون‌صفحه‌ای[2] دارد که با رژیم‌های کششی حاکم بر کمربند سنندج-سیرجان در دوران پسابرخوردی، هم‌خوانی دارد (Ghasemi and Talbot، 2006).

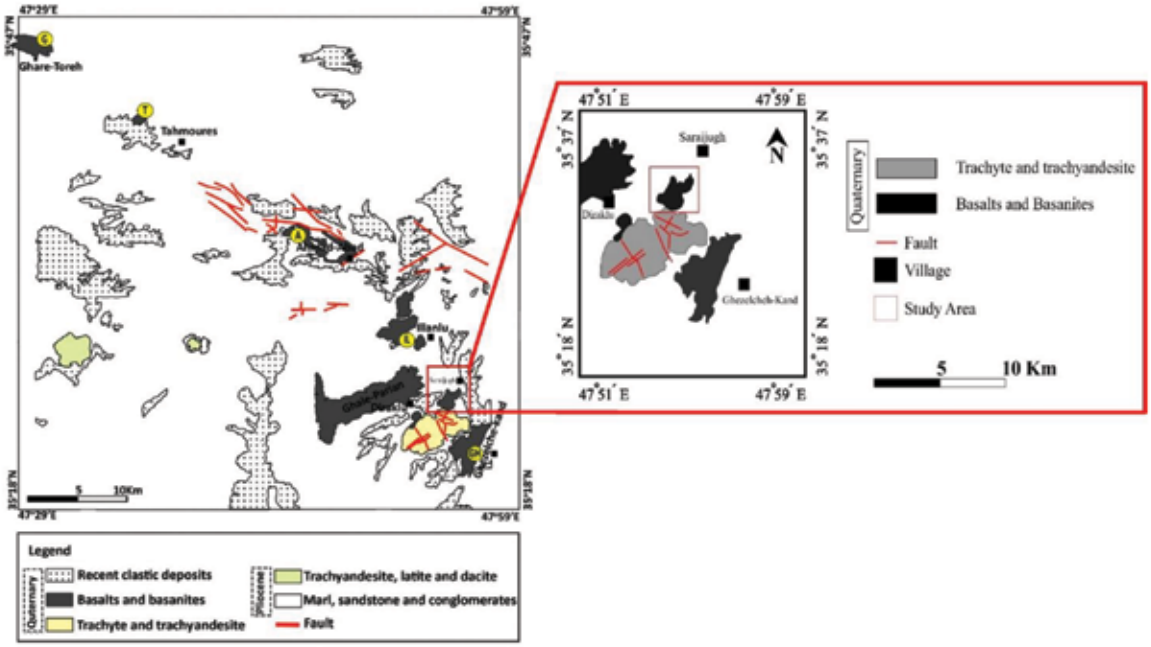
یکی از ویژگی‌های شاخص این گستره، قرارگیری توالی‌های بازالتی کواترنری به‌صورت ناپیوسته، بر روی سنگ‌های دگرگونی یا نهشته‌های رسوبی قدیمی‌تر است. این رابطه چینه‌ای اهمیت ویژه‌ای دارد، زیرا نشان می‌دهد که میان شکل‌گیری بستر قدیمی و آغاز فعالیت‌های آتشفشانی جوان، یک وقفه تکتونیکی و فرسایشی قابل‌توجه وجود داشته است. این ناپیوستگی، حاکی از پویایی پوسته، تغییرات سطح نسبی و بازتنظیم میدان تنش در دوران پسابرخوردی است که زمینه را برای بازشدگی‌های کششی و فوران‌های آتشفشانی فراهم کرده است (Azizi et al.، 2013؛ ویسی و همکاران، ۱۳۹۴؛ قادری و همکاران، ۱۴۰۱). بر این اساس، استقرار بازالت‌های کواترنری در گستره را می‌توان نتیجه نازک‌شدگی لیتوسفر، افزایش گرادیان‌های حرارتی، و فراهم شدن شرایط مناسب برای ذوب‌بخشی گوشته‌ای دانست (Allen et al.، 2013).

در مجموع، شواهد ساختاری گستره نشان می‌دهد که گسل‌ها و پهنه‌های برشی، مسیرهای ترجیحی برای صعود ماگما فراهم کرده‌اند. این برداشت با نتایج نریمانی و همکاران (۱۴۰۴) درباره پهنه بازالتی آلکالن دیرکلو-مهدی‌خان نیز هم‌خوانی دارد؛ جایی که ماگماتیسم کواترنری به یک سازوکار کششی درون‌صفحه‌ای نسبت داده شده است.

1. Space-making
2. Intra-plate



شکل ۱. نقشه پهنه‌بندی زمین‌ساختی ایران و جایگاه کمربند سنندج-سیرجان در چارچوب کمربندهای ساختاری اصلی. کادر مشخص‌شده موقعیت گستره موردمطالعه را در شمال‌غرب این کمربند و در مجاورت مراکز آتشفشانی پلیو-کواترنر نشان می‌دهد (اقتباس و اصلاح از Agard et al., 2020; Moghadam et al., 2022)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره شمال‌شرق قروه، استان کردستان، برگرفته از Salehi et al., (2023)؛ کادر مشخص‌شده موقعیت نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده گستره سرایجوق را نشان می‌دهد

روش مطالعه

به منظـــور پژوهش‌های پتروگرافی و آزمایشـــگاهی، از نمونه‌های برداشـــت شـــده ۲۰ مقطع نازک تهیه شد. شش نمونه از ســـنگ‌های ســـالم و همـــوژن را کـــه ویژگی‌های مجموعه ســـنگ‌های گســـتره را در بر می‌گیرنـــد و دارای حداقـــل هوازدگـــی و رگه‌های ثانویه بودند نیـــز برای آنالیز سنگ کل انتخاب شد. اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب، ازجمله عناصر خاکی کمیاب، پس از آماده‌ســـازی به روش ذوب قلیایی، در آزمایشـــگاه ACME کانادا و با روش‌های ICP-ES/ICP-MS اندازه‌گیری شدند. آماده‌سازی نمونه‌ها از طریق ذوب در لیتیوم متروبورات و سپس انحلال محصول ذوب‌شـــده در اسید نیتریک انجام شـــد. اکسیدهای اصلی بیشتر با ICP-ES و عناصر کمیاب و خاکی کمیاب با ICP-MS اندازه‌گیری شدند.

تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های سه مقطع، با استفاده از میکروپـــروب الکترونی مـــدل JEOL JXA-8800R در دانشـــگاه یاماگاتا در کشور ژاپن انجام شد. آنالیز ۱۶ نقطه از این کانی‌ها تحت ولتاژ شـــتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت و جریان پرتو ۱۵ نانو آمپر انجام شد. مواد معدنی طبیعی و مصنوعی از ترکیبات شناخته‌شده به‌عنوان استاندارد استفاده شدند. نتایج تجزیه شیمی کل و شیمی کانی‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

پتروگرافی

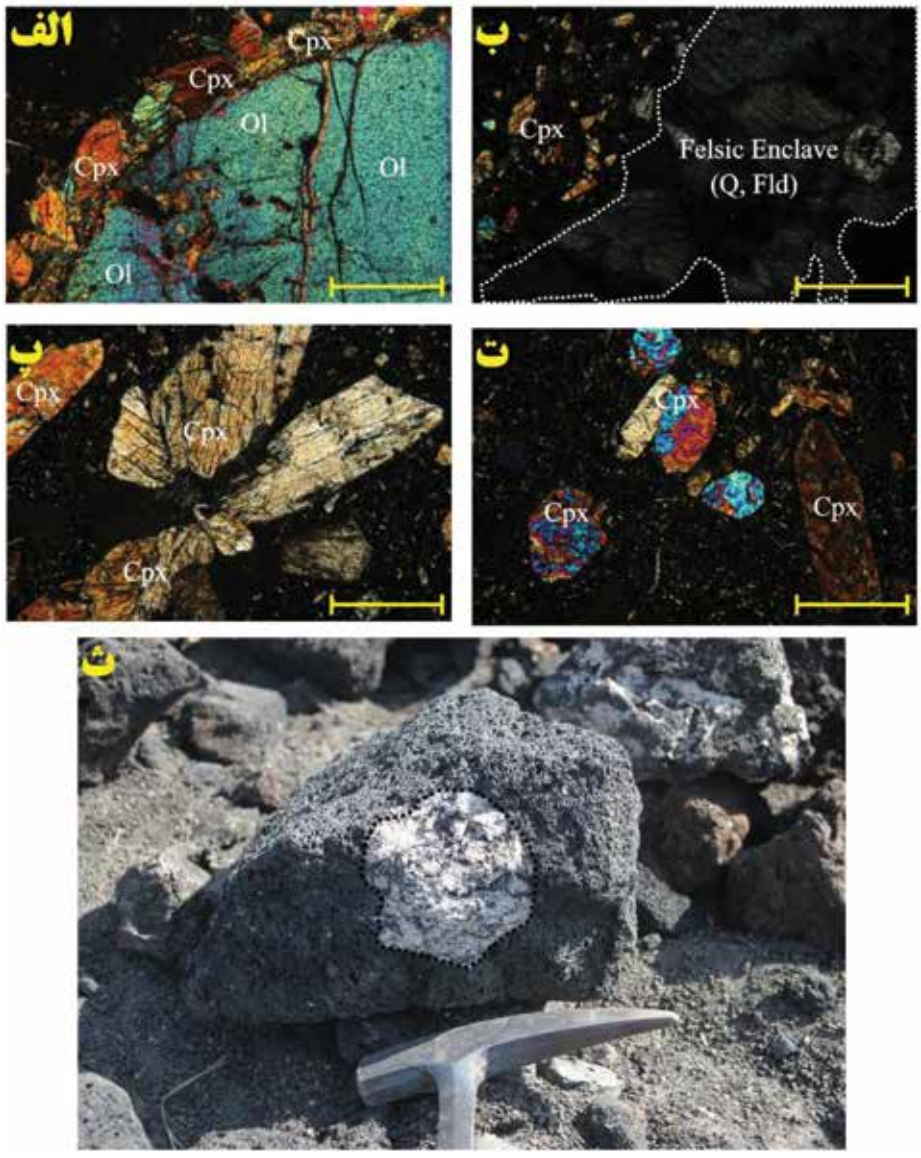
در این پژوهش، تمرکز اصلی بر نمونه‌های بازالتیِ گستره سرایجوق است و نتایج ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی ارائه‌شده بیشـــتر به همین سنگ‌ها مربوط می‌شود. واحدهایی مانند بازانیت، تراکیت و تراکی‌آندزیت که در نقشـــه زمین‌شناسی گستره دیده می‌شوند، بیانگر تنوع واحدهای آذرین در گستره مطالعه هستند، اما در این پژوهش نمونه‌برداری و آنالیزهای شیمیایی به‌طور ویژه بر بازالت‌های آلکالن متمرکز بوده است.

ویژگی‌هـــای پتروگرافی بازالت‌های آلکالن ســـرایجوق، نشـــان‌دهنده‌ی یک سامانه ماگمایی پویا با تاریخچه‌ی تبلور چندمرحله‌ای است. این سنگ‌ها بیشتر بافت‌های پورفیری تا گلومروپورفیری را نشان می‌دهند که در آن فنوکریست‌های الیوین و کلینوپیروکســـن در زمینه‌ای ریزبلور تا میکرولیتی جای گرفته‌اند (شکل ۳). حضور انکلاوهای فلسیک/گنیسی در نمونه‌های دســـتی می‌تواند نشان‌دهنده تعامل موضعی ماگما با ســـنگ‌های دربرگیرنده در حین صعود باشد. بافت زمینه‌ای اینترگرانولار تا اینترسرتال نشان‌دهنده سردشدگی تا اندازه‌ای ســـریع مذاب در مراحل پایانی صعود و استقرار در شـــرایط کم‌عمق تا ســـطحی اســـت؛ فرآیندی که تحت کنترلِ رژیم‌های کششـــی و وجود مجاری ســـاختاریِ فعال برای انتقال ســـریع ماگما از اعماق به ســـطح صورت گرفته است (Lustrino and Wilson، 2007)؛ با این حال، نبود بافت شیشه‌ای و بلورهای اسکلتی نشان می‌دهد که آهنگ سردشدگی به حد کوئنچ کامل (Complete quenching) یا فوق‌سردشدگیِ شـــدید نرسیده و مذاب همچنان فرصت تبلـــور ریزبلورهای زمینه‌ای را داشـــته اســـت (Hibbard، 1995؛ Winter، 2010؛ Philpotts and Ague، 2009؛ Kirkpatrick، 1975).

الیوین به‌عنوان یکی از فازهای فنوکریستی اولیه، بیشتر به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شود. حاشـــیه‌های ایدینگســـیتی در برخی بلورها، نشان‌دهنده دگرســـانی پـــس از تبلور اســـت، در حالی‌کـــه بخش‌های مرکزی تا اندازه‌ای ســـالم و کم‌دگرسان، بیانگر حفظ بافت اولیه ایـــن کانی‌ها در مراحل آغازین تبلور ماگما هســـتند. همچنین، تشـــکیل تجمعات بلوری (گلومروکریســـت) از الیوین، نشـــان‌دهنده توقف‌های موقتی در مخازن کم‌عمق و فرآیندهای تفریـــق بلوری محدود پیـــش از خروج نهایی ماگماست (Le Maitre، 2002).

در میان فازهای کانیایی، کلینوپیروکســـن با بیشترین فراوانی، کلیدی‌ترین کانی برای بررســـی پتروژنز ســـنگ‌ها محسوب می‌شود. بلورهای کلینوپیروکسن با شکل منشوری کوتاه، اغلب منطقه‌بندی‌های نوســـانی یا نامنظم را نشان می‌دهند. این ناهمگنی‌های ترکیبی در هسته و حاشیه بلورها، بازتابی از ناپایداری‌های دینامیکی در مخازن ماگمایی، تغییراتِ فشار-دما و یا ورود پالس‌های ماگمایی جدید[1] به سامانه است

1. Magma recharge



شـــکل ۳. ویژگی‌های پتروگرافی نمونه‌های بازالتی الف) هســـته‌بندی و رشد بلورهای کلینوپیروکســـن بر روی فنوکریست‌های الیوینِ از پیش متبلور شـــده در یک نمونه اسکوری (XPL). ب) انکلاو گنیســـی حاوی بلورهای کوارتز و فلدسپار در متن یک بازالت (XPL). پ و ت) بافت گلومروپورفیری متشکل از گلومروکریست‌های کلینوپیروکسن با اشکال نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (XPL). ث) انکلاو گنیسی در نمونه دستی یک اسکوری گستره سرایجوق

که در پهنه‌های پسابرخوردی، پیوندی ناگسستنی با فعالیت ســـاختارهای تکتونیکی در کنترل مسیر صعود ماگما دارد (Neave et al., 2014).

پلاژیوکلاز در این بازالت‌ها بیشتر در قالب میکرولیت‌های کشیده (سوزنی‌شـــکل) تا تیغه‌ای در فاز زمینه تبلور یافته است. سوگیری ترجیحی ضعیف این میکرولیت‌ها، نمایانگر جریان خفیف مذاب در مراحل پایانی تبلور و انجماد سنگ است. افزون بر این، فراوانی اندک فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها با ویژگی‌های ذاتی ماگماهای آلکالنِ حاصل از درجات پایین ذوب‌بخشـــی ســـازگاری دارد؛ در این نوع سیســـتم‌های ماگمایی، بالا بودن فعالیـــت عناصر آلکالی، پایداری پلاژیوکلاز را در دماهای بالا کاهش داده و تبلور آن را به مراحل پسین تکامل مذاب و تشکیل فاز زمینه محدود می‌ســـازد (Lustrino and Wilson, 2021). کانی‌هـــای کدر (اپک) فرعی شامل اکسیدهای آهن-تیتان (مگنتیت و ایلمنیت)، به‌صورت ریزبلورهای پراکنده در زمینه و یا به‌عنوان

ادخال در درشت‌بلورهای پیروکسن دیده می‌شوند؛ فراوانی و نحوه توزیع این فازها می‌تواند با شرایط تا اندازه‌ای اکسیدان در حین تبلور سازگار باشد (Mollo et al., 2021).

ژئوشیمی سنگ‌کل

برای کاهش اثر دگرسانی، نمونه‌های با کمترین تغییر ثانویه انتخاب شده‌اند. مقادیر پایین LOI (۱/۰۸ تا ۱/۵۰) نشان می‌دهد که دگرسانی در حد خفیف بوده و لذا تفسیر پتروژنتیکی مبتنی بر عناصر کم‌تحرک، به‌ویژه REE و HFSE معتبر است. همبستگی و رفتار تا اندازه‌ای منظم عناصر HFSE (مانند Nb, Ta, Zr, Hf, Y) نیز مؤید حفظ نشانه‌های اولیه ماگمایی است. در مقابل، پراکندگی محدود عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (Rb, Ba, Sr) می‌تواند ناشی از سیالات دگرسانی/هیدروترمال یا هضم و آمیختگی موضعی قطعات گنیسی (مطابق مشاهده انکلاوهای گنیسی در سنگ‌ها) باشد؛ با این وجود، دامنه این تغییرات برای مخدوش کردن روندهای اصلی ژئوشیمیایی کافی نیست و بیش‌تر به‌صورت نویز ثانویه روی LILEها ظاهر می‌شود (Pearce, 2008).

رده‌بندی سنگ‌ها و سرشت ماگما

در این پژوهش، نام‌گذاری سنگ‌ها بر پایه تلفیق مشاهدات پتروگرافی و طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (به‌ویژه نمودار TAS[1] و سایر شاخص‌های شیمی سنگ‌کل) انجام‌شده است. نتایج نشان می‌دهد که نمونه‌های مطالعه‌شده بیشتر در محدوده سنگ‌های آلکالن بازالتی قرار می‌گیرند.

ترکیب شیمیایی سنگ‌های گستره سرایجوق نشان می‌دهد که نمونه‌ها بیشتر در محدوده بازالت‌های آلکالن قرار می‌گیرند و تنها تغییرات محدودی در میزان SiO_2 و مجموع آلکالی‌ها مشاهده می‌شود. مقادیر SiO_2 بین ۴۵/۵ تا ۴۸/۹ درصد وزنی و مجموع آلکالی‌ها (Na_2O+K_2O) بین ۳/۹ تا ۶/۲ درصد وزنی تغییر می‌کند (جدول ۱). این بازه ترکیبی، بیانگر ماهیت بیشتر آلکالن ماگماهاست؛ به‌گونه‌ای که در نمودار TAS، نمونه‌ها بیشتر در میدان‌های بازالت آلکالن و تراکی‌بازالت قرار می‌گیرند (Le Bas et al., 1986) (شکل ۴).

از نظر تغییرات عناصر اصلی، مقادیر تا اندازه‌ای بالای MgO (۶/۱ تا ۸/۴۵ درصد وزنی) و CaO (۸/۸ تا ۹/۹۳ درصد وزنی) نشان می‌دهد که ماگماهای مولد این سنگ‌ها ماهیتی تا اندازه‌ای اولیه داشته و نمونه‌ها دچار تفریق بلوریِ شدید نشده‌اند. با این حال، افزایش تدریجی SiO_2 همراه با افزایش Na_2O و K_2O بیانگر آن است که پس از مراحل آغازین تبلور، اندکی تکامل ماگمایی نیز در سامانه رخ داده و مذاب‌های باقیمانده به‌تدریج از آلکالی‌ها غنی‌تر شده‌اند.

مقادیر تا اندازه‌ای یکنواخت Al_2O_3 (۱۶/۴ تا ۱۷/۵۳ درصد وزنی) همراه با نبود ناهنجاری منفی شدید Eu نشان می‌دهد که احتمالاً جدایش گسترده پلاژیوکلاز در مراحل اولیه تبلور غالب نبوده است. این موضوع می‌تواند بیانگر آن باشد که در مراحل آغازین، تبلور کانی‌های مافیک، به‌ویژه الیوین و احتمالاً کلینوپیروکسن، نقش مهم‌تری در کنترل ترکیب مذاب داشته‌اند و سهم پلاژیوکلاز در مراحل بعدیِ تکامل ماگما افزایش یافته است. همچنین مقادیر تا اندازه‌ای بالای TiO_2 (۱/۶۴ تا ۳/۱۲ درصد وزنی) با ماهیت آلکالن ماگماها و غنی‌شدگی نسبی منبع گوشته‌ای آن‌ها سازگار است (Neave et al., 2014) (جدول ۱).

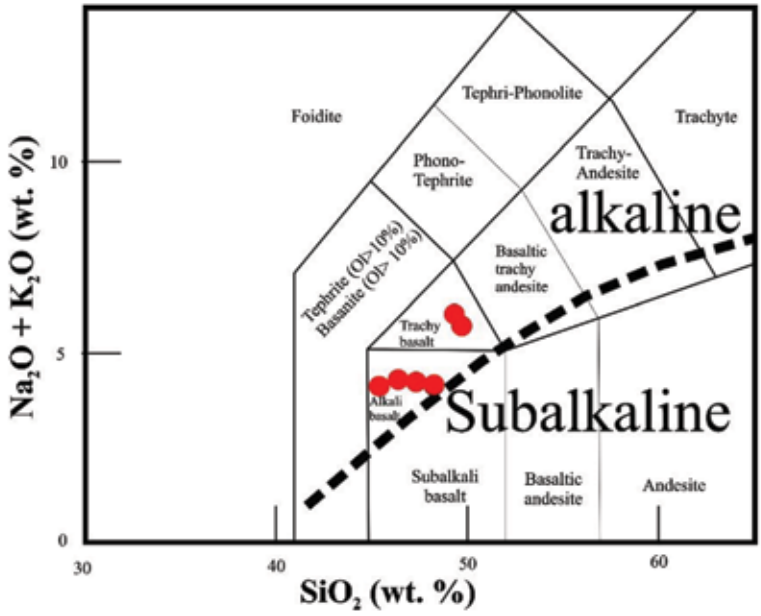
از سوی دیگر، نمودار تفکیک تکتونیکی Th/Hf-Ta/Hf نیز شواهد مکملی برای تفسیر جایگاه تکتونوماگمایی این سنگ‌ها فراهم می‌کند. در این نمودار، نمونه‌های مورد پژوهش بیشتر در قلمرو بازالت‌های درون قاره‌ای کششی قرار می‌گیرند و تنها تعداد محدودی از نقاط در قلمرو ریفت قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵). نسبت‌های Th/Hf و Ta/Hf به دلیل استفاده از عناصر تا اندازه‌ای نامتحرک با رفتار ناسازگار، ابزار مناسبی برای بررسی محیط تکتونیکی بازالت‌ها و تشخیص تأثیرات منبع گوشته‌ای، آلودگی پوسته‌ای و فرآیندهای مرتبط با ذوب‌بخشی به‌شمار می‌روند (Pearce, 2020).

جایگاه داده‌ها در قلمرو کششی قاره‌ای نشان می‌دهد که تشکیل ماگمای بازالتی سرایجوق احتمالاً در ارتباط با نازک‌شدگی لیتوسفر قاره‌ای، بازشدگی ساختاری و آغاز فرایندهای ریفتی صورت گرفته است. این تفسیر با ماهیت

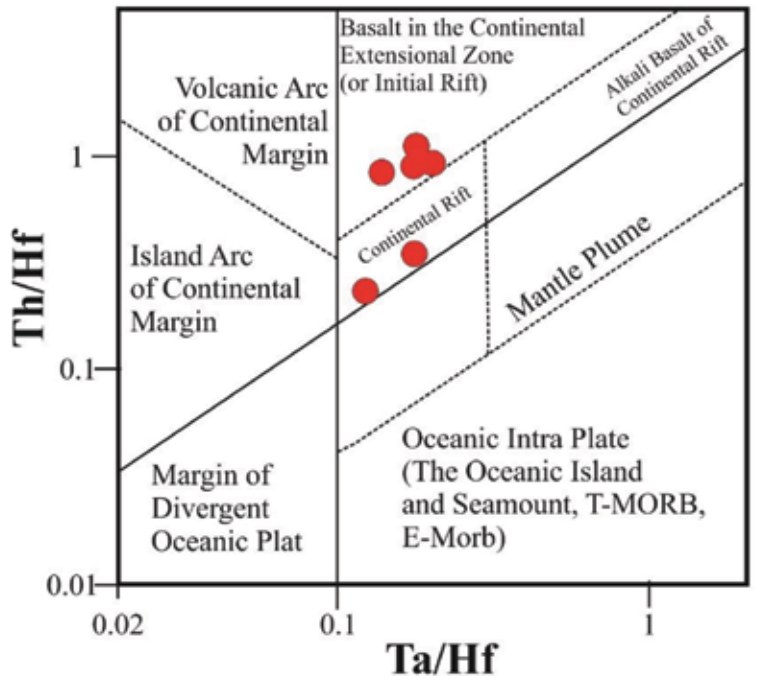
1. Total Alkali-Silica

جدول ۱. داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی سرایجوق توسط دستگاه ICP-ES/ICP-MS
(اکسیدهای اصلی به صورت درصد وزنی و دیگر عناصر به صورت ppm نمایش داده شده‌اند)

Sample	Gh-4	Gh-47	Gh-42	Gh-8	Gh-9	Gh-12
SiO_2	۴۵/۵۰	۴۶/۸۰	۴۸/۹۰	۴۷/۷۰	۴۶/۵۰	۴۸/۶۵
TiO_2	۳/۱۲	۲/۶۵	۱/۷۸	۲/۹۷	۲/۳۴	۱/۶۴
Al_2O_3	۱۷/۵۳	۱۶/۴۰	۱۷/۲۰	۱۶/۹۵	۱۶/۷۱	۱۶/۹۲
Fe_2O_3	۹/۳۳	۹/۱۰	۸/۶۰	۹/۰۴	۹/۶۳	۹/۴۲
MnO	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۲۳	۰/۱۵
MgO	۸/۱۲	۸/۰۰	۶/۱۰	۸/۳۲	۸/۴۵	۶/۲۰
CaO	۹/۹۳	۹/۴۰	۸/۹۰	۸/۸۰	۹/۱۱	۹/۲۰
Na_2O	۲/۴۱	۲/۸۰	۴/۱۰	۲/۵۴	۲/۶۳	۴/۲۷
K_2O	۱/۵۵	۱/۴۲	۱/۸۵	۱/۴۹	۱/۵۶	۱/۹۷
P_2O_5	۰/۴۵	۰/۴۱	۰/۸۲	۰/۳۷	۰/۳۳	۰/۹۸
LOI	۱/۵۰	۱/۴۸	۱/۱۲	۱/۲۰	۱/۲۷	۱/۰۸
Total	۹۹/۵۶	۹۹/۹۲	۹۹/۹۷	۹۹/۵۲	۹۸/۷۶	۱۰۰/۴۸
Cs	۰/۱۱	۱/۸۰	۰/۹۰	۰/۳۸	۲/۱۶	۰/۴۹
Rb	۳۴/۶۰	۴۷/۰۰	۴۲/۰۰	۴۴/۰۰	۴۵/۶۰	۳۹/۵۰
Ba	۳۷۱/۰۰	۹۸۰/۰۰	۸۲۰/۰۰	۷۰۸/۰۰	۱۰۲۰/۰۰	۴۷۳/۰۰
Th	۱/۸۶	۴/۷۰	۳/۸۰	۵/۱۳	۳/۸۹	۲/۵۷
Ta	۰/۹۰	۱/۴۰	۱/۲۰	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۳۰
Nb	۱۷/۱۰	۱۸/۹۰	۲۲/۴۰	۲۳/۱۰	۲۴/۱۰	۲۷/۶۰
Sr	۴۲۲/۰۰	۱۳۸۰/۰۰	۱۵۵۰/۰۰	۱۴۵۰/۰۰	۱۳۰۰/۰۰	۱۶۹۵/۰۰
Pb	۱۰/۰۰	۱۶/۰۰	۱۲/۰۰	۱۱/۰۰	۱۸/۰۰	۸/۰۰
Zr	۱۸۹/۰۰	۲۴۵/۰۰	۲۱۰/۰۰	۱۵۸/۰۰	۲۶۸/۰۰	۱۳۶/۰۰
Hf	۴/۵۰	۴/۸۰	۴/۱۰	۵/۷۰	۴/۲۰	۴/۵۰
Y	۲۰/۲۰	۲۲/۵۰	۱۷/۸۰	۲۸/۰۰	۱۹/۳۰	۲۰/۸۰
V	۱۸۲/۰۰	۱۹۵/۰۰	۱۸۵/۰۰	۱۷۶/۰۰	۱۸۵/۰۰	۱۷۱/۰۰
Cr	۱۵۳/۰۰	۲۹۵/۰۰	۱۸۰/۰۰	۱۵۵/۰۰	۳۲۰/۰۰	۱۶۹/۰۰
Co	۲۳/۷۰	۳۴/۰۰	۲۷/۰۰	۲۲/۴۰	۳۵/۴۰	۲۱/۱۰
Ni	۱۵۹/۰۰	۲۴۵/۰۰	۱۶۵/۰۰	۱۶۲/۰۰	۲۶۶/۰۰	۱۸۶/۰۰
Zn	۹۹/۰۰	۱۱۲/۰۰	۱۰۵/۰۰	۹۵/۰۰	۱۰۶/۰۰	۷۹/۰۰
La	۵۰/۱۰	۴۹/۰۰	۵۲/۰۰	۵۲/۷۰	۵۰/۰۰	۴۴/۲۰
Ce	۱۰۸/۵۰	۱۱۰/۰۰	۱۰۲/۰۰	۱۲۹/۸۰	۱۰۹/۵۰	۱۱۵/۰۰
Pr	۱۱/۹۰	۱۱/۴۰	۱۰/۸۰	۹/۹۷	۳/۹۷	۱۲/۸۰
Nd	۴۴/۹۰	۴۴/۰۰	۴۱/۰۰	۳۶/۷۰	۱۸/۱۰	۴۸/۳۰
Sm	۹/۴۶	۱۰/۲۰	۹/۸۰	۹/۹۴	۹/۴۰	۸/۶۶
Eu	۲/۱۲	۲/۱۰	۱/۹۰	۱/۶۳	۱/۵۵	۱/۸۲
Gd	۶/۹۰	۶/۸۰	۶/۳۰	۵/۸۵	۴/۴۶	۵/۸۹
Tb	۰/۸۵	۰/۸۱	۰/۷۴	۰/۷۸	۰/۶۹	۰/۶۱
Dy	۲/۰۵	۴/۰۰	۳/۶۰	۵/۷۱	۲/۶۶	۲/۶۶
Ho	۰/۳۹	۰/۷۴	۰/۶۵	۱/۰۴	۰/۵۰	۰/۴۴
Er	۱/۱۲	۲/۲۰	۱/۹۰	۲/۹۶	۱/۴۶	۱/۲۳
Tm	۰/۱۳	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۳۷	۰/۱۹	۰/۱۴
Yb	۱/۴۰	۲/۸۰	۲/۳۰	۳/۰۰	۱/۲۰	۲/۰۰
Lu	۰/۱۶	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۳۷	۰/۲۰	۰/۱۴



شکل ۴. نمودار TAS برای ترکیب سنگ کل نمونه‌ها (Le Bas et al.، 1986). بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت آلکالن تا تراکی بازالت قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده ماهیت آلکالن ماگمای مولد این سنگ‌ها است



شکل ۵. نمودار تفکیک تکتونیکی Ta/Hf در برابر Th/Hf که جایگاه زمین‌ساختی ماگماها را نشان می‌دهد. داده‌ها بیشتر در محدوده بازالت‌های درون‌صفحه‌ای کمربندهای کششی و یا ریفت‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (Wang et al.، 2001)

آلکالن سنگ‌ها در نمودار TAS نیز همخوانی دارد، زیرا ماگماهای آلکالن بازالتی همواره در محیط‌هایی با درجه ذوب‌بخشی پایین‌تر، فشارهای تا اندازه‌ای بالاتر و منابع گوشته‌ای غنی‌شده در رژیم‌های کششی درون‌قاره‌ای یا پسابرخوردی تولید می‌شوند (Wilson، 1989؛ Pearce، 2020؛ Winter، 2010).

بنابراین، ترکیب نتایج حاصل از نمودارهای TAS و Th/Hf-Ta/Hf نشان می‌دهد که بازالت‌های سرایجوق از

نظر ژئوشیمی سنگ‌کل دارای ماهیت بازالت آلکالن تا تراکی بازالت بوده و از نظر تکتونوماگمایی با یک محیط کششی قاره‌ای، احتمالاً مرحله آغازین ریفت‌زایی در یک پهنه پسابرخوردی مرتبط هستند.

الگوهای بهنجارشده عناصر نادر خاکی و عناصر ناسازگار

الف. الگوهای REE بهنجارشده به کندریت

الگوهای عناصر نادر خاکی بهنجارشده به کندریت (Boynton، 1984) در شکل ۶-الف، غنی‌شدگی قابل‌توجه LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهند و نسبت‌های La/Yb = ۱۷-۴۲ این ویژگی را تأیید می‌کنند. با وجود این غنی‌شدگی، بخش HREE الگوی تا اندازه‌ای مسطح تا اندکی کاهشی دارد؛ ازاین‌رو، این داده‌ها به‌تنهایی شواهد قاطعی برای حضور گسترده گارنت در منبع ارائه نمی‌کنند؛ با این حال، مجموع شواهد شامل غنی‌شدگی LREE، مقادیر پایین Y و Yb و نتایج مدل‌سازی ذوب‌بخشی، با مشارکت محدود گارنت در باقیمانده منبع یا ذوب‌بخشی در محدوده گذار اسپینل-گارنت سازگار است (Aldanmaz et al.، 2000؛ Workman and Hart، 2005).

ناهنجاری Eu در اغلب نمونه‌ها ضعیف یا ناچیز است ($Eu/Eu^{*} \approx 1$). نبود ناهنجاری منفی مشخص Eu می‌تواند با چند سازوکار مکمل توضیح داده شود: نخست، در صورتی که الیوین و کلینوپیروکسن فازهای غالب تبلور اولیه باشند و پلاژیوکلاز در مراحل بعدی وارد مجموعه کانی‌شناسی شود، Eu در مذاب به‌طور سیستماتیک تهی نمی‌شود و ناهنجاری منفی چشمگیری شکل نمی‌گیرد. دوم، در شرایط فشار بالاتر و/یا ماگماهای تا اندازه‌ای آب‌دار، پایداری پلاژیوکلاز به تعویق می‌افتد و فازهای مافیک، به‌ویژه کلینوپیروکسن، نقش مهم‌تری در تکامل مذاب دارند. سوم، در ماگماهای آلکالنِ حاصل از ذوب‌بخشی درجه پایین، ویژگی‌های منبع و غنی‌شدگی LREE همواره بر اثر تفریق دیرهنگام پلاژیوکلاز غلبه می‌کند؛ بنابراین Eu ممکن است بدون ناهنجاری قابل‌توجه باقی بماند (Jegal et al.، 2025؛ Agard et al.، 2020؛ Lustrino and Wilson، 2021).

ب. نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به گوشته اولیه

نمودارهای چندعنصری بهنجارشده به گوشته اولیه (Sun and McDonough، 1989) در شکل ۶-ب نشان می‌دهند که نمونه‌ها از الگوی تا اندازه‌ای مشابه برخوردارند و به‌طور کلی غنی‌شدگی عناصر ناسازگار بزرگ‌یون (LILE) نسبت به عناصر ناسازگار با میدان قدرت بالا (HFSE) را نشان می‌دهند. یکی از ویژگی‌های مشخص این الگوها، افت نسبی تا ناهنجاری منفی ضعیف Nb و Ta است که در بسیاری از ماگماهای مشتق‌شده از منابع گوشته‌ای اثرپذیر از فرآیندهای فرورانش گزارش شده است. این الگو به‌طور کلی با ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده یا متاسوماتیسم‌شده سازگار است (Agard et al.، 2020؛ Pearce، 2008).

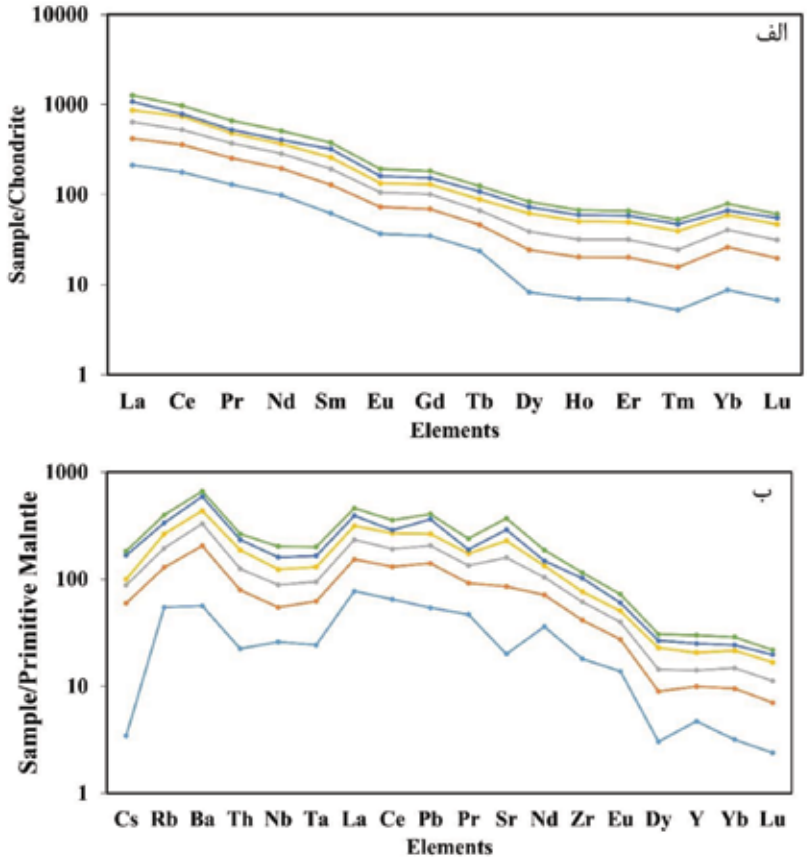
بحث

تفریق بلوری و تکامل ماگما

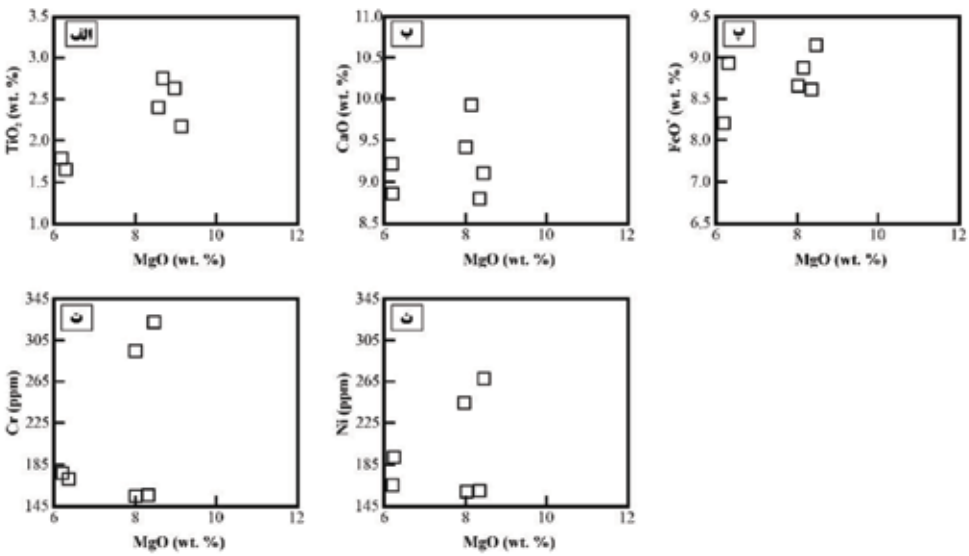
برای بررسی روند تکامل ماگما، تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر MgO به‌عنوان شاخص تفریق مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۷). همان‌طور که در نمودارها مشاهده می‌شود، نمونه‌ها در دو خوشه[1] مجزا با میزان MgO حدود ۶ درصد وزنی و ۸-۹ درصد وزنی قرار می‌گیرند و روند خطی ممتدی بین آن‌ها مشاهده نمی‌شود.

در نمودارهای MgO در برابر TiO_2، CaO و FeO^{*} (شکل ۷-الف، ب و پ)، پراکندگی داده‌ها و نبود یک روند کاهشی یا افزایشی منظم نشان می‌دهد که تفریق بلوری کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر نقش مسلطی در تنوع ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نداشته‌اند. همچنین در نمودارهای عناصر سازگار مانند Ni و Cr در برابر MgO (شکل ۷-ت و ث)، تغییرات وسیع این عناصر در مقادیر ثابت MgO، فرضیه تکامل صرفاً بر اساس تفریق بلوری را با چالش مواجه می‌کند. بنابراین، اگرچه تفریق محدود الیوین و کلینوپیروکسن در مسیر صعود رخ داده است، نبود روندهای خطی منظم نشان می‌دهد که این فرآیند عامل اصلی تنوع ترکیبی نمونه‌ها نبوده و ناهمگنی منبع و درجات

1. Cluster



شکل ۶. الف) الگوهای عناصر نادر خاکی بهنجارشده به کندریت برای نمونه‌های بازالتی سرایجوق؛ بهنجارسازی بر اساس Boynton (1984) غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و شیب ملایم بخش HREE با ذوب‌بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده سازگار است. ب) نمودار چندعنصری بهنجارشده به گوشته اولیه؛ بهنجارسازی بر اساس Sun and McDonough (1989) الگوها غنی‌شدگی LILE و LREE نسبت به HFSE، همراه با افت نسبی تا ناهنجاری منفی ضعیف Nb-Ta را نشان می‌دهند که بیانگر نقش یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده با میراث فرورانشی است



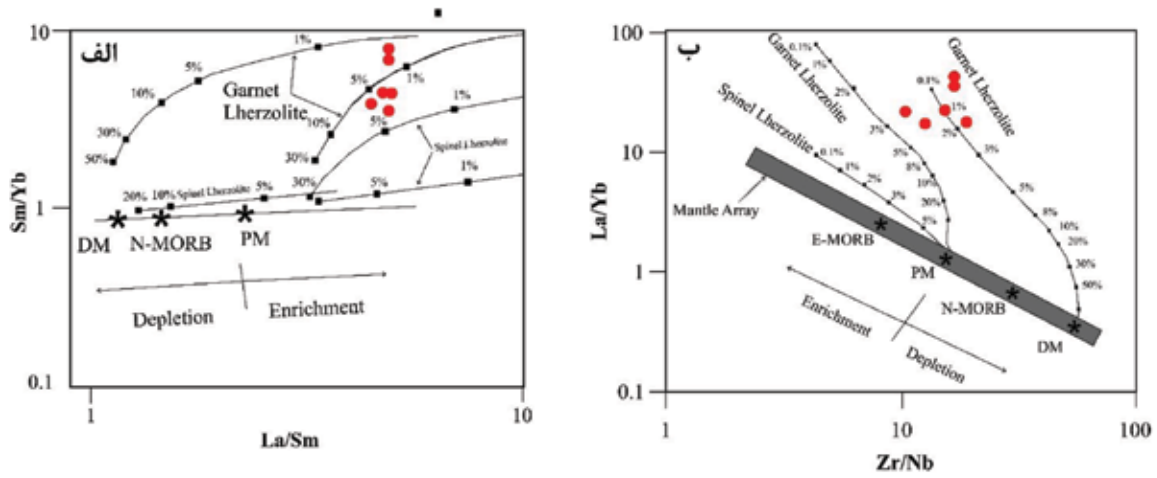
شکل ۷. نمودارهای تغییرات MgO در برابر اکسیدهای اصلی منتخب FeO_t، CaO و TiO_2 و عناصر سازگار Cr و Ni برای داده‌های سنگ‌کل. پراکندگی داده‌ها و نبود روندهای خطی منظم نشان می‌دهد که تفریق بلوری کلینوپیروکسن ± الیوین نقش مسلطی در کنترل تنوع ترکیبی نمونه‌ها نداشته و تغییرات ژئوشیمیایی بیشتر بازتاب‌دهنده ناهمگنی منبع و درجات متفاوت ذوب‌بخشی است

متفاوت ذوب‌بخشی نقش مهم‌تری داشته‌اند.

این ویژگی‌های ژئوشیمیایی (نبود روند خطی و پراکندگی عناصر سازگار) احتمالاً ناشی از درجات متفاوت ذوب‌بخشی از یک منبع گوشته‌ای ناهمگن و یا صعود سریع ماگما بدون توقف طولانی در اتاقک‌های ماگمایی است. در واقع، ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها بیشتر بازتاب‌دهنده ویژگی‌های اولیه پایه[1] و شرایط ذوب در منبع است تا فرآیندهای تفریق در اعماق کم.

درجه ذوب‌بخشی و ماهیت منبع

برای تعیین کانی‌شناسی منبع و برآورد درجه ذوب‌بخشی، از نمودارهای نسبت عناصر نادر خاکی و عناصر ناسازگار استفاده شد (شکل ۸). در نمودار Sm/Yb دربرابر La/Sm (شکل ۸-الف)، نمونه‌ها در محدوده‌ای قرار می‌گیرند که با ذوب‌بخشی درجه پایین از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده در محدوده گذار اسپینل-گارنت، یا با مشارکت محدود گارنت در باقیمانده منبع، سازگار است. همچنین در نمودار La/Yb در برابر Zr/Nb (شکل ۸-ب)، موقعیت نمونه‌ها بیانگر غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای و نقش متاسوماتیسم پیش از ذوب‌بخشی است (Aldanmaz et al., 2000). در این نمودار نمونه‌ها بالاتر از محدوده گوشته اولیه (PM) و در امتداد روند غنی‌شدگی[2] قرار گرفته‌اند. با توجه به اینکه این نمونه‌ها غنی‌شدگی بالایی در عناصر ناسازگار (مانند La) نسبت به عناصر HFSE نشان می‌دهند و با در نظر گرفتن درجه پایین ذوب‌بخشی (حدود ۲ تا ۶ درصد)، می‌توان استنباط کرد که منبع گوشته‌ای پیش از وقوع ذوب‌بخشی، تحت تأثیر فرآیندهای متاسوماتیسم قرار گرفته است. در واقع، غنی‌شدگی نمایان در LREE که در این نمودارها دیده می‌شود، بدون فرض یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده[3] از نظر فیزیکی و شیمیایی قابل توجیه نیست (Workman and Hart, 2005).



شکل ۸. نمودارهای نسبت عناصر نادر خاکی و عناصر ناسازگار برای ارزیابی ماهیت منبع گوشته‌ای و درجه ذوب‌بخشی. الف) نمودار Sm/Yb دربرابر La/Sm که قرارگیری نمونه‌ها را در محدوده سازگار با ذوب‌بخشی درجه پایین از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده در گذار اسپینل-گارنت، یا با مشارکت محدود گارنت در باقیمانده منبع، نشان می‌دهد. ب) نمودار La/Yb دربرابر Zr/Nb که غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای و نقش متاسوماتیسم پیش از ذوب‌بخشی را پشتیبانی می‌کند. پراکندگی نمونه‌ها با ذوب‌بخشی حدود ۲ تا ۶ درصد از یک گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم‌شده سازگار است (Aldanmaz et al., 2000; Workman and Hart, 2005)

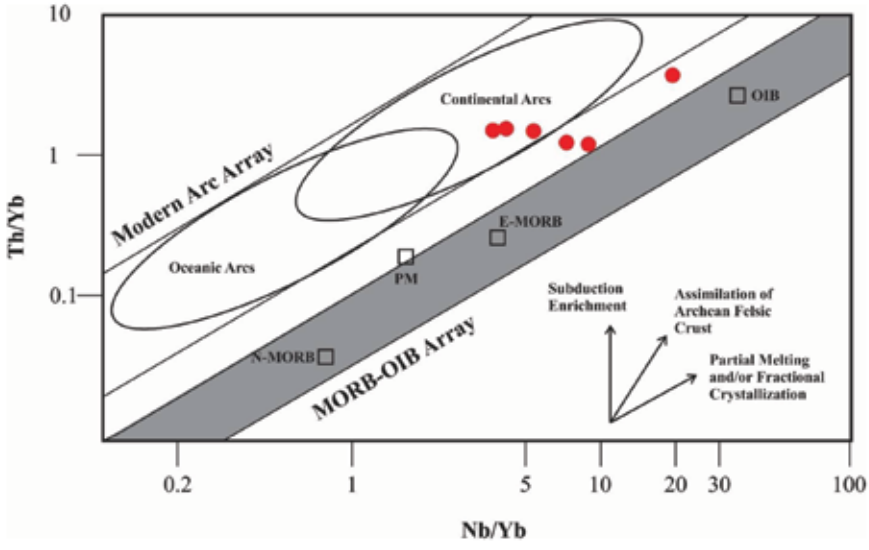
1. Primary/Primitive signatures
2. Enrichment
3. Enriched Mantle

متاسوماتیسم منبع و محیط تکتونیکی

الگوهای ژئوشیمیایی به‌دست‌آمده از سنگ‌های گستره سرایجوق، به‌ویژه در نمودارهای چندعنصری (شکل ۶-ب)، نشان‌دهنده غنی‌شـــدگی واضح در عناصر LILE و LREE نســـبت به عناصر HFSE است. یکی از ویژگی‌های شاخص این الگوها، افت نســـبی تا ناهنجـــاری منفی ضعیف Nb و Ta، همراه با مقادیر تا اندازه‌ای بالای La/Nb است. اگرچه این سنگ‌ها ماهیت آلکالن درون‌صفحه‌ای نشان می‌دهند، اما وجود این آنومالی‌ها بیانگر نقش مؤلفه‌های فرورانشی در سرچشمه آن‌هاست.

جهت بررســـی دقیق‌تر، از نمـــودار Th/Yb دربرابر Nb/Yb استفاده شد (شکل ۹). در این نمودار، نمونه‌های مورد پژوهش بالاتـــر از محدوده گوشـــته‌ای[1] و در نزدیکی قلمرو کمان‌هـــای قاره‌ای[2] قرار می‌گیرند. بـــا توجه به میزان بالای MgO و عناصر سازگار (Ni و Cr) در اکثر نمونه‌ها که احتمال آلودگی گسترده پوســـته‌ای را منتفی می‌کند، جابه‌جایی به سمت مقادیر بالای Th/Yb را می‌توان به متاسوماتیسم منبع گوشته لیتوسفری نسبت داد. در واقع، گوشته زیرین گستره در طی فرآیندهای فرورانش قدیمی‌تر (احتمالاً نئوتتیس)، توسط سیالات و مذاب‌های حاصل از پوسته اقیانوسی فرورفته غنی شده و میراثی از آنومالی‌های ژئوشیمیایی (مانند تهی‌شدگی Nb-Ta) را در خود حفظ کرده است.

در رابطه با رفتار عناصر سنگین نادر خاکی (HREE)، الگوی تا اندازه‌ای مسطح این عناصر در نمونه‌ها نشان‌دهنده ذوب‌بخشـــی در اعماق کمتر از پایداری مطلق گارنت (مرز انتقال اســـپینل به گارنت) است. این ویژگی در بازالت‌های آلکالن پســـابرخوردی یا درون‌صفحـــه‌ای که در محیط‌های کششـــی حاصل از نازک‌شدگی لیتوسفر و احتمالاً مشارکت حرارتی/دینامیکی آستنوسفر شـــکل می‌گیرند، بسیار رایج اســـت. در مقابل، در محیط‌های فرورانش فعال، به دلیل حضـــور پایدار گارنـــت در اعماق زیـــاد، HREEها همواره تهی‌شدگی شدیدی نشـــان می‌دهند. بنابراین، ویژگی‌های ژئوشیمیایی گستره سرایجوق ترکیبی از ماهیت ماگماتیسم کششـــی (آلکالن) و شواهد ژئوشـــیمیایی میراث فرورانش (متاسوماتیسم قبلی گوشـــته) (Agard et al., 2020) را به‌طور همزمان نشان می‌دهد که با مدل‌های پسابرخوردی برای کمربند سنندج-سیرجان در کواترنری مطابقت دارد.

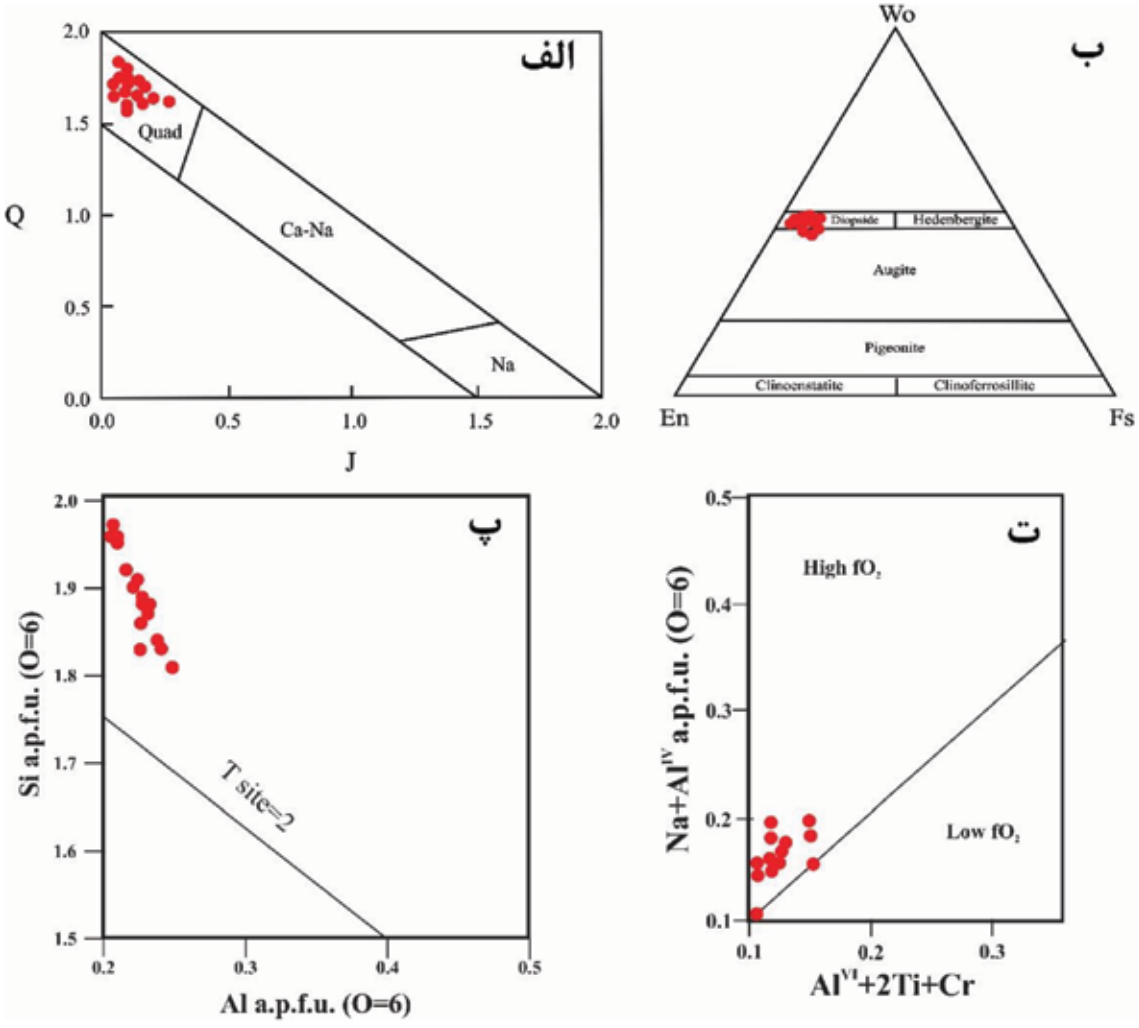


شـــکل ۹. نمودار تفکیک محیط زمین‌ســـاختی Th/Yb دربرابر Nb/Yb (Pearce, 2008) برای بررســـی نقش مؤلفه‌های فرورانشی و آلودگی پوسته‌ای در ترکیب ماگماها؛ قرارگیری نمونه‌های سرایجوق در بالای آرایه MORB-OIB و تمایل آن‌ها به سوی قلمرو کمان‌های قاره‌ای، بیانگر غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای توسط مؤلفه‌های وابسته به فرورانش پیشین است. با توجه به مقادیر تا اندازه‌ای بالای MgO، Ni و Cr، سهم آلودگی پوسته‌ای گسترده محدود ارزیابی می‌شود.

1. MORB-OIB Array
2. Continental Arcs

شیمی کانی کلینوپیروکسن و تکامل ماگمایی

کلینوپیروکسن‌های گستره سرایجوق از نظر ترکیبی در قلمرو دیوپسید و در موارد معدودی (نمونه‌های تکامل‌یافته‌تر) در قلمرو اوژیت قرار می‌گیرند. بر اساس ویژگی‌های ساختاری، این کانی‌ها از نظر ترکیبی دارای مقدار تا اندازه‌ای پایین Al هستند و جانشینی Al در جایگاه تتراهدرال آن‌ها محدود است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. (الف) نمودار Q-J برای تعیین نوع کلینوپیروکسن، که نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌ها در محدوده Quad است. (ب) نمودار مثلثی Wo-En-Fs؛ نمونه‌ها بیشتر در محدوده دیوپسید (Diopside) متمرکز شده‌اند. (پ) نمودار Si در مقابل Al بر حسب a.p.f.u که میزان جانشینی Al در جایگاه تتراهدرال کلینوپیروکسن را نشان می‌دهد. (ت) نمودار تغییرات Na+AlIV در برابر AlVI+2Ti+Cr برای تخمین شرایط فوگاسیته اکسیژن؛ داده‌ها با شرایط تا اندازه‌ای اکسیدان در زمان تبلور سازگارند و می‌توانند بازتاب‌دهنده تأثیر سیالات یا میراث متاسوماتیسم منبع باشند (Morimoto، 1988)

جدول ۲. نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌های پیروکسن سرایجوق (برپایه درصد وزنی) و بازمحاسبه تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۶ اتم اکسیژن

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12	S13	S14	S15	S16
SiO_2	۵۳٫۳۱	۵۱٫۲۷	۵۳٫۲۶	۵۲٫۳۷	۵۰٫۱۲	۴۹٫۷۶	۵۲٫۲۳	۵۰٫۲۸	۵۱٫۵۷	۵۲٫۲۹	۵۲٫۳۴	۴۹٫۵۸	۵۱٫۲۳	۴۹٫۵۸	۴۹٫۸۴	۵۳٫۲۱
TiO_2	۰٫۱۷	۰٫۴۷	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۸۵	۰٫۵۵	۰٫۳۵	۰٫۸۸	۰٫۳۹	۰٫۲۸	۰٫۴۲	۱٫۱۹	۰٫۵۳	۱٫۱۷	۱٫۲۹	۰٫۳۸
Al_2O_3	۱٫۷۵	۳٫۶۹	۱٫۷۲	۳٫۰۳	۳٫۴۸	۴٫۶۵	۲٫۵۹	۴٫۸۱	۳٫۸۹	۳٫۱۵	۱٫۸۹	۳٫۳۲	۳٫۳۹	۵٫۴۸	۳٫۸۵	۱٫۷
Cr_2O_3	۰٫۲۶	۰٫۳۷	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۱۱	۰٫۵۴	۰٫۲۳	۰٫۵۹	۰٫۸۲	۰٫۶۹	۰٫۱۹	۰٫۴۵	۰٫۴۹	۰٫۷۶	۰٫۱۱	۰٫۵۱
FeOt	۵٫۲۵	۵٫۶۸	۳٫۶۹	۵٫۰۳	۸٫۷۸	۶٫۱۸	۵٫۸۳	۶٫۲۱	۴٫۵۶	۳٫۹۹	۵٫۵۲	۱۲٫۶۳	۶٫۰۹	۶٫۱۹	۹٫۱۹	۵٫۳۲
MnO	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۳۵	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۲۳	۰٫۳۲	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۲۵	۰٫۱۵
MgO	۱۹٫۲۱	۱۶٫۵۶	۱۷٫۹۷	۱۷٫۱	۱۵٫۲۵	۱۵٫۳۵	۱۷٫۰۹	۱۶٫۱۴	۱۷٫۷۴	۱۷٫۸۲	۱۶٫۴۸	۱۵٫۱۱	۱۶٫۷۳	۱۵٫۵۹	۱۴٫۷۸	۱۸٫۷۵
CaO	۱۹٫۴۶	۲۱٫۵۵	۲۲٫۵۸	۲۱٫۵۵	۱۹٫۹۸	۲۲٫۰۹	۲۱٫۳۹	۲۱٫۲۳	۲۰٫۴۶	۲۱٫۵۶	۲۰٫۵۲	۱۶٫۸۷	۲۰٫۷۶	۲۰٫۸۹	۲۰٫۲۳	۱۹٫۶۴
Na_2O	۰٫۱۵	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۳۹	۰٫۲۳	۰٫۱۷	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۱۹	۰٫۳۲	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۱۷
K_2O	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Total	۹۹٫۷۵	۱۰۰٫۰۲	۱۰۰٫۰۲	۹۹٫۹۵	۹۹٫۳۲	۹۹٫۵۵	۱۰۰٫۰۸	۱۰۰٫۶۴	۹۹٫۸۴	۱۰۰٫۱۷	۱۰۰٫۸۶	۹۹٫۷۶	۹۹٫۶۳	۱۰۰٫۱۹	۹۹٫۸۹	۹۹٫۸۴
Si (apfu)	۱٫۹۴۵	۱٫۸۸۶	۱٫۹۴۲	۱٫۹۱۷	۱٫۸۸	۱٫۸۵۱	۱٫۹۱۷	۱٫۸۴۵	۱٫۸۸۵	۱٫۹۰۴	۱٫۹۲۲	۱٫۸۷	۱٫۸۹۲	۱٫۸۲۷	۱٫۸۶۳	۱٫۹۴۵
Al^{IV} (T) (apfu)	۰٫۰۵۵	۰٫۱۱۴	۰٫۰۵۸	۰٫۰۸۳	۰٫۱۲	۰٫۱۴۹	۰٫۰۸۳	۰٫۱۵۵	۰٫۱۱۵	۰٫۰۹۶	۰٫۰۷۸	۰٫۱۳	۰٫۱۰۸	۰٫۱۷۳	۰٫۱۳۷	۰٫۰۵۵
Al^{VI} (M) (apfu)	۰٫۰۲	۰٫۰۴۶	۰٫۰۱۶	۰٫۰۴۸	۰٫۰۳۴	۰٫۰۵۵	۰٫۰۲۹	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۱۸	۰٫۰۳۹	۰٫۰۶۵	۰٫۰۳۳	۰٫۰۲۱
Ti (apfu)	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۲	۰٫۰۳۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۶	۰٫۰۰۵
Cr (apfu)	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۳
Fe^{2+} (apfu)	۰٫۱۶	۰٫۱۷۵	۰٫۱۱۳	۰٫۱۵۴	۰٫۲۷۵	۰٫۱۹۲	۰٫۱۷۹	۰٫۱۹۱	۰٫۱۳۹	۰٫۱۲۲	۰٫۱۶۹	۰٫۳۹۸	۰٫۱۸۸	۰٫۱۹۱	۰٫۲۸۷	۰٫۱۶۱
Mn (apfu)	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵
Mg (apfu)	۱٫۰۴۵	۰٫۹۰۸	۰٫۹۷۷	۰٫۹۳۳	۰٫۸۵۳	۰٫۸۵۱	۰٫۹۳۵	۰٫۸۸۳	۰٫۹۶۷	۰٫۹۶۸	۰٫۹۰۲	۰٫۸۵	۰٫۹۲۱	۰٫۸۵۷	۰٫۸۲۴	۱٫۰۲۱
Ca (apfu)	۰٫۷۶۱	۰٫۸۴۹	۰٫۸۸۲	۰٫۸۴۵	۰٫۸۰۳	۰٫۸۸	۰٫۸۴۱	۰٫۸۳۵	۰٫۸۰۱	۰٫۸۴۱	۰٫۸۰۷	۰٫۶۸۲	۰٫۸۲۱	۰٫۸۲۵	۰٫۸۱	۰٫۷۶۸
Na (apfu)	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۸	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۲	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۳	۰٫۰۳۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۵	۰٫۰۱۲
K (apfu)	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰	۰
Wo (%)	۴۵٫۳	۴۶٫۷	۴۸٫۷	۴۷٫۵	۴۴٫۳	۴۶٫۶	۴۶٫۹	۴۶	۴۵٫۲	۴۶٫۷	۴۵٫۹	۴۲٫۵	۴۵٫۸	۴۶٫۲	۴۴٫۹	۴۵٫۱
En (%)	۴۸٫۲	۴۰٫۴	۴۴	۴۲٫۳	۳۷٫۴	۳۶٫۳	۴۱٫۷	۳۷٫۷	۴۴٫۱	۴۴	۴۱٫۸	۳۸٫۸	۴۱٫۲	۳۷٫۷	۳۶٫۸	۴۶٫۶
Fs (%)	۶٫۵	۱۲٫۹	۷٫۳	۱۰٫۲	۱۸٫۳	۱۷٫۱	۱۱٫۴	۱۶٫۳	۱۰٫۷	۹٫۳	۱۲٫۳	۱۸٫۷	۱۳	۱۶٫۱	۱۸٫۳	۸٫۳
Type	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Augite	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Augite	Diopside	Diopside	Augite	Diopside

سری ماگمایی و جایگاه تکتونوماگمایی بر اساس کانی

بررسی نمودارهای تمایز بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن (شکل ۱۱-الف و ب)، نمونه‌ها را در قلمرو ساب‌آلکالن نشان می‌دهد. همچنین در نمودارهای تفکیک محیط تکتونوماگمایی (شکل ۱۱-پ و ت)، این کانی‌ها گرایش به محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی[1] نشان می‌دهند و از محدوده معمول بازالت‌های درون‌صفحه‌ای[2] فاصله می‌گیرند. اگرچه داده‌های سنگ‌کل ماهیت آلکالن دارند، اما این رفتار دوگانه کانی کلینوپیروکسن (شواهد ساب‌آلکالن در کانی در مقابل ماهیت آلکالن در سنگ‌کل) نشان‌دهنده «میراث فرورانش[3]» در منبع گوشته‌ای است. در واقع، ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن می‌تواند تا حد زیادی تحت تأثیر شیمی منبع گوشته لیتوسفری باشد که پیش‌تر در طی فرآیندهای فرورانش (احتمالاً نئوتتیس) متاسوماتیسم شده و اثر آن به‌صورت گرایش‌های کم‌تیتان، شواهد ساب‌آلکالن کلینوپیروکسن و افت نسبی Nb-Ta در الگوهای سنگ‌کل بازتاب یافته است (Agard et al., 2020).

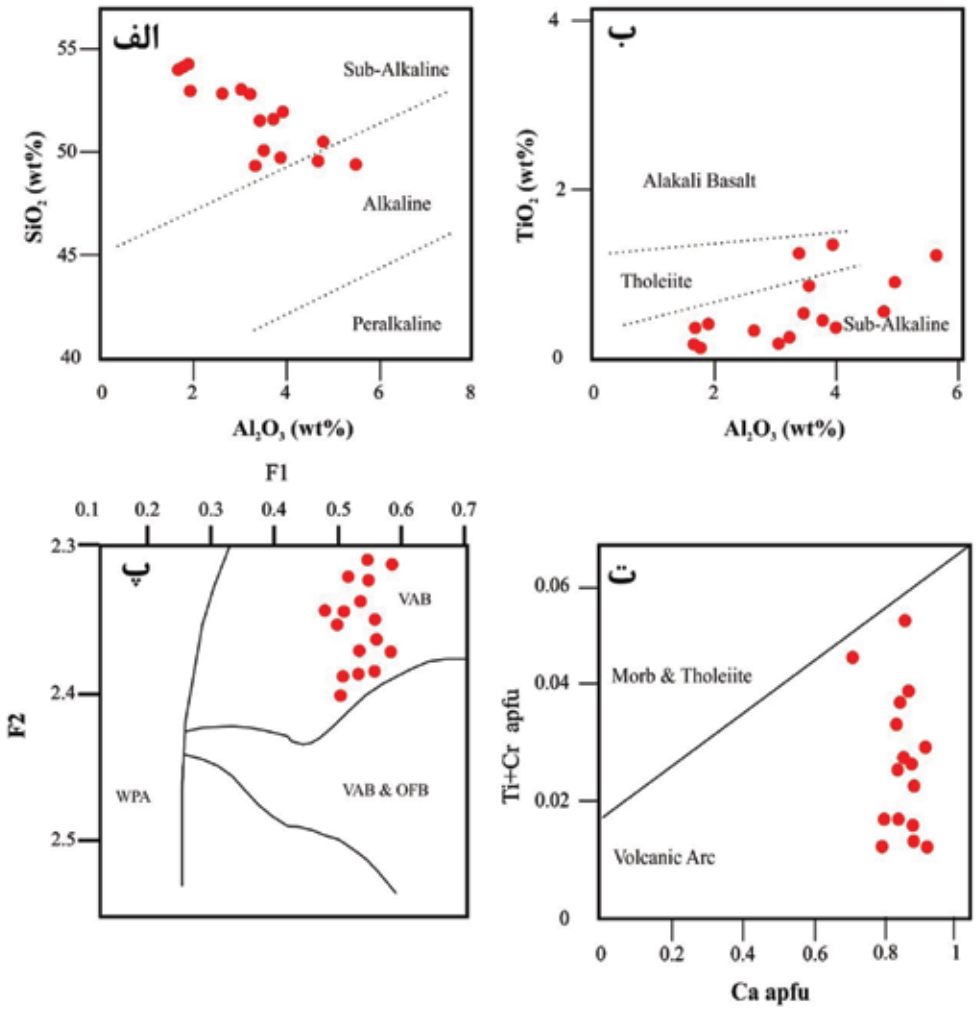
ترموبارومتری و شرایط تبلور

با استفاده از نمودارهای ترموبارومتری (شکل ۱۲)، شرایط تشکیل کانی‌ها مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی که دارای عدد منیزیم بالاتر و میزان Cr بیشتری هستند، در دماهای بالاتر (بالاتر از ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فشارهای تا اندازه‌ای بیشتر (اعماق میانی تا پایین پوسته) متبلور شده‌اند. این کانی‌ها نماینده مراحل اولیه تبلور در طی صعود ماگمای ابتدایی هستند (اثنی عشری و سرجوقیان، ۱۳۹۶). در مقابل، کلینوپیروکسن‌های با ترکیب اوژیت (مانند نمونه‌های S۵ و S۱۵) که با افزایش میزان Fe و کاهش Mg همراه هستند، در دماهای پایین‌تر و ترازهای پویای کم‌عمق‌تر (آشیانه ماگمایی فوقانی) تشکیل شده‌اند. این روند نزولی دما و فشار (از دیوپسید به اوژیت) به خوبی با مدل تبلور بخشی در حین صعود ماگما مطابقت دارد (Neave et al., 2022; Putirka and Busby, 2021).

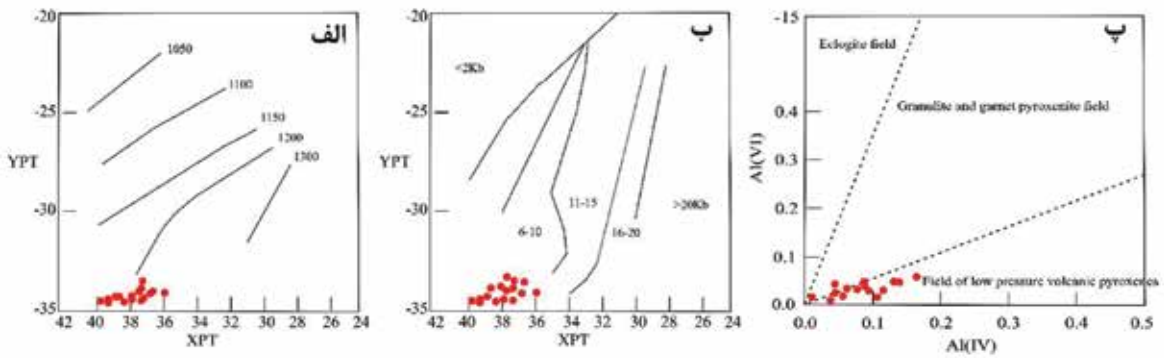
پیوند شیمی کانی با محیط تکتونوماگمایی گستره

تطبیق داده‌های کلینوپیروکسن با داده‌های سنگ‌کل، به‌ویژه افت نسبی Nb و Ta در نمودارهای چندعنصری، ناسازگاری ظاهری میان شیمی کانی و ترکیب سنگ‌کل را توضیح می‌دهد. ماگماتیسم سرایجوق در یک محیط پسابرخوردی کششی[4] رخ داده است که منجر به تولید ماگمای آلکالن شده است؛ اما این ماگما از یک منبع گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده سرچشمه گرفته است. به همین دلیل، کلینوپیروکسن به‌عنوان ثبت‌کننده ژئوشیمیایی شرایط منبع و تکامل ماگما، ویژگی‌های ساب‌آلکالن و کمانی مرتبط با منبع متاسوماتیسم‌شده را نشان می‌دهد، در حالی که ترکیب سنگ‌کل، رژیم تکتونیکی زمان فوران کواترنری را منعکس می‌کند (Wang et al., 2021; Esna-Ashari et al., 2025).

1. VAB
2. WPA
3. Subduction Legacy
4. Post-collisional



شکل ۱۱. نمودارهای ژئوشیمیایی و تکتونوماگمایی کلینوپیروکسن‌های مورد پژوهش. موقعیت داده‌ها در نمودارهای ترکیبی کلینوپیروکسن، بیشتر با ترکیب‌های ساب‌آلکالن تا کم‌تیتان سازگار است و در نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی، گرایش آن‌ها به میدان بازالت‌های کمان آتشفشانی را نشان می‌دهد. این ویژگی‌ها به‌عنوان بازتابی از میراث فرورانشی در منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده تفسیر می‌شوند، نه لزوماً به معنی تشکیل ماگما در یک کمان فعال امروزی. میدان‌های تفکیکی بر اساس Leterrier et al.، (1982) و Nisbet and Pearce (1977) رسم شده‌اند



شکل ۱۲. الف و ب) برآورد دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها با استفاده از روابط ترموبارومتری تک‌کلینوپیروکسن (Putirka، 2008؛ Neave and Putirka، 2017). نتایج، بازه دمایی حدود ۱۰۲۰ تا ۱۱۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۴ تا ۱۰ کیلوبار را نشان می‌دهد و بیانگر تبلور در ترازهای پوسته میانی تا پایینی است. پ) تغییرات Al در کلینوپیروکسن به‌عنوان شاخصی نسبی از تغییرات فشار تبلور. پراکندگی داده‌ها نشان‌دهنده تبلور چندمرحله‌ای کلینوپیروکسن‌ها در ترازهای فشاری متفاوت طی صعود ماگما است

نتیجه‌گیری

بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ‌کل و شیمی کانی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی گستره سرایجوق، بخشی از ماگماتیسم آلکالن کواترنری در نیمه شمالی پهنه سنندج-سیرجان هستند که از یک ماگمای مافیک با درجات دگرسانی بسیار پایین سرچشمه گرفته‌اند. پایداری عناصر نامتحرک (HFSE و REE) و مقادیر اندک LOI، اعتبار داده‌های ژئوشیمیایی را برای تفسیرهای پتروژنتیکی پشتیبانی می‌کند.

الگوهای عناصر نادر خاکی (REE)، با غنی‌شدگی مشخص LREE نسبت به HREE و شیب ملایم در بخش عناصر سنگین، با ذوب‌بخشی درجه پایین، حدود ۲ تا ۶ درصد، از یک منبع گوشته لیتوسفری در محدوده گذار اسپینل-گارنت سازگار است. وجود افت نسبی تا ناهنجاری منفی ضعیف Nb و Ta در نمودارهای چندعنصری و نسبت‌های بالای La/Nb و Th/Yb، نشان‌دهنده یک «میراث فرورانش» در منبع ماگمایی است. این ویژگی‌ها بیانگر آن است که منبع گوشته لیتوسفری گستره پیش از ذوب‌بخشی، توسط سیالات یا مذاب‌های حاصل از فرورانش‌های قدیمی (احتمالاً نئوتتیس) متاسوماتیسم و غنی شده است. با این حال، ماهیت آلکالن سنگ‌کل و محیط ژئودینامیکی گستره، تولید این ماگماها را در یک رژیم کششی پسابرخوردی و احتمالاً در پاسخ به نازک‌شدگی لیتوسفر و/یا مشارکت حرارتی-دینامیکی آستنوسفر پشتیبانی می‌کند.

داده‌های شیمی کانی کلینوپیروکسن، ابعاد تازه‌ای از تکامل این سامانه را آشکار می‌سازد. ترکیب این کانی‌ها بیشتر در قلمرو دیوپسید (در مراحل اولیه و دمابالا) و اوژیت (در مراحل تکامل‌یافته‌تر) قرار می‌گیرد. قرارگیری کلینوپیروکسن‌ها در محدوده‌های ساب‌آلکالن و کمان‌های آتشفشانی در نمودارهای تمایز کانی، بازتابی از همان میراث متاسوماتیسم در منبع گوشته‌ای است که در ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها بازتاب یافته است. این تضاد ظاهری بین شیمی کانی و ماهیت سنگ‌کل، یکی از شواهد مهم برای پشتیبانی از پایه‌گیری ماگما از گوشته لیتوسفری دارای میراث ژئوشیمیایی فرورانش قدیمی در یک محیط تکتونوماگمایی کششی جدید است.

نتایج ترموبارومتری نشان‌دهنده یک تکامل ماگمایی چندمرحله‌ای است. کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی در دماهای بالاتر (بالاتر از ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و اعماق بیشتر متبلور شده‌اند، در حالی که انواع اوژیتی در طی فرآیند تفریق ماگمایی و در ترازهای پویای کم‌عمق‌تر پوسته شکل گرفته‌اند. تفریق محدود فازهای مافیک (الیوین و پیروکسن) و تعامل موضعی و محدود با سنگ‌های پوسته‌ای، که حضور انکلاوهای گنیسی از آن پشتیبانی می‌کند، از دیگر ویژگی‌های تکامل این ماگما در مسیر صعود از طریق گسل‌های عمیق گستره است.

در مجموع، بازالت‌های سرایجوق محصول بازفعال‌شدن گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم‌شده در طی فازهای کششی کواترنری هستند. این پژوهش نشان داد که ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها، ترکیبی از فرآیندهای ذوب‌بخشی در اعماق میانی، میراث ژئوشیمیایی فرورانش قدیمی و تکامل در آشیانه‌های ماگمایی چندمرحله‌ای است که پیوند میان دینامیک گوشته و تکامل ساختاری کمربند سنندج-سیرجان را روشن‌تر می‌سازد.

منابع

- اثنی عشری، ا.، سرجوقیان، ف.، ۱۳۹۶. سنگ‌های الترامافیک در بخش میانی پهنه سنندج-سیرجان و نقش آنها در ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی زمان آغاز فرورانش. پترولوژی، ۸(۳۲): ۶۶-۴۵.
- باجلان، ع.، شریفی، م.، ۱۳۹۳. بررسی پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آتشفشانی کواترنر قزل قلعه واقع در شمال شرق قروه. زمین‌شناسی اقتصادی، ۶(۲): ۳۲۹-۳۱۵.
- ترکیان، ا.، محبی، خ.، سپاهی، ع.، ۱۳۹۳. پترولوژی نفوذی‌های گابرو-دیوریتی در کوه پریشان، جنوب قروه استان کردستان. پترولوژی، ۶(۲۳): ۴۰-۲۷.
- خیرخواه، م.، ۱۳۹۴. ولکانیسم همزمان با برخورد کواترنری در شمال پهنه سنندج-سیرجان، ماگماتیسم در

یک فلات فعال کوهزایی. پترولوژی، ۶(۲۳): ۶۴-۴۵.

- صالحی، ن.، ترکیان، ا.، ۱۳۹۳. مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و تعیین خاستگاه سنگ‌های بازالتی شمال‌شرق قروه (کردستان). پترولوژی، ۵(۱۹): ۵۲-۳۷.

- قادری، م.، عامل، ن.، موید، م.، ۱۴۰۱. شیمی کانی کلینوپیروکسن، رهیافتی بر پتروژنز کمپلکس آتشفشانی سارای-شمال غرب ایران. زمین‌شناسی ایران، ۱۶(۶۱): ۶۱-۴۵.

- مرادی، م.، طالع فاضل، ا.، ۱۴۰۳. بررسی شرایط سولفیداسیون و تحول سیال گرمابی در نحوه تشکیل رگه‌های کوارتز-سولفید± طلا کانسار موچش (جنوب کردستان): شواهد کانه‌زایی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ پایدار گوگرد. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۴(۳): ۳۴-۱۷.

- مرادی، م.، اعلمی‌نیا، ز.، طالع فاضل، ا.، علیپور، ر.، ۱۳۹۸. منشا سیال کانه ساز و عوامل موثر در ته نشست طلا در کانسار داشکسن (شمال خاور قروه): شواهد ساختاری، ریزدماسنجی و ایزوتوپ‌های پایدار O-H. زمین‌شناسی ایران، ۱۳(۵۲): ۳۸-۱۹.

- نریمانی، ف.، مکی‌زاده، م.ع.، شریفی، م.، ۱۴۰۴. پهنه بازالت آلکالن دیرکلو- مهدی‌خان، نشانه‌ای از یک سازوکار کششی درون‌صفحه قاره‌ای کواترنری. پترولوژی، ۱۶(۱): ۵۰-۲۳.

- ویسی، س.، آسیابان‌ها، ع.، شهبازی، ح.، نصرآبادی، م.، ۱۳۹۴. انکلاوهای مخروط اسکوری قزلجه‌کند (شمال قروه): زینولیت یا کومولا؟. زمین‌شناسی ایران، ۹(۳۴): ۷۰-۵۱.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2020). Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and post-collisional tectonics. Earth-Science Reviews, 200: 102987.

- Akbari, M., Ghorbani, M.R., Cousens, B.L. and Graham, I.T. (2022). Quaternary post-collisional high Nb-like basalts from Bijar-Qorveh, NW Iran: A metasomatized lithospheric mantle source. Lithos, 426-427: 106781.

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G. (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102(1-2): 67-95.

- Allen, M.B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M.H. and McLeod, C.L. (2013). Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: quaternary lavas from kurdistan province, Iran. Journal of Petrology, 54(5): 887-911.

- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009). Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. Journal of Geodynamics, 47(3): 167-179.

- Azizi, H., Hadi, A., Asahara, Y. and Mohammad, Y.O. (2013). Geochemistry and geodynamics of the Mawat mafic complex in the Zagros Suture zone, northeast Iraq. Central European Journal of Geosciences, 5(4): 523-537.

- 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 the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 63-114.

- Esna-Ashari, A., Hassanzadeh, J., Langone, A., Sarjoughian, F. and Tiepolo, M. (2025). Can Nb-enriched arc basalts result from mixing of boninite and ocean island basalt magmas? A case study from Jurassic gabbroic rocks of western Iran (Sanandaj-Sirjan Zone). Journal of Asian Earth Sciences, 277: 106852.

- Ghasemi, A. and Talbot, C.J. (2006). A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 26(6): 683-693.

- Ghasemi, A., Mohajjel, M. and Alavi, M. (2024). Structural control on Quaternary magmatism in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 251: 105756.

- Hibbard, M.J. (1995). Petrography to

petrogenesis. Prentice Hall, New Jersey, 587 p.

- Jegal, Y., Ubide, T., Huertas, M.J., Herrera, R., Márquez, Á., Ancochea, E. and Coello-Bravo, J.J. (2025). Plagioclase antecrysts record syn-eruptive incorporation of evolved mush during the 2021 Tajogaite eruption (La Palma, Spain). Contributions to Mineralogy and Petrology, 180: 66.

- Kirkpatrick, R.J. (1975). Crystal growth from the melt: A review. American Mineralogist, 60(9-10): 798-814.

- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27(3): 745-750.

- Le Maitre, R.W. (Ed.) (2002). Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 236 p.

- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planetary Science Letters, 59(1): 139-154.

- Lustrino, M. and Wilson, M. (2007). The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. Earth-Science Reviews, 81(1-2): 1-65.

- Lustrino, M. and Wilson, M. (2021). The origin of post-collisional magmatism: Insights from alkaline basalts. Earth-Science Reviews, 216: 103580.

- Moghadam, H.S., Stern, R.J. and Ghorbani, G. (2022). Neotethyan subduction to collision and post-collision evolution of Iran. Gondwana Research, 102: 12-34.

- Mollo, S., Ubide, T., Nazzari, M., Scarlato, P. and Hauri, E.H. (2021). Clinopyroxene-based thermobarometry: A review and new perspectives. Earth-Science Reviews, 216: 103584.

- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. Mineralogy and Petrology, 39(1): 55-76.

- Neave, D.A., Maclennan, J., Hartley, M.E., Edmonds, M. and Thordarson, T. (2014). Crystal storage and transfer in basaltic systems: the Skuggafjöll eruption, Iceland. Journal of Petrology, 55(12): 2311-2346.

- Neave, D.A. and Putirka, K.D. (2017). A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. American Mineralogist, 102(4): 777-794.

- Neave, D.A., Putirka, K.D. and Namur, O. (2022). Clinopyroxene thermobarometry and magma storage conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 177: 35.

- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A. (1977). Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63(2): 149-160.

- Pearce, J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification. Lithos, 100(1-4): 14-48.

- Pearce, J.A. (2020). Geochemical discrimination diagrams: A critical review. Journal of Petrology, 61(1): egaa008.

- Philpotts, A.R. and Ague, J.J. (2009). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 663 p.

- Putirka, K.D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. In: Putirka, K.D. and Tepley, F.J. (Eds.), Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Chantilly, 69(1): 61-120.

- Salehi, N., Torkian, A., Furman, T. and le Roux, P. (2023). Petrogenesis and geochemical characteristics of Plio-Quaternary alkali basalts from the Qorveh-Bijar volcanic belt, Kurd-

istan Province, NW Iran. Geological Magazine, 160(5): 888-904.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, London, Special Publication, 42: 313-345.

- Ubide, T., Mollo, S., Zhao, J.X. and Nazzari, M. (2020). Magma dynamics revealed by clinopyroxene zoning patterns. Journal of Petrology, 61(7): egaa049.

- Verma, S.P. and Molaei-Yeganeh, T. (2022). Tectonic settings of the Plio-Quaternary volcanism in Iran from multidimensional and multielement solutions. Geological Journal, 57(2): 410-424.

- Wang, X., Hou, T., Wang, M. and Zhang, C. (2021). A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. European Journal of Mineralogy, 33(5): 621-637.

- Wang, Y.L., Zhang, C.J. and Xiu, S.Z. (2001). Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. Acta Petrologica Sinica, 17(3): 413-421 (in Chinese with English abstract).

- Wilson, M. (1989). Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, 466 p.

- Winter, J.D. (2010). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd Edition, Prentice Hall, New Jersey, 702 p.

- Workman, R.K. and Hart, S.R. (2005). Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth and Planetary Science Letters, 231(1-2): 53-72.

- Xia, Y.S., Sun, G.C., Wen, G., Qin, L., Xu, Q.Y., Dai, L.Q. and Zhao, Z.F. (2023). Recycling of continental crust materials: Geochemical constraints from post-collisional alkaline intrusive rocks in the Dabie orogen. Lithos, 454-455: 107278.

فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۷۷، بهار ۱۴۰۵، صفحات ۸۳-۱۰۰

ماگماتیسم مزوزوئیک در منطقه تل بارگاه-سرگدار، شرق داراب، جنوب ایران

بهرام وثوق[1] و منصور قربانی[1و*]

۱. گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۸/۱۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۲/۰۳

چکیده

منطقه تل بارگاه-سرگدار در جنوب ایران، شرق داراب استان فارس و مرز پهنه‌های سنندج-سیرجان و زاگرس رورانده قرار دارد. واحدهای سنگی فراوان در منطقه را سنگ‌های آتش‌فشانی بیشتر بازیک و به‌ندرت اسیدی تشکیل می‌دهند که دایک‌های گابرویی و گابرودیوریتی در درون آن‌ها نفوذ کرده‌اند. این مجموعه نهایتاً با سازند آواری-کربناته تاربور (مائیستریشتین-سنومانین) پوشیده شده است. وجود بافت‌های میکروسکوپی متعدد مانند هیالومیکرولیتی و میکرولیتیک، پورفیریک، اینترسرتال، فلوئیدال، واریولیتی، اسفرولیتی و غربالی در سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه نشان‌دهنده سرد شدن سریع در شرایط زیردریایی و عدم تعادل فشار آب در شرایط تبلور است. سنگ‌های آذرین نفوذی در منطقه شامل دایک و سیل‌های گابرویی، میکروگابرویی و گابرودیوریتی بوده و آثار ناچیزی از دگرگونی در حد رخساره پرهنیت-پومپله‌ایت ناشی از تدفین را نشان می‌دهند. واحدهای سنگی این منطقه فقیر از پتاسیم بوده و سرشت سدیک دارند. بیشتر واحدهای آتش‌فشانی در این منطقه دارای سرشت کالک آلکالن و کلان واحدهای آذرین درونی ماهیتی تولئیتی هستند، بااین‌حال اغلب در مرز این دو سرشت قرار دارند. الگوی عناصر کمیاب در سنگ‌های منطقه نشان از جای‌گیری آن‌ها در رژیم مرتبط با کمان ماگمایی دارد. به نظر می‌رسد، همپوشانی سری‌های تولئیتی-کالک‌آلکالن و قرارگیری بین بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و جزایر قوسی می‌توانند نشان‌دهنده دو رژیم متفاوت ژئودینامیکی ماگماتیسم در منطقه باشند؛ یکی در شمال نئوتتیس و شاید همگام با فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه اقیانوسی که منجر به توسعه ماگماتیسم جزایر قوسی شده است، و دیگری در جنوب نئوتتیس و مرتبط با پشته‌های میان‌اقیانوسی شکل‌گرفته است.

واژه‌های کلیدی: بازالت، تل بارگاه-سرگدار، فرورانش، گابرو، ماگماتیسم.

مقدمه

منطقه تل بارگاه-سرگدار در جنوب ایران، بین داراب استان فارس و حاجی‌آباد هرمزگان واقع‌شده است. این منطقه بخشی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان جنوبی می‌باشد و در مرز آن با پهنه زاگرس جای گرفته است (Stöcklin، 1968). بکر بودن، پیچیدگی زمین‌شناختی و به‌علاوه، اهمیت این منطقه از نظر زمین‌شناسی اقتصادی از دلایل انتخاب آن برای مطالعه بوده است. این پژوهش، به بررسی سنگ‌های

* نویسنده مرتبط: m-ghorbani@sbu.ac.

آذرین این منطقه با استفاده از شواهد زمین‌شناسی صحرایی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی می‌پردازد.

سنندج-سیرجان با روند شمال غربی-جنوب شرقی، پهنه ماگمایی-دگرگونی در باختر و جنوب خاوری ایران مرکزی است که می‌توان آن‌ها به‌عنوان حاشیه فعال (Berberian & King, 1981، Omrani et al., 2008، Ghorbani, 2022 و Agard et al., 2011).

سنندج-سیرجان جنوبی، هسته کوه‌زایی زاگرس را تشکیل و از چهار واحد تکتونیکی اصلی تشکیل‌شده که همگی به سمت جنوب غرب بر روی افیولیت‌های نیریز رانده‌شده‌اند (Gharibnejad et al., 2022).

ازجمله مطالعات صورت گرفته برای ماگماتیسم سنندج-سیرجان جنوبی و مرکزی می‌توان Sheikholeslami (2002)، Sheikholeslami et al., (2003, 2008)، Sheikholeslami (2015, 2016)، Mehdipour Ghazi & Moazzen (2015)، Sudi Ajirlu et al., (2016)، Fazlnia (2018)، Azizi & Stern (2019) و برای سنندج-سیرجان شمالی به مقالاتی همچون Azizi et al., (2018)، Gholipour et al., (2021)، Rahimzadeh et al., (2021)، Nouri et al., (2023)، Nezamivand & Rahimzadeh (2023) اشاره کرد.

تکامل سنندج-سیرجان و ماگماتیسم آن به‌نوعی مرهون باز و بسته شدن اقیانوس نئوتیس و حاشیه شمال شرقی گندوانا است (Alavi, 1994، Mehdipor Ghazi & Moazzen, 2015، Sheikholeslami, 2016).

بر اساس شیخ الاسلامی (Sheikholeslami et al., 2008) فرورانش نئوتتیس از سیمرین پیشین آغاز شده است. شیخ الاسلامی (Sheikholeslami, 2016) دو زمین‌درز در جنوب ایران معرفی می‌کند که اولی در انتهای کرتاسه و دومی در ائوسن-اولیگوسن بسته‌شده است. این مهم به‌نوعی توسط عمرانی و همکاران (Omrani et al., 2008) تأیید می‌شود. بر اساس یافته‌های این محققان ماگماتیسم در سنندج-سیرجان در طول فرورانش، از اوایل ژوراسیک تا اواخر ائوسن، فعال بوده و پس از شروع برخورد از اواخر میوسن به بعد، در ارومیه-دختر از سر گرفته شده است. همچنین آداکیت‌های زاگرس نشان می‌دهند که جدایش صفحه فرورو از ۱۲ تا ۵ میلیون سال پیش به سمت جنوب شرقی گسترش‌یافته است.

بر اساس قلیپور و همکاران (Gholipour et al., 2021) ولکانیسم سنندج-سیرجان شمالی همگی کالک-آلکالن و به‌طور جزئی تولئیت حاشیه قاره بوده و آغاز فرورانش نئوتتیس به زیر سنندج-سیرجان شمالی از کرتاسه پیشین بوده است. هرچند به باور شهبازی و همکاران (Shahbazi et al., 2010) این فرایند از ژوراسیک زیرین آغاز شده است.

لهمن و همکاران (Lechman et al., 2018) معتقدند ماگماتیسم ژوراسیک در سنندج-سیرجان شمالی از نوع کششی بوده و بر این اساس می‌توان ولکانسیم بازالتی تولئیتی-کالک‌آلکالن با شواهد MORB را در منطقه مشاهده کرد.

بر اساس بر اساس عزیزی و استرن (Azizi & Stern, 2019) ماگماتیسم سنندج-سیرجان در ژوراسیک نه در یک کمان ماگمایی بلکه در یک کافت درون‌قاره‌ای رخ داده است. نامبردگان توضیح می‌دهند که فرورانش در حوضه نئوتتیس جنوبی بین صفحات عربستان و ایران مرکزی باعث ایجاد رژیم کشش و تشکیل حوضه پشت‌کمانی شده که بسته شدن آن منجر به جای‌گیری افیولیت‌های زاگرس داخلی در طول کرتاسه گشته است.

نوری و همکاران (Nouri et al., 2023) معتقدند در ژوراسیک یک حاشیه قاره غیرفعال بین نئوتتیس و پوسته قاره‌ای ایران برقرار بوده و سنگ‌های فلسیک آن ممکن است بر اثر ذوب بخشی سنگ‌های مافیک لیتوسفر زیر قاره‌ای مشتق شده باشند که جذب جزئی پوسته قاره‌ای در مرحله اول کشش نقش داشته است.

بیشتر افیولیت‌های زاگرس به‌عنوان افیولیت‌های سوپراسابداکشن در محیط‌های قوسی جزیره‌ای درون اقیانوسی توسعه یافته‌اند. جای‌گیری افیولیت‌ها در حاشیه صفحه عربی و سنندج-سیرجان جنوبی در نتیجه جوش خوردن قوس‌های جزیره‌ای قاره‌ای-اقیانوسی رخ داده و

درز قاره-قـــاره پس از جای‌گیری ســـنگ‌های افیولیتی رخ داده است. فعالیت ماگمایی پس از درز در امتداد سنندج-سیرجان و ارومیه-دختر را می‌توان به فرآیند شکست صفحه نسبت داد (Ghasemi & Talbot، 2005).

ببر اســـاس عزیزی و همـــکاران (Azizi et al.، 2018) ماگماتیسم سنندج-سیرجان از منبع گوشته‌ای غنی‌شده از سیالات یک صفحه فرورو با تأثر از پوسته قاره‌ای تشکیل‌شده است. بر اساس رحیم‌زاده و همکاران (Rahimzadeh et al.، 2021) ماگماتیسم بایمدال در کرتاسه زیرین (باریمین-آپتین) سنندج-سیرجان نشـــان‌دهنده ماگماتیسم در یک محیط قوســـی تا پشت قوسی قاره‌ای است که توسط کشش کنترل می‌گردد و شاید با رول بک صفحه فرورنده مرتبط است.

روش مطالعه

برای مطالعه سنگ‌های آذرین منطقه و روابط صحرایی آن‌ها بازدیدهـــای صحرایی صورت گرفته و از رخنمون‌های سنگی مربوط به واحدهای آتش‌فشانی و نفوذی نمونه‌برداری شـــد. درمجمـــوع، ۸۲ نمونـــه در جهـــات بررســـی‌های سنگ‌شناختی انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه و مطالعه شـــد. تعداد ۳۳ نمونه از واحدهای مختلف ســـنگی برای مطالعات زمین‌شیمیایی انتخاب شدند.این نمونه‌ها پس از خردایش برای تعیین میزان اکسیدهای اصلی به روش ذوب قلیایی و عناصر فرعی (بر پایه درصد وزنی یا wt.٪)، کمیاب و نـــادر خاکی (بر پایه بخش در میلیـــون یا ppm) با روش ICP-MS به آزمایشـــگاه زرآزمای تهران ارسال شده و مورد آزمایش قرار گرفتند. باوجود تلاش فراوان برای نمونه‌برداری از بخش‌های ســـالم رخنمون‌های سنگی، ۶ نمونه هوازده از مطالعات حذف و ۲۸ نمونه در مطالعات زمین‌شیمیایی مورد استفاده قرار گرفتند (جدول ۱).

زمین‌شناسی

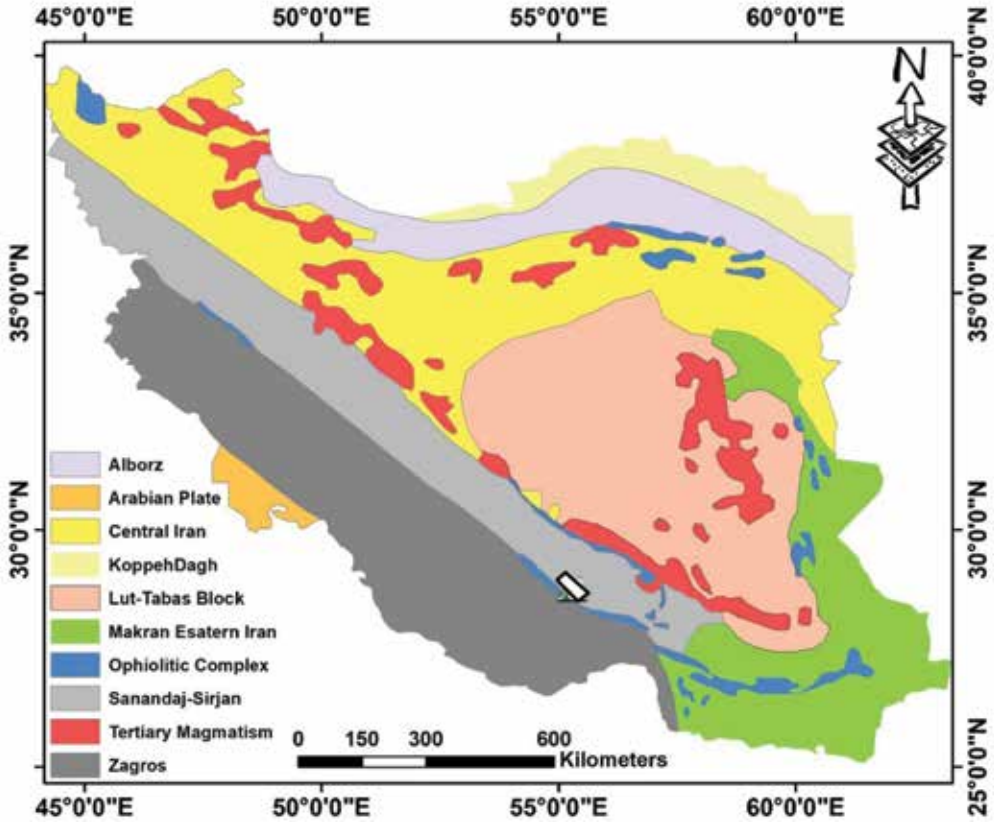
منطقه موردمطالعه در مرز پهنه‌های سنندج-سیرجان جنوبـــی و زاگـــرس (Stöcklin، 1968) قرار گرفته اســـت (شکل ۱). مطالعات انجام‌شـــده در این منطقه اندک بوده است و در عمل به نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ داراب و ۱:۱۰۰۰۰۰ ســـرگدار (NIOC، 2002) محدود می‌شـــوند (شکل ۲). این در حالی اســـت که منطقه موردمطالعه در نقشـــه زمین‌شناســـی ۱:۲۵۰۰۰۰ داراب به دلیل پیچیدگی موردبررسی قرار نگرفته است. جدیدترین مطالعه انجام‌شده برای این منطقه مربوط به جهانگیری و همکاران (Jahangiri et al.، 2021) اســـت که به بررسی زمین‌شناسی اقتصادی بخش کوچکی از منطقه پرداخته است.

پهنه سنندج-ســـیرجان (SSZ) که نخستین بار توسط Stöcklin (1968) معرفی شـــد، نشان‌دهنده یک حاشیه قاره فعال با ماگماتیسم کالک‌آلکالن است که در نیمه دوم مزوزوئیک از گندوانا به ســـمت شمال‌شرق حرکت کرده و جابجا شـــده است (Berberian، Agard & King، 1981 et al.، 2005 و gard et al.، 2011).

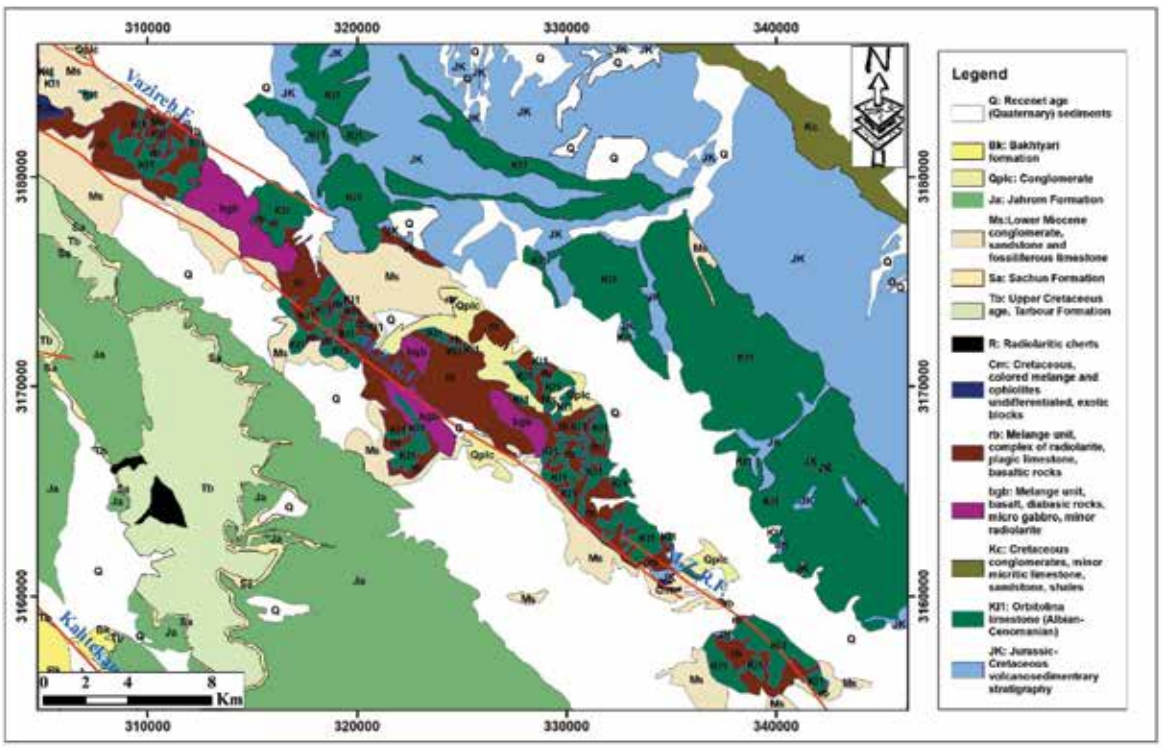
در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی سرگدار واحدهای آذرین این منطقه به‌عنوان بخش‌هایی از یک مجموعه آمیزه رنگین در نظر گرفته‌شده‌اند.

منطقه مورد مطالعه محصور به دو گسل راندگی زاگرس در جنوب و وزیره در شمال (هر دو با روند NW-SE) است که شیب آن‌ها به سمت شمال تا شمال شرق است و عملکرد آن‌ها باعث برآمدگی ارتفاعات وســـط دشت سلطان‌آباد در شمال و دشت توکل‌آباد در جنوب شده است (شکل ۲). روند غالب لایه‌بندی واحدهای رسوبی و همچنین روند عمومی نفوذ دایک‌ها در این منطقه NW-SE/NE است. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرگدار، واحدهای آتش‌فشانی منطقه دارای سن کرتاسه بالایی هستند؛ با توجه به اینکه سازند تاربور با همبری عادی بر روی آن‌ها نهشته شده، به نظر می‌رسد که این واحد قدیمی‌تر از کرتاسه بالایی باشد.

در این منطقه درمجموع سه نوع واحد سنگی قابل‌مشاهده اســـت. مهم‌ترین آن‌ها که بخش اصلی رخنمون‌های سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند، واحدهای آتش‌فشانی و آذرآواری همگی بازیک (بازالت به‌طور غالب) با رخنمون‌های بســـیار محدودی از ســـنگ‌های آتش‌فشـــانی و توف‌های اســـیدی (ریولیت و توف ریولیتی) هستند (واحد اول). این واحدهای آتش‌فشانی توسط سنگ‌های نفوذی و نیمه عمیق (مشتمل بر میکروگابرو، گابروی درشـــت بلور و گابرو دیوریت) قطع شده‌اند (واحد دوم). درنهایت کل این مجموعه با واحدهای سنگ آهک و شـــیل آهکی سازند تاربور به سن سنومانین-مائیستریشتین پوشیده شده است (واحد سوم).

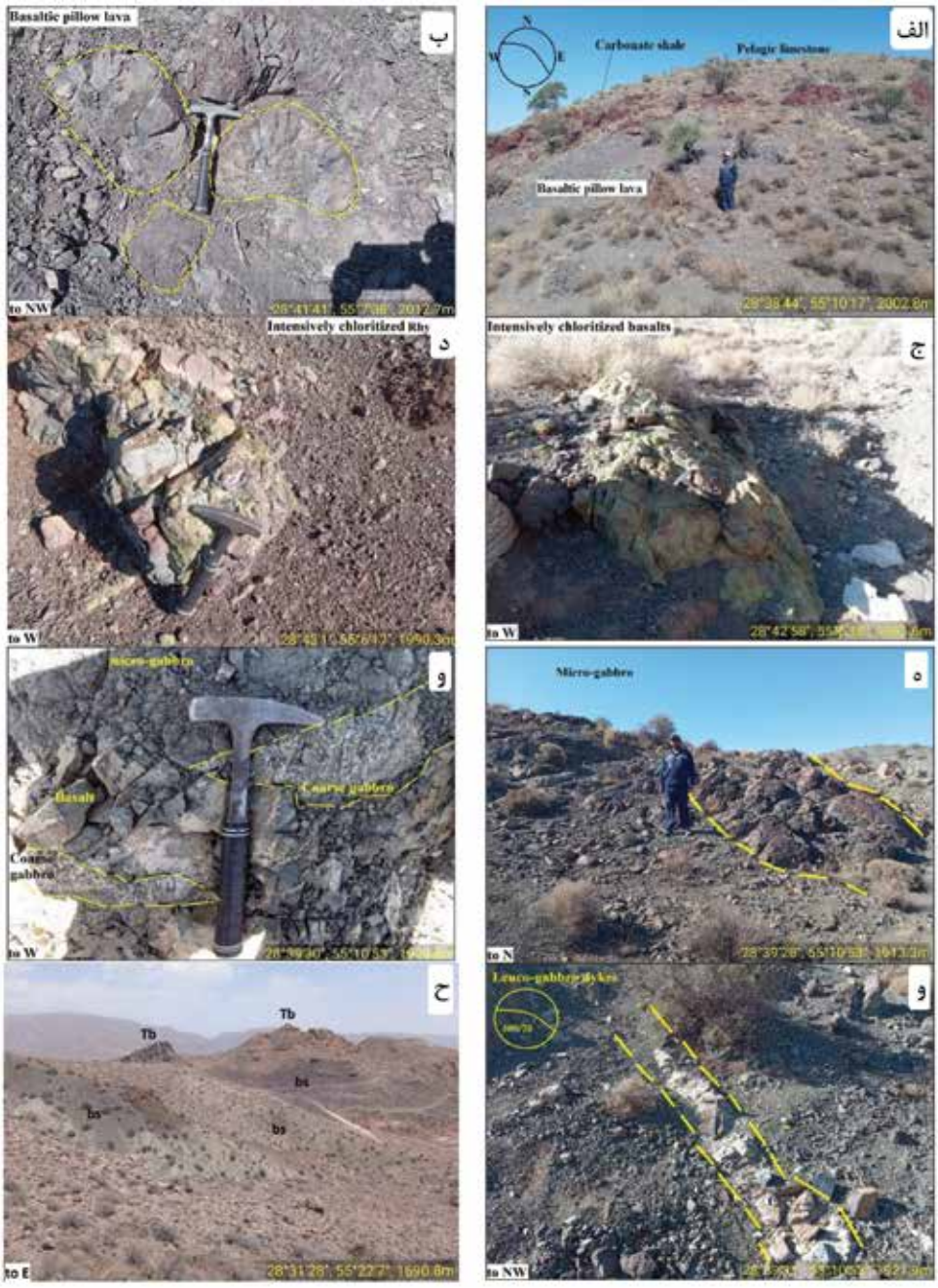


شکل ۱. موقعیت منطقه موردمطالعه بر روی نقشه پهنه‌بندی ساختاری زمین‌شناسی ایران (Stöcklin، 1968)



شکل ۲. منطقه موردمطالعه در برش ساده شده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرگدار (NIOC، 2002)

الف) سنگ‌های آتش‌فشـــانی و آذرآواری: این سنگ‌ها مهم‌ترین واحدهای ســـنگی در منطقه هســـتند که در زیر ســـنگ آهک و شیل آهکی ســـازند تاربور (کرتاسه بالایی) قـــرار دارند (شـــکل ۳-الف). ایـــن واحدها را می‌توان به چهار دسته بازالت‌های بالشی (شکل ۳-ب)، بازالت‌های کلریتی شده (شکل ۳-ج)، آندزیت بازالتی با بافت پورفیریک و درنهایت، جوان‌ترین بخش آن‌ها یعنی بازالت‌های قهوه‌ای حفره‌دار تفکیک کرد. علاوه بر این، رخنمون‌های کوچک و نادری از ریولیت و توف ریولیتی نیز در منطقه قابل‌مشاهده‌اند (شکل ۳-د).



شکل ۳. واحدهای آذرین در منطقه موردمطالعه (الف) واحد بازالتی در زیر سنگ آهک پلاژیک، استریونت روند و جهت شیب لایه‌ها؛ (ب) گدازه بازالتی با دبی بالشی؛ (ج) بازالت کلریتی شده؛ (د) رخنمون ریولیت در منطقه موردمطالعه؛ (ه) دایک‌های گابرویی نفوذ کرده در لایه‌های بازالتی موجود در منطقه؛ (و) نفوذ میکرو گابرو و گابروی درشـــت بلور در واحد بازالتی؛ (ز) دایک گابرودیوریتی نفوذ کرده در داخل واحدهای بازالتی؛ سازند تاربور (Tb) نهشته بر روی واحد بازالتی (Bs) در منطقه موردمطالعه

ب) مجموعه آذرین نفوذی و نیمه عمیق: در قالب مجموعه‌ای از دایک‌ها، سیل‌ها و ریز استوک‌های میکروگابرویی (شکل ۳-ه)، گابروی درشت بلور (شکل ۳-و) و به‌ندرت گابرودیوریت (شکل ۳-ز) واحدهای آتش‌فشانی را قطع کرده‌اند. به نظر می‌رسد که همه دایک‌ها و ریز استوک‌های یاد شده تا نزدیک سطح بالا نیامده و فقط مواردی مانند راندگی و فرسایش باعث آشکار شدن رخنمون دایک‌های گابرویی شده‌اند. ضخامت دایک‌های موجود در منطقه بین ۰/۵ تا ۵۰ متر قابل‌مشاهده هستند.

ج) سازند تاربور: از سازندهای زاگرس که همساز با واحدهای آتش‌فشانی منطقه و بر روی آن‌ها نهشته شده (شکل ۳-ح). و اغلب ستیغ‌های منطقه تشکیل داده است. همه این سازند متشکل از سنگ آهک‌های سفید تا خاکستری و برخی اوقات قهوه‌ای‌رنگ می‌باشد که در برخی موارد میان لایه‌های شیلی و شیل آهکی دارد.

سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری میکروسکوپی

در سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه، انواع بافت‌های رایج سنگ‌های بازیک، مانند هیالومیکرولیتی و میکرولیت-پورفیریک (شکل ۴-الف)، پورفیریک-ویتروفیریک (شکل ۴-ب)، آمیگدالوئیدال، اینترسرتال، فلوئیدال، واریولیتی، اسفرولیتی (شکل ۴-ج)، غربالی و گلومروپورفیریک مشاهده می‌شوند. اغلب این بافت‌ها نشان‌دهنده سرد شدن سریع در زیر آب و درنهایت شیشه زدایی متأخر هستند (Shelly، 1993؛ Sandsta et al.، 2011). شیشه، میکرولیت‌ها و فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز، فازهای غالب در این واحدهای سنگی را تشکیل می‌دهند. در کنار این بافت‌ها، فاز غالب فرومنیزین در این سنگ‌ها را کلینوپیروکسن‌ها (همگی اوژیت) (شکل ۴-د)، آمفیبول (هورنبلند و به‌ندرت اکتینولیت)های ناشی از دگرسانی اوژیت‌ها و به‌ندرت اولیوین‌های دارای بافت کرونا تشکیل می‌دهند.

جدول ۱- فراوانی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در نمونه سنگ‌های آتش‌فشانی و نفوذی منطقه موردمطالعه

Sample No.	SiO_2(wt%)	TiO_2(wt%)	Al_2O_3(wt%)	Fe_2O_3(wt%)	FeO(wt%)	MnO(wt%)	MgO(wt%)	CaO(wt%)	Na_2O(wt%)	K_2O(wt%)
SG-57-bas	۴۹/۲۷	۱/۱۶	۱۵/۴۳	۷/۲۷	۲/۶۶	۰/۱۸	۹/۲۷	۸/۳۳	۳/۰۶	۰/۱۷
SG-05-bas	۵۰/۳۸	۱/۴۲	۱۷/۶	۵/۹۳	۲/۹۲	۰/۱۸	۴/۳۴	۶/۵۳	۵/۹۲	۰/۷۱
SG-54-bas	۵۱/۴۸	۱/۱۶	۱۳/۳۶	۷/۶۷	۲/۶۶	۰/۱۶	۵/۶	۹/۷۴	۴/۷۴	۰/۱۴
SG-17-bas	۵۲/۷۵	۰/۷۲	۱۵/۷۴	۷/۰۱	۲/۲۲	۰/۱۳	۵/۲۶	۷/۴۴	۵/۰۷	۰/۲۶
SG-44-bas	۵۳/۶۴	۱/۱۵	۱۶/۱	۵/۶۹	۲/۶۵	۰/۱۲	۲/۶۹	۸/۰۹	۵/۵۵	۰/۴۳
SG-08-bas	۵۴/۴۶	۱/۲۹	۱۴/۵۵	۹/۲۴	۲/۷۹	۰/۱۶	۴/۹۱	۴/۶۴	۵/۳۷	۰/۱
SG-15-bas	۵۴/۶	۰/۹۱	۱۶/۴۶	۶/۵۵	۲/۴۱	۰/۱۶	۴/۴	۵/۱۸	۵/۸۵	۰/۱۸
SG-61-bas	۵۵/۴۲	۱/۴	۱۳/۱۱	۸	۲/۹	۰/۱۳	۱/۸۸	۱۱/۴۹	۲/۱۴	۰/۲۵
SG-82-bas	۵۶/۹۶	۰/۶۷	۱۵/۱۲	۵/۶۹	۲/۱۷	۰/۱۳	۷/۳۳	۳/۸۷	۴/۱	۰/۴۷
SG-52-bas	۵۷/۸	۱/۷۶	۱۶/۱۹	۵/۱۴	۳/۲۶	۰/۱۱	۰/۸۷	۲/۷	۸/۲۸	۰/۳
SG-43-bas	۵۹/۸۳	۰/۷۹	۱۵/۶۶	۵/۱۴	۲/۲۹	۰/۱۴	۲/۸۱	۳/۷۴	۵/۷۵	۰/۵۲
SG-47-rhy	۷۰/۲۴	۰/۴۵	۱۲/۰۶	۲/۴۹	۱/۹۵	۰/۰۹	۱/۵۵	۲/۶۵	۴/۶۳	۰/۶۷
SG-19-rhy	۷۰/۳۴	۰/۳۴	۱۱/۵۸	۲/۹۴	۱/۸۴	۰/۱۱	۰/۸۳	۲/۳۷	۶/۳۲	۰/۳۷
SG-26-cgb	۴۸/۹	۰/۵۹	۱۵/۸۷	۵/۸۸	۲/۰۹	۰/۱۳	۷/۷۴	۱۴/۲۱	۱/۷۱	۰/۱۴
SG-28-cgb	۴۵/۸۴	۰/۴۵	۱۱/۳۲	۹/۸۸	۱/۹۵	۰/۱۷	۱۷/۷۸	۸/۴۷	۰/۸۵	۰/۱۳
SG-32-cgb	۴۸/۹۵	۰/۴۳	۱۶/۰۷	۵/۰۳	۱/۹۳	۰/۱۲	۱۰/۱۵	۱۴/۲۳	۱/۴۲	۰/۱۹
SG-37-cgb	۴۹/۲۴	۰/۳۶	۱۵/۹۵	۵/۳۳	۱/۸۶	۰/۱۳	۹/۴۷	۱۴/۶	۱/۲۱	۰/۰۸
SG-40-cgb	۵۱/۷۹	۱/۲۶	۱۶/۰۴	۶/۲۱	۲/۷۶	۰/۱۴	۶/۲۳	۱۱/۳۷	۲/۶۷	۰/۱۱
SG-67-cgb	۴۴/۲۷	۲/۳	۱۰/۸	۱۳/۵۸	۳/۸	۰/۲۱	۷/۶۱	۱۱/۳۹	۱/۹۸	۰/۸۹
SG-24-gbd	۵۷/۸۹	۱/۲۶	۱۷/۸۶	۱/۷۱	۲/۷۶	۰/۰۸	۳/۱۵	۶/۹۷	۵/۸۵	۰/۱۸
SG-63-gbd	۵۶/۷	۱/۱۵	۱۷/۳۲	۰/۹۴	۲/۶۵	۰/۰۹	۲/۷۳	۷/۹۶	۶/۴۵	۰/۸۱
SG-77-gbd	۶۳/۹	۰/۲۹	۱۸/۴۶	۰	۱/۷۹	۰/۰۴	۰/۲۸	۳/۵	۱۰/۱۷	۰/۰۴
SG-81-gbd	۶۲/۰۲	۰/۵۳	۱۸/۶۷	۰/۰۲	۲/۰۳	۰/۰۴	۱/۳۹	۴/۹۲	۸/۷۴	۰/۰۸
SG-21-fgb	۴۷/۲۴	۰/۸۴	۱۵/۲۱	۷/۴۳	۲/۳۴	۰/۱۶	۱۰/۱۴	۱۱/۲۹	۱/۷۷	۰/۲۴
SG-30-fgb	۴۷/۷۷	۰/۸۳	۱۲/۲۳	۷/۲۵	۲/۳۳	۰/۱۷	۱۶/۷۷	۷/۹۲	۱/۴۶	۰/۰۹

ادامه جدول ۱

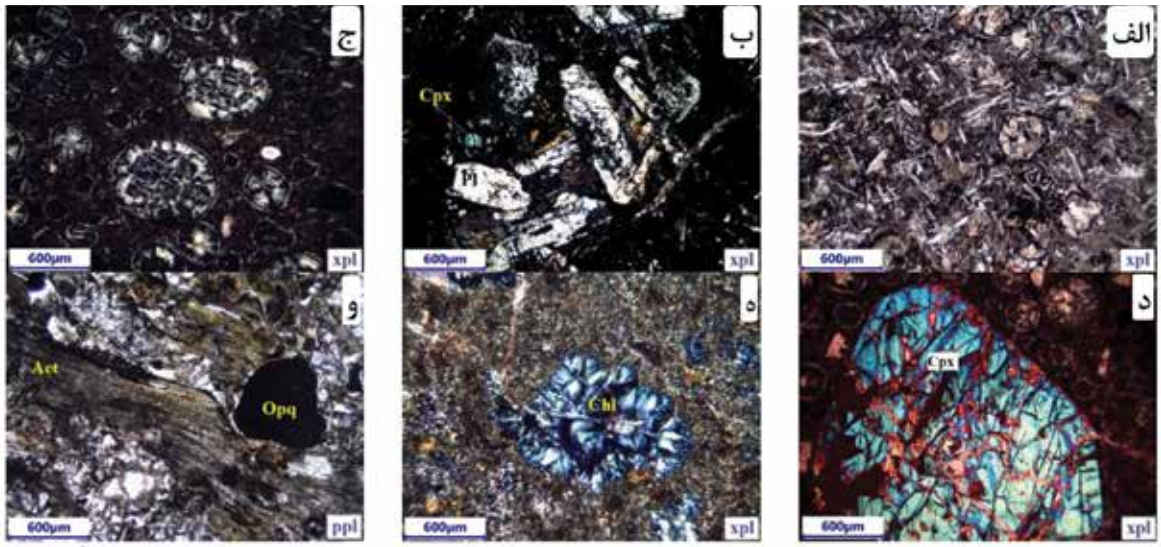
Sample No.	SiO_2(wt%)	TiO_2(wt%)	Al_2O_3(wt%)	Fe_2O_3(wt%)	FeO(wt%)	MnO(wt%)	MgO(wt%)	CaO(wt%)	Na_2O(wt%)	K_2O(wt%)
SG-65-fgb	۵۲/۴	۱/۵۷	۱۵/۵۱	۸/۰۴	۳/۰۷	۰/۱۸	۵/۴۵	۷/۱۹	۳/۶۵	۰/۶
SG-69-fgb	۴۷/۵۶	۰/۳۱	۱۹/۵۷	۴/۸۳	۱/۸۱	۰/۱	۹/۰۳	۱۱/۹۴	۱/۷	۰/۱۲
SG-73-fgb	۵۷/۸۱	۱/۲	۱۵/۲۳	۷/۳۵	۲/۷	۰/۱	۲/۷۳	۷/۲	۰/۸۵	۰/۰۴
Sample No.	P_2O_5(wt%)	LOI(wt%)	SUM(wt%)	Cr(ppm)	Co(ppm)	Zn(ppm)	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Y(ppm)	Zr(ppm)
SG-57-bas	۰/۰۶	۳/۰۳	۹۹/۸۹	۴۲۸	۴۲/۸	۱۰۷	۱۷	۱۷۱	۱۸/۱	۵۵
SG-05-bas	۰/۳۱	۳	۹۹/۲۵	۱۲۳	۲۷/۷	۶۲	۳۰	۶۰۵	۱۶/۹	۱۰۹
SG-54-bas	۰/۱	۳/۰۷	۹۹/۸۹	۱۵۲	۳۷/۹	۶۵	۱۵	۱۱۱	۱۸/۶	۶۱
SG-17-bas	۰/۱۷	۳/۱	۹۹/۸۹	۲۱۹	۳۰	۶۶	۱۹	۲۵۴	۱۲/۱	۵۸
SG-44-bas	۰/۲۲	۳	۹۹/۳۴	۱۵۲	۲۷/۲	۶۲	۱۳	۱۲۱	۱۵/۲	۷۶
SG-08-bas	۰/۳	۲/۰۷	۹۹/۸۹	۱۱	۲۷/۹	۶۵	۱۵	۳۱۹	۲۰/۱	۴۵
SG-15-bas	۰/۱۶	۳/۰۳	۹۹/۸۹	۳۲	۲۵/۲	۷۱	۱۶	۳۲۱	۱۴/۷	۷۷
SG-61-bas	۰/۱۴	۳/۰۳	۹۹/۸۹	۲۲	۲۱/۷	۷۰	۱۷	۴۷۴	۱۹/۱	۹۰
SG-82-bas	۰/۰۹	۳	۹۹/۶	۲۳۶	۳۱/۸	۶۱	۱۷	۳۰۴	۱۱/۹	۵۶
SG-52-bas	۰/۶۷	۳/۰۲	۱۰۰/۰۹	۱۵	۱۰/۸	۸۰	۲۰	۲۶۶	۳۱/۲	۲۶۱
SG-43-bas	۰/۱۹	۳/۰۳	۹۹/۸۹	۳۵	۱۷/۴	۸۲	۱۹	۱۸۱	۲۰/۸	۸۵
SG-47-rhy	۰/۰۸	۳/۰۱	۹۹/۸۸	۱۲	۸/۹	۶۸	۲۳	۱۸۶	۱۹/۵	۵۸
SG-19-rhy	۰/۰۴	۲/۸	۹۹/۸۷	۹	۳/۹	۶۹	۱۴	۱۹/۶	۳۲/۷	۱۵۱
SG-26-cgb	۰/۰۵	۲/۵۸	۹۹/۸۹	۲۲۳	۳۵/۸	۴۱	۱۴	۴۶۲	۱۰/۸	۲۰
SG-28-cgb	۰/۰۴	۳/۰۲	۹۹/۸۹	۵۷۹	۷۰/۳	۵۹	۱۴	۷۹/۳	۷/۲	۲۲
SG-32-cgb	۰/۰۵	۱/۳۱	۹۹/۸۹	۴۲۳	۳۸/۶	۴۴	۱۵	۲۳۸	۹/۸	۲۹
SG-37-cgb	۰/۰۴	۱/۶۴	۹۹/۸۹	۹۰	۴۰/۷	۴۳	۱۴	۲۵۹	۷	۱۳
SG-40-cgb	۰/۱۲	۱/۱۷	۹۹/۸۸	۱۶۰	۳۶/۳	۴۶	۱۴	۳۰۴	۲۳/۳	۲۷
SG-67-cgb	۰/۰۴	۳/۰۲	۹۹/۸۹	۵۱	۴۴	۷۶	۲۲	۱۵۶	۱۰/۳	۱۹
SG-24-gbd	۰/۵۸	۱/۵۹	۹۹/۸۹	۲۱	۱۵/۵	۲۹	۱۵	۳۳۷	۴۴	۲۳
SG-63-gbd	۰/۰۴	۳/۰۲	۹۹/۸۶	۱۶	۷/۳	۲۳	۲۱	۳۳۲	۱۱/۴	۲۳
SG-77-gbd	۰/۰۴	۱/۹	۱۰۰/۴	۹	۷/۵	۱۴	۱۳	۲۲۷	۸۷/۲	۱۴
SG-81-gbd	۰/۰۹	۱/۳۵	۹۹/۸۹	۱۴	۹/۱	۱۹	۱۴	۱۴۴	۳۵/۴	۱۱
SG-21-fgb	۰/۱۸	۲/۹۹	۹۹/۸۴	۳۲۹	۴۰/۸	۶۶	۱۷	۳۶۱	۱۰/۳	۴۰
SG-30-fgb	۰/۰۵	۳/۰۲	۹۹/۸۹	۱۰۲۲	۵۲	۷۶	۱۳	۱۴۶	۱۲/۷	۳۸
SG-65-fgb	۰/۱۳	۲/۱	۹۹/۸۹	۵۴	۱۳/۶	۶۷	۱۹	۲۵۷	۱۹/۸	۳۸
SG-69-fgb	۰/۰۴	۲/۸۹	۹۹/۸۹	۱۵۹	۳۶/۸	۴۳	۱۴	۲۵۰	۵	۱۳
SG-73-fgb	۰/۱۳	۳	۹۸/۳۴	۱۰	۲۲/۶	۵۹	۱۳	۱۹/۱	۱۵/۷	۵۴
Sample No.	Nb(ppm)	Ba(ppm)	Hf(ppm)	Ta(ppm)	Pb(ppm)	Th(ppm)	U(ppm)	La(ppm)	Ce(ppm)	Pr(ppm)
SG-57-bas	۲/۳۰	۷۹/۰۰	۱/۷۰	۰/۳۰	۰/۷۵	۰/۳۰	۰/۱۰	۳/۰۰	۸/۰۰	۱/۴۲
SG-05-bas	۱۴/۳۰	۱۸۸/۰۰	۲/۳۰	۰/۸۰	۷/۰۰	۲/۰۰	۰/۶۰	۱۴/۰۰	۲۸/۰۰	۳/۴۴
SG-54-bas	۱/۹۰	۶۹/۰۰	۱/۶۰	۰/۲۰	۷/۰۰	۰/۳۰	۰/۳۰	۴/۰۰	۸/۰۰	۱/۶۱
SG-17-bas	۷/۵۰	۸۳/۰۰	۱/۷۰	۰/۵۰	۰/۷۵	۱/۵۰	۰/۴۰	۸/۰۰	۱۵/۰۰	۲/۵۰
SG-44-bas	۴/۴۰	۶۳/۰۰	۱/۸۰	۰/۳۰	۱/۰۰	۰/۶۰	۰/۲۰	۶/۰۰	۱۲/۰۰	۲/۰۸
SG-08-bas	۱/۲۰	۸۱/۰۰	۱/۵۰	۰/۱۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۵۰	۶/۰۰	۱۲/۰۰	۲/۳۶
SG-15-bas	۵/۰۰	۹۹/۰۰	۲/۰۰	۰/۴۰	۰/۷۵	۲/۳۰	۰/۵۰	۱۱/۰۰	۲۱/۰۰	۳/۶۰
SG-61-bas	۳/۵۰	۸۱/۰۰	۲/۰۰	۰/۳۰	۴/۰۰	۱/۱۰	۰/۳۰	۸/۰۰	۱۸/۰۰	۲/۵۳
SG-82-bas	۳/۵۰	۱۸۰/۰۰	۱/۵۰	۰/۴۰	۰/۷۵	۱/۳۰	۰/۴۰	۹/۰۰	۱۶/۰۰	۲/۷۲
SG-52-bas	۳۳/۷۰	۱۳۴/۰۰	۴/۲۰	۱/۵۰	۰/۷۵	۵/۵۰	۱/۰۰	۴۲/۰۰	۸۲/۰۰	۱۰/۴۱
SG-43-bas	۲/۸۰	۱۲۱/۰۰	۲/۲۰	۰/۳۰	۲/۰۰	۱/۶۰	۰/۵۰	۸/۰۰	۱۷/۰۰	۲/۹۳
SG-47-rhy	۱/۷۰	۹۳/۰۰	۱/۸۰	۰/۱۰	۵/۰۰	۱/۲۰	۰/۴۰	۶/۰۰	۱۵/۰۰	۲/۰۵
SG-19-rhy	۳/۹۰	۵۷/۰۰	۲/۳۰	۰/۳۰	۳/۰۰	۱/۱۰	۰/۳۰	۷/۰۰	۲۳/۰۰	۳/۷۴
SG-26-cgb	۱/۲۰	۷۰/۰۰	۱/۳۰	۰/۱۰	۰/۷۵	۰/۲۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۹/۰۰	۰/۹۰
SG-28-cgb	۱/۱۰	۷۰/۰۰	۱/۱۰	۰/۲۰	۲/۰۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۵/۰۰	۰/۶۱
SG-32-cgb	۱/۲۰	۸۵/۰۰	۱/۲۰	۰/۱۰	۳/۰۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۴/۰۰	۶/۰۰	۰/۸۶
SG-37-cgb	۱/۱۰	۷۶/۰۰	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۷۵	۰/۲۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۵/۰۰	۰/۴۸

ادامه جدول ۱

Sample No.	Nb(ppm)	Ba(ppm)	Hf(ppm)	Ta(ppm)	Pb(ppm)	Th(ppm)	U(ppm)	La(ppm)	Ce(ppm)	Pr(ppm)
SG-40-cgb	۱/۲۰	۷۶/۰۰	۱/۴۰	۰/۰۸	۰/۷۵	۰/۳۰	۰/۱۰	۴/۰۰	۸/۰۰	۱/۶۹
SG-67-cgb	۱/۱۰	۱۱۰/۰۰	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۷۵	۰/۲۰	۰/۲۰	۲/۰۰	۵/۰۰	۰/۶۳
SG-24-gbd	۲/۹۰	۸۵/۰۰	۱/۳۰	۰/۳۰	۰/۷۵	۰/۹۰	۰/۳۰	۱۰/۰۰	۲۶/۰۰	۴/۷۸
SG-63-gbd	۰/۷۵	۱۱۷/۰۰	۱/۲۰	۰/۰۸	۳/۰۰	۰/۴۰	۰/۱۰	۴/۰۰	۸/۰۰	۱/۱۱
SG-77-gbd	۸/۵۰	۵۴/۰۰	۱/۱۰	۰/۷۰	۱/۰۰	۲/۳۰	۰/۴۰	۲۳/۰۰	۵۲/۰۰	۸/۷۸
SG-81-gbd	۶/۰۰	۷۹/۰۰	۱/۰۰	۰/۵۰	۰/۷۵	۱/۸۰	۰/۲۰	۱۰/۰۰	۲۵/۰۰	۴/۷۲
SG-21-fgb	۶/۲۰	۱۰۴/۰۰	۱/۴۰	۰/۵۰	۰/۷۵	۰/۷۰	۰/۳۰	۷/۰۰	۱۵/۰۰	۲/۱۴
SG-30-fgb	۰/۷۵	۶۲/۰۰	۱/۲۰	۰/۱۰	۰/۷۵	۰/۲۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۷/۰۰	۰/۹۲
SG-65-fgb	۱/۳۰	۱۱۱/۰۰	۱/۴۰	۰/۱۰	۱/۰۰	۰/۴۰	۰/۳۰	۶/۰۰	۱۵/۰۰	۲/۵۶
SG-69-fgb	۱/۰۰	۷۷/۰۰	۱/۰۰	۰/۲۰	۱/۰۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۲/۰۰	۵/۰۰	۰/۴۶
SG-73-fgb	۱/۲۰	۵۰/۰۰	۱/۷۰	۰/۰۸	۱/۰۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۴/۰۰	۱۲/۰۰	۱/۵۵
Sample No.	Nd(ppm)	Sm(ppm)	Eu(ppm)	Gd(ppm)	Tb(ppm)	Dy(ppm)	Er(ppm)	Tm(ppm)	Yb(ppm)	Lu(ppm)
SG-57-bas	۸/۷۰	۳/۷۰	۰/۸۱	۲/۲۷	۰/۵۰	۳/۹۰	۲/۴۰	۰/۵۰	۲/۲۳	۰/۴۰
SG-05-bas	۱۵/۰۰	۴/۲۰	۱/۲۲	۲/۸۴	۰/۵۰	۴/۰۰	۱/۹۰	۰/۴۰	۱/۸۷	۰/۴۰
SG-54-bas	۹/۵۰	۳/۳۰	۰/۹۰	۲/۴۷	۰/۶۰	۴/۵۰	۲/۵۰	۰/۵۰	۲/۵۴	۰/۴۰
SG-17-bas	۱۱/۵۰	۳/۲۰	۰/۸۶	۲/۴۲	۰/۵۰	۲/۹۰	۲/۰۰	۰/۴۰	۱/۷۲	۰/۴۰
SG-44-bas	۱۰/۸۰	۳/۷۰	۱/۰۳	۲/۲۴	۰/۵۰	۳/۵۰	۲/۰۰	۰/۴۰	۱/۸۸	۰/۳۰
SG-08-bas	۱۳/۱۰	۴/۵۰	۱/۰۲	۲/۷۳	۰/۷۰	۵/۲۰	۲/۳۰	۰/۶۰	۲/۸۶	۰/۵۰
SG-15-bas	۱۶/۳۰	۴/۵۰	۰/۹۹	۲/۶۳	۰/۵۰	۴/۱۰	۲/۲۰	۰/۴۰	۲/۰۰	۰/۴۰
SG-61-bas	۱۳/۵۰	۴/۳۰	۱/۰۴	۲/۴۶	۰/۵۰	۴/۴۰	۲/۳۰	۰/۴۰	۲/۹۴	۰/۴۰
SG-82-bas	۱۱/۷۰	۳/۳۰	۰/۷۱	۲/۱۹	۰/۳۰	۲/۳۰	۱/۵۰	۰/۴۰	۱/۵۶	۰/۲۰
SG-52-bas	۴۱/۳۰	۹/۴۰	۲/۴۰	۵/۲۶	۱/۲۰	۷/۹۰	۳/۹۰	۰/۷۰	۳/۱۲	۰/۶۰
SG-43-bas	۱۴/۵۰	۴/۲۰	۰/۸۲	۲/۶۶	۰/۵۰	۴/۹۰	۲/۳۰	۰/۵۰	۲/۵۰	۰/۵۰
SG-47-rhy	۱۱/۴۰	۳/۹۰	۰/۶۲	۲/۴۲	۰/۶۰	۴/۰۰	۲/۴۰	۰/۴۰	۱/۹۷	۰/۵۰
SG-19-rhy	۱۸/۰۰	۶/۰۰	۱/۰۷	۳/۶۴	۰/۹۰	۷/۸۰	۳/۷۰	۰/۷۰	۳/۴۵	۰/۶۰
SG-26-cgb	۶/۷۰	۲/۶۰	۰/۴۶	۲/۰۰	۰/۳۰	۲/۶۰	۱/۲۰	۰/۴۰	۱/۳۵	۰/۲۰
SG-28-cgb	۴/۳۰	۱/۸۰	۰/۳۳	۱/۵۰	۰/۲۰	۱/۶۰	۰/۹۰	۰/۳۰	۱/۲۵	۰/۰۸
SG-32-cgb	۵/۹۰	۲/۳۰	۰/۴۵	۱/۷۵	۰/۳۰	۲/۰۰	۱/۲۰	۰/۳۰	۱/۲۱	۰/۱۰
SG-37-cgb	۴/۴۰	۱/۷۰	۰/۳۲	۱/۵۰	۰/۲۰	۱/۷۰	۰/۷۰	۰/۳۰	۱/۰۰	۰/۱۰
SG-40-cgb	۹/۶۰	۳/۸۰	۱/۰۴	۲/۵۴	۰/۷۰	۵/۳۰	۲/۳۰	۰/۶۰	۲/۸۴	۰/۵۰
SG-67-cgb	۵/۱۰	۲/۴۰	۰/۳۷	۱/۸۳	۰/۳۰	۲/۵۰	۱/۵۰	۰/۳۰	۲/۹۵	۰/۲۰
SG-24-gbd	۲۵/۰۰	۸/۲۰	۲/۰۶	۴/۴۹	۱/۴۰	۱۰/۲۰	۵/۸۰	۱/۰۰	۳/۹۱	۱/۰۰
SG-63-gbd	۶/۹۰	۲/۵۰	۰/۹۵	۱/۷۹	۰/۳۰	۲/۸۰	۱/۶۰	۰/۳۰	۱/۱۱	۰/۳۰
SG-77-gbd	۴۲/۴۰	۱۲/۱۰	۱/۶۶	۶/۹۰	۲/۴۰	۲۰/۴۰	۱۱/۷۰	۱/۶۰	۸/۱۸	۱/۸۰
SG-81-gbd	۲۲/۸۰	۶/۲۰	۱/۱۳	۳/۵۹	۰/۹۰	۷/۹۰	۴/۳۰	۰/۸۰	۳/۱۰	۰/۸۰
SG-21-fgb	۱۰/۶۰	۳/۱۰	۰/۶۰	۲/۴۱	۰/۴۰	۳/۰۰	۱/۶۰	۰/۳۰	۱/۳۵	۰/۲۰
SG-30-fgb	۶/۹۰	۲/۹۰	۰/۵۶	۱/۸۵	۰/۳۰	۲/۶۰	۱/۳۰	۰/۳۰	۱/۷۰	۰/۳۰
SG-65-fgb	۱۲/۵۰	۴/۰۰	۱/۴۰	۲/۷۳	۰/۶۰	۴/۶۰	۲/۵۰	۰/۵۰	۲/۷۴	۰/۴۰
SG-69-fgb	۴/۳۰	۱/۷۰	۰/۶۴	۱/۳۸	۰/۱۰	۱/۳۰	۰/۶۰	۰/۲۰	۰/۶۲	۰/۰۸
SG-73-fgb	۹/۲۰	۳/۱۰	۰/۶۰	۲/۲۳	۰/۵۰	۳/۷۰	۱/۹۰	۰/۴۰	۲/۳۴	۰/۴۰

(bas: basalt؛ rhy: rhyolite؛ cgb: coarse grained gabbro؛ fgb: fine grained gabbro-micro-gabbro؛ gbd: gabbro-diorite)

سوسوریتی شـــدگی، کربناتی شـــدگی، فری هیدریت شدگی، کلریتی شدگی (شـــکل ۴-ه) و به‌ندرت، دگرسانی اپیدوتی و سیلیسی در سنگ‌های بازیک آتش‌فشانی منطقه قابل‌مشاهده‌اند. ظهور بافت کینک‌باند در آمفیبول می‌تواند ناشی از دگرشکلی پس از تبلور در این سنگ‌ها باشد (شکل ۴-و). بافت غربالی نیز می‌تواند نشـــان‌دهنده ناپایداری در شرایط تبلور باشد (Zellmer، 2003).



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از آتش‌فشانی‌های بازیک منطقه (الف) میکرولیت‌های پلاژیوکلاز شناور درزمینهٔ شیشه‌ای؛ (ب) فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز درزمینهٔ شیشه-بافت ویتروفیریک؛ (ج) شیشه‌زدایی و بافت اسفرولیتی در حفرات آمیگدالی؛ (د) کلینوپیروکسن درشت خود شکل در حال تبدیل به آمفیبول؛ (ه) کلریت در حفره آمیگدالی؛ (و) اکتینولیت با بافت کینک باند

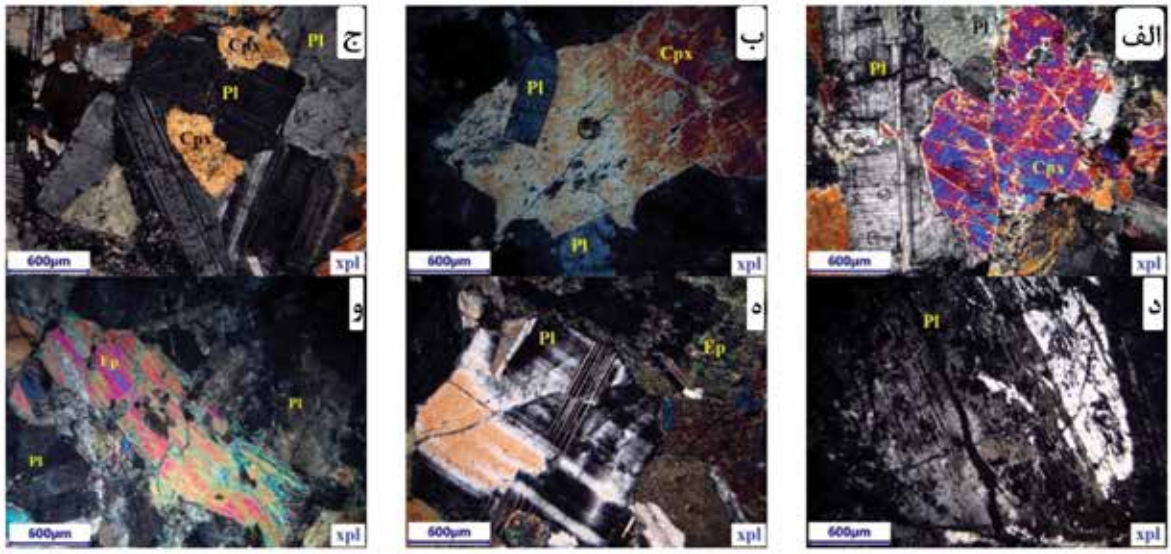
- ســـنگ‌های آذرین درونی و نیمه عمیق منطقه شامل میکروگابرو، گابروهای درشـــت بلـــور و گابرودیوریتی هستند. اغلب به شکل دایک و به‌ندرت سیل هستند، هولوکریستالین بوده و اندیس رنگینگی مزو تا ملانوکرات دارنـــد. بافت‌های رایج در آن‌ها گرانولار، پوئی‌کلیتیک، کنســـرتال (شـــکل ۵-الف)، افیتیک و ساب افیتیک (شـــکل ۵-ب)، اینترگرانولار (شـــکل ۵-ج) و به‌ندرت غربالی (شکل ۵-د) هستند.

کانی‌شناســـی غالب این ســـه نوع دایک شباهت‌های بســـیاری بـــا یکدیگر دارنـــد و به ترتیب شـــامل تیغه‌های پلاژیوکلازهای بازیک تا حدواسط خود شکل تا نیمه شکل دار (گاهی از نوع اولیگوکلاز در بخش‌های حد واسط دایک‌های گابرودیوریتی، شکل ۵-ه)، کلینوپیروکسن (عموماً اوژیت با توجه به زاویه خاموشی)، به‌ندرت اورتوپیروکسن و اولیوین در گابروهای درشـــت بلور و به‌نـــدرت آلبیت در دایک‌های گابرودیوریتی هستند.

به نظر می‌رســـد ادخال‌های فرومنیزیـــن در پلاژیوکلاز (پوئی‌کلیتیک)، از سرد شدن سریع میکروگابروها رخ داده باشـــد (Cas & Wright، 1987). دگرســـانی‌های کلریتی و اپیدوتی را می‌توان در واحدهای ســـنگی مشـــاهده کرد (شـــکل ۵-و). به‌عـــلاوه رگچه‌های نـــازک پومپله‌ایت‌های خورشـــیدی به‌ندرت در برخی از دایک‌ها قابل‌مشـــاهده‌اند که می‌تواند در اثر فشـــار ناشـــی از وزن رســـوبات بالایی و افزایش فشار و دما در سنگ‌های آذرین مدفون تشکیل‌شده باشـــد. این پدیده در بازالت‌های مجموعـــه افیولیتی نیریز مشاهده‌شده است (Arvin، 2018).

زمین‌شیمی

براساس نمودار وینچستر و فلوید (Winchester & Floyd، 1977) سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه بیشـــتر از نوع بازالت، آندزیت-بازالت و ســـاب آلکالن بازالت هستند. از طرفی نمونه شناسایی‌شده به‌عنوان ریوداسیت در مطالعات میکروسکوپی در این نمودار در بخش ریولیت قرار گرفته است (شکل ۶-الف).



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آذرین نیمه عمیق و دایک‌های گابرویی منطقه (الف) رابطه مضرس (کنسرتال) میان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز حاوی ماکل تکراری در بافت هولوکریستالین گابروی درشت بلور؛ (ب) بافت ساب افیتیک با میزبانی پلاژیوکلاز توسط کلینوپیروکسن؛ (ج) پلاژیوکلازهای تخت و سالم در بافت اینترگرانولار؛ (د) پلاژیوکلاز درشت بلور دارای بافت غربالی؛ (ه) رخداد اولیگوکلاز در دایک گابرودیوریتی؛ (و) اپیدوت‌های ثانوی درزمینهٔ سنگ

بر اساس نمودار Middlemost (1994)، میکروگابروها و گابروهای درشت بلور در محدوده گابرو تا گابرودیوریت و دایک‌های گابرودیوریتی در بخش دیوریت-مونزونیت قرار گرفتند (شکل ۶-ب).

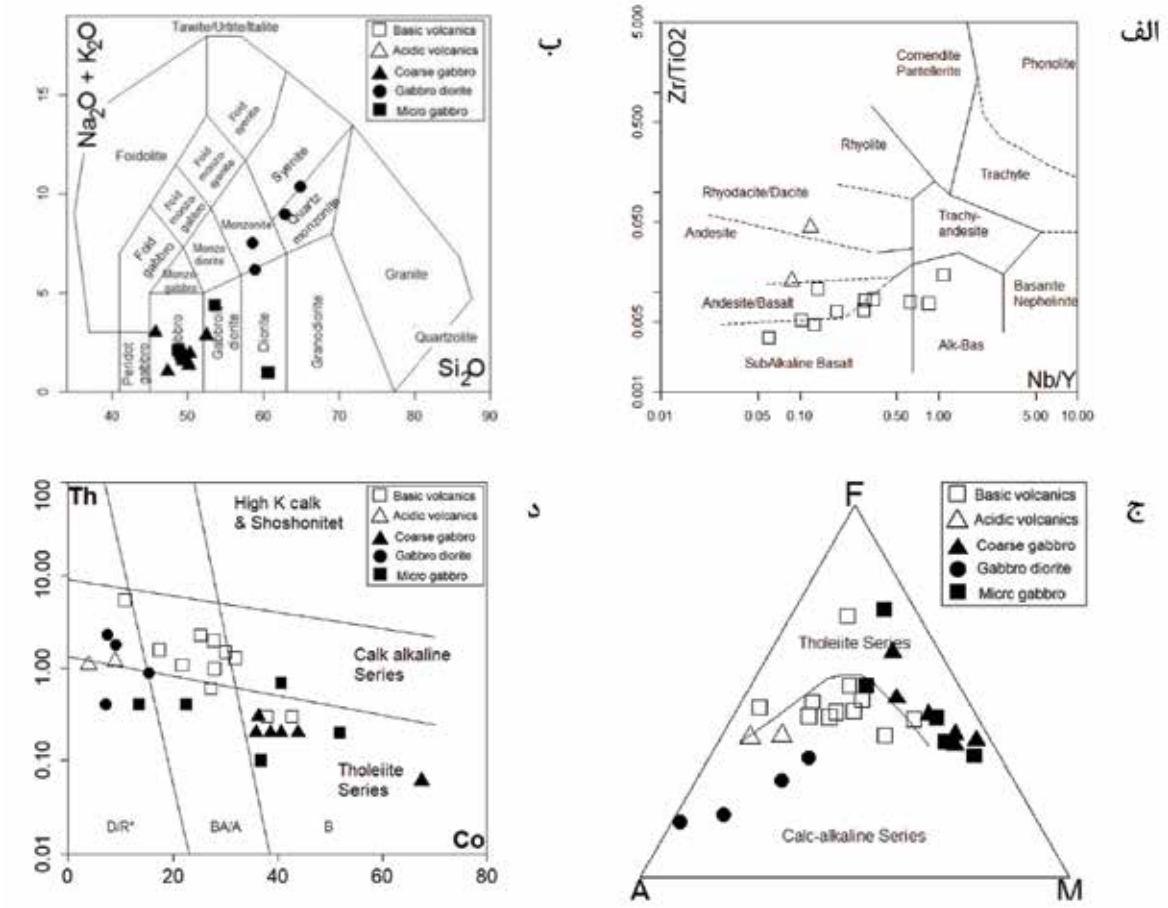
- سری ماگمایی سنگ‌های آتش‌فشانی و نفوذی منطقه: بر اساس Irvine & Baragar، 1971) (شکل ۶-ج) و Hastie et al.، 2007) (شکل ۶-د) اغلب سنگ‌های آتش‌فشانی و نفوذی منطقه در مرز سری تولئیتی و کالک آلکالن قرار دارند. با این حال مشخص است که سنگ‌های نفوذی نیمه عمیق در منطقه بیشتر متعلق به سری تولئیتی هستند؛ این در حالی است که گابرودیوریت‌ها و واحدهای آتش‌فشانی مشخصاً به سری کالک آلکالن تعلق دارند.

نمونه سنگ‌های منطقه برای گوشته اولیه (شکل ۷-الف برای واحدهای آتش‌فشانی و شکل ۷-ب برای سنگ‌های آذرین درونی) و نیز عناصر نادر خاکی در کندریت (شکل ۸-الف برای واحدهای آتش‌فشانی و شکل ۸-ب برای سنگ‌های آذرین درونی) بهنجار شدند (Sun & McDonough، 1989). تقریباً تمامی گروه‌های سنگی موجود غنی‌شدگی نسبی از ELIL (Cs، Rb، Ba، K، Th و U) نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند که می‌تواند نشان‌دهنده پایه گوشته‌ای غنی‌شده یا آلایش پوسته‌ای باشد.

اغلب نمونه‌ها تهی شدگی Nb نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند. تهی شدگی‌های Nb-Ta-Ti (TNT) می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل ماگما در شرایط فرورانش و ماگماتیسم مرتبط با کمان باشد. به دلیل اینکه اغلب نمونه‌ها از نظر آرایه، دارای تغییرات Nb-Pb-Ti مشابهی هستند، احتمال دارد که از نظر ژنتیکی از ریشه مشابهی سرچشمه گرفته باشند. رفتار عناصر یاد شده می‌تواند به‌نوعی مؤید سری ماگمایی کالک آلکالن باشند.

همچنین ناهنجاری مثبت Pb در اغلب نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه به چشم می‌خورد که می‌تواند از شواهد آلایش پوسته‌ای و تأثیر سیالات مشتق شده از صفحه فرورونده بر روی پایه گوشته‌ای پیش از فرایند ذوب در شرایط ماگماتیسم مرتبط با کمان ماگمایی و فرورانش باشد (Pearce et al.، 2005، Kushiro، 2007 و Zheng et al.، 2018).

در نمودار بهنجاری به گوشته اولیه LREE ها نسبت به HREE ها غنی‌شدگی دارند که می‌تواند نشان‌دهنده درجات ذوب بخشی پایین باشد. فقدان تهی شدگی شدید



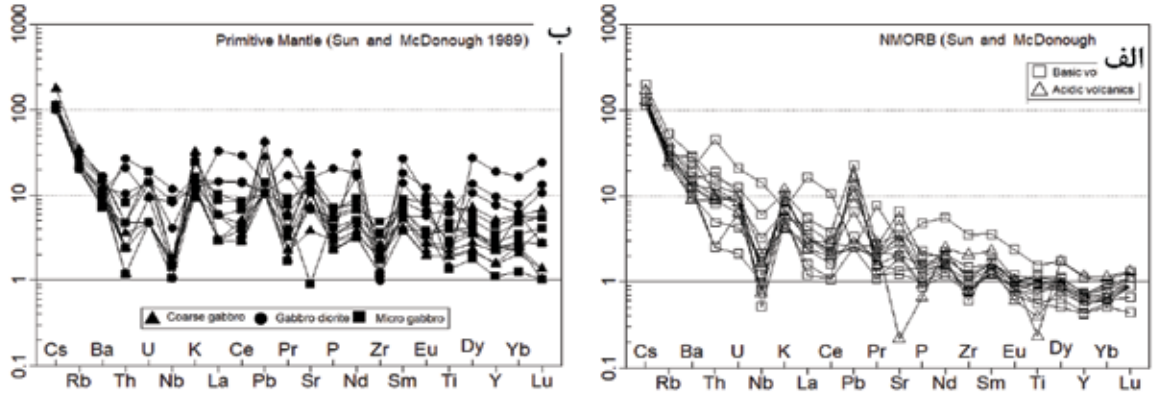
شـــکل ۶. (الف) طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه (بر اســـاس Nb/Y در برابر Zr/Ti_2O) (Winchester & Floyd، 1977)؛ (ب) طبقه‌بندی بر اســـاس SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O ســـنگ‌های آذرین نفوذی منطقه (Middlemost، 1994) (ج) نمودارهای تعیین سری ماگمایی AFM (Irvine & Baragar، 1971)، (د) نمودار Co-Th (Hastie et al.، 2007)

از HREE نشـــان‌دهنده ذوب در میدان پایداری اسپینل با تنها تأثیر جزئی گارنت باقی‌مانده است.

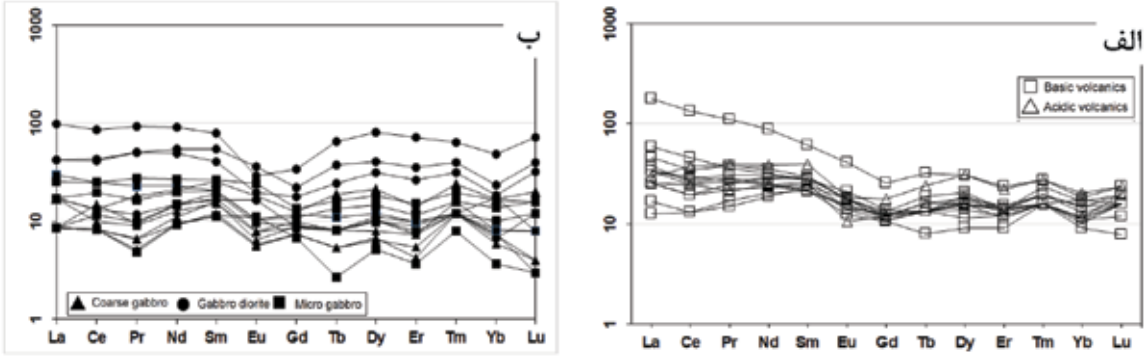
در نمودار بهنجاری REE غنی‌شـــدگی نسبی LREE نسبت به HREE دیده می‌شود. از Lu تا Gd اغلب نمونه‌ها آرایه نســـبتاً افقی (کم شیب) داشته و تهی شدگی شدیدی از HREE دیده نمی‌شـــود که می‌تواند نشان‌دهنده اندک گارنت باقیمانده در منشـــأ اســـپینل لرزولیتی آن باشـــد. ناهنجاری منفی Eu می‌تواند نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز در طی تکامل ماگمایی باشـــد که در کنار تهی شـــدگی Sr در نمونه‌های آتش‌فشانی اسیدی، می‌تواند دلیلی بر کنترل پلاژیوکلاز در طی تفریق باشد.

در حالت کلی نوعی مشابهت در آرایه عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتش‌فشـــانی منطقه نسبت به کندریت دیده می‌شود (شکل ۸-الف). به‌علاوه در سنگ‌های آذرین درونی و نیمه عمیق دایک‌های گابرودیوریتی نیز حالت مشـــابهی داشته و نسبت به کندریت غنی‌شده‌تر هستند؛ کما اینکه در این سنگ‌ها نیز آرایه عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت، اختلاف چندانی با یکدیگر ندارند (شکل ۸-ب).

رفتـــار متناقض Sr در نمونه ســـنگ‌های آتش‌فشـــانی شاید می‌تواند نشـــان‌دهنده درجات مختلف تبلور و تفریق پلاژیـــوکلاز باشـــد. به‌عـــلاوه آرایه REE در ایـــن نمونه‌ها نزدیکی به ماگماتیســـم مرتبط با کمان را نشـــان می‌دهد (Pearce et al.، 2005، Kushiro، 2007، Zheng et al.، 2018 و Turner & Langmuir، 2022).



شکل ۷. نمودار بهنجاری نمونه سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی منطقه به گوشته اولیه (Sun & McDonough، 1989)

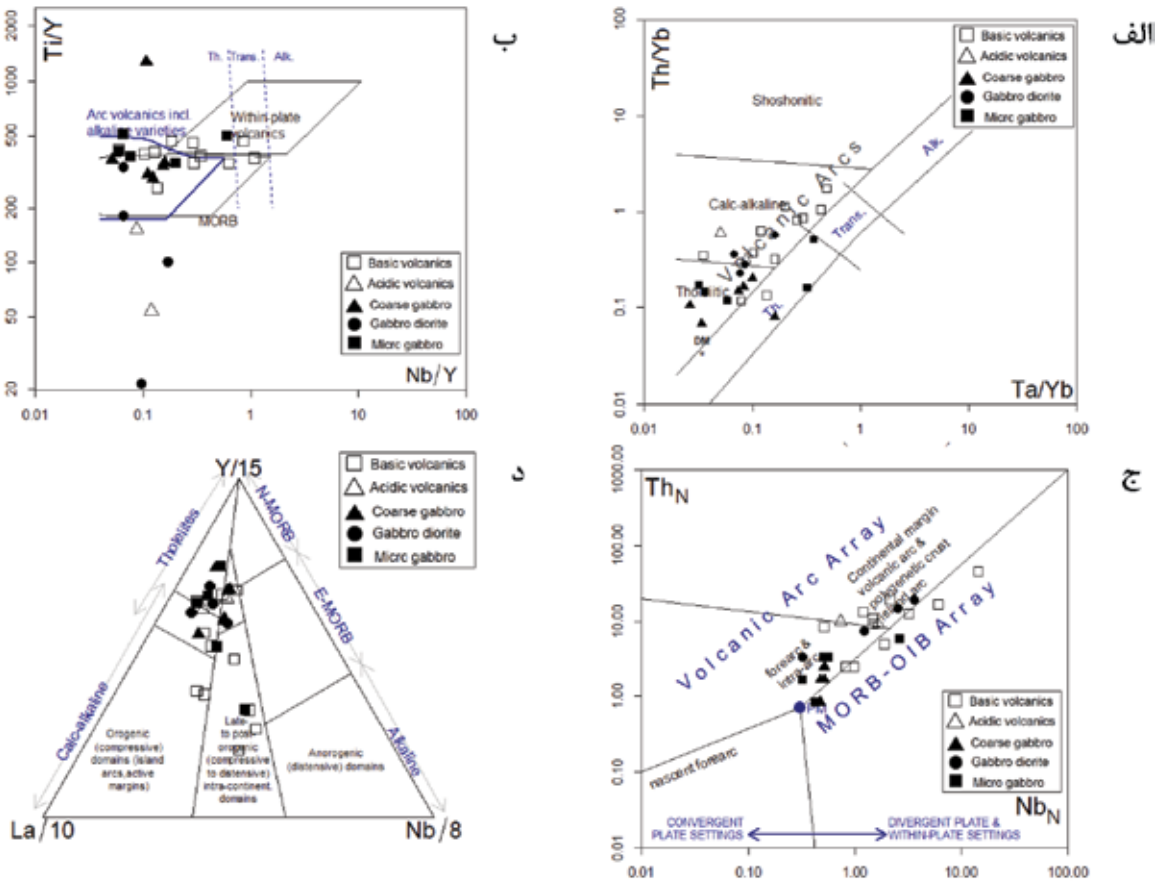


شکل ۸. نمودار بهنجاری نمونه سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی منطقه به REE کندریت (Sun & McDonough، 1989)

- تکتونوماگماتیسم: بر اساس (Pearce 1982)، اغلب نمونه‌های گابرویی گستره متعلق به سری تولئیتی و اغلب سنگ‌های آتش‌فشانی گستره متعلق به سری کالک‌آلکالن هستند و در محیط کمان آتش‌فشانی تشکیل‌شده‌اند. با این حال مرز شاخصی بین آن‌ها وجود ندارد و اغلب آن‌ها بین این دو سری قرار دارند.

غنای Th که باعث تجمع نمونه‌ها در بالای خط محیط کمان آتش‌فشانی شده است، به‌طورکلی می‌تواند یکی از نشانه‌های ماگماتیسم در شرایط فرورانش باشد (شکل ۹-الف). واحدهای آتش‌فشانی و نفوذی منطقه همگی در پهنه ماگماتیسم کمانی (Pearce، 1982) قرارگرفته‌اند (شکل ۹-ب). باوجوداینکه اغلب نمونه‌ها در رژیم کمان ماگمایی قرارگرفته‌اند، ولی برخی از آن‌ها در رژیم میان صفحات قرارگرفته‌اند. چنین حالتی زمانی می‌تواند رخ دهد که بخش‌های پایانی رخدادهای ماگماتیسم در گستره در شرایط کششی رخ داده باشد.

همچنین بر اساس (Saccani، 2015) نمونه‌های موردمطالعه در رژیم ماگماتیسم کمانی (AV) و برخی نیز در مرز آن با رژیم پشته‌های میان‌اقیانوسی قرارگرفته‌اند. در تقسیم‌بندی جزئی‌تر، بیشتر واحدهای نفوذی در پهنه پیش کمان تا میان کمان و بیشتر نمونه‌های آتش‌فشانی در پهنه حاشیه قاره رخداده‌اند (شکل ۹-ج). بر اساس نمودار مثلثی (Cabanis & Lecolle، 1989) سنگ‌های آذرین موردمطالعه شبیه نمودارهای سری ماگمایی در بین سری‌های تولئیت و کالک‌آلکالن و نیز در رژیم تکتونیکی فشارشی کوهزایی، و معدود نمونه‌هایی نیز در پهنه توأم پایان کوه‌زایی تا پسا کوه‌زایی قرارگرفته‌اند. این موضوع می‌تواند بدان معنا باشد که اغلب ماگماهای تشکیل‌شده در گستره در شرایط فرورانش مرتبط با کشش تشکیل‌شده‌اند (شکل ۹-د).



شـــکل ۹. نمودارهای تکتونوماگمایـــی (الـــف) Nb/Y-Ti/Y و (ب) Th/Yb-Ta/Yb (Pearce، 1982)، (ج) نمودار ThN-NbN (Saccani، 2015) (د) نمودار مثلثی La/10-Nb/8-Y/15 (Cabanis & Lecolle، 1989) برای سنگ‌های آذرین گستره

بر اســـاس رحیم‌زاده و همـــکاران (rahimzade et al.، 2021)، وی و همـــکاران (wei et al.، 2017) و نظام وند و رحیم‌زاده (Nezamvand & rahimzadeh، 2023) چنین به نظر می‌رسد چنین رفتاری در سنگ‌های آتش‌فشانی کمان فرورانشی مرتبط با کشش رخ بدهد که این کشش می‌تواند در اثر برگشت ورقه فرورنده و رول بک آن صورت گیرد.

به‌طورکلـــی غنی‌شـــدگی از Th و تهی شـــدگی از Nb می‌توانند از شـــواهد ماگماتیسم مرتبط با کمان در شرایط فرورانش مرتبط باشـــند. به‌عنوان یـــک جمع‌بندی به نظر می‌رســـد که ماگماتیسم در گســـتره موردمطالعه در رژیم تکتونیکی کمان ماگمایی در حین فرورانش رخ داده باشد.

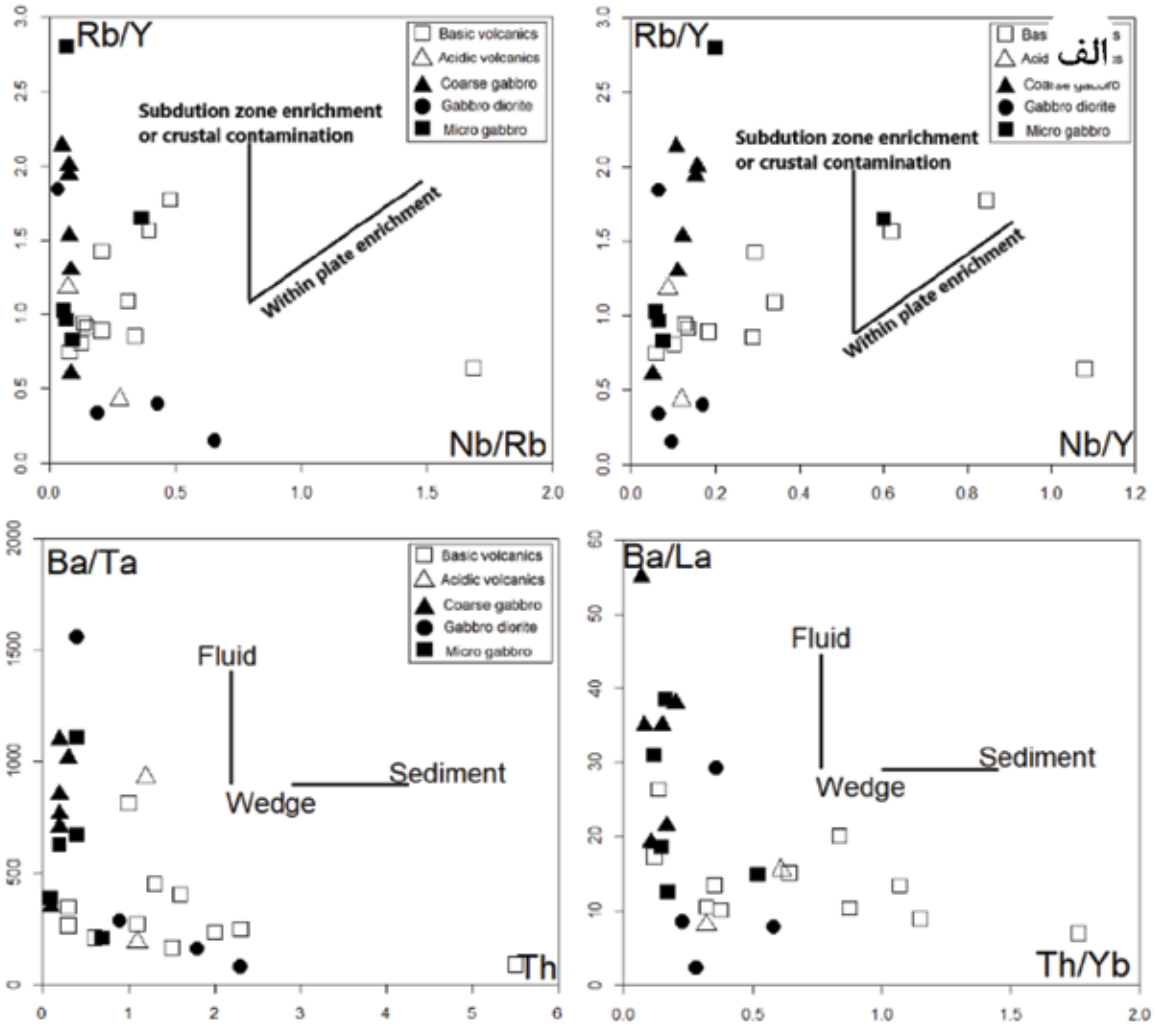
- بررسی تأثیر متاسوماتیســـم بر منشأ گوشته‌ای ماگما: برای مطالعه تأثیر متاسوماتیسم گوشته عوامل متعددی در نظر گرفته می‌شوند که شامل شواهد کانی‌شناختی و شیمیایی هستند؛ به دیگر سخن تنها برای بررسی این موضوع نمی‌توان به نمودارهای شیمیایی بسنده کرد و شـــواهد کانی‌شناختی و ایزوتوپی نیز باید در نظر گرفته شوند. در این بخش بدون پیش‌داوری اولیه فقط سعی شده است برخی شواهد موجود برای سنگ‌های آذرین گستره موردمطالعه قرار گیرند.

بـــر اســـاس (Temel et al.، 1998) ا فزایش نســـبت Rb/Y می‌تواند در اثر غنی‌شدگی ناشی از سیالات یا آلودگی پوســـته‌ای در پهنه فرورانش رخ دهد. افزایش نســـبت‌های Nb/Rb و Nb/Y می‌تواننـــد در اثر غنی‌شـــدگی ناشـــی از پلوم گوشـــته درون صفحات رخ دهنـــد (Thompson et al.، 1984) (شـــکل ۱۰-الف). بالا بودن Th و فقر نســـبت Ba/Ta بیانگر نقش زیاد رسوبات در تولید مذاب بخشی در کمان ماگمایی اســـت (Hawkeswoth et al.، 1997 a & b، Turner et al.، 2006).

به نظر می‌رســـد منشأ گوشته‌ای سنگ‌های آتش‌فشانی

و نفوذی گســـتره تل بارگاه-سرگدار بیش از آنکه تحت تأثیر رســـوبات انباشته در بخش فوقانی ورقه اقیانوسی فرورونده در رژیم فرورانش باشـــند، عموماً متأثر از سیالات آزادشده از ورقه اقیانوســـی فرورونده و تا حـــدی نیز متأثر از ترکیب شیمیایی گوه گوشته‌ای باشد؛ اگرچه واحدهای آتش‌فشانی گســـتره تأثیرپذیری‌های اندکی از شیمی رسوبات موجود بر روی ورقه فرورنده اقیانوسی در رژیم فرورانش را نیز از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۰-ب).

بالا بودن Rb/Y می‌تواند یکی از نشانه‌های غنی‌شدگی با ســـیالات مرتبط با فرورانش تلقی گردد. اغلب گابروهای درشت بلور در نمونه‌ها غنی‌شـــدگی از Ba و Rb دارند که می‌تواند نشـــان‌دهنده تبلور آن‌ها از یـــک ماگمای کمانی اولیه باشـــد. میکروگابروها مشابه هســـتند ولی پراکندگی بیشـــتری دارند. درنهایت، همه این موارد می‌توانند نشان دهند ذوب بخشـــی در گوه گوشـــته‌ای در شرایط فرورانش رخ داده است و سنگ منشأ گوشته‌ای در اثر سیالات ورقه فرورونده دچار متاسوماتیسم شده است. درنهایت، مشارکت رسوبات فوقانی ورقه فرورونده در تغییر شیمی منشأ چندان چشمگیر نبوده است (Kelemen et al.، 2014، Turner & Langmuir، 2022).



شکل ۱۰. (الف) نمودارهای Nb/Rb-Rb/Y و Nb/Y-Rb/Y غنی‌شدگی در سنگ‌های آذرین گستره، (ب) نمودارهای Th-Ba/Th و -Th/Yb Ba/La برای بررســـی نقش رسوبات در فرورانش (بر اساس Thompson et al.، 1984، Temel et al.، 1988، Hawkeswoth et al.، 1997 a & b، Turner et al.، 2006)

نتیجه‌گیری

زمین‌ساخت سنندج-سیرجان جنوبی در بازه زمانی مزوزوئیک تا سنوزوئیک متأثر از کافت اقیانوسی، گسترش اقیانوس نئوتتیس، فرورانش و بسته شدن حوضه اقیانوسی است.

- فعالیت آتش‌فشانی در گستره تل بارگاه-سرگدار با ماهیت بایمدال، بیشتر بازالتی با اجزای فلسیک جزئی، همراه با فعالیت نفوذی محدودی در کرتاسه رخ داده است. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها دارای ویژگی‌هایی است که به منشأ مرتبط با رژیم فرورانش اشاره دارد.
- بیشتر واحدهای بازالتی گستره شواهد میکروسکوپی همچون سرد شدن سریع در محیط زیردریایی و شیشه‌زدایی متأخر، و ناپایداری در شرایط تبلور، از دست دادن آب و کاهش فشار بخار آب در زمان فوران، اختلاط ماگمایی، افت فشار و افزایش سرعت را در زمان صعود ماگما نشان می‌دهند.
- سنگ‌های آذرین گستره دارای سرشت سدیک (فقیر از پتاسیم) هستند و اغلب بین سری‌های کالک‌آلکالن تا تولئیت قرار دارند. با این حال در یک تقسیم‌بندی دقیق‌تر، غالب سنگ‌های آتش‌فشانی گستره و نیز واحد نفوذی گابرودیوریتی سری کالک آلکالن و بیشتر گابروهای درشت بلور و میکروگابروها سرشت تولئیتی نشان می‌دهند.
- همپوشانی سری‌های تولئیتی تا کالک‌آلکالن و قرارگیری بین بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) و تولئیت‌های جزایر قوسی (IAT) می‌توانند نشان‌دهنده آن باشند که ماگماتیسم گستره در دو رژیم متفاوت ژئودینامیکی رخ داده است؛ یکی در شمال نئوتتیس و شاید همگام با فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه اقیانوسی که منجر به توسعه ماگماتیسم جزایر قوسی شده و دوم در جنوب نئوتتیس و مرتبط با پشته‌های میان‌اقیانوسی بوده است.
- منشأ گوشته‌ای ماگمای سنگ‌های آتش‌فشانی در گستره، همگام با فرورانش، شواهدی از متاسوماتیسم سیالات ورقه اقیانوسی فرورونده و گوه گوشته‌ای را نشان می‌دهند. همچنین منشأ گوشته‌ای ماگمای سنگ‌های آذرین نفوذی بیشتر تحت تأثیر سیالات ورقه اقیانوسی فرورونده و تا حدی متأثر از رسوبات انباشته در بخش فوقانی ورقه اقیانوسی فرورونده هستند؛ اگرچه برای تائید این موضوع هنوز شواهد زیادی لازم است.

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros, Iran, constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences, Geologische Rundschau, 94, 401-419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction dominated process, In: Lacombe, O., Grasemann, B., Simpson, G., Eds., Geodynamic Evolution of the Zagros, Geological Magazine. 148, 692-725.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics J., 229, 211-238.
- Arvin, M., 2018. The occurrence of pumpellyite in basaltic igneous rocks from the colored series NE of Neyriz, Iran, Mineralogical magazine, Vol. 46, 428-431.
- Azizi, H., Lucci, F., Stern, R., Hasannejad, S., Asahara, Y., 2018. The Late Jurassic Panjeh submarine volcano in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, northwest Iran: Mantle plume or active margin? Lithos 308-309, 364-380.
- Azizi, H., Stern, R. J., 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. Terra Nova, 31(5), 415-423.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18,

1764-1776.

- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 309, 20, 2023- 2029.

- Cas, R. A., Wright, J. V., 1987. Volcanic Successions, Modern & Ancient: Geological Approach to Processes, Products & Succession, London, Allen & Unwin. 528 p.

- Gharibnejad, P., Rosenberg, C. L., Agard, P., Kananian, Omrani, J., 2022. Structural and metamorphic evolution of the southern Sanandaj-Sirjan zone, southern Iran, International Journal of Earth Sciences 112(1):383-415.

- Ghasemi, A., Talbot, C. J., 2005. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), Journal of Asian Earth Sciences xx (2005) 1-11.

- Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M., 2021. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for early cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. Chemie der Erde- Geochem. 125687 https: //doi. org/10.1016/j. chemer.2020.125687.

- Ghorbani, M., 2022. The Economic Geology of Iran Mineral Deposits and Natural Resources, Springer Dordrecht Heidelberg, First Pub., 581pp.

- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of petrology, 48: 2341-2357.

- Hawkesworth, C. J., Turner, S., McDermott, F., Peate, D., Van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. Science 276, 551-555.

- Hawkesworth C. J., Turner S., Peate D., McDermott F., Calsteren P.van., 1997. Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes", Chemical Geology 139, 207-221.

- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of earth sciences 8, 5, 523-548.

- Jahangiri, H. A., 2021. Geological map and geology report of BaghMolla exploration area, Darab, Fars province (in Persian)", ZBS Co., internal report, 193pp.

- Kelemen, P. B., Hanghøj, K. and Greene, A. R., 2014. One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. In: Treatise on Geochemistry.; 4, ed. by Holland, Heinrich D. and Turekian, Karl K. Elsevier, Amsterdam, pp. 749-806. 2nd edition DOI 10.1016/B978-0-08-095975-7.00323-5.

- Kushiro, I., 2007. Origin of magmas in subduction zones: a review of experimental studies, Proceedings of the Japan Academy Ser B Physical and Biological Sciences 83(1):1-15 ;83(1):1-15. doi: 10.2183/pjab.83.1.

- Lechmann, A., Burg, J.-P. P., Ulmer, P., Mohammadi, A., Guillong, M., and Faridi, M., 2018. From Jurassic rifting to Cretaceous subduction in NW Iranian Azerbaijan: geochronological and geochemical signals from granitoids. Contrib. Mineral. Petrol. 173, 102. doi:10.1007/s00410-018-1532-8

- Mehdipor Ghazi, J., Moazzen, M., 2015. Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran, Turkish Journal of Earth Sciences, (2015) 24: 513-528.

- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock

system. Earth Sci Rev 37:215-224 doi: 10.1016/00128252,94,900299.

- Nezamivand, A., Rahimzadeh, B., 2023. Albin volcanism in Marivan region: Indication of extension in the SanandajSirjan continental arc, Petrological Journal, No. 52, Winter 2023, pp. 107-126, DOI: 10.22108/ijp.2023.135968.1287.

- NIOC, 2002. Geological map of Sargodar 1:100,000 scale.

- Nouri, F., Azizi H., Stern R. J., Asahara, Y., 2023. The Sanandaj-Sirjan Zone (W. Iran) was a Jurassic passive continental margin: Evidence from igneous rocks of the Songhor area, LITHOS 440-441 (2023) 107023.

- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath Zagros: New report of adakites and geodynamic consequences, Lithos, 106, 380-398, doi: 10.1016/j.lithos.2008.09.008.

- Pearce, J. A., 1982. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin, In: Thorpe, R. S., 1982, ed., Andesites. Chichester: John Wiley, 230-249.

- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H., Fryer, P., 2005. Geochemical mapping of the Mariana arcbasin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. Geochemistry, Geophys. Geosystems 6. https://doi.org/10.1029/2004GC000895

- Rahimzadeh, B., Mahmoudi, S., Corfu, F., Ahadnejad, V., Von Quadt, A., 2021. A unique period of bimodal volcanism at 130-110 Ma in the northern Sanandaj-Sirjan Zone: Evidence for an extensional setting. Lithos, 392, 106155.

- Saccani, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. Geosci Front 6: 481-501.

- Sandsta, N. R., B. Robins, H., Furnes, de Wit, M., 2011. The origin of large varioles in flow-banded pillow lava from the Hooggenoeg Complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa. Contributions to Mineralogy and Petrology. vol. 162, no. 2, pp. 365-377.

- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vosoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences, 39, 668-683. doi: 10.1016/j.jseaes.2010.04.014

- Sheikholeslami, M. R., 2002. Évolution Structurale et Métamorphique de la Marge Sud de la Microplaque de l'Iran Central: Les Complexes Métamorphiques de la Région de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan) [Ph.D thesis]: Brest, France, Université de Brest, 164p.

- Sheikholeslami, M. R., Bellon, H., Emami, H., Sabzei, M. & Pique, A., 2003. Nouvelles donnees structuraleset datations 40K-40Ar sur les roches metamorphiques de la region de Neyriz (zone de Sanandaj-Sirjan, Iran meridional). Leur interet dans le cadre du domaine neotethysien du Moyen-Orient: New structural and 40K- 40Ar data for the metamorphic rocks in Neyriz area (Sanandaj-Sirjan Zone, Southern Iran). Their interest for an overview of the Neo-Tethyan domain in the Middle East. Comptes Rendus Geosciences 335, 981-91.

- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan zone, SW Iran): Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 31, 504-521.

- Sheikholeslami, M. R., 2015. Deformations of Paleozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Journal of

Asian Earth Sciences, 2015, 106, 130-149.

- Sheikholeslami, M. R., 2016. Tectono-stratigraphic evidence for the opening and closure of the Neotethys Ocean in the southern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. In: Sorkhabi, R., (ed.) Tectonic evolution, collision, and seismicity of southwest Asia: In honor of Manuel Berberian's forty-five years of research contributions, Geological Society of America, Special Paper 525.

- Shelly, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. classification, textures, microstructures and mineral preferred orientation. Chapman and Hall, London, 385 pp.

- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 52: 1229-1258.

- Sudi Ajirlu, M., Moazzen, M., Hajialioghli, R., 2016. Tectonic evolution of the Zagros Orogen in the realm of the Neotethys between the Central Iran and Arabian Plates: An ophiolite perspective, Central European Geology, Vol. 59/1-4, 1-27.

- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Eds. A. D. Sannders, M. I. Norry. Magmatism in the ocean basin. Geol. Soc. Spec. Publ., 42, 313-345.

- Temel, A., Gundogdu, M. N., Gourgaud, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85, 327-354.

- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transactions of the Royal Society 310, 549-590.

- Turner S., Regelous M., Hawkesworth C., Rostami K., 2006. Partial melting processes above subducting plates: Constraints from 231Pa-235U disequilibria", Geochimica et Cosmochimica Acta 70 480-503.

- Turner, S. J., Langmuir, C. H., 2022. The global chemical systematics of arc front stratovolcanoes: Evaluating the role of crustal processes, Earth and Planetary Science Letters 422:182-193 DOI: 10.1016/j.epsl.2015.03.056.

- Wei, W., Manoj, K.P., Jun-Hong, Z., Wei-Terry, C., Jian-Ping, Z., 2017. Slab breakoff triggered lithosphere-asthenosphere interaction at a convergent margin: the Neoproterozoic bimodal magmatism in NW India. Lithos 296, 281-296.

- Winchester, J. A., & Floyd, P. A., 1977. Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett. v. 28, 325-343.

- Zellmer, G. F. and Spaks. S., Wiedeback, M., 2003. Magma Emplacement and Remobilization Timescales Beneath Montserrat: Insights from Sr and Ba Zonation in Plagioclase Phenocrysts. 44. No 8, 1413-1431. Article Navigation, Journal of Petrology, Volume 44, Issue 8, August 2003, Pages 1413-1431, https://doi.org/10.1093/petrology/44.8.1413

- Zheng, L., Zhang, K.J., Tang, X.C., Zhang, Y. X., Li, Z. W., 2018. Mid-Permian rifting in Central China: record of geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes of bimodal magmatism on E Qinghai-Tibetan Plateau. Gondwana Res. 57, 77-89. https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.013.

Migration of the foreland basin during the main phase of Zagros Orogeny: A case study in the Balarud Area (north of the Dezful Embayment)

Zahmati، F.[1,3*]،Mousavi، S.M.[1]، Abdollahie Fard،[1,2] and Seraj، M.[3]

1. Earth Science Faculty، Birjand University، Birjand، Iran
2. Exploration Directorate، National Iranian Oil Company
3. National Iranian South Oil Company، Ahwaz، Iran

Received: 2025/09/22
Accepted: 2026/01/14

Abstract

A foreland basin is an elongated depression situated between a mountain belt and a stable craton, formed alongside the deformation from plate convergence. The Dezful Embayment, as a part of the Neogene foreland basin related to the Zagros orogen, illustrates this interaction. The compressional tectonic regime resulted from the convergence of the Arabian and Iranian plates, and significantly affected the sedimentary facies developed in the basin. This study investigates the migration trend of the foreland basin's depocenter during the deposition of the Aghajari Formation, utilizing integrated well data and 3D seismic cube to analyze thickness variations in the stratigraphic units. In the Balarud area, north of the Dezful Embayment, three sedimentary units were identified: the lower Aghajari Formation, characterized by more coarse-grained deposits; the upper Aghajari Formation (Lahbari Member), which is primarily composed of fine-grained sediments; and the Bakhtiari Conglomerate, consisting of gravel to cobble-sized clasts. The results indicate that the thickness of the lower Aghajari Formation decreases from northeast to southwest, while the thickness of the upper Aghajari Formation increases in the same direction.Since the deposition of the Aghajari Formation around 14 million years ago, the depocenter of fluvial sediment accumulation has shifted approximately 20 kilometers to the southwest, driven by the ongoing shortening of the Zagros belt. This process of shortening has intensified folding and erosion within the anticlines of the folded belt, ultimately giving rise to the significant deposition of the post-orogen Bakhtiari Conglomerate Formation. This dynamic geological evolution underscores the intricate interplay between tectonic forces and sedimentary processes in shaping the landscape.

Keywords: Foreland basin fluvial facies, Zagros foreland system, foreland basin migration, depocenter migration rate

Isotopic characteristic of Seif Abad carbonate located in Ardabil province: implication for depositional environment

Lotfi Bakhsh, A.[1*]

1. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

Received: 2025/09/09

Accepted: 2026/01/14

Abstract

The Seif Abad mine is located between Ardabil and Namin, 25 km northeast of Ardabil, near the village of Seif Abad. The study area is located in the Alborz-Azerbaijan zone on the Cenozoic volcanic belt. The rock is composed of thick to massive, milky white to light cream crystallized limestone of Paleocene age and is underlain by Quaternary sediments and alluvium. The δ13C values range from +1.07 to -0.76‰ with an average of +0.09‰ and the δ18O values range from -3.65 to -4.98‰ with an average of -4.2‰. Being the values of Mn/Sr < 10, the weak correlation between carbon and oxygen isotopes, and the values of oxygen isotope < -5‰ indicate the reliability of the isotopic values in the samples. The isotopic values are consistent with the distribution pattern of carbon and oxygen isotopes in marine carbonate rocks. Also, the calculated Z values for all samples from Seif Abad were > 120, indicating a marine origin. Using isotopic relationships, the average salinity of the formation environment was 30.55‰ and the average formation temperature was 33°C for the samples from the Seif Abad area. The lower salinity and lower δ18O values in the study area could indicate a closed marine environment without connection to the ocean that was fed by a large volume of continental freshwater.

Keywords: Limestone, Stable Isotope, Seif Abad

Optimization, modeling and reserve evaluation studies of the Oshvand polymetallic deposit (copper-gold and iron)

Heydarian Dehkordi، N.[1*]، Niroomand، S.[2]، Mirzaei، S.[3] and Adib، Sh.[4]

1. Assistant Professor of Academic Center for Education، Culture and Research، Institute of Applied Science، ACECR
2. Associate Professor، School of Geology، College of Science، University، Tehran
3. Professor of Academic Center for Education، Culture and Research، Institute of Applied Science، ACECR
4. Iran Mineral Production and Supply company

Received: 2025/10/20

Accepted: 2025/12/20

Abstract

Hamedan, in the Sanandaj-Sirjan metallogenic belt. The oldest rock units in the area are Permian carbonate units. The felsic granitoid with granite, granodiorite to quartz monzonite are the major rock units of the area. The ore minerals include gold, magnetite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, covellite, hematite, goethite, malachite and azurite. The results showed that mineralization in the ore-bearing zones of the Oshvand deposit accompanied by oxide phase and malachite mineral. The Oshvand area divided into 6 priorities in total, and studies were conducted on priorities 1, 2 and 6. The mineralization area modeled based on copper, gold, and iron grades, and considering a cut-off grade of 0.15 percent copper, 300 ppb gold, and 15 percent iron. The definitive copper ore reserve was 90,221 tons with an average grade of 0.48 percent copper, the definitive gold ore reserve was 43 tons with an average grade of 850 ppb, and the definitive iron ore reserve was 38,415 tons with an average grade of 25 percent iron. Also, the total definitive, probable, and possible reserves were estimated to be 751,839 tons with an average grade of 0.29 percent copper ore. According to the conducted technical and economic studies, the first priority is economic, the extractable reserve with an average grade of 0.35 percent and a cut-off grade of 0.15 percent will be 630,614 tons of copper ore, and the waste removal ratio will be 4.66 to one. Based on the results, the Oshvand deposit is in the economic and mineable range in terms of copper.

Keywords: Reserve assessment, copper-gold-iron polymetallic deposit, Oshvand, Hamedan

Petrophysical Evaluation, Construction of a One-Dimensional Geomechanical Model, and Determination of the Safe Drilling Mud Window in the Ilam Formation, One of the Fields in Southwest Iran

Amraei, H.[1*]

1. MSc in Petroleum Engineering، Sahand University of Technology

Received: 2025/07/23

Accepted: 2026/01/05

Abstract

Investigation of the reservoir and mechanical properties of formations-including permeability calculation, reservoir zonation, and construction of geomechanical models-is among the essential requirements of petroleum engineering studies in all disciplines. Given the significance of geological sciences, well logging, and reservoir geomechanics in petroleum engineering investigations, the present study aims to conduct a comprehensive analysis of formation zonation through the integration of geology and petrophysics, permeability estimation using dipole shear sonic logs, and ultimately the construction of a one-dimensional geomechanical model for the Ilam Formation in the studied well. To this end, in the first stage, using a complete suite of well logs integrated with geological data, the studied reservoir was divided into four zones and sections. In the second stage, considering the very high accuracy of the Stoneley wave in permeability estimation, the Flow Zone Indicator-Stoneley (FZI-Stoneley) method was employed to calculate this sensitive parameter. The correlation coefficient between the estimated permeability and core permeability using the FZI-Stoneley method was obtained as R2= 0.90. In the third stage, a one-dimensional geomechanical model was constructed for the main reservoir interval under investigation. Accordingly, the directions of the minimum and maximum horizontal stresses in the studied well were determined as S34E and N56E, respectively. Based on the constructed model, the intervals exhibiting breakouts are consistent with the model results, and the applied mud weight in this well is slightly lower than the safe mud window and is consistent with the pore pressure. The safe mud window for the vertical well condition in the studied zone ranges from 12.2 to 15.5 lb/gal. The optimal deviation azimuth from the vertical direction is N120°, with an inclination of 80-90°. The minimum optimal weight in this direction, based on pressure and its equivalent mud weight, was calculated as 5996.7 psi and 11.8 lb/gal, respectively. Moreover, the faulting regime in the studied well, considering the magnitudes of the horizontal and vertical stresses, is identified as a normal-strike-slip regime.

Keywords: Reservoir Zonation, Permeability, Stoneley Wave, Geomechanical Model

Quaternary Alkaline Basaltic Magmatism in the Saraijugh Area, Sanandaj-Sirjan Zone: Evidence for Low-Degree Partial Melting of the Lithospheric Mantle and Multistage Magmatic Evolution Based on Whole-Rock Geochemistry and Clinopyroxene Chemistry

Narimani, F.[1], Mackizadeh, M.A.[1*] and Sharifi, M.[1]

1. Department of Geology، University of Isfahan

Received: 2025/10/14

Accepted: 2026/02/01

Abstract

The volcanic rocks of the Saraijugh area, located in the Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ), were investigated to constrain their geochemical characteristics, crystallization conditions, and petrogenesis. These rocks are geochemically classified as alkaline basalts to trachybasalts. Low LOI values (1.08-1.50 wt%) indicate minimal post-magmatic alteration. Rare earth element (REE) patterns exhibit significant enrichment in light REEs (LREE) relative to heavy REEs (HREE) with (La/Yb) ratios ranging from 17 to 42. The lack of a pronounced negative Eu anomaly suggests that plagioclase fractionation played a negligible role during magmatic evolution. Furthermore, relative depletion to weak negative Nb-Ta anomalies, together with LILE-LREE enrichment and low Y and Yb contents, points to a metasomatized lithospheri c mantle source affected by a subduction-related geochemical legacy. Clinopyroxe ne phenocrysts, ranging in composition from diopside to augite, are Mg-rich. Sin gle-clinopyroxene thermobarometry yields crystallization temperatures of 1020-1190 °C and pressures of 4-10 kbar. These data reflect a multi-stage magmatic plumbing system involving magma storage and crystallization at middle-to-lower crustal dep ths. Overall, the Saraijugh alkaline basalts were derived from low-degree melting of a metasomatized mantle source and underwent limited fractional crystallization and poly-baric storage during their ascent.

Keywords: Alkaline basalt, Clinopyroxene thermobarometry, Post-collisional, Metasomatized lithospheric mantle, Saraijugh

Mesozoic magmatism in the Tal Bargah-Sargodar area, east of Darab, south of Iran

Vusuq, B.[1] and Ghorbani, M.[1*]

1. Faculty of Earth Sciences، Shahid Beheshti University، Tehran

Received: 2025/11/03

Accepted: 2026/02/22

Abstract

The Tal Bargah-Sargdar area is located in southern Iran, east of Darab in Fars province and on the border of the Sanandaj-Sirjan and Zagros-over thrust zones. The major rock units in the studied area include basic and rarely acidic volcanic rocks, intruded by gabbroic and gabbrodiorite dykes. This complex is ultimately covered by the Tarbour detrital-carbonate formation (Meistrichtian-Cenomanian). The presence of numerous microscopic textures such as hyalo-microlitic, porphyric, intersertal, fluidal, variolitic, spherulitic and mesh texture in volcanic rocks indicates fast cooling under submarine conditions and water pressure imbalance during crystallization. The intrusive rocks in the area include gabbroic, micro-gabbroic, and gabbro-diorite dikes, and show rare signs of prehnite-pumpellyite metamorphic facies due to burial. The rock units in this area have sodic nature (poor in potassium). The majority of volcanic units in this area have calc-alkaline and the majority of intrusive rocks have a tholeiitic nature, and yet they are often located at the border of these two natures. The trace element pattern in the rock samples of the area indicates their placement in a regime related to a magmatic arc. It seems that the overlap of tholeiitic-calc-alkaline series and the placement between MORB and island arcs can confirm two different geodynamic regimes of magmatism in the area; One in the north of the Neotethys and probably coincided with the subduction of oceanic plate under the oceanic crust that led to the development of island arc magmatism, and the second in the south of the Neotethys and related to mid-ocean ridges.

Keywords: Basalt, gabbro, magmatism, subduction, Tal Bargah-Sargodar

Iranian Journal of Geology

Vol. 20, No. 77, Spring 2026

License Holder:
Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:
Dr. Mirzaei, S., 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)

Executive Director: Janjaneh, B.

Editorial Office Manager: Heydariyan, N,. Assistant Professor - Research Institute of Applied Sciences

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

Designer: Ansari, A.

Published: Spring 2026

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) 22431939 - 22431933-4

E-mail: IranianJournalofGeology@gmail.com

Website Journal: Geology.saminatech.ir

Website: www.rias.ac.ir

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