

فهرست

- برش‌های ترازمند و برآورد میزان کوتاه‌شدگی در افیولیت ملانژ شمال مکران، جنوب شرقی ایران
عزیزالله ناچور، محمدمهدی خطیب و محمدحسین زرین کوب ۱
- پوشش گیاهی و آب و هوای دیرینه نوریان (تریاس پسین) در ایران
جواد سعادت‌نژاد ۲۳
- تاریخچه نهشت و پسانهشت و اثرات آن‌ها بر کیفیت مغزنی سازند آسماری در میدان نفتی اهواز
اکبر حیدری، میلاد فرجی و نرگس شکری ۴۱
- ژئوشیمی ایزوتوپی Sm-Nd - Rb-Sr و سن‌سنجی ⁴⁰Ar-³⁹Ar کابروهای قوشچی، شمال ارومیه، شمال غرب ایران
شیرین شهابی، هادی شفقانی مقدم و قاسم قربانی ۵۷
- ارزیابی و پهنه‌بندی خطرهای مرتبط با فوران احتمالی آتشفشان سیلان
احمد عباس‌نژاد، احمد خیاط‌زاده، حجت‌اله رنجبر، حمید احمدی‌پور و بهنام عباس‌نژاد ۶۷
- مس‌های رسوبی به‌عنوان گوهرسنگ: مطالعه موردی از کانی‌زایی مس در رسوبات آبرفتی دشت جنوبی رفسنجان
حامد زندمقدم، حمید طاهری‌نیا و حمید احمدی‌پور ۸۱

Contents

- **Balanced Cross Sections and Determine of Shortening in North Makran Ophiolite Mélange, Southeastern Iran**
Tajvar, A., Khatib, M.M. and Zarrinkoub, M.H. 93
- **Paleoflora and Paleoclimate of Norian (Late Triassic) in Iran**
Saadatnejad, J. 94
- **The history of deposition and post-deposition and their effects on the reservoir quality of Asmari Formation in Ahvaz oilfield**
Heidari, A., Farji, M. and Shokri, N. 95
- **Isotopic geochemistry of Rb-Sr, Sm-Nd and ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of Ghoshchi gabbros, north of Uromiyeh, northwest of Iran**
Shahabi, Sh., Shafaii Moghadam, H. and Ghorbani, Gh. 96
- **Assessment and zoning of hazards related to likely eruption of Sabalan volcano**
Abbasnejad, A., Khaiatzadeh, A., Ranjbar, H., Ahmadipour, H. and Abbasnejad, B. 97
- **Sedimentary coppers as gemstone: a case study of copper mineralization in the alluvial sediments of the southern plain of Rafsanjan**
Zand-Moghadam, H., Taheri Nia, H. and Ahmadipour, H. 98



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۷، شماره ۶۶، تابستان ۱۴۰۲

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، استاد دانشگاه کرتین استرالیا

دکتر عزت... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبد... سعیدی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر فریدون غضبان، استاد دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قوبدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهیدبهشتی

دکتر کمال خدائی، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

دکتر اصغر کهندل، دانشیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

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

مدیر اجرایی: انسیه اسماعیلی

ویراستارها: دکتر حمیدرضا ناصری و نادیا افقی

صفحه‌آرا: آرزو انصاری

تاریخ انتشار: تابستان ۱۴۰۲

چاپ: توس

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

نشانی دفتر فصلنامه:

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

تلفن: ۲۹۹۰۲۵۹۴، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت فصلنامه: Journal.rias.ac.ir

وب سایت پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی: www.rias.ac.ir

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

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

http://www.isc.gov.ir; http://www.srlst.com; http://www.sid.ir; http://www.magiran.com

راهنمای نگارش مقالات

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

- متن مقاله باید با فاصله سطر ۱ cm و با رعایت حاشیه ۳ سانتی‌متر از لبه‌ها و قلم فارسی B Nazanin ۱۳ و انگلیسی Times New Roman ۱۱، در نرم‌افزار Word تایپ و تصاویر در فولدر جداگانه با فرمت Jpeg یا Tiff به نشانی zaminshenasiiran@yahoo.com به دفتر مجله ارسال شود (حداکثر تعداد صفحات مقاله ۱۵ صفحه می‌باشد).

- مقاله باید دارای یک برگ مشخصات مقاله به‌طور جداگانه شامل نام و نام خانوادگی نویسنده (گان)، مرتبه علمی و آدرس به هر دو زبان فارسی و انگلیسی، شماره تلفن و فاکس و پست الکترونیکی باشد.

- چکیده باید محتوای مقاله را با تأکید بر روش‌ها، نتایج و اهمیت و کاربرد نتایج بازگو نماید و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود. چکیده انگلیسی باید کاملاً منطبق با چکیده فارسی باشد.

- واژه‌های کلیدی تا پنج مورد به‌ترتیب حروف الفبا بلافاصله بعد از چکیده‌های فارسی و انگلیسی آورده شود.

- در صورت نیاز "سپاسگزاری" قبل از فهرست منابع آورده شود.

- منابع فارسی و به دنبال آن منابع خارجی به‌ترتیب حروف الفبا آورده شود. به‌عنوان مثال:

بابایی، م. و حسنی، ی.، ۱۳۸۳. الگوی سیستم زهکشی در معادن. فصلنامه تحقیقات منابع آب، ۱۲، ۲۷-۱۴.

Bellon, H., and Braud, J., 2003. Carbonate Sedimentary Environment, John Wiley, 360.

Cliff, R.A., Droop, G.T., and Rex, D., 1985. Alpine metamorphic in the south-east Tauern Window. Journal of Metamorphic Geology, 3, 403-415.

- در صورتی که از مقاله‌های اینترنتی استفاده شده است در فهرست منابع آورده شود. چنانچه مقاله‌ای دارای شماره doc. است در ادامه منابع آورده شود.

- برای ارجاع به منابع در متن از نام نویسندگان و سال انتشار منبع استفاده گردد.

- در متن مقاله از آوردن کلمات انگلیسی (به استثنای اسامی جنس و گونه فسیل‌ها و اسامی نویسندگان) خودداری شود و واژه‌ها (با ذکر شماره) در پاورقی آورده شود.

- عناوین جدول‌ها در بالا و عناوین شکل‌ها در زیر آنها نوشته شود. فقط از واژه شکل برای کلیه نمودارها و تصاویر استفاده شود. کلیه تصاویر میکروسکوپی همراه با مقیاس در زیر عکس باشد.

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

- برگ تعهد را امضا نموده و تا دریافت پاسخ نهایی نشریه، از ارسال آن به سایر نشریات خودداری فرمایید.

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

برش‌های ترازمند و برآورد میزان کوتاه‌شدگی در افیولیت ملانژ شمال مکران، جنوب شرقی ایران

عزیزالله تاج‌ور^(۱)، محمدمهدی خطیب^(۲) و محمدحسین زرین‌کوب^(۲)

۱. استادیار گروه اقیانوس‌شناسی، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه دریانوردی و علوم دریایی چابهار

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۳/۳۰

چکیده

ویژگی‌های هندسی و جنبشی عناصر ساختاری مکران شمالی در پنج برش ساختاری اندازه‌گیری و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. پس از آن به کمک برش‌های ترازمند، موازنه کردن برش‌ها و بازگرداندن ساختارها به حالت قبل از دگرشکلی، میزان کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف گستره تعیین شده است. گسل‌های راندگی بشاگرد، درانار، آب‌نما، کوه بهارک و ورن‌چ با روند WNW-ESE و شیب بین ۲۰ تا ۳۵ درجه به سمت NNE، کنترل‌کننده‌های اصلی دگرشکلی در این پهنه بوده و عامل اصلی کوتاه‌شدگی هستند. موقعیت محور اصلی تنش به دست آمده بر اساس هندسه‌ی این گسل‌های راندگی برابر با N209/09 انطباق بسیار نزدیکی با محور فشردگی پدیدآورنده‌ی چین‌های پهنه داشته و نمایانگر آن است این ساختارها در نتیجه رژیم زمین‌ساختی یکسانی شکل گرفته‌اند. تفاوت میزان کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف افیولیت ملانژ شمال مکران نیز ارتباط مستقیمی با عملکرد گسل‌های راندگی دارد. به‌گونه‌ای که در بخش‌های غربی پهنه و در برش‌های ساختاری A-A'، B-B' و C-C' با توجه به عملکرد گسل‌های راندگی، میزان کوتاه‌شدگی به ترتیب برابر ۲۲/۶۶، ۲۲/۸۵ و ۱۴/۳۲ درصد است. در بخش‌های شرقی به سبب نبود گسل‌های راندگی و حضور بیشتر گسل‌های امتدادلغز، در برش‌های D-D' و E-E' میزان کوتاه‌شدگی به ترتیب به ۴/۵۲ و ۶/۶۷ درصد کاهش یافته است. ترازمند کردن برش‌های ساختاری و بازگرداندن ساختارها به مرحله‌های قبل از دگرشکلی نمایانگر پهنای باریک حوضه اقیانوسی اولیه در شمال مکران است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت ملانژ شمال مکران، برش‌های ترازمند، کوتاه‌شدگی، گسل‌های راندگی.

مقدمه

اگر چه برهم‌کنش فرایندهای زمین‌ساختی در یک رژیم همگرا سبب ایجاد پیچیدگی‌های ساختاری در واحدهای سنگی مجموعه‌های افیولیتی شده و توالی منظم سنگ‌کره

اقیانوسی را تغییر می‌دهد. با این حال، با مطالعه‌ی برخی ساختارها و بازگرداندن آن‌ها به مراحل قبل از دگرشکلی، امکان برآورد میزان کوتاه‌شدگی و ارزیابی هندسه‌ی اولیه سنگ‌کره‌ی اقیانوسی وجود دارد (Almalki et al., 2016).

* نویسنده مرتبط: Tajvar@cmu.ac.ir

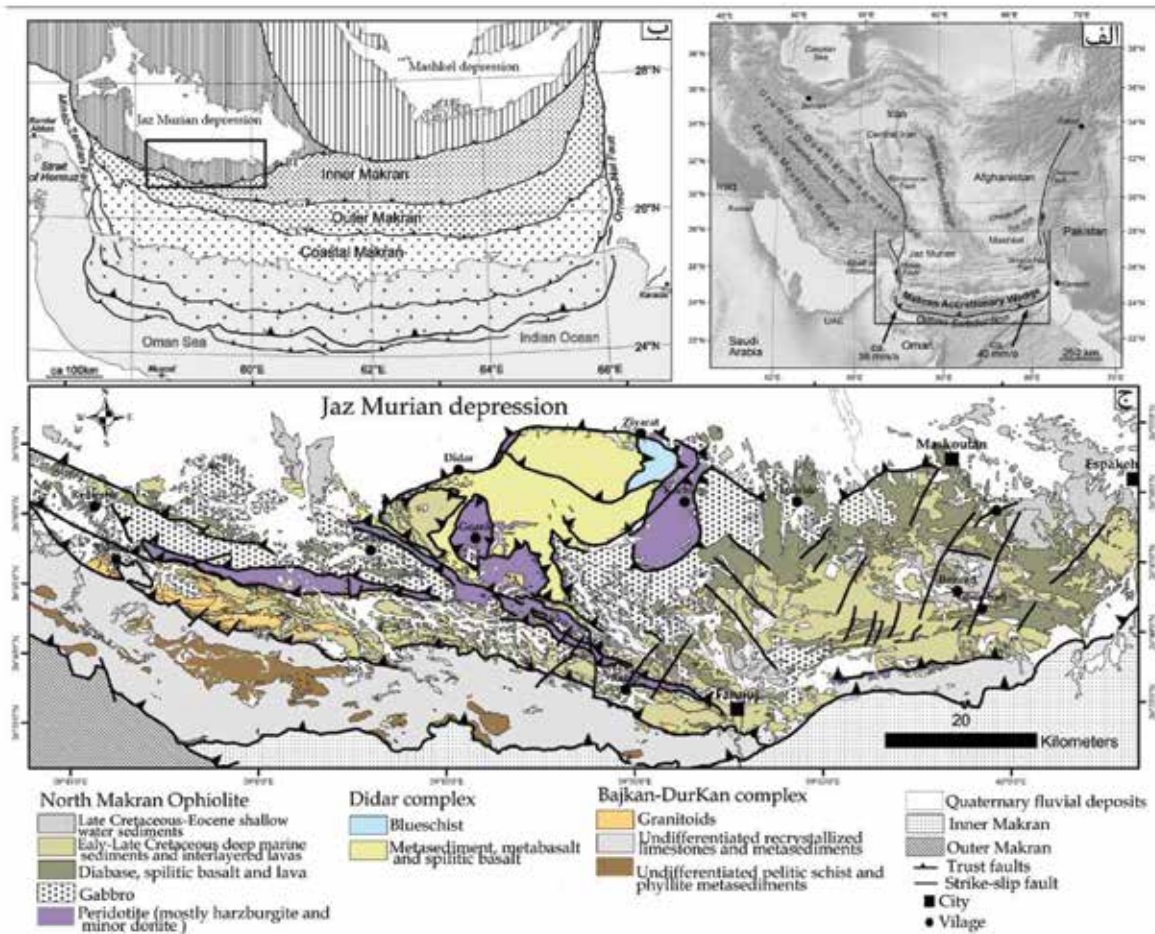
جایگاه زمین‌ساختی

منشور برافزایشی مکران از چهار واحد نکتونواستراتیگرافی اصلی تشکیل شده و به‌وسیله راندگی‌های بزرگ از هم جدا می‌شوند (Burg, 2019; Haghypour et al., 2012; Dolati, 2010) (شکل ۱-الف و ب)؛ این واحدها از جنوب به شمال عبارتند از: مکران ساحلی، مکران بیرونی، مکرانی درونی و مکران شمالی (Haghypour et al., 2012; Dolati, 2010) (شکل ۱-ب). مکران شمالی (گستره مورد مطالعه در این پژوهش) دارای قدیمی‌ترین سنگ‌های پهنه‌ی مکران است و از سه واحد اصلی تشکیل شده که از SSW به NNE عبارتند از: (تاج‌ور، 2010; Dolati, 1399; Hunziker, 2017) (شکل ۱-ج: ۱) مجموعه باجکان-دورکان، در بخش شمالی از سنگ‌های آذرین درونی حد واسط تا اسیدی به سن ژوراسیک میانی-پسین تشکیل شده (Hunziker et al., 2015) و در بخش جنوبی آن بیشتر سنگ آهک‌های تجدید تبلور یافته به همراه واحدهای دگرگونی تفکیک نشده به سن پرمین تا ژوراسیک حضور دارند (McCall et al., 1985). (۲) افیولیت ملانژ شمال مکران، یک توالی کامل افیولیتی شامل توده‌های الترامافیک که چندین توده نفوذی مافیک در آن‌ها نفوذ کرده و کل این مجموعه به‌وسیله گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های ژرف دریایی پوشیده می‌شوند (تاج‌ور و همکاران، ۱۳۹۹). (۳) مجموعه دگرگونی دیدار شامل جریان‌های بازالتی، گدازه‌های بالشی، سیلت، مادستون و رسوباتی متحمل دگرگونی درجه پایین تا خیلی پایین شده و عدسی‌هایی از شیسست آبی در آن‌ها دیده می‌شود (Hunziker et al., 2017).

با وجود تفسیرهای متفاوت، منشاء و جایگاه زمین‌ساختی این مجموعه‌ی افیولیتی همچنان مبهم و مورد بحث است. با این حال، سه نظریه اصلی در مورد نحوه‌ی شکل‌گیری و خاستگاه زمین‌ساختی افیولیت ملانژ شمال مکران وجود دارد: الف) شکل‌گیری در یک حوضه جلوی کمان ماگمایی در یک حاشیه قاره‌ای پرتکاپو (Shahabpuor, 2010; Monsef et al., 2018; Moghadam and Stern, 2015) ب) مهاجرت ورقه‌ی اقیانوسی فرورونده از حاشیه‌ی

میزان کوتاه‌شدگی در مقیاس‌های مختلف زمین‌شناسی قابل اندازه‌گیری است. در مقیاس ناحیه‌ای به کمک برش‌های ترازمند، موازنه کردن برش‌ها و بازگرداندن ساختارها به حالت اولیه، میزان کوتاه‌شدگی تعیین می‌شود (Fossen, 2010). هدف نهایی ترازمند سازی عبارت است از بازسازی یک مجموعه سنگ دگرریخت شده به حالت نخست و یا به وضعیت صحیح و تعیین توالی رخدادهای زمین‌شناسی که در گستره‌ی مورد مطالعه به وقوع پیوسته است. همچنین درک بهتر و دقیق‌تر از هندسه ساختارها، تعیین موقعیت دقیق روندهای زمین‌شناسی و ساختاری و بررسی ارتباط ساختارها با یکدیگر از جمله نتایج و کاربردهای این روش است (قاسمی، ۱۳۸۷). پژوهش‌های متعددی در این زمینه در کمربندهای رورانده-چین‌خورده در ایران، به‌ویژه در زاگرس و سایر نقاط جهان انجام شده است (Yamato et al., 2011; Sherkati et al., 2006; Molinaro et al., 2004; McQuarrie, 2005). اما پهنه مکران در این گونه مطالعات مغفول باقی مانده است. از این‌رو، افیولیت ملانژ شمال مکران در جنوب شرقی ایران برای پژوهش انتخاب شده است. این توالی افیولیتی ادامه کمربندی است که از شرق اروپا آغاز شده و در سرتاسر پهنه مدیترانه، آسیای میانه و شرق آسیا گسترش دارند و به افیولیت‌های نوع نئوتتسیسی معروف هستند (Dilek and Furnes, 2014; Moghadam and Stern, 2011). از این‌رو، در پژوهش پیش‌رو سعی شده با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی موجود و اندازه‌گیری ساختارهای گستره مورد مطالعه و تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل در کنار روش‌های نرم‌افزاری و بازگرداندن ساختارها به حالت قبل از دگرریختی، سیمای مناسبی از فرآیندهای ساختاری پهنه ترسیم و برآورد به نسبت دقیقی از میزان کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف افیولیت ملانژ شمال مکران به دست آید. بدین منظور، پنج برش ساختاری در راستای SSW-NNE انتخاب شده تا پس از اندازه‌گیری ساختارهای مختلف در راستای این برش‌ها و تجزیه و تحلیل ویژگی‌های هندسی-جنبشی این ساختارها، با بازگرداندن ساختارها به حالت اولیه و ترازمند کردن برش‌ها، میزان کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف افیولیت ملانژ شمال مکران برآورد شود.

فروافتادگی جازموریان به سمت جنوب و قرار گرفتن در مکان امروزی (Farhoudi and Karig, 1977)، (ج) شکل‌گیری از نئوتتیس بین خرد قاره ایران مرکزی و باریکه قاره‌ای باجکان-دورکان (Burg, 2019; McCall et al., 1985; Berberian and King, 1981 و تاجور، ۱۳۹۹).



شکل ۱. الف) تصویر ماهواره‌ای ایران و پهنه مکران که موقعیت منشور برافزایشی مکران در آن آشکار است، میزان همگرایی ورقه‌ی عربی و اوراسیا بر اساس (DeMets et al., 2010) آورده شده است، ب) نقشه ساده شده‌ی منشور برافزایشی مکران (Haghipour et al., 2012). در الف و ب گستره مورد مطالعه به وسیله چهارگوش نشان داده شده است، ج) نقشه زمین‌شناسی افیولیت شمال مکران (برگرفته و تصحیح شده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اسپکه (Aghanabati et al., 1987)، فوج (Arshadi et al., 1987)، رامک (Morgan et al., 1987a) و رمشک (Morgan et al., 1987b)).

روش مطالعه

(مکران درونی)، باریکه قاره‌ای باجکان-دورکان و افیولیت ملانژ شمال مکران هستند. به منظور برآورد گستره‌ی عرضی سنگ‌کره‌ی اقیانوسی اولیه، برش ساختاری برای بخش افیولیت ملانژ شمال مکران به صورت جداگانه رسم شده است. با توجه به نبود داده‌های زیرسطحی از گستره مورد مطالعه، برداشت داده‌های صحرایی در مسیر هر برش، شامل تفکیک واحدهای سنگی از یکدیگر و تعیین مرز آن‌ها، ارتباط واحدها با یکدیگر، اندازه‌گیری و برداشت

به منظور برآورد میزان کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف افیولیت ملانژ شمال مکران از پنج برش ساختاری استفاده شده است. هر یک از برش‌های پنج‌گانه طوری رسم شده است تا کل واحدهای تکتونواستراتیگرافی اصلی پهنه مکران شمالی را پوشش دهد. بر این اساس، واحدهای سنگی اصلی در مسیر هر برش از سمت SSW به سمت NNE شامل بخش کوچکی از منشور برافزایشی مکران

نتایج

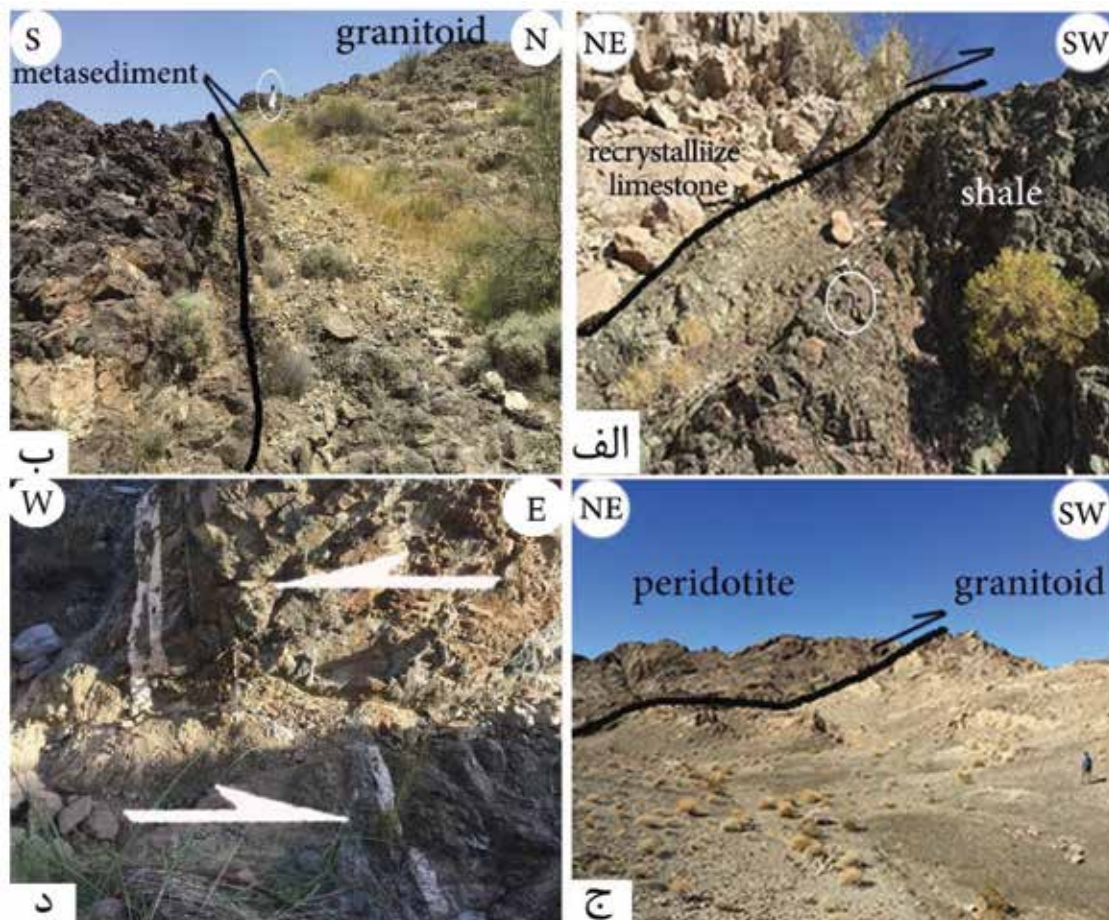
ویژگی‌های ساختاری

روند عمومی ساختارها و واحدهای سنگی گستره مورد مطالعه WNW-ESE است (شکل ۱-ج). بیش‌ترین ساختارهای موجود در افیولیت ملانژ شمال مکران گسل‌های راندگی با روند WNW-ESE و شیب به سمت NNE هستند و در نتیجه عملکرد آن‌ها، واحدهای سنگی در جهت SSW رانده شده‌اند. شیب بیشتر گسل‌های راندگی اندازه‌گیری شده در این گستره بین ۲۰ تا ۳۵ درجه بوده و مرز بیشتر واحدهای سنگی به وسیله این گسل‌ها آشکار شده است (شکل ۲-الف، ب، ج). گسل‌های راندگی بشاگرد، درانار، آب‌نما، کوه بهارک و ورنج کنترل‌کننده‌های اصلی دگرشکلی در این گستره هستند و مرز بین واحدهای تکتونواستراتیگرافی را نیز تشکیل می‌دهند. به‌گونه‌ای که راندگی بشاگرد در جنوبی‌ترین بخش مکران شمالی، این پهنه را از مکران درونی و مکران بیرونی جدا کرده است. در این مرز، واحدهای رسوبی-دگرگونی مجموعه‌ی باجکان-دورکان بر روی نهشته‌های توریدیتی و شیل‌های منشور برافزایشی مکران رانده شده‌اند (شکل ۲-الف). راندگی درانار بخش باجکان را از دورکان جدا کرده (شکل ۲-ب)، و راندگی آب‌نما بین دورکان و افیولیت ملانژ شمال مکران قرار دارد (شکل ۲-ج). عملکرد گسل‌های امتدادلغز بیشتر در شرق گستره مورد مطالعه چشم‌گیر است. گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند چیره N-S تا NNE-SSW در بخش‌های شرقی افیولیت ملانژ شمال مکران پدید آمده‌اند (شکل ۲-د). گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد نیز با روند NW-SE در شمال و شمال شرقی فنوج حضور دارند. به‌منظور برآورد موقعیت مولفه‌های اصلی تنش بر مبنای روش برگشتی و با استفاده از نرم‌افزار Win Tensor، راستای تنش فشاری بیشینه، کمینه و بینابین در بخش‌های مختلف گستره مورد مطالعه تعیین و بر روی نقشه‌ی ساختاری پیاده شد (شکل ۳). از آنجائی که استفاده از نرم‌افزار برای تعداد داده‌های کم ممکن است موجب خطا در نتیجه شود، بنابراین برای دستیابی به اطمینان بیشتر، داده‌های اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های مختلف که بر روی یک گسل برداشت شده و ویژگی‌های سنگ‌شناسی نیز تفاوت چندانی با هم نداشت،

هندسه‌ی گسل‌ها و سرانجام استفاده از نرم‌افزار 2DMove از پایه‌های اصلی این پژوهش هستند. همچنین با توجه به نبود اطلاع از ستبرای حقیقی واحدهای سنگی، ستبرای استاندارد هر یک از واحدهای سنگی نسبت به یکدیگر در یک توالی افیولیتی سازنده‌ی سنگ‌کره اقیانوسی به‌عنوان مبنا در نظر گرفته شده است. بر پایه‌ی این داده‌ها، برای ترسیم برش‌ها، موازنه کردن آن‌ها، برگرداندن ساختارها به حالت اولیه و برآورد میزان کوتاه‌شدگی از نرم‌افزار 2DMove استفاده شده است (Midland Valley, 2017). به کمک این نرم‌افزار، دو مرحله ترازمند کردن هر برش صورت گرفته است. در مرحله نخست، برش ساختاری از حالت دگرریخت شده با اعمال حرکت بر روی گسل‌های موجود در هر برش به حالت دگرریخت نشده بازسازی شده است. در این مرحله، حرکت بر روی ساختارها از سمت NNE به سمت SSW صورت گرفته است. در مرحله دوم، عکس مرحله‌ی نخست انجام شده است. این دو روش، یعنی حرکت ساختارها از سمت پیش‌بوم به سمت پس‌بوم و بر عکس آن، روشی مرسوم در استفاده از نرم‌افزار 2DMove به‌منظور اعتبارسنجی عمل بازسازی ساختارها محسوب می‌شود (Midland Valley, 2017). در این پژوهش، برش‌ها به‌صورت طول خط بازسازی شده و نقطه‌ی مبنا جهت بازسازی برش‌ها در افیولیت ملانژ شمال مکران، در بخش SSW گسل راندگی آب‌نما برای برش‌های A-A', B-B' و C-C' و راندگی بشاگرد برای برش‌های D-D' و E-E' بوده است. در سمت NNE نیز برای هر برش، مرز فروافتادگی جازموریان نقطه‌ی مبنا در نظر گرفته شده است. ترازمند کردن هر برش ساختاری بر مبنای روش لایه سینوسی انجام شده است. در این روش، سه عامل ستبرا، طول خط هر واحد سنگی و مساحت آن ثابت در نظر گرفته می‌شود (Dahlstorm, 1969). مبنای برآورد درصد کوتاه‌شدگی نیز در هر برش ساختاری رابطه‌ی ذیل است:

$$e = L - L_0 / L_0$$

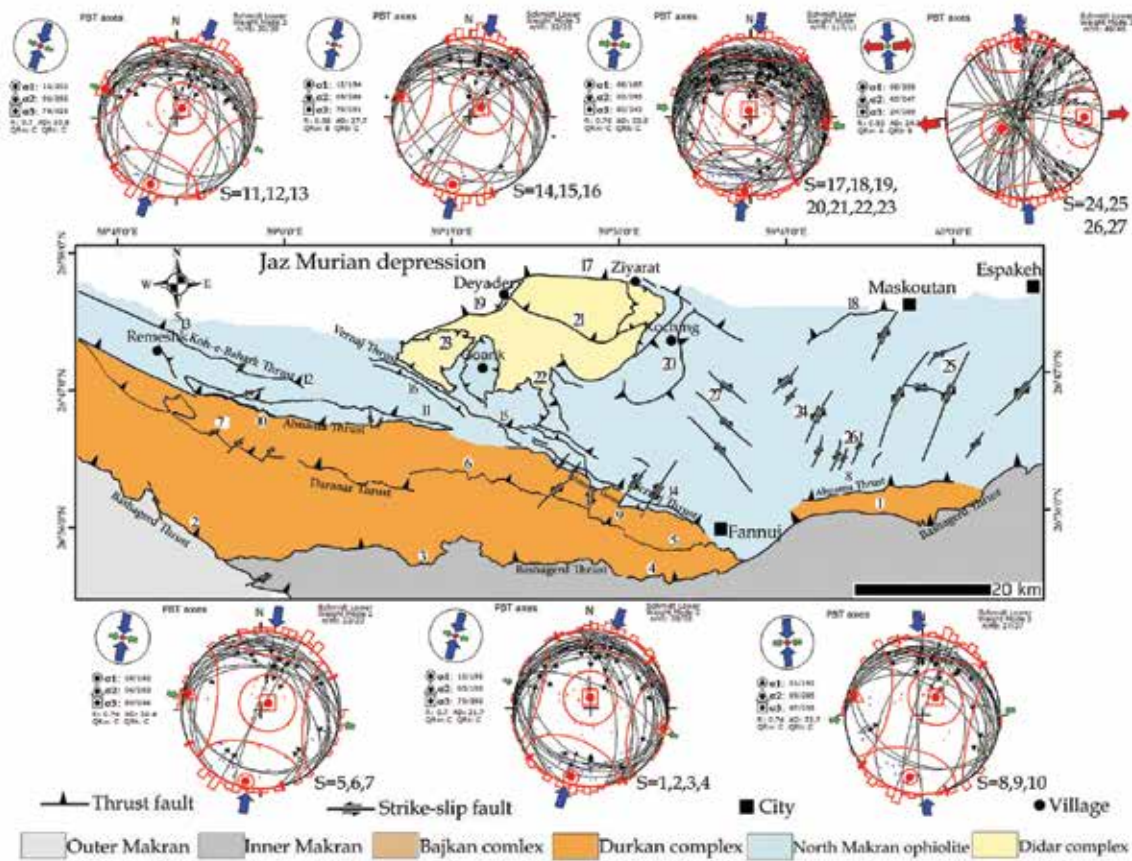
در این رابطه e میزان کوتاه‌شدگی، L طول برش قبل از بازگرداندن ساختارها به حالت اولیه و L_0 طول برش پس از بازگرداندن ساختارها به حالت اولیه است.



شکل ۲. تصاویری از عناصر ساختاری در مکران شمالی، الف) گسل راندگی در مرز بین مکران شمالی و مکران درونی، جایی که واحدهای رسوبی-دگرگونی مجموعه‌ی باجکان-دورکان بر روی رسوبات منشور برافزایشی مکران رانده شده‌اند، ب) مرز بین واحدهای دگرگونی باجکان با گرانیتوئیدهای دورکان، این مرز به‌وسیله راندگی درانار آشکار شده است، ج) گسل راندگی در مرز بین افیولیت ملانژ شمال مکران و مجموعه باجکان-دورکان، جایی که واحدهای پریدوتیت بر روی گرانیتوئیدها رانده شده‌اند، د) جابه‌جا شدن دایک در نتیجه عملکرد گسل امتدادلغز

برآورد شده به‌وسیله‌ی بورگ و همکاران (Burg et al., 2013) و دولتی و بورگ (Dolati and Burg, 2013)، برای بخش‌های جنوبی پهنه مکران دارد. با این حال، تفاوت‌هایی در بخش‌های شرقی دیده می‌شود که به سبب عملکرد گسل‌های امتدادلغز، راستای تنش فشاری بیشینه به‌صورت NNW-SSE و تنش کمینه در جهت WSW-ENE تغییر کرده است. به نظر می‌رسد گسل‌های امتدادلغز به لحاظ سنی از سایر ساختارها جوان‌تر هستند (تاجور و همکاران، ۱۴۰۱) و نبود انطباق جزئی بخش‌های شرقی نسبت به سایر بخش‌ها نیز می‌تواند به سبب چرخش ساختارها حول محور قائم (Dolati and Burg, 2013)، و یا در ارتباط با خمیدگی‌های رهایی ناشی از عملکرد این گسل‌های امتدادلغز باشد (Cunningham and Mann, 2007).

با یکدیگر تلفیق شده است. همان‌گونه که در شکل ۳ نیز نشان داده شده است، در بیشتر ایستگاه‌ها جهت عمومی تنش بیشینه به‌صورت SSW-NNE تعیین شده است. بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه یک رژیم فشاری با میل کم برای σ_1 به نمایش می‌گذارند. موقعیت محور اصلی تنش به‌دست‌آمده بر اساس هندسه‌ی گسل‌های راندگی برابر با N209/09 با انطباق بسیار نزدیکی با محور فشردگی پدیدآورنده‌ی چین‌ها برابر با N210 داشته و نمایانگر آن است هر دو در نتیجه رژیم زمین‌ساختی یکسانی شکل گرفته‌اند (تاجور و همکاران، ۱۴۰۱). همچنین این تنش فشاری افقی انطباق بسیار نزدیکی با جهت‌گیری محورهای تنش امروزی با روند N010 برآورد شده به‌وسیله داده‌های GPS ایستگاه جاسک نسبت به اوراسیا (Vernant et al., 2004)، موقعیت تنش SSW-NNE



شکل ۳. جهت‌گیری محورهای اصلی تنش در بخش‌های مختلف افیولیت ملائز شمال مکران

برش‌های ساختاری ترازمند

پریدوتیت‌ها، گابروها، به مقدار کمتر دیابازها و گدازه‌های بازالتی و اسپیلیتی و اندکی نهشته‌های پلاژیک هستند (Morgan et al., 1987b). ساختارهای اصلی نیز در راستای این برش گسل‌های راندگی هستند. این گسل‌ها دارای روند NW-SE هستند و شیب عمومی آن‌ها در جهت NE است. از مهم‌ترین گسل‌های موجود در مسیر این برش، می‌توان به راندگی‌های آب‌نما و کوه بهارک اشاره کرد. افزون بر گسل‌های راندگی، گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد نیز در مسیر برش ساختاری قرار دارند (شکل ۵-الف، ب).

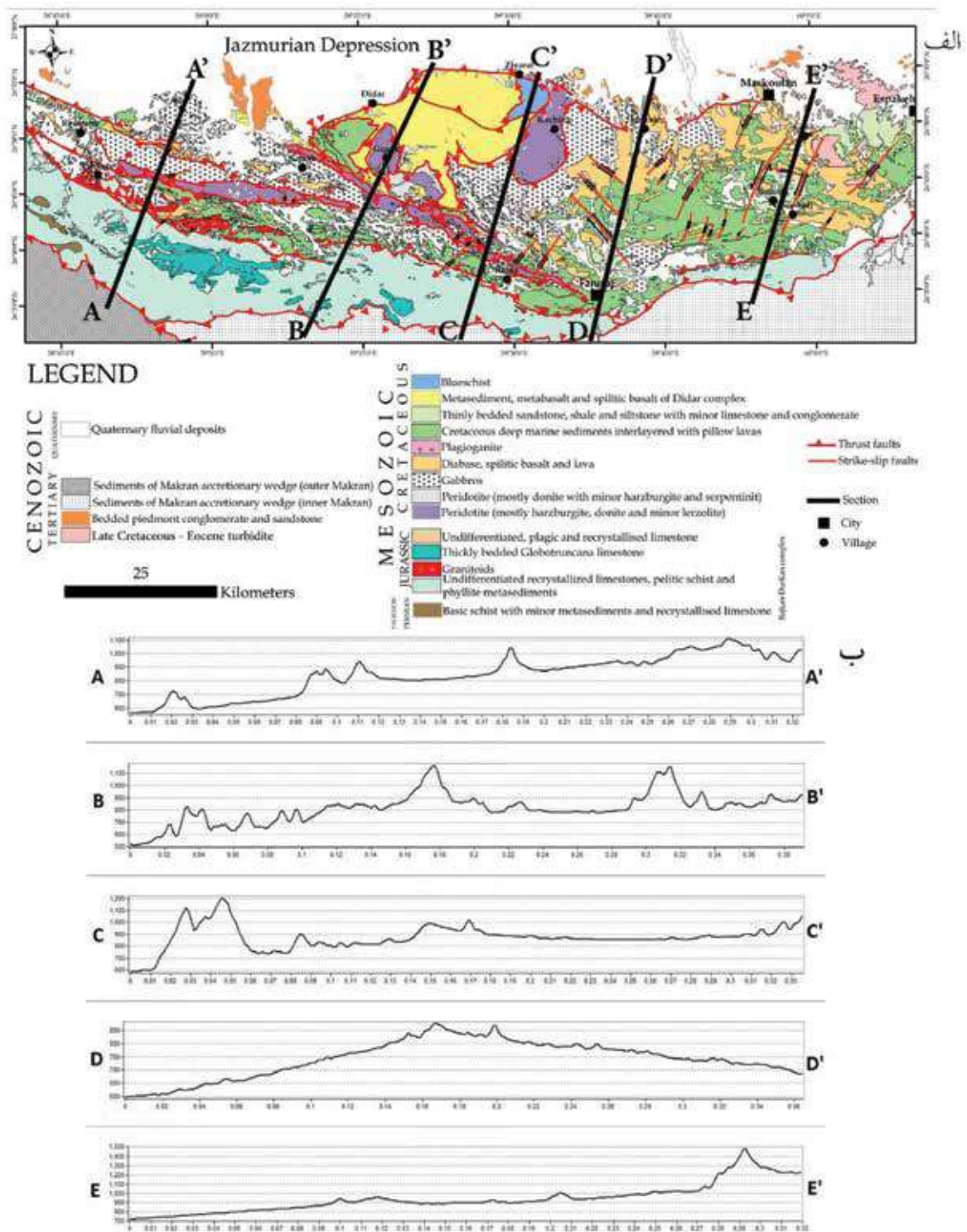
به منظور برآورد میزان کوتاه‌شدگی سنگ‌کره‌ی اقیانوسی و رسیدن به پهنای حوضه اقیانوسی اولیه در مکران شمالی، همان‌طور که اشاره شد، دو بخش مکران بیرونی و مجموعه باجکان-دورکان از برش ساختاری حذف، و این برش برای افیولیت ملائز شمال مکران به صورت جداگانه رسم شده است (شکل ۶-الف). با توجه پراکندگی واحدهای سنگی

در شکل ۴ موقعیت هر یک از این برش‌های ساختاری بر روی نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه نشان داده شده است. طول هر یک از برش‌ها به شرح ذیل است:

A-A'= 38.9 Km B-B'= 49.8 km C-C'= 46.8 km
D-D'= 45.1 km E-E'= 36.3 km

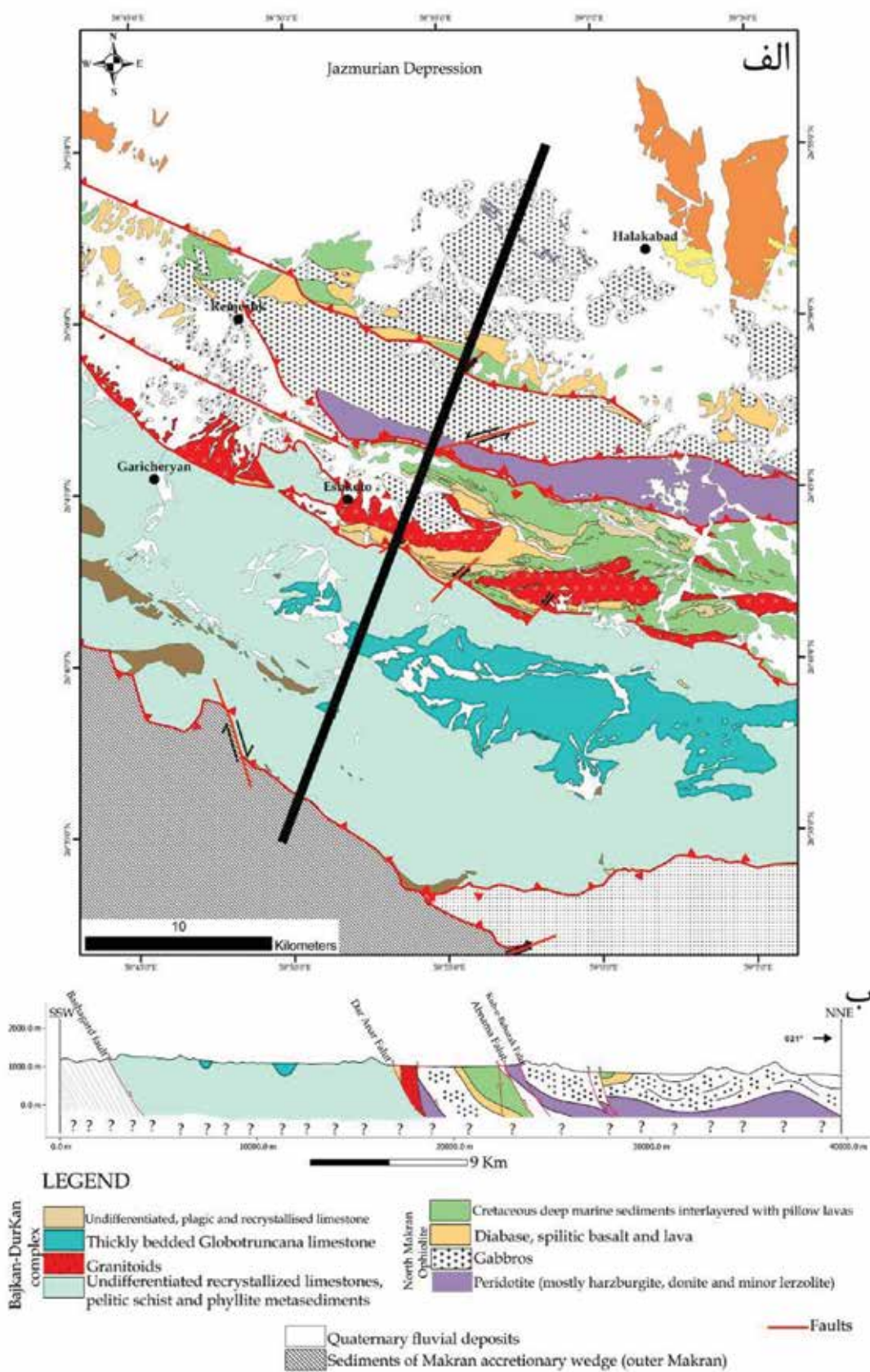
برش ساختاری A-A'

این برش ساختاری با راستای N021 در بخش غربی گستره مورد مطالعه قرار دارد (شکل ۵). طول اولیه این برش ۳۸/۹ کیلومتر است و از سمت SSW به سمت NNE شامل بخشی از منشور برافزایشی مکران (مکران بیرونی)، باریکه‌ی قاره‌ای باجکان-دورکان و افیولیت ملائز شمال مکران است (شکل ۵). همان‌طور که در نقشه زمین‌شناسی مربوط به این برش نیز نشان داده شده است، بیشتر واحدهای سنگی که در راستای برش A-A' برونزد دارند،



شکل ۴. الف) نقشه زمین‌شناسی مکران شمالی، بر روی آن پراکندگی انواع گسل‌ها و موقعیت برش‌های ساختاری نشان داده شده است، ب) نیم‌رخ‌های توپوگرافی برش‌های ساختاری

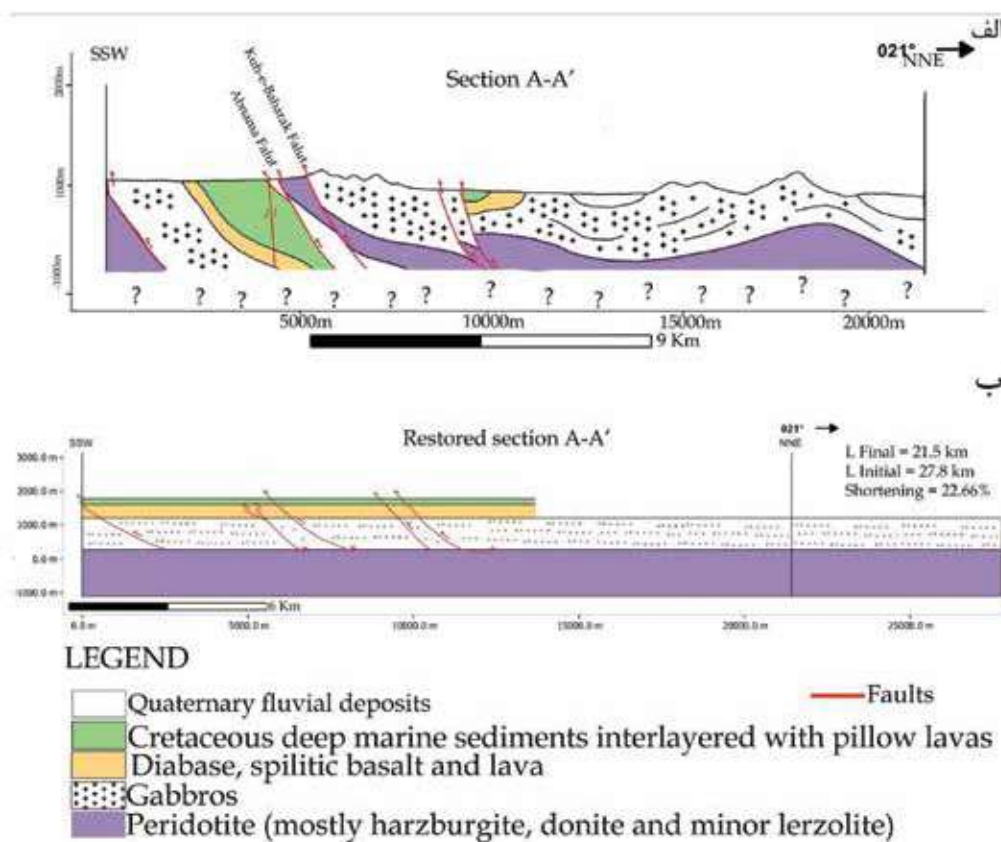
برش‌های ترازمند و برآورد میزان کوتاه‌شدگی در افیولیت...



شکل ۵. الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی مربوط به برش A-A'، ب) برش ساختاری A-A'، سه بخش مکران بیرونی، باجکان-دورکان و افیولیت ملانژ شمال مکران در آن مشخص است

۶-الف). همان گونه که در نقشه زمین‌شناسی این برش نیز آشکار است، در بخش مرکزی برش A-A' نیز واحدهای رسوبی بر روی دیابازها و گدازه‌های بازالتی قرار گرفته‌اند. درازای این برش ۲۱/۵ کیلومتر است؛ پس از بازگرداندن لایه‌ها و ساختارها به حالت اولیه و قبل از دگرشکلی، درازای اولیه آن به ۲۷/۸ کیلومتر افزایش پیدا کرده است. بنابراین با توجه به رابطه $e = L - L_0 / L_0$ میزان کوتاه‌شدگی در برش A-A' برابر ۲۲/۶۶ درصد برآورد شده است (شکل ۶-ب).

که در مسیر این برش ساختاری برونزد دارند، مرز زیرین این برش با توجه به توالی سنگ‌کره اقیانوسی، پریدوتیت‌های گوشته‌ای، و مرز بالایی آن‌ها نهشته‌های پلاژیک در نظر گرفته شده است. سایر مرزهای ساختاری بین واحدهای سنگی نیز با توجه به رانده شدن آن‌ها بر روی یکدیگر تعیین شده است. به طوری که واحدهای گابرویی با جابه‌جایی در جهت SSW بر روی واحدهای پریدوتیتی و به همین ترتیب دیابازها و بازالت‌های اسپیلیتی بر روی گابروها رانده شده‌اند (شکل



شکل ۶. الف) برش ساختاری A-A' در افیولیت ملانژ شمال مکران، ب) برش ساختاری A-A' پس از بازگرداندن ساختارها به حالت اولیه و برآورد میزان کوتاه‌شدگی

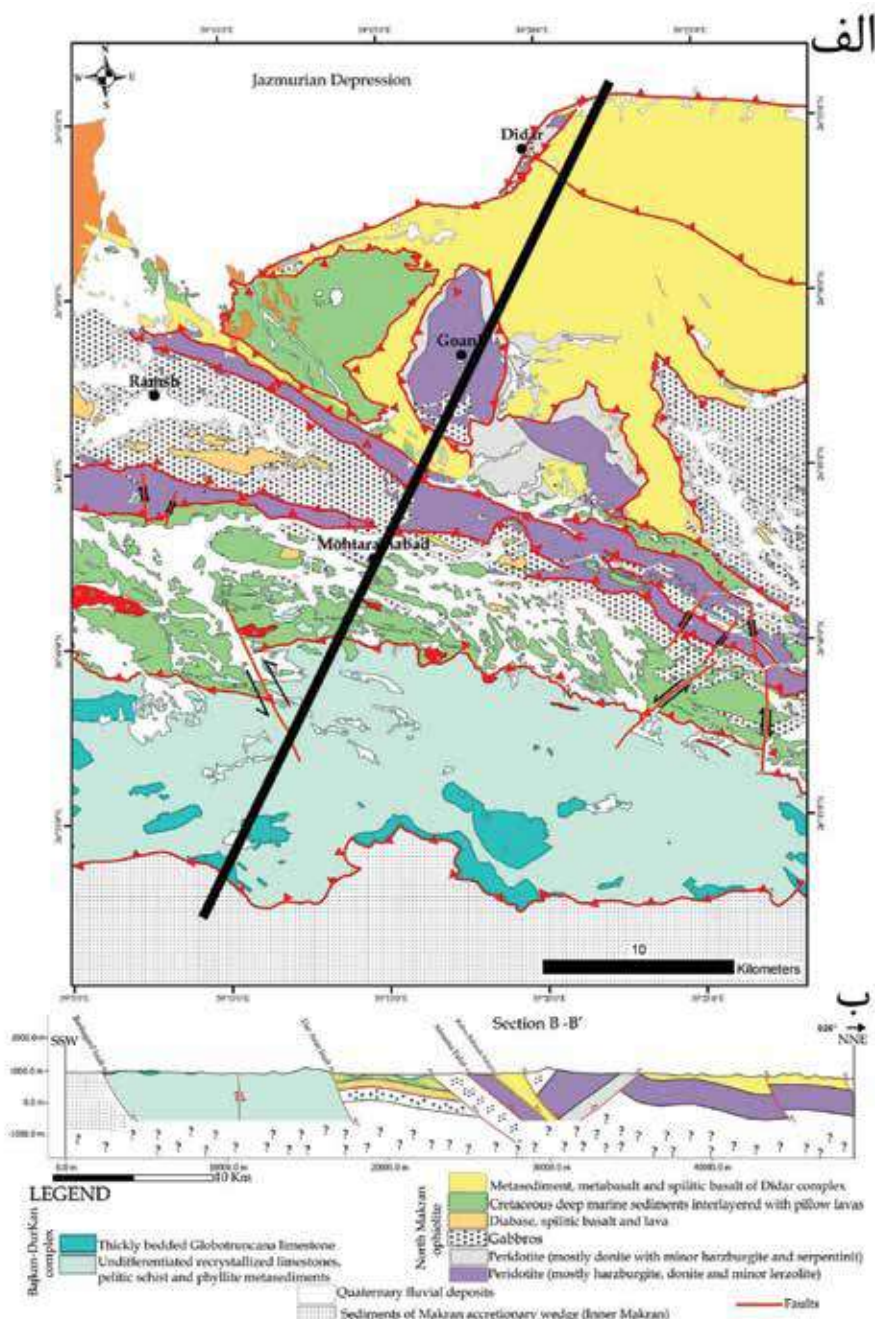
برش ساختاری B-B'

تعیین شده است. اما در بخش‌های شمال شرقی، پریدوتیت‌ها مرز زیرین واحدهای سنگی را تشکیل داده و واحدهای رسوبی-دگرگونی مجموعه دیدار بر روی آن‌ها قرار گرفته‌اند. شواهدی که در صحرا نیز وجود دارند و در نقشه‌ی زمین‌شناسی این برش نیز به نمایش درآمده است (شکل ۷-الف). در بخش جنوب

این برش با راستای N026 عمود بر روند ساختارها و واحدهای سنگی گستره مورد مطالعه رسم شده است (شکل ۷-الف). برخلاف برش قبلی، در این برش با توجه به نبود واحدهای پریدوتیتی در بخش جنوب غربی، مرز زیرین برش با واحدهای الترامافیک گوشته‌ای آغاز نشده و به وسیله گابروها

فراوانی واحدهای پریدوتیتی آشکار شده و به‌وسیله واحدهای دگرگونی مجموعه دیدار پوشانده شده‌اند. گسل‌های راندگی در مسیر این برش به‌خوبی نشان می‌دهند واحدهای دگرگونی مجموعه دیدار به لحاظ ساختاری بر روی واحدهای الترامافیک و مافیک افیولیت ملانژ شمال مکران قرار گرفته و در حال رانده شدن به سمت SSW هستند (شکل ۷-الف، ب).

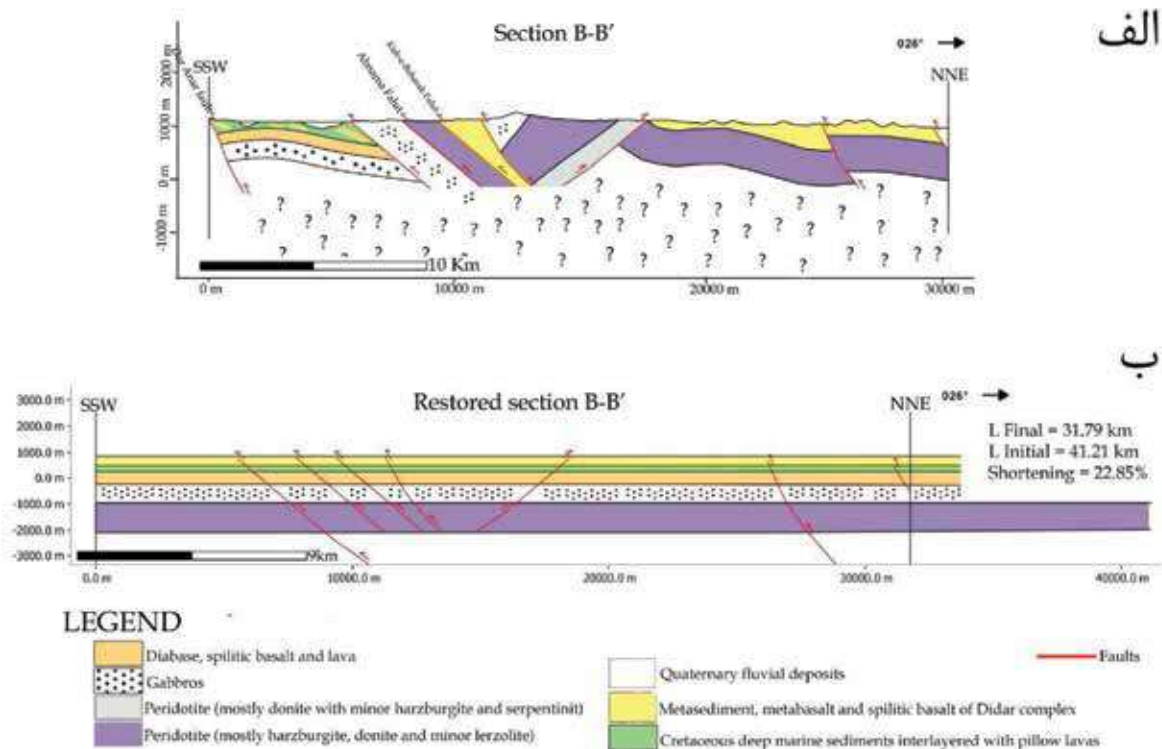
غربی این برش، مخلوطی از واحدهای دیابازی، گدازه‌های بازالتی به همراه نهشته‌های رسوبی پوشاننده آن‌ها بر روی گابروها قرار می‌گیرند. پریدوتیت‌ها نیز به‌وسیله راندگی آب‌نما با جابه‌جایی در جهت SSW بر روی واحدهای گرانیتوئیدی مجموعه باجکان-دورکان رانده شده‌اند. در راستای این برش، در برخی نقاط نهشته‌های پلاژیک به‌طور مستقیم بر روی پریدوتیت‌ها قرار می‌گیرند. بخش شمال شرقی این برش با



شکل ۷. الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی مربوط به برش B-B'، ب) برش ساختاری B-B'، در آن سه بخش مکران درونی، باجکان-دورکان و افیولیت ملانژ شمال مکران در آن مشخص است

و لایه‌ها به حالت قبل از دگرشکلی، طول اولیه آن در حالت قبل از دگرشکلی ۴۱/۲۱ کیلومتر شده است. بر این اساس میزان کوتاه‌شدگی در راستای این برش ۲۲/۸۵ درصد تعیین شده است (شکل ۸-ب).

طول نهایی این برش با در نظر گرفتن مجموعه باجکان- دورکان و بخشی از منشور برافزایشی مکران (مکران درونی)، ۴۹/۸ کیلومتر است (شکل ۷-ب). پس از حذف بخش منشور برافزایشی و مجموعه باجکان- دورکان از این برش، طول آن ۳۱/۷۹ کیلومتر رسید و پس از بازگرداندن ساختارها

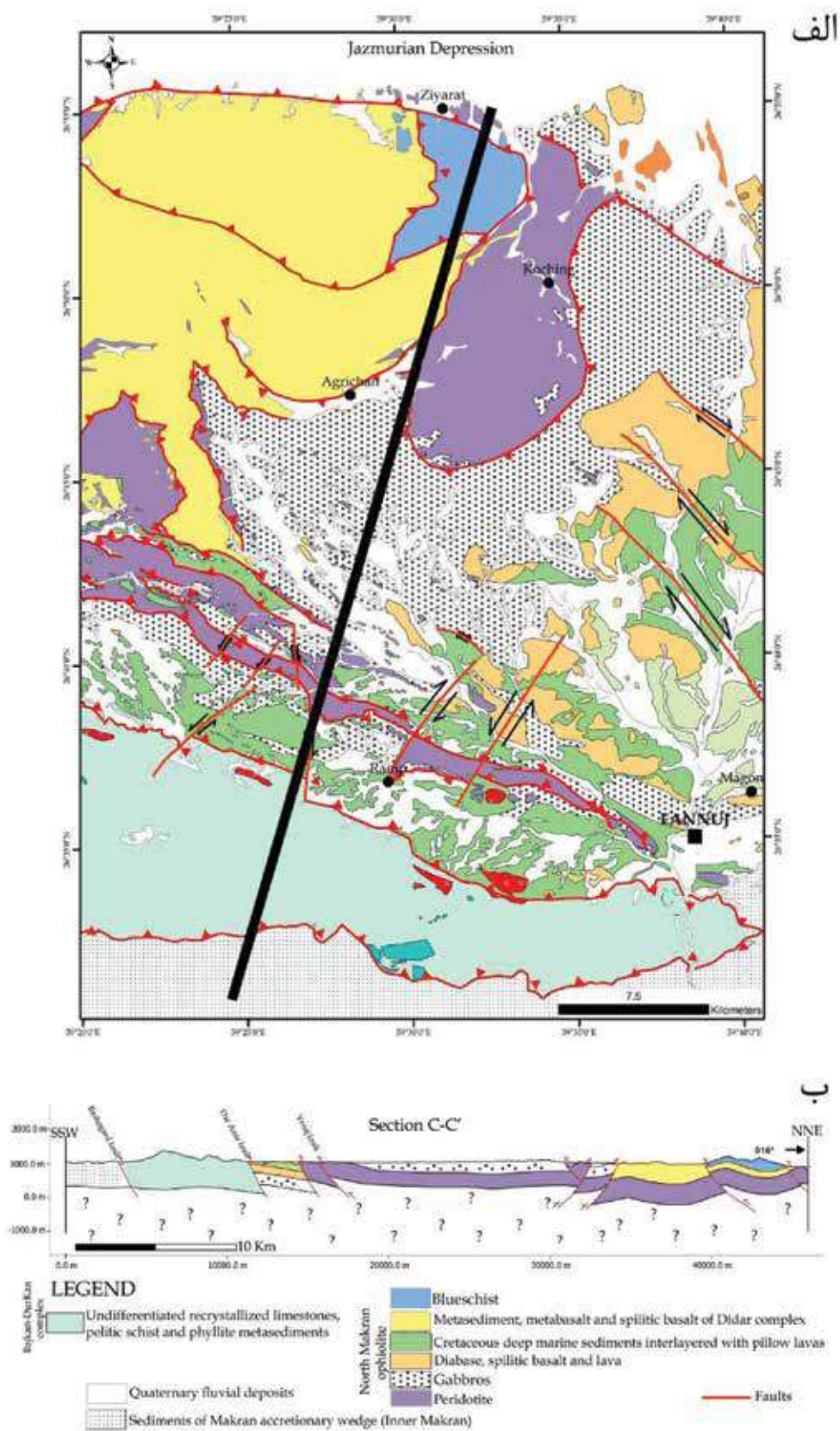


شکل ۸. الف) برش B-B' که برای افیولیت ملانژ شمال مکران رسم شده است، ب) برش ساختاری B-B' پس از بازگرداندن ساختارها به حالت اولیه و برآورد میزان کوتاه‌شدگی

برش ساختاری C-C'

نیز واحدهای دگرگونی مجموعه دیدار و در انتهای شمال شرقی این برش، شیست‌های آبی بر روی واحدهای رسوبی- دگرگونی دیدار رانده شده و تمامی این مجموعه سنگی بر روی پریدوتیت‌ها قرار می‌گیرند. در بخش انتهایی این برش در مرز با فروافتادگی جازموریان برونزد واحدهای پریدوتیتی به شکل نوارهای باریک و ناپیوسته و یا به صورت قطعاتی کوچک در حاشیه جازموریان احتمال مدفون شدن این واحدهای الترامافیک به وسیله نهشته‌های آبرفتی جازموریان را نشان می‌دهد (تاجور، ۱۳۹۹).

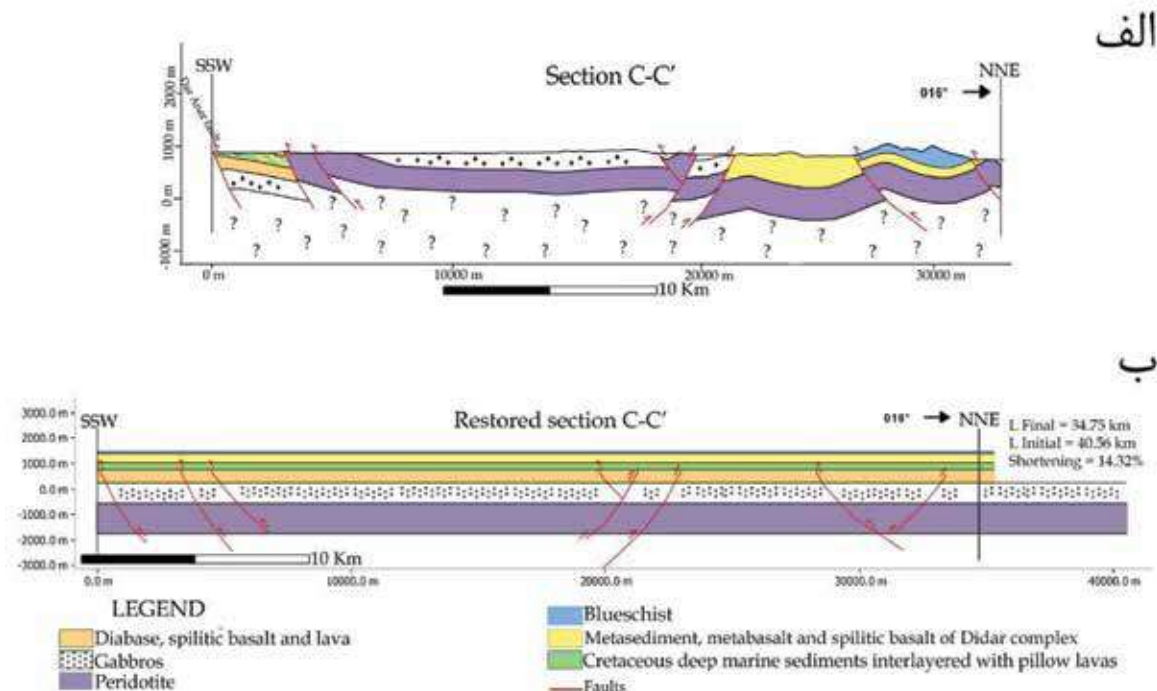
این برش ساختاری با راستای 16N در بخش میانی گستره مورد مطالعه رسم شده است (شکل ۹-الف). با توجه به نقشه زمین‌شناسی و برش C-C' تهیه شده، گسل راندگی درانار در انتهای جنوب غربی این برش مرز آن را با بخش قاره‌ای باجکان- دورکان تعیین کرده است. پریدوتیت‌ها به همراه گابروها بیشترین برونزد را در مسیر این برش دارند. پریدوتیت‌ها مرز زیرین واحدهای سنگی این برش را تشکیل داده و در بخش‌های مرکزی آن، واحدهای گابرویی در نتیجه عملکرد گسل ورنچ با جابه‌جایی در جهت SSW بر روی پریدوتیت‌ها رانده شده‌اند. در بخش‌های شمال شرقی



شکل ۹. الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی مربوط به برش C-C'، ب) برش ساختاری C-C'، در آن سه بخش مکران درونی، باجکان-دورکان و افیولیت ملانژ شمال مکران در آن مشخص است

بازگرداندن ساختارها و لایه‌ها به حالت دگرریخت نشده، طول اولیه آن ۴۰/۵۶ کیلومتر است. از این رو میزان کوتاه‌شدگی در راستای این برش ۱۴/۳۲ درصد برآورد شده است (شکل ۱۰-ب).

طول برش ساختاری C-C' برابر ۴۶/۸ کیلومتر است و پس از حذف منشور برافزایشی مکران (مکران درونی) و مجموعه باجکان-دورکان از این برش، طول نهایی آن به ۳۴/۷۵ کیلومتر رسیده است. با اعمال کوتاه‌شدگی و



شکل ۱۰. الف) برش ساختاری C-C' پس از حذف مجموعه باجکان-دورکان و مکران درونی، ب) برش ساختاری C-C' پس از بازگرداندن ساختارها به حالت اولیه و برآورد میزان کوتاه‌شدگی

برش ساختاری D-D'

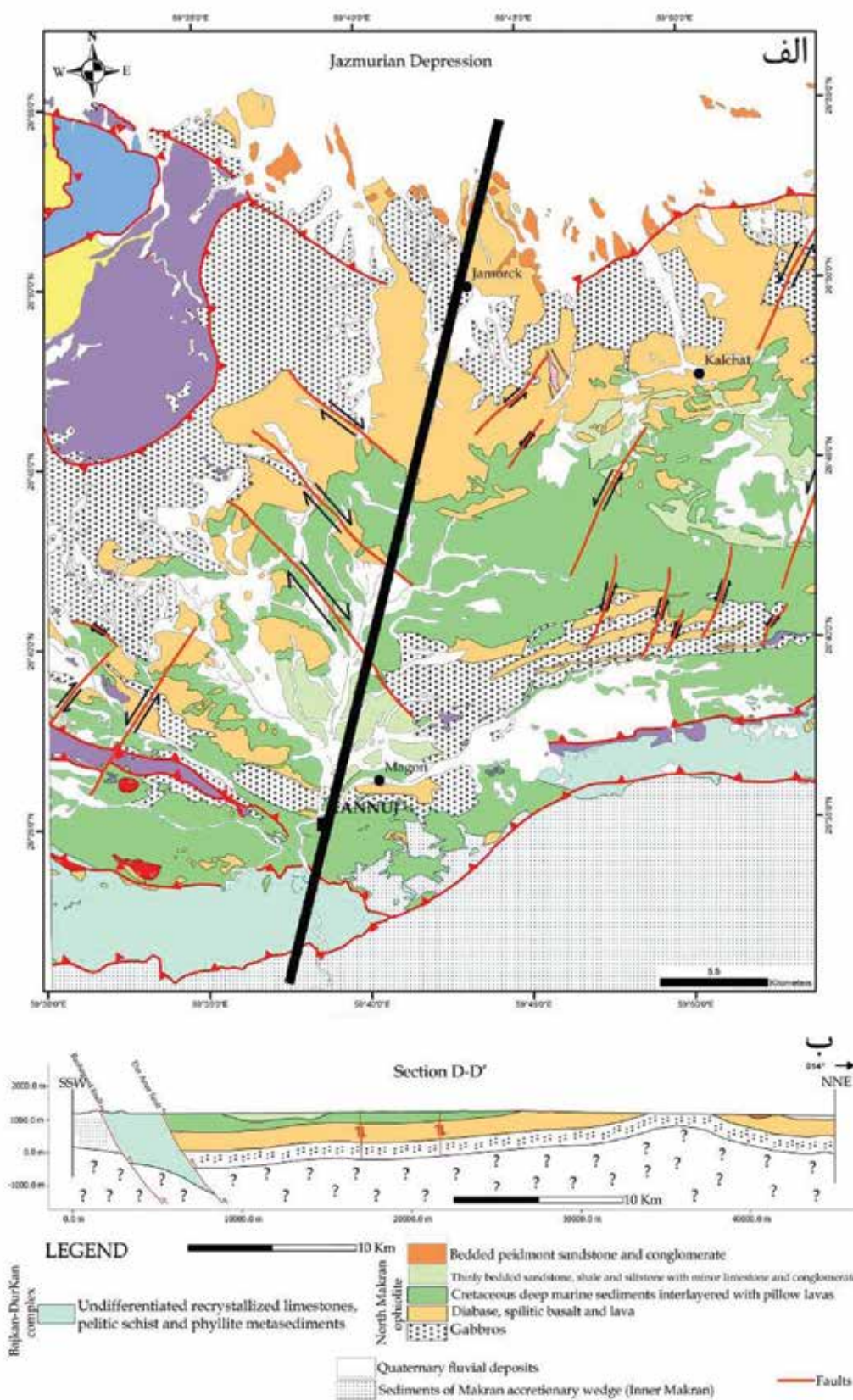
در برش‌های ساختاری D-D' و E-E' روند عمومی بیشتر ساختارهای گسترده مورد مطالعه از WNW-ESE به E-W تغییر کرده و وارد بخش شرقی افیولیت ملانژ شمال مکران می‌شوند (شکل ۴). برخلاف برش‌های قبلی، در این دو برش، واحدهای پریدوتیتی حضور نداشته و سنگ‌های رسوبی به همراه گدازه‌های بازالتی، بازالت‌های اسپیلیتی، دیاباز، گابرو و نهشته‌های رسوبی بیشترین برونزد را دارند (شکل ۱۱-الف).

در مسیر این برش نسبت به برش‌های A-A', B-B' و C-C' سبب شده در این بخش از گستره مورد مطالعه میزان کوتاه‌شدگی به مقدار قابل ملاحظه‌ای کمتر شود. اگرچه در این بخش از افیولیت ملانژ شمال مکران، گسل‌های راندگی پدید نیامده‌اند، اما حضور گسل‌های امتدادلغز با روند چیره NW-SE چشم‌گیر است. عملکرد گسل‌های امتدادلغز و نبود گسل‌های راندگی در این بخش از افیولیت ملانژ شمال مکران سبب شده بخش زیادی از جابه‌جایی به صورت حرکت در امتداد گسل‌های امتدادلغز صورت گرفته و راندگی و کوتاه‌شدگی کمتر اتفاق افتد.

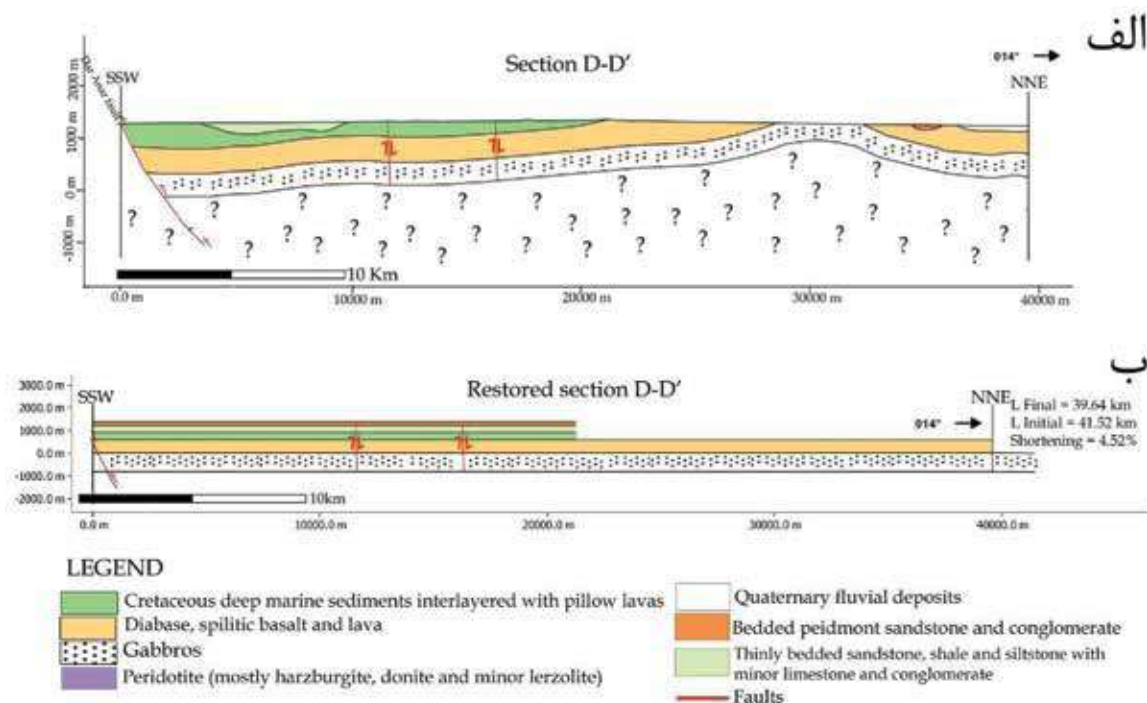
برش ساختار D-D' با راستای N014 و طول نهایی ۴۵/۱ کیلومتر با در نظر گرفتن باریکه قاره‌ای باجکان-دورکان و بخشی از منشور برافزایشی مکران تهیه شده است (شکل ۱۱-ب). مرز زیرین این برش به وسیله واحدهای گابرویی و مرز بالایی آن با نهشته‌های کم‌زرفای کرتاسه پسین

به‌منظور برآورد میزان کوتاه‌شدگی در برش ساختاری D-D' پس از حذف بخش منشور برافزایشی و مجموعه

گابرویی و مرز بالایی آن با نهشته‌های کم‌زرفای کرتاسه پسین



شکل ۱۱. الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی مربوط به برش D-D'، ب) برش ساختاری D-D'، در آن سه بخش مکران درونی، باجکان-دورکان و افیولیت ملانژ شمال مکران مشخص است



شکل ۱۲. الف) برش ساختاری D-D' که برای افیولیت ملانژ شمال مکران رسم شده است، ب) برش ساختاری D-D' پس از بازگرداندن ساختارها به حالت اولیه و برآورد میزان کوتاه‌شدگی

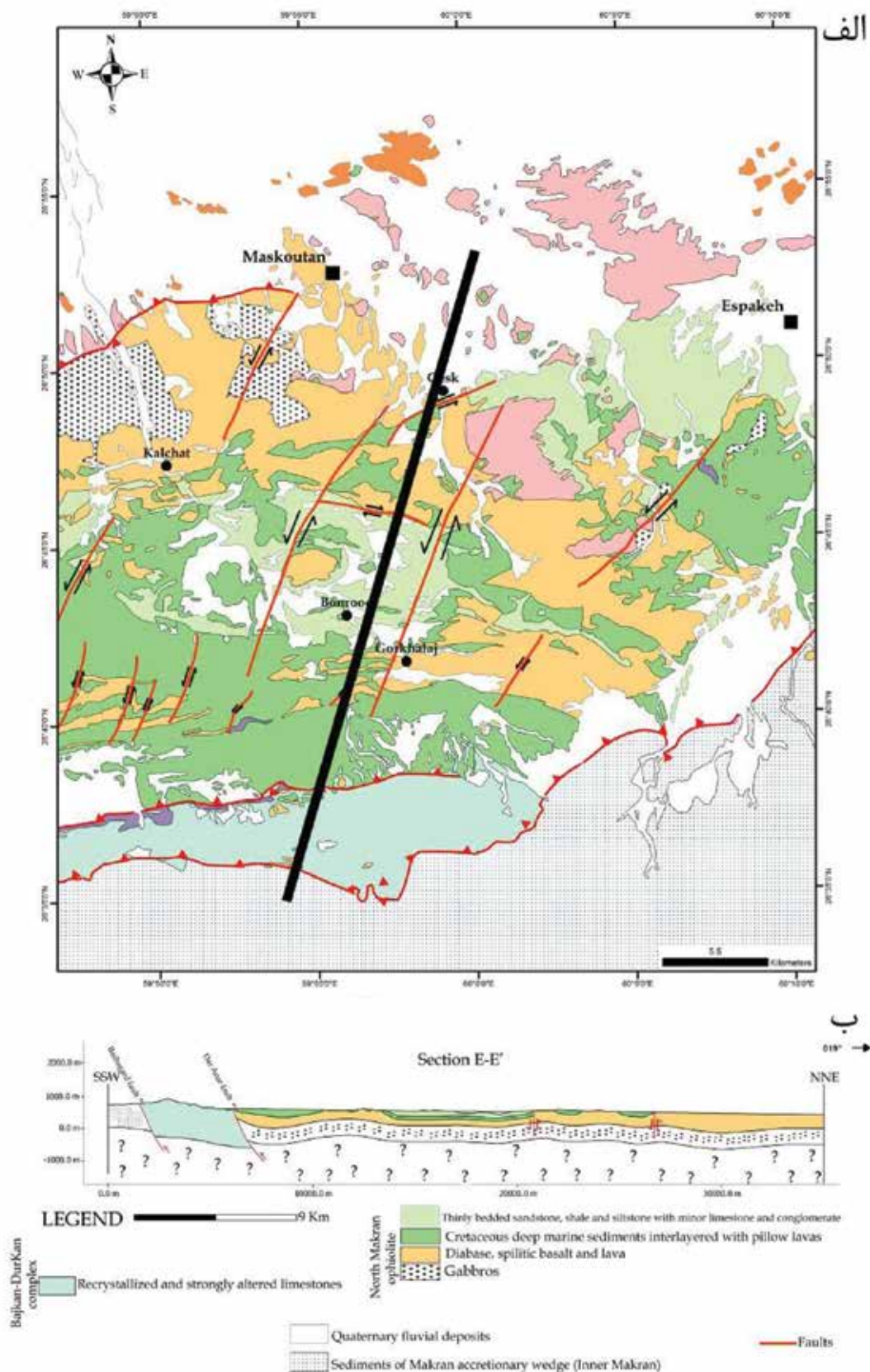
تنها گسل راندگی در مسیر برش E-E'، راندگی بشاگرد است و در این ناحیه مرز بین مجموعه قاره‌ای باجکان-دورکان و افیولیت ملانژ شمال مکران را تشکیل داده است. سایر گسل‌های موجود در راستای این برش، گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند چیره NE-SW هستند، نسبت به گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد که امتداد عمومی آن‌ها NW-SE است، از گسترش بیشتری برخوردار هستند.

بر پایه داده‌های بالا این برش ساختاری تهیه و میزان کوتاه‌شدگی در این بخش از افیولیت ملانژ شمال مکران نیز برآورد شده است. طول نهایی این برش با در نظر گرفتن باریکه قاره‌ای باجکان-دورکان و بخشی از مکران درونی ۳۶/۳ کیلومتر است (شکل ۱۳-ب). پس از حذف بخش‌های مکران درونی و مجموعه باجکان-دورکان از این برش، درازای نهایی آن به ۲۸/۹۴ کیلومتر تبدیل شده است و پس از اعمال بازگرداندن ساختارها به حالت قبل از دگرشکلی، طول اولیه آن ۳۱/۰۱ کیلومتر گردیده است (شکل ۱۴-الف). بر این اساس میزان کوتاه‌شدگی در راستای این برش ۶/۶۷ درصد تعیین شده است (شکل ۱۴-ب).

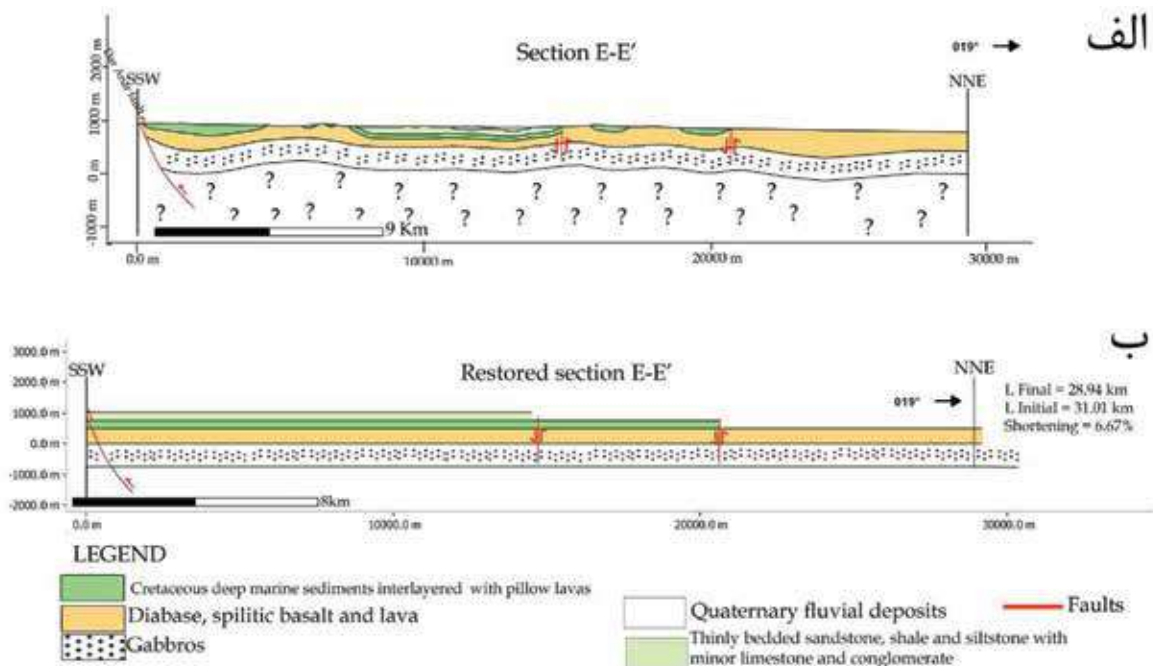
باجکان-دورکان، برش ساختاری D-D' برای افیولیت ملانژ شمال مکران دوباره رسم شده است (شکل ۱۲-الف). در این حالت، درازای این برش ۳۹/۶۴ کیلومتر است و پس از اعمال کوتاه‌شدگی و بازگرداندن ساختارها و لایه‌ها به حالت اولیه، طول اولیه آن به ۴۱/۵۲ کیلومتر افزایش یافته است (شکل ۱۲-ب). بر این اساس، میزان کوتاه‌شدگی در راستای این برش ۴/۵۲ درصد تعیین شده است.

برش ساختاری E-E'

این برش ساختاری با راستای N019 در بخش شرقی افیولیت ملانژ شمال مکران واقع شده است (شکل ۱۳-الف). بیشتر واحدهای سنگی در راستای این برش، نهشته‌های ژرف دریایی به کرتاسه پیشین، نهشته‌های کم‌ژرفای کرتاسه پسین به همراه واحدهای توربیدیتی و کنگلومرا به سن ائوسن هستند. برونزد پراکنده واحدهای گابرویی در سرتاسر راستای این برش نشان می‌دهد این واحد سنگی در زیر نهشته‌های رسوبی کرتاسه مدفون هستند، از این رو مرز زیرین این برش واحد گابرو در نظر گرفته شده است.



شکل ۱۳. الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی مربوط به برش ساختاری E-E'، ب) برش ساختاری E-E'، در آن سه بخش مکران درونی، باجان-دورکان و افیولیت ملانژ شمال مکران مشخص است



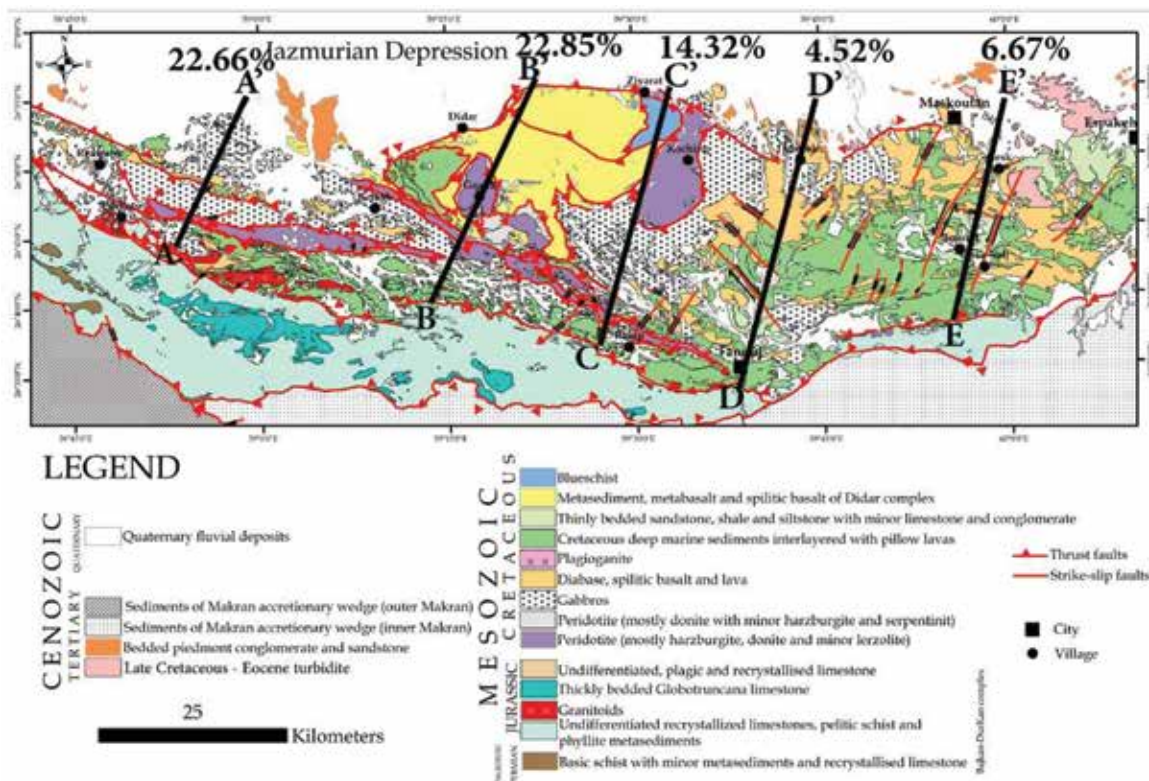
شکل ۱۴. الف) برش ساختاری E-E' پس از حذف مجموعه باجکان-دورکان و مکران درونی، ب) برش ساختاری E-E' پس از بازگرداندن ساختارها به حالت اولیه و برآورد میزان کوتاه‌شدگی

بحث

در شکل ۱۵ موقعیت هر یک از برش‌های عرضی به همراه میزان کوتاه‌شدگی برای هر کدام از آن‌ها در بخش‌های مختلف افیولیت ملانژ شمال مکران نشان داده شده است. در جدول ۱ نیز میزان کوتاه‌شدگی به همراه سایر مشخصات هر کدام از این برش‌ها آورده شده است. همان‌گونه که داده‌های جدول ۱ و شکل ۱۵ نیز نشان می‌دهند، میزان کوتاه‌شدگی به‌طور قابل ملاحظه‌ای در بخش‌های شرقی گستره مورد مطالعه کمتر از بخش‌های غربی آن است. همان‌طور که در بخش‌های قبلی نیز به آن اشاره شد، مهم‌ترین ساختارهای کنترل‌کننده‌ی میزان کوتاه‌شدگی در راستای این پنج برش و عامل اصلی جایگیری سنگ‌کره اقیانوسی و شکل‌گیری افیولیت ملانژ شمال مکران، گسل‌های راندگی با روند چیره WNW-ESE و شیب در جهت NNE هستند که در نتیجه عملکرد آن‌ها واحدهای سنگی تکرار شده و در جهت SSW رانده شده‌اند (تاجور و همکاران، ۱۴۰۱). به‌گونه‌ای که اگر افیولیت ملانژ شمال مکران از فوج به دو بخش شرقی و غربی تقسیم شود؛ میزان کوتاه‌شدگی در بخش‌های غربی (با توجه به عملکرد قابل ملاحظه گسل‌های راندگی)

بسیار بیشتر از بخش شرقی است. به‌طوری‌که در برش‌های A-A'، B-B' و C-C' که در بخش غربی قرار دارند، میزان کوتاه‌شدگی به ترتیب برابر ۲۲/۶۶ درصد، ۲۲/۸۵ درصد و ۱۴/۳۲ درصد است. برعکس در برش E-E' و D-D' که در بخش شرقی گستره مورد مطالعه واقع شده‌اند، میزان کوتاه‌شدگی افت قابل توجهی داشته و به ترتیب به ۴/۵۲ و ۶/۶۷ درصد کاهش یافته است.

افزون بر این‌ها، تفاوت دیگر بخش شرقی و غربی، برونزد و پراکندگی واحدهای سنگی است. به‌گونه‌ای که در بخش شرقی واحدهای الترامافیک حضور چندانی نداشته و شاهد گسترش چشم‌گیر واحدهای رسوبی، گدازه‌های بازالتی، بازالت‌های اسپیلیتی و دیابازها هستیم. به عبارت دیگر، در بخش غربی افیولیت ملانژ شمال مکران تمامی واحدهای سنگی یک توالی افیولیتی برونزد داشته و واحدهای گوشته‌ای دارای گسترش چشم‌گیری هستند. اما برعکس، در بخش شرقی تنها واحدهای سنگی بخش بالایی پوسته اقیانوسی برونزد دارند.



شکل ۱۵. نقشه‌ی زمین‌شناسی پهنه‌ی مکران شمالی، بر روی آن موقعیت پنج برش ساختاری به همراه میزان کوتاه‌شدگی هر کدام از آن‌ها نشان داده شده است

جدول ۱. مشخصات پنج برش ساختاری و میزان کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف افیولیت ملانژ شمال مکران

نام برش	آزیموت برش	طول نهایی (km)	طول اولیه (km)	میزان کوتاه‌شدگی (%)
A-A'	N21E	۲۱/۵	۲۷/۸	۲۲/۶۶
B-B'	N26E	۳۱/۷۹	۴۱/۲۱	۲۲/۸۵
C-C'	N16E	۳۴/۷۵	۴۰/۵۶	۱۴/۳۲
D-D'	N14E	۳۹/۶۴	۴۱/۵۲	۴/۵۲
E-E'	N19E	۲۸/۹۴	۳۱/۰۱	۶/۶۷

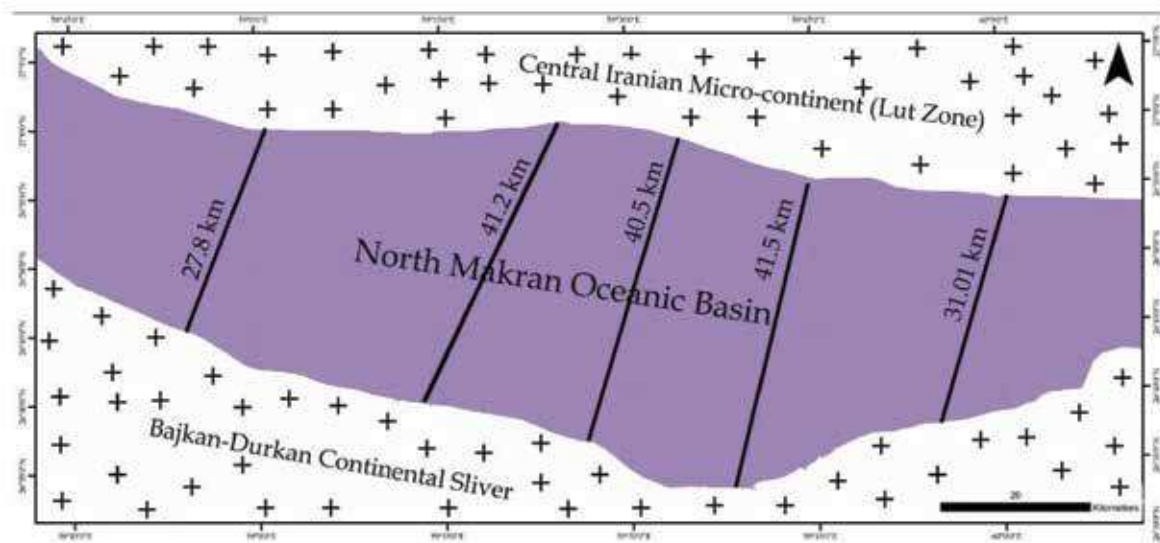
همچنین براساس ویژگی‌های هندسی-جنبشی ساختارها آشکار شد، موقعیت محور اصلی تنش SSW-NNE است. بنابراین نحوه‌ی قرارگیری بخش‌های شرقی و غربی افیولیت ملانژ شمال مکران نسبت به محور اصلی تنش قدری تفاوت دارند. به طوری که در بخش‌های غربی، لبه‌ی حوضه به صورت عمود بر محور اصلی تنش بیشینه قرار داشته و نقش σ_{II} بیشتر است و گسل‌های راندگی و ارتفاعات بلند در این بخش شکل گرفته و میزان دگرشکلی‌ها در این بخش بیشتر است. اما بخش‌های شرقی به دلیل اینکه نسبت به محور اصلی تنش به صورت نزدیک به موازی قرار داشته‌اند، مولفه‌ی FS

به نظر می‌رسد رابطه بین موقعیت محور اصلی تنش و لبه‌ی حوضه، نقش مهمی در تفاوت نحوه پراکندگی واحدهای سنگی و توزیع انواع ساختارها و هندسه‌ی آن‌ها در این دو بخش از افیولیت ملانژ شمال مکران داشته است. افزون بر این، رابطه‌ی مورد اشاره نقش مهمی در ژرفای حوضه اقیانوسی، فعالیت‌های ماگمایی و شکل‌گیری ارتفاعات نیز داشته است. همان‌گونه که در بخش ویژگی‌های ساختاری نیز به آن اشاره شد، در بخش‌های شرقی افیولیت ملانژ شمال مکران، ساختارها روند W-E داشته و متفاوت از ساختارهای با روند NW-SE بخش‌های غربی هستند.

ساختارهای مختلف، گستره عرضی اولیه حوضه اقیانوسی در شمال مکران رسم شده است (شکل ۱۶). این تصویر شماتیک نمایانگر پهناي حوضه اقیانوسی شمال مکران در کرتاسه پیشین و قبل از آغاز فرایند بسته شدن سنگ کره‌ی اقیانوسی است.

یا t نقش پررنگ‌تری داشته و به این سبب عملکرد گسل‌های امتدادلغز بیشتر است، گسل‌های راندگی شکل نگرفته‌اند، ارتفاعات کمتر است و میزان کوتاه‌شدگی نیز نسبت به بخش‌های غربی کمتر رخ داده است (شکل ۱۵).

بر مبنای برآورد میزان کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف افیولیت ملانژ شمال مکران و ویژگی‌های هندسی و جنبشی



شکل ۱۶. تصویر شماتیک از گستره‌ی عرضی باریکه اقیانوسی شمال مکران قبل از آغاز همگرایی و فرایند بسته شدن باریکه اقیانوسی

نتیجه‌گیری

۳۵ درجه به سمت NNE، مهم‌ترین عامل در کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف افیولیت ملانژ شمال مکران هستند. به‌گونه‌ای که در بخش‌های غربی گستره مورد مطالعه با توجه به عملکرد گسل‌های راندگی، میانگین میزان کوتاه‌شدگی ۱۹/۹۴ درصد و در بخش‌های شرقی به دلیل نبود گسل‌های راندگی و عملکرد چشم‌گیر گسل‌های امتدادلغز، میزان کوتاه‌شدگی به ۵/۵۹ درصد کاهش یافته است. با توجه به نبود داده‌های زیرسطحی در گستره مورد مطالعه، برداشت داده‌های ساختاری در مسیر هر برش تنها ابزار مناسب برای برآورد میزان کوتاه‌شدگی است. ترازمند کردن برش‌های ساختاری و بازگرداندن این ساختارها به مراحل قبل از دگرشکلی حاکی از پهناي باریکه حوضه اقیانوسی اولیه در شمال مکران دارد. از این‌رو می‌توان تخمین زد حوضه اقیانوسی شمال مکران یک باریکه‌ی اقیانوسی کم‌عرض بین

مطالعه عناصر ساختاری مکران شمالی در پنج برش و تجزیه و تحلیل آن‌ها نشان داد، واحدهای سنگی افیولیت ملانژ شمال مکران حداقل دو مرحله از دگرشکلی را در خود ثبت کرده‌اند. مرحله نخست در یک رژیم زمین‌ساخت کششی بین دو بلوک قاره‌ای باجکان-دورکان در سمت SSW و پهناي لوت در سمت NNE رخ داده است، با توسعه ساختارهای کششی همراه بوده و منجر به جایگیری دایک‌های ورقه‌ای در توالی پوسته‌ای سنگ‌کره‌ی اقیانوسی شده است (تاجور، ۱۳۹۹). مرحله دوم در نتیجه همگرایی و تحت تاثیر دگرشکلی فشاری یا ترافشاری در کرتاسه‌ی پسین آغاز شده، با توسعه انواع گسل‌های راندگی و امتدادلغز، رانده شدن واحدهای سنگی بر روی یکدیگر و تکرار آن‌ها به همراه چین‌خوردگی واحدهای رسوبی آشکار شده است. گسل‌های راندگی با روند WNW-ESE و شیب بین ۲۰ تا

- Burg, J.-P., 2019. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 185, 1210-1231.

- Cunningham, W. D. and Mann, P., 2007. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society, London, Special Publications* 290 (1), 1-12.

- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross-sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6, 743-757.

- DeMets, C., Gordon, R.G. and Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80.

- Dilek, Y. and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10, 93-100.

- Dolati, A., 2010. Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran: [Ph.D. thesis]. Swiss Institute of Technology, 370.

- Dolati, A. and Burg, J. P., 2013. Preliminary fault analysis and paleo stress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran. In *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues* (261-277). Springer, Berlin, Heidelberg.

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

- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*, 1st Edition, Cambridge University Press, 463.

- Haghypour, N., Burg, J.P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W. and Faridi, M., 2012. Rate of crustal shortening and non-Coulomb behavior of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 187-198.

- Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P. and von Quadt, A., 2015. Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geo-

خردقاره ایران مرکزی (بلوک لوت) در شمال-شمال شرق و باریکه قاره‌ای باجکان-دورکان در سمت جنوب-جنوب غرب بوده است.

منابع

- تاجور، ع.ا. ۱۳۹۹. ارزیابی تکوین زمین‌جنبشی باریکه‌های اقیانوسی درون قاره‌ای به کمک تحلیل هندسی-جنبشی قطعات سنگ‌کره‌ی اقیانوسی فرارونده شده، مطالعه موردی: افیولیت ملانژهای شمال مکران، جنوب شرق ایران. رساله دکتری، دانشگاه بیرجند، ۳۹۴.

- تاجور، ع.ا.، خطیب، م.م. و زرین‌کوب، م.م.، ۱۳۹۹. جایگاه تکتونوماگمایی دیابازها و جریان‌های بازالتی افیولیت شمال مکران، جنوب شرقی ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۵، ۶۷-۷۹.

- تاجور، ع.ا.، خطیب، م.م. و زرین‌کوب، م.م.، ۱۴۰۱. تحلیل تنش دیرین در آمیزه افیولیتی شمال مکران، جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، (۱) ۳۲، ۱-۱۴.

- قاسمی، م. ر.، ۱۳۸۷. پایه‌های زمین‌شناسی ساختمانی. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران. ۲۳۰.

- Aghanabati, A., Mahdavi, M. A. and Arshadi, S., 1987. Geological map of Espakeh, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.

- Almalki, K.A., Betts, P.G. and Ailleres, L., 2016. Incipient seafloor spreading segments: Insights from the Red Sea. *Geophysical research letters*, 43, 2709-2715.

- Arshadi, S., Mahdavi, M.A. and Eftekharnezhad, J., 1987. Geological map of Fannuj, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleo-geography and tectonic evolution of Iran-Reply: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1764-1766.

- Burg, J.-P., Dolati, A., Bernoulli, D. and Smit, J., 2013. Structural Style of the Makran Tertiary accretionary complexes in SE-Iran. In: Al Hosani, K., F. Roure, R. Ellison and S. Lokier (eds.) *Frontiers in Earth Sciences*, 239-259.

- chronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics*, 34, 571-593.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Moulas, E., Reusser, E. and Omrani, J., 2017. Formation and preservation of fresh lawsonite: Geothermobarometry of the North Makran Blueschists, southeast Iran. *Metamorphic Geology*, 7, 1-25.
 - McCall, G.J.H., Eftekhar-Nezhad, J., Samimi-Namin, M. and Arshadi, S., 1985. Explanatory text of the Fannuj quadrangle map 1:250,000. In: McCall, G.J.H. (Ed.). Ministry of Mines and Metals, Geological Survey of Iran.
 - Mc Quarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 26, 519-535.
 - Midland Valley, 2017. Move, 2D software, Midland Valley Exploration Ltd, Glasgow, UK.
 - Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C. and Frizon de Lamotte, D., 2005. The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24, TC3007.
 - Moghadam, H.S. and Stern, R.J., 2011. Late Cretaceous fore-arc ophiolites of Iran. *Island Arc*, 20, 1-4.
 - Moghadam, H. S. and Stern, R. J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia (II): Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100, 31-59.
 - Monsef, I., Rahgoshay, M., Pirouz, M., Chiaradia, M., Michel, G. and Georges, C., 2018. The Eastern Makran Ophiolite (SE Iran): Evidence for a Late Cretaceous fore-arc oceanic crust. *International Geology Review*, 61(11), 1313-1339.
 - Morgan, K.H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1987a. Geological map of Ramak, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
 - Morgan, K.H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1987b. Geological map of Remeshk, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
 - Shahabpour, J., 2010. Tectonic implications of the geochemical data from the Makran igneous rocks in Iran. *Island Arc*, 19, 676-689.
 - Sherhati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2006. The Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sandbox modeling. *Tectonics*, 25, TC4007.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
 - Yamato, P., Kaus, B., Mouthereau, F. and Castelltort, S., 2011. Dynamic constraints on the crustal-scale rheology of the Zagros fold belt, Iran. *The Geological Society of America*, 39 (9), 815-818.

پوشش گیاهی و آب و هوای دیرینه نورین (تریاس پسین) در ایران

جواد سعادت‌نژاد^(*)

۱. شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، اداره زمین‌شناسی نفت

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۹/۱۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۲۵

چکیده

توالی‌های سنگی حاوی ماکروفسیل‌های گیاهی به سن نورین در ناحیه البرز مربوط به دو واحد چینه‌شناسی لسه‌بند و شه‌میرزاد، در ناحیه کپه‌داغ مربوط به سازند میان‌کوهی و در ایران مرکزی مربوط به پاره‌سازند قدیر در ناحیه طبس و بخش دهرود در ناحیه کرمان می‌باشند. به‌طور کلی تنوع و پوشش گیاهی در طی زمان نورین کمتر از رتین به‌ویژه ژوراسیک (گروه شمشک) است و بیشترین تنوع پوشش گیاهی زمان نورین در حوضه البرز مربوط به شاخه پتریدوسپرموفیت‌ها (سرخس‌های دانه‌دار) و در حوضه ایران مرکزی مربوط به شاخه پتریدوفیت‌ها (سرخس‌ها) است و نشان‌دهنده رطوبت بالاتر زمان مذکور در حوضه ایران مرکزی و خشک‌تر بودن آب و هوای حاکم در حوضه البرز می‌باشد. بیشترین تنوع پوشش گیاهی در توالی‌های سنگی نورین در سراسر ایران مربوط به شاخه پتریدوسپرموفیت‌ها و کم‌ترین تنوع مربوط به ژینکوفیت‌ها است به‌طوری‌که به‌ترتیب ۳۲ درصد (یک سوم پوشش گیاهی) و ۶/۵ درصد از کل پوشش گیاهی را شامل می‌شوند. نواحی پوشیده از گیاهان در سراسر البرز در طی زمان نورین مرتبط با یکدیگر است و جدایش وسیعی بین آن‌ها وجود نداشته است. مجموعه ماکروفسیل‌های گیاهی در هر دو حوضه البرز و ایران مرکزی موید آب و هوایی به نسبت مرطوب نیمه‌گرمسیری تا گرمسیری برای زمان نورین ولی با رطوبت کمتری در قیاس با زمان رتین می‌باشند. همچنین پوشش گیاهی زمان نورین در البرز کم‌تراکم‌تر و پراکنده‌تر از ایران مرکزی در طی زمان نورین است.

واژه‌های کلیدی: آب و هوای دیرینه، ایران، پوشش گیاهی دیرینه، نورین.

مقدمه

میانی در شرایط رسوبی کم‌وبیش یکسانی برجای گذاشته شده و بر روی هم چرخه رسوبی واحدی را می‌سازند. حدود پایینی و بالایی این توالی سنگی، محدود به دو رویداد تکتونیکی سیم‌رین پیشین و سیم‌رین میانی است و به‌طور کلی به‌عنوان چرخه رسوبی تریاس بالایی-ژوراسیک میانی یا گروه شمشک نامیده می‌شود. چرخه رسوبی مذکور هم‌زمان

رخساره و ویژگی‌های سنگی رسوبات تریاس بالایی-ژوراسیک میانی در حوضه‌های البرز و ایران مرکزی شباهت و پیوند محکمی با یکدیگر دارند، به‌طوری‌که در بیشتر مواقع تفکیک آن‌ها از یکدیگر دشوار و حتی ناممکن است. در واقع می‌توان پذیرفت، توالی‌های سنگی تریاس بالایی-ژوراسیک

* نویسنده مرتبط: javadsaadatnejad@gmail.com

تمامی منابع مربوط به نورین در سراسر ایران، تنوع گیاهی، گسترش آن‌ها و در نهایت شرایط آب و هوایی حاکم در زمان نورین مورد بحث و مطالعه قرار گیرند.

روش مطالعه

برای بررسی پوشش گیاهی و در ادامه تعیین آب و هوای دیرینه در طی زمان نورین، در ابتدا توالی سنگ‌چینه‌ای با سن نورین و حاوی ماکروفسیل‌های گیاهی سراسر ایران از مقاله‌ها و گزارش‌های مختلف استخراج و بررسی شدند. در ادامه لیستی از تمامی ماکروفسیل‌های گیاهی گزارش شده از رسوبات نورین از تمامی منابع منتشر شده توسط کارشناسان داخلی و خارجی در سراسر ایران تهیه و از بین آن‌ها ماکروفسیل‌های گیاهی با سن نورین، نورین-رتین، نورین-لیاس و نورین-بازوسین تفکیک شدند. در ادامه کلیه جنس‌ها و گونه‌ها در دو گروه اصلی البرز و ایران مرکزی و در گروه‌های کوچک‌تر البرز شرقی، البرز مرکزی، البرز غربی، کرمان و طبس تفکیک و شمارش و در انتها درصدگیری شدند و در نهایت با توجه به گسترش جغرافیایی، درصد پراکنش و میزان شباهت پهنه‌های مختلف، نتیجه‌گیری‌های این مطالعه حاصل شدند.

جغرافیای دیرینه، محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های سنگی حاوی ماکروفسیل‌های گیاهی نورین در ایران

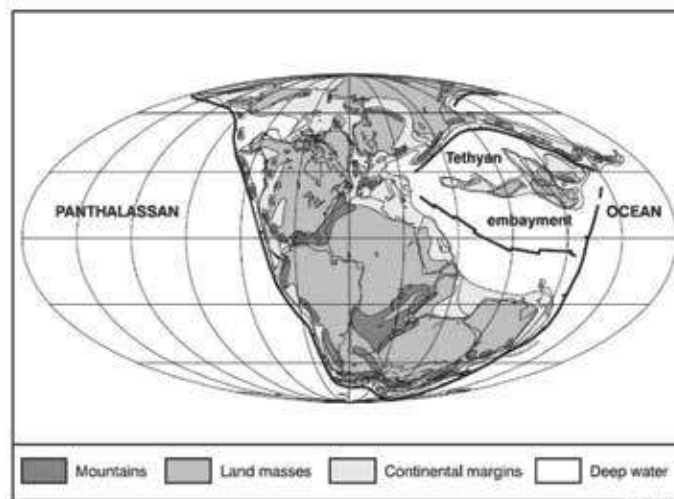
پس از رویداد سیمین پیشین، با حرکت ورقه ایران به سمت شمال خاوری، دریای هرسنین (پالئوتتیس) در شمال ایران بسته شده و دو لبه ورقه ایران (خشکی گندوانا) و ورقه توران (خشکی اورازیا) به هم رسیده‌اند و در عوض اقیانوس آپی زاگرس (نئوتتیس) در محل زاگرس امروزی شکل گرفته است. بدین ترتیب از زمان نورین (بعد از رویداد سیمین پیشین) سرزمین ایران شامل دو گستره مستقل است، در امتداد تقریبی گسل بزرگ زاگرس از یکدیگر جدا است. ابرگستره شمال خاوری ایران شامل ایران مرکزی و ایران شمالی (پهنه ایران شمالی-مرکزی) در اثر برخورد با ورق توران دچار بالآمدگی عمومی شده و شرایط قاره‌ای-دریایی کم‌رُفا بر آن حاکم شده است. موقعیت جغرافیایی خشکی‌ها، دریاها و اقیانوس‌ها در طی زمان نورین در شکل ۱ نشان داده شده است.

یا اندکی پس از رویداد سیمین پیشین (اواخر تریاس میانی) آغاز شده و هم‌زمان با این رویداد، اشکوب ساختاری پرکامبرین پسین-تریاس میانی خاتمه یافته و تغییرات در خور توجهی در نوع و شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی به‌وجود آمده است (آقاناتی، ۱۳۷۷).

برای بررسی آب و هوای حاکم در زمان تشکیل رسوبات گروه شمشک، یکی از بهترین ابزار مطالعاتی موجود، بررسی تنوع گیاهی (ماکروفسیل‌های گیاهی و گرده‌شناسی) و گسترش آن‌ها در طی زمان مذکور می‌باشد. در این مطالعه، بررسی پوشش گیاهی و آب و هوای حاکم بر ایران در طی اشکوب نورین (اوایل تشکیل گروه شمشک) براساس گسترش و تنوع ماکروفسیل‌های گیاهی در سراسر ایران، مورد بررسی قرار گرفته است.

برای تقسیم‌بندی ایالت‌های زیستی گیاهی در سراسر خشکی‌ها در طی نورین، مطالعات متعددی انجام گرفته و آخرین آن‌ها مربوط به مطالعات کاستاشر و همکاران (Kustatscher et al., 2018) می‌باشد. ایشان، فلور تریاس پسین کلیه خشکی‌ها را به پنج کمربند زیستی گیاهی شامل آمریکای شمالی (کارنین و نورین)، اروپا و گرینلند (کارنین، نورین و رتین برای اروپا و رتین برای گرینلند)، شرقی‌ترین حد اروپا-آسیای میانه (کارنین و نورین-رتین)، چین و آسیای شرقی (کارنین، نورین و رتین) و فلور نیمکره جنوبی (کارنین، نورین و رتین) تقسیم کرده و ایران را در فلور شرقی‌ترین حد اروپا-آسیای میانه قرار داده‌اند و همان‌طور که اشاره شد این ایالت تنها ایالتی است که فلور نورین از فلور رتین قابل تفکیک نمی‌باشد.

مطالعات زیادی در ارتباط با آب و هوای حاکم در طی نورین در ایران در مقالات و کتب مختلف انجام شده است. در مقاله‌ها، همواره نتایج آب و هوایی بسیار محدود و حداکثر در یک خط خلاصه شده و تنها براساس نمونه‌های محدود از یک برش نتیجه‌گیری شده است. از طرفی در کتاب‌ها و گزارش‌های داخلی سازمان‌ها و شرکت‌های مختلف، مطالعات آب و هوایی بسیار کلی است و از گیاهان گزارش شده در تمامی مطالعات استفاده نشده است. در این مطالعه سعی شده است، براساس کلیه گزارش‌های موجود از

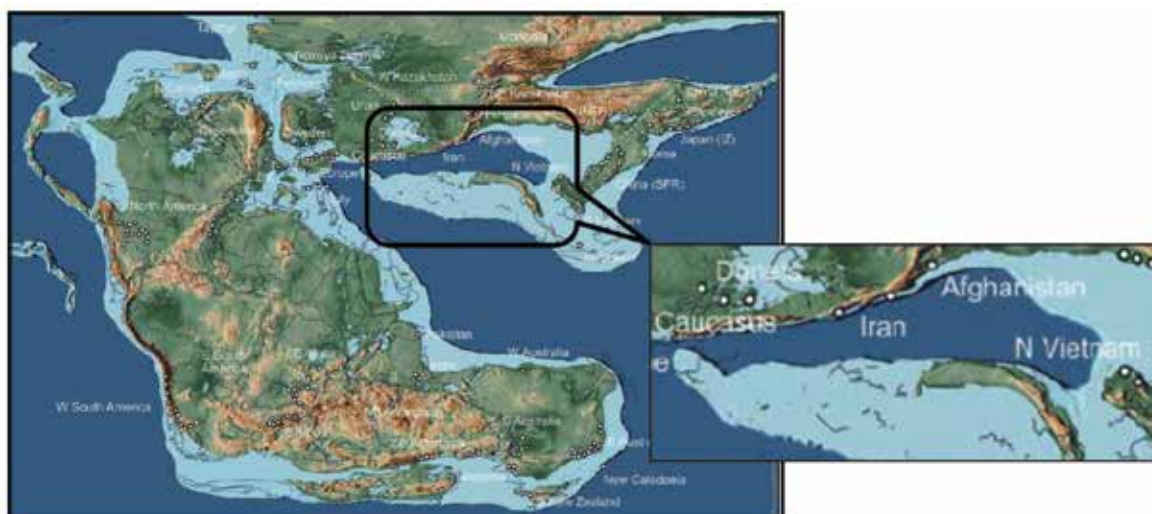


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی خشکی‌ها، دریاها و اقیانوس‌ها در طی زمان نورین (McKellar, 2004)

میان کوهی، در ایران مرکزی مربوط به پاره‌سازند قدیر در ناحیه طبس و بخش دهرود در ناحیه کرمان و در ناحیه البرز براساس نبوی (Nabavi, 1975) و کارشناسان شرکت ملی فولاد مربوط به سازند طزره، براساس کورسن و استامپفلی (Corsin and Stampfli, 1977) مربوط به بخش زیرین سازند شمشک و براساس دیدگاه فورسیچ و همکاران (Fürsich et al., 2009) مربوط به دو سازند لسه‌بند و شه‌میرزاد می‌باشند (آق‌نابتی ۱۳۸۸ و ۱۳۹۳). موقعیت جغرافیایی مناطق حاوی ماکروفسیل‌های گیاهی تریاس پسین و موقعیت خشکی‌های ایران در لبه جنوبی قاره لورازیا در شکل ۲ نشان داده شده است.

در پهنه ایران شمالی-مرکزی رسوبات نورین رخساره آواری داشته و اغلب شامل شیل، سیلت‌سنگ و ماسه‌سنگ با کمی زغال (بسیار کمتر از رتین) است و وجود بقایای پراکنده گیاهی و لایه‌های کم زغالی حاکی از تشکیل قسمتی از این رسوبات در محیط‌های مردابی یا قاره‌ای است. رسوبات این دوره همگی نهشته‌های آواری هم‌زمان با زمین‌ساخت و فلیش گونه در تناوب با رسوبات دریایی می‌باشد (آق‌نابتی ۱۳۷۷).

توالی‌های سنگی حاوی ماکروفسیل‌های گیاهی نورین در ایران مربوط به سه ناحیه البرز، کپه‌داغ و ایران مرکزی می‌باشد. این توالی‌ها در ناحیه کپه‌داغ مربوط به سازند



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی پهنه‌های حاوی ماکروفسیل‌های گیاهی تریاس پسین و موقعیت خشکی‌های ایران در لبه جنوبی قاره لورازیا (Kustatscher et al., 2018)

(۱۳۸۸).

این واحد چینه‌ای در البرز شمالی خاستگاه آبرفتی-دلتایی و یا مردابی-دریاچه‌ای دارد. تناوب‌های ذکر شده در بالا مربوط به چرخه‌های رسوبی به سمت بالا ریزشو از نوع سیکلوتیم است، هر تناوب با ردیف‌های کنگلومرایی آغاز و با ماسه‌سنگ‌های آبرفتی درشت تا ریزدانه ادامه می‌یابد. پایان بخش هر تناوب شیل و آریلیت است، در بین آن‌ها عدسی‌هایی کم ضخامت از زغال و شیل زغالی وجود دارد. در خاور البرز مرکزی به‌ویژه در پیرامون ده‌اندوار، این واحد چینه‌شناسی خاستگاه ساحلی-دریایی و مردابی دارد.

سن واحد چینه‌شناسی لله‌بند در نواحی مختلف، نورین تا نورین-رتین است و بر روی واحد چینه‌شناسی اکراسر (کارنین-نورین پیشین) و در زیر واحد چینه‌شناسی کلاریز (رتین) قرار می‌گیرد.

واحد چینه‌شناسی شه‌میرزاد (البرز): واحد چینه‌شناسی شه‌میرزاد برای نخستین بار توسط نبوی (Nabavi, 1975)، تحت عنوان بخش شه‌میرزاد از سازند شمشک با سن سینه‌مورین-آل‌نین معرفی شد. سپس رپین (Repin, 1987) بخش شه‌میرزاد را با همان سن ارائه شده توسط نبوی مربوط به سازند گانو از گروه شمشک در نظر گرفت. در نهایت این واحد چینه‌شناسی به‌عنوان سازند شه‌میرزاد (Fürsich et al., 2009) با سن نورین-رتین در گستره البرز جنوبی معرفی شد.

واحد چینه‌شناسی شه‌میرزاد ضمن داشتن پیوند بین انگشتی و جانبی با واحدهای چینه‌شناسی اکراسر و کلاریز، گسترش در خور توجهی در البرز جنوبی دارد. ذرات تشکیل‌دهنده آن بسیار ناهمگن با تغییراتی از رس تا ماسه‌سنگ متوسط دانه است. در این واحد چینه‌شناسی برتری با رسوبات سیلیسی کلاستیک است و بر روی کربنات‌های سازند الیکا و در زیر اولین لایه زغال‌سنگ واحد چینه‌شناسی کلاریز یا ماسه‌سنگ‌های درشت یا کنگلومرای قاعده‌ای واحد چینه‌شناسی آلاشت قرار می‌گیرد.

این واحد چینه‌ای در محیطی از نوع دریای حاشیه‌ای (نزدیک به ساحل، شلف کم‌عمق) و سیلابی انباشته شده است. براساس شواهد مختلفی در این سازند محیط‌های

توالی سنگی با سن نورین در حوضه کرمان و البرز بر روی سری‌های ماسه‌ای-کوارتزی بدون فسیل قرار دارند. این سری‌های بدون فسیل نیز بر روی یک توالی سنگی دریایی تحت عنوان آهک Halobia از سری اکراسر در البرز شمالی با سن کارنین-نورین پیشین قرار می‌گیرند. در حوضه کرمان توالی ماسه‌ای-کوارتزی ذکر شده نسبت به حوضه البرز زودتر شروع شده و سن قدیمی‌تری دارد اما همانند البرز تا نورین میانی بدون فسیل می‌باشند (Schweitzer et al., 2009). برای آشنایی مقدماتی با توالی‌های سنگی دربردارنده ماکروفسیل‌های گیاهی نورین در ایران، واحدهای چینه‌ای و محیط رسوبی مربوط به آن‌ها به اختصار اشاره می‌شود:

واحد چینه‌شناسی لله‌بند (البرز): واحد چینه‌شناسی لله‌بند برای نخستین بار توسط زمین‌شناسان شرکت دامگ (۱۹۶۱) به‌عنوان بخش لله‌بند (دومین بخش از سازند طزره) معرفی شد (آق‌نابتی، ۱۳۸۸). این واحد چینه‌شناسی در مطالعات بعدی به‌عنوان سوئیت لله‌بند (Bragin et al., 1976; Sadovnikov, 1976)، بخش لله‌بند از سازند طزره (Repin, 1987) و سری لله‌بند (Schweitzer and Kirchner, 2003) و در نهایت به‌عنوان سازند لله‌بند (Fürsich et al., 2009) معرفی شد. فورسیچ و همکاران (Fürsich et al., 2009) برخلاف رپین (Repin, 1987) معتقدند، این سازند فقط در البرز شمالی رخنمون دارد ولی رپین معتقد بود، بخش لله‌بند در هر سه په‌نه البرز شمالی، مرکزی و جنوبی رخنمون دارد به‌طوری‌که فورسیچ و همکاران رخنمون‌های اشاره شده در البرز مرکزی و جنوبی توسط رپین را مربوط به سازند شه‌میرزاد در نظر می‌گیرند.

به‌طورکلی واحد چینه‌شناسی لله‌بند شامل تناوبی از سیلت‌سنگ‌های خاکستری، شیل و ماسه‌سنگ‌های اغلب ریزدانه است که سیمای نوار نوار دارد. همچنین در این پاره‌سازند لایه‌های نازکی از زغال‌سنگ (غیر اقتصادی) و شیل زغالی در بین طبقه‌ها مشاهده می‌شود. در البرز شمالی ضخامت این واحد چینه‌شناسی از باختر (رامسر و اکراسر) به سمت خاور (گلندرود و قشلاق) افزایش می‌یابد. سنگواره‌های آن به نسبت کمیاب است ولی به‌طور معمول حاوی خرده‌های گیاهی و صدف دوکفه‌ای می‌باشد (آق‌نابتی،

رسوبات این سازند یک چرخه رسوبی کامل از ردیف‌های تریاس ناحیه آق‌دربند با سن نورین-رتین؟ است و مابین دو ناپیوستگی رسوبی بر روی سازند سینا با سن تریاس میانی و در زیر طبقات شیل‌های قلعه‌گیری با سن رتین قرار می‌گیرد. در این چرخه‌ی رسوبی نشانی از توف و مواد آذرین وجود ندارد. سازند میان‌کوهی نشانه‌ی تغییرات عمده در محیط‌های رسوبی زمان تریاس و پایان فعالیت‌های آتش‌فشانی این زمان می‌باشد.

ماکروفسیل‌های گیاهی موجود در کمربالای لایه زغالی (اشاره شده در بالا)، سنگواره‌ای از یک تنه درخت درجا و رخساره‌ی آواری ردیف‌های زیر شیل‌های میان‌کوهی نشانه‌هایی از محیط‌های رسوبی قاره‌ای است. ردیف‌های شیلی فقیر از سنگواره این سازند، بیشترین درصد سهم را به خود اختصاص داده‌اند، به رنگ قهوه‌ای است و با توجه به داشتن وجود روزن‌داران کفزی با پوسته‌های ماسه‌ای هر چند اندک، می‌تواند شاهدی برای محیط رسوبی دریایی برای این بخش از سازند میان‌کوهی باشد.

بخش دهرود (کرمان): براساس تقسیم‌بندی کارشناسان شرکت ملی فولاد، رسوبات زغال‌دار تریاس بالایی در ناحیه کرمان از پایین به بالا به سه سوییت دهرود (نورین-رتین)، داربیدخون (رتین) و دره‌گر یا طغراجه (رتین) تقسیم شده است که آق‌نابتی (۱۳۸۸) از آن‌ها به عنوان بخش یاد کرده است.

بخش دهرود به دو زیربخش پایینی و بالایی تقسیم می‌شود. زیربخش پایینی بدون زغال و بدون ماکروفسیل گیاهی است و حاوی تناوب سیلتستون و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از سیلت و آرژیلیت زغالی می‌باشد. زیربخش بالایی شامل ردیفی از سیلتستون، ماسه‌سنگ و آرژیلیت و حاوی لایه‌ها و عدسی‌های زغال‌سنگ و ماکروفسیل‌های گیاهی پراکنده است به طوری که دو افق زغالی A و B در ناحیه کرمان مربوط به این زیربخش می‌باشد. بخش زیرین خاستگاه دلتایی و بخش بالایی خاستگاه آبرفتی دارند.

پاره‌سازند قدیر (طبس): این واحد چینه‌ای در حوضه ایران مرکزی و در پهنه طبس اغلب شامل ردیفی از سیلت‌سنگ‌های خاکستری، ماسه‌سنگ‌های ریزدانه،

رسوبی مختلفی از قبیل محیط‌های غیردریایی، کانال‌های رودخانه‌ای از نوع مئاندری در دشت ساحلی، رسوب‌گذاری در دریاچه‌های کوچک در دشت سیلابی، محیط‌های دریاچه‌ای عمیق در نواحی پیرامون دریای حاشیه‌ای، محیط لب‌شور در تماس با دریاچه آب شیرین، دریا کناری، دشت ساحلی غیردریایی و شرایط به‌طور کامل دریایی البته محدود قابل مشاهده می‌باشد.

سازند میان‌کوهی (کپه‌داغ): تا سال ۱۹۹۱ سازند شیلی میان‌کوهی سازند چهارم و آخرین سازند از گروه آق‌دربند بوده ولی با توجه به حضور ناپیوستگی فرسایشی مابین این سازند و سازند زیرین (سازند سینا) و نبود انطباق با استانداردهای چینه‌شناسی، این واحد چینه‌ای جدا از گروه آق‌دربند در نظر گرفته شده و با عنوان سازند میان‌کوهی به‌طور مستقل در نظر گرفته شد (آق‌نابتی، ۱۳۸۸). این سازند از پایین به بالا از سه بخش تشکیل شده است:

۱. واحد زغالی شامل یک متر زغال سنگ کارپذیر، اقتصادی و کک‌شو با ضخامت حدود یک متر؛

۲. واحد سنگی میانی شامل ۱۰ متر تناوب شیل گاهی زغالی و ماسه‌سنگ و یک لایه کنگلومرایی؛

۳. واحد شیلی بالایی با ضخامت حدود ۱۸۰ متر شامل شیل‌های همگی قهوه‌ای رنگ، همگن و یک شکل ماکروفسیل‌های گیاهی گزارش شده از این سازند (Bo-ersma and van Konijnenburg, 1991) شامل موارد زیر می‌باشند.

Neocalamites sp., *Cladophlebis* sp.A, *Pterophyllum subaequale*, *Pterophyllum* sp. cf. *Pt. ptilium*, *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera* sp., *Pagiophyllum ruttneri*, *Stachyotaxus elegans*, *Podozamites paucinervis*, *Podozamites* sp. and *Carpolithes* cf. *cinctus*

ویژگی‌های سنگی این سازند، آشکارا نشان از تغییرات درخور توجه محیط رسوبی از سازند آتش‌فشانی سینا (در زیر) به رسوبات کم ژرفا-قاره‌ای سازند میان‌کوهی دارد. در نگاه کلی سنگ‌شناسی این سازند شامل شیل، سیلتستون و کمی ماسه‌سنگ است و در قاعده آن افقی از زغال سنگ درجا وجود دارد و مربوط به محیط قاره‌ای است. ردیف

(1996, 1997, 1998, 2000, 2003 طی مطالعات گسترده بر روی ماکروفسیل‌های گیاهی البرز و ایران مرکزی، توالی‌های سنگی متعددی را از پهنه‌های مختلف با سن نورین-رتین معرفی کرد. نائیجی و همکاران (۱۳۹۹) براساس شواهد سنگ‌شناسی و ماکروفسیل‌های گیاهی، آب و هوای نورین پسین در پهنه دوآب ساری را گرم و خشک بیان کرد.

- سعادت‌نژاد (۱۴۰۱) پس از مطالعه ماکروفسیل‌های گیاهی سازند لاله‌بند در گستره رامسر، سن نورین پسین-رتین پیشین را برای توالی‌های دربردارنده آن‌ها در نظر گرفت.

ماکروفسیل‌های گیاهی نورین در ایران

شوایتزر و همکاران (Schweitzer et al., 2009) معتقدند، بهترین رسوبات حاوی ماکروفسیل‌های گیاهی با سن نورین در البرز مربوط به دو ناحیه طزره و دره آپون در جنوب زیراب و در حوضه کرمان که پرفسیل‌تر از حوضه البرز است مربوط به شمال روستای داربیدخون نیز می‌باشد. لازم به ذکر است، فلور گیاهی نورین میانی در هر یک از حوضه‌ها به نسبت یکسان است و حاوی تنوع کمی نیز می‌باشند. گونه‌های یافت شده در توالی‌های سنگی با سن نورین میانی در جدول ۱ نشان داده است.

آرژیلیت‌های زغالی گیاه‌دار و لایه‌های زغال‌دار است و به باور کارشناسان شرکت ملی فولاد هم‌ارز دو واحد TR_n^5 و TR_n^7 پیشنهاد شده توسط کلایور و همکاران می‌باشد. داشتن زغال سنگ از ویژگی‌های این واحد چینه‌ای می‌باشد و به سه گروه تقسیم می‌شود:

گروه پایینی (گروه زغال‌های زون A) شامل زغال‌های غیراقتصادی، گروه میانی (گروه زغال‌های اصلی) و گروه بالایی (گروه زغال‌های زون E) شامل زغال‌های غیر کارپذیر. به‌طور کلی انباشت این پاره‌سازند در محیط‌های قاره‌ای تا دلتایی است و گاهی با پیش‌روی‌های کوتاه مدت دریا، همراه بوده است.

مطالعات پیشین بر روی ماکروفسیل‌های گیاهی نورین در ایران

- کیلپر (Kilpper, 1975) پس از مطالعه ماکروفسیل‌های گیاهی منطقه زغال‌دار کارمزد از توابع زیراب (البرز)، سن نورین-رتین را برای این توالی سنگی در نظر گرفت.
- سادونیکوف (Sadovnikov, 1991) طی مطالعات گسترده بر روی ماکروفسیل‌های گیاهی در سراسر البرز، توالی‌های سنگی متعددی را از مناطق مختلف با سن نورین-رتین معرفی کرد. اغلب مطالعات وی بر روی توالی‌های سنگی تریاس پسین است.
- شوایتزر و همکاران (Schweitzer et al., 2009)

جدول ۱. گونه‌های یافت شده در توالی‌های سنگی با سن نورین میانی (اقتباس از Schweitzer et al., 2009)

البرز	کرمان
<i>Equsetites arenaceus</i> , <i>Equisetites conicus</i> , <i>Gleichenites aphlebioides</i> , <i>Lepidopteris ottonis</i> , <i>Taeniopteris</i> sp., <i>Nilssonia pseudobrevis</i> , <i>Desmiophyllum armanii</i> , <i>Irania hermaphroditica</i> , <i>Podozamites schenkii</i>	<i>Equisetites conicus</i> , <i>Gleichenites aphlebioides</i> , <i>Lepidopteris ottonis</i> , <i>Nilssonia pseudobrevis</i> , <i>Williamsonia</i> sp. C

زمانی است و همچنین نورین پسین نیز حاوی نخستین رگه‌های زغالی با ارزش اقتصادی در البرز و کرمان می‌باشد. سن تعدادی از گونه‌های گیاهی از نورین پسین شروع شده که در جدول ۲ قابل مشاهده می‌باشند.

تنوع گیاهی در نورین پسین به‌ویژه در مرز نورین-رتین و رسوبات انتقالی از نورین به رتین نسبت به نورین میانی افزایش می‌یابد. حضور فراوان‌تر سرخس‌ها در نورین پسین در قیاس با نورین میانی نشان از رطوبت بالاتر این دوره

جدول ۲. گونه‌هایی که سن آن‌ها از نورین پسین شروع می‌شوند (اقتباس از Schweitzer et al., 2009)

البرز	کرمان
<i>?Equisetites eurasiaticus, Danaeopsis fecunda, Todites princeps, Clathropteris meniscoides, Scytophyllum persicum, Peltaspermum decipiens, Keraiaephyllum brevifolium, Drepanozamites tietzei, Nilssonia regularis, Nilssoniopteris mikailovii, Pterophyllum bavieri, Pterophyllum cf. filicoides, Pterophyllum schenkii, Pterophyllum cf. firmifolium, Baiera muensteriana</i>	<i>Equisetites eurasiaticus, Todites princeps, Cladophlebis nebbensis, Phlebopteris muensteri, Dictyophyllum remauryi, Dictyophyllum nathorstii, Clathropteris meniscoides, Scytophyllum persicum, Sphenobaiera grandis</i>

تنها تعداد پنج گونه از ماکروفسیل‌های گیاهی هستند، فقط در طی زمان نورین در ایران گزارش شده و در جدول شماره ۳ به آن اشاره شده است. دو گونه *Equisetites arenaceous* و *Equisetites conicus* تاکنون توسط افراد مختلفی از رسوبات نورین-رتین ایران گزارش شده ولی

شواپتزر و همکاران (Schweitzer, 1997) معتقدند که این دو گونه تنها مربوط به نورین می‌باشند. لیست گونه‌های گزارش شده از توالی‌های سنگی نورین-رتین در ایران در جدول ۴ قابل مشاهده می‌باشد.

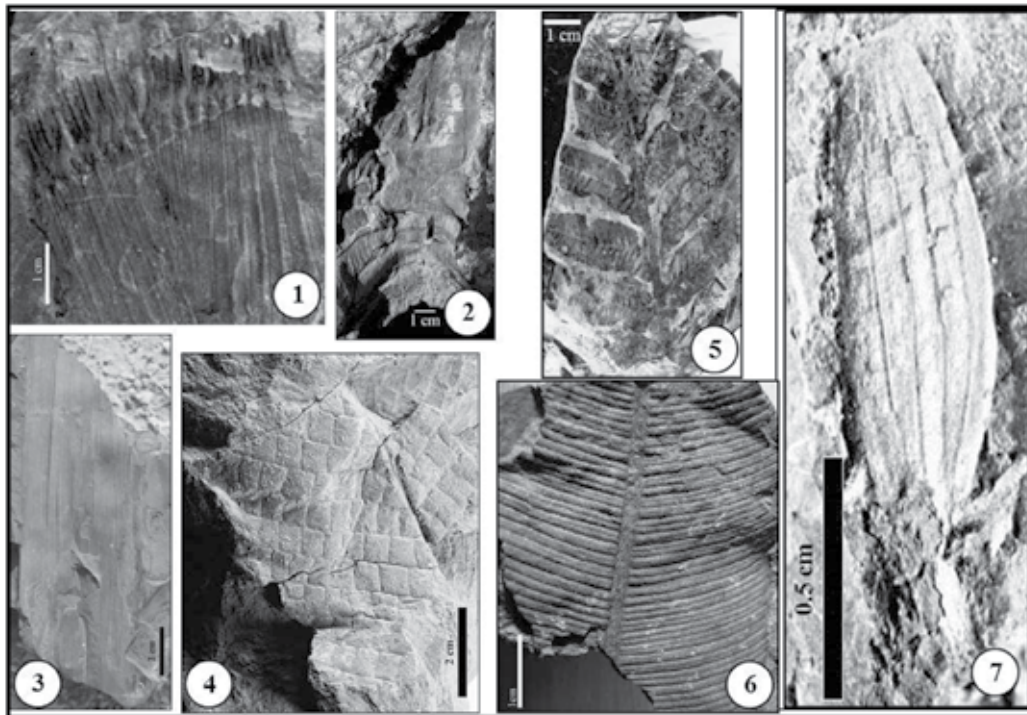
جدول ۳. گونه‌های گزارش شده از ایران با محدوده سنی نورین

نویسنده/نویسندگان	محل برداشت	گونه/جنس
Schweitzer et al. 2009	کرمان: داربیدخون	<i>Gleichenites aphlebioides</i>
Lorenz 1964, Schweitzer and Kirchner 1998	البرز: گاجره، زیراب، طزره؛ کرمان: داربیدخون	<i>Lepidopteris ottonis</i>
Sadovnikov 1987	البرز: طزره	<i>Hyrcaopteris nilssonioides</i>
Schweitzer and Kirchner 1998	البرز: زیراب	<i>Peltaspermum decipiens</i>
Boersma and van Konijnenburg 1991	کپه‌داغ: آق‌در بند	<i>Carpolithes cf. cinctus</i>

پراکندگی رخنمون‌های حاوی ماکروفسیل‌های گیاهی با سن محدود به نورین در شکل ۳ و تعدادی از ماکروفسیل‌های گیاهی گزارش شده از ایران با سن نورین-رتین در شکل ۴ نشان داده شده است.



شکل ۳. نقشه پراکندگی رخنمون‌های حاوی ماکروفسیل‌های گیاهی با سن محدود به نورین؛ (۱) آق‌در بند، (۲) طزره، (۳) زیراب، (۴) گاجره، (۵) داربیدخون (توجه به جدول ۳)



شکل ۴. تعدادی از ماکروفسیل‌های گیاهی گزارش شده از ایران با سن نورین-رتین؛ (تصاویر ۱ و ۵ اقتباس از Vaez-Javadi (2006)، تصویر ۲ اقتباس از واعظ جوادی ۱۳۹۱، تصاویر ۳، ۴ و ۷ اقتباس از سعادت‌نژاد ۱۴۰۱ و تصویر ۶ اقتباس از سعادت‌نژاد ۱۳۹۵)
 Fig. 1: *Equisetites conicus* Sternberg 1833, Fig. 2: *Equisetites arenaceus* (Jaeger 1827) Schenk 1864, Fig. 3: *Neocalamites* cf. *carcinoides* Harris 1931, Fig. 4: *Clathropteris meniscoides* (Brongniart 1825) Brongniart 1828, Fig. 5: *Scytophyllum persicum* (Schenk 1887) Kilpper 1975, Fig. 6: *Nilssonia pseudobrevis* (Barnard 1967) Corsin and Stampfli 1977, Fig. 7: *Cycadocarpidium erdmanni* Nathorst 1886

می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:
 گونه‌های گزارش شده از شاخه اسفنوفیتا (دم‌اسبیان) که در طی زمان نورین می‌زیستند، همگی در همان تریاس پسین منقرض شده و یا تاکنون از رسوبات ژوراسیک ایران گزارش نشده‌اند.

راسته بنتیتال‌ها که از گروه‌های اصلی و فراوان در بایوزون‌های گیاهی تریاس پسین-دوگر پیشین در گروه شمشک ایران به شمار می‌رود ولی در توالی‌های سنگی نورین از این راسته تاکنون تنها دو جنس *Pterophyllum* با چهار گونه و *Nilssoniopteris* تنها یک گونه در مجموع حوضه‌های البرز، کپه‌داغ و ایران مرکزی گزارش شده است. دو جنس *Cladophlebis* از سرخس‌ها و *Nilssonia* از سیکادها یا نخلی‌شکلان، از متنوع‌ترین و از لحاظ پخش جغرافیایی گسترده‌ترین ماکروفسیل‌های گیاهی در ایران به‌شمار می‌روند ولی از این دو جنس به‌ترتیب تنها یک و

1. Sphenophyta

بسیاری از ماکروفسیل‌های گیاهی گزارش شده از توالی‌های سنگی نورین در ایران، علاوه بر اشکوب نورین در توالی‌های سنگی جوان‌تر به‌ویژه در طی زمان رتین و به میزان کمتر تا ژوراسیک میانی هم گزارش شده‌اند. البته لازم به‌ذکر است، سن نمونه‌هایی که از نورین ایران گزارش شده‌اند اغلب در محدوده تریاس پسین است و با شروع ژوراسیک منقرض شده و یا تاکنون گزارش نشده‌اند به‌طوری‌که سن تعداد ۲۴ جنس و ۳۰ گونه از نمونه‌های گزارش شده از نورین در ایران، شامل تریاس پسین (نورین-رتین)، تعداد پنج جنس و پنج گونه سن نورین-لیاس پیشین، تعداد سه جنس و سه گونه سن نورین-لیاس پسین و تعداد دو جنس و دو گونه از آن‌ها سن نورین-بازوسین نیز دارند. همان‌طور که مشاهده می‌شود سن گیاهانی که در نورین ایران می‌زیستند، به‌ندرت تا ژوراسیک به‌ویژه تا ژوراسیک میانی می‌رسیدند.

با بررسی و مقایسه ماکروفسیل‌های گیاهی گزارش شده از توالی‌های سنگی نورین در حوضه‌های البرز و ایران مرکزی

جدول ۴. لیست گونه‌های گزارش شده از توالی‌های سنگی نورین-رتین در ایران به ترتیب حروف الفبا (سنین اشاره شده مربوط به ایران می‌باشند)

نویسنده/نویسندگان	سن	محل برداشت	گونه/جنس
Sadovnikov 1976	نورین-رتین پیشین	البرز: گلندرود	<i>Asterotheca cottonii</i>
Sadovnikov 1976	نورین-رتین پیشین	البرز: طزره	<i>Calamoderma striata</i>
Kilpper 1964, Assereto et al. 1968, Sadovnikov 1976, Fakhri 1977, Corsin and Stampfli 1977, Vaez-Javadi and Ghavidel 2002, Schweitzer et al. 2009	نورین-رتین	البرز: جاجرم، زیراب، شمال شرق شاهرود، طزره، شمشک، آبیک، غزنوی-فارسیان، واسک‌گاه، رامسر؛ ایران مرکزی: داربیدخون و نوده (کرمان)، چاهریسه اصفهان	<i>Clathropteris meniscoïdes</i>
Sadovnikov 1991	نورین-رتین	البرز: ایزاکی، رامسر، طزره	<i>Ctenophyllum tazarensis</i>
Fakhr 1977, Schweitzer and Kirchner 1996	نورین-رتین	البرز: شمشک، زیراب، رامسر	<i>Cycadocarpidium erdmanni</i>
Fakhr 1977, Vaez-Javadi and Ghavidel 2002, Schweitzer et al. 2009	نورین-رتین	البرز: آبیک، جاجرم؛ طبس: پروده	<i>Dictyophyllum exile</i>
Schweitzer et al. 2009	نورین-رتین پسین	البرز: قشلاق؛ کرمان: داربیدخون، دهرود، طغراجه	<i>Dictyophyllum remauryi</i>
Kilpper 1975, Schweitzer and Kirchner 1998	مرز نورین/رتین	البرز: زیراب، هیو	<i>Drepanozamites tietzei</i>
Schweitzer et al. 1997, Vaez-Javadi and Ghavidel 2002	نورین-رتین	البرز: طزره، جاجرم؛ طبس: پروده	<i>Equisetites arenaceus</i>
Schweitzer et al. 1997, Vaez-Javadi 2006	نورین-رتین	البرز: زیراب، نرگس‌چال؛ کرمان: داربیدخون	<i>Equisetites conicus</i>
Sadovnikov 1991	نورین-رتین	البرز: زیراب، رامسر، طزره، سواد رودبار	<i>Hsiangchiphyllyum rarinervis</i>
Sadovnikov 1987	نورین-رتین	البرز: زیراب، طزره، شمشک، آلاشت، قشلاق، اولنگ	<i>Hyrcaopteris leclerei</i>
Kilpper 1975	مرز نورین/رتین	البرز: زیراب	<i>Keraiaophyllum brevifolium</i>
Assereto et al. 1968, Sadovnikov 1976, Fakhri 1977	نورین-رتین	البرز: طزره، گلندرود، زیاران	<i>Neocalamites hoerensis</i>
Sadovnikov 1976	نورین-رتین	البرز: کیاسر، گلندرود	<i>Neokoretrophyllites carcinoides</i>
Schweitzer et al. 2000	نورین-رتین	البرز: زیراب، طزره	<i>Nilssonia regularis</i>
Schweitzer and Kirchner 2003	نورین-رتین	البرز: زیراب، طزره، الیکا، آزادشهر، شش رودبار، کپه‌داغ؛ آق‌دربند	<i>Nilssoniopteris mikailovii</i>
Sadovnikov 1976	نورین-رتین پیشین	البرز: طزره	<i>Podozamites rigidus</i>
Corsin and Stampfli 1977, Schweitzer et al. 2000, واعظ جوادی ۱۳۹۱ سعادت‌نژاد ۱۴۰۱، منانی و همکاران ۱۳۹۹	نورین-رتین	البرز: شمال شرق شاهرود، طزره، رامسر؛ ایران مرکزی: داربیدخون (کرمان)، پروده (طبس) و چاهریسه اصفهان	<i>Nilssonia pseudobrevis</i>
Zeiller 1905, Fakhr 1977, Schweitzer and Kirchner 1996	نورین-رتین	البرز: زیراب، سوادکوه، فشند، لالون، بیدارگردان، آبیک، شمشک، سنگرود، دورود، اشتر، کامان؛ کرمان: دهرود	<i>Podozamites schenki</i>

ادامه جدول ۴.

نویسنده/نویسندگان	سن	محل برداشت	گونه/جنس
Schweitzer and Kirchner 2003	نورین-رتین	البرز: زیراب، رودبار	<i>Pterophyllum cf. filicooides</i>
Schweitzer and Kirchner 2003	مرز نورین/رتین	البرز: زیراب	<i>Pterophyllum cf. firmifolium</i>
واسیلیف ۱۳۶۳	نورین-رتین	طیس: پروده	<i>Pterotaenium fazlii</i>
Sadovnikov 1976 and 1991	نورین-رتین	البرز: طزره، کامان، رامسر، کجور، کلات، شمشک، کیاسر، پرور	<i>Ptilozamites ctenoides</i>
Sadovnikov 1976 and 1991	نورین-رتین	البرز: طزره، ایزاکی، رامسر، فارسین، کیاسر	<i>Ptilozamites nilssoni</i>
Sadovnikov 1991	نورین-رتین	البرز: طزره، ایزاکی، بلده	<i>Pursongia (?) iranica</i>
Sadovnikov 1976	نورین-رتین پیشین	البرز: طزره	<i>Radicitis cellulatus</i>
Kilpper 1964, Sadovnikov 1976, Schweitzer and Kirchner 1998, ۱۳۶۳, Vaez-Javadi 2006	مرز نورین/رتین-رتین پسین	البرز: زیراب، آب اسک، طزره، نرگس چال، غزنوی-فارسین، آغوزبین، کامان، کلشتر، اکراسر، هیو، گلندرد، قشلاق؛ کرمان: داربیدخون؛ طیس: پروده	<i>Scytophyllum persicum</i>
Vaez-Javadi and Ghavidel, ۱۳۶۳, 2002, Vaez-Javadi 2006	نورین-رتین	البرز: جاجرم، نرگس چال؛ طیس: پروده	<i>Taeniopteris tenuinervis</i>
Sadovnikov 1976, 1987	نورین-رتین	البرز: شمشک، طزره	<i>Thainguyenopteris pamirica</i>
Sadovnikov 1976 and 1987, واسیلیف ۱۳۶۳	نورین-رتین	البرز: زیراب، بلده، طزره، الیکا، کلات، شمشک	<i>Thainguyenopteris parvipinnulata</i>
Sadovnikov 1976	نورین-رتین پیشین	البرز: طزره	<i>Radicitis cellulatus</i>
Kilpper 1964, Sadovnikov 1976, Schweitzer and Kirchner 1998, ۱۳۶۳, Vaez-Javadi 2006	مرز نورین/رتین-رتین پسین	البرز: زیراب، آب اسک، طزره، نرگس چال، غزنوی-فارسین، آغوزبین، کامان، کلشتر، اکراسر، هیو، گلندرد، قشلاق؛ کرمان: داربیدخون؛ طیس: پروده	<i>Scytophyllum persicum</i>
Vaez-Javadi and Ghavidel, ۱۳۶۳, 2002, Vaez-Javadi 2006	نورین-رتین	البرز: جاجرم، نرگس چال؛ طیس: پروده	<i>Taeniopteris tenuinervis</i>
Sadovnikov 1976, 1987	نورین-رتین	البرز: شمشک، طزره	<i>Thainguyenopteris pamirica</i>
Sadovnikov 1976 and 1987, واسیلیف ۱۳۶۳	نورین-رتین	البرز: زیراب، بلده، طزره، الیکا، کلات، شمشک	<i>Thainguyenopteris parvipinnulata</i>

گیاهانی که فقط در محدوده سنی نورین-رتین می‌زیسته‌اند مربوط به این شاخه از گیاهان است و قابل توجه می‌باشد. کاهش گسترش این شاخه از گیاهان در ایران در طی ژوراسیک یکی از نتایج تغییر آب و هوای خشک‌تر تریاس پسین به‌ویژه نورین در قیاس با آب و هوای مرطوب‌تر در طی زمان سری لیااس می‌باشد و در گیاهان فسیل گزارش شده از ایران به‌طور کامل مشاهده می‌شود.

دو گونه شامل *Cladophlebis nebbensis*, *Nilssonina regularis* و *Nilssonina pseudobrevis* از توالی سنگی با سن نورین در سراسر ایران گزارش شده است.

ماکروفسیل‌های گیاهی از شاخه پتریدوسپرموفیتا (سرخس‌های دانه‌دار) گزارش شده از نورین ایران همگی در همان طی تریاس پسین و یا حداکثر در مرز تریاس-ژوراسیک منقرض شده و هیچ‌یک از آن‌ها در ژوراسیک ادامه حیات نداشته و یا تاکنون گزارش نشده‌اند به‌طوری‌که یک سوم از

اصلی‌ترین و متنوع‌ترین جنس از شاخه ژینکوفیتا جنس *Ginkgoites* است و تاکنون از توالی‌های سنگی نورین در ایران گزارش نشده است. همچنین تاکسون‌های این شاخه در حوضه ایران مرکزی، تنها از حوضه کرمان گزارش شده است. هیچ‌یک از جنس و گونه‌های مربوط به شاخه ژینکوفیتا که از رسوبات نورین ایران گزارش شده‌اند، در تریاس پسین منقرض نشده و تا لیااس نیز می‌زیسته‌اند. شاخه کونیفروفیتا^۲ (مخروطیان) در طی زمان نورین، از

جدول ۵. لیست گونه‌های گزارش شده از رسوبات نورین تا ژوراسیک در ایران به ترتیب حروف الفبا (سنین اشاره شده مربوط به ایران می‌باشند)

گونه/جنس	محل برداشت	سن	نویسنده/نویسندگان
<i>Baiera muensteriana</i>	البرز: گرمابدر، کامان، زیراب، طزره، تاش، فشند، پیلاسو، ساپوهین، شمشک، اشتر، اسک، گاجره، لالون، نرگس‌چال، قشلاق، کیاسر، سنگرود، غزنوی-فارسیان کرمان: داربیدخون، پابدانا، باب‌نیزو	مرز نورین / رتین-هتانژین	Zeiller 1905, Furon 1941, Lorenz 1964, Barnard 1967, Kimyaie 1350, Schweitzer and Kirchner 1995, Vaez- ۱۳۶۳, Javadi 2006
<i>Cladophlebis nebbensis</i>	البرز: زیراب، طزره، شمال شرق شاهرود، فشند، لالون، نرگس‌چال، اندوار، درود، هیو، جام، پرور؛ کرمان: داربیدخون؛ طبس: پروده	نورین-ساینمورین	Zeiller 1905, Kilpper 1964, Sadovnikov 1976, Fakhr 1977, Corsin and Stampfli 1977, واسیلیف 1977, Schweitzer et al. 1997, ۱۳۶۳, Vaez-Javadi 2006 and 2011, واعظ جوادی ۱۳۹۱
<i>Dictyophyllum nathorsti</i>	البرز: شمال شرق شاهرود، گرمابدر، اشتر، طزره، شمشک، آبیگ، اشتر، آسیاب گردان، استرآباد، رامسر؛ کرمان: پابدانا	نورین-لیاس پیشین	Boureau et al. 1950, Barnard 1967, Assereto ۱۳۵۰, Sadovnikov 1976, Fakhr 1977, Corsin and Stampfli 1977, Schweitzer et al. 2009, سعادت‌نژاد ۱۳۹۵
<i>Podozamites paucinervis</i>	البرز: سنگرود؛ کپه‌داغ؛ آق‌دریبد	نورین-لیاس پسین	Boersma and van Konijnenburg 1991, Schweitzer and Kirchner 1996
<i>Pterophyllum bavieri</i>	البرز: زیراب، طزره، فشند، لالون، بیدارگردان، آبیگ، شمشک، گرمابدر، گاجره، شمال شرق شاهرود، آغوزبین، گاجره، اسک، آبیگ، نرگس‌چال، غزنوی-فارسیان، قزوین، هیو، کلات، رامسر، سواد رودبار؛ کرمان: باب‌نیزو؛ طبس: پروده	نورین-هتانژین	Zeiller 1905, Lorenz 1964, Barnard 1967, Kimyaie 1350, Sadovnikov 1976, Fakhr 1977, Corsin and Stampfli 1977, ۱۳۶۳, Schweitzer and Kirchner 2003, Vaez-Javadi 2006, واعظ جوادی ۱۳۹۱
<i>Pterophyllum schenki</i>	البرز: زیراب، طزره، اسک، آبیگ، شمال شرق شاهرود، نرگس‌چال، بابل	نورین-لیاس	Fakhr 1977, Schweitzer and Kirchner 2003, Vaez-Javadi 2006, واعظ جوادی ۱۳۹۱
<i>Sphenobaiera grandis</i>	البرز: زیراب، طزره؛ کرمان: داربیدخون	نورین-لیاس پسین	Kilpper 1971, Schweitzer and Kirchner 1995
<i>Taeniopteris mikailovii</i>	البرز: زیراب، اندوار، الیکا	نورین-بازوسین	Sadovnikov 1976, واسیلیف ۱۳۶۳
<i>Todites princeps</i>	البرز: زیراب، شمال شرق شاهرود، سنگرود، شمشک؛ کرمان: داربیدخون، پابدانا، اشکلی	نورین پسین-بازوسین	Kilpper 1964, Assereto et al. 1968, Fakhr 1977, Corsin and Stampfli 1977, Schweitzer et al. 1997, Vaez-Javadi and Mirzaie 2006

1. Ginkgophyta
2. Coniferophyta

سرخس‌های دانه‌دار و سرخس‌ها در مجموع تنوع جنس‌ها به تنهایی ۵۱/۵٪ و مابقی گروه‌ها در مجموع ۴۸/۵٪ از کل مجموعه ماکروفسیل‌های گیاهی حوضه‌های البرز و کپه‌داغ را شامل می‌شوند.

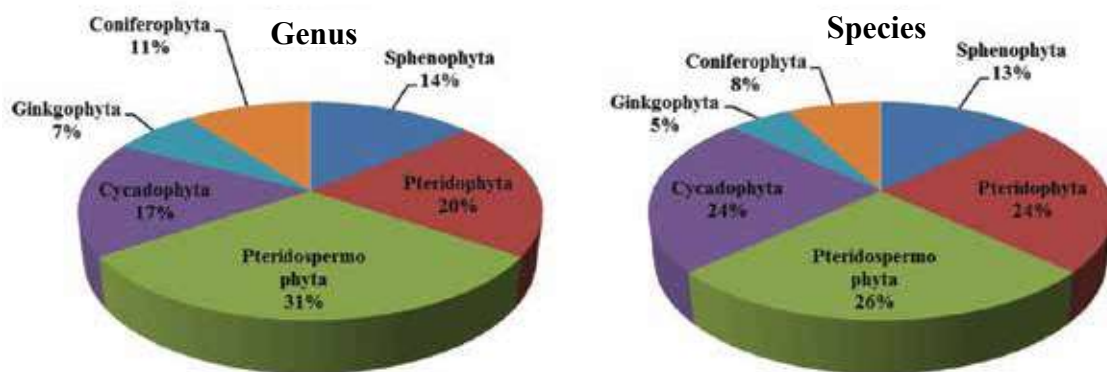
از لحاظ تنوع گونه‌ها بیشترین تنوع مربوط به سرخس‌های دانه‌دار و بعد از آن سرخس‌ها و سیکادوفیت‌ها به میزان یکسان و در ادامه دم‌اسبیان، مخروطیان و در نهایت ژینکوها می‌باشند به طوری که سه گروه سرخس‌های دانه‌دار، سرخس‌ها و سیکادها در مجموع تنوع گونه‌ها ۷۵٪ و مابقی گروه‌ها در مجموع ۲۵٪ از کل مجموعه گونه‌های ماکروفسیل‌های گیاهی این دو حوضه را شامل می‌شوند.

در شکل ۵، مقایسه تنوع جنس‌ها و گونه‌های گوناگون در شش شاخه مختلف در دو حوضه البرز و کپه‌داغ مقایسه شده است.

با بررسی ماکروفسیل‌های گیاهی گزارش شده از رسوبات نورین در دو حوضه البرز و کپه‌داغ می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

در بین گروه‌های مختلف گیاهی، بیشترین تنوع جنس‌ها به ترتیب مربوط به سرخس‌های دانه‌دار (پتریدوسپرموفیت‌ها)، سرخس‌ها (پتریدوفیت‌ها)، نخلی شکلان^۲ (سیکادوفیت‌ها)، دم‌اسبیان (اسفنوفیت‌ها)، مخروطیان (کنیروفیت‌ها) و در نهایت ژینکوها (ژینکوفیت‌ها) می‌باشند به طوری که دو گروه

Alborz and Kopeh-Dagh



شکل ۵. تنوع جنس‌ها و گونه‌ها در شش شاخه گیاهی گزارش شده از رسوبات نورین در دو حوضه البرز و کپه‌داغ

نمونه‌های گزارش شده از گروه سرخس‌ها از رسوبات نورین در حوضه البرز، اغلب از زیرحوضه‌های البرز شرقی و مرکزی و به‌ندرت از البرز غربی و از گروه سرخس‌های دانه‌دار از رسوبات نورین در حوضه البرز، اغلب از زیرحوضه‌های البرز غربی و مرکزی و به‌ندرت از البرز شرقی گزارش شده‌اند که این پوشش گیاهی دال بر رطوبت بالاتر البرز شرقی نسبت به البرز غربی می‌باشد.

جنس *Thainguyenopteris* فقط از حوضه البرز و اغلب از زیرحوضه البرز مرکزی گزارش شده است. از شاخه پتریدوسپرموفیت‌ها فقط دو جنس

از لحاظ تنوع جنس‌ها در مجموع ماکروفسیل‌های گیاهی رسوبات نورین در دو حوضه البرز و کپه‌داغ، جنس‌های مربوط به سرخس‌های دانه‌دار به تنهایی ۳۱٪ (در حدود یک سوم) از کل مجموعه گیاهی را شامل شده و از طرفی تنوع و تعداد کم مخروطیان و ژینکوها در همین توالی سنگی قابل توجه می‌باشند.

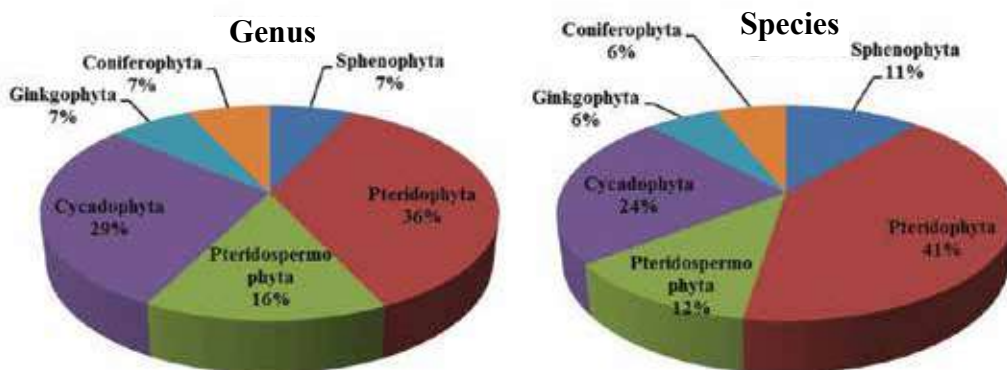
بیشترین تنوع جنس‌ها از شاخه اسفنوفیت‌ها (دم‌اسبیان) در حوضه البرز در طی زمان نورین مربوط به البرز مرکزی است به طوری که در دو زیرحوضه البرز غربی و شرقی از هر کدام فقط در یک ناحیه به ترتیب شامل زیاران (نزدیک قزوین) و جاجرم جنس‌های این گروه از گیاهان گزارش شده‌اند.

1. Pteridophyta
2. Cycadophyta

و این خود دال بر رطوبت بالاتر، دمای بالاتر و ارتفاع پست‌تر البرز شرقی در قیاس با البرز مرکزی و غربی در طی زمان نورین می‌باشد. تنوع جنس‌ها و گونه‌ها در شش شاخه گیاهی گزارش شده از رسوبات نورین در حوضه ایران مرکزی در شکل ۶ و در سراسر ایران، در شکل ۷ نشان داده شده است. به‌طور کلی از تمامی موارد بالا نتیجه می‌شود، از البرز غربی به طرف البرز شرقی محیط رشد گیاهان به نسبت پست‌تر، رطوبت هوا بیشتر، پوشش گیاهی انبوه‌تر و دمای متعادل‌تر و پایدارتر و به طرف البرز غربی محیط رشد گیاهان به نسبت مرتفع‌تر، رطوبت هوا کمتر، پوشش گیاهی در مقایسه با شرق البرز پراکنده‌تر و دمای هوای متغیرتری داشته است.

Ptilozamites و *Scytophyllum* در حوضه البرز از هر سه زیرحوضه البرز شرقی، مرکزی و غربی گزارش شده‌اند. گونه‌های مربوط به شاخه سیکادوفیت‌ها (سیکادها یا نخلی‌شکلان) در حوضه البرز اغلب از دو زیرحوضه البرز شرقی و مرکزی گزارش شده و از البرز غربی تنها از پهنه آبیک (یک جنس) گزارش شده است. نمونه‌های مربوط به شاخه ژینکوفیت‌ها از هر سه زیر پهنه البرز شامل البرز شرقی، مرکزی و غربی گزارش شده ولی نمونه‌های مربوط به شاخه کونیفروفت‌ها (مخروطیان) فقط از دو زیرحوضه البرز غربی و مرکزی گزارش شده و هیچ جنس و گونه‌ای از رسوبات نورین در البرز شرقی گزارش نشده است

Central Iran (Kerman and Tabas)

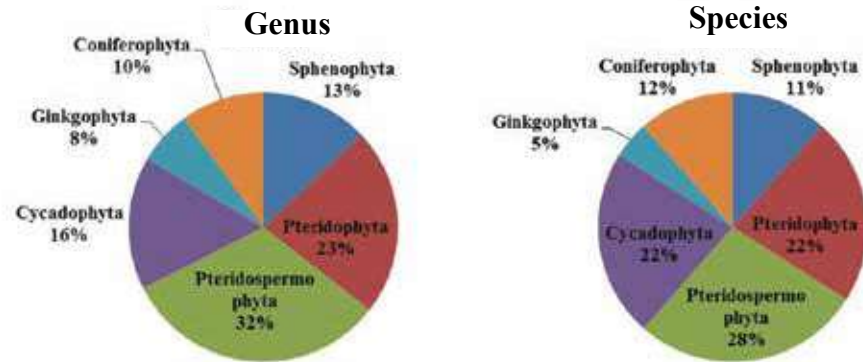


شکل ۶. تنوع جنس‌ها و گونه‌ها در شش شاخه گیاهی گزارش شده از رسوبات نورین در حوضه ایران مرکزی

رسوبات نورین حوضه ایران مرکزی را شامل می‌شود. از شاخه اسفنوفیت‌ها (دم‌اسبیان)، تنها جنس گزارش شده از حوضه ایران مرکزی جنس *Equisetites* می‌باشد. گونه‌های گزارش شده از گروه سرخس‌ها از رسوبات نورین تنها از پهنه کرمان گزارش شده‌اند. جنس *Gleichenites* در سراسر ایران در طی زمان نورین تنها از حوضه ایران مرکزی از پهنه کرمان گزارش شده است. در حوضه ایران مرکزی از شاخه پتریدوسپرموفیت‌ها فقط دو جنس *Lepidopteris* و *Scytophyllum* گزارش شده‌اند و سایر جنس‌ها و گونه‌های گزارش شده از این شاخه فقط از البرز گزارش شده‌اند.

با بررسی ماکروفسیل‌های گیاهی گزارش شده از رسوبات نورین در حوضه ایران مرکزی از دو پهنه کرمان و طبس می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: در بین گروه‌های مختلف گیاهی، بیشترین تنوع جنس‌ها به ترتیب مربوط به سرخس‌ها، سیکادوفیت‌ها، سرخس‌های دانه‌دار و در نهایت سه گروه دم‌اسبیان، مخروطیان و ژینکوها (به میزان یکسان) می‌باشد به طوری که دو گروه سرخس‌ها و سیکادها در مجموع تنوع جنس‌ها ۶۴/۵٪ و مابقی گروه‌ها در مجموع ۳۵/۵٪ از کل مجموعه ماکروفسیل‌های گیاهی حوضه ایران مرکزی را شامل می‌شوند. از لحاظ تنوع گونه‌ها بیشترین تنوع مربوط به سرخس‌ها بوده است و به تنهایی ۴۱٪ از کل گونه‌های موجود در

Alborz, Kopeh-Dagh and Central Iran



شکل ۷. تنوع جنس‌ها و گونه‌ها در شش شاخه گیاهی گزارش شده از رسوبات نورین در سراسر ایران

و Callistophytales، به رطوبت بیشتری نیاز داشتند، اغلب در پالئوزوئیک می‌زیستند ولی راسته‌هایی از قبیل Peltaspermales و Corystospermales، به رطوبت کمتری نیاز داشتند در تریاس و ژوراسیک گسترش داشته و همان‌طور که پیش‌تر ذکر شد با توجه به خشک‌تر بودن آب و هوا در نورین البرز در قیاس با رتین، این گروه از گیاهان در حوضه البرز در قیاس با سایر گیاهان از گستردگی بیشتری نسبت به رتین برخوردار هستند.

برای مقایسه و مشابهت جنس‌های گزارش شده از دو حوضه البرز و ایران مرکزی در طی زمان نورین از شاخص مشابهت سورنسون استفاده شده و از طریق فرمول محاسبه $si = \frac{20}{B+A} \times 100$ می‌شود. در این معادله si شامل اندکس سورنسون یا شاخص مشابهت و حروف C، A و B به ترتیب شامل نمونه‌های مشترک، نمونه‌های پهنه اول و دوم می‌باشند.

شاخص مشابهت دو حوضه البرز و ایران مرکزی و زیرحوضه‌های مختلف البرز با یکدیگر و ایران مرکزی در طی زمان نورین در جدول ۶ نشان داده شده است.

پس از ادغام مجموع ماکروفسیل‌های گیاهی سه حوضه البرز، کپه‌داغ و ایران مرکزی نتیجه می‌شود، بیشترین تنوع جنس‌ها در رسوبات نورین سراسر ایران مربوط به گروه سرخس‌های دانه‌دار و کم‌ترین تنوع مربوط به ژینکوفیت‌ها بوده به طوری که به ترتیب ۳۲ (یک سوم پوشش گیاهی) و ۶/۵ درصد از مجموع ماکروفسیل‌های گیاهی را شامل می‌شوند.

بیشترین تنوع ماکروفسیل‌های گیاهی رسوبات نورین در حوضه البرز مربوط به شاخه پتریدوسپرموفیت‌ها (سرخس‌های دانه‌دار) و در حوضه ایران مرکزی مربوط به شاخه پتریدوفیت‌ها (سرخس‌ها) است و نشان‌دهنده رطوبت بالاتر زمان مذکور در حوضه ایران مرکزی و خشک‌تر بودن آب و هوای حاکم در حوضه البرز در قیاس با ایران مرکزی می‌باشد.

سرخس‌های دانه‌دار در واقع گیاهان حدواسط سرخس‌ها و سیکادوفیت‌ها بوده که از اواخر دونین ظاهر شده و تا اوایل کرتاسه ادامه داشتند. اوج گسترش آن‌ها مربوط به دوره کربونیفر است و با شروع پرمین از گسترش آن‌ها کاسته می‌شود. راسته‌هایی همانند Lyginopteridales

جدول ۶. اندکس سورنسون (شاخص مشابهت) پوشش گیاهی نورین در بین حوضه‌های البرز و ایران مرکزی و زیرحوضه‌های البرز غربی، مرکزی و شرقی

البرز و ایران مرکزی	البرز غربی و ایران مرکزی	البرز مرکزی و ایران مرکزی	البرز شرقی و ایران مرکزی	البرز غربی و ایران مرکزی	البرز مرکزی و ایران مرکزی	البرز شرقی و ایران مرکزی	شاخص مشابهت
۰/۵۹	۰/۵۱/۸	۰/۶۱/۹	۰/۶۸/۹	۰/۵۵/۸	۰/۵۱/۸	۰/۵۰	

واحد یا جزایر متعدد وجود داشته که با توجه به شکل ۸ به نظر می‌رسد خشکی‌های نواحی کرمان و طبس در بین پهنه‌های کم‌عمق بین نئوتتیس و پالئوتتیس (مناطق آبی کم‌رنگ) و خشکی یا جزایر بین البرز و ایران مرکزی در پالئوتتیس قرار داشته است و یا دریای پالئوتتیس در بخش ایران باریک‌تر از تصویر است به طوری که ارتباط خشکی ایران مرکزی و البرز بیشتر بوده است.



شکل ۸. موقعیت جغرافیایی خشکی البرز و موقعیت احتمالی خشکی‌های ایران مرکزی (اقتباس از Kustatscher et al., 2018، با کمی تغییر)، محدوده با علامت (؟) نشان‌دهنده پل ارتباطی، خشکی واحد یا مجمع‌الجزایر بین البرز و ایران مرکزی

همان‌طور که در جدول ۶ مشاهده می‌شود پوشش گیاهی حوضه ایران مرکزی در بین زیرحوضه‌های مختلف البرز در طی زمان نورین، بیشترین تشابه را با زیرحوضه البرز شرقی و کمترین تشابه را با زیرحوضه البرز غربی داشته و ارتباط بیشتر پوشش گیاهی این حوضه با شرق البرز را نشان می‌دهد. با توجه به تشابه زیاد البرز شرقی و ایران مرکزی (حدود ۷۰ درصد)، به نظر می‌رسد که ارتباطات خشکی بین البرز (به‌ویژه البرز شرقی) و ایران مرکزی به صورت خشکی

حضور ناچیز مخروطیان و ژینکوفیت‌ها، مجموعه گیاهان فسیل در هر دو حوضه البرز و ایران مرکزی موید آب و هوایی مرطوب تا به نسبت مرطوب نیمه گرمسیری تا گرمسیری برای زمان نورین ولی با رطوبت کمتری در قیاس با زمان رتین می‌باشند. همچنین پوشش گیاهی زمان نورین در البرز کم تراکم‌تر و پراکنده‌تر از ایران مرکزی در طی زمان نورین است.

نتیجه‌گیری

۱. ماکروفسیل‌های گیاهی نورین در ایران تاکنون از سه حوضه کپه‌داغ (سازند میان‌کوهی)، البرز (دو واحد چینه‌شناسی لسه‌بند و شه‌میرزاد) و ایران مرکزی (بخش دهرود در ناحیه کرمان و پاره‌سازند قدیر در ناحیه طبس) و در البرز نیز از هر سه گستره البرز غربی، البرز مرکزی و البرز شرقی گزارش شده است.
۲. تنوع گیاهی در نورین پسین به‌ویژه در مرز نورین-رتین و رسوبات انتقالی از نورین به رتین نسبت به نورین میانی افزایش می‌یابد.

در بین زیرحوضه‌های البرز، کم‌ترین تشابه پوشش گیاهی همان‌طور که انتظار می‌رود بین دو زیرحوضه البرز غربی و شرقی می‌باشد. تشابه پوشش گیاهی نورین در بین دو زیرحوضه البرز غربی و مرکزی کمی بیشتر از تشابه پوشش گیاهی در بین دو زیرحوضه البرز شرقی و مرکزی می‌باشد. البته باتوجه به اختلاف بسیار اندک این دو، دال بر نبود جدایش محیط‌های جداکننده اصلی و پهنه‌های حاوی پوشش گیاهی مرتبط در سراسر البرز داشته است.

از مقایسه محتوای فسیلی زیرحوضه‌های مختلف البرز و ایران مرکزی نتیجه می‌شود، در طی زمان نورین در بین زیرحوضه‌های مختلف البرز، رطوبت نسبی آب و هوایی در زیرحوضه البرز شرقی نسبت به سایر بخش‌های البرز بالاتر بوده و به‌طور کلی در حوضه البرز در طی زمان نورین از شرق به غرب از رطوبت هوا کاسته می‌شده است. همچنین رطوبت هوای حاکم در طی زمان نورین در ایران مرکزی بیشتر از البرز است.

در نهایت باتوجه به حضور گسترده سرخس‌های دانه‌دار، سرخس‌های و سیکادوفیت‌ها (سیکادال‌ها و بنتیتال‌ها) و

گیاهان فسیل در هر دو حوضه البرز و ایران مرکزی موید آب و هوایی به نسبت مرطوب نیمه گرمسیری تا گرمسیری برای زمان نورین ولی با رطوبت کمتری در قیاس با زمان رتین می‌باشند.

۱۰. پوشش گیاهی زمان نورین در البرز کم تراکم‌تر و پراکنده‌تر از ایران مرکزی در طی زمان نورین است.
۱۱. با توجه به تشابه زیاد پوشش گیاهی البرز شرقی و ایران مرکزی (حدود ۷۰ درصد)، به نظر می‌رسد، ارتباطات خشکی بین البرز (به‌ویژه البرز شرقی) و ایران مرکزی به‌صورت خشکی واحد یا جزایر متعدد وجود داشته است.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۹۳. فرهنگ چینه‌شناسی ایران (جلد سوم- ژوراسیک). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۴۴.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۸. فرهنگ چینه‌شناسی ایران (جلد سوم- تریاس). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۲۷.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۷۷. چینه‌شناسی ژوراسیک ایران ۱. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۵۵.
- خسرو تهرانی، خ. و امینی فضل، ع.، ۱۳۶۳. مطالعه زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه سوادکوه (البرز مرکزی). نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۴: ۹-۲۵.
- سعادت‌نژاد، ج.، ۱۴۰۱. ماکروفسیل‌های گیاهی سازند لله‌بند (تریاس پسین)، گستره‌ی زغال‌دار رامسر، شمال ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۶۲: ۱۵-۲۷.
- سعادت‌نژاد، ج.، ۱۳۹۵. ماکروفسیل‌های گیاهی سازند کلاریز (رتین) از معادن زغال‌سنگ کناررود (جنوب باختری چابکسر)، تعیین سن و مقایسه آن‌ها با سایر مناطق در حوضه‌ی زغال‌خیز البرز غربی، دو فصلنامه‌ی دیرینه‌شناسی، ۴ (۲): ۱۸۹-۲۰۸.
- کیمیایی، ع.، ۱۳۵۰. سنگواره‌های گیاهی از تشکیلات شمشک گرما بدر، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۳ (۳): ۷-۲۵.
- منانی، م.، سعادت‌نژاد، ج. و علامه، م.، ۱۳۹۹. ماکروفسیل‌های گیاهی سازند نایبند (تریاس پسین)، شمال

۳. رنج سنی تاکسون‌های گزارش شده از نورین ایران اغلب محدود به تریاس پسین است و در مرز تریاس-ژوراسیک منقرض شده‌اند.

۴. بیشترین تنوع پوشش گیاهی در توالی‌های سنگی نورین در البرز، ایران مرکزی و کپه‌داغ مربوط به گروه سرخس‌های دانه‌دار و کمترین تنوع مربوط به ژینکوفیت‌ها است به‌طوری‌که به‌ترتیب ۳۲ درصد (یک سوم پوشش گیاهی) و ۶/۵ درصد از کل پوشش گیاهی را شامل می‌شوند.

۵. بیشترین تنوع ماکروفسیل‌های گیاهی رسوبات نورین در حوضه البرز مربوط به شاخه پتریدوسپرموفیت‌ها (سرخس‌های دانه‌دار) به میزان ۳۱ درصد از کل پوشش گیاهی و در حوضه ایران مرکزی مربوط به شاخه پتریدوفیت‌ها (سرخس‌ها) به میزان ۴۱ درصد از کل پوشش گیاهی است و نشان‌دهنده رطوبت بالاتر زمان مذکور در حوضه ایران مرکزی و خشک‌تر بودن آب و هوای حاکم در حوضه البرز می‌باشد.

۶. پوشش گیاهی حوضه ایران مرکزی در بین زیرحوضه‌های مختلف البرز در طی زمان نورین، بیشترین تشابه را با زیرحوضه البرز شرقی و کمترین تشابه را با زیرحوضه البرز غربی دارد.

۷. پهنه‌های پوشیده از گیاهان در سراسر البرز در طی زمان نورین مرتبط با یکدیگر است و جدایش وسیعی بین آن‌ها وجود نداشته است.

۸. به‌طور کلی از البرز غربی به طرف البرز شرقی محیط رشد گیاهان به نسبت پست‌تر، رطوبت هوا بیشتر، پوشش گیاهی انبوه‌تر و دمای متعادل‌تر و پایدارتر و به طرف البرز غربی محیط رشد گیاهان به نسبت مرتفع‌تر، رطوبت هوا کمتر، پوشش گیاهی در مقایسه با شرق البرز پراکنده‌تر و دمای هوای متغیرتری داشته است. همچنین رطوبت هوای حاکم در طی زمان نورین در ایران مرکزی بیشتر از البرز است.

۹. باتوجه به حضور گسترده سرخس‌های دانه‌دار، سرخس‌ها و سیکادوفیت‌ها (سیکادال‌ها و بنتیتال‌ها) و حضور ناچیز مخروطیان و ژینکوفیت‌ها، مجموعه

- Fakhr, M.S., 1977. Contribution a l'étude de la flore Rheto-Liasique de la formation de Shemshak de l'Elburz (Iran). Memoire de Section de Science. 5, 178.
- Furon, R., 1941. Géologie du Plateau Iranien (Perse, Afghanistan, Bélouchistan). Memoires du Museum National d'Histoire Naturell, N. S., 7, 2: 177-414. (In French)
- Fürsich, F.T, Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M.R., 2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. Geological Society, Special Publications, 312: 129-160.
- Kilpper, K., 1975. Paleobotanische Untersuchungen im Nord-Iran. I. Nachweis nichtmariner Obertrias am Nordabfall des Alburz-Gebirges. Review Palaeobotany and Palynology, 19: 139-153. (In Germany)
- Kilpper, K., 1971. Über eine Rat-Lias Flora aus dem nordlichen Abfall des Alburz Gebriges in Nord Iran, II: Ginkgophyta-Belaubungen. Palaeontographica, B., 133: 89-102. (In Germany)
- Kilpper, K., 1964. Über eine Rat-Lias Flora aus dem nordlichen Abfall des Alburz Gebriges in Nord Iran, I: Bryophyta-Pteridophyta. Palaeontographica, B., 114 (1-3), 1-78. (In Germany)
- Kustatscher, E., Ash, S.R., Karasev, E., Pott, C., Vajda, V., Yu, J. and McLoughlin, S., 2018. Flora of the Late Triassic. In: Tanner, L.H., ed., The Late Triassic World. Earth in a Time of Transition. Topics in Geobiology 46, Springer, Cham, Switzerland, 545-622.
- Lorenz, C., 1964. Die Geologie des Oberen Karadj-Thales (Zentral-Elburz), Iran. Mitteilungen Geologischen Institut E.T.H., 22: 1-133. (In Germany)
- McKellar, J.L., 2004. Geophysical controls on late Palaeozoic-early Mesozoic geological history and floral succession: eastern Australia in perspective. Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists, 29; 47-83.
- شرق چاه‌ریسه، ایران مرکزی، دو فصلنامه‌ی رخساره‌های رسوبی، ۱۳ (۲): ۲۲۶-۲۳۸.
- نائیجی، م.ر.، مغفوری مقدم، ا.، حسینی برزی، م. و سلیمانی، ب.، ۱۳۹۹. نشانگرهای آب و هوایی و جغرافیای دیرینه در توالی تریاس بالایی گروه شمشک، فصلنامه زمین شناسی ایران، ۵۴: ۱۷-۳۶.
- واسیلیف، ا. و.، ۱۳۶۳ (۱۹۸۴). فسیل‌های مزوزوئیک مناطق ذغالدار ایران، جلد اول، قسمت دوم، آلبوم عکس‌ها و اشکال فسیل‌های گیاهی، ترجمه: مهدیان، ج.، شرکت ملی فولاد ایران، منتشر نشده، ۹۷، ۴۷ آلبوم.
- واعظ جوادى، ف.، ۱۳۹۱. بیوستراتیگرافی سازند نایبند در منطقه معادن زغال سنگ پروده طبس بر مبنای ماکروفسیل‌های گیاهی، فصلنامه‌ی پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۶ (۱): ۱۱۳-۱۴۳.
- Assereto, R., Barnard, P.D.W. and Fantini-Sestini, N., 1968. Jurassic Stratigraphy of the Central Elburz. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 74(1): 3-21.
- Barnard, P.D.W., 1967. Flora of the Shemshak Formation. Part 2: Liassic Plants from Shemshak and Ashtar. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 73(2): 539-589.
- Boersma, M. and van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., 1991. The Triassic of Aghdarband (AqDarband), NE Iran and its Pre-Triassic Frame. Abhandlungen Der Geologischen Bundesanstalt. B.-A., 38: 223-252.
- Boureau, E., Furon, R. and Rosset, L.F., 1950. Contribution a l'étude des flores Jurassiques d'Asie. Memoires du Museum National d'Histoire Naturell, 30(2): 207-242. (In French)
- Bragin, Y., Jahanbakhsh, F., Golubev, S. and Sadovnikov, G., 1976. Stratigraphy of the Triassic-Jurassic Coalbearing Deposites of Alburz. National Iranian Steel Company, 51. (unpublished)
- Corsin, P. and Stampfli, G., 1977. La formation de Shemshak dans l'Elburz oriental (Iran): flore-stratigraphie-paleogeographie. Geobios, 10: 509-571. (In French)

- Nabavi, M. S., 1975. Caledonian movements and the Caledonids in Iran. Geodynamics of Southwest Asia. Tehran Symposium, Geology Survey Iran.
- Repin, J., 1978. Stratigraphy and Paleogeography of Coal-bearing Sediments of Iran. National Iranian Steel Company, 326. (unpublished)
- Sadovnikov, G.N., 1991. Upper Triassic Gymnosperms from Northern Iran. Paleontological Journal, 25 (4): 123-137.
- Sadovnikov, G.N., 1989. Taeniopteris, Nilssoniopteris and Nilssonina in the Late Triassic Flora of Iran. Paleontological Journal, 23 (3): 95-100.
- Sadovnikov, G.N., 1987. New Data on the Structure and Distribution of the Ferns Thainguyenopteris and Hyrcanopteris. Paleontological Journal, (4): 88-95.
- Sadovnikov, G., 1976. The Mesozoic flora of Alborz and Central Iran and its stratigraphic importance. National Iranian Steel Company, 118, 13 table. (unpublished)
- Schweitzer, H.J. and Kirchner, M., 2003. Die rhaeto-jurassischen Floren des Iran und Afghanistans. 13. Cycadophyta. III. Bennettitales. Palaeontographica, B., 264 (1-6): 1-166. (In Germany)
- Schweitzer, H.J. and Kirchner, M., 1998. Die rhaeto-jurassischen Floren des Iran und Afghanistans. 11. Pteridospermophyta und Cycadophyta I. Cycadales. Palaeontographica, B., 248 (1-3): 1-85. (In Germany)
- Schweitzer, H.J. and Kirchner, M., 1996. Die rhaeto-jurassischen Floren des Iran und Afghanistans. 9. Coniferophyta. Palaeontographica, B., 238 (4-6): 77-139. (In Germany)
- Schweitzer, H.J. and Kirchner, M., 1995. Die rhaeto-jurassischen Floren des Iran und Afghanistans. 8. Ginkgophyta. Palaeontographica, B., 237 (1-3): 1-58.
- Schweitzer, H.J., Kirchner, M. and Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A., 2000. The Rhaeto-jurassic Flora of Iran and Afghanistans. 12. Cycadophyta II. Nilssoniales. Palaeontographica, B., 254 (1-3): 1-63.
- Schweitzer, H.J., Schweitzer, U., Kirchner, M., Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A., Van der Burg, J. and Ashraf, R.A., 2009. The Rhaeto-Jurassic flora of Iran and Afghanistan. 14. Pterophyta-Leptosporangiatae. Palaeontographica, B., 279: 1-108.
- Schweitzer, H.J., Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A. and Van der Burg, J., 1997. The Rhaeto-jurassic Flora of Iran and Afghanistan. 10. Bryophyta, Lycophyta, Sphenophyta, Pterophyta-Eusporangiata and Protoleptosporangiata. Palaeontographica, B., 243 (4-6): 103-192.
- Vaez-Javadi, F., 2011. Middle Jurassic flora from the Dansirit Formation of the Shemshak Group, Alborz, north Iran. Alcheringa, 35:1, 77-102.
- Vaez-Javadi, F., 2006. Plant fossil remains from the Rhaetian of Shemshak Formation, Narges-Chal Area, NE Iran. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 112(3): 397-416.
- Vaez-Javadi, F. and Ghavidel-Syooki, M., 2002. Plant megafossil remains from Shemshak Formation of Jajarm area, NE Alborz, Iran. Palaeobotanist, 51: 57-72.
- Vaez-Javadi, F. and Mirzaei-Ataabadi, M., 2006. Jurassic plant macrofossils from the Hojedk Formation, Kerman area, East-Central Iran. Alcheringa, 30: 63-96.
- Zeiller, R., 1905. Sur les plantes rhetiennes de la Perse recueillies par M.J. de Morgan. Bulletin de la Société Géologique de France, 5: 190-197. (In France)

تاریخچه نهشت و پسانهشت و اثرات آن‌ها بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی اهواز

اکبر حیدری^(۱)، میلاد فرجی^(۲) و نرگس شگری^(۳)

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز
۲. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۰۱

چکیده

توالی‌های کربناته سازند آسماری همراه با نهشته‌هایی از ماسه‌سنگ در اغلب نواحی حوضه رسوبی زاگرس از جمله ناحیه اهواز در بازه زمانی الیگو-میوسن ته‌نشین شده‌اند. در این مطالعه اثرات محیط‌های رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری بر کیفیت مخزنی زون A7 سازند آسماری در چاه شماره ۴ میدان نفتی اهواز مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعه توالی‌های سازند آسماری در این برش منجر به شناسایی تعداد ۱۱ رخساره کربناته، یک رخساره تبخیری، یک رخساره آمیخته کربناته-آواری و یک رخساره سیلیسی آواری شد. محیط‌های رسوبی پهنه جزر و مدی، لاگونی، ریف مرجانی و دریای باز برای ته‌نشینی رخساره‌های شناسایی شده معرفی شده است. با توجه به نبود تغییرات ناگهانی، به نظر می‌رسد نهشته‌های مورد مطالعه در یک پلتفرم کربناته نوع رمپ ته‌نشین شده‌اند که تحت اثر ورود رسوبات سیلیسی-آواری از سیستم‌های رودخانه‌ای زاگرس بوده است. همچنین از فرایندهای دیاژنتیکی که توالی‌های مورد بررسی را تحت تأثیر قرار داده‌اند می‌توان به میکرایتی‌شدن، سیمانی‌شدن، نئومورفیسیم افزایشی، تراکم فیزیکی و شیمیایی، انحلال، شکستگی و پرشدگی، دولومیتی‌شدن و انیدریتی‌شدن اشاره کرد که در محیط‌های پارسوبی دریایی، متئوریک و تدفینی رخ داده‌اند. بسیاری از شکستگی‌ها توسط مواد نفتی پر شده‌اند که نشان‌دهنده این موضوع است که شکستگی‌ها در کنار دولومیتی‌شدن، تراکم شیمیایی و روزه‌های فنسترال از مهم‌ترین عارضه‌های پارسوبی جهت افزایش کیفیت مخزن هستند. درحالی‌که سیمانی‌شدن و انیدریتی‌شدن با بستن فضاها در کاهش کیفیت مخزن اثرگذار بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: چین‌نگاری سکانسی، دیاژنز، سازند آسماری، رخساره رسوبی، محیط رسوبی، مخزن.

مقدمه

تشکیل شده است. این توالی‌ها از پایین به بالا به پنج سازند پابده، آسماری، گچساران، آغاچاری و بختیاری تقسیم شده است (شکل ۱). یکی از سیستم‌های اصلی و بزرگ هیدروکربنی حوضه رسوبی زاگرس در این توالی تشکیل

توالی‌های سنوزوئیک حوضه رسوب زاگرس در نواحی میانی فروافتادگی دزفول به‌طور عمده از سنگ‌های شیل و مارن، سنگ‌آهک، ماسه‌سنگی، تبخیری و کنگلومرایی

* نویسنده مرتبط: A.Heidari@SCU.ac.ir

سازند شهبازان است و در منطقه فارس این مرز با سازند جهرم تغییر یافته است. همچنین در برخی نواحی نظیر جنوب شرق حوضه رسوبی زاگرس، مرز بالایی سازند با توالی‌های شیل، ماسه‌سنگ و تبخیری سازند رازک است. کربنات‌های تهنشین شده در محیط‌های دریایی کم‌عمق سازند آسماری، یکی از مهم‌ترین توالی‌های مخزنی جنوب‌غرب ایران محسوب می‌شوند (Sadeghi et al., 2018) (شکل ۱). بسیاری از تاقدیس‌های سازند آسماری، تله‌های نفتی مناسبی را برای ذخیره هیدروکربن در کوه‌های زاگرس ایجاد کرده‌اند (Rahmani et al., 2012). سازند آسماری در برش الگو متشکل از ۳۰۰ متر سنگ‌آهک و دولومیت با میان لایه‌هایی از شیل و ماسه‌سنگ است (مطیعی، ۱۳۷۳). تهنشینی رسوبات کربناته‌ی سازند آسماری از الیگوسن (اشکوب راپلین) آغاز شده و تا بازه زمانی میوسن (اشکوب بوردیگالین) ادامه یافته است (Sadeghi et al., 2018). سازند آسماری در زون فروافتادگی دزفول از رخساره‌های رسوبی مختلفی تشکیل شده است. این باعث شده که خصوصیات مخزنی در مناطق مختلف حوضه زاگرس متفاوت از هم باشد (Van Buchem et al., 2010).

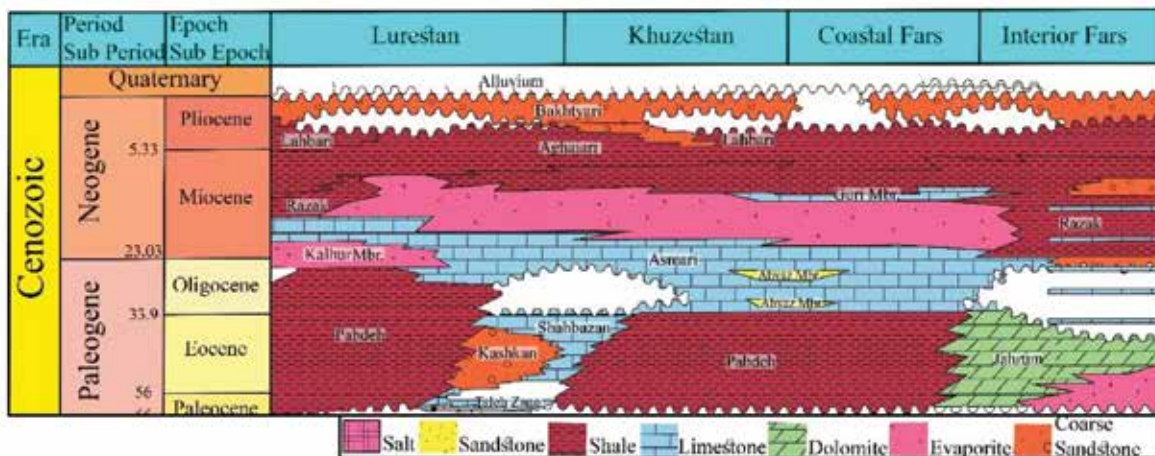
روش مطالعه

در این مطالعه بخش A۷ از سازند آسماری در چاه شماره ۸ میدان نفتی اهواز مورد مطالعه قرار گرفته است. میدان نفتی اهواز در موقعیت عرض جغرافیایی $31^{\circ}19'13''$ و طول جغرافیایی $48^{\circ}40'09''$ و جنوب غربی ایران در کنار شهر اهواز قرار گرفته است (شکل ۲). هدف این مقاله ارزیابی اثرات پارامترهای رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری بر خصوصیات مخزنی سازند آسماری در میدان مورد بررسی است. برش مورد بررسی متشکل از سنگ‌آهک، دولومیت، ماسه‌سنگ و انیدریت است (شکل ۳). برای رسیدن به این هدف تعداد ۴۵ مقطع نازک از خرده‌های حفاری و مغزه‌های تهیه شده از سازند آسماری مورد مطالعه قرار گرفته است. بررسی رخساره‌های رسوبی با کمک روش دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلووان انجام شده و دسته‌بندی آن‌ها به کمک روش‌های ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) انجام شده است. برخی

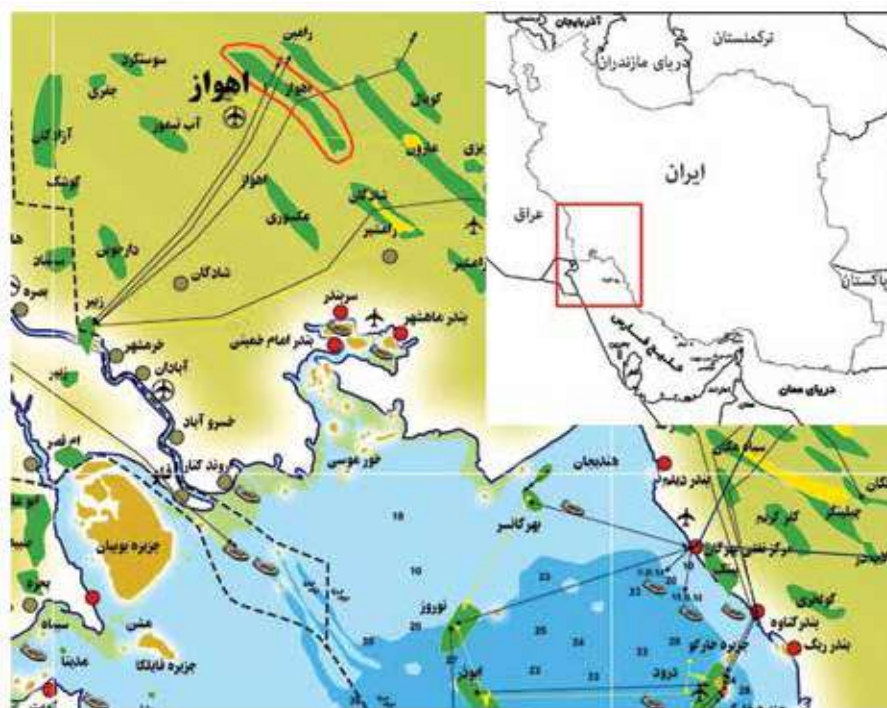
شده است که دارای اهمیت اقتصادی بسیار چشمگیری می‌باشد. سنگ مخزن این توالی سازند آسماری است که در بسیاری موارد با سن الیگوسن-میوسن دیده می‌شود. سازند آسماری در برخی نواحی از جمله پهنه‌های جنوبی‌تر فروافتادگی دزفول شامل یک عضو ماسه‌سنگی به نام اهواز است. مخزن آسماری در میدان نفتی اهواز یکی از بزرگ‌ترین مخازن نفتی کشور و حتی جهان محسوب می‌شود. به سبب حضور افق‌های حاوی هیدروکربن در توالی‌های الیگو-میوسن در فروافتادگی دزفول شکل ۲، مطالعات زیادی بر روی خصوصیات رخساره‌ای، محیط‌های رسوبی و دیاژنز آن‌ها انجام شده است (برای مثال مرادی و همکاران، ۱۳۹۵؛ نوروزی و همکاران، ۱۳۹۳؛ کاک‌مم و صادقی، ۱۳۹۳؛ Mehrabi et al., 2023; Khalili et al., 2021; Gharechelou et al., 2020; Honarmand and Amini, 2006; Vaziri-Moghaddam et al., 2012). در این مطالعه تلاش شده است تا با استفاده از داده‌های رخساره‌ای و دیاژنتیک خصوصیات مخزنی سازند آسماری مورد ارزیابی قرار گیرد. در این راستا رخساره‌های کربناته، تبخیری و سیلیسی آواری بررسی شده و محیط رسوبی قدیمه بازسازی شده است. همچنین با استفاده از داده‌های رخساره‌ای تلاش شده است که تغییرات سطح آب دریا به صورت تعیین دسته رخساره و منحنی سطح آب دریا رسم شود.

زمین‌شناسی

در بسیاری از نواحی حوضه‌ی رسوبی زاگرس از جمله اهواز، سازند آسماری به سن راپلین-بوردیگالین تهنشین شده است (Van Buchem et al., 2010; Laurson et al., 2009; Adams and Bourgeois, 1967; James and Wynd, 1965). سازند آسماری در اغلب نواحی حوضه‌ی رسوبی زاگرس بر روی نهشته‌های شیلی سازند پابده و در زیر نهشته‌های تبخیری سازند گچساران تهنشین شده است (شکل ۱). البته باید به این نکته اشاره نمود که در ناحیه لرستان این سازند بر روی توالی‌های سیلیسی آواری سازند کشکان تهنشین شده است (حیدری، ۱۴۰۱). مرز زیرین سازند برخی مناطق حوضه رسوبی زاگرس نظیر مناطقی از لرستان با



شکل ۱. ستون چین‌شناسی حوضه رسوبی زاگرس، در بخش میانی آن سازند آسماری با رنگ آبی مشخص است



شکل ۲. نقشه میدان‌های نفتی جنوب غرب ایران، در آن موقعیت میدان نفتی اهواز با خط قرمز مشخص شده است

مرجانی، نومولیت فلوتستون و بایوکلیست فلوتستون شد. همچنین تعداد یک رخساره‌ی آمیخته‌ی کربناته-آواری و یک رخساره‌ی سیلیسی آواری و یک رخساره تبخیری مورد شناسایی قرار گرفت. در زیر به شرح هر یک از رخساره‌ها پرداخته شده است.

رخساره‌های آواری

رخساره ماسه‌سنگ (S): مقدار کربنات در برخی از رخساره‌ها به کمتر از ۲۰ درصد و در حد پرکننده بین

از مقاطع جهت تفکیک کلسیت و دولومیت توسط محلول آلیزارین قرمز به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ‌آمیزی شدند. در نهایت داده‌های رسوبی و پس‌رسوب‌گذاری در جهت ارزیابی کیفیت مخزنی چاه مورد بررسی به کار گرفته شده است.

بحث

در چاه مورد مطالعه، بررسی مقاطع نازک منجر به شناسایی تعداد شش رخساره‌ی کربناته شامل مادستون، دولومادستون، میلیولیده مادستون-وکستون، فریمستون

عمده از میکرایت تشکیل شده است. در این رخساره نیز ساختار فنسترال و چشم پرنده‌ای دیده می‌شود. تفاوت این رخساره و رخساره پیشین در عدم گسترش دولومیت در این رخساره است. در این رخساره نیز حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد ذرات کوارتز در حد ماسه متوسط و درشت با جورشدگی و گردشدگی بد دیده می‌شود. این رخساره نیز فاقد هرگونه اجزای زیستی و غیرزیستی است (شکل ۴-۴). در برخی مواد نئومورفیسم افزایشی در این رخساره دیده می‌شود.

مجموعه رخساره B

رخساره‌ی پلوئید مادستون-وکستون ماسه‌ای (B1): تنها اجزای این رخساره در حدود پنج تا ۱۰ درصد ذرات پلوئیدی است. با فراوانی کم به‌ندرت پوسته فرامینیفیر نوع آمونیا نیز در این رخساره دیده می‌شود. زمینه این رخساره به‌طور عمده میکرایتی می‌باشد (شکل ۴-۴). در این رخساره نیز تا حدود سی درصد ذرات کوارتز وجود دارد.

رخساره میلیولیده مادستون-وکستون ماسه‌ای (B2): تنها اجزای این رخساره در حدود پنج تا ۱۰ درصد فرامینیفیرهای نوع میلیولیده است. زمینه این رخساره نیز اغلب میکرایتی می‌باشد. در این رخساره نیز تا حدود سی درصد ذرات کوارتز وجود دارد. اندازه پلوئیدهای این رخساره در حد ۱/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر است. برخی از روزه‌های میلیولیدها با سیمان پر شده و برخی نیز خالی باقیمانده است.

رخساره بایوکلست وکستون (B3): از اجزای این رخساره می‌توان به حدود پنج درصد اجزای فرامینیفیرهای آمونیا، دو درصد میلیولیده، دو درصد دوکفه‌ای، یک درصد استراکود اشاره کرد.

مجموعه رخساره C

رخساره کورال فریمستون (C1): این رخساره به‌طور کامل از پیکره‌ی مرجان تشکیل شده است. البته در بسیاری موارد به سبب دولومیتی‌شدن فقط هاله‌ای از مرجان‌ها دیده می‌شود. زمینه این رخساره سیمانی است و مقدار اجزای کوارتزی در آن نسبت به سایر رخساره‌ها به‌شدت کاهش یافته است. گسترش این رخساره در توالی رسوبی کم است.

دانه‌های ماسه کوارتزی می‌رسد. این رخساره‌ها تحت عنوان سیلیسی‌آواری دسته‌بندی شده است. اندازه ذرات کوارتز در حد ماسه ریز تا درشت است. ذرات ماسه کوارتزی با جورشدگی بد دیده می‌شوند. همچنین دانه‌ها دارای زاویه بوده و گردشدگی در آن‌ها ضعیف تا بسیار ضعیف می‌باشد (شکل ۴-۴). در برخی از ذرات کوارتز شکستگی‌هایی دیده می‌شود. گسترش این رخساره در توالی رسوبی مورد بررسی متوسط تا زیاد است. در برخی دیگر از رخساره‌ها، در دسته کربناته دسته‌بندی شده‌اند هنوز هم مقدار ذرات کوارتز زیاد است و تا ۴۰ درصد نیز می‌رسد.

مجموعه رخساره A

رخساره انیدریت ماسه‌ای (A1): این رخساره اغلب از لایه‌های انیدریتی تشکیل شده است. برخی از نهشته‌های انیدریتی به‌صورت بلورهای ریز، سوزنی، فاقدجهت‌یافتگی و با رنگ اینترفرازی سری یک و برخی دیگر به‌صورت درشت و با مقداری جهت‌یافتگی دیده می‌شوند (شکل ۴-۴). این رخساره فاقد هرگونه آثاری از اجزای زیستی و غیرزیستی است و حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد در آن ذرات کوارتز دیده می‌شود.

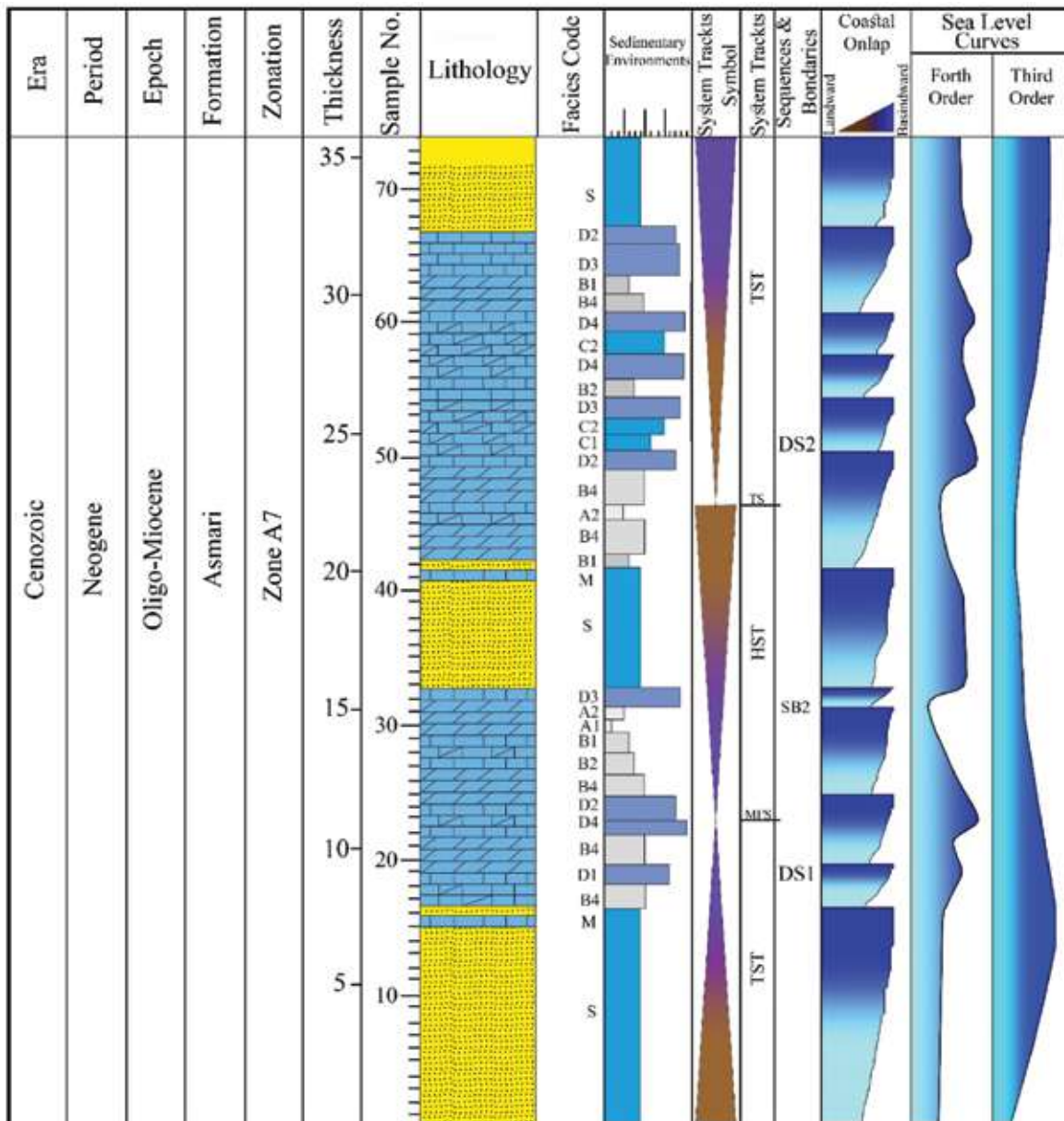
رخساره دولومیکرایت ماسه‌ای (A2): این رخساره به‌طور عمده از بلورهای ریز دولومیتی تشکیل شده است. از خصوصیات این رخساره به حضور ساختمان‌های فنسترال و چشم پرنده‌ای اشاره کرد (شکل ۴-۴)، اغلب افقی در امتداد لایه‌بندی آرایش یافته‌اند. همچنین برخی از حفره‌ها توسط کانی‌های تبخیری پر شده است. به لحاظ بلوری اغلب دولومیت‌ها ریز بلور است و در حد ۱۰ تا ۱۵ میکرون می‌باشند.

این نوع دولومیت معادل بافت زنونتایپ (Friedman, 1965) و غیرصفحه‌ای آ (Mazzullo, 1992) هستند. در بسیاری موارد نیز حفره‌ها موجود در این رخساره توسط نفت پر شده است، این امر مؤثر بودن تخلخل‌های این رخساره در افزایش کیفیت مخزن را نشان می‌دهد. این رخساره فاقد هرگونه آثار فسیلی می‌باشد (شکل ۴-۴). در این رخساره بین ۲۰ تا ۴۰ درصد ذرات کوارتز متوسط دانه دیده می‌شود که اغلب گردنشده و جورنشده هستند.

رخساره میکرایت ماسه‌ای (A3): این رخساره به‌طور

1. Xenotopic

2. Nonplanar-A



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی و چینه‌نگاری سکansı واحد A7 سازند آسماری در چاه شماره ۸ میدان نفتی اهواز

مجموعه رخساره D

پوسته براکیوپود، سه درصد دوکفه‌ای است. زمینه این رخساره نیز میکرایتی است.
 رخساره ردآلجیا فلوتستون (D3): اجزای اصلی این رخساره جلبک‌های قرمز هستند. فراوانی آن‌ها به حدود ۱۵ درصد نیز می‌رسد. زمینه این رخساره اغلب از گل آهکی تشکیل شده است.
 رخساره براکیوپود فلوتستون (D4): اجزای اصلی این رخساره پوسته‌های براکیوپودی هستند، فراوانی آن‌ها به

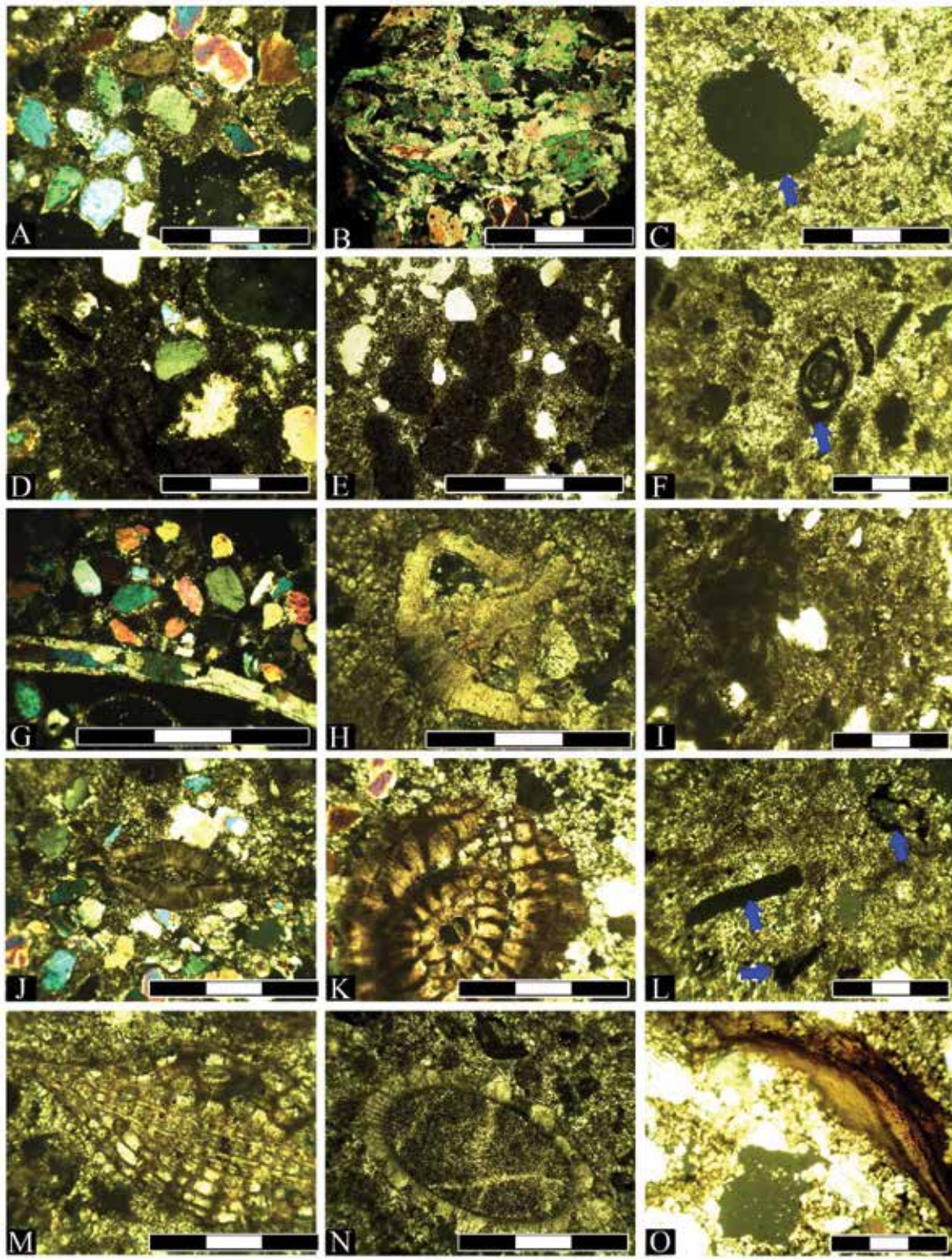
رخساره نومولیت فلوتستون (D1): پوسته‌های فرامینیفرهای بزرگ نومولیت اصلی‌ترین اجزای این رخساره هستند. زمینه‌ی این رخساره از میکرایت تشکیل شده و تا حدود ۳۰ درصد در آن ذرات متوسط و درشت ماسه کوارتزی دیده می‌شود.
 رخساره بایوکلست فلوتستون (D2): اجزای اصلی این رخساره زیستی است و شامل پنج درصد نومولیت، پنج درصد لپیدوسیکلینا، چهار درصد اکینوئید، سه درصد

حدود ۱۰ تا ۱۲ درصد می‌رسد. زمینه این رخساره به‌طور عمده از گل آهکی تشکیل شده است. رخساره آمیخته M: در برخی از موارد مقدار ذرات آواری کوارتز به بیش از ۵۰ درصد رسیده است. همراه با این ذرات آهک میکرایتی دیده می‌شود. اندازه ذرات کوارتز در حد ماسه ریز تا درشت است و جورشدهگی و گردشدهگی ذرات کوارتز ضعیف است. به‌طور کلی بیشتر رخساره‌های توالی مورد ارزیابی حاوی مقادیری ذرات کوارتز در اندازه ماسه ریز تا بسیار درشت است. زوایه‌دار بودن ذرات ریز و درشت کوارتز نیز یکی دیگر از خصوصیات اجزای آواری سازند آسماری در برش مورد مطالعه است. گاهی مقدار این ذرات کوارتز تا حدی افزایش می‌یابد، دیگر رخساره کربناته حذف شده و یک رخساره ماسه‌سنگی جایگزین می‌شود. در توالی مورد بررسی، در هر بخشی ورود این اجزا دیده می‌شود. برای مثال در همراه با رخساره‌های بالای جزر و مدی، لاگونی و دریای باز دیده می‌شوند. این مورد نشان‌دهنده هجوم جریان‌های حاوی ذرات ماسه بدون توجه به تغییرات سطح آب دریا است.

تفسیر محیط‌های رسوبی

وجود حجم زیادی از ذرات ماسه کوارتزی نشان در ارتباط با ورود رسوبات رودخانه‌ای به داخل حوضه کربناته آسماری در پهنه اهواز می‌باشد. این مقدار ورود گاهی تا بسیار زیاد شده و ته‌نشینی کربنات‌ها را متوقف کرده است. ورود ذرات ماسه در محیط‌های کربناته می‌تواند از سیستم‌های رودخانه‌ای نشأت گرفته باشد (Flugel, 2010; Chatalov et al., 2015). جورشدهگی و گردشدهگی ضعیف ذرات کوارتز موجود در رخساره‌های کربناته سازند آسماری در برش مورد بررسی نشان‌دهنده‌ی نزدیکی منشأ به دریا و سیستم رسوبی رودخانه‌ای است. علت کم بودن محتوای اسکلتی رخساره را نیز می‌توان به همین عامل مرتبط دانست. زیرا با ورود آب‌های شیرین همراه با رسوبات آواری، شرایط زیست بسیاری از جانداران را مختل می‌نماید. بنابراین ته‌نشینی توالی‌های آمیخته‌ی مورد مطالعه سازند آسماری را می‌توان در ارتباط با ته‌نشینی در محیط‌های رسوبی لاکستین دانست (برای مثال Chatalov et al., 2015; Bover-Arnal et al., 2011; Sheppard, 2006). بنابراین منشأ اصلی محتمل از سمت رشته کوه‌های زاگرس است. تغییرات در مقدار ذرات ماسه می‌تواند به سبب جابجایی کانال رودخانه و یا تغییرات دوره‌ای فعالیت تکنونیک کوه‌های زاگرس باشد. نبود تغییرات ناگهانی در تغییرات رخساره‌ها نیز نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در یک پلتفرم نوع رمپ با یک ریف محدود مرجانی است (Burchette and Wright, 1990; Riera et al., 2022). همچنین دولومیتی شدن وسیعی که در توالی‌های کربناته سازند آسماری در میدان اهواز رخ داده را می‌توان به همین ورود حجم بالای آب رودخانه‌ای مرتبط دانست. دو منشأ متفاوت آب از رودخانه و دریا می‌تواند شرایط معروف دورگ را برای تشکیل دولومیت فراهم سازد (Badiozamani, 1973).

شواهد و آثار موجود در مجموعه رخساره A نظیر نبود اجزای اسکلتی، وجود حفره‌های فنسترال و چشم پرنده‌ای، حضور دولومیت‌های ریزبلور و رخساره‌های انیدریتی ریزبلور (شکل ۴) همگی نشان‌دهنده ته‌نشینی در محیط‌های رسوبی بالای جزر و مدی و سبخایی است، جریان آب دریا به‌ندرت و در شرایط طوفانی وارد آن می‌شود (Cuadrado et al., 2020; Fabbi et al., 2020; Flugel, 2010). در ارتباط با مجموعه رخساره B، خرده‌های اسکلتی مربوط به آب‌های محصور نظیر فرامینفرهای میلیولیده و آمونیا، وجود پلوئید و زمینه گل آهکی (شکل ۴) نشان‌دهنده محیط‌های با آب‌های محصور و کم انرژی لاگونی است (Flugel, 2010; Mahmoodabadi, 2020; Setijadi et al., 2020). در ارتباط با مجموعه رخساره C، نبود گل آهکی (شکل ۴) نشان‌دهنده انرژی تا حدودی بالای محیط ریفی است. همچنین حضور اجزای اسکلتی مرجان مؤید ریف مرجانی است (Brachert et al., 2020; Silva-Tamayo et al., 2020).



شکل ۴. A) رخساره آواری ماسه‌سنگی S، در آن ذرات زاویه‌دار کوارتز در زمینه گل آهکی دیده می‌شوند، B) رخساره انیدریتی، C) رخساره دولومادستون ماسه‌ای که حفره فنسترال در آن با پیکان نشان داده شده است، D) رخساره مادستون ماسه‌ای، E) رخساره پلوئید ماستون-وکستون ماسه‌ای که در آن اجزای پلوئیدی قابل مشاهده هستند، F) رخساره میلیولیده مادستون-وکستون ماسه‌ای که فرامینیفر میلیولیده با پیکان مشخص شده است، G) پوسته دوکفه‌ای در رخساره میلیولیده مادستون-وکستون ماسه‌ای، H) فرامینیفر روتالیا در رخساره میلیولیده مادستون-وکستون ماسه‌ای، I) رخساره کورال فریمستون، J) رخساره نومولیت فلوتستون، K) فرامینیفر نومولیت در رخساره بایوکلست فلوتستون L)، فسیل‌های جلبک قرمز در رخساره D2 که با پیکان مشخص شده‌اند، M) فرامینفر لپیدوسیکلینا در رخساره D2، N) فسیل خارپوست در رخساره D2، O) پوسته فسیلی براکیوپود در رخساره D2

تاریخچه‌ی پسانهشت

مطالعه پتروگرافی توالی‌های سازند آسماری در چاه مورد ارزیابی منجر به شناسایی برخی فرآیندهای پسارسوبی شد. از جمله‌ی این فرآیندها می‌توان به میکرایتی‌شدن، سیمانی‌شدن، نئومورفیسم افزایشی، تراکم فیزیکی (شکل‌های D-۶ و E) و شیمیایی (شکل H-۶)، انحلال (شکل L-۶)، شکستگی و پرشدگی (شکل O-۶)، دولومیتی‌شدن (شکل N-۶) و انیدریتی‌شدن (شکل N-۶) اشاره کرد که در محیط‌های پسارسوبی دریایی، متئوریک و تدفینی رخ داده‌اند. برخی از حفره‌ها و شکستگی‌ها توسط مواد نفتی و برخی دیگر توسط سیمان‌های کلسیتی، دولومیتی و یا انیدریتی پر شده‌اند. برخی از حفره‌ها نیز خالی باقی مانده‌اند. در ارتباط با فرآیندهای مفید برای کیفیت مخزن و مخرب آن ارزیابی هر یک از فرآیندها و اثرات آن بر نفوذپذیری دارای اهمیت است. فرآیندهای میکرایتی‌شدن (شکل A-۶) و سیمان‌های هم‌محور (شکل B ۶) در مرحله دیازنز دریایی رخ می‌دهند. برخی فرآیندها نیز مانند انحلال در چند محیط دیازنتیک از جمله متئوریک و تدفینی رخ می‌دهند. پر شدن بسیاری از حفره‌ها انحلالی توسط نفت و انیدریت نشان‌دهنده‌ی وقوع حداقل بخشی از فرآیند انحلال پیش از تدفین و محیط‌های متئوریک است. به‌خصوص وجود ذرات ماسه فراوان یک ورودی مداوم جریان آب رودخانه را نشان می‌دهد. ورود این آب‌ها می‌تواند عامل اصلی گسترش دولومیت (شکل‌های L و N) از طریق پدیده دورگ باشد. همچنین گسترش انحلال (شکل K ۶) پیش از تدفین را نیز می‌توان در ارتباط با این جریان آب رودخانه به دریا و یا محیط لاکستین یا خلیج دهانه‌ای دانست (شکل ۵). باید به این نکته اشاره کرد که با توجه به در دسترس نبودن رخنمون تفسیر با احتیاط بیشتری باید انجام شود. برخی از فرآیندها نظیر دولومیت‌های نوع دوم که بلورهای شکل‌دار با دیواره‌های مستقیم است و در زمینه تشکیل شده‌اند (شکل N ۶) و همچنین دولومیت‌های نوع سوم با بلورهای شکل‌دار با دیواره مستقیم حفره‌ها را پر نموده‌اند در مرحله تدفینی تشکیل شده‌اند. بلورهای فرم‌دار دولومیت نیز حفره‌ها را پر کرده‌اند. این امر نشان می‌دهد که

آن‌ها بعد از فاز انحلالی و به‌احتمال زیاد در مرحله‌ی تدفینی حفره‌ها را پر کرده‌اند.

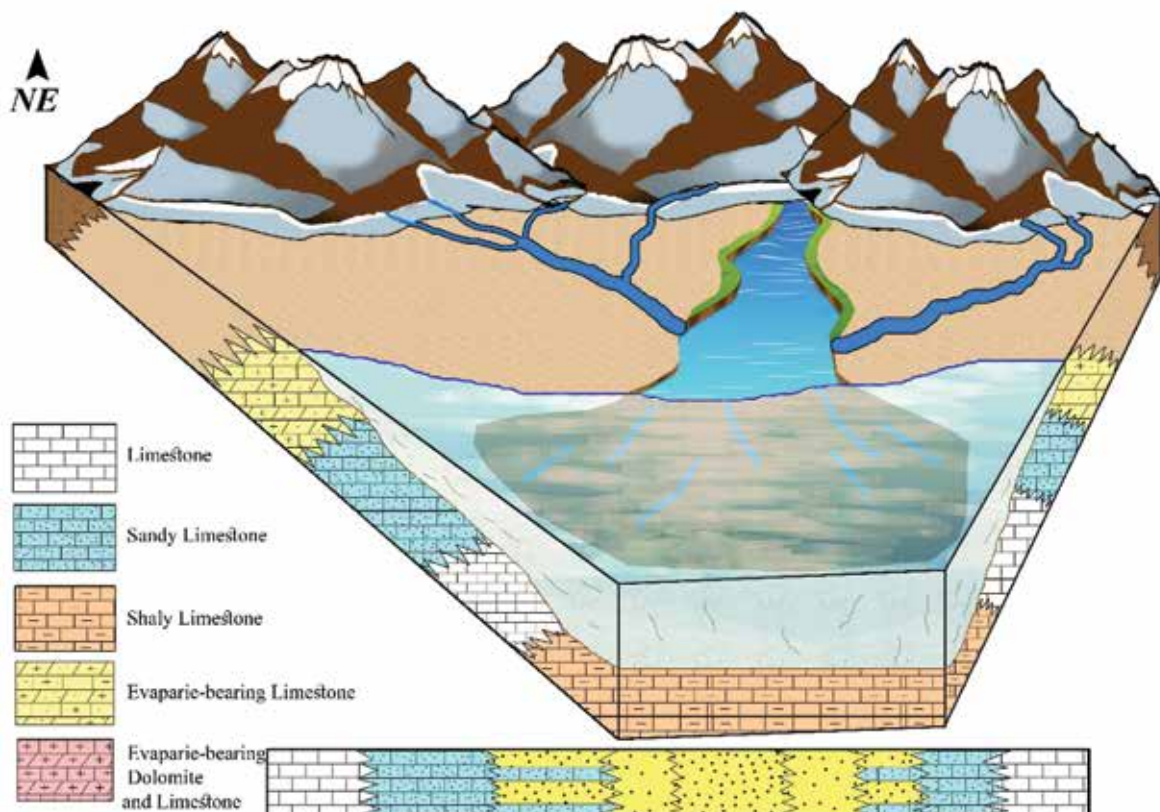
چینه‌نگاری سکانسی

چینه‌نگاری سکانسی الگوهای رسوب‌گذاری چرخه‌ای را در پاسخ به تغییرات در شرایط فضای رسوب‌گذاری و شرایط رسوب‌گذاری ایجاد می‌شود، مطالعه می‌کند. چرخه‌ای بودن توالی‌های چینه‌ای با توجه به اهداف مطالعه و یا دقت برداشت داده‌ها، در مقیاس‌های مختلفی قابل ملاحظه است. در حقیقت می‌توان گفت، استاندارد واحدی برای مقیاس‌های فیزیکی و فضائی واحدهای چینه‌نگاری سکانسی وجود ندارد. بنابراین واحدهای چینه‌نگاری سکانسی و سطوح محدودکننده آن‌ها ممکن است در دامنه وسیعی به‌لحاظ مقیاس گسترش یابند و یک چارچوب چینه‌ای خاص حوضه ایجاد شود، نشان‌دهنده اثر متقابل عوامل کنترل‌کننده محلی و جهانی بر فضای رسوب‌گذاری و رسوب‌گذاری است (Catuneanu, 2020). تاکنون روش‌های متعددی برای تعیین سکانس‌های رسوبی و تفکیک دسته رخساره‌ها ارائه شده است (برای مثال: Frazier, 1974 و Galloway, 1989 روش سکانس‌های ژنتیک؛ Mitchum et al., 1977 روش سکانس رسوبی ۱ با استفاده از چینه‌نگاری لزره‌ای؛ Johnson and Murphy, 1984 و Embry and Johannessen, 1992 روش سکانس‌های T-R؛ Haq et al., 1987 و Posamentier et al., 1988 روش سکانس رسوبی ۲؛ Neal و Van Wagoner et al., 1988, 1990 and Abreu, 2009 روش سکانس رسوبی ۳؛ Hunt and Tucker, 1992, 1995 و Helland-Hansen and Gjelberg, 1994 روش سکانس رسوبی ۴؛ Catuneanu et al., 2011 روش سکانس رسوبی-استانداردسازی روش‌ها). در این مطالعه از روش سکانس رسوبی ۳، جهت تعریف سطوح سکانسی و سکانس‌ها استفاده شده است.

در این مطالعه تلاش شده بین نوسانات سطح آب دریا و تغییرات رخساره‌های رسوبی در یک توالی عمودی ارتباط برقرار شود. البته اشاره به این نکته ضرورت دارد، با استفاده از یک برش بررسی سکانسی دشوار است. در توالی مورد بررسی بر اساس تغییرات رخساره‌ای تعداد دو سکانس

به‌عنوان مرز دودسته رخساره و بالاترین سطح آب دریا (MFS) شناسایی شده است. افت سطح آب پس از این مرز تا رسیدن به رخساره A2 مربوط به نواحی بالای جزر و مدی عقب نشسته و به‌عنوان دسته‌رخساره HST سکانس اول در مترآژ ۲۲ توالی سنگ آهکی سازند آسماری شناسایی شده است. پس از آن دوباره با ته‌نشست رخساره‌های دریای باز روند سطح آب صعودی شده، به‌عنوان دسته‌رخساره TST سکانس دوم شناسایی شده و تا انتهای توالی نیز ادامه یافته است. لذا مرز بالایی رخساره A2 در مترآژ ۲۲ به‌عنوان مرز دو سکانس شناسایی شده که معادل با حداکثر افت سطح آب دریا و به‌عنوان پیوستگی معادل (Correlative Conformity) (Posamentier et al., 1988) شناسایی شده است. همچنین به سبب پیشروی سطح آب از این مرز به بعد این سطح به‌عنوان مرز TS نیز شناسایی شده است (شکل ۳)

رسوبی رده چهارم و یک سکانس رسوبی رده سوم شناسایی شده است. هر یک از سکانس‌های شناسایی شده از یک دسته رخساره پیشروی دریا (TST) و یک دسته رخساره ایستایی سطح آب دریا (HST) تشکیل شده است (شکل ۳). شواهدی از خروج از آب مشاهده نگردید، از این رو همه مرزها از نوع دوم SB2 و ناپیوستگی معادل (Posamentier et al., 1988) شناسایی شده است. سکانس اول با یک مرز سکانس نوع دوم بر روی سازند زیرین پاینده قرار دارد و در مجموع دارای ۱۵ متر ضخامت است. بخش‌های ابتدایی این سکانس به‌طور کلی ماسه سنگی است و در ادامه به رخساره‌های لاگونی B3 می‌رسد. در نهایت با رسیدن به رخساره دریای باز D4، عمیق‌ترین رخساره توالی مورد بررسی است، سطح آب به حداکثر خود می‌رسد که پس از آن ته‌نشینی رخساره لاگونی افت سطح آب را نشان می‌دهد. بنابراین، مرز بالایی رخساره D4 در مترآژ ۱۲ سازند



شکل ۵. مدل رسوبی سازند آسماری در چاه مورد مطالعه. در این شکل ورود جریان‌های قوی آب شیرین و ایجاد دهانه ورودی رودخانه به دریا نشان می‌دهد چگونه دریای الیگومیوسن در ناحیه مورد مطالعه تحت تأثیر شدید ورود مواد سیلیسی آواری بوده و اغلب رخساره‌ها را ماسه‌ای نموده است. با فاصله از جریان اصلی مواد آواری و محیط اس‌چواری محیط دریایی کربناته غالب شده و مقدار ته‌نشست رخساره‌های کربناته افزایش می‌یابد

خصوصیات مخزنی

بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای، شکستگی، حفره‌ای، فنسترال و چشم‌پرنده‌ای، استیلولیتی، پناهگاهی، ناشی از رشد شبکه و بین‌بلوری اشاره کرد. در میان این تخلخل‌ها در سازند آسماری در برش مورد مطالعه، تخلخل‌های رشد شبکه، استیلولیتی، چشم‌پرنده‌ای، حفره‌ای، شکستگی و بین‌بلوری در توسعه تخلخل و افزایش کیفیت مخزن نقش مهمتری ایفا کرده‌اند. با توجه به این‌که تخلخل‌های چشم‌پرنده‌ای و رشد شبکه ریف در ارتباط با محیط رسوبی است و می‌توانند با ایجاد یک شبکه بهم‌پیوسته توانسته‌اند تخلخل متصل ایجاد کنند (Archie, 1950) در افزایش کیفیت مخزن در ارتباط با محیط رسوبی نقش داشته‌اند. بنابراین هر دو عوامل محیط رسوبی و دیاژنتیک بر افزایش کیفیت مخزنی سازند مورد بررسی تأثیر داشته‌اند.

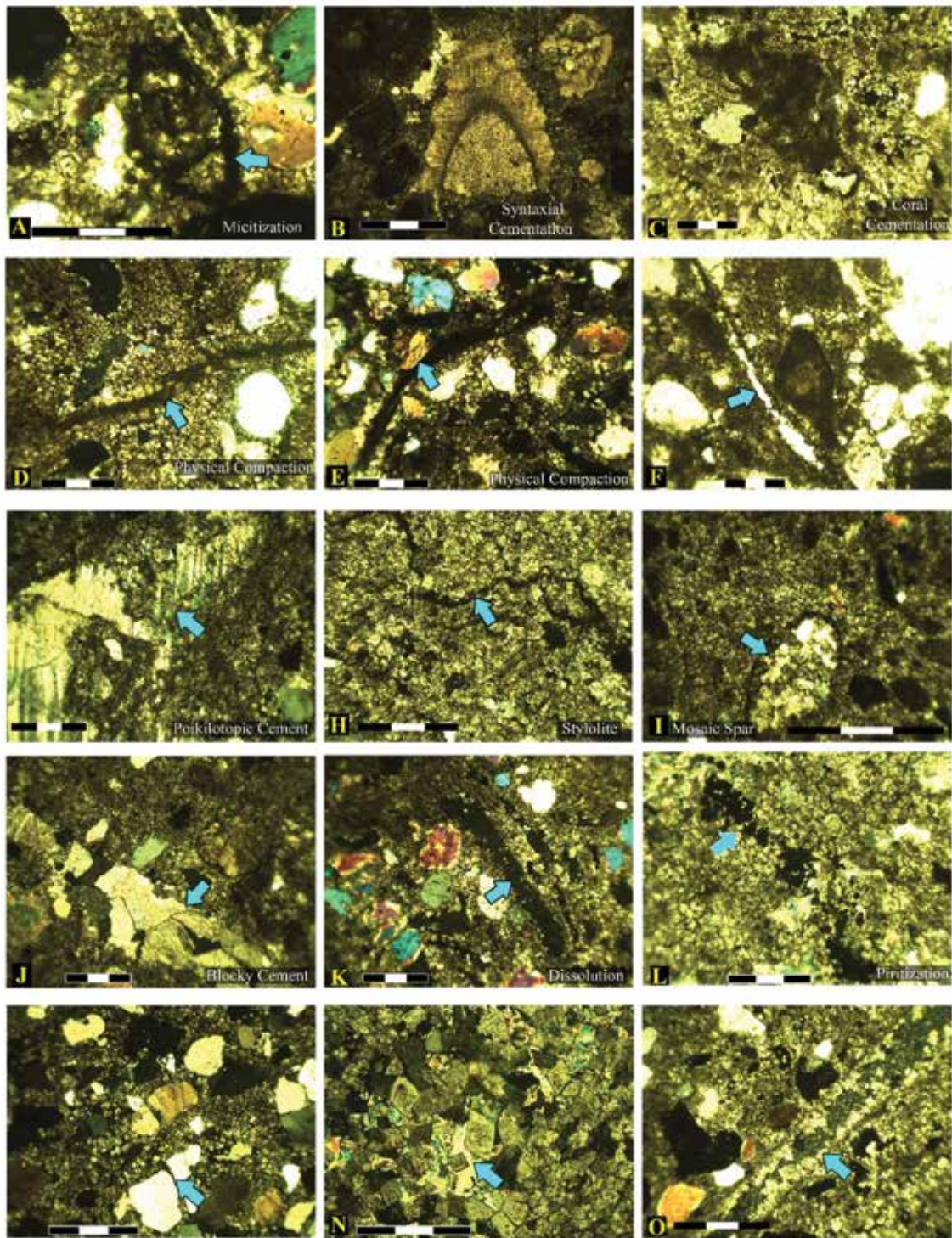
نتیجه‌گیری

نتایج این مطالعه تأثیر محیط‌های نهشت و پسانهشت را بر خصوصیات مخزنی زون A7 سازند آسماری در چاه شماره ۴ میدان نفتی اهواز به‌خوبی نشان می‌دهد. بررسی سنگ‌های رسوبی در این برش منجر به شناسایی تعداد ۱۱ رخساره کربناته، یک رخساره تبخیری، یک رخساره آمیخته کربناته-آواری و یک رخساره سیلیسی-آواری شد. محیط‌های رسوبی پهنه جزر و مدی، لاگونی، ریف مرجانی و دریای باز برای ته‌نشینی رخساره‌های شناسایی شده تعیین شدند. عدم تغییرات ناگهانی نشان‌دهنده ته‌نشست نهشته‌های مورد بررسی در یک پلتفرم کربناته نوع رمپ است. این پلتفرم تحت تأثیر ورود شدید رسوبات سیلیسی-آواری از سیستم‌های رودخانه‌ای زاگرس بوده است. ورود مواد آواری زیاد باعث کم شدن تنوع زیستی در توالی مورد مطالعه شده است. از بین رخساره‌های بررسی شده، رخساره سیلیسی-آواری، رخساره مادستون و دولومادستون از محیط بالای جزر و مدی و رخساره کورال فریمستون از ریف دارای بهترین شرایط مخزنی هستند. همچنین از فرآیندهای دیاژنتیکی شناسایی شده می‌توان به میکرایتی‌شدن، سیمانی‌شدن،

طیف وسیعی از فرآیندهای مرتبط با نهشت و پسانهشت، گسترش تخلخل و نفوذپذیری را در سنگ‌های کربناته کنترل می‌کنند. به‌لحاظ رسوب‌شناسی، در میدان‌های هیدروکربنی، اغلب رخساره‌های ذره‌غالب^۱ مانند گرینستون به‌طور معمول دارای خصوصیات مخزنی خوبی هستند (Honarmand and Amini, 2012). این پدیده در ارتباط با خصوصیات بافتی رخساره‌های ذره‌غالب می‌باشد و در ارتباط با انرژی بالا و مداوم محیط نهشت آن‌ها است (Flugel, 2010). در کنار رخساره‌های ذره‌غالب، رخساره‌های دیگر مربوط به نواحی پراثرژی محیط رسوب‌گذاری مانند فریمستون‌های مرجانی نیز به چند دلیل دارای پتانسیل مخزنی خوبی هستند. نخست این‌که سرعت بالای رشد توده‌های مرجانی باعث ایجاد حجم زیادی از تخلخل موسوم به تخلخل چهارچوبی می‌شود (Choquette and Pray, 1970). دلیل دوم نیز این‌که سدهای مرجانی در مقابل امواج دریای باز است و محیطی با انرژی مداوم و بالا هستند، این عامل باعث خروج ذرات دانه‌ریز پرکننده‌ی فضاهای خالی شده و سنگ را تمیز می‌کنند و اجازه پر شدن تخلخل‌ها را نمی‌دهند. دلیل سوم نیز پمپاژ بالای آب دریا به درون شبکه اسکلتی ریف است. این پمپاژ باعث سیمانی‌شدن سریع و شدید اولیه می‌شود. تشکیل سیمان‌های اولیه از تراکم فیزیکی پسانهشت ناشی از وزن طبقات بالا جلوگیری کرده و باعث حفظ تخلخل اولیه می‌شود. ورود ذرات آواری به درون حوضه رسوبی باعث توقف رشد و گسترش مرجان‌ها شده و از این جهت باعث کاهش گسترش رخساره‌های مخزنی مناسب می‌شود. دولومیت‌های نوع دوم با توجه به جایگزینی کلسیت و یا دولومیت‌های اولیه با کاهش حجم خود باعث بهبود کیفیت مخزنی می‌شوند. درحالی‌که دولومیت‌های نوع سوم با پر کردن حفره‌ها و تخلخل‌ها باعث کاهش کیفیت مخزنی می‌شوند. همچنین بلورهای تبخیری با پر کردن حفره‌ها و شکستگی‌ها اثر مخرب هم بر کیفیت مخزن و هم کیفیت نفت داشته است.

انواعی از تخلخل در توالی مورد مطالعه مورد شناسایی قرار گرفت. از جمله آن‌ها می‌توان به تخلخل‌های

1. Grain supported



شکل ۶. A) میکریتی شدن پوسته فسیلی، B) سیمان هم‌محور در پوسته فسیلی خارپوست، C) گسترش سیمان در اطراف پیکره فسیل مرجان، D) تراکم فیزیکی باعث شکستگی پوسته‌های فسیلی شده است، E) تراکم فیزیکی باعث فرو رفتن دانه کوآرتز به داخل پوسته فسیلی شده است، F) نئومورفسم افزایشی پوسته کلسیتی دوکف‌ای، G) سیمان پویکیلوتاپیک، H) تراکم شیمیایی باعث ایجاد استیلولیت شده است که در ادامه توسط مواد هیدروکربوری پر شده است، I) حفره انحلالی درون پوسته فسیلی که با سیمان موزاییک اسپار پر شده است، J) سیمان بلوکی پرکننده حفره‌های بزرگ، K) فرآیند انحلال پوسته‌های فسیلی که باعث ایجاد تخلخل شده است و به دلیل عدم ارتباط با سایر تخلخل‌ها خالی باقی مانده است، L) فرآیند پیریته شدن که به صورت محدود بر روی بلورهای متوسط دانه شکرکی تشکیل شده است، M) پس از بالا آمدن سازند و کاهش فشار شکستگی در سنگ و دانه‌ها گسترش یافته است، N) تشکیل دولومیت‌های درشت با فرم بلوری منظم که فضای بین آن‌ها توسط سیمان انیدریتی پر شده است، O) شکستگی‌های گسترش یافته که توسط سیمان کلسیتی پر شده است

- فارس، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۲۹(۸)، ۱۰-۱.
- Adams, T.D. and Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration.
 - Archie, G. E., 1950. Introduction to petrophysics of reservoir rocks. AAPG bulletin, 34(5), 943-961.
 - Badiozamani, K., 1973. The dorag dolomitization model, application to the middle Ordovician of Wisconsin. Journal of Sedimentary Research, 43(4), 965-984.
 - Brachert, T.C., Corrège, T., Reuter, M., Wrozyńska, C., Londeix, L., Spreter, P. and Perrin, C., 2020. An assessment of reef coral calcification over the late Cenozoic. Earth-Science Reviews, 204, p.103154.
 - Bover-Arnal, T., Jaramillo-Vogel, D., Showani, A. and Strasser, A., 2011. Late Eocene transgressive sedimentation in the western Swiss Alps: records of autochthonous and quasi-autochthonous biofacies on a karstic rocky shore. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 312(1-2), 24-39.
 - Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. Sedimentary geology, 79 (1-4), 3-57.
 - Catuneanu, O., 2020, Sequence stratigraphy. In Regional Geology and Tectonics; 605-686. Elsevier.
 - Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.St.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W. and Strasser, A., et al., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, 44 (3), 173_245.
 - Chatalov, A., Ivanova, D. and Bonev, N., 2015. Transgressive Eocene clastic-carbonate sediments from the Circum-Rhodope belt, northeastern Greece: implications for a rocky shore palaeoenvironment. Geological Journal, 50(6), 799-810.
 - Choquette, P.W. and Pray, L.C., 1970. نفومورفیسیم افزایشی، تراکم فیزیکی و شیمیایی، انحلال، شکستگی و پرشدگی، دولومیتی‌شدن، انیدریتی‌شدن اشاره نمود. این فرآیندهای دیاننتیک در محیط‌های پسا رسوبی دریایی، متئوریک و تدفینی رخ داده‌اند. از بین این فرآیندها، سیمانی‌شدن، دولومیتی‌شدن، انحلال و توسعه شکستگی‌ها بیشترین اثر مثبت را بر مخزن نشان می‌دهند. چنانچه بسیاری از شکستگی‌ها توسط مواد نفتی پر شده‌اند که این امر نشان‌دهنده این موضوع است که شکستگی‌ها در کنار دولومیتی‌شدن، تراکم شیمیایی و روزه‌های فنسترال از مهم‌ترین عارضه‌های پسا رسوبی جهت افزایش کیفیت مخزن هستند. برخی انواع سیمان‌ها و انیدریتی‌شدن نیز با پر نمودن حفرات در کاهش کیفیت مخزن اثرگذار بوده‌اند.
- ### سپاسگزاری
- در پایان بسیار سپاسگزاری می‌کنیم از معاونت پژوهش و فناوری که این مقاله را در قالب گرنت شماره SCU.E1401.110 مورد حمایت قرار دادند.
- ### منابع
- حیدری، ا.، ۱۴۰۱. تاریخچه پس از رسوبگذاری نهشته‌های سازند آسماری با استفاده از داده‌های پتروگرافی و ایزوتوپهای کربن و اکسیژن در برش‌های حیدرآباد و رباط نمکی، شمال خرم‌آباد، مجله رسوب‌شناسی کاربردی، ۱۰ (۲۰)، ۱۷۳-۱۸۴. PSJ/۱۰/۲۲۰۸۴. ۲۰۲۲/۲۶۰۶۷/۱۳۴۷.
 - مرادی، ف. صادقی، ع. و امیری بختیار، ح. ۱۳۹۵. لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازند آسماری دریال جنوبی تاقدیس میش، تنگ گناوه (شمال گچساران)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۳۷(۱۰)، ۱-۱۰.
 - امید کاک‌م، ا. و صادقی، م.م.، ۱۳۹۳. دیاننز، میکروفاسیس و تعیین کانی‌شناسی اولیه کربنات‌های سازند آسماری در برش کوه ریگ، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۳۱(۸)، ۱-۱۰.
 - مطیعی، ه.، ۱۳۷۳. چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶.
 - نوروزی، ن. دانشیان، ج. باغبانی، د. و آقانباتی، س. ع.، ۱۳۹۳. چینه‌نگاری زیستی نهشته‌های الیگوسن و میوسن زیرین (سازندهای پایده، آسماری و گچساران) براساس روزن‌بران در جنوب غرب شهرستان قیر، استان

- Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geology bulletin*, 54(2), 207-250.
- Cuadrado, D.G., 2020. Geobiological model of ripple genesis and preservation in a heterolithic sedimentary sequence for a supratidal area. *Sedimentology*, 67(5), 2747-2763.
 - Dantas, M.V.S. and Holz, M., 2020. High-resolution sequence stratigraphy of a cretaceous mixed siliciclastic-carbonate platform succession of the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Facies*, 66(1), 1-17.
 - Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205, 285.
 - Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, texture, In: W.H. Ham (editor), *Classification of Carbonate Rocks*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 1, 108-121.
 - Embry, A.F. and Johannessen, E.P., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stammes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2. Norwegian Petroleum Society (NPF), 121-146. (Special Publication).
 - Fabbi, S., Cestari, R., Marino, M., Pichezzi, R. and Chiochini, M., 2020. Upper Cretaceous stratigraphy and rudist-bearing facies of the Simbruini Mts. (Central Apennines, Italy): new field data and a review. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, 12, 87-103.
 - Flugel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 976.
 - Frazier, D. E., 1974. Depositional-episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf basin. *Virtual Landscapes of Texas*.
 - Friedman, G.M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 35(3), 643-655.
 - Galloway, W. E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geology bulletin*, 73(2), 125-142.
 - Gharechelou, S., Amini, A., Bohlooli, B. and Swennen, R., 2020. Relationship between the sedimentary microfacies and geomechanical behavior of the Asmari Formation carbonates, southwestern Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 116, 104306.
 - Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N. and Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
 - Helland-Hansen, W. and Gjelberg, J. G., 1994. Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sedimentary Geology*, 92(1-2), 31-52.
 - Hunt, D. and Tucker, M. E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81(1-2), 1-9.
 - Hunt, R. A., Ciuffo, G. M., Saavedra, J. M. and Tucker, D. C., 1995. Quantification and localisation of angiotensin II receptors and angiotensin converting enzyme in the developing rat heart. *Cardiovascular research*, 29(6), 834-840.
 - Johnson, J. G. and Murphy, M. A., 1984. Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bulletin*, 95(11), 1349-1359.
 - Khalili, A., Vaziri-Moghaddam, H., Arlian, M. and Seyrafian, A., 2021. Carbonate plat-

- form evolution of the Asmari Formation in the east of Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 181, 104229.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.P., Moallemi, A. and Druillion, G., 2009. Paper presented at: Shiraz 2009. First International Petroleum Conference and Exhibition: Shiraz, Iran. The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation.
 - Mahmoodabadi, R.M., 2020. Facies analysis, sedimentary environments and correlative sequence stratigraphy of Gachsaran formation in SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 35(1), p.1-28.
 - Mehrabi, H., Hajikazemi, E., Zamanzadeh, S. M. and Farhadi, V., 2023. Reservoir characterization of the Oligocene-Miocene siliciclastic sequences (Ghar Member of the Asmari Formation) in the northwestern Persian Gulf. *Petroleum Science and Technology*, 1-26.
 - Mitchum Jr, R. M., Vail, P. R. and Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.
 - Honarmand, J. and Amini, A., 2012. Diagenetic processes and reservoir properties in the ooid grainstones of the Asmari Formation, Cheshmeh Khush Oil Field, SW Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 81, 70-79.
 - James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geology bulletin*, 49(12), 2182-2245.
 - Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and evaporites*, 7(1), 21-37.
 - Neal, J. and Abreu, V., 2009. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology*, 37(9), 779-782.
 - Noorian, Y., Moussavi-Harami, R., Reijmer, J.J., Mahboubi, A., Kadkhodaie, A. and Omidpour, A., 2021. Paleo-facies distribution and sequence stratigraphic architecture of the Oligo-Miocene Asmari carbonate platform (southeast Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 128, 105016.
 - Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes _ An Integrated Approach*, v. 42. SEPM Special Publication, 110_124.
 - Rahmani, A., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Ghabeishavi, A., 2012. Biostratigraphy of the Asmari formation at khaviz and bangestan anticlines, Zagros Basin, SW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 1-16.
 - Riera, R., Bourget, J., Allan, T., Håkansson, E. and Wilson, M.E., 2022. Early Miocene carbonate ramp development in a warm ocean, North West Shelf, Australia. *Sedimentology*, 69(1), 219-253.
 - Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H. and Mohammadi, E., 2018. Biofacies, depositional model, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation, Interior Fars sub-zone, Zagros Basin, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, 33(3), 489-507.
 - Setijadi, R., Widagdo, A. and Zaenurrohman, J.A., 2020. December. Limestone Facies Change of Jonggrangan to Sentolo Formation in The Western Part of Yogyakarta-

- Central Java Basin. In IOP Conference Series: Materials Science and Engineering, 982, 1, 012044, IOP Publishing.
- Sheppard, T.H., 2006. Sequence architecture of ancient rocky shorelines and their response to sea-level change: An Early Jurassic example from South Wales, UK. *Journal of the Geological Society*, London 163, 595-606.
 - Silva-Tamayo, J.C., Rincon-Martinez, D., Barrios, L.M., Torres-Lasso, J.C. and Osrio-Arango, C., 2019. Cenozoic Marine Carbonate Systems of Colombia. In *The Geology of Colombia*. Servicio Geológico Colombiano, Volume 3 Paleogene-Neogene, 187-201.
 - Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 329(1), 219-263.
 - Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F. and Loutit, T.S., et al., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes _ An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, 39_45.
 - Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D., 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Core, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. American Association of Petroleum Geologists, *Methods in Exploration Series* 7, 55.
 - Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52(1), 41-51.
 - Wilson, V.P., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, New York, 471.

ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr، Sm-Nd و سن سنجی ^{40}Ar - ^{39}Ar گابروهای قوشچی، شمال ارومیه، شمال غرب ایران

شیرین شهابی^۱، هادی شفائی مقدم^(۲) و قاسم قربانی^۲

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

۲. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۳/۰۸

چکیده

گابروهای مورد مطالعه کمپلکس قوشچی در شمال ارومیه و در شمال غرب پهنه ایران مرکزی واقع شده‌اند. این سنگ‌ها به داخل بی‌سنگ کادومین نفوذ کرده و خود توسط دایک‌های تأخیری دیابازی، گرانیتی و آبلیتی قطع شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گابروها شامل کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشند. این گابروها دارای نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به نسبت پایین (۰/۷۰۳۲۸۰ تا ۰/۷۰۴۳۴۳) می‌باشند. ویژگی‌های ایزوتوپی در این سنگ‌ها، نشان دهنده وقوع ماگماتیسم مرتبط با کشش درون صفحه‌ای و منشأ گرفتن آن‌ها از یک گوشته غنی شده می‌باشد. حداقل سن به دست آمده برای گابروها بر اساس سن سنجی ^{40}Ar - ^{39}Ar ، $40 \pm 1/1 \pm 55/68$ میلیون سال (کربونیفر) و تقریباً هم‌زمان با مراحل اولیه بازشدگی نئوتتیس می‌باشد. شاید گابروهای قوشچی از منشأ گوشته‌ای با ترکیب اسپینل-گارنت لرزولیتی مشتق شده و در ناحیه منشأ از حدود ۵ درصد ذوب بخشی به وجود آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گابروهای قوشچی، سن سنجی ^{40}Ar - ^{39}Ar ، ماگماتیسم درون صفحه‌ای.

مقدمه

دایک‌های دیابازی، گرانیتی و آبلیتی (شهابی و همکاران، ۱۳۹۷) می‌باشند. که در این مقاله سن سنجی آرگون-آرگون و ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd گابروها را مورد بررسی قرار خواهیم داد. ناحیه ایران-آناطولی از نظر تکتونیکی فلاتی فعال بین صفحات همگرای عربی و اوراسیا است، در نتیجه فرورانش رو به شمال اقیانوس نئوتتیس در کرتاسه پسین شروع و با برخورد بین دو صفحه در زمان میوسن دنبال شده است (Berberian and Berberian, 1981; Chiu et al., 2013; Moghadam et al., 2014). به علت فراوانی سنگ‌های جوان‌تر حاصل از رسوب‌گذاری و

گابروهای مورد مطالعه کمپلکس قوشچی در شمال ارومیه (استان آذربایجان غربی) و در محدوده طول‌های جغرافیایی $38^{\circ}10'$ و $45^{\circ}00'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $38^{\circ}00'$ و $38^{\circ}10'$ شمالی واقع شده و در جنوب نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تسوج و سلماس (خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۲ و خدابنده، ۱۳۷۲) قرار می‌گیرد. پهنه مورد مطالعه بخشی از نواحی شمال غربی پهنه ایران مرکزی (کمبرند سندنجد-سیرجان) به شمار می‌رود (Stocklin, 1968). کمپلکس قوشچی مشتمل بر گابروها به همراه گرانیت‌های نوع A و

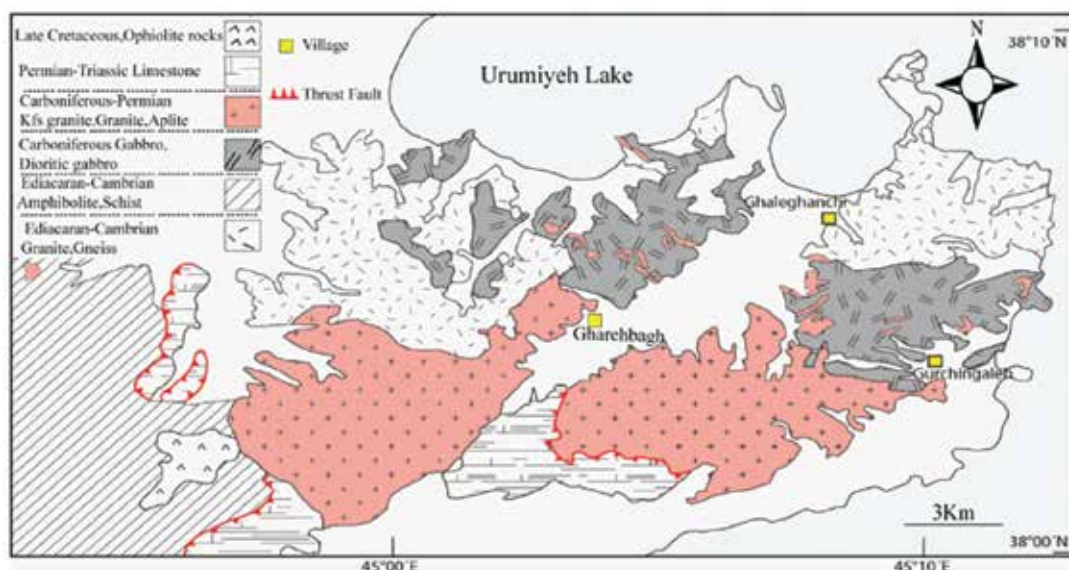
* نویسنده مرتبط: hadishafaii@yahoo.com

گرانیت‌ها پس از کرتاسه و در یک محیط کششی پس از برخورد حاصل از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و در نتیجه تفکیک بلورین گسترده سنگ‌های مافیک تولییتی به وجود آمده‌اند (ادوای و همکاران، ۱۳۸۸). بنابراین به نظر می‌رسد، با توجه به مطالعات انجام گرفته تاکنون، منشأ و سن‌های متفاوتی به این سنگ‌ها نسبت داده شده است. بنابراین، در این مطالعه سعی بر این است تا با استفاده از داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr کل سنگ و نیز سن سنجی ^{40}Ar - ^{39}Ar بر روی کانی بیوتیت، به بررسی موقعیت تکتونیکی، فرایندهای پتروژنتیکی مؤثر در شکل‌گیری و سن تبلور این سنگ‌های مافیک پرداخته شود.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

گابروهای مورد مطالعه اغلب به صورت توده‌ای شکل و دایک مانند در پی سنگ دگرگونی پرکامبرین پسین نفوذ کرده‌اند (شکل ۱). طبق نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه‌های تسوج و سلماس (خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۲ و خدابنده، ۱۳۷۲) و مطالعات صحرایی، طبقات رسوبی پرمو-تریاس به صورت ناپیوستگی آذرین پی بر روی گرانیت‌ها و گابروها قرار گرفته‌اند. این توده‌های سنگی، در محدوده شمالی کمپلکس قوشچی قرار گرفته و دارای روند عمومی کم‌وبیش شرقی-غربی (شکل ۱) می‌باشند.

آشفشانی سنوزوئیک در ایران، سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک پسین به جز در نواحی محدودی در شمال غرب ایران، مانند گرانیتوئید هریس (ادوای و قلمقاش، ۱۳۸۹)، خلیفان (Bea et al., 2011) و از جمله در پهنه مورد مطالعه، به‌ندرت رخنمون دارند. مطالعاتی که تاکنون بر روی سنگ‌شناسی و زمان شکل‌گیری سنگ‌های پهنه مورد مطالعه صورت گرفته، شامل بررسی‌های انجام شده توسط خدابنده و امینی فضل (۱۳۷۲)، اسدپور (۱۳۷۹) و ادوای و همکاران (۱۳۸۸) می‌باشد. طبق بررسی‌های خدابنده و امینی فضل (۱۳۷۲) سنگ‌های مافیک پهنه قوشچی از لحاظ ترکیبی شامل گابروها و دیوریت‌های تیره رنگ با سن تقریبی پرکامبرین می‌باشند. منشأ احتمالی برای پیدایش سنگ‌های مافیک در این پهنه به فرایند گنبدی‌شدن گوشته نسبت داده شده است (اسدپور، ۱۳۷۹). بر اساس مطالعات ادوای و همکاران (۱۳۸۸) باتولیت قوشچی به داخل سنگ‌های پرمین نفوذ کرده است و توسط سنگ‌های الیگو-میوسن سازند قم پوشیده شده است. بنابراین نظر، باتولیت قوشچی متشکل از پنج توده نفوذی (گابرو-دیوریت، بیوتیت‌گرانیت، آلکالی فلدسپارگرانیت قلیایی، سینیت و دایک‌های آپلیتی) است و توده گابرو-دیوریتی از همه قدیمی‌تر و با واحد بیوتیت‌گرانیتی زون تداخلی نشان می‌دهد و دارای ماهیت درون صفحه‌ای و تولییتی می‌باشد. گرانیت‌های قلیایی نیز از نوع A1 (مشتمل شده از گوشته) هستند و سن آلکالی فلدسپار



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی پهنه قوشچی (با تغییرات از خدابنده، ۱۳۷۲ و خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۲)

میزبان، در محل کنتاکت آن‌ها تیغه‌های بیوتیت، هورنبلند، تورمالین و کلریت شکل گرفته‌اند. همچنین در نواحی شرقی کمپلکس قوشچی (روستای گورچین قلعه)، گابروها توسط دایک‌های دیابازی با پهنای تا حد متر، قطع شده‌اند (شکل ۲-ب). دایک‌ها و لنزهای گرانیتی در گابروها اغلب با ظاهری نامنظم در داخل گابروها دیده می‌شوند و جوان‌تر از گابروها می‌باشند. بر اساس مطالعات شهابی (۱۳۹۱) کمپلکس قوشچی پی‌سنگ کادومین را قطع می‌کند و به‌طور دگرشیب توسط رسوبات پرمین-تریاس در جنوب غرب و رسوبات دریاچه ارومیه در شمال شرق پوشیده می‌شود.

توالی‌های دگرگونی پهنه اغلب شامل سنگ‌های دگرگونی شیست، آمفیبولیت، گنایس و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده و حاوی عدسی‌هایی از آهک‌های دگرگون شده می‌باشند. گابروهای پهنه قوشچی دارای رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره هستند. رگه‌ها، عدسی‌ها و توده‌های متعدد با ترکیب آکالی‌فلدسپار گرانیت نوع A و گرانیت پورفیروئیدی، در گابروهای قوشچی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-الف) (برای مثال: جهانگیری، ۱۳۷۱؛ بهنیا، ۱۳۷۴ و ادوای و همکاران، ۱۳۸۸)، به‌طوری‌که در برخی بخش‌ها در اثر واکنش بین آکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها و گابروهای



شکل ۲. الف) توده گابرویی و نفوذ دایک‌ها و رگه‌های گرانیتی به داخل آن‌ها، ب) نفوذ دایک‌های دیابازی در گابروها

روش مطالعه

تجزیه آرگون-آرگون بر روی کانی بیوتیت، در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی CICESE (مکزیک) می‌باشد.

بحث

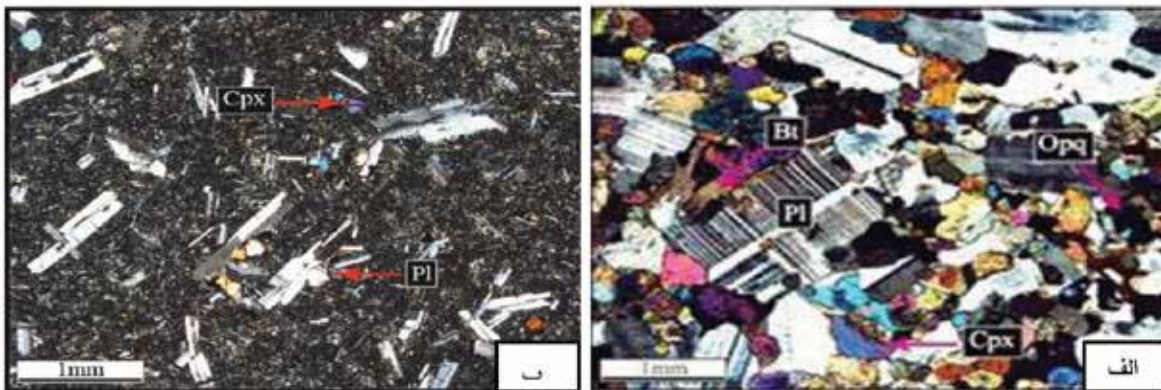
سنگ‌نگاری

بر اساس نتایج شمارش مدال کانی‌ها و با توجه به ترکیب شیمیایی، سنگ‌های مافیک مورد مطالعه شامل توده گابرویی و دایک‌های دیابازی در قلمرو گابرو قرار می‌گیرند. سنگ‌های گابرویی در نمونه دستی به رنگ خاکستری و سبز تیره، ریز تا متوسط بلور می‌باشند. پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانی‌های اصلی و کانی‌های بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های

پس از مطالعات سنگ‌نگاری بر روی مقاطع نازک سنگ‌های پهنه مورد مطالعه قوشچی، آنالیز ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ کل سنگ بر روی چهار نمونه گابرویی در آزمایشگاه زمین‌شناسی ایزوتوپی دانشگاه Aveiro (پرتغال) انجام شده است. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به ترتیب نسبت به $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710244(20)$ استاندارد SRM-987 و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121055(16)$ استاندارد Nd Jndi با مقدار میانگین $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$ تصحیح شده‌اند. استاندارد SRM-987 و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710244(20)$ استاندارد با مقدار میانگین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121055(16)$ استاندارد Nd Jndi از استانداردهای مورد استفاده در این دستگاه بوده‌اند. داده‌های سن‌سنجی مورد استفاده در این بررسی، حاصل

(شکل ۳-الف). دایک‌های دیابازی: در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره، ریزدانه و مزوکرات است و در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت پورفیری هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه‌ای ریزبلور از کانی‌های مشابه قرار دارند. فنوکریست‌های تیغه‌ای پلاژیوکلاز با ماکل کارلسباد (تا یک میلی‌متر) و کلینوپیروکسن (۰/۲ میلی‌متر) کانی‌های اصلی این دایک‌ها هستند و تجمعات گلومروپورفیری بلورهای پلاژیوکلاز و سودومرف‌های آمفیبول جانشین شده از بلورهای پیروکسن از ویژگی‌های خاص این دسته سنگ‌ها هستند. زمینه سنگ شامل پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های ریزبلور می‌باشند. آمفیبول‌های قهوه‌ای رنگ کانی‌های فرعی و اکسیدهای آهن و کلریت کانی‌های ثانویه موجود در زمینه سنگ هستند (شکل ۳-ب).

مافیک فرعی و آپاتیت و زیرکن به مقدار کم از کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. بافت‌های اینترگرانولار، ساب‌افیتیک و پوئی‌کیلیتیک بسیار معمول می‌باشد. پلاژیوکلاز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و گاهی به صورت پوئی‌کیلیتیک بلورهای ریز پیروکسن را دربر گرفته‌اند. بلورهای کلینوپیروکسن و به مقدار کم ارتوپیروکسن به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. آمفیبول هم به صورت بلورهای شکل‌دار و اولیه و هم ناشی از اورالیتی‌شدن بلورهای پیروکسن، تبلور یافته است. بلورهای نیمه شکل‌دار بیوتیت گاهی دارای ادخال‌های زیرکن هستند. کانی‌های تیره و سوزن‌های آپاتیت، به صورت ادخال در بلورهای پلاژیوکلازها نیز وجود دارند. کلریت و سریسیت کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند



شکل ۳. مقطع میکروسکوپی از گابروها و دایک دیابازی، الف) گابرو با بافت گرانولار، ب) دایک دیابازی. تصاویر در نور XPL می‌باشند. علائم اختصاری عبارتند از: (Pl) پلاژیوکلاز، (Cpx) کلینوپیروکسن، (Bt) بیوتیت و (Opq) کانی‌های اپک. علائم اختصاری کانی‌ها (برگرفته از Kretz, 1983)

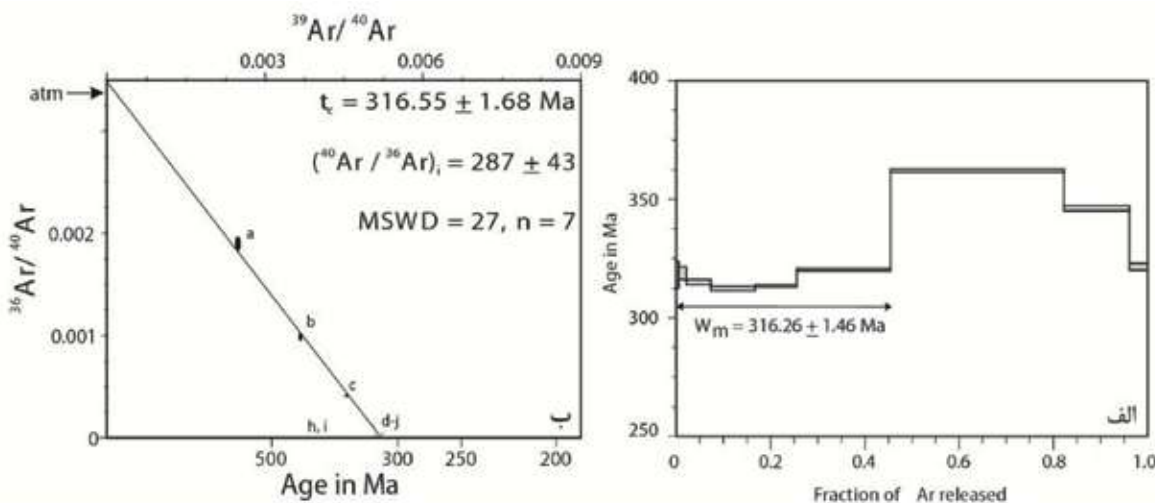
سن سنجی $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$

$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ با خط ایزوکرون $316/55$ میلیون سال در شکل ۴ الف و ب نشان داده شده‌اند. براساس این نمودارها، سن تبلور به‌دست‌آمده برای گابروهای پهنه قوشچی بازه $298-358$ Ma (کربونیفر) می‌باشد. با توجه به میزان آرگون رها شده (شکل ۴-الف) و نیز ویژگی‌ها و رفتار ژئوشیمیایی عنصر آرگون در رویدادهای حرارتی طی تبلور و سرد شدن ماگما، و الگوی سنی بیوتیت در نمودار، به شکل زین مانند می‌باشد، اشاره به از دست دادن گاز آرگون طی گرم‌شدن دوباره سنگ و از اینرو شاید سن 316 میلیون سال، زمان ثبت

به‌منظور دستیابی به سن تبلور گابروهای مورد مطالعه، از روش تعیین سن $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ استفاده شده است. اطلاع و تعیین سن دقیق سنگ‌ها، به‌منظور مطالعات پترولوژیک سنگ‌های آذرین حائز اهمیت زیادی است و در تعیین و تفسیر درست پتروژنز و به‌ویژه تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه مفید می‌باشد. از این‌رو برای نیل به این هدف، در نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به وجود کانی‌های بیوتیت به نسبت سالم از روش $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ استفاده شده است. طیف سنی به‌دست‌آمده از ^{39}Ar برای نمونه G11-26 و نمودار همبستگی $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ در مقابل

برآورد شده می‌باشد. لازم به ذکر است سن‌سنجی انجام شده توسط U-Pb زیرکن بر روی گابروها نیز سن تبلور ۳۲۰ میلیون سال را برآورد کرده است (Shafaii Moghadam et al., 2015) و با داده‌های سنی آرگون-آرگون تطابق خیلی خوبی دارد و همدیگر را تأیید می‌کنند.

آخرین رویداد حرارتی اعمال شده بر سنگ است، نه سن واقعی تبلور آن. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت، سن تبلور این نمونه بر اساس طیف سنی به‌دست‌آمده از ^{39}Ar ، شاید بین ۲۹۸ تا ۳۵۸ میلیون سال (با توجه به سن‌های محاسبه شده در شکل ۴-الف) و سن ۳۱۶ میلیون سال حداقل سن



شکل ۴. الف) طیف سنی به‌دست‌آمده از ^{39}Ar برای گابروی قوشچی، ب) نمودار همبستگی $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ در مقابل $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ با خط ایزوکرون $316/55$ میلیون سال نشان داده شده‌اند

روش $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ تصحیح شده‌اند. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و eNd در گابروها به ترتیب از 0.703280 تا 0.704343 و $1/42$ تا $3/47$ در تغییر می‌باشد. البته این مقادیر از مقادیر گوشته اولیه اندکی دور است و میزان کمی آلیش با پوسته را نشان می‌دهد که با ورود ماگمای مافیک به درون پوسته و توقف و تبادل با آن در جریان تبلور همخوان است. در نمودار eNd در مقابل نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Zindler & Hart, 1986)، گابروهای مورد مطالعه در محدوده (OIB) (سنگ‌های آلكالن) قرار می‌گیرند (شکل ۵). شواهد ایزوتوپی گابروهای پهنه قوشچی با علائم ایزوتوپی گوشته غنی شده و کم‌وبیش بدون آلیش با سنگ‌های پوسته‌ای همخوانی دارد. داده‌های آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده‌اند.

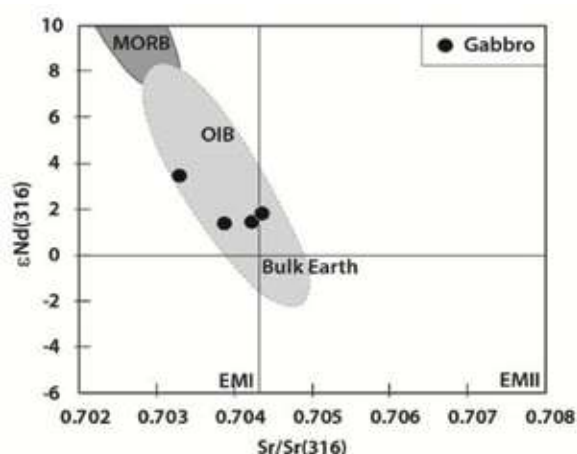
ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd

طبق بررسی‌های (De Paolo and Wasserburg (1976) و Richard et al., (6791) با رسم نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به صورت $\text{eNd}(\text{eNd}(t) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{rock}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 1000)$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، یک روند کلی با همبستگی منفی بین عضوهای انتهایی سازنده سنگ‌های اقیانوسی و قاره‌ای به دست خواهد آمد. این روند تحت عنوان روند گوشته‌ای^۱ نیز شناخته شده و محدوده (OIB)^۲ بخش وسیعی از آن را به خود اختصاص می‌دهد، محدوده‌ای که مقادیر eNd مثبت و نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ پایین را نشان می‌دهد. افزایش در نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نشان‌دهنده افزایش میزان آلیش پوسته‌ای در ماگما می‌باشد. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و مقادیر eNd برای گابروهای منطقه قوشچی براساس سن به‌دست‌آمده از سن تبلور بیوتیت به

1. Mantle array
2. Ocean Island Basalts

جدول ۱. داده‌های ایزوتوپ Rb-Sr و Sm-Nd برای گابروهای مورد مطالعه قوشچی

Gabbro	G11-23	G11-26	G11-28	G11-39
Rb (ppm)	۴	۱۸	۲۱	۱۳
Sr (ppm)	۳۳۸	۳۵۴	۳۳۳	۳۷۶
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	۰/۰۳۴۲	۰/۱۴۷۱	۰/۱۸۲۴	۰/۱
Erro(2s)	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴۲	۰/۰۰۵۲	۰/۰۰۲۸
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	۰/۷۰۴۴۹۷	۰/۷۰۴۸۷۳	۰/۷۰۴۱	۰/۷۰۴۳۰۷
Erro (2s)	۰/۰۰۰۰۱۴	۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۰۰۰۰۱۳	۰/۰۰۰۰۱۵
Sr/Sr(316 Ma)	۰/۷۰۴۳۴۳	۰/۷۰۴۲۱۲	۰/۷۰۳۲۵۸	۰/۷۰۳۸۵۸
Sm (ppm)	۱۰/۱	۴/۵۲	۶/۱۶	۸/۷۳
Nd (ppm)	۴۲/۶	۱۸/۵	۲۵/۹	۳۷/۶
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	۰/۱۴۳	۰/۱۴۸	۰/۱۴۴	۰/۱۴
Erro (2s)	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	۰/۵۱۲۶۲۳	۰/۵۱۲۶۱۳	۰/۵۱۲۷۰۷	۰/۵۱۲۵۹۵
Erro (2s)	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۰۰۰۰۱۳	۰/۰۰۰۰۱۶	۰/۰۰۰۰۱۳
ϵNd (316 Ma)	۱/۸۵	۱/۴۹	۳/۴۸	۱/۴۲



شکل ۵. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار تغییرات ϵNd در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Zindler and Hrat, 1986)، در این نمودار گابروهای قوشچی نسبت به سن حاصل از سن سنجی $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (۳۱۶ میلیون سال) تصحیح شده‌اند

پتروژنز

ترکیب منشأ و میزان درجه ذوب بخشی

تهی شده است (McKenzie and O'Nions, 1991) و (۲) ترکیب گوشته اولیه می‌باشد، که به‌عنوان گوشته آغازین پیش از تهی‌شدگی توسط شکل‌گیری MORB در نظر گرفته می‌شود (Sun and McDonough, 1989). شکل ۶، نشان‌دهنده نسبت‌های Sm/Yb در مقابل La/Sm می‌باشد، منشأهای اسپینل-و گارنت-لرزلیتی را از یکدیگر تفکیک می‌کند (Aldanmaz et al., 2000). در این نمودار گابروهای

با استفاده از نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm می‌توان ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و درجه ذوب بخشی در منشأ ماگماتیسم آکالن را مدل‌سازی کرد (2000) (Aldanmaz et al.). در این مدل‌سازی، از روابط ذوب گروهی^۱ (Shaw, 1970) و ضرایب تقسیم‌پذیری عناصر نادر خاکی (McKenzie and O'Nions, 1991, 1995) استفاده شده است. دو ترکیب متفاوت مرجع: (۱) ترکیب گوشته تهی شده^۲ (MORB) است، که نشان‌دهنده گوشته آستنوسفری

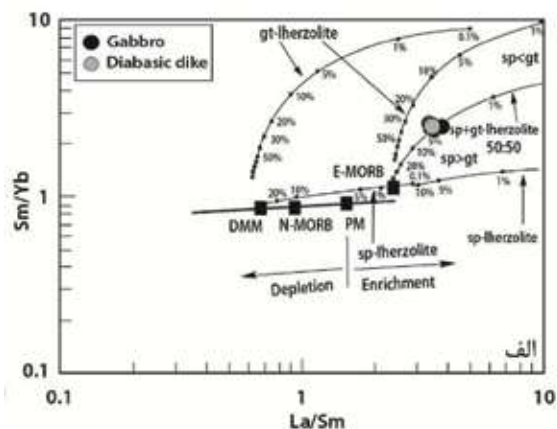
1. Non-modal batch melting

2. Mid Ocean Ridge Basalts

۷-الف). نسبت Zr/Y در سنگ‌های مافیک از موقعیت پشته‌های میان اقیانوسی تا درون صفحه‌ای افزایش می‌یابد (Pearce and Norry, 1979). پایین بودن مقدار Zr به درجات بالای ذوب بخشی و منشأ تهی شده سنگ نسبت داده می‌شود (Pearce and Norry, 1979). همان‌طور که در نمودار Zr/Y در مقابل Zr (Pearce and Norry, 1979) نیز مشاهده می‌شود، گابروهای مورد مطالعه به علت بالا بودن میزان Zr در محدوده سنگ‌های درون صفحه‌ای (و یا غیرکوهزایی) و (E-MORB) واقع شده‌اند (شکل ۷-ب). این می‌تواند نشان‌دهنده درجه‌های پائین ذوب بخشی و نیز منشأ غنی‌شده گابروها باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین تشکیل شده در موقعیت‌های مختلف تکتونیکی از جمله درون صفحات و یا مرز صفحات با استفاده از نسبت‌های عناصر ناسازگار مانند نسبت Ti/Y قابل تفکیک می‌باشند. نسبت Ti/Y در گابروهای قوشچی به‌طور میانگین ۴۴۵ (در Sun and McDonough, 1989) و در MORB برابر با 270 (Sun and McDonough, 1989) می‌باشد. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی $Ti/100, Zr, Y$ (Pearce and Cann, 1973) در قلمرو بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷-پ). نبود تهی‌شدگی نمونه‌ها در عناصر Ta, Nb و Ti حاکی از نشأت گرفتن ماگمای مادر آنها از یک گوشته آستونوسفری مشابه با منشأ OIB بوده (Dai et al., 2011)، همچنین نشان‌دهنده موقعیت تکتونیکی دور از نواحی فرورانشی و نبود آغشتگی ماگما با پوسته می‌باشد (Thompson, 1982). گابروهای قوشچی در نمودار پیشنهادی (Saccani et al., 2013) در گستره‌ای نزدیک به میانگین مؤلفه‌های OIB واقع می‌شوند (شکل ۸).

بر اساس مشاهدات صحرایی و ژئوشیمیایی، کمپلکس قوشچی در پی‌سنگ دگرگونی کادومین نفوذ کرده است. این کمپلکس شامل گابروهای آکالن به همراه گرانیتهای نوع A2 می‌باشد. با تکیه بر نتایج حاصل از سن‌سنجی آرگون-آرگون حداقل سن به‌دست‌آمده برای گابروهای قوشچی (۳۱۶ میلیون سال)، می‌توان پیشنهاد کرد که پتروژنز مجموعه

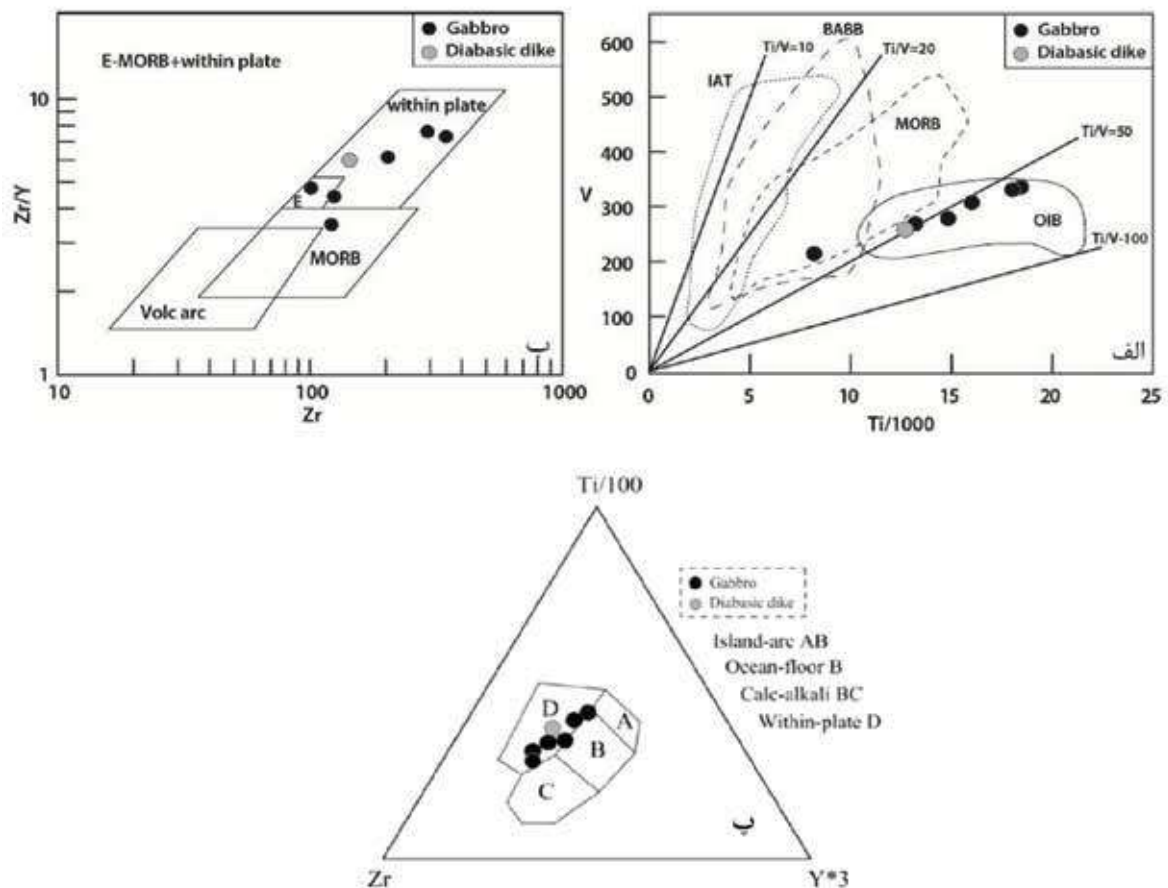
قوشچی در گستره منحنی ذوب اسپینل-گارت لوزولیت قرار می‌گیرند (شکل ۶). درصدهای ذوب مشخص شده بر روی این نمودار نشان می‌دهد که شاید سنگ‌های مورد بررسی در ناحیه منشأ متحمل پنج درصد ذوب بخشی شده‌اند.



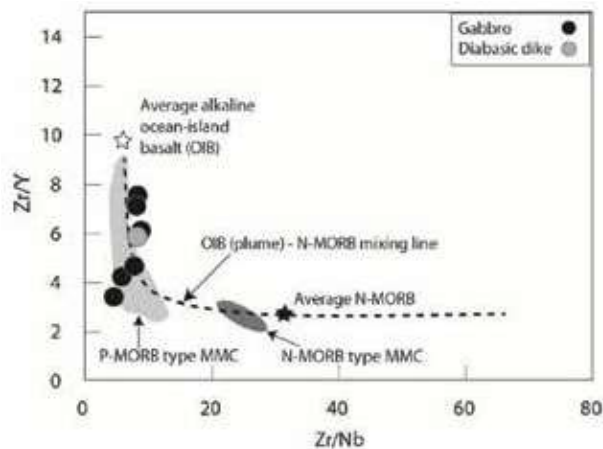
شکل ۶. نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm (با تغییرات از Aldanmaz et al., 2000) برای گابروهای پهنه قوشچی، منحنی‌های مذاب برای اسپینل-لرزولیت و گارت-لرزولیت رسم شده‌اند؛ همچنین ترکیب PM (Primitive Mantle)، N-MORB (Normal-Mid Ocean Ridge Basalts) و E-MORB (Enriched-Mid Ocean Ridge Basalts) به اقتباس از Sun and McDonough (1989) می‌باشند، خطوط پررنگ نشان‌دهنده روند گوشته‌ای با ترکیبات گوشته تهی‌شده و اولیه است، منحنی‌ها و نقاط روی منحنی‌ها نیز به ترتیب روند ذوب و درجات ذوب را مشخص می‌کنند

محیط تکتونیکی

عناصر ناسازگار مانند Zr, Nb, Ta و Ti در بسیاری از نمودارهای تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آذرین به کار می‌روند. بالا بودن میزان تیتانیوم، یکی از بارزترین مشخصه‌های بازالت‌های نوع OIB است (Prytulak and Elliott, 2007). همچنین به عقیده سافونووا (Safonova et al., 2011) فراوانی عناصری مانند تیتانیوم و نیوبیوم در ماگماهایی از پلوم‌های گوشته‌ای در موقعیت‌های درون صفحه‌ای (اقیانوسی و یا قاره‌ای) سرچشمه می‌گیرند، بالا می‌باشد. استفاده از نمودار Ti در مقابل V می‌تواند در تعیین موقعیت تکتونیکی احتمالی بسیاری از سنگ‌های مافیک و افیولیت‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای داشته باشد (Shervais, 1982). نسبت Ti/V برای گابروهای قوشچی از ۴۰ تا ۵۷ در تغییر است و در نمودار Ti در مقابل V (Shervais, 1982) در محدوده سنگ‌های آکالن (OIB) واقع می‌شوند (شکل



شکل ۷. الف) موقعیت گابروهای مورد بررسی در نمودار Ti/V (Shervais, 1982)، محدوده‌های IAT، BABB، MORB و OIB از موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار نسبت Zr/Y در مقابل Zr (Pearce and Norry, 1979)، ب) موقعیت گابروهای مورد بررسی در نمودار Ti/100, Zr, Y (Pearce and Cann, 1973)، محدوده بازالت کالک-آلکالن با حرف A، MORB + تولیت‌های جزایر قوسی + بازالت کالک-آلکالن با حرف B، تولیت‌های جزایر قوسی با حرف C و بازالت‌های درون صفحه‌ای با حرف D مشخص شده‌اند



شکل ۸. نمودار نسبت Zr/Y در مقابل Zr/Nb (Saccani et al., 2013) برای گابروهای پهنه قوشچی

مورد مطالعه در ارتباط با مراحل اولیه بازشدگی نئوتیس درون صفحه‌ای و منشأ گرفتن آنها از یک گوشته غنی شده، بوده است و به‌طور کلی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی در این سنگ‌ها، نشان‌دهنده وقوع ماگماتیسزم مرتبط با کشش مشابه با OIB می‌باشد.

نتیجه‌گیری

قوشچی، شمال غرب ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان.

- شهابی ش.، شفایی مقدم ه. و قربانی ق.، ۱۳۹۷، ژئوشیمی ایزوتوپی Sr-Nd و سن‌سنجی ^{40}Ar - ^{39}Ar و Rb-Sr گرانیت‌های نوع A۲ قوشچی، شمال ارومیه، شمال باختر ایران. فصلنامه علوم زمین، ۱۰۷، ۲۷-۴۰.

- 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, 67-95.

- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. and Ghalamghash, J., 2011. Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrene. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 172-179.

- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), *Zagros, Hindu Kush, Himalaya. Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, *Geodynamics Series*, 3, 5-32.

- Chiu, H.-Y., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-163, 70-87.

- De Paolo, D. J. and Wasserburg, G. J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Journal of Geophysical Research*. Letter, 3, 743-746.

- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-79.

- McKenzie, D.P. and O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*. 32, 1021-1091.

سنگ‌های مافیک موجود در کمپلکس قوشچی در حاشیه شمال غربی کمر بند ساختاری ایران مرکزی واقع شده‌اند. این سنگ‌ها از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی شامل گابروها و دایک‌های دیابازی می‌باشند. نمودارهای تکتونوماگمایی نشان‌دهنده ماهیت آکالن و سن‌سنجی ^{40}Ar - ^{39}Ar برای کانی بیوتیت در گابروها نشان‌دهنده سن تبلور ۳۱۶ میلیون سال و بیانگر شکل‌گیری آن‌ها در مراحل اولیه محیط‌های کششی محلی درون صفحه‌ای هستند. ویژگی‌های ایزوتوپی (دارای eNd مثبت و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ پایین) در این سنگ‌ها، نشان‌دهنده منشأ گوشته غنی شده مشابه با OIB و در محدوده گارنت-اسپینل لرزولیتی با درجات بسیار کمی از آرایش پوسته‌ای شکل گرفته‌اند.

منابع

- ادوای، م.، جهانگیری، ا.، مجتهدی، م. و قلمقاش، ج.، ۱۳۸۸. سنگ‌شناسی و ژئوشیمی باتولیت قوشچی شمال غرب ایران. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ۴، ۷۱۶-۷۳۳.

- ادوای، م. و قلمقاش، ج.، ۱۳۸۹. پتروژنز و سال سنجی رادیومتری U-Pb زیرکن در گرانیت هریس (شمال غرب شبستر) استان آذربایجان شرقی. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ۴، ۶۳۳-۶۴۶.

- اسدپور، م.، ۱۳۷۹. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های حدواسط و اولترامافیک ناحیه قوشچی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، ایران.

- بهنیا، پ.، ۱۳۷۴. پتروژنز گرانیتوئیدهای ناحیه قوشچی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ایران.

- جهانگیری، ا.، ۱۳۷۱. بررسی پترولوژی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های ناحیه قوشچی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز، ایران.

- خدابنده، ا. و امینی فضل، ا.، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تسوج. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- خدابنده، ا.، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلماس. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- شهابی، ش.، ۱۳۹۱. ژئوشیمی، پترولوژی و تعیین سن گرانیت‌های آکالن (نوع A) و گابروهای منطقه

- McKenzie, D. and O'Nions, R.K., 1995. The source regions of oceanic island basalts. *Journal of Petrology*, 36, 133-159.
- Moghadam, H.S., Ghorbani, G., Khedr, M.Z., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Francisco, C.G., Martinez, M.L., Gourgaud, A. and Arai, S., 2014a. Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian High Plateau. *Gondwana Research* 26, 1028-1050.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 69(1), 33-47.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*. 19, 290-300.
- Prytulak, J. and Elliott, T., 2007. TiO₂ enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*. 263, 388-403.
- Richard, P., Shimizu, P. and Allegre, J.C., 1976. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, a natural tracer: an implication to oceanic basalt. *Earth and Planetary Science Letters* 31, 269-278.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri, A., 2013. Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos*, 162-163, 264-278.
- Safonova, I. Y., Buslov, M. M., Simonov, V. A., Izokh, A. E., Komiya, T., Kurgansgaya, E. V. and Ohno, T., 2011. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from the Katun' accretionary complex of Gorny Altai (southwestern Siberia). *Russian Geology and Geophysics*, 52, 421-442.
- Shafaii Moghadam H., Li X.H., Ling X.X., Stern R.J., Santos J.F., Meinhold G., Ghorbani Gh. and Shahabi S., 2015. Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. *Lithos*, 212-215, 266-279.
- Shaw, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243.
- Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. E., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London. Special Publication. 313-345.
- Thompson R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. London (Unwin Hyman).
- Zindler, A. and Hart, S. R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 14, 493-571.

ارزیابی و پهنه‌بندی خطرهای مرتبط با فوران احتمالی آتشفشان سبلان

احمد عباس نژاد^{۱*}، احمد خیاطزاده^۲، حجت‌اله رنجبر^۳، حمید احمدی‌پور^۴ و بهنام عباس‌نژاد^۵

۱. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
۳. استاد گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
۴. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
۵. پژوهشگر پسادکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۴/۱۴

چکیده

استراتولوکان سبلان یکی از آتشفشان‌های نیمه فعال ایران است و احتمال فوران آن در آینده منتفی نیست، زیرا که دارای چشمه‌های آبگرم فراوان و مورفولوژی سرپا (با فرسایش کم) است و از آخرین فوران آن، در مقیاس زمین‌شناسی، زمان اندکی طی شده است. براساس رژیم فوران این نوع آتشفشان‌ها، و نیز، فوران‌های قبلی حاصل از مطالعات زمین‌شناسی، فوران احتمالی این آتشفشان می‌تواند با تهدیدهای خاکستر (تفرا)، گدازه، پیروکلاستیک‌های جریانی و لاهار همراه باشد. شدت فوران احتمالی آن در مقیاس VEI در حد سه تا پنج پیش‌بینی می‌شود. در صورتی که این آتشفشان نشانه‌های شروع فوران را بروز دهد باید براساس نقشه‌های پهنه‌بندی مربوط به خطرهایی که می‌تواند ایجاد کند اقدامات اضطراری صورت گیرد. بنابراین، تهیه این نقشه‌ها برای اقدامات اضطراری ضروری است. در این مطالعه، از مدل ارتفاعی رقومی آتشفشان، تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزارهای Arc GIS، ENVI و VORIS و داده‌های جوی پایگاه NCEP/NCAR استفاده شد. برای تهیه نقشه خطر پیروکلاستیک‌های جریانی از مدل مالین و شریدان (Malin and Sheridan, 1982) استفاده شد. در تهیه نقشه گسترش و موقعیت جریان‌های گدازه مدل شبیه‌سازی جریان گدازه مورد استفاده قرار گرفت، و بالاخره، برای تعیین مسیرهای احتمالی و موقعیت جریان‌های لاهاری از تلفیق مدل ارتفاعی رقومی آتشفشان و تصاویر ماهواره‌ای موزائیک شده، آبراهه‌های اصلی شناسایی و بافرگذاری شدند. براساس این مطالعه، خاکستر آتشفشان به سمت شرق حرکت کرده و شهر اردبیل و آبادی‌های دیگری را مورد تهدید قرار خواهد داد. لاهارهای آن هم کاربری‌های متعددی در اطراف مخروط را تهدید می‌کنند و امکان ورود به شهرهای مشکین‌شهر و اردبیل را هم دارند. جریان‌های گدازه اکثر جان‌پناه‌ها، تأسیسات استفاده از آبگرم و پیست اسکی آلوارس را تهدید خواهند کرد. همچنین، مشکین‌شهر، روستای موئیل، پیست‌های اسکی و جان‌پناه‌ها در معرض پیروکلاستیک‌های جریانی (ابر سوزان) قرار خواهند داشت.

واژه‌های کلیدی: آتشفشان سبلان، خطر لاهار، خطر گدازه، خطر ابر سوزان، خطر خاکستر آتشفشانی.

مقدمه

داشته‌اند (Charlton, 2018). جزئیات این نقشه‌ها متأثر از نوع و شرایط آتشفشان، نوع داده‌های مورد استفاده و هدف از تهیه آن‌ها بوده است (Thompson et al., 2017). در هر حال، اسامی بعضی از نقشه‌های پهنه‌بندی این نوع خطر در کشورهای مختلف با ذکر منبع و مشخصات نقشه توسط ناکاسوجی و ساتاکه (Nakasuji and Satake, 2004) اعلام شده است.

این نقشه‌ها ابزار مهمی برای مرادده ریسک آتشفشانی بین دانشمندان، مسئولان و توده مردم می‌باشند (Haynes et al., 2008) و نقش مهمی در پاسخ اضطراری و کاهش خطر آتشفشان‌ها دارند (Xu et al., 2022). در شرایط بحرانی، می‌توان آن‌ها را از طریق اینترنت به سرعت و به‌طور وسیع انتشار داد تا در اختیار نیازمندان و افراد ساکن در اطراف آتشفشان قرار گیرند (Thompson et al., 2017). انواع مختلفی از نقشه پهنه‌بندی خطر آتشفشان وجود داشته و قابل تهیه است که توسط کالدر و همکاران (Calder et al., 2015) معرفی شده‌اند. هینس و همکاران (Haynes et al., 2008) نقشه‌های پهنه‌بندی خطر آتشفشان بوکورون (Boqueron) در کشور سان‌سالوادور را براساس سه وضعیت فرضی مختلف (فوران خفیف، متوسط و شدید) تهیه کرده‌اند. به‌عنوان نوعی از نقشه تک‌خطی می‌توان به نقشه خطر گدازه آتشفشان اتنا (Negro et al., 2013) اشاره کرد. همچنین، نری و همکاران (Neri et al., 2013) با استفاده از تکنیک درخت حوادث، نقشه پهنه‌بندی خطر آتشفشان کانلاتون^۲ فیلیپین را تهیه کرده‌اند. همچنین، حتی نقشه پهنه‌بندی خطر قطعات بزرگ پرتابی از دهانه آتشفشان هم تهیه شده است (Alatorre-Ibargueng et al., 2016).

کاپرا و همکاران (Capra et al., 2008) اقدام به پهنه‌بندی خطر آتشفشان نوادو د تولوکا^۳ واقع در ۷۰ کیلومتری غرب مکزیکوسیتی براساس معیارهای زمین‌شناسی و شبیه‌سازی کامپیوتری با استفاده از

پهنه‌بندی مهم‌ترین و اساسی‌ترین اقدام برای کاهش ریسک خطرهای زمین‌شناختی است، زیرا براساس آن وجود یا فقدان خطر و محدوده‌های با درجه‌های مختلف خطر مشخص می‌شوند. مقایسه یا همپوشانی این نقشه‌ها با کاربری زمین موقعیت و نوع عناصر در معرض ریسک را مشخص می‌کند. در واقع، این نقشه‌ها پیش‌نیاز اصلی برای هرگونه اقدامی در مورد خطرهای می‌باشند. این نکته در مورد آتشفشان‌ها هم صدق می‌کند. آن‌ها به شکل‌های مختلفی می‌توانند باعث خسارات جانی و مالی شوند و در منابع مختلف از جمله (Walker (1982), Blong (1984), Tilling (1989), McGuire (1998), Latter (2013), Loughlin et al., (2015) معرفی شده‌اند. در هر حال، ازجمله مهم‌ترین تهدیدهای ناشی از آن‌ها می‌توان به خطر خاکستر و گازهای آتشفشانی، خطر ابر سوزان، ورود گدازه، خطر لاهار و خطر تغییرات آب و هوایی اشاره کرد. براساس بررسی‌های خیاطزاده و عباس‌نژاد (۱۳۹۵) می‌توان آتشفشان‌های دماوند، سبلان، بزمان و تفتان را خاموش یا نیمه‌فعال^۱ فرض کرد، امکان فعال شدن آن‌ها در هر لحظه وجود دارد. در صورت فعال شدن ناگهانی، نیاز به داشتن اطلاعات در مورد محدوده‌های گسترش انواع تهدیدهای آتشفشانی جهت انجام اقدامات مدیریتی است و باید با توجه به نقشه‌های پهنه‌بندی انجام شوند.

ناکاسوجی و ساتاکه (Nakasuji and Satake, 2004) نقشه پهنه‌بندی خطر آتشفشان را نقشه‌ای تعریف کرده‌اند که موقعیت محدوده‌هایی که در اثر فعالیت آتشفشان آسیب می‌بینند را مشخص سازد. تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی خطر آتشفشان‌های فعال یا بالقوه فعال گام مهمی به سمت کاهش ریسک ناشی از آن‌ها است (Tilling, 2005). از آنجا که در دوران تاریخی در ایران هیچ فوران آتشفشانی رخ نداده است، در مقایسه با دیگر خطرهای (زلزله و سیل)، توجه کافی به این نوع تهدید نشده است (خیاطزاده و همکاران، ۱۴۰۱ و ۱۴۰۲). در ۱۵۰ سال گذشته صدها نقشه پهنه‌بندی خطر متعلق به آتشفشان‌ها و پهنه‌های آتشفشانی مختلف دنیا تهیه و ارائه شده است که نقش مهمی در مرادده^۴ این خطر

1. Dormant
2. Communication
3. Kanlaon
4. Nevado de Toluca

پیش‌تر نقشه‌های پهنه‌بندی خطر آتشفشان تفتان (خیاطزاده و همکاران، ۱۳۹۵)، بزمان (خیاطزاده و همکاران، ۱۴۰۱) و دماوند (خیاطزاده و همکاران، ۱۴۰۱) تهیه شده‌اند. بنابراین، هنوز چنین نقشه‌هایی برای آتشفشان سبلان تهیه نشده‌اند. اگرچه مطالعات متعددی روی آتشفشان سبلان صورت گرفته است، اما هدف آن‌ها شناخت آن از جنبه آتشفشان‌شناسی است و جنبه‌های خطری آن مورد مطالعه قرار نگرفته‌اند. نبود نقشه پهنه‌بندی در هنگام بروز نشانه‌های فعال شدن و در حین فوران می‌تواند خسارات و تلفات ناشی از فوران را به‌شدت افزایش دهد.

منطقه مورد مطالعه

استراتوتولکان سبلان در ۴۰ کیلومتری باختر اردبیل و در جنوب مشکین‌شهر قرار دارد (شکل ۱). ارتفاع آن از سطح دریا ۴۸۲۰ متر است و محدوده‌ای به وسعت حدود ۱۲۰۰ کیلومترمربع را اشغال کرده است. این آتشفشان دارای سه قله است که بلندترین آن‌ها سبلان سلطان نام دارد. یکی دیگر از قله‌ها که هرم داغ نام دارد دهانه‌ای به قطر ۲۰۰ متر دارد و از بمب، لاپیلی و بلوک پر شده است. این آتشفشان به‌طور معمول از آذر ماه به طور کامل توسط برف پوشیده می‌شود.

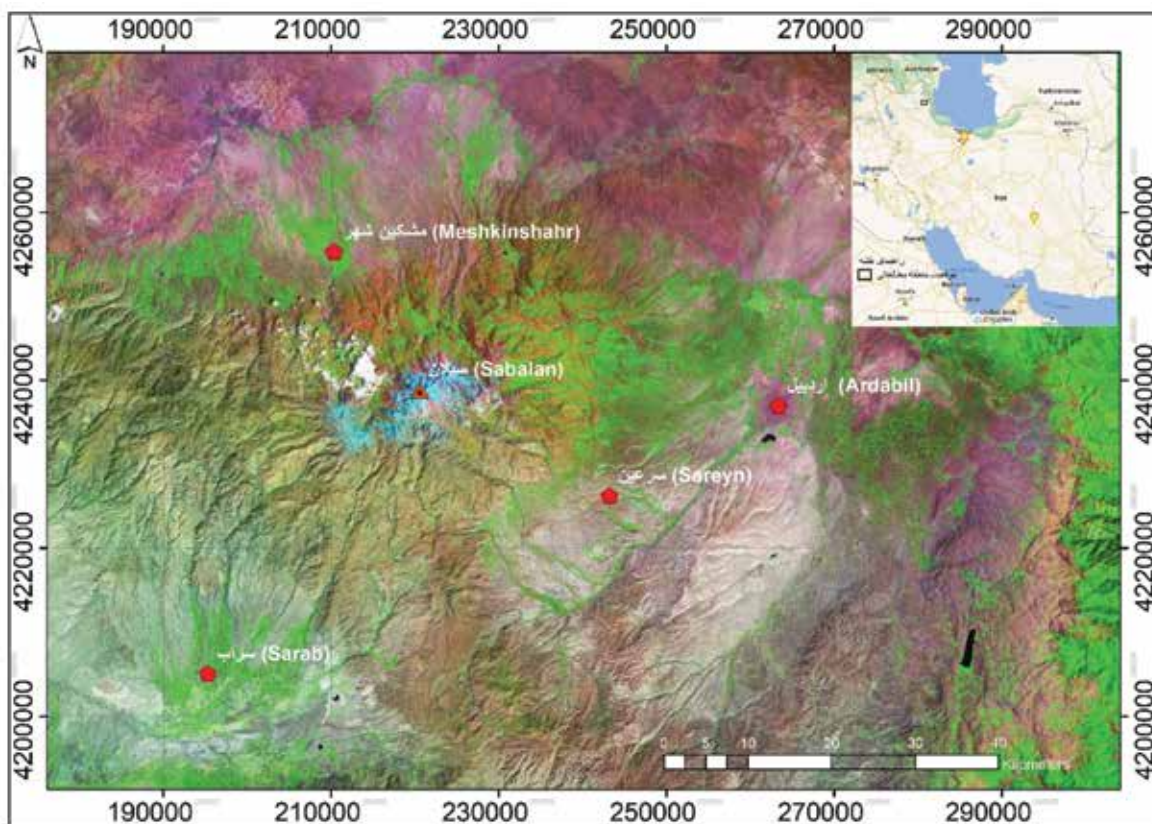
آتشفشان سبلان روی یک واحد کوهستانی با امتداد خاور-باختر و متشکل از گدازه‌های ائوسن و توده‌های نفوذی قرار دارد (باباخانی، ۱۳۸۷) و دارای یک کالدرای بزرگ با قطر حدود ۱۲ کیلومتر است. این کالدرای توسط فوران‌های بعدی تا حدی پر شده است (شکل ۲). پیدایش این کالدرای ناشی از فرونشست زمین دانسته‌اند. آتشفشان سبلان توسط افراد مختلفی از جمله دیدون و ژمین (Didon and Gemain, 1976)، امامی (Emami, 1994)، قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2016)، موسوی و همکاران (Mousavi et al., 2014)، امامی (۱۳۷۹)، فتح الهی و همکاران (۱۳۹۲)، باباخانی (۱۳۸۷)، فتح الهی و همکاران (۱۳۸۹)، فتح الهی و خیرخواه (۱۳۹۴) و قلمقاش و همکاران (۱۳۹۸) مورد مطالعه قرار گرفته است.

نرم‌افزارهای LAHARL، TTTAN2D، D3WOLF و HAZMAP کرده‌اند. اگرچه این آتشفشان از ۳۳۰۰۰ سال قبل فورانی نداشته، ولی مشابه با سبلان به لحاظ قرارگیری در یک کمربند فعال و با توجه به فوران‌های گذشته، خطرناک تشخیص داده شده است. براساس این مطالعه، جریان‌های آواری آن می‌توانند تا ۱۵ کیلومتر از دهانه دور شده و خسارت وارد سازند. خاکستر ناشی از فوران نوع پلینی آن تا ۷۰ کیلومتر از محل فوران توانائی وارد ساختن خسارت را دارد. بدین ترتیب، مکزیکوسیتی هم در معرض تهدید آن قرار دارد. لاهارهای آن هم در سال‌های متمادی پس از فوران می‌توانند تولید شوند و امکان خسارت به روستاهای موجود در دره‌های اطراف آتشفشان را خواهند داشت.

سالواتیچی و همکاران (Salvatici et al., 2016) با استفاده از مدل سازی رقومی اقدام به تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر جریان‌های آذرآواری در آتشفشان استرومبولی ایتالیا کرده‌اند. همچنین، تارینگان و همکاران (Tarigan et al., 2017) نقشه پهنه‌بندی خطر آتشفشان سینابونگ را با استفاده از پهباد تهیه کرده‌اند. چورل و همکاران (Chevrel et al., 2021) نقشه پهنه‌بندی خطر آتشفشان سپری جزیره رونیون فرانسه را تهیه کرده‌اند. آن‌ها به مواردی نظیر موقعیت نقطه خروج، زمان تکرار فوران، طول جریان و مسیر جریان توجه داشته‌اند.

واگنر و همکاران (Wagner et al., 2015) تعداد ۱۹ نقشه پهنه‌بندی متعلق به آتشفشان‌های مختلف دنیا را جمع‌آوری کرده و از نظر نحوه تهیه، نوع خطر و نحوه ارائه مورد مقایسه قرار داده‌اند. ناکاسوجی و ساتاکه (Nakasujii and Satake, 2004) مراحل تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی را توضیح داده‌اند. تهیه نقشه با استفاده از GIS امکان اصلاح و تغییر آن در هر زمان را فراهم می‌کند. در عین حال که با استفاده از GIS می‌توان نقشه هم‌زمان با فوران را نیز به‌سرعت تهیه کرد و برای کمک به مدیران و افراد درگیر از طریق اینترنت منتشر ساخت.

همان‌گونه که ذکر شد، براساس مطالعات خیاطزاده و عباس نژاد (۱۳۹۵)، سبلان همراه با تفتان، دماوند و بزمان از جمله آتشفشان‌های ایرانی مستعد به فوران در آینده است.



شکل ۱. موقعیت آتشفشان سبلان و مهم‌ترین شهرهای اطراف آن

سن سنجی زیرکن به روش U-Pb زمان فوران سنگ‌های آتشفشانی قدیمی آن را ۴/۵ تا ۱/۳ میلیون سال قبل و سن جوان‌ترین سنگ‌های خروجی از آن را ۴۸۰۰۰ تا ۱۸۸۰۰۰ سال قبل به دست آورده است، ولی براساس داده‌های منتشر نشده حسن‌زاده و همکاران (به نقل از فتح‌الهی و خیرخواه (۱۳۹۴))، جدیدترین فوران سبلان حدود ۷۵۰۰۰ سال قبل رخ داده است.

در این آتشفشان سه سری فعالیت شناسایی شده است که عبارتند از: (۱) سری زیرین، پیش از پیدایش مخروط تشکیل شده و شامل گدازه‌های لاتیتی-آندزیتی میوسن است، (۲) سری میانی، مخروط اصلی را ساخته و در طی آن ابتدا گدازه‌های لاتیتی-آندزیتی خارج شده و در پایان جای خود را به داسیت داده‌اند و (۳) سری فوقانی، پس از پیدایش کالدرای تشکیل شده، ترکیب عمده آن آندزیتی-داسیتی است و سن آن پلیوکواترن است.

در جدول ۱ واحدهای زمین‌شناختی تشکیل‌دهنده سبلان به ترتیب سن معرفی شده‌اند. این واحدها حاکی از

سنگ‌شناسی بعضی از واحدهای ائوسنی که این آتشفشان روی آنها قرار گرفته توسط زمانی و همکاران (۱۳۹۴)، مبشر گرمی و همکاران (۱۳۹۷) و یادگاری و همکاران (۱۴۰۲) مورد مطالعه قرار گرفته است.

اولین فعالیت‌های فورانی این آتشفشان از ائوسن شروع شده‌اند، ولی شکل واقعی آن محصول فعالیت در پلیوسن است. البته، در کواترن هم فعالیت داشته است. بنابراین، در طی یک دوره زمانی به نسبت طولانی شکل گرفته است. فتح‌الهی و خیرخواه (۱۳۹۴) آن را به‌عنوان عضو جوانی از مجموعه آتشفشانی سنوزوئیک متعلق به کمان ماگمایی البرز ذکر کرده‌اند و معتقدند جوان‌ترین کالدرای آتشفشانی در شرق فلات ایرانی-ترکی است. براساس مطالعات فتح‌الهی و خیرخواه (۱۳۹۴)، ماگماهای اولیه آن به حاشیه فعال قاره‌ای متأثر از فرورانش اقیانوس تتیس زیر صفحه ایران مرکزی تعلق دارند. باباخانی (۱۳۸۷) فعالیت آتشفشانی آن را هم ارز کواترن پیشین در نظر گرفته است. قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2016) با استفاده از

این می‌باشند که سبلان در فعالیت‌های خود لاهار، گدازه و ابر سوزان (ایگنیمبریت) هم تولید کرده است. بدیهی است در فوران‌های این استراتوولکان خاکستر هم تولید شده و به‌طور عمده در محل‌های دور از مخروط نهشته شده‌اند.

جدول ۱. واحدهای زمین‌شناسی تشکیل‌دهنده آتشفشان سبلان (با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی مشکین‌شهر، 1994، Amini)

دوره فعالیت	جنس سنگ‌های تشکیل‌دهنده واحدهای مربوطه
فرسایشی	شامل: لاهار و پادگانه‌های آبرفتی قدیمی‌تر که خود شامل واریزه‌ها و مورن‌های یخچالی‌اند
مرحله چهارم	شامل: گدازه‌های آندزیتی-داسیتی و درنهایت گدازه‌های تراکیتی-تراکی آندزیتی
مرحله سوم	شامل: لاهار و آگلومرا، ایگنیمبریت‌های داسیتی، روانه‌های خاکستر داسیتی-ریوداسیتی و گدازه‌ها و گنبدهای ریولیتی-تراکیتی
مرحله دوم	شامل: گدازه و گنبدهای داسیتی-ریوداسیتی در بلندی‌های سبلان
مرحله اول	شامل: جریان‌های گدازه آندزیتی، جریان‌های گدازه تراکی آندزیتی و گدازه‌های آندزیتی پرفیری و داسیت پرفیری

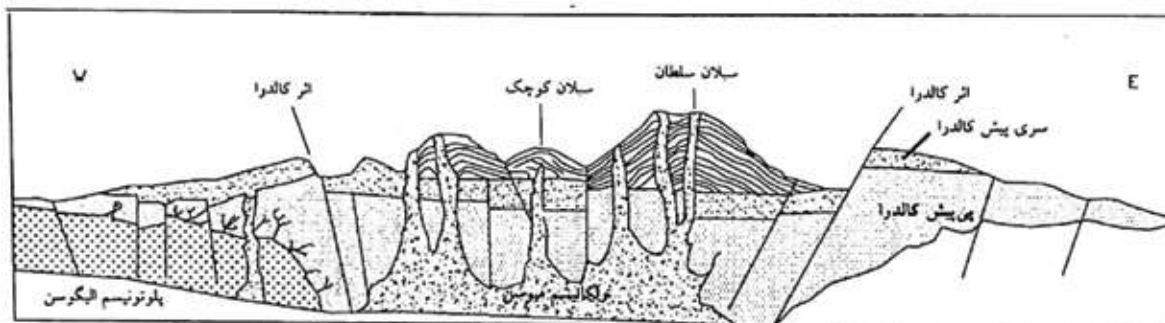
به‌صورت تشکیل دو مخروط مرکب کوچک و سه جریان گدازه بوده است (امامی، ۱۳۷۹). ناگفته نماند، درحالی‌که گدازه‌های این آتشفشان به‌طور عمده ترکیب آندزیتی تا داسیتی دارند، ایگنیمبریت‌های آن ترکیب اسیدی‌تر (ریولیتی تا داسیتی) نشان می‌دهند (باباخانی، ۱۳۸۷؛ امامی، ۱۳۷۹ و قلمقاش و همکاران، ۱۳۹۸).

فتح‌الهی و خیرخواه (۱۳۹۴) مواد خروجی آن را محصول تبلور تفریقی ماگمای والد بازالتی با خصوصیات کالک آلکن پتاسیم بالا ذکر کرده‌اند و پوسته لیتوسفری غنی شده را منشاء آن دانسته‌اند. این مواد به کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای تعلق دارند، ولی در پوسته بالایی دچار آلودگی شده‌اند. قلمقاش و همکاران (۱۳۹۸) منشاء آن را ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پایینی با ترکیب آمفیبولیت گارنت دار دانسته‌اند.

دیدون و ژمین (Didon and Gemain, 1976) پنج فاز فورانی در گدازه‌های آن شناسایی کرده‌اند که سه مورد از آن‌ها غالب است و واحدهای عمده را تشکیل داده‌اند. این سه مورد عبارتند از: آندزیت‌های زیرین، تراکی آندزیت‌ها و گدازه‌های داسیتی انتهایی.

براساس مطالعات باباخانی (۱۳۸۷) و امامی (۱۳۷۹) فروریزی این آتشفشان و تشکیل کالدرای آن همراه با فعالیت اصلی انفجاری است. در اثر آن، جریان‌های آذرآواری، خاکستر، ابر سوزان، برش‌های تیپ پله، روان‌های ایگنیمبریتی و بمب‌های آتشفشانی تولید شده‌اند.

پس از تشکیل کالدرای کوتاه گدازه خارج شده و گنبدهای آتشفشانی را شکل داده‌اند (شکل ۲). آن‌ها بخش‌های مرکزی مرتفع این آتشفشان را اشغال کرده و ترکیبی آندزیتی تا داسیتی دارند. آخرین فعالیت سبلان



شکل ۲. برش زمین‌شناختی از آتشفشان سبلان (باباخانی و همکاران، ۱۳۶۷-به نقل از قربانی، ۱۳۸۲)

خروج در استراتوولکان‌ها دهانه فعلی در نظر گرفته می‌شود (Nakasuji and Satake, 2004). بنابراین، در این مطالعه هم نقطه خروج در دهانه فعلی آتشفشان در نظر گرفته شد. یک جنبه دیگر این مطالعه اندازه فوران و مشخصات فوران است و مشابه با سایر استراتوولکان‌های ایران (خیاطزاده و همکاران، ۱۴۰۱ و ۱۳۹۵) عمل شد.

نحوه تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر خاکستر

برای تهیه نقشه گسترش خاکسترهای ناشی از فوران احتمالی این آتشفشان از مدل فرارفت-انتشار (Mastin et al., 2009) استفاده شد. این مدل اغلب برای هشدار خطر خاکستر و مقابله با آن استفاده می‌شود (Connor et al., 2001). برای استفاده از این مدل باید پارامترهای تأثیرگذارنده مختلفی؛ نظیر ارتفاع ستون فوران، مقدار مواد فورانی، مدت زمان فوران، اندازه ذرات و سرعت و جهت وزش باد در ارتفاعات مختلف معرفی شوند. از نرم‌افزار VORIS که براساس مدل فوق طراحی شده، استفاده شد. این نرم‌افزار می‌تواند نقشه ضخامت و گسترش خاکستر ناشی از فوران فرضی را نشان دهد. (Felpeto, 2007) اطلاعات جوی مورد نیاز از پایگاه NCEP/NCAR که سرتاسر جهان را پوشش می‌دهد کسب شدند. در این پایگاه، آمار مربوط به سرعت و جهت باد در محدوده‌های ۲/۵ در ۲/۵ درجه طول و عرض جغرافیائی از سال ۱۹۴۸ ارائه می‌شوند. براساس آن، مقادیر سرعت و جهت وزش باد در ارتفاعات مختلف منطقه سبلان در جدول ۲ ارائه شده‌اند. در ضمن، به تبعیت از مرتضوی و همکاران (Mortazavi et al., 2009) و خیاطزاده و همکاران (۱۳۹۵) حجم فوران ۰/۵ کیلومتر مکعب و اندازه ذرات $M_d=3/0$ و $M_d=4/5$ میکرون در نظر گرفته شدند.

در بعضی از حواشی سبلان (به‌طور مثال، نزدیک اردبیل، مشکین‌شهر، سراب و نیر) جریان‌های لاهاری به سن احتمالی پلیستوسن تولید شده‌اند و در سطح مخروط هم به چشم می‌خورند. ضخامت آن‌ها ۱۰ تا ۳۰۰ متر است. ژئومورفولوژی این آتشفشان توسط اسفندیاری و خیام (۱۳۸۶)، بیاتی خطیبی (۱۳۸۶)، دلال اوغلی (۱۳۸۲) و (۱۳۸۳) و دلال اوغلی و رجیبی (۱۳۹۴) مورد مطالعه قرار گرفته است.

بالا بودن دمای ژئوترمال در محدوده این آتشفشان خود مؤید پتانسیل بالای فوران احتمالی آن در آینده می‌باشد. مطالعات زمین‌گرمائی این آتشفشان توسط افراد مختلف از جمله رحیمی (۱۳۷۵)، (Fotouhi 1995)، Abdolahzadeh Bina (2009) Ghaedrahmati et al., (2013) انجام شده است.

روش مطالعه

اطلاعات زمین‌شناختی مورد نیاز برای شناخت سبلان و نوع فوران‌ها و مواد خروجی آن از منابع متعدد صورت گرفته روی آن کسب شدند. این اطلاعات برای ارزیابی پتانسیل فوران آتی و نوع خطرهای قابل ایجاد مورد استفاده قرار گرفتند. از تصاویر DEM ۳۰ متر به‌عنوان اطلاعات ارتفاعی رقومی استفاده شد و تصاویر رقومی موزائیک تصویری آن تهیه شدند. تصاویر سه بعدی آتشفشان با استفاده از نرم‌افزار ENVI و با داشتن اطلاعات ارتفاعی رقومی به دست آمدند. این تصاویر سه بعدی مبنای تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی قرار گرفتند. همچنین، تصاویر لندست ETM⁺ برای شناسایی کاربری زمین و عناصر تحت خطر مورد استفاده قرار گرفتند. در تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی موقعیت نقطه خروج مواد بسیار اهمیت دارد. در این رابطه، همواره نقطه

جدول ۲. سرعت و جهت وزش باد در سطوح مختلف جو در پهنه سبلان (برگرفته از داده‌های مرکز NCER/NCAR)

ارتفاع (Km)	فشار (mb)	جهت وزش باد (deg)	سرعت وزش باد (m/s)
۱	۵۰۰	۲۵۵	۱۱
۲	۳۰۰	۲۶۰	۲۱
۳	۱۰۰	۲۶۰	۱۸
۴	۵۰	۲۵۱	۶/۷۵
۵	۲۰	۲۵۰	۶/۲۵

با سطح زمین (Felpeto et al., 2007) برابر است. این مدل به خوبی توسط فلیپتو (Felpeto, 2009) توضیح داده شده است. در عمل، برای اجرای آن مدل ارتفاعی رقومی این آتشفشان مورد استفاده قرار گرفت و با توجه به موقعیت دهانه، مختصات نقطه شروع مشخص شد. پس از آن، مقادیر پارامترهای مورد نیاز در پنجره شبیه‌سازی آن به صورت دستی وارد شدند. با فرمان اجرا^۱، محاسبات انجام شده و لایه اطلاعاتی جدیدی به دست آمد و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS به نقشه پهنه‌بندی پیروکلاستیک‌های جریان تبدیل شد. در ضمن، در این مطالعه ارتفاع سقوط ابر جریانی ۲۰۰ متر و زاویه معادل سقوط (زاویه بین ارتفاع سقوط و شیب توپوگرافی) شش درجه در نظر گرفته شدند.

نحوه تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر لاهار

برای تهیه این نقشه، با استفاده از تصویر سه بعدی تهیه شده از تلفیق مدل ارتفاعی رقومی آتشفشان و تصویرهای ماهواره‌ای موزائیک شده آن، آبراهه‌های اصلی مشخص و بافرگذاری شدند. آن‌ها به عنوان معابر اصلی حرکت لاهار عمل می‌کنند. به عنوان محدوده خطر لاهار، بافر ۵۰۰ متر برای آبراهه‌های اصلی در نظر گرفته شد و نقشه مسیرهای احتمالی جریان‌های لاهاری به دست آمد. ناگفته نماند، در این روش مسیر لاهار مشخص می‌شود، ولی مسافت طی شده تابع شرایط زمان و مکان فوران است.

بحث

احتمال فعالیت

سبلان در دوره تاریخی فاقد هرگونه فوران بوده است. چشمه‌های آب‌گرم متعدد اطراف این مخروط آتشفشانی که توسط شاه بیک (۱۳۷۲) و کمالی نژاد و عباس نژاد (۱۳۹۸) مطالعه و معرفی شده‌اند؛ گزارش خروج گازهای گوگردی در برهه‌های زمانی کوتاه توسط افراد محلی؛ فعالیت شدید تکنونیک پهنه (رحیمی و همکاران، ۱۳۷۵) و نیز، به نسبت سریا بودن آن و فعالیتش در دوران چهارم زمین‌شناسی، همگی مؤید نیمه فعال بودن آن و احتمال فوران مجدد

نحوه تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر گدازه

برای تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر گدازه از مدل شبیه‌سازی جریان گدازه استفاده شد. اساس آن این فرض است که توپوگرافی نقش اصلی را در تعیین مسیر گدازه ایفا می‌کند. در این مدل دو فرض منطقی به کار گرفته می‌شود. اول اینکه گدازه در صورتی از یک نقطه (پیکسل) به نقطه دیگر وارد می‌شود که تفاضل مقدار ارتفاع آن‌ها مثبت باشد. براساس فرض دوم مقدار ورود آن از یک نقطه (پیکسل) به دیگری تابع مقدار عددی تفاضلات مثبت است. در این مدل، با انتخاب یک نقطه به عنوان مبداء، مسیرهای حرکت با استفاده از میانگین‌های الگوریتم مونت کارلو^۱ مشخص می‌شوند. مقادیر ارتفاع براساس مدل ارتفاعی رقومی^۲ محل تعیین می‌شوند. حداکثر طول جریان گدازه در هر مسیر توسط یک پارامتر ثابت برای همه محاسبات کنترل می‌شود (Felpeto et al., 2007). البته، با وارد کردن مقادیر انتخابی برای هر پارامتر، پارامترهای کلی (مانند حداکثر طول جریان، تصحیح ارتفاعی و تعداد از سرگیری محاسبات) باید برای هر نقطه خروجی فرضی گدازه به صورت عدد وارد شوند. مختصات نقطه شروع فوران به صورت دستی با کلیک روی نقطه مورد نظر مشخص می‌شوند. در این مطالعه، حداکثر طول جریان ۵ کیلومتر در نظر گرفته شد. همچنین، ارتفاع روانه برای بی‌اثر کردن موانع موجود در مسیر و یا خطای مدل ارتفاعی رقومی سه متر فرض شد. در ضمن، به عنوان شروع حرکت گدازه ۵۰۰۰ نقطه در اطراف دهانه انتخاب شدند.

نحوه تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر

پیروکلاستیک‌های جریانی

در این مطالعه، برای تعیین حداکثر مسافت گسترش پیروکلاستیک‌های جریانی از مدل ارائه شده توسط مالین و شریدان (Malin and Sheridan, 1982) استفاده شد. اساس این مدل در نظر گرفتن ارتفاع نقطه شروع جریان (H_c) و نسبت آن با طول مسافت جریان (L) به عنوان یک پارامتر اصطکاکی است و در آن به زاویه میل جریان (α) نیاز است. این زاویه از طریق نسبت $\text{Arctan} \frac{H_c}{L}$ تعیین می‌شود. پس، در آن، محدوده حرکت با محل تلاقی جریان

1. Mont Carlo Method

2. DEM

3. Run

مسیرهای کوهنوردی و جاده‌های ماشین‌رو در معرض خطر قرار دارند. در حاشیه مخروط شهرها و روستاهای متعددی (نظیر اردبیل، مشکین‌شهر، سراب، موئیل، آق‌بلاغ، شایق، الوارسی، کمال‌آباد، قره‌کانلو، خیارک و سرعین) و نیز جاده‌های مواصلاتی، باغ‌ها و مزارع، ساختمان‌های صنعتی، مرکز استفاده از انرژی ژئوترمال، حوضچه پرورش ماهی و موارد دیگر وجود دارند، و می‌توانند در اثر فعالیت احتمالی این آتشفشان کمابیش آسیب ببینند.

محدوده‌های تحت خطر تفرا (خاکستر)

نقشه گسترش خاکسترهای آتشفشانی ناشی از فوران احتمالی سبلان در شکل ۳ نشان داده شده است. با توجه به این نقشه، تحت تأثیر بادهای غالب مرتفع در این عرض جغرافیایی که غربی-شرقی می‌باشند خاکسترها به سمت شرق تا اندکی متمایل به سمت شمال شرق حرکت کرده و در نهایت در سطح زمین نهشته می‌شوند. شهر اردبیل و روستاهای شرق مخروط در محدوده گسترش پلوم آن قرار داشته و می‌توانند دچار مشکل شوند. براساس فرضیات انجام شده برای تعیین پلوم خاکستر، بستگی به فاصله و موقعیت محل، ضخامت خاکستر می‌تواند در مواردی به حدود سه متر هم برسد. در اثر خاکستر، مشکلاتی از نظر تنفس، دید در هنگام رانندگی، عبور هواپیماها، آلودگی منابع آب و آسیب به محصولات کشاورزی عارض می‌شوند. در جدول ۳ اثرات ناشی از ضخامت‌های مختلف خاکستر آتشفشانی درج شده است.

آن می‌باشند. براساس مطالعات خیاطزاده و عباس‌نژاد (۱۳۹۵)، این آتشفشان در میان استراتوولکان‌های ایران دارای پتانسیل فوران در آینده است.

اندازه فوران احتمالی

با توجه به اینکه سبلان یک استراتوولکان است و در چند ده تا چند صد هزار سال گذشته فاقد فوران بوده است، پیش‌بینی می‌شود شروع فوران احتمالی آن با انفجار به نسبت شدید در حد VEI برابر سه تا پنج همراه باشد. بنابراین، معادل انفجارهای در حد ولکانی تا نیمه پلینی قابل تصور است. در این فوران، احتمال ورود خاکستر به استراتوسفر زمین هم وجود دارد.

نوع خطرهای احتمالی

همان‌گونه که ذکر شد، سبلان در گذشته با ایجاد فعالیت‌های از نوع خروج گدازه، تولید ابر سوزان، فوران خاکستر و ایجاد لاهار همراه بوده است. توجه به استراتوولکان بودن آن و نیز، نوع تهدیدهایی که در گذشته داشته حاکمی از این است که خطرهای فوق (گدازه، لاهار، ابر سوزان و خاکستر) در فوران‌های بعدی آن باید جدی گرفته شوند.

عناصر تحت خطر

در محدوده مخروط این آتشفشان و اطراف آن کاربری‌های متعددی وجود دارند که می‌توانند از فعالیت این آتشفشان متأثر شوند. در سطح مخروط، جان‌پناه‌ها و اقامتگاه‌های کوهنوردی، تأسیسات استفاده از آبگرم، پیست اسکی،

جدول ۳. اثرات ضخامت‌های مختلف خاکستر (Michaud-Dubuy et al., 2021 - با تغییرات)

اثرات	ضخامت خاکستر	ردیف
توقف فعالیت فرودگاه، ایجاد مشکلات برای شبکه‌های تأمین	در حد میلی‌متر	۱
آسیب به فرودگاه، آسیب به پوشش گیاهی، ایجاد مشکلات برای شبکه‌های تأمین (جاده و غیره)	در حد سانتیمتر	۲
غیرقابل عبور شدن جاده‌ها، ریزش سقف خانه‌های چوبی	حدود ۲۰ سانتیمتر	۳
تخریب کامل زیرساخت‌ها	بیش از ۱ متر	۴

سبلان در شکل ۴ ارائه شده است. با توجه به این نقشه، گدازه‌ها در مجاری حفر شده در شمال و جنوب مخروط حرکت کرده و تنها جریان شمالی می‌تواند به مشکین‌شهر

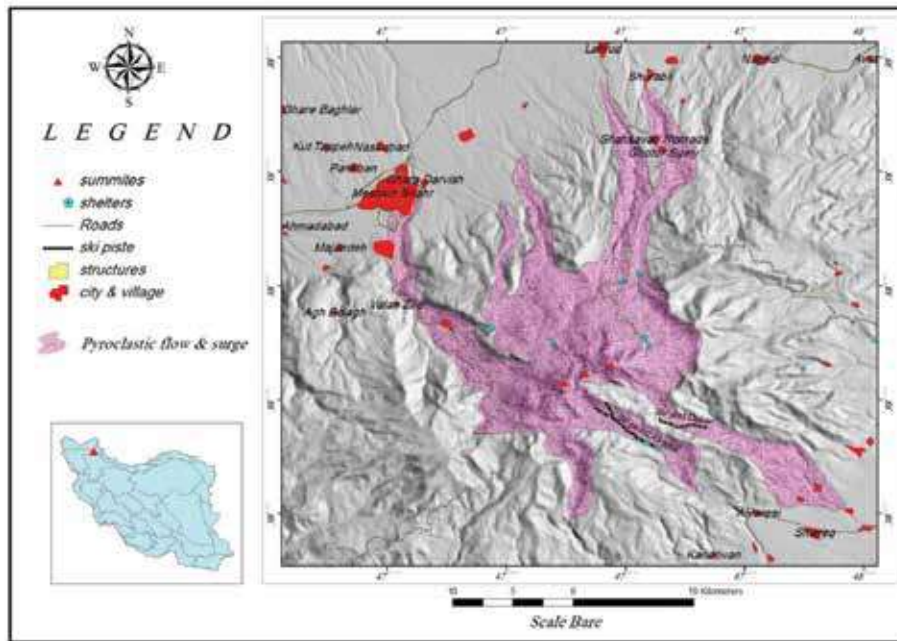
محدوده‌های تحت خطر جریان گدازه

براساس فرضیات و روش ارائه شده در مبحث «مواد و روش‌ها»، نقشه پهنه‌بندی خطر گدازه ناشی از فوران احتمالی

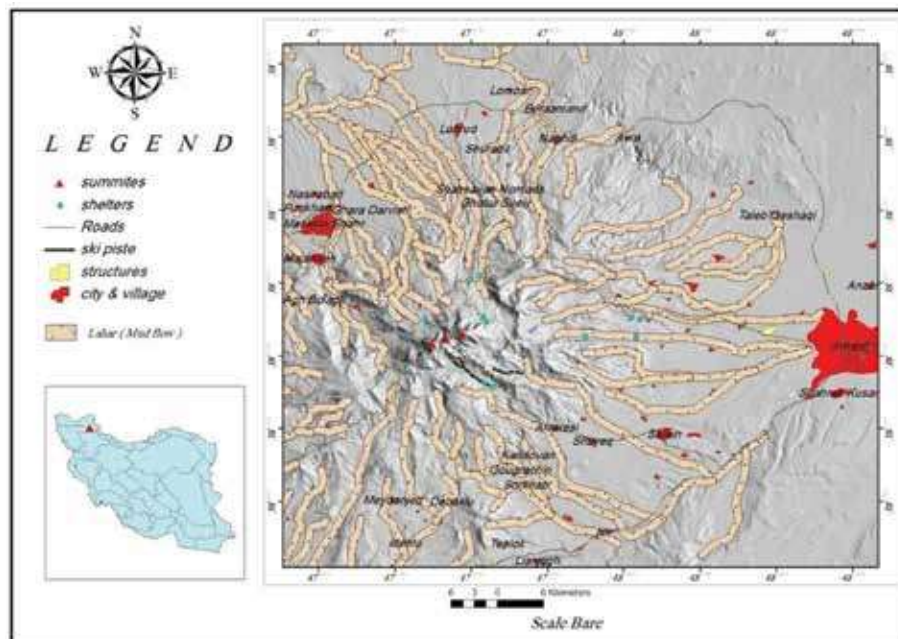
محدوده‌های تحت خطر لاهار

نقشه مسیره‌های احتمالی و گسترش لاهار در شکل ۶ نشان داده شده است. این نقشه مسیره‌های احتمالی لاهار را نشان می‌دهد، ولی مسافت طی شده توسط آن‌ها متأثر از حجم آب موجود در مخروط (ناشی از ذوب یخ و برف و بارش باران) است و در ایام مختلف سال می‌تواند تفاوت زیادی

نقشه، مشکین‌شهر، روستای موئیل، محل‌های استقرار عشایر شاهسون و قطورسوئی (در شمال مخروط) و هر دو پیست اسکی اوج و آوارس، روستای آوارس در جنوب، اکثر جان‌پناه‌ها و آب‌گرم قطورسوئی در معرض تهدید قرار دارند. به عقیده قلمقاش و همکاران (۱۳۹۸) آتشفشان سبلان استعداد فوران‌های دمای بالا، سریع و پر گسترش ابر سوزان را دارد.



شکل ۵. نقشه گسترش پیروکلاستیک‌های جریان (نوبی آردنت) در اثر فوران احتمالی سبلان



شکل ۶. نقشه مسیر لاهارهای ایجاد شده از فوران فرضی سبلان

در این مطالعه، نقشه‌های پهنه‌بندی براساس محتمل‌ترین وضعیت برای هر یک از خطرهای تهیه شده‌اند، ولی بهتر است در مطالعات بعدی نقشه‌های پهنه‌بندی هر یک از خطرهای برای وضعیت‌های احتمالی مختلف هم تهیه شوند. البته، از آنجا که راهی برای صحت‌سنجی این نوع نقشه‌ها وجود ندارد، شاید بهتر باشد انواعی از نقشه با روش‌ها و تکنیک‌های مختلف تهیه شوند. در این حالت، وضعیت‌های مورد تأیید نقشه‌های متعدد، قابل قبول‌تر و صحیح‌تر فرض می‌شوند.

منابع

- اسفندیاری درآباد، ف. و خیام، م.، ۱۳۸۶. تحلیلی بر اثرات ژئومورفیک بر فاب در دامنه شرقی سبلان، پژوهش‌های جغرافیائی، ۶، ۸۳-۹۷.
- امامی، م.، ۱۳۷۹. ماگماتیسیم در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸.
- باباخانی، ع.، ۱۳۸۷. کوه آتشفشان سبلان، گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور، مرکز تبریز، ۱۲۲.
- بیاتی خطیبی، م.، ۱۳۸۶. تحلیل و بررسی نقش عوامل توپوگرافی و دینامیک رودخانه‌ای بر اندازه مخروط واریزه‌ای؛ مطالعه موردی: دامنه شمال غربی سبلان (شمال غرب ایران)، پژوهش‌های جغرافیائی، ۶، ۱۵۷-۱۷۵.
- خیاط‌زاده، ا. و عباس‌نژاد، ا.، ۱۳۹۵. کاربرد روش‌های تصمیم‌گیری EN-SAW و ANP در مطالعات زمین‌شناسی: ارزیابی و اولویت‌بندی خطر فعال شدن استراتوولکان‌های ایران به‌عنوان مطالعه موردی، فصلنامه علوم زمین، (۱۰۲)، ۲۶، ۱۳۷-۱۴۶.
- خیاط‌زاده، ا.، عباس‌نژاد، ا. و رنجبر، ح.، ۱۳۹۵. پهنه‌بندی خطر تفرا، گدازه و ابرهای سوزان احتمالی آتشفشان تفتان، فصلنامه جغرافیا و مطالعات محیطی، (۱۸)، ۵، ۱۷-۳۰.
- خیاط‌زاده، ا.، عباس‌نژاد، ا.، رنجبر، ح.، احمدی پور، ح. و عباس‌نژاد، ب.، ۱۴۰۲. ارزیابی و پهنه‌بندی خطر تفرا، گدازه و ابرهای سوزان ناشی از فوران احتمالی آتشفشان بزمان. زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۳(۲)، ۴۵۵-۴۶۸.
- خیاط‌زاده، ا.، عباس‌نژاد، ا.، رنجبر، ح.، احمدی‌پور، ح. و عباس‌نژاد، ب.، ۱۴۰۲. پهنه‌بندی خطر

داشته باشد. بنابراین، ابعاد لاهارها تابع اوقات فوران در سال هم هست، به‌طوری‌که در زمستان به علت تراکم بیشتر برف لاهارهای بیشتری می‌توانند تولید شوند و تا مسافت طولانی‌تری پیش می‌روند.

در مجموع، لاهارها بعضی از سکونت‌گاه‌ها، اماکن تفریحی و زمین‌های کشاورزی اطراف مخروط را تهدید می‌کنند. همچون لاهارهای ناشی از فوران‌های قبلی که تا مشکین‌شهر و اردبیل پیش رفته‌اند، احتمال پیشروی آن‌ها تا این شهرها هم وجود دارد.

نتیجه‌گیری

براساس آنچه در مورد شرایط آتشفشان سبلان توضیح داده شد، احتمال فوران آن در آینده مطرح است. در این صورت، ممکن است فوران با شدت سه تا پنج در مقیاس VEI صورت گیرد. در اثر آن، تهدیدهای ناشی از خاکستر، گدازه، جریان‌های آذرآواری و لاهار امکان بروز دارند. این تهدیدها می‌توانند به کاربری‌های سطح مخروط و حاشیه آن آسیب برسانند (به‌ویژه لاهارها و پیروکلاستیک‌های جریان‌ی). خاکسترهای این آتشفشان تحت تأثیر جریان بادهای غالب مرتفع به سمت شرق منتشر شده و رسوب می‌کنند. آن‌ها می‌توانند مشکلاتی برای شهر اردبیل و روستاهای اطراف ایجاد کنند.

با توجه به نبود قطعیت کافی در مورد فوران این آتشفشان، مهم‌ترین راهکار مدیریتی در شرایط فعلی توجه به لرزه‌خیزی پهنه (به‌ویژه محدوده زیر مخروط آتشفشان) است. در صورتی که میزان لرزه‌خیزی نسبت به وضعیت زمینه‌ای افزایش معنی‌داری نشان دهد بهتر است با نصب سریع لرزه‌نگارها و استفاده از سایر پیش‌نشانگرهای آتشفشان، فعالیت آن تحت پایش قرار گیرد. در این صورت، توجه به زمین‌لرزه‌های با امواج هارمونیک و دوام زیاد که معرف حرکت ماگما می‌باشند اهمیت زیادی دارد. آهنگ کاهش عمق آن‌ها می‌تواند سرعت بالا آمدن ماگما و زمان احتمالی فوران را تا حدی مشخص سازد. در چنین شرایطی، باید براساس نقشه‌های پهنه‌بندی اقدام به تخلیه اهالی ساکن در اطراف آتشفشان و اخطار به افراد دورتر کرد.

- چشمه‌های آبگرم و معدنی ایران (ویژگی‌های شیمیایی، درمانی و گردشگری)، انتشارات سنجش و دانش، ۴۳۵.
- مبشر گرمی، م.، احمدزاده، غ. و آقازاده، ا.، ۱۳۹۷،
- برآورد ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و محیط نکتونیک
- تشکیل توده‌های بازیک جنوب شهرستان گرمی (استان
- اردبیل) بر اساس شیمی بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز،
- فصلنامه زمین‌شناسی ایران، (۱۲) ۴۸، ۸۱-۹۸.
- یادگاری، ن.، علوی، غ. و مؤید، م.، ۱۴۰۲، بررسی
- زمین‌ساخت، داده‌های گسلی و ارتباط آن‌ها با کانه‌زایی و
- دگرسانی در گستره اسبخان هریس (استان آذربایجان شرقی-
- شمال غرب ایران)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، (۱۷) ۶۵،
- ۳۳-۴۷.
- Abdollahzadeh Bina, F., 2009. Geothermal resource assessment of the NW-Sabalán Field, Iran, Through well testing, Geothermal training programe, United Nations University (UNU), 6, 15-44.
- Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., Morales-Iglesias, H., Ramos-Hernández, S.G., Jon-Selvas, J. and Jiménez-Aguilar, J.M., 2016. Hazard zoning for volcanic ballistic impacts at El Chichón Volcano (Mexico). *Natural Hazards*, 81(3), 1733-1744.
- Amini, B., 1994. Geological map of Meshkinshahr, Geological Survey of Iran.
- Blong, R. J., 1984. Volcanic hazards: a sourcebook on the effects of eruptions, Elsevier.
- Calder, E., Wagner, K. and Ogburn, S., 2015. Volcanic hazard maps. *Global volcanic hazards and risk*, 335-342.
- Capra, L., Norini, G., Gropelli, G., Macías, J.L. and Arce, J.L., 2008. Volcanic hazard zonation of the Nevado de Toluca volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 469-484.
- Charlton, D., 2018. New approaches to volcanic hazard mapping at Campi Flegrei, Southern Italy (Doctoral dissertation, UCL (University College London)).
- Chevrel, M.O., Favalli, M., Villeneuve,
- تفرا، گدازه، ابر سوزان و لاهار ناشی از فوران احتمالی آتشفشان دماوند. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۲(۴)، ۳۵۵-۳۶۶.
- دلال اوغلی، ع. و رجبی، م.، ۱۳۹۴، بررسی اختلافات ساختاری و فرسایشی در مخروط‌های استراتوولکانوسهند و سبلان، اولین همایش ملی علوم زمین و توسعه شهری.
- دلال اوغلی، ع.، ۱۳۸۲. بررسی مورفولوژی و نحوه فعالیت یخچال‌های سنگی دامنه شمالی کوه سبلان، پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۵، ۱-۱۲.
- رحیمی، ع.، ۱۳۷۵. زمین‌شناسی میدان زمین گرمایی شمال غرب سبلان (جنوب مشکین‌شهر) و ژئوشیمی دگرسانی و ته نشست‌های گرمایی منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۲۸۴.
- زمانی، ر.، امامی، م.، وثوقی عابدینی، م. و کریم زاده ثمرین، ع.، ۱۳۹۴. مطالعه شیمی بلور و منطقه بندی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی آلکالن شمال غرب مشکین‌شهر، ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، (۳۳) ۹، ۳۱-۴۴.
- شاه بیک، ا.، ۱۳۷۲. آب‌های معدنی و گرم ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۱۲.
- فتح الهی، م. و خیرخواه، م.، ۱۳۹۴. منشاء و جایگاه نکتونو ماگمائی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری سبلان، فصلنامه کواترنری ایران، جلد ۱، ۲، ۱۲۵-۱۳۶.
- فتح الهی، م.، امامی، م. و خیرخواه، م.، ۱۳۹۲. پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ماگماتیسیم نهایی سبلان، فصلنامه زمین‌شناسی محیط‌زیست (۷) ۲۳، ۵۱-۶۸.
- فتح الهی، م.، امامی، م. و خیرخواه، م.، ۱۳۸۹. تاثیر فرایند اختلاط ماگمائی و آرایش پوسته‌ای در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی سبلان، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین.
- قربانی، م.، ۱۳۸۲. آتشفشان شناسی با نگرشی بر آتشفشان‌های ایران، نشر آریز زمین، ۳۶۲.
- قلمقاش، ج.، کتابی، ز.، اصفهانی، ا. و موسوی، ز.، ۱۳۹۸. مقایسه زمین‌شناسی، پتروگرافی، زمین‌شیمی و منشاء ایگنیمبریت در آتشفشان‌های سبلان و سهند، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، (۱۳۱) ۹، ۱۷-۲۴.
- کمالی نژاد، م. و عباس‌نژاد، ا.، ۱۳۹۸. مطالعه

- N., Harris, A.J., Fornaciai, A., Richter, N., Derrien, A., Boissier, P., Di Muro, A. and Peltier, A., 2021. Lava flow hazard map of Piton de la Fournaise volcano. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21(8), 2355-2377.
- Connor, C. B., Hill, B. E., Winfred, B., Franklin, N. W. and La Femina, P. C., 2001. Estimation of volcanic hazards from tephra fallout, *Natural Hazards Review*, 2, 33-42.
 - Didon, J. and Gemain, Y. A., 1976. La Sabalan, volcan plio-Quaternaire de l, Azerbaijan oriental Iran, Etude Geologique et Scientifique et Medical de Grenoble, France.
 - Emami, M., 1994. Geological Map of Iran, Meshkinshahr quadrangle (1: 100000), Geological Survey of Iran.
 - Felpeto, A., 2009. VORIS, a GIS based tool for volcanic hazard assessment, User Guide, Observatorio Geofisico Central, IGN.
 - Felpeto, A., Marti, J. and Ortiz, R., 2007. Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment, *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 166, 106-116.
 - Fotouhi, M., 1995. Geothermal development in Sabalan, Iran, in: proceedings of world geothermal congress, Italy, 191-196.
 - Ghaedrahmati, R., Moradzadeh, A., Fathianpour, N., Lee, S. K. and Porkhial, S., 2013. 3D inversion of MT data from Sabalan geothermal field, Ardabil, Iran, *Journal of Applied Geophysics*, 93, 12-24.
 - Ghalamghash, J., Mousavi, S. Z., Hassanzadeh, J. and Schmitt, A. K., 2016. Geology, zircon geology, and petrogenesis of Sabalan volcano (northwestern Iran), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 192-207.
 - Haynes, K., Barclay, J. and Pidgeon, N., 2008. The issue of trust and its influence on risk communication during a volcanic crisis. *Bulletin of Volcanology*, 70, 605-621.
 - Latter, J. H. (ED.), 2013. Volcanic hazards: assessment and monitoring, Springer Science and Business Media.
 - Loughlin, S. C., Sparks, R. S. J., Sparks, S., Brown, S. O K., Jenkins, S. F. and Vye-Brown, C., (Eds). 2015. Global volcanic Hazards and risk, Cambridge University Press.
 - Malin, M. C. and Sheridan, M. F., 1982. Computer-assisted mapping of pyroclastic surges, *Science*, 217 (4560), 637-640.
 - Mastin, L. G., Guffanti, M., Servranckx, R., Webley, P., Barsotti, S. and Dean, K. et al., 2009. A multidisiplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions, *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 186, 10-21.
 - Mc Guire, W. J., 1998. volcanic hazards and their mitigation, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, 15 (1), 79-95.
 - Michaud-Dubuy, A., Carazzo, G. and Kaminski, E., 2021. Volcanic hazard assessment for tephra fallout in Martinique. *Journal of Applied Volcanology*, 10(1), 1-20.
 - Mousavi, S. Z., Darvishzadeh, A., Ghalamghash, G. and Vosoughi Abedini, M., 2014. Volcanology and geochronology of Sabalan volcano, the hieghest stratovolcano in Azerbaijan region, NW Iran, *Nautilus*, 128, 85-98.
 - Nakasuji, A. and Satake, j., 2004. Volcanic Hazard Map An Introduction and Overseas Cases. *Journal of the Japan Society of Engineering Geology*, 44(6), 341-348.
 - Negro, C.D., Cappello, A., Neri, M., Bilotta, G., Hérault, A. and Ganci, G., 2013. Lava flow hazards at Mount Etna: constraints imposed by eruptive history and numerical simulations. *Scientific Reports*, 3(1), 1-8.
 - Neri, M., Le Cozannet, G., Thierry, P., Bignami, C. and Ruch, J., 2013. A method for multi-hazard mapping in poorly known volcanic

- areas: an example from Kanlaon (Philippines). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(8), 1929-1943.
- Salvatici, T., Di Roberto, A., Di Traglia, F., Bisson, M., Morelli, S., Fidolini, F., Bertagnini, A., Pompilio, M., Hungr, O. and Casagli, N., 2016. From hot rocks to glowing avalanches: Numerical modelling of gravity-induced pyroclastic density currents and hazard maps at the Stromboli volcano (Italy). *Geomorphology*, 273, 93-106.
 - Tarigan, A.P.M., Suwardhi, D., Fajri, M.N. and Fahmi, F., 2017. March. Mapping a volcano hazard area of Mount Sinabung using drone: preliminary results. In *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering* 180(1), 012277.
 - Thompson, M. A., Lindsay, J. M. and Leonard, G. S., 2018. More than meets the eye: volcanic hazard map design and visual communication. *Observing the volcano world: volcano crisis communication*, 621-640.
 - Tilling, R. J., 1984. *Volcanic hazards: a sourcebook on the effects of eruptions*, Elsevier.
 - Wagner, K., Ogburn, S.E. and Calder, E.S., 2015. *Volcanic Hazard Map Survey*.
 - Walker, G. P., 1982. Volcanic hazards, *Interdisciplinary Science Reviews*, 7 (2), 148-157.
 - Xu, J., Wa, Y., Wa X., Pan, B., Ya, H., Zh. B. and Ya W., 2022. Review on the development of volcanic hazard zonation in china. *Geology and Resources*, 1;31(3).

مس‌های رسوبی به‌عنوان گوهرسنگ: مطالعه موردی از کانی‌زایی مس در رسوبات آبرفتی دشت جنوبی رفسنجان

حامد زنده‌مقدم^(۱)، حمید طاهری‌نیا^(۲) و حمید احمدی‌پور^(۳)

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان
۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان
۳. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۳/۰۱

چکیده

نهشته‌های پلیوسن-کواترنری دشت جنوبی رفسنجان (غرب استان کرمان)، دارای انواع کانی‌های مس از نوع رسوبی است و از ارزش سنگ‌های کلکسیونی و گوهرسنگ برخوردار هستند. مهم‌ترین کانی‌های مس شناسایی شده شامل مالاکیت، آزوریت، آتاکامیت و پاراتا‌کامیت هستند. کانی‌زایی مس در این توالی به سه صورت سیمان (در کنگلومراها)، نودول (در ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌های توفی) و لامیناسیون‌های موازی تا مورب متناوب با کلسیت (تراورتن‌ها) مشاهده می‌شوند. دو گروه اول صرفاً جنبه تزئینی و کلکسیونی دارند اما گروه سوم از قابلیت تراش مناسبی برای جواهرسازی برخوردار است؛ بنابراین به‌عنوان گوهرسنگ معرفی می‌شود. شستشوی مس از کانسارهای پورفیری مس ناحیه بالادست (ارتفاعات مربوط به کمر بند دهج-ساردوئیه) و به دنبال آن غنی شدن و رسوب‌گذاری مس در نهشته‌های جوان پایین‌دست، محتمل‌ترین مدل تشکیل کانی‌های مس‌دار در نهشته‌های مورد مطالعه محسوب می‌شود و به‌عنوان کانسارهای مس نوع آگزوتیک معرفی می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌زایی مس، گوهرسنگ، نهشته‌های پلیوسن-کواترنری، دشت جنوبی رفسنجان.

مقدمه

مردم محلی باشند. دشت جنوبی رفسنجان (شکل ۱)، یکی از مناطق است که پتانسیل مناسبی برای پیدایش گوهرسنگ‌ها برخوردار می‌باشد. این پهنه علاوه بر رسوبات مختلف آبراهه‌ای با پتانسیل گوهرسنگی (انواع آگات، کلسدونی، ژاسپر و قطعات مرمر، آراگونیت و قطعات فسیلی قابل تراش)، که به‌صورت پراکنده در سطح دشت مشاهده می‌شود، گاهی لایه‌های سنگی وجود دارد که می‌تواند از این لحاظ دارای اهمیت باشند. دشت جنوب رفسنجان،

پهنه رفسنجان به دلیل دارا بودن ویژگی‌های گوناگون ساختاری و زمین‌شناسی، گوهرسنگ‌ها و کانی‌های کلکسیونی متعددی در اطراف آن مشاهده می‌شود (برای مثال: طاهری نیا، ۱۳۹۹). از آنجایی که اشتغال‌زایی در بخش گوهرسنگ‌ها بسیار کم‌هزینه و دارای ارزش افزوده بسیار بالا است، بنابراین شناسایی پتانسیل گوهرسنگ‌ها می‌تواند راهگشایی بسیار مهم و سودآور در زندگی اقتصادی

* نویسنده مرتبط: zand1883@uk.ac.ir

گوهرسنگ و جواهرسازی به آزمایشگاه منتقل شد. مطالعات آزمایشگاهی شامل تهیه ۳۰ مقطع نازک و مطالعه توسط میکروسکوپ پلاریزان در گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان است. همچنین تعداد ۵۰ گوهرسنگ در کارگاه شخصی تراش، پرداخت و جواهرسازی شده است. برای بررسی خصوصیات فیزیکی گوهرسنگ‌های شناسایی شده، تعداد چهار نمونه در آزمایشگاه شرکت گوهرگستران الماس آسیای شیراز مورد مطالعه قرار گرفت و ویژگی‌های فیزیکی از جمله سختی، وزن مخصوص و ضریب شکست مشخص شد. همچنین تعداد پنج نمونه برای کانی‌شناسی و انجام آنالیز XRD به شرکت زرازمای ماهان (کرمان) ارسال شد.

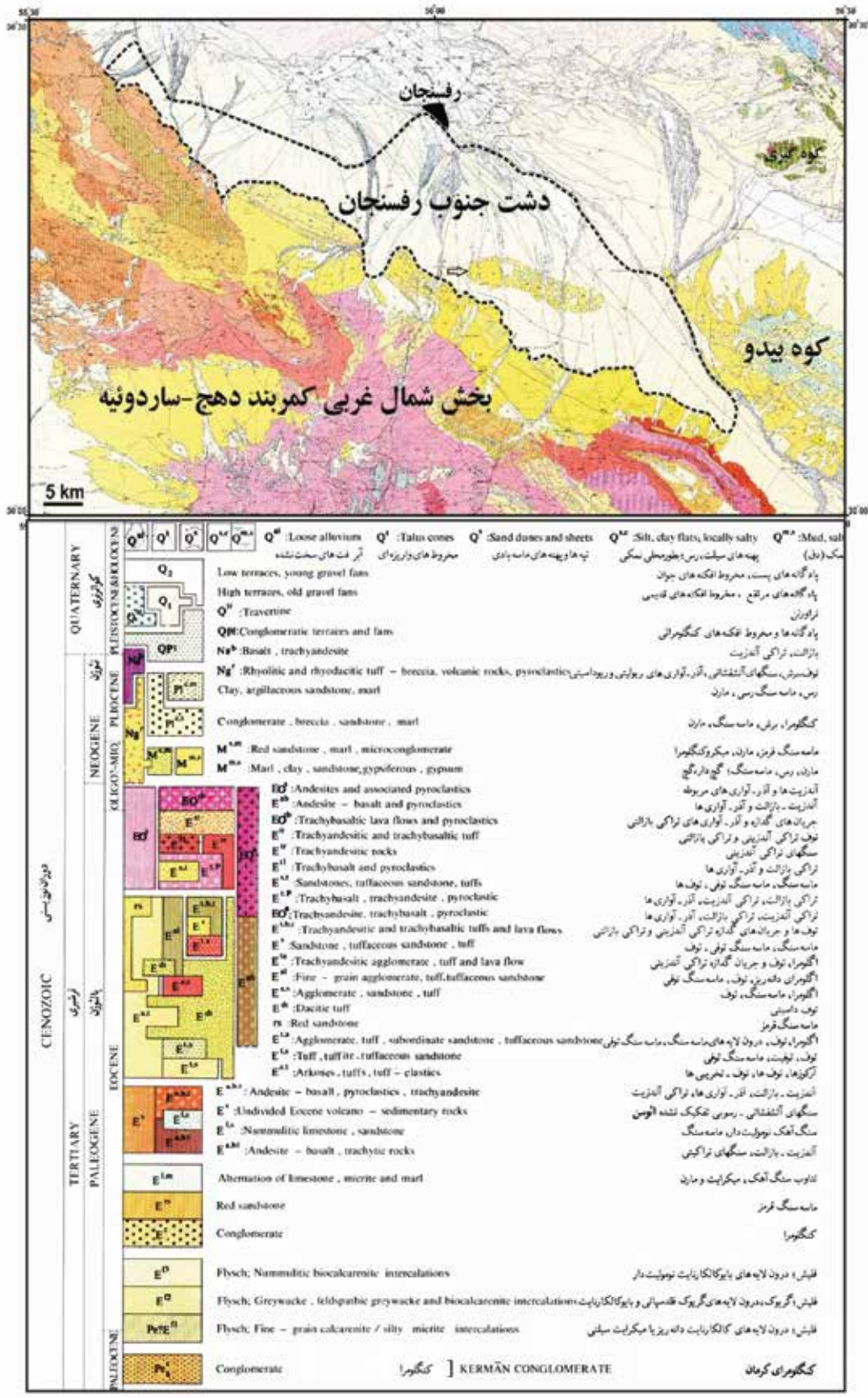
چینه‌شناسی و رخساره‌های سنگی

بر اساس نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی رفسنجان ۱ (Dimitrijevic et al., 1971) و ۱/۲۵۰۰۰۰ رفسنجان (زهره‌بخش و وحدتی دانشمند، ۱۳۶۶)، نهشته‌های مورد مطالعه در مجموعه رسوبات آواری مربوط به نئوژن (پلیوسن) قرار گرفته‌اند اما مطالعات دقیق‌تر در ارتباط با سنگی شدن رسوبات نشان می‌دهد، تنها بخشی از نهشته‌ها می‌توانند مربوط به نئوژن باشند. ویژگی‌های سنگ‌شناسی سبب تفکیک دو بخش در توالی رسوبی مورد مطالعه شده است (شکل ۲). بخش ابتدائی شامل ۸/۵ متر گل‌سنگ، ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ پبل‌دار و گاهی کنگلومرا است و تحت فرایند سنگی شدن قرار گرفته‌اند. دگرسانی شدید دانه‌ها و زمینه‌سنگ سبب رنگ سفید سنگ شده است و شناسایی کانی‌ها در زیر میکروسکوپ را نیز با مشکل همراه کرده است به طوری که در برخی موارد دارای شباهت زیادی با نهشته‌های توفی هستند. به عبارتی این احتمال وجود دارد، زمینه یا ماتریکس سنگ از نهشته‌های توفی تشکیل شده باشد. از مهم‌ترین رخساره‌های سنگی شناسایی شده در این بخش می‌توان به رخساره‌های گل‌سنگ توده‌ای (Fm)، گل‌سنگ با لامیناسیون‌های موازی و مورب (Fl)، ماسه‌سنگ با لایه‌بندی موازی (Sh)، ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب مسطح (Sp)، ماسه‌سنگ توده‌ای (Sm) و به ندرت رخساره‌های کنگلومرای توده‌ای ماتریکس پشتیبان (Gmm)

منطقه فروافتاده در جنوب رفسنجان است، از جنوب به بخش شمال غربی نوار دهج-ساردویه (بخش جنوب شرقی کمربند ارومیه دختر) که به‌طور عمده متشکل از توالی‌های ولکانیکی-رسوبی است، می‌رسد و اغلب رسوبات آبرفتی منطقه از آنجا سرچشمه می‌گیرند. مهم‌ترین توان معدنی و اقتصادی ناحیه، درون واحدهای آتشفشانی ائوسن از نوار دهج-ساردوئیه است و شامل اندیس‌هایی از مس پورفیری، مربوط به توده‌های مونزونیتی-دیوریتی است (Dimitrijevic et al., 1971). از این رو ناحیه بالادست غنی از کانی‌های مس‌دار می‌باشد (برای مثال، Atapour and Aftabi, 2007; Safari et al., 2007; Mohamadi Nasab et al., 2022)، هوازدگی شیمیایی آنها می‌تواند سبب‌ساز آزادسازی سیالات غنی از مس شود. در بخش‌های پایین دست (دشت رفسنجان) مجموعه سنگ‌های مربوط به نئوژن و کواترنر وجود دارد. این مجموعه به‌طور عمده شامل توالی‌های ضخیمی از کنگلومرا و برش با جورشدگی متوسط تا خوب است و از خرده‌های ماسه‌سنگی، آهکی و گاهی ولکانیکی تشکیل شده است. این نهشته‌ها اغلب در بخش مشرف به دشت رفسنجان (بخش بیرونی نوار دهج-ساردوئیه) مشاهده می‌شوند، به‌صورت دگرشیب بر روی فلیش‌ها و سنگ‌های ولکانیکی (یا توف‌ها) مربوط به ائوسن قرار گرفته‌اند. در بخش شرقی دشت جنوبی رفسنجان (شرق روستای سعیدآباد)، این نهشته‌ها میزبان نهشته‌های مس‌داری است که در لایه‌های فوقانی این مجموعه قرار دارند. این لایه‌ها که اغلب حالت تراورتنی داشته و همراه با کنگلومرای عهد حاضر مشاهده می‌شوند از قابلیت گوهرسنگ برخوردار هستند. هدف از این تحقیق شناسایی و معرفی نمونه‌ای از سنگ‌های مس‌دار است که از قابلیت تراش مناسبی برخوردار است و به‌عنوان گوهرسنگ معرفی می‌شود.

روش مطالعه

در مطالعات صحرایی تعداد زیادی نمونه‌های دستی که از زیبایی و قابلیت تراش مناسب برخوردار بودند، برداشت شد و جهت مطالعات کانی‌شناسی، بررسی ویژگی‌های فیزیکی



شکل ۱. نقشه ۱:۲۵۰۰۰ زمین‌شناسی رفسنجان (زهره‌بخش و وحدتی دانشمند، ۱۳۶۶) و موقعیت جغرافیایی دشت جنوبی رفسنجان، ناحیه مورد مطالعه، با علامت پیکان مشخص شده است

و کانی‌های مس‌دار مشاهده می‌شود و لایه هدف پیدایش گوهرسنگ در این تحقیق محسوب می‌شود.^۱

انواع کانی‌زایی مس با تاکید بر پتانسیل گوهرسنگی

در بخش شرقی دشت جنوبی رفسنجان و در توالی مورد مطالعه، تهنشینی کانی‌های مس‌دار (شامل مالاکیت، آزوریت، آتاکامیت و پاراتاکامیت)، به‌صورت لایه و لامیناسیون، سیمان و نودولی مشاهده می‌شود. به‌طور جزئی، انواع کانی‌سازی شناسایی شده از پایین به بالای توالی به‌صورت زیر است:

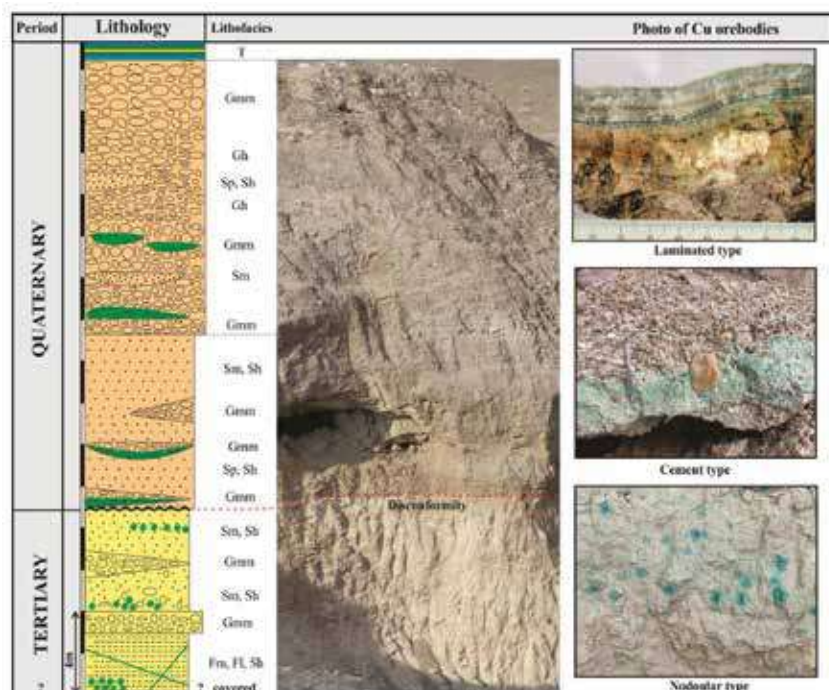
الف) کانی‌زایی به‌صورت نودولی و پراکنده درون شکستگی‌ها:

این نوع کانی‌زایی مربوط به بخش زیرین توالی متشکل از گل‌سنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌های سفید رنگ به سن نئوژن می‌باشد. نودول‌های مس‌دار به‌صورت شعاعی یا متحدالمرکز در اندازه‌های ۱۰ تا ۲۵ میلی‌متر در زمینه‌ای از ماسه‌سنگ‌های دانه ریز یا گل‌سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. مطالعات پتروگرافی (میکروسکوپی و پراش اشعه ایکس) نشان می‌دهد، زمینه اغلب دگرسان شده و شامل مجموعه‌ای از کانی‌های گروه اسمکتیت است. کانی‌شناسی غالب نودول‌ها از سه بخش تشکیل شده است به گونه‌ای که کانی آتاکامیت و پاراتاکامیت در مرکز و به دنبال آن کانی‌های مالاکیت و کلینوپتیلولیت در قسمت‌های خارجی‌تر (تیغه‌های شعاعی) مشاهده می‌شوند (شکل ۳). علاوه بر اشکال نودولی، در این بخش شکستگی‌هایی مشاهده می‌شود و با انواع کانی‌های مس‌دار پر شده‌اند. این شکستگی‌ها دارای ضخامت میلی‌متری و از طول چند متری (حداکثر سه متر) برخوردار هستند. لازم به ذکر است، کانی‌های مس به‌صورت نودول و پراکنده شکستگی‌ها از قابلیت تراش مناسبی برخوردار نبوده و در دسته سنگ‌ها و کانی‌های تزئینی و کلکسیونری قرار می‌گیرند.

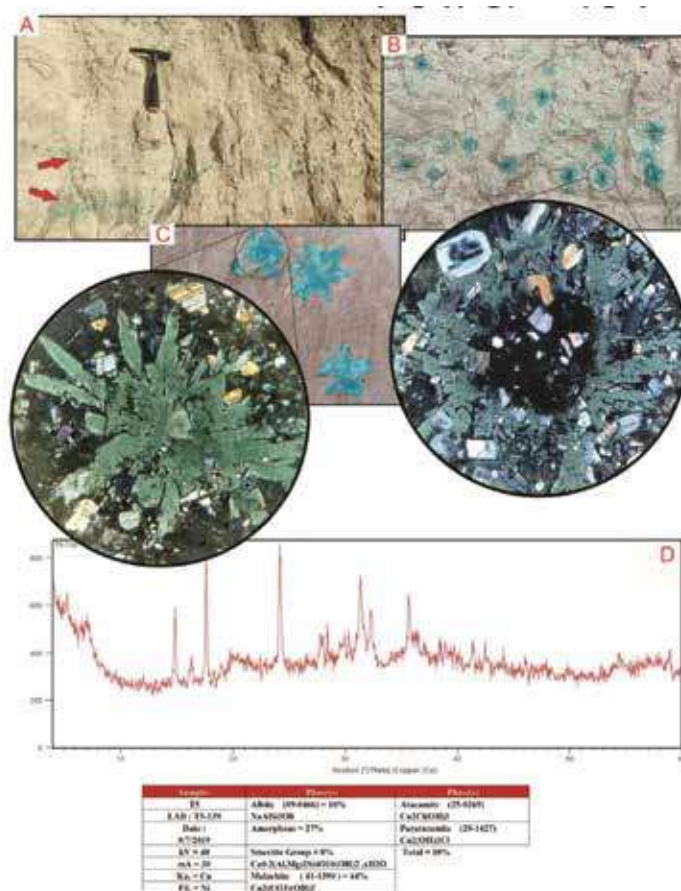
ب) کانی‌های مس به شکل سیمان: در نهشته‌های دانه درشت کنگلومرای و گاهی ماسه‌سنگ‌های دانه درشت بخش بالایی (مربوط به کواترنر)، کربنات مس از نوع مالاکیت به‌صورت سیمان بین دانه‌ها را فراگرفته است

اشاره کرد (شکل ۲). با توجه به میزان سنگی شدن، بخش زیرین توالی مورد مطالعه می‌تواند مربوط به نئوژن باشد. لازم به ذکر است، ضخامت واقعی این بخش مشخص نمی‌باشد و این مقدار نیز طی عملیات حفاری در معرض دید قرار گرفته است. بخش بالایی توالی مورد مطالعه اغلب از کنگلومرا با میان لایه‌های ماسه‌سنگی تشکیل شده که از سنگی شدن خوبی برخوردار نیستند و حالت نیمه‌سنگی یا نیمه تحکیم یافته دارند. این بخش، به نهشته‌های عهد حاضر سطحی دشت رفسنجان خاتمه می‌یابد، به احتمال زیاد مربوط به کواترنر است و در این برش ضخامت کاملی از آن در معرض دید قرار گرفته است. ضخامت این بخش ۲۱ متر اندازه‌گیری شده است و به‌صورت جانبی افزایش یا کاهش می‌یابد. در بخش‌های ابتدائی این بخش رخساره‌های ماسه‌سنگی غالب است و کنگلومراها به‌صورت بین لایه‌ای و گوه‌ای شکل مشاهده می‌شوند اما به سمت بالای توالی بر مقدار کنگلومرا افزوده شده و لایه‌های ماسه‌سنگی به‌صورت بین لایه‌ای و گوه‌ای شکل حضور دارند. مهم‌ترین رخساره‌های سنگی شناسایی شده در این بخش می‌توان به رخساره کنگلومرای توده‌ای ماتریکس‌پشتیبان (Gmm)، رخساره کنگلومرای توده‌ای دانه‌پشتیبان با طبقه‌بندی موازی تا مورب کم‌زاویه (Gh)، ماسه‌سنگ با لایه‌بندی موازی (Sh)، ماسه‌سنگ با لایه‌بندی مورب مسطح (Sp) و ماسه‌سنگ توده‌ای (Sm) اشاره کرد (شکل ۲). از لحاظ شکل هندسی و گسترش جانبی، لایه‌های ماسه‌سنگی و کنگلومرای اغلب به‌صورت گوه‌ای شکل به یکدیگر تبدیل می‌شوند بنابراین ضخامت لایه‌ها به‌صورت جانبی افزایش و یا کاهش می‌یابد. لازم به ذکر است که پتروگرافی غالب پیل‌ها (دانه‌ها) متشکل از انواع سنگ‌های آذرین (آندزیت، داسیت، بازالت) است که سنگ‌شناسی غالب ارتفاعات بالادستی دشت رفسنجان را به خود اختصاص داده‌اند. در بالاترین بخش توالی مورد مطالعه و قبل از رسوبات دشت، لایه‌ای به ضخامت ۰/۵ تا یک متر نهشته‌های رسوبی شیمیایی از نوع تراورتن (رخساره T) مشاهده می‌شود که در برخی نقاط از رخنمون مناسبی برخوردار است. این لایه بر روی ماسه‌ها و کنگلومرای بخش بالایی و به‌صورت لامیناسیون‌های نازکی از کلسیت

1. Semi consolidate



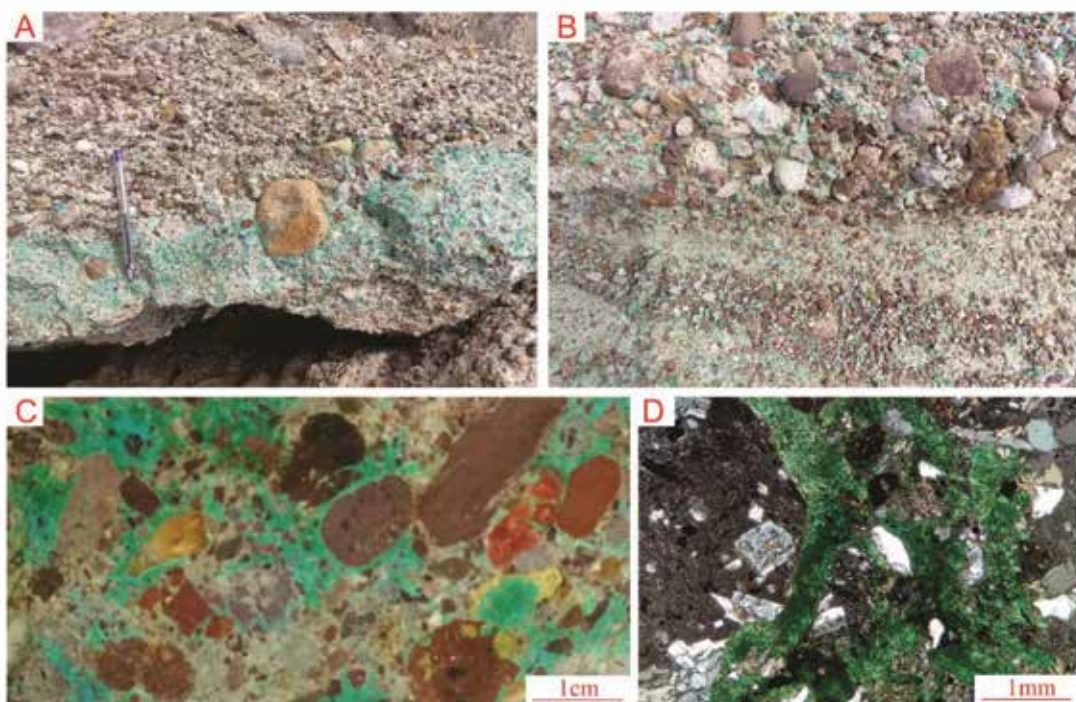
شکل ۲. ستون چینه‌شناسی، رخساره‌های سنگی و تصاویر صحرایی از برش مورد مطالعه و جایگاه انواع کانی‌زایی‌ها



شکل ۳. کانی‌زایی مس از نوع نودولی، (A) دورنمایی از نهشته‌های ماسه‌سنگی حاوی نودول‌های مس‌دار، نوک پیکان جایگاه نودول‌ها در توالی را نشان می‌دهد، (B) نمونه دستی و میکروسکوپی از نودول‌های دارای هسته‌هایی از آتاکامیت-پاراتاکامیت که به اطراف به سمت مالاکیت پیش می‌روند، (C) نمونه دستی و میکروسکوپی از نودول‌های شعاعی که اغلب از مالاکیت تشکیل شده‌اند، (D) نمونه‌ای از آنالیز XRD از نودول‌ها

هیچ‌گونه ریزشوندگی یا درشت‌شوندگی نیز در رسوبات مشاهده نمی‌شود. با توجه به سنگی شدن ضعیف و سست بودن رسوبات بنابراین این گروه از قابلیت تراش مناسبی برخوردار نیست، لذا دارای ارزش گوهرسنگی نمی‌باشد و تنها دارای ارزش کلکسیونری است.

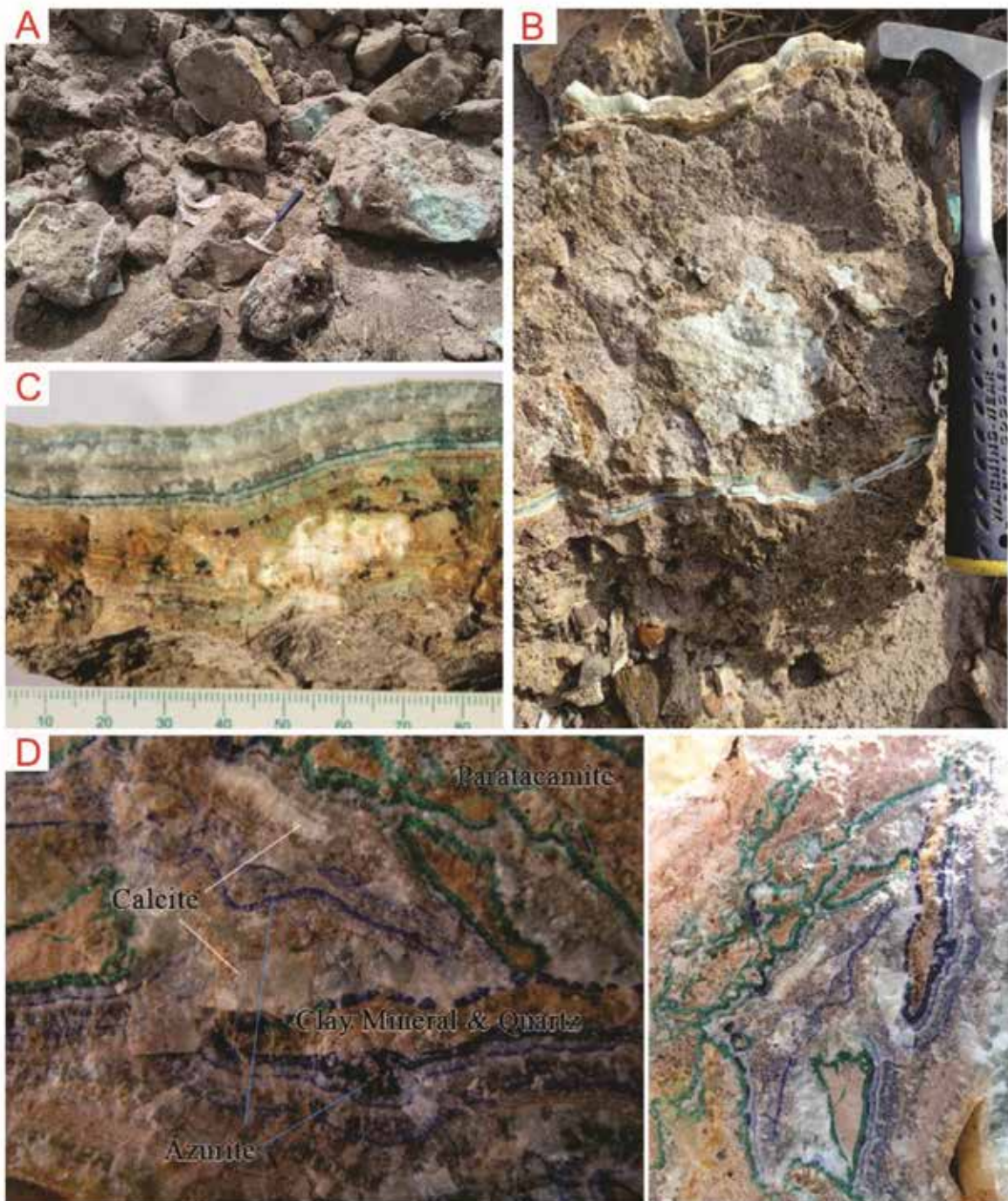
(شکل ۴). تمرکز سیمان‌شدگی در تمامی بخش‌های توالی مشاهده نمی‌شود و به‌صورت موضعی و اغلب در قاعده سیکل‌های به سمت بالا ریزشونده وجود دارد. با این وجود سیمان‌شدگی به‌صورت عدسی‌شکل در بین توالی رسوبی بخش بالایی نیز مشاهده می‌شود و



شکل ۴. کانی‌زایی مس به‌صورت سیمان، (A) کانی‌های مس‌دار به‌صورت سیمان در قاعده یک سیکل ریزشونده مشاهده می‌شود، (B) کانی‌های مس‌دار به‌صورت سیمان در کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های درشت دانه، (C) برش صیقلی از نمونه دستی کنگلومرای و تفکیک دانه‌ها از سیمان، (D) مقطع نازک میکروسکوپی از سیمان‌های مالاکیتی (و گاهی آتاکامیت) مابین دانه‌هایی از جنس سنگ‌های آذرین و فلدسپات (اغلب آلبیت) قرار گرفته‌اند

شوند. قطعات این گوهرسنگ با توجه به وجود کانی‌های اصلی که رنگ این گوهرسنگ را ایجاد کرده‌اند و با توجه به زمینه کربناته آن و همچنین فشردگی متوسط کانی‌های تشکیل‌دهنده و فرارگیری لایه‌های کانی مس‌دار در بخش‌های مختلف سنگ، دارای خصوصیات فیزیکی به شرح زیر است: سختی سه تا پنج، وزن مخصوص $2/76$ و ضریب شکست $1/55$ تا $1/56$. با توجه به تنوع رنگی سبز و آبی که در این گوهرسنگ مشاهده می‌شود به‌عنوان گوهرسنگ "گوهرشاد" معرفی می‌شود. لازم به ذکر است، به دست آوردن تمامی سنگ‌های کلکسیونری و گوهرسنگ‌های این پهنه از طریق سنگ‌جویری می‌تواند انجام شود.

ج) لامینه‌های مس‌دار در تراورتن: در توالی مورد مطالعه، گروه سومی از کانی‌های مس‌دار مشاهده می‌شوند که در بخش‌های انتهایی توالی رسوبی و نزدیک به سطح دشت همراه با رسوبات کربنات‌کلسیم (تراورتن) می‌باشند به‌طوری‌که کربنات‌های مس (مالاکیت، آزوریت و پاراتاکامیت) به‌صورت لایه‌های بسیار نازک و یا لامیناسیون و به‌طور متناوب و مکرر با کربنات‌های کلسیم (کلسیت و آراگونیت) بر روی کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های دانه درشت رسوب‌گذاری کرده‌اند (شکل‌های ۵ و ۶). این گروه سنگی از قابلیت تراش مناسبی برخوردار است و نگین‌های زیبا و مناسبی از آن قابل بهره‌برداری است (شکل ۷). از این‌رو می‌توان به‌عنوان گوهرسنگ معرفی



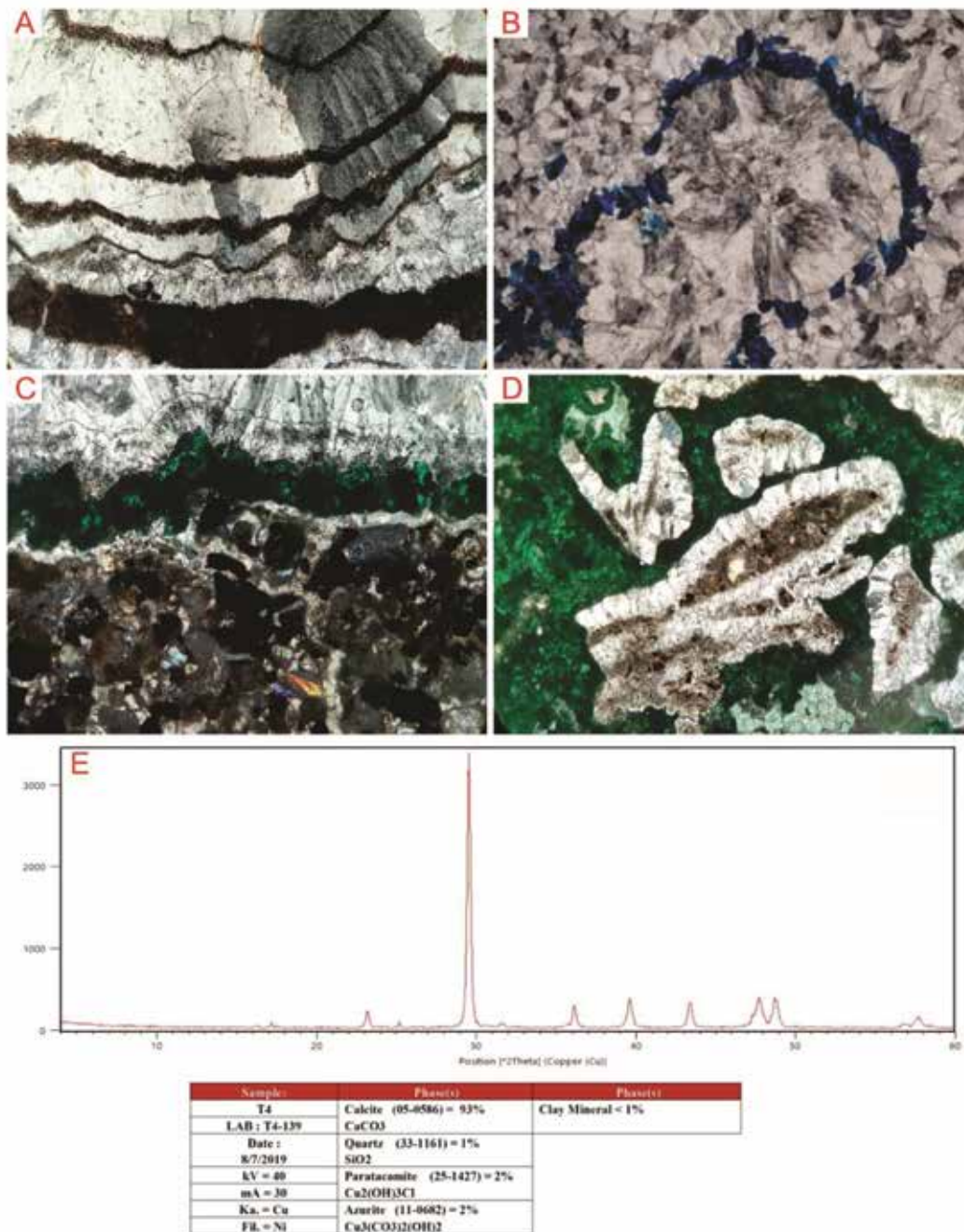
شکل ۵. نمونه‌های دستی از لامیناسیون‌های مس‌دار در تراورتن‌ها، (A) تکه سنگ‌های پی‌جویی شده از لایه‌های حاوی گوهرسنگ، (B) نمای کلی که در آن رسوب‌گذاری شیمیایی (لامیناسیون‌های تراورتنی) در بین رسوبات آواری را نشان می‌دهد، (C) لامیناسیون‌های نازک کربنات‌های مس و کربنات کلسیم در تراورتن، (D) شکل‌های مختلف لامیناسیون‌ها در تراورتن‌ها که بر زیبایی ظاهری گوهرسنگ افزوده است

مدل کانی‌زایی

نوع اگزوتیک^۱ (شکل ۸) باشد (شغیعی بافتی و همکاران، ۱۴۰۰). همان‌طور که در مقدمه آمد، نهشته‌های مورد مطالعه در پایین‌دست ارتفاعات مربوط به کمر بند دهج-ساردوئیه

مطالعات دقیقی در ارتباط با نحوه تشکیل کانی‌های مس رسوبی در گستره مورد مطالعه در دست انجام است با این وجود، به نظر می‌رسد، کانی‌زایی مس در این ناحیه از

1. Exotic Cu mineralization



شکل ۶. مقاطع نازک از گوهرسنگ معرفی شده، (A) تناوب لامیناسیون‌های کلسیت و هماتیت، (B) تناوب لامیناسیون‌های کلسیت و آزوریت، (C) تناوب لامیناسیون‌های آتاکامیت-مالاکیت با کلسیت و خرده‌های کربناته، (D) مالاکیت و کلسیت با شکل‌های رشدی هم‌مرکز در تراورتن

کانسارهای مس نوع اگزوتیک حضور انواع کانی‌های مس‌دار به‌جز گروه سولفیدها است. در نهشته‌های مورد مطالعه نیز هیچ‌گونه سولفید مس مشاهده نشده است. کانسارهای نوع اگزوتیک جزو کانسارهای با ذخیره بزرگ و کوچک و با عیار متوسط ۰/۷ تا ۱/۵ درصد وزنی مس هستند، به ترتیب حاصل فرایندهای اکسیداسیون، آبشویی و غنی‌سازی سوپرژن

می‌باشند. این کمربند غنی از کانسارهای مس از نوع پورفیری است و معادن مس زیادی در این مجموعه وجود دارد، از مهم‌ترین آنها می‌توان به معادن مس سرچشمه، دره‌زار، درآلو و میدوک اشاره کرد. از این‌رو منشأ اصلی سیالات مس‌دار می‌تواند از ارتفاعات مذکور و در مراحل مختلف هوازدگی صورت گرفته باشد. از مشخصه‌های اصلی



شکل ۷. بخشی از نمونه‌های تراش‌خورده و جواهرسازی شده از گوهرسنگ معرفی شده (گوهرشاد)

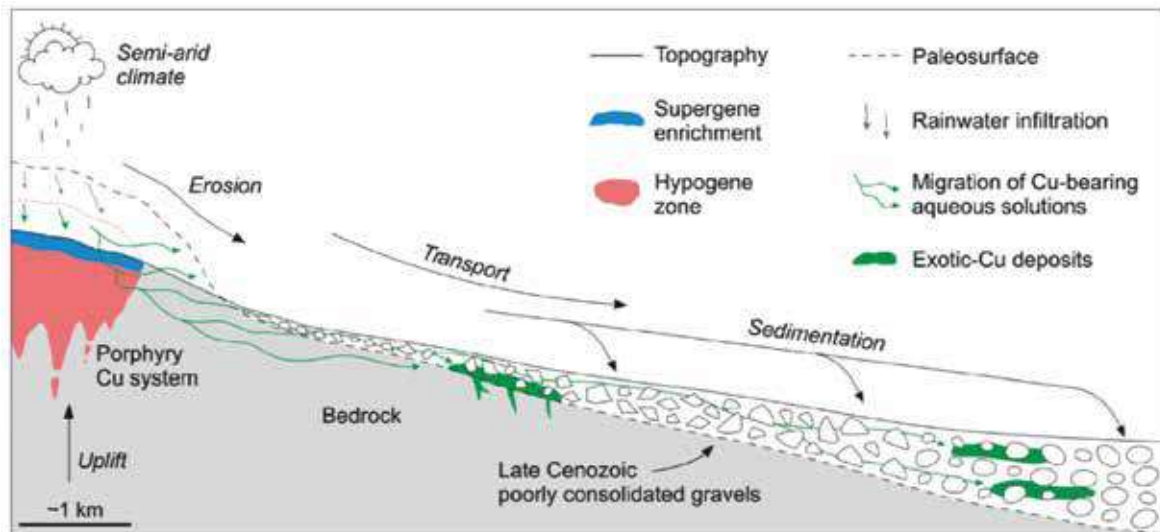
کمتر) می‌توانند به‌صورت سیمان در بین دانه‌ها، پوشش سطحی دانه‌ها، پرکننده فضای خالی (نودول) یا لایه و لامیناسیون‌های مجزا همراه با سایر کانی‌های شیمیایی (همچون کربنات کلسیم)، در بخش وادوز رسوب‌گذاری کند (شکل ۸). ترکیبات مس در این نوع کانسارها اغلب اکسیدی است و انواع اکسیدها، کربنات‌ها، سولفات‌ها، کلریدها و سیلیکات‌های مس را شامل می‌شود (Sillitoe, 1996; Münchmeyer, 2005). بدیهی است، رسوبات واجد کانسارهای نوع اگزوتیک بایستی جوان‌تر از سنگ مادر می‌باشند و حتی رسوبات عهد حاضر را هم می‌تواند دربرگیرد. از آنجایی که در ناحیه مورد مطالعه چشمه‌های آب گرم فعال (ده زئیر) و غیرفعال (کن ترش) وجود دارند بنابراین غنی‌سازی محلول‌های مس‌دار در آب این چشمه‌ها نیز می‌تواند سبب‌ساز تشکیل کربنات‌ها (آزوریت و مالاکیت)

می‌باشند (Ferández-Mort et al., 2018; Riquelme et al., 2017; Campos et al., 2015; Sillitoe, 2005). این به گونه‌ای است که سولفیدهای مس (و برخی دیگر از کانی‌های مس‌دار)، در طی فرایندهای هوازدگی اکسید شده و سپس مس بر اثر آب‌های جوی و زیرزمینی از بین سنگ مادر شسته شده (فرایند آبشویی) و به‌جای حرکت عمودی، در جهت شیب توپوگرافی (راستای سیستم زهکشی حاصل از درزه و گسل‌ها) حرکتی به سمت پایین دست و به‌موازات حرکت آبراهه‌ها و کانال‌های رودخانه‌ای دارند. حمل و نقل مس توسط سیال‌ها می‌تواند تا فواصل بیش از هشت کیلومتری از سنگ مادر اتفاق افتد (Ferández-Mort et al., 2018; Chavez, 2000). سیالات غنی از مس، دارای شرایط اسیدی و اکسیدی هستند در زمانی که شرایط رسوب‌گذاری فراهم شود (شرایط قلیایی و درجه اکسایش

مس‌های رسوبی به‌عنوان گوهرسنگ: مطالعه موردی از کانی‌زایی ...

تغییرات سطح ایستایی، تغییرات Ph/Eh، فعالیت‌های باکتریایی اشاره کرد (Ferández-Mort et al., 2018; Riquelma et al., 2017; Nelson, 2007) که در این زمینه مطالعات بیشتری را طلب می‌کند.

و کلریدهای مس (آتاکامیت) در نهشته‌های شیمیایی (تراورتن) آن گستره شود. به‌طورکلی عوامل متعددی می‌توانند گسترش کانسارهای مس نوع آگزوتیک را تعیین کنند، از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به فرایندهای تکتونیکی، آب و هوا، نرخ فرسایش، ترکیب سنگ مادر، محیط رسوبی،



شکل ۸. شکل شماتیکی از مکانیزم تشکیل و جایگاه نهشته شدن ذخایر نامتعارف مس از نوع آگزوتیک نسبت به سنگ مادر یا سیستم مس پورفیری (اقتباس از Ferández-Mort et al., 2018)

نتیجه‌گیری

سوم از قابلیت تراش مناسبی برای جواهرسازی برخوردار است، بنابراین به‌عنوان گوهرسنگ معرفی می‌شود. با توجه به خصوصیات رنگی و ظاهری این گوهرسنگ که تنوعی از رنگ‌های سبز و آبی است به‌عنوان گوهرسنگ "گوهرشاد" معرفی می‌شود که دارای سختی سه تا پنج، وزن مخصوص ۲/۷۶ و ضریب شکست ۱/۵۵ تا ۱/۵۶ می‌باشد. سنگ جوری در گستره به‌عنوان بهترین روش دستیابی به تمامی سنگ‌های کلکسیونی و گوهرسنگ‌های در ناحیه مورد مطالعه محسوب می‌شود.

منابع

- زهره بخش، ع. و وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۶. نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ رفسنجان. شماره ۱۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شفیع بافتی، ب.، رحمان‌زاده، ف.، زندمقدم، ح.، طاهری‌نیا، ح.، طالبی، م. و زین‌الدینی، ا.، ۱۴۰۰.

شستشوی مس از کانسارهای مس پورفیری و به دنبال آن غنی شدن و رسوب‌گذاری مس در نهشته‌های جوان‌تر پایین‌دست سبب کانی‌زایی نامتعارف مس از نوع آگزوتیک می‌شود. این اتفاق در نهشته‌های پایین‌دست ارتفاعات مربوط به کمربند دهج-ساردوئیه، به‌عنوان یکی از مهم‌ترین کمربندهای مس پورفیری در ایران به‌شمار می‌رود، نیز رخ داده است. کانی‌های مس دار (مالاکیت، آزوریت، آتاکامیت و پاراتا کامیت) در رسوبات آبرفتی پلیوسن-کواترنری دشت رفسنجان به شکل‌های مختلف مشاهده می‌شوند که دارای ارزش سنگ‌های کلکسیونی و گوهرسنگ می‌باشند. کانی‌زایی مس در این توالی به سه صورت سیمان (در کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های درشت‌دانه)، نودول (در ماسه‌سنگ‌ها و گلسنگ‌های دگرسان شده) و لامیناسیون‌های موازی تا مورب متناوب با کلسیت (تراورتن‌ها) مشاهده می‌شوند. دو گروه اول صرفاً جنبه تزئینی و کلکسیونی داشته اما گروه

- deposit, Atacama Desert, Chile. *Mineralium Deposita* 53, 775-795.
- Nelson, M., Kyser, K., Clark, A. and Oates, C., 2007. Carbon isotope evidence for microbial involvement in exotic copper silicate mineralization, Huiniquintipa and Mina Sur, northern Chile. *Economic Geology* 102(7): 1311-1320.
 - Riquelme, R., Tapia, M., Campos, E., Mpodozis, C., Carretier, S., González, R., Muñoz, S., Fernández-Mort, A., Sanchez, C. and Marquardt, C., 2017. Supergene and exotic Cu mineralization occur during periods of landscape stability in the Centinela Mining District, Atacama Desert. *Basin Research* 30(3), 395-425.
 - Mohamadi Nasab, S., Shafiei Bafti, B., Yarahmadi, M.R., Mahmoudi Maymand, M. and Kamalabadi Khorasani, J., 2022. Mineralogical Properties of the Copper Slags from the SarCheshmeh Smelter Plant, Iran, in View of Value Recovery. *Minerals* 12(9), 1153.
 - Münchmeyer, C., 1996. Exotic deposits: products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits. In Camus F, Sillitoe RH, Petersen R (eds) *Andean Copper deposits: new Discoveries, mineralization styles and metallogeny*. Society Economic Geologists. 5, 43-58.
 - Safari, H.O., Bagas, L. and Shafiei Bafti, B., 2015. Structural controls on the localization of Cu deposits in the Kerman Cu metallogenic province of Iran using geoinformatic techniques. *Ore Geology Reviews* 67, 43-56.
 - Sillitoe, R.H., 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary 29, 723-768.
 - گزارش اولین رخداد از کانی‌سازی مس نوع اگزاتیک در ایران. چهل‌مین گردهمایی ملی علوم زمین، تهران.
 - طاهری‌نیا، ح.، ۱۳۹۹. بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌شناسی سنگ‌های تزئینی و گوهرسنگ‌های منطقه رفسنجان (غرب استان کرمان) و معرفی آنها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۲۳.
 - Aftabi, A. and Atapour, H., 2010. Alteration geochemistry of volcanic rocks around Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for regional exploration. *Resource Geology*. 61 (1), 76-90.
 - Atapour, H. and Aftabi, A., 2007. The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment. *Journal of Geochemical Exploration*. 93, 47-65.
 - Chavez, W.X., 2000. Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *Society Economic Geologists*. 41, 10-21.
 - Campos, E., Menzies, A.H., Hernandez, V., Sola, S., Barraza, M. and Riquelme, R., 2015. Understanding exotic-Cu mineralisation: Part I-characterization of chrysocolla. In 13th SGA Biennial meeting, Nancy, *Proceedings* 3, 11-53.
 - Dimitrijevic, M.D., Dimitrijevic, M. N. and Djordevic, M., 1971. Geological quadrangle map of rafsanjan, 1/100000. Geological Survey of Iran Tehran, sheetb 7150.
 - Fernández-Mort, A., 2018. A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro Central copper

Balanced Cross Sections and Determine of Shortening in North Makran Ophiolite Mélange, Southeastern Iran

Tajvar, A.¹, Khatib, M.M.² and Zarrinkoub, M.H.²

1. Assistant Professor, Department of Oceanography, Chabahar Maritime and Marine Sciences University Chabahar, Iran

2. Professor of Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 9 April 2023

Accepted: 20 June 2023

Abstract

The geometrical and kinematic characteristics of structural elements of north Makran have been measured and analyzed in five structural sections. Then, by using of balance cross sections and restoring the structures to their original state, the amount of shortening was determined in different parts of the area. The Bashagard, Dranar, Abenma, Koh Bahark and Vernach thrust faults with a WNW-ESE trend and 20 to 35 degrees dip towards the NNE are the main deformation controllers in this region and are the main cause of shortening. The excellent fit between N209/09 principal stress axis calculated based on the geometry of thrust faults and compression axis that formed folds, indicates that these structures were formed as a result of the same tectonic regime. The difference in the amount of shortening in different parts of the north Makran ophiolite mélange is also directly related to the thrust faults. So that, in western part of north Makran, thrust faults caused shortening amount 22.66, 22.85 and 14.32% in structural sections A-A', B-B' and C-C' respectively,. In the eastern parts, due to the lack of thrust faults and the presence of more strike-slip faults, the amount of shortening has decreased to 4.52% and 6.67%, respectively, in the sections D-D' and E-E'. Balanced cross sections and restoring the structures to the pre-deformation stages represent the narrow width of the early oceanic basin in the north of Makran.

Keywords: North Makran ophiolite mélange, Balance cross section, Shortening, Thrust faults.

Paleoflora and Paleoclimate of Norian (Late Triassic) in Iran

Saadatnejad, J.¹

1. Petroleum Geology Office, Exploration Directorate, National Iranian Oil Company

Received: 10 December 2022

Accepted: 16 March 2023

Abstract

Rock beds containing plant macrofossils of Norian in Alborz region belong to two stratigraphic units of Lalehband and Shahmirzad. The same beds in Kopeh-Dagh area belong to Mian-Kuhi Formation and in Central Iran belong to Qadir submember in Tabas region and Dehroud member in Kerman region. In general, plant diversity and vegetative cover during the Norian stage is less than Rhaetian especially Jurassic (Shemshak group) and the highest plant diversity of Norian in the Alborz basin is related to the phylum of Pteridospermophytes (seed ferns) and in the Central Iran basin is related to the phylum of Pteridophyta (ferns) indicating the higher humidity of the mentioned time in Central Iran basin and the drier climate in Alborz basin. The highest diversity of vegetation in Norian sediments throughout Iran belongs to the seed ferns (Pteridospermophyta) and the lowest diversity belongs to Ginkgophytes so that they comprise 32% (one third of the vegetation) and 6.5% of the total vegetation, respectively. Plant-covered areas throughout Alborz were interconnected during the Norian period and there was no extensive separation between them. The plant macrofossils assemblage in both Alborz and Central Iran basins confirms the relatively humid subtropical to tropical climate for the Norian but less humidity compared to the Rhaetian. Also, the vegetation of Norian in Alborz was less dense and scattered than Central Iran during Norian.

Keywords: Iran, Norian, Paleoclimate, Paleoflora.

The history of deposition and post-deposition and their effects on the reservoir quality of Asmari Formation in Ahvaz oilfield

Heidari, A.¹, Farji, M.² and Shokri, N.³

1. Assistant Professor, Department of Petroleum Geology and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz

2. M.Sc. Student, Department of Petroleum Geology and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz

3. Assistant Professor, Department of Petroleum Geology and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz

Received: 7 June 2023

Accepted: 23 July 2023

Abstract

The carbonate interval of the Asmari formation along with sandstone deposits were deposited in most areas of the Zagros sedimentary Basin, including the Ahvaz area, in Oligo-Miocene. In this study, the effects of depositional and post-depositional environments on the reservoir quality of zone A7 of the Asmari Formation in well No. 4 in Ahvaz oil field were studied. The study of the sequences of the Asmari Formation in this section led to the identification of 11 carbonate facies, one evaporite facies, one mixed carbonate-siliciclastic facies, and one siliciclastic facies. Sedimentary environments of tidal zone, lagoon, coral reef and open sea were introduced for the depositional environment of identified facies. Due to the absence of sudden changes, it seems that the studied deposits were deposited in a ramp-type carbonate platform that was influenced by siliciclastic sediments from the Zagros river systems. The immature sedimentary texture of the sandstone facies indicates the proximity of the origin of the quartz sources to the carbonate basin. Among the diagenetic processes that have affected the examined sequences, the following processes can be mentioned: micritization, cementation, neomorphism, physical and chemical compaction, dissolution, fracture development and filling, dolomitization, and anhydritization. These diagenetic processes occurred in post-depositional marine, meteoric and burial diagenetic environments. Many fractures were filled with petroleum, which indicates that fractures, along with dolomitization, chemical compaction, and fenestral pores, are among the most important post-sedimentation complications to increase reservoir quality. While cementation and anhydritization resulted in reducing the reservoir quality by closing the pore spaces.

Keywords: Sequence Stratigraphy, Diagenesis, Asmari formation, Sedimentary facies, Sedimentary environment, Reservoir.

Isotopic geochemistry of Rb-Sr, Sm-Nd and ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of Ghoshchi gabbros, north of Uromiyeh, northwest of Iran

Shahabi, Sh.¹, Shafaii Moghadam, H.² and Ghorbani, Gh.²

1. M. Sc. Petrology, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

2. Associate Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Received: 9 April 2023

Accepted: 29 May 2023

Abstract

The studied Ghoshchi complex gabbros are located in the north of Uromiyeh city and NW of Central Iran structural zone. These rocks are intruded into the Cadomian basement, and late diabasic, granitic and aplitic dikes crosscut these gabbros. Clinopyroxene and plagioclase are the main minerals of the gabbros. These rocks are characterized by relatively low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703280-0.704343) ratios. Their isotopic signatures indicate a within plate environment for the formation of gabbros and derivation from an enriched mantle source. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating shows 316.55 ± 1.68 Ma (Carboniferous period) as minimum age and are related to almost early phases of Neotethys opening. The Ghoshchi gabbros are originated more likely from a spinel-garnet lherzolitic mantle source with about 5% partial melting.

Keywords: Ghoshchi gabbros, ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, Within-plate- magmatism.

Assessment and zoning of hazards related to likely eruption of Sabalan volcano

Abbasnejad, A.¹, Khaiatzadeh, A.², Ranjbar, H.³, Ahmadipour, H.⁴ and
Abbasnejad, B.⁵

1. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman

2. M.Sc. Graduate, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman

3. Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Shahid Bahonar University of Kerman

4. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman

5. Postdoc Researcher, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman

Received: 9 April 2023

Accepted: 5 July 2023

Abstract

Sabalan is one of dormant stratovolcanoes of Iran with likely eruption, because there are many thermal springs around it. It has a slightly- eroded cone and, geologically, a short time has passed from its last eruption. According to eruption regime of such volcanoes, as well as its former activities, Sabalan volcanic eruptions may happen along with such hazards as tephra, lava, pyroclastic flows and lahars. Its eruption intensity on VEI scale is anticipated to be 3 to 5. Whenever this volcano shows awakening evidence, it would be necessary to take appropriate actions according to hazard zoning maps which are the subject of this study. That is, these maps are necessary for taking emergency actions. In this study, digital elevation data (DEM); satellite pictures; Arc GIS, ENVI and VORIS softwares; as well as atmospheric data of NCEP/NCAR center were used. For construction of pyroclastic density current spreads, the Malin and Sheridan (1982) model was employed. For preparation of lava flow hazard map, simulation model was used, and for preparation of lahar hazard zones, major valleys on the cone and its surroundings were identified and buffered using DEM and satellite data. According to this study, volcanic ashes will move eastward and threat Ardabil city and several nearby villages. Lahars would threaten many surrounding land uses and probably Meshkinshahr and Ardabil cities. Lava flows would damage many mountaineering shelters and ski facilities of Alvares. Additionally, Meshkinshahr, Moil, ski resorts as well as many shelters are at the threat of nuee ardentes.

Keywords: Sabalan, Lahar hazard, Lava hazard, Nuee ardente hazard, Tephra hazard.

Sedimentary coppers as gemstone: a case study of copper mineralization in the alluvial sediments of the southern plain of Rafsanjan

Zand-Moghadam, H.¹, Taheri Nia, H.² and Ahmadipour, H.³

1. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University

2. Master's Degree, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University

3. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University

Received: 9 April 2023

Accepted: 22 May 2023

Abstract

Pliocene-Quaternary sediments of the southern plain of Rafsanjan (west of Kerman province), have a variety of sedimentary copper minerals which can be used as gemstones and suitable for minerals/rocks collectioners. The most important copper identified minerals include malachite, azurite, atacamite and paratacamite. Copper mineralization in this sequence is observed in three forms: cement (in conglomerates), nodules (in sandstones and tuffaceous mudstones), and alternating parallel to cross-laminations with calcite (travertines). The first two groups have only a decorative value, but the third group has the potential for jewelry making and is therefore presented as a gemstone. The leaching of copper from porphyry copper deposits in the upstream area (related to the Dehj-Sardouyeh belt) followed by the enrichment and deposition of copper in the young deposits downstream is considered the most probable model for the copper mineralization in the studied deposits. These deposits are called as exotic copper deposits.

Keywords: Copper mineralization, Gemstone, Pliocene-Quaternary deposits, Southern plain of Rafsanjan.



Vol. 17, No. 66, Summer 2023

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

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

Editor in Chief:

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

Assistant Editor:

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

Editorial Board:

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

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

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

Dr. Raeisi, E., Professor - Shiraz University

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

Dr. Ghazban, F., Professor - Tehran University

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

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

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

Dr. Moore, F., Professor - Shiraz University

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

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

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

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

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

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

Executive Director: Esmaili, E.

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

Designer: Ansari, A.

Published: Summer 2023

Print: Toos

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

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

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

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website Journal: Journal.rias.ac.ir

Website: www.rias.ac.ir

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>