



رخساره‌های رسوبی

شایا: ۷۸۷X-۲۰۰۸

جلد ۱۲، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۸، شماره پیاپی ۲۲

فهرست

- ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی سازند قم در برش چینه شناسی خانی‌آباد، جنوب خاوری کاشان ۱
اله‌ام اسدی مهماندوستی، جهانبخش دانشیان، نعمت الله مارگیر
- زیست چینه نگاری سازند بغمشاه بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در برش دهشک (شمال بلوک لوت) ۲۳
انسبه بهدانی، فاطمه هادوی، مرضیه نطقی مقدم، احمدرضا خزاعی
- تأثیر واحدهای رسوبی در ترکیب و کیفیت آب: مثالی از حوضه آبریز کارده، شمال شرق مشهد، ایران ۳۵
مهدی رضا پورسلطانی، نسترن کاظمی زنجانی لطف‌آبادی، محمد ابراهیم فاضل ولی‌پور
- تأثیر متقابل سنگ میزبان کربناته و سیال کانه‌دار بر یکدیگر در فرآیند کانی‌سازی کانسار سرب - (نقره) نخلک، اصفهان ۵۳
محمد علی جزی، محمدحسن کریم‌پور، آزاده ملک‌زاده شفارودی
- چینه نگاری، رخساره‌های رسوبی و جایگاه تکتونیکی ماسه‌سنگ‌های بخش میانی سازند قرمز بالایی در برش کانسار چهارآباد، شمال باختر زنجان ۷۵
علی رجب‌زاده، حسین کوهستانی، میرعلی‌اصغر مختاری، افشین زهدی
- زیست چینه نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در یکی از میداین نفتی، جنوب غرب ایران ۹۱
بهزاد سعیدی رضوی، فاطمه عسکری، محمدرضا کمالی، عزت‌الله کاظم‌زاده
- ریزرخساره‌ها، شرایط رسوب‌گذاری و چینه نگاری سکانسی سازند بهرام (دوین میانی و بالایی) در برش کوه بندعبدالحسین در جنوب خاوری انارک ۱۰۹
بهاره شاکری، حسین وزیری مقدم، علی بهرامی، پیترو کونیکشوف، محمدعلی صالحی
- محیط زیست دیرینه و رخساره‌های پالینولوژیکی سازند سنگانه در برش چینه‌شناسی امیرآباد (خراسان رضوی) ۱۳۳
محسن علامه

رخساره‌های رسوبی

جلد ۱۲، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۸

با شماره پروانه ۱۲۴/۳۳۰۵ از معاونت امور مطبوعاتی و اطلاع رسانی وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی
و درجه علمی - پژوهشی شماره ۸۹/۳/۱۱/۸۹۴۱۵ از کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

« بر اساس مصوبه وزارت عتف از سال ۱۳۹۸، کلیه نشریات دارای درجه "علمی - پژوهشی" به نشریه "علمی" تغییر نام یافتند »

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد
مدیر مسئول و سردبیر: دکتر علیرضا عاشوری

هیئت تحریریه:

دکتر علیرضا عاشوری، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید رضا موسوی حرمی، استاد - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر فاطمه هادوی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر محمد داستانبور، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر عزیزالله طاهری، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه صنعتی شاهرود)

دکتر ابراهیم قاسمی نژاد، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه تهران)

دکتر مهدی یزدی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه اصفهان)

ناشر: دانشگاه فردوسی مشهد

امور فنی و چاپ: مدیریت نشر آثار علمی دانشگاه فردوسی مشهد

پست الکترونیک: gs@um.ac.ir

نشانی وب سایت: http://jearth.um.ac.ir

این نشریه در پایگاه‌های زیر نمایه می‌شود:

http://www.isc.gov.ir

۱- پایگاه استنادی علوم جهان اسلام (ISC)

http://www.magiran.com

۲- بانک اطلاعات نشریات کشور (MAGIRAN)

http://www.sid.ir

۳- پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی (SID)

مشاوران علمی این شماره:

- دکتر مهدی جعفرزاده، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه صنعتی شاهرود)
- دکتر محمد خانه‌باد، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر جواد ربّانی، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه زنجان)
- دکتر بهروز رفیعی، دانشیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه بوعلی سینا همدان)
- دکتر حامد زند مقدم، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه باهنر کرمان)
- دکتر افشین زهدی، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه زنجان)
- دکتر سعیده سنماری، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین)
- دکتر امرالله صفری، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه اصفهان)
- دکتر مرتضی طاهرپور خلیل‌آباد، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق)
- دکتر علیرضا عاشوری، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر عباس قادری، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر آبرادات مافی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق)
- دکتر اسدالله محبوبی، استاد - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر ابوالفضل مساعدی، استاد - منابع آب و آبیاری (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر سید محمد علی موسوی‌زاده، استادیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه یزد)
- دکتر محمد وحیدی‌نیا، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

- | | |
|--|-----------------------|
| دکتر عباس قادری (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد) | ویراستار متن فارسی: |
| دکتر سید رضا موسوی حرمی (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد) | ویراستار متن انگلیسی: |
| دکتر عباس قادری (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد) | مدیر اجرایی: |

آدرس: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، نشریه رخساره‌های رسوبی.
صندوق پستی ۹۱۷۷۵-۱۴۳۶

بهای تک شماره ۱۰۰۰۰ ریال (دانشجویان ۵۰۰۰ ریال)، حق اشتراک سالانه برای داخل کشور ۲۰۰۰۰ ریال.
لطفاً وجوه اشتراک را به حساب جاری شماره ۵۰۴۹۴-۴۲۵۰ بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی مشهد به نام
نشریه رخساره‌های رسوبی (مطالعات زمین شناسی) واریز فرمایید.
تلفن دفتر نشریه: ۰۵۱-۳۸۸۰۴۱۴۳

با توجه به سیاست کمیسیون بررسی نشریات کشور مبنی بر تخصصی شدن تمام مجلات علمی و فعالیت آنها در سطح گرایشهای علمی خاص مطرح در هر رشته، **دوفصلنامه رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد** که دارای **اعتبار علمی - پژوهشی** از کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور است، به صورت کاملاً تخصصی در زمینه‌های چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و رسوب‌شناسی فعالیت خواهد کرد. مهمترین محورهای علمی مورد پذیرش این نشریه شامل بررسی و تفسیر محیطهای زیستی جانوران و گیاهان گذشته، مطالعات دیرینه‌شناسی سیستماتیک و بررسی محیطهای رسوب‌گذاری کربناته و آواری با استفاده از ابزار و روشهای تحلیل رخساره‌ای است. فسیل‌شناسی، زیست‌شناسی دیرینه یا پالئوبیولوژی، بوم‌شناسی دیرینه یا پالئواکولوژی، ارتباط متقابل موجودات گذشته با محیط زندگی خود، چینه‌نگاری، تحلیل و تکامل حوضه، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، ژئوشیمی رسوبی و ... موضوعاتی هستند که با اهداف پژوهشی این نشریه مرتبطند.

در این راستا، رعایت نکات زیر برای نویسندگان محترم به هنگام تهیه و ارسال مقالات ضروری است:

- مقاله ارسال شده در نشریه دیگری چاپ نشده و یا همزمان برای سایر مجلات ارسال نشده باشد.
- مسئولیت صحت و سقم مقاله به لحاظ علمی و حقوقی به عهده نویسنده مرتبط (عهده‌دار مکاتبات) است.
- چنانچه نویسنده مرتبط مقاله دانشجو بوده و مقاله ارسالی از پایان نامه فرد استخراج شده است، ارسال نامه‌ای با امضای استاد راهنما مبنی بر مطالعه و تأیید مندرجات علمی موجود به عنوان یک فایل تکمیلی همراه با مقاله ضروری است.
- مجله حق رد یا قبول و نیز ویراستاری مقالات را برای خود محفوظ می‌دارد و از بازگرداندن مقالات دریافتی معذور است.
- اصل مقالات رد شده یا انصرافی پس از سه ماه از آرشيو مجله خارج خواهد شد و این نشریه هیچ گونه مسئولیتی در این ارتباط نخواهد داشت.

«مجله در پذیرش یا نپذیرفتن مقاله و همچنین ویراستاری آن آزاد است»

«نویسنده باید هنگام ارسال مقاله متن زیر را تایپ و همراه مقاله ارسال نماید»

بسمه تعالی

سر دبیر محترم مجله رخساره‌های رسوبی

اینجانب نویسنده مرتبط مقاله

اینجانب با اطلاع کامل از قوانین و مقررات ارسال و نشر مقالات علمی، مقاله حاضر را که حاصل تلاشهای علمی خود و همکارانم می‌باشد، برای مجله رخساره‌های رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد ارسال و تعهد می‌نمایم که این مقاله قبلاً در مجله دیگری چاپ نشده و برای مجله دیگری هم فرستاده نشده است.

امضاء

تاریخ

ریزر خساره‌ها، محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی سازند قم در برش چینه شناسی خانی آباد، جنوب خاوری کاشان

الهام اسدی مهماندوستی^{۱*}، جهانبخش دانشیان^۲، نعمت الله مارگیر^۳

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

*پست الکترونیک: e.asadi@khu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۰/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۸/۳/۲۵

چکیده

سازند قم در برش چینه شناسی خانی آباد واقع در جنوب خاور کاشان با سبزی ۷۰ متر از سنگ آهک‌های سبزی، متوسط، نازک لایه، سنگ آهک‌های رسی و دولومیتی به همراه مارن تشکیل شده است. این سازند در رخنمون مورد مطالعه با مرزهای ناپیوسته فرسایشی در میان سنگ‌های قاره‌ای سرخ رنگ (سازندهای سرخ زیرین و بالایی) جای دارد. اگرچه بر روی سازند قم مطالعات مختلفی از نظر چینه‌نگاری و سنگ‌شناسی صورت گرفته است، اما با توجه به متغیر بودن شرایط رسوب گذاری سازند قم در مکان‌های مختلف، نمی‌توان یک محیط رسوب گذاری خاص را برای آن در نظر گرفت. بررسی ۹۸ نمونه تهیه شده از این برش خانی آباد به شناسایی ۹ ریزرخساره در ۲ کمر بند رخصاره‌ای لاگون و سد و یک پتروفاسیس مارنی منجر شد. با توجه به بررسی‌ها و مشاهدات صحرایی (ناپیوسته بودن آثار ریفی)، فراوانی رخصاره‌های بافت پکستونی حاوی موجودات قشر ساز لاگون نزدیک ریف مثل جلبک و بریوزوئر، فراوانی رخصاره‌های باندستونی مرجانی در حجم کم اما به تعداد زیاد و نبود رسوبات ریزشی در بخش‌های عمیق‌تر حوضه، مدل رسوبی سازند قم در ناحیه خانی آباد (جنوب خاور کاشان) یک سکوی کربناتی بدون لبه (شلف باز) در نظر گرفته شده است. از آن جا که بیشتر ته‌نشست کربنات‌ها در این توالی مربوط به بخش کم عمق لاگون بوده است، زمینه اغلب ریزرخساره‌ها را میکرایت تشکیل داده است که کمتر تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی قرار گرفته است. سیمانی شدن و دولومیتی شدن بیشتر در ریزرخساره‌های سدی این برش دیده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: سازند قم؛ ریزرخساره؛ محیط رسوبی؛ فرآیندهای دیاژنزی؛ ایران مرکزی.

مقدمه

فراوم^۱ رخداد پیرئتن را زیر پوشش داشته است. ردیف‌های کربناتی این دریای پیش‌رونده را در زاگرس سازند آسماری و در آذربایجان - ایران مرکزی سازند قم نام نهاده‌اند (آقابناتی، ۱۳۸۵). از دلایل مطالعه این سازند

در اثر رخداد ساوین در طی الیگوسن پسین - میوسن پیشین در حاشیه باختری ایران مرکزی (قم، همدان، کاشان، تفرش، تا حاشیه جنوبی جازموریان) و نواحی بی‌شماری از آذربایجان و همچنین در نواحی سکوی زاگرس، شواهدی از یک پیش‌روی دریایی گسترده وجود دارد که بخشی از

می‌توان به وجود مخازن نفت یا گاز و اهمیت این سازند از نگاه ذخیره‌سازی گاز اشاره کرد. علاوه بر این، نهشته‌های سلسیت و گچ، به سازند قم ارزش اقتصادی می‌دهند (آقاباتی، ۱۳۸۵). بر این اساس سازند قم از نظر ویژگی‌های سنگ شناسی و تعیین ویژگی‌های دیاژنتیکی، چینه شناسی و دیرینه بوم شناسی توسط پژوهشگران بسیاری مورد مطالعه قرار گرفته است (برای مثال: صیرفیان و همکاران، ۱۳۸۵؛ محمدی و همکاران، ۱۳۸۸؛ Reuter et al., 2009؛ صفری و همکاران، ۱۳۹۲؛ نصیری قره‌شیران، ۱۳۹۵، جلالی و همکاران، ۱۳۹۶؛ دانشیان و همکاران، ۱۳۹۶؛ اسدی مهماندوستی و همکاران، ۱۳۹۷). مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که با توجه به تغییرات رخساره‌ای زیاد این سازند و نهشته شدن آن در حوضه‌های بین کوهستانی، نمی‌توان یک مدل رسوبی معین را در همه نقاط ایران مرکزی برای این سازند در نظر گرفت (آقاباتی، ۱۳۸۵)، به طوری که به عنوان مثال کاروان (۱۳۹۰) در شمال خاور دلیجان محیط رسوبی سازند قم را یک رمپ کربناته، علامه و همکاران (۱۳۹۰) در برش دو چاه در شمال باختر قم یک رمپ، نادری (۱۳۹۱) در برش خفر یک شلف و دانشیان و همکاران (۱۳۹۱) در شمال باختری قم و نوری و همکاران (۱۳۹۷) در جنوب زنجان این محیط را برای رسوب گذاری نهشته‌های کربناته سازند قم یک شلف تشخیص داده‌اند. بر این اساس، در این پژوهش یک برش سطحی از سازند قم در ناحیه خانی‌آباد، واقع در جنوب خاوری کاشان انتخاب شد تا با بررسی دقیق ریزرخساره‌ها بتوان مدل رسوبی سازند قم و فرآیندهای دیاژنتزی تأثیرگذار بر آن را تعیین نمود.

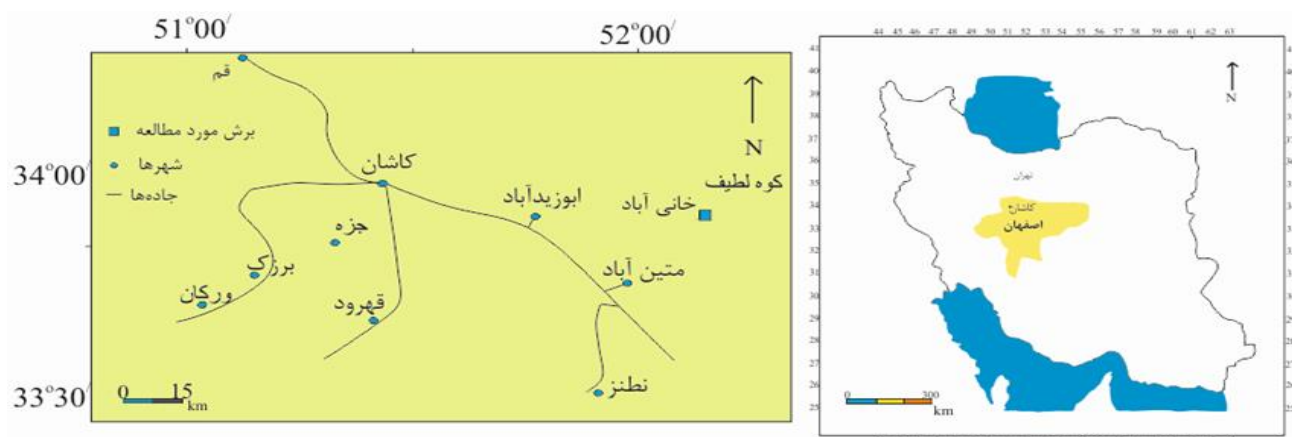
موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی عمومی

محدوده استان اصفهان با گستردگی زیادی که در ایران دارد شامل چندین واحد ساختمانی - رسوبی می‌شود.

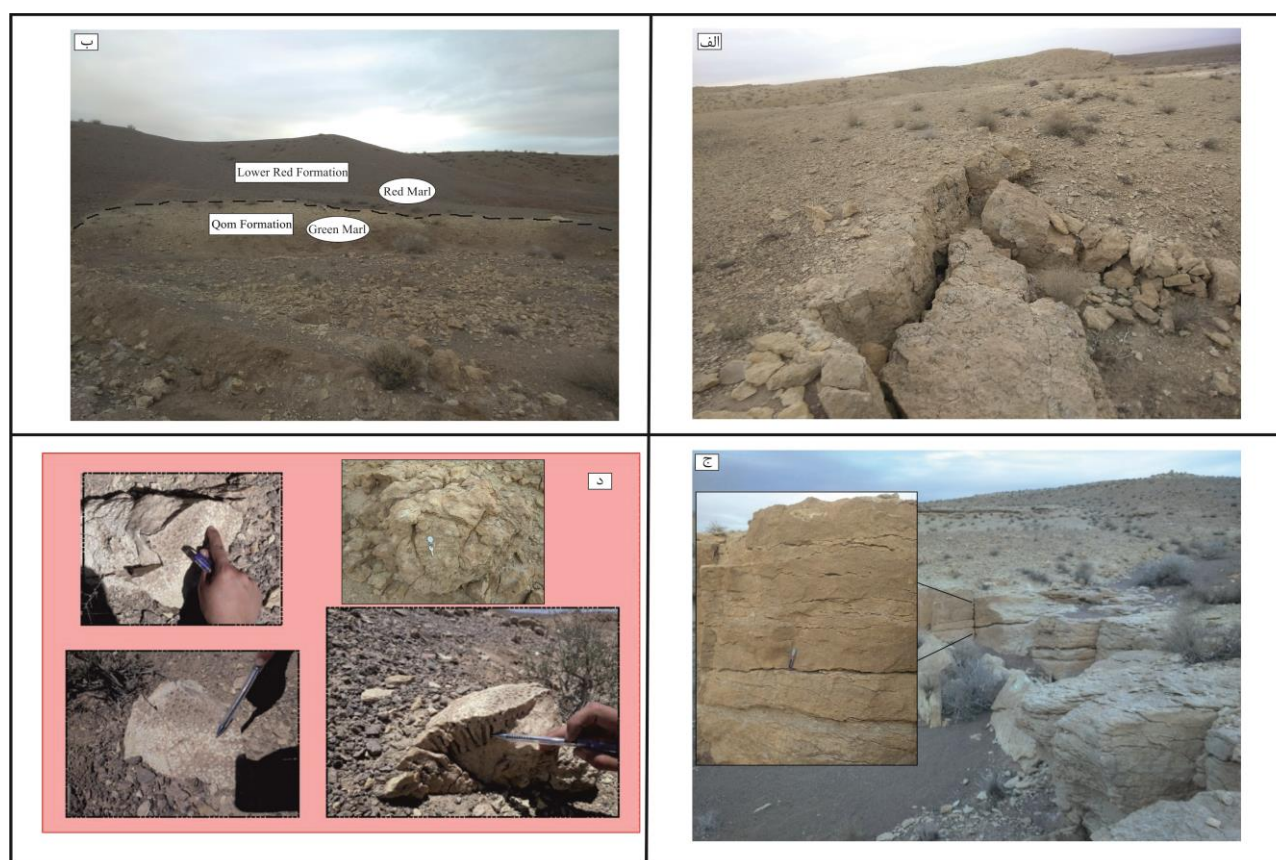
این واحدها بر اساس تقسیم بندی Stocklin (1968) شامل پهنه‌های ایران مرکزی، بلوک لوت، ارومیه - دختر، سندج - سیرجان و بخش کوچکی از زاگرس است. نهشته‌های سازند قم در برش خانی‌آباد در جنوب باختر کوه لطیف (جنوب خاور کاشان) در محدوده ایران مرکزی قرار گرفته است. Reuter et al. (2009) معتقدند که واحدهای تکتونیکی ایران مرکزی متأثر از فروانش و برخورد صفحه آفریقایی - عربی به صفحه ایرانی که در زمان مزوزویک شروع شده است، بوده‌اند. این برخورد باعث بسته شدن راه دریایی تیتان^۲ در زمان میوسن شده است. همچنین این برخورد باعث تشکیل حوضه‌های جلوی کمان (حوضه اسفنجان - سیرجان) و حوضه پشت کمان (حوضه قم) در صفحه ایرانی گردیده است. این حوضه‌ها توسط کمان‌های آتشفشانی از یکدیگر جدا می‌شدند (Stocklin & Setudehina, 1991). طی زمان الیگوسن و میوسن آغازین، رسوب گذاری سازند قم در این صفحه صورت گرفته است.

مختصات قاعده برش مورد مطالعه در این پژوهش $34^{\circ} 56' 33''$ عرض شمالی و $52^{\circ} 8' 56''$ طول خاوری و راه‌های دسترسی به آن در شکل ۱ نشان داده شده است. نهشته‌های سازند قم در برش مورد مطالعه در جنوب باختر کوه لطیف و در جنوب خاور کاشان قرار دارند و با ۷۰ متر ضخامت، شامل توالی سنگ آهک، سنگ آهک رسی، سنگ آهک دولومیتی و مارن می‌باشند (شکل ۲). سازند قم در برش مطالعه شده با ناپوستگی همشیب بین سازندهای سرخ زیرین و سرخ بالایی قرار گرفته است. مشاهدات صحرائی و آزمایشگاهی از رخنمون مورد مطالعه گویای کم‌عمق بودن دریای قم در این ناحیه است که با کاهش ضخامت سنگ آهک و افزایش مقدار مارن و نبود روزن‌داران مناطق عمیق خود را نشان می‌دهد.

² - Tethyan Seaway



شکل ۱: راه‌های دسترسی به برش خانی‌آباد (برگرفته از بختیار، ۱۳۸۴؛ با اندکی تغییرات)



شکل ۲: الف) سنگ آهک متوسط لایه؛ ب) مرز سازند قم با سازند سرخ پایینی؛ ج) سنگ آهک توده‌ای؛ د) نمایی از مرجان‌های مشاهده شده سازند قم در برش چینه شناسی خانی‌آباد (جهت دید به سمت غرب)

کمی در این منطقه دارند که می‌تواند نشان دهنده فضای کم رسوب‌گذاری برای تشکیل چنین سازندی باشند. سن سازند قم در برش مورد مطالعه بر اساس مطالعات زیست‌چینه نگاری پیشین، بوردیگالین در نظر گرفته شده است (قاسم‌زاده، ۱۳۹۷).

بیشتر سنگ آهک‌های مورد مطالعه از نوع مرجانی و نازک لایه تا متوسط لایه بوده‌اند و همچنین به دلیل نبود شواهد تکتونیکی در این منطقه، لایه‌ها دچار چین خوردگی و شکستگی نشده و اکثراً حالت افقی دارند. طبق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه لطیف (Houshmand Zadeh & Nabavi, 1999)، نهشته‌های کربناته باد شده گسترش

روش مطالعه

در مطالعات صحرایی پس از چندین نوبت پیمایش، نمونه برداری به صورت سیستماتیک و با روش مترکشی و در برخی بخش ها با میله ژاکوب انجام گرفت. در طول مسیر پیمایش اطلاعات مربوط به لایه (شیب و امتداد لایه ها، شیب توپوگرافی و ضخامت ظاهری)، مشخصات رسوب شناسی (ساخت های رسوبی، نوع لایه و ...) و فسیل شناسی، متراژ هر نمونه و شکل شماتیکی از لایه یادداشت شد. از سازند قم در برش خانی آباد با ضخامت ۷۰ متر در مجموع ۹۸ نمونه برداشت شد که شامل ۳۶ نمونه نرم و ۶۲ نمونه سخت می باشند. فاصله نمونه برداری در بخش های سنگ آهکی و در برخی قسمت ها که به نظر تغییرات رخساره ای داشته اند، در حد چندین سانتی متر بوده است. از نمونه های سخت مقاطع نازک تهیه شد. برای تشخیص کانی کلسیت از دولومیت نمونه ها توسط آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شدند. برای نام گذاری کربنات ها از روش Dunham (1962) و Embry & Klovan (1971) استفاده شد. همچنین در این مطالعه از طبقه بندی بافتی دولومیت ارائه شده توسط Sibley & Gregg (1987) و Mazzullo (1992) و برای اندازه بلورهای دولومیت از مقیاس ارائه شده توسط Folk (1974) کمک گرفته شد. تعیین ریزرخساره ها و محیط رسوبی بر اساس مدل های ارائه شده توسط Wilson (1975)، Pomar (2001) و Flugel (2010) می باشد.

ریزرخساره های سازند قم

بر مبنای انواع دانه ها، بافت، محتوای فسیلی و اندازه فسیل ها، ۹ ریزرخساره و یک پتروفاسیس مارنی در نهشته های سازند قم در برش مورد مطالعه شناسایی شد که مربوط به دو زیرمحیط لاگون و سد هستند. ریزرخساره های

سازند قم در برش خانی آباد به ترتیب از خشکی به دریا شامل موارد زیر می باشند:

ریزرخساره های لاگون

A₁: گرینستون حاوی بایوکلیست و روزن داران کفزی
اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل روزن داران با دیواره پورسلانوز (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد)، شکم پا، دوکفه ای و خرده های مرجان (با فراوانی ۱۰ درصد) است. اجزای فرعی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل جلبک قرمز و خار خارپوست (با فراوانی کمتر از ۵ درصد) است که در زمینه ای سیمانی قرار دارند (شکل ۳ الف). این ریزرخساره در برش مورد مطالعه ضخامت بسیار کمی را دارد و در مطالعات صحرایی در سنگ آهک های ضخیم لایه ای میان مارن های موجود در بخش های بالایی سازند قم مشاهده می شود.

تفسیر: وجود آلوکم های کم عمق در زمینه ای سیمانی گویای محیطی کم عمق با انرژی بالا است. همچنین با توجه به حضور روزن داران با دیواره پورسلانوز در این ریزرخساره، می توان بخش پُرانرژی ابتدای لاگون (از سمت ساحل) را برای این ریزرخساره پیشنهاد داد. این رخساره گستردگی کمی را بین ریزرخساره های کربناته سازند قم در برش مورد مطالعه داشته و با SMF18 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

A₂: وکستون بایوکلیست دار

اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل بریوزوئر، شکم پایان، خار خارپوست، دوکفه ای، استراکد و روزن دارن با دیواره پورسلانوز (با فراوانی کمتر از ۱۵ درصد) می باشد که در زمینه ای میکرایتی قرار دارند (شکل ۳ ب). این رخساره در برش مورد مطالعه ضخامت بسیار کمی را به خود اختصاص داده و در مطالعات صحرایی در

سنگ آهک‌های متوسط لایه بخش‌های میانی سازند قم مشاهده می‌شود.

تفسیر: تنوع کم روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، نبود فونای دریایی باز و نیز درصد بالای گل مؤید رسوب‌گذاری این ریزرخساره در قسمت‌های کم‌عمق پهنه یوفوتیک (شرایط نوری بالا) از یک محیط لاگون محصور و کم‌انرژی می‌باشد (Pomar et al., 2014). احتمالاً در بین ریزرخساره‌های لاگونی، این رخساره در عمق کمتری قرار دارد. همچنین، این ریزرخساره گستردگی کمی را در بین ریزرخساره‌های کربناته سازند قم در برش مورد مطالعه داشته و به SMF 9 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

A₃: پکستون - وکستون دارای روزن‌داران کفزی

اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل روزن‌داران با دیواره پورسلانوز (با فراوانی ۲۵-۲۰ درصد) و اجزای فرعی آن شامل خرده‌های دوکفه‌ای از نوع اُسترا، استراکد و جلبک قرمز (کمتر از ۵ درصد) است. آلوکم‌ها اکثراً به صورت شناور در زمینه میکرایتی قرار دارند (شکل ۳ ج). به دلیل فرآیند میکرایتی‌شدن توسط موجودات حفار به دور برخی از اجزای اسکلتی، کورتوئید در نمونه‌های این ریزرخساره با فراوانی کم قابل تشخیص است. این رخساره عمدتاً در سنگ آهک‌های نازک لایه بخش‌های پایینی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

تفسیر: حضور فراوان روزن‌داران با دیواره پورسلانوز بیانگر محیطی لاگونی با عمق و انرژی کم، شوری و شدت نور بالا می‌باشد (Geel, 2000). حضور روزن‌داران با دیواره پورسلانوز به طور عمده در بخش پایینی برش مورد مطالعه بوده است. احتمالاً در نتیجه کاهش رقابت بین روزن‌داران با دیواره بدون منفذ با دیگر آلوکم‌ها، این روزن‌داران دارای تنوع و اندازه خوبی نسبت به سایر روزن‌داران با

دیواره بدون منفذ نسبت به سایر مقاطع می‌باشند (Brandano et al., 2008). این رخساره به SMF10 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد و محیط تشکیل چنین رخساره‌ای را می‌توان مربوط به بخش میانی لاگون دانست.

A₄: پکستون حاوی بیوکلاست و بریوزوئر

عناصر اصلی این ریزرخساره خرده‌های بریوزوئر (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد) و دوکفه‌ای‌ها (با فراوانی ۱۰ درصد) می‌باشند که در زمینه میکرایتی قرار دارند. از دیگر عناصر این ریزرخساره می‌توان به شکم‌پایان، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، خارخارپوست و استراکد اشاره کرد که فراوانی ۵ تا ۱۰ درصدی دارند. (شکل ۳ د). این رخساره عمدتاً در سنگ آهک‌های نازک لایه بخش‌های بالایی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده و ضخامت کمی را دربرمی‌گیرد.

تفسیر: اندازه و تنوع روزن‌داران با دیواره پورسلانوز به دلیل حضور زیاد بیوکلاست‌ها و رقابت شدید بین آن‌ها کاهش پیدا کرده است (Brandano et al., 2008). با توجه به حضور بریوزوئر شاخه‌ای که نشان دهنده انرژی کم تا متوسط محیط است (Geel, 2000)، می‌توان گفت که انرژی محیط کاهش یافته و محیط نسبت به ریزرخساره‌های دارای بریوزوئر توده‌ای در عمق بیشتری نهشته شده است. این ریزرخساره به SMF10 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد و می‌تواند به بخش‌های میانی لاگون نسبت داده شود.

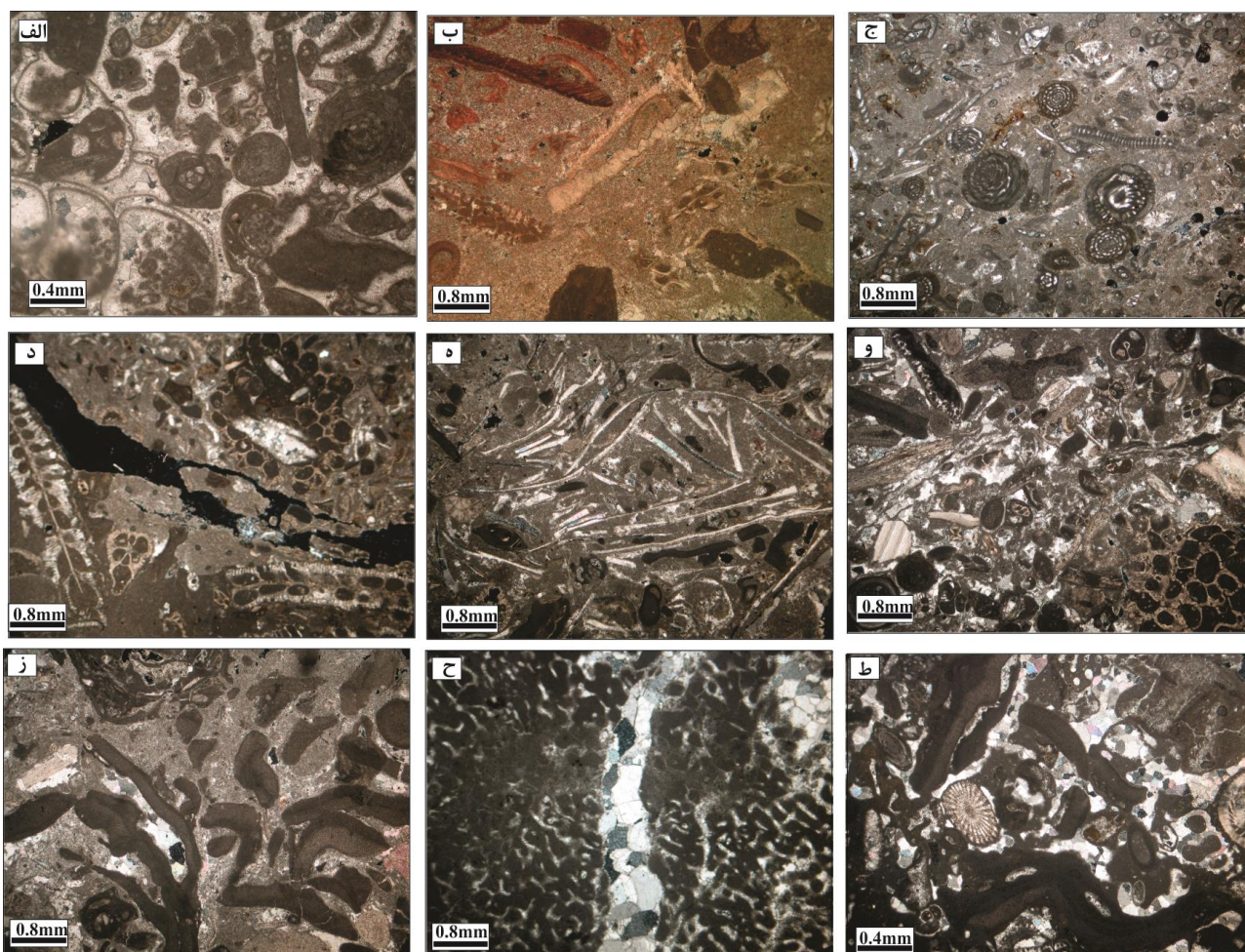
A₅: پکستون حاوی دوکفه‌ای

این ریزرخساره شامل یک پکستون حاوی دوکفه‌ای‌های کشیده و قطعات خردشده آن (با فراوانی بیش از ۴۰ درصد)، بریوزوئر، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز، شکم‌پایان و خار خارپوست (با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد)

است. این رخساره عمدتاً در سنگ آهک‌های نازک لایه بخش‌های بالایی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده و ضخامت کمی را در برمی‌گیرد.

تفسیر: در قسمت ابتدایی و میانی سازند قم در برش خانی‌آباد، بیشتر دوکفه‌ای‌ها از نوع استرا بوده و پوسته‌های ستبر و شکل‌های فنجانی و بادبزی دارند. این نوع از دوکفه‌ای‌ها نشان‌دهنده محیط‌های با نرخ رسوب‌گذاری و انرژی متوسط هستند (حسینی‌پور و همکاران، ۱۳۹۱).

در مقابل، شکل و جنس دوکفه‌ای‌ها در قسمت انتهایی برش تغییر کرده و حالت رشته‌ای و کشیده به خود می‌گیرند (شکل ۳ه). از آن‌جا که دوکفه‌ای‌های ساکن در نواحی عمیق‌تر معمولاً کم‌رنگ‌تر و صدف آنها غالباً نازک و نیمه‌شفاف می‌باشد (جعفریان و همکاران، ۱۳۸۵)، می‌توان گفت که این نوع دوکفه‌ای‌ها نسبت به دوکفه‌ای‌های نوع استرا در عمق بیشتری نهشته شده‌اند. این ریزرخساره به SMF12-S در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.



شکل ۳: ریزرخساره‌های موجود در نهشته‌های کربناته سازند قم در برش خانی‌آباد: الف) گریستون حاوی بیوکلاست و روزن‌داران کفزی، ب) وکستون بیوکلاست‌دار، ج) پکستون - وکستون دارای روزن‌داران کفزی، د) پکستون حاوی بیوکلاست و بریوزوئر، ه) پکستون حاوی دوکفه‌ای، و) پکستون حاوی بیوکلاست، دوکفه‌ای و بریوزوئر، ز) وکستون - پکستون حاوی جلبک قرمز و روزن‌داران کفزی، ح) باندستون مرجانی، ط) گریستون حاوی جلبک قرمز و بیوکلاست.

A6: پکستون حاوی بیوکلاست، دوکفه‌ای و بریوزوئر

این ریزرخساره یک پکستون حاوی قطعات فسیلی متعدد است و اغلب شامل خرده صدف‌های دوکفه‌ای استرا (۱۰ تا

۲۰ درصد)، جلبک‌های قرمز (۵ درصد)، بریوزوئر توده‌ای (۱۰ تا ۱۵ درصد)، شکم‌پایان، روزن‌داران با دیواره هیالین و پورسلانوز و خرده‌های مرجان (کمتر از ۵ درصد) می‌باشد

دارد (Braga & Aguirre, 2001). وجود جلبک‌های *Lithophyllum* در برش مورد مطالعه همراه با روزن‌داران با دیواره بدون منفذ و در مقابل میزان کم روزن‌داران با پوسته هیالین نشان دهنده حاکمیت یک لاگون نیمه‌محصور می‌باشد. بنابراین می‌توان بخش با انرژی متوسط لاگون به سمت سد را محیط تشکیل چنین رخصاره‌ای دانست. این ریزرخساره با SMF8 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

ریزرخساره‌های سدی

B₁: باندستون مرجانی

اجزای اصلی این ریزرخساره مرجان‌ها هستند. این جانوران احتمالاً به صورت درجا در حاشیه پلاتفرم و در بالای قاعده امواج عادی ریف‌های کومه‌ای را تشکیل شده‌اند. فضاهای خالی اسکلت ایجاد شده عموماً توسط کلسیت اسپاری و گاهی توسط میکرایت پُر شده است (شکل ۳ ح). این رخصاره در برش مورد مطالعه ضخامت زیادی را نسبت به سایر رخصاره‌های شناسایی شده سازند قم به خود اختصاص داده و در مطالعات صحرایی در سنگ آهک‌های ضخیم لایه و توده‌ای سازند قم مشاهده می‌شود. این رخصاره بر اساس ریزرخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط Flugel (2010) و Wilson (1975) متعلق به ریف است، اما به دلیل تناوب آن با ریزرخساره‌های محیط با گردش محدود آب (لاگون) و نیز با توجه به مشاهدات صحرایی (ناپیوسته بودن و قابل تعقیب نبودن آن در مسافت‌های طولانی و همچنین حجم و اندازه کوچک این ریف‌ها با وجود فراوانی آنها)، ریف‌های مذکور تکه‌ای بوده و برخلاف رخصاره ریفی که در حاشیه پلاتفرم تشکیل می‌شود، ریزرخساره مورد سخن در یک محیط با گردش محدود آب (لاگونی) تشکیل شده است. این ریزرخساره به SMF7 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

(شکل ۳ و). این رخصاره نسبت به سایر رخصاره‌های مربوط به بخش لاگون، ضخامت زیادی را در برش مورد مطالعه به خود اختصاص داده و در مطالعات صحرایی در سنگ آهک‌های بخش‌های میانی سازند قم مشاهده می‌شود. **تفسیر:** کاهش روزن‌داران با دیواره بدون منفذ و افزایش خرده‌های زیستی می‌تواند نشان دهنده شوری کمتر این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره‌های قبلی باشد. با توجه به نبود روزن‌داران محیط شیب کربناته و همچنین کاهش روزن‌داران با دیواره پرسلانوز می‌توان گفت که این ریزرخساره در یک محیط لاگونی تشکیل شده است. این ریزرخساره در میان دیگر ریزرخساره‌های محیط پلاتفرم داخلی در برش مورد مطالعه بیشترین گستردگی را دارد و با SMF10 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

A₇: وکستون - پکستون حاوی جلبک قرمز و روزن‌داران کفزی

عناصر تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل جلبک‌های قرمز (با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد)، روزن‌داران با دیواره پورسلانوز (با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد) در کنار خرده‌های اسکلتی نظیر خرده‌های خارپوست و مرجان (با فراوانی کمتر از ۵ درصد) هستند که در زمینه‌ای میکرایتی قرار دارند (شکل ۳ ز). این رخصاره عمدتاً در سنگ آهک‌های نازک لایه بخش‌های بالایی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

تفسیر: توزیع زیرخانواده جلبک‌های قرمز در رسوبات مربوط به آب‌های عمیق و کم‌عمق با هم متفاوت است (Braga & Aguirre, 2001). *Lithophyllum* رایج‌ترین جنس در محیط‌های معتدل کم‌عمق نئوژن و عهد حاضر (Adey, 1986) تا عمق کمتر از ۲۰ متر (Bosence, 1991) است. *Mesophyllum* عمیق‌ترین تاکسون در محیط‌های نئوژن و عهد حاضر است و در عمق ۱۱۰ تا ۱۲۰ متری حضور

B₂: گریستون حاوی جلبک قرمز و بیوکلاست

این ریزرخساره حاوی قطعات فسیلی شامل جلبک‌های قرمز، دوکفه‌ای، بریوزوئر، روزن‌داران با دیواره بدون منفذ و منفذدار، خرده‌ها و خار خارپوست، خرده‌های مرجان و شکم‌پا در زمینه سیمانی می‌باشد (شکل ۳ط). این ریزرخساره در سنگ آهک‌های متوسط لایه بخش‌های میانی سازند قم در برش مورد مطالعه مشاهده و ضخامت کمی را در برمی‌گیرد.

تفسیر: فراوانی جلبک قرمز نشان دهنده نور کافی و انرژی نسبتاً زیاد محیط است (Wilson, 1975) و موقعیت جلوی ریف، فلات‌ها و پشته‌های نواحی گرمسیری را نشان می‌دهد (Pomar, 2001). با توجه به کاهش فراوانی روزن‌داران با دیواره بدون منفذ، افزایش فراوانی روزن‌داران با دیواره منفذدار، فراوانی جلبک‌های قرمز، کاهش گل کربناته و همچنین شکستگی آلوکم‌ها در این ریزرخساره، می‌توان محیط تشکیل آن را به بخش‌های پرانرژی سد نسبت داد. این ریزرخساره به SMF11 در نوشته Flugel (2010) شباهت دارد.

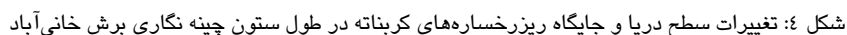
پتروفاسیس مارنی

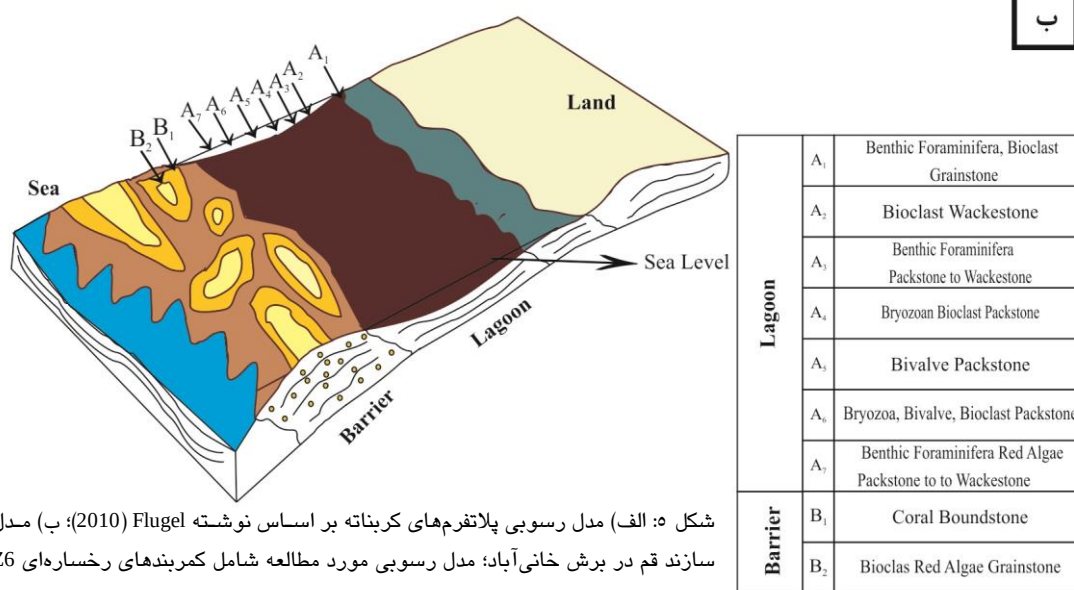
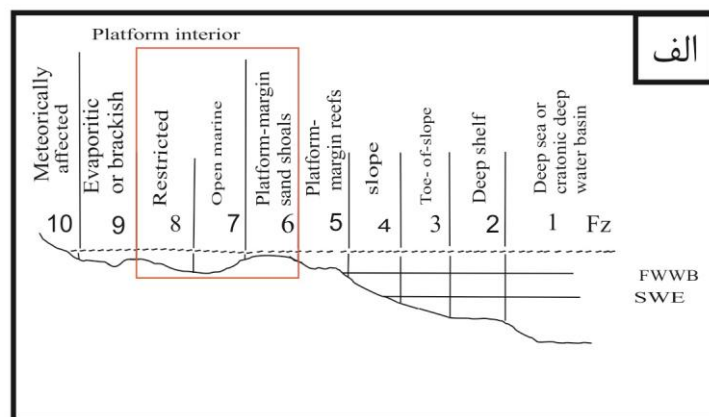
بخش پایینی سازند قم در برش خانی‌آباد با مارن‌های سبز رنگ که بر روی سازند سرخ پایینی قرار گرفته‌اند، مشخص می‌شود. سازند سرخ پایینی از مارن‌های سرخ رنگ فاقد فسیل تشکیل شده است. به دلیل حضور روزن‌داران کفزی و تناوب آن‌ها با رخصاره‌های لاگونی در نمونه‌های مارنی سازند قم که در قسمت ابتدایی و انتهایی برش مورد نظر دیده می‌شوند، می‌توان محیط تشکیل مارن‌ها را محیطی با گردش محدود آب (لاگون‌های محصور شده) در نظر گرفت. مارن‌های سازند قم در قسمت انتهایی برش دارای رنگ زرد مایل به سبز و سبز روشن تا

تیره هستند که توسط مارن‌های سرخ رنگ سازند سرخ بالایی پوشیده می‌شوند.

تفسیر شرایط محیط رسوبی سازند قم در برش چینه‌شناسی خانی‌آباد

بیشترین ریزرخساره‌های کربناته موجود در توالی چینه‌ای سازند قم در برش خانی‌آباد را باندستون و پکستون حاوی بیوکلاست و کمترین ریزرخساره را پکستون - گریستون حاوی بیوکلاست و وکستون حاوی بیوکلاست تشکیل داده‌اند (شکل ۴). بر اساس مطالعات صحرایی صورت گرفته، ریزرخساره‌های شناسایی شده و پراکندگی آن‌ها، سازند قم در برش خانی‌آباد در یک سکوی کربناتی بدون لبه (شلف باز) نهشته شده است که شامل محیط‌های لاگون و سد می‌باشند (شکل ۵). بیوکلاست‌های اصلی شامل خارپوست، شکم‌پایان، خرده‌های جلبک، بریوزوئر، مرجان، خرده‌های دوکفه‌ای و روزن‌داران کفزی می‌باشد. با توجه به بررسی‌ها و مشاهدات صحرایی انجام شده (ناپیوسته و منقطع بودن آثار ریفی)، فراوانی رخصاره‌های با بافت پکستونی و وکستونی، فراوانی رخصاره‌های باندستونی مرجانی و نبود رسوبات ریزشی در بخش‌های عمیق‌تر حوضه، می‌توان محیط رسوب‌گذاری سازند قم در برش خانی‌آباد را یک شلف کربناته بدون لبه در نظر گرفت. بررسی‌های صورت گرفته گویای این است که سازند قم در برش خانی‌آباد هیچ وقت سیمای عمیقی به خود نگرفته است. روزن‌داران با دیواره هیالین در درجه شوری عادی اقیانوس فراوان‌تر هستند در حالی که روزن‌داران با دیواره پورسلانوز در آب‌های گرم با شوری عادی تا هایپرسالین همانند مناطق کم عمق پشت ریف که درجه اشباع کلسیت بالا است، فراوان‌تر می‌باشند (Geel, 2000). روزن‌داران با دیواره پورسلانوز در ابتدای برش چینه‌شناسی مورد مطالعه فراوانی بیشتری نسبت به





شکل ۵: الف) مدل رسوبی پلاتفرم‌های کربناته بر اساس نوشته Flugel (2010); ب) مدل رسوبی سازند قم در برش خانی‌آباد؛ مدل رسوبی مورد مطالعه شامل کمربندهای رخساره‌ای FZ6، FZ7 و FZ8 می‌باشد.

فرآیندهای دیاژنزی

محیط دیاژنزی برای رسوبات کربناته قابل تقسیم به سه گروه اصلی هستند که شامل محیط دیاژنزی بستر دریا، جوی و تدفینی است. این محیط‌های دیاژنزی سه گانه، در جهت قائم و افقی به یکدیگر تبدیل می‌شوند. رسوبات کربناته در طی زمان از این محیط‌ها عبور می‌کنند (رحیم‌پورناب، ۱۳۸۹). مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که احتمالاً نهشته‌های کربناته سازند قم در برش خانی‌آباد، بیشتر تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی دریایی و جوی قرار گرفته و به دلیل آثار کم دیاژنزدفینی کمتر تحت تأثیر این محیط قرار گرفته‌اند. فرآیندهای دیاژنزی تأثیرگذار بر روی

روزن‌داران با دیواره هیالین دارند که این مطلب تأییدی بر شوری بالای آب در این بخش می‌باشد. در قسمت میانه و بالای برش از مقدار روزن‌داران با پوسته پورسلانوز کاسته شده و مقدار بیوکلاست‌ها زیاد می‌شود که این نیز نشان دهنده شوری عادی در این بخش‌ها می‌باشد. از نظر میزان نفوذ نور، با توجه به روزن‌داران پورسلانوز و روزن‌داران هیالین، می‌توان پهنه‌های یوفوتیک تا مزوفوتیک را برای این برش پیشنهاد داد (شکل ۴). همچنین با توجه به حضور روزن‌دار *Borelis meo curdica* در طول ستون چینه نگاری سن سازند قم در برش مورد مطالعه بوردیگالین در نظر گرفته شد (شکل ۸ه).

سازند قم در برش خانی آباد به شرح زیر است (شکل ۶):

میکرایتی شدن^۳

میکرایتی شدن نوعی فرآیند دیاژنزی نسبتاً ضعیف در محیط دریایی می باشد که در آب های کم عمق آشفته و یا نسبتاً آشفته ایجاد می شود. این مرحله از دیاژنزی نیازمند باقی ماندن دانه های کربناته در یک مدت زمان طولانی بر روی کف حوضه می باشد (Wei, 1995; Kabanov, 2000). فعالیت ریززیستاران و جلبک ها بر روی بخش خارجی پوسته سایر موجودات به ایجاد سوراخ های بسیار ریزی منجر می شود که در مرحله بعدی توسط سیمان میکرایتی پوشیده می شوند (Adams & MacKenzie, 1998). میکرایتی شدن در نهشته های کربناته سازند قم بر روی آلوکم های اسکلتی و بیشتر در محیط های لاگونی دیده شده است (شکل ۷ الف).

آشفته گی زیستی^۴

یکی از اولین فرآیندها در بین فرآیندهای دیاژنزی، مربوط به آشفته گی زیستی است. این فرآیند در نهشته های کربناته سازند قم در برش مورد مطالعه بیشتر در رخساره های لاگونی دیده می شود. فعالیت موجودات باعث تغییر رنگ رسوبات به صورت تیره و روشن شده است (شکل ۷ ب).

سیمانی شدن^۵

ته نشست سیمان در رسوبات کربناته یک فرآیند دیاژنزی عمده است و زمانی رخ می دهد که سیالات منفذی فوق اشباع بوده و عوامل جنبشی وجود نداشته باشند (Tucker & Wright., 1990). از آن جا که سیمانی شدن در اغلب محیط های دیاژنزی رخ می دهد، لذا استفاده از آن

در بازسازی تاریخچه دیاژنزی بسیار با اهمیت است. مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته بر روی نهشته های کربناته سازند قم، نشانگر آن است که فرآیند سیمانی شدن به مقدار کم بر زیرمحیط لاگون تأثیر گذاشته و در زیرمحیط سدی، اغلب مرجان ها تحت تأثیر سیمان کلسیتی و دولومیتی شدن قرار گرفته است. انواع سیمان مشاهده شده در سازند قم (برش خانی آباد) به شرح زیر است:

سیمان سوزنی یا فیبری هم ستبر^۶

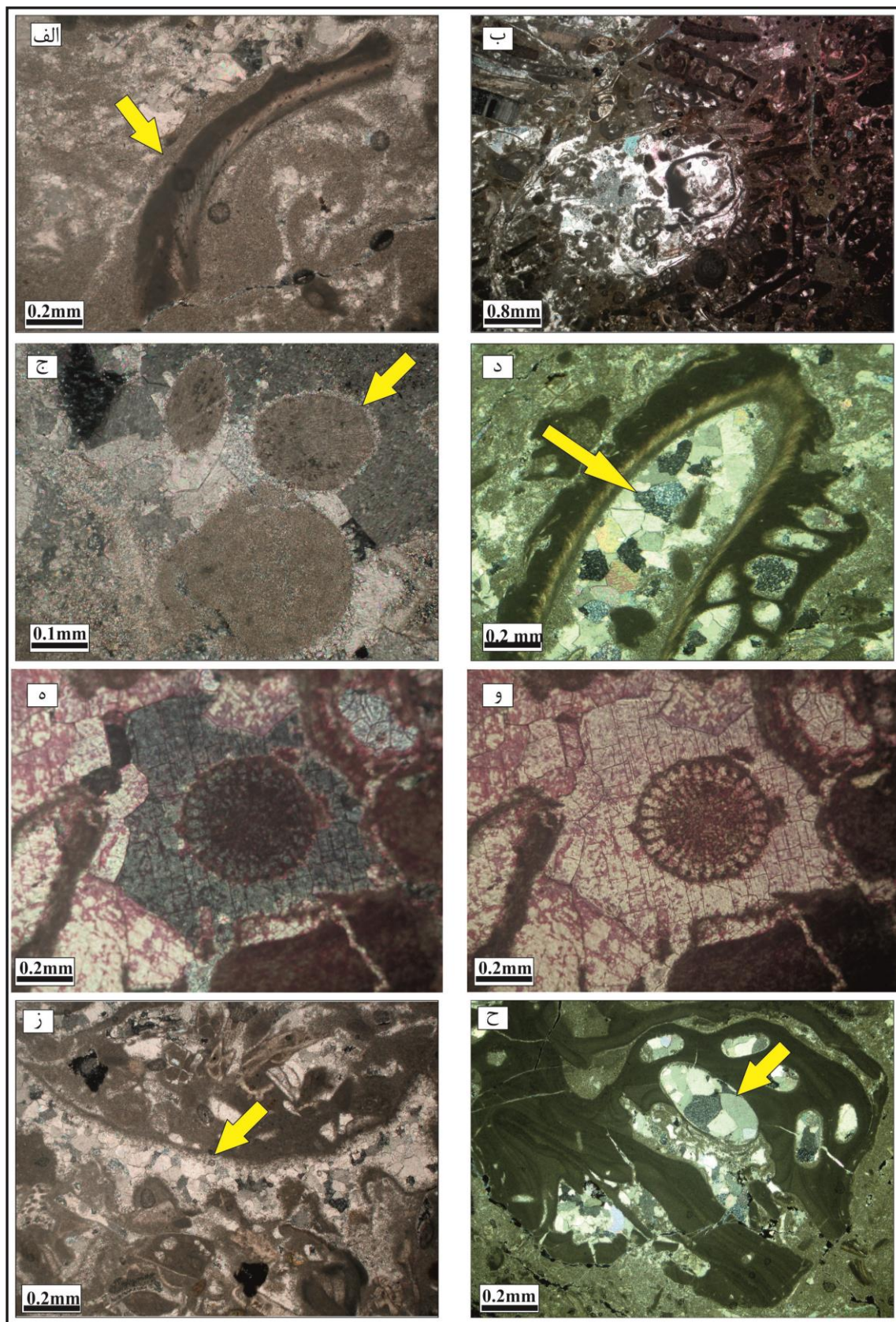
این سیمان با حواشی هم ستبر اطراف آلوکم ها مشاهده می شود. این سیمان همزمان با رسوب گذاری یا کمی پس از آن در اثر جریان آب دریا (کشند یا امواج) تشکیل می شود. تشکیل سیمان به صورت حاشیه هم ستبر در مراحل اولیه دیاژنزی و پیش از تراکم قابل توجه، از ویژگی های محیط فریاتیک دریایی است (Shinn, 1969; Folk, 1974; Moore, 1989). ترکیب کانی شناسی آن به علت تشابه با سیمان های آراگونیتی دریایی آب های گرم و کم ژرفای امروزی، آراگونیتی است (Adabi & Rao, 1991). این سیمان به عنوان سیمان اولیه موجب حفظ بافت و تخلخل سنگ در رخساره های دانه پشیمان می شود (Lucia, 2007; Dix & Parras, 2014). سیمان یاد شده به دلیل ناپایدار بودن به میزان کمی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است و عمدتاً در اطراف پلوئیدها دیده می شود (شکل ۷ ج).

سیمان کلسیت هم بعد^۷

سیمان هم بعد به طور چیره بین دانه ها، در شکستگی ها، درون حفرات صدف برخی موجودات مانند دوکفه ای ها، روزن داران و همچنین حفرات انحلالی دیده می شود. این سیمان به صورت موزاییکی متشکل از بلورهای درشت

6- Acicular to fibrous cement
7- Equant Calcite cement

3- Micritization
4- Bioturbation
5- Cementation



شکل ۷: فرآیندهای دیانژی شناسایی شده در برش مورد مطالعه: الف) میکرایتی شدن اُسترا به وسیله موجودات اندولیتیک؛ ب) به هم ریختگی یا آشفته‌گی توسط موجود زنده که به صورت رنگ‌های تیره و روشن در تصویر مشخص است. ج) سیمان حاشیه‌ای هم ستبراً در اطراف پلوتید؛ د) کلسیت هم‌بعد درون پوسته زیستی؛ ه) سیمان هم محور در اطراف خار خارپوست در نور رنگی و سیمان هم محور در نور معمولی؛ ز) سیمان کلسیت درونی درون خرده‌های دوکفه‌ای؛ ح) سیمان بلوکی.

کلسیت است که شکل هندسی خاصی ندارد. بلورهای سیمان هم‌بعد با ابعاد حدود ۶۰ میکرون (Tucker, 1991) تا ۱۰۰ میکرون (Hardwood, 1988) در محیط‌های فریاتیکی جوئی و دفنی تشکیل می‌شوند. در نهشته‌های کربناته سازند قم در برش مورد مطالعه این نوع سیمان در داخل خرده‌های زیستی تشکیل شده است و از فراوانی کمی برخوردار است (شکل ۷ د).

سیمان هم محور^۸

این سیمان بر روی قطعات خارپوست تشکیل شده به طوری که همسو با محور بلوری قطعات اکینودرم است. سیمان یاد شده مشخصه محیط دیاژنزی خاصی نیست. چنانچه این نوع سیمان‌ها مه آلود یا کدر و غنی از انکلوژیون باشند جزو سیمان دریایی محسوب می‌شوند. برعکس، سیمان‌های سین تکسیال شفاف مربوط به محیط تدفینی و متئوریک می‌باشند (Longman, 1980; Flügel, 2010). این نوع سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه حالت کدر را دارد و جزو نمونه‌های دریایی محسوب می‌شود و یکی از فراوان‌ترین انواع سیمان‌های شناسایی شده است (حدود ۱۰ درصد) که در رخصاره‌های لاگونی (بخش میانی) بیشتر دیده می‌شود (شکل ۷ ه و ۷ و).

سیمان کلسیت دروزی^۹

در این نوع سیمان بلورها مرز مسطح دارند و اندازه آن‌ها از دیواره به سمت داخل تدریجاً افزایش می‌یابد. این بلورها از نظر نوری عمود بر دیواره هستند و زاویه داخلی در محل برخورد سه سطح تقریباً ۱۸۰ درجه است. سطوح بلورها به سمت مرکز حفره قرار دارد (Bathust, 1985). ترکیب کانی شناسی این سیمان کلسیت کم منیزیم (LMC) است

سیمان بلوکی^{۱۰}

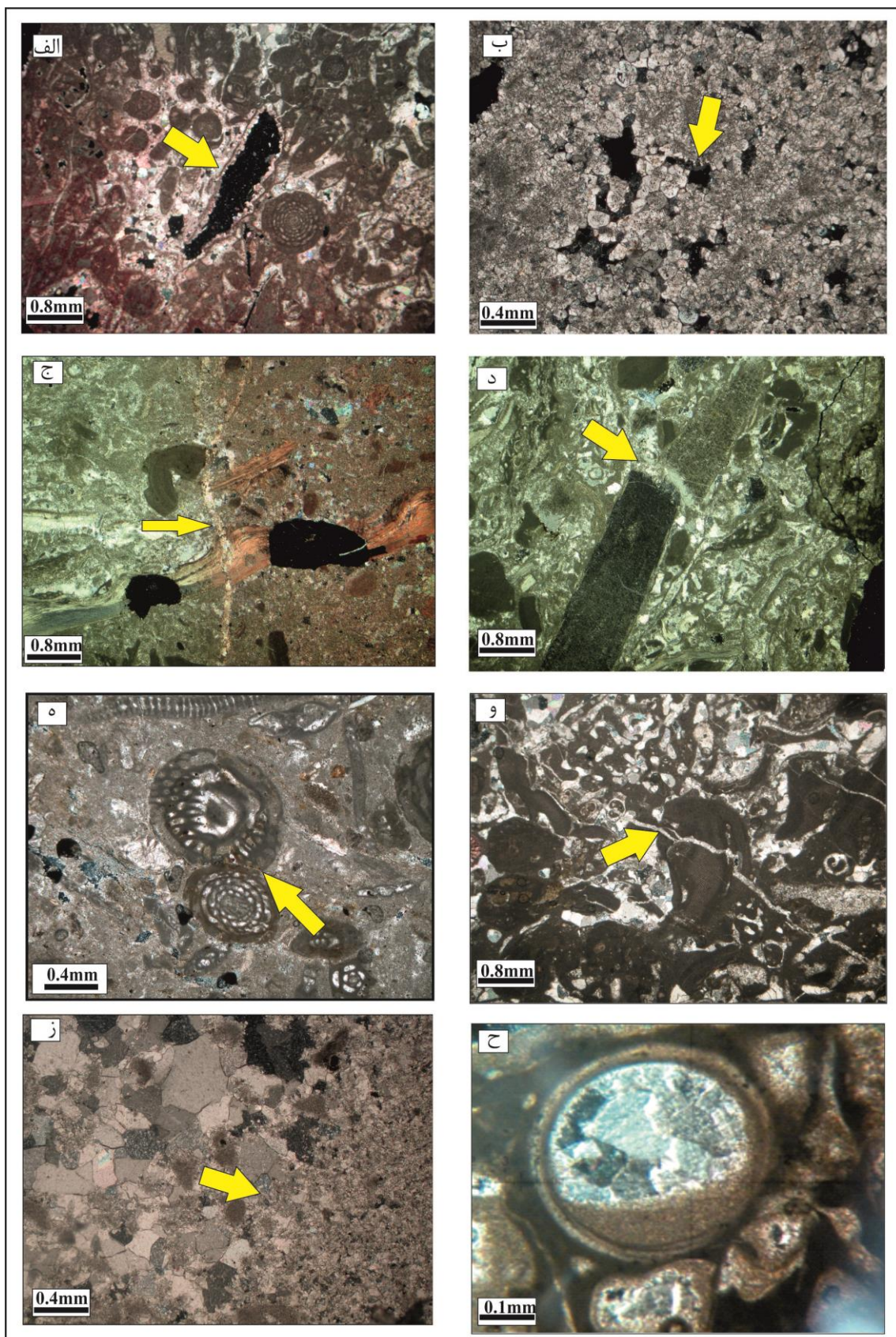
این سیمان از بلورهای درشت تا متوسط و در اندازه‌های مختلف (ده میکرون تا چند میلی‌متر)، بدون جهت‌گیری خاصی می‌باشند. اغلب این بلورها مرزهای مجزا دارند. این سیمان به طور معمول در محیط‌های جوئی و دفنی و به مقدار کم در محیط دریایی و ریف‌ها دیده می‌شود (Flügel, 2010). سیمان بلوکی در برخی از نمونه‌های کربناته سازند قم به صورت بلورهای درشت فضای خالی را پُر نموده و سیمان نسل اول را تشکیل داده است، در حالی که در برخی دیگر از نمونه‌ها، بلوک‌های سیمان فضای خالی باقی‌مانده پس از تشکیل سیمان رشته‌ای و تیغه‌ای را اشغال نموده و تشکیل سیمان نسل دوم را می‌دهند. سیمان‌های کلسیتی بلوکی شفاف به صورت پُرکننده حفرات انحلالی و قالب حل شده خرده‌های زیستی از دیگر سیمان‌های اولیه مشاهده شده در سازند قم می‌باشند (شکل ۷ ح).

تخلخل

انواع تخلخل مشاهده شده در توالی سازند قم در برش خانی‌آباد بر اساس تقسیم‌بندی Choquette & Pray (1975) شامل تخلخل درون دانه‌ای یا ذره‌ای (شکل ۸ الف)، تخلخل بین بلوری (شکل ۸ ب) و تخلخل حاصل از شکستگی (شکل ۸ ج) است.

فشردگی فیزیکی^{۱۱}

یکی دیگر از فرآیندهای دیاژنزی که توالی رسوبی سازند قم در برش مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده، فشردگی است.



شکل ۸: فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه: الف) تخلخل درون دانه‌ای؛ ب) تخلخل بین بلوری؛ ج) تخلخل حاصل از شکستگی؛ د) خارپوست که در اثر فشردگی شکسته شده است. ه) تماس محدب و مقعر بین روزن‌داران؛ و) شکستگی که از بین جلبک قرمز و سایر خرده‌های زیستی عبور کرده و توسط سیمان کربناته پر شده است. ز) تبدیل میکريت به میکرواسپار و اسپار دروغین؛ ح) فابریک ژئوپتال درون خرده زیستی.

آثار و شواهد مربوط به فشردگی در برش مورد مطالعه به دلیل گل‌پشتیان بودن چندان مشخص نیست. پرشدگی حجره‌های فسیلی توسط سیمان کلسیتی نیز توانسته است مانع از شکسته شدن فسیل‌ها در طی تدفین کم‌عمق شود (Lucia, 2007)، ولی در برخی از موارد که دانه‌ها در مجاورت یکدیگر قرار گرفته‌اند، فشردگی منجر به خمیدگی، شکستگی (شکل ۸د) و تماس مقعر - محدب (شکل ۸ه) شده است.

شکستگی و پرشدگی رگه‌ها^{۱۲}

شکستگی در سنگ‌های کربناته از اهمیت زیادی برخوردار است، زیرا در تفسیر تاریخچه پس از رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناته مفید می‌باشد (Bjørlykke, 2014). شکستگی در سنگ‌ها در مراحل نهایی دیاژنز و در هنگام بالا آمدگی رسوبات و بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی ایجاد می‌گردند. عواملی از قبیل ویژگی‌های سنگ، ضخامت طبقات، چرخه‌های رسوبی، دیاژنز و ویژگی‌های رخصاره‌ای، کنترل کننده شکستگی‌ها هستند (Cook et al., 2006). اغلب شکستگی‌های موجود در نهشته‌های کربناته سازند قم با سیمان کربناته پُر شده‌اند و با توجه به نبود تنش‌های تکتونیکی در منطقه و نیز ضخامت کم لایه، این پدیده گسترش چشمگیری در برش مورد مطالعه نداشته است (شکل ۸و).

نوریختی^{۱۳}

تبدیل یک کانی با ترکیب شیمیایی مشخص به کانی دیگری با همان ترکیب شیمیایی را نئومورفیسم می‌گویند. این فرآیند می‌تواند به صورت کلسیتی شدن بیوکلسیت‌های آراگونیتی و یا تبدیل کلسیت‌های ریز بلور به درشت بلور

نیز باشد (Flügel, 2010; Khan et al., 2019). پدیده نئومورفیسم در نمونه‌های مطالعه شده سازند قم بیشتر در سنگ‌های با زمینه میکرایتی رخ داده است و چون زمینه دانه ریز سنگ به طور تدریجی به میکرواسپار و اسپار دروغین تبدیل شده است، نئومورفیسم از نوع افزایشی را نشان می‌دهد. Folk (1974) و Longman (1980) معتقدند که اگر یون‌های منیزیم حاصل از کلسیت پرمیزیم روی بلورهای میکرایت قرار گیرند، میکرواسپار تشکیل نمی‌شود و اگر این یون در اثر شست‌وشو خارج شوند، امکان تبدیل میکرایت به میکرواسپار وجود خواهد داشت. آب‌های متوریک که حاوی مقادیر کمی منیزیم هستند، سنگ‌های کربناته سازند قم را تحت تأثیر قرار داده و باعث تغییر تدریجی اندازه بلورها و ایجاد پدیده نئومورفیسم افزایشی در آن‌ها شده‌اند (شکل ۸ز).

فابریک ژئوپتال^{۱۴}

این فابریک در نمونه‌های مطالعه شده در پوسته‌های فسیلی دیده می‌شود. فصل مشترک گل و سیمان کلسیت اسپاری در این پدیده، میزان پُر شدگی حفره را نشان می‌دهد (Khan et al., 2019). همان‌طور که در شکل ۸ح ملاحظه می‌شود، بخش پایینی در این ساخت از میکرایت دریایی تشکیل شده و بخش بالایی آن توسط سیمان کلسیت اسپاری پُر شده است. از آن جا که میکرایت درون ژئوپتال دریایی است، می‌تواند برای تعیین دمای قدیمه آب دریا از طریق شیمیایی مورد استفاده قرار گیرد (آدابی، ۱۳۸۳).

جانشینی^{۱۵}

جانشینی یکی دیگر از فرآیندهای دیاژنز است که معمولاً طی دیاژنز اولیه و نهایی انجام می‌شود (Tucker &

(Arredondo et al., 2007). جانشینی دیاژنزی و یا تبلور دوباره دولومیت اولیه زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی گراد) عامل تشکیل این نوع دولومیت‌ها به شمار می‌آید (Adabi, 2002؛ Hood et al., 2004؛ Kirmaci & Akdag, 2005؛ Gregg et al., 2015).

دولومیت متوسط بلور یا دولواسپارایت^{۱۸}

این نوع دولومیت‌ها متراکم و دارای مرزهای بلوری مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و به صورت بلورهای موزاییکی هم اندازه هستند که اندازه بین ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون (میانگین ۱۳۵ میکرون) دارند (شکل ۹د). به احتمال زیاد، تبلور دوباره دولومیکرواسپارایت باعث تشکیل دولواسپارایت‌ها شده است. این دولومیت‌ها باعث تخریب بافت اولیه رسوبی گردیده و در نتیجه شناسایی شکل‌های اولیه رسوبی بسیار مشکل است (آدابی، ۱۳۸۳).

تاریخچه دیاژنزی سازند قم در برش مورد مطالعه

فرآیندهای دیاژنزی همزمان با رسوب

دیاژنز اولیه در نهشته‌های کربناته سازند قم، فرآیندهای دیاژنزی محیط دریایی ائوزنز از جمله تشکیل پوشش‌های میکرایتی در اطراف آلوکم‌ها و میکرایتی شدن کامل دانه‌ها، تشکیل سیمان‌های حاشیه هم‌ستبرای سوزنی بین دانه‌ها و آشفستگی زیستی در رسوبات گل‌پشتیان را شامل می‌شود (شکل ۱۰).

مرحله دیاژنز حدواسط

دیاژنز حدواسط در نهشته‌های کربناته سازند قم شامل تشکیل سیمان‌های هم‌بعد، هم‌محور، بلوکی، انحلال‌جزبی دانه‌ها و نوشکلی قطعات زیست‌آواری است که نشانه تغییر از محیط فریاتیکی دریایی به فریاتیکی آب شیرین می‌باشد.

(Wright, 1990). در این فرآیند معمولاً ترکیبات مختلفی از جمله دولومیت، سیلیس، فسفات و کانی‌های آهن‌دار جایگزین ترکیبات کربناته می‌شود. از مهمترین فرآیندهای جانشینی که نهشته‌های کربناته سازند قم را در ناحیه مورد مطالعه تحت تأثیر قرار داده است، فسفاتی شدن، همایتی شدن و پدیده دولومیتی شدن است. پوسته میکروفسیل‌ها و در مواردی حجرات داخلی آنها فسفاتی شده است (شکل ۹الف). رنگ‌آمیزی با اکسید آهن نیز در کربنات‌های سازند قم قابل تشخیص است (شکل ۹ب).

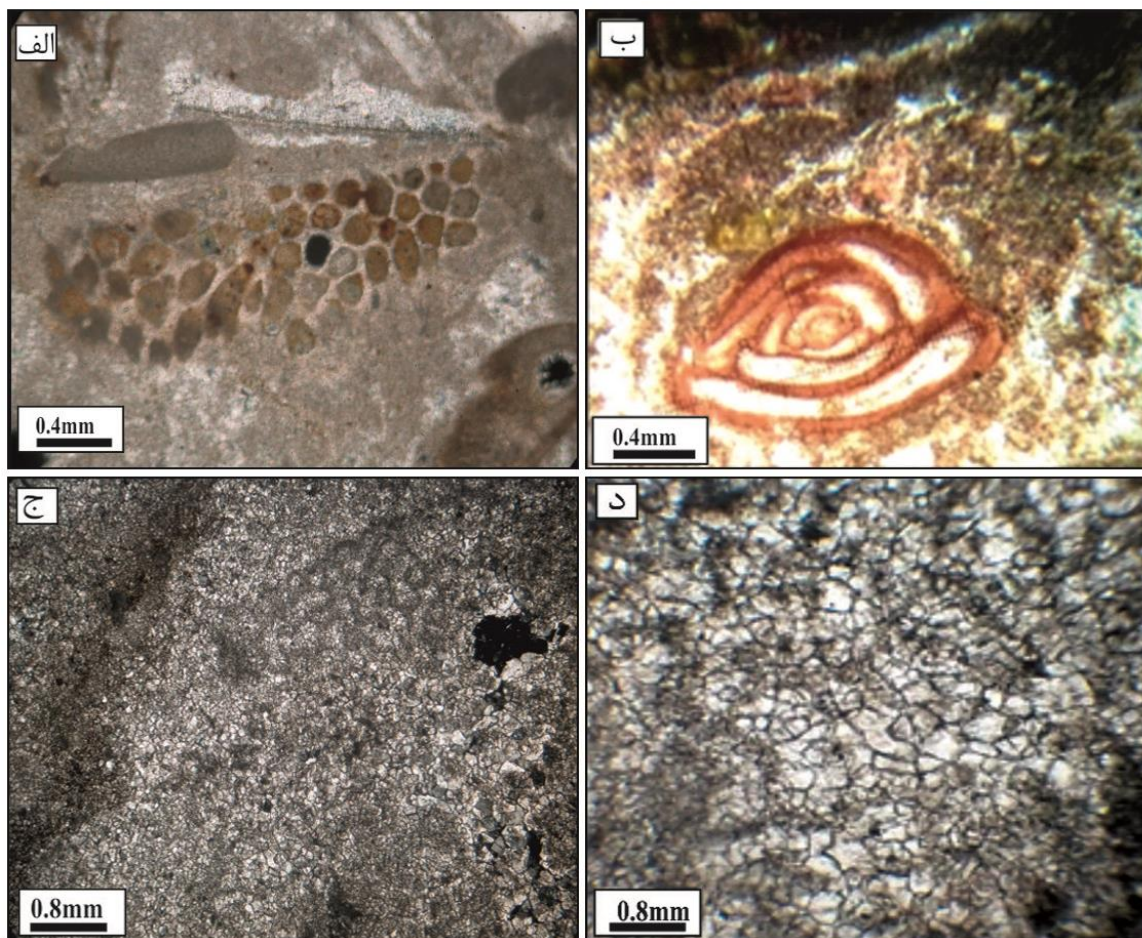
دولومیتی شدن^{۱۶}

کانی دولومیت با شکل‌ها و انواع مختلف، دومین کانی مهم تشکیل‌دهنده سنگ‌های کربناتی به شمار می‌رود. دولومیتی شدن از مهمترین و رایج‌ترین پدیده‌های دیاژنزی در سنگ‌های کربناته می‌باشد. در نهشته‌های کربناته سازند قم در برش خانی‌آباد، دولومیت‌ها بیشتر از نوع دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت بوده و حاصل جانشینی دیاژنتیکی سنگ آهک و یا تبلور دوباره دولومیکرایت‌ها هستند. مهمترین انواع این دولومیت‌ها عبارتند از:

دولومیت‌های ریز بلور یا دولومیکرواسپارایت^{۱۷}

بیشتر این دولومیت‌ها متراکم و دارای مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و به شکل موزاییک‌های هم‌اندازه هستند که اندازه‌ای بین ۱۶ تا ۶۲ میکرون (میانگین ۳۶ میکرون) دارند (شکل ۹ج). مرزهای مشترک میان بلوری این نوع دولومیت‌ها، مستقیم و در برخی از آنها سطوح بلوری به خوبی حفظ شده است. بافت مسطح نیمه‌شکل‌دار در اثر رشد آرام بلورها تحت جریان‌های پیوسته‌ای از سیال دولومیت‌ساز در دمای پایین به وجود می‌آید (Guzzy-).

16- Dolomitization
17- Dolomicrosparite



شکل ۹: الف) فسفات‌های شدن درون حشرات بریوزوئرها؛ ب) هماتیتی شدن دیواره یک روزن‌دار؛ ج) دولومیکرواسپارایت؛ این نوع دولومیت احتمالاً در اثر تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه حاصل شده است. ج) دولواسپارایت؛ این نوع دولومیت می‌تواند از تبلور مجدد دولومیت‌های نوع اول و دوم به وجود آید.

همچون بلوکی و دروزی و دولومیتی شدن رخ می‌دهد، اما در نهشته‌های کربناته سازند قم در برش خانی آباد این مرحله شامل فشردگی مکانیکی و دولومیتی شدن ثانویه است (شکل ۱۰). در مراحل انتهایی دیاژنز و با افزایش عمق تدفین دولومیت‌های متوسط بلور و ریز بلور می‌توانند تشکیل شوند (Hou et al., 2016; Ngia et al., 2019). در حقیقت این نوع دولومیت‌ها در شرایط تدفینی کم عمق و بر اثر تبلور مجدد دولومیت‌های ریز بلور اولیه و یا آهک‌ها ایجاد می‌شوند (Warren, 2000; AL-Aasm, 2003, Gregg et al., 2015). سیالات غنی از یون Mg^{2+} منشأ اصلی برای تشکیل این نوع دولومیت‌ها محسوب می‌شوند. از آن جا که دولومیت‌های مشاهده شده در سازند

در ادامه این مرحله (تلوژنز)، انحلال انتخابی آلوکم‌ها در قطعات زیست آواری رخ داده است. ورود آب شیرین تحت اشباع از آراگونیت و کلسیت منیزیم‌دار باعث انحلال دانه‌های آراگونیتی شده است. آب اشباع شده حاصل در مرحله بعد باعث ته‌نشست سیمان با فرم‌های پایدارتر مانند سیمان کلسیتی هم‌بعد شده است (شکل ۱۰).

مرحله دیاژنز پسین

این مرحله تحت کنترل عواملی از جمله وزن رسوبات طبقات بالایی، شیمی سیالات درون حفرات، فشار و دما است. در این محیط دیاژنزی برخی فرآیندها از جمله فشردگی شیمیایی و فیزیکی، تشکیل برخی سیمان‌ها

قم اولیه یا همزمان با رسوب گذاری نبوده‌اند، لذا آب دریا نمی‌توانسته منشأ منیزیم برای تشکیل آنها بوده باشد. منشأ منیزیم برای تشکیل بلورهای ثانویه دولومیتی می‌تواند از منابع دیگری همچون آب دریای محبوس شده، شورابه‌های حوضه‌ای و یا سیالات گرمابی تأمین گردد (Machel et al., 2012). شورابه‌های حوضه‌ای به طور معمول در امتداد مجاری متخلخل و تراوا (به علت فشارهای تدریجی حاصل

از بار رسوبی یا زمین ساختی) خارج و موجب دولومیتی شدن می‌شوند (Srinivasav et al., 1994). با توجه به حضور توالی‌های شیلی در سازندهای بالایی و پایینی دربرگیرنده سازند قم در ناحیه مورد مطالعه، احتمالاً شورابه‌های حوضه‌ای منشأ سیالات غنی از یون Mg^{2+} بوده است؛ هرچند برای نتیجه‌گیری دقیق‌تر در این خصوص نیاز به مطالعات کامل‌تر ژئوشیمیایی است.

پدیده های دیاژنز	اولیه	افزایش زمان	تاخیری
پوشش میکربیتی	---		
فابریک ژئوپتال	---		
آشفستگی زیستی	---		
سیمان فیبری هم ستبر	---		
نئومورفیسم افزایشی	---	---	
انحلال	---	---	
سیمان دروزی موزاییکی	---	---	
سیمان کلسیت هم بعد	---	---	
سیمان بلوکی	---	---	
سیمان تیغه‌ای	---	---	
دولومیتی شدن ثانویه	---	---	
آهن دار شدن	---	---	
شکستگی و تغییر شکل دانه‌ها	---	---	

شکل ۱۰: توالی دیاژنزی مؤثر بر نهشته‌های کربناته سازند قم در برش خانی‌آباد

نتیجه‌گیری

نهشته‌های سازند قم در برش خانی‌آباد دارای ۷۰ متر ضخامت بوده و عمدتاً از لایه‌های نازک تا ضخیم و توده‌ای سنگ آهک همراه با سنگ آهک رسی تشکیل شده است. بخش‌های پایینی سازند قم در برش مورد مطالعه متشکل از مارن‌های به رنگ سبز تیره است که بر روی نهشته‌های سازند سرخ پایینی قرار گرفته و بخش بالایی سازند قم نیز با سنگ‌شناسی مارنی، در زیر سازند سرخ بالایی قرار گرفته است.

مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که اجزای زیستی اصلی تشکیل دهنده سازند قم، شامل خارپوست، شکم‌پایان، خرده‌های جلبک، بریوزوئر، مرجان، خرده‌های دوکفه‌ای و روزن‌داران کفزی می‌باشند. بررسی‌های سنگ‌نگاری و بررسی بافت رسوبی بر روی مقاطع نازک سازند قم به شناسایی ۹ ریزرخساره مربوط به دو کمربند رخساره‌ای لاگون و سد و یک پتروفاسیس مارنی منجر شده است. بیشترین ریزرخساره‌های کربناته موجود در توالی چینه‌ای سازند قم در برش خانی‌آباد را باندستون و پکستون حاوی

بیوکلاست و کمترین ریزرخساره را پکستون - گریستون حاوی بیوکلاست و وکستون حاوی بیوکلاست تشکیل داده‌اند. با توجه به رخساره‌های تشکیل دهنده سازند قم در مقاطع مورد بررسی می‌توان محیط رسوبی این سازند را یک سکوی کربناتی بدون لبه (شلف باز) در نظر گرفت. بررسی‌های صورت گرفته گویای این است که سازند قم در برش خانی آباد هیچ وقت سیمای عمیقی به خود نگرفته است. در قسمت میانه و بالای برش از مقدار روزن‌داران با پوسته پورسلانوز کاسته شده و مقدار بیوکلاست‌ها زیاد می‌شود که این نشان دهنده شوری نرمال در این بخش‌ها می‌باشد. از نظر میزان نفوذ نور، با توجه به روزن‌داران پورسلانوز و روزن‌داران هیالین، زون‌های یوفوتیک تا مزوفوتیک را می‌توان برای این برش پیشنهاد داد.

فرآیندهای دیاژنزی تأثیرگذار بر روی سازند قم در ناحیه مورد بررسی شامل آشفستگی زیستی، میکرایتی شدن، سیمانی شدن، تراکم، نوریختی، دولومیتی شدن، شکستگی، هماتی شدن و فسفاتی شدن است. از آن جا که سازند قم بر روی دسته‌ای از فراپوم‌ها و فروپوم‌ها تشکیل شده است، تفاوت چشمگیری در ضخامت این سازند حتی در فاصله کوتاه نسبت به سایر مطالعات انجام شده دیده می‌شود. مطالعات ریزرخساره‌ای نیز بیانگر عمق کم سازند قم در برش خانی آباد است. بنابراین با توجه به این که دریای قم در اطراف برش مورد مطالعه عمق کمتری داشته (با توجه به ریزرخساره‌ها)، ضخامت سازند قم در این برش چشمگیر نبوده است.

منابع

- آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، ۴۷۶ص
- اسدی مهماندوستی، ا.، دانشیان، ج.، مارگیر، ن.، ۱۳۹۷. بررسی داده‌های عنصری و تأثیر وانادیوم، کروم و نیکل در بازسازی شرایط اکسیداسیون احیا قدیمه سازند قم در برش خانی آباد، جنوب خاوری کاشان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۷۰: ۳۱-۴۶.
- بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راههای ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۸۸ص.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.
- جعفریان، م.، طاهری، ع.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۸۵. بی مهرگان سنگواره (جلد دوم). انتشارات دانشگاه اصفهان، ۳۶۰ص.
- جلالی، م.، صادقی، ع.، آدابی.، ۱۳۹۶. ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در چاه پورته شاه - ۱ و برش سطحی موره کوه (جنوب تهران). پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی. ۶۶: ۲۵-۴۸.
- حسینی پور، ف.، حسنی، م.، داستانیپور، م.، ۱۳۹۱. اویسترهای سنگ آهک گوری (میوسن پیشین) در شمال بندرعباس، ناحیه زاده محمود، جنوب خاوری حوضه زاگرس. فصلنامه علوم زمین، ۹۱: ۱۰۱-۱۱۰.
- دانشیان، ج.، اسدی مهماندوستی، ا.، رضانی دانا، ل.، ۱۳۹۶. ریز رخساره، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش ده‌نمک، شمال شرق گرمار. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۱: ۲۳-۴۴.
- دانشیان، ج.، مشهدی، ع.، باغبانی، د.، اصیلیان، ح.، ۱۳۹۱. بیواستراتیگرافی نهشته‌های سازند قم بر اساس فرامینفرا در برش کاروانسرا سنگی در شمال غرب قم. اولین همایش زمین شناسی فلات ایران، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان، صص ۶۹-۷۵.

- رحیم پوربناب، ح.، ۱۳۸۹. سنگ شناسی کربناته با نگرشی بر کیفیت مخزنی. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۵۴ ص.
- صفری، ا.، عامری، ح.، وزیری، م. ر.، محمدی، ا.، ۱۳۹۲، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه ورکان (جنوب غربی کاشان)، حوضه پیش کمان سندج - سیرجان. دیرینه شناسی، ۱ (۲): ۱۸۷-۲۰۴.
- صیرفیان، ع.، ترابی، ح.، شجاعی، م.، ۱۳۸۵. میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه نظنز (کوه چرخه). مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، ۳۳: ۱۳۷-۱۵۰.
- قاسم‌زاده، ش.، ۱۳۹۷. بیواستراتیگرافی و پالئواکولوژی سازند قم بر اساس فرامینفرا در برش خانی آباد در جنوب شرق کاشان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی.
- کاروان، م.، ۱۳۹۰. محیط رسوبی، دیاژنز و چینه نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در شمال شرقی دلیجان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۱۵ ص.
- علامه، خ.، کنگازیان، ع.، بلیوند، ر.، ۱۳۹۰. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های بخش a سازند قم در ناحیه دو چاه (شمال غرب قم)، سوم خرداد. اولین همایش ملی زمین شناسی ایران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، صص ۹۸-۱۰۴.
- محمدی، ا.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، محمدی منفرد، م.، ۱۳۸۸. بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه جزه (جنوب کاشان). رخساره‌های رسوبی، ۲ (۱): ۸۱-۹۴.
- نادری، ا.، ۱۳۹۱. زیست چینه نگاری نهشته‌های سازند قم در برش خفر (شمال شرق نظنز). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی. ۱۱۸ ص.
- نصیری قره‌شیران، ۱۳۹۵. ریزرخساره‌ها، فرآیندهای دیاژنتیکی و چینه نگاری سکانسی سازند قم در برش آزران، جنوب غرب کاشان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۳۱ ص.
- نوری، م.، زهدی، ا.، کوهستانی، ح.، نباتیان، ق.، مختاری، م.، ۱۳۹۷. چینه شناسی، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در برش کانسار سلسیتین مادآباد، جنوب زنجان. رخساره‌های رسوبی، ۱۱ (۲): ۲۸۸-۳۰۳.
- Adabi, M.H., & Rao, C.H., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic Carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72: 253-267.
- Adabi, M.H., 2002. Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered Neoproterozoic dolomite, western Tasmania, Australia. *16th Australian Geology Convention*, Australia (Abstract), p. 350.
- Adams, A.E., & MacKenzie, W.S., 1998. A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the Microscope. *London Manson*, p.180
- Adey, W.H., 1986. Coralline red algae as indicators of sea-level. In: Van de Plassche, O., (ed.), *Sea level research: a manual for the collection and evaluation of data. Free University, Amsterdam*, p 229-279.
- Al-Aasm, I., 2003. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Geochemical Exploration*, 78: 9-15.
- Bathurst, R.G.C., 1985. Carbonate sediments and their diagenesis. *Elsevier, North Holland*, p. 658
- Bosence, D.W.J., 1991. Coralline algae: mineralogy, taxonomy and palaeoecology. In: Riding, R., (ed.), *Calcareous algae and stromatolites. Springer*, p. 98-113.
- Braga, J.C., & Aguirre, J., 2001. Coralline algal assemblages in Upper Neogene reef and temperate carbonates in Southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 27-41.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Cuffaro, M., 2008. Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The attard member of the Lower coralline limestone Formation (Upper Oligocene, Malta). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272: 1-10.

- Bjørlykke, K., 2014. Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 301: 1-14.
- Choquette, P.W., & Pray, L.C., 1975. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54 :207-250.
- Cook, M.L., Simo, J.A., Underwood, C.A., & Rijken, P., 2006. Mechanical stratigraphic controls on Fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, 184: 225-239.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining Technique for Carbonate in thin Section. *Nature*, p. 205.
- Dix, G.R., & Parras, A., 2014. Integrated diagenetic and sequence stratigraphy of a late Oligocene–early Miocene, mixed-sediment platform (Austral Basin, southern Patagonia): Resolving base-level and paleoceanographic changes, and paleoaquifer characteristics. *Sedimentary Geology*, 307: 17-33
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), *Classification of Carbonate Rocks- A symposium. American Association Petroleum Geologist*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Berlin*, 984p.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of sedimentary Rocks. *Hemphill Publication Company*, Austin, Texas, 182p.
- Guzzy-Arredondo, G.S., Murillo-Muñetón, G., Morán-Zenteno, D.J., Grajales-Nishimura, J.M., Martínez-Ibarra, R., & Schaaf, P., 2007. High-temperature dolomite in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Bustamante Canyon, northeast Mexico: petrologic, geochemical and microthermometric constraints, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24: 131-149.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Gregg, J.M., Bish, D.L., Kaczmarek, S.E., & Machel, H.G., 2015. Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*, 62 (6): 1749-1769
- Hardwood, G.M., 1988. Principles of sedimentary petrography. In: Tucker, M.E., (ed.), *Technique in Sedimentology. Blackwell*, Oxford. p. 108-174.
- Hood, S.D., Nelson, C.S., & Kamp, P.J.J., 2004. Burial dolomitisation in a non tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 172: 117-138.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N.J.F., Gleeson, S.A., & Brand, U., 2016. Origin of the Breno and Esino dolomites in the western Southern Alps (Italy): implication for a volcanic influence. *Marine and Petroleum Geology*, 69: 38-52.
- Houshmand-Zadeh, A., & Nabavi, M.H., 1999. Geological Map of Kuh-e-Latif, 1:100000 scale. Geological Survey of Iran.
- Kabanov, P.B., 2000. Grain micritization as facial indicator in shallow water marine carbonate rocks: Byulleten' Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody. *Otdel Geologicheskii*, 75 (4): 39–48.
- Khan, Z., Sachan, H.K., Ahmad, A.H.M., & Ghaznavi, A.A., 2019. Microfacies, diagenesis, and stable isotope analysis of the Jurassic Jumara Dome carbonates, Kachchh, Western India: Implications for depositional environments and reservoir quality. *Geological Journal*, 55: 1041-1061.
- Kirmaci, M.Z., & Akdag, K., 2005. Origine of dolomite in late Cretaceous-Paleocene Limestone turbidities, Eastern Pontides, Turkey. *Sedimentary Geology*, 81: 39-57.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic texture from nearshore diagenetic environment, *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 64: 461-487.
- Lucia, F.J., 2007. Carbonate Reservoir Characterization. *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, 331 p.
- Machel, H.G., Borrero, M.L., Dembicki, E., Huebscher, H., Ping, L., & Zhao, Y., 2012. The Grosmont: a complex dolomitized, fractured and karstified heavy oil reservoir in a Devonian carbonate-evaporite platform. *CSPG/CSEG/CWLS GeoConvention 2012, (Vision) Calgary TELUS Convention Centre & ERCB Core Research Centre, Calgary, AB, Canada*, 14-18 May 2012.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.

- Moore, C.H., 1989. Carbonate Diagenesis and Porosity. *Elsevier*, Amsterdam, 338p.
- Ngia, N.R., Hu, M., & Gao, D., 2019. Tectonic and geothermal controls on dolomitization and dolomitizing fluid flows in the Cambrian-Lower Ordovician carbonate successions in the western and central Tarim Basin, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 172: 359-382.
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Isla lands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249- 272.
- Pomar, L., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M., & Brandano, M., 2014. Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404: 109-132.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt- Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closer of its Iranian getaways. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.
- Shinn, E.A., 1969. Submarine Lithification of Holocene Carbonate Sediment in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 109-144.
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classificatin of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52 (7): 1229–1258
- Stocklin, J., & Setudehina, A., 1991. Stratigraphic lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran*. 18: 1–376.
- Srinivasan, K., Walker, K.R., & Goldberg, S.A., 1994. Determining fluid source and possible pathways during burial dolomitization of Maryville Limestone (Cambrian), Southern Appalachians, USA. *Sedimentology*, 41: 293-308.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. *Blackwell*, Oxford, 482 p.
- Tucker, M.E., 1991. Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. *Blackwell, Science Publication*, London, 260 p.
- Wei, L.M., 1995. Study on the micritization of carbonate grains by bacteria and algae. *Acta Sedimentologica Sinica*, 13 (3): 89–97.
- Warren, J.K., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important association. *Earth Science Reviews*, 52: 1-81.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, New York, 471 p.

زیست چینه نگاری سازند بغمشاه بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در برش دهشک (شمال بلوک لوت)

انسبه بهدانی^۱، فاطمه هادوی^{۲*}، مرضیه نطقی مقدم^۳، احمد رضا خزاعی^۴

۱- دانشجوی دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۴- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

*پست الکترونیک: hadavi231@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۸/۴/۲۹

تاریخ دریافت: ۹۷/۹/۲۷

چکیده

در این پژوهش، سازند بغمشاه در برش چینه شناسی دهشک واقع در شمال باختر قاین (شمال بلوک لوت) بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی مورد بررسی قرار گرفته است. ضخامت سازند بغمشاه در این برش ۸۹۶ متر بوده و متشکل از شیل، مارن و مقادیر کمی سنگ آهک ماسه‌ای است. نتیجه این مطالعه، شناسایی ۵۵ گونه متعلق به ۲۶ جنس از نانوفسیل‌های آهکی است. بر مبنای گونه‌های موجود و مقایسه با زون‌بندی نانوفسیل‌های آهکی در منطقه تنیس، سن رسوبات مطالعه شده سازند بغمشاه بریازین پیشین تا بارمین پیشین پیشنهاد می‌شود که مطابق با زیست‌زون‌های CC1 تا CC5 از زون‌بندی Sissingh (1977) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: زیست چینه نگاری؛ نانوفسیل‌های آهکی؛ بغمشاه؛ دهشک؛ بلوک لوت.

مقدمه

است. به اعتقاد Stocklin (1968) این بلوک از دو قسمت تشکیل شده است. این دو قسمت به وسیله کوه شتری از هم جدا شده و از نظر حرکات سائزموکتونیک نیز با هم متفاوت هستند. بلوک لوت شامل سنگ‌های آتش فشانی سنوزوئیک با ضخامت تقریباً ۲۰۰۰ متر می‌باشد و سنگ‌های آتش فشانی بیش از نیمی از بلوک لوت را پوشانده است.

سازند بغمشاه به عنوان یکی از واحدهای سنگی متناسب به ژوراسیک در بلوک لوت گزارش شده است. این سازند

بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری رسوبی ایران، بلوک لوت بخش خاوری خرد قاره ایران مرکزی است و حدود ۹۰۰ کیلومتر طول دارد. این بلوک با روند شمالی - جنوبی از خاور با گسل نهندان و حوضه فلیشی خاور ایران و از باختر با گسل نایند و بلوک طبس محدود شده است (آقاباتی، ۱۳۸۳). به دلیل شرایط خاص زمین شناسی و پویا بودن این بلوک به خصوص در حاشیه خاوری و وجود فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی در واحدهای سنگی، مطالعات فسیل شناسی چندانی در این منطقه انجام نشده

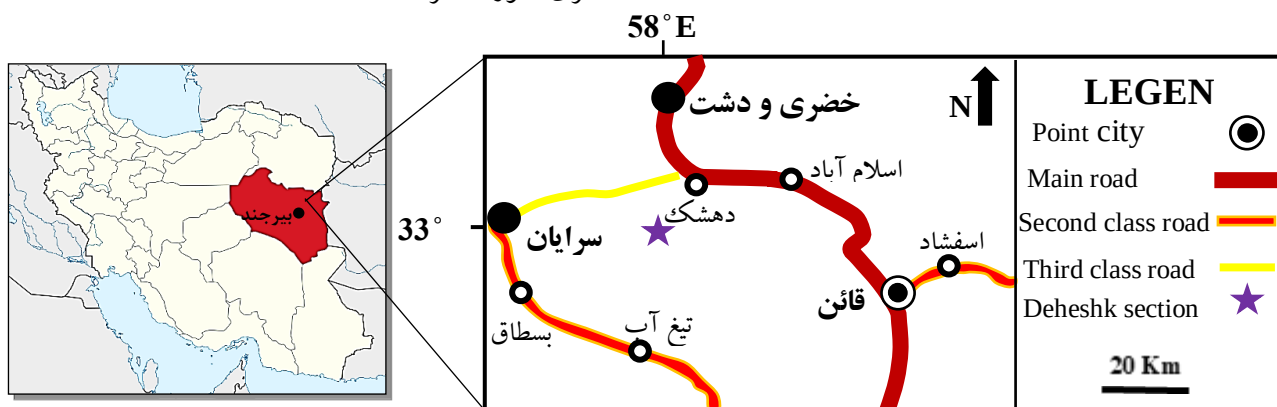
توسط Mukherjee & Fursich (2014) و مطالعه میوسپوره‌های آن توسط Hashemi-Yazdi & Sajjadi (2015) اشاره کرد. با توجه به پیشینه مطالعاتی ذکر شده می‌توان دریافت که تاکنون مطالعات دقیقی بر مبنای نانوفسیل‌ها بر روی این سازند در بلوک لوت انجام نشده است. از این رو جهت بررسی و معرفی نانوفسیل‌های آهکی، تعیین زیست‌زون‌های نانوفسیلی و سن‌یابی، سازند بغمشاه در برش دهشک نمونه‌برداری و مطالعه شد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی برش مورد مطالعه

برش مورد مطالعه تقریباً در شمال خاور ایران مرکزی (شمال بلوک لوت) و در ۶ کیلومتری جنوب باختر روستای دهشک از توابع شهرستان قاین در استان خراسان جنوبی قرار دارد. برش مذکور در محدوده چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ گریمنج (عمیدی و نوایی، ۱۳۸۷) واقع شده است (شکل ۱). سازند بغمشاه در برش دهشک با ضخامت ۸۹۶ متر متشکل از شیل، مارن و مقادیری سنگ آهک ماسه‌ای است که جهت انجام مطالعات نانوفسیل‌شناسی و تعیین سن نمونه برداری گردید. در این محل نهشته‌های سازند بغمشاه بر روی سنگ آهک ماسه‌ای معادل بادامو؟ و در زیر سنگ آهک‌های ماسه‌ای منسوب به سازند قلعه دختر قرار دارد (شکل ۲). لازم به ذکر است که به منظور تعیین سن دقیق‌تر، نمونه‌برداری در قاعده و رأس برش با فواصل یک متری صورت گرفته است.

ردیفی از سنگ‌های نرم فرسا متشکل از مارن‌های سیلتی با میان لایه‌های ماسه‌سنگی و سنگ آهک‌های آلیتی یا آنکولیتی به رنگ خاکستری تا سبز زیتونی است که در منطقه طبس و کوه‌های شتری از گستردگی زیادی برخوردار است (Stocklin et al., 1965; Aghanabati, 1977). ضخامت این سازند از ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر تغییر می‌کند و با گذر تدریجی بر روی سنگ آهک‌های سازند پروده قرار دارد. در رأس سازند بغمشاه در کوه‌های شتری، گاه با واسطه ردیف ستبری از سنگ‌های سیلیسی - آواری، سازند سیخور، سازند اسفندیار و یا سازند قلعه دختر قرار می‌گیرد (سیدامامی و همکاران، ۱۳۸۴).

مطالعات فسیل‌شناسی انجام شده بر روی این سازند بیشتر بر مبنای آمونیت‌ها بوده و بر این اساس سن باتونین پیشین تا کالوین میانی برای آن در نظر گرفته شده است (Seyed-Emami et al., 1991, 1997, 2001, 2002, 2004; Wilsmen et al., 2009). تنها گزارش موجود از نانوفسیل‌های آهکی سازند بغمشاه متعلق به منطقه‌ای در سمنان است که توسط Kallanxhi et al. (2015, 2016) انجام شده است، هرچند در این مطالعه نیز به دلیل کمبود گونه‌های شاخص نانوفسیلی، در نهایت تعیین سن بر مبنای آمونیت‌ها انجام شده است. از سایر مطالعات انجام شده بر روی این سازند می‌توان به گزارش مرجان‌های آن توسط Pandey & Fursich (2003)، بررسی بازوپایان این سازند



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه



شکل ۲: الف) مرز پایینی سازند بغمشاه با سازند بادامو (دید به سمت غرب)؛ ب) مرز بالایی سازند بغمشاه با سازند قلعه دختر (دید به سمت شرق)

روش مطالعه

نمونه‌های مورد مطالعه (تعداد ۷۲ عدد) به منظور کاهش اثر هوازدگی، تقریباً از عمق ۳۰ تا ۴۰ سانتی متری برداشت و به روش اسمیراسلاید (Bown & Young, 1997) آماده سازی شدند. در این روش بخش کوچکی از نمونه انتخاب و سطح آن به کمک تیغی که قبلاً شسته و خشک شده است، تراشیده می‌شود تا سطح هوازده آن حذف گردد. سپس مقدار کمی از نمونه تراشیده شده را که به صورت پودر است روی لامل ریخته و به کمک قطره چکان یک قطره آب مقطر به آن اضافه و پخش می‌شود. لامل با حرارت ملایم روی هیتز خشک شده و پس از آن رسوب خشک شده توسط خلال دندان (یا هر وسیله مشابه آن) از سطح لامل جدا و در مرکز آن جمع می‌گردد. این عمل سه بار تکرار شده و سپس توسط خلال دندان، ردیف‌های خطی و موازی از رسوب ایجاد می‌شود که این عمل موجب سهولت در مطالعه، شناسایی و شمارش جنس‌ها و گونه‌ها خواهد شد. در نهایت لامل آماده شده با چسب ۵۰۲ بر روی لامی که قبلاً شماره گذاری شده، چسبانده می‌شود. همه نمونه‌ها پس از آماده‌سازی با میکروسکپ نوری الپوس مدل BX50 مطالعه و عکس برداری شدند. به دلیل اهمیت تیغه ژپس در شناسایی برخی از نانوفسیل‌ها تعدادی از نمونه‌ها با

تیغه مذکور عکس برداری گردید. جهت شناسایی جنس ها و گونه‌های نانوفسیلی از توصیف گونه‌ها که توسط (Perch-Nielsen 1985) و (Bown & Young 1998) ارائه گردیده، استفاده شده است. نمونه‌های مطالعه شده در آزمایشگاه دیرینه‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد نگهداری می‌شوند.

بحث و دستاوردها

در برش دهشک، تعداد ۵۵ گونه متعلق به ۲۶ جنس مختلف از نانوفسیل های آهکی شناسایی شد (شکل های ۳ تا ۵). در میان گونه‌های شناسایی شده *Conusphaera* *Nanno-Lithraphidites carniolensis mexicana* *Nannoconus kamptneri* *conus globulus* *Watznaueria barnesiae* و *Nannoconus steinmannii* تقریباً در سرتاسر برش دیده می‌شوند. گونه‌های *Assipetra* *Lithraphidites* *Kokia borealis* *infracretacea* *Nanno-* *Nannoconus bronnimannii* *carniolensis* *Nannoconus dolomiticus* *conus colomii* *Nannoconus quadratus* *Nannoconus oviformis* *Polycostella senaria* و *Nannoconus steinmannii* در بخش ابتدایی برش، فراوانی بیشتری دارند. لازم به یادآوری است در میان گونه‌های ذکر شده، اولین حضور

گونه‌های *Kokia borealis*، *Assipetra infracretacea*، *Nannoconus globulus*، *Lithraphidites carniolensis* و *Nannoconus steinmannii* در بریازین می‌باشند و از اولین نمونه مطالعه شده ثبت گردیده‌اند. تعدادی از گونه‌ها نیز از جمله *Assipetra terebrodentarius*، *Lithraphidites bollii*، *Calcicalathina oblongata*، *Nannoconus borealis*، *Nannoconus abundans* و *Nannoconus circularis*، *Nannoconus bucheri* و *Nannoconus elongatus* در بخش انتهایی برش مطالعه شده فراوان‌ترند. گسترش چینه‌شناسی نانوفسیل‌های شناسایی شده در شکل ۶ نشان داده شده است.

ساختار درونی غالب نانوفسیل‌های شناسایی شده در برش دهشک به وضوح حفظ شده‌اند و کانال مرکزی در گونه‌های مختلف متعلق به جنس *Nannoconus* دیده می‌شود. لذا می‌توان گفت که عامل انحلال در زمان رسوب‌گذاری کمتر تأثیرگذار بوده است. با وجود این برخی از نمونه‌های برداشت شده به ویژه در بخش‌های میانی سختی بیشتری دارند که این موضوع می‌تواند به سبب تأثیر بیشتر دیاژنز بر روی نمونه‌های مذکور باشد. نانوفسیل‌های موجود در این نمونه‌ها از حفظ‌شدگی متوسطی برخوردار بوده‌اند. مطالب فوق‌گویای حفظ‌شدگی متوسط تا نسبتاً خوب نانوفسیل‌های سازند بغمشاه در برش دهشک است.

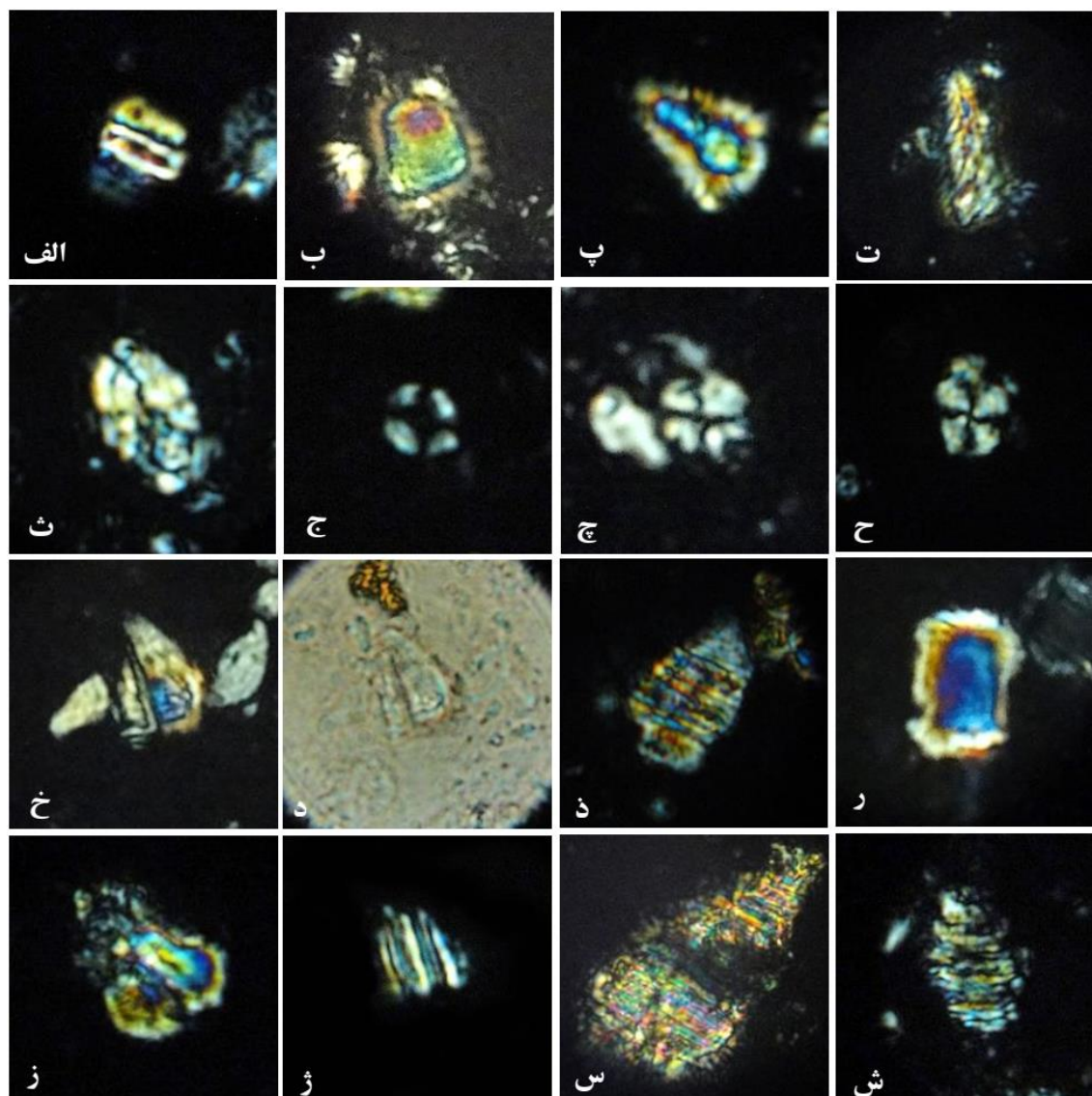
زیست‌چینه‌نگاری

نانوفسیل‌های آهکی یکی از اجزای مهم رسوبات کربناته مزوزوئیک و سنوزوئیک در اعماق دریا می‌باشند. این گروه از فیتوپلانکتون‌های دریایی با توجه به سرعت تکامل و توزیع گسترده در رسوبات کربناته، منبع مهمی از اطلاعات زیست‌چینه‌ای برای دوران‌های مذکور هستند و در بیشتر مطالعات، اطلاعات چینه‌شناسی مهمی به وسیله

بررسی و مطالعه نانوفسیل‌های آهکی به دست آمده است (Halasova et al., 2012).

مطالعات زیست‌چینه‌ای متعددی بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی ژوراسیک ارائه شده است که در میان آن‌ها زون‌بندی *Bown et al.* (1988) و *Bralower et al.* (1989) کاربرد بیشتری دارد. متعاقباً برای بازه زمانی کرتاسه نیز زون‌بندی -هایی توسط *Thierstein* (1976)، *Roth* (1978)، *Perch-* (1979) *Nielsen*، *Wise* (1983) و *Doeven* (1983) انجام شده است. در این میان تقسیم‌بندی زیست‌چینه‌ای *Sissingh* (1977) برای کرتاسه با علامت اختصاری CC مشتمل بر ۸ زیست‌زون (CC1-CC8) برای بازه زمانی کرتاسه پیشین و ۱۸ زیست‌زیستی (CC9-CC26) برای کرتاسه پسین، کاربرد بیشتری در مطالعات زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های کرتاسه دارد (هادوی و همکاران، ۱۳۹۵) و مبنای مطالعات زیست-چینه‌ای پژوهش حاضر نیز می‌باشد. در این مطالعه علاوه بر تعاریف *Sissingh* (1977)، جهت تعیین زیست‌زون‌ها از گونه‌های شاخص معرفی شده توسط *Thierstein* (1976)، *Taylor* (1982) و *Applegate & Bergen* (1988) نیز استفاده شده است.

شایان ذکر است اصولاً نانوکونیدها از تیتونین ظاهر شده و در کرتاسه پیشین به وفور یافت می‌شوند. در نهشته‌های مورد مطالعه نیز نانوکونیدها به فراوانی وجود دارند. حضور نانوکونیدها به همراه گونه‌های نانوفسیلی که اولین حضورشان در بریازین است و از اولین نمونه ثبت شده‌اند، تعلق نهشته‌های این سازند را به قبل از بریازین مردود می‌داند. با استناد به زون‌بندی‌های انجام شده در ژوراسیک و کرتاسه بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی، زیست‌زون‌های سازند بغمشاه و نتایج زیست‌چینه‌نگاری حاصل به شرح زیر می‌باشد:



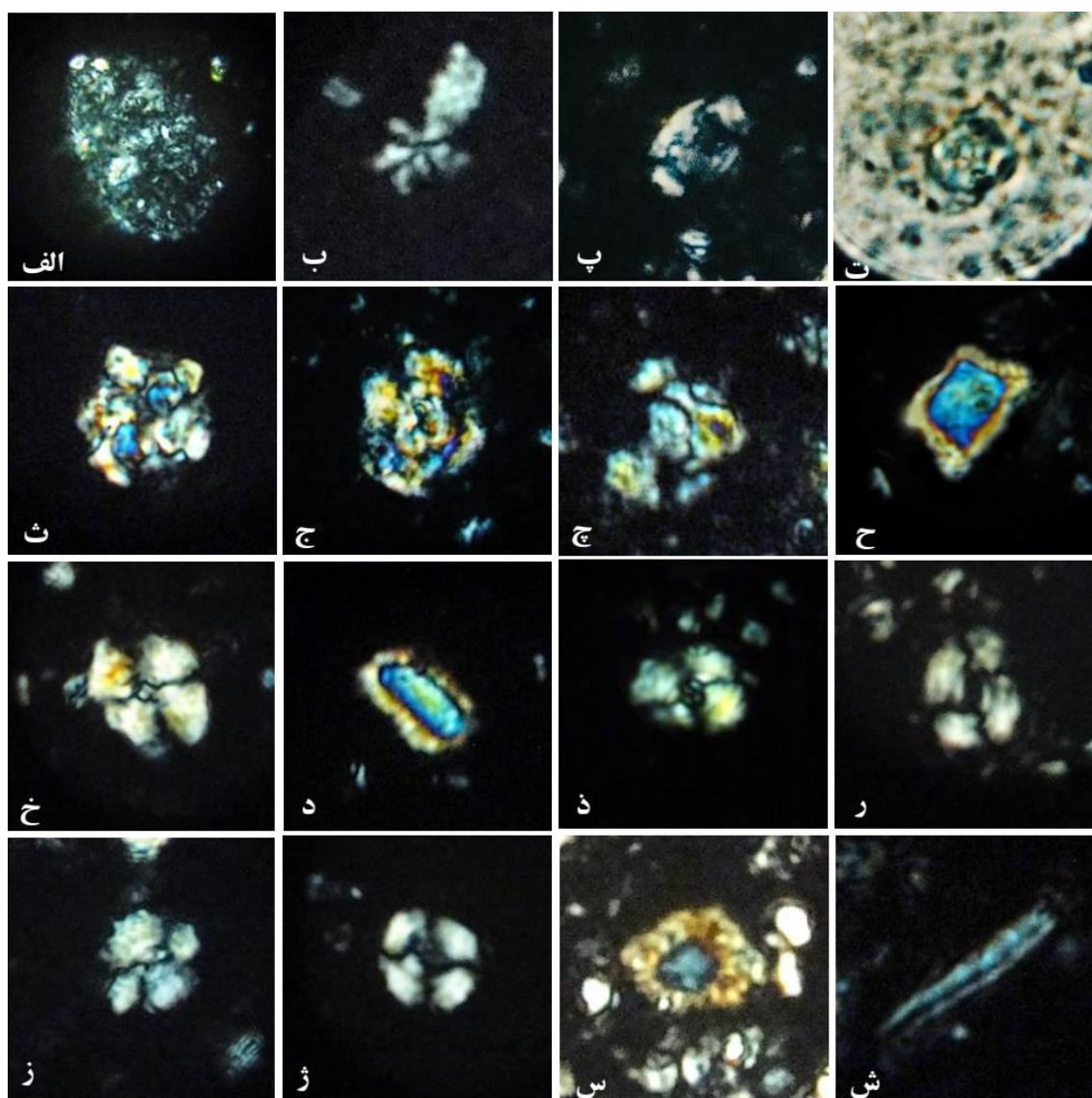
شکل ۳: تصاویر منتخبی از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده در این پژوهش (بزرگنمایی همه تصاویر 1250 برابر)

الف: *Nannoconus dolomiticus* Cita & Pasquare, 1959; FUM. BD11. ب: *Nannoconus circularis* Deres and Achéritéguy, 1980; FUM. BD35. پ: *Nannoconus kamptneri* *Nannoconus kamptneri* Brönnimann, 1955; FUM. BD9, 47. ت: *Percivalia fenestrata* (Worsley, 1971) Wise, 1983; FUM. BD34. ث: *Diazomatolithus lehmanii* Noël, 1965. FUM. BD47. ج: *Polycostella senaria* Thierstein, 1971; FUM. BD16. ح: *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, 1965; FUM. BD47. خ: *Nannoconus steinmannii* subsp. *steinmannii* Kamptner, 1931. FUM. BD1. د: *Nannoconus abundans* Stradner and Grün, 1973; FUM. BD59. ذ: *Nannoconus borealis* Perch-Nielsen, 1979; FUM. BD63. ر: *Conusphaera mexicana* Trejo, 1969; FUM. BD12. ز: *Nannoconus bermudezii* Brönnimann, 1955; FUM. BD44. ژ: *Nannoconus colomii* (de Lapparent 1931) Kamptner 1938; FUM. BD38.

مطالعه گونه *Nannoconus steinmannii* که اولین حضور آن در بریازین پیشین است در اولین نمونه مشاهده گردید. لذا شروع توالی مورد مطالعه مطابق با بازه زمانی بریازین پیشین می‌باشد. در این مطالعه گونه *Stradneria crenulata* که شاخص لبه بالایی زیست‌زون است، دیده نشد.

***Nannoconus steinmannii* Zone (CC1)**

محدوده زیست‌زون مذکور طبق تعریف Worsley (1971) (اصلاح شده توسط Thierstein, 1971 و Sissingh, 1977) از اولین حضور گونه *Nannoconus steinmannii* تا اولین حضور گونه *Stradneria crenulata* می‌باشد. در این

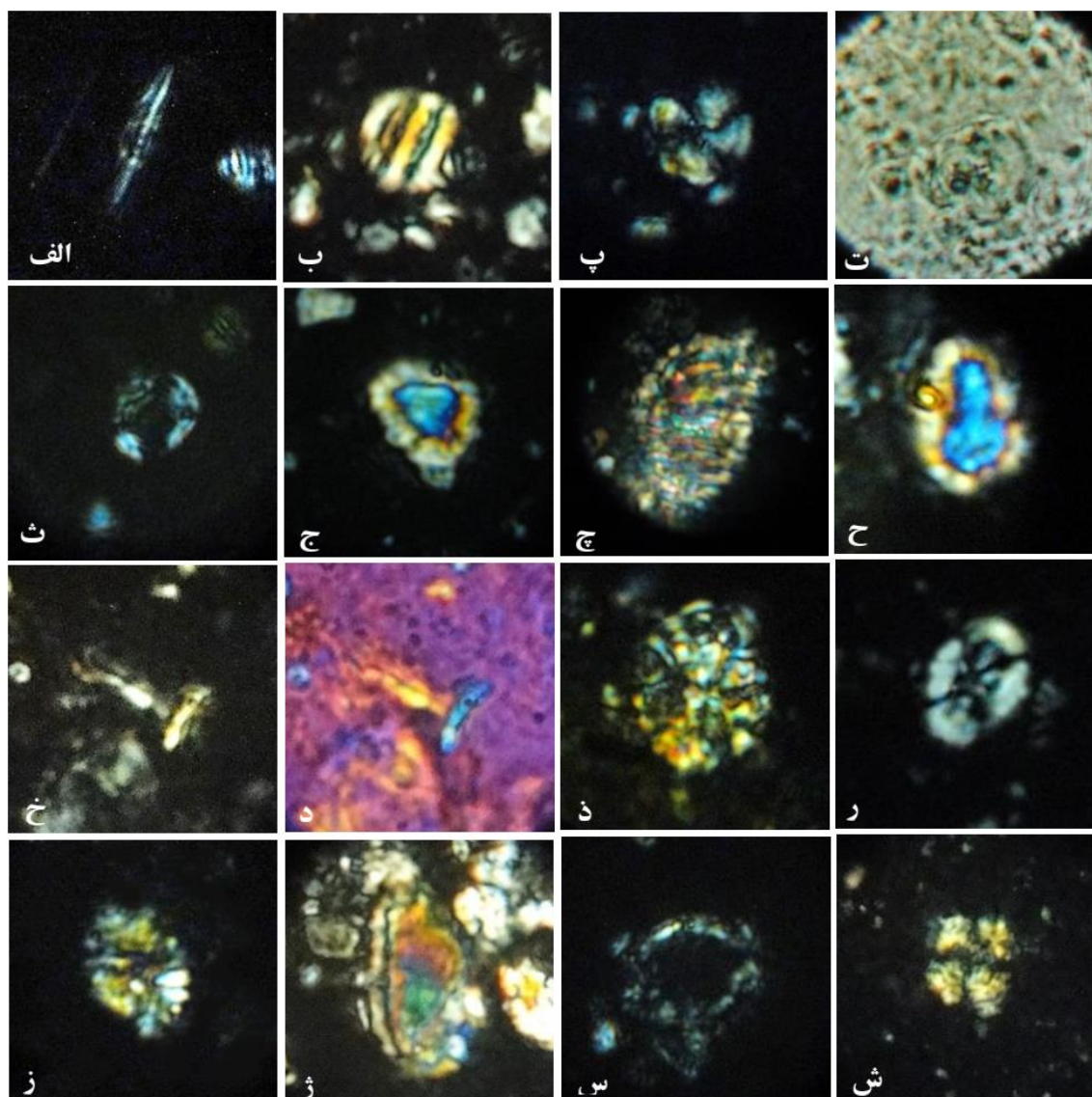


شکل ۴: تصاویر منتخبی از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده در این پژوهش (بزرگنمایی همه تصاویر ۱۲۵۰ برابر)

الف: *Calcicalathina oblongata* (Worsley, 1971) Thierstein, 1971; FUM. BD46. ب: *Rucinolithus wisei* Thierstein, 1971; FUM. BD33. پ: *Eiffellithus striatus* (Black, 1971) Applegate & Bergen, 1988; FUM. BD35. ت: *Kokia borealis* Perch-Nielsen, 1988; FUM. BD2. ث: *Cyclagelosphaera deflandrei* (Manivit, 1966) Roth, 1973; FUM. BD10. ج: *Assipetra infracretacea* (Thierstein, 1973) Roth, 1973; FUM. BD28. چ: *Nannoconus quadratus* (Noël 1959) Deres & Achérítéguy 1980; FUM. BD42. ح: *Watznaueria Britannica* (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964; FUM. BD18. خ: *Nannoconus elongates* Brönnimann, 1955; FUM. BD46. د: *Helenea chiasia* Worsley, 1971; FUM. BD14. ذ: *Watznaueria ovata* Bukry, 1969; FUM. BD20. ر: *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968; FUM. BD47. ز: *Watznaueria fossacincta* (Black, 1971) Bown in Bown & Cooper, 1989; FUM. BD18. س: *Nannoconus globulus* Brönnimann, 1955; FUM. BD7. ش: *Lithraphidites bollii* (Thierstein, 1971) Thierstein, 1973; FUM. BD54.

به دست آمد. زیست‌زون CC1 از ابتدای برش تا ضخامت ۱۶ متری از ستون چینه‌شناسی را دربرمی‌گیرد و بیشتر شامل لایه‌هایی از سنگ آهک رسی سبز تا خاکستری، شیل‌های آهکی و مارن می‌باشد.

از این رو برای تعیین بخش انتهایی زیست‌زون CC1 طبق بررسی‌های Thierstein (1976) و Applegate & Bergen (1988)، اولین حضور گونه *Retecapsa angustiforata* در نمونه شماره ۱۶ و در ضخامت ۱۶ متری از قاعده توالی



شکل ۵: تصاویر منتخبی از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده در این پژوهش (بزرگنمایی همه تصاویر ۱۲۵۰ برابر)

الف: *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, 1963; FUM. BD46. ب: *Nannoconus sabinae* Perch-Nielsen, 1988; FUM. BD36. پ: *Watznaueria* ت: *Watznaueria* ث: *Tubodiscus* sp. Thierstein, 1973; FUM. BD47. ج: *Nannoconus wintereri* Bralower & Thierstein, in Bralower et al. 1989; FUM. BD6. چ: *Nannoconus oviformis* Perch-Nielsen, 1988; FUM. BD14. ح: *Nannoconus wassallii* Brönnimann, 1955; FUM. BD58. خ: *Discorhabdus biradiatus* (lateral view) (Worsley, 1971) Thierstein, 1973; FUM. BD54. د: *Assipetra terebrodentarius* (Applegate et al. in Covington & Wise, 1987) Rutledge & Bergen in Bergen, 1994; FUM. BD42. ذ: *Retecapsa angustiforata* Black, 1971; FUM. BD16. ر: *Nannoconus* ز: *Nannoconus* ژ: *Nannoconus bucheri* Brönnimann, 1955; FUM. BD47. س: *Ethmorhabdus hauterivianus* (Black, 1971) Applegate et al. in Covington & Wise, 1987; FUM. BD ش: *Watznaueria manivitiae* Bukry, 1973; FUM. BD10

پیشین می‌باشد. همان طور که ذکر شد به دلیل نبود گونه *Stradneria crenulata* برای تعیین لبه پایینی این زیست زون به اولین حضور گونه *Retecapsa angustiforata* استناد شده است. از طرفی اولین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* در نمونه شماره ۲۵ و در

***Stradneria crenulata* Zone (CC2)**

محدوده این زیست زون طبق تعریف Thierstein (1971) و Sissingh (1977) از اولین حضور *Stradneria crenulata* تا اولین حضور *Calcicalathina oblongata* است. سن زیست‌زون مذکور بریازین پسین تا والانترینین

ضخامت ۷۹ متری از قاعده برش، گویای مرز بالایی این زیست‌زون می‌باشد. زیست‌زون CC2 با ضخامت ۶۳ متر، از سنگ آهک رسی سبز تا خاکستری تشکیل شده است.

***Calcicalathina oblongata* Zone (CC3)**

محدوده این زیست‌زون توسط Thierstein (1971) (اصلاح شده توسط Sissingh, 1977) از اولین ظهور گونه *Calcicalathina oblongata* تا اولین ظهور گونه *Cretarhabdus loriei* تعیین شده است. سن زیست‌زون CC3 والانترین پسن می‌باشد. طبق تعریف Applegate & Bergen (1988) اولین ظهور گونه *Eiffellithus striatus* به عنوان شاخصی برای تعیین مرز بالایی این زیست‌زون معرفی شده است. در مطالعه کنونی حضور *Cretarhabdus loriei* ثبت نشد. لذا اولین حضور گونه *Eiffellithus striatus* در نمونه شماره ۳۳ و در ضخامت ۲۶۷ متری از قاعده برش، به عنوان مرز بالای زیست‌زون مذکور در نظر گرفته شد. بنابراین ضخامت زیست‌زون CC3 در برش دهشک، ۱۸۸ متر بوده و مشتمل بر لایه‌هایی از مارن، شیل های نودول‌دار و سنگ آهک‌های نازک لایه می‌باشد.

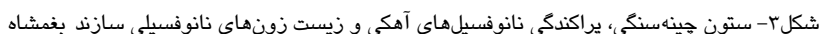
***Cretarhabdus loriei* Zone (CC4)**

این زیست‌زون طبق تعریف Sissingh (1977) از اولین حضور گونه *Cretarhabdus loriei* تا آخرین حضور گونه *Speetonia colligata* در نظر گرفته شده است. سن زیست‌زون مذکور هوتریوین آغازی است. چنان که قبلاً عنوان گردید در این مطالعه گونه *Cretarhabdus loriei* یافت نشد، اما اولین حضور گونه *Eiffellithus striatus* نشان دهنده مرز پایینی زیست‌زون CC4 در ۲۶۷ متری قاعده برش است. زیست‌زون CC4 طبق مطالعات Thierstein (1976) با اولین ظهور گونه *Lithraphidites bollii* و آخرین حضور گونه *Cruciellipsis cuvillieri* به دو زیست‌زون فرعی CC4a و CC4b که مشخص کننده بازه زمانی هوتریوین در

منطقه تیس می‌باشد، تقسیم شده است (Perch-Nielsen, 1985). در نمونه‌های بررسی شده نیز اولین حضور *Lithraphidites bollii* در نمونه شماره ۴۶ در ضخامت ۴۸۰ متر، تقسیم کننده محدوده زیست‌زون مذکور و گویای بازه زمانی هوتریوین است. در توالی مورد مطالعه گونه *Speetonia colligata* نیز دیده نشد، اما بر طبق مطالعات Taylor (1982) اولین حضور گونه *Nannoconus abundans* (نمونه شماره ۵۹ و در ضخامت ۶۹۶ متر) منطبق با هوتریوین پسن می‌باشد و می‌تواند شروع زیست‌زون CC5 را نشان دهد. زیست‌زون مذکور به ضخامت کلی ۴۲۹ متر شامل، مارن و سنگ آهک رسی است.

***Lithraphidites bollii* Zone (CC5)**

محدوده این زیست‌زون طبق تعریف Thierstein (1971) (اصلاح شده توسط Sissingh, 1977) از آخرین حضور گونه *Speetonia colligata* تا آخرین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* تعیین شده است و بازه زمانی آن هوتریوین پسن تا بارمین پشن می‌باشد. بر طبق مطالعات Taylor (1982) اولین حضور گونه *Nannoconus abundans* منطبق با هوتریوین پسن است. در این پژوهش، اولین حضور *Nannoconus abundans* در نمونه شماره ۵۶ بیانگر بخش آغازین زیست‌زون CC5 در ضخامت ۶۹۶ متری از قاعده توالی مورد مطالعه است، ولی آخرین حضور گونه *Calcicalathina oblongata* که طبق تعریف Sissingh (1977) تعیین کننده مرز بالایی زیست‌زون CC5 است در نمونه‌های پایانی سازند بغمشاه مشخص نگردید. شایان ذکر است که اولین حضور گونه *Nannoconus borealis* قبل از آخرین حضور *Calcicalathina oblongata* و در بازه زمانی بارمین پشن رخ می‌دهد. در این مطالعه اولین حضور گونه مذکور در نمونه شماره ۶۱ و در ۸۳۰ متری از قاعده برش ثبت



می‌باشد. شایان ذکر است که مطالعه سازند بغمشاه در
برش‌های ریزو و کالشانه (بردبار و همکاران، ۱۳۹۷ الف -
ب) و برش خروان (خداشناس و همکاران، ۱۳۹۷) به نتایج

گردید که مؤید سن بارمین پیشین برای بخش انتهایی برش مورد مطالعه است. ضخامت این زیست‌زون در برش دهشک ۲۰۰ متر و شامل لایه‌هایی از مارن‌های سبز زیتونی

مشابهی منجر شده و مؤید قرارگیری این سازند در بازه زمانی کرتاسه پیشین است.

شناسایی شد. بر مبنای حضور گونه‌های شاخص و مجموعه فسیل‌های همراه آن، زیست‌زون‌های CC1 تا CC5 از زون بندی Sissingh (1977) در این توالی تعیین گردید. زیست‌زون‌های تعیین شده گویای سن بریازین پیشین تا بارمین پیشین برای سازند بغمشاه در برش دهشک می‌باشند.

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر تعداد ۵۵ گونه متعلق به ۲۶ جنس از نانوفسیل‌های آهکی با حفظ شدگی متوسط تا نسبتاً خوب

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- بردبار، آ.، هادوی، ف.، نطقی مقدم، م.، قادری، ع.، ۱۳۹۷ الف. زیست‌چینه‌نگاری گذر سازندهای پروده و بغمشاه بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در حاشیه باختری طبس (برش ریزو). بیست و یکمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه پیام نور قم، صص ۶۲-۶۸.
- بردبار، آ.، هادوی، ف.، نطقی مقدم، م.، قادری، ع.، ۱۳۹۷ ب. زیست‌چینه‌نگاری گذر سازندهای پروده و بغمشاه بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در حاشیه باختری طبس (برش کالشانه). چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، مؤسسه آموزش عالی کرمان، کرمان.
- سیدامامی، ک.، فورزیش، ف.، ویلمسن، م.، ۱۳۸۴. یافته‌های تازه پیرامون سیستم ژوراسیک در شمال بلوک طبس (خاور ایران مرکزی). فصلنامه علوم زمین، ۵۷: ۷۸-۹۷.
- خداشناس، ناهید.، هادوی، ف.، نطقی مقدم، م.، خزاعی، ا. ر.، ۱۳۹۷. زیست‌چینه‌نگاری سازند بغمشاه بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در برش خروان، شمال طبس. بیست و یکمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه پیام نور قم، صص ۸۴-۹۱.
- عمیدی، س.، م.، نوایی، ا.، ۱۳۸۷. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ گریمونج، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- هادوی، ف.، نطقی مقدم، م.، محقی، م.، ا.، ۱۳۹۵. نانوفسیل‌های آهکی، چاپ اول. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۴۵۱ ص.
- Aghanabati, A., 1977. Étude géologique de la région de Kalmard (w. Tabas). *Geological Survey of Iran Report* 35: 1- 230.
- Applegate, J.L., & Bergen, J.A., 1989. Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy of sediments recovered from the Galicia Margin, ODP Leg 103. *Proceedings of the ODP. Scientific Results*, 103, 293-348.
- Bown, P.R., Cooper, M.K.E. & Lord, A.R. 1988. A calcareous nannofossil biozonation scheme for the early to mid Mesozoic. *Newsletters on Stratigraphy*, 20: 91-114.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1997. Mesozoic calcareous nannoplankton classification. *Journal of Nannoplankton Research*, 19: 21-36.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy* (British Micropalaeontological Society Publications Series). *Chapman and Kluwer Academic, London*, 16-28.
- Bralower, T., Monenm, S., & Thierstein, H., 1989. Calcareous nannofossils zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the Geomagnetic Polarity Timescale. *Marine Micropaleontology*, 14: 153-235.

- Doeven, P.H., 1983. Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic Margin. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, 356: 1-70.
- Halásová E., Vašíček Z., Jansa L., Reháková D., & Skupien P., 2012. Lower Cretaceous succession and biostratigraphy near overthrust plane of Silesian Nappe (Ostravice River Channel, Outer Western Carpathians, Czech Republic). *Bulletin of Geosciences*, 87 (2) 383-406.
- Hashemi-Yazdi, F., & Sajjadi, F., 2015. A new lycophyte miospore species from the Middle Jurassic of Iran. *Revista brasileira paleontologia*. 18 (2): 251-260.
- Kallanxhi ME., Falahatgar M., Javidan M., & Parvizi T., 2015. Calcareous nannofossils from the Baghamshah Formation (Iran). *Tenth Romanian Symposium on Palaeontology*, 46-47.
- Kallanxhi M.E., Falahatgar, M., Javidan M., Sarfi M., & Parvizi T., 2016. Calcareous nannofossils- and ammonites-based biostratigraphy of the Baghamshah Formation (Central Iran Basin, Iran). *Studia UBB Geologia*, 60 (1): 29-42.
- Mukherjee, D., & Fürsich, F.T., 2014. Jurassic brachiopods from east-central Iran. *Beringeria*, 44: 107-127.
- Pandey, D.K., & Fursich, F.T., 2003. Jurassic corals of east-central Iran. *Beringeria*, Heft 32, 138 p.
- Perch-Nielsen, K., 1979. Calcareous nannofossil zonation at the Cretaceous/ Tertiary boundary in Denmark. In: Birkelund, T., & Bromley, R. G., (Eds.), *Proceedings Cretaceous-Tertiary boundary Events Symposium*, Copenhagen, 1: 115- 135.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 329-426.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, 44: 731-759.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Aghanabati, S.A., & Fazl, M., 1991. Ammonitenausdem Bathon von Zentraliran (Tabas-Nayband region). *Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A19: 65-100.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., & Aghanabati, S.A., 1997. Ammonitenaus der Baghamshah Formation (Callov, Mittlerer Jura), NW Tabas (Zentraliran). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historischen Geologie*, 37: 24-40.
- Seyed-Emami, K., Fürsich, F.T., & Schairer, G., 2001. Lithostratigraphy, ammonite faunas and palaeoenvironments of Middle Jurassic strata in North and Central Iran. *Newsletters on Stratigraphy* 38: 163-184.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Fürsich, F.T., Wilmsen, M., & Majidifard, M.R., 2002. Reineckeidae (Ammonoidea) from the Callovian (Middle Jurassic) of the Shotori Range (East Central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Monatshefte, 3: 184-192.
- Seyed-Emami, K., Fursich, F.T., & Wilmsen, M., 2004. Documentation and significance of tectonic events in the northern Tabas Block (east – central Iran) during the Middle and late Jurassic. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110 (1): 163-171.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 37-65.
- Stocklin J., Eftekhar Nezhad J., & Hushmandzadeh A., 1965. Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran), *Geological Survey of Iran*. 3: 1-69.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 52 (7): 1229-1258.
- Taylor, R., 1982. Lower Cretaceous calcareous nannofossils. In: Lord, A.R. (ed.), *A stratigraphical index of calcareous Nannofossils*. British Micropaleontology Society, 40-80.
- Thierstein, H.R., 1971. Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 64:458-488.
- Thierstein, H.R., 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. *Marine Micropaleontology*, 1: 325-362.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., & Majidifard, M.R., 2009. An overview of the stratigraphy and facies development of the Jurassic System on the Tabas Block, east-central Iran. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., & Granath J.W., (eds.) *South Caspian to central Iran basins*. Geological Society, London, *Special Publications*, 312: 323-343.

- Wise, S.W., 1983. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by Deep Sea Drilling Project Leg 71 in the Falkland Plateau Region, Southwest Atlantic Ocean. *Initial Reports Deep Sea drilling Project*, 71: 481-550.
- Worsley, T.R., 1971. Calcareous nannofossil zonation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments from the Western Atlantic. In: Farinacci, A. (ed.), Proceedings of the Second Planktonic Conference. *Edizioni Tecnoscienza, Rome*, 2: 1301-1321.

تأثیر واحدهای رسوبی در ترکیب و کیفیت آب: مثالی از حوضه آبریز کارده، شمال شرق مشهد، ایران

مهدی رضا پورسلطانی^{۱*}، نسترن کاظمی زنجانی لطف‌آبادی^۲، محمد ابراهیم فاضل ولی‌پور^۳

۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد ایران

۲- کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد ایران

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد ایران

*پست الکترونیک: poursoltani1852@mshdiau.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱/۲۴

تاریخ دریافت: ۹۶/۶/۱۸

چکیده

کارده یکی از مهمترین حوضه‌های آبریز در استان خراسان رضوی است که در شمال شرق شهرستان مشهد قرار دارد و تأمین‌کننده قسمتی از آب شرب و کشاورزی منطقه محسوب می‌گردد. بخش عمده منطقه توسط سازندهای کربناته مزدوران و سیلیسی آواری شوربجه و بخش کمتر توسط رسوبات نئوژن و عهد حاضر پوشیده شده است. هدف اصلی این پژوهش، مطالعه کیفیت آب‌های سطحی و تأثیر سنگ‌شناسی منطقه بر آن است. بر اساس آنالیزهای نمونه‌های سنگی واحدهای کربناته، سیلیسی آواری و تبخیری، منشأ احتمالی افزایش غلظت کاتیون‌های کلسیم، منیزیم، آهن، سدیم، آلومینیم و همچنین آنیون‌های سولفات و بیکربنات محسوب می‌گردند. بر اساس نتایج حاصل از مطالعات انجام شده و مطابقت آنها با استانداردهای بهداشت جهانی و ایران و استفاده از نمودارهای شولر، ویلکاکس و پایپر، وجود مقدار یون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم، کلر و سولفات و همچنین میزان اسیدیته، مواد جامد محلول در آب و سختی کل، سبب گردیده که آب حوضه آبریز کارده به دلیل خوردگی و رسوب‌گذار بودن جهت مصارف صنعتی مناسب نباشد. همچنین برخی نمونه‌های آبی، گرچه از نظر وجود کاتیون‌های سدیم و منیزیم و آنیون سولفات خوب تا قابل قبول بوده، اما به دلیل وجود TDS و TH بالا از نظر شرب انسانی نامناسب هستند. از سویی، عمده آب‌های حوضه آبریز کارده دارای کیفیت خوبی بوده و به طور عمده سولفات و کلسیم یون‌های غالب محسوب می‌گردند، لذا نوع آب به طور عمده سولفات کلسیک است. در نهایت عمده نمونه‌های آب حوضه آبریز کارده در کلاس C2S1 طبقه‌بندی شده که جهت استفاده کشاورزی مناسب هستند.

واژه‌های کلیدی: حوضه آبریز کارده؛ خراسان رضوی؛ سنگ‌شناسی؛ کیفیت آب.

مقدمه

استفاده بی‌رویه همواره در معرض آلودگی و با کاهش کیفیت بوده است. مصرف رو به رشد در تمامی عرصه‌های مصرف اعم از شرب، صنعت، خدمات و کشاورزی پیامدهای تغییر و کاهش کیفیت را به دنبال دارد.

آب سه چهارم سطح کره زمین را فرا گرفته و یکی از مهمترین و بنیادی‌ترین عوامل حیات موجودات زنده است. از این نظر جلوگیری از آلودگی آب نیز به همان نسبت مهم و مورد توجه می‌باشد. منابع آب در اثر بهره‌برداری و

آلودگی آب رودخانه‌ها را در حقیقت می‌توان شاخص آلودگی محیط زیست ناشی از عوامل طبیعی و مصنوعی به حساب آورد که با توجه به زمان و مکانی که رودخانه در آن جریان دارد، این عوامل می‌تواند به صورت جداگانه یا همزمان کیفیت آب رودخانه را تحت کنترل خود درآورد (حیدرزاده و محمدزاده، ۱۳۹۱). چون آب رودخانه‌ها بیش از آب هر منبع دیگری برای مصارف گوناگون مانند کشاورزی، خانگی، صنعتی و تجاری استفاده می‌شود، می‌تواند اثرات سوء گسترده‌ای بر محیط زیست داشته باشد. در این راستا، برای از بین بردن آلودگی آب رودخانه‌ها باید ابتدا منشأ آلودگی را شناخت و سپس به روش‌های مختلف به حذف آن مبادرت نمود.

به طور کلی کیفیت آب رودخانه متأثر از دو منشأ طبیعی کیفیت آب بارندگی و کیفیت شیمیایی سنگ شناسی حوضه آبریز و منشأ مصنوعی ناشی از فعالیت‌های صنعتی و کشاورزی است (Li & Zhang, 2008). اکثر مطالعاتی که بر روی نقش سنگ شناسی بر کیفیت آب رودخانه‌ها در سرتاسر جهان صورت گرفته است، این واقعیت علمی را آشکار می‌کند که انحلال کانی‌های کربناته و تبخیری در مقایسه با کانی‌های سیلیکاته به دلیل انحلال بیشتر نقش تعیین‌کننده‌تری را در شیمی آب رودخانه‌ها بازی می‌کنند (Han et al., 2010).

در این خصوص اداره مطالعات و هماهنگی مدیریت منابع طبیعی (۱۳۷۳)، مدیریت آبخیزداری سازمان جهاد کشاورزی خراسان (۱۳۸۳) و حیدرزاده و محمدزاده (۱۳۹۱) مطالعاتی را بر روی حوضه آبریز کارده انجام داده‌اند، اگرچه این مطالعات مرتبط با تأثیر سنگ شناسی دربرگیرنده و کیفیت آب نیست.

در این تحقیق بنا به اهمیت حوضه آبریز کارده و کاربرد منابع آبی سطحی و زیرزمینی منطقه به منظور شرب ساکنان غرب شهرستان مشهد، سعی شده است با آنالیز آب هر

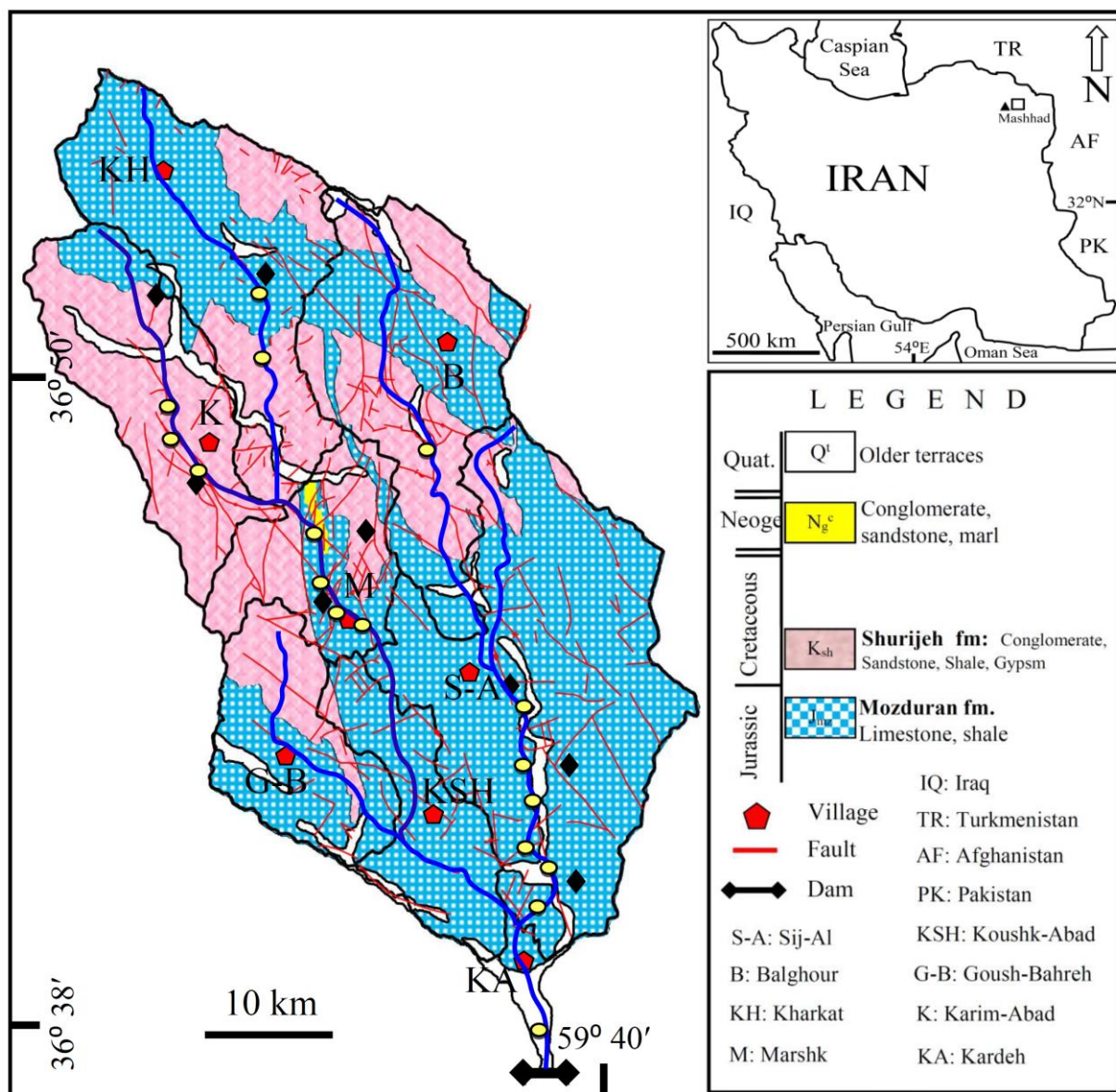
زیرحوضه و همچنین آنالیز شیمیایی سنگ‌های منطقه، ارتباط تأثیر عناصر مضر حاصل از فرسایش بر روی آب رودخانه‌های این حوضه مورد بحث قرار گیرد. علاوه بر این نیز کیفیت آب هر یک از رودخانه‌ها از نظر استفاده‌های کشاورزی، شرب و به کارگیری در صنعت نیز بررسی شده است.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی حوضه آبریز کارده

حوضه آبریز کارده در مختصات $59^{\circ}26'$ تا $59^{\circ}45'$ طول شمالی و $36^{\circ}40'$ تا $36^{\circ}58'$ عرض شرقی و در 40 کیلومتری شمال شهر مشهد قرار دارد. این حوضه آبریز با مساحت حدود $557/9$ کیلومتر مربع، در شرق پهنه هزارمسجد - کپه‌داغ واقع شده و یکی از زیرحوضه‌های حوضه آبریز اصلی رودخانه کشف‌رود محسوب می‌گردد. این حوضه از شرق به رودخانه خورو و سررود، از غرب به حوضه رودخانه ارداک و کوشک‌آباد، از شمال به ارتفاعات خرکت و از جنوب به دره آندرک محدود می‌شود. بالاترین نقطه ارتفاعی در شمال غرب حوضه 2977 متر از سطح دریا و پایین‌ترین نقطه ارتفاعی در خروجی حوضه و در پایین دست آبادی کارده 1200 متر و متوسط ارتفاع این حوضه آبریز 2080 متر است (شکل ۱). حوضه آبریز کارده جزو پهنه کپه‌داغ بوده و تنوع سنگ شناسی در آن مشهود است. سازندهای کربناته مزدوران (ژوراسیک پسین)، آواری شوریه (کرتاسیه پیشین)، رسوبات نئوژن و عهد حاضر از جمله برونزدهای اصلی این حوضه محسوب می‌گردند (Nabavieh, 1998). با توجه به شکل ۱، بیشتر حوضه آبریز توسط واحدهای کربناته مزدوران با حدود $57/5$ درصد پوشیده شده است، گرچه رسوبات شیلی، ماسه سنگی به همراه لایه‌های تبخیری سازند شوریه نیز بخش‌های چشمگیری ($40/7\%$) از این حوضه را فرا گرفته است. رسوبات نئوژن با کمتر از $0/5$

ساختارهای زمین شناسی داشته و به طور کلی ریخت شناسی آن توسط سنگ‌های کربناته سازند مزدوران کنترل می‌شود. شکل ۱ گسترده‌گی سنگ شناسی مختلف در زیرحوضه‌های این حوضه آبریز را نشان می‌دهد.

درصد در مرکز و رسوبات عهد حاضر به صورت تراس‌های آبرفتی، حدود ۱/۳ درصد نیز رخنمون داشته که گسترش چشمگیری ندارند. از دیدگاه زمین ریخت شناسی این منطقه کوهستانی، جوان و توپوگرافی آن رابطه مستقیم با



شکل ۱: نقشه زمین شناسی و موقعیت منطقه مورد مطالعه (Nabavieh 1998); مکان برداشت نمونه آبی با دایر زرد و نمونه‌های سنگی با لوزی‌های سیاه نمایش داده شده است (جهت اطلاعات بیشتر به جدول ۱ رجوع شود).

های کپه داغ و آلا داغ سرچشمه گرفته و در جهت جنوبی و در محل روستاهای ابروان و گزی به کشف رود می‌ریزد. طول آبراه اصلی رودخانه در این حوضه ۴۵ کیلومتر و شیب متوسط آبراه و حوضه به ترتیب ۲/۷ و ۳/۷ درصد می‌باشد.

فیزیوگرافی و مشخصات اقلیمی حوضه آبریز کارده
 حوضه آبریز کارده دارای ۷ زیرحوضه به نام‌های مارشک، سیج - آل، گوش - بهره، کریم آباد، خرکت، کوشک آباد و بلغور است (شکل ۱). رودخانه کارده از خط الرأس رشته کوه

در قسمتی از مسیر این رودخانه به نام تنگه زو در فاصله ۴۲ کیلومتری مشهد، سد کارده با ارتفاع ۶۷ متر از پی، با حجم ۳۸ میلیون مترمکعب احداث گردیده است. این سد علاوه بر تأمین آب جهت کشاورزی سالانه، ۱۴ میلیون متر مکعب آب وارد شبکه معرفی شهرستان مشهد می نماید. با توجه به این که نیمی از حوضه آبریز کارده در ارتفاعات بالا قرار گرفته، اقلیم کوهستانی مرتفع دارد در صورتی که نیمی دیگر دارای آب و هوای خشک و سرد است. بنابراین در حوضه آبریز کارده سه نوع آب و هوا قابل تشخیص است. قسمت های مرتفع حوضه دارای آب و هوای نیمه مرطوب سرد، قسمت های پایین آب و هوای خشک و قسمت های میانی حوضه آب و هوای مدیترانه ای دارند. میزان بارندگی در حوضه آبریز کارده متفاوت بوده به طوری که گرا دیان بارندگی ۱۴ میلی متر به ازای هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع است. متوسط بارندگی در بخش جنوبی حوضه ۳۷۴/۲ میلی متر و در ارتفاعات بخش شمالی به ۴۵۰ میلی متر و متوسط میزان بارندگی سالیانه حوضه معادل ۳۷۰ میلی متر برآورد شده است. بیش از ۷۴ درصد از کل بارندگی مربوط به ماه اردیبهشت است. پراکنش بارندگی در زمستان ۴۱ درصد، در بهار ۴۱ درصد، در تابستان ۲ درصد و در پاییز ۱۶ درصد است. دمای متوسط حوضه حدود ۱۲ درجه سانتی گراد و گرا دیان درجه حرارت در این منطقه به ازای هر ۱۰۰۰ متر افزایش ارتفاع، کاهش ۶/۰۲ درجه سانتی گراد دما است. رژیم بارش در این منطقه مدیترانه ای است، یعنی فصل خشک منطبق بر تابستان و فصل بارندگی منطبق بر زمستان است (جهانبخش و اکرمی، ۱۳۷۸).

روش مطالعه

در طی این تحقیق، پس از مطالعه منابع مربوط و نقشه های زمین شناسی و ماهواره ای منطقه و در ادامه تعیین مسیرهای پیمایش نمونه برداری اعم از نمونه های آب و سنگ، تعداد

۱۷ نمونه آبی از رودخانه های منطقه که دارای جریان آب دائمی بودند، نمونه برداری گردیده و موقعیت جغرافیایی هر نمونه مشخص شده است (جدول ۱). آنالیز نمونه های آب به روش های مختلف (تیتراسیون، جذب اتمی و نشر اتمی) انجام شده است. در این راستا شاخص های دما، pH، هدایت الکتریکی (EC) و مواد جامد محلول در آب (TDS) اندازه گیری شده اند. آنالیزهای شیمیایی همانند اندازه گیری برخی از آنیون ها و کاتیون ها در آزمایشگاه شیمی تجزیه دانشگاه آزاد اسلامی مشهد انجام شد. ابتدا غلظت یون بیکربنات توسط روش تیتراسیون با استفاده از HCl ۰/۱ نرمال، غلظت یون کربنات توسط روش تیتراسیون با استفاده از HCl ۰/۰۵ نرمال، میزان غلظت کلرید توسط روش تیتراسیون با استفاده از AgNO₃ ۰/۰۱ نرمال و میزان غلظت یون سولفات توسط روش تیتراسیون با استفاده از EDTA ۰/۰۱ نرمال مشخص و اندازه گیری شد (جدول ۱). سپس میزان غلظت و جذب عناصر منیزیم (Mg)، کلسیم (Ca) با دستگاه جذب اتمی مدل Hitachi Z.2000 و عناصر پتاسیم (K) و سدیم (Na) توسط دستگاه نشر اتمی مدل Jenway اندازه گیری شده است (جدول ۲). با توجه بالا بودن غلظت برخی از عناصر، نمونه های مورد مطالعه رقیق سازی شده اند. در طی مطالعات فوق و براساس نتایج به دست آمده از آنالیز نمونه ها، به منظور تعیین کیفیت آب جهت شرب، استفاده کشاورزی و مصارف صنعتی از جدول استانداردهای سازمان بهداشت جهانی (۱۹۸۳) و دستورالعمل های مجمع اروپایی آب آشامیدنی (۱۹۸۰)، جدول استانداردهای آب آشامیدنی کمیسیون فنی تدوین استاندارد ویژگی های آب آشامیدنی (۱۳۸۸) و نمودار شولر^۱، نمودار Piper (1944) و نمودار Wilcox (1995) استفاده شده است.

جدول ۱: آنالیز نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه (به شکل ۱ مراجعه شود)

نمونه آب	موقعیت جغرافیایی	TH	T (C°)	PH	EC (µs/s)	TDS (mg/l)	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO3 ⁻	CO3 ²⁻	Cl ⁻	SO4 ²⁻
سیج - آل	A1	36°43'15.7" 59°39'50.2"	368.64	14.8	7.1	543	841.65	141.1	3.985	32	37	0.0071	N.D	0.0045 0
سیج - آل	A2	36°42'58.7" 59°39'44.2"	312.31	16.1	6.76	514	796.7	117.6	4.516	30	16	0.0041	N.D	0.0055 68.07
سیج - آل	A3	36°42'51.3" 59°39'54.1"	341.08	17.8	6.5	532	824.6	129.3	4.45	31	2	0.0068	N.D	0.0043 68.07
سیج - آل	A4	36°42'01.8" 59°39'51"	356.09	20.7	7.2	480	744	135.3	4.408	29	2	0.0063	N.D	0.0042 68.07
سیج - آل	A5	36°41'02.4" 59°39'48.2"	330.25	17.8	7.2	494	765.7	125.1	4.316	27	1	0.0071	N.D	0.004 68.07
سیج - آل	A6	36°40'19.8" 59°40'31.1"	305.79	18.1	7.3	557	863.35	116.4	3.691	28	1	0.0063	N.D	0.0053 204.2
کریم‌آباد	Km12	36°50'50.8" 59°30'00"	2215.82	11.7	6.7	372	576.6	866	13	37	2	0.0045	N.D	0.004 68.07
کریم‌آباد	Km12.1	36°30'49.8 59°30'00"	2431.82	11.8	6.83	374	579.7	950.3	14.33	31	1	0.0042	N.D	0.0045 204.2
کریم‌آباد	Km13	36°50'37.7" 59°29'55.4"	2276.51	14.5	6.85	369	571.95	889.7	13.36	33	2	0.006	N.D	0.0038 136.1
مارشک	M8	36°50'35.3" 59°32'49.2"	121.27	10.9	6.7	424	657.2	40.7	4.773	8	5	0.0045	N.D	0.004 136.1
مارشک	M9	36°50'01.3" 59°32'09.6"	108.93	10.3	7	422.8	655.34	35.63	4.848	12	2	0.0057	N.D	0.0037 108.9
مارشک	M10	36°49'02.7" 59°33'04.8"	134.08	12.5	6.98	465	720.75	45.11	5.208	16	0	0.0066	N.D	0.0041 163.4
مارشک	M11	36°48'43.1" 59°33'14.2"	132.72	11.6	6.8	460	713	45.23	4.806	20	4	0.0075	N.D	0.0044 68.07
خرکت	Kh14	36°53'43.6" 59°32'35.3"	140.98	11.8	6.8	398	616.9	33.66	13.84	33	1	0.006	N.D	0.0043 0
خرکت	Kh15	36°53'30.6" 59°32'39.6"	135.8	17.2	6.9	411.2	637.36	31.49	13.9	34	1	0.0051	N.D	0.0051 0
بلغور	B16	36°50'57.8" 59°36'32.4"	117.17	14.7	6.9	447	692.85	38.33	5.216	35	1	0.0051	N.D	0.0067 108.9
دریاچه کارده	S	36°38'15.3" 59°39'52.2"	76.88	24.6	6.8	525	813.75	26.19	2.791	42	23	0.006	N.D	0.0048 204.2
میانگین	--	--	582.71	15.1	6.9	458.1	710.1	221.6	7.1	28.1	5.9	0.0	--	0.0 98.5

طبقه‌بندی Sibley & Greeg (1987) انجام شده است. تعداد ۲ مقطع نازک با روکش سربی از ماسه سنگ‌های سازند شورجه و سنگ‌های کربناته سازند مزدوران نیز با میکروسکپ الکترونی مدل LEO 450vp با ولتاژ ۳۰kv، مجهز به دستگاه EDS متصل به SEM، در دانشگاه سنت مریس کانادا جهت تشخیص برخی کانی‌ها و ترکیبات آنها مورد مطالعه قرار گرفته است.

همچنین تعداد ۹ نمونه سنگی از سازندهای شورجه و مزدوران، با تعیین موقعیت جغرافیایی برداشت شده است که با دستگاه ICP Varian735، مورد آنالیز ۳۳ عنصری قرار گرفته‌اند (جدول ۳). در این راستا و به منظور مطالعات سنگ شناسی، تعداد ۹ مقطع نازک تهیه شده و توسط میکروسکپ KYOWA مدل MEPOL2 مورد مطالعه قرار گرفته است. نام‌گذاری ماسه سنگ‌ها بر اساس طبقه‌بندی Folk (1980) و سنگ‌های کربناته دولومیتی بر اساس

جدول ۲: میزان جذب، غلظت و درصد عناصر اصلی در نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه

نمونه	Mg			Ca			Na			K		
	جذب	غلظت	درصد (%)	جذب	غلظت	درصد (%)	جذب	غلظت	درصد (%)	جذب	غلظت	درصد (%)
A1	0	3.98	3.27	0.09	141.06	3.74	0	32	0.80	1	37	28.03
A2	0.2	4.51	3.71	0.07	117.63	3.12	100	30	3.26	50	16	12.12
A3	0.4	4.45	3.66	0.075	129.26	3.43	200	35	5.90	115	2	1.52
A4	0.6	4.4	3.62	0.08	135.34	3.59	300	29	8.26	150	3	2.27
A5	0.8	4.31	3.54	0.085	125.14	3.32	400	27	10.72	210	1	0.76
A6	1	3.69	3.03	0.09	116.38	3.09	500	28	13.26	300	1	0.76
Km12	0	13	10.69	0	865.97	22.99	100	37	3.44	57	2	1.52
Km12.1	0.1	14.33	11.78	0.05	950.28	25.23	200	31	5.80	106	4	3.03
Km13	0.2	13.36	10.98	0.1	889.68	23.62	500	33	13.39	157	2	1.52
M8	0	4.77	3.92	0.01	40.7	1.08	0	8	0.20	50	7	5.30
M9	0.1	4.84	3.98	0.05	35.63	0.95	100	12	2.81	100	2	1.52
M10	0.2	5.5	4.52	0.1	45.114	1.20	200	16	5.42	154	1	0.76
M11	0.3	4.8	3.95	0.25	45.23	1.20	400	20	10.55	200	4	3.03
Kh14	0	13.83	11.37	0	33.65	0.89	100	33	3.34	2	1	0.76
Kh15	0.2	13.89	11.42	0.06	31.48	0.84	200	34	5.88	2.56	3	2.27
B16	0.2	5.21	4.28	0.2	38.33	1.02	100	35	3.39	2.85	23	17.42
S	3	2.79	2.29	0.05	26.19	0.70	100	42	3.57	2.9	23	17.42

بحث

آنالیز نمونه‌های آبی

عوامل صحرایی و غلظت برخی از آنیون‌ها و کاتیون‌های اصلی در آب رودخانه‌های حوضه آبریز کارده، در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. بیشترین میزان TDS مربوط به زیرحوضه آل با ۸۶۳/۳۵ میلی گرم بر لیتر و کمترین میزان آن مربوط به زیرحوضه کریم‌آباد با ۵۷۱/۹۵ میلی گرم بر لیتر می‌باشد. همچنین حداکثر هدایت الکتریکی (EC) مربوط به زیرحوضه آل با ۵۵۷ میکروزیمنس بر ثانیه و حداقل آن مربوط به زیرحوضه کریم‌آباد با ۳۶۹ میکروزیمنس بر ثانیه می‌باشد. بیشترین دما مربوط به دریاچه سد کارده با ۲۴/۶ درجه سانتی گراد و کمترین دما مربوط به زیرحوضه مارشک با ۱۰/۳ درجه سانتی گراد می‌باشد. همچنین نتایج حاصل از آنالیز غلظت آنیون‌ها و کاتیون‌ها نشانگر آن است که یون منیزیم و پتاسیم دارای کمترین غلظت و سدیم و کلسیم دارای بالاترین غلظت در بین کاتیون‌ها می‌باشند (جدول ۱). از طرفی یون بیکربنات بالاترین غلظت و یون سولفات پایین‌ترین غلظت را دارا می‌باشد.

با توجه به جدول ۱، آنالیز نمونه‌های آبی نشانگر وجود برخی از یون‌ها با مقادیر چشمگیری است، که هرکدام در زیرحوضه‌های مختلف دارای غلظت متفاوت می‌باشد. کاتیون‌های کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم و آنیون‌های سولفات، کلرید و بیکربنات از مهمترین آنها بوده که از این میان یون‌های کلسیم، سدیم و سولفات بیشترین فراوانی را دارند. حداقل، حداکثر و میانگین آن‌ها در هر یک از زیرحوضه‌ها در ادامه به طور مبسوط آمده است.

آنالیز نمونه‌های سنگی

جدول ۳ نشانگر نتایج آنالیز نمونه‌های سنگی بوده که عناصر آلومینیم، کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم و آهن بیشترین فراوانی را دارا می‌باشند؛ اگرچه عناصر فرعی نیز به میزان بسیار ناچیز شناسایی شده است که جهت جلوگیری از اطاله کلام از آنها نام برده نمی‌شود.

دگرسانی

دگرسانی نیز از رخدادهایی است که در تمام کانی‌های ناپایدار به وقوع می‌پیوندد، اما به دلیل درصد پایین این

جدول ۳: آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگی به روش ICP (به شکل‌های ۲ و ۳ نیز مراجعه شود)
(غیر از عناصر Mg و Ca، بقیه مقادیر برحسب ppm است)

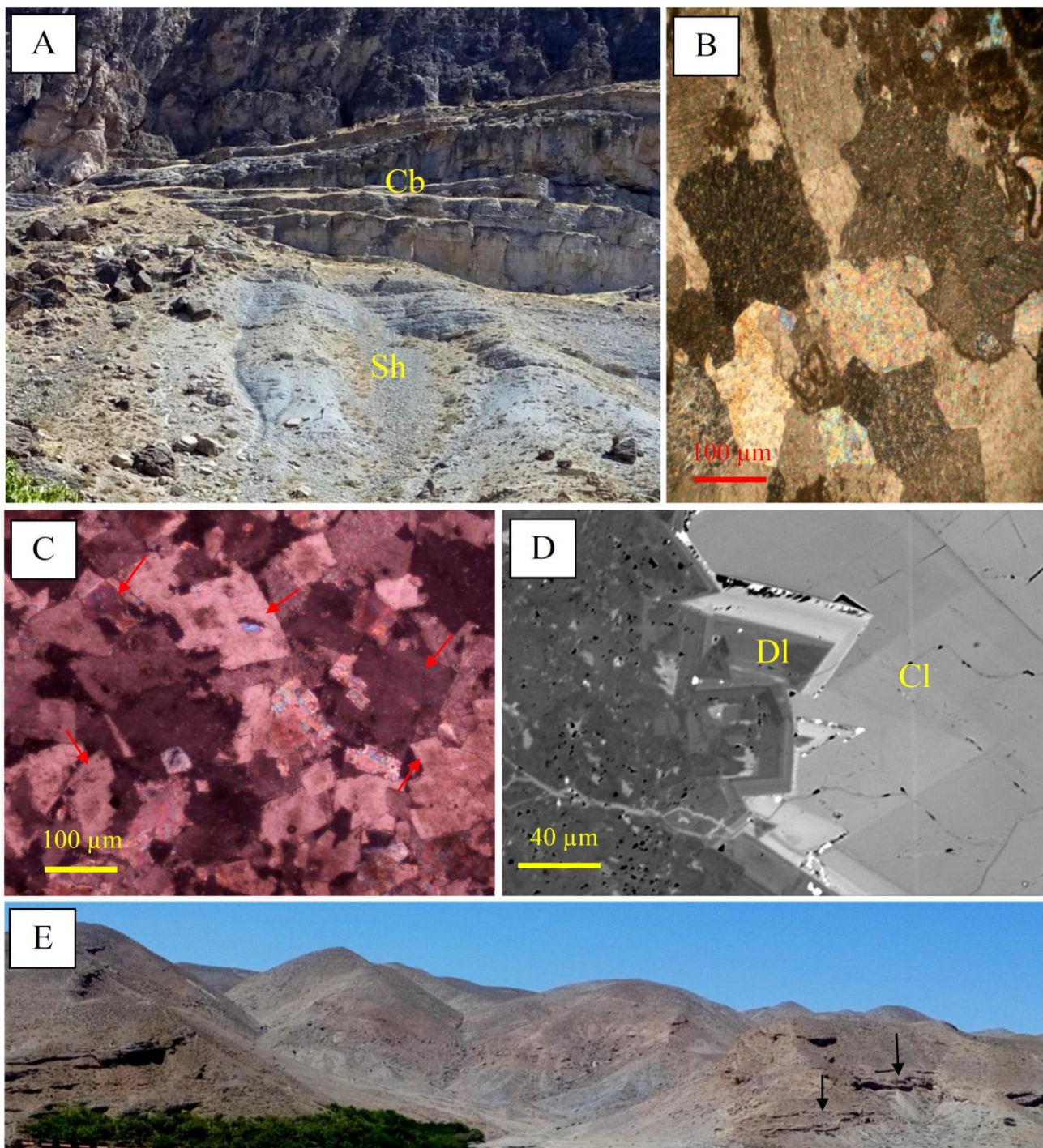
نمونه	سازند	موقعیت جغرافیایی	نام سنگ	AL	Ca	K	Mg	Mn	Na	S	K	Mn	Fe
A1	36°43'15.7" 59°39'50.2"	مزدوران	دولواستون	15304	>10%	7325	>2%	110	678	1451	7325	110	6061
A2	36°42'04.1" 59°39'45.5"	مزدوران	مادستون دولومیتی شده	14880	>10%	6496	5816	159	532	373	6496	159	7275
A3	36°40'19.8" 59°40'31.1"	مزدوران	دولواستون	15906	>10%	6407	>2%	149	698	651	6407	149	6591
M4	36°50'35.3" 59°32'49.2"	مزدوران	دولومیت	4340	>10%	1959	>2%	100	507	488	1959	100	3024
Km12	36°50'50.8" 59°30'00"	مزدوران	دولومیت	2370	>10%	1049	>2%	142	475	371	1049	142	3346
Kh14	36°53'43.6" 59°32'35.3"	مزدوران	دولومیت	2974	>10%	1171	>2%	834	498	612	1171	834	5274
Km16	36°49'47.7" 59°30'37"	شوریجه	فلدسپاتیک لیت آرنایت	21974	5373	9895	5365	100	762	71	9895	100	15984
M5	36°49'11.4" 59°33'06.5"	شوریجه	ساب لیت آرنایت	24392	>10%	13044	>2%	1514	359	359	13044	1514	4931
M6	36°48'51.4" 59°33'04.8"	شوریجه	فلدسپاتیک لیت آرنایت	16825	28303	8528	15514	339	126	126	8528	339	10372
میانگین				6660.22		6208.22		383	500.222	500.222	6208.22	383	6984.22

نوع کانی‌ها در رخساره‌های سنگی منطقه، رخداد دگرسانی کمتر مشاهده شده است؛ اگرچه با نسبت‌های کم هم تأثیرگذار می‌باشد. این تأثیرات می‌توانند به عنوان رخداد‌های دیاژنتیکی در مباحث سنگ شناختی سنگ‌های رسوبی منطقه مورد تفسیر قرار گیرند و یا به عنوان تأمین کننده برخی از عناصر در محیط بروز نمایند؛ هرچند مباحث سنگ شناختی مربوط به این تحقیق نیست، اما تأثیر دگرسانی در تغییرات کیفیت آب به طور مستقیم یا غیرمستقیم از اهمیت خاصی برخوردار است. از میان کانی‌هایی که بیشتر حضور داشته و تحت تأثیر این رخداد قرار گرفته‌اند می‌توان به کانی‌های گروه فلدسپات و میکا اشاره نمود. در ادامه بحث در مورد این گونه کانی‌ها و تأثیراتی که می‌توانند بر کیفیت آب داشته باشند، اشاره شده است.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی انجام شده به طور عمده دو نوع رخساره کربناته و ماسه سنگی شناسایی شده است. رخساره‌های کربناته مربوط به سازند مزدوران بوده که بسیاری از آنها دولومیتی شده است (شکل‌های ۲B-D)، در صورتی که رخساره ماسه سنگی مربوط به سازند شوریجه بوده که به طور عمده شامل ساب‌لیت آرنایت و

فلدسپاتیک لیت آرنایت با سیمان سیلیسی، کربناته و اکسید آهن هستند (جدول ۳). سیمان رخساره‌های ماسه سنگی به طور عمده از سیلیس، اکسید آهن و کربنات (کلسیت، دولومیت و سیدریت) تشکیل شده است (شکل‌های ۳B-C,F). همچنین بر اساس آنالیزهای ژئوشیمیایی که بر روی نمونه‌های سنگی انجام شده نتایج زیر حاصل شده است (جدول ۳) که از این میان عناصر آلومینیم، کلسیم، آهن، پتاسیم، منیزیم و سدیم بیشترین میزان را داشته که مورد بحث قرار می‌گیرند (شکل ۴).

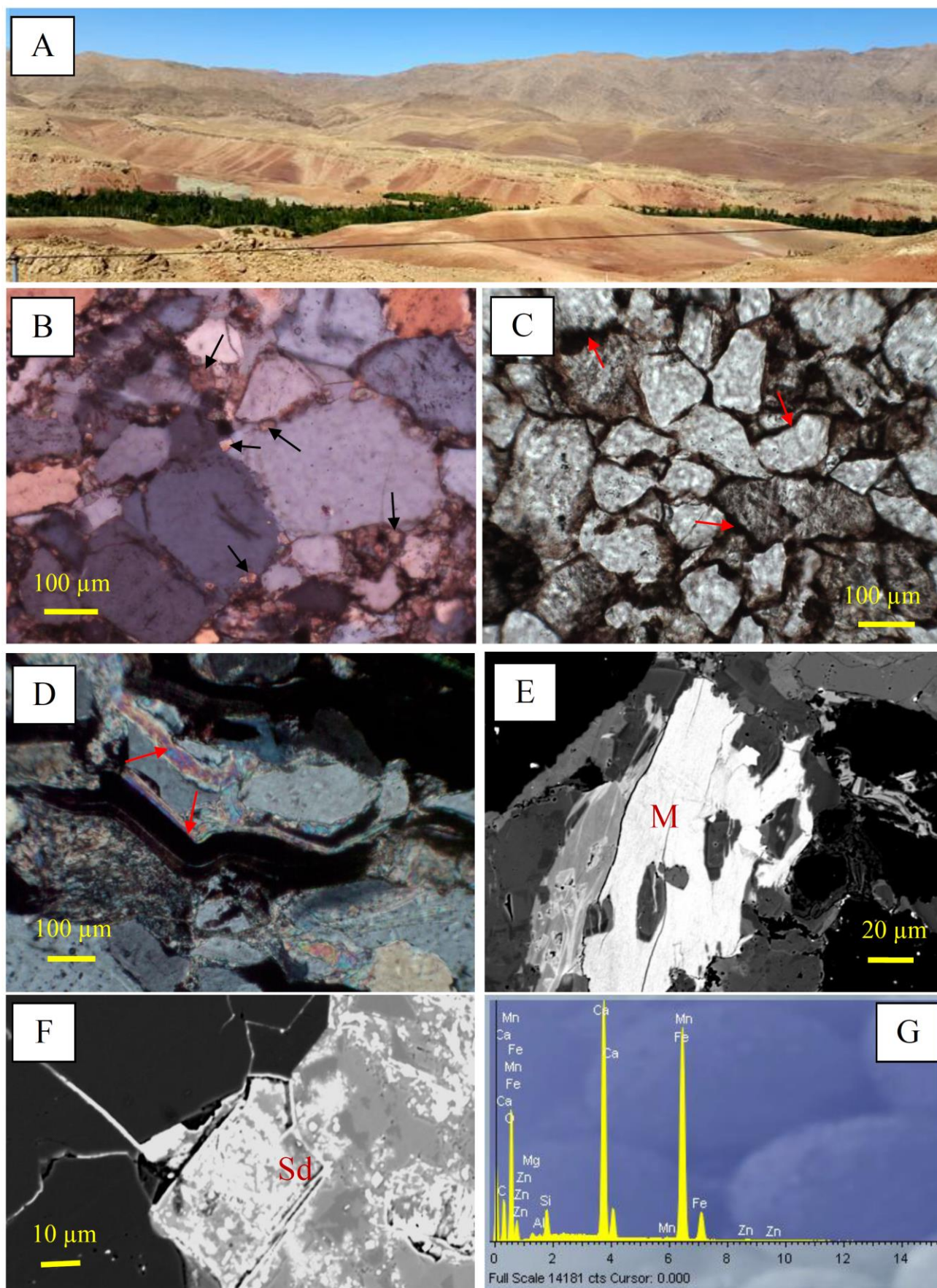
عنصر آهن با میانگین ۶۹۸۴/۲۲ پی‌پی‌ام، با حداقل ۳۰۲۴ پی‌پی‌ام، مربوط به زیرحوضه مارشک (M4) و حداکثر ۱۵۹۸۴ پی‌پی‌ام، مربوط به زیرحوضه کریم‌آباد (Km16) است (شکل ۴A). میانگین عنصر پتاسیم ۶۲۰۸/۲۲ پی‌پی‌ام، با حداقل ۱۰۴۹ پی‌پی‌ام مربوط به نمونه Km12 از زیرحوضه کریم‌آباد و بیشترین میزان مربوط به نمونه M5 بخشی از زیرحوضه مارشک با ۱۳۰۴۴ پی‌پی‌ام است (شکل ۴B). عنصر آلومینیوم دارای میانگین ۶۶۶۰/۲۲ پی‌پی‌ام است. حداقل میزان آلومینیوم مربوط به نمونه Km12 از زیرحوضه کریم‌آباد با ۲۳۷۰ پی‌پی‌ام و حداکثر میزان مربوط به نمونه M5 از زیرحوضه مارشک با ۲۴۳۹۲



شکل ۲: (A) تصویر صحرایی از واحدهای کربناته و شیلی سازند مزدوران در منطقه زیر حوضه سیچ - آل؛ (B) تصویر میکروسکوپی کلسیت موزائیکی در نور رنگی (سازند مزدوران)؛ (C) تصویر میکروسکوپی دولومیت‌های شکل‌دار در نور رنگی که برخی از آنها با پیکان نشان داده شده است (سازند مزدوران)؛ (D) تصویر کلسیت و بخش دولومیتی شده که با میکروسکپ الکترونی تهیه شده است؛ (E) نمایی از رسوبات شیلی منطقه که لایه‌های تبخیری با پیکان نشان داده شده است (Cb: کربناته؛ Sh: شیل؛ DI: دولومیت؛ Cl: کلسیت).

و حداکثر مربوط به نمونه M5 بخشی از زیر حوضه مارشک با میزان ۲۵۵۳ پی‌پی‌ام است (شکل ۴D). عنصر کلسیم از عناصر بارز محسوب شده که حداقل میزان آن مربوط به

پی‌پی‌ام است (شکل ۴C). میانگین سدیم موجود در این حوضه ۸۹۳/۴۴ پی‌پی‌ام می‌باشد که حداقل آن مربوط به نمونه Km12 از زیر حوضه کریم آباد با میزان ۴۷۵ پی‌پی‌ام



→ شکل ۳: A) تصویر صحرایی از سازند سیلیسی آواری شوریه در منطقه کریم آباد؛ B) تصویر میکروسکپی ماسه سنگ فلدسپاتیک لیت آرنایت در نور رنگی (سازند شوریه): بلورهای دولومیت با پیکان نمایش داده شده اند. C) تصویر میکروسکپی از ماسه سنگ های شوریه در نور معمولی: پیکان ها سیمان اکسید آهن را نشان می دهند. D) تصویر میکروسکپی کانی میکا در نور رنگی (سازند شوریه) که با پیکان نشان داده شده اند. E) تصویر میکا از نوع بیوتیت (M) که با میکروسکپی الکترونی تهیه شده است (سازند شوریه). F) کانی سیدریت (Sd) که به صورت سیمان در ماسه سنگ های سازند شوریه تشکیل شده اند (تهیه شده به روش EDS: G) نمودار حاصل از آنالیز کانی سیدریت.

بخشی از زیر حوضه کریم آباد (۵۳۷۳ پی پی ام) و زیر حوضه مارشک (۲۸۳۰ پی پی ام) می باشد. میزان کلسیم موجود در این حوضه آبریز با توجه به ترکیب سازندهای دربرگیرنده منطقه که اغلب کربناته هستند بیش از ۱۰٪ می باشد (جدول ۳). میزان عنصر منیزیم با حداقل ۵۸۱۶ پی پی ام و ۵۳۶۵ پی پی ام، به ترتیب مربوط به نمونه های A2 و KM16 زیر حوضه های آل و کریم آباد است. این عنصر همانند عنصر کلسیم به دلیل حضور سنگ های کربناته نوع دولومیت که در منطقه گسترده دارند، از میزان بالایی برخوردار بوده و بیش از ۲ درصد است (جدول ۳).

منشأ ترکیبات

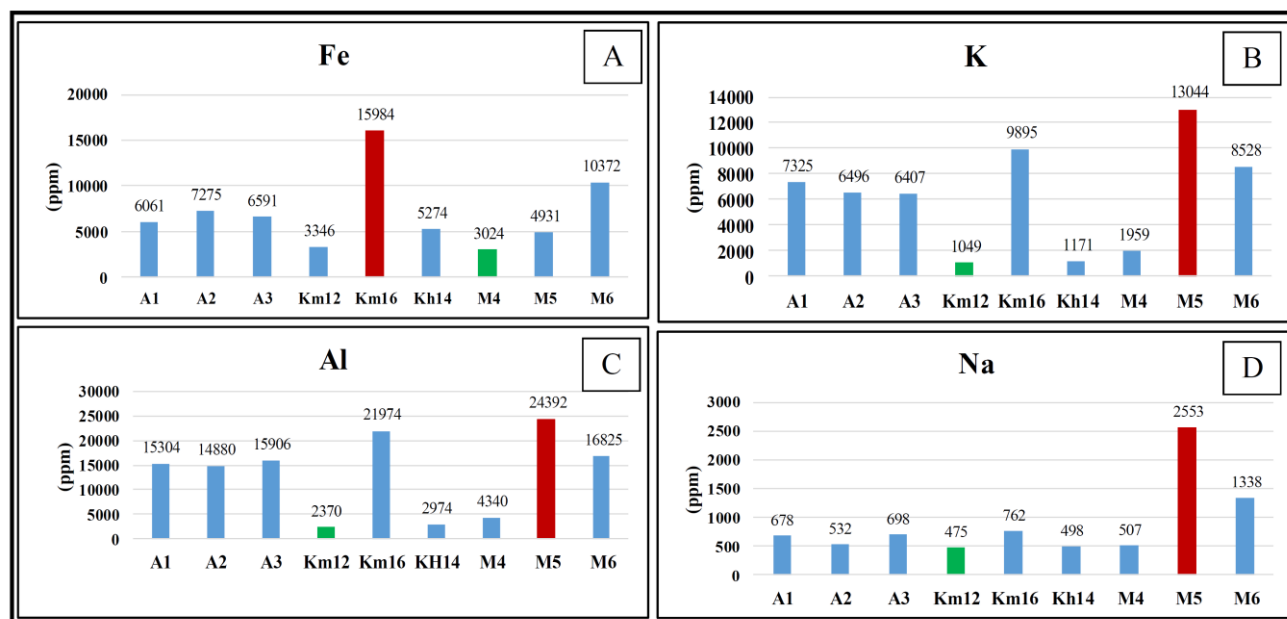
ارتباط شیمیایی بین آب و سنگ معمولاً به صورت تبادل یونی بین آنهاست. قدرت تبادل یونی به عواملی مانند مدت تماس بین آب و سنگ، ظرفیت یون ها، غلظت یون ها، قطر یون های هیدراته شده، قطر دانه های کانی و pH محیط بستگی دارد (حیدرزاده و محمدزاده، ۱۳۹۱). وجود واحدهای کربناته مزدوران، سیلیسی آواری شوریه، رسوبات نئوژن و همچنین واحدهای تبخیری مربوط به سازندهای قدیمی تر مانند سازندهای مزدوران و شوریه که در عمده سنگ شناسی منطقه مورد مطالعه شناسایی شده است، از منشأهای احتمالی یون های محلول در آب محسوب می گردند (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۵).

یون سولفات: منشأ این یون در آب رودخانه ها می تواند بسیار متنوع باشد. یون سولفات در آب رودخانه های حوضه آبریز کارده ارتباط مستقیمی با غلظت دیگر یون ها از جمله

یون کلر دارد که از منابع تأمین آن ها وجود سازندهای موجود در منطقه است. واحدهای تبخیری از نوع گچ با ترکیب CaSO_4 که در سازندهای مزدوران و شوریه و رسوبات نئوژن وجود دارد از منابع احتمالی تأمین کننده این یون در آب های منطقه محسوب می گردد (شکل های ۱ تا و جدول های ۱ و ۲).

یون منیزیم: یکی از سازندهایی که در این حوضه از گسترده گی بالایی برخوردار است، سازند کربناته مزدوران بوده که به طور عمده از دولومیت، شیل، مارن و نهشته های تبخیری تشکیل شده است (شکل ۱). دولومیت با ترکیب شیمیایی $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ که به صورت اولیه و یا ثانویه تشکیل شده است، می تواند از منابع احتمالی یون منیزیم محسوب شود که در ترکیبات آب نیز به میزان بالایی وجود دارد؛ اگرچه منابع دیگری نیز برای آن متصور است. از دیگر منابع تأمین یون منیزیم، آلتراسیون کانی های فرومنیزین مانند گروه میکاها و خرده سنگ های آذرین از نوع بازیکی و فوق بازیکی است که در ماسه سنگ های سازند شوریه وجود دارند (شکل های E-۳D). با آلتره شدن این کانی ها یون منیزیم آزاد شده که می تواند در ترکیبات آب ها مؤثر باشد (Morad & Aldaham, 1986؛ Uysal et al., 1997؛ Mcbride et al., 1987؛ al., 2000).

یون آهن: از منابع تأمین یون آهن، وجود کانی های با ترکیب آهن می باشد که پس از آلتراسیون یون آهن به صورت محلول در آب ها آزاد می شوند. کانی های فرومنیزین از این گروه محسوب می شوند.



شکل ۴: حضور عناصر اصلی در نمونه‌های سنگی، حداکثر با رنگ قرمز و حداقل با رنگ سبز نمایش داده شده است (Fe: آهن؛ K: پتاسیم؛ Al: آلومینیم؛ Na: سدیم؛ جهت توضیح بیشتر به متن رجوع شود).

همانند فلدسپات‌ها که در ترکیب‌شان کلسیم وجود دارد، می‌توانند در ایجاد ترکیبات با Ca^{2+} تأثیر داشته و در نهایت به افزایش یون مذکور کمک کنند (Siebert *et al.*, 1984).

یون یکرينات: سنگ‌های کربناته مانند دولومیت، سنگ آهک، شیل‌های آهکی و مارن که در ترکیب آن‌ها CO_3^{2-} وجود دارد، چنانچه در معرض آب‌های جوی و یا سطحی قرار گیرند، در اثر پدیده انحلال، باعث آزاد سازی یون کربنات می‌گردند. سازند کربناته مزدوران و سیمان‌های کربناته در ماسه‌سنگ‌های سازند شوريجه از منابع تأمین این یون محسوب می‌شوند (Poursoltani & Gibling 2011).

کلریدها: از منابع مؤثر در تأمین کلر در منطقه مورد مطالعه وجود لایه‌های تبخیری در سازندهای مزدوران و شوريجه و به طور عمده رسوبات نئوژن و عهد حاضر در بخش بالادست برخی رودخانه‌ها و همچنین دریاچه سد است. با قرارگیری این رسوبات در معرض آب‌های سطحی و نزولات جوی، یون‌های کلر و سدیم در اثر انحلال آزاد

در ماسه‌سنگ‌های سازند شوريجه کانی‌های با ترکیبات آهن شناسایی شده است (Uysal؛ McBride *et al.*, 1987؛ et al., 2000) (شکل ۳E)؛ اگرچه وجود سیمان‌های با ترکیب آهن مانند همتایت، مگنتیت و سیدریت از دیگر منابع احتمالی تأمین این عنصر محسوب می‌گردند (پورسلطانی و قطبی راوندی، ۱۳۹۳) (شکل ۳C). همچنین سیمان با ترکیب اکسید آهن و سیدریت نیز از عمده سیمان‌های تشکیل شده در این رخساره‌ها می‌باشد. از سویی وجود لایه‌های ضخیم شیلی با ترکیب اکسید آهن نیز می‌تواند در افزایش این عنصر نقش به سزایی داشته باشد (شکل‌های ۲A و ۳A)؛ هرچند وجود محیط اکسیدان نیز هنگام رسوب‌گذاری تشکیل یون آهن را فراهم می‌کند.

یون کلسیم: سازند کربناته مزدوران از منابع اصلی تأمین یون کلسیم است که گسترش زیادی در منطقه دارد (پورسلطانی و قطبی راوندی، ۱۳۹۳) (شکل ۲). از دیگر منابع احتمالی تأمین یون کلسیم وجود سیمان کربناته از جمله کلسیت، دولومیت و سیدریت در ماسه سنگ‌های سازند شوريجه است (شکل ۳B,F). کانی‌های ناپایدار

شده و میزان این یون‌ها در آب‌های منطقه افزایش می‌یابد. **یون سدیم:** از منابع اصلی تأمین یون سدیم نهشته‌های تبخیری است که در منطقه وجود دارد. همان‌طور که قبلاً نیز توضیح داده شد، وجود لایه‌های تبخیری در سازندهای شوریه، مزدوران و رسوبات نئوژن از منابع تأمین یون سدیم محسوب می‌شوند. از دیگر منابع احتمالی که می‌تواند در افزایش میزان یون سدیم نقش داشته باشد، وجود فلدسپات نوع آلپیت بوده که در اثر پدیده آلتراسیون، باعث آزاد سازی سدیم می‌گردد. آلپیت‌های دگرسان شده نیز در ماسه‌سنگ‌های سازند شوریه شناسایی شده‌اند، اما نقش این منشأ در مقابل نهشته‌های تبخیری از اهمیت چندانی برخوردار نیست.

یون آلومینیم: بارزترین منشأ جهت تأمین یون آلومینیم کانی‌های رسی هستند. کانی‌های رسی با بنیان Al_2O_3 از منابع اصلی یون مذبور می‌باشند. بخشی از این یون توسط آلتراسیون کانی‌های ناپایدار مانند فلدسپات‌ها حاصل شده (Ketzer et al., 2005; Reed et al., 2005) و بخشی دیگر نیز از رسوبات عهدحاضر که غنی از کانی‌های رسی هستند تأمین می‌گردد. البته وجود سیمان رسی در ماسه سنگ‌های منطقه می‌تواند از تأمین کننده‌های این یون نیز محسوب شود، هرچند میزان آن کم باشد (Liu 2002; Mansourbeg et al., 2008).

تعیین کیفیت آب حوضه آبریز کارده بر اساس استانداردهای ایران و جهان

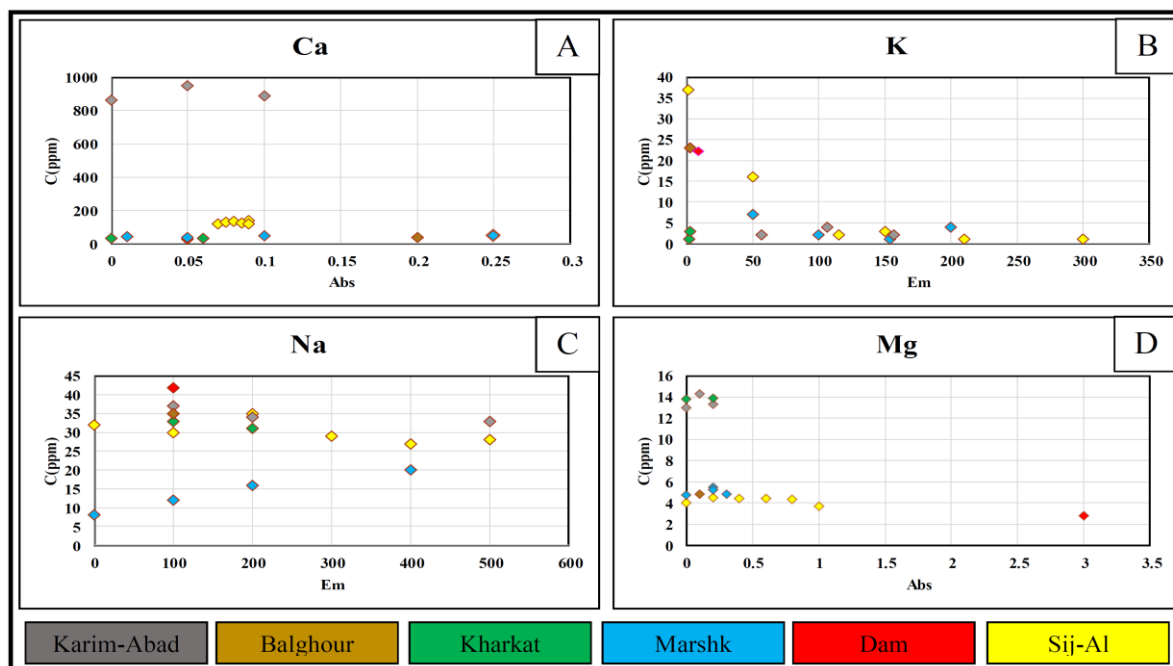
جهت بررسی کیفیت شیمیایی منابع آب‌های سطحی حوضه آبریز کارده بر اساس نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های آبی (جدول ۱)، با مطابقت با جدول استانداردهای بهداشت جهانی و استانداردهای آب آشامیدنی موسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران (جدول ۴)، کیفیت آب بر اساس یون‌های اصلی کلسیم، منیزیم، سدیم، پتاسیم، سولفات و

کلر و همچنین اسیدیته، مواد جامد محلول در آب، سختی کل و هدایت الکتریکی مورد بررسی قرار گرفته است. **کلسیم:** در حوضه آبریز کارده، بیشترین میزان کلسیم مربوط به کریم‌آباد (نمونه Km12.1) با $950/3$ میلی گرم بر لیتر و کمترین میزان مربوط به دریاچه (S) با $26/19$ میلی گرم بر لیتر است. با توجه به استانداردهای ایران (حداکثر مجاز 250 میلی گرم بر لیتر) و استانداردهای جهانی (200 میلی گرم بر لیتر) و در نظر گرفتن میانگین $221/6$ میلی گرم بر لیتر، آب حوضه مورد مطالعه دارای کیفیت مطلوبی است (شکل ۵A).

منیزیم: حداکثر میزان توصیه شده منیزیم بر اساس سازمان بهداشت جهانی 30 میلی گرم بر لیتر و حداکثر مقدار توصیه شده آن 150 میلی گرم بر لیتر است، در صورتی که طبق استانداردهای آب آشامیدنی ایران، حداکثر میزان توصیه شده منیزیم 50 میلی گرم بر لیتر و حداکثر مجاز آن 30 میلی گرم بر لیتر است. بنابراین در حوضه کارده، بیشترین میزان منیزیم مربوط به زیرحوضه کریم‌آباد (Km12.1) با $14/33$ میلی گرم و کمترین میزان منیزیم مربوط به دریاچه (S) با $2/79$ میلی گرم بر لیتر و میانگین این یون در حوضه $7/1$ میلی گرم بر لیتر است. لذا آب حوضه کیفیت مناسبی دارد (شکل ۵D).

سدیم: با توجه به حداقل سدیم منطقه مربوط به زیرحوضه مارشک (M8)، 8 میلی گرم بر لیتر و حداکثر آن مربوط به دریاچه (S)، 42 میلی گرم بر لیتر است (شکل ۵C). لذا با مطابقت با استاندارد ایران (مقدار مطلوب 150 میلی گرم بر لیتر) و سازمان بهداشت جهانی (مقدار توصیه شده 200 میلی گرم بر لیتر) (جدول ۴)، آب منطقه دارای کیفیت مطلوبی خواهد بود.

پتاسیم: بر اساس استانداردهای سازمان بهداشت جهانی در آب آشامیدنی، پتاسیم موجود نباید از 12 میلی گرم بر لیتر بیشتر باشد. همچنین طبق استاندارد آب ایران میزان پتاسیم



شکل ۵: غلظت عناصر اصلی نمونه‌های آب (Ca: کلسیم؛ K: پتاسیم؛ Na: سدیم؛ Mg: منیزیم؛ C: غلظت؛ Abs: جذب اتمی).

مطلوب ۲۵۰ میلی گرم بر لیتر) (جدول ۴)، آب منطقه دارای کیفیت خوبی است.

اسیدیته (pH): میزان حد اقل و حداکثر pH مربوط به نمونه‌های آبی زیرحوضه آل بوده (A3 و A6) که بین ۶/۵ و ۷/۵ در تغییر است. لذا بنا به استانداردهای ایران و جهانی در گستره مجاز قرار داشته و از لحاظ مصرف شرب محدودیتی ندارند.

مواد جامد محلول در آب (TDS): حداقل میزان TDS در حوضه آبریز کارده مربوط به حوضه کریم‌آباد (Km13) (۵۷۱/۹۵ میلی گرم بر لیتر) و حداکثر آن مربوط به حوضه سیچ - آل (A6) (۸۶۳/۳۵ میلی گرم بر لیتر) است. میانگین TDS حوضه آبریز کارده ۷۱۰/۱ میلی گرم بر لیتر است که طبق استانداردهای ایران در حد مطلوب بوده و طبق استانداردهای جهانی بیش از حد مجاز بوده و برای شرب محدودیت دارد.

سختی کل (TH): با مطابقت با جدول استانداردهای آب آشامیدنی ایران و بهداشت جهانی، حداکثر مجاز سختی کل در آب آشامیدنی ۵۰۰ میلی گرم بر لیتر است

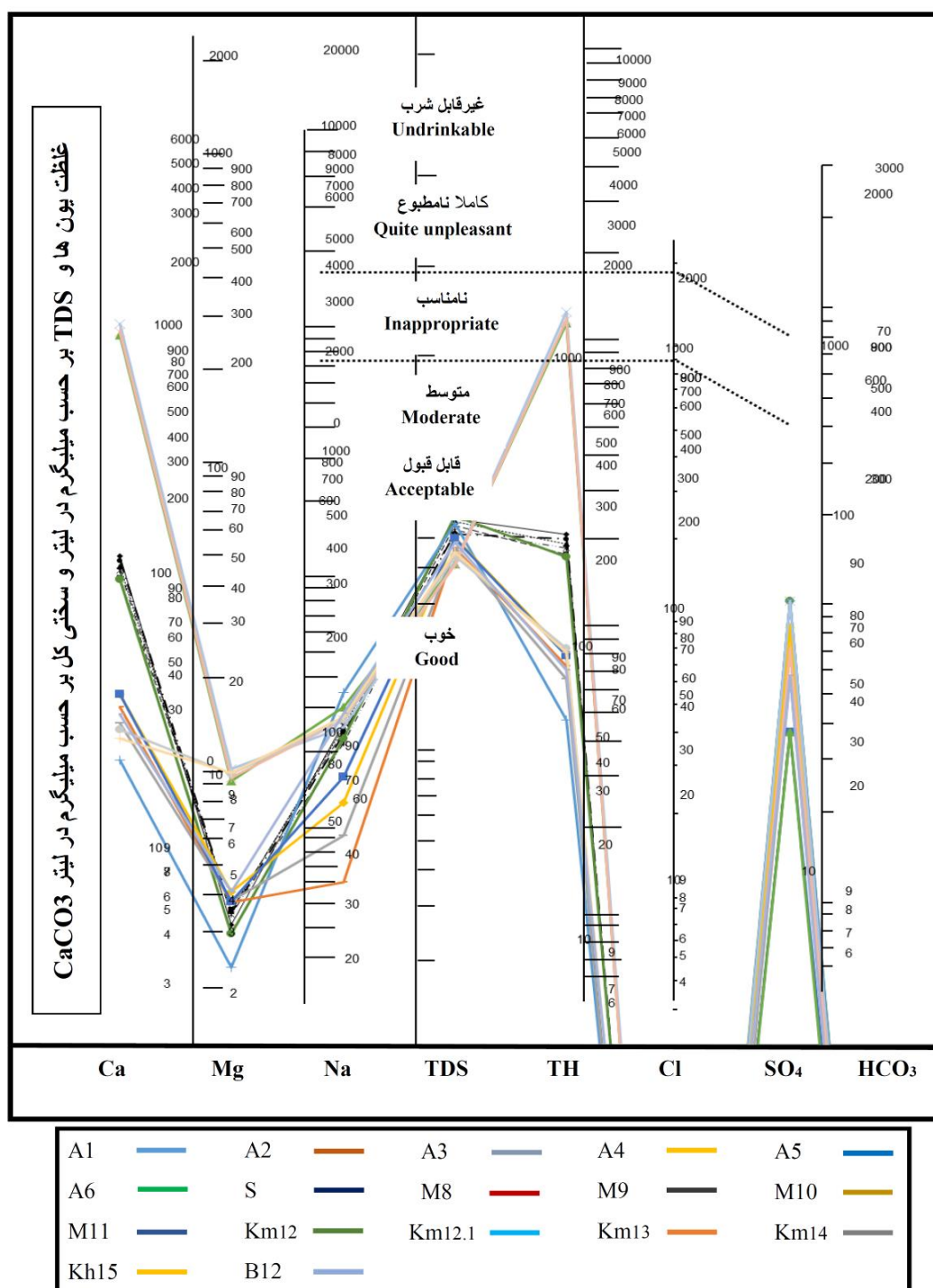
مجاز ۱۲ میلی گرم بر لیتر است، اما از آن‌جا که بخشی از زیرحوضه حوضه سیچ - آل (A1) دارای حداکثر پتاسیم، ۳۷ میلی گرم است، آب این منطقه در حد استاندارد نبوده، اما با توجه به میانگین پتاسیم در کل حوضه کارده، ۵/۹ میلی گرم بر لیتر، آب حوضه کیفیت مطلوبی را داراست (شکل ۵B).

سولفات: طبق استانداردهای آب آشامیدنی ایران میزان استاندارد بهداشت جهانی حداکثر غلظت مجاز ۴۰۰ میلی گرم بر لیتر است؛ اگرچه ۲۰۰ میلی گرم بر لیتر توصیه شده است. در حوضه آبریز کارده، بیشترین میزان سولفات مربوط به زیرحوضه‌های سیچ و آل، کریم‌آباد و دریاچه (A6, Km12.1, S) با میزان ۲۰۴/۲ میلی گرم بر لیتر است و حداقل آن مربوط به زیرحوضه‌های حرکت و سیچ - آل (Kh14-15, A1) به میزان صفر میلی گرم بر لیتر است. بنابراین آب حوضه از نظر سولفات قابل قبول می‌باشد.

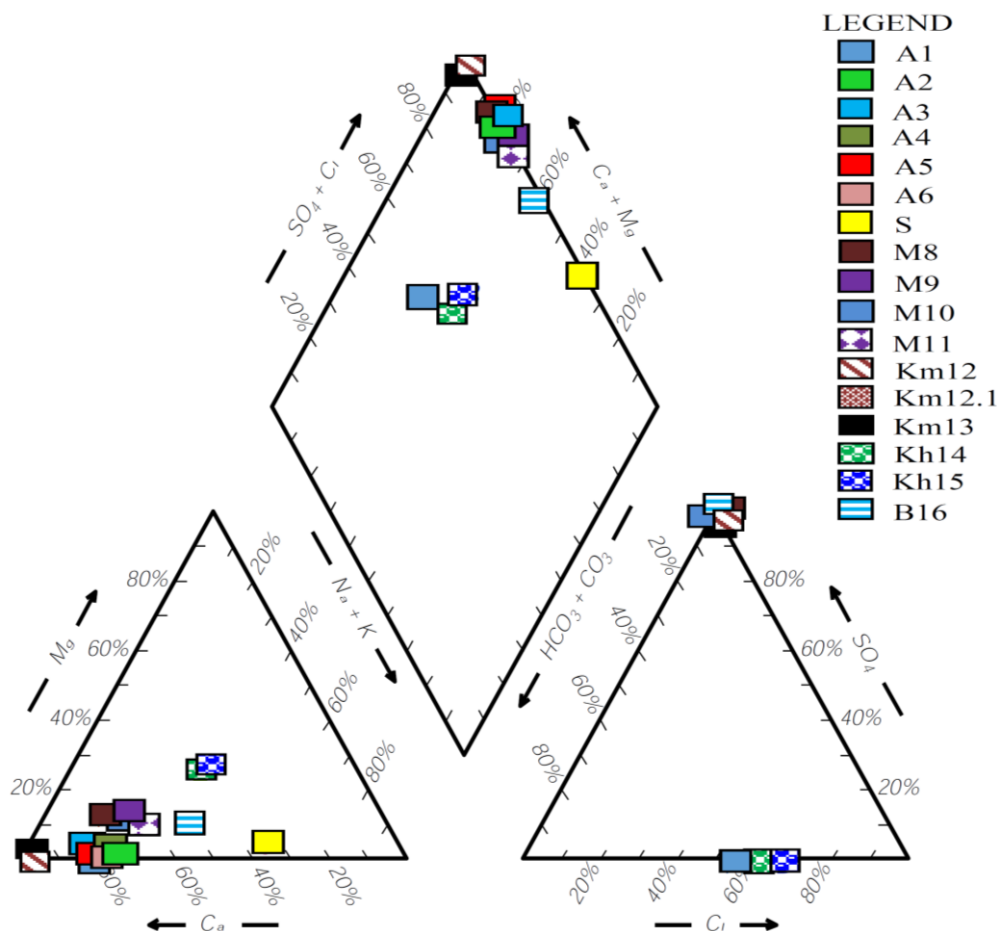
کلر: با توجه به جدول ۱، نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های آبی حوضه آبریز کارده حاکی از غلظت بسیار ناچیز کلر بوده که با مطابقت با استاندارد ایران و بهداشت جهانی (حد

کریم آباد، طبق نمودار شولر (شکل ۶) و جدول ۱ و با توجه به جدول استانداردهای آب آشامیدنی، کیفیت آب حوضه آبریز کارده از لحاظ سختی جهت شرب در حد مجاز است.

(جدول ۴)، اما با توجه به نتایج حاصل، حداقل سختی آب در حوضه کارده مربوط به دریاچه (S) به میزان ۷۶/۸۸ میلی گرم بر لیتر و حداکثر آن (۲۴۳۱/۸۲ میلی گرم بر لیتر) مربوط به حوضه کریم آباد (Km12.1) بوده و میانگین آن ۵۸۲/۷۱ میلی گرم بر لیتر است. لذا غیر از زیر حوضه



شکل ۶: کیفیت آب حوضه آبریز کارده از لحاظ شرب بر اساس نمودار شولر و جدول ۱ (جهت توضیح بیشتر به متن رجوع شود).



شکل ۷: نوع آب حوضه آبریز کارده بر اساس نمودار Piper و جدول ۱ (جهت توضیح بیشتر به متن رجوع شود).

رسوب گذار بودن جهت مصارف صنعتی مناسب نمی‌باشند (پورسلطانی و موسوی حرمی، ۱۳۸۶). همچنین بر اساس نمودار شولر (شکل ۶)، برخی نمونه‌های آبی گرچه از نظر وجود کاتیون‌های سدیم و منیزیم و آنیون سولفات در محدوده خوب تا قابل قبول قرار داشته، اما به دلیل وجود TDS و TH بالا از نظر شرب انسانی نامناسب هستند، اما دیگر نمونه‌ها در محدوده خوب تا قابل قبول قرار دارند. از طرفی بر اساس نمودار Piper (1944) (شکل ۷)، عمده نمونه‌ها بیش از ۸۰ درصد کلسیم داشته در صورتی که میزان یون منیزیم کمتر از ۲۰ درصد است. همچنین نمونه‌های آبی M8، Km13، M10 و Km12 و B16 دارای میزان سولفات بیش از ۹۰ درصد هستند، در صورتی که عمده نمونه‌ها فاقد یون‌های Na ، K ، CO_3 و HCO_3

هدایت الکتریکی (EC): بر اساس استانداردهای بهداشت جهانی، حد مجاز هدایت الکتریکی (EC) برابر با ۴۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر و بر اساس استانداردهای آب آشامیدنی ایران ۱۸۰۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر می‌باشد. با توجه به این که حداقل میزان هدایت الکتریکی (۳۶۹ میکروزیمنس بر سانتی‌متر) مربوط به زیرحوضه کریم‌آباد (Km13) بوده و حداکثر آن (۵۵۷ میکروزیمنس بر سانتی‌متر) مربوط به زیرحوضه سیج - آل (A6) است (جدول ۱)، بنابراین آب حوضه آبریز کارده دارای کیفیت مناسب است.

در نهایت بر اساس مباحث فوق و نتایج آزمایشگاهی کیفیت نمونه‌های برداشت شده (جدول ۱)، آب رودخانه‌های حوضه آبریز کارده به دلیل خوردگی و

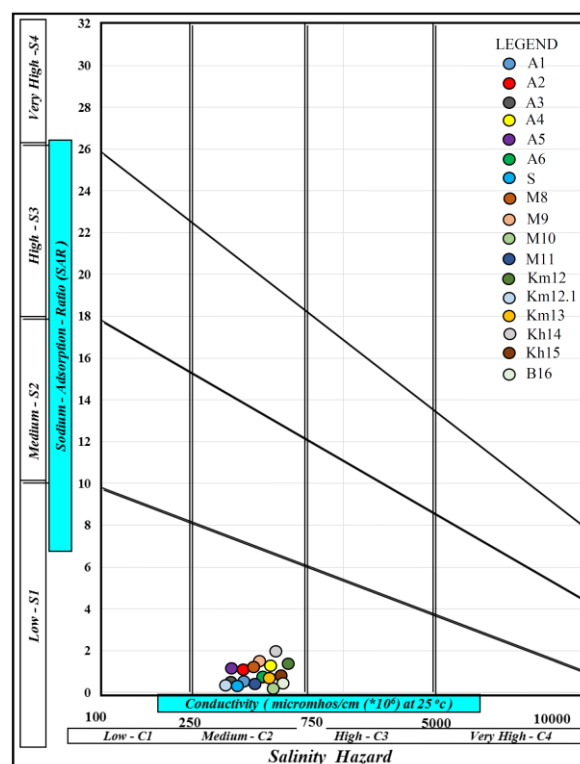
جدول ۴: استانداردهای آب آشامیدنی کمیسیون فنی تدوین استاندارد ویژگی‌های آب آشامیدنی (۱۳۸۸) و سازمان بهداشت جهانی (مقادیر بر حسب میلی گرم بر لیتر و EC بر حسب میکروزیمنس بر سانتی متر است)

خواص آب	استانداردهای ایران		استانداردهای سازمان بهداشت جهانی	
	مقدار مطلوب	حداکثر مجاز	حداکثر مقدار توصیه شده	حداکثر غلظت مجاز
کلسیم	75	200-250	75	200
منیزیم	50	50-100	30	150
سدیم	150	200	200	-
پتاسیم	5	12	-	10
سولفات	250	400	200	400
کلر	250	400	200	600
pH	6.5-8.5	6.5-9	7-8.5	6.5-9.5
TDS	1000	1500	1000	500
TH	150	500	100	500
EC	-	1800	-	400

نتیجه گیری

وجود واحدهای کربناته سازند مزدوران، سازند سیلیسی آواری شوريجه، رسوبات نئوژن و همچنین واحدهای تبخیری مربوط به سازندهای قدیمی تر از منشأهای احتمالی یون‌های محلول در آب حوضه کارده محسوب می گردند. واحدهای تبخیری سازندهای مزدوران و شوريجه و رسوبات نئوژن از منابع تأمین یون سولفات، سدیم و کلر محسوب می شوند. سنگ‌های کربناته مانند دولواستون، مادستون‌های دولومیتی شده، شیل‌های آهکی سازند کربناته مزدوران و سیمان‌های کربناته در ماسه سنگ‌های سازند شوريجه از منابع اصلی تأمین یون‌های منیزیم و کلسیم بوده، و بارزترین منشأ جهت تأمین یون آلومینیم کانی‌های رسی هستند.

با در نظر گرفتن استانداردهای ایران و بهداشت جهانی، آب حوضه آبریز کارده از نظر حضور یون‌های کلسیم با میانگین ۲۲۱/۶ میلی گرم بر لیتر، منیزیم با میانگین حوضه ۷/۱ میلی گرم بر لیتر، پتاسیم با میانگین ۵/۹ میلی گرم بر لیتر، سدیم با میانگین ۲۸/۱ میلی گرم بر لیتر و سولفات با میانگین ۹۸/۵ میلی گرم بر لیتر از کیفیت خوبی برخوردار است. آب منطقه کارده با وجود مواد جامد محلول در آب منطقه با میانگین ۷۱۰/۱ میلی گرم بر لیتر و همچنین سختی کل با میانگین ۵۸۲/۷۱ میلی گرم بر لیتر و هدایت الکتریکی کم و اسیدیته بین ۶/۵-۷/۵، دارای وضعیت استاندارد بوده و قابل شرب است. بر اساس نمودار Piper، عمده آب‌های



شکل ۸: کیفیت آب حوضه آبریز کارده بر اساس نمودار Wilcox از لحاظ کشاورزی (جهت توضیح بیشتر به متن رجوع شود).

می باشند. در نهایت اغلب آب‌های حوضه آبریز کارده دارای کیفیت خوبی بوده و به طور عمده سولفات و کلسیم یون‌های غالب محسوب می گردند. لذا آب‌ها از نوع سولفات کلسیک می باشند. همچنین بر اساس نمودار Wilcox (1995) (شکل ۸)، عمده نمونه‌های آب حوضه آبریز کارده در کلاس C_2S_1 طبقه بندی می گردند. بنابراین گرچه کمی شور بوده، اما جهت استفاده کشاورزی مناسب می باشند.

کارده به دلیل خورندگی و رسوب گذار بودن جهت مصارف صنعتی مناسب نمی باشند.

سپاس‌گزاری

نویسندگان از داوران محترم که با پیشنهادات علمی سبب ارتقای کیفی مقاله شدند، سپاس‌گزاری می‌نمایند.

حوضه آبریز کارده دارای کیفیت خوبی بوده و به طور عمده سولفات و کلسیم یون‌های غالب محسوب می‌گردند. لذا آب‌ها از نوع سولفات کلسیک می‌باشند. همچنین بر اساس نمودار Wilcox، عمده نمونه‌های آب منطقه مورد مطالعه در کلاس C2S1 طبقه‌بندی شده و از جهت استفاده کشاورزی مناسب می‌باشند. آب رودخانه‌های حوضه آبریز

منابع

- پورسلطانی، م.ر.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۸۶. مطالعات آب شناسی حوضه آبریز سنگرد در سبزوار. فصلنامه زمین شناسی کاربردی، ۲: ۱۱۸-۱۱۰.
- پورسلطانی، م.ر.، قطبی راوندی، م.ر.، ۱۳۹۳. تاریخچه دیاژنز ماسه سنگ‌های کامبرین زیرین در رخنمون گزوئیه، ایران مرکزی. پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۴: ۱۰۳-۱۲۵.
- جهانبخش، س.، اکرمی، ف.، ۱۳۷۸. تحلیل سینوپتیکی تأثیر پرفشار سیبری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۳ و ۴: ۱۳۲-۱۰۷.
- حیدرزاده، م.، محمدزاده، ح.، ۱۳۹۱. مطالعه مکانی و فصلی تغییرات هیدروشیمیایی و بررسی عوامل موثر بر کیفیت آب رودخانه کارده (شمال شهر مشهد). نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، ۹۱-۹: ۱۱۷۰-۱۱۶۱.
- کاظمی، ن.، پورسلطانی، م.ر.، فاضل ولی پور، م.ا.، ۱۳۹۵. مطالعه آب‌های سطحی حوضه آبریز کارده، شمال مشهد، ایران. دومین کنفرانس علوم و مهندسی و فناوری‌های محیط زیست، دانشگاه تهران، ۱-۱۰.
- مدیریت آبخیزداری سازمان جهاد کشاورزی خراسان، ۱۳۸۳. گزارش فرسایش و رسوب حوضه آبریز سیج و آل (منتشر نشده).
- اداره مطالعات و هماهنگی مدیریت منابع طبیعی، ۱۳۷۳. مطالعات هیدرولوژی حوضه سد کارده، طرح (منتشر نشده).
- کمیسون فنی تدوین استاندارد ویژگی‌های آب آشامیدنی، ۱۳۸۸. استاندارد ملی ایران، شماره ۱۰۵۳ (تجدید نظر پنجم): آب آشامیدنی - ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی. مؤسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران (<http://www.environment-lab.ir/> 2016-11-02T09:28:48Z).

- De Ros, L.F., Morad, S., & Al-Aasm, I.S., 1997. Diagenesis of siliciclastic and volcanoclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of the NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397): *Sedimentary Geology*, 112: 137-156.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing, Austin, Texas, USA*, 184 pp.
- Han, G., Tang, Y., & Xu, Z., 2010. Fluvial geochemistry of rivers draining Karst terrain in southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38: 65-75.
- Ketzer, J.M., De Ross, L.F., & Norberto, D., 2005. Kaolinitic meniscus bridges as an indicator of early diagenesis in Nubian sandstone, Sinai, Egypt – discussion. *Sedimentology*, 52: 3213-217.
- Li, S., & Zhang, Q., 2008. Geochemistry of the Han River Basin China, 1: Spatial distribution of major ion compositions and their controlling factors. *Applied geochemistry*, 23: 3535-3544.
- Liu, K.W., 2002. Deep-burial diagenesis of the siliciclastic Ordovician Natal Group, South Africa. *Sedimentary Geology*, 154: 177-189.

- Mansurbeg, H., Morada, S., Salem, A., Marfield, R., El-ghlie, M.A.K., Nystuenf, J.P., Cajad, M.A., Amorosig, A., Garcia, D., & La Iglesia, A., 2008. Diagenesis and reservoir quality evolution of palaeocene deep-water, marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 25: 514–543.
- Mcbride, E.F., Land, L.S., & Mack, L.E., 1987. Diagenesis, Norphler Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 71: 1019-1034.
- Morad, S., & Aldaham, A.A., 1986. Diagenetic alteration of detrital biotite in Proterozoic sedimentary rocks from Sweden. *Sedimentary Geology*, 47: 95-107.
- Nabavieh, S.M., 1998. Geological map of Kalat, 1:100000, *Geological Survey of Iran*.
- Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. *Trans. American Geophysical Union*, 25 (6): 914-928.
- Poursoltani, M.R., & Gibling, M.R., 2011. Composition, porosity and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 28: 1094-1110.
- Reed, J.S., Eriksson, K.A., & Kowalewski, M., 2005. Climatic, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and quantitative methods. *Sedimentary Geology*, 176: 225-246.
- Sibley, D.F., Greeg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967–975.
- Siebert, R.M., Moncure, G.K., & Lanham, R.W., 1984. A theory of framework grain dissolution in sandstones, In: *Clastic Diagenesis* (Ed, D. A. McDonald and R. C. Surdan). Tulsa, Oklahoma, U.S.A.: *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 37: 163-176.
- Uysal, I.T., Golding, S.D., & Glikson, M., 2000. Petrographic and isotope constraints on the origin of authigenic carbonate minerals and the associated fluid evolution in Late Permian coal measures, Bowen Basin (Queensland), Australia. *Sedimentary Geology*, 136: 189-206.
- Wilcox, L.W., 1995. Classification and Use of Irrigation Water, U.S. Department of Agriculture, *Washington, Circular*, 969 p.

تأثیر متقابل سنگ میزبان کربناته و سیال کانه‌دار بر یکدیگر در فرآیند کانی‌سازی کانسار سرب - (نقره) نخلک، اصفهان

محمد علی جزی^۱، محمدحسن کریم‌پور^{۲*}، آزاده ملک‌زاده شفارودی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: karimpur@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱/۲۴

تاریخ دریافت: ۹۵/۶/۱۷

چکیده

کانسار سرب - (نقره) نخلک در حاشیه خاوری کوه نخلک و ۵۵ کیلومتری شهر انارک در استان اصفهان قرار گرفته است. کانی‌سازی در فضای خالی حاصل از شکستگی‌ها، درون سنگ‌های کربناته کرتاسه بالایی (واحد صدر) به صورت رگه‌های خاوری - باختری و با شیب زیاد قرار گرفته است. وجود رخساره‌های ریفی، دولستونی و حالت‌های انتقالی بین سنگ آهک و دولستون از خصوصیات سنگ‌شناسی مناسب واحد صدر می‌باشد. سیال کانه‌دار سنگ میزبان را دچار دگرسانی‌هایی شامل انحلال کربنات‌ها و تشکیل کربنات‌های گرمایی نموده که در اطراف رگه‌های معدنی از قبل تا همزمان با کانی‌سازی تشکیل شده است. سه نوع اصلی دولومیت در ارتباط با کانی‌سازی مشاهده شده که دولومیت نوع زین‌اسبی مهمترین آن‌ها می‌باشد. ژئوشیمی سنگ میزبان مجاور رگه‌های معدنی نشان می‌دهد MgO، Fe₂O₃(Fe total)، MnO و نیز عناصری همچون Ba، Pb و Zn غنی شده و CaO در سنگ‌های دگرسان شده تهی شده که به تدریج با رسیدن به سنگ میزبان غیردگرسان به وضعیت عادی باز می‌گردند. رابطه مثبت مشاهده شده بین شدت دگرسانی دولومیتی، تمرکز عناصر مرتبط با کانی‌سازی و ته‌نشست کانی‌های سولفیدی پیشنهاد می‌کند که مهاجرت سیال کانه‌دار از درون رگه معدنی و توسط فرآیندهای گرمایی به درون سنگ میزبان صورت گرفته است. ارزیابی ماهیت سیال مولد دگرسانی دولومیتی کانسار نخلک نشان‌دهنده سیال شوراب حوضه‌ای (میانگین ۱۴/۱۱ درصد وزنی نمک طعام) با دمای متوسط (میانگین ۱۷۴ درجه سانتی‌گراد) بوده که تقریباً مشابه با سیال مولد کانی‌سازی کانسار است. در کانسار نخلک تأثیر متقابل سنگ میزبان کربناته و سیال کانه‌دار در طول فرآیند کانی‌سازی به صورت بازخوردی عمل نموده است، به طوری که سنگ میزبان کربناته مناسب (از نظر شیمیایی و فیزیکی) عامل ورود سیال کانه‌دار به درون سنگ میزبان باعث تشکیل کانی‌سازی شده و خود کانی‌سازی باعث انحلال کربنات سنگ میزبان و ته‌نشست دولومیت شده و این رخدادها با ایجاد فضای خالی بیشتر امکان ته‌نشست ماده معدنی بیشتر را فراهم نموده است.

واژه‌های کلیدی: دولومیت؛ پتروگرافی؛ ژئوشیمی؛ سیال درگیر؛ شوراب حوضه‌ای؛ نخلک.

مقدمه

طول ۵۰' ۵۳° و عرض ۳۴' ۳۳° شمالی واقع شده است. راه دسترسی به معدن از طریق جاده اصفهان - کوهاپایه - ناین - انارک - مجتمع معدنی سرب نخلک

کانسار سرب - (نقره) نخلک از بزرگترین و کهن‌ترین معادن سرب ایران در فاصله ۲۶۰ کیلومتری شهر اصفهان و ۵۵ کیلومتری شمال خاور انارک و با موقعیت جغرافیایی

است. کانسار نخلک در حاشیه خاوری یک رشته کوه منفرد بنام کوه نخلک در حاشیه جنوبی کویر مرکزی ایران و در محاصره تپه‌های ماسه‌ای در منطقه انارک قرار گرفته است. کانی‌سازی سرب به صورت چینه کران^۱ و دیرزاد^۲ در فضای خالی حاصل از شکستگی‌ها و گسل‌های نرمال درون کربنات‌های کرتاسه بالایی (واحد صدر) و به صورت رگه‌های خاوری - باختری و با شیب زیاد است. گالن و باریت کانی‌های اصلی ماده معدنی اولیه بوده که در پهنه برون‌زاد با سروزیت همراه می‌شود. بافت‌های مهم ماده معدنی بافت بُرشی و قشری بوده که در بافت بُرشی قطعات عمدتاً توسط فرآیندهای تکتونیکی ایجاد شده است. در کانسار نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) نخلک رخداد همزمان چندین عامل کنترل‌کننده نقش مهمی در قرارگیری ماده معدنی در کوه نخلک ایفا می‌نماید که مهمترین آن‌ها شامل کنترل‌کننده‌های چینه‌ای، سنگی و ساختمانی می‌باشد (Jazi et al., 2017). ارتباط مستقیم ماده معدنی و سنگ میزبان در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی، لزوم بررسی و توجه به خصوصیات سنگ میزبان از جمله پتروگرافی و رخساره‌های رسوبی در جای‌گیری کانسار را نشان می‌دهد. در بسیاری از کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناتی، عواملی نظیر دولومیتی‌شدن، تغییرات رخساره و نفوذپذیری اولیه سنگ میزبان از کنترل‌کننده‌های اصلی در جای‌گیری کانسار و تشکیل هاله‌های لیتوژئوشیمیایی پیرامون توده معدنی هستند (Leach et al., 2005; Leach & Sangster, 1993). یکی از مسائل مبهم در این مورد آن است که آیا دگرسانی (به ویژه دولومیتی‌شدن) باعث قرارگیری ماده معدنی شده و یا این که دگرسانی خود حاصل جای‌گیری ماده معدنی بوده است؟! لذا هدف از این پژوهش بررسی چگونگی

کانی‌سازی در سنگ میزبان کربناته کوه نخلک و نیز تأثیرات کانی‌سازی بر سنگ میزبان می‌باشد.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کوه نخلک در تقسیمات زمین‌ساختی ایران در خرد قاره ایران مرکزی (شکل ۱ الف)، بلوک یزد و در منطقه انارک (شکل ۱ ب) قرار می‌گیرد. کوه نخلک با وجود مساحت نسبتاً کم (حدود ۲۵ کیلومتر مربع) یکی از محدوده‌های بحث‌برانگیز چینه‌شناسی و تکتونیک صفحه‌ای ایران را در خود جای داده است (Davoudzadeh & Seyed-Emami, 1972; Ruttner, 1993; Alavi et al., 1997; Seyed-Emami, 2003; Balini et al., 2009). چینه‌شناسی این کوه شامل سنگ‌های الترامافیک قبل از تریاس، واحدهای سنگی تریاس (گروه نخلک)، واحد سنگی کربناته کرتاسه بالایی (واحد صدر)، واحد تخریبی - کربناتی پالئوسن (واحد خالد) و دایک و استوک ائوسن بوده که به اختصار شرح داده می‌شود (شکل ۱ ج). واحد سنگی الترامافیک با ترکیب سرپانتینیت (آنتیگوریت)، پریدوتیت سرپانتینی و گابرو به صورت دو عدسی کوچک در قسمت جنوبی کوه نخلک با مرز گسلی در زیر سنگ‌های تریاس قرار گرفته است (Holzer & Ghasemipour, 1973). سنگ‌های تریاس با ضخامت ۲۴۰۰ متر با سن اولنکین - لادینین پسین مشهور به گروه نخلک شامل سه سازند علم، باقروق و عشین می‌باشد (Balini et al., 2009). سازند علم با ضخامت ۱۱۵۰ متر شامل آرنایت با قطعات سنگ‌های آتش فشانی^۳، سنگ‌آهک نودول‌دار، مارن و سنگ‌های توریدایتی است. سازند باقروق با ضخامت ۸۷۰ متر شامل کنگلومراها و ماسه سنگ‌های مخروط افکنه‌ای - رودخانه‌ای است. سازند عشین با ضخامت ۳۷۰ متر متشکل از سنگ‌های توریدایتی ریز دانه بوده که تحول سریع از

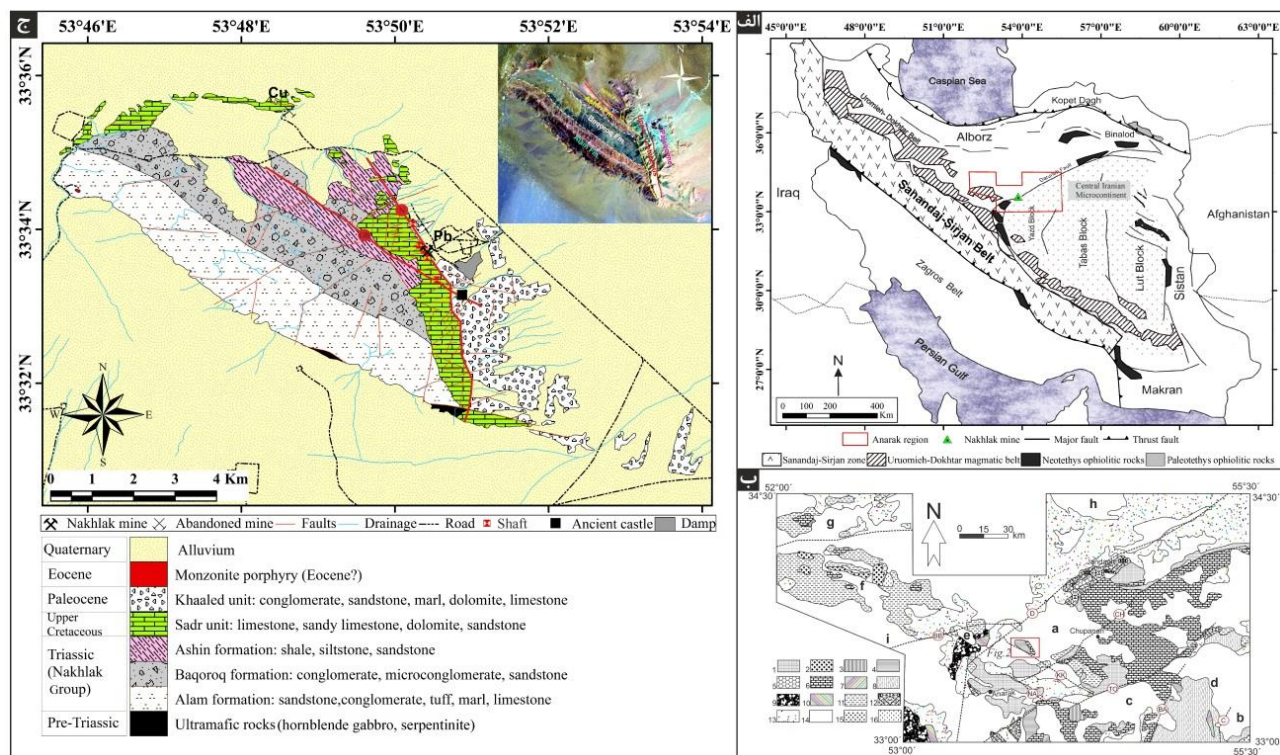
1- Stratabound

2- Epigenetic

3- Volcanic aernite

حاشیه پلاتفرم تعیین شده است (Rasa, 1987). جوان‌ترین واحد سنگی رسوبی کوه نخلک سنگ‌های پالئوسن با سن داین - تانتین بوده و توسط اپچیلر (۱۳۸۳) واحد خالد نام گذاری شده است. این واحد با ضخامت حدود ۲۶۰ متر شامل ۶۰ متر کنگلومرای قرمز پایه‌ای و ۲۰۰ متر بالایی شامل تناوبی از ماسه‌سنگ کنگلومرای قرمز رنگ ضخیم لایه، ماسه‌سنگ، مارن سبز، دولومیت و سنگ‌آهک خاکستری رنگ است (Vaziri et al., 2005). سنگ‌های آذرین ائوسن به صورت استوک کوچک و چند دایک در باختر کوه نخلک با ترکیب هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری، کوارتز مونزونیت پورفیری و هورنبلند دیوریت پورفیری بدون ارتباط با کانی‌سازی حضور دارند.

محیط قاره‌ای سازند باقروق به یک رژیم توریدیتی عمیق دریایی با سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ و شیل را به ثبت رسانده است (Zanchi et al., 2009). سنگ‌های کربناتی - آواری کرتاسه بالایی (واحد صدر) با ضخامت ۲۵۸ متر میزبان کانسار نخلک می‌باشند (Vaziri et al., 2012). در مطالعات Vaziri et al. (2005) سن این سنگ‌ها به سنومانین پسین تا ماستریشتین؟ تعیین شده است. مرز بین سنگ‌های تریاس و کرتاسه بالایی به صورت دگرشیبی معرفی شده است (Davoudzadeh & Seyed-Emami., 1972؛ Cherepovsky؛ Holzer & Ghasemipour, 1973؛ Balini et al., 2009؛ Rasa, 1987؛ et al., 1982). رسوبی ته‌نشست این سنگ‌ها با توجه به مطالعات رسوب‌شناسی از پایین به بالا شامل پهنه کشندی، لاگون و



شکل ۱: الف) پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران (شکل اولیه با تغییرات از Ruttner & Stöcklin, 1967؛ Berberian & King, 1981؛ Alavi, 1991)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه کانی‌سازی انارک (Romanko et al., 1984) (۱) سنگ‌های دگرگونی پرتروزوئیک بالایی - پالئوزوئیک پایینی؛ (۲) سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک؛ (۳) کربنات‌ها و تخریبی‌های پرتروزوئیک بالایی - پالئوزوئیک زیرین؛ (۴) تخریبی - کربنات‌های پالئوزوئیک - تریاس؛ (۵) تخریبی‌های پالئوزوئیک بالایی؛ (۶) کربنات‌های کرتاسه؛ (۷) تخریبی‌های تریاس - ژوراسیک؛ (۸) توالی کربنات - تخریبی کرتاسه پایینی؛ (۹) آمیزه رنگین کرتاسه بالایی - ائوسن زیرین؛ (۱۰) فلیش ائوسن زیرین؛ (۱۱) بازالت - آندزیت و ریولیت؛ (۱۲) توده‌های آتشفشانی؛ (۱۳) مولاس الیگوسن - میوسن؛ (۱۴) سنگ‌های مولاسی پلیوسن - کواترنز؛ (۱۵) گرانیتوئید مزوزوئیک؛ (۱۶) گرانیتوئید ائوسن؛ GK: گسل بزرگ کویر (دورونه)؛ TO: گسل ترکمنی - اوردیب؛ C: گسل چاپدونی؛ BB: گسل بابابزرگی؛ BA: گسل بیاضه؛ NA: گسل شمال انارک؛ KK: گسل کالکافی؛ CH: گسل چوپانان؛ ج) نقشه زمین‌شناسی کوه نخلک (با تغییرات از Alavi et al., 1997).

روش مطالعه

تعداد ۱۵۰ نمونه از سنگ میزبان به جهت مطالعات سنگ‌شناسی و بررسی ارتباط سنگ میزبان و کانی‌سازی برداشت و تعداد ۱۰۰ مقطع نازک و نازک صیقلی تهیه گردید. به منظور مطالعه لیتوژئوشیمیایی از ۳ رگه در جهت عمود بر آن در سمت کمر بالا و پایین به صورت سیستماتیک و با فاصله یکسان یک متر تعداد ۲۰ نمونه برداشت و در آزمایشگاه طیف کانساران بینالود مشهد به روش XRF مورد آنالیز قرار گرفت. بر اساس توالی پاراژنری تعداد ۴ مقطع دو بر صیقلی از سنگ میزبان دولومیتی شده همراه با کانی‌سازی برداشت و برای مطالعات سیالات در گیر و آزمایشات پتروگرافی انتخاب شد. این مطالعات به وسیله دستگاه سردکننده و گرم‌کننده Linkam مدل THMSG 600 که بر روی میکروسکپ Ziess نصب شده در دانشگاه فردوسی مشهد و با استفاده از تکنیک‌های استاندارد (Roedder, 1984) دماسنجی انجام شد.

در این پژوهش ویژگی‌های شاخص سنگ‌شناسی کربنات‌های واحد صدر در جای‌گیری کانسار و تأثیرات ورود سیال کانه‌دار به درون سنگ میزبان بررسی می‌شود. همچنین خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیال مولد دگرسانی و کانی‌سازی بررسی گردیده و ارتباط بین ماده معدنی و سنگ میزبان مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

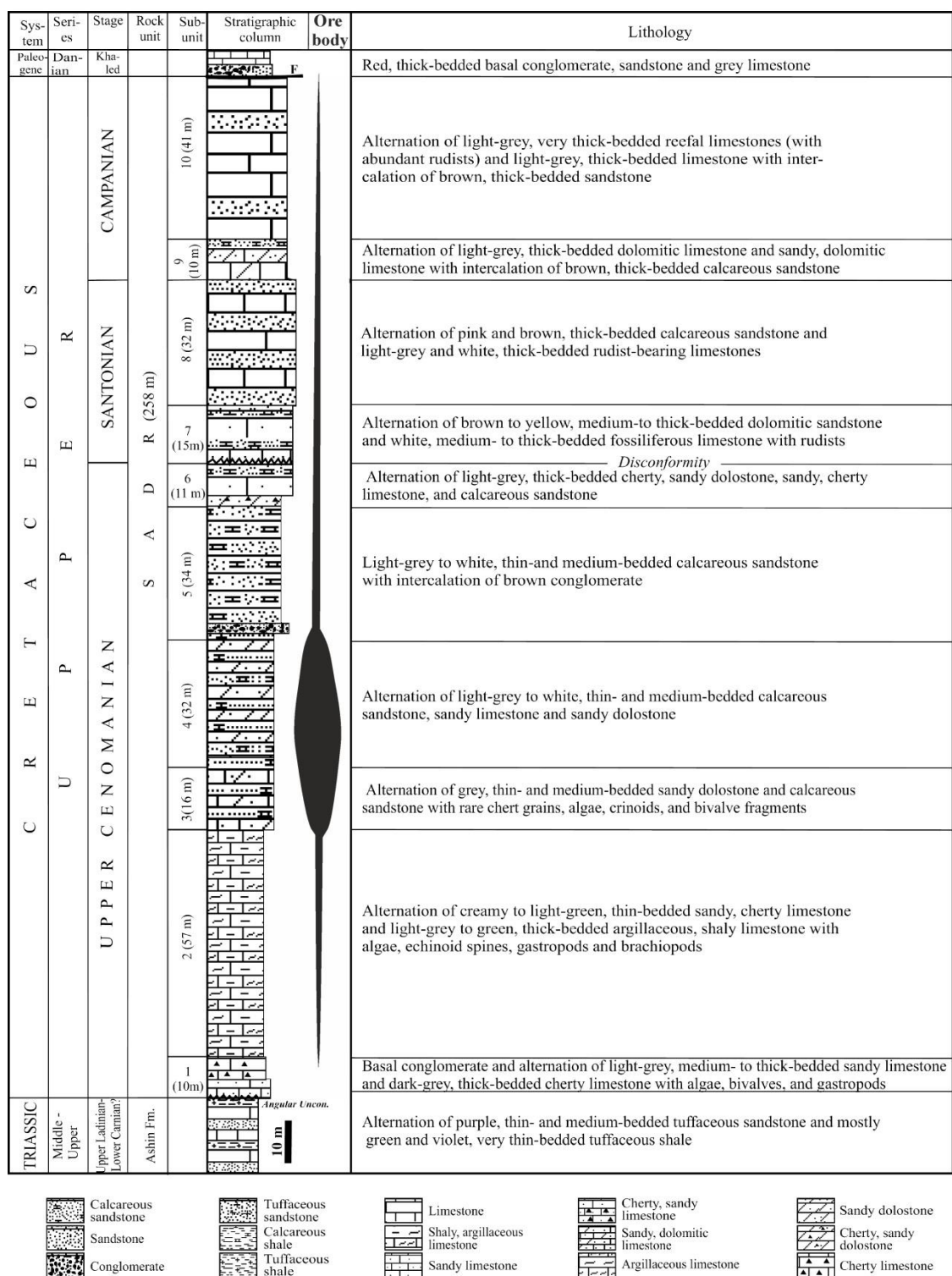
دستاوردها

سنگ‌شناسی سنگ میزبان

سنگ میزبان اغلب ذخایر سرب و روی ایران (حدود ۶۰۰ کانسار) کربناته و سپس به ترتیب اهمیت شیل، ماسه سنگ، سنگ‌های آذرین، مرمر و شیست می‌باشد (رسا و کاظمی مهرنیا، ۱۳۸۴). ماهیت کانیایی سنگ میزبان نقش مهمی در مهاجرت و فعل و انفعالات ژئوشیمیایی سیال کانه‌دار در کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان دارد (Leach et

Vandeginste et al., Ruffell et al., 1998 al., 2005

2007). در کوه نخلک سنگ‌آهک‌های کرتاسه بالایی واحد صدر به عنوان سنگ میزبان کانی‌سازی با ضخامت ۲۵۸ متر تنها کمتر از ده درصد از کل توالی ستون چینه‌شناسی کوه نخلک را تشکیل داده است (شکل ۲). سنگ‌شناسی واحد صدر شامل کنگلومرا، سنگ‌آهک و دولومیت ماسه‌ای، ماسه‌سنگ آهکی، سنگ آهک ماسه‌ای - رسی و سنگ آهک ریفی است (شکل ۳). سنگ‌های کربناته به سبب انحلال پذیری و واکنش پذیری بالا، می‌توانند حتی در حالتی که تنها در قسمت کوچکی از ستون چینه نگاری منطقه وجود دارند به عنوان یک افق مناسب جهت کانی‌سازی عمل نمایند (Evans, 1993). واحد صدر در محیط دریایی کم عمق تا عمیق دریایی ته‌نشین شده و توسط Vaziri et al. (2005) به ۱۰ زیر بخش تقسیم شده است. بخش عمده ماده معدنی در زیربخش ۳ و ۴ قرار گرفته که این دو زیربخش در مجموعه ساحل - دلتا تشکیل و به خط ساحلی طولی^۴ تعلق دارد (شکل ۲). وجود دانه‌های تخریبی با سایز ماسه‌ای (کوآرتز، فلدسپار و چرت) و نیز حضور انواع آلوکم‌ها به ویژه بیوکلاست‌ها، و ماتریکس کربناتی نشان می‌دهد این رخساره‌ها تحت تأثیر فرآیندهای دریایی و قاره‌ای بوده است. انتقال از سنگ‌آهک به دولومیت باعث تغییر در نفوذپذیری شده که خود باعث ته‌نشست ماده معدنی می‌گردد. این حالت انتقالی به صورت مکرر در ستون چینه‌نگاری کوه نخلک تکرار شده است. ریف و سد کربناتی به دلیل وجود تخلخل بالا باعث کاهش فشار شده که این عامل نیز می‌تواند باعث ته‌نشست ماده معدنی گردد (Leach et al., 2005). توالی سنگ‌شناسی کرتاسه بالایی کوه نخلک در برخی قسمت‌های ستون چینه‌شناسی نزدیک



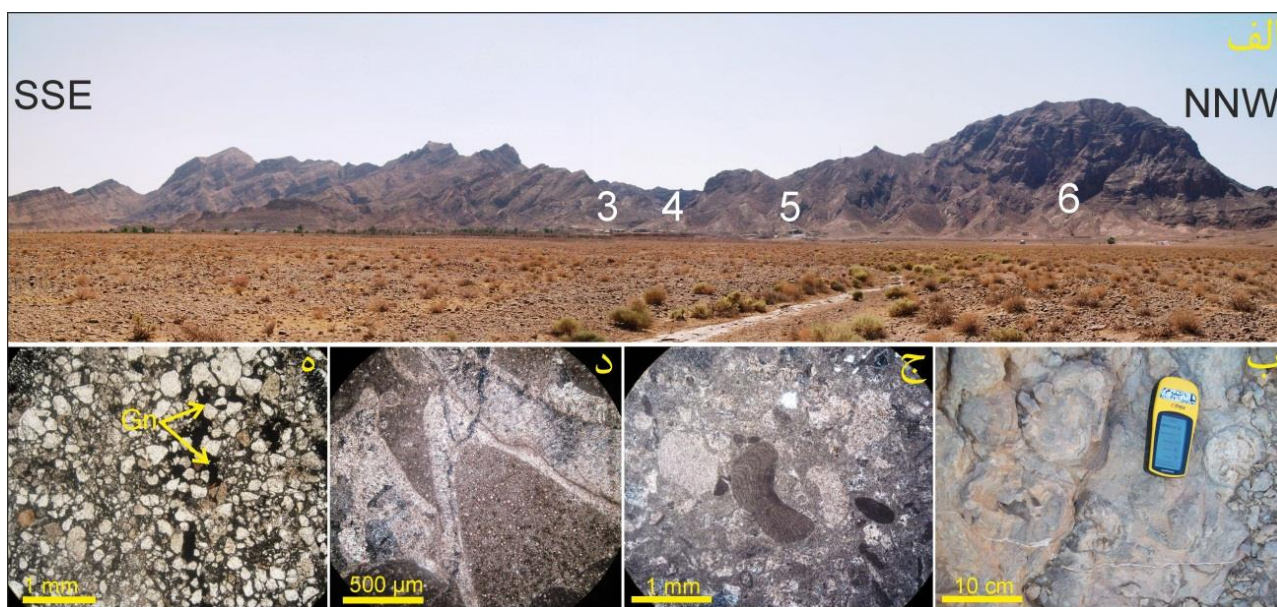
شکل ۲: ستون چینه‌شناسی سنگ‌های کربناته کرتاسه بالایی (واحد صدر) در کوه نخلک (Vaziri et al., 2005) که محدوده کانی‌سازی در آن مشخص شده است.

شکستگی‌ها با بافت بُرشی و قشری تمرکز یافته است (شکل ۴). حضور دولستون به عنوان بخشی از سنگ میزبان کانسار نخلک از اهمیت بالایی برخوردار است. سنگ‌های

به ریف می‌باشد (خسروتهرانی، ۱۳۶۷). با این حال فضای خالی رخساره ریفی حضور کم رنگی در جای گیری ماده معدنی کوه نخلک ایفا نموده و کانی‌سازی عمدتاً در

دولومیتی نقشی انکارناپذیر در کانی‌سازی غالب کانسارها بازی کرده و فراتر از یک سنگ خشی در جای‌گیری ماده معدنی عمل می‌کنند. در سری‌های کربناته، دولومیتی‌شدن و خلل و فرج رخساره‌های رسوبی دو کنترل کننده اصلی در تعیین نفوذ پذیری و تخلخل سنگ‌های کربناته هستند (Swennen & Viaene, 1990). نفوذپذیری توالی سنگ میزبان اجازه مهاجرت به درون سنگ میزبان و نیز توسعه هاله‌های ژئوشیمیایی را می‌دهد (Large et al., 2001؛ Swennen & Viaene, 1990). دولستون‌ها در برخی از موارد تنها به صورت مجرای پُرمنفذ اجازه عبور و اختلاط محلول‌های کانه‌دار را می‌دهد، اما در بیشتر موارد تشکیل دولومیت‌های تدفینی مراحل آخر و یا دولومیت‌های

گرمایی رابطه تنگاتنگی با سیالات حوضه‌ای دارند که مسؤول کانی‌سازی نیز هستند (Warren, 2000). کانی دولومیت یکی از اساسی‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های کرتاسه بالایی کوه نخلک می‌باشد (شکل ۲). اغلب کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی در دولستون مرتبط با سنگ آهک جای‌گیر شده‌اند و کانسارهای با میزبان دولستون معمولاً بزرگتر و از نظر محتوای فلزات Zn, Pb و Ag دارای مقادیر بالاتری هستند. برتری دولستون‌ها نسبت به سنگ آهک در کانی‌سازی می‌تواند در ارتباط با قابلیت نقل و انتقال بالاتر جریان سیال کانه‌دار در این سنگ‌ها باشد (Leach et al., 2005).

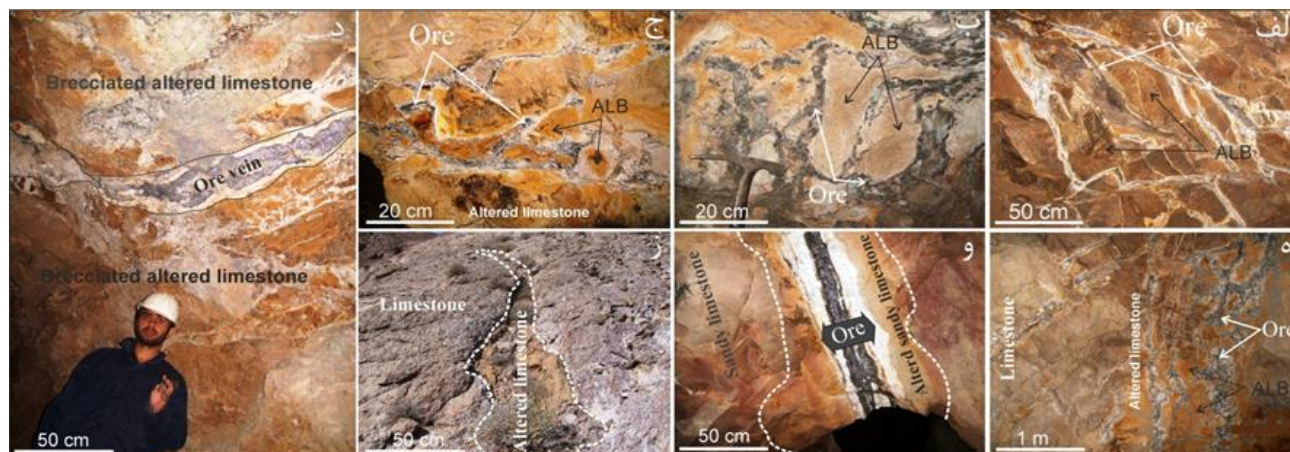


شکل ۳: سنگ‌های کربنات کرتاسه بالایی واحد صدر؛ (الف) نمایی از کوه نخلک و محل چاه‌های استخراجی که با شماره آن مشخص شده است (دید رو به غرب)؛ (ب) کربناته‌های کرتاسه بالایی دارای فسیل رودیست (هیپوریت)؛ (ج) سنگ آهک فسیل‌دار زیر میکروسکپ؛ (د) دیواره‌های فسیل کلسیتی پُر شده با سنگ آهک میکرایتی؛ (ه) ماسه‌سنگ با سیمان کربناتی که بخشی از کربنات‌ها توسط ماده معدنی جانشین شده است.

دگرسانی سنگ میزبان

واکنش بین سیالات مسؤول کانی‌سازی و سنگ میزبان تا زمان به تعادل رسیدن آن‌ها ادامه یافته و غشایی دگرسان در اطراف سنگ دربرگیرنده ماده معدنی ایجاد می‌شود. دگرسانی هر گونه تغییر ترکیب کانی‌شناسی، شیمیایی و

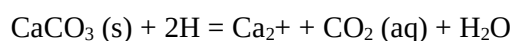
فیزیکی که توسط فرآیندهای شیمیایی و یا فیزیکی در سنگ رخ دهد را شامل می‌شود. دگرسانی در کانسار نخلک به طور شاخص به صورت انحلال کربنات‌ها، کلسیتی‌شدن و دولومیتی‌شدن قابل مشاهده است.



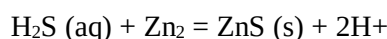
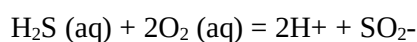
شکل ۴: ارتباط ماده معدنی و سنگ میزبان؛ الف) بافت برش خرد شده دولومیتی شده که فضای بین قطعات توسط ماده معدنی پر شده است. ب) قطعات برشی کربناتی که اطراف آن دچار انحلال و جانشینی شده است. ج) دولومیتی شدن و تغییر رنگ در قطعات برشی دگرسان شده؛ د) سنگ میزبان کربناتی که در اطراف رگه معدنی دچار دگرسانی دولومیتی شده است. ه) تغییرات تدریجی دگرسانی در اطراف رگه معدنی دارای قطعات برشی دگرسان شده. و) شکاف پر شده توسط ماده معدنی و دگرسانی در پیرامون آن. ز) دگرسان شدن و تغییر رنگ سنگ آهک در اطراف شکستگی حاوی کانی‌سازی (ALB: Altered Limestone Breccia).

انحلال کربنات‌های سنگ میزبان

در کانسار نخلک انحلال کربنات‌های سنگ میزبان و ته‌نشست سولفید درون حفره‌های انحلالی و یا پُر شدن با کربنات‌های گرمابی مشاهد می‌گردد (شکل ۵). معمول‌ترین دگرسانی مرتبط با کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی انحلال و توسعه برشی شدن گرمابی کربنات‌های سنگ میزبان می‌باشد که در نتیجه واکنش اسید تولید شده از فرآیند اختلاط سیالات کانسار ساز به وجود آمده است (Corbella et al., 2004). مدل‌های بر پایه اختلاط سیالات گرمابی می‌تواند عامل ته‌نشست همزمان سولفیدها و انحلال کربنات‌های سنگ میزبان باشد. انحلال به صورت زیر صورت می‌گیرد:



یون هیدروژن لازم جهت انحلال کربنات‌ها به دو روش می‌تواند حاصل گردد که شامل اکسید شدن سولفید هیدروژن (Barnes, 1983) و ته‌نشست کانی‌های سولفیدی (Anderson, 1975) است:



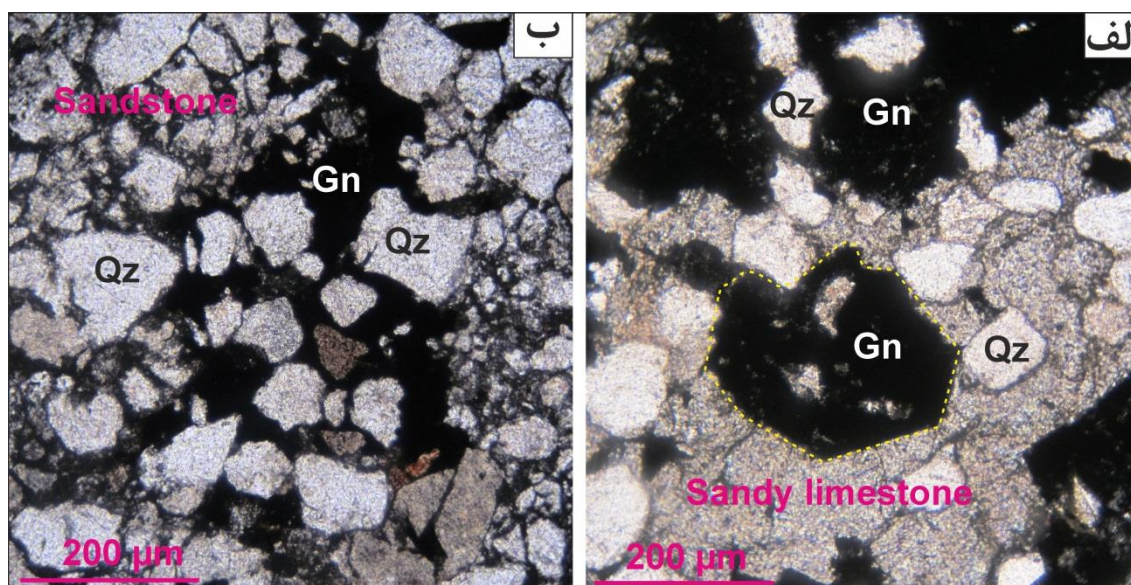
Jazi et al. (2017) مدل اختلاط را برای کانسار نخلک پیشنهاد نموده‌اند. در پی اختلاط سیال غنی از فلز و سیال دارای گوگرد احیایی، یون هیدروژن لازم جهت انحلال کربنات‌ها آزاد می‌گردد. کربنات‌های حل شده حاصل از این فرآیند مجدداً درون حفرات و یا همراه با کانی‌سازی به صورت کلسیت و دولومیت ته‌نشین می‌گردد.

کلسیتی شدن

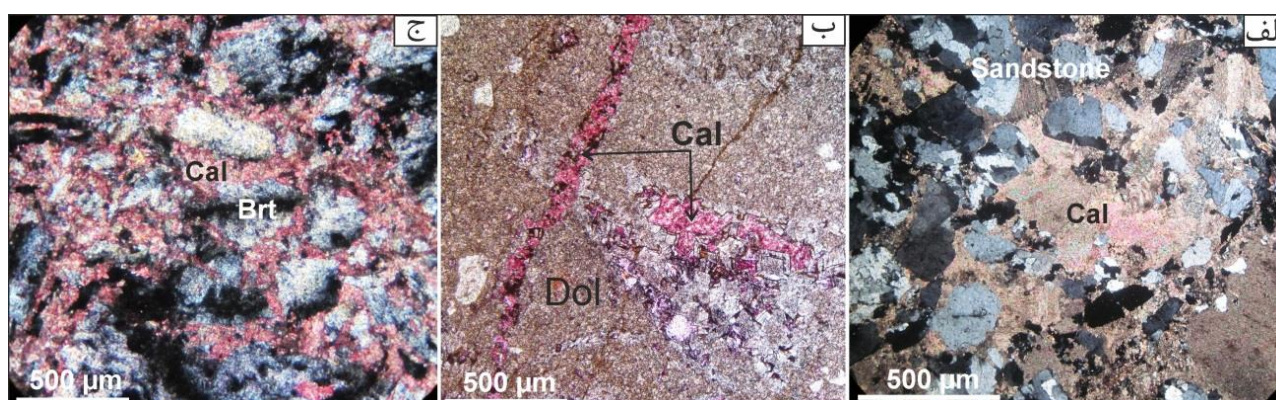
این دگرسانی به صورت جانشینی، سیمان بین قطعات سنگی و پُرکننده رگچه‌های بسیار ریز و یا به صورت نئومورفیسم شده و به طور کلی این دگرسانی نسبت به دگرسانی دولومیتی محدودتر است (شکل ۶). در برخی از کانسارها همچون کانسارهای تنسی مرکزی در آمریکا این دگرسانی معمول است. به طور کلی این نوع دگرسانی در کانسارهای با سنگ میزبان غالب سنگ آهک (مانند Irish Midlands) مشاهده می‌گردد (Leach et al., 2005).

دگرسانی دولومیتی

در کانسار نخلک دولومیت‌های گرمابی به صورت پُرکننده



شکل ۵: الف) گالن نیمه شکل‌دار جانشین‌شده در سنگ میزبان ماسه سنگ آهکی که سیمان کربناته سنگ جانشین‌شده، اما دانه‌های ماسه باقی مانده است. ب) جانشینی کربنات بین فضای دانه‌های ماسه‌ای در سنگ میزبان ماسه‌سنگ کربناتی؛ Gn: گالن، Qz: کوارتز (Whitney & Evans, 2010)



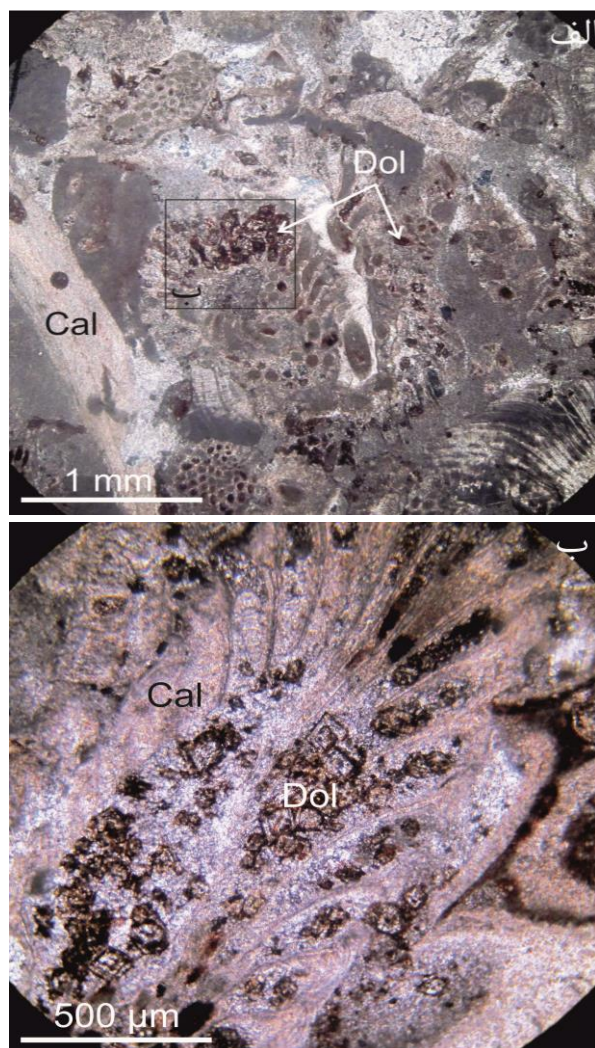
شکل ۶: نقش کلسیت در کانی‌سازی؛ الف) سیمان کلسیت اسپاری در ماسه سنگ در اطراف ماده معدنی؛ ب) سنگ میزبان دولستون ریز بلور که حفرات و شکستگی آن توسط دولومیت گرمابی خود شکل و درشت بلور و نیز کلسیت اسپاری پر شده است (رنگ شده توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1966)؛ ج) جانشینی سنگ آهک با کانی باریت ماده معدنی (رنگ شده توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1966)؛ Gn: گالن، Qz: کوارتز (Whitney & Evans, 2010)

دولومیتی میزان نفوذپذیری سنگ آهک افزایش یافته و آماده جای‌گیری ماده معدنی می‌شود. در این دگرسانی یک متاسوماتیسم گسترده Mg در سنگ آهک رخ می‌دهد. به دلیل چگال‌تر بودن دولومیت نسبت به کلسیت، تخلخل سنگ در حدود ۱۲/۵ درصد افزایش می‌یابد (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴).

تغییرات در رنگ و بافت سنگ میزبان

اولین مشخصه تأثیر سیالات کانه‌دار بر سنگ میزبان کانسار

فضای خالی، سیمان سنگ میزبان و یا جانشین‌کننده کربنات اولیه حضور دارند. دولومیت‌های گرمابی در اغلب کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی به صورت جانشینی کربنات‌های سنگ میزبان و یا به عنوان سیمان در تخلخل بین دانه‌ای و فضای خالی ایجاد شده‌اند (Leach et al., 2005). کانی دولومیت می‌تواند در شرایط مختلف و توسط فرآیندهای متنوعی ایجاد گردد که به همین سبب باید دقت نظر در تفکیک دولومیت‌های حاصل از فرآیندهای گرمابی و غیرگرمابی (دیاژنزی) صورت گیرد. در طی دگرسانی



شکل ۷: جانشینی انتخابی در سنگ آهک فسیل‌دار؛ (الف) جانشین شدن سنگ آهک میکرایتی درون فسیل‌ها به وسیله بلورهای رمبوئدر دولومیتی در نور رنگی؛ (ب) کادر درون شکل الف با مقیاس بزرگتر در نور رنگی.

رگه معدنی بستگی دارد. با توجه به طبقه‌بندی دولومیت‌ها توسط Sibly & Gregg (1987) شامل زئوتاپیک^۷ و ایدیوتاپیک^۸ و نیز با کمک گرفتن از طبقه‌بندی‌های دیگر محققین (برای مثال: Friedman, 1965؛ Mazzullo, 1992) سنگ میزبان کانسار نخلک مورد مطالعه قرار گرفت (شکل ۸). در مطالعات میکروسکوپی سنگ میزبان سه نوع دولومیت تشخیص داده شده است که از نظر شکل، اندازه، ادخال و منطقه‌بندی از هم متفاوت هستند. نقش هر یک از

نخلک تغییر رنگ به سمت قهوه‌ای و افزایش تخلخل بوده که در رگه‌های کوچک بین چند سانتی‌متر و در رگه‌های بزرگ به چند متر می‌رسد. به صورت تدریجی از سمت رگه معدنی به سمت سنگ میزبان غیردگرسان، هم رنگ و هم بافت سنگ‌ها به حالت اولیه باز می‌گردد. جانشینی دولومیت در سنگ آهک اولیه به دو نحو صورت می‌گیرد: (الف) جانشینی انتخابی^۵ که در آن دولومیت تنها جانشین بخش خاصی از سنگ می‌شود. (ب) جانشینی غیرانتخابی^۶ که جانشینی دولومیت الگوی خاصی ندارد و همه اجزا تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار می‌گیرند.

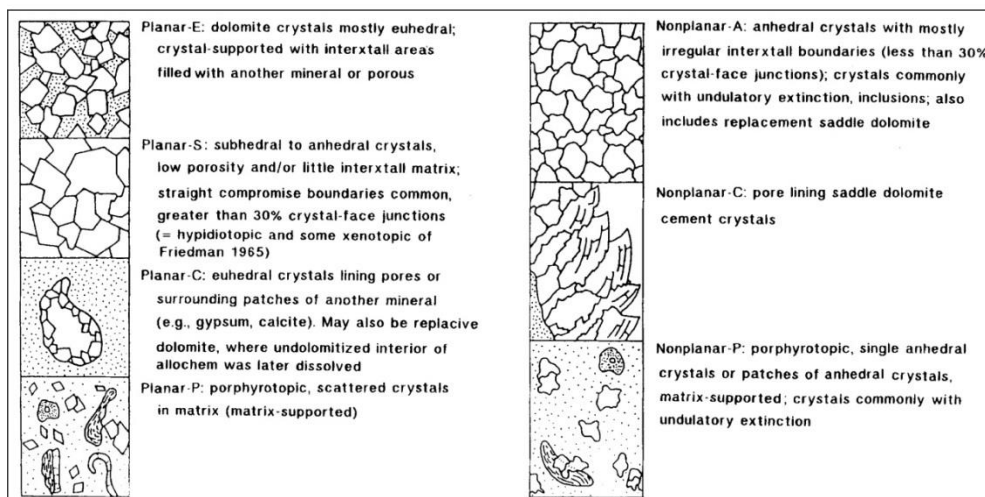
در سنگ میزبان کانسار نخلک در کرنات‌های با فاصله از ماده معدنی زمینه سنگ دگرسان شده و در نمونه‌های مجاور ماده معدنی یا قطعات برشی درون ماده معدنی کلیه سنگ از جمله اجزای آلومک نیز مانند فسیل‌ها توسط بلورهای دولومیت پوشیده و جانشین شده است (شکل ۷). از آن جاکه قطعات فسیلی کمتر تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار گرفته است، دلیلی بر این است که بلورهای رمبوئدر دولومیت ترجیحاً در ماتریکس دانه‌ریز شروع به رشد نموده‌اند. Sibley & Gregg (1987) پیشنهاد نموده‌اند که اگر محلول دولومیت‌ساز به حد فوق اشباع نرسیده باشد فقط ماتریکس دولومیتی می‌شود، ولی خرده‌های فسیلی ممکن است دست نخورده باقی بمانند.

تغییرات در پتروگرافی سنگ میزبان

کانی‌های کرنات‌ه سنگ آهک و یا ماسه‌سنگ‌های آهکی سنگ میزبان کانسار نخلک تحت تأثیر دگرسانی و ورود محلول‌های گرمایی به کانی‌های جدید مبدل گشته که شدت و ضعف این تغییرات جنس سنگ اولیه و فاصله از

7- Xenotopic
8- Idiopathic

5- Fabric Selective
6- Non fabric selective



شکل ۸: طبقه‌بندی بافتی و ژنتیکی دولومیت‌ها و خصوصیات بافت‌های خودشکل و غیرخودشکل (برگرفته از Sibly & Gregg, 1987 با اندک تغییرات از Mazzullo, 1992).

دولومیت‌های نوع دوم: اندازه این بلورها بین چند ده میکرون تا هزار میکرون در تغییر است (شکل ۱۰). از لحاظ شکل به صورت رومبئوئهای مسطح شکل‌دار^{۱۱} هستند. دولومیت‌های دانه شکری نوع دوم به صورت خودشکل و با اندازه‌های مساوی در حد چند ده میکرون با ماده معدنی (کانی گالن و باریت) همراه بوده و در برخی نقاط فضای بین بلورها و اطراف بلورهای دولومیت پر شده است. بلورها اغلب دارای خاموشی مستقیم هستند. بافت مسطح این دولومیت‌ها در اثر رشد بلورها به دنبال جریان پیوسته‌ای از سیال دولومیت‌ساز در دمای پایین به وجود می‌آید. در برخی از نمونه‌ها دولومیت‌های نوع دوم در امتداد درزه و شکاف‌های موجود در سنگ گسترش پیدا کرده‌اند که این مسأله نشان می‌دهد این درزه و شکاف‌ها به صورت مجرای برای ورود محلول‌های دولومیت‌ساز عمل کرده‌اند (آدابی، ۱۳۸۳). منطقه‌بندی کاملاً مشخص در این نوع دولومیت بدین صورت دیده می‌شود که در برخی نمونه‌ها قسمت مرکز بلور تیره و حاشیه روشن می‌باشد و در گروه دیگر کاملاً عکس می‌باشد. تفاوت در ساخت منطقه‌ای

این دولومیت‌ها در کانی‌سازی و ژنز آن‌ها تفاوت‌هایی داشته و لذا خصوصیات پتروگرافی آن بررسی می‌شود (جدول ۱):

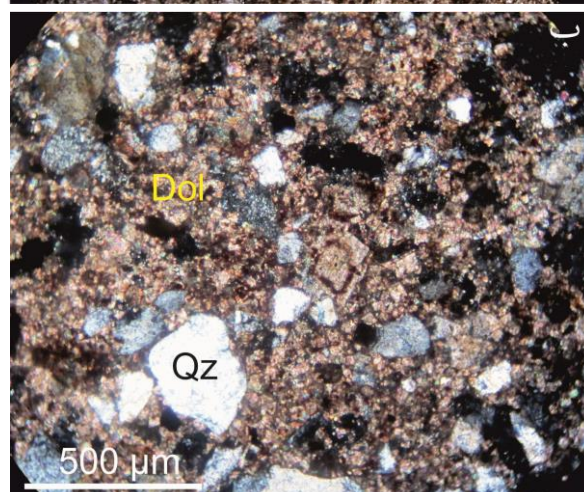
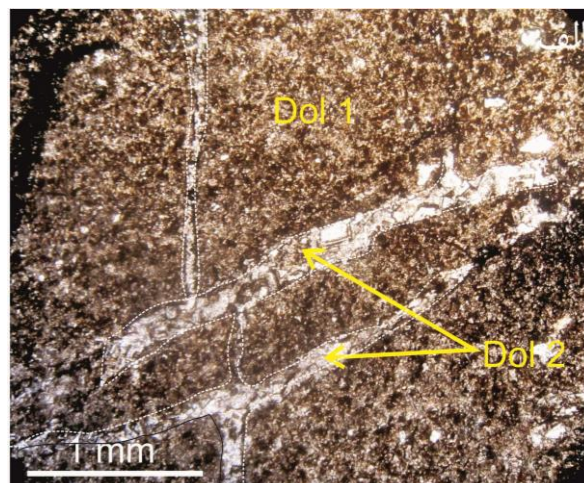
دولومیت‌های نوع اول: اندازه این دولومیت‌ها بین چند میکرون تا حداکثر صد میکرون است. بلورها دارای مرزهای غیرمسطح^۹ و به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار^{۱۰} هستند (شکل ۹). این دولومیت‌ها به طور مستقیم با کانی سولفیدی در ارتباط نبوده، اما به لحاظ این که عمده کانی‌سازی در قسمت‌های دولومیتی سنگ‌های کربناته قرار گرفته است، می‌توان گفت که این سنگ‌ها به طور غیرمستقیم به دلیل بالاتر بودن نفوذپذیری نسبت به سنگ آهک، باعث ته‌نشست بیشتر ماده معدنی در این بخش‌ها شده‌اند. بخشی از این دولومیت‌ها تحت تأثیر سیالات گرمابی دچار نئومورفیسم شده و در واقع به دولومیت‌های نوع دوم مبدل شده‌اند. این دولومیت‌ها به دلیل عدم ارتباط با ماده معدنی، منشأ غیر گرمابی داشته و در ارتباط با فرآیند دیاژنز هستند.

جدول ۱: خلاصه‌ای از ویژگی‌های دولومیت‌های کوه نخلک و نقش آنها در کانی‌سازی

Dolomite type	Petrographic features	Size (μm)	Description shape	Deposition time	Mineralization role
First type	Unimodal, nonplanar	Up to 20	Cement	diagenetic	Porosity and permeability
Second type	Unimodal, planar, sucrosic texture	50-200	Matrix	Pre-mineralization by hydrothermal fluid	Increasing of Porosity and permeability
Third type	Unimodal, nonplanar, baroque or saddle-shaped	200-1000	Open space filling	Syn-mineralization by hydrothermal fluid	Open space filling as gangue

میکروسکوپی پُر یا خالی، دارای مراکز ابری هستند. وجود ادخال‌هایی از بقایای کانی اولیه حاکی از این است که سیالات دولومیت‌ساز در مراحل اولیه ایجاد دولومیت جانشینی قادر به انحلال کامل کانی اولیه کربنات نشده‌اند. حالت انتخابی در مورد دانه‌های آهکی با ترکیب آراگونیتی یا با کلسیت با منیزیم بالا نسبت به کلسیت با منیزیم پایین دیده می‌شود که البته در نزدیک ماده معدنی تبدیل به حالت غیرانتخابی و فراگیر شده است و بنابراین عوامل کانیایی در دولومیتی شدن نوع دوم اهمیتی نداشته است. تخلخل بین بلوری در سنگ میزبان دولستون، نتیجه جانشینی دولومیت به جای کلسیت است.

دولومیت‌های نوع سوم: اندازه این دولومیت‌ها بین چند صد میکرون تا حداکثر دوهزار میکرون است. بلورها دارای مرزهای غیرمسطح^{۱۲} و به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۱۱). بافت این نوع دولومیت بر اساس تقسیم‌بندی Sibley & Gregg (1987) به صورت بی‌شکل است. در مناطقی که دولومیت‌های نوع سوم در شکستگی‌های با فضای کم و یا جانشینی بوده باشند به صورت غیرمسطح A و در مواردی که این کانی‌های در حفرات و با فضای رشد مناسب تشکیل شده باشند به صورت غیرمسطح C دیده می‌شود که به سمت مرکز حفره رشد کرده‌اند. منطقه‌بندی^{۱۳} در این بافت مشاهده می‌شود و معمولاً مرکز آن تیره رنگ است. از دیگر ویژگی‌های مهم این نوع دولومیت خاموشی موجی و حاشیه‌های منحنی

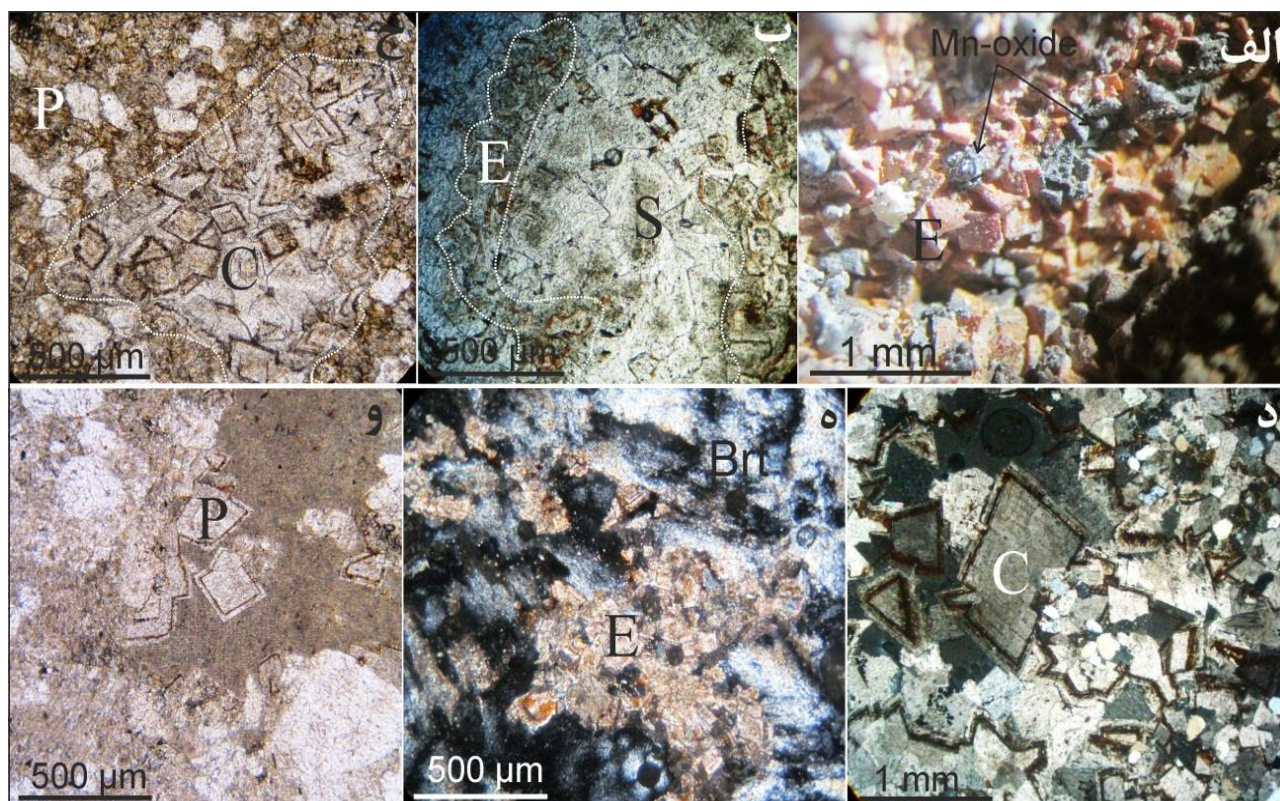


شکل ۹: دولومیت نوع اول؛ الف) سنگ میزبان دارای دولومیت نوع اول ریز بلور و بی شکل می‌باشد و درون شکستگی‌های آن دولومیت نوع دوم در اثر محلول‌های گرمایی تشکیل شده است (نور معمولی)؛ ب) دولستون ماسه‌ای با بلورهای ریز و بی شکل دولومیت نوع یک (نور رنگی)

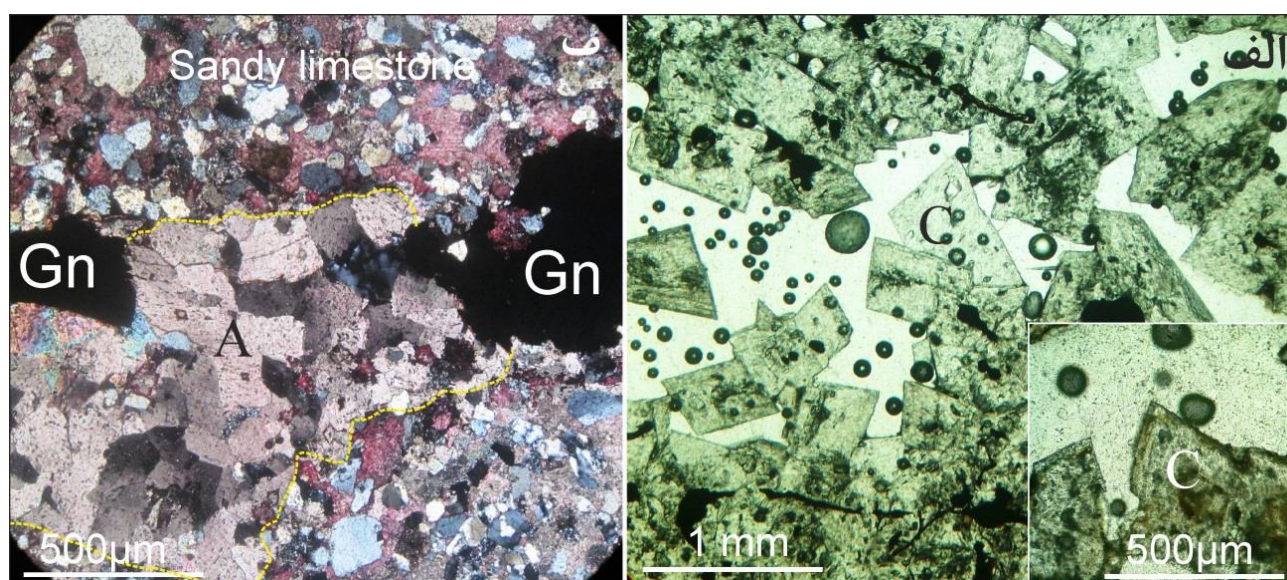
دولومیت‌های مختلف مربوط به تغییرات متوالی شرایط فیزیکوشیمیایی مانند (Eh) سیالاتی است که عامل حمل مقادیر متفاوتی از Fe^{++} و Mn^{++} و عناصر دیگر هستند (Ghazban et al., 1994). این دولومیت جانشینی بر اثر حضور ادخال‌ها، بقایای کانی اولیه یا حفره‌های

12- Nonplanar

13- Zoning



شکل ۱۰: دولومیت نوع دوم، الف) بلورهای رمبوئدر ایدیوتوپیک دولومیت در زیر میکروسکپ باینوکولار همراه با گرهک‌های اکسید منگنز؛ ب) بلورهای ایدیوتوپیک S فضای بین دولومیت‌های رمبوئدر نوع E را پر نموده است (نور معمولی). ج) دولومیت‌های ایدیوتوپیک C درون حفره موجود در بین دولومیت زئوتوپیک P را پر نموده است (نور معمولی). د) بلورهای درشت دولومیت ایدیوتوپیک C درون حفره با حاشیه تیره رنگ (نور رنگی)؛ ه) جانشینی دولومیت ایدیوتوپیک E توسط کانی باریت (نور رنگی)؛ و) بلورهای ایدیوتوپیک P که در حال جانشین نمودن قطعه فسیل مرجان می‌باشد (نور معمولی).



شکل ۱۱: دولومیت نوع سوم، الف) بلورهای دولومیت درون حفره (نور معمولی)؛ ب) بلورهای زئوتوپیک A دولومیت زین اسبی دارای سطوح خمیده و خاموشی موجی درون شکستگی درون سنگ میزبان سنگ‌آهک ماسه سنگ آهکی همراه با ماده معدنی (نور رنگی) (رنگ شده توسط محلول آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1966)).

۳۱ تا ۴۹ درصد می‌باشد (Radke & Mathis, 1980). بالاترین مقدار کربنات منیزیم در دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه مربوط به دولومیت زین‌اسبی نمونه NH50 است. تمرکز Fe به صورت Fe_2O_3 در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۵ تا ۲/۶۹ درصد و دارای میانگین ۱/۰۴ درصد و مقدار Mn به صورت MnO بین ۰/۰۲ تا ۰/۱۹ درصد بوده و دارای میانگین ۰/۰۷۱ است. Fe عمدتاً در دولومیت جانشین Mg شده و لذا در دولومیت نسبت به سنگ آهک مقدار بالاتری دارد. همچنین Mn نیز همانند Fe عمدتاً در دولومیت جانشین Mg شده و لذا در دولومیت نسبت به سنگ آهک مقدار بالاتری دارد. محدوده Na_2O در نمونه‌ها بین ۰/۰۴ تا ۱/۰۲ درصد بوده که میانگین آن ۰/۲۱ درصد است. این عنصر در دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ قسمت در میلیون است (Veizer, 1983). بالاتر بودن مقدار Na در دولومیت‌ها می‌تواند مربوط به بالاتر بودن شوری سیالات دولومیت‌ساز باشد. عناصر Zn، Pb و Ba در ارتباط با دگرسانی دولومیتی و در فاصله نزدیک نسبت به رگه معدنی مقادیر چشمگیری داشته و در کمر بالا و پایین این رگه‌ها به سمت سنگ دیواره غیردگرسان به صورت تدریجی کاهش یافته‌اند. در سنگ‌های کربناته میانگین تمرکز Zn، Pb و Ba به ترتیب ۹، ۲۰ و ۱۰ قسمت در میلیون می‌باشد (Kablukov, 1964). بنابراین افزایش چشمگیر این عناصر در سنگ میزبان کانسار نخلک تحت تأثیر فرآیندهای کانی‌سازی بوده است. عناصر Zn و Pb می‌توانند در اثر یک عامل مشابه در کانی‌های کربناته به جای Ca و Mg در شبکه بلوری جانشین شوند (Hartree & Veizer, 1982). از نکات جالب در عناصر کمیاب کانساری، بالا بودن مقدار Zn می‌باشد که به نسبت پایین بودن این عنصر در ماده معدنی در سنگ میزبان فراوانی در حد Pb از خود نشان می‌دهد. تمایل Zn به جانشینی در کربنات‌ها و نیز پایداری

شکل همراه با اذخال‌های ریز فراوان می‌باشد. این نوع دولومیت که به نام دولومیت باروک^{۱۴} و یا زین‌اسبی^{۱۵} نیز شناخته می‌شود و به صورت هم‌رشدی در ارتباط تنگاتنگ با ماده معدنی است.

ژئوشیمی

دولومیتی شدن و رخساره‌های کم‌عمق نفوذپذیر برای کانی‌سازی مهم بوده و این عوامل اجازه می‌دهند سیالات گرمابی در خارج پهنه‌های گسلی نیز چرخش داشته باشند و در نتیجه باعث ایجاد پراکندگی عناصری (به ویژه عناصر فرعی) در اطراف کانی‌سازی شوند (Bazargani-Guilani et al., 2013). به منظور مطالعه و بررسی چگونگی توزیع ژئوشیمیایی عناصر مختلف در توالی سنگ‌های رسوبی در محدوده کانسار، نمونه‌های برداشت شده از سه مقطع لیتوژئوشیمیایی در جهت عمود بر رگه معدنی در سمت کمر بالا و کمر پایین به صورت سیستماتیک و با فاصله یکسان، برای مطالعات ژئوشیمیایی مورد استفاده و عناصر کانی‌ساز قرار گرفت. نتایج این آنالیز در جدول ۲ و ۳ آورده شده است. اکسیدهای اصلی در نمونه‌های سنگ میزبان تغییرات قابل توجهی نشان می‌دهند.

تغییرات اکسیدهای MgO و CaO تحت تأثیر مستقیم دولومیتی شدن بوده که خود ناشی از ورود سیالات کانه‌دار به درون سنگ میزبان بوده است. به عنوان مثال در رگه شماره ۳۴ مقدار MgO در سنگ میزبان درون رگه معدنی به ۱۶/۸۴ درصد رسیده در حالی که در فاصله دو متری از رگه معدنی این مقدار به کمتر از ۱ درصد رسیده و در عوض مقدار CaO در نمونه سنگ میزبان درون رگه از ۲۹/۴۸ درصد به ۵۲/۳۴ درصد در نمونه با فاصله ۲ متری رسیده است. میزان کربنات منیزیم دولومیت‌های زین‌اسبی

جدول ۲: فراوانی اکسیدهای اصلی در سنگ میزبان (HW=hanging wall, FW=foot wall).

Sample No.	Vein No.	Distance /location	Primary rock	Major oxides (%)												
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	LOI	Σ
NH 30	35	0/HW	Sandy limestone	37.11	0.09	2.59	1.49	0.14	13.54	19.17	0.09	0.33	0.03	0	25.15	99.73
NH 31		1/HW		56.93	0.11	2.93	1.29	0.07	6.7	12.74	1.02	0.2	0.03	0.62	15.72	98.36
NH 32		3/HW		52.29	0.19	3.51	1.01	0.04	1.36	24.44	0.08	0.38	0.06	0	16.53	99.89
NH 33		6/HW		50.31	0.08	3.92	0.79	0.04	1.29	23.64	0.1	0.28	0.03	0	19.41	99.89
NH 34		0/FW		57.17	0.1	2.77	1.3	0.08	7.45	11.89	0.79	0.17	0.04	0.43	16.68	98.87
NH 35		3/FW		30.14	0.06	1.95	1.28	0.12	12.82	22.23	0.03	0.38	0.02	0	30.74	99.77
NH 36		5/FW		42.53	0.09	2.55	1.49	0.13	10.94	17.72	0.23	0.34	0.04	0.18	23.2	99.44
NH 37		7/FW		41.63	0.16	2.96	0.9	0.04	1.85	28.15	0.11	0.33	0.06	0	23.67	99.86
NH 40	12	Within of vein	fossiliferous limestone	3.3	0.05	1	1.17	0.11	9.43	42.84	0.05	0.34	0.02	0.01	41.51	99.83
NH 41		1/HW		2.72	0.04	0.59	0.5	0.03	1.5	51.53	0.06	0.25	0.02	0.14	42.53	99.91
NH 42		2/HW		1.46	0.04	0.44	0.42	0.02	0.42	54.72	0.06	0.16	0.01	0	42.18	99.93
NH 43		3/FW		1.73	0.04	0.66	0.5	0.02	1.49	52.65	0.04	0.29	0.02	0.21	42.26	99.91
NH 44		1/FW		2.2	0.04	0.69	0.5	0.02	2.2	51.5	0.05	0.33	0.02	0.2	42.18	99.93
NH 45		2/FW		1.42	0.04	0.48	0.42	0.02	0.61	54.43	0.05	0.2	0.02	0.12	42.13	99.94
NH 50	34	Within of vein	fossiliferous limestone	6.24	0.06	0.92	2.69	0.19	16.84	29.48	0.84	0.31	0.01	0.36	41.8	99.74
NH 51		0/HW		1.91	0.04	0.54	0.66	0.05	2.03	52.15	0.05	0.19	0.01	0	42.15	99.78
NH 52		1/HW		3.73	0.06	0.88	0.7	0.03	0.8	51.78	0.08	0.34	0.03	0	41.57	100
NH 53		2/HW		2.18	0.07	0.66	0.7	0.03	0.75	52.34	0.1	0.26	0.03	0.63	41.95	99.7
NH 54		0/LW		28.51	0.09	3.37	1.53	0.11	13.83	21.11	0.18	0.71	0.02	0	30.13	99.59
NH 55		1/LW		20.15	0.08	2.37	1.46	0.13	16.43	22.56	0.19	0.52	0.01	0	35.91	99.81

جدول ۳: فراوانی عناصر کمیاب کانساری در سنگ میزبان (HW=hanging wall, FW=foot wall).

Sample no	Vein no	Distance /location	Primary rock	Trace elements (ppm)								
				Ba	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sr	V	Zn
NH 30	35	0/HW	Sandy limestone	712	23	N	14	15	873	78	44	632
NH 31		1/HW		3479	25	90	11	36	6781	450	53	4368
NH 32		3/HW		100	55	N	15	N	224	172	49	118
NH 33		6/HW		90	18	N	12	26	132	109	42	60
NH 34		0/FW		2756	263	50	15	29	3833	271	50	3111
NH 35		3/FW		726	21	35	12	29	668	114	42	315
NH 36		5/FW		1836	37	41	15	20	1402	239	44	423
NH 37		7/FW		116	43	10	12	21	181	208	48	65
NH 40	12	Within of vein	fossiliferous limestone	58	2	36	13	9	595	210	41	475
NH 41		1/HW		71	2	N	16	9	244	273	40	107
NH 42		2/HW		41	N	N	19	21	136	244	40	39
NH 43		3/FW		3	1	N	14	7	153	238	40	52
NH 44		1/FW		85	0	N	12	14	165	199	40	62
NH 45		2/FW		n.d	N	N	20	43	135	195	39	71
NH 50	34	Within of vein	fossiliferous limestone	4091	7	386	18	37	4753	210	45	5104
NH 51		0/HW		25	N	N	18	20	1215	174	39	274
NH 52		1/HW		42	N	13	14	25	153	193	40	41
NH 53		2/HW		2277	N	N	16	25	188	276	42	93
NH 54		0/FW		1509	21	13	17	28	1162	80	45	665
NH 55		1/FW		626	17	68	11	27	698	114	42	1217

مجاور بر رگه نمونه‌برداری شده و یا حضور رگچه‌های باریک در اطراف رگه اصلی می‌باشد که متأسفانه پرهیز از آن در حین نمونه‌برداری گریزناپذیر بوده است (شکل ۱۲). همبستگی برای عناصر و اکسیدهای مهم محاسبه شده است (جدول ۴). به‌طور کلی عناصر Fe، Mg، Mn، Ba، Zn و Pb درون سنگ میزبان کانسار

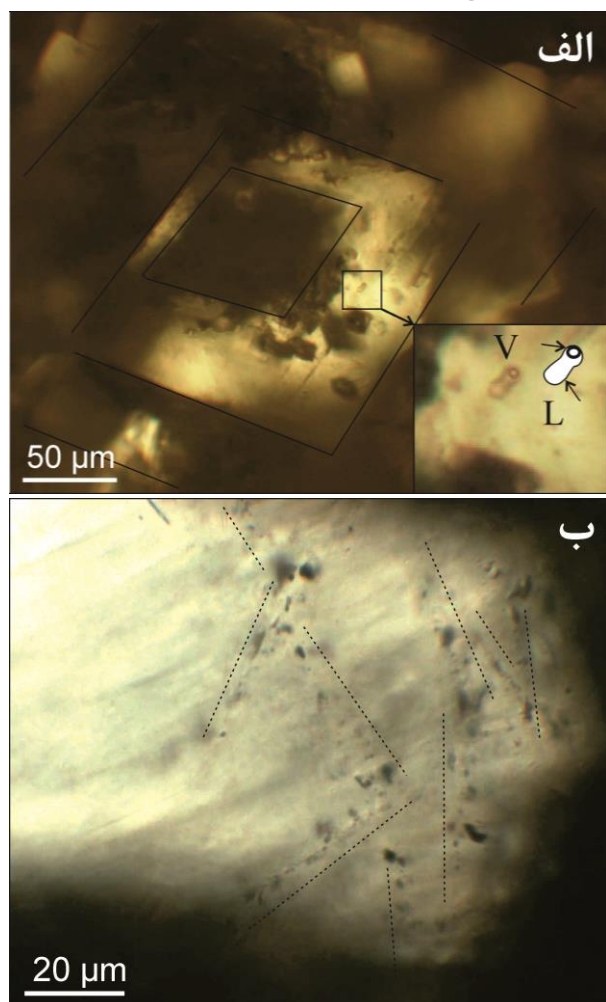
کمپلکس‌های این عنصر نسبت به Pb می‌تواند از عوامل این پدیده در نظر گرفته شود. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت در کانسارهای Pb و Zn احتمالاً Zn هاله ژئوشیمیایی وسیع تری نسبت به Pb ایجاد نماید. تغییرات موجود در عناصر اکسید اصلی و عناصر کمیاب نسبت به رگه معدنی دارای بی‌نظمی‌هایی است که به سبب تأثیر گذاشتن رگه‌های

۲- سیالات درگیر اولیه عمدتاً دارای شکل‌های نامنظم، بیضوی، کروی و میله‌ای هستند.

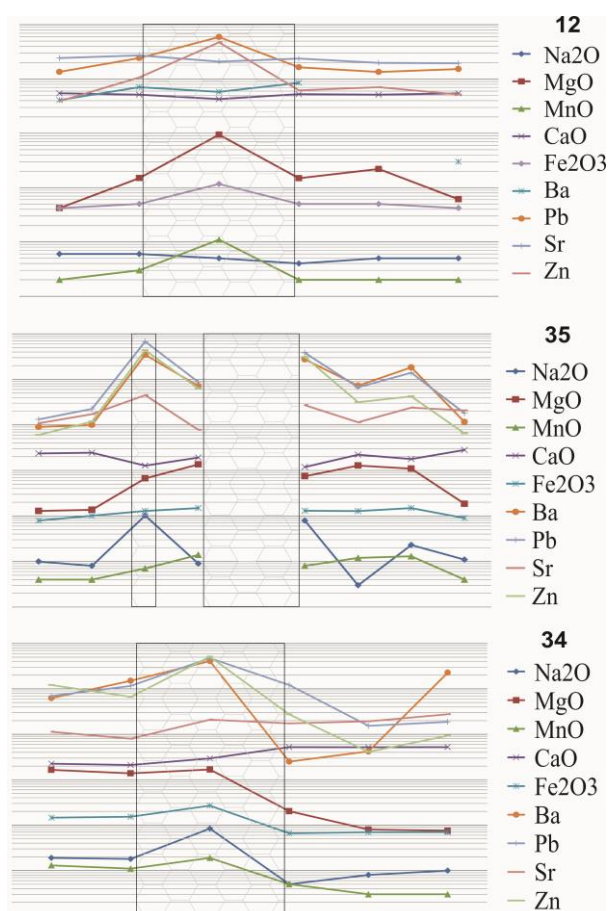
۳- سیالات درگیر اولیه بیشتر به صورت تک و یا در امتداد خطوط رشد و سیالات درگیر ثانویه به صورت خطی در امتداد شکستگی‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۱۳).

۴- سیالات درگیر دو فازی غنی از مایع غالب بوده و با ۱۰ تا ۳۰ درصد فاز گازی تشکیل شده‌اند.

۵- فاز جامد و نیز سیالات غنی از گاز و یا شواهدی از جوشش در هیچ یک از نمونه‌ها مشاهده نگردید. در اندازه‌گیری‌های گرمایش تمامی نمونه‌های اندازه‌گیری شده به فاز مایع هموژن شدند.



شکل ۱۳: سیالات درگیر در دولومیت‌های گرمابی؛ (الف) زون‌بندی مشخص در کانی دولومیت و قرارگیری سیال درگیری دو فازی (LV) در زون حاصل از رشد کانی؛ (ب) سیالات درگیر ریز ثانویه که به صورت خطی درون دولومیت مشخص هستند.



شکل ۱۲: نمودار کیفی فراوانی عناصر در اطراف رگه‌های معدنی شماره ۱۲، شماره ۳۵ و رگه شماره ۳۴؛ مقادیر عناصر عمدتاً درون رگه و در فاصله نزدیک بالاتر است (در این نمودار مقدار اکسیدهای اصلی براساس درصد وزنی و مقدار عناصر کانساری براساس قسمت در میلیون بوده و محور عمود نیز لگاریتمی است. لازم به ذکر است این نمودار کیفی بوده بوده و تنها برای مقایسه عناصر نسبت به فاصله از رگه ترسیم گردیده است).

نخلک با یکدیگر همبستگی مثبت نشان می‌دهند که بیانگر سرشت مشابه این عناصر بوده و ناشی از منشأ یکسان این عناصر در ارتباط با سیال مولد کانی‌سازی است.

خصوصیات سیال کانه‌دار و منشأ آن

مشخصات پتروگرافی سیالات درگیر در کانی دولومیت گرمابی عبارتند از:

۱- سیالات درگیر اولیه در کانی دولومیت بر سیالات ثانویه غلبه داشته و اندازه آن‌ها بین ۵ تا ۱۵ میکرون و با میانگین ۷ میکرون می‌باشد.

جدول ۴: همبستگی هر جفت عنصر و اکسیدهای سنگ میزبان نخلک (+++ همبستگی مثبت بالا، ++ همبستگی مثبت متوسط، + همبستگی مثبت ضعیف، - همبستگی منفی ضعیف، -- همبستگی منفی متوسط، --- همبستگی منفی بالا و n.c. عدم همبستگی).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Ba	Mo	Pb	Sr	Zn
SiO ₂	1	+++	+	+	+	---	++	+	--	++	n.c	+
Al ₂ O ₃	.923	1	+	+	+	---	+	n.c	--	+	-	n.c
Fe ₂ O ₃	.335	.368	1	+++	+++	--	++	+++	n.c	++	n.c	+++
MnO	.233	.280	.934	1	+++	--	++	++	n.c	++	-	++
MgO	.220	.303	.875	.962	1	--	+	++	n.c	++	n.c	++
CaO	-.893	-.871	-.676	-.623	-.632	1	--	--	++	--	n.c	--
Na ₂ O	.432	.253	.606	.404	.367	-.540	1	+++	n.c	+++	++	+++
Ba	.319	.188	.717	.546	.495	-.508	.884	1	n.c	+++	++	+++
Mo	-.445	-.463	-.074	-.100	-.176	.439	-.071	.047	1	n.c	n.c	n.c
Pb	.401	.217	.604	.442	.403	-.526	.971	.859	-.073	1	++	+++
Sr	.040	-.228	-.144	-.287	-.330	.099	.564	.443	-.011	.563	1	++
Zn	.296	.156	.721	.544	.500	-.491	.963	.874	-.028	.949	.436	1

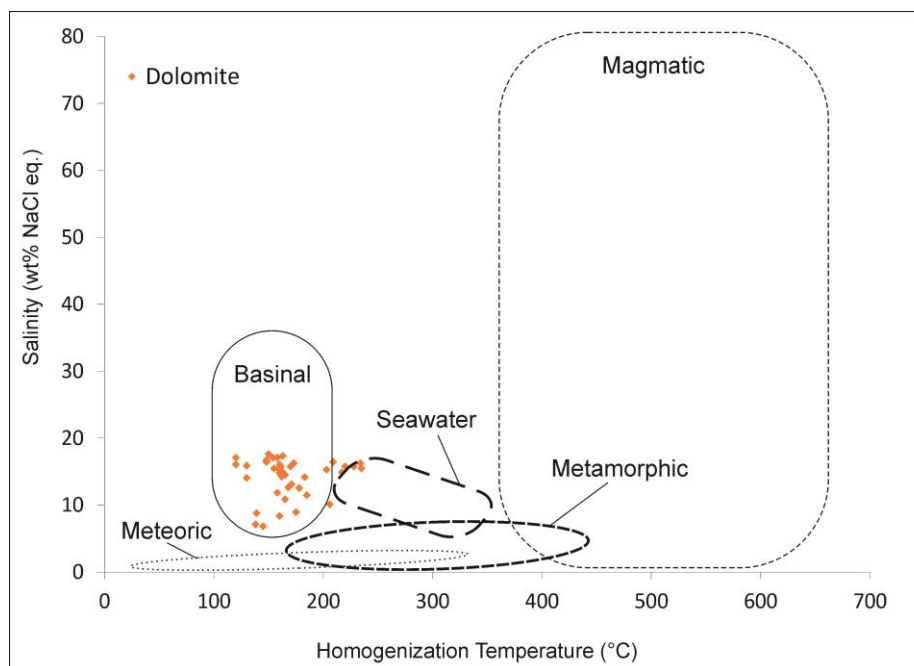
در مجموع ۶۵ سیال در گیر اندازه گیری شده و به سبب ریز بودن برخی از سیالات در گیر فقط فرآیند گرمایش انجام شد. نتایج داده‌های مطالعات سرمایش - گرمایش سیالات در گیر نمونه‌های دولومیت کانسار نخلک در جدول ۵ آمده است. دمای هموزن شدن (Th) دامنه‌ای از ۱۲۰ تا ۲۳۵ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۷۴ و تعداد ۶۵) دارد. در مرحله سرمایش، دمای اولین ذوب یخ (Tfm) در سیالات اولیه دامنه‌ای از ۵۳/۲ تا ۵۸/۳- (میانگین ۵۵/۷- و تعداد ۴۰) برای دولومیت بوده و بر اساس دمای ایوتکتیک ترکیبات مختلف سیستم‌های آب و نمک (Shepherd et al., 1985) پیشنهاد می‌شود که ترکیب سیال گرمابی دارای نمک‌های از NaCl، CaCl₂ و احتمالاً MgCl₂ باشد. حضور نمک‌های سدیم و منیزیم‌دار درون سیال گرمابی با دگرسانی سنگ میزبان (به ویژه دولومیتی شدن) همخوانی دارد. دمای نهایی ذوب یخ (Tm ice) مقدار تغییرات از ۴/۳ تا ۱۳/۸- (میانگین ۱۰/۳۵- و تعداد ۴۰) در کانی دولومیت می‌باشد. شوری (wt% NaCl eq.) سیال کانه‌دار محاسبه شده بر اساس رابطه بین Tm و شوری (Hall et al., 1988) محاسبه گردیده است.

جدول ۵: نتایج داده‌های مطالعات سرمایش - گرمایش سیالات در گیر نمونه‌های دولومیت کانسار نخلک

Sample no.	Vein no.	Host mineral	Number	Th (°C)	Tmice (°C)	Salinity (wt% NaCl eq.)	Density
N 25	5	Dolomite	14	190-235	-10.9 to -12.5	14.8-16.4	0.96-0.97
N 29	17	Dolomite	15	138-206	-4.3 to -6.7	6.8-10.1	0.96-0.98
N 44	22	Dolomite	15	158-215	-7.3 to -13.2	10.8-17.0	0.96-1.01
N 108	33	Dolomite	21	120-173	-8.1 to -13.8	11.8-17.5	1.00-1.04

می‌سی‌سی‌پی از چنین سیالاتی منشأ گرفته‌اند (Leach & Sangster, 1993). دگرسانی گرمابی احاطه کننده کانی‌سازی دارای دمایی در حدود دمای سیال درون پهنه های معدنی است. ویژگی‌های سیال مسؤول دگرسانی و سیال مولد کانی‌سازی با یکدیگر در جدول ۶ مقایسه شده‌اند. میانگین دمای همگن شدن در ادخال‌های اولیه در دولومیت و باریت نشان می‌دهد دمای سیال کانه‌دار در طول تهنشست دولومیت کمی بیشتر از باریت بوده و بنابراین در

تغییرات مقدار شوری در دولومیت از ۷/۱ تا ۱۷/۵ (۱۴/۱۱) درصد وزنی نمک طعام میانگین) درصد وزنی نمک طعام است. در نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری (Kessler, 2005)، سیال کانه‌دار کانسار نخلک درون محدوده سیال کانه‌دار مرتبط با شورابه‌ها قرار گرفته است (شکل ۱۴). سیستم شورابه‌ای گرمابی شامل آب‌های فسیل و نیز آب‌های دیاژنتیک و شارژ شده با آب‌های متئوریک بوده (Kharaka & Hanor, 2003) و کانسارهای نوع دره



شکل ۱۴: داده‌های سیالات درگیر کانسار نخلک در نمودار دمای هموژن شدن در برابر شوری و تفکیک سیالات مختلف کانسار ساز (Kesler, 2005) و قرارگیری سیال مولد دولومیت گرمایی کانسار نخلک در محدوده شوراب حوضه‌ای.

مختلف سیستم‌های آب و نمک (Shepherd *et al.*, 1985) پیشنهاد می‌شود که ترکیب سیال گرمایی دارای نمک‌هایی از NaCl و CaCl₂ و احتمالاً MgCl₂ باشد. میانگین شوری در مرحله ته‌نشست دولومیت (۱۴/۱۱ wt% NaCl) نسبت به مرحله اصلی ته‌نشست اصلی Pb یعنی در کانی باریت (۱۲/۹۸ wt% NaCl) کمی بالاتر است.

مراحل قبل از کانی‌سازی دمای سیال کمی بالاتر بوده که احتمالاً در اثر اختلاط با سیالات جوئی کمی کاهش پیدا نموده است. در مرحله سرمایش، دمای اولین ذوب یخ (T_{fm}) در سیالات اولیه دامنه‌ای از ۵۳/۲- تا ۵۸/۳- (میانگین ۵۵/۷- و تعداد ۴۰) برای دولومیت و دامنه‌ای از ۵۳/۲- تا ۶۰/۲- (برای باریت (میانگین ۵۶/۲- و تعداد ۹۹) دارد (جدول ۶). براساس دمای ایوتکتیک ترکیبات

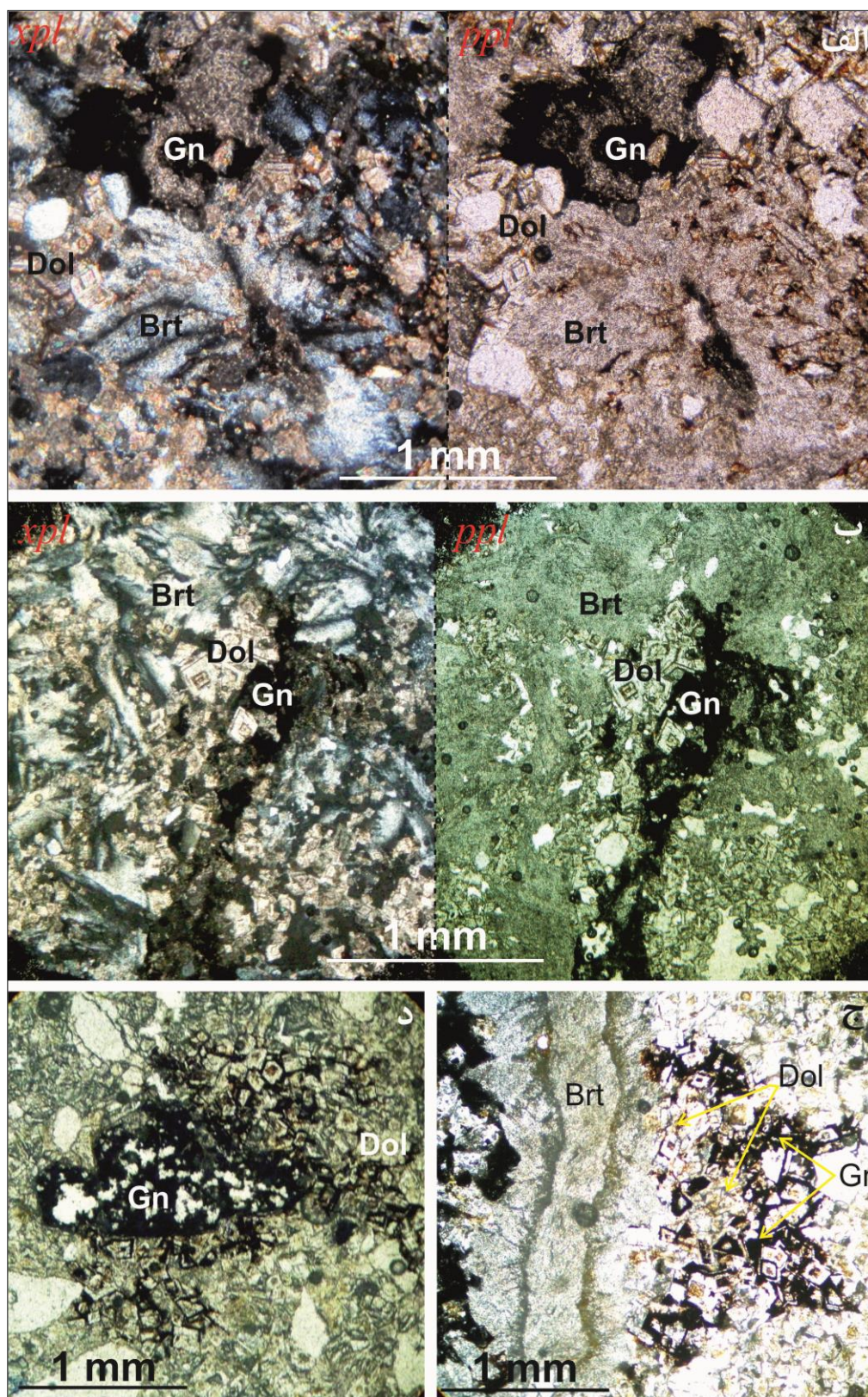
جدول ۶: خلاصه ویژگی‌های دماسنجی سیالات درگیر در کانی دولومیت گرمایی و سیال درگیر مرحله کانی‌سازی در کانی باریت

Mineral	Th (average)	T _{fm} (average)	Water-salt system	T _m (ice)	Salinity (wt % NaCl eq.)	Density (g/cm ³)
Dolomite	174	-55.74	H ₂ O-NaCl-CaCl	-10.35	14.11	1.00
Barite	139.9	-56.29	H ₂ O-NaCl-CaCl	-9.14	12.98	1.02

دولومیت‌ها می‌توانند سنگ میزبان مناسبی برای کانسارهای فلزات پایه با سنگ میزان کربناته باشند (Maqueen, 1979؛ Chen & Gao, 1987؛ Wu *et al.*, 1987؛ Shen *et al.*, 1988؛ Han & Hatchinson, 1990). رابطه بین گسل‌ها و پراکندگی دولومیت‌ها در اطراف رگه‌های معدنی کانسار نخلک پیشنهاد می‌کند که سیالات داغ حوضه‌ای از سیستم

ارتباط بین ماده معدنی و سنگ میزبان

کانی‌سازی و دولومیتی شدن در کانسار نخلک در ارتباط تنگاتنگی با یکدیگر بوده و از پیش از ته‌نشست ماده معدنی تا مراحل آخر ته‌نشست آن حضور دارند (شکل ۱۵). دولومیتی شدن به طور محلی باعث از بین رفتن ساختارهای اولیه و افزایش تخلخل سنگ شده که تحت چنین شرایطی



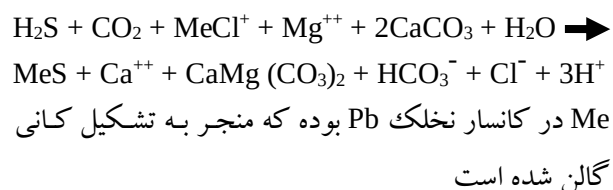
شکل ۱۵: ارتباط دولومیت و کانی‌سازی در کانسار نخلک؛ الف) هم‌رشدی دولومیت گرمابی، گالن و باریت درون سنگ میزبان آهک ماسه‌ای (نور معمولی و رنگی)؛ ب) هم‌رشدی باریت و دولومیت و در مرحله بعدی پرشدگی شکستگی با گالن (نور معمولی و رنگی)؛ ج) جانشینی گالن اطراف بلورهای رمبوتدر دولومیت دانه شکری و در ادامه پرشدگی شکستگی با رگچه باریت (نور معمولی)؛ د) بلور نیمه خود شکل گالن درون دولوستون همراه با جانشینی و پر کردن فضای خالی بین رمبوتدرهای دولومیت‌ها (نور معمولی).

باعث تشکیل کانی دولومیت شده و خود دولومیتی شدن در ایجاد فضای خالی و در نتیجه کانی‌سازی بیشتر مؤثر بوده است. ژئوشیمی سنگ میزبان مجاور رگه‌های معدنی نشان می‌دهد MgO ، Fe_2O_3 (Fe total)، MnO و نیز عناصری همچون Pb ، Ba و Zn غنی‌شدگی و CaO تهی‌شدگی نشان می‌دهد رابطه مثبت مشاهده شده بین شدت دگرسانی دولومیتی، تمرکز عناصر مرتبط با کانی‌سازی و ته‌نشست کانی‌های سولفیدی پیشنهاد می‌کند که مهاجرت این عناصر از درون رگه معدنی و توسط فرآیندهای گرمایی به درون سنگ میزبان صورت گرفته است. سیال گرمایی با منشأ شوراب حوضه‌ای مشابه با سیال کانسارهای MVT با شوری ۱۴ درصد وزنی نمک طعام و دمای ۱۷۴ درجه سانتی‌گراد است. ارتباط نزدیکی بین دولومیت‌های گرمایی با کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی نخلک مشاهده می‌گردد. با شناخت دولومیت‌ها اطلاعات مهمی در مورد تکامل سیالات حوضه‌ای، تأثیر متقابل سنگ و سیال در طول فرآیندهای دیازنز و کانی‌سازی به دست می‌آید که این مسأله می‌تواند به پیشرفت بهتر مراحل اکتشاف و معدن کاری کمک کند.

سپاس‌گزاری

این مقاله مربوط به طرح پژوهشی به شماره ۳/۲۲۷۳۴ مورخ ۱۳۹۱/۴/۱۳ در دانشگاه فردوسی مشهد می‌باشد و با حمایت مجتمع معدنی سرب نخلک انجام شده است.

عمقی درون این شکستگی‌های با نفوذپذیری بالا رخنه کرده است. در برخی مواقع خود این گسل‌ها نیز دارای کانی‌سازی شده‌اند. ورود سیالات به مناطق نفوذپذیر باعث دولومیتی‌شدن و کانی‌سازی سولفیدی شده است. ته‌نشست کانی‌های باریت و گالن همراه با دولومیت گرمایی به صورت بافت‌های جانشینی و یا پرکننده فضای خالی از شکل‌های حضور دولومیت همراه با کانی‌سازی بوده و نسبت به کانی‌سازی از قبل تا مراحل اولیه کانی‌سازی تشکیل شده‌اند. دولومیت‌ها علاوه بر حضور در سنگ میزبان به عنوان دگرسانی درون ماده معدنی نیز مشاهده می‌گردند. دولومیت‌های زین‌اسبی همراه با فازهای گرمایی و در دمای ۶۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد ته‌نشین می‌شود و فرآیند زیر را می‌توان برای تشکیل آن پیشنهاد نمود (Hill, 1995):



نتیجه‌گیری

دولومیت‌های گرمایی در فاصله نزدیک به رگه نسبتاً زیاد بوده و با فاصله گرفتن از ماده معدنی به تدریج از شدت آن کاسته می‌شود. رابطه بین گسل‌ها و پراکندگی دولومیت‌ها پیشنهاد می‌کند که سیالات داغ حوضه‌ای از سیستم عمقی درون این شکستگی‌های رخنه کرده است. سیال کانی‌ساز

منابع

- اپچیلر، م.، ۱۳۸۳. بیواستراتیگرافی و سنگ‌شناسی سنگ‌های پالئوسن در کوه نخلک واقع در شمال شرق نائین، ایران مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ۱۶۸ ص.
- آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، ۴۸۸ ص.

- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۶۷. چینه‌شناسی ایران. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۰ ص.
- رحیم‌پور بناب. ح.، ۱۳۸۴. سنگ‌شناسی کربناته: ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل. انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ ص.
- رسا، ا.، کاظمی‌مهرنیا، ک.، ۱۳۸۴. کانسارهای فلزات پایه با میزبان سنگ‌های کربناته. انتشارات روزبهان تهران، ۲۶۲ ص.
- Alavi, M., Vaziri, S.H., Seyed-Emami, K., & Lasemi, V., 1997. The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 1563-1575 .
- Anderson, G.M., 1975. Precipitation of Mississippi Valley-type ores. *Economic Geology*, 70: 937-942.
- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, E., Levera, M., Mattei, M., Muttoni, G., Zanchi, A., Bollati, I., Larghi, C., Zanchetta, S., Salamati, R., & Mossavvari, F., 2009. The Triassic stratigraphic succession of Nakhlak (Central Iran), a record from an active margin. *Geological Society of London, Special publications*, 312: 287-321.
- Barnes, H.L., 1983. Ore depositing reactions in Mississippi Valley- type deposits. In: Kisvarsanyi, G., Grant, S.K., Pratt, W.P., & Koenig, J.W., (eds.), International Conference on Mississippi Valley Type Lead Zinc Deposits. *Proceedings volrune*, 77-85.
- Bazargani-Guilani, K., Rabiei, M., & Mehrabi, B., 2013. Effects of host rock mineralogical composition and sedimentary facies on development of geochemical halos in Shahmirzad Pb/Zn deposits, central Alborz, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 124: 155-165.
- Chen, X.P., & Gao, J.Y., 1988. Thermal water deposition and Pb-Zn barite deposits in the Devonian System, Central Guiana. *Geochemical Acta*, 7: 321-328.
- Cherepovsky, N., Plyaskin, V., Zhitinev, N., Kokorin, Y.U., Susov, M., Melnikov, B., & Aistov, L., 1982. Report on detailed geological prospecting in Anarak area (Central Iran) Nakhlak locality. *Geological Survey of Iran*, Report No. 14: 1-196.
- Corbella, M., Ayora, C., & Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Mineralium Deposita*, 39: 344-357.
- Davoudzadeh, M., & Seyed-Emami, K., 1972. Stratigraphy and paleontology of the Triassic Nakhlak group Anarak Region, Central Iran. *Geological Survey of Iran*, Report No. 28: 5-28 .
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Evans, A.M., 1993. Ore Geology and Industrial Minerals: An Introduction. *Blackwell Scientific Publication*, 390 p.
- Friedman, G.M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 643-655.
- Ghazban, F., McNutt, R.H., & Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh District, Esfahan area, West-Central Iran. *Economic Geology*, 89: 1262-1278.
- Hall, D.L., Sterner, S.M., & Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solution. *Economic Geology*, 83: 197-202.
- Han, F., & Hatchinson, R.W., 1990. Evidence for exhalative origin of the Dachang tin-poly metallic sulfide deposits-their geological and geochemical characteristics. *Mineralium Deposita*, 9: 319-324.
- Hartree, R., Veizer, J., 1982. Lead and zinc distribution in carbonate rocks. *Chemical Geology*, 37: 351-365.
- Hill, C.A., 1995. H₂S-related porosity and sulfuric acid oil-field karst. In: Budd, D.A., Saller, A.H., & Harris, P.M., (eds.), Unconformities and Porosity in Carbonate Strata. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 63: 301-306.
- Holzer, H.F., & Ghasemipour, R., 1973. Geology of the Nakhlak lead mine area (Anarak district, Central Iran). *Geological Survey of Iran*, Report No. 21, 44 p .

- Jazi, M.A., Karimpour, M.H., & Malekzadeh Shafaroudi, A., 2017. Nakhlak carbonate-hosted Pb-(Ag) deposit, Isfahan province, Iran: A geological, mineralogical, geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope study. *Ore Geology Reviews*, 80: 27-47.
- Kablukov, A. D., 1964. Dispersion halos of uranium and its associations in exploration for hydrothermal uranium deposits. *Nedra*, 234 p .
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1: 13-18.
- Kharaka, Y.K., & Hanor, J.S., 2003, Deep Fluids in the Continents: I. Sedimentary Basins. In: Drever, J.I., (ed.), Surface and Ground Water, Weathering and Soils. *Treatise on Geochemistry*, 5: 1-48 .
- Large, R.R., Bull, S.W., & Winefield, P.R., 2001. Carbon and Oxygen isotope halo in carbonates related to the McArthur River (HYC) Zn-Pb-Ag deposit, north Australia: Implications for sedimentation, ore genesis, and mineral exploration. *Economic Geology*, 96: 1567-1593.
- Leach, D.L., & Sangster, D.F., 1993. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorp, R.I., & Duke, J.M. (eds.), Mineral Deposit Modeling. *Geological Association of Canada Special Paper*, 40: 289-314 .
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., & Walters, S., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 561-608 .
- Maqueen, R.W., 1979. Basmental deposit in sedimentary rocks some approaches. *Geoscience*, 6: 3-9.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates Evaporites*, 7: 21-37
- Radke, B.M., & Mathis, R.L., 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:1149-1168.
- Rasa, I., 1987. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Blei-Lagerstätte Nakhlak, Zentraliran. Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Heidelberg, Ph.D thesis, 190 p. (in German with English abstract)
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in mineralogy, 12: 644 p.
- Ruffell, A.H., Moles, N.R., & Parnell, J., 1998. Characterization and prediction of sediment hosted ore deposits using sequence stratigraphy. *Ore Geology Reviews*, 12: 207-223.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geologische Rundschau*, 82: 110-120.
- Seyed-Emami, K., 2003. Triassic in Iran. *Facies*, 48: 91-106.
- Shen, D.Q., Chem, Y.Q., & Yang, Z.Q., 1987. Sedimentary facies, Paleogeography and their controls over ore deposits of the Qiziqiao Formation, upper Middle Devonian, South China. *Geological publishing house Beijing*, China.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., & Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. *Blackie*, London, 239 p.
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Swennen, R., & Viaene, W., 1990. Lithogeochemical patterns around Pb-Zn deposits in Dinantian carbonate rocks of (eastern) Belgium. *Mineralium Deposita*, 25: 251-261.
- Vandeginste, V., Swennen, R., Gleeson, S.A., Ellam, R.M., Osadetz, K., & Francois, R., 2007. Geochemical constraints on the origin of the Kiking Horse and Monarch Mississippi Valley-type lead-zinc ore deposits, southeast British Columbia, Canada. *Mineralium Deposita*, 42: 913-935.
- Vaziri, S.H., Fursich, F.T., & Kohansal-Ghadimvand, N., 2012. Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhlak area, Central Iran. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29: 384-397.

- Vaziri, S.H., Senowbari-Daryan, B., & Kohansal-Ghadimvand, N., 2005, Lithofacies and microbiofacies of the Upper Cretaceous rocks (Sadr unit) of Nakhlak area in Northeastern Nain, Central Iran. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 48: 71-80 .
- Veizer, J., 1983. Trace elements and isotope in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 11: 265-300.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81.
- Whitney, D.L., & Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Wu, Y., Zhou, F.L., Tiang, T.C., Fang, D.N. & Huang, W.S., 1987. The Sedimentary Facies, Palaeogeography and Relative Mineral Deposits of the Devonian System in Guangxi. *Guangxi Peoples Publishing House*, Nanning. p. 292.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M., & Muttoni, G., 2009. The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In: Brunet, M.-F., Wilmsen, M., & Granath, J.W., (eds.), South Caspian to Central Iran basins. *Geological Society of London, Special Publications*, 312: 261-286.

چینه نگاری، رخساره‌های رسوبی و جایگاه تکتونیکی ماسه‌سنگ‌های بخش میانی سازند قرمز بالایی در بُرش کانسار چهر آباد، شمال باختر زنجان

علی رجب‌زاده^۱، حسین کوهستانی^۲، میرعلی اصغر مختاری^۲، افشین زهدی^{۳*}

۱- کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

*پست الکترونیک: afshin.zohdi@znu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۷/۸/۲۲

تاریخ دریافت: ۹۶/۶/۱۹

چکیده

منطقه چهرآباد در شمال خاور ماه‌نشان و در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال باختر زنجان قرار دارد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در این منطقه متعلق به سازندهای قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی می‌باشند. سازند قرمز بالایی در این منطقه ۹۸۰ متر ستبراً داشته و از ۳ بخش اصلی تشکیل شده است. این بخش‌ها به ترتیب شامل واحدهای تبخیری با ستبرای ۲۳۵ متر در پایین، تناوبی از گل‌سنگ و ماسه‌سنگ‌های خاکستری تا قرمز رنگ با ستبرای ۵۹۰ متر در بخش میانی و افق‌هایی از گل‌سنگ‌های سبز با میان‌لایه‌های ژپس با ۱۵۵ متر ستبراً در بخش بالایی می‌باشد. توالی انتخاب شده جهت مطالعات چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی مربوط به بخشی از قسمت دوم سازند قرمز بالایی با ۲۳۱ متر ستبراً می‌باشد. این توالی شامل هفت لایه ماسه‌سنگ خاکستری و قرمز رنگ است که به صورت متناوب با واحدهای گل‌سنگی قرمز رنگ قرار گرفته‌اند. بر پایه مطالعات پتروگرافی، این ماسه‌سنگ‌ها به طور میانگین حاوی ۲۱٪ کوارتز، ۱۰٪ فلدسپات و ۲۵٪ خردسنگ بوده و از نوع فلدسپاتیک‌لیت آرنایت و لیث آرنایت می‌باشند. بر اساس شواهدی نظیر چینه‌بندی متقاطع، حضور آثار گیاهی، نبود رسوبات گراولی، رپیل مارک‌های متقارن و آثار موجودات حفار و شناسایی ۷ رخساره ماسه‌سنگی - گل‌سنگی (St و Sp، Sr، Sh، Sm، Fm، Fl) در منطقه چهرآباد می‌توان بیان داشت که محیط رسوبی این واحدهای سنگی، رودخانه‌های میانداری ماسه‌ای با پیچش زیاد نزدیک به محیط ساحل می‌باشد. براساس نتایج آنالیز مودال و بررسی نسبت بین کوارتزها، خردسنگ‌ها و فلدسپات‌ها، موقعیت تکتونیکی این ماسه‌سنگ‌ها حاشیه‌های فعال قاره‌ای و برپایه اطلاعات ژئوشیمیایی و نسبت‌های SiO_2/Al_2O_3 در مقابل K_2O/Na_2O ، حاشیه‌های فعال قاره‌ای و حوضه‌های فورلندی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌های رسوبی؛ جایگاه تکتونیکی؛ ماسه‌سنگ؛ سازند قرمز بالایی؛ چهرآباد؛ زنجان.

مقدمه

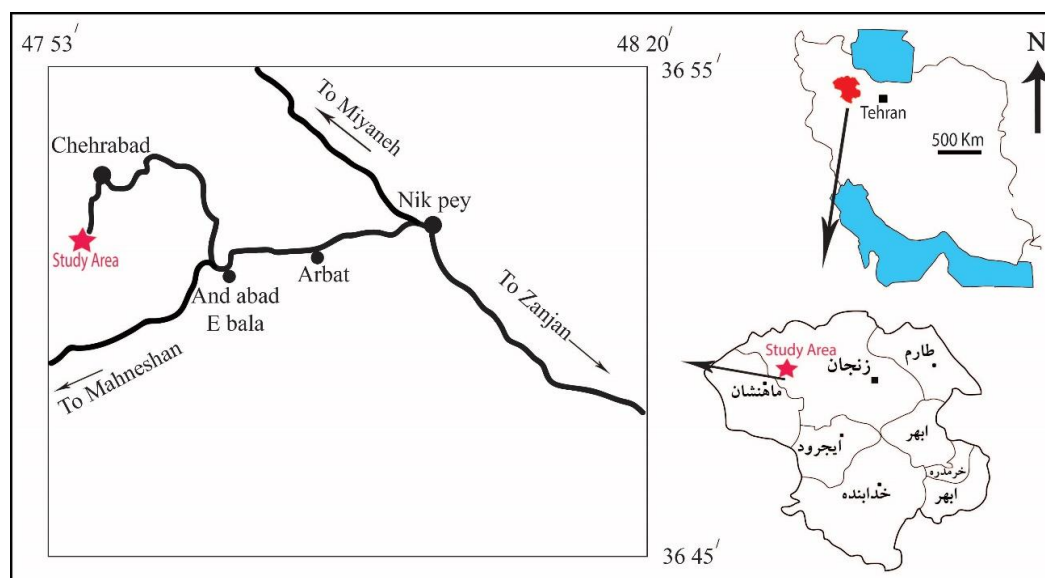
رسوبی دارای اختصاصات فیزیکی، شیمیایی و زیست‌شناختی مخصوص به خود است و با محیط‌های اطراف خود تفاوت دارد (موسوی حرمی، ۱۳۹۱). اطلاعاتی نظیر ویژگی‌های بافتی و ساختی و دیگر شواهد

سنگ‌های رسوبی آواری، به‌ویژه ماسه‌سنگ‌ها اطلاعات با ارزشی در مورد محیط رسوبی و جایگاه ژئودینامیکی گذشته ارائه می‌کنند (Rieser et al., 2005). این سنگ‌ها در محیط‌های رسوبی متفاوتی تشکیل می‌شوند. هر محیط

تعیین جایگاه زمین ساختی حوضه های رسوب گذاری آواری نیز استفاده می شود (Bhatia & Crook, 1986; McLennan *et al.*, 1990; Roser & Korsch, 1988). سازند قرمز بالایی به عنوان تنها پوش سنگ سیستم های مخزنی حوضه ایران مرکزی، در میدان های گازی سراج و البرز می باشد (برای مثال Morley *et al.*, 2008). این سازند گسترش قابل توجهی در منطقه شمال باختری ایران داشته و میزبان کانسارهای مس و سرب - روی رسوبی متعددی می باشد (برای مثال: Sadati *et al.*, 2016).

در این پژوهش سنگ شناسی و چینه نگاری، محیط رسوبی و جایگاه تکتونیکی ماسه سنگ های بخش میانی سازند قرمز بالایی در بُرش کانسار چهارآباد بحث شده است. این منطقه در شمال خاور ماه نشان و در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال باختر زنجان با مختصات $36^{\circ} 50' 20''$ عرض شمالی و $47^{\circ} 52' 08''$ طول خاوری واقع شده است (شکل ۱).

صحرائی توسط Miall (2000, 1996) تحت عنوان رخساره های سنگی معرفی شده است که یکی از ابزارهای مفید در تفسیر محیط های رسوبی سیلیسی آواری محسوب می گردد. این رخساره های سنگی که ناشی از تغییرات رژیم جریان و یا در مقیاس بزرگ تر تغییرات در محیط رسوبی می باشند، در شرایط مختلف رسوبی نهشته می شوند (Miall, 2006; Kumar *et al.*, 2007). لذا شناخت رخساره های سنگی به تفسیر فرآیندهای هم زمان با رسوب گذاری کمک می کند (Catuneanu, 2003). همچنین برای بازسازی محیط رسوبی دیرینه می توان از این رخساره ها بهره بُرد (Catuneanu, 2006). بررسی های سنگ نگاری و تحلیل رخساره ای به منظور تعیین مدل رسوبی سنگ های سیلیسی آواری و بررسی جایگاه تکتونیکی این رسوبات نیز مورد توجه قرار گرفته است. امروزه علاوه بر روش های پیشین که بر مبنای داده های تجزیه مودال ارائه شده اند، از داده های ژئوشیمیایی برای



شکل ۱: راه های دسترسی به محدوده مورد مطالعه که با علامت ستاره مشخص شده است.

انجام شده است. ابتدا بر اساس نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ ماه نشان (لطفی، ۱۳۸۰) و تصاویر ماهواره ای، بُرش مناسبی از بخش دارای لایه های ماسه سنگی از سازند

روش مطالعه

این پژوهش بر پایه مجموعه داده های حاصل از سنگ شناسی، چینه شناسی، رسوب شناسی و ژئوشیمیایی

جدول ۱: علائم اختصاری استفاده شده در جدول‌ها و شکل‌های این نوشتار (برگرفته از Dickinson, 1985 و Whitney & Evans, 2010)

Qm non	Non- undulose monocrycrystalline quartz
Qm un	Undulose monocrycrystalline quartz
Qp	Polycrystalline quartz
Qp>3	Qp>3 crystal units per grain
Qp 2- 3	Qp 2- 3 crystal units per grain
Cht	Chert
Qt	Total Quartz grains (Qm + Qp)
Q	Total (Qm non + Qm un) and Qp used for Folk (1980) classification (Qm + Qp)
Pl	Plagioclase
Or	Potassium feldspar (Orthoclase)
F	Total feldspar grains (Pl+ Or)
Lv	Volcanic- metavolcanic rock fragments
Ls	Sedimentary rock fragments
LLs	Carbonate (reworked fossils and limeclasts include mudstone) rock fragments
Lm	Metamorphosis rock fragments
Lt	Total siliciclastic lithic fragments
Lsm	Metasedimentray
Lvm	Metavolcanic
RF	Total unstable rock fragments and chert used for Folk (1980) classification
Gt	Groundmass
M	Matrix
C	Cement
P	Pore
Cal	Calcite
Acc	Accessory minerals
I.O	Iron oxide
Mus	Muscovite
Pyr	Pyroxene
Bt	Biotite
Cu	Copper
Op	Opaque
Chl	Chlorite

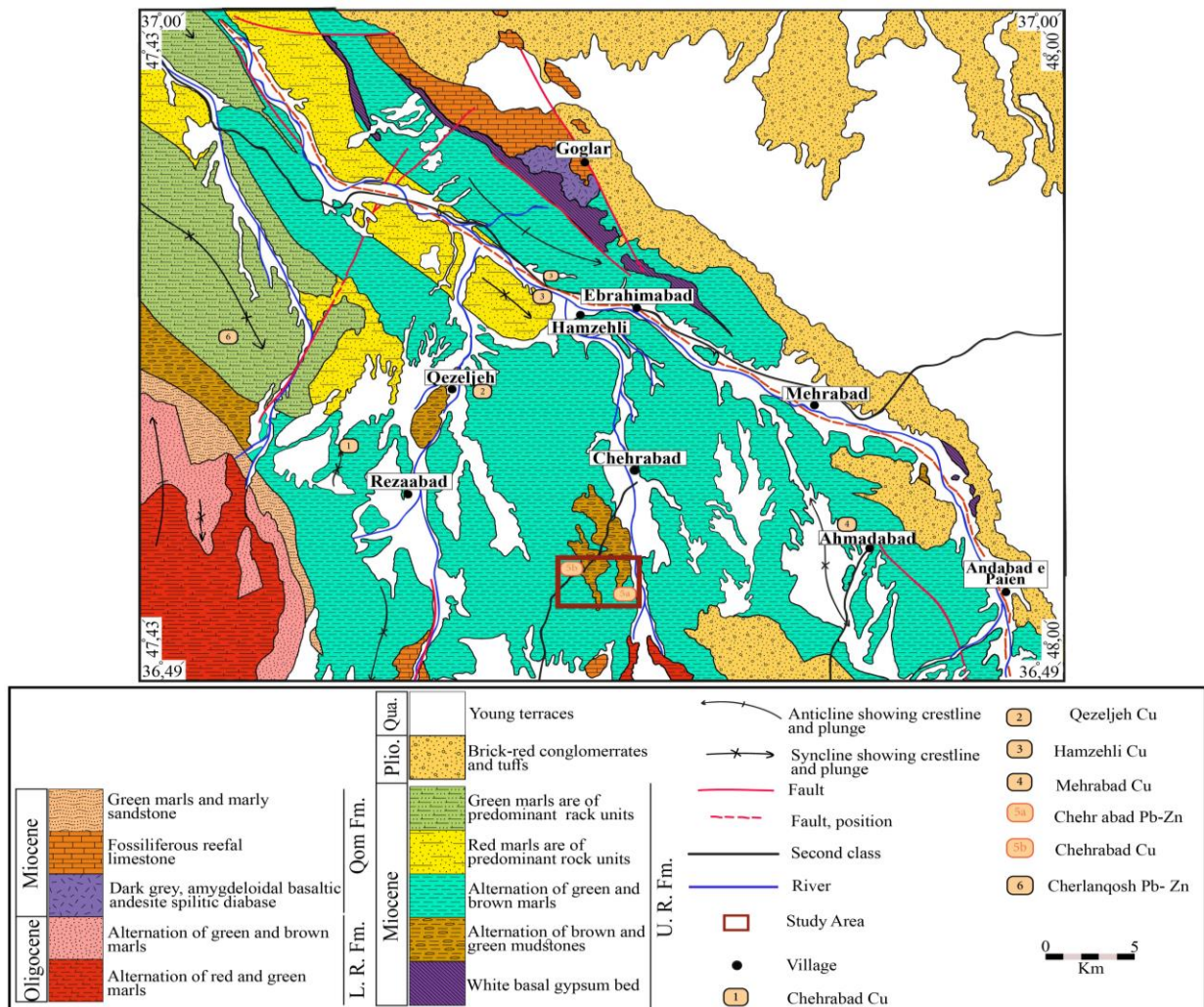
در قسمت ابتدایی و سنگ آهک‌های بیومیکریتی تا بیومیکرواسپاریتی ریفی فسیل‌دار در قسمت میانی می‌باشد. مارن‌های قهوه‌ای تا سبز رنگ و ماسه‌سنگ‌های مارنی، قسمت انتهایی این سازند را تشکیل می‌دهند. لطفی (۱۳۸۰) سازند قرمز بالایی در منطقه ماه‌نشان را به دو بخش کلی تفکیک کرده است. بخش اول شامل مارن‌های قهوه‌ای و سبز همراه با طبقات میکروکنگلومرایی و ماسه‌سنگ درشت‌دانه و گل‌سنگ‌های قرمز و بخش دوم شامل گل‌سنگ و شیل قرمز تیره‌رنگ با تناوبی از لایه‌های ماسه سنگی نازک لایه می‌باشد.

براساس مطالعات صحرایی انجام شده، سازند قرمز بالایی در منطقه چهرآباد ۹۸۰ متر ستبراً داشته و به ۳ بخش قابل تقسیم است. این بخش‌ها به ترتیب شامل واحدهای تبخیری

قرمز بالایی در منطقه چهرآباد انتخاب شد. سپس طی بازدیدهای صحرایی، ضخامت لایه‌های ماسه‌سنگی اندازه‌گیری و رنگ آن‌ها مشخص شد. به‌منظور تجزیه و تحلیل رخساره‌های رسوبی، ساختمان‌های رسوبی، ویژگی‌های هندسی و تغییرات جانبی و عمودی موجود در تمامی لایه‌ها، به‌طور کامل برداشت گردید. رخساره‌های سنگی به روش Miall (1985, 1996, 2000) نام‌گذاری شدند. در ادامه، از نمونه‌های برداشت شده ۲۲ مقطع نازک، تهیه و مورد بررسی‌های میکروسکوپی قرار گرفت. در هر مقطع ۲۵۰ نقطه به روش گزی - دیکینسون که توسط Ingersoll et al (1984) بیان شده است، شمارش گردید. به‌منظور بررسی ذرات آواری ماسه‌سنگ‌ها و تعیین موقعیت تکتونیکی آن‌ها، ۹ نمونه از ماسه‌سنگ‌های با کمترین میزان هوازدگی و کربنات کلسیم انتخاب و به روش XRF در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران آنالیز گردید. علائم اختصاری اجزای شمارش شده در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است.

زمین‌شناسی و چینه‌شناسی

براساس تقسیمات پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران (Stöcklin, 1968)، منطقه چهرآباد در پهنه ایران مرکزی قرار دارد. از نظر زمین‌شناسی، واحدهای سنگی دارای بروزند در این منطقه به سازندهای قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی تعلق دارند (شکل ۲). سازند قرمز زیرین از نوع نهشته‌های قاره‌ای پلایایی و شامل طبقات آواری قرمز رنگ و مارن‌های رنگارنگ می‌باشد که برحسب فراوانی مارن‌های قهوه‌ای و سبز قابل تقسیم است (آقاباتی، ۱۳۸۳). این سازند در قسمت جنوب باختری منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته و ستبرای کلی آن حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر می‌باشد. سازند قم در منطقه مورد مطالعه به ترتیب از قاعده به سمت بالا شامل آندزیت بازالتی تا بازالت ساب‌آلکالین

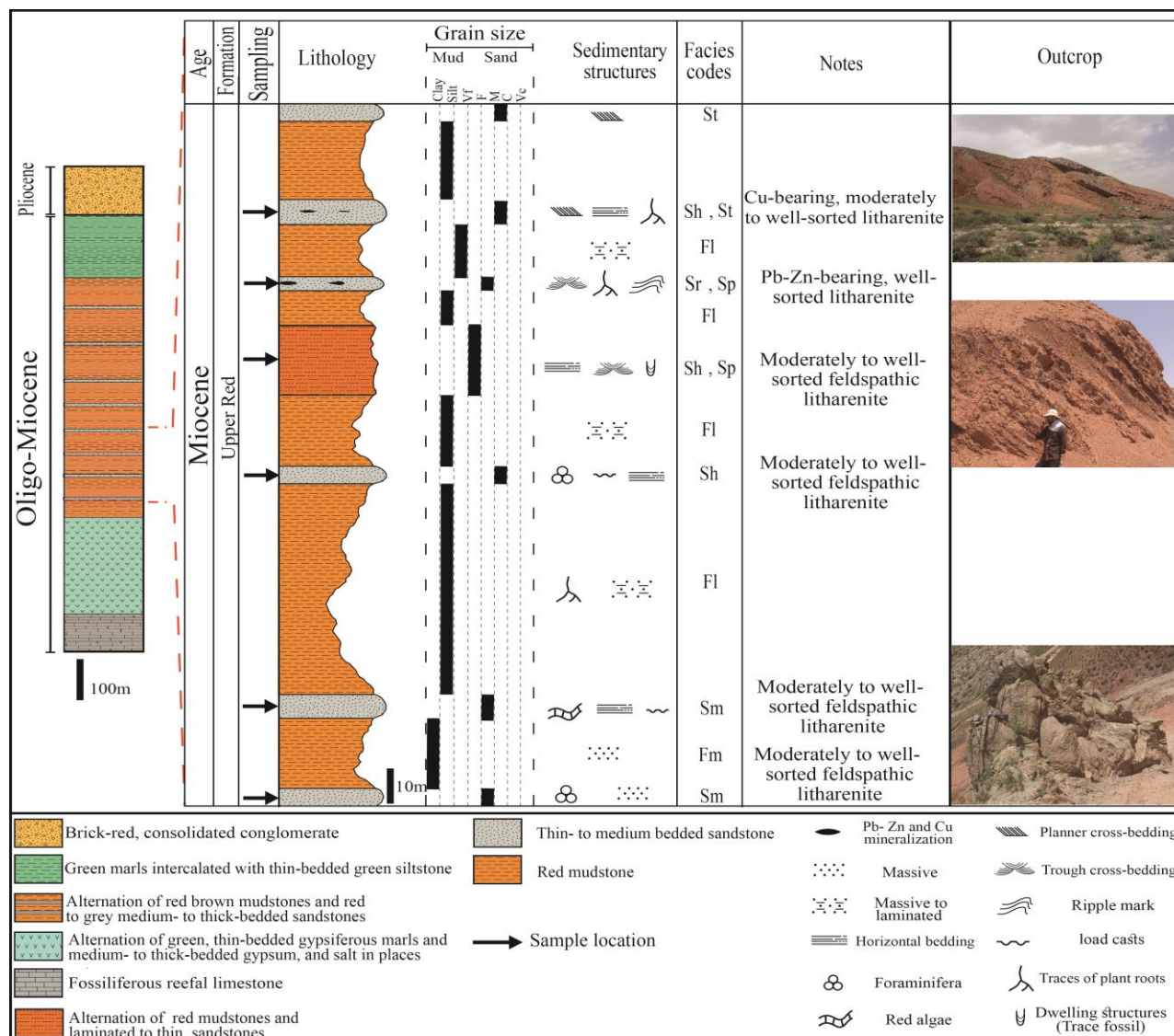


شکل ۲: بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان و موقعیت منطقه مورد مطالعه (مستطیل قرمز) بر روی آن (برگرفته از لطفی، ۱۳۸۰؛ با اندکی تغییرات)

مطالعات دقیق رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی بر روی این لایه‌های ماسه‌سنگی انجام شده است. توالی سنگ‌شناسی این قسمت از سازند قرمز بالایی در بُرش مطالعه شده بر اساس مطالعات چینه‌شناسی از قاعده به سمت بالا به شرح زیر است:

واحد اول از ۳۰ متر گل سنگ قرمز رنگ فاقد لایه‌بندی و توده‌ای تشکیل شده است. این لایه بر روی تبخیری‌های بخش زیرین قرار گرفته و اندازه ذرات آن در حد گل می باشد. واحد دوم شامل ۵ متر ماسه سنگ خاکستری ریزدانه و توده‌ای فاقد لایه‌بندی است. این لایه، اولین لایه ماسه‌سنگی مورد مطالعه است. واحد سوم حدود ۲۰ متر

با ستبرای ۲۳۵ متر در پایین، تناوبی از گل سنگ و ماسه سنگ‌های خاکستری و قرمز رنگ با ستبرای ۵۹۰ متر در بخش میانی و افق‌هایی از گل سنگ سبز با میان‌لایه‌های ژپس با ۱۵۵ ستبرای در بخش بالایی می‌باشند. توالی انتخاب شده جهت مطالعات چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی، بخشی از توالی میانی سازند قرمز بالایی به ستبرای ۲۳۱ متر است که دارای بیشترین توالی ماسه‌سنگی با تنوع و تراکم زیاد می‌باشد. بر اساس نتایج پیمایش‌های صحرائی، بخش میانی دارای هفت لایه ماسه‌سنگی خاکستری و قرمز رنگ است که به صورت متناوب با گل سنگ‌های قرمز قرار دارند (شکل ۳).



شکل ۳: توالی چینه‌شناسی قسمت ماسه‌سنگی و گل‌سنگی بخش میانی سازند قرمز بالایی در بُرش کانسار چهرآباد

که در قسمت زیرین آن قالب‌های وزنی وجود دارد، تشکیل شده است. واحد هفتم شامل ۲۰ متر گل‌سنگ قرمزرنگ با لامینه‌بندی ظریف و علائم موجی شکل است. اندازه ذرات این لایه بیشتر در حد سیلت می‌باشد. واحد هشتم شامل ۲۰ متر لایه ماسه‌سنگی قرمزرنگ با آثار موجودات حفار و میان‌لایه‌هایی از گل‌سنگ است. این لایه ماسه‌سنگی دارای لایه‌بندی مسطح و لایه‌بندی مورب عدسی شکل بوده و اندازه ذرات آن ریز می‌باشد. واحد نهم از ۱۰ متر لایه گل‌سنگی قرمزرنگ با لامینه‌بندی ظریف و علائم موجی شکل تشکیل شده است. اندازه ذرات

لایه گل‌سنگی قرمزرنگ توده‌ای و فاقد لایه‌بندی است که اندازه ذرات آن بیشتر در حد رس و اندکی سیلت می‌باشد. واحد چهارم شامل ۷ متر ماسه‌سنگ خاکستری توده‌ای با لایه‌بندی ضعیف و مسطح می‌باشد که اندازه ذرات آن ریز تا متوسط بوده و در قاعده آن آثار قالب‌های وزنی مشاهده می‌شود. واحد پنجم از ۶۰ متر گل‌سنگ قرمزرنگ تشکیل شده است. این بخش به صورت توده‌ای و دارای اندکی لامینه‌بندی ظریف است و اندازه ذرات آن در حد رس تا سیلت می‌باشد. واحد ششم از ۵ متر لایه ماسه‌سنگی خاکستری ریز تا متوسط دانه با لایه‌بندی مسطح

این واحد گل سنگی در حد سیلت است. واحد دهم متشکل از ۵ متر ماسه سنگ خاکستری و قرمز رنگ می باشد که کانه زایی سرب - روی در آن رخ داده است. این لایه دارای چینه بندی متقاطع، ریپل مارک و آثار گیاهی می باشد. اندازه ذرات در این لایه ریز تا متوسط است. واحد یازدهم شامل ۱۳ متر گل سنگ قرمز رنگ بوده و دارای لامینه بندی ظریف می باشد که اندازه ذرات آن در حد سیلت است. واحد دوازدهم متشکل از ۹ متر لایه ماسه سنگی خاکستری و قرمز رنگ حاوی کانه زایی مس می باشد. در این لایه، آثار گیاهی و قالب وزنی وجود دارد. این لایه به صورت لایه بندی مورب مسطح و لایه بندی مسطح مشاهده می شود. اندازه ذرات ماسه سنگ در این لایه متوسط تا درشت می باشد. واحد سیزدهم شامل ۲۲ متر گل سنگ قرمز رنگ است. واحد چهاردهم از ۵ متر ماسه سنگ خاکستری رنگ تشکیل شده که دارای قالب وزنی و لایه بندی مورب مسطح می باشد. اندازه ذرات ماسه سنگ در این لایه متوسط تا درشت می باشد.

پتروگرافی

ماسه سنگ های منطقه چهارآباد به رنگ خاکستری تا قرمز بوده و اندازه ذرات آن ها عمدتاً از ۰/۱۲۵ تا ۰/۵ میلی متر (۱ تا ۳ φ) تغییر می کند. ذرات آواری این ماسه سنگ ها جهت یافتگی ضعیفی دارند. با توجه به عوامل جورشدگی و گردشدگی و همچنین مقادیر ناچیز رس (کمتر از ۵ درصد) این ماسه سنگ ها از نظر بلوغ بافتی، احتمالاً نیمه بالغ تا بالغ می باشند.

براساس ترکیب مودال محاسبه شده (جدول های ۲ و ۳)، کوارتز یکی از فراوان ترین ذرات (۲۱ درصد حجمی) تشکیل دهنده ماسه سنگ های توالی مورد مطالعه می باشد. کوارتزهای موجود از نوع چندبلوری و تک بلوری بوده و دارای خاموشی مستقیم و موجی می باشند. به طور میانگین

کوارتزهای تک بلوری ۱۶ درصد، چندبلوری ۵ درصد و کوارتزهای با خاموشی مستقیم ۱۳ درصد و خاموشی موجی ۸ درصد کل کوارتزهای موجود در مقاطع میکروسکپی را تشکیل می دهند. در این کوارتزها، رشد ثانویه نیز قابل مشاهده است. خُرده سنگ ها دیگر ذرات آواری تشکیل دهنده ماسه سنگ های این منطقه می باشند. خُرده سنگ ها که ۲۵ درصد فضای کل مقاطع را فرا گرفته اند، شامل ۳ دسته خُرده سنگ های رسوبی، دگرگونی و آذرین بیرونی هستند. خُرده سنگ های رسوبی ۱۳ درصد کل خُرده سنگ ها را تشکیل می دهند و شامل ۱۱ درصد چرت و کمتر از ۲ درصد خُرده سنگ کربناته و ماسه سنگی می باشند. خُرده سنگ دگرگونی ۱۱ درصد و خُرده سنگ آذرین بیرونی کمتر از ۱ درصد کل خُرده سنگ ها را شامل می شوند. فلدسپات ها (ارتوز و پلاژیو کلاز) ۱۰ درصد کل فضای مقاطع را فرا گرفته اند. ارتوز، فراوان ترین فلدسپات موجود در ماسه سنگ های مورد مطالعه است. از دیگر ذرات موجود در این ماسه سنگ ها می توان به کانی های کدر (۱۵ درصد)، اکسید آهن (۳ درصد)، پیروکسن و فیلسیلیکات ها (کمتر از ۱ درصد) اشاره کرد. شکل ۴ تصاویر میکروسکپی از ماسه سنگ های مورد مطالعه در منطقه چهارآباد و شکل ۵ موقعیت ماسه سنگ های توالی مورد مطالعه را بر روی نمودار مثلثی Folk (1980) نشان می دهد.

رخساره های سنگی و محیط رسوبی

براساس شواهد صحرایی و ویژگی های بافتی و ساختی، هفت رخساره ماسه سنگی - گل سنگی در منطقه چهارآباد قابل شناسایی است. براساس این مطالعات، هیچ رخساره کنگلومرایی در توالی مطالعه شده شناسایی نگردید. رخساره های شناسایی شده به شرح زیر می باشند.

جدول ۲: نتایج نقطه شماری اجزای تشکیل دهنده ماسه‌سنگ‌های بخش میانی سازند قرمز بالایی در منطقه چهرآباد

Sample No.	Q					F		L					Groundmass			Other minerals							SUM
	Qm	Qp		Qnon	Qun	Or	Pl	Lv	Lm	Ls			M	C	P	Bt	Pyr	Chl	Ms	I.O	Cu	Op	
		Qp>3	1<Qp<4							Cht	LLs	Lsst											
CH6	36	8	8	37	15	25	8	0	23	35	8	0	5	55	20	1	1	2	2	10	0	5	252
CH7	49	7	8	42	23	20	10	5	23	33	5	0	0	68	5	2	0	2	1	8	0	5	251
CH9	43	5	4	30	22	20	8	3	25	30	5	0	0	43	40	1	0	3	1	5	0	15	251
CH18	60	4	6	48	22	20	8	0	43	23	5	0	0	35	5	0	0	5	3	23	0	13	253
CH23	43	9	8	38	22	23	10	0	43	18	5	3	5	53	10	1	0	5	1	10	0	5	252
CH24	33	10	12	34	21	23	10	5	35	28	8	3	0	50	8	1	1	3	1	10	0	13	254
CH20	39	5	7	32	18	18	3	3	33	25	8	0	3	55	28	1	3	2	5	8	0	10	250
CH4	36	8	9	33	20	20	5	0	40	35	5	0	8	25	10	3	3	3	3	5	0	35	253
CH Ab	31	4	5	27	13	18	5	3	13	25	3	0	0	5	48	1	0	2	2	5	0	83	253
CH49	36	7	8	32	19	20	8	3	23	25	8	3	0	33	25	1	0	2	2	8	20	23	254
CH41	38	7	7	31	22	18	3	3	33	28	3	3	3	23	18	1	0	2	2	10	20	33	249
CH47	42	5	8	34	21	20	3	0	30	28	15	3	0	43	8	0	0	3	3	10	13	20	250
CH40	32	5	8	28	17	18	3	0	23	28	3	5	3	33	30	1	0	2	2	8	0	50	253
CH38	39	6	5	29	21	18	3	0	30	25	5	3	0	28	23	1	0	2	2	5	0	58	253
CH33	39	7	10	34	21	23	8	3	33	33	3	3	0	18	23	1	0	2	2	8	0	40	250
CH32	43	4	5	31	22	20	5	0	30	28	3	3	5	20	20	0	0	1	1	5	0	58	249
CH31	43	3	7	33	19	20	5	0	33	28	5	3	0	33	15	1	0	2	2	5	0	48	250
CH28	39	8	6	32	21	18	3	0	25	28	3	3	0	20	30	0	1	2	2	8	0	58	254
CH15	40	6	9	35	20	15	5	3	28	33	0	3	0	10	15	0	1	2	2	10	0	70	251
CH13	36	4	5	28	17	18	3	0	15	33	3	0	5	23	68	0	0	1	1	5	0	33	250
CH12	34	3	5	26	16	15	3	0	28	23	0	0	0	18	43	0	0	3	0	8	0	70	253
CH3	34	6	6	29	19	13	5	0	20	33	0	3	0	15	55	0	0	1	1	10	0	48	250

جدول ۳: درصد ترکیب مودال نمونه‌های ماسه‌سنگی مورد مطالعه در بُرش چهرآباد که از شمارش نقطه‌ای به‌دست آمده است.

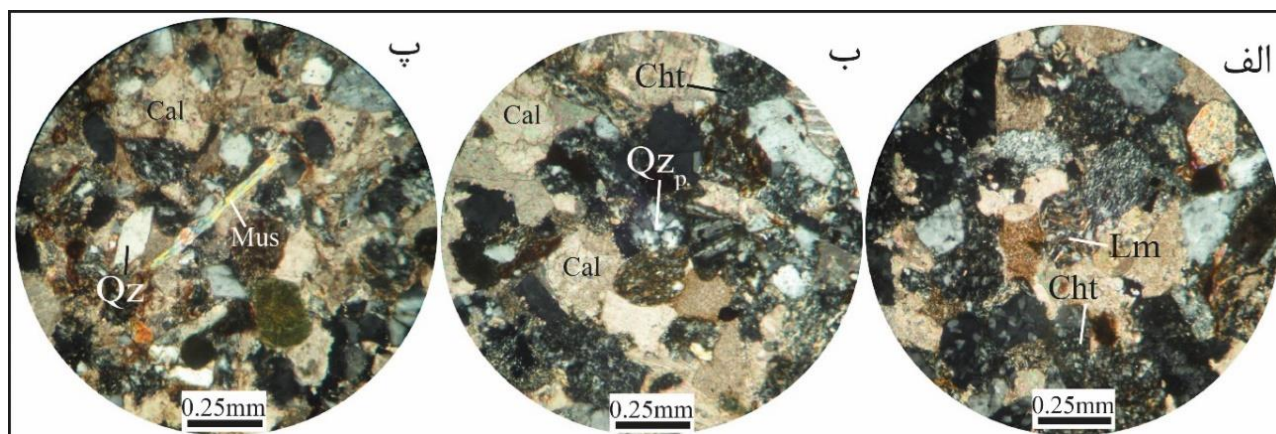
Sample No.	Q%				F%				L%				Groundmass%			Accessory minerals%							SUM (%)		
	Qm	Qp		Qpt	Qnon	Qun	Qt	Or	Pl	Lv	Lm	Ls		M	C	P	Bt	Pyr	Chl	Ms	LO	Cu		Op	
		Qp>3	1<Qp<4									Cht	LLs												Lsst
CH6	68	16	16	32	71	29	21	10	3	0	9	14	3	0	2	22	8	0.25	0.25	0.75	0.75	4	0	2	100
CH7	76	11	13	24	65	35	26	8	4	2	9	13	2	0	0	27	2	0.75	0	0.75	0.5	3	0	2	100
CH9	82	10	8	18	58	42	21	8	3	1	10	12	2	0	0	17	16	0.5	0	1	0.5	2	0	6	100
CH18	86	6	8	14	68	32	28	8	3	0	17	9	2	0	0	14	2	0	0	2	1	9	0	5	100
CH23	72	15	13	28	63	37	24	9	4	0	17	7	2	1	2	21	4	0.5	0	2	0.5	4	0	2	100
CH24	60	19	21	40	61	39	22	9	4	2	14	11	3	1	0	20	3	0.25	0.25	1	0.5	4	0	5	100
CH20	77	9	14	23	64	36	20	7	1	1	13	10	3	0	1	22	11	0	1	1	2	3	0	4	100
CH4	68	15	17	32	62	38	21	8	2	0	16	14	2	0	3	10	4	1	1	1	1	2	0	14	100
CHAb	78	10	12	22	67	33	16	7	2	1	5	10	1	0	0	2	19	0.5	0	0.75	0.75	2	0	33	100
CH49	71	13	16	29	63	37	20	8	3	1	9	10	3	1	0	13	10	0.5	0	0.75	0.75	3	8	9	100
CH41	72	14	14	28	59	41	21	7	1	1	13	11	1	1	1	9	7	0.5	0	0.75	0.75	4	8	13	100
CH47	77	8	15	23	62	38	22	8	1	0	12	11	6	1	0	17	3	0	0	1	1	4	5	8	100
CH40	71	12	17	29	62	38	18	7	1	0	9	11	1	2	1	13	12	0.5	0	0.75	0.75	3	0	20	100
CH38	77	13	10	23	58	42	20	7	1	0	12	10	2	1	0	11	9	0.5	0	0.75	0.75	2	0	23	100
CH33	70	12	18	30	61	39	22	9	3	1	13	13	1	1	0	7	9	0.5	0	0.75	0.75	3	0	16	100
CH32	82	8	10	18	59	41	21	8	2	0	12	11	1	1	2	8	8	0	0	0.5	0.5	2	0	23	100
CH31	81	6	13	19	63	37	21	8	2	0	13	11	2	1	0	13	6	0.5	0	0.75	0.75	2	0	19	100
CH28	74	14	12	26	60	40	21	7	1	0	10	11	1	1	0	8	12	0	0.5	0.75	0.75	3	0	23	100
CH15	72	11	17	28	64	36	22	6	2	1	11	13	0	1	0	4	6	0	0.5	0.75	0.75	4	0	28	100
CH13	79	10	11	21	63	37	18	7	1	0	6	13	1	0	2	9	27	0	0	0.5	0.5	2	0	13	100
CH12	80	8	12	20	62	38	17	6	1	0	11	9	0	0	0	7	17	0	0	1	0	3	0	28	100
CH3	72	14	14	28	61	39	19	5	2	0	8	13	0	1	0	6	22	0	0	0.5	0.5	4	0	19	100

رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب مسطح (Sp)

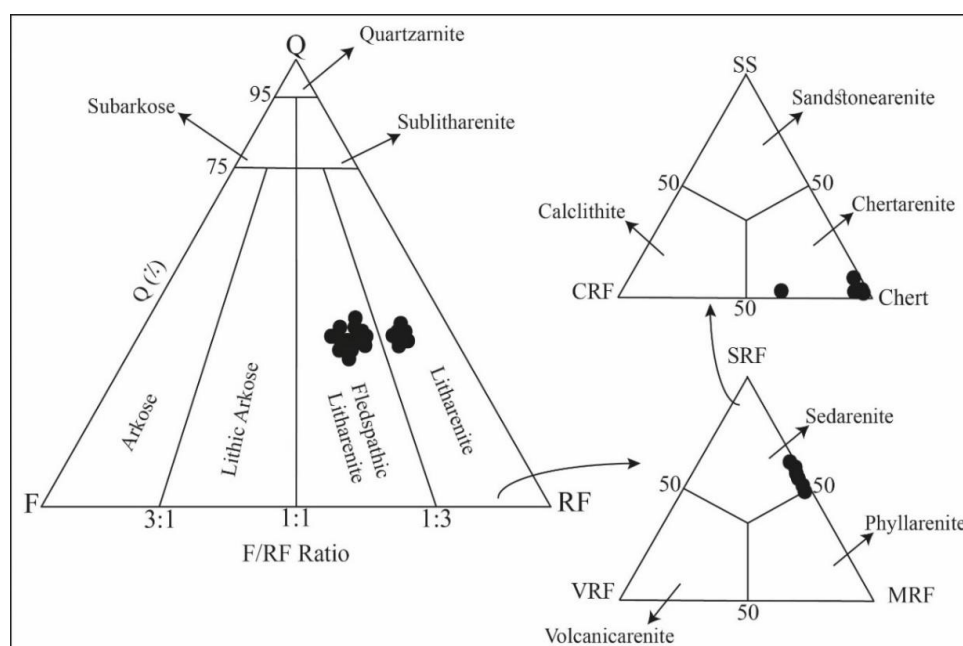
ویژگی اصلی این رخساره وجود طبقه‌بندی مورب مسطح موازی و گوه‌ای می‌باشد. این رخساره در بخش‌های بالایی توالی مورد مطالعه مشاهده شده و حدود ۱۰ متر از توالی مورد نظر را به خود اختصاص می‌دهد. اندازه ذرات این رخساره، متوسط تا درشت با جورشدگی خوب می‌باشد. ماسه‌سنگ‌های این رخساره به رنگ خاکستری هستند و در آن‌ها آثار گیاهی وجود دارد (شکل ۶الف).

رخساره ماسه‌سنگی با طبقه‌بندی مورب عدسی شکل (St)

این رخساره به‌صورت بدنه‌های عدسی شکل مشاهده شده و حدود ۱۸ متر ستبر دارند. این رخساره در لایه‌های چهارم و پنجم ماسه‌سنگ‌های خاکستری و قرمز رنگ منطقه قابل مشاهده است. رخساره St در بعضی قسمت‌ها همراه با لایه‌بندی مسطح دیده می‌شود. اندازه ذرات این رخساره ماسه‌سنگی متوسط تا درشت با جورشدگی خوب بوده و دارای آثار گیاهی می‌باشد (شکل ۶ب).



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی (نور رنگی) از ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه در منطقه چهرآباد: الف) لیت‌آرنایت؛ ب - پ) فلدسپاتیک‌لیت‌آرنایت



شکل ۵: موقعیت ماسه‌سنگ‌های توالی مورد مطالعه در منطقه چهرآباد بر روی نمودار مثلثی Folk (1980)

مشاهده است (شکل ۶ث).

رخساره ماسه‌سنگی با لامیناسیون مورب ریپلی (Sr)

این ساختار دارای اثرات حرکت‌های جریانی و ریپل‌مارک می‌باشد. این ریپل‌ها روی سطح بالایی بدنه ماسه‌سنگ‌ها مشاهده شده و از نوع ریپل‌های متقارن با خط‌الرأس مستقیم می‌باشند. این رخساره در لایه پنجم توالی مورد مطالعه قابل مشاهده است. اندازه ذرات در ماسه‌سنگ‌های خاکستری رنگ این رخساره ریز تا متوسط است. ستبرای ماسه‌سنگ‌های این رخساره حدود ۱ متر می‌باشد (شکل ۶پ).

رخساره ماسه‌سنگی با چین‌بندی افقی (Sh)

مهم‌ترین ساختار رسوبی در این رخساره، لایه‌بندی و لامیناسیون مسطح است. این رخساره در لایه‌های سوم و چهارم توالی مورد مطالعه قابل مشاهده است. ماسه‌سنگ‌های خاکستری و قرمز رنگ این رخساره حدود ۱۵ متر ستبرای دارند. اندازه ذرات در آن ریز تا متوسط (لایه سوم) و بسیار ریز تا ریز (لایه چهارم) با جورشدگی خوب می‌باشد. رخساره Sh گاه روی ماسه‌سنگ‌های با لایه‌بندی مورب (Sp) قرار داشته و در برخی از قسمت‌ها، در بالا و پایین گل‌سنگ‌های سرخ توده‌ای (Fm) نیز قابل

رخساره ماسه‌سنگی توده‌ای (Sm)

لایه‌های ابتدایی توالی مورد مطالعه بیشتر دارای این رخساره بوده و در آن‌ها آثار موجودات حفار وجود دارد (شکل ۶ ج). این نوع از ماسه‌سنگ‌های خاکستری رنگ توده‌ای، با لایه‌بندی ضعیف مسطح نیز قابل مشاهده بوده و در قاعده آن‌ها قالب‌های وزنی وجود دارد. ستبرای کلی این رخساره حدود ۱۳ متر و اندازه ذرات آن ریز تا متوسط می‌باشد.

رخساره سیلت‌سنگی و گل‌سنگی دارای لامینه (Fl)

این رخساره قرمز رنگ است و بیشتر در بخش‌های میانی توالی مورد نظر مشاهده می‌شود. ساختار رسوبی موجود در آن لامینه‌بندی ظریف و علائم موجی خیلی کوچک توده‌ای است. اندازه ذرات تشکیل‌دهنده رخساره Fl، در حد سیلت و رس می‌باشد (شکل ۶ چ). این رخساره حجم قابل ملاحظه‌ای از توالی مورد مطالعه را که در حدود ۱۰۰ متر می‌باشد، در بر گرفته است.

رخساره گل‌سنگی توده‌ای (Fm)

رخساره Fm بیشتر در لایه‌های گل‌سنگی قرمز رنگ ابتدایی توالی مورد مطالعه مشاهده شده و دارای آثار موجودات حفار و ریشه گیاهان است (شکل ۸ ح). این رخساره به صورت توده‌ای بوده و اندازه ذرات در آن در حد رس و گاه سیلت می‌باشد. این رخساره در مجموع حدود ۷۰ متر از توالی مورد نظر را تشکیل می‌دهد.

مدل رسوبی سازند قرمز بالایی در منطقه مورد مطالعه

توالی مورد مطالعه بخشی از ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های بخش میانی سازند قرمز بالایی به سن میوسن است. به طور کلی در منطقه مورد مطالعه در زمان گذر الیگوسن به میوسن، تغییرات زیادی از یک محیط دریایی (سازند قم) به محیط ساحلی تا قاره‌ای (سازند قرمز بالایی) مشاهده می‌شود که بیانگر پایین آمدن سطح آب دریاها در مقیاس

کلی و گسترده است به طوری که با گذشت زمان عناصر محیط رسوبی و شکل هندسی آن‌ها به طور کامل تغییر کرده است. ویژگی‌هایی مانند گل‌سنگ‌های قرمز رنگ، ماسه‌سنگ‌های خاکستری و قرمز رنگ با ترکیب سنگ‌شناسی فلدسپاتیک‌لیت‌آرنایت، چینه‌بندی متقاطع، توالی‌های ریزشونده به سمت بالا، حضور آثار گیاهی و رسوبات قرمز رنگ که بیانگر محیط اکسیدان می‌باشد، می‌توانند دال بر محیط رسوبی رودخانه‌ای باشند. اندازه ریز تا متوسط ذرات ماسه‌سنگی، جهت یافتگی ضعیف ذرات ماسه‌سنگی و نبود رسوبات گراولی احتمالاً نشان‌دهنده محیط رودخانه‌ای نوع مئاندری با شیب کم و جریانی آرام است. همچنین وجود رپیل‌مارک‌های متقارن و آثار موجودات حفار دریایی بیانگر رسوب‌گذاری بخشی از این واحدهای سنگی در نزدیکی یک محیط جزرومدی می‌باشد.

علاوه بر این اطلاعات، برپایه مطالعات صحرایی و آنالیز رخساره‌ای، رخساره‌های شناسایی شده در بُرش کانسار چهرآباد شامل Fl، Fm، Sm، Sh، Sr، Sp و St هستند. هر یک از این رخساره‌ها متناسب با ویژگی‌های که دارند بیانگر شرایط رسوب‌گذاری خاصی هستند. رخساره St بیشتر در سرعت‌های پایین جریان آب و در اثر حرکت رپیل‌ها و مگاریپل‌های سه‌بعدی با خط‌الرأس سینوسی تشکیل می‌شود (Miall, 1996؛ Gani & Alam, 2004؛ Lee & Chough, 2006؛ Therrin, 2006؛ Ghosh et al., 2006). رخساره Sp در اثر حرکت مگاریپل‌های دوبعدی و با خط‌الرأس مستقیم تشکیل شده (Tucker, 2001) و نشان‌دهنده سرعت پایین جریان است (Harms et al., 1982). رخساره Sr با رپیل‌هایی که از نوع موجی با خط‌الرأس مستقیم هستند بیانگر عملکرد جریان‌های جزرومدی می‌باشند (Dalrymple et al., 1992؛ Miall, 2006؛ Therrien, 2005؛ Higgs et al, 2012).



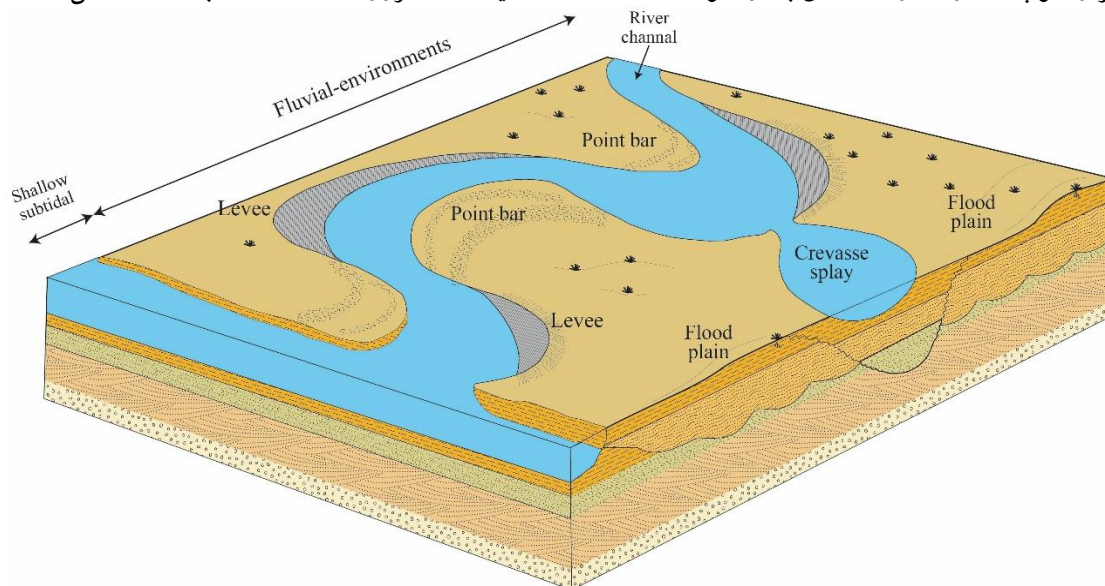
شکل ۶: رخساره‌های سنگی منطقه چهارآباد؛ الف) رخساره ماسه‌سنگی مورب مسطح (Sp)؛ ب) رخساره‌های ماسه‌سنگی مورب عدسی‌شکل و چینه‌بندی افقی (St, Sh)؛ پ) رخساره ماسه‌سنگی با لامیناسیون مورب ریپلی (Sr)؛ ت) رخساره ماسه‌سنگی توده‌ای (Sm)؛ ث) رخساره ماسه‌سنگی با چینه‌بندی افقی و رخساره گل‌سنگی توده‌ای (Sh, Fm)؛ ج) رخساره ماسه‌سنگی توده‌ای با آثار موجودات حفار (Sm)؛ چ) رخساره سیلت‌سنگی و گل‌سنگی دارای لامینه (Fl)؛ ح) رخساره گل‌سنگی توده‌ای (Fm).

Lee & Chough, Nichols, 1999؛ Jo *et al.*, 1997
2006). همچنین با توجه به اندازه ذرات تشکیل‌دهنده،

این رخساره در سرعت‌های پایین و زیاد جریان آب تشکیل می‌شود (Allen, 1984؛ Todd, 1989؛ Maizels, 1989).

(Miall, 2000) و اندازه ذرات آن بیشتر در حد سیلت می باشد (Oplustil et al., 2005). ضخامت کم رخساره Fm بیانگر رسوب گذاری بار معلق در دشت سیلابی و یا پوشش گلی روی سدها در داخل رودخانه می‌باشد (Miall, 2006).

این نوع رسوب گذاری ذرات دانه ریز بیانگر رژیم جریانایی پایین می‌باشد (Tewari et al., 2011). رخساره‌های گل سنگی Fm و Fl مجموعه‌ای از رسوبات دانه ریز در حد سیلت و رس هستند که ممکن است در مواقع سیلاب در دشت سیلابی به‌طور آهسته به شکل افقی و گاهی مورب با مقیاس کوچک و علائم موجی ظریف نهشته می‌شوند. با توجه به شواهد صحرایی و ویژگی‌های هر یک از رخساره‌ها و بر مبنای تقسیم‌بندی Miall (1996)، نهشته‌های توالی مطالعه شده را می‌توان به محیط رودخانه‌های مئاندری ماسه‌ای دارای پیچش زیاد که تحت تأثیر محیط‌های جزرومدی هستند، نسبت داد (شکل ۷).



شکل ۷: مدل رسوبی پیشنهادی برای قسمت ماسه‌سنگی بخش میانی سازند قرمز بالایی در بُرش کانسار چهرآباد

(1963) و بر اساس نسبت‌های موجود بین مقادیر مجموعه کوارتزا، خرده‌سنگ‌ها و فلدسپات‌ها، می‌توان جایگاه تکتونیکی رسوبات سیلیسی آواری را تعیین کرد. برای

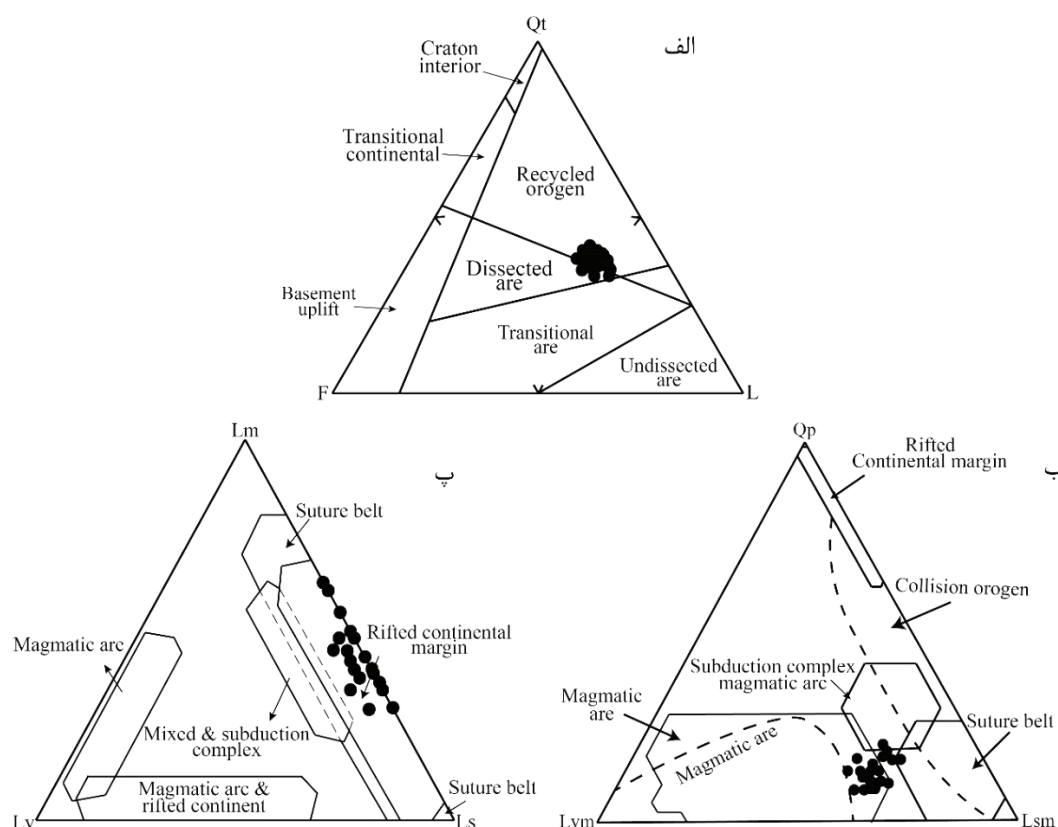
ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه عمدتاً در رژیم جریان‌های با سرعت نسبتاً بالا تشکیل شده است. رخساره Sh ممکن است در قسمت بالایی پشته‌های کانالی و یا در داخل کانال تشکیل شود (Miall, 1996, 2000؛ Khalifa & Catuneanu, 2008). رخساره Sm به علت رسوب گذاری سریع ذرات (Miall, 2000؛ Harms et al., 1982)، رسوب گذاری سریع طی فروکش جریان‌های سیلابی (Miall, 2006؛ Tewari et al., 2011) و فروریختن دیواره‌های کانال (Miall, 2000) تشکیل شده و باعث از بین رفتن لامیناسیون می‌گردد. رسوبات رخساره‌های ماسه‌سنگی Sm، Sh، Sr، Sp و St را براساس ویژگی‌های که دارند می‌توان جزو نهشته‌های کانالی که غالباً در پوینت‌بارها نهشته می‌شوند در نظر گرفت. البته رخساره‌های St و Sr به‌طور مستقل می‌توانند بیانگر محیط ساحلی و جزرومدی باشند. رخساره Fl در سرعت‌های پایین جریان آب و در اثر رسوب گذاری ذرات معلق به وجود آمده

جایگاه تکتونیکی و جغرافیای دیرینه

با توجه به ارتباط نزدیک موجود بین تکتونیک و ترکیب رسوبات در حوضه‌های مختلف (Krumbein & Sloss, 1978)

فراوانی بیشتر خُرده سنگ نسبت به کوارتز و به ویژه نسبت به فلدسپات که بیانگر فعالیت های تکتونیک می باشد و براساس نتایج به دست آمده از نمودارهای رسم شده، می توان اظهار داشت که جایگاه تکتونیک ماسه سنگ های مورد مطالعه حاشیه فعال قاره ای است.

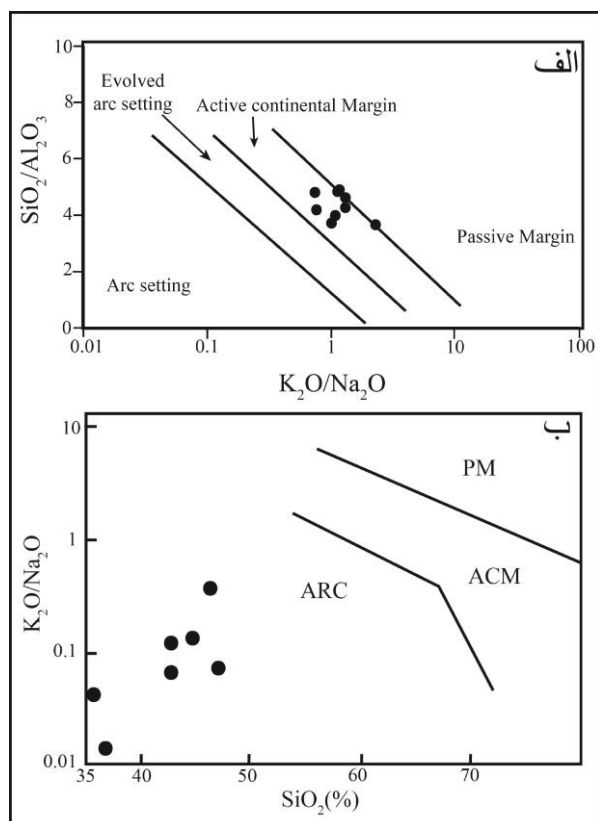
تعیین جایگاه تکتونیک ماسه سنگ های بخش میانی سازند قرمز بالایی از نتایج مطالعات پتروگرافی و نمودارهای مثلی Qt-F-L متعلق به Dickinson & Suczek (1979)، Qp-Lvm-Lsm و Lv-Lm-Ls متعلق به Ingersoll & Suczek (1979) استفاده گردید (شکل ۸). با توجه به



شکل ۸: جایگاه تکتونیک ماسه سنگ های مورد مطالعه در منطقه چهارآباد براساس نمودارهای مثلی؛ الف) Dickinson & Suczek (1979)، ب - پ) Ingersoll & Suczek (1979).

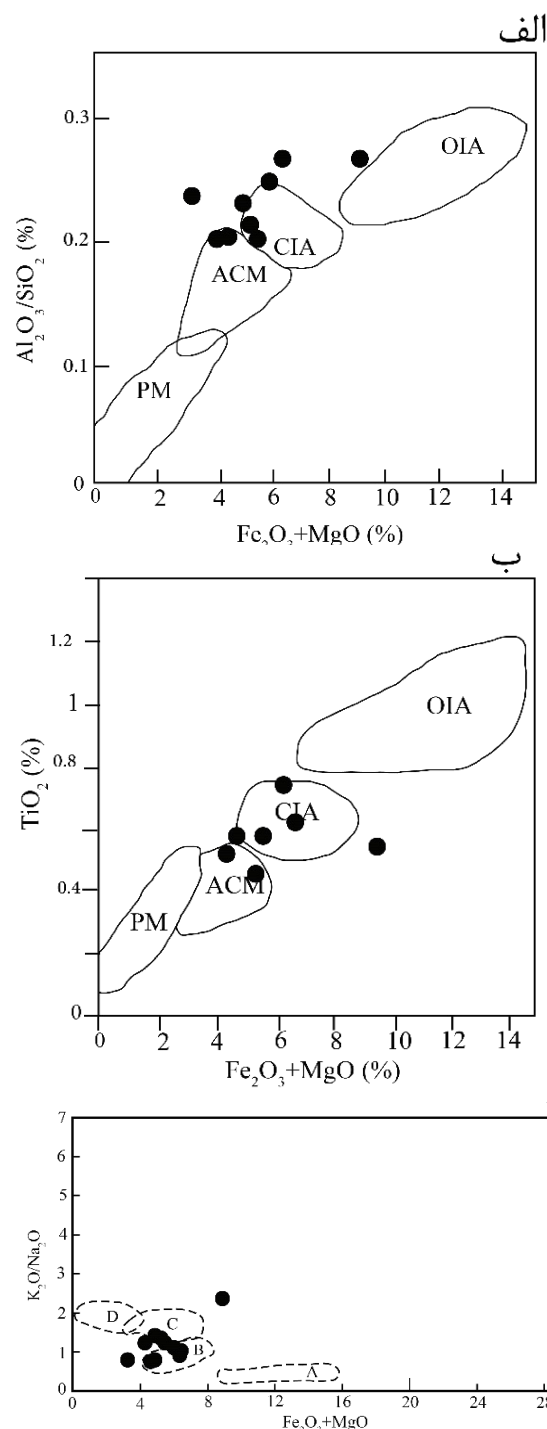
همچنین بر پایه نسبت های $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ به $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ و SiO_2 به $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ، نمونه ها در محدوده حاشیه فعال قاره ای و حاشیه جزایر کمانی اقیانوسی قرار گرفته اند (شکل ۱۰). این نتایج با اطلاعات به دست آمده از آنالیز مودال انطباق دارند. همچنین Ballato *et al.* (2016) بر اساس مجموعه اطلاعات رخساره ای، تکتونیک و ژئوشیمیای (ایزوتوپی)، محیط تکتونیک در زمان رسوب گذاری سازند قرمز بالایی در شمال و شمال باختر ایران را یک محیط تکتونیک فعال و فورلندی در نظر گرفته اند.

علاوه بر نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی، جایگاه تکتونیک ماسه سنگ های مزبور براساس داده های اکسیدهای اصلی (جدول ۳) و با استفاده از نمودارهای دومتغیره تعریف شده توسط Bhatia (1983) و Roser & Korsch (1986) نیز تعیین شده است. با توجه به نمودارهای Bhatia (شکل ۹) بر پایه نسبت های $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ به TiO_2 ، $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ به $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ ، بیشتر نمونه ها در داخل یا نزدیکی محدوده حاشیه فعال قاره ای تا جزایر کمانی قاره ای قرار می گیرند.



شکل ۱۰: جایگاه تکتونیکی قسمت ماسه‌سنگی بخش میانی سازند قرمز بالایی در منطقه چهرآباد در نمودارهای Roser & Korsch (1986): PM: حاشیه غیرفعال قاره‌ای؛ ACM: حاشیه فعال قاره‌ای؛ ARC: حاشیه جزایر کمائی اقیانوسی.

بوده است. به دنبال فراخاست عمومی زمین و فرسایش شدید، مواد تخریبی در حوضچه‌های داخلی و در محیط‌های قاره‌ای نهشته شده‌اند. لذا نهشته‌های میوسن دارای مواد قاره‌ای - آواری و سُرخ رنگ (سازند قرمز بالایی) است. همچنین بر اساس نقشه جغرافیای دیرینه زمان میوسن (Schuster & Wielandt, 1999) منطقه مورد مطالعه به طور تقریبی در عرض جغرافیایی ۳۵ درجه شمالی قرار گرفته است که بیانگر آب و هوای نیمه‌خشک می‌باشد (شکل ۱۱). با در نظر گرفتن نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و حضور گنبد‌های نمکی، میان‌لایه‌های گچی و دیگر واحدهای تبخیری موجود در سازند قرمز بالایی در منطقه مورد مطالعه می‌توان بیان داشت که شرایط آب و هوایی در زمان رسوب‌گذاری سازند قرمز بالایی،



شکل ۹: جایگاه تکتونیکی قسمت ماسه‌سنگی بخش میانی سازند قرمز بالایی در منطقه چهرآباد بر روی نمودارهای Bhatia (1983): ACM (C): حاشیه فعال قاره‌ای؛ CIA (B): جزایر کمائی قاره‌ای؛ OIA (A): جزایر کمائی اقیانوسی؛ PM (D): حاشیه غیرفعال قاره‌ای.

رخداد زمین ساختی پیرنن باعث تغییر در جغرافیای دیرینه ایران شده که با پس‌روی گسترده دریای آزاد و شکل‌گیری خشکی‌های گسترده در ایران مرکزی همراه

نیمه خشک تا نیمه مرطوب بوده است. لذا این شرایط با موقعیت جغرافیای دیرینه منطقه مورد مطالعه در عرض جغرافیایی میوسن انطباق دارد. جایگاه تکتونیکی فورلندی و وجود واحدهای تخریبی آواری بیانگر ارتفاعات و محیط‌های قاره‌ای می‌باشد. همچنین حضور گنبد‌های نمکی و واحدهای تبخیری نشان‌دهنده وجود حوضچه‌های درون قاره‌ای است. بر همین اساس می‌توان نتیجه گرفت که این منطقه هنگام برخورد صفحه عربستان با اورسیا در جایگاه فورلندی قرار داشته است. این تصادم موجب تسریع در بالا آمدن حوضه‌های کم عمق دریایی و سبب افزایش سرعت تجمع رسوبات و روند ناپایداری فرسایش شده است. این تصادم همچنین باعث شکل‌گیری پهنه‌بندی مرتفع جغرافیایی شمال باختری ایران شده است. در نتیجه فرسایش این ارتفاعات، رسوبات فراوانی در حوضه‌های رودخانه‌ای بر روی نهشته‌های سازند قم در پهنه ایران مرکزی نهشته شده و سازند قرمز بالایی را تشکیل داده‌اند.



شکل ۱: موقعیت قرارگیری منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه جغرافیای دیرینه زمان میوسن (با اندکی تغییرات از Schuster & Wielandt, 1999)

نتیجه‌گیری

سازند قرمز بالایی در منطقه چهارآباد از ۳ بخش اصلی تبخیری در قسمت زیرین، تناوب گل سنگ و ماسه سنگ در قسمت میانی و طبقاتی از گل سنگ‌های سبز با میان‌لایه‌های تبخیری در قسمت بالایی تشکیل شده است.

بخشی از قسمت میانی این سازند به سبزی ۲۳۱ متر دارای هفت لایه ماسه سنگی قرمز تا خاکستری رنگ است که به صورت متناوب با طبقات گل سنگی قرمز قرار دارند. براساس مطالعات میکروسکوپی انجام شده، واحدهای ماسه سنگی سازند قرمز بالایی در منطقه چهارآباد از نوع فلدسپاتیک لیت آرنایت و لیت آرنایت (عمدتاً چرت آرنایت) می‌باشند. براساس پیمایش‌های صحرایی و بررسی ساختمان‌های رسوبی و رخساره‌های سنگی، ۵ رخساره ماسه سنگی (Sm, Sh, Sp, St و Sr) و ۲ رخساره گل سنگی (Fm و Fl) در سازند قرمز بالایی در بُرش کانسار چهارآباد قابل شناسایی است. محل اصلی نهشته شدن این رخساره‌ها محیط‌های رودخانه‌ای پوینت بار، دشت سیلابی و احتمالاً کروس‌های پهن بوده است. رخساره‌های Sm, Sh, Sp, St و Sr که جزو نهشته‌های کانالی هستند، غالباً در پوینت بارها و رخساره‌های Sr و Sh و Fl احتمالاً در کروس‌های پهن نهشته شده‌اند. رخساره‌های Fm و Fl که مجموعه‌ای از رسوبات دانه ریز در حد سیلت و رس هستند نیز در دشت سیلابی تشکیل شده‌اند. لذا می‌توان نهشته‌های مورد مطالعه را به یک محیط رودخانه‌ای مثانداری ماسه‌ای دارای پیچش زیاد و عوامل سدی نسبت داد. شواهدی مانند وجود رپیل مارک‌های متقارن و چین‌بندی‌های متقاطع نیز می‌تواند بیانگر محیط ساحلی و جزرومدی باشد. این مطلب نشان می‌دهد محیط رسوب گذاری از بخش انتهایی کانال رودخانه‌ای تا ابتدای محیط دریایی در حال تغییر بوده است. بر اساس داده‌های حاصل از نقطه‌شماری و مطالعات ژئوشیمیایی و نسبت بین کوارتزها، خُرده سنگ‌ها و فلدسپات‌ها، جایگاه تکتونیکی ماسه سنگ‌های سازند قرمز بالایی در بُرش کانسار چهارآباد، حاشیه‌های فعال قاره‌ای می‌باشد.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- لطفی، م. ۱۳۸۰. نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۱. رسوب‌شناسی. انتشارات آستان قدس رضوی، به‌نشر، ۴۷۶ ص.
- Allen, J.R.L., 1984. Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in sedimentology, Amsterdam, Elsevier*, 663 p.
- Ballato, P., Cifell, F., Heidarzadeh, G., Ghassemi, M.R., Wickert, A.D., Hassanzadeh, J., Dupont-Nivet, G., Balling, P., Sudo, M., Zeilinger, G., Schmitt, A. K., Mattei, M. & Strecker, M.R., 2016. Tectono-sedimentary evolution of the northern Iranian Plateau: Insights from middle-late Miocene foreland-basin deposits. *Basin Research*, 29: 417–476.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611–627.
- Bhatia, M.R., & Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181–193.
- Catuneanu, O., 2003. Sequence stratigraphy of clastic systems. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 248 p.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam, First Edition. *Elsevier*, 375 p.
- Dalrymple, R.W., Zaitline, B.A. & Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62: 1130–1146.
- Dickinson, W.R., 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: Dickinson, W.R., (ed.), *Tectonics and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special publication*, 22: 1–27.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstone. In: Zuffa, G.G., (ed.), *Provenance of Arenites. Reidel Publishing Company*, 407: 333–363.
- Dickinson, W.R., & Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164–2182.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of sedimentary Rocks. Austin, Texas, *Hemphill*, 159 p.
- Gani, R.M. & Alam, M.M., 2004. Fluvial facies architecture in small scale river system in the Upper Dupi Tila formation, North east Bengal basin, Bangladesh. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 225–236.
- Ghosh, P., Sarkar, S., & Maulik, P., 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit, Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology*, 191: 3–36.
- Harms, J.C., Southard, J.B. & Walker, R.G., 1982. Structures and sequence in clastic rock. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, Chapter 1, 55 p.
- Higgs, K.E., King, P.R., Raince, J.I., Sykes, R., Browne, G.H., Grouch, E.M., & Baur, J.R., 2012. Sequence stratigraphy and controls on reservoir sandstone distribution in an Eocene marginal marine-coastal plain fairway, Taranaki Basin, New Zealand. *Marine and Petroleum Geology*, 32: 110–137.
- Ingersoll, R.V., & Suczek, C.A., 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans. DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1217–1228.
- Ingersoll, R.V., Bulard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.P., & Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson point counting method. *Journal of sedimentary Petrology*, 54: 103–116.
- Jo, H.R., Rhee, C.W., & Chough, S.K., 1997. Distinctive characteristics of a stream flow-dominated alluvial fan deposit, Sanghori area, Kyongsang Basin (Early Cretaceous), southeastern Korea. *Sedimentary Geology*, 110 (1-2): 51–79.
- Khalifa, M.A., & Catuneanu, O., 2008. Sedimentology of the fluvial and fluvio- marine facies of the Bahariya Formation, Bahariya oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 51 (2): 89–103.
- Krumbein, W.C., & Sloss, L.L., 1963. Stratigraphy and sedimentation: 2nd edition. San Francisco, W.H. Freeman and Co., 660 p.

- Kumar, R., Suresh, N., Sangode, S.J., Kumaravel, V., 2007. Evolution of the Quaternary alluvial fan system in the Himalayan foreland basin, Implications for tectonic and climatic decoupling. *Quaternary International*, 159: 6–20.
- Lee, H.S., & Chough, S.K., 2006. Lithostratigraphy and depositional environments of the Pyeongan Super group (Carboniferous-Permian) in the Taebaek area Mideast Korea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 339–352.
- Maizels, J.K., 1989. Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of Jökulhlaup deposits: Paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland Sandur deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 204–223.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., & Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic association. *Geochimical et Cosmochimical Acta*, 54: 2015–2050.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22: 261–308.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Berlin, *Springer-Verlag*, 582 p.
- Miall, A.D., 2000. Principle of sedimentary basin analysis, 3rd edition. *Springer-Verlag*, New York, 668 p.
- Miall, A.D., 2006. The Geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, Petroleum Geology (4th printing). *Springer-Verlag*, New York, 582 p.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Waples, D., Warren, J., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Otterdoorn, H., Srisuriyon, K., Kazemi, H. & Rawanchaikul, M., 2008. Impact of structural history and style on the petroleum system of the Central Basin in the Saveh-Qom area, Iran. *8th Middle East Geosciences Conference, GEO 2008, Geo-Arabia*, 13, 206.
- Nichols, G.J., 1999. Sedimentology and stratigraphy. *Oxford, United Kingdom, Blackwell Science*, 355 p.
- Oplustil, S., Martínek, K., & Tasáryová, Z., 2005. Facies and architectural analysis of fluvial deposits of the Nýřany Member and the Týnec Formation (Westphalian D–Barruelian) in the Kladno-Rakovník and Pilsen basins. *Bulletin of Geosciences*, 80 (1): 45–66.
- Rieser, A.B., Neubauer, F., Liu, Y., & Ge, X., 2005. Sandstone provenance of north-western sectors of the intra-continental Cenozoic Qaidam basin, western China: Tectonic and climate control. *Sedimentary Geology*, 177: 1–18.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635–650.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119–139.
- Sadati, S.N., Yazdi, M., Mao, J., Behzadi, M., Adabi, M.H., Lingang, X., Zhenyu, C., & Moktari, M.A.A., 2016. Sulfide mineral chemistry investigation of sediment-hosted stratiform copper deposits, Nahand-Ivand area, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 72: 760–776.
- Schuster, F., & Wielandt, U., 1999. Oligocene and early Miocene coral faunas from Iran, paleoecology and paleobiogeography. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 571–581.
- Tewari, P., Rajkonwar, C., Lalchawimawii, Lalnuntluanga, P., Malsawma, J., Ralte, V.Z., & Patel, S.J., 2011. Trace fossils from Bhuban Formation, Surma Group (Lower to Middle Miocene) of Mizoram India and their palaeoenvironmental significance. *Journal of Earth System Science*, 120: 1127–1143.
- Therrien, F., 2005. Palaeoenvironments of the Latest Cretaceous (Maastrichtian) dinosaurs of Romania: insights from fluvial deposits and paleosols of the Transylvanian and Hateg Basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 218: 15–56.
- Todd, S. P., 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets; possible deposits in the Trabeg conglomerate formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36 (4): 513–530.
- Tucker, M. E., 2001. Sedimentary Petrology, 3rd edition. Oxford, *Blackwell*, 260 p.
- Whitney, D.L., & Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185–187.

زیست چینه نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در یکی از میادین نفتی، جنوب غرب ایران

بهزاد سعیدی رضوی^{۱*}، فاطمه عسکری^۲، محمدرضا کمالی^۳، عزت‌الله کاظم‌زاده^۴

۱- استادیار پژوهشی، پژوهشگاه استاندارد، کرج، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۳- استاد، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

۴- استادیار، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

*پست الکترونیک: bsaidi@standard.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۶/۱۱

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۰/۲۴

چکیده

در این پژوهش، سازند سروک با سنگ شناسی غالب سنگ آهکی و ضخامت ۳۲۳ متر، در یکی از میادین نفتی جنوب واقع در ۱۰۰ کیلومتری غرب اهواز مورد مطالعه قرار گرفته است. به دلیل وجود ندول‌های گلوکونیتی در قاعده سازند گورپی، مرز بالایی سازند سروک با سازند گورپی به صورت ناپیوسته در نظر گرفته شده است. مرز زیرین سازند سروک نیز به علت عدم حفاری توالی زیرین آن مشخص نیست. بر اساس مطالعات دیرینه شناسی انجام شده، ۵ جنس و ۵ گونه از میکروفسیل‌های شناور و ۲۵ جنس و ۲۸ گونه از میکروفسیل‌های کفزی شناسایی شدند و براساس آنها سه زیست‌زون شامل *Nezzazata-alveolinids assemblage zone*، *Rudist debris zone* و *Oligosteginid flood zone* معرفی شدند. این زیست‌زون‌ها که با زیست‌زون‌های معرفی شده توسط Wynd (1965) مطابقت دارند، مؤید سن سنوماین تا تورونین برای سازند سروک در چاه مورد مطالعه هستند. بر پایه مطالعات سنگ نگاری، تحلیل بافت‌های رسوبی و فسیل‌های موجود، هفت ریزرخساره مختلف در توالی سازند سروک شناسایی شد. بر این اساس، محیط رسوب گذاری سازند سروک در این منطقه شامل سه بخش لاگون، شول و دریای باز متعلق به یک رمپ کربناته می‌باشد. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی نیز به شناسایی یک سکانس رسوبی کامل و دو سکانس ناقص در سازند سروک انجامید.

واژه‌های کلیدی: زیست چینه نگاری؛ ریزرخساره؛ چینه نگاری سکانسی؛ سازند سروک؛ سنوماین - تورونین.

مقدمه

سازند سروک در نواحی مختلف زاگرس از دیدگاه زیست چینه نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی توسط James & Wynd (1965)، Bolz (1974)، Khalili (1967)، Adams & Bourgeois (1977)، خسروتهرانی و فتونی (۱۳۷۳) در نواحی فارس و

سازند سروک یکی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای گروه بنگستان با سن آلبین - تورونین می‌باشد. کم عمق شدن دریا در اواخر آلبین تا سنوماین باعث رسوب مقادیر زیادی از کربنات‌های کم عمق (سازند سروک) در پهنه وسیعی از حوضه زاگرس شده است (مطیعی، ۱۳۷۲).

بررسی زیست چینه نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط رسوب گذاری و چینه نگاری سکانشی سازند سروک در یکی از چاه‌های میدان نفتی جنوب غرب ایران می‌باشد.

موقعیت جغرافیایی

چاه مورد مطالعه در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران واقع در ۱۰۰ کیلومتری غرب اهواز جای دارد (شکل ۱). مرز بالایی سازند سروک با سازند گورپی به دلیل وجود ندول‌های گلوکونیتی در قاعده سازند گورپی به صورت ناپیوسته در نظر گرفته شده است. مرز زیرین سازند سروک نیز به علت عدم حفاری سازند سروک در این چاه مشخص نیست.

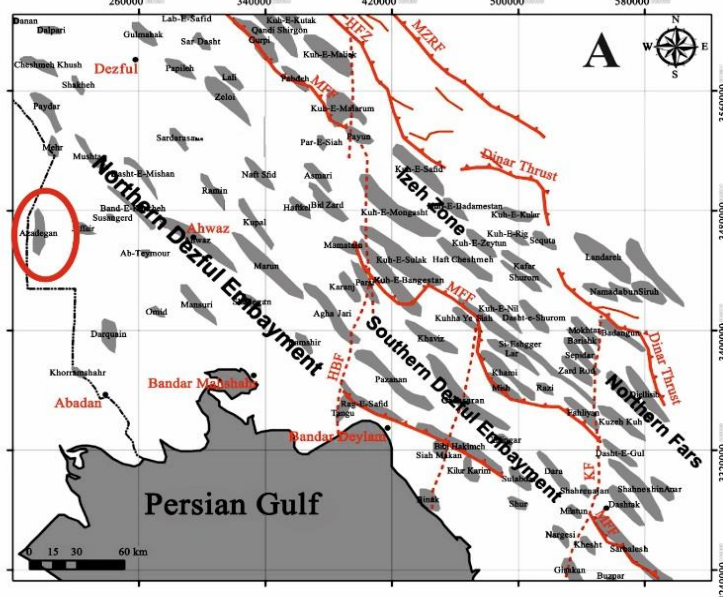
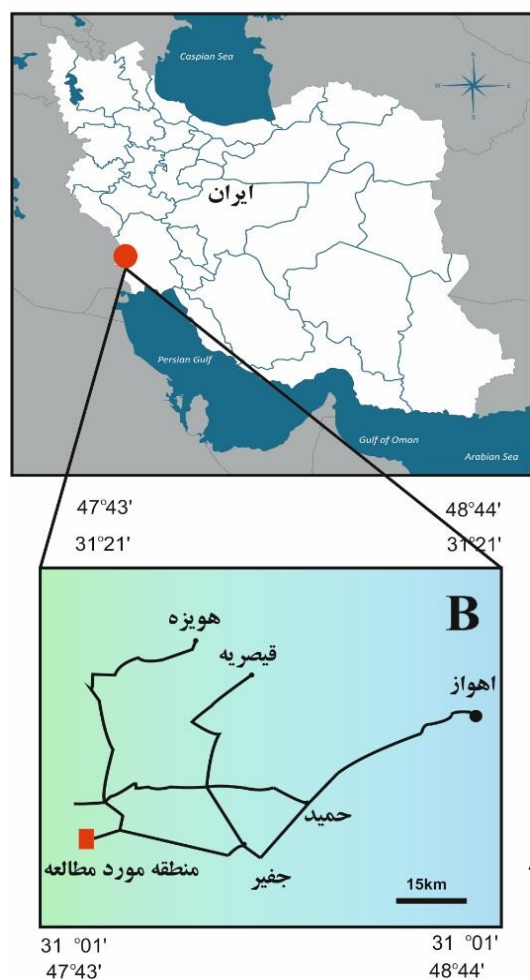
روش مطالعه

مطالعات انجام شده برای دستیابی به اهداف مورد نظر این پژوهش شامل سه مرحله مختلف بوده است. ابتدا تعداد ۱۹۵ مقطع نازک میکروسکپی از مغزه‌ها و خرده‌های حاصل از حفاری (شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب) تهیه شده است. سپس مقاطع تهیه شده توسط میکروسکپ دوچشمی مطالعه و محتوای بافتی آن‌ها شامل آلومک‌ها و ارتوکم‌های مختلف شناسایی و از مقاطع نازک عکس تهیه شده است. در این مطالعه برای تعیین بافت سنگ و نام گذاری از روش Dunham (1962) و Reading (1996) و برای توصیف ریزرخساره‌ها از الگوی شرح داده شده در نوشته Flügel (2010) استفاده شده است. شناسایی میکروفسیل‌ها با مطالعه مقاطع نازک میکروسکپی و نیز استفاده از منابعی همچون Bolli (1945, 1959, 1966)، Postuma (1971) و Caron (1983) انجام شده و سپس ضمن تصویربرداری از آنها، نمودار پراکندگی فسیل‌ها در طول ستون چینه نگاری ترسیم شده است. لازم به ذکر است زیست‌زون‌های موجود بر اساس الگوی زیست پهنه بندی

خوزستان، لاسمی و جلیلیان (۱۳۷۶) در خوزستان و لرستان، وزیری مقدم و صفری (۱۳۸۲) در منطقه سیمیرم، تیموریان و همکاران (۱۳۸۳) در خوزستان، رحیمی‌نژاد و همکاران (۱۳۸۵) در میدان نفتی گچساران، غیشاوی (۱۳۸۷) در میدان پارسی و کوه بنگستان، دانشیان و همکاران (۱۳۹۰) در برش چنارباشی، کاظم‌زاده و همکاران (۱۳۹۰) در میدان نفتی اهواز، محمودی و طاهری (۱۳۹۰) در شمال شرق گچساران، صفدری (۱۳۸۹) در تاکدیس آغار، عباساقی و همکاران (۱۳۹۱) در میدان نفتی کوپال، Ghabeishavi et al. (2010) در تاکدیس بنگستان، Eghtesadi et al. (2010)، Fakour et al. (2010)، Hosini & Adabi (2010) Gholamizadeh & Rahimpour-Bonab et al. و Pormourad (2010)، در فروافتادگی دزفول، Mehrabi et al. (2014)، Asadi Mehmandosti et al. (2013) در پهنه ایزه، Omidvar et al. (2014) در فروافتادگی دزفول، Afghah & Fadaei (2014) در برش خرامه، Yang et al. (2015) در فروافتادگی دزفول، Esrafil-Dizaji (2015) در خلیج فارس، Vincent et al. (2015) در فارس و Rikhtegarzadeh et al. (2017) در فروافتادگی دزفول مطالعه شده است. سازند سروک دارای دو رخساره متفاوت است. در محل برش الگو و فارس ساحلی، رخساره‌های کم عمق این سازند گسترش دارند، در حالی که در ناحیه لرستان رخساره‌ها عمیق‌تر هستند (مطیعی، ۱۳۷۴). از آن جا که سازند سروک به عنوان سنگ مخزن مواد هیدروکربوری در حوضه رسوبی زاگرس محسوب می‌گردد، لذا شناسایی و بررسی دقیق‌تر این سازند بر اساس ریز رخساره‌ها و چینه نگاری سکانشی اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و کارهای اکتشافی بعدی در این حوضه به دست خواهد داد. هدف نوشتار حاضر

Simmons et al., (1996) Emery & Myers, (1988) et al.
al. (2007) انجام شده است.

Wynd (1965) شناسایی و معرفی شده‌اند. مطالعات چینه نگاری سکانسی نیز به کمک منابع و روش‌های شرح داده



شکل ۱: (A) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه، (B) راه‌های دسترسی به چاه مورد مطالعه

میکروفسیل‌های شاخص این زیست‌زون شامل *Nezzazata* و *Nezzazata conica*، *Cisalveolina fallax simplex* می‌باشند. میکروفسیل‌های همراه این زیست‌زون نیز عبارتند از:

Alveolina sp., *Biplanata peneropliformis*, *Calcisphaerula innominate*, *Chrysalidina gradate*, *Cisalveolina lehneri*, *Cisalveolina* sp., *Coxites zubairensis*, *Cuneolina pavonia*, *Cyclodomia iranica*, *Cyclolina cretacea*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Dicyclina* sp., *Mangashtia viennoti*, *Merlingina cretacea*, *Murgeina apula*, *Neoiraqia convexa*, *Nezzazata concave*, *Nezzazata gyra*, *Nezzazata* sp., *Nezzazatinella picardi*, *Nezzazatinella* sp., *Nummoloculina heimi*,

زیست چینه نگاری سازند سروک در چاه مورد مطالعه براساس مطالعات دیرینه شناسی انجام شده، ۵ جنس و ۵ گونه از میکروفسیل‌های شناور و ۲۴ جنس و ۲۷ گونه از میکروفسیل‌های کف‌زی شناسایی شدند (شکل‌های ۲ تا ۴). بر این مبنا سه زیست‌زون در چاه مورد مطالعه تشخیص داده شدند (شکل ۵) که عبارتند از:

1. *Nezzazata* – *Alveolinids* Assemblage zone (Wynd, 1965)

این زیست‌زون که اولین بار توسط Wynd (1965) معرفی شد است در چاه مورد مطالعه در بخش میانی سازند سروک با ضخامت ۲۸۸ متر شناسایی شده است.

Nezzazata – alveolinids assemblage zone قرار دارد. سنگواره غالب این زیست‌زون را قطعات رودیستی تشکیل می‌دهند، اگرچه همراه این خرده‌های رودیستی، فسیل‌های زیر نیز مشاهده می‌شوند:

Alveolina sp., *Chrysalidina gradate*, *Cisalveolina lehneri*, *Cisalveolina* sp., *Cuneolina pavonia*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Dicyclina* sp., *Mangashtia viennoti*, *Merlingina cretacea*, *Nezzazata* sp., *Nezzazatinella picardi*, *Nezzazatinella* sp., *Nummoloculina heimi*, *Nummoloculina* sp., *Orbitolina* sp., *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudolituonella* sp., *Pseudorhapydionina dubia*, *Spiroloculina cretacea*, *Trochospira avnimelechi*, *Miliolids*, *Textularids*.

سن این پهنه با توجه به موقعیت چینه‌شناسی، سنومانین در نظر گرفته شده است.

3. *Oligostegina flood zone* (Wynd, 1965)

این زیست‌زون در سازند سروک ۳۶ متر ضخامت دارد و متشکل از یک رخساره مادستون - وکستونی پلاژیک است. این زون زیستی با تجمع سنگواره‌های شاخصی همچون *Calcisphaerula innominate* و *Stomiosphaera sphaerica* مشخص می‌شود. همچنین، میکروفسیل‌های همراه این زیست‌زون شامل *Moricohed-Heterohelix* sp., *Globigerinoides* sp., *Moricohed-bergella* sp., *bergella planispira* و *Miliolids*، *Nezzazatinella* sp. و *Textularid* می‌باشند. این زیست‌زون مطابق با زون زیستی شماره ۲۶ (*Oligostegina flood zone*) در نوشته Wynd (1965) است و گسترش اصلی آن از آلبین تا تورونین است. سن این بایوزون بر اساس جمعیت فسیلی شناسایی شده در این مطالعه، تورونین تعیین شده است.

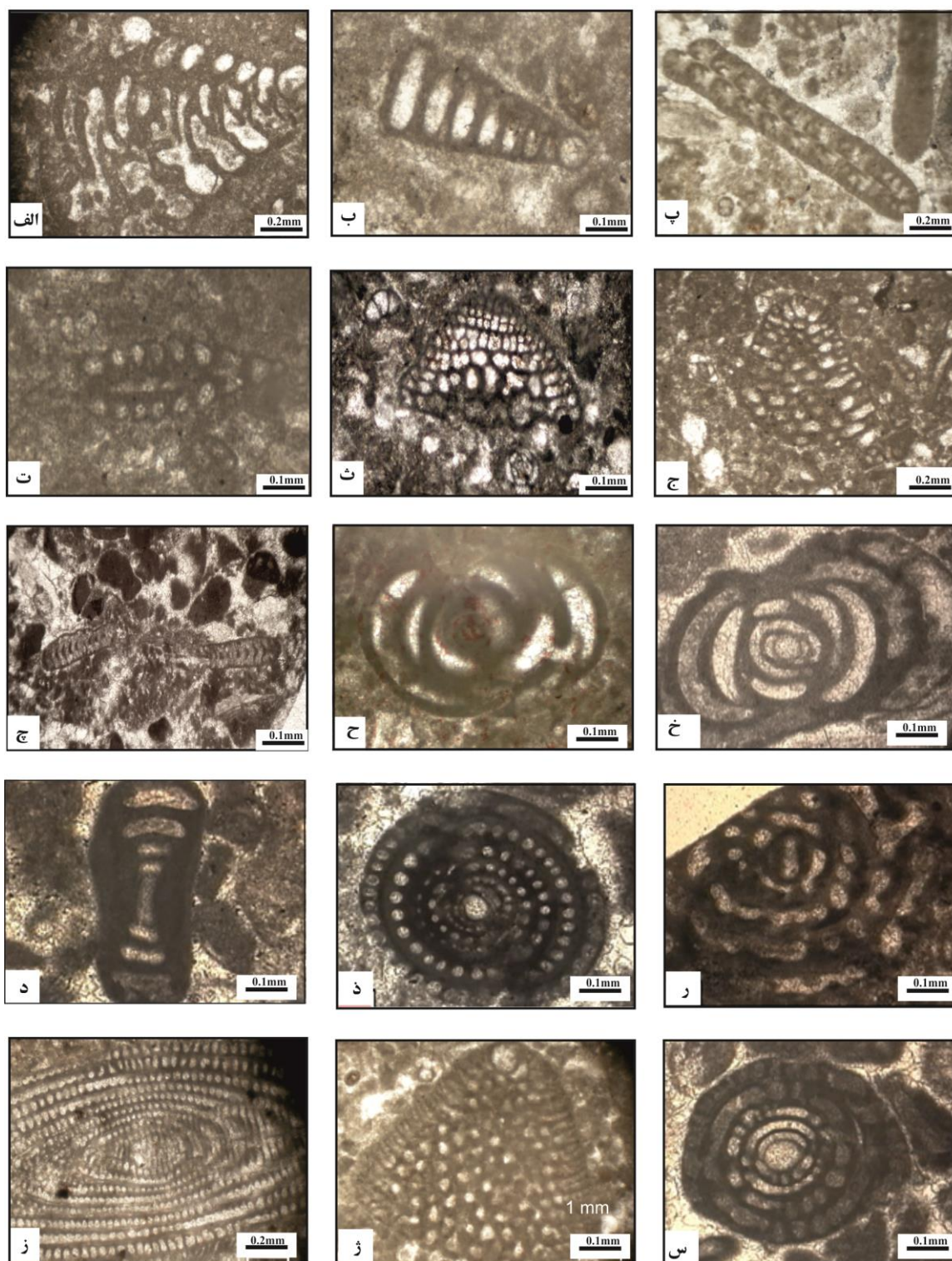
Nummoloculina regularis, *Nummoloculina* sp., *Orbitolina conica*, *Orbitolina* sp., *Praealveolina cretacea*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudolituonella* sp., *Pseudorhapydionina dubia*, *Pseudorhipidionina bingstani*, *Rhaphydionina liburacia*, *Spiroloculina cretacea*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Trochospira avnimelechi*, *Miliolids*, *Textularids*.

این زیست‌زون معادل با زون زیستی شماره ۲۵ (*Nezzazata – alveolinids assemblage zone*) در نوشته Wynd (1965) و از نظر زمانی متعلق به سنومانین است. Bourgeois (1969) معتقد است که مرز بالایی این زیست‌زون محدود به بالاترین قسمت سنومانین است. به باور وی، مرز بالایی این زیست‌زون یک ناپیوستگی است که در اغلب مناطق حوضه زاگرس ایران در قسمت‌های بالایی سنومانین دیده می‌شود. مطالعات جدیدتر نشان می‌دهد که کلیه آلئولینیدهای مربوط به این زیست‌زون (از جمله *Cisalveolina* sp. و *Ovalveolina* sp.) در نزدیکی مرز سنومانین منقرض می‌شوند (Rikhtegarzadeh et al., 2017). این انقراض به دلیل وجود رویداد بی‌اکسیژنی OAE2^۱ در مرز سنومانین - تورونین روی داده است (Husinec et al., 2000).

2. *Rudist debris zone* (Wynd, 1965)

این زیست‌زون توسط Wynd (1965) تعریف شده است؛ اگرچه Bolz (1977) بر این باور است که ارزش این زیست‌زون از نظر زمانی بسیار ناچیز است، زیرا حضور خرده‌های رودیستی از زمان آپتین تا مایستریشتین و حتی کهن‌تر از آپتین نیز گزارش شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). این زیست‌زون در چاه مورد مطالعه ۷۴ متر ضخامت دارد. این زیست‌زون که مطابق با زون زیستی ۲۴ (*Rudist debris zone*) در نوشته Wynd (1965) است، درون زیست‌زون

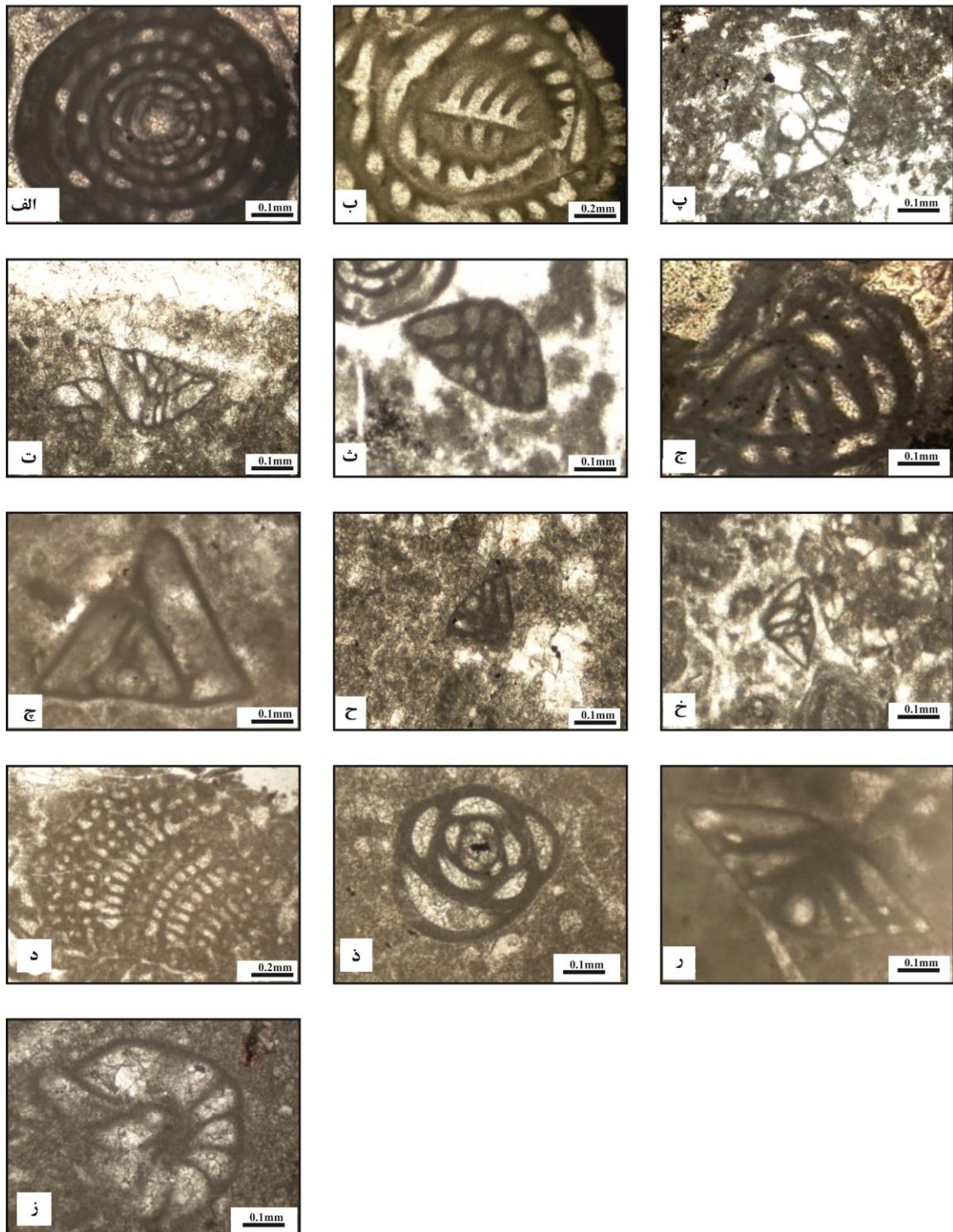
Plate 1



شکل ۲: مجموعه میکروفسیل‌های شناسایی شده در سازند سروک در چاه مورد مطالعه

الف - *Chrysalidina gradate*, Axial section, ب - *Pseudolituonella reicheli*, Longitudinal section, پ - *Dicyclina schlumbergeri*, Axial section, ت - *Coxites zubairensis*, Sub axial section, ث - *Orbitolina* sp., Sub axial section, ج - *Neoiraqia convexa*, Sub axial section, چ - *Cycledomia iranica*, Sub axial section, خ - *Nummoloculina heimi* section, د - *Nummoloculina regularis*, Axial section, ذ - *Cisalveolina* sp., Sub-equatorial section, ر - *Cisalveolina* sp., Sub-equatorial section, ز - *Praealveolina* sp., Axial section, ژ - *Orbitolina conica*, Axial section, س - *Cisalveolina* sp., Axial section.

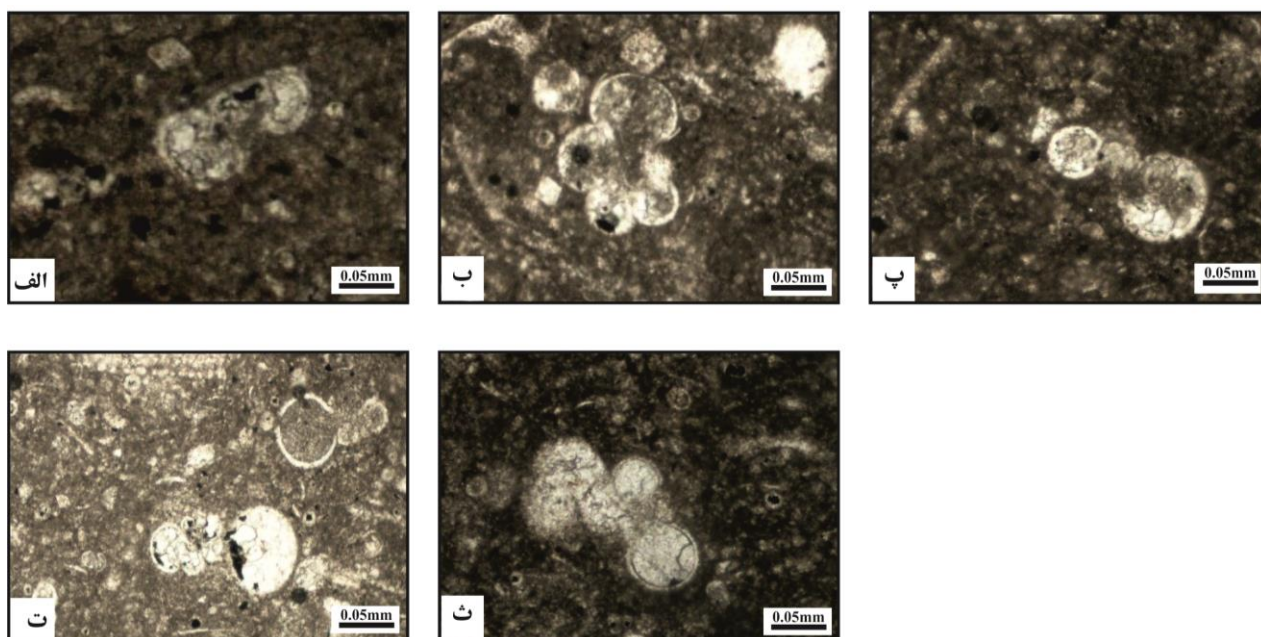
Plate 2



(صفاری، ۱۳۶۰) و سازند گورپی مستقیماً بر روی سازند سروک قرار می‌گیرد. این امر به دلیل وجود ناپیوستگی و نبود زیست‌زون‌های شاخص سازند ایلام در بالای سازند

مرز بالایی سازند سروک به صورت ناپیوسته است و هیچ گونه شواهد سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی و یا حتی قلوه‌های هماتی از سازند ایلام در این چاه دیده نمی‌شود

Plate 3



شکل ۴: مجموعه میکروفسیل‌های شناسایی شده در سازند سروک در مقطع مورد مطالعه

الف - *Moricohedbergella planispira*, Axial section, ب، پ - *Moricohedbergella* sp., Equatorial section, ت، ث - *Globigerinoides* sp., Axial section.

گروه رخساره‌ای دریای باز

این گروه رخساره‌ای شامل ۴ رخساره میکروسکپی (MF1 تا MF4) است.

MF1: Bioclastic planktonic foraminiferal oligostegina wackestone

آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل روزن‌داران شناور و الیگوسترینیدها با فراوانی کلی ۱۵ درصد و قطعات رودیست، خارپوست و اسپیکول‌های اسفنج با فراوانی کلی ۱۰ درصد می‌باشد. آلوکم‌های اشاره شده در زمینه‌ای گل پشیمان قرار گرفته‌اند (شکل ۶الف).

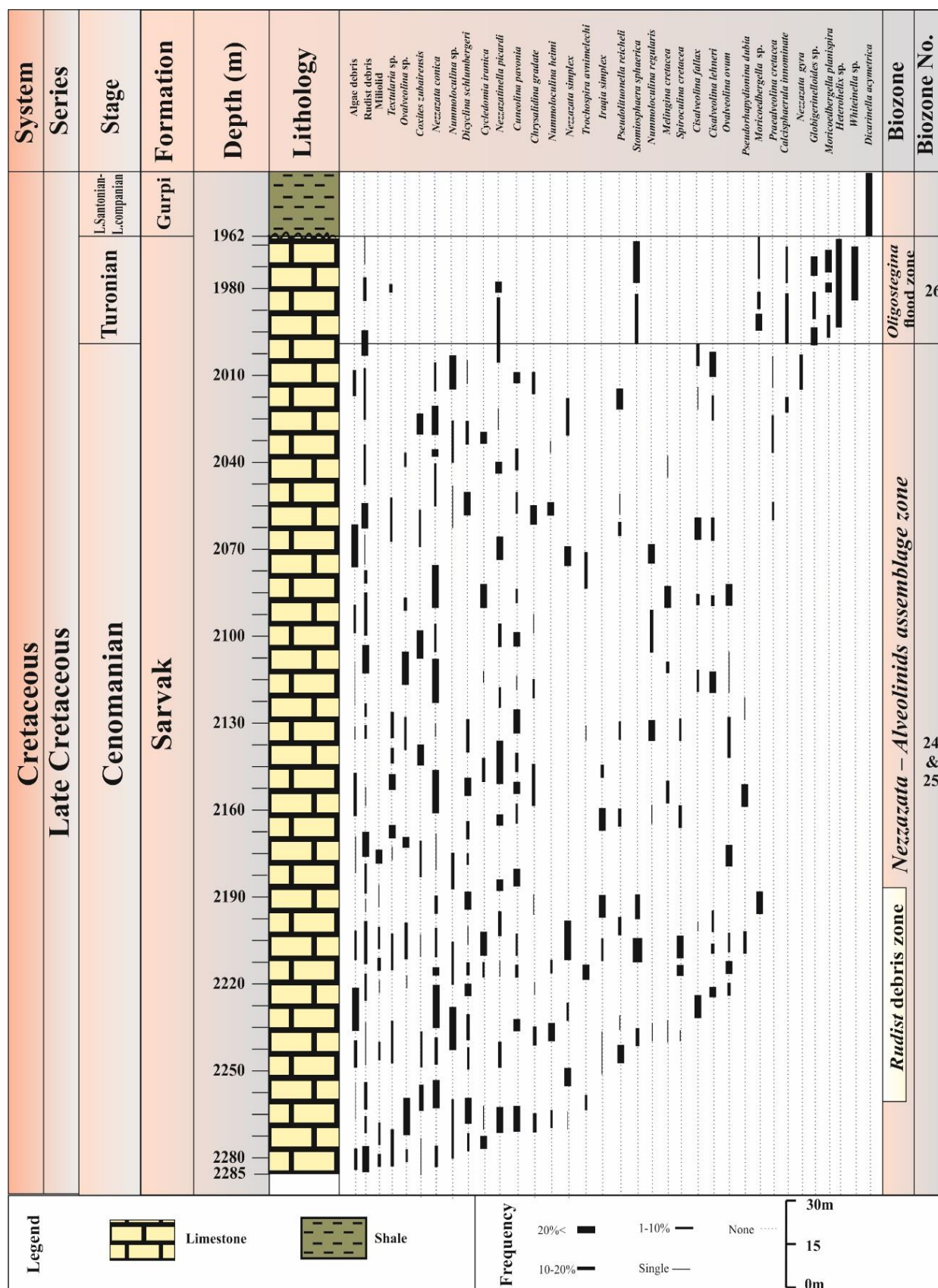
تفسیر: فراوانی روزن‌داران شناور و الیگوسترینیدها و نبود فونای کفزی، فابریک گل پشیمان و نبود بایو کلاست‌های درشت، نشانگر محیط عمیق هستند (Arthur et al., 1987؛ Aguilera-Franco & Luciani & Cobianchi, 1999؛ Hernandez Romano, 2004). با توضیحات ارائه شده، این ریزرخساره متعلق به بخش عمیق حوضه است و در

سروک می‌باشد. نبود رسوبات بین سازندهای سروک و گورپی، بر اثر خشکی‌زایی ساب‌هرسینین از تورونین پسین تا ساتونین باعث شده است که رسوبات سازند گورپی مستقیماً بر روی سازند سروک نهشته شود. همان‌طور که پیش‌تر نیز ذکر شد، مرز زیرین سازند سروک به علت عدم حفاری، مشخص نیست. با این توضیحات، بررسی‌های زیست چینه نگاری انجام شده بر روی توالی در دسترس از سازند سروک در چاه مورد مطالعه در این پژوهش مؤید سن سنومانین تا تورونین برای این سازند است.

رخساره‌های شناسایی شده در سازند سروک در چاه

مورد مطالعه

با توجه به مطالعات سنگ نگاری ۷ رخساره میکروسکپی شناسایی شد که به ترتیب از سمت دریا به خشکی به شرح زیر هستند (شکل ۶ و ۷).



شکل ۵: زیست‌زون‌های شناسایی شده در سازند سروک در چاه مورد مطالعه

کمر بند رخساره‌ای شماره ۱ و ۲ مطابق با نوشته Wilson (1975) نهشته شده است.

MF2: Bioclastic foraminifera (benthic and planktonic) wackestone

آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل روزن‌داران کف‌زی نظیر *Rotalia*، *Nezzazata* و روزن‌داران شناوری نظیر *Rotalipora* است و آلوکم‌های فرعی هم پلئید و خرده‌های خارپوست می‌باشند. آلوکم‌های اشاره شده در زمینه‌ای گل‌پشتیان قرار گرفته‌اند (شکل ۶ب).

تفسیر: حضور روزن‌داران شناور در کنار روزن‌داران کف‌زی و فابریک رسوبی نظیر آشفستگی رخساره‌ها که احتمالاً مرتبط با عمق اثر امواج است، نشان‌دهنده بخش‌های انتهایی محیط رمپ میانی است (Flügel, 2010; Rahimpour-bonab et al., 2012). با توجه به موارد ذکر شده می‌توان گفت که ریزرخساره مذکور به بخش‌های نیمه عمیق دریای باز و کمر بند رخساره‌ای شماره ۳ در نوشته Wilson (1975) تعلق دارد.

MF3: Benthic foraminifera bioclast wackestone to packstone

آلوکم‌های تشکیل دهنده این ریزرخساره بیشتر شامل خرده‌های فراوانی از رودیست‌ها همراه با مقداری از قطعات خارپوستان، نرم‌تان و به نسبت خیلی کمتر روزن‌داران کف‌زی (*Rotalia* و *Nezzazata*) در زمینه‌ای از میکرایت می‌باشد (شکل ۶پ).

تفسیر: قطعات رودیست در بخش‌های کم‌عمق‌تر محیط، به ویژه بخش سد قرار داشته و در اثر امواج دریا خرد شده و به این محیط منتقل شده‌اند (Zhicheng et al., 1997). بر این اساس، رخساره مزبور در بخش‌های کم‌عمق دریای باز و کمر بند رخساره‌ای شماره ۳ در نوشته Wilson

(1975) تشکیل شده است. مشابه این ریزرخساره را وزیری مقدم و صفری (۱۳۸۲) از محیط دریای باز سازند سروک در ناحیه سمیرم، لاسمی و جلیلیان (۱۳۷۶) از سازند مزبور در نواحی خوزستان و لرستان و تیموریان و همکاران (۱۳۸۳) از ناحیه خوزستان گزارش کرده‌اند.

MF4: Rudist debris floatstone

آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل قطعات رودیستی چند میلی‌متری در زمینه‌ای میکرایتی همراه با خرده‌های کوچک رودیستی و اکیئوئید است. قسمت سطحی برخی از قطعات رودیستی میکرایتی شده است. با این توضیح، آلوکم‌های اشاره شده در زمینه‌ای گل‌پشتیان قرار گرفته‌اند (شکل ۶ت).

تفسیر: فابریک فلوئستونی این ریزرخساره همراه با وجود آثاری از ریزش قطعات نظیر مخلوط شدگی بایوکلست‌های بخش‌های کم عمق (نظیر روزن‌داران کف‌زی و رودیست‌ها) و نیز جورشدگی ضعیف قطعات و حضور قطعات در اندازه‌های مختلف بیانگر تالوس ناشی از ریف‌های تکه‌ای رودیستی است که در محیط رمپ میانی حضور دارند (Sadooni, 2005).

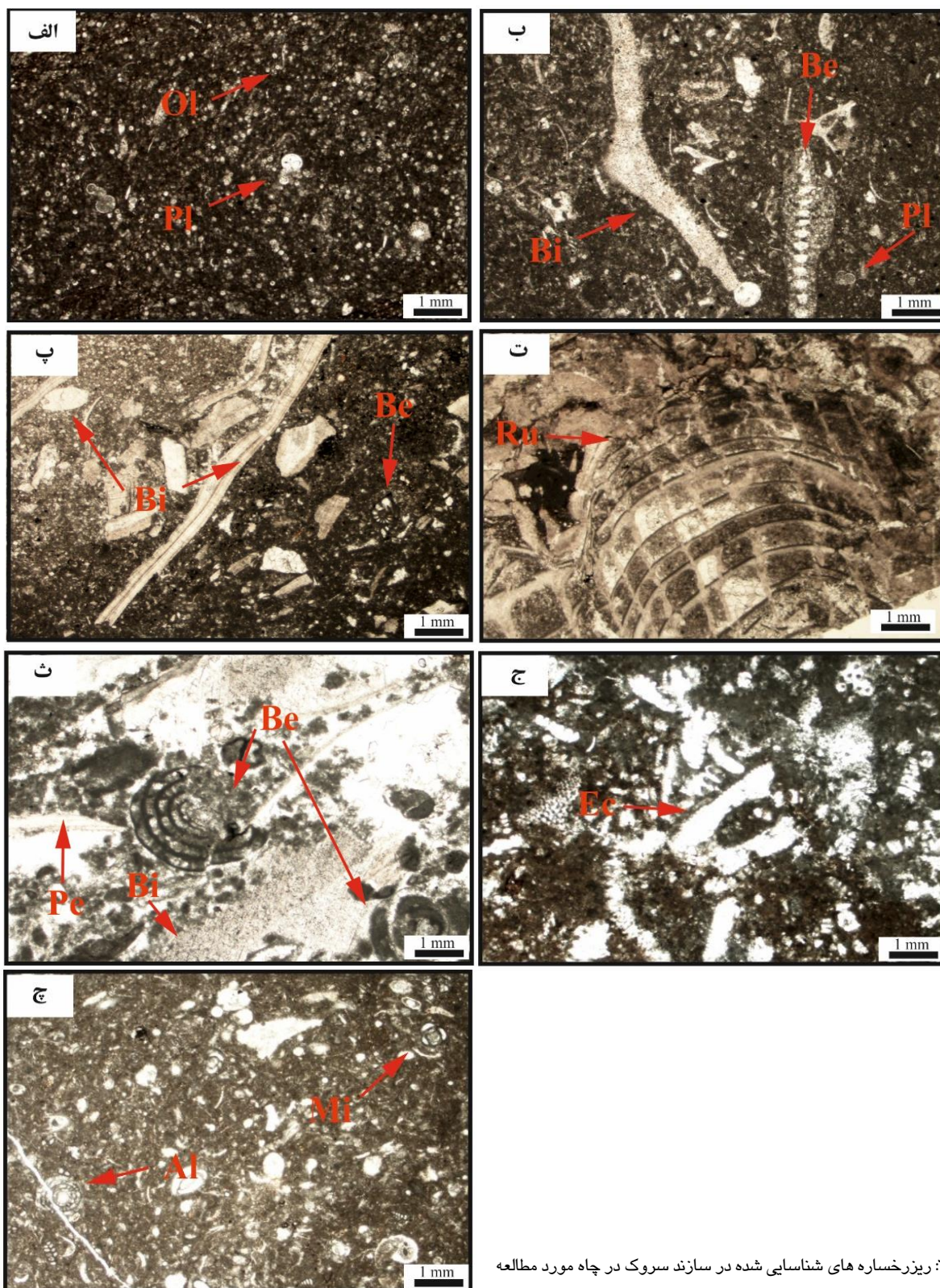
گروه رخساره‌ای سدی

این گروه رخساره‌ای شامل یک رخساره میکروسکپی (MF5) به شرح زیر است.

MF5: Peloidal bioclast packstone to grainstone

آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل بایوکلست‌های میکرایتی شده، پلئید و قطعات خارپوست هستند. آلوکم‌های اشاره شده در زمینه‌ای از سیمان و بعضی قسمت‌ها گلی قرار گرفته‌اند (شکل ۶ث).

تفسیر: بایوکلست‌های موجود جورشدگی خوبی داشته و گردشگی نسبتاً بالایی دارند که همگی حاکی از تشکیل



شکل ۶: ریزرخساره های شناسایی شده در سازند سروک در چاه مورد مطالعه

الف: Bioclastic planktonic foraminiferal oligostegina wackestone, ب: Bioclastic foraminifera (benthic & planktonic) wackestone, پ: Benthic foraminifera bioclast wackestone to packstone, ت: Rudist debris floatstone to packstone, ث: Peloidal bioclast packstone to grainstone, ج: Benthic foraminifera bioclastic wackestone to packstone, چ: Benthic foraminifera wackestone.

MF7: Benthic foraminifera wackestone

آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل *Alveolinids* و *Orbitolinids*، *Miliolids*، *Nezzazata* می‌باشند و به نسبت خیلی کم قطعات رودیست دارد. آلوکم‌های اشاره شده در زمینه‌ای گل‌پشتیان قرار گرفته‌اند (شکل ۶ج).

تفسیر: به دلیل نبود ارتباط با دریای باز و گردش آب، گوناگونی و فراوانی در آلوکم‌ها مشاهده نمی‌شود. افزون بر آلوکم‌های یاد شده، به مقدار کمی دانه‌های پلویید نیز در این رخساره دیده می‌شود. میکرایتی شدن از اصلی‌ترین فرآیندهای تأثیرگذار در این ریزرخساره هستند. به دلیل شرایط آرام لاگون و چرخش کم آب در این ناحیه، سیمان کلسیتی دریایی گسترش چندانی ندارد. با توجه به شواهد گوناگون مانند فراوانی پلت، حضور زیای کفزی با تنوع کم و میکرایتی شدن شدید دانه‌ها می‌توان این رخساره را به منطقه لاگون محصور نسبت داد (Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2010; Maurer et al., 2009).

محیط رسوبی سازند سروک

با توجه به ریزرخساره‌ها و زیرمحیط‌های رسوبی شناسایی شده در چاه مورد مطالعه، می‌توان نوع محیط رسوبی و نحوه ته‌نشست سازند سروک را تفسیر و مدلی برای آن ارائه نمود. لازم به ذکر است برای انجام این کار از الگوهای ارائه شده توسط محققین مختلف استفاده شده است (برای مثال: Carrozi, 1989; Wilson, 1975; Reading, 1996; Geel, 2000). بر این اساس و با توجه به تعاریفی که برای انواع سکوه‌های کربناته ارائه شده است، سازند سروک در چاه مورد مطالعه در یک پلاتفرم کربناته نوع رمپ نهشته شده است و سه کمربند رخساره‌ای حوضه یا دریای باز، شول و لاگون در آن قرار دارند (شکل ۸).

در یک محیط پرانرژی نظیر شول هستند. بایوکلستی - پلوئیدی بودن شول‌ها با اقلیم گرم و مرطوب حاکم بر پلاتفرم کربناته سازند سروک در اواسط کرتاسه سازگاری دارد. این ریزرخساره به محیط شول رمپ میانی تعلق داشته و به واسطه بایوکلستی بودن و غلبه اجزای فسیلی دریای باز نظیر خارپوستان، به حواشی شول به ویژه قسمت رو به دریای شول^۲ تعلق دارد (Flügel, 2010; Khatibi Mehr & Adabi, 2013).

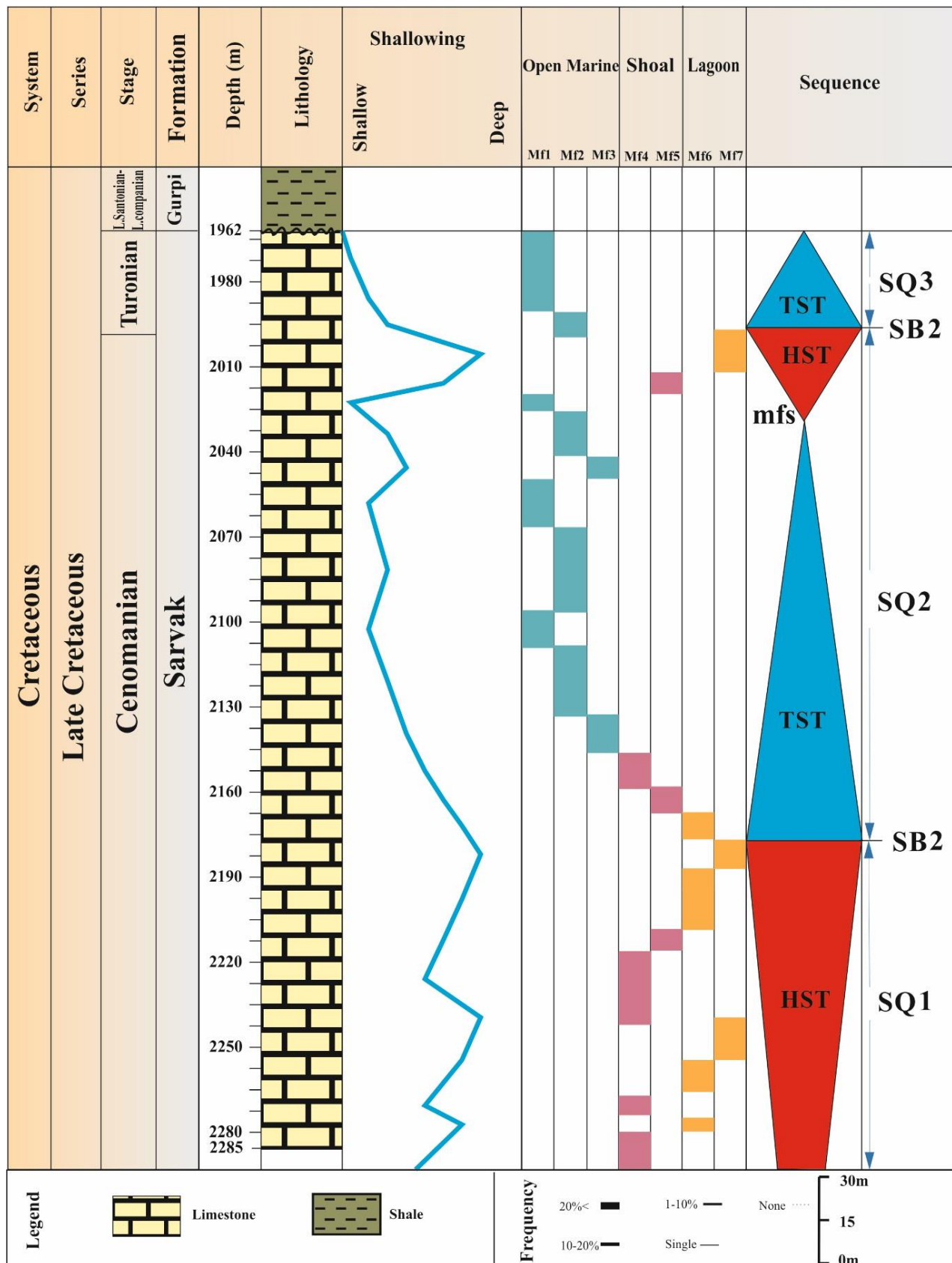
گروه رخساره‌ای لاگون

این گروه رخساره‌ای شامل دو رخساره میکروسکپی (MF6 و MF7) به شرح زیر است:

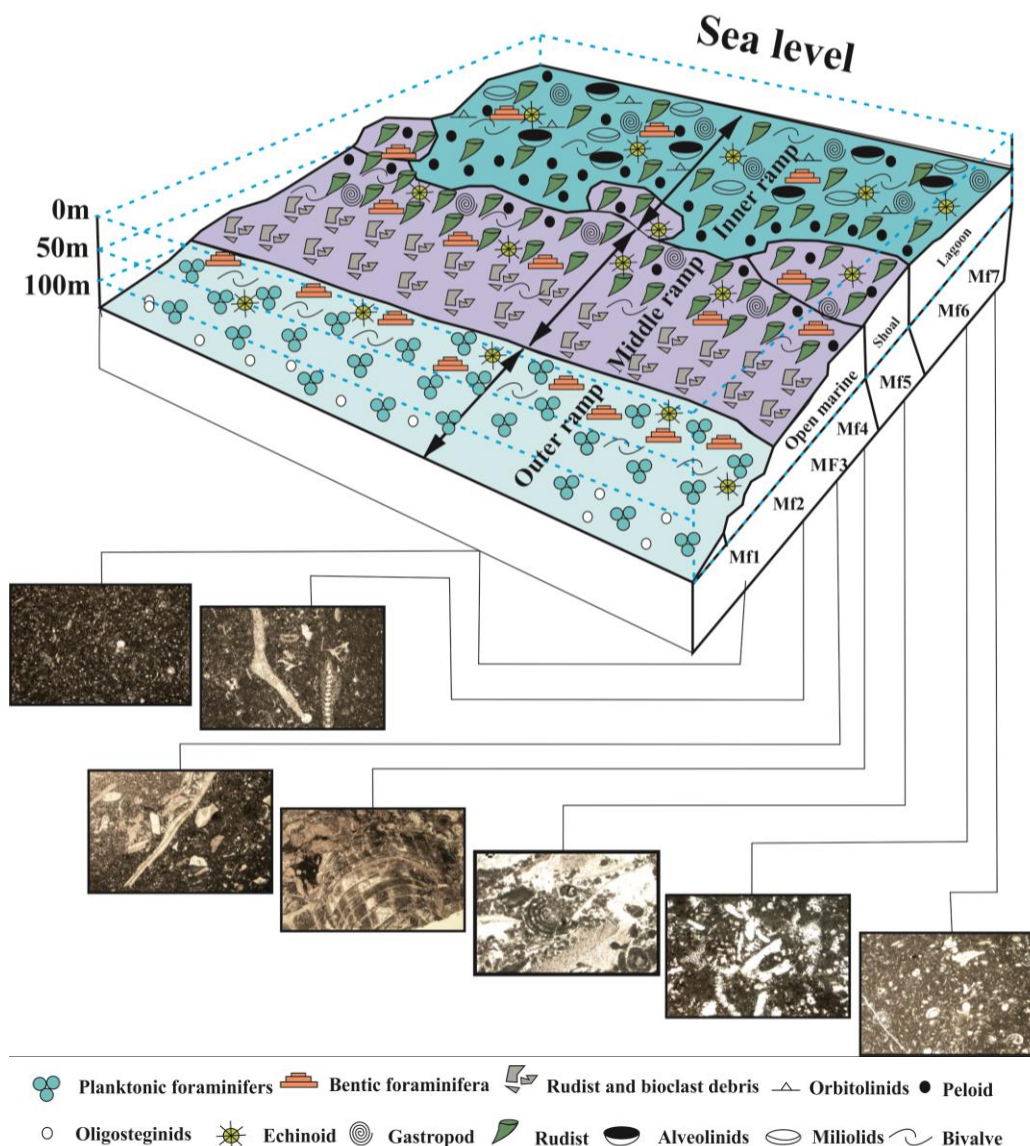
MF6: Benthic foraminifera bioclastic wackestone to packstone

آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل دانه‌های بیوکلستی همچون دوکفه‌ای، جلبک سبز، شکم‌پا، رودیست و خارپوست به همراه روزن‌داران کفزی (*Alveolina*، *Miliolids*، ...) هستند. شرایط زیستی موجود به دلیل ارتباط بیشتر و چرخش آب فراهم شده است و به همین دلیل گوناگونی و فراوانی در دانه‌های بیوکلستی مشاهده می‌شود. افزون بر دانه‌های بیوکلستی بیان شده، به مقدار کمی دانه‌های پلویید نیز در این رخساره به چشم می‌خورد. از ویژگی‌های آشکار این ریزرخساره می‌توان به دو فرآیند میکرایتی شدن و آشفستگی زیستی اشاره کرد (شکل ۶ج).

تفسیر: با گسترش زیاد فونای لاگون و توسعه فرآیند میکرایتی شدن می‌توان این ریزرخساره را به محیط لاگون نیمه محصور نسبت داد (Alsharhan, 2006; Maurer et al., 2009; Flügel, 2010).



شکل ۷: نمودار پراکنندگی عمودی ریزرخساره‌ها و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در چاه مورد مطالعه



شکل ۸: مدل رسوبی پیشنهادی برای سازند سروک در چاه مورد مطالعه

رسوبات دانه درشت‌تر در بخش‌های عمیق پهنه الیگوفوتیک و کم‌عمق پهنه آفوتیک، و نبود رودولیتها و رخساره‌های توربیدیته (نشان دهنده رمپ‌های دارای شیب انتهایی) و دانه ریز بودن بیشتر ذرات رسوبی موجود، وجود یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ با شیب ملایم (رمپ هموکلینال) را نشان می‌دهد.

رمپ‌ها محیط‌های رسوب‌گذاری خاصی هستند که با شیب ملایم به منطقه ساحلی با آب‌های کم عمق منتهی می‌شوند. در نمونه‌های مورد مطالعه رخساره‌های مربوط به ناحیه

نبود قابل توجه زیستاران چارچوب ساز در پهنه یوفوتیک (مانند مرجان‌های ریف ساز) که فقدان آنها بر اساس معیارهای دمایی و تروفیک در چاه مورد مطالعه قابل توجه است (نبود شرایط الیگوفوتیک پایدار و آب‌های گرم)، وجود پلاتفرم کربناته نوع رمپ حاشیه‌دار یا پلاتفرم‌های مسطح را رد می‌کند. تولید و تراکم اندک رسوبات در بخش‌های بالایی پهنه یوفوتیک (شامل رسوبات دانه ریز و گل کربناته)، پراکنده شدن دانه‌ها در بخش‌های عمیق‌تر پهنه یوفوتیک و کم‌عمق الیگوفوتیک و نهایتاً تجمع

استوهایلین و حضور فونای ناحیه محدود شده روزن‌داران بدون منفذ تأیید می‌گردد (Zhicheng et al., 1997).

چینه‌شناسی سکانسی سازند سروک در چاه مورد مطالعه
در این چاه، یک سکانس رسوبی کامل و دو سکانس ناقص در سازند سروک شناسایی شده است (شکل ۷) که در ادامه معرفی خواهند شد:

سکانس اول (SQ1)

این سکانس ناقص با ضخامت تقریبی ۱۰۷ متر از عمق ۲۲۸۶ آغاز و در عمق ۲۱۷۹ به پایان می‌رسد. دسته رخساره HST در این سکانس ۱۰۷ متر است. مرز بالایی این سکانس از نوع دوم می‌باشد. این مرز با رخساره وکستون - مادستون فرامینفری (MF8) مشخص شده و مبین شرایط لاگون نیمه محصور است. این سکانس ناقص از رخساره رودستون - فلوئستون رودیستی تشکیل شده و مبین بخش پراثری جلوی شول است. دسته رسوبی HST در این نیم‌سکانس از رخساره‌های رودستون - فلوئستون رودیستی^۳ رو به دریا و وکستون - پکستون فرامینفری بایو کلاستی و در نهایت رخساره وکستون - مادستون فرامینفری لاگونی تشکیل شده است و محیط جلوی شول به سمت لاگون را شامل می‌شود.

سکانس دوم (SQ2)

این سکانس با ضخامت تقریبی ۱۸۳ متر از عمق ۲۱۷۹ آغاز و در عمق ۱۹۹۶ به پایان می‌رسد. دسته رخساره TST در این سکانس ۱۴۹ متر و دسته رخساره HST دارای ستبرایی در حدود ۳۴ متر است. مرز بالایی این سکانس از نوع ۲ می‌باشد. این مرز با رخساره مادستون - وکستون فرامینفری (MF8) که مبین شرایط لاگون محدود بوده مشخص می‌شود. دسته رخساره پیش‌رونده (TST) با رخساره‌های رمپ داخلی از قبیل وکستون - پکستون فرامینفری بایو کلاستی و رمپ میانی از قبیل

ژرف دریای باز که مشخصه بارز آن وجود روزن‌داران شناور (روزن‌داران پلاژیک) می‌باشد، مشاهده شده است. ژرفترین رخساره موجود مادستون تا وکستون حاوی روزن‌داران شناور و الیگسترینیدهاست (MF1) که مربوط به مناطق عمیق حوضه می‌باشد. این رخساره‌ها در زیر سطح اساس امواج طوفانی، جلوی شیب قاره و به سمت مناطق عمیق دریا نهشته شده‌اند (Flügel, 2010). رخساره بایو کلاستیک فرامینفری (کفزی و پلاژیک) وکستون با حضور روزن‌داران شناور در کنار فرم‌های کفزی و خارپوست (MF2) نشان‌دهنده قسمت‌های انتهایی محیط رمپ میانی است (Flügel, 2010). رخساره بنتیک فرامینفری بایو کلاست وکستون پکستون شامل خرده‌های فراوانی از رودیست‌ها همراه با مقداری از قطعات خارپوستان، نرم‌تنان و به نسبت خیلی کمتر روزن‌داران کفزی می‌باشد (MF3) که در بخش‌های کم عمق دریای باز نهشته شده‌اند (Wilson, 1975). رخساره رودیست فلوئستون - پکستون در محدوده زیر سطح اساس امواج در ناحیه مورد مطالعه نهشته شده است (MF4). رخساره پلوئیدال بایو کلاست پکستون تا گرینستون دارای سیمان (MF5) حاکی از شسته شدن گل کربناته از محیط در اثر افزایش انرژی و پر شدن فضای خالی توسط سیمان است (Flügel, 2010). رخساره فوق پراثری‌ترین رخساره ناحیه مورد مطالعه است و به صورت پشته‌هایی با خرده‌های اسکلتنی فراوان بر روی رمپ تشکیل شده است. رخساره‌های لاگون با پلوئید، تنوع زیاد بایو کلاست‌های لاگونی به همراه روزن‌داران کفزی کم (MF6) نشان‌دهنده لاگون نیمه محصور است و حضور پلوئید و تنوع کم روزن‌داران کفزی (MF7) نشان‌دهنده لاگون محصور می‌باشد. روزن‌داران موجود در این رخساره غالباً فرم‌هایی با دیواره بدون منفذ هستند. شرایط محصور با نبود موجودات

Rudist debris zone (#24), assemblage zone (#25) و Oligosteginid flood zone (#26) معرفی شدند که با زیست زون‌های توصیف شده توسط Wynd (1965) مطابقت دارد. بر اساس مجموعه فونی مطالعه شده، سن سازند سروک در چاه مورد مطالعه سنومانین تا تورونین تعیین شده است. نبود توالی سازند ایلام و زون زیست‌زون‌های شماره ۲۹ و ۳۰ معرفی شده توسط Wynd (1965) در رأس سازند سروک و پوشیده شدن آن با سازند گورپی و نیز حضور ندول‌های گلوکونیتی در قاعده سازند گورپی حاکی از عملکرد فاز خشکی‌زایی ساب‌هرسی‌نین ناپیوسته دانسته شد که گذرنایپوسته سازندهای سروک و گورپی است. همچنین مرز زیرین سازند سروک به دلیل عدم حفاری نامشخص است. براساس مطالعات رخساره‌ای انجام گرفته بر روی مقاطع نازک تهیه شده از سازند سروک در چاه مورد مطالعه، تعداد هفت ریزرخساره که مؤید نهشته شدن در ۳ کمریند رخساره‌ای اصلی دریای باز، شول و لاگون هستند، شناسایی شد. بررسی سنگ‌های کربناته سازند سروک در مناطق مورد مطالعه نشان می‌دهد که محیط رسوبی این سازند در میدان مورد مطالعه یک پلاتفرم کم‌عمق از نوع رمپ کربناته بوده است. سازند سروک در منطقه مورد مقاطع مورد مطالعه از یک سکانش رسوبی کامل و دو سکانش ناقص تشکیل شده است که این سکانش‌ها عموماً به صورت پس‌رونده HST و پیش‌رونده TST در مقاطع مورد مطالعه است. دسته رخساره‌های پس‌رونده HST در این سکانش از انواع ریزرخساره‌های دریایی شروع و به رخساره‌های محیط لاگون ختم می‌شوند. دسته رخساره‌های پیش‌رونده TST به طور عمده مربوط به دریای باز است. در کل دسته رخساره های پس‌رونده مربوط به پلاتفرم داخلی و میانی بوده و دسته رخساره‌های پیش‌رونده مربوط به پلاتفرم خارجی و میانی می‌باشند.

رودستون - فلوئستون رودیستی و گریستون حاوی بایو کلاست و پلت و وکستون پکستون بایو کلاستی فرامینفری آغاز و در انتهای بخش TST با رخساره وکستون حاوی روزن‌داران شناور و الیگوسترینیدهای محیط رمپ خارجی به پایان می‌رسد. این امر تبدیل رخساره‌های بخش لاگونی به رخساره‌های رمپ خارجی را به نمایش می‌گذارد. بخش حداکثر طغیان سطح آب دریا در این سکانش با رخساره وکستون حاوی روزن‌داران شناور و الیگوسترینید مشخص شده و مبین محیط رمپ خارجی است. دسته رسوبی HST در این سکانش از رخساره‌های پکستون - گریستون بایو کلاستی پلتی شولی و در نهایت رخساره وکستون فرامینفر لاگونی تشکیل شده است.

سکانش سوم (SQ3)

این سکانش ناقص با ضخامت تقریبی ۳۴ متر از عمق ۱۹۹۶ آغاز و در عمق ۱۹۶۲ به پایان می‌رسد. دسته رسوبی TST در این سکانش ناقص از رخساره‌های وکستون فرامینفردار (کف‌زی و شناور) رمپ میانی و در ادامه رخساره وکستون - مادستون حاوی بایو کلاست و الیگوسترینیدها و در نهایت رخساره وکستون - پکستون حاوی روزن‌داران شناور و الیگوسترینید رمپ خارجی تشکیل شده است که محیط جلوی شول به سمت حوضه را شامل می‌شوند. مرز سکانشی در این مجموعه (عمق ۱۹۶۲ متری) نیز منطبق بر یک ناپیوستگی قابل ملاحظه است که با استفاده از نتایج مطالعات رخساره‌ای و فسیل‌شناسی به خوبی قابل تشخیص است. این مرز در چاه مورد مطالعه معرف مرز بین سازندهای سروک و گورپی است.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه ۵ جنس و ۵ گونه از میکروفسیل‌های شناور و ۲۵ جنس و ۲۸ گونه از فرم‌های کف‌زی شناسایی شدند. بر این اساس سه زیست‌زون Nezzazata - alveolinids

منابع

- تیموریان، ا.، وزیری مقدم، ح.، امیری بختیار، ح.، ۱۳۸۳. بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند سروک در منطقه خوزستان، چاه آغا‌جاری ۱۴۰. هشتمین انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، صص ۴۴۳-۴۴۵.
- خسروتهرانی، خ.، فنونی، ب.، ۱۳۷۳. یافته‌های نوین در میکروبیواستراتیگرافی سازند سروک در نواحی فارس و خوزستان. فصلنامه علوم زمین، ۱۵: ۱۱-۲۰.
- دانشیان، ج.، یونسی، ک.، معلمی، ع.، ۱۳۹۰. مطالعه محیط دیرینه الیگوسترنیوهای سازند سروک در برش تنگ چنارباشی، جنوب شرق ایلام. رخساره‌های رسوبی، ۴: ۱۶۲-۱۷۲.
- رحیمی نژاد، ا.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، صفری، ا.، امیری بختیاری، ح.، ۱۳۸۵. بیواستراتیگرافی و میکروفاسیس سازند سروک در میدان نفتی گچساران (چاه شماره ۵۵)، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۲۳ (۱): ۸۷-۱۰۴.
- صفاری، ح.، ۱۳۶۰. مطالعه زمین‌شناسی مخزن بنگستان میدان بی‌بی حکیمه. شرکت ملی نفت مناطق نفتخیز جنوب، گزارش داخلی شماره پ ۳۷۴۶-۳۸.
- صفدری، ح.، ۱۳۸۹. زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های سازند سروک در جنوب غرب فیروزآباد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۴ ص.
- طاهری، ع.، سرادقی، ح.، ۱۳۹۰. میکروفاسیس و چینه‌نگاری سکانسی سازند سروک در جنوب غرب بروجن. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۲: ۲۷-۴۰.
- عباساقتی، ف.، حرمی، م.، محبوبی، ا.، محمودی قرائی، م. ح.، آورجانی، ش.، ۱۳۹۱. میکروفاسیس، محیط رسوبی و دیاژنز سازند سروک در یکی از میدادین نفتی جنوب غرب ایران. اولین کنفرانس بین‌المللی نفت، گاز و پتروشیمی، مرکز همایش‌های بین‌المللی هتل المپیک تهران، ص ۱۰.
- غیشاوی، ع.، ۱۳۸۷. چینه‌شناسی سازندهای ایلام و سروک در تاقدیس بنگستان و میدان پارسی. رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۰۰ ص.
- کاظم‌زاده، م.، قاسمی‌نژاد، ا.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۰. مطالعه زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند سروک در میدان نفتی اهواز چاه AZ 354. پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، صص ۸-۱.
- لاسمی، ی.، جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۷۶. بررسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند سروک در مناطق خوزستان و لرستان. فصلنامه علوم زمین، ۲۵-۲۶: ۴۸-۵۹.
- محمودی، ا.، طاهری، ع.، ۱۳۹۰. ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند سروک در شمال شرق گچساران (تنگ گرگ‌دار). رخساره‌های رسوبی، ۲۹: ۱۸۸-۱۹۸.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.
- وزیری مقدم، ح.، صفری، ا.، ۱۳۸۲. بررسی رخساره‌های آهکی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری سازند سروک در ناحیه سمیرم. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۲۱: ۵۹-۷۴.
- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy geology and exploration division. *National Iranian Oil Company*, Rep. No. 1074, 37p.
- Afghah, M., & Fadaei, H.R., 2014. Biostratigraphy of Cenomanian succession in Zagros area (south west of Iran). *Geosciences Journal*, 19: 257-271.
- Aguilara-Franco, N., & Romano, U.H., 2004. Cenomanian – Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 170: 135-162.

- Alsharhan, A. S., 2006. Sedimentological character and hydrocarbon parameters of the middle Permian to Early Triassic Khuff Formation, United Arab Emirates. *GeoArabia*, 11: 121–158.
- Arthur, M.A., Schlanger, S.O., & Jenkins, H.C., 1987. The Cenomanian Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic matter production and preservation, in J. Briks, and A. Fleet, eds., Marine petroleum Source Rocks. *Geological Society Special Publication*, 21: 401-420.
- Asadi Mehmandosti, E., Adabi, M.H., & Woods, A.D., 2013. Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran. *Sedimentary Geology*, 293: 9-20.
- Bolli, H.M., 1945. Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren Helvetischen Dechen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 37: 217-328.
- Bolli, H.M., 1959. Planktonic Foraminifera from the Cretaceous of Trinidad. *Bulletins of American Paleontology*, 39: 21-57
- Bolli, H.M., 1966. Zonation of cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera Bolethin Informative Asociacion Venezolana De Geologia. *Mineria-y-Petroleo*, 9: 3-32.
- Bolz, H., 1977. Reappraisal of the biozonation of the Bangestan Group (late Aptian - early Campanian) of southwest Iran. Iranian Offshore Oil Company, Report No. 1252, 27p.
- Bourgeois, F., 1969. Kuh-e Bangestan: a model for Cretaceous structures in Iran. Iranian Offshore Oil Company, Techincal Memoir 89, 50 p.
- Caron, M., 1983. Taxonomie et phylogenie de la famille des Globotruncanidae. 2nd kreide symposium, Munchen, 1982, *Zitteliana, Munchen*, 10: 667-681.
- Carozzi, A.V., 1989. Carbonate Rock Depositional Models, A microfacies Aproach. *Prentice Hall*, Newjersy, 604 p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 1: 108–121.
- Eghtesadi, T., Kohansal-Ghadimvand, N., & Taati, F., 2010. Facies analysis, depositional environments and diagenesis of the Sarvak Formation in Azadegan oil field. *The 1st International Applied Geological Congress*, 7 p.
- Emery, D., & Myers, K.J., 1996. Sequence Stratigraphy, *Blackwell Science*. Oxford, 297 p.
- Esrafil-Dizaji, B., Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Afshin, S., Kiani Harchegani, F., & Shahverdi, N., 2015. Characterization of rudist - dominated units as potential reservoirs in the Middle Cretaceous Sarvak formation, SW Iran. *Facies*, 61: 25.
- Fakour, I., Jahani, D., & Asilian-Mahabadi, H., 2010. Facies, depositional environment and sequence stratigraphy of the Gadvan and dariy a formations in north of dezful embayment (Mangasht anticline) in Izeh zore-Zagros basin. *The 1st International Applied Geological Congress*, 5 p.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. *Springer*, Berlin, 976 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211 - 238.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Taati, F., 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan Anticlaine. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 275-285.
- Gholamizadeh, P., & Adabi, M.H., 2010. Porosity evolution in carbonate reservoir rock of Sarvak Formation, Zagros basin, Iran. *The 1st International Applied Geological Congress*, 7 p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Hosini, H., & Pormourad, S., 2010. The complete studies of sequence stratigraphy of Sarvak and Kajdomi ormations in the south pars gas field. *The 1st International Applied Geological Congress*, 5 p.
- Husinec, A., Velic, L., Fucek, L., Vlahovic, I., Maticec, D., Ostric, N., Korbar, T., 2000. Mid Cretaceous Orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic correlation. *Cretaceous Research*, 21: 155-171.
- James, G.A. & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 40: 2182-2245.

- Khalili, M., 1974. The biostratigraphic synthesis of the Bangestan Group in southwest Iran. *Offshore Oil Company of Iran*, Report 1219, 91p.
- Khatibi-Mehr, M., & Adabi, H.M., 2013. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera- dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to middle Eocene, Alborz basin, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 29: 155-175.
- Luciani, V., & Cobianchi, M., 1999. The Bonarelli Level and other black shales in the Cenomanian-Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): Calcareous nanofossil and foraminiferal data. *Cretaceous Research*, 20: 135-167.
- Maurer, F., Martini, R., Rettori, R., Hillgärtner, H., & Cirilli, S., 2009. The geology of Khuff outcrop analogues in the Musandam Peninsula, United Arab Emirates and Oman. *GeoArabia*, 14: 125–158.
- Mehrabi, H., Rahimpour-Bonad, H., Enayati-Bidgol, A.H., & Navidtalab, A., 2014. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Ilam Formation in central and southern oarts of the Dezful Embayment, SW Iran. *Carbonate and Evaporites*, 29: 263-278.
- Omidvar, M., Mehrabi, H., Sajjadi, F., Bahramizadeh-Sajjadi, H., Rahimpour-Bonab, H., & Ashrafzadeh, A., 2014. Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation. *Revue de Micropaléontologie*, 57: 97–116.
- Postuma, J., 1971. Manual of Planktonic Foraminifera. *Elsevier publishing Company, Amsterdam*, 420 p.
- Premoli-Silva, I., & Verga, D., 2004. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. *International School on Planktonic Foraminifera, 3^o Course: Cretaceous. Universities of Perugia and Milan*, 283 p.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A.H., & Omidvar, M., 2012. Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a Mid Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. *Cretaceous Research*, 37: 15-34.
- Reading, H.G., 1996. Sedimentary Environments. Processes, Facies and Stratigraphy, 3rd edition. *Blackwell*, 688 p.
- Rikhtegarzadeh, M., Vaziri, S.H., Aleali, A., Amiri-Bakhtiar, H. & Jahani, D., 2017. Microbiostratigraphy, Microfacies and Depositional Environment of the Sarvak and Ilam Formations in the Gachsaran Oilfield, southwest Iran. *Micropaleontology*, 63 (6): 413-428.
- Robaszynski, F., & Caron, M., 1995. Foraminifères planctoniques du crétacé: Commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166 (6): 681-692.
- Sadooni, F.N., 2005. The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. *Cretaceous Research*, 26: 213-224.
- Simmons, M.D., Sharland, P.R., Casey, D.M. Davies R.B., & Sutcliffe, O.E., 2007, Arabian Plate sequence stratigraphy, Potential implications for global chronostratigraphy. *GeoArabia*, 12 (4): 101-130.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P., 1990- Carbonate sedimentology. *Blackwell Scientific Publications*, London, 482 p.
- Van-Wagoner, J.C., W., Posamentier, Mitchum, H. R.M.Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., & Hardenbol, J., 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, Ch.A., & Kendall, Ch.G.St.C. (eds.), Sea Level Changes: An Integrated Approach. *SEPM Special Publication*, 42: 39-45.
- Vincent, B., Van Buchem, F., Bulot, L.G., Jalali, M., Swennen, R., Hosseini, A.S., & Baghbani, D., 2015. Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 63: 46-67.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer-Verlag*, New York, 471 p.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian consortium-agreement area. *Iranian Offshore Oil Company*, Report 1082.
- Yang, D., Jin-Liang, Z., Shu-Fen, Z., Jun, X., Jie, C., & Yi-Zhen, L., 2015. The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the Cretaceous Sarvak Formation of southwest Iran. *Petroleum*, 1 (1): 15-26.
- Zhicheng, Z., Willems, H. & Binggao, Z., 1997. Marine Cretaceous-Paleogene biofacies and ichnofacies in southern Tibet, China, and their sedimentary significance. *Marine Micropaleontology*, 32: 3-29.

ریزرخساره‌ها، شرایط رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند بهرام (دونین میانی و بالایی) در برش کوه بندعبدالحسین در جنوب خاوری انارک

بهاره شاکری^۱، حسین وزیری مقدم^۲، علی بهرامی^{۳*}، پیترو کونیشوف^۴، محمدعلی صالحی^۵

۱- کارشناسی ارشد چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۴- استاد مؤسسه پژوهشی سنکبرگ، موزه تاریخ طبیعی فرانکفورت، آلمان

۵- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

*پست الکترونیک: a.bahrami@sci.ui.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۲/۳۰

تاریخ دریافت: ۹۷/۱/۱۴

چکیده

به منظور بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند بهرام در جنوب خاوری انارک، برش چینه‌شناسی کوه بندعبدالحسین انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفت. سازند بهرام در این برش ۳۶۶ متر ضخامت دارد و سنگ‌شناسی آن شامل سنگ آهک‌های نازک تا ضخیم لایه، تناوب سنگ آهک‌ها و شیل‌های نازک لایه، سنگ آهک‌های ماسه‌ای و سنگ آهک‌های مارنی است. براساس تغییرات رخساره‌ای و ویژگی‌های سنگ‌شناختی ۱۶ ریزرخساره در این برش تشخیص داده شده است. بررسی رخساره‌های شناسایی شده حاکی از ته‌نشینی این ریزرخساره‌ها در یک رمپ کرناته در زمان دونین میانی و پسین است. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی سازند بهرام بر مبنای تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها و مقایسه آن‌ها با منحنی تغییرات سطح آب دریا به شناسایی ۷ سکانس درجه ۴ در برش مورد مطالعه منجر شده است. با توجه به اطلاعات به دست آمده، سکانس رسوبی اول و هفتم قسمتی از سکانس‌های رسوبی می‌باشند و سکانس‌های رسوبی دوم تا ششم سکانس‌های رسوبی کامل و دارای دسته رخساره‌های پیش‌رونده، پس‌رونده، بیشینه سطح غرقابی و مرزهای سکانسی هستند.

واژه‌های کلیدی: سازند بهرام؛ محیط رسوبی؛ چینه‌نگاری سکانسی؛ ژئوتین بالایی - فامنین بالایی؛ کوه بندعبدالحسین.

مقدمه

Ruban *et al.*, Sharland *et al.*, 2001؛ Husseini, 1991
2007؛ Al-Juboury & AL-Hadidy, 2009). در طول دوره دونین ایران در نیمکره جنوبی و نزدیک عرض‌های جغرافیای ۳۰ درجه قرار داشته است. نهشته‌های دونین گسترش قابل توجهی را در بلوک طبس و ایران مرکزی

در طول پالئوزوئیک میانی (سیلورین و دونین) قسمت‌هایی از ایران از جمله ایران مرکزی، البرز و سندج - سیرجان به همراه صفحات ترکیه و افغانستان به صفحه عربی و آفریقا متصل بوده و حاشیه شمال باختری گندوانا و جنوب پالئوتیس قرار داشته‌اند (Berberian & King, 1981).

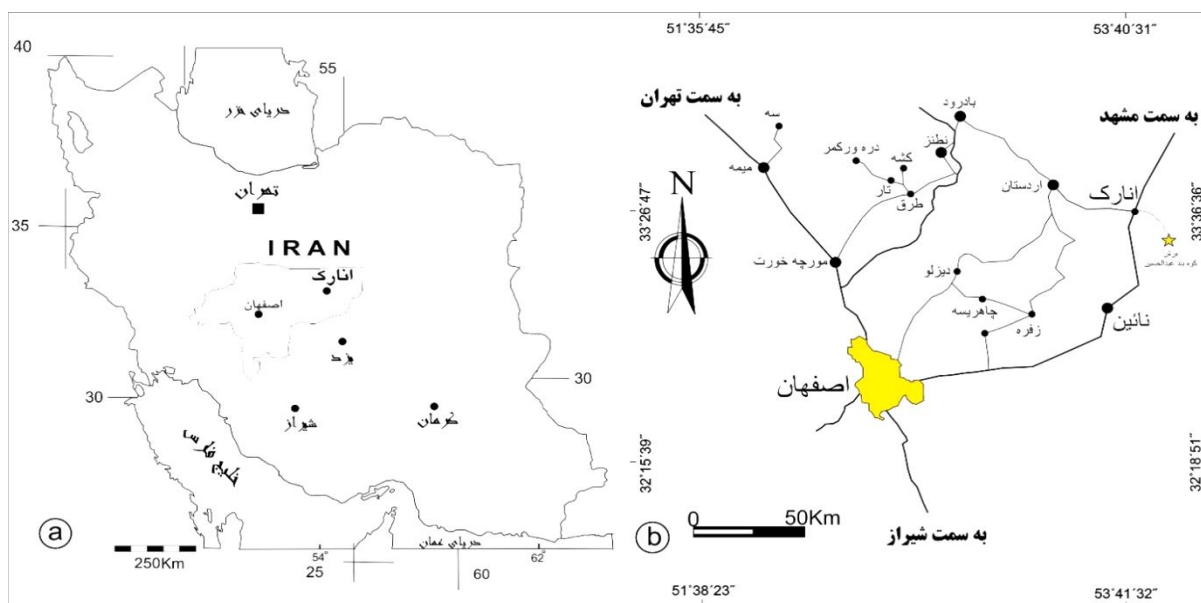
در ارتباط بوده است.

در این مطالعه سعی بر آن است تا با شناسایی ریزرخساره‌ها و شرایط رسوب گذاری و همچنین سکانس‌های رسوبی تشکیل شده بتوان جغرافیای قدیمه و تغییرات نسبی سطح آب دریا در زمان دونین میانی تا پسین را در بخش شمالی بلوک یزد در ایران مرکزی بازسازی نمود.

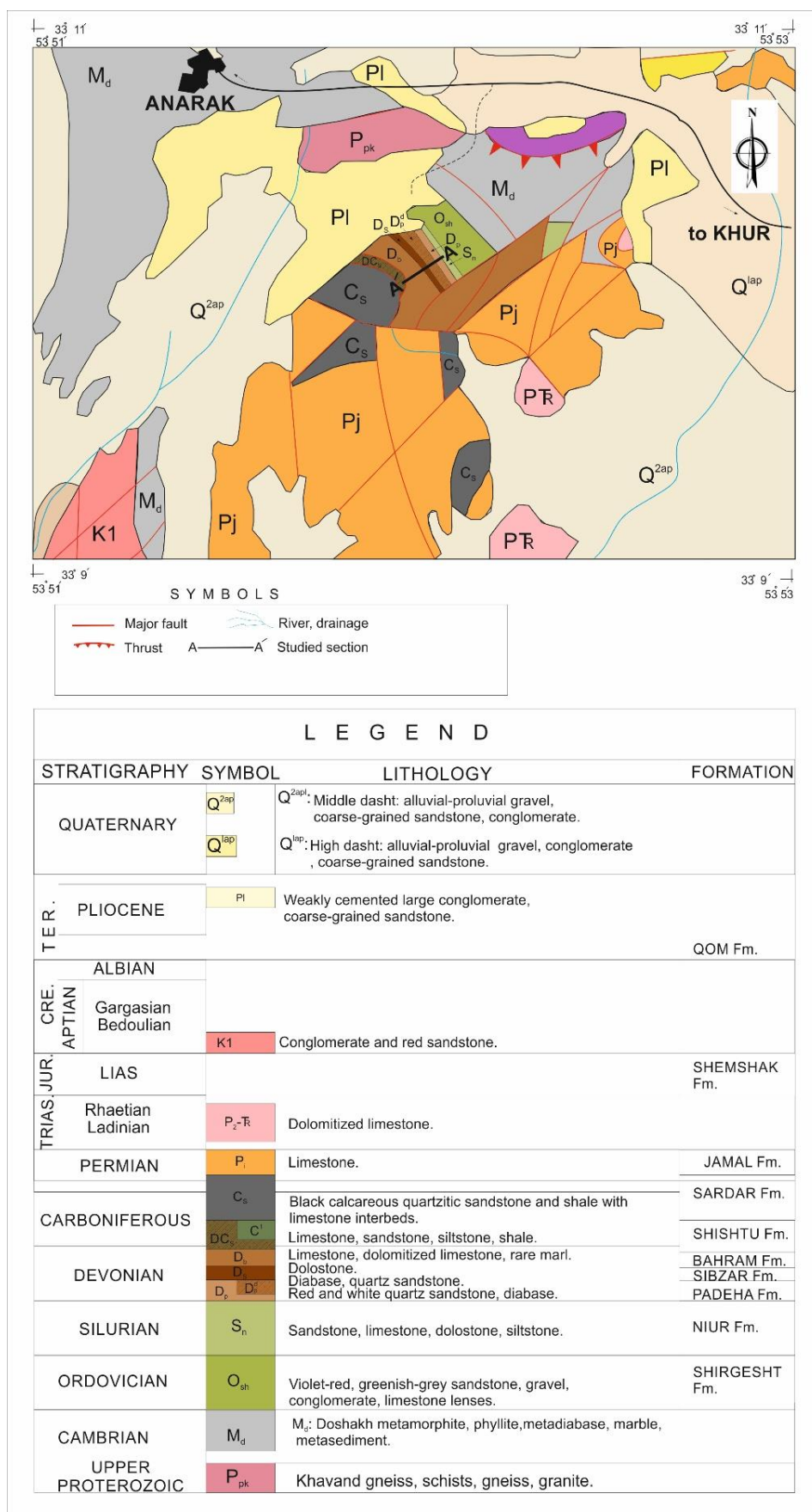
موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

از نظر موقعیت جغرافیایی، برش مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری جنوب خاوری شهر انارک و شمال خاور اصفهان با مختصات $53^{\circ} 52' 55''$ طول خاوری و $33^{\circ} 10' 90''$ عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). این برش دارای توالی نسبتاً کاملی از رسوبات پالئوزویک می باشد و سازند مدنظر از این توالی رسوبی، سازند بهرام است (شکل ۲). برش مورد مطالعه در پهنه ایران مرکزی، بلوک یزد و زیرپهنه انارک - خور قرار گرفته است. تنها راه دسترسی به این برش عبور از مسیر انارک به سمت خور است که با طی مسافتی حدود ۳۵ کیلومتر به سمت جنوب خاور به برش مورد مطالعه ختم می‌شود (شکل ۱).

نشان می‌دهند. گسترش رسوبات پالئوزویک بالایی در اطراف اصفهان بیشتر محدود به منطقه سه و نظنز در شمال حوضه اصفهان شامل برش‌های نجفت، نقله، ورکمر، شمال تار و باختر کشه (Bahrami et al., 2015)، برش‌های زفره، چاهریسه و دیزلو در شمال خاور حوضه اصفهان (Königshof et al., 2016) و برش‌های دارچاله و رامشه شهرضا در جنوب حوضه اصفهان (Bahrami et al., 2014) می‌شود. سن این توالی‌های رسوبی فرازین پیشین تا فامنین پسین است که با چند افق کربناته مربوط به آب‌های کم‌عمق شروع و به تدریج به نهشته‌های آواری ضخیم لایه و کربنات‌های آب‌های کم‌عمق با میان لایه‌های شیلی ختم می‌شود و این نهشته‌ها نیز توسط توالی کربناته آواری پرمین به طور ناپیوسته پوشیده می‌شود. این نبود فرسایشی که به عنوان "ناپیوستگی هرسی‌نین" در اغلب بخش‌های پلاتفرم ایران گزارش شده است (Wendt et al., 2002, 2005)، احتمالاً با شروع حوادث هرسی‌نین (Berberian & King, 1981) و یا نتیجه تغییر شکل و بالا آمدگی در فاز ابتدایی قبل از فرو رانش فشارشی در طول حاشیه شمالی گندوانا و در پالئوتیس درست قبل از باز شدگی ریف‌ت نئوتیس در پرمین میانی باشد (Sharland et al., 2001; Ruban et al., 2007).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه


 شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی بازترسیم شده از منطقه انارک (Sharkovski *et al.*, 1984)؛ موقعیت برش مورد مطالعه بر روی نقشه مشخص گردیده است.

جدای از مجموعه‌های افیولیتی رنگی باختر انارک که ضخامتی در حدود ۷۰۰۰ متر دارند و عمدتاً متشکل از هارزبوزیت، دیاباز، گابرو و بازالت هستند، سنگ آهک‌های پلاژیک و چرت‌های نواری نیز در ناحیه انارک دیده می‌شوند که محققین مختلف با توجه به یافته‌های سن سنجی و گاهی فسیلی سن آن‌ها را پرکامبرین، کربنیفر، پالئوزوئیک و مزوزوئیک در نظر گرفته‌اند (Leven & Gorgij, 2006). در جنوب باختر انارک در مناطق پل خاوند، دوشاخ و کوه بندعبدالحسین مجموعه‌هایی از سنگهای دگرگون شامل شیست، گنیس، مرمر و انواعی از کانی‌های طیف دگرگونی به سن پروتروزوئیک پسین وجود دارند (Sharkovski et al., 1984).

در مجاورت این مجموعه‌های دگرگون شده در کوه بندعبدالحسین توالی نسبتاً کاملی از نهشته‌های پالئوزوئیک به سن اردوئین تا پرمین حضور دارند (Hairapetian et al., 2015). نهشته‌های رسوبی پالئوزوئیک برش کوه بندعبدالحسین به صورت ناپیوسته بر روی مرمرهای منسوب به لایخ به سن کامبرین پیشین قرار گرفته‌اند. بر پایه حضور آرکئوسیاتیدهای موجود در این مرمرها، سن کامبرین پیشین برای این بخش در نظر گرفته شده است (Sharkovski et al., 1984).

نهشته‌های دونین در ناحیه انارک (کوه بندعبدالحسین) متشکل از سازندهای پادها، سیبزار و بهرام هستند. سازند پادها در ناحیه انارک رخنمون زیادی ندارد و سنگ شناسی آن شامل ماسه‌سنگ‌های کوارتزی و دیابازهای آلکالن است که در بخش پایینی تناوبی از سنگ آهک‌های دولومیتی شده دارد. این نهشته‌ها ۲۹۰ متر ضخامت دارند و سن آن با آکریتارک‌ها و اسپورهای مطالعه شده فرازین پیشین تشخیص داده شده است (Wendt et al., 2005). سازند دولومیتی سیبزار نیز در ناحیه انارک شامل ۱۲۰ تا ۲۰۰ متر دولومیت‌های خاکستری تیره، زرد - قهوه‌ای و

خاکستری روشن است که مرز آن با سازند پادها در زیر ناگهانی ولی همشیب و با سازند بهرام همشیب و تدریجی است و با توجه به مرجان‌ها و براکیوپوذهای یافت شده سن دونین میانی دارد (Wendt et al., 2005).

ضخامت سازند بهرام در ناحیه انارک و در برش مورد مطالعه ۳۶۶ متر است و مشتمل بر ۱۴ واحد سنگ چینه‌ای و تعدادی زیرواحد است و دربردارنده سنگ آهک‌های خاکستری تیره و بین لایه‌های مارنی می‌باشد. این سازند با توجه به مجموعه سنگواره‌های یافت شده در آن سن دونین میانی - پسین دارد (شاکری، ۱۳۹۵؛ Wendt et al., 2005). بر روی نهشته‌های دونین سازند بهرام با ناپیوستگی همشیب، سنگ آهک‌های نودولار قرمز رنگ و خاکستری برشی شده و سنگ آهک‌های خاکستری ضخیم لایه فسیل‌دار سازند سردر به سن تورنیزین تا نامورین قرار می‌گیرند (Wendt et al., 2005). همچنین Leven & Gorgij (2006) با بررسی افق‌های سنگ آهکی فسیل‌دار سازند سردر و مطالعه روزن‌داران موجود دو سازند قلعه و آبشنی به سن سرپوخوین تا موسکووین را برای بخش کربنیفر این توالی معرفی نموده‌اند.

روش مطالعه

به منظور بررسی محیط رسوبی و شناسایی شرایط رسوب‌گذاری در زمان دونین میانی و پسین در برش کوه بندعبدالحسین انارک ریزرخساره‌های این برش مورد مطالعه قرار گرفته است. برای این منظور تعداد ۲۳۰ عدد مقطع نازک و ۳ عدد مقطع ۱۰×۱۰ از ۳۶۶ متر ضخامت سازند بهرام تهیه شد. بعد از بررسی مقاطع نازک و شناسایی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و بررسی نوع بافت و شناسایی محیط تشکیل آن‌ها، تعداد ۱۶ ریزرخساره برای این برش معرفی گردید. شناسایی بافت‌ها و نام‌گذاری مقاطع برحسب طبقه‌بندی Dunham (1962) و Embry & Klovan

(1971) انجام شده است و در ادامه از کمربندهای رخساره‌ای استاندارد (2010) Flugel و (1975) Wilson استفاده شده است. تمامی نمونه‌ها توسط محلول آلزارین قرمز (Red-S) به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش Dickson (1965) رنگ آمیزی شده است. اصول چینه نگاری سکانسی در این مطالعه بر اساس تقسیم بندی استاندارد Catuneanu et al. (2011) و Catuneanu (2019) صورت گرفته است. در این تقسیم بندی چهار دسته رخساره FSST، LST، TST و HST در نظر گرفته شده‌اند (امینی، ۱۳۹۰). با این وجود در سازند بهرام تنها دو دسته رخساره TST و HST شناسایی گردیده است.

بحث

شرح و تفسیر رخساره‌های رسوبی

بر اساس مطالعات پتروگرافی و بررسی بافت، نوع آلوک‌ها و زمینه در سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین انارک ۱۶ ریزرخساره شناسایی شده است که در چهار زیرمحیط پهنه جزرومدی، لاگون، شول و دریای باز نهشته شده‌اند که هر کدام از ریزرخساره‌ها در زیر شرح داده شده‌اند:

ریزرخساره‌های مربوط به محدوده جزرومدی

دولومادستون

(MF1. Dolomudstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای دولومیت‌های بسیار ریزبلور است. در ابتدا بافت میکرایتی بوده و در ادامه توسط فرآیند دولومیتی شدن، دولومیت‌های ریزدانه جایگزین میکرایت‌ها شده‌اند به صورتی که حتی در برخی از قسمت‌های مقاطع بافت میکرایتی را می‌توان مشاهده نمود. حضور دولومیت‌های ریزبلور در زمینه از شاخصه‌های این ریزرخساره است (شکل ۳A).

تفسیر: با توجه به اندازه ریز بلورها و نبود مجموعه‌های فسیلی قوی که حاکی از چرخش محدود آب بوده است

این ریزرخساره را می‌توان به قسمت‌های کم عمق پلاتفرم یا بالای جزرومدی نسبت داد (Garland, 1997). این ریزرخساره در رسوبات دوین در سایر حوضه‌ها نیز گزارش شده است (Wilson, 1975؛ Preat & Mamet, 1989؛ Preat & Carliez, 1994؛ Demicco & Hardie, 1994؛ Adabi, 2009؛ Flugel, 2010).

بایندستون استروماتولیتی

(MF2. Stromatolitic bindstone)

توصیف: استروماتولیت‌های موجود در ریزرخساره‌ها به صورت شبکه‌ای از لامیناسیون‌های تیره و روشن دیده می‌شوند که در بین این لامیناسیون‌ها می‌توان بلورهای ژئپس را مشاهده نمود. لایه‌های استروماتولیت‌ها در برخی از قسمت‌ها منظم و در برخی قسمت‌ها بسیار نامنظم هستند (شکل ۳B).

تفسیر محیطی: برای بررسی انرژی و سازوکارهای اتفاق افتاده در محیط‌های رسوبی می‌توان از ریزرخساره‌های استروماتولیتی استفاده کرد زیرا این ریزرخساره حاکی از وجود جریان‌های جزرومدی در محیط رسوبی است (Demicco & Hardie, 1994). این ریزرخساره به طور معمول در منطقه جزرومدی دیده می‌شود، اما در مناطق بالای جزرومدی و زیر جزرومدی تا مناطق کم عمق نیز مشاهده می‌گردد (Flugel, 2010).

مادستون فنسترال دار

(MF3. Fenestral mudstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای بافت مادستونی است و فابریک فنسترال در این ریزرخساره مشاهده می‌شود. پلوئیدها جزو اجزای فرعی این ریزرخساره به حساب می‌آیند (شکل ۳C).

تفسیر محیطی: این ریزرخساره عموماً در توالی با رخساره‌های جزرومدی و لاگونی قرار می‌گیرد.

جزرومدی دانسته است.

بایوکلاست استراکود اُئید گرینستون

(MF5. Bioclasts ostracod ooid grainstone)

توصیف: اجزای اصلی این ریزرخساره اُئیدها و استراکودها هستند و اجزای فرعی مشاهده شده آن شامل *Umbella*، اکینوئید، پلویید، اینتراکلاست‌های کوچک و بایوکلاست‌های دارای پوشش میکرایتی است. اغلب اُئیدها کروی و بیضی شکل بوده و عموماً تک لایه و شعاعی و دارای جورشدگی خوبی هستند. به جز در موارد معدودی که بافت به پکستون تا وکستون نزدیک می‌شود، این ریزرخساره غالباً گرینستونی است (شکل ۳E).

تفسیر محیطی: از نظر محیطی ریزرخساره‌های اُئید گرینستونی عموماً مربوط به محیط‌های با انرژی بالا هستند که فعالیت‌های دائمی امواج در آن مناطق بسیار مهم است، اما با بررسی نمونه‌های امروزی اُئیدها در شول‌های باهاما، مناطق جزرومدی خلیج فارس، دریاچه‌های نمک یوتا و نواحی جزرومدی یوکاتان در شمال مکزیک (Halley, 1977) نمونه‌های مشاهده شده در اعماق کمتر از ۵ متر در نظر گرفته می‌شوند. (Tucker, 1991). با توجه به این که بسیاری از اُئیدهای موجود در این ریزرخساره تک لایه هستند و با بررسی اُئیدهای سواحل باهاما استدلال می‌شود که این ریزرخساره در یک محیط با انرژی متوسط ته‌نشین شده است (Bathurst, 1967؛ Flugel, 2010). حضور اُئیدهای تک لایه و پلوییدها خود حاکی از ته‌نشین شدن این ریزرخساره در یک محیط نزدیک به ساحل است. تا سال ۱۹۹۵ محیط این ریزرخساره را تا محدوده جزرومدی می‌دانسته‌اند (Preat & Kasimi, 1995)، در حالی که از سال ۱۹۹۷ به بعد آن‌ها را به محیط زیرجزرومدی منتسب دانسته‌اند (Garland, 1997).

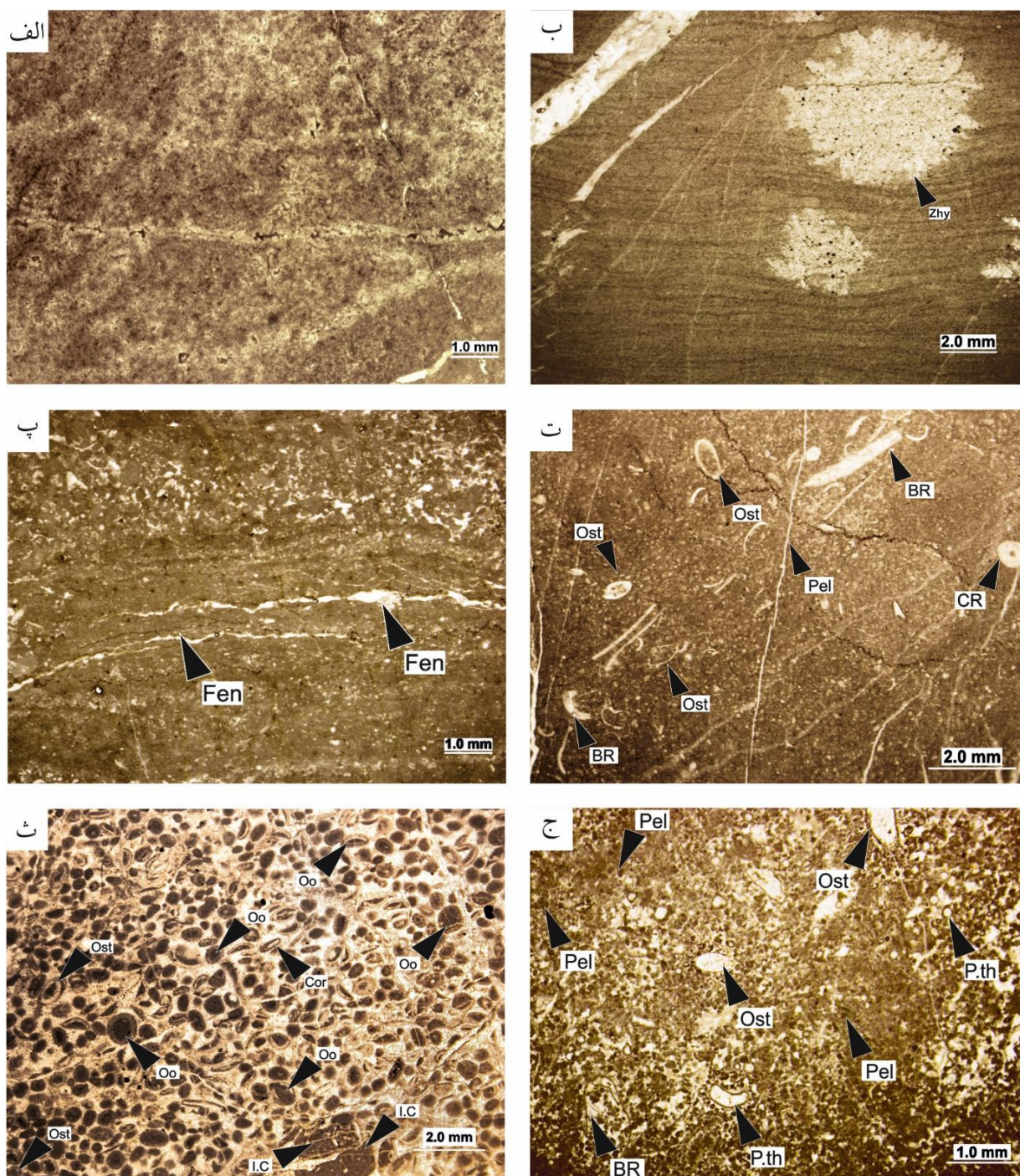
در مجموعه‌های ریفی تورپی، دورنپ و ریف برلین نیز گزارش شده است. شاخصه اصلی این ریزرخساره داشتن فنسترال‌هایی است که عموماً از طریق فرآیند خشک و مرطوب شدن رسوبات ایجاد می‌شوند (Shinn, 1968؛ Demicco & Hardie, 1994). همچنین این ریزرخساره می‌تواند در اثر تراکم حباب‌های گازی کروی شکل و خروج آن‌ها از زمینه مادستونی ایجاد شود (Garland, 1997). از مقایسه محیط‌های قدیمی با محیط‌های امروزی می‌توان این ریزرخساره را به منطقه بالای جزرومدی نسبت داد (Hardie & Ginsburg, 1977؛ Ginsburg et al., 1977؛ Flugel, 2010؛ Shinn, 1983).

مادستون فسیل‌دار

(MF4. Fossiliferous mudstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای فسیل‌های بسیار کم و ریز در زمینه مادستون تا گاهی وکستونی است. فسیل‌های موجود در این ریزرخساره شامل خرده‌های استراکد، خرده‌های براکیوپود، *Umbella*، کرینویید هستند و پلوییدها نیز گاهی حضور دارند. این ریزرخساره می‌تواند به صورت لامینه‌های موازی که حاوی قطعاتی از فسیل‌ها به صورت پراکنده در بافت سنگ است دیده شود (شکل ۳D).

تفسیر محیطی: از نظر محیطی این ریزرخساره در محیطی آشفته‌تر از ریزرخساره مادستون‌های لامینه و فنسترال‌دار ته‌نشین شده است. این ریزرخساره را به قسمت‌های پایینی محدوده جزرومدی نسبت می‌دهند (Garland, 1997). نبود ماکروفسیل‌ها نشان دهنده ته‌نشین شدن این ریزرخساره در محیط فوق‌العاده محصور و محیط‌های کم‌عمق محدوده جزرومدی است (Bingham-Koslowski, 2010). Bowie (2014) در رسوبات دونین دره سدار در آیوا این ریزرخساره را گزارش و آن را مختص به پهنه‌های



شکل ۳: تصویرهای میکروسکوپی ریزرخساره‌های شناسایی شده؛ الف) دولومیت‌های ریزبلور مربوط به ریزرخساره شماره یک؛ ب) استروماتولیت‌های مربوط به ریزرخساره شماره دو؛ پ) مادستون دارای فابریک فنسترال (Fen) مربوط به ریزرخساره شماره سه؛ ت) مادستون فسیل‌دار مربوط به ریزرخساره شماره چهار؛ ث) بایوکلاست استراکود آئید گرینستون مربوط به ریزرخساره شماره پنج؛ ج) بایوکلاست استراکود پلوئیدال پکستون مربوط به ریزرخساره شماره شش؛ بلور ژپس = Zhy؛ فابریک فنسترال = Fen؛ استراکود = Osc؛ براکیوپود = BR؛ کرینوئید = CR؛ پلوئید = Pel؛ آئید = Oo؛ کورتوئید = Cor؛ پاراتورامیناسه = P.th.

ریزرخساره‌های مربوط به لاگون

بایوکلاست استراکود پلوئیدال و کستون تا پکستون (MF6. Bioclasts ostracod peloid wackestone to packstone)

توصیف: این ریزرخساره با اجزای اصلی استراکود و پلوئیدها شناسایی می‌شود و اجزای فرعی مشاهده شده در آن شامل *Umbella*، ائوتابرتینا، پاراتورامیناسه آ و به مقدار

بسیار کم خرده‌های براکیوپود و گاستروپود هستند. بافت این ریزرخساره و کستون تا پکستون است که در برخی قسمت‌ها تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار گرفته است (شکل ۳F).

تفسیر محیطی: پخش شدن قطعات شکسته بایو کلاست‌های میکرایتی در این ریزرخساره سبب می‌شود این ریزرخساره را به محیط‌های با آب‌های کم‌عمق و گردش محدود آب نسبت دهند (Tucker & Wright, 1992). تسلط پلوییدها و به مقدار کمتر بایو کلاست‌ها از جمله استراکودها نشان دهنده رسوب‌گذاری در یک محیط کم‌عمق لاگونی و در عین حال گردش محدود تا متوسط آب می‌باشد (Scoffin, 1987; Tucker & Wright, 1992).

بایو کلاست آمفیپورا فلوتستون تا رودستون

(MF7. Bioclasts *Amphipora* floatstone to rudstone)

توصیف: این ریزرخساره با داشتن استروماتوپوریدهای دندریتی معرفی می‌شود. *Amphipora* در بافت فلوتستون رودستون سازنده اصلی این ریزرخساره است. محدوده اندازه *Amphipora* از ۳ تا ۴ میلی‌متر است، اما گاهی با مساعد بودن شرایط به ۴۰ میلی‌متر هم می‌رسد. *Amphipora* اغلب به خوبی حفظ می‌شود و با *Girvanella* که به صورت یک لبه تیره رنگ در اطراف *Amphipora* مشاهده می‌شود، پوشش داده می‌شود. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل پلویید، ذرات کلسی میکروبیال و خرده‌های براکیوپود، اکیونید و گاستروپود است. به جز در قسمت‌های بسیار کمی که بافت به وکستون/پکستون تبدیل می‌شود، این ریزرخساره غالباً دارای بافت فلوتستون تا رودستون است (شکل ۴A).

تفسیر محیطی: استروماتوپوریدها در پلاتفرم‌های دونین بسیار حائز اهمیت هستند و در کل دنیا دارای گسترش جهانی در رسوبات دونین بوده و مربوط به لاگون‌های

محدود و با چرخش محدود آب و اکسیژن هستند (Kershaw & Brunton, 1999; Andreeva, 2018). فقیر بودن از نظر فسیلی تأییدکننده این امر است (Krebs, 1974; Scrutton, 1977). *Amphipora* به شدت با درجه حرارت‌های بالا، محیط‌های گرم، نور شدید و نوسانات شوری سازگاری داشته است (Heckel, & Witzke, 1979). علت شبکه‌ای بودن *Amphipora* را به دام افتادن شاخه‌های سرگردان *Amphipora* درون گل و لای‌ها می‌دانند که این فرآیند به طور بسیار عمده در آب‌های آرام اتفاق می‌افتد (Jamieson, Krebs, 1968). در جایی که بافت این ریزرخساره گریستونی یا رودستون است انرژی آب بیشتر بوده که باعث شسته شدن گل و لای شده است (Kasig, 1980; Racki, 1992). عمق بهینه برای *Amphipora* را کمتر از ۱۰ متر در نظر می‌گیرند (Dineley, 1984). در حوضه کانینگ در باختر استرالیا و کوه‌های هالیکراس در لهستان عمق آب برای ریزرخساره‌های حاوی *Amphipora* را یک متر در نظر گرفته‌اند (Read, 1973; Racki, 1992). این ریزرخساره به دلیل داشتن گسترش جهانی و اهمیت بالای آن از بسیاری از حوضه‌ها در کل دنیا گزارش شده است (Pohler, 1998; Kershaw, 1998; Wilson, 1975; DaSilva & Boulvain, 2004; Potma et al., 2001; Bowie, 2014; Bingham-Koslowski, 2010).

بایو کلاست اینتراکلاست آنکوئید پکستون تا گریستون

(MF8. Bioclasts intraclast oncoid packstone to grainstone)

توصیف: اجزای اصلی این ریزرخساره آنکوئیدها و اینتراکلاست‌ها هستند که در بافت پکستون تا گریستون می‌توان آن‌ها را مشاهده نمود. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل کورتوئید، پلویید، ذرات کلسی میکروبیال و خرده‌های اکیونید، براکیوپود و گاستروپود هستند. اندازه

به وجود آمده‌اند. دارا بودن بافت پکستون تا گرینستون این ریزرخساره حاکی از قرارگیری در محیط‌های با انرژی متوسط تا نسبتاً زیاد در محیط‌های کم‌عمق است (Bingham-Koslowski, 2010).

ریزرخساره‌های مربوط به شول

بایوکلاست کورتوئید پکستون تا گرینستون

(MF10. Bioclasts cortoid packstone to grainstone)

توصیف: این ریزرخساره با تجمع بسیار زیاد کورتوئیدها در بافت پکستون تا گرینستونی شناخته می‌شود. اجزای فرعی این ریزرخساره اینتراکلاست‌ها هستند که به میزان بسیار کمی در این بافت دیده می‌شوند (شکل ۴D).

تفسیر محیطی: درصد بالایی از کورتوئیدها و مجموعه‌ای از بایوکلاست‌های میکرایتی شده در مناطقی تشکیل می‌شوند که فعالیت آب بسیار زیاد بوده و بالای سطح اساس امواج قرار دارند. این شرایط را می‌توان در ساحل‌های ماسه‌ای در پلاتفرم‌های کربناته و شول‌ها در رمپ درونی به خوبی مشاهده نمود (Andreeva, 2018). رسوبات غنی از کورتوئیدها اغلب همراه با ریف‌های پراکنده تجمع پیدا می‌کنند. به صورت کمربندی در پشت این ریف‌های تگه‌ای قرار می‌گیرند و عمق آب کمتر از ۱۰ متر است (Bathurst, 1967; Flugel, 2010).

بایوکلاست اُئید پکستون تا گرینستون

(MF11. Bioclasts ooid packstone to grainstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای اُئیدهای مماسی و متحدالمرکز در بافت گرینستون است که گاهی در برخی قسمت‌ها بافت پکستون نیز می‌شود. اجزای اصلی این ریزرخساره اُئیدهای مماسی و مرکب هستند و اینتراکلاست‌ها، *Umbella* و خرده‌های بسیار ریز اکیئوئید نیز به عنوان اجزای فرعی این ریزرخساره هستند

این آنکوئیدها بسیار متفاوت است (شکل ۴B).

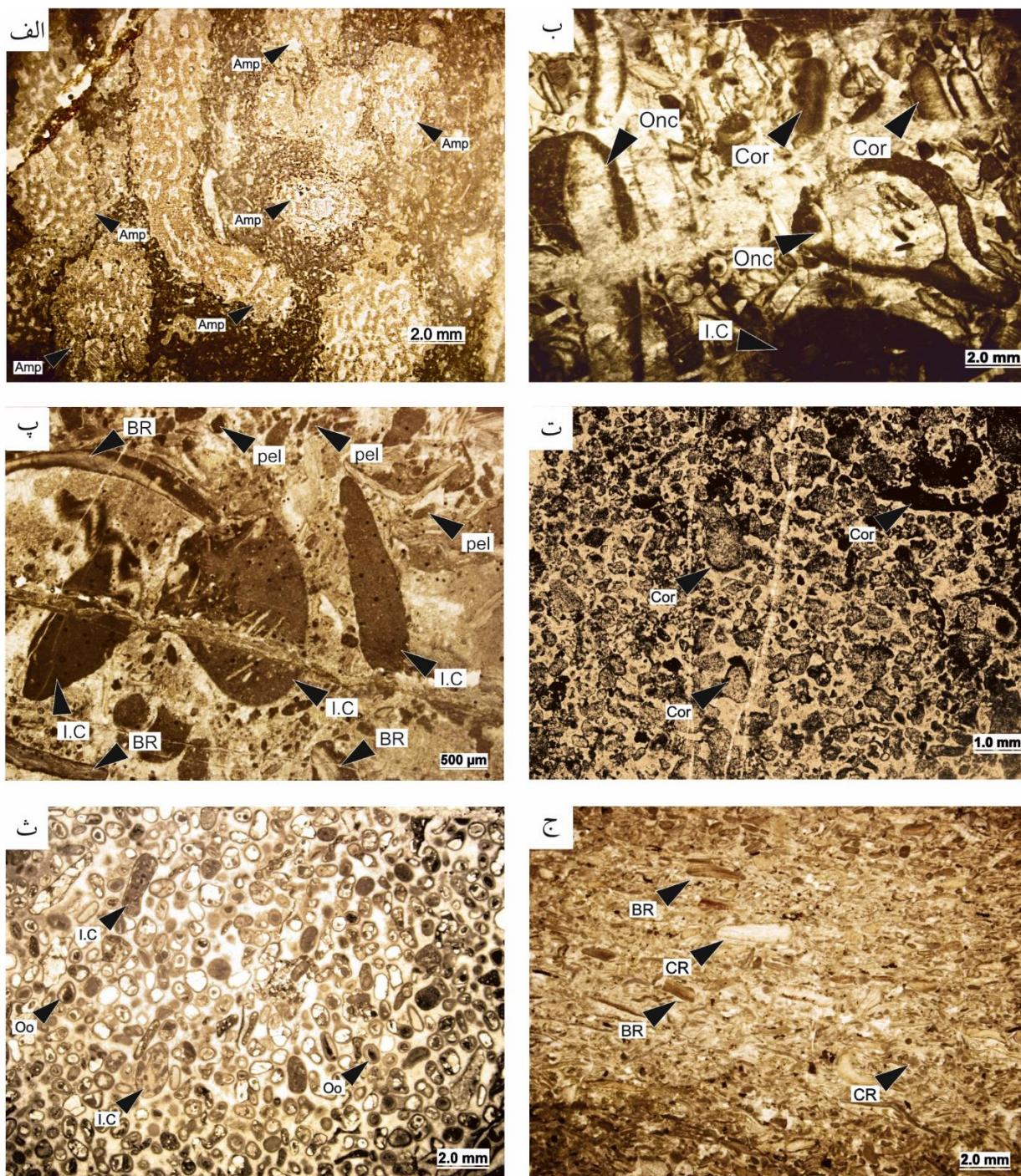
تفسیر محیطی: آنکوئیدها را از نظر محیطی به آب‌های کم‌عمق و یا مناطقی که دائم زیر آب هستند نسبت می‌دهند (Védrine et al., 2007). آنکوئیدهای بزرگ را در محیط‌های کم‌عمق پشت ریف که دارای چرخش محدود آب هستند و به ویژه در لبه‌های حوضه‌ها و یا کانال‌ها می‌توان مشاهده نمود (Wilson, 1975). با توجه به حضور اینتراکلاست‌ها و آنکوئیدها و میزان بسیار کم گل موجود در این ریزرخساره می‌توان چنین توجیه نمود که این ریزرخساره در حاشیه کانال‌ها یا لبه حوضه‌های محدود واقع شده است. بر اثر حرکت امواج، اینتراکلاست‌ها از کناره حوضه یا کانال کنده شده و همراه با آنکوئیدها در محیطی که از نظر انرژی کمی آرامتر است و با فاصله کمی از دیواره کانال، ته‌نشین می‌شوند. حضور اینتراکلاست‌ها در این بافت حاکی از جداشدن آن‌ها از دیواره‌های کنار کانال‌ها در اثر جریان‌ات است (Wilson, 1975؛ Potma et al., 2001؛ Bingham-Whalen et al., 2002؛ Bowie, 2014؛ Koslowski, 2010).

بایوکلاست اینتراکلاست پلوئیدال پکستون تا گرینستون

(MF9. Bioclasts intraclast peloid packstone to grainstone)

توصیف: این ریزرخساره بسیار شباهت به ریزرخساره قبلی دارد با این تفاوت که آنکوئیدها در این ریزرخساره غایب هستند. اجزای اصلی این ریزرخساره اینتراکلاست و پلوئیدها هستند و اجزای فرعی آن خرده‌های براکیوپود، اکیئوئید، گاستروپود، استراکد، *Amphipora*، روزن‌داران و به میزان بسیار کم کورتوئیدها هستند. بافت این ریزرخساره عموماً پکستون تا گرینستون است که در برخی قسمت‌ها و کستونی نیز می‌شود (شکل ۴C).

تفسیر محیطی: پلوئیدهای این ریزرخساره از خرد شدگی اینتراکلاست‌های جدا شده از دیواره کانال‌ها توسط امواج



شکل ۴: تصویرهای میکروسکوپی ریزرخساره های شناسایی شده؛ الف) بایوکلاست آمفیپورا فلوتستون رودستون مربوط به ریزرخساره شماره هفت؛ ب) بایوکلاست اینتراکلاست آنکویدال پکستون گریستون مربوط به ریزرخساره شماره هشت؛ پ) بایوکلاست اینتراکلاست پلویدال پکستون گریستون مربوط به ریزرخساره شماره نه؛ ت) کورتوید پکستون گریستون مربوط به ریزرخساره شماره ده؛ ث) بایوکلاست آئید پکستون گریستون مربوط به ریزرخساره شماره یازده؛ ج) بایوکلاست اکینید براکیوپود گریستون مربوط به ریزرخساره شماره دوازده؛ Amp = آمفیپورا؛ Onc = آنکوئید؛ I.C = اینتراکلاست.

(Flügel, 2010). این آئیدها از نظر محیطی مربوط به

محیط های بسیار کم عمق و آب های گرم و دریایی است که در عرض های جغرافیایی پایین و در محیط های با انرژی

(شکل ۴E).

تفسیر محیطی: امروزه این آئیدها در مناطقی از جمله باهاما، یوکاتان، خلیج فارس و ابوظبی در حال تشکیل هستند

بالا بسیار عمومی و فراوان هستند. آئیدهای مماسی برای تشکیل به محیط‌هایی نیاز دارند که مواد لازم برای تشکیل لامینه‌های آن‌ها به فراوانی در محیط وجود داشته و محیط برای چرخش مکرر دانه‌های آئید فراهم باشد تا پوشش‌های متحدالمرکز اطراف آئیدها شکل بگیرد. بهترین محیط برای تشکیل آئیدهای مماسی شول‌ها می‌باشد (Scholle & Flugel, 2010; Ulmer-Scholle, 2006).

بایوکلست اکیونئید براکیوپود گرینستون

(MF12. Bioclasts crinoid brachiopod grainstone)

توصیف: این ریزرخساره عمدتاً دارای اکیونئیدها و براکیوپودها و گاهی قطععاتی از مرجان‌ها و استروماتوپوریدها با بافت گرینستون و با جورشدگی متوسط تا خوب است (شکل ۴ف).

تفسیر محیطی: فسیل‌های این ریزرخساره نشان دهنده پنجره‌ای از دریای باز هستند؛ جایی که انرژی امواج بسیار بالا بوده و موجودات در دریای آزاد و آب‌های بدون گل و لای ساکن بوده‌اند که این شرایط سبب ته‌نشین شدن این ریزرخساره با بافت گرینستونی شده است (Prothero, 2013). پمپاژ آب دریا در این رسوبات سبب خارج شدن گل و لای از لابه‌لای قطععات شده است (Shinn, 1969).

ریزرخساره‌های مربوط به بخش میانی تا بیرونی

پلاتفرم

بایوکلست بریوزوئر اکیونئید براکیوپود و کستون تا

پکستون

(MF13. Bioclasts bryozoan crinoid brachiopod wackestone to packstone)

بایوکلست تتاکولیتید اکیونئید براکیوپود و کستون تا

پکستون

(MF14. Bioclasts tentaculit crinoid brachiopod wackestone to packstone)

توصیف: اجزای اصلی این ریزرخساره‌ها با توجه به عمق قرارگیری آن‌ها تغییر می‌کند به صورتی که در ریزرخساره

اول اجزای اصلی خرده‌های بریوزوئر، اکیونئید، براکیوپود، در ریزرخساره دوم خرده‌های اکیونئید، براکیوپود و تتاکولیتیدها اجزای اصلی هستند. اجزای فرعی شامل گاستروپود، ذرات کلسی میکروبیال و استراکود هستند. زیست آشفته‌گی و لوله کرم‌ها نیز مشاهده شده است. بافت تمامی این ریزرخساره‌ها غالباً و کستون پکستون است و در برخی قسمت‌ها تغییر بافت به رودستون قابل مشاهده است (شکل A-B ۵).

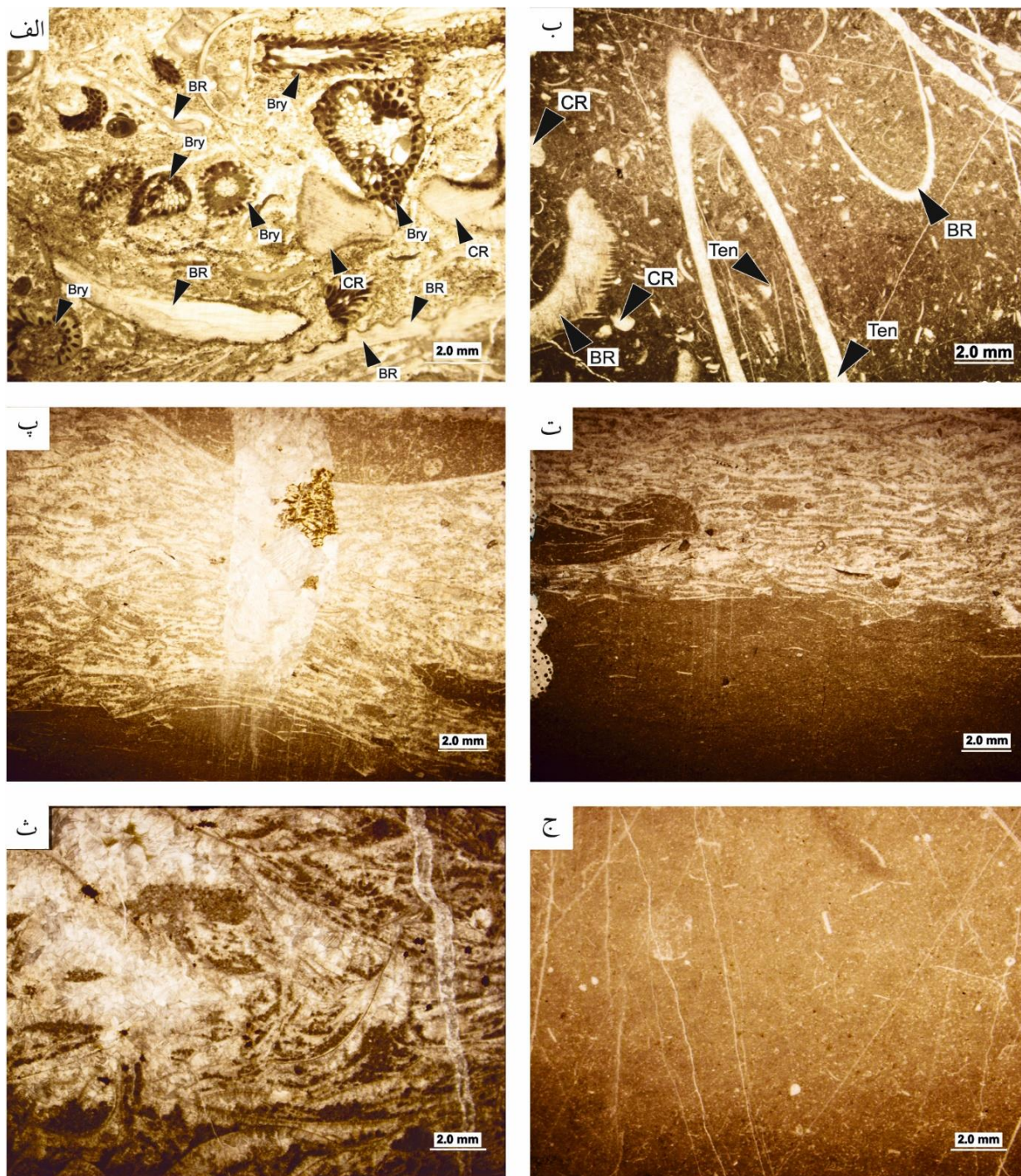
تفسیر محیطی: پوسته‌های موجودات حمل شده هستند و می‌توانند از هر قسمت حوضه آمده باشند. این ریزرخساره متشکل از جانوران دریای باز است (Bowie, 2014). در این توالی، ریزرخساره بایوکلست بریوزوئر اکیونئید براکیوپود و کستون تا پکستون به کم عمق‌ترین قسمت میانی پلاتفرم و ریزرخساره بایوکلست تتاکولیتید اکیونئید براکیوپود و کستون تا پکستون به عمیق‌ترین بخش میانی پلاتفرم نسبت داده می‌شوند (Plocher, 1990). ریزرخساره بایوکلست بریوزوئر اکیونئید براکیوپود و کستون تا پکستون با توجه به حضور بریوزوئر‌ها و گاهی کم و زیاد شدن آن‌ها نشان دهنده تغییر کمی در عمق آب است، اما در ادامه با افزایش عمق آب ریزرخساره بایوکلست تتاکولیتید اکیونئید براکیوپود و کستون تا پکستون با حذف بریوزوئر‌ها و مشاهده شدن تتاکولیتیدها و آمونوئیدها حاکی از افزایش بیشتر عمق آب است. Flugel (2010) این ریزرخساره را به بخش‌های پایینی رمپ میانی نسبت داده است.

مادستون ریز دانه به همراه بایوکلست گرینستون با ته‌نشست

مجدد

(MF15. Fine-grained mudstone and re-sedimented bioclastic grainstone)

توصیف: این ریزرخساره دارای نشانه‌های رسوب‌گذاری مجدد است به طوری که بخشی از بافت مقطع گرینستون



شکل ۵: تصویرهای میکروسکوپی ریزرخساره‌های معرفی شده: (الف) بایوکلاست بریوزوئراکینید براکیوپود و کستون پکستون مربوط به ریزرخساره شماره سیزده؛ (ب) بایوکلاست تنناکولیتید اکینید براکیوپود و کستون پکستون مربوط به ریزرخساره شماره چهارده؛ پ - ج) ریزرخساره ریزشی مربوط به ریزرخساره شماره پانزده؛ برویزوا = Bry؛ تنناکولیتید = Ten.

بافت‌های این ریزرخساره و همچنین توالی قرار گرفتن این ریزرخساره با رخساره‌های مربوط به دریای باز می‌توان محیط تشکیل این ریزرخساره را به بخش‌های میانی تا بیرونی پلاتفرم نسبت داد که تحت تأثیر طوفان و یا وجود

است که با سطح فرسایشی بر روی بافت مادستونی قرار می‌گیرد. قطعات موجود در بخش با بافت گریستونی شامل خرده‌های براکیوپود و دوکفه‌ای است (شکل C-F ۵).
تفسیر محیطی: با توجه به سطح فرسایشی موجود بین

شیب جزیی در بخش خارجی پلاتفرم به تشکیل رخصاره‌های ریزدانه محدود با رسوب گذاری مجدد منجر گردیده‌اند (Allahkarampour Dill et al., 2018).

رخساره شیل / مادستون

(MF16. Shale/Mudstone)

توصیف: رخصاره شیل/مادستون در بخش‌های مختلف توالی سازند بهرام به صورت بین لایه با سنگ آهک حضور دارد. این رخصاره دارای بافت مادستون همراه با ریزش‌ها است. این مادستون‌ها دارای خرده‌های بسیار ریزی از بایو کلاست‌های براکیوپود، اکیونئید، تتناکولیتید، آمونوید و دوکفه‌ای به صورت اجزای فرعی است. **تفسیر محیطی:** با توجه به اجزای اسکلتی موجود در ریزرخساره و در تناوب قرار گرفتن با رخصاره‌های دریای باز، این رخصاره نیز به محدوده دریای باز تعلق دارد.

محیط رسوبی

بررسی جانبی و عمودی زیررخساره‌های شناسایی شده و قرارگیری آن‌ها در زیرمحیط‌های مختلف حاکی از ته نشست رسوبات کربناته این سازند بر روی یک رمپ کربناته است. ریزرخساره‌های دولومیت بسیار ریزبلور، استروماتولیت و مادستون با فابریک فنسترال را می‌توان در زیرمحیط‌های بالای جزرومدی، جزرومدی و زیرجزرومدی دسته‌بندی نمود که محل تشکیل ریزرخساره‌های دولوستون و استروماتولیت‌ها (به دلیل سالم بودن لامینه‌های استروماتولیت‌ها و نبود زیست آشفستگی) احتمالاً در محیط‌های بالای جزرومدی بوده است (Preat & Mamet, 1989؛ Demicco & Hardie, 1994). ریزرخساره مادستون لامینه‌دار، فسیل دار و فنسترال دار به محیط‌های جزرومدی نسبت داده شده است (Ginsburg et al., 1977؛ Hardie

Garland, 1997؛ Shinn, 1983؛ Ginsburg, 1977؛ Bowie, 2014؛ Bingham-Koslowski, 2010). محیط لاگون شناسایی شده در برش مورد مطالعه از نوع لاگون محصور تا نیمه محصور بوده است. حضور ریزرخساره بایو کلاست آمفیپورا فلوتستون رودستون دلیل قاطعی برای حضور این گونه لاگون‌هاست (Playford, 1969؛ Kershaw & Brunton, 1999؛ Garland, 1997). با توجه به شناسایی ریزرخساره‌های مشاهده شده متناسب به محیط‌های کانالی می‌توان چنین استنباط کرد که لاگون محصور تا نیمه محصور حاضر در این پلاتفرم گاهی با کانال‌هایی قطع شده است که این کانال‌ها سبب ارتباط محیط لاگون با قسمت دریای باز می‌شده‌اند به صورتی که علاوه بر اجزای اصلی ریزرخساره‌های کانال که آنکوییدها، اینتراکلاست‌ها و پلوییدها هستند، گاهی در این ریزرخساره‌ها فونای دریای باز نظیر براکیوپودها و کریونئیدها را نیز می‌توان مشاهده کرد. حضور سدهای بایو کلاستی مشاهده شده در مطالعات ریزرخساره‌ها و عدم گسترش جانبی لایه‌های مرجان‌دار و حضور به صورت ریف‌های تکه‌ای، بیانگر نبود ریف‌های چارچوب‌ساز بزرگ در پلاتفرم کربناته است (شکل ۶). آئیدهای مماسی با بافت گرینستون و جورشدگی بسیار خوب نشان دهنده بخش‌های پر انرژی در بخش داخلی رمپ کربناته است. ریزرخساره بایو کلاست اکیونئید براکیوپودا با بافت گرینستون با جورشدگی نسبتاً خوب نیز حاکی از پشته‌های بایو کلاستی در این بخش از پلاتفرم می‌باشد. ریزرخساره‌های با محتوای فسیلی براکیوپود، اکیونئید، بریوزوئر و تتناکولیتید که همگی متعلق به دریای باز هستند و در قالب بافت و کستون - پکستون مشاهده می‌شوند، در رمپ میانی نهشته شده و رخصاره‌های بایو کلاست ریز دانه قرار گرفته در زمینه مادستون و همچنین ریزرخساره شیل/مادستون حاکی از نهشته شدن این ریزرخساره‌ها در

بخش خارجی رمپ میانی می‌باشند. به طور کلی تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها و عدم گسترش رخساره‌های چارچوب‌ساز تأییدکننده پلاتفرم کربناته نوع رمپ است (شکل ۷).



شکل ۶: مرجان‌های مشاهده شده در برش مورد مطالعه؛ الف - ث) بایوستروم‌های مشاهده شده در متر ۷۳؛ ب) مرجان‌های مشاهده شده در متر ۹۷؛ پ) مرجان‌های مشاهده شده در متر ۴۵؛ ت) مرجان‌های مشاهده شده در متر ۹۴؛ ج) مرجان‌های مشاهده شده در متر ۴۴ برش مورد مطالعه.

چینه نگاری سکاسی

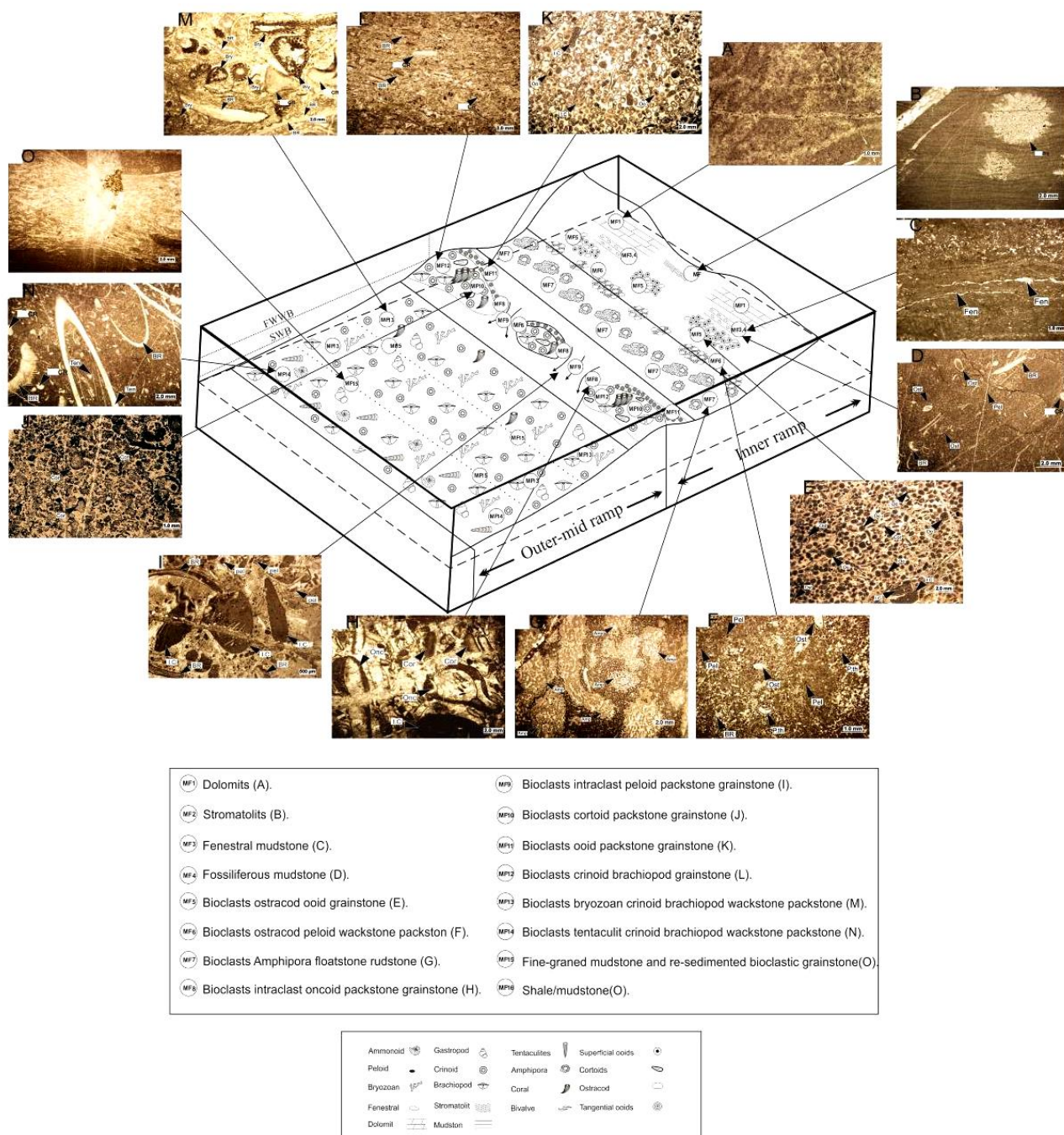
مطالعات چینه نگاری سکاسی بر اساس تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها در امتداد توالی و سطوح سکاسی کلیدی و همچنین الگوی انباشتگی چینه‌ها به شناسایی هفت سکاس رده چهارم به همراه سیستم تراکت‌های تراز پیش‌رونده (TST) و تراز بالا (HST) در سازند بهرام منجر شده است که در زیر به شرح آن‌ها پرداخته می‌شود:

سکاس رسوبی اول: این سکاس رسوبی تنها از بخش HST تشکیل شده است و ضخامت آن ۳۴ متر می‌باشد که

(شکل A ۸). بخش زیرین این سکاس در سازند دولومیتی

سیب‌زار قرار دارد. محدوده ابتدایی سازند بهرام دربرگیرنده رسوبات HST این سکاس است. این سکاس با سنگ آهک‌های دولومیتی و رخساره‌های دولومیتی مربوط به پهنه جزرومدی آغاز و در ادامه با پس‌روی و روند کم‌عمق شونده به مرز سکاسی قاعده سکاس رسوبی دوم در ریزرخساره‌های دولومیتی MF1 می‌رسد.

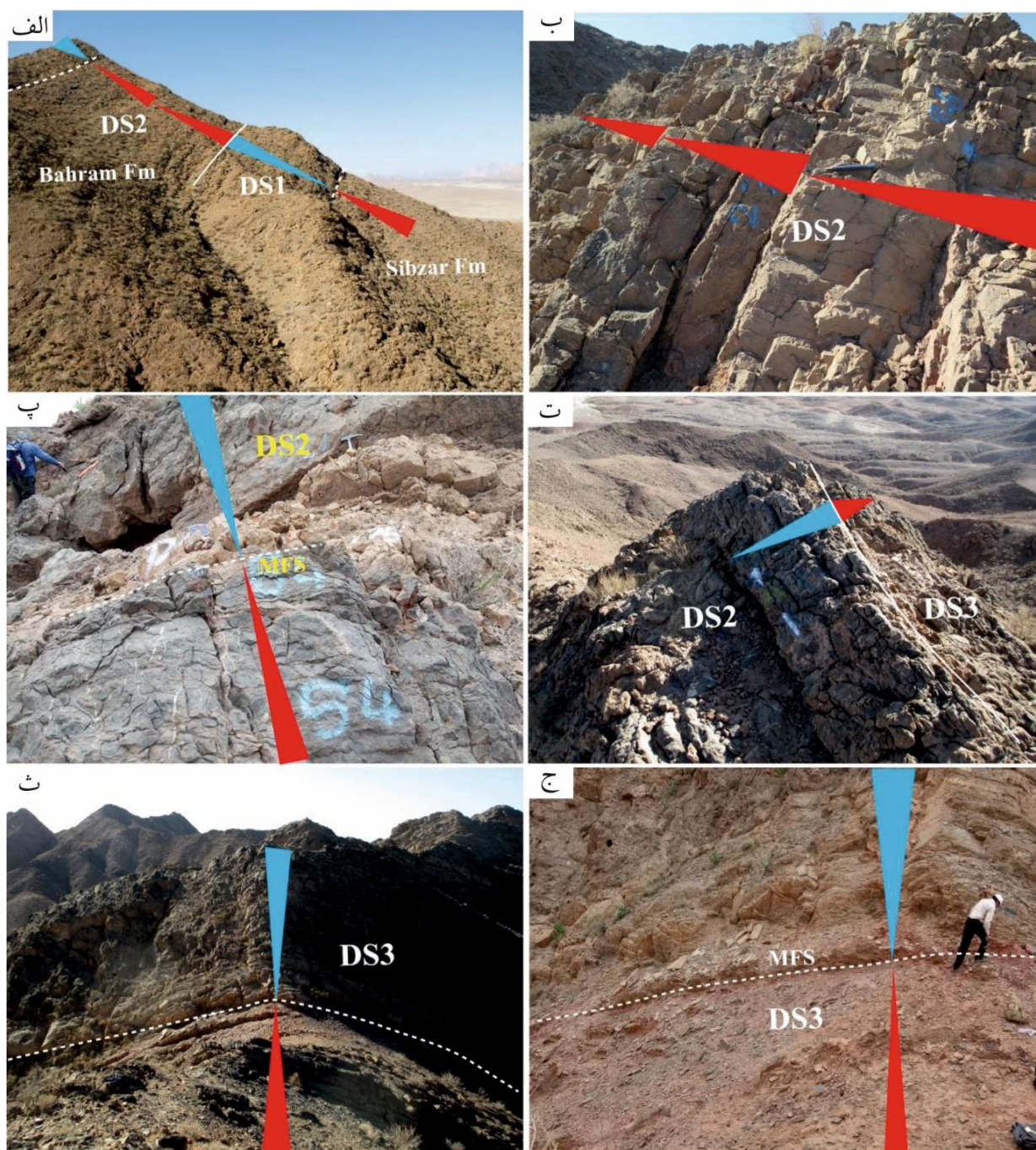
سکاس رسوبی دوم: ضخامت کلی این سکاس ۷۹ متر می‌باشد و ضخامت بخش TST در این سکاس ۵۹ متر و



شکل ۷: مدل ارائه شده از پراکنندگی ریزخساره‌ها در پلانترم رمپ کربناته سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین ناحیه انارک

هستند مشخص می‌شود و عمیق‌ترین قسمت رمپ میانی را نشان می‌دهد (شکل B-C). در ادامه با پس‌روی آب، ریزخساره‌های لاگون بر روی توالی دریای باز قرار می‌گیرند و در نهایت با رسیدن به مادستون‌های فنسترال‌دار MF3 (پهنه جزرومدی) این سکانش به یک مرز سکانشی ختم می‌شود (شکل D).

ضخامت بخش HST آن ۲۰ متر است (شکل A). بخش TST این سکانش توسط ریزخساره‌های دولومیتی MF1 مربوط به پهنه جزرومدی آغاز و در ادامه با پیش‌روی آب دریا و روند عمیق‌شوندگی به سمت لاگون و رخساره‌های رمپ میانی ادامه می‌یابد. بیشینه سطح غرقابی آب با ریزخساره‌های MF14 که دارای تتاکولیتید و آمونوئید



شکل ۸: تصویر صحرایی سکانس رسوبی اول تا سوم سازند بهرام برش کوه بند عبدالحسین ناحیه انارک

رسوبات مربوط به رمپ میانی مشاهده می شود. این پیش روی آب تا جایی ادامه دارد که بیشینه سطح غرقابی آب در این سکانس بعد از شیل های نازک لایه مرز ژئوتین - فرازین قرار می گیرد. شاخصه اصلی این ریزخساره ها دارا بودن فونای مربوط به قسمت های عمیق رمپ میانی است و ریزخساره این سطح بیشینه آب MF16 است

سکانس رسوبی سوم: ضخامت کلی این سکانس ۷۰ متر است. ضخامت TST در این سکانس ۴۲ متر و ضخامت بخش HST در این سکانس ۲۸ متر است (شکل E ۸). این سکانس رسوبی با مادستون های لامینه دار و مادستون های فنسترال دار مربوط به MF3 و پهنه جزرومدی آغاز می شود و در ادامه با پیش روی آب رسوبات لاگونی و سپس

(شکل F ۸). پس از این پیش‌روی، پس‌روی سطح آب دریا آغاز و و ریزرخساره‌ها از قسمت‌های رمپ میانی به سمت لاگون و ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی می‌رسد و در نهایت با رسیدن به سنگ آهک‌های ضخیم لایه خاکستری روشن با ریزرخساره MF5 به یک مرز سکانسی می‌رسد.

سکانس رسوبی چهارم: ستبرای این سکانس ۴۶ متر است به طوری که ضخامت قسمت TST در این سکانس ۲۶ متر و ضخامت بخش HST در آن ۲۰ متر است (شکل A-B ۹). این سکانس رسوبی در قاعده دارای ریزرخساره MF5 است که پایین‌ترین سطح نسبی آب دریا را نشان می‌دهد و مربوط به محیط‌های قرار گرفته در پهنه جزرومدی است. در ادامه با پیش‌روی آب دریا و روند عمیق شونده، ریزرخساره‌ها از پهنه جزرومدی به محیط لاگونی و رمپ میانی می‌رسند تا جایی که بیشینه سطح غرقابی آب با ریزرخساره MF14 مشخص می‌شود. جایگاه این ریزرخساره در قسمت‌های عمیق تر رمپ میانی است (شکل B ۹). پس‌روی آب دریا در سیستم تراکت HST آغاز می‌شود و کم‌عمق شدن حوضه سبب ته‌نشینی ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی می‌شود. این سکانس به یک مرز سکانسی با ریزرخساره MF5 ختم می‌شود (شکل C ۹).

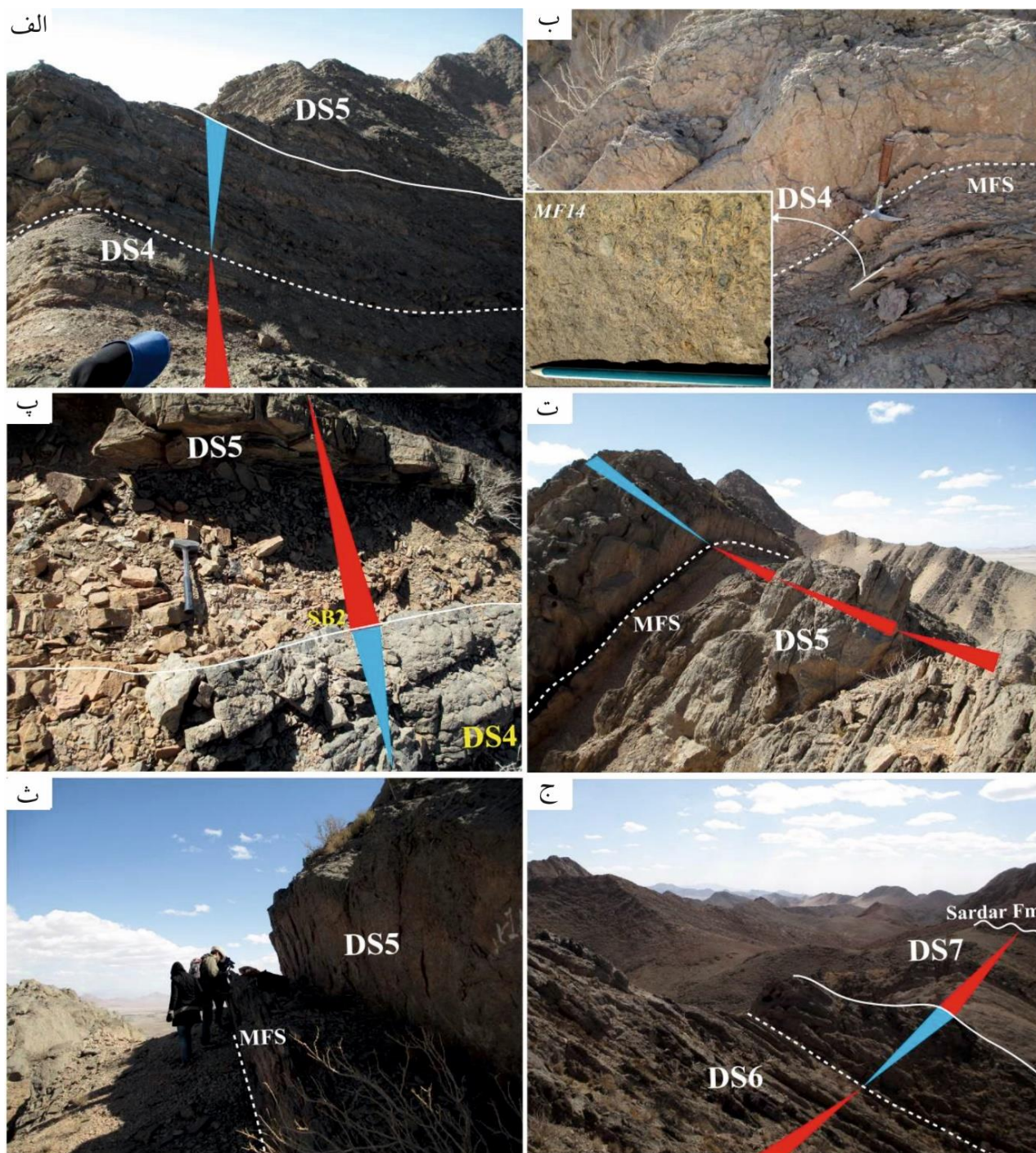
سکانس رسوبی پنجم: ضخامت این سکانس رسوبی ۶۰ متر است، به طوری که ضخامت TST در این سکانس رسوبی ۵۴ متر و ضخامت بخش HST آن ۶ متر است (شکل D ۹). این سکانس رسوبی با ریزرخساره‌های MF5 که یک مرز سکانسی است آغاز می‌شود. پیش‌روی سطح نسبی آب دریا سبب ته‌نشینی ریزرخساره‌های رمپ میانی روی ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی قرار می‌گیرند و این پیش‌روی تا جایی ادامه می‌یابد که بیشینه سطح غرقابی آب به ریزرخساره‌های MF14 می‌رسد (شکل E ۹). بعد از این

پیش‌روی، کم‌عمق شدن حوضه و پس‌روی آب سبب ته‌نشینی ریزرخساره‌های مادستون‌های استروماتولیتی MF2 می‌شود که در پهنه جزرومدی قرار گرفته است.

سکانس رسوبی ششم: ستبرای کلی این سکانس رسوبی ۲۶ متر است به طوری که ضخامت TST در این سکانس رسوبی ۱۶ متر و ضخامت بخش HST آن ۱۰ متر است (شکل F ۹). بعد از این سکانس رسوبی پیش‌روی آب آغاز می‌شود. این سکانس رسوبی در قاعده با ریزرخساره‌های MF2 آغاز و پیش‌روی آب سبب ته‌نشینی ریزرخساره‌های لاگون بر روی ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی می‌شود. پیش‌روی آب سبب ته‌نشینی ریزرخساره‌های MF14 با بیشینه سطح غرقابی آب می‌شود که نشان دهنده بالاترین میزان آب در این سکانس رسوبی است. در ادامه پس‌روی سریع آب باعث ته‌نشین شدن ریزرخساره‌های پهنه جزرومدی بر روی ریزرخساره‌های قسمت‌های رمپ میانی شده است و به یک مرز سکانسی با ریزرخساره MF4 ختم می‌شود.

سکانس رسوبی هفتم: ضخامت کلی این سکانس ۳۵ متر می‌باشد که تمامی این ضخامت مختص بخش TST است (شکل ۱۳). بخشی از این سکانس که در انتهای سازند بهرام واقع شده است دربرگیرنده رسوبات TST است. این سکانس با ریزرخساره‌های MF4 مربوط به پهنه جزرومدی آغاز می‌شود و در ادامه با پیش‌روی سریع در سطح MFS به ریزرخساره MF13 ختم می‌شود.

آنالیز چینه نگاری سکانسی سازند بهرام در برش مورد مطالعه نشان دهنده یازده مرحله پس‌روی و پیش‌روی سطحی نسبی آب دریا در قالب پنج سکانس رسوبی کامل و دو سکانس رسوبی ناقص رده چهارم در زمان نهشته شدن سازند بهرام در ایران مرکزی شده است (شکل ۱۰). مقایسه این برش نسبت به سایر برش‌های ایران مرکزی حکایت از عمق بیشتر محدوده انارک طی زمان دوین میانی تا پسین



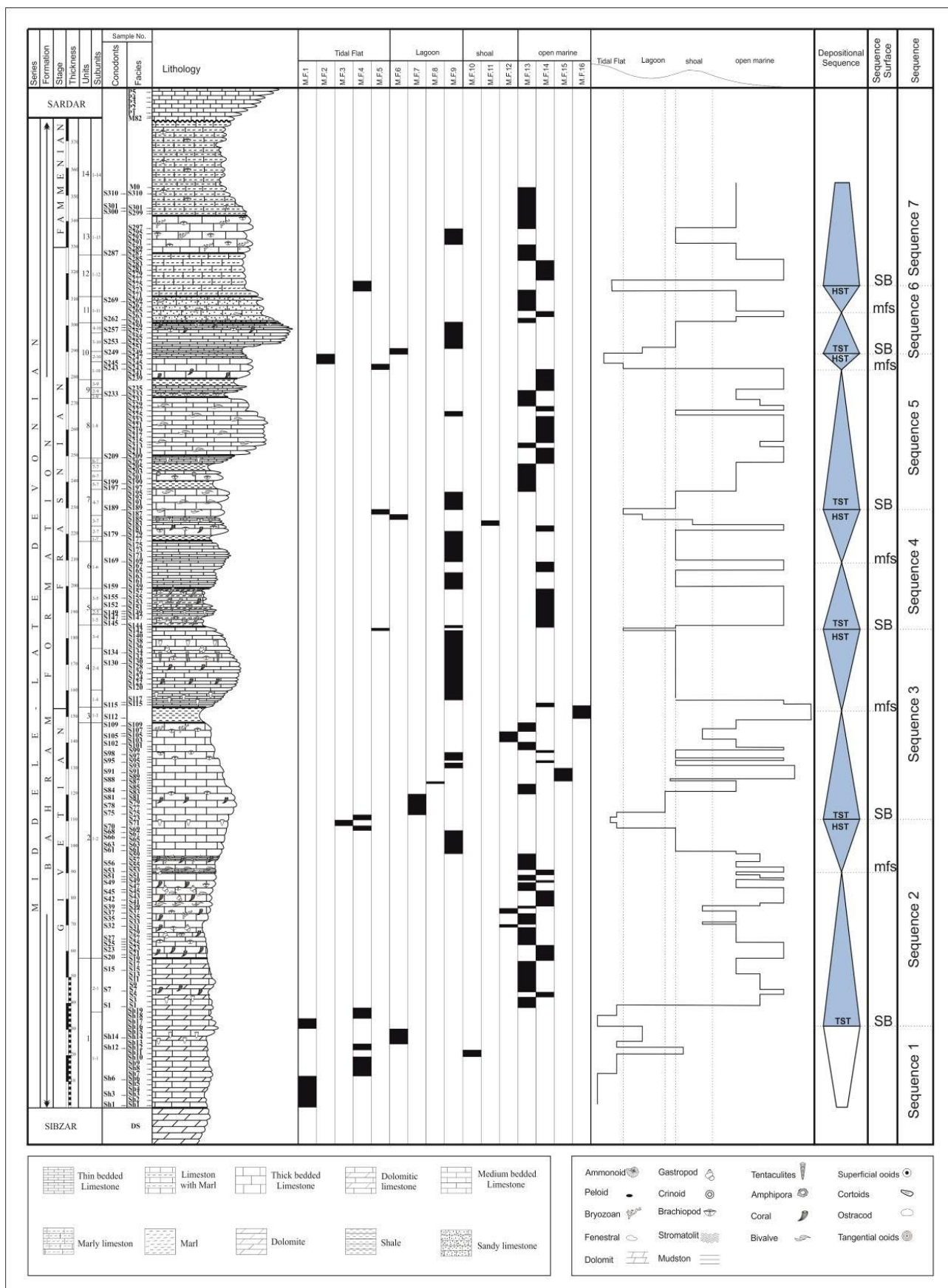
شکل ۹: تصویر صحرایی سکانس رسوبی چهارم تا هفتم سازند بهرام برش کوه بند عبدالحسین ناحیه انارک

شده است.

نتیجه گیری

سنگ‌های کربناته سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین با ضخامت ۳۶۶ متر شامل ۱۶ ریزرخساره است که در

دارد (Hashmie et al., 2016) و به همین دلیل مرزهای سکانسی در این برش همگی از نوع دوم (SB2) هستند که نشان دهنده پیوستگی قابل انطباق با ناپیوستگی‌ها است به طوری که کم عمق شدن حوضه سبب خروج رسوبات از آب نشده و فقط سبب تغییر رخساره‌ها و تغییر محیط آن‌ها



شکل ۱۰: پراکندگی ریزخساره‌ها، تغییرات نسبی سطح آب دریا و چینه نگاری سکانسی سازند بهرام در برش کوه بند عبدالحسین انارک

کمربندهای رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، شول و دریای باز نهشته شده‌اند. بررسی تغییرات عمودی و جانبی این ریزرخساره‌ها و مقایسه آن‌ها با محیط‌های رسوبی قدیمی و عهدحاضر حاکی از ته‌نشینی این ریزرخساره‌ها در یک رمپ کربناته است که گاهی با اثر طوفان و یا شیب جزیی در منطقه رمپ بیرونی، می‌توان ریزرخساره‌های بایوکلستی ریزدانه با رسوب‌گذاری مجدد را با گسترش بسیار محدودی در آن مشاهده نمود. بررسی تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها سبب شناسایی پنج سکانس رسوبی کامل و دو سکانس رسوبی ناقص درجه ۴ شده است. با توجه به بررسی‌های انجام شده توالی مورد مطالعه نسبت به سایر برش‌های ایران مرکزی عمق بیشتری داشته است به طوری که کم‌عمق شدن حوضه سبب خروج رسوبات از آب نشده و فقط سبب تغییر رخساره‌ها و تغییر محیط آن‌ها شده است.

منابع

- امینی، ع.، ۱۳۹۰، مبانی چینه نگاری سکانشی. انتشارات دانشگاه تهران، ۳۴۶ ص.
- شاکری، ب.، ۱۳۹۵، زیست چینه نگاری نهشته‌های دونین بالایی برش کوه بندعبدالحسین (جنوب خاور انارک) براساس فونای کنودونتی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۲۴۴ ص.
- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24: 16–32.
- Al-Juboury, A.I., & AL-Hadidy, A.H., 2009, Petrology and depositional evolution of the Paleozoic rocks of Iraq. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 208-231.
- Allahkarampour Dilla, M., Vaziri-Moghaddama, H., Seyrafiana, A., & Behdad (Ghabeishavi), A., 2018. Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 92: 437–461.
- Andreeva, P.V., 2018. Givetian–Frasnian arid palaeoenvironments from the northern Gondwana: a case study from the Moesian platform (Bulgaria). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 98: 549–569.
- Bahrami, A., Boncheva, I., Königshof, P., Yazdi, M., & Ebrahimi Khan-Abadi, A., 2014. Conodonts of the Mississippian/Pennsylvanian boundary interval in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 187-200.
- Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Sadat Tabatabae, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, North West Isfahan, Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95: 554–577.
- Bathurst, R.G.C., 1967. Oolitic films on low-energy carbonate sand grains, Bimini Lagoon, Bahamas. *Marine Geology*, 5 (2): 89-109.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Toward a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bingham-Koslowski, N.E., 2010. End Frasnian calcimicrobial-stromatoporoid carbonate reefs, western Canada sedimentary basin. *Master thesis, Queen's University, Kingston, Canada*, 190 p.

- Bowie, C.H., 2014. Characterization of discontinuity surfaces and microfacies in a storm dominated shallow epeiric sea, Devonian Cedar Valley Group, Iowa. *Master thesis, California State University, Fresno*, 101 p.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., & Tucker M.E., 2011. Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44: 173-245.
- Catuneanu, O., 2019. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 188: 312-388.
- DaSilva, A.C., & Boulvain, F., 2004. From palaeosols to carbonate mounds: facies and environments of the Middle Frasnian platform in Belgium. *Geologic Quarterly*, 48: 253-266.
- Demicco, R.V., & Hardie, L.A., 1994. Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Atlas Series*, 265 p.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dineley, D.L., 1984. Aspects of a Stratigraphic System: The Devonian. *Macmillan*, 223 p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, In: Ham W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, 2nd edition. *Springer Verlag*, Berlin, 976 p.
- Garland, J., 1997. Middle to Upper Devonian (Givetian and Frasnian) shallow-water carbonates of Western Europe, facies analysis and cyclicity. *Ph.D. thesis, University of Durham*, 438 p.
- Ginsburg, R.N., Hardie, L.A., Bricker, O.P., Garrett, P., & Wanless, H.R., 1977. Exposure index: A quantitative approach to defining position within the tidal zone. In: Hardie, L.A., (ed.), Sedimentation of the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas. *Johns Hopkins University Press*, p. 7-11.
- Hairapetian V., Ghobadi Pour, M., Popov, L.E., Hejazi, S.H., Holmer, L.E., Evans, D., & Sharifi, A., 2015. Ordovician of the Anarak Region: implications in understanding Early Palaeozoic history of Central Iran. *Stratigraphy*, 12: 22-30.
- Halley, R.B., 1977. Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geologic record. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47 (3):1099-1120.
- Hardie, L.A., & Ginsburg, R.N., 1977. Layering: The origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In: Hardie, L.A., (ed.) Sedimentation of the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas. *Johns Hopkins University Press*, p. 50-123.
- Hashmie, A., Rostamnejad, A., Nikbakht, F., Ghorbanie, M., Rezaie, P., & Gholamalian, H., 2016. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Bahram Formation (Middle-Late Devonian) in north of Kerman, south-central Iran. *Geoscience Frontiers*, 7 (5): 821-834.
- Heckel, P.H., & Witzke, B.J., 1979. Devonian World Palaeogeography. In: House, M.R., Scrutton C.T., & Basset, M.G. (eds.), The Devonian System. *Special Papers in Palaeontology*, p. 99-123.
- Husseini, M.I., 1991. Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 108-120.
- Illing, L.V., 1954. Bahaman Calcareous Sands. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 38: 1-95.
- Jamieson, E.R., 1971. Paleogeology of Devonian reefs of western Canada. *North American Paleontological Convention Proceedings Journal*, p. 1300-1340.

- Kasig, W., 1980. Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, p. 26-29.
- Kershaw, S., 1998. The application of stromatoporoid palaeobiology in palaeoenvironmental analysis. *Palaeontology*, 41: 509-544.
- Kershaw, S., & Brunton, F.R., 1999. Palaeozoic stromatoporoid taphonomy: ecological and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149: 313-328.
- Krebs, W., 1968. Facies types in the Devonian back-reef limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. In: Müller G., & Friedman, G.M. (eds.), Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. *Springer-Verlag*, p. 186-195.
- Krebs, W., 1974. Devonian carbonate complexes of Central Europe. In: Laporte, L.F. (ed.) Reefs in Time and Space. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogist Special Publication*, p. 155-208.
- Königshof, P., Carmichael, S.K., Waters, J., Jansen, U., Bahrami, A., Boncheva, I., & Yazdi, M., 2016. Palaeoenvironmental study of the Palaeotethys Ocean: The Givetian-Frasnian boundary of a shallow-marine environment using combined facies analysis and geochemistry (Zefreh Section/Central Iran). In: Mottequin, B., Slavik, L., & Königshof, P., (eds.), Climate Change and Biodiversity Patterns in the Mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97: 517-540.
- Lench, G., & Davoudzadeh, M., 1982. Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, x: 306-320.
- Leven E.J., & Gorgij, M.N., 2006. Upper Carboniferous-Permian Stratigraphy and Fusulinids from the Anarak Region, Central Iran. *Russian Journal of Earth Sciences*, 8: 1-25.
- Playford, P.E., 1969. Devonian carbonate complexes of Alberta and Western Australia: a comparative study. *Geological Survey of Western Australia*, 43 p.
- Plocher, O.W., 1990. Biotic, petrographic and diagenetic analysis of strata that bound the contact between the Little Cedar and Coralville formations (Middle Devonian) east-central Iowa, *Master Thesis, University of Iowa*.
- Pohler, S.M.L., 1998. Devonian carbonate buildup facies in an intra-oceanic island arc (Tamworth Belt, New South-Wales, Australia). *Facies*, 39: 1-34.
- Potma, K., Weissenberger, J., Wong, P.K., & Gilhooly, M.G., 2001. Toward a sequence stratigraphic framework for the Frasnian of the Western Canada Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 49: 37-85.
- Preat, A., & Mamet, B., 1989. Sedimentation of the Franco-Belgian Givetian carbonate platform. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration - production Elf Aquitaine*, 13: 47-86.
- Preat, A., & Carliez, D., 1994. Microfacies et cyclité dans le Givetien Supérieur de Fromelennes (Synclinorium de Dinant, France). *Bulletin de la Société Géologique de Belgique*, 117: 227-243.
- Preat, A., & Kasimi, R., 1995. Eifelian-Givetian siliciclastic carbonate ramp systems, Belgium and France. First Part: Microfacies and sedimentary model. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration - production Elf Aquitaine*, 19: 329-375.
- Prothero, D.R., 2013. Bringing Fossils to Life: An Introduction to Paleobiology. *Columbia University Press*, 512 p.
- Racki, G., 1992. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, 37: 87-182.
- Read, J.F., 1973. Carbonate cycles, Pillara Formation (Devonian), Canning Basin, Western Australia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 21: 38-57.

- Ruban, D.A., Al-Husseini, M., & Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.
- Ruttner, A.W., Nabavi, M.H., & Hajian, J., 1968. Geology of the Shirgesht Area (Tabas Area, East Iran). *Geological Survey of Iran*, 133 p.
- Scholle, P.A., & Ulmer-Scholle, D.S., 2006. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 77: 1-461.
- Scoffin, T.P., 1987. An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks. *Chapman and Hall*, 274 p.
- Scrutton, C.T., 1977. Facies variations in the Devonian limestones of eastern South Devon. *Geological Magazine*, 114: 165-195.
- Sharkovski, M., Susov, M., & Krivyakin, M., 1984. Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map, Scale, 1:250,000. *Geological Survey of Iran*, V/O Technoexport, Report, 19: 1-143.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Hevard, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *GeoArabia, Special Publication*, 2: 1-270.
- Shinn, E.A., 1968, Practical significance of Birdseye structures in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 215-223.
- Shinn, E.A., 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12 (1-2): 109-144.
- Shinn, E.A., 1983. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: A reevaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 619-628.
- Tucker, M.E., 1991. Sedimentary Petrology. *Blackwell Scientific Publications*, 260 p.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1992. Carbonate Sedimentology, 2nd Reprint. *Blackwell*, 482 p.
- Védrine, S., Strasser, A., & Hug, W., 2007. Oncoid growth and distribution controlled by sea-level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, 53 (4): 535-552.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimu-Bavandpur, A., 2002. Devonian/lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and paleogeography of Iran, Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52: 129-168.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimu-Bavandpur, A., 2005. Devonian/lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and paleogeography of Iran Part II. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55: 31-97.
- Wendt, J., Hayer, J., & Karimi-Bavandpour, A., 1997. Stratigraphy and depositional environment of Devonian sediments in northeast and east-central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie Abhandlungen*, 206: 277-322.
- Whalen, M.T., Day, J., Eberli, G.P., & Homewood, P.W., 2002. Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crises in carbonate systems: example from the Late Devonian, Alberta Basin, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 127-151.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, New York, 471 p.
- Witzke, B.J., 1987. Models for circulation patterns in epicontinental seas applied to Paleozoic facies of North America craton. *Paleoceanography*, 2 (2): 229-248.
- Witzke, B.J., & Bunker, B.J., 1997. Sedimentation and stratigraphic architecture of a Middle Devonian (Late Givetian) transgressive-regressive carbonate-evaporite cycle, Coralville Formation, Iowa area. *Geological Society of America Special Papers*, 321: 67-88.

Witzke, B., Bunker, B., & Rogers, F., 1988. Eifelian through lower Frasnian stratigraphy and deposition in the Iowa area, central Midcontinent, USA. In Devonian of the World. *Proceedings of the 2nd International Symposium on the Devonian System Memoir*, 14: 221-250.

محیط زیست دیرینه و رخساره‌های پالینولوژیکی سازند سنگانه در برش چینه‌شناسی امیرآباد (خراسان رضوی)

محسن علامه

دانشیار، گروه زمین شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: allameh0277@mshdiau.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۶/۲۰

تاریخ دریافت: ۹۶/۸/۲۴

چکیده

سازند سنگانه یکی از سازندهای حوضه رسوبی کپه‌داغ به سن کرتاسه پیشین است که محیط زیست دیرینه و رخساره‌های پالینولوژیکی آن در برش امیرآباد مورد مطالعه قرار گرفته است. سنگ شناسی عمده سازند سنگانه در این برش شامل شیل‌های خاکستری تیره است که در بعضی از افق‌ها، حاوی کنکریون، مخروط در مخروط و فسیل‌های آمونیت می‌باشد و ۵۳۰ متر ضخامت دارد. مرز زیرین آن با سازند سرچشمه توسط یک لایه سنگ آهک فسیل‌دار مشخص می‌شود و مرز بالایی آن با سازند آیتامیر با گذر تدریجی است. برای مطالعه رخساره پالینولوژیکی و محیط دیرینه سازند سنگانه تعداد ۵۰ نمونه با فواصل معین برداشت شد و پس از آماده سازی نمونه‌ها بر اساس میزان خرده‌های آلی در اسلایدهای پالینولوژیکی، سه رخساره پالینولوژیکی مختلف شناسایی گردید. با توجه به بررسی گروه‌های اصلی پالینولوژیکی و نتایج مطالعات آماری می‌توان چنین استنباط کرد که محیط رسوبی سازند سنگانه در زمان رسوب گذاری محیطی کم اکسیژن تا فاقد اکسیژن بوده است. همچنین با توجه به داینوسیت‌های شاخص، محیط رسوبی دریای حاشیه‌ای، تا دریای باز کم ژرفا برای سازند سنگانه در زمان رسوب گذاری پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: پالینومرف؛ رخساره پالینولوژیکی؛ محیط دیرینه، کپه‌داغ؛ سازند سنگانه؛ امیرآباد.

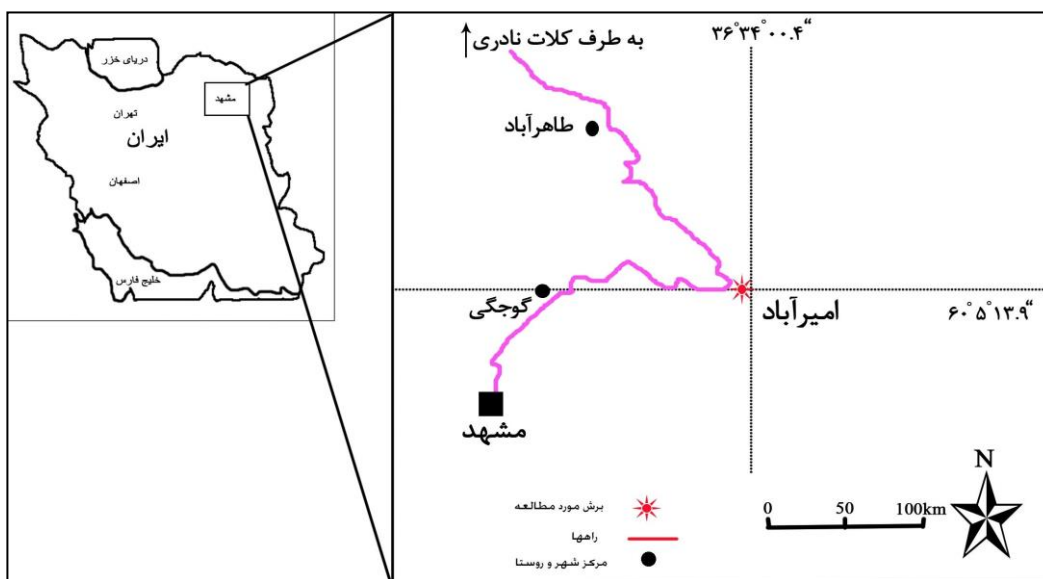
مقدمه

گروه‌های فسیلی موجود در سازند سنگانه در برش امیرآباد، پالینومرف‌ها هستند که به صورت فراوان در این سازند گسترده شده‌اند. لذا این سازند بر مبنای میکروفسیل‌های یاد شده توسط افراد مختلف و در نقاط مختلف حوضه کپه‌داغ مطالعه شده است (برای مثال: کشمیری و همکاران، ۱۳۹۳؛ شکری و همکاران، ۱۳۹۴؛ کاظمی و قاسمی‌نژاد، ۱۳۹۴). تنوع سیستم داینوفلاژله‌ها نسبت به سایر گروه‌های پالینومرفی باعث تمرکز بیشتر بر این گروه فسیلی در مطالعه حاضر شده است.

پهنه ساختاری - رسوبی رسوبی کپه‌داغ در شمال خاوری ایران واقع شده است و بخشی از جنوب ترکمنستان و شمال باختر افغانستان را نیز دربرمی‌گیرد. وسعت بخش ایرانی کپه‌داغ تقریباً ۵۵۰۰۰ کیلومتر مربع است و حدود ۳/۳ درصد مساحت ایران را شامل می‌شود. این منطقه را بیشتر رسوبات دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌پوشانند که سترای مجموع آن‌ها در برخی نواحی به بیش از ۸۰۰۰ متر می‌رسد (افشارحرب ۱۳۷۳). سازند سنگانه یکی از واحدهای سنگی کرتاسه زیرین حوضه کپه‌داغ است. یکی از مهمترین

موقعیت جغرافیایی و چینه شناسی برش مورد مطالعه

سازند سنگانه در برش امیرآباد در مسیر جاده مشهد به کلات نادری در شمال باختر روستای امیرآباد با مختصات $36^{\circ} 34'$ عرض شمالی و $60^{\circ} 5'$ طول خاوری و ارتفاع ۸۵۲ متر از سطح دریا قرار گرفته است (شکل ۱). ضخامت این سازند در برش مورد مطالعه به ۵۳۰ متر می‌رسد. سنگ شناسی غالب



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به سازند سنگانه در برش چینه‌شناسی امیرآباد

روش مطالعه

تعداد ۵۰ نمونه با فواصل معین از ژرفای ۲۰ تا ۳۰ سانتی متری لایه‌ها برداشت شد. برای تهیه اسلایدهای پالینولوژیکی از روش (1998) Traverse استفاده شده است. در حدود ۴۰ گرم از هر نمونه به دقت خرد و شسته شدند و سپس به جهت از بین بردن بخش کربناته آن، به مدت ۲۴ ساعت در اسید کلریدریک ۲۰٪ قرار داده شدند. پس از خنثی سازی، نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت در اسید فلوریدریک ۴۰٪ قرار گرفتند تا ذرات سیلیسی آن‌ها از بین روند. پس از خنثی سازی اسید توسط آب مقطر، نمونه‌ها به مدت ۲۰ دقیقه با اسید هیدروکلریدریک ۲۰٪ جوشانده شدند تا ژل سیلیکوفلوراید^۱ آن از بین برود و سپس آنها را از الک نایلونی ۲۰ میکرون عبور داده و نمونه‌ها با استفاده از محلول

سازند سنگانه شامل شیل‌های خاکستری تیره حاوی کنکرسیون و فسیل‌های آمونیت و بین لایه‌های نازک سیلت سنگی با ساخت مخروط در مخروط است. این سازند در پایین توسط یک لایه سنگ آهک فسیل‌دار به ضخامت ۰/۵ متر از سازند سرچشمه جدا می‌گردد و مرز بالایی آن با ساند سنگانه به صورت یک گذر تدریجی است.

کلرید روی ($ZnCl_2$) با وزن مخصوص ۱/۹ تا ۲ سانتریفیوژ شده و پالینومرف‌ها از عناصر سنگین و سایر مواد جدا شدند. اسلایدهای تهیه شده توسط میکروسکپ نوری Nikon با بزرگ‌نمایی ۱۰ تا ۱۰۰ بررسی و عکس‌برداری شدند. مقالات Fensome & Williams (2004)، Fensome *et al.* (2008)، Slimani *et al.* (2010, 2011) و علامه (۱۳۹۵) انجام گرفت.

پالینولوژی

در بررسی اسلایدهای پالینولوژیکی تهیه شده از سازند سنگانه در برش مورد مطالعه، مهمترین داینوفلاژله‌های شناسایی شده به شرح زیر می‌باشند (شکل ۲):

Achomosphaera neptuni, *Astrocysta* sp.,
Batiacasphaera sp., *Cerbia tabulate*,

1- Silicofluorides

پالینوفاسیس می‌توان به تعیین جایگاه رسوب گذاری، شناسایی روند پیش‌روی‌ها و پس‌روی‌های خط ساحلی، تفکیک محیط رسوبی، شرایط اکسیداسیون و احیا، تعیین تولید مواد دیرینه و پایداری ستون آب اشاره کرد (Tyson, 1993). مفهوم رخساره پالینولوژیکی به صورت موفقیت آمیزی در مطالعات رسوبات و سنگ‌های رسوبی با سن‌های مختلف به کار برده شده است (Batten 1996؛ Tyson 1995).

مشاهده و تفسیر دقیق اسلایدهای پالینولوژیکی کمک شایانی به شناخت محیط رسوبی دیرینه و شناسایی انواع رخساره‌های پالینولوژیکی می‌نماید. مهمترین عناصر موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی، قطعات پالینولوژیکی^۲ نامیده می‌شوند که به دو دسته برج‌آ^۳ شامل داینوسیست‌ها، آکریتارک‌ها، پوسته کیتینی روزن‌داران، مواد آلی بی‌شکل با منشأ جلبک و باکتری و نابرج‌آ^۴ شامل انواع پالینوماسرال‌ها (پالینوماسرال نوع ۱ یا مواد آلی نارنجی - قهوه‌ای تیره، دارای ساختمان یا بدون ساختمان، پالینوماسرال نوع ۲ یا مواد آلی به شکل نامنظم و قهوه‌ای - نارنجی، پالینوماسرال نوع ۳ یا مواد آلی کم‌رنگ و نسبتاً نازک و نامنظم و عموماً با ساختمان اولیه، پالینوماسرال نوع ۴ یا قطعات سیاه یا نسبتاً سیاه هم‌بعد و تیغه‌ای که نوع تیغه‌ای آن خاصیت شناوری بسیار زیادی داشته و مسافت زیادی را طی می‌کند)، پولن و اسپورها تقسیم می‌شوند (Fisher, 1980؛ Van der Zwan, 1990؛ Whitaker, 1984). تمام مواد موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی که برای تعیین رخساره پالینولوژیکی و تفسیر محیطی مورد استفاده قرار می‌گیرند را می‌توان در سه گروه، مواد آلی بی‌شکل (AOM)، پالینومرف‌های دریایی (MP) و فیتو کلاست‌ها (Phy) یا پالینوماسرال‌ها (PM) جای داد.

Cleistosphaeridium sp., *Coronifera oceanica*, *Cribroperidinium orthoceras*, *Cribroperidinium* sp., *Cymosphaeridium* sp., *Diconodinium* sp., *Endoscrinium campanula*, *Eucladinium* sp., *Fromea amphora*, *Gardodinium trabeculosum*, *Hystriospheridium* sp., *Kiokansium polypes*, *Odontochitina operculata*, *Odontochitina* sp., *Oligosphaeridium albertense*, *Oligosphaeridium* cf. *fenestratum*, *Oligosphaeridium complex*, *Oligosphaeridium pulcherrimum*, *Oligosphaeridium* sp., *Pseudoceratium polymorphum*, *Pseudoceratium retusum*, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* sp.

از دیگر پالینومرف‌های موجود در نمونه‌ها، می‌توان به بدنه و اسپور قارچ‌ها، پوسته کیتینی روزن‌داران، آکریتارک و اسپور و پولن‌ها اشاره نمود. مهمترین جنس و گونه‌های شناسایی شده، از اسپور و پولن گیاهان در این پژوهش شامل *Cicatricosisporites sinuosus*, *Appendicisporites* sp., *Concavissimisporites*, *Cicatricosisporites* sp., *Dictyophyllidites mertonii punctatus*, *Impardecispora Duplexisporites generalis*, *Retitriteles* sp., *apiverrucata* و *Triplanosporites* sp. هستند (شکل ۲).

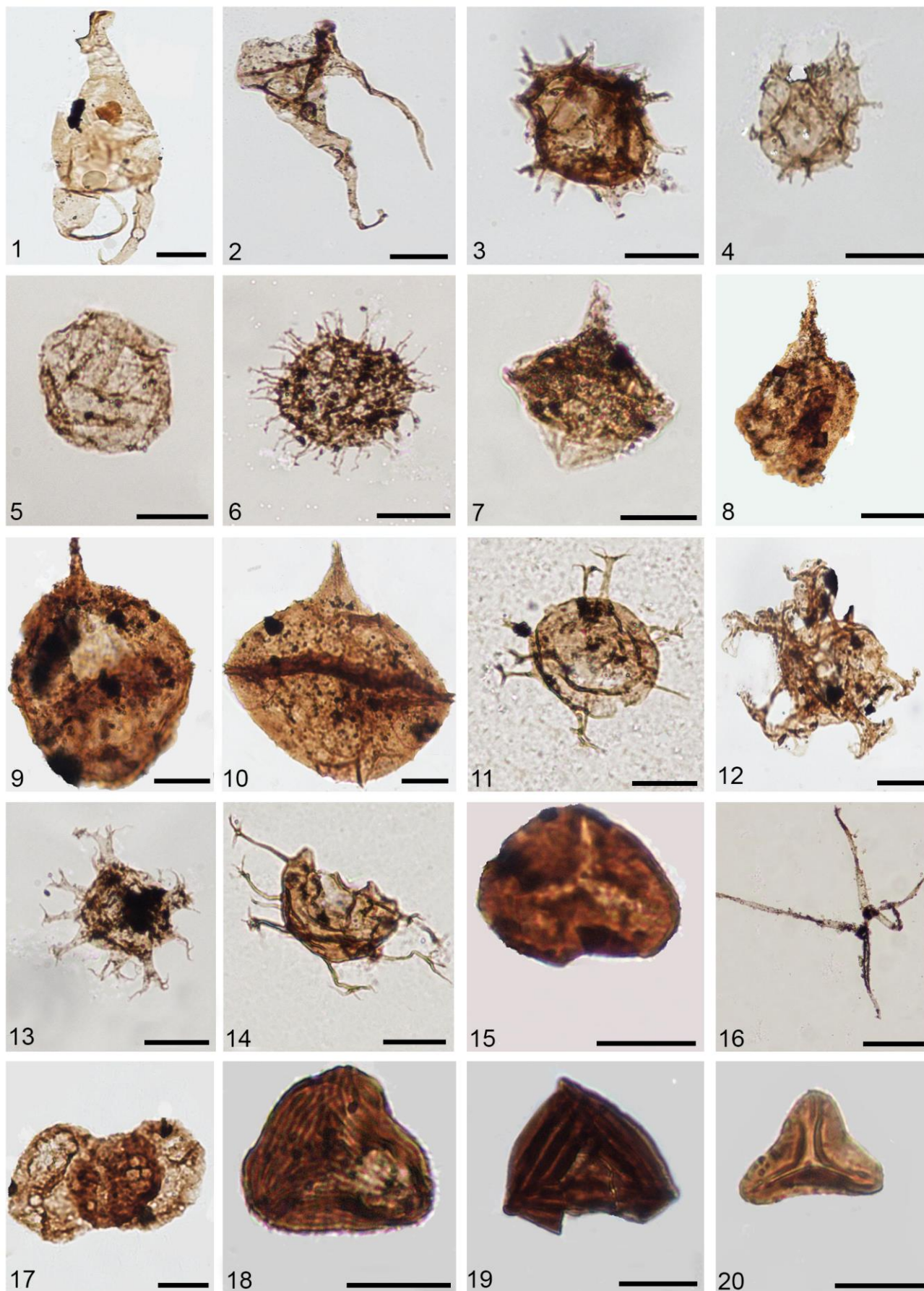
بررسی محیط رسوبی دیرینه

به منظور مطالعه محیط رسوبی دیرینه سازند سنگانه در برش امیرآباد رخساره‌های پالینولوژیکی این سازند مورد مطالعه قرار گرفته‌اند که در ادامه به شرح آن پرداخته می‌شود:

رخساره پالینولوژیکی

رخساره پالینولوژیکی به مجموعه رسوبات حاوی اجتماع مشخص از ماده آلی پالینولوژیکی گفته می‌شود که منعکس‌کننده یک مجموعه خاص از شرایط محیطی است. تغییر در ساختار و ترکیب رخساره پالینولوژیکی کمک مؤثری در تفسیر محیط دیرینه دارد. از مهمترین کاربردهای

2- Palynodebris
3- Autochthonous
4- Allochthonous



← شکل ۲: تصاویر منتخبی از پالینومرفهای شناسایی شده در این پژوهش

1- *Odontochitina operculata*, 2- *Odontochitina* sp., 3-4- *Spiniferites ramosus*, 5- *Batiacasphaera* sp., 6- *Cleistosphaeridium* sp., 7- *Endoscrinium campanula*, 8- *Diconodinium* sp., 9- *Cribroperdinium orthoceras*, 10- *Cribroperdinium* sp., 11- *Oligosphaeridium* sp., 12- *Oligosphaeridium albertense*, 13- *Oligosphaeridium asterigerum*, 14- *Cymososphaeridium* sp., 15- Trilete spore, 16- Fungal body, 17- Bisaccate pollen, 18- *Cicatricosisporites sinuosus*, 19- *Cicatricosisporites* sp., 20- *Dictyophyllidites mortonii* (scale bar 20µm).

AOM: مواد آلی بی‌شکل را شامل شده که به دو صورت تیره و شفاف دیده می‌شود. این مواد هر چند ساختار مشخصی ندارند، ولی در تفاسیر دیرینه بوم شناختی و تعیین نوع کروژن به عنوان مهمترین عناصر شناخته می‌شوند. مقدار AOM مستقیماً وابسته به تغییرات سطح آب دریاست.

پالینومرف‌های دریایی (MP): شامل داینوفلاژله‌ها، آکریتارک‌ها، آستر داخلی پوسته روزن‌داران و ... می‌شوند. فراوانی تنوع و شکل این اجزای آلی نشان‌دهنده شرایط دیرینه بوم شناختی و محیطی است.

فیتوکلست‌ها (Phy): شامل تمامی ذراتی است که از محیط خشکی وارد حوضه می‌شوند. این گروه خرده‌های برگ، ریشه، کوتیکول و ... را دربرمی‌گیرند.

پس از تهیه ۱۰۰ اسلاید پالینولوژیکی و مطالعه آنها برای تشخیص رخساره پالینولوژیکی، عناصر پالینولوژیکی شمارش، درصدگیری و تقسیم بندی شدند (شکل ۳) و بر مبنای جانمایی آن‌ها نمودار سه گانه Tyson (1993) سه رخساره پالینولوژیکی به شرح زیر شناسایی شد (شکل ۴):

رخساره پالینولوژیکی I

این رخساره پالینولوژیکی با درصد بسیار بالای پالینوماسرال (۸۰-۹۰ درصد) و مقدار ناچیزی پالینومرف دریایی (۱-۵ درصد) و AOM مشخص می‌شود که ممکن است گاهی اوقات سیاه رنگ دیده شود. در این رخساره پالینولوژیکی، پالینوماسرال‌های ۱، ۲، ۴ و پالینومرف‌ها نادر هستند؛ اگرچه پالینوماسرال‌های تیغه‌ای گاهی اوقات فراوانی بالایی دارند. آستر داخلی پوسته روزن‌داران نیز حضور دارند که نشان‌دهنده وجود اکسیژن در محیط زیست قدیمه است.

این رخساره پالینولوژیکی در نمودار سه گانه Tyson (1993) منطبق بر رخساره پالینولوژیکی نوع I^۵ است که نشان‌دهنده محیط رسوب گذاری نزدیک به ساحل می‌باشد و در نمونه‌های ۱۳ و ۳۹ دیده می‌شود.

رخساره پالینولوژیکی II

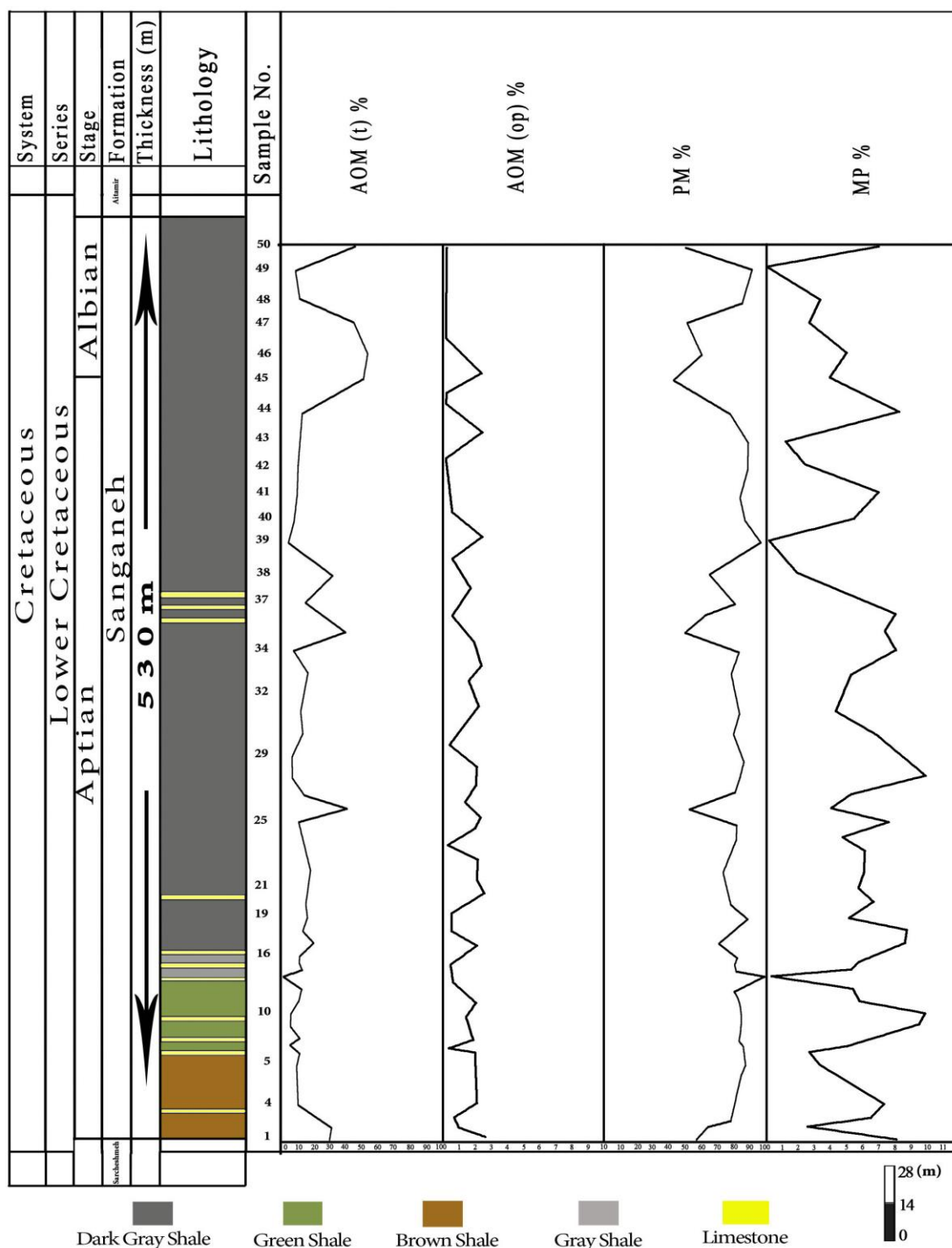
این رخساره پالینولوژیکی با درصد بسیار بالای پالینوماسرال (۶۰-۸۰ درصد) و درصد ناچیزی پالینومرف دریایی (۱-۱۰ درصد) و AOM حدود (۱۰-۲۰ درصد) مشخص می‌شود که ممکن است گاهی اوقات سیاه رنگ دیده شوند. پالینوماسرال‌های ۱، ۲، ۴ و پالینومرف‌ها بسیار کم هستند. این رخساره پالینولوژیکی در نمودار سه گانه Tyson (1993) منطبق بر رخساره پالینولوژیکی نوع II^۶ است که نشان‌دهنده محیط رسوب گذاری احیایی تا نیمه احیایی در حاشیه حوضه می‌باشد. فراوانی AOM یک مشخصه برای شرایط راکد کف حوضه رسوبی است و نشان‌دهنده شرایط نیمه‌هوازی است (Van der Zwan, 1990). این رخساره پالینولوژیکی در نمونه‌های ۱ تا ۱۲، ۱۴ تا ۲۵، ۲۷ تا ۳۴، ۳۶، ۳۷، ۳۸، ۴۰ تا ۴۴، ۴۸ و ۴۹ دیده می‌شود.

رخساره پالینولوژیکی VI

این رخساره پالینولوژیکی با درصد زیاد پالینوماسرال (۵۲-۴۰ درصد)، مقدار ناچیزی پالینومرف دریایی (۷-۲ درصد) و AOM نسبتاً زیاد (۴۲ درصد) مشخص می‌شود. افزایش در اندازه خرده‌های پالینولوژیکی در این رخساره پالینولوژیکی، کاهش در نسبت پالینوماسرال‌های تیغه‌ای شکل نوع چهار و

5- Highly proximal shelf or basin

6- Marginal dysoxic - anoxic basin



شکل ۲: نمایش درصد مواد آلی بی شکل روشن (AOM_(t))، مواد آلی بی شکل تیره (AOM_(op))، پالینوماسرال (PM)، پالینومرف‌های دریایی (MP)

پالینولوژیکی در نمودار سه گانه Tyson (1993) منطبق بر رخساره پالینولوژیکی نوع VI^۷ است که نشان دهنده محیط

گردش گی خرده‌های پالینولوژیکی دیده می‌شود. و فور AOM و همچنین حضور پالینوماسرال‌های نوع ۴ همراه با تنوع نسبی سیستم‌های داینوفلاژله‌ها، شرایط دریای باز را نشان می‌دهد (Van der Zwan, 1990). این رخساره

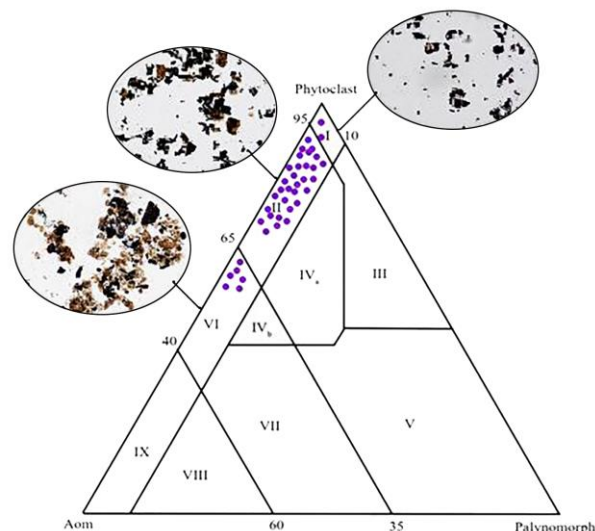
7- Proximal suboxic-anoxic shelf

نسبت AOM شفاف AOM_(t) به AOM تیره AOM_(op)

اکسیژن به عنوان یکی از عوامل مهم در دیرینه بوم شناسی و به ویژه بازسازی محیط زندگی دریایی مطرح است زیرا میزان اکسیژن در تشکیل هیدروکربورها اهمیت به‌سزایی دارد. با وجود اکسیژن، باکتری‌های هوازی با استفاده از اکسیژن محلول در آب قادر به تجزیه مواد آلی خواهند بود و در صورت بالا بودن تجزیه مواد آلی تمام اکسیژن و هیدروژن خود را از دست داده و فقط مقدار کمی کربن باقی می‌ماند و AOM رنگ تیره پیدا می‌کند. باکتری‌های بی‌هوازی در محیطی فاقد اکسیژن، کمی پایین‌تر از سطح رسوب، AOM شفاف را ایجاد می‌کنند. در اغلب شرایط احیایی باکتری‌های بی‌هوازی مواد آلی را به نیترات و سولفات تجزیه می‌کنند و در اثر این فرآیند نیتروژن، دی اکسید کربن، آب و متان تولید می‌کنند (Tyson, 1989; Bombardiere & Gorin, 1994; Waveren & Visscher, 1994).

حفظ شدگی پالینومرف‌های دریایی وابستگی شدیدی به میزان اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری دارد. بهترین درجه حفظ شدگی پالینومرف‌های دریایی به ویژه داینوفلاژله‌ها در شرایط نبود اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری بالاست زیرا نرخ بالای رسوب‌گذاری میزان نفوذ اکسیژن در رسوبات و تجزیه و فاسد شدن داینوفلاژله‌های با دیواره آلی را کاهش می‌دهد. اگر میزان اکسیژن و سرعت رسوب‌گذاری پایین باشد، باعث عدم حفاظت پالینومرف‌ها و تبدیل آنها به AOM شفاف می‌شود و اگر میزان اکسیژن بالا و سرعت رسوب‌گذاری پایین باشد، پالینومرف‌های دریایی تغییر شکل داده و به AOM تیره رنگ تبدیل می‌شوند (Tyson, 1993; Bombardier & Gorin, 1994; Waveren & Visscher, 1994).

چنانچه نسبت AOM شفاف به AOM تیره بیش از یک باشد نشان از شرایط نبود اکسیژن و اگر این نسبت کمتر از یک



شکل ۳: پالینوفاسیس و محیط رسوبی سازند سنگانه در برش امیرآباد بر مبنای تمودار سه‌گانه (1993) Tyson

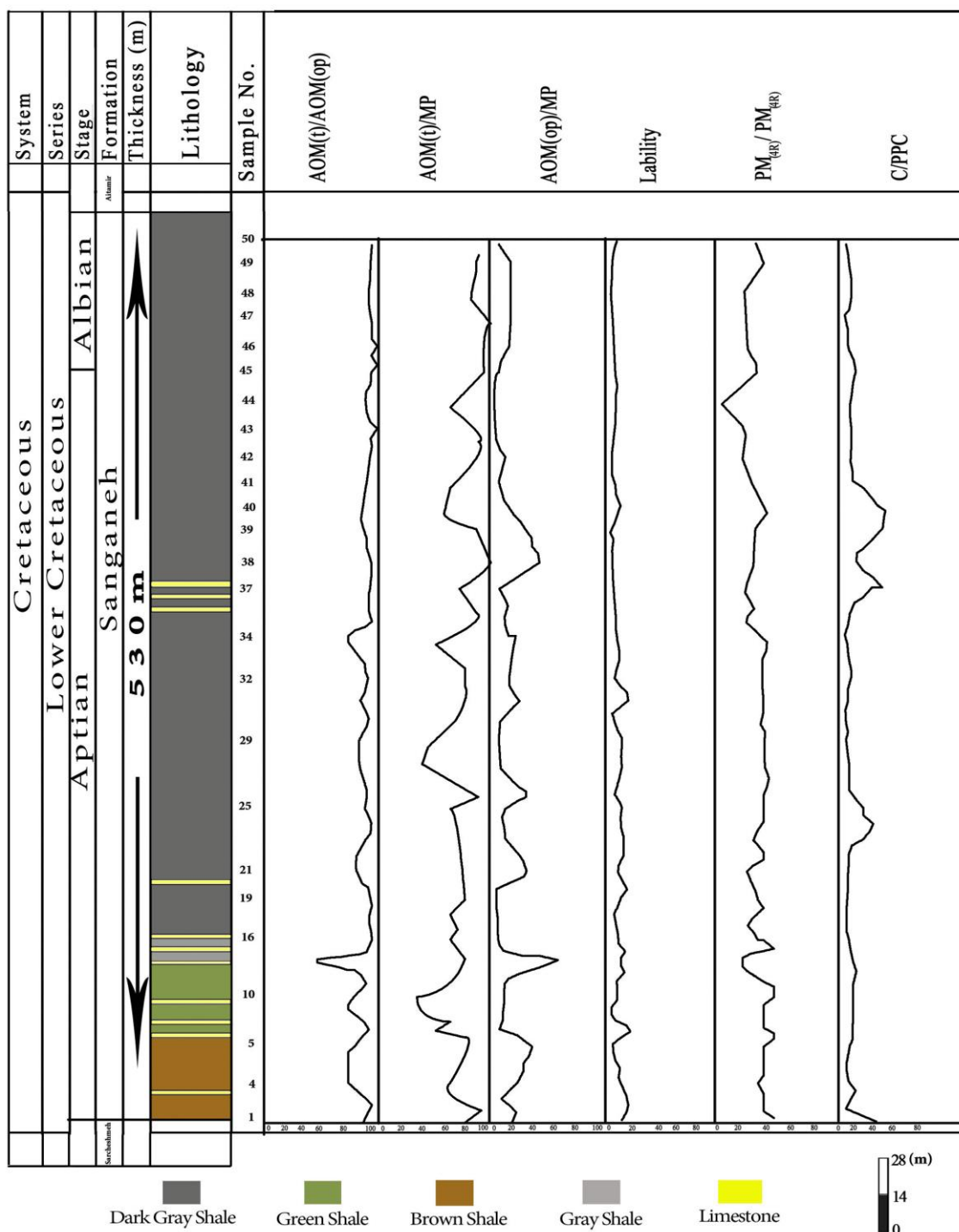
I: highly proximal shelf or basin II: marginal dysoxic-anoxic basin III: heterolithic oxic shelf (proximal shelf) IV: shelf to basin transition V: mud-dominated oxic shelf VI: proximal suboxic-anoxic shelf VII: distal dysoxic/anoxic shelf VIII: distal anoxic shelf IX: distal suboxic-anoxic basin.

آرام‌تر و نسبتاً ژرف‌تر به هنگام رسوب‌گذاری سازند سنگانه می‌باشد و در نمونه‌های ۲۶، ۳۵، ۴۵، ۴۶، ۴۷ و ۵۰ دیده می‌شود.

میزان اکسیژن محیط رسوبی دیرینه

عوامل حفاظت مواد آلی بر اساس چگونگی نسبت درصد فراوانی سه گروه اصلی عناصر پالینومرفی (پالینوماسرال‌ها، پالینومرف‌های دریایی و AOM) سنجیده می‌شود که سهم زیادی در تفاسیر دیرینه بوم شناختی دارند. برای تخمین میزان اکسیژن در زمان انباشت یک رسوب باید عوامل حفاظت از مواد آلی مورد ارزیابی قرار گیرند.

در این پژوهش سعی شده است با استفاده از اطلاعات رخساره پالینولوژیکی و مطالعه تعدادی از عوامل حفظ‌شدگی مواد آلی تفسیر بهتری از محیط رسوبی دیرینه ارائه شود. این نتایج از ترکیب معیارهای کیفی و کمی به دست آمده است (شکل ۵). مهمترین عوامل مورد نظر به شرح زیر می‌باشند:



شکل: نمایش تغییرات نسبت AOM روشن به تیره، AOM روشن به پالینومرف‌های دریایی، AOM تیره به پالینومرف‌های دریایی، پالینوماسرال‌های قهوه ای به تیره (لابیلیتی) و پالینوماسرال‌های تیره هم‌بعد به تیغه‌ای، سیستم‌های کوریت به پروکسیمیت، پروکسیموکوریت، کوریت.

سازند عموماً یکسان است و همواره از یک بزرگتر می‌باشد که بیانگر شرایط نبود اکسیژن یا میزان بسیار کم آن (در تعداد کمی از اسلایدها) در زمان رسوب‌گذاری سازند است (شکل ۵).

باشد نشان‌دهنده شرایط اکسیژن‌دار است (Bombardier & Gorin, 2000).

بررسی و محاسبه این عامل در سازند سنگانه در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه نشان می‌دهد که این نسبت در طول

عامل لابیلیتی^۸

این عامل برای پی بردن به درجه حفظ شدگی مواد آلی و میزان تغییرات سطح آب دریا می‌باشد و منطبق بر نسبت پالینوماسرال‌های قهوه‌ای به پالینوماسرال‌های تیره (BP/OP) است (Bombardier & Gorin, 2000). پالینوماسرال قهوه‌ای وابسته به گیاهان خشکی است و نشان‌دهنده محیط نزدیک به ساحل می‌باشد (Waveren & Visscher, 1994؛ Schioler, 2002). پالینوماسرال تیره نشان‌دهنده محیط نیمه اکسیژن‌دار، نیمه آرام و دور از ساحل است و معمولاً در محیط دور از ساحل زیاد می‌شود. برای افزایش اطمینان و دقت، عامل لابیلیتی باید در کنار دیگر عوامل مورد بررسی قرار گیرد. افزایش لابیلیتی به همراه افزایش میزان فراوانی و تنوع پالینومرف‌های دریایی و کاهش AOM نشان‌دهنده حفظ شدگی بالای مواد آلی می‌باشد. به خاطر نبود یا حضور بسیار اندک پالینوماسرال قهوه‌ای در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند سنگانه، عامل لابیلیتی بسیار پایین است که بیانگر شرایط دور از ساحل، دور از منشأ و بسیار کم‌اکسیژن است (شکل ۵).

نسبت AOM شفاف AOM_(t) به پالینومرف دریایی (MP) و AOM تیره AOM_(op) به پالینومرف دریایی (MP)

این عامل به عنوان عامل تکمیل‌کننده برای سنجش میزان اکسیژن و شرایط رسوب گذاری بررسی می‌شود. بنابراین افزایش AOM شفاف به پالینومرف دریایی مبین شرایط کم اکسیژن تا فاقد اکسیژن و سرعت رسوب گذاری پایین است و افزایش نسبت AOM تیره به پالینومرف دریایی نشان‌دهنده شرایط فاقد اکسیژن و نرخ رسوب گذاری بالاست. در نتیجه با توجه به اطلاعات به دست آمده از سازند سنگانه، افزایش AOM شفاف به پالینومرف دریایی مبین شرایط کم‌اکسیژن تا فاقد اکسیژن و سرعت رسوب گذاری پایین می‌باشد و

کاهش نسبت AOM تیره به پالینومرف دریایی نشان‌دهنده شرایط کم اکسیژن در طول رسوب گذاری سازند سنگانه در برش مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۵).

تغییرات ژرفای حوضه رسوبی دیرینه

در کنار عامل لابیلیتی و نسبت $AOM_{(t)} / AOM_{(op)}$ از نسبت جورشدگی و گردش‌گی ماسرال‌های تیره نیز استفاده شد.

پالینوماسرال‌های تیره هم‌بعد PM_(4R) به پالینوماسرال‌های تیغه‌ای شکل PM_(4B)

این عامل در کنار لابیلیتی می‌تواند نشان‌دهنده انرژی محیط باشد. پالینوماسرال‌های تیره تیغه‌ای شکل به دلیل شناوری بسیار بالا می‌توانند مسافت زیادی را طی نمایند و اساساً در محیط‌های دور از ساحل فراوان‌تر می‌باشند (Boulter & Riddick, 1986). با این وجود، باید همیشه این نکته را در نظر داشت که آشفته‌گی زیستی ممکن است نقش مهمی در شکستن قطعات پالینوماسرال نوع ۴ داشته باشد (Hart, 1986). با توجه به اطلاعات به دست آمده از سازند سنگانه و در بررسی نمودار پالینوماسرال‌های تیره هم‌بعد به پالینوماسرال‌های تیغه‌ای شکل، به طور کلی نسبت بالای پالینوماسرال‌های تیره تیغه‌ای نشانه دیگری از ژرفای زیاد حوضه رسوب گذاری می‌باشد (شکل ۵).

نسبت داینوفلاژله‌های کوریت به پروکسیمیت، پروکسیمو کوریت و کویت (C/PPC)

برای تعیین ژرفا با استفاده از داینوفلاژله‌ها می‌توان از یک عامل به نام "نسبت سیستم‌های کوریت/پروکسیمیت، پروکسیمو کوریت، کویت" که به اختصار C/PPC بیان می‌شود، استفاده کرد. بدین ترتیب، افزایش فرم‌های کوریت به مجموع فرم‌های پروکسیمیت و کویت نشان‌دهنده افزایش ژرفا (شرایط پیش‌رونده) است و بالعکس. همچنین

سیست‌های کوریت با زواید طویل نشان‌دهنده محیط آرام و کم‌انرژی و سیست‌های کُویت و پروکسیمیت با صفحه‌بندی ستر و بدون زواید طویل نشان‌دهنده شرایط پرانرژی و محیط‌های دریایی کم ژرفا هستند (Ghasemi-Nejad et al., 1999). حضور نسبتاً فراوان داینوفلاژله‌های پروکسیمیت، کُویت و پروکسیمو کوریت مؤید ژرفای کم حوضه رسوب‌گذاری در این برش چینه‌شناسی می‌باشد (Vajda 2003; Ghasemi-Nejad et al., 1999) (شکل ۵).

داینوفلاژله‌های شاخص محیط

داینوفلاژله‌ها برای تعیین نوع محیط رسوب‌گذاری به کار می‌روند. بر اساس شکل، داینوسیست‌هایی که دارای تریینات کوتاه یا فاقد تریینات می‌باشند به وفور در محیط ساحلی و نزدیک به ساحل یافت می‌شوند، اما انواع با تریینات طویل مؤید محیط دور از ساحل هستند. حضور جنس‌هایی از داینوفلاژله‌ها با تریینات طویل و یا جنس‌هایی از گروه *Spiniferites* شاخص محیط نریتیک خارجی^۹ می‌باشند، در حالی که حضور جنس‌هایی از گروه *Circulodinium* *Cribrroperidinium* مشخصه شرایط نریتیک داخلی است. فراوانی *Cribrroperidinium* در بازه‌های کمبود شدید اکسیژن در برش سنگانه حاکی از محیط‌های کم ژرفاتر است. *Cribrroperidinium* شاخص محیط نریتیک داخلی است (Peyrot et al., 1994; Wilpshaar & Leerveld, 1994). جنس *Spiniferites* معمولاً شاخص شرایط پس‌رونده است، اما در بعضی مقالات نشان‌دهنده شرایط محیط دریایی باز نیز شناخته شده است. بر این اساس با کمک عوامل دیگری از جمله پالینوماسرال‌ها و مواد بی‌شکل می‌توان گفت اگر میزان *Spiniferites* با تنوع و فراوانی داینوفلاژله‌ها همراه باشد، بیشتر نشان‌دهنده شرایط محیطی دریایی باز است (Mahmoud & Moawad, 2012; Guler et al., 2013).

وجود جنس‌هایی از گروه *Spiniferites* و *Oligosphaeridium* تفسیرکننده و نشان‌دهنده محیط دریایی باز هستند و در بعضی از مقالات شاخص محیط نریتیک خارجی معرفی شده‌اند (Heimhofer et al., 2005). داینوفلاژله‌های راسته گونیالوکوئید برای تعیین شرایط نریتیک داخلی و خارجی کاربرد دارند زیرا مقاومت بیشتری در برابر شرایط اکسیژن‌دار دارند (Sluijs et al., 2005). به همین دلیل از آنها می‌توان برای تعیین محیط نریتیک داخلی و خارجی استفاده کرد. به عنوان مثال *Cyclonephelium* سیست‌های گونیالوکوئید و نشان‌دهنده محیط رسوبی دریای باز (نریتیک) می‌باشد. حضور گونه *Oligosphaeridium complex* شرایط نریتیک دور از ساحل را نشان می‌دهد (Quattrocchio et al., 2006). همچنین گروه *Oligosphaeridium* با تریینات طویل را شاخص محیط دریای باز و نریتیک خارجی می‌دانند. جنس *Odontochitina* نشانگر محیط نریتیک داخلی است. داینوسیست‌های *Circulodinium distinctum*، *Coronifera oenica*، *Cribrroperidinium orthoceras*، *Cymosphaeridium* sp.، *Oligosphaeridium complex* و *Spiniferites ramosus* معرف آب‌های گرم می‌باشند (Leereveld, 1995; Svobodova et al., 2011). وجود گونه *Cleistosphaeridium* sp. مشخصه دریای باز اما کم ژرفا می‌باشد (Jaramillo et al., 2006). در اسلایدهای شماره ۳۷، ۳۸، ۳۹، ۴۰ و ۴۱ تا ۵۰ که تعداد داینوفلاژله‌ها نسبت به نمونه‌های دیگر بیشتر است، حضور جنس‌های *Coronifera*، *Batiacasphaera*، *Cribrroperidinium* و *Spiniferites* معرف محیط نریتیک داخلی می‌باشد. افزایش فرم‌های کُویت نسبت به سایر فرم‌ها در این نمونه‌ها می‌تواند نشانه پس‌روی و کاهش ژرفای حوضه رسوبی باشد.

حضور جنس‌هایی از داینوفلاژله‌ها از گروه *Oligosphaeridium* با تزیینات طویل در اسلایدهای ۱ و ۶، معرف محیط نریک خارجی می‌باشند. به دلیل وفور *Cribroperidinium* در انتهای سازند سنگانه می‌توان به محیط نریک داخلی اشاره داشت. در سایر نمونه‌ها تنوع داینوفلاژله‌ها خیلی کم است و افزایش شدید ماسرال‌ها به همراه حضور جنس *Spiniferites* و حضور تعدادی اسپور و پولن معرف محیط نریک خارجی به سمت ساحل می‌باشد. حضور جنس‌هایی از اسپورهای *Cicatricosisporites*، *Deltoidospora* و *Triplanosporites* نشانگر آب و هوای مرطوب و شرایط محیط گرمسیری است (Kedves, 1986; Mahmoud et al., 2007).

نتیجه‌گیری

با توجه به اسلایدهای پالینولوژیکی تهیه شده از سازند

سنگانه در برش روستای امیرآباد و مطالعه بر روی رخساره‌های پالینولوژیکی آن با استفاده از سه گروه اصلی عناصر پالینولوژیکی (پالینو ماسرال‌ها، پالینومرف‌ها و AOM) و انطباق آنها بر نمودار سه گانه Tyson (1993)، سه پالینوفاسیس برای سازند سنگانه تفکیک و شرایط محیطی غالب بر سازند نیمه‌هوایی و کم انرژی تعیین گردید. در بررسی داینوفلاژله‌های شاخص محیطی، محیط رسوب‌گذاری سازند سنگانه از نریک داخلی تا نریک خارجی متغیر بوده است. مطالعات آماری انجام شده بر روی برخی از عوامل محیطی، شرایط کم اکسیژن تا فاقد اکسیژن با تغییرات جزئی در طول نهشت سازند سنگانه را تأیید می‌نماید. حضور فراوان داینوسیست‌هایی از قبیل *Cribroperidinium* مؤید محیط کم ژرفا در زمان رسوب‌گذاری سازند می‌باشد. ضمناً حضور اسپور و پولن‌ها در برخی نمونه‌ها تأییدی بر این موضوع است.

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: زمین شناسی کپه‌داغ. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ ص.
- شکری، ن.، قاسمی‌نژاد، ا.، عاشوری، ع.ر.، ۱۳۹۴. پالینواستراتیگرافی سازند سنگانه در شرق و مرکز حوضه رسوبی کپه‌داغ بر مبنای سیست داینوفلاژله‌ها. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۱ (۱): ۱-۱۲.
- علامه، م.، ۱۳۹۵. اطلس جامع داینوفلاژله‌های دوره کرتاسه حوضه رسوبی کپه‌داغ. دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد و انتشارات نگاران سبز، ۱۵۲ ص.
- کاظمی، ح.، قاسمی‌نژاد، ا.، ۱۳۹۴. مطالعه محیط دیرینه و چینه‌نگاری سکانش سازند سنگانه در برش قلعه‌جوق (شمال بجنورد) بر اساس محتوای مواد ارگانیکی واحد سنگی. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ص ۶۹-۸۲.
- کشمیری، م.، قاسمی‌نژاد، ا.، عاشوری، ع.ر.، یزدی مقدم، م.، جمالی، ا.م.، ۱۳۹۳. پالینولوژی و پالئواکولوژی سازندهای سرچشمه و سنگانه در برش چینه‌شناسی باغک در شرق کپه‌داغ. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۰ (۳): ۱۷-۳۳.
- Batten, D.J., 1996. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In: Jansonius, J., & McGregor, D.C., (eds.), Palynology: Principles and Applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, 3: 1011-1064.
- Bombardiere, L., & Gorin, G.E., 2000. Stratigraphical and lateral distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic carbonates of SE France. *Sedimentary Geology*, 132: 177-203.
- Boulter, M.C., & Riddick, A., 1986. Classification and analysis of palynodebris from the Palaeocene sediments of the Forties Field. *Sedimentology*, 33: 871-886.

- Fensome, R.A., & Williams, G.L., 2004. The Lentin and Williams Index of Fossil Dinoflagellates. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Contributions Series 42: 1-1097.
- Fensome, R.A., MacRae, R.A., & Williams, G.L., 2008. DINOFLAJ2, Version 1. *American Association of Stratigraphic Palynologists*, Data Series no. 1.
- Fisher, M.J., 1980. Kerogen distribution and depositional environments in the Middle Jurassic of Yorkshire UK. *Proceedings of the 4th International Palynological Conference* (Lucknow) 2: 574-580.
- Ghasemi-Nejad, E., Sarjeant, W.A.S., & Gygi, R., 1999. Palynology and paleoenvironment of the uppermost Bathonian and Oxfordian (Jurassic) of The Northern Switzerland Sedimentary Basin. *Kommission der Schweizerischen Palaontologischen Abhandlungen*, Basel, 119: 69 p.
- Guler, M.V., Lazo, D.G., Pazos, P.J., Borel, C.M., Ottone, E.G., Tyson, R.V., Cessaretti, N., & Aguirre-Urreta, M.B., 2013. Palynofacies analysis and palynology of the Agua de la Mula Member (Agrio Formation) in a sequence stratigraphy framework, Lower Cretaceous, Neuquen Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 41: 65-81.
- Hart, G.F., 1986. Origin and classification of organic matter in clastic systems. *Palynology*, 10 (1): 1-23.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O., & Weissert, H., 2005. Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian basin: Evidence from palynological and calcareous nannofossil records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235 (1): 93-109.
- Jaramillo, C., Rueda, M.J., & Mora, G., 2006. Cenozoic plant diversity in the Neotropics. *Science*, 311 (5769): 1893-1896.
- Kedves, M., 1986. Etudes palynologiques sur les sediments préquaternaires de L'Egypte Eocene. *Revista Española de Micropaleontología*, 18: 5-26.
- Leereveld, H., 1995. Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Rio Argos succession (SE Spain). *LPP Foundation*, 175 p.
- Mahmoud, M.S., Soliman, H.A., & Deaf, A.S., 2007. Early Cretaceous (Aptian-Albian) palynology of the Kabrit-1 borehole, onshore Northern Gulf of Suez. *Egypt Revista Española de Micropaleontología*, 39 (3): 169-187.
- Mahmoud, M.S., & Moawad, A.R.M., 2000. Jurassic-Cretaceous (Bathonian to Cenomanian) Palynology and stratigraphy of the west Tiba- 1 borehole, Northern western desert Egypt. *Journal of Africa Earth Science*, 30 (2): 401-416.
- Peyrot D., Barroso-barcelona, F., & Feist-Burkhardt, S., 2012. Paleoenvironmental controls on late Cenomanian- early Turonian dinoflagellate cyst assemblages from Condemios (Central Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 180: 25-40.
- Quattrocchio, M.E., Martinez, M.A., Carpinelli, P.A., & Volkheimer, W., 2006. Early Cretaceous palynostratigraphy, palynofacies and palaeoenvironments of well sections in northeastern Tierra del Fuego, Argentina. *Cretaceous Research*, 27: 584-602.
- Schioler, P., 2002. Palynofacies and sea level changes in the middle Coniacian-Late Campanian (Late Cretaceous) of the East Coast Basin, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188: 101-125.
- Slimani, H., Louwye, S., Duser, M., & Lagrou, D., 2011. Connecting the Chalk Group of the Campinen Basin to the dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Campanian to Danian in the bore hole Meer (northern Belgium). *Nether lands Journal of Geosciences*, 90: 129-164.
- Slimani, H., Louwye, S., & Toufiq, A., 2010. Dinoflagellate cysts from the Cretaceous-Palaeogene boundary at Ouled Haddou, southeastern Rif, Morocco: biostratigraphy, paleoenvironments and paleobiogeography. *Palynology*, 34 (1): 90-124.
- Slimani, H., Louwye, S., Toufiq, A., Verniers, J., & De Conink, J., 2008. New dinoflagellate cyst species from Cretaceous/Palaeogene boundary deposits at Ouled Haddou, south-eastern Rif, Morocco. *Cretaceous Research*, 29: 329-344.
- Sluijs, A., Pross, J., & Brinkhuis, H., 2005. From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. *Earth-Science Reviews*, 68: 281-315.
- Svobodová, M., Švábenická, L., Skupien, P., & Hradecká, L., 2011. Biostratigraphy and paleoecology of the Lower Cretaceous sediments in the Outer Western Carpathians (Silesian Unit, Czech Republic), *Geologica Carpathica*, 62 (4): 309-332.
- Traverse, A., 1998- Palaeopalynology, 1st edition. London, Unwin Hyman, Boston, 600 p.

- Tyson, R.V., 1989. Late Jurassic palynofacies trend, piper and kimmerdgian clay Formation, UK onshore and Northern Sea. In: Batten D.J., & Keen, M.C., (eds.), Northwest European Micropaleontology and Palynology. *Ellis Horwood Publishers*, Chichester, 135-172.
- Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. In: Jenkins, D.G. (ed.), Applied Micropaleontology. *Kluwer Academic Publisher*, Dordrecht, 153–191.
- Tyson, R.V., 1995. Sedimentary Organic Matter: organic facies and palynofacies. *Chapman & Hall*, London. 615 p.
- Vajda, V., 2003. Pollen and spores in marine Cretaceous/Tertiary boundary sediments at mid-Waipara River, North Canterbury. *New Zealand Journal of Geophysics*, 46: 255-273.
- Van Der Zwan C.J., 1990. Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to Lowermost Cretaceous of the Dra field, offshore Mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62 (1): 157-186.
- Waveren, I., & Visscher, H., 1994. Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surfical deep-sea Sediment from a high-productivity area (Bandasa, Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeocology*, 112: 85-111.
- Whitaker, M., 1984. The usage of palynology in definition of Troll Field geology, Reduction of uncertainties in innovative reservoir geomodelling. In: 6th Offshore Northern Seas Conference and Exhibition Stavanger. *Norsk Petroleumsforening*, 1984: Paper G6.
- Wilpshaar, M., & H. Leerveld, 1994. Palaeoenvironmental change in the Early Cretaceous Vocontian Basin (SE France) reflected by dinoflagellate cyst. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 84: 121-128.



Microfacies, depositional environment and diagenetic processes of the Qom Formation in the Khani Abad section, southeast of Kashan

Asadi Mehmandosti, E.^{1*}, Daneshian, J.¹, Margir, N.³

1- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

3- M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

*Email: e.asadi@khu.ac.ir

Introduction

During the Late Oligocene -Early Miocene time, the western border of central Iran (Qom, Hamedan, Kashan, and Tafresh) to the southern margin of Jazmurian and some regions of Azerbaijan as well as in the Zagros a carbonate platform formed with evidence as a vast marine progradation that was a part of the horst of Pyrenean tectonic phase. The carbonate succession is named Asmari Formation in Zagros and Qom Formation in Azerbaijan and Central Iran (Aghanabati, 2006). Due to the economic importance of the Qom Formation as a hydrocarbon reservoir and the presence of celestite and chalk deposits, this formation is important to study. Although lots of stratigraphic and lithologic studies are done on the Qom Formation, due to variations in depositional environment of the Qom Formation in different locations, it is not possible to consider one type of sedimentary environment for this formation (e.g. Seyrafian *et al.*, 2007; Mohammadi *et al.*, 2009; Reuter *et al.*, 2009; Safari *et al.*, 2014; Daneshian *et al.*, 2017; Nasiri Ghareh Shiran, 2017). In this research, the Qom Formation was studied in Khani Abad stratigraphic section in the southeast Kashan. The aim was to investigate microfacies, sedimentary environment, and diagenetic features of Qom Formation in this area.

Methods and Material

During the field study, sampling was performed systematically. 98 samples were collected from the Qom Formation in Khani Abad section with a thickness of 70 meters. It contains 36 soft and 62 hard samples. The sampling distance in carbonate parts was several centimeters in some areas, based on facies variations. Thin sections were prepared from hard samples. All thin sections were stained with potassium ferricyanide and alizarin-red S solution (Dickson, 1965). The petrographic classification for carbonates is based on the Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971) classification schemes. In this study, Dolomite textural classified based on Sibley and Gregg (1987) and Mazzullo (1992) and for the size of dolomite crystals from the scale provided by Folk (1974). Wilson (1975), Pomar (2001), and Flügel (2010) facies belts and sedimentary models were also used.

Discussion

The Qom Formation in Khani Abad stratigraphic section, southeast of Kashan has 70 m thickness and is composed of a thick, medium, and thin-bedded limestone, argillaceous limestone, dolomitic limestone, and marl. This formation with erosional boundaries located between the red color nonmarine rocks (the Lower and Upper Red formations). Investigations of 98 selected samples in this outcrop led to the recognition of 9 microfacies in 2 lagoonal and shoal facies belts and a marl petrofacies. The lagoonal facies are A1: Benthic Foraminifera, Bioclast Grainstone, A2: Bioclast Wackestone, A3: Benthic Foraminifera Packstone to Wackestone, A4: Bryozoan Bioclast Packstone, A5: Bivalve Packstone. A6: Bryozoa, Bivalve, Bioclast Packstone, and A7: Benthic Foraminifera Red Algae Packstone to Wackestone. The shoal facies are B1: Coral Boundstone and B2: Bioclast Red Algae Grainstone. Micritization, bioturbation, cementation, dissolution, neomorphism, replacement, and dolomitization are the main diagenetic features in the studied area.

Conclusion

According to field observations (discontinuous reef traces), an abundance of packstone facies which consists of encrusted organism related to lagoon toward the reef such as algae and bryozoa, abundance of coral



boundstone facies in a low volume but large quantity and absence of gravitational sediments, the sedimentary modal of the Qom Formation in Khani Abad section (southeast of Kashan) had to be considered as non-rimmed carbonate shelf (open shelf). In the middle and top of the stratigraphical column of the Qom Formation, the amount of benthic foraminifera with porcelaneous walls reduced, while the amount of bioclast increased, which indicates normal salinity during deposition of these parts. Regarding the degree of light penetration and according to the porcelaneous and hyaline foraminifera, the euphotic to mesophotic zones can be suggested for the study section. Since most of the carbonate sediments were deposited in shallow depth of lagoonal environment, the matrix is dominant, therefore these sediments have undergone less diagenetic processes. Cementation and dolomitization were seen mostly in shoal microfacies parts.

Key words: Qom Formation; microfacies; sedimentary environment; diagenetic processes; Central Iran.

References

- Aghanabati, S.A., 2006. Geology of Iran. *Geological Survey of Iran*, 586p. (in Persian)
- Daneshian J., Asadi Mehmandosti, E., & Ramezani-Dana, L., 2017. Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Deh Namak section, northeast of Garmsar. *Iranian Journal of Geology*, 11 (41): 23-43 (in Persian with English abstract).
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining Technique for Carbonate in thin Section. *Nature*, p. 205.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (ed.), *Classification of Carbonate Rocks- A symposium. American Association Petroleum Geologist*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Berlin*, 984 p.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of sedimentary Rocks. *Hemphill Publication Company*, Austin, Texas, 182p.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Mohammadi Monfared, M., 2009. Microfacies analysis and depositional environment of the Qom Formation in the Jazeh area (South of Kashan). *Sedimentary Facies*, 2 (1): 81-93 (in Persian with English abstract).
- Nasiri Ghareh-Shiran, M., 2017. Microfacies, diagenetic features and sequence stratigraphy of the Qom Formation in the Azeran section, Southwest of Khashan. *Master Thesis, Kharazmi University*, 131 p. (in Persian)
- Pomar, L., 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249- 272.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U., & Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closer of its Iranian getaways. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.
- Safari, A., Ameri, H., Vaziri, M.R., Mohammadi, E., 2014. Analysis of the Qom Formation microfacies and controlling factors on their deposition, Varkan area (Southwest of Khashan), Sanandaj-Sirjan fore arc basin. *Paleontology*, 1 (2): 187-204 (in Persian).
- Seyrafian, A., Torabi, H., Shojaei, M., 2007. Microfacies and sedimentary environment of the Qom Formation in Natanz area (Charkhe Mountain). *Journal of Research Sciences, Isfahan University*, 33: 137-150 (in Persian with English abstract).
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, New York, 471 p.



Biostratigraphy of the Baghamshah Formation based on calcareous nannofossils in the Deheshk section (North of Lut Block)

Behdani, E.¹, Hadavi, F.^{2*}, Notghi-Moghaddam M.³, Khazaei, A.R.⁴

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

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

4- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

*E-mail: hadavi231@yahoo.com

Introduction

The studied section is located in the eastern part of the Lut block (Iran). Lut Block represents an important structural unit of the Central and Eastern Iran. The block extends for about 900 km in the north-south direction. It is separated from the Flysch Zone of eastern Iran by the Nehbandan fault in the east, whereas the western boundary with Central Iran is the Nayband fault and Shotori Mountains. Stocklin in 1968 believes that the Lut block could be divided into two parts (eastern and western). Camel mountain range (Shotori Mountains) is regarded as the boundary between two parts. Based on petrological properties, it is shown that the mentioned parts are completely different from each other. Besides, various seismotectonic movements were seen in two parts that make a difference between the two parts. Dasht-e-Lut includes volcanic rocks of the Tertiary system with approximately 2000 m thickness. The volcanic rocks cover more than half of the Lut block.

Materials and methods

Seventy-two samples for the study of the calcareous nannofossils were collected from the argillaceous limestone, pale- green marl at several different stratigraphic positions. Calcareous nannofossils were prepared in 72 smear slides using the standard techniques described by Bown and Young (1998), and studied under an Olympus Bx50 light microscope in parallel light and crossed Nicols with a magnification of 100x. Digital images of nannofossil specimens were taken with a Sony digital camera. All calcareous nannofossil specimens were identified by the taxonomic schemes of Perch-Nielsen, (1985) and Bown & Young (1998). The biostratigraphic data were interpreted by the nannofossil zonation of Sissing (1977), commonly used for the lower and upper Cretaceous in the Tethyan area.

Results and Discussion

In the studied samples, 55 species were identified. In most slides, the most common components of the nannofossil assemblages are the *Watznaueria*, *Nannoconus*, *Conusphaera*, and *Cyclagelosphaera* genera. In the studied interval, the CC1 – CC5 calcareous nannofossil zones of Sissingh (1977) were recognized in the Deheshk section in eastern Iran. These biozones cover the Early Berriasian to Early Barremian in this section. The appearance of species like *N. colomii*, *N. dolomiticus*, *N. globulus*, *N. steinmannii minor*, and *N. steinmannii steinmannii* with *Lithraphidites carniolensis*, *Polycostella senaria*, and *Polycostella beckmannii* at the base of this section was remarked and corresponded to the CC1 Calcareous Nannofossil Zone (Sissingh, 1977). The proposed biozones are arranged from the base to the top and they are *Nannoconus steinmannii* Zone (CC1), *Stradneria crenulata* Zone (CC2), *Calcicalathina oblongata* Zone (CC3), *Cretarhabdus loriei* Zone (CC4) and *Lithraphidites bollii* zone (CC5). Biostratigraphically, nannofossil assemblages suggest that the studied succession belongs to the CC1 Zone to CC5 Zone of Sissingh (1977) biozonation from the Tethyan province. According to this study and on the bases of calcareous nannofossils, the age of Baghmeshah Formation in the Deheshk section is Early Berriasian to Early Barremian.

Conclusion

In this study, 55 species belong to 26 genera of calcareous nannofossils were identified. Based on the present species and their comparison to the Tethyan calcareous nannofossils, the age of the Early Berriasian to Early



Barremian is suggested for the studied succession that equivalent to CC1 - CC5 Zones of Sissingh (1977) biozonation.

Key words: Biostratigraphy; calcareous nannofossils; Baghamshah; Deheshk; Lut Block.

References

- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy* (British Micropalaeontological Society Publications Series). *Chapman and Kluwer Academic, London*, 16-28.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), *Plankton Stratigraphy*. *Cambridge University Press*, 329–426.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 37–65.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 52 (7): 1229-1258.



The effect of sedimentary units on composition and quality of water: an example from the Kardeh catchment, northeast of Mashhad, Iran

Poursoltani, M.R.^{1*}, Kazemi Zanjani Lotfabadi, N.², Fazel Valipour, M.E.³

1- Associate Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

2- M.Sc. student, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

E-mail: poursoltani1852@mshdiau.ac.ir

Introduction

Kardeh catchment is a part of the Kopet-Dagh zone and contains a variety of lithological composition. Mozduran and Shurijeh formations, Neogene and recent deposits form most of the outcrops in this area (Nabavieh, 1998). In this study, considering the importance of Kardeh catchment area as sources of water for the underground and surface water resources for drinking in the west of Mashhad, we have analyzed water samples from each sub-catchment and conducted chemical analysis of rocks. The impact of harmful elements in the river water, resulted from lithological erosion, in this basin are discussed. The water quality of the river in terms of agricultural use, drinking, and industry usage is also investigated (Li & Zhang, 2008; Han et al, 2010).

Materials and Methods

In this study, 17 water samples and 9 rock samples were collected for analysis. For this reason, temperature, pH, electrical conductivity (EC), total dissolved solids (TDS), concentration, and absorption of some ions have been measured. Based on the results, to determine water quality for drinking, agriculture, and industrial usage, we have made a comparison with the World Health Organization drinking water standards and data from the Standards and Industrial Research Institute of Iran (Schuler, Wilcox, and Piper diagrams). Rock samples have been analyzed by ICP method. Two polished thin sections were studied to determine the composition of mineral components, using the Scanning Electron Microscope (SEM) equipped with EDS.

Discussion

Based on the analysis carried out in the Kardeh catchment, the maximum TDS is 863.35 mg/l in the Al area, and the minimum is 571.95 mg/l in Karim-Abad. The maximum electrical conductivity (EC) is 557 microzimens/sec in the Al area, and minimum EC is 369 microzimens/sec in Karim-Abad. The highest temperature of 24.6°C is related to the lake, and the minimum temperature measured is 10.3°C in the Mareshk area. The results indicate that among cations, magnesium and potassium have the lowest concentration, whereas sodium and calcium have the highest. Among anions, bicarbonate has the maximum concentration, and sulfate the minimum. Petrographic studies indicate that carbonate and sandstone are the main types of rocks in the study area. Carbonate facies are mainly dolomite, whereas sandstone facies are sublitharenite and feldspathic litharenite with silica, carbonate, and iron oxide cements. Based on ICP analysis, aluminum, calcium, iron, potassium, magnesium, and sodium are the main elements in the rock samples. Mozduran (carbonate strata) and Shurijeh (siliciclastic strata) formations and also evaporative units are the probable sources of water-soluble ions (Kazemi et al., 1395). Based on the results of the analysis of water samples, the water is not suitable for industrial usage due to corrosion and precipitation of chemicals. Also, according to the Schuler diagram, some water samples are not suitable for drinking. On the other hand, according to the Piper diagram (Piper, 1944), the major water samples have good quality and contain sulfate, chloride, and calcium as main ions. Thus, according to the Wilcox diagram (Wilcox 1995), the major water samples are in class C2S1. So, based on the presence of slight salt in the water, therefore it is suitable for agricultural use.

Conclusion

The main ions in the Kardeh water samples are sodium, calcium, magnesium, iron, sulfate, and carbonate. Based on the analytical results, for drinking all samples are moderate to good, and are classified in class



C2S1 of the Wilcox diagram. Although these samples are acceptable for agriculture, they are unacceptable for industrial usage. Finally, based on the Piper diagram, the quality of water samples are in sulfate and chloride groups. In the Kardeh catchment, the probable source of ions in water samples could be carbonate and siliciclastic rocks as well as Neogene and recent deposits.

Keywords: Kardeh catchment; Khorasan Razavi; lithology; water quality.

References

- Han, G., Tang, Y., & Xu, Z., 2010. Fluvial geochemistry of rivers draining Karst terrain in southwest China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38: 65-75.
- Kazemi N., Poursoltani M.R., Fazel Valipour M.E. 2016. The study of Kardeh catchment ground water, north of Mashhad, Iran, *The Second Conference on Environmental Science and Engineering Technologies, Tehran University*, 1-10 (in Persian).
- Li, S., & Zhang, Q., 2008. Geochemistry of the Han River Basin China, 1: Spatial distribution of major ion compositions and their controlling factors. *Applied geochemistry*, 23: 3535-3544.
- Nabavieh, S.M., 1998. Geological map of Kalat, 1:100000, *Geological Survey of Iran*.
- Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. *Trans. American Geophysical Union*, 25 (6): 914-928.
- Wilcox, L.W., 1995. Classification and Use of Irrigation Water, U.S. Department of Agriculture, *Washington, Circular*, 969 p.



Interaction of carbonate host rock with ore-forming fluid in mineralization process in Nakhlak lead-(silver) deposit, Isfahan

Jazi, M.A.¹, Karimpour, M.H.^{2*}, Malekzadeh Shafaroudi, A.²

1- Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*E-mail: karimpur@um.ac.ir

Introduction

Nakhlak Pb-(Ag) deposit, one of the oldest and largest Iranian lead deposits, is located at the Nakhlak Mountain about 55 km NE of Anarak, a town in Isfahan Province, Iran. Lead ores are mainly hosted by open space of fractures and normal faults in the Upper Cretaceous carbonate (Sadr unit). The style of mineralization is stratabound and epigenetic, as shown by steeply east-west veins. Ore deposition in the Nakhlak deposit was controlled by three main factors: 1) lithology, 2) stratigraphy, and 3) structure. These can be viewed as fundamental controls of fluid transmissivity, either at the district or mine scale, that allowed the focusing of fluid flow and created opportunities for depositional processes to occur (Leach et al., 2005).

Materials and methods

The Nakhlak Pb-(Ag) deposit is situated in the northwest corner of the Central Iran Structural Zone, which contains the Anarak region. The Nakhlak deposit is on the eastern fringe of Nakhlak Mountain. This mountain consists of pre-Triassic? ophiolites (Holzer and Ghasemipour, 1973; Alavi et al., 1997) and a Triassic sedimentary succession (Nakhlak Group, which comprises the Alam, Baqoroq, and Ashin formations), Upper Cretaceous (Sadr unit), and Paleocene (Khaaled unit) sedimentary cover. The Upper Cretaceous carbonate rocks (Cenomanian to Campanian), crop out across a large area of Nakhlak and reach a thickness of 258 m (Khosrow-Tehrani, 1977; Vaziri et al., 2005; Vaziri et al., 2012). The Sadr unit consists of conglomerates, sandy limestones, calcareous sandstones, sandy dolostones, sandy-argillaceous limestones, sandy dolomitic limestones, and reefal limestones that have been subdivided into five subunits based on their facies characteristics (Rasa, 1987). The Sadr unit rocks exposed on Nakhlak Mountain represent marginal-marine, shallow-shelf, and moderately deep marine environments (Vaziri et al., 2012).

Discussion and Conclusion

The Sadr unit displays suitable characteristics for mineralization such as the presence of reef and dolostone facies and limestone to dolostone transition. The alteration of wall rock in the Nakhlak deposit is represented by the dissolution of carbonate and hydrothermal carbonates deposition that widespread close to ore-body and occurred from pre to syn- mineralization. There are three types of dolomite concerning mineralization, which saddle dolomite is the most important type of them. MgO, Fe₂O₃(Fe total), MnO as well as Pb, Ba, and Zn are enriched in altered wall rock and contrast with CaO is depleted. The positive relationship observed between the intensity of the dolomitization process, concentration of ore- metals, and sulfide mineralization in carbonate host rocks; suggesting that the migration of metal-bearing fluids was linked to hydrothermal processes. The estimate of hydrothermal fluid nature of the Nakhlak Pb-(Ag) deposits hydrothermal dolomite indicate a basinal brines (average 14.11 wt% NaCl eq.) and low temperatures (average 174 C), relatively equivalent with ore-forming fluid. In the Nakhlak deposit, interaction of carbonate host rock with the ore-forming fluid of mineralization process performed by feedback mechanisms. The suitable carbonate host rock (chemically and physically) is main factor entering of hydrothermal fluid into the host rocks and mineralization causing the dissolution of carbonate host rocks and increased formation of hydrothermal dolomite in the host rock, and consequently, that dissolution and dolomitization increased permeability of the host rock for ore fluids and allowed the deposition of additional ore minerals.



Acknowledgment

The Research Foundation of Ferdowsi University of Mashhad, Iran, supported this study (Project No. 22734.3) and it has been done with the support of Nakhlak Lead Mining Complex.

Keywords: Dolomite; petrography; geochemistry; fluid inclusion; basinal brine; Nakhlak.

References

- Alavi, M., Vaziri, S.H., Seyed-Emami, K., & Lasemi, V., 1997. The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 1563-1575 .
- Holzer, H.F., & Ghasemipour, R., 1973. Geology of the Nakhlak lead mine area (Anarak district, Central Iran). *Geological Survey of Iran*, Report No. 21, 44 p .
- Khosrow-Tehrani, K., 1977. Etude stratigraphique du Crétacé supérieur et du Paléocène de l'Iran Central. *Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris*, 468 p. (In French).
- Leach, D.L., & Sangster, D.F., 1993. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorp, R.I., & Duke, J.M. (eds.), *Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada Special Paper*, 40: 289-314.
- Rasa, I., 1987. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Blei-Lagerstätte Nakhlak, Zentraliran. Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Heidelberg, Ph.D thesis, 190 p. (in German with English abstract)
- Vaziri, S.H., Fursich, F.T., & Kohansal-Ghadimvand, N., 2012. Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhlak area, Central Iran. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29: 384-397.
- Vaziri, S.H., Senowbari-Daryan, B., & Kohansal-Ghadimvand, N., 2005, Lithofacies and microbiofacies of the Upper Cretaceous rocks (Sadr unit) of Nakhlak area in Northeastern Iran, Central Iran. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 48: 71-80.



Stratigraphy, sedimentary facies and tectonic setting of sandstones of the middle part of the Upper Red Formation at Chehrabad deposit section, northwest of Zanjan

Rajabzadeh, A.¹, Kouhestani, H.², Mokhtari, M.A.A.², Zohdi, A.³

1- M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

3- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

*Email: afshin.zohdi@znu.ac.ir

Introduction

The Upper Red Formation (URF), with the age of Miocene, is mainly composed of clastic sediment including interbedded marl, sandstones, and slightly conglomerate layers, as well as some, evaporate layers mostly in lower parts of the formation. The lithology, color, and thickness of this formation are variable in the different localities (Aghanabati, 2004). This formation is the only cap rock for the Qum Formation in the Central Iran zone especially into the Sarajeh and Alborz gas-fields (e.g., Morley et al., 2008). The URF has significant distribution in the northwestern of Iran and hosts significant Cu and Pb-Zn deposits (e.g.; Sadati et al., 2016). The constituents of this formation, particularly in the sandstone layers, provide valuable information about the sedimentary environment and the geodynamic location of this formation (Rieser et al., 2005). In this research, based on the facies analysis (Miall, 1996, 2000), modal analysis and geochemical data, sedimentary environment, and tectonic setting of these clastic layers in Chehrabad deposit section, northwest of Zanjan, are interpreted.

Materials and methods

This research is based on a detailed study of lithology, sedimentology, and geochemical data of the URF. During field observations, the thickness of sandstone layers and their colors were clearly defined. To interpret the sedimentary environments of this formation, a detailed lithofacies have been analyzed during this study. Lateral and vertical variations in all layers have been considered. About 23 thin sections from collected samples are studied by a polarizing microscope at the University of Zanjan. In each thin section, the 250-points, based on the Gazzi-Dickinson method, were counted. To investigate the tectonic setting of these sandstones, 9 samples with the least amount of weathering and calcium carbonate were selected for geochemical analyses by XRF methods.

Discussion

Chehrabad area is located in the northeast of Mahneshan, approximately 75 km, northwest of Zanjan. Rock units exposed in this area belong to the Lower Red, Qom, and Upper Red formations. The thickness of the URF in this area is about 980 m and consists mainly of three main units. These units, from bottom to top, consist of evaporate layers, alternation of mudstone and grey to red sandstone, and finally mudstone with interbedded gypsum layers with a thickness of 235, 590, and 155 m respectively. The studied sequence is a part of the middle portion of the URF, with 231 m thickness and has the highest amounts of sandstone layers. Based on the field observation, the middle parts of the formation including seven gray to red color sandstone beds which are alternate with the red mudstones. The sandstones in the Chehrabad area are grey to red and have poor imbrication. According to the sorting and roundness parameters of the grains and also the low amounts of clay matrix (less than 5%), these sandstones are perhaps to be mature in terms of texture maturity. Based on the types of sandstone grains and the Folk (1980) classification, the URF sandstones in the study area is classified as feldspathic litharenite to litharenite. Facies analyses, the color of layers, presence of cross-bedding and plant fragments, lack of gravel grains, all represent an oxidized continental environment, such as a fluvial system with a highly sinuous channel (meandering river). Also, the presence of symmetric ripple marks and marine trace fossils indicate that the sedimentation of some parts of this formation has taken place to a tidal condition and most likely close to the coastal environment. Besides,



based on field studies and facies analysis, identified lithofacies in Chehrabad area include Fl, Sm, Sh, Sr, Sp, St, and Fm. According to the characteristics of each facies and based on the method of Miall (1996), these sandstones were deposited in fluvial and tidal depositional systems. The results of petrography and geochemical studies have been used to interpret the tectonic setting of sandstones in the middle parts of the URF. Based on triangular diagrams of Dickinson and Suczek (1979) (Qt-F-L) and Ingersoll and Suczek (1979) (Qp-Lvm-Lsm and Lv-Lm-Ls), also using binary variables graphs of Bhatia (1983) and Roser and Korsch (1986), the tectonic setting of these sandstones is active continental margins and probably foreland basin.

Conclusion

The URF in the Chehrabad area consists of 3 parts and the thickness of the middle part of this formation is about 231 m, with 7 sandstone layers, which alternation with red mudstone beds. Based on microscopic studies, these sandstones are classified as feldspathic litharenite to litharenite. Based on the field evidences and the presence of cross-bedding, plant fragments, lack of gravel grains, symmetric ripple marks, presence of trace fossils, and also the type of facies, seven lithofacies (including Fl, Sm, Sh, Sr, Sp, St and Fm) are recognized. The data obtained from point-count and geochemical studies clearly show that the tectonic setting of these sandstones in the Chehrabad area is an active continental margin.

Acknowledgement

The authors are grateful to the University of Zanjan Grant Commission for research funding. We acknowledge their support. Constructive reviews by three Sedimentary Facies reviewers greatly benefited the paper.

Keyword; Sedimentary facies; tectonic setting; sandstone; Upper Red Formation; Chehrabad; Zanjan.

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. *Geological Survey of Iran*, 606 pp. (in Persian).
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611–627.
- Dickinson, W.R., & Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2164–2182.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of sedimentary Rocks. Austin, Texas, *Hemphill*, 159 p.
- Ingersoll, R.V., & Suczek, C.A., 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans. DSDP sites 211 and 218. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1217–1228.
- Ingersoll, R.V., Bulard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.P., & Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson point counting method. *Journal of sedimentary Petrology*, 54: 103–116.
- Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Berlin, *Springer-Verlag*, 582 p.
- Miall, A.D., 2000. Principle of sedimentary basin analysis, 3rd edition. *Springer-Verlag*, New York, 668 p.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Waples, D., Warren, J., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Otterdoorn, H., Srisuriyon, K., Kazemi, H. & Rawanchaikul, M., 2008. Impact of structural history and style on the petroleum system of the Central Basin in the Saveh-Qom area, Iran. *8th Middle East Geosciences Conference, GEO 2008, Geo-Arabia*, 13, 206.
- Rieser, A.B., Neubauer, F., Liu, Y., & Ge, X., 2005. Sandstone provenance of north-western sectors of the intra-continental Cenozoic Qaidam basin, western China: Tectonic and climate control. *Sedimentary Geology*, 177: 1–18.
- Roser, B.P., & Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635–650.
- Sadati, S.N., Yazdi, M., Mao, J., Behzadi, M., Adabi, M.H., Lingang, X., Zhenyu, C., & Moktari, M.A.A., 2016. Sulfide mineral chemistry investigation of sediment-hosted stratiform copper deposits, Nahand-Ivand area, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 72: 760–776.



Biostratigraphy, microfacies, depositional environment and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in one of the oilfields, southwest Iran

Saeedi Razavi, B.^{1*}, Askari, F.², Kamali, M.R.³, Kazemzadeh, E.⁴

1- Research Assistant Professor, Standard Research Center, Karaj, Iran

2- M.Sc. student in Petroleum Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

3- Professor, Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran

4- Assistant Professor, Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran

*Email: bsaidi@standard.ac.ir

Introduction

Sarvak Formation is one of the units in the Bangestan lithostratigraphic group with Albian-Turonian age. The shallow sea at the end of the Albian to Cenomanian time has deposited large amounts of the shallow marine carbonates (Sarvak Formation) over a large area of the Zagros basin (Motiei, 1995). The Sarvak Formation has two different facies. At the type section and coastal Fars, shallow marine facies of this formation mostly formed while in the Lorestan area, the facies are belonging to deeper water (Motiei, 1995). The Sarvak Formation is a reservoir of hydrocarbon in the Zagros sedimentary basin. Therefore, a detailed study of this formation, based on microfacies and sequence stratigraphy, will provide useful and valuable information for further exploration in this basin. The purpose of this study was to evaluate the biostratigraphy, microfacies, depositional environment, and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation.

Methods and Results

To approach the objectives of this research, two stages have been taken: Preparation of 195 thin sections from drill cores and cuttings (National South Oil Company), then Laboratory studies of thin sections prepared by binocular microscopy and identification of allochems and orthochems and the preparation of photomicrographs. The identified biozones correspond to biozones named after Wynd (1965). In this study, Flugel (2010) method used to describe the microfacies, and also Reading (1996) and Dunham (1962) methods used to determine rock texture and nomenclature Identification, photography and the creation of the Atlas of microfossils, their distribution in stratigraphic column, representation of identified biozones, and sedimentary sequence lithology in the studied area has been made possible through the study of graphs and logs, thin sections, and the use of various research satellites such as Bolli (1945; 1959; 1966), Postuma (1971) and Caron (1983). Sequence stratigraphy of the Sarvak Formation has been studied based on sequence stratigraphic methods and principles (Haq et al., 1987; Van Wagoner et al., 1988; Emery and Myers, 1996; Simmons et al., 2007).

Results and Conclusion

Based on this study, 5 genus and 2 species of pelagic microfossils and 25 genus and 28 species of benthic microfossils were identified. Therefore, three biozones including Nezzazata - alveolinids assemblage zone # 25, Rudist debris zone # 24, and Oligosteginid flood zone # 26 were introduced that are corresponding to the biozones introduced by Wynd (1965). Based on the studied faunal assemblage, the age of the Sarvak Formation is from Cenomanian to Turonian in the studied wells. The upper boundary of the Sarvak Formation with the Gurpi Formation is discontinuous due to the presence of glauconitic nodules at the base of the Gurpi. According to the regional geology of this area and information from the studied wells, the Ilam Formation and the 30th Wynd Biological Zone (Wynd, 1965), as well as the biodegradation of Wynd (1965) at the top of the Sarvak Formation, are absent. The drilling has not reached to the base of the Sarvak Formation, therefore the lower boundary is not clear. 7 microfacies identified in the Sarvak Formation in the studied wells. These microfacies are formed in 3 main facies belts including 1- open sea, 2- shoal, and 3- lagoon. Investigation of carbonate rocks of the Sarvak Formation in the study area shows that the sedimentary environment of the Sarvak Formation in the studied field was a shallow carbonate platform of



the carbonate ram type. The Sarvak Formation in the study area consists of 1 complete sedimentary sequence and 2 incomplete sequences, which are generally HST and TST in the studied sections. The HST facies in this sequence originate from a variety of marine microfacies and finished with the lagoon. The TST facies is mainly related to the open marine. Finally, the HST facies is related to the inner and middle parts of the platform; while the TST facies is related to the outer and middle parts of the platform.

Acknowledgment

The authors would like to thank Dr. Mohammad Reza Ghotbi Ravandi for their helpful assistance and Dr. Mojgan Rikhtgarzadeh for their help in drawing figures and logs.

Keywords: Biostratigraphy; microfacies; sequence stratigraphy; Sarvak Formation; Cenomanian Turonian.

References

- Bolli, H.M., 1945. Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren Helvetischen Dechen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 37: 217-328.
- Bolli, H.M., 1959. Planktonic Foraminifera from the Cretaceous of Trinidad. *Bulletins of American Paleontology*, 39: 21-57
- Bolli, H.M., 1966. Zonation of cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera Bolethin Informative Asociacion Venezolana De Geologia. *Mineria-y-Petroleo*, 9: 3-32.
- Caron, M., 1983. Taxonomie et phylogenie de la famille des Globotruncanidae. 2nd kreide symposium, Munchen, 1982, *Zitteliana, Munchen*, 10: 667-681.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 1: 108-121.
- Emery, D., & Myers, K.J., 1996. Sequence Stratigraphy, *Blackwell Science*. Oxford, 297 p.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. *Springer*, Berlin, 976 p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Husinec, A., Velic, L., Fucek, L., Vlahovic, I., Maticec, D., Ostric, N., Korbar, T., 2000. Mid Cretaceous Orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic correlation. *Cretaceous Research*, 21: 155-171.
- Motiei, H., 1993. Geology of Iran: Stratigraphy of Zagros. *Geological Survey of Iran*, 536 p. (In Persian).
- Postuma, J., 1971. Manual of Planktonic Foraminifera. *Elsevier publishing Company, Amsterdam*, 420 p.
- Reading, H.G., 1996. Sedimentary Environments. Processes, Facies and Stratigraphy, 3rd edition. *Blackwell*, 688 p.
- Simmons, M.D., Sharland, P.R., Casey, D.M. Davies R.B., & Sutcliffe, O.E., 2007, Arabian Plate sequence stratigraphy, Potential implications for global chronostratigraphy. *GeoArabia*, 12 (4): 101-130.
- Van-Wagoner, J.C., W., Posamentier, Mitchum, H. R.M.Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., & Hardenbol, J., 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, Ch.A., & Kendall, Ch.G.St.C. (eds.), Sea Level Changes: An Integrated Approach. *SEPM Special Publication*, 42: 39-45.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer-Verlag*, New York, 471 p.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian consortium-agreement area. *Iranian Offshore Oil Company*, Report 1082.



Microfacies, depositional condition and sequence stratigraphy of the Bahram Formation (Middle–Upper Devonian) in Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section, SE Anarak

Shakeri, B.¹, Vaziri-Moghaddam, H.², Bahrami, A.^{3*}, Königshof, P.⁴, Salehi, M.A.⁵

1- M.Sc. in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

3- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

4- Professor, Senckenberg Research Institute and Natural History Museum, Frankfurt, Germany

5- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

*E-mail: a.bahrami@sci.ui.ac.ir

Introduction

During the Silurian and Devonian time, some parts of Iran, including Central Iran, Alborz and Sanandaj-Sirjan basins, along with the Turkey and Afghanistan plates had been connected to the Arabian and African plates; located on the northwestern margin of the Gondwana and southern Paleotethys (Berberian and King, 1981; Husseini, 1991; Sharland et al., 2001; Ruban et al., 2007; Al-Juboury and AL-Hadidy, 2009). The Devonian deposits represent a considerable distribution in Tabas Block and Central Iran. During the Devonian time, the Iranian platform was located in the southern hemisphere, near 30° latitudes. Outcrops of the Upper Paleozoic around Isfahan region mostly limited to the northern Isfahan (Soh and Natanz districts, Najhaf, Neqeleh, Varcamar, North Tar, east Kesheh sections; Bahrami et al., 2015), Northeast of Isfahan (Zefreh, Chahriseh, and Dizlu sections; Königshof et al., 2016) and south of Isfahan (Shahreza–Ramsheh area; Bahram et al., 2014). To investigate the microfacies and sedimentary environment of Bahram Formation in southeastern Anarak, Kuh-e-Bande- Abdol-Hosseini section was selected and studied. Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section is located about 32 km southeastern Anarak and northeastern Isfahan in E: 53° 52' 55" and N: 33° 10' 90 " coordinates. The Anarak route toward Khur is the way to the section; after two kilometers, through a 25 km long unpaved road, the study section could be accessed.

Materials and Methods

To study the sedimentary environment and identify the sedimentation process during the Middle and Upper Devonian Kuh-band-e-Abdolhosseini section in the Anarak region, 230 thin sections and a few polished slabs were prepared and process with laboratory techniques to study and identify the skeletal and non-skeletal components, texture and other microscopic characteristics. Microfacies textures were identified according to Dunham (1962), Embry and Klovan (1971) schemes, and also the further standard models of Wilson (1975) and Flugel (2010) have been used. To distinguish calcite mineral from dolomite, all samples were stained by Alizarin red S solution (Dickson, 1965).

Discussion

The Bahram Formation in this section is 366 m thick and lithologically is composed of thin to thick-bedded limestone, an alternation of limestone and thin-bedded shale, sandy limestone, and marly limestone. Based on facies changes and petrological properties, 16 microfacies were identified in this section. Investigation of the identified facies indicates the deposition of these microfacies has taken place in a carbonate ramp during the Middle and Late Devonian time in the study section in the Anarak region. Based on vertical and lateral microfacies variations and their comparison with the sea level changes' curve, sequence stratigraphic studies of the Bahram Formation led to the identification of seven fourth-order sequences in the study section. According to the obtained data, the first and the seventh sedimentary sequences are as parts of complete sedimentary sequences, while second to sixth sedimentary sequences are complete sequences including transgressive system tracts, high stand system tracts, and maximum flooding surface as well as sequence boundaries.



Conclusion

The Bahram Formation in the Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section, SE Anarak with a thickness of 366 m is composed of thin to thick-bedded limestone, an alternation of limestone and thin-bedded shale, sandy limestone, and marl limestone. Microfacies analysis has led to the recognition of 16 microfacies and their lateral and vertical distribution show that carbonates were deposited on a ramp type carbonate platform. Storm deposit or very slight steepened slope resulted in the deposition of very rare redeposited fine-grained bioclasts in the deeper part of the platform. According to the sequence, stratigraphy analysis seventh fourth-order depositional sequences are recognized in the Bahram Formation. Microfacies analysis indicates that this section shows rather deeper paleoenvironments in comparison to the previously studied sections of the Bahram Formation in Central Iran.

Keywords: Bahram Formation; microfacies; sedimentary environment; sequence stratigraphy; Upper Givetian-Upper Famennian; Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini.

Reference

- Al-Juboury, A.I., & AL-Hadidy, A.H., 2009, Petrology and depositional evolution of the Paleozoic rocks of Iraq. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 208-231.
- Bahrami, A., Boncheva, I., Königshof, P., Yazdi, M., & Ebrahimi Khan-Abadi, A., 2014. Conodonts of the Mississippian/Pennsylvanian boundary interval in Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92: 187-200.
- Bahrami, A., Königshof, P., Boncheva, I., Sadat Tabatabae, M., Yazdi, M., & Safari, Z., 2015. Middle Devonian (Givetian) conodonts from the northern margin of Gondwana (Soh and Natanz regions, North West Isfahan, Central Iran): biostratigraphy and palaeoenvironmental implications. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95: 554-577.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Toward a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, In: Ham W.E., (ed.), Classification of Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, 2nd edition. *Springer Verlag*, Berlin, 976 p.
- Husseini, M.I., 1991. Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 108-120.
- Königshof, P., Carmichael, S.K., Waters, J., Jansen, U., Bahrami, A., Boncheva, I., & Yazdi, M., 2016. Palaeoenvironmental study of the Palaeotethys Ocean: The Givetian-Frasnian boundary of a shallow-marine environment using combined facies analysis and geochemistry (Zefreh Section/Central Iran). In: Mottequin, B., Slavik, L., & Königshof, P., (eds.), Climate Change and Biodiversity Patterns in the Mid-Paleozoic. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 97: 517-540.
- Ruban, D.A., Al-Husseini, M., & Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Hevard, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *GeoArabia, Special Publication*, 2: 1-270.
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer*, New York, 471 p.



Palaeoecology and Palynofacies of the Sanganeh Formation in Amir Abad Stratigraphic Section (Khorasan-e- Razavi Province)

Allameh, M.*

Associate Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic Azad University, Mashhad, Iran

*Email: allameh0277@mshdiau.ac.ir

Introduction

The Sanganeh Formation is one of the Early Cretaceous formations which is deposited in the Kopet-Dagh sedimentary basin. It is investigated from palynofacies and palaeoecological points of view in the Amir Abad stratigraphic section. This formation has a thickness of 530 m and is mainly composed of dark grey shales. It contains septarian nodules as well as cone-in-cone structures with ammonite in some horizons. The Sanganeh Formation overlaid the Sarcheshmeh Formation and is distinguished by a limestone rich-in fossil and is gradually underlain by the Aitamir Formation. Sanganeh Formation in the Amirabad section is located at 36°34' northern latitude and 60°5' eastern longitude 852 meters above sea level, in Amirabad village along Mashhad Kalat road.

Discussion

50 samples were systematically collected from the Sanganeh Formation. The traverse method (Traverse 1998) was used to produce Palynological slides. About 40 grams of each sample was cleaved and washed carefully and kept in 20% concentration HCL for 24 hours and afterward 24 hours in 40% concentration HF. Furthermore, samples were boiled in 20 concentration HCL for 20 minutes and sieved using 20-micron nylon sieve. Moreover, to separate palynomorphs from heavier materials, samples were centrifuged with a zinc chloride solution between 1.9 to 2 densities. Fensome and Williams (2004), Fensome et al., (2008), Slimani et al. (2008, 2010, 2011), were used for categorizing and identification of dinoflagellates species. The following species are the most important dinoflagellates that were identified from analysis of Palynological slides from Sanganeh Formation:

Achomosphaera neptuni- *Astrocysta* sp.- *Batiacasphaera* sp.- *Cerbia tabulate*- *Cleistosphaeridium* sp.- *Cribroperidinium* sp.- *Cribroperidinium orthoceras*- *Cymosphaeridium* sp.- *Coronifera oceanica*- *Diconodinium* sp.- *Endoscrinium campanula*- *Eucladinium* sp.- *Fromea amphora*- *Gardodinium trabeculosum*- *Hystriospheridium* sp.- *Kiokansium polypes*- *Odontochitina* sp.- *Odontochitina operculata*- *Oligosphaeridium albertense*- *Oligosphaeridium* cf. *fenestratum*- *Oligosphaeridium complex*- *Oligosphaeridium pulcherrimum*- *Oligosphaeridium* sp.- *Pseudoceratium polymorphum*- *Pseudoceratium retusum*- *Spiniferites* sp.- *Spiniferites ramosus*.

From the identified fossils and different Palynological elements, three species of palynofacies were identified: 1) Highly proximal shelf or basin, 2) Marginal dysoxic - anoxic basin, 3) Proximal suboxic-anoxic shelf. A good interpretation of the environments can be obtained, using the data from Palynological Facies and the study of some conservation factors of organic materials. These results are obtained from the combination of quantitative and qualitative criteria. Most important factors are listed below:

Fraction of transparent AOM to opaque AOM: This factor demonstrates the less oxygen or low oxygen (in very few slides) conditions during sedimentation.

Lability factor: The Lability factor for the Sanganeh Formation samples shows low levels of Lability factor, due to lack of existence or low existence of brown palynomacerals trace in these samples. This indicates that deposition has taken place far from shore, far from source, and extremely in the low oxygen conditions.

Transparent AOM to fraction of marine palynomorphs fraction and opaque AOM to marine palynomorphs fraction: Increases from AOMt to MPs is an indicator of low oxygen or oxygen-free conditions and slow sedimentation rate, also decreases from AOMop to MPs is an indicator of low oxygen conditions during sedimentation in Sanganeh Formation.



Opaque same dimension Palynomaceral to Spiky Palynomaceral fraction: In general, a high fraction of PM4R to PM4B is an indicator of sedimentation in deeper parts of the basin.

Corate to proximate Dinoflagellate fraction, proximocorate to cavate (C/PPC): High occurrence of proximate, cavate, and proximocorate Dinoflagellate is an indicator of shallow sedimentation in this Stratigraphy Section. (Vajda 2003; Ghasemi-Nejad et al., 1999).

Conclusion

From the study of identified Palynological slides from the Sanganeh Formation, Three kinds of Palynofacies were recognized and dominant environmental conditions were the quasi airborne and low energy during deposition of this formation. Also, it has shown that the basin of Sanganeh Formation was varied from inner Neritic to outer Neritic and shows that low oxygen or oxygen-free conditions occurred during sedimentation.

Keywords: Palynomorph; Palynofacies; Kopet Dag; Sanganeh Formation; Amir Abad.

Reference

- Fensome, R.A., & Williams, G.L., 2004. The Lentin and Williams Index of Fossil Dinoflagellates. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Contributions Series* 42: 1-1097.
- Fensome, R.A., MacRae, R.A., & Williams, G.L., 2008. DINOFLAJ2, Version 1. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Data Series* no. 1.
- Ghasemi-Nejad, E., Sarjeant, W.A.S., & Gygi, R., 1999. Palynology and paleoenvironment of the uppermost Bathonian and Oxfordian (Jurassic) of The Northern Switzerland Sedimentary Basin. *Kommission der Schweizerischen Palaontologischen Abhandlungen*, Basel, 119: 69 p.
- Slimani, H., Louwye, S., Dusar, M., & Lagrou, D., 2011. Connecting the Chalk Group of the Campinen Basin to the dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Campanian to Danian in the bore hole Meer (northern Belgium). *Nether lands Journal of Geosciences*, 90: 129–164.
- Slimani, H., Louwye, S., & Toufiq, A., 2010. Dinoflagellate cysts from the Cretaceous–Palaeogene boundary at Ouled Haddou, southeastern Rif, Morocco: biostratigraphy, paleoenvironments and paleobiogeography. *Palynology*, 34 (1): 90–124.
- Slimani, H., Louwye, S., Toufiq, A., Verniers, J., & De Conink, J., 2008. New dinoflagellate cyst species from Cretaceous/Palaeogene boundary deposits at Ouled Haddou, south-eastern Rif, Morocco. *Cretaceous Research*, 29: 329–344.
- Traverse, A., 1998- Palaeopalynology, 1st edition. London, Unwin Hyman, Boston, 600 p.
- Vajda, V., 2003. Pollen and spores in marine Cretaceous/Tertiary boundary sediments at mid-Waipara River, North Canterbury. *New Zealand Journal of Geophysics*, 46: 255-273.

نحوه نگارش و ارسال مقاله

مقالاتی برای داوری ارسال خواهند شد که برابر با چارچوب پیشنهادی مجله تنظیم شوند.

- مقاله باید در نرم افزار Word Xp یا Word 2003 تایپ شود.

- مقاله باید با قلم مشخص و استاندارد Times New Roman تایپ شود.

- مقاله حداکثر در ۲۰ صفحه با توجه به منابع، جداول و شکلها تنظیم شود.

- فاصله متن از هر چهار طرف ۳ سانتیمتر و فاصله سطرها ۱/۵ برابر تنظیم شود.

- مقاله شامل بخشهای زیر باشد:

۱. عنوان مقاله

۲. نام، نام خانوادگی، مرتبه دانشگاهی و آدرس کامل نویسنده یا نویسندگان به زبان فارسی

۳. چکیده و واژه‌های کلیدی به زبان فارسی (چکیده حداکثر ۳۰۰ کلمه و واژه‌های کلیدی ۴ تا ۶ واژه)

۴. عنوان مقاله، نام، نام خانوادگی، مرتبه دانشگاهی و آدرس کامل نویسنده یا نویسندگان به زبان انگلیسی

۵. چکیده و کلمه‌های کلیدی به زبان انگلیسی

۶. مقدمه

۷. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اختیاری)

۸. روش مطالعه

۹. بحث

۱۰. نتیجه‌گیری

۱۱. سپاس‌گزاری (اختیاری)

۱۲. منابع

۱۳. جدولها

۱۴. شکلها (با ذکر شماره و زیرنویس)

- عنوان فارسی مقاله با قلم Times New Roman 16 ضخیم و عنوان انگلیسی با قلم Times New Roman 14 ضخیم تایپ شوند.

- اسامی نویسنده یا نویسندگان با قلم Times New Roman 10 ضخیم، آدرس با قلم Times New Roman 10 نازک، تیتراهای فارسی با قلم

Times New Roman 13 ضخیم، تیتراهای انگلیسی با قلم Times New Roman 11 ضخیم، چکیده فارسی با قلم Times New Roman 11 نازک، چکیده

انگلیسی با قلم Times New Roman 10 نازک، متن و منابع فارسی با قلم Times New Roman 13 نازک، متن و منابع انگلیسی با قلم

Times New Roman 11 نازک و زیرنویس شکلها با قلم Times New Roman 11 نوشته شوند.

عنوان و چکیده مقاله

- عنوان مقاله کوتاه و در بردارنده مضمون اصلی مقاله باشد.

- نام و آدرس کامل کلیه نویسندگان در زیر عنوان نوشته شده و مسؤول مکاتبات با علامت * مشخص گردد.

- شماره تلفن، نامبر و پست الکترونیک مسؤول مکاتبات در زیر آدرس ضروری است.

- در چکیده روش، مهمترین یافته‌ها و نتایج مطالعه ارائه و از ذکر منابع در متن چکیده پرهیز شود.

- واژه‌های کلیدی با علامت «ویرگول» از یکدیگر جدا شوند.

- عنوان، نام نویسنده‌گان، آدرس، چکیده و واژه‌های کلیدی انگلیسی باید برابر متن فارسی ارائه گردند.

- آوردن عنوان، نام و آدرس نویسندگان، چکیده و واژه‌های کلیدی فارسی در مقالاتی که به زبان انگلیسی تهیه می‌شوند، ضروری است.

منابع

- منابع در متن اصلی به ترتیب سال انتشار و در لیست منابع به ترتیب حروف الفبا ذکر شوند. مثلاً (عاشوری ۱۳۶۷، ۱۳۶۸ الف؛ موسوی حرمی و

محبوبی، ۱۳۶۶؛ هادوی و همکاران، ۱۳۶۵؛ Lashkaripour et al., 1998؛ مظاهری و همکاران، ۱۳۸۳).

- در بخش منابع، ابتدا منابع فارسی و سپس منابع انگلیسی آورده شود. در مقاله‌هایی که هنوز چاپ نشده‌اند، در انتها به جای شماره‌گان مجله و

صفحه‌ها، عبارت "زیر چاپ" برای منابع فارسی و "In press" برای منابع انگلیسی در داخل پرانتز ذکر شود. در صورتی که مقاله به انگلیسی نگارش

شده باشد، زبان اصلی منبع مورد استفاده در انتهای آن در داخل پرانتز قید شود، مثلاً "in Persian" برای مقاله‌های فارسی. در مثالهای زیر به

اطلاعات مورد نیاز برای صورتهای مختلف اصلی منبع نویسی توجه شود:

مقاله چاپ شده در مجله:

عاشوری، ع.ر.، ۱۳۷۷. مرز دونین - کرینفر در ازبک کوه بر اساس کنودونتهای آن. فصلنامه علوم زمین، ۲۹: ۴۶-۵۳.

مقاله ارائه شده در همایش:

غفوری، م.، لشکری پور، غ.ر.، طریق ازلی، ص.، ۱۳۸۳. بررسی ویژگیهای ساختاری و پارامترهای مقاومتی تودههای سنگی در امتداد مسیر تونل کلات. هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص. ۳۴۱-۳۵۲.

کتاب:

کریم پور، م.ح.، سعادت، س.، ۱۳۸۱. زمین شناسی اقتصادی کاربردی. ویرایش دوم، نشر مشهد، مشهد، ۵۳۵ ص.

پایان نامه:

پوراسماعیل، الف.، ۱۳۸۳. بایواستراتیگرافی سازند نیزار بر مبنای نانوپلاتکتونهای آهکی در برش الگو واقع در تنگ نیزار (جاده مشهد - سرخس). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۲۹ ص.

نقشه:

علوی نائینی، م. ۱۳۵۹. نقشه زمین شناسی چهار گوش ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Journal:

Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Lasami, Y., & Brenner, R.L., 2001. Sequence stratigraphy and relative sea level history of the Upper Paleocene sediments in the Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 85: 839-859.

Editorial book:

Rahimpour-Bonab, H., Bone, Y., Moussavi-Harami, R., & Turnbull, K., 1997. Geochemical comparisons of modern cool-water calcareous biota, Lacepede Shelf, South Australia, with tropical counterparts. In: James, N.P., Clarke, J.A.D., (eds.), *Cool-Water Carbonates. SEPM Special Publication*, 56: 77-91.

Thesis:

Karimpour, M.H., 1982. Petrology, geochemistry, and genesis of the A.O. porphyry copper complex in Jackson and Grand Counties, northwestern Colorado. *Ph.D thesis, University of Colorado, Boulder*, 251 p.

Book:

Manutchehr-Danai, M., 2005. Dictionary of Gems and Gemology. 2nd edition, *Springer-Verlag*, Berlin, 879 p.

Map:

Taheri, J., & Ghaemi, F. 1996. Geological map of Mashhad, scale 1:100,000. *Geological Survey of Iran*.

شرح شکلها و جدولها

- در متن اصلی به شکلها به ترتیب ارجاع داده شود. کلیه تصویرها، نمودارها، نقشه ها و ... باید با عنوان شکل (در مقاله های با زبان انگلیسی Fig.) ارجاع داده شوند و از به کار بردن سایر عبارتها پرهیز گردد. شرح کلیه شکلها در پایان متن اصلی بلافاصله پس از منابع ذکر شود. جدولها به همراه توضیح آنها در بالای جدول پس از شرح شکلها قرار گیرند.

- کلیه شکلها با زیرنویس به ترتیب در انتهای متن قرارداد داده شوند. با توجه به این که مجله به صورت سیاه و سفید چاپ می شود، شکلها باید از کیفیت مناسب برخوردار باشند. نوشته های روی شکلها به اندازه ای درشت باشد که در صورت کوچک شدن در هنگام آماده سازی نهایی برای چاپ، خوانایی آنها حفظ شود.

نحوه ارسال مقاله

از آنجا که تمامی مراحل ارسال، داوری، انجام اصلاحات احتمالی و ارسال نهایی مقالات به صورت الکترونیک و از طریق اینترنت انجام خواهد گرفت، کلیه کاربران گرامی (نویسندگان، خوانندگان و داوران مقالات) باید ابتدا در پایگاه الکترونیک مجله به نشانی <http://jm.um.ac.ir/index.php/earth> ثبت نام نمایند. نویسندگان در یک روند پنج مرحله ای، آثار ارسالی خود را به نشریه ارائه می دهند. بعضی مراحل مانند بارگذاری فایل تکمیلی، اختیاری می باشد.

مقاله های ارسالی باید شامل موارد زیر باشد:

۱. فایل doc مقاله.

۲. فایل کلیه شکلها که با حداقل قدرت تفکیک 300 dpi با فرمت JPEG ذخیره شده اند (ضروری است فایل های وکتوری از قبیل DXF، DWG، CDR و ... با کیفیت مناسب در فرمت JPEG به رستر تبدیل شوند و از ارسال فایل های وکتور پرهیز گردد).

کلیه مقاله ها مورد داوری قرار می گیرند و در صورت پذیرش پس از اعمال تصحیحات لازم به صورت نهایی چاپ خواهند شد.

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Scientific Journal

Sedimentary Facies

Vol. 12, No. 1; Spring & Summer 2019

In order to publishing the scientific papers and to extend of research and amplify the earth science, Sedimentary Facies journal of Ferdowsi University of Mashhad invite masters, researchers and students to submit their articles in Paleontology, Stratigraphy, Sedimentology and Sedimentary Petrology.

EDITOR IN CHIEF: Dr. ALIREZA ASHOURI

EDITORIAL BOARD:

Dr. Ali Reza Ashouri	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Reza Moussavi Harami	Sedimentology & Petroleum Geology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Fatemeh Hadavi	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Azizollah Taheri	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Shahroud University of Technology
Dr. Mohammad Dastanpour	Stratigraphy & Paleontology	Prof., Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. Ebrahim Ghasemi-Nejad	Stratigraphy & Paleontology	Prof., University of Tehran
Dr. Mehdi Yazdi	Stratigraphy & Paleontology	Prof., University of Isfahan

EDITING CONSULTANT

Prof. R. Moussavi-Harami & Dr. A. Ghaderi

EXECUTIVE DIRECTOR

Dr. A. Ghaderi

Publisher: Department of Geology, College of Science, Ferdowsi University of Mashhad

Printed by: Ferdowsi University of Mashhad Press

Address: Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

P.O.BOX: 91557-1436

Tel: +98-051-38804143

E-mail: gs@um.ac.ir

Web Site: <http://jearth.um.ac.ir>



CONTENTS

- Microfacies, depositional environment and diagenetic processes of the Qom Formation in the Khani Abad section, southeast of Kashan 1
Asadi Mehmandosti, E., Daneshian, J., Margir, N.
- Biostratigraphy of the Baghamshah Formation based on calcareous nannofossils in the Deheshk section (North of Lut Block) 23
Behdani, E., Hadavi, F., Notghi-Moghaddam M., Khazaei, A.R.
- The effect of sedimentary units on composition and quality of water: an example from the Kardeh catchment, northeast of Mashhad, Iran 35
Poursoltani, M.R., Kazemi Zanjani Lotfabadi, N., Fazel Valipour, M.E.
- Interaction of carbonate host rock with ore-forming fluid in mineralization process in Nakhlak lead-(silver) deposit, Isfahan 53
Jazi, M.A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A.
- Stratigraphy, sedimentary facies and tectonic setting of sandstones of the middle part of the Upper Red Formation at Chehrabad deposit section, northwest of Zanjan 75
Rajabzadeh, A., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Zohdi, A.
- Biostratigraphy, microfacies, depositional environment and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in one of the oilfields, southwest Iran 91
Saeedi Razavi, B., Askari, F., Kamali, M.R., Kazemzadeh, E.
- Microfacies, depositional condition and sequence stratigraphy of the Bahram Formation (Middle–Upper Devonian) in Kuh-e-Bande-Abdol-Hosseini section, SE Anarak 109
Shakeri, B., Vaziri-Moghaddam, H., Bahrami, A., Königshof, P., Salehi, M.A.
- Palaeoecology and Palynofacies of the Sanganeh Formation in Amir Abad Stratigraphic Section (Khorasan-e-Razavi Province) 133
Allameh, M.