



رخساره‌های رسوبی

شاپا: ۷۸۷X-۲۰۰۸

جلد ۱۳، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۹، شماره پیاپی ۲۴

فهرست

پالینوستراتیگرافی، آب و هوا و محیط دیرینه سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم (البرز شرقی) ۱
افسانه ده‌بزرگی، سعیده سنماری

زیست چینه نگاری سازند گورپی در برش تاقدیس آغار واقع در جنوب غرب شیراز بر مبنای نانوفسیل‌های
آهکی ۲۲
سعیده سنماری

زیست چینه نگاری، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانشی بخش عرب در قسمت میانی حوضه خلیج فارس ۳۷
زهره قلندری، محمد وحیدی‌نیا، سید رضا موسوی حرمی

بررسی ویژگی "چشم‌های کلسیتی" در روزن‌داران کفزی بزرگ نهشته‌های کربناته آپتین - آلبین، شمال و
جنوب غرب اقیانوس نئوتتیس ۵۲
سید محمد علی موسوی‌زاده، غلامرضا تاج‌بخش

بازسازی شرایط دیرینه بوم شناسی سازند قم در نواحی کهک، نوبران و اندآباد (حوضه پشت کمان قم) ۷۴
مهدیه مهیاد، امراه صفری، حسین وزیری مقدم، علی صیرفیان

زیست چینه نگاری سازند دلیچای در برش پریخان (غرب شاهرود) بر مبنای پالینومورف‌ها و روزن‌داران ... ۱۰۰
مریم نادریان، الهه زارعی، سهیلا یوسفی

نانواستراتیگرافی نهشته‌های برش آویچ (حاشیه شرقی بلوک‌لوت) ۱۱۳
مرضیه نطقی مقدم، فرح جلیلی، فاطمه هادوی

تفسیر توالی دیاژنتیکی و ژئوشیمی سازند پروده (ژوراسیک میانی) در بلوک طبس، شرق
ایران مرکزی) ۱۲۶
وصال یحیی شیبانی، سید رضا موسوی حرمی، اسداله محبوبی، محمد خانه‌باد

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

رخساره های رسوبی

جلد ۱۳، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۹

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 پایگاه های زیر نمایه می شود:

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 لیدا خدادادی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه پیام نور)
- دکتر الهام داوطلب، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر جواد ربانی، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه زنجان)
- دکتر علی رحمانی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (شرکت ملی نفت ایران)
- دکتر امیرحسین رحیمی‌نژاد، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته)
- 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 مرتضی طاهرپور خلیل‌آباد، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق)
- دکتر محسن علامه، دانشیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه آزاد اسلامی مشهد)
- 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 حسن محسنی، دانشیار - رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی (دانشگاه بوعلی سینا همدان)
- دکتر مرضیه نطقی مقدم، استادیار - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه پیام نور)
- دکتر فاطمه هادوی، استاد - چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر مهدی هادی، دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن فارسی: دکتر عباس قادری (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن انگلیسی: دکتر سید رضا موسوی حرمی (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی: دکتر عباس قادری (گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد)

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

پالینوستراتیگرافی، آب و هوا و محیط دیرینه سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم (البرز شرقی)

افسانه ده‌بزرگی^{۱*}، سعیده سنماری^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران
۲- دانشیار گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

*پست الکترونیک: dehbozorgi@sci.ikiu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۶/۱۵

تاریخ دریافت: ۹۹/۳/۲۹

چکیده

توالی کاملی از سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم در البرز شرقی مورد مطالعه قرار گرفت. این مجموعه حاوی پالینومورف‌های متنوع با حفظ‌شدگی نسبتاً خوب بوده که سیستم‌های داینوفلاژله و میوسپورها (اسپور و پولن‌ها) از اجزای غالب آن است. اسپور قارچ و اکریتارک‌ها با فراوانی کمتر، از دیگر اجزای این پالینوفلورا هستند. نهشته‌های ژوراسیک میانی در این برش متشکل از مارن، سنگ آهک رسی و مقدار کمی از میان‌لایه‌های سنگ آهک چرتی است. در گردنه بشم سازند دلیچای به طور ناپیوسته روی سازند شمشک قرار گرفته و به طور پیوسته و هم‌شیب توسط سنگ آهک‌های ضخیم سازند لار پوشیده شده است. بر اساس گسترش زمانی داینوفلاژله‌های کلیدی سه پالینوزون *Cribroperidinium crispum* Total Range Biozone (بازوسین پسین)، *Dichadogonyaulax sellwoodii* Interval Biozone (باتونین - کالوین پیشین)، *Ctenidodinium continuum* Interval Biozone (کالوین پیشین - میانی) معرفی شد. به علاوه با توجه به حضور داینوسیست‌های شاخص مانند *Mendicodinium groenlandicum* و *Systematophora areolata* در قسمت‌های بالایی برش مطالعه شده سن سازند دلیچای در این برش چینه‌شناسی، بازوسین پسین - کالوین پیشین تشخیص داده شده است که با سن تعیین شده توسط آمونیت‌ها در همین برش مطابقت دارد. پالینوزون‌های ارائه شده نیز، با پالینوزون‌های ژوراسیک میانی در شمال‌غربی اروپا و مناطق همجوار آن انطباق دارد. داده‌های پالینولوژی حکایت از غلبه یک محیط دریایی نسبتاً کم‌عمق و کم‌اکسیژن دارد که در فواصلی از پایین به سمت بالای برش چینه‌شناسی با افزایش نسبی در عمق حوضه همراه بوده است. به علاوه بر اساس داده‌های موجود، آب و هوایی معتدل تا گرم برای سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم پیشنهاد شد.

واژه‌های کلیدی: پالینوستراتیگرافی؛ آب و هوای دیرینه؛ ژوراسیک میانی؛ محیط دیرینه؛ البرز شرقی؛ سازند دلیچای.

مقدمه

نهشته شده‌اند (Berberian & King, 1966؛ Assereto, 1981؛ Stöcklin & Setudehnia, 1991) و ضخامت آن از چندین متر تا بیش از سه هزار متر متغیر است. مرز زیرین این گروه با ناپیوستگی سیمرین پیشین (تریاس پسین) و مرز بالایی آن با رویداد سیمرین میانی (ژوراسیک میانی)

نهشته‌های ژوراسیک در صفحه ایران معرف دو چرخه رسوبی بزرگ هستند و جداگانه به نام‌های گروه شمشک و مگو معرفی شده‌اند. گروه شمشک به سن ژوراسیک پیشین/میانی بوده و شامل شیل و ماسه سنگ‌های زغال‌دار است که در محیط کولابی و مردابی نزدیک به ساحل

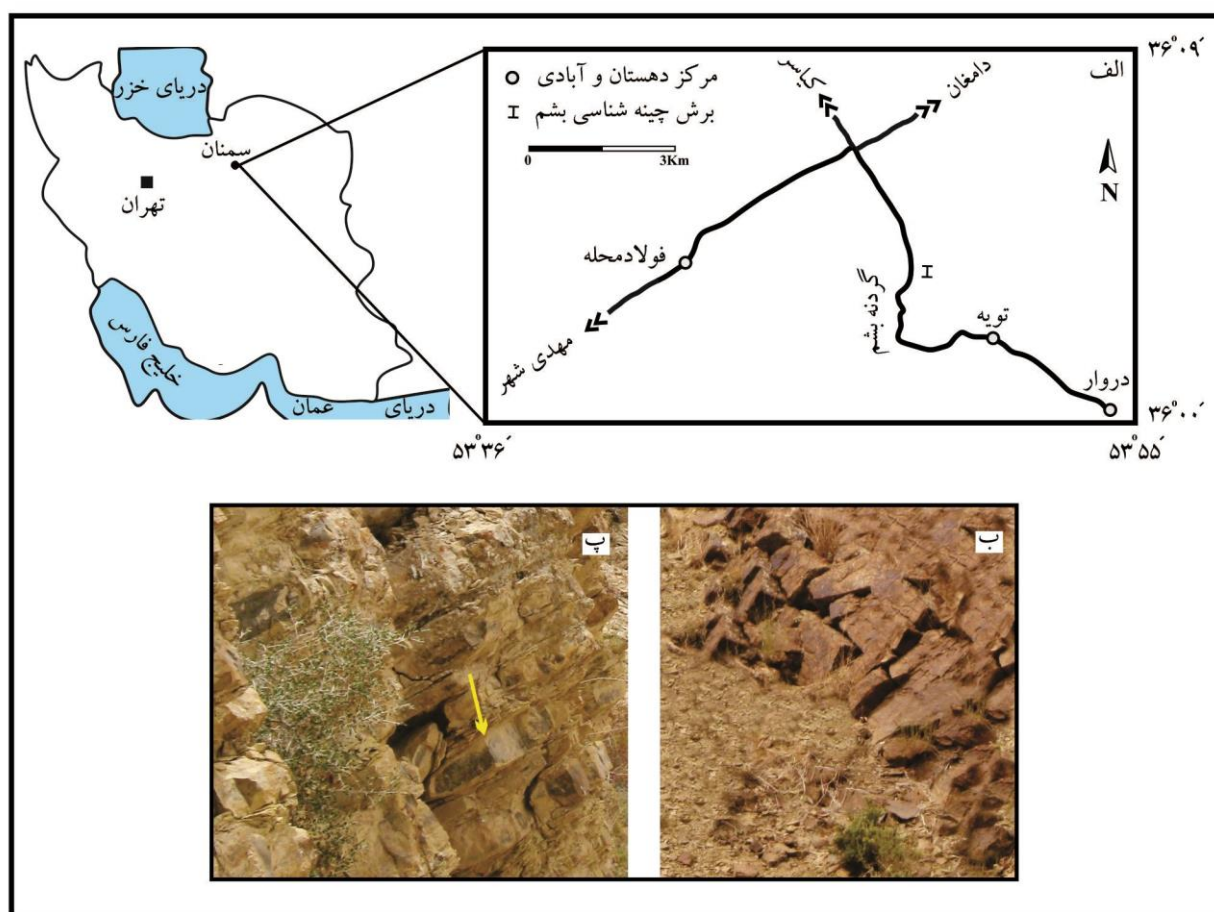
دلیچای در رشته کوه‌های بینالود و سه برش چینه‌شناسی در البرز شرقی (تالو، تپال و پری‌خان) را بر اساس فونای آمونیتی مطالعه نمود. وی برای برش‌های چینه‌شناسی چهاربرج، دهنه‌اجاق، فریزی و برش‌های چینه‌شناسی مطالعه شده در البرز شرقی سن باژوسین پسین - آکسفوردین، برای برش چینه‌شناسی قرونه سن باژوسین پسین - کیمیرجین و برای برش چینه‌شناسی ناویا سن باژوسین پسین - تیتونین را گزارش نمود. در مطالعه پیش رو ضمن تعیین سن سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم، به بررسی محیط و آب و هوای دیرینه این سازند نیز پرداخته شده است.

برش چینه‌شناسی بشم

برش چینه‌شناسی بشم در عرض جغرافیایی $36^{\circ} 03' 06''$ شمالی و طول جغرافیایی $48^{\circ} 48' 08''$ شرقی در منطقه تویه‌دروار، شمال باختری دامغان در استان سمنان قرار دارد (شکل ۱الف). مسیر دسترسی به برش چینه‌شناسی مذکور در ۵ کیلومتری تقاطع سه راهی دامغان - فولاد محله به سمت دروار در مجاورت گردنه بشم می‌باشد. در این منطقه سازند دلیچای به صورت هم‌شیب و ناپیوسته بر روی ماسه‌سنگ‌های قرمز تا قهوه‌ای رنگ قسمت بالایی سازند شمشک قرار گرفته است (شکل ۱ب). سازند دلیچای با مارن‌های سبز رنگ در قاعده از سازند سیلیسی آواری تیره رنگ شمشک مشخص می‌شود. وجود این مارن‌های سبز با نمایی پست در قاعده سازند دلیچای و پس از ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک معرف آغاز پیش‌روی دریا در باژوسین پسین می‌باشد. این سازند همچنین به طور پیوسته، هم‌شیب و تدریجی توسط سنگ آهک‌های ضخیم سازند لار پوشیده شده است (شکل ۱پ). شواهدی همچون نبود مارن و افزایش گرهک‌های چرتی در سنگ آهک‌های سازند لار و نیز سنگ‌شناسی پست و شیب کمتر سازند دلیچای، سبب تفکیک آن از سازند لار با سیمای صخره‌ساز می‌شود.

مشخص می‌شود (Fürsich et al., 2005; Wilmsen et al., 2005). نهشته‌های چرخه رسوبی دوم، گروه مگو، بیشتر رسوبات دریایی شامل مارن و سنگ آهک‌های رسی سازند دلیچای به سن ژوراسیک میانی و سنگ آهک‌های سازند لار به سن ژوراسیک پسین است که با ردیف‌های آواری سرخ رنگ و یا نهشته‌های تبخیری به پایان می‌رسد (Berberian & King, 1981). پس از رویداد سیمیرین میانی در شمال صفحه ایران، فاز کششی جدیدی رخ داده و نهشته‌های دریایی سازند دلیچای برجای گذاشته شده است (Fürsich et al., 2005a; Wilmsen et al., 2009a). از این رو، نهشته‌های چرخه رسوبی مگو در فاصله دو رخداد زمین‌ساختی سیمیرین میانی (ژوراسیک میانی) و سیمیرین پسین (ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین) نهشته شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). ریخت‌شناسی پشته مانند و رنگ سبز و خاکستری روشن سازند دلیچای آن را از ردیف‌های تیره رنگ زغال‌دار زیرین (گروه شمشک) و صخره‌های کربناته ستر رویی (سازند لار) جدا می‌کند.

سازند دلیچای با توجه به سنگواره‌های آمونیتی و پالینومورف‌های موجود در آن در برخی نقاط از باژوسین پسین تا کالوین (برای مثال: Ghasemi-Nejad et al., 2012; Dehbozorgi et al., 2013؛ هاشمی یزدی، ۱۳۹۴؛ ده‌بزرگی و همکاران، ۱۳۹۷؛ سجادی و همکاران، ۱۳۹۷؛ محمدخانی و زارعی، ۱۳۹۷؛ هاشمی یزدی و همکاران، ۱۳۹۷؛ اصغرnia روشن و همکاران، ۱۳۹۷) و در برخی نقاط دیگر از باژوسین پسین تا آکسفوردین (برای مثال: فریزی کرمانی، ۱۳۸۲؛ وزیری و همکاران، ۱۳۸۷؛ Seyed-Emami et al., 2013؛ Mafi et al., 2014؛ رضازاده بلوری، ۱۳۹۶) و یا گاهی کیمیرجین (خاکی، ۱۳۸۰) گزارش شده است. رئوفیان (۱۳۹۳) پنج برش چینه‌شناسی (چهاربرج، دهنه‌اجاق، فریزی، قرونه و ناویا) از سازند



سجل ۱: الف) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به سارند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم: ب) ماسه‌سنگ‌های قرمز تا قهوه‌ای رنگ سارند سمسند: پ) سنگ آهک‌های چرتی سازند لار

روش مطالعه

سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم با ضخامت ۲۱۲ متر دربردارنده تناوبی از مارن سبز رنگ، سنگ آهک رسی و مقدار کمی میان لایه سنگ آهک‌های چرتی می‌باشد. ۲۴ نمونه با فواصل مناسب از طبقات مارنی و سنگ آهک رسی این سازند جهت انجام مطالعات پالینولوژی برداشت شد. سپس نمونه‌ها با استفاده از روش Phipps & Playford (1984) مورد آماده‌سازی قرار گرفتند. از اسید کلریدریک ۵۰٪ و اسید فلوئوریدریک ۳۳٪ جهت انحلال ترکیبات کربناته، اکسیدهای آهن و ترکیبات سیلیکاته استفاده شد. نمونه‌ها برای جلوگیری از تشکیل ژل سیلیکاته با اسید کلریدریک ۱۰٪ جوشانده و سپس با محلول زینک کلراید با وزن مخصوص $1/9 \text{ gr/cm}^3$

سانتریفیوژ شدند. اسلایدهای دائمی پس از عبور نمونه‌ها از الک ۲۰ میکرون تهیه و با میکروسکوپ نوری در بزرگنمایی‌های ۴۰ و ۱۰۰ مطالعه شدند. تعداد ۳ اسلاید برای هر نمونه و در مجموع ۷۲ اسلاید تهیه شد که از آن میان پالینومورف‌های با حفظ‌شدگی متوسط تا خوب برای عکس‌برداری انتخاب شدند. گسترش چینه‌شناسی داینوسیست‌های موجود مورد بررسی قرار گرفت و زیست‌زون‌ها بر اساس آن‌ها ارائه گردید. به منظور انجام مطالعات آماری مربوط به بازسازی محیط دیرینه در برش مطالعه شده نیز ۱۵ میدان دید در ۳ اسلاید از هر نمونه به طور تصادفی انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفت. سپس برای هر نمونه درصد فراوانی عناصر و شاخص‌های تفسیر محیطی محاسبه و نمودارهای مربوطه رسم شد.

Ctenidodinium combazii, *Ctenidodinium continuum*, *Ctenidodinium ornatum*, *Dichadogonyaulax sellwoodii*, *Gonyaulacysta jurassica*, *Pareodinia ceratophora*, *Tubotuberella apatela*, *Tubotuberella dangeardii*.

***Dichadogonyaulax sellwoodii* Interval Biozone**

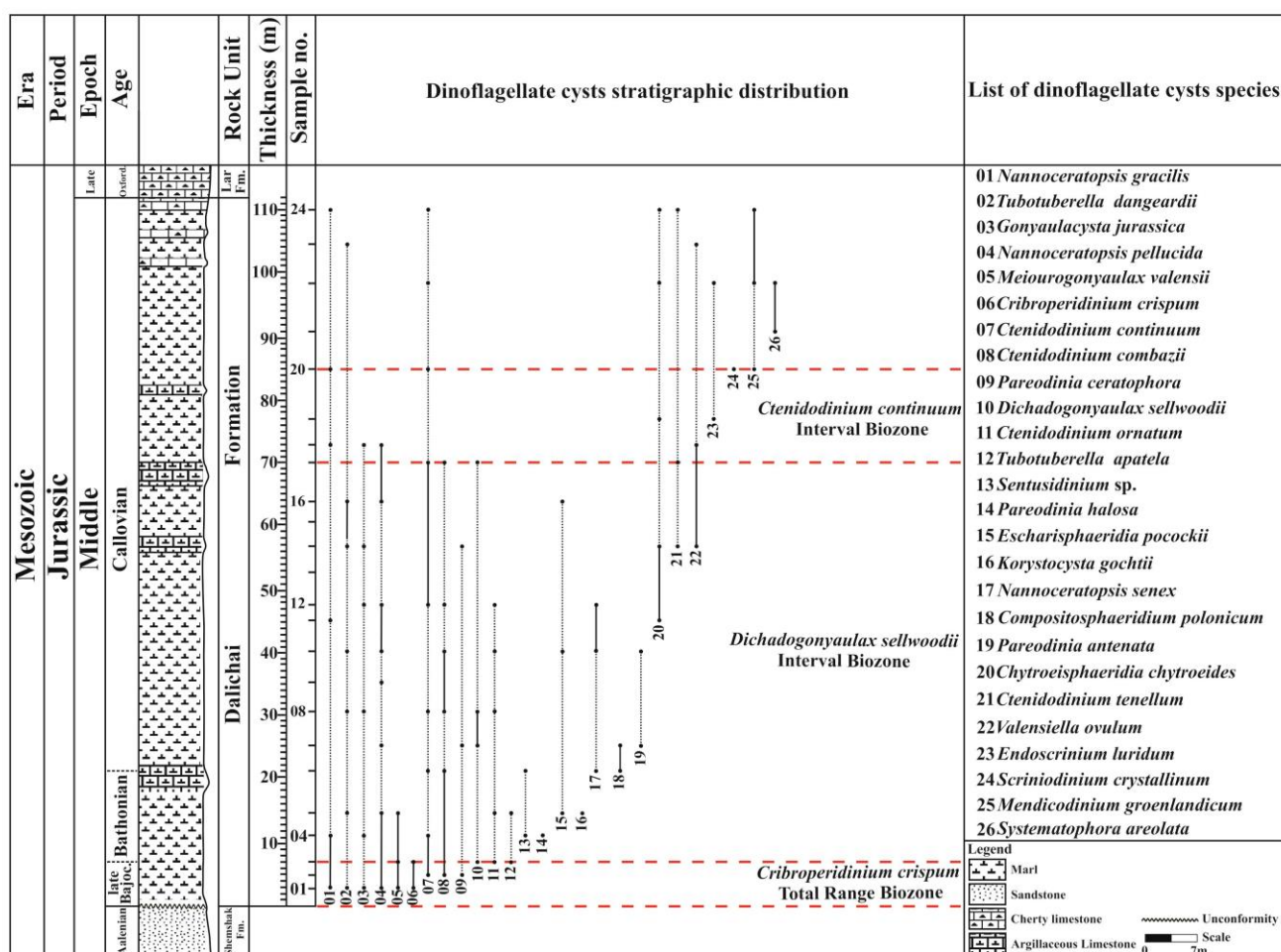
این زیست‌زون به ضخامت ۶۳ متر از نمونه ۴ تا ۱۷ در فاصله بین آخرین حضور *Cribroperidinium crispum* و آخرین حضور *Ctenidodinium combazii* قرار گرفته و مشخص‌کننده باتونین تا کالوین پیشین می‌باشد. این زیست‌زون با *Ctenidodinium sellwoodii* Zone مربوط به شمال‌غربی اروپا (Riding & Thomas, 1992؛ Poulsen & Riding, 2003) و همچنین با *Ctenidodinium combazii* - *Ctenidodinium sellwoodii* Zone معرفی شده در انگلستان (Woollam & Riding, 1983) مطابقت دارد. داینوسیست *Dichadogonyaulax sellwoodii* گونه شاخص باتونین - کالوین پیشین در انگلستان و مصر می‌باشد (Riding, 1987) و حداکثر محدوده زمانی *Ctenidodinium combazii* نیز در کالوین پیشین قرار دارد (Riding & Thomas, 1992؛ Poulsen & Riding, 2003). این گونه همچنین از کالوین پیشین پرتغال (Smelror et al., 1991) گزارش شده است. با توجه به محدوده زمانی *Ctenidodinium combazii* و ظهور گونه‌های داینوسیست شاخص کالوین مانند *Compositosphaeridium polonicum* به نظر می‌رسد مرز باتونین و کالوین در نمونه شماره ۶ و به فاصله ۲۱ متری از قاعده برش قرار داشته باشد. تغییر نام این زیست‌زون به دلیل تغییر نام گونه‌های شاخص (Lentin & Williams, 2004) می‌باشد. داینوسیست‌های موجود در این زیست‌زون نسبت به زیست‌زون اول تنوع بیشتری دارند و گونه‌های *Ctenidodinium* فراوانی بالایی دارند.

بالینوستراتیگرافی و تعیین سن

۲۶ گونه داینوفلاژله متعلق به ۱۸ جنس در نهشته‌های سازند دلیچای در برش چین‌شناسی بشم شناسایی شدند. داینوسیست‌های شناسایی شده با مجموعه‌های گزارش شده از بخش‌های غربی و شمال‌غربی اروپا (Woollam & Riding, 1983؛ Smelror et al., 1991؛ Riding & Poulsen & Riding, 1992؛ Thomas, 1992) تا حدود زیادی مطابقت دارد. گسترش چین‌شناسی داینوسیست‌های شاخص (شکل ۲) به تشخیص سه زیست‌زون قابل انطباق با زیست‌زون‌های استاندارد (Riding & Thomas, 1992؛ Poulsen & Riding, 2003) به شرح زیر منجر گردید:

***Cribroperidinium crispum* Total Range Biozone**

این زیست‌زون از *Acanthaulax crispa* Total Range Biozone معرفی شده برای لایه‌های بازوسین پیشین تا پسین (Riding & Thomas, 1992) و بازوسین پسین (Woollam & Riding, 1983) در انگلستان گرفته شده است. محدوده آن در حفاصل اولین حضور و آخرین حضور داینوسیست *Acanthaulax crispa* (*Cribroperidinium crispum*) تعریف شده (Riding & Thomas, 1992) که در بازوسین پسین فراوان بوده است (Wiggin et al., 2017). این زیست‌زون از نمونه شماره ۱ با ظهور *Cribroperidinium crispum* آغاز و تا نمونه شماره ۳ با آخرین حضور این گونه خاتمه یافته و ۷ متر از برش مورد مطالعه را دربرمی‌گیرد. در این زیست‌زون گونه‌های *Nannaoцерatopsis pellucida* و *Nannaoцерatopsis gracilis* به فراوانی حضور داشته و گونه *Meiourogonia valensii* که گونه کلیدی بازوسین پسین می‌باشد (Riding & Thomas, 1992) نیز در این محدوده وجود دارد. گونه‌های دیگر این زیست‌زون عبارتند از:



شکل ۱. منسرس چینه‌شناسی دینوفلجیلاتی سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم

ovulum ظاهر شده و به زیست‌زون بعدی ادامه می‌یابند. اولین و آخرین حضور گونه‌های زیر نیز در این زیست‌زون قرار دارد:

Compositosphaeridium polonicum, *Escharisphaeridia pocockii*, *Korystocysta gochtii*, *Nannoceratopsis senex*, *Pareodinia antenata*, *Pareodinia halosa*, *Sentusidinium* sp.

Ctenidodinium continuum Interval Biozone

این زیست‌زون به ضخامت ۱۵ متر، از نمونه شماره ۱۸ تا نمونه شماره ۲۰، در حدفاصل آخرین حضور *Ctenidodinium combazii* و اولین حضور *Scriniodinium crystallinum* معرفی گردیده و مشخص کننده زمان کالوین پیشین تا میانی می‌باشد

گونه‌های *Ctenidodinium*, *Ctenidodinium combazii*, *Ctenidodinium ornatum*, *Ctenidodinium continuum*, *Gonyaulacysta jurassica*, *Dichadogonyaulax sellwoodii*, *Nannoceratopsis gracilis*, *Pareodinia pellucida*, *Pareodinia ceratophora* و *Tubotuberella apatela* از زیست‌زون اول به این زیست‌زون ادامه یافته‌اند. در انتهای این زیست‌زون گونه‌های *Dichadogonyaulax sellwoodii* و *Ctenidodinium combazii* ناپدید می‌شوند. همچنین در اواخر این زیست‌زون *Chytroeisphaeridia tenellum*، *Valensiella* و *Chytroeisphaeridia chytroeides*

معرفی شده است (Ghasemi-Nejad et al., 2012)؛ هاشمی یزدی، ۱۳۹۴؛ ده‌بزرگی و همکاران، ۱۳۹۷؛ سجادی و همکاران، ۱۳۹۷). در این مطالعه و برخی دیگر از مطالعات صورت گرفته بر روی سازند دلیچای (ده‌بزرگی، ۱۳۹۲؛ Mafi et al., 2014)، شواهدی از وجود هیچ یک از زیرزیست‌زون مورد اشاره یافت نشد (جدول ۱).

مقایسه پالینوستراتیگرافی سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم بر مبنای داینوفلاژله‌ها با ایران و سایر نقاط جهان

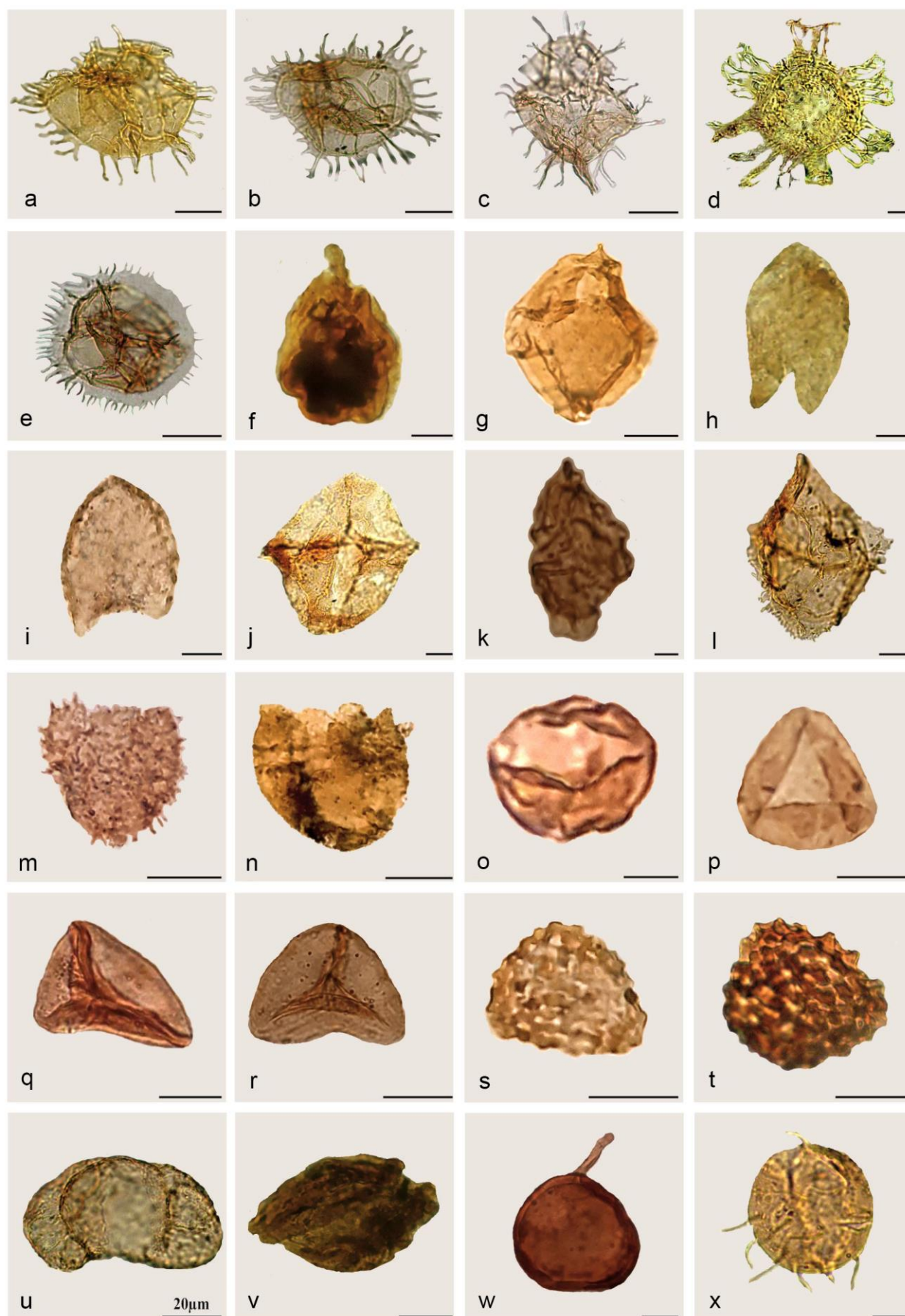
با توجه به الگوی پراکندگی چینه‌شناسی داینوسیست‌ها در رسوبات ژوراسیک میانی سازند دلیچای در شمال و شرق ایران زیست‌زون‌های جهانی قابل انطباق با زیست‌زون‌های استاندارد (Thomas & Riding, 1992؛ Poulsen & Riding, 2003) ارائه شده است. تعیین سن سازند دلیچای بر مبنای پالینومورف‌های دریایی در محدوده البرز مرکزی استان سمنان توسط صباغیان (۱۳۸۸) و Ghasemi-Nejad et al. (2012) در برش چینه‌شناسی راهبند مهدیشهر، ده‌بزرگی (۱۳۹۲) در برش چینه‌شناسی شرف، هاشمی یزدی (۱۳۹۴) در برش‌های چینه‌شناسی بلو، یونجه‌زار و پل دختر، محمدخانی و زارعی (۱۳۹۷) در برش چینه‌شناسی در جزیین و ده‌بزرگی و همکاران (۱۳۹۷) در برش چینه‌شناسی پل دختر انجام پذیرفته است. این سازند در محدوده البرز شرقی توسط هاشمی یزدی (۱۳۹۴) در برش‌های چینه‌شناسی لوان، تپال و طالو و در محدوده البرز غربی توسط درمنکی فراهانی (۱۳۹۵) و سجادی و همکاران (۱۳۹۷) در برش چینه‌شناسی گویداغ نیز مطالعه شده است. در تمامی این مطالعات زیست‌زون‌های استاندارد (Riding & Thomas, 1992؛ Poulsen & Riding, 2003) ارائه و محدوده زمانی سازند دلیچای بازوسین پسین - کالوین تشخیص داده شده است (جدول ۱).

(Riding & Thomas, 1992). این زیست‌زون با *Ctenididinium continuum* Interval Biozone نوشته Riding & Thomas (1992) و زیست‌زون *Ctenidodinium continuum* Zone در نوشته Poulsen & Riding (2003) مربوط به شمال‌غربی اروپا و زیست‌زون *Ctenidodinium ornatum - Ctenidodinium continuum* Zone معرفی شده در انگلستان (Woollam & Riding, 1983) متعلق به کالوین پیشین - میانی مطابقت دارد. دیگر گونه‌های همراه این زیست‌زون عبارتند از:

Chytroeisphaeridia chytrooides, Chytroeisphaeridia continuum, Chytroeisphaeridia tenellum, Endoscrinium luridum, Gonyaulacysta jurassica, Nannoceratopsis gracilis, Nannoceratopsis pellucida, Tubotuberella dangeardii, Valensiella ovulum.

گونه‌های *Mendicodinium groenlandicum* و *Scrinioidinium crystallinum* در انتهای این زیست‌زون ظاهر می‌شوند. حضور داینوسیست‌های *Mendicodinium groenlandicum* و *Systematophora areolata* در قسمت انتهایی برش معرف زمان کالوین پسین می‌باشد (Woollam, 1980؛ Riding & Thomas, 1997؛ Borges et al., 2011). در مجموع سن سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم بر اساس داینوسیست‌های شناسایی شده و کلیدی، بازوسین پسین - کالوین پسین است که با سن تعیین شده توسط آمونیت‌ها در همین برش چینه‌شناسی (حسین زاده، ۱۳۹۰) مطابقت دارد. تصویر تعدادی از پالینومورف‌ها در شکل ۳ آورده شده است.

از میان زیرزیست‌زون‌های a، b و c معرفی شده توسط Riding & Thomas (1992) و به واسطه آخرین حضور گونه‌های *Cribroperidinium crispum* و *Carpathodinium predae*، در برخی از مطالعات پیشین سازند دلیچای زیرزیست‌زون a با سن باتونین پیشین تا میانی



← شکل ۳: تصویر منتخبی از پالینومورف‌های شناسایی شده در این پژوهش

a-b. *Ctenidodinium combazii* Dupin 1968; c. *Dichadogonyaulax sellwoodii* (Sarjeant) Stover & Evitt 1978; d. *Systematophora areolata* Klement 1960; e. *Ctenidodinium continuum* Gocht 1970; f. *Pareodinia ceratophora* Deflandre 1947; g. *Cribroperidinium crispum* (Wetzel) Fenton 1981; h. *Nannoceratopsis pellucida* (Deflandre) emend. Evitt 1961; i. *Nannoceratopsis gracilis* Alberti emend. Evitt 1962; j. *Meiourugonyaulax valensii* Sarjeant 1966; k. *Tubotuberella dangeardii* (Sarjeant) Stover & Evitt 1978 emend. Sarjeant 1982; l. *Gonyaulacysta jurassica* (Deflandre) Norris & Sarjeant 1965; m. *Sentusidinium* sp.; n. *Escharisphaeridia pocockii* (Sarjeant) Erkmen & Sarjeant 1980; o. *Chytroisphaeridia chytroides* (Sarjeant) Downie & Sarjeant 1965; p. *Cyathidites australis* Couper 1953; proximal focus; q-r. *Dictyophyllidites mortonii* (de Jersey) Playford & Dettmann 1965; proximal foci; s-t. *Klukisporites variegatus* Couper 1958, proximal foci; u. *Alisporites lowoodensis* de Jersey 1963, median focus; v. *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad 1954, median focus; w. Fungal spore; x. *Michrhystridium* sp.

جدول ۱: مقایسه پالینوزون‌های سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم با سایر نقاط ایران

(۱) سجادی و همکاران، ۱۳۹۷؛ (۲) Ghasemi-Nejad et al., 2012؛ (۳) هاشمی‌یزدی، ۱۳۹۴؛ (۴) ده‌بزرگی و همکاران، ۱۳۹۷؛ (۵) ده‌بزرگی، ۱۳۹۲؛

(۶) محمدخانی و زارعی، ۱۳۹۷؛ (۷) Mafi et al., 2014؛ (۸) رضازاده بلوری، ۱۳۹۶

Mesozoic										Era				
Jurassic										Period				
Middle										Epoch				
Bathonian			Callovian			Late		Age		Binalud NE Iran				
Early	Middle	Late	Early	Middle	Late	Oxford.	Early	West	Center		East	7 & 8		
								1	2, 3 & 4	5 & 6	3	Present study		
														<i>Ctenidodinium tenellum</i> (local)

پالینوزون رسمی شناسایی شده در برش‌های یاد شده، سن باژوسین پسین - آکسفوردین پیشین را برای سازند دلیچای ارائه نمودند (جدول ۱). رئوفیان و همکاران (۱۳۹۴) نیز در همین منطقه داینوسیت‌های باژوسین پسین - باتونین را در برش‌های چینه‌شناسی فریزی، قرونه، دهنه اجاق، چهار برج و ناویا مورد بررسی قرار دادند.

گونه‌های داینوسیستی سازند دلیچای تاحدوی با نهشته‌های هم‌سن دیگر نقاط دنیا از جمله پرتغال (Borges et al., 2011; Correia et al., 2019)، آلمان (Wiggin et al., 2017)، مصر (Zobaa et al., 2013)، استرالیا (Mantle &

Skupien et al. 2015) بخش سوم سازند دلیچای در تلمادره نزدیک ساری در البرز مرکزی را بر اساس گسترش داینوسیست‌ها مطالعه و با ارائه زیست‌زون استاندارد Riding & Thomas, 1992؛ Poulsen & Riding, 2003) سن را آالنین - باژوسین پیشین گزارش نمودند.

در رشته کوه‌های بینالود در شمال‌شرق ایران نیز Mafi et al. (2014) و رضازاده بلوری (۱۳۹۶) با معرفی یک زیست‌زون محلی (*Ctenidodinium tenellum* Acme zone به سن آکسفوردین پیشین) علاوه بر سه

می‌توان به احتمال وجود یک ارتباط دریایی در ژوراسیک میانی بین شمال و شمال شرق ایران با شمال غرب اروپا اشاره کرد (Riding, 2014). بر اساس نقشه‌های دیرینه جغرافیایی موجود (Thierry, 2000) صفحه ایران در ژوراسیک میانی در عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی و در حاشیه شمال شرقی اقیانوس نتوتیس قرار داشته است (Wilmsen *et al.*, 2010, 2009b). این موضوع به واسطه فونای آمونیتی نیز تأیید شده است (Seyed-Emami *et al.*, 2008).

(Riding, 2012)، قطر (Ibrahim *et al.*, 2003)، شمال غربی اروپا (Poulsen & Riding, 2003؛ Smelror, 1993)، شمال سیری (Beisel *et al.*, 2002)، مصر (Mahmoud & Moawad, 2000)، چین (Mao & Bian, 2000) و انگلستان (Riding & Thomas, 1983؛ Woollam & Riding, 1983) نیز مطابقت دارد. در جدول ۲ به برخی از این پالینوزون‌ها اشاره شده است. به طور کلی بر مبنای پالینوزون‌های ارائه شده و شباهت گونه‌های داینوسیستی،

جدول ۲: مقایسه پالینوزون‌های سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم با سایر نقاط جهان

Era	Period	Epoch	Age	England		Subboreal Northwest Europe		Egypt				Qatar	China	Iran	
				Wollam & Riding, 1983	Riding & Thomas, 1992	Poulsen & Riding, 2003		Mahmoud & Moawad, 2000	Zobaa et al., 2013	Ibrahim et al., 2002	Ied & Lashin, 2016	Ibrahim et al., 2003	Zhu & Hi, 2007	Present study	
Mesozoic	Jurassic	Middle	Late	Oxfordian	Early	<i>Wanaea fimbriata</i>	<i>Wanaea fimbriata</i> (Wfi)	<i>Wanaea fimbriata</i>	DSJ20	<i>Gonyaulacysta jurassica</i> - <i>Korystocysta kettonensis</i> Assemblage Zone	<i>Systematophora penicillata</i> - <i>Escharisphaeridia pocockii</i> Assemblage Zone (part)	<i>Wanaea digitata</i>	<i>Gonyaulacysta jurassica</i> - <i>Lithodinia jurassica</i> Assemblage Zone	<i>Pareodinia ceratophora</i> - <i>Nanoceratopsis Pellucida</i>	<i>Ctenidodinium continuum</i>
				Callovian	Late	<i>Wanaea thysanota</i>	<i>Wanaea thysanota</i> (Wth)	<i>Wanaea thysanota</i>	DSJ19						
			Early	Middle	<i>Ctenidodinium ornatum</i> - <i>Ctenidodinium continuum</i>	<i>Ctenidodinium continum</i> (Cco)	<i>Ctenidodinium continuum</i>	DSJ18							
				Late	<i>Ctenidodinium combacii</i> - <i>Ctenidodinium sellwoodii</i>	<i>Ctenidodinium sellwoodii</i> (Cse)	c	<i>Ctenidodinium sellwoodii</i>	DSJ17						
			Bathonian	Middle			b		DSJ16						
				Early			a		DSJ15						
		Bajocian	Late	<i>Acanthaulax crispa</i>			<i>Acanthaulax crispa</i> (Acr)		<i>Cribroperidinium crispum</i>			DSJ14		<i>Pareodinia ceratophora</i>	<i>Gonyaulacysta pectinifera</i> - <i>Escharisphaeridia pocockii</i> Assemblage Zone (II)
							DSJ13								

Allameh & Ghasemi-Nejad, 2015؛ Skupien *et al.*, 2015

2016؛ Sharifi *et al.*, 2018؛ Farmani *et al.*, 2020.

پالینوفاسیس

به منظور بازسازی محیط دیرینه حوضه رسوبی سازند دلیچای، درصد فراوانی نسبی سه گروه اصلی عناصر پالینولوژی شامل مواد آلی بی‌شکل^۱، پالینومورف‌های دریایی^۲ و فیتوکلست‌ها^۳ محاسبه (جدول ۳) و نتایج

محیط دیرینه

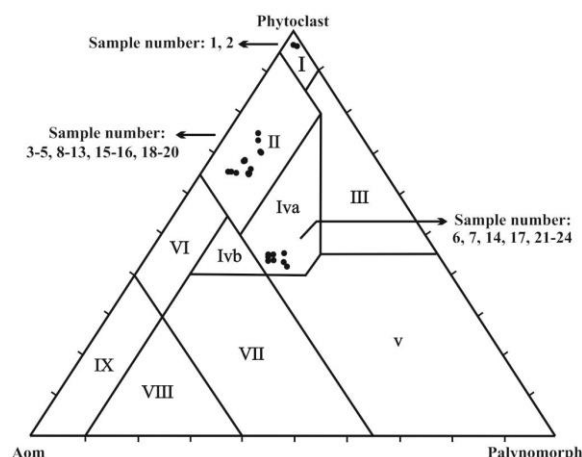
در تعیین رخساره و بازسازی محیط دیرینه حوضه رسوبی از الگوی پراکندگی پالینومورف‌ها و دیگر خرده‌های آلی استفاده می‌گردد (Tyson, 1993). در نتیجه در کنار مطالعات معمول رسوب‌شناسی، یکی دیگر از راه‌های تفسیر محیط دیرینه، مطالعه مواد آلی موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی است. با استفاده از این روش محیط دیرینه نهشته‌های مزوزوئیک ایران در پهنه‌های ساختاری مختلف مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفته است (برای مثال:

1- Amorphous Organic Matter (AOM)

2- Marine Palynomorph (MP)

3- Phytoclast (PH)

حاصل به نمودار سه گانه Tyson (1993) منتقل شد (شکل ۴).



شکل ۴: نمایش جایگاه نمونه‌های مطالعه شده در برش چینه‌شناسی بشم،

سازند دلچای روی نمودار سه‌گانه (Tyson, 1993)

I. Highly proximal shelf or basin; II. Marginal dysoxic-anoxic basin; III. Heterolithic oxic shelf (proximal); IV. Shelf to basin transition; V. Mud-dominated oxic shelf (distal); VI. Proximal suboxic-anoxic shelf; VII. Distal dysoxic-anoxic shelf; VIII. Distal anoxic shelf; IX. Distal suboxic-anoxic basin.

مواد آلی بی‌شکل یا AOM، مواد آلی فاقد ساختمان هستند که خصوصیات آن‌ها متأثر از عواملی نظیر منشأ، محیط، رسوب‌گذاری و درجه بلوغ حرارتی می‌باشد. AOM به دو دسته AOM شفاف^۴ و AOM تیره^۵ تقسیم‌بندی می‌شود (Batten, 1996). مقادیر بالای AOM شفاف که از تجزیه پالینومورف‌های دریایی حاصل می‌گردد معرف حفظ‌شدگی بالای فیتوپلانکتون‌ها در محیط‌های فاقد اکسیژن یا با اکسیژن کم می‌باشد (Tyson, 1995)، در حالی که AOM تیره از محیط خشکی سرچشمه گرفته و حضور فراوان آن معرف یک محیط اکسیژن‌دار است (Bombardiere & Gorin, 2000). پالینومورف‌های دریایی شامل داینوفلاژله‌ها، آستر داخلی پوسته روزن‌داران، اکریتارک‌ها و اسکلوکودونت‌ها می‌باشند (Tyson 1995)؛ (Batten, 1996). فیتوکلست‌ها شامل ذراتی همچون اسپورها، پولن‌ها و قطعاتی نظیر چوب سیاه و قهوه‌ای،

کوتیکول، پوست درخت، خرده‌های برگ و ریشه گیاهان هستند که از محیط خشکی وارد حوضه رسوب‌گذاری می‌شوند (Tyson, 1995). در طول ستون چینه‌شناسی برش بشم، سه نوع پالینوفاسیس (IV, II, I) تشخیص داده شد (شکل ۴ و ۵).

پالینوفاسیس I: در حدفاصل نمونه‌های مارنی ۱-۲ یعنی از قاعده برش تا ۵ متری برش چینه‌شناسی مطالعه شده دیده می‌شود. نسبت بالایی از عناصر خشکی به دریایی و فیتوکلست‌ها (شکل ۶) به همراه حضور داینوفلاژله‌های نوع پروکسیمیت معرف یک محیط بسیار کم‌عمق نزدیک ساحل است.

پالینوفاسیس II: این پالینوفاسیس در طول ستون برش چینه‌شناسی مطالعه شده غالب‌ترین نوع پالینوفاسیس است که در حدفاصل نمونه‌های ۳-۵، ۸-۱۳، ۱۵-۱۶ و ۱۸-۲۰ مشاهده می‌شود. پالینومورف‌های دریایی کمترین مقدار (کمتر از ده درصد)، AOM به میزان ۱۹ تا ۲۹ درصد و فیتوکلست تا ۷۵ درصد کل عامل‌های پالینوفاسیس را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۶). Tyson (1993) پالینوفاسیس II را یک محیط کم‌عمق حاشیه‌ای کم اکسیژن تا بدون اکسیژن معرف می‌نماید.

پالینوفاسیس IVa: این پالینوفاسیس در نمونه‌های ۶، ۷، ۱۴، ۱۷ و حدفاصل نمونه‌های ۲۱-۲۴ در برش چینه‌شناسی بشم قرار دارد. AOM به میزان ۲۹ تا ۳۳ درصد، پالینومورف‌های دریایی ۲۳ تا ۲۸ درصد و فیتوکلست ۴۲ تا ۴۵ درصد می‌باشند. Tyson (1993) برای این پالینوفاسیس یک محیط دیرینه حدواسط بین مناطق کم‌عمق تا عمیق را معرف می‌نماید.

4- Transparent AOM (T AOM)

5- Opaque AOM (O AOM)

جدول ۳: درصد فراوانی گروه‌های اصلی عناصر پالینولوژی و برخی عناصر فاکتورهای تفسیر محیطی

علائم اختصاری: Ph) Marine Palynomorph (MP) +Amorphous Organic Matter (AOM) +Equidimensional Opaque Palynomacerals (P1) +Blade-shaped Opaque Palynomacerals (P2) +Terrestrial (T) +Transparent AOM (T AOM) +Marine (M) +Opaque AOM (O AOM)

شماره نمونه	فاکتورهای اصلی (%)			پالینوماسرال (%)		خشکی و دریایی (%)		مواد ارگانیکی بی‌شکل (%)	
	Ph	MP	AOM	P1	P2	T	M	T AOM	O AOM
۱	۹۶	۲	۲	۸۵	۱۵	۸۰	۲۰	۶۲	۳۸
۲	۹۵	۴	۱	۸۰	۲۰	۷۵	۲۵	۶۵	۳۵
۳	۷۵	۶	۱۹	۷۵	۲۵	۸۵	۱۵	۷۰	۳۰
۴	۷۳	۷	۲۰	۷۰	۳۰	۷۵	۲۵	۶۵	۳۵
۵	۷۰	۹	۲۱	۶۵	۳۵	۷۵	۲۵	۶۰	۴۰
۶	۴۵	۲۶	۲۹	۴۰	۶۰	۳۰	۷۰	۸۳	۱۷
۷	۴۳	۲۵	۳۲	۴۵	۵۵	۳۵	۶۵	۶۲	۳۸
۸	۶۶	۹	۲۵	۷۵	۲۵	۷۵	۲۵	۶۵	۳۵
۹	۶۵	۹	۲۶	۷۰	۳۰	۷۵	۲۵	۵۹	۴۱
۱۰	۶۸	۷	۲۵	۷۵	۲۵	۷۰	۳۰	۵۳	۴۷
۱۱	۷۰	۹	۲۱	۸۰	۲۰	۷۵	۲۵	۶۵	۳۵
۱۲	۶۸	۸	۲۴	۶۲	۳۸	۸۵	۱۵	۷۰	۳۰
۱۳	۶۵	۹	۲۶	۸۰	۲۰	۷۵	۲۵	۷۴	۲۶
۱۴	۴۳	۲۷	۳۰	۴۱	۵۹	۴۰	۶۰	۸۷	۱۳
۱۵	۶۵	۶	۲۹	۶۰	۴۰	۷۰	۳۰	۷۰	۳۰
۱۶	۶۸	۸	۲۴	۷۵	۲۵	۶۰	۴۰	۶۵	۳۵
۱۷	۴۲	۲۸	۳۰	۴۰	۶۰	۴۵	۵۵	۸۴	۱۶
۱۸	۶۵	۷	۲۸	۶۵	۳۵	۶۵	۳۵	۷۰	۳۰
۱۹	۶۵	۶	۲۹	۷۰	۳۰	۷۰	۳۰	۶۵	۳۵
۲۰	۶۵	۹	۲۶	۷۰	۳۰	۷۰	۳۰	۶۳	۳۷
۲۱	۴۵	۲۳	۳۲	۴۵	۵۵	۴۵	۵۵	۷۶	۲۴
۲۲	۴۴	۲۳	۳۳	۳۵	۶۵	۴۰	۶۰	۸۱	۱۹
۲۳	۴۳	۲۵	۳۲	۴۰	۶۰	۴۵	۵۵	۸۵	۱۵
۲۴	۴۵	۲۴	۳۱	۳۵	۶۵	۳۸	۶۲	۸۰	۲۰

فراوانی پالینوماسرال‌ها به میزان نزدیکی به منشأ مربوط می‌باشد. پالینوماسرال‌ها با شکل تیغه‌ای شناوری بهتری نسبت به پالینوماسرال‌های هم‌بعد داشته و نسبت آنها معرف روند پروکسیمال - دیستال محیط رسوب‌گذاری می‌باشد (Tyson 1995; Van der Zwan, 1990). همچنین افزایش گردش‌گی و جورشدگی در پالینوماسرال‌های هم‌بعد و کوچک، مشخصه رسوبات دیستال است در حالی که اجزای تیغه‌ای شکل بزرگ به سمت پروکسیمال فراوان می‌شوند (Gorin & Steffen, 1991).

به منظور به دست آوردن نتیجه دقیق‌تر، درصد فراوانی برخی عامل‌های تفسیر محیطی از جمله نسبت پالینوماسرال‌های هم‌بعد^۶ به تیغه‌ای شکل^۷، نسبت عناصر خشکی^۸ به دریایی^۹، نسبت مواد آلی بی‌شکل شفاف به تیره و نسبت داینوفلاژله‌های گونیالاکوئید^{۱۰} به سایر فرم‌های داینوسیستی نیز محاسبه و نمودارهای مربوطه رسم شد (جدول ۳ و شکل ۶).

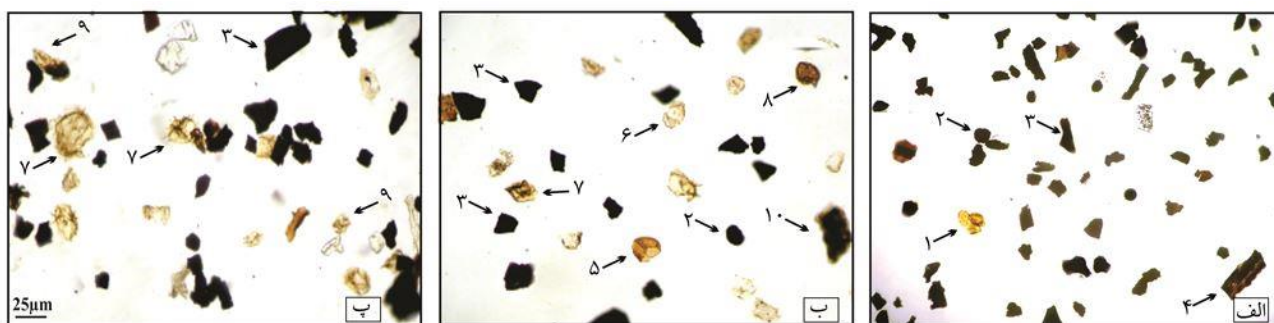
6- Equidimensional Opaque Palynomacerals: P1

7- Blade-shaped Opaque Palynomacerals: P2

8- Terrestrial

9- Marine

10- Gonyaulacoid

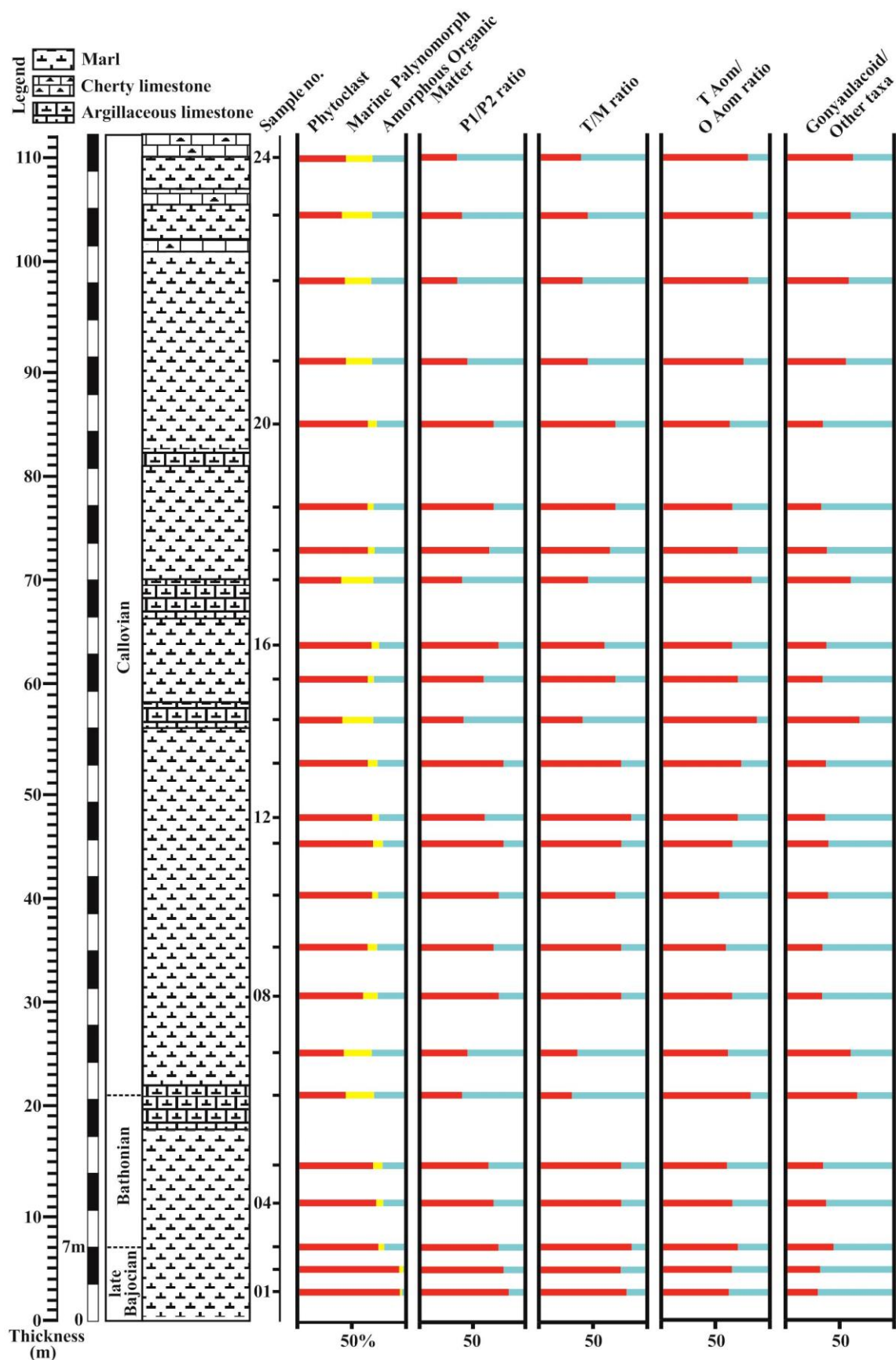


شکل ۵: پالینوفاسیس و عناصر پالینولوژی سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم؛ الف) پالینوفاسیس I، ب) پالینوفاسیس II، پ) پالینوفاسیس IVa. ۱- تتراد، ۲- پالینوماسرال‌های هم‌بعد، ۳- پالینوماسرال‌های تیغه‌ای شکل، ۴- بافت گیاهی، ۵- اسپور، ۶- پولن، ۷- داینوسیست، ۸- اسپور قارچ، ۹- AOM شفاف، ۱۰- AOM تیره

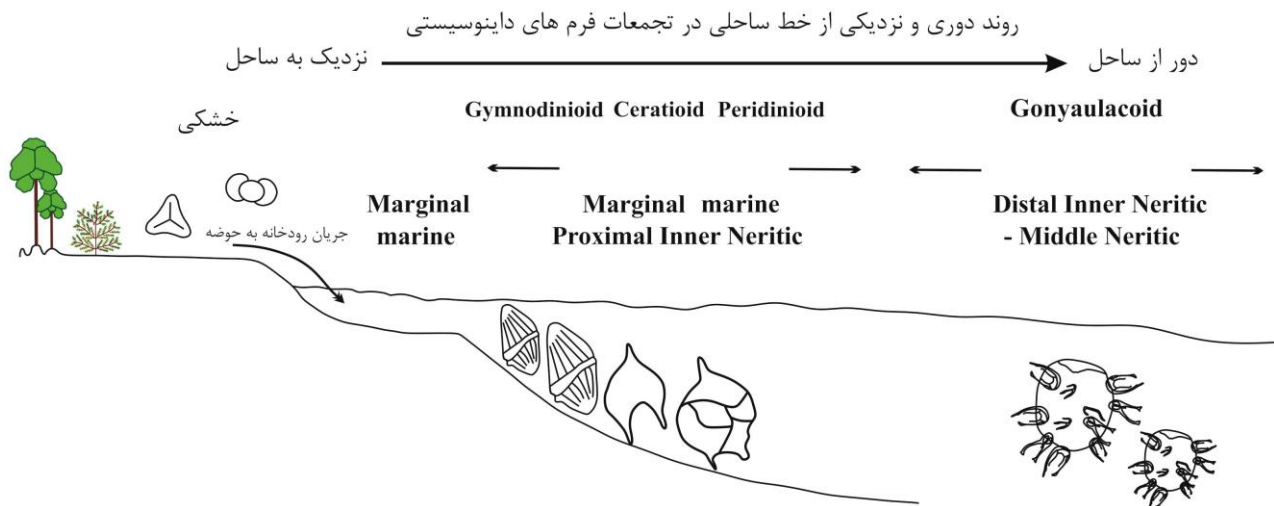
می‌باشد (Sluijs *et al.*, 2005; Pross & Brinkhuis, 2005). این گروه معرف پیش‌روی آب بوده و در محدوده باژوسین - باتونین با شروع پیش‌روی آب متنوع می‌شوند. این تنوع در عرض‌های جغرافیایی پایین تا متوسط در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی مشاهده شده است (Wiggan *et al.*, 2018). سایر فرم‌های داینوسیستی شامل فرم‌های پریدینیوئید^{۱۱}، ژیمنودینیوئید^{۱۲} و سراتیوئید^{۱۳} است. فرم‌های پریدینیوئید غالباً داینوفلاژله‌های هتروتروف هستند که در مناطق با مواد غذایی فراوان و آب‌های گرم زندگی می‌کنند (Sluijs *et al.*, 2005) و فراوانی آن‌ها معرف محیط کم‌عمق حاشیه‌ای می‌باشد (Tahoun *et al.*, 2017). فرم‌های ژیمنودینیوئید نیز معرف محیط دریایی حاشیه‌ای (May, 1977) و فرم‌های سراتیوئید معرف محیط دریایی کم‌عمق و محصور می‌باشد (Leerveld, 1995). شکل ۷ مدلی شماتیک از موقعیت فرم‌های داینوسیستی پریدینیوئید، گونیالاکوئید، ژیمنودینیوئید و سراتیوئید و همچنین میوسپورها (اسپور و پولن‌ها) را نسبت به روند دیستال - پروکسیمال حوضه نشان می‌دهد.

AOM به تغییرات سطح آب وابسته است و رسوب‌گذاری مناسب با حجم اکسیژن پایین شرایطی هستند که سبب حفاظت بهتر AOM شفاف می‌شوند. عدم رسوب‌گذاری در شرایط اکسیژن‌دار باعث فعالیت باکتری‌های هوازی شده و AOM تیره را به وجود می‌آورند (Waveren & Visscher, 1994). در نتیجه فراوانی AOM شفاف نشان دهنده شرایط بدون اکسیژن یا کم‌اکسیژن و فراوانی AOM تیره حاکی از شرایط اکسیژن‌دار است. نسبت AOM شفاف به AOM تیره معرف میزان اکسیژن در محیط رسوبی می‌باشد. اگر مقدار این نسبت بیش از یک باشد نشان دهنده شرایط کم‌اکسیژن و احتمالاً نرخ مناسب رسوب‌گذاری است (Zonneveld *et al.*, 1997; Batten, 1996; Bombardiere & Gorin, 2000). بدیهی است مقادیر کمتر از یک نیز معرف شرایطی اکسیدان هستند. عامل دیگری که می‌توان در تفسیر تغییرات سطح آب از آن استفاده کرد درصد داینوفلاژله‌های گونیالاکوئید نسبت به سایر فرم‌های داینوسیستی می‌باشد. گونیالاکوئیدها داینوفلاژله‌های اتوتروفی می‌باشند که در محیط‌های نسبتاً آرام زیسته (Powell *et al.*, 1992) و در مناطقی که تولید زیستی پایین است زندگی می‌کنند. کمبود آن‌ها در محیط معرف فراوانی جریان‌ات فراچاهنده

11- Peridinioid
12- Gymnodinioid
13- Ceratioid



شکل ۶: تغییرات عناصر اصلی پالینولوژی و عوامل محیطی در برش چینه‌شناسی بشم؛ علائم اختصاری: P1 (P2) Equidimensional Opaque Palynomacerals (P2) Marine (M) Terrestrial (T) Opaque AOM (O AOM) Transparent AOM (T AOM) Amorphous Organic Matter (AOM) Blade-shaped Opaque Palynomacerals



شکل ۷: موقعیت پالینومورف‌ها در محیط دریایی (برگرفته از Garzon et al., 2012؛ Tahoun et al., 2018)

بالای فیتو کلاست اپک سیاه دیده می‌شود (Skupien et al., 2015). از قاعده برش به سمت بالا، در فواصلی حوضه شاهد تغییرات مقطعی سطح آب بوده است که به تغییر میزان پالینومورف‌های دریایی و ورودی ماده از خشکی منجر شده است (شکل ۶).

رخساره مارنی قاعده سازند دلیچای معرف آغاز پیش‌روی دریا می‌باشد. از نمونه ۳ افزایش تدریجی در میزان پالینومورف‌های دریایی و کاهش در مقادیر فیتو کلاست و نسبت عناصر خشکی به دریایی روی می‌دهد (شکل ۶). شروع این شواهد در نمونه ۳ معرف شروع پیش‌روی آب در ابتدای باتونین است. در محدوده نمونه‌های ۳-۵، ۸-۱۳، ۱۵-۱۶ و ۱۸-۲۰ یک محیط کم‌عمق حاشیه‌ای کم‌اکسیژن تا فاقد اکسیژن (پالینوفاسیس II) بر محیط رسوبی دیرینه حاکم بوده است. نسبت عناصر خشکی به دریایی و پالینوماسرال‌های اپک هم‌بعد نسبت به تیغه‌ای شکل^{۱۵} نیز بالا می‌باشد که وجود محیط دریایی نسبتاً کم‌عمق را تأیید می‌کند. نسبت AOM شفاف به تیره بیشتر از یک می‌باشد، اما وجود هرچند اندک AOM تیره نشان دهنده آن است که شرایط کاملاً فاقد اکسیژن نبوده است (شکل ۶).

بازسازی محیط دیرینه سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم

آخرین ردیف‌های سازند شمشک در منطقه، ماسه‌سنگ‌های قرمز تا قهوه‌ای رنگی است که در زیر ردیفی از مارن و سنگ آهک رسی قاعده سازند دلیچای قرار گرفته است. با بررسی پالینوفاسیس‌های مشخص شده (شکل ۴ و ۵) و نمودارهای حاصل از درصد فراوانی عناصر اصلی پالینولوژیکی و شاخص‌های پالینوفاسیسی (شکل ۶) در طول ستون چینه‌شناسی برش بشم مشخص می‌شود که با توجه به نسبت بالای عناصر خشکی به دریایی^{۱۴}، مقادیر بالای فیتو کلاست و میزان پایین پالینومورف‌های دریایی در ابتدای برش چینه‌شناسی، یک محیط بسیار کم عمق نزدیک ساحل (پالینوفاسیس I) برای سازند دلیچای در این برش در انتهای بازوسین پیشنهاد می‌شود. نسبت بالای فیتو کلاست‌ها، فقر پالینومورف‌های دریایی و نسبت بالای پالینوماسرال‌های هم‌بعد معرف پایین بودن سطح آب دریا می‌باشد (Gedl & Ziaja, 2012). داینوفلاژله پروکسیمیت *Nanoceratopsis* در ابتدای برش در مقاطع به فراوانی وجود دارد. این جنس در پالینوفاسیس‌های حاوی درصد

در نمونه‌های ۶، ۷، ۱۴، ۱۷ و حد فاصل نمونه‌های ۲۴-۲۱ (پالینوفاسیس IVa) که از طبقات سنگ آهک رسی و مارنی برداشت شده‌اند، نسبت به پالینوفاسیس II، افزایش بیشتری در میزان پالینومورف‌های دریایی، کاهش در مقادیر فیتوکلست، کاهش نسبت عناصر خشکی به دریایی، افزایش میزان پالینوماسرال‌های تیغه‌ای، افزایش گردش‌دگی و جورشدگی در پالینوماسرال‌های هم‌بعد و کوچک و کاهش در نسبت AOM شفاف به تیره روی داده است (شکل ۶). این موضوع معرف افزایش در سطح آب و عمق نسبی حوضه در این فواصل می‌باشد. همچنین درصد داینوفلاژله‌های گونیالاکوئید نسبت به سایر فرم‌های داینوسیستی افزایش یافته است که مؤید پیش‌روی آب می‌باشد. در نمونه شماره ۶ و ۷ وجود این شرایط معرف بالاآمدگی سطح آب در ابتدای کالوین است. این شرایط در انتهای برش چینه‌شناسی در فاصله نمونه‌های ۲۱ تا ۲۴ نیز برقرار است. بالاآمدگی سطح آب در قسمت‌های رأسی سازند به پیش‌روی آب و افزایش نسبی عمق محیط دیرینه منجر شده است. حضور داینوفلاژله کوریت و اکریتارک دارای خارهای بلند در قسمت‌های انتهایی سازند این نتیجه‌گیری را تأیید می‌کند. به طور خلاصه می‌توان گفت داده‌های پالینولوژی حکایت بر غلبه یک محیط دریایی نسبتاً کم‌عمق و کم‌اکسیژن دارد که در فواصلی از پایین به سمت بالای برش چینه‌شناسی با افزایش نسبی در عمق حوضه همراه بوده است.

آب و هوای دیرینه

گیاهان والد و شرایط اقلیمی آن‌ها

مطالعات پیشین سازند دلیچای بر اساس گیاهان والد بر وجود آب و هوایی گرم و مرطوب در زمان نهشته شدن این سازند دلالت دارد (هاشمی‌یزدی، ۱۳۸۷، ۱۳۹۴؛ نویدی‌ایزد، ۱۳۹۲؛ ده‌بزرگی، ۱۳۹۲؛ سجادی و درمنکی

فراهانی، ۱۳۹۶؛ هاشمی‌یزدی و همکاران، ۱۳۹۶). اسپور و پولن‌های شناسایی شده از سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم، ۸۵ درصد منسوب به پتروفتا^{۱۶}، ۵٪ سیکادوفیتا^{۱۷}، ۴٪ کنیفروفیتا^{۱۸}، ۳٪ زینکگوفیتا^{۱۹}، ۲٪ پتریدواسپریموفیتا^{۲۰} و ۱٪ لیکوفیتا بودند. این موضوع نشان دهنده غلبه بی‌چون و چرای سرخس‌ها در ترکیب پوشش گیاهی مناطق اطراف محیط تشکیل نهشته‌های سازند دلیچای در این برش چینه‌شناسی می‌باشد. سرخس‌ها در طول دوران مزوزوئیک در محیط‌های گرم و مرطوب از قبیل مرداب‌های زغالی و سواحل رودخانه‌ها فراوان بودند (Abbink et al., 2004). امروزه نیز این گیاهان در زیستگاه‌های مناطق استوایی تا نیمه‌استوایی یافت شده و معرف آب و هوایی گرم و مرطوب می‌باشند (Vakhrameev, 1991؛ Jansson et al., 2008). بر این اساس می‌توان آب و هوایی گرم و مرطوب را در زمان نهشته شدن رسوبات سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم انتظار داشت. از طرف دیگر، سایر مطالعات صورت گرفته بر روی سازند دلیچای فراوانی این گروه‌ها را در محدوده سمنان، دامغان و شاهرود امروزی نشان می‌دهد (ده‌بزرگی، ۱۳۹۲؛ هاشمی‌یزدی، ۱۳۹۴). سجادی و درمنکی فراهانی (۱۳۹۶) سازند دلیچای در منطقه گویداغ در ۱۴ کیلومتری جنوب شرقی مراغه را مورد مطالعه قرار دادند و تنها ۱۱ درصد سرخس در برش مورد مطالعه گزارش کردند. بر همین اساس به نظر می‌رسد که پالینوفلورای سازند دلیچای در همه وسعتی که امروزه رخنمون آن باقی است از روند مشابهی پیروی نکرده است.

16- Pterophyta
17- Cycadophyta
18- Coniferophyta
19- Ginkgophyta
20- Pteridospermophyta

داینوسیست‌های شاخص دما

عرض جغرافیایی یکی از عوامل مهم در پراکندگی داینوفلاژله‌ها می‌باشد. تعداد زیادی از داینوفلاژله‌های متعلق به ژوراسیک به سه گروه اصلی فرم‌های آب سرد، فرم‌های مربوط به آب حدواسط یا معتدل و داینوسیست‌های شاخص آب گرم تقسیم‌بندی شده‌اند (Riding & Hubbard, 1999). داینوفلاژله‌های شاخص آب حدواسط یا معتدل بیشترین سهم را در بین داینوسیست‌های شناسایی

شده در برش چینه‌شناسی بشم داشتند. به دنبال آن داینوفلاژله‌های شاخص آب گرم و در آخر داینوفلاژله‌های مربوط به آب سرد شناسایی شده است. کمترین فراوانی و تنوع در میان گونه‌های شناسایی شده در برش چینه‌شناسی مطالعه شده مربوط به داینوفلاژله‌های آب سرد بوده است (جدول ۴). در نتیجه، می‌توان آب و هوایی معتدل تا گرم را در زمان نهشته شدن رسوبات سازند دلیچای در محدوده بشم امروزی متصور بود.

جدول ۴: داینوسیست‌های شاخص دما در برش چینه‌شناسی بشم

گونه‌های شناسایی شده	طبقه‌بندی
<i>Compositosphaeridium polonicum</i> , <i>Ctenidodinium continuum</i> , <i>Ctenidodinium ornatum</i> , <i>Gonyaulacysta jurassica</i> , <i>Korystocysta gochti</i> , <i>Mendicodinium groenlandicum</i> , <i>Nannoceratopsis pellucida</i> , <i>Pareodinia ceratophora</i> , <i>Scriniodinium crystallinum</i> , <i>Tubotuberella dangeardii</i>	داینوسیست‌های شاخص آب حدواسط یا معتدل
<i>Chytroeisphaeridia chytroeides</i> , <i>Endoscrinium luridum</i> , <i>Pareodinia halosa</i> , <i>Systematophora areolata</i> , <i>Tubotuberella apatela</i>	داینوسیست‌های شاخص آب گرم
<i>Nannoceratopsis gracilis</i> , <i>Nannoceratopsis senex</i>	داینوسیست‌های شاخص آب سرد

نتیجه‌گیری

پالینومورف‌های دریایی به همراه مقادیری از اسپورها، پولن‌ها و اکریتارک‌ها پالینوفلورای سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی بشم در محدوده ساختاری البرز شرقی را تشکیل می‌دهند. با مطالعه گسترش چینه‌شناسی داینوسیست‌های شاخص در این برش چینه‌شناسی سه پالینوزون قابل انطباق با زیست‌زون‌های استاندارد شناسایی شد. به علاوه با توجه به حضور داینوسیست‌های شاخص مانند *Mendicodinium areolata* و *Systematophora groenlandicum* در بخش‌های بالایی برش مطالعه شده، سن سازند دلیچای در این برش چینه‌شناسی باژوسین پسین - کالوین پسین تشخیص داده شده است که با سن تعیین شده توسط آمونیت‌ها در همین برش مطابقت دارد. نتایج حاصل از مطالعه خرده‌های آلی و بررسی شاخص‌های پالینولوژیکی در برش چینه‌شناسی بشم حکایت بر غلبه یک محیط دریایی نسبتاً کم‌عمق و کم‌اکسیژن دارد که در فواصلی از پایین به

سمت بالای برش چینه‌شناسی با افزایش نسبی در عمق حوضه همراه بوده است. دو عامل مهم داینوسیست‌های شاخص دما و همچنین گیاهان والد اسپورها و پولن‌های شناسایی شده در تعیین آب و هوای دیرینه سازند دلیچای به کار برده شد. بر همین اساس و به دلیل حضور داینوفلاژله‌های شاخص آب و هوای معتدل تا گرم و همچنین فراوانی سرخس‌ها در محیط اطراف تشکیل نهشته‌های سازند دلیچای در این برش چینه‌شناسی، آب و هوای معتدل تا گرم برای آن پیشنهاد شد.

سپاس‌گزاری

از آقای مهندس حسن مافی به دلیل مشارکت در عملیات صحرائی سپاس‌گزاری می‌شود. نظرات ارزشمند داوران محترم در بهبود این مطالعه نقش مؤثری داشته که بدین وسیله از ایشان نیز قدردانی می‌شود.

منابع

- اصغر نیا روشن، ز.، مجیدی فرد، م.ر.، رئوفیان، ا.، کهنسال قدیم‌وند، ن.، ۱۳۹۷. سنگ چین‌نگاری و زیست چین‌نگاری سازند دلیچای در جنوب شهرستان بابل (البرز شمالی). رخساره‌های رسوبی، ۱۱(۲): ۱۶۳-۱۸۰.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- حسین‌زاده، ک.، ۱۳۹۰. چین‌نگاری زیستی سازند دلیچای در ناحیه تویه‌دروار (باختر دامغان) با توجه خاص به آمونیت‌ها - البرز شرقی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام‌نور مرکز تهران، ۱۲۲ ص.
- خاکی، و.، ۱۳۸۰. پالینوستراتیگرافی رسوبات ژوراسیک بالایی منطقه کوه سفید کوه‌های سلطانیه در جنوب شرق زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۴۴ ص.
- درمنکی فراهانی، س.، ۱۳۹۵. پالینولوژی سازند دلیچای در جنوب شرق (برش گویداغ) و شمال غرب (برش آهق) مراغه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۸۸ ص.
- ده‌بزرگی، ا.، ۱۳۹۲. پالینولوژی و پالئواکولوژی ژوراسیک میانی (سازندهای دلیچای و بغمشاه) در شرق سمنان، منطقه جام. رساله دکتری، دانشگاه تهران، ۳۲۰ ص.
- ده‌بزرگی، ا.، هاشمی یزدی، ف.، سجادی هزاوه، ف.، ۱۳۹۷. پالینوستراتیگرافی و محیط رسوبی دیرینه سازند دلیچای در برش چین‌شناسی پل دختر، البرز مرکزی. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، ۶(۱۱): ۳۵-۴۸.
- رضازاده بلوری، ع.، ۱۳۹۶. زیست چین‌نگاری سازند دلیچای در شمال شرق دره زو شمال شرق جاجریم بر مبنای فرامینفرها و داینوفلاژله‌ها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۱۵ ص.
- رئوفیان، ا.، ۱۳۹۳. بررسی ردیف‌های ژوراسیک میانی تا بالائی در حوضه‌ی ساختاری - رسوبی بینالود بر مبنای مطالعات چین‌شناسی، فسیل‌شناسی (زیای آمونیتی) و محیط رسوبی. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۲۰ ص.
- رئوفیان، ا.، مافی، آ.، سیدامامی، ک.، عاشوری، ع.، ۱۳۹۴. زیست چین‌نگاری بخش‌های قاعده‌ای سازند دلیچای بر مبنای زیای آمونیتی و داینوسیست‌ها در رشته کوه‌های بینالود. نهمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، صص ۵۸-۵۳.
- سجادی هزاوه، ف.، درمنکی فراهانی، س.، ۱۳۹۶. پالینوستراتیگرافی و پالئواکولوژی نهشته‌های ژوراسیک میانی در جنوب شرقی مراغه. بر اساس پالینومورف‌های خشکی. پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۶۷: ۴۱-۶۴.
- سجادی هزاوه، ف.، سمیه درمنکی فراهانی، س.، هاشمی یزدی، ف.، ۱۳۹۷. پالینولوژی سازند دلیچای در برش چین‌شناسی گویداغ، جنوب شرقی مراغه، بر مبنای داینوفلاژله‌ها. پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۷۰: ۹۱-۱۰۸.
- صباغیان، ح.، ۱۳۸۸. پالینوستراتیگرافی سازند دلیچای در کوه راهبند مهدی شهر، البرز مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۲۰ ص.
- فریزی کرمانی، م.، ۱۳۸۲. پالینوستراتیگرافی رسوبات ژوراسیک میانی و بالایی در برش فریزی (پهنه بینالود) شمال غربی مشهد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۷۲ ص.

- محمدخانی، خ.، زارعی، ا.، ۱۳۹۷. پالینوستراتیگرافی سازند دلیچای در برش درجین شمال سمنان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۷۳: ۲۱-۳۸.
- نوییدی‌ایزد، ن.، ۱۳۹۲. پالینوستراتیگرافی سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی دیکتاش، شمال شرق سمنان. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، ۲۲۰ ص.
- وزیری، س.ح.، مجیدی‌فرد، م.ر.، جهانی، د.، جمشیدی، ا.، ۱۳۸۷. چینه‌نگاری سنگی و زیستی سازند دلیچای در شمال باختری امامزاده هاشم (برش فیل زمین)، البرز مرکزی. فصلنامه علوم زمین، ۳ (۴): ۸۳-۹۶.
- هاشمی‌یزدی، ف.، ۱۳۸۷. پالینوستراتیگرافی سازند دلیچای در برش بلو، شمال سمنان. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، ۱۲۹ ص.
- هاشمی‌یزدی، ف.، ۱۳۹۴. پالینولوژی و پالئواکولوژی سازند دلیچای در حوضه البرز مرکزی - شرقی و سازند هجدک در شرق ایران مرکزی. رساله دکتری، دانشگاه تهران، ۳۲۲ ص.
- هاشمی‌یزدی، ف.، ده‌بزرگی، ا.، سجادی‌هزازه، ف.، هاشمی‌شیخ‌آبادی، س.ح.، ۱۳۹۶. استفاده از گروه‌های اسپورومورفی (SEGs) در بازسازی محیط رسوبی سازند دلیچای در دو برش چینه‌شناسی شرف (البرز مرکزی) و تپال (البرز شرقی). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۶۸: ۱-۱۴.
- هاشمی‌یزدی، ف.، سجادی‌هزازه، ف.، هاشمی‌شیخ‌آبادی، س.ح.، ۱۳۹۷. پالینوستراتیگرافی رسوبات ژوراسیک میانی (دوگر) البرز مرکزی و شرقی. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۷۲: ۲۱-۳۶.
- Abbink, O.A., Van Konijnenburg-Van Cittert, J.H.A., & Visscher, H., 2004. A sporomorph ecogroup model for the Northwest European Jurassic-Lower Cretaceous: concepts and framework. *Netherlands Journal of Geosciences, Geologie en Mijnbouw*, 83: 17-38.
- Allameh, M., & Ghasemi-Nejad, E., 2016. Palynology and Palynofacies of Santonian-Maastrichtian strata (Abtalkh Fm.) in eastern Koppeh-Dagh Basin, NE of Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 9 (3): 1-10.
- Assereto, R., 1966. The Jurassic Shemshak Formation in Central Elburz (Iran). *Rivista Italiano Paleontologia Stratigraphia*, 72 (4): 1133-1182.
- Batten, D.J., 1996. Upper Jurassic and Cretaceous miospores. Chapter 26A, Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In: Jansonius J., & McGregor, D.C., (eds.), *Palynology: Principles and Application. American Association Stratigraphic Palynologists Foundation*, 3: 1011-1064.
- Beisel, A.L., Zanin, Y.N., Zamirailova, A.G., Ilyina, V.I., Lebedeva, N.K., Levchuk, L.K., Levchuk, M.A., Meledina, S.V., Nikitenko, B.L., Shurygin, B.N., & Yan, P.A., 2002. Reference section for the Upper Jurassic and Callovian in Northern West Siberia. *Russian Geology Geologiya and Geophysics*, 43 (9): 763-777.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- 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.
- Borges, M.E.N., Riding, J.B., Fernandes, P., & Pereira, Z., 2011. The Jurassic (Pliensbachian to Kimmeridgian) palynology of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier, southern Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 163 (3-4): 190-204.
- Correia, V.F., Riding, J.B., Henriques, M.H., Fernandes, P., Pereira, Z., & Wiggan, N.J., 2019. The Middle Jurassic palynostratigraphy of the northern Lusitanian Basin, Portugal. *Newsletters on Stratigraphy*, 52 (1): 73-96.
- Dehbozorgi, A., Sajjadi, F., & Hashemi, H., 2013. Middle Jurassic palynomorphs of the Dalichai Formation, central Alborz Ranges, northeastern Iran: Paleoecological inferences. *Science China Earth Sciences*, 56: 2107-2115.

- Farmani, T., Ghasemi-Nejad, E., Beiranvand, B., & Maleki-Porazmiani, S., 2020. Biozonation, Paleobathymetry and paleoenvironmental study of the Gurpi Formation in southwestern Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 12 (1): 54-68.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Cecca, F., & Majidifard, M.R., 2005. The upper Shemshak Formation (Toarcian - Aalenian) of the Eastern Alborz (Iran): Biota and palaeoenvironments during transgressive - regressive cycle. *Facies*, 51: 365-384.
- Garzon, S., Warny, S., & Bart, P.J., 2012. A palynological and sequence-stratigraphic study of Santonian–Maastrichtian strata from the Upper Magdalena Valley Basin in central Colombia: supplement 1. *Palynology*, 36: 112-133.
- Gedl, P., & Ziaja, J., 2012. Palynofacies from Bathonian (Middle Jurassic) ore - bearing clays at Gnaszyn, Kraków - Silesia Homocline, Poland, with special emphasis on sporomorph eco-groups. *Acta Geologica Polonica*, 62 (3): 325-349.
- Ghasemi-Nejad, E., Sabbaghiyan, H., & Mosaddegh, H., 2012. Paleobiogeographic implications of late Bajocian-late Callovian (Middle Jurassic) dinoflagellate cysts from the Central Alborz Mountain, northern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43: 1-10.
- Gorin, G.E., & Steffen, D., 1991. Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates-example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 85: 303-320.
- Ibrahim, M.I.A., Kholeif, S.E., & Al-Saad, H., 2003. Dinoflagellate cyst biostratigraphy and paleoenvironment of the Lower-Middle Jurassic succession of Qatar, Arabian (Persian) Gulf. *Revista Española de Micropaleontología*, 35 (2): 171-194.
- Jansson, I.M., McLoughlin, S., Vajda, V., & Pole, M., 2008. An Early Jurassic flora from the Clarence-Moreton Basin, Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 150: 5-21.
- Leerveld, H., 1995. Dinoflagellate cysts from the lower cretaceous Rio Argos succession (SE Spain). *LPP Contribution Series*, 2: 1-176.
- Lentin, J.K., & Williams, G.L., 2004. Index of fossil dinoflagellates. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series*, 42: 1-909.
- Mafi, A., Ghasemi-Nejad, E., Ashouri, A., & Vahidinia, M., 2014. Dinoflagellate cysts from the Upper Bajocian-Lower Oxfordian of the Dalichai Formation in Binalud Mountains (NE Iran): their biostratigraphical and biogeographical significance. *Arabian Journal of Geosciences*, 7 (9): 3683-3692.
- Mahmoud, M.S., & Moawad, A.M., M. 2000. Jurassic-Cretaceous (Bathonian to Cenomanian) palynology and stratigraphy of the West Tiba-1 borehole, northern Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 30 (2): 401-416.
- Mantle, D.J., & Riding, J.B., 2012. Palynology of the Middle Jurassic (Bajocian-Bathonian) Wanaea verrucosa dinoflagellate cyst zone of the North West Shelf of Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 180: 41-78.
- Mahboub, I., & Slimani, H., 2020. Middle Eocene dinoflagellate cysts from the Tsoul section, eastern External Rif, Morocco: biostratigraphy and paleoenvironmental interpretations. *Arabian Journal of Geosciences*, 13: 1-197.
- Mao, Sh., & Bian, L., 2000. Middle Jurassic dinoflagellate cysts from Qiangtong, northern Tibet. *Geoscience (Journal of the Graduate School, University of Geosciences, China)*, 14 (2): 115-122.
- May, F.E., 1977. Functional morphology, paleoecology, and systematics of Dinogymnium tests. *Palynology*, 1: 103-121.
- Phipps, D., & Playford, G., 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. Department of Geology. University of Queensland. *Papers*, 11 (1): 1-23.
- Poulsen, N.E., & Riding, J.B., 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. In: Ineson, J.R., & Surlyk, F., (eds.), The Jurassic of Denmark and Greenland. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1: 115-144.
- Powell, A.J., Dodge, J.D., & Lewis, J., 1992. The palynological expression of post-Palaeogene upwelling: a review. In: Summerhayes, C.P., Prel, W.L., & Emeis, K.C., (eds.), Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene. *Geological Society, Special Publication*, 64: 215-226.

- Pross, J., & Brinkhuis, H., 2005. Organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene; a synopsis of concepts. *Paläontologische Zeitschrift*, 79 (1): 53-59.
- Riding, J.B., 1987. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Nettleton Bottom Borehole (Jurassic: Hettangian to Kimmeridgian), Lincolnshire, England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 46: 231-266.
- Riding, J.B., & Thomas J.E., 1992. Dinoflagellate cysts of the Jurassic System. In: Powell, A.J., (ed.), A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. British Micropalaeontological Society Publications Series. *Chapman and Hall, London*: 7-97.
- Riding, J.B., & Thomas, J.E., 1997. Marine palynomorphs from the Staffin Bay and Staffin Shale formations (Middle–Upper Jurassic) of the Trotternish Peninsula, NW Skye. *Scottish Journal of Geology*, 33: 59-74.
- Riding, J.B., & Hubbard, N.L.B., 1999. Jurassic (Toarcian to Kimmeridgian) Dinoflagellate Cysts and Paleoclimates. *Palynology*, 23: 15-30.
- Riding, J.B., 2014. The literature on Triassic, Jurassic and earliest Cretaceous dinoflagellate cysts: supplement 2. *Palynology*, 38: 334-347.
- Seyed-Emami, K., Fürisch, F.T., Wilmsen, M., Majidifard, M.R., & Skekarifard, A., 2008. Lower and Middle Jurassic ammonoids of the Shemshak Group in Alborz, Iran and their palaeobiogeographical and biostratigraphical importance. *Acta Palaeontologica Polonica*, 53 (2): 237-260.
- Seyed-Emami, K., Schairer, G., Raoufian, A., & Shafeizad, M., 2013. Middle and Late Jurassic ammonites from the Dalichai Formation west of Shahrud (East Alborz, North Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 267 (1): 43-66.
- Sharifi, M., Ghasemi-Nejad, E., Sarfi, M., Yazdi-Moghadam, M., Tarjani Salehani, M., & Akhtari, M., 2018. Marine palynology and environmental interpretation of the Lower Cretaceous (Barremian?–Aptian) rock units in the Koppeh-Dagh Ba sin, NE Iran. *Geological Quarterly*, 62 (1): 1-10.
- Skupien, P., Pavluš, J., Falahatgar, M., & Javidan, M., 2015. Middle Jurassic organic-walled dinoflagellate cysts and palynofacies from Telma-Dareh, south of Sari, northern Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 223: 128-137.
- 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.
- Smelror, M., Arhus, N., Meléndez, G.L.M. & Lardies, M.D., 1991. A reconnaissance study of Bathonian to Oxfordian (Jurassic) dinoflagellates and acritarchs from the Zaragoza region (NE Spain) and Figueira da Foz (Portugal). *Revista Española de Micropaleontología*, 23: 47-82.
- Smelror, M., 1993. Biogeography of Bathonian to Oxfordian (Jurassic) dinoflagellates: arctic, NW Europe and circum Mediterranean regions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102: 121-160.
- Stöcklin, J., & Setudehnia, A., 1991. Stratigraphic Lexicon of Iran. Part I, Central, North and East Iran. *Geological Survey of Iran*, Report No. 18: 1-338.
- Tahoun, S.S., Deaf, A.S., & Mansour, A., 2017. Palynological, palaeoenvironmental and sequence stratigraphical analyses of a Turonian-Coniacian sequence, Beni Suef Basin, Eastern Desert, Egypt: implication of *Pediastrum* rhythmic signature. *Marine and Petroleum Geology*, 88: 871-887.
- Tahoun, S.S., Deaf, A.S., & Ied, I.M., 2018. The use of cyclic stratigraphic pattern of peridinioid and gonyaulacoid dinoflagellate cysts in differentiating potential thick monotonous carbonate reservoirs: A possible ecostratigraphic tool under test. *Marine and Petroleum Geology*, 96: 240-253.
- Thierry, J., 2000. Middle Callovian (157–155 Ma). In: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., & Sandulescu, M., (eds.), *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris*: 1-97.
- Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. In: Jenkins D.G. (ed.), *Applied Micropaleontology. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht*: 153-172.
- Tyson, R.V., 1995. Sedimentary organic matter; organic facies and palynofacies. *Chapman and Hall, London*, 615 p.
- Vakhrameev, V.A., 1991. Jurassic and Cretaceous floras and climates of the earth. *Cambridge University Press, Cambridge*, 318 p.

- Van der Zwan, C.J., 1990. Palynostratigraphy and Palynofacies reconstruction of the Upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draugen Field, offshore Mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62: 157-186.
- Waveren, I., & Visscher, H., 1994. Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surficial deep-sea sediment from a high-productivity area (Banda Sea, Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 112: 85-111.
- Wiggin, N.J., Riding, J.B., & Franz, M., 2017. Resolving the Middle Jurassic dinoflagellate radiation: the palynology of the Bajocian of Swabia, southwest Germany. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 238: 55-87.
- Wiggin, N.J., Riding, J.B., Fensome, R.A., & Mattioli, E., 2018. The Bajocian (Middle Jurassic): A key interval in the early Mesozoic phytoplankton radiation. *Earth-Science Reviews*, 180: 126-146.
- Wilmsen, M., Fursich, F.T., & Seyed-Emami, K., 2005. The Callovian - Kimmeridgian (Jurassic) carbonate platform phase of northern and east-central Iran. Geophysical Research Abstracts 7: 06855. *EGU General Assembly, Vienna* [Abstract].
- Wilmsen, M., Fursich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., & Taheri, J., 2009a. The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectonostratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, 21: 211-218.
- Wilmsen, M., Fursich, F.T., Seyed-Emami, K., & Majidifard, M., R., 2009b. An overview of the stratigraphy and facies development of the Jurassic System on the Tabas Block, east - central Iran. *Geological Society of London. Special Publication*, 312: 323-343.
- Wilmsen, M., Fursich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., & Zamani-Pedram, M., 2010. Facies analysis of a large-scale Jurassic shelf-lagoon: the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran. *Facies*, 56: 59-87.
- Woollam, R., 1980. Jurassic dinocysts from shallow marine deposits of the East Midlands, England. *Journal of the University of Sheffield. Geological Society*, 7 (5): 243-261.
- Woollam, R., & Riding, J.B., 1983. Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic. *Institute of Geological Sciences. Report No. 83 (2)*: 1-42.
- Zobaa, M.K., El Beialy, S.Y., El-Sheikh, H.A., & El Beshtawy, M.K., 2013. Jurassic - Cretaceous palynomorphs, palynofacies, and petroleum potential of the Sharib - 1X and Ghoroud - 1X wells, north Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 78: 51-65.
- Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M., & Lange, G.J., 1997. Preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in different oxygen regimes: a 10000-year natural experiment. *Marine Micropaleontology*, 29: 393-405.

زیست چینه نگاری سازند گورپی در برش تاقدیس آغار واقع در جنوب غرب شیراز بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی

سعیده سنماری

دانشیار گروه معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

*پست الکترونیک: s.senemari@eng.ikiu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۷/۱۶

تاریخ دریافت: ۹۵/۶/۱۳

چکیده

نانوفسیل‌های آهکی از گروه‌های فسیلی شاخص و مفید در تعیین سن نسبی ردیف رسوبات کرتاسه بالایی هستند. در این مطالعه ۱۴۳ متر از سازند گورپی در یال جنوب غربی تاقدیس آغار در جنوب غرب شیراز مورد بررسی قرار گرفت و ۲۱ جنس و ۴۰ گونه نانوفسیل آهکی در توالی سازند گورپی شناسایی شد. بر اساس پراکنندگی شاخص‌های نانوفسیلی ده زیست‌زون تشخیص داده شد که شامل زیست‌زون‌های *Lucianorhabdus cayeuxii* Zone (CC16) به سن سانتونین پسین تا *Arkhangelskiella cymbiformis* Zone (CC25b) به سن مایستریشتین میانی از زیست‌پهنه‌بندی (Sissingh 1977) شد. این زیست‌زون‌ها با زیست‌زون‌های NC17 تا NC22 از زیست‌پهنه‌بندی (Roth 1978) و زیست‌زون‌های UC13 تا UC19 از زیست‌پهنه‌بندی (Burnett 1998) مطابقت دارند. مطالعه سازند گورپی در برش تاقدیس آغار نشان می‌دهد رسوب‌گذاری در زمان سانتونین پسین آغاز شده و تا مایستریشتین میانی ادامه داشته و سپس با کاهش ناگهانی عمق در اواخر مایستریشتین میانی، حوضه رسوبی از آب خارج شده است. نوسانات عمق حوضه رسوبی در این بخش از ایران می‌تواند متأثر از تغییرات جهانی سطح آب دریا باشد.

واژه‌های کلیدی: نانوفسیل آهکی؛ زیست‌زون؛ زاگرس؛ کرتاسه.

مقدمه

نبود فعالیت‌های آذرین، وجود سنگ مادرهای متعدد و غنی از مواد آلی، سنگ مخزن‌های متخلخل و تراوای متعدد با سنگ پوش‌های مناسب، شرایط منحصر به فردی را برای تولید و انباشت هیدروکربور در زاگرس فراهم کرده تا این پهنه از نفت‌خیزترین حوضه‌های رسوبی دنیا باشد. این پهنه در همه جا ویژگی‌های زمین‌شناختی یکسانی ندارد و لذا به زیرپهنه‌های مختلف فارس، ایذه، لرستان، خوزستان و فروافتادگی دزفول تقسیم می‌شود. یکی از مهمترین نهشته‌های رسوبی دوران مزوزوئیک در این پهنه، سازند

حوضه رسوبی زاگرس یکی از مهمترین پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران طی مزوزوئیک و سنوزوئیک است که توالی‌های رسوبی ضخیمی در آن انباشته شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). تشکیل کمر بند چین خورده زاگرس نتیجه برخورد صفحات عربی و اوراسیا بوده که بخشی از سیستم آلپ - هیمالیا محسوب می‌شود (Alavi, 2004). پهنه چین خورده - رورانه زاگرس به دلیل داشتن پتانسیل بالا در حفظ و نگهداری منابع طبیعی از قبیل نفت و گاز از دیرباز مورد توجه بسیاری از زمین شناسان بوده است.

گورپی است که گسترش زیادی در جنوب غرب ایران دارد (آقاباتی، ۱۳۸۵). این سازند به علت برخورداری از استعداد سنگ منشأ مواد هیدروکربوری، دارای اهمیت زیادی است. برش الگوی سازند گورپی که بخشی از رسوبات نهشته شده در زمان پیش‌روی دریای عمیق کرتاسه در حوضه رسوبی زاگرس است، در تنگ پابده در جنوب باختر دامنه کوه پابده واقع گردیده که از نظر سنگ شناسی از مارن، شیل و سنگ آهک مارنی تشکیل شده است. بنابراین با توجه به پتانسیل سازند گورپی به عنوان سنگ منشأ نفت، بررسی این سازند از لحاظ اقتصادی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

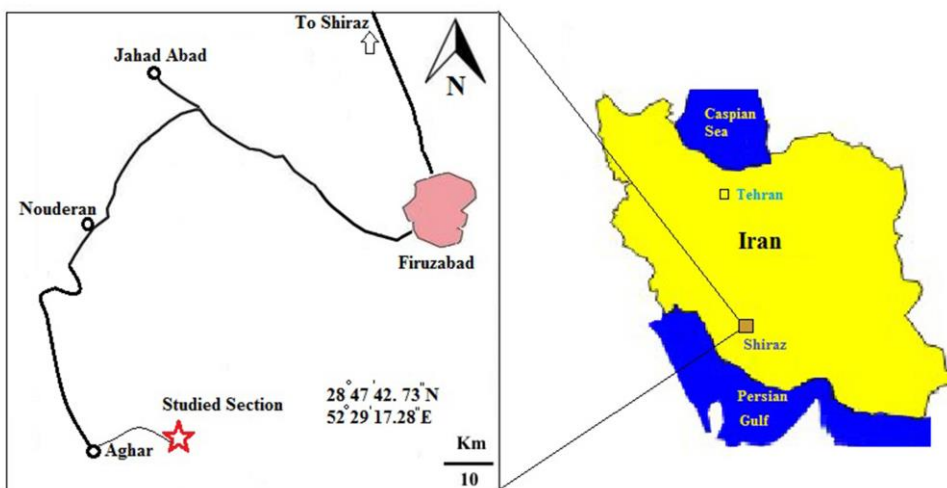
از کارهای انجام شده بر روی سازند گورپی می‌توان به تحقیقات Vaziri & Wynd (1965)، Moghaddam (2002)، همتی‌نسب (۱۳۸۷)، Bahrami & Beiranvand *et al.* (2010)، Parvanehnezhad Shirazi (2013)، Beiranvand & Ghasemi-Nejad (2013) و فریدونپور و همکاران (۱۳۹۳) اشاره نمود. همچنین از جمله مطالعات انجام شده بر روی این سازند بر اساس نانوفسیل‌های آهکی می‌توان به مطالعات انجام شده توسط Hadavi & Ezadi (2007)، Hadavi *et al.* (2007)، پرندآور و همکاران (۱۳۹۱)، هادوی و ثبوت (۱۳۹۱)، Senemari & Sohrabi Molla Usefi (2012) و

گورپی است که گسترش زیادی در جنوب غرب ایران دارد (آقاباتی، ۱۳۸۵). این سازند به علت برخورداری از استعداد سنگ منشأ مواد هیدروکربوری، دارای اهمیت زیادی است. برش الگوی سازند گورپی که بخشی از رسوبات نهشته شده در زمان پیش‌روی دریای عمیق کرتاسه در حوضه رسوبی زاگرس است، در تنگ پابده در جنوب باختر دامنه کوه پابده واقع گردیده که از نظر سنگ شناسی از مارن، شیل و سنگ آهک مارنی تشکیل شده است. بنابراین با توجه به پتانسیل سازند گورپی به عنوان سنگ منشأ نفت، بررسی این سازند از لحاظ اقتصادی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

از کارهای انجام شده بر روی سازند گورپی می‌توان به تحقیقات Vaziri & Wynd (1965)، Moghaddam (2002)، همتی‌نسب (۱۳۸۷)، Bahrami & Beiranvand *et al.* (2010)، Parvanehnezhad Shirazi (2013)، Beiranvand & Ghasemi-Nejad (2013) و فریدونپور و همکاران (۱۳۹۳) اشاره نمود. همچنین از جمله مطالعات انجام شده بر روی این سازند بر اساس نانوفسیل‌های آهکی می‌توان به مطالعات انجام شده توسط Hadavi & Ezadi (2007)، Hadavi *et al.* (2007)، پرندآور و همکاران (۱۳۹۱)، هادوی و ثبوت (۱۳۹۱)، Senemari & Sohrabi Molla Usefi (2012) و

موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه

برش مورد مطالعه در پهنه فارس داخلی، در عرض جغرافیایی $28^{\circ}47'42.73''$ شمالی و طول جغرافیایی $52^{\circ}29'17.28''$ شرقی و به فاصله ۲۴ کیلومتری جنوب شهرستان فیروزآباد در جنوب غرب شیراز قرار دارد. جهت دستیابی به سازند گورپی در منطقه مورد مطالعه می‌توان از قسمت غربی جاده فیروزآباد به روستای موشکان رسید و سپس در مسیر جاده فیروزآباد - جم به سمت جنوب روستای دهین حرکت کرد تا در یال جنوب غربی تاقدیس آغار به برش مورد مطالعه رسید (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه در جنوب غرب فیروزآباد و راه‌های دسترسی به آن

روش مطالعه

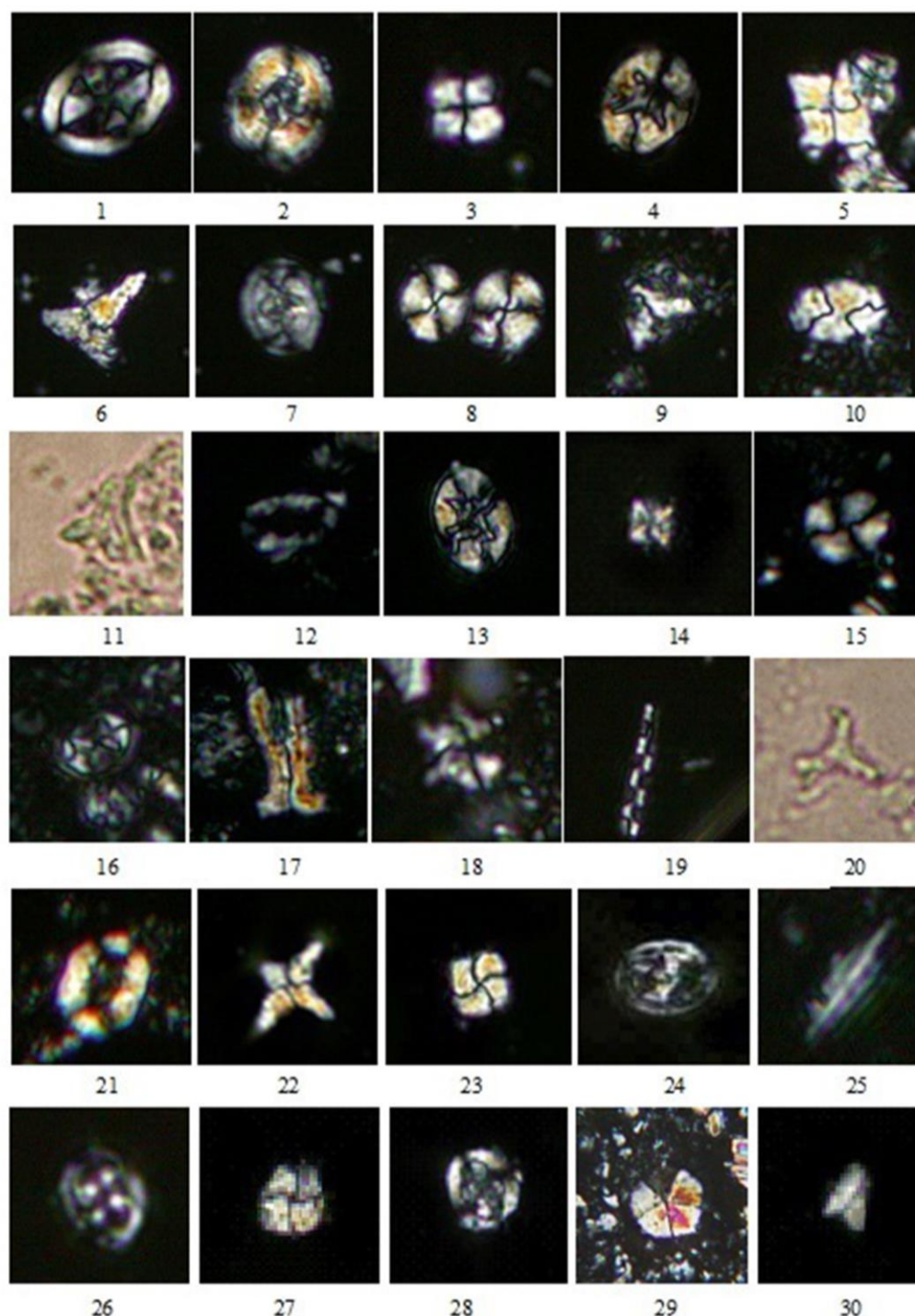
در این پژوهش برای زیست چینه نگاری و تعیین سن نسبی سازند گورپی در برش تاقدیس آغار، ۱۴۳ متر از توالی این سازند به همراه بخش بالایی سازند ایلام و بخش زیرین سازند پابده جهت مشخص نمودن مرزهای زیرین و بالایی سازند گورپی برداشت و مورد بررسی گرفت. از مجموع این توالی ۷۳ نمونه به طور سیستماتیک برداشت شد. نمونه‌ها بعد از انتقال به آزمایشگاه با روش اسمیراسلاید (Bown & Young, 1998) آماده‌سازی و سپس توسط میکروسکپ پلاریزان با بزرگ‌نمایی ۱۰۰۰ برابر در نور پلاریزه و نور معمولی تحت مطالعات کمی و کیفی قرار گرفتند. بررسی اسلایدها جهت شناسایی جنس و گونه‌ها، بر اساس منابعی همچون Perch-Nielsen (1985) صورت گرفته است. برای تعیین سن نسبی دقیق توالی، زیست‌زون‌های شناسایی شده با زیست‌زون‌های معرفی شده توسط Sissingh (1977)، Roth (1978) و Burnett (1998) مقایسه شدند. برای تعیین فراوانی نسبی گونه‌ها در این مطالعه، حدود ۳۰۰ نانوفسیل در هر اسلاید شمارش شد تا بر اساس آن گسترش دیرینه بوم‌شناسی گونه‌ها بررسی گردد. آنالیزهای نیمه کمی بر اساس فراوانی زیاد (A) برای بیش از ۱۰ گونه در هر میدان دید، معمولی (C) برای بین ۱ تا ۹ گونه در هر میدان دید، کم (F) برای بین ۱ تا ۹ گونه در ۱ تا ۹ میدان دید، نادر (R) برای یک گونه در ۱۰ میدان دید صورت گرفت.

زیست‌چینه‌نگاری در برش تاقدیس آغار

نانوپلانکتون‌های آهکی نوعی جلبک تک سلولی و یکی از مهمترین تولیدکنندگان اولیه محیط‌های دریایی یا اقیانوسی محسوب شده که تحت کنترل شرایط زیستی مشخص نظیر درجه حرارت، شدت نور، شوری، عمق و تمرکز مواد غذایی زیست می‌کنند (Bornemann et al.,

2003؛ Watkins & Self-Trail, 2005). ویژگی شناوری نانوپلانکتون‌ها در نواحی جغرافیایی وسیع به سودمندی آنها به عنوان ابزاری مهم در مطالعات چینه‌نگاری زیستی کمک می‌کند (Perch-Nielsen, 1985؛ Bralower et al., 1995؛ Burnett, 1998؛ Lees, 2002؛ Bralower, 2005؛ Villa et al., 2008). این گروه با تولید صفحات کلسیتی که صفحاتی به شکل‌های گوناگون هستند، یکی از اجزای اصلی رسوبات محیط‌های دریایی را در اعماق کمتر از ۴۰۰۰ متر تشکیل می‌دهند. با جدا شدن صفحات آهکی پوشاننده نانوپلانکتون‌های آهکی پس از مرگ موجود زنده و ریزش آنها به کف حوضه رسوبی، این صفحات در رسوبات تجمع و غالباً حفظ می‌شوند. رسوبات حاوی اجزای نانوفسیل‌های آهکی در انواع محیط‌های دریایی یا اقیانوسی متعلق به دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک یافت می‌شوند (Perch-Nielsen, 1985). زیست‌پهنه‌بندی نانوفسیل‌های آهکی توسط افراد مختلفی نظیر Manivit (1971)، Worsley (1971)، Thierstein (1976)، Sissingh (1977)، Roth (1978) انجام شده و سپس توسط Perch-Nielsen (1985) جمع‌آوری و ارائه شده است. در این تحقیق، زیست‌پهنه‌بندی مطالعه شده در برش آغار با زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) مقایسه شده و در برخی از موارد با زیست‌پهنه‌بندی Burnett (1998) نیز مطابقت داده شده است.

در این مطالعه، با شناسایی اجزای تشکیل دهنده ساختمان نانوفسیل‌های آهکی در رسوبات، ضمن تشخیص ۴۰ گونه از آنها، زیست‌زون‌های *Lucianorhabdus cayeuxii* Zone (CC16) (سانتوین پسین) تا *Arkhangelskiella cymbiformis* Zone (CC25/CC25b) (ماسترشتین میانی) بر اساس زیست‌پهنه‌بندی استاندارد جهانی تشخیص داده شد. اختصارات به کار برده شده در این مطالعه شامل *Coccolith Cretaceous* (CC) از زیست‌پهنه‌بندی



شکل ۳: تصاویر منتخبی از برخی نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده در این پژوهش

All figures light micrographs X1000-2500, the taxa considered in the present figure are referenced in Perch-Nielsen (1985); 1: *Arkhangelskiella specillata* Vekshina (1959); 2: *Aspidolithus parvus constrictus* (Hattner et al., 1980) Perch-Nielsen (1984a), (X1250); 3: *Quadrum gartneri* Prins & Perch-Nielsen in Manivit et al. (1977); 4: *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt (1965), (X1250); 5: *Quadrum gothicum* (Deflandre, 1959) Prins & Perch-Nielsen in Manivit et al. (1977); 6: *Quadrum trifidum* (Stradner in Stradner & Papp, 1961) Prins & Perch-Nielsen in Manivit et al., (1977); 7: *Reinhardtites levis* Prins & Sissingh in Sissingh, 1977; 8: *Watznaueria barnesiae* (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen (1968); 9: *Ceratolithoides arcuatus* Prins & Sissingh in Sissingh (1977); 10: *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins & Sissingh in Sissingh (1977); 11: *Ceratolithoides verbeekii* Perch-Nielsen (1979a), 12: *Rhagodiscus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt (1971), (X1250); 13: *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968; 14: *Micula decussata* Vekshina (1959); 15: *Watznaueria biporta* Bukry (1969); 16: *Eiffellithus gorkae* Reinhardt (1965); 17: *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre (1959); 18: *Lithastrinus grillii* Stradner (1962), (X1250); 19: *Microrhabdulus decoratus* Deflandre (1959), (X1250); 20: *Marthasterites furcatus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Deflandre (1959); 21: *Aspidolithus parvus parvus* (Stradner, 1963) Noel (1969); 22: *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen (1984b), 23: *Micula preamurus* (Bukry, 1973) Stradner & Steinmetz (1984); 24: *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen (1968); 25: *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini (1964), 26: *Tranolithus phacelosus* Stover (1966); 27: *Calculites ovalis* (Stradner, 1963) Prins & Sissingh in Sissingh (1977); 28: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina (1959); 29: *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud, 1935) Deflandre (1947); 30: *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961) Prins & Sissingh in Sissingh (1977).

Quadrum trifidum در حدود ۳۷ متری برش مورد مطالعه است که به ترتیب برای تعیین مرزهای بالایی زیست‌زون‌های CC20 و CC21/NC19 به سن اواخر کامپانین پیشین و اوایل کامپانین پسین به ترتیب استفاده شده است.

حوادث زیستی بعدی در برش مورد مطالعه به ترتیب آخرین حضور گونه *Reinhardtites anthophorus* در متر ۹۳ در بخش بالایی زیست‌زون CC22 به سن اواخر کامپانین پسین و آخرین حضور گونه *Tranolithus phacelosus* در متر ۱۳۲ متری در بخش بالایی زیست‌زون CC23/NC20 به سن اواخر کامپانین پسین - شروع ماسترشتین پیشین است. آخرین حضور گونه شاخص *Reinhardtites levis* در بخش بالایی زیست‌زون CC24/UC18 به سن ماسترشتین پیشین و اولین حضور گونه *Lithraphidites quadratus* در شروع زیرزون CC25b و مرز زیست‌زون‌های NC21/NC22 از تقسیم‌بندی Roth (1978) به سن ماسترشتین میانی از آخرین حوادث زیستی مشاهده شده در برش تاقدیس آغار در سازند گورپی است. در برش آغار، از نمونه‌های مربوط به سازند ایلام نانوفسیلی ثبت نشد، اما از اولین نمونه برداشت شده از سازند پابده در برش مطالعه شده، گونه‌های مربوط به اشکوب دانین پسین (اولین حضور گونه شاخص *Ellipsolithus macellus*) مربوط به شروع زیست‌زون NP4 ثبت شد. زیست‌زون‌های شناسایی شده در این مطالعه از قاعده به سمت رأس سازند گورپی به شرح زیر می‌باشند:

***Lucianorhabdus cayeuxii* Zone (CC16)**

زیست‌زون CC16 بر اساس تعریف ارائه شده توسط Sissingh (1977) از ظهور گونه *Lucianorhabdus cayeuxii* تا ظهور گونه *Calculites obscurus* ادامه دارد. در برش مورد مطالعه، حادثه زیستی ظهور گونه‌های

Calculites و سپس *Lucianorhabdus cayeuxii* *obscurus* بیانگر وجود زیست‌زون CC16 و NC16 در شروع سازند گورپی است. تعیین زیست‌زون UC13 در این بخش از سازند به دلیل عدم شناسایی شاخص زیستی Burnett (1998) یعنی گونه *Arkhangelsiella cymbiformis* امکان‌پذیر نشد. از این رو سن این زیست‌زون بر اساس شاخص زیستی Sissingh (1977)، سانتونین پسین و ضخامت آن ۳/۹ متر است. برخی از مهمترین گونه‌های همراه شناسایی شده در این زیست‌زون شامل *Calculites ovalis*, *Braarudosphaera biglowii*, *Eiffellithus eximius*, *Chiastozygus platyrhethus*, *Lithastrinus grillii*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Lucianorhabdus*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lucianorhabdus maleformis*, *cayeuxii*, *Microrhabdulus*, *Marthasterites furcatus*, *Micula decussate*, *Micula concave*, *decorates*, *Quadrum gartneri*, *Micula staurophora*, *Rhagodiscus*, *Reinhardtites anthophorus*, *Watznaueria*, *Tranolithus phacelosus*, *angustus* و *Watznaueria biporta* و *barnesiae* است.

***Calculites obscurus* Zone (CC17)**

زیست‌زون CC17 بر اساس تعریف ارائه شده توسط Sissingh (1977) از ظهور گونه *Calculites obscurus* تا ظهور گونه *Aspidolithus parvus* ادامه دارد. در برش تاقدیس آغار، حادثه زیستی ظهور گونه *Calculites obscurus* و سپس ظهور گونه *Aspidolithus parvus* بیانگر وجود زیست‌زون CC17 است. زیست‌زون CC17 با زیست‌زون NC17 از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) مطابقت دارد. سن این زیست‌زون، سانتونین پسین - کامپانین پیشین و ضخامت آن ۴/۲ متر است. مهمترین گونه‌های

Lithraphidites, *Lithastrinus grillii*, *turriseiffelii*,
Lucianorhabdus cayeuxii, *carniolensis*,
Microrhabdulus, *Marthasterites furcatus*,
Tranolithus, *Micula staurophora*, *decorates*
 و *Watznaueria barnesiae*, *phacelosus*
Watznaueria biporta است.

Calculites ovalis Zone (CC19)

این زیست‌زون از آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* تا ظهور گونه *Ceratolithoides aculeus* ادامه دارد. حادثه زیستی اولین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* بعد از آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* بیانگر وجود زیست‌زون CC19 در برش مورد مطالعه است. زیست‌زون CC19 با زیست‌زون NC18 از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) مطابقت دارد. سن این زیست‌زون، اواخر کامپانین پیشین و برخی از مهمترین گونه‌های همراه شناسایی شده در آن شامل *Aspidolithus parvus*, *Arkhangelskiella specillata*, *Aspidolithus parvus parvus*, *constrictus*, *Ceratolithoides verbeekii*, *Calculites ovalis*, *Eiffellithus gorkae*, *Chiastozygus platyrhethus*, *Lithraphidites*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *carniolensis*, *Micula concave*, *Microrhabdulus decorates*, *Rhagodiscus angustus*, *Micula decussate* و *Watznaueria barnesiae*, *Tranolithus phacelosus* و *Watznaueria biporta* است. در زیست‌زون‌های CC16 تا CC19 گونه‌هایی نظیر *Micula decussata* فراوان بوده (فراوانی این گونه با عمق رابطه مستقیم دارد)، اما از فراوانی گونه‌هایی مانند *Watznaueria barnesiae* و *Calculites obscures* در این زیست‌زون‌ها کاسته شده است (شکل ۴).

همراه شناسایی شده در این زیست‌زون شامل *Calculites obscurus*, *Braarudosphaera biglowii*, *Chiastozygus platyrhethus*, *Calculites ovalis*, *Eiffellithus gorkae*, *Eiffellithus eximius*, *Lithastrinus grillii*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Lucianorhabdus*, *Lithraphidites carniolesensis*, *Lucianorhabdus maleformis*, *cayeuxii*, *Microrhabdulus*, *Marthasterites furcatus*, *Micula*, *Microrhabdulus decorates*, *Belgicus*, *Micula staurophora*, *Micula decussate*, *concave*, *Quadrum gothicum*, *Quadrum gartneri*, *Rhagodiscus*, *Reinhardtites anthophorus*, *Watznaueria*, *Tranolithus phacelosus*, *angustus* و *Watznaueria biporta* و *barnesiae* است.

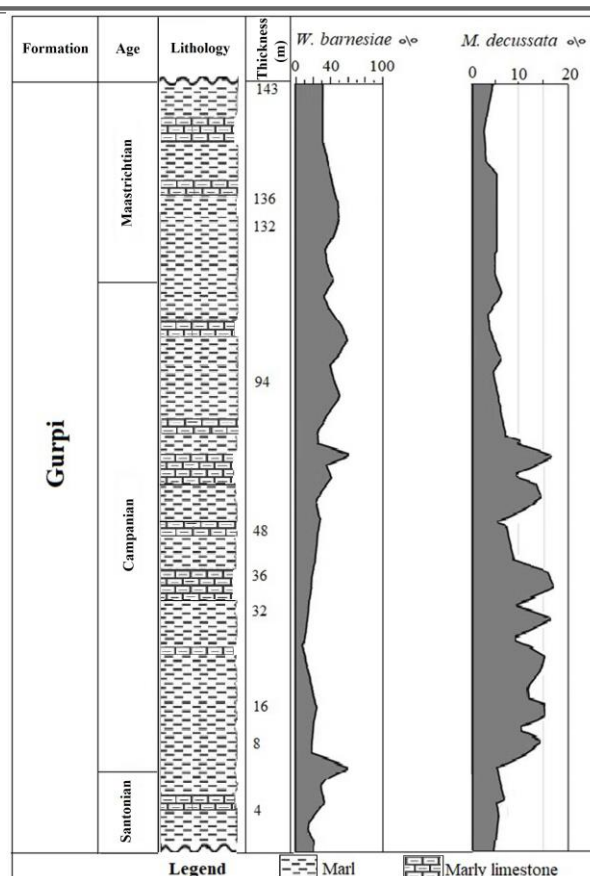
Aspidolithus parvus Zone (CC18)

این زیست‌زون بر اساس تعریف ارائه شده توسط Sissingh (1977) از ظهور گونه *Aspidolithus parvus* تا آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* ادامه دارد. حادثه زیستی ظهور گونه *Aspidolithus parvus* و سپس آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* بیانگر وجود این زیست‌زون در برش مورد مطالعه است. زیست‌زون CC18 با زیست‌زون NC18 از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) و زیست‌زون UC14 از زیست‌پهنه‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. سن این زیست‌زون، کامپانین پیشین و مهمترین گونه‌های همراه شناسایی شده در این زیست‌زون شامل گونه‌های *Aspidolithus parvus* (*constrictus* (Broinsonia parca constricta), *Calculites obscurus*, *Aspidolithus parvus parvus*, *Chiastozygus*, *Ceratolithoides verbeekii*, *Eiffellithus*, *Eiffellithus eximius*, *platyrhethus*

Ceratolithoides, *Calculites obscurus*, *biglowii*
Chiastozygus, *Ceratolithoides verbeekii*, *aculeus*
Eiffellithus, *Eiffellithus eximius*, *platyrhethus*
Lithraphidites carniolensis, *turriseiffelii*
Lucianorhabdus, *Lucianorhabdus cayeuxii*
Micula, *Microrhabdulus decorates*, *maleformis*
Reinhardtites, *Quadrum gothicum*, *decussate*
Tranolithus, *Rhagodiscus angustus*, *anthophorus*
 و *Watznaueria barnesiae*, *phacelosus*
Watznaueria biporta است.

Quadrum sissinghii Zone (CC21)

این زیست‌زون از ظهور گونه *Quadrum sissinghii* تا ظهور گونه *Quadrum (Uniplanarius trifidum)* زیست‌زون مذکور ادامه دارد. Sissingh (1977) زیست‌زون مذکور را بر اساس بازه زمانی گونه *Ceratolithoides arcuatus* به سه قسمت تقسیم نموده است. زیست‌زون CC21 با زیست‌زون NC19 از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) و زیست‌زون UC15 از زیست‌پهنه‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. سن این زیست‌زون ابتدای کامپانین پسین است. شناسایی این زیست‌زون در برش مورد مطالعه بر اساس ظهور گونه *Quadrum sissinghii* تا ظهور گونه شاخص *Quadrum trifidum* است. ضخامت این زیست‌زون ۴/۴ متر و مهمترین فسیل‌های همراه شناسایی شده در آن شامل گونه‌های *Arkhangelskiella specillata*, *cymbiformis*, *Calculites*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *Ceratolithoides aculeus*, *obscurus*, *Ceratolithoides arcuatus*, *Ceratolithoides*, *Chiastozygus platyrhethus*, *verbeekii*, *Eiffellithus*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *eximius*



شکل ۴: مقایسه فراوانی نسبی گونه‌های *Watznaueria barnesiae* و *Micula decussata* در برش آغار

Ceratolithoides aculeus Zone (CC20)

زیست‌زون *Ceratolithoides aculeus* (CC20) بر اساس تعریف ارائه شده توسط Sissingh (1977) از ظهور گونه *Ceratolithoides aculeus* تا ظهور گونه *Quadrum sissinghii* (Uniplanarius sissinghii) ادامه دارد. این زیست‌زون در برش مورد مطالعه بر اساس ظهور گونه‌های مذکور شناسایی گردید. زیست‌زون CC20 با زیست‌زون NC19 از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) و زیست‌زون UC15 از زیست‌پهنه‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. سن این زیست‌زون اواخر کامپانین پیشین و ضخامت آن ۱۵/۶ متر است. برخی از گونه‌های همراه در این زیست‌زون شامل گونه‌های *Arkhangelskiella*, *Aspidolithus parvus constrictus*, *specillata*, *Braarudosphaera*, *Aspidolithus parvus parvus*

Ceratolithoides, *Calculites obscurus*, *biglowii*,
Eiffellithus, *Chiastozygus platyrhethus*, *aculeus*,
Lithastrinus, *Eiffellithus turriseiffelii*, *eximius*,
Lithraphidites carniolensis, *grillii*,
Microrhabdulus, *Lucianorhabdus cayeuxii*,
Micula decussate, *Micula concave*, *decorates*,
Quadrum gothicum, *Micula staurophora*,
Quadrum trifidum, *Quadrum sissinghii*,
Reinhardtites levis, *Reinhardtites anthophorus*,
Tetrapedorhabdus, *Rhagodiscus angustus*,
Watznaueria و *Tranolithus phacelosus*, *decorus*
barnesiae است.

***Tranolithus phacelosus* Zone (CC23)**

این زیست‌زون از آخرین حضور گونه *Reinhardtites anthophorus* تا آخرین حضور گونه *Tranolithus phacelosus* (adornatus) دارد. طبق نظر Sissingh (1977)، آخرین حضور گونه *Aspidolithus parvus* سبب تقسیم زیست‌زون CC23 می‌شود. زیست‌زون CC23 با زیست‌زون NC20 از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) و زیست‌زون‌های UC16-UC17 از زیست‌پهنه‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. سن این زیست‌زون اواخر کامپانین پسین - ماستریشتین آغازی است. شناسایی این زیست‌زون در برش مورد مطالعه براساس آخرین حضور گونه *Reinhardtites anthophorus* تا آخرین حضور گونه شاخص *Tranolithus phacelosus* صورت گرفته است. ضخامت این زیست‌زون ۳۸ متر و مهمترین فسیل‌های همراه در این زیست‌زون گونه‌هایی نظیر *Arkhangelskiella cymbiformis*, *maastrichtiana*, *specillata* و *Aspidolithus parvus* است.

Lucianorhabdus cayeuxii, *carniolensis*,
Microrhabdulus, *Lucianorhabdus maleformis*,
Micula decussate, *Micula concave*, *decorates*,
Quadrum gothicum, *Micula staurophora*,
Rhagodiscus angustus, *Quadrum sissinghii*
و *Watznaueria barnesiae*, *Tranolithus phacelosus*
Arkhangelsiella گونه است. *Watznaueria biporta*
cymbiformis هر چند در کامپانین هم مشاهده می‌شود،
اما از نظر زمانی بیشتر در اواخر ماستریشتین حضور داشته و
از لحاظ اندازه بزرگتر و دارای دیواره ضخیم‌تر می‌باشد.
از این رو با گونه *Arkhangelsiella specillata* (کامپانین)
که اندازه کوچکتر دارد و دارای حالت آسیاب بادی در
مرکز می‌باشد، فرق می‌کند.

***Quadrum trifidum* Zone (CC22)**

این زیست‌زون از ظهور گونه *Quadrum trifidum* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites anthophorus* ادامه دارد. تمامی مؤلفین با حضور گونه *Quadrum trifidum* در قاعده زیست‌زون CC22 موافق هستند، اما برای قسمت بالایی زیست‌زون از شاخص‌های دیگری استفاده می‌کنند. زیست‌زون CC22 با زیست‌زون NC20 از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) و زیست‌زون UC15 از زیست‌پهنه‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. سن این زیست‌زون اواخر کامپانین پسین است. شناسایی این زیست‌زون در برش مورد مطالعه بر اساس حوادث زیستی ظهور گونه *Quadrum trifidum* تا آخرین حضور گونه شاخص *Reinhardtites anthophorus* صورت گرفته است. ضخامت این زیست‌زون تقریباً ۵۷ متر و مهمترین فسیل‌های همراه شناسایی شده در آن شامل *Arkhangelskiella cymbiformis*, *specillata* و *Braarudosphaera* است.

Eiffellithus, *Chiastozygus platyrhethus aculeus*
Lithraphidites, *Eiffellithus turriseiffelii*, *gorkae*
Lucianorhabdus cayeuxii, *carniolensis*
Micula, *Micula concave*, *Microrhabdulus decorates*
Reinhardtites, *Prediscosphaera cretacea*, *decussate*
Watznaueria, *Rhagodiscus angustus*, *levis*
Watznaueria biporta و *barnesia* هستند.

Arkhangelsiella cymbiformis Zone (CC25)

این زیست‌زون مطابق تعریف Perch-Nielsen (1985) از آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* تا ظهور گونه *Nephrolithus frequens* ادامه دارد. البته از آن جا که گونه *Nephrolithus frequens* فقط در عرض‌های جغرافیایی بالا حضور داشته و در برش مورد مطالعه نیز شناسایی نشد، تشخیص حد بالایی *Arkhangelsiella cymbiformis* Zone تا زیرزون CC25b در برش تاقدیس آغار بر اساس ظهور گونه *Lithraphidites quadratus* صورت گرفت. Sissingh (1977) پیشنهاد کرد که زیست‌زون CC25 را می‌توان به وسیله اولین حضور گونه *Lithraphidites quadratus* تقسیم نمود (-Perch Nielsen, 1985). بنابراین سن زیست‌زون پایانی شناسایی شده سازند گورپی در برش تاقدیس آغار، ماستریشتین میانی و ضخامت آن ۷ متر است. زیست‌زون CC25 با زیست‌زون NC21 و NC22 از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) و زیست‌زون UC19 از زیست‌پهنه‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. مهمترین فسیل‌های همراه شناسایی شده در این زیست‌زون شامل گونه‌های *Arkhangelskiella*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Braarudosphaera biglowii*, *maastrichtiana*, *Eiffellithus gorkae*, *Ceratolithoides aculeus*, *Lithraphidites*, *Eiffellithus turriseiffelii*

Calculites, *Braarudosphaera biglowii*, *constrictus*
Chiastozygus, *Ceratolithoides aculeus*, *obscurus*
Eiffellithus, *Eiffellithus gorkae*, *platyrhethus*
Lithraphidites, *carniolensis*, *turriseiffelii*
Microrhabdulus, *Lucianorhabdus cayeuxii*
Micula staurophora, *Micula decussate*, *decorates*
Quadrum, *sissinghii*, *Quadrum gothicum*
Reinhardtites, *levis*, *Quadrum trifidum*
Tetrapedorhabdus, *Rhagodiscus angustus*
Watznaueria, *Tranolithus phacelosus*, *decorus*
Watznaueria biporta و *barnesia* می‌باشند.

Reinhardtites levis Zone (CC24)

این زیست‌زون که در عرض‌های جغرافیایی پایین و بالا قابل تشخیص است، از آخرین حضور گونه *Tranolithus phacelosus* (تا *orionatus*) تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* ادامه دارد. براساس موقعیت زیست‌زون‌های NC20 و NC22 به نظر می‌رسد که زیست‌زون CC24 با زیست‌زون NC21 از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) و زیست‌زون UC18 از زیست‌پهنه‌بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. البته این پیشنهاد به دلیل عدم شناسایی گونه شاخص *Lithraphidites praequadrates* از زیست‌پهنه‌بندی Roth (1978) می‌باشد. سن این زیست‌زون ماستریشتین آغازین و شناسایی این زیست‌زون در برش آغار بر اساس آخرین حضور گونه *Tranolithus phacelosus* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* صورت گرفته است. ضخامت این زیست‌زون ۴ متر و مهمترین فسیل‌های همراه شناسایی شده در آن گونه‌هایی نظیر *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Braarudosphaera*, *Arkhangelskiella maastrichtiana*, *Ceratolithoides*, *Calculites*, *obscurus*, *biglowii*

Quadrum trifidum, *Quadrum sissinghii*, *decussata* و *Watznaueria barnesiae* که از گونه‌های شاخص آب و هوای گرم می‌باشند، می‌تواند دلیلی بر وجود شرایط آب و هوایی گرم در زمان ته نشینی حوضه باشد (Thierstein, 1976, 1981؛ Perch-Nielsen, 1985؛ Watkins et al., 1996؛ Friedrich & Meier, 2006). در میان گونه‌های ذکر شده، گونه *Watznaueria barnesiae* گونه‌ای مقاوم در برابر فرآیند دیاژنز و با پراکندگی جهانی است که در تمامی نهشته‌های حاوی نانوفسیل‌های آهکی متعلق به دوران مزوزوئیک دیده می‌شود (Tantawy, 2002؛ Herrle, 2003). این گونه در عرض‌های جغرافیایی بالا، کماب و برعکس در عرض‌های جغرافیایی پایین و آب‌های گرم حضور فراوان دارد (Huber et al., 2002). همچنین طبق نظر Bukry (1973) فراوانی این گونه با عمق نسبت عکس دارد به طوری که یکی از شاخص‌های مهم شناسایی کاهش عمق، تغییر فراوانی گونه مذکور است. در برش مورد مطالعه، از شروع سازند گورپی تا انتهای زیست‌زون CC19 فراوانی این گونه به تدریج کاهش یافته و سپس فراوانی آن از زیست‌زون CC20 به طرف بالای سازند (بازه زمانی اواخر کامپانین پیشین تا ماستریشین میانی) به تدریج افزایش می‌یابد. به عبارت دیگر، فراوانی گونه *Watznaueria barnesiae* در بخش‌های ابتدایی برش مورد مطالعه زیاد (CC16 و CC17)، سپس دارای روند نزولی تا زیست‌زون CC19 و دوباره تا پایان سازند دارای روند افزایشی می‌شود (شکل ۴). در نقطه مقابل گونه مذکور، نتایج بررسی الگوی فراوانی گونه *Micula decussata* نشان می‌دهد فراوانی این گونه با عمق آب نسبت مستقیم دارد (Thierstein, 1976). با توجه به حضور فراوان گونه *Micula decussata* در کامپانین نسبت به زمان ماستریشین، می‌توان نتیجه گرفت که عمق حوضه رسوبی در زمان کامپانین بیشتر از ماستریشین بوده است

Lithraphidites quadratus, *carniolensis*, *Microrhabdulus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Micula praemurus*, *Micula decussata*, *decorates*, *Rhagodiscus angustus*, *Prediscosphaera cretacea*, *Watznaueria*, *Thoracosphaera operculata* و *barnesiae* و *Watznaueria biporta* است.

دیرینه بوم‌شناسی

در پژوهش حاضر بر اساس مطالعات زیست‌چینه‌نگاری انجام شده و تعیین سن صورت گرفته، می‌توان به تحلیل وضعیت دیرینه بوم‌شناختی حوضه در زمان رسوب‌گذاری سازند گورپی پی برد. دیرینه بوم‌شناسی نانوفسیل‌ها به ویژه در کرتاسه پسین توسط افراد زیادی نظیر Huber & Watkins (1992)، Watkins et al. (1996)، Campbell et al. (2004)، Erba (2004) و Shamrock & Watkins (2009) مطالعه شده است. از جمله عوامل بوم‌شناختی که فعالیت‌های حیاتی کوکولیتوفر را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند می‌توان به دما، شدت نور و مواد غذایی اشاره کرد. از این رو بیشترین حد فراوانی کوکولیتوفرها، در پهنه نورانی و بیشترین مقدار تجمع آنها در عرض جغرافیایی ۴۵ درجه شمالی، جنوبی و خط استوا است. در مطالعات Erba (2004) مشخص شد که پهنه نورانی به علت وجود جریان‌های همگرا دارای بیشترین میزان مواد غذایی است. در برش مورد مطالعه نیز گونه‌های مختلفی که متعلق به نواحی با آب و هوای گرم می‌باشند نظیر *Ceratolithoides*, *Lithraphidites carniolensis*, *aculeus*, *Quadrum sissinghii*, *Lithraphidites quadratus* و *Quadrum trifidum* شناسایی شد (شکل‌های ۴ و ۵). حضور گونه‌هایی مانند *Lithraphidites*, *Ceratolithoides*, *aculeus* و *Micula*, *Lucianorhabdus*, *cayeuxii*, *carniolensis*

در برش مورد مطالعه نشان دهنده آن است که نرخ انحلال در حوضه رسوبی بسیار پایین بوده است.

نتیجه گیری

بررسی نانوفسیل های آهکی در برش مورد مطالعه به شناسایی ۴۰ گونه از ۲۱ جنس از نانوفسیل های آهکی با حفظ شدگی خوب در نمونه های سازند گورپی منجر شد. براساس مطالعات انجام شده، اولین حضور گونه *Lucianorhabdus cayeuxii* و سپس حضور گونه *Calculites obscurus* بیانگر سن سانتونین پسین در قاعده برش و همچنین آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* و سپس اولین حضور گونه *Lithraphidites quadratus* نیز بیانگر سن مایستریشتین میانی در رأس برش واقع در تاکدیس آغار است. با توجه به عدم ثبت بعضی از گونه های شاخص در بخش زیرین برش نظیر گونه *Arkhangelskiella cymbiformis* تعیین زیست زون UC13 از زیست پهنه بندی (Burnett 1998) و همچنین

منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- پرندآور، م.، ماهانی پور، ا.، آقاباتی، ع.، حسینی، س.، ۱۳۹۱. بررسی مرز کرتاسه - پالئوژن بر اساس شواهد مربوط به نانوفسیل های آهکی در یال شمال شرقی تاکدیس کوه گورپی. شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- فریدونپور، م.، وزیری مقدم، ح.، غبیشاوی، ع.، طاهری، ع.، ۱۳۹۳. چینه نگاری سازند گورپی در برش تاکدیس کوه سیاه و مقایسه آن با برش های تنگ بوالفارس و تاکدیس آغار. رخساره های رسوبی، ۷ (۱): ۸۳-۱۰۶.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.
- همتی نسب، م.، قاسمی نژاد، ا.، درویش زاده، ب.، ۱۳۸۷. تعیین عمق دیرینه سازند گورپی بر مبنای فرامینفرهای پلانکتونیک و بنتیک. مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۴ (۱): ۱۵۷-۱۷۳.
- هادوی، ف.، ثبوت، م.، ۱۳۹۱. نانواستراتیگرافی مرز سازندهای گورپی پابده در برش تنگ دوراهک (جنوب تاکدیس کنگان). شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، صص ۸-۱.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American journal of Science*, 304: 1-20.

عدم ثبت گونه شاخص *Lithraphidites praequadratus* در شروع زون NC21، تعیین مرز زیست زون های NC20 و NC21 از زیست پهنه بندی Roth (1978) امکان پذیر نبود. بنابراین، براساس جنس و گونه های شاخص ثبت شده، برش مورد مطالعه زیست زون های CC16 تا زیرزون CC25/CC25b از زیست پهنه بندی (Sissingh 1977)، زیست زون های NC17 تا NC22 از زیست پهنه بندی Roth (1978) و زیست زون های UC13 تا UC19 از زیست پهنه بندی (Burnett 1998) را در برمی گیرد. همچنین با توجه به مطالعات انجام شده بر روی نانوفسیل های آهکی، حضور و فراوانی برخی از گونه های معرف آب و هوای گرم و شاخص عرض های جغرافیایی پایین می تواند بیانگر شرایط الیگوتروفیک غالب در حوضه رسوبی در زمان نهشته شدن سازند گورپی در این بخش از ایران در جنوب غرب شیراز باشد.

- Bahrami, M., & Parvanehnezhad Shirazi, M., 2010. Microfacies and sedimentary environments of Gurpi and Pabdeh Formations and the type of Mesozoic– Cenozoic boundary in Fars province, Iran. *Journal of Applied Geology*, 5 (4): 330-335.
- Beiranvand, B., Ghasemi-Nejad, E., & Kamali, M.R., 2013. Palynomorphs response to sea-level fluctuations: a case study from Late Cretaceous-Paleocene, Gurpi Formation, SW Iran. *Journal of Geopersia*, 3 (1): 11-24.
- Beiranvand, B., & Ghasemi-Nejad, E., 2013. High resolution planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Gurpi Formation, K/Pg boundary of the Izeh Zone, SW Iran. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 16 (1): 5-26.
- Bornemann, A., Aschwer, U. & Mutterlose, J., 2003. The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic-Cretaceous boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199: 187-228.
- Bornemann, A., Pross, J., Reichelt, K., Herrle, J. O., Hemleben, Ch. & Mutterlose, J., 2005. Reconstruction of short-term palaeoceanographic changes during the formation of the Late Albian Niveau Breistroffer black shales (Oceanic Anoxic Event 1d, SE France). *Journal of the Geological Society*, London, 162: 623-639.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. *Chapman and Hall*, London, 16-28.
- Bukry, D., 1973. Coccolith stratigraphy, eastern equatorial Pacific, Leg 16, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 16: 653-711.
- Burnett, J.A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, British Micropalaeontological Society Publication Series. *Chapman and Hall Ltd. Kluwer Academic Publisher*, London, 132-165.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V., & Thierstein, H.R., 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., & Hardenbol, J., (eds.), Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM special publication*, 54: 65-79.
- Bralower, T.J., 2002. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography*, 17 (2): 1-13.
- Bralower, T.J., 2005. Data report: Paleocene-Early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy, ODP Leg 198 Sites 1209, 1210, and 1211 (Shatsky Rise, Pasific Ocean). In: Bralower, T.J., Premoli Silva I., & Malone, M.J., (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 198: 1–15 .
- Campbell, R.J., Howe, R.W., & Rexilius, J.P., 2004. Middle Campanian–lowermost Maastrichtian nannofossil and foraminiferal biostratigraphy of the northwestern Australian margin. *Cretaceous Research*, 25: 827-864.
- Erba, E., 2004, Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events: *Marine Micropaleontology*, 52: 85-106.
- Friedrich, O., & Meier, S., 2006. Suitability of stable oxygen and carbon isotopes of calcareous dinoflagellate cysts for paleoclimatic studies: Evidence from the Campanian- Maastrichtian cooling phase. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239: 456-469.
- Hadavi, F., Khosrowtehrani, K., & Senemari, S., 2007. Biostratigraphy of Calcareous Nannofossils of Gurpi Formation in North Gachsaran. *Journal of Geosciences*, 64: 14-23.
- Hadavi, F.M. & Ezadi, 2007. Biostratigraphy of the Gurpi Formation in Dare-Shahr section (Zagros basin). *The First MAPG International Convention Conference and Exhibition*, 28-31.
- Herrle, J.O., 2003. Reconstructing nutricline dynamics of mid-Cretaceous oceans evidence from calcareous nannofossils from the Niveau Paquier black shale (SE France): *Marine Micropaleontology*, 47: 307-321.
- Huber, B.T., & Watkins, D.K., 1992. Biogeography of Campanian- Maastrichtian calcareous plankton in the region of the Southern Ocean: Paleogeographic and Paleoclimatic implications. In: Kennett, J.P., & Warnke, D.A. (eds.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. American Geophysical Union, Antarctic Research Series 56*, Washington, 31-60.
- Huber, B.T., Norris, R.D., & MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30: 123-126.

- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, 49: 2182–2245.
- Linnert, C., & Mutterlose, J., 2009. Evidence of increasing surface water oligotrophy during the Campanian-Maastrichtian boundary interval: Calcareous nannofossils from DSDP Hole 390A (Black Nose). *Marine Micropaleontology*, 73: 26–36.
- Linnert, C., Mutterlose, J., & Herrle, J.O., 2011. Late Cretaceous (Cenomanian–Maastrichtian) calcareous nannofossils from Goban Spur (DSDP Sites 549, 551): Implications for the palaeoceanography of the proto North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299: 507–528.
- Lees, J.A., 2002. Calcareous nannofossil biogeography illustrates palaeoclimate change in the Late Cretaceous Indian Ocean. *Cretaceous Research*, 23: 537–634.
- Mahanipour, A., & Najafpour, A., 2016. Calcareous nannofossil assemblages of the Late Campanian–Early Maastrichtian from Gurpi Formation (Dezful embayment, SW Iran): Evidence of a climate cooling event. *Geopersia*, 6 (1): 129–148.
- Manivit, H., 1971. Les nannofossiles calcaires du Crétacé français (Aptien-Maestrichtien): essai de biozonation appuyée sur les stratotypes. *Ph.D thesis, Université de Paris*, 187 p.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), *Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press*, 427–554.
- Roth, P.H., 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 44: 731–760.
- Senemari, S., & Sohrabi Molla Usefi, M., 2012. Evaluation of Cretaceous–Paleogene boundary based on calcareous nannofossils in section of Pol Dokhtar, Lorestan, southwestern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6: 3615–3621.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton: *Geologie En Mijnbouw*, 56: 37–65.
- Shamrock, J.L., & Watkins, D.K., 2009. Evolution of the Cretaceous calcareous nannofossil genus *Eiffellithus* and its biostratigraphic significance: *Cretaceous Research Journal*, 30: 1083–1102.
- Tantawy, A.A.A.M., 2002. Calcareous nannofossil biostratigraphy and palaeoecology of the Cretaceous–Tertiary transition in the central eastern desert of Egypt. *Marine Micropaleontology*, 47: 323–356.
- Thibault, N., & Gardin, S., 2007. The late Maastrichtian nannofossil record of climate change in the South Atlantic DSDP Hole 525A. *Marine Micropaleontology*, 65: 163–184.
- Thibault, N., & Gardin, S., 2010. The calcareous nannofossil response to the end-Cretaceous warm event in the Tropical Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 239–252.
- Thierstein, H.R., 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton Biostratigraphy of Marine Sediments. *Marine Micropaleontology*, 1: 325–362.
- Thierstein, H.R., 1981. Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous–Tertiary boundary. In: Warme, J.E., Douglas, R.G., & Winterer, E.L., (eds.), *The Deep Sea Drilling Project: a decade of progress. SEPM Special Publication*, 32: 355–394.
- Vaziri-Moghaddam, H., 2002. Biostratigraphic study of the Ilam and Gurpi Formations based on planktonic foraminifera in SE of Shiraz (Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 13 (4): 339–356.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty S., & Persico, D., 2008. Middle Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology*, 69: 173–192.
- Watkins, D.K., Wise Jr., S.W., Pospichal, J.J., & Crux, J., 1996. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of the Southern Ocean. In: Mokuilevsky, A., & Whatley, R., (eds.), *Microfossils and oceanic environments. University of Wales, Aberystwyth Press*, 55–381.
- Watkins, D.K., & Self-Trail, J.M., 2005. Calcareous nannofossil evidence for the existence of the Gulf Stream during the late Maastrichtian. *Paleoceanography*, 20 (3): 1–9.
- Williams, J.R., & Bralower, T.J., 1995. Nannofossil assemblages, fine fraction stable isotopes, and the paleoceanography of the Valanginian–Barremian (Early Cretaceous) North Sea Basin. *Paleoceanography*, 10 (4): 815–839.
- Worsley, T.R., 1971. Calcareous nannofossil zonation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments from the Western Atlantic. *Proceeding of the second Planktonic Conference Roma*, 2: 1301–1322.



زیست‌چینه‌نگاری، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی بخش عرب در قسمت میانی حوضه خلیج فارس

زهره قلندری^۱، محمد وحیدی‌نیا^{۲*}، سید رضا موسوی حرمی^۳

۱- دانشجوی دکتری چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: vahidinia@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۶

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۱/۱۴

چکیده

بخش عرب (بخش بالایی سازند سورمه) در میدان نفتی بلال واقع در بخش میانی حوضه خلیج فارس بر روی سازند دارب به صورت پیوسته و در زیر سازند هیث با ناپیوستگی فرسایشی قرار گرفته است. این بخش در میدان نفتی مورد مطالعه ۱۳۰ متر ضخامت دارد و از سنگ آهک ریز تا متوسط دانه، دولومیت ریز تا متوسط دانه و انیدریت تشکیل شده است. در این مطالعه تعداد ۲۰۰ نمونه به دست آمده از مغزه‌های حفاری از دیدگاه دیرینه‌شناختی مورد مطالعه قرار گرفته و بر اساس آن دو زیست‌زون *Kurnubia jurassica* Interval Zone و *Clypeina jurassica* Range Zone که گویای سن کیمریجین - تیتونین هستند، شناسایی شده است. در بخش عرب به طور کلی تعداد ۱۲ رخساره به ترتیب از دریا به خشکی شامل دو رخساره متعلق به کمر بند پشته سدی، سه رخساره متعلق به کمر بند لاگون، دو رخساره متعلق به پهنه میان کشندی و پنج رخساره متعلق به پهنه فراکشندی شناسایی شده است. با توجه به قانون والتر و شواهد رخساره‌ای موجود، بخش عرب در پلتفرم (رمپ) کربناته هموکلینال با عمق کم نهشته شده است. بر اساس داده‌های حاصل از پرتو گاما، تغییرات رخساره‌ای و رزون‌داران کفزی موجود، بخش عرب طی یک سکانس رسوبی رده سوم نهشته شده است. مرز پایین این سکانس رسوبی با توجه به پیوستگی و نبود شواهد خروج از آب از نوع SB2 و مرز سکانسی بالایی با توجه به ناپیوستگی فرسایشی موجود و شواهد خروج از آب از نوع SB1 است. تفسیر تغییرات سطح آب دریای بخش مورد مطالعه در زمان رسوب گذاری با منحنی تغییرات سطح آب دریای جهانی تا حدود زیادی مطابقت می‌کند که این امر نشان از یکسان بودن شرایط رسوب گذاری آنها است.

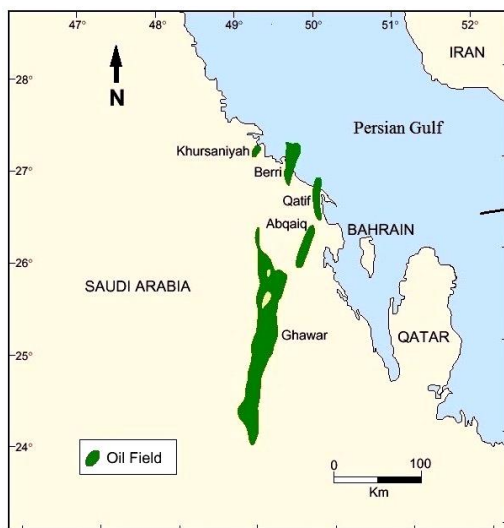
واژه‌های کلیدی: بخش عرب؛ ژوراسیک؛ رزون‌داران کفزی؛ محیط رسوبی؛ چینه‌نگاری سکانسی؛ خلیج فارس.

مقدمه

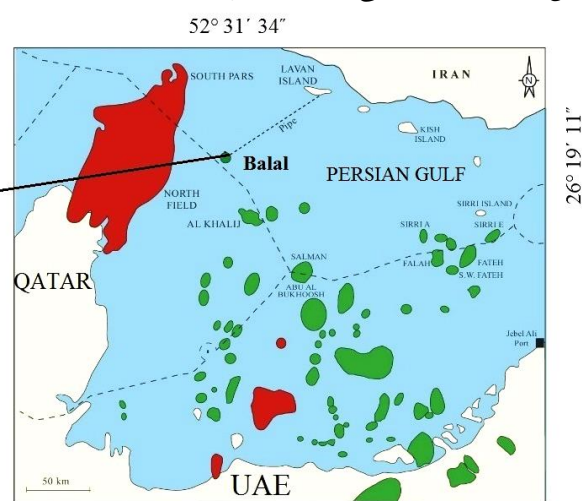
است. بخش بالایی سازند سورمه به عنوان یک توالی کلاسیک کربناته دولومیتی و انیدریتی و یکی از سازندهای مخزنی مهم دنیا بوده که میادین هیدروکربنی مهمی را در خاورمیانه تشکیل می‌دهد (آقاباتی، ۱۳۸۵). حوضه خلیج فارس در جنوب محل برخورد صفحات لیتوسفری عربی و

سازند سورمه هم‌ارز سازند عرب در عربستان، بحرین، قطر و امارات متحده عربی است که مخازن بسیار عظیم نفت را در خود دارد (Al-Husseini, 2008). در این پژوهش، بخش بالایی سازند سورمه که بخش عرب نام دارد (معادل با سازند عرب)، در میدان نفتی بلال مورد مطالعه قرار گرفته

سنگ آهک، سازند داریان با سن آپتین متشکل از سنگ آهک و بخش بالایی سازند سروک با سن سنومانین و سنگ شناسی سنگ آهک مخزن محسوب می‌شوند. بخش بالایی سازند سورمه در این میدان به عنوان زون مخزنی اصلی محسوب می‌شود. سنگ آهک‌ها و شیل‌های بخش عمیق سازند سورمه، سنگ منشأ و انیدریت‌های همراه با لایه‌های دولومیتی و نیز انیدریت هیث، پوش سنگ بخش عرب می‌باشند.



اوراسیا قرار دارد و در واقع بخشی از صفحه عربی می‌باشد. میدان نفتی بلال در فاصله ۹۸ کیلومتری جنوب غربی جزیره لاوان با مختصات جغرافیایی $26^{\circ} 19' 11''$ شمالی و $52^{\circ} 31' 34''$ شرقی در آب‌های خلیج فارس و در نزدیکی مرز آبی ایران با کشور قطر قرار دارد (شکل ۱). میدان بلال یکی از میادینی است که بخش بالایی سازند سورمه (بخش عرب) در آن مخزن نفت می‌باشد. در این میدان سه سازند شامل سازند سورمه بالایی (بخش عرب) با سن کیمربجین - تیتونین و سنگ شناسی عمده دولومیت، انیدریت و



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی میدان نفتی بلال در حوضه خلیج فارس

آهکی و روزن‌داران کفزی، تفسیر محیط رسوب گذاری دیرینه و ارائه مدل رسوبی پیشنهادی و مطالعات چینه‌نگاری سکانسی می‌باشند.

روش مطالعه

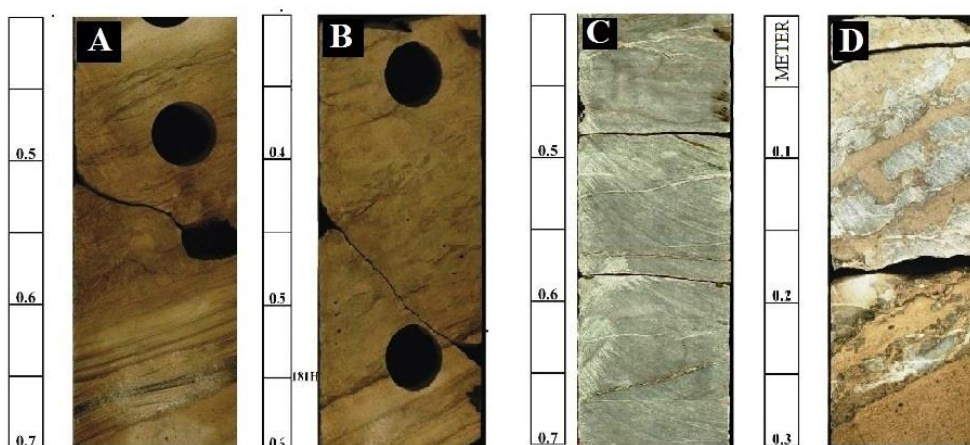
مطالعه صورت گرفته در بخش عرب سازند سورمه در میدان نفتی بلال طی دو مرحله مشتمل بر تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی از مغزه‌های حاصل از حفاری و مطالعات آزمایشگاهی است. در این تحقیق تعداد ۲۰۰ مقطع نازک تهیه و مطالعه شده است. شناسایی روزن‌داران کفزی موجود در مقاطع نازک و زون‌بندی آنها با استفاده از منابعی مانند James & Wynd (1965)، Loeblich &

سازند سورمه در محل برش الگو (کوه سورمه در ۱۲۰ کیلومتری جنوب غربی شیراز) با ۷۶۲ متر ضخامت شامل سنگ آهک دولومیتی و دولومیت است که یک بخش از سنگ آهک رسی نازک لایه و با مقاومت ضعیف در قسمت میانی دارد. از نظر سنی، اگرچه سازند سورمه نشانگر ژوراسیک میانی - پسین است، اما *Trocholina*, *Kurnubia*, *jurassica*, *Lithiotis*, *Pfenderina* و *Callpionella* *Radiolaria* spicules نشانگر آن هستند که سازند سورمه معرف تمام دوره ژوراسیک است. نمونه‌های مورد مطالعه در این پژوهش همه حاصل مغزه‌های حفاری هستند. مهمترین اهداف مدنظر در این مطالعه تعیین سن نسبی بخش عرب با استفاده از جلبک‌های

Read (1982-1985) مشخص شده است. مطالعه چینه نگاری سکانسی بخش عرب بر اساس روش‌ها و اصول چینه‌نگاری سکانسی (Haq et al., 1988؛ VanWagoner et al., 1988, 1990) و با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری حاصل از پرتو گاما، تغییرات رخساره‌ای و همچنین جنس پوسته روزن‌داران کفزی موجود صورت گرفته است.

سنگ چینه نگاری

بخش عرب در چاه مورد مطالعه در میدان نفتی بلال ۱۳۰ متر ضخامت دارد و از لحاظ سنگ چینه نگاری به دو بخش پایینی شامل سنگ آهک و بخش بالایی شامل تناوب دولومیت و انیدریت تقسیم شده است (شکل ۲). این بخش در حوضه خلیج فارس به صورت پیوسته بر روی سازند دارب و با ناپیوستگی فرسایشی در زیر سازند هیث قرار گرفته است (شکل ۳). لازم به ذکر است که بخش عرب در حوضه یا پلاتفرم عربی نیز با اندکی تفاوت و تغییرات نسبت به حوضه خلیج فارس رخنمون دارد.



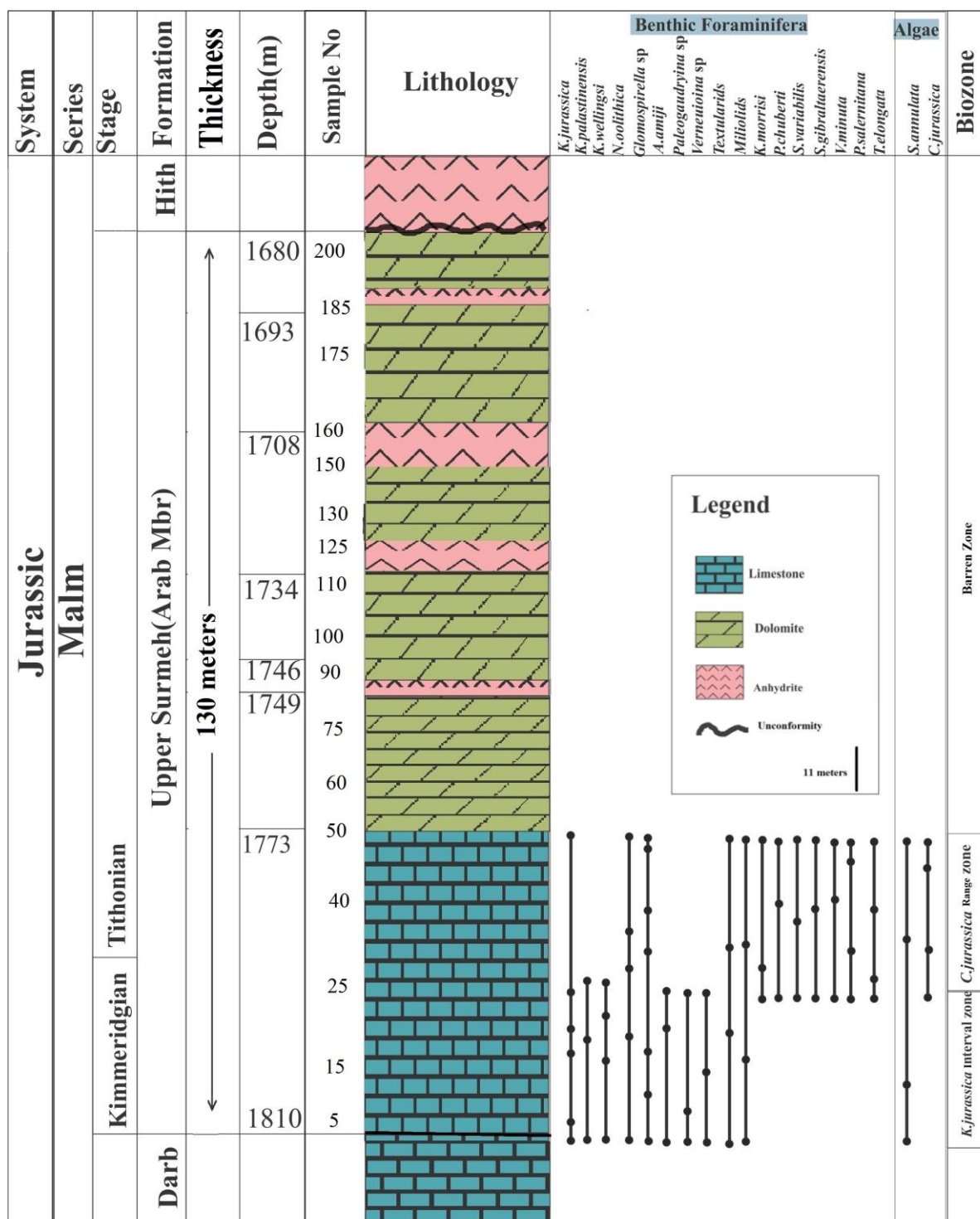
شکل ۲: مغزه‌های حاصل از حفاری از بخش عرب در میدان نفتی بلال: (A) سنگ آهک؛ (B) دولومیت؛ (C) انیدریت؛ (D) سنگ آهک انیدریتی شده

است، اما این روش تا به امروز هم به درستی ادامه دارد. محدوده‌های سنی فسیلی و اولین و آخرین حضور فسیل‌ها یک چارچوب چینه‌نگاری بسیار دقیق برای سنگ‌های رسوبی فراهم می‌کنند (Galazzo et al., 2015).

Tappan (1988a-b)، Boudagher-Fadel (2008)، Hughes (2008) و (2018) صورت گرفته است. نام‌گذاری کربنات‌ها بر اساس طبقه‌بندی Dunham (1962) و مدل تصحیح شده آن توسط Embry & Klovan (1971) انجام شده است. مقاطع کربناته توسط محلول آلیزارین قرمز (به منظور تفکیک کلسیت از دولومیت) به روش Dickson (1965) رنگ‌آمیزی شده‌اند. شناسایی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی بر اساس نوشته Flügel (2010) و تعیین درصد فراوانی هر یک از آنها با استفاده از الگوهای مقایسه‌ای Flügel (2010) صورت گرفته است. جهت بررسی، شناسایی و تفسیر رخساره‌های کربناته از رخساره‌های استاندارد Flügel (2010) استفاده شده است. با استفاده از قانون والتز و همچنین مدل‌های رسوبی که برای محیط‌های عهد حاضر و ادوار گذشته ارائه شده است (برای مثال: Read, 1985؛ Reading, 1996؛ Tucker & Wright, 1990؛ Einsele, 2000) مدل رسوبی برای بخش مورد مطالعه پیشنهاد شده است. همچنین به طور جزئی‌تر، نوع محیط نیز با استفاده از تقسیم‌بندی

زیست چینه نگاری

زیست‌زون‌های فسیلی به عنوان کلید تعیین سن نسبی و تطابق، از شروع سال‌های ۱۸۰۰ شناخته شده‌اند و اگرچه زیست چینه نگاری دستخوش تحولاتی در قوانین خود شده



شکل ۳: چگونگی پراکندگی روزن‌داران کفزی و جلبک‌های آهکی در بخش عرب در میدان نفتی بلال

در حالی که مطالعات چینه‌شناسی این بخش در قسمت ایرانی خلیج فارس محدود و در قالب گزارشات داخلی شرکت نفت می‌باشد.

زیست چینه‌نگاری بخش عرب توسط Hughes (1996, 2003, 2018) در عربستان سعودی و توسط Al-Silwadi et al. (1996) در امارات متحده عربی بررسی شده است،

(شکل ۴):

Glomospirella sp., (*Amijiella*) *Haurania amiji*, *Kurnubia jurassica*, *Kurnubia palastiensis*, *Kurnubia wellingsi*, *Nautiloculina oolithica*, *Paleogaudryina* sp., *Salpingoporella annulata*, *Verneollina* sp., Miliolids, Textularids.

2- *Clypeina jurassica* Range Zone

این زیست‌زون با ظهور *Clypeina jurassica* مشخص شده است. این زیست‌زون بخش بالایی چاه مورد مطالعه را شامل می‌شود. این مجموعه فسیلی با زیست‌زون شماره ۸ در نوشته Wynd (1965)، زیست‌زون *Clypeina jurassica* در نوشته Chiocchini et al. (2008) و زیست‌زون‌های Am-4 تا Him-3 در نوشته Hughes (2018) مطابقت دارد. این مطابقت دلالت بر سن ژوراسیک پسین (کیمریجین - تیتونین) دارد. برخی فسیل‌های همراه این زیست‌زون عبارتند از (شکل ۴):

Clypeina jurassica, *Glomospirella* sp., *Kurnubia jurassica*, *Kurnubia morrisi*, *Nautiloculina oolithica*, *Pfenderina salernitana*, *Pseudocyclamina* sp., *Pseudocyclamina chuberti*, *Salpingoporella annulata*, *Siphovalvulina gibraltarenensis*, *Siphovalvulina variabilis*, *Trocholina elongata*, *Verneollina minuta*, Miliolids, Textularids.

بنابراین با توجه به زیست‌زون‌های شناسایی شده، سن نسبی بخش عرب در چاه مورد مطالعه در میدان نفتی بلال واقع در حوضه خلیج فارس کیمریجین - تیتونین می‌باشد.

آنالیز رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی دیرینه

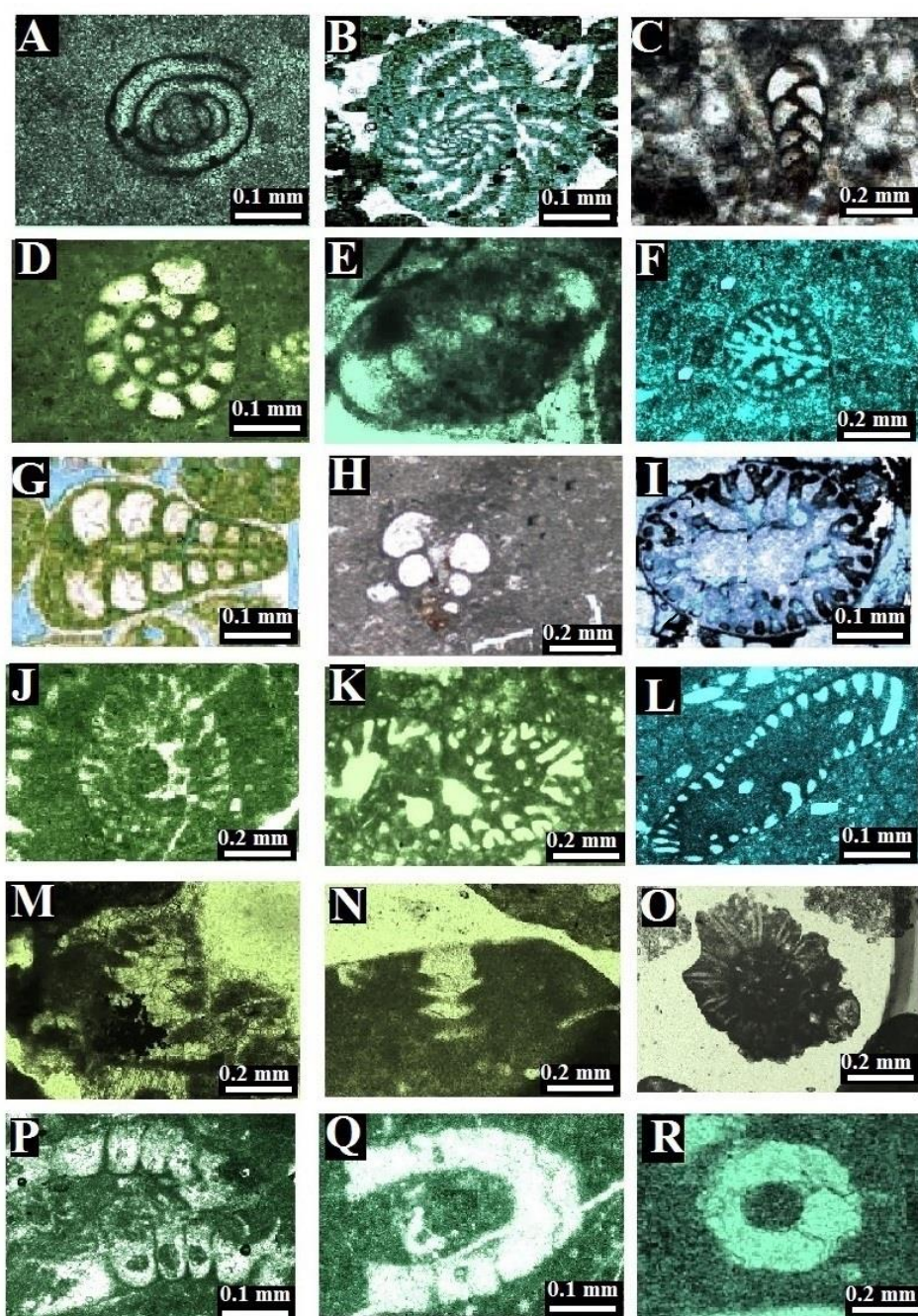
بر اساس نشانه‌های شاخص در شناخت رخساره‌ها از قبیل میزان فراوانی خرده‌های اسکلتی و غیراسکلتی، تعداد ۱۲ رخساره در چاه مورد مطالعه شناسایی شده است (شکل‌های ۵ و ۶). در ادامه با مقایسه آنها با رخساره‌های استاندارد و معرفی شده توسط Flügel (2010) چهار زیرمحیط یا کمربند مرتبط با این رخساره‌ها مشخص شده و در پایان

در این تحقیق تعیین سن نسبی با استفاده از مطالعه جلبک‌ها و روزن‌داران کفزی موجود در مقاطع نازک حاصل از نمونه‌های چاه انجام گرفته است. پس از مطالعات صورت گرفته تعداد ۱۲ جنس و ۱۲ گونه از روزن‌داران کفزی و تعداد ۲ جنس و ۲ گونه از جلبک‌های آهکی شناسایی شده است.

جلبک‌های سبز مهم‌تر از سایر جلبک‌ها بوده و تکامل یافته‌تر هستند. این جلبک‌ها در آب‌های لب شور و کم عمق رشد می‌کنند. تنوع روزن‌داران کفزی با کاهش شوری کاهش می‌یابد. نوع پوسته آنها با میزان شوری در ارتباط بوده، به طوری که در شوری کم پوسته‌های آگلوتینه بیشتر دیده می‌شوند و برعکس در آب‌های دریایی فوق شور پوسته‌های پورسلانوز بیشتر یافت می‌شوند. به علت تمایل کم کربنات کلسیم به انحلال در آب‌های گرم‌تر، تجمع روزن‌داران در پلتفرم‌های کربناته عرض‌های جغرافیایی پایین متداول‌تر می‌باشد (Flügel, 2010). با توجه به جنس و گونه‌های شناسایی شده و بررسی‌های انجام گرفته جهت زیست‌پهنه‌بندی بخش مورد مطالعه، تعداد دو زیست‌زون شناسایی شدند که عبارتند از (شکل ۳):

1- *Kurnubia jurassica* Interval Zone

این زیست‌زون از اولین ظهور *Kurnubia jurassica* تا اولین ظهور *Clypeina jurassica* تعریف شده و سن آن ژوراسیک پسین (کیمریجین) است. این زیست‌زون بخش زیرین چاه مورد مطالعه را شامل می‌شود. این زیست‌زون قابل مقایسه با زون شماره ۷ در نوشته Wynd (1965)، قسمت بالایی زیست‌زون *Kurnubia ex. gr. palastinensis* در نوشته Chiocchini et al. (2008) و زیست‌زون‌های Jm-1 تا Am-4 در نوشته Hughes (2018) می‌باشد. برخی فسیل‌های همراه این زیست‌زون عبارتند از



شکل ۴: روزن‌داران کفزی و جلبک‌های آهکی شناسایی شده بخش عرب

A. *Glomospirella* sp., B. *Psedocyclamina chuberti*, C. *Paleogaudryna* sp., D-E. *Nautiloculina oolithica*, F. (*Amijiella*) *Haurania amiji*, G. *Siphovalvulina* sp., H. *Siphovalvulina variabilis*, I. *Kurnubia jurassica*, J. *Kurnubia palastiensis*, K. *Kurnubia morrisi*, L. *Pfenderina salernitana*, M-N. *Trocholina elongate*, O-P. *Clypeina jurassica*, Q-R. *Salpingoporella annulata*.

مجموعه رخساره‌ای پشته سدی

در مغزه‌های حاصل از حفاری این مجموعه ساختار کوچک مقیاس از قبیل طبقه بندی مورب مسطح مشاهده می‌شود. این مجموعه شامل دو ریزرخساره است که به ترتیب عبارتند از:

مدل رسوبی پیشنهادی مربوط به بخش عرب ارائه شده است (شکل ۷). مجموعه رخساره‌های رسوبی شناسایی شده موجود بر مبنای تشکیل از دریا به سمت خشکی به ترتیب به شرح زیر هستند:

۱- ریزرخساره گریستون بایو کلاستی پلوئیدی (Mf 1)
آلوکم‌های سازنده این رخساره شامل پلوئید، شکم‌پا، دوکفه‌ای و جلبک آهکی از قبیل *Salpingoporella* است (شکل ۵A). زمینه در این رخساره کلسیت اسپاری است. این رخساره معادل با RMF17 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

۲- ریزرخساره گریستون تا پکستون بایو کلاستی پلوئیددار (Mf2)
اجزای این رخساره شامل پلوئید، اینتراکلاست، روزن‌داران کفزی کوچک، خرده‌های *Clypeina jurassica* و جلبک آهکی است. پلوئیدها نسبتاً نیمه گرد شده هستند. اینتراکلاست‌های موجود در این رخساره جورشدگی متوسط تا خوب دارند و نیمه گرد شده تا نسبتاً گرد شده هستند. همچنین اندازه متوسط اینتراکلاست‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۲۵ میلی‌متر در تغییر است. ماتریکس میکرایتی به ندرت یافت می‌شود و سیمان کلسیت اسپاری غالب است (شکل ۵B). این رخساره معادل با RMF30 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

تفسیر کمربند رخساره پشته سدی: این مجموعه رخساره‌ای به دلیل جورشدگی و در برخی موارد گردشگی بالای ذرات و نیز وجود ذرات درشت اسکلتی و نبود و یا وجود کمتر گل‌های آهکی در پشته سدی و در شرایط انرژی نسبتاً بالا و در بالای خط اثر امواج معمولی تشکیل شده است (Flügel, 2010).

مجموعه رخساره‌ای لاگون

در مغزه‌های این مجموعه ساخت لامیناسیون مشاهده می‌شود. این مجموعه از سه ریزرخساره تشکیل شده است که به ترتیب عبارتند از:

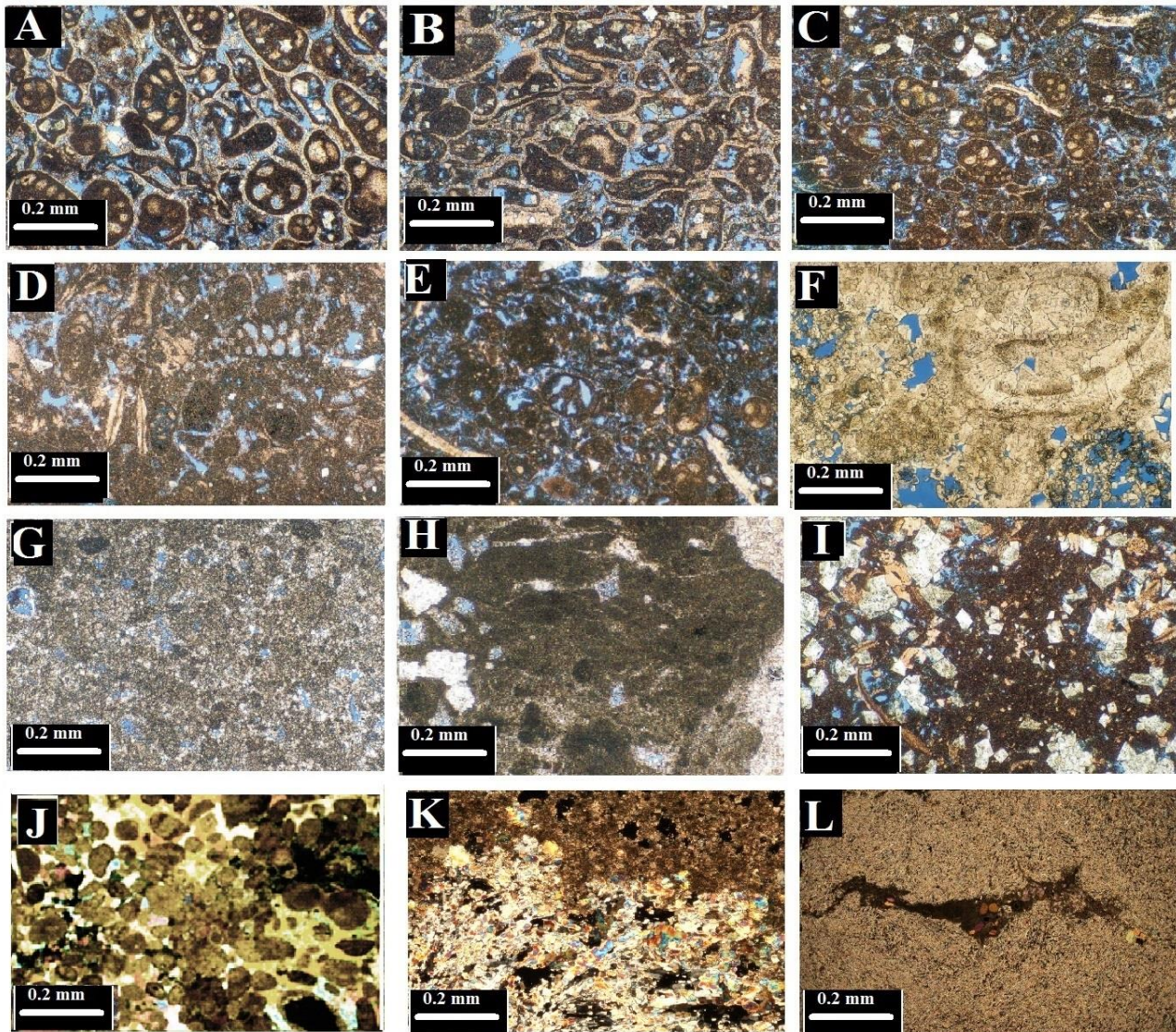
۳- ریزرخساره پکستون بایو کلاستی پلوئیدی (Mf3)
اجزای این رخساره شامل پلوئید، روزن‌داران کفزی کوچک، خرده‌های مرجانی، بایو کلاست و ماتریکس

میکرایتی است. این رخساره عموماً دارای ترکیبی از بایو کلاست‌های مختلف در یک زمینه تیره رنگ از مواد آلی است. فراوان‌ترین اجزای سازنده این رخساره پلوئید و میلیولید هستند (شکل ۵C). این رخساره معادل با RMF20 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

۴- ریزرخساره وکستون بایو کلاستی (Mf4)
آلوکم‌های این رخساره شامل پلوئید، روزن‌داران کفزی کوچک، مرجان، سوزن اسفنج و خرده‌های اکینوئیدی است. ماتریکس میکرایتی به فراوانی در این رخساره یافت می‌شود (شکل ۵D). این رخساره معادل با RMF16 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

۵- ریزرخساره وکستون تا پکستون بایو کلاستی (Mf 5)
اجزای این رخساره شامل دانه‌های پلوئید، روزن‌داران کفزی کوچک، خرده‌های مرجان و جلبک آهکی از جمله *Clypeina jurassica* می‌باشد. ماتریکس میکرایتی در این رخساره به فراوانی مشاهده می‌شود (شکل ۵E). این رخساره معادل RMF17 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

تفسیر کمربند رخساره‌ای لاگون: از ویژگی‌های رخساره‌های این کمربند حضور پلوئید، روزن‌داران کفزی از قبیل میلیولید، خرده‌های مرجانی و جلبک‌های آهکی در زمینه میکرایتی است که نشان‌دهنده محیط با انرژی متوسط می‌باشد. بافت‌های موجود نیز از قبیل بافت جانشینی نشان‌دهنده انرژی کمتر محیط تشکیل آنها می‌باشند. جلبک‌های سبز داسی کلا داسه و ژیمنو کودیاسه عمدتاً در رخساره‌های کم عمق رمپ داخلی و محیط‌های لاگونی نیمه محصور و محصور شده یافت می‌شوند. ژیمنو کودیاسه نسبت به داسی کلا داسه تا اعماق بیشتری گسترش داشته‌اند. همچنین جنس *Salpingoporella* به طور معمول در پشت ریف و لاگون‌های باز دیده می‌شود (Flügel, 2010).



شکل ۵: نمایش ریزرخساره‌های بخش عرب در میدان نفتی بلال: (A) رخساره گریستون بایوکلاستی پلوئیدی؛ (B) رخساره گریستون تا پکستون بایوکلاستی پلوئیدی؛ (C) رخساره پکستون بایوکلاستی پلوئیدی؛ (D) رخساره وکستون بایوکلاست‌دار؛ (E) رخساره وکستون تا پکستون بایوکلاست‌دار؛ (F) دولواستروماتولیت باندستونی؛ (G) رخساره پکستون دولومیتی با بافت فنسترال؛ (H) رخساره مادستون دولومیتی یا دولومادستون؛ (I) رخساره وکستون دولومیتی تا دولومیکرایت؛ (J) رخساره دولوگریستون اینتراکلاستی؛ (K) رخساره دولوستون انیدریتی؛ (L) رخساره انیدریتی.

مجموعه رخساره‌ای پهنه میان کشندی

در مغزه‌های این مجموعه ساخت کوچک مقیاس مورب مسطح و بایوتوریشن با فراوانی نسبتاً بالا مشاهده می‌شود. این مجموعه رخساره‌ای از دو ریزرخساره تشکیل شده است که عبارتند از:

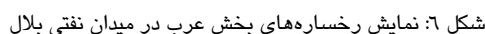
۶- ریزرخساره دولواستروماتولیت باندستونی (Mf 6)

این رخساره دارای ترکیب دولومیتی بوده و لامینه‌های نامنظم با ظاهری تیره رنگ که نشان دهنده وجود مواد آلی

در این رخساره است، از ویژگی‌های آن است. علاوه بر این، فابریک چشم پرنده‌ای نیز از دیگر ویژگی‌های این ریزرخساره می‌باشد (شکل ۵F). این ریزرخساره معادل با RMF22 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

۷- ریزرخساره پکستون دولومیتی با بافت فنسترال (Mf 7)

از دیگر ریزرخساره‌های شناسایی شده در این کمر بند رسوبی پکستون دولومیتی با بافت فنسترال است. در این



مجموعه رخساره‌ای فراکشندی

در مغزه‌های حاصل از حفاری این مجموعه، ساخت مورب
مسطح با فراوانی بیشتر و بایوتوربیشن و لامیناسیون با
فراوانی کمتر مشاهده می‌شود. پنج ریزرخساره این مجموعه
به ترتیب عبارتند از:

۸- ریزخساره مادستون دولومیتی (دولومادستون) (Mf 8)

دولومیت‌ها در این ریزرخساره لایه‌بندی بسیار ظریفی دارند و نسبتاً درشت دانه هستند. از دیگر آلوکم‌های فراوان این ریزرخساره پلوئید است. دولومیت‌های میکرایتی شده به وفور در این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۵H). این ریزرخساره معادل با RMF22 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

۹- ریزرخساره وکستون دولومیتی تا دولومیکرایت (Mf 9)

دولومیت‌های موجود در این ریزرخساره نسبتاً درشت دانه تا متوسط دانه و دارای ادخال هستند که نشان دهنده فابریک جانشینی آنها است. دولومیت‌های میکرایتی شده به وفور مشاهده می‌شوند. این ریزرخساره عموماً دارای زمینه گل می‌باشد. مهمترین آلوکم‌های سازنده این ریزرخساره

ریزرخساره دولومیت‌ها نسبتاً ریز دانه و عموماً دارای اذخال هستند که نشان دهنده بافت اولیه آن است. این ریزرخساره دارای میزان فراوانی از ساخت چشم پرنده‌ای است. همچنین گل در این ریزرخساره غالب است (شکل ۵G). این ریزرخساره معادل با RMF22 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

تفسیر کمر بند رخساره‌ای یه‌نه میان کشندی:

استروماتولیت‌ها در اثر فعالیت میکروبی و به تله افتادن رسوبات توسط سیانوباکتری‌های آهک‌ساز در محیط کم انرژی تشکیل می‌شوند (Tucker & Wright, 1990) و معرف محیط کم عمق و پهنه میان کشندی هستند (Riding, 2006). بنابراین ریزرخساره دولواستروماتولیت باندستونی در پهنه میان کشندی تشکیل می‌شود. دانه ریز بودن این ریزرخساره‌ها و همچنین بافت‌های موجود در این ریزرخساره‌ها از قبیل بافت چشم پرنده‌ای و بافت فسترال همراه با دولومیت‌های فراوان حاکی از انرژی بالای محیط تشکیل آنها و ته‌نشست این مجموعه در پهنه میان کشندی است (Berbier *et al.*, 2012).

تفسیر کمربند رخساره فراکشندی: ریزرخساره دولوستون انیدریتی نشان دهنده شرایط گرم و خشک و فراکشندی است. هنگامی که میزان تبخیر از میزان بارش بیشتر باشد، به دلیل ایجاد شرایط فوق اشباع، محلول‌های غنی از سولفات تشکیل می‌شود (Lucia, 2007). ریزرخساره انیدریتی با بافت قفس مرغی معرف نهشته‌های فراکشندی و سبخای ساحلی است (Alsharhan & Kandal, 2003). این احتمال وجود دارد که با افزایش میزان تبخیر، مقدار منیزیم از کلسیم بیشتر شده و دولومادستون تشکیل می‌شود (Warren, 2000). دولومیت‌های میکرایتی شده در این مجموعه نشان‌دهنده محیط رسوب‌گذاری با انرژی بالا مانند نواحی بالای پهنه کشندی هستند (Flügel, 2010). حضور اینتراکلاست در ریزرخساره دولوگرینستون اینتراکلاستی نشان از تشکیل آن تحت تأثیر عملکرد امواج و پهنه فراکشندی است (Tucker, 2001). فقدان فسیل نیز نشان از نبود شرایط مساعد جهت زیست موجودات زنده و همچنین چرخش محدود آب و حاکی از نهشته شدن در پهنه فراکشندی است (Berbier et al., 2012).

مدل رسوبی

بر اساس قانون والتر و همچنین مقایسه بخش مورد مطالعه با محیط‌های عهد حاضر و دیرینه (برای مثال: Read, 1985; Einsele, 1986; Tucker & Wright, 1990)، مدل رسوبی بخش عرب شناسایی و ارائه گردید. (2000)، مدل رسوبی بخش عرب شناسایی و ارائه گردید. تغییرات تدریجی رخساره‌ها در توالی رخساره‌ای، نبود رسوبات ناشی از تغییرات ناگهانی شیب محیط رسوبی و نیز نبود رخساره‌های ریفی که بیانگر حضور سد حاشیه‌ای بر روی پلاتفرم می‌باشند و در نهایت مقایسه این سازند در برش‌ها یا چاه‌های مختلف خلیج فارس با یکدیگر، حاکی از

پلوئید، بایو کلاست‌ها و سوزن اسفنج است. قالب‌های بایو کلاستی نیز در این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۵I). این ریزرخساره معادل با RMF10 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

۱۰- ریزرخساره دولوگرینستون اینتراکلاستی (Mf 10)

در این ریزرخساره آلوکم غالب اینتراکلاست است. فراوانی اینتراکلاست‌ها بین ۱۰ تا ۲۰ درصد و اندازه متوسط آنها بین ۰/۱۵ تا ۰/۲۷ میلی متر متغیر است. اینتراکلاست‌های موجود نیمه گرد شده تا نسبتاً گرد شده هستند و از جورشدگی نسبتاً خوبی برخوردارند. از دیگر آلوکم‌های سازنده این ریزرخساره می‌توان به پلوئید و برخی خرده‌های بایو کلاستی اشاره کرد (شکل ۵J). این ریزرخساره معادل با RMF12 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

۱۱- ریزرخساره دولوستون انیدریتی (دولومیت با نودول انیدریت) (Mf 11)

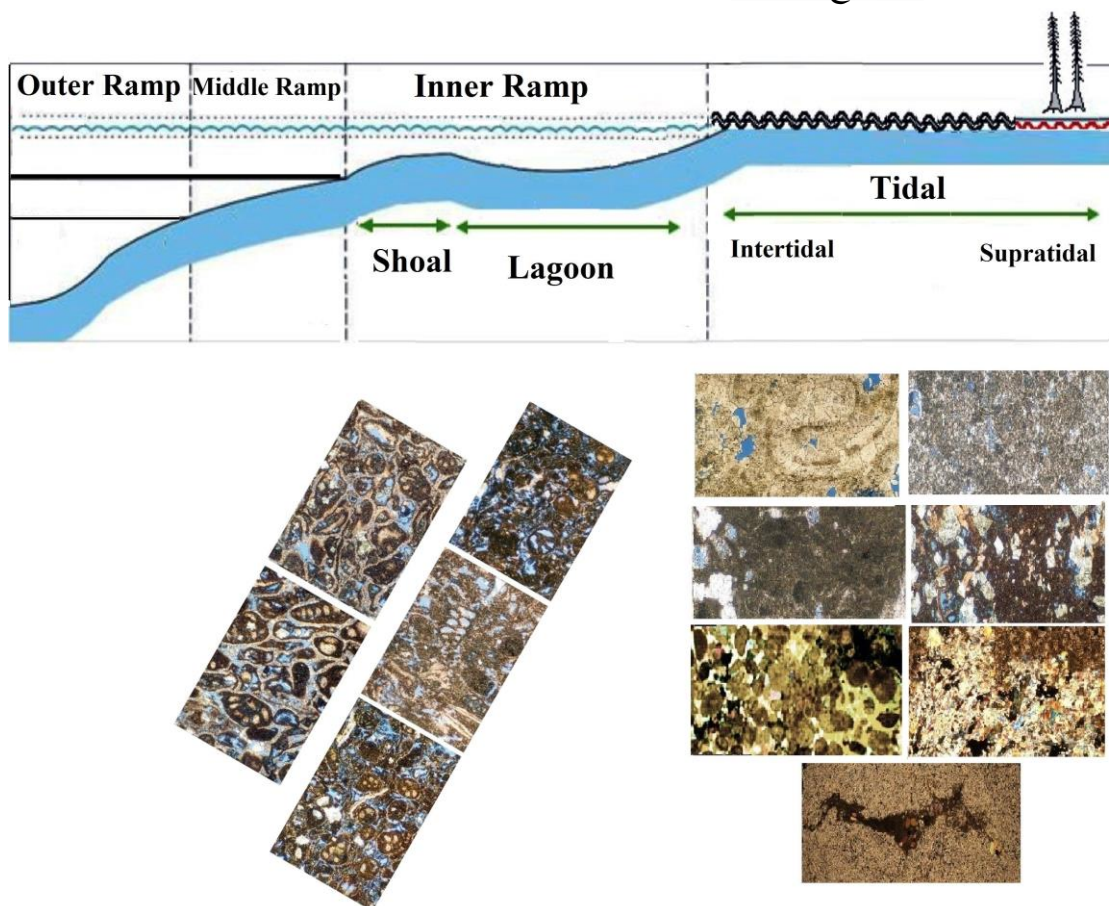
اجزای اصلی این ریزرخساره دولومیت‌های ریزدانه و انیدریت با فراوانی یکسان است. سیمان انیدریتی به وفور در این ریزرخساره یافت می‌شود. زمانی که میزان سیمان انیدریتی خیلی بالا باشد، به جای دولومیت از واژه دولوستون برای ریزرخساره استفاده می‌شود (شکل ۵K). این ریزرخساره معادل با ریزرخساره RMF25 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

۱۲- ریزرخساره انیدریتی (Mf 12)

آلوکم اصلی این ریزرخساره انیدریت است. دولومیت در این ریزرخساره وجود ندارد و یا به میزان کمی مشاهده می‌شود. انیدریت‌هایی که همزمان با رسوب‌گذاری تشکیل شده‌اند، نشان‌دهنده بافت قفس مرغی هستند (شکل ۵L). این ریزرخساره معادل با رخساره RMF25 از رخساره‌های استاندارد در نوشته Flügel (2010) است.

گرفت. به طور کلی از ابتدا به سمت انتهای توالی با توجه به تبدیل سنگ آهک به دولومیت و انیدریت و نهشته‌های تبخیری از میزان عمق محیط کاسته شده است.

نهشته شدن بخش عرب در یک رمپ کربناته با عمق کم می‌باشد (شکل ۶ و ۷). همچنین بر اساس تقسیم بندی Read (1982-1985) می‌توان این رمپ را از نوع هموکلینال در نظر



شکل ۷: مدل رسوبی پیشنهادی بخش عرب در میدان نفتی بلال

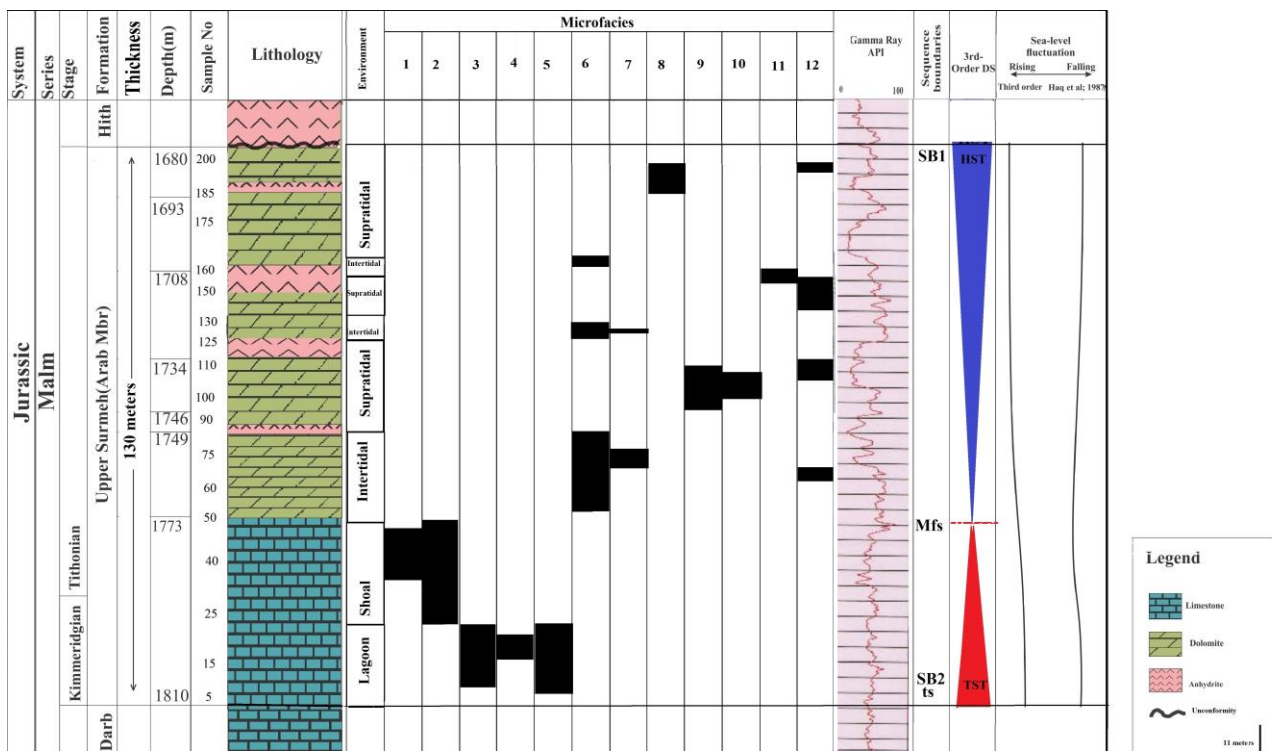
مطالعه قرار داده و پنج ناپیوستگی را در قاعده و رأس سازند سورمه، رأس انیدریت هیث، رأس سازند فهلیان و رأس سازند داریان شناسایی نموده است. بخش پایانی توالی ژوراسیک در حوضه خلیج فارس به خصوص سازند عرب با وجود مخازن عظیم هیدروکربنی اهمیت زیادی دارد. به همین خاطر، از جنبه‌های گوناگون از جمله چینه نگاری سکانسی مورد توجه و مطالعه قرار گرفته است. به عنوان مثال Sharland *et al.* (2001) سازند عرب را در نواحی مختلف پلاتفرم عربی مورد مطالعه قرار داده و بخش‌های A تا D آن را به صورت چهار سکانس رسوبی رده سوم (J70 تا J100) تعریف کرده‌اند. با این حال، تعمیم این

چینه نگاری سکانسی

چینه نگاری سکانسی ابزاری است که ارتباط بین توالی‌های رسوبی و مرزهای سکانسی را امکان پذیر می‌کند (Catuneanu, 2014; Kelechi *et al.*, 2016). در این مطالعه سکانس‌های رسوبی بر اساس روش VanWagoner *et al.* (1988-1990) مشخص و تفکیک شده‌اند (شکل ۸). Wells (1965) لیتوفاسیس و زمین شناسی تاریخی گروه خامی (شامل سازندهای سورمه، هیث، فهلیان، گدون و داریان) را مورد مطالعه قرار داده و آن را به پنج چرخه رسوبی عمده تقسیم کرده است. Kheradpir (1975) چینه نگاری گروه خامی را در جنوب غرب ایران مورد

پیش‌روی سطح آب دریا و نهشته شدن آن در دسته ریزرخساره TST است. همچنین در این بخش از سکانس به صورت تدریجی بر میزان API حاصل از پرتو گاما افزوده شده که این نیز حاکی از پیش‌روی سطح آب دریا است. حضور جنس‌های کفزی از قبیل *Glomospirella*، *Haurania*، *Pseudocyclammia* و افراد *Textularids* در سنگ آهک‌های این بخش از سکانس که دارای پوسته آگلوتینه هستند در این بخش چشمگیر است. فراوانی جنس و گونه‌های آگلوتینه حاکی از کاهش اکسیژن و کاهش کربنات کلسیم محلول و تبدیل شرایط مطلوب به نامطلوب است و این شرایط در نتیجه پیش‌روی حاکم می‌شود (Nagy et al., 2001). لذا این دسته ریزرخساره به شرایط پیش‌روی سطح آب دریا متعلق است (شکل ۸). بیشینه پیش‌روی سطح آب دریا (MFS) در این سکانس با بیشترین میزان API (حدود ۹۰-۹۵) مشخص شده است. این بیشینه پیش‌روی سکانس در عمق ۱۷۷۳ متر و در مرز تبدیل سنگ آهک‌ها به دولومیت و در ریزرخساره گرینستون تا پکستون بایو کلاستی پلوئیددار واقع است.

یافته‌ها به مرکز خلیج فارس و تطابق آنها با واحد کربنات بالایی سازند سورمه نیازمند بررسی‌ها و داده‌های بیشتر است که در این مطالعه به بررسی آن می‌پردازیم. آخرین سکانس رسوبی سازند سورمه، مجموعه‌ای از سنگ‌های متعلق به کیمریجین - تیتونین را دربر می‌گیرد که با بخش بالایی سازندهای نجمه و گوتیا در لرستان و عراق و سازندهای عرب و هیث در جنوب خلیج فارس هم‌ارز است. این سکانس رسوبی از سنگ آهک و دولومیت با میان لایه‌های انیدریت شکل گرفته است. این سکانس با سنگ آهک‌های متعلق به کیمریجین و ابتدای تیتونین و بنابراین افزایش فضای رسوب‌گذاری نسبت به نرخ تولید رسوب آغاز شده است که نشان از متعلق بودن این بخش از سکانس به دسته ریزرخساره پیش‌روی است. نهشته شدن ریزرخساره‌های کمر بند سدی از قبیل ریزرخساره گرینستون پلوئیدی و گرینستون تا پکستون بایو کلاستی پلوئیدی بر روی ریزرخساره‌های پکستون بایو کلاستی پلوئیدی، و کستون بایو کلاستی و وکستون تا پکستون بایو کلاستی متعلق به لاگون در این قسمت، نشان از



شکل ۸: آنالیز چینه نگاری سکانسی بخش عرب در میدان نفتی بلال

همچنین در سطح بیشینه غرق شدگی جایی که اکسیژن و کربنات کلسیم محلول در آب به حداقل می‌رسد، روزن‌داران کفزی با پوسته کلسیتی نیز به کمترین مقدار رسیده و یا غایب هستند (Nagy et al., 2001). در این سطح اجتماعات فسیلی متنوع و فراوان حضور دارند (شکل ۸) (Brett, 1995; Emery & Myers, 1996).

در انتهای تیتونین و در انتهای این سکانس رسوبی با تبدیل سنگ آهک‌ها به دولومیت و انیدریت و به طور کلی تبدیل ریزرخساره‌های لاگونی و پشته سدی به ریزرخساره‌های کمربند بالا و میان کشندی از قبیل دولواستروماتولیت باندستونی و دولوستون انیدریتی شرایط به گونه‌ای بوده که نرخ تولید رسوب به تدریج از فضای رسوب گذاری بیشتر شده است و بنابراین در این بخش از سکانس پس‌روی سطح آب دریا صورت گرفته است. در چنین شرایطی، با وجود بالا بودن و ثبات نسبی سطح آب دریاها، تنها تناوبی از ریزرخساره‌های کم عمق ساخته شده در تالاب‌ها و پهنه‌های کشندی حضور دارند. همچنین در این بخش از سکانس رفته رفته از میزان API کاسته شده است که این خود نشان دیگری از پس‌روی سطح آب دریا است. از طرفی، این قسمت از سکانس فاقد هر گونه فسیلی است که این امر گویای نامساعد بودن شرایط و چرخش محدود آب و در نتیجه نهشته شدن این بخش از سکانس در دسته ریزرخساره پس‌روی است. مرز زیرین این سکانس رسوبی، با توجه به واقع شدن بخش عرب به صورت پیوسته بر روی سازند دارب و نبود شواهد فرسایشی از نوع SB2 و مرز بالایی آن با توجه به قرار گرفتن در زیر تبخیری‌های سازند هیث و شواهد خروج از آب از نوع SB1 است. همچنین مرز زیرین این سکانس رسوبی با توجه به شواهد پیش‌روی Ts است (شکل ۸).

تغییرات سطح آب دریای بخش عرب در زمان رسوب گذاری با منحنی تغییرات سطح آب دریای جهانی (Haq et al., 1987) تا حدود زیادی مطابقت می‌کند که این نشان از یکسان بودن شرایط رسوب گذاری آنها است (شکل ۸). لازم به ذکر است که حضور چشمگیر تبخیری‌ها در سازندهای عرب، هیث و گوتنیا بیانگر آب و هوای گرم و خشک اواخر ژوراسیک پسین در خاورمیانه است.

نتیجه‌گیری

به طور کلی بخش بالایی سازند سورمه (بخش عرب) یک توالی کربناته - تبخیری و نسبتاً کم عمق است که در میدان نفتی بلال در بخش دور از ساحل خلیج فارس نهشته شده است. بر اساس مطالعات فسیل شناسی صورت گرفته، بخش بالایی سازند سورمه (بخش عرب) در میدان مورد مطالعه، در ژوراسیک پسین و در کیمبریجین تا تیتونین نهشته شده است. آنالیز رخساره‌ها نشان می‌دهد که بخش عرب در چهار کمربند رسوبی به ترتیب شامل پشته سدی، لاگون، پهنه میان کشندی و پهنه فراکشندی متعلق به رمپ هموکلینال با عمق کم نهشته شده است. از ابتدا به سمت انتهای توالی با توجه به تبدیل سنگ آهک به دولومیت و انیدریت و نهشته‌های تبخیری از میزان عمق تشکیل آن کاسته شده است. بر اساس مطالعات چینه‌نگاری سکانسی، بخش عرب که آخرین سکانس رسوبی سازند سورمه است، از یک سکانس رسوبی رده سوم شکل گرفته است. همچنین این توالی نشان‌دهنده شرایط آب و هوایی گرم و خشک در اواخر ژوراسیک پسین در این حوضه است.

سپاس‌گزاری

نویسندگان مقاله از پژوهشگاه صنعت نفت مرکز اهواز و شرکت نفت فلات قاره برای حمایت‌های ویژه از این طرح قدردانی می‌نمایند.

منابع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. *سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۵۸۶ ص.

- Al-Husseini, M.I., 2008. Launch of the Middle East geologic time scale. *GeoArabia*, 13 (4): 185-188.
- Alsharhan, A.S., & Kendall, C.G.ST.C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Review*, 61: 191-243
- Al-Silwadi, M.S., Kirkham, A., Simmons, M.D., & Twombly, B.N., 1996. New insights into regional correlation and sedimentology, Arab Formation (Upper Jurassic), offshore Abu Dhabi. *GeoArabi*, 1 (1): 6-27.
- Berbier, M., Hamon, Y., Callot, J.P., Floquet, M., Daniel, J.M., & Daniel, J.M., 2012. Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of a carbonate reservoir, The Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). *Marine and Petroleum Geology*, 29: 50-67.
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. First edition, *Palaeontology and Stratigraphy*, 571p.
- Brett, C.E., 1995. Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environments. *Palaaios*, 10: 597-616.
- Catuneanu, O., 2014. International subcommission on stratigraphic classification: Guidelines for sequence stratigraphy. *Serach and Discovery Article, (Vision) Calgary TELUS convention centre & ERCB core research centre*, Calgary, AB, Canada, 10p.
- Chiocchini, M., Chiocchini, R.A., Didaskalou, P., & Potetti, M., 2008. Micropaleontological and biostratigraphical researches on the Mesozoic of the Latium-Abruzzi carbonate platform (Central Italy). *Memorie descrittive della, Carta Geologica D'Italia*, 6: 65-75.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 587p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.H., (ed.), *Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Emery, D., & Myers, K., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwells, Oxford, UK, 297p.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary basin evolution, facies and sediment budget*, Second edition. Springer-Verlag, 292p.
- Embry, A.F., & Klovan, E.J., 1972. Absolute water depth limits of the Devonian paleoecological zones. *Geology Rundschau*, 61: 672-686.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Heidelberg, Dordrecht, London, New York, 984p.
- Galazzo, F.B., Thomas, E., & Giusberti, L., 2015. Benthic foraminiferal response to the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) in the South-Eastern Atlantic (ODP Site 1263), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417: 432-444.
- Hughes, G.W., 1996. A new bioevent stratigraphy of late Jurassic Arab-D carbonates of Saudia Arabia. *GeoArabia*, 1 (3): 417-434.
- Hughes, G.W., 2003. Middle to late Jurassic Biofacies of Saudia Arabia. *Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafia*, 10 (1): 173-179.
- Hughes, G.W., 2018. A new thin-section based micropaleontological biozonation for Saudia Arabia Jurassic carbonates. *Micropaleontology*, 64 (5-6): 331-364.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea-level Changes: an Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 42:71-108.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area, *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 49 (12): 2182-2245.
- Kelechi, A.I., Beka, F.T., & Adiola, U.P., 2016. Sequence stratigraphy and researvoir characterisation; Case study of field X, Niger delta. *International Journal of Science Inventions*, 5 (3): 215-225.
- Kheradpir, A., 1975. Stratigraphy of Khami Group in Southwest Iran. *Iranian Offshore Oil Company*, 1235: 388-402. (Unpublished)

- Loeblich, A.R., & Tappan, H; 1988a. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand, New York, 970 p.
- Loeblich, A.R., & Tappan, H; 1988b. Foraminiferal genera and their classification (Plates). Van Nostrand, New York, 212p.
- Lucia, F.J., 2007. Carbonate reservoir characterization, an integrated approach. *Springer*, Berlin, New York, p xii, 336p.
- Nagy, J., Finstad, E.K., Dypvik, H., Bremer, & M.G.A., 2001. Response of foraminiferal facies to trasgressive-regressive cycles in the Callovian of northeast Scotland. *Journal of Foraminiferal Research*, 3: 324-349.
- Read, J.F., 1982. Carbonate platforms of passive (extentional) continental margins type, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81: 195-211.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 1-21.
- Reading, H.G., 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. *Wiley-Blackwell*, 688p.
- Riding, R., 2006. Microbial carbonate abundance compared with fluctuations in metazoan diversity over geological time. *Sedimentary Geology*, 185: 229-238.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, H.P., Horbory, A.D., & Simons, M.D., 2001. Arabian plate sequence stratigraphy, Gulf Petrolink, Bahrain. *GeoArabia*, 370p.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary petrology, Third edition. *Blackwell*, Oxford, 260p.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Science*, Oxford, 492 p.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.Jr., & Campion, K.M., Rahmanian, V.D; 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops, concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, 7: 1-55.
- 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.
- Warren, J.K., 2006. Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. *Springer-Verlag*, 1036p.
- Warren, J., 2000. Dolomite, occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Reviews*, 52: 1-81.
- Wells, A.J., 1965. Lithofacies and geological history of Khami Group in South West of Iran. *Iranian Offshore Oil Company*, Report No. 1082 (Unpublished).



بررسی ویژگی "چشم‌های کلسیتی" در روزن‌داران کفزی بزرگ نهشته‌های کربناته آپتین - آلبین، شمال و جنوب غرب اقیانوس نئوتتیس

سید محمد علی موسوی‌زاده^{۱*}، غلامرضا تاج‌بخش^۱

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

*پست الکترونیک: moosavizadeh@yazd.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۳/۳۰

تاریخ دریافت: ۹۸/۲/۱۵

چکیده

بررسی روزن‌داران کفزی بزرگ در رسوبات سازند داریان به سن آپتین - آلبین در شمال شیراز نشان دهنده وجود ساختارهای دایره‌ای تا بیضی شکل در دیواره این نوع از میکروفسیل‌ها است. از آن جا که این ساختارها به طور کامل توسط کلسیت اسپاریتی شفاف پُر شده‌اند، با عنوان "چشم‌های کلسیتی" شناخته می‌شوند. از آن جا که هنوز ابهاماتی در مورد سازوکار تشکیل این ساختارها وجود دارد مطالعه حاضر سعی دارد تا ضمن بررسی ریخت‌شناسی، فراوانی و نحوه توزیع چشم‌های کلسیتی در اربیتولیندها، شرایط رسوب‌گذاری و دیرینه‌بوم‌شناسی در زمان تشکیل رسوبات سازند داریان را با فرآیندهای مطرح شده در رابطه با تشکیل چشم‌های کلسیتی مقایسه کرده و بهترین سازوکار را مشخص کند. به منظور بررسی ارتباط بین حضور این ساختارها و واکنش‌های زیستی و سازگاری جاندار نسبت به شرایط محیطی خاص نظیر کاهش سطح اکسیژن در آب، روند تغییرات فراوانی چشم‌های کلسیتی در ستون چینه‌شناسی با رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی آپتین پیشین (OAE1a) و رسوبات همزمان با آن مقایسه شد. در نهایت با بررسی ویژگی‌های ساختاری چشم‌های کلسیتی و شواهد موجود مشخص شد که این ساختارها نمی‌توانند در نتیجه سازگاری موجود نسبت به تغییرات محیطی ایجاد شده باشند و لذا ساختارهای یاد شده همان سوزن‌های اسفنج هستند که به عنوان جسم خارجی در پوسته آگلوتینه روزن‌داران کفزی سازند داریان استفاده شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: اربیتولیند؛ چشم‌های کلسیتی؛ روزن‌داران کفزی بزرگ؛ سازند داریان؛ سوزن اسفنج.

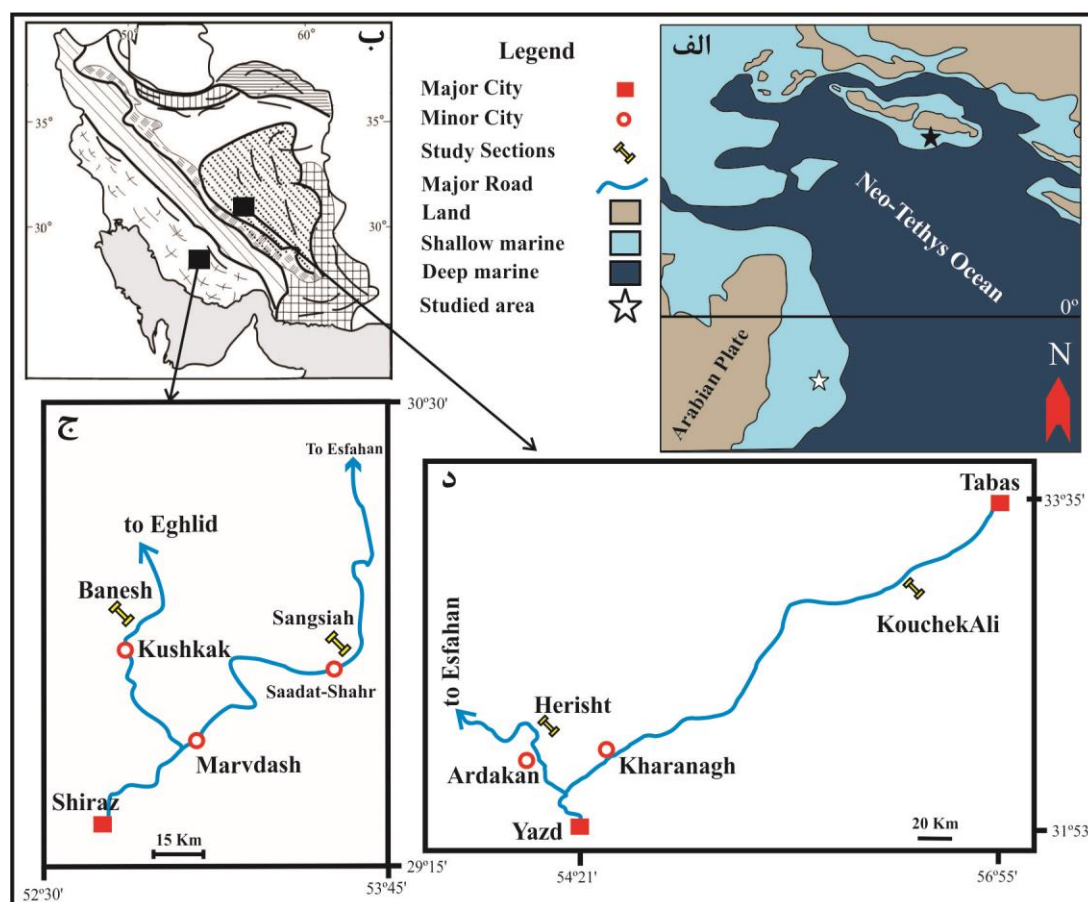
مقدمه

تشکیل سازند داریان، در عرض جغرافیایی تقریبی ۱۰ درجه جنوبی قرار داشته است (Huck *et al.*, 2011) (شکل ۱الف). سازند داریان به سن کرتاسه پیشین (آپتین - آلبین) (Schroeder *et al.*, 2010)، آخرین سازند از گروه خامی است که توسط James & Wynd (1965) نام‌گذاری شده و از نظر پتانسیل مخزنی هیدروکربن حائز اهمیت است (Habibi *et al.*, 1994؛ Rahmani *et al.*, 2010). در زمان تشکیل سازند داریان، ورقه عربی در قسمت جنوب غرب

پهنه ساختاری زاگرس بخشی از روند تکاملی و رسوب‌گذاری خود را در زمان کرتاسه و در حاشیه شمال غرب یک پلاتفرم گسترده کربناته به نام ورقه عربی طی کرده است (Sharland *et al.*, 2001; Ziegler, 2001). موقعیت جغرافیای دیرینه منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمال شرقی این ورقه و جنوب غرب اقیانوس نئوتتیس (Alavi, 2004; Ziegler, 2001; Sharland *et al.*, 2001) بوده و از لحاظ عرض جغرافیایی قدیمه در زمان

رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی و ویژگی‌های دیرینه‌بوم‌شناسی دارد، این رسوبات از جنبه‌های مختلفی مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است.

حوضه نئوتتیس قرار داشته و به عنوان یکی از پهنه‌های تولید کربنات در این اقیانوس شناخته شده است (Masse, 2003؛ Hillgärtner et al., 2003؛ Millán et al., 2011). با توجه به اهمیتی که سازند داریان از لحاظ شرایط محیط



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه؛ الف) موقعیت مناطق مورد مطالعه در پهنه ساختاری زاگرس و ایران مرکزی (با تغییراتی از Heydari et al., 2003)؛ ب) راه‌های دسترسی به برش‌های سنگ سیاه و بانس در شمال شرق شیراز؛ ج) راه‌های دسترسی به برش‌های هریشت و کوچکعلی در شمال و شمال شرق یزد؛ د) موقعیت جغرافیای دیرینه برش‌های مورد مطالعه در شمال و جنوب غرب اقیانوس نئوتتیس (با تغییراتی از Huck et al., 2011)؛ موقعیت برش‌های بانس و سنگ سیاه با ستاره سفید و موقعیت برش‌های هریشت و کوچکعلی با ستاره مشکی مشخص شده است.

ویژگی‌های دیرینه‌بوم‌شناسی به عنوان یک فسیل رخساره‌ای جهت تفکیک زیرمحیط‌های رسوبی کاربرد دارند (Pittet et al., 2002). یکی از ویژگی‌هایی که در مورد اریتولینیدا کمتر در ایران مورد توجه قرار گرفته است، ساختارهایی است که با عنوان چشم‌های کلسیتی شناخته شده‌اند.

چشم‌های کلسیتی ساختارهای کروی تا بیضوی شکلی هستند که به صورت دایره‌های شفاف بر روی پوسته

یکی از ویژگی‌های بارز سازند داریان فراوانی گونه‌های مختلف اریتولینید در این سازند است به طوری که در ابتدای امر این سازند به نام "سنگ آهک اریتولینیدار" نام‌گذاری شده بود (James & Wynd, 1965). این روزن‌داران کفزی بزرگ از یک سو به دلیل روند تکاملی سریع و تغییرات ریخت‌شناسی به عنوان فسیل‌های شاخص جهت تعیین سن رسوبات حائز اهمیت هستند (Schroeder et al., 2010). از سوی دیگر، به دلیل

خانواده اربیتولینیده دیده می شوند (Douglass, 1960; Mohammed, 2016). این ویژگی ابتدا توسط Silvestri (1932) مورد توجه قرار گرفت و سپس توسط محققان دیگری نظیر Colom (1955)، Hofker (1963)، Reiss et al. (1966) و Schroeder & Neumann (1985) گزارش شد، اما علت پیدایش آنها چندان مورد بحث قرار نگرفت. مطالعه اولیه این ذهنیت را ایجاد کرد که چشم‌های کلسیتی فقط در جنس *Orbitolina* وجود دارد (Douglass, 1960)، اما مطالعات بعدی (Mohammed, 1981, 1996) نشان داد که این ساختارها در جنس‌هایی نظیر *Montseciella*, *Mesorbitolina*, *Conicorbitolina*, *Neoiraqia*, *Palorbitolina* و *Praeorbitolina* نیز دیده می شوند.

به طور کلی به دلیل عدم کارایی چشم‌های کلسیتی در رده‌بندی اربیتولینیدا، این مقوله چندان مورد توجه دیرینه‌شناسان قرار نگرفته است. با وجود این Douglass (1960) معتقد است که پراکندگی چینه‌شناسی چشم‌های کلسیتی نشان می دهد این ویژگی به صورت تصادفی اتفاق نیفتاده، بلکه یک پدیده زیستی بوده و از این جنبه حائز اهمیت است. به لحاظ زمانی و جغرافیایی، وجود چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدا محدودیتی ندارد، البته در بازه زمانی آلبین فراوان تر هستند (Mohammed, 2016). مطالعات نشان می دهد در برخی مناطق مانند آمریکا ظهور چشم‌های کلسیتی به صورت محلی تنها به رسوبات آپتین بالایی محدود می شود (Douglass, 1960). مطالعات صورت گرفته در ایران توسط صفری و همکاران (۱۳۸۷) و همچنین طاهرپور خلیل آباد و همکاران (۱۳۹۴) نشان دهنده حضور این ساختارها در اربیتولینیدهای سازند داریان در حوضه زاگرس و سازند تیرگان در حوضه کپه داغ است. نظریات مختلفی در مورد سازوکار و علت تشکیل چشم‌های کلسیتی مطرح شده است. برخی از محققین این

ساختارها را انواع دیگری از روزن داران در نظر گرفته اند که به صورت همزیستی با اربیتولینید میزبان زندگی می کرده اند. از این بین پژوهشگرانی نظیر Galloway (1933) و پس از آن Colom (1955) معتقد بودند که این دایره‌های کلسیتی متعلق به الیگوسترینیدا هستند. افرادی نظیر Hofker (1963) با این دیدگاه موافق نبوده و این ویژگی را با برش‌های افقی *Nannoconus* مرتبط دانسته اند. این دیدگاه از باور Bronniman (1955) ریشه گرفته بود که اعتقاد داشت برخی از گونه‌های *Nannoconus* با اربیتولینیدا در ارتباط بوده اند.

ذکر این نکته لازم است که مطالعات صورت گرفته توسط Schroeder & Cherchi (1979) و تصاویر ارائه شده توسط آنها از نانوکونیدهای آگلوتینه شده در پوسته اربیتولینیدا به وضوح تفاوت آنها را از لحاظ ساختار دیواره با چشم‌های کلسیتی نشان می دهد. به همین دلیل با اطمینان می توان گفت که آنچه در اصطلاح به عنوان چشم‌های کلسیتی شناخته می شوند با نانوکونیدا متفاوت هستند.

از نظر Hofker (1963) دیواره تک لایه‌ای چشم‌های کلسیتی هیچ شباهتی به دیواره دولایه *Pithonella ovalis* نداشته و این دو مورد از نظر اندازه، شکل و ساختار کاملاً با هم متفاوت هستند. علاوه بر این، محیط زیست الیگوسترینیدا مربوط به رسوبات دریایی عمیق بوده و در رسوبات دانه درشت مانند سنگ آهک‌های حاوی *Orbitolina* دیده نمی شوند، در حالی که اربیتولینیدهای حاوی چشم‌های کلسیتی در رسوبات کم عمق و حتی در رسوبات حاوی دانه‌های تخریبی (محیط‌های نریتیک کم عمق) به فراوانی مشاهده می شوند. به همین دلایل، وی ارتباط بین الیگوسترینیدا و چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدا را منتفی می دانست. به علاوه بازه زمانی فراوانی پیتونلیدا (*Pithonella sphaerica*, *Pithonella*)

شده با شواهد محیطی و دیرینه‌بوم‌شناسی در زمان تشکیل این رسوبات مقایسه گردیده و محتمل‌ترین فرضیه در این رابطه معرفی شود.

روش مطالعه

با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیوند (یوسفی و کارگر، ۱۳۷۸) و سعادت شهر (کارگر، ۱۳۸۱)، دو برش چینه‌شناسی سنگ‌سیاه و بانس در شمال و شمال شرق شیراز (شکل ۱-ب-ج) انتخاب و نمونه برداری شدند (در مجموع تعداد ۳۵۱ نمونه کربناته و شیلی). نمونه‌های کربناته به روش Grabau (1904) در صحرا نام‌گذاری و مقاطع نازک آنها تهیه شد. جهت بررسی‌های آزمایشگاهی، ابتدا مقاطع نازک برای تفکیک کلسیت از دولومیت توسط محلول آلیزارین قرمز به روش Dickson (1966) رنگ آمیزی شدند و سپس توسط میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. جهت نام‌گذاری رخساره‌ها از روش Dunham (1962) و در مورد برخی رخساره‌ها از روش Embry & Klovan (1971) استفاده شد. جنس و گونه‌های اربیتولینیدی بر اساس آخرین بایوزون‌بندی صورت گرفته توسط Schroeder et al. (2010) شناسایی شدند و وجود یا نبود چشم‌های کلسیتی در آنها بررسی گردید. انواع چشم‌های کلسیتی بر اساس منابعی چون Haslett (1992) و Schlagintweit et al. (2007) شناسایی شدند. در نهایت روند تغییرات فراوانی چشم‌های کلسیتی با داده‌های ژئوشیمیایی و دیرینه‌بوم‌شناسی ارائه شده توسط Moosavizadeh et al. (2014, 2015) که در مطالعات قبلی از این سازند به دست آمده بود مقایسه شدند. علاوه بر این تعدادی نمونه سنگی کربناته از ارتفاعات معادل سازند تفت در برش هریشت واقع در شمال یزد (شکل ۱-د) به سن آپتین - آلبین (Bucur et al., 2012) و نمونه‌های کربناته سازند بادامو به سن توآرسین

ovalis و *Bonetocardiella conoidea* به عنوان یک رویداد جهانی در مرز سنومانین - تورونین گزارش شده است (Omana et al., 2014) که با محدوده زمانی حضور اربیتولینیدها در بارمین پسین تا انتهای سنومانین پیشین (Schroeder et al., 2010) همخوانی ندارد در حالی که اغلب مطالعات نشان دهنده فراوانی چشم‌های کلسیتی در بازه زمانی بارمین پسین تا انتهای سنومانین پیشین است (Mohammed, 1996; Mohammed, 2016).

در ادامه این بررسی‌ها، Douglass (1960) فرضیه متفاوتی با آن چه تا به حال عنوان شده بود مطرح کرد و این ساختارها را به فضاهای باز نسبت داد که توسط خود موجود و طی زندگی آن به وجود آمده است. استدلال او برای این فرضیه، شباهت بین مواد پرکننده این حفرات و مواد پرکننده گذرگاه‌های شعاعی^۱ در ساختار اربیتولینیدها بود. پس از آن با مطالعاتی که توسط Hartman (1981) بر روی دیواره اربیتولینیدها صورت گرفت، مشخص شد که این موجودات از مواد خارجی مانند دانه‌های کوارتز و یا حتی سوزن‌های اسفنج در ساخت دیواره آگلوتینه خود استفاده می‌کنند. نتایج مشابهی توسط Vilas et al. (1995) با مطالعه بر روی پوسته *Palorbitolina lenticularis* به دست آمده و این فرضیه شکل گرفت که چشم‌های کلسیتی موجود در پوسته اربیتولینیدها، در واقع مقاطع عرضی سوزن اسفنج‌ها هستند که توسط موجود و به منظور ساخت دیواره مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

مطالعه حاضر سعی دارد در ابتدا گزارشی از ویژگی‌های چشم‌های کلسیتی و روند تغییرات آنها از لحاظ فراوانی، اندازه و پراکندگی در رسوبات سازند داریان ارائه نماید. در ادامه به منظور بررسی و تحقیق فرضیات مطرح شده در مورد سازوکار تشکیل این ساختارها، ویژگی‌های شناسایی

1- radial passage

شیراز (شکل ۱ ج) واقع شده‌اند. دسترسی به برش‌های مورد مطالعه به ترتیب از طریق جاده شیراز به اصفهان و جاده شیراز به اقلید امکان پذیر است. برش چینه‌شناسی هریشت در مختصات جغرافیایی $32^{\circ} 24' 01''$ عرض شمالی در مسیر جاده یزد به اصفهان (شکل ۱ د) و برش چینه‌شناسی برداشت شده از سازند بادامو در منطقه کوچکعلی با مختصات جغرافیایی $56^{\circ} 24' 46''$ طول شرقی و $33^{\circ} 14' 41''$ عرض شمالی در مسیر جاده یزد به طبس (شکل ۱ د) واقع شده‌اند. از لحاظ موقعیت جغرافیای دیرینه، برش‌های سنگ‌سیاه و بانس در حاشیه جنوب غرب اقیانوس نئوتتیس و برش‌های هریشت و کوچکعلی در حاشیه شمال - شمال شرقی این اقیانوس قرار داشته‌اند.

توصیف چشم‌های کلسیتی

بررسی ویژگی‌های ساختاری چشم‌های کلسیتی شامل ریخت‌شناسی، موقعیت قرارگیری آنها بر روی پوسته‌های اربیتولینید و توزیع چینه‌شناسی آنها است. در ادامه به جزئیات بیشتر هر یک از موارد فوق الذکر پرداخته شده است.

ریخت‌شناسی

در مطالعات انجام شده به طور کلی دو فرم اصلی و یک فرم فرعی از چشم‌های کلسیتی در پوسته اربیتولینیدهای موجود در نهشته‌های کربناته سازند داریان شناسایی شده که به ترتیب فراوانی عبارتند از:

۱- چشم‌های کلسیتی که به صورت کروی تا بیضوی (شکل‌های ۲ الف - ب، ۳) کاملاً منظم دیده می‌شوند (برای مثال: Hofker, 1963؛ fig. 4؛ Mohammed, 2016). اندازه این فرم از چشم‌های کلسیتی بین ۴۰ تا ۱۲۰ میکرون متغیر است که این تغییر اندازه در یک فرد یا بین افراد

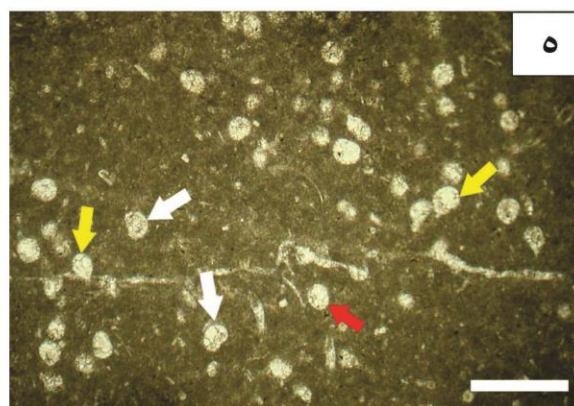
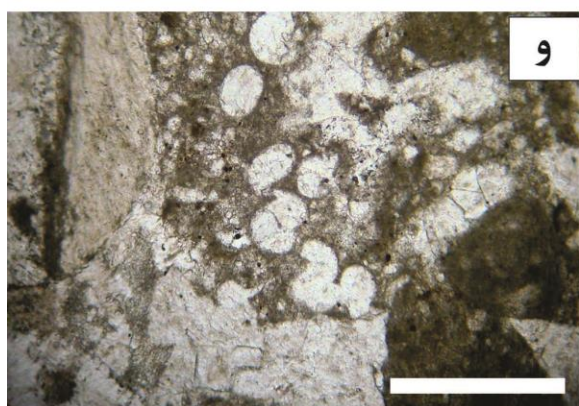
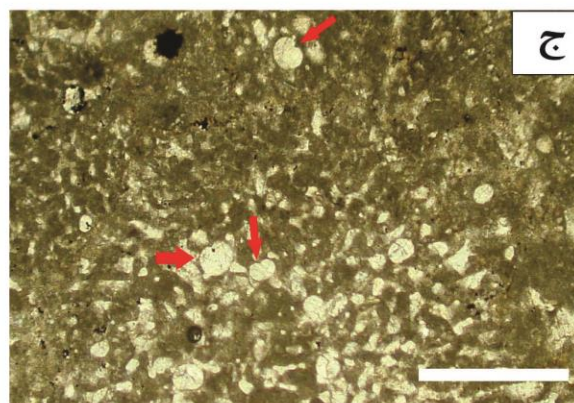
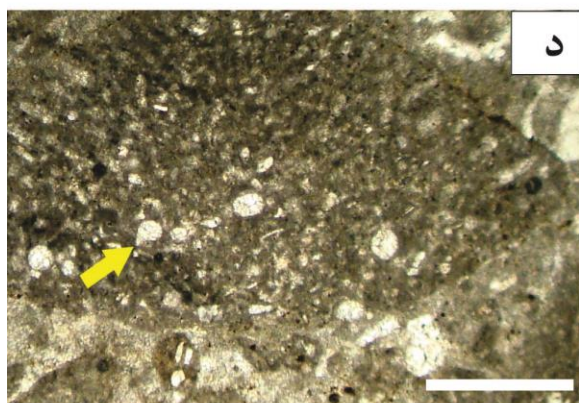
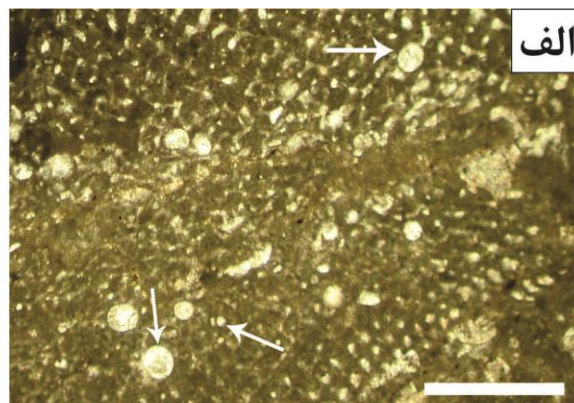
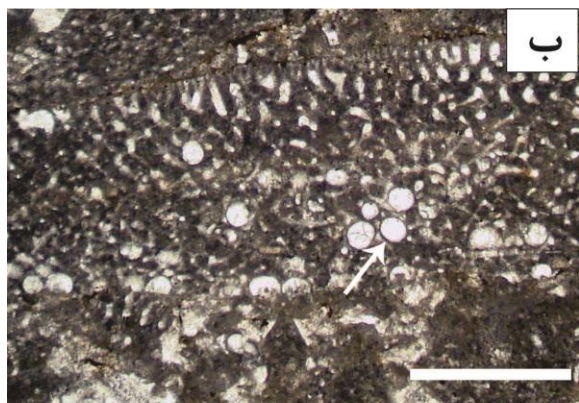
(خدام الحسینی، ۱۳۷۷) در جنوب غرب طبس (محدوده کوچکعلی جنوبی) (شکل ۱ د) برداشت شده و جهت مقایسه با نمونه‌های سازند داریان مورد استفاده قرار گرفته‌اند. برای بهتر مشخص شدن الگوی پراکندگی چشم‌های کلسیتی در پوسته اربیتولینیدها، نسبت ارتفاع (Ho) به طول (Lo) پوسته تحت عنوان شاخص اربیتولینید (OI) و نسبت ارتفاع مجموعه چشم‌های کلسیتی (Hc) به طول آنها (Lc) تحت عنوان شاخص چشم‌های کلسیتی (CI) (شکل ۳) تعریف شدند و در ۴۰ عدد اربیتولینید به صورت تصادفی اندازه‌گیری شده و در نهایت مقایسه‌ای بین این دو شاخص صورت گرفت. همچنین به جهت درک بهتر ارتباط بین فراوانی اربیتولینید، فراوانی اربیتولینید حاوی چشم کلسیتی، فراوانی چشم کلسیتی و اندازه چشم‌های کلسیتی، این چهار مورد بر روی نمودار راداری (تار عنکبوتی) نمایش داده شد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در کمربند چین خورده - رورانده زاگرس در جنوب غرب ایران واقع شده است (Alavi, 2004, 2007) (شکل ۱ ب). از لحاظ ساختاری، برش‌های مورد مطالعه از سازند داریان در پهنه زاگرس چین خورده و در منطقه فارس داخلی (Heydari et al., 2003) واقع شده‌اند. در این محدوده، قدیمی‌ترین رخنمون لایه‌ها مربوط به سازند فلهیان به سن هوتروین و جدیدترین آنها مربوط به رسوبات کربناته سازند سروک به سن سنومانین - تورونین است. برش چینه‌شناسی سنگ سیاه به ضخامت ۲۳۰ متر و با مختصات جغرافیایی $53^{\circ} 08' 23''$ طول شرقی و $30^{\circ} 05' 37''$ عرض شمالی در ۶۲ کیلومتری شمال شرق شیراز (شکل ۱ ج) و برش بانس به ضخامت ۲۱۵ متر و با مختصات جغرافیایی $52^{\circ} 30' 26''$ طول شرقی و $30^{\circ} 06' 11''$ عرض شمالی در ۵۸ کیلومتری شمال غرب

اغلب نمونه‌ها دیده می‌شود. در برخی از چشم‌های کلسیتی بلورهای ریز پیریت نیز بر روی کلسیت‌های پرکننده دیده می‌شود. این فرم از چشم‌های کلسیتی بیشترین فراوانی (حدود ۷۵ درصد) را در بین انواع مختلف به خود اختصاص داده است.

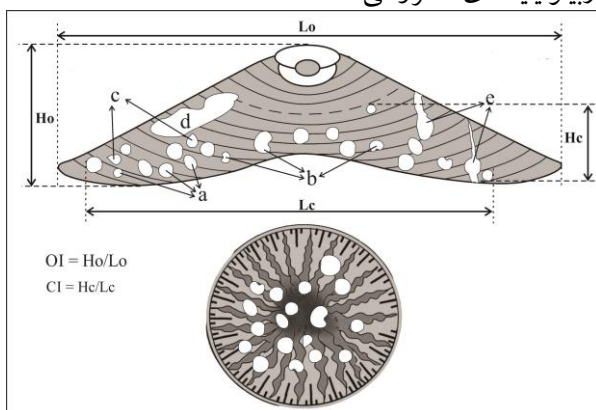
مختلف کاملاً مشهود است (شکل ۲ب). در این فرم دیواره تک لایه به خوبی قابل مشاهده است (پیکان سفید رنگ)، البته این دیواره ضخامت‌های متغیری را از خود نشان می‌دهد. به طور کلی تمامی چشم‌های کلسیتی مشاهده شده با کلسیت اسپاریتی پُر شده‌اند (برای مثال Douglass, 1960) و افزایش اندازه بلورهای کلسیت به سمت مرکز در



شکل ۲: ویژگی‌های ریخت‌شناسی چشم‌های کلسیتی شناسایی شده در رسوبات مورد مطالعه؛ الف) ساختارهای سفید رنگ و دایره‌ای شکل پُر شده با کلسیت اسپاریتی که به عنوان چشم‌های کلسیتی شناخته می‌شوند. ب) چشم‌های کلسیتی گرد تا بیضی که با شکل یکسان و اندازه‌های متفاوت دیده می‌شوند. دیواره تیره رنگ مربوط به چشم کلسیتی به صورت کاملاً واضح و مشخص دیده می‌شود. ج) چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل که با انحنا به سمت داخل در دیواره آنها مشخص می‌شوند. این نوع از چشم‌های کلسیتی نیز در اندازه‌های مختلف دیده می‌شود. د) چشم‌های کلسیتی قطره اشکی با شکل نامنظم که کشیدگی و نوک تیزی در یک سمت آنها مشخص می‌شود. ه) انواع مختلفی از چشم‌های کلسیتی به فرم‌های گرد (پیکان قرمز رنگ)، کلیوی شکل (پیکان سفید رنگ) و نامنظم (پیکان زرد رنگ) که به صورت آزاد و در زمینه گل آهکی اطراف اربیتولین دیده می‌شوند. و) چشم‌های کلسیتی نامنظم به شکل حرف S که در دیواره جنس *Reophax* مشاهده شده است (طول مقیاس در تصاویر ۰/۵ میلی‌متر).

اطمینان در این خصوص اظهار نظر کرد. فرم‌های نامنظم کمترین فراوانی (حدود ۵ درصد) را در بین انواع مختلف چشم‌های کلسیتی دارند. ویژگی دیواره‌ها و نحوه پُر شدن فضای داخلی توسط کلسیت اسپاری همانند انواع قبلی از چشم‌های کلسیتی است. فرم‌های مختلف از چشم‌های کلسیتی شناسایی شده در اربیتولینیدهای سازند داریان به صورت شماتیک در شکل ۳ نشان داده شده و ویژگی‌های آن به طور خلاصه در جدول ۱ آمده است.

همان طور که عنوان شد، اندازه چشم‌های کلسیتی در فرم‌های مختلف متفاوت بوده و از ۴۰ تا ۱۵۰ میکرون در تغییر است. این تنوع در اندازه هیچ گونه روند مشخص و الگوی منظمی را در زمان و مکان از خود نشان نمی‌دهد، به این معنی که این تنوع اندازه در نمونه‌های مربوط به رسوبات آتپین پایینی و بالایی دیده می‌شود. این بی‌نظمی، در بین فرم‌های مختلف نیز دیده می‌شود به طوری که در هر یک از فرم‌های سه گانه از اندازه خیلی ریز تا درشت دیده می‌شود، اما به طور کلی می‌توان گفت که در اربیتولینیدهای دیسکی شکل متعلق به محیط دریای باز، فراوانی چشم‌های کلسیتی با اندازه بزرگ بیشتر از اربیتولینیدهای مخروطی است.



شکل ۳: طرح شماتیک از برش‌های طولی و عرضی *Orbitilina* و انواع مختلف از ساختارهای شناسایی شده در پوسته آن (برگرفته از Schroeder et al., 2010 با اندکی تغییرات): (a) چشم‌های کلسیتی کروی؛ (b) چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل؛ (c) چشم‌های کلسیتی نامنظم؛ (d) آشفستگی‌های زیستی بزرگ مقیاس؛ (e) چشم‌های کلسیتی که توسط آشفستگی‌های زیستی کانالی قطع شده‌اند. L0: طول *Orbitilina*; Ho: ارتفاع *Orbitilina*; Lc: طول مجموعه چشم‌های کلسیتی، Hc: ارتفاع چشم‌های کلسیتی).

۲- چشم‌های کلسیتی که به فرم کلیوی شکل (شکل ۲ ج) دیده می‌شوند (برای مثال: Hofker, 1963; Mohammed, 2016, fig. 4). علت این نام‌گذاری، وجود یک انحنا کوچک (پیکان قرمز رنگ) در دیواره این نوع از چشم‌های کلسیتی است. این انحنا در بین تمام موارد مشاهده شده یکسان است و سبب شده این ساختارها ظاهری شبیه به کلیه انسان داشته باشند (شکل ۳). متوسط اندازه این فرم به طور معمول بزرگتر از فرم گرد است و در اندازه‌های ۵۰ تا ۱۵۰ میکرون نیز مشاهده شده است. دیواره و تغییرات ضخامت آن و همچنین نحوه پُر شدن فضای داخلی همانند چشم‌های کلسیتی نوع اول است. فراوانی این نوع از چشم‌های کلسیتی نسبت به نوع اول کمتر بوده و در حدود ۲۰ درصد از فراوانی کل را به خود اختصاص داده‌اند.

۳- چشم‌های کلسیتی که به شکل تقریباً نامنظم دیده می‌شوند، به این معنی که کاملاً کروی نبوده و انحنا منظمی نیز در دیواره آنها دیده نمی‌شود. این فرم در اندازه‌های متنوعی از ۵۰ تا ۱۳۰ میکرون دیده می‌شود. در پوسته اربیتولینیدها این نوع از چشم‌های کلسیتی را می‌توان به فرمی قطره اشکی مشاهده کرد که در این حالت یک طرف از گردی چشم‌های کلسیتی به صورت کشیده و نوک تیز دیده می‌شود (شکل ۲ د، ۳). فرم قطره اشکی خارج از پوسته اربیتولینیدها و در زمینه گل آهکی نیز مشاهده شده است که تحت عنوان sponge spicules نام‌گذاری می‌شوند (شکل ۵). فرم‌های نامنظم از چشم‌های کلسیتی در گونه *Reophax rhaxelloides* نیز دیده می‌شوند، با این تفاوت که در این موارد چشم‌های کلسیتی حالتی شبیه به حرف S را نشان می‌دهد (شکل ۲ و).

این احتمال وجود دارد که تداخل حفاری‌های زیستی با چشم‌های کلسیتی نوع اول و دوم چنین حالتی را ایجاد کرده باشد، اما از آن جا که حفاری‌های زیستی به صورت گسترده در پوسته این جنس دیده نشده است، نمی‌توان با

جدول ۱: ویژگی‌های انواع چشم‌های کلسیتی شناسایی شده در رسوبات مورد مطالعه

نوع	اندازه (میکرون)	ریخت‌شناسی	فراوانی	میزبان	پراکندگی رخساره‌ای	گسترش چینه‌شناسی
کروی تا بیضوی	40-120	گرد تا بیضی با دیواره تک لایه کاملاً مشخص. فضای داخلی تماماً توسط کلسیت اسپاریتی اشغال شده است	75%	<i>Orbitolina</i>	پکستون - رودستون اریتولینیددار	برش سنگ‌سیاه برش بانش
کلیوی شکل	50-150	کلیه ای شکل و دارای انحنا به سمت داخل در یک طرف دیواره تک لایه	20%	<i>Orbitolina Reophax</i>	رودستون اریتولینیددار	برش سنگ‌سیاه برش بانش
نامنظم	50-130	دارای کشیدگی و نوک تیزی در یک سمت و یا به فرم حرف "S" انگلیسی	5%	<i>Reophax</i>	پکستون پلوتیدی اریتولینیددار	برش سنگ سیاه

موقعیت قرارگیری

بر خلاف اندازه چشم‌های کلسیتی، نحوه قرارگیری این ساختارها در پوسته اریتولینیدها الگوی تقریباً مشخصی را نشان می‌دهد. این نحوه توزیع به این صورت است که در برش طولی از اریتولینید، اکثر چشم‌های کلسیتی در قاعده آنها دیده می‌شوند (شکل ۴الف). اگرچه به صورت پراکنده چشم‌های کلسیتی در قسمت‌های بالاتر نیز وجود دارند، اما به طور واضح تمرکز این ساختارها در قسمت قاعده‌ای کاملاً مشخص است. از لحاظ جانبی این پراکندگی نظم و توازن چندانی را نشان نمی‌دهد و به طور عمده توزیع چشم‌های کلسیتی در دو طرف محور وسط، یکسان نیست (شکل ۴الف، ۳). قرارگیری چشم‌های کلسیتی در بخش قاعده اریتولینیدها در بین انواع کشیده مربوط به محیط دریای باز مشخص تر است، اما در اریتولینیدهای مخروطی شکل، چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتری نسبت به قاعده نیز دیده می‌شوند (شکل ۴ب). به منظور کسب درک بهتر از این نحوه قرارگیری چشم‌های کلسیتی، شاخص اریتولینید (OI) و شاخص چشم‌های کلسیتی (CI) با هم مقایسه شدند (جدول ۲). همان طور که مشاهده می‌شود، نسبت CI/OI به عنوان شاخص مقایسه در اریتولینیدهای مخروطی به مراتب بیشتر از اریتولینیدهای کشیده است. بیشترین نسبت CI/OI در اریتولینیدهای مخروطی ۱/۴۴ و در اریتولینیدهای دیسکی ۱/۰۴ اندازه‌گیری شده است. کمترین نسبت نیز در اریتولینیدهای مخروطی و دیسکی به ترتیب ۰/۶۵ و ۰/۴۶

اندازه‌گیری شده است. متوسط مقدار اندازه‌گیری شده برای نسبت CI/OI در اریتولینیدهای دیسکی ۰/۷۵ و در اریتولینیدهای مخروطی ۱ بوده است. این مسأله نشان می‌دهد که هر چه اریتولینید به فرم مخروطی نزدیک‌تر باشد، احتمال وجود چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتر نسبت به قاعده، در آن بیشتر است. ترسیم روند تغییرات مقادیر CI در مقابل OI نیز مؤید این مطلب است (شکل ۵). در این نمودار یک روند خطی مثبت در بین دو شاخص اصلی دیده می‌شود و با توجه به همبستگی نسبتاً خوبی که این روند از خود نشان می‌دهد ($R^2: 0.7002$)، می‌توان نتیجه گرفته که نسبت مستقیم بین ارتفاع اریتولینید و ارتفاع چشم‌های کلسیتی در آنها برقرار است. به طور کلی هرچه ارتفاع اریتولینید نسبت به طول آن بیشتر و به فرم مخروطی نزدیک‌تر باشد، امکان قرارگیری چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتر نسبت به قاعده بیشتر خواهد بود.

بررسی قرارگیری چشم‌های کلسیتی در برش عرضی اریتولینید نشان داده است که این ساختارها به صورت پراکنده در قاعده اریتولینیدهای دیسکی و مخروطی دیده می‌شوند. هرچند که این الگوی پراکندگی محوری را نسبت به نقطه مرکزی نشان می‌دهد (شکل ۴ج و ۳)، اما در موارد زیادی نیز تجمع چشم‌های کلسیتی در یک طرف سطح مقطع قاعده اریتولینیدها دیده می‌شود و توازن کاملی در پراکندگی آنها وجود ندارد (شکل ۴د). نحوه قرارگیری

و پراکندگی "چشم‌های کلسیتی" در پوسته اریتولینیدها در برش‌های طولی و عرضی و همچنین نحوه اندازه‌گیری شاخص‌های CI و OI به صورت شماتیک در شکل ۳ نشان داده شده است.

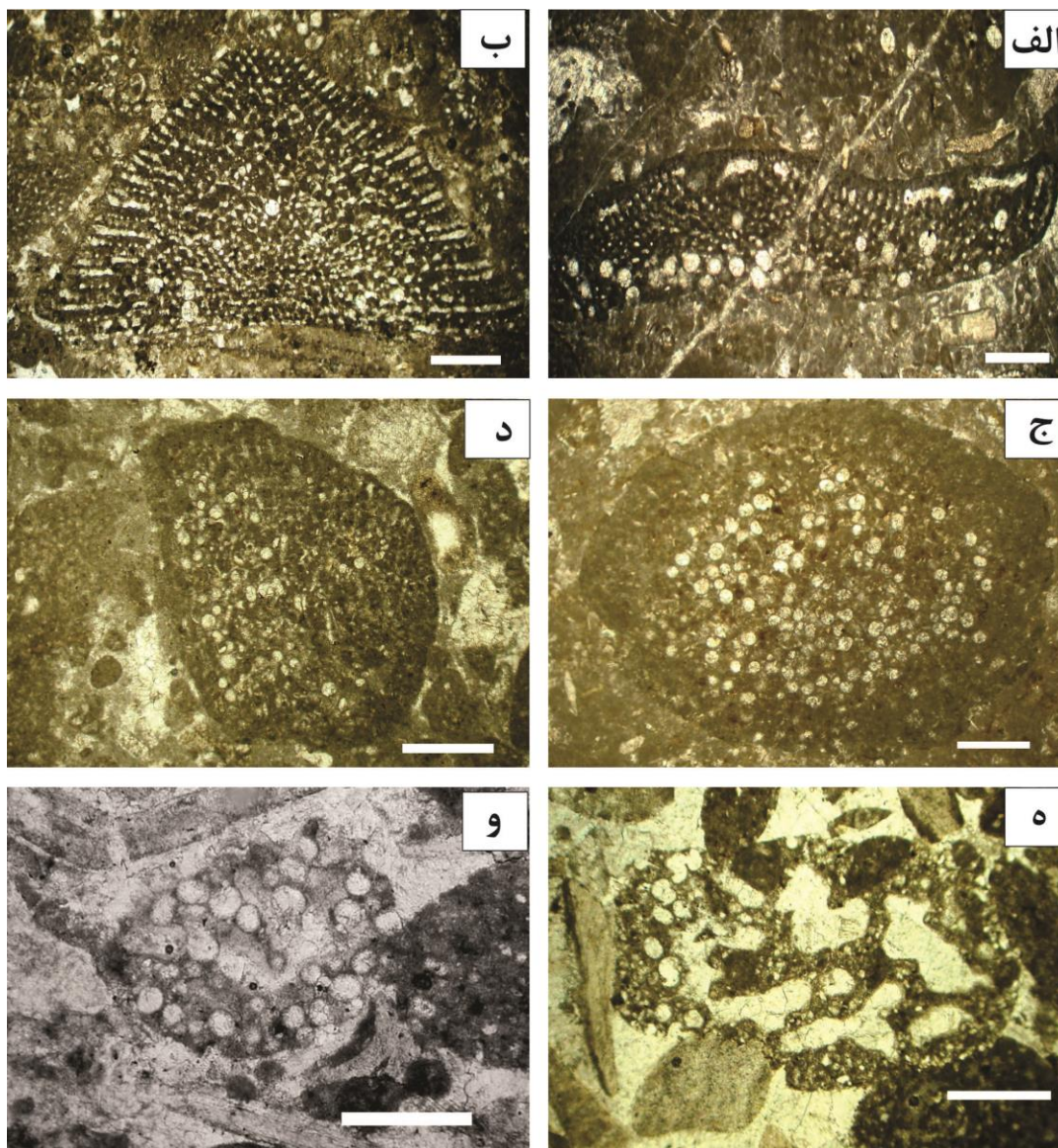
عدم توازن در نحوه پراکندگی چشم‌های کلسیتی در دیواره آگلوتینه *Reophax rhaxelloides* نیز به صورت کاملاً مشخص و واضح دیده می‌شود. در نمونه‌های مشاهده شده از این جنس در برخی موارد چشم‌های کلسیتی فقط در یک طرف از پوسته وجود دارند و سایر بخش‌های دیواره، فاقد چشم‌های کلسیتی است (شکل ۴ه). البته در بیشتر موارد، این ساختارها به صورت کم و زیاد در تمام بدنه میکروفسیل، به فراوانی و به فرم‌های مختلف دیده شده است (شکل ۴و)، به طوری که در بسیاری از موارد بخش غالب دیواره را چشم‌های کلسیتی تشکیل داده‌اند.

توزیع چینه‌شناسی

الگوی پراکندگی چشم‌های کلسیتی در رسوبات سازند داریان می‌تواند در دو بخش رسوبات آپتین زیرین و آپتین بالایی مورد بررسی قرار گیرد. با توجه به جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی پلاتفرم سازند داریان (Moosavizadeh et al., 2015)، در زمان آپتین پیشین رسوبات حاوی اریتولینید تنها در برش سنگ سیاه ثبت شده‌اند در حالی که در برش بانس، رخساره‌های حاوی رادیولر و روزن‌داران پلانکتون مربوط به بخش عمیق حوضه ته‌نشین گردیده است (Moosavizadeh et al., 2015). در بازه زمانی آپتین پسین با توجه به اُفت جهانی سطح آب اقیانوس‌ها و پیش‌نشینی^۲ رسوبات بخش بالایی پلاتفرم کربناته به سمت بخش عمیق (برای مثال: van Moosavizadeh et al., 2015؛ Buchem et al., 2010)، رسوبات حاوی اریتولینید در هر دو برش ثبت شده‌اند. در رسوبات آپتین زیرین، عمده اریتولینیدهای حاوی "چشم‌های

کلسیتی" در بخش بالایی، یعنی رسوبات انتهای آپتین زیرین قرار دارند که در بین دو برش، برش سنگ سیاه بیشترین تعداد اریتولینید حاوی چشم‌های کلسیتی را دارد (به علت عدم ثبت رسوبات حاوی اریتولینید در برش عمیق‌تر). به طور کلی اریتولینیدهای موجود در این بخش عمدتاً کشیده هستند و در محدوده رخساره رودستون اریتولینیددار دریای باز (Pittet et al., 2002) قرار می‌گیرند. فراوانی اریتولینیدهای حاوی چشم‌های کلسیتی در حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد کل اریتولینید موجود در نمونه‌ها است، اما عمدتاً دارای تعداد کمی چشم کلسیتی، به طور متوسط در حدود ۷ عدد هستند، البته در برخی نمونه‌های این برش، فراوانی چشم‌های کلسیتی به ۱۳ الی ۱۴ عدد نیز رسیده است. همان طور که قبلاً عنوان شده بازه رسوبی دوم حاوی اریتولینید، در هر دو برش شناسایی شده است که با توجه به کاهش سطح آب حوضه در این زمان، برش سنگ سیاه حاوی اریتولینیدهای مخروطی شکل مربوط به رخساره پکستون اریتولینیددار محیط لاگون و برش بانس حاوی اریتولینیدهای کشیده مربوط به رخساره رودستون اریتولینیددار دریای باز است (شکل ۶). بیشتر اریتولینیدهای مخروطی در برش سنگ سیاه فاقد چشم‌های کلسیتی هستند و در صورت وجود نیز فراوانی این ساختارها به طور متوسط حدود ۵ تا ۶ عدد است (شکل ۶).

در مقابل رسوبات کربناته برش بانس در این بازه زمانی حاوی مقادیر فراوان اریتولینید (حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد اجزای تشکیل دهنده رخساره) است که این اریتولینیدهای کشیده مربوط به رخساره‌های رودستون اریتولینیددار ابتدای دریای باز، بیشترین فراوانی چشم‌های کلسیتی را در بین دو برش مطالعه شده به خود اختصاص داده‌اند. همان طور که در شکل ۴ج مشاهده می‌شود فراوانی چشم‌های کلسیتی در برخی نمونه‌ها به حدود ۷۵ عدد هم رسیده است. علاوه بر تعداد، ابعاد چشم‌های کلسیتی در این بخش



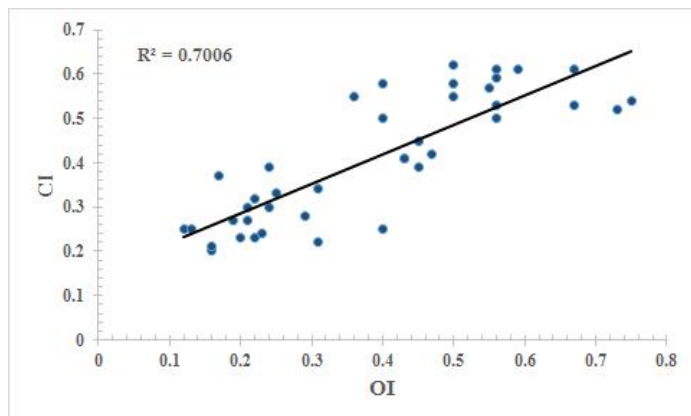
شکل ۴: الگوی مختلف از پراکندگی چشم‌های کلسیتی در پوسته روزن‌داران کفزی بزرگ؛ الف) فراوانی زیاد و قرارگیری چشم‌های کلسیتی در بخش نزدیک به قاعده در اربیتولینید کشیده (برش طولی)؛ ب) فراوانی کم و پراکندگی چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتر از بخش قاعده‌ای در اربیتولینید مخروطی شکل (برش طولی)؛ ج) الگوی پراکندگی چشم‌های کلسیتی به محوریت مرکز اربیتولینید و به صورت تقریباً متقارن (برش عرضی)؛ د) پراکندگی نامنظم و نامقارن چشم‌های کلسیتی در یک طرف از پوسته اربیتولینید (برش عرضی)؛ ه) پراکندگی نامتقارن چشم‌های کلسیتی در پوسته *Reophax rhaxelloides* که فقط در یک طرف از پوسته موجود دیده می‌شود. سایر قسمت‌های دیواره، دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت دیده می‌شود. و) پراکندگی چشم‌های کلسیتی به صورت فراگیر در تمام بخش‌های پوسته *Reophax rhaxelloides* (مقیاس تصاویر ۰/۵ میلی‌متر است).

در مجموع می‌توان گسترش چینه‌شناسی چشم‌های کلسیتی در برش‌های مورد مطالعه را به این صورت خلاصه کرد که برش بانس بیشترین اربیتولینید حاوی چشم کلسیتی و برش سنگ سیاه کمترین تعداد را دارد. نقطه مشترک بین هر دو برش این است که در کل، فراوانی چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدهای کشیده مربوط محیط دریای باز بیشتر از

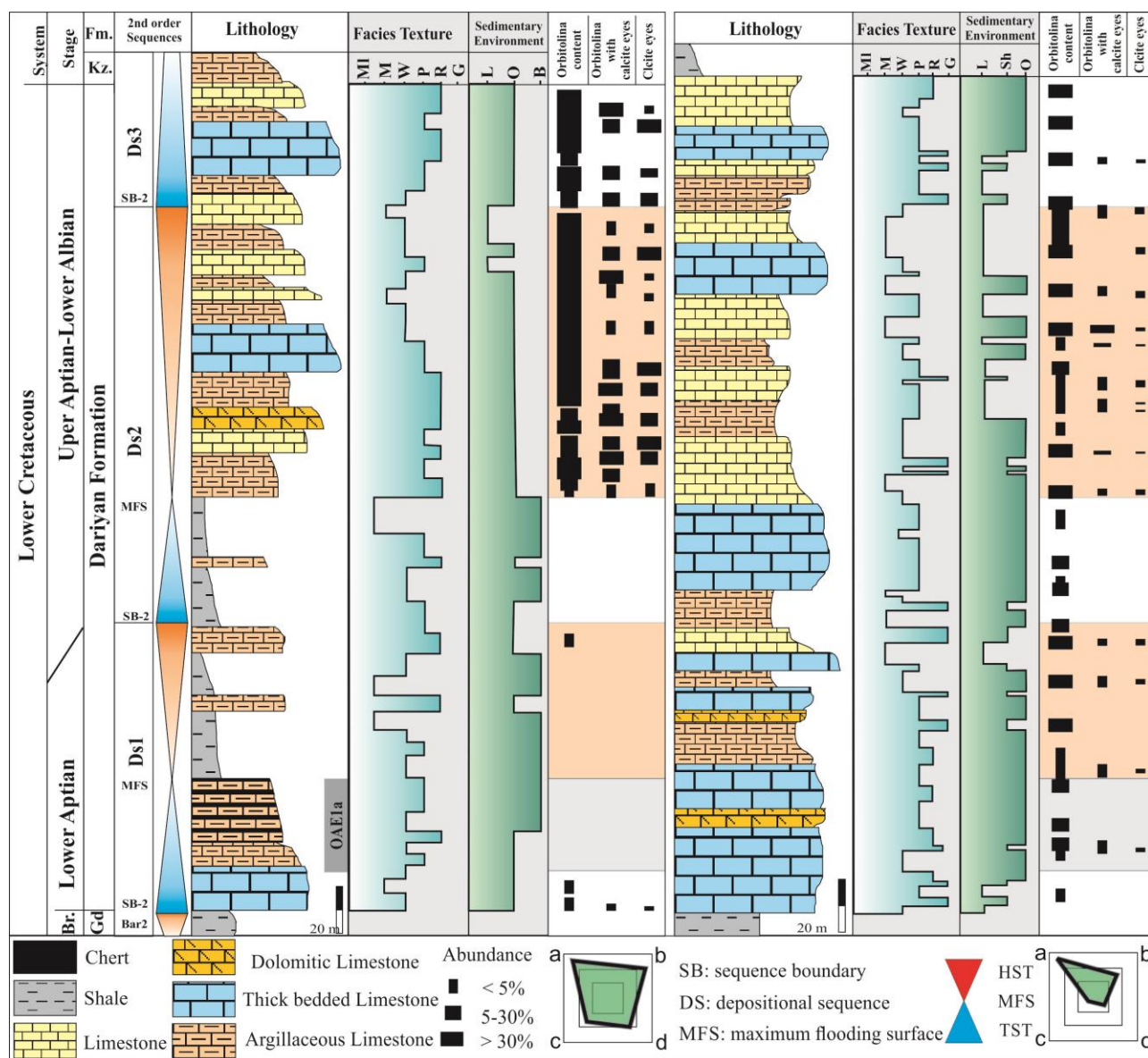
از رسوبات نیز افزایش یافته است به طوری که بزرگترین چشم کلسیتی ثبت شده (کلیوی شکل) قطری برابر با ۱۵۰ میکرون دارد. به طور کلی اربیتولینیدهای حاوی چشم‌های کلسیتی در قسمت میانی رسوبات واحد بالایی سازند داریان فراوان بوده و تعداد چشم‌های کلسیتی نیز در این نمونه‌ها نسبت به برش سنگ سیاه افزایش نشان می‌دهد (شکل ۶).

جدول ۲) داده‌های مربوط به نسبت ارتفاع به طول در اربیتولینیدا (OI) و مجموعه چشم‌های کلسیتی

CI/OI	CI	Lc	Hc	OI	Lo	Ho	Eyes abundance	<i>Orbitolina</i> types	Sample number
0.77	0.2	0.18	1.11	0.16	2.26	0.52	3	Discoidal	1
0.46	0.25	0.26	2.3	0.12	3.49	0.86	6	Discoidal	2
0.74	0.39	0.35	0.77	0.45	2.22	0.86	5	Discoidal	3
0.8	0.25	0.52	1.28	0.4	2.73	0.96	8	Discoidal	4
0.81	0.22	0.35	1.11	0.31	3.85	0.77	18	Discoidal	5
0.69	0.3	0.43	2.05	0.21	2.56	0.77	17	Discoidal	6
0.87	0.23	0.52	2.56	0.2	4.09	0.94	26	Discoidal	7
0.97	0.24	0.69	2.98	0.23	4.35	1.03	24	Discoidal	8
0.91	0.34	0.6	1.96	0.31	2.3	0.77	23	Discoidal	9
1.04	0.28	0.94	3.24	0.29	3.66	1.03	15	Discoidal	10
0.61	0.39	0.35	1.45	0.24	2.64	1.03	9	Discoidal	11
0.8	0.3	0.43	1.79	0.24	3.15	0.94	25	Discoidal	12
0.46	0.37	0.26	1.54	0.17	2.81	1.03	18	Discoidal	13
0.5	0.25	0.09	0.69	0.13	1.03	0.26	6	Discoidal	14
0.68	0.27	0.35	1.88	0.19	3.49	0.94	19	Discoidal	15
0.93	0.23	0.6	2.81	0.22	3.75	0.86	12	Discoidal	16
0.78	0.27	0.52	2.74	0.21	3.83	1.03	25	Discoidal	17
0.75	0.21	0.52	3.24	0.16	3.66	0.77	13	Discoidal	18
0.67	0.32	0.35	1.62	0.22	2.98	0.94	29	Discoidal	19
0.74	0.33	0.69	2.81	0.25	3.66	1.2	22	Discoidal	20
1.14	0.42	0.6	1.28	0.47	3.32	1.37	5	Conical	21
0.81	0.62	0.26	0.52	0.5	2.22	1.37	6	Conical	22
1.26	0.53	0.69	1.03	0.67	1.45	0.77	4	Conical	23
0.86	0.58	0.35	0.69	0.5	1.62	0.94	7	Conical	24
1.05	0.41	0.52	1.2	0.43	1.88	0.77	7	Conical	25
0.91	0.55	0.52	1.03	0.5	1.71	0.94	11	Conical	26
1.06	0.53	0.43	0.77	0.56	1.79	0.94	4	Conical	27
0.91	0.61	0.43	0.77	0.56	1.96	1.2	8	Conical	28
0.8	0.5	0.18	0.43	0.4	1.03	0.52	3	Conical	29
0.65	0.55	0.52	1.45	0.36	2.05	1.11	10	Conical	30
1.1	0.61	0.52	0.77	0.67	1.96	1.2	9	Conical	31
1.01	0.45	0.39	0.86	0.45	1.54	0.69	6	Conical	32
1.11	0.5	0.43	0.77	0.56	1.37	0.69	10	Conical	33
1.41	0.54	0.52	0.69	0.75	1.28	0.69	8	Conical	34
1.05	0.41	0.52	1.2	0.43	1.88	0.77	7	Conical	35
0.97	0.61	0.86	1.45	0.59	1.96	1.2	13	Conical	36
1.4	0.52	0.69	0.94	0.73	2.13	1.11	14	Conical	37
0.95	0.59	0.43	0.77	0.56	1.03	0.6	5	Conical	38
0.69	0.58	0.18	0.43	0.4	1.62	0.94	4	Conical	39
0.97	0.57	0.52	0.94	0.55	1.37	0.77	9	Conical	40



شکل ۵: نمودار روند تغییرات شاخص Orbitolina (OI) در مقابل شاخص چشم‌های کلسیتی (CI) که بیانگر نسبت مستقیم بین این دو شاخص و همبستگی نسبتاً خوب بین آنها است. این روند مؤید این مطلب است که هر چه نسبت ارتفاع به طول Orbitolina بیشتر باشد، امکان وجود چشم‌های کلسیتی در قسمت‌های بالایی پوسته Orbitolina بیشتر است.



شکل ۶: ستون چینه‌شناسی و روند تغییرات چشم‌های کلسیتی در برش‌های مورد مطالعه، محدوده رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی با رنگ خاکستری و محدوده دسته رخساره تراز بالای آب با رنگ کرم مشخص شده است. بازه اول (آپتین پیشین) فراوانی چشم‌های کلسیتی در برش بانس دیده نمی‌شود و فقط در برش سنگ سیاه ثبت شده است، اما در بازه دوم (آپتین پسین) در هر دو برش شناسایی شده است. فراوانی چشم‌های کلسیتی با بازه رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی در آپتین پیشین (OAE1a) هیچگونه انطباقی ندارد. ارتباط بین فراوانی اربیتولیندها (a)، فراوانی اربیتولیندهای حاوی چشم‌های کلسیتی (b)، فراوانی چشم‌های کلسیتی (c) و اندازه آنها (d) از طریق یک نمودار راداری (تار عنکبوتی) برای هر برش ترسیم و نمایش داده شده است.

هموکلینال تا حوضه عمیق تفسیر شده است به طوری که برش سنگ سیاه در قسمت کم عمق و برش بانس در بخش حاشیه حوضه عمیق واقع شده است (Moosavizadeh et al., 2015). در مورد نحوه شکل گیری چشم های کلسیتی در رسوبات کربناته سازند داریان، سه احتمال اصلی وجود دارد که در ادامه هر کدام از آنها با شواهد موجود مورد بررسی قرار می گیرند.

آشفته گی زیستی

اولین فرضیه ممکن در مورد شکل گیری چشم های کلسیتی، به وجود آمدن آنها در نتیجه فرسایش های زیستی است. وجود فرسایش های زیستی در مقیاس کوچک و بزرگ در اربیتولینیدهای حاوی چشم های کلسیتی و قرار گیری این دو عارضه در کنار هم (شکل ۷الف) باعث شده است با بررسی اولیه این دو مقوله، تفاوت های آنها کاملاً مشخص شود. چشم های کلسیتی در تمام نمونه های مشاهده شده از یک نظم کامل و شکل تقریباً واحد و محدوده اندازه مشخص برخوردار هستند و این در حالی است که فرسایش های زیستی دارای شکل های کاملاً نامنظم به صورت حجرات در مقیاس خیلی کوچک (چند ده میکرون) تا بزرگ (حدود دو میلی متر) با دیواره نامنظم، کانال های مستقیم و مارپیچ و حتی کانال های منشعب شده از حجرات اصلی دیده می شوند. در برخی موارد مسیر فرسایش های زیستی در زمینه میکریته رخساره نیز گسترش پیدا کرده است و کانال های حفر شده توسط موجودات در مسیر خود، چشم های کلسیتی را قطع کرده اند (شکل ۷ب). یکی از مهمترین وجوه تمایز بین چشم های کلسیتی و آشفته گی های زیستی این است که چشم های کلسیتی دارای دیواره مشخص تک لایه ای هستند که نشان دهنده تشکیل آنها طی یک فرآیند زیستی سازنده است و نه

اربیتولینیدهای مخروطی است. رابطه بین فراوانی اربیتولینید، حضور اربیتولینیدهای حاوی چشم های کلسیتی، فراوانی چشم های کلسیتی در آنها و اندازه چشم های کلسیتی موجود در اربیتولینیدها از طریق نمودار راداری (تار عنکبوتی) در شکل ۶ نشان داده شده است.

علاوه بر موارد عنوان شده در مورد نحوه گسترش چینه شناسی چشم های کلسیتی در برش های مورد مطالعه، مقایسه الگوی پراکندگی این ساختارها با مطالعات چینه نگاری سکانشی صورت گرفته توسط Moosavizadeh et al. (2014) در این منطقه نشان می دهد که عمده اربیتولینیدهای حاوی چشم های کلسیتی در هر دو بازه رسوبی اول و دوم با ته نشینی دسته رخساره های تراز بالای آب دریاها (HST) در هر دو برش همخوانی دارد (شکل ۶). این مسأله می تواند به این دلیل باشد که عمده رسوبات HST در هر دو سکانش، از رخساره های دریای باز حاوی اربیتولینیدهای کشیده و خرده های فسیلی تشکیل شده است.

بحث

مطالعات صورت گرفته در مورد اربیتولینیدهای سازند داریان در برش های مذکور نشان می دهد که با وجود این روزن دار کفزی بزرگ در بخش عمده ای از رسوبات کربناته، چشم های کلسیتی در تمام ضخامت سازند وجود ندارند. علاوه بر این، تعداد اربیتولینید حاوی این ساختارها و همچنین فراوانی آنها در هر اربیتولینید مجزا نیز یکسان نیست. در شکل ۶ روند تغییرات فراوانی اربیتولینید، فراوانی اربیتولینیدهای حاوی چشم های کلسیتی و فراوانی چشم های کلسیتی موجود در اربیتولینیدهای منفرد در رسوبات سازند داریان در برش های سنگ سیاه و بانس نشان داده شده است. البته ذکر این نکته لازم است که محیط رسوبی سازند داریان در این منطقه به صورت یک رمپ کربناته

تخریبی. این دیواره که در تمام چشم‌های کلسیتی وضعیت یکسانی دارد به خوبی نشان می‌دهد که این ساختارها نمی‌توانند در نتیجه تخریب پوسته اربیتولینید توسط موجود دیگری به وجود آمده باشند و بنابراین این احتمال وجود ندارد که چشم‌های کلسیتی در نتیجه حفاری ایجاد شده باشد.

سازوکار انطباقی با محیط

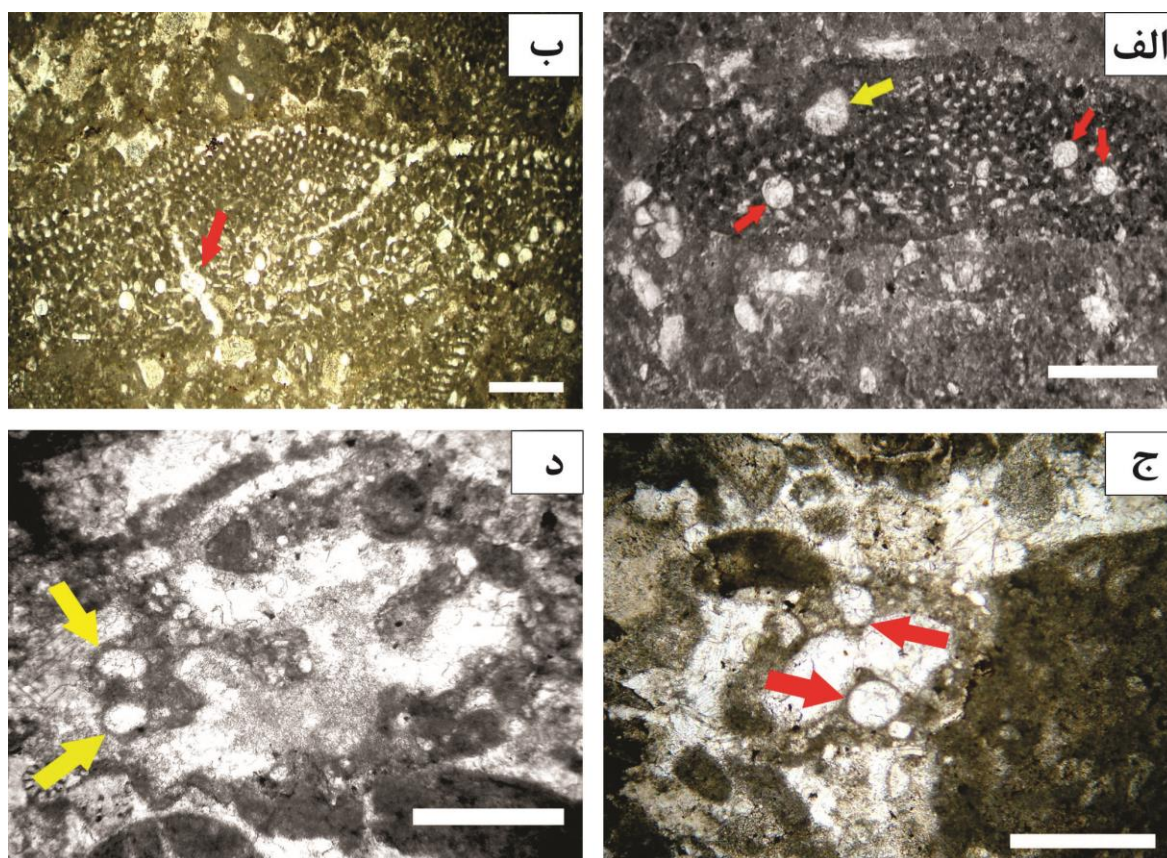
دومین احتمال در مورد چشم‌های کلسیتی، تشکیل آنها در طی یک فرآیند زیستی و توسط خود موجود است. این فرضیه از آنجا منشأ گرفت که Douglass (1960) این ساختارها را به فضاهای باز نسبت داد که توسط خود موجود و در طی دوره زندگی به وجود آمده است. استدلال وی برای این فرضیه شباهت بین مواد پرکننده چشم‌های کلسیتی و مواد پرکننده گذرگاه‌های شعاعی در ساختار اربیتولینیدا بود. از نظر او حفره داخلی چشم‌های کلسیتی توسط کلسیت‌های شعاعی پر شده است، به همان صورتی که سایر حجره‌های اربیتولینید توسط کلسیت اشغال شده است و این ویژگی را نشان دهنده پر شدن این حفرات بعد از مرگ موجود و خالی بودن آنها در زمان حیات می‌داند. اخیراً محققان دیگری نظیر Mohammed (2016) مجدداً این فرضیه را مطرح کردند که چشم‌های کلسیتی فضای خالی ایجاد شده توسط خود موجود و در زمان حیات او به عنوان یک واکنش زیستی به تغییرات شرایط دیرینه‌بوم‌شناسی محیط بوده است. در این فرضیه عنوان شده است که چشم‌های کلسیتی ساختارهایی هستند که موجود برای انطباق با شرایط کم اکسیژنی محیط ایجاد کرده است. این حفرات محل ذخیره اکسیژن و استفاده از آن در شرایط خاص کاهش سطح اکسیژن محیط بوده است. در این فرضیه ایجاد فضاهای خالی از طریق ترشح نوعی ماده حلال توسط موجود و ایجاد انحلال در دیواره

کلسیتی صورت پذیرفته است. با توجه به این که غلظت اکسیژن محیط برای همه نمونه‌ها یکسان است، در صورتی که این ساختارها واکنشی به کاهش سطح اکسیژن محیط باشند، حداقل باید در تمام اربیتولینیدهای موجود در یک افق چنین ساختاری وجود داشته باشند و ویژگی‌های تقریباً یکسانی را نشان دهند. این مسأله به هیچ وجه در نمونه‌های مطالعه شده از سازند داریان صادق نیست. در این رسوبات به فراوانی مواردی وجود دارد که دو اربیتولینید در کنار هم یکی فاقد چشم کلسیتی بوده و دیگری تعداد زیادی از این ساختارها را در خود جای داده است. اساساً در چنین شرایطی تعداد چشم‌های کلسیتی و اندازه آنها در اربیتولینیدهای بزرگ نسبت به نمونه‌های کوچکتر باید بیشتر و بزرگتر باشد در صورتی که الزاماً چنین ویژگی به خصوص در مورد اندازه چشم‌های کلسیتی در رسوبات سازند داریان مشاهده نشده است.

نکته دوم این که بازه حضور چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدا از بارمین پسین تا سنومانین پیشین گزارش شده است (Mohammed, 2016) و در این بازه زمانی تعداد ۳ رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی (OAE1a, OAE1b, OAE1d) ثبت و گزارش شده است (Jenkyns, 2010). بر این اساس در صورتی که تشکیل چشم‌های کلسیتی واکنشی به شرایط کم اکسیژنی یا بی‌اکسیژنی در محیط باشد، انتظار می‌رود اندازه و فراوانی این ساختارها با رویدادهای بی‌اکسیژنی عنوان شده همخوانی داشته باشد. بر خلاف انتظار تاکنون هیچ گونه گزارشی مبنی بر ارتباط و انطباق بین گسترش چینه‌شناسی و فراوانی چشم‌های کلسیتی در این بازه‌های زمانی با رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی ارائه و منتشر نشده است. خوشبختانه این امر در رسوبات سازند داریان قابل بررسی و راستی آزمایی است. یکی از مهمترین رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی در ابتدای آپتین پیشین رخ داده است (OAE1a) که این

دو برش، با وجود نبود ارتباط آنها با رویدادهای بی‌اکسیژنی قبل و بعد از خود (به ترتیب OAE1a و OAE1b)، به فراوانی حاوی چشم‌های کلسیتی با اندازه‌های درشت و فرم‌های مختلف هستند (شکل ۶). این شواهد به وضوح نشان می‌دهد که تشکیل چشم‌های کلسیتی هیچ ارتباطی با کاهش سطح اکسیژن در محیط و واکنش انطباقی موجود برای سازگاری با چنین شرایط نداشته‌اند.

رویداد و ویژگی‌های آن از لحاظ رخساره‌ای و مباحث چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن توسط Moosavizadeh *et al.* (2014) در برش بانس بررسی و گزارش شده است. مطالعه حاضر نشان می‌دهد که رسوبات کربناته معادل این رویداد در بخش کم عمق حوضه (برش سنگ سیاه)، هیچ ویژگی خاصی را از لحاظ افزایش تعداد یا اندازه چشم‌های کلسیتی در اربیتولینیدها از خود نشان نمی‌دهند (شکل ۶). این مسأله زمانی مشخص‌تر می‌شود که رسوبات آپتین بالایی در هر



شکل ۷: مقایسه ریخت‌شناسی چشم‌های کلسیتی و عوارض ناشی از حفاری‌های زیستی؛ الف) مقایسه چشم‌های کلسیتی و آشفستگی‌های زیستی تقریباً کروی، تفاوت در دیواره این ساختارها کاملاً مشخص است. ب) قطع شدن چشم‌های کلسیتی توسط حفاری زیستی کانالی شکل با دیواره نامنظم؛ ج - د) انحنا پوخته آگلوتینه در اطراف چشم‌های کلسیتی در جنس *Reophax* که نشان می‌دهد ابتدا چشم‌های کلسیتی وجود داشته‌اند و پس از آن دیواره در اطراف آنها تشکیل شده است (مقیاس در تصاویر ۰/۵ میلی‌متر).

جانور نمی‌تواند بر روی نحوه عملکرد ماده ترشح شده کنترل داشته باشد، آن هم به صورت تشکیل فرم‌های گرد و کلیوی شکل که کاملاً منظم هستند. ذکر این نکته نیز لازم است که با توجه به وجود دیواره مشخص در چشم‌های کلسیتی، فرایند انحلالی نمی‌تواند به شکل‌گیری چنین

نکته سوم این که در روند تکاملی ارائه شده برای چشم‌های کلسیتی توسط Mohammed (2016)، این ساختارها در اثر ترشح نوعی ماده حلال ایجاد می‌شوند و از یک فرم نامنظم به یک فرم کاملاً منظم می‌رسند که با توجه به سازوکار انحلالی ارائه شده چندان منطقی به نظر نمی‌رسد، یعنی

دیواره‌ای در آنها منجر شود. در فرضیه مطرح شده، سازوکار تشکیل چشم‌های کلسیتی یک فرآیند چند مرحله‌ای است و با گذر زمان اندازه چشم‌های کلسیتی افزایش می‌یابد. رشد چشم‌های کلسیتی کوچکتر نیازمند تخریب دیواره است، در صورتی که در تمام چشم‌های کلسیتی در فرم و اندازه‌های متفاوت از کوچک تا بزرگ، وضعیت و ویژگی دیواره‌ها کاملاً یکسان است.

در بررسی چشم‌های کلسیتی سازند داریان مشخص شد که این ساختارها هیچ گونه قطع شدگی در ساختار پوسته اریتولینیدها ایجاد نکرده‌اند؛ بنابراین نمی‌توان آنها را ساختارهای ناشی از انحلال دانست. اگر چنین اتفاقی رخ داده باشد، باید ساختارهای نامنظمی همانند فرسایش‌های زیستی به همراه قطع شدگی‌هایی در پوسته موجود دیده شود؛ همان طور که یکی از سازوکارهای ایجاد آشفته‌گی‌های زیستی در بسترهای سخت نظیر پوسته روزن‌داران از طریق ترشح ماده حلال و ایجاد انحلال در دیواره کلسیتی آنها است (برای مثال: Schlagintweite, 2015).

نکته دیگری که فرضیه فوق را با چالش مواجه می‌کند این است که بررسی چشم‌های کلسیتی موجود در گونه *Reophax rhaxelloides* نشان می‌دهد دیواره آگلوتینه ساخته شده توسط موجود در محل چشم‌های کلسیتی انحنا شده است و این انحنا با حاشیه دیواره چشم کلسیتی کاملاً منطبق است (شکل ۷- و). این ساختار به خوبی نشان می‌دهد که تشکیل دیواره بعد از حضور چشم کلسیتی اتفاق افتاده است. از طرفی با توجه به ضخامت کم دیواره‌ها (حدود ۲۰۰ میکرون) در *Reophax rhaxelloides* (برخلاف ضخامت زیاد دیواره *Orbitolina*) بسیار بعید به نظر می‌رسد که یک سازوکار انحلالی سبب به وجود آمدن این ساختارها شده باشد.

به عنوان آخرین نکته باید در نظر داشت که مطالعات و مشاهدات زمینه اطراف اریتولینیدها حاکی از وجود

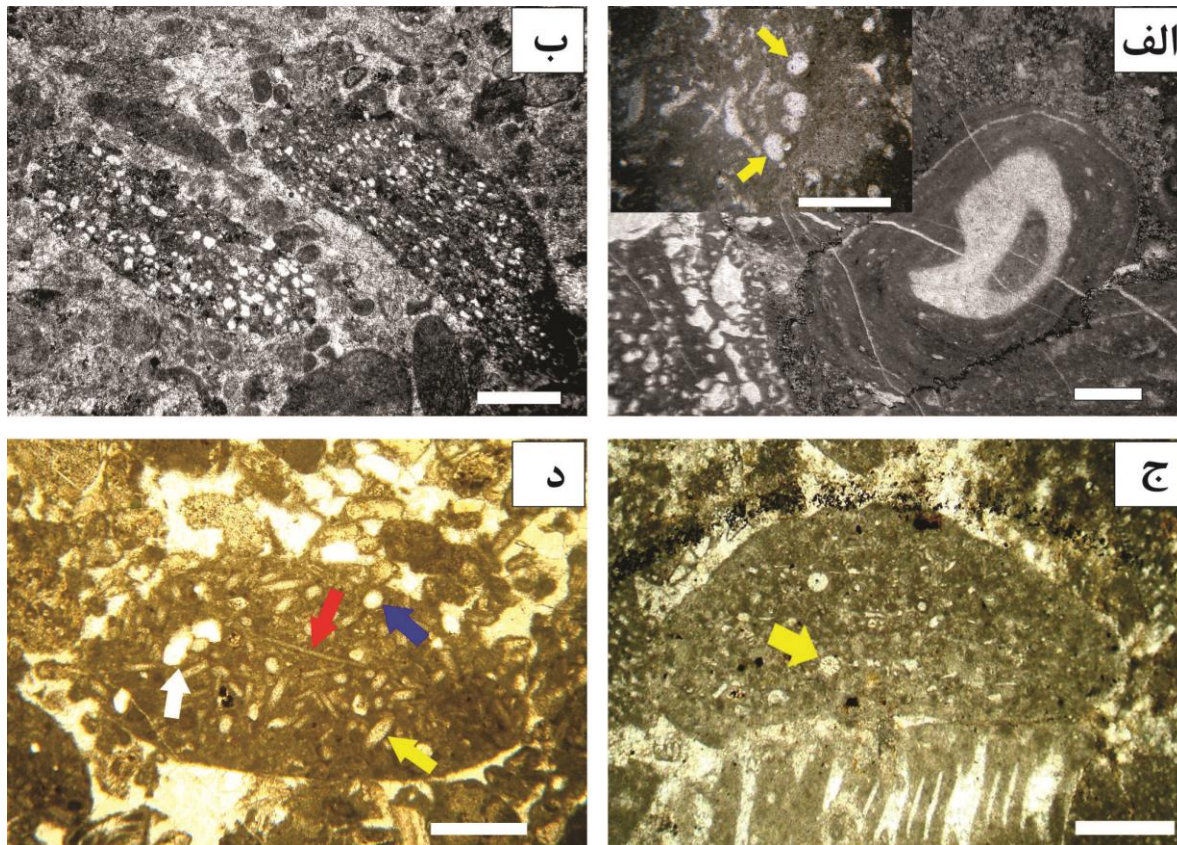
چشم‌های کلسیتی در خارج از پوسته و در زمینه گل آهکی اطراف آنها است. در برخی نمونه‌ها این ساختارها به فراوانی و با فرم‌های مختلف در اطراف اریتولینیدها دیده می‌شود که این مسأله خود بیانگر نبود ارتباط بین چشم‌های کلسیتی و ساختارهای زیستی داخل بدن موجودات است. چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل در پیزولیت‌های زیستی از سنگ آهک‌های سازند بادامو به سن توآرسین (خدام الحسینی، ۱۳۷۷) در منطقه کوچکعلی و در مسیر یزد به طبس نیز مشاهده شده است (شکل ۸الف). وجود چنین ساختارهایی در پیزولیت‌های زیستی نمی‌تواند یک ساختار زیستی باشد زیرا قطر آنها به مراتب بیشتر از قشرهای جلبکی است که در تشکیل پیزولیت‌های زیستی شرکت کرده‌اند.

سوزن‌های اسفنج

سومین احتمال در مورد ماهیت و سازوکار به وجود آمدن چشم‌های کلسیتی، انتساب آنها به سوزن‌های اسفنج و استفاده اریتولینیدها از آنها به عنوان جسم خارجی در ساختمان پوسته آگلوتینه است. این فرضیه در ابتدا توسط Hartman (1981) مطرح و پس از آن توسط Vilas et al. (1995) نیز گزارش شد. مطالعات صورت گرفته توسط این محققین بر روی دیواره اریتولینیدها نشان دهنده وجود دانه‌های کوارتز در ساختمان دیواره آگلوتینه آنها بود و این فرضیه قوت گرفته که موجود می‌تواند علاوه بر کوارتز، اجسام دیگری نظیر سوزن‌های اسفنج را نیز در ساختمان پوسته خود مورد استفاده قرار دهد، زیرا به طور کلی ماهیت پوسته‌های آگلوتینه استفاده از اجسام خارجی در ساخت این پوسته‌ها است (Flügel, 2010). از نظر این افراد، چشم‌های کلسیتی در واقع برش عرضی از سوزن‌های اسفنج است که توسط موجود از محیط جذب شده و در ساختمان دیواره مورد استفاده قرار گرفته است. در نمونه‌های مورد مطالعه از سازند داریان، وجود کوارتز در دیواره

ساقه کرینوئید به عنوان جسم خارجی در یک اربیتولینید مخروطی مشاهده شد (شکل ۸ج).

اربتولینیدها (شکل ۸ب) فقط در نمونه‌های موجود در برش سنگ سیاه (به عنوان برش کم عمق) مشاهده شد و در برش دیگر این ویژگی وجود ندارد. در یک مورد، برشی از



شکل ۸: وجود ساختارهای مختلف در دیواره اربیتولین؛ الف) ساختارهای کاملاً مشابه با چشم‌های کلسیتی کلیه‌ای شکل در پیزولیت‌های زیستی شناسایی شده در سنگ آهک‌های سازند بادامو به سن ژوراسیک؛ این تصویر نشان می‌دهد چشم‌های کلسیتی یک ویژگی زیستی ایجاد شده توسط اربیتولینید نیستند. ب) دانه‌های کوارتز به صورت پراکنده در پوسته اربیتولین‌های سازند داریان در برش سنگ سیاه، ج) قطعه‌ای از ساقه کرینوئید در پوسته اربیتولینید که نشان می‌دهد این موجودات قابلیت جذب اجسام متنوعی را از محیط اطراف خود دارند. د) برش‌های مختلف از سوزن‌های اسفنج به شکل عرضی (پیکان آبی رنگ)، مورب (پیکان زرد رنگ) و طولی (پیکان قرمز رنگ) در پوسته اربیتولینید؛ دانه‌های کوارتز با پیکان سفید رنگ مشخص شده‌اند (اربتولینیدهای موجود در سنگ آهک معادل سازند تفت در برش هریشت، شمال یزد) (مقیاس در تصاویر ۰/۵ میلی‌متر).

سوزن‌های اسفنج با اندازه و شکل متفاوت به همراه دانه‌های کوارتز (پیکان سفید رنگ) در اربیتولینیدهای این منطقه به وضوح قابل شناسایی و مشاهده است (شکل ۸د). این تصاویر به خوبی نشان می‌دهد که امکان جذب سوزن‌های اسفنج، همانند سایر اجسام نظیر کوارتز، توسط این موجودات امری کاملاً محتمل و ممکن است.

البته دو تفاوت قابل تأمل در بین سوزن‌های اسفنج (چشم‌های کلسیتی) موجود در اربیتولینیدهای سازند داریان

بررسی اربیتولینیدهای موجود در رسوبات کربناته معادل سازند تفت در حوضه ایران مرکزی نیز مؤید این مسأله است. نمونه‌های مذکور از سنگ آهک‌های اربیتولینیددار به سن بامرین - آپتین (Bucur et al., 2012) از منطقه هریشت واقع در ۶۰ کیلومتری شمال شهر یزد تهیه شده است. از لحاظ موقعیت جغرافیای دیرینه، این محدوده از ایران مرکزی در زمان آپتین در حاشیه شمالی حوضه نوئتیس قرار داشته است (Wilmsen et al., 2013). وجود

و اریتولینیدهای منطقه هریشت در شمال یزد وجود دارد. نکته اول مربوط قطر چشم‌های کلسیتی و سوزن‌های کلسیتی است. حداکثر قطر چشم‌های کلسیتی و سوزن‌های اسفنج اندازه‌گیری شده در نمونه‌های برش هریشت در حدود ۳۰ تا ۵۰ میکرون است در حالی که در رسوبات سازند داریان چشم‌های کلسیتی با قطر ۱۴۰ تا ۱۵۰ میکرون هم مشاهده شده است.

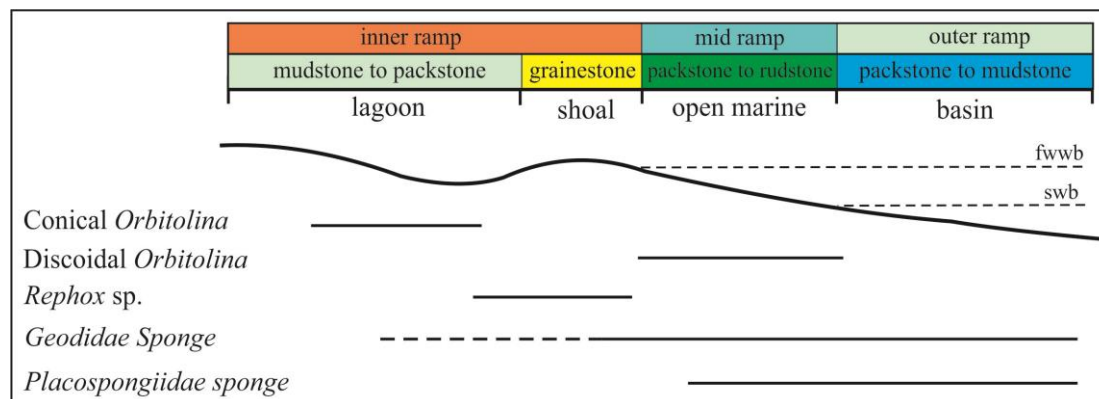
نکته دوم در مورد سطح مقطع برش خورده این سوزن‌ها است. همان طور که در تصاویر مختلف از اریتولینیدهای سازند داریان مشاهده می‌شود، با وجود تعداد زیادی از این ساختارها در رسوبات و برش‌های طولی و عرضی از اریتولینیدها، تمامی سطح مقطع‌های چشم‌های کلسیتی به شکل کروی، بیضوی تا کلیوی دیده می‌شوند و هیچ گونه سطح مقطع مورب و طولی در آنها وجود ندارد. این ویژگی در تمامی ضخامت رسوبات سازند داریان و حتی در بین دو برش مورد مطالعه وضعیت کاملاً یکسانی دارد. در مقابل سوزن‌های اسفنج موجود در اریتولینیدهای هریشت انواعی از سطح مقطع‌های برش خورده به صورت کاملاً کروی تا بیضوی کشیده (شکل ۸د، پیکان آبی رنگ)، مورب (شکل ۸د، پیکان زرد رنگ) و حتی سطح مقطع‌های طولی و کاملاً کشیده (شکل ۸د، پیکان قرمز رنگ) به طول تقریبی ۰/۷ میلی متر را از خود نشان می‌دهند (شکل ۸ج).

در این مورد بهترین توضیح این است که در اریتولینیدهای سازند داریان، تمامی سوزن‌های اسفنج استفاده شده در پوسته موجود از لحاظ شکل سه بعدی تقریباً کروی تا کلیوی شکل بوده و به همین دلیل ایجاد هر گونه برش در جهات مختلف، سطح مقطع تقریباً یکسان را از خود نشان می‌دهند. به عقیده Hartman (1981) سوزن اسفنج‌های خانواده Geodidae بهترین گزینه برای این منظور هستند. در این خانواده گونه‌هایی مانند *Geodia* sp. با سوزن‌های

کروی شکل وجود دارند (برای مثال 2012, 2002, Uriz) که با توجه به اندازه آنها که در حدود ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون هستند به راحتی می‌توانند توسط اریتولینیدها جذب و در دیواره آنها مورد استفاده قرار گیرند. علاوه بر این سوزن‌های اسفنج گونه *Placospongia* sp. از خانواده *Placospongiidae* (برای مثال: 2012, Uriz؛ Lukowiak, 2015) نیز که فرم کاملاً کلیوی شکل دارند قابل توجه هستند که بر اساس انحنای موجود در ساختار آنها، سطح مقطع آن به خوبی با چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل همخوانی دارد. با توجه به فرم سه بعدی این سوزن‌ها، مشخص است که در برش‌ها، سطح مقطعی کلیوی شکل حاصل می‌شود و با توجه به این که برش طولی از عرضی اندازه بزرگتری دارد، این امر می‌تواند بزرگتر بودن اندازه چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل نسبت به چشم‌های کلسیتی کروی را توجیه کند (به بخش اندازه چشم‌های کلسیتی مراجعه شود). بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد چشم‌های کلسیتی متعلق به جنس *Rhaxella* Hinde (1890) هستند و نمونه کروی شکل مربوط به گونه *Rhaxelloides sphaerica* (Trejo 1967) و چشم‌های کلسیتی کلیوی شکل مربوط به گونه *Rhaxella* Sorbyana (Blake 1876) است. انتساب چشم‌های کلسیتی به سوزن‌های کروی اسفنج مسأله وجود چشم‌های کلسیتی آزاد در زمینه گل آهکی را هم برطرف می‌نماید. با این تفسیر می‌توان عنوان کرد چشم‌های کلسیتی خارج از پوسته اریتولینیدها در واقع سوزن‌های کروی و آزاد اسفنج‌ها هستند که در زمینه گل آهکی پراکنده شده‌اند. هر چند که وجود یا نبود سوزن‌های اسفنج در پوسته اریتولینیدها و زمینه اطراف آنها روند مشخص و ثابتی را نشان نمی‌دهد، اما شرایط مشابهی در مورد دانه‌های کوارتز نیز دیده می‌شود، به این صورت که در مواردی مقادیر زیادی کوارتز در زمینه اطراف اریتولینیدها وجود دارد،

زندگی می کنند (Uriz, 2002, 2012) و این مسأله با فراوانی چشم های کلسیتی در اربیتولینیدهای کشیده همخوانی دارد (شکل ۹).

ولی جذب آنها توسط موجود بسیار ناچیز بوده است، البته در مواردی نیز عکس حالت فوق رخ می دهد. اسفنج های Geodidae عمدتاً در مناطق رمپ میانی تا رمپ داخلی



شکل ۹: تصویر شماتیک مربوط به محیط رسوبی سازند داریان در منطقه مورد مطالعه به صورت رمپ کربناته هموکلینال با پشته سدی (ساده شده از Moosavizadeh et al., 2015) و موقعیت اربیتولینیدهای مخروطی، کشیده، Rephox sp. و اسفنج های خانواده Geodidae و Placospongiidae بر روی مدل رسوبی (داده های مربوط به محل زیست موجودات از Pittet et al., 2002; Flugle, 2010; Uriz, 2012; Lukowiak, 2015)

کلسیتی اربیتولینیدهای سازند داریان به سوزن های کروی تا تقریباً کروی شکل اسفنج، بهترین و محتمل ترین گزینه برای ماهیت چشم های کلسیتی است.

نتیجه گیری

بررسی رسوبات کربناته سازند داریان در پهنه ساختاری فارس داخلی نشان دهنده فراوانی چشم های کلسیتی در گونه های مختلف از روزن داران کفزی بزرگ است. این ساختارها به دو فرم اصلی کروی و کلیوی شکل دیده می شوند. البته حفاری زیستی در این دو فرم باعث ایجاد شکل های نامنظمی در این ساختارها شده است. از لحاظ چینه شناسی فراوانی این ساختارها در رسوبات آپتین بالایی و همزمان با دسته رخساره های تراز بالای آب دریا و از لحاظ رخساره ای فراوانی و اندازه بزرگتر چشم های کلسیتی در اربیتولینیدهای کشیده مربوط به رخساره های رودستون اربیتولینیددار دریای باز مشاهده شده است. از لحاظ موقعیت قرارگیری چشم های کلسیتی، مقایسه شاخص های ریخت شناسی اربیتولینیدها (OI) و چشم های کلسیتی (CI)

به طور کلی از لحاظ عمق زیست، روزن داران کفزی با پوسته کشیده در اعماق بیشتری نسبت به گونه های مخروطی زندگی می کنند که این مسأله در مورد اربیتولینیدها نیز صادق است (برای مثال: Beavington- Penny & Racey, 2004). گونه های مخروطی شکل اربیتولینیدها معمولاً در محیط های بسته و محصور لاگونی زندگی می کنند در حالی که گونه های کشیده در بخش های ابتدایی دریای باز (Pittet et al., 2002) سکونت دارد که این منطقه با پهنه های رمپ میانی در تقسیم بندی محیطی منطبق است (Flügel, 2010).

این مسأله می تواند به خوبی توجیه کننده فراوانی چشم های کلسیتی و اندازه بزرگ تر آنها در اربیتولینیدهای کشیده نسبت به فرم های مخروطی شکل باشد. از لحاظ زمانی نیز با توجه به گزارش های متعدد از حضور اسفنج های خانواده Geodidae در زمان کرتاسه (Hinde, 1910؛ Hartman et al., 1980؛ Wiedenmayer, 1994)، این اسفنج ها می توانند در گونه های مختلفی از اربیتولینیدها در بازه های زمانی مختلف دیده شوند. در مجموع انتساب چشم های

برای نشان دادن ماهیت چشم‌های کلسیتی در اریتولینیدهای سازند داریان، انتساب آنها به سوزن‌های کروی شکل اسفنج‌های *Geodia* است که نمونه‌های موجود در سازند داریان متعلق به گونه‌های *Rhaxella Sorbyana* و *Rhaxelloides sphaerica* هستند.

سپاس‌گزاری

نویسندگان مقاله مراتب تشکر و قدردانی خود را از جناب آقای دکتر کوورش رشیدی و جناب آقای دکتر Felix Shclagintweit به جهت راهنمایی‌های ارزنده و در اختیار قرار دادن منابع اعلام می‌دارند.

نشان داده هرچه اریتولینیدها به فرم مخروطی نزدیک‌تر باشند، احتمال قرارگیری چشم‌های کلسیتی در ارتفاع بالاتری نسبت به قاعده پوخته اریتولینید بیشتر است. مقایسه نمونه‌های سازند داریان با نمونه‌های تهیه شده از رسوبات کربنات معادل سنگ آهک تفت در حاشیه شمالی اقیانوس نئوتتیس نشان دهنده قابلیت بالای اریتولینیدها در جذب اجسام مختلفی از جمله سوزن‌های اسفنج از محیط اطراف است. از آن جا که برش‌های تهیه شده در جهات مختلف از چشم‌های کلسیتی در سازند داریان شکل یکسانی دارند، لذا فرم سوزن‌های اسفنج باید به صورتی باشد که در برش در جهات مختلف، شکل واحدی را از خود نشان دهند. از این بین، بهترین و محتمل‌ترین گزینه

منابع

- خدام الحسینی، س.ر.، ۱۳۷۷. گزارش عملیات پی جویی مقدماتی منطقه کوچکعلی. طرح اکتشاف زغال‌سنگ حرارتی ناحیه مزینو، طبس. گزارش داخلی، صص ۳۳-۴۳.
- طاهرپور خلیل‌آباد، م.، وزیری، ح.، جعفری، الف.، ۱۳۹۴. معرفی اسپیکول‌های جنس *Rhaxella* (چشم‌های کلسیتی) در اریتولینیدهای موجود در سازندهای تیرگان و داریان (حوضه رسوبی کپه داغ و زاگرس مرتفع). دومین کنگره بین‌المللی زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، صص ۱۳۱۴-۱۳۱۹.
- کارگر، ش.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی سعادت شهر، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یوسفی، ت.، کارگر، ش.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی سیوند، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Ando, A., Kaiho, K., Kawahata, H., & Kakegawa, T., 2008. Timing and magnitude of early Aptian extreme warming: Unraveling primary $\delta^{18}\text{O}$ variation in indurated pelagic carbonates at Deep Sea Drilling Project Site 463, central Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260: 463-476.
- Beavington-penny, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera; applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth Science Reviews*, 67: 219-265.
- Bronniman, P., 1955. Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleontology*, 1 (1): 28-51.
- Bucur, I.I., Rashidi, R., & Senowbari-Daryan, B., 2012. Early Cretaceous calcareous algae from Central Iran (Taft Formation, south of Aliabad, near Iazd). *Facies*, 58 (4): 605-636.
- Colom, G. 1955. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and Atlantic area. *Micropaleontology*, 1(2): 109-124.
- Dickson, J.A.D., 1966. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587-599.

- Douglass, R. 1960. Revision of the family Orbitolinidae. *Micropaleontology*, 6(3): 249-270.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klován, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel, E., 2014. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, 2nd edition. Springer Verlag, Berlin, 984 p.
- Galloway, J.J., 1933. A manual of Foraminifera. *Bloomington*, Indiana. 1883 p.
- Grabau, A.W., 1904. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologist*, 33: 228-247.
- Habibi, F., Feiznia, S., & Barzegar, F., 1994. Stratigraphy, sedimentology and reservoir evolution of Upper Dariyan -Kazhdumi Tongue- Lower Dariyan and Gadvan Formations in Dezful South area. *National Iranian Oil Company*, Unpublished Report.
- Hartman, W.D., 1981. Form and distribution of silica in sponges. In: Vilas, L., Pierre Masse, J., & Arias, C., (eds.), *Orbitolina episode carbonate platform evolution the early Aptian model form SE Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 35-45.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J., & Ghazi, A.M. 2003. Permian–Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 405-423.
- Hillgärtner, H., van Buchem, F.S., Gaumet, F., Razin, P., Pittet, B., Grötsch, J., & Droste, H., 2003. The Barremian-Aptian evolution of the eastern Arabian carbonate platform margin (northern Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 73: 756-773.
- Hinde, G.J., 1890. On a new genus of siliceous sponges from the lower calcareous Grit of Yorkshier. *Quarterly Journal of the Geological society of London*, 46: 54-61.
- Hinde, G.J., 1910. On the fossil sponge spicules in a rock from deep Lead at Princess Royal Township, Norseman District, Western Australia. *Bulletin of Geological Survey of Western Australia*, 36: 7–24.
- Hofker, J., 1963. Studies on the genus *Orbitolina* (Foraminifera). *Leidse Geologische Mededelingen*, 29: 183-253.
- Huck, S., Heimhofer, U., Rameil, N., Bodin, S., & Immenhauser, A., 2011. Strontium and carbon-isotope chronostratigraphy of Barremian-Aptian shoal-water carbonates: Northern Tethyan platform drowning predates OAE1a. *Earth and Planetary Science Letters*, 304: 547-558.
- James, G., & Wynd, J., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2245-2182.
- Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11: 1-30.
- Lukowiak, M., 2015. Late Eocene siliceous sponge fauna of southern Australia: reconstruction based on loose spicules record. *Zootaxa*, 3917 (1): 1-65.
- Masse, J., Fenerci, M., & Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates: Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200: 65-81.
- Millán, M., Weissert, H., Owen, H., Fernández-Mendiola, P., & García-Mondéjar, J., 2011. The Madotz Urgonian platform (Aralar, northern Spain): Paleoecological changes in response to Early Aptian global environmental events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 312: 167-180.
- Mohammed, M.U., 1981. Microfacies of the Maudud Formation. *M.Sc. Thesis. Department of Geology, college of Science, University of Baghdad*, Baghdad, Iraq, 156 p.
- Mohammed, M.U., 1996. Orbitolinids (Foraminifera) of the Lower Cretaceous (Barremian-Turonian) of Iraq. *Ph.D. Thesis. Department of Geology, college of Science, University of Baghdad*, Baghdad, Iraq, 148 p.
- Mohammed, M.U., 2016. Micropaleontological aspects of the "Calcite Eyes" phenomenon in the family Orbitolinidae. *Iraqi Journal of Science*, 57 (2): 1462-1468.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavoosi, M.A., & Schlaginitweit, F., 2015. Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Plate, Zagros Fold Belt, Iran). *Bulletin of Geosciences*, 90: 145–172.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., & Kavoosi, M.A. 2014. Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a) in Northeastern Arabian Plate setting: an example from Dariyan Formation in Zagros fold-thrust belt, SE Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 4745-4756.

- Omana, L., Torres, J., Doncel, R., Alancáster, G., & Caballero, I., 2014. A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from the western Valles-San Luis Potosí platform, Mexico: Paleoenvironmental significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31 (1): 28-44.
- Pittet, B., Van Buchem, F.S.P., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J., & Droste, H., 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian–Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49: 555-581.
- Rahmani, O., Aali, J., Mohseni, H., Rahimpour-Bonab, H., & Zalaghaie, S., 2010. Organic geochemistry of Gadvan and Kazhdumi formations (Cretaceous (in South Pars field, Persian Gulf, Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 70: 57-66.
- Reiss, Z., Derin, E., & Gerry, E., 1966. O tak nazývaemch "kalcitorych glaznach" v stenke rakovin aggljutinirujuščich foraminifer. *Voprosy Mikropaleontologii*, 10: 234-242.
- Schlagintweit, F., Auer, M., & Gawlick, H., 2007. *Reophax? rhaxelloides* n. sp., a new benthic foraminifer from Late Jurassic reefal limestones of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Journal of Alpine Geology*, 48, 57-69.
- Schlagintweit, F., Kołodziej, B., & Qorri, A., 2015. Foraminiferan-calcimicrobial benthic communities from Upper Cretaceous shallow-water carbonates of Albania (Kruja Zone). *Cretaceous Research*, 56: 432-446.
- Schroeder, R., & Cherchi, A. 1979. Upper Barremian–Lowermost Aptian Orbitolinid Foraminifers from the Grand Banks Continental Rise, Northwestern Atlantic (DSDP Leg 43, Site 384). In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 43: 575-583.
- Schroeder, R., & Neumann, M., 1985. Les grands foraminifères du Cretace moyen de la region Mediteranneenne. *Geobios Mémoire Special*, 7: 1-16.
- Schroeder, R., Van Buchem, F., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A., & Granier, B., 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian–Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. *GeoArabia*, Special Publication, 4: 49-96.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., & Simmon, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia*, Special Publication 2: 322-371.
- Silvestri, A. 1932. Revisione di orbitoline nordamericane e nuovi località di Chapmanine. *Memorie della Pontificia Accademia delle Scienze Nuovi Lincei*, Ser. 2 (16): 371-394.
- Trejo, M., 1967. La esponja fosil Rhaxella sorbyana Blake ysu signification estratigrafica. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 19: 33-38.
- Uriz, M.J., 2002. Family Geodiidae Gray, 1867. In: Hooper, J.N.A., & Soest, R.W.M. van (eds.), *Systema Porifera. Guide to the classification of sponges*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow, pp. 134–140.
- Uriz, M.J., 2012. Sponge ecology in the molecular era. *Advance in Marine Biology*, 61: 345-410.
- van Buchem, F.S.P., Baghbani, D., Bulot, L.G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Keyvani, F., Schroeder, R., Swennen, R., & Vedrenne, V., 2010. Barremian-Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates, Barremian–Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian late. *GeoArabia*, Special Publication 4: 503-548.
- Vilas, L., Masse J.P., & Arias, C., 1995. Orbitolina episode in carbonate platform evolution the early Aptian model form SE Spain. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 119: 35-45.
- Wiedenmayer, F., 1994. Contribution of the knowledge of post-Paleozoic neritic and archibenthal sponges (Porifera). *Schweizerische Paläontologische Mitteilungen*, 116: 1–147.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., & Majidifard, M.R., 2013. The Shah Kuh Formation, a latest Barremian e Early Aptian carbonate platform of Central Iran (Khur area, Yazd Block). *Cretaceous Research*, 39: 183-194.
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *Geoarabia*, 6: 445-504.

بازسازی شرایط دیرینه بوم‌شناسی سازند قم در نواحی کهک، نوبران و اندآباد (حوضه پشت کمان قم)

مهدیه مهیاد^۱، امراه صفری^{۲*}، حسین وزیری مقدم^۲، علی صیرفیان^۳

۱- دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

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

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

*پست الکترونیک: safari@sci.ui.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۲/۱۹

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۰/۱

چکیده

به منظور بازسازی شرایط دیرینه بوم‌شناسی رسوبات الیگوسن - میوسن حوضه دریایی قم، سه برش چینه‌شناسی به ترتیب در نواحی کهک (جنوب قم)، نوبران (شمال غرب ساوه) و اندآباد (شمال غرب زنجان) انتخاب گردید. در مجموع از نواحی کهک ۱۴۶ نمونه، اندآباد ۱۳۷ نمونه و نوبران ۱۱۸ نمونه برداشت شد. سازند قم در هر سه ناحیه شامل تناوبی از شیل و سنگ آهک است. این سازند در نواحی اندآباد و نوبران بر روی سازند قرمز پایینی و در ناحیه کهک بر روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قرار دارد. مرز بالایی سازند قم نیز در نواحی کهک و اندآباد با سازند قرمز بالایی و در ناحیه نوبران به صورت ناپوستگی با آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده است. بر اساس مطالعات زیست چینه‌نگاری، سن رسوبات سازند قم در ناحیه کهک روپلین - شاتین، در ناحیه نوبران آکیتانین و در ناحیه اندآباد بوردیگالین تعیین شد. از دیدگاه دیرینه بوم‌شناختی، طی زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نوبران) و بوردیگالین (اندآباد) دریایی با شوری غالباً متوسط تا بالا حاکم بوده است. در طی زمان‌های یاد شده شرایط نوری یوفوتیک و شرایط غذایی الیگوتروفیک - مزوتروفیک حکمفرما بوده است. عمق دیرینه آب دریا در نواحی کهک (روپلین - شاتین) و اندآباد (بوردیگالین) کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۳۰ متر و در نوبران (آکیتانین) عمق کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۴۰ متر در نوسان بوده که نشان دهنده عمق بیشتر دریا در زمان آکیتانین می‌باشد. در نواحی مورد مطالعه حضور فراوان مرجان‌ها، جلبک‌های قرمز و روزن‌داران کف‌زی بزرگ گویای شرایط آب و هوایی گرمسیری - نیمه گرمسیری (۱۸ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد) و اجتماعات کربناته از نوع هتروژن بوده و شامل دو اجتماع دانه‌ای (فورامل و فورآلگال) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: نئوتتیس؛ دیرینه بوم‌شناسی؛ سازند قم؛ کهک؛ نوبران؛ اندآباد.

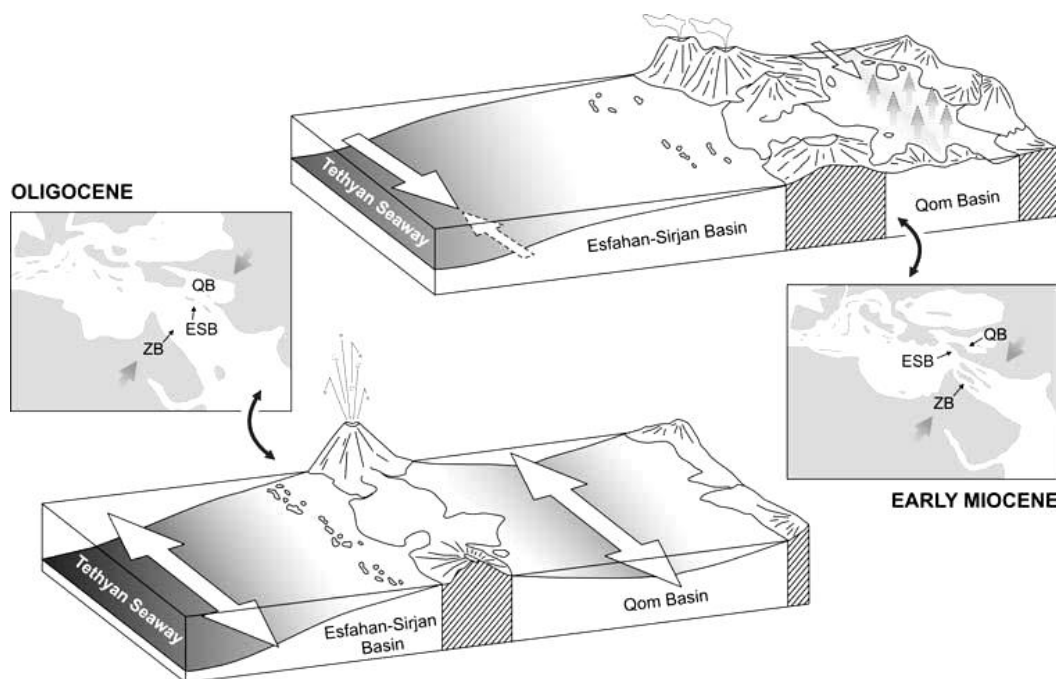
مقدمه

پیشین در بین محققان مورد اختلاف است (Alavi, 2004; Vincent et al., 2005; Agard et al., 2005; Horton et al., 2007; Allen & Armstrong, 2008; al., 2008). در طی سنوزوئیک (پالئوژن) بخش اعظمی از رسوبات مربوط به حاشیه شمالی و جنوبی پالئوتتیس توسط

حوضه آبراهه تتیس بین دو ابر قاره گندوانا و اوراسیا قرار داشته است (Reuter et al., 2007; Harzhauser & Piller, 2007; al., 2009). این حوضه در اثر برخورد دو ابر قاره مذکور و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس تشکیل شده و زمان این برخورد از زمان کرتاسه پسین تا ائوسن پسین - الیگوسن

(Reuter *et al.*, 2009; Harzhauser & Piller, 2007).
 Reuter *et al.* (2009) معتقدند که این حوضه توسط کمان
 ماگمایی ارومیه - دختر به دو زیرحوضه پیش کمان اصفهان
 - سیرجان و زیرحوضه پشت کمان قم تقسیم شده است
 (شکل ۱). علاوه بر این، حوضه دریایی قم توسط
 Mohammadi *et al.* (2013) به سه زیرحوضه پشت
 کمان قم، کمان ماگمایی ارومیه - دختر و پشت کمان
 اصفهان - سیرجان تفکیک شده است. در این تحقیق تلاش
 شده است شرایط دیرینه بوم‌شناسی (عوامل محیطی شامل
 نور، دما، مواد غذایی، بستر زیست، شوری و عمق)
 حوضه پشت کمان قم بر اساس روزن‌داران کفزی و
 دیگر فونای وابسته به نور (مرجان، کورالیناسه‌آ و...) مورد
 بررسی قرار گیرد.

پوسته روزن‌داران کفزی بزرگ تامین شده است
 (Yordanova & Hohengger, 2007). روزن‌داران
 کفزی به ویژه روزن‌داران کفزی بزرگ به تغییرات
 شرایط محیطی حساس هستند (Toler & Hallock, 1998).
 از جمله مهمترین عواملی که بر نحوه پراکندگی روزن‌داران
 کفزی مؤثر هستند، می‌توان به مواد غذایی، شوری، بستر،
 نور، عمق و دما اشاره کرد (Hallock & Schlager, 1986;
 Mutti & Hallock, 2003; Carannante *et al.*, 1988;
 Pomar *et al.*, 2004; Wilson & Vecsei, 2005).
 با مطالعه شرایط محیطی روزن‌داران امروزی و مقایسه آن با
 نمونه‌های فسیلی می‌توان به تغییرات شرایط محیطی دیرینه
 پی‌برد (Geel, 2000). سازند قم در حوضه دریایی در
 حاشیه شمالی آبراهه تتیس تشکیل شده است



شکل ۱: نمایش شماتیکی از نوئتیس و محل قرارگیری حوضه زاگرس (ZB)، حوضه پشت کمان ماگمایی قم (QB) و حوضه پیش کمان اصفهان - سیرجان (ESB) (Harzhauser & Piller, 2007; Reuter *et al.*, 2009).

زمین‌شناسی منطقه

تقسیم کرد (آقابات، ۱۳۸۵؛ Heydari, 2008). فعالیت‌های
 آتش‌فشانی موجود در صفحه ایران مرکزی طی ائوسن به
 فرورانش صفحه افریقایی - عربی به زیر صفحه ایران
 مرکزی نسبت داده شده است (Berberian & King, 1981).

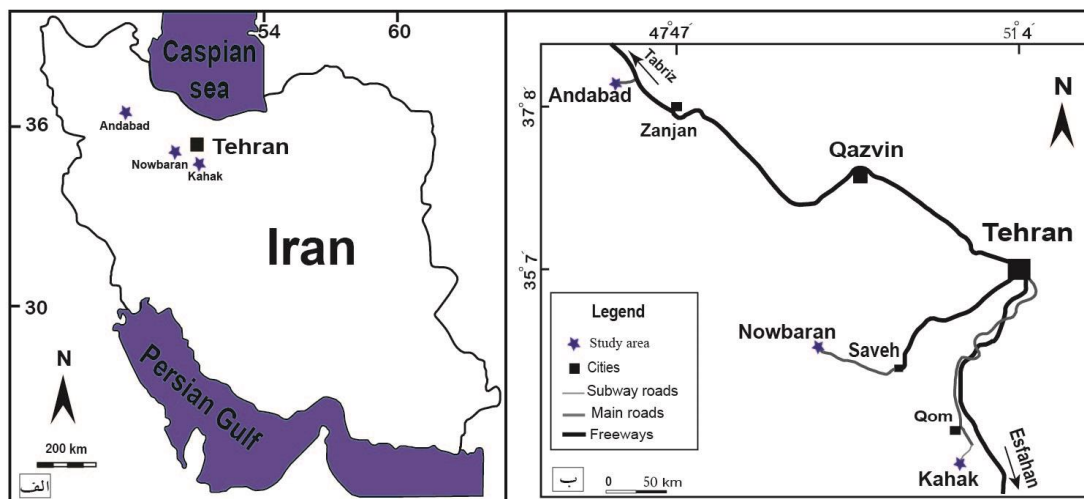
صفحه ایران را می‌توان به هشت پهنه ساختاری - رسوبی
 شامل زاگرس، سندج - سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه -
 دختر، ایران مرکزی، البرز، کپه‌داغ، لوت و مکران

مطالعات پیشین

از اولین مطالعات دیرینه بوم‌شناسی انجام شده در سازند قم می‌توان به مطالعه دیرینه بوم‌شناسی و بررسی جغرافیای دیرینه زیستی مرجان‌های الیگوسن تا میوسن پیشین اشاره نمود (Schuster & Wieland, 1999). دهقان و صفری (۱۳۹۰) به مطالعه دیرینه بوم‌شناسی سازند قم در ناحیه جنوب کاشان پرداخته‌اند. همچنین Behforouzi & Safari (2011) سازند قم را در ناحیه شمال غرب کاشان را مورد مطالعه قرار داده‌اند. از دیگر مطالعات انجام شده در این زمینه می‌توان به بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند قم در منطقه نطنز (صیرفیان و همکاران، ۱۳۸۵)، بررسی گسترش چینه‌شناسی روزن‌داران کفزی سازند قم در غرب ساوه (دانشیان و یزدانی، ۱۳۸۵)، دیرینه‌بوم‌شناسی روزن‌داران سازند قم دربرش قصر بهرام در دامنه‌های شمال غربی سیاه کوه در جنوب گرمسار (دانشیان و درخشانی، ۱۳۸۷)، تعیین عمق دیرینه و دیرینه بوم‌شناسی سازند قم به وسیله مرجان‌های کلنی‌ساز در منطقه دیزلو (Yazdi et al., 2012)، زیست چینه‌نگاری و بازسازی شرایط بوم‌شناختی بر اساس مرجان‌های ریفی اسکلاراکتینای توالی روپلین - شاتین سازند قم در شمال شرق دلیجان (Karevan et al., 2014)، مطالعه زیست چینه‌نگاری و سازندگان زیستی سازند قم در شمال غرب آباده در حوضه پیش‌کمان ماگمایی واقع در حاشیه شمال شرقی آبراهه تیس (Mohammadi & Ameri, 2015) اشاره کرد و همچنین مطالعات صورت گرفته توسط محمدیان اصفهانی و صفری (۱۳۹۲)، دهقان و صفری (۱۳۹۰)، منصوری و صفری (۱۳۹۳)، Karavan & Amirshahkarami (2014)، Abbassi et al. (2016)، Daneshian et al. (2017)، Daneshian & Ghanbari (2017)، Maghfori، Moghadam et al. (2017)، Zágorské et al. (2017).

Agard et al., Stampfli & Borel, 2002؛ 1981). این فعالیت‌های آتش‌فشانی به بالا آمدگی پوسته قاره‌ای در پهنه ایران مرکزی و ایجاد شرایط قاره‌ای منجر شده است (Morley et al., 2009). حاصل این شرایط قاره‌ای ته‌نشینی رسوبات قاره‌ای متعلق به سازند قرمز پایینی در صفحه ایران مرکزی است (آقاباتی، ۱۳۸۵؛ Morley et al., 2009). فرونشینی پوسته قاره‌ای به علت اتمام فعالیت‌های آتش‌فشانی باعث پیش‌روی آب دریا در پهنه ایران مرکزی طی الیگوسن تا اوایل میوسن شده است (آقاباتی، ۱۳۸۵؛ Morley et al., 2009). چنین شرایطی به ته‌نشست توالی عظیمی از رسوبات آهکی و مارنی متعلق به سازند قم در صفحه ایران مرکزی منجر شده است (Rahaghi, 1973, 1976, 1980؛ Bozorgnia, 1966؛ Daneshian & Ramezani؛ Okhravi & Amini, 1998؛ Dana, 2007؛ Reuter et al., 2009). سازند قم در ناحیه کهنک با ناپیوستگی بر روی سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن و به طور ناپیوسته در ریز سازند سرخ بالایی قرار گرفته است. این ردیف رسوبات در این ناحیه با ضخامت ۶۴۵ متر شامل تناوبی از شیل و سنگ آهک در بخش زیرین و بخش عمدتاً سنگ آهکی در بالای توالی می‌باشند. در ناحیه نوبران مرز زیرین سازند قم به صورت ناپیوستگی با سازند سرخ زیرین بوده و توسط رسوبات آبرفتی عهد حاضر پوشیده شده است و ضخامت ۴۵۸ متری دارد که در ابتدای توالی شامل تناوب شیل و سنگ آهک بوده، در بخش میانی از ردیف رسوبات آهکی تشکیل شده و در بخش انتهایی مشتمل بر تناوبی از شیلی و سنگ آهک است. در ناحیه اند‌آباد سازند قم با ناپیوستگی بر روی سازند قرمز زیرین و با ناپیوستگی در زیر سازند قرمز بالایی قرار گرفته است و مشتمل بر ۲۲۰ متر ضخامت از ردیف رسوبات شیلی است که به سنگ آهک ختم می‌شود.

کهک با مختصات جغرافیایی $50^{\circ} 50' 20''$ طول شرقی و $34^{\circ} 23' 1''$ عرض شمالی در سه کیلومتری جنوب شرق شهرستان کهک واقع در جنوب استان قم قرار دارد. ناحیه نوبران نیز در سه کیلومتری شهرستان نوبران (شمال غرب شهر ساوه) با مختصات جغرافیایی $49^{\circ} 41' 00''$ طول شرقی و $35^{\circ} 05' 22''$ عرض شمالی واقع شده است و ناحیه اندآباد با مختصات جغرافیایی $47^{\circ} 59' 28''$ طول شرقی و $36^{\circ} 48' 12''$ عرض شمالی در ۱۹ کیلومتری شمال شرق شهر ماه‌نشان (شمال غرب زنجان) قرار گرفته است (شکل‌های ۲ و ۳).



شکل ۲: الف) موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه بر روی نقشه ایران؛ ب) نقشه راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه

مورد مطالعه گرفت. بافت رسوبی مقاطع نازک براساس منابعی مانند Dunham (1962) و Embry & Klovan (1972) بررسی شدند و تفسیر ریزرخساره‌های مورد مطالعه براساس منابعی مانند Romero *et al.* (2002)، Wilson & Evans (2002)، Brandano *et al.* (2009) و Pomar *et al.* (2014) انجام گردید. تفسیر شرایط نوری در محیط دیرینه توسط Pomar (2001) و تعیین شرایط دیرینه غذایی توسط Mutti & Hallock (2003) برای نواحی استوایی و نیمه استوایی ارائه شده است. به منظور بررسی شرایط شوری از نتیجه مطالعه Mossadegh *et al.* (2009) بر روی سازند آسماری استفاده گردیده است.

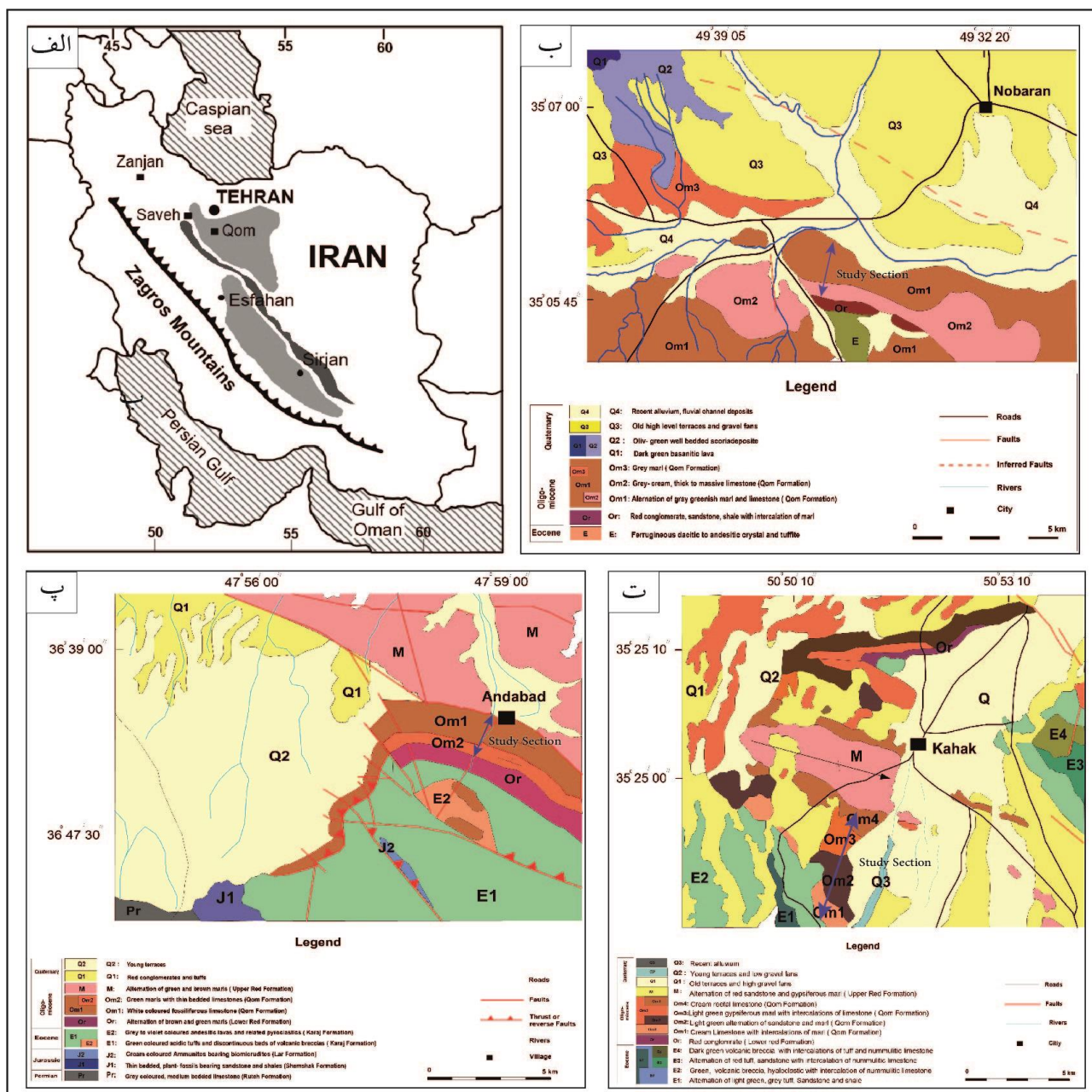
Mohammadi *et al.*، (2018) Holakouee *et al.*، (2018) Yazdi-Moghadam *et al.*، (2018) Basso *et al.*، (2019) Daneshian & Ramezani Dana Pedrama *et al.*، (2019) Parandavar & Hadavi، (2019) *al.* (2019) اشاره کرد.

روش مطالعه

به منظور بررسی شرایط دیرینه بوم‌شناسی حوضه دریایی پشت کمان قم سه برش چینه نگاری از سازند قم در نواحی کهک، نوبران و اندآباد و در جهت جنوب شرقی - شمال غربی حوضه دریایی قم انتخاب گردید. برش چینه‌شناسی

در مجموع از ناحیه کهک ۱۱۶ نمونه سنگ آهکی و ۳۰ نمونه شیلی، از ناحیه نوبران ۹۴ نمونه سنگ آهکی و ۲۴ نمونه شیلی و از ناحیه اندآباد ۱۲۲ نمونه سنگ آهکی و ۱۵ نمونه شیلی برای مطالعه شرایط دیرینه بوم‌شناختی سازند قم برداشت گردید.

از نمونه‌های سنگ آهکی مقاطع نازک تهیه شد و میکروفسیل‌های موجود در نمونه‌های نرم شیلی نیز با استفاده از آب حاوی هیدروژن پراکساید (H_2O_2) با غلظت ۱۰ درصد و روش انجماد و ذوب جداسازی شدند. ریزرخساره‌های موجود در نواحی مورد مطالعه بر اساس بافت رسوبی، اندازه دانه، ترکیب دانه‌ها و محتوای فسیلی



شکل ۲: الف) نقشه حوضه‌های پیش‌کمان و پس‌کمان قم (برگرفته از Reuter et al., 2009); ب) نقشه زمین‌شناسی نوبران (جمشیدی و همکاران، ۱۳۸۰); پ) نقشه زمین‌شناسی کهک (قلماش و باباخانی، ۱۳۷۷); ت) نقشه زمین‌شناسی اندآباد (برگرفته از لطفی، ۱۳۸۰).

مقاطع نازک تعریف کردند. این سه نمودار برای شرایط غذایی الیگوتروفیک، الیگومزوتروفیک و مزوتروفیک تعریف شده است. در نواحی مورد مطالعه نسبت ضخامت به قطر (T/D) متعلق به جنس *Amphistegina* اندازه‌گیری و عمق دیرینه دریای قم در نواحی مذکور با توجه به شرایط

Mateu-Vicens et al. (2009) عنوان کرده‌اند نسبت ضخامت به قطر (T/D) در جنس *Amphistegina* می‌تواند برای تعیین عمق آب دریا مورد استفاده قرار گیرد. این محققان سه نمودار بر اساس اندازه‌گیری نسبت ضخامت به قطر (T/D) در برش‌های محوری جنس *Amphistegina* در

فونی شناسایی گردید. نبود جنس *Nummulites* در این تجمع فونی متعلق به توالی مورد مطالعه و تشابه فونی این تجمع با زیست‌زون تجمعی *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupe* Ehrenberg et al. (2007)، Laursen et al. (2009) و van Buchem et al. (2010) نشان می‌دهد که توالی مورد مطالعه در ناحیه کهک در روپلین - شاتین ته‌نشین شده است.

ناحیه نوبران

در ناحیه نوبران تنها یک تجمع فونی حضور دارد که از نظر ترکیب فسیلی با زیست‌زون تجمعی *Mioegypsinia-Elphidium* Ehrenberg et al. sp. 14-*Peneroplis farsenensis* (2007)، Laursen et al. (2009) و van Buchem et al. (2010) مطابقت دارد. این محققین سن تجمع فونی یاد شده را آکیتانین تعیین کرده‌اند. علاوه بر این، گونه‌های پلاتکتونی مانند *Globigerina cf. angulisuturalis* و *Globigerinoides cf. subquadratus* در توالی مورد مطالعه حضور دارند. گونه *Globigerina cf. angulisuturalis* از اشکوب پریابونین تا اشکوب آکیتانین و همچنین گونه *Globigerinoides cf. subquadratus* از اشکوب آکیتانین تا اشکوب تورتونین گزارش شده است (BouDagher-Fadel, 2012). بر اساس شواهد ارائه شده در بالا سن توالی سازند قم در ناحیه نوبران اشکوب آکیتانین می‌باشد.

ناحیه اندآباد

روزنداران کفزی شناسایی شده در توالی سازند قم در ناحیه اندآباد را می‌توان در یک تجمع فونی معرفی کرد. این تجمع فونی از نظر ترکیب روزنداران کفزی با زیست‌زون تجمعی *Borelis melo curdica-Borelis melo melo* Ehrenberg et al. (2007)، Laursen et al. (2009) و van Buchem et al.

غذایی غالب تعیین گردید. دیگر شاخص‌های دیرینه بوم شناختی مانند دما و بستر زیست بر اساس منابع مختلف در نواحی مورد مطالعه بررسی گردید.

تعیین سن برش‌های مورد مطالعه

محققان معتقد هستند که سازند قم در قسمت‌های مختلف حوضه رسوبی سازند قم دارای سنین مختلفی می‌باشد (Mohammadi et al., 2013). بر این اساس سه توالی از سازند قم با سنین مختلف در نقاط متفاوت زیرحوضه پشت کمان قم برای بررسی تغییرات شرایط دیرینه بوم‌شناسی سازند مذکور طی اشکوب‌های روپلین، شاتین، آکیتانین و بوردیگالین انتخاب گردید. تشابه بین مجموعه روزنداران کفزی سازندهای قم و آسماری توسط محققین مختلف تأکید شده است (برای مثال: Stöcklin, 1952؛ Kashfi, 1988؛ Bozorgnia, 1966). بر اساس آنالیز ایزوتوپ استرانسیوم و مقایسه آن با تحولات شناخته شده در تجمعات فسیلی، چند زیست‌زون در سازند آسماری معرفی شده است (Ehrenberg et al., 2007؛ Laursen et al., 2009؛ van Buchem et al., 2010). لذا در نواحی مورد مطالعه این پژوهش، از نتایج این محققین برای تعیین سن سازند قم استفاده شده است.

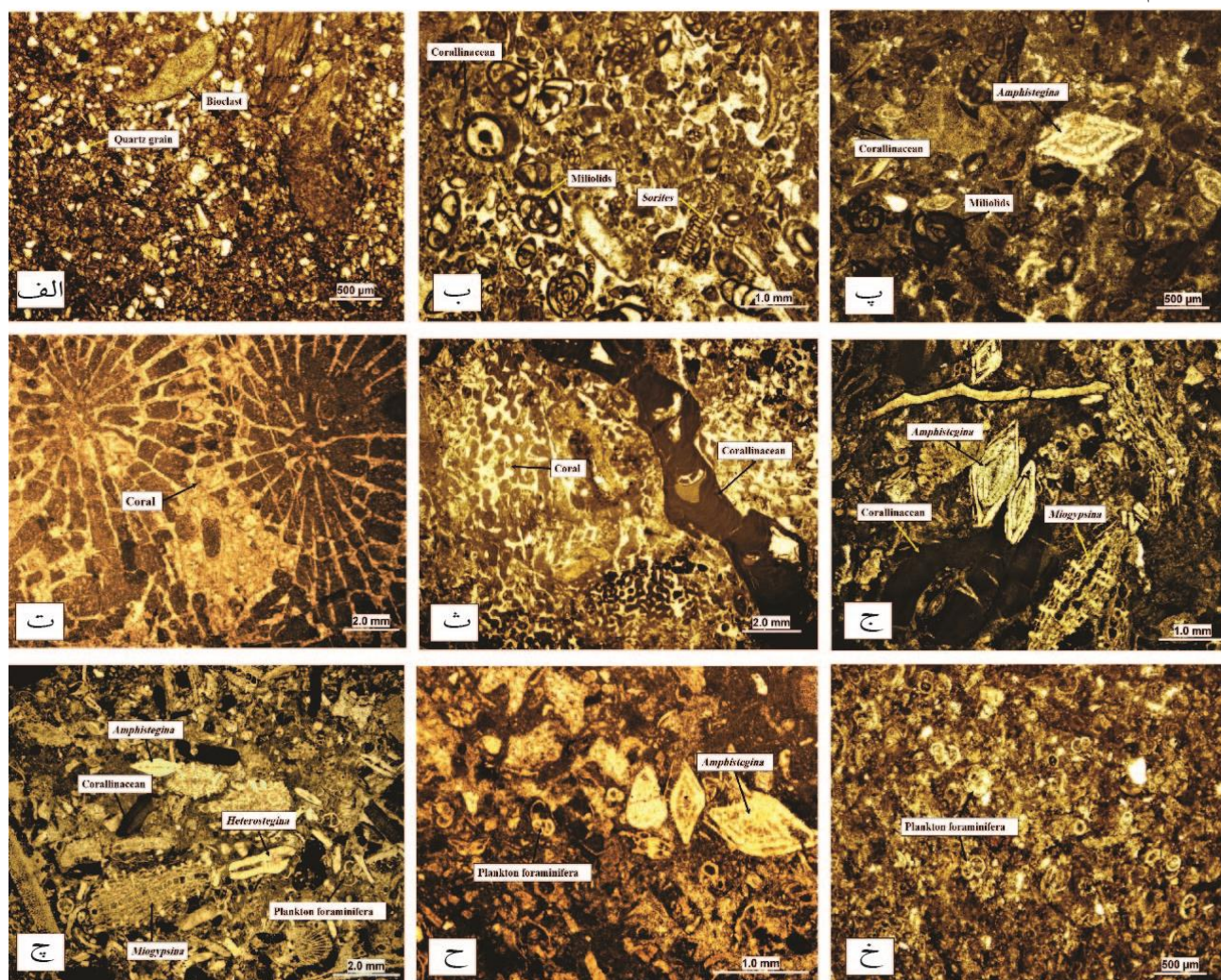
ناحیه کهک

باور محققین بر این است که انقراض جنس *Nummulites* در حوضه زاگرس (سازند آسماری) در مرز بین اشکوب‌های روپلین و شاتین اتفاق افتاده است (Ehrenberg et al., 2007؛ Laursen et al., 2009؛ van Buchem et al., 2010؛ Mohammadi & Ameri, 2015). نیز بر این عقیده هستند که انقراض جنس *Nummulites* در مرز بین اشکوب‌های روپلین و شاتین در حوضه قم رخ داده است. در ناحیه کهک تنها یک تجمع

ریزرخساره‌ها

با مطالعه مقاطع نازک میکروسکپی، ۹ ریزرخساره کربناته و یک رخساره آواری (شیل) در نواحی مورد مطالعه تشخیص داده شد (شکل ۴). در ادامه به بررسی اجمالی این ریزرخساره‌ها و رخساره آواری (شیل) پرداخته می‌شود:

(2010) مطابقت دارد. ایشان به سن بوردیگالین برای تجمع فونی یاد شده باور دارند. علاوه بر این، Jones et al. (2006) معتقدند زیرگونه *Borelis melo curdica* در اشکوب بوردیگالین در حوضه نئوتیس ظاهر می‌شود. در نتیجه می‌توان سن بوردیگالین را برای رسوب‌گذاری سازند قم در ناحیه اندآباد متصور بود.



شکل ۴: ریزرخساره‌های موجود در مناطق مورد مطالعه: الف) سندی بایوکلست و کستون - پکستون (MF1)؛ ب) بایوکلست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ و کستون - پکستون (MF2)؛ پ) بایوکلست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار و کستون - پکستون (MF3)؛ ت) کورال باندستون (MF4)؛ ث) کورال کورالیناسه‌آ فلوستون - رودستون (MF5)؛ ج) بایوکلست کورالیناسه‌آ روزن‌داران منفذدار فلوستون - رودستون (MF6)؛ چ) بایوکلست کورالیناسه‌آ پلاژیک - پرفریت فرامینیفرا و کستون - پکستون (MF7)؛ ح) بایوکلست پلاژیک بنتیک فرامینیفرا و کستون - پکستون (MF8)؛ خ) بایوکلست پلاژیک فرامینیفرا و کستون - پکستون (MF9).

MF1: سندی بایوکلست و کستون - کستون

توصیف: اجزای اصلی این ریزرخساره شامل میلیولید، خرده‌های دو کفه‌ای، استراکد و خارپوست می‌باشد.

از اجزای فرعی می‌توان به خرده‌های بریوزئر و روزن‌داران کف‌زی (*Peneroplis*, *Archias*, *Borelis*, *Textularia*) و

توصیف: روزن‌داران بدون منفذ (میلیولید، *Borelis*، *Archias*، *Peneroplis*، *Dendritina* و *Meandropsina*)، روزن‌داران منفذدار (*Neorotalia*، *Amphistegina* و *Heterostegina* و *Miogypsina*) و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ از اجزای اصلی این ریزرخساره هستند. از اجزای فرعی این ریزرخساره می‌توان به خرده‌های مرجان، بریوزئر، شکم‌پا، خارپوست، دوکفه‌ای، استراکد و روزن‌داران کفزی کوچکی مانند روتالیدهای ریز و *Textularia* اشاره کرد (شکل ۴). این ریزرخساره را می‌توان در سه ناحیه مشاهده کرد.

تفسیر: رسوبات حاوی روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ و همچنین جلبک قرمز کورالیناسه‌آ در یک محیط لاگونی نیمه محصور رسوب‌گذاری کرده‌اند (Romero et al., 2002؛ Beavington-Penney et al., 2006؛ Afzal et al., 2011؛ Nebelsick et al., 2013).

MF4: کورال بانداستون

توصیف: این ریزرخساره از مرجان‌هایی تشکیل شده است که در صحرا به صورت کلنی‌های پراکنده و ریف‌های تکه‌ای^۱ و غیرقابل ردیابی دیده می‌شوند. در رسوبات بین مرجان‌های موجود در ریف‌های تکه‌ای می‌توان روزن‌دارانی مانند میلیولید و خرده‌های جلبک قرمز کورالیناسه‌آ، دوکفه‌ای، استراکد و خارپوست را به صورت فرعی مشاهده کرد (شکل ۴). این ریزرخساره در سه ناحیه مشاهده گردیده است.

تفسیر: ریف‌های تکه‌ای عموماً در لاگون‌های نیمه محصور با ورود زیاد مواد آواری تشکیل می‌گردند (Riegl et al., 2010؛ Beresi et al., 2016). مشابه این ریزرخساره از سازندهای آسماری و قم گزارش شده است

(*Meandropsina*) اشاره کرد (شکل ۴). این ریزرخساره در هر سه ناحیه دیده می‌شود.

تفسیر: حضور فراوان میلیولید، خرده‌های صدف مانند شکم‌پا و دانه‌های آواری (کوارتز) در محیط نشانگر یک محیط لاگونی محصور است (Romero et al., 2002؛ Pomar et al., 2015). همچنین (Wilson & Evans, 2002) باور دارند رسوبات کربناته حاوی ذرات تخریبی آواری مانند کوارتز می‌توانند در باتلاق‌های موجود در بخش‌های کم عمق (به طرف ساحل) محیط لاگونی تشکیل شوند.

MF2: بایوکلیست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ و کستون - پکستون

توصیف: از اجزای اصلی این ریزرخساره می‌توان به میلیولید، *Borelis*، *Archias*، *Sorites* و *Dendritina* و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ اشاره کرد. خرده‌های مرجان، بریوزئر، شکم‌پا، خارپوست، دوکفه‌ای و استراکد و همچنین روتالیدهای ریز از اجزای فرعی ریزرخساره محسوب می‌شوند (شکل ۴). این ریزرخساره در نواحی اندآباد و کهک حضور دارد.

تفسیر: حضور همزمان روزن‌داران بدون منفذ به همراه جلبک قرمز کورالیناسه‌آ در رسوبات نشان دهنده یک محیط لاگونی نیمه محصور با انرژی محیط بالا است (Renema, 2006؛ Beavington-Penney et al., 2004؛ Pomar et al., 2017؛ Tomassetti et al., 2016). مشابه این ریزرخساره را می‌توان در سازندهای آسماری و جهرم مشاهده کرد (Vaziri Moghaddam et al., 2006؛ Taheri et al., 2008؛ Taheri, 2010).

MF3: بایوکلیست کورالیناسه‌آ روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار و کستون - پکستون

(Mohammadi et al., Amirshahkarami et al., 2007)
2011؛ Seddighi et al., 2012).

MF5: کورال کورالیناسه آفلوتستون - رودستون

توصیف: از اجزای اصلی این ریزرخساره می‌توان به مرجان و جلبک قرمز کورالیناسه اشاره کرد. روزن‌داران منفذدار (مانند *Amphistegina*, *Miogypsina* و افراد متعلق به خانواده روتالیده)، روزن‌داران بدون منفذ (مانند میلیولید، *Dendritina* و *Borelis*) و همچنین خرده‌های شکم‌پا، خارپوست، دوکفه‌ای و استراکد از اجزای فرعی این ریزرخساره هستند (شکل ۴). این ریزرخساره در هر سه ناحیه مورد مطالعه مشاهده شده است.

تفسیر: فراوانی خرده‌های مرجان و جلبک قرمز کورالیناسه آ نشان دهنده محیط پروکسیمال شلف میانی است (Pomar et al., 2017). محققان بر این باور هستند که چنین ریزرخساره‌ای در ریز سطح اثر امواج عادی تشکیل شده است (Flugel, 2010; Sarkar, 2017). این ریزرخساره از سازندهای قم و شهبازان توسط افراد گزارش شده است (محمدیان اصفهانی و همکاران، ۱۳۹۲؛ قنبرلو و همکاران، ۱۳۹۶).

MF6: بایوکلست کورالیناسه آ روزن‌داران منفذدار فلوتستون - رودستون

توصیف: جلبک قرمز کورالیناسه آ، بریوزئر و روزن‌داران (*Heterostegina*, *Spiroclypeus*, *Amphistegina*) اجزای اصلی این ریزرخساره محسوب می‌شوند. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل خرده‌های بریوزئر، مرجان، دوکفه‌ای، خارپوست و میلیولید است (شکل ۴). این ریزرخساره در تمامی نواحی مورد مطالعه قابل مشاهده است.

تفسیر: حضور روزن‌داران منفذدار بزرگ و جلبک قرمز کورالیناسه آ در رسوبات دریایی حاکی از محیط پروکسیمال شلف میانی است (Brandano et al., 2009؛ Brandano et al., 2012؛ Sarkar, 2017). فونای شاخص محیط دریای باز در این ریزرخساره نشان دهنده رسوب‌گذاری این ریزرخساره در زیر سطح امواج عادی و بالای امواج طوفانی است (Geel, 2000؛ Beavington-Penney et al., 2005؛ Rasser et al., 2005).

MF7: بایوکلست کورالیناسه آ پلاژیک - پرفریت فرامینیفر و کستون - پکستون

توصیف: از اجزای اصلی این ریزرخساره می‌توان به خرده‌های کورالیناسه آ و بریوزئر، روزن‌داران منفذدار (*Amphistegina*, *Neorotalia*, *Heterostegina*) و روزن‌داران پلانکتون (*Miogypsina* و *Lepidocyclina*) اشاره کرد. خرده‌های مرجان، دوکفه‌ای، استراکد و خارپوست موجود در این ریزرخساره از اجزای فرعی محسوب می‌شوند (شکل ۴). این ریزرخساره تنها در ناحیه نوبران حضور دارد.

MF8: بایوکلست پلاژیک کفزی فرامینیفر و کستون - پکستون

توصیف: روزن‌داران پلانکتون و روزن‌داران منفذدار (*Amphistegina*, *Heterostegina*, *Operculina*) از اجزای اصلی این ریزرخساره هستند. خرده‌های دوکفه‌ای و خارپوست نیز اجزای فرعی این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۴). این ریزرخساره مانند ریزرخساره MF7 تنها در ناحیه نوبران مشاهده می‌شود.

تفسیر: وجود روزن‌داران منفذدار بزرگ (*Amphistegina*, *Neorotalia*, *Heterostegina*, *Miogypsina*) و

دیرینه بوم‌شناسی

عوامل محیطی مانند نور، شوری، مواد غذایی، بستر زیست و عمق بر توزیع جانداران دریایی (روزنداران کفزی، مرجان، جلبک قرمز و...) تأثیر می‌گذارند (Hallock & Mutti & Carannante *et al.*, 1988؛ Schlager, 1986؛ Wilson & Pomar *et al.*, 2004؛ Hallock, 2003؛ Vecsei, 2005). بنابراین استفاده از موجودات حساس به عوامل محیطی می‌تواند برای تجزیه و تحلیل شرایط دیرینه بوم شناختی مناطق مورد مطالعه مفید باشد.

شوری

آب‌های با شوری بالا (>50 psu) حاوی مقادیر فراوانی از روزنداران بدون منفذ (نظیر میلیولید و خانواده پئروپلیده) و ذرات تخریبی مانند کوارتز هستند (Romero *et al.*, 2002؛ Wilson & Evans, 2002؛ Brandano *et al.*, 2009؛ Mossadegh *et al.*, 2009؛ Flugel, 2010). روزنداران منفذدار و بدون منفذ در لاگون نیمه محصور با شوری 40-50 psu یافت می‌شوند (Mossadegh *et al.*, 2009). جلبک کورالیناسه‌آ، مرجان و فراوانی روزنداران منفذدار در محیط با شوری نرمال دریایی (30-40 psu) زندگی می‌کنند (Hallock & Glenn, 1986؛ Hottinger, 2000؛ Halfar *et al.*, 2004؛ Mossadegh *et al.*, 2009؛ Flugel, 2010). در ریزرخساره‌های MF1 فراوانی روزنداران بدون منفذ مانند میلیولید گویای شوری بالای محیط (>50 psu) است. ریزرخساره‌های MF2 و MF3 به دلیل حضور فراوان روزنداران بدون منفذ، روزنداران منفذدار و جلبک قرمز در شرایط شوری متوسط تا بالا (40-50 psu) رسوب‌گذاری کرده‌اند. در شرایط شوری نرمال دریایی (34-40 psu)، ریزرخساره‌های MF4، MF5، MF6، MF7، MF8 و MF9 (حاوی روزنداران منفذدار، جلبک قرمز و مرجان) تشکیل شده‌اند. بخش ستبری از

Lepidocyclina)، خرده‌های جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و روزنداران پلانکتون گویای رسوب‌گذاری ریزرخساره‌های MF7 و MF8 در بخش دیستال محیط شلف میانی است (Sarkar, Brandano *et al.*, 2012؛ Sarkar, 2017).

MF9: بایوکلست پلاژیک فرامینیفر و کستون - پکستون

توصیف: روزنداران پلانکتون به فراوانی در این ریزرخساره حضور دارد. اجزای فرعی این ریزرخساره شامل *Neorotalia* و خرده‌های دوکفه‌ای و خارپوست است. این ریزرخساره تنها در ناحیه اندآباد گسترش دارد (شکل ۴). **تفسیر:** فراوانی روزنداران پلانکتون نشان دهنده محیط شلف خارجی و بخش‌های عمیق دریا می‌باشد (Geel, 2000؛ Knoerich & Mutti, 2003).

رخساره آواری (شیل)

توصیف: روزنداران منفذدار (*Amphistegina*, *Elphidium*) و روتالیدهای کوچک، روزنداران بدون منفذ (*Discorbis* و *Borelis*) و همچنین بریوزوئر و استراکد به فراوانی در این رخساره دیده می‌شوند. این رخساره آواری در نواحی اندآباد و کهک در تناوب با ریزرخساره‌های MF2 و MF4 مشاهده می‌شوند، اما در ناحیه نوبران، این رخساره آواری در تناوب با ریزرخساره‌های MF1 و MF4 دیده شده است.

تفسیر: Geel (2000) معتقد است حضور فراوان روزنداران منفذدار و بدون منفذ گویای محیط لاگونی نیمه محصور است. علاوه بر این جایگاه چینه‌شناسی این رخساره آواری تأیید کننده آن است که این رخساره در شرایط لاگونی رسوب کرده است. Mohammadi *et al.* (2011) مشابه این رخساره آواری را از سازند قم گزارش کرده‌اند.



شکل ۵: ستون چینه‌نگاری برش کهک و جایگاه ریزخساره‌ها و محدوده شوری، نور و مواد غذایی برای هر یک از آنها: MF1) سندی بایوکلست و کستون - پکستون؛ MF2) بایوکلست کورالیناسه آروزن‌داران بدون منفذ و کستون - پکستون؛ MF3) بایوکلست کورالیناسه آروزن‌داران بدون منفذ و منفذدار و کستون - پکستون؛ MF4) کورال بانداسستون؛ MF5) کورال کورالیناسه آفلوتستون - رودستون؛ MF6) بایوکلست کورالیناسه آروزن‌داران منفذدار فلوتستون - رودستون.

رسوبات توالی مورد مطالعه (از قاعده تا ۵۰۵ متری) در ناحیه کهک (روپلین - شاتین) در محیطی با شوری متوسط تا بالا رسوب‌گذاری کرده‌اند و شرایط شوری محیط رسوب‌گذاری در طی ته‌نشست رسوبات بخش بالایی توالی موجود در ناحیه کهک (از ۵۰۵ متری تا انتهای برش) از شوری نرمال دریایی تا شوری بالا متغیر بوده است (شکل ۵ و ۸). در توالی ناحیه نوبران (آکیتانین)، رسوبات بخش قاعده توالی (از قاعده تا ۷۳ متری) در دریایی با شرایط شوری متوسط تا بالا تشکیل شده‌اند و بخش میانی توالی (۷۳ تا ۲۰۳ متری) حاکی از وجود دریایی با شرایط شوری نرمال بوده است و در بخش بالایی (از ۲۰۳ متری تا انتهای توالی) شرایط شوری متوسط تا بالا حاکم بوده است (شکل ۶ و ۹). رسوبات بخش قاعده توالی (از قاعده تا ۱۰۸ متری) موجود در ناحیه اندآباد (بوردیگالین) در دریایی با شرایط شوری متوسط تا بالا و شرایط شوری نرمال دریایی تا بالا در بخش میانی (از ۱۰۸ تا ۱۹۶ متری) و در انتهای توالی (از ۱۹۶ تا ۲۲۰ متری) در دریایی با شرایط شوری متوسط تا بالا تشکیل شده‌اند (شکل ۷ و ۱۰). با بررسی ستون‌های شوری در نواحی مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که در طی زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نوبران) و بوردیگالین (اندآباد)، دریایی با شوری غالباً متوسط تا بالا حاکم بوده است.

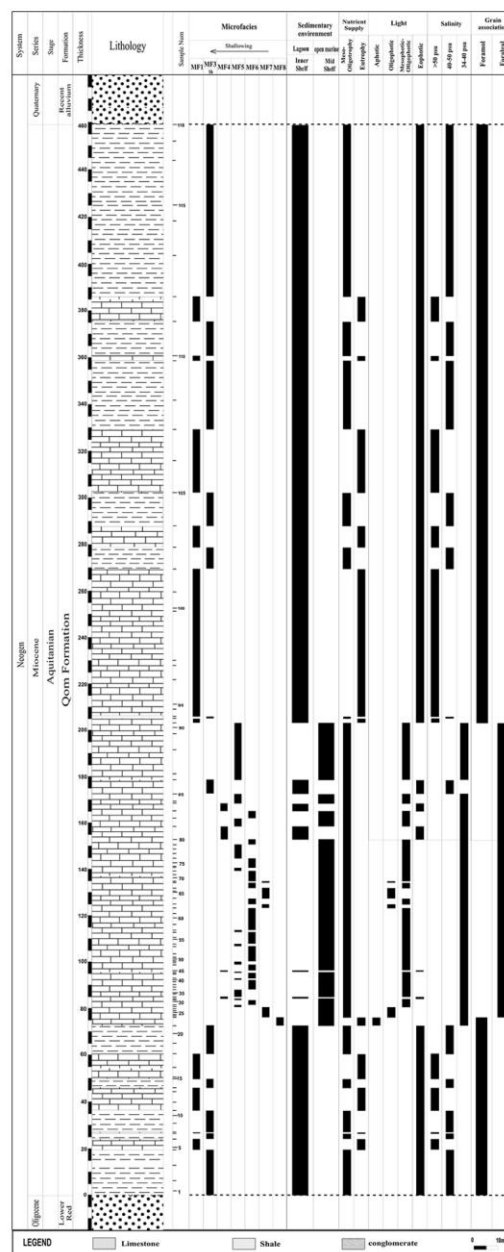
نور

مرجان‌ها و روزن‌داران بدون منفذ در شرایط یوفوتیک به حداکثر فراوانی می‌رسند (Hottinger, 1983؛ Geel, Romero et al., 2002؛ Pomar, 2001؛ 2000؛ Pomar et al., 2004؛ Beavington-Penney & Racey, 2014). فراوانی جلبک قرمز کورالیناسه آ و مرجان و حضور روزن‌داران منفذدار در محیط نشان دهنده شرایط لیگوفوتیک تا مزوفوتیک است (Pomar et al., 2017).



شکل ۷: ستون چینه‌نگاری برش اندآباد و جایگاه ریزرخساره‌ها و محدوده شوری، نور و مواد غذایی برای هر یک از آنها: MF1) سندی بایوکست وکستون - پکستون؛ MF3) بایوکست کورالیناسه آ روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار وکستون - پکستون؛ MF4) کورال بانداسستون؛ MF5) کورال کورالیناسه آ فلوئستون - رودستون؛ MF6) بایوکست کورالیناسه آ روزن‌داران منفذدار فلوئستون - رودستون؛ MF9) بایوکست پلاژیک فرامینیفر وکستون - پکستون.

شرایط الیگوفوتیک است (Pomar *et al.*, 2014؛ Brandano *et al.*, 2016؛ Pomar *et al.*, 2017). در شرایط نوری آفوتیک می‌توان روزن‌داران پلانکتون به همراه بریوزئر و شکم‌پا را به فراوانی مشاهده کرد و در این



شکل ۶: ستون چینه‌نگاری برش نوبران و جایگاه ریزرخساره‌ها و محدوده شوری، نور و مواد غذایی برای هر یک از آنها: MF1) سندی بایوکست وکستون - پکستون؛ MF3) بایوکست کورالیناسه آ روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار وکستون - پکستون؛ MF4) کورال بانداسستون؛ MF5) کورال کورالیناسه آ فلوئستون - رودستون؛ MF6) بایوکست کورالیناسه آ روزن‌داران منفذدار فلوئستون - رودستون؛ MF7) بایوکست کورالیناسه آ پلاژیک - پرفریت فرامینیفر وکستون - پکستون؛ MF8) بایوکست پلاژیک بنتیک فرامینیفر وکستون - پکستون.

علاوه بر این، محققان معتقدند که فراوانی روزن‌داران منفذدار بزرگ بدون حضور جلبک قرمز نشان دهنده

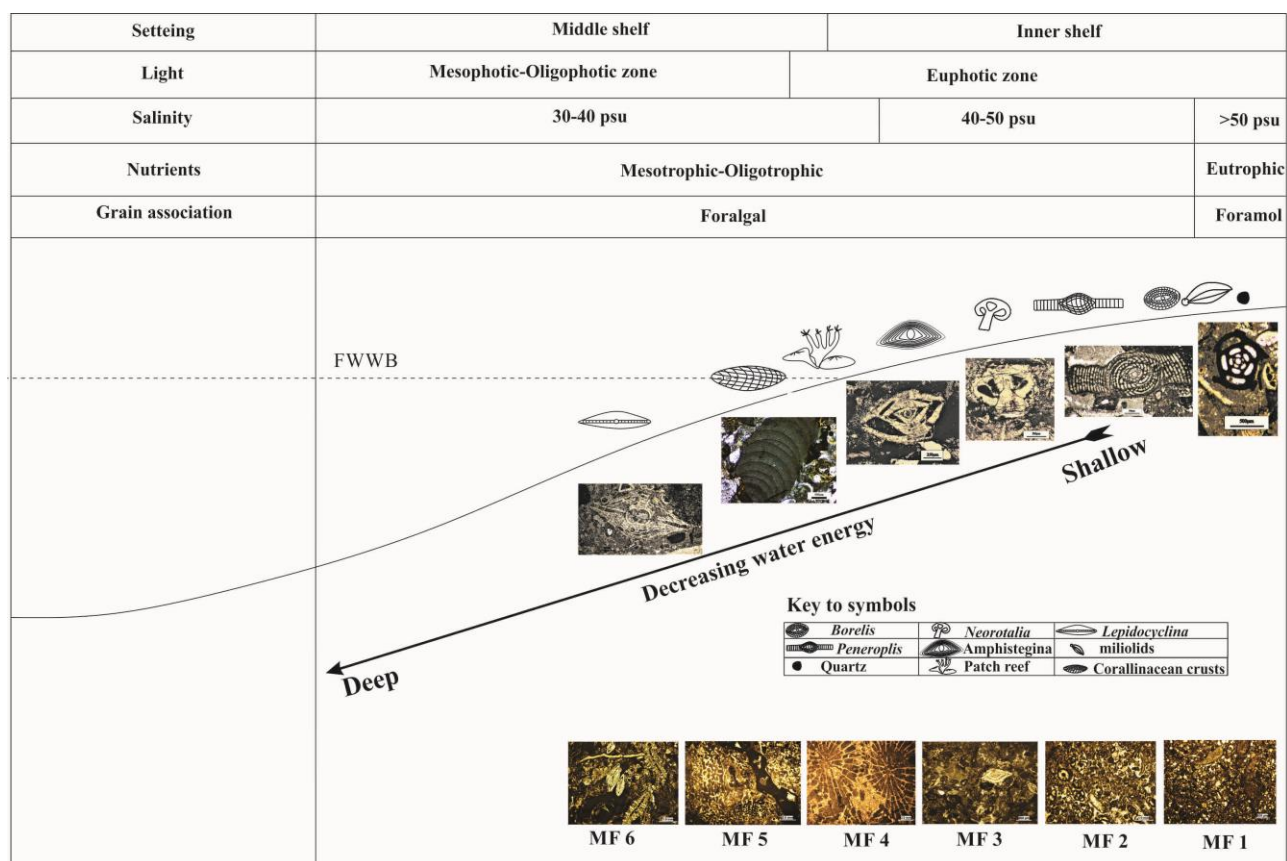
مواد غذایی

فراوانی میلیولیدها، دوکفه‌ای‌ها، اکیئوئیدها و بریوزرها گویای شرایط غذایی یوتروفیک می‌باشند (Mutti & Hallock, 2003; Beavington-Penney & Racey, 2004). حضور همزمان روزن‌داران کفزی بدون منفذ، روزن‌داران کفزی منفذدار و مرجان کورالیناسه‌آ در محیط رسوب‌گذاری، نشان دهنده شرایط الیگوتروفیک تا مزوتروفیک است (Langer & Hottinger, 2000; Payros et al., 2004; Hottinger, 2000; Pomar et al., 2014; 2010). فراوانی روزن‌داران کفزی بزرگ نشان دهنده شرایط کمبود مواد غذایی یا الیگوتروفیک می‌باشد (Mutti & Hallock, 2003; Whidden & Jones, 2012). روزن‌داران پلانکتون در شرایط یوتروفیک به حداکثر فراوانی می‌رسند (Beavington-Penney & Racey, 2004).

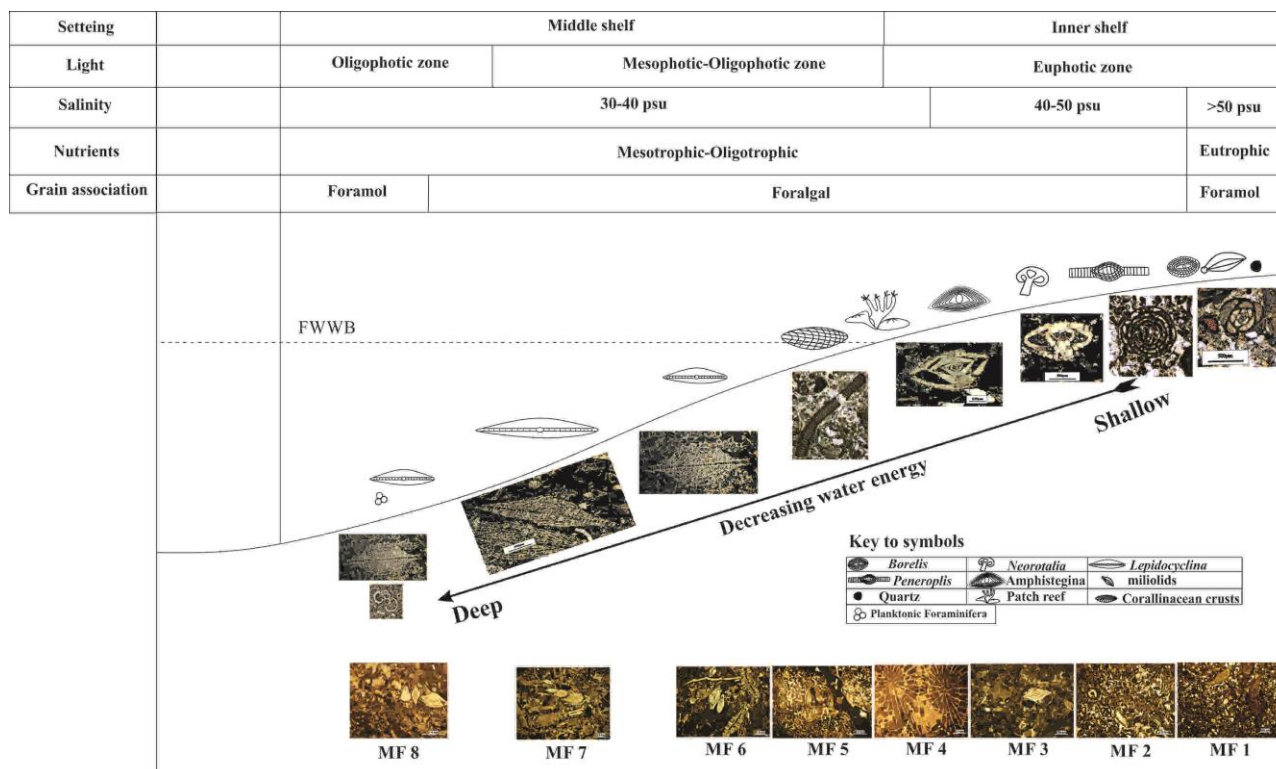
ریزرخساره MF1 به دلیل حضور میلیولید، دوکفه‌ای و خارپوست در شرایط یوتروفیک رسوب‌گذاری کرده است. حضور روزن‌داران منفذدار و بدون منفذ، مرجان و کورالیناسه‌آ در محیط رسوب‌گذاری ریزرخساره‌های MF2، MF3، MF4، MF5، MF6 و MF7 گویای شرایط الیگوتروفیک - مزوتروفیک حاکم بر محیط رسوب‌گذاری است. فراوانی روزن‌داران منفذدار و روزن‌داران پلانکتون در ریزرخساره MF8 یک محیط الیگوتروفیک - مزوتروفیک را نشان می‌دهد. در ریزرخساره MF9، افزایش فراوانی روزن‌داران پلانکتون گویای شرایط یوتروفیک حاکم بر محیط رسوب‌گذاری است. در طی زمان روپلین - شاتین در ناحیه کهک، در طی زمان آکیتانین در ناحیه نوبران و در طی زمان بوردیگالین در ناحیه اندآباد شرایط غالباً الیگوتروفیک تا مزوتروفیک در حین رسوب‌گذاری سازند قم بر محیط حاکم بوده است (شکل ۵ تا ۱۰).

شرایط نوری روزن‌داران کفزی بزرگ و جلبک قرمز حضور ندارند (Brandano & Corda, 2002; Brandano et al., 2016). ریزرخساره‌های MF1، MF2، MF3 و MF4 به دلیل حضور فراوان روزن‌داران بدون منفذ و مرجان در شرایط نوری یوفوتیک ته‌نشین شده‌اند. حضور فراوان مرجان، کورالیناسه‌آ، روزن‌داران منفذدار در ریزرخساره‌های MF5، MF6 و MF7 نشان‌دهنده شرایط نوری الیگوفوتیک تا مزوفوتیک است. نبود جلبک کورالیناسه‌آ و فراوانی روزن‌داران منفذدار بزرگ، ریزرخساره MF8 نشانگر شرایط نوری الیگوفوتیک بوده و فراوانی روزن‌داران پلانکتون بدون حضور روزن‌داران کفزی همزیست‌دار و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ حاکی از شرایط نوری آفوتیک برای ریزرخساره MF9 می‌باشد.

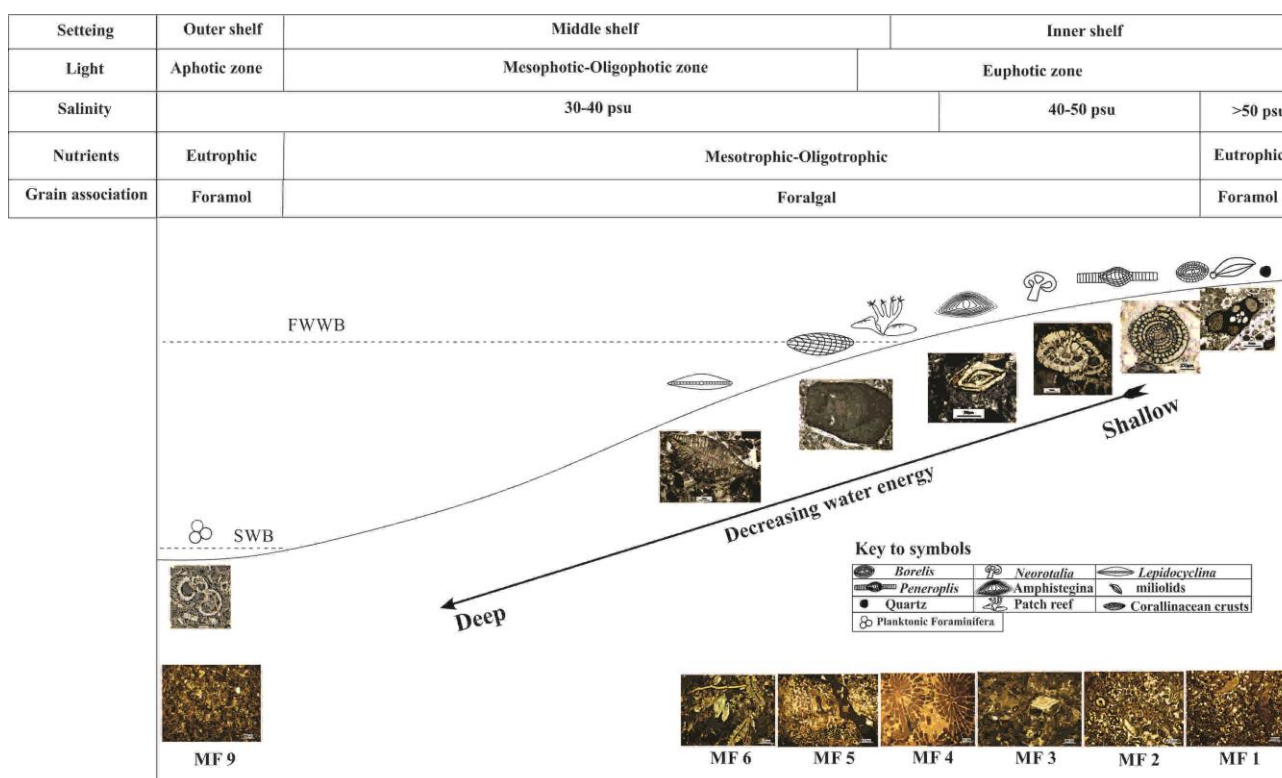
در ناحیه کهک (روپلین - شاتین)، بخش زیرین توالی (از قاعده تا ۵۰۵ متری) در شرایط نوری یوفوتیک و بخش انتهایی توالی (از ۵۰۵ متری تا انتهای برش) در محیطی با شرایط نوری یوفوتیک تا الیگوفوتیک - مزوفوتیک ته‌نشین شده است (شکل ۵ و ۸). در طی زمان آکیتانین (برش نوبران)، رسوبات بخش زیرین (از قاعده تا ۷۳ متری) و بالای توالی (از ۲۰۳ متری تا انتهای توالی) در شرایط نوری یوفوتیک و در بخش میانی (۷۳ تا ۲۰۳ متری) در شرایط نوری غالباً یوفوتیک تا الیگوفوتیک - مزوفوتیک رسوب کرده است (شکل‌های ۶ و ۹). در ناحیه اندآباد (بوردیگالین) شرایط نوری دریا غالباً یوفوتیک بوده است (شکل ۷ و ۱۰). با بررسی ستون‌های نوری در نواحی مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که در طی زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نوبران) و بوردیگالین (اندآباد) شرایط نوری یوفوتیک غالباً تسلط داشته است.



شکل ۸: نیمرخ رسوبی و دیرینه بوم‌شناسی سازند قم طی زمان روپلین - شاتین (ناحیه کهک)



شکل ۹: نیمرخ رسوبی و دیرینه بوم‌شناسی سازند قم در زمان آکی‌تائین (ناحیه نوبران)



شکل ۱۰: نیمرخ رسوبی و درینه بوم شناسی سازند قم در زمان بوردیگالین (ناحیه اندآباد)

عمق

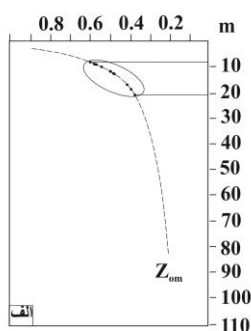
محققان بر این باورند که شکل پوسته جنس *Amphistegina* با افزایش عمق آب دریا تغییر می‌یابد (Hallock, 1979, 1999; Larsen & Drooger, 1977; Hallock & Glenn, 1985; Hallock & Hansen, 1979; Hallock et al., 1991; Mateu-Vicens et al., 2009). به منظور تعیین عمق دیرینه محیط رسوب گذاری در نواحی مورد مطالعه، نسبت T/D در جنس *Amphistegina* (برش محوری) اندازه گیری شد. در مجموع ۱۲ نمونه از جنس *Amphistegina* در ناحیه کهک، ۵۹ نمونه در ناحیه نوبران و ۲۶ نمونه در ناحیه اندآباد اندازه گیری و مورد مطالعه قرار گرفتند (جدول‌های ۱ تا ۳). به دلیل غالب بودن شرایط الیگوتروفیک - مزوتروفیک در نواحی مورد مطالعه طی رسوب گذاری سازند قم، از نمودار ارائه شده توسط Mateu-Vicens et al. (2009) استفاده گردید. بدین منظور، نسبت T/D به دست آمده از افراد *Amphistegina*

موجود بر نمودار ارائه شده توسط Mateu-Vicens et al. (2009) درج گردید. نتایج این مطالعه نشان داد که عمق آب دریای قم در نواحی کهک (روپلین - شاتین) و اندآباد (بوردیگالین) از کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۳۰ متر و در ناحیه نوبران (آکیتانین) از کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۴۰ متر در نوسان بوده است (شکل ۱۱). مقایسه نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که دریای قم در زمان آکیتانین عمق بیشتری داشته است.

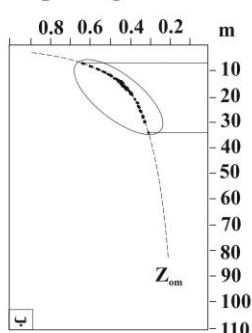
بستر

بستر موجود در محیط رسوب گذاری بر توزیع روزن‌داران کفزی تأثیر می‌گذارد (Beavinton-Penney & Recey, 2004). همراهی روزن‌داران بدون منفذ (به عنوان مثال: *Borelis* و *Peneroplis*, *Archias*) روزن‌داران منفذدار، مرجان و جلبک قرمز نشان دهنده بسترهای پوشیده شده توسط علف‌زارهای دریایی است (Romero et al., 2002).

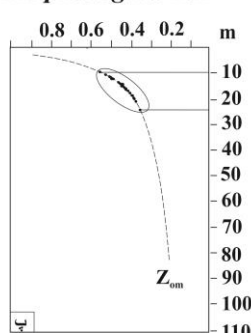
Amphistegina T/D



Amphistegina T/D



Amphistegina T/D



شکل ۱۱: نمودار رسم شده بر اساس نوشته
 Mateu-Vicens et al. (2009) برای شرایط
 الیگوتروفیک - مزوتروفیک و نسبت T/D نمایه
 شده بر روی این نمودار برای نمونه‌های
Amphistegina به دست آمده از نواحی مختلف:
 (A) برش کهک (روپلین - شاتین: B) برش
 نوبران (آکیتانین: C) برش اندآباد (بوردیگالین)

 جدول ۱: اندازه‌گیری مورفومتریک نمونه‌های جنس *Amphistegina* (برش کهک)

Samples	T: Thick (mm)	D: Diameter (mm)	T/D	species
22	0.61	1.23	0.49	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
23	0.6	1.2	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
30	0.38	0.98	0.38	<i>Amphistegina lessonii</i>
34	0.6	1.1	0.54	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
35	0.72	1.2	0.6	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
48	0.81	1.42	0.57	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
49	0.63	1.09	0.57	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
50	0.5	1	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
51	0.82	1.43	0.57	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
56	0.42	0.98	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
60	0.51	1.05	0.48	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61	0.8	2	0.4	<i>Amphistegina mammilla</i>

 جدول ۲: اندازه‌گیری مورفومتریک نمونه‌های جنس *Amphistegina* (برش اندآباد)

Samples	T: Thick (mm)	D: Diameter (mm)	T/D	species
18	0.55	1.2	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
18-1	0.55	1.2	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
18-2	0.45	1	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
18-3	0.59	1.2	0.49	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61	0.55	1.3	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61-1	0.48	1.1	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61-2	0.41	0.9	0.41	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
61-3	0.44	1.2	0.36	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
135	0.52	1.2	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
31	0.7	1.6	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
34	0.5	1.1	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
34-1	0.62	1.23	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
34-2	0.5	1	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
38	0.54	1.2	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
45	0.43	1.1	0.39	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90	0.5	1.23	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90-1	0.55	1.1	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
53	0.39	1	0.39	<i>Amphistegina lessonii</i>
88	0.48	1.1	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
88-1	0.38	1	0.38	<i>Amphistegina lessonii</i>
85	0.6	1.2	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
73	0.66	1.65	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
69	0.6	1.32	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
69-1	0.62	1.1	0.56	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
67	0.7	1.2	0.53	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
64	0.52	1.1	0.47	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>

جدول ۳: اندازه گیری مورفومتریک نمونه های جنس *Amphistegina* (برش نوپران)

Samples	T: Thick (mm)	D: Diameter (mm)	T/D	species
22	0.031	0.1	0.31	<i>Amphistegina</i> sp.
24	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
25	0.78	1.7	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
25-1	0.75	1.72	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
28	0.72	1.25	0.57	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
28-1	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
29	0.75	1.6	0.46	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
32	0.8	2	0.4	<i>Amphistegina mammilla</i>
36	0.075	0.15	0.5	<i>Amphistegina</i> sp.
36-1	1	2.45	0.4	<i>Amphistegina mammilla</i>
37	1	2.1	0.47	<i>Amphistegina mammilla</i>
37-1	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
38	0.75	1.4	0.53	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
38-1	0.6	1.1	0.54	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
39	0.8	1.6	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
42	0.75	2.2	0.34	<i>Amphistegina mammilla</i>
42-1	0.85	2.25	0.37	<i>Amphistegina mammilla</i>
43	0.7	1.8	0.38	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
45	0.6	1.3	0.46	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
47	0.852	2.4	0.35	<i>Amphistegina mammilla</i>
50	0.45	1.25	0.36	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
51	0.6	1.25	0.48	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
52	0.7	2.1	0.33	<i>Amphistegina mammilla</i>
53	0.6	1.75	0.34	<i>Amphistegina</i> sp.
54	0.75	1.5	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
54-1	0.8	1.255	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
54-2	0.55	1.55	0.35	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
55	0.8	1.75	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
55-1	0.75	1.3	0.53	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
57	0.35	0.6	0.58	<i>Amphistegina lessonii</i>
57-1	1	2.2	0.45	<i>Amphistegina mammilla</i>
58	0.5	1.1	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
59	0.7	1.25	0.56	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
60	0.6	1.6	0.37	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
62	0.4	1.2	0.33	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
62-1	0.7	1.5	0.46	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
64	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
66	0.6	1.75	0.34	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
67	0.75	1.75	0.42	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
67-1	0.5	1.51	0.33	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
68	0.755	1.75	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
69	0.7	1.75	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
69-1	0.5	1.25	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
70	0.8	1.75	0.45	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
71	0.7	1.47	0.47	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
71-1	0.75	1.48	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
72	0.55	1.1	0.5	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
73	0.7	1.48	0.47	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
74	0.85	2.3	0.36	<i>Amphistegina mammilla</i>
75	0.7	1.25	0.56	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
75-1	0.75	2.1	0.35	<i>Amphistegina mammilla</i>
78	0.7	1.1	0.63	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
78-1	0.8	1.62	0.49	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
79	0.6	1.48	0.4	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
82	0.8	1.8	0.44	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
86	0.55	0.85	0.64	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90	0.7	1.3	0.53	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90-1	0.7	1.6	0.43	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>
90-2	0.9	1.75	0.51	<i>Amphistegina bohdanowiczi</i>

Operculina و *Nummulites* محیطی با بستر تشکیل شده از دانه های در حد ماسه را برای زندگی ترجیح می دهند (Pomar et al., 2014). فراوانی جلبک های قرمز

Afzal et al., 2006؛ Beavington-Penney et al., 2011؛ Nebelsick et al., 2013؛ Pomar et al., 2014). روزن داران منفذدار بزرگ مانند *Neorotalia*

اجتماعات کربناته

عواملی مانند دما، مواد غذایی، نور، شوری و عمق آب دریا توزیع دانه‌های کربناته (اسکلتی و غیراسکلتی) را کنترل می‌کنند (Pomar et al., 2004). تاکنون هفت گروه اجتماع دانه‌ای شناسایی شده‌اند (Flügel, 2010) (شکل ۱۲). دو گروه از این اجتماعات دانه‌ای با توجه به پراکندگی و فراوانی روزن‌داران بزرگ همزیست‌دار و جلبک قرمز در نواحی مورد مطالعه شناسایی شده‌اند. این دو اجتماع دانه‌ای متعلق به اجتماعات کربناته از نوع هتروزوئن می‌باشند.

فورامل

این اجتماع دانه‌ای شامل خارپوست، بریوزئر، مرجان و روزن‌داران کفزی می‌باشد (Flügel, 2010). ریزرخساره‌های MF1، MF8 و MF9 به دلیل حضور روزن‌داران کفزی، دوکفه‌ای و خارپوست به این اجتماع دانه‌ای تعلق دارند.

فورآلگال

روزن‌داران کفزی منفذدار و بدون منفذ و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ از اجزای اصلی تشکیل دهنده این اجتماع دانه‌ای هستند (Pomar et al., 2004; Wilson & Vecsei, 2005). اجزای اصلی ریزرخساره‌های MF2 تا MF7 شامل روزن‌داران کفزی، جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و بریوزئر می‌باشند و بر این اساس می‌توان این ریزرخساره‌ها را جزو این اجتماع دانه‌ای در نظر گرفت.

بخش ستبری از رسوبات (از قاعده تا ۴۹۰ متری) در برش کهک (روپلین - شاتین) حاوی مقدار فراوان روزن‌داران کفزی، دوکفه‌ای و خارپوست بوده و متعلق به اجتماع دانه‌ای فورامل می‌باشند. در بخش بالایی توالی (از ۴۹۰ متری تا انتهای برش) اجتماع دانه‌ای فورامل و فورآلگال

نشان دهنده محیطی با بستری از علف‌زارهای دریایی است (Pomar et al., 2014). جلبک قرمز به همراه مرجان در محیطی با بسترهای پوشیده شده با علف‌زارهای دریایی را نشان می‌دهند (Pomar et al., 2017). بر این اساس، ریزرخساره‌های MF1 تا MF7 در محیطی با بستری از علف‌زارهای دریایی ته‌نشین شده‌اند. در نواحی کهک و نوبران، با توجه به پراکندگی ریزرخساره‌ها می‌توان محیطی با بستر پوشیده از علف‌زارهای دریایی را برای محیط تشکیل سازند قم متصور شد. در ناحیه اندآباد در بخش بالایی توالی (از ۱۹۶ تا ۲۲۰ متری)، گسترش بستر دارای علف‌زارهای دریایی مشهود است (شکل‌های ۵ تا ۷).

دما

از دما به عنوان عاملی تأثیرگذار بر خواص فیزیکی، شیمیایی و فرآیندهای زیست‌شناختی محیط دریایی یاد می‌شود، هرچند این عامل محیطی خود به عواملی نظیر نور و شوری وابسته است (Kinne, 1970; Beavington-Penney & Racey, 2004). امروزه روزن‌داران بزرگ همزیست‌دار در آب‌های گرمسیری و نیمه‌گرمسیری (دمای ۱۸ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد) زندگی می‌کنند و حداکثر گسترش و فراوانی روزن‌داران کفزی بزرگ در دریا‌های با دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌شود (Wright & Murry, 1972; Brandano et al., 2009). فراوانی مرجان‌ها نیز در محیط نشانگر آب‌های گرم (دمای ۲۳ تا ۲۵ درجه) است (Brandano et al., 2009). فراوانی روزن‌داران بزرگ همزیست‌دار و همچنین مرجان و جلبک قرمز نشانگر آب و هوای گرمسیری و نیمه‌گرمسیری (محدوده دمایی ۱۸ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد) حاکم بر محیط تشکیل سازند قم است.

زیرین (از قاعده تا ۱۰۸ متری) در اجتماع دانه‌ای فورامل، بخش میانی توالی (از ۱۰۸ تا ۱۳۵ متری) در اجتماع دانه‌ای فورامل و فورآلگال و بخش بالایی توالی (از ۱۳۵ متری تا انتهای برش) در اجتماع دانه‌ای فورآلگال رسوب گذاری کرده‌اند (شکل ۵، ۶ و ۷)

غالب می‌شوند. در آکیتانین (برش نوبران)، بخش زیرین توالی (از قاعده تا ۷۳ متری) و بخش بالایی توالی (از ۲۰۳ متری تا انتهای برش) اجتماعات دانه‌ای فورامل و در بخش میانی (از ۷۳ تا ۲۰۳ متری) اجتماع دانه‌ای فورآلگال غالب می‌شوند. در ناحیه اندآباد (بوردیگالین)، رسوبات بخش

Carbonate grain association			
Constituents			
Photozoan	Chlorozoan	Main	Minor
	Chlorozoan		  
Heterozoan	Foralgal	 	
	Rhodalgal		   
	Bryomol	 	   
	Foramol	 	   
Key to symbols			
 Coralline red alga		 Zooxanthellate coral	 Calcareous green alga
 Echinoderm		 Non-skeletal grains	 Bryozoa
 Bivalve		 Molluscs	 Barnacle
			 Benthic foraminifera
			 Corals

شکل ۱۲: نحوه توزیع و فراوانی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در اجتماعات کربناته (برگرفته از (Flügel, 2010).

نتیجه گیری

۱- سه برش در نواحی کهک (جنوب قم)، نوبران (شمال غرب ساوه) و اندآباد (شمال غرب زنجان به منظور مطالعات دیرینه بوم شناسی انتخاب گردید. سازند قم در هر سه ناحیه از ریف رسوبات سنگ آهکی و شیلی تشکیل شده است. مرز زیرین سازند قم در نواحی کهک با سنگ‌های آتشفشانی و نوبران و اندآباد با سازند قرمز پایینی ناپیوسته است. این سازند در نواحی کهک و اندآباد توسط سازند قرمز بالایی و در ناحیه نوبران با آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده است.

۲- در زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، شوری آب دریا در ابتدای رسوب گذاری سازند قم متوسط تا بالا بوده و طی گذشت زمان شوری نرمال دریایی تا شوری بالا بر محیط حاکم شده است. زمان آکیتانین (ناحیه نوبران) را از

۱- سه برش در نواحی کهک (جنوب قم)، نوبران (شمال غرب ساوه) و اندآباد (شمال غرب زنجان به منظور مطالعات دیرینه بوم شناسی انتخاب گردید. سازند قم در هر سه ناحیه از ریف رسوبات سنگ آهکی و شیلی تشکیل شده است. مرز زیرین سازند قم در نواحی کهک با سنگ‌های آتشفشانی و نوبران و اندآباد با سازند قرمز

لحاظ تغییرات شوری آب دریا می‌توان به سه زمان متفاوت تقسیم نمود. در ابتدا و انتهای اشکوب آکیتانین شوری متوسط تا بالا بر محیط رسوب‌گذاری سازند قم حاکم بوده است، اما در میانه‌های اشکوب آکیتانین می‌توان کاهش شوری آب دریا (شوری نرمال دریایی) را شاهد بود. همانند اشکوب آکیتانین، محیط رسوب‌گذاری سازند قم طی زمان بوردیگالین (اندآباد) سه شرایط شوری متفاوت را تجربه کرده است. تغییرات شوری آب دریا طی بوردیگالین بدین صورت است که در ابتدا و انتهای اشکوب شوری متوسط تا بالا بر محیط رسوب‌گذاری حاکم بوده و در زمان بوردیگالین میانی غالباً شرایط شوری نرمال دریایی تا شرایط شوری بالا در محیط رسوب‌گذاری قابل مشاهده بوده است.

۳- در زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک) در ابتدا می‌توان شاهد غلبه شرایط نوری یوفوتیک بود، اما در ادامه رسوب‌گذاری سازند قم شرایط نوری یوفوتیک تا الیگوفوتیک بر محیط رسوب‌گذاری حاکم بوده است. در زمان آکیتانین (ناحیه نوبران) می‌توان سه شرایط نوری متفاوت را برای حوضه رسوب‌گذاری سازند قم متصور شد. در ابتدا و انتهای آکیتانین شرایط نوری یوفوتیک در محیط رسوب‌گذاری سازند قم حاکم بوده است، اما در آکیتانین میانی شرایط نوری یوفوتیک تا الیگوفوتیک - مزوفوتیک غالب بوده است و در طی کل زمان بوردیگالین (اندآباد) شرایط نوری یوفوتیک بر محیط رسوب‌گذاری سازند قم تسلط داشته است.

۴- در زمان‌های روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نوبران) و بوردیگالین (ناحیه اندآباد) می‌توان شاهد غلبه شرایط مواد غذایی الیگوتروفیک تا مزوتروفیک بر حوضه رسوب‌گذاری سازند قم بوده است.

۵- عمق دیرینه آب دریا در نواحی کهک (روپلین - شاتین) و اندآباد (بوردیگالین) از کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۳۰ متر

متغیر بوده است. عمق این دریا در ناحیه نوبران (آکیتانین) از کمتر از ۱۰ متر تا کمتر از ۴۰ متر در نوسان بوده است و نشان دهنده عمق بیشتر دریا طی زمان آکیتانین در ناحیه نوبران است.

۶- محیطی با بستری پوشیده از علف‌زارهای دریایی را می‌توان برای سازند قم در زمان روپلین - شاتین (ناحیه کهک)، آکیتانین (ناحیه نوبران) و بوردیگالین (ناحیه اندآباد) در نظر گرفت.

۷- فراوانی فون‌هایی نظیر مرجان، جلبک قرمز و روزن‌داران کفزی بزرگ در نواحی مورد مطالعه نشان دهنده شرایط آب و هوایی گرمسیری - نیمه‌گرمسیری (محدوده دمایی ۱۸ تا ۲۵ سانتی‌گراد) طی زمان‌های روپلین - شاتین، آکیتانین و بوردیگالین برای حوضه رسوب‌گذاری سازند قم است.

۸- اجتماعات کربناته در نواحی مورد مطالعه از نوع هتروزوئن بوده و شامل دو اجتماع دانه‌ای فورامل و فورآلگال می‌باشند. علاوه بر این، طی زمان روپلین - شاتین (ناحیه کهک) در ابتدا اجتماع دانه‌ای از نوع فورامل بوده، اما در ادامه با مناسب شدن شرایط برای رشد جلبک‌های قرمز کورالیناسه اجتماع دانه‌ای از فورامل تا فورآلگال متغیر بوده است. اجتماعات دانه‌ای حاکم بر محیط رسوب‌گذاری سازند قم در زمان آکیتانین پیشین و پسین (ناحیه نوبران) از نوع فورامل بوده و در زمان آکیتانین میانی به دلیل مناسب شدن شرایط برای رشد جلبک‌های قرمز کورالیناسه، اجتماع دانه‌ای از نوع فورآلگال غالب می‌شود. در زمان بوردیگالین (ناحیه اندآباد)، ابتدا اجتماع دانه‌ای از نوع فورامل بوده و سپس در بوردیگالین میانی می‌توان هر دو اجتماع دانه‌ای فورامل و فورآلگال را شاهد بود. در نهایت در بوردیگالین پسین، به دلیل حضور جلبک قرمز کورالیناسه اجتماع دانه‌ای فورآلگال غالب می‌شود.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- جمشیدی، خ.، معصومی، ر.، نوذری، آ.، ۱۳۸۰. نقشه زمین شناسی نوبران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- دانشیان، ج.، درخشانی، م.، ۱۳۸۷. پالئو اکولوژی روزن بران سازند قم در برش قصر بهرام، دامنه های شمال غربی سیاه کوه، واقع در جنوب گرمسار. *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۳۰ (۱): ۱-۱۶.
- دانشیان، ج.، یزدانی، ه.، ۱۳۸۵. مطالعه گسترش چینه شناسی فرامینفرا بتونیک سازند قم در غرب ساوه. *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۲۵ (۳): ۱۳-۲۸.
- دهقان، ر.، صفری، ا.، ۱۳۹۰. زیست چینه نگاری و پالئو اکولوژی سازند قم در ناحیه قهرود (جنوب کاشان). *رخساره های رسوبی*، ۴ (۱): ۴۰-۵۳.
- صیرفیان، ع.، ترابی ح.، شعاعی، م.، ۱۳۸۵. میکرو فاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه نظنز (کوه چرخه). *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۲۳ (۱): ۱۳۵-۱۴۸.
- قلمقاش، ج.، باباخانی، ع.، ر.، ۱۳۷۷. نقشه زمین شناسی کهک، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قنبرلو، ح.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، طاهری، ع.، رحمانی، ع.، ۱۳۹۶. ریزرخساره ها و محیط رسوبی سازند شهبازان در چاه شماره ۳ میدان نفتی قلعه نار، جنوب غرب لرستان. *فصلنامه زمین شناسی ایران*، ۴۱: ۷۸-۶۳.
- لطفی، م.، ۱۳۸۰. نقشه زمین شناسی ماه نشان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محمدیان اصفهانی، م.، صفری، ا.، وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۲. بررسی ریزرخساره ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه بیجگان (شمال شرق دلیجان). *رخساره های رسوبی*، ۶ (۱): ۶۵-۷۶.
- منصوری، پ.، صفری، ا.، ۱۳۹۳. آنالیز اجتماعات کربناته و دیرینه بوم شناسی روزن داران کفزی سازند قم در ناحیه نراق (شمال شرق نراق). *دیرینه شناسی*، ۲ (۱): ۷۷-۹۴.
- Abbassi, N., Domning, D.P., Izad, N.N., & Shakeri, S., 2016. Sirenia fossils from Qom formation (Burdigalian) of the Kabudar Ahang Area, Northwest Iran. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, Research in Paleontology and Stratigraphy*, 122 (1): 13-24.
- Afzal, J., Williams, M., Leng, M.J., & Aldridge, R.J., 2011. Dynamic response of the shallow marine benthic ecosystem to regional and pan-Tethyan environmental change at the Paleocene-Eocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309 (3): 141-160.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., & Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94 (3): 401-419.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Allen, M.B., & Armstrong, H.A., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265: 52-58.
- Amirshahkarami, M., & Karavan, M., 2014. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom City, Iran. *Geoscience Frontiers*, 6 (4): 593-604.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2007. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran. *Historical Biology*, 19: 173-183.

- Basso, D., Coletti, G., Bracchi, V., & Yazdi-Moghadam, M., 2019. Lower Oligocene Coralline Algae of the Uromieh Section (Qom Formation, NW Iran) and the oldest record of *Titanoderma pustulatum* (Corallinophycidae, Rhodophyta). *Rivista Italiana Di Paleontologia E Stratigrafia*, 125 (1): 197-218.
- Beavington-Penney, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other large benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67: 219–265.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Racey, A., 2006. The middle Eocene Seeb Formation of Oman: an investigation of acyclicity, stratigraphic completeness, and accumulation rates in shallow marine carbonate settings. *Journal of Sedimentary Research*, 76 (10): 1137-1161.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Racey, A., 2005. Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated early Tertiary ramps: the Eocene El Garia Formation, Tunisia. *Sedimentology*, 52: 537-569.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Woelkerling, W.J., 2004. Recognising macrophyte-vegetated environments in the rock record: a new criterion using ‘hooked’ forms of crustose coralline red algae. *Sedimentary Geology*, 166: 1-9.
- Behforouzi, E., & Safari, A., 2011. Biostratigraphy and paleoecology of Qom formation in Chenar area (northwestern Kashan), Iran. *Revista Mexicana de ciencias geologicas*, 28 (3): 555- 565.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 (2): 210–265.
- Beresi, M.S., Cabaleri, N.G., Löser, H., & Armella, C., 2016. Coral patch reef system and associated facies from southwestern Gondwana: paleoenvironmental evolution of the Oxfordian shallow-marine carbonate platform at Portada Covunco, Neuquén Basin, Argentina. *Facies*, 63: 1–22.
- BouDagher-Fadel, M.K., 2012. Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. 1st edition, Newnes, 287 p.
- Bozorgnia, F., 1966. Qom Formation Stratigraphy of the Central basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 24: 69-75.
- Brandano, M., & Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constraints for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. *Terra Nova*, 14 (4): 257-262.
- Brandano, M., Cornacchia, I., Raffi, I., & Tomassetti, L., 2016. The Oligocene–Miocene stratigraphic evolution of the Majella carbonate platform (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 333: 1-14.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Pedley, M., 2009. Facies analysis paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56: 1138–1158.
- Brandano, M., Lipparini, L., Campagnoni, V., & Tomassetti, L., 2012. Downslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 255: 29-41.
- Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J.D., & Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology*, 60: 333–346.
- Daneshian, J., & Dana, L.R., 2019. Benthic foraminiferal events of the Qom Formation in the north Central Iran Zone. *Paleontological Research*, 23 (1): 10-23.
- Daneshian, J., & Ghanbari, M., 2017. Stratigraphic distribution of planktonic foraminifera from the Qom Formation: A case study from the Zanjan area (NW Central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 3 (283): 239-254.
- Daneshian, J., & Ramezani Dana, L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 29: 844-858.
- Daneshian, J., Dana, L.R., & Sadler, P., 2017. A composite foraminiferal biostratigraphic sequence for the Lower Miocene deposits in the type area of the Qom Formation, central Iran, developed by constrained optimization (CONOP). *Journal of African Earth Sciences*, 125: 214-229.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (eds.), Classification of carbonate rocks. *A symposium, American Association Petroleum Geologist*, 108–121.
- Ehrenberg, S.N., Picard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrabi, A.A.M., McArthur, J.M., & Thirlwall, M.F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30: 107–128.

- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1972. 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, Berlin, 976 p.
- Geel, H., 2000. Recognition of stratigraphic carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1550: 211–238.
- Halfar, J., Godínez-Orta, L., Mutti, M., Valdez-Holguín, J.E., & Borges, J.M., 2004. Nutrient and temperature controls on modern carbonate production: an example from the Gulf of California, Mexico. *Geology*, 32: 213–216.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1985. Numerical analysis of foraminiferal assemblages: A tool for recognizing depositional facies in Lower Miocene reef complexes. *Journal of Paleontology*, 1382–1394.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaaios*, 1: 55–64.
- Hallock, P., & Hansen, H.J., 1979. Depth adaptation in Amphistegina: change in lamellar thickness. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 27 (9): 99–104.
- Hallock, P., & Schlager, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platform. *Palaaios*, 1: 389–398.
- Hallock, P., 1979. Trends in test shape with depth in large, symbiont-bearing foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 9 (1): 61–69.
- Hallock, P., 1999. Symbiont-bearing foraminifera, In Modern foraminifera. Springer, Dordrecht, 123–139.
- Hallock, P.A., Röttger, R., Wetmore, K.A., Lee, J.J., & Anderson, O.R., 1991. Hypotheses on form and function in foraminifera. *Biology of foraminifera*, 1: 41–72.
- Harzhauser, M., & Piller, W.E., 2007. Benchmark data of a changing sea palaeogeography, palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253 (1): 8–31.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451 (1): 56–70.
- Holakouee, Z., Maghfouri Moghaddam, I., Yazdi, M., & Yousefi yeganeh, B., 2018. Biostratigraphy and Microfacies of Qom Formation in Urumieh – Dokhtar Zone. Iran. *International Journal of Engineering and Technology (IJET)*, 10 (4): 1052–1066.
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stocklin, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S.M., & Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, 451 (1): 97–122.
- Hottinger, L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 30: 239–253.
- Hottinger, L., 2000. Functional Morphology of Benthic Foraminiferal Shells, Envelopes of Cells beyond Measure. *Micropaleontology*, 46: 57–86.
- Jamali, F., Hessami, K., & Ghorashi, M., 2011. Active tectonics and strain partitioning along dextral fault system in Central Iran: analysis of geomorphological observations and geophysical data in the Kashan region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40: 1015–1025.
- Jones, R.W., Simmons, M.D., & Whittaker, J.E., 2006. On the stratigraphical and palaeobiogeographical significance of *Borelis melo melo* (Fichtel & Moll, 1798) and *B. melo curdica* (Reichel, 1937) (Foraminifera, Miliolida, Alveolinidae). *Journal of Micropalaeontology*, 25: 175–185.
- Karevan, M., Vaziri-Moghaddam, H., Mahboubi, A., & Moussavi-Harami, R., 2014. Biostratigraphy and paleo-ecological reconstruction on Scleractinian reef corals of Rupelian-Chattian succession (Qom Formation) in northeast of Delijan area. *Geopersia*, 4 (1): 11–24.
- Kashfi, M.S., 1988. Evidence for non-collision geology in the Middle East. *Journal of Petroleum Geology*, 11: 443–460.
- Kinne, O., 1970. Temperature: general introduction. In: Kinne, O., (ed.), Marine Ecology, Wile. New York, 1: 321–346.

- Knoerich, A.C., & Mutti, M., 2003. Controls of facies and sediment composition on the diagenetic pathway of shallow-water Heterozoan carbonates: the Oligocene of the Maltese Islands. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 494-510.
- Langer, M.R., & Hottinger, L., 2000. Biogeography of selected "larger" foraminifera. *Micropaleontology*, 46: 105-126.
- Larsen, A.R., & Drooger, C.W., 1977. Relative thickness of the test in the Amphistegina species of the Gulf of Elat. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 15 (2): 225-239.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiny, A., Vincent, B., Hamon, Y., van Buchem, F.S.P., Moullemi, A., & Drullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First International Petroleum Conference and Exhibition Shiraz, Iran B 29*.
- Maghfori Moghadam, I., Holakouee, Z., Yazdi, M., & Yousefi, B., 2017. Biofacies Analysis of the Upper Oligocene Deposits (Qom Formation) in Urumieh Dokhtar Zone, Iran. *Anuario do Instituto de Geociencias*, 2: 40.
- Mateu-Vicens, G., Hallock, P., & Brandano, M., 2009. Test shape variability of Amphistegina d'Orbigny 1826 as a paleobathymetric proxy: application to two Miocene examples. In: Demchuk, T., & Gary, A., (eds.), *Geologic problems solving with microfossils. SEPM Special Volume*, 93: 67-82.
- Moghadam, M.Y., 2011. Early Oligocene larger foraminiferal biostratigraphy of the Qom Formation, south of Uromieh (NW Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20 (6): 847-856.
- Mohammadi, E., & Ameri, H., 2015. Biotic components and biostratigraphy of the Qom Formation in northern Abadeh, Sanandaj-Sirjan fore-arc basin, Iran (northeastern margin of the Tethyan Seaway). *Arabian Journal of Geosciences*, 8: 10789-10802.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, C., Vaziri, M.R., & Sfidari, E., 2013. The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. *Carbonate. Evaporite*, 28: 321-345.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Safari, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2018. Microfacies and depositional environments of the Qom Formation in Barzok area, SW Kashan, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 1-14.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M.R., & Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonates and Evaporites*, 26: 255-271.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoorn, H., Srisuriyon, K., & Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere*, 5 (4): 325-362.
- Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Hdabi, M.H., & Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during late Oligocene to early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272: 17-36.
- Mutti, M., & Hallock, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth Science*, 92: 465-475.
- Nadimi, A., 2007. Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research*, 12 (3): 324-333.
- Nebelsick, J.H., Bassi, D., & Lempp, J., 2013. Tracking paleoenvironmental changes in coralline algal-dominated carbonates of the Lower Oligocene Calcareni di Castelgomberto formation (Monti Berici, Italy). *Facies*, 59 (1):133-148.
- Okhravi, R., & Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin Iran). *Sedimentary Geology*, 118: 37-57.
- Parandavar, M., & Hadavi, F., 2019. Identification of the Oligocene-Miocene boundary in the Central Iran Basin (Qom Formation): Calcareous nannofossil evidences. *Geological Quarterly*, 63 (1): 10-7306.
- Payros, A., Pujalte, V., Tosquella, J., & Orue-Etxebarria, X., 2010. The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa-Andia Formation): An analogue of future shallow-marine carbonate systems. *Sedimentary Geology*, 228 (3): 184-204.

- Pedrama, A., Zagorsek, K., Maria Aleksanda, B., Yazdi, M., Bahrami, A., Maleki, Z., 2019. Bryozoans and brachiopods from the Lower Miocene deposits of Qom Formation in North- East Isfahan (Central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie and Palaontologie*, 294 (2): 229-250.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313–334.
- Pomar, L., Baceta, J.I., Hallock, P., Mateu-Vicens, G., & Basso, D., 2017. Reef building and carbonate production modes in the west-central Tethys during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology*, 83: 261–304.
- Pomar, L., Brandano, M., & Westphal, H., 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627–651.
- Pomar, L., Esteban, M., Martinez, W., Espino, D., Deott, V.C., Benkovics, L., & Leyva, T.C., 2015. Oligocene–Miocene carbonates of the Perla Field, Offshore Venezuela: Depositional model and facies architecture. In: Bartolini, C., & Mann, P., (eds.), *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean margin. American Association Petroleum Geology*, 1: 647–674.
- Pomar, L., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M., & Brandano, M., 2014. Carbonate ramp evolution during the late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 404: 109–132.
- Rahaghi, A., 1973. Étude de quelques grands foraminifères de la Formation de Qum (Iran Central). *Revue de Micropaleontologie*, 16: 23-38.
- Rahaghi, A., 1976. Contribution a l'Étude de quelques grands foraminifères de l'Iran. Tehran. *Société National Iranienne des Pétroles Laboratoire de Micropaléontologie*, 79 p.
- Rahaghi, A., 1980. Tertiary faunal Assemblage of Qum–Kashan, Sabzewar and Jahrum area. Tehran. *National Iranian Oil Company, Geological Laboratories*, 8 p.
- Rasser, M.W., Scheibner, C., & Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51: 218-232.
- Renema, W., 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. *Marine Micropaleontology*, 58: 73-82.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, 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 the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Science*, 98 (3): 627–650.
- Riegl, B., Poiriez, A., Janson, X., & Bergman, K.L., 2010. The gulf: facies belts, physical, chemical, and biological parameters of sedimentation on a carbonate ramp. In: Westphal, H., Reigl, B., & Eberli, G.P., (eds.), *Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters. Springer* 1: 145–213.
- Romero, J., Caus, E., & Rosell, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179 (1): 43–56.
- Sarkar, S., 2017. Microfacies analysis of larger benthic foraminifera-dominated Middle Eocene carbonates: a palaeoenvironmental case study from Meghalaya, NE India (Eastern Tethys). *Arabian Journal of Geosciences*, 10: 1-13.
- Schuster, F., & Wielandt, U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: Palaeoecology and palaeobiogeography. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 571-581.
- Seddighi, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2012. Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran. *Historical Biology*, 24: 91-100.
- Stampfli, G.M., & Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Stocklin, J., 1952, Stratigraphical investigation in the Qom-Arak-Gulpaigan-Delijan area. *Iran Oil Company, Report*, no. 95.
- Taheri, A., 2010. Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy for the Oligo-Miocene foraminiferal limestone in east of Dogonbadan. *Stratigraphy and Sedimentology*, 40: 15-30.

- Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., & Seyrafian, A., 2008. Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran). *Historical Biology*, 20: 191-201.
- Toler, S.K., & Hallock, P., 1998. Shell malformation in stressed Amphistegina populations: relation to biomineralization and paleoenvironmental potential. *Marine Micropaleontology*, 34 (1): 107-115.
- Tomassetti, L., Benedetti, A., & Brandano, M., 2016. Middle Eocene seagrass facies from Apennine carbonate platforms (Italy). *Sedimentary Geology*, 335: 136-149.
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfipour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., & Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 329: 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., & Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52: 41-51.
- Vincent, I., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A., & Simmons, D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 1513-1533.
- Vincent, S.J., Morton, A.C., Carter, A., Gibbs, S., & Barabadze, T.G., 2007. Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: An effect of initial Arabia-Eurasia collision. *Terra Nova*, 19: 160-166.
- Whidden, K.J., & Jones, R.W., 2012. Correlation of early Paleogene global diversity patterns of large benthic foraminifera with Paleocene and Eocene climatic events. *Society for Sedimentary Geology*, 27 (4): 235-251.
- Wilson, M.E.J., & Vecsei A., 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. *Earth-Science Reviews*, 69 (1,2): 133-168.
- Wilson, M.E., & Evans, M.J., 2002. Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo: implications for subsurface reservoir quality. *Marine Petroleum Geology*, 19 (7): 873-900.
- Wright, C.A., & Murray, J.W., 1972. Comparisons of modern and Palaeogene foraminiferid distributions and their environmental implications. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 79: 87-96.
- Yazdi, M., Parvanenejad Shirazi, M., Rahiminejad, A.H., & Motavalipoor, R., 2012. Paleobathymetry and paleoecology of colonial corals from the Oligocene-early Miocene (?) Qom Formation (Dizlu area, central Iran). *Carbonates and evaporites*, 28: 395-405.
- Yazdi-Moghadam, M., Sadeghi, A., Adabi, M.H., & Tahmasbi, A., 2018. Foraminiferal biostratigraphy of the lower Miocene Hamzian and Arashtanab sections (NW Iran), northern margin of the Tethyan Seaway. *Geobios*, 51 (3): 231-246.
- Yordanova, E.K., & Hohenegger, J., 2007. Studies on settling, traction and entrainment of larger benthic foraminiferal tests: implications for accumulation in shallow marine sediments. *Sedimentology*, 54 (6): 1273-1306.
- Zágoršek, K., Yazdi, M., & Bahrami, A., 2017. Cenozoic cyclostomatous bryozoans from the Qom Formation (Chahriseh area northeast of Isfahan, central Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 283 (1): 109-118.

زیست چینه نگاری سازند دلیچای در برش پریخان (غرب شاهرود) بر مبنای پالینومورف‌ها و روزن‌داران

مریم نادریان^۱، الهه زارعی^{۲*}، سهیلا یوسفی^۱

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

*پست الکترونیک: ezarei@du.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۲۸

تاریخ دریافت: ۹۸/۹/۱۸

چکیده

سازند دلیچای با سنگ شناسی شیلی - مارنی و با میان لایه‌های سنگ آهکی به ضخامت ۲۵۰ متر در برش پریخان در غرب شاهرود به منظور مطالعات زیست چینه نگاری مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعه ۳۰ گونه متعلق به ۲۲ جنس داینوفلاژله، ۱۰ گونه متعلق به ۸ جنس اسپور و ۷ گونه متعلق به ۴ جنس پولن شناسایی شد. جهت تعیین سن و انجام زیست چینه نگاری از حضور فراوان و مستمر میوسپور *Klukisporites variegatus* و پولن *Callialasporites dampieri* که از گونه‌های شاخص ژوراسیک میانی می‌باشند و وجود داینوفلاژله‌های شاخص زیست‌زون‌های باژوسین پسین مانند *Dichadogonyaulax sellwoodii* Interval Zone، افراد شاخص باتونین - کالوین پیشین در *Cribroperidinium crispum* Total Range Zone، (کالوین پیشین - میانی) و گونه‌های شاخص *Ctenidodinium continuum* Interval Zone و همچنین زیست‌زون‌های مربوط به روزن‌داران کف‌زی و شناور شامل *Lenticulina varians*-*Ophtalmidium* Assemblage Zone و *Globigerina bathoniana* Taxon Range Zone که تأیید کننده سن باژوسین پسین تا کالوین میانی است، استفاده شد. مقایسه داینوسیست‌ها و روزن‌داران سازند دلیچای با میکروفسیل‌های معرفی شده در ایران، آسیای شرقی، استرالیا، آفریقا، آمریکای جنوبی و اروپا حکایت از تطابق نسبی با این مناطق دارد.

واژه‌های کلیدی: زیست چینه نگاری؛ سازند دلیچای؛ داینوسیست‌ها؛ روزن‌داران؛ البرز شرقی.

مقدمه

شمشک قرار می‌گیرد و در مرز بالایی خود به طور همساز و با گذر تدریجی توسط سنگ آهک‌های سستبر لایه سازند لار پوشیده می‌شود. سازند دلیچای از نظر محتوای فسیلی بسیار غنی بوده و از آن گروه‌های ماکروفسیلی چون آمونیت‌ها، اسفنج‌ها، بلمنیت‌ها، بازوپایان، دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان، خارداران (خارپوستان)، و میکروفسیل‌هایی نظیر روزن‌داران، اسپور، پولن، داینوفلاژله، اکریتارک، رادیولر و ... گزارش شده است.

سازند دلیچای معرف نخستین رسوب‌های دریایی البرز با سن ژوراسیک میانی (باژوسین تا کالوین) است که به ویژه در دامنه جنوبی این رشته کوه برونزد دارد (آقاباتی ۱۳۸۳). در این پژوهش، سازند دلیچای با سنگ شناسی شیلی - مارنی با میان لایه‌های آهکی به ضخامت ۲۵۰ متر در برش پریخان در غرب شاهرود مورد بررسی قرار گرفته است. این سازند در مرز زیرین خود به طور ناهم‌ساز و با یک لایه شیل تیره رنگ بر روی سازند

بحث

سازند دلیچای در برش پریخان از لحاظ محتوای فسیلی بسیار غنی بوده و حاوی پالینومورف‌های متنوعی از جمله داینوسیست، اسپور و پولن، اسکلوکودونت، آکریتارک و آستر داخلی روزن‌داران می‌باشد. با بررسی اسلایدهای این برش مشخص شد که اسپور و پولن‌ها در قاعده سازند و داینوفلاژله‌ها در قسمت‌های میانی و بالایی برش مورد مطالعه نسبت به دیگر گروه‌های پالینومورفی از تنوع، فراوانی و حفظ شدگی نسبتاً بالاتری برخوردارند. در نتیجه اساس کار پالینواستراتیگرافی در این برش بر مبنای مطالعه اسپور و پولن‌ها و داینوفلاژله‌ها قرار گرفت. به علت عدم حفظ شدگی پالینومورف‌ها در انتهای برش مورد مطالعه، پالینواستراتیگرافی انجام نشده و بنابراین از روزن‌داران کفزی و شناور با شرایط حفظ شدگی متفاوت استفاده شده است.

پالینواستراتیگرافی بر اساس میوسپورها و پولن‌ها

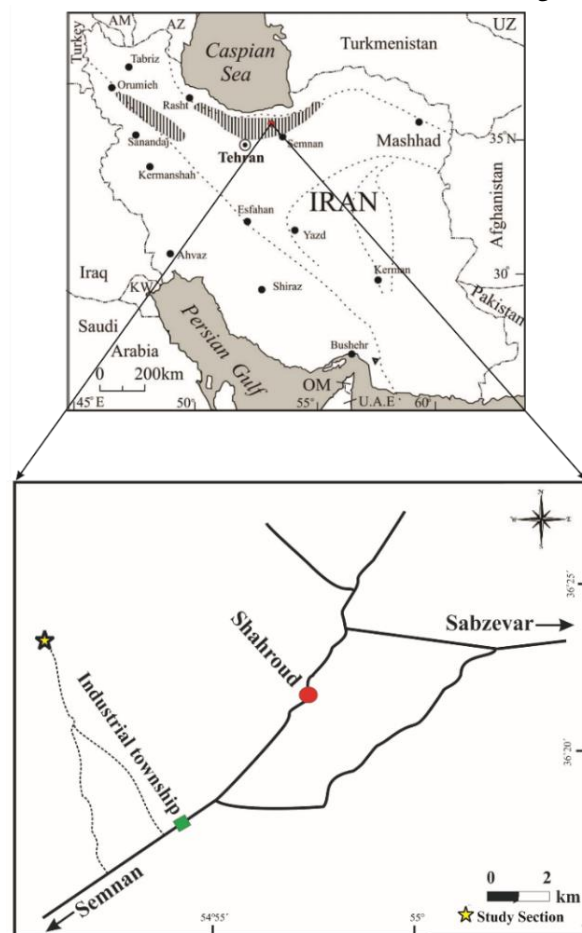
سازند دلیچای در برش چینه شناسی پریخان حاوی ۱۰ گونه اسپور متعلق به ۸ جنس و ۷ گونه پولن متعلق به ۴ جنس می‌باشد. میوسپورهای سازند دلیچای شامل *Alisporites* *Araucariacites* *Alisporites simillis australis* *Callialasporites dampieri australis* *Cyathidites australis* *Callialasporites trilobatus* *Dictyophyllidites harrisii* *Deltoidospora hallii* *Striatella* و *Dictyophyllidites mortonii* *seebergensis* هستند. بر این اساس، سه پالینوزون به شرح زیر معرفی شده است:

Klukisporites variegatus Acme Zone

از میان میوسپورهای مشاهده شده در برش مورد مطالعه حضور فراوان و مستمر گونه *Klukisporites variegatus*

موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه

جهت مطالعه زیست چینه نگاری دو گروه فسیلی (پالینومورف‌ها و روزن‌داران) در برش پریخان در غرب شهرستان شاهرود با طول جغرافیایی ۵۴° ۴۹' ۱۱ شمالی و عرض جغرافیایی ۳۶° ۲۴' ۲۰ مورد مطالعه قرار گرفت (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

روش مطالعه

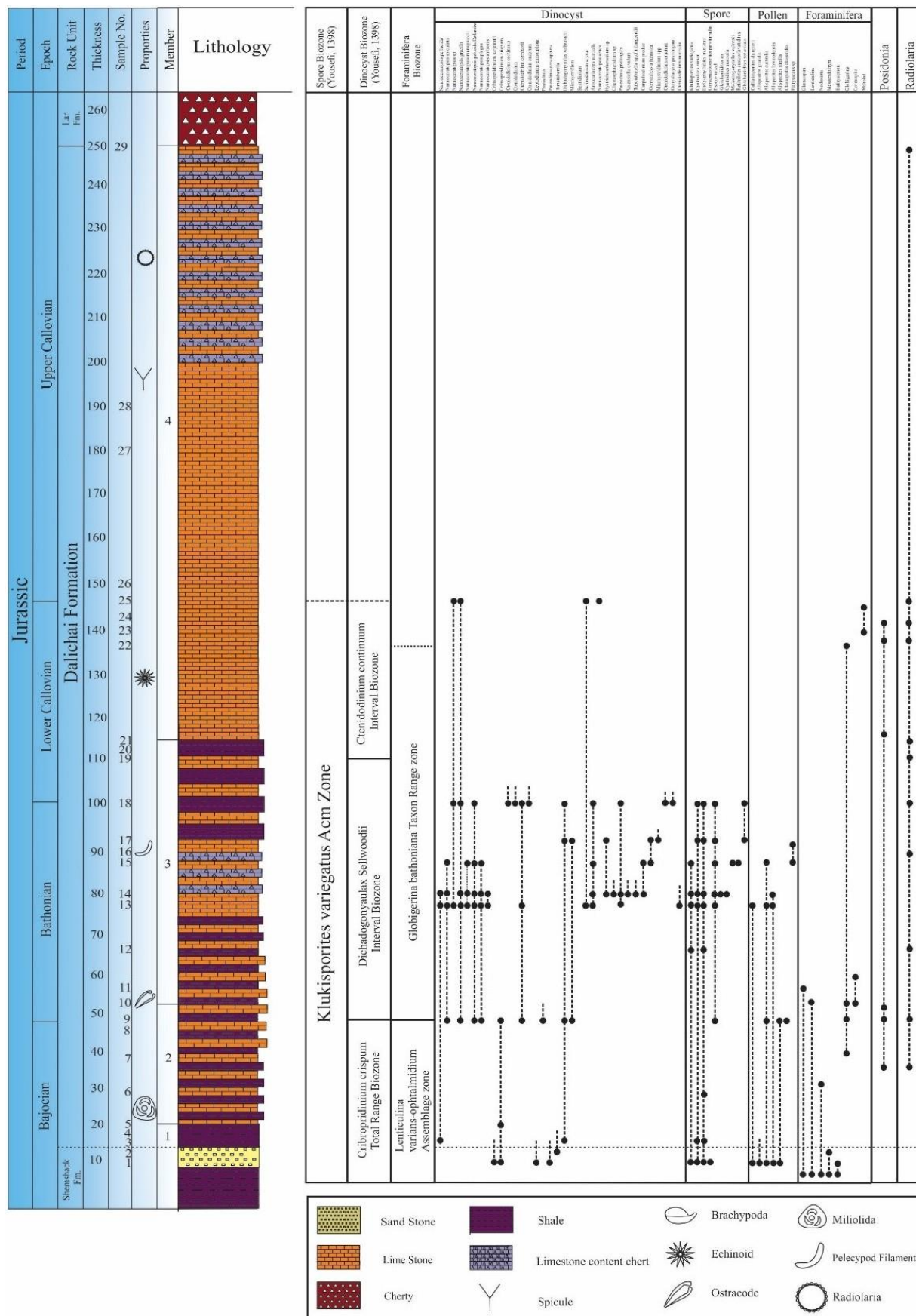
به منظور مطالعات پالینواستراتیگرافی در برش مورد مطالعه، ۲۷ نمونه از نقاط مختلف این برش برداشت شد و اسلایدهای پالینولوژیکی با روش (Travers 2007) تهیه شدند. اسلایدهای تهیه شده توسط میکروسکپ نوری و با لزه‌های ۴۰ و ۶۰ مطالعه شدند. همچنین جهت مطالعات روزن‌داران از ۲۷ نمونه مقطع نازک تهیه شد.

Striatella seebergensis مشاهده شدند که معرف ژوراسیک میانی (دوگر) در برش مورد مطالعه می‌باشد. میوسپور *Concavissimisporites verrucosus* از ژوراسیک میانی - کرتاسه پیشین استرالیا (Filatoff, 1975؛ McKellar, 1987؛ Backhouse, 1988؛ Helby et al., 1987؛ Sajjadi & Playford, 2002؛ 1998) و ژوراسیک - کرتاسه پیشین مصر (Ibrahim et al., 1975؛ Filatoff, 2003) گزارش شده است. از ایران نیز به سن ژوراسیک توسط ده بزرگی (۱۳۸۳، ۱۳۹۲)، حکیمی تهرانی (۱۳۸۷)، هاشمی یزدی (۱۳۹۴) و از تریاس ایران توسط برزویی (۱۳۸۹) گزارش شده است. میوسپور *Striatella seebergensis* هم از توالی تریاس پسین - ژوراسیک میانی چین (Liu, 2003) و تریاس پسین - ژوراسیک پسین استرالیا (McKellar, 1998؛ Filatoff & Price, 1988) گزارش شده است که در قسمت ابتدایی سازند دلیچای (عضو ۳) مشاهده می‌گردد.

از پولن‌های شاخص در این زیست‌زون در برش پریخان می‌توان از فراوانی گونه *Callialasporites dampieri* نام برد. این گونه به عنوان شاخصی برای محدوده ژوراسیک میانی - پسین توسط Filatoff (1975) و Helby et al. (1987) معرفی شده است. این گونه در زیست‌زون *Callialasporites dampieri* Assemblage Zone توسط ده بزرگی (۱۳۹۲) برای سازند دلیچای و بغمشاه هم در نظر گرفته شده است. بنابراین سازند دلیچای در برش مورد مطالعه با قسمتی از زون تجمع *Callialasporites dampieri* Assemblage Zone (معرفی شده توسط Helby et al., 1987؛ Filatoff, 1975) قابل انطباق می‌باشد.

دیده می‌شود (شکل ۲). Arjang (1975) بر مبنای حضور و گسترش میوسپورهای شاخص در رسوبات زغال‌دار کرمان زیست‌زون *Klukisporites variegatus* را برای نهشته‌های دوگر معرفی می‌کند. همچنین این گونه از ژوراسیک میانی تا بالایی نروژ (Vigran & Thush 1975) و باژوسین و باژوسین - کالوین مصر (Sultan & Solaiman 1978؛ Abdel Mohsen, 1990) نیز گزارش شده‌اند. گونه *Klukisporites variegatus* در ایران با سن لیاس پسین - دوگر توسط Arjang (1975)، Kimyai (1977، 1975)، Baharadwaj & Kumar (1984)، Achilles et al. (1986) و به سن دوگر توسط Hossaini (2001)، ده بزرگی (۱۳۸۳ و ۱۳۹۲)، حکیمی تهرانی (۱۳۸۷)، هاشمی یزدی (۱۳۸۷ و ۱۳۹۴)، صباغیان (۱۳۸۸) و نویدی ایزد (۱۳۹۲) گزارش شده است. این گونه تقریباً در رسوبات ژوراسیک میانی در البرز غربی (نویدی ایزد، ۱۳۹۲؛ سجادی هزاوه و همکاران، ۱۳۹۷)، البرز مرکزی (هاشمی یزدی، ۱۳۸۷، ۱۳۹۴؛ صباغیان ۱۳۸۸؛ رفیعی، ۱۳۹۲)، البرز شرقی (سعادت جعفرآبادی و همکاران، ۱۳۹۲؛ هاشمی یزدی، محمدخانی، ۱۳۹۷) و کپه‌داغ (حداد توکلی، ۱۳۸۴) به صورت فراوان مشاهده شده است. نظر به پراکندگی چینه شناسی و فراوانی قابل توجه میوسپور *Klukisporites variegatus* در بسیاری از برش‌های سازند دلیچای در البرز مرکزی و البرز شرقی، زیست‌زون *Klukisporites variegatus* Acme Zone معرفی گردیده است (هاشمی یزدی، ۱۳۹۴). در پژوهش حاضر نیز با توجه به حضور فراوان گونه یاد شده در برش پریخان، این زیست‌زون معرفی می‌شود. گونه *Klukisporites variegatus* از قاعده برش مورد مطالعه تا نمونه شماره ۱۵ حضور دارد.

در قسمت قاعده زیست‌زون ظهور میوسپور *Concavissimisporites verrucosus*



شکل ۲: محدوده گسترش داینوسیسستها و روزن داران سازند دلچای در برش پریخان

2- *Dichadogonyaulax sellwoodii* Interval Zone

این زیست‌زون در حد فاصل انقراض گونه *Cribroperidinium crispum* تا آخرین حضور گونه *Ctenidodinium combazii* قرار می‌گیرد. اساس تعریف این زیست‌زون بر مبنای زیست‌زون *Ctenidodinium sellwoodii* است که اولین بار توسط Riding & Thomas (1992) در رسوبات باتونین تا کالوین پیشین انگلستان معرفی شده است. با این حال، به دلیل تغییر نام در گونه شاخص به نام *Dichadogonyaulax sellwoodii* تغییر یافته است (Lentin & Williams, 2004). همچنین این زیست‌زون دقیقاً با زیست‌زونی که Poulsen & Riding (2003) در ایالت زیستی اروپای شمال غربی معرفی کرده‌اند، منطبق است. گستره سنی پیشنهاد شده برای این زیست‌زون باتونین پیشین تا اواسط کالوین پیشین می‌باشد. این زیست‌زون از نمونه ۹ تا ۱۸ ادامه می‌یابد. نکته جالبی که در این زیست‌زون وجود دارد فراوانی بسیار زیاد گونه‌های جنس *Ctenidodinium* به ویژه گونه *Ctenidodinium combazii* است. با توجه به گزارشاتی که شاهسونی (۱۳۸۲)، هاشمی یزدی (۱۳۸۷)، (۱۳۹۴)، صباغیان (۱۳۸۸) و محمدخانی (۱۳۹۷) بر روی سازند دلیچای در البرز شرقی و مرکزی انجام داده‌اند، شاید بتوان یک زیست‌زون فراوانی به صورت محلی تعریف کرد و جهت تطابق برش‌های این سازند در منطقه البرز شرقی و مرکزی از آن استفاده نمود (شکل‌های ۲ و ۳).

3- *Ctenidodinium continuum* Interval Zone

این زیست‌زون فاصله میان آخرین حضور گونه *Ctenidodinium combazii* تا اولین ظهور *Scriniodinium crystallinum* را دربرمی‌گیرد و تعریف آن بر مبنای زیست‌زون بینابینی است که توسط Riding & Thomas (1992) برای نهشته‌های کالوین پیشین - میانی

پالینوستراتیگرافی بر اساس داینوسیست‌ها

در برش مورد مطالعه داینوفلاژله‌ها نسبت به دیگر گروه‌های پالینومورفی از تنوع، فراوانی و حفظ شدگی نسبتاً بالاتری برخوردارند و در نتیجه اساس کار پالینوستراتیگرافی در این برش بر مبنای داینوفلاژله‌ها قرار گرفت که از نظر سنی دقیق‌تر هستند. پس از بررسی اسلایدهای پالینولوژیکی تعداد ۲۲ جنس و ۳۰ گونه داینوفلاژله شناسایی شد. پس از شناسایی جنس‌ها و گونه‌های داینوفلاژله زیست‌پهنه‌بندی بر مبنای ظهور و انقراض گونه‌های شاخص و مطابق با زیست‌پهنه‌بندی‌های استاندارد موجود انجام گرفت و سه زیست‌زون *Cribroperidinium crispum* به سن باژوسین پسین، *Dichadogonyaulax sellwoodii* به سن باتونین تا کالوین پیشین و *Ctenidodinium continuum* به سن کالوین پیشین - میانی در رسوبات سازند دلیچای در برش پریخان تفکیک شد (شکل ۲).

1- *Cribroperidinium crispum* Total Range Zone

این زیست‌زون با پیدایش و انقراض گونه *Cribroperidinium crispum* مشخص می‌شود و گستره زمانی آن از بالاترین قسمت باژوسین پیشین تا باژوسین پسین می‌باشد. اساس آن نیز بر مبنای زیست‌زون *Acanthulax crispa* می‌باشد که در رسوبات باژوسین پسین انگلستان توسط Riding & Thomas (1992) معرفی شده است. این زیست‌زون به ضخامت ۴۳ متر تا نمونه شماره ۹ از برش مورد مطالعه مشاهده شد. یکی از ویژگی‌های بارز این زیست‌زون در برش مورد مطالعه حضور و فراوانی گسترده فرم‌های پروکسیمیت متعلق به *Nannoceratopsis* spp. در مجموع سن این زیست‌زون با توجه به داینوسیست‌های موجود و گونه‌های شاخصی نظیر *Meiourogoniaulax valensii* باژوسین پسین در نظر گرفته شد (شکل ۲).

Iran (Dalicai Formation)									
Era	Period	Epoch	Age	England	Dinoflagellate Biostratigraphy	Qatar	Subboreal Northwest Europe	Russian Platform	Iran (Dalicai Formation)
Mesozoic	Jurassic	Middle	Late	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983
Mesozoic	Jurassic	Middle	Late	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983
Mesozoic	Jurassic	Middle	Late	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983	Woolam & Riding, 1983

شکل ۳: مقایسه پالینوزون‌های برش چینه‌شناسی مورد مطالعه از سازند دلیچای با پالینوزون‌های همزمان در سایر نقاط ایران و جهان

انگلستان و توسط Poulsen & Riding (2003) در ایالت زیستی اروپای شمال غربی معرفی شده است. این زیست‌زون به ضخامت ۳۹ متر از نمونه ۱۹ تا ۲۵ را دربرمی‌گیرد. در مجموع و بر اساس داینوسیت‌های شاخص، سن سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی پریخان باژوسین پسین - کالوین میانی تعیین می‌گردد (شکل ۲).

زیست چینه نگاری بر اساس روزن‌داران

در برش مورد مطالعه به علت عدم حفظ شدگی پالینومورف‌ها در سنگ آهک‌های انتهایی برش مورد مطالعه، امکان تشخیص و تفکیک زیست‌زون‌های داینوسیستی وجود ندارد. بنابراین از گروه فسیلی دیگری با شرایط حفظ شدگی و بوم‌شناختی متفاوت استفاده شده است. در برش پریخان بیشتر روزن‌داران از نوع کفزی بوده و فقط چند نمونه شناور مشاهده شده است. به طور کلی با مطالعه مقاطع نازک میکروسکپی برش پریخان ۲۱ گونه متعلق به ۱۷ جنس از روزن‌داران شناسایی شد. پس از بررسی‌ها و مطالعات صورت گرفته، دو زیست‌زون شامل یک زیست‌زون تجمعی بر اساس روزن‌داران کفزی و یک زیست‌زون گستره‌ای بر اساس روزن‌داران شناور شناسایی شده است (شکل ۲).

Lenticulina varians-ophtalmidium Assemblage zone

این زیست‌زون براساس ظهور و انقراض گونه‌هایی است که از لحاظ زمانی با یکدیگر همپوشانی دارند. از روزن‌داران همراه *Lenticulina varians* می‌توان به حضور فراوان *Ophtalmidium* و *Vidalina* اشاره کرد که به ضخامت ۴۸ متر، از نمونه ۱ ظاهر می‌شود و تا نمونه ۹ دیده می‌شود. گستره زمانی این زیست‌زون باژوسین پسین - باتونین است (Kalantari, 1969).

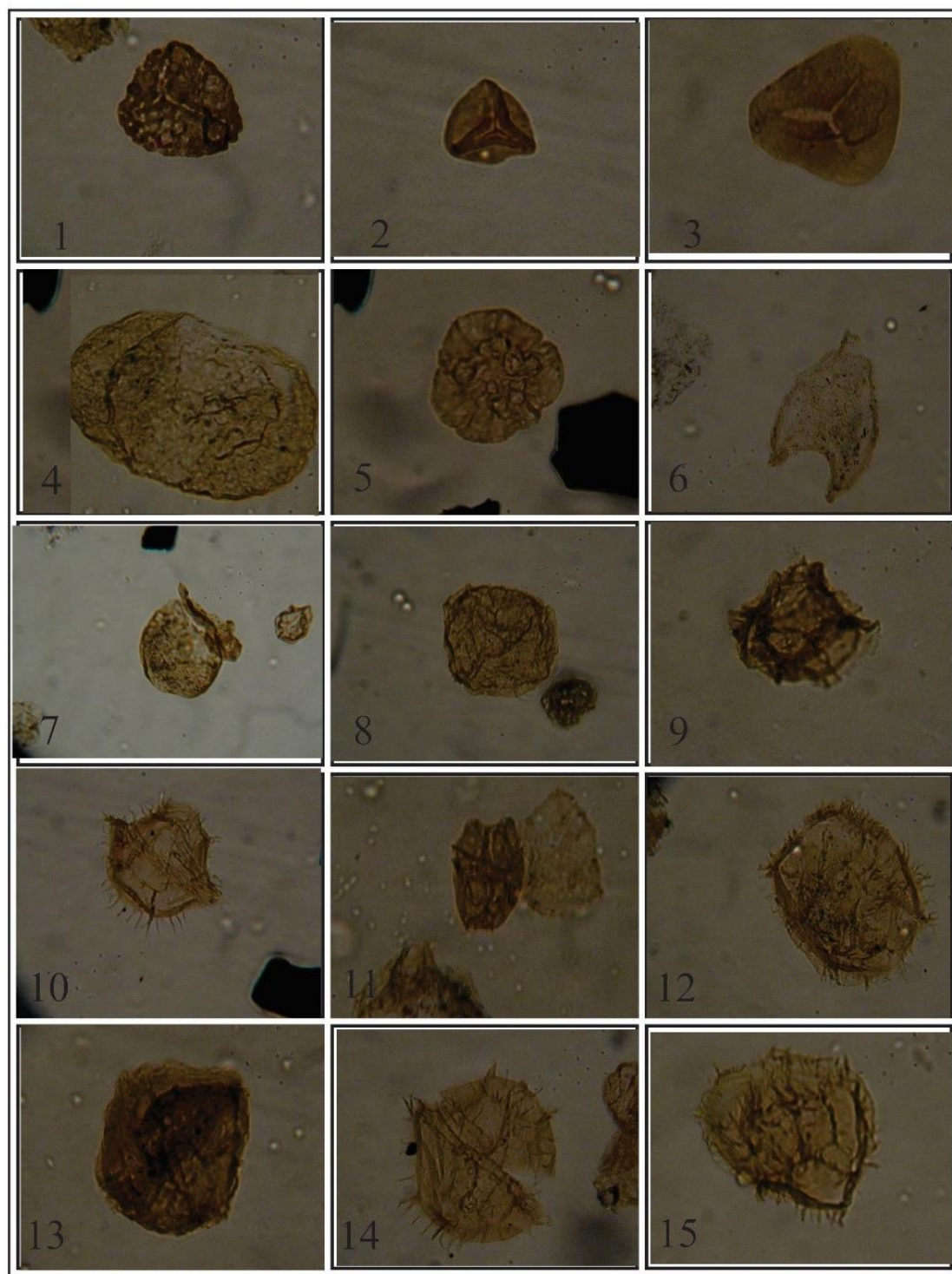
علاوه بر فراوانی دوکفه‌ای *Posidonia* sp.، رادیولرها بیشترین فراوانی را در باتونین زیرین در برش‌های مورد مطالعه دارند. رادیولرها منحصراً موجوداتی دریایی بوده و در شرایط آب و هوایی مختلف و اعماق مختلف دریاها زیست می‌کنند. رادیولرها به دلیل گسترش جهانی و تنوع بسیار زیاد به خصوص در رسوباتی که فاقد فسیل‌های آهکی است، یکی از میکروفسیل‌های بسیار مهم جهت شناخت شرایط حوضه در زمان رسوب‌گذاری می‌باشند. Kling (1978) بر این باور است چرت‌های حاوی رادیولر طی زمان‌های زمین‌شناسی مشخصی، گسترش فراوان داشته‌اند، که بهترین زمان شناخته شده در این خصوص دوره ژوراسیک در دریای تیتس بوده است. شکل‌های ۴ و ۵ تصاویر منتخبی از پالینومورف‌ها و روزن‌داران شناسایی شده در این پژوهش را نشان می‌دهند.

مقایسه پالینوزون‌های برش چینه‌شناسی مورد مطالعه از سازند دلیچای با پالینوزون‌های معرفی شده در سایر نقاط ایران و جهان

از سال ۱۹۷۵ مطالعات پالینولوژیکی بر روی رسوبات ژوراسیک ایران در حوضه‌های ایران مرکزی، البرز و کپه‌داغ انجام شده و بر این اساس تعداد محدودی زیست‌زون معرفی شده‌اند. Ghaseminejad et al. (2012) برای سازند دلیچای در برش چینه‌شناسی راهبند مهدیشهر، ده بزرگی (۱۳۹۲) در برش چینه‌شناسی شرف در البرز مرکزی، هاشمی یزدی (۱۳۹۴) در برش‌های چینه‌شناسی یونجه زار، پل دختر و بلو و محمدخانی (۱۳۹۷) در برش درجین البرز مرکزی و برش‌های چینه‌شناسی لوان، طالو و تپال در البرز شرقی و سجادی هزاوه و همکاران (۱۳۹۷) در جنوب شرقی مراغه در البرز غربی، سه زیست‌زون *Cribroperidinium crispum* Total Range Zone (بازوسین پسین)، *Dichadogonyaulax sellwoodii*

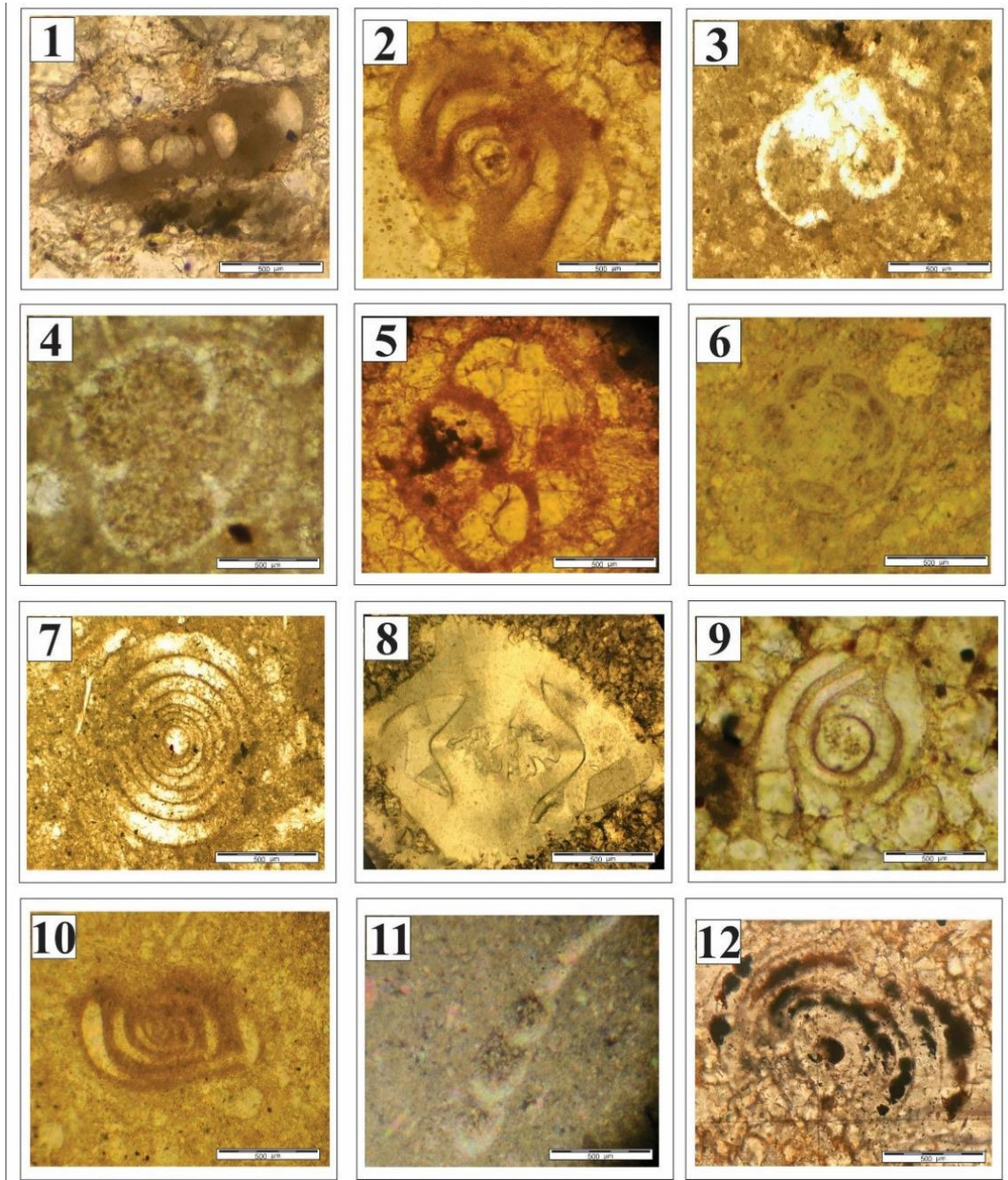
Globigerina bathoniana Taxon Range Zone

این زیست‌زون BouDagher-Fadel et al. (2008) معرفی شده و نشان دهنده محدوده باتونین میانی تا کیمریجین است. ایشان معتقدند *Globigerina* spp. در ژوراسیک میانی و از تکامل *Conoglobigerina* به وجود آمده است. از ویژگی‌های جنس *Globigerina* می‌توان به حجرات کروی و زندگی در مناطق عمیق^۱ اشاره کرد، به طوری که در ژوراسیک میانی بسیار متنوع شده و گسترش می‌یابند (BouDagher-Fadel et al., 1997). در این زمان *Globigerina* در بسیاری از نقاط جهان از جمله اروپای شرقی و غربی، کانادا و ... نیز دیده شده است. این زیست‌زون در برش مورد مطالعه از نمونه ۹ تا نمونه ۲۳ حضور مستمر دارد و بیانگر محدوده سنی باتونین میانی است. لازم به ذکر است این زیست‌زون برای اولین بار از ایران گزارش می‌شود. از دیگر جنس‌های همراه که در این زیست‌زون مشاهده می‌شود، می‌توان به حضور و فراوانی دو کفه‌ای‌های پلاژیک *Posidonia* و *Radiolaria* اشاره کرد (شکل ۲). *Posidonia* spp. از مهمترین دوکفه‌ای‌های خانواده Posidoniidae هستند که از زمان توآرسین تا آکسفوردین حضور داشته‌اند و دارای کفه‌های نازک با حاشیه‌های دایره‌ای تا بیضوی شکل بوده و در نهشته‌های عمیق به همراه فرم‌های شناور و نکتون دیده می‌شوند. Wynd (1965) زیست‌زونی را با عنوان *Posidonia* Zone #4 معرفی کرد که این زیست‌زون بر مبنای فراوانی *Posidonia* در لایه‌های بالایی سازند سرگلو و به همراه رادیولرهای فراوان به سن بازوسین مشاهده شده است. Jefferies & Minton (1965) رخساره‌های غنی از *Posidonia* را به سن ژوراسیک میانی در نقاط مختلف دنیا از جمله جنوب و شرق فرانسه، آلپ ایتالیا، آلبانی، مراکش، آذربایجان، عراق، تانزانیا، ایران، کنیا، جنوب آند و اندونزی مطالعه و شناسایی کرده‌اند.



شکل ۴: تصاویر منتخبی از پالینومورف‌های شناسایی شده در این پژوهش

Fig.1: *Klukisporites variegatus* Couper, 1958, X400; Fig.2: *Dictyophyllidites mortonii* (de Jersey) Playford & Dettmann, 1965, X400; Fig.3: *Cyathidites australis* Couper, 1953, X400; Fig.4: *Alisporites grandis* (Cookson) Dettmann, 1963, X400; Fig.5: *Callialasporites dampieri* (Balme) Sukh Dev, 1961, X400; Fig.6: *Nannoceratopsis pellucida* (Deflandre) Evitt, 1961, X400; Fig.7: *Pareodinia ceratophora* Deflandre, 1947, X400; Fig.8: *Cribroperidinium crispum* (Wetzel) Fenton, 1981, X400; Fig. 9: *Ctenidodinium continuum* Gocht, 1970, X400; Fig.10: *Ctenidodinium combazii* Dupin, 1968, X400; Fig.11: *Carpathodinium predae* (Beju) Drugg, 1978, X400; Fig.12: *Ctenidodinium combazii* Dupin, 1968, X400; Fig.13: *Cribroperidinium crispum* (Wetzel) Fenton, 1981, X400; Fig.14: *Ctenidodinium combazii* Dupin, 1968, X400; Fig.15: *Dichadogonyaulax sellwoodii* (Sarjeant) Stover & Evitt, 1978; X400.



شکل ۴: تصاویر منتخبی از روزن‌داران شناسایی شده در این پژوهش

Fig.1: *Vidalina* sp.; Fig.2: *Glomospirella* sp.; Fig.3: Protoglobigerinid; Fig.4: *Globuigerina bathonica*; Fig.5: *Valvulina* sp.; Fig.6: Miliolid foram; Fig.7: *Spirillina* sp.; Fig.8: *Lenticulina* sp.; Figs.9-10: *Ophthalmidium* sp.; Fig.11: *Dentalina* sp.; Fig.12: *Spirillina* sp.

انطباق می‌باشند. Mafi *et al.* (2014) برای سازند دلیچای در رشته کوه‌های بینالود در شمال شرق ایران چهار زیست‌زون *Cribrroperidinium crispum* Total Range (باژوسین پسین)، *Dichadogonyaulax sellwoodii* Zone

Interval Zone (باتونین تا کالوین پیشین)، *Ctenidodinium Continuum* Interval Zone (کالوین پیشین تا میانی) را معرفی کرده‌اند. زیست‌زون‌های معرفی شده با برش چینه شناسی مورد مطالعه در این پژوهش قابل

نتیجه‌گیری

حضور فراوان و مستمر میوسپور *Klukisporites variegatus* که از گونه‌های شاخص ژوراسیک میانی می‌باشد و نیز جنس *Callialasporites* (به ویژه گونه *dampieri*) که از جمله پولن‌های متعلق به ژوراسیک می‌باشد، مؤید سن ژوراسیک میانی (دوگر) برای برش چینه‌شناسی پریخان می‌باشد. وجود داینوفلاژله‌های شاخص بازوسین پسین مانند *Cribroperidinium crispum* و *Meiourgonyaulax valensii* و حضور گونه *Ctenidodinium combazii* (با محدوده زمانی باتونین - کالوین پیشین) که گاهی در مرز باتونین - کالوین دارای بیشینه فراوانی می‌باشد و نیز وجود داینوسیست‌هایی از قبیل *Compositosphaeridium polonicum* و *Mendicodinium groenlandicum* (با سن کالوین) در برش چینه‌شناسی مورد مطالعه، سن بازوسین پسین - کالوین را برای این برش قطعی می‌کند. همچنین وجود زیست‌زون تجمعی *Lenticulina varians*-*ophthalmidium* با سن بازوسین پسین - باتونین و زیست‌زون *Globigerina bathoniana* Taxon Range Zone با سن باتونین میانی تا کیمریجین از روزن‌داران کفزی و شناور در برش مورد مطالعه، تأیید کننده سن بازوسین پسین - کالوین برای برش مورد مطالعه می‌باشد. مقایسه پالینوستراتیگرافی سازند دلیچای با پالینوزون‌های معرفی شده در ایران، آسیای شرقی، آفریقا، استرالیا، آمریکای جنوبی و اروپا حکایت از تطابق نسبی پالینوستراتیگرافی این مناطق می‌نماید. همچنین زیست‌زون‌های ارائه شده بر مبنای داینوسیست‌ها در این دو حوضه با زیست‌زون‌های ارائه شده در شمال غربی اروپا و شمال غرب تیس مطابقت دارد که این موضوع دال بر وجود ارتباط دریایی در محدوده زمانی ژوراسیک میانی بین شمال و شمال شرق ایران با شمال غربی اروپا و شمال غرب تیس در بازه زمانی ژوراسیک میانی است.

Interval Zone (باتونین تا کالوین پیشین)، *Ctenidodinium Continuum* Interval Zone (کالوین پیشین تا پسین) و *Ctenidodinium tenellum* (آکسفوردین پیشین) را معرفی کرده‌اند. سه زیست‌زون اول با برش چینه‌شناسی پریخان قابل انطباق می‌باشند (شکل ۳). Ibrahim et al. (2003) با مطالعه داینوفلاژله‌های نهشته‌هایی با محدوده زمانی بازوسین تا کالوین پیشین در قطر چهار پالینوزون را شامل *Mancodinium ceratophora* *semitabulatum*-*Pareodinia* *Gonyaulacysta* (بازوسین پیشین)، *Assemblage Zone I pectinigera*-*Escharisphaeridia pocockii* *Assemblage Zone II* (بازوسین پسین)، *Ctenidodinium continuum*-*Dichadogonyaulax sellwoodii* *Assemblage Zone III* *Chlamydophorella ectotabulata*-*Rhynchodiniopsis* *cladophora* *Assemblage Zone IV* (باتونین پسین - کالوین پیشین) معرفی نموده‌اند که زیست‌زون‌های تجمعی II، III و IV وی با برش چینه‌شناسی پریخان قابل انطباق می‌باشند (شکل ۳).

مطالعات پالینولوژیکی انجام شده بر روی سازند دلیچای در دو حوضه رسوبی البرز و بینالود حکایت از ارتباط این دو حوضه با یکدیگر در زمان بازوسین پسین - کالوین پسین دارد. این نتیجه‌گیری به علت شباهت نزدیک گونه‌های داینوسیستی شناسایی شده از سازند دلیچای در این دو حوضه رسوبی می‌باشد. همچنین، همان‌طور که ذکر شد، زیست‌زون‌های ارائه شده بر مبنای داینوسیست‌ها در سازند دلیچای با زیست‌زون‌های ارائه شده در شمال غربی اروپا و شمال غرب تیس مطابقت دارد که این موضوع بیانگر وجود ارتباط دریایی بین شمال و شمال شرق ایران با شمال غربی اروپا و شمال غرب تیس در بازه زمانی ژوراسیک میانی است.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- برزویی، ا.، ۱۳۸۹. پالینواستراتیگرافی رسوبات تریاس بالایی در برش چینه شناسی کمرماچه کوه، جنوب شرق طبس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۴۰ ص.
- حداد توکلی، ا.، ۱۳۸۴. پالینواستراتیگرافی سازند کشف رود در برش قلعه سنگی شرق مشهد، شمال شرق ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۲۰ ص.
- حکیمی تهرانی، ز.، ۱۳۸۷. پالینوفلورای سازند شمشک در برش چینه شناسی خوش ییلاق (شمال غزنوی) شمال شرق ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۲۴۴ ص.
- حسینی، ا.، ۱۳۸۰. مطالعه فسیل های گیاهی (ماکروفسیل و میکروفسیل) سازند شمشک در منطقه طزره (شاهرود). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- ده بزرگی، ا.، ۱۳۸۳. پالینواستراتیگرافی سازند کشف رود در برش سنجدک جنوب شرق مشهد. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۲۹ ص.
- ده بزرگی، ا.، ۱۳۹۲. پالینولوژی و پالئو اکولوژی رسوبات ژوراسیک میانی (سازند دلیچای و بغمشاه)، شرق سمنان (منطقه جام). رساله دکتری، دانشگاه تهران، ۳۲۰ ص.
- رفیعی، ا.، ۱۳۹۲. میوسپورهای رسوبات ژوراسیک شمال غرب سمنان، البرز مرکزی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۹۶ ص.
- سجادی هزاوه، ف.، درمنکی فراهانی، س.، هاشمی یزدی، ف.، ۱۳۹۷. پالینولوژی سازند دلیچای در برش چینه شناسی گویداغ، جنوب شرقی مراغه بر مبنای داینوفلاژله ها. پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۷۰: ۹۱-۱۰۸.
- سعادت جعفرآبادی، ش.، علامه، م.، پورسلطانی، م.ر.، سجادی، ف.، ۱۳۹۲. پالئو اکولوژی و پالینواستراتیگرافی سازند دلیچای بر اساس میوسپورها در برش روستای بار، بخش خاوری حوضه بینالود. دیرینه شناسی، ۱ (۱): ۸۰-۶۷.
- شاهسونی، م.، ۱۳۸۲. پالینواستراتیگرافی، پالینوفاسیس و محیط دیرینه سازند چمن بید در برش جاجرم. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۰۹ ص.
- صباغیان، ج.، ۱۳۸۸. پالینواستراتیگرافی سازند دلیچای در کوه راهبند مهدیشهر، البرز مرکزی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- محمدخانی، خ.، ۱۳۹۷. پالینواستراتیگرافی و پالینوفاسیس سازند دلیچای در حوضه البرز مرکزی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه دامغان.
- نویدی ایزد، ن.، ۱۳۹۲. پالینواستراتیگرافی و محیط رسوبی دیرینه سازند دلیچای در برش چینه شناسی دیکتاش، شمال شرق سمنان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۹۷ ص.
- هاشمی یزدی، ف.، ۱۳۸۷. پالینواستراتیگرافی سازند دلیچای در برش بلو، شمال سمنان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

هاشمی یزدی، ف.، ۱۳۹۴. پالینولوژی و پالتواکولوژی سازند دلیچای در حوضه البرز مرکزی شرق و سازند هجدک در شرق ایران مرکزی. پایان نامه دکتری، دانشگاه تهران، ۳۸۸ص.

- Abdel Mohsen, S.A., 1990. The Middle Jurassic microflora from EI Maghara No. 4 borehole, northern Sinai, Egypt. *Journal African Earth Science*, 11: 207-216.
- Achilles, H., Kaiser, H., Schweitzer, H.J., & Hushmand, A., 1984. Die rätojurassischen Floren des Iran und Afghanistans. 7. Die Mikroflora der obertriadisch jurassischen Ablagerungen des Alborz-Gebirges (Nord-Iran). *Palaeontographica*, Abteilung B, 194 (1-4): 14-95.
- Achilles, H., Schlatter, R., 1986. Palynostratigraphische Untersuchungen im "Rhat-Bonebed" von Hallau (Kt. Staffhausen) mit einem Beitrag zur Ammonitenfauna im basalen Lias. *Ecologiae Geologicae Helvetiae*, 79: 149-179.
- Arjang, B., 1975. Mikroflora der räto-jurassischen Ablagerungen des Kermaner Beckens (Zentral-Iran). *Palaeontographica*, Abteilung B, 152: 85-148.
- Backhouse, J., 1988. Late Jurassic and Early Cretaceous palynology of the Perth Basin, Western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*, 135: 233.
- Bhadradwaj D.C., & Kumar, P., 1986. Palynology of Jurassic sediments from Iran: 1, Kerman area. *Biological Memoirs*, 12 (2): 146-172.
- BouDagher-Fadel, M.K., Banner, F.T., & Whittaker, J.E., 1997. Early Evolutionary History of Planktonic Foraminifera. *British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman and Hall*, 269p.
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 21. Elsevier, Amsterdam, p. 544.
- Couper, R.A., 1958. British Mesozoic microspores and pollen grains: A systematic and stratigraphic study. *Palaeontographica Abteilung*, B 103: 75-179.
- Deflandre, G., 1947. Sur quelques microorganismes planctoniques des silex Jurassiques. *Bulletin de l'Institut oceanographique de Monaco*, 921: 1-10.
- Evitt, W.R. 1961. Observations on the morphology of fossil dinoflagellates. *Micropalaeontology*, London. 7: 385-420.
- Fenton, S.B., 1980. Geology of the Bonanza King Formation (Cambrian) at the Desert Range, Clark County, Nevada. *M.Sc. Thesis, San Diego State University*, 157 p.
- Filatoff, J., 1975. Jurassic palynology of the Perth Basin, Western Australia. *Palaeontographica*, Abteilung B, 154 (1-4): 1-113.
- Filatoff, J., & Price, P.L., 1988. A pteridacean spore lineage in the Australian Mesozoic. In: *Jell, P.A., & Playford, G., (eds.), Palynological and palaeobotanical studies in honour of Basil E. Balme. Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 5: 89-124.
- Ghasemi-Nejad, E., Sabbaghiyan, H., & Mosaddegh, H., 2012. Paleobiogeographic implications of late Bajocian-late Callovian (Middle Jurassic) dinoflagellate cysts from the Central Alborz Mountain, northern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43: 1-10.
- Helby, R., Morgan, R., & Partridge, A.D., 1987. A palynological zonation of the Australian Mesozoic. In: *Jell, P.A., (ed), Studies in Australian Mesozoic palynology. Association of Australasian Palaeontologists Memoir*, 4: 1-94.
- Ibrahim, M.I.A., Kholeif, S.E. & Al-Saad, H., 2003. Dinoflagellate cyst biostratigraphy and paleoenvironment of the Lower-Middle Jurassic succession of Qatar, Arabian (Persian) Gulf. *Revista Española de Micropaleontología*, 35 (2): 171-194.
- Jefferies, R.P.S., & Minton, P., 1965. The mode of life of two Jurassic species of *Posidonia* (Bivalvia). *Article in Palaeontology*, 8 (1): 156-185.
- Kalantari, A., 1969. Foraminifera from the middle Jurassic-Cretaceous successions of Koppe-Dagh region (N.E. IRAN). *National Iranian Oil Company*, Publication no. 3: 1-298.
- Kimyai, A., 1975. Jurassic palynological assemblages from the Shahrud region, Iran. *Geoscience and Man*, 11: 117-121.
- Kimyai, A., 1977. Further information on the palynological stratigraphy of the Mesozoic coaly sediments from Kerman, Iran. Iranian Petroleum Institute. *Proceeding of the 2nd Geological Symposium of Iran*, Tehran: 191-217.

- Kling, S.A., 1978. Radiolaria. In: Haq, B.U., & Boersma, A., (eds.), Introduction to Marine Micropaleontology. Elsevier, New York, pp. 203-244.
- Lentin, J.K. & Williams, G.L., 2004. Index of fossil dinoflagellates. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series*, 42: 1-909.
- Liu, Z.S., 2003. Triassic and Jurassic sporopollen assemblage from the Kuqa Depression, Tarim Basin of Xinjiang, NW China. *Palaeontologia Sinica* 190, New Series A, 14: 1-244.
- Mafi, A., Ghasemi-Nejad, E., Ashouri, A.R., & Vahidinia, M., 2014. Dinoflagellate cysts from the Upper Bajocian-Lower Oxfordian of the Dalichai Formation in Binalud Mountains (NE Iran): their biostratigraphical and biogeographical significance. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 3683-3692
- McKellar, J.L., 1998. Late Early to Late Jurassic palynology, biostratigraphy and palaeogeography of the Roma Shelf area, northwestern Surat Basin, Queensland, Australia (Including phytogeographic - palaeoclimatic implications of the Callialasporites dampieri and Microcachryidites Microfloras in the Jurassic - Early Cretaceous of Australia: an overview assessed against a background of floral change and true polar wander in the preceding late Palaeozoic - early Mesozoic). *Ph.D. thesis, Brisbane (Queensland), University of Queensland*, 620 p.
- Playford, G., & Dettmann, M.E., 1965. Spores. In: Jansonius, J., & McGregor, D.C., (eds.), Palynology: Principles and Applications. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Dallas, 1 (8): 227-260.
- Poulsen, N.E., & Riding, J.B., 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. In: Ineson, J.R., & Surlyk, F., (eds.), The Jurassic of Denmark and Greenland. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1: 115-144.
- Riding, J.B., & Thomas, J.E., 1992. Dinoflagellate cysts of the Jurassic System. In: Powell, A.J., (ed.), A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. *British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall*, London: 7-97.
- Sajjadi, F., & Playford, G., 2002. Systematic and stratigraphic palynology of Late Jurassic - earliest Cretaceous strata of the Eromange Basin, Queensland, Australia. Part 2. *Palaeontographica*, Abteilung A, 261 (4-6): 1-99.
- Sarjeant, W.A.S., 1974. Fossil and living dinoflagellates. *London Academic Press*, 182 pp.
- Stover, L.E., & Evitt, W.R., 1978. Analyses of Pre-Pleistocene organic walled dinoflagellates. *Stanford University Publication, Geological Sciences*, 15: 1-300.
- Sultan, I.Z., & Solaiman, H.A., 1978. Palynostratigraphie du Bathonian – Callovian du puits no. 3 de Barga, Sinai nord, Egypte. *Revue du Micropalaeontologie*, 20: 222-229.
- Traverse, A., 2007. Paleopalynology: Topics in Geobiology, second edition. *Springer*, Dordrecht, Netherlands, 813 p.
- Vigran, J.O., & Thush, B., 1975. Illustration of Norwegian microfossils. Illustration and distribution of the Jurassic palynomorphs of Norway. *Royal Norwegian Council of Science and Industrial Researches (NTNF), Continental shelf Division*, 65: 1-55.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement area. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Report 1082. (Unpublished).



نانواستراتیگرافی نهشته‌های برش آویچ (حاشیه شرقی بلوک لوت)

مرضیه نطقی مقدم^{۱*}، فرح جلیلی^۲، فاطمه هادوی^۳

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

۲- دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، ایران

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: m.n.moghaddam@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۸/۸/۱۴

تاریخ دریافت: ۹۷/۵/۴

چکیده

در این پژوهش زیست چینه نگاری نهشته‌های منسوب به الیگومیوسن برش چینه شناسی آویچ واقع در حاشیه شرقی بلوک لوت بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی بررسی شده است. این نهشته‌ها حدود ۵۵۰ متر ضخامت دارند و عمدتاً شامل واحدهای ماسه‌سنگی، آرژیلیتی و مارنی با میان لایه‌های ماسه‌سنگی می‌باشند. بر اساس مطالعات انجام‌شده، ۴۵ گونه نانوفسیلی متعلق به ۱۸ جنس شناسایی شد. بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده، زیست‌زون‌های NN2 و NN3 از زیست‌پهنه‌بندی Martini (1971) برای نهشته‌های روی بخش ماسه‌سنگی و زیست‌زون‌های NN7 تا NN9 برای بالاترین بخش از نهشته‌های مورد مطالعه تعیین گردید. زیست‌زون‌های تعیین شده نشانگر سن آکیتانین - تورتونین برای توالی مورد بررسی است. همچنین وجود زیست‌زون‌های NP18 و NP19 در نمونه‌های متعلق به بالاترین ردیف‌های گذر زیرین توالی یاد شده در برش آویچ، نشانگر سن اتوسن پسین (پریابونین) برای این نهشته‌ها است. نبود زیست‌زون‌های NP20 تا NN1، می‌تواند ناشی از نبود نانوفسیل‌های آهکی در ماسه‌سنگ‌های منطقه و یا قطع شدگی توالی ناشی از گسل خوردگی بین نهشته‌های اتوسن و میوسن باشد.

واژه‌های کلیدی: نانواستراتیگرافی؛ آویچ؛ بلوک لوت؛ آکیتانین؛ تورتونین؛ پریابونین.

مقدمه

مرکزی است. وجود فعالیت‌های شدید ماگمایی و توده‌های نفوذی، حضور گسل‌ها و درز و شکاف‌های فراوان و وجود رخساره‌های مختلف دگرگونی در واحدهای مختلف سنگی از ویژگی‌های شاخص آن می‌باشد. علاوه بر آن به صورت محدودتر سنگ‌های رسوبی نظیر سنگ آهک، مارن و ماسه‌سنگ نیز در این پهنه ساختاری دیده می‌شوند (آقانباتی، ۱۳۸۳). توالی رسوبات پالئوژن و نوژن در برخی مناطق این حوضه رسوبی رخنمون دارند، اما به دلیل وجود شرایط تکنیکی خاص در بسیاری از نقاط، این توالی‌ها مورد

بلوک لوت با روند شمالی - جنوبی و با درازای حدود ۹۰۰ کیلومتر و عرض حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر، شرقی‌ترین بخش خرد قاره ایران مرکزی است (آقانباتی، ۱۳۸۳). به باور بیشتر زمین‌شناسان، مرز شرقی بلوک لوت با گسل نهندان، مرز غربی با گسل نایبند، مرز شمالی با گسل درونه و مرز جنوبی این بلوک با فروافتادگی جازموریان است (Gansser, 1995؛ 1999؛ Stocklin & Setudehina, 1973؛ 1972). تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت بسیار نزدیک با دیگر نواحی خرد قاره ایران

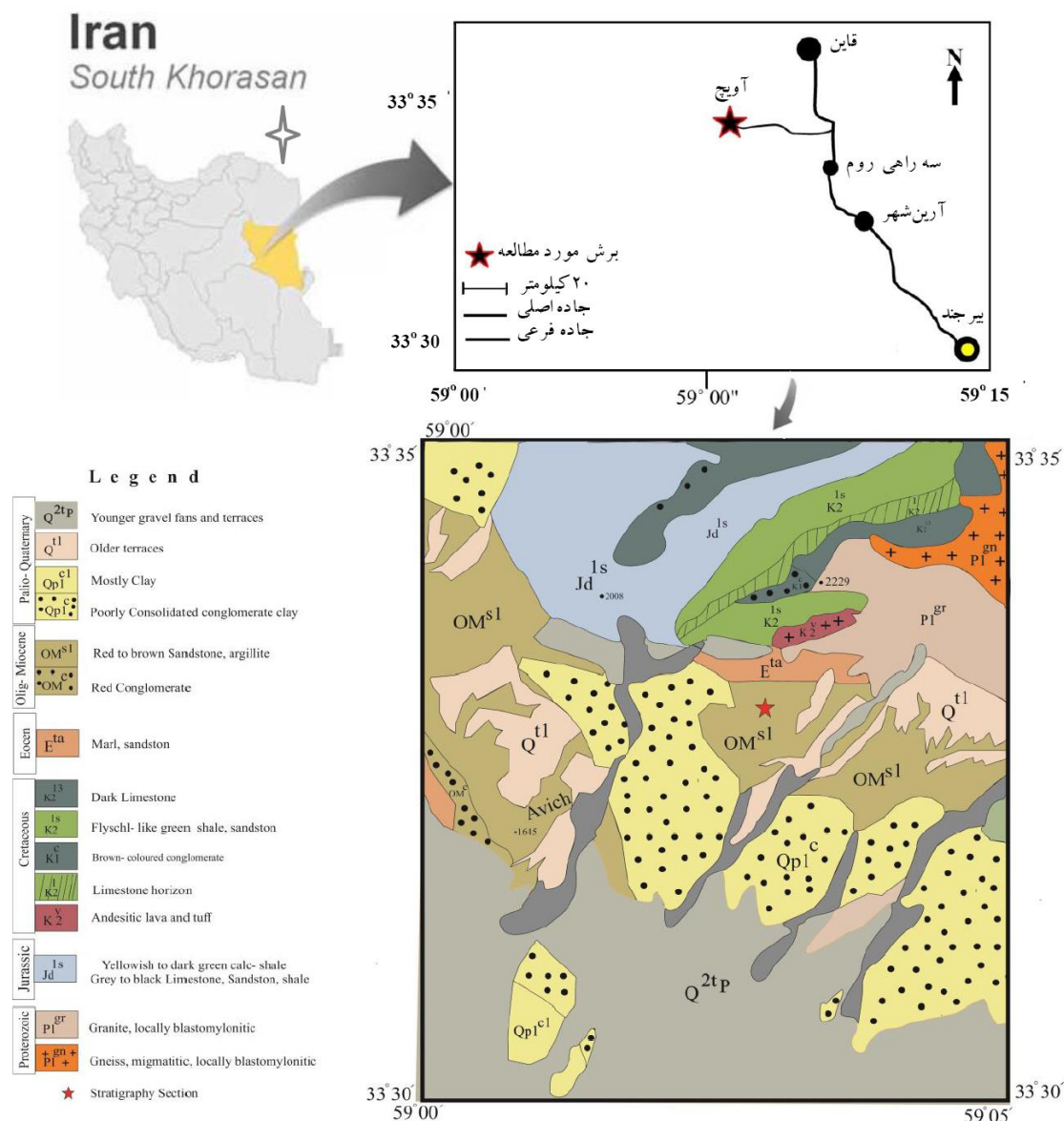
مطالعه قرار نگرفته و غالب مطالعات انجام شده در این بلوک مرتبط با تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی، مطالعات تکتونیکی و یا سنگ‌شناختی بوده است (Stocklin et al., 1972; Saadat et al., 2010; Mazhari & Sharifiyan-Attar, 2012; Asadi & Kolahdani, 2014). از این رو جهت تکمیل مطالعات قبلی و انجام مطالعات زیست‌چینه‌نگاری، نمونه‌برداری و بررسی نهشته‌های این منطقه ضروری به نظر می‌رسد. در این راستا جهت انجام مطالعات زیست‌چینه‌نگاری بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی، نهشته‌های منسوب به الیگومیوسن جنوب روستای آویچ (جنوب غرب قاین) نمونه‌برداری و بررسی گردید (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی آقانی (۱۳۸۳) واقع در حاشیه شرقی بلوک لوت بوده و در شرق ایران قرار دارد. همان طور که ذکر شد در شرق ایران و به ویژه در بلوک لوت مجموعه‌های رسوبی پالئوژن و نئوژن گزارش شده، اما تاکنون مطالعات فسیل‌شناسی ناچیزی بر روی این رسوبات انجام شده است. از مطالعات نانوفسیل‌شناسی انجام شده می‌توان به بررسی‌های صورت گرفته بر روی نهشته‌های پالئوژن روستای کلاته شمس (مهدوی، ۱۳۹۲) و شرق افضل آباد (جلیلی و همکاران، ۱۳۹۴) و مطالعه نهشته‌های نئوژن غرب بیرجند در روستای دستگرد (Hadavi & Zohravi, 2010)، جنوب غرب افضل آباد (احراری، ۱۳۸۹)، شمال شرق افضل آباد (نظری سیاه‌سر، ۱۳۹۰) و شرق افضل آباد (جلیلی و همکاران، ۱۳۹۴) اشاره کرد. شایان ذکر است تاکنون در برش آویچ مطالعات فسیل‌شناسی و یا سایر مطالعات زمین‌شناسی انجام نشده و گزارش آن در دسترس نیست. از این رو در راستای تکمیل مطالعات و تعیین سن نهشته‌های نئوژن منطقه، پژوهش حاضر برای اولین بار به بررسی نانوفسیل‌های آهکی در برش چینه‌شناسی جنوب آویچ می‌پردازد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

توالی مورد مطالعه در جنوب روستای آویچ در مسیر جاده اصلی بیرجند - مشهد و پس از سه راهی روم قرار دارد و مختصات جغرافیایی قاعده آن $36^{\circ} 3' 59''$ طول شرقی و $57^{\circ} 33' 33''$ عرض شمالی می‌باشد. نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است. ضخامت توالی مورد مطالعه در برش آویچ ۵۵۰ متر بوده و مشتمل بر ماسه‌سنگ، سنگ آهک آرژیلی و مارن‌های سبز مایل به خاکستری با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ است. توالی نمونه‌برداری شده با یک مرز گسله بر روی مارن و ماسه‌سنگ‌های ائوسن قرار گرفته و مرز بالایی آن به صورت عادی با یک واحد کنگلومرای مشخص است. در این مطالعه تعداد ۲۰ نمونه از ۲۰ متر انتهای توالی ائوسن منطقه، جهت تعیین سن گذر نهشته‌های ائوسن به الیگومیوسن نمونه‌برداری شد (شکل ۲). باتوجه به ضخامت زیاد توالی منسوب به الیگومیوسن در این منطقه و جهت تعیین سن این توالی، بعد از تقریباً ۷۰ متر ابتدایی که ماسه‌سنگی بوده و با فواصل زیاد نمونه برداری شد (۱۰ نمونه)، تقریباً ۱۰۰ متر ردیف رسوبات پایینی و ۱۰۰ متر ردیف رسوبات بالایی توالی با فواصل ۱ متری نمونه‌برداری شدند (شکل‌های ۳ و ۴).

روش مطالعه

پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، برای آماده‌سازی نمونه‌ها از روش اسمیراسلاید استفاده شده است (Bown & Young, 1998). اسلایدهای آماده‌شده با میکروسکپ نوری المپوس مطالعه و عکس‌برداری شدند. گسترش زیست‌چینه‌ای نانوفسیل‌های شناسایی شده در شکل‌های ۲ تا ۴ و تصاویر گونه‌ها در شکل‌های ۵ و ۶ آورده شده است. AE در شکل‌های ۵ و ۶ معرف گونه‌های شناسایی شده در نهشته‌های ائوسن و AM معرف گونه‌های



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه (برگرفته از Berthiaux et al., 1981؛ با ترسیم مجدد)

Andrleit, Bown & Young, 1998؛ Watkins, 2007) (Honjo, 1976؛ 1997). اگرچه پدیده‌های یاد شده گاهی بر روی گونه‌های نانوفسیلی به دست آمده از برش آویچ اثرگذار بوده و در مواردی نانوفسیل‌هایی با ساختارهای ناقص یا خرد شده در توالی رسوبی مطالعه شده دیده می‌شوند، اما تعداد آن‌ها زیاد نیست و تأثیر عوامل مذکور اثر چندانی بر فرآیند شناسایی نانوفسیل‌ها نداشته است. پل‌ها، منافذ و سایر ساختارهای ناحیه مرکزی در غالب گونه‌های شناسایی شده از جنس‌های مختلف مانند

شناسایی شده در نهشته‌های میوسن برش آویچ است. در این مطالعه جهت شناسایی گونه‌های نانوفسیلی از توصیف گونه‌ها که شرح آن توسط Perch-Nielsen (1985) و Bown & Young (1998) ارائه گردیده، استفاده شده است.

نانوفسیل‌های آهکی حفظ شدگی و ترکیب گونه‌ای

تغییرات دیاژنری نظیر مراحل رشد ثانویه و انحلال، تأثیر نامطلوبی بر حفظ شدگی گونه‌های مختلف نانوفسیلی دارند

Helicosphaera و *Chiasmolithus* و نیز ویژگی‌های انتهای بازوها در *Discoaster* حفظ شدگی نسبتاً خوبی دارند. از این رو می‌توان گفت، گونه‌های نانوفسیلی شناسایی شده در برش آویچ از حفظ شدگی متوسط تا نسبتاً ضعیف برخوردارند که می‌تواند علاوه بر تأثیر انحلال و دیازنز ناشی از شرایط تکتونیک منطقه نیز باشد. نانوفسیل‌های موجود در این پژوهش، از تنوع نسبتاً خوبی برخوردار بوده‌اند به طوری که ۴۵ گونه متعلق به ۱۸ جنس از آن‌ها شناسایی شد. مجموعه تاکسای غالب در میان نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده در این پژوهش، گونه‌های متعلق به جنس‌های *Coccolithus*، *Hughesius*، *Tetralithoides*، *Sphenolithus* و *Helicosphaera* هستند به طوری که تقریباً در غالب نمونه‌های مطالعه شده دیده می‌شوند. گونه‌های متعلق به جنس‌های *Discoaster*، *Catinaster*، *Triquetrorhabdulus* و یا *Isthmolithus* در نمونه‌های متعلق به بخش‌های خاصی از ابتدا و یا انتهای برش مورد مطالعه دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ تا ۴).

زیست‌چینه‌نگاری

نانوفلوراها به جهت تنوع زیاد، فراوانی نسبی در محیط‌های رسوبی استوایی و نیمه استوایی، بازه زمانی کوتاه، شناوری و پراکندگی برای چینه‌شناسان زیستی اهمیتی فوق‌العاده دارند و در مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و تطابق بین ناحیه‌ای مورد استفاده هستند. از این رو مطالعات زیست‌چینه‌نگاری وسیعی در زمان‌های مختلف بر مبنای این گروه میکروفسیلی انجام شده و زون‌بندی‌های متعددی نیز توسط محققین مختلف ارائه شده است (Perch-Nielsen, 1985). درخصوص نانوفسیل‌های آهکی پالئوژن و نئوژن نیز زون‌بندی‌های زیستی مختلفی پیشنهاد شده است که برخی از آن‌ها شامل Martini (1971, 1976)، Okada & Bukry (1980) و Bukry (1973, 1975, 1978). زون‌بندی‌های

یاد شده امروزه نیز توسط نانوفسیل‌شناسان استفاده می‌شوند. به تازگی زون‌بندی جدیدی برای محدوده زمانی پالئوژن توسط Agnini et al. (2014) و زون‌بندی زیستی دیگری برای نئوژن توسط Backman et al. (2012) ارائه شده است؛ اگرچه بسیاری از افق‌های زیستی استفاده شده در زون‌بندی‌های قدیمی‌تر، همچنان با مطالعات جدید سازگار است. لذا زون‌بندی‌های پیشنهادی جدید تا حدی برپایه زون‌بندی‌های قدیمی می‌باشد و این مسأله نشانگر یکپارچگی زون‌بندی زیستی کلاسیک که قابل اعتماد است و زون‌بندی جدید، می‌باشد. از آن جا که زون‌بندی Martini (1971) در پالئوژن و نئوژن بسیار کامل می‌باشد و از طرفی گونه‌های شاخص زیست‌زون‌های مربوط به این زون‌بندی از فراوانی و گسترش جهانی خوبی برخوردارند، لذا در پژوهش حاضر نیز از زون‌بندی Martini (1971) استفاده شده است. زون‌بندی Martini (1971) برای محدوده زمانی پالئوژن شامل ۲۵ زیست‌زون با علامت اختصاری NP بوده و دارای ۲۱ زیست‌زون با علامت اختصاری NN برای نئوژن است.

با توجه به این که لایه‌های ماسه سنگی این توالی فاقد نانوفسیل بوده‌اند، زون‌بندی ارائه شده در این پژوهش برای دو واحد ائوسن و الیگومیوسن است. دو واحد مذکور توسط یک گسل و محدوده ماسه سنگی فاقد نانوفسیل مجزا می‌شوند. لازم به ذکر است از آن جا ضخامت توالی مورد مطالعه در منطقه زیاد می‌باشد، جهت تعیین سن کلی توالی فقط ۱۰۰ متر ابتدایی و ۱۰۰ متر انتهایی مطالعه شده‌اند. بر پایه اولین حضور و یا آخرین حضور گونه‌های شاخص و مجموعه فسیل‌های همراه آن‌ها، زیست‌زون NP18 و لبه پایینی زیست‌زون NP19 در ۲۰ متر انتهایی از نهشته‌های ائوسن منطقه (شکل ۲)، زیست‌زون NN2 و لبه پایینی زیست‌زون NN3 در ۱۰۰ متر ابتدای نهشته‌های

بخش‌های قدیمی‌تر ائوسن یعنی پایین NP15 گزارش شده است، لذا نمی‌تواند به عنوان شاخص مناسبی مورد استفاده قرار گیرد. از این رو Martini (1976) زیست‌زون ترکیبی NP19/NP20 را پیشنهاد کرده است. در مطالعه حاضر، همان‌طور که ذکر شد اولین حضور *Isthmolithus recurvus* در نمونه ۱۵ مشاهده شده که مؤید آغاز زیست‌زون NP19 از نمونه ذکر شده است. علاوه بر آن، آخرین حضور *Criboecentrum reticulatum* نیز در نمونه ۱۵ دیده شده که شاهد دیگری بر آغاز زیست‌زون NP19 خواهد بود. در نمونه‌های مطالعه شده از این بخش، گونه *Sphenolithus pseudoradians* به عنوان شاخص لبه بالایی زیست‌زون مذکور شناسایی نشد. از آن جا که گونه شاخص انتهای زیست‌زون در ضخامت مورد مطالعه از انتهای نهشته‌های ائوسن دیده نشد، لذا تعیین ضخامت این زیست‌زون در برش آویچ و در ضخامت مورد بررسی ممکن نیست.

NN2: Discoaster druggii Zone

محدوده این زیست‌زون طبق تعریف Martini & Worsley (1970) از اولین حضور گونه‌ی *Discoaster druggii* تا آخرین حضور گونه *Triquetrorhabdulus carinatus* می‌باشد و سن آن معادل میوسن پیشین (آکیتانین - ابتدای بوردیگالین) است. در بخش بالایی این زیست‌زون فرم‌های اولیه *Helicosphaera ampliaperta* و *Helicosphaera kamptneri* یافت شده است. اولین حضور گونه *Sphenolithus belemnoides* توسط Bukry (1973) همزمان با بخش بالایی این زیست‌زون معرفی شده و برای تعیین قاعده زیست‌زون NN3 مورد استفاده قرار می‌گیرد. *Discoaster druggii*، *Sphenolithus belemnoides* و *Triquetrorhabdulus carinatus* در عرض‌های جغرافیایی بالا خیلی کمیاب بوده و یا وجود ندارند و

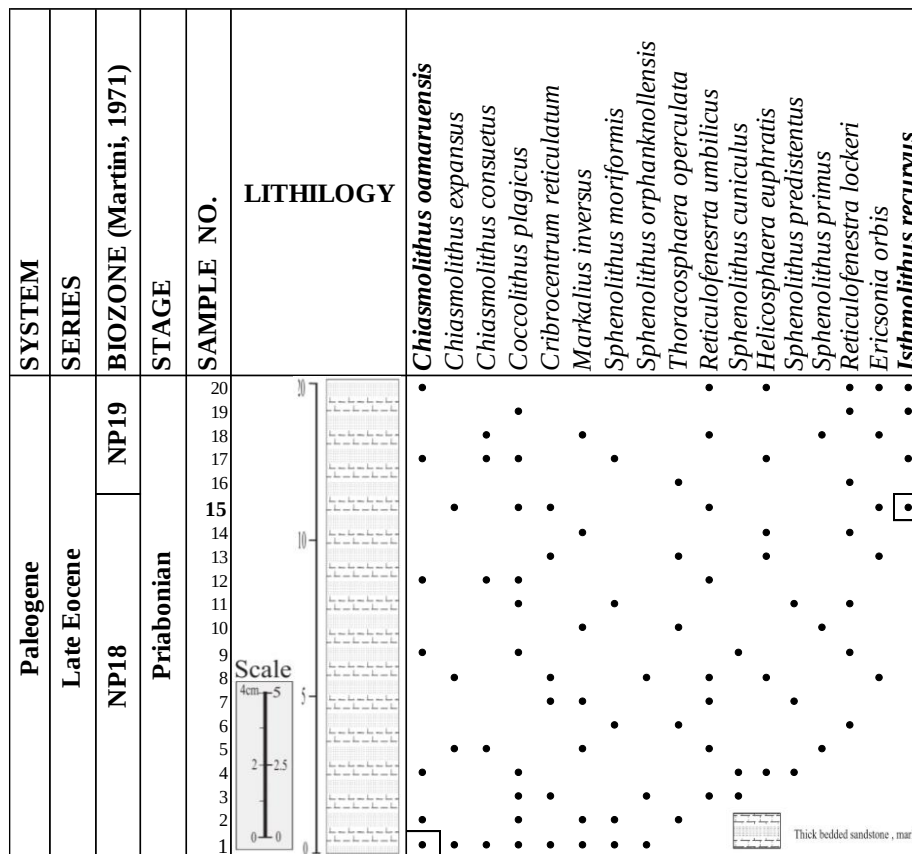
منسوب به الیگومیوسن (شکل ۳) و زیست‌زون‌های NN7 تا NN9 از زون‌بندی Martini (1971) در ۱۰۰ متر انتهایی نهشته‌های مذکور (شکل ۴)، تعیین گردید. در ادامه شرح هر یک از زیست‌زون‌های شناسایی شده و نتایج زیست‌چینه‌نگاری حاصل در برش آویچ آورده شده است:

NP18: Chiasmolithus oamaruensis Zone

گستره این زیست‌زون توسط Martini (1970) از اولین حضور *Chiasmolithus oamaruensis* تا اولین حضور *Isthmolithus recurvus* تعریف شده و سنی معادل ائوسن پسین (پریابونین) دارد. گونه *Criboecentrum reticulatum* در طول زیست‌زون مذکور در عرض‌های جغرافیایی بالا و پایین یافت می‌شود. گونه *Chiasmolithus oamaruensis* در اولین نمونه مطالعه شده از نهشته‌های ائوسن منطقه دیده شد که نشانگر آغاز زیست‌زون NP18 است. اولین حضور *Isthmolithus recurvus* در نمونه ۱۵ مشاهده شد که پایان بخش زیست‌زون مذکور است. لذا ضخامت زیست‌زون NP18 در بخش مورد مطالعه ۱۵ متر می‌باشد.

NP19: Isthmolithus recurvus Zone

این زیست‌زون را Martini (1970) از اولین حضور *Isthmolithus recurvus* تا اولین حضور *Sphenolithus pseudoradians* تعریف و سن ائوسن پسین (پریابونین) را برای آن در نظر گرفته است. علاوه بر شاخص‌های تعریف شده، آخرین حضور *Criboecentrum reticulatum* جهت تعیین لبه پایینی زیست‌زون NP19 و به عنوان مرز تقریبی NP18/NP19 در عرض‌های جغرافیایی پایین معرفی شده است. درخصوص مرز بالایی این زیست‌زون خاطرنشان می‌شود از آن جا که اولین حضور گونه شاخص *Sphenolithus pseudoradians* در برخی نواحی از



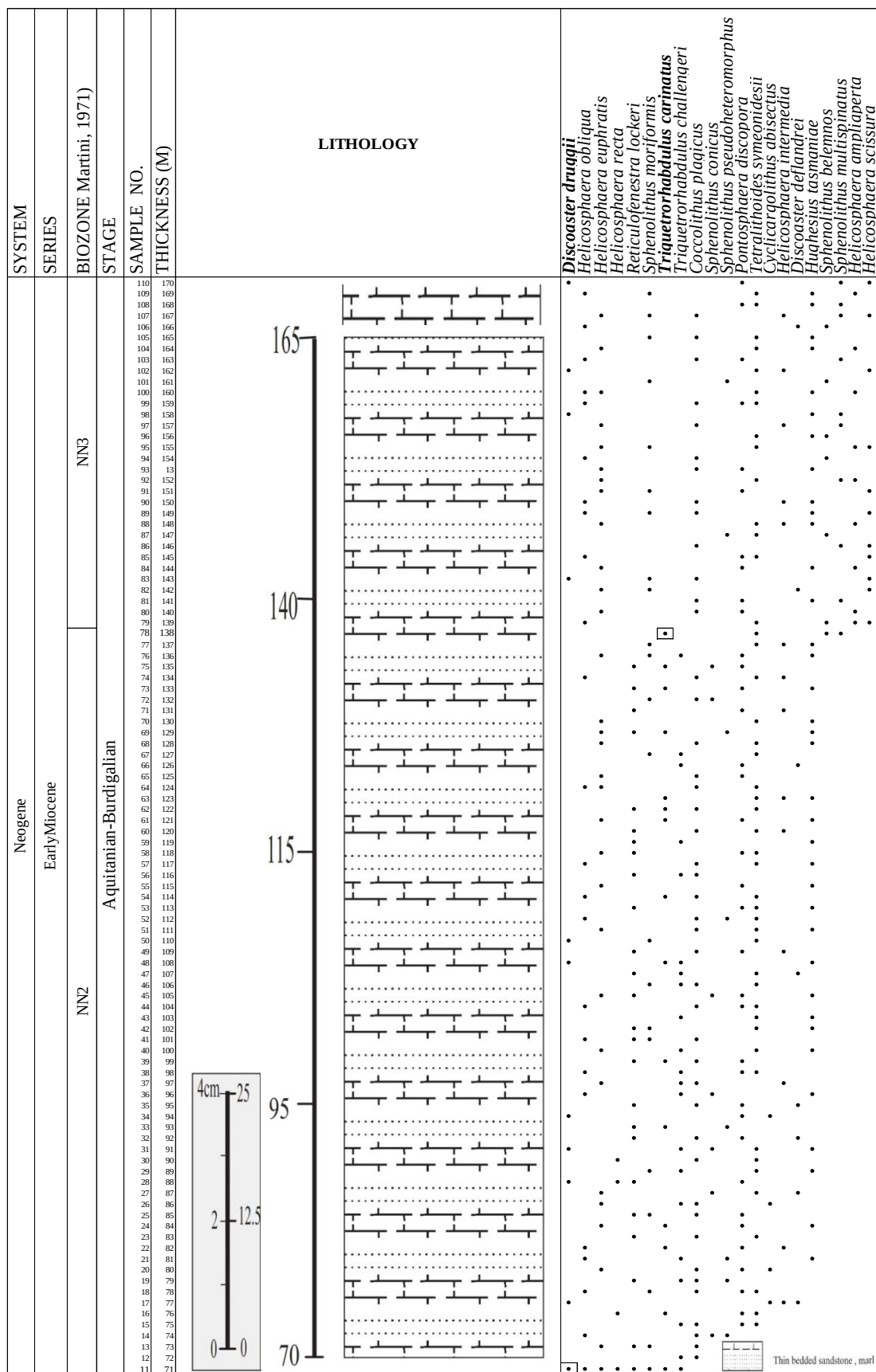
شکل ۲: ستون چینه نگاری، پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی و زیست‌زون‌های نانوفسیلی ردیف رسوبات بالایی نهشته‌های ائوسن برش آویچ

Triquetrorhabdulus carinatus تا آخرین حضور *Sphenolithus belemnus* مشخص شده و سنی معادل میوسن پیشین (قسمت میانی بوردیگالین) دارد. همان طور که ذکر شد اولین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* توسط Bukry (1973) شاخص دیگری برای تأیید آغاز زیست‌زون NN3 است. در این مطالعه آخرین حضور *Triquetrorhabdulus carinatus* به همراه اولین حضور *Sphenolithus belemnus* در نمونه ۷۸ و در ۱۳۸ متری از قاعده نهشته‌های مطالعه شده مؤید آغاز زیست‌زون NN3 است. با این حال، آخرین حضور گونه *Sphenolithus belemnus* در ضخامت مطالعه شده دیده نشد. از این رو تعیین ضخامت واقعی و انتهای زیست‌زون در این بخش ممکن نیست.

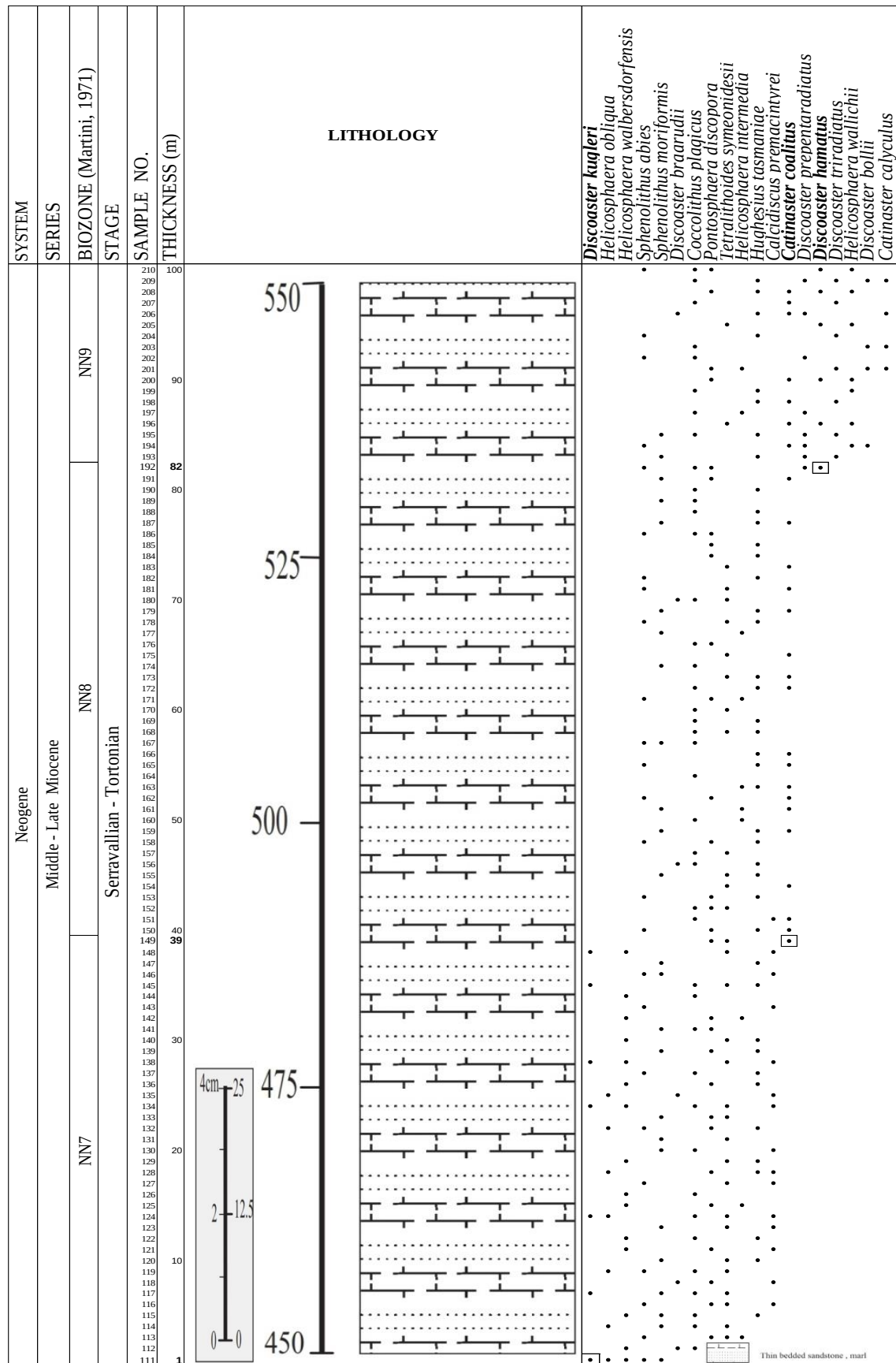
جانشین مناسبی برای تقسیمات بین زیست‌زون NN1 تا NN3 وجود ندارد. در اولین نمونه از نمونه‌های مطالعه شده از ردیف رسوبات پایینی توالی منسوب به الیگومیوسن بعد از واحد ماسه‌سنگی، اولین حضور *Discoaster druggii* نشانگر آغاز زیست‌زون NN2 از متر ۱۰۰ است. همچنین آخرین حضور *Triquetrorhabdulus carinatus* در نمونه ۷۸ و در ۱۳۸ متری از قاعده نهشته‌های نمونه‌برداری شده، تعیین کننده محدوده زیست‌زون مذکور است. از دیگر رخدادهای زیستی در انتهای این زیست‌زون می‌توان به اولین حضور *Sphenolithus belemnus* اشاره کرد. ضخامت زیست‌زون NN2 برابر با ۶۸ متر می‌باشد.

NN3: *Sphenolithus belemnus* Zone

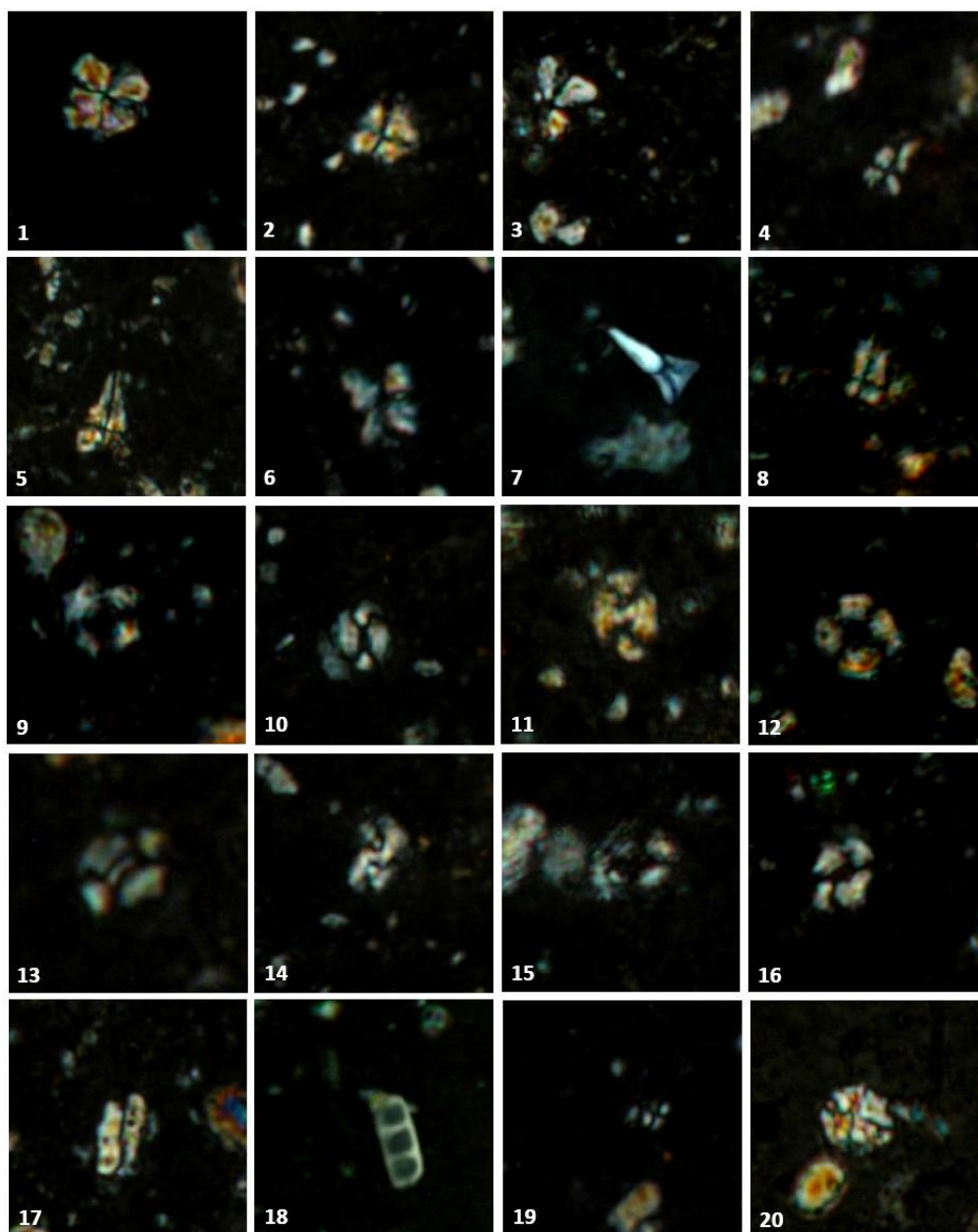
محدوده این زیست‌زون توسط Bramlette & Wilcoxon (1967) و Martini (1971) از آخرین حضور



شکل ۳: ستون چینه‌سنگی، پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی و زیست زون‌های نانوفسیلی ردیف رسوبات پایینی نهشته‌های میوسن برش آویج



شکل ۴: ستون چینه‌سنجی، پراکندگی نانوفسیل‌های آهکی و زیست زون‌های نانوفسیلی ردیف رسوبات بالایی نهشته‌های میوسن برش آویچ



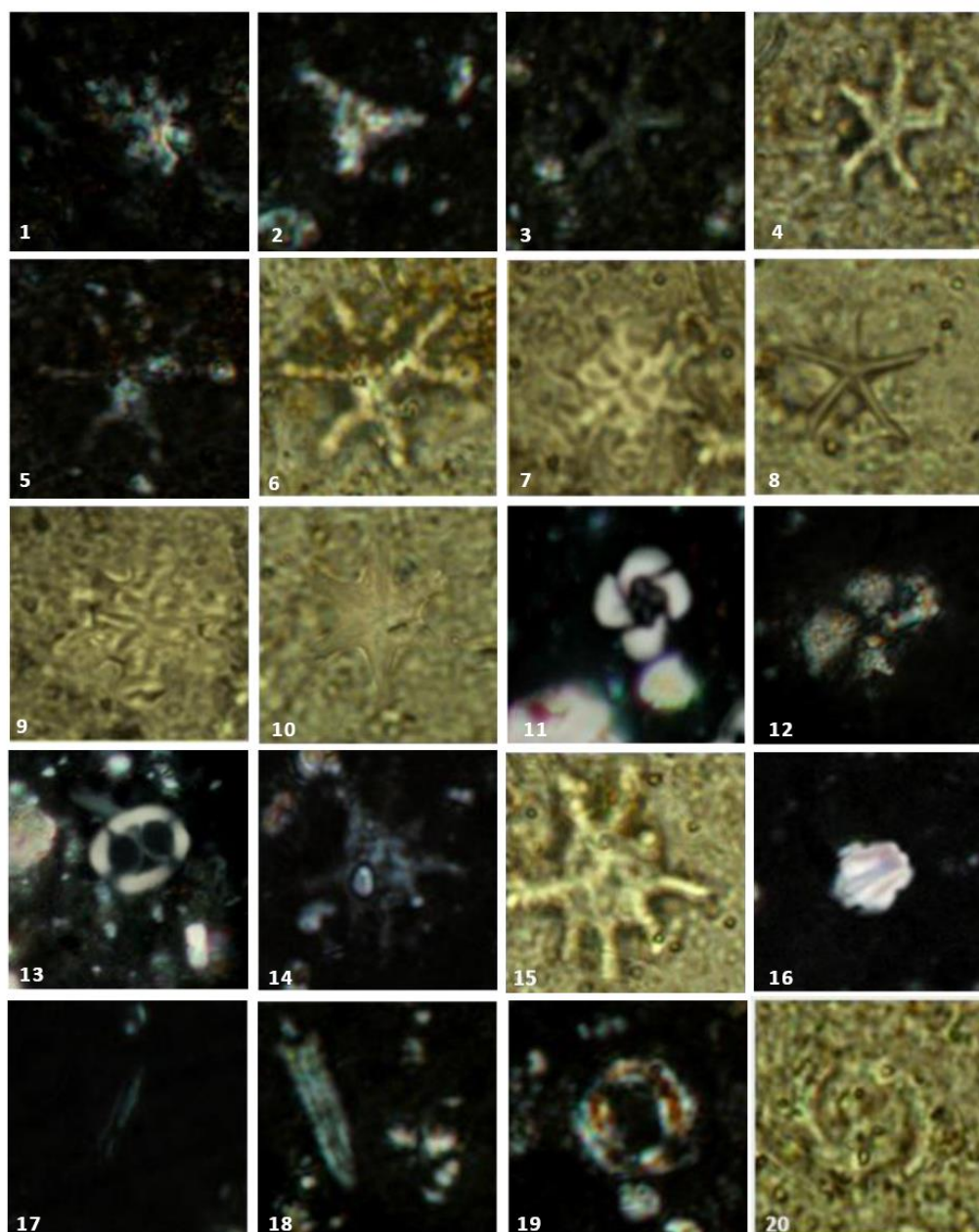
شکل ۵: تصاویر میکروسکپی نوری برخی از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده با بزرگنمایی ۲۵۰۰ برابر

1: *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann and Stradner, 1960) Bramlette and Wilcoxon, 1967, PNU/AE17; 2: *Sphenolithus abies* Deflandre in Deflandre & Fert, 1954, PNU/AM178; 3: *Sphenolithus conicus* Bukry, 1971, PNU/AM27; 4: *Sphenolithus pseudoheteromorphus* Fornaciari & Agnini 2009, PNU/AM14; 5: *Sphenolithus orphanknollensis* Perch-Nielsen, 1971, PNU/AE3; 6: *Sphenolithus multispinatus* Maiorano & Monechi, 1997, PNU/AM97; 7: *Sphenolithus belemnus* Bramlette & Wilcoxon, 1967, PNU/AM96; 8: *Sphenolithus cuniculus* Bown, 2005, PNU/AE9; 9: *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis, 1984, PNU/AM151; 10: *Helicosphaera scissura* Miller, 1981, PNU/AM82; 11: *Helicosphaera recta* (Haq, 1966) Jafar & Martini, 1975, PNU/AM16; 12: *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette & Wilcoxon, 1967, PNU/AM84; 13: *Helicosphaera euphratis* Haq, 1966, PNU/AM13; 14: *Helicosphaera obliqua* Bramlette & Wilcoxon, 1967, PNU/AM124; 15, 16: *Helicosphaera walbersdorfensis* Muller, 1974, PNU/AM142; PNU/AM199; 17, 18: *Isthmolithus recurvus* Deflandre in Deflandre and Fert, 1954, PNU/AE15, AE20; 19: *Hughesius tasmaniae* (Edwards and Perch-Nielsen, 1975) de Kaenel and Villa, 1996, PNU/AM31; 20: *Tetralithoides symeonidesii* Theodoridis, 1984, PNU/AM117

سنی معادل میوسن میانی (سراوالین) دارد. گونه‌های *Discoaster challenger*، *Discoaster kugleri* و *Discoaster bollii* دیسکوآسترهای شش بازویی هستند که در این بخش از میوسن ظاهر می‌شوند. در این بازه

NN7: *Discoaster kugleri* Zone

محدوده این زیست‌زون از اولین حضور *Discoaster kugleri* و یا آخرین حضور *Cyclicargolithus floridanus* تا اولین حضور *Catinaster coalitus* می‌باشد (Bramlette & Wilcoxon, 1967; Martini, 1971) و



شکل ۶: تصاویر میکروسکپی نوری برخی از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده با بزرگنمایی ۲۵۰۰ برابر

1: *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel, 1954, PNU/AM47; 2: *Discoaster triradiatus* Tan, 1927, PNU/AM198; 3, 4: *Discoaster prepentaradiatus* Bukry and Percival, 1971, PNU/AM194; 5, 6: *Discoaster braarudii* Bukry, 1971, PNU/AM206; 7: *Discoaster kugleri* Martini and Bramlette, 1963, PNU/AM111; 8: *Discoaster hamatus* Martini and Bramlette, 1963, PNU/AM192; 9: *Discoaster cf. druggii* Bramlette and Wilcoxon, 1967, PNU/AM28; 10: *Discoaster druggii* Bramlette and Wilcoxon, 1967, PNU/AM111; 11: *Criboecentrum reticulatum* (Gartner & Smith, 1967) Perch-Nielsen 1971, PNU/AE13; 12: *Coccolithus plagicus* Wallich, 1877 (Schiller, 1930), PNU/AE2; 13: *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre, 1954) Hay et al., 1966, PNU/AE1; 14, 15: *Catinaster calyculus* Martini & Bramlette 1963, PNU/AM203; 16: *Catinaster coalitus* Martini & Bramlette 1963, PNU/AM149; 17: *Triquetrorhabdulus carinatus* Martini, 1965, PNU/AM61; 18: *Triquetrorhabdulus challengerii* Perch-Nielsen, 1977, PNU/AM26; 19, 20: *Reticulofenestra umbilicus* (Levin, 1965) Martini and Ritzkowski, 1968, PNU/AE8

از ردیف رسوبات بالایی نهشته‌های منسوب به الیگومیوسن، اولین حضور *Discoaster kugleri* مؤید آغاز زیست‌زون NN7 از اولین نمونه این قسمت است. همچنین اولین حضور *Catinaster coalitus* در نمونه ۱۴۹ و در ۳۹ متری از قاعده نهشته‌های نمونه‌برداری شده، مشخص کننده

زمانی *Cyclicargolithus floridanus* از بین رفته و *Discoaster deflandrei* خیلی کمیاب می‌شود و یا اصلاً وجود ندارد. همچنین انقراض *Discoaster kugleri* در نزدیک انتهای زیست‌زون NN7 و در قاعده زیست‌زون NN8 رخ می‌دهد. در اولین نمونه از نمونه‌های مطالعه شده

تورتونین می‌باشد. به طور کلی بر اساس زیست‌زون‌های که شرح آن گذشت، سن توالی مورد مطالعه از نهشته‌های منسوب به الیگومیوسن، آکیتانین - تورتونین است و سن گذر نهشته‌های ائوسن به میوسن منطقه پریابونین - آکیتانین (ائوسن پسین / میوسن پیشین) پیشنهاد می‌شود. احتمالاً وجود لایه‌های ماسه‌سنگی فاقد نانوفسیل در ابتدای توالی میوسن منطقه و نیز حضور گسل در حد فاصل نهشته‌های ائوسن و میوسن، دلیل نبود زمانی و نبود زیست‌زون‌های NP20 تا NN1 بین دو واحد ائوسن و میوسن است.

نتیجه‌گیری

نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده در نهشته‌های مورد مطالعه در برش جنوب آویج ۴۵ گونه بوده و از تنوع نسبتاً خوب و حفظ‌شدگی متوسط تا نسبتاً ضعیف برخوردارند. در توالی مطالعه شده بر اساس وجود گونه‌های شاخص در ردیف رسوبات پایینی از نهشته‌های میوسن، زیست‌زون‌های NN2 و NN3 و در ردیف رسوبات بالایی، زیست‌زون‌های NN7 تا NN9 از زیست‌زون‌بندی Martini (1971) تعیین شده است. براساس نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شده و زیست‌زون‌های تعیین شده، سن ضخامت مورد بررسی آکیتانین - تورتونین پیشنهاد می‌شود. علاوه بر آن وجود زیست‌زون NP18 و NP19 در ردیف رسوبات بالایی نهشته‌های ائوسن و نیز زیست‌زون NN2 در ابتدای نهشته‌های میوسن، نشانگر سن پریابونین - آکیتانین برای گذر نهشته‌های ائوسن به میوسن در منطقه می‌باشد. نبود زمانی بین دو واحد ائوسن و میوسن (NP20 تا NN1) در منطقه، می‌تواند به علت عدم مشاهده نانوفسیل‌های آهکی در ماسه‌سنگ‌ها بوده و یا مرتبط با ویژگی‌های ساختاری منطقه، سبک گسلش مابین این دو واحد و حذف ساختاری بخش‌هایی از توالی باشد.

محدوده زیست‌زون مذکور است. ضخامت زیست‌زون NN7 برابر با ۳۹ متر می‌باشد.

NN8: *Catinaster coalitus* Zone

زیست‌زون *Catinaster coalitus* بر اساس مطالعات Bramlette & Wilcoxon (1967) و Martini (1971) از اولین حضور *Catinaster coalitus* تا اولین حضور *Discoaster hamatus* تعریف می‌شود و سن آن میوسن میانی می‌باشد. گونه *Catinaster coalitus* به آسانی قابل تشخیص بوده و شاخص مناسبی برای تعیین زیست‌زون در عرض‌های جغرافیایی پایین است. اولین حضور *Catinaster calyculus* و *Discoaster pseudovariabilis* و آخرین حضور *Discoaster exilis* در محدوده این زیست‌زون رخ می‌دهد. در نمونه‌های مطالعه شده، اولین حضور *Catinaster coalitus* در نمونه ۱۴۹ و اولین حضور *Discoaster hamatus* در نمونه ۱۹۲ تعیین کننده محدوده زیست‌زون مذکور با ضخامت ۴۳ متر در این مطالعه می‌باشد.

NN9: *Discoaster hamatus* Zone

طبق تعریف Bramlette & Wilcoxon (1967) و Martini (1971) ابتدا و انتهای این زیست‌زون با اولین حضور تا آخرین حضور *Discoaster hamatus* مشخص می‌شود. سن زیست‌زون NN9 میوسن میانی - پسین (سراوالین - تورتونین) است. همان طور که ذکر شد اولین حضور *Discoaster hamatus* در نمونه متعلق به متر ۸۲ متری از قاعده ضخامت مورد مطالعه، مؤید آغاز زیست‌زون NN9 است، اما آخرین حضور گونه ذکر شده تا پایان توالی مذکور مشاهده نشد. لذا در این مطالعه تعیین ضخامت و انتهای زیست‌زون NN9 امکان‌پذیر نیست، اما بر اساس مجموعه نانوفسیل‌های شناسایی شده، سن انتهای توالی

منابع

- احراری، ا.، ۱۳۸۹. معرفی نانوپلانکتون‌های آهکی نهشته‌های نئوژن جنوب غرب افضل آباد (جنوب شرق بیرجند). *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور استان خراسان جنوبی (بیرجند)*، ۱۵۷ ص.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۵۸۶ ص.
- جلیلی، ف.، هادوی، ف.، رحیمی، ب.، خزاعی، ا.ر.، ۱۳۹۵. بررسی فیلشوییدهای میوسن میانی و پسین خاور افضل آباد (شمال بیرجند) برپایه نانوفسیل‌های آهکی. *فصلنامه علوم زمین*، ۲۶ (۱۰۲): ۱۷۷-۱۸۴.
- جلیلی، ف.، هادوی، ف.، خزاعی، ا.ر.، ۱۳۹۴. *نانواستراتیگرافی فیلشوییدهای افضل آباد (شمال بیرجند)*. *دیرینه شناسی*، ۳ (۲): ۱۴۳-۱۳۲.
- مهدوی، ف.، ۱۳۹۲. *نانواستراتیگرافی نهشته‌های منسوب به پالئوژن در برش روستای کلاته شمس (شمال غرب بیرجند)*. *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد*، ۱۶۹ ص.
- نظری سیاه‌سر، ز.، ۱۳۹۰. *نانواستراتیگرافی نهشته‌های مارنی شمال شرق افضل آباد*. *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور استان خراسان جنوبی (بیرجند)*، ۱۴۶ ص.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Ra., I., Catanzariti, R., Pälike, H., Backman, J., & Rio, D., 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 47: 131–181.
- Andrulleit, H., 1997. Coccolithophore fluxes in the Norwegian- Greenland Sea, seasonality, and assemblage alterations. *Marine Micropaleontology*, 31: 45- 64
- Asadi, S., & Kolahdani, S., 2014. Tectono-magmatic evolution of the Lut block, eastern Iran: A model for spatial localization of porphyry Cu mineralization. *Journal of Novel Applied Sciences*, 3-9: 1058-1069.
- Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., & Pälike, H., 2012. Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 45: 221–244.
- Berthiaux, A., Christmann, P., Fauvelet, E., Hatrival, J.N., Maurizot, P., & Vaslet, D., 1990. Geological map of Qayen, Scale: 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropaleontological Society Publications Series, Chapman and Kluwer Academic, London*, 16-28.
- Bramlette, M.N., & Wilcoxon, J.A., 1967. Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Cipero section, Trinidad, W.I. *Tulane University of Louisiana*, 5: 93-131.
- Bukry, D., 1973. Coccolith stratigraphy, eastern equatorial Pacific, Leg 16, Deep Sea Drilling Project. In: Van Andel, T.H., Heath, G.R., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 16: 653-711.
- Bukry, D., 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 32: 677-701.
- Bukry, D., 1978. Biostratigraphy of Cenozoic marine sediments by calcareous nannofossils. *Micropaleontology*, 24: 44–60.
- Gansser, A., 1995. New aspects of the geology in central Iran. *4th World Petroleum Congress, Rome, Sec. I/A5, Paper 2*, 279-300.
- Hadavi, F., Zohravi, M., 2010. Introduction to calcareous nannofossils from the Koronk section in west Birjand (S.E. Iran). *13th International Nannoplankton Association Conference (Abstracts and Programs)*, Yamagata, Japan, (Poster), P. 59.
- Honjo, S., 1976. Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology*, 1: 65-79.
- Martini, E., 1970. Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 226: 560-561.

- Martini, E., 1971. Die Typen und Typoide des Natur-Museums Senckenberg, 46: Fossiles Nannoplankton. *Senckenbergiana lethaea*, 52: 115-127
- Martini, E., 1976. Cretaceous to Recent calcareous nannoplankton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 33: 383-423 .
- Martini, E., & Worsley, 1970. Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 225: 589-90.
- Mazhari, S.A., & Sharifiyan Attar, R., 2012. Apatite Application to Investigate Magmatic Evolution of Zouzan Granites, NE Lut Block. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 4 (1): 61-72.
- Nowroozi, A. A., 1972. Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East, *Bull. Seismological Society of America*, 62 (3): 823-850.
- Okada, H., & Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, 5: 321-325.
- 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.
- Saadat, S., Karimpour, M.H., & Stern, C.H., 2010. Petrochemical Characteristics of Neogene and Quaternary Alkali Olivine Basalts from the Western Margin of the Lut Block, Eastern Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 2: 87-106.
- Stocklin, J., & Nabavi, M.H., 1973. Tectonic map of Iran. *Geological Survey of Iran*.
- Stocklin, J., Eftekhari Nezhad, J., & Hushmandzadeh, A., 1972. Central Lut reconnaissance, East Iran, *Geological Survey of Iran*. 22: 1-62.
- Stocklin, J., & Setudehina, A., 1991. Stratigraphic lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran*. 18: 1-376.
- Watkins, D.K., 2007. Quantitative analysis of the calcareous nannofossil assemblages from CIROS-1, Victoria Land Basin, Antarctica. *Journal of Nannoplankton Research*. 29 (2): 130-137.



تفسیر توالی دیاژنتیکی و ژئوشیمی سازند پروده (ژوراسیک میانی) در بلوک طبس، شرق ایران مرکزی

وصال یحیی شبانی^۱، سید رضا موسوی حرمی^{۲*}، اسداله محبوبی^۲، محمد خانه‌باد^۳

۱- دانشجوی دکتری گرایش رسوب شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، پردیس بین المللی دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

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

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: moussavi@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۶/۱۵

تاریخ دریافت: ۹۹/۳/۲۷

چکیده

سازند پروده از نهشته‌های ژوراسیک میانی به عنوان اولین سازند از گروه مگوس از رخداد سیمین میانی در بلوک طبس، شرق ایران مرکزی، برجای گذاشته شده است. به منظور تفسیر توالی دیاژنتزی و تاریخچه پس از رسوب گذاری سنگ‌های کربناته این سازند، دو برش مزنو و کلشانه با ضخامت‌های ۶۹ و ۵۴/۴ متر در بلوک طبس، مورد مطالعه قرار گرفته است. فرآیندهای دیاژنتزی مؤثر بر این سنگ‌ها شامل میکریته شدن، سیمانی شدن، نومورفیسیم، فشردگی، شکستگی و پرشدگی رگه‌ها، سیلیسی شدن، پیریتی شدن، دولومیتی شدن و همایتیتی شدن است. روند مثبت تغییرات نمودارهای آهن در برابر منگنز، آهن در برابر سدیم و همچنین پایین بودن نسبت Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه و رابطه خطی معکوس آن با مقدار Mn نشان‌دهنده بیشترین تأثیر دیاژنتز متئوریک و تا اندازه‌ای دیاژنتز تدفینی در این سازند است. همچنین تغییرات $(1000 * Sr/Ca(wt))$ در برابر Mn نشانگر باز بودن سیستم دیاژنتیکی و ترسیم نمودار Sr/Na در برابر Mn ، ترکیب نزدیک به نمونه‌های کربناته و آب و هوای مناطق نیمه گرمسیری - معتدل عهد حاضر است و با نقشه‌های جغرافیای دیرینه ژوراسیک میانی نیز هم‌خوانی دارد. بر اساس شواهد پتروگرافی و آنالیز عنصری، توالی پاراژنتزی سنگ آهک‌های سازند پروده در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی تفسیر و طی سه مرحله ائوژنز، مزوژنز و تلوزنز، رسوبات را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند پروده؛ ژئوشیمی؛ دیاژنتز؛ ژوراسیک میانی؛ بلوک طبس.

مقدمه

دیاژنتز شامل فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی است که موجب تغییر ویژگی رسوبات در زمان رسوب گذاری و حتی پس از رسوب گذاری می‌شود (Oliveira & Morad et al., 2013). این فرآیند می‌تواند در بستر دریا شروع شده و طی تدفین عمیق و بالاآمدگی بعدی رسوبات ادامه یابد (Oliveira & Scholle & Ulmer Scholle, 2006).

دیاژنتز شامل فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی است که موجب تغییر ویژگی رسوبات در زمان رسوب گذاری و حتی پس از رسوب گذاری می‌شود (Oliveira & Morad et al., 2013). این فرآیند می‌تواند در بستر دریا شروع شده و طی تدفین عمیق و بالاآمدگی بعدی رسوبات ادامه یابد (Oliveira & Scholle & Ulmer Scholle, 2006).

سیالات مرتبط با فرآیندهای دیاژنز می‌شود. به علاوه آنها می‌توانند تکامل شرایط فیزیکوشیمیایی محیط در طی زمان را مشخص سازند (Nader, 2017؛ Oliveira & Truckenbrodt, 2019). برای بررسی تأثیر دیاژنز بر نهشته‌های سازند پروده تلفیقی از داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی مورد بحث و بررسی قرار گرفت. با علم بر این خصوصیات دو برش چینه شناسی از این سازند در ناحیه بلوک طبس به منظور بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمی مورد مطالعه قرار گرفته است.

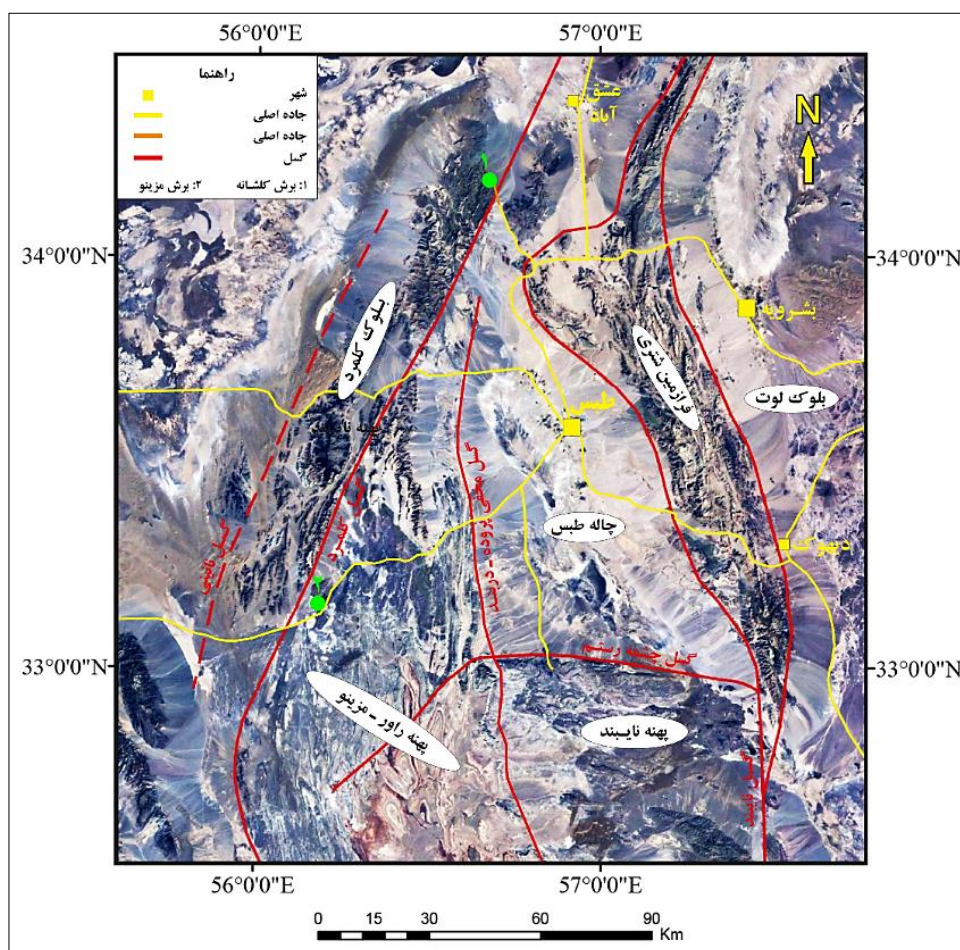
زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شرق ایران مرکزی قرار دارد که با نام خرد قاره ایران مرکزی شناخته می‌شود و از نظر ساختاری شامل بلوک‌های لوت، طبس و یزد بوده و توسط گسل‌های طولی که به سمت غرب تحدب دارند و از نوع راستالغز می‌باشند، احاطه شده است (Stocklin et al., 1965). این بخش از ایران مرکزی طی دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه پر تحرک و پویا تبدیل شده است، به گونه‌ای که هر کدام از این بلوک‌ها ویژگی‌های جداگانه داشته و فعالیت آنها با یکدیگر همسان نبوده است و براساس شواهد زمین‌شناسی بخشی از قاره سیمین به حساب می‌آیند (Sengör, 1990؛ Seyed-Emami et al., 2004). بعد از رخداد سیمین میانی، رسوبات پیش‌رونده و دریایی سازند پروده به سن ژوراسیک میانی (باتونین) به عنوان اولین سازند از گروه مگو نهشته شده‌اند که در شمال بلوک طبس از گسترش قابل توجهی برخوردارند. برش الگوی این سازند برای اولین بار به ضخامت ۴۶ متر در دامنه غربی کوه اشلون توصیف و معرفی شده است که به جز بخش آواری قاعده، بخش عمده سازند پروده از سنگ آهک‌های خاکستری تیره و پر فسیل تشکیل شده است. رخنمون‌های بسیار خوبی از این سازند در پهنه‌های مختلف ساختاری - رسوبی بلوک

طبس همانند رشته کوه شتری، پهنه راور - مزینو، پهنه نایند و بلوک کلمرد وجود دارند که به عنوان لایه‌ای کلیدی و راهنما در حد فاصل سازند شیلی - ماسه سنگی هُجدک در زیر و سازند مارنی بغمشاه در بالا قرار گرفته و مطالعات کمی از دیدگاه پتروگرافی و ژئوشیمی بر روی آن صورت گرفته است. در این پژوهش دو برش چینه شناسی مزینو به ضخامت ۶۹ متر در پهنه راور - مزینو (۹۲ کیلومتری غرب طبس) با مختصات جغرافیایی $33^{\circ}09'10''$ عرض شمالی و $56^{\circ}11'24''$ طول شرقی و برش ناودیس کلشانه به ضخامت $54/4$ متر در بلوک کلمرد (83 کیلومتری شمال طبس) با مختصات جغرافیایی $34^{\circ}10'57''$ عرض شمالی و $56^{\circ}40'37''$ طول شرقی انتخاب شده‌اند (شکل ۱). برش‌های مزینو و ناودیس کلشانه به ترتیب در نقشه‌های زمین‌شناسی رباط‌خان (اژدری و همکاران، ۱۳۸۵) و شیرگشت (Ruttner et al., 1994) با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ قرار گرفته‌اند (شکل ۲). شواهد و بررسی‌های صحرایی به تفکیک چهار واحد چینه سنگی در سازند پروده منجر شده است (شکل ۳). همچنین مطالعات پتروگرافی به شناسایی ۲ رخساره آواری و ۸ ریزرخساره وابسته به ۴ کمر بند رخساره‌ای کشندی، لاگونی، سدی و دریای باز انجامید. لذا در این تحقیق با توجه به تنوع ریزرخساره‌ها، دسته بندی و بررسی جانبی و عمودی آنها و با توجه به مدل‌های ارائه شده توسط Flugel (2010) و Wilson (1975) می‌توان محیط رسوب‌گذاری سازند پروده را در ناحیه مورد مطالعه به صورت یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ با شیب ملایم در نظر گرفت (Yahya Sheibani et al., 2020).

روش مطالعه

این پژوهش که بر روی دو برش سطحی با نمونه برداری سیستماتیک در فواصل یک متری و در مناطقی با تغییرات



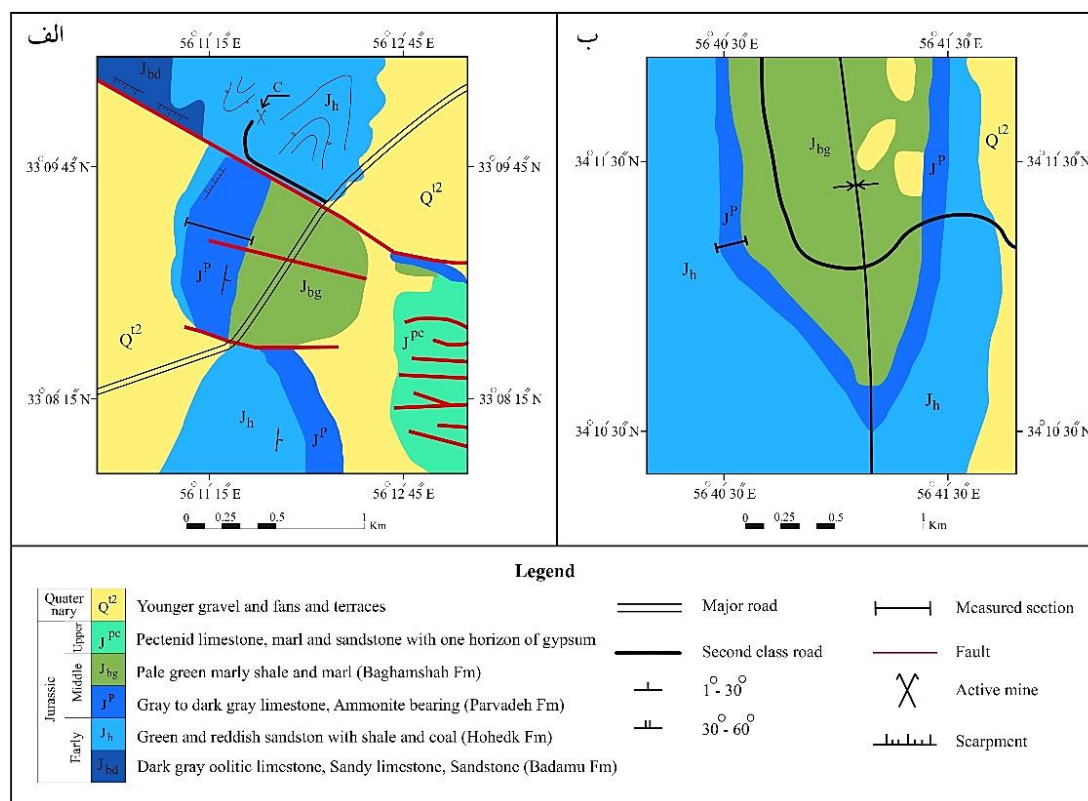
شکل ۱: تصویر ماهواره‌ای بلوک طبس و زیرپهنه‌های آن به همراه موقعیت برش‌های مورد مطالعه (۱- برش کلشانه، ۲- برش مزینو).

دندان‌پزشکی و حتی‌الامکان از زمینه گل آهکی به دور از رگ‌ها و آلوکم‌های موجود در سنگ تهیه شده و سپس جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه ICP-OES مدل Varian توسط شرکت مطالعات معدنی زرآرما مورد آزمایش قرار گرفته و مقادیر عناصر اصلی (Ca و Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی (Fe, Mn, Na, Sr) بر حسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده‌اند.

پتروگرافی

مطالعات پتروگرافی نشان داده است که سازند پروده در هنگام دیاژنز تحت تأثیر فرآیندهای مختلف میکریتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی، نئومورفیسم، دولومیتی شدن،

سنگ‌شناسی و رخساره‌ای بیشتر در فواصل کمتر انجام گرفت، در مجموع تعداد ۱۱۳ نمونه سنگی انتخاب و نمونه‌های برداشت شده توسط میکروسکپ پلاریزان و کاتدولومینسانس (CL) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. تعداد ۱۰ مقطع نازک به منظور تشخیص کلسیت از دولومیت و همچنین کربنات‌های آهن‌دار از فاقد آهن به وسیله محلول شیمیایی آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم با استفاده از روش Dickson (1966) رنگ آمیزی شده است. پس از مطالعه دقیق و کامل مقاطع نازک، تعداد ۱۱ نمونه سنگ آهک برای آنالیز ژئوشیمی انتخاب شدند. محل این نمونه‌ها بر روی ستون‌های سنگ چینه‌ای مشخص شده‌اند (شکل ۳). پودر این نمونه‌ها توسط مته‌های



شکل ۲: الف) نقشه زمین‌شناسی برش مزینو در غرب طبس (برگرفته از اژدری و همکاران، ۱۳۸۵؛ با ترسیم مجدد)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی برش کلشانه در شمال طبس (برگرفته از Ruttner et al., 1994؛ با ترسیم مجدد).

همچنین این فرآیند باعث شده تا بافت و ساختمان داخلی آلوکم‌ها به ویژه آئیدها از بین برود به طوری که برخی از آنها بسیار شبیه پلوئیدها به نظر برسند (شکل ۴ب). در رخساره‌های مورد مطالعه، میکریتی شدن بیشتر در محیط‌های لاگونی و دریای باز شناسایی شده است.

سیمانی شدن

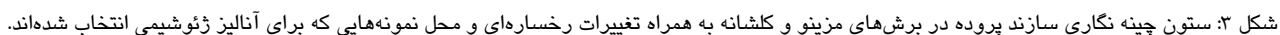
با توجه به شرایط تشکیل، عمق و محیط، سیمان‌های مختلفی در نمونه‌ها مورد شناسایی قرار گرفتند که شامل موارد زیر است:

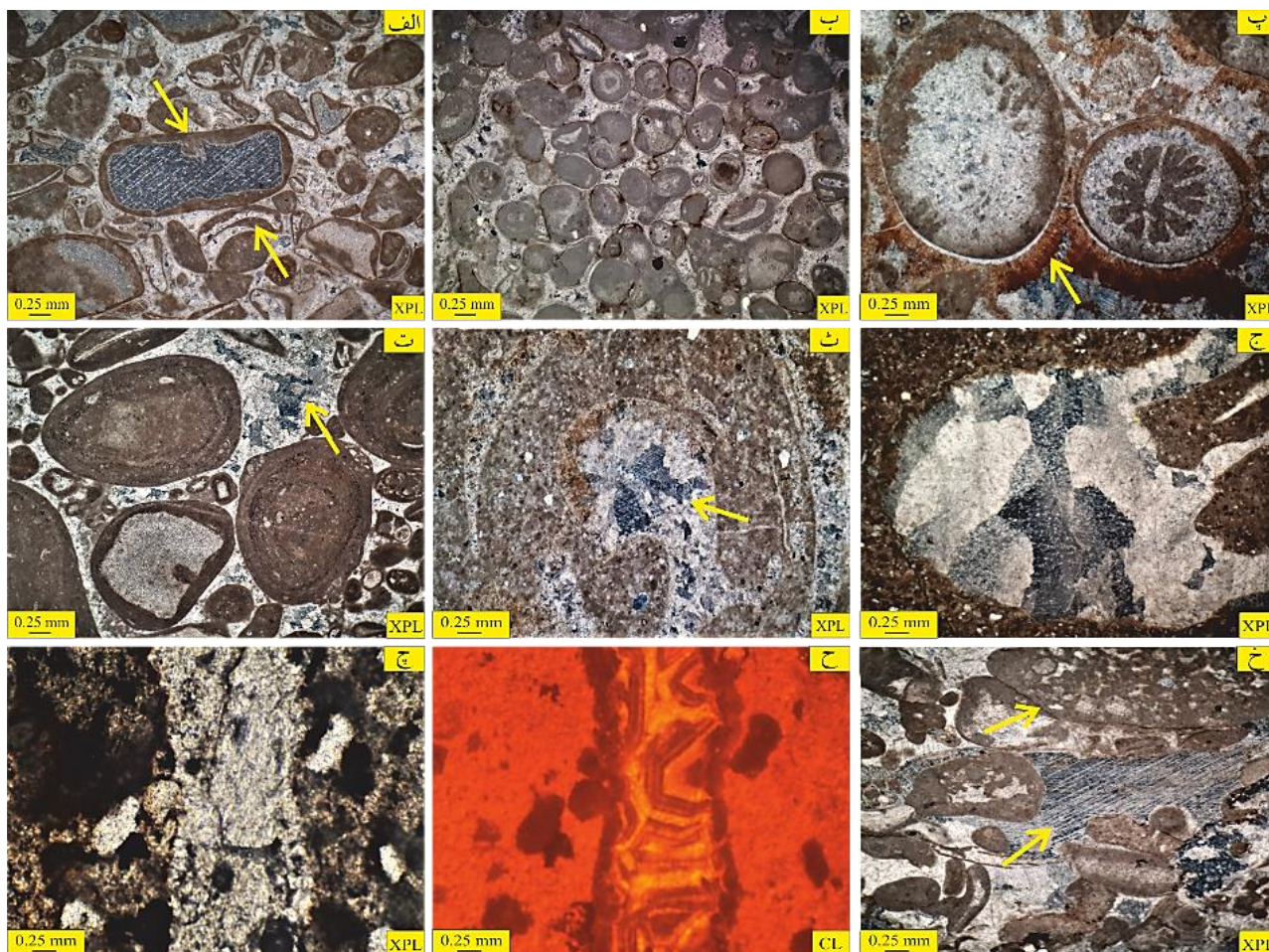
سیمان حاشیه هم ضخامت^۱: این سیمان معمولاً به شکل سوزنی و رشته‌ای و در اطراف دانه‌ها و فضاهای خالی تشکیل می‌گردد. سیمان حاشیه هم ضخامت در سازند

سیلیسی شدن، پیریتی شدن، اکسید آهن و شکستگی قرار گرفته‌اند که در زیر مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.

میکریتی شدن

این فرآیند در برش‌های مورد مطالعه اجزای مختلف سنگ‌های کربناته را تحت تأثیر قرار داده است. آلوکم‌های اسکلتی و غیراسکلتی نظیر قطعات خارپوست، دوکفه‌ای، آئید و آنکوئید تحت تأثیر این فرآیند قرار گرفته‌اند (شکل ۴A). در بین آلوکم‌های اسکلتی، قطعات خارپوست به طور گسترده‌تر میکریتی شده و این فرآیند بیشتر از حواشی خرده‌ها به سمت داخل مشاهده می‌شود. این پوشش میکریتی موجب محفوظ باقی ماندن شکل اصلی فسیل بعد از نئومورفیسم در بعضی موارد شده است (شکل ۴الف).





شکل ۲: شواهد دیاژنتیکی در سنگ آهک‌های سازند پروده: الف) میکریتی شدن در اطراف اکیونوئیدها و دوکفه‌ای‌ها (XPL); ب) میکریتی شدن آئیدها (XPL); پ) سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت (XPL); ت) سیمان دانه‌ای که فضای بین انکوئیدها را پر کرده است (XPL); ث) سیمان با فابریک دروزی (XPL); ج) سیمان بلوکی در داخل حفرات (XPL); چ - ح) زون‌های متناوب آهن‌دار و فاقد آهن در سیمان بلوکی داخل شکستگی‌ها که مناطق دارای لومیناس روشن به احتمال زیاد به دلیل داشتن منگنز بیشتر در شرایط احیایی تشکیل شده‌اند، در صورت یکه مناطق دارای لومیناس تیره و تاریک، شرایط اکسیدی و یا بالا بودن مقدار آهن را نشان می‌دهند (XPL و CL). خ) سیمان پوئیکلوتاپیک همراه با فشردگی فیزیکی از نوع تماس طولی.

سیمان دانه‌ای هم‌بعد^۲: این سیمان در سازند پروده به صورت بلورهای دانه‌ای هم‌بعد در اندازه ۰/۰۵ تا ۰/۲ میلی‌متر عمده‌تاً در رخساره‌های سدی و لاگونی نظیر رخساره‌های گرینستون بیوکلستی، آئیدی و اینتراکلستی دیده می‌شود. این سیمان در مقایسه با سایر سیمان‌ها از فراوانی بیشتری برخوردار است (شکل ۴ت).

سیمان دروزی^۳: این نوع سیمان در سازند پروده غالباً پس از سیمان گرانولار و یا ایزوپکوس وجود دارد و بلورها از

پروده، دارای ۵ میکرون ضخامت است و شامل بلورهای کشیده و عمود بر سطح دانه‌ها از جمله آئیدها و بیوکلست‌ها هستند (شکل ۴پ). این سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردار است که پس از میکریتی شدن تشکیل شده است و در رخساره‌های گرینستونی فراوانی بیشتری دارد. سیمان‌های گرانولار، دروزی و یا بلوکی، بعد از آن قرار گرفته‌اند.

حاشیه به سمت مرکز فضاهای سیمانی شده افزایش می‌یابد (شکل ۴ث). این سیمان با توجه به اندازه متفاوت بلورها حاصل رشد طی دو مرحله، در یک حفره اشباع از آب می‌باشد. سیمان دروزی بیشتر در رخساره‌های گرینستون پشته‌ای و در تخلخل‌های ثانویه رخساره‌های وکستونی و پکستونی دریای باز و لاگون تشکیل شده است.

سیمان بلوکی؛ سیمان بلوکی نیز به فراوانی در رخساره‌های کربناته و همچنین آواری سازند پروده وجود دارد و بین دانه‌ها و همچنین فضای حفرات را پر نموده است. اندازه بلورهای سیمان بلوکی بسیار متنوع بوده و از اندازه‌های کوچک تا بلورهای بسیار درشت در فضای حفرات و شکستگی‌ها قابل مشاهده است (شکل ۴ج). زون بندی‌های روشن و تیره در مطالعات کاتدولومینسانس نیز در این سیمان‌ها به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۴ح - ج) و مؤید نوسانات شرایط شیمیایی هنگام تشکیل سیمان است. این سیمان غالباً در رخساره‌های گرینستون آئیدی و بیوکلستی و به مقدار کم در برخی رخساره‌های پکستونی مشاهده می‌شود.

سیمان پوئیکیلوتاپیک؛ سیمان پوئیکیلوتاپیک در برخی از ریزرخساره‌های سازند پروده بوضوح مشاهده شده و بلورهای درشت آن چندین آلوم را به هم متصل و سیمانی کرده است (شکل ۴خ). این نوع سیمان همان‌طور که در تصویر میکروسکپی مشاهده می‌شود چندین دانه از جمله پلوئید، آئید، اینتراکلست و برخی بیوکلست‌ها را در بر گرفته است (شکل ۴خ).

همچنین تعدادی از مقاطع نازک به منظور تشخیص کلسیت از دولومیت و همچنین کلسیت و دولومیت فاقد آهن از آهن‌دار به روش Dickson (1966) توسط محلول آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ آمیزی شده است. در

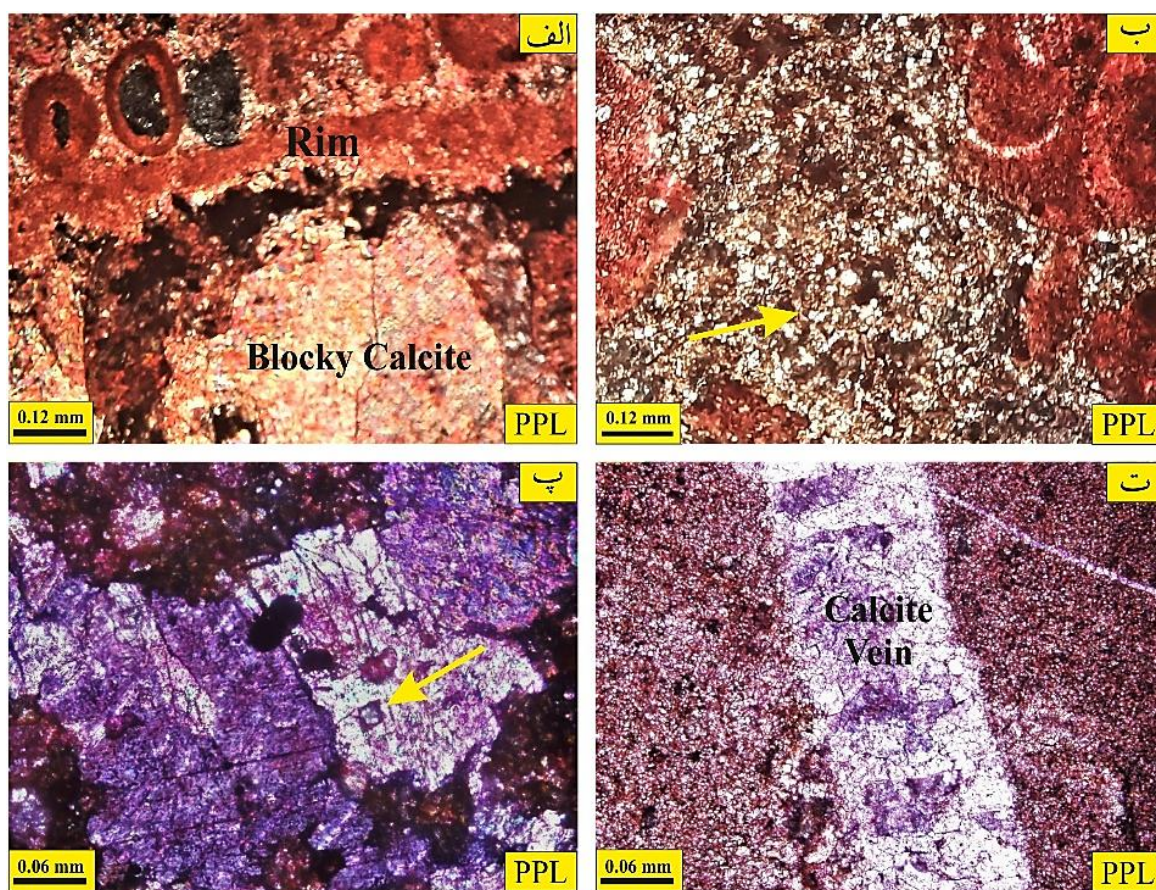
رنگ آمیزی با آلزارین قرمز، کلسیت رنگ صورتی تا قرمز به خود گرفته در صورتی که دولومیت رنگ نگرفته است (شکل ۵الف - ب). همچنین در رنگ آمیزی با محلول آلزارین قرمز با فروسیانید پتاسیم، دولومیت و کلسیت آهن‌دار رنگ آبی تا آبی کم رنگ به خود گرفته است که به دلیل تفاوت در میزان آهن، می‌تواند از آبی کم رنگ تا آبی پر رنگ متفاوت باشد (شکل ۵ب - ت).

فشردگی

فرآیند فشردگی در بسیاری از نمونه‌های سنگی به وضوح مشاهده می‌شود و به فرم فشردگی فیزیکی و شیمیایی و به شرح زیر این رسوبات را تحت تأثیر قرار داده است.

فشردگی فیزیکی: از مهم‌ترین شواهد فیزیکی می‌توان به شکستگی دانه‌ها، ایجاد مرزهای خطی و تشکیل آرایش متراکم در سنگ آهک‌های ناحیه مورد مطالعه اشاره نمود (شکل ۴خ و شکل ۶الف) که بیشتر در رخساره‌های گرینستونی و پکستونی محیط سدی و لاگون دیده می‌شوند.

فشردگی شیمیایی: استیلولیت‌ها که حاصل فرآیند فشردگی شیمیایی می‌باشند در سنگ آهک‌های سازند پروده و در بسیاری از رخساره‌ها به فراوانی دیده می‌شوند که در آنها رس‌ها و اکسیدهای آهن نامحلول بر جای مانده‌اند. در این سنگ‌ها رگه‌های استیلولیتی به صورت مضرّس و دندانه‌ای دیده می‌شوند که در برخی از نقاط به دلیل اختلاف زیاد در قابلیت انحلال دانه‌ها (برخی دانه‌های سیلیسی و کربناته)، دامنه نوسان آنها بیشتر است به طوری که می‌توان آنها را به عنوان استیلولیت تجمعی در نظر گرفت (شکل ۶ب - پ) از آن جایی که استیلولیت‌ها در رسوبات سیمانی شده نیز دیده می‌شوند (شکل ۶ت)، بنابراین به احتمال زیاد در مراحل انتهایی تدفین ایجاد شده‌اند.



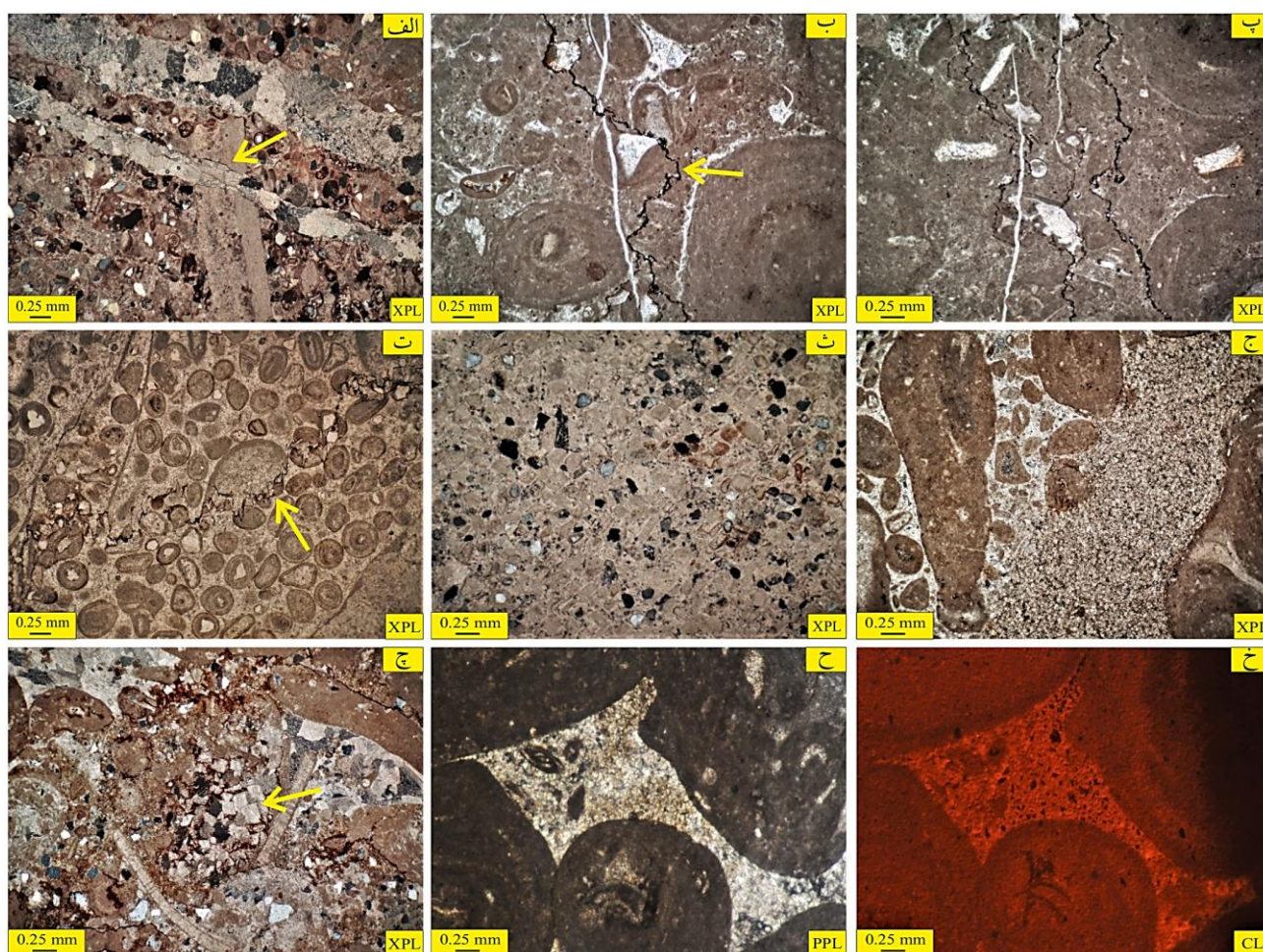
شکل ۵: الف) سیمان کلسیت هم‌ضخامت و بلوکی که در رنگ‌آمیزی با آلزارین قرمز، رنگ قرمز تا صورتی به خود گرفته است. ب) بلورهای دولومیت که در اثر رنگ‌آمیزی با آلزارین قرمز رنگ نگرفته و کاملاً از کلسیت رنگ گرفته قابل تشخیص است. پ) بلورهای کلسیت و دولومیت (جانشینی) که در رنگ‌آمیزی با محلول آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شده و به دلیل اختلاف در میزان آهن (Fe^{++}) رنگ آبی آنها کاملاً متغیر است. ت) بلورهای کلسیت بلوکی در یک رگه کلسیتی.

نئومورفیسم

نئومورفیسم فرآیندی است که در بسیاری از رخساره‌های کربناته سازند پروده به خوبی قابل مشاهده است. این فرآیند که در ابعاد و اندازه‌های مختلف و در ریزرخساره‌های مربوط به محیط‌های مختلف مشاهده می‌شود، عمدتاً از نوع افزایشی بوده و با افزایش اندازه بلور همراه است (شکل ۶ث). در این فرآیند گل‌های آهکی پرکننده بین آلوکم‌ها و حجره‌های فسیلی به میکرواسپار و اسپار دروغین تبدیل شده‌اند (شکل ۶ث). نئومورفیسم در نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از نوع افزایشی بوده و مادستون‌ها، وکستون/پکستون‌ها و گرینستون‌ها را تحت تأثیر قرار داده است.

دولومیتی شدن

دولومیتی شدن یکی از فرآیندهای دیاژنتزی است که برخی از نمونه‌های سازند پروده را تحت تأثیر قرار داده است. دولومیتی شدن در سنگ آهک‌های سازند پروده به دو صورت ریز بلور و متوسط بلور دیده می‌شود (شکل ۶ج - ج). دولومیت‌های ریز بلور فاقد لومینسانس بوده در حالی که دولومیت‌های متوسط بلور لومینسانس روشن و گاهی زون‌بندی دارند (شکل ۶خ - خ). دولومیت‌های متوسط بلور عمدتاً درون حفرات و از حاشیه به طرف مرکز حفره رشد نموده‌اند. رشد بلورهای متوسط دولومیت درون حفرات می‌تواند بیانگر تشکیل آنها پس از انحلال اجزای ناپایدار باشد (Shen et al., 2017; Fu et al., 2020).

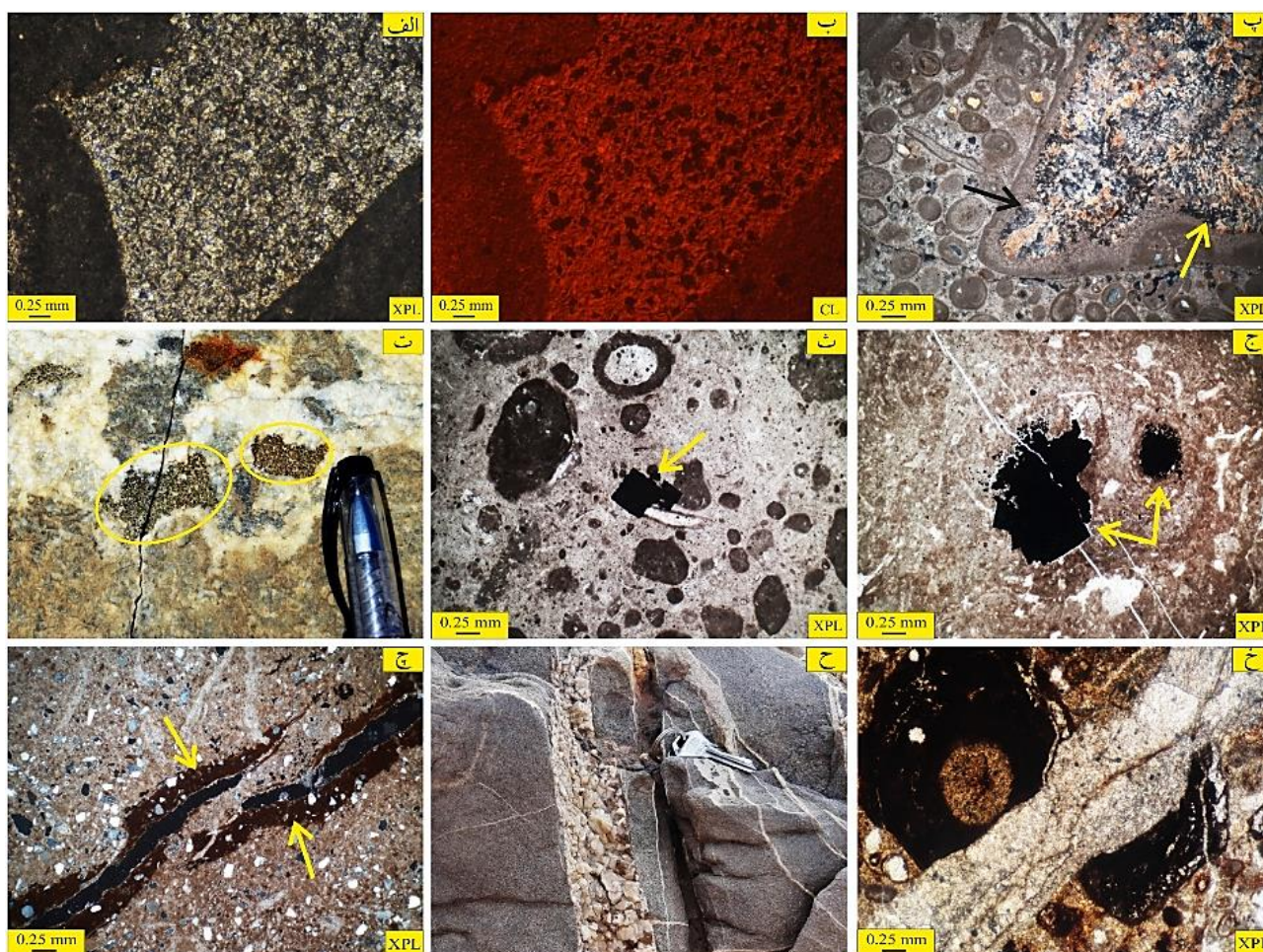


شکل ۶: شواهد دیاژنتیکی سنگ‌های آهکی سازند پروده: الف) فشردگی فیزیکی که باعث شکسته شدن دوکفه‌ای شده است (PPL). ب) تشکیل استیلولیت با دامنه کوچک (PPL); پ) تشکیل رگه‌های انحلالی (PPL); ت) تشکیل استیلولیت با دامنه بزرگ (PPL); ث) فرآیند نئومورفیزم افزایشی که در آن تبدیل تدریجی گل آهکی به کلسیت اسپاری دیده می‌شود (PPL). ج) دولومیت ریزبلور (PPL); چ) دولومیت متوسط بلور; ح) تصویر PPL دولومیت متوسط بلور; خ) تصویر کاتدولومینسانس h که نشان دهنده لومینسانس روشن است.

سیلیسی شدن

یکی از فرآیندهای دیاژنتزی که در برش‌های مورد مطالعه به وضوح دیده می‌شود سیلیسی شدن است که غالباً کورتکس آنکوئیدها، اکیئوئیدها، سیمان کربناته، آئیدها و اینتراکلیست‌ها را تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۷پ). اندازه بلورهای سیلیس حداکثر تا ۰/۲۵ میلی‌متر بوده و در بسیاری از ریزرخساره‌ها قابل مشاهده است. بلورهای سیلیس به صورت جانشینی و به دو فرم گرانولار و کلسدونی، اکیئوئیدهای موجود در سنگ آهک‌های سدی و لاگونی ناحیه مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

دولومیتی شدن در بسیاری از ریزرخساره‌های کربناته مورد مطالعه به صورت پراکنده و لکه‌ای و در برخی موارد به صورت گسترده دیده می‌شود (شکل ۷الف - ب). این دولومیت‌ها بیشتر به صورت جانشینی بوده و کمتر سیمان هستند. در نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر زمینه میکریتی تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار گرفته و این شواهد نشان‌دهنده این است که محلول‌های دولومیت‌ساز در بسیاری از قسمت‌ها به حد فوق اشباع نرسیده‌اند و فقط زمینه میکریتی دولومیتی شده است.



شکل ۷: شواهد دیاژنتزی سنگ‌های آهکی سازند پروده: (الف) دولومیت متوسط بلور؛ (ب) تصویر CL دولومیت متوسط بلور با لومینسانس روشن که نشان دهنده شرایط احیایی است. (پ) تصویر XPL جانشینی سیلیس گرانولار در پوسته اکیانودرم که از فابریک اولیه تبعیت کرده است (پیکان سیاه رنگ) و سیلیس کلسدونی که از فابریک اولیه تبعیت نشده است (پیکان زرد رنگ)؛ (ت) تصویر صحرایی پیریتی شدن زمینه؛ (ث) پیریتی شدن زمینه (ج) پیریتی شدن آنکوئیدها (XPL)؛ (چ) اکسید آهن در شکستگی‌های میکروسکوپی (XPL)؛ (ح) شکستگی در صحرا که توسط کلسیت درشت بلور پر شده است. (خ) فرآیند شکستگی که توسط دولومیت پر شده است (XPL).

کوارتز گرانولار در بخش داخلی پوسته و به سمت خارج گسترش یافته است. این بلورها در اندازه ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر بوده و از فابریک پیروی می‌کنند در صورتی که کوارتز کلسدونی فابریک شعاعی دارد و از مرکز پوسته آغاز و به سمت حاشیه گسترش یافته است. در اثر این فرآیند فابریک اولیه پوسته‌ها به طور کامل از بین رفته است.

پیریتی شدن

یکی دیگر از فرآیندهای دیاژنتزی که بسیاری از رخساره‌های سازند پروده را تحت تأثیر قرار داده است،

پیریتی شدن می‌باشد. تشکیل پیریت در رسوبات غنی از مواد آلی متداول است. این کانی در مرحله دیاژنتز اولیه و از واکنش سولفید حاصل از احیای سولفات‌ها با آهن دو ظرفیتی یا سه ظرفیتی (حاصل از احیای باکتریایی Fe^{+3}) تشکیل می‌شود. در مقاطع مطالعه شده، پیریت عمدتاً در فضای بین ذرات گل آهکی به صورت یوهدرال و نیز در فضای حاصل از انحلال آنکوئیدها ته‌نشین شده است (شکل ۷-ت ج). پیریت در سازند پروده بیشتر در رخساره‌های محیط آرام و محدود (به ویژه لاگونی) که زمینه آنها بیشتر از گل آهکی تشکیل شده وجود دارد و

می‌شود (Higgins et al., 2018; Swart et al., 2015). Jones et al., 2020; Nascimento et al., 2019). نهشته‌های تشکیل شده در محیط‌های رسوبی، از نظر دمایی و ترکیب کانی‌شناسی اولیه دارای مقادیر عناصر فرعی متفاوتی هستند و حتی با گذر زمان و پس از تأثیر فرآیندهای دیاژنزی مختلف متوریک یا تدفینی، کانی‌شناسی آنها محفوظ مانده و می‌تواند نشان دهنده شرایط و معادل‌های گذشته آنها باشد (آدابی، ۱۳۸۳; Nader, 2017; Higgins et al., 2018). آنالیز عنصری نمونه‌های سازند پروده نشان می‌دهد که میزان استرانسیوم در نمونه‌های مورد مطالعه ۲۶۹ تا ۶۷۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۷۲/۸۱ پی‌پی‌ام) در تغییر است. مقدار سدیم ۶۰۴ تا ۱۱۸۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۸۲۰/۹ پی‌پی‌ام) است. دامنه تغییرات منگنز بین ۱۳۴ و ۴۴۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰/۳۶ پی‌پی‌ام) و مقدار آهن بین ۱۹۷۸ تا ۱۳۱۸۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۱۲۳/۰۹ پی‌پی‌ام)، میزان کلسیم در این نمونه‌ها بین ۳۳/۱۵ تا ۳۸/۲۴ درصد (میانگین ۳۶/۶۹ درصد)، میزان منیزیم بین ۲۷۸۵ تا ۴۶۳۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۴۸۵/۳۶ پی‌پی‌ام) در تغییر است (جدول ۱).

بحث

میزان متفاوت عناصر در نمونه‌های کربناته سازند پروده و همچنین شواهد پتروگرافی بیانگر تأثیر فرآیندهای مختلف دیاژنز پس از تشکیل نهشته‌های مورد مطالعه است. یکی از عناصر مهم در شناسایی و تشخیص کانی‌شناسی اولیه و همچنین تأثیر فرآیندهای دیاژنزی عنصر استرانسیوم (Sr) است. میزان Sr از رسوبات عهد حاضر به سمت رسوبات قدیمه و دولومیت‌ها کاهش می‌یابد. آراگونیت‌ها در محیط‌های عهد حاضر، با مقادیر بالای Sr (تا 1000 ppm) و کلسیت با مقادیر پایین استرانسیوم مشخص می‌گردد.

می‌تواند نشان دهنده تراوایی مؤثر و محدود در مصرف سریع اکسیژن توسط ریززیستاران کانی‌ساز باشد (Jørgensen, 1977; Schulke & popp, 2005).

هماتیتی شدن

این فرآیند هم در نهشته‌های کربناته و هم آواری سازند پروده به خوبی مشاهده می‌شود. همتایت به صورت پراکنده و فراگیر و گاه به حالت رگه‌ای و در یک محدوده خاص و یا در امتداد شکستگی‌ها تشکیل شده است. همتایتی شدن در رخساره‌های ته‌نشست شده در محیط‌های متفاوت کشندی، لاگونی و همچنین پشته‌ای قابل مشاهده است. در این ریزرخساره‌ها همتایت به خوبی در اطراف پوسته‌ها و آئیدها و در بین آنها وجود دارد (شکل ۷ج).

شکستگی

گسترش شکستگی‌ها تابع عواملی مختلفی مانند ویژگی‌های سنگ‌شناسی، اندازه دانه‌ها، ضخامت لایه‌ها و خصوصیات چینه‌شناسی مانند رخساره‌ها، چرخه‌های رسوبی و دیاژنز است. شکستگی‌ها در سنگ آهک‌های سازند پروده هم در نمونه دستی و هم در زیر میکروسکپ، تقریباً در تمامی رخساره‌ها قابل مشاهده است (شکل ۷ح - خ) و توسط سیمان کلسیت اسپاری عمدتاً از نوع بلوکی پر شده است. ابعاد این شکستگی‌ها بسیار متفاوت بوده و از چند میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر می‌رسد. چندین نسل از شکستگی با توجه به زمان تشکیل قابل مشاهده است که بسیاری از آلوکم‌ها را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

آنالیز ژئوشیمی

آنالیز عناصر اصلی و فرعی باعث درک بهتری از ویژگی‌های محیطی، کانی‌های دیاژنتیکی و در نهایت شناخت بهتر سیستم سیالات مرتبط با فرآیندهای دیاژنزی

جدول ۱: نتایج آنالیز عنصری سنگ آهک‌های سازند پروده (ژوراسیک میانی)

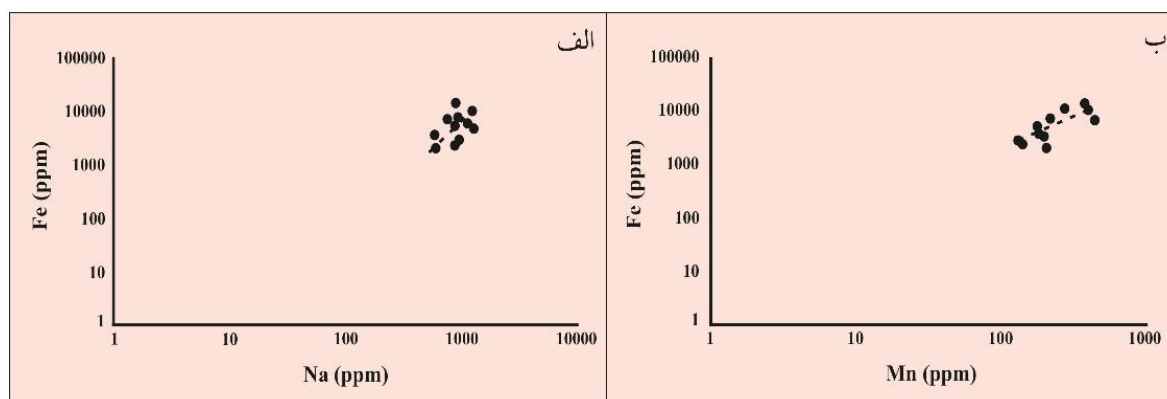
Sample	Ca (%)	Mg (%)	Mg (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Sr/Mn	Sr/Na	1000Sr/Ca	Sr/Ca
KP12A	36.1	0.46	4563	6574	443	824	362	0.82	0.43	10028	10.03
KP14	36.52	0.29	2852	10785	274	771	346	1.26	0.44	9474	9.47
KP15	38.24	0.28	2785	13183	382	899	269	0.70	0.30	7035	7.03
KP15A	37.73	0.33	3268	11607	392	710	343	0.88	0.48	9091	9.09
KP33	37.75	0.32	3245	1978	205	604	678	3.31	1.12	17960	17.96
KP36	37.36	0.33	3329	3279	187	594	574	3.07	0.97	15364	15.36
MP13	37.28	0.33	3333	6754	221	718	548	2.48	0.76	14700	14.70
MP18	33.15	0.36	3621	5021	177	877	553	3.12	0.63	16682	16.68
MP35.5	35.23	0.39	3858	2733	134	950	484	3.61	0.50	13738	13.74
MP43	38.2	0.28	2846	2250	143	894	526	3.68	0.59	13770	13.77
MP45	36.12	0.46	4639	3190	196	1189	518	2.64	0.43	14341	14.34
MAX	38.24	0.46	4639	13183	443	1189	678	3.68	1.12	17960	17.96
MIN	33.15	0.28	2785	1978	134	604	269	0.70	0.30	7035	7.03
AVERAGE	36.69	0.34	3485.36	6123.09	250.36	820.9	472.81	2.32	0.6	12925.72	12.92

علاوه بر این میزان Sr در کربنات‌ها به دمای آب، شوری، اثرات زیستی و میزان نسبت Ca/Sr در آب دریا بستگی دارد. اغلب سنگ آهک‌های قدیمه در طی دیاژنز نظیر تبدیل آراگونیت به کلسیت، انحلال و قرار گرفتن در سیستم باز دیاژنتیکی، استرانسیوم خود را از دست می‌دهند (Veizer & 1973; Demovic, 2010; Flugel). در سنگ آهک‌های سازند پروده میزان Sr بین ۲۶۹ تا ۶۷۸ پی‌پی‌ام و به طور میانگین ۴۷۲/۸۱ پی‌پی‌ام در تغییر است که این میزان نسبت به نمونه‌های کل کربناته مناطق حاره‌ای عهد حاضر و همچنین مناطق معتدله کمتر است. این میزان Sr بیانگر تبدیل آراگونیت به کلسیت در طی زمان، تأثیر فرآیندهای دیاژنز بر کربنات‌های سازند پروده و همچنین تمرکز پایین آن در آب‌های ژوراسیک نسبت به عهد حاضر است (Steuber & Veizer, 2002; Paris al., 2010). اختلاف استرانسیوم در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند به دلیل اختلاف در محیط ته نشست سازند و اختلاف در نوع رخساره‌ها در برش‌های مورد مطالعه باشد. مقدار استرانسیوم

در آراگونیت بیشتر از کلسیت است، بهطوری که با افزایش مقدار آراگونیت، مقدار این عنصر افزایش و با افزایش میزان کلسیت، مقدار آن کاهش می‌یابد (Adabi & Rao, 1991; Adabi et al., 2010). میزان میانگین سدیم در نمونه‌های آهکی سازند پروده بین ۶۰۴ تا ۱۱۸۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۸۲۰/۹ پی‌پی‌ام) است. پایین‌تر بودن میانگین مقادیر Na در سنگ آهک‌های سازند پروده در مقایسه با کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر می‌تواند به دلیل تأثیر فرآیندهای دیاژنزی غیردریایی بر آنها باشد. به طور کلی میزان Na در نمونه‌های آنالیز شده از محیط‌های رسوبی مختلف در منطقه مورد مطالعه تفاوت چشمگیری نشان نمی‌دهد. مقادیر نسبتاً پایین Na مربوط به محیط لاگونی و کشندی بیانگر ورود جریان‌های آب شیرین مثل رودخانه‌ها به این محیط‌ها بوده که مانع افزایش آن نسبت به محیط‌های پشته‌ای و دریای باز شده است. رخساره‌های رسوبی موجود در منطقه مورد مطالعه نیز این موضوع را تأیید می‌نماید. میزان Mn در سنگ آهک‌های سازند پروده بین ۱۳۴ و ۴۴۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰/۳۶ پی‌پی‌ام) در تغییر است.

آهن و منگنز بر اثر تأثیر فرآیندهای دیاژنری در یک شرایط احیایی است (Wierzbowski & Joachimiski, 2007). میزان Mg در این نمونه‌ها در محدوده ۲۷۸۵ تا ۴۶۳۹ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۴۸۵/۳۶ پی‌پی‌ام) در تغییر است. مقادیر منیزیم در نمونه‌های کربناته محیط‌های مختلف نیز وضعیتی مشابه با سدیم را نشان می‌دهد که ورود آب رودخانه یا آب‌های شیرین حاصل از بارندگی و محدود نبودن کامل محیط لاگونی می‌تواند مانع افزایش چشمگیر میزان Mg در این نمونه‌ها شود. البته تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی و تبدیل کلسیت با منیزیم بالا به کلسیت با منیزیم کم نیز می‌تواند باعث کاهش میزان منیزیم در این نمونه‌ها شده باشد. همان‌طور که توضیح داده شد مقادیر عناصر مختلف سازند پروده به همراه روند ترسیم عناصر در برابر همدیگر نشان دهنده تأثیر دیاژنز متوریک و شرایط دیاژنری باز بر سازند پروده است.

تأثیر دیاژنز متوریک می‌تواند باعث افزایش میزان منگنز در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه شده باشد (Brand & Rao & Adabi, 1991؛ Adabi & Rao, 1980؛ Veizer, 1980). زیرا ضریب توزیع Mn حدود ۱۵ است و در آب‌های متوریکی تمرکز بسیار زیادی دارد (Pingitore, 1978). عوامل مختلفی از جمله افزایش سرعت رسوب‌گذاری، شرایط اکسیدان و نبود دیاژنز متوریکی در کاهش میزان Mn در سنگ‌های کربناته مؤثرند. دامنه کم تغییرات Mn می‌تواند حاکی از کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی باشد (Mucci, Pingitore, 1978, 1988). مقادیر Fe در سنگ آهک‌های سازند پروده بین ۱۹۷۸ تا ۱۳۱۸۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۶۱۲۳/۰۹ پی‌پی‌ام) در تغییر است. دیاژنز متوریک و شرایط احیایی باعث افزایش مقدار آهن و منگنز می‌شود. ترسیم نمودار Fe در برابر Mn و Fe در برابر Na یک روند خطی افزایشی با شیب مثبت را نشان می‌دهد (شکل ۸ الف - ب). این روند بیانگر افزایش



شکل ۸: نمودارهای تغییرات مقادیر عناصر مختلف در سنگ آهک‌های سازند پروده: (الف) آهن در برابر سدیم؛ (ب) آهن در برابر منگنز؛ روند خطی افزایشی با شیب مثبت، نشان دهنده تأثیر فرآیندهای دیاژنری متوریک بر نمونه‌های مورد مطالعه است.

نسبت استرانسیوم نرمال شده توسط کلسیت (Brand & Veizer, 1980). در یک سیستم دیاژنری باز، با افزایش فعل و انفعالات آب و سنگ، میزان Sr/Ca کاهش یافته و در نتیجه میزان Sr/Ca فازهای دیاژنری کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود. در سیستم نیمه بسته که فعل و انفعالات آب و سنگ کم است، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنری تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد

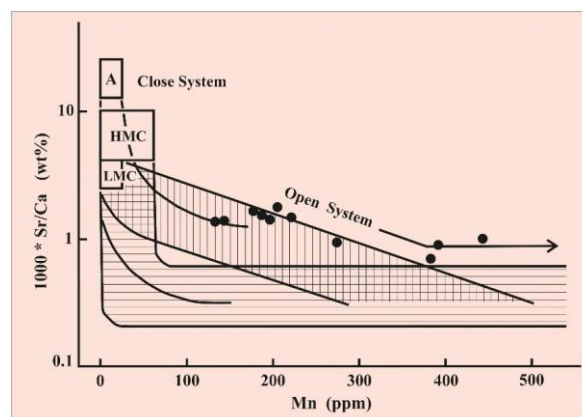
نسبت استرانسیوم نرمال شده توسط کلسیت (1000*Sr/Ca(wt)) در برابر Mn

براساس نسبت استرانسیوم نرمال شده توسط کلسیت (1000*Sr/Ca(wt)) در برابر Mn می‌توان به باز و بسته بودن سیستم دیاژنتیکی، نسبت فعل و انفعالات آب به سنگ و شرایط اکسیدان و احیایی محیط پی برد

میانگین ۴) است و در سنگ آهک‌های کلسیتی مناطق معتدل عهد حاضر، مقدار Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) است (Rao, 1991؛ Rao & Amini, 1995). در سنگ آهک‌های سازند پروده میانگین نسبت Sr/Na پایین بوده و حدود ۰/۶ است که نشان دهنده تأثیر فرآیندهای دیاژنز متوریک بر این نهشته‌ها می‌باشد. همچنین روند کاهشی استرانسیوم به سدیوم در مقابل منگنز و مقایسه نمونه‌های سازند پروده با میزان Sr/Na نمونه‌های مناطق گرمسیری و معتدل عهد حاضر، چنین استنباط می‌شود که نمونه‌های مورد مطالعه، از نظر ترکیب، مشابه و نزدیک به نمونه‌های کریناته مناطق معتدل عهد حاضر هستند (شکل ۱۰ الف). علاوه بر این، بررسی داده‌ها و نقشه‌های جغرافیای دیرینه ژوراسیک میانی نشان می‌دهد توالی‌های مورد مطالعه بخشی از خُرد قاره ایران مرکزی بوده که در عرض جغرافیایی ۲۶ تا ۳۰ درجه شمالی و نزدیک به منطقه نیمه گرمسیری تا معتدل قرار داشته‌اند (واعظ جواد، ۱۳۹۴؛ Barrier & Vrielynck, 2008؛ Badihagh et al., 2019؛ Wilmsen et al., 2009) و با نتایج ژئوشیمی به دست آمده نیز هم‌خوانی دارند (شکل ۱۰ ب).

نسبت استرانسیوم به منگنز (Sr/Mn) در برابر منگنز (Mn)
ترسیم مقادیر نسبت Sr/Mn در برابر Mn می‌تواند به عنوان معیاری برای تخمین میزان انحلال سنگ آهک‌های باشد (Adabi & Rao, 1991). نسبت Sr/Mn در کرینات‌های سازند پروده حدود ۳/۶۸ تا ۰/۲۵ (میانگین ۱/۶۱) است. دیاژنز در سنگ‌های آهکی یک فرآیند انحلال مرطوب و ته نشست مجدد است و در اثر انحلال، آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار و کلسیت کم منیزیم پایدار، افزایش می‌یابد (Bathurst, 1972). نفوذ آب حاصل از بارندگی در داخل درزه‌ها و گسل‌ها و تأثیر

داشت. افزایش میزان منگنز در کلسیت دیاژنتیکی نشان دهنده باز بودن سیستم و تأثیر آب‌های احیا کننده است. در شکل ۹ تغییرات $(1000 \cdot \text{Sr}/\text{Ca}(\text{wt}))$ در برابر Mn ترسیم شده است. در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) مشخص گردیده است. محور عمودی بیانگر میزان تبادل سنگ به آب و میزان باز بودن سیستم است. مقادیر منگنز در محور افقی نشانگر شرایط احیایی و اکسیدان محیط است (Brand & Veizer, 1980؛ Lohmann, 1988؛ Knoerich & Mutti, 2006). با توجه به قرار گیری نمونه‌های آهکی سازند پروده در شکل ۹ به نظر می‌رسد که نهشته‌های کریناته این سازند تحت تأثیر دیاژنز متوریک در یک محیط دیاژنزی عمدتاً باز قرار گرفته باشند.

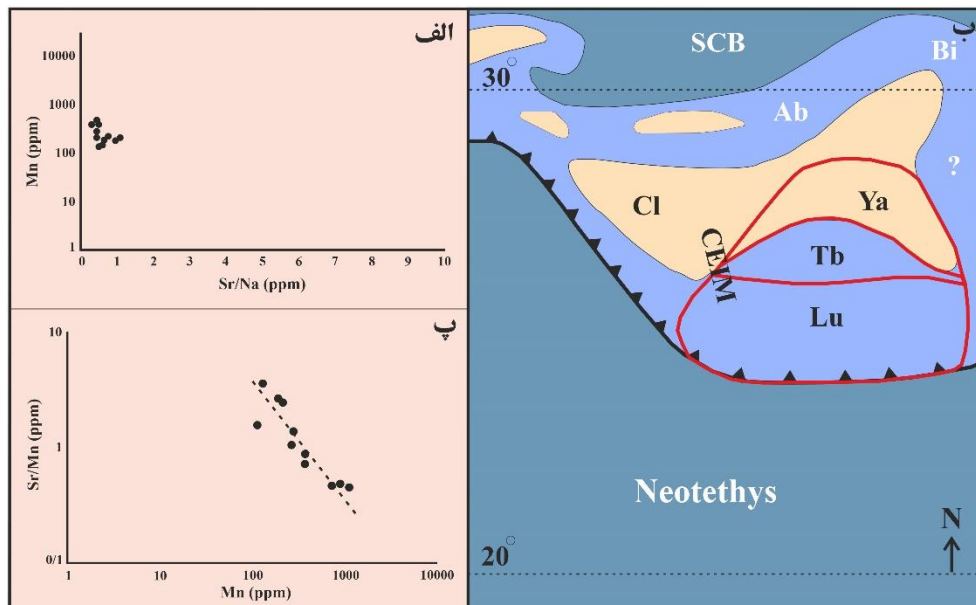


شکل ۹: نسبت مقادیر $(1000 \cdot \text{Sr}/\text{Ca}(\text{wt}))$ در برابر Mn؛ در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) مشخص گردیده است (Brand & Veizer, 1980؛ Knoerich & Mutti, 2006).

نسبت استرانسیوم به سدیوم (Sr/Na) در برابر منگنز (Mn)
از نسبت Sr/Na می‌توان کرینات‌های گرمسیری دیرینه و عهد حاضر را از انواع کرینات‌های غیر گرمسیری تفکیک نمود (Adabi & Rao, 1991؛ Winefield et al., 1996). در سنگ آهک‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار Mn پایین و نسبت Sr/Na بالا (حدود ۳ تا ۵ و به طور

متئوریک کاهش می‌یابد. پایین بودن نسبت Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه و رابطه خطی معکوس آن با مقادیر Mn نشان‌دهنده تأثیر دیاژنز متئوریک و انحلال بر این نمونه‌ها در یک سیستم دیاژنزی باز است (شکل ۱۰پ).

دیاژنز متئوریک در محدوده گسل‌ها می‌تواند باعث افزایش میزان عناصر Mn و Fe در سنگ‌های کربناته سازند پروده شده و از طرف دیگر غلظت Sr و نسبت Sr/Mn طی فرآیند تبدیل آراگونیت به کلسیت و توسعه پدیده دیاژنز



شکل ۱۰: الف) نمودار تغییرات Sr/Na در برابر Mn در نمونه‌های کربناته سازند پروده؛ ب) نقشه جغرافیای دیرینه به همراه وضعیت زمین ساختی خردقاره ایران مرکزی (CEIM) در زمان ژوراسیک میانی (برگرفته از Wilmsen et al., 2009): Lu: بلوک لوت، Tb: بلوک طبس، Ya: بلوک یزد، Cl: ایران مرکزی، Ab: بلوک البرز، Bi: کوه‌های بینالود و SCB: حوضه کاسپین جنوبی؛ پ: نمودار تغییرات Sr/Mn در برابر Mn در نمونه‌های کربناته سازند پروده.

Trombetta et al., 2019) و از ویژگی‌های محیط‌های دیاژنتیکی دریایی است (Sahraeyan et al., 2013). آئیدهای موجود در نمونه‌های مورد مطالعه به طور کامل میکزیتی شده‌اند و همچنین در برخی از بیوکلست‌ها نظیر دوکفه‌ای‌ها، پوشش میکزیتی به وجود آمده است. حفر کربنات‌ها در مقیاس میکروسکوپی توسط قارچ، جلبک‌های سبز، قرمز و سیانوباکتری‌ها صورت می‌گیرد (Garzanti et al., 2018; Trombetta et al., 2019). با توجه به کمبود جلبک‌های سبز و قرمز و گسترده بودن فرآیند میکزیتی شدن در رخساره‌های کم عمق سنگ آهک‌های سازند پروده، احتمالاً سیانوباکتری‌ها سهم زیادی در میکزیتی شدن اجزای کربناته داشته‌اند. سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت در محیط‌های دیاژنزی اولیه دریایی تشکیل

تفسیر توالی پاراژنتیکی سازند پروده

توالی پاراژنزی سنگ آهک‌های سازند پروده بر اساس شواهد پتروگرافی و آنالیز عنصری، طی چهار مرحله دیاژنز دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآآمدگی تفسیر شده است (شکل ۱۱).

دیاژنز دریایی: تأثیر دیاژنز دریایی در سنگ آهک‌های سازند پروده در ناحیه مورد مطالعه، با شناسایی فرآیندهای میکزیتی‌شدن، سیمان حاشیه هم‌محور در اطراف آلوکم‌ها در رخساره‌های گریستون آئیدی و پکستون بیوکلستی و وجود دولومیت‌های ریز بلور که فاقد لومینسانس هستند، مشخص می‌شود. فرآیند میکزیتی‌شدن در مراحل اولیه دیاژنز، هم‌زمان با ته‌نشینی ذرات و در شرایط نرخ رسوب‌گذاری آرام رخ می‌دهد (Garzanti et al., 2018).

Phase of Diagenesis			Eogenesis		Mesogenesis		Telogenesis
Diagenesis Environments			Marine	Meteoric	Burial		Uplift
					Shallow	Deep	
Diagenetic Processes	Micritization		——				
	Cementation	Isopachos	——				
		Blocky		——			
		Poikilotopic			——	——	
		Granular			——		
		Drusy		——	——		
	Neomorphism			——	——		
	Compaction	Physical			——	----	----
		Chemical			----	——	
	Dissolution		----	——	----		
	Silicification		----	----	----	----	
	Dolomitization				——		
	Pyritization		——		——		
	Hematitization		----		——		
Fracturing and Filling						——	

شکل ۱۱- توالی پاراژنتیکی سنگ‌های کربناته سازند پروده (ژوراسیک میانی) در منطقه مورد مطالعه.

دیاژنز آب شیرین: در نمونه‌های مورد مطالعه طی این مرحله از دیاژنز، دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی ناپایدار حل شده و تخلخل ثانویه به صورت انتخابی به وجود آمده که توسط سیمان کلسیتی پر شده است. در ریزرخساره‌های گرینستونی این فرآیند به صورت انحلال سیمان‌های اولیه و دانه‌های ناپایدار و در ریزرخساره‌های پکستونی به صورت انحلال پوسته‌های فسیلی دیده می‌شود. Halley & Harris (1979) و Longman (1980) معتقدند که در این مرحله ممکن است برخی سیمان‌های نسل دوم از جمله سیمان‌های موزائیکی هم‌بعد، بلوکی و هم‌محور نیز ته‌نشست کنند. نئومورفیسم افزایشی به صورت تبدیل میکریست به میکرواسپار نیز ممکن است در این مرحله عمل کرده باشد، همچنین افزایش مقدار آهن و منگنز در برابر کاهش میزان سدیم و استرانسیوم می‌تواند تأثیر سیالات آب شیرین در این مرحله باشد. سیمان بلوکی در این نمونه‌ها

شده است و از سیمان‌های نسل اول به شمار می‌رود (Sanders, 2001؛ Garzanti et al., 2018؛ Trombetta et al., 2019). سیمان‌های هم‌ضخامت نیز عمدتاً در ریزرخساره‌های گرینستونی مربوط به محیط سدی و یا در رخساره‌های پکستونی، جایی که عمل شست‌وشوی رسوبات به خروج گل به صورت موضعی منجر شده است، رشد نموده‌اند. سیمان‌های دریایی هم‌ضخامت به شرایط با انرژی بیشتری برای تشکیل نیاز دارد. از دیگر فرآیندهای تأثیرگذار در این مرحله بر روی رسوبات، فشردگی فیزیکی تحت تأثیر بار رسوبات بالایی است. فشردگی در نمونه‌های سازند پروده سبب خرد شدن آئیدها و دوکفه‌ای‌ها شده است. لومینسانس تاریک در دولومیت‌های ریز بلور می‌تواند مؤید شرایط اکسیدی در شرایط دیاژنز اولیه و تحت تأثیر آب دریا باشد که از ورود منگنز جلوگیری نموده است.

لومینسانس و زونینگ متنوع از روشن تا تیره را نشان می‌دهد که نشان دهنده شرایط ژئوشیمی و احتمالاً نسبت Mn/Fe متفاوت است (Machel, 2000؛ Boggs & Krinsley, 2006؛ Oliveira & Truckenbrodt, 2019). سیمان‌های بلوکی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توانند در محیط‌های تدفینی و متوریک تشکیل شوند (Oti & Koch *et al.*, 1990؛ Koch & Ogorelec, 1990؛ Müller 1985). زیرا موزایک‌های کلسیت بلوکی (Flugel, 2010؛ 2008) دارای لومینسانس روشن احتمالاً خاص شرایط تدفین عمیق، احیایی شدن محیط و حضور Mn^{2+} باشند. به علاوه میزان Fe بالا در برخی سیمان‌ها باعث از بین رفتن لومینسانس و تیره شدن آن می‌گردد (Boggs & Krinsley, 2006). تشابه تصاویر لومینسانس در بسیاری از نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۴ح) که دارای زوناسیون تیره و روشن هستند، نشان دهنده تشکیل این نهشته‌ها در شرایط یکسان است (Tucker & Wright, 1990؛ Tribovillard *et al.*, 2012؛ Oliveira & Truckenbrodt, 2019). پدیده انحلال که بسیاری از قسمت‌های نهشته‌های مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است می‌تواند دلیلی بر تأثیر دیاژنز متوریک و مؤید سیستم دیاژنتیکی باز باشد. در این سیستم‌های دیاژنتیکی، تبادلات ژئوشیمی می‌تواند باعث ایجاد روندهای افزایشی یا کاهش‌ی برخی عناصر در قسمت‌های مختلف توالی شود. بالا بودن میزان عناصر Mn و Fe یکی دیگر از شواهد ژئوشیمی در سیستم دیاژنتیکی باز است. نفوذ آب حاصل از بارندگی در داخل درزه‌ها و گسل‌ها و تأثیر دیاژنز متوریک در محدوده گسل‌ها می‌تواند باعث افزایش میزان عناصر Mn و Fe در سنگ‌های کربناته سازند پروده شده و از طرف دیگر غلظت Sr و نسبت Sr/Mn طی فرآیند تبدیل آراگونیت به کلسیت و توسعه پدیده دیاژنز متوریک کاهش می‌یابد.

پایین بودن نسبت Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه و رابطه خطی معکوس آن با مقادیر Mn نشان دهنده تأثیر دیاژنز متوریک و انحلال بر این نمونه‌ها در یک سیستم دیاژنتیکی باز است. از طرفی نسبت Sr/Ca در این سیستم‌ها به دلیل واکنش‌ها و تبادلات بین آب و سنگ، کاهش می‌یابد که شواهد آن در نمونه‌های مورد مطالعه به خوبی مشاهده می‌شود.

دیاژنز تدفینی: در این محیط دیاژنری برخی فرآیندها از جمله فشردگی شیمیایی و فیزیکی، تشکیل برخی سیمان‌ها از جمله بلوکی و دروزی، دولومیتی شدن، واکنش‌های حرارتی پایدار شدن کانی‌ها، دگرسانی و بلوغ مواد آلی صورت می‌گیرند. از تأثیرات تدفین عمیق بر روی رسوبات سازند پروده می‌توان به تشکیل دولومیت‌های متوسط بلور که لومینسانس آنها مؤید وجود منگنز در ترکیشان است، اشاره کرد. از این رو این دولومیت‌ها در شرایط احیایی تشکیل شده‌اند. شرایط احیایی لازم برای تشکیل دولومیت‌های متوسط بلور سازند پروده را می‌توان در ارتباط با تأثیر دیاژنز تدفینی دانست. به احتمال زیاد دولومیتی شدن انتخابی در گل آهکی دانه ریز در مقایسه با خرده‌های اسکلتی به احتمال زیاد در مراحل اولیه دیاژنز دفنی رخ داده است (Fu *et al.*, 2020). سیمان‌های بلوکی با لومینسانس روشن که درون حفرات انحلالی تشکیل شده‌اند را نیز می‌توان در ارتباط با این مرحله و تأثیر شرایط احیایی در نظر گرفت. همچنین از دیگر شواهد دیاژنز تدفینی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به افزایش تراکم دانه‌ها، شکسته شدن پوسته‌ها، تماس‌های محدب - مقعر و مضرس و تشکیل استیلولیت اشاره نمود (Tucker & Wright, 1990؛ Aghaei *et al.*, 2014؛ Flugel, 2010). وجود سیمان پوئیکلوتاپیک در نمونه‌های مورد مطالعه با فرومبوتیدهای پیریت، استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی می‌تواند نشان دهنده

تشکیل این سیمان در این محیط نسبتاً عمیق باشد (Scholle & Ulmer Scholle, 2006).

بالا آمدگی: در مرحله نهایی دیاژنز بر اثر چین خوردگی رسوبات، درزه‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌ها گسترش پیدا می‌کنند. درزه‌هایی که عمدتاً توسط سیمان کلسیتی با فابریک‌های بلوکی پر شده‌اند و در مقیاس صحرایی میکروسکپی بخوبی مشاهده می‌شوند. این رگه‌ها هم به صورت موازی و هم به صورت متقاطع که بر اثر نیروهای تکتونیک به وجود آمده‌اند، قابل مشاهده است. در این مرحله به دلیل ایجاد درز و شکاف و همچنین انحلال ناشی از آب‌های شیرین، تخلخل گسترش بیشتری یافته و سبب انتقال آب‌های شیرین به قسمت‌های عمیق‌تر می‌گردند. فقدان لومینسانس و بی‌رنگ باقی ماندن کلسیت‌های پرکننده شکستگی‌ها، می‌تواند بیان‌گر شرایط اکسیدی که در مرحله بالا آمدگی ایجاد شده است، باشد. ماهیت سیالات فعال را در این مرحله می‌توان دو نوع متفاوت در نظر گرفت که در سیالات با pH بالا، بلورهای کلسیتی و در شرایط با pH پائین، سیلیسی شدن درون شکستگی‌ها توسعه یافته است (Shen et al., 2017; Scholle & Ulmer Scholle, 2006).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های کربناته سازند پروده پس از رسوب‌گذاری تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی از جمله میکریتی شدن، سیمانی شدن، نئومرفیسم، فشردگی، انحلال، شکستگی و پرشدگی رگه‌ها، سیلیسی شدن، دولومیتی شدن، پیریتی شدن و همتیتی شدن قرار گرفته‌اند. این فرآیندها طی سه مرحله (ائوژنز، مزوژنز، تلوزنز) و در چهار محیط دیاژنزی دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالا آمدگی انجام شده است که به ترتیب دیاژنز متئوریک و تدفینی بیشترین تأثیر را در سازند پروده داشته‌اند. فرآیندهای میکریتی شدن، تشکیل

دولومیت‌های ریزبلور و برخی از سیمان‌ها (همانند رورشدی) در مرحله دیاژنز دریایی، انحلال، نئومرفیسم و تشکیل برخی سیمان‌ها (بلوکی، گرانولار، موزائیک هم بعد) در مرحله دیاژنز آب شیرین اتفاق افتاده است. همچنین فشردگی فیزیکی، استیلولیت، تشکیل برخی سیمان‌ها (بلوکی و دروزی) و دولومیت‌های متوسط بلور در مرحله دیاژنز دفنی و توسعه شکستگی‌ها و پرشدگی آنها در مرحله بالا آمدگی اتفاق افتاده است. بسیاری از فرآیندها در محیط‌های مختلف دیاژنزی مشابه هستند که با استفاده از آنالیز عنصری، مراحل تشکیل هر یک از آنها تفکیک و شناسایی شده است. روند مثبت تغییرات نمودارهای آهن در برابر منگنز و آهن در برابر سدیم حاکی از تأثیر دیاژنز متئوریک است. پایین بودن نسبت Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه و رابطه خطی معکوس آن با مقادیر Mn حاکی از افزایش عمق تدفین و روند کاهش Sr/Na در مقابل افزایش Mn، حاکی از ترکیب نزدیک به نمونه‌های کربناته مناطق معتدل عهد حاضر است که نتایج ژئوشیمی با شرایط آب و هوایی نیمه گرمسیری تا معتدل به دست آمده در زمان ژوراسیک میانی نیز هم‌خوانی دارند. همچنین تغییرات ($1000 \times \text{Sr/Ca (wt)}$) در برابر Mn نشانگر باز بودن سیستم دیاژنتیکی در سازند پروده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان لازم می‌دانند تا از گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد به سبب فراهم نمودن امکانات لازم برای انجام طرح پژوهشی شماره ۳/۳۸۱۲۱-قدردانی نمایند. همچنین از داوران محترم که با نظرات ارزشمند خود موجب ارتقای سطح علمی این مقاله شده‌اند، سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، چاپ اول، ۴۴۸ ص.
- ازدری، ا.، نظری، ح.، آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی رباط خان. مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- واعظ جوادی، ف.، ۱۳۹۴. معرفی ماکروفسیل‌های گیاهی و زیست‌چینه‌نگاری برش کلشانه، شمال غرب طبس و تحلیل آب و هوای دیرینه. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، (۴) ۶۱: ۱۰۵-۱۲۳.
- Adabi, M.H., & Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. *Journal of Sedimentary Geology*, 72: 253-267.
- Adabi, M.H., Salehi, M.A., & Ghobeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Foemation), South-west Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.
- Aghaei, A., Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Nadjafi, M., & Chakrapani, G.J., 2014. Carbonate diagenesis of the upper Jurassic successions in the west of Binalud: Eastern Alborz (NE Iran). *Journal of the Geological Society of India*, 83: 311-328.
- Badihagh, M.T., Sajjadi, F., Farmani, T., & Uhl, D., 2019. Middle Jurassic palaeoenvironment and palaeobiogeography of the Tabas Block, Central Iran: palynological and palaeobotanical investigations. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 99 (3): 379-399.
- Barrier, E., & Vrielynck, B., 2008. Palaeotectonic maps of the Middle East - tectono sedimentary - palinsspastic maps from the Late Norian to Pliocene. Paris (*Commission for the Geological Map of the World; CGMW/CCGM*).
- Bathurst, R.G.C., 1972. Carbonate Sediments and their Diagenesis, Developments in Sedimentology. Elsevier, Amsterdam, 658 p.
- Boggs, S.J.R., & Krinsley, D., 2006. Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks. *Cambridge University Press*, 177 p.
- Brand, U., & Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of the multi component carbonate system-1: trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 1219-1236.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 491-505.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Berlin, 984 p.
- Fu, Q., Hu, S., Xu, Z., Zhao, W., Shi, S., & Zeng, H., 2020. Depositional and diagenetic controls on deeply buried Cambrian carbonate reservoirs: Longwangmiao Formation in the Moxi - Gaoshiti area, Sichuan Basin, southwestern China. *Marine and Petroleum Geology*, 117: 104318.
- Garzanti, E., Andò, S., Limonta, M., Fielding, L., & Najman, Y., 2018. Diagenetic control on mineralogical suites in sand, silt, and mud (Cenozoic Nile Delta): Implications for provenance reconstructions. *Earth Science Reviews*, 185: 122-139.
- Halley, R.B., & Harris, P.M., 1979. Fresh water cementation of a 1,000-year-old oolite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 969-988.
- Higgins, J.A., Blättler, C.L., Lundstrom, E.A., Santiago-Ramos, D.P., Akhtar, A.A., Crüger Ahm, A.S., Bialik, O., Holmden, C., Bradbury, H., Murray, S.T., & Swart, P.K., 2018. Mineralogy, early marine diagenesis, and the chemistry of shallow-water carbonate sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 220: 512-534.
- Jones, D.S., Brothers, R.W., Crüger Ahm, A.S., Slater, N., Higgins, J. H., & Fike, D. A., 2020. Sea level, carbonate mineralogy, and early diagenesis controlled $\delta^{13}\text{C}$ records in Upper Ordovician carbonates. *Geology*, 48 (2): 194-199.
- Jørgensen, B.B., 1977. Bacterial sulfate reduction within reduced micro-niches of oxidised marine sediments. *Marine Biology*, 41: 7-17.

- Knoerich, A.C., & Mutti, M., 2006. Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of heterozoan carbonates: A case study from the Oligo-Miocene of the central Mediterranean. *Journal of Sedimentary Research*, 76 (5): 871-888.
- Koch, R., & Ogorelec, B. 1990. Biogenic Constituents, Cement types and sedimentary fabrics. In: Heling, D., Rothe, P., Förstner, U., & Stoffers, P., (eds.), *Sediments and Environmental Geochemistry: Selected Aspects and Case Histories*. Springer, Berlin, Heidelberg, 95-123.
- Koch, R., Bucur, L.I., Kirmaci, M.Z., Eren, M., & Tasli, K., 2008. Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate rocks of the Berdiga Limestone: Sedimentation on an onbound platform with volcanic and episodic siliciclastic influx. Biostratigraphy, facies and diagenesis (Kircaova, Kale-Gümü, shane area; NE-Turkey). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 247 (1): 23-61.
- Lohmann, K.C., 1988. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to paleokarst. In: James, N.P., & Choquette, P.W., (eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, New York, 58-80.
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 64: 461-487.
- Machel, H.G., 2000. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., & Ohnenstetter, D., (eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer-Verlag, Berlin, 271-301.
- Moore, C.H., & Wade, W.J., 2013. Carbonate Reservoirs, Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework (2nd edition). *Developments in Sedimentology*, Elsevier, New York, 347 p.
- Morad, S., Ketzer, J.M., & De Ros, L.F., 2013. Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy: An Integrated Tool for Understanding and Predicting Reservoir Quality Distribution. In: Morad, S., Ketzer, J.M., & De Ros, L.F., (eds.), *Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy*. Wiley Blackwell, 522 p.
- Mucci, A., 1988. Manganese uptake during calcite precipitation from seawater: conditions leading to the formation of a pseudokatnahorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1859-1868.
- Nader, F.H., 2017. Multi-Scale Quantitative Diagenesis and Impacts on Heterogeneity of Carbonate Reservoir Rocks. *Springer International Publishing*, 146 p.
- Nascimento, G.S., Eglinton, T.I., Haghipour, N., Albuquerque, A.L., Bahniuk, A., McKenzie, J.A., & Vasconcelos, C., 2019. Oceanographic and sedimentological influences on carbonate geochemistry and mineralogy in hypersaline coastal lagoons, Rio de Janeiro state, Brazil. *Limnology and Oceanography*, 64 (6): 2605-2620.
- Oliveira, R.S., & Truckenbrodt, W., 2019. Provenance and diagenesis of Guamá Sandstone, northeastern Pará, Brazil: A Silurian link between the Amazonas and Parnaíba basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 90: 265-281.
- Oti, M., & Müller, G., 1985. Textural and mineralogical changes in coralline algae during meteoric diagenesis: an experimental approach. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 151 (2): 163-195.
- Paris, G., Bartolini, A., Donnadieu, Y., Beaumont, V., & Gaillardet, J., 2010. Investigating boron isotopes in a middle Jurassic micritic sequence: Primary vs. diagenetic signal. *Chemical Geology*, 275: 117-126.
- Pingitore, N.E., 1978. The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis theory and application. *Journal of Petroleum Geology*, 48: 799-814.
- Pingitore, N.E., Eastman, M.P., Sandidge M., Oden, K., & Freiha, B., 1988. The coprecipitation of manganese (II) with calcite, an experimental study. *Marine Chemistry*, 25 (2): 107-120.
- Rao, C.P., & Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103: 249-272.
- Rao, C.P., & Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 10: 114-123.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- Ruttner, A., Nabavi, M.H., Hajian, J., Aghanabati, A., 1994. Geological map of Shirgesht, scale 1:100,000. *Geological Survey of Iran*.

- Sahraeyan, M., Bahrami, M., Hooshmand, M., Ghazi, S., & Al-Juboury, A.I., 2013. Sedimentary facies and diagenetic features of the Early Cretaceous Fahliyan Formation in the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 87: 59-70.
- Sanders, D., 2001. Burrow-mediated carbonate dissolution in rudist biostromes (Aurisina, Italy): implications for taphonomy in tropical, shallow subtidal carbonate environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168: 39-74.
- 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 Geology*, Tulsa, 459 p.
- Schülke, I., & Popp, A., 2005. Microfacies development, sea-level change, and conodont stratigraphy of Famennian mid-to deep platform deposits of the Beringhauser Tunnel section (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). *Facies*, 50: 647-664.
- Sengör, A.M.C., 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society of London, Special Publications*, 49 (1): 797-831.
- Seyed-Emami, K., Fürsich, 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.
- Shen, A., Hu, A., Pan, L., & She, M., 2017. Origin and distribution of grain dolostone reservoirs in the Cambrian Longwangmiao Formation, Sichuan Basin, China. *Acta Geologica Sinica, English Edition*, 91 (1): 204-218.
- Steuber, T., & Veizer, J., 2002. Phanerozoic record of plate tectonic control of seawater chemistry and carbonate sedimentation. *Geology*, 30 (12): 1123-1126.
- Stocklin, J., Eftekhari-Nezhad, J., & Hushmand-Zadeh, A., 1965. Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). *Geological Survey of Iran*, 3: 69 p.
- Swart, P.K., 2015. The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future. *Sedimentology*, 62: 1233-1304.
- Tribouillard, N., Sansjofre, P., Ader, M., Trentesaux, A., Averbuch, O., & Barbecot, F., 2012. Early diagenetic carbonate bed formation at the sediment-water interface triggered by syndimentary faults. *Chemical Geology*, 300: 1-13.
- Trombetta, M.C., Guadagnin, F., Kumaira, S., Caron, F., & Gonçalves, G., 2019. Composition and diagenesis of Neoproterozoic Guaritas Group sandstones in the Minas do Camaquã fault zone, Camaquã Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 90: 1-11.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. *Blackwell*, Oxford, 482 p.
- Veizer, J., & Demovic, R., 1973. Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequences of the western Carpathians. *Journal of Sedimentary Research*, 43 (1): 258-271.
- Wierzbowski, H., & Joachimiski, M., 2007. Reconstruction of late Bajocian-Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (Central Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254: 523-540.
- 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 of London, Special Publications*, 312 (1): 323-343.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. *Springer*, New York, 471 p.
- Winefield, P.R., Nelsion, C.S., & Hodder, A.P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, 11: 19-31.
- Yahya Sheibani, V., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., & Khanehbad, M., 2020. Depositional environment and sequence stratigraphy of siliciclastic - carbonate deposits of Parvadeh Formation (Middle Jurassic) in Tabas block, East Central of Iran. *Geopersia*, 10 (2): 305-332.



Palynostratigraphy, paleoclimate, and paleoenvironment of the Dalichai Formation in the Bashm stratigraphic section (Eastern Alborz)

Dehbozorgi, A.^{1*}, Senemari, S.¹

1- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

2- Associate Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Technical & Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

* Email: dehbozorgi@sci.ikiu.ac.ir

Introduction

The Middle Jurassic strata (Dalichai Formation) is widespread across the Alborz Range. It is chiefly characterized by alternating shale beds, bluish-grey thin to medium bedded limestone, and marl including ammonites, belemnites, and sponge (Steiger, 1966). Various mega- and microfossil faunas are recorded in the formation, including fairly rich ammonites, spores, pollen grains, dinoflagellate cysts, belemnites, bivalves, brachiopods, echinoderms, sponges, bryozoans, and foraminifera. The 212-m-thick Dalichai Formation in the Bashm stratigraphic section, Eastern Alborz, mainly consists of marl, argillaceous limestone, and a few intercalations of cherty limestone. With distinct disconformity, it succeeds the Upper Triassic-Lower Middle Jurassic Shemshak Formation and gradationally underlies the thick-bedded limestone of the Upper Jurassic Lar Formation. This study aimed to make and correlate a palynostratigraphic framework for the studied interval and interpret the palynofacies and paleoclimate of the Dalichai Formation based on palynological data at the Bashm stratigraphic section, Eastern Alborz, northern Iran.

Materials and Methods

In the studied section, twenty-four samples were collected for palynological analysis. All samples were prepared following standard palynological processing procedures (e.g., Phipps & Playford, 1984), comprising treatment with hydrochloric (10-50%) and hydrofluoric (ca. 40%) acids for dissolution of carbonates and silicates, respectively. Thereafter, hot 50% HCl was used to dissolve silica-gel formed during the HF-silicate reaction. Then the solution was neutralized and centrifuged in ZnCl₂ (specific gravity 1.9) for density separation. Neither oxidative nor alkali treatments were applied. Residues were sieved through a 20µm mesh and strew mounted on glass slides using liquid Canada balsam. All the samples, slides, and figured specimens were stored at the Laboratory of Paleontology of the Department of Geology, Faculty of Science, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran.

Discussion

The 24 samples examined yield well-preserved, diverse palynofloras consisting predominantly of dinoflagellate cysts and miospores (spores and pollen grains). Fungal spores and acritarchs occur as minor constituents. The presence of some index species of dinoflagellate cysts leads to the identification of three of the North-western European biozones (Woollam & Riding, 1983; Riding & Thomas, 1992; Poulsen & Riding, 2003), i.e., *Cribroperidinium crispum* Total Range Biozone (late Bajocian), *Dichadogonyaulax sellwoodii* Interval Biozone (Bathonian to early Callovian) and *Ctenidodinium continuum* Interval Biozone (early to middle Callovian). Moreover, the presence of such dinoflagellate species as *Mendicodinium groenlandicum* and *Systematophora areolata* has been used to attribute a late Callovian age to the upper part of this studied section. Therefore, the late Bajocian - late Callovian age is collectively attributed to the studied section. This age assignment based on palynological data is consistent with the age presented by the ammonites (Hosseini Zadeh, 2011) in this stratigraphic section. The erected palynozones correspond largely to those established in Northwestern Europe and reveal the marine connection between North of Iran with Northwest Europe and the Northwestern Tethys during the late Bajocian to late Callovian ages. Quantitative analyses of the palynological data indicate the dominance of a relatively shallow, low-oxygenated marine environment with a relative increase in depth at some intervals upward in the studied section. Such spore species as *Klukisporites*, *Cyathidites*, *Dictyophyllidites*, and *Gleicheniidites* known to have been produced by Pterophyta dominate the palynofloras. Thus, the contemporaneous coastal vegetation was characterized



by the predominance of Pterophyta and minor components of Ginkgophyta, Pteridospermophyta, Coniferophyta, Lycophta, and Cycadophyta. Moreover, this reconstruction accompanied by the dominance of warm and intermediate dinoflagellate cysts collectively indicates a mild to warm climate for the Dalichai Formation in the studied section during the Middle Jurassic (late Bajocian - late Callovian). Indeed, according to the paleogeographic maps, in the Middle Jurassic (Middle Callovian), the Alborz Mountains of northern Iran occupied lower latitudes between 20 to 30 degrees north (Thierry, 2000; Seyed-Emami *et al.*, 2008; Wilmsen *et al.*, 2009, 2010). This position confirms this paleoecology for the Dalichai Formation.

Conclusion

All samples examined yield well-preserved, diverse dinoflagellate cyst assemblages. 26 identified dinoflagellate cyst species led to the identification of three biozones: *Cribroperidinium crispum* (late Bajocian), the *Dichadogonyaulax sellwoodii* (Bathonian to early Callovian), and *Ctenidodinium continuum* (early to late Callovian). Due to such dinoflagellate species as *Mendicodinium groenlandicum* and *Systematophora areolata*, a late Callovian age is attributed to the upper part of the studied section. This age assignment is consistent with the age presented by the ammonites in this stratigraphic section. Palynological data designate the dominance of a relatively shallow marine environment with a relative increase in depth at some intervals upward the studied section. The abundance of intermediate and warm water dinoflagellate cysts and ferns in the surrounding area of the Dalichai Formation depositional setting and also fungal spores collectively indicate a mild to warm climate for the Dalichai Formation in the studies section.

Keywords: Palynostratigraphy; paleoclimate; Middle Jurassic; paleoenvironment; Eastern Alborz; Dalichai Formation.

References

- Hossein Zadeh, K., 2011. Ammonites-based Biostratigraphy of the Dalichai Formation in Tuye Darvar (west of Damghan), eastern Alborz. M.Sc. thesis, Payame Noor University of Tehran, 125p. (In Persian).
- Phipps, D., & Playford, G., 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. Department of Geology. University of Queensland. *Papers*, 11(1): 1-23.
- Poulsen, N.E., & Riding, J.B., 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. In: Ineson, J.R., & Surlyk, F., (eds.), The Jurassic of Denmark and Greenland. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1: 115-144.
- Riding, J.B., & Thomas J.E., 1992. Dinoflagellate cysts of the Jurassic System. In: Powell, A.J., (ed.), A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. British Micropalaeontological Society Publications Series. *Chapman and Hall, London*: 7-97.
- Seyed-Emami, K., Fürisch, F.T., Wilmsen, M., Majidifard, M.R., & Skekarifard, A., 2008. Lower and Middle Jurassic ammonoids of the Shemshak Group in Alborz, Iran and their palaeobiogeographical and biostratigraphical importance. *Acta Palaeontologica Polonica*, 53 (2): 237-260.
- Steiger, R., 1966. Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentral Elburz/Iran). *Geologisches Institute der Eidgenossischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich*, 68: 1-145.
- Thierry, J., 2000. Middle Callovian (157–155 Ma). In: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., & Sandulescu, M., (eds.), Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. *CCGM/CGMW, Paris*: 1-97.
- 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. *Geological Society London. Special Publication*, 312: 323-343.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., & Zamani-Pedram, M., 2010. Facies analysis of a large-scale Jurassic shelf-lagoon: the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran. *Facies*, 56: 59-87.
- Woollam, R., & Riding, J.B., 1983. Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic. *Institute of Geological Sciences. Report No.* 83 (2): 1-42.



Calcareous nannofossil biostratigraphy in the Gurpi Formation Aghar anticline section located in SW Shiraz

Senemari, S.^{1*}

1- Associate Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Technical & Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

* Email: s.senemari@eng.ikiu.ac.ir

Introduction

One of the most extensive Cretaceous strata is the marine strata of the Gurpi Formation in Zagros, which was studied based on paleontology studies. The Gurpi Formation type section is located in Tang-e Pabdeh, North of Masjed Soleyman city (James & Wynd, 1965). One of the most important achievements obtained from the Gurpi Formation is the evaluation of stage boundary and biostratigraphy of it. In this section, the Gurpi Formation consists of 143 m thick which mainly consists of marl and marly limestone.

Materials and Methods

In this study, 73 samples from the Gurpi Formation interval have been studied. Samples were prepared following the standard smear slide method (Bown & Young 1998). All the slides were examined under the polarized light microscope at $\times 1000$ magnification. The nomenclature of calcareous nannofossil follows the taxonomic schemes of Perch-Nielsen (1985) and Burnett (1998).

Discussion and Results

To study biostratigraphy based on calcareous nannofossils, the Gurpi Formation succession in the southwest of the Aghar anticline, SW Shiraz, was selected. In this section, the Gurpi Formation with 143 m thickness mainly consists of marly limestones and marl. For introducing index species, calcareous nannofossil assemblages, and bio-zones, slides have been studied at the Gurpi Formation, which led to the determination of 40 species and 21 genera of calcareous nannofossils. In this study, ten biozones were recognized in the Gurpi Formation. Bio-zones including *Lucianorhabdus cayeuxii* Zone (CC16), *Calculites obscurus* Zone (CC17), *Aspidolithus parvus* Zone (CC18), *Calculites ovalis* Zone (CC19), *Ceratolithoides aculeus* Zone (CC20), *Quadrum sissinghii* Zone (CC21), *Quadrum trifidum* Zone (CC22), *Tranolithus phacelosus* Zone (CC23), *Reinhardtites levis* Zone (CC24) and *Arkhangelsiella cymbiformis* Zone (CC25) with Late Santonian - middle Maastrichtian in age. According to the first and last occurrence of index species the following bio-zones are identified:

1- *Lucianorhabdus cayeuxii* Zone

This bio-zone is recorded from the FO *Lucianorhabdus cayeuxii* to the FO of *Calculites obscurus*. The age of this zone is Late Santonian. The thickness of this zone has been measured approximately 4 m.

2- *Calculites obscurus* Zone

The second zone is recorded from the FO of *Calculites obscurus* to the FO of *Aspidolithus parvus*. The age of this zone is Late Santonian - Early Campanian. The thickness of this zone is 4 m.

3- *Aspidolithus parvus* Zone

This zone spans the interval from the FO of *Aspidolithus parvus* to the last occurrence of *Marthasterites furcatus*. The age of this zone is Early Campanian.

4- *Calculites ovalis* Zone

The next nannofossil unit recorded in this study is the CC19. This zone spans the interval from the LO of *Marthasterites furcatus* to the FO of *Ceratolithoides aculeus*. The age of this zone is late Early Campanian.

5- *Ceratolithoides aculeus* Zone

The next bio-zone recorded is CC20. This zone spans the interval from the FO of *Ceratolithoides aculeus* to the FO of *Quadrum sissinghii*. The age of this zone is late Early Campanian. The thickness of this zone was measured at about 15/6 m.



6- *Quadrum sissinghii* Zone

This zone spans the interval from the FO of *Quadrum sissinghii* to the FO of *Quadrum trifidum*. The age of this zone is early Late Campanian. The thickness of this zone was measured at about 4/4 m.

7- *Quadrum trifidum* Zone

This zone spans the interval from the FO of *Quadrum trifidum* to the LO of *Reinhardtites anthophorus*. The age of this zone is late Late Campanian. The thickness of this zone was measured at about 57 m.

8- *Tranolithus phacelosus* Zone

This zone spans the interval from the LO of *Reinhardtites anthophorus* to the LO of *Tranolithus phacelosus*. The age of this zone is late Late Campanian- Early Maastrichtian. The thickness of this zone was measured at about 38 m.

9- *Reinhardtites levis* Zone

This zone spans the interval from the LO of *Tranolithus phacelosus* to the LO of *Reinhardtites levis*. The age of this zone is Early Maastrichtian. The thickness of this zone was measured at about 4 m.

10- *Arkhangelsiella cymbiformis* Zone

The last nannofossil unit recorded in this study is the CC25. This zone spans the interval from the LO of *Reinhardtites levis* to the FO of *Nephrolithus frequens*. The age of this zone is middle Maastrichtian.

So, as a result of this study and according to the identified bio-zones, the age of the Gurpi Formation is Late Santonian - middle Maastrichtian.

Keywords: Calcareous nannofossils; Biozones; Zagros; Cretaceous.

References

- Bown, P.R., & Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. *Chapman and Hall*, London, 16-28.
- Burnett, J.A., 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (ed.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, British Micropalaeontological Society Publication Series. *Chapman and Hall Ltd. Kluwer Academic Publisher*, London, 132-165.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, 49: 2182–2245.
- Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., & Perch-Nielsen, K., (eds.), Plankton Stratigraphy. *Cambridge University Press*, 427-554.



Biostratigraphy, depositional environment and sequence stratigraphy of Arab Member in the middle part of Persian Gulf

Ghalandari, Z.¹, Vahidinia, M.^{1*}, Moussavi-Harami, S.R.¹

1- Ph.D. student in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

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

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

* Email: vahidinia@um.ac.ir

Introduction

The Arab Member (upper part of Surmeh Formation) in the Balal oil field in the middle part of the Persian Gulf is 130 meters thickness. It consists of thin to medium grain limestone, thin to medium crystal dolomite, and anhydrite. It is equivalent to the Arab Formation of Saudi Arabia, Bahrain, Qatar, and the United Arab Emirates (Al-Husseini, 2008).

Materials and Methods

A total of 200 rock samples were selected for analysis. Thin-sections were prepared at the Ferdowsi University of Mashhad and the Iranian Offshore Oil Company. The preservation of the microfossils is good, and identification follows Loeblich & Tappan (1988), Boudagher-Fadel (2008), Chiocchini (2008), and Hughes (2018), and they were stained with Alizarin Red-S solution using the Dickson (1965) method to distinguish calcite from dolomite. According to Dunham (1962) and Embry & Klovan (1971), the carbonate microfacies were classified. Skeletal and non-skeletal grain identification follow Flügel (2010). Parasequences of the Arab Member were recognized according to the sedimentary cycles and their relative sea-level equivalents (Haq et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988-1990).

Discussion

This research aims to determine the age of the studied member, microfacies, and sequence stratigraphy of the upper Surmeh Formation in Balal oil field in the Persian Gulf. The investigation of benthic foraminifera and green algae is led to the identification of 12 species belonging to 12 genera of benthic Foraminifera and 2 species 2 genera of Algae. Based on the index taxa, two biozones are distinguished within the Arab Member: *Kurnubia jurassica* Interval Zone and *Clypeina jurassica* Range Zone, which indicate the Kimmeridgian-Tithonian age for the Arab Member in this part of the Persian Gulf Basin. Petrographic investigations is led to the identification of 12 microfacies (Mf1-Mf12). These microfacies are grouped into four facies associations that are assigned to four depositional environments (supratidal, intertidal, lagoon, and shoal) sited on the inner part of a homoclinal carbonate ramp. Facies analysis was carried out mainly by using the standard facies model for ramps by Flügel (2010). One third-order sequence can be substantiated in this study.

It should be noted that the lagoonal facies are considered to represent the maximum flooding surfaces (MFS) for depositional sequence due to the lack of other deeper facies. In addition, sequence boundaries are indicated based on a combination of methods, including core observations, microfacies analyses, and the presence of evaporite minerals along with gamma-ray logs. By sequence, stratigraphic analysis one third-order sequence was recognized in the studied member that consists of transgressive systems tract (TST) and highstand systems tract (HST).

Conclusion

Based on the determined biozones (*Kurnubia jurassica* Interval Zone and *Clypeina jurassica* Range Zone), the age of the studied succession is Kimmeridgian-Tithonian. Petrographic investigations are led to the identification of 12 microfacies. According to Walter's law and facies evidence, the Arab Member sited on the inner part of a homoclinal carbonate ramp. The Arab Member deposited in one depositional sequence



based on seismic data, facies changes, and benthic foraminifera; One third-order sequence consists of transgressive systems tract (TST) and highstand systems tract (HST).

Keywords: Arab Member; Jurassic; Benthic foraminifera; depositional environment; sequence stratigraphy; Persian Gulf.

Acknowledgment

Authors acknowledge the Research Institute of Petroleum Industry-Ahvaz Center & Iranian offshore Oil for their exceptional support of this project.

References

- Al-Husseini, M.I., 2008. Launch of the Middle East geologic time scale. *GeoArabia*, 13 (4): 185-188.
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. First edition, *Palaeontology and Stratigraphy*, 571p.
- Chiocchini, M., Chiocchini, R.A., Didaskalou, P., & Potetti, M., 2008. Micropaleontological and biostratigraphical researches on the Mesozoic of the Latium-Abruzzi carbonate platform (Central Italy). *Memorie descrittive della, Carta Geologica D'Italia*, 6: 65-75.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 587p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.H., (ed.), *Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, E.J., 1972. Absolute water depth limits of the Devonian paleoecological zones. *Geology Rundschau*, 61: 672-686.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Heidelberg, Dordrecht, London, New York, 984p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., & Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea-level Changes: an Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 42:71-108.
- Hughes, G.W., 2018. A new thin-section based micropaleontological biozonation for Saudia Arabia Jurassic carbonates. *Micropaleontology*, 64 (5-6): 331-364.
- Loeblich, A.R., & Tappan, H; 1988b. Foraminiferal genera and their classification (Plates). Van Nostrand, New York, 212p.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.Jr., & Campion, K.M., Rahmanian, V.D; 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops, concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, 7: 1-55.
- 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.



Investigating the characteristics of “Calcite eyes” in large benthic foraminifera of the Aptian-Albian carbonate deposits, North and Southwest Neo-Tethys Ocean

Moosavizadeh, S.M.A.^{1*}, Tajbakhsh, Gh.¹

1- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Yazd University, Yazd, Iran

* Email: moosavizadeh@yazd.ac.ir

Introduction

The Zagros structural zone has undergone part of its evolution and sedimentation trend during the Cretaceous on the northwestern margin of a vast carbonate platform called the Arabian Plate (Sharland *et al.* 2001; Ziegler, 2001). Darian Formation Lower Cretaceous in age (Aptian-Albian) (Schroeder *et al.* 2010) is the last formation of the Khami group named by James & Wynd (1965) and is important in terms of hydrocarbon reservoir potential (Habibi *et al.*, 1994; Rahmani *et al.*, 2010). An essential feature of the Darian Formation is the abundance of different species of *orbitolina*, so that at the beginning of studies, this formation is named "Orbitolina limestone" (James & Wynd, 1965). The study of benthic foraminifera in carbonate sediments of the Darian Formation revealed round to oval subjects in *Orbitolina* tests. Since these subjects have been filled by sparry calcite cement, known as “calcite eyes” (Galloway 1933; Schroeder & Cherchi 1979), various theories have been proposed about the mechanism and cause of the formation of "calcite eyes" (Colom, 1955; Mohammed, 1996). The present study tries to provide a report on the characteristics of calcite springs and the process of their changes in terms of frequency, size, and dispersion in Darian Formation sediments. In the following, the hypotheses about the formation mechanism of these structures are examined.

Materials and Methods

Banesh and Sangsiah stratigraphic sections were selected based on geological maps. Total 351 samples were collected and named according to Dunham (1962) classification for carbonate rocks. Different species of “calcite eyes” were identified based on Haslett (1992) and Schlagintweit (2007). To investigate the relationship between calcite eyes and adaptive reactions of *Orbitolina* to the environmental condition such as low oxygen states, the abundance trend of calcite eyes was correlated with early Aptian oceanic anoxic event (OAE1a) (Moosavizadeh *et al.* 2014) interval.

Discussion

Because there are still uncertainties about the mechanism for the formation of these structures, the present study tries to compare the morphology, frequency, and distribution of "calcite eyes" in *Orbitolina*, the sedimentation, and paleoecological conditions during the formation of sediments of the Darian Formation with the processes discussed concerning the formation of "calcite eyes" and the best mechanism to specify. The structural features of "calcite springs" include morphology, their position on the *orbitolina* tests, and their stratigraphic distribution. These structures are seen in two main forms, spherical and oval shapes. However, boring in these two forms has caused irregular shapes in these structures. In terms of stratigraphy, these structures are abundant in the Upper Aptian sediments and are simultaneous with highstand facies of the seawater. On the other hand, in terms of abundant facies and magnificence, "calcite springs" have been observed in elongated *orbitolina* related to *orbitolina* rudestone of open marine setting.

Conclusion

Investigation in *orbitolina* of the carbonate sediments of the Darian formation revealed the existence of round to oval subjects called "calcite eyes". Examining the structural properties and based on the evidence available, it was found that these objects cannot be created as a result of an adaptive response to environmental changes, and these are, in fact, sponge spicules that form as foreign objects in the tests of benthic foraminifera in the Darian formation.



Keywords: Calcite eyes; Dariyan Formation; Large benthic foraminifera; *Orbitolina*; Spongespicules.

Acknowledgment

We want to express our gratitude to Dr. Felix Schlagentweit and Dr. Kurosh Rashidi for their help in providing some references.

References

- Colom, G. 1955. Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and Atlantic area. *Micropaleontology*, 1(2): 109-124.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Galloway, J.J., 1933. A manual of Foraminifera. *Bloomington, Indiana*. 1883 p.
- Habibi, F., Feiznia, S., & Barzegar, F., 1994. Stratigraphy, sedimentology and reservoir evolution of Upper Dariyan -Kazhdumi Tongue- Lower Dariyan and Gadvan Formations in Dezful South area. National Iranian Oil Company, Unpublished Report.
- James, G., & Wynd, J., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2245-2182.
- Mohammed, M.U., 2016. Micropaleontological aspects of the "Calcite Eyes" phenomenon in the family Orbitolinidae. *Iraqi Journal of Science*, 57 (2): 1462-1468.
- Moosavizadeh, M.A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavoosi, M.A., & Schlagentweit, F., 2015. Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern Arabian Plate, Zagros Fold Belt, Iran). *Bulletin of Geosciences*, 90: 145–172.
- Rahmani, O., Aali, J., Mohseni, H., Rahimpour-Bonab, H., & Zalahgaie, S., 2010. Organic geochemistry of Gadvan and Kazhdumi formations (Cretaceous (in South Pars field, Persian Gulf, Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 70: 57-66.
- Schlagintweit, F., Auer, M., & Gawlick, H., 2007. *Reophax? rhaxelloides* n. sp., a new benthic foraminifer from Late Jurassic reefal limestones of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Journal of Alpine Geology*, 48, 57-69.
- Schroeder, R., & Cherchi, A. 1979. Upper Barremian–Lowermost Aptian Orbitolinid Foraminifers from the Grand Banks Continental Rise, Northwestern Atlantic (DSDP Leg 43, Site 384). In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 43: 575-583.
- Schroeder, R., Van Buchem, F., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A., & Granier, B., 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian–Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. *GeoArabia*, Special Publication, 4: 49-96.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., & Simmon, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia*, Special Publication 2: 322-371.
- Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *Georabia*, 6: 445-504.



Reconstruction of paleoecological conditions of the Qom Formation in the Kahak, Nowbaran, and Andabad areas (back-arc Qom basin)

Mahyad, S.M.A.¹, Safari, A.^{2*}, Vaziri-Moghaddam, H.³, Seyrafian, A.³

1- Ph.D. student in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

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

3- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

* Email: safari@sci.ui.ac.ir

Introduction

The Tethyan seaway was located between the Gondwana and Eurasia supercontinents (Reuter *et al.*, 2009). The Qom basin developed at the northern margin of the Tethyan seaway (Reuter *et al.*, 2009). In addition, the Qom Formation was deposited in this basin during the Oligocene-Miocene ages (Reuter *et al.*, 2009). The researchers indicated that the Qom basin was divided into three sub-basins by the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, and the sub-basins are inclusive of the fore-arc sub-basin (Esfahan-Sirjan basin), the back-arc sub-basin (Qom basin), and the Intra-arc sub-basin (Reuter *et al.*, 2009; Mohammadi *et al.*, 2013). The study areas (Andabad, Nowbaran, and Kahak areas) lie in the back-arc sub-basin (Qom basin). In this research, the paleoenvironmental conditions (such as light, nutrient supply, salinity, substrate nature, depth of seawater, and temperature) of the Oligo-Miocene deposits (Qom Formation) were studied.

Materials and Methods

The Andabad area, with the coordinates of N 36° 48' 12.6" and E 47° 59' 28", is located 19 km away from northwestern Mah Neshan city. The Nowbaran area (coordinates of 35° 05' 22.5" and E 49° 41' 00") which is situated at 53 km from northwestern Saveh city, as well as the Kahak area (coordinates of N 34° 23' 01.1" and E 50° 50' 20.2"), lies 30 km from south Qom city. The Qom Formation in the Andabad (with 220 m thickness), Nowbaran (with 458 m thickness), and Kahak (with 645 m thickness) areas mainly contain shale and limestone rocks. The lower boundary between the Qom and Lower Red formations is unconformable with the Andabad and Nowbaran areas. In the Kahak area, Eocene volcanic rocks are covered by the Qom Formation sediments. The Upper Red Formation unconformably overlies the Qom Formation in the Andabad and Kahak areas. The upper boundary between the Qom Formation and Recent Alluvial deposits is unconformable. A total of 401 rock samples from the study areas were collected. Microfacies analysis and paleoecological studies were performed by resources such as Dunham (1962), Embry and Klovan (1971), Pomar (2001), Mutti & Hallock (2003), Mossadegh *et al.* (2009), Mateu-Vicens *et al.* (2009), Brandano *et al.* (2009), and Pomar *et al.* (2014).

Discussion and Results

The deposits of the Qom Formation were formed in the Kahak, Andabad, and Nowbaran areas during the Rupelian-Chattian, Aquitanian, and Burdigalian ages, respectively. The paleoecological studies show the high marine salinity to hypersaline conditions in the Kahak (Rupelian-Chattian), Nowbaran (Aquitanian), Andabad (Burdigalian) areas. The euphotic condition can be considered for the deposition environment of the Qom Formation in the Kahak (Rupelian-Chattian), Nowbaran (Aquitanian), Andabad (Burdigalian). In the study areas, the oligotrophic to mesotrophic conditions can be observed. The paleo depth of seawater in the Kahak and Andabad areas was variable from less than 10m to more than 30m. The seawater depth in the Nowbaran area fluctuated from less than 10m to more than 40m. Therefore, the sea in the Aquitanian stage was deeper than the Rupelian-Chattian and Burdigalian ages. The abundance of coral, red algae, and large benthic foraminifera in the study areas indicate tropical and subtropical environments (18 to 25°C). The grain associations such as foramol and foralgal (belong to heterozoan association) were identified in the study areas.

Keywords: Neotethys; paleoecology; Qom Formation; Kahak; Nowbaran; Andabad.



References

- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Pedley, M., 2009. Facies analysis paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower CorallieLimestone Formation), *Malta. Sedimentology*, 56: 1138–1158.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (eds.), *Classification of carbonate rocks. A symposium, American Association Petroleum Geologist*, 108–121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1972. Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730–781.
- Mateu-Vicens, G., Hallock, P., & Brandano, M., 2009. Test shape variability of *Amphistegina d'Orbigny* 1826 as a paleobathymetric proxy: application to two Miocene examples. In: Demchuk, T., & Gary, A., (eds.), *Geologic problems solving with microfossils. SEPM Special Volume*, 93: 67–82.
- Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Safari, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2018. Microfacies and depositional environments of the Qom Formation in Barzok area, SW Kashan, Iran. *Carbonates and Evaporites*, 1-14.
- Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Hdabi, M.H., & Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during late Oligocene to early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272: 17–36.
- Mutti, M., & Hallock, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth Science*, 92: 465–475.
- Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313–334.
- Pomar, L., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M., & Brandano, M., 2014. Carbonate ramp evolution during the late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 404: 109–132.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rögl, 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 the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Science*, 98 (3): 627–650.



Biostratigraphy of Dalichai Formation in Parikhan section in the west of Shahrood, based on palynomorphs and foraminifera

Naderiyan, M.¹, Zarei, E.^{2*}, Yosefi, S.¹

1- M.Sc. student in Paleontology & Stratigraphy, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

2- Assistant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

* Email: ezarei@du.ac.ir

Introduction

The Dalichai Formation in Parikhan section in the west of Shahrood with a thickness of 250 meters consisting of an alternation of bluish-gray was studied. This formation overlies the Shemshak formation disconformity, and it has gradually been covered by the thick-bedded limestones of the Lar formation. The biogenic components consist of brachiopods, gastropods, bivalves, ammonites, echinoderms, belemnites, sponges and sponge spicules, radiolarians, ostracods, benthic foraminifers. The aim of the present study is to discuss the age of the formations and paleobiogeography relationship based on foraminifera and dinoflagellate cyst assemblage.

Materials and Methods

The Parikhan section is located on the central part of Alborz Mountains, approximately 14 km west of Shahrood (coordinates with E 54° 49' 11" and N 36° 24' 20"). 27 samples were collected systematically and processed for palynostratigraphy following the standard palynological technique described in Traverse (2007). Cold hydrochloric (30 %) and hydrofluoric acids (30 %) were used to dissolve carbonate and silicates, respectively. The residue was neutralized and centrifuged in ZnCl₂ with specific gravity (1.9 g/cm³). The materials were then sieved using a 15-μm nylon mesh and mounted on microscope slides using liquid Canada balsam. The present study shows that the Dalichai Formation is rich in terrestrial (spores and pollen grains) and marine palynomorphs (dinoflagellate cysts, acritarchs, and scolecodonts). In the laboratory, thin sections were prepared from all marly limestones and hard resistant shaly marl samples to achieve further microfossils evidence and aid sedimentological descriptions. All samples were processed for foraminiferal analysis following the standard method of Lirer (2000). Thus, 21 species belonging to 17 genera of planktonic and benthonic foraminifera were identified.

Discussion and Results

In the present study, 30 species of dinoflagellate cysts belong to 22 genera and 10 species of spore, which belong to 8 genera, and 7 species of pollen, which belong to 4 genera, have been identified. Based on the presence and stratigraphic distribution of the most dominant miospore, *Klukisporites variegatus* and *Callialasporites dampieri* of pollen are identified in the Dalichai Formation (late Bajocian - Callovian). Based on recorded dinocyst assemblages, especially marker species, three palynozones, including *Cribroperidinium crispum* Total Range Zone (late Bajocian), *Dichadogonyaulax sellwoodii* Interval Zone (Bathonian – early Callovian), and *Ctenidodinium continuum* Interval Zone (late Callovian) were identified.

Cribroperidinium crispum Total Range Zone

This biozone encompasses 43 m of the base of the Dalichai Formation from samples 1 to 9. The zone differentiated here is equivalent to the *Cribroperidinium crispum* zone of Poulsen and Riding (2003) for sub-boreal Northwest Europe and *Cribroperidinium crispum* zone of Mafi et al. (2013) and Ghasemi-Nejad et al. (2012) for Northern Iran. Proximate dinocyst such as *Nannoceratopsis* spp., *Nannoceratopsis pellucida*, *Pareodinia ceratophora* are abundant in the zone. *Meiourogoniaulax valensii* is also relatively common in this biozone.

Dichadogonyaulax sellwoodii Interval Zone

The *Dichadogonyaulax sellwoodii* zone (Riding and Thomas 1992) is equivalent to the *Ctenidodinium sellwoodii* zone of Poulsen and Riding (2003) for sub-boreal Northwest Europe and the *Dichadogonyaulax sellwoodii* zone of Mafi et al. (2013) and Ghasemi-Nejad et al. (2012) for Northern Iran. This biozone encompasses 57 m of the Dalichai Formation above the *Cribroperidinium crispum* zone (samples 9 to 18).



Dichadogonyaulax sellwoodii and *Ctenidodinium combazii* have their first appearances at the base of this zone. Many proximate and proximochorate dinoflagellate cysts such as *Ctenidodinium combazii* and *Ctenidodinium* spp. were recorded in this zone. These are considered to indicate an age of Bathonian to Early Callovian for this zone.

Ctenidodinium continuum Interval Zone

This zone encompasses 39 m of the Dalichai Formation above the *Dichadogonyaulax sellwoodii* zone (from samples 19 to 25) and is marked by the LAD of *Ctenidodinium combazii*. A slight change has been recorded in the upper boundary of the zone as the index species *Scriniodinium crystallinum* whose FAD marks the end of the zone in Britain (Riding and Thomas 1992), sub-boreal Northwest Europe (Poulsen and Riding 2003), and Northern Iran (Mafi et al. 2013) has not been recorded. We, therefore, used the FAD of *Ctenidodinium tenellum* as the marker for the upper boundary of this zone. These indicate the middle to late Callovian for this zone. Dinoflagellate species are abundant, but all the species were concentrated in lower parts of the Dalichai Formation in the Parikhan section; therefore, planktonic and benthic foraminifera was used to determine exact age. The planktonic foraminifera comprises approximately 5–10% of the assemblage at the studied locality, and are found within a benthic foraminiferal assemblage consisting of a mixture of smaller agglutinated species and calcareous species (nodosariids, ophalmidiids and spirillinids) without any larger foraminifera. Planktonic foraminifer's preservation varies from poor to moderate. The planktonic foraminifera association from the Parikhan section has been compared with those previously reported from time equivalent strata worldwide (Boudagher-fadel et al., 1997). This formation was divided into two biozones based on *Lenticulina varians*-*Ophtalmidium* Assemblage zone and *Globigerina bathoniana* Taxon-Range Zone. In the early Bathonian, the beds show the first appearance of planktonic foraminifera. Two protoglobigerinid genera are recognized: a low-spined species identified as *Globuligerina* sp. and a high-spined form assigned to *Conoglobigerina* sp. Our discovery is the first report of planktonic foraminifera in the Middle Jurassic (lower Bathonian) of Iran. It can be correlated throughout the Middle East, from Saudi Arabia to Oman and Syria. The assemblages recorded from the Dalichai Formation are very similar to coeval Northeast Iran and Northwest European populations. The close similarities of dinoflagellate cyst assemblages and planktonic foraminifera recorded from the Dalichai Formation with Northwest European populations confirm the connection between two sedimentary basins during Middle Jurassic.

Keywords: Biostratigraphy; Dalichai Formation; Index dinoflagellate; Foraminifera; Eastern Alborz.

References

- Boudagher-Fadel, M.K., Banner, F.T., & Whittaker, J.E., 1997. Early Evolutionary History of Planktonic Foraminifera. *British Micropalaeontological Society Publication Series, Chapman and Hall*, 269p.
- Ghasemi-Nejad, E., Sabbaghiyan, H., & Mosaddegh, H., 2012. Paleobiogeographic implications of late Bajocian-late Callovian (Middle Jurassic) dinoflagellate cysts from the Central Alborz Mountain, northern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43: 1-10.
- Lirer, F., 2000. A new technique for retrieving calcareous microfossils from lithified lime deposits. *Micropaleontology*, 46: 365–369.
- Mafi, A., Ghasemi-Nejad, E., Ashouri, A.R., & Vahidinia, M., 2014. Dinoflagellate cysts from the Upper Bajocian-Lower Oxfordian of the Dalichai Formation in Binalud Mountains (NE Iran): their biostratigraphical and biogeographical significance. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 3683–3692.
- Poulsen, N.E., & Riding, J.B., 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. In: Ineson, J.R., & Surlyk, F., (eds.), The Jurassic of Denmark and Greenland. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1: 115-144.
- Riding, J.B., & Thomas, J.E., 1992. Dinoflagellate cysts of the Jurassic System. In: Powell, A.J., (ed.), A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. *British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall*, London: 7-97.
- Traverse, A., 2007. Paleopalynology: Topics in Geobiology, second edition. *Springer*, Dordrecht, Netherlands, 813 p.



Nannostratigraphy of the Avich section deposits (Eastern margin of Lut Block)

Notghi-Moghaddam, M.^{1*}, Jalili, F.², Hadavi, F.³

1- Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, I.R of Iran

2- Ph.D. in Stratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Birjand University, Iran

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

* Email: m.n.moghaddam@gmail.com

Introduction

Calcareous nannofossils are one of the most important groups used for oceanic sections biostratigraphy. This research has studied calcareous nannofossils of the deposits attributed to Oligo- Miocene in Lut Block (eastern Iran). Previous nannofossils studies on Paleogene and Neogene deposits of east Iran were done by Hadavi & Zohravi (2010); Jalili *et al.* (2017). The present research is another investigation of calcareous nannofossils in the Avich section. The studied section with 550 meters thickness is located in the southwest of Qayen city and the south of the Avich village. The lithology of the deposits consists of sandstones, argillitic limestone, and green marl with interbedded sandstone. This study aims to determine the calcareous nannofossil assemblages and discuss the possibility of applying the standard zonation and age determination.

Materials and Methods

In this study, 20 samples from the upper part of the deposits attributed to Eocene, 100 samples from the lower part of the deposits attributed to Oligo-Miocene, and 100 samples from the upper part of these deposits from the Avich section have been studied. Samples were prepared as a smear slide method (Bown & Young, 1998). The examination of nannofloras was performed at 2500x magnification. All images were taken in either cross-polarized light (XPL) or (PPL). All calcareous nannofossil specimens were identified by using the taxonomic schemes of Perch- Nielsen (1985) and Bown & Young (1998).

Discussion

Calcareous nannoplanktons are widespread in the present oceans, from coastal areas to open ocean settings. They are suitable for biostratigraphical studies since they are abundant, planktonic, rapidly evolving, and largely cosmopolitan. Regarding calcareous nannofossils, 45 species belonging to 18 genera have been recognized at the studied interval in the Avich section. In the present samples, structures of the central area in many species such as *Helicosphaera* and *Chiasmolithus*; indicate the calcareous nannofossils in this section have medium to relatively low preservation. The most important identified species are *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus*, *Discoaster druggii*, *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Discoaster kugleri*, *Catinaster coalitus*, and *Discoaster hamatus*. Some species belonging to *Discoaster*, *Catinaster*, *Triquetrorhabdulus* and *Isthmolithus* are existed from the lower part or upper part of the studied section. Other taxa such as *Hughesiu*, *Coccolithus*, *Tetralithoides*, *Sphenolithus*, and *Helicosphaera* are present in most samples.

In the present study, Martini's standard calcareous nannofossil zonation (1971) was applied. In this zonation, the NP abbreviation represents Paleogene nannoplanktons (Nannoplankton Paleogene), and NN abbreviation means Neogene nannoplanktons (Nannoplankton Neogene). In this study, according to the first and last occurrences of marker species of nannofossils, two calcareous nannofossil biozones NP18 (*Chiasmolithus oamaruensis* Zone) and NP19 (*Isthmolithus recurvus* Zone) in the upper part of Eocene deposits, NN2 (*Discoaster druggii* Zone) and NN3 (*Sphenolithus belemnoides* Zone) biozones in the lower part of Miocene deposits, and NN7 (*Discoaster kugleri* Zone) and NN9 (*Discoaster hamatus* Zone) in the upper part of Miocene deposits were recognized.

Calcareous nannoplankton zones, especially the presence of NP19 at the uppermost part of Eocene deposits and the presence of NN2 at the lowermost portion of Miocene deposits, indicate that the investigated boundary has the age of Priabonian – Aquitanian in this area. Other determined biozones represent the age of the Aquitanian-Tortonian for the studied deposits attributed to Oligo-Miocene in the Avich section. In this section, the absence of NP20-NN1 biozones may be due to the facies changes and the lack of calcareous



nannofossils in sandstone rocks of the succession or the tectonic activities between the Eocene and Miocene deposits.

Conclusion

The nannofossil assemblages of the Oligo-Miocene deposits of the Avich section are relatively good in diversity with medium to relatively low preservation. Index calcareous nannofossils allowed us to infer the biozonation and record bioevents in these deposits. In this section, the presence of NN2 at the lower part of Miocene deposits and the presence of NN9 at the upper part of the studied deposits show that the investigated deposits are Aquitanian - Tortonian in age.

Keywords: Calcareous nannofossils; Lut Block; Avich; Aquitanian; Tortonian; Priabonian.

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.
- Hadavi, F., Zohravi, M., 2010. Introduction to calcareous nannofossils from the Koronk section in west Birjand (S.E. Iran). *13th International Nannoplankton Association Conference (Abstracts and Programs), Yamagata, Japan*, (Poster), P. 59.
- Jalili, F., Hadavi, F., Rahimi, B., Khazaei, A.R., 2017. Investigation of middle and late Miocene flyschoid of east Afzalabad (North Birjand) based on calcareous nannofossils. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 26 (102): 177-184.
- Martini, E., 1971. Die Typen und Typoide des Natur-Museums Senckenberg, 46: Fossiles Nannoplankton. *Senckenbergiana lethaea*, 52: 115-127
- 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.



Interpretation of diagenetic sequence and geochemistry of Parvadeh Formation in East-Central of Iran (Tabas Block)

Yahya Sheibani, V.¹, Moussavi-Harami, S.R.^{2*}, Mahboubi, A.², Khanehbad, M.³

1- Ph.D. students in Sedimentology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, International Campus, Mashhad, Iran

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

3. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

* Email: moussavi@um.ac.ir

Introduction

After the Mid-Cimmerian tectonic event in the Central-East Iranian Micro-continent (CEIM), the marine sediments of the Parvadeh Formation were deposited in the Middle Jurassic, with a significant expansion in the north of the Tabas block and mainly formed from dark gray fossiliferous limestone (Aghanabati, 2014; Seyed-Emami et al., 2004). In this study, two sections of Parvadeh Formation in Ravar-Mazino sub-block (92 km west of Tabas) and Kalshaneh syncline in Kalmard block (83 km north of Tabas) have been selected for diagenesis and geochemistry studies. Diagenetic events are an important key in sequence stratigraphy studies, identifying surface exposure phases and changes in environmental conditions (Moore and Wade, 2013). Analysis of trace and major elements also leads to a better understanding of environmental conditions characteristics and better identification of fluid systems associated with diagenetic processes (Nader, 2017; Oliveira and Truckenbrodt, 2019). A combination of field, petrographic and geochemical data was used to investigate the effect of diagenesis on the studied deposits.

Materials and Methods

After completion of field studies, 113 rock samples were selected and studied by Cathodoluminescence (CL) and polarizing microscope after the thin sections were prepared, while Dickson (1966) method was used to detect calcite from dolomite. Also, 11 limestone samples were selected for geochemical analysis and then tested by Zarazma Mineral Studies Company using the ICP-OES Varian model to determine trace and major elements.

Discussion

Petrographic studies indicate that the Parvadeh Formation has been affected by micritization, cementation (Isopachus, Granular, Drusy, Blocky, and Poikilotopic), neomorphism, replacement (dolomitization, silicification, and pyritization), physical and chemical compaction, iron oxide, and fracturing processes. Calcite was pink to red in staining with red alizarin, while dolomite was not stained. In addition, elemental analysis of samples from the Parvadeh Formation showed that the amount of Sr varied from 269 to 678 ppm, and the amount of Na varied from 604 to 1189 ppm. The changes ranged between 134 to 443 ppm for Mn, 1978 to 13183 ppm for Fe, 33.15 to 38.24% for Ca, and 2785 to 4639 ppm for Mg. Positive trend changes in the Fe/Mn, Fe/Na, the low Sr/Mn ratio in the studied samples, and its inverse linear relationship with Mn values showed the highest effects of meteoric diagenesis and, to some extent, burial diagenesis. Based on the Sr/Ca plot versus Mn, it is possible to figure out the open and closed diagenetic system, the ratio of water-to-rock interactions, and the oxidation and reduction conditions of the environment (Brand and Veizer, 1980). The bivariate plot of Sr/Ca versus Mn shows that fluids in an open diagenetic system have stabilized the limestone of the Parvadeh Formation. Modern and ancient tropical carbonates differ from their non-tropical counterparts by their Sr/Na ratio and Mn contents (Rao, 1991; Winefield et al., 1996). In the Parvadeh limestone, Sr/Na concentrations range from 1.44 to 0.3 (mean: 0.6), similar to carbonate samples and the subtropical-temperate climate of the recent regions. The plotting of Sr/Mn with Mn provides a valuable measure of the degree of dissolution in limestone (Rao, 1991). The average Sr/Mn ratio in the Parvadeh Formation carbonates is 1.61. The low Sr/Mn ratio in the studied samples and its inverse linear relationship with Mn values show the highest effects of meteoric diagenesis and, to some extent, burial diagenesis.



Conclusion

Micritization, cementation, neomorphism, physical and chemical compaction, dissolution, Voids filling and fracturing, dolomitization, silicification, and pyritization are the most important diagenetic processes of the Parvadeh Formation. These processes have been carried out in four marine, meteoric, burial, and uplift diagenetic environments, with meteoric and burial diagenesis having the most significant impact on the Parvadeh Formation, respectively. Micritization processes, formation of microcrystalline dolomites, and some cement (overgrowth) have occurred in the stage of marine diagenesis. In contrast, dissolution, neomorphism, and appearance of some cement (Blocky, Granular, Drusy) have taken place in the stage of meteoric diagenesis. Also, physical compaction, stylolite, formation of some cement (Blocky and Drusy), and medium crystalline dolomites have occurred in the burial diagenesis stage, while the development of fractures and their filling has taken place in the uplift stage. The positive trend of changes in Fe versus Mn and Fe versus Na graphs indicates the effect of meteoric diagenesis. The low Sr/Mn ratio in the studied samples and its inverse linear relationship with Mn values show an increase in burial depth and a decreasing trend of Sr/Na versus an increase in Mn, indicating a close combination of recent temperate carbonates, whose geochemistry results are consistent with subtropical to temperate climates obtained during the Middle Jurassic. Also, changes ($1000 * \text{Sr/Ca (wt)}$) versus Mn indicate the open diagenetic system in the Parvadeh Formation.

Keywords: Parvadeh Formation; Diagenesis; Geochemistry; Tabas Block; Middle Jurassic.

References

- Aghanabati, S.A., 2014. Stratigraphy Lexicon of Iran. Volume 3 (Jurassic). *Geological Survey of Iran*, 545 p. (In Persian)
- Brand, U., & Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of the multi-component carbonate system-1: trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 1219-1236.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 491-505.
- Moore, C.H., & Wade, W.J., 2013. Carbonate Reservoirs, Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework (2nd edition). *Developments in Sedimentology, Elsevier*, New York, 347 p.
- Nader, F.H., 2017. Multi-Scale Quantitative Diagenesis and Impacts on Heterogeneity of Carbonate Reservoir Rocks. *Springer International Publishing*, 146 p.
- Oliveira, R.S., & Truckenbrodt, W., 2019. Provenance and diagenesis of Guamá Sandstone, northeastern Pará, Brazil: A Silurian link between the Amazonas and Parnaíba basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 90: 265-281.
- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- Seyed-Emami, K., Fürsich, 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.
- Winefield, P.R., Nelsion, C.S., & Hodder, A.P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*, 11: 19-31.

تنظیم نهایی مقاله پذیرفته شده در دوفصلنامه رخساره‌های رسوبی با دستور زیر انجام گیرد:

(بدیهی است مقالات پذیرش شده در صورت عدم رعایت و انجام موارد زیر در دستور چاپ قرار نخواهند گرفت)

- ۱- عنوان فارسی مقاله با قلم B Titr 16 ضخیم و عنوان انگلیسی با قلم Times new Roman 14 ضخیم.
- ۲- نام کامل فارسی نویسنده‌ها با قلم B Zar 10 ضخیم و نام کامل انگلیسی با قلم Times new Roman 9 ضخیم.
- ۳- نشانی پژوهشی فارسی به طور کامل و با ذکر مرتبه دانشگاهی نویسندگان عضو هیأت علمی با قلم B Zar 10 به ترتیب شامل:
نام و نام خانوادگی.....، گروه آموزشی.....، دانشکده.....، دانشگاه.....، شهر.....، کشور.....
- ۴- نشانی پژوهشی انگلیسی به طور کامل و با ذکر مرتبه دانشگاهی نویسندگان عضو هیأت علمی با قلم Times new Roman 9 به ترتیب شامل:
First and Last Name, Department of, Faculty of, University of....., City....., Country.....
- ۵- پست الکترونیکی (Email) با قلم Times new Roman 10
- ۶- تمامی تیتراهای موجود در متن مقاله با قلم فارسی B Zar 13 و انگلیسی Times new Roman 11
- ۷- متن چکیده فارسی با قلم B Zar 11
- ۸- متن مقاله فارسی با قلم B Zar 13 و انگلیسی با قلم Times new Roman 11
- ۹- زیرنویس شکل‌ها با استفاده از (گزینه Text Box) از منوی Insert قسمت Text Box با قلم B Yagut 9
- ۱۰- متن فارسی جداول با قلم B Nazanin 9 و متن انگلیسی جداول با قلم Times new Roman 8
- ۱۱- تیترا جداول با قلم B Nazanin 10
- ۱۲- متن فارسی به حالت Justify Low با فاصله خطوط 1 cm
- ۱۳- متن انگلیسی به حالت Justify با فاصله خطوط 1 cm
- ۱۴- منابع فارسی با قلم B Zar 13 و منابع انگلیسی با قلم Times new Roman 11
- ۱۵- تمام تصاویر به حالت Behind text درون متن تنظیم شوند.
- ۱۶- نقشه‌های جغرافیایی ترجیحاً به زبان فارسی و با فونت B Zar 11 برای نشان دادن شهرها و روستاها
- ۱۷- شماره‌های فرعی روی شکل‌های مقاطع نازک میکروسکوپی بر مبنای الفبای فارسی (الف، ب، پ، ...) .
- ۱۸- پلیت‌هایی که برای معرفی فسیل‌ها ساخته شده‌اند هم به عنوان شکل و نه پلیت در متن مقاله معرفی شوند. این شکل دارای شماره باشد و برای تک تک تصاویر فسیل‌های درون آن از نام‌گذاری بر اساس حروف الفبای انگلیسی استفاده کنید. لذا در معرفی جنس و گونه‌ها برای مقالاتی که تشریح سیستماتیک دارند، برای ارجاع به شکل در زیر نام گونه به شماره اصلی و فرعی شکل اشاره می‌شود (برای مثال: شکل ۴الف - ۴ب و یا Figure 3b-3f).
- ۱۹- فایل کلیه شکل‌ها با حداقل قدرت تفکیک 300 dpi و با فرمت JPEG ارسال گردد. ضروری است فایل‌های وکتوری از قبیل DWG، DXF، CDR و ... با کیفیت مناسب در فرمت JPEG به رستر تبدیل شوند و از ارسال فایل‌های وکتور پرهیز گردد.
- ۲۰- اسامی تمامی جنس و گونه‌های فسیل‌ها در متن مقاله به زبان انگلیسی و به صورت ایتالیک، مطابق با الگوی استاندارد ICZN نوشته شود.
- ۲۱- چکیده انگلیسی مقاله به صورت مبسوط به میزان حداکثر دو صفحه شامل بخش‌های Title، Authors names with affiliation، Keywords، Introduction، Material & Methods، Discussion، Conclusion، Acknowledgement (اختیاری) و References (فقط منابع مورد استفاده در همین دو صفحه) تهیه شود. عنوان چکیده انگلیسی با قلم Times new Roman 16 ضخیم و متن چکیده انگلیسی با قلم Times new Roman 10 نوشته شود.
- ۲۲- در نگارش متن فارسی و در ارتباط با افعال و کلمات مرکب اکیداً و حتماً از نیم‌فاصله استفاده کنید (برای مثال: به جای "شده اند" بنویسید "شده‌اند" و یا به جای "می‌شود" بنویسید "می‌شوند" و یا به جای "میکروفسیل‌ها" بنویسید "میکروفسیل‌ها"). برای ایجاد نیم فاصله حتماً و فقط از کلیدهای ترکیبی "ctrl+shift+@" استفاده کنید.
- ۲۳- نحوه نگارش منابع مطابق با الگوی استاندارد مجله به شرح زیر:
- تمامی منابع موجود در متن مقاله در لیست پایانی منابع مقاله نیز موجود باشند. بالعکس، تمامی منابع لیست پایانی در متن مقاله استفاده شده باشند.
- منابع فارسی در متن مقاله به زبان فارسی و منابع انگلیسی در متن مقاله هم به زبان انگلیسی نوشته شوند.

- منابع در متن اصلی به ترتیب سال انتشار و در فهرست 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 انتهای مقاله، ابتدا منابع فارسی و سپس منابع انگلیسی آورده شود. در مقاله‌هایی که هنوز چاپ نشده‌اند، در انتها به جای شمارگان نشریه و صفحه‌ها، عبارت "زیر چاپ" برای منابع فارسی و "In press" برای منابع انگلیسی در داخل پرانتز ذکر شود. در صورتی که مقاله به زبانی به جز فارسی و انگلیسی نگارش شده باشد، زبان اصلی منبع مورد استفاده در انتهای آن در داخل پرانتز قید شود، مثلاً "In French".

برای مقاله‌های فارسی. در مثال‌های زیر به اطلاعات مورد نیاز برای صورت‌های مختلف اصلی منبع نویسی توجه شود:

- در نگارش منابع، از اختصارنویسی نام ناشر (ژورنال یا هر مؤسسه انتشاراتی دیگری) اکیداً پرهیز کنید. مثلاً به جای AAPG Bulletin بنویسید American Association of Petroleum Geologists Bulletin

مقاله چاپ شده در مجله:

عاشوری، ع.ر.، ۱۳۷۷. مرز دونین - کربنifer 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، صص ۳۴۱-۳۵۲.

کتاب:

آقائباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

پایان نامه:

پوراسماعیل، الف.، ۱۳۸۳. بایواستراتیگرافی سازند نیزار بر مبنای نانوپلانکتون‌های آهکی در برش الگو واقع در تنگ نیزار (جاده مشهد - سرخس). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۲۹ ص.

نقشه:

طاهری، ج.، قائمی، ف.، م.، ۱۳۷۳. نقشه زمین شناسی مشهد، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. 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*.

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Scientific Journal

Sedimentary Facies

Vol. 13, No. 1; Spring & Summer 2020

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

Palynostratigraphy, paleoclimate, and paleoenvironment of the Dalichai Formation in the Bashm stratigraphic section (Eastern Alborz) 1

Dehbozorgi, A., Senemari, S.

Calcareous nannofossil biostratigraphy in the Gurpi Formation Aghar anticline section located in SW Shiraz 22

Senemari, S.

Biostratigraphy, depositional environment and sequence stratigraphy of Arab Member in the middle part of Persian Gulf 37

Ghalandari, Z., Vahidinia, M., Moussavi-Harami, S.R.

Investigating the characteristics of "Calcite eyes" in large benthic foraminifera of the Aptian-Albian carbonate deposits, North and Southwest Neo-Tethys Ocean 52

Moosavizadeh, S.M.A., Tajbakhsh, Gh.

Reconstruction of paleoecological conditions of the Qom Formation in the Kahak, Nowbaran, and Andabad areas (back-arc Qom basin) 74

Mahyad, S.M.A., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A.

Biostratigraphy of Dalichai Formation in Parikhan section in the west of Shahrood, based on palynomorphs and foraminifera 100

Naderiyan, M., Zarei, E., Yosefi, S.

Nannostratigraphy of the Avich section deposits (Eastern margin of Lut Block) 113

Notghi-Moghaddam, M., Jalili, F., Hadavi, F.

Interpretation of diagenetic sequence and geochemistry of Parvadeh Formation in East-Central of Iran (Tabas Block) 126

Yahya Sheibani, V., Moussavi-Harami, S.R., Mahboubi, A., Khanehbad, M.