

محیط‌رسوبی، دیاژنز و ژئوشیمی توالی کربناته کرتاسه بالایی در برش پاتینگ، شهرستان اسدیه، شرق ایران

افسانه میران^۱، غلامرضا میراب‌شهبستری^{۲*} و احمدرضا خزاعی^۳

۱- دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲ و ۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

نویسنده مسئول: gshabestari@birjand.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۲۴ پذیرش: ۱۴۰۳/۴/۶

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

برش مورد مطالعه در ۱۱۳ کیلومتری شرق بیرجند (۲۳ کیلومتری شهرستان اسدیه) و شرق روستای پاتینگ قرار گرفته است. توالی مورد مطالعه به سن کرتاسه پسین به ضخامت ۲۴۶ متر که عمدتاً متشکل از سنگ‌آهک‌های لایه متوسط تا ضخیم می‌باشد. مرز زیرین این نهشته‌ها با کنگلومرای قاعده‌ای قرمز رنگ و مرز بالایی توسط ماسه‌سنگ قرمز محدود شده است. در این پژوهش بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، اجزای تشکیل‌دهنده سنگ‌های کربناتی شامل انواع اجزای اسکلتی و غیراسکلتی می‌باشد و ۷ ریزرخساره‌ی کربناته شناسایی شده است که در ۳ کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون نیمه‌محصور و پشته کربناته نهشته شده‌اند. طبق شواهد به‌دست آمده از ریزرخساره‌ها و تعیین الگوی رسوب‌گذاری آن‌ها، محیط رسوبی تعیین شده برای برش پاتینگ، پلانفرم کربناته از نوع رمپ تک‌شیب می‌باشد که کلیه ریزرخساره‌ها عمدتاً در بخش داخلی رمپ نهشته شده‌اند. داده‌های حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های کربناته نشان‌دهنده ترکیب کانی‌شناسی اولیه‌ی کلسیتی نمونه‌ها و حاکمیت سیستم دیاژنتیکی بسته برای برش مورد مطالعه و همچنین با توجه به آنالیزهای ژئوشیمیایی و نقشه پالئوژئوگرافی کرتاسه پسین جهان می‌توان نتیجه گرفت که شرایط اقلیمی معتدله در محیط تشکیل این رسوبات حاکم بوده است. سنگ‌های آهکی مورد بررسی به‌طور گسترده تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی مختلف قرار گرفته‌اند که مهم‌ترین آن‌ها شامل میکرایتی شدن، سیمانی شدن، فشردگی مکانیکی و شیمیایی، تشکیل انواع تخلخل‌ها، انحلال، نفومورفیزم، شکستگی و پرشدگی رگه‌ها می‌باشد که در محیط‌های مختلف دیاژنتیکی دریایی، متئوریک، دفن کم‌عمق و بالآمدگی ایجاد شده‌اند.

واژگان کلیدی: محیط‌رسوبی، ژئوشیمی، چینه‌نگاری، ریزرخساره، توالی پاراژنتیکی

پیشگفتار

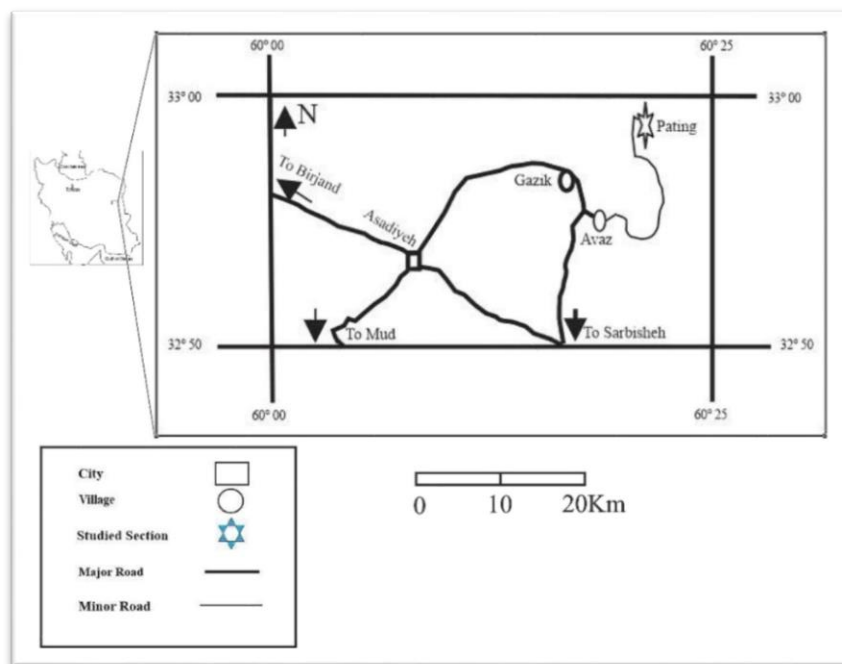
نهشته‌های کرتاسه بالایی در شمال بیرجند را به انجام رساندند. همچنین، خزاعی و همکاران (۲۰۱۴) تشکیل نهشته‌های آهکی رودیست‌دار کرتاسه پسین در شرق ایران هم‌زمان با فعالیت‌های آذرین را مورد بررسی قرار دادند. به‌منظور تکمیل مطالعات و بررسی محیط رسوبی تشکیل دهنده این رسوبات، انجام مطالعات بیشتر در این منطقه ضرورت داشت؛ بنابراین ضمن مطالعه دقیق خصوصیات پتروگرافی سنگ‌های کربناته توالی موردنظر در برش پاتینگ، به بررسی و شناسایی ریزرخساره‌های مختلف پرداخته شد و سپس داده‌های حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی با بررسی‌های پتروگرافی به منظور درک هرچه بیشتر محیط‌های رسوبی و دیاژنتیکی تلفیق شده و در

سنگ نهشته‌های کرتاسه بالایی ایران ویژگی‌های رخساره‌ای یکسان ندارند و به نظر می‌رسد که برخلاف شرایط یکسان رسوبی کرتاسه زیرین، حوضه‌های رسوبی کرتاسه بالایی از یکدیگر جدا بوده‌اند و بر هر حوضه شرایط ویژه‌ای حاکم بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۹). تاکنون مطالعات زمین‌شناسی متعددی در حوضه شرق ایران انجام شده است. از جمله، محبوبی و همکاران (۱۳۸۶) به مطالعه تفسیر توالی پاراژنتیکی رسوبات کربناته کرتاسه فوقانی در شمال شرق بجنستان پرداخته و اظهار داشتند که این رسوبات در یک رمپ کربناته شامل کمر بندهای رخساره‌های لاگونی، سدی و دریای باز نهشته شده‌اند. جلیلی و همکاران (۱۳۹۳) مطالعه زیست‌چینه‌نگاری

جهت‌یافتگی شرقی- غربی و شیب شمالی هستند. در این پژوهش، ضمن انجام بررسی‌های صحرایی و مطالعات تفصیلی با استفاده از بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی و سیستم دیاژنتیکی مؤثر بر توالی تعیین و با استفاده از آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های کربناته، ترکیب شیمیایی اولیه و شرایط اقلیمی دیرینه این سازند در برش پاتینگ مشخص شده است. در شکل ۱ راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه آورده شده است.

نهایت منجر به بازسازی و ارائه مدل رسوبی مناسب و نیز تعیین محیط رسوب‌گذاری قدیمه گردید.

برش مورد مطالعه در نزدیکی روستای پاتینگ، در ۱۱۳ کیلومتری شهرستان بیرجند واقع در استان خراسان جنوبی و در فاصله ۲۳ کیلومتری شهرستان اسدیه و به مختصات جغرافیایی $33^{\circ} 32' 1''$ عرض شمالی و $60^{\circ} 19' 9''$ طول شرقی و ارتفاع ۱۵۲۵ متر قرار گرفته است. پی‌سنگ کلی منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی با



شکل ۱. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

Fig. 1. access ways to the studied area

روش‌های ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) به کار گرفته شده است. برای انجام آزمایشات ژئوشیمی عنصری، در این پژوهش بر روی ۱۵ عدد از گل‌های آهکی نمونه‌های برداشت شده از لایه‌ها، فاقد فسیل با کمترین اثرات هوازدگی، فاقد رگه‌های پر شده با کلسیت و سیلیس انتخاب و میزان مواد نامحلول در اسید هر نمونه مطابق روش الحفناوی و همکاران (۲۰۱۰) تعیین شد. روش طیف‌سنجی تابشی (ICPES) با هدف تعیین مقادیر عناصر اصلی (Ca, Mg) برحسب درصد و عناصر فرعی (Fe, Sr, Mn, Na) برحسب پی‌پی‌ام در شرکت زراژما تهران انجام شد. با استفاده از داده‌های به دست آمده (جدول ۱)، نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین ترکیب اولیه، نوع محیط دیاژنتیکی و شرایط اقلیمی دیرینه ترسیم شد.

روش مطالعه

در طی مطالعات صحرایی، بر اساس تغییرات مشاهده شده در جنس، رنگ، لایه‌بندی و اندازه دانه‌ها تعداد ۱۰۸ نمونه از ضخامت ۲۴۶ متر از برش پاتینگ برداشت شده است که نام‌گذاری سنگ‌های آهکی در صحرا، بر اساس طبقه‌بندی گرابو (۱۹۰۴) انجام گرفته است. از ۱۰۸ نمونه‌ی جمع‌آوری شده، در عملیات صحرایی، برش‌نازک تهیه و توسط آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شدند. جهت تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل‌دهنده از چارت‌های مقایسه‌ای تاکر (۲۰۰۳) و باسلی و بوسلینی (۱۹۶۵) استفاده گردید. هریک از رخساره‌های سنگی آهکی با استفاده از روش دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۵) نام‌گذاری شده است و در نهایت جهت تشخیص رخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری و ارائه مدل رسوبی، تلفیقی از

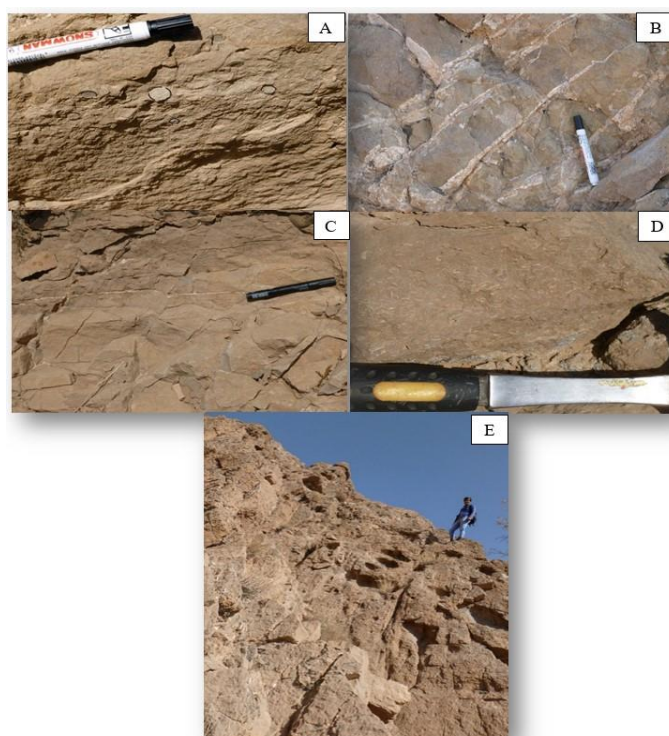
شده است و در مجموع این واحد دارای ضخامت ۲۴۶ متر است که از واحدهای سنگی مختلف از جمله واحد نازک لایه که دارای آثار فسیل و رگه‌های سیلیس می‌باشد (شکل A۳)، واحد سنگی که دارای پرشدگی سیلیس است (شکل B۳)، واحد سنگ‌آهک که دارای خطوط شکستگی و رگه‌های سیلیسی است (شکل C۳)، واحد آهکی که دارای اثر فسیل (روزن دارای اربیتوئیده) است (شکل D۳) و واحد سنگ‌آهک که دارای حفره‌های انحلالی فراوان در سطح خود می‌باشد (شکل E۳). نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۴ و ستون چینه‌شناسی توالی کربناته در شکل ۵ نشان داده شده است.

چینه‌نگاری سنگی توالی مورد مطالعه در برش پاتینگ

توالی مورد مطالعه شامل سنگ‌آهک‌های لایه متوسط تا ضخیم لایه می‌باشد که رنگ آن‌ها از خاکستری تا قهوه‌ای در تغییر می‌باشد. مرز زیرین این توالی کربناته با کنگلومرای قاعده قرمز رنگ شروع می‌شود و مرز بالایی این توالی با ماسه‌سنگ قرمز رنگ منتسب به پالئوسن به‌طور هم‌شیب در تماس است (شکل ۲). این توالی به سن کرتاسه بالایی می‌باشد و به‌طور کلی بر اساس تغییرات سنگ‌شناسی و رسوب‌شناسی قابل مشاهده در صحرا، توالی مورد مطالعه از پایین به بالا به ۲۶ واحد سنگی تفکیک

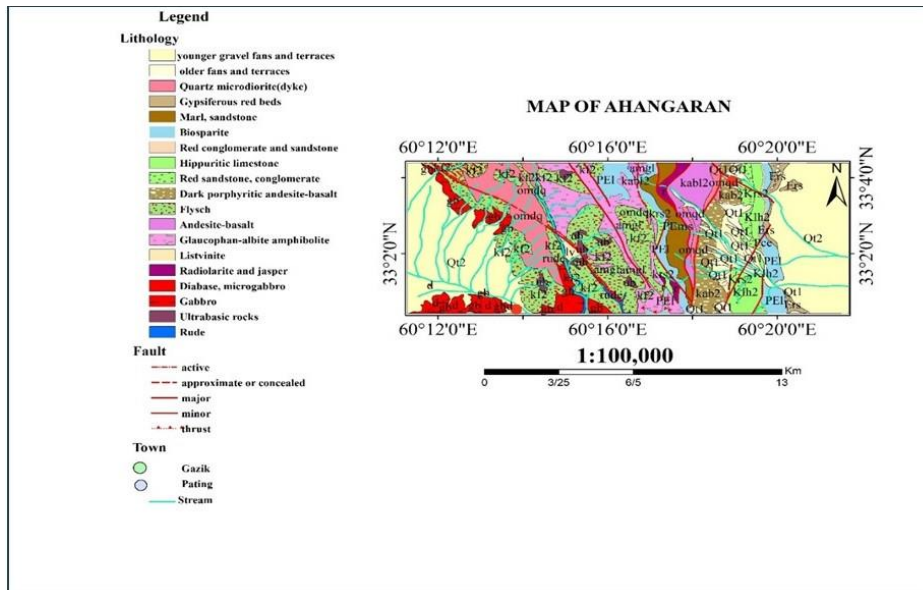


شکل ۲. نمای کلی از بخش قاعده‌ای برش (دید به سمت شمال) و مرز بالایی برش مورد مطالعه با ماسه‌سنگ قرمز (دید به سمت شمال غرب)
Fig. 2. General view of the basal part of the section (view to the North) The Upper boundary of the study section with red sandstone (view toward the Northwest).

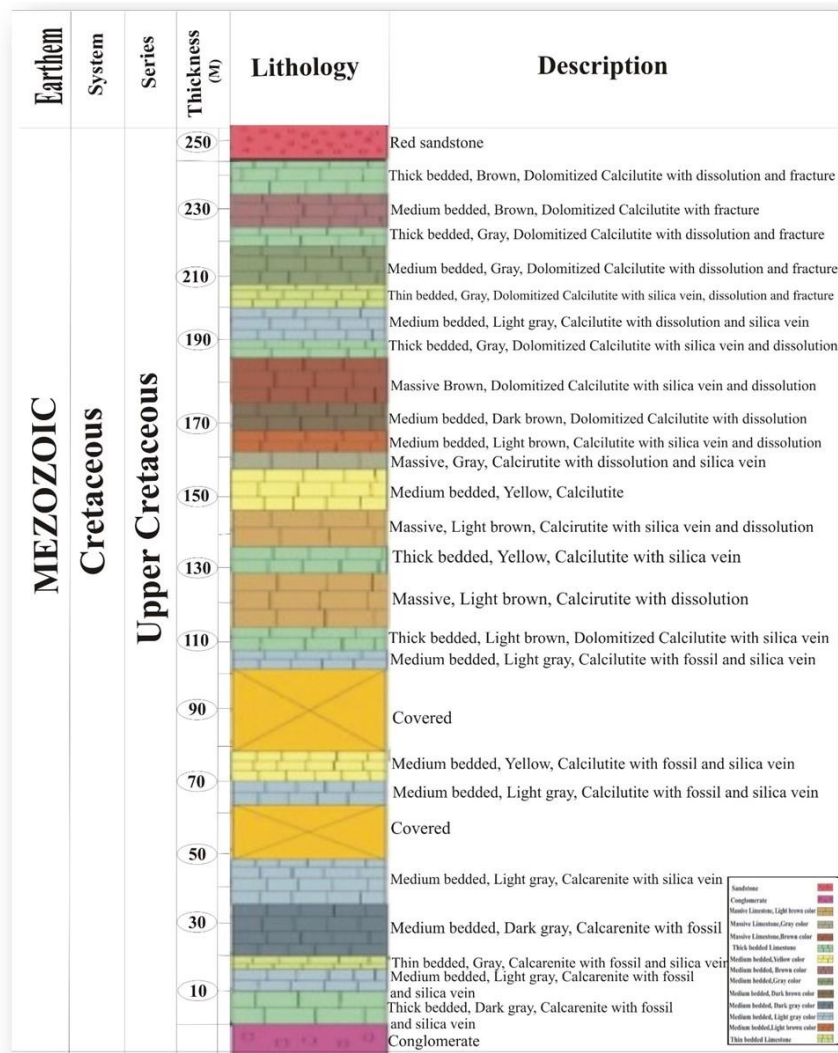


شکل ۳. تصاویر صحرایی برش مورد مطالعه؛ A- واحد آهکی دارای فسیل دوکفه‌ای، B- تصویر از واحد سنگی با پرشدگی سیلیس، C- تصویری از خطوط شکستگی واحد سنگی در برش مورد مطالعه، D- تصویری از واحد سنگی دارای روزن داران اربیتوئیده، E- تصویر واحد سنگ‌آهک دارای حفره‌های انحلالی.

Fig. 3. Field images of the study section; (A) Limestone unit with bivalve fossils; (B) Image of rock unit with silica filling; (C) Image of fracture lines of rock unit in the studied section; (D) Image of rock unit with orbitoid foraminifera; (E) Image of limestone unit with dissolution cavities.



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ آهنگران (علوی نایینی، ۱۹۸۱) با ترسیم مجدد
 Fig. 4. Geological map of the studied area taken from the 1/100,000 map of Ahangaran (Alavi-Naeni, 1981) with redrawing



شکل ۵. ستون چینه‌نگاری توالی کربناته مورد مطالعه در برش پاتینگ
 Fig. 5. Stratigraphic column of the studied carbonate sequence in Pating

معرفی ریزرخساره‌ها

جهت تفسیر و تشخیص نوع رخساره‌های کربناته و ارائه‌ی الگوی رسوبی مناسب، برای محیط رسوبی تشکیل رسوبات کرتاسه بالایی در برش مورد مطالعه، از تلفیق دو روش ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰) استفاده شده است. ویژگی‌های میکروسکوپی مقاطع نازک از جمله بافت سنگ، اندازه، شکل و نوع دانه‌ها سبب معرفی ۷ ریزرخساره‌ی آهکی اصلی شد. مطابق ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای تعیین شده، محیط رسوبی این توالی از نوع رمپ تک‌شیب است. این ریزرخساره‌ها و تفسیر آن‌ها از محیط کم‌عمق به عمیق عبارت‌اند از:

۱- ریزرخساره مادستون دولومیتی شده^۱ (T₁): این ریزرخساره عمدتاً از ماتریکس میکرایتی دولومیتی شده تشکیل شده است. هیچ آلوکم قابل توجهی در آن دیده نشده است. از ویژگی‌های این ریزرخساره می‌توان به فرایند نئومورفیسم و دولومیتی شدن اشاره کرد (شکل A۶).

۲- ریزرخساره وکستون بایوکلاستی^۲ (T₂): عناصر اصلی این رخساره را روزن‌داران کفزی با فراوانی ۲۰ تا ۴۰ درصد که شامل سیدرولیتس، میلیولیده و اربیتوییده تشکیل داده است. اجزای غیراسکلتی به مقدار ناچیز در این رخساره وجود دارند که مقدار پلوئید این رخساره در حد ۵ درصد است و مواد آواری موجود در این ریزرخساره در حدود ۲ درصد و اغلب ذرات ریز کوارتز بوده و ماتریکس میکرایتی بین ۶۵ تا ۷۵ درصد است (شکل B۶). به این ریزرخساره در مطالعات بخشی و همکاران (۱۴۰۲) و خضولو و همکاران (۱۴۰۰) اشاره شده است.

۳- ریزرخساره پکستون بایوکلاستی^۳ (L₁): مهم‌ترین اجزای مشاهده شده در این ریزرخساره سیدرولیتس ۱۵ درصد، اربیتوییده ۴۵ درصد می‌باشد. از سایر اجزای غیراسکلتی می‌توان به پلوئید با فراوانی ۵ درصد که در زمینه میکرایتی با فراوانی ۲۵ درصد و اسپار ۱۰ درصد قرار گرفته‌اند اشاره کرد (شکل C۶). بخشی و همکاران (۱۴۰۲) و خضولو و همکاران (۱۴۰۰) در مطالعات خود به توضیح این نوع از ریزرخساره‌ها پرداخته‌اند.

۴- ریزرخساره وکستون/پکستون پلوئیدی^۴ (L₂): اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره‌ی میکروسکوپی

شامل پلوئید (۱۵ تا ۲۰ درصد)، دولومیت‌های ریزبلور (۲ تا ۵ درصد)، اجزای اسکلتی (اربیتوییده و میلیولیده) بین ۳ تا ۵ درصد، سیمان کلسیت اسپاری بین ۵ تا ۱۰ درصد و ماتریکس میکرایتی بین ۶۰ تا ۷۵ درصد قابل مشاهده است. در این ریزرخساره اکثر اجزا تماماً میکرایتی شده‌اند (شکل D۶).

۵- ریزرخساره پکستون بایوکلاستی/پلوئیدی^۵ (L₃): مهم‌ترین جزء تشکیل‌دهنده این ریزرخساره بایوکلاست‌ها به فراوانی ۲۵ درصدی که میلیولیده‌ها با فراوانی ۲۰ درصد بیشترین مقدار را دارا می‌باشند. از اجزای اسکلتی دیگر موجود در این ریزرخساره می‌توان به خارپوست و خرده‌های فسیلی با فراوانی ۵ درصد اشاره کرد. اجزای غیراسکلتی شامل ۱۵ درصد پلوئید می‌باشد. میانگین درصد میکرایت زمینه ۵۰ درصد و درصد اسپار ۱۰ درصد است (شکل E۶).

۶- ریزرخساره پکستون بایوکلاستی/اینتراکلاستی^۶ (L₄): مهم‌ترین اجزای مشاهده شده در این ریزرخساره بایوکلاست‌ها با فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد است که شامل دوکفه‌ای (۵ درصد)، میلیولیده (۵ تا ۱۰ درصد) و اینتراکلاست‌های میکرایتی شده دارای فراوانی ۵ تا ۱۰ درصدی هستند. از سایر اجزای غیراسکلتی می‌توان به پلوئید با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد که جورشدگی خوبی دارند و درزمینه‌ی میکرایتی با فراوانی ۳۵ تا ۴۵ درصد و اسپار با فراوانی ۲۰ تا ۳۵ درصد قرار گرفته‌اند (شکل F۶).

۷- ریزرخساره پکستون بایوکلاستی^۷ (M₁): مهم‌ترین اجزای این ریزرخساره اینتراکلاست با فراوانی ۵ درصد، میلیولیده با فراوانی ۱۵ تا ۱۰ درصد و خرده‌های فسیلی با ۱۰ تا ۱۵ درصد است. از اجزای غیراسکلتی می‌توان به پلوئید با فراوانی ۱۵ درصد اشاره کرد. در حدود ۳۵ تا ۴۵ درصد زمینه از جنس اسپار و ۱۵ درصد میکرایت است (شکل G۶).

تفسیر محیط رسوب‌گذاری

پس از شناسایی و تقسیم‌بندی ریزرخساره‌های برش مورد مطالعه و با توجه به نوع سنگ‌های منطقه، اجزای آواری، اسکلتی و خرده‌های آهکی غیراسکلتی و اطلاعات موجود

⁴ Peloidal Wackestone/Packstone Microfacies

⁵ Bioclastic/Peloidal Packstone Microfacies

⁶ Intraclastic/Bioclastic Packstone Microfacies

⁷ Bioclastic Packstone Microfacies

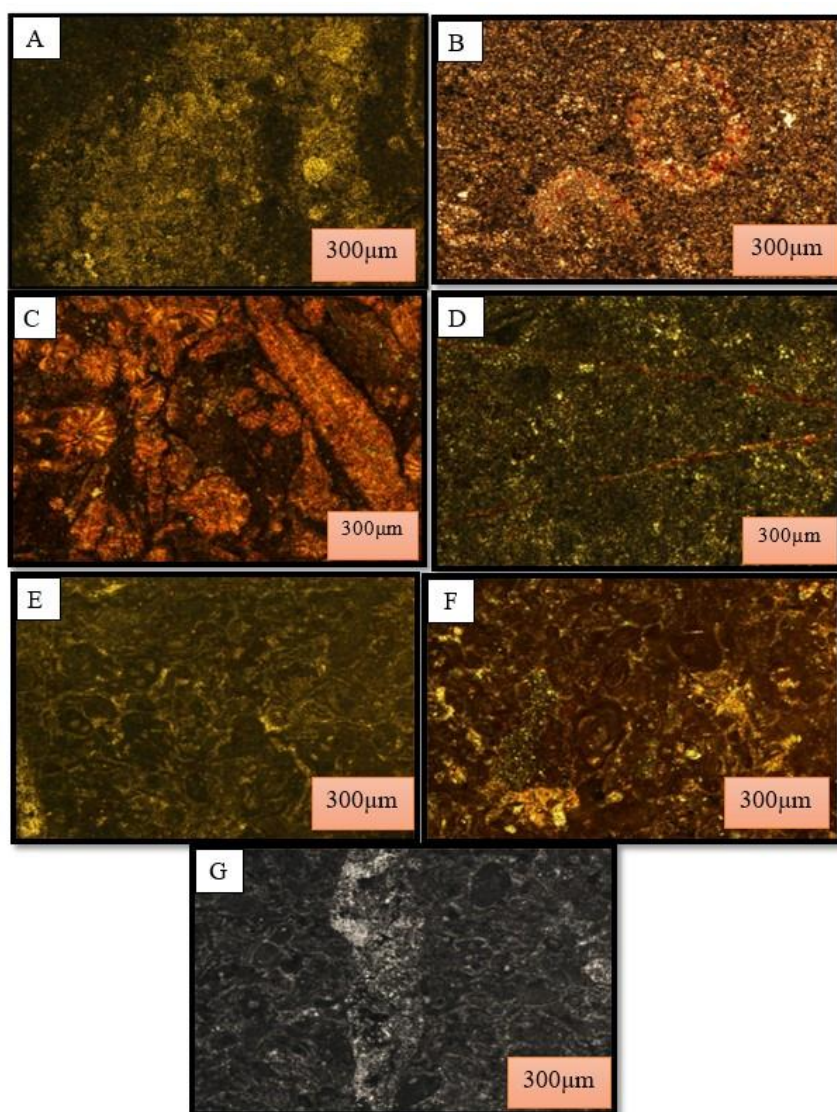
¹ Dolomitized Mudstone Microfacies

² Bioclastic Wackestone Microfacies

³ Bioclastic Packstone Microfacies

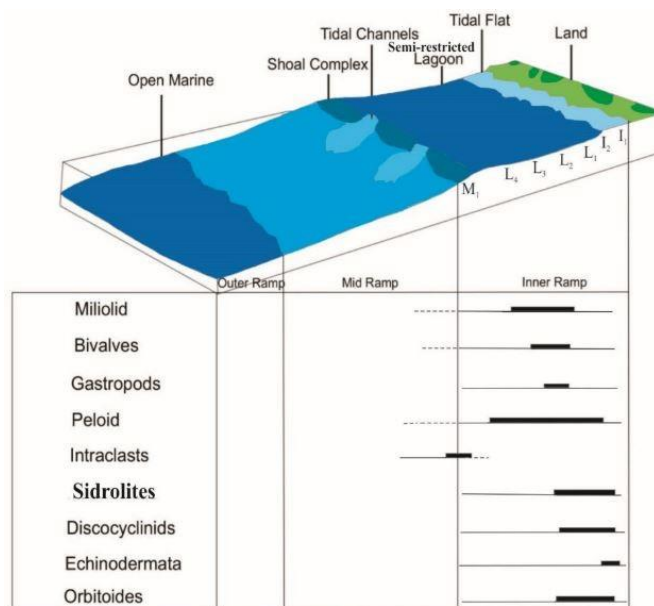
نظر کرده در یک حوضه پیش‌کمانی توسط شیخ‌الاسلامی و همکاران (۱۴۰۱) تعیین شده است و بیان شده است که تمامی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی در یک زمینه میکرایتی مشاهده می‌شوند. ۳- ریزرخساره پکستون بایوکلستی/ اینتراکلستی می‌باشد که در توالی پالئوسن- ائوسن در منطقه شیراز در مطالعه‌ای توسط میرزایی محمودآبادی (۱۴۰۲) نام برده شده است و محیط رسوبی را یک رمپ هموکلینال معرفی کرده است که به محیط رسوبی رمپ حاشیه‌دار تکامل پیدا کرده است (زهدی و همکاران، ۲۰۱۳).

از بافت و اندازه‌ی اجزاء در توالی عمودی برش مورد مطالعه، محیط و شرایط رسوب‌گذاری تعیین و تفسیر شده است (شکل ۷). از جمله مواردی که توسط دیگران مطالعه شده‌اند و می‌توان به آن‌ها اشاره کرد: ۱- ریزرخساره مادستون دولومیتی شده است که در مطالعه محیط رسوبی، چین‌نگاری سکansı و کیفیت مخزنی سازند کنگان در میدان گازی پارس جنوبی توسط کاک‌مم و همکاران (۱۳۹۹) گزارش شده است و بیان گردیده که این رخساره به‌طور غالب میکرایتی و در مواردی از جنس دولومیت می‌باشد. ۲- ریزرخساره وکستون/ پکستون پلوییدی می‌باشد. این ریزرخساره در توالی مربوط به سازند



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه: ریزرخساره مادستون دولومیتی شده (ppl)، B- ریزرخساره وکستون بایوکلستی (ppl)، C- ریزرخساره پکستون بایوکلستی (Xpl)، D- ریزرخساره وکستون/پکستون پلوییدی (ppl)، E- ریزرخساره پکستون بایوکلستی/پلوییدی (ppl)، F- ریزرخساره پکستون بایوکلستی/اینتراکلستی (ppl)، G- ریزرخساره پکستون بایوکلستی (ppl).

Fig. 6. Microscopic images of microfacies identified in the studied section: (A) Dolomitized mudstone (ppl); (B) Bioclastic wackestone (ppl); (C) Bioclastic packstone (xpl); (D) Peloidal wackestone/packstone (ppl); (E) Bioclastic/peloidal packstone (ppl); (F) Bioclastic/intraclastic packstone (ppl); (G) Bioclastic Packstone (ppl).



شکل ۷. بلوک دیاگرام مدل رسوبی پیشنهادی برای رسوبات کرتاسه پسین در برش مورد مطالعه همراه با نمایش پراکندگی نسبی آلوکم‌ها در رخساره‌های کربناته

Fig. 7. Block diagram of the proposed sedimentary model for Late Cretaceous sediments in the studied section along with showing the relative distribution of allochems in carbonate facies

اسکلتی مانند خارپوست، روزن‌داران و اجزای غیراسکلتی از قبیل پلوییدها و اینتراکلت به همراه گل آهکی در این ریزرخساره مشاهده شده‌اند. روزن‌داران در این کمر بند رخساره‌ای از تنوع و فراوانی زیادی برخوردار هستند و از جمله روزن‌داران موجود می‌توان به اربیتوییده، میلیولیده، آنفالوسیکلوس اشاره کرد که جنس پوسته روزن‌داران نیز اغلب هیالین می‌باشد. وجود پوشش‌های میکرایتی در اطراف آلوکم‌ها و مقادیر بالای پلویید از مشخصات این محیط است. به‌طور کلی روزن‌داران بزرگ در محیط‌های کم‌عمق زندگی می‌کنند، بنابراین فراوانی انواع روزن‌داران کفزی نظیر میلیولیده و اربیتوییده نشان‌دهنده شرایط محدود لاگونی است (باخمن و هیرش، ۲۰۰۶). از سوی دیگر فراوانی پلوییدها در برخی از رخساره‌های این مجموعه، رسوب‌گذاری در محیط کم انرژی نظیر لاگون را نشان می‌دهد (سندولیا و راسپینیب، ۲۰۰۴).

رخساره پشته کربناته^۳: شامل ریزرخساره‌ی پکستون بایوکلتی می‌باشد. وجود مقدار زیاد سیمان اسپاری و مقدار کم میکرایت در این ریزرخساره نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در محیطی پرانرژی می‌باشد. این کمر بند رخساره‌ای باریک می‌باشد و در بالای سطح تأثیر امواج عادی و منطقه نوری قرار دارد و به شدت تحت تأثیر

رخساره پهنه جزرومدی^۱: این کمر بند شامل ۲ ریزرخساره مادستون دولومیتی شده و پکستون بایوکلتی می‌باشد که می‌توان به بخش‌های پایینی پهنه جزرومدی نسبت داد. ۲ ریزرخساره این کمر بند عمدتاً از میکرایت تشکیل شده است. فرایند دولومیتی شدن در بسیاری از برش‌های این ریزرخساره مشهود است. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریزبلورها، حفظ بافت اولیه‌ی رسوبی و عدم وجود فسیل می‌توان نتیجه گرفت که این دولومیت‌ها از نوع اولیه بوده و تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در زیر محیط‌های فراکشنندی تشکیل شده‌اند (آدابی، ۱۳۹۰).

فقدان بقایای زیستی حاکی از نامناسب بودن شرایط محیطی است (فلوگل، ۲۰۱۰؛ ویلسون، ۱۹۷۵). به‌طور کلی عقیده بر این است که مادستون‌های آهکی تا دولومیتی در قسمت داخلی پهنه‌های گلی جزرومدی تشکیل می‌شوند (وارن، ۲۰۰۰). فراوانی زمینه میکرایتی و نیز پایین بودن میزان اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، دلالت بر انرژی بسیار پایین محیط تشکیل این ریزرخساره می‌کند.

رخساره لاگون نیمه‌محصور^۲: این کمر بند رخساره‌ای از چهار ریزرخساره‌ی وکستون بایوکلتی، وکستون/پکستون پلوییدی، پکستون بایوکلتی/پلوییدی و پکستون بایوکلتی/اینتراکلتی تشکیل شده است. خرده‌های

³ Shoal Facies

¹ Tidal Flat Facies

² Semi-restricted Lagoon Facies

مطالعات مرادی و همکاران، ۱۳۹۸؛ خضرو و همکاران، ۱۴۰۰ و همچنین بخشی و همکاران، ۱۴۰۲ گزارش شده است.

فشردگی^۷: به‌طور کلی می‌توان فشردگی را به دو گروه فشردگی فیزیکی و شیمیایی دسته‌بندی کرد. تراکم به هر یک از اشکال مکانیکی و شیمیایی نقش قابل توجهی در کاهش فضاهای خالی سنگ دارد. شدت این تأثیر با افزایش عمق تدفین افزایش می‌یابد (گلدهامر، ۱۹۹۷؛ اشموکر و هالی، ۱۹۸۲) که مرادی و همکاران (۱۳۹۸) در مطالعات خود به فرایند فشردگی اشاره کرده است.

تراکم مکانیکی یا فیزیکی^۸: از مهم‌ترین آثار فشردگی فیزیکی در رخساره دانه‌پشتیبان مانند رخساره پکستون بایوکلاستی می‌توان به تماس‌های نقطه‌ای و خطی و تماس‌های محدب و مقعر و مفرس بین اجزاء و تغییر شکل آن‌ها اشاره نمود (شکل‌های B۸، C۸، D۸). با این حال اثرات فشردگی فیزیکی در رخساره‌های گل‌پشتیبان چندان مشخص نیست. در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه، علائم مشخصی از فشردگی فیزیکی از جمله شکسته شدن و تغییر شکل اجزاء نیز به چشم می‌خورد (شکل E۸).

تراکم شیمیایی یا انحلال فشاری^۹: در این برش استیلولیت‌ها، درزه‌های انحلالی و سطوح بین‌دانه‌ای مفرس که محصول انحلال فشاری طی تراکم شیمیایی در مراحل دیاژنز تدفینی می‌باشد توسعه زیادی نداشته‌اند و این می‌تواند نشان‌دهنده فشردگی کم رخساره‌های این توالی باشد. در سطوح این استیلولیت‌ها، اکسیدهای آهن و فضای خالی دیده می‌شود. این امر نشان می‌دهد که استیلولیت‌ها در صورت انحلال یافتن می‌توانند مجرای برای حرکت سیالات تدفینی باشند (شکل F۸).

نئومورفیسم^{۱۰}: نئومورفیسم در سنگ‌های آهنی عمدتاً از نوع افزایشی^{۱۱} و با افزایش اندازه بلور همراه است (تاگر، ۲۰۰۳). نئومورفیسم افزایشی ممکن است به صورت پورفیروئید^{۱۲} یا کوالسیو^{۱۳} باشد. در حالت پورفیروئید فقط چند بلور درشت رشد می‌کنند و در حالت کوالسیو معمولاً اکثر بلورها رشد می‌کنند. نئومورفیسم پورفیروئید بسیار متداول‌تر است؛ اما از سوی دیگر احتمالاً نئومورفیسم

جریان‌های جزرومدی می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰) و انرژی زیاد باعث سست شدن میکرایت و پر شدن فضاهای خالی توسط سیمان کلسیت اسپاری گردیده است.

عدم وجود رخساره‌های مربوط به ریف‌های سدی دلالت بر تشکیل این رسوبات کربناته در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ دارد، زیرا گسترش محدود ریف‌ها از ویژگی‌های رمپ‌ها محسوب می‌شود (انیزل، ۲۰۰۰). بر اساس اطلاعات حاصل از بررسی رخساره‌ها و محیط تشکیل آن‌ها و به دلیل نبود ریف نمی‌توان محیط رسوب‌گذاری رسوبات مورد مطالعه را به پلتفرم کربناته از نوع فلات حاشیه‌دار^۴ نسبت داد. این نتایج بیانگر این است که محیط تشکیل رسوبات کربناته مورد مطالعه یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ می‌باشد. نمونه‌های مشابهی از این نوع پلاتفرم‌های کربناته مربوط به کرتاسه پسین در سایر مناطق زون شرق ایران از جمله در شرق بیرجند (ساعی‌پور کرمجوان، ۱۳۹۲) و در سن کرتاسه پیشین مطالعات شمال خضری خراسان جنوبی (امامی‌پور، ۱۳۹۴) نیز معرفی گردیده است، همچنین، به‌تازگی مطالعات مشابه دیگری نیز در سایر مناطق انجام شده و محیط رسوبی رمپ کربناته با کمربندهای رخساره‌ای مشابه با توالی مورد مطالعه گزارش شده است (کاک‌م و همکاران، ۱۳۹۹؛ بخشی و همکاران، ۱۴۰۲؛ شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۴۰۱).

فرایندهای دیاژنزی

طبق مشاهدات و بررسی‌های انجام شده بر روی مقاطع نازک میکروسکوپی، نمونه‌های آهنی در برش مورد مطالعه تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی قرار گرفته‌اند که در ادامه این فرایندها به تفصیل توضیح داده می‌شوند.

میکرایتی شدن^۵: میکرایتی شدن در برش مورد مطالعه در بسیاری از موارد بافت اولیه‌ی دانه‌های کربناته را تخریب نموده و در موارد دیگر به‌صورت پوشش میکرایتی^۶ در اطراف حجره‌ها و پوسته فسیل‌ها عمل کرده است (شکل A۸). در نمونه‌های مورد مطالعه، میکرایتی شدن در ریزرخساره‌های بخش کم‌عمق پهنه جزرومدی، لاگون و پشته کربناته قابل مشاهده است. نمونه این فرایند در

⁹ Chemical Compaction or Pressure Solution

¹⁰ Neomorphism

¹¹ Aggrading

¹² Porphyroid

¹³ Coalesive

⁴ Rimmed Shelf

⁵ Micritization

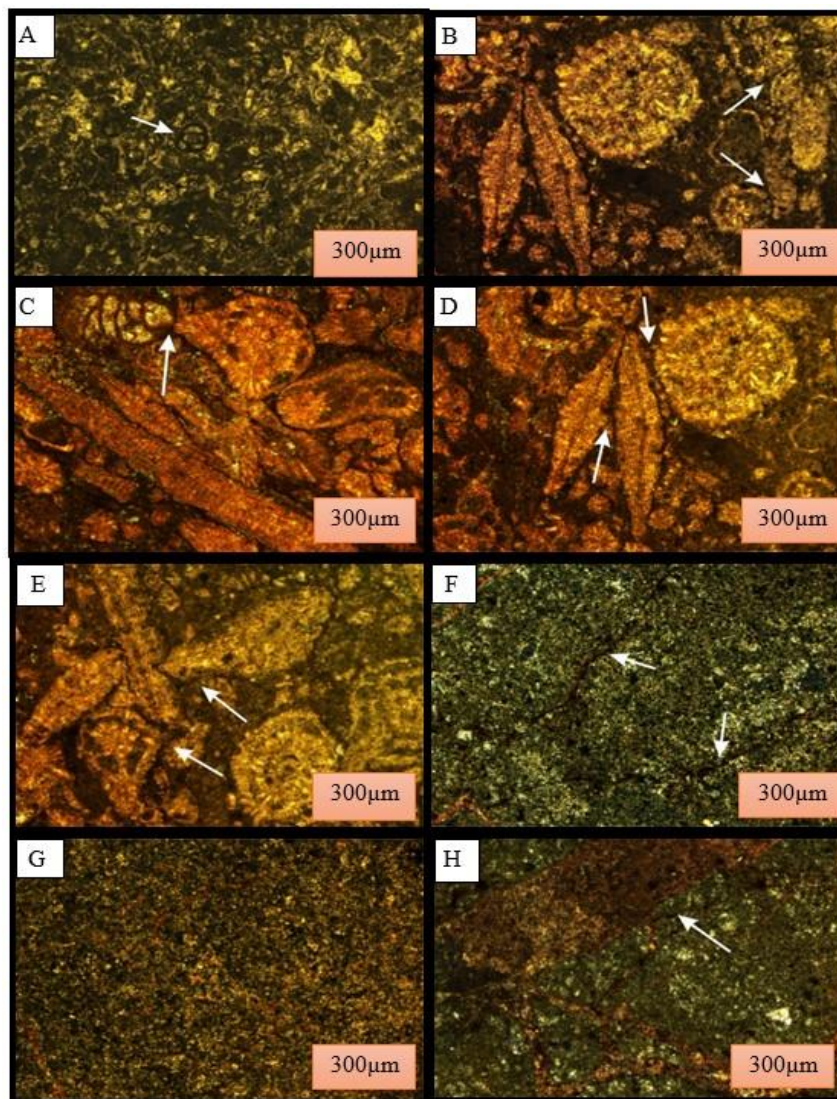
⁶ Micritic envelope

⁷ Compaction

⁸ Mechanical or Physical Compaction

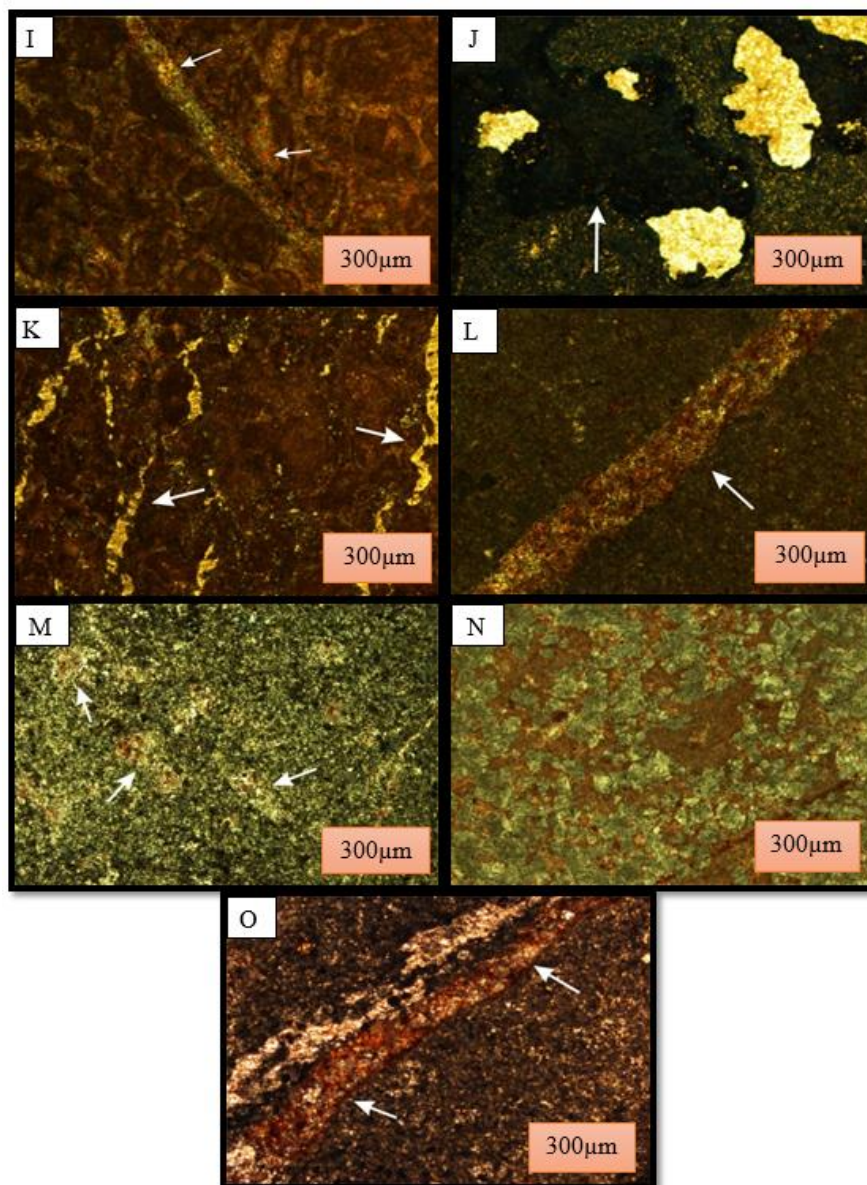
بازسازی تاریخچه دیاژنزی بسیار بااهمیت است. با توجه به بررسی نمونه‌ها و مطالعات آزمایشگاهی می‌توان برای بیان ترتیب تقدم و تأخر این سیمان‌ها این‌گونه نتیجه گرفت که سیمان موزایک دانه‌ای ابتدا شکل گرفته و فضای بین آلوکمه‌ها و در موارد کمتر درون شکستگی‌ها را پر کرده است و سپس سیمان کلسیتی بلوکی تشکیل شده و درون حفرات، رگه‌ها و شکستگی‌ها را پر نموده است.

کوالسیو شیوه‌ای است که میکرواسپار به این روش تشکیل می‌شود (فولک، ۱۳۸۷). در نمونه‌های مورد مطالعه، نئومورفیسم افزایشی از نوع پورفیروئید فراوانی بیشتری دارد که در رخساره‌های مادستون دولومیتی شده و پکستون پلوئیدی گسترش بیشتری دارد (شکل ۸G). سیمانی شدن^{۱۴}: از آنجایی که سیمانی شدن در اغلب محیط‌های دیاژنتیکی رخ می‌دهد، لذا استفاده از آن در



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی فرایندهای دیاژنتیکی در برش پاتینگ: A- پوشش میکرایتی در اطراف میلیولیده (ppl-نمونه ۲۱)، B- تماس مماسی بین آلوکمه‌ها (xpl-نمونه ۱۹)، C- تماس نقطه‌ای بین آلوکمه‌ها (xpl-نمونه ۱۹)، D- تماس محدب - مقعر بین آلوکمه‌ها (xpl-نمونه ۲)، E- تراکم مکانیکی بین آلوکمه‌های اربیتوئیده و سیدرولیتس (ppl-نمونه ۱۲)، F- استیلولیت در رخساره پکستون پلوئیدی (ppl-نمونه ۲۲)، G- نئومورفیسم افزایشی به شکل پورفیروئید (ppl-نمونه ۱۳)، H- سیمان کلسیتی بلوکی دارای آهن (ppl-نمونه ۷۱).

Fig. 8. Microscopic images of diagenetic processes in Pating section: (A) Micritic envelope around miliolid (ppl-sample 21); (B) Tangential contact between allochemes (xpl-sample 19); (C) Point contact between allochemes (xpl-sample 19); (D) Concave-convex contact between allochemes (xpl-sample 2); (E) Mechanical compaction of orbitoid and siderolites allochemes (ppl-sample 12); (F) Stylolite in ploidal packstone (ppl-sample 22); (G) Aggrading porphyroid neomorphism (ppl-sample 13); (H) Blocky ferroan calcite cement (ppl-sample 71);



ادامه شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی فرایندهای دیاژنتیکی در برش پاتینگ: I- سیمان موزاییک دانه‌ای درون رگه (ppl) (۵۹)، J- فرایند انحلال (ppl) (۷)، K- تخلخل کانالی (ppl) (۱۰)، L- شکستگی حاوی اکسید آهن (ppl)، M- دولومیکرایت دارای قطعات خارپوست (ppl) (۹۳)، N- دولومیکرواسپارایت با بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (ppl)، O- سیمان هماتیتی پرکننده شکستگی (ppl) (۳۷).

Fig. 8. Microscopic images of diagenetic processes in Pating section: (I) Granular mosaic cement within the vein (ppl-sample 59); (J) Dissolution process (ppl-sample 7); (K) Channel porosity (ppl-sample 10); (L) Iron oxides filling porosity (ppl-sample 18); (M) Dolomicrite with echinoid fragments (ppl-sample 93); (N) Dolomicrosparite with subhedral to anhydral crystals (ppl-sample 80); (O) Fracture-filling hematite cement (ppl-sample 37).

HA). مرادی و همکاران، ۱۳۹۸ و بخشی و همکاران، ۱۴۰۲ در مطالعات خود به این نوع سیمان اشاره کرده‌اند. سیمان موزاییکی دانه‌ای^۲ در نمونه‌های مورد مطالعه از فراوانی ۳۰ تا ۴۵ درصد برخوردار است. سیمان موزاییک دانه‌ای فضای بین اجزاء و در موارد کمتر درون شکستگی‌ها را پر کرده است که اکثراً دارای آهن می‌باشند و به همین جهت به محیط تدفینی نسبت داده می‌شوند (شکل ۱۸).

سیمان کلسیتی بلوکی^۱ در نمونه‌های مورد مطالعه از فراوانی ۵ تا ۱۰ درصدی برخوردار است. این نوع سیمان اکثراً درون حفرات، قالب‌ها و رگه‌ها، شکستگی‌ها و در موارد کمتر فضای بین دانه‌ها را پر کرده است که اکثراً دارای آهن هستند و می‌تواند بیانگر این نکته باشد که توالی مورد مطالعه تحت تأثیر مرحله دفن عمیق قرار نگرفته و به همین دلیل به محیط تدفینی نسبت داده می‌شود (شکل

^۲ Granular Mosaic

^۱ Blocky Calcite Cement

یا غیرصفحه‌ای بودن آن‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه به دو دسته دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های نوع اول) و دولومیکرواسپارایت (دولومیت‌های نوع دوم) تقسیم‌بندی شده‌اند و مرادی و همکاران (۱۳۹۸) در مطالعه خود به فرایند دولومیتی شدن و تقسیم آن به دو دسته اشاره کرده است.

دولومیکرایت: اندازه بلورها در این نوع از دولومیت بین ۴ تا ۱۶ میکرون (میانگین ۱۰ میکرون) در تغییر است که اکثری بی‌شکل و تعداد خیلی کمی از آن‌ها نیمه شکل‌دار هستند. این نمونه‌ها بسیار متراکم و اغلب فاقد فسیل هستند. از خصوصیات دیگر آن می‌توان به وجود ذرات آواری ریز اغلب از جنس کوارتز اشاره کرد. این نوع بافت معادل بافت زینوتاپیک معرفی شده توسط فریدمن (۱۹۶۵)، غیرصفحه‌ای مازلو (۱۹۹۲) و زینوتاپیک سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) می‌باشد. در برش مورد مطالعه علاوه بر زمینه بیشتر آلومک‌ها با دولومیت نوع اول پرشده‌اند (شکل M۸).

دولومیکرواسپارایت: دولومیت‌های نوع دوم عمدتاً از بلورهای متراکم و هم‌اندازه، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و دارای مرزهای بین بلوری مسطح تشکیل شده است. اندازه آن‌ها بین ۱۶ تا ۶۲ میکرون (میانگین ۳۹ میکرون) تغییر می‌کند. این نوع بافت معادل هیپیدئوتاپیک فریدمن (۱۹۶۵) ایدئوتاپیک سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و Planar-e و مازلو (۱۹۹۲) است (شکل N۸).

هماتیته شدن^۷: در نمونه‌های مورد مطالعه، شواهد هماتیته شدن بیشتر در آغستگی زمینه میکرایتی و سیمان‌های موجود و همین‌طور در امتداد شکستگی‌ها، استیلولیت‌ها و درزه‌های انحلالی در رخساره مادستون دولومیتی شده، قابل مشاهده است (شکل O۸).

توالی پاراژنتیکی سنگ‌های کربناته

به‌طور کلی، فرایندهای دیاژنتیکی شناسایی شده در سنگ‌های آهکی برش مورد مطالعه و بررسی ارتباط و زمان نسبی تشکیل آن‌ها حاکی از آن است که این فرایندها در سه مرحله ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز رخ داده است (شکل ۹). در مرحله ائوژنز رسوبات تحت تأثیر شرایط آب‌های دریایی و متئوریک قرار گرفته‌اند. از جمله فرایندهای تأثیرگذار در

انحلال^۱: این فرآیند عموماً در محیط‌های دیاژنتیکی نزدیک به سطح رخ می‌دهد، اما در طی دفن عمیق‌تر نیز ممکن است انحلال صورت پذیرد (تاکر، ۲۰۰۳). در برش مورد مطالعه فرآیند انحلال در مقیاس میکروسکوپی و مقیاس ماکروسکوپی در روی زمین مشاهده شده است. انحلال از فرایندهای شاخص در برش مورد مطالعه بوده و عمدتاً یک نوع تخلخل ایجاد کرده است که شامل تخلخل حفره‌ای و کانالی (بدون کنترل فابریک) است (شکل J۸) که این فرایند دیاژنتیکی در مطالعات بخشی و همکاران، ۱۴۰۲ و خضرلو و همکاران، ۱۴۰۰ گزارش شده است.

تخلخل^۲: بر اساس طبقه‌بندی چوکوت و پری (۱۹۷۰) تخلخل به سه گروه تحت کنترل فابریک، بدون انتخاب فابریک و کنترل شده یا نشده توسط فابریک تقسیم‌بندی شده است:

تخلخل‌های بدون انتخاب فابریک^۳ به وسیله فابریک اصلی سنگ نبوده و اغلب به‌صورت ثانویه تشکیل می‌شوند و فابریک اصلی سنگ را قطع می‌کنند (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۹). در نمونه‌های مورد مطالعه، تخلخل حفره‌ای^۴ به نسبت کم بوده و برخی از آن‌ها خالی و بعضی توسط دولومیت پرشده است. تخلخل کانالی^۵ به نسبت از فراوانی بیشتری برخوردار بوده و در بیشتر موارد خالی باقی‌مانده است (شکل K۸). تخلخل حاصل از شکستگی^۶ به‌صورت متقاطع همدیگر، اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و همین‌طور سیمان‌های دفنی و سایر پدیده‌های تدفینی از قبیل استیلولیت‌ها را قطع کرده‌اند که این امر بازگوکننده‌ی تقدم و تأخر تشکیل این شکستگی‌ها نسبت به همدیگر، سایر اجزاء و پدیده‌های تدفینی در طول زمان و طی چندین مرحله می‌باشد. رنگ‌آمیزی نمونه‌ها نشان داد که سیمان پرکننده این شکستگی‌ها عمدتاً از نوع کلسیت دارای آهن بوده است و لذا در آخر مرحله تدفین (مزوژنز) به وجود آمده است (شکل L۸). در مطالعات بخشی و همکاران، ۱۴۰۲ و همچنین خضرلو و همکاران، ۱۴۰۰ به تخلخل‌های حفره‌ای و حاصل از شکستگی اشاره شده است.

دولومیتی شدن: انواع دولومیت‌های برش مورد مطالعه بر اساس روش فریدمن (۱۹۶۵)، سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و مازلو (۱۹۹۲) و با توجه به شکل مرز بین بلورها و صفحه‌ای

⁴ Vuggy Porosity

⁵ Channel Porosity

⁶ Fracture Porosity

⁷ Hematitization

¹ Dissolution

² Porosity

³ Non-Fabric selective Porosity

دولومیتی شدن، تشکیل رگه‌های آهن‌دار و بخشی از فرآیندهای انحلال سنگ‌ها می‌باشد. از دیگر تأثیرات تدفین بر روی رسوبات برش مورد مطالعه می‌توان به هماتیته شدن نیز اشاره کرد.

در آخرین مرحله یعنی مرحله تلوزنز از تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر روی سنگ‌های آهکی برش مورد مطالعه بوده است. در این مرحله در اثر بالآمدگی سنگ‌ها در برش پاتینگ، شکستگی‌ها و درزه‌های متعددی ایجاد شده است.

مرحله دیاژنز دریایی بر روی رسوبات می‌توان به میکرایته شدن، بایوتوربیشن و همین‌طور فشردگی فیزیکی تحت تأثیر بار رسوبات بالایی اشاره کرد. همچنین، از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی متئوریک برش مورد مطالعه می‌توان به سیمانی شدن (سیمان بلوکی)، انحلال، هماتیته شدن و نفومورفیسم اشاره کرد. فرآیندهای دیاژنتیکی مرحله مزوژنز در حین تدفین رسوبات و افزایش فشار و حرارت بر آن‌ها به وجود آمده‌اند. این فرآیندها شامل تشکیل سیمان بلوکی، نفومورفیسم، فشردگی فیزیکی و شیمیایی،

Time		Early (Eogenesis)	Middle (Mesogenesis)	Late (Tellogenesis)
Diagenetic Environment		Marine	Meteoric	
Diagenetic Process			Shallow Burial	Uplift
Micritization		—		
Neomorphism			—	
Compaction	Physical	—	----	
	Chemical		—	
Cementation	Equant Mosaic Calcite Cement		-----	
	Blocky Calcite Cement		—	
	Vein-Filling Calcite Cement			—
Porosity Non Fabric Selective	Fracture		—	—
	Vuggy		-----	—
	Channel		-----	—
Replacement	Dolomicrite	—		
	Dolomicrosparite		—	
	Hematitization		—	—
Dissolution			—	—

شکل ۹. توالی پاراژنتیکی سنگ‌های کربناته کرتاسه پسین در برش پاتینگ

Fig. 9. Paragenetic sequence of Late Cretaceous carbonate rocks in Pating section

مقادیر تصحیح شده (Revised) عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های سنگ‌آهک برش مورد مطالعه برای ترسیم نمودارها به کار گرفته شده است در جدول ۱ آورده شده است.

فراوانی عناصر اصلی نمونه‌های کل کربناته سنگ‌های آهکی

عناصر اصلی در سنگ‌های کربناته شامل منیزیم (Mg) و کلسیم (Ca) می‌باشند. مقادیر این عناصر پس از کسر مواد غیرقابل حل و تبدیل به درصد تعیین گردیده است به طوری که مقدار کلسیم در نمونه‌های آهکی بین ۲۶/۷۰ تا ۳۹/۱۲ درصد (میانگین ۳۱/۰۶ درصد) و مقدار منیزیم بین ۰/۸۹ تا ۱/۹۶ درصد (میانگین ۱/۵۴ درصد) در نوسان

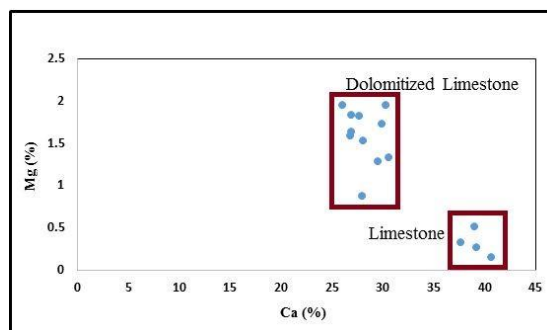
ژئوشیمی نمونه‌های کربناته برش مورد مطالعه

برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی نمونه‌های کربناته، روش‌های متفاوتی وجود دارد که در این پژوهش از روش طیف‌سنجی تابشی (ICPES) استفاده شده است. برای انجام این روش به محلولی از نمونه‌های پودر شده‌ی سنگ نیاز است که برای تهیه آن ۱۵ نمونه مناسب انتخاب شد. نمونه‌های میکرایته فاقد فسیل با کمترین اثرات هوازدگی و رگه‌های پر شده با کلسیت و سیلیس انتخاب شده است و میزان مواد نامحلول در اسید هر نمونه مطابق روش الحفناوی و همکاران (۲۰۱۰) تعیین شده است. مقادیر عناصر اصلی (Ca, Mg) برحسب درصد و عناصر فرعی (Fe, Sr, Mn, Na) برحسب پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده است.

فراوانی عناصر فرعی نمونه‌های کل کربناته سنگ‌های آهکی

الگوی پراکندگی عناصر فرعی منعکس کننده‌ی الگوی رخساره‌های رسوبی، روند دیاژنز (وایزر و دموویچ، ۱۹۷۳) و ترکیب کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها است (رائو، ۱۹۹۱).

است. برای تفکیک سنگ‌های آهکی از نمونه‌های دولومیتی از ترسیم مقادیر کلسیم در برابر منیزیم استفاده شده است. ترسیم مقادیر منیزیم در مقابل کلسیم داده‌های منطقه مورد مطالعه (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه ترکیبی آهکی و آهک دولومیتی را دارا می‌باشند.



شکل ۱۰. تغییرات درصد فراوانی منیزیم در مقابل کلسیم در نمونه‌های آهکی برش پاتینگ

Fig. 10. Changes in the percentage abundance of magnesium versus calcium in limestone samples from Pating Section

جدول ۱. میزان تصحیح شده عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های آهکی برش پاتینگ با استفاده از روش آنالیز طیف‌سنجی تابشی

Table 1. The revised amount of major and minor elements in limestone samples of Pating section, using ICPEs analytical method

Sample .No	Rev. Ca (%)	Rev. Mg (%)	Rev. Fe (ppm)	Rev. Mn (ppm)	Rev. Sr (ppm)	Rev. Na (ppm)
1	26.71	1.6	3330	87	145	672
2	26.84	1.65	3349	99	132	657
3	30.53	1.34	1978	52	164	782
4	29.42	1.3	2269	52	151	762
5	27.95	1.54	2743	51	142	458
6	38.94	0.95	1856	31	197	391
7	30.21	1.96	1531	48	142	408
8	27.63	1.83	2661	50	182	489
9	27.88	0.89	2304	46	174	454
10	26.79	1.85	2213	37	144	410
11	25.95	1.96	3656	75	196	580
12	29.85	1.74	2783	63	205	449
13	40.61	1.25	1470	110	215	530
14	37.54	1.7	1650	60	201	501
15	39.12	1.65	2973	61	210	452

۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام در نوسان است (میلیمن، ۱۹۷۴). در حالی که فراوانی آن در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر محدوده‌ای بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) دارد (آدابی، ۱۳۹۰). کانی‌های نیمه‌پایدار کربنات کلسیم در حین دیاژنز متئوریک و یا تدفینی به کلسیت تغییر می‌یابند و لذا میزان

بحث

استرانسیم: میزان Sr با افزایش میزان آراگونیت افزایش و با افزایش میزان کلسیت کاهش می‌یابد (آدابی و رائو، ۱۹۹۲). فراوانی Sr در ارتباط مستقیم با افزایش دمای آب دریا است (مورس و مکنزی، ۱۹۹۰). مقدار این عنصر در نمونه‌های کل کربناته مناطق حاره‌ای عهد حاضر بین

بررسی مقادیر عناصر فرعی موجود در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به این شکل بیان نمود:

کاهش مقدار استرانسیم در بیشتر نمونه‌ها را می‌توان به ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی آن‌ها نسبت داد. با توجه به این که مقادیر استرانسیم نمونه‌های مورد مطالعه به مراتب پایین‌تر از مقادیر معادل‌های عهدحاضر آن‌ها می‌باشد که این کاهش فزاینده استرانسیم، احتمالاً ناشی از ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی و نیز تأثیر فراگیر دیاژنز غیردریایی به ویژه دیاژنز متئوریک می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). مقدار سدیم در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه بین ۳۹۱ تا ۷۸۲ پی‌پی‌ام (میانگین ۵۳۳ پی‌پی‌ام) متغیر است که نسبت به کربنات‌های عهدحاضر به دلیل تأثیر بیشتر فرایندهای دیاژنتیکی متئوریک کاهش چشمگیری نشان می‌دهد. مقدار منگنز در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه بین ۳۱ تا ۱۱۰ پی‌پی‌ام می‌باشد. وجود میانگین ۶۱ پی‌پی‌ام منگنز در نمونه‌ها چنین تفسیر می‌شود که این نمونه‌ها تحت تأثیر دیاژنز متئوریک و شرایط احیایی قرار گرفته‌اند. در نمونه‌های مورد مطالعه، مقدار آهن پس از کسر مواد غیرقابل حل بین ۱۴۷۰ تا ۳۶۵۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۴۵۱ پی‌پی‌ام) در نوسان است. مقدار آهن با افزایش فرایندهای دیاژنز متئوریک و شرایط احیایی افزایش می‌یابد (میراب شیبستری و آدابی، ۱۳۸۰).

تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیه سنگ‌های کربناته

مورد مطالعه به کمک عناصر فرعی

پایین بودن مقدار استرانسیم در نمونه‌های کربناته مورد مطالعه حاکی از کلسیتی بودن ترکیب اولیه است. در نمودار استرانسیم به منگنز نمونه‌های آهکی برش پاتینگ با محدوده سنگ‌آهک‌های سازند سروک در تاق‌دیس بنگستان (علی‌آبادی، ۱۳۹۰) و نمونه‌های سازند هفتومان (کرتاسه پسین) در ایران مرکزی (خانی، ۱۳۹۶) مقایسه شده است. همان‌طور که نمودار نشان داده است نمونه‌های برش مورد مطالعه مانند نمونه‌های سازند سروک و هفتومان دارای ترکیب اولیه کلسیتی است (شکل ۱۱).

نسبت استرانسیم به منگنز Sr/Mn : نسبت استرانسیم به منگنز در مقابل مقدار منگنز، به عنوان معیار مفیدی برای تخمین میزان انحلال سنگ‌آهک‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد (رائو، ۱۹۹۱). در اثر انحلال آراگونیت و کلسیت

در کلسیت دیاژنتیکی عمدتاً به ضریب توزیع^۱ و تمرکز آن‌ها در محلول‌های دیاژنتیکی بستگی دارد. از آنجایی که ضریب توزیع Sr کمتر از ۱ است و تمرکز آن در آب‌های متئوریک ناچیز است بنابراین کلسیت دیاژنتیکی حاصله از نظر Sr تمرکز پایینی خواهد داشت (آدابی، ۱۳۹۰). در نمونه‌های آهکی مورد مطالعه مقدار استرانسیم پس از کسر مواد غیرقابل حل بین ۱۳۲ تا ۲۱۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۷۳/۳ پی‌پی‌ام) در نوسان است. مقدار استرانسیم در این نمونه‌ها نسبت به معادل‌های عهدحاضر پایین‌تر است زیرا مقدار استرانسیم تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی (به ویژه دیاژنز متئوریک) کاهش چشمگیری می‌یابد (برند و موریسون، ۱۹۸۷؛ آدابی و رائو، ۱۹۹۱).

سدیم: مقدار سدیم در سنگ‌های آهکی آراگونیتی غیربیوتیک حاره‌ای عهدحاضر بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) در تغییر است (لند و هویس، ۱۹۷۳). مقادیر سدیم با افزایش شوری، عمق آب و میزان آراگونیت افزایش می‌یابد. سدیم دارای ضریب توزیع یا انباشتگی کمتر از یک است و در آب‌های متئوریک تمرکز پایینی دارد و لذا مقدار آن در سنگ‌های کربناته‌ای که تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی قرار می‌گیرند پایین خواهد بود (آدابی، ۱۳۹۰). فرایندهای دیاژنتیکی به دلیل تفریق بیوشیمیایی یا تمرکز کم سدیم در آب‌های متئوریک، باعث کاهش میزان این عنصر در سنگ‌های کربناته بعد از دیاژنز می‌گردد (رائو و آدابی، ۱۹۹۱).

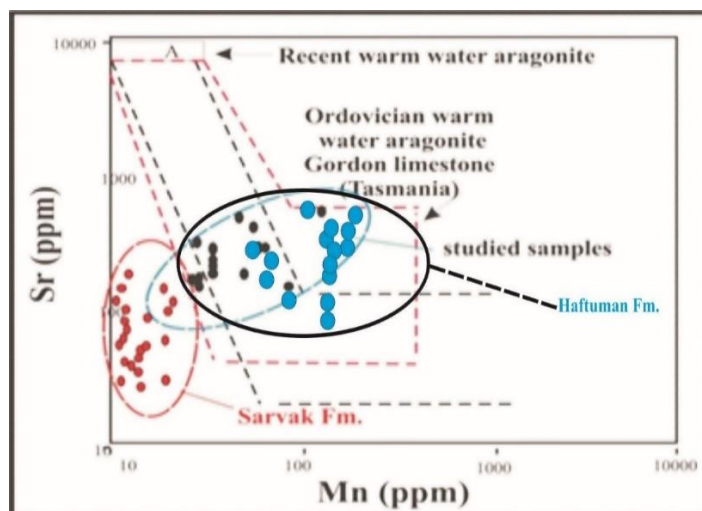
منگنز: کربنات‌های آراگونیتی واقع در دریا‌های گرم و کم‌عمق منگنز پایینی (کمتر از ۲۰ پی‌پی‌ام) دارند (رائو و آدابی، ۱۹۹۲). مقدار ضریب توزیع منگنز حدود ۱۵ است و در آب‌های متئوریک تمرکز بسیار بالایی دارد؛ بنابراین افزایش آن را می‌توان به دیاژنز متئوریک نسبت داد (پینگیتور، ۱۹۹۰). میزان منگنز در کربنات‌های دریایی بستگی به مینرالوژی اولیه، کنترل‌های کریستالوگرافی، میزان تمرکز منگنز در آب دریا، شرایط Eh، مواد آلی و فرایندهای میکروبی دارد (فلوگل، ۲۰۱۰).

آهن: تمرکز آهن با کاهش عمق آب، افزایش ورود مواد آواری، افزایش شرایط متئوریک و شرایط احیایی و همچنین افزایش درصد مواد غیرقابل حل در اسید افزایش می‌یابد (آدابی، ۱۳۹۰). به‌طور خلاصه، نتایج حاصل از

¹ Partition coefficient

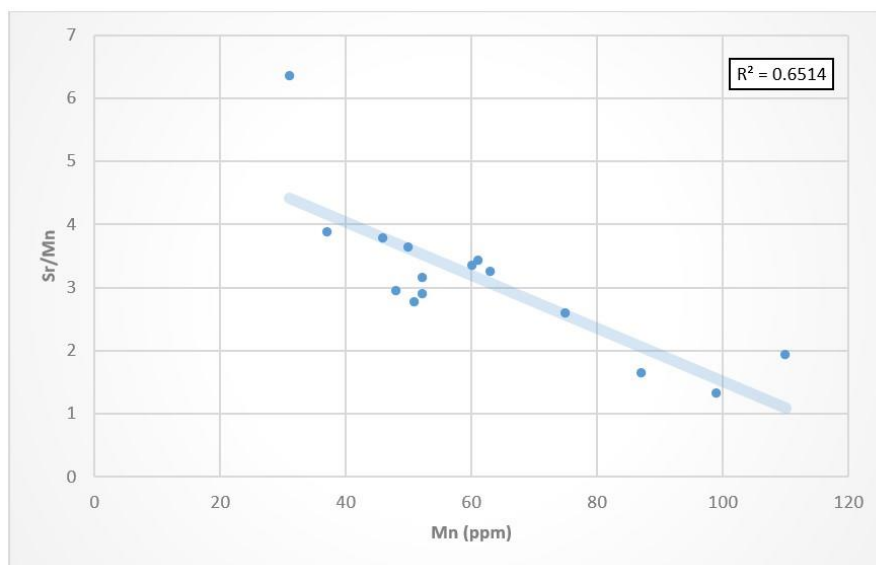
استرانسیم به منگنز بین ۱/۳۳ تا ۶/۳۵ (میانگین ۳/۱۳) در نوسان است و با رسم این مقادیر در مقابل مقادیر منگنز یک روند کاهشی نشان داده شده است (شکل ۱۲). کاهش نسبت استرانسیم به منگنز در مقابل افزایش مقادیر منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به انحلال بالا توسط فرایندهای دیاژنتیکی متئوریک نسبت داد (رائو، ۱۹۹۱).

دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار و تبدیل آن‌ها به کلسیت کم منیزیم پایدار، مقدار استرانسیم کاهش یافته و بالعکس تمرکز منگنز افزایش می‌یابد. این فرایند در سطح زمین و توسط نفوذ آب‌های متئوریک به مقدار زیادی تسهیل گردیده (باد، ۱۹۹۲) و باعث پایین آمدن نسبت استرانسیم به منگنز می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت



شکل ۱۱. تغییرات مقدار استرانسیم در برابر منگنز در نمونه‌های آهکی برش پاتینگ و مقایسه با نمونه‌های آهکی بخش بالایی سازند سروک در تاق‌دیس بنگستان (علی‌آبادی، ۱۳۹۰) و نمونه‌های سازند هفتومان ایران مرکزی (خانی، ۱۳۹۶).

Fig. 11. Changes in the amount of strontium versus manganese in limestone samples from the pating section and comparison with limestone samples from the upper part of Sarvak formation in Bangistan anticline (Aliabadi, 2013) and Haftoman formation samples of central Iran (Khani, 2016).



شکل ۱۲. نمودار نسبت استرانسیم به منگنز در مقابل منگنز در نمونه‌های کربناته مورد مطالعه

Fig. 12. Diagram of the ratio of strontium to manganese versus manganese in the studied carbonate samples

نسبت استرانسیم به منگنز در کربنات‌ها به نسبت استرانسیم به کلسیم در کربنات‌ها به نسبت استرانسیم به کلسیم در کلسیم آب دریا و ضریب توزیع استرانسیم در کربنات‌ها بستگی دارد (استول و شارگ، ۱۹۹۸؛ شلنجر،

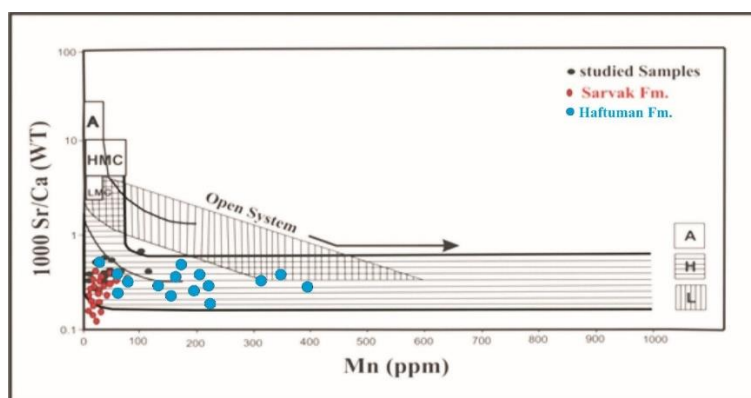
نسبت استرانسیم به کلسیم: ترسیم نسبت استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز می‌تواند تعیین کننده روند دیاژنتیکی در سیستم‌های بسته و باز متئوریک باشد (برند و وایزر،

نمود (رائو، ۱۹۹۱؛ آدابی و رائو، ۱۹۹۱؛ صالحی و همکاران، ۲۰۰۷). در سنگ‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر مقدار منگنز پایین و نسبت استرانسیم به سدیم بالا (حدود ۳ تا ۵) است، در حالی که در سنگ‌های آهکی کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر مقدار منگنز بالا و نسبت استرانسیم به سدیم حدود ۱ است (آدابی، ۱۳۹۰).

مقادیر نسبت استرانسیم به سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۲ تا ۰/۵ است و همچنین طبق نمودار رسم شده، این نسبت در مقابل مقدار منگنز، یک روند خطی مشاهده می‌شود که با افزایش منگنز، مقادیر نسبت استرانسیم به سدیم نیز در نمونه‌ها تا حدی کاهش می‌یابد و این حاکی از کلسیتی بودن ترکیب اولیه بیشتر نمونه‌های آهک‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱۴).

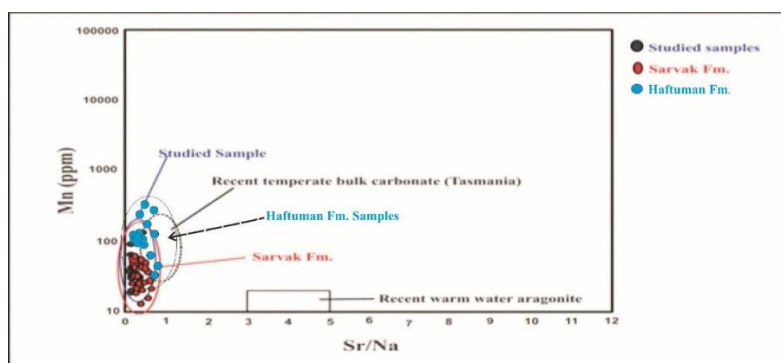
در سیستم‌های دیاژنزی باز به دلیل افزایش تبادلات آب و سنگ میزان استرانسیم به کلسیم کاهش می‌یابد در حالی که در سیستم‌های بسته و نیمه بسته که فعل و انفعالات آب و سنگ کم است، نسبت استرانسیم به کلسیم در فازهای دیاژنزی، تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه ندارد (آدابی و اسدی مهماندوستی، ۱۳۸۷). محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A) کلسیت پرمینیزیم و کلسیت کم منیزیم توسط برند و ویزر (۱۹۸۰) رسم شده است، نمونه‌های کربناته مورد مطالعه در محدوده سیستم بسته قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳).

نسبت استرانسیم به سدیم: کربنات‌های حاره‌ای دیرینه و عهد حاضر را می‌توان از معادل‌های غیرحاره‌ای آن‌ها توسط نسبت استرانسیم به سدیم و مقادیر عنصر منگنز تفکیک



شکل ۱۳. تغییرات نسبت استرانسیم به کلسیم در مقابل منگنز نمونه‌های آهکی برش مورد مطالعه و مقایسه با نمونه‌های کربناتی بخش بالایی سازند سروک (علی‌آبادی، ۱۳۹۰) و نمونه‌های سازند هفتومان (خانی، ۱۳۹۶) بر روی الگوی ارائه شده توسط (برند و وایزر، ۱۹۸۰).

Fig. 13. Changes in the ratio of strontium to calcium versus manganese in the studied limestone samples and comparison with carbonate samples from the upper part of Sarvak formation (Aliabadi, 2013) and Haftoman formation samples (Khani, 2016) on the model provided by (Brand & Veizer, 1980).

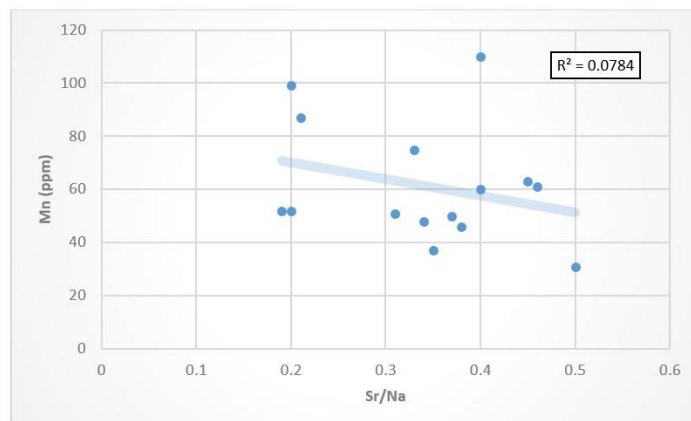


شکل ۱۴. تغییرات مقادیر منگنز در مقابل استرانسیم به سدیم در نمونه‌های کربناته برش مورد مطالعه. در این نمودار داده‌های نمودار مربوط به برش مورد مطالعه با محدوده‌های ارائه شده برای آهک‌های بخش بالایی سازند سروک (علی‌آبادی، ۱۳۹۰)، نمونه‌های سازند هفتومان (خانی، ۱۳۹۶) و کربنات‌های معتدله عهد حاضر تاسمانیا (رائو و آدابی، ۱۹۹۲؛ رائو و امینی، ۱۹۹۵) مقایسه شده است.

Fig. 14. Variations of manganese versus strontium to sodium values in the studied section carbonate samples. In this graph, the data of the graph related to the section under study with the ranges provided for the limestones of the upper part of Sarvak Formation (Aliabadi, 2013), samples of Haftoman Formation (Khani, 2016) and temperate carbonates of Tasmania (Rao & Adabi, 1992; Rao & Amini, 1995), has been compared.

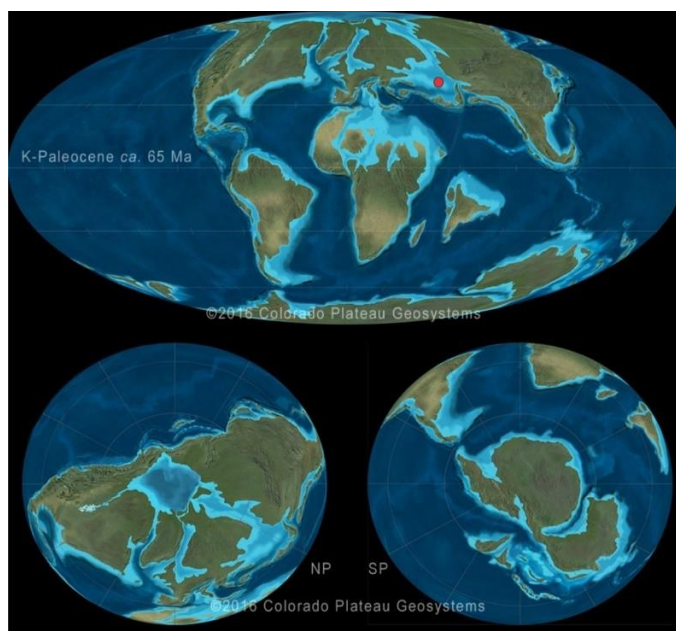
حاکم بوده است که این امر با توجه به نقشه پالئوژئوگرافی کرتاسه پسین جهان و قرارگیری منطقه شرق ایران در منطقه معتدله و همچنین در عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۴۵ درجه مورد تایید می‌باشد (شکل ۱۶).

نمودار تغییرات منگنز در مقابل نسبت استرانسیم به سدیم (شکل ۱۵)، شرایط اقلیمی مناطق معتدله را نشان می‌دهد؛ بنابراین با توجه به نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی می‌توان نتیجه گرفت که شرایط اقلیمی معتدله بر محیط تشکیل



شکل ۱۵. نمودار تغییرات منگنز در مقابل نسبت استرانسیم به سدیم در نمونه‌های کربناته مورد مطالعه

Fig. 15. Diagram of changes of manganese versus the ratio of strontium to sodium in the studied carbonate samples



شکل ۱۶. نقشه پالئوژئوگرافی کرتاسه پسین جهان (امهوفر و همکاران، ۲۰۱۶)

Fig. 16. Late Cretaceous paleogeography map of the world (Umhoefer & Blakey, 2016)

مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده سنگ‌های کربناته برش پاتینگ شامل: اجزای اسکلتی (فرامینیفرها، دوکفهای)، اجزای غیراسکلتی (پلوئید، اینتراکلت)، میکرایت و سیمان (کلسیتی و دولومیتی) و اجزای غیرآواری (کوارتز) می‌باشد. با بررسی رخساره‌های سنگی در مقاطع نازک به‌دست‌آمده از این توالی، در برش پاتینگ ۷ ریزرخساره شناسایی شد. میکروفاسیس‌های شناخته شده بر اساس

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات صحرایی مشخص گردید که برش مورد مطالعه متشکل از ۲۶ واحد سنگی با ضخامت ۲۴۶ متر است که شامل سنگ‌آهک‌های لایه متوسط تا ضخیم لایه است. مرز زیرین توالی کنگلومرای قاعده قرمزرنگ و مرز بالایی توسط ماسه‌سنگ قرمزرنگ محدود شده است. مطالعات آزمایشگاهی و پتروگرافی نشان می‌دهد که

- Alavi-Naeni, M (1981) Geological quadrangle 1: 100000 scaled map of Ahangaran, Geological Survey of Iran.
- Aliabadi, M (2012) Petrography and diagenesis of sediments in the upper part of Sarvak formation in Bangistan anticline, southwestern Iran. M.Sc. Thesis, University of Birjand, 140 p. (in persian).
- Baccelle, L., Bosellini, A (1965) Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocche sedimentary, Annali dell universita di Ferrara (Nuova Serie), sezione 9. Science geologica paleontologiche, 1: 59. 62.
- Bachmann, M., Hirsch, F (2006) Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): Stratigraphy and second order sea level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512. doi.org/10.1016/j.cretres.2005.09.003.
- Bakhshi, A., Adabi, M. H., Sadeghi, A., Kavooosi, M. A (2022) Microfacies, depositional environments and diagenetic processes of the Ilam formation in both sides Balarud and Zagros mountain front faults (South of Lurestan area and north of north Dezful).
- Brand, U., and Morrison, J. O (1987) Biogeochemistry of fossil marine invertebrates. *Geoscience of Canada*, 14: 85-107.
- Brand, U., Veizer, J (1980) Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-I, Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 1219-1236. doi.org/10.1306/212F7BB7-2B24-11D7-8648000102C1865D.
- Budd, D. A (1992) Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization: Carbonates and Evaporites, 7: 74-81. doi.org/10.1007/bf03175394.
- Choquette, P. W., Pray, L. C (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54: 207-250.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 108-121.
- Einsele, G (2000) *Sedimentary Basin, Evolution, Facies and Sediment Budget*. 2nd ed., Springer-Verlag, 292 p.
- El-hefnawi, M. A., Mashaly, A. O., Shalaby, B. N., Rashwan, M. A (2010) Petrography and geochemistry of Eocene limestone from Khashm Al-Raqaba area, El-Galala El-Qibliya, Egypt. *Carbonates and Evaporites*, 25: 193-202. doi.org/10.1007/s13146-010-0023-4.
- Emamipour, F (2014) Petrography, sedimentary environment and geochemistry of the Early Cretaceous sequence in North Khazari, South
- تقسیم‌بندی فلوگل در ۳ کمربند رخساره‌ای (از کم‌عمق به عمیق): کمربند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، کمربند رخساره‌ای لاگون نیمه محصور و کمربند رخساره‌ای پشته کربناته) در ارتباط و پیوستگی باهم قرار دارند. با توجه به ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌ها و جایگیری هر کدام در کمربندهای رخساره‌ای مربوطه الگوی رسوب‌گذاری عمدتاً مربوط به بخش داخلی از یک پلاتفرم کم‌عمق کربناته از نوع رمپ تک‌شیب پیشنهاد می‌شود. ستون تغییرات عمودی این رخساره‌ها و رسم منحنی نوسانات نسبی سطح آب دریا نشان می‌دهد که رسوبات کربناته توالی مورد مطالعه تحت تأثیر روند کم‌عمق شوندگی قرار گرفته‌اند. مطالعه و بررسی عناصر فرعی نمونه‌های آهکی برش پاتینگ نشان می‌دهد که ترکیب اولیه بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه کلسیتی و تا حدودی تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی به ویژه دیاژنز متئوریکی بوده است همچنین با توجه به نمودارهای مربوطه، اغلب نمونه‌های کربناته برش مورد مطالعه در سیستم دیاژنتیکی نسبتاً بسته قرار گرفته‌اند. طبق مقادیر عناصر اصلی و فرعی حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی، نمونه‌های کربناته توالی مورد مطالعه از نوع سنگ‌آهک و آهک دولومیتی می‌باشند و با توجه به نمودار تغییرات منگنز در مقابل نسبت استرانسیم به سدیم می‌توان نتیجه گرفت که شرایط اقلیمی معتدله بر محیط تشکیل حاکم بوده است که این امر با توجه به نقشه پالئوژئوگرافی کرتاسه پسین جهان مورد تایید می‌باشد.

References

- Adabi, M. H (2010) *Sedimentary Geochemistry*, Arian Zemin Publications, 503 p. (in persian).
- Adabi, M. H., Asadi-Mehmandosti, E (2008) Microfacies and Geology of the land Formation in the Tang-e-Rashid area, Izeh, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 267-277. doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.01.002.
- Adabi, M. H., Rao, C. P (1991) Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*, 72: 253-267. (in persian).
- Aghanabati, A (2010) *Geology of Iran*. Organization of Geology and Mineral Exploration of the country, 586 p. (in persian).
- Ahr, W. M (2008) *Geology of carbonate reservoirs: the identification, description and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks*. John Wiley & Sons, p, 296. (in persian). doi.org/10.1002/9780470370650.

- boundary in the Soltanieh formation sequence located in the north of Semnan by chemical stratigraphic method, *Journal of the Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University*, No. 4 and 5, 85-92. (in persian).
- Mirzaee Mahmoodabadi, R (2022) Assessment of evolution of the sedimentary environment of Paleocene-Eocene succession in Shiraz area based on sequence stratigraphic evidences: 182-207. (in persian).
- Moradi, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Khanehbad, M., Ghabishavi, A (2019) Diagenesis and its effect on the reservoir quality of the Asmari formation, Aghajari oil field, SW Iran, No. 112. doi.org/10.22071/gsj.2018.125401.1434
- Morse, J. W., and Mackenzie, R. T (1990) *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*: Elsevier, Amsterdam, 696 p.
- Pingitore, C. P (1990) The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 799-814.
- Rahimpour Bonab, H (2009) Carbonate lithology with an attitude on reservoir quality, Tehran University Press, 554 p. (in persian).
- Rao, C. P (1991) Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool temperate (recent and Pleistocene) and subpolar carbonates, Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 6: 83-106.
- 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 carbonate, Western Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 10: 114-123.
- Saipour Karamjovan, L (2012) Biostratigraphy and paleoenvironment of Upper Cretaceous limestones associated with igneous rocks of Darha-lano area (east of Birjand). M.Sc. Thesis, University of Birjand, 132 p. (in persian).
- Salehi, M. A., Adabi, M. H., Ghabishavi, A., Ghalavand, H (2007) Reconstruction of sedimentary environment and petrographic and geochemical evidence of aragonite original mineralogy of Lower Cretaceous carbonate rocks (Fahliyan Formation) in the Zagros sedimentary basin, Iran. 13th Bathurst meeting, Norwich, U. K. (Abstract).
- Sandullia, R., Raspini, A (2004) Regional to global Correlation of lower Cretaceous (Hauterivian-Barremian) shallow water carbonate of the southern Apennines (Italy) and Dinarides (Montenegro), southern Tethyan Khorasan. M. Sc. Thesis, University of Birjand, 145 p. (in persian).
- Embery, A. F., Klovian, J. E (1975) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, N. W. T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4): 730-781. doi.org/10.35767/gscpgbull.19.4.730.
- Flügel, E (2010) *Microfacies analysis of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Folk, R (1980) *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill, Texas, 181 p.
- Friedman, G. M (1965) Terminology of crystallization texture and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 643-655.
- Goldhammer, R. K (1997) Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates. *Journal Sedimentary Research, Section A*, 67: 26-35.
- Grabou, A. W (1904) On the Classification of Sedimentary rock. *American Geologist*, 33: 228-242.
- Kakemem, U., Adabi, M. H., Dehyadegari, E (2022) Sedimentary environment, sequence stratigraphy and reservoir characterization of the Kangan Formation in South of Pars Gas Field, Iran: 75-86. (in persian).
- Khani, A (2016) Petrography, sedimentary environment and geochemistry of carbonate sequence of Haftoman Formation (Late Cretaceous) in Rashid Koh, northwestern Khor and Biabank, Central Iran. M.Sc. Thesis, University of Birjand, 130 p. (in persian).
- Khazaei, A. R., Mirab Shabestari, G. R., Saeipour Karamjavan, L (2014) Late Cretaceous rudist limestones synchronic with igneous rocks in east of Iran, biostratigraphical and paleoecological significant. *Proceedings of 10th International Congress on Rudist Bivalves*, Barcelona, Spain, p. 38.
- Khezerloo, R., Moallemi, S. A., Movahed, B (2021) Microfacies, Depositional Environment, Diagenetic Processes and Their Effects on Reservoir Characterization of the KhanehZu Formation in the East of Kopet Dagh Basin, 116: 4-5. doi.org/10.22078/pr.2020.4227.2913.
- Land, L. S., Hoops, G. H (1973) Sodium in carbonate sediments and rock: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 614-617.
- Mazzullo, S. J (1992) Geochemical & neomorphic alteration of dolomite-a review: *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37. doi.org/10.1007/BF03175390.
- Milliman, J. D (1974) *Marine Carbonates*: Springer-Verlag, Berlin, 357p.
- Mirab Shabestri, G. R., Adabi, M. H (2000) Determining the Precambrian-Cambrian

- margin. *Sedimentary Geology*, 165: 117-153. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.11.014.
- Schlanger, S. O (1988) Strontium storage and release during deposition and diagenesis of marine Carbonates related to sea level variations in: *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycle*. In: Lerman, A. & Maybeck, M. (Eds.), 323-339.
- Schmoker, J. W., Halley, R. B (1982) Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for South Florida. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 2561-2570.
- Sheikholeslami, Z., Majidifard, M., Aleali S. M., Javanbakht, M., Taherpour Khalilabad, M (2022) Facies changes and sedimentary environment in a pre-arc basin (Nazarkardeh Formation, Kopeh Dagh sedimentary basin, northeastern Iran), 379-394. (in persian).
- Sibley, D. F., Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Stocklin, J., Eftekhar-Nezhad, J., Hushmand-Zadeh, A (1972) Central Lut Reconnaissance; East Iran: Geological Survey of Iran, Report 21, 62. p. (in persian).
- Stoll, H. M., Scharg, D. P (1998) Effects of Quaternary Sea Level Cycle a strontium in Seawater. *Geochim. Cosmochim.*, 62: 1107-1118. doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00042-8.
- Tucker, M. E (2003) *Sedimentary Petrology*. 3rd edition, Blackwell, Oxford. 260p.
- Umhoefer, P., Blakey, R (2016) Comparing a Plate – Tectonic scale model of SW Laurentia during Pennsylvanian to Permian time to Independently made Paleogeographic Maps of Landscapes, Basins, And Uplifts. GSA Annual Meeting in Denver, Colorado, USA.
- Veizer, J., Demovic, R (1973) Environmental and climatic controlled fraction of elements in the Mesozoic carbonate sequence of the western Carpathians. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 258-271.
- Warren, J., K (2000) Dolomite, occurrence, evolution and economical important association. *Earth Science Review*, 52: 1-18. doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00022-2.
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate facies in geologic history*: Springer-Verlag. New York, 471p.
- Zohdi, A., Mousavi-Harami, R., Moallemi, S. A., Mahboubi, A., Immenhauser, A (2013) Evolution, paleoecology and sequence architecture of an Eocene carbonate ramp, Southeast Zagros Basin, Iran, *GeoArabia*, 18 (4): 49-80. doi.org/10.2113/geoarabia180449.

Sedimentary environment and diagenesis geochemistry of Late Cretaceous carbonate sequence of Pating section, Asadiyeh city, east of Iran

A. Miran¹, Gh. R. Mirab Shabestari^{2*} and A. R. Khazaei³

1- M. Sc. (graduated), Dept., of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

2, 3- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

* gshabestari@birjand.ac.ir

Received: 2024.2.12 Accepted: 2024.6.26

Abstract

The studied section is located in the 113Km east of Birjand (25Km Asadiyeh City) and east of Pating Village. The mentioned sequence, aged Late Cretaceous, is totally 246m in thickness and mostly consists of thick and medium bedded limestones along rock units. The lower boundary has been limited by basal red conglomerate and the upper boundary has been covered by red-colored sandstone unit. In This research, based on both field and laboratory studies, the main components of carbonate rocks include both skeletal and non-skeletal grains and totally 7 carbonate microfacies have been determined which have been deposited within 3 facies belts including tidal flat, Semi-restricted lagoon and shoal. According to the obtained evidences from the microfacies analysis, the suggested depositional model for the Pating section is a homoclinal ramps type carbonate platform. All of the microfacies are mainly deposited in the inner part of the ramp slope. The obtained geochemical data from carbonate samples analysis indicate a calcitic original mineralogy and dominance of a closed diagenetic system for the studied sequence. Also, according to the geochemical data, a temperate climatic condition could be considered for the formation environment of this sequence which is confirmed by the Late Cretaceous Palaeogeographic global map. The studied limestone samples have been widely affected by different diagenetic processes that the most important of which are micritization, cementation, mechanical and chemical compaction, formation of various types of porosity, dissolution, neomorphism, replacement, fracturing and vein-filling cements that have been formed in a variety of marine, meteoric, shallow burial and uplift diagenetic environments.

Keywords: Sedimentary environment, Geochemistry, Stratigraphy, Microfacies, Paragenetic sequence

Introduction

The rocks of the Upper Cretaceous deposits of Iran do not have the same facies characteristics and it seems that unlike the same sedimentary conditions of the Lower Cretaceous, the Upper Cretaceous sedimentary basins were separate from each other and each basin was governed by special conditions (Aghanabati, 2009). So far, many geological studies have been carried out in the eastern basin of Iran. Some of these researches that have been carried out are as follows: Mahboubi et al. (2006) studied the interpretation of the paragenetic sequence of the Upper Cretaceous carbonate sediments in northeast Bejastan and stated that these sediments were deposited in a carbonate ramp including the belts of lagoon, barred and open sea facies. Jalili et al. (2013) conducted a biostratigraphic study of Upper Cretaceous deposits in the north of Birjand. Khazaei et al. (2014) investigated the formation of Late

Cretaceous rudist limestone deposits in eastern Iran at the same time as igneous activities. Therefore, to complete the previous studies and also to investigate the sedimentary environment of these sediments, it seems necessary to conduct more studies in this area. Therefore, while carefully studying the petrographic characteristics of the carbonate rocks of the desired sequence in the potting section, different microfacies have been investigated and identified, and then the data obtained from geochemical studies were combined with petrographic studies in order to understand the sedimentary and diagenetic environments as much as possible. and finally led to the reconstruction and presentation of a suitable sedimentary model as well as the determination of the old sedimentation environment.

Certainly, the results obtained from the study of this carbonate sequence and the study of its

formation environment will be useful in the analysis of the sedimentary basin of eastern Iran during the Late Cretaceous. The section under study is located near Pating village, 113 km from Birjand city in South Khorasan province and 23 km from Asadiyeh city at an altitude of 1525 meters. The general bedrock of the area includes metamorphic rocks with east-west direction and north slope.

Materials & Methods

During the field studies, based on the observed changes in the type, color, layering and size of the grains, 108 samples of 246 meters thickness were taken from the potting section. From the 108 collected samples, thin sections were prepared in field operations and stained by alizarin red and potassium ferrocyanide. Tucker's (2003) and Baccelle and Bosellini (1965) comparative charts were used to determine the abundance percentage of the components. Each of the limestone facies has been named using Dunham (Dunham, 1962) and Embery & Klovan (1975) methods, and finally, in order to identify the facies and depositional environment and provide a sedimentary model, a combination of Wilson's methods (Wilson, 1975) and Flügel (Flügel, 2010) has been used. In order to perform elemental geochemical tests, in this research, on 15 calcareous mud samples taken from the layers, without fossils with minimal effects of weathering, without veins filled with calcite and silica, and the amount of insoluble material in acid of each sample was selected according to The method of El-hefnawi and colleagues (2010) was determined. The ICPEs method was carried out in Ferdowsi University of Mashhad, Faculty of Science, with the aim of determining the amounts of major elements (Ca, Mg) in percentage and minor elements (Fe, Sr, Mn, Na) in ppm.

Results

The reduction in the amount of strontium in most samples can be attributed to their primary calcite mineralogical composition. Given that the strontium values of the samples studied are much lower than the values of their present covenant equations, this increasing reduction in strontium is likely due to the composition of primary calcite mineralogy as well as the pervasive effect of non-marine diagenesis, especially meteoric diagenesis (Adabi, 1390). The amount of sodium in the limestone

samples studied varies between 391 and 782 ppm (average 533 ppm), which shows a significant reduction compared to the carbonates of the present covenant due to the greater impact of meteoric diagenetic processes. The amount of manganese in the limestone samples studied is between 31 and 110 ppm. The presence of an average of 61 ppm manganese in samples is interpreted as having been affected by meteoric diagenesis and regenerative conditions. In the samples studied, the amount of iron after the fraction of insoluble materials between 1470 and 3656 ppm (average 2451 ppm) fluctuates. The amount of iron increases with the increase of meteoric diagenesis processes regenerative conditions (Mirab shabestari & Adabi, 1380).

Discussion

In order to interpret and identify the type of carbonate facies and provide a suitable sedimentary model, for the sedimentary environment of the formation of Upper Cretaceous sediments in the section under study, the combination of Wilson (Wilson, 1975) and Flügel (2010) methods has been used. Microscopic characteristics of thin sections, including rock texture, size, shape and type of grains, led to the introduction of 7 main limestone microfacies, which were identified as follows: Dolomitized Mudstone (T1), Bioclastic Wackestone (T2), Bioclastic Packstone (L1), Peloidal Wackestone/Packstone (L2), Bioclastic/Peloidal Packstone (L3), Bioclastic/Intraclastic Packstone (L4) and Bioclastic Packstone (M1). These microfacies were classified into three facies belts: tidal flat, semi-closed lagoon and carbonate ridge. According to the determined microfacies and facies belts, the sedimentary environment of this sequence is a single-slope ramp type. According to the observations and investigations carried out on microscopic thin sections, the limestone samples in the studied section have been affected by diagenesis processes, which include:

Micratization, compaction, neomorphism, cementation, dissolution, porosity, dolomitization, replacement and hematitization. The analysis of the main elements of the carbonate samples shows that the samples have a combination of limestone and dolomitic lime. Also, based on the amounts of secondary elements, the basic mineralogical

composition of the studied carbonate samples, such as those of the Sarvak Formation, has a calcite basic composition. Drawing the ratio of strontium to calcium compared to manganese can determine the process of diagenesis in closed and basemeteoric systems (Brand & Veizer, 1980) that the studied carbonate samples of this sequence are within the closed system. The decrease in the ratio of strontium to manganese in contrast to the increase in the amount of manganese in the studied samples can be attributed to high dissolution by meteoric diagenetic processes.

Conclusions

Based on field studies, it was determined that the studied section consists of 26 rock units with a thickness of 246 meters, which includes medium to thick layer limestone. The lower boundary of the red base conglomerate sequence and the upper boundary is limited by red sandstone. Laboratory and petrographic studies show that the most important constituents of carbonate rocks of Potting include: skeletal components (foraminifers, especially nummulites, bivalves), non-skeletal components (ploid, intraclast), micrite and cement (calcite and dolomite) and non-clastic components (quartz).

By examining the rock facies in the thin sections obtained from this sequence, 7 microfacies were identified in the Potting section. The known microfacies based on Flügel's division are in 3 facies belts (from

shallow to deep: Facies belt of tidal zone, facies belt of semi-enclosed lagoon and facies belt of carbonate ridge) are connected and connected with each other. According to the microfacies and petrofacies and the placement of each in the respective facies belts, the sedimentation pattern is mainly related to the inner part of a shallow carbonate platform of the single-slope ramp type. The column of vertical changes of these facies and the drawing of the curve of relative sea level fluctuations show that the carbonate sediments of the studied sequence have been affected by the shallowing process. The study and investigation of the minor elements of the limestone samples from the potting cut shows that the initial composition of most of the studied samples was calcite and was influenced by diagenetic processes, especially meteoric diagenesis. Also, according to the relevant diagrams, most of the studied cut carbonate samples are in the diagenetic system. They are closed. The amounts of major and minor elements resulting from geochemical analysis are carbonate samples of the studied sequence of limestone and dolomitic limestone and according to the diagram of changes in manganese versus the ratio of strontium to sodium, it can be concluded that Temperate climatic conditions prevailed in the formation environment, which is confirmed according to the Late Cretaceous paleogeography map of the world.