

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 مگوپس از رخدادهای 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 مزیو و کلشانه با ضخامت‌های ۶۹ و ۵۴/۴ متر در بلوک طبس، مورد مطالعه قرار گرفته است. فرآیندهای دیاژنتزی مؤثر بر این سنگ‌ها شامل میکریتی شدن، سیمانی شدن، تئومورفیسیم، 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 Si/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه و رابطه خطی معکوس آن با مقادیر 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 Si/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 ائوژنتز، مزوژنتز و تلوزنتز، 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).

طبس همانند رشته کوه شتری، پهنه راور - مزینو، پهنه نایبند 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 "۱۰'۰۹" ۳۳° عرض شمالی و "۱۱'۲۴" ۵۶° طول شرقی و برش ناودیس کلشانه به ضخامت ۵۴/۴ متر در بلوک کلمرد (۸۳ کیلومتری شمال طبس) با مختصات جغرافیایی "۱۰'۵۷" ۳۴° عرض شمالی و "۴۰'۳۷" ۵۶° طول شرقی انتخاب شده‌اند (شکل ۱). برش‌های مزینو و ناودیس کلشانه به ترتیب در نقشه‌های زمین‌شناسی رباط‌خان (ازدری 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 (Wilson, 1975) و (Flugel, 2010) 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 *et al.*, 2020).

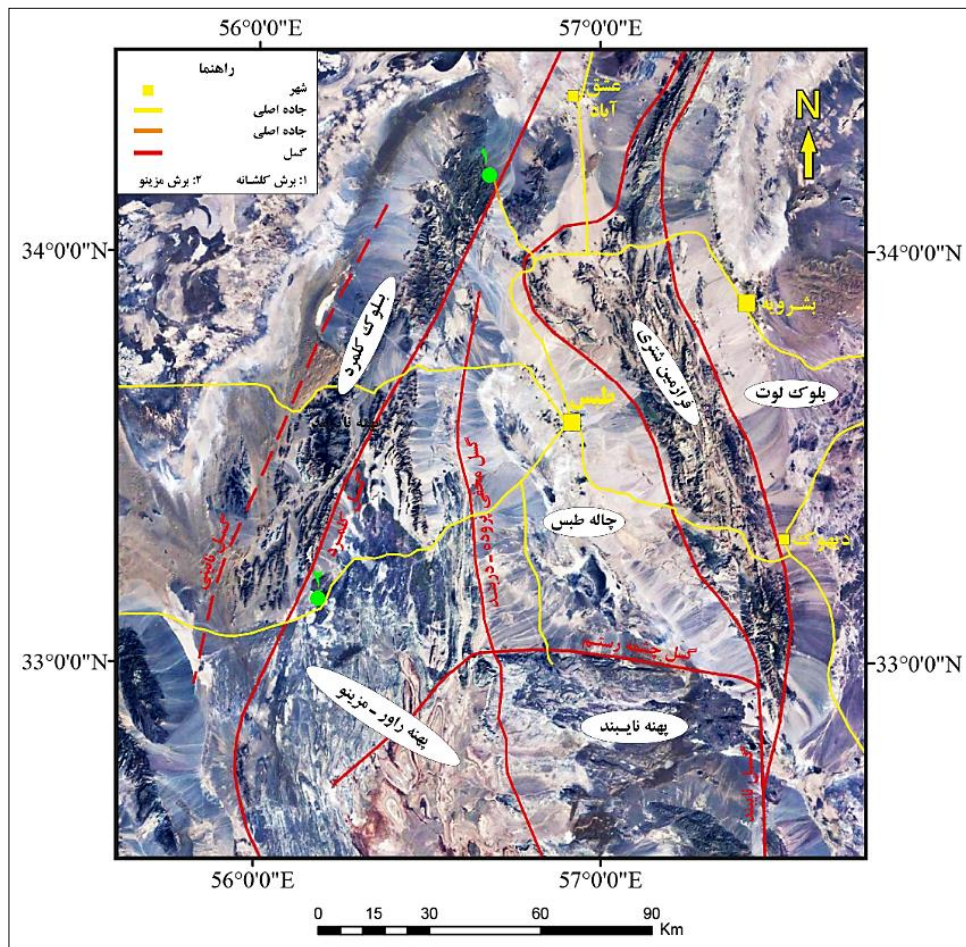
روش مطالعه

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

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 تحذب 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 پرتحرک 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 سیمیرین به حساب می‌آیند (Sengör, 1990؛ Seyed-Emami *et al.*, 2004). بعد از رخداد سیمیرین 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 فسفیل تشکیل شده است. رخنمون‌های بسیار خوبی از این سازند در پهنه‌های مختلف ساختاری - رسوبی بلوک



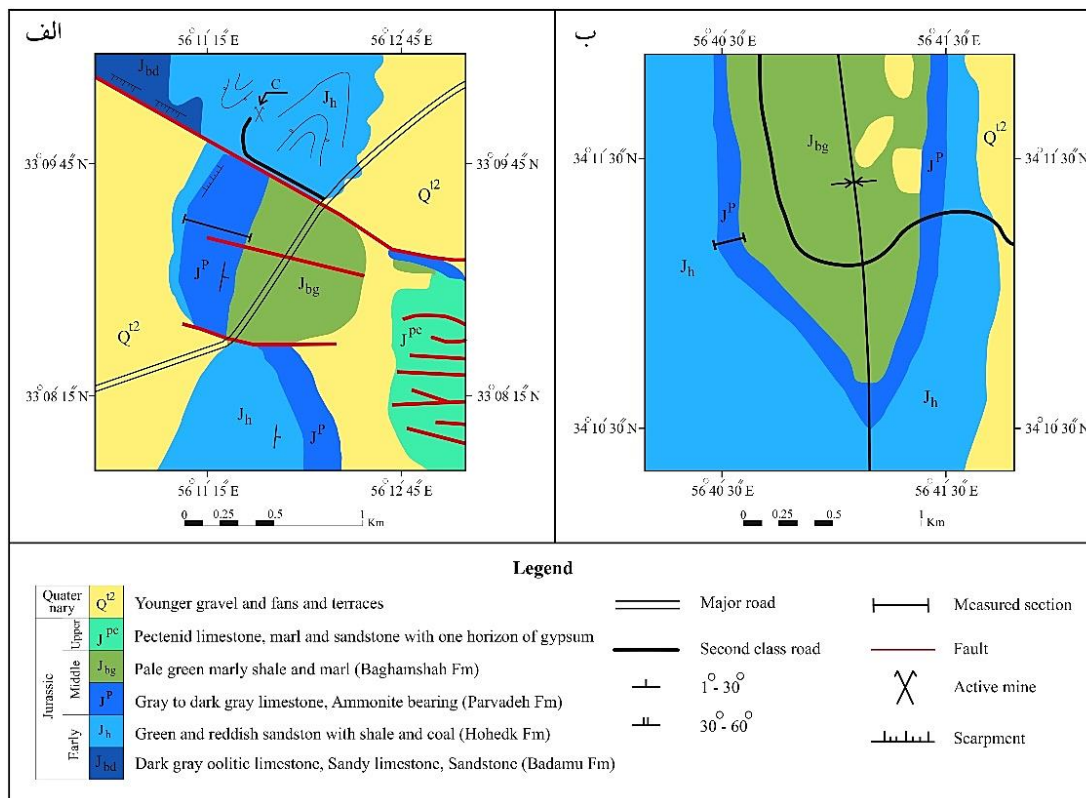
شکل ۱: تصویر ماهواره‌ای بلوک طبس و زیرپهنه‌های آن به همراه موقعیت برش‌های مورد مطالعه (۱- برش کلشانه، ۲- برش مزینو).

دندان‌پزشکی و حتی‌الامکان از زمینه گل آهکی به دور از رگ‌ها و آلوم‌های موجود در سنگ تهیه شده و سپس جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه ICP-OES مدل Varian توسط شرکت مطالعات معدنی زرآزما 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 آلیزارین 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 طیس (برگرفته از اژدری و همکاران، ۱۳۸۵؛ با ترسیم مجدد)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی برش کلشانه در شمال طیس (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 رخصاره‌های 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: این سیمان معمولاً به شکل سوزنی و رشته‌ای و در اطراف دانه‌ها و فضاهای خالی تشکیل می‌گردد. سیمان حاشیه هم ضخامت در سازند

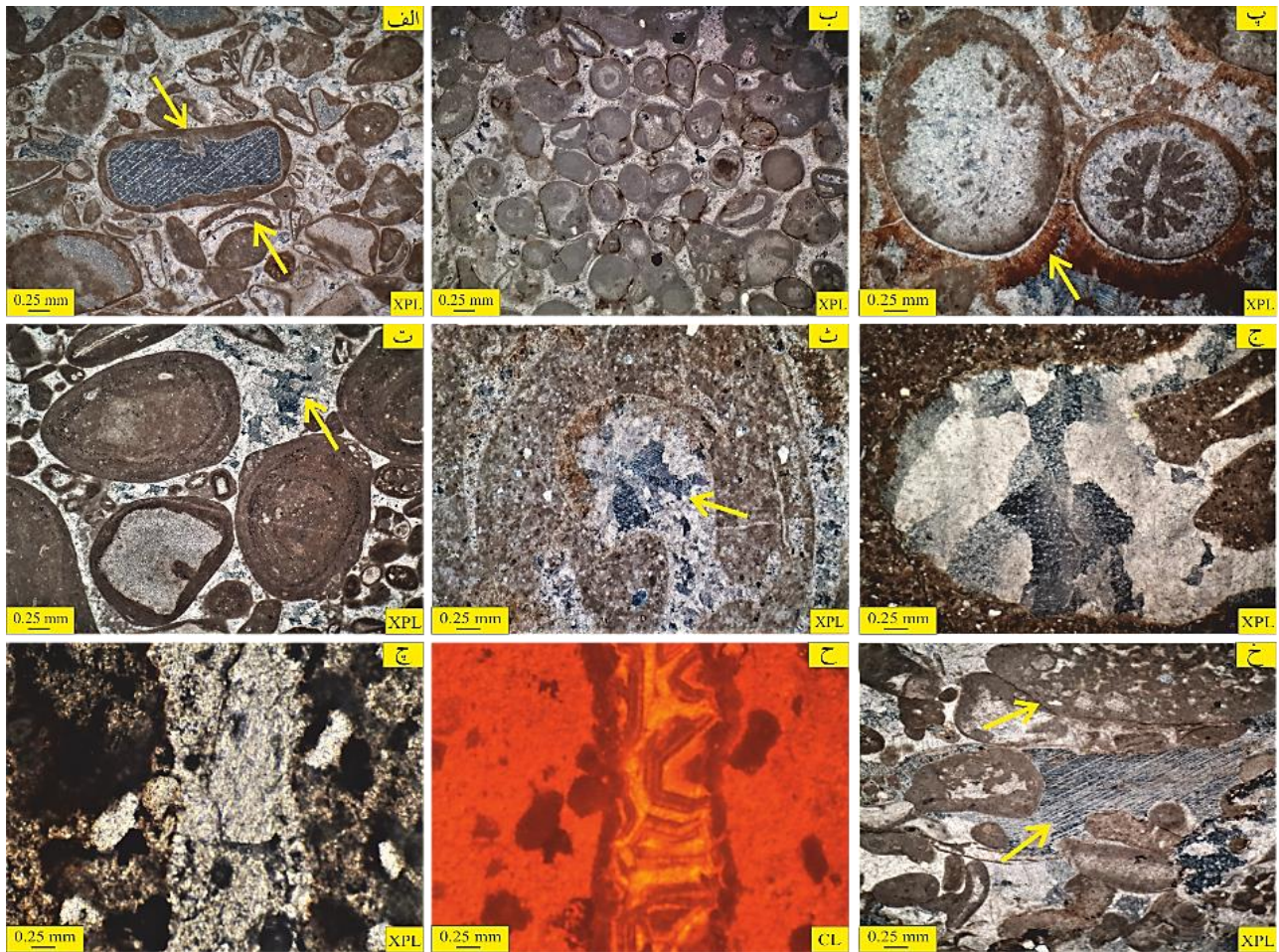
سیلیسی شدن، پیریتی شدن، اکسید آهن و شکستگی قرار گرفته‌اند که در زیر مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.

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 ۳: ستون چینه نگاری سازند پروده در برش‌های مزینو و کلشانه به همراه تغییرات رخساره‌ای و محل نمونه‌هایی که برای آنالیز ژئوشیمی انتخاب شده‌اند.



شکل ۲: شواهد دیاژنتیکی در سنگ آهک‌های سازند پروده: الف) میکریتی شدن در اطراف اکتیونئیدها 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 لومیناساس روشن به احتمال زیاد به دلیل داشتن منگنز بیشتر در شرایط احیایی تشکیل شده‌اند، در صورتیکه مناطق دارای لومیناساس تیره و تاریک، شرایط اکسیدی و یا بالا بودن مقدار آهن را نشان می‌دهند (XPL و CL). خ) سیمان پوئیکلوپایک همراه با فشرده‌گی فیزیکی از نوع تماس طولی.

سیمان دانه‌ای هم‌بعد: 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 ۴).

سیمان دروزی: 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 ۴). 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.

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 آهن دار 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 ۴، خ و شکل ۶الف) که بیشتر در رخساره‌های گرینستونی و پکستونی محیط سدی و لاگون دیده می‌شوند.

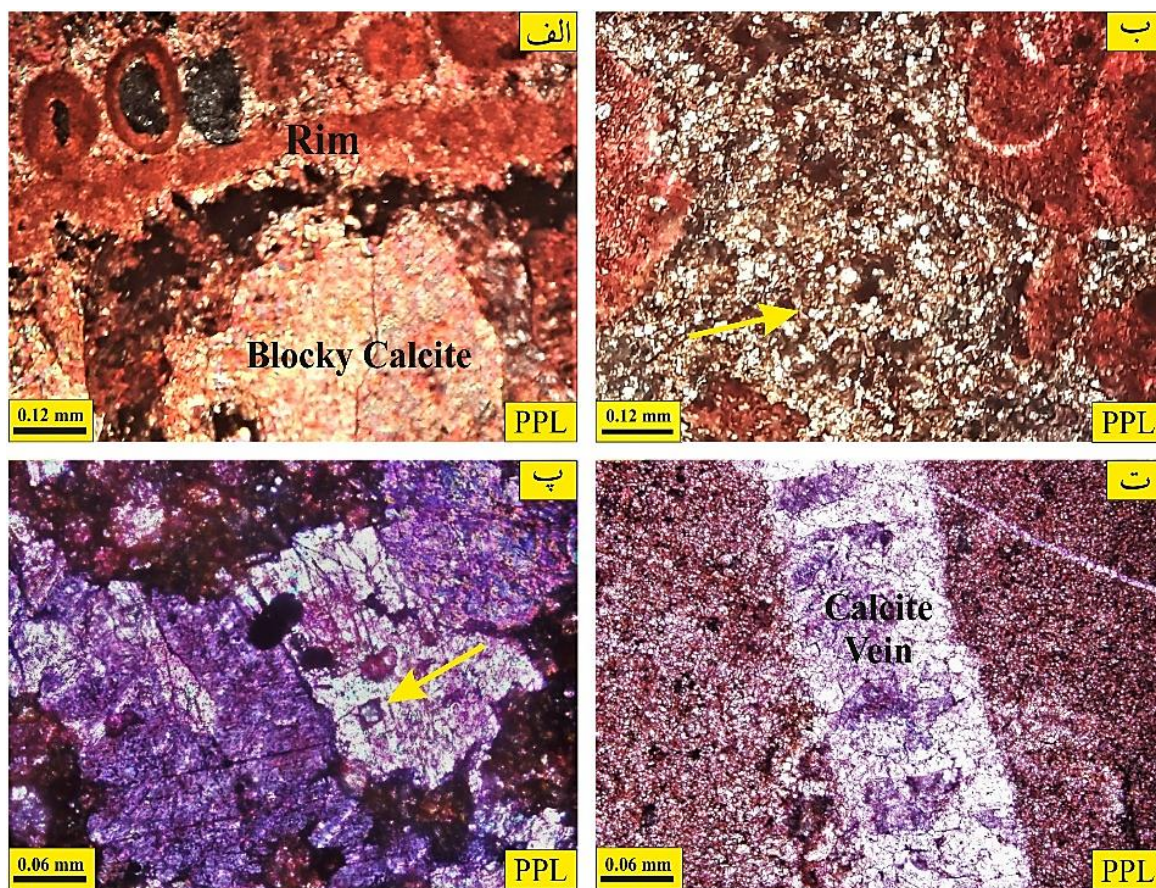
فشردگی شیمیایی: استیلولیت‌ها که حاصل فرآیند فشردگی شیمیایی می‌باشند در سنگ آهک‌های سازند پروده و در بسیاری از رخساره‌ها به فراوانی دیده می‌شوند که در آنها رس‌ها و اکسیدهای آهن نامحلول بر جای مانده‌اند. در این سنگ‌ها رگه‌های استیلولیتی به صورت مضرس و دندانه‌ای دیده می‌شوند که در برخی از نقاط به دلیل اختلاف 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.

حاشیه به سمت مرکز فضاها 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 ۴چ - ح) و مؤید نوسانات شرایط شیمیایی هنگام تشکیل سیمان است. این سیمان غالباً در رخساره‌های گرینستون آئیدی و بیوکستی 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، اینتراکست و برخی بیوکست‌ها را در بر گرفته است (شکل ۴ز).

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



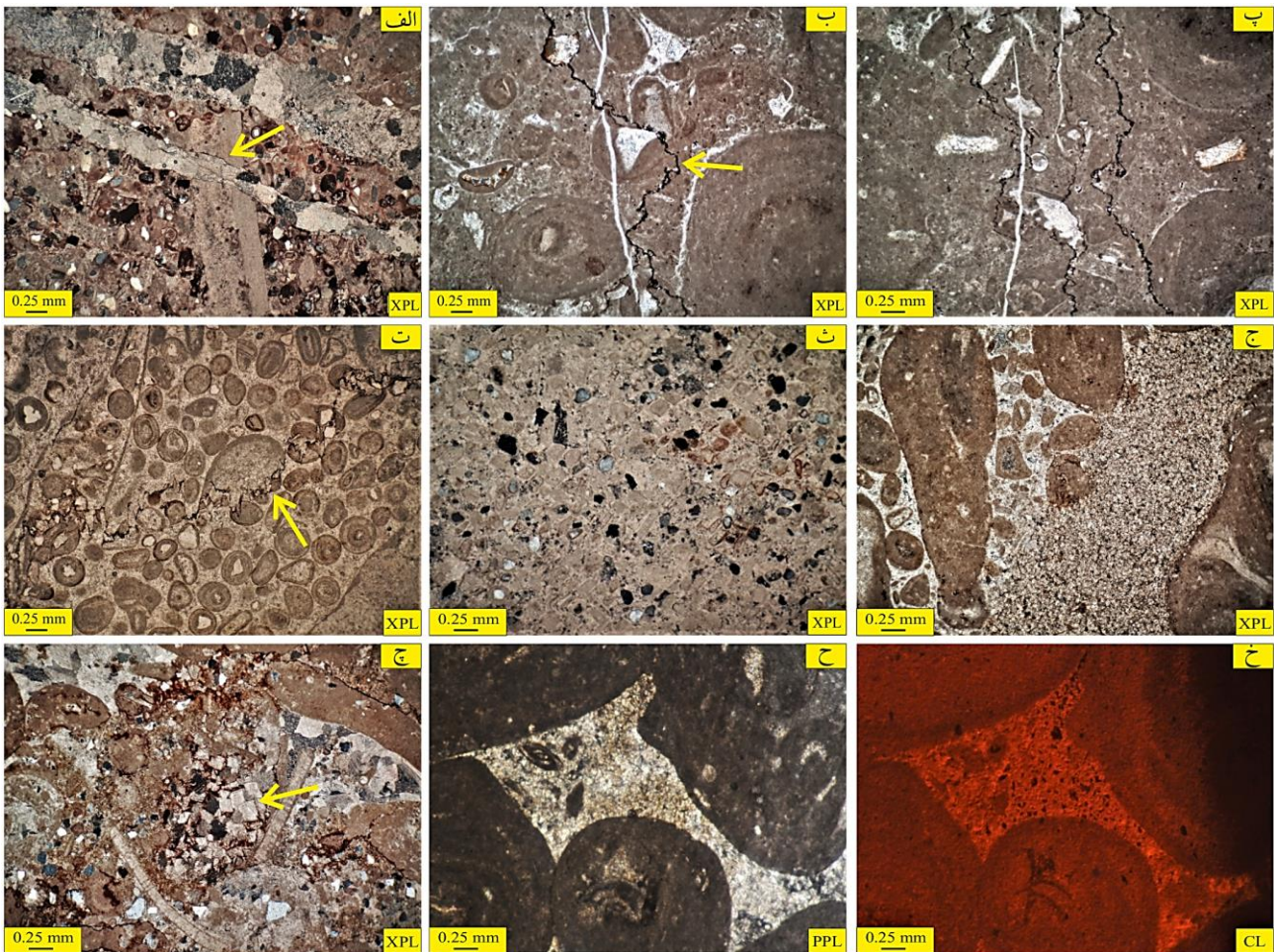
شکل ۵: الف) سیمان کلسیت هم‌مخامت و بلوکی که در رنگ آمیزی با آلیزارین قرمز، رنگ قرمز تا صورتی به خود گرفته است. ب) بلورهای دولومیت که در اثر رنگ آمیزی با آلیزارین قرمز رنگ نگرفته و کاملاً از کلسیت رنگ گرفته قابل تشخیص است. پ) بلورهای کلسیت و دولومیت (جاننشینی) که در رنگ آمیزی با محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ آمیزی 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 ۶ج). نئومورفیسم در نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از نوع افزایشی بوده و مادستون‌ها، و کستون/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 - چ). دولومیت‌های ریز بلور فاقد لومینسانس بوده در حالی که دولومیت‌های متوسط بلور لومینسانس روشن و گاهی زون‌بندی دارند (شکل ۶ح - 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).

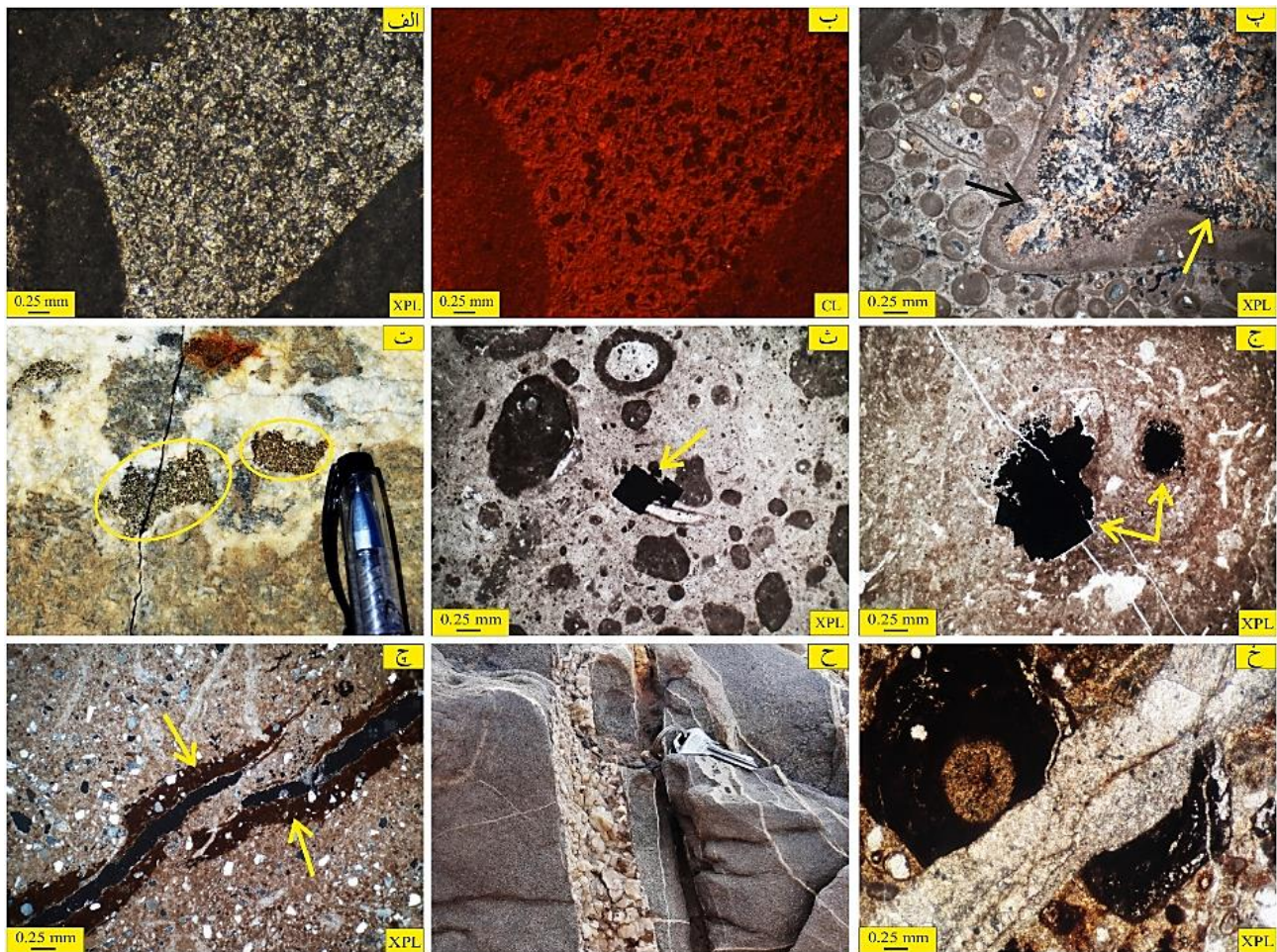


شکل ۶: شواهد دیاژنتیکی سنگ‌های آهکی سازند پروده: الف) فشردگی فیزیکی که باعث شکسته شدن دوکفه‌ای شده است (PPL). ب) تشکیل استیلولیت با دامنه کوچک (PPL); پ) تشکیل رگه‌های انحلالی (PPL); ت) تشکیل استیلولیت با دامنه بزرگ (PPL); ث) فرآیند نفورفیسیم افزایشی که در آن تبدیل تدریجی گل آهکی به کلسیت اسپاری دیده 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، اکتیوئیدها، سیمان کربناته، آئیدها و اینتراکلیست‌ها را تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۷ پ). 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، اکتیوئیدهای 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 ۷ الف - 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 اکینودرم 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).

پیریتی شدن می‌باشد. تشکیل پیریت در رسوبات غنی از مواد آلی متداول است. این کانی در مرحله دیاژنز 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

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،

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 دیاژنزی 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. هماتیت به صورت پراکنده و فراگیر و گاه به حالت رگه‌ای و در یک محدوده خاص و یا در امتداد شکستگی‌ها تشکیل شده است. هماتیتی شدن در رخساره‌های ته‌نشست شده در محیط‌های متفاوت کشندی، لاگونی و همچنین پشته‌ای قابل مشاهده است. در این ریزرخساره‌ها هماتیت 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 دیاژنزی 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)

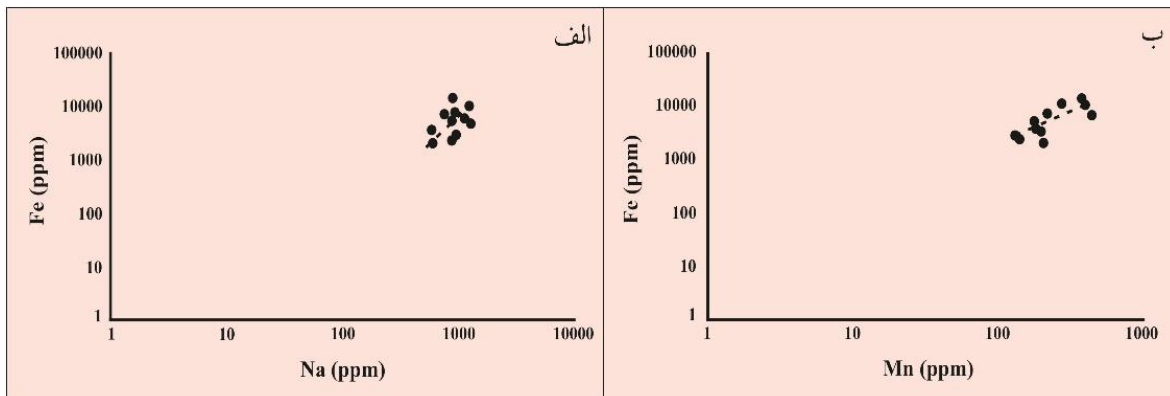
Sample	Ca (%)	Mg (%)	Mg (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Sr/Mn	Sr/Na	1000Sr/Ca	Sr/Ca
KP12A	36.1	0.46	4563	6574	443	824	362	0.82	0.43	10028	10.03
KP14	36.52	0.29	2852	10785	274	771	346	1.26	0.44	9474	9.47
KP15	38.24	0.28	2785	13183	382	899	269	0.70	0.30	7035	7.03
KP15A	37.73	0.33	3268	11607	392	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

در آراگونیت بیشتر از کلسیت است، به طوری 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 سنگ‌آهک‌های سازند پروده در مقایسه با کربنات‌های آراگونیتی عهد حاضر می‌تواند به دلیل تأثیر فرآیندهای دیاژنتزی 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 کشندهی 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 سنگ‌آهک‌های سازند پروده بین ۱۳۴ و ۴۴۳ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰/۳۶ پی‌پی‌ام) در تغییر است.

علاوه بر این میزان Sr در کربنات‌ها به دمای آب، شوری، اثرات زیستی و میزان نسبت Ca/Sr در آب دریا بستگی دارد. اغلب سنگ‌آهک‌های قدیمه در طی دیاژنتز نظیر تبدیل آراگونیت به کلسیت، انحلال و قرار گرفتن در سیستم باز دیاژنتیکی، استرانسیوم خود را از دست می‌دهند (Veizer & Flugel, 2010; Demovic, 1973). در سنگ‌آهک‌های 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 دیاژنتز بر کربنات‌های سازند پروده و همچنین تمرکز پایین آن در آب‌های ژوراسیک نسبت به عهد حاضر است (Paris et al., 2010; Steuber & Veizer, 2002). اختلاف استرانسیوم در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند به دلیل اختلاف در محیط ته‌نشست سازند و اختلاف در نوع رخساره‌ها در برش‌های مورد مطالعه باشد. مقدار استرانسیوم

آهن و منگنز بر اثر تأثیر فرآیندهای دیاژنزی 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 دیاژنزی متئوریک و شرایط دیاژنزی باز بر سازند پروده است.

تأثیر دیاژنزی متئوریک می‌تواند باعث افزایش میزان منگنز در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه شده باشد (Brand & Rao & Adabi, 1991؛ Veizer, 1980؛ Adabi & Rao, 1991). زیرا ضریب توزیع Mn حدود ۱۵ است و در آب‌های متئوریکی تمرکز بسیار زیادی دارد (Pingitore, 1978). عوامل مختلفی از جمله افزایش سرعت رسوب‌گذاری، شرایط اکسیدان و نبود دیاژنزی متئوریک 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. دیاژنزی متئوریک 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 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 دیاژنزی متئوریک بر نمونه‌های مورد مطالعه است.

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

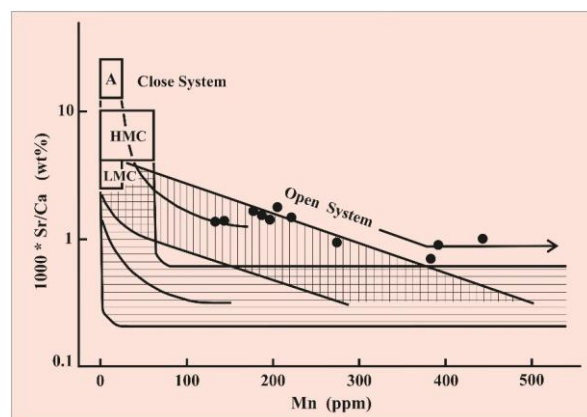
نسبت استرانسیوم نرمال شده توسط کلسیت $(1000 * Sr/Ca(wt))$ در برابر Mn در یک سیستم دیاژنزی باز، با افزایش فعل و انفعالات آب و سنگ، میزان Sr/Ca کاهش یافته و در نتیجه میزان Sr/Ca فازهای دیاژنزی کمتر از ترکیبات اولیه خواهد بود. در سیستم نیمه بسته که فعل و انفعالات آب و سنگ کم است، نسبت Sr/Ca فازهای دیاژنزی تغییرات محسوسی نسبت به ترکیبات اولیه نخواهد

نسبت استرانسیوم نرمال شده توسط کلسیت $(1000 * Sr/Ca(wt))$ در برابر Mn بر اساس 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 متئوریک بر این نهشته‌ها می‌باشد. همچنین روند کاهشی استرانسیوم به سدیم 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 جوادی، ۱۳۹۴؛ Barrier & Vrielynck, 2008) و با (Badihagh et al., 2019؛ Wilmsen et al., 2009) 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 $(1000 * Sr/Ca (wt))$ 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 متئوریک در یک محیط دیاژنزی عمدتاً باز قرار گرفته باشند.

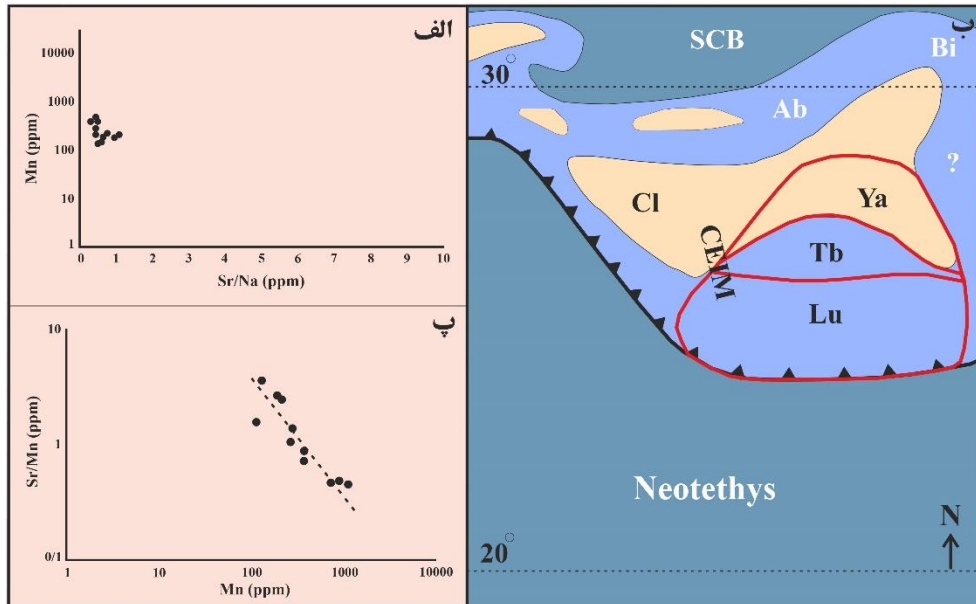


شکل ۹: نسبت مقادیر $(1000 * Sr/Ca (wt))$ در برابر Mn؛ در این نمودار محدوده‌هایی برای روندهای دیاژنتیکی کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) مشخص گردیده است (Brand & Veizer, 1980؛ Knoerich & Mutti, 2006).

نسبت استرانسیوم به سدیم (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

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

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

تفسیر توالی پاراژنتیکی سازند پروده

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

دیاژنز دریایی: تأثیر دیاژنز دریایی در سنگ آهک‌های سازند پروده در ناحیه مورد مطالعه، با شناسایی فرآیندهای میکربیتی شدن، سیمان حاشیه هم‌محور در اطراف آلوکم‌ها در رخساره‌های گریستون ائیدی و پکستون بیوکلسیتی و وجود دولومیت‌های ریز بلور که فاقد لومینسانس هستند، مشخص می‌شود. فرآیند میکربیتی شدن در مراحل اولیه دیاژنز، هم‌زمان با ته‌نشینی ذرات و در شرایط نرخ رسوب گذاری 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 پارازنتیکی 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 مؤید 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 رخصاره‌های 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.

پایین بودن نسبت Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه و رابطه خطی معکوس آن با مقادیر Mn نشان دهنده تأثیر دیاژنز متئوریک 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 دیاژنزی برخی فرآیندها از جمله فشردگی شیمیایی و فیزیکی، تشکیل برخی سیمان‌ها از جمله بلوکی و دروزی، دولومیتی‌شدن، 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 دولومیتی‌شدن 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؛ Flügel, 2010؛ Aghaei *et al.*, 2014). وجود سیمان پوئیکلو تاپیک در نمونه‌های مورد مطالعه با فرومبوتیدهای پیریت، استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی می‌تواند نشان دهنده

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 & Krimley, 2006؛ Oliveira & Truckenbrodt, 2019). سیمان‌های بلوکی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توانند در محیط‌های تدفینی و متئوریک تشکیل شوند (Oti & Koch *et al.*, 1990؛ Müller 1985؛ Koch & Ogorelec, 1990؛ Flügel, 2010؛ 2008) زیرا موزاییک‌های کلسیت بلوکی 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 & Krimley, 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 متئوریک 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 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 متئوریک کاهش می‌یابد.

دولومیت‌های ریزبلور و برخی از سیمان‌ها (همانند رورشدی) در مرحله دیاژنز دریایی، انحلال، نئومورفیسم 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 متوریک 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 ($1000 * Sr/Ca$ (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.

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 میکروسکوپی 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، نئومورفیسم، فشردگی، انحلال، شکستگی و پرشدگی رگه‌ها، سیلیسی شدن، دولومیتی شدن، پیریتی شدن و همتیتی شدن قرار گرفته‌اند. این فرآیندها طی سه مرحله (انوژنز، مزوژنز، تلوژنز) و در چهار محیط دیاژنزی دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالا آمدگی انجام شده است که به ترتیب دیاژنز متوریک و تدفینی بیشترین تأثیر را در سازند پروده داشته‌اند. فرآیندهای میکریتی شدن، تشکیل

منابع

- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، چاپ اول، ۴۴۸ ص.
- ازدری، ا.، نظری، ح.، آقائباتی، 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) 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., Haghypour, 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.
- Tribouvillard, N., Sansjofre, P., Ader, M., Trentesaux, A., Averbuch, O., & Barbecot, F., 2012. Early diagenetic carbonate bed formation at the sediment-water interface triggered by synsedimentary 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.

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 ($1000 * Sr/Ca$ (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.