

مطالعات سنگ‌شناختی و ژئوشیمی عنصری به منظور درک توالی‌های دیاژنزی و مدل دولومیتی شدن سازند آسماری، تاکدیس قوار، جنوب لرستان

لفته کعبی‌زاده عرب^۱، محسن علامه^{۲*} و رامین مکفی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد مهندسی نفت، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۲- گروه مهندسی نفت، معدن و زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

۳- شرکت ملی حفاری ایران

نویسنده مسئول: mohsenallameh@iau.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۴/۶/۳ پذیرش: ۱۴۰۴/۸/۳

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

در این پژوهش از مطالعات بافتی و زمین‌شیمی عنصری به منظور تحلیل فرآیندهای دیاژنزی، توالی‌های پاراژنزی و مدل دولومیتی شدن نهشته‌های سازند آسماری بهره گرفته شده است. برش مورد نظر با ضخامت ۱۰۶ متر از واحدهای کربناته - دولومیتی تشکیل شده است که از این برش ۱۰۶ نمونه مقطع نازک پتروگرافی تهیه شده است. تعداد ۱۲ نمونه از دولومیت‌ها جهت تعیین مدل دولومیتی شدن سازند به روش EDX مورد آنالیز عنصری قرار گرفته است. مطالعات سنگ‌شناسی منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی از جمله میکرایتی شدن، نوریختی، سیمانی شدن، فشردگی، انحلال و جان‌شینی شد که در نهایت مدل دیاژنزی و توالی‌های پاراژنزی آن تعیین گردید. براساس شواهد سنگ‌شناسی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند آسماری در برش تاکدیس قوار در چهار محیط دریایی، تدفینی، بالآمدگی و آب شیرین تفسیر شده است. این فرآیندها در طی سه مرحله دیاژنزی اولیه (ائوژنزی)، میانی (مزوژنزی) و نهایی (تلوژنزی) رخ داده است. مهم‌ترین فرآیند دیاژنزی در برش مورد مطالعه دولومیتی شدن است که بخش عمده‌ای از توالی‌های کربناته سازند آسماری را دولومیتی کرده است. دو گروه از دولومیت‌ها بر اساس مطالعات بافتی و زمین‌شیمی عنصری شناسایی گردید. دولومیت‌های اولیه (با تمرکز پایین Fe و Mn و تمرکز بالایی از Sr، Mg) و دولومیت‌های ثانویه (با تمرکز بالایی از Fe و Mn و تمرکز پایین Sr و Mg). دولومیت‌های نوع اول از نوع رسوبی و مربوط به پهنه جزرومدی و دولومیت‌های ثانویه از نوع دیاژنزی و مربوط به محیط دیاژنزی تدفینی کم‌عمق تا متوسط می‌باشند.

واژگان کلیدی: سازند آسماری، دیاژنزی، زاگرس، لرستان، تاکدیس قوار

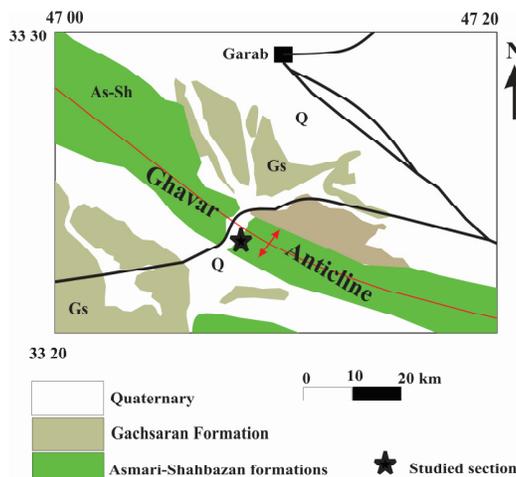
۱- پیشگفتار

سبزواری و صداقت‌نیا، ۲۰۲۲، میربیک سبزواری و صداقت‌نیا، ۲۰۲۳؛ جمشیدی و صداقت‌نیا، ۲۰۲۴؛ صداقت‌نیا و همکاران، ۲۰۲۴؛ تقدیسی نیکبخت و نصیری، ۲۰۲۵؛ تقدیسی نیکبخت و همکاران، ۲۰۲۵)، جنبه‌های مختلف شامل تغییرات رخساره‌ای و محیط‌رسوبی، چینه‌نگاری سکانشی، بررسی فرایندهای دیاژنزی، مدل دولومیتی‌شدن پلت‌فرم‌های کربناته و مطالعات کیفیت مخزنی در بخش‌های مختلف زاگرس چین‌خورده مطالعه و بررسی کرده‌اند. با استفاده از روش‌های مختلف سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی، امروزه شناخت نسبتاً کاملی از تبدیل رسوبات آهکی به سنگ‌های کربناته وجود دارد که این تغییر و تبدیل رسوبات کربناته می‌تواند در سه قلمرو دیاژنزی (دریایی، متئوریک و دفنی) رخ دهد که در سراسر

برش الگوی سازند آسماری (الیگوسن - میوسن) با ضخامت ۳۱۴ متر، شامل سنگ‌آهک‌های مقاوم، کرم تا قهوه‌ای رنگ با ریخت‌شناسی کوه‌ساز است که میان لایه‌های شیلی دارد و به داشتن درزه فراوان شاخص است (مطیعی، ۱۳۸۲؛ ریچاردسون، ۱۹۳۹؛ اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲). پژوهشگران مختلفی همچون (اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰؛ وزیری‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۰؛ صیرفی‌ان و همکاران، ۲۰۱۱؛ محسنی و همکاران، ۲۰۱۲؛ ذبیحی زوئرام و همکاران، ۲۰۱۳؛ لرستانی و همکاران، ۲۰۱۶؛ فرشی و همکاران، ۲۰۱۷؛ منجزی و همکاران، ۲۰۱۹؛ قره‌چلو و همکاران، ۲۰۲۰؛ کمالی‌فر و همکاران، ۲۰۲۰؛ کرمی و همکاران، ۲۰۲۰؛ میربیک

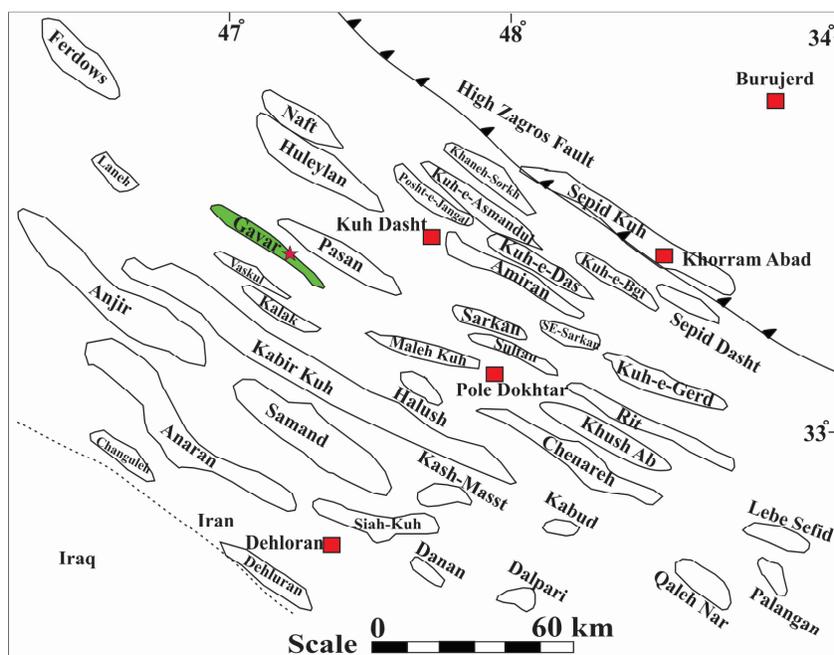
شرقی و $33^{\circ} 24' 50''$ عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱). ناحیه مورد مطالعه در بخش چین‌خورده زاگرس واقع شده است (شکل ۲). سازند آسماری در برش مورد مطالعه با ۱۰۶ متر ضخامت به صورت هم‌شیب بر روی سازند شهبازان و به صورت ناپیوستگی در زیر سازند گچساران قرار گرفته است (شکل ۲). سنگ‌شناسی این سازند در برش مورد مطالعه سنگ‌های کربناته و دولومیت‌های نازک تا ضخیم لایه می‌باشد (شکل ۳).

تاریخ زمین‌شناسی قابل شناسایی هستند (سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). مطالعه فرآیندهای دیاژنزی در کنار سایر مطالعات نظیر چین‌نگاری سکانشی و رخساره‌ای می‌تواند در انطباق ویژگی‌های مخزنی یک سازند در مقیاس محلی و ناحیه‌ای مورد استفاده قرار گیرد (اسدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰). برش مورد مطالعه در جنوب شهرستان کوه‌دشت و در محدوده شهرستان گراب و در تقادیس قوار با مختصات $47^{\circ} 12' 51''$ طول



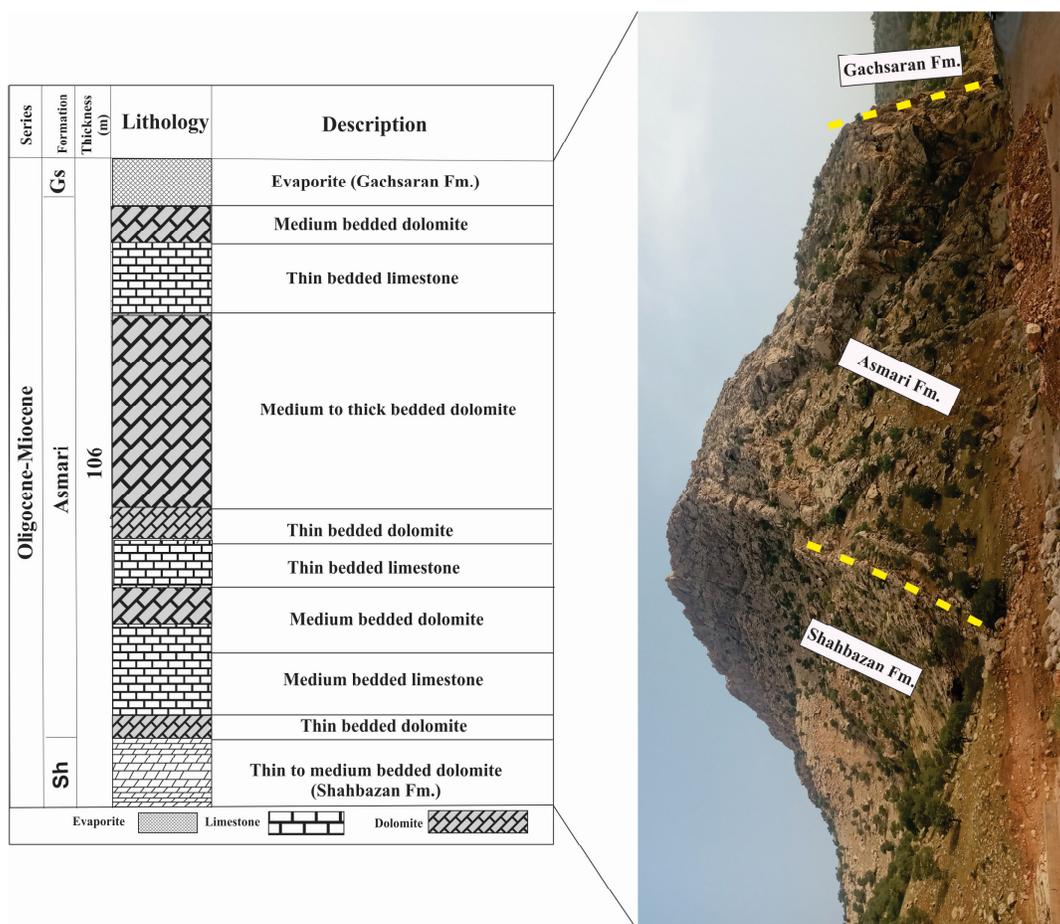
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و زمین‌شناسی برش مورد مطالعه

Fig. 1. Geographical Location, Access Routes, and Geology of the Studied Section



شکل ۲. پهنه ساختاری حوضه‌ی زاگرس چین‌خورده به همراه موقعیت تقادیس قوار و برش مورد مطالعه. تقادیس قوار به رنگ سبز و برش مورد مطالعه با علامت ستاره در شکل نشان داده شده است.

Fig. 2. Structural zone of the Folded Zagros Basin, showing the location of Qawar Anticline and the studied section. The Qawar Anticline is marked in green, and the studied section is indicated by a star symbol in the figure.



شکل ۳. نمایی از سازند آسماری در برش مورد مطالعه به همراه واحدهای سنگ‌چینه‌ای آن
 Fig. 3. View of the Asmari Formation in the studied section, showing its lithostratigraphic units

ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی با استفاده از نرم‌افزارهای Excel و Sigma-plot صورت گرفته است. طبقه‌بندی بافتی دولومیت‌ها بر مبنای طبقه‌بندی مازالو (۱۹۹۲)، سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) صورت گرفته است. استفاده از روش آنالیز EDS برای کربنات‌ها چندین مزیت کلیدی دارد:

الف) آنالیز کیفی و کمی در مقیاس میکرونی

تعیین دقیق فرمول شیمیایی: روش آنالیز EDS امکان تعیین نسبت دقیق کاتیون‌ها در کلسیت، دولومیت یا نسبت Mg/Fe در دولومیت‌های جایگزین شده را فراهم می‌کند. این امر برای کانی‌شناسی و ژئوشیمی بسیار مهم است تا بتوان فازهای معدنی را با دقت بالا طبقه‌بندی کرد (مثلاً تمایز بین کلسیت خالص و دولومیت).

تحلیل ناخالصی‌ها: مقادیر کم عناصر جایگزین شده مانند Sr/Mn/Na در کربنات‌ها که بر خواص فیزیکی و شیمیایی کربنات تأثیر می‌گذارند، قابل شناسایی و کمی‌سازی هستند.

۲- روش مطالعه

به منظور درک فرآیندهای دیانژی و مدل دولومیتی شدن سازند آسماری در برش ناقدیس قوار تعداد ۱۰۶ مقطع نازک پتروگرافی در دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شده است. مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان Olympus- BH2 انجام شده است. مقاطع نازک به روش (دیکسون، ۱۹۶۵) توسط محلول آلزارین قرمز (ARS) برای تشخیص کانی‌های کلسیت از دولومیت و محلول فروسیانید پتاسیم برای تشخیص دولومیت‌های آهن‌دار رنگ‌آمیزی شده است. همچنین به منظور شناخت محیط دیانژی دولومیت‌های مورد مطالعه، تعداد ۱۲ نمونه نیز به روش‌های (EDS) در آزمایشگاه مرکزی شماره ۱ دانشگاه لرستان مورد آنالیز قرار گرفتند و تصویربرداری توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) از دولومیت‌ها در دانشگاه لرستان نیز به عمل آمد. روش نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش طبقه‌بندی دانهام (۱۹۶۲) صورت گرفته است.

شدن، سیلیسی شدن) می‌باشند که سازند آسماری را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

میکرایی شدن: در ریزرخساره‌های مورد مطالعه این فرآیند اغلب در اطراف خرده‌های آلومک دیده می‌شود و از شکل دانه طبیعت می‌کند (شکل ۴- الف). این فرآیند نقش موثری در حفظ شکل اولیه یک دانه بایوکست آراگونیتی بعد از انحلال آن در طی دیاژنز ایفا می‌کند.

تفسیر: پوشش میکرایی که از اولین فرآیندهای دیاژنزی در سنگ‌های کربناته است عمده‌تاً توسط موجودات حفر (نظیر سیانوباکتری‌های اندولیتیک، قارچ‌ها و جلبک‌ها) در محیط دیاژنزی فریاتیکی دریایی و در شرایط آرام رسوب‌گذاری و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب رخ می‌دهند (فلوگل، ۲۰۱۰؛ مسادی و همکاران، ۲۰۱۶؛ ویزمان، ۲۰۱۸؛ لبرس و همکاران، ۲۰۲۴). ترکیب کانی‌شناسی پوشش میکرایی با توجه به محیط دریایی تشکیل آن‌ها از اغلب از نوع کلسیت پرمینیزیم و آراگونیت است که می‌تواند فرآیندهای دیاژنزی را طی کرده و به کلسیت کم‌مینیزیم تبدیل شود (ارلر و همکاران، ۲۰۱۸ و کراوز و همکاران، ۲۰۱۸). این فرآیند در برخی موارد باعث مقاوم شدن دانه‌ها در برابر تغییرات دیاژنزی بعدی مانند دولومیتی شدن و حتی انحلال می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰).

نوریختی (نئومورفیزم): در ریزرخساره‌های مورد مطالعه بیشتر فرآیند نوریختی افزایشی دیده می‌شود (شکل ۴- ب) و در طی آن بلورهای ریز میکرایت بزرگ‌تر شده و به بلورهای درشت‌تر میکرواسپار و اسپاریت تبدیل می‌شوند. ولی نوریختی به صورت کاهش نیز رخ می‌دهد که در آن اندازه بلورهای کلسیت کوچک‌تر شده و توأم با میکرایی شدن هستند (رجوع شود به شکل ۴- الف).

تفسیر: فرآیندهای نوریختی افزایشی و کاهش‌ی به ترتیب باعث افزایش و یا کاهش اندازه بلورها (عمده‌تاً کلسیت در سنگ‌های کربناته) می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). نوریختی به صورت افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر کلسیت می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱). کربنات کلسیم مورد نیاز برای فرآیند نوریختی از انحلال بلورهای ریزتر در طی دیاژنز و یا آب‌های بین‌روزنه‌ای در حال جریان حاوی کربنات کلسیم تأمین می‌شود (ژانگ و همکاران، ۲۰۲۳؛ لبرس و همکاران، ۲۰۲۴).

ب) آنالیز توزیعی^۱

نشانه‌گذاری فضایی عناصر: یکی از قوی‌ترین قابلیت‌های EDS، نقشه‌برداری عنصری^۲ است. این روش امکان مشاهده توزیع فضایی عناصر مختلف در سطح نمونه را فراهم می‌آورد. به عنوان مثال در مطالعه دولومیت‌ها، نقشه‌برداری می‌تواند به وضوح نشان دهد که آیا Mg و Ca به صورت یکنواخت در ساختار توزیع شده‌اند یا در مرزهای دانه‌ها تفاوت غلظت وجود دارد که نشان‌دهنده فرآیندهای محلول‌سازی و رسوب‌گذاری مجدد است.

پ) سرعت و عدم تخریب نسبی^۳

سرعت بالا: در مقایسه با تکنیک‌هایی مانند پراش پرتو ایکس (XRD) که نیاز به پودر کردن نمونه دارد یا آنالیزهای مبتنی بر پرتو دهی (مانند XRF برای تحلیل غیرتخریبی کامل)، EDS در ترکیب با SEM بسیار سریع است و می‌تواند در عرض چند دقیقه طیف یک نقطه را ارائه دهد.

تخریب کم: اگرچه نمونه باید در خلاء قرار گیرد، خود فرآیند آنالیز EDS اساساً غیرمخرب است و امکان بازگشت به نمونه برای آنالیزهای دیگر (مانند تحلیل پراکندگی الکترونی پشت‌تابیده - BSE) وجود دارد.

ت) سهولت دسترسی در آزمایشگاه‌های مدرن

از آنجایی که EDS معمولاً یک ابزار جانبی استاندارد روی دستگاه‌های SEM مدرن است، دسترسی به این تکنیک در اکثر دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی علوم زمین، مواد و بیوشیمی بسیار رایج است، که امکان همکاری و تکرارپذیری^۴ نتایج را تسهیل می‌کند.

۳- نتایج

۳-۱- پتروگرافی

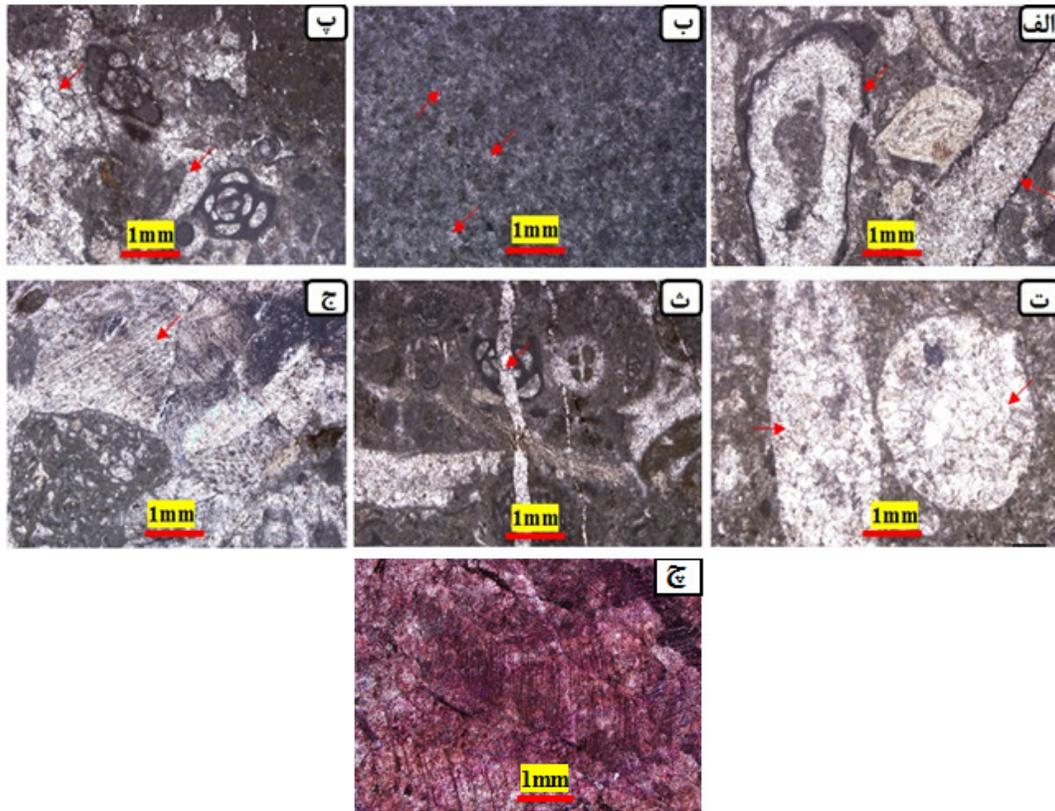
مطالعات پتروگرافی بر روی ۱۰۶ مقطع نازک سنگ‌شناسی منجر به شناسایی فرآیندهای دیاژنزی متعددی گردید که این فرآیندها شامل میکرایی شدن، نوریختی، سیمانی شدن از نوع بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای، بلوکی، دولومیتی، انحلال و توسعه تخلخل، انواع فشردگی‌های فیزیکی (شکستگی دانه‌ها و زمینه سنگ، فابریک دانه‌به‌دانه، انواع تماس بین دانه‌ای)، فشردگی شیمیایی (استیلولیت و رگچه‌های انحلالی) و جانیشینی (دولومیتی شدن، آهن‌دار

³ Non-Destructive

⁴ Reproducibility

¹ Mapping

² Elemental Mapping- Digi maps



شکل ۴. الف: میکریته شدن در اطراف دانه‌های آلوکم (نمونه شماره ۱۰). ب: نوریختی افزایشی در جهت پیکان‌های قرمز (نمونه شماره ۱۸). پ: سیمان موزاییکی بین‌دانه‌ای (نمونه شماره ۲۵). ت: سیمان موزاییکی درون دانه‌ای (نمونه شماره ۳۱). ث: سیمان موزاییکی ریزبلور درون شکستگی (نمونه شماره ۶۵). ج: سیمان بلوکی (قطعه‌ای) درون شکستگی (نمونه شماره ۸۳). چ: سیمان بلوکی به رنگ قرمز تا صورتی. مقطع توسط آلیزارین قرمز رنگ‌آمیزی شده است. رنگ قرمز تا صورتی این سیمان دلالت بر محیط دیاژنز آب شیرین دارد (نمونه شماره ۹۶).

Fig. 4. a) Micritization around allochems grains (Sample No.10). b) Incremental neomorphism in the direction of red arrows (Sample No.18). c) Intergranular mosaic cement (Sample No.25). d) Intragranular mosaic cement (Sample No.31). e) Fine-crystalline mosaic cement within fractures (Sample No.65). f) Blocky (fragmentary) cement within fractures (Sample No.83). g) Red to pink blocky cement. The thin section colored with Alizarin Red- S. The red to pink color in this cement indicate that formed in fresh water diagenesis (Sample No.96).

سیمانی شدن

دلیل حالت تعادلی با محیط تشکیل خود بهترین ابزار برای انجام مطالعات ایزوتوپی و عناصر فرعی به منظور تعیین دمای حوضه رسوبی در زمان تشکیل به شمار می‌روند (آدابی، ۲۰۰۹). در ریزرخساره‌های مورد مطالعه چندین نوع سیمان شامل سیمان‌های موزاییکی هم‌بعد بین‌دانه‌ای، درون دانه‌ای و درون شکستگی، سیمان بلوکی، و سیمان دولومیتی فاقد آهن و آهن‌دار شناسایی گردید.

سیمان موزاییکی کلسیتی هم‌بعد: در ریزرخساره‌های مورد مطالعه این نوع سیمان از بلورهای کوچک تا متوسط، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و نسبتاً هم‌بعد تشکیل شده است (شکل ۴- پ، ت، ث).

تفسیر: دلیل هم‌بعد بودن این نوع از سیمان‌ها پایین بودن نسبت Mg/Ca در آب‌های جوی و دفنی می‌باشد، این

سیمانی شدن فرآیند عکس پدیده انحلال است و جزء فرآیندهای اصلی دیاژنتیکی محسوب می‌شود. سیمانی شدن شامل فرآیندهایی است که منجر به ته‌نشینی کانی‌ها (کلسیت، دولومیت، ژپس و انیدریت، فسفات و ...) در حفرات اولیه و ثانویه می‌شود و نیازمند فوق‌اشباع شدن سیالات روزنه‌ای نسبت به این کانی‌ها می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنتزی (دریایی، وادوز آب شور و شیرین، محیط جوی و دفنی) انجام می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). هر نوع سیمان با توجه به مورفولوژی خود بیانگر محیط دیاژنتیکی خاصی می‌باشد و در محدوده‌های دریایی، جوی و تدفینی تشکیل می‌شوند (ژانگ و همکاران، ۲۰۲۳). سیمان‌های دریایی به

سیمان دولومیتی: در ریزرخساره‌های مورد مطالعه سیمان دولومیتی اغلب فضای انحلال یافته آلوکم‌ها و در درون شکستگی‌ها تشکیل شده است (شکل ۵- الف و ب). سیمان‌های دولومیتی تشکیل شده درون شکستگی‌ها پس از رنگ‌آمیزی با محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به رنگ آبی فیروزه‌ای نمایان شدند که بیانگر وجود آهن در این نوع از دولومیت‌ها می‌باشد (شکل ۵- پ و ت).

تفسیر: در سنگ‌های کربناته سیمان دولومیتی یکی از سیمان‌های متداول است. اشباع بودن سیالات منفذی و یا سیالات دیاژنزی نسبت به یون منیزیم سبب رسوب‌گذاری دولومیت به صورت سیمان در حفرات، شکستگی‌ها و بخش‌های انحلال یافته سنگ‌ها می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). فشردگی: از عوارض ناشی از تراکم فیزیکی در سنگ‌های کربناته می‌توان به انواع تماس بین‌دانه‌ها (نقطه‌ای، طولی، محدب-مقعر)، ایجاد فابریک دانه به دانه^۱ اشاره کرد. عوارض انحلال فشاری در چندین دسته درزه‌های انحلالی، رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها قرار می‌گیرند. در شکل ۶ برخی از فرآیندهای فشردگی فیزیکی و شیمیایی نشان داده شده است.

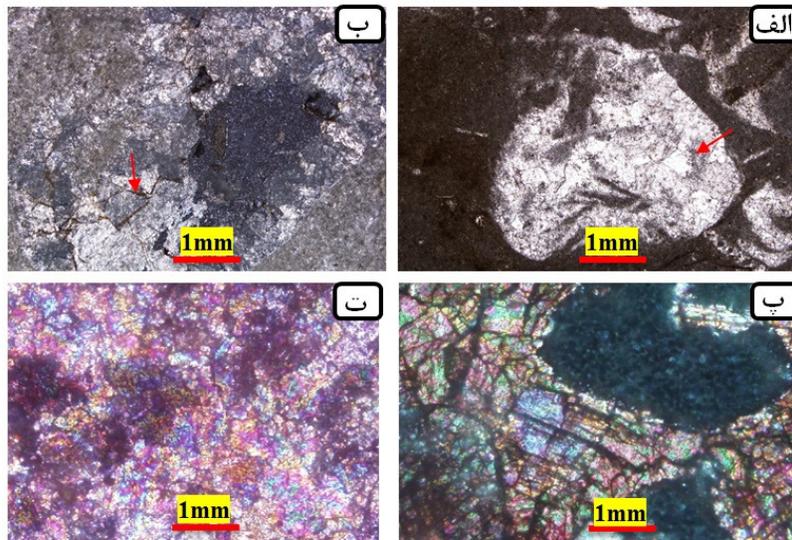
تفسیر: تراکم به دو صورت فیزیکی و شیمیایی در سنگ‌های کربناته اعمال می‌شود. فشردگی و انحلال فشاری دو فرآیند اصلی دیاژنتیکی هستند که عموماً به عمق تدفین رسوبات بستگی دارند (تاکر، ۲۰۰۱). فرآیند فشردگی از فرآیند اساسی کاهش تخلخل و سنگی شدن رسوبات می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). از عوارض ناشی از تراکم فیزیکی در سنگ‌های کربناته می‌توان به انواع تماس بین دانه‌ها (نقطه‌ای، طولی، محدب-مقعر)، ایجاد فابریک دانه به دانه، چرخش تلسکوپ‌ی دانه‌ها، کاهش تخلخل در دانه‌های درشت‌تر به دلیل تغییر بسته‌بندی از حالت کوبیک به حالت رومبوئدری دانه‌ها، قرارگیری دانه‌های طویل به موازات سطوح لایه‌بندی، نازک شدگی پوسته آلوکم‌ها، شکستگی درجای دانه‌ها، شکستگی پوسته‌ی آلوکم‌ها و نفوذ سیمان به درون دانه‌ها، شکستگی پوشش میکرایتی - دانه و سیمان، شکستگی پوشش‌های الییدی، اسپاستولیتی شدن دانه‌های الییدی، له‌شدگی پلوییدها، ریزش پوشش‌های میکرایتی، شکستگی دانه‌ها ناشی از تبلور مجدد بلورهای سیمان، شکستگی زمینه سنگ و ایجاد تخلخل و دگرشکلی پلاستیک دانه‌ها اشاره کرد.

نسبت در آب‌های جوی کمتر از ۰/۳ است (رآو، ۱۹۹۶). شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). همچنین این سیمان می‌تواند در مرحله تلوزنیک فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کند. ریزبلور بودن، هم‌اندازه بودن، عدم حضور آهن و عدم شواهد دیاژنزی دفنی (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل تشکیل این نوع سیمان در محیط فریاتیک جوی است (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). زون فریاتیک جوی با دمای نسبی پایین و جریان آهسته مایعات، می‌تواند محیط مناسبی برای تشکیل این نوع از سیمان‌ها باشد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۲۳).

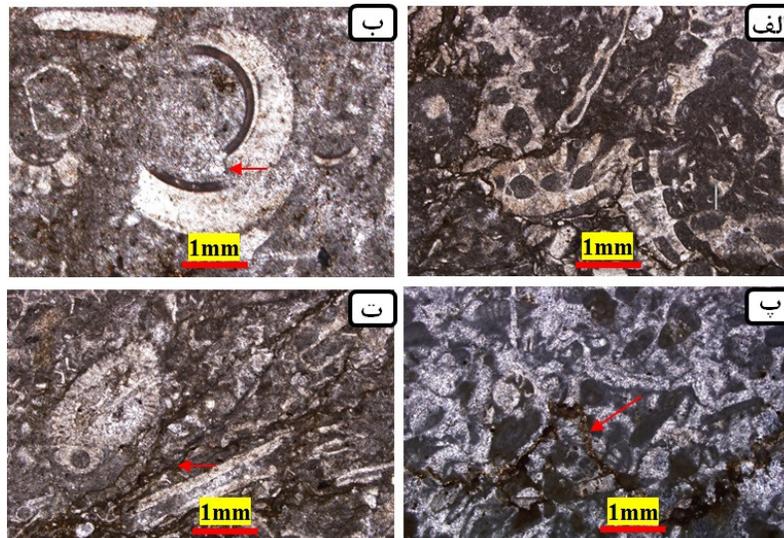
سیمان قطعه‌ای (بلوکی): تفاوت اصلی این نوع از سیمان‌ها با سیمان‌های موزاییکی هم‌بعد، در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان هم‌بعد بیش از ۲۰۰ میکرون می‌باشد و این درحالی است که در سیمان بلوکی بیش از ۸۰۰ میکرون و در اندازه‌های میلی‌متری می‌باشند و بیشتر شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند. در ریزرخساره‌های مورد مطالعه این نوع از سیمان‌ها اغلب فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده است (شکل ۴- ج). این نوع سیمان‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه پس از رنگ‌آمیزی با آلیزارین قرمز به رنگ صورتی تا قرمز ظاهر شده‌اند و لذا بیانگر تشکیل تحت شرایط دیاژنزی جوی (آب شیرین) می‌باشند (شکل ۸- چ).

تفسیر: ترکیب کانی‌شناسی بلورهای این نوع از سیمان‌ها، کلسیت پرمینیزیم و یا کلسیت کم‌مینیزیم می‌باشد و به طور معمول در محیط‌های دیاژنزی متئوریک (وادوز یا فریاتیک) و محیط تدفینی است (موس و تاکر، ۱۹۹۵). گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده این سیمان کم است (پورسر، ۱۹۷۸؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۲۳). سیمان کلسیت بلوکی عمدتاً در مراحل میانی تا پایانی دیاژنزی تدفینی، به‌ویژه در دماهای بین ۶۰ تا ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد، تشکیل می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱). با افزایش دما و فشار، کلسیت موجود در پوسته یا اسکلت موجودات دریایی، ممکن است در اثر انحلال جزئی، کلسیم و کربنات آزاد کند. این یون‌ها سپس در فضاهای خالی رسوب کرده و بلورهای بزرگ کلسیت بلوکی را تشکیل می‌دهند (یحیایی و همکاران، ۲۰۲۵).

^۱ Fitted fabric



شکل ۵. الف: سیمان دولومیتی درون‌دانه‌ای (نمونه شماره ۴۰). ب: سیمان دولومیتی درشت‌بلور درون شکستگی (نمونه شماره ۵۱). پ و ت: سیمان دولومیتی آهن‌دار که نوعی سیمان دیاژنزی تدفینی است (نمونه شماره ۵۳). مقاطع با آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شده‌اند.
Fig. 5. a) Intragranular dolomitic cement (Sample No. 40). b) Coarse-crystalline dolomitic cement within fractures (Sample No. 51). c & d) Ferroan dolomitic cement, representing a type of burial diagenetic cement. The thin sections are stained with Alizarin Red S and potassium ferricyanide (Sample No. 53).



شکل ۶. الف: ایجاد فابریک دانه‌به‌دانه ناشی از تراکم فیزیکی (نمونه شماره ۱۹). ب: شکستگی و جابجایی پوسته آلوکم به دلیل اعمال تراکم فیزیکی (نمونه شماره ۲۰). پ: ایجاد استیلولیت ناشی از تراکم شیمیایی (نمونه شماره ۱۲). ت: رگچه‌های انحلالی ناشی از تراکم شیمیایی (نمونه شماره ۳۳).
Fig. 6. a) Development of grain-derived fabric due to physical compaction (Sample No. 19). b) Fracturing and displacement of allochem rims caused by physical compaction (Sample No. 20). c) Formation of stylolites resulting from chemical compaction (Sample No. 12). d) Dissolution seams induced by chemical compaction (Sample No. 33).

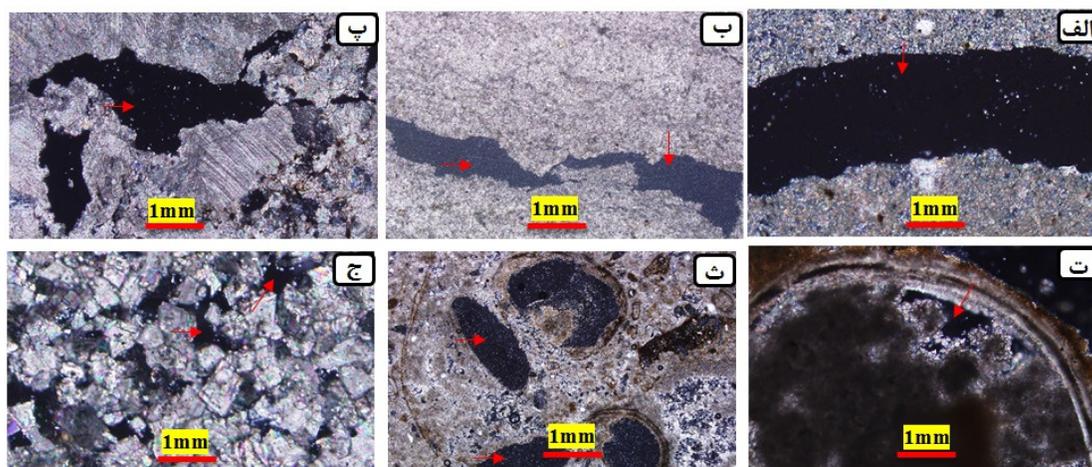
درهم در اثر تراکم شیمیایی شدید و تشکیل سیمان تدفینی در بین دانه‌ها، ایجاد سدهای دیاژنتیکی از طریق ته‌نشست شیمیایی مواد نامحلول در امتداد آن، تشکیل ندول‌هایی از مواد نامحلول در قله استیلولیت‌ها، استیلولیتی شدن چند مرحله‌ای، جابجایی دانه‌ها نسبت به هم، تشکیل گرهک-های دیاژنزی از طریق تشکیل استیلوموتل‌ها، جابجایی

عوارض انحلال فشاری در چندین دسته درزه‌های انحلالی، رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها قرار می‌گیرند. از عوارض انحلال فشارشی ناشی از تأثیر استیلولیت-ها می‌توان به انحلال دانه و حذف بخشی از آن، انحلال زمینه سنگ، انحلال سیمان، انحلال بلورهای دولومیت در طی دیاژنزی تدفینی، انحلال دانه‌های ناپایدار و ایجاد فابریک

تفسیر: فرآیند انحلال در اغلب محیط‌های دیاژنزی (متئوریک وادوز و فریاتیک، زون مخلوط و محیط‌های دیاژنزی دفنی) رخ می‌دهد ولی در محیط‌های دیاژنزی وادوز متئوریکی، به مراتب گسترش بیشتری نسبت به محیط‌های دیاژنزی دیگر دارد (وستفال، ۲۰۰۶؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰). فرآیند انحلال پدیده عکس فرآیند سیمانی شدن است. فرآیند انحلال سبب توسعه تخلخل در سنگ‌های کربناته می‌شود که یکی از مهم‌ترین فرآیندهای تاثیرگذار بر روی جریان سیال، مقادیر تراوایی و ویژگی‌های فیزیک سنگ می‌باشد (هالیس و همکاران، ۲۰۱۷؛ اسدی و همکاران، ۲۰۱۸؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱).

شکستگی‌ها، دولومیتی شدن از طریق مجاری استیلولیتی، ایجاد تخلخل استیلولیتی و درهم فرو رفتن بیش از حد دانه‌ها به دلیل عمل فشار- انحلال شدید اشاره کرد (رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادن و ویلسون، ۲۰۱۳؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۲۳).

انحلال و توسعه تخلخل: در ریزرخساره‌های کربناته مورد مطالعه دو گروه از تخلخل‌ها شناسایی گردید که شامل تخلخل‌های وابسته به فابریک سنگ و غیروابسته به فابریک (شکل ۷). از تخلخل‌های وابسته به فابریک سنگ می‌توان به نوع روزنه‌ای درون‌دانه‌ای، تخلخل بین‌بلوری و تخلخل قالبی اشاره کرد. از تخلخل‌های غیروابسته به فابریک سنگ می‌توان به نوع حفره‌ای در زمینه سنگ، نوع کانالی، استیلولیتی و تخلخل حاصل از شکستگی اشاره کرد.



شکل ۷. تخلخل‌های غیر وابسته به فابریک سنگ الف: تخلخل حاصل از شکستگی (نمونه شماره ۷۵)، ب: تخلخل حاصل از استیلولیت (نمونه شماره ۷۶)، پ: تخلخل کانالی (نمونه شماره ۹۳). تخلخل‌های وابسته به فابریک سنگ: ت: تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای (نمونه شماره ۹۵)، ث: تخلخل قالبی (نمونه شماره ۹۸)، ج: تخلخل بین‌بلوری در بلورهای دولومیت درشت بلور (نمونه شماره ۹۹).

Fig. 7. Fabric-independent porosity types a: fracture-related porosity (Sample No. 75). b: stylolite-related porosity (Sample No. 76). c: Channel porosity (Sample No. 93). Fabric-dependent porosity types d: intragranular vuggy porosity (Sample No. 95). e: moldic porosity (Sample No. 98). f: intercrystalline porosity in coarse-crystalline dolomite (Sample No. 99).

می‌توان به پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن اشاره کرد (شکل ۸).

سیلیسی شدن: سیلیسی شدن در نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در زمینه سنگ و در رخساره‌های پکستون بایوکلستی مشاهده شده است به گونه‌ای که این فرآیند سبب انحلال و یا خوردگی بخشی از سنگ شده است (شکل ۸-الف).

تفسیر: فرآیند جاننشینی سیلیس در سنگ‌های کربناته بسیار رایج و متداول است. سیلیسی شدن می‌تواند جانشین اجزای آلوکم‌ها شود و سبب از بین رفتن بخش‌هایی از

جاننشینی: فرآیند جاننشینی در سنگ‌های کربناته یک فرآیند متداول است که مهم‌ترین و گسترده‌ترین نوع آن موردی است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد (پتی‌جان، ۱۹۷۵). پیش زمینه جاننشینی در سنگ‌های کربناته، انحلال کانی‌های قبلی و سپس تشکیل کانی جدید به جای آن می‌باشد (به عنوان مثال انحلال کانی کلسیت و سپس جاننشینی توسط کانی‌های جدید سیلیس، دولومیت، پیریت، فسفات و دیگر کانی‌های مختلف) از مهم‌ترین پدیده‌های جاننشینی در ریزرخساره‌های مورد مطالعه

تفسیر: تشکیل پیریت به طور معمول در محیط‌هایی رخ می‌دهد که شرایط احیاکننده^۶ حاکم است و غلظت کافی از گوگرد و آهن در دسترس باشد. این فرآیند، که تحت تأثیر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط و حضور میکروارگانیسم‌ها قرار دارد، می‌تواند در مراحل مختلف دیاژنز، از مراحل اولیه رسوب‌گذاری و دفن تا مراحل متأخرتر و دگرسانی، به وقوع بپیوندد. در سنگ‌های کربناته، که از تجمع و سیمانی شدن بقایای موجودات زنده (مانند صدف‌ها، اسکلت‌های جلبکی، مرجان‌ها و فورامینیفرها) یا رسوبات شیمیایی کربنات کلسیم (مانند دولومیت و کلسیت) تشکیل می‌شوند، پیریتی شدن می‌تواند به دو دسته اصلی طبقه‌بندی شود. پیریتی شدن دیاژنزی اولیه^۷ و پیریتی شدن دیاژنزی ثانویه^۸. این دو نوع پیریتی شدن، هرچند هر دو منجر به تشکیل کانی پیریت می‌شوند، اما در زمان، مکان، مکانیزم تشکیل و در نتیجه، در شواهد میکروسکوپی و ماکروسکوپی خود تفاوت‌های قابل توجهی دارند. درک این تفاوت‌ها برای تفسیر صحیح تاریخچه دیاژنزی یک سنگ، شناسایی محیط رسوب‌گذاری، ارزیابی منابع سیالات درگیر در فرآیندهای دیاژنزی و در نهایت، درک پتانسیل سنگ مخزن برای ذخیره‌سازی هیدروکربن‌ها، از اهمیت بالایی برخوردار است (ال - قالی و همکاران، ۲۰۰۶). پیریتی شدن دیاژنزی اولیه در مراحل اولیه دیاژنز رخ می‌دهد، یعنی در زمان بلافاصله پس از دفن رسوبات، معمولاً در عمق کم و در محیط‌های نه چندان سخت شده. این فرآیند به طور گسترده‌ای در محیط‌های دارای شرایط کاهنده و غنی از سولفید هیدروژن (H₂S) اتفاق می‌افتد. این شرایط غالباً در رسوبات دریایی، دریاچه‌ای و حتی در رسوبات قاره‌ای با زهکشی ضعیف که مواد آلی در آن‌ها به وفور یافت می‌شود، حاکم است. تجزیه مواد آلی توسط باکتری‌های کاهنده سولفات^۹ (SRB) نقش کلیدی در تولید سولفید هیدروژن مورد نیاز برای تشکیل پیریت دارد. یکی از بارزترین شواهد پیریتی شدن دیاژنزی اولیه، جایگزینی مستقیم اجزای کربناته اسکلت موجودات زنده دریایی با کانی پیریت است. این موجودات شامل طیف وسیعی از میکروارگانیسم‌ها و ماکروارگانیسم‌ها هستند. پیریت می‌تواند به طور کامل یا

ساختمان داخلی آن‌ها شود و یا می‌تواند در بین قطعات آلومنی و در زمینه سنگ نیز دیده شود. جانشینی بلورهای دولومیت به جای کلسیت می‌تواند با تخریب فابریک تا حفظ آن صورت پذیرد. (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). سیلیسی شدن می‌تواند به روش‌های مختلفی از جمله سیلیسی شدن در فضاهای خالی سنگ^۱ و یا به صورت جایگزینی^۲ رخ دهد و منجر به تشکیل انواع مختلفی از محصولات سیلیسی شود. جایگزینی توسط سیلیس در سنگ‌های کربناته می‌تواند به صورت چرت و ژاسپر و یا به صورت سیلیسی شدن فسیل‌ها دیده شود. این موارد اشکال متداول سیلیسی شدن هستند که در آن‌ها، سیلیس (معمولاً کلسدوئن یا کوارتز ریزبلورین) به طور کامل یا جزئی جایگزین کلسیت یا دولومیت می‌شود. چرت‌ها اغلب به صورت لایه‌ها، عدسی‌ها یا گرهک‌هایی^۳ در سنگ‌های کربناته دیده می‌شوند. فرآیند جایگزینی می‌تواند بسیار دقیق باشد و ساختار فسیل‌ها یا بافت سنگ کربناته اولیه را حفظ کند. فسیل‌ها، به خصوص فسیل‌های کربناته، به دلیل وجود فضاهای داخلی و وجود حفرات در پوسته خود اغلب بیشتر مستعد سیلیسی شدن هستند. سیلیس می‌تواند به طور کامل اسکلت کربناته فسیل را جایگزین کند و جزئیات ساختاری آن را با دقت بالایی حفظ نماید. سیلیسی شدن می‌تواند در طول تمام مراحل دیاژنز رخ دهد (تاکر، ۲۰۰۱). در مراحل دیاژنز اولیه^۴ در نزدیکی سطح، سیلیسی شدن معمولاً توسط بقایای بیولوژیکی سیلیسی و در دماهای پایین‌تر (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) اتفاق می‌افتد و اغلب منجر به تشکیل اپال یا کلسدوئن می‌شود. در مرحله دیاژنز میانی و پایانی^۵ با افزایش عمق تدفین و دما، منابع سیلیس ممکن است تغییر کنند (به سمت انحلال مواد سیلیکاتی و سیالات مهاجر)، در این مراحل، کوارتز بلورین و چرت‌های دانه درشت‌تر غالب می‌شوند.

پیریتی شدن (آهن‌دار شدن): پیریتی شدن در نمونه‌های مورد مطالعه به صورت بلورهای ریز و در پوسته برخی صدف‌های روزنداران جانشین شده است (شکل ۸-ب). این فرآیند بیشتر در رخساره‌های وکستون بایوکستی مشاهده شده است.

⁶ Reducing conditions

⁷ Early Diagenetic Pyritization

⁸ Late Diagenetic Pyritization

⁹ Sulfate-Reducing Bacteria

¹ Pore-filling Silicification

² Replacement Silicification

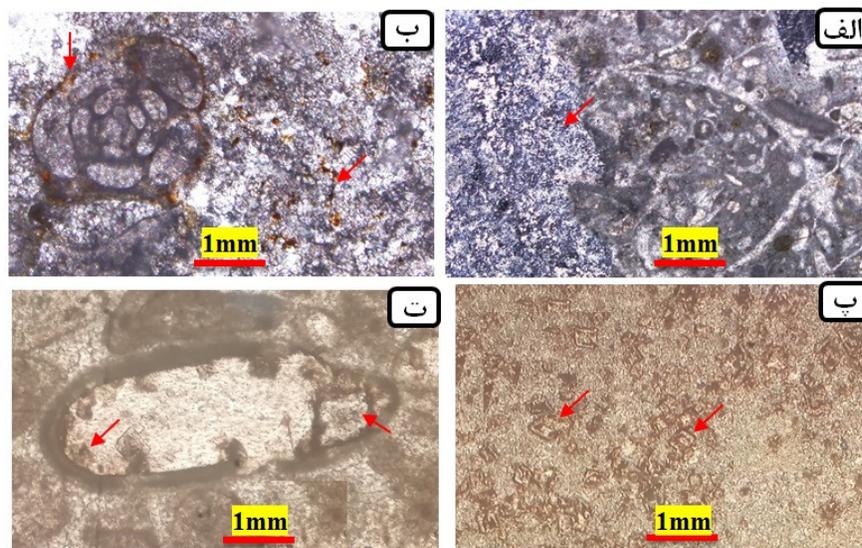
³ nodules

⁴ Early Diagenesis

⁵ Middle- to Late Diagenesis

سیالات حفره‌ای سنگ^{۱۱} در ارتباط است. در این مراحل، سنگ کربناته ممکن است دچار شکاف، گسل، یا مناطقی با نفوذپذیری بالا شده باشد که امکان ورود سیالات جدید را فراهم می‌کند (بوئلر و ریکارد، ۲۰۰۰؛ گولدهاگر، ۲۰۰۴). شکستگی‌ها و رگه‌ها به عنوان مسیرهایی برای حرکت سیالات دیاژنزی غنی از آهن و گوگرد عمل می‌کنند. این سیالات با نفوذ به داخل این فضاهای باز، شرایط لازم برای ته‌نشینی پیریت را فراهم می‌آورند. در زیر میکروسکوپ، بلورهای درشت پیریت با مرزهای مشخص و اشکال انهدرال یا ساب‌هدرال در داخل فضاهای شکستگی یا رگه‌ها مشاهده می‌شوند. ممکن است همراه با پیریت، کانی‌های سولفیدی دیگر یا کانی‌های کربناتی ثانویه مانند کلسیت یا کوارتز نیز دیده شوند. پیریتی شدن ثانویه اغلب به صورت اپی‌ژنتیک (یعنی بعد از تشکیل سنگ) رخ می‌دهد. این به معنای آن است که پیریت بر روی سطوح موجود یا در داخل ساختارهای از پیش تشکیل شده رشد کرده است. با توجه به شواهد گفته شده پیریت‌های مورد مطالعه از نوع اولیه می‌باشند.

جزیی حفره‌های داخلی پوسته را پر کنند یا دیواره‌های کربناته پوسته را جایگزین شود. در این حالت، شکل کلی و جزییات ریز ساختاری پوسته فرامینیفر (مانند منفذها و تزئینات سطحی) به طور شگفت‌انگیزی حفظ می‌شود. این حفظ جزییات، به ویژه در میکروسکوپ نوری و SEM، دلیلی بر تشکیل پیریت در حین یا بلافاصله پس از مرگ ارگانیسوم و در فضاهای حفره‌ای و ساختاری آن است. در زیر میکروسکوپ، پیریت تشکیل شده در این حالت معمولاً به صورت بلورهای ریز، اغلب با اشکال نامنظم یا شبه‌دندانه^{۱۰} در داخل فضای حفره‌ای اسکلت دیده می‌شود. مرز بین پیریت و بخش کربناته باقی‌مانده (در صورت وجود) معمولاً کاملاً مشخص است. گاهی اوقات، در اثر واکنش‌های بعدی، بخشی از کلسیت یا آراگونیت اولیه که پیریت جایگزین آن شده است، دوباره متبلور می‌شود و بلورهای بزرگ‌تر کلسیت یا آراگونیت را در داخل توده پیریت ایجاد می‌کند. پیریتی شدن دیاژنزی ثانویه در مراحل بعدی دیاژنز رخ می‌دهد، یعنی پس از اینکه رسوبات کربناته تا حد زیادی سخت شده، سیمانی شده و به سنگ تبدیل شده‌اند. این فرآیند اغلب با نفوذ سیالات دیاژنزی عمیق‌تر، سیالات هیدروترمال، یا تغییرات شیمیایی در



شکل ۸. الف: سیلیسی شدن ریزرخساره پکستون بایوکلسیتی (نمونه شماره ۳۹). ب: آهن‌دار شدن (پیریتی شدن) در ریزرخساره وکستون بایوکلسیتی (نمونه شماره ۱۷). پ: جانشینی بلورهای دولومیت‌های به صورت شناور در ریزرخساره مادستونی (نمونه شماره ۴۴). ت: جانشینی بلورهای دولومیت در درون یک قطعه آلوکم (نمونه شماره ۴۵).

Fig. 8. a) Silicification of bioclastic packstone facies (Sample No.39). b) Ferruginization (pyritization) in bioclastic wackestone facies (Sample No.17). c) Floating dolomite rhombs replacement in mudstone microfacies (Sample No.44). d) Replacement of dolomite crystals within an allochem fragment (Sample No.45).

¹¹ pore fluids

¹⁰ Pyramidal

تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های بین ۴۰ تا ۱۰۰ میکرون در ریزرخساره‌های مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۹-ت و ث). این نوع از دولومیت‌ها معادل فابریک Idiomatic - P گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar - P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشند. دولومیت‌های متوسط بلور معمولاً از تبلور مجدد دولومیت‌های ریزبلور ایجاد می‌شوند (آدابی و عبدی، ۱۳۹۰). وجود لکه‌هایی از دولومیت‌های ریزبلور در بین دولومیت‌های متوسط بلور تاییدی بر این نظریه است (آدابی و راو، ۱۹۹۶). فابریک نیمه‌مسطح شکل‌دار در این نوع از دولومیت‌ها نتیجه رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای پایین می‌باشد (آدابی و عبدی، ۱۳۹۰). با توجه به ویژگی‌های بافتی و اندازه بلورها، احتمالاً این دولومیت‌ها در مرحله تدفین کم‌عمق به صورت جانیشینی تشکیل شده‌اند (ویتاکر و همکاران ۲۰۰۴).

دولومیت نوع سوم یا دولواسپارایت (دولومیت‌های درشت بلور): این نوع از دولومیت‌ها به صورت موزائیک‌های نیمه-شکل‌دار و شکل‌دار و در اندازه‌های بیش از ۱۰۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۹-ت). این نوع دولومیت معادل فابریک Idiomatic - S گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar - P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد. که بیانگر جانیشینی دیاژنتیکی سنگ‌آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشند (مازالو، ۱۹۹۲ و آدابی و عبدی، ۱۳۹۰). این نوع از دولومیت‌ها در مقاطع مورد مطالعه اغلب از نوع آهن‌دار بوده و به صورت سیمان فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. وجود رنگ آبی فیروزه‌ای در این نوع از دولومیت‌ها حاکی از وجود آهن Fe در ترکیب آن‌ها و تشکیل در شرایط دیاژنتزی تدفینی و محیط احیا دارد (رجوع شود به شکل ۵).

۳-۲- زمین‌شیمی عنصری

استفاده از داده‌های پتروگرافی و زمین‌شیمی عنصری درک بهتری از منشأ، زمان تشکیل، ترکیب سیالات دولومیتی‌کننده و مدل‌های دولومیتی شدن ارائه می‌دهد (مازالو، ۲۰۰۰). برای این منظور از عناصر اصلی (کلسیم و منیزیم) و عناصر فرعی (آهن، منگنز، استرانسیم و سدیم) استفاده می‌شود. در جدول ۱ نتایج آنالیز عنصری دولومیت‌های برش مورد مطالعه ذکر شده است.

دولومیتی شدن: این فرایند در ریزرخساره‌های مادستون کربناته و وکستون بایوکلاستی در زمینه سنگ به صورت بلورهای خودشکل و منظم و در فضای حاصل از انحلال در درون آلوکم‌ها تشکیل شده است (شکل ۸-پ و ت).

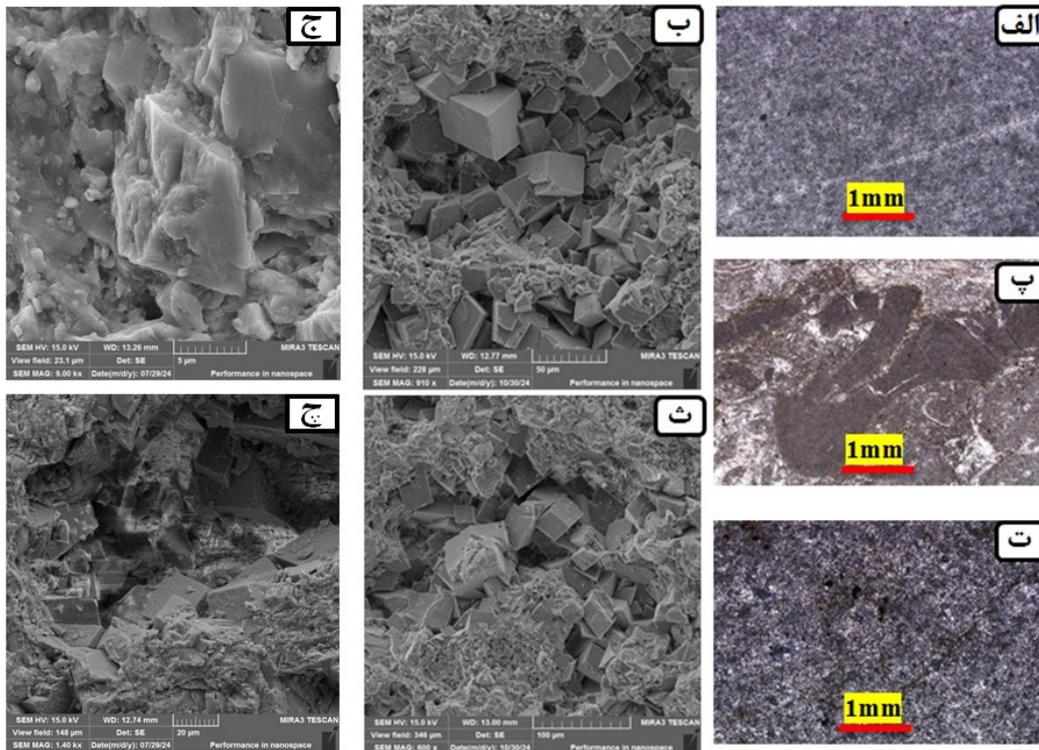
تفسیر: دولومیت‌های تدفینی، که به عنوان دولومیت‌های دیاژنتزی عمیق یا دولومیت‌های متأخر نیز شناخته می‌شوند، در مراحل متأخر دیاژنتز و در عمق قابل توجهی از دفن تشکیل می‌شوند. این فرآیند، که به آن دولومیتی شدن تدفینی گفته می‌شود، معمولاً در دماهای بالاتر (معمولاً بالای ۷۰ درجه سانتی‌گراد) و در حضور سیالات غنی از منیزیم که از مناطق عمیق‌تر حوضه منشأ می‌گیرند، اتفاق می‌افتد. زمان و عمق تشکیل این دولومیت‌ها پس از رسوب‌گذاری اولیه و سیمانی شدن نسبی سنگ‌های کربناته، و در عمق دفن زیاد (معمولاً بیش از ۱ تا ۲ کیلومتر) تشکیل می‌شوند (آل - سیناوی و همکاران، ۲۰۲۴).

پتروگرافی دولومیت‌ها

مطالعات پتروگرافی بر روی دولومیت‌های سازند آسماری منجر به شناسایی سه نوع از این دولومیت‌ها گردید. به طور کلی از طریق اندازه بلورهای دولومیت می‌توان دولومیت‌های اولیه و ثانویه را تفکیک نمود (آماتور و فریدمن، ۱۹۹۲؛ آل - سیناوی و همکاران، ۲۰۲۴).

دولومیت نوع اول یا دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های ریزبلور): در ریزرخساره‌های مورد مطالعه این نوع از دولومیت‌ها با بافت موزائیکی و اغلب شکل‌دار در اندازه‌های کوچک‌تر از ۴۰ میکرون شناسایی گردید (شکل ۹-الف و ب). فابریک متراکم، تیره رنگ و فاقد فسیل این نوع از دولومیت‌ها و وجود شواهد بافتی رسوبی اولیه نظیر لامیناسیون جلبکی در آن‌ها (شکل ۹-پ) به نظر می‌رسد تحت شرایط سطحی و دمای پایین تشکیل شده‌اند (گرگ و شلتون ۱۹۹۰؛ آل - آسام و پاکارد ۲۰۰۰؛ آدابی و عبدی، ۲۰۰۹؛ لبرس و همکاران، ۲۰۲۴). این بافت دولومیتی معادل بافت Planar - S مازالو (۱۹۹۲) و سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و بافت ایدیوتوپیک Idiomatic - S گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) است. مطالعات بافتی این گروه از دولومیت‌ها توسط میکروسکوپ الکترونی صورت می‌گیرد (شکل ۹-ب، ج، چ).

دولومیت نوع دوم یا دولومیکرواسپارایت (دولومیت‌های متوسط بلور): دولومیت‌های متوسط بلور بصورت شکل‌دار



شکل ۹. الف: دولومیت ریزبلور با بافت متراکم (نمونه شماره ۱۶). ب، ج، گ: تصویر میکروسکوپ الکترونی از دولومیت ریزبلور (نمونه‌های شماره ۱۶، ۲۲ و ۴۱). پ: لامینه‌های جلبکی در ریزخساره مادستون دولومیتی (نمونه شماره ۱۵). ت: دولومیکرواسپارایت (نمونه شماره ۲۷). ث: تصویر میکروسکوپ الکترونی از دولومیکرواسپارایت‌ها (نمونه شماره ۲۷).

Fig. 9. a) Fine-crystalline dolomite with dense texture (Sample No. 16). b, f, g) Scanning electron microscope (SEM) image of fine-crystalline dolomite (Sample No. 16, 22, 41). c) Algal laminations in dolomitic mudstone microfacies (Sample No. 15). d) Dolomicrosparite (Sample No. 27). e) SEM image of dolomicrosparites (Sample No. 27).

منیزیم (Mg) کاهش نیافته (به دلیل باز بودن سیستم دیاژنزی) بلکه میزان این دو نوع عنصر وابسته به نسبت Mg/Ca سیال منشأ و سنگ‌آهک و دولومیت اولیه می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). وجود سیالات دیاژنزی مانند سیالات غنی از کلسیم (Ca) در محیط‌های دیاژنزی تدفینی سبب می‌شود که مقادیر کلسیم دولومیت‌ها افزایش یافته و به دنبال آن مقادیر منیزیم (Mg) روندی کاهشی نشان دهد. این فرآیند که به عنوان ددولومیتی شدن یا کلسیتی شدن معروف است سبب انحلال بلورهای دولومیت توسط فاز سیال غنی از کلسیم می‌شود (آل - سیناوی و همکاران، ۲۰۲۴). با توجه به اینکه در دولومیت‌های مورد مطالعه هیچ‌گونه آثار انحلالی مشاهده نشده است لذا روند افزایش مقادیر منیزیم به ازای افزایش کلسیم به دلیل فاز سیال غنی از منیزیم در محیط نسبت داده می‌شود که این منیزیم می‌تواند از دیاژنز شیل‌ها و کانی‌های رسی در طی تدفین و یا آب‌های محبوس دریایی حاصل شده باشد.

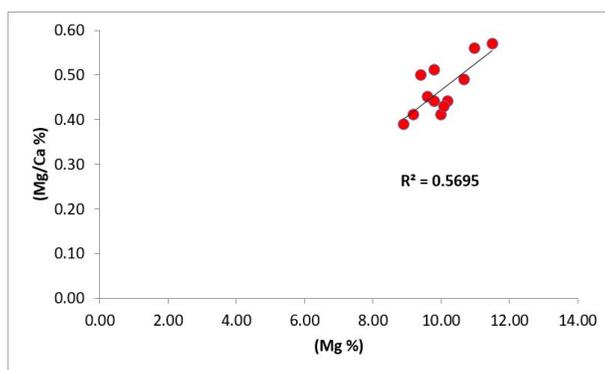
عناصر اصلی

کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg): در نمونه‌های مورد مطالعه مقادیر منیزیم (Mg) با نسبت (Mg/Ca) ارتباط مثبتی دارد ($R^2=0.5695$) (شکل ۱۰). کاهش اندک مقادیر Mg از ۱۱/۵ به ۸/۹ درصد می‌تواند به علت دگرسانی جزئی این دولومیت‌ها باشد (بلت و همکاران ۱۹۸۰؛ آرتیاس و همکاران، ۲۰۲۲). در طی فرآیند دولومیتی شدن مقادیر Mg/Ca به دلیل تشکیل دولومیت کاهش پیدا می‌کند (آدابی، ۱۳۹۰)، بنابراین مقدار Mg در دولومیت‌های درشت بلور کمتر از سایر دولومیت‌هاست، به گونه‌ای که دولواسپارایت‌ها نسبت به دولومیکرایت‌ها مقدار Mg کمتری دارند. نمودار کلسیم (Ca) در برابر منیزیم (Mg) (شکل ۱۱) در نمونه دولومیت‌های برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که تقریباً با افزایش مقدار کلسیم (Ca) مقدار منیزیم (Mg) نیز افزایش می‌یابد. این روند خلاف روند معمول می‌باشد که احتمالاً به دلیل جریان دائم و مکرر سیالات دولومیت‌ساز است که با تشکیل دولومیت میزان

جدول ۱. نتایج آنالیز نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری در برش مورد مطالعه

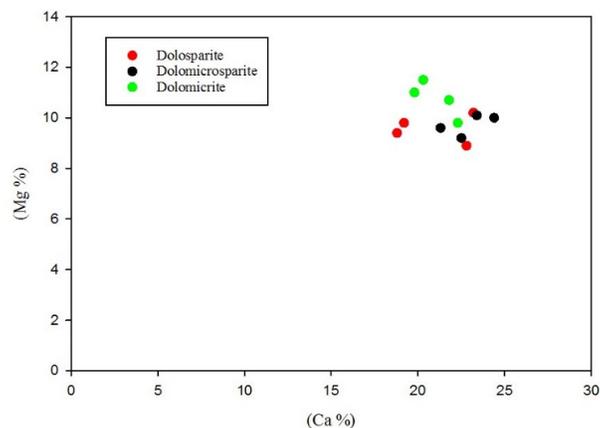
Table 1. Results of dolomite sample analyses from the Asmari Formation in the studied section

Samples No.	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	O (%)	C (%)	
Dolosparite	Gav-01	19.20	9.80	450.00	250.00	90.00	210.00	25.80	45.10
	Gav-02	23.20	10.20	315.00	190.00	210.00	390.00	42.00	24.40
	Gav-03	18.80	9.40	960.00	795.00	40.00	380.00	27.30	44.20
	Gav-04	22.80	8.90	740.00	900.00	260.00	115.00	44.10	23.90
	Max	23.20	10.20	960.00	900.00	260.00	390.00	44.10	45.10
	Min	18.80	8.90	315.00	190.00	40.00	115.00	25.80	23.90
	Average	21.00	9.58	616.25	533.75	150.00	273.75	34.80	34.40
Dolomicrosparite	Gav-05	22.50	9.20	210.00	110.00	200.00	195.00	44.50	23.70
	Gav-06	24.40	10.00	290.00	390.00	150.00	310.00	21.90	43.50
	Gav-07	23.40	10.10	215.00	320.00	200.00	95.00	25.60	40.80
	Gav-08	21.30	9.60	185.00	185.00	350.00	305.00	45.20	23.70
	Max	24.40	10.10	290.00	390.00	350.00	310.00	45.20	43.50
	Min	21.30	9.20	185.00	110.00	150.00	95.00	21.90	23.70
	Average	22.90	9.73	225.00	251.25	225.00	226.25	34.30	32.93
Dolomicrite	Gav-09	21.80	10.70	80.00	90.00	750.00	110.00	44.50	22.90
	Gav-10	19.80	11.00	220.00	110.00	450.00	195.00	24.50	44.60
	Gav-11	22.30	9.80	180.00	300.00	415.00	310.00	20.60	47.10
	Gav-12	20.30	11.50	325.00	100.00	185.00	295.00	45.20	22.90
	Max	22.30	11.50	325.00	300.00	750.00	310.00	45.20	47.10
	Min	19.80	9.80	80.00	90.00	185.00	110.00	20.60	22.90
	Average	21.05	10.75	201.25	150.00	450.00	227.50	33.70	34.38



شکل ۱۰. روند کلی تغییرات نسبت Mg/Ca به Mg در نمونه‌های دولومیتی برش مورد مطالعه

Fig. 10. The overall trend of Mg/Ca versus Mg ratio variations in the dolomite samples from the studied section



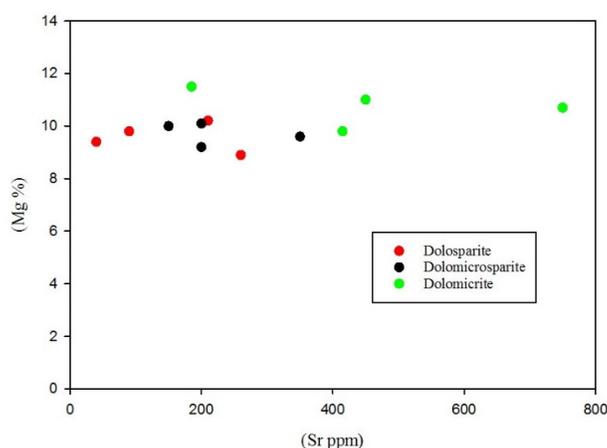
شکل ۱۱. روند تغییرات مقادیر Mg در برابر Ca در دولومیت‌های برش مورد مطالعه

Fig. 11. Variation trend of Mg versus Ca values in dolomites from the studied section.

عناصر فرعی

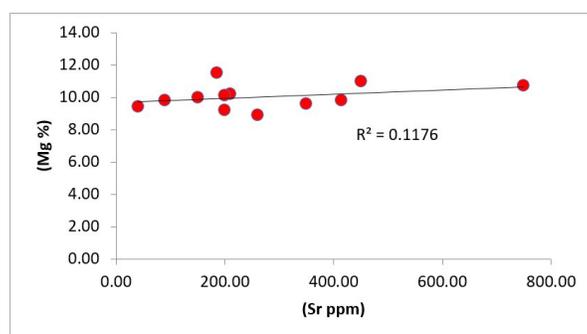
استرانسیم (Sr): دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) مقدار استرانسیم بیشتری از دولومیت‌های ثانویه یا دیاژنزی (دولومیکرواسپاریت، دولواسپاریت) دارند (هو و همکاران، ۲۰۱۶؛ یحیایی و همکاران، ۲۰۲۵). به طور کلی مقادیر Sr در دولومیت‌های مورد مطالعه از دولومیکرایت‌ها (میانگین ۴۵۰ پی‌پی‌ام) به سمت دولومیکرواسپاریت‌ها (میانگین ۲۲۵ پی‌پی‌ام) و دولواسپاریت‌ها (میانگین ۱۵۰ پی‌پی‌ام) کاهش پیدا می‌کند (شکل ۱۲). دولومیت‌های اولیه به دلیل نظم بلوری کمتر دارای مقادیر بیشتری استرانسیم نسبت به دولومیت‌های درشت بلور حاصل از دیاژنز تاخیری هستند (کیرماسی، ۲۰۰۸). در دولومیت‌های نوع سوم

(درشت بلور) مقدار استرانسیم به دلیل رسیدن به حالت ایده‌آل در شبکه بلوری کاهش یافته است (آدابی، ۲۰۰۹). توسعه فرآیند دولومیتی شدن به طور کلی سبب کاهش میزان عنصر استرانسیم در شبکه بلورها می‌گردد (هو و همکاران، ۲۰۱۶). تمرکز بالای استرانسیم در دولومیکرایت‌ها می‌تواند به دلیل فرایندهای دیاژنزی باشد که بر روی پوسته‌های آراگونیتی برخی آلوکم‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه در نظر گرفته شود. رسم مقادیر Mg در برابر Sr در نمونه‌های مورد مطالعه یک روند افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۱۳) ($R^2=0.1176$) که می‌تواند به دلیل حالت غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) بلورهای دولومیت باشد (آل - سیناوی و همکاران، ۲۰۲۴).



شکل ۱۲. رسم مقادیر Mg در برابر Sr در انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه

Fig. 12. Plot of Sr versus Mg values in different dolomite types from the studied section



شکل ۱۳. رسم مقادیر Mg در برابر Sr در دولومیت‌های برش مورد مطالعه

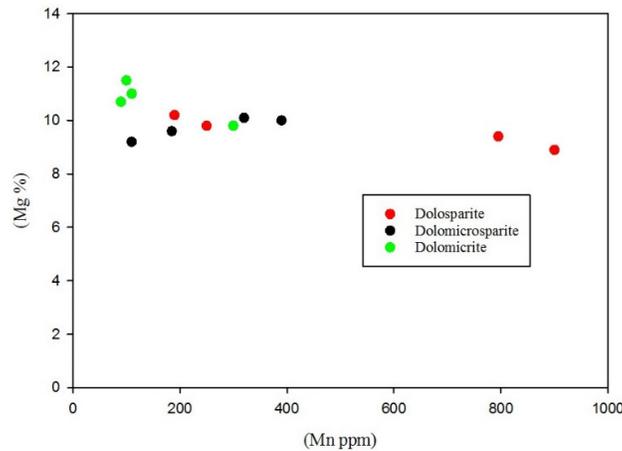
Fig. 13. Sr versus Mg plot in dolomites from the studied section

(میانگین ۲۲۵ پی‌پی‌ام) و در دولواسپاریت‌ها (میانگین ۶۱۶/۲۵ پی‌پی‌ام) و تمرکز عنصر منگنز در دولومیکرایت‌های مورد مطالعه (میانگین ۱۵۰ پی‌پی‌ام)، دولومیکرواسپاریت‌ها (میانگین ۲۵۱/۲۵ پی‌پی‌ام) و در دولواسپاریت‌ها (میانگین ۵۳۳/۷۵ پی‌پی‌ام) می‌باشد، لذا

آهن (Fe) و منگنز (Mn): مقدار بالای عناصر آهن (Fe) و منگنز (Mn) در دولومیت‌ها بیانگر تحت تأثیر قرار گرفتن دولومیت‌ها توسط سیال‌های غنی از منگنز تحت شرایط احیاء می‌باشد. تمرکز عنصر آهن در دولومیکرایت‌های مورد مطالعه (میانگین ۲۰۱/۲۵ پی‌پی‌ام)، دولومیکرواسپاریت‌ها

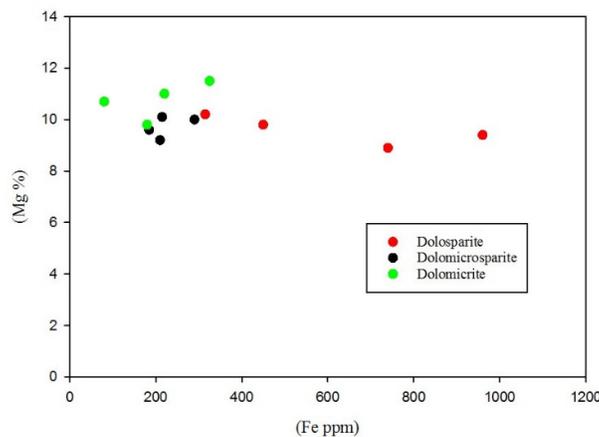
استرانسیم و سدیم، مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های دیاژنتیکی بالاتر از دولومیت‌های رسوبی (اولیه) است (ینگ و همکاران، ۲۰۱۷) (شکل‌های ۱۴ و ۱۵). آهن (Fe) و منگنز (Mn) در دولومیت‌ها معمولاً جایگزین منیزیم (Mg) می‌شوند، بنابراین مقادیر بالاتر (Mn) و (Fe) به دلیل فراوانی منیزیم (Mg) در دولومیت نسبت به سنگ‌آهک است. مقادیر بالای (Mn) و (Fe) در دولومیت‌های سازند آسماری نیز می‌تواند به دلیل شرایط احیایی حاکم بر محیط باشد (وانگ و همکاران، ۲۰۱۵).

یکسان نبودن مقادیر آهن و دیگر عناصر فرعی در انواع مختلف دولومیت‌ها نیز به دلیل ترکیب به نسبت متفاوت سیال‌های تشکیل دهنده دولومیت‌ها است. توزیع این دو عنصر اغلب نسبت به تغییرات pH و Eh سیال حساس می‌باشند. میزان Fe و Mn در طی تبلور مجدد به تناوب افزایش می‌یابند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). مقادیر آهن و منیزیم در آب دریا بسیار پایین‌تر از آب درون‌سازندی است، لذا یک محیط کاهشی برای آهن و منگنز با کلسیم و منیزیم در شبکه دولومیت به صورت جانشینی را مساعد می‌سازد (آل - سیناوی و همکاران، ۲۰۲۴). در مقایسه با



شکل ۱۴. رسم مقادیر Mg در برابر Mn در انواع مختلف دولومیت‌های سازند آسماری

Fig. 14. Mn versus Mg plot of different dolomite types from the Asmari Formation.



شکل ۱۵. رسم مقادیر Mg در برابر Fe در انواع مختلف دولومیت‌های سازند آسماری

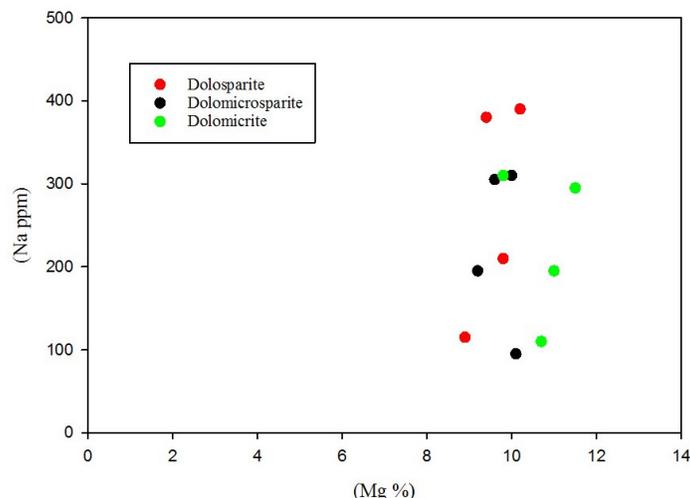
Fig. 15. Fe vs. Mg variations in different dolomite types of the Asmari Formation

Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد (شکل ۱۶) که می‌تواند شاهی برای غیراستوکیومتری بودن بلورهای دولومیت باشد. تمرکز عنصر سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه بین ۹۵ تا ۳۹۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۴۲/۵ پی‌پی‌ام)

سدیم (Na): سدیم فراوان‌ترین کاتیون آب دریا می‌باشد و تمرکز آن در دولومیت‌ها درجه شوری سیالات دولومیت‌ساز را نشان می‌دهد (وارن، ۲۰۰۰). رسم نمودار Na در برابر Mg نمونه‌های برش مورد مطالعه نشان می‌دهد که تمرکز

در نوسان است. میانگین تمرکز سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه بالاتر از میانگین سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال است. تغییرات مقدار سدیم در این گونه دولومیت‌ها بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (وایزر، ۱۹۸۳). مقادیر بالاتر سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه نسبت به دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال به دلیل شوری بیشتر سیالات دولومیت‌ساز در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

در نوسان است. میانگین تمرکز سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه بالاتر از میانگین سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال است. تغییرات مقدار سدیم در این گونه دولومیت‌ها بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (وایزر، ۱۹۸۳). مقادیر بالاتر سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه نسبت به دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال به دلیل شوری بیشتر سیالات دولومیت‌ساز در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.



شکل ۱۶. رسم مقادیر Na در برابر Mg برای انواع مختلف دولومیت‌های برش مورد مطالعه
Fig. 16. Na vs. Mg variations in different dolomite types from the studied section

می‌باشد (تاگر و رایت ۱۹۹۰، فلوگل ۲۰۰۴؛ لبرس و همکاران، ۲۰۲۴). در این مرحله فرآیند میکریتی شدن در پوسته آلوکم‌ها بویژه در رخساره‌های وکستون تا پکستون بایوکستی دیده می‌شوند.

دیاژنز جوی (آب شیرین): در محیط دیاژنزی متئوریک سه مرحله (زون) دیده می‌شود (لبرس و همکاران، ۲۰۲۴):
 ۱- زون انحلالی: بر اثر انحلال، تخلخل‌های حفره‌ای، کانالی و قالبی تشکیل و فرایند نئومورفیسم افزایشی نیز دیده می‌شود.
 ۲- زون فریاتیگ متئوریک فعال: سیمان‌های کلسیتی اسپاری فضاهای بین‌دانه‌ای باقیمانده را پر کرده است.
 ۳- زون فریاتیگ متئوریک ساکن: نئومورفیسم افزایشی در میکرایت‌ها و دولومیکرایت‌ها اتفاق افتاده که در دولومیکرایت‌ها منجر به ایجاد دولومیکرواسپار و دولواسپار و نیز تخلخل بین بلوری شده است. در این مرحله (دیاژنز آب شیرین) نئومورفیسم افزایشی به صورت تبدیل بلورهای بسیار ریز میکرایت به میکرواسپار و اسپاریت مشاهده می‌شود. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند موزائیکی هم‌بعد می‌توانند در این مرحله تشکیل شوند (هالی و هریس، ۱۹۷۹؛ آل-سیناوی و همکاران، ۲۰۲۴).

۴- بحث

۴-۱- مدل دیاژنزی سازند آسماری در برش مورد مطالعه
 تعیین تاریخچه توالی وقایع دیاژنزی نقش مهمی در شناخت شدت تأثیر آن‌ها در زمان‌های مختلف و در محیط‌های دیاژنزی مختلف خواهد داشت. فرآیندهای دیاژنزی اغلب در محیط‌های دریایی، جوی و دفنی انجام می‌شوند که هرکدام از این محیط‌های دیاژنزی تغییرات خاص خود را بر روی سنگ‌های کربناته اعمال می‌کنند (آرئیس و همکاران، ۲۰۲۲).

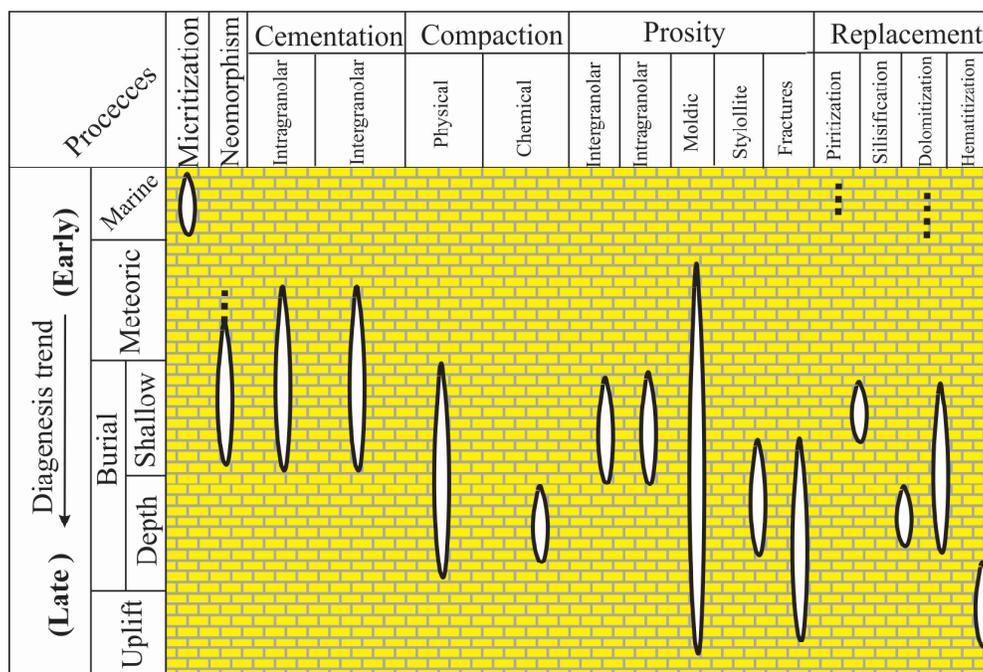
دیاژنز دریایی: برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکرایتی شدن به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی مربوط می‌شود (احمد و بهات، ۲۰۰۶؛ لبرس و همکاران، ۲۰۲۴) که در برش مورد مطالعه شناسایی شده است که تأیید کننده مرحله اولیه دیاژنز هستند. تراکم فیزیکی نیز بلافاصله پس از رسوب‌گذاری، منجر به نزدیک‌تر شدن دانه‌ها به یکدیگر شده است و فابریک فشرده^۱ را به وجود آورده است. انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوب‌گذاری شده، سیالات اشباع با HCO_3 و CO_2 مهمترین شرایط دیاژنزی برای میکریتی شدن دانه‌ها

¹ Fitted fabric

سازند به وقوع پیوسته است. درزه‌ها و شکستگی‌های تشکیل شده در این مرحله که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده‌اند توسط سیمان‌های بلوکی و هم‌بعد و اکسیدهای آهن پر شده‌اند. براساس شواهد پتروگرافی، توالی دیاژنزی در طی چهار محیط دیاژنزی (دریایی، دفنی، بالآمدگی و متئوریک) در سنگ‌های کربناته سازند آسماری تعیین شده است (شکل ۱۷). وجود ناپیوستگی نشان‌دهنده دوره‌ای از عدم رسوب‌گذاری و اغلب فرسایش و خروج از محیط دریایی است. وجود ناپیوستگی نچندان شدید و طولانی مدت بیانگر آن است که مدت زمان مواجهه‌ی سنگ با شرایط جوی کوتاه بوده، یا فرآیندهای فرسایشی ملایم بوده‌اند. در رأس این سازند وجود سیمان‌های محدود آب شیرین و وجود ناپیوستگی فرسایشی در مرز بین دو سازند آسماری و گچساران سیستم دیاژنزی کمی باز را به وجود آورده است. وجود سیمان‌های کلسیت هم‌بعد و بلوکی آب شیرین و توسعه انحلال و تخلخل از عوامل تأثیرگذار دیاژنزی جوی بر روی بخش بالایی سازند آسماری هستند که در مقاطع شماره ۸۰ تا ۱۰۶ مشاهده شده‌اند.

دیاژنزی تدفینی: در محیط دیاژنزی دفنی، تراکم فیزیکی به حداکثر خود رسیده به نحوی که ترک‌خوردگی، شکستگی و تغییر شکل آلومکرها رخ داده است. تراکم شیمیایی و ایجاد درزه‌های انحلال و استیلولیت‌ها اتفاق افتاده است. تشکیل سیمان‌های بلوکی، و سیمان‌های دولومیتی آهن‌دار در فضای بین دانه‌ها و شکستگی‌ها به محیط دیاژنزی دفنی نسبت داده می‌شود. با افزایش عمق در منطقه دفنی، از مقدار اکسیژن کاسته شده و سازند آسماری به شرایط احيایی نزدیک‌تر شده است. با رسیدن به شرایط احيایی، عناصر حساس به این شرایط، مانند آهن، به حالت متحرک در آمده و تمایل دارند که وارد شبکه کلسیت و دولومیت شوند. در این مرحله دولومیت آهن‌دار درشت بلور بیانگر محیط دیاژنزی تدفینی عمیق و احيایی می‌باشند. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، فراگیرنده، دروزی، دولومیتی شدن، پیریتی شدن نیز می‌تواند رخ می‌دهد که در نمونه‌های مورد مطالعه تشخیص داده شده است.

دیاژنزی نهایی (بالآمدگی): در مرحله نهایی دیاژنزی (مرحله تلوزنیک) فازهای کوهزایی عمل نموده و سبب خروج سازند آسماری از عمق شده و این امر با شکستگی‌هایی در



شکل ۱۷. توالی پاراژنتیکی سازند آسماری در برش مورد مطالعه. بخش سفید رنگ فراوانی زیاد و خط چین فراوانی کمتر را نشان می‌دهد.
 Fig. 17. Paragenetic sequence of the Asmari Formation in the studied section. White areas indicate high abundance, while dashed patterns represent lower abundance.

اولیه و یا همزمان با رسوب‌گذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا است (لند، ۱۹۸۵؛ آریاس و همکاران، ۲۰۲۲؛ لبرس و همکاران، ۲۰۲۴). منیزیم مورد نیاز برای دولومیت‌های نوع ۲ و نوع ۳ از منابع مختلفی قابل تأمین می‌باشد که از میان آن‌ها می‌توان به آب‌های دریایی محبوس یا آب‌های درون روزنه‌ای و دیاژنز کانی‌های رسی در طی تدفین در نظر گرفت. در نهایت با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی، دولومیت‌های سازند آسماری را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط در نظر گرفت (شکل ۱۸).

روند تغییرات عناصر کمیاب و فرعی در طول برش مورد

مطالعه

آهن (Fe) و منگنز (Mn): در فاز دولومیتی شدن اولیه (Tidal flat)، غلظت Fe و Mn نسبتاً کم است (نوارهای باریک)، زیرا محیط‌های سطحی معمولاً اکسیدکننده هستند و آهن و منگنز در این شرایط کمتر محلول و در دسترس هستند. با افزایش عمق تدفین^۱، غلظت Fe و Mn افزایش می‌یابد (نوارهای ضخیم‌تر). این افزایش نشان‌دهنده شرایط احیایی‌تر در عمق، جایی که Fe و Mn به شکل‌های دوظرفیتی محلول‌تر هستند و می‌توانند در ساختار بلوری دولومیت جایگزین شوند.

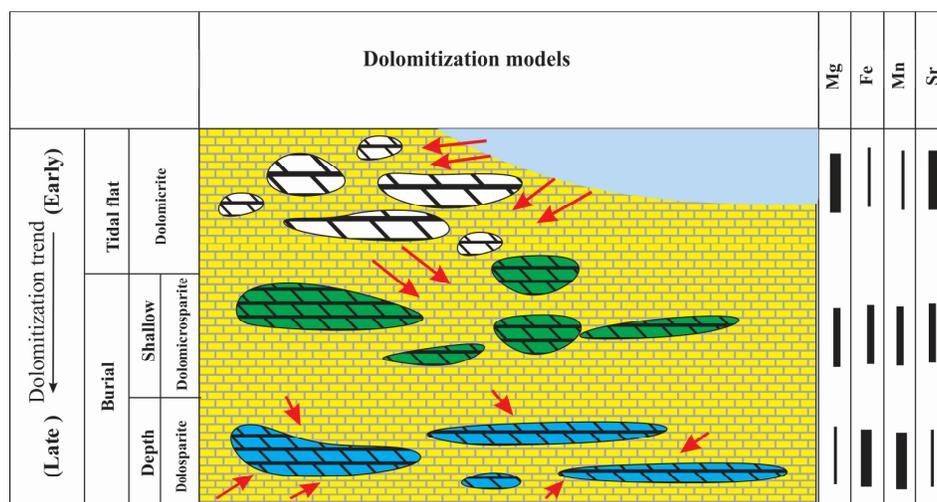
استرانسیم (Sr): در فاز دولومیتی شدن اولیه (Tidal flat)، غلظت Sr بالا است (نوار ضخیم). این به دلیل جایگزینی کلسیت (که Sr بیشتری دارد) با دولومیت در محیط‌های دریایی یا نزدیک به دریایی است. با افزایش عمق تدفین، غلظت Sr به تدریج کاهش می‌یابد (نوارهای باریک‌تر). این کاهش نشان‌دهنده خروج استرانسیم از ساختار بلوری در طول فرآیندهای دیاژنزی متأخر در دماهای بالاتر است، زیرا استرانسیم به راحتی از دولومیت‌های عمیق‌تر خارج می‌شود. شکل ۱۸ به طور مؤثری تکامل فرآیند دولومیتی شدن را در طول دیاژنز و تدفین نشان می‌دهد. از دولومیت‌های ریزبلور اولیه در محیط‌های کم‌عمق و اکسیدکننده تا دولومیت‌های درشت‌بلور تدفینی در اعماق بیشتر و محیط‌های احیایی‌تر، که هر کدام دارای ویژگی‌های بافتی، بلورشناسی، و ترکیب عنصری خاص خود هستند. این مدل یک چارچوب برای درک پیچیدگی‌های دولومیتی شدن و اثرات آن بر خصوصیات پتروفیزیکی سنگ‌های کربناته فراهم می‌کند.

۴-۲- مدل دولومیتی سازند آسماری در برش مورد

مطالعه

به طور کلی دو نوع دولومیت در سازند آسماری تحت عنوان دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) و دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپارایت‌ها، دولواسپارایت‌ها و دولومیت‌های بسیار درشت بلور پرکننده حفرات و شکستگی‌ها) تشخیص داده شد. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورهای دولومیت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی، نظیر اینتراکلت-ها، لامینه‌های جلبکی و فابریک فنسترال، عدم فسیل و کانی‌های تبخیری و همچنین نبود شواهدی که نشان دهنده تشکیل آن‌ها تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بین جزرومدی تشکیل شده باشند (وارن، ۲۰۰۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). دولومیت‌های نوع دوم و سوم بر اثر تبلور مجدد و یا جانیشینی دولومیت‌های خیلی ریز بلور تشکیل شده‌اند. دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها عمدتاً به همراه استیلولیت‌ها مشاهده می‌شوند. مقادیر پایین استرانسیم و به نسبت بالاتر آهن در دولومیت‌های درشت بلورتر، احتمالاً بیانگر افزایش اندازه بلورهای دولومیت و تبلور دوباره بلورهای دولومیت در طی تدفین است (ژانگ و همکاران، ۲۰۲۳). در طی دیاژنز تدفینی تبلور مجدد در بلورهای دولومیت مشاهده می‌شود. همچنین انحلال در پوسته آلوکم‌ها و جانیشینی آن‌ها توسط کلسیت و دولومیت رخ داده است. در برخی نمونه‌ها فضای حاصل از شکستگی‌ها و حفرات توسط کلسیت اسپارایت و دولواسپارایت‌ها پر شده است، اندازه این بلورها در حد چند ده میکرون می‌باشد که حاصل دیاژنز تدفینی بوده و در آن‌ها با توجه به نتایج آنالیز ژئوشیمیایی و رنگ‌آمیزی با محلول فروسیانید پتاسیم عنصر آهن یافت می‌شود. به نظر می‌رسد این نوع از دولومیت‌ها آخرین نسل از دولومیت‌ها باشند که در نمونه‌های سازند آسماری شکل گرفته‌اند و تداخل حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. دولومیت نوع یک (دولومیکرایت‌ها) به عنوان دولومیت تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپارایت‌ها) و دولومیت نوع سوم (دولواسپارایت‌ها) از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به وجود می‌آیند. به نظر می‌رسد که برای دولومیتی شدن

¹ Shallow Burial, Depth Burial



شکل ۱۸. مدل دولومیتی شدن سازند آسماری در برش مورد مطالعه (بدون مقیاس). خطوط پررنگ بیانگر تمرکز بیشتر عناصر و خطوط کم‌رنگ‌تر بیانگر تمرکز کمتر عناصر هستند.

Fig. 18. Dolomitization model of the Asmari Formation in the studied section (not to scale). Thick lines indicate higher elemental concentrations, while thinner lines represent lower concentrations.

شده است. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند آسماری در این برش در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی تفسیر شده است. سه مرحله دیاژنزی یعنی دیاژنز اولیه (ائوژنز)، دیاژنز میانی (مزوژنز) و دیاژنز نهایی (تلوژنز) برای نهشته‌های مورد مطالعه تعیین شده است.

میربیک سبزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۱)، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی دولومیت‌های سازند شهبازان و بررسی مرز احتمالی آن با سازند آسماری را از دیدگاه ژئوشیمی عنصری در شمال خاوری کوه‌دشت، جنوب لرستان مورد بررسی و مطالعه قرار دادند. در این پژوهش دو نوع دولومیت (اولیه و ثانویه) شناسایی گردید. دولومیت‌های اولیه در یک مدل جزرومدی تشکیل شده‌اند، سپس بر اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای در پلت‌فرم کریناته سازند شهبازان دولومیت‌های ثانویه در یک مدل دیاژنزی دفنی کم عمق تا متوسط گسترش یافته‌اند. با استفاده از آنالیز عنصری مشخص گردید از دولومیت‌های اولیه به سمت دولومیت‌های ثانویه افزایشی در میزان عناصر Mg، Fe و Mn دیده می‌شود و هم‌زمان میزان عناصر Sr، Ca و Na کاهش پیدا می‌کند. در مرز احتمالی بین سازندهای شهبازان و آسماری میزان Sr، Ca، Na، Sr/Mn و Ca/Mg افزایش و میزان عناصر Mg، Mn و نسبت Mn/Ca کاهش نشان می‌دهد.

مطالعات سنگ‌شناسی بر روی رخساره‌های کریناته سازند آسماری در برش تاقدیس قوار منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی گردید. این فرآیندها شامل میکریتی شدن، انحلال و تخلخل، سیمانی شدن، نوریختی، فشردگی فیزیکی و شیمیایی و جانیشینی می‌باشند که چهار محیط دیاژنزی دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی را پشت سر گذاشته‌اند. با توجه به شواهد سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی عنصری، دولومیت‌های سازند آسماری را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم‌عمق تا متوسط و عمیق در نظر گرفت. از جمله مطالعات دیاژنزی انجام گرفته بر روی سازند آسماری در حوضه‌ی رسوبی لرستان می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

امامی میبدی و همکاران (۱۴۰۱)، در تاقدیس چناره (جنوب لرستان) ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و توالی‌های دیاژنزی سنگ‌های کریناته سازند آسماری را مورد بررسی قرار دادند. هفت ریزرخساره مربوط به چهار کمربند رخساره‌ای لاگون، سد، بخش محدود شده (رمپ میانی) و رمپ داخلی در این تاقدیس (برش) شناسایی گردید. در این برش چندین فرآیند دیاژنزی مانند میکریتی شدن، نوریختی (افزایشی و کاهش‌ی)، سیمانی شدن (سیمان هم‌محور، هم‌ضخامت فیبری، هم‌بعد، بلوکی، دروزی و پویکیلوئوپیک)، فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال (وابسته به فابریک و غیر وابسته به فابریک)، جانیشینی (پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن) شناسایی

۵- نتیجه‌گیری

مطالعات سنگ‌نگاری بر روی برش مورد مطالعه منجر به شناسایی فرآیندهای متعدد دیاژنزی مانند میکرایتی شدن، نوریکتی (افزایشی و کاهشی)، سیمانی شدن (کلسیت هم بعد، کلسیت بلوکی و سیمان دولومیتی)، فشردگی (فیزیکی و شیمیایی)، انحلال (وابسته به فابریک و غیروابسته به فابریک) و جان‌شینی (دولومیتی شدن، پیریتی شدن و سیلیسی شدن) شد. از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه، دولومیتی شدن می‌باشد که هم به صورت همزمان با رسوب‌گذاری و هم به صورت تأخیری رخ داده است. دولومیت‌های اولیه دارای مقادیر پایین Fe و مقادیر بالایی از Na و Sr می‌باشند، در حالی که دولومیت‌های ثانویه دارای تمرکز بالایی از Fe و مقادیر کمتری Sr نسبت به دولومیت‌های اولیه دارند که این موضوع دلالت بر محیط تدفینی دیاژنزی کم‌عمق تا متوسط برای دولومیت‌های ثانویه می‌باشد. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند آسماری در این برش در چهار محیط دریایی، تدفینی، بالآمدگی و آب شیرین تفسیر شده است و مدل دولومیتی شدن سازند در این برش مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم‌عمق تا متوسط می‌باشد.

References

- Abdi, A., Adabi, M. H (2009) Dolomites petrography diagenesis analysis, probable Shahbazan- Asmari formations boundary and facies based on dolomicrite geochemistry, petrographic evidence and statistical methods in Darabi section. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 25(1): 81-100 (in Persian).
- Ahmad, A. H. M., Bhat, G. M (2006) Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachch Sub – basin, Western, India, *Journal of Asian Earth Science*, (27): 857- 872.
- Al-Aasm, I. S., Packard, J. J (2000) Stabilization of early-formed dolomite, atale of divergence from two Mississippian dolomites: *Sedimentary Geology*, (131): 97-108.
- Al-Sinawi, N., Hollis, C., Duval-Arnould, A., Koeshidayatullah, A., Schroder, S., Redfern, J (2024) Dolomitization of early-post rift Lower Jurassic carbonate platforms along the Moroccan Atlantic margin: origin and significance. *African Earth Science*, 211: 105167.
- Amthor, J. E., Friedman, G. M (1992) Early to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. *Sedimentary Petrology*, 62: 1023-1043.
- Areias, C., Barbosa, C. F., Cruz, A. P. S (2022) Organic matter diagenesis and precipitation of Mg-rich carbonate and dolomite in modern hypersaline lagoons linked to climate changes. *Geochim Cosmochim Acta*, 377: 14–32
- Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S. A., Abdollahie-Fard, I (2016) Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, 62(4): 1-22.
- Assadi, A., Rahimpour-Bonab, H., Kakhodaie-Ilkhchi, R (2018) Integrated rock typing of the grainstone facies in a sequence framework: a case from the Jurassic Arab formation in the Persian Gulf. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 92(4): 1432-1450
- Blatt, H., Middleton, G. V., Murray, R. C (1980) *Origin of Sedimentary Rocks*: 2nd ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 514.
- Borgomano, J., Lanteaume, C., Leonide, P., Fournier, F., Montagnioni, L. F., Masse, J. P (2020) Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models. *AAPG Bulletin*, 104 (5): 1115-1142.
- Butler, I. B., Rickard, D (2000) Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogensulphide, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (64): 2665–2672.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section: *Nature*, (205): 587.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists*, 108-121.
- Earler, D. V., Nothdurft, L., McNeil, M., Moras, C. A (2018) Tracing nitrate sources using the isotopic composition of skeletal-bound organic matter from the calcareous green algae Halimeda. *Coral Reefs*, (37): 1003– 1011.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N., Svana, A. H., Oxtoby, T. A (2002) Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Barents Sea. *Journal Sedimentary Research*, (72): 95-115.
- EL – G hali, M. A. K., Tajoti, K. G., ansorbeh, H. M., Ogle, N., Kalin, R. M (2006) Origin and timing of sidelite cementation upper Ordovician glaucogenic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, (23): 459- 471.
- Emami Meybodi, S. M., Maghfouri Moghaddam, I., Sedaghatnia, M., Barmal, A (2022) Microfacies, sedimentary environment and diagenetic processes of carbonate rocks of the Asmari Formation (Chenareh anticline, south Lorestan). *10 (20), Journal of Applied sedimentology*, 73-91. (in Persian).

- Farshi, M., Mousavi-Harami, S. R., Mahboubi, A., Khanehbad, M (2017) Facies and diagenesis processes and its effect on distribution on petrophysical properties on reservoir quality of the Asmari Formation in Gachsaran oil field. 5(9): 40-57. (in Persian).
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Gharechelou, S., Amini, A., Bohloli, B., Swennen, R (2020) Relationship between the sedimentary microfacies and geomechanical behavior of the Asmari Formation carbonates, southwestern Iran. *Mar Petrol Geol*, (116):104306
- Goldhaber, M. B (2004) Sulfur – rich sediment, In: Mackenzie F. T., (ED.), *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 257 – 288.
- Gregg, J. M., Shelton, K. L (1990) Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, (60): 549-562.
- Gregg, J. M., Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 908- 931.
- Halley, R. B., Harris, P. M (1979) Fresh water cementation of a 1, 000 year-old oolite. *Jour. Sediment. Res.*, (49): 969–988.
- Hollis, C., Lawrence D. A., Periere M. D., Darmaki, F (2017) Controls on porosity preservation within a Jurassic oolitic reservoir complex, UAE. *Marine and Petroleum Geology*, (88): 888-906.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N. J. F., Gleeson, S. A., Brand, U (2016) Origin of the Breno and Esino dolomites in the western southern Alps (Italy): implications for a volcanic influence: *Marine and Petroleum Geology*, (69): 38-52.
- Jamshidi, A., Sedaghatnia, M (2024) Dolomitization mechanisms of Eocene Zagros carbonate platforms (an example from Shahbazan Formation, Amiran anticline, south of Lorestan). *Applied Sedimentology*, 12 (23): 150-174. (in Persian)
- Kamalifar, F., Aleali, M., Ahmadi, V., Mirzaiee, A (2020) Facies distribution, paleoenvironment and sequence stratigraphy model of the Oligo-Miocene Asmari Formation (Fars Province, south of Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29(4).
- Karami, S., Ahmadi, V., Sarooe, H., Bahrami, M (2020) Facies analysis and depositional environment of the Oligocene – Miocene Asmari Formation, in interior Fars (Zagros Basin, Iran). *Carbonate and Evaporites*, 35 (3), doi: 10.1007/s13146-020-00621-5.
- Kirmaci, M. Z (2008) Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Golkoy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey: *Sedimentary Geology*, 203: 289-306
- Krause, S., Liebetrau, V., Leoscher, C., Beohm, F., Gorb, S., Eisenhauer, A., Treude, T (2018) Marine ammonification and carbonic anhydrase activity induce rapid calcium carbonate precipitation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (243): 116–132.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, 33: 112-125.
- Lebec, U., Sharma, S. H., Watson, P. H., Riera, R., Joer, H., Beemer, R., Gaudin, C. H (2024) A study of the effects of early diagenesis on the geotechnical properties of carbonate sediments (North West Shelf, Australia). *Journal of Scientific Reports*, (14): 1-19. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-67207-2>.
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from nearsurfacediagenetic environments. *AAPG Bull.*, (64): 461-487.
- Lorestani, M., Kangazian, A., Safari, A., Noura, M. R., Nasehi, E (2016) Microfacies, Sedimentary Environment and Sequence Stratigraphy of the Asmari Formation in Masjed-I-Soleyman Oil Field, Khuzestan Province, Southwest Iran. *Open Journal of Geology*, 6: 840-851.
- Madden, R., Wilson, M (2013) Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits, *Sedimentary Geology*, 286–287: 20–38.
- Mazzollo, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review: *Carbonates and Evaporites*, (7): 21–37.
- Messadi, A. M., Mardassi, B., Ouali, J. A., Touri, J (2016) Sedimentology, diagenesis, clay mineralogy and sequential analysis model of Upper Paleocene evaporite-carbonate ramp succession from Tamerza area (Gafsa Basin: Southern Tunisia): *Journal of African Earth Sciences*, (118): 205-230.
- Mirbeik Sabzevari, K., Sedaghatnia, M (2022) Petrography and geochemistry of Shahbazan Formation dolomites and investigation of its possible boundary with Asmari Formation from the elemental geochemistry point of view (Northeastern Kohdasht, south Lorestan). *Journal of New finding in applied geology*, 16(32): 200-223. (in Persian)
- Mirbeik- Sabzevari, K., Sedaghatnia, M (2023) Diagenetic processes and paragenetic sequence of Shahbazan Formation (Middle – Upper Eocene) in north west Poldokhtar, Lorestan basin. *New Finding in Applied Geology*, 35(18): 67-91. (in Persian).
- Monjezi, N., Amirshahkarami, M., Bakhtiar, H. A., Shirazi, M. P. N., Mirzaee, A (2019) Palaeoecology and microfacies correlation analysis of the Oligocene-Miocene Asmari

- formation, in the Gachsaran oil field, Dezful Embayment, Zagros Basin, Southwest Iran. *Carbonates Evaporites*, 34(4): 1551–1568.
- Mohseni, H., Abdollahpour, M., Rafiei B (2012) Petrography and origin of dolomites of Shahbazan Formation (middle to upper Eocene) in east Eslamabade- Gharb (Kermanshah). *Journal of New Findings in Applied Geology*, 5(10): 1-11 (in Persian).
- Moss, S. J., Tucker, M. E (1995) Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urganian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow-burial diagenesis, *Sedimentology*, (42): 853-874.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks*. Harper & Row. New York. 628 pp.
- Purser, B. H (1978) Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestone. *Journal of Petroleum Geology*, 1: 83-94.
- Richardson, F. D. S (1939) Lower Fars stratigraphy summary of outcrop evidences, 611: 27 – 40.
- Rao, C. P (1996) *Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. Carbonates, Hobart (Tasmania), 206 p.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Giulio, A. D., Scotti, P., Ortenzi, A., Massara, E. P (2011) Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy), *Sedimentology*, 58: 532–565.
- Salifou, I. A. M., Zhang, H., Boukari, I. O., Harouna, M., Cai, Z (2021) New vuggy porosity models-based interpretation methodology for reliable pore system characterization, Ordovician carbonate reservoirs in Tahe Oilfield, North Tarim Basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, (196): 63-79
- Sedaghatnia, M., Maghfouri-Moghaddam, I., Mallah, M (2024) Evaluation of complications caused by burial diagenetic processes in carbonate formation (case study, Lorestan sedimentary basin formations). *New Finding in Applied Geology*. (in Persian)
- Seibel, M. J., James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21 – 35.
- Seyrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H., Arzani, N., Taheri, A (2011) Facies analysis of the Asmari Formation in central and north-central Zagros basin, southwest Iran: Biostratigraphy, paleoecology and diagenesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3): 439-458.
- Sibley, D. F., Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures. *J. Sedimentary Petrology*, 57: 967–975.
- Taghdisi Nikbakht, S., Nasiri, Y (2025) Textural study, elemental analysis and model of dolomitization in the Shahbazan Formation (Eocene) in a section of the northern ridge of the Kabikoh anticline, southwest of Dareh Shahr. *New Finding in Applied Geology*. (in Persian).
- Taghdisi Nikbakht, S., Nasiri, Y., Sedaghatnia, M (2025) Evidence of hybrid dolomites in the deposits of the Gachsaran Formation (Middle Miocene) in the Afrineh Anticline, southwest of Khorramabad. *New Finding in Applied Geology*. (in Persian).
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*. 3^d Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H (2010) Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1): 56–71.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T., Lausen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V., Vincent, B (2010) Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. 329. *Geology Society, London. Special Publication*, 219–263.
- Veizer, J (1983) Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element techniques. In *Stable isotopes in sedimentary geology*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.
- Wang, G., Li, P., Hao, F., Zou, H., Yu, X (2015) Dolomitization process and its implications for porosity development in dolostones: A case study from the Lower Triassic Feixianguan Formation, Jiannan area, Eastern Sichuan Basin, China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 131: 184–199.
- Warren, J. K (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: *Earth Science Reviews*, 52: 1-81.
- Westphal, H (2006) Limestone – Marl alternation as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review. *International Journal of Science (Geology Rundsch)*, 95: 947-961.
- Whitaker, F. F., Smart, P. L., Jones, G (2004) Dolomitization From conceptual to numerical models: *Geological Society, London, Special Publications*, 235(1): 99-139.
- Wizemann, A., Nandini, S. D., Stuhldreier, I., Sanchez- Noguera, C., Wisshak, M., Westphal, H., Rixen, T., Wild, C., Reymond, C. E (2018) Rapid bioerosion in a tropical upwelling coral reef. 1(13): e0202887.

- Xiang, P., Ji, H., Shi, Y., Huang, Y., Sun, Y., Xu, X (2023) Characteristics, diagenesis, controlling factors and formation mechanism of deep-burial ordovician carbonate reservoirs in the yangshuiwu area, jizhong depression, bohai bay basin. *Arabian Journal of Science Engineering*, 48 (1): 645–663.
- Yahyaei, E., Abbasi, R., Mehrabi, H., Navidtalab, A (2025) Controls of palaeoclimate condition on facies characteristics and diagenetic processes in the Cenomanian– Turonian sequences (upper Sarvak Formation) in the Abadan Plain, SW Iran. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 1- 28.
- Ying, R., Dakang, Z., Chonglong, G., Queqi, Y., Rui, X., Langbo, J., Yangjinfeng, J., Ningcong, Z. H (2017). Dolomite geochemistry of the Cambrian Longwangmiao Formation, eastern Sichuan Basin: Implication for dolomitization and reservoir prediction. *Petroleum Research*, 2: 64e76.
- Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M., Mahboubi, A., Amiri Bakhtiar, H (2013) Facies analysis and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in the northern area of Dezful Embayment, south-west Iran. *Studia UBB Geologia*, 58(1): 45-56.

Petrographic and elemental geochemical studies for investigating diagenetic sequences and the dolomitization model of the Asmari Formation, Qawar Anticline, Southern Lorestan

L. Kabizadeh Arab¹, M. Allameh^{2*} and R. Mokfi³

1- M. Sc. Student, Dept., of Petroleum Engineering, Ma. C., Islamic Azad University, Mashhad, Iran

2- Dept., of Petroleum Engineering, Mining and Geology, Ma. C., Islamic Azad University, Mashhad, Iran

3- National Iranian Drilling Company, Iran

* mohsenallameh@iau.ac.ir

Recieved: 2025.8.25 Accepted: 2025.10.25

Abstract

This study utilized textural and elemental geochemical analyses to investigate diagenetic processes, paragenetic sequences, and the dolomitization model of the Asmari Formation deposits. The studied section, with a thickness of 106 meters, consists of carbonate-dolomitic units, from which 106 thin sections were prepared for petrographic analysis. Twelve dolomite samples were analyzed for elemental composition using EDX to determine the dolomitization model of the formation. Petrographic studies identified several diagenetic processes including micritization, neomorphism, cementation, compaction, dissolution, and replacement, ultimately establishing the diagenetic model and paragenetic sequences. Based on petrological evidence, the paragenetic sequence of the Asmari Formation deposits in the Qawar Anticline section was interpreted in four environments: marine, burial, uplift, and freshwater. These processes occurred during three diagenetic stages: early (eogenesis), middle (mesogenesis), and late (telogenesis). The most significant diagenetic process in the studied section was dolomitization, which has converted a major portion of the Asmari Formation's carbonate sequences into dolomite. Two groups of dolomites were identified based on textural and elemental geochemical studies: primary dolomites (with low Fe and Mn concentrations and high Mg and Sr concentrations) and secondary dolomites (with high Fe and Mn concentrations and low Mg and Sr concentrations). The primary dolomites are of sedimentary origin and related to the tidal zone, while the secondary dolomites are of diagenetic origin and associated with shallow-to-intermediate burial diagenetic environments.

Keywords: Asamari Formation, Diagenetic, Zagros, Lorestan, Qawar Anticline

Introduction

The Asmari Formation was first studied in the Tang-e Ghol Torsh section of Kuh-e Asmari. The age of this formation has been determined as Oligocene (Rupelian) to Early Miocene (Burdigalian) based on extensive studies. In the type section, the Asmari Formation is 314 meters thick and consists of resistant, cream to brown colored, massive limestones with minor shale interbeds, characterized by abundant jointing. Various researchers including Ehrenberg et al. using various petrographic and geochemical methods, there is now a relatively complete understanding of the transformation of carbonate sediments into carbonate rocks, which can occur in three diagenetic realms (marine, meteoric, and burial) identifiable throughout geological history. The study of diagenetic processes along with other studies

such as sequence stratigraphy and facies analysis can be used to correlate reservoir characteristics of a formation at local and regional scales. The studied section is located south of Kuhdasht city in the area of Grab township within the Qawar Anticline at geographic coordinates 47°12'51" E and 33°24'50" N. The study area is located in the Simply Folded Zagros zone of the Lorestan region based on the structural zonation map of the Zagros Basin. The Asmari Formation in the studied section is 106 meters thick, with its lower boundary conformably overlying the Shahbazan Formation and its upper boundary covered by the evaporites of the Gachsaran Formation in a paraconformable manner. The lithology of this formation in the studied section consists of carbonate rocks and thin to thickly bedded dolomites.

Methodology

To understand the diagenetic processes and dolomitization model of the Asmari Formation in the Qawar Anticline section, 90 petrographic thin sections were prepared at Ferdowsi University of Mashhad. Petrographic studies were conducted using an Olympus BH2 polarizing microscope. Thin sections were stained with Alizarin Red S (ARS) solution to distinguish calcite from dolomite minerals and with potassium ferricyanide to identify ferroan dolomites. For diagenetic environment characterization, 12 dolomite samples were analyzed by Energy Dispersive X-ray Spectroscopy (EDS) at the Central Laboratory No. 1 of Lorestan University, supplemented by Scanning Electron Microscopy (SEM) imaging. Carbonate rocks were classified following Dunham's (1962) classification system. Geochemical diagrams were plotted using Excel and SigmaPlot software. Dolomite textures were classified based on Mazzullo's (1992) and Sibley & Gregg's (1987) schemes.

Discussion

Diagenetic Model of the Asmari Formation in the Studied Section

Determining the sequence of diagenetic events plays an important role in understanding their intensity at different times and in various diagenetic environments. Diagenetic processes typically occur in marine, meteoric, and burial environments, each imposing specific changes on carbonate rocks. Some diagenetic processes such as micritization are related to early diagenesis in marine environments, which have been identified in the studied section, confirming the early diagenetic stage. Physical compaction immediately after deposition has caused grains to pack closer together, creating a fitted fabric. In the meteoric diagenetic environment, three zones are observed:

1. Dissolution zone: Dissolution has formed vuggy, channel, and moldic porosity, with incremental neomorphism also observed.
2. Active meteoric phreatic zone: Sparry calcite cements have filled the remaining intergranular spaces.
3. Stagnant meteoric phreatic zone: Incremental neomorphism has occurred in micrites and dolomicrites, leading to the formation of dolomicrospars and dolospar in dolomicrites, as well as intercrystalline porosity.

In this stage (freshwater diagenesis), incremental neomorphism is observed as the transformation of very fine micrite crystals into microspars and sparite. Some second-generation cements such as equant mosaic cements may form during this stage. In the burial diagenetic environment, physical compaction has reached its maximum, resulting in cracking, fracturing, and deformation of allochems. Chemical compaction and the formation of dissolution seams and stylolites have occurred. The formation of blocky cements and ferroan dolomite cements in intergranular spaces and fractures is attributed to the burial diagenetic environment. With increasing depth in the burial zone, oxygen levels decrease and the Asmari Formation approaches reducing conditions. Under these reducing conditions, redox-sensitive elements such as iron become mobile and tend to incorporate into calcite and dolomite lattices. In this stage, coarse-crystalline ferroan dolomites indicate a deep burial, reducing diagenetic environment. In the final diagenetic stage (telogenetic stage), orogenic phases have acted, causing the Asmari Formation to be uplifted from depth, accompanied by fracturing in the formation. The joints and fractures formed in this stage, which have been identified in the studied thin sections, are filled with blocky and equant cements and iron oxides. Based on petrographic evidence, the diagenetic sequence has been determined across four diagenetic environments (marine, burial, uplift, and meteoric) in the carbonate rocks of the Asmari Formation.

Dolomitization Model of the Asmari Formation in the Studied Section

Two main types of dolomite were identified in the Asmari Formation: primary dolomites (dolomicrites) and secondary dolomites (dolomicrospars, dolosparites, and very coarse-crystalline dolomites filling voids and fractures). The primary dolomites (dolomicrites) are characterized by their very fine crystal size, preservation of primary sedimentary textures (such as intraclasts, algal laminations, and fenestral fabric), absence of fossils and evaporite minerals, and lack of evidence for late diagenetic processes. These features suggest that the type 1 dolomites (dolomicrites) formed under surface conditions, at low temperatures, in an intertidal environment. The type 2 and type 3 dolomites

formed through recrystallization or replacement of very fine crystalline dolomites. Dolomicrosparites and dolosparites are commonly associated with stylolites. The low strontium content and relatively higher iron content in coarser dolomite crystals likely indicate crystal size increase and dolomite recrystallization during burial. During burial diagenesis, recrystallization of dolomite crystals is observed, along with dissolution of allochems and their replacement by calcite and dolomite. In some samples, fracture spaces and voids are filled by sparry calcite and dolosparites, with crystal sizes of several tens of microns, resulting from burial diagenesis. Geochemical analysis and potassium ferricyanide staining revealed the presence of iron in these dolomites. These dolomites appear to represent the last generation of dolomites formed in the Asmari Formation samples, filling fracture-related porosity. Type 1 dolomites (dolomicrites) are considered to be nearly syn-sedimentary dolomites. Type 2 dolomites (dolomicrosparites) and type 3 dolomites (dolosparites) formed through recrystallization of earlier dolomites. For primary or syn-sedimentary dolomitization, seawater appears to have been the only magnesium source. The magnesium required for type 2 and type 3 dolomites could have been supplied from various sources, including trapped seawater, pore waters, and clay mineral diagenesis during burial. Finally, based on petrographic and geochemical evidence, the dolomites of the Asmari Formation can be interpreted through a model involving tidal flat dolomitization, seepage reflux, and subsequent shallow to moderate burial.

Conclusion

Petrographic studies of the studied section identified multiple diagenetic processes including micritization, neomorphism (both incremental and degradational), cementation (equant calcite, blocky calcite and dolomitic cements), compaction (physical and chemical), dissolution (fabric-selective and non-fabric-selective), and replacement (dolomitization, pyritization and silicification). Among these, dolomitization was the most important diagenetic process, occurring both syn-sedimentarily and post-depositionally. Primary dolomites show low Fe and high Sr and Na contents, while secondary dolomites have high Fe and lower Sr compared to primary dolomites, indicating a shallow to intermediate burial diagenetic environment for the secondary dolomites. Based on petrographic evidence, the paragenetic sequence of Asmari Formation deposits in this section was interpreted in four environments: marine, burial, uplift and freshwater. The dolomitization model for the formation in this section is a tidal-flat/seepage-reflux model followed by shallow to moderate burial. The primary dolomites appear to have formed in intertidal settings with seawater as the magnesium source, while the secondary dolomites resulted from recrystallization during burial with iron enrichment indicating reducing conditions. Fracture-filling dolosparites enhanced porosity during telogenetic stages. These findings provide important insights into the diagenetic evolution and reservoir quality of the Asmari Formation carbonates.