

نقش فرآیندهای دیاژنزی در تغییر بافت سنگ‌های کربناته (مثالی از سازند شهبازان، زاگرس چین خورده، جنوب لرستان)

ایرج مغفوری مقدم^۱، مصطفی صداقت‌نیا^{۲*}، خیراله محمدی^۳، مجتبی بردبار^۳، امیر بنیادیان^۳ و رضا راستین^۳

۱- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- دانشجوی دکترا رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۳- دانش‌آموخته رشته زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

نویسنده مسئول: Mostafasedaghat1364@gmail.com

دریافت: ۱۴۰۳/۳/۱۰ پذیرش: ۱۴۰۳/۶/۲۰

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

هدف از این پژوهش بررسی انواع فرآیندهای دیاژنزی و بررسی تغییرات بافتی ناشی از این فرآیندها در رخساره‌های کربناته سازند شهبازان در برش تاقدیس چناره در جنوب باختری لرستان می‌باشد. در این برش سازند شهبازان با ضخامت ۸۳ متر از سنگ‌های کربناته و دولومیت تشکیل شده است که با ناپیوستگی بر روی سازند کشکان قرار گرفته و توسط سازند آسماری با ناپیوستگی فرسایشی پوشیده شده است. مطالعات سنگ‌شناسی بر روی ۸۰ برش‌نازک رسوبی منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی از جمله میکرایتی شدن، انحلال و گسترش تخلخل، سیمانی شدن، نوریختی، فشردگی فیزیکی و شیمیایی و جان‌شینی گردید. از جمله تغییرات بافتی در رخساره‌های این سازند می‌توان به ایجاد پوشش نازک میکرایتی اطراف آلوم‌ها، میکرایتی شدن بیش از حد دانه‌ها و تشکیل قشرهای میکرایتی، آرایش متراکم دانه‌ها و ایجاد فابریک دانه به دانه، خرد شدن، شکستگی و له‌شدگی دانه‌ها، انحلال دانه و زمینه سنگ، سیمانی شدن محدود به دانه و به صورت گسترده، انواع جان‌شینی‌ها به خصوص از نوع دولومیتی شدن، تشکیل استیلولیت و حذف بخشی از دانه‌ها و سنگ، تشکیل استیلوموتل‌ها، نوریختی کاهش در پوسته آلوم‌ها و نوریختی افزایشی به دلیل تبلور مجدد بلورهای میکرایت و شکستگی‌ها را نام برد. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند شهبازان در این برش در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی تفسیر شده است. سه مرحله دیاژنزی یعنی دیاژنز اولیه (ائوژنز)، دیاژنز میانی (مزوژنز) و دیاژنز نهایی (تلوژنز) برای نهشته‌های مورد مطالعه تعیین شده است.

واژگان کلیدی: سازند شهبازان، دیاژنز، تغییرات بافتی، زاگرس، لرستان

۱- پیشگفتار

کرتاسه پسین تا پالئوسن میانی است. در پیرامون راندگی زاگرس، رخساره این سازند توربیدایت است که با کاهش ژرفا (حاصل تداوم نیروهای فشاری) به رخساره‌های کم ژرفا تر مانند رودخانه‌ای تبدیل می‌شود که در مناطقی مانند سپیددشت دارای اثر فسیل‌های خاص مناطق خشکی می‌باشد. به سوی مرکز حوضه لرستان، رخساره این سازند ژرف‌تر می‌شود و در امتداد کبیرکوه، شیل‌های ارغوانی (میان سازند گورپی و پاپده) جای آن را می‌گیرد. در زمان پالئوژن، بخش ژرف^۱ حوضه لرستان را سازند پاپده، بخش کم ژرفا و حاشیه‌ای را سازندهای تله‌زنگ و شهبازان و نواحی رأس گوه‌ای^۲ این حوضه را سازند کشکان می‌ساختند (جیمز و واینده، ۱۹۶۵). از جمله

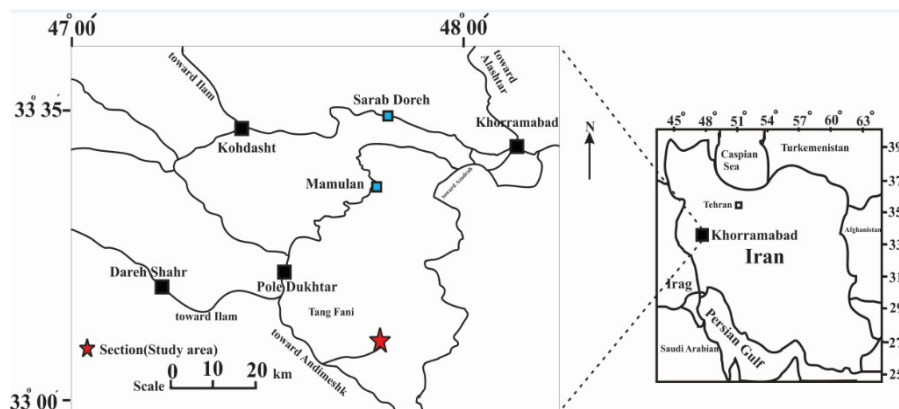
رسوبات کربناته سازند شهبازان به سن ائوسن میانی تا پسین در نواحی لرستان و بخش‌هایی از زاگرس مرتفع رخنمون دارند (مطیعی، ۱۳۸۲). بارزترین ویژگی سازند شهبازان فرآیند دولومیتی شدن است. برش نمونه این سازند در جنوب خاوری حوضه لرستان (شمال خاور استان خوزستان) در فاصله نزدیکی از جنوب خاوری ایستگاه راه‌آهن تله‌زنگ به همراه برش نمونه سازند تله‌زنگ توسط جیمز و واینده (۱۹۶۵) انتخاب، اندازه‌گیری و معرفی شده است. زمان رسوب‌گذاری این سازند در مجاورت راندگی زاگرس (خاور و شمال حوضه لرستان) کرتاسه پیشین تا پسین و به سوی مرکز لرستان (محل برش الگو)

² Wedge top

¹ Foredeep

دیاژنزی در سنگ‌های کربناته بیشتر در ارتباط با کیفیت مخزنی آن‌ها می‌باشد (به عنوان مثال سیمانی شدن و انحلال به ترتیب سبب از بین بردن و توسعه کیفیت مخزنی سنگ‌های کربناته می‌شوند) لذا با توجه اهمیت این فرآیندها در سنگ‌های کربناته یک برش سطح‌الارضی از سازند شهبازان در جنوب لرستان انتخاب شده و پدیده‌های دیاژنزی آن در مقیاس میکروسکوپی مورد بررسی قرار گرفته است. لذا هدف از این پژوهش بررسی فرآیندهای دیاژنزی و ارتباط آن‌ها با تغییرات بافتی سازند مورد مطالعه می‌باشد و امید است نتایج این پژوهش، در کنار مطالعات چینه‌نگاری سکansı، زمین‌شیمی و مطالعات رخساره‌ای توسط سایر پژوهشگران بتواند در انطباق ویژگی‌های مخزنی در مقیاس محلی و ناحیه‌ای مورد استفاده قرار گیرد. برش مورد مطالعه در یال جنوبی تاقدیس چناره در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان پلدختر واقع شده است. این برش از طریق جاده‌ی آسفالت پلدختر- اندیمشک قابل دسترسی می‌باشد. موقعیت این برش در شکل ۱ نشان داده شده است. موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه $33^{\circ} 25' 17''$ عرض شمالی و $47^{\circ} 46'$ طول خاوری می‌باشد.

مطالعات دیاژنزی انجام شده بر روی سازندهای شهبازان - آسماری می‌توان به مطالعات عبدی و آدابی (۱۳۸۸)، محسنی و همکاران (۱۳۹۰)، بهرامی و همکاران (۱۳۹۳)، عبدل‌نیا و همکاران (۱۳۹۶)، فرشی و همکاران (۱۳۹۶)، میربیک‌سبزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۰)، جمشیدی و صداقت‌نیا (۱۴۰۳) اشاره کرد. زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار سازند شهبازان در پهنه لرستان توسط جانباز و همکاران (۱۳۹۷) و سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی این سازند توسط حسن‌زاده نعمتی و همکاران (۲۰۱۸) در حوضه رسوبی لرستان مورد ارزیابی قرار گرفت. تغییر و تبدیل رسوبات کربناته می‌تواند در سه قلمرو دیاژنزی دریایی، متئوریک و دفنی رخ دهد که فرآیندها و محصولات آن‌ها گرچه پیچیده به نظر می‌رسند، اما در سراسر تاریخ زمین‌شناسی قابل شناسایی هستند (بترست، ۱۹۷۵؛ چوکت و جیمز، ۱۹۹۰؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ جیمز و جونز، ۲۰۱۵؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). مطالعه فرآیندهای دیاژنزی در کنار مطالعات چینه‌نگاری سکansı و مطالعات رخساره‌ای می‌تواند در انطباق ویژگی‌های مخزنی در مقیاس محلی و ناحیه‌ای مورد استفاده قرار گیرد (اسدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰). پدیده‌های دیاژنزی در سنگ‌های کربناته اغلب منجر به تغییرات بافتی آن‌ها می‌شود. اهمیت مطالعات فرآیندهای



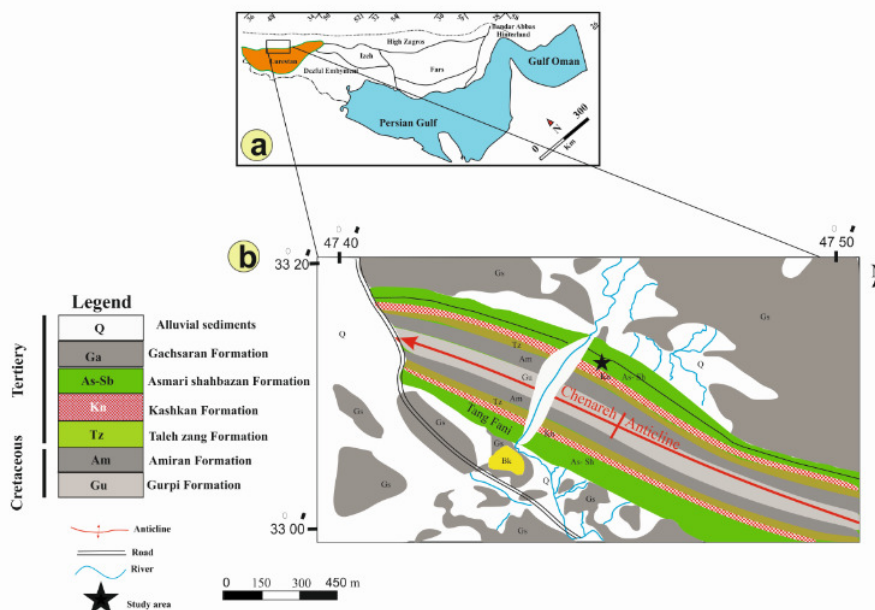
شکل ۱. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت برش انتخاب شده که با علامت ستاره نشان داده شده است.
Fig. 1. Access ways to the study area along with the selected section position indicated by the star sign.

صفحه عربی نهشته شده‌اند (موریس، ۱۹۸۰؛ زیگلر، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱؛ ورجس و همکاران، ۲۰۱۹). در طی ائوسن، گسترش حوضه پیش‌گودال کاهش یافته و با یک پلتفرم جایگزین شده است. به دلیل فعالیت تکتونیکی شدید و شیب تند حوضه در این

۲- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه ناحیه مورد مطالعه در استان لرستان و در زون زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است (شکل ۲ - a). در زاگرس در طی پالئوسن پسین تا ائوسن، رسوبات در یک حوضه رسوبی پیش‌گودال باقیمانده در امتداد حاشیه شرقی

۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر به همراه گسترش برخی از سازندهای ناحیه مورد مطالعه نشان داده شده است. سازند شهبازان در برش مورد مطالعه ۸۳ متر ضخامت دارد که مرز پایینی آن به صورت هم‌شیب بر روی سازند کشکان و مرز بالایی توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوستگی پیوسته‌نما پوشیده شده است (شکل ۳). سنگ‌شناسی این سازند در برش مورد مطالعه شامل سنگ آهک، سنگ‌آهک دولومیتی، دولومیت آهکی و دولومیت نازک تا ضخیم لایه می‌باشد (شکل ۴). ستون چینه‌نگاری این سازند به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۵ نشان داده شده است.

زمان، سامانه کربناته مکرراً متوقف شده و جای خود را به رسوبات سیلیسی-آواری داده است (پیریایی و همکاران، ۱۳۹۳) که کربنات‌های آن در پهنه لرستان (شمال شرق زون زاگرس) با سازندهای شهبازان و تله‌زنگ و سیلیسی آواری‌ها با سازند کشکان شناخته می‌شوند (مطیعی، ۱۳۸۲). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر، در ناحیه مورد مطالعه واحدهای دوران دوم و سوم رخمون دارند. واحدهای دوران دوم شامل سازندهای گورپی و امیران و واحدهای دوران سوم شامل سازندهای تله‌زنگ، کشکان، آسماری-شهبازان و سازند گچساران می‌باشند. در شکل ۲- b بخشی از نقشه



شکل ۲. a) موقعیت پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس. منطقه مورد مطالعه در زون زاگرس چین خورده واقع شده است (اسرافیلی- دیزاجی و کیانی هرچگانی، ۲۰۱۱) b) قسمتی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر به همراه گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه.

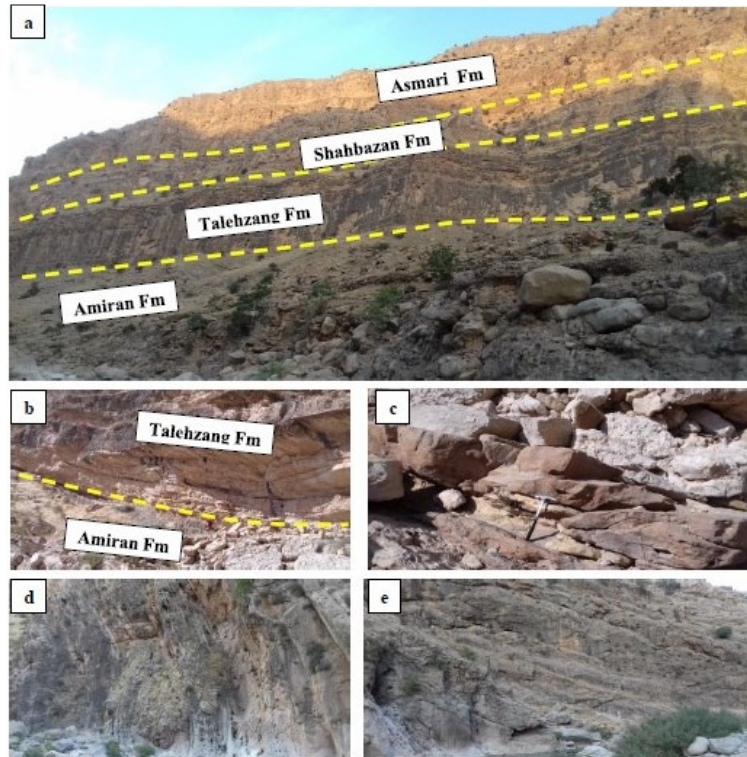
Fig. 2. A) The location of the structural zones of the Zagros Basin. The studied area is located in the folded Zagros zone (Esrafil-Dizaji and Kiani Harchgani, 2011). B) A part of the geological map 1/100000 of Pole Dokhter city along with the expansion of the formations of the studied area.

۳- روش مطالعه
XPL و PPL مجهز به دوربین عکس‌برداری مدل D71 صورت گرفت. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش (دانهام ۱۹۶۲) انجام گرفته است. به منظور شناسایی کانی کلسیت از دولومیت و دولومیت‌های آهن‌دار و تعیین اینکه سیمان‌های کلسیتی مربوط به چه محیطی هستند، رنگ‌آمیزی با مخلوط آلوزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به روش (دیکسون، ۱۹۶۵) انجام شد. نام‌گذاری دولومیت‌ها بر پایه تلفیقی از رده‌بندی بافتی سیبلی و گرک (۱۹۸۷) و مازالو (۱۹۹۲) صورت گرفت. برای اندازه بلورهای

نهشته‌های به سن ائوسن براساس بررسی نقشه زمین‌شناسی شهرستان پلدختر با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ انتخاب و طی مطالعات صحرایی براساس تغییرات لیتولوژی تعداد ۸۰ نمونه برداشت شد. به منظور درک فرآیندهای دیاژنزی سازند شهبازان در برش مورد مطالعه، از تمام نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک سنگ‌شناسی در دانشگاه لرستان تهیه شده است. مطالعات سنگ‌شناسی توسط میکروسکوپ پلاریزان نوع Olympus- BH2 با نور

توسط میکروسکوپ الکترونی صورت گرفته است (آنالیزها و تصویربرداری در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان صورت گرفته است).

دولومیت از مقیاس ارائه شده توسط (فولک ۱۹۶۵) و آدابی (۲۰۰۹) استفاده شد. از دولومیت‌های مورد مطالعه آنالیز عنصری به روش EDX با دقت یک صدم درصد صورت گرفته است. همچنین از این دولومیت‌ها تصویربرداری



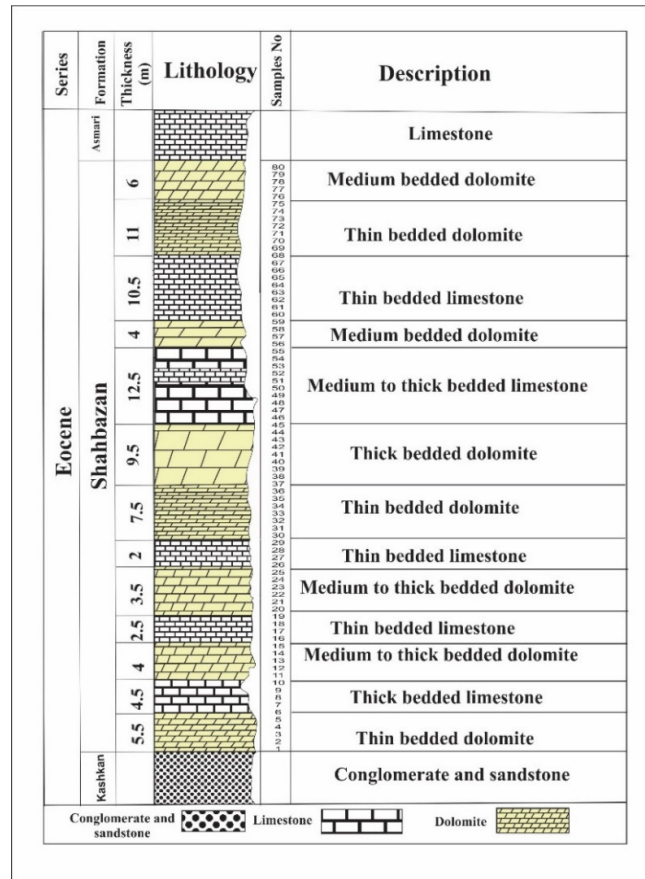
شکل ۳. a) نمایی از سازندهای گسترش یافته در ناحیه مورد مطالعه (دید به سمت جنوب باختر); b) مرز بین سازند امیران و تله‌زنگ در ناحیه مورد مطالعه; c) سازند کشکان در ناحیه مورد مطالعه; d و e به ترتیب گسترش سازندهای شهبازان و آسماری در ناحیه مورد مطالعه.

Fig. 3. A) A view of the extended formations in the study area (view to the southwest). B) Boundary between Amiran and Talehzang formations in the studied area. C) Kashkan Formation in the study area. d and e, respectively, the expansion of Shahbazan and Asmari formations in the study area.



شکل ۴. واحدهای سنگ‌شناختی سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه: a) واحد سنگ‌آهک دولومیتی نازک تا متوسط لایه با آثار حفرات انحلالی در سطح آن; b) واحد دولومیت آهکی متوسط تا ضخیم لایه; c) واحد دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه; d) واحد کربناته خیلی ضخیم لایه و صخره‌ساز.

Fig. 4. Lithological units of Shahbazan formation in the study area. A) Thin to medium-bedded dolomitic limestone unit with traces of dissolution holes on its surface. B) Medium to thick-bedded dolomite unit. C) Thick bedded dolomitic unit. D) Dolomite unit with very thick bedded and rock formation.



شکل ۵. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند شهبازان در برش تاقدیس چناره

Fig. 5. Litho stratigraphical column of Shahbazan formation in Chenareh anticline section

۴- فرآیندهای دیاژنزی

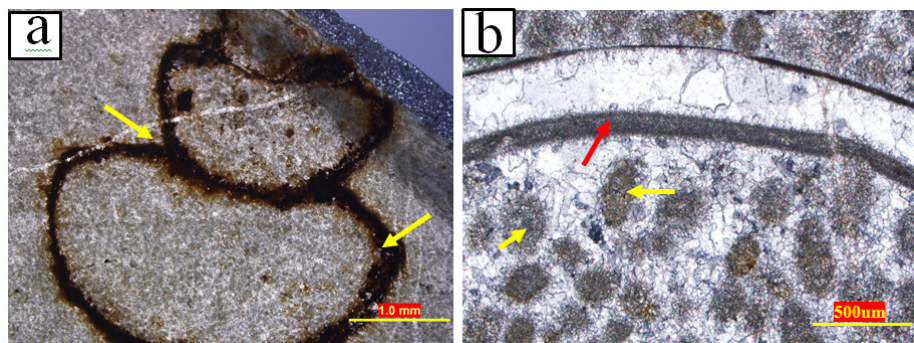
سنگ‌های کربناته بیشتر از هر نوع سنگ رسوبی دیگر قبل و بعد از سخت‌شدگی استعداد و پتانسیل تغییر را دارا می‌باشند. از جمله این تغییرات می‌توان به تغییرات در ترکیب و بافت این سنگ‌ها اشاره کرد، به عنوان مثال انواع جان‌شینی‌ها نمونه‌ای از این تغییرات هستند (پتی‌جان، ۱۹۷۵). دیاژنز در سنگ‌های کربناته حاصل فرآیندهای مختلفی است که در محیط‌های دریایی، جوی و دفنی انجام می‌شوند از آن جمله می‌توان به فعالیت‌های بیولوژیکی و میزان به هم ریختگی رسوبات توسط موجودات زنده (کاسیح و همکاران، ۲۰۰۸)، نقش اسیدهای آلی (حیدری و واد، ۲۰۰۳)، ترکیب اولیه رسوب، اندازه ذرات، خلوص رسوبات، جریان بین ذره‌ای، موقعیت ژئومورفولوژیکی، میزان رسوب‌گذاری و تکتونیک اشاره کرد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). فرآیندهای دیاژنزی بعد از ته‌نشست و قبل از دگرگونی بر سنگ‌ها اثرگذار هستند و این فرآیندها در محیط‌های دیاژنزی انجام شده و تا زمانی که

سنگ به حالت پایدار برسد تداوم دارند. از مهم‌ترین محیط‌های دیاژنزی می‌توان به محیط فرآتیک دریایی، محیط مخلوط آب شور و شیرین، محیط فرآتیک آب شیرین و محیط تحت‌اشباع یا وادوز اشاره کرد، در این محیط‌ها تغییرات در طی فرآیندهای دیاژنزی به صورت فیزیکی و شیمیایی انجام می‌شود. از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه می‌توان به میکریتی شدن، نوریختی (افزایشی و کاهش)، فشردگی (فیزیکی و شیمیایی)، انحلال و تخلخل، سیمانی شدن و انواع جان‌شینی اشاره کرد.

میکریتی شدن: در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به صورت پوششی در اطراف آلومک‌ها و در برخی موارد ساختمان داخلی دانه‌ها را در بر گرفته است. این پدیده به فراوانی در ریزرخساره‌های پکستون و وکستون بایوکلاستی در محیط لاگون و نیز ریز رخساره گریستونی نزدیک به سد دیده می‌شود (شکل ۶).

این حفرات توسط میکرایت، سبب تشکیل یک پوشش میکرایتی در اطراف ذرات یا دانه‌های آلوکم می‌شود (بترست، ۱۹۷۵). همیشه این پوشش میکرایتی از ضخامت یکسانی برخوردار نمی‌باشد و گاهی نیز ساخت داخلی دانه‌ها را مورد هجوم قرار داده و از بین می‌برد. پوشش‌های میکرایتی نقش مهمی را در حفظ شکل یک دانه بایوکلست آراگونیتی بعد از انحلال آن در طی دیاژنز ایفا می‌کند (تاگر، ۱۹۹۱). ترکیب کانی‌شناسی پوشش میکرایتی با توجه به محیط دریایی تشکیل آن‌ها از نوع آراگونیت و کلسیت پرمیزیم است (تاگر و رایت، ۱۹۹۰).

تفسیر: نخستین فرآیندهای دیاژنزی در سنگ‌های کربناته پدیده میکرایتی شدن می‌باشد که در محیط فرآتیک دریایی و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب و در نواحی کم‌عمق و گرم دریا انجام می‌شود (ال - سای و اوردن، ۲۰۰۷). میکرایتی شدن نیاز به دانه‌های کربناته‌ای دارد که در سطح دریا به مدت طولانی باقی بمانند بجای اینکه به سرعت دفن شوند (تاگر، ۲۰۰۱). تشکیل نوارهای میکرایت اشاره به فعالیت ارگانسیم‌ها از جمله سیانوباکتیریا، جلبک‌ها و قارچ‌ها دارد که بر سطح دانه‌ها انجام می‌گیرد (مسادی و همکاران، ۲۰۱۸؛ گارسیا-پیشل، ۲۰۰۶). و سپس پر شدن

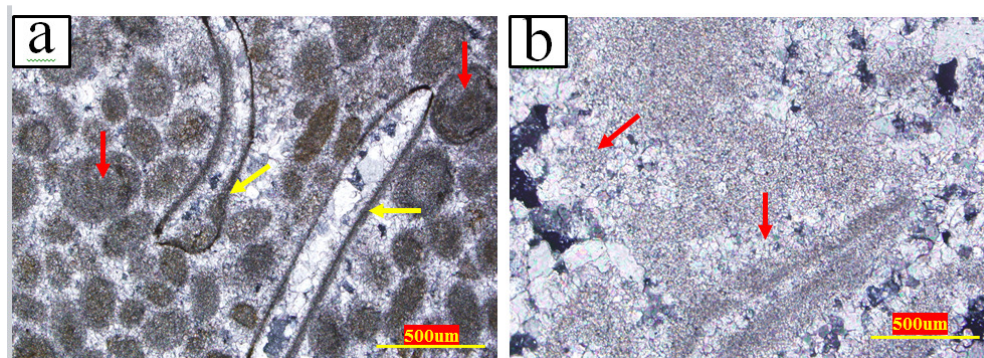


شکل ۶. (a) پدیده میکرایتی شدن پوسته یک آلوکم در یک رخساره وکستون بایوکلستی (آلوکم مورد نظر یک شکم‌پا می‌باشد). به آغشته شدن این پوشش توسط اکسید آهن توجه شود (نمونه شماره Sh-14) و (b) پوشش میکرایتی اطراف خرده‌های صدف در یک رخساره گرینستون پلوییدی. ضخامت بیشتر پوشش میکرایتی در بخش مقعر خرده صدف (پیکان قرمز) نشان دهنده شدت بیشتر میکرایتی شدن می‌باشد. در برخی موارد شدت میکرایتی شده به گونه‌ای بوده است که ساختمان داخلی برخی از آلوکم‌ها را از بین برده است و شبح‌هایی از ساختمان داخلی آن‌ها حفظ شده است (پیکان‌های زرد رنگ). (نمونه شماره Sh-11).

Fig. 6. A) The phenomenon of micritization of the crust of an allochem in a bioclastic wackestone facies (The allochem in question is a gastropod). Pay attention to the impregnation of this coating by iron oxide (Sample No. Sh-14). B) Micrite coating around shell fragments in a pelloid greenstone facies. The greater thickness of the micrite coating in the concave part of the shell (red arrow) indicates the greater intensity of micrite. In some cases, the intensity of the micrite has been such that the internal structure of some cells has been destroyed and the silhouettes of their internal structure have been preserved (yellow arrows). (Example No. Sh-11).

دیاژنزی فرآتیک، وادوز و تدفینی رخ می‌دهد (فلوگل، ۲۰۰۴). نوربختی به دو صورت افزایشی و کاهشی در سنگ‌های کربناته دیده می‌شود. نوع افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱) ولی نوربختی به صورت کاهشی که توام با میکرایتی شدن هستند باعث کوچک‌تر شدن اندازه دانه‌ها می‌شود این رخداد دیاژنتیکی در محیط‌های مرطوب و در حضور آب در حین انحلال و ته‌نشینی انجام می‌گیرد (بترست، ۱۹۷۵). نوشکلی افزایشی در رابطه با برخی بلورهای رشد یافته به بهای از بین رفتن برخی دیگر از بلورها است و کربنات کلسیم مورد نیاز از انحلال بلورهای ریز و آب‌های بین‌روزنه‌ای در حال جریان تامین می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱).

نوربختی: در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به دو شکل نوربختی افزایشی و کاهشی دیده می‌شود. شکل (۷- a) مربوط به یک صدف روزن‌دار می‌باشد که در آن فرآیند نوربختی کاهشی با فرآیند میکرایتی شدن اتفاق افتاده است که در شکل با علامت پیکان زرد رنگ مشخص شده است. در شکل (۷- b) فرآیند نوربختی افزایشی در زمینه سنگ مشاهده می‌شود که افزایش اندازه بلورهای کربنات کلسیم در جهت پیکان قرمز رنگ نشان داده شده است. تفسیر: نوربختی به تمام تغییرات بین یک کانی با خودش و یا با پلی‌مورف‌های آن به صورت تبدیل یا تبلور دوباره نوربختی اطلاق می‌شود (فولک، ۱۹۶۵). این فرآیند می‌تواند به صورت کلسیتی شدن بایوکلست‌های آراگونیتی (احمد و بهات، ۲۰۰۶) ایجاد شود که در محیط‌های



شکل ۷. (a) ایجاد نوریختی کاهشی در پوسته‌ی آلوکم‌ها در یک رخساره گرینستون پلوئیدی (پیکان زرد رنگ)، در برخی موارد نوریختی کاهشی ساختار داخلی آلوکم‌ها را تحت تأثیر قرار داده و آن‌ها را از بین برده است (پیکان قرمز رنگ). (نمونه شماره Sh-15) و (b) ایجاد نوریختی افزایشی در یک رخساره مادستونی تا وکستونی که در آن بلورهای ریزتر میکرایت به علت تبلور مجدد به بلورهای درشت‌تر میکرواسپار و اسپارایت تبدیل شده‌اند (فرآیند نوریختی افزایشی در جهت پیکان‌های قرمز رنگ می‌باشد). (نمونه شماره Sh-21).

Fig. 7. A) Decreasing neomorphism in the shell of allochems in a pelloid greenstone facies (yellow arrow), in some cases, the reduction neomorphism has affected the internal structure of allochems and destroyed them. (red arrow), (Example No. Sh-15). B) Reduction neomorphism in a mudstone to wackestone facies where the finer micrite crystals have turned into coarse microspar and sparite crystals due to recrystallization (incremental reduction neomorphism is in the direction of the red arrows). (Example No. Sh-21).

در اطراف اییدها و بایوکلست‌ها در میکروفاسیس‌های سدی مشاهده می‌گردد (فولک، ۱۹۷۴). این نوع سیمان مشخصه محیط‌های دیاژنزی دریایی و متئوریک می‌باشد (لانگمن، ۱۹۸۰). سیمان‌های حاشیه‌ای معمولاً نسل اول سیمان می‌باشند و در ادامه به وسیله سایر سیمان‌ها دنبال می‌گردند. حالت رشته‌ای و ضخامت یکسان آن‌ها و همچنین قرارگیری سیمان‌های شفاف اسپارایتی به عنوان نسل بعدی آن‌ها، می‌تواند نشان دهنده دریایی بودن آن‌ها باشد (تاکر، ۲۰۰۱).

سیمان فراگیرنده: در نمونه‌های مورد مطالعه، این سیمان با بلورهای درشت خود (بزرگ‌تر از ۵۰۰ میکرون) چندین دانه را در بر گرفته است (شکل ۸- b).

تفسیر: این سیمان از نظر کانی‌شناسی از کلسیت ترکیب یافته و شامل بلورهای درشتی است که چندین دانه را در بر می‌گیرد. سیمان فراگیرنده حاصل رشد آهسته بلورهای کلسیتی در محیط دفنی است و از سیالات بین ذره‌ای که بیشتر از CaCO_3 اشباع هستند تشکیل می‌شود (تاکر و رایت، ۲۰۰۱؛ احمد و بهات، ۲۰۰۶). مرزهای سازشی در این سیمان مرزهای بلوری را تحت تأثیر قرار داده‌اند. این سیمان پرکننده تخلخل و جانشین سیمان‌های قبلی است (وارن، ۲۰۰۶).

سیمان دروزی: این سیمان پرکننده بعضی از حفرات، تخلخل‌های بین‌دانه‌ای و گاهاً تخلخل‌های قالبی و

سیمانی شدن

سیمانی شدن، بصورت حفره پرکن^۱ به عنوان ته‌نشست‌های شیمیایی از محلول‌ها محسوب می‌شود که طی آن بلورهای سیمان در حفره‌های اولیه بین و داخل ذرات و در حفره‌های انحلالی در مرحله دیاژنوز شکل می‌گیرند و حاصل آن استحکام رسوب و شروع سنگ‌شدگی است (تاکر، ۲۰۰۱). سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنزی (دریایی)، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود. براساس مطالعات انجام شده ۶ نوع سیمان تعیین شده است که در ادامه به توصیف آن‌ها پرداخته می‌شود:

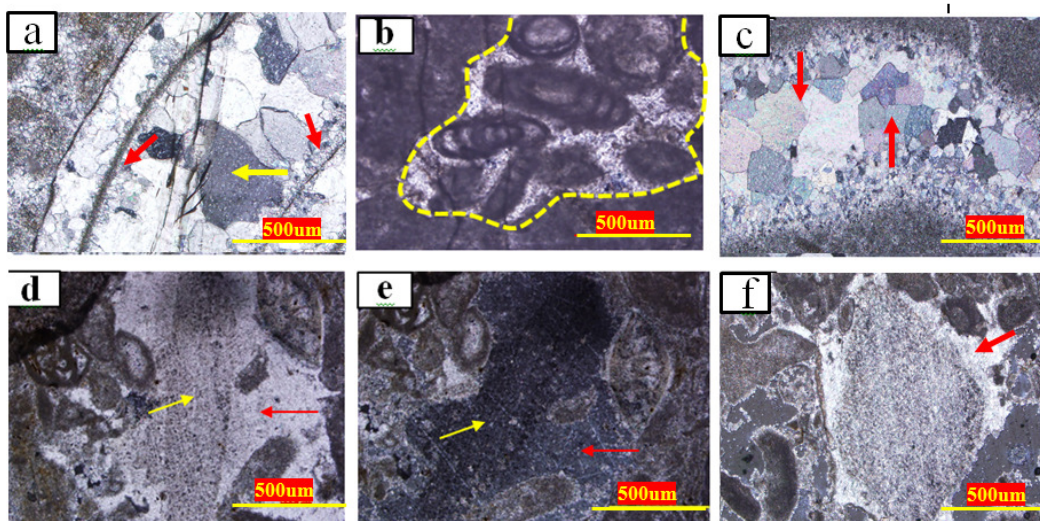
سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت: این سیمان در نمونه‌های مطالعه شده غالباً در اطراف دانه‌ها و در رخساره‌های گرینستونی دیده شده است. بلورهای سیمان عموماً بلورهای ریز و ظریفی را در اطراف دانه‌ها شکل داده‌اند (شکل ۸- a).

تفسیر: سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت معمولاً به عنوان اولین نسل سیمان در محیط‌های دریایی آرام با نرخ رسوب‌گذاری پایین می‌باشد که در اطراف دانه‌ها و فضای خالی سنگ تشکیل می‌شود (ژانگ و همکاران ۲۰۰۶). در محیط‌های کربناته کم عمق به دلیل فراوانی هسته‌ها و ناخالصی‌ها و بالا بودن حالت فوق‌اشباع از کربنات، نهشت سیمان‌های دریایی سریع است. این سیمان‌ها بوسیله حاشیه‌های سیمانی منفرد یا چند گانه با ضخامت مساوی

¹ Pore Filling

دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان و غیره ایجاد می‌شود را نیز پر می‌کند. این نوع سیمان در موقعیت‌های فرآتیک متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم عمق دیده می‌شود (آروسی و همکاران، ۲۰۱۵). به دلیل اینکه این سیمان در هر دو محیط دیاژنز دفنی و محیط دیاژنز جوی تشکیل می‌شود برای تعیین منشأ سیمان آن مانند سیمان کلسیت هم‌بعد باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود (سیل و جیمز، ۲۰۱۷). این سیمان در ریزرخساره وکستون بایوکلستی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است.

شکستگی‌های موجود در بخش‌های کربناته مورد مطالعه می‌باشد. اندازه بلورها در این سیمان از حاشیه به سمت مرکز حفرات افزایش می‌یابد (شکل ۸- C).
تفسیر: سیمان دروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم منیزیم می‌باشند (زاید، ۲۰۱۲). سیمان دروزی در واقع بیانگر محیط‌های دیاژنز متئوریک نزدیک سطح و دفنی می‌باشد (فلوگل، ۲۰۰۴). سیمان دروزی حفرات ثانوی که از انحلال بعضی از قطعات اسکلتی



شکل ۸. A) تشکیل سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت با بلورهای بسیار ظریف اطراف یک آلوکم (پیکان‌های قرمز رنگ) در یک رخساره گرینستون پلوئیدی. این سیمان توسط سیمان‌های نسل بعدی دنبال می‌شوند (پیکان زرد رنگ) (نمونه شماره Sh-61); (b) سیمان فراگیرنده که چندین دانه فسیل را در بر گرفته است (خط‌چین زرد رنگ) (نمونه شماره Sh-25); (c) تشکیل سیمان دروزی در داخل یک صدف (افزایش اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز و در جهت پیکان‌های قرمز می‌باشد) (نمونه شماره Sh-18); (d) و e سیمان رشد اضافی هم‌محور با پیوستگی نوری با قطعه خارپوست (نمونه شماره Sh-68)، (d) تصویر سیمان در نور پلاریزه و در حالت عمود بر تارهای رتیکول و e تصویر همان سیمان در حالت خاموشی بین دو تار رتیکول; (f) سیمان بر محور فاقد پیوستگی نوری (نمونه شماره sh-42).

Fig. 8. A) The formation of marginal cement of the same thickness with very fine crystals around an allochems (red arrows) in a pelloid greenstone facies. These cements are followed by the next generation cements (yellow arrow) (Sample No. Sh-61). B) Poikilotopic cement containing several fossil grains (dashed yellow line) (Specimen No. Sh-25). C) Formation of druse cement inside a shell (increasing the size of the crystals from the periphery towards the center and in the direction of the arrow red ones) (Sample No. Sh-18). d and e. Syntaxial additional growth cement with optical connection with the echinoderm piece (Sample No. Sh-68), (d) the image of the cement in polarized light and perpendicular to the fibers reticle and e image of the same cement in blackout state between two reticle wires. F) Epitaxial cement on the axis without optical continuity (sample no. sh-42).

تفسیر: این سیمان به صورت رشد اضافه در اطراف یک دانه میزبان تک بلور (معمولاً قطعه اکتینودرم با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیزیم)، ایجاد شده و توسط بستر، کنترل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). سیمان رشد اضافه اطراف اکتینودرم، اغلب زونه می‌باشد. همچنین این سیمان با دانه میزبان، پیوستگی نوری داشته و در نور پلاریزه با هم، خاموش و روشن می‌شوند. سیمان‌های هم‌محور با ظاهری ابری و غنی از انکلوزیون در محیط‌های دیاژنز نزدیک

سیمان رشد اضافی هم‌محور (سین‌تکسیال): در نمونه‌های مورد مطالعه، سیمان‌های هم‌محور به صورت شفاف (محیط دیاژنز دفنی) و در رخساره‌های لاگونی نزدیک به سد و سدی در اطراف هسته اکتینوئیدی تشکیل شده‌اند (شکل ۸- d و e). سیمان رشد اضافی هم‌محور دارای پیوستگی نوری با خرده‌های اکتینوئیدی می‌باشند (دانه و سیمان هم‌زمان با هم در زیر میکروسکوپ خاموش و روشن می‌شوند).

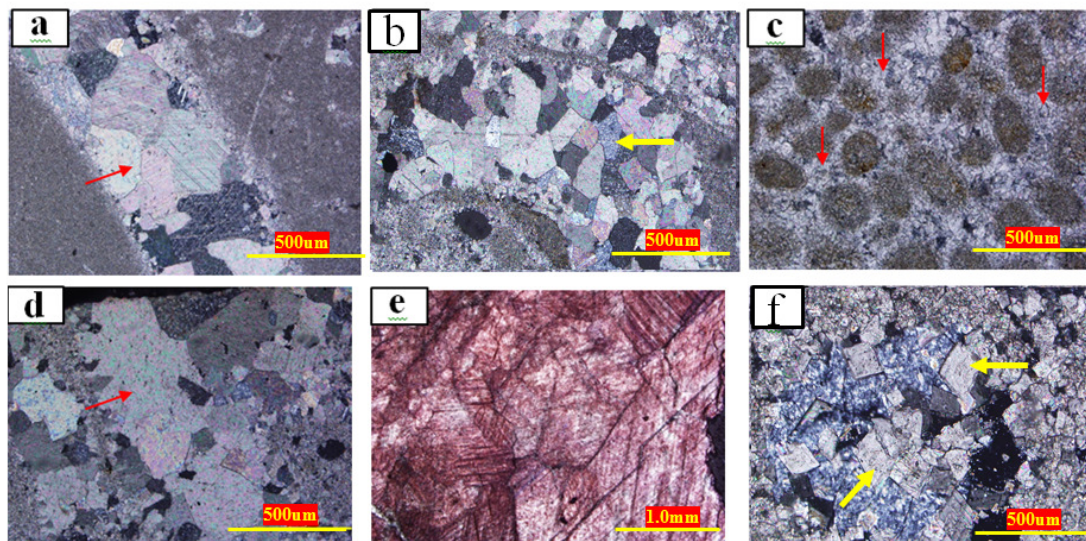
تفسیر: سیمان برمحور به محیط‌های دریایی مربوط است لذا به عنوان سیمان‌های نسل اول دریایی در نظر گرفته می‌شوند (مور، ۲۰۰۱). این سیمان بر خلاف سیمان‌های رشد اضافی هم‌محور فاقد پیوستگی نوری می‌باشند.

سیمان موزاییکی کلسیتی هم‌بعد: در نمونه‌های مورد مطالعه این سیمان فضای بین دانه‌ها را پر کرده است و بیشتر در رخساره‌های گرینستونی دیده می‌شود. همانگونه که در شکل (شکل ۹- a تا c) مشاهده می‌شود این سیمان با بلورهای هم اندازه فضای درون شکستگی‌ها، درون دانه‌ها و بین دانه‌ها را پر کرده است.

تفسیر: شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). ریز دانه بودن، هم اندازه بودن و عدم شواهد دفن (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل محیط تحت جوی برای این سیمان است.

سطح و وادوز دریایی و نیز متئوریک فراتیک تشکیل می‌شوند در حالی که آن‌هایی که ظاهری شفاف دارند، مربوط به محیط‌های دنی عمیق هستند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوجل، ۲۰۰۴). به عقیده افرادی همچون لانگمن، ۱۹۸۰، این نوع از سیمان‌های شفاف، می‌تواند به محیط دیاژنزی متئوریک نیز تعلق داشته باشد. پوشش‌های میکرایتی در اطراف دانه باعث عدم تشکیل سیمان هم‌محور در اطراف دانه میزبان می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱). این سیمان‌ها مشخصه محیط دیاژنزی تدفینی هستند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوجل، ۲۰۰۴).

سیمان برمحور (اپی تکسیال): این سیمان به فرم نامنظم‌تر نسبت به سیمان هم‌محور دیده می‌شود و در اطراف قطعات اکینویید شکل گرفته است و بر خلاف سیمان رشد اضافی هم‌محور فاقد پیوستگی نوری می‌باشد (شکل ۸- f).



شکل ۹. a) تشکیل سیمان موزاییکی هم‌بعد درون شکستگی در یک رخساره مادستون دولومیتی (نمونه شماره Sh-20); b) تشکیل سیمان موزاییکی هم‌بعد درون قطعه آلومک در یک رخساره وکستون بایوکلستی (نمونه شماره Sh-35); c) تشکیل سیمان موزاییکی هم‌بعد بین دانه‌ها در یک رخساره گرینستون پلوییدی (نمونه شماره Sh-57); d) سیمان بلوکی درون شکستگی (نمونه شماره Sh-39); e) سیمان بلوکی درون شکستگی که پس از رنگ آمیزی با آلیزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به رنگ قرمز نمایان شده و دلالت بر منشأ متئوریک سیمان دارد (نمونه شماره Sh-78); f) سیمان دولومیتی در اندازه‌های ۱۰ تا ۱۰۰ میکرون. در برخی موارد بلورهای درشت دولومیت فضای حفرات را پر کرده‌اند (پیکان‌های زرد رنگ) (نمونه شماره sh-66).

Fig. 9. A) Equant mosaic cement formation within a fracture in a dolomitic mudstone facies (Sample No. Sh-20). B) The formation of equant mosaic cement within the allochems fragment in a bioclastic wackestone facies (Sample No. Sh-35). C) The formation of equant mosaic cement between grains in a pelloid greenstone facies (Sample No. Sh-57). D) Blocky cement inside the fracture (Sample No. Sh-39). E) Blocky cement inside the fracture, which is visible in red color after staining with alizarin red and potassium ferrocyanide, which indicates the meteoric origin of the cement (Sample No. Sh-78). F) Dolomite cement in sizes from 10 to 100 microns. In some cases, large dolomite crystals have filled the holes (yellow arrows) (sample no. sh-66).

مقایسه با شکل (شکل ۹- a تا c) که مربوط به سیمان هم‌بعد می‌باشد اندازه بلورهای سیمان درشت‌تر شده‌اند. این سیمان پس از رنگ‌آمیزی با محلول آلیزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به رنگ قرمز دیده می‌شود که دلالت بر

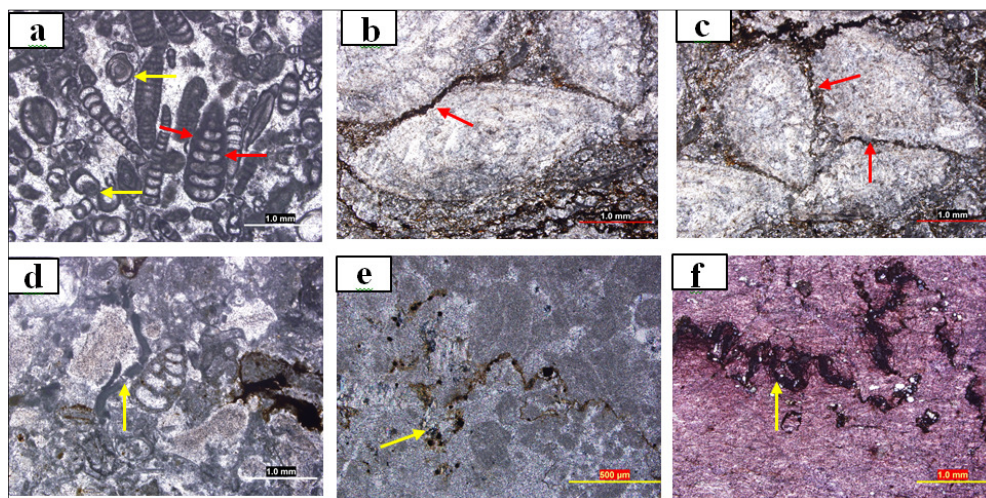
سیمان بلوکی (قطعه‌ای): در مقاطع مورد مطالعه این سیمان به صورت درون دانه‌ای و در داخل شکستگی‌ها در ریزرخساره‌های مادستونی، وکستونی و پکستونی مشاهده می‌شود. همانگونه که در (شکل ۹- d). مشاهده می‌شود در

تفسیر: این سیمان پر کننده فضاهای خالی، حفرات سنگ و شکستگی‌ها در مراحل مختلف دیاژنزی می‌باشد. بلورهای درشت سیمان دولومیتی در درون شکستگی‌ها به مراحل آخر دیاژنز تدفینی مربوط می‌باشد (تاگر، ۲۰۰۱).
فشردگی: در نمونه‌های مورد مطالعه فشردگی به دو صورت فیزیکی و شیمیایی مشاهده گردید. همانگونه که در شکل (۱۰- a تا c) مشاهده می‌شود در اثر فشردگی فیزیکی دانه‌ها به هم فشرده شده و فابریک دانه به دانه و انواع تماس بین دانه‌ها شکل گرفته است. فشردگی فیزیکی همچنین سبب له شدگی و شکستگی اجزای آلومک در سنگ شده است (شکل ۱۰- d). از مهم‌ترین فرآیندهای فشردگی شیمیایی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به تشکیل استیلولیت و استیلوموتل اشاره کرد (شکل ۱۰- e و f).

منشأ متئوریک بودن سیالات سازنده این سیمان دارد (شکل ۹- e).

تفسیر: این نوع از سیمان‌ها از نظر جنس کلسیتی هستند و تفاوت اصلی آن‌ها با سیمان‌های هم‌بعد، تفاوت در اندازه قطعات آن است به گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان هم‌بعد بیش از ۲۰۰ میکرون در حالی که در سیمان بلوکی بیش از ۸۰۰ میکرومتر می‌باشند (فلوگل، ۲۰۰۴) و بیشتر شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند. گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده این سیمان کم است (پورسر، ۱۹۷۸).

سیمان دولومیتی: در نمونه‌های مورد مطالعه این سیمان پر کننده فضاهای خالی و حفرات سنگ می‌باشد. بلورهای این سیمان در اندازه‌های مختلفی (بین ۱۰ تا ۱۰۰ میکرون) دیده می‌شوند (شکل ۹- f).



شکل ۱۰. a) انواع تماس نقطه‌ای (پیکان‌های زرد رنگ) و طولی (پیکان‌های قرمز رنگ) ناشی از تراکم فیزیکی در یک رخساره گرینستون بایوکلستی. گسترش و توسعه سیمان در بین دانه‌ها مانع از تراکم بیشتر دانه‌ها شده است (نمونه شماره Sh-55); b) تماس محدب-مقعر در یک رخساره پکستونی ناشی از تراکم فیزیکی (نمونه شماره Sh-17); c) ایجاد فابریک دانه به دانه و ایجاد تماس مضرسی ناشی از تراکم فیزیکی بیش از اندازه (نمونه شماره Sh-52); d) له شدگی و خردشدگی دانه جلبکی ناشی از تراکم فیزیکی (نمونه شماره Sh-16); e) تشکیل استیلولیت در رخساره وکستونی ناشی از تراکم شیمیایی (نمونه شماره Sh-24); f) تشکیل استیلوموتل در رخساره وکستونی ناشی از تراکم شیمیایی (نمونه شماره Sh-31).

Fig. 10. A) Types of point (yellow arrows) and longitudinal (red arrows) contact caused by physical compaction in a bioclastic greenstone facies. The expansion and development of cement between the grains has prevented further density of the grains (Sample No. Sh-55). B) Convex-concave contact in a packstone facies caused by physical compaction (Sample No. Sh-17). C) Creation of fitted fabric and excessive contact caused by excessive physical density (Sample No. Sh-52). D) Crushing and crushing of algal seeds caused by physical compaction (Sample No. Sh-16). E) Stylolite formation in a wackestone facies caused by chemical condensation (sample number Sh-24). F) Formation of stylomottle in a wackestone facies caused by chemical condensation (Sample No. Sh-31).

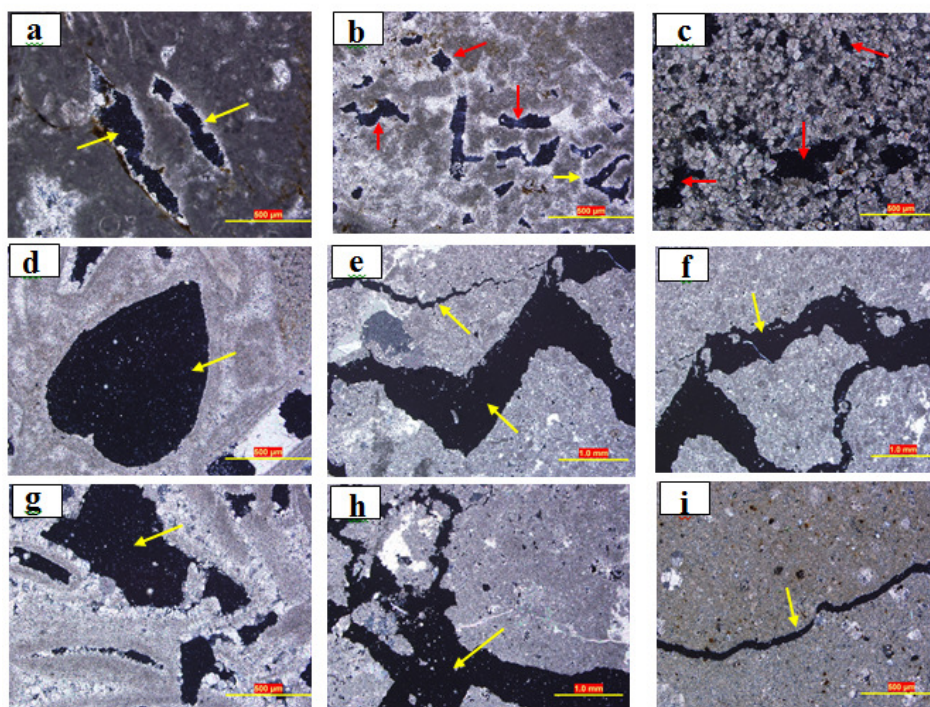
می‌شود. دانه‌ها از نظر آرایش تغییر وضعیت داده و سعی می‌کنند در مقابل فشار وارده طوری جهت‌گیری کنند که با کمترین فشار فیزیکی مواجه شوند از این رو نسبت دانه‌ای اضافه شده و فابریک دانه به دانه در سنگ نمایان می‌شود. در اثر این فرآیند جهت‌یافتگی ترجیحی در دانه‌ها و نیز

تفسیر: فرآیند فشردگی به میزان رسوب‌گذاری، عمق تدفین و حجم رسوبات مربوط است (اینسل، ۲۰۰۰). فشردگی به دو صورت مکانیکی و شیمیایی رخ می‌دهد. فشردگی مکانیکی بلافاصله بعد از رسوب‌گذاری رخ می‌دهد و سبب تراکم و از دست دادن آب بین ذره‌ای در رسوب

دانه، سیمان، ماتریکس، شکستگی و حتی استیلولیت‌های قبلی را قطع می‌کنند و به صورت موانعی در مقابل حرکت سیالات هستند و یا می‌توانند مسیر مهاجرت سیالات هیدروکربوری باشند (تاگر، ۲۰۰۱؛ اسمیت، ۲۰۰۰).

انحلال و تخلخل: در نمونه‌های مورد مطالعه تخلخل‌ها به صورت وابسته به فابریک و غیر وابسته به فابریک سنگ شناسایی گردید. از جمله تخلخل‌های وابسته به فابریک سنگ که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده گردید می‌توان به تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای، تخلخل بین دانه‌ای (بین بلوری) و تخلخل قالبی اشاره کرد (شکل ۱۱- a تا d). تخلخل‌های غیر وابسته به فابریک سنگ که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است می‌توان به انواع ایجاد شده توسط استیلولیت‌ها، استیلوموتل‌ها، تخلخل حاصل از شکستگی و کانالی اشاره کرد (شکل ۱۱- e تا i).

شکستگی آن‌ها اتفاق می‌افتد، تماس نقطه‌ای به خطی و در نهایت تماس کلو- کوژ شکل می‌گیرد (اهرنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲). شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوب‌گذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دیاژنز هستند (کوک و همکاران، ۲۰۰۶). تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کربناته که برگرفته از فرآیند فشردگی مکانیکی هستند، پیش از سنگ‌شدگی رسوبات رخ می‌دهند (رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادلن و ویلسون، ۲۰۱۳). فشردگی شیمیایی نسبت به نوع فیزیکی در عمق و دمای بیشتری اتفاق می‌افتد (تاگر، ۲۰۰۱). این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود (ریلسبک، ۱۹۹۳؛ نیکولایدس و والاس، ۱۹۹۷) یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکنیکی نیز تشکیل شوند (بترست، ۱۹۸۷). استیلولیت‌ها



شکل ۱۱. a) تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای در یک رخساره وکستون بایوکلاستی (پیکان‌های زرد رنگ) (نمونه شماره Sh-41)؛ b) تخلخل روزنه‌ای (حفره‌ای) بین دانه‌ای (پیکان‌های قرمز) در یک رخساره گرینستونی. در سمت راست تصویر یک تخلخل قالبی در پوسته روزندار دیده می‌شود (پیکان زرد رنگ) (نمونه شماره Sh-70)؛ c) تخلخل بین دانه‌ای (بین بلوری) در یک رخساره دولومیتی (نمونه شماره Sh-71)؛ d) تخلخل قالبی در یک صدف دوکفه‌ای (نمونه شماره Sh-77)؛ e) تخلخل حاصل از استیلولیت (نمونه شماره Sh-9)؛ f) تخلخل حاصل از استیلوموتل (نمونه شماره Sh-19)؛ g و h) نمونه‌هایی از تخلخل کانالی (نمونه شماره Sh-28)؛ i) تخلخل حاصل از شکستگی در یک رخساره مادستون تا وکستون بایوکلاستی (نمونه شماره Sh-50).

Fig.11. A) Intragranular porosity in a bioclastic wackestone facies (yellow arrows) (Sample No. Sh-41). **B)** Intergranular porosity (red arrows) in a greenstone facies. On the right side of the image, a mold cavity can be seen in the perforated shell (yellow arrow) (Sample No. Sh-70). **C)** Intergranular (intercrystalline) porosity in a dolomite facies (sample number Sh-71). **D)** mold porosity in a bivalve shell (specimen number Sh-77). **E)** Porosity resulting from stylolite (Sample No. Sh-9). **F)** Porosity resulting from stylomottle (Sample No. Sh-19). **g and h)** examples of channel porosity (sample no. Sh-28). **I)** Fracture porosity in a mudstone to bioclastic wackestone facies (Sample No. Sh-50).

۱۲- b) دیده می‌شود. از دیگر پدیده‌های آهن‌دار شدن در مقاطع مورد مطالعه تشکیل اکسید آهن می‌باشد که در درون شکستگی‌های سنگ ایجاد شده‌اند (شکل ۱۲- c).
تفسیر: نمونه‌ای از پدیده آهن‌دار شدن تشکیل پیریت می‌باشد که به فرم آگرگات‌های کروی شکل در اندازه میکرون است و به صورت خوشه‌های پراکنده و گرد هستند. در حجرات فسیل‌ها بسیار دیده می‌شوند. فراوانی پیریت در جازا در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است (گولدهابر، ۲۰۰۴). پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است (ال-قالی و همکاران، ۲۰۰۶).

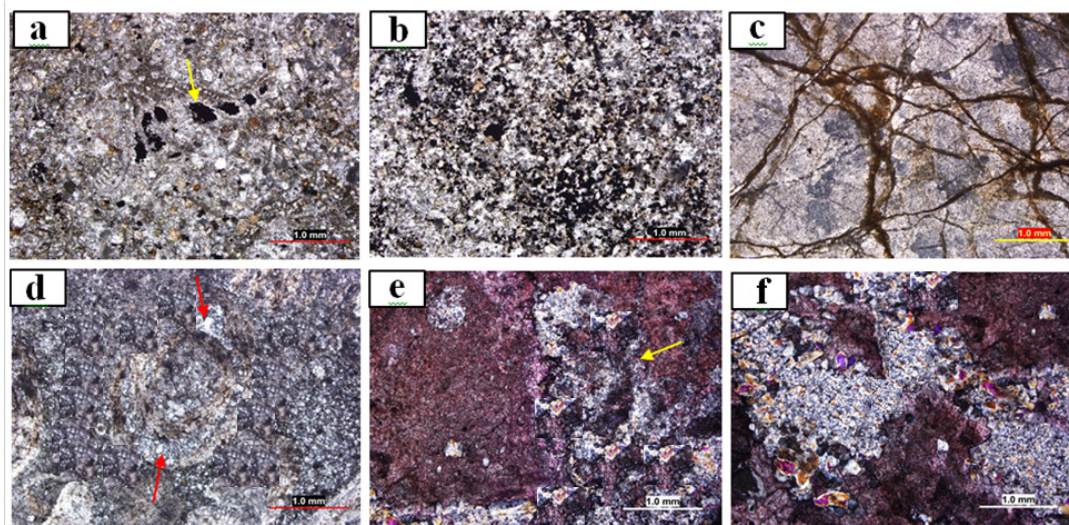
سیلیسی شدن: در مقاطع مورد مطالعه سیلیسی شدن به دو صورت در پوسته آلوکم‌ها و در زمینه سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۱۲- d تا f).

تفسیر: جانیشینی کانی‌های سیلیسی به جای کانی‌های کربناته در سنگ‌های آهکی بسیار رایج و متداول است (فلوگل، ۲۰۱۰). سیلیسی شدن سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان اولیه می‌شود و از این رو ساخت داخلی دانه‌ها (اسکلتی یا غیراسکلتی) محو می‌شوند.

تفسیر: فرآیند انحلال یک فرآیند دیاژنزی است که در نزدیک به سطح زمین رخ می‌دهد ولی طی دفن عمیق هم امکان ایجاد دارد (تاگر، ۲۰۰۱؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰). این فرآیند به قابلیت انحلال کانی‌ها وابسته است و از نظر شکل‌شناسی به صورت قالبی (وابسته به فابریک) و یا کانالی و حفره‌ای (غیر وابسته به فابریک) می‌تواند دیده شود. پدیده متضاد با سیمان‌شدگی است که منجر به افزایش تخلخل می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵). به دلیل تراوایی کم آهک دانه ریز انحلال در آن‌ها رخ می‌دهد (وستفال، ۲۰۰۶).

جانیشینی: این فرآیند در سنگ‌های آهکی توسط دولومیت، سیلیس، کانی‌های مختلف آهن‌دار، فسفات و کانی‌های دیگر انجام می‌شود، مهم‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانیشینی موردی است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد (پتی‌جان، ۱۹۷۵). پیش زمینه جانیشینی، انحلال کانی قبلی است و سپس ترکیب کانی جدید و بنابراین در جانیشینی احتمال حفظ ریخت‌شناسی دانه‌ها بسیار محتمل است، هر چند در مواردی نیز در اثر هجوم کانی نظیر دولومیت و سیلیس قطع‌شدگی بسیار در شکل دانه اتفاق می‌افتد.

آهن‌دار شدن: در مقاطع مورد مطالعه پیریتی شدن در حجرات فسیل‌ها (شکل ۱۲- a) و در زمینه سنگ (شکل



شکل ۱۲. a) آهن‌دار شدن (تشکیل پیریت) در داخل حجرات فسیل (نمونه شماره Sh-13)؛ b) آهن‌دار شدن (پیریتی شدن) در زمینه سنگ (نمونه شماره Sh-22)؛ c) آهن‌دار شدن (اکسید آهن) در داخل شکستگی‌ها (نمونه شماره Sh-72)؛ d) سیلیسی شدن دیواره صدف روزن‌دار (نمونه شماره Sh-40)؛ e) سیلیسی شدن کامل یک قطعه آلوکم به گونه‌ای که ساختار آن کاملاً از بین رفته است (نمونه شماره Sh-63)؛ f) سیلیسی شدن زمینه سنگ (نمونه شماره Sh-33).

Fig. 12. A) Ironization (formation of pyrite) inside the fossil cells (Sample No. Sh-13). B) Ironization (Pyritization) in the rock matrix (Sample No. Sh-22). C) Ironization (iron oxide) inside the fractures (Specimen No. Sh-72). D) Silicification of the shell wall (sample number Sh-40). E) Complete silicification of a piece of allochem in such a way that its structure is completely destroyed (Sample No. Sh-63). F) Silicification of the rock matrix (Sample No. Sh-33).

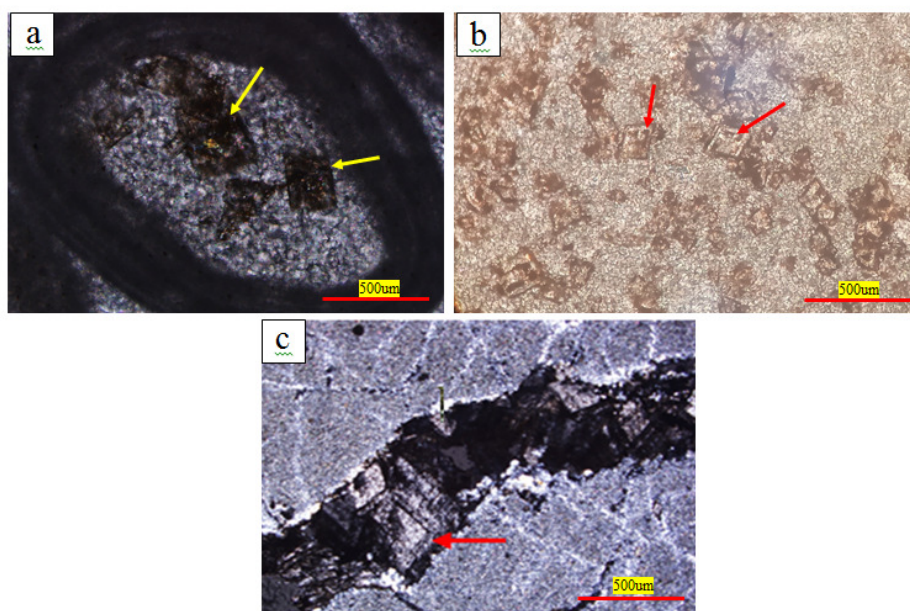
دولومیتی شدن

جانشینی بلورهای دولومیت به جای کلسیت می‌تواند با تخریب فابریک تا حفظ آن صورت پذیرد. در فرآیند دولومیتی شدن کانی‌شناسی اولیه، اندازه بلورها و ماهیت سیالات دولومیت‌ساز مهم است (تاگر و رایت، ۱۹۹۱). دولومیت‌ها می‌توانند فابریک سنگ را قطع کنند و بافت مخرب ایجاد کنند که این موضوع نیز می‌تواند دلالت بر محیط دیاژنزی تدفینی باشد (تاگر، ۲۰۰۱).

با توجه به سنگ‌شناسی غالب دولومیتی و کربنات‌های دولومیتی در سازند شهبازان، در ادامه به توصیف انواع دولومیت‌های این سازند از نظر اندازه و بافت و زمین‌شیمی عنصری و در نهایت مدل دولومیتی شدن آن پرداخته شده است.

جانشینی توسط دولومیت: در سنگ‌های کربناته بررسی شده در این مطالعه دولومیتی شدن ناقص دیده می‌شود زیرا بلورهای دولومیت به صورت پراکنده بوده و اغلب منطقه‌بندی دارند (شکل ۱۳- a و b) و زمینه کلسیتی تغییر نیافته است. لوزوجهی‌های دولومیت اغلب در متن سنگ در اندازه‌های درشت، متوسط تا ریز دیده شده است. برخی بلورهای دولومیت به صورت باروک (زین‌اسبی) در داخل شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳- c) که این نوع از دولومیت‌ها شاخص محیط‌های دیاژنزی تدفینی هستند.

تفسیر: فراوان‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی در سنگ‌های آهکی دولومیتی شدن است (پتی‌جان، ۱۹۷۵).



شکل ۱۳. a) جانشینی بلورهای دولومیت در داخل آلوکم‌ها (بیگان‌های زرد رنگ) (نمونه شماره Sh-29); b) جانشینی بلورهای دولومیت زونه در زمینه سنگ (بیگان‌های قرمز رنگ) (نمونه شماره Sh-30); c) دولومیت‌های درشت بلور تشکیل شده به صورت جانشینی در داخل شکستگی‌ها (نمونه شماره Sh-43).

Fig. 13. A) Replacement of dolomite crystals inside allochems (yellow arrows) (Sample No. Sh-29). B) Replacement of zoned dolomite crystals in the rock matrix (red arrows) (Sample No. Sh-30). C) Coarse crystal dolomites formed as a replacement inside fractures (Sample No. Sh-43).

روی دولومیت‌های سازند شهبازان منجر به شناسایی چهار نوع از این دولومیت‌ها گردید.

۱- دولومیت نوع اول یا دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های خیلی ریز بلور): این نوع از دولومیت‌ها در اندازه‌های کوچک‌تر از ۱۰ میکرون با بافت موزاییکی و اغلب بی‌شکل در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید. فابریک مترکم،

۵- پتروگرافی دولومیت‌های مورد مطالعه

با توجه به گسترش پدیده دولومیتی شدن در سازند شهبازان به طبقه‌بندی انواع دولومیت‌های آن پرداخته می‌شود. به طور کلی از طریق اندازه بلورهای دولومیت برای تشخیص دولومیت‌های دیاژنتیک اولیه از ثانویه استفاده می‌شود (آماتور و فریدمن، ۱۹۹۲). مطالعات پتروگرافی بر

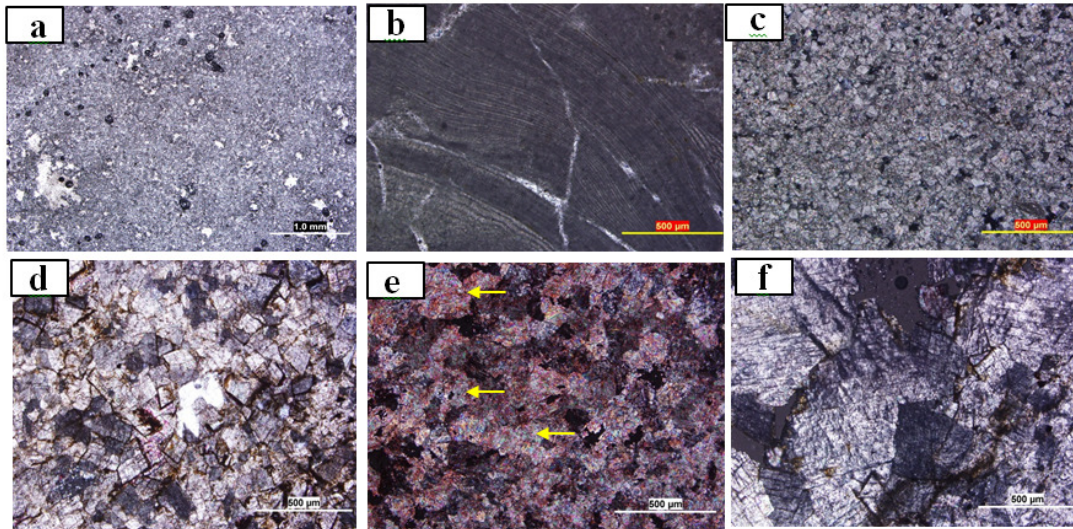
تا ۲۵۰ میکرون و به صورت موزاییک‌های نیمه شکل‌دار و شکل‌دار و و به طور میانگین ۷۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۱۴-d). این نوع از دولومیت‌ها عمدتاً به صورت موزاییک‌های هم اندازه با مرزهای مشترک بین بلوری مستقیم بوده و در مواردی فصل مشترک سطوح کریستالی به خوبی حفظ شده است (شکل ۱۴-d). دولومیت‌های نوع سوم بیانگر جانشینی دیاژنتیکی سنگ‌آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشند (آدابی، ۱۳۹۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ مازلو، ۱۹۹۲؛ آدابی، ۲۰۰۹). این نوع از دولومیت‌ها در مقاطع مورد مطالعه از نوع آهن‌دار می‌باشند که توسط محلول فروسیانیدپتاسیم رنگ‌آمیزی شده‌اند. وجود رنگ آبی فیروزه‌ای در این نوع از دولومیت‌ها حاکی از وجود آهن Fe در ترکیب آن‌ها می‌باشد (شکل ۱۴-e). در شکل ۱۵ تصویر c و d تصاویر میکروسکوپ الکترونی دولومیت‌های درشت‌بلور نشان داده شده است.

۴- دولومیت نوع چهارم (دولومیت‌های بسیار درشت بلور) پرکننده فضای شکستگی‌ها و رگه‌ها: این نوع از دولومیت‌ها با اندازه‌های بزرگ‌تر از ۲۵۰ میکرون به صورت بی‌شکل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار به صورت پرکننده حفرات سنگ (شکل ۱۴-f) و پرکننده شکستگی‌ها (شکل ۱۴-c) در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید مرز بین بلورها در برخی موارد به صورت غیرمسطح نوع A مازلو (۱۹۹۲) می‌باشند. این نوع از دولومیت‌ها حاصل مراحل آخر فرآیندهای دیاژنتیکی می‌باشند و باعث کاهش تخلخل می‌شوند. دولومیت پرکننده شکستگی‌ها که به صورت سیمان تدفینی عمل می‌کند در اعماق متوسط تا نسبتاً زیاد و بعد از فرآیند انحلال تشکیل می‌شوند. دولومیت‌های تشکیل شده در شرایط تدفینی عمیق به طور معمول می‌توانند ابعاد بلوری متفاوت و فابریک‌های متنوعی داشته باشند که این موضوع بستگی به اندازه فضاهای خالی سنگ دارد (ویلسون و همکاران، ۲۰۰۷). دولومیتی شدن در محیط‌های تدفینی به این صورت اتفاق می‌افتد که با افزایش عمق و بالا رفتن دما نسبت منیزیم (Mg) لازم برای تشکیل دولومیت افزایش پیدا می‌کند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰).

تیره رنگ و فاقد فسیل این نوع از دولومیت‌ها و وجود شواهد بافتی رسوبی اولیه نظیر فابریک فنسترال و لامینه‌های جلبکی (شکل ۱۴-a و b). در آن‌ها به نظر می‌رسد تحت شرایط سطحی و دمای پایین تشکیل شده‌اند (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ آل-آسام و پاکارد، ۲۰۰۰؛ آدابی، ۲۰۰۹). این نوع دولومیت‌ها احتمالاً همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محیط بالای جزرومدی یا بین جزرومدی تشکیل شده است (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). همچنین نبود فسیل در این نوع از دولومیت‌ها می‌توان اظهار داشت که دولومیت نوع اول تحت شرایط سطحی و دمای پایین از آب دریا (لند، ۱۹۸۵) و یا محلول‌های بین ذره‌ای غنی از منیزیم (Mg) تشکیل شده است (آدابی، ۱۳۹۰؛ آدابی، ۲۰۰۹). این بافت دولومیتی معادل بافت Planar-S مازلو (۱۹۹۲) و سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و بافت ایدیوتوپیک Idiotope - S گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) است (آدابی، ۱۳۹۰). به توجه به ریز بلور بودن این نوع از دولومیت‌ها مطالعات بافتی آن‌ها توسط میکروسکوپ الکترونی صورت می‌گیرد (شکل ۱۵-a و b).

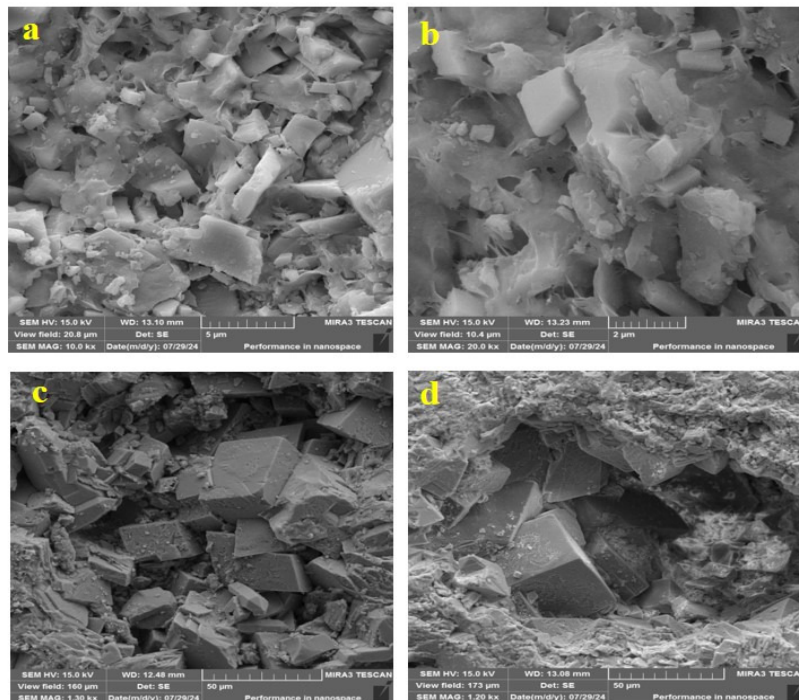
۲- دولومیت نوع دوم یا دولومیکرواسپارایت (دولومیت‌های متوسط بلور): دولومیت‌های متوسط بلور در اندازه‌های بین ۱۰ تا ۴۰ میکرون و بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید. دولومیت‌های متوسط بلور معمولاً از تبلور مجدد دولومیت‌های ریز بلور ایجاد می‌شوند (آدابی، ۱۳۹۰). وجود لکه‌هایی از دولومیت‌های ریزبلور در بین دولومیت‌های متوسط بلور تابیدی بر این نظریه است (شکل ۱۴-c). (آدابی و راو، ۱۹۹۶). بر اساس نظریه سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) فابریک نیمه مسطح شکل‌دار در این نوع از دولومیت‌ها نتیجه رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای پایین می‌باشد. بنابراین با توجه به ویژگی‌های بافتی و اندازه بلورها، احتمالاً این دولومیت‌ها در مرحله تدفین کم عمق به صورت جانشینی تشکیل شده‌اند (ویتاگر و همکاران، ۲۰۰۴). این نوع از دولومیت‌ها معادل فابریک Idiotope - P گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar-P مازلو (۱۹۹۲) می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰).

۳- دولومیت نوع سوم یا دولواسپارایت (دولومیت‌های درشت بلور): این نوع از دولومیت‌ها در اندازه‌های بین ۴۰



شکل ۱۴. (a) بلورهای ریز دولومیت در یک رخساره دولومیکرایتی حاوی تخلخل روزنه‌ای (نمونه شماره Sh-34); (b) لامینه‌های جلبکی در رخساره دولومیکرایتی (نمونه شماره Sh-36); (c) بلورهای متوسط دولومیت در یک رخساره دولومیکرواسپاریتی ناشی از تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها (نمونه شماره Sh-3); (d) بلورهای درشت دولومیت در یک رخساره دولواسپاریتی (نمونه شماره Sh-8); (e) دولومیت‌های درشت بلور تدفینی که پس از رنگ‌آمیزی با آلزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم به رنگ آبی فیروزه‌ای نمایان شده‌اند (نمونه شماره Sh-8); (f) نمونه‌ای از دولومیت‌های بسیار درشت نوع باروک (نمونه شماره Sh-10).

Fig. 14. A) Fine dolomite crystals in a dolomicrite facies containing fenestral porosity (Sample No. Sh-34). B) Algal laminae in the dolomicrite facies (sample no. sh-36). C) Medium dolomite crystals in a dolomicrosparites facies resulting from the recrystallization of dolomicrites (Sample No. Sh-3). D) Coarse dolomite crystals in a dolosparite facies (Sample No. Sh-8). E) Burial coarse crystal dolomites that are visible in turquoise blue color after staining with alizarin red and potassium ferrocyanide (Sample No. Sh-8). F) A sample of very large baroque type dolomites (Sample No. Sh-10).



شکل ۱۵. (a و b) دولومیکرایت‌های تحت میکروسکوپ الکترونی (نمونه شماره Sh-34); (c و d) دولومیت‌های درشت بلور تحت میکروسکوپ الکترونی که حفرات را اشغال کرده‌اند (نمونه شماره Sh-8).

Fig. 15. a and b) Dolomicrites under the electron microscope (sample no. sh-34). c and d) Coarsely crystalline dolomites under the electron microscope occupying the cavities (Sample No. Sh-8).

۶- زمین‌شیمی عنصری و مدل دولومیتی شدن

بررسی عناصر اصلی و فرعی

میانگین تمرکز عناصر اصلی (Ca, Mg) و عناصر فرعی (Sr, Fe, Mn, Na) در انواع دولومیت‌های مورد مطالعه (دولومیکرایت، دولومیکرواسپاریت و دولواسپاریت) در جدول ۱ نشان داده شده است. میانگین تمرکز عنصر Ca در دولومیت‌های برش مورد مطالعه برای دولومیکرایت‌ها (میانگین، ۲۲/۲ درصد وزنی)، دولومیکرواسپاریت‌ها (میانگین، ۱۹/۶۵ درصد وزنی) و برای دولواسپاریت‌ها (میانگین، ۲۰/۵ درصد وزنی) و میانگین تمرکز عنصر Mg در دولومیت‌های برش مورد مطالعه برای دولومیکرایت‌ها (میانگین، ۱۱/۹ درصد وزنی)، دولومیکرواسپاریت‌ها (میانگین، ۱۰/۵ درصد وزنی) و برای دولواسپاریت‌ها (میانگین، ۹/۸ درصد وزنی) در تغییر است. کاهش اندک مقادیر Mg از ۱۱/۹ به ۹/۸ درصد می‌تواند به علت دگرسانی جزئی این دولومیت‌ها باشد (بلت و همکاران، ۱۹۸۰). دولواسپاریت‌ها نسبت به دولومیکرایت‌ها مقدار Mg کمتری دارند. این موضوع می‌تواند به دلیل فرآیند دولومیتی شدن گسترده سازند باشد به گونه‌ای که مقادیر Mg/Ca به دلیل تشکیل دولومیت کاهش پیدا می‌کند (آدابی، ۱۳۹۰). با افزایش عمق و بالارفتن دما نسبت منبسط (Mg) لازم برای تشکیل دولومیت‌ها افزایش پیدا می‌کند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). همچنین رنگ‌آمیزی این نوع از دولومیت‌های شناسایی شده با محلول فروسیانید پتاسیم نشان داد که دولومیت‌های تدفینی دارای آهن (Fe) در ترکیب خود می‌باشند که این موضوع می‌تواند به دلیل احیا بودن محیط دیاژنتیکی باشد. همچنین تصاویر نقشه رقومی (Digi maps) که معرف توزیع عناصر در بلورهای دولومیت می‌باشند حضور آهن Fe و Mn در بلورهای درشت و تدفینی دولومیت را به اثبات می‌رساند (شکل‌های ۱۶ و ۱۷). تمرکز بالای استرانسیم (میانگین ۰/۹۵ درصد وزنی) در دولومیکرایت‌های برش مورد مطالعه می‌تواند به دلیل فرایندهای دیاژنتزی باشد که بر روی پوسته‌های آراگونیتی برخی دوکفه‌ای‌ها، فرامینفرهای بنتیک و برخی جلبک‌های سبز در نمونه‌های مورد مطالعه در نظر گرفته شود. به طور کلی دولومیت‌هایی که جایگزین آراگونیت می‌شوند نسبت به آن‌هایی که جانشین کلسیت می‌شوند مقدار Sr بالاتری دارند. (هامفری، ۱۹۸۸) بر این باور است که مقادیر بالای Sr در دولومیت‌ها نشان از دولومیتی شدن

آهک‌های آراگونیتی در محیط‌های به نسبت بسته دیاژنتزی دارد. تمرکز استرانسیم (Sr) به طور میانگین در دولومیت‌هایی که در محیط‌های تبخیری و یا مستقیماً از آب دریا تشکیل می‌شوند، به ترتیب ۶۰۰ و ۴۰۰ پی‌پی‌ام است مقادیر پایین این عنصر می‌تواند به دلیل تبلور مجدد در طی دیاژنتز تدفینی باشد (وایزر، ۱۹۸۳؛ لند، ۱۹۹۱؛ ژسک و همکاران، ۲۰۱۲). دولومیت‌های اولیه (دولومیت‌های رسوبی) مورد مطالعه دارای مقادیر پایین Fe (میانگین، ۰/۱۵ درصد وزنی) و Mn (میانگین، ۰/۱۲ درصد وزنی) و مقادیر بالای Sr (میانگین، ۰/۹۵ درصد وزنی) و Na (میانگین، ۱/۰۱ درصد وزنی) می‌باشند در حالی که دولومیت‌های ثانویه (دولومیت‌های دیاژنتزی) مورد مطالعه دارای تمرکز بالایی از Fe (میانگین، ۱/۰۸ درصد وزنی) و Mn (میانگین، ۰/۹۲ درصد وزنی) و مقادیر کمتری Sr (میانگین، ۰/۴ درصد وزنی) نسبت به دولومیت‌های اولیه دارند که این موضوع دلالت بر محیط تدفینی دیاژنتزی کم عمق تا متوسط برای دولومیت‌های ثانویه دارد (ینگ و همکاران، ۲۰۱۷).

مدل دولومیتی شدن: به طور کلی دو نوع دولومیت در سازند شهبازان تحت عنوان دولومیت‌های اولیه همزمان با رسوبگذاری (دولومیکرایت‌ها) و دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپاریت‌ها، دولواسپاریت‌ها و دولومیت‌های بسیار درشت بلور پر کننده حفرات و شکستگی‌ها) تشخیص داده شد. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورهای دولومیت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی، عدم فسیل و کانی‌های تبخیری و همچنین نبود شواهدی که نشان‌دهنده 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). مقادیر پایین استرانسیم (میانگین ۰/۴ درصد وزنی) و به نسبت بالاتر آهن (میانگین ۱/۸ درصد وزنی) در دولومیت‌های درشت بلورتر، احتمالاً بیانگر افزایش اندازه بلورهای دولومیت و تبلور دوباره بلورهای دولومیت در طی تدفین است. در طی دیاژنتز تدفینی تبلور مجدد در بلورهای دولومیت مشاهده می‌شود همچنین انحلال در پوسته‌ی آلومک‌ها و جانشینی آن‌ها توسط کلسیت و دولومیت رخ داده است. در برخی نمونه‌ها فضای حاصل از شکستگی‌ها و حفرات توسط کلسیت اسپاریت و

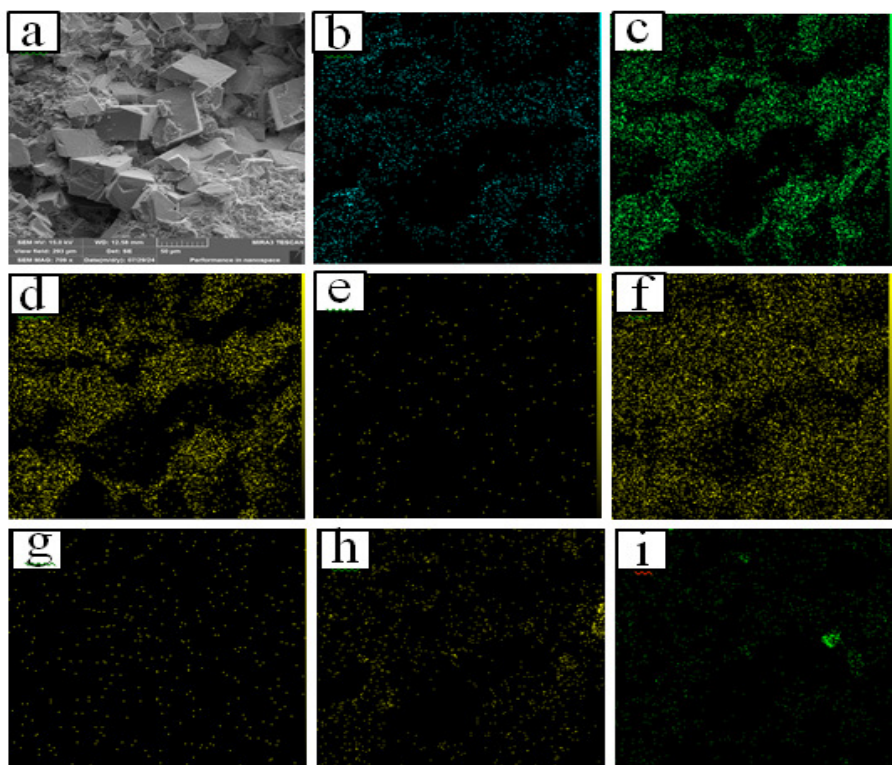
در یک پهنه جزرومدی و احتمالاً در اثر پمپاژ آب دریا به این پهنه تشکیل شده‌اند. اما منیزیم مورد نیاز برای دولومیت‌های نوع دو و سه (دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت) از منابع مختلفی قابل تأمین می‌باشد که از میان آن‌ها می‌توان به آب‌های دریایی محبوس یا آب‌های درون روزنه‌ای و دیاژنز کانی‌های رسی با توجه به حضور شیل‌های آواری سازند کشکان در زیر سازند شهبازان در طی تدفین در نظر گرفت. در نهایت با توجه به شواهد پتروگرافی و زمین‌شیمی عنصری، دولومیت‌های سازند شهبازان را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط در نظر گرفت (شکل ۱۸).

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 فروسیانیدپتاسیم عنصر آهن یافت می‌شود. به نظر می‌رسد این نوع دولومیت‌ها آخرین نسل از دولومیت‌ها باشند که در نمونه‌های سازند شهبازان شکل گرفته‌اند و تخلخل حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. احتمالاً برای دولومیتی شدن اولیه و یا همزمان با رسوب‌گذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا است (لند، ۱۹۸۵). این منشأ تنها برای دولومیت‌های نوع یک (دولومیکرایت‌ها) در نظر گرفته می‌شوند که در نزدیک سطح و تحت شرایط دمایی پایین

جدول ۱. میانگین توزیع عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های برش مورد مطالعه (مقادیر برحسب درصد وزنی)

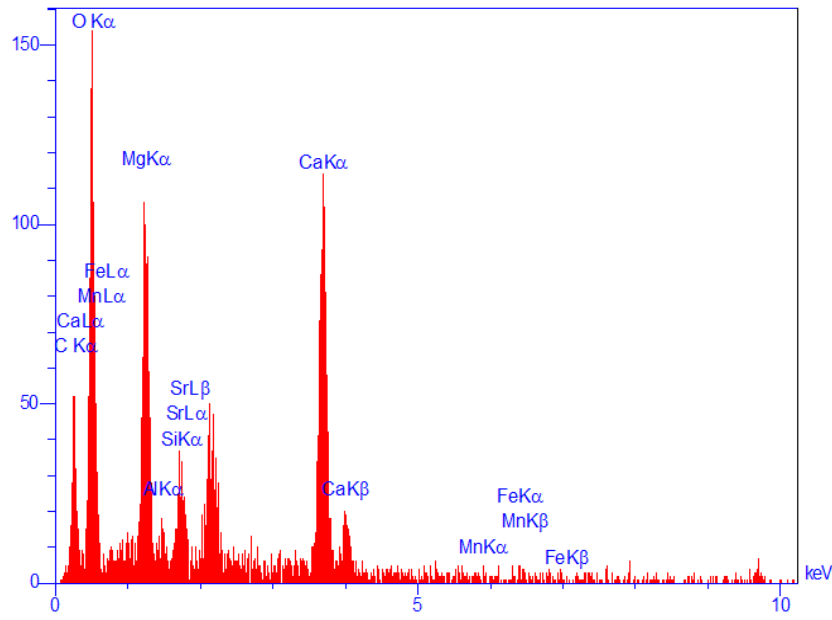
Table 1. The average distribution of major and minor elements in the types of dolomites in the studied section (values are in weight percent)

Dolomite type	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Na (%)	Sr (%)
Dolosparite	31.7	34	20.5	9.8	1.8	0.92	0.7	0.4
Dolomicrosparite	28.8	38.4	19.65	10.5	0.8	0.55	0.33	0.78
Dolomicrite	32.9	30.75	22.2	11.9	0.15	0.12	1.01	0.95



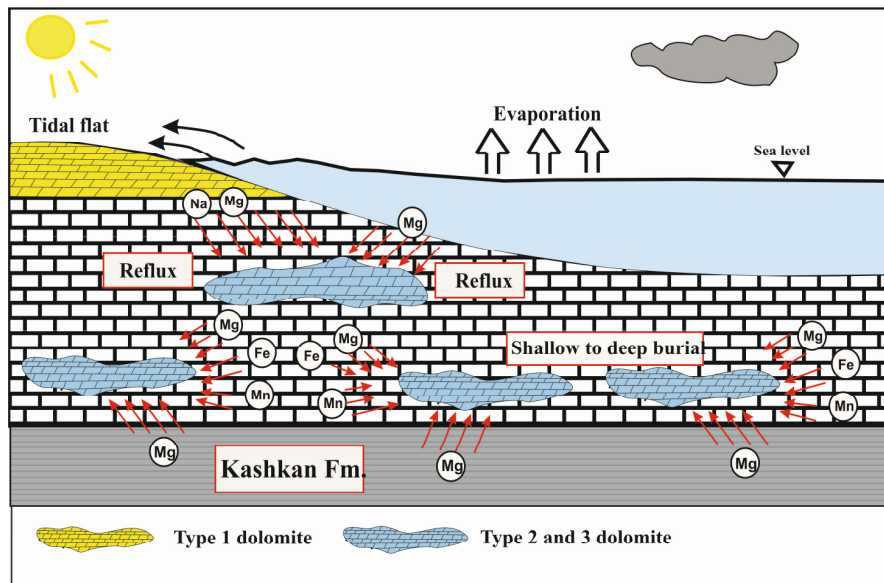
شکل ۱۶. (a) بلورهای خود شکل دولومیت آهن‌دار (نمونه شماره Sh-8). تصاویر b تا i نقشه رقومی شده (Digi maps) تصویر a می‌باشند. به ترتیب تصویر b تمرکز عنصر O، تصویر c تمرکز عنصر C، تصویر d تمرکز عنصر Mg، تصویر e تمرکز عنصر Na، تصویر f تمرکز عنصر Ca، تصویر g تمرکز عنصر Mn، تصویر h تمرکز عنصر Fe و تصویر i تمرکز عنصر Sr را در بلورهای دولومیت نشان می‌دهد.

Fig. 16. A) Automorphous iron dolomite crystals (sample no. sh-8). Images b to I are digitized images of image a. Respectively, image b, concentration of O element, image c, concentration of C element, image d, concentration of Mg element, image e, concentration of Na element, image f, concentration of Ca element, image g, concentration of Mn element, image h, concentration of Fe element and image i, concentration of Sr element shows in dolomite crystals.



شکل ۱۷. طیف EDX مربوط به بلورهای درشت دولومیت آهن‌دار (نمونه شماره Sh-8). بزرگی پیک‌های مربوط به عناصر Ca و Mg بیانگر وجود دولومیت می‌باشد.

Fig. 17. EDX spectrum related to iron dolomites coarse crystals (Sample no, Sh- 8). The magnitude of peaks related to Ca and Mg elements indicates the presence of dolomite.



شکل ۱۸. مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه (بدون مقیاس)

Fig. 18. Dolomitization models of the Shahbazan Formation in the study area (not to scale)

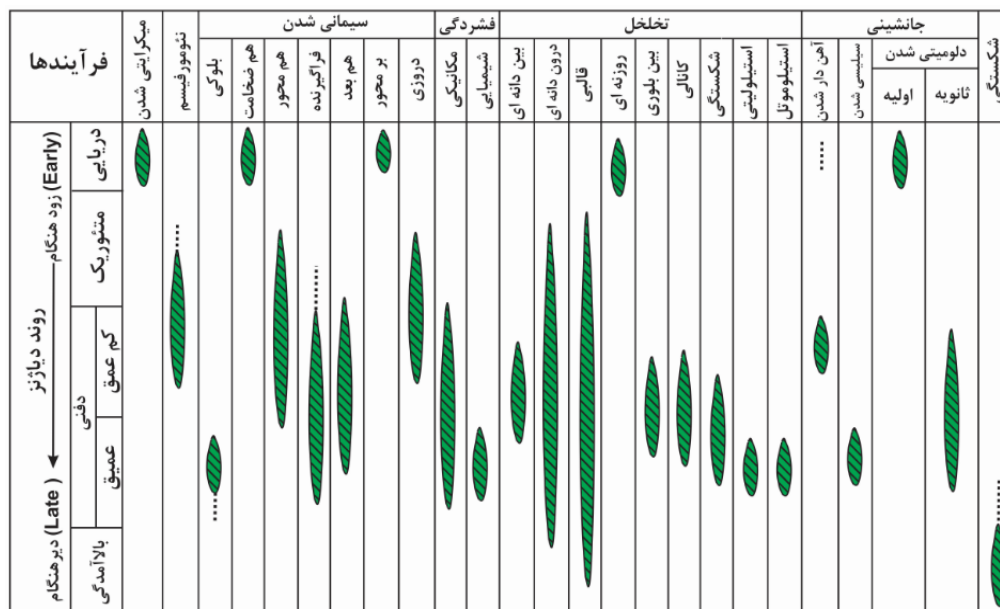
۷- بحث

دیاژنز آغازین (ائوژنز)، دیاژنز دریایی: این مرحله دیاژنزی شامل فرآیندهایی است که رسوبات را حین ته‌نشست و یا بلافاصله پس از ته‌نشست تحت تاثیر قرار می‌دهد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکریتی شدن، سیمان هم‌ضخامت و تشکیل سیمان هم‌محور و بر محور که مربوط به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی

بر اساس شواهد پتروگرافی، توالی دیاژنزی نهشته‌های کربناته سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه در طی سه مرحله دیاژنزی (ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز) و در چهار محیط دیاژنزی (دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی) تفسیر شده است (شکل ۱۹).

و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴). در این مرحله فرآیند میکریتی شدن در آلومها بویژه در رخساره پکستونی و گرینستونی بایوکستی و سیمان هم‌محور در ریزرخساره گرینستونی مشاهده می‌شود.

هستند (احمد و بهات، ۲۰۰۶)، در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنز هستند. انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوبگذاری شده، سیالات اشباع با CO_2 و HCO_3 مهم‌ترین شرایط دیاژنزی برای میکریتی شدن دانه‌ها می‌باشد (تاگر



شکل ۱۹. فرآیندهای دیاژنزی و محیط تشکیل آن‌ها در برش مورد مطالعه

Fig. 19. Diagenesis processes and their formation environment in the study section

منافذ ریز باقی می‌ماند. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشرده‌گی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، فراگیرنده، دروزی، دولومیتی شدن، پیریتی شدن رخ می‌دهد که در نمونه‌های مورد مطالعه تشخیص داده شده است. در این مرحله تراکم شیمیایی منجر به تشکیل استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها می‌شود. با افزایش عمق در منطقه دفنی، از مقدار اکسیژن کاسته شده و سازند شهبازان به شرایط احیایی نزدیک‌تر شده است. با رسیدن به شرایط احیایی، 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 احیایی می‌باشند.

دیاژنز پایانی (تلوزنز): ایجاد شکستگی و درزه در رسوب و تشکیل اکسید آهن به احتمال زیاد در حین بالا آمدن رسوبات یون‌های آهن توسط آب‌های جوی و از طریق شکستگی‌ها به داخل رسوب نفوذ کرده و در شرایط

دیاژنز آب شیرین: در محیط فرآتیک آب شیرین حفرات بین دانه‌ها همواره پر از آب است و ممکن است سبب انحلال کانی‌های نیمه‌پایدار نظیر آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم گردد (حیدری و همکاران، ۲۰۱۴) که در مقاطع مورد مطالعه در رخساره‌های پکستونی به فراوانی در آلوم‌هایی از قبیل قطعات دوکفه‌ای و برخی روزن‌داران دیده می‌شود که تخلخل حاصل از این انحلال به خوبی حفظ شده است. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند موزاییکی هم‌بعد، بلوکی و سیمان رورشدی هم‌محور در این مرحله تشکیل شوند (هالی و هریس، ۱۹۷۹، لانگمن، ۱۹۸۰).

دیاژنز میانی (موزوزنز، دیاژنز تدفینی): در این مرحله رسوبات تحت تاثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد. از عوامل موثر در این مرحله مقدار رس و سیلیس (روگن و فابریسیوس، ۲۰۰۲) شیمی آب حفره‌ای (فابریسیوس و بور، ۲۰۰۷) ته‌نشینی سیمان کلسیتی بین

اکسیدی، اکسید آهن آبدار شکل گرفته و به تدریج به همتایت تبدیل شده است. درزه‌ها و شکستگی‌های تشکیل شده در این مرحله که در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شده‌اند توسط سیمان‌های بلوکی و هم‌بعد پر شده‌اند که بلورهای کلسیت در شکستگی‌ها بعد از رنگ‌آمیزی به رنگ صورتی کم رنگ باقی مانده‌اند که می‌تواند نشان دهنده شرایط اکسیدی در مرحله بالا آمدگی باشد. وجود دگرشیمی فرسایشی در مرز بالایی سازند شهبازان و در تماس با مرز زیرین سازند آسماری به یک دوره خروج از آب سازند شهبازان در زمان ائوسن بالایی دلالت دارد. در برخی از مناطق حوضه رسوبی لرستان یک افق برش انحلالی در مرز سازندهای شهبازان و آسماری وجود دارد که تأیید کننده دگرشیمی فرسایشی در رأس سازند شهبازان می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲). لذا وجود دیاژنز متئوریک در سازند شهبازان را می‌توان به یک دوره خروج از آب این سازند در زمان ائوسن بالایی ناشی از فعالیت تکتونیک پیرنئن (ائوسن بالایی - اولیگوسن) دانست، این فعالیت تکتونیک سبب افت سطح آب دریا شده و به دنبال آن رخساره‌های سازند شهبازان را در معرض سیالات دیاژنزی متئوریک قرار داده است.

از جمله مطالعات صورت گرفته بر روی سازند شهبازان در حوضه رسوبی لرستان می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: سبزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۱)، پتروگرافی و مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان را در تاکدیس ماله کوه (جنوب لرستان) مورد بررسی قرار دادند. در این بررسی‌ها مشخص گردید مدل دولومیتی شدن سازند شامل مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط می‌باشد. سبزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۳)، فرآیندهای دیاژنزی و توالی‌های پاراژنزی سازند شهبازان را در تاکدیس ماله کوه (شمال پلدختر) مورد مطالعه قرار دادند. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند شهبازان در این برش در چهار محیط دریایی، تدفینی، بالآآمدگی و آب شیرین تفسیر شده است، و طی سه مرحله دیاژنزی اولیه (ائوزنز)، میانی (مزوزنز) و نهایی (تلوزنز) تعیین شده است. سبزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۱)، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی دولومیت‌های سازند شهبازان را در شمال خاوری کوه‌دشت (حوضه رسوبی لرستان) مورد مطالعه قرار دادند همچنین در این پژوهش مرز احتمالی سازند شهبازان با سازند آسماری از دیدگاه

ژئوشیمی عنصری مورد ارزیابی قرار گرفت. شواهد پتروگرافی نشان داد مدل دولومیتی شدن سازند از مدل جزرومدی سپس دیاژنزی دفنی کم عمق تا متوسط گسترش یافته است. شواهد زمین‌شیمی عنصری در مرز این دو سازند نشان داد میزان عناصر Sr, Ca, Na, Sr/Mn و نسبت Ca/Mg افزایش و میزان عناصر Mg, Mn و نسبت Mn/Ca در این مرز نسبت به واحدهای سازند شهبازان کاهش نشان می‌دهد. مقادیر بالای عنصر Sr در این مرز به انحلال پوسته‌های آراگونیتی و وجود مقادیر پایین عنصر Mn به دلیل ماهیت فرسایشی مرز دو سازند می‌باشد که سبب ایجاد شرایطی اکسیژنی شده و مقدار عنصر منگنز کاهش پیدا کرده است. جمشیدی و صداقت‌نیا (۱۴۰۳)، مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان را در تاکدیس امیران (جنوب لرستان) مورد مطالعه قرار دادند و مدل دولومیتی شدن سازند را به مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط نسبت داده‌اند و همچنین روند دولومیتی شدن سازند را به صورت شمال باختری - جنوب خاوری تعیین کرده‌اند از روند رشته‌کوه‌های زاگرس لرستان تبعیت کرده است. لذا تلفیق نتایج حاصل از مطالعات پیشین انجام گرفته بر روی سازند شهبازان توسط سایر پژوهشگران با نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که شرایط حوضه رسوبی سازند شهبازان در زمان ائوسن در پهنه لرستان (جنوب تا جنوب باختری) تا حدودی یکنواخت بوده است.

۸- نتیجه‌گیری

مطالعات سنگ‌شناسی به منظور بررسی تاریخچه دیاژنزی سنگ‌های کربناته سازند شهبازان نشان داد چندین فرآیند دیاژنزی از جمله میکرایتی شدن، انحلال و تخلخل، سیمانی شدن، نوریختی، فشردگی فیزیکی و شیمیایی و جانیشینی در این سازند رخ داده است. از جمله تغییرات بافتی در رخساره‌های این سازند می‌توان به ایجاد پوشش نازک میکریتی اطراف آلوکم‌ها، میکریتی شدن بیش از حد، دانه‌ها، آرایش متراکم دانه‌ها و ایجاد فابریک دانه به دانه، خرد شدن، شکستگی و له‌شدگی دانه‌ها، انحلال دانه و زمینه سنگ، سیمانی شدن محدود به دانه و به صورت گسترده، انواع جانیشینی، استیلولیت و حذف بخشی از دانه‌ها و سنگ، تشکیل استیلوموتل‌ها، نوریختی کاهشی در پوسته آلوکم‌ها و نوریختی افزایشی به دلیل تبلور مجدد

- Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, 62(4): 1-22.
- Bahrami, F., Moussavi Harami, S. R., Khanehbad, M., Mahmudi Gharaie, M. H., Sadeghi, R (2014) Facies analysis, depositional environment and effective diagenesis processes on reservoir quality of the Asmari Formation in Ramin Oilfield, 4 (4): 16- 26 (in Persian).
- Borgomano, J., Lanteaume, C., Leonide, P., Fournier, F., Montaggioni, L. F. and Masse, J. P (2020) Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models. *AAPG Bulletin*, 104 (5): 1115-1142.
- Bathurst, R. G. C (1975) *Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in Sedimentology*. 2nd Edition, Elsevier, Amsterdam, 12: 658 p.
- Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A. and Rijken, P (2006) Mechanical Stratigraphic controls on fracture.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section: *Nature*, 205: 587.
- Einsele, G (2000) *Sedimentary Basin Evolution, Facies and Sediment Budget*, 2nd Edition. Springer – Verlag, 297 p.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N. A. H., Svana and Oxtoby, T. A (2002) Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Brests Sea. *Journal Sedimentary Research*, 72: 95-115.
- EL – G hali, M. A. K., Tajoti, K. G., Mansorbeh, H., 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.
- El-Saiy, A. K., and Jordan, B. R (2007) Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates: *Journal of Asian Earth Sciences*, 3: 35–43.
- Fabricius, I. L., & Borre, M (2007) Stylolites, Porosity, depositional texture, and silicates in Chalk facies sediments. Ontony Jave Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea. *Sedimentology*, 54: 183 – 205.
- Farshi, M., Mousavi- Harami, S. R., Mahboubi, A., Khanehbad, M (2017) Facies and diagenesis processes and its effect on distribution of petrophysical properties on reservoir quality of the Asmari Formation in Gachsaran oil field, 5 (9): 40-57. (in Persian).
- Flügel, E (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- بلورهای میکرایت و شکستگی‌ها را نام برد. لذا براساس شواهد پتروگرافی و شواهد دیاژنزی می‌توان گفت نهشته‌های سازند شهبازان در این برش در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی شکل گرفته‌اند که سه مرحله دیاژنزی یعنی دیاژن اولیه (ائوژن)، دیاژن میانی (مزوژن) و دیاژن نهایی (تلوژن) را پشت سر گذاشته‌اند. با توجه به شواهد پتروگرافی و زمین‌شیمی عنصری، دولومیت‌های سازند شهبازان را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط در نظر گرفت. تلفیق نتایج حاصل از مطالعات پیشین انجام گرفته بر روی سازند شهبازان توسط سایر پژوهشگران با نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که شرایط حوضه‌ی رسوبی سازند شهبازان در زمان ائوسن در پهنه لرستان (جنوب تا جنوب باختری) تا حدودی یکنواخت بوده است.

References

- Adabi, M. H. and Rao, C. P (1996) Petrographic, element and isotopic criteria for Central Iran: Iranian Petroleum Institute, 15: 561- 574.
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzduran Formation, Kopet-Dagh basin, N. E. Iran. *Crab. Eva*, 24: 16-32.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., Wortel, R (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geol. Mag*, 148: 692–725.
- Ahmad, A. H. M., and 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.
- Alavi, M (2004) Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and Its Proforeland Evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Al-Aasm, I. S. and Packard, J. J (2000) Stabilization of early-formed dolomite, atale of divergence from two Mississippian dolomites: *Sedimentary Geology*, 131: 97-108.
- Amthor, J. E., Friedman, G. M (1992) Early to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. *J. Sed. Petrol*, 62: 1023-1043.
- Arosi, A. H., Wilson, M. E. J (2015) Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform, *Sedimentary Geology*, 326: 109–134.
- Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S. A. and Abdollahie-Fard, I (2016) Depositional environments and sequence stratigraphy of the

- 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).
- Janbaz, M., Mohseni, H., Piryaei, A., Swennen, R., Yousefi Yeganeh, B., Sofiani Sordaghi, R (2018) Diagenetic processes of the Shahbazan Formation in the east of the Lorestan zone, 28 (109): 67- 82. (in Persian).
- Kasih, G. A. A., Chiba, S., Yamagata, Y., Shimizu, Y., & Haraguchi, K (2008) Modelling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan, A comparison of steady state and dynamic calculation. *Ecological Modelling*, 215: 40-54.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, 33: 112-125.
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from nearsurfacediagenetic environments. *AAPG Bull.*, 64: 461-487.
- Madlen, R. and 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. B., Mardassi, J. A., Ouali, and Tour, J (2018) 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 study of dolomitization model of Shahbazan Formation using elemental analysis (Zagros sedimentary basin, south of Lorestan). *Applied Sedimentology*, 10 (19): 54-71. (in Persian).
- 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). *New Finding in Applied Geology*, 16 (32): 200-22. (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*, 18 (35): 67-91. (in Persian).
- Mohseni, H., Abdollahpour, M., Rafiei, B (2012) Petrography and origin of dolomites of Shahbazan Formation (middle to upper Eocene) in east Eslamabade- Gharb (Kermanshah), 5 (10): 1-11 (in persian).
- Folk, R. L (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C. and Murray, R. C. (eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Spec. Publ, 13: 14-48.
- Folk, R. L. and Land, L. S (1974) Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59: 60-68.
- Garcia – pichel, F (2006) Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs *Sedimentary Geology*, 125: 29-50.
- Goldhaber, M. B (2004) Sulfur – rich sediment, In: Mackenzie F. T., (ED.), *Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, PP. 257 – 288.
- Gregg, J. M., and Shelton, K. L (1990m) 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., and Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 908- 931.
- Halley, R. B. and Harris, P. M (1979) Fresh water cementation of a 1, 000 year-old oolite. *Jour. Sediment. Res*, 49: 969-988.
- Hassanzadeh Nemati, M., Mohseni, H., Memarian, M., Yousefi Yeganeh, B., Janbaz, M., Swennen, R (2018) Petrography and geochemical constrain of dolostones of the Shahbazan Formation in Lorestan (Iran). *Carbonates and Evaporites*. DOI: 10.1007/s13146-018-0449-7.
- Heydari, E., & Wade, W (2003) Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks, Implication for organic acids as factors in diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86: 1285 – 1303.
- James, N. P. and Choquette, P. W (1990b) Limestone - the sea floor diagenetic environment. In: McIlreath, I., Morrow, D. (Eds.), *Diagenesis*, Geological Association of Canada Reprint Series 4, 13-34. James, N. P. and Jones, B., 2015, *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*, Wiley, American Geophysical Union, 464.
- James, N. P. and Jones, B (2015) *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*, Wiley, American Geophysical Union, 464 p.
- James, G. A. and Wynd, J. G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium, Agreement Area, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(12): 2182-2245.

- Tucker, M. E., and Wright, V. P (1991) Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.
- Tucker, M. E (2001) Sedimentary Petrology. 3^d Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (1990) Carbonate Sedimentology: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V. and Vincent, B (2010) Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Geological Society Special Publications, 329 (1): 219-263.
- Vergés, J., Emami, H., Garcés, M., Beamud, E., Homke, S., Skott, P (2019) Zagros foreland fold belt timing across Lurestan to constrain Arabia-Iran collision. In: Saein, A. (Ed.), Tectonic and Structural Framework of the Zagros Fold-Thrust Belt. Elsevier, pp. 29–52.
- Warren, J. K (2006) Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, Berlin, 1036 p.
- 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. and Jones, G (2004) Dolomitization From conceptual to numerical models: Geological Society, London, Special Publications, 235(1): 99-139.
- Wilson, M. E. J., Evans, M. J., Oxtoby, N. H., Nas, D. S., Donnelly, T. and Thirlwall, M (2007) Reservoir quality, textural evolution and origin of fault-associated dolomites: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 91: 1247-1273.
- Zaid, S. M (2012) Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt. J. African Earth Sci, 66: 56- 71.
- Zeigler, M. A (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. GeoArabia, 6(3): 445-504.
- Zhang, H., Ding, L., Wang, X., Wang, L., Wang, Q. and Xia, G (2006) Carbonate Diagenesis Controlled by Glacioeustatic Sea-Level Changes: A Case Study from the Carboniferous-Permian Boundary Section at Xikou, China. J. China Univ. Geosci, 17: 103- 114.
- Moore, C. H (2001) Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Elsevier, Amsterdam, p. 444.
- Motiei, H (2003) Geology of Iran (Zagros stratigraphy), publication of the geological organization. P, 583. (in persian)
- Morris, R. J (1980) Hydrocarbon habitat of the Middle East, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 6: 765-800.
- Nicolaides, S., Wallace, M. W (1997) Submarine cementation and sub aerial exposure in Oligo-Miocene temperate carbonates, Torquay Basin, Australia. Journal of Sedimentary Research, 67 (3): 397–410.
- Pettijohn, F. J (1975) Sedimentary Rocks. Harper & Row. New York. 628 pp.
- Piryaei, A., Feizi, A., Sofiani, H., Hemmat, S., Motamedi, B (2014) Paleogeography of tertiary Zagros deposits. Internal report of oil exploration management. Number GR-2362, P 204. (in Persian).
- Purser, B. H (1978) Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestone. Journal of Petroleum Geology, 1: 83-94.
- Railsback, L. B (1993) Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the Mideastern United States. Journal of Sedimentary Research, 63 (3): 513–522.
- Rogen, B., & Fabricius, I. L (2002) Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North sea. Petroleum Geoscience, 8: 287 – 293.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Giulio, A. D., Scotti, P., Ortenzi, A. and 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. and 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
- Seibel, M. J., & James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. Sedimentary Geology, 347: 21 – 35.
- Sibley, D. F., Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures. J. Sediment. Petrol, 57: 967–975.
- Smith, J. V (2000) Three – dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veining. Journal of Structural Geology, 22: 59 – 64.

The role of diagenesis processes in changing the texture of carbonate rocks (an example from Shahbazan Formation, folded Zagros, south Lorestan)

I. Moghafari Moghadam¹, M. Sedaqhat Nia^{*2}, Kh. Mohammadi³, M. Bordbar³,
A. Bonyadiyan³ and R. Rastin³

1- Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2- Ph. D., student sedimentology and sedimentary rocks, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

3- (Graduated), in Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

* Mostafasedaghat1364@gmail.com

Received: 2024.5.30 Accepted: 2024.9.10

Abstract

The purpose of this research is to investigate the types of diagenesis processes and the textural changes caused by these processes in the carbonate facies of the Shahbazan Formation in Chenareh anticline section in the south-west of Lorestan. In this section, the Shahbazan Formation with a thickness of 83 meters consists of carbonate and dolomite rocks, which is placed on the Kashkan formation with a discontinuity and is covered by the Asmari formation with an erosional discontinuity. Petrographic studies on 80 sedimentary thin sections led to the identification of several diagenesis processes, including micritization, dissolution, cementation, crystallization, physical and chemical compression, and succession. Among the textural changes in the facies of this formation can be the creation of a thin micrite cover around the allochems, excessive micritization of grains, dense arrangement of grains and creation of fitted fabric, crushing, fracture and crushing. The dissolution of grains, the dissolution of grains and ground rock, cementation limited to grains and widely, types of succession, stylolites and the removal of part of grains and rocks, the formation of stylomottle, reduced neomorphism in the shell of allochems and increase neomorphism, due to the recrystallization of micrite crystals and fractures. Based on petrographic evidence, the paragenetic sequences of Shahbazan Formation have been interpreted in four environments: marine, meteoric water, burial and uplift. Three stage diagenesis have been determined for studied sediments: early diagenesis (eogenesis), middle diagenesis (mesogenesis) and late diagenesis (telogenesis).

Keywords: Shahbazan Formation, Diagenesis, Textural changes, Zagros, Lorestan

Introduction

The carbonate sediments of the Shahbazan Formation are of middle to late Eocene age in Lorestan and parts of the high Zagros. The most obvious feature of the Shahbazan Formation is the process of dolomitization. The sample section of this formation in the southeast of Lorestan basin (northeast of Khuzestan province) at a distance from the southeast of Taleh Zang railway stations to the sample section of Taleh Zang Formation was selected, measured and introduced by James and Wynd (1965). Diagenesis phenomena in carbonate rocks often lead to textural changes. The importance of studying diagenesis processes in carbonate rocks is more related to their reservoir quality (for example, cementation and dissolution cause the destruction and development of the reservoir quality of carbonate rocks, respectively) Therefore, due to the importance of these

processes in carbonate rocks, a section of the surface of the Shahbazan Formation in south Lorestan was selected and its diagenesis phenomena were investigated on a microscopic scale. Therefore, the purpose of this research is to investigate the diagenesis processes and their relationship with the textural changes of the studied formation, and it is hoped that the results of this research, along with the sequence stratigraphic, geochemical and facies studies by other researchers, can be used in adaptation of reservoir characteristics should be used on a local and regional scale. The studied section is located on the southern edge of Chenareh anticline, 20 km southwest of Poldokhtar city. This section can be accessed through the asphalted road of Poldokhtar-Andimeshk. The geographic location of the studied section is 33° 17' 33" north latitude and 47° 46' 11" east longitude. The studied area is located in Lorestan province and in Zagros

folded zone. During the Eocene, the extension of the fore-pit basin decreased and was replaced by a platform. Due to the intense tectonic activity and the steep slope of the basin at this time, the carbonate system has repeatedly stopped and has given its place to siliceous sediments, whose carbonates are in the Lorestan region (northeast of the Zagros zone) with the Shahbazan and Taleh Zang formations and siliclastic are known as Kashkan Formation. According to the geological map of 1/100000 of Poldokhtar city, there are outcrops of units of the second and third periods in the studied area. The units of the second period include the Gurpi and Amiran formations, and the units of the third period include the Taleh Zang, Kashkan, Asmari-Shahbazan and Gachsaran formations. The Shahbazan Formation is 83 meters thick in the studied section, and its lower boundary is covered by the Kashkan Formation and the upper boundary by the carbonates of the Asmari Formation as a continuous discontinuity. The lithology of this formation in the studied section includes limestone, dolomitic limestone, calcareous dolomite and thin to thick layered dolomite.

Material and methods

The deposits of Eocene age were selected based on the survey of the geological map of Poldokhtar city with a scale of 1/100000 and 80 samples were collected during field studies based on lithology changes. In order to understand the diagenesis processes of the Shahbazan Formation in the studied section, lithological thin sections were prepared from all the samples taken in Lorestan University. Petrological studies were carried out by an Olympus-BH2 polarizing microscope with XPL and PPL light equipped with a D71 camera. Naming of carbonate rocks has been done according to (Dunham 1962). In order to identify the calcite mineral from dolomite and iron-bearing dolomites and to determine which environment the calcite cements belong to, staining with a mixture of alizarin red and potassium ferrocyanide was done by the method (Dickson, 1965). The nomenclature of dolomites was based on a combination of the textural classification of Sibley and Gregg (1987) and Mazallo (1992). For the size of dolomite crystals, the scale provided by (Folk 1965) and Adabi (2009) was used. Of the studied dolomites, elemental analysis was done by EDX method with an accuracy of 100%. Also, imaging of these dolomites was done by electron microscope

(analysis and imaging were done in the central laboratory of Lorestan University).

Results and discussion

Among the most important diagenesis environments, we can mention marine phreatic environment, salt and fresh water mixed environment, freshwater phreatic environment and saturated or vadose environment. In these environments, changes during diagenesis processes are physical and chemically it is done. Among the most important diagenesis processes in the section studied are micritization, crystallization (increasing and decreasing), compression (physical and chemical), dissolution and porosity, cementation, and types of replacement. Petrographic studies on the dolomites of Shahbazan Formation led to the identification of four types of these dolomites. Dolomite of the first type or dolomicrites (very fine crystal dolomites), dolomite of the second type or dolomicrosparite (medium crystal dolomites), dolomite of the third type or dolosparite (coarse crystal dolomites), dolomite of the fourth type (very coarse crystal dolomite) filling the space of fractures and veins (baroque dolomite or horse saddle). The average concentration of Ca element in the cut dolomites studied for dolomicrites (average, 22.2% by weight), dolomicrosparites (average, 19.65% by weight) and for dolosparites (average, 20.5% by weight) and the average concentration of Mg element in the studied cut dolomites for dolomicrites (average, 11.9% by weight), Dolomicrosparites (average, 10.5% by weight) and for dolosparites (average, 9.8% by weight) are changing. In general, there are two types of dolomites in the Shahbazan Formation, namely primary dolomites with sedimentation (dolomicrites) and secondary dolomites (dolomicrosparites, dolosparites and very coarse crystal dolomites filling holes and fractures) was diagnosed. According to the fabric and very small size of dolomite crystals, the preservation of primary sedimentary textures, the absence of fossils and evaporite minerals, as well as the lack of evidence indicating that their formation was influenced by late diagenetic processes, it seems that dolomites The first type (dolomicrites) were formed under surface conditions, low temperature and in the intertidal environment. Low amounts of strontium (average 0.4% by weight) and relatively higher amounts of iron (average 1.8% by weight) in coarser crystalline dolomites probably indicate the increase in size of dolomite crystals and recrystallization of dolomite crystals during burial. During burial

diagenesis, recrystallization is observed in dolomite crystals, also dissolution in the crust of allochems and their replacement by calcite and dolomite has occurred. In some samples, the space resulting from fractures and holes is filled by calcite sparite and dolosparite, the size of these crystals is about tens of microns, which is the result of burial diagenesis, and according to the results of geochemical analysis, and coloring with potassium ferrocyanide solution, iron element is found. It seems that this kind of dolomites is the last generation of dolomites that were formed in the samples of Shahbazan Formation and filled the porosity resulting from fractures. It seems that for initial dolomitization or simultaneously with sedimentation, the only source of magnesium is sea water. This origin is considered only for type one dolomites (dolomicrites) which were formed near the surface and under low temperature conditions in a tidal zone and probably as a result of pumping sea water into this zone. However, the magnesium required for type two and three dolomites (dolomicrosparite and dolosparite) can be obtained from various sources, among which are confined sea waters or intra-pore waters and mineral diagenesis. Clays were considered due to the presence of clastic shales of the Kashkan Formation under the Shahbazan Formation during the burial. Finally, according to the petrographic and elemental geochemical evidence, the dolomites of the Shahbazan Formation can be considered from the tidal model, seepage and then shallow to medium burial. According to the petrographic evidence, the diagenesis sequence of the carbonate deposits of the Shahbazan Formation in the studied area during three stages of diagenesis (eugenesis, mesogenesis and telogenesis) and in four diagenesis environments (marine, fresh water, burial and uplift) has been interpreted. The presence of an erosional variation in the upper border of the Shahbazan Formation and in contact with the lower boundary of the Asmari Formation indicates a period of outflow of the Shahbazan Formation during the upper Eocene. In some areas of the sedimentary basin of Lorestan, there is a dissolution shear horizon at

the border of Shahbazan and Asmari formations, which confirms the erosional variation at the top of Shahbazan formation. Therefore, the presence of meteoric diagenesis in the Shahbazan Formation can be considered a period of water withdrawal of this formation during the upper Eocene due to the tectonic activity of the upper Eocene – Oligocene.

Conclusion

Lithological studies in order to investigate the history of diagenesis of carbonate rocks of Shahbazan Formation showed that several diagenesis processes including micritization, dissolution and porosity, cementation, crystallization, physical and chemical compression and succession occurred in this formation. Textural changes in the facies of this formation, thin micrite cover around the allochems, excessive micritization of grains, and dense arrangement of grains and creation of fitted fabric, crushing, breaking and crushing of grains. Dissolution of grain and matrix, cementation limited to grain and extensively, the types of succession are stylolite and partial removal of grains and stones, formation of stylomottle, decreasing crystallization in the shell of allochems, and increasing crystallization due to recrystallization of micrite crystals and fractures. Therefore, based on petrographic evidence and diagenesis evidence, it can be said that the deposits of Shahbazan Formation in this section were formed in four environments: marine, fresh water, burial and uplift, which are three stages of diagenesis: early diagenesis (eugenesis), middle diagenesis (mesogenesis) and have passed the final diagenesis (telogenesis). According to the evidence of petrography and elemental geochemistry, the dolomites of the Shahbazan Formation can be considered from the shallow to medium burial model. Combining the results of previous studies conducted on the Shahbazan Formation by other researchers with the results of this study shows that the conditions of the sedimentary basin of the Shahbazan Formation during the Eocene in the Lorestan area (south to southwest) were somewhat uniform.