

ارزیابی فرآیندهای دیاژنزی نهشته‌های کربناته سازند شهبازان (تاق‌دیس سرکان، جنوب لرستان)

ایرج مغفوری‌مقدم^{۱*}، مصطفی صداقت‌نیا^{۲،۳}، خیراله محمدی^۴، امیر بنیادیان^۴ و مجتبی بردبار^۴

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

۲- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۳- کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۴- دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

نویسنده مسئول: irajmmms@yahoo.co.uk *

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۲/۷/۲۹

دریافت: ۱۴۰۲/۵/۷

چکیده

سازند شهبازان به سن ائوسن میانی تا پسین در پهنه وسیعی از حوضه‌ی رسوبی لرستان گسترش دارد. ناحیه مورد مطالعه در ۷۵ کیلومتری جنوب شهرستان خرم‌آباد واقع شده است. در ناحیه مورد مطالعه سازند شهبازان با ستبرای ۷۳ متر به صورت هم‌شیب بر روی سازند آواری کشکان و توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوسته پوشیده شده است. سنگ‌شناسی سازند شهبازان در برش مورد مطالعه شامل سنگ‌آهک، سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت است. مطالعات پتروگرافی بر روی ۶۳ مقطع نازک منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی از جمله میکریتی شدن (Micritization)، نوریکتی (Neomorphism) (افزایشی و کاهش)، سیمانی شدن (Cementation) (شامل سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ضخامت، رشد اضافی هم‌محور، برمحور، هم‌بعد، بلوکی، دروزی و فراگیرنده)، فشردگی (Compaction) (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال (Dissolution) (وابسته و غیروابسته به فابریک)، جانشینی (Replacement) (آهن‌دار شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن) گردید. مهمترین فرآیند دیاژنزی در سازند شهبازان دولومیتی شدن می‌باشد که به صورت گسترده رخ داده است. این فرآیندها در چهار توالی پاراژنتیکی (محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالاآمدگی) رخ داده و سه مرحله دیاژنزی ائوژن (Eogenesis)، مزوژن (Mesogenesis) و تلوژن (Telogenesis) برای آن‌ها تفسیر شده است. فرآیند نوریکتی کاهش در مرحله ائوژن در قلمرو محیط دریایی رخ داده است. سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت و سیمان برمحور در مرحله ائوژن و در قلمرو دیاژنزی دریایی تشکیل شده‌اند در صورتی که سیمان‌های بلوکی، هم‌بعد و فراگیرنده در مرحله مزوژن و تلوژن و در قلمرو دیاژنزی تدفینی کم عمق و عمیق و طی بالاآمدگی تشکیل شده‌اند. فشردگی در ائوژن توسط فشار روباره ناشی از نهشت سازند شهبازان ایجاد شده و سپس با نهشت سازندهای آسماری و گچساران توسعه یافته است. بخشی از انحلال در طی دیاژنزی تدفینی و بخشی دیگر در طی بالاآمدگی و تاثیر دیاژنزی متئوریک رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: دیاژنزی، توالی پاراژنتیکی، سازند شهبازان، زاگرس، لرستان

۱- پیشگفتار

کمریند چین‌خورده و رورانده زاگرس حاصل تغییر شکل ساختمانی سیستم پروفورلند^۱ زاگرس است که با طولی بالغ بر ۲۰۰۰ کیلومتر از جنوب‌شرق ترکیه، سوریه و عراق شروع شده و به بخش‌های غربی و جنوب‌غربی ایران رسیده است (بالتزر و پورسر، ۱۹۹۰؛ علوی، ۲۰۰۴). این کمریند به ضخامت تقریبی ۷ تا ۱۲ کیلومتر در چهار گروه سنگی متفاوت و در محیط‌های تکتونیکی مختلف تجمع یافته و شامل ۱۱ مگاسکانس هستند (علوی، ۱۹۹۴ و ۲۰۰۴). مگاسکانس‌های نهم و دهم رسوبات

حوضه پروفورلند در بخش جلویی زاگرس تشکیل شده است و به صورت پیشرونده روی رسوبات قدیمی قرار دارند. مگاسکانس نهم حاصل روراندگی و انباشت افیولیت‌های پوسته‌ی اقیانوسی تتیس جدید روی حاشیه صفحه ایران است و مگاسکانس دهم حاصل کاهش فعالیت تکتونیکی و فرسایش در پالئوسن تا ائوسن میانی است. رسوبات کربناته سازند شهبازان به سن ائوسن میانی تا پسین در نواحی لرستان و بخش‌های زاگرس مرتفع رخنمون دارند (مطیعی، ۱۳۸۲؛ عبدل‌نیا و همکاران، ۱۳۹۶). برش نمونه این سازند در جنوب خاوری حوضه‌ی لرستان (شمال خاور استان خوزستان)

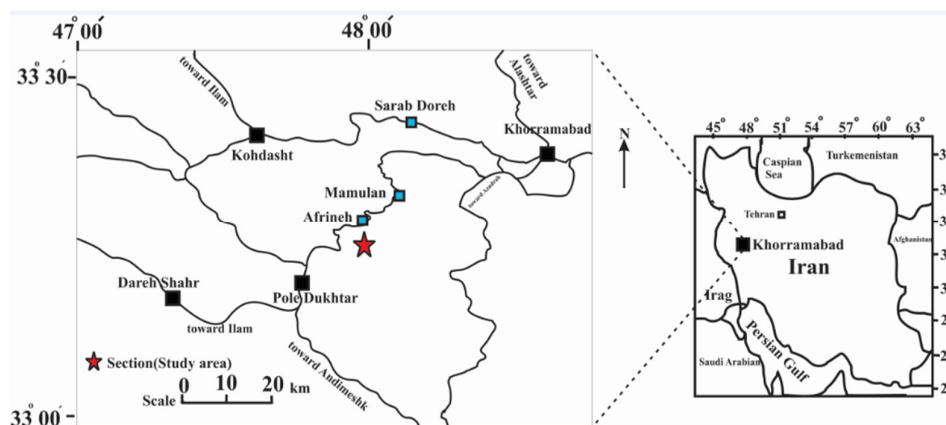
^۱ Proforeland

(۱۳۸۸)، محسنی و همکاران (۱۳۹۰)، بهرامی و همکاران (۱۳۹۳)، فرشی و همکاران (۱۳۹۶)، میربیک سبزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۰) و امامی میبدی و همکاران (۱۴۰۱) اشاره کرد. ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار سازند شهبازان در پهنه لرستان توسط جانباز و همکاران (۱۳۹۷) و پتروگرافی و ژئوشیمی این سازند توسط حسن‌زاده نعمتی و همکاران (۲۰۱۸) در حوضه رسوبی لرستان مورد ارزیابی قرار گرفت. هدف از این پژوهش بررسی انواع فرایندهای دیاژنزی و به دنبال آن تفسیر توالی‌های پاراژنزی سازند شهبازان در این بخش از حوضه رسوبی لرستان می‌باشد. نتایج این پژوهش می‌تواند به سایر پژوهشگران در زمینه مطالعات دیاژنزی و زمین‌شیمی نهشته‌های کربناته حوضه رسوبی لرستان کمک شایانی کند.

۲- موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه

برش مورد مطالعه در یال شمالی تاکدیس سرکان در ۴۶ کیلومتری جنوب غرب شهرستان خرم‌آباد واقع شده است. این برش از طریق جاده‌ی آسفالت خرم‌آباد-پلدختر قابل دسترسی است. موقعیت این برش در شکل ۱ نشان داده شده است. موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه $48^{\circ} 00' 42.32''$ E طول شرقی و $33^{\circ} 13' N$ $10.3''$ عرض شمالی می‌باشد.

در فاصله نزدیکی از جنوب خاوری ایستگاه راه آهن تله‌زنگ به همراه برش نمونه سازند تله‌زنگ توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) انتخاب، اندازه‌گیری و معرفی شده است. با استفاده از روش‌های گوناگون 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 فرایندها 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؛ جیا و همکاران، ۲۰۱۶؛ کازارین و همکاران، ۲۰۱۹؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). مطالعه فرایندهای دیاژنزی در کنار مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و مطالعات رخساره‌ای می‌تواند در انطباق ویژگی‌های مخزنی در مقیاس محلی و ناحیه‌ای مورد استفاده قرار گیرد (وو و همکاران، ۲۰۱۶؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۶؛ اسدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰). بارزترین ویژگی سازند شهبازان فرآیند دولومیتی شدن است. این سازند با رنگ سفید متمایل به کرم و لایه‌بندی منظم از نظر ضخامت، مشخص می‌گردد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). از جمله مطالعات دیاژنزی انجام شده بر روی سازندهای شهبازان - آسماری می‌توان به مطالعات عبدی و آدابی



شکل ۱. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت برش انتخاب شده

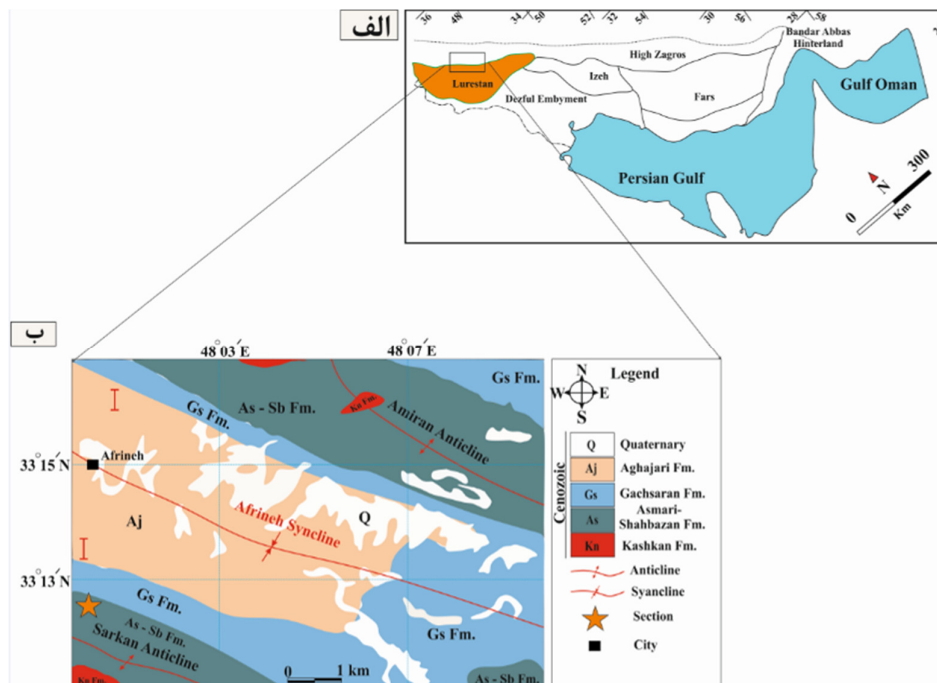
Fig. 1. Access ways to the study area along with the selected section site

دریای نئوتتیس در زمان میوسن- پلیوسن شده است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱؛ ورجس و همکاران، ۲۰۱۹). نتیجه این برخورد تشکیل چهار زون تکنونیک (حوضه‌ی

۳- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه
برخورد ورقه عربی- اوراسیا منجر به بالا آمدن ورقه ایران- آناتولی شده است که این برخورد منجر به بسته شدن

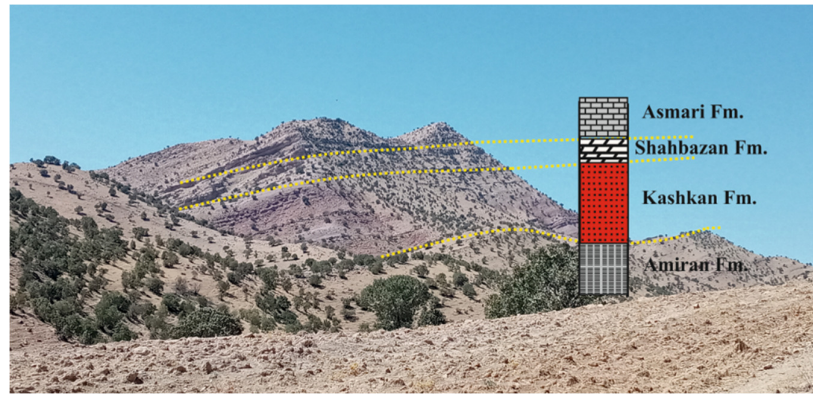
۱۳۸۲). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد، در ناحیه مورد مطالعه واحدهای دوران دوم و سوم رخمون دارند. واحدهای دوران دوم شامل سازندهای سروک، ایلام، گورپی و امیران و واحدهای دوران سوم شامل سازندهای تله‌زنگ، کشکان، آسماری-شهبازان و سازند گچساران می‌باشند. در شکل ۲- ب بخشی از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد به همراه گسترش برخی از سازندهای ناحیه مورد مطالعه نشان داده شده است. سازند شهبازان در برش مورد مطالعه ۷۳ متر ضخامت دارد که مرز پایینی آن به صورت هم‌شیب بر روی سازند کشکان و مرز بالایی توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوستگی پیوسته-نما پوشیده شده است (شکل ۳). سنگ‌شناسی این سازند در برش مورد مطالعه سنگ‌های کربناته، سنگ‌های کربناته دولومیتی 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.

فورلند خلیج فارس، زون زاگرس مرتفع، کمربند چین‌خورده- تراستی زاگرس و زون ارومیه دختر) در غرب ایران شده است (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱؛ ورجس و همکاران، ۲۰۱۹). ناحیه مورد مطالعه در استان لرستان و در زون زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است (شکل ۲- الف). در زاگرس در طی پالتوسن پسین تا اتوسن، رسوبات در یک حوضه رسوبی پیش‌گودال باقیمانده در امتداد حاشیه شرقی صفحه عربی نهشته شده‌اند (موریس، ۱۹۸۰؛ زیگلر، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴). در طی اتوسن، گسترش حوضه پیش‌گودال کاهش یافته و با یک پلت‌فرم جایگزین شده است. به دلیل فعالیت تکتونیکی شدید و شیب تند حوضه در این 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،

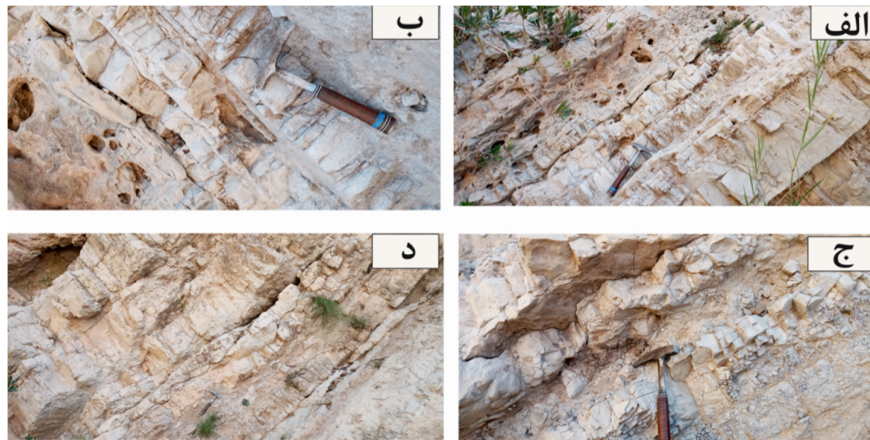


شکل ۲. الف) موقعیت پهنه‌های ساختاری حوضه رسوبی زاگرس (فخاری، ۱۹۸۵). ناحیه مورد مطالعه در زون زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است. (فخاری، ۱۹۸۵). ب) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد به همراه موقعیت ناحیه مورد مطالعه و گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه (اقتباس از فخاری، ۱۹۸۵ با اندکی تغییرات).

Fig. 2. a: The location of the structural zones of the Zagros sedimentary basin (Fakhari, 1985). The studied area is located in the folded Zagros zone. (Fakhari, 1985). b: A part of the geological map 1/250000 of Khorramabad city along with the location of the studied area and the expansion of the formations of the studied area (adapted from Fakhari, 1985 with some changes).



شکل ۳. نمایی از سازندهای امیران، کشکان، شهبازان و آسماری در ناحیه مورد مطالعه (دید به سمت شمال باختر)
 Fig. 3. A view of Amiran, Kashkan, Shahbazan and Asmari formations in the studied area (view to the northwest)



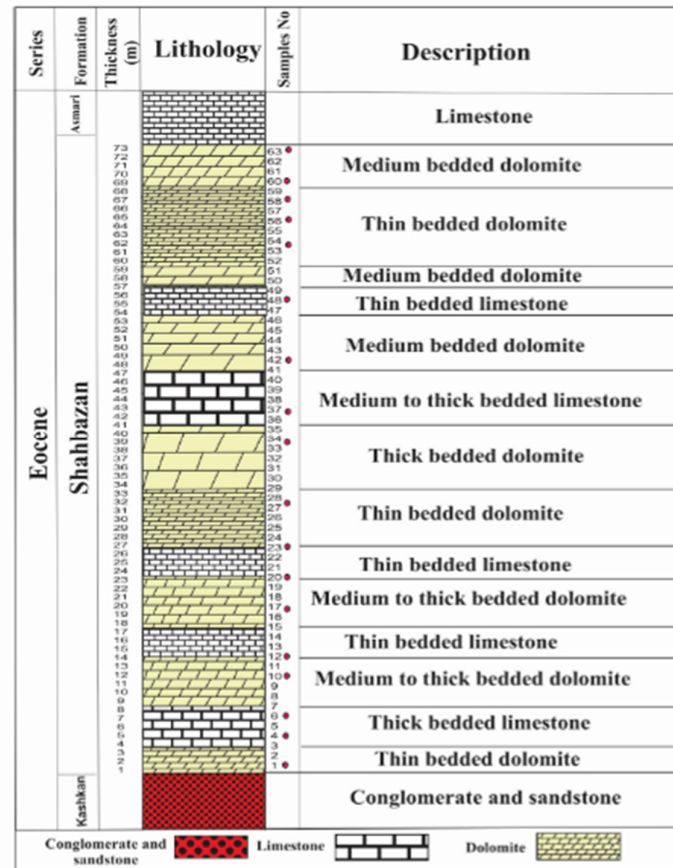
شکل ۴. واحدهای سنگ‌شناختی دولومیتی سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه. الف) واحد دولومیتی نازک تا متوسط لایه، ب) واحد دولومیتی نازک لایه، ج) واحد دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه و د) واحد دولومیتی خیلی ضخیم لایه

Fig. 4. Dolomitic lithological units of Shahbazan Formation in the study area. a: Thin to medium dolomite unit b: Thin dolomite unit. c: Medium to thick dolomite unit. d: Very thick dolomite unit.

۴- روش مطالعه

نهیته‌های به سن ائوسن براساس بررسی نقشه زمین‌شناسی شهرستان خرم‌آباد با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ انتخاب و طی مطالعات صحرایی براساس تغییرات سنگ‌شناسی تعداد ۶۳ نمونه برداشت شد. فواصل نمونه‌برداری بین ۱ متر تا بیش از ۱/۵ متر می‌باشد. برش مورد نظر به گونه‌ای انتخاب شده است که دارای بیشترین ضخامت، کمترین پوشیدگی و دارای مرز بالا و پایین کاملاً مشخص باشد. به منظور درک فرآیندهای دیانرژی سازند شهبازان در برش مورد مطالعه، پس از نمونه‌برداری از تمامی نمونه‌ها مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان نوع Olympus- BH2 در دانشگاه لرستان مورد مطالعه قرار گرفتند. عکس‌برداری از مقاطع توسط میکروسکوپ Olympus- BX51 مجهز به دوربین عکس‌برداری مدل Olympus- DP71 در دانشگاه لرستان

صورت گرفت. جهت تشخیص فرآیندهای دیانرژی در مقاطع نازک از عدسی‌های شیئی نمره (۴×) و (۱۰×) استفاده شده است. برای تشخیص پیوستگی نوری در سیمان‌های رشد اضافی هم‌محور از سیستم نور پلاریزه (XPL) و خاموشی استفاده شده است. همچنین جهت تشخیص تخلخل‌ها از سیستم نور معمولی (PPL) و پلاریزه (XPL) استفاده شده است. مقاطع نازک به روش (دیکسون، ۱۹۶۵) توسط محلول آلزارین قرمز (ARS) برای تشخیص کانی‌های کلسیت از دولومیت و محلول فروسیانیدپتاسیم برای تشخیص دولومیت‌های آهن‌دار رنگ‌آمیزی شده است. نام‌گذاری دولومیت‌ها بر پایه تلفیقی از رده بندی بافتی سیلی و گرک (۱۹۸۷) و مازالو (۱۹۹۲) صورت گرفت. برای اندازه بلورهای دولومیت از مقیاس ارائه شده توسط (فولک، ۱۹۷۵) و (آدابی، ۲۰۰۹) استفاده شد.



شکل ۵. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند شهبازان در برش تاقدیس سرکان

Fig. 5. Stratigraphic rock column of Shahbazan formation in Sarkan anticline section.

۵- بحث

۵-۱- فرآیندهای دیاژنزی سازند شهبازان در ناحیه

مورد مطالعه

دیاژنز در سنگ‌های کربناته حاصل فرآیندهای مختلفی از جمله 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 می‌باشند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). 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). در برش مورد مطالعه (تاقدیس سرکان) چندین فرآیند دیاژنزی مانند میکریتی شدن، نوریختی (افزایشی و

کاهشی)، سیمانی شدن (سیمان هم‌محور، هم‌ضخامت فیبری، هم‌بعد، بلوکی، دروزی و پوئی‌کیلوتوپیک)، فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال (وابسته به فابریک و غیروابسته به فابریک)، جانشینی (پیریتی شدن و سیلیسی شدن) و دلمومیتی شدن به صورت اولیه و ثانویه شناسایی گردید که در ادامه بررسی خواهند شد. میکریتی شدن^۱: میکریتی شدن در مقاطع مورد مطالعه به صورت پوششی در اطراف آلومک‌ها (فسیل‌ها و ااییدها) دیده می‌شود که گاهی این پوشش از ضخامت یکسانی برخوردار نمی‌باشد و در برخی آلومک‌ها ساخت داخلی دانه‌ها مورد هجوم قرار گرفته و از بین رفته است. فرآیند میکریتی شدن با ضخامت ناهمسان در اطراف دانه‌های ااییدی دیده می‌شود که ناهمسان بودن ضخامت معرف عملکرد چندباره‌ای موجودات حفار است و همچنین وجود حاشیه میکریتی موجب حفظ شدن قالب

¹ Micritization

پوشش میکرایتی دیده می‌شود (شکل ۶ د). این فرآیند به فراوانی در ریز رخساره‌های مادستونی، پکستونی، و کستونی و گرینستونی دیده می‌شود.

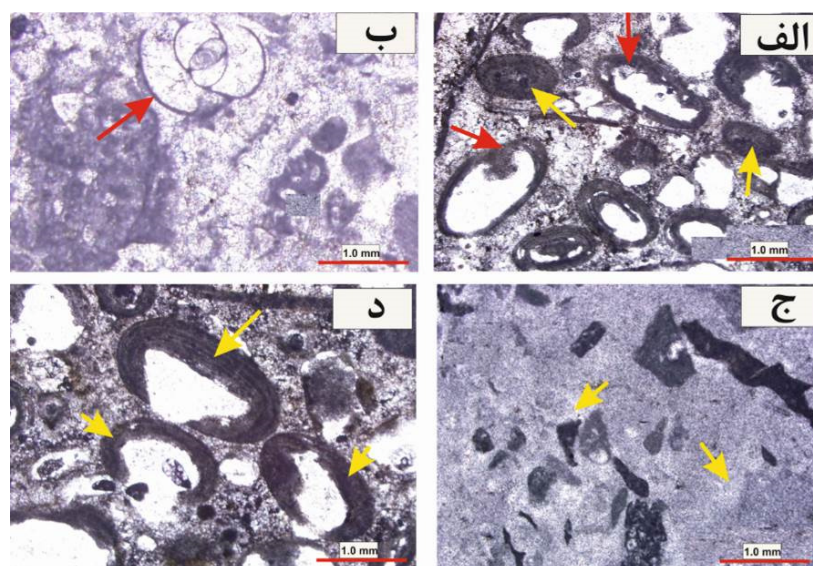
تفسیر: نئومورفیسم در سنگ‌های کربناته به دو صورت افزایشی و کاهش‌ی رخ می‌دهد (فلوگل، ۲۰۱۰). نئومورفیسم به صورت افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر کلسیت می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱). در سنگ‌های کربناته فرآیند نئومورفیسم بیشتر به صورت افزایشی است و طی آن بلورهای ریز میکرایت به میکرواسپار و اسپارایت تبدیل می‌شوند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). نئومورفیسم 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 بین روزنه‌ای در حال جریان تأمین می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱). نئومورفیسم به صورت کاهش‌ی نیز اتفاق می‌افتد که در آن اندازه دانه‌ها کوچک‌تر شده و توأم با فرآیند میکرایتی شدن هستند. این رخداد دیاژنتیکی همزمان با رسوب‌گذاری در محیط دریایی و در نزدیک سطح آب و رسوب انجام می‌گیرد (بترست، ۱۹۷۵). نئومورفیسم کاهش‌ی که نمونه‌ی بارز آن ایجاد پوشش میکرایتی اطراف دانه‌ها می‌باشد در قلمرو دیاژنز دریایی رخ می‌دهد. فرآیند نئومورفیسم افزایشی مانند تبدیل میکرایت به میکرواسپار و اسپار و یا تبدیل آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم به کلسیت کم‌مینیزیم به ندرت در قلمرو محیط دریایی رخ می‌دهد زیرا آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم با منشأ غیرزیستی به صورت تعادلی با آب دریا رسوب می‌کنند. لذا این فرآیند عموماً در محیط دیاژنز آب شیرین روی می‌دهد که موجب تشکیل بلورهای شفاف کلسیت کم‌مینیزیم می‌گردد (فلوگل، ۲۰۱۰). از طرفی تبدیل آراگونیت به کلسیت در تماس با آب شیرین بسیار سریع‌تر از آب دریا است (تاکر، ۲۰۰۱). در فشار و حرارت زیاد تبدیل آراگونیت به کلسیت با سهولت بیشتری انجام می‌گیرد لذا در طی دفن کم عمق تا عمیق فشار روباره سبب تبدیل کانی‌های ناپایدار (آراگونیت و کلسیت پرمینیزیم) به کانی‌های پایدارتر (کلسیت کم‌مینیزیم) می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱).

خارجی آلومک‌ها شده است. این فرآیند به فراوانی در ریزرخساره‌های پکستون و وکستون در محیط لاگون و رخساره‌هایی الییدی نزدیک به سد دیده می‌شود (شکل ۶ الف و ب).

تفسیر: این فرآیند که نوعی نئومورفیسم کاهش‌ی قلمداد می‌شود یا به صورت پوشش میکرایتی اطراف خرده‌های اسکلتی عمل نموده و تشکیل دانه‌های کورتوئیدی را می‌دهد و یا به طور کامل باعث میکرایتی شدن قطعات بایوکلسیتی شده و ساختمان داخلی آن‌ها را از بین می‌برد. پوشش‌های میکرایتی نخستین فرآیندهای دیاژنزی زیستی محسوب می‌شوند زیرا اغلب توسط موجودات حفار (سیانوباکتری‌های اندولیتیک، قارچ‌ها و جلبک‌ها) در محیط دیاژنزی فریاتیک دریایی و در شرایط آرام رسوبگذاری و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب رخ می‌دهند (فیلیپ و گری، ۲۰۰۵؛ گارسیا - پیشل، ۲۰۰۶؛ ال‌سای و اوردن، ۲۰۰۷؛ فلوگل، ۲۰۱۰؛ مور، ۲۰۱۳؛ مسادی و همکاران، ۲۰۱۸). این رویداد به دریاهای کم عمق و گرم (با عمق کمتر از ۱۰۰ متر) مربوط می‌شود (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). فعالیت میکروارکانیسم‌ها و ایجاد فرسایش زیستی از مهم‌ترین فاکتورهای موثر در ایجاد پوشش میکرایتی می‌باشند (ویزمان و همکاران، ۲۰۱۸). پوشش‌های میکرایتی نیاز به دانه‌های کربناته‌ای دارد که در سطح دریا به مدت طولانی باقی بمانند نه اینکه به سرعت دفن شوند (تاکر، ۲۰۰۱). ترکیب کانی‌شناسی پوشش میکرایتی با توجه به محیط دریایی تشکیل آن‌ها از نوع کلسیت پرمینیزیم (HMC) و آراگونیت (A) است (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). پوشش میکرایتی می‌تواند به عنوان یک سیمان کربنات کلسیم بسیار ریزدانه در اطراف دانه‌ها در نظر گرفته شود که به راحتی فرآیندهای دیاژنزی را طی کرده و به کلسیت کم‌مینیزیم تبدیل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰؛ ارلر، ۲۰۱۸؛ کراوز و همکاران، ۲۰۱۸).

نئومورفیسم^۲: فرآیند نئومورفیسم در مقاطع مورد مطالعه به دو صورت افزایشی و کاهش‌ی دیده می‌شود. نوع افزایشی در متن سنگ دیده می‌شود که به دنبال آن بلورهای ریز کلسیت (میکرایت) به بلورهای درشت‌تر کلسیت (میکرواسپار و اسپار) تبدیل می‌شوند (شکل ۶ ج). در نوع کاهش‌ی اندازه بلورهای کلسیت کوچک‌تر می‌شود. این فرآیند بیشتر در پوسته آلومک‌ها به صورت

² Neomorphism



شکل ۶. الف و ب: ایجاد پوش میکرایتی در اطراف آلوکم‌ها که پس از انحلال شکل اولیه آن‌ها حفظ شده است (پیکان‌های قرمز رنگ). تصویر الف پوشش میکرایتی در اطراف دانه‌های الیید ایجاد شده است (پیکان قرمز رنگ) در برخی موارد شدت میکرایتی شدن به حدی بوده است که کل دانه را در بر گرفته و شکل اولیه دانه را تا حدودی از بین برده است (پیکان‌های زرد رنگ). تصویر ب قطعه مورد نظر یک روزندار می‌باشد. ج: نئومورفیسم افزایشی در یک وکستون بایوکلاستی (افزایش اندازه بلورها در جهت پیکان‌های زرد رنگ می‌باشد). د: ایجاد پوشش میکرایتی در اطراف دانه‌های الیید که نوعی نئومورفیسم کاهش می‌باشد (پیکان‌های زرد رنگ).

Fig. 6. a and b: The creation of a micrite envelope around the allochem, which has been preserved after the dissolution of their initial shape (red arrows). Picture a. A micrite coating has been created around the ooids grains (red arrows). In some cases, the intensity of micriteization was so great that it covered the whole grain and destroyed the initial shape of the grain to some extent (yellow arrows). Picture b is the desired part of a foraminifera. c: Increasing neomorphism in a bioclast (the increase in the size of the crystals is in the direction of the yellow arrows). d: Creating a micrite coating around the grains of ooids, which is a type of reduction neomorphism (yellow arrows).

(سین‌تکسیال)، سیمان بر محور (اپی‌تکسیال)، سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت، سیمان کلسیت هم‌بعد، سیمان قطعه‌ای، سیمان پوئیکیلوتوپیک و سیمان دروزی) در سازند شهبازان در برش مورد مطالعه شناسایی شده است که در ادامه به توصیف آن‌ها پرداخته می‌شود.

سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت^۲: در مقاطع مورد مطالعه این سیمان با ضخامتی یکسان به صورت سوزن‌های ریزبلور اطراف دانه‌های الییدی و خرده‌های صدف تشکیل شده است (شکل ۷-الف، ب). در مقاطع مورد مطالعه این نوع سیمان در ریزخساره‌های گریستون بایوکلاستی و گریستون الییدی دیده می‌شود.

تفسیر: سیمان‌های نسل اول دریایی هستند و با تشکیل در اطراف دانه‌ها و ایجاد چارچوب محکم در مقابل تراکم نقش مهمی در حفظ تخلخل‌ها دارند (فلوگل، ۲۰۱۰). در محیط‌های کربناته کم عمق به دلیل فراوانی هسته‌ها و ناخالصی‌ها و بالا بودن حالت فوق‌اشباع از کربنات، نهشت

سیمانی شدن^۱: سیمانی شدن در جایی اتفاق می‌افتد که مقدار زیادی از سیال درون حفره‌ای نسبت به فاز سیمان به حد فوق اشباع برسد. شیمی آب، نسبت Mg/Ca ، فشار CO_2 و نرخ تأمین کربنات از جمله عوامل کنترل کننده کانی‌شناسی سیمان‌ها هستند (تاکر، ۲۰۰۱؛ دی‌گرف و همکاران، ۲۰۱۷). سیمانی شدن شامل فرآیندهایی است که منجر به ته‌نشینی کانی‌ها، عمدتاً از نوع کربناته (کلسیت، آراگونیت و دولومیت)، سیمان‌های تبخیری و سیمان‌های سیلیسی در حفرات اولیه و ثانویه می‌شود و نیازمند فوق‌اشباع شدن سیالات روزنه‌ای نسبت به این کانی‌ها می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). سیمانی شدن جزء فرآیندهای اصلی دیاژنتیکی است که سبب استحکام رسوب و شروع سنگ‌شدگی می‌شود (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های دیاژنتزی (دریایی)، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). براساس مطالعات پتروگرافی انجام شده ۷ نوع سیمان (سیمان رشد اضافی هم‌محور

² Isopachous cement

¹ Cementation

توسط بستر، کنترل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). این نوع سیمان در انواع محیط‌های دیاژنری دریایی وادوز، جوی، اختلاطی و دفنی ساخته می‌شود. انواع مربوط به محیط‌های دیاژنری نزدیک به سطح و وادوز دریایی به دلیل داشتن انکلوژیون‌های میکرایتی موجود در آن‌ها به شکل تیره دیده می‌شوند (والکر و همکاران، ۱۹۹۰). نوع شفاف آن‌ها مربوط به محیط‌های تدفینی ژرف و فریاتیک آب شیرین می‌باشند (لانگمن، ۱۹۸۰؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴). پوشش‌های میکرایتی در اطراف دانه باعث عدم تشکیل سیمان هم‌محور در اطراف دانه می‌زبان می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱).

سیمان بر محور^۴: این نوع از سیمان‌ها که به عنوان سیمان‌های دریایی (نسل اول) مطرح می‌باشند در مقاطع مورد مطالعه دارای گسترش محدود می‌باشند و به فرم نامنظم در اطراف مقطع عرضی اکیونوئید مشاهده می‌شوند (شکل ۷-د پیکان قرمز رنگ). به دنبال این سیمان، سیمان‌های نسل بعدی مربوط به محیط دیاژنر تدفینی و جوی تشکیل می‌شوند (شکل ۷-د پیکان آبی رنگ).

تفسیر: این نوع از سیمان‌ها به فرم نامنظم‌تر نسبت به سیمان هم‌محور دیده می‌شوند و به صورت بر محور پیرامون دانه‌ها با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیزیم (HMC) ایجاد شده و برخلاف سیمان رشد اضافی هم-محور فاقد خاموشی موازی با قطعه می‌باشند (فلوگل، ۲۰۱۰). این نوع از سیمان‌ها به محیط دریایی مربوط هستند (مور، ۲۰۰۱)، لذا از اولین نسل‌های سیمان می‌باشند که در اطراف دانه‌ها ایجاد می‌شوند. سیمان‌های نسل بعدی به دنبال این نوع از سیمان‌ها تشکیل می‌شوند.

سیمان فراگیرنده (پوئیکیلوتوپیک)^۵: این نوع سیمان در مقاطع مورد مطالعه به صورت بلورهای بسیار درشتی دیده می‌شود که قطعات فسیل و خرده‌های ریز اینتراکلسیت را در بر گرفته است (شکل ۷-ر). این سیمان در مقاطع مورد مطالعه در ریزرخساره‌های بایوکلسیت گرینتونی مشاهده می‌شود.

تفسیر: این نوع از سیمان‌ها دارای بلورهای درشتی هستند که چندین دانه را در برگرفته و دارای کانی‌شناسی کلسیتی می‌باشند (فلوگل، ۲۰۱۰). این

سیمان‌های دریایی سریع‌تر از سایر محیط‌ها است، بنابراین سیمان‌ها عموماً بلورهای ریز و ظریفی را تشکیل می‌دهند (تاکر، ۲۰۰۱). این نوع از سیمان‌ها با ضخامت یکسان پیرامون دانه‌ها رشد می‌کنند و ممکن است شامل انواع فیبری، تیغه‌ای یا میکروکریستالین باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ مور، ۲۰۱۳). این سیمان‌ها بوسیله حاشیه‌های سیمانی منفرد یا چندگانه با ضخامت مساوی در اطراف ائیدها و بایوکلسیت‌ها در میکروفاسیس‌های سدی مشاهده می‌گردد (فولک و سیدلکا، ۱۹۷۴). از ویژگی‌های بارز این سیمان‌ها نسبت طول به عرض آن‌ها می‌باشد که معمولاً در بازه ۶ تا ۱۲ متغیر می‌باشند (یعنی نسبت طول بلورها در این نوع سیمان می‌تواند ۶ تا ۱۲ برابر عرض بلورهای آن باشد) (فولک و سیدلکا، ۱۹۷۴). این سیمان با تشکیل پیرامون دانه‌ها و ایجاد چارچوب محکم در مقابل فشردگی نقش مهمی در حفظ تخلخل دارند (دی‌گرف و همکاران، ۲۰۱۷). به دلیل اینکه این نوع از سیمان‌ها در محیط دریایی رشد می‌کنند به عنوان اولین نسل از سیمان‌ها در نظر گرفته می‌شوند و دارای بلورهای فیبری و یا سوزنی شکل بوده که به صورت یکنواخت بر روی سطح ذرات رشد می‌کنند. به دلیل ته‌نشست آن در محیط‌های دریایی آهن و منیزیم بسیار پایینی دارد (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ تاکر، ۲۰۰۱). سیمان‌های نسل دوم (نسل بعدی) به دنبال این سیمان‌ها تشکیل می‌شوند.

سیمان هم‌محور^۳: در مقاطع مورد بررسی این نوع از سیمان‌ها در اطراف قطعات اکیونوئید دیده می‌شود و با آن دارای پیوستگی نوری می‌باشد (با چرخاندن صفحه پلاتین میکروسکوپ قطعه اکیونوئید و سیمان با هم خاموش و روشن می‌شوند) (شکل ۷-ج). در سازند مورد مطالعه، سیمان‌های هم‌محور با ظاهری کدر و مات و در ریزرخساره‌های نزدیک به سدهای زیرآبی و در اطراف برش‌های عرضی خرده‌های اکیونوئید دیده می‌شوند.

تفسیر: این سیمان به صورت رشد اضافی هم‌محور پیرامون دانه‌ها و عمدتاً قطعات خارپوست با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیزیم (HMC) ایجاد می‌شود و دارای خاموشی موازی با قطعات خارپوست می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). سیمان هم‌محور در اطراف یک دانه می‌زبان تک‌بلور (معمولاً قطعه اکیونودرم) ایجاد شده و

⁴ Epitaxial cement
⁵ Poikilotopic cement

³ Syntaxial cement

تفسیر: این سیمان از بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و نسبتاً هم‌بعد و در ابعاد بین ۳۰ تا بیش از ۲۰۰ میکرون تشکیل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). دلیل هم‌بعد بودن آن‌ها پائین بودن نسبت Mg/Ca در آب‌های جوی و دفنی می‌باشد، این نسبت در آب‌های جوی کمتر از ۰/۳ است (رآو، ۱۹۹۶)، بدلیل پائین بودن مقدار یون Mg اثر سمی کننده این یون به حداقل می‌رسد و بلورها اجازه می‌یابند تا علاوه بر محور بلورشناسی C در امتداد سایر محورهای بلورشناسی هم رشد کنند، به همین دلیل بلورها ظاهری هم‌بعد پیدا می‌کنند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۱۰). نسبت طول به عرض بلور این سیمان‌ها حدود ۱/۵ می‌باشد (فولک و سیدلکا، ۱۹۷۴). همچنین این سیمان می‌تواند در مرحله تلوزنیک فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کند. ریز دانه بودن، هم اندازه بودن، عدم حضور آهن و عدم شواهد دیاژنز دفنی (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل تشکیل این نوع سیمان در محیط فریاتیک جوی است. چوکت و جیمز (۱۹۹۰)، تاکر و رایت (۱۹۹۰) معتقدند که این سیمان‌ها در شرایط پایین بودن نرخ ورود یون کربنات تشکیل می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی این سیمان کلسیت کم‌منیزیم (LMC) می‌باشد. لانگمن (۱۹۸۰)، معتقد است که در محیط فریاتیک جوی انواع سیمان‌های حفره پرکن بویژه انواع هم‌بعد آن تشکیل می‌شوند و برای تعیین منشأ این نوع سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود. زون فریاتیک متئوریک با دمای نسبی پایین و جریان آهسته مایعات، می‌تواند محیط مناسبی برای تشکیل این سیمان باشد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷).

سیمان قطعه‌ای (بلوکی)^۸: این نوع از سیمان‌ها در مقاطع مورد مطالعه در اندازه‌های بزرگ‌تر از ۵ میلی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۷-ه). در مقایسه با سیمان هم‌بعد، اندازه بلورهای این نوع سیمان درشت‌تر شده است. در نمونه‌های مورد مطالعه این سیمان به فراوانی در داخل شکستگی‌ها تشکیل شده است که پس از رنگ‌آمیزی به روش آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به رنگ صورتی ظاهر شده است (مرحله دیاژنز متئوریک).

سیمان می‌تواند پرکننده تخلخل و جانشین سیمان‌های قبلی شود (وارن، ۲۰۰۶). سیمان فراگیرنده حاصل رشد آهسته بلورهای کلسیتی در محیط دیاژنزی دفنی است (فلوگل، ۲۰۱۰). این سیمان از سیالات بین ذره‌ای که بیشتر از $CaCO_3$ اشباع هستند تشکیل می‌شود (احمد و بهات، ۲۰۰۶).

سیمان دروزی^۶: در نمونه‌های مورد بررسی این سیمان از بلورهای هم‌بعد تا طویل، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار کلسیت تشکیل شده است که اندازه آن‌ها از حاشیه به سمت مرکز حفره یا شکستگی افزایش می‌یابد (شکل ۷-ز). این نوع از سیمان‌ها در مقاطع مورد مطالعه به فراوانی در ریزرخساره‌های وکستون بایوکلسیتی دیده می‌شود که بایوکلسیت‌ها پس از طی فرآیند انحلال فضای داخلی آن-ها توسط سیمان کلسیت دروزی پر شده است.

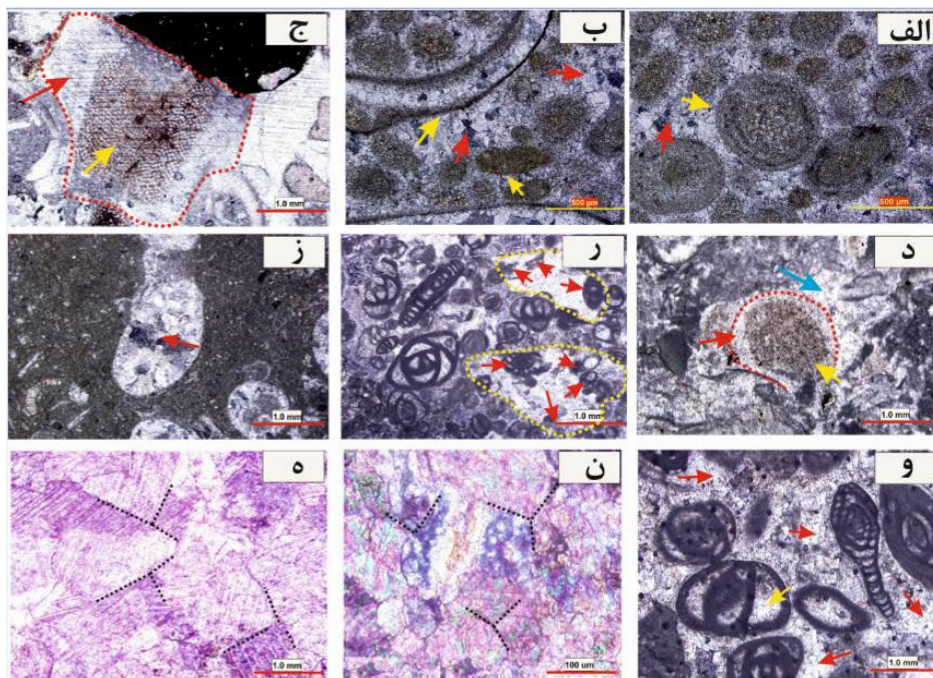
تفسیر: ترتیب تبلور بلورهای پرکننده حفرات، (افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز) نشان دهنده پیشرفت این فرآیند در دو مرحله است (بیئرناکا و همکاران، ۲۰۰۵). سیمان دروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم‌منیزیم (LMC) می‌باشند (بترست، ۱۹۷۵؛ زاید، ۲۰۱۲). سیمان دروزی در واقع بیانگر محیط‌های دیاژنز متئوریک نزدیک سطح و دفنی می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰؛ آروسی و همکاران، ۲۰۱۵). این سیمان در ریزرخساره پکستون بایوکلسیتی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است. سیمان دروزی در هر دو محیط دیاژنز دفنی و محیط دیاژنزی جوی تشکیل می‌شود لذا برای تعیین منشأ دقیق سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷).

سیمان کلسیتی هم‌بعد^۷: در مقاطع مورد مطالعه این سیمان با بلورهای هم اندازه فضای بین دانه‌ها، درون دانه‌ها و شکستگی‌ها را پر کرده است (شکل ۷-و). این نوع از سیمان در مقاطع مورد مطالعه در اثر رنگ‌آمیزی با مخلوط فروسیانید پتاسیم و آلزارین قرمز، به رنگ صورتی کم رنگ دیده می‌شوند (شکل ۷-ن). رنگ صورتی این نوع از سیمان‌ها بیانگر تشکیل در محیط اکسیدان (دیاژنز متئوریک) می‌باشد.

⁶ Drusy cement⁷ Equant calcite cement⁸ Blocky calcite cement

این سیمان کم است (پورسر، ۱۹۷۸). ترکیب کانی‌شناسی بلورهای این نوع سیمان، کلسیت پرمینیزیم (HMC) و یا کلسیت کم‌مینیزیم (LMC) می‌باشد و به طور معمول در محیط‌های دیاژنزی متئوریک (وادوز یا فریاتیک)، محیط تدفینی و به ندرت در ریف‌ها و هاردگراندهای دریایی مشاهده می‌شود (موس و تاکر، ۱۹۹۵).

تفسیر: تفاوت اصلی این نوع از سیمان‌ها با سیمان‌های 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 (فلوگل، ۲۰۰۴). گسترش این سیمان بین اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است و نسبت Mg/Ca در سیالات سازنده



شکل ۷. الف و ب) سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت اطراف دانه‌های اییدی و خرده‌های صدف (پیکان‌های زرد رنگ)، این سیمان به عنوان اولین نسل از سیمان‌های دریایی بوده و به دنبال آن‌ها سایر سیمان‌های نسل بعدی تشکیل می‌شوند (پیکان‌های قرمز رنگ). ج) سیمان رشد اضافی هم‌محور با پیوستگی نوری (پیکان قرمز رنگ) اطراف یک قطعه خارپوست (پیکان زرد رنگ). د) سیمان بر محور فاقد پیوستگی نوری (پیکان قرمز رنگ) اطراف برش عرضی یک قطعه خارپوست (پیکان زرد رنگ). این سیمان به عنوان اولین نسل از سیمان‌های دریایی بوده و به دنبال آن‌ها سایر سیمان‌های نسل بعدی تشکیل می‌شوند (پیکان آبی رنگ). ر) سیمان فراگیرنده که با خط چین زرد رنگ قطعات آلومک را در بر گرفته است (آلومک‌ها شامل قطعات فسیلی و اینتراکست‌های ریز می‌باشند که در تصویر با پیکان‌های قرمز رنگ نشان داده شده‌اند). ز) سیمان دروزی درون یک قطعه آلومک. افزایش اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز قطعه می‌باشد (در جهت پیکان قرمز رنگ). و) سیمان موزائیکی کلسیتی ریزبلور بین دانه‌ای (پیکان‌های قرمز رنگ) و درون دانه‌ای (پیکان زرد رنگ). ن) سیمان کلسیت هم‌بعد درون شکستگی که پس از رنگ‌آمیزی به روش آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به رنگ صورتی ظاهر شده است (مرحله دیاژنز متئوریک) (تصویر با بزرگنمایی بالا تهیه شده است). ه) سیمان درشت بلور قطعه‌ای درون شکستگی که پس از رنگ‌آمیزی به روش آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به رنگ صورتی ظاهر شده است (مرحله دیاژنز متئوریک). به درشت‌تر بودن بلورهای این سیمان نسبت به سیمان کلسیت هم‌بعد و مرزهای پلی‌گونی (خط‌چین‌های تیره رنگ) در این سیمان‌ها توجه شود.

Fig. 7. a and b: Isopachous rim cement around the ooids grains and shell fragments (yellow arrows), this cement is the first generation of marine cements, followed by other cements. Cements of the next generation are formed (red arrows). c: Syntaxial cement with optical continuity (red arrow) around a piece of echinoderm (yellow arrow). d: Epitaxial cement without optical continuity (red arrow) around the transverse section of a piece of echinoderm (yellow arrow). This cement is the first generation of marine cements, followed by other cements of the next generation (blue arrow). e: Poikilotopic cement, which is surrounded by the allochem fragments with a yellow dashed line (the allochem include bioclast fragments and small intraclasts, which are shown in the image with red arrows). f: Drusy cement inside a piece of allochem. The increase in the size of the crystals is from the edge towards the center of the piece (in the direction of the red arrow). g: Intergranular microcrystalline calcite mosaic cement (red arrows) and intragranular (yellow arrow) microcrystalline calcite mosaic cement. h: Equant calcite cement inside the fracture, which appeared pink after staining with alizarin red and potassium ferrocyanide (meteoric diagenesis stage) (image prepared with high magnification). i: Blocky cement within the fracture, which appeared pink after staining with alizarin red and potassium ferrocyanide (meteoric diagenesis stage). It should be noted that the crystals of this cement are coarser than the equant calcite cement and the polygon borders (dark colored lines) in these cements.

بعد از رسوب‌گذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دیاژنز هستند (کوک و همکاران، ۲۰۰۶؛ فلوگل، ۲۰۱۰). تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کریناته که برگرفته از فرآیند فشردگی مکانیکی هستند، پیش از سنگ‌شدگی رسوبات رخ می‌دهند (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۹؛ رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادن و ویلسون، ۲۰۱۳).

فشردگی شیمیایی^۵: این عارضه در مقاطع مورد مطالعه به صورت رگچه‌های انحلالی، درزه‌های انحلالی، استیلولیت و استیلوموتل دیده می‌شود (شکل ۸ (تصاویر ز تا ه)). در مقاطع مورد مطالعه استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها به فراوانی در ریزرخساره‌های دولومادستونی دیده می‌شوند. در امتداد استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی مواد نامحلول تجمع یافته که سبب ایجاد رنگ سیاه در امتداد این عوارض شده است.

تفسیر: فشردگی شیمیایی در محیط‌های دیاژنزی دفنی متوسط تا عمیق (حدوداً ۵۰۰ متری) شروع می‌شود (ریلسیک ۱۹۹۳؛ اسمیت ۲۰۰۰؛ تاکر، ۲۰۰۱؛ باود و همکاران، ۲۰۱۶؛ توساینت و همکاران، ۲۰۱۸) یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیکی نیز تشکیل شوند (بترست، ۱۹۸۷؛ توساینت و همکاران، ۲۰۱۸). محصولات انحلال فشاری به دو دسته شامل رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها (هنگام انحلال فشاری ساخت و بافت‌های زیادی در سنگ‌آهک ایجاد می‌شوند، گاهی ظاهر ندولار، گاهی لایه‌بندی دروغین و گاهی ظاهر لکه‌دار به خود می‌گیرند، مجموعه این ساخت و بافت‌ها را استیلوموتل گویند) قابل تفکیک هستند (بترست، ۱۹۸۷). به طور کلی فرآیند تراکم با کاهش حجم کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد (باود و همکاران، ۲۰۱۶؛ سان‌میگوتل و همکاران، ۲۰۱۷). در طی این فرآیند ستبرای لایه‌های سنگ‌آهک حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش می‌یابد (چوکت و جیمز، ۱۹۹۰).

انحلال^۶: پدیده انحلال در سنگ‌های کریناته سبب ایجاد تخلخل‌های وابسته به فابریک سنگ و غیروابسته به فابریک سنگ می‌شود. تخلخل‌های وابسته به فابریک که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شود می‌توان به نوع تخلخل بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای، فنسترال و قالبی اشاره کرد. از تخلخل‌های غیر وابسته به فابریک سنگ می‌توان

فابریک لخته‌ای^۱: در شکل ۸- الف بخشی که با پیکان زرد رنگ مشخص شده نشان دهنده فابریک لخته‌ای است که بلورهای ریز میکرایتی به صورت شناور در زمینه بلورهای درشت‌تر قرار گرفته‌اند.

تفسیر: این سیمان به شکل پلوئیدهایی با ترکیب کلسیت پرمینیزیم دیده می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). بلورهای کلسیت پرمینیزیم در محیط‌های دریایی می‌توانند به صورت سیمان میکرایتی دیده شوند که در این حالت بافت سیمان میکرایتی کلسیت پرمینیزیم به شکل پلوئیدی است و حاوی بخش‌هایی با بلورهای بسیار ریز میکرایتی است که به وسیله بلورهای درشت‌تر کلسیت پرمینیزیم از هم جدا شده‌اند. این بافت لخته‌ای نامیده می‌شود (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۹).

فشردگی^۲: در سنگ‌های کریناته فشردگی به دو صورت مکانیکی و شیمیایی اعمال می‌شود. فشردگی و انحلال فشاری دو فرایند اصلی دیاژنتیکی هستند که عموماً به عمق دفن شدن رسوبات بستگی دارند (تاکر، ۲۰۰۱). فشردگی از فرایندهای اساسی کاهش تخلخل و سنگی شدن رسوبات می‌باشد (فلوگل، ۲۰۰۴).

فشردگی مکانیکی^۳: در نمونه‌های مورد مطالعه عوارض فشردگی مکانیکی به صورت خردشدگی و له‌شدگی پوسته روزنداران، انواع تماس بین دانه‌ها (نقطه‌ای، طولی، محدب و مقعر) و ایجاد فابریک داده به دانه دیده می‌شود (شکل ۸ (تصاویر ب تا ر)). همچنین در مقاطع مورد مطالعه شکستگی‌های چند مرحله‌ای نیز مشاهده می‌شوند که همدیگر را قطع نموده‌اند که این شکستگی‌ها از نوع غیروابسته به فابریک می‌باشند که بعداً توسط کلسیت پر شده‌اند (شکل ۸- ج).

تفسیر: فشردگی مکانیکی (فیزیکی) که در عمق کمتری نسبت به فشردگی شیمیایی رخ می‌دهد سبب آرایش نزدیک‌تر دانه‌ها، خرد شدن دانه‌ها، له‌شدگی دانه‌ها، تماس‌های نقطه‌ای، طولی و محدب - مقعر بین آلوکرها و جهت‌گیری بایوکلسیت‌ها به موازات لایه‌بندی می‌شود. در اثر فشردگی فیزیکی دانه‌ها به هم فشرده شده و فابریک دانه به دانه^۴ بین آلوکرها ایجاد می‌شود. شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه

¹ Grumolus fabric

² Compaction

³ Physical Compaction

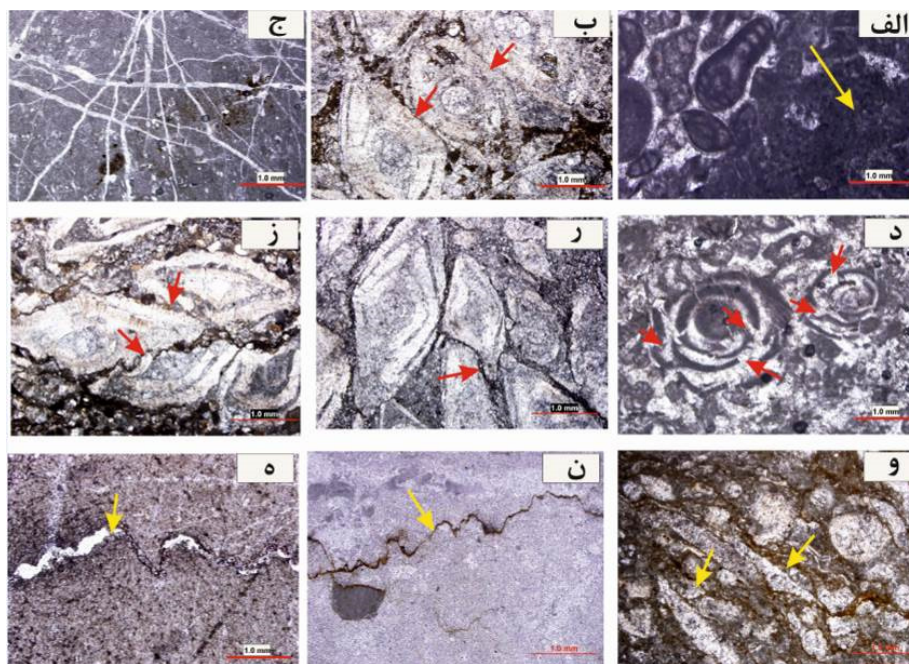
⁴ Fitted fabric

⁵ Chemical Compaction

⁶ Dissolution

توسعه پیدا کنند از مرز دانه‌ها عبور کرده و ایجاد تخلخل کانالی می‌کنند. در نمونه‌های مورد بررسی تخلخل استیلوموتلی و استیلوموتلی به صورت طویل و بطور ثانویه تشکیل شده‌اند و مربوط به محیط‌های دیاژنزی تدفینی هستند.

به تخلخل حفره‌ای بزرگ (کانالی) تخلخل حاصل از شکستگی و تخلخل حاصل از استیلولیت اشاره کرد (شکل ۹). در نمونه‌های مورد مطالعه تخلخل‌های حفره‌ای اغلب در داخل دانه‌های ائیدی مشاهده می‌شود در صورتی که این نوع از تخلخل‌ها به دلیل انحلال بیشتر



شکل ۸. الف) فابریک لخته‌ای در یک گرینستون بایوکلاستی (پیکان زرد رنگ). ب) ایجاد فابریک دانه به دانه ناشی از تراکم فیزیکی در رخساره پکستون بایوکلاستی (پیکان‌های قرمز تماس طولی دانه‌ها را نشان می‌دهند). ج) شکستگی‌های ایجاد شده در جهات مختلف ناشی از تراکم فیزیکی. د) شکستگی‌های ایجاد شده در پوسته روزنداران (پیکان‌های قرمز رنگ). ر) له‌شدگی یک قطعه فسیل در بین دو قطعه دیگر (پیکان قرمز رنگ). ز) ایجاد فابریک مضرسی و تشکیل استیلولیت در مرز دانه‌ها ناشی از تراکم شیمیایی در رخساره پکستون بایوکلاستی (پیکان‌های قرمز رنگ). و) تشکیل رگچه‌های انحلالی در رخساره وکستون بایوکلاستی. ن) تشکیل استیلولیت ناشی از تراکم شیمیایی در رخساره دولومادستون (پیکان زرد رنگ). ه) تشکیل استیلوموتل ناشی از تراکم شیمیایی در رخساره دولومادستون (پیکان زرد رنگ).

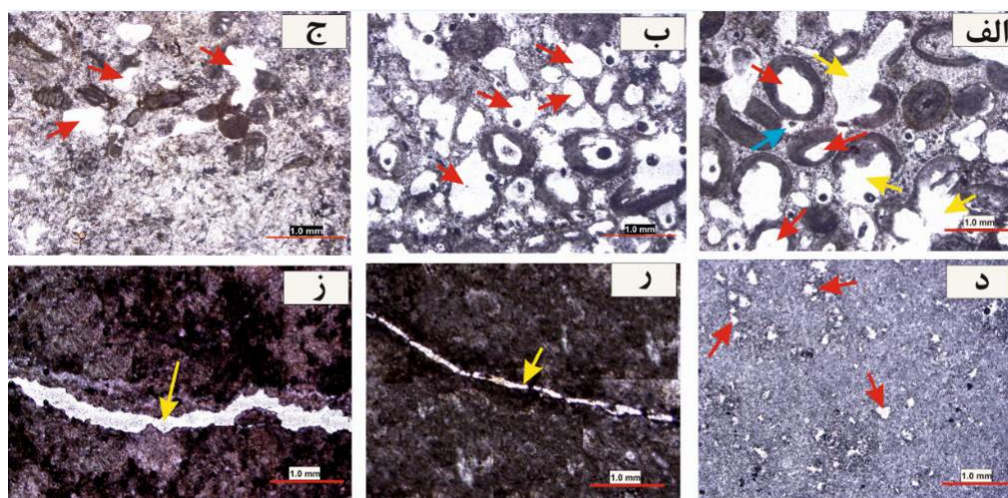
Fig.8. a: Grumolus fabric in a bioclast grainstone (yellow arrow). b: Creation fitted fabric due to physical compaction in the facies of bioclastite packstone (red arrows show the longitudinal contact of grains). c: Fractures created in different directions due to physical compaction. d: Fractures created in the shell of foraminifera (red arrows). e: Crushing of one fossil piece between two other pieces (red arrow). f: creation of sutured fabric and formation of stylolite at the grain boundary due to chemical compaction in bioclast packstone facies (red arrows). g: Formation of dissolution veins in bioclast wackestone facies. h: Formation of stylolite caused by chemical compaction in dolomudstone facies (yellow arrow). i: Formation of stylomottled caused by chemical compaction in dolomudstone facies (yellow arrow).

محیط‌های دیاژنزی وادوز متئوریک، به مراتب گسترش بیشتر نسبت به محیط‌های دیاژنزی دیگر دارد (وستفال، ۲۰۰۶؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۷). نوع تخلخل قالبی نتیجه‌ای از حذف انتخابی، عمدتاً توسط انحلال، دانه‌ها به عنوان مثال فسیل‌ها یا ائیدها می‌باشد که بطور ثانویه در طی دیاژنزی جوی و تدفینی ایجاد می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). آب‌هایی با منشأ متئوریک در موارد متعددی که توالی‌های کربناته به سطح زمین نزدیک شده باشند (دیاژنزی تلوزونیک) با عبور

تفسیر: این پدیده که در مقابل سیمانی شدن قرار دارد یکی از مهم‌ترین فرآیندهای تاثیرگذار بر روی جریان سیال، مقادیر تراوایی و ویژگی‌های فیزیکی سنگ می‌باشد (لانگمن، ۱۹۸۰؛ هالیس و همکاران، ۲۰۱۷؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ اسدی و همکاران، ۲۰۱۸؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). فرآیند انحلال در محیط‌های دیاژنزی متئوریک وادوز و فریاتیک، زون مخلوط (لانگمن، ۱۹۸۰، ژانگ و همکاران، ۲۰۱۷) و نیز محیط‌های دیاژنزی دفنی، انحلال فشاری (مور، ۱۹۸۹)، رخ می‌دهد ولی در

اغلب دانه‌های اییدی، روزنداران و خارپوستان از کلسیت پرمیزیم و آراگونیت می‌باشد (تاکر، ۲۰۰۱). سازند شهبازان در محیط فراتیک دریایی، متشکل از ریزرخساره‌هایی است که دارای صدف‌های آراگونیتی و کلسیتی پرمیزیم (دانه‌های اییدی، روزنداران و خارپوستان) می‌باشند، لذا با توجه به گسترش پوسته‌های آراگونیتی و کلسیت پرمیزیم در این ریزرخساره‌ها و قابلیت انحلال آن‌ها، تخلخل‌های درون دانه‌ای و بین‌دانه‌ای به وفور در این سازند مشاهده می‌شود.

از واحدهای کربناته به خصوص ریزرخساره‌های گرینستون اییدی موجبات انحلال ذرات ناپایدار اییدی را فراهم نموده و باعث توسعه تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای می‌شوند. در طی دیانز تدفینی کم عمق تا عمیق به دلیل انحلال دانه‌های ناپایدار آراگونیتی فرآیند انحلال و ایجاد تخلخل با سهولت بیشتری رخ می‌دهد. همچنین در طی بالآمدگی دانه‌های ناپایدار آراگونیتی در تماس با آب‌های متئوریک دچار انحلال شده و انواع تخلخل‌های قالبی، حفره‌ای و بین دانه‌ای را ایجاد می‌کنند (جیا و همکاران، ۲۰۱۶؛ کزارین و همکاران، ۲۰۱۹). جنس



شکل ۹. الف) رخساره گرینستون اییدی با تخلخل‌های حفره‌ای درون دانه‌ای (پیکان‌های قرمز رنگ)، تخلخل‌های کانالی (پیکان‌های زرد رنگ) و تخلخل بین‌دانه‌ای (پیکان آبی رنگ). تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای از فابریک دانه تبعیت کرده است ولی تخلخل کانالی از مرز دانه‌ها عبور کرده و دانه‌های دیگر را در بر گرفته است (عدم وابستگی به فابریک دانه). ب) تخلخل قالبی وابسته به فابریک دانه در دانه‌های ریز و درشت اییدی. ج) تخلخل حفره‌ای بین دانه‌ای. د) تخلخل چشم پرنده‌ای (فنسترال). ر) تخلخل حاصل از شکستگی. ز) تخلخل حاصل از استیلولیت.

Fig. 9. a: Ooids grainstone facies with intragranular porosity (red arrows), channel porosity (yellow arrows) and intergranular porosity (blue arrow). The intra-granular pore porosity has followed the grain fabric, but the channel porosity has crossed the grain boundary (no dependence on the grain fabric). **b:** Porosity related to grain fabric in fine and coarse grains. **c:** intergranular pore porosity. **d:** bird's eye porosity (fenestral). **e:** Porosity resulting from fracture. **f:** Porosity resulting from stylolite.

پیریتی شدن، سیلیسی شدن، هماتیته شدن و دولومیتی شدن اشاره کرد که فرایند دولومیتی شدن با توجه به سنگ‌شناسی سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه نسبت به سایر پدیده‌های جانیشینی غالب می‌باشد. پیریتی شدن^۲: در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند پیریتی شدن به دو صورت: در متن سنگ و در داخل دانه‌های اسکلتی ریزرخساره و کستون بایوکلسیتی تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰- الف و ب). پیریت‌ها اغلب به صورت تجمعی (دانه تمشکی) دیده می‌شوند.

جانیشینی^۱: فرآیند جانیشینی در سنگ‌های کربناته توسط سیلیس، دولومیت، پیریت، فسفات و دیگر کانی‌های مختلف انجام می‌شود. پیش زمینه جانیشینی در سنگ‌های کربناته، انحلال کانی‌های قبلی و سپس تشکیل کانی جدید به جای آن می‌باشد، بنابراین در جانیشینی احتمال حفظ شکل دانه‌ها بسیار محتمل است. مهم‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانیشینی دولومیتی شدن می‌باشد (پتی‌جان، ۱۹۷۵). از مهم‌ترین پدیده‌های جانیشینی در سازند شهبازان و در برش مورد مطالعه می‌توان به نوع

² Pyritization

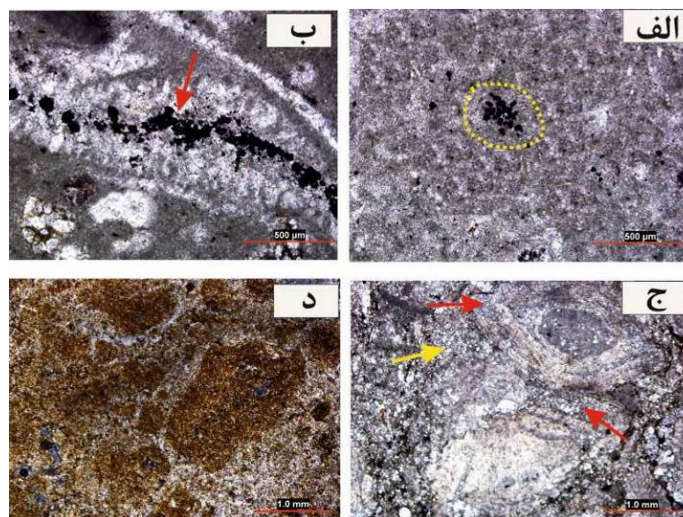
¹ Replacement

نمونه‌های سیلیس خود شکل اغلب در جازا و آن‌هایی که خود شکل نیستند آواری‌اند. نمونه‌های خود شکل ظاهری مات و ابری دارند که احتمالاً به دلیل ترکیب کوارتز و کربنات هستند که این موضوع بیانگر جانشینی ناقص می‌باشد. برای سیلیسی شدن کربنات‌ها بایستی سیالات منفذی نسبت به فاز سیلیس فوق‌اشباع و نسبت به فاز کربنات تحت‌اشباع باشند و در شرایط اسیدی انجام می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵). منشأ سیلیس در سنگ‌های کربناته انحلال سوزن اسفنج، دیاتومه‌ها و رادیولرها می‌باشد (مسادی و همکاران، ۲۰۱۸). نوع درشت بلور سیلیس در داخل شکستگی‌ها می‌تواند به دلیل تشکیل در محیط دیاژنزی تلوزنیک باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). منشأ سیلیس در طی دیاژنز تدفینی می‌تواند از طریق دیاژنز و تبدیلات کانی‌های رسی تأمین شود و سیلیس مورد نیاز برای فرآیند سیلیسی شدن را فراهم کند (فلوگل، ۲۰۱۰).

تفسیر: فراوانی کانی پیریت در رسوبات دریایی به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است و فراوانی این کانی دلالت بر محیط احیاء دارد (بوتلر و ریکارد، ۲۰۰۰؛ گولدهایر، ۲۰۰۴). پیریت دانه تمشکی (فرمبوییدال، Framboidal) به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است (ال‌قالی و همکاران، ۲۰۰۶).

سیلیسی شدن: سیلیسی شدن در مقاطع مورد مطالعه به دو صورت دیده می‌شود: الف: می‌تواند به صورت انتخابی باشد که در این حالت جانشین پوسته فسیل‌ها شده و سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان داخلی آن‌ها می‌شود. ب: می‌تواند در بین قطعات و اجزای تشکیل دهنده سنگ دیده شود (شکل ۱۰-ج).

تفسیر: این پدیده در سنگ‌های کربناته بسیار رایج و متداول است (فلوگل، ۲۰۱۰). این پدیده در سنگ‌های کربناته به صورت کوارتز در جازا، ندول چرت و گاهی سیمان سیلیسی دیده می‌شود (پتی‌جان، ۱۹۷۵).



شکل ۱۰. الف) رخساره مادستون تا وکستون دارای پیریت فرمبوییدال مربوط به دیاژنز اولیه، ب) تشکیل پیریت فرمبوییدال در داخل حجرات یک صدف، ج) فرآیند سیلیسی شدن در پوسته روزندار (پیکان‌های قرمز رنگ) و در متن سنگ (پیکان زرد رنگ)، د) فرآیند هماتیته شدن بر روی قطعات اینتراکلیستی مربوط به دیاژنز تلوزنیک.

Fig. 10. a: Mudstone to wackestone facies with framboidal pyrite related to early diagenesis. **b:** Formation of framboidal pyrite inside the cells of an oyster. **c:** Creation of silicification process in the foraminifera shell (red arrows) and in the rock matrix (yellow arrow). The blue arrows show the microcrystalline dolomites that are formed as a replacement in the oyster shell. **d:** hematization process on intraclast fragments related to telogenic diagenesis.

تفسیر: به فرایند جانشینی اکسیدآهن یا سولفید آهن گفته می‌شود و غالباً در امتداد استیلولایت‌ها، رگچه‌های انحلالی و بر روی آلوکم‌ها و یا در فضای متخلخل مشاهده می‌شود.

آهن‌دار شدن^۱: در نمونه‌های مورد مطالعه فرآیند آهن‌دار شدن در امتداد استیلولایت‌ها، رگچه‌های انحلالی و به صورت اکسیدآهن بر روی قطعات اینتراکلیستی مشاهده می‌شود (شکل ۱۰-د).

¹ Hematization

دولومیت نوع سوم (دولواسپارایت‌ها) از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به وجود می‌آیند. دولواسپارایت‌ها به سه شکل در نمونه‌ها قابل مشاهده می‌باشند، به صورت جانشینی در دانه‌های آلومکمی، تبلور مجدد از دولومیت‌های ریز بلورتر و به صورت سیمان همراه با کلسیت هم‌بعد پرکننده شکستگی‌ها و حفرات سنگ. وجود سیمان کلسیت هم‌بعد در داخل شکستگی‌ها می‌تواند تأیید کننده دیاژنز تدفینی باشد. به نظر می‌رسد که برای دولومیتی شدن اولیه و یا همزمان با رسوب گذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا است (لند، ۱۹۸۵). این منشأ تنها برای دولومیت‌های نوع ۱ در نظر گرفته می‌شوند که در نزدیک سطح و تحت شرایط دمای پایین در یک پهنه جزرومدی و احتمالاً در اثر پمپاژ آب دریا به این پهنه تشکیل شده‌اند. اما منیزیم مورد نیاز برای دولومیت‌های نوع ۲ و 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 دولومیت‌های سازند شهبازان را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط در نظر گرفت که در یک محیط دیاژنزی دفنی کم عمق تا متوسط در اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای تبخیر شده به داخل پلت‌فرم کربناته سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه شکل گرفته‌اند. شواهدی مانند لامینه‌های جلبکی، اینتراکلسیت، تخلخل فنسترال و نبود کانی‌های تبخیری بیانگر تشکیل این دولومیت‌ها از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط می‌باشد.

۵-۲-توالی‌های پاراژنتیکی سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه

دیاژنز در سنگ‌های کربناته حاصل فرآیندهای مختلفی است که در محیط‌های دریایی، جوی و دفنی انجام می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). از آن جمله می‌توان به فعالیت‌های بیولوژیکی و میزان به هم ریختگی رسوبات توسط موجودات زنده (کاسیج 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

هماتیت در طی هوازدگی و اکسیداسیون پیریت یا سایر کانی‌های سولفید آهن تشکیل می‌شود (سچول و سچول، ۲۰۰۳؛ فلوگل، ۲۰۱۰). آهن‌دار شدن عمدتاً مربوط به دیاژنز تدفینی است (تاکر، ۲۰۰۱). مهاجرت نهایی هماتیت در اثر دیاژنز و جانشین شدن در رسوبات آهکی میزبان و سیمان‌های کلسیتی نیز معمول می‌باشد (تاکر، ۲۰۰۱).

دولومیتی شدن^۲: با توجه به سنگ‌شناسی غالباً دولومیتی در سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه لذا فرآیند دولومیتی شدن به صورت اولیه و ثانویه در این سازند گسترش خوبی پیدا کرده است. در نمونه‌های بررسی شده دولومیتی شدن به صورت جانشینی در آلومک‌ها، به صورت سیمان در بین اجزای تشکیل دهنده سنگ و به صورت پرکننده شکستگی‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۱).
تفسیر: گسترده‌ترین جانشینی دولومیت به جای کربنات کلسیم به طرق مختلفی صورت می‌گیرد (فلوگل، ۲۰۱۰). طی این جانشینی فابریک سنگ می‌تواند حفظ شود که تحت عنوان دولومیت جانشینی حفظ کننده فابریک^۳ خوانده می‌شود. در این حالت جانشینی به صورت تقلیدی^۴ است. اگر فابریک سنگ در طی دولومیتی شدن تخریب شود و از بین برود، به این نوع دولومیت جانشینی، دولومیت تخریب کننده فابریک^۵ گویند. عمل جانشینی در این حالت غیرتقلیدی^۶ است. فراوان‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی در سنگ‌های آهکی، دولومیتی شدن است (پتی‌جان، ۱۹۷۵). در فرآیند دولومیتی شدن کانی‌شناسی اولیه، اندازه بلورها و ماهیت سیالات دولومیت‌ساز مهم است (تاکر و رایت، ۱۹۹۱). بر پایه مطالعات پتروگرافی صورت گرفته دو گروه از دولومیت‌ها در سازند شهبازان شناسایی گردید. دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها)، در اندازه‌های کوچک‌تر از ۱۰ میکرون و دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها) به ترتیب در اندازه‌های ۱۰ تا ۲۰ میکرون و بزرگ‌تر از ۵۰ میکرون می‌باشند. دولومیت نوع یک (دولومیکرایت‌ها) به عنوان دولومیت تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپارایت‌ها) و

² Dolomitization

³ Fabric retentive dolomite

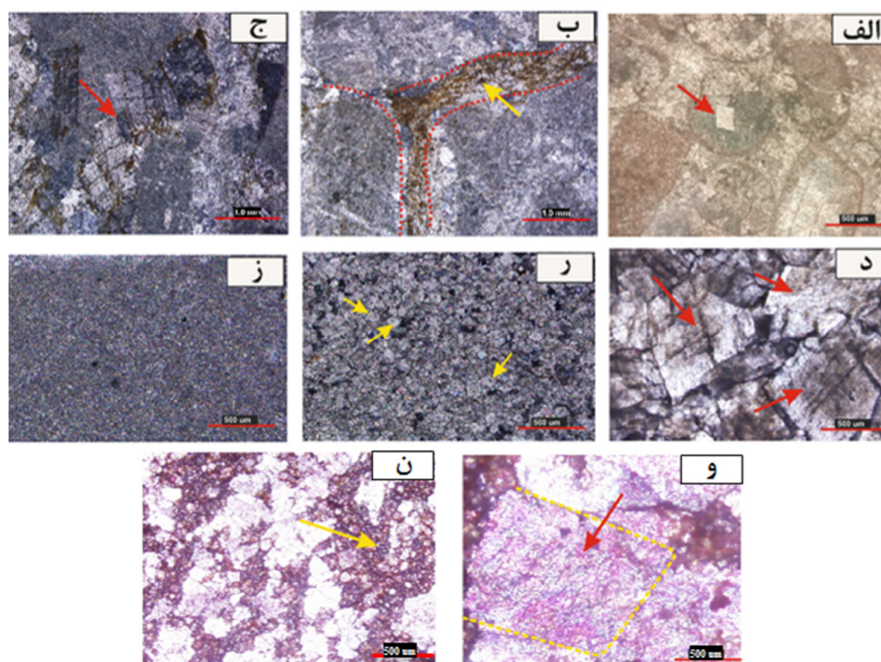
⁴ Mimic

⁵ Fabric destructive dolomite

⁶ Non-mimic

دما و فرآیندهای دیاژنزی به دست می‌دهد (راو، ۱۹۹۶). بر پایه شواهد پتروگرافی سه توالی دیاژنزی (ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز) مربوط به چهار محیط دیاژنزی (محیط دریایی، محیط آب شیرین، محیط تدفینی و بالاآمدگی) برای کربنات‌های سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه تشخیص داده شد.

اشاره کرد (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). در توالی‌های کربناته، یک مجموعه رسوبی ممکن است به دفعات تحت تأثیر یک یا چند پدیده دیاژنزی قرار گیرد. لذا تعیین تاریخچه توالی وقایع دیاژنزی نقش مهمی در شناخت شدت تأثیر آن‌ها در زمان‌های مختلف و در محیط‌های دیاژنزی مختلف خواهد داشت. ترکیب کانی‌شناسی اولیه اطلاعاتی پیرامون شرایط محیط رسوب‌گذاری نظیر: شوری، عمق،



شکل ۱۱. الف) تشکیل بلور دولومیت در داخل آلوکم (آلوکم مورد نظر یک دانه ائید می‌باشد). ب) سیمان دولومیتی تشکیل شده در بین اجزای تشکیل دهنده سنگ. ج: دولومیت‌های درشت بلور تشکیل شده در داخل شکستگی‌ها. این بلورها جانشین کلسیت موجود در شکستگی‌ها شده است و به عبور فازهای غنی از منیزیم در محیط نسبت داده می‌شوند. د) دولومیت‌های درشت بلور در رخساره دولواسپاریتی، ر) دولومیت‌های متوسط بلور، ز) دولومیت‌های ریز بلور، و) دولومیت درشت بلور آهن‌دار که پس از رنگ‌آمیزی با آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به رنگ آبی فیروزه‌ای نشان داده شده است. ن) سیمان دولومیتی آهن‌دار به رنگ آبی فیروزه‌ای (مقطع با آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شده است) رنگ آبی فیروزه‌ای این سیمان بیانگر وجود آهن در ترکیب آن می‌باشد.

Fig. 11. a: The formation of dolomite crystal inside the allochem (the allochem in question is an ooid grain). b: Dolomitic cement formed among the rock constituents. c: Coarse crystal dolomites formed inside fractures. These crystals have replaced the calcite in the fractures and are attributed to the passage of magnesium-rich phases in the environment. d: Coarse crystal dolomites in dolosparite facies. e: Medium crystalline dolomites. f: Fine crystal dolomites. g: Iron-bearing coarse crystal dolomite, which is shown in turquoise blue color after staining with alizarin red and potassium ferrocyanide. g: Iron-bearing dolomite cement is turquoise blue (the thin section is colored with alizarin red and potassium ferrocyanide). The turquoise blue color of this cement indicates the presence of iron in its composition.

محور، سیمان هم‌ضخامت سوزنی و پیریت‌های دانه تمشکی که مربوط به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی 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 HCO_3^- و CO_2

دیاژنز آغازین (ائوژنز)

دیاژنز دریایی: این مرحله دیاژنزی شامل فرآیندهایی است که رسوبات را حین ته‌نشست و یا بلافاصله پس از ته‌نشست تحت تأثیر قرار می‌دهد (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکرایتی شدن (پوشش میکرایتی)، تشکیل سیمان هم‌محور، سیمان بر

نمونه‌های مورد مطالعه تشخیص داده شده است. همچنین در این مرحله انحلال شیمیایی (استیلولیت و استیلوموتل) تشکیل می‌شود (باود و همکاران، ۲۰۱۶؛ توسانیت و همکاران، ۲۰۱۸) که منجر به تخریب برخی از آلومکها در طول مرزهای بین دانه‌های بهم فشرد شده است. تراکم فیزیکی نیز بلافاصله پس از رسوب‌گذاری، منجر به نزدیک‌تر شدن دانه‌ها به یکدیگر شده است و فابریک درهم فشرد^۱ را به وجود آورده است. در محیط دیاژنزی دفنی، تراکم فیزیکی به حداکثر خود رسیده به نحوی که ترک‌خوردگی، شکستگی و تغییر شکل آلومکها رخ داده است. تراکم شیمیایی و ایجاد درزه‌های انحلال و استیلولیت‌ها اتفاق افتاده است. تشکیل سیمان‌های بلوکی، پوئیکیلوتوپیک 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 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 (جیا و همکاران، ۲۰۱۶). در این مرحله دولومیت آهن‌دار درشت بلور بیانگر محیط دیاژنزی تدفینی عمیق و احیایی می‌باشند.

دیاژنز پایانی (تلوژنز)

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 اکسیدی اکسید آهن آبدار شکل گرفته و به تدریج به هماتیت تبدیل شده است. مرحله نهایی دیاژنز (مرحله تلوژنیک) فازهای کوهزایی عمل نموده و سبب خروج سازند شهبازان از عمق شده و این امر با شکستگی‌هایی در 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 پر شده‌اند که بلورهای کلسیت در شکستگی‌ها و رگه‌ها بعد از رنگ‌آمیزی به رنگ صورتی کم رنگ باقی مانده‌اند که می‌تواند نشان دهنده شرایط اکسیدی در مرحله بالا آمدگی باشد.

مهم‌ترین شرایط دیاژنزی برای میکریته شدن دانه‌ها می‌باشد (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴). در این مرحله فرآیند میکریته شدن در آلومکها بویژه در رخساره پکستون بایوکلسیتی و سیمان هم‌محور در ریزرخساره گرینستون اکیئوئیددار بر روی مقاطع عرضی اکیئوئید مشاهده می‌شود.

دیاژنز آب شیرین: در محیط فرآتیک آب شیرین حفرات بین دانه‌ها همواره پر از آب است و ممکن است سبب انحلال کانی‌های نیمه پایدار نظیر آراگونیت و کلسیت پرمینیم گردد (حیدری و همکاران، ۲۰۱۴) که در مقاطع مورد مطالعه در رخساره‌های پکستونی به فراوانی در آلومک‌هایی از قبیل قطعات دوکفه‌ای و برخی روزنداران دیده می‌شود. در محیط دیاژنزی متئوریک که شامل سه مرحله (زون) می‌باشد. زون انحلالی، بر اثر انحلال، تخلخل‌های حفره‌ای، کانالی و قالبی تشکیل و فرایند نئومورفیزم افزایشی نیز دیده می‌شود. زون فریاتیک متئوریک فعال، سیمان‌های کلسیتی اسپاری فضاهای بین دانه‌ای باقیمانده را پر کرده است. زون فریاتیک متئوریک ساکن: نئومورفیزم افزایشی در میکرایت‌ها و دولومیکرایت‌ها اتفاق افتاده که در دولومیکرایت‌ها منجر به ایجاد دولومیکرواسپار و دولواسپار و نیز تخلخل بین‌بلوری شده است. در این مرحله (دیاژنز آب شیرین) نئومورفیزم افزایشی به صورت تبدیل بلورهای بسیار ریز میکرایت به میکرواسپار و اسپارایت مشاهده می‌شود. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند موزائیکی هم‌بعد، بلوکی و سیمان رورشدی هم‌محور می‌توانند در این مرحله تشکیل شوند (هالی و هریس، ۱۹۷۹؛ لانگمن، ۱۹۸۰؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۷).

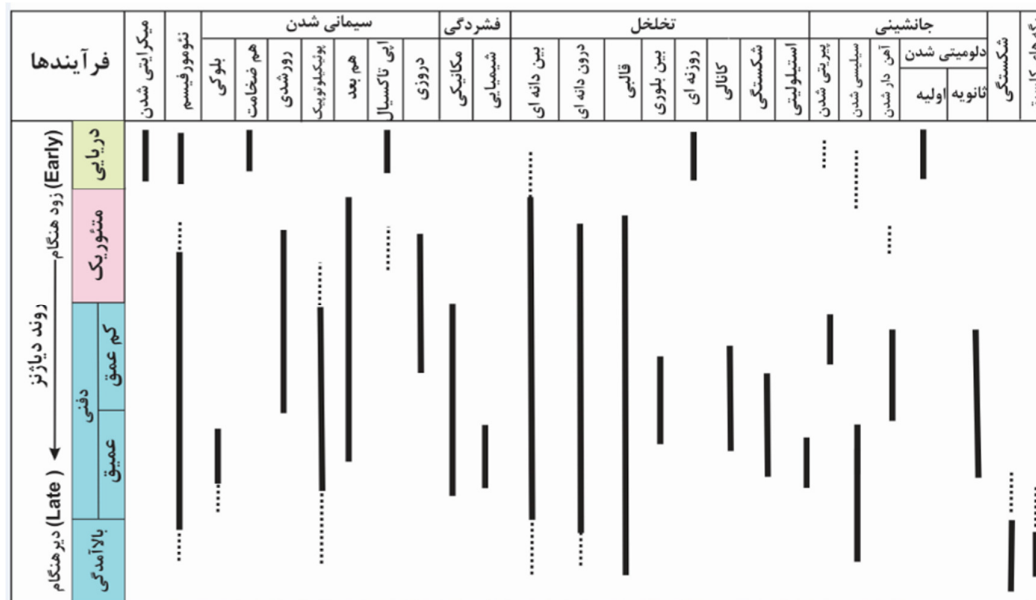
دیاژنز میانی (مزوژنز)

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 منافذ ریز باقی می‌ماند. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، فراگیرنده، دروزی، دولومیتی شدن، پیریتی شدن رخ می‌دهد که در

¹ Fitted fabric

در زمان ائوسن بالایی ناشی از فعالیت تکتونیکی پیرنن (ائوسن بالایی - الیگوسن) دانست، این فعالیت تکتونیکی سبب افت سطح آب دریا شده و به دنبال آن سازند شهبازان را در معرض سیالات دیاژنزی متئوریک قرار داده است. براساس شواهد پتروگرافی، توالی دیاژنزی در طی چهار محیط دیاژنزی (دریایی، دفنی، بالآمدگی و متئوریک) در سنگ‌های کربناته سازند شهبازان تعیین شده است (شکل ۱۲).

مرز بالایی سازند شهبازان با سازند آسماری یک دگرشیبی فرسایشی می‌باشد که به یک دوره خروج از آب دلالت دارد (مطیعی، ۱۳۸۲). در برخی از مناطق حوضه-ی رسوبی لرستان یک افق برش انحلالی در مرز سازندهای شهبازان و آسماری وجود دارد که تأیید کننده دگرشیبی فرسایشی در رأس سازند شهبازان می‌باشد (مطیعی، ۱۳۸۲). لذا وجود دیاژنزی متئوریک در سازند شهبازان را می‌توان به یک دوره خروج از آب این سازند



شکل ۱۲. توالی پاراژنتیکی سازند شهبازان در برش مورد مطالعه (تاقدیس سرکان)، خط ممتد پررنگ فراوانی زیاد و خط چین فراوانی کمتر را نشان می‌دهد.

Fig. 12. The paragenetic sequence of Shahbazan Formation in the study section (Serkan anticline), the bold continuous line shows high abundance and the dashed line shows low abundance.

شرایط آب و هوایی مرطوب و پایین افتادن سطح آب دریا، آب‌های جوی (آب شیرین) به طرف حوضه پیشروی کرده و در اثر اختلاط با آب دریا (آب شور) باعث دولومیتی شدن سنگ آهک‌های پیشین شده است. به دنبال این فرآیند قسمتی از تخلخل‌های ایجاد شده در اثر دولومیتی شدن (بین بلوری و قالبی) توسط سیمان کلسیتی پر شده است.

جانباز و همکاران (۱۳۹۷)، فرایندهای دیاژنزی سازند شهبازان را در شرق پهنه لرستان در پنج برش سطحی و چهار برش زیرسطحی مطالعه کردند. در این مطالعه غالب فرایندهای دیاژنزی سازند شهبازان در مرحله ائوژن روی داده است. ائوژن دریایی شامل نهشت سیمان کلسیت اپی‌تکسیال بر روی اکینودرم، نوشکلی کاهشی و نهشت

۵-۳- مقایسه توالی‌های دیاژنزی سازند شهبازان

در برش مورد مطالعه با سایر برش‌های همجوار

از جمله مطالعات دیاژنزی انجام شده بر روی سازند شهبازان می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

محسنی و همکاران (۱۳۹۰)، پتروگرافی و منشأ دولومیت‌های سازند شهبازان را در شرق اسلام‌آباد غرب (کرمانشاه) مورد ارزیابی قرار دادند. در این مطالعه دو نوع دولومیت، دولومیت‌های نوع اول که اغلب دارای بلورهای شفاف و تمیز با بافت اگزوتوپیک و نوع دوم با ظاهری کدر (تار) با بافت ایدیوتوپیک شناسایی گردید. دولومیت‌های سازند شهبازان در این ناحیه در طی دیاژنزی اولیه شکل گرفته‌اند، گرچه دولومیت‌های نوع دوم در طی فرایندهای دیاژنزی بعدی دچار تبلور مجدد شده‌اند. در

فابریک)، جانشینی (پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن) گردید. با توجه به لیتولوژی سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه فرآیند دولومیتی شدن در این سازند غالب می‌باشد. پوشش میکرایتی، نوریختی کاهشی، سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت و سیمان برمحور در مرحله انوژنز و در قلمرو دیاژنز دریایی تشکیل شده‌اند در صورتی که سیمان‌های بلوکی، هم‌بعد و فراگیرنده در مرحله مزوژنز و تلوزنز و در قلمرو دیاژنز تدفینی کم عمق و عمیق و در طی بالآمدگی تشکیل شده‌اند. فشردگی در انوژنز توسط فشار روباره ناشی از نهشت سازند شهبازان ایجاد شده و سپس با نهشت سازندهای آسماری و گچساران توسعه یافته است. بخشی از انحلال در طی دیاژنز تدفینی و بخشی دیگر در طی بالآمدگی و تاثیر دیاژنز متئوریک رخ داده است. لذا بر اساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند شهبازان در این برش در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی تفسیر شده است و سه مرحله دیاژنزی (انوژنز، مزوژنز و تلوزنز) برای نهشته‌های مورد مطالعه تعیین شده است.

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 statistic methods in Darabi section. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 25(1): 81-100 doi.org/20.1001.1.20087888.1388.25.1.6.8 (in persian).
- Abdolnia, A., Maghfouri Moghadam, I., Baghbani, D (2017) Stratigraphy of the Shahbazan Formation in Lorestan basin. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 26(103): 157- 168. doi.org/10.22071/gsj.2017.46623 (in Persian)
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzduran Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran: Crab. Eva, 24: 16-32.
- 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.
- 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.

تبخیری‌ها در بخش‌های سوپراتایدال حوضه بوده است. فراوان‌ترین سیمان مشاهده شده سیمان کلسیت هم‌بعد بلوکی می‌باشد. فراوانی سیمان‌های تبخیری به سمت غرب محدوده مورد مطالعه نشان از کم عمق شدن حوضه در این بخش دارد. هر چند قالب‌های انحلالی ژپیس در محل برش‌های سطحی نیز نشان می‌دهد که شرایط نهشت تبخیری‌ها در شرق منطقه مورد مطالعه نیز وجود داشته، اما عدم حفظ آن‌ها بیانگر این است که این شرایط تداوم نداشته است. نهشت سیمان کلسیت هم‌بعد موزاییکی، کلسیت دندان‌سگی و کلسیت بلوکی در مرحله انوژنز متئوریک روی داده است.

میریک سبزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۰)، فرایندهای دیاژنتیکی و توالی پاراژنتیکی سازند شهبازان در شمال باختر پلدختر، (حوضه رسوبی لرستان) را مورد بررسی قرار دادند. در این مطالعه فرایندهای متعدد دیاژنزی مانند میکرایتی شدن، نوریختی سیمانی شدن، فشردگی، انحلال و جانشینی شناسایی کردند. از مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه، دولومیتی شدن می‌باشد که هم به‌صورت همزمان با رسوب‌گذاری و هم به صورت دیاژنزی رخ داده است. دولومیت‌های اولیه دارای مقادیر پایین Fe و مقادیر بالایی از Sr و Na 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 کم عمق تا متوسط برای دولومیت‌های ثانویه می‌باشد. در نهایت براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند شهبازان در این برش در چهار محیط دریایی، تدفینی، بالآمدگی و آب شیرین تفسیر شده است.

۶- نتیجه‌گیری

مطالعات پتروگرافی بر روی سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه (تاق‌دیس سرکان)، در جنوب لرستان منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنزی از جمله فرآیند میکرایتی شدن، نوریختی (افزایشی و کاهشی)، سیمانی شدن (سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت، سیمان رشد اضافی هم‌محور، سیمان برمحور، سیمان هم‌بعد، سیمان بلوکی، سیمان دروزی و فراگیرنده)، فشردگی (مکانیکی و شیمیایی)، انحلال (وابسته به فابریک و غیروابسته به

- monosulfide by hydrogensulphide, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 2665–2672.
- Cazarin, C. L., Bezerra, F. H. R., Borghic, L., Santosd, R. V., Favoretoc, J., Brode, J. A., Aulerf, A. S., Srivastavab, N. K (2019) The conduit-seal system of hypogene karst in Neoproterozoic carbonates in northeastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.*, 101: 90–107.
- Choquette, P. W., and James, N. P (1990) Limestones: the burial diagenetic environment. In: McIlreath, I. A., & Morrow, D. W. (eds.), *Diagenesis*. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series, 4: 75–111.
- Cooke, M. L., Simo, J. A., Underwood, C. A., and Rijken, P (2006) Mechanical Stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geol.*, 184: 225–239.
- De Graaf, S., Reijmer, J. J. G., Bertotti, G. V., Bezerra, F. H. R., Cazarin, C. L., Bisdom, K., Vonhof, H. B (2017) Fracturing and calcite cementation controlling fluid flow in the shallow-water carbonates of the Jandaíra Formation, Brazil. *Mar. Pet. Geol.*, 80: 382–393.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section: *Nature*, 205: 587.
- Earler, D. V., Nothdurft, L., McNeil, M., and 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. doi.org/10.1007/s00338-018-01742-z.
- EL – Ghali, M. A. K., Tajoti, K. G. M., Ansoorbeh, H., Ogle, N., & Kalin, R. M (2006) Origin and timing of sidelite cementation upper Ordovician Glacogenic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 459–471.
- El-Saiy, A. K., & Jordan, B. R (2007) Diagenetic aspects of tertiary carbonates west of the Northern Oman Mountains, United Arab Emirates. *Journal of Asian Earth Science*, 31: 43–53.
- Emami Meybodi, S. M., Maghfouri Moghadam, I., Sedaghatnia, M., Barmal, A (2022) Microfacies, sedimentary environment and diagenetic processes of carbonate rocks of the Asmari Formation (Chenareh anticline, south Lorestan). *Journal of Applied Sedimentology*, 10 (20): 73–91. (in Persian).
- Fakhari, M (1985) Khurramabad Geological Compilation Map 1/100,000 (Sheet 20813W). National Iranian Oil Company, Tehran.
- 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.
- Alavi, M (2004) Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and Its Foreland Evolution. *American Journal of Science*, 304: 1–20.
- Alavi, M (1994) Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New Data and Interpretation. *Tectonophysics*, 229: 211–238.
- 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 Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, 62 (4): 1–22.
- Assadi, A., Rahimpour-Bonab, H., and Kadkhodaie-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.
- 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. *Journal of Applied Sedimentology*, 4 (4): 16–26 (in Persian).
- Baltzer, F., Purser, B. H (1990) Modern alluvial and the deltaic sedimentation in a foreland tectonic setting: the Lower Mesopotamian Plain and the Arabian Gulf. *Sedimentary Geology*, 4 (3–4): 175–197.
- Bathurst, R. G. C (1975) Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in sedimentology. 2nd Edition, Elsevier, Amsterdam, 12: 658 p.
- Bathurst, R. G. C (1987) Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction, *Sedimentology*, 34 (5): 749–778.
- Baud, P., Rolland, A., Heap, M., Xu, T., Nicolé, M., Ferrand, T., Reuschlé, T., Toussaint, R., Conil, N (2016) Impact of stylolites on the mechanical strength of limestone. *Tectonophysics*, 690: 4–20.
- Biernacka, J. K., Borysiuk, and Raczynski, P (2005) Zechstein (Cal) limestone-marl alternations from the North-Sudetic Basin Poland, depositional or diagenetic rhythms?: *Geological Quarterly*, 49: 1–14.
- 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.
- Butler, I. B., Rickard, D (2000) Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II)

- Petroleum Geologists Bulletin, 49(12): 2182-2245.
- 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. Scientific Quarterly Journal of Geosciences. 28(109): 67- 82. (in Persian).
- Jia, L. Q., Cai, C. F., Jiang, L., Zhang, K., Li, H. X., Zhang, W (2016) Petrological and geochemical constraints on diagenesis and deep burial dissolution of the Ordovician carbonate reservoirs in the Tazhong area, Tarim Basin, NW China. Mar. Pet. Geol, 78: 271–290.
- Kasih, G. A. A., Chiba, S., Yamagata, Y., Shimizu, Y., & Haraguchi, K (2008) Modeling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan, A comparison of steady state and dynamic calculation. Ecological Modeling, 215: 40-54.
- Krause, S., Liebetrau, V., Leoscher, C., Beohm, F., Gorb, S., Eisenhauer, A., and Treude, T (2018) Marine ammonification and carbonic anhydrase activity induce rapid calcium carbonate precipitation. Geochim. Cosmochim. Acta, 243: 116–132.
- Liu, W., Huang, Q. Y., Wang, K., Shi, S. Y., Jiang, H (2016) Characteristics of hydrothermal activity in the Tarim Basin and its reworking effect on carbonate reservoirs. Nat. Gas Ind, 3: 202–208.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite: Journal of Geological Education, 33: 112-125.
- Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. AAPG Bull, 64: 461-487.
- Madden, 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., Mardassi, B., Ouali, J. A., Touri, J (2018) Diagenetic process as tool to diagnose paleo - environment conditions, bathymetry and oxygenation during Late Paleocene - Early Eocene in the Gafsa Basin. Carbonate and Evaporites, 34: 1-16.
- Mirbeik- Sabzevari, K., Sedaghatnia, M (2022) Petrography and study of dolomitization model of Shahbazan Formation using elemental analysis (Zagros sedimentary basin, south of Lorestan). Journal of Applied sedimentology, 10 (19): 54- 71. (in Persian).
- Mohseni, H., Abdollahpour, M., Rafiei, B (2012) Petrography and origin of dolomites of Shahbazan Formation (middle to upper Eocene) in east Esfahane- Gharb (Kermanshah). Journal of New Findings In Applied Geology, 5(10): 1-11 (in Persian).
- Journal of Applied Sedimentology, 5(9): 40-57. doi.org/10.22.84/psj.2017.13230.1136. (in Persian).
- Feiznia, S (1998) Carbonate sedimentary rocks. Publication of the Emamreza university, p, 304 (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.
- 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.
- Folk, R. L., and Siedleka, A (1974) The Schizohaline environment: its sedimentary and diagenesis fabrics as exemplified by late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard, Journal of Sedimentary Geology, 11: 1-15.
- Folk, R. L., and Land, L. S (1975) 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, 257 – 288.
- 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.
- 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.
- Hollis, C., Lawrence, D. A., de Periere, M. D., and Al Darmaki, F (2017) Controls on porosity preservation within a Jurassic oolitic reservoir complex, UAE. Marine and Petroleum Geology, 88: 888-906.
- 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

- 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
- San Miguel, G., Aurell, M., and Bádenas, B (2017) Diagenetic evolution of a shallow marine Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, NE Spain): implications for hydrocarbon reservoir quality. *Arabian Journal of Geosciences*, 10 (16): 376.
- Seibel, M. J., & James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21 – 35.
- Scholle, P. A., & Ulmer – Scholle, D. S (2003) A color Guide to the petrography of carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis, The American Association of petroleum Geologists Tulsa Pub. 459 p.
- Sibley, D. F., Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures. *J. Sediment. Petrol*, 57: 967–975.
- Toussaint, R., Aharonov, E., Koehn, D., Gratier, J. P., Ebner, M., Baud, P., Rolland, A., Renard, F (2018) Stylolites: A review. *J. Struct. Geol*, 114: 163–195.
- 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.
- Tucker, M. E., and Wright, V. P (1991) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.
- 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.
- Verg'és, J., Emami, H., Garc'és, 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, 29–52.
- Walker, K. R., Jernigan, D. G., & Weber, L. J (1990) Petrographic criteria for the recognition of marine, syntaxial overgrowths, and their distribution in geologic time. *Carbonates and Evaporites*, 5 (2): 141-152.
- Moore, C. H (1989) *Carbonate Diagenesis and porosity*. Elsevier, Amsterdam. 338pp. *Sediment*, 9 (26): 511. Black well Science Oxford.
- Moore, C. H (2013) *Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*, Elsevier, Amsterdam. 370 pp.
- Moss, S. J., Tucker, M. E (1995) Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallow-burial diagenesis, *Sedimentology*, 42: 853-874.
- Motiei, H (2003) *Geology of Iran (Zagros stratigraphy)*, publication of the geological organization. P, 583. (in persian)
- Murris, R. J (1980) Hydrocarbon habitat of the Middle East, *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 6: 765-800.
- Pettijohn, F. J (1975) *Sedimentary Rocks*. Harper& Row. New York. 628 pp.
- Philip, J. M., and Gari, J (2005) Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France): *Sedimentary Geology*, 175: 315-337.
- Piryaee, 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 (stylolite's and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the mideastern United States. *Journal of Sedimentary Research*, 63 (3): 513–522.
- Rahimpour – Bonab, H (2010) *Carbonate petrology. Reservoir quality consideration*. Publication of Tehran university, 570. (in Persian).
- Rao, C. P (1996) *Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. Carbonates, Hobart (Tasmania): 206.
- 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

- 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.
- Wizemann, A., Nandini, S. D., Stuhldreier, I., Sanchez- Noguera, C., Wisshak, M., Westphal, H., Rixen, T., Wild, C., and Reymond, C. E (2018) Rapid bioerosion in a tropical upwelling coral reef. *PLoS One*, 13, e0202887.
- Wu, G. H., Yang, H. J., He, S., Cao, S. J., Liu, X., Jing, B. E (2016) Effects of structural segmentation and faulting on carbonate reservoir properties: A case study from the Central Uplift of the Tarim Basin, China. *Mar. Petrol. Geol.*, 71: 183–197.
- 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. *Geo Arabia*, 6(3): 445-504.
- Zhang, X., Hu, W., Jin, Z., Zhang, J., Qian, Y., Zhu, J., Zhu, D., Wang, X., and Xie, X (2008) REE compositions of Lower Ordovician dolomites in Central and North Tarim Basin, NW China: A potential REE proxy for ancient seawater: *Geology Sinica*, 82(3): 610-621.
- Zhang, H., Cai, Z.X., Qi, L. X., Yun, L (2017) Diagenesis and origin of porosity formation of Upper Ordovician carbonate reservoir in northwestern Tazhong condensate field. *J. Nat. Gas Sci. Eng*, 38: 139–158.

Evaluation of diagenesis processes of carbonate deposits of Shahbazan Formation (Sarkan anticline, south Lorestan)

I. Maghfouri Moghadam^{1*}, M. Sedaghatnia^{2,3}, Kh. Mohammadi⁴, A. Bonyadian⁴ and M. Bordbar⁴

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

2- Ph. D., student, Dept., of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

3-Expert of the Central Laboratory of Lorestan University, Khorramabad, Iran

4- M. Sc., student. Dept., of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

* irajmmms@yahoo.co.uk

Recieved: 2023.7.29 Accepted: 2023.10.21

Abstract

The Shahbazan Formation is of middle to late Eocene age and extends over a wide area of the sedimentary basin of Lorestan. The studied area is located 75 km south of Khorram Abad city. In the studied area, the Shahbazan Formation with a thickness of 73 meters is parallel to the Keshkan clastic formation and is discontinuously covered by the carbonates of the Asmari Formation. The lithology of Shahbazan Formation in the study section includes limestone, dolomitic limestone and dolomite. Petrographic studies on 63 thin sections led to the identification of several diagenesis processes, including micritization, neomorphism (increasing and decreasing), cementation (including isopachous rim cement, syntaxial, epitaxial, equate, blocky, druzy and poikilotopic), compaction (physical and chemical), dissolution (dependent and independent of the fabric), replacement (ironing, silicification and dolomitization). The most important diagenesis process in Shahbazan Formation is dolomitization, which has occurred widely. These processes occurred in four paragenetic sequences (marine environment, fresh water, burial and uplift) and three stages of diagenesis eogenesis, mesogenesis and telogenesis have been interpreted for them. The reduction process of neomorphism has occurred in the stage of eogenesis in the region of the marine environment. Isopachous rim cement and epitaxial cement are formed in the eogenesis stage and in the marine diagenesis region, while blocky, equate and poikilotopic cements are formed in the mesogenesis and telogenesis stage and in the region of shallow and deep burial diagenesis. The compaction in eogenesis was created by the overburden pressure caused by the Shahbazan Formation and then developed by the Asmari and Gachsaran formations. Part of the dissolution occurred during burial diagenesis and another part occurred during uplift and impact of meteoric diagenesis.

Keywords: Diagenesis, Paragenesis sequence, Shahbazan Formation, Zagros, Lorestan

Introduction

Today, there is a relatively complete understanding of the transformation of calcareous sediments into carbonate rocks. This change and transformation of carbonate sediments can occur in three realms of marine, meteoric, and burial diagenesis, whose processes and products, although complex, can be identified throughout geological history. Middle to Late Eocene carbonate sediments of the Shahbazan Formation are exposed in the Lorestan region and parts of the high Zagros. A type section of this formation in the southeast of the Lorestan Basin (northeast of Khuzestan Province) near the southeast of the Taleh-Zang railway station, along with a sample section of the Taleh-Zang Formation, was selected, measured, and introduced by James and Wind (1965). The aim of this study is to investigate

the types of diagenetic processes and then interpret the paragenetic sequences of the Shahbazan Formation in this part of the Lorestan sedimentary basin. The results of this study can be of great help to other researchers in the field of diagenetic and geochemical studies of carbonate deposits in the Lorestan sedimentary basin. The study section is located on the northern edge of the Sarkan anticline, 46 km southwest of Khorramabad city. This section is accessible via the Khorramabad-Poldokhtar asphalt road. The geographical location of the study section is E 48° 00' 42.32" east longitude and N 33° 13' 10.3" north latitude. The Shahbazan Formation in the studied section is 73 m thick, its lower boundary is parallel to the Kashkan Formation and its upper boundary is covered by carbonates of the Asmari Formation in a continuous unconformity. The lithology of

this formation in the studied section is carbonate rocks, dolomitic carbonate rocks, and thin to thick-bedded dolomite.

Materials and methods

Eocene deposits were selected based on a geological map of Khorramabad city with a scale of 1:250,000, and 63 samples were taken during field studies based on lithological changes. Sampling intervals ranged from 1 meter to more than 1.5 meters. The desired section was selected in such a way that it had the greatest thickness, the least coverage, and a clearly defined upper and lower boundary. In order to understand the diagenetic processes of the Shahbazan Formation in the studied section, after sampling, microscopic thin sections were prepared from all samples and studied using an Olympus-BH2 polarizing microscope at Lorestan University. To detect diagenetic processes in thin sections, objective lenses of (4×) and (10×) were used. To detect optical continuity in syntaxial overgrowth cements, the polarized light system (XPL) and extinction were used. Also, to detect porosity, the ordinary light system (PPL) and polarized light (XPL) were used. Thin sections were stained by the method of (Dickson, 1965) with alizarin red solution (ARS) to distinguish calcite minerals from dolomite and potassium ferrocyanide solution to distinguish iron-bearing dolomites. The naming 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 presented by (Folk, 1975) and (Adabi, 2009) was used.

Discussion

In the studied section (Sarkan anticline), several diagenetic processes such as micritization, neomorphism (increasing and decreasing), cementation (syntaxial, fibrous rim cement, equant, blocky, drusy, and poikilotopic cement), compaction (mechanical and chemical), dissolution (fabric-related and non-fabric-related), replacement (pyritization and silicification), and dolomitization were identified as primary and secondary. Diagenesis in carbonate rocks is the result of various processes that take place in marine, atmospheric and burial environments. Among them, we can mention biological activities and the degree of sediment decomposition by living organisms, the role of organic acids, initial sediment composition, particle size, sediment purity, interparticle flow, geomorphological location, sedimentation rate and tectonics. In carbonate

sequences, a sedimentary assemblage may be repeatedly affected by one or more diagenetic phenomena. Therefore, determining the history of the sequence of diagenetic events will play an important role in understanding the intensity of their impact at different times and in different diagenetic environments. The primary mineralogical composition provides information about the conditions of the depositional environment such as salinity, depth, temperature and diagenetic processes. Based on petrographic evidence, three diagenetic sequences (eogenesis, mesogenesis and telogenesis) related to four diagenetic environments (marine environment, freshwater environment, burial environment and uplift) were recognized for the carbonates of the Shahbazan Formation in the study area.

Eogenesis: In the freshwater phreatic environment, the pores between the grains are always filled with water and may cause the dissolution of semi-stable minerals such as aragonite and per magnesium calcite, which are abundantly seen in allochems such as bivalve fragments and some foraminifera in the studied sections in the packstone microfacies. In the meteoric diagenesis environment, this includes three stages (zones). The dissolution zone, due to dissolution, forms pore, channel and mold porosity and the process of incremental neomorphism is also seen. The active meteoric phreatic zone has filled the remaining intergranular spaces with calcite-spar cements. Static meteoric phreatic zone: Incremental neomorphism has occurred in micrites and dolomite, which has led to the formation of dolomicrospar and dolosparite in dolomite and intercrystalline porosity. In this stage (freshwater diagenesis), incremental neomorphism is observed in the form of the transformation of very fine micrite crystals into microspar and sparite. Some second-generation cements such as equant mosaic calcite, blocky, and syntaxial growth cements can form in this stage.

Mesogenesis: Burial diagenesis: In this stage, sediments are affected by the pressure and temperature caused by burial at different depths and these conditions continue until the threshold of metamorphism. The effective factors in this stage are the amount of clay and, the chemistry of the pore, and the sedimentation of calcite cement between the fine pores. In this stage, some processes occur, including physical and chemical compaction and blocky cements, drusy, dolomitization, and pyritization, which have been detected in the studied samples. Also, in this stage, chemical dissolution (stylolite and stylomottel) is formed, which leads to the

destruction of some allochems along the boundaries between the compacted grains. Physical compaction immediately after deposition has led to the grains coming closer together and has created a compacted fabric. In the burial diagenetic environment, physical compaction has reached its maximum in such a way that cracking, fracturing and deformation of allochems have occurred. Chemical compaction and the creation of dissolution joints and stylolites have occurred. The formation of blocky, poikilotopic and iron-bearing dolomitic cements in the space between grains and fractures is attributed to the burial diagenetic environment. With increasing depth in the burial area, the amount of oxygen has decreased and the Shahbazan Formation has become closer to reduced conditions. Upon reaching reduced conditions, elements sensitive to these conditions, such as iron, have become mobile and tend to enter the calcite and dolomite network. At this stage, coarse-crystalline iron-bearing dolomites represent a deep burial and reduction diagenetic environment.

Telogenesis: The formation of fractures and seams in the sediment and the formation of iron oxide are most likely due to the iron ions penetrating into the sediment through the fractures by atmospheric waters during the uplift of the sediments and forming hydrated iron oxide under oxidative conditions and gradually transforming into hematite. The final stage of diagenesis (telegenic stage) of the orogenic phases acted and caused the Shahbazan Formation to emerge from depth, and this occurred with fractures in the formation. The joints and fractures formed in this stage, which were identified in the studied sections, were filled with block and hematite cements, and the calcite crystals in the fractures and veins remained pale pink after staining, which could indicate the oxidative conditions during the uplift stage. The upper boundary of the Shahbazan Formation with the Asmari Formation is an erosional unconformity that indicates a period of water withdrawal. In some areas of the Lorestan sedimentary basin, there is a dissolution shear horizon at the boundary of the Shahbazan and Asmari formations, which confirms an erosional unconformity at the top of the Shahbazan Formation. Therefore, the

presence of meteoric diagenesis in the Shahbazan Formation can be attributed to a period of water withdrawal of this formation during the Upper Eocene due to the tectonic activity of the Pyrenean (Upper Eocene-Oligocene). This tectonic activity caused a drop in sea level and subsequently exposed the Shahbazan Formation to meteoric diagenetic fluids. Based on petrographic evidence, the diagenetic sequence has been determined within four diagenetic environments (marine, burial, uplift, and meteoric) in carbonate rocks of the Shahbazan Formation.

Conclusion

Petrographic studies on the Shahbazan Formation in the study area (Sarkan anticline), in southern Lorestan, led to the identification of several diagenetic processes, including micritization, neomorphism (increasing and decreasing), cementation (marginal isopachous cement, syntaxial cement, equant cement, blocky cement, Drusy cement), compaction (mechanical and chemical), dissolution (fabric-related and non-fabric-related), replacement (pyritization, silicification and dolomitization). Considering the lithology of the Shahbazan Formation in the study area, the dolomitization process is dominant in this formation. Micrite cover (micritization), reduced neomorphism and isopachous rim cement were formed in the euogenetic stage and in the realm of marine diagenesis, while blocky, drusy cements were formed in the mesogenic and telegenic stages and in the realm of shallow and deep burial diagenesis and during uplift. Compaction in mesogenic was created by overburden pressure resulting from the deposition of the Shahbazan Formation and then developed with the deposition of the Asmari and Gachsaran Formations. Part of the dissolution occurred during burial diagenesis and the other part during uplift and the impact of meteoric diagenesis. Therefore, based on petrographic evidence, the paragenetic sequence of Shahbazan Formation deposits in this section has been interpreted in four environments: marine, freshwater, burial and uplift, and three diagenetic stages (eugenic, mesogenic and telegenic) have been determined for the studied deposits.