

فرایندهای دیاژنتیکی و توالی پاراژنتیکی سازند شهبازان (اٲوسن میانی - بالایی) در شمال باختر پلدختر، حوضه لرستان

کبری میربیک سبزواری^{۱*} و مصطفی صداقت‌نیا^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

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

نویسنده مسئول: K_mirbeik_S@yahoo.com *

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۲۴

دریافت: ۱۴۰۱/۸/۳۰

چکیده

در این پژوهش فرایندهای دیاژنتزی و توالی‌های پاراژنتیکی سازند شهبازان مطالعه شده است. این سازند به سن اٲوسن میانی تا پسین در حوضه رسوبی لرستان گسترش دارد. در این پهنه یک برش سطح‌الارضی به ضخامت ۶۲ متر در ۱۰ کیلومتری شمال باختر شهرستان پلدختر انتخاب شده است. سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه به صورت هم‌شیب روی سازند کشکان قرار گرفته و توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوستگی پیوسته‌نما پوشیده شده است. سنگ‌نگاری مقاطع نازک و مطالعات SEM ۱۰ نمونه از دولومیت‌ها صورت گرفته است. مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی چندین فرآیند دیاژنتزی مانند میکرایتی شدن، نوریختی، سیمانی شدن، فشردگی، انحلال و جان‌شینی شد که در نهایت مدل دیاژنتزی آن تعیین گردید. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند شهبازان در این برش در چهار محیط دریایی، تدفینی، بالآمدگی و آب شیرین تفسیر شده است، و طی سه مرحله دیاژنتزی اولیه (اٲوژنز)، میانی (مزوژنز) و نهایی (تلوژنز) تعیین شده است. مهم‌ترین فرآیند دیاژنتزی در برش مورد مطالعه دولومیتی شدن می‌باشد که هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه تشکیل شده است. آنالیز عنصری نمونه‌ها به روش EDS و EPMA (با دقت یک صدم درصد) نشان داد که دولومیت‌های اولیه دارای مقادیر پایین Fe و مقادیر بالایی از Na و Sr می‌باشند، در حالی که دولومیت‌های ثانویه دارای تمرکز بالایی از Fe و مقادیر کمتری Sr نسبت به دولومیت‌های اولیه دارند که این موضوع دلالت بر محیط تدفینی دیاژنتزی کم عمق تا متوسط برای دولومیت‌های ثانویه می‌باشد. مهم‌ترین منبع تأمین کننده Mg در دولومیت‌های اولیه آب دریا و در دولومیت‌های ثانویه تبدیل کانی‌های رسی به یکدیگر و آب‌های دریایی محبوس می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: سازند شهبازان، دیاژنز، زاگرس، لرستان، پلدختر

۱- پیشگفتار

رخساره‌ای می‌تواند در انطباق ویژگی‌های مخزنی در مقیاس محلی و ناحیه‌ای مورد استفاده قرار گیرد (اسدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰). رسوبات کربناته سازند شهبازان به سن اٲوسن در نواحی لرستان و بخش‌های زاگرس مرتفع رخنمون دارند (مطیعی، ۱۳۷۲؛ وزیری‌مقدم، ۱۳۸۹؛ عبدالنیا و همکاران، ۱۳۹۶). 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 واینر، ۱۹۶۵) انتخاب، اندازه‌گیری و معرفی شده است. بارزترین ویژگی سازند شهبازان فرآیند دولومیتی شدن است. این سازند با رنگ سفید متمایل به کرم و لایه‌بندی منظم از نظر ضخامت، مشخص می‌گردد

به دلیل حساسیت بسیار بالای سنگ‌های کربناته به فرایندهای دیاژنتزی، اغلب ناهمگنی‌های عمده‌ای در آن‌ها دیده می‌شود (سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). 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 ۳ قلمرو دیاژنتزی 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). مطالعه فرایندهای دیاژنتزی در کنار مطالعات چینه‌نگاری سکانشی و مطالعات

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 (شکل ۱- ب). سازند شهبازان در برش مورد مطالعه ۶۲ 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 ۲). سنگ‌شناسی این سازند در برش مورد مطالعه دولومیت‌های نازک تا ضخیم لایه می‌باشد (شکل ۳). ستون چینه‌نگاری این سازند به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۴ نشان داده شده است. در بخش‌هایی که فرآیندهای دیاژنزی غالب، اثرات محیط رسوبی اولیه را از بین نبرده باشد.

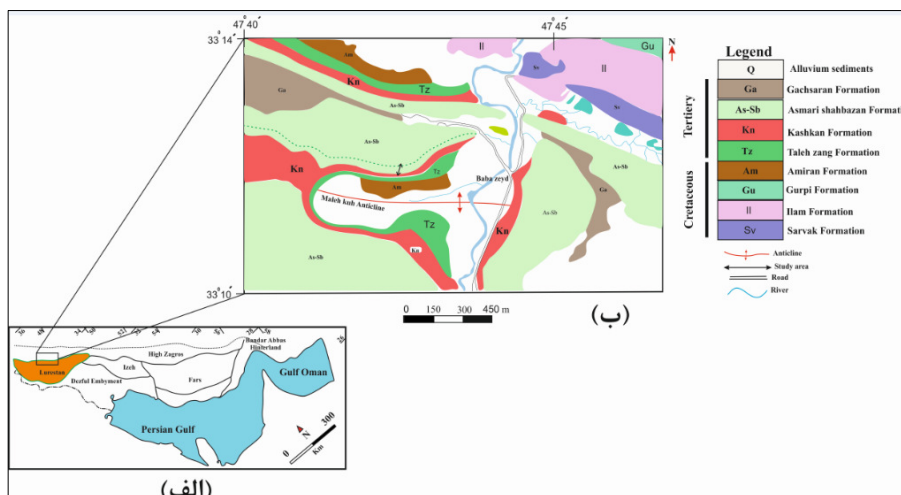
۳- روش کار

به منظور درک فرآیندهای دیاژنزی سازند شهبازان در برش مورد مطالعه، تعداد ۶۲ مقطع نازک پتروگرافی در دانشگاه لرستان تهیه شده است. مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان Olympus- BH2 انجام شده است. مقاطع نازک به روش (دیکسون، ۱۹۶۵) توسط محلول آلزارین قرمز (ARS) برای تشخیص کانی‌های کلسیت از دولومیت و محلول فروسیانیدپتاسیم برای تشخیص دولومیت‌های آهن‌دار رنگ‌آمیزی شده است. همچنین به منظور شناخت محیط دیاژنزی دولومیت‌های مورد مطالعه، تعداد ۱۰ نمونه نیز به روش‌های (EDS) و (EPMA) در آزمایشگاه مرکزی شماره ۱ دانشگاه لرستان مورد آنالیز قرار گرفتند و تصویربرداری توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) از دولومیت‌ها نیز به عمل آمد. نتایج آنالیز نمونه‌ها در جدول ۱ ذکر شده است. پس از بازدیدهای صحرائی متعدد یک برش چینه‌شناسی که در بر دارنده واحدهای مختلف باشد انتخاب گردید. برش مورد مطالعه در ۱۰ کیلومتری شمال باختر شهرستان پلدختر واقع شده است. برای رسیدن به این برش از مسیر جاده آسفالتی شهرستان پلدختر به سمت شهرستان خرم‌آباد و پس از طی مسافت ۱۰ کیلومتری از طریق یک جاده آسفالتی فرعی و بعد از طی ۵۰۰ متر پیاده روی در جهت جنوب غرب به محل برش مورد مطالعه دست می‌یابیم. این برش دارای مختصات جغرافیایی طول خاوری " 30.2 42' 47° E و عرض شمالی " 45.7 13' 33° N می‌باشد (شکل ۵).

(جیمز و واینند، ۱۹۶۵). از جمله مطالعات انجام شده بر روی سازندهای شهبازان - آسماری می‌توان به عبدی و آدابی (۱۳۸۸)، محسنی و همکاران (۱۳۹۰)، بهرامی و همکاران (۱۳۹۳)، فرشی و همکاران (۱۳۹۶) و میربیک سبزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۰) 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) مورد ارزیابی قرار گرفت. در ناحیه مورد مطالعه سازند شهبازان بر مبنای مطالعه دیرینه‌شناسی از سازند آسماری تفکیک گردیده است و ۶۲ متر از این برش که در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر به عنوان سازند آسماری - شهبازان ذکر شده است به سازند شهبازان تعلق می‌گیرد (بیرانوند، ۱۴۰۰). هدف از این پژوهش بررسی انواع فرآیندهای دیاژنزی موثر در سازند شهبازان می‌باشد لذا در این پژوهش به شرایط متفاوت محیط دیاژنزی در طی دفن و سیالات دولومیتی کننده زمان ائوسن در این بخش از حوضه رسوبی لرستان پرداخته می‌شود. نتایج این پژوهش می‌تواند به سایر پژوهشگران در زمینه مطالعات زمین‌شیمی سازندهای کربناته حوضه رسوبی لرستان کمک شایانی کند.

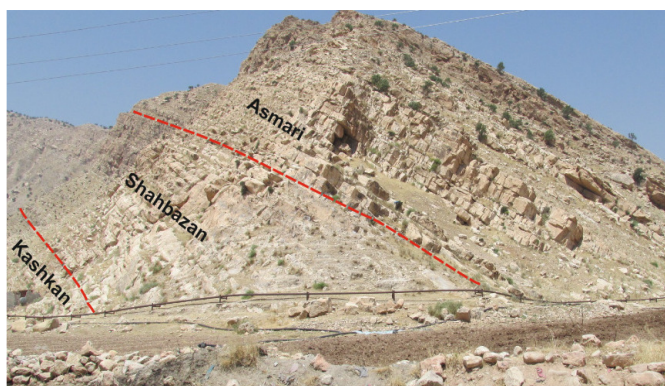
۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

ناحیه مورد مطالعه بر اساس نقشه پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس در بخش چین‌خورده ساده زاگرس و در پهنه لرستان واقع شده است (شکل ۱- الف). در زاگرس در طی پالئوسن پسین تا ائوسن، رسوبات در یک حوضه رسوبی پیش‌گودال باقیمانده در امتداد حاشیه شرقی صفحه عربی نهشته شده‌اند (موریس، ۱۹۸۰؛ زیگلر، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴). 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 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، ۱۳۷۲). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر، واحدهای دوران دوم و سوم رخنمون



شکل ۱. الف) موقعیت پهنه‌های ساختاری حوضه زاگرس، ناحیه مورد مطالعه در زون زاگرس چین خورده واقع شده است (اسرافیلی - دیزاچی و کیانی هرچگانی، ۲۰۱۱) و ب) قسمتی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان پلدختر به همراه گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۹).

Fig. 1. A) The location of the structural zones of the Zagros basin. The studied area is located in the folded Zagros zone (Esrafil Dizachi & Kiani Harchegani, 2011), b) A part of geological map of 1/100000 Poledokhtar city along with expansion of the formations of the studied area (organization of geology mineral exploration of the country, 2000).



شکل ۲. نمایی از سازندهای کاشکان، شهبازان و آسماری در منطقه مطالعه (دید به سمت شمال باختر). تفکیک مرز سازندهای شهبازان و آسماری در منطقه مورد مطالعه بر اساس اطلاعات سنگ‌نگاری رخمون یافته در ناحیه، دیرینه‌شناسی و مطالعات ژئوشیمی و پتروگرافی بر روی دولومیت‌های برش مورد مطالعه می‌باشد.

Fig. 2. A view of Kashkan, Shahbazan and Asmari formations in the studied area (view to the northwest). Separation of the boundary of Shahbazan and Asmari formations in the study area is based on the petrographic information found in the area, paleontology and geochemistry and petrography studies on the dolomites in the section studied.

جدول ۱. نتایج آنالیز نمونه‌های دولومیتی سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه

Table 1. Results of analysis of dolomite samples of Shahbazan Formation in the study area.

Formation	Sample No	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Mg/Ca (%)	Type dolomite
Shahbazan	Sh-19	28.9	36.6	21.2	9.5	0.5	250	100	0.45	Dolosparite
Shahbazan	Sh-51	47.5	16.5	22.6	10.8	0.7	220	130	0.48	Dolosparite
Shahbazan	Sh-60	23.8	41.7	21.4	9.7	1.1	240	110	0.45	Dolosparite
Shahbazan	Sh-4	24.3	41.5	21.6	10.2	0.9	180	180	0.47	Dolomicrosparite
Shahbazan	Sh-16	19.5	46.8	20	11.8	0.1	170	140	0.59	Dolomicrosparite
Shahbazan	Sh-35	31.6	34.3	20.1	10.7	1.1	190	170	0.53	Dolomicrosparite
Shahbazan	Sh-43	21.2	40.1	22.8	11.3	1.9	140	210	0.50	Dolomicrosparite
Shahbazan	Sh-6	44.3	17.2	22.7	11.7	0.3	111	320	0.52	Dolomicrite
Shahbazan	Sh-47	33.2	31.1	20.3	10.7	0.05	142	310	0.53	Dolomicrite
Shahbazan	Sh-53	40.1	22.2	20.9	11.5	0.5	120	250	0.55	Dolomicrite



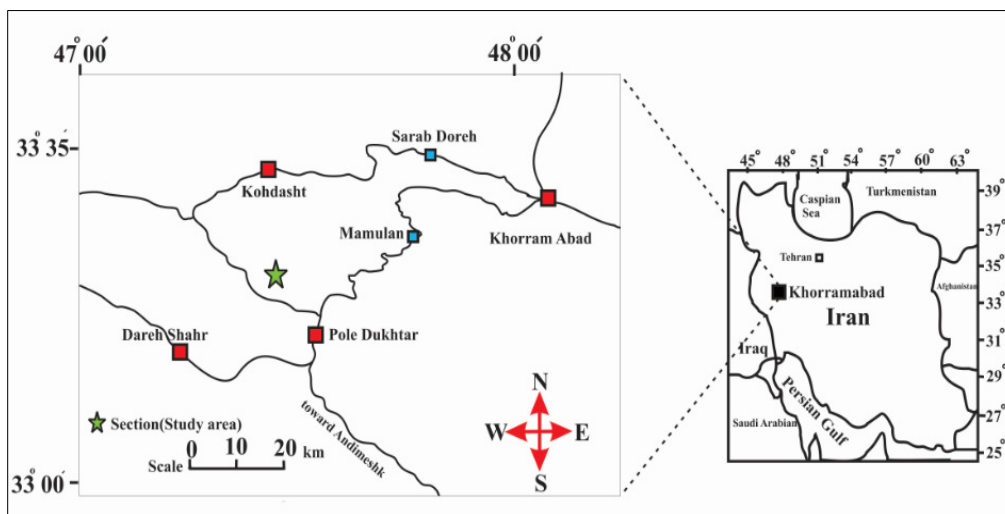
شکل ۳. واحدهای سنگ‌شناختی دولومیتی سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه، الف) واحد دولومیتی نازک لایه در برگیرنده بخش‌های ابتدایی، میانی و انتهایی برش مورد مطالعه، ب) واحد دولومیتی متوسط لایه که بیشتر در بر دارنده بخش‌های میانی برش مورد مطالعه می‌باشد. ج) واحد دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه در برگیرنده بخش‌های میانی برش مورد مطالعه و د) واحد دولومیتی ضخیم لایه در برگیرنده بخش‌های میانی برش مورد مطالعه.

Fig. 3. Dolomite petrography units of Shahbazan Formation in the study area. a: The thin bedded dolomite unit including the initial, middle and end sections of the study area. b: Medium bedded dolomitic unit of the layer which is mostly including middle parts of the section of the study area. c: Medium to thick bedded dolomitic unit including middle parts of the section of the study area. d: Thick bedded dolomitic unit including middle parts of the section of the study area

Series	Formation	Thickness (m)	Lithology	Samples N	Description
Eocene	Shahbazan	62		80	Limestone
		61		59	Medium bedded dolomite
		60		58	Thin bedded limestone
		59		57	Thin bedded dolomite
		58		56	Medium bedded dolomite
		57		55	Thin bedded dolomite
		56		54	Thin bedded dolomite
		55		53	Medium bedded dolomite
		54		52	Thin bedded dolomite
		53		51	Medium bedded dolomite
		52		50	Thin bedded dolomite
		51		49	Medium bedded dolomite
		50		48	Thin bedded dolomite
		49		47	Medium bedded dolomite
		48		46	Thin bedded dolomite
		47		45	Medium bedded dolomite
		46		44	Thin bedded dolomite
		45		43	Medium bedded dolomite
		44		42	Thin bedded dolomite
		43		41	Medium bedded dolomite
42	40	Thin bedded dolomite			
41	39	Medium to thick bedded limestone			
40	38	Thin bedded dolomite			
39	37	Medium to thick bedded dolomite			
38	36	Thin bedded dolomite			
37	35	Medium to thick bedded dolomite			
36	34	Thin bedded dolomite			
35	33	Medium to thick bedded dolomite			
34	32	Thin bedded dolomite			
33	31	Medium to thick bedded dolomite			
32	30	Thin bedded dolomite			
31	29	Medium to thick bedded dolomite			
30	28	Thin bedded dolomite			
29	27	Medium to thick bedded dolomite			
28	26	Thin bedded dolomite			
27	25	Medium to thick bedded dolomite			
26	24	Thin bedded dolomite			
25	23	Medium to thick bedded dolomite			
24	22	Thin bedded dolomite			
23	21	Medium to thick bedded dolomite			
22	20	Thin bedded dolomite			
21	19	Medium to thick bedded dolomite			
20	18	Thin bedded dolomite			
19	17	Medium to thick bedded dolomite			
18	16	Thin bedded dolomite			
17	15	Medium to thick bedded dolomite			
16	14	Thin bedded dolomite			
15	13	Medium to thick bedded dolomite			
14	12	Thin bedded dolomite			
13	11	Medium to thick bedded dolomite			
12	10	Thin bedded dolomite			
11	9	Medium to thick bedded dolomite			
10	8	Thin bedded dolomite			
9	7	Medium to thick bedded dolomite			
8	6	Thin bedded dolomite			
7	5	Medium to thick bedded dolomite			
6	4	Thin bedded dolomite			
5	3	Medium to thick bedded dolomite			
4	2	Thin bedded dolomite			
3	1	Medium to thick bedded dolomite			
Kashkan					Sandstone and conglomerate

شکل ۴. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند شهبازان در برش شمال باختری پلدختر

Fig. 4. The lithostratigraphy column of Shahbazan Formation in the north – western section of Poldokhtar



شکل ۵. راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت برش انتخاب شده.

Fig. 5. Access ways to the study area along with the selected section position.

۴- بحث

در سطح دریا به مدت طولانی باقی بمانند نه اینکه به سرعت دفن شوند (تاکر، ۲۰۰۱). پوشش‌های میکرایتی نقش مهمی را در حفظ شکل یک دانه بایوکست آراگونیتی بعد از انحلال آن در طی دیاژنز ایفا می‌کند (تاکر، ۱۹۹۱). ترکیب کانی‌شناسی پوشش میکرایتی با توجه به محیط دریایی تشکیل آن‌ها از نوع کلسیت پرمینیم و آراگونیت 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 کم منیزیم تبدیل می‌شود (ارلر، ۲۰۱۸ و کراوز و همکاران، ۲۰۱۸). در مقاطع مورد مطالعه این فرآیند به فراوانی در ریزرخساره‌های پکستون و وکستون در محیط لاگون و رخساره‌های گرینستونی نزدیک به سد دیده می‌شود. میکرایتی شدن در برخی موارد به صورت پوشش میکرایتی پیرامون دانه‌ها بوده به طوری که باعث مقاوم شدن دانه‌ها در برابر تغییرات دیاژنزی بعدی مانند دولومیتی شدن، انحلال و حفظ شدن شکل اولیه دانه شده است (فلوگل، ۲۰۱۰).

نئومورفیسیم: فرآیندهای نئومورفیسیم باعث افزایش و یا کاهش اندازه بلورها می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). نئومورفیسیم به صورت افزایشی منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱)، و در سنگ‌های کربناته فرآیند

از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی در برش مورد مطالعه می‌توان به میکرایتی شدن که خود نوعی محصول دیاژنزی است^۱، نوریختی^۲، فشردگی^۳، انحلال^۴، سیمانی شدن^۵ و جانشینی^۶ اشاره کرد.

میکرایتی شدن: پوشش‌های میکرایتی نخستین فرآیندهای دیاژنزی زیستی می‌باشند که عمدتاً 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 آوردن، ۲۰۰۷؛ مور، ۲۰۱۳؛ مسادی و همکاران، ۲۰۱۶). این رویداد به نواحی کم عمق (عمق کمتر از ۱۰۰ متر) و گرم دریا مربوط است (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). این فرآیندها یا به صورت پوشش میکرایتی اطراف خرده‌های اسکلتی عمل نموده (شکل ۶- الف پیکان قرمز) و تشکیل دانه‌های کورتونیدی را می‌دهد و یا به طور کامل باعث میکرایتی شدن فسیل‌ها شده و ساختمان داخلی آن‌ها را از بین می‌برد (شکل ۶- الف پیکان آبی). مهم‌ترین فاکتور در ایجاد پوشش میکرایتی فعالیت میکروارکانیسم‌ها و ایجاد فرسایش زیستی می‌باشد (ویزمان، ۲۰۱۸). پوشش‌های میکرایتی نیاز به دانه‌های کربناته‌ای دارد که

⁴ Dissolution

⁵ Cementation

⁶ Replacment

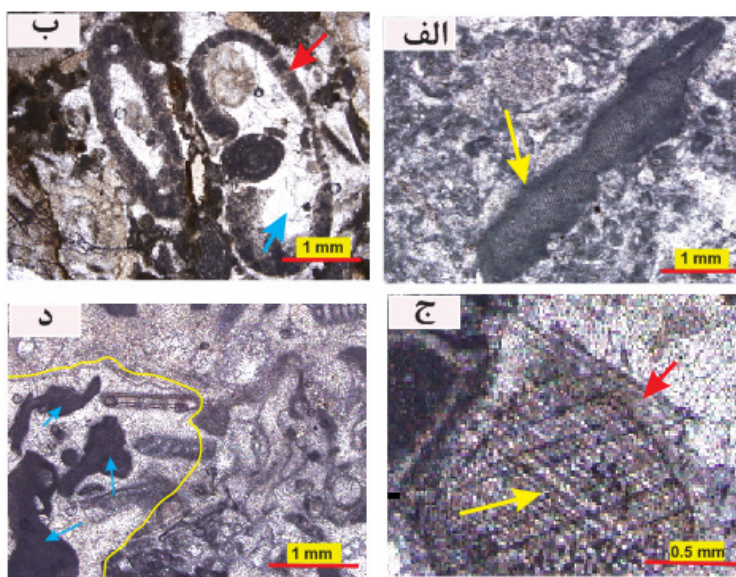
¹ Micritization

² Neomorphism

³ Compaction

دریایی و در نزدیک سطح آب و رسوب انجام می‌گیرد (بترست، ۱۹۷۵). 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 (تاگر، ۲۰۰۱). در شکل (۶-ب) همچنین فرآیند نئومورفیسم افزایشی در متن سنگ مشاهده می‌شود که افزایش اندازه بلورهای کربنات کلسیم در جهت پیکان آبی نشان داده شده است.

نئومورفیسم بیشتر به صورت افزایشی می‌باشد و در طی آن بلورهای ریز ماتریکس میکرایتی بزرگ‌تر شده و به میکرواسپار و اسپارایت تبدیل می‌شوند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰)، ولی نئومورفیسم به صورت کاهش‌ی نیز اتفاق می‌افتد که در آن اندازه دانه‌ها کوچک‌تر شده و توأم با میکرایتی شدن هستند. شکل (۶-ب) مربوط به یک صدف روزن‌دار می‌باشد که در آن فرآیند نئومورفیسم کاهش‌ی با فرآیند حاشیه میکرایتی^۷ در پوسته صدف اتفاق افتاده است که با علامت پیکان قرمز رنگ مشخص شده است. این رخداد دیاژنتیکی همزمان با رسوب‌گذاری در محیط



شکل ۶. الف) ایجاد پوشش میکرایتی در اطراف یک قطعه جلبکی (پیکان زرد) قطعه جلبکی از نوع جلبک قرمز می‌باشد (نمونه شماره Sh-08). ب) نوریختی کاهش‌ی در پوسته صدف روزن‌دار (پیکان قرمز) و نوریختی افزایشی (در جهت پیکان آبی) در یک رخساره پکستونی (نمونه شماره Sh-15). ج) سیمان رشد اضافی هم‌محور (پیکان قرمز) اطراف یک قطعه تک بلور خارپوست (پیکان زرد) در یک رخساره گرینستونی (نمونه شماره Sh-48) و د) سیمان پوئیکیلوتوپیک (کادر زرد رنگ) در یک رخساره گرینستونی که چندین قطعه جلبک قرمز (پیکان آبی) را فرا گرفته است (نمونه شماره Sh-18).
Fig. 6. A) Creating a micritization around a piece of algae (yellow arrow) algae piece is a type of red algae (Sample number Sh – 08). **b)** Decreasing neomorphism a foraminifer's oyster shell (red arrow) and increasing neomorphism (in the direction of the blue arrow) in a packstone facies (Sample number Sh – 15). **C)** Syntaxial cement (red arrow) around a piece of echinoderm single crystal (yellow arrow) in a grainstone facies (Sample number Sh – 48). **D)** Poikilotopic cement (yellow box) in a grainstone facies which covers several pieces of red algae (blue arrow) (Sample number Sh – 18).

دیاژنتی (دریایی)، وادوز، آب شیرین و دفنی انجام می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). به طور کلی هر نوع سیمان، مبین محیط دیاژنتیکی خاصی می‌باشد و در محدوده‌های دریایی، متئوریکی و تدفینی تشکیل می‌شوند. از این میان سیمان‌های دریایی به دلیل حالت تعادلی با محیط بهترین وسیله برای انجام آزمایشات ایزوتوپی و عناصر فرعی به منظور تعیین دمای حوضه رسوبی در زمان تشکیل به شمار

سیمانی شدن: سیمانی شدن جزء فرآیندهای اصلی دیاژنتیکی است و شامل فرآیندهایی است که منجر به ته‌نشینی کانی‌ها در حررات اولیه و ثانویه می‌شود و نیازمند فوق‌اشباع شدن سیالات روزنه‌ای نسبت به این کانی‌ها می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). حاصل فرآیند سیمانی شدن استحکام رسوب و شروع سنگ‌شدگی است (فیض‌نیا، ۱۳۷۷). سیمانی شدن در طیف وسیعی از محیط‌های

⁷ micrite envelope

این سیمان در مقاطع مورد مطالعه در ریزرخساره‌های گرینستونی مشاهده شده است.

سیمان کلسیتی هم‌بعد^۳: این سیمان از بلورهای کوچک تا متوسط (ابعاد بین ۳۰ تا بیش از ۲۰۰ میکرون)، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و نسبتاً هم‌بعد تشکیل شده است. نسبت طول به عرض بلور این سیمان‌ها حدود ۱/۵ می‌باشد (فولک، ۱۹۷۴). 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 (راو، ۱۹۹۶)، بدلیل پائین بودن مقدار یون Mg اثر سمی کننده این یون به حداقل می‌رسد و بلورها اجازه می‌یابند تا بجز محور بلورشناسی C در امتداد سایر محورهای بلورشناسی هم رشد کنند، به همین دلیل بلورها ظاهری هم‌بعد پیدا می‌کنند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰، فلوگل، ۲۰۱۰). شفافیت در این سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). همچنین این سیمان می‌تواند در مرحله تلوزنیک فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کند، همانگونه که در شکل (۷-الف) مشاهده می‌شود این سیمان با بلورهای هم‌اندازه فضای بین شکستگی را پر کرده است و در مقاطع مورد مطالعه در اثر رنگ‌آمیزی با مخلوط فروسیانیدپتاسیم و آلزایرین قرمز، به رنگ صورتی کم رنگ دیده می‌شوند. ریز دانه بودن، هم‌اندازه بودن، عدم حضور آهن و عدم شواهد دیاژنز دفنی (نداشتن مرزهای منحنی) از دلایل تشکیل این نوع سیمان در محیط فریاتیک جوی است. جیمز و چوکت (۱۹۹۰)، تاگر و رایت (۱۹۹۰) معتقدند که این سیمان‌ها در شرایط پایین بودن نرخ ورود یون کربنات تشکیل می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی این سیمان کلسیت کم منیزیم (LMC) می‌باشد. لانگمن (۱۹۸۰)، معتقد است که در محیط فریاتیک جوی انواع سیمان‌های حفره پرکن بویژه انواع هم‌بعد آن تشکیل می‌شوند و برای تعیین منشاء 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).

سیمان قطعه‌ای (بلوکی)^۴: ترکیب کانی‌شناسی بلورهای این نوع سیمان، کلسیت پرمینیزیم و یا کلسیت کم منیزیم می‌باشد و به طور معمول در محیط‌های دیاژنزی متئوریک

می‌روند (آدابی، ۱۹۹۰). براساس مطالعات انجام شده ۷ نوع سیمان (سیمان هم‌محور، سیمان رورشدی، سیمان کلسیت هم‌بعد، سیمان قطعه‌ای، سیمان پوئیکیلوتوپیک، سیمان دروزی و سیمان تیغه‌ای) در سازند شهبازان در برش مورد مطالعه شناسایی شده است که در ادامه به توصیف آن‌ها پرداخته می‌شود:

سیمان هم‌محور^۱: این سیمان به صورت رشد اضافی هم‌محور پیرامون دانه‌ها و قطعات خارپوست با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمینیزیم ایجاد می‌شود و دارای خاموشی موازی با قطعات خارپوست می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). این نوع سیمان در انواع محیط‌های دیاژنزی دریایی وادوز، جوی، اختلاطی و دفنی ساخته می‌شود و نوع مربوط به محیط دیاژنزی نزدیک به سطح و وادوز دریایی به دلیل داشتن انکلوژیون، میکرایت‌های موجود به شکل تیره دیده می‌شوند (والکر و همکاران، ۱۹۹۰). نوع شفاف آن‌ها مربوط به محیط‌های تدفینی ژرف و فریاتیک آب شیرین می‌باشند (لانگمن، ۱۹۸۰؛ تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴). سیمان هم‌محور در اطراف یک دانه میزبان تک بلور (معمولاً قطعه اکتینودرم) ایجاد شده و توسط بستر، کنترل می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). پوشش‌های میکرایتی در اطراف دانه باعث عدم تشکیل سیمان هم‌محور در اطراف دانه میزبان می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱). در سازند مورد مطالعه، سیمان‌های هم‌محور به صورت کدر (محیط دیاژنزی دریایی وادوز) و در رخشاره‌های نزدیک به سد در اطراف هسته اکتینوئیدی تشکیل شده‌اند (شکل ۶-ج). این سیمان‌ها مشخصه محیط دیاژنزی دریایی وادوز هستند (والکر و همکاران، ۱۹۹۰).

سیمان فراگیرنده (پوئیکیلوتوپیک)^۲: 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 (احمد و بهات، ۲۰۰۶). کانی‌شناسی این سیمان کلسیتی بوده و شامل بلورهای درشتی است که چندین دانه را در برگرفته و پرکننده تخلخل و جانشین سیمان‌های قبلی است (وارن، ۲۰۰۶). همانگونه که در شکل (۶-د) با نوار زرد رنگ مشخص شده است سیمان فراگیرنده چندین قطعه جلبک قرمز را در بر گرفته است.

³ Equant

⁴ Blocky

¹ Syntaxial

² Poikilotopic

تشکیل شده، و تخلخل قالبی آن را پر کرده است، اندازه بلورهای این سیمان به سمت مرکز آلوکم درشت‌تر شده‌اند. این سیمان در ریزرخساره پکستون بایوکلاستی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده شده است. این سیمان به دنبال سیمان‌های رشته‌ای و تیغه‌ای دریایی در فضای بین دانه‌ای و حفرات دیده می‌شود (بترست، ۱۹۷۵).

سیمان هم‌ضخامت^۵: به سیمان‌های حاشیه‌ای متقارن یک یا چند ردیفی، که با ضخامت یکسان پیرامون دانه‌ها رشد می‌کنند سیمان هم‌ضخامت گفته می‌شود. این سیمان ممکن است شامل انواع فیبری، تیغه‌ای یا میکرو کریستالین باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). این نوع سیمان به عنوان اولین نسل از سیمان‌ها در نظر گرفته می‌شود و دارای بلورهای فیبری و یا سوزنی شکل بوده که به صورت یکنواخت بر روی سطح ذرات رشد می‌کنند. سیمان فیبری اکثراً تشکیل لایه‌های هم‌ضخامت را می‌دهد و به دلیل ته‌نشست آن در محیط‌های دریایی آهن و منیزیم بسیار پایینی دارد (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶؛ تاکر، ۲۰۰۱). در محیط‌های کربناته کم عمق به دلیل فراوانی هسته‌ها و ناخالصی‌ها و بالا بودن حالت فوق‌اشباع از کربنات، نهشت سیمان‌های دریایی سریع است، بنابراین سیمان‌ها عموماً بلورهای ریز و ظریفی را تشکیل می‌دهند (تاکر، ۲۰۰۱). این سیمان‌ها بوسیله حاشیه‌های سیمانی منفرد یا چندگانه با ضخامت مساوی در اطراف ائیدها و بایوکلاست‌ها در میکروفاسیس‌های سدی مشاهده می‌گردد (فولک، ۱۹۷۴). این نوع سیمان به عنوان سیمان دریایی و مشخصه بخش‌های فریاتیکی آب دریا در نظر گرفته می‌شود (تاکر و رایت، ۱۹۹۰، مور، ۲۰۱۳). این سیمان در نمونه‌های مطالعه شده غالباً در فضای اطراف دانه‌ها دیده شده است. سیمان‌های حاشیه‌ای معمولاً نسل اول سیمان می‌باشند و در ادامه بوسیله سایر سیمان‌ها دنبال می‌گردند (شکل ۷-۵). از ویژگی‌های بارز این سیمان‌ها نسبت طول به عرض آن‌ها می‌باشد که معمولاً در بازه ۶ تا ۱۲ متغیر می‌باشند (فولک، ۱۹۷۴). این سیمان با تشکیل پیرامون دانه‌ها و ایجاد چارچوب محکم در مقابل فشردگی نقش مهمی در حفظ تخلخل دارند.

سیمان تیغه‌ای^۷: بلورهای سیمان کلسیت تیغه‌ای دارای طولی بیشتر از عرض و با انتهایی صاف و یا منشوری

(وادوز یا فریاتیکی)، محیط تدفینی و به ندرت در ریف‌ها و هاردگراندهای دریایی مشاهده می‌شود (موس و تاکر، ۱۹۹۵). 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 این سیمان کم است (پورسر، ۱۹۷۸). همانگونه که در شکل (۷-۷) مشاهده می‌شود در مقایسه با سیمان هم‌بعد، اندازه بلورهای سیمان درشت‌تر شده‌اند. سیمان بلوکی به صورت درون دانه‌ای و در داخل شکستگی‌ها مشاهده می‌شود.

سیمان دروزی^۵: این سیمان که پر کننده حفرات و شکستگی‌ها است، از بلورهای هم‌بعد تا طولی، بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار کلسیت تشکیل شده است که اندازه آن‌ها از حاشیه به سمت مرکز افزایش می‌یابد. ترتیب تبلور بلورهای پر کننده حفرات، نشان دهنده پیشرفت این فرآیند در دو مرحله است (بیترناکا و همکاران، ۲۰۰۵). سیمان دروزی بیشتر به عنوان سیمان نسل دوم، بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند و دارای ترکیب کلسیت کم منیزیم می‌باشند (زاید، ۲۰۱۲). این سیمان پرکننده بعضی از حفرات، و تخلخل‌های قالبی و شکستگی‌های موجود در نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد. سیمان دروزی در واقع بیانگر محیط‌های دیاژنز متئوریک نزدیک سطح و دفنی می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). سیمان دروزی حفرات ثانوی که از انحلال بعضی از قطعات اسکلتی دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان و غیره ایجاد می‌شود را نیز پر می‌کند. این نوع سیمان در موقعیت‌های فریاتیکی متئوریک (یا دریایی) تا دفنی کم عمق دیده می‌شود (آروسی و همکاران، ۲۰۱۵). این سیمان در هر دو محیط دیاژنز دفنی و محیط دیاژنزی جوی تشکیل می‌شود لذا برای تعیین منشأ سیمان باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود (سیبل و جیمز، ۲۰۱۷). همانطور که در شکل (۷-ج) مشاهده می‌شود سیمان‌دروزی بعد از انحلال ساختمان داخلی آلوکم

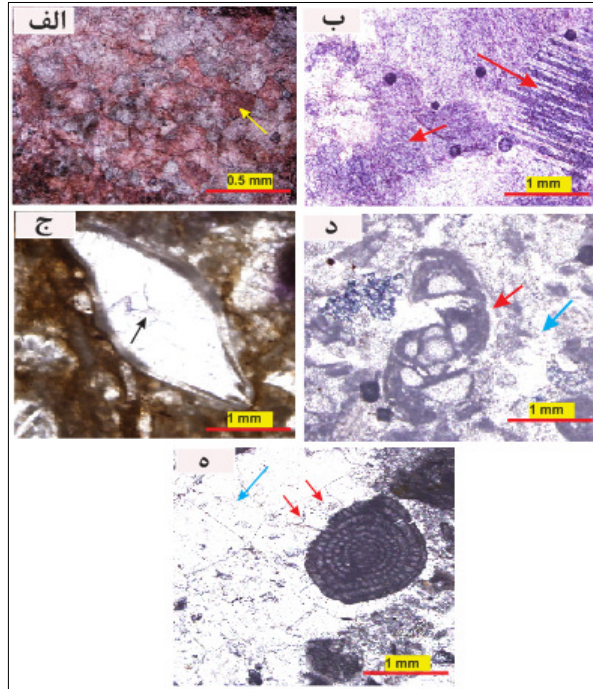
⁷ Bladed

⁵ Drusy

⁶ Isopachous

سیمان کلسیت تیغه‌ای با ایجاد تخلخل‌های میکروسکوپی بین بلوری همراه است (کانترل و هگرتی، ۱۹۹۹). تشکیل این نوع سیمان در توالی‌های کربناته ائوسن (سازند جهرم) در حوضه‌ی رسوبی زاگرس ایران در محیط نزدیک به کف دریا تفسیر شده بود (زه‌دی و همکاران، ۲۰۱۴).

هستند، این سیمان دارای ترکیب کلسیت پرمینیزیم است که به صورت حاشیه‌ای در اطراف دانه‌ها تشکیل می‌شود (شکل ۷-ه پیکان قرمز). این سیمان معمولاً تیپیک محیط‌های دیاژنزی فریاتیک دریایی است که به دنبال آن سیمان‌های محیط تدفینی (شکل ۷-ه پیکان آبی) تشکیل می‌شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). نحوه‌ی قرارگیری بلورهای



شکل ۷. الف) سیمان کلسیت هم‌بعد در یک رخساره گریستونی، مقطع با محلول آلیزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم رنگ آمیزی شده است و رنگ صورتی آن‌ها دلالت بر محیط دیاژنزی جوی دارد (نمونه شماره Sh-17). ب) سیمان کلسیتی بلوکی پرکننده شکستگی، مقطع با محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ آمیزی شده است و رنگ ارغوانی آن دلالت بر وجود آهن و محیط دیاژنزی تدفینی دارد (پیکان تیره) (نمونه شماره Sh-55). ج) سیمان دروزی پرکننده فضای داخل یک صدف روزن‌دار (پیکان تیره جهت درشت‌تر شدن بلورهای کلسیت به سمت مرکز را نشان می‌دهد) (نمونه شماره Sh-58). د) سیمان هم‌ضخامت منشوری که دور تا دور دانه را در بر گرفته است (دانه مورد نظر یک روزندار می‌باشد) (پیکان قرمز) این سیمان توسط سیمان‌های نسل بعدی (پیکان آبی) دنبال می‌شود (نمونه شماره Sh-60). ه) سیمان تیغه‌ای - ستونی مربوط به محیط دیاژنزی زون اختلاط جوی و دریایی (پیکان قرمز) سیمان‌های بلوکی نیز در این محیط دیده می‌شوند (پیکان آبی) (نمونه شماره Sh-39).

Fig. 7. A) Equant cement in a grainstone facies, the thin section is stained with red alizarin solution and potassium ferrocyanide, and their pink color indicates meteoric diagenesis environment (Sample number Sh - 17). B) Fracture filler blocky calcite cement, the thin section is stained with red alizarin solution and potassium ferrocyanide, and their purple color indicates the present of iron and burial diagenesis environment (black arrow) (Sample number Sh - 55). C) Drusy cement filling the space inside a foraminifera shell (the black arrow shows the direction of coarsening of calcite crystals towards the center (Sample number Sh - 58). D) Prism isopach cement that covers all around the grain (the desired grain is a foraminifera) (red arrow) this cement is followed by secondary generation cements (blue arrow) (Sample number Sh - 60). E) Bladed - columnar cement, related the diagenesis environment of the meteoric and marine mixing zone (red arrow) blocky cement are also seen in this environment (blue arrow) (Sample number Sh - 39).

ریز میکرایتی است که به وسیله بلورهای درشت‌تر کلسیت پرمینیزیم از هم جدا شده‌اند. این بافت لخته‌ای نامیده می‌شود (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۹). در شکل (۸-الف) بخشی که با پیکان زرد رنگ مشخص شده است نشان دهنده

فابریک لخته‌ای^۱: 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

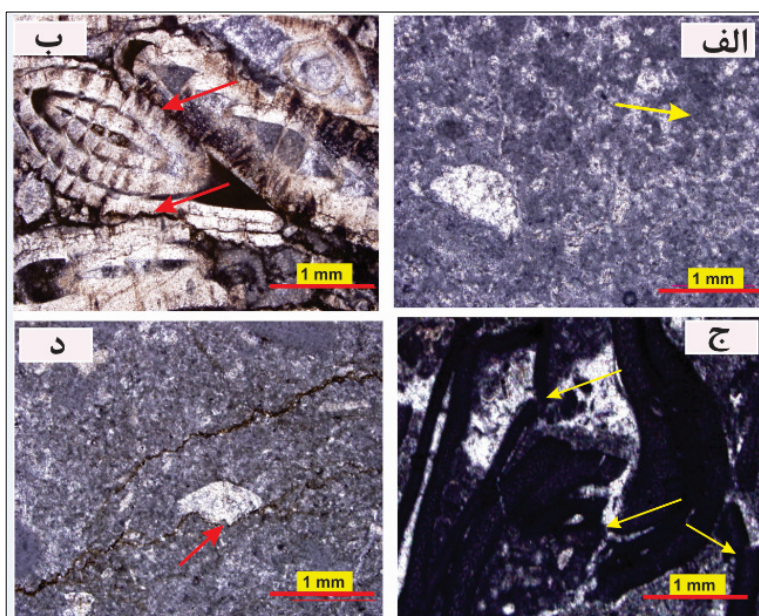
¹ Grumous

می‌شود که با پیکان قرمز مشخص شده است. شکستگی‌های حاصل از فشردگی فیزیکی در تعبیر و تفسیر تاریخچه بعد از رسوب‌گذاری اهمیت دارند زیرا اغلب نشانه‌های دپازن هستند (کوک و همکاران، ۲۰۰۶؛ فلوگل، ۲۰۱۰). تغییر شکل و آرایش نزدیک‌تر دانه‌های کربناته که برگرفته از فرآیند فشردگی مکانیکی هستند، پیش از سنگ‌شدگی رسوبات رخ می‌دهند (رحیم‌پورناب، ۱۳۸۹؛ رونچی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مادن و ویلسون، ۲۰۱۳). فشردگی فیزیکی همچنین سبب شکستگی اجزای آلومک در سنگ شده است (شکل ۸-ج).

فابریک لخته‌ای است که بلورهای ریز میکرایتی به صورت شناور در زمینه بلورهای درشت‌تر قرار گرفته‌اند.

فشردگی^۲: تراکم به دو صورت مکانیکی و شیمیایی اعمال می‌شود. فشردگی و انحلال فشاری دو فرآیند اصلی دپازنتیکی 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: همانگونه که در شکل (۸-ب) نشان داده شده است در اثر فشردگی فیزیکی دانه‌ها به هم فشرده شده و فابریک دانه به دانه بین آلومک‌ها دیده



شکل ۸. الف) فابریک لخته‌ای در یک رخساره وکستونی (نمونه شماره Sh-36)، ب) مرز مضرسی (میکرواستیلولیت) بین دانه‌ها ناشی از تراکم شیمیایی (نمونه شماره Sh-14)، ج) شکستگی در قطعات جلبک قرمز ناشی از تراکم فیزیکی (نمونه شماره Sh-25) و د) توسعه رگچه‌های انحلالی dissolution seams (نمونه شماره Sh-59).

Fig. 8. A) Clotted fabric in a wackestone facies (Sample number Sh – 36). B) jagged border (microstylolite) between grains caused by chemical compaction (Sample number Sh – 14). C) Fractures in red algae fragments caused by physical compaction (Sample number Sh – 25). D) Development of dissolution seams (Sample number Sh – 59).

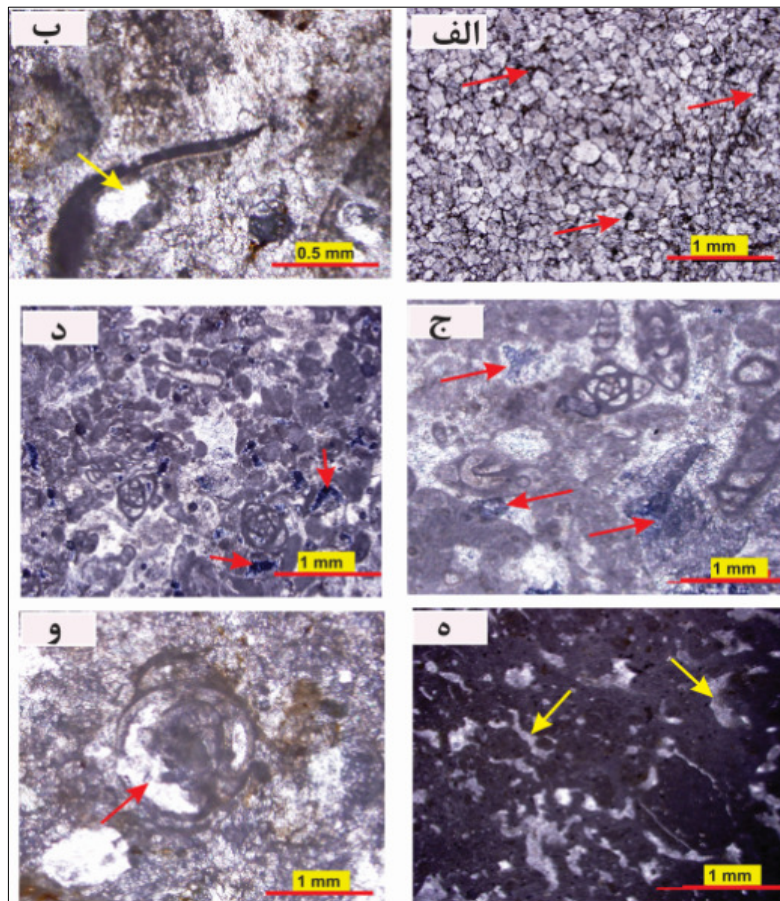
۱۹۹۳؛ اسمیت ۲۰۰۰؛ تاکر، ۲۰۰۱) یا ممکن است به عنوان نتیجه‌ای از فشار تکتونیک نیز تشکیل شوند (بترست، ۱۹۸۷). در شکل ۸ تصویر میکروسکوپی انحلال فشاری (استیلولیت) نشان داده شده است که سبب انحلال و حذف بخشی از آلومک شده است. به طور کلی فرآیند تراکم با کاهش حجم کلی سنگ و کاهش تخلخل همراه می‌باشد (سان میگوئل و همکاران، ۲۰۱۷).

فشردگی شیمیایی: محصولات انحلال فشاری به دو دسته شامل رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها قابل تفکیک هستند (باکستون و سیلی، ۱۹۸۱؛ بترست، ۱۹۸۷). در طی این فرآیند سترای لایه‌های سنگ‌آهک حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش می‌یابد (چوکت و جیمز، ۱۹۹۰). این ویژگی در محیط‌های دفنی متوسط تا عمیق با عمقی که معمولاً در حدود ۵۰۰ متری شروع می‌شود (ریلسبک

² Compaction

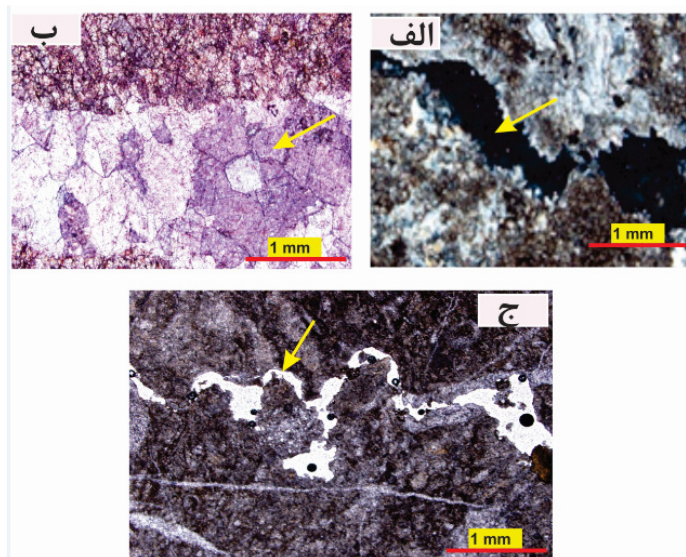
می‌شود می‌توان به نوع تخلخل بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای، فنسترال، پناهگاهی، قالبی و بین‌بلوری اشاره کرد (شکل ۹). نوع تخلخل قالبی نتیجه‌ای از حذف انتخابی، عمدتاً توسط انحلال، دانه‌ها به عنوان مثال فسیل‌ها یا ائیدها می‌باشد که بطور ثانویه در طی دیاژنز جوی و تدفینی ایجاد می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). تخلخل پناهگاهی وابسته به فابریک سنگ بوده و در ریزرخساره‌های گریستونی ایجاد شده است. از تخلخل‌های غیروابسته به فابریک می‌توان به نوع تخلخل کانالی، شکستگی و استیلولیتی اشاره کرد (شکل ۱۰). تخلخل استیلولیتی در طول استیلولیت‌ها بطور ثانویه تشکیل شده‌اند و مربوط به محیط‌های تدفینی می‌باشند.

انحلال: یکی از مهم‌ترین فرآیندهای تاثیرگذار بر روی جریان سیال، مقادیر تراوایی و ویژگی‌های فیزیک سنگ می‌باشد (لانگمن، ۱۹۸۰؛ هالیس و همکاران، ۲۰۱۷؛ اسدی و همکاران، ۲۰۱۸؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱). فرآیند انحلال در محیط‌های دیاژنزی متئوریک وادوز و فریاتیک، زون مخلوط (لانگمن، ۱۹۸۰) و نیز محیط‌های دیاژنزی دفنی، انحلال فشاری (مور، ۱۹۸۹)، رخ می‌دهد ولی در محیط‌های دیاژنزی وادوز متئوریکی، به‌مراتب گسترش بیشتر نسبت به محیط‌های دیاژنزی دیگر دارد (وستفال، ۲۰۰۶؛ ون‌بوچم و همکاران، ۲۰۱۰). تخلخل‌های وابسته به فابریک که در مقاطع مورد مطالعه مشاهده



شکل ۹. الف) تخلخل بین‌بلوری در دولومیت‌ها، رخساره دلواسپارایت (نمونه شماره Sh-37). ب) تخلخل پناهگاهی در یک رخساره گریستونی (نمونه شماره Sh-58). ج) تخلخل بین‌دانه‌ای در یک رخساره گریستونی (نمونه شماره Sh-19). د) تخلخل قالبی در یک رخساره وکستونی (نمونه شماره Sh-47). ه) تخلخل چشم‌پرنده‌ای یا فنسترال در یک رخساره مادستونی (نمونه شماره Sh-22). و) تخلخل درون‌دانه‌ای (پیکان قرمز) در یک رخساره بکستونی، بخشی از تخلخل توسط بلور دولومیت پر شده است (پیکان زرد) (نمونه شماره Sh-49).

Fig. 9. A) Intercrystal porosity in dolomites, dolosparite facies (Sample number Sh – 37). B) Shelter porosity in a grainstone facies (Sample number Sh – 58). C) Intergranular porosity in a grainstone facies (Sample number Sh – 19). D) Moldic porosity in a wackestone facies (Sample number Sh – 47). E) Birds eye or fenestral porosity in a mudstone facies (Sample number Sh – 22). F) Intraganular porosity (red arrow) in a packstone facies, a part of porosity is filled by dolomite crystal (yellow arrow) (Sample number Sh – 49).



شکل ۱۰. الف) تخلخل کانالی در یک رخساره دولومدستونی (نمونه شماره Sh-34). ب) تخلخل حاصل از شکستگی که با سیمان کلسیت تدفینی مرحله مزوزنز پر شده است، مقطع با آلزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم رنگ آمیزی شده است و رنگ ارغوانی کلسیت‌ها دلالت بر محیط دیاژنز تدفینی و وجود آهن در بلورهای کلسیت دارد (نمونه شماره Sh-15) و ج) تخلخل حاصل از استیلولیتی شدن (نمونه شماره Sh-41).

Fig. 10. A) Channel porosity in the dolomudstone facies (Sample number Sh – 34). B) Porosity resulting from a fracture that is filled with burial calcite cement of the mesogenesis stage, the thin section is stained with red alizarin solution and potassium ferrocyanide, and their purple color indicates the present of iron and burial diagenesis environment (Sample number Sh – 15). C) Porosity resulting from a stylolite (Sample number Sh – 41).

دانه‌ها بسیار محتمل است. از مهم‌ترین پدیده‌های جاننشینی در سازند شهبازان و در برش مورد مطالعه می‌توان به نوع پیریتی شدن، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن اشاره کرد که فرایند دولومیتی شدن با توجه به لیتولوژی سازند غالب می‌باشد.

پیریتی شدن^۲: فراوانی 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؛ گولدهابر، ۲۰۰۴). پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنز مربوط است (ال‌قالی و همکاران، ۲۰۰۶) که در شکل (۱۱-ب) با علامت پیکان نشان داده شده است. این پیریت‌ها در بین دانه‌های اسکلتی ریزرخساره و کستون بایوکلستی تشکیل شده‌اند.

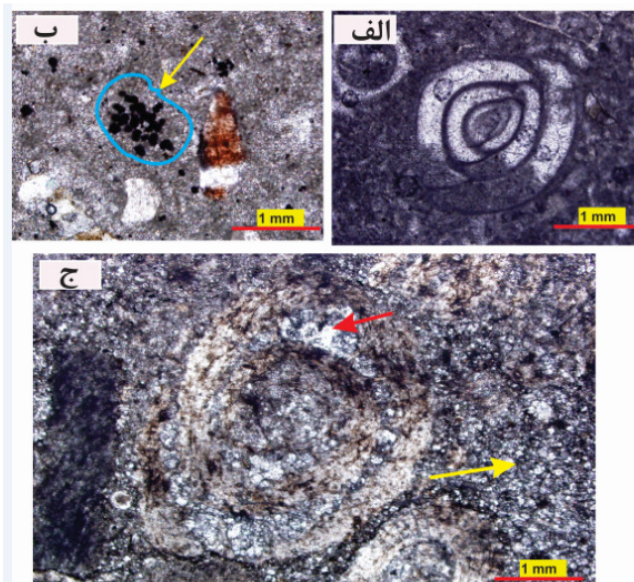
سیلیسی شدن: فرآیند جاننشینی سیلیسی در سنگ‌های کربناته بسیار رایج و متداول است. سیلیسی شدن می‌تواند جانشین اجزای آلوکم‌ها شود و سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی اولیه شود و یا می‌تواند در بین قطعات آلوکم نیز دیده شده است (شکل ۱۰-ج).

فابریک ژئوپتال^۱: متداول‌ترین ژئوپتال‌ها نوع فسیلی هستند که توسط رسوبات دانه ریز در قسمت قاعده پر می‌شوند و توسط کلسیت‌اسپاری در بخش بالا مشخص می‌شوند و این فابریک بیشتر در فسیل‌های جلبک‌های آهکی، حجرات بریوزوا، گاستروپود، دوکفه‌ای، براکیوپود و سفالوپودها مشاهده می‌شود (تاگر و رایت، ۱۹۹۰؛ سندر، ۲۰۰۱؛ فلوجل، ۲۰۱۰). همانگونه که در شکل (۱۱-الف) مشاهده می‌شود رسوبات در داخل حجرات روزن‌دار پر شده‌اند و فابریک ژئوپتال را تشکیل داده‌اند که در ریزرخساره پکستون بایوکلستی مشاهده شده است. ساخت ژئوپتال شاخص مناسبی برای تعیین جهت فوقانی لایه‌هاست مشروط به این که صدف پس از تشکیل ساخت دچار جابه‌جایی و تغییر وضعیت نشده باشد.

جاننشینی: مهم‌ترین و گسترده‌ترین نوع جاننشینی موردی است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد (پتی‌جان، ۱۹۷۵). فرآیند جاننشینی در سنگ‌های آهکی توسط سیلیسی، دولومیت، پیریت، فسفات و دیگر کانی‌های مختلف انجام می‌شود. پیش زمینه جاننشینی در سنگ‌های کربناته، انحلال کانی‌های قبلی و سپس تشکیل کانی جدید به جای آن می‌باشد، بنابراین در جاننشینی احتمال حفظ شکل

² Pyritization

¹ Geopetal



شکل ۱۱. الف) فابریک ژئوپتال در یک روزن‌دار (نمونه شماره Sh-30). ب) فرآیند پیریتی شدن در یک رخساره وکستونی (نمونه شماره Sh-35) و ج) سیلیسی شدن یک فسیل روزن‌دار به گونه‌ای که بخشی از ساختمان آن تخریب شده است (پیکان قرمز رنگ) همچنین سیلیسی شدن در بین قطعات آلومنی نیز دیده می‌شود (پیکان زرد رنگ) (نمونه شماره Sh-13).

Fig. 11. A) Geopetal fabric in the foraminifera (Sample number Sh – 30). B) Pyritization processes in the wackestone facies (Sample number Sh – 35). C) Silicification of a foraminifera fossil in such a way that part of its structure is destroyed (red arrow) also, Silicification can be seen among allochemical fragments (yellow arrow) (Sample number Sh – 13).

دولومیت را به اثبات می‌رساند. تمرکز بالای استرانسیم (بین ۲۵۰ تا ۳۲۰ پی‌پی‌ام) در دولومیکرایت‌ها می‌تواند به دلیل فرایندهای دیاژنزی 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 دیاژنزی 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 دیاژنز تدفینی باشد (وایزر، ۱۹۸۳، لند، ۱۹۹۱، ژسک و همکاران، ۲۰۱۲). دولومیت‌های اولیه (دولومیت‌های رسوبی) دارای مقادیر پایین Fe و مقادیر بالای Sr و Na می‌باشند (شکل ۱۳)، در حالی که دولومیت‌های ثانویه (دولومیت‌های دیاژنزی) دارای تمرکز بالایی از Fe و مقادیر کمتری Sr نسبت به دولومیت‌های

دولومیتی شدن^۱: فراوان‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی در سنگ‌های آهکی، دولومیتی شدن است (پتی‌جان، ۱۹۷۵). 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 (تاکر و رایت، ۱۹۹۱). در نمونه‌های بررسی شده در این مطالعه دولومیتی شدن به صورت جانشینی در حجرات روزن‌دار، به صورت سیمان در بین اجزای تشکیل دهنده سنگ و به صورت پرکننده شکستگی‌های دیده می‌شود (شکل ۱۲).

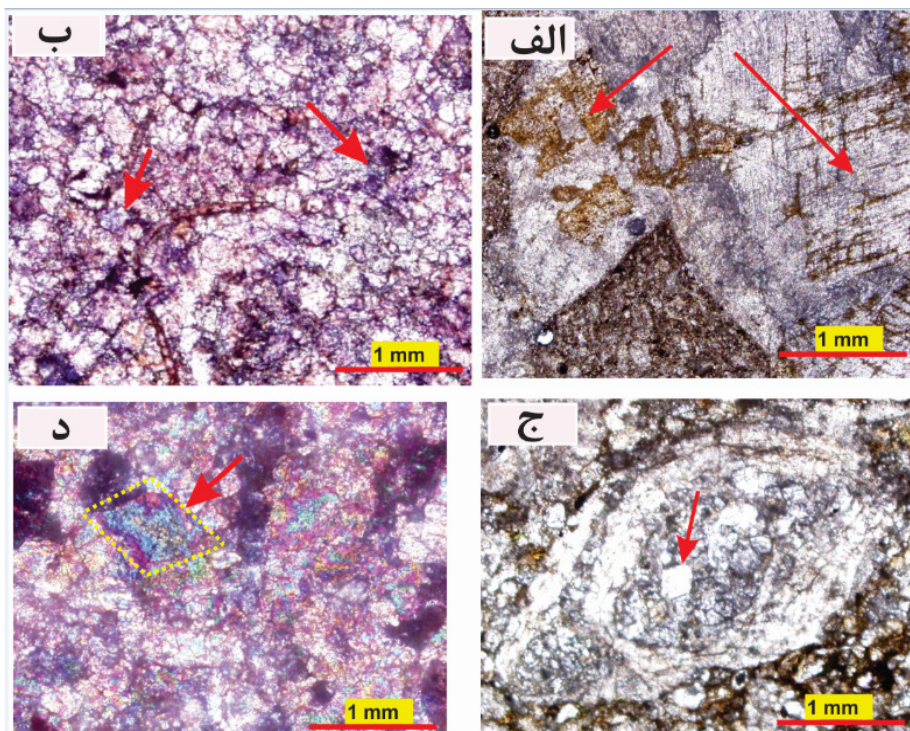
دولومیتی شدن در محیط‌های تدفینی به این صورت اتفاق می‌افتد که با افزایش عمق و بالارفتن دما نسبت منیزیم (Mg) لازم برای تشکیل دولومیت افزایش پیدا می‌کند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). همچنین رنگ‌آمیزی این نوع از دولومیت‌های شناسایی شده با محلول فروسیانیدپتاسیم نشان داد که دولومیت‌های تدفینی دارای آهن (Fe) در ترکیب خود می‌باشند که این موضوع می‌تواند به دلیل احیا بودن محیط دیاژنتیکی باشد. همچنین تصاویر نقشه رقومی^۲ که معرف توزیع عناصر در بلورهای دولومیت می‌باشند حضور آهن Fe در بلورهای درشت و تدفینی

² Digi maps

¹ Dolomitization

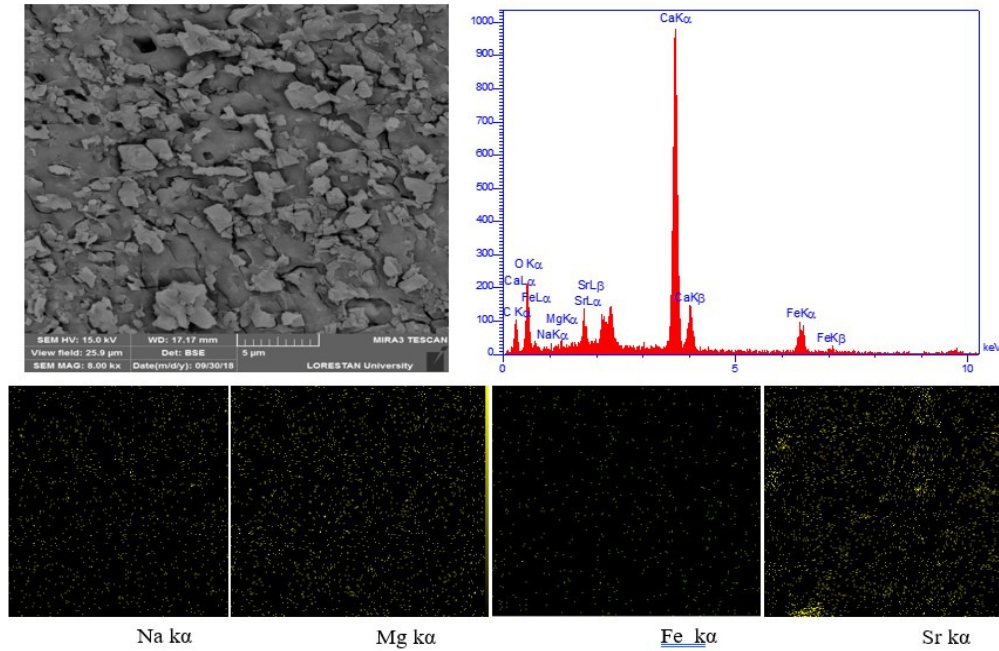
خاوری برش مورد مطالعه است را مورد ارزیابی قرار دادند. بر پایه مطالعات انجام گرفته در این برش‌ها، سه تیپ دولومیت (دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت) شناسایی گردید. بر پایه آنالیزهای انجام گرفته بر روی دولومیت‌های نوع ۱ (دولومیکرایت‌ها) مقادیر Fe در این برش‌ها بین ۱۲۹۱ و ۱۸۵ پی‌پی‌ام، مقادیر Na بین ۶۴۴ و ۶۵۰ پی‌پی‌ام، مقادیر Sr بین ۱۲۵ و ۱۸۵ پی‌پی‌ام و نسبت Mg/Ca ۰/۵۷ تا ۰/۵۰ می‌باشد و لذا این مقادیر بسیار شبیه به مقادیری می‌باشد که در برش مورد مطالعه (پژوهش حاضر) به دست آمده است، لذا می‌توان گفت شرایط حوضه‌ی رسوبی سازند شهبازان در زمان ائوسن در پهنه لرستان (جنوب تا جنوب باختری) تا حدودی یکنواخت بوده است.

اولیه دارند که این موضوع دلالت بر محیط تدفینی دیاژنزی کم عمق تا متوسط برای دولومیت‌های ثانویه می‌باشد (ینگ و همکاران، ۲۰۱۷) (شکل ۱۴). مهم‌ترین منبع تأمین کننده Mg دولومیت‌های اولیه و ثانویه به ترتیب سیالات دریایی و سیالات دیاژنزی می‌باشند. در دولومیت‌های اولیه منیزیم از طریق پمپاژ آب دریا به درون پلت‌فرم‌های کربناته کم عمق در زمان ائوسن رخ داده است و در دولومیت‌های نوع ثانویه منیزیم از طریق آزاد شدن تبدیلات کانی‌های رسی به یکدیگر در واحدهای شیلی زیرین (سازند آواری کشکان) و یا از طریق آب‌های دریایی محبوس در طی دیاژنز تدفینی رخ داده است. حسن‌زاده نعمتی و همکاران (۲۰۱۸) پتروگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شهبازان را در حوضه‌ی رسوبی لرستان (منطقه معمولان و مورانی) که در ۴۵ کیلومتری شمال



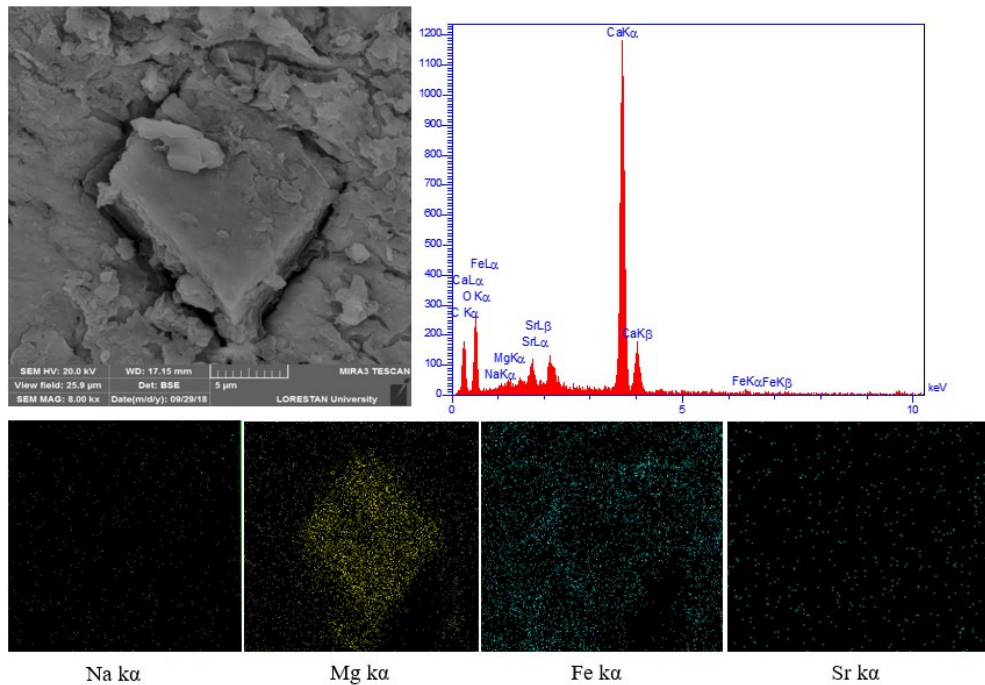
شکل ۱۲. الف) تشکیل بلورهای بسیار درشت دولومیت در داخل شکستگی‌ها (نمونه شماره Sh-09). ب) تشکیل سیمان دولومیتی در یک رخساره گرینستونی، مقطع با آلبرازین قرمز و فروسیانیدپتاسیم رنگ آمیزی شده است و رنگ آبی کم رنگ فیروزه‌ای این سیمان دلالت بر وجود آهن و تشکیل در محیط دیاژنز تدفینی دارد (نمونه شماره Sh-32). ج) فرآیند انحلال و جانشینی دولومیت در حفرات داخلی روزن‌دار (نمونه شماره Sh-16) و د) تشکیل دولومیت‌های درشت بلور آهن‌دار (رنگ آبی فیروزه‌ای این نوع دولومیت دلالت بر وجود آهن و تشکیل در محیط دیاژنز تدفینی دارد) (نمونه شماره Sh-38).

Fig. 12. A) Formation of very large dolomite crystals inside fractures (Sample number Sh – 09). B) Formation of dolomite cement in grainstone facies, the thin section is stained with red alizarin solution and potassium ferrocyanide, and their pale turquoise blue of this cement indicates the present of iron and burial diagenesis environment (Sample number Sh – 32). C) The process of dissolution and displacement of dolomite in the internal foraminifera chambers (Sample number Sh – 16). D) The formation of large iron dolomite crystal (turquoise blue color of this dolomite indicates the present of iron and burial diagenesis environment (Sample number Sh – 38).



شکل ۱۳. نتایج آنالیز (EDS) و (EPMA)، و نقشه‌های رقومی (Digi maps) بر روی یک دولومیت نوع اول (دولومیت‌های همزمان با رسوبگذاری)، (نمونه شماره Sh-17). با توجه به شکل، در این دولومیت‌ها تمرکز Sr بسیار بالاست و این در حالی است که تمرکز آهن Fe در این نوع از دولومیت‌ها پایین می‌باشد.

Fig. 13. Results of analysis (EDS) and (EPMA), and digi maps on a first type dolomite (syn - depositional dolomite), (Sample number Sh - 17). According to the picture, in these dolomites, the concentration of Sr is high, while the concentration of Fe in this type of dolomite is low.



شکل ۱۴. نتایج آنالیز (EDS) و (EPMA)، و نقشه‌های رقومی (Digi maps) بر روی یک دولومیت نوع ثانویه (دولومیت‌های تاخیری)، (نمونه شماره Sh-11). با توجه به شکل، در این دولومیت‌ها تمرکز Sr پایین می‌باشد و این در حالی است که تمرکز آهن Fe در این نوع از دولومیت‌ها بسیار زیاد می‌باشد که خود دلیلی بر دیاژنزی بودن این نوع از دولومیت‌ها دارد.

Fig. 14. Results of analysis (EDS) and (EPMA), and digi maps on a secondary type dolomite (post - depositional dolomite), (Sample number Sh - 11). According to the picture, in these dolomites, the concentration of Sr is low, while the concentration of Fe in this type of dolomite is very high, which itself is a proof of the diagenesis of this type of dolomites.

اسپاریت و دولواسپاریت‌ها 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 از دولومیت‌ها آخرین نسل از دولومیت‌ها باشند که در نمونه‌های سازند شهبازان شکل گرفته‌اند و تخلخل حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. دولومیت نوع یک (دولومیکرایت‌ها) به عنوان دولومیت تقریباً هم‌زمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپاریت‌ها) و دولومیت نوع سوم (دولواسپاریت‌ها) از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به وجود می‌آیند. دولواسپاریت‌ها 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 پر کننده 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 رسوب‌گذاری، 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 دمایی 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 نوع ۳ از منابع مختلفی قابل تأمین می‌باشد که از میان آن‌ها می‌توان به آب‌های دریایی محبوس یا آب‌های درون روزنه‌ای و دیاژنز کانی‌های رسی در طی تدفین در نظر گرفت. در نهایت با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی، دولومیت‌های سازند شهبازان را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط در نظر گرفت (شکل ۱۵).

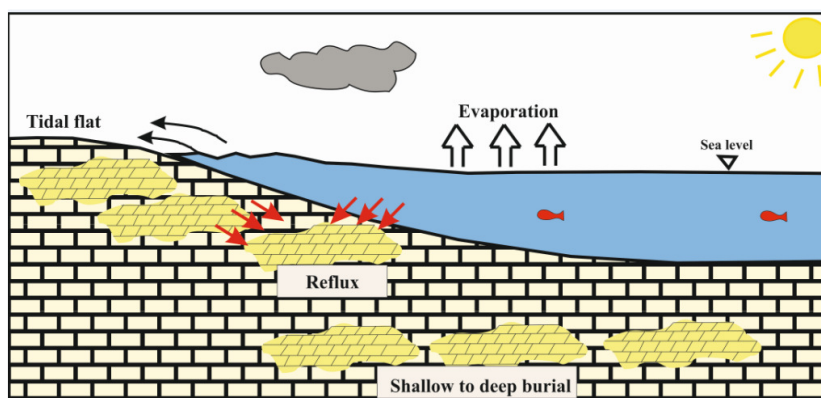
توالی‌های پاراژنتیکی

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، دما و فرآیندهای دیاژنزی به دست می‌دهد (رآو، ۱۹۹۶). دیاژنز

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 پرکننده حفرات و شکستگی‌ها) تشخیص داده شد. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورهای دولومیت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی، عدم فسیل و کانی‌های تیخیری و همچنین نبود شواهدی که نشان دهنده تشکیل آن‌ها تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمایی پایین و در محیط بین جزرومدی تشکیل شده باشند (وارن، ۲۰۰۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). دولومیت‌های نوع دوم و سوم بر اثر تبلور مجدد و یا جانشینی دولومیت‌های خیلی ریز بلور تشکیل شده‌اند. دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها عمدتاً به همراه استیلولیت‌ها مشاهده می‌شوند. دولومیت‌هایی که در طول استیلولیت‌ها رشد کرده‌اند توسط پژوهشگران زیادی گزارش شده است (ماتس و مونتجوی، ۱۹۸۰؛ زنگر، ۱۹۸۳؛ میلر و فولک، ۱۹۹۴). هر چند در خیلی از موارد شکل‌گیری دولومیت‌ها ارتباطی به فرایند انحلال فشاری نداشته و صفحات استیلولیتی را به عنوان مجرای برای هدایت سیالات دولومیت‌ساز در نظر می‌گیرند (زنگر، ۱۹۸۳؛ میلر و فولک، ۱۹۹۴). به علاوه دولومیت‌هایی که بر اثر فرایند انحلال فشاری شکل می‌گیرند منحصراً رمبوئدری و آهن‌دار می‌باشند (وانلس، ۱۹۷۹). با توجه به اینکه دولواسپاریت‌ها و دولومیکرواسپاریت‌های مورد مطالعه هیچ یک از این خصوصیات را دارا نمی‌باشند و آثاری از بافت اولیه (دولومیکرایت‌ها) در آن‌ها مشاهده می‌شود نمی‌توان آن‌ها را مرتبط با فرایند انحلال فشاری در نظر گرفت بلکه بیشتر بر اثر جانشینی و تبلور مجدد حاصل شده‌اند. مقادیر پایین استرانسیم (میانگین ۱۵۵ پی‌پی‌ام) و به نسبت بالاتر آهن (میانگین ۷۳۸ پی‌پی‌ام) در دولومیت‌های درشت بلورتر، احتمالاً بیانگر افزایش اندازه بلورهای دولومیت و تبلور دوباره بلورهای دولومیت در طی تدفین است. در طی دیاژنز 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

فرآیندهای دیاژنزی مانند میکرایتی شدن، تشکیل سیمان هم‌محور و سیمان هم‌ضخامت تیغه‌ای که مربوط به دیاژنزی اولیه در محیط‌های دریایی هستند (احمد و همکاران، ۲۰۰۶)، در برش مورد مطالعه شناسایی شده که تایید کننده مرحله اولیه دیاژنزی هستند. تراکم فیزیکی نیز بلافاصله پس از رسوب‌گذاری، منجر به نزدیک‌تر شدن دانه‌ها به یکدیگر شده است و فابریک درهم فشرده^۱ را به وجود آورده است. در محیط دیاژنزی متئوریک که شامل سه مرحله (زون) می‌باشد، زون انحلالی: بر اثر انحلال، تخلخل‌های حفره‌ای، کانالی و قالبی تشکیل و فرایند نئومورفیسم افزایشی نیز دیده می‌شود.

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). سازند شهبازان و در محیط فراتیک دریایی، متشکل از صدف‌های آراگونیتی و کلسیتی پرمینیزیم (جلبک‌های قرمز، فرامینیفرها، خارپوستان و نرمتان) با تخلخل‌های درون‌دانه‌ای و بین‌دانه‌ای رسوب نموده است. برخی از



شکل ۱۵. مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان در برش مورد مطالعه (بدون مقیاس)

Fig. 15. Dolomitization model of Shabazan Formation in the studied section (no scale)

است. زون فریاتیک متئوریک ساکن: نئومورفیسم افزایشی در میکرایت‌ها و دولومیکرایت‌ها اتفاق افتاده که در دولومیکرایت‌ها منجر به ایجاد دولومیکرواسپار و دولواسپار و نیز تخلخل بین بلوری شده است. در این مرحله (دیاژنزی آب شیرین) نئومورفیسم افزایشی به صورت تبدیل بلورهای بسیار ریز میکرایت به میکرواسپار و اسپارایت مشاهده می‌شود. حداکثر سدیم برای دولومیت‌های تعادلی با آب دریا حدود ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ ppm برآورد می‌شود (وایزر، ۱۹۸۳ و رآو، ۱۹۹۶). میانگین سدیم در نمونه‌های مورد مطالعه ۱۷۶/۳ پی‌پی‌ام می‌باشد که بیانگر تاثیر فرآیندهای دیاژنزی متئوریک در نمونه‌ها می‌باشد. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند موزائیکی هم‌بعد، بلوکی و سیمان رورشدی هم‌محور می‌توانند در این مرحله تشکیل

مرز بالایی سازند شهبازان با سازند آسماری یک دگرشیبی فرسایشی می‌باشد که به یک دوره خروج از آب دلالت دارد. در برخی از مناطق حوضه‌ی رسوبی لرستان یک افق برش انحلالی در مرز سازندهای شهبازان و آسماری وجود دارد که تایید کننده دگرشیبی فرسایشی در رأس سازند شهبازان می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲). لذا وجود دیاژنزی 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 - الیگوسن) دانست، این فعالیت تکتونیک سبب افت سطح آب دریا شده و به دنبال آن سازند شهبازان را در معرض سیالات دیاژنزی متئوریک قرار داده است. زون فریاتیک متئوریک فعال: سیمان‌های کلسیتی اسپاری فضاهای بین دانه‌ای باقیمانده را پر کرده

¹ Fitted fabric

- Bahrami, F., Moussavi Harami, 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*, 2 (4): 16-36. (In Persian).
- 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 limestone: stratified cementation and selective compaction, *Sedimentology*, 34(5): 749-778.
- Beyranvand, M (2021) Biostratigraphy study of Shahbazan Formation in the Malekooch anticline (Northeast Poldakhtar, Varezard area). Master thesis of Lorestan University. (In Persian).
- Biernacka, J., Borysiuk, K., and Raczynski, P (2005) Zechstein (Ca1) 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. doi.org/10.1306/11111917396.
- Butler, I. B., Rickard, D (2000) Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogensulphide, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 2665-2672. doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00387-2.
- Buxton, T. M., and Sibley, D. F (1981) Pressure solution features in a shallow buried limestone, *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 19-26.
- Cantrell, D. L., and Hagerty, R. M (1999) Microporosity in Arab Formation Carbonates, Saudi Arabia: *GeoArabia*, 4: 129-154. doi.org/10.213/geoarabia0402129.
- 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. doi.org/10.1016/S0070-4571(08)71063-X.
- Choquette, P. W., and Pray, L. C (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 54: 207-244.
- 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. doi.org/10.31223/X5W03M.
- 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. مهم‌ترین منبع تأمین کننده Mg در دولومیت‌های اولیه آب دریا و در دولومیت‌های ثانویه تبدیل کانی‌های رسی به یکدیگر و آب‌های دریایی محبوس می‌باشد. همچنین وجود سازند آواری کشکان (تناوب شیل، ماسه‌سنگ و کنگلومرا) در زیر سازند شهبازان می‌تواند منبع تأمین کننده دیگر Mg برای دولومیت‌های سازند شهبازان باشد.

References

- Abdi, A., Adabi, M. H (2009) Dolomites petrography diagenesis analysis, probable Shahbazan – Asmari formations boundary and facies based on dolomicrite geochemistry, petrographic evidences and statistical methods in Darabi section (Southwest Iran). *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. *Journal of Geosciences*, 26 (103): 157-168. doi.org/10.22071/gsj.2017.46623. (In Persian).
- 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. doi.org/10.1016/j.jseae.2005.08.005.
- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution, *American Journal of Science*, 304: 1-20. doi.org/10.2475/ajs.304.1.1.
- 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. doi.org/10.1007/s10347-016-0477-5.
- 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. doi.org/10.1111/1755-6724.13636.

- Geske, A., Zorlu, J., Richter, D. K., Buhl, D., Niedermayr, A., and Immenhauser, A (2012) Impact of diagenesis and low grade metamorphism on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites, *Chemical Geology*, 332-333: 45-64. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.014.
- 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. doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/07139-5.
- Gregg, J. M., and Shelton, K. L (1990) Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research.*, 60: 549-562.
- 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.org/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.
- 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.
- Humphrey, J. D (1988) Late Pleistocene mixing zone dolomitization, south-eastern Barbados, West Indies. *Sedimentology.*, 35: 327-348. doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb00951.x.
- 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. doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D.
- 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 p.
- Janbaz, M., Mohseni, H., Piryaei, A., Swennen, R., Yousefi Yeganeh, B., Souradeghi Sufiani, H Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section: *Nature*, 205: 587. doi.org/10.1038/205587a0.
- 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.
- Ehrenberg, S. N., Pickard, N., Svana, A. H., and Oxtoby, T. A (2002) Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Brents Sea. *Journal Sedimentary Research*, 72: 95-115. doi.org/10.1306/050701720095.
- EL – G hali, M. A. K., Tajoti, K. G., ansorbeh, H. M., Ogle, N., & Kalin, R. M (2006) Origin and timing of sidelite cementation upper Ordovician glaucogenic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 459- 471.
- 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. doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.03.004.
- Farshi, M., Moussavi Harami, R., Mahboubi, A., Khanehbad, M (2017) Facies and diagenetic processes and it effect on distribution of petrophysical properties on reservoir quality of the Asmari Formation in Gachsaran Oilfield. *Journal of Applied Sedimentology*, 5 (9): 40-57. doi.org/10.22084/PSJ.2017.13230.1136. (In Persian).
- Feyznia, S (1998) *Carbonate Sedimentary Rocks*. Emam Reza University, 304 p. (In Persian).
- Flügel, E (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p. sn.pub/extras.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p. sn.pub/extras.
- 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. dx.doi.org/10.2110/pec.65.07.0014.
- Folk, R. L., and Siedlecka, 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. doi.org/10.1016/0037-0738(74)90002-5.
- Garcia – pichel, F (2006) Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial protorophs *Sedimentary Geology*, 125: 29-50. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.013.

- 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 Eslamabade – Gharb (Kermanshah). *Journal of New Finding in Applied Geology*, 5 (10): 1-11 (In Persian).
- Moore, C. H (1989) *Carbonate Diagenesis and porosity*. Elsevier, Amsterdam. 338pp. *Sediment*. 9 No, 26, 511pp. 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 (1993) *Geology of Iran (Zagros Stratigraphy)*, Publication of the Geological Organization, 583p. (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.
- Piryaei, A., Feyzi, A., Sofiani, H., Hemmat, S., Motamedi, B (2014) Paleogeography of Zagros tertiary deposits, internal report of oil exploration management, Number GR- 2362, 207 P. (In Persian)
- Purser, B. H., (1978) Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestone. *Journal of Petroleum Geology*, 1: 83-94.
- Rahimpour Bonab, H (2010) Carbonate petrography a perspective on reservoir quality. Tehran University, 570 p. (In Persian)
- 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.
- Rao, C. P (1996) *Modern Carbonates: Tropical, Temperate and Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. Carbonates, Hobart (Tasmania), 206 p.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Giulio, A. D., Scotti, P., Ortenzi, A. and Massara, E. P (2011) Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate (2018) Diagenetic processes of the Shahbazan Formation in the east of the Lorestan zone. *Journal Geosciences*, 28 (109): 67-82. doi.org/10.22071/GSJ.2017.89098.1151. (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. doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2008.02.025.
- Krause, S., Liebetrau, V., LÉoscher, 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. doi.org/10.1016/j.gca.2018.09.018.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, 33: 112-125. dx.doi.org/10.5408/0022-1368-33020112.
- Land, L. S (1991) Dolomitization of the Hope Gate Formation (north Jamaica) by seawater: reassessment of mixing zone dolomite. In: Taylor, H. P., O'Neil, J. R., Kaplan, I. R. (Eds.), *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*, Geochemical Society, Special Publications, 3: 121-133.
- 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. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.11.006.
- Mattes, B. W., and Mountjoy, E. M (1980) Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Eds. D.H. Zenger, J.B. Dunham and R.L. Ethington): *SEPM Spec. Publ.*, 28: 259-297. doi.org/10.2110/pec.80.28.0259.
- Messadi, A. M., Mardassi, B., Ouali, J. A., and Tour, J (2016) Sedimentology, diagenesis, clay mineralogy and sequential analysis model of Upper Paleocene evaporite-carbonate ramp succession from Tamerza area (Gafsa Basin: Southern Tunisia): *Journal of African Earth Sciences*, 118: 205-230.
- Miller, J. K., and Folk, R. L (1994) Petrographic, geochemical and structural constraints on the timing and distribution of postlithification dolomite in the Rhaetian Portoro (Calcarea nerol) of the Portovenere Area, La Spezia, Italy. In: B. H. Purser, M. E.
- Mirbeik Sabzevari, K., Sedaghatnia, M (2021) Petrography and study of dolomitization model of Shahbazan Formation using elemental analysis (Zagros sedimentary basin, south of

- distribution in geologic time. *Carbonates and Evaporites*, 5 (2): 141-152.
- Wanless, H. R (1979) Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization: *Jour.Sed. Petrol*, 49: 437-462.
- Warren, J. K (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: *Earth Sci Reviews.*, 52: 1-81.
- Westphal, H (2006) Limestone – Marl alternation as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review. *International Journal of Science (Geology Rundsch)*, 95: 947-961. doi.org/10.1007/s00531-006-0084-8.
- 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. doi.org/10.1371/journal.pone.0202887.
- Ying, R., Dakang, Z., Chonglong, G., Queqi, Y., Rui, X., Langbo, J., Yangjinfeng, J., Ningcong, Zh (2017) Dolomite geochemistry of the Cambrian Longwangmiao Formation, eastern Sichuan Basin: Implication for dolomitization and reservoir prediction. *Petroleum Research 2* (2017) 64e76.
- 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. doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.01.004.
- Zeigler, M. A (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. *GeoArabia*, 6(3): 445-504. doi.org/10.2113/geoarabia0603445.
- Zenger, D. H (1983) Burial dolomitization in the Lost Burro Formation/Devonian, east central California and the significance of late diagenetic dolomitization: *Geology*, 11: 519-522.
- 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. doi.org/10.1016/S1002-0705(06)60014-9.
- Zohdi, A., Moallemi, A., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Richter, D. K., Geske, A., Nickandish, A., and Immenhauser, A (2014) Shallow burial dolomitization of an Eocene carbonate platform, southeast Zagros Basin, Iran: *GeoArabia*, 19: 17-54. doi.org/10.2113/geoarabia190417.
- 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.
- 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 p.
- Sanders, D (2001) Burrow-mediated carbonate dissolution in rudist biostromes (Aurisina, Italy), implications for taphonomy in tropical, shallow subtidal carbonate environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168: 39-74. doi.org/10.1016/s0031-0182(00)00249-2.
- Seibel, M. J., & James, N. P (2017) Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*, 347: 21 – 35.
- Smith, J. V (2000) Three – dimensional morphology and connectivity of Stylolite shape reactivated during veining. *Journal of Structural Geology*, 22: 59 – 64.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*. 3rd Edition, Blackwell, Oxford, 260 p. doi.org/10.107/S00167568000201.
- Tucker, M. E., and Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, Oxford, 482 p. doi.org/10.1002/9781444314175.
- 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*. pp. 219–263. doi.org/10.1144/SP329.10.
- Vaziry, H., Safari, A., Shahriari, S., Taheri, A., Khazaei, A. R (2010) Introducing the clastic – carbonate and red clastic sediments of Maastrichtian in high Zagros region (Someirom – Ardal). *Journal of Science, University of Tehran*, 36 (1): 104-117. (In Persian).
- 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. doi.org/10.2110/scn.83.01.0000.
- Walker, K. R., Jernigan, D. G., & Weber, L. J (1990) Petrographic criteria for the recognition of marine, syntaxial overgrowths, and their

Diagenetic processes and paragenetic sequence of Shahbazan Formation (Middle-Upper Eocene) in north west Poldokhtar, Lorestan basin.

K. Mirbeik Sabzevari^{1*} and M. Sedaghatnia²

1- Assist. Prof., Dept. of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

2- Ph. D. Student, Sedimentology and Sedimentary Rock, Bu Ali Sina University, Hamedan, Iran

* K_mirbeik_S@yahoo.com

Received: 2022.11.21 Accepted: 2023.3.15

Abstract

In this study, Shahbazan Formation has been studied from the perspective of diagenetic processes and paragenetic sequences. This formation extends to the middle to late Eocene age in a large area of Lorestan sedimentary basin. In this area, a 62-meter-thick surface section has been selected in 10 km. northwest of Poldokhtar city. Shahbazan Formation in the study area is located on the Kashkan detrital Formation and is covered by carbonates of Asmari Formation as a continuous discontinuity. Petrographic studies have been performed on thin sections and SEM studies have been performed on 10 samples of dolomites. Petrographic studies led to the identification of several diagenetic processes such as micritization, neomorphism, cementation, compaction, dissolution and replacement, which finally determined the diagenetic model. Based on the petrographic evidence, the paragenetic sequence of the Shahbazan Formation deposits in this section has been interpreted in four marine environments, freshwater, burial and uplift, and during three stages of diagenesis, namely primary diagenesis (Eogenesis), middle diagenesis (Mesogenesis) and late diagenesis (Telogenesis) has been determined. The most important diagenetic process in the studied section is dolomitization, which is formed both primary and secondary. Primary dolomites have low amounts of Fe and high amounts of Sr and Na, while secondary dolomites have high concentrations of Fe and lower amounts of Sr than primary dolomites, indicating a diagenetic burial environment. Shallow to medium for secondary dolomites.

Keywords: Shahbazan Formation, Diagenesis, Zagros, Lorestan, Poldokhtar

Introduction

In the studied area, the Shahbazan Formation is separated from the Asmari Formation based on paleontological studies, and 62 meters of this section, which is mentioned in the geological map of Poldokhtar 1/100000 as the Asmari-Shahbazan formations, belongs to the Shahbazan Formation. The purpose of this research is to investigate the types of effective diagenesis processes in the Shahbazan formation, therefore, in this research, the different conditions of the diagenesis environment during the burial and dolomitizing fluids of the Eocene time in this part of the Lorestan sedimentary basin are discussed. The results of this research can help other researchers in the field of geochemical studies of carbonate formations in Lorestan sedimentary basin. Based on the map of the structural zones of the Zagros basin, the studied area is located in the simple folded part of the Zagros and in the Lorestan zone. According to

the geological map of 1/100000 of Poldokhtar city, the units of the second and third periods are outcrops. The second period units include Sarvak, Ilam, Gurpi and Amiran formations and the third period units include Tele Zang, Keshkan, Asmari, Shahbazan and Gachsaran formations. The Shahbazan Formation is 62 meters thick in the studied section, and its lower boundary is covered by the Keshkan 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 is thin to thick layered dolomites.

Materials and methods

In order to understand the diagenesis processes of the Shahbazan Formation in the studied section, 62 thin sections of petrography were prepared in Lorestan University. Petrographic studies were carried out by Olympus-BH2 polarizing microscope. Thin sections were

stained by the method (Dickson, 1965) by alizarin red solution (ARS) to distinguish calcite minerals from dolomite and potassium ferrocyanide solution to distinguish iron-bearing dolomites. Also, in order to know the diagenesis environment of the studied dolomites, 10 samples were analyzed by (EDS) and (EPMA) methods in the Central Laboratory No. 1 of Lorestan University, and imaging by electron microscope (SEM) of dolomites. was also implemented

Results and discussion

The Shahbazan Formation was deposited in a marine phreatic environment, consisting of magnesium-rich aragonite and calcite shells (red algae, foraminifers, echinoderms, and mollusks) with intragranular and intergranular porosity. Some diagenesis processes, such as micrite formation, co-axial cement formation and lamellar cement, which are related to primary diagenesis in marine environments (Ahmad et al., 2006), have been identified in the studied section, which confirms they are the initial stage of diagenesis. The physical compaction immediately after the deposition has led to the closer of the grains to each other and has created a compact fabric (fitted fabric). In the meteoric diagenesis environment, which consists of three stages (zones), the dissolution zone: as a result of dissolution, cavity, channel and mold porosities are formed and the process of incremental neomorphism is also seen. The upper border of Shahbazan Formation with Asmari Formation is an erosional variation that indicates a period of water exit. In some areas of the Lorestan sedimentary basin, there is a dissolution shear horizon at the border of Shahbazan and Asmari formations, which confirms the erosional variation at the top of the Shahbazan formation (Motiei, 1372). Therefore, the presence of meteoric diagenesis in the Shahbazan Formation can be considered as a period of exit from the water of this formation during the Upper Eocene due to the tectonic activity of the Pyrenees (Upper Eocene - Oligocene). Shahbazan has been exposed to meteoric diagenesis fluids. Active meteoric phreatic zone: spar calcite cements have filled the remaining intergranular spaces. Static meteoric phreatic zone: increasing neomorphism has occurred in micrites and dolomicrites, which has led to the creation of dolomicrosparite and dolosparite and

intercrystalline porosity in dolomicrites. In this stage (freshwater diagenesis), incremental neomorphism is observed in the form of transformation of very fine micrite crystals into microsparite and sparite. The maximum sodium for dolomites in equilibrium with sea water is estimated to be about 100 to 1000 ppm (Weiser, 1983 and Rao, 1996). The average sodium in the studied samples is 176.3 ppm, which indicates the impact of meteoric diagenesis processes in the samples. Some second-generation cement such as equant mosaic, blocky, and syntaxial cement can be formed at this stage (Hally and Harris, 1979; Longman, 1980). In the burial diagenesis environment, the physical density has reached its maximum in such a way that cracks, fractures and deformation of allochems have occurred. Chemical condensation and formation of dissolution joints and stylolites have occurred. The formation of blocky cements, poikilotopic and iron-bearing dolomitic cements in the space between grains and fractures is attributed to the burial diagenesis environment. With the increase in the depth in the burial area, the amount of oxygen has decreased and the Shahbazan Formation is closer to the reclamation conditions. Upon reaching reducing conditions, elements sensitive to these conditions, such as iron, become mobile and tend to enter the calcite and dolomite network. At this stage, the coarse crystalline iron-bearing dolomite represents the diagenesis environment of deep burial and regeneration. In the final stage of diagenesis (telegenic stage), orogeny phases acted and caused Shahbazan Formation to come out of depth and this happened with fractures in the formation. The joints and fractures formed in this stage, which have been identified in the studied sections, have been filled by blocky cements and later, the calcite crystals in the fractures and veins after painting. They remain pale pink in color, which can indicate the oxidizing conditions in the rise stage. Based on petrographic evidence, the diagenesis sequence has been determined during four diagenesis environments (marine, burial, uplift and meteoric) in the carbonate rocks of Shahbazan Formation. Among the most important diagenesis processes in the studied section, we can mention micritization, which is a diagenesis product itself, crystallization, compression, dissolution,

cementation, and replacement. The most abundant and widespread type of succession in limestones is dolomitization (Pettijohn, 1975). Substitution of dolomite crystals instead of calcite can be done by destroying the fabric to preserve it. In the primary mineralogy dolomitization process, the size of the crystals and the nature of the dolomite-forming fluids are important (Tucker and Wright, 1991). In the samples investigated in this study, dolomitization can be seen in the form of substitution in porous cells, in the form of cement between the components of the rock, and in the form of fracture filling. The high concentration of strontium (between 250 and 320 ppm) in dolomicrites can be due to diagenesis processes on the aragonite shells of some bivalves, benthic foraminifera and some green algae in the sample to be considered under study. According to the petrographic and geochemical evidence, the dolomites of Shahbazan Formation can be considered from the shallow to medium burial model.

Conclusion

Petrographic studies on the studied samples led to the identification of several diagenesis processes such as micritization, crystallization (increasing and decreasing), cementation (calcite cement of the isopachous rim cement,

syntaxial, epitaxial, blocky cement, drusy cement and poikilotopic calcite cement), compression (physical and chemical), dissolution (fabric-dependent and non-fabric-dependent) and replacement (dolomitization, pyritization and silicification). One of the most important diagenesis processes in the section under study is dolomitization, which occurred simultaneously with sedimentation and diagenesis. Primary dolomites have low amounts of Fe and high amounts of Sr and Na, while secondary dolomites have a high concentration of Fe and lower amounts of Sr than primary dolomites, which indicates a diagenesis burial environment. It is shallow to medium for secondary dolomites. Finally, based on petrographic evidence, the paragenetic sequence of Shahbazan Formation deposits in this section has been interpreted in four environments: marine, burial, upwelling and fresh water. The most important source of supply of Mg in primary seawater dolomites and in secondary dolomites is the transformation of clay minerals into each other and trapped seawater. Also, the presence of the Kashkan debris formation (alternation of shale, sandstone and conglomerate) under the Shahbazan Formation can be another Mg supply source for the dolomites of the Shahbazan Formation.