

سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی دولومیت‌های سازند شهبازان و بررسی مرز احتمالی آن با سازند آسماری از دیدگاه ژئوشیمی عنصری (شمال خاوری کوه‌دشت، جنوب 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: ۱۴۰۱/۶/۹

دریافت: ۱۴۰۱/۲/۲۸

چکیده

سازند شهبازان (اوسن میانی تا پسین) از توالی‌های دولومیتی، سنگ‌آهک دولومیتی و مارن تشکیل شده است. به منظور بررسی سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی نهشته‌های این سازند و تعیین مرز احتمالی آن با سازند آسماری یک برش چینه‌شناسی به ضخامت ۱۲۱ متر در شمال خاوری کوه‌دشت انتخاب گردید. در این برش، سازند شهبازان با سنگ‌شناسی سنگ‌آهک و دولومیت به صورت ناپیوسته و هم‌شیب بر روی سازند آواری کشکان قرار گرفته و مرز بالایی آن توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوستگی فرسایشی پوشیده شده است. مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری بر روی ۹۰ مقطع نازک رسوبی و مطالعات زمین‌شیمی بر روی ۳۰ نمونه از سازند دولومیتی شهبازان و ۱۰ نمونه از سازند کربناته آسماری به روش‌های (EDS) و (EPMA) صورت گرفت. با توجه به داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی دو گروه از دولومیت‌ها شناسایی گردید. دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) در اندازه‌های کمتر از ۱۰ میکرون و دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها) در اندازه‌های بزرگ‌تر از ۱۰ میکرون مشاهده شدند. وجود شواهدی مانند تخلخل چشم‌پرنده‌ای، لامینه‌های جلبکی و اینتراکلت‌ها و نبود کانی‌های تخریری در نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد، دولومیت‌های اولیه در یک مدل جزرومدی تشکیل شده‌اند، سپس بر اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای در پلت‌فرم کربناته سازند شهبازان دولومیت‌های ثانویه در یک مدل دیاژنزی دفنی کم عمق تا متوسط گسترش یافته‌اند. با استفاده از آنالیز عنصری مشخص گردید از دولومیت‌های اولیه به سمت دولومیت‌های ثانویه افزایشی در میزان عناصر Fe, Mg, Mn دیده می‌شود و هم‌زمان میزان عناصر Sr, Ca, Na کاهش پیدا می‌کند. در مرز احتمالی بین سازندهای شهبازان و آسماری میزان Sr/Mn, Na, Ca, Sr/Mg افزایش و میزان عناصر Mn, Mg و نسبت Mn/Ca کاهش نشان می‌دهد. شواهد ژئوشیمیایی نشان داد تمام دولومیت‌های مورد مطالعه غیراستوکیومتری می‌باشند ($Ca/Mg \geq 2$) و مقادیر بالای عنصر Na با میانگین ۰/۶ درصد وزنی دلالت بر این موضوع دارد.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌نگاری، دولومیت، زمین‌شیمی، سازند شهبازان، کوه‌دشت، لرستان

پیشگفتار

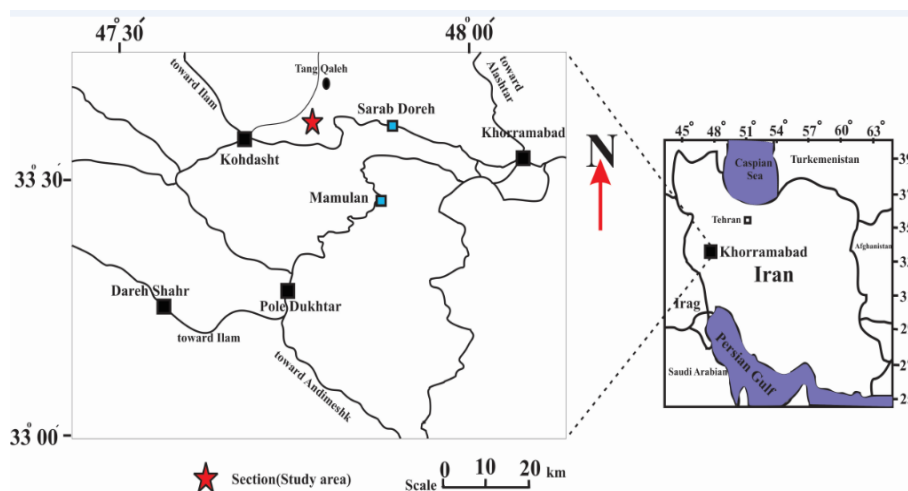
به این دلیل با نام سازند شهبازان- آسماری نقشه‌برداری می‌شوند (جیمز و واینند، ۱۹۶۵؛ لیولیان، ۱۹۷۴). برش نمونه این سازند در جنوب خاوری حوضه لرستان (شمال خاور استان خوزستان) در فاصله نزدیکی از جنوب خاوری ایستگاه راه‌آهن تله‌زنگ به همراه برش نمونه سازند تله‌زنگ توسط جیمز و واینند (۱۹۶۵) انتخاب، اندازه‌گیری و معرفی شده است. سازند شهبازان شامل ۳۳۳/۸ متر دولومیت و آهک‌های دولومیتی با رنگ هوازده سفید تا قهوه‌ای با سیمای ضخیم لایه است که به طور ناپیوسته و هم‌شیب بر روی سازند آواری کشکان و با ناپیوستگی فرسایشی در زیر سازند آسماری قرار دارد (آقانباتی، ۱۳۸۵). مهم‌ترین ویژگی سازند شهبازان در زاگرس، فرآیند دیاژنز دولومیتی

سازند شهبازان یک واحد سنگ‌چینه‌ای کربناته است که تنها در حوضه رسوبی لرستان و بخش شمال خاوری فروافتادگی دزفول گسترش دارد. از لرستان به سوی جنوب خاوری، کربنات‌های شهبازان به تدریج با آواری‌های سازند کشکان جانشین می‌شود و سرانجام در زاگرس مرتفع، سازند شهبازان به قسمت‌های بالایی سازند جهرم می‌پیوندد. بدین‌سان سازند شهبازان، با سازندهای کشکان، تله‌زنگ، پابده و جهرم ارتباط بین‌انگشتی دارد (آقانباتی، ۱۳۸۵). در بیشتر مناطق لرستان این سازند با سازند آسماری ویژگی‌های ظاهری مشابهی دارند به طوری که تفکیک آن‌ها از یکدیگر در مشاهدات صحرایی مشکل است.

از جمله مطالعات انجام شده بر روی سازندهای شهبازان - آسماری می‌توان به مطالعات (عبدی و آدابی، ۱۳۸۸)، (محسنی و همکاران، ۱۳۹۰)، (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۳)، (فرشی و همکاران، ۱۳۹۶)، (جانباز و همکاران، ۱۳۹۷) و (میربیک‌سبزواری و صداقت‌نیا، ۱۴۰۰) اشاره نمود.

در این بخش از پهنه حوضه‌ی رسوبی لرستان به دلیل عمق کم حوضه‌ی رسوبی فرآیند دولومیتی شدن سازند شهبازان به طور گسترده‌ای شکل گرفته است و در اغلب نقاط در مطالعات صحرایی تفکیک مرز بین سازند شهبازان با سازند آسماری بسیار دشوار و اغلب غیرممکن می‌باشد. لذا در این پژوهش ضمن شناسایی انواع مختلف دولومیت‌ها در برش مورد مطالعه مرز احتمالی بین سازندهای شهبازان و آسماری از دیدگاه ژئوشیمی عنصری نیز مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. برش مورد مطالعه در ۲۰ کیلومتری شمال خاوری شهرستان کوهدشت واقع شده است. برش مورد مطالعه دارای مختصات جغرافیایی طول خاوری $E 47^{\circ} 44' 32.08''$ و عرض شمالی $N 33^{\circ} 33' 12.9''$ می‌باشد (شکل ۱).

شدن است که بر اساس آن، این سازند با رنگ سفید متمایل به کرم و لایه‌بندی منظم از نظر ضخامت، مشخص می‌گردد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). زمان رسوبگذاری این سازند در مجاورت راندگی زاگرس (خاور و شمال حوضه لرستان) کرتاسه پیشین تا پسین و به سوی مرکز لرستان (محل برش الگو) کرتاسه پسین تا پالتوسن میانی است. در پیرامون راندگی زاگرس، رخساره این سازند توریدایت است که با کاهش ژرفا (حاصل تداوم نیروهای فشاری) به رخساره‌های کم ژرفا تر مانند رودخانه‌ای تبدیل می‌شود که در مناطقی مانند سپیددشت دارای اثر فسیل‌های خاص مناطق خشکی مانند رد دینوزورهاست (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۱). به سوی مرکز حوضه لرستان، رخساره این سازند ژرف‌تر می‌شود و در امتداد کبیرکوه، شیل‌های ارغوانی (میان سازند گورپی و پاپده) جای آن را می‌گیرد. در زمان پالتوسن، بخش ژرف^۱ حوضه لرستان را سازند پاپده، بخش کم ژرفا و حاشیه‌ای را سازندهای تله‌زنگ و شهبازان و نواحی رأس‌گوه‌ای^۲ این حوضه را سازند کشکان می‌ساختند.



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

حوضه پیش‌گودال کاهش یافته و با پلاتفرم 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 سیلیسی-آواری‌ها داده است (پیریایی و همکاران، ۱۳۹۳) که کربنات‌های آن در لرستان (شمال شرقی زاگرس) با سازند شهبازان و تله‌زنگ و سیلیسی-آواری‌ها با سازند کشکان شناخته می‌شوند (مطیعی، ۱۳۷۴). سازند

زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

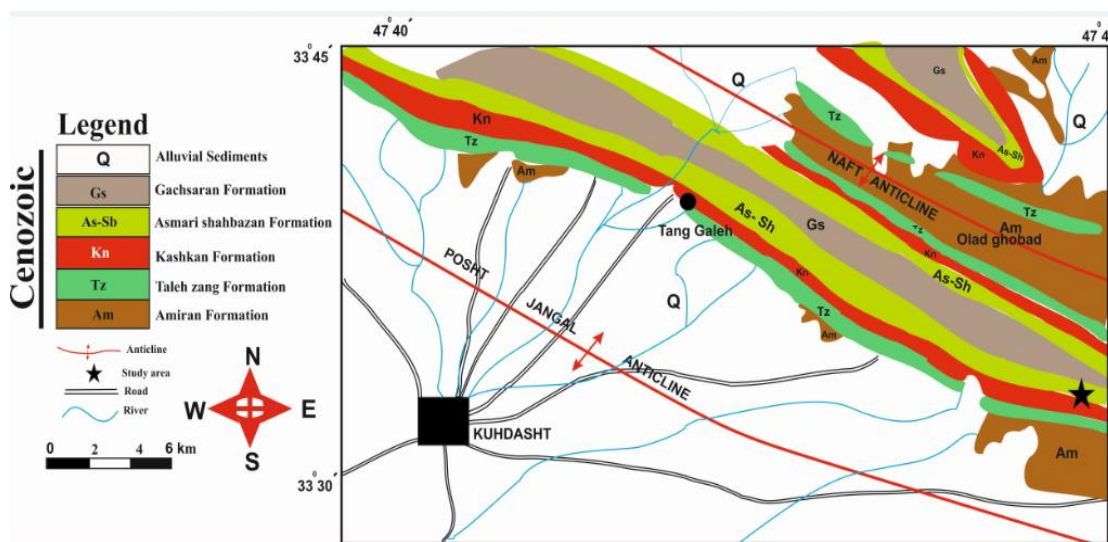
منطقه مورد مطالعه در بخش چین‌خورده ساده زاگرس و در پهنه لرستان واقع شده است. در زاگرس در طی پالتوسن پسین تا ائوسن رسوبات در یک حوضه پیش‌گودال باقیمانده در امتداد حاشیه شرقی صفحه عربی نهشته شده‌اند (جیمز و وایند، ۱۹۶۵؛ موریس، ۱۹۸۰؛ زیگلر، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴). در طی ائوسن گسترش

² Wedge top

¹ Foredeep

سازند از ائوسن میانی تا پسین تعیین شده است (عبدل‌نیا و همکاران، ۱۳۹۶). بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه که بخشی از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان کوه‌دشت (هریسون، ۱۹۳۵) می‌باشد، در یال شمالی تاقدیس پشت جنگل واحدهای دوران سوم رخنمون دارند که شامل سازندهای امیران، تله‌زنگ، سازند آواری کشکان، سازندهای آسماری و شهبازان، سازند گچساران و رسوبات آبرفتی عهد حاضر می‌باشند (شکل ۲).

شهبازان در برش نمونه از سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت‌های دانه شکر تشکیل شده که به صورت تدریجی روی سازند کشکان و با ناپیوستگی فرسایشی زیر سازند آسماری قرار گرفته است. تفکیک آن از سازند آسماری در بسیاری از مطالعات صحرایی امکان‌پذیر نیست و از این دو سازند تحت عنوان آسماری-شهبازان یاد می‌شود (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). در بخش‌هایی که دیاژنز غالب اثرات محیط رسوبی اولیه را از بین نبرده، سن این



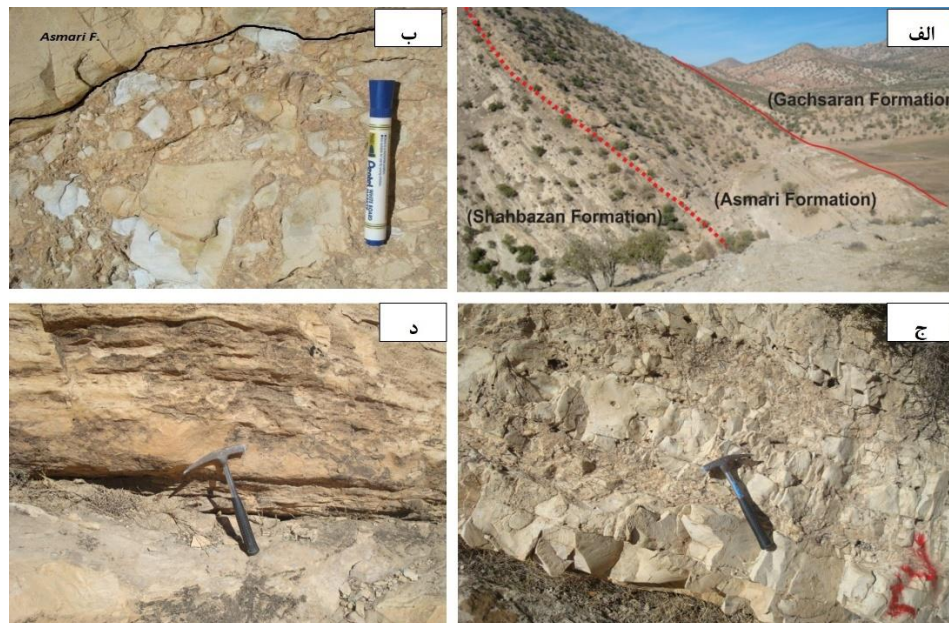
شکل ۲. قسمتی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان کوه‌دشت به همراه گسترش سازندهای منطقه مورد مطالعه.

نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از رده‌بندی فولک (۱۹۵۹) و دانهام (۱۹۶۲) استفاده شد. نام‌گذاری دولومیت‌ها بر پایه تلفیقی از رده‌بندی بافتی سیبلی و گرک (۱۹۸۷) و مازالو (۱۹۹۲) صورت گرفت. برای اندازه‌گیری بلورهای دولومیت از مقیاس ارائه شده توسط (فولک، ۱۹۶۵) و (آدابی، ۲۰۰۹) استفاده شد. برای انجام مطالعات زمین‌شیمی تعداد ۳۰ نمونه از سنگ‌آهک‌های دولومیتی و ۱۰ نمونه سنگ کربناته جهت آنالیز عنصری به روش‌های (EDS) و (EPMA) و تصویربرداری الکترونی (SEM) انتخاب شده است. مطالعات سنگ‌نگاری توسط میکروسکوپ پلاریزان Olympus BH-2 و میکروسکوپ الکترونی (SEM) و مطالعات زمین‌شیمی بر مبنای آنالیز عنصری به روش‌های (EDS) و (EPMA) در آزمایشگاه مرکزی شماره ۱ دانشگاه لرستان صورت گرفت. این مطالعات در پایان به تعیین منشأ سیالات دولومیت‌ساز کمک فراوانی می‌کند (سیبلی و گرک، ۱۹۸۷؛ لی و فریدمن، ۱۹۸۷؛ آم‌تور و فریدمن، ۱۹۹۲؛ ای و مازالو، ۱۹۹۳؛ آدابی، ۲۰۰۹).

سازند شهبازان در برش مورد مطالعه دارای ضخامت ۱۲۱ متر می‌باشد که مرز پایینی آن به صورت ناپیوسته و هم‌شیب بر روی سازند آواری کشکان و مرز بالایی توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوستگی پیوسته‌نما پوشیده شده است (شکل ۳). لیتولوژی این سازند در برش مورد مطالعه سنگ‌آهک و سنگ‌آهک دولومیتی نازک‌لایه، متوسط‌لایه و ضخیم‌لایه می‌باشد و ستون سنگ‌چینه‌ای آن به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۴ نشان داده شده است.

روش کار

جهت انجام مطالعات سنگ‌نگاری ۹۰ مقطع نازک میکروسکوپی (۸۰ مقطع مربوط به سازند شهبازان و ۱۰ مقطع مربوط به سازند آسماری) مورد مطالعه قرار گرفت. تمام 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 شدند. در



شکل ۳. الف: نمایی از سازندهای ناحیه مورد مطالعه (دید به سمت شمال خاور)، ب: نمای بسیار نزدیک از مرز احتمالی سازندهای شهبازان و آسماری. در این مرز یک افق برش انحلالی به ضخامت ۵۰ سانتی‌متر مشاهده شده است، ج: واحد دولومیتی سفیدرنگ سازند شهبازان و د: واحد کربناته خاکستری رنگ سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه.

Series	Formation	Thickness (m)	Lithology	Samples No	Description	Dolomite		
						Dolomiticite	Dolomicrosparite	Dolosparite
Eocene	Shahbazan	6	[Lithology pattern]	10, 9, 8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1	Limestone			
		12	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		3	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		6	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		24	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		18	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		19	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		2.5	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		2.5	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		9	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		8	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
		11	[Lithology pattern]	8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1				
			Kashkan			[Lithology pattern]		Conglomerate and sandstone

شکل ۴. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده جهت آنالیز که با دایر قرمز رنگ نشان داده شده است.

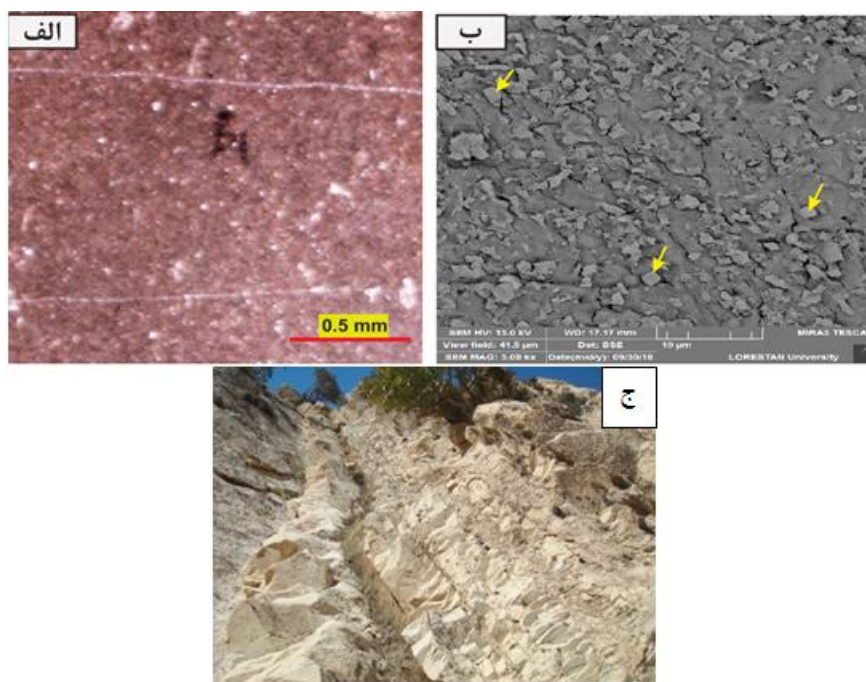
بحث

سنگ‌نگاری دولومیت‌های سازند شهبازان در برش مورد مطالعه

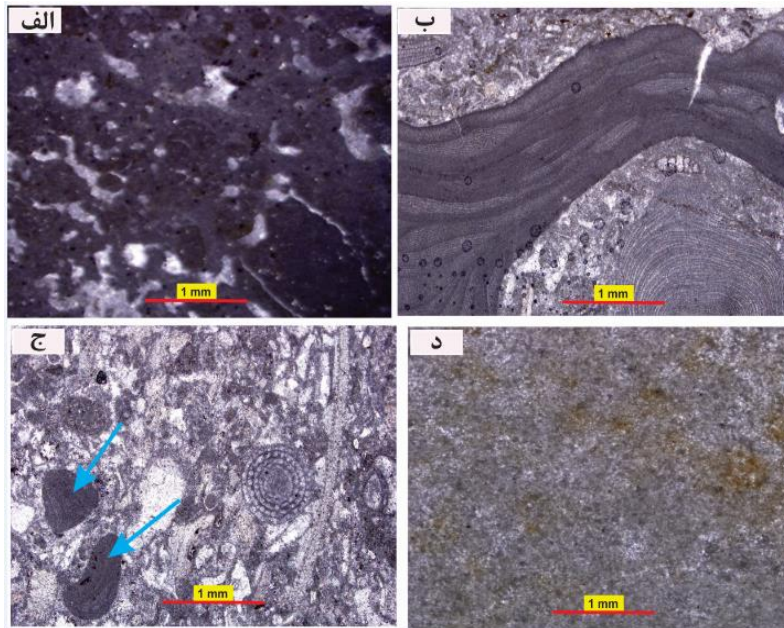
دولومیت در اشکال و انواع مختلف یکی از مهم‌ترین بخش‌های تشکیل‌دهنده سازند شهبازان به شمار می‌رود. دولومیت‌های سازند شهبازان با توجه به فابریک، توزیع اندازه بلورها و شکل مرز بلورها به چهار گروه مختلف تقسیم شدند. اندازه بلورها به وسیله انرژی‌های رشد و هسته‌سازی کنترل می‌شود، در حالی که شکل مرز بلورها تنها به وسیله رشد بلورها کنترل می‌شود (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷). به طور کلی در دماهای پایین سطوح بلوری صاف و بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار رشد می‌کنند. در بالاتر از دمای بحرانی یعنی دمای بین ۵۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد سطوح بلوری غیرمسطح و بلورهای بی‌شکل گسترش پیدا می‌کنند (گرگ و سیبلی، ۱۹۸۴؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). در این مطالعه اندازه بلورهای دولومیت از روی بیشینه قطر بلورها و بر پایه مقاله (فولک، ۱۹۶۵ و آدابی، ۲۰۰۹) تعیین گردید.

دولومیت نوع اول یا دولومیت‌های خیلی ریز بلور (دولومیکرایت‌ها): این نوع از دولومیت‌ها با مرزهای مسطح نیمه شکل‌دار در اندازه‌های بین ۴ تا ۱۰ میکرون و به شکل

موزائیک‌های یک اندازه یافت می‌شوند. این نوع از دولومیت‌ها معادل بافت Planar-S مازالو (۱۹۹۲) و سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و بافت ایدیوتوپیک - Idiopathic S گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و (آدابی، ۱۳۹۰) می‌باشند. در مقاطع مورد مطالعه این نوع از دولومیت‌ها با بافت موزائیکی و اغلب بی‌شکل و در اندازه‌های کمتر از ۱۰ میکرون شناسایی گردید (شکل ۵-الف). شواهد بافتی رسوبی اولیه نظیر لامیناسیون جلبکی، فابریک چشم‌پرنده‌ای و فابریک متراکم و فاقد فسیل این نوع از دولومیت‌ها به نظر می‌رسد تحت شرایط سطحی و دمای پایین تشکیل شده‌اند (شکل ۵-ب) (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ آل‌آسام و پاکارد، ۲۰۰۰؛ آدابی، ۲۰۰۹). به عقیده (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰) این نوع دولومیت‌ها احتمالاً همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محیط بالای جزرومدی یا بین جزرومدی تشکیل شده‌اند. همچنین نبود فسیل در این نوع از دولومیت‌ها می‌توان اظهار داشت که دولومیت نوع اول تحت شرایط سطحی و دمای پایین از آب دریا (لند، ۱۹۸۵) و یا محلول‌های بین‌ذره‌ای غنی از منیزیم (Mg) تشکیل شده است (آدابی، ۱۳۹۰؛ آدابی، ۲۰۰۹). با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز این نوع از دولومیت‌ها فقط با میکروسکوپ نوع الکترونی قابل مشاهده هستند.



شکل ۵. الف: ریزرخساره مادستون دولومیتی (دولومیکرایت) (نمونه شماره SH-74)، ب: تصویر میکروسکوپ الکترونی همان نمونه، همانطور که پیداست اکثر بلورهای دولومیکرایت در اندازه‌های کمتر از ۱۰ میکرون مشاهده می‌شوند (پیکان‌های زرد رنگ) و ج: تصویر صحرایی واحدهای دولومیکرایتی



ادامه شکل ۵. الف: ریزرخساره مادستون دولومیتی با فابریک چشم پرنده‌ای، ب: ریزرخساره وکستون/پکستون دولومیتی حاوی لامینه‌های جلبکی، جلبک‌ها از نوع قرمز می‌باشند، ج: اینتراکلیست‌های جلبکی (جلبک قرمز، پیکان‌های آبی) در ریزرخساره پکستون بایوکلیستی دولومیتی شده و د: ریزرخساره مادستون دولومیتی فاقد فسیل

دولومیت‌ها به صورت موزائیک‌های نیمه شکل‌دار و شکل‌دار و در اندازه‌های بین ۲۰ تا بیش از ۱۵۰ میکرون شناسایی گردید (شکل ۷). این نوع از دولومیت‌ها عمدتاً به صورت موزائیک‌های هم‌اندازه با مرزهای مشترک بین بلوری مستقیم بوده و در مواردی فصل مشترک سطوح کریستالی به خوبی حفظ شده است (شکل ۷-د). همچنین در بین این سطوح کریستالی تخلخل‌های بین‌بلوری نیز مشاهده می‌شود (شکل ۷-ج). این نوع دولومیت معادل فابریک Idiotoxic-S گرگ و سیلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar-P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد. دولومیت‌های نوع سوم بیانگر جانیشینی دیاژنتیکی سنگ آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشند (آدابی، ۱۳۹۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ مازالو، ۱۹۹۲ و آدابی، ۲۰۰۹). این نوع از دولومیت‌ها در مقاطع مورد مطالعه از نوع آهن‌دار می‌باشند که توسط محلول فروسیانیدپتاسیم رنگ‌آمیزی شده‌اند. وجود رنگ آبی فیروزه‌ای در این نوع از دولومیت‌ها حاکی از وجود آهن Fe در ترکیب آن‌ها می‌باشد.

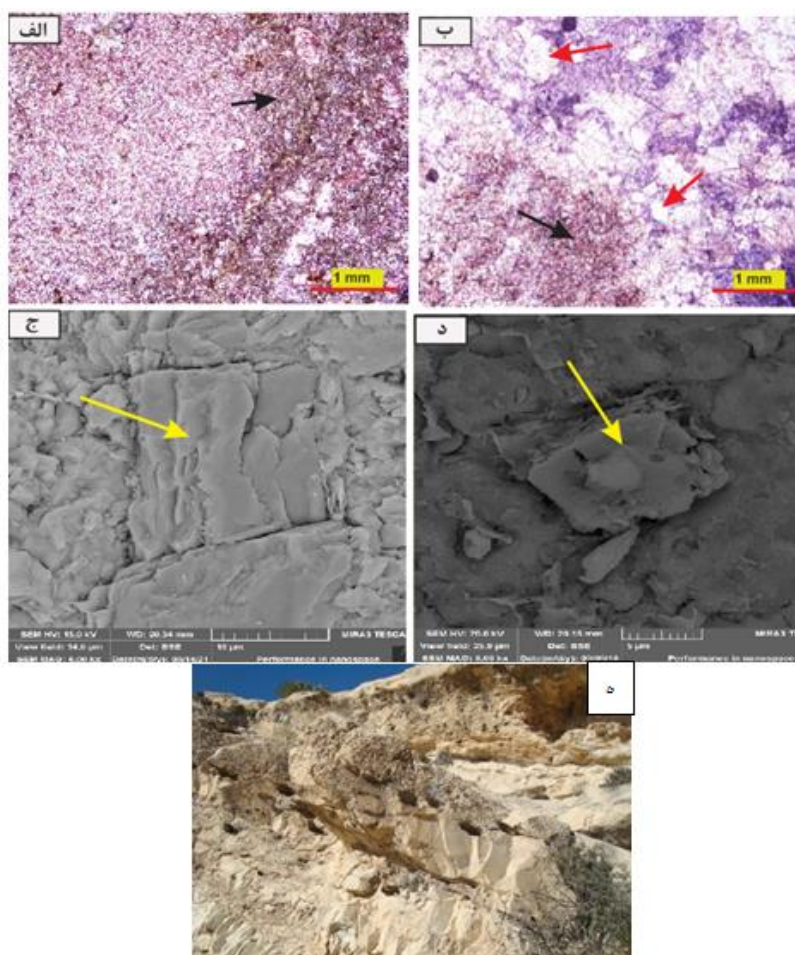
دولومیت نوع چهارم یا دولومیت‌های بسیار درشت بلور (پرکننده فضای شکستگی‌ها و رگه‌ها): در مقاطع مورد مطالعه این نوع از دولومیت‌ها به صورت بی‌شکل، نیمه

دولومیت نوع دوم یا دولومیت‌های متوسط بلور (دولومیکرواسپارایت‌ها): در نمونه‌های مورد مطالعه، دولومیت‌های متوسط بلور بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در اندازه‌های بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون شناسایی گردید (شکل ۶). دولومیت‌های متوسط بلور معمولاً از تبلور مجدد دولومیت‌های ریزبلور ایجاد می‌شوند (آدابی، ۱۳۹۰). وجود لکه‌هایی از دولومیت‌های ریزبلور در بین دولومیت‌های متوسط بلور تأییدی بر این نظریه است (آدابی و رآو، ۱۹۹۶). این نوع از دولومیت‌ها معادل فابریک Idiotoxic-P گرگ و سیلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar-P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). بر اساس نظریه سیلی و گرگ (۱۹۸۷) فابریک نیمه‌مسطح شکل‌دار در این نوع از دولومیت‌ها نتیجه رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای پایین می‌باشد. بنابراین با توجه به ویژگی‌های بافتی و اندازه بلورها، احتمالاً این دولومیت‌ها در مرحله تدفین کم عمق به صورت جانیشینی تشکیل شده‌اند (ویتاکر و همکاران، ۲۰۰۴). در برخی از دولومیکرواسپارایت‌ها وجود آثار انحلالی در بلورهای دولومیت می‌تواند به دلیل عبور سیالات غنی از فاز کلسیم (Ca) در محیط باشد.

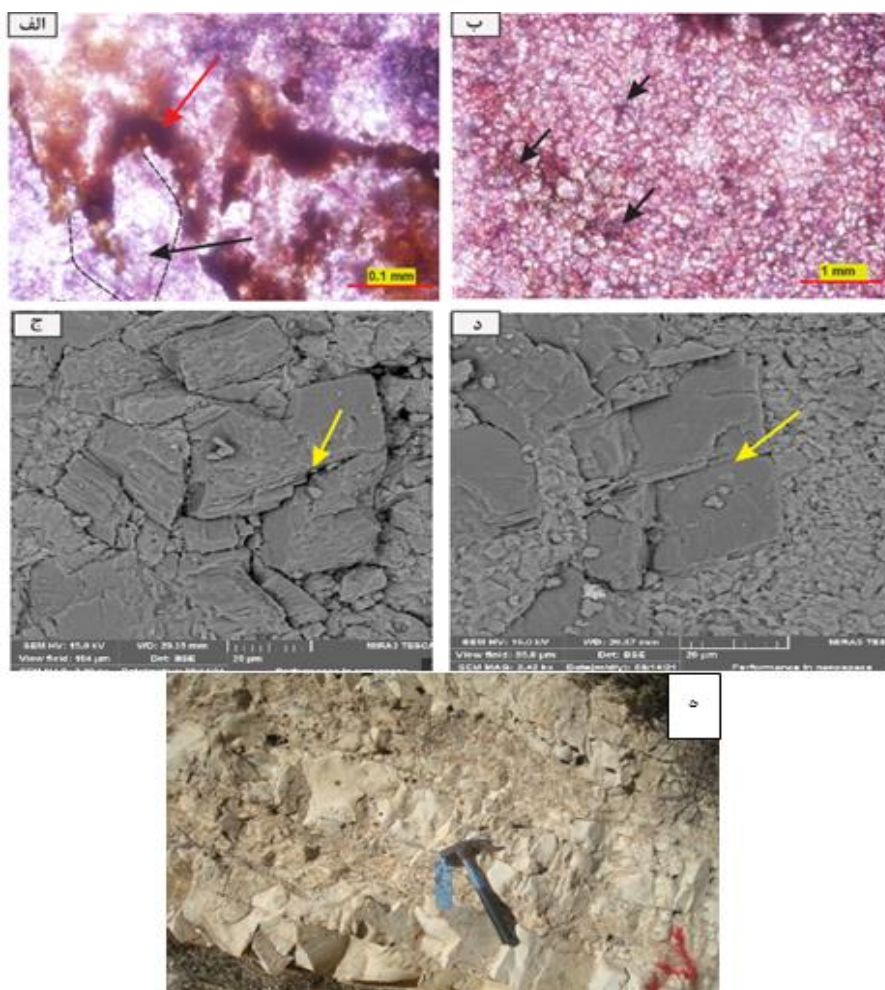
دولومیت نوع سوم یا دولومیت‌های درشت بلور (دولواسپارایت‌ها): در مقاطع مورد مطالعه این نوع از

همکاران، ۲۰۰۷). 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 (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). همچنین رنگ‌آمیزی این نوع از دولومیت‌های شناسایی شده با محلول فروسیانیدپتاسیم نشان داد که دولومیت‌های تدفینی نسبتاً عمیق دارای آهن (Fe) در ترکیب خود می‌باشند که این موضوع می‌تواند به دلیل احیا بودن محیط دیاژنتیکی باشد (شکل ۸-الف). همراه این نوع از دولومیت‌ها پیریت‌های دانه تمشکی (فرامبوئیدال) نیز شناسایی گردید (شکل ۸-ب) که می‌تواند شاخصی برای احیاء بودن محیط دیاژنتیکی دولومیت‌های پرکننده شکستگی‌ها و رگه‌ها باشند.

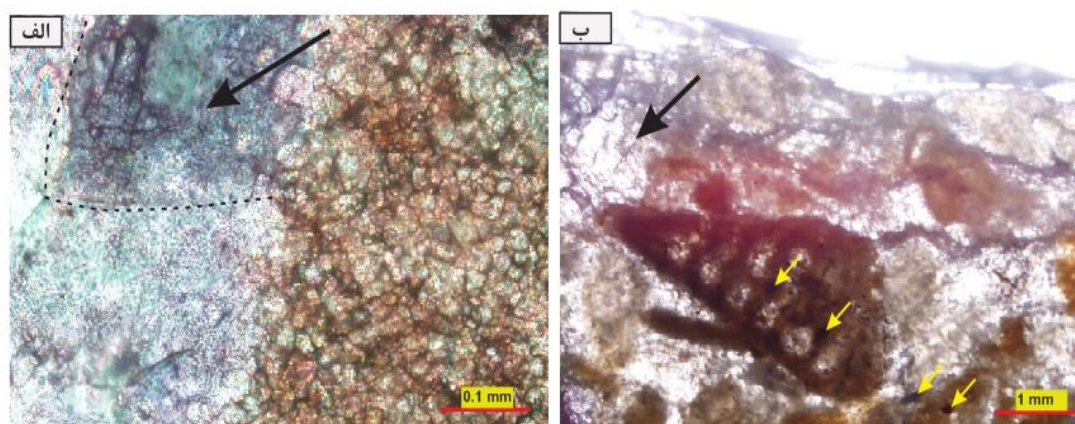
شکل‌دار تا شکل‌دار و در اندازه‌های چندین بلور (بزرگ‌تر از ۱۵۰ میکرون تا بیش از چند میلی‌متر) به صورت پرکننده شکستگی‌ها و حفرات سنگ مشاهده گردید (شکل ۹). مرز بین بلورها در برخی موارد به صورت غیرمسطح نوع A مازولو (۱۹۹۲) می‌باشند. این نوع از دولومیت‌ها حاصل مراحل آخر فرایندهای دیاژنتیکی می‌باشند و باعث کاهش تخلخل می‌شوند. دولومیت پرکننده شکستگی‌ها که به صورت سیمان تدفینی عمل می‌کند در اعماق متوسط تا نسبتاً زیاد و بعد از فرآیند انحلال تشکیل می‌شوند. دولومیت‌های تشکیل شده در شرایط تدفینی عمیق به طور معمول می‌توانند ابعاد بلوری متفاوت و فابریک‌های متنوعی داشته باشند که این موضوع بستگی به اندازه فضاهای خالی سنگ دارد (ویلسون و



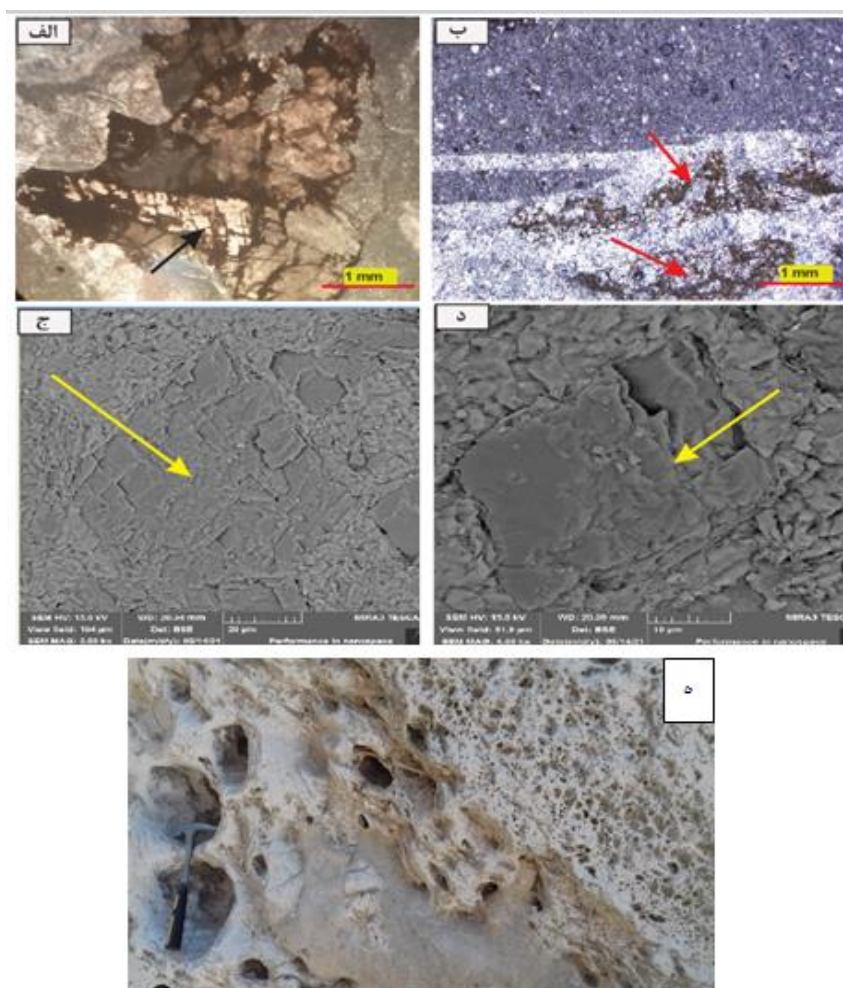
شکل ۶. الف: دولومیکرایت در حال تبدیل به دولومیکرواسپارایت (در جهت پیکان تیره‌رنگ) (نمونه شماره SH-35). ب: شکستگی‌های ایجاد شده در دولومیکرواسپارایت که توسط دولومیت‌های درشت بلور فاقد آهن پر شده است، پیکان‌های قرمز رنگ (نمونه شماره SH-73) مقطع با آلبرازین قرمز و فروسیانیدپتاسیم رنگ‌آمیزی شده است. (پیکان‌های قرمز رنگ). ج: تصویر میکروسکوپ الکترونی یک بلور دولواسپارایت در اندازه ۲۰ میکرون (نمونه شماره SH-5). د: تصویر میکروسکوپ الکترونی یک بلور دولواسپارایت در اندازه کمتر از ۲۰ میکرون، انحلال ایجاد شده در بلور دولومیت می‌تواند به دلیل تاثیر فازهای سیال غنی از کلسیم در محیط تدفینی باشد. (نمونه شماره SH-31). ه: تصویر صحرایی واحد دولومیکرواسپارایتی در ناحیه مورد مطالعه.



شکل ۷. الف: دولواسپارایت آهن‌دار به رنگ آبی فیروزه‌ای (پیکان تیره) (نمونه شماره SH-76). همراهی بلورهای درشت دولومیت و استیلولیت (پیکان قرمز) بیانگر منشأ دیاژنزی تدفینی برای این نوع از دولومیت‌ها دارد، در این نمونه استیلولیت بعد از تشکیل دولومیت رخ داده است، مقطع با آلپزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم رنگ آمیزی شده است. ب: دولواسپارایت آهن‌دار، مقطع با آلپزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم رنگ آمیزی شده است (نمونه شماره SH-17). ج: بلورهای درشت دولواسپارایت تحت میکروسکوپ الکترونی، تخلخل بین‌بلوری در سطوح کریستالی بلورهای دولومیت به خوبی شکل گرفته است (پیکان زرد رنگ) (نمونه شماره SH-65)، مرزهای مضرسی در این بلورها حاکی از تشکیل در شرایط تدفینی دارد. د: سطوح کریستالی صاف در مرز مشترک بین بلورهای دولواسپارایت تحت میکروسکوپ الکترونی (نمونه شماره SH-71). ه: تصویر صحرایی واحدهای دولواسپارایتی



شکل ۸. الف: دولومیت درشت بلور آهن‌دار به رنگ آبی فیروزه‌ای پرکننده شکستگی‌های عمیق (پیکان تیره) (نمونه شماره SH-8) مقطع با آلپزارین قرمز و فروسیانیدپتاسیم رنگ آمیزی شده است و ب: بلورهای دولومیت درشت بلور دولومیت (پیکان تیره) همراه با پیریت‌های دانه تمشکی (پیکان‌های زرد رنگ) که حاکی از شرایط احیایی برای تشکیل بلورهای درشت دولومیت دارد (نمونه شماره SH-78).



شکل ۹. الف: دولومیت درشت بلور نوع باروک پر کننده حفره (پیکان تیره) (نمونه شماره SH-28). ب: بلورهای دولومیت درشت بلور پرکننده شکستگی که دلالت بر منشأ دیاژنتیکی آن دارد (پیکان‌های قرمز رنگ (نمونه شماره SH-39). ج و د: تصاویر میکروسکوپ الکترونی بلورهای درشت دولومیت پرکننده شکستگی‌ها (به ترتیب نمونه‌های شماره SH-58 و شماره SH-43). ه: واحد متشکل از دولومیت‌های درشت بلور.

عناصر اصلی

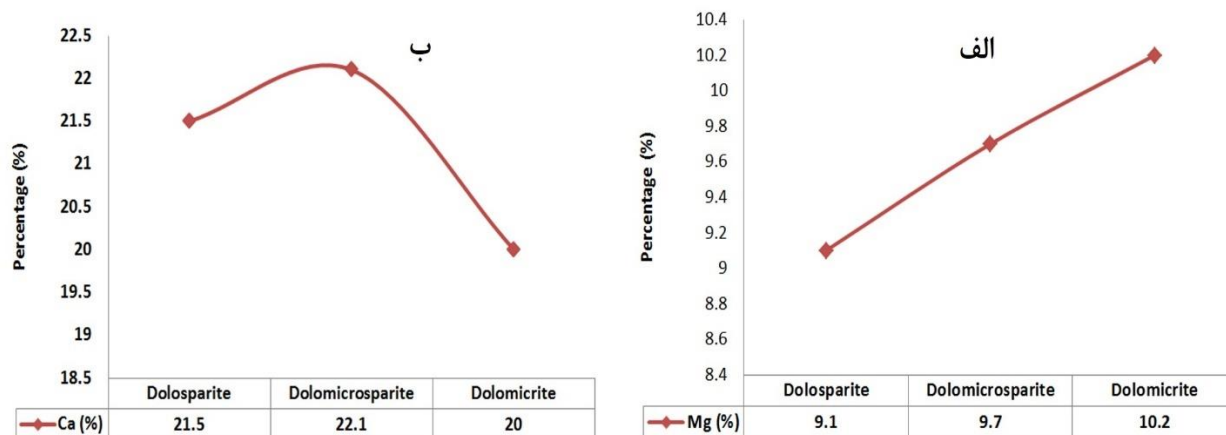
کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg): به طور کلی میزان کلسیم (Ca) در دولومیت‌های برش مورد مطالعه (سازند شهبازان) از ۱۸ تا ۲۳/۹ درصد (میانگین ۲۱/۳ درصد) تغییر می‌کند. میزان منیزیم (Mg) در این دولومیت‌ها از ۶/۹ تا ۱۱/۵ درصد (میانگین ۹/۶ درصد) در تغییر است. مقدار Ca در نمونه‌های مورد مطالعه، در دولواسپارایت‌ها بین ۱۹/۸ تا ۲۳/۵ درصد (میانگین ۲۱/۵ درصد) در دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۲۱/۳ تا ۲۳/۹ درصد (میانگین ۲۲/۱ درصد) و در دولومیکرایت‌ها بین ۱۸ تا ۲۱/۴ درصد (میانگین ۲۰ درصد) و مقادیر Mg در دولواسپارایت‌ها بین ۶/۹ تا ۱۱ درصد (میانگین ۹/۱ درصد) در دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۸/۵ تا ۱۰/۷ درصد (میانگین ۹/۷ درصد) و در دولومیکرایت‌ها بین ۹/۵ تا ۱۱/۵ درصد (میانگین ۱۰/۲ درصد) در تغییر است (شکل ۱۰ الف و ب).

تجزیه عنصری دولومیت‌های سازند شهبازان در برش مورد مطالعه

ترکیب داده‌های ژئوشیمیایی با اطلاعات سنگ‌نگاری می‌تواند درک بهتری از منشأ، زمان تشکیل، ترکیب سیال دولومیت‌ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز فراهم کند (ازمی و همکاران، ۲۰۰۱؛ سوارت و همکاران، ۲۰۰۵؛ ناوارو-سیوران و همکاران، ۲۰۱۶). پژوهشگرانی نظیر (فریدمن و سندرز، ۱۹۶۷؛ زنگار و همکاران، ۱۹۸۰؛ مورو، ۱۹۸۲؛ لند، ۱۹۸۳؛ ماشل و مونت‌جوی، ۱۹۸۶؛ هاردی، ۱۹۸۷؛ سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷؛ وایزر و همکاران، ۱۹۸۷؛ شاکلا و باکر، ۱۹۸۸؛ مازلو، ۱۹۹۲؛ آدابی، ۲۰۰۹) در زمینه ژنز دولومیت و سازوکارهای دولومیتی شدن پژوهش کرده‌اند. تمرکز عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های سازند شهبازان در جدول ۱ ذکر شده است.

جدول ۱. توزیع عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت لرستان (مقادیر برحسب درصد وزنی)

Dolomite type	Sample.No	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Na (%)	Sr (%)
Dolomierite	Sh.1	42.1	25.6	20.5	9.5	0.5	0.2	0.5	0.9
	Sh.9	26.5	41.0	20.1	10.1	0.3	0.1	0.6	1.1
	Sh.18	28.5	39.9	18.0	10.3	0.6	0.5	0.8	1.3
	Sh.39	23.1	42.3	21.4	9.7	0.5	0.3	1.6	0.9
	Sh.51	44.5	21.5	19.8	11.5	0.3	0.1	0.8	1.2
	Sh.57	44.2	23.5	19.8	9.8	0.2	0.2	0.6	0.8
	Sh.69	44.9	22.5	19.5	11.2	0.1	0.1	0.3	1.1
	Sh.80	25.0	41.3	20.9	9.8	0.2	0.5	1.3	0.7
	Max	44.9	42.3	21.4	11.5	0.6	0.5	1.6	1.3
	Min	23.1	21.5	18.0	9.5	0.1	0.1	0.3	0.7
	Average	34.9	32.2	20.0	10.2	0.3	0.3	0.8	1.0
Dolomicrosparite	Sh.5	38.1	26.3	22.6	9.6	1.2	0.7	0.6	0.5
	Sh.11	36.5	30.2	21.3	8.9	0.5	0.8	0.9	0.3
	Sh.25	38.1	29.5	21.5	8.7	0.4	0.8	0.6	0.2
	Sh.31	37.5	27.1	22.3	10.1	0.8	0.9	0.3	0.9
	Sh.35	25.1	37.4	23.9	9.9	1.3	0.3	0.6	1.1
	Sh.46	25.1	40.1	22	10.2	0.3	0.6	0.7	0.8
	Sh.50	41.3	26.3	21.6	8.5	0.7	0.4	0.5	0.4
	Sh.62	35.6	31	21.4	9.6	0.4	0.8	0.5	0.6
	Sh.66	31.5	31.2	23.5	10.7	1.1	0.2	0.3	0.9
	Sh.71	34.1	29.9	21.3	10.1	1.1	0.7	0.8	1.4
	Sh.77	24.1	40.6	22	10.5	0.7	0.1	0.4	1.3
	Max	41.3	40.6	23.9	10.7	1.3	0.9	0.9	1.4
	Min	24.1	26.3	21.3	8.5	0.3	0.1	0.3	0.2
	Average	33.4	31.8	22.1	9.7	0.8	0.6	0.6	0.8
Dolosparite	Sh.3	33.2	34.6	21	8.3	0.9	0.8	0.5	0.3
	Sh.7	33.8	36.1	19.8	8.4	0.5	0.8	0.4	0.1
	Sh.13	32.2	32.5	22.7	8.9	1.2	0.9	1.1	0.1
	Sh.16	23.5	41.2	23.5	9.5	0.5	0.6	0.4	0.2
	Sh.22	45.1	22	20.5	9.1	0.8	1.2	0.2	0.5
	Sh.27	33	31.2	23.4	10	0.9	1.1	0.2	0.1
	Sh.34	35.2	31.2	21.3	8.7	1.3	0.9	0.3	0.6
	Sh.42	43.9	24.5	21.6	6.9	1.4	0.5	0.5	0.6
	Sh.55	30.5	36.2	21.7	9.5	0.2	1.5	0.1	0.1
	Sh.60	39.6	24.9	21.1	11	1.1	0.8	0.6	0.7
	Sh.74	40.1	26.4	19.8	9.5	1.5	1.2	0.4	0.9
	Max	45.1	41.2	23.5	11.0	1.5	1.5	1.1	0.9
	Min	23.5	22	19.8	6.9	0.2	0.5	0.1	0.1
	Average	35.5	31.0	21.5	9.1	0.9	0.9	0.4	0.4



شکل ۱۰. الف- توزیع فراوانی عنصر Mg و ب- توزیع فراوانی عنصر Ca در دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت (مقادیر بر حسب میانگین می‌باشند).

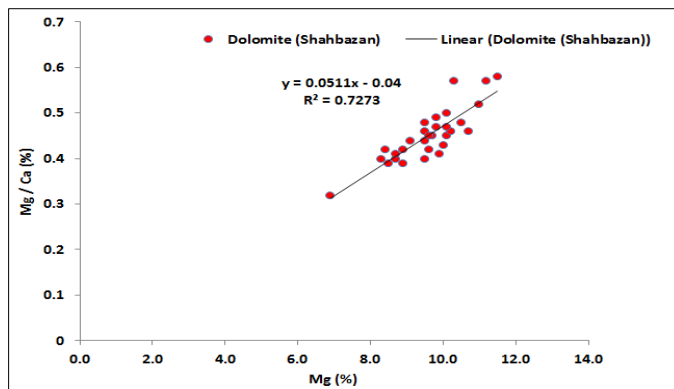
باز بودن سیستم) میزان منیزیم (Mg) کاهش نیافته بلکه میزان این دو نوع عنصر وابسته به نسبت Mg/Ca سیال منشأ و سنگ‌آهک و دولومیت اولیه می‌باشد. همچنین وجود دولومیت‌های انحلال یافته (شکل ۶ تصویر د) در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به سیالات دیاژنزی غنی از یون کلسیم Ca^{+2} در محیط دیاژنزی نسبت داد (شانلی و همکاران، ۲۰۱۸).

عناصر فرعی

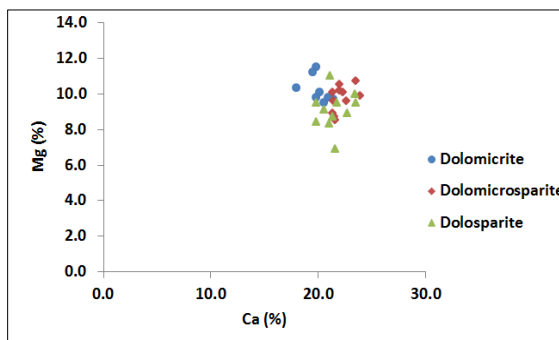
استرانسیم (Sr): استرانسیم یکی از مهم‌ترین عناصر ردیاب تجمع یافته در دولومیت‌ها می‌باشد. این عنصر وابسته به شکل کریستالی شدن دولومیت‌ها، ویژگی سیالات دیاژنتیکی (مانند شوری) و مواد متشکله آن می‌باشد که شامل فاکتورهای متعددی می‌باشد. دولومیت‌های اولیه مقدار استرانسیم بیشتری از دولومیت‌های ثانویه یا دیاژنزی دارند (شانلی و همکاران، ۲۰۱۸). به طور کلی تمرکز استرانسیم Sr در نمونه‌های برش مورد مطالعه (سازند شهبازان) بین ۰/۱ تا ۱/۴ درصد وزنی (میانگین ۰/۷ درصد) در تغییر می‌باشد. تمرکز استرانسیم در دولواسپارایت‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۹ درصد (میانگین ۰/۴ درصد وزنی) در دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۰/۲ تا ۱/۴ (میانگین ۰/۸ درصد) و در دولومیکرایت‌ها ۰/۷ تا ۱/۳ درصد (میانگین ۱ درصد وزنی) در تغییر است. به طور کلی مقادیر Sr در دولومیت‌های مورد مطالعه از دولومیکرایت‌ها به سمت دولواسپارایت‌ها کاهش پیدا می‌کند (شکل ۱۴).

مقادیر منیزیم (Mg) در دولومیت‌های برش مورد مطالعه با نسبت (Mg/Ca) ارتباط مثبتی دارد ($R^2=0.727$) (شکل ۱۱). از آنجایی که نسبت (Mg/Ca) در دولومیت‌های خالص حدود ۶۵ درصد می‌باشد، کاهش اندک مقادیر Mg از ۱۱/۵ به ۶/۹ درصد می‌تواند به علت دگرسانی جزئی این دولومیت‌ها باشد (بلت و همکاران، ۱۹۸۰). از طرفی با توجه به اینکه در طی فرآیند دولومیتی شدن مقادیر Mg/Ca به دلیل تشکیل دولومیت کاهش پیدا می‌کند (آدابی، ۱۳۹۰)، بنابراین مقدار Mg در دولومیت‌های درشت‌بلور کمتر از سایر دولومیت‌هاست، به گونه‌ای که دولواسپارایت‌ها نسبت به دولومیکرایت‌ها مقدار Mg کمتری دارند (شکل ۱۲). بیشترین میزان Mg در دولومیت‌های خالص ۱۳ درصد می‌باشد (بلت و همکاران، ۱۹۸۰). نسبت Ca/Mg در دولومیت‌های ایده‌آل برابر ۱/۶ می‌باشد این نسبت برای فازهای مختلف آنالیز شده برای دولواسپارایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولومیکرایت‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب برابر ۲/۳، ۲/۲ و ۲ می‌باشد. همانطور که مشخص است هر سه نوع دولومیت غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) هستند، این روند را با توجه به سن سازند شهبازان در برش مورد مطالعه می‌توان توجیه نمود.

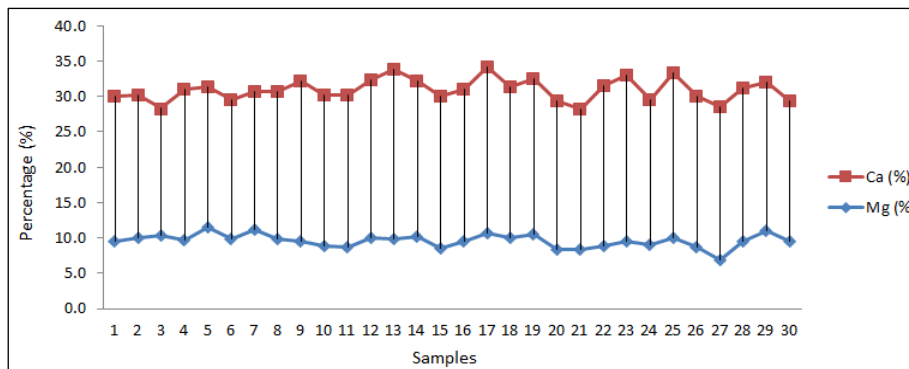
با توجه به نمودار کلسیم (Ca) در برابر منیزیم (Mg) در نمونه دولومیت‌های برش مورد مطالعه تقریباً با افزایش مقدار کلسیم (Ca) مقدار منیزیم (Mg) نیز افزایش می‌یابد (شکل ۱۳)، این موضوع خلاف روند معمول را نشان می‌دهد که احتمالاً به دلیل جریان دائم و مکرر سیال دولومیت‌ساز می‌باشد که با تشکیل دولومیت (با توجه به



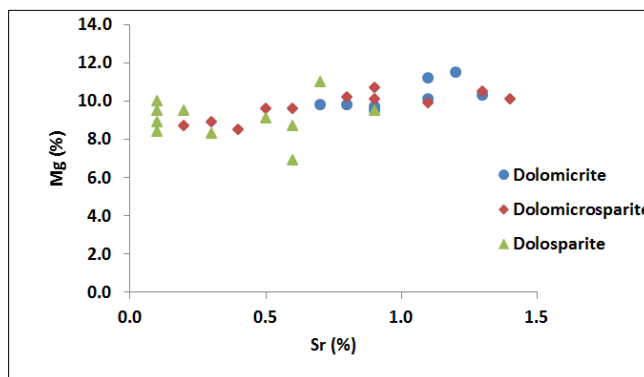
شکل ۱۱. روند کلی تغییرات نسبت Mg/Ca به Mg در نمونه‌های دولومیتی سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت.



شکل ۱۲. روند تغییرات مقادیر Mg در برابر Ca در دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت.



شکل ۱۳. روند تغییرات مقادیر Mg در برابر Ca در دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت. تقریباً با افزایش مقدار Ca میزان Mg هم افزایش پیدا می‌کند (خلاف روند معمول).



شکل ۱۴. روند تغییرات مقادیر Sr در دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت. همانگونه که از شکل پیداست از دولومیکرایت‌ها به سمت دولواسپارایت‌ها مقدار Sr کاهش پیدا کرده است. نمونه‌های دولومیکرایتی که Sr کمتر و Mg بیشتری دارند، دیاژنز بیشتری را تحمل کرده‌اند.

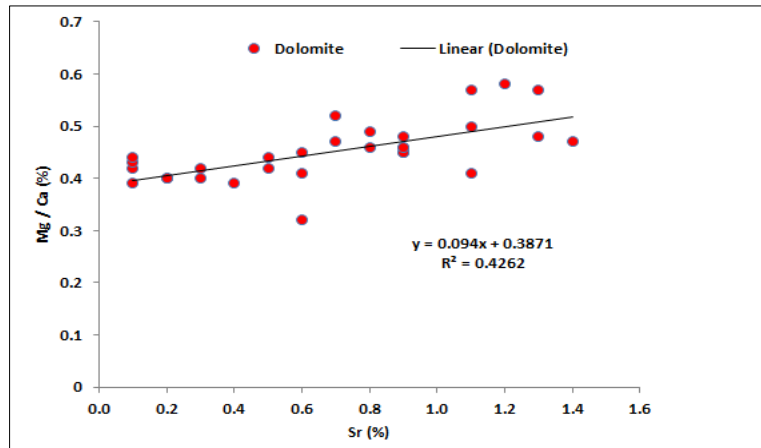
درصد) در تغییر است. در دولواسپاریت‌ها بین ۰/۲ تا ۱/۵ درصد (میانگین ۰/۹ درصد وزنی) در دولومیکرواسپاریت‌ها بین ۰/۳ تا ۱/۳ درصد (میانگین ۰/۸ درصد وزنی) و در دولومیکرایت‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۶ درصد (میانگین ۰/۳ درصد وزنی) در تغییر است. مقادیر منگنز Mn در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۱ تا ۱/۵ درصد وزنی (میانگین ۰/۶ درصد) در تغییر است. در دولواسپاریت‌ها بین ۰/۵ تا ۱/۵ درصد (میانگین ۰/۹ درصد وزنی) در دولومیکرواسپاریت‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۹ درصد (میانگین ۰/۶ درصد وزنی) و در دولومیکرایت‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۵ درصد (میانگین ۰/۳ درصد وزنی) در تغییر است (شکل ۱۶ الف و ب). مقدار بالای عناصر آهن و منگنز در دولومیت‌ها بیانگر تحت تأثیر قرار گرفتن دولومیت‌ها توسط سیال‌های غنی از منگنز تحت شرایط احیا می‌باشد. یکسان نبودن مقادیر آهن و دیگر عناصر فرعی در انواع مختلف دولومیت‌ها نیز به دلیل ترکیب به نسبت متفاوت سیال‌های تشکیل‌دهنده دولومیت‌ها است. توزیع این دو عنصر اغلب نسبت به تغییرات pH و Eh سیال حساس می‌باشند. در سیالات اکسیدان با Eh مثبت، Fe^{+2} و Mn^{+2} بیشتر به صورت اکسید می‌باشند و برای مشارکت در ساختار کربنات‌ها (سیدریت‌ها) حضور ندارند میزان Fe و Mn در طی تبلور مجدد به تناوب افزایش می‌یابند (تاکر و رایت، ۱۹۹۱). در آنالیزهای انجام شده در نمونه‌های سازند شهبازان عنصر Fe معمولاً در شبکه بلور جانشین Mg می‌گردد. بنابراین باید رابطه‌ی معکوسی بین میزان Mg با Fe وجود داشته باشد (شکل ۱۷) که این رابطه برای دولومیت‌های تدفینی عمیق (دولواسپاریت‌ها) صادق می‌باشد ولی برای دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپاریت‌ها چندان صادق نمی‌باشد (شکل ۱۸) که یک دلیل آن می‌تواند به علت حضور این عنصر به صورت اکسید و سولفید به شکل پراکنده در بین و درون این نوع دولومیت‌ها باشد و نه به صورت جانشینی با Mg دولومیت‌ها، که این موضوع باعث افزایش مقدار آهن Fe در آنالیز نمونه‌ها می‌گردد. بدین معنی که احتمالاً مقادیری از این عنصر به صورت عنصر فرعی درون ساختار بلور قرار ندارد، بلکه به شکل ناخالصی همراه نمونه وجود دارد. اختلاف در مقدار Fe نمونه‌های آنالیز شده (بین ۰/۲ تا ۱/۴) می‌تواند به علت حضور کانی‌های اکسیدی و سولفیدی در نمونه‌های دولومیتی ریزبلور باشد. دولوستون‌ها معمولاً با میزان بالایی از Fe

دولومیت‌های اولیه ریزبلور به دلیل داشتن شبکه بلوری با نظم کمتر (غیراستوکیومتری) دارای مقادیر بیشتری استرانسیم نسبت به دولومیت‌های درشت‌بلور حاصل از دیاژنز تاخیری هستند (کیرماسی، ۲۰۰۸). در دولومیت‌های نوع سوم (درشت‌بلور) مقدار استرانسیم به دلیل رسیدن به حالت ایده‌آل در شبکه بلوری کاهش یافته است (آدابی، ۲۰۰۹). توسعه فرآیند دولومیتی شدن به طور کلی سبب کاهش میزان عنصر استرانسیم در شبکه بلورها می‌گردد (هو و همکاران، ۲۰۱۶). تمرکز بالای استرانسیم در دولومیکرایت‌ها می‌تواند به دلیل فرایندهای دیاژنزی باشد که بر روی پوسته‌های آراگونیتی برخی دوکفه‌ای‌ها، فرامینیفروهای بنتیک و برخی جلبک‌های سبز در نمونه‌های مورد مطالعه باشد. 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). رسم مقادیر Sr در برابر Mg/Ca در نمونه‌های مورد مطالعه یک روند افزایشی خطی را نشان می‌دهد ($R^2=0.426$) که می‌تواند به دلیل حالت غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) بلورهای دولومیت باشد (شکل ۱۵).

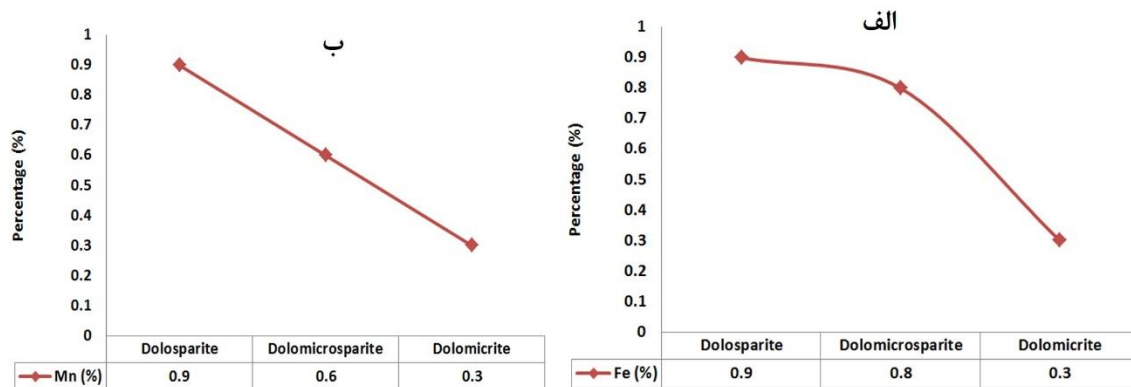
آهن (Fe) و منگنز (Mn): آهن و منگنز بر خلاف استرانسیم و سدیم در دولومیت‌های دیاژنزی تأخیری نسبت به دولومیت‌های اولیه تمایل به افزایش نشان می‌دهند. این افزایش می‌تواند به این دلایل باشد: ۱- آهن و منگنز در آب دریا تمرکز پایین، ولی در سیال‌های دیاژنزی تمرکز بالایی دارند. ۲- تمرکز بیشتر آهن و منگنز به شرایط احیایی حاکم بر محیط بستگی دارد، به طوری که مقادیر Mn و Fe در دولومیت‌های اولیه نزدیک به سطح به دلیل شرایط اکسایشی، نسبت به دولومیت‌های تدفینی که در شرایط احیایی تشکیل می‌شوند، پایین‌تر است (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). مقادیر آهن Fe در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۱ تا ۱/۵ درصد وزنی (میانگین ۰/۷

مقایسه با استرانسیم و سدیم، مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های دیاژنتیکی بالاتر از دولومیت‌های اولیه است (شکل ۱۹) (شانلی و همکاران، ۲۰۱۸). رسم مقادیر Mn در برابر Fe نشان داد که این دو عنصر همبستگی مثبتی با هم دارند که می‌تواند به دلیل دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیالات دیاژنتزی (غیردریایی) باشد (شکل ۲۰).

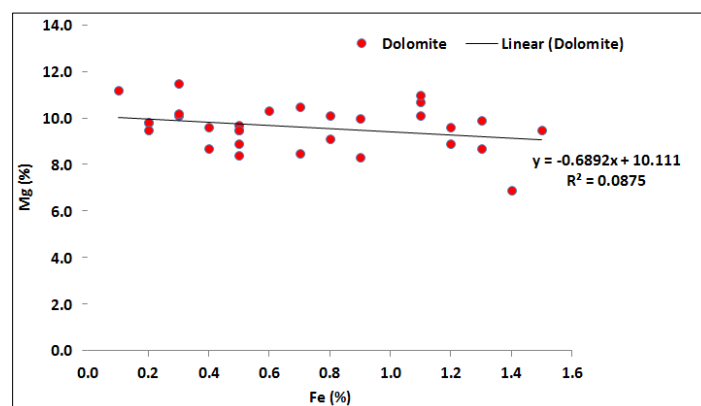
Na و میزان کمتری Sr, Mn مشخص می‌شوند و تنها یک بخشی از دولوستون‌ها میزان Mn بالایی دارند (ینگ و همکاران، ۲۰۱۷). از آنجایی که مقادیر آهن و منیزیم در آب دریا بسیار پایین‌تر از آب درون سازندی است، یک محیط کاهش برای آهن و منگنز با کلسیم و منیزیم در شبکه دولومیت به صورت جانشینی را مساعد می‌سازد. در



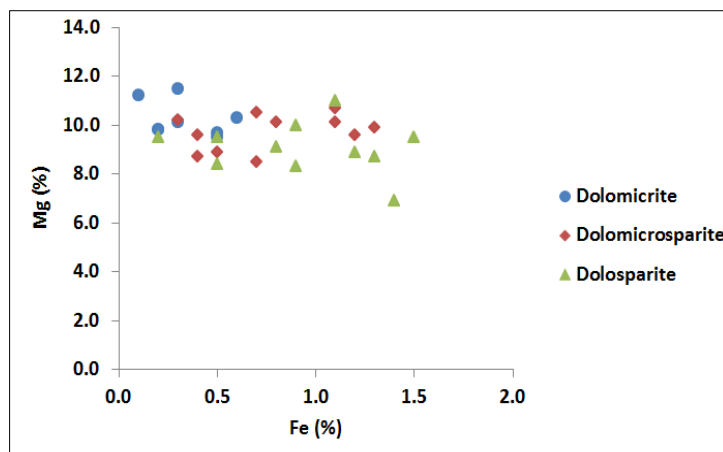
شکل ۱۵. وجود همبستگی خطی مثبت بین نسبت Mg/Ca و Sr در نمونه‌های دولومیت سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت (افزایش نسبت Mg/Ca به معنای افزایش مقدار Sr در دولومیت‌ها می‌باشد که می‌تواند به دلیل غیراستوکیمیتری بودن بلورهای دولومیت باشد).



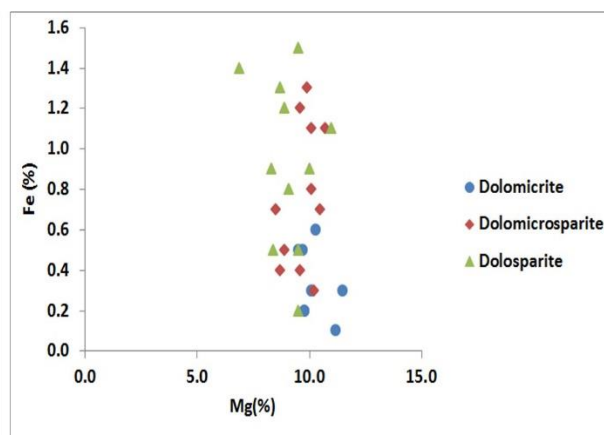
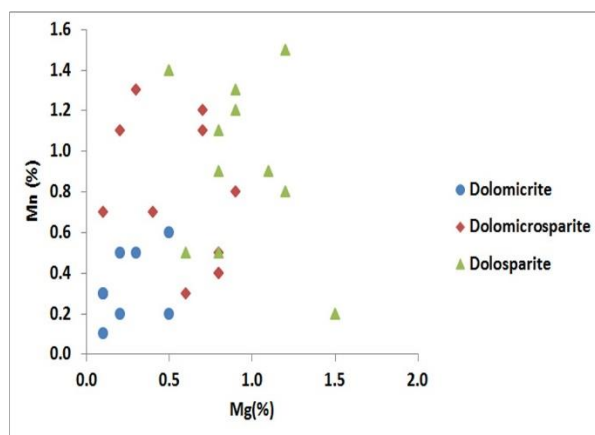
شکل ۱۶. توزیع فراوانی عناصر Fe و ب- توزیع فراوانی عنصر Mn در دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت (مقادیر بر حسب میانگین درصد وزنی می‌باشند)



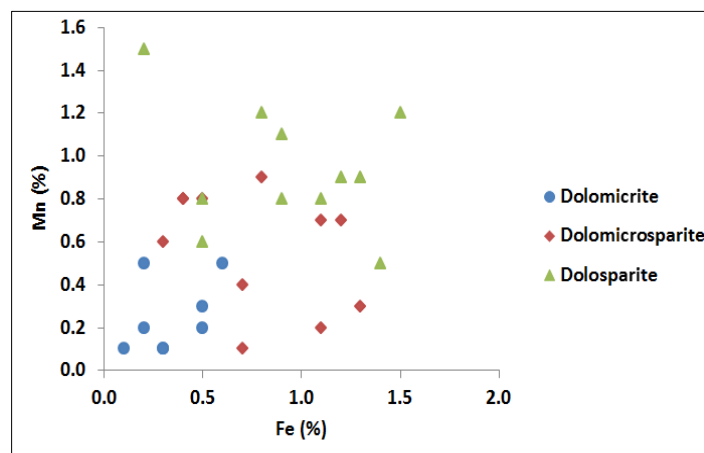
شکل ۱۷. رسم مقادیر Fe در برابر Mg در دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت (Fe به مرور جایگزین Mg می‌شود).



شکل ۱۸. رسم مقادیر Fe در برابر Mg به تفکیک انواع دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت. وجود Fe در دولومیکرایت‌ها به دلیل شرایط اکسیدی بوده در صورتی که در دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها به دلیل شرایط نیمه‌احیا تا احیاء بوده است. نمونه‌های دولومیکرایتی که Fe و Mg بیشتری دارند، دیاژنز بیشتری را تحمل کرده‌اند که این افزایش به دلیل تأثیر بیشتر دیاژنز تدفینی است.

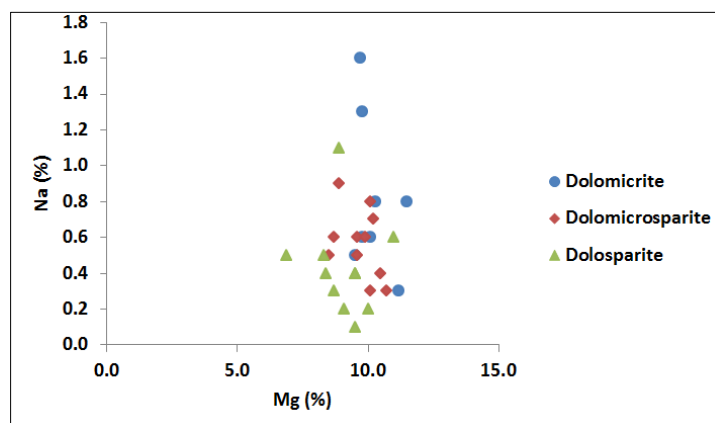


شکل ۱۹. رسم مقادیر Fe و Mn در برابر Mg به تفکیک انواع دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت. مقادیر Fe و Mn با افزایش مقادیر Mg در دولومیت‌ها افزایش می‌یابد که به دلیل جانشینی ترجیحی یون‌های Fe و Mn به جای Mg در شبکه بلور دولومیت است. با توجه به تأثیر بیشتر دیاژنز بر روی دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها) مقادیر Fe و Mn در این نمونه‌ها بیشتر از دولومیکرایت‌ها می‌باشد. نمونه‌های دولومیکرایتی که Mn و Mg بیشتری دارند، دیاژنز بیشتری را تحمل کرده‌اند که این افزایش به دلیل تأثیر بیشتر دیاژنز تدفینی است.



شکل ۲۰. روند توزیع عنصر Mn در برابر Fe برای انواع دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت. همانطور که مشاهده می‌شود یک ارتباط مثبتی بین مقادیر Fe و Mn وجود دارد یعنی با افزایش فرآیند دگرسانی توسط سیالات دیاژنزی، مقادیر Fe و Mn افزایش پیدا می‌کند.

می‌گیرند و به طور تیبیک ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام Na دارند (وایزر، ۱۹۸۳). رسم نمودار Na در برابر Mg نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد (شکل ۲۱) که می‌تواند شاهدهی برای غیراستوکیومتری بودن بلورهای دولومیت باشد. مقدار Na همانند Sr در دولومیت‌های غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) بیشتر می‌باشد در نتیجه می‌توان گفت دولومیت‌های برش مورد مطالعه هنوز به نظم بلوری (استوکیومتری) نرسیده‌اند. تمرکز نسبتاً بالای Na در انواع مختلف دولومیت‌های مورد مطالعه (بین ۱۰۰۰ تا ۱۴۰۰۰ پی‌پی‌ام) نشان می‌دهد که احتمالاً این نوع از دولومیت‌ها متأثر از شورابه‌های کف حوضه‌ای باشند.



شکل ۲۱. رسم مقادیر Na در برابر Mg برای انواع مختلف دولومیت‌های سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت. تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد. مقادیر نسبتاً بالای Na در دولومیت‌های مورد مطالعه شاهدهی بر غیراستوکیومتری بودن آن‌ها می‌باشد.

شواهدی که نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول (دولومیکرایت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بین جزرومدی تشکیل شده باشند (وارن، ۲۰۰۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). دولومیت‌های نوع دوم و سوم بر اثر تبلور مجدد و یا جانشینی دولومیت‌های خیلی ریزبلور تشکیل شده‌اند. دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها 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

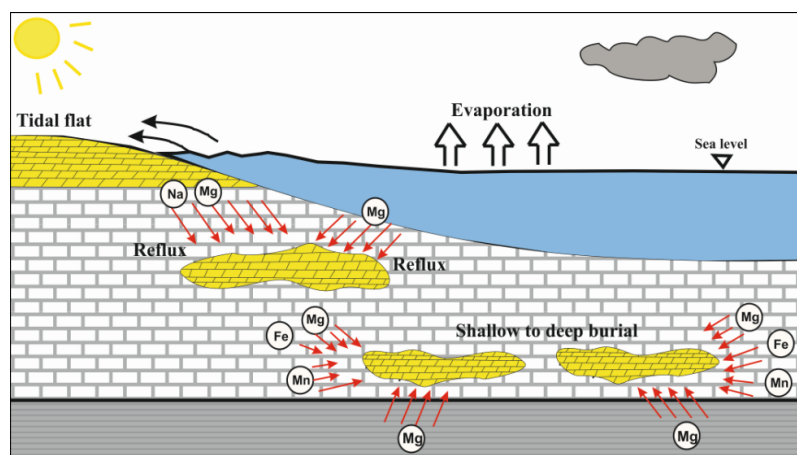
سدیم (Na): سدیم فراوان‌ترین کاتیون آب دریا می‌باشد و تمرکز آن در دولومیت‌ها درجه شوری سیالات دولومیت‌ساز را نشان می‌دهد (وارن، ۲۰۰۰). تمرکز Na در دولومیت‌های برش مورد مطالعه بین ۰/۱ تا ۱/۶ درصد وزنی (میانگین ۰/۶ درصد وزنی) در تغییر است. مقادیر تمرکز Na در دولواسپارایت‌ها بین ۰/۱ تا ۱/۱ درصد (میانگین ۰/۴ درصد وزنی) در دولومیکرواسپارایت‌ها بین ۰/۳ تا ۰/۹ درصد (میانگین ۰/۶ درصد وزنی) و در دولومیکرایت‌ها بین ۰/۳ تا ۱/۶ درصد (میانگین ۰/۸ درصد وزنی) در تغییر است. تمرکز این عنصر در بیشتر انواع مختلف دولومیت‌ها نزدیک به یکدیگر است. این مقادیر بیش از میانگین دولومیت‌هایی است که در محیط دریایی عادی شکل

مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان در برش مورد مطالعه

در میان کانی‌های دیاژنتیکی، دولومیت یک کانی پیچیده می‌باشد که تحت تأثیر چندین فرآیند دیاژنزی بوده و این فرآیندها طی چند مرحله صورت می‌گیرند (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ هو و همکاران، ۲۰۱۰؛ ژاو و همکاران، ۲۰۱۲). امروزه با اضافه کردن داده‌های زمین‌شیمیایی به داده‌های سنگ‌نگاری می‌توان درک بهتری از منشأ، زمان تشکیل، ترکیب سیالات دولومیت‌ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز فراهم نمود (ازمی و همکاران، ۲۰۰۱؛ آزمانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ کالن، ۲۰۱۶). با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورهای دولومیت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی، نظیر اینتراکلیست‌ها، لامینه‌های جلبکی و فابریک چشم‌پرنده‌ای (رجوع شود به شکل ۵-ب)، عدم فسیل و کانی‌های تبخیری و همچنین نبود

(دولومیکرایت‌ها) به عنوان دولومیت تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم (دولومیکرواسپارایت‌ها) و دولومیت نوع سوم (دولواسپارایت‌ها) از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به وجود می‌آیند. دولواسپارایت‌ها به صورت تبلور مجدد از دولومیت‌های ریزبلور و به صورت سیمان همراه با کلسیت هم‌بعد پرکننده شکستگی‌ها و حفرات سنگ مشاهده می‌شود. 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 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 سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی، دولومیت‌های سازند شهبازان را می‌توان از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط در نظر گرفت (شکل ۲۲).

۱۹۸۳؛ میلر و فولک، ۱۹۹۴). به علاوه دولومیت‌هایی که بر اثر فرایند انحلال فشاری شکل می‌گیرند منحصراً ریموئدری و آهن‌دار می‌باشند (وانلس، ۱۹۷۹). با توجه به اینکه دولواسپارایت‌ها و دولومیکرواسپارایت‌های 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 جان‌نشینی و تبلور مجدد حاصل شده‌اند. مقادیر پایین استرانسیم و به نسبت بالاتر آهن و منگنز در دولومیت‌های درشت بلورتر، احتمالاً بیانگر افزایش اندازه بلورهای دولومیت و تبلور دوباره بلورهای دولومیت در طی تدفین است. در برخی نمونه‌ها فضای حاصل از شکستگی‌ها و حفرات توسط کلسیت اسپارایت و دولواسپارایت‌ها پر شده است، اندازه این بلورها در حد چند ده میکرون و حتی در حد چند میلی‌متر 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



شکل ۲۲. مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان در شمال خاوری کوه‌دشت (بدون مقیاس)

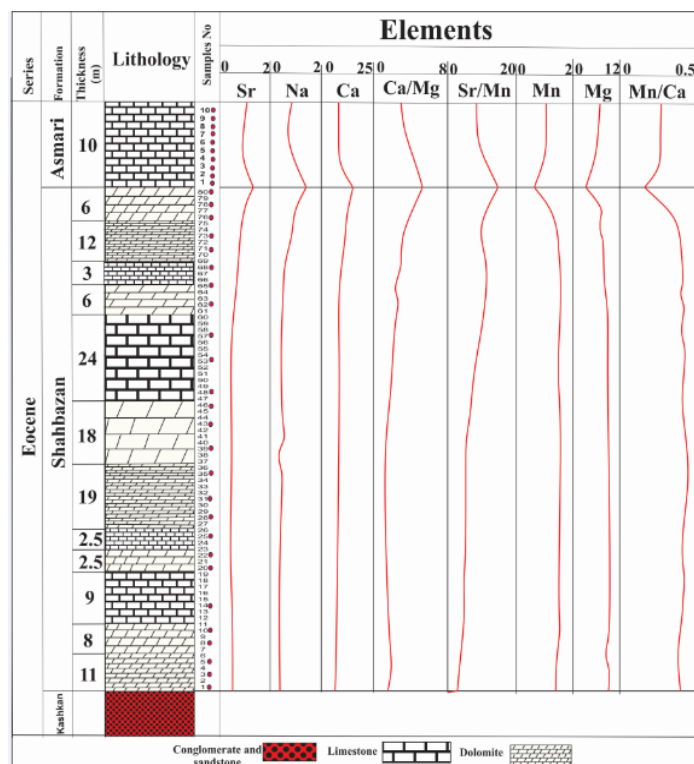
Mn/Ca نسبت به واحدهای سازند شهبازان کاهش نشان می‌دهد (شکل ۲۳). میانگین تمرکز عنصر Ca در سازندهای شهبازان و آسماری به ترتیب، ۲۱/۳ و ۲۳ درصد، عنصر Mg به ترتیب ۹/۶ و ۸/۷ درصد، عنصر Fe به ترتیب ۰/۷ و ۰/۲ درصد، عنصر Mn به ترتیب ۰/۶ و ۰/۲ درصد، عنصر Na به ترتیب ۰/۶ و ۱/۴ درصد، عنصر Sr به

تجزیه عنصری نمونه‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه

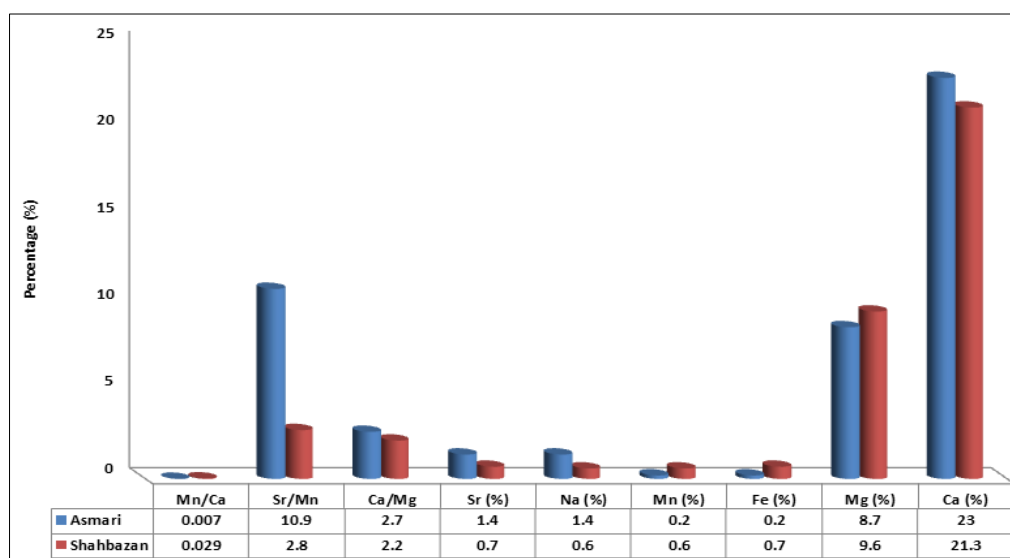
تجزیه عنصری بر روی ۱۰ نمونه از کربنات‌های مرز احتمالی سازند شهبازان با سازند آسماری (جدول ۲) نشان داد در مرز این دو سازند میزان عناصر Sr, Ca, Na, Sr/Mn و Ca/Mg افزایش و میزان عناصر Mg, Mn و نسبت

نوع دولومیت شناسایی شد که در طول دیاژنز تدفینی کم عمق تا عمیق و در محیط پهنه جزرومدی شکل گرفته‌اند. نتایج این پژوهش نشان داد با افزایش فرایند دیاژنز از دولومیکرایت‌ها به سمت دولواسپارایت‌ها عناصر Fe، Mn افزایش و عناصر Sr، Na، Ca کاهش نشان می‌دهند و در مرز احتمالی سازند شهبازان و آسماری عناصر Sr، Ca، Na افزایش و عناصر Mg، Mn کاهش نشان می‌دهند.

ترتیب ۰/۷ و ۱/۴ درصد، نسبت عناصر Ca/Mg به ترتیب ۲/۲ و ۲/۷ درصد، نسبت عناصر Sr/Mn به ترتیب ۲/۸ و ۱۰/۹ درصد و نسبت عناصر Mn/Ca به ترتیب ۰/۰۲۹ و ۰/۰۰۷ درصد می‌باشند (شکل ۲۴). (عبدی و آدابی، ۱۳۸۸)، پتروگرافی انواع دولومیت‌ها، دیاژنز و مرز احتمالی سازند شهبازان- آسماری را در برش دارابی (جنوب لرستان) مورد مطالعه قرار دادند. بر پایه این مطالعات چهار



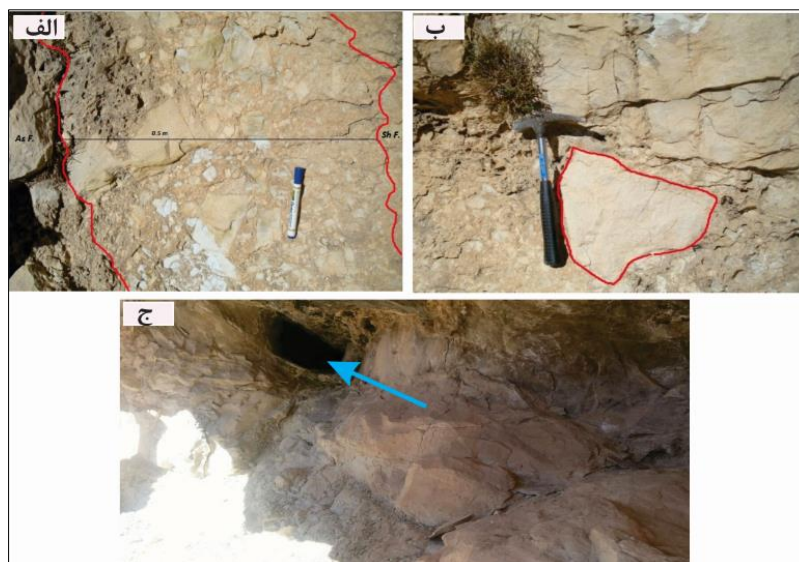
شکل ۲۳. روند تمرکز عناصر اصلی و فرعی در ستون سنگ‌چینه‌ای سازند شهبازان و مرز احتمالی آن با سازند آسماری



شکل ۲۴. هیستوگرام فراوانی عناصر اصلی و فرعی در سازندهای شهبازان و آسماری در برش مورد مطالعه (مقادیر بر حسب میانگین درصد وزنی می‌باشند).

جدول ۲. توزیع عناصر اصلی و فرعی در انواع کربنات‌های سازند آسماری در شمال خاوری کوه‌دشت لرستان (مقادیر بر حسب درصد وزنی)

Sample.No	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Na (%)	Sr (%)	Ca/ Mg (%)	Sr/ Mn (%)	Mn / Ca (%)
	As1	40.1	24	24.5	8.1	0.1	0.1	1.1	1.9	3.0	19
As2	38.1	26.4	23.5	8.6	0.2	0.1	0.9	1.9	2.7	19	0.004
As3	39.1	24.5	25.1	8.0	0.1	0.1	1.2	1.8	3.1	18	0.004
As4	23.1	40.2	23.1	9.1	0.3	0.3	1.3	1.9	2.5	6.3	0.013
As5	24.1	40.2	24.5	8.3	0.4	0.2	1.2	0.9	3.0	4.5	0.008
As6	25.6	41.2	21.4	8.4	0.1	0.2	1.6	1.2	2.5	6	0.009
As7	29.9	35.1	23.0	8.1	0.2	0.1	1.3	1.6	2.8	16	0.004
As8	24.2	39.7	23.5	9.1	0.1	0.1	1.7	1.3	2.6	13	0.004
As9	23.0	42.2	21.4	9.5	0.3	0.2	1.5	1.2	2.3	6	0.009
As10	23.4	42.7	21.9	8.8	0.2	0.1	1.9	0.9	2.5	9	0.005
Max	39.1	42.7	25.1	9.5	0.4	0.3	1.9	1.9	3.1	19.0	0.013
Min	23.0	24.5	21.4	8.0	0.1	0.1	0.9	0.9	2.3	4.5	0.004
Average	27.8	36.9	23.0	8.7	0.2	0.2	1.4	1.4	2.7	10.9	0.007



شکل ۲۵. الف: وجود برش انحلالی به ضخامت ۰/۵ متر در مرز بین سازندهای شهبازان و آسماری در برش مورد مطالعه، ب: وجود قطعات درشت زاویه‌دار (بولدر) در مرز سازندهای شهبازان و آسماری و ج: وجود حفرات انحلالی بزرگ در مرز دو سازند شهبازان و آسماری (پیکان آبی) اندازه حفره ۴۰ سانتی‌متر می‌باشد.

بررسی مرز احتمالی سازندهای شهبازان و آسماری در برش مورد مطالعه

در برش مورد مطالعه مرز زیرین سازند شهبازان با سازند آواری کشکان از نوع ناپیوسته و همشیب می‌باشد. مرز بالایی سازند شهبازان، سازند آسماری می‌باشد که در حد تماس این دو سازند یک واحد کنگلومرایی یا برش انحلالی دیده می‌شود که بعضی از قطعات آن با آب حل شده و تخلیه شده‌اند و به صورت حفرات انحلالی بزرگ در مرز آن‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۲۵). وجود کنگلومرا و برش

انحلالی در مرز دو سازند شهبازان و آسماری بیانگر وجود یک ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد. در هر صورت تفکیک این دو سازند اغلب بر روی زمین میسر نمی‌باشد و لذا هر دو سازند به صورت یک واحد غیر قابل تفکیک آسماری/شهبازان نقشه‌برداری شده‌اند (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). لازم به ذکر می‌باشد در مرز دو سازند شهبازان و آسماری دولومیت‌های متوسط بلور (دولومیکرواسپارایت‌ها) مشاهده شدند که این نوع از دولومیت‌ها به صورت ثانویه و متأثر از سیالات دولومیت‌ساز سازند شهبازان می‌باشند که این

مطالعه به ترتیب برابر ۲/۳، ۲/۲ و ۲ می‌باشد که بیانگر غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) بودن این دولومیت‌ها می‌باشد. این روند را با توجه به سن سازند شهبازان در برش مورد مطالعه می‌توان توجیه نمود. وجود شواهدی مانند تخلخل چشم پرنده‌ای، لامینه‌های جلبکی و اینتراکست‌ها و نبود کانی‌های تبخیری در نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد، دولومیت‌های اولیه در یک مدل جزرومدی تشکیل شده‌اند، سپس بر اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای در پلت‌فرم کربناته سازند شهبازان، دولومیت‌های ثانویه در یک مدل دیاژنزی دفنی کم عمق تا متوسط گسترش یافته‌اند.

منابع

- آدابی، م. ح. (۱۳۹۰) ژئوشیمی رسوبی، تهران، آریز زمین (چاپ دوم)، ۵۰۳ ص.
- آقانباتی، س. ع. (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ ص بهرامی، ف.، موسوی‌حرمی، س.، ر.، خانه‌باد، م.، محمودی‌قزائی، م. ح.، صادقی (۱۳۹۳) رخساره‌ها، محیط‌رسوبی و عملکرد فرآیندهای دیاژنزی موثر بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی رامین، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۴، ص ۱۶-۳۶.
- پیریایی، ع. ر.، فیضی، ا.، صوفیانی، ح.، همت، س. و معتمدی، ب (۱۳۹۳) پالئوژئوگرافی نهشته‌های ترشیری زاگرس، گزارش داخلی مدیریت اکتشاف نفت، شماره GR-۲۳۶۲، ۲۰۷ ص.
- جانباز، م.، محسنی، ح.، پیریایی، ع.، سوئنی، ر.، یوسفی‌یگانه، ب.، سرداقی‌صوفیانی، ح. (۱۳۹۷) فرآیندهای دیاژنزی سازند شهبازان در شرق پهنه لرستان. نشریه علوم زمین، سال ۲۷، شماره ۱۰۹، ص ۶۷-۸۲.
- عبدل‌نیا، ا.، مغفوری‌مقدم، ا. و باغبانی، د (۱۳۹۶) چینه‌نگاری سازند شهبازان در حوضه لرستان، نشریه علوم زمین، سال ۲۶، شماره ۱۰۳، ص ۱۵۷-۱۶۸.
- عبدی، ا.، آدابی، م. ح. (۱۳۸۸) پتروگرافی انواع دولومیت‌ها، بررسی دیاژنزی، مرز احتمالی سازند شهبازان- آسماری و تفکیک رخساره‌ها بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی دولومیکرایت‌ها، شواهد پتروگرافی و روش‌های آماری در برش دارابی (جنوب غرب ایران). نشریه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، دوره ۲۵، شماره ۱، ص ۸۱-۱۰۰.

سیالات دولومیت‌ساز واحدهای کربناته زیرین سازند آسماری را نیز دولومیتی کرده‌اند. شواهد زمین‌شیمی عنصری در مرز این دو سازند نشان داد میزان عناصر Sr، Ca، Na، Sr/Mn و Ca/Mg افزایش و میزان عناصر Mn، Mg و نسبت Mn/Ca در این مرز نسبت به واحدهای سازند شهبازان کاهش نشان می‌دهد (شکل ۲۳). این موضوع می‌تواند به دلیل فرآیند انحلال در مرز دو سازند تعبیر شود به گونه‌ای که مقادیر بالای عنصر Sr در این مرز به انحلال پوسته‌های آراگونیتی و وجود فاز کانی‌شناسی غالب CaCO_3 می‌باشد. وجود مقادیر پایین عنصر Mn به دلیل ماهیت فرسایشی مرز دو سازند می‌باشد که سبب ایجاد شرایطی اکسیژنی شده و مقدار عنصر منگنز کاهش پیدا کرده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی نمونه‌های مختلف سازندهای شهبازان و آسماری در شمال خاوری کوه‌دشت دو گروه اصلی از دولومیت‌ها در منطقه مورد مطالعه شناسایی شده است که شامل دولومیت‌های اولیه (هم‌زمان با رسوب‌گذاری) و دولومیت‌های ثانویه (پس از رسوب‌گذاری) می‌باشند. دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) با بافت موزائیکی و اغلب بی‌شکل در اندازه‌های کمتر از ۱۰ میکرون و دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها) با بافت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار در اندازه‌های بزرگ‌تر از ۱۰ میکرون و حتی در اندازه‌های چندین میلی‌متر مشاهده شدند. از دولومیت‌های اولیه به سمت دولومیت‌های ثانویه افزایشی در میزان عناصر Fe، Mg و Mn دیده می‌شود و هم‌زمان میزان عناصر Sr، Ca و Na کاهش پیدا می‌کند. در مرز احتمالی بین سازندهای شهبازان و آسماری میزان Sr، Ca، Na، Sr/Mn و Ca/Mg افزایش و میزان عناصر Mn، Mg و نسبت Mn/Ca کاهش نشان می‌دهد. مقادیر بالای عنصر Sr در مرز دو سازند به انحلال پوسته‌های آراگونیتی و وجود فاز کانی‌شناسی غالب CaCO_3 نسبت داده می‌شود. کاهش مقادیر عنصر Mn به دلیل ماهیت فرسایشی مرز دو سازند بوده که سبب ایجاد شرایطی اکسیژنی شده و مقدار عنصر منگنز کاهش پیدا کرده است. نسبت Ca/Mg برای فازهای مختلف آنالیز شده برای دولواسپارایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولومیکرایت‌ها در نمونه‌های مورد

- Implications for Dolomitizing Fluids: Master dissertation, Louisiana State University, 88 p.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. American Association of Petroleum Geologists, 108-121.
- Folk, R. L (1959) Practical petrographic classification of limestones. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, 3 (1): 1-38.
- Friedman, G. M. and Sanders, J. E (1967) Origin and Occurrence of Dolostones. In: Chilingar, G. V., Bissell, H. J. and Fairbridge, R. W., Eds., Carbonate Rocks, Origin, Occurrence, and Classification, 267-348.
- 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.
- 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.
- Gregg, J. M. and Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: Journal of Sedimentary Petrology, 54: 908-931.
- Hardie, L (1987) Dolomitization: A Critical View of Some Current Views. Journal of Sedimentary Research, 57: 166-183.
- Harrison, J. V (1935) The Geology of Lurestan. Co. Rep. No 490.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N. J. F., Gleeson, S. A. and Brand, U (2016) Origin of the Breno and Esino dolomites in the western southern Alps (Italy): implications for a volcanic influence: Marine and Petroleum Geology, 69: 38-52.
- Hu, W., Chen, Q., Wang, X. and Cao, J (2010) REE models for the discrimination of fluids in the formation and evolution of dolomite reservoirs: Oil Gas Geology, 31(6): 810-818.
- Humphrey, J. D (1988) Late Pleistocene mixing zone dolomitization, south-eastern Barbados, West Indies. Sedimentology, 35: 327-348.
- 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.
- Kirmaci, M. Z (2008) Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Golkoy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey: Sedimentary Geology, 203: 289-306
- فرشی، م.، موسوی‌حرمی، س.، ر.، محبوبی، ا.، خانه‌باد، م (۱۳۹۶) رخساره‌ها و فرآیندهای دیاژنزی و تاثیر آن‌ها بر توزیع ویژگی‌های پتروفیزیکی و کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی گچساران، مجله رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۹، ص ۴۰-۵۷.
- محسنی، ح.، عبدالله‌پور، م.، رفیعی، ب (۱۳۹۰) پتروگرافی و منشا دولومیت‌های سازند شهبازان (اوسن میانی تا بالایی) در شرق اسلام‌آباد غرب (کرمانشاه). نشریه یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۱۰، ص ۱ تا ۱۱.
- مطیعی، ه (۱۳۷۴) زمین‌شناسی نفت زاگرس (جلد اول و دوم). انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۱۰۱۰ ص.
- میربیک سبزواری، ک.، صداقت‌نیا، م (۱۴۰۰) سنگ‌نگاری و بررسی مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان با استفاده از آنالیز عنصری (تاق‌دیس ماله کوه، شمال پلدختر)، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۱۰، شماره ۱۹، ص ۵۴-۷۱.
- یوسفی، ب.، علوی، ع. معظمی‌گودرزی، ف (۱۳۹۱) شناخت سنگ‌های رسوبی در صحرا، ۱۱۱ ص.
- Adabi, M. H. and Rao, C. P (1996) Petrographic, element and isotopic criteria for Central Iran: Iranian Petroleum Institute, 15: 561- 574.
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzdurán Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran: Crab. Eva, 24: 16-32.
- Al-Aasm, I., S. and Packard, J., J. P (2000) Stabilization of early-formed dolomite, atale of divergence from two Mississippian dolomites: Sedimentary Geology, 131: 97-108.
- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution, American Journal of Science, 304: 1-20.
- Amthor, J. E., Friedman, G. M (1992) Early to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. J. Sed. Petrol, 62: 1023-1043.
- Azmy, K., Veizer, J., Misi, A., de Oliveira, T. F., Sanches, A. L. and Dardenne, M. A (2001) Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante formation, São Francisco Basin, Brazil: Precambrian Research, 112(3): 303-329.
- Azomani, E., Azmy, K., Blamey, N., Brand, U. and Al-Aasm, I (2013) Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: Controls on porosity and implications from geochemistry: Marine and Petroleum Geology, 40: 99-114.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section: Nature, 205: 587.
- Callen, J. M (2016) In Situ Geochemistry of Middle Ordovician Dolomites of the Upper Mississippi Valley: Evaluation of the Dorag Model and New

- Swart, P. K., Cantrell, D. L., Westphal, H., Handford, C. R. and Kendall, C. G (2005) Origin of dolomite in the Arab-D reservoir from the Ghawar Field, Saudi Arabia: evidence from petrographic and geochemical constraints. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (3): 476-491.
- 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.
- 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.
- Veizer, J., Hinton, R. W., Clayton, R. N. and Lerman, A (1987) Chemical diagenesis of carbonates in thinsections: Ion microprobe as a trace element tool: *Chemical Geology*, 64(3): 225-237.
- 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.
- Whitaker, F. F., Smart, P. L. and Jones, G (2004) Dolomitization From conceptual to numerical models: Geological Society, London, Special Publications, 235(1): 99-139.
- Wilson, M. E. J., Evans, M. J., Oxtoby, N. H., Nas, D. S., Donnelly, T. and Thirlwall, M (2007) Reservoir quality, textural evolution and origin of fault-associated dolomites: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 91: 1247-1273.
- Ye, Q. and Mazzullo, S. J (1993) Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North Platform, Middle Basin, Texas: *Carbonates and Evaporites*, 8: 55-70.
- Ying, R., Dakang, Z., Chonglong, G., Queqi, Y., Rui, X., Langbo, J., Yangjinfeng, J., Ningcong, Z. H (2017) Dolomite geochemistry of the Cambrian Longwangmiao Formation, eastern Sichuan Basin: Implication for dolomitization and reservoir prediction. *Petroleum Research* 2 (2017) 64e76.
- Zenger, D. H., Dunham, J. B., and Ethington R. L (1980) *Concepts and Models of Dolomitization*. Vol. 28, Society for Sedimentary Geology, Special Publications, 320 p.
- 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, 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 Land, L. S (1983) Dolomitization. AAPG Education Course Note Series, 24: 1-20.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, 33: 112-125.
- 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.
- Lee, Y. I. and Friedman, G. M (1987) Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas and south-eastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 57: 544-557.
- Liewellyn, V. P. G (1974) Geological map of Liam-Kuh Dasht, 1:250000.
- Machel, H. G. and Mountjoy, E. W (1986) Chemistry and environments of dolomitization - a reappraisal, *Earth Science Reviews*, 23: 175-222.
- Mattes, B. W., and E. W. Mountjoy (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.
- Mazzullo, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review: *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.
- Miller, J. K. and R. L. Folk (1994) Petrographic, geochemical and structural constraints on the timing and distribution of postlithification dolomite in the Rhaetian Portoro (Calcarenol) of the Portovenere Area, La Spezia, Italy. In: B. H. Purser, M. E.
- Morrow, D. W (1982) Diagenesis II. Dolomite-part II: dolomitization models and ancient dolostones: *Geoscience Canada*, 9: 95-107.
- Murris, R. J (1980) Hydrocarbon habitat of the Middle East, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 6: 765-800.
- Navarro-Ciurana, D., Corbella, M., Cardellach, E., Vindel, E., Gomez-Gras, D. and Griera, A (2016) Petrography and geochemistry of fault-controlled hydrothermal dolomites in the Riópar area (Prebetic Zone, SE Spain), *Marine and Petroleum Geology*, 71: 310-328.
- Shukla, V. and Baker, P. A. eds (1988) *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. Society for Sedimentary Geology, 43: 266.
- Shunli, Z. H., Zhengxiang, L. V., Yi, W., Sibing, L (2018) Origins and Geochemistry of Dolomites and Their Dissolution in the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. *Minerals* 2018, 8: 289
- Sibley, D. F., Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock textures. *J. Sediment. Petrol*, 57: 967-975.

Central and North Tarim Basin, NW China: A potential REE proxy for ancient seawater: *Geology Sinica*, 82(3): 610-621.

Zhao, C., Yu, B., Zhang, C., Chen, Y. and Qi, X (2012) A discussion on the formation mechanism of dolomite associated with hydrothermal solution in Tazhong area: *Petrology and Mineralogy*, 31(2): 164-172.

Zeigler, M. A (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences, *GeoArabia*, 6 (3): 445-504.

Petrography and geochemistry of Shahbazan Formation dolomites and investigation of its possible boundary with Asmari Formation from the elemental geochemistry point of view (Northeastern Kohdasht, South Lorestan)

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, Hamadan, Iran

* K_mirbeik_S@yahoo.com

Received: 2022/5/18 Accepted: 2022/8/31

Abstract

Shahbazan Formation (Middle to Late Eocene) consists of dolomite sequences, dolomite limestone and marl. In order to investigate the lithology and geochemistry of the deposits of this Formation and determine its possible boundary with the Asmari Formation, a 121-meter thick stratigraphic section was selected in the northeast of Kohdasht. In this section, the Shahbazan Formation with limestone and dolomite lithology is discontinuously placed on the Kashkan clastic Formation and its upper border is covered by the carbonates of the Asmari Formation as an erosional discontinuity. Field and petrographic studies were carried out on 90 sedimentary thin sections and geochemical studies on 30 samples from Shahbazan dolomite Formation and 10 samples from Asmari carbonate Formation using EDS and EPMA methods. According to petrographic and geochemical data, two groups of dolomites were identified. Primary dolomites (dolomicrites) were observed in sizes less than 10 microns and secondary dolomites (dolomicroparites and dolosparites) in sizes greater than 10 microns. The presence of evidence such as bird's eye porosity, algal laminae and intraclasts and the absence of evaporite minerals in the studied samples showed that the primary dolomites were formed in a tidal model, then due to seepage of basin floor sediments in the carbonate platform of Shahbazan Formation, secondary dolomites are spread in a shallow to medium burial diagenesis model. Using elemental analysis, it was determined that from the primary dolomites to the secondary dolomites, there is an increase in the amount of Fe, Mg, and Mn elements, and at the same time, the amount of Sr, Ca, and Na elements decreases. In the possible boundary between Shahbazan and Asmari formations, the amount of Sr, Ca, Na, Sr/Mn and Ca/Mg increases, and the amount of Mn, Mg elements and the ratio of Mn/Ca decrease. Geochemical evidence showed that all the studied dolomites are non-stoichiometric ($Ca/Mg \geq 2$) and high amounts of Na element with an average of 0.6% by weight indicate this issue.

Keywords: Petrography, Geochemistry, Shahbazan Formation, Kuhdasht, Lorestan