

## سازوکارهای دولومیتی شدن سکوه‌های کربناته ائوسن زاگرس (مثالی از سازند شهبازان، تاق‌دیس امیران، جنوب لرستان)

امین جمشیدی\*<sup>۱</sup> و مصطفی صداقت‌نیا<sup>۲</sup> و<sup>۳</sup>

- ۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران  
 ۲- دانشجوی دکترا رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران  
 ۳- کارشناس آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

نویسنده مسئول: Jamshidi.am@lu.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۲/۸/۲۵ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۱/۴

نوع مقاله: پژوهشی

### چکیده

سازند شهبازان یکی از واحدهای کربناته ائوسن منطقه لرستان است که در این پژوهش مدل‌های دولومیتی آن به روش‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی (EDS) بررسی شده است. برش مورد مطالعه به ضخامت ۷۱ متر در ۶۵ کیلومتری جنوب باختری خرم‌آباد واقع است و شامل سنگ‌های کربناته، سنگ‌های کربناته دولومیتی و دولومیت می‌باشد. دولومیت‌های سازند شهبازان بر اساس بافت به دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت و پرکننده شکستگی‌ها تقسیم می‌شوند که به استثنای مورد اول، سایر دولومیت‌ها ثانویه می‌باشند. دولومیت‌های نوع اول بیانگر تشکیل در محیط پهنه جزرومدی می‌باشند. این دولومیت‌ها در بیشتر موارد در انتهای توالی‌های به سمت بالا کم عمق شونده دیده می‌شوند که نشان دهنده افت سطح آب دریا هستند. دولومیت‌های ثانویه در یک محیط دیاژنزی دغنی کم عمق تا متوسط در اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای تبخیر شده به داخل سکوی کربناته سازند شهبازان شکل گرفته‌اند. مقادیر پایین آهن (Fe) و مقادیر بالای استرانسیوم (Sr) و سدیم (Na) در دولومیکرایت‌ها و تمرکز بالای Fe و منگنز (Mn) در دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها به همراه شواهدی مانند لامینه‌های جلبکی، اینتراکست، تخلخل فنسترال و نبود کانی‌های تبخیری بیانگر تشکیل این دولومیت‌ها از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط می‌باشد. مقادیر پایین Sr و تمرکز بالای Fe و Mn در دولومیت‌های درشت بلور می‌تواند بیانگر افزایش اندازه بلورهای دولومیت و تبلور دوباره‌ی آن‌ها در طی تدفین باشد. نبود دولومیت‌های زین‌اسبی احتمالاً بیانگر دخالت نداشتن محلول‌ها و سیالات گرمایی در طی فرآیند دولومیتی شدن کربنات‌های سازند شهبازان می‌باشد.

واژگان کلیدی: دیاژنز، سکوه‌های کربناته، دولومیتی شدن، سازند شهبازان، لرستان

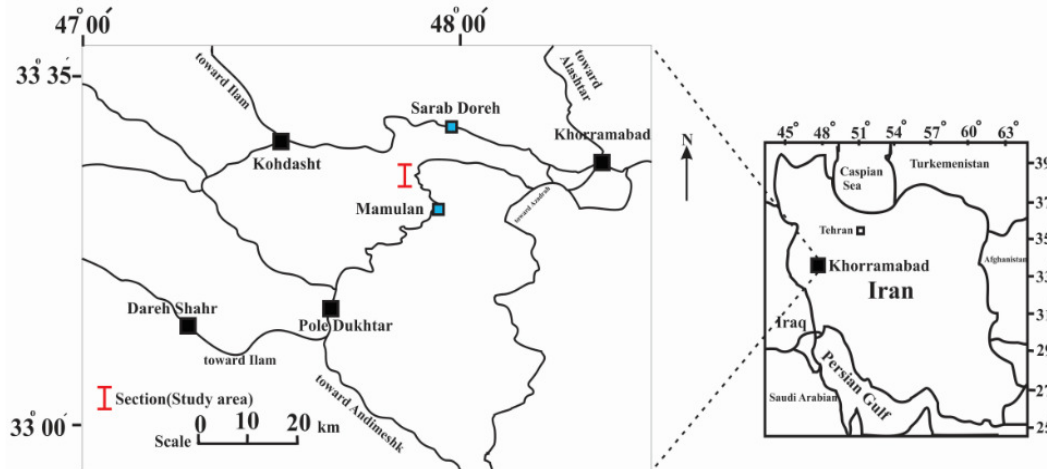
### ۱- پیشگفتار

انجام شده بر روی این سازند می‌توان به مطالعات عبدی و آدابی (۱۳۸۸)، محسنی و همکاران (۱۳۹۰)، بهرامی و همکاران (۱۳۹۳)، فرشی و همکاران (۱۳۹۶) و میربیک سبزواری و صداقت‌نیا (۱۴۰۰) اشاره کرد. افزون بر این موارد، زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار سازند شهبازان توسط جانباز و همکاران (۱۳۹۷) و سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی این سازند توسط حسن‌زاده نعمتی و همکاران (۲۰۱۸) در حوضه‌ی رسوبی لرستان ارزیابی شده است. با استفاده از روش‌های گوناگون سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی، امروزه شناخت نسبتاً کاملی از تبدیل رسوبات آهکی به سنگ‌های کربناته وجود دارد که این تغییر و تبدیل رسوبات کربناته می‌تواند در سه قلمرو دیاژنزی دریایی،

برش نمونه سازند شهبازان در جنوب خاوری حوضه‌ی لرستان در فاصله نزدیکی از جنوب خاوری ایستگاه راه‌آهن تله‌زنگ به همراه برش نمونه سازند تله‌زنگ توسط جیمز و وایند (۱۹۶۵) انتخاب، اندازه‌گیری و معرفی شده است. سنگ‌های کربناته سازند شهبازان به سن ائوسن میانی تا پسین در نواحی لرستان و بخش‌هایی از زاگرس مرتفع رخنمون دارند (مطیعی، ۱۳۸۲؛ عبدالنیا و همکاران، ۱۳۹۶). بارزترین ویژگی سازند شهبازان فرآیند دولومیتی شدن است (مطیعی، ۱۳۸۲). این سازند با رنگ سفید متمایل به کرم و لایه‌بندی منظم از نظر ضخامت، مشخص می‌گردد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵). از جمله مطالعات دیاژنزی

در جنوب باختری حوضه‌ی رسوبی لرستان می‌باشد. نتایج این پژوهش می‌تواند به سایر پژوهشگران در زمینه مطالعات زمین‌شیمی عنصری بر روی انواع دولومیت‌ها در نهشته‌های کربناته سازند شهبازان در دیگر نقاط حوضه‌ی رسوبی لرستان کمک شایانی کند. برش مورد مطالعه در یال جنوبی تاقدیس امیران در ۶۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان خرم‌آباد واقع شده است. این برش از طریق جاده‌ی آسفالته خرم‌آباد-پلدختر قابل دسترسی می‌باشد. موقعیت این برش در شکل ۱ نشان داده شده است. موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه  $E 48^{\circ} 47' 38''$  طول شرقی و  $N 33^{\circ} 12' 14''$  عرض شمالی می‌باشد.

متئوریک و دفنی رخ دهد که فرآیندها و محصولات آن‌ها گرچه پیچیده به نظر می‌رسند، اما در سراسر تاریخ زمین‌شناسی قابل شناسایی هستند (بترست، ۱۹۷۵؛ چوکت و جیمز، ۱۹۹۰؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ جیمز و جونز، ۲۰۱۵؛ سالی‌فو و همکاران، ۲۰۲۱؛ مارتین و همکاران، ۲۰۲۱). مطالعه فرآیندهای دیاژنزی در کنار مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و مطالعات رخساره‌ای می‌تواند در انطباق ویژگی‌های مخزنی در مقیاس محلی و منطقه‌ای مورد استفاده قرار گیرد (اسدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ بارگومانو و همکاران، ۲۰۲۰). هدف از این پژوهش بررسی زمین‌شیمی عنصری سازند شهبازان و به دنبال آن بررسی انواع دولومیت‌ها و مدل دولومیتی شدن آن برای اولین بار



شکل ۱. موقعیت برش مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن

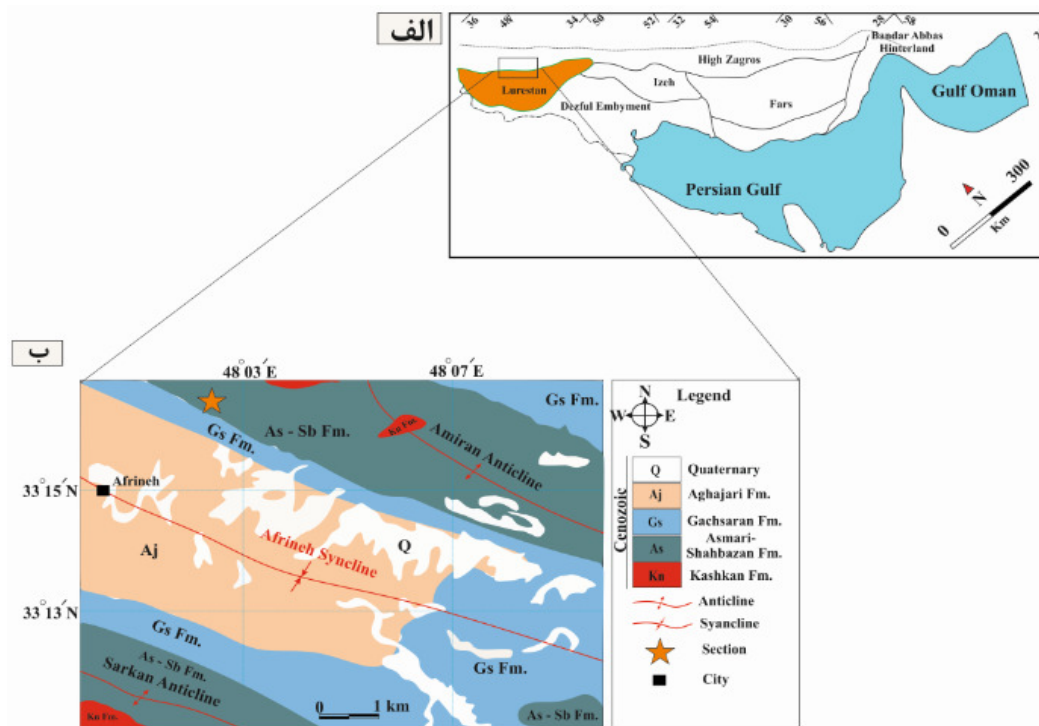
Fig. 1. The location of the study section and its access routes

حاشیه شرقی صفحه عربی نهشته شده‌اند (موریس، ۱۹۸۰؛ زیگلر، ۲۰۰۱؛ علوی، ۲۰۰۴؛ مارتین و همکاران، ۲۰۲۱). 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، ۱۳۸۲). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد، در منطقه مورد مطالعه واحدهای دوران دوم و سوم رخنمون دارند. واحدهای دوران دوم شامل سازندهای سروک، ایلام، گورپی و امیران و واحدهای دوران سوم شامل سازندهای

۲- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه  
لرستان بخشی از زاگرس چین‌خورده است (شکل ۲- الف) که روند کلی آن هم راستا با منطقه راندگی‌ها است. مرز شمال‌خاوری آن محدود به مرز جنوبی منطقه راندگی‌ها و مرز خاوری آن منطبق بر خمش بالارود و مرز باختر-شمال باختری آن منطبق بر جنوبی‌ترین تاقدیس زاگرس است که بر نوار مرزی ایران و عراق منطبق است. از مهم‌ترین ویژگی‌های حاکم بر منطقه لرستان می‌توان به روند شمال باختری- جنوب خاوری آن، ساختارهای متشکل از تاقدیس‌های بزرگ و کوچک و برخورداری از سه خطواره شمالی- جنوبی که می‌توانند در ارتباط با گسل‌های پی‌سنگ باشند (موریس، ۱۹۸۰؛ علوی، ۲۰۰۴). در زاگرس در طی پالئوسن پسین تا ائوسن، رسوبات در یک حوضه‌ی رسوبی پیش‌گودال باقیمانده در امتداد

توسط کربنات‌های سازند آسماری به صورت ناپیوستگی پیوسته‌نما پوشیده شده است (شکل ۳). سنگ‌شناسی این سازند در برش مورد مطالعه سنگ‌های کربنات، سنگ‌های کربناته دولومیتی و دولومیت نازک تا ضخیم لایه می‌باشد (شکل ۴). ستون چینه‌نگاری این سازند به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت شده در شکل ۵ نشان داده شده است.

تله‌زنگ، کشکان، آسماری- شهبازان و سازند گچساران می‌باشند. در شکل ۲- ب بخشی از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد به همراه گسترش برخی از سازندهای منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. سازند شهبازان در برش مورد مطالعه ۷۱ متر ضخامت دارد که مرز پایینی آن به صورت هم‌شیب بر روی سازند کشکان و مرز بالایی



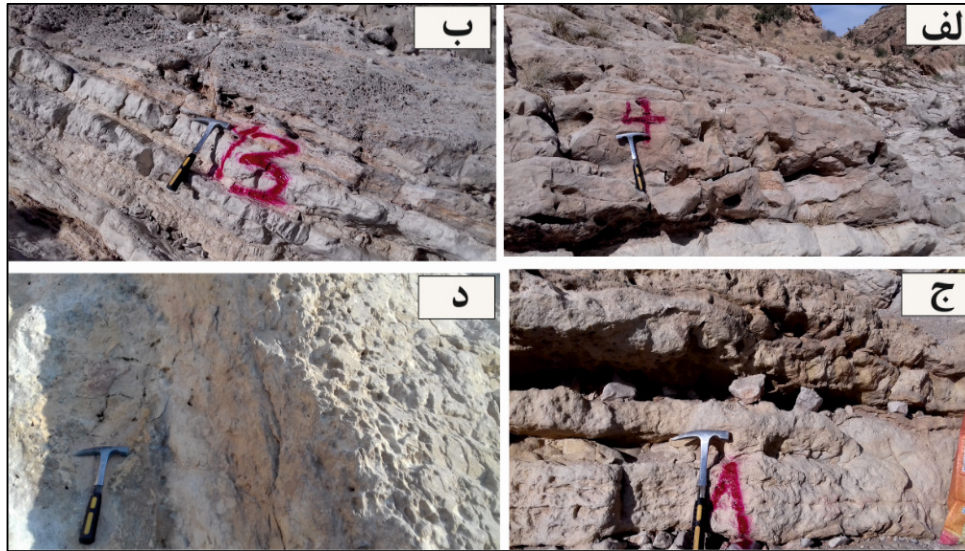
شکل ۲. الف) موقعیت پهنه‌های ساختاری حوضه رسوبی زاگرس (منطقه مورد مطالعه در زون زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است) (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱) و ب) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد به همراه موقعیت منطقه مورد مطالعه و گسترش سازندهای مختلف در آن (اقتباس از فخاری (۱۹۸۵) با اندکی تغییرات)

Fig. 2. a) The location of the structural zones of the Zagros sedimentary basin (the studied area is located in the folded Zagros zone) (Agard et al., 2011). b) A part of the geological map 1/250000 of Khorramabad city along with the location of the study area and the distribution of the various formations in it (adapted from Fakhari (1985) with some changes)



شکل ۳. نمایی از سازندهای امیران، کشکان، شهبازان و آسماری در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت جنوب باختر)

Fig. 3. A view of the Amiran, Kashkan, Shahbazan and Asmari Formations in the study area (view to the SW)



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

نازک لایه، ج) واحد دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه و د) واحد دولومیتی خیلی ضخیم لایه

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

Series	Formation	Thickness (m)	Lithology	Samples No	Description	
Eocene	Shahbazan	Asmari			Limestone	
			5		63, 62, 61, 60, 59, 58, 57, 56, 55, 54, 53, 52, 51, 50, 49, 48, 47, 46, 45, 44, 43, 42, 41, 40, 39, 38, 37, 36, 35, 34, 33, 32, 31, 30, 29, 28, 27, 26, 25, 24, 23, 22, 21, 20, 19, 18, 17, 16, 15, 14, 13, 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1	Medium bedded dolomite
			10			Thin bedded dolomite
			2			Medium bedded dolomite
			3.5			Thin bedded limestone
			4			Medium bedded dolomite
			3			Medium to thick bedded limestone
			4.5			
			3			
			7			Thick bedded dolomite
			7			Thin bedded dolomite
			2			Thin bedded limestone
			3.5			Medium to thick bedded dolomite
			5.5			Thin bedded limestone
			2			Medium to thick bedded dolomite
Kashkan					Thick bedded limestone	
					Thin bedded dolomite	
					Conglomerate and sandstone	

شکل ۵. ستون سنگ‌چینه‌ای سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه

Fig. 5. Stratigraphic rock column of Shahbazan Formation in the study area

## ۳- روش مطالعه

نهشته‌های به سن ائوسن بر اساس بررسی نقشه زمین‌شناسی شهرستان خرم‌آباد با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ انتخاب و طی مطالعات صحرایی براساس تغییرات لیتولوژی تعداد ۶۳ نمونه برداشت شد. به منظور درک فرآیندهای دیاژنزی سازند شهبازان در برش مورد مطالعه، از تمام نمونه‌های برداشت شده برش نازک پتروگرافی در دانشگاه لرستان تهیه شده است. مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان Olympus-BH2 که مجهز به دوربین عکسبرداری مدل D71 می‌باشد انجام شده است. برش‌های نازک به روش (دیکسون، ۱۹۶۵) توسط محلول آلیزاین قرمز (ARS) برای تشخیص کانی‌های کلسیت از دولومیت و محلول فروسیانیدپتاسیم برای تشخیص دولومیت‌های آهن‌دار رنگ‌آمیزی شده است. همچنین به منظور تفکیک انواع دولومیت‌های سازند شهبازان و شناخت محیط دیاژنزی این دولومیت‌ها، تعداد ۱۸ نمونه پودری در اندازه‌های نانو ذره به روش‌های (EDS) در آزمایشگاه مرکزی شماره ۱ دانشگاه لرستان مورد آنالیز قرار گرفتند و تصویربرداری توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) از دولومیت‌ها نیز به عمل آمد. نام‌گذاری و تفکیک دولومیت‌ها بر پایه تلفیقی از رده‌بندی بافتی پیشنهاد شده توسط سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و مازالو (۱۹۹۲) صورت گرفت. برای اندازه‌گیری بلورهای دولومیت از مقیاس ارائه شده توسط فولک (۱۹۶۵) و آدابی (۲۰۰۹) استفاده شده است. این مطالعات در پایان به تعیین منشاء سیالات دولومیت‌ساز کمک فراوانی می‌کند (سیبلی و گرگ، ۱۹۸۷؛ کوپچ و همکاران، ۱۹۸۸؛ ای و مازالو، ۱۹۹۳؛ آدابی، ۲۰۰۹). همچنین از نمونه‌های دولومیتی، آنالیز XRD نیز گرفته شده است (آنالیز XRD توسط دستگاه مدل STOE در دانشگاه لرستان صورت گرفته است).

## ۴- بحث

## ۴-۱- پتروگرافی دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه

دولومیت یک کانی کربناته است که ساز و کار دقیق تشکیل آن در محیط‌های رسوبی هنوز به طور کامل شناخته نشده است (راو، ۱۹۹۶؛ اشمیت و همکاران، ۲۰۰۵؛ واسی و همکاران، ۲۰۰۷). دولومیت‌ها تحت شرایط گوناگون دمایی بین ۲ درجه سانتی‌گراد (دولومیت‌های آب

سرد) تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد (دولومیت‌های هیدروترمال) تشکیل می‌شوند (آدابی، ۲۰۰۲). دولومیت می‌تواند در بیشتر مراحل دیاژنزی، یعنی بلافاصله پس از رسوب‌گذاری تا تدفین در اعماق و از آب‌هایی با ترکیب شیمیایی مختلف (مخلوط آب‌های جوی و دریایی، آب دریا، آب غیردریایی و آب بسیار شور) تشکیل شود (آدابی، ۲۰۰۲؛ گرگ و همکاران، ۲۰۱۵). با توجه به گسترش پدیده دولومیتی شدن در سازند شهبازان به طبقه‌بندی انواع دولومیت‌های آن و زمین‌شیمی عنصری این دولومیت‌ها پرداخته می‌شود. به طور کلی از طریق اندازه‌گیری بلورهای دولومیت برای تشخیص دولومیت‌های دیاژنتیک اولیه از ثانویه استفاده می‌شود (آماتور و فریدمن، ۱۹۹۲). مطالعات پتروگرافی بر روی دولومیت‌های سازند شهبازان منجر به شناسایی چهار نوع از این دولومیت‌ها گردید.

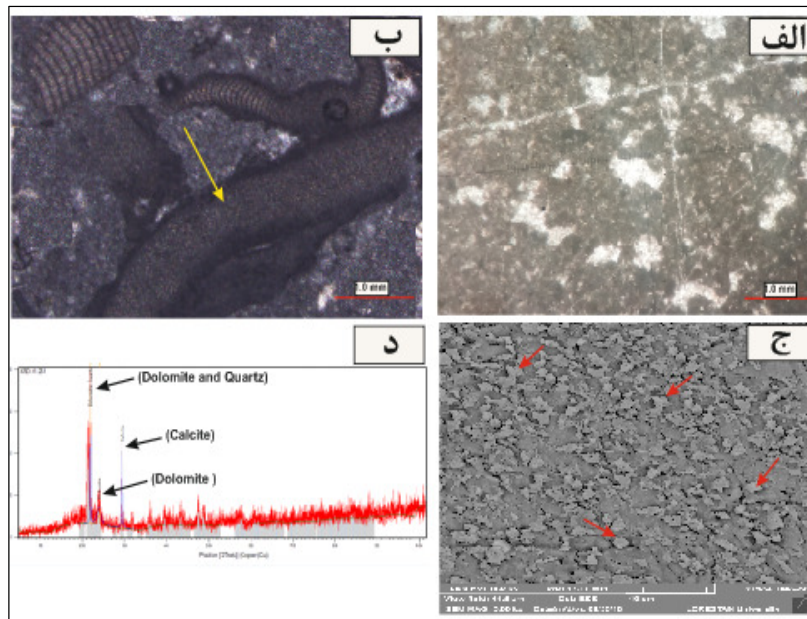
- ۱- دولومیت نوع اول یا دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های خیلی ریز بلور)
- ۲- دولومیت نوع دوم یا دولومیکرواسپارایت (دولومیت‌های متوسط بلور)
- ۳- دولومیت نوع سوم یا دولوواسپارایت (دولومیت‌های درشت بلور)
- ۴- دولومیت نوع چهارم (دولومیت‌های بسیار درشت بلور) پرکننده فضای شکستگی‌ها و رگ‌ها

**دولومیت نوع اول یا دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های خیلی ریز بلور):** میانگین اندازه این دولومیت‌ها حدود ۱۵ میکرون است (شکل ۶). این دولومیت‌ها به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای تیره‌رنگ بوده، متراکم و فاقد فسیل می‌باشند. در این دولومیت‌ها اثرات ارگانیسیم‌های جلبکی (میکروبیالی) به خوبی حفظ شده است. اینتراکست‌ها در این دولومیت‌ها در اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند و فاقد ساختمان داخلی می‌باشند. در این نوع از دولومیت‌ها دانه‌های ریز کوارتز آواری به صورت پراکنده نیز دیده می‌شود. فابریک متراکم، تیره‌رنگ و فاقد فسیل این نوع از دولومیت‌ها وجود خواهد یافتی رسوبی اولیه نظیر فابریک فنسترال (فابریک چشم پرنده‌ای) و لامینه‌های جلبکی (به صورت قطعات جلبکی<sup>۱</sup> و ساختمان‌های ارگانیکی<sup>۲</sup> در آن‌ها به نظر می‌رسد تحت شرایط سطحی و دمای پایین تشکیل شده‌اند (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ آل‌آسام و پاکارد، ۲۰۰۰؛ آدابی، ۲۰۰۹؛ بیلال و همکاران، ۲۰۲۲). لامینه‌ها اغلب کمتر از

<sup>2</sup> Relict filament<sup>1</sup> Algal fragment

Mg تشکیل شده است (آدابی، ۱۳۹۰ و ۲۰۰۹). بافت دولومیت نوع اول معادل بافت Planar-S مازالو (۱۹۹۲) و سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و بافت ایدیوتوپیک Idiomatic-S گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) است (آدابی، ۱۳۹۰). این نوع دولومیت‌ها احتمالاً هم‌زمان با رسوب‌گذاری یا در مراحل اولیه دیاژنز در محیط بالای جزرومدی<sup>۴</sup> یا بین جزرومدی<sup>۴</sup> تشکیل شده است (گرگ و شلتون، ۱۹۹۰). با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز این نوع از دولومیت‌ها فقط با میکروسکوپ نوع الکترونی قابل مشاهده هستند.

چند میلی‌متر ضخامت داشته اما بعضی از آن‌ها به حدود چند سانتی‌متر می‌رسند. وجود بی‌نظمی در ضخامت لامیناسیون‌های میکروبی در دولومیت‌ها می‌تواند آن‌ها را از لامیناسیون‌های نهشته شده توسط فرآیندهای فیزیکی متمایز نماید (آدابی، ۲۰۰۹؛ بیلال و همکاران، ۲۰۲۲). در دولومیکرایت‌ها هیچ شواهدی وجود ندارد که نشان دهد که آن‌ها تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی تشکیل شده‌اند، لذا دولومیت نوع اول تحت شرایط سطحی و دمای پایین از آب دریا (لند، ۱۹۸۵) و یا محلول‌های بین‌ذره‌ای غنی از



شکل ۶. الف) رخساره دولومادستون حاوی دولومیکرایت با تخلخل فنسترال، ب) اینتراکلاست‌های جلبکی همراه با رخساره دولومادستونی (جلبک‌های مورد نظر جلبک قرمز می‌باشند)، ج) تصویر میکروسکوپ الکترونی دولومیکرایت و د) پیک‌های XRD مربوط به دولومیکرایت. همان‌گونه که مشخص می‌باشد کانی‌های دولومیت و کوارتز به خوبی در دولومیکرایت‌ها دیده می‌شوند.

**Fig. 6.** a) Dolomudstone facies containing dolomiticrite with fenestral porosity, b) Algal intraclasts with dolomudstone facies (Algae are red algae), c) Scanning electron microscope (SEM) image of dolomiticrite, d) XRD peaks related to dolomiticrite. As it is known, dolomite and quartz minerals are well seen in dolomiticrites.

تحت تأثیر فرآیند تبلور مجدد قرار گرفته‌اند، اثراتی از بافت اولیه دولومیکرایت‌ها به خوبی حفظ شده است لذا وجود لکه‌هایی از دولومیت‌های ریزبلور در بین دولومیت‌های متوسط بلور تاییدی بر این نظریه است (شکل ۷ الف پیکان‌های زرد رنگ و تصویر ب) (آدابی و رآو، ۱۹۹۶). بر اساس نظریه سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) فابریک نیمه مسطح شکل‌دار در این نوع از دولومیت‌ها نتیجه رشد آرام بلورها تحت جریان پیوسته‌ای از سیالات دولومیت‌ساز در دمای پایین می‌باشد. بنابراین با توجه به ویژگی‌های بافتی و اندازه

دولومیت نوع دوم یا دولومیکرواسپارایت (دولومیت‌های متوسط بلور): اندازه این دولومیت‌ها بین ۱۵ تا ۶۳ میکرون بوده و از نظر فراوانی در مرحله دوم اهمیت قرار دارند. این نوع دولومیت‌ها بر اثر تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها حاصل شده‌اند (آدابی، ۲۰۰۹). در مقاطع مورد مطالعه رنگ این دولومیت‌ها سفید رنگ بوده و دارای بافت وصله‌ای تا متراکم می‌باشند. بعضی از دولومیکرواسپارایت‌ها به طور جزئی و بعضی دیگر به طور کامل تحت تأثیر فرآیندهای تبلور مجدد قرار گرفته‌اند. در نمونه‌هایی که به طور جزئی

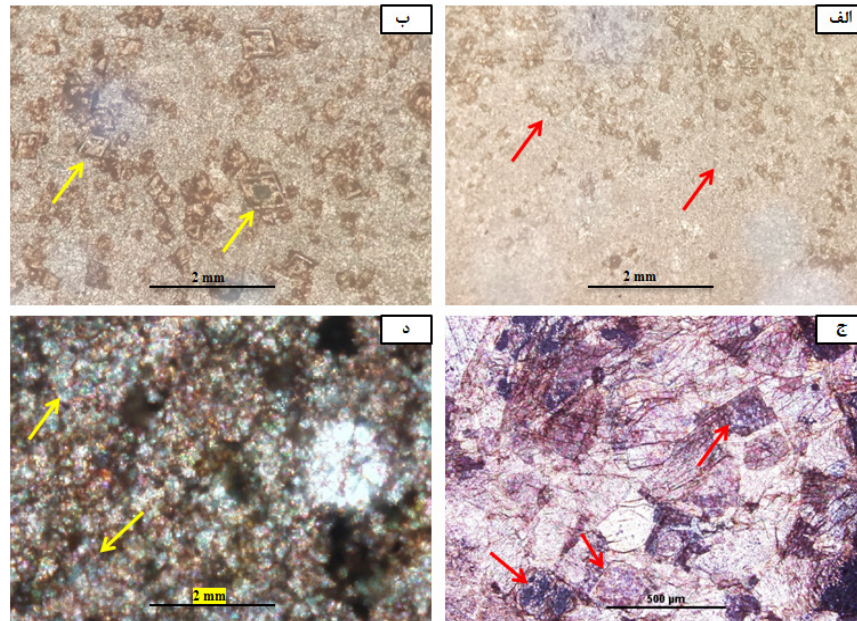
<sup>4</sup> Intertidal

<sup>3</sup> Supratidal

رنگ). این نوع از دولومیت‌ها عمدتاً به صورت موزاییک‌های هم‌اندازه با مرزهای مشترک بین بلوری مستقیم بوده و در مواردی فصل مشترک سطوح کریستالی به خوبی حفظ شده است. دولومیت‌های نوع سوم بیانگر جانشینی دیاژنتیکی سنگ‌آهک‌های قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشند (آدابی، ۱۳۹۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ مازالو، ۱۹۹۲؛ آدابی، ۲۰۰۹). دولومیت‌های نوع اول و دوم اغلب توسط دولواسپارایت‌ها که در واقع نوعی سیمان دیاژنتیکی تأخیری هستند قطع می‌شوند. این نوع از دولومیت‌ها در مقاطع مورد مطالعه از نوع آهن‌دار می‌باشند که توسط محلول فروسیانیدپتاسیم رنگ‌آمیزی شده‌اند. وجود رنگ آبی فیروزه‌های در این نوع از دولومیت‌ها حاکی از وجود Fe در ترکیب آن‌ها می‌باشد (شکل ۷-ج). این نوع دولومیت معادل فابریک Idiopathic-S گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar-P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد.

بلورها، احتمالاً این دولومیت‌ها در مرحله تدفین کم عمق به صورت جانشینی تشکیل شده‌اند (ویتاکر و همکاران، ۲۰۰۴). این نوع از دولومیت‌ها معادل فابریک Idiopathic-P گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و دولومیت‌های Planar-P مازالو (۱۹۹۲) می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). دولومیکروسپارایت‌ها از دولومیت‌هایی که به صورت سیمان فضاهای خالی و یا حفره‌ها را پر می‌کنند از طریق مرز نامنظم بین دانه‌ها قابل تشخیص می‌باشند و این نوع از دولومیت‌ها در نمونه‌هایی که حاوی استیلولیت‌های دسته جارویی<sup>۱</sup> هستند فراوان‌ترند (آدابی، ۲۰۰۹).

**دولومیت نوع سوم یا دولواسپارایت (دولومیت‌های درشت بلور):** این نوع از دولومیت‌ها اغلب فضاهای خالی بین دانه‌ها و یا حفره‌ها بزرگ را پر می‌کنند و در اندازه‌های بین ۶۳ تا ۲۵۰ میکرون و به صورت موزاییک‌های نیمه شکل‌دار و شکل‌دار و به طور میانگین ۷۰ میکرون در مقاطع مورد مطالعه شناسایی شدند (شکل ۷ الف پیکان‌های قرمز



شکل ۷. الف) دولومیکرایت در حال تبدیل به دولومیکروسپارایت (پیکان‌های قرمز)، ب) دولومیت‌های درشت بلور (دولواسپارایت)، ج و د) دولومیت‌های آهن‌دار که پس از رنگ‌آمیزی با فروسیانیدپتاسیم به رنگ آبی فیروزه‌ای نمایان شده‌اند و حاکی از وجود Fe در ترکیب خود می‌باشند.

**Fig. 7. a) Dolomiticrite transforming into dolomicrosparite (red arrows), b) Coarse crystal dolomites (dolosparrite), c and d) ferruginous dolomites that are visible in turquoise blue after staining with potassium ferrocyanide indicating the presence of iron in their composition.**

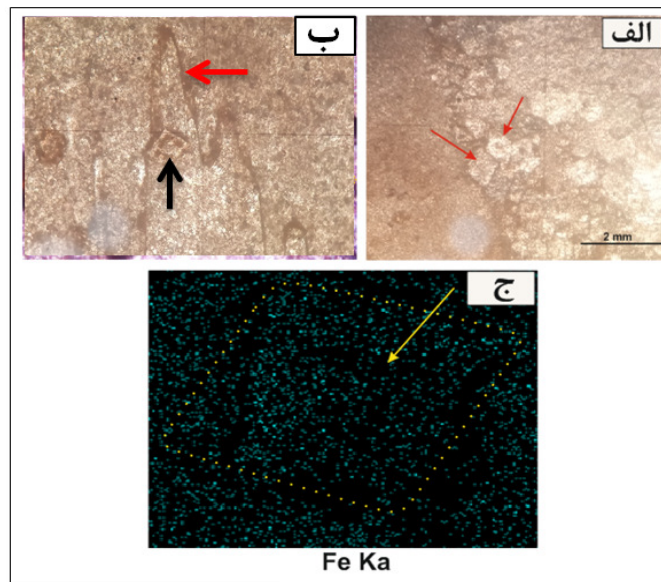
نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار به صورت پرکننده شکستگی‌ها و پرکننده حفره‌ها سنگ در مقاطع مورد مطالعه شناسایی گردید (شکل ۸). این نوع دولومیت در مراحل آخر

دولومیت نوع چهارم (دولومیت‌های بسیار درشت بلور) پرکننده فضای شکستگی‌ها و رگه‌ها: این نوع از دولومیت‌ها با اندازه‌های بزرگ‌تر از ۲۵۰ میکرون به صورت بی‌شکل،

<sup>1</sup> Wispy

محیط‌های تدفینی به این صورت اتفاق می‌افتد که با افزایش عمق و بالا رفتن دما نسبت  $Mg$  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  $Fe$  در ترکیب خود می‌باشند که این موضوع می‌تواند به دلیل احیا بودن محیط دیاژنتیکی باشد. این نوع از دولومیت‌ها معمولاً همراه با عوارض انحلال فشارشی نظیر استیلولیت‌ها دیده می‌شوند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). همچنین تصاویر نقشه رقومی<sup>۲</sup> که معرف توزیع عناصر در بلورهای دولومیت می‌باشند حضور  $Fe$  در بلورهای درشت و تدفینی دولومیت را به اثبات می‌رساند (شکل‌های ۹ و ۱۰).

فرآیندهای دیاژنتیکی تشکیل گردیده و لذا دولومیت‌های نوع اول، دوم و سوم را قطع می‌کند و از این نظر شبیه دولومیت زین‌اسبی<sup>۱</sup> می‌باشند. مرز بین بلورها در برخی موارد به صورت غیرمسطح نوع A مازولو (۱۹۹۲) می‌باشند. این نوع از دولومیت‌ها حاصل مراحل آخر فرآیندهای دیاژنتیکی می‌باشند و باعث کاهش تخلخل می‌شوند. دولومیت پرکننده شکستگی‌ها که به صورت سیمان تدفینی عمل می‌کند در اعماق متوسط تا نسبتاً زیاد و بعد از فرآیند انحلال تشکیل می‌شوند. دولومیت‌های تشکیل شده در شرایط تدفینی عمیق به طور معمول می‌توانند ابعاد بلوری متفاوت و فابریک‌های متنوعی داشته باشند که این موضوع بستگی به اندازه فضاهای خالی سنگ دارد (ویلسون و همکاران، ۲۰۰۷). دولومیتی شدن در



شکل ۸. الف) دولومیت‌های درشت بلور تشکیل شده درون شکستگی (پیکان‌های قرمز رنگ)، ب) تشکیل دولومیت درشت بلور (پیکان تیره) در ارتباط با استیلولیت (پیکان قرمز) که بیانگر تدفینی بودن این دولومیت‌ها است و ج) نقشه رقومی شده (Digi map) دولومیت‌های درشت بلور. تمرکز  $Fe$  در این دولومیت‌ها بیانگر منشاء تدفینی بودن آن‌هاست.

**Fig. 8. a) Coarse crystal dolomites formed inside the fracture (red arrows), b) The Formation of coarse crystal dolomite (dark arrow) in connection with stylolite (red arrow) indicating that dolomites are buried, c) Digitized map of coarse crystal dolomites. The concentration of iron in these dolomites indicates their burial origin.**

محیط رسوبی و اثرات بعدی دیاژنتیکی است، روند اطلاعات عنصری می‌تواند اطلاعاتی در خصوص ماهیت و تاریخچه دیاژنتیکی موثر بر کربنات‌ها بعد از عمل رسوب‌گذاری ارائه نماید. اصولاً تغییرات شیمیایی در کربنات‌ها را به ترکیب آب و هوایی مربوط می‌دانند که در محدوده محیط‌های دریایی، متئوریک و یا تدفینی قرار

۴-۲- زمین‌شیمی دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه پژوهشگران بسیاری در خصوص اهمیت عناصر اصلی و فرعی در تشخیص محیط‌های رسوبی و دیاژنتیکی مطالب جامعی را ارائه نموده‌اند (میلی‌مان، ۱۹۷۴؛ وایزر، ۱۹۸۳؛ آدابی، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۹). از آنجایی که ترکیب شیمیایی سنگ‌آهک‌ها انعکاسی از شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر

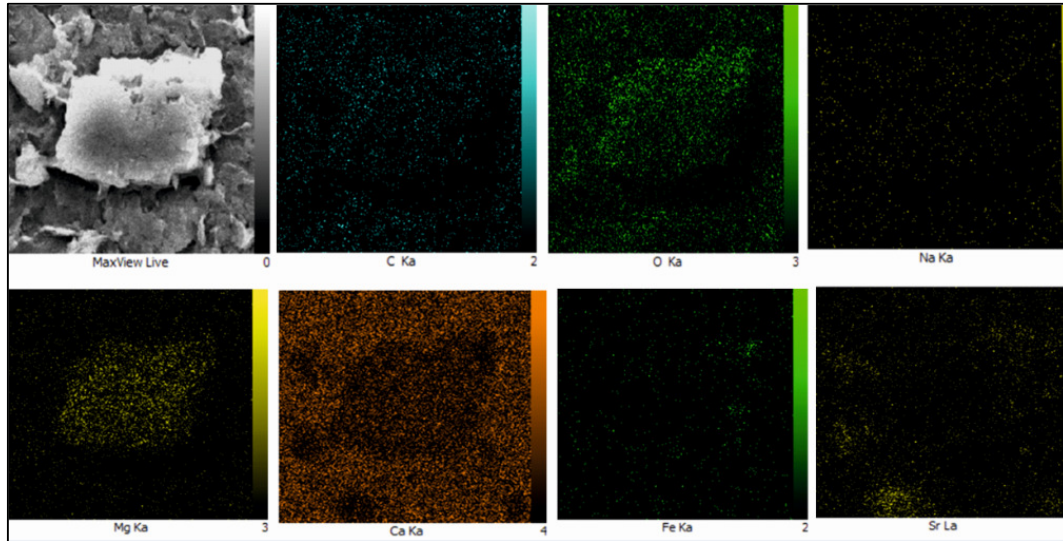
<sup>2</sup> Digi maps

<sup>1</sup> Saddle



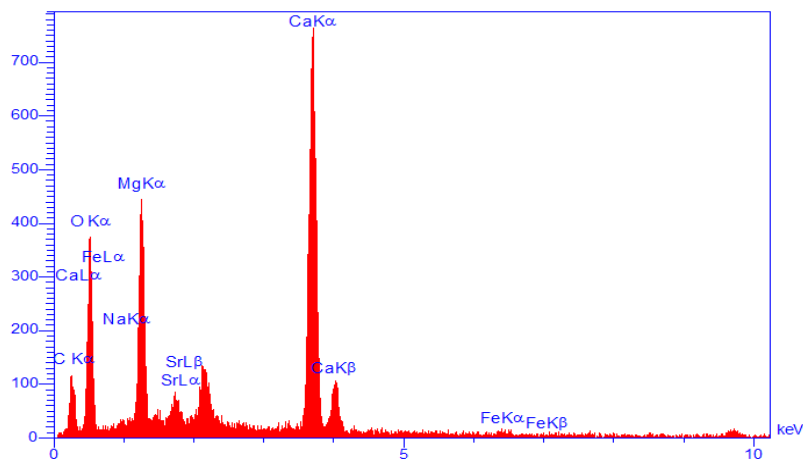
می‌شود (وایزر، ۱۹۸۳؛ رآوو، ۱۹۹۱). با شناسایی ترکیب عناصر Ca, Mg, Na, Sr, Mn, Fe می‌توان ترکیب سیالات دولومیت‌ساز را مشخص کرد (وایزر، ۱۹۸۷؛ گابلون و ویتاکر، ۲۰۱۶). تمرکز عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌های سازند شهبازان در جدول ۱ ذکر شده است. مجموع عناصر کمیاب و ردیاب در این آنالیزها کمتر از ۰/۵ درصد بوده و لذا از ارائه آن‌ها در جدول داده‌ها صرف‌نظر شده است.

دارند و هر یک دارای ویژگی‌های شیمیایی خاصی هستند (بترست، ۱۹۷۵؛ وایزر، ۱۹۸۳؛ جیمز و چوکت، ۱۹۸۴؛ تاکر و رایت، ۱۹۹۰). برای تشخیص محیط‌های دیاژنتیکی نهشته‌های کربناته می‌توان از نمودارهای عنصر در مقابل عنصر و نیز  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  استفاده نمود. به عنوان مثال ارتباط منفی بارز بین مقادیر Sr و Mn از ویژگی‌های شاخص دیاژنز متئوریکی است که در طی تبدیل  $\text{CaCO}_3$  نیمه‌پایدار به  $\text{CaCO}_3$  کم منیزیم (LMC) پایدار حاصل



شکل ۹. تصاویر نقشه رقمی (Digi maps) که معرف توزیع عناصر در بلورهای دولومیت می‌باشند (حضور Fe در بلورهای درشت دولومیت بیانگر منشاء تدفینی آن‌ها می‌باشد). در این تصویر انحلال بلور دولومیت به عبور سیالات دیاژنتزی غنی از Ca نسبت داده می‌شود.

**Fig. 9.** Digi maps that represent the distribution of elements in dolomite crystals (the presence of Fe in the large dolomite crystals indicates their burial origin). In this image, the dissolution of the dolomite crystal is attributed to the passage of calcium-rich diagenesis fluids.



شکل ۱۰. آنالیز EDS نمونه بلورهای دولومیت غنی از Fe (همان‌گونه که در طیف آنالیز شده مشاهده می‌شود پیک‌های مربوط به عناصر Mg و Fe در دولومیت‌های تدفینی به خوبی نشان داده شده است).

**Fig. 10.** EDS analysis of the sample of iron-rich dolomite crystals (as can be seen in the analyzed spectrum, the peaks related to magnesium and iron elements are well shown in burial dolomites).

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

Table 1. Distribution of major and minor elements in all types of dolomites in the study area (values by weight percentage)

دولواسپارایت‌ها									
Sample. No	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Na (%)	Sr (%)	Mg/Ca (%)
SH-An-A1	39.9	25.8	21.2	9.6	1.6	0.6	0.8	0.4	0.45
SH-An-A2	20.1	44.1	20.1	10.3	3.5	0.9	0.6	0.2	0.51
SH-An-A3	22.9	39	23	10.2	1.8	0.8	1.2	0.9	0.44
SH-An-A4	27.9	36.2	21.1	9.7	1.8	0.5	1.3	1.2	0.46
SH-An-A5	41.8	25.3	23.5	6.5	0.3	1.1	0.8	0.2	0.28
SH-An-A6	20.6	40.3	26.2	9.8	1.2	0.3	0.9	0.6	0.37
Average	28.86	35.12	22.52	9.35	1.70	0.70	0.93	0.58	0.42
Max	41.8	44.1	26.2	10.3	3.5	1.1	1.3	1.2	0.51
Min	20.1	25.3	20.1	6.5	0.3	0.3	0.6	0.2	0.28
دولومیکرواسپارایت‌ها									
Sample. No	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Na (%)	Sr (%)	Mg/Ca (%)
SH-An-A7	32.8	30.1	22.3	11.2	1	0.6	0.4	1.2	0.47
SH-An-A8	30.6	26.7	30.2	9.7	0.5	0.3	0.6	0.9	0.59
SH-An-A9	29.4	33.2	25.6	9.8	1.3	0.2	0.1	0.3	0.45
SH-An-A10	32.2	33.8	19.8	10.7	0.9	0.7	1.1	0.5	0.53
SH-An-A11	24	38.1	21.4	11	2.1	0.8	0.4	1.9	0.50
SH-An-A12	27.1	36.5	22.1	9.5	1.1	0.5	0.7	2.1	0.52
Average	29.35	33.07	23.57	10.32	1.15	0.52	0.55	1.15	0.51
Max	32.8	38.1	30.2	11.2	2.1	0.8	1.1	2.1	0.59
Min	24	26.7	19.8	9.5	0.5	0.2	0.1	0.3	0.45
دولومیکرایت‌ها									
Sample. No	C (%)	O (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Na (%)	Sr (%)	Mg/Ca (%)
SH-An-A13	43.4	19.1	23.1	11.5	0.2	0.1	0.2	2.3	0.52
SH-An-A14	27.5	35	20.3	12.3	1.2	0.2	1.3	1.9	0.49
SH-An-A15	44.6	18.4	21.2	12.8	0.3	0.6	0.9	0.9	0.59
SH-An-A16	33.2	30.8	20.8	9.7	0.8	0.5	1	2.8	0.51
SH-An-A17	25.4	36.9	22.8	11.5	0.6	0.3	0.3	1.9	0.52
SH-An-A18	33.2	30.2	20.9	10.3	0.1	0.2	1.3	3.5	0.53
Average	34.6	28.4	21.5	11.4	0.5	0.3	0.8	2.2	0.53
Max	44.6	36.9	23.1	12.8	1.2	0.6	1.3	3.5	0.59
Min	25.4	18.4	20.3	9.7	0.1	0.1	0.2	0.9	0.49

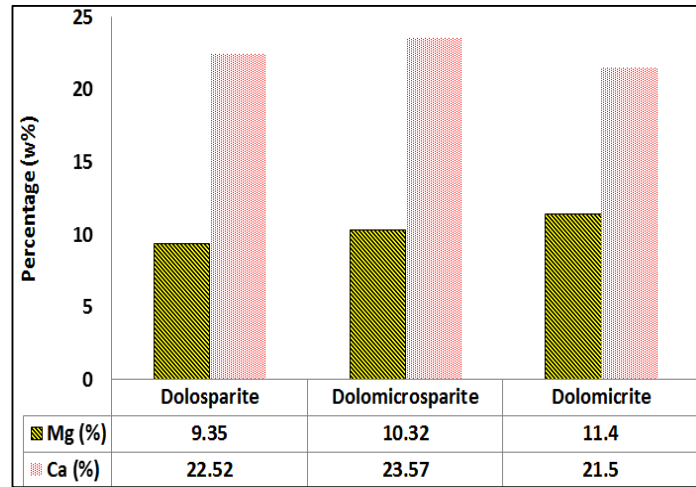
در دولومیت‌های خالص حدود ۶۵ درصد می‌باشد، کاهش اندک مقادیر Mg از دولومیکرایت‌ها (۱۱/۴ درصد) به سمت دولواسپارایت‌ها (۹/۳۵ درصد) می‌تواند به علت دگرسانی جزئی این دولومیت‌ها می‌باشد (گابلون و ویتاکر، ۲۰۱۶) (شکل ۱۳). بیش‌ترین میزان Mg در دولومیت‌های خالص ۱۳ درصد می‌باشد (بلت و همکاران، ۱۹۸۰).

با توجه به نمودار Ca در برابر Mg در نمونه دولومیت‌های برش مورد مطالعه تقریباً با افزایش مقدار Ca، مقدار Mg نیز افزایش می‌یابد (شکل ۱۴) (خلاف روند معمول) که احتمالاً به دلیل جریان دائم و مکرر سیال دولومیت‌ساز می‌باشد که با تشکیل دولومیت (با توجه به کمی باز بودن سیستم) میزان Mg کاهش نیافته بلکه میزان این دو نوع عنصر وابسته به نسبت Mg/Ca سیال منشاء و سنگ‌آهک و دولومیت اولیه می‌باشد (گابلون و ویتاکر، ۲۰۱۶).

#### الف) عناصر اصلی

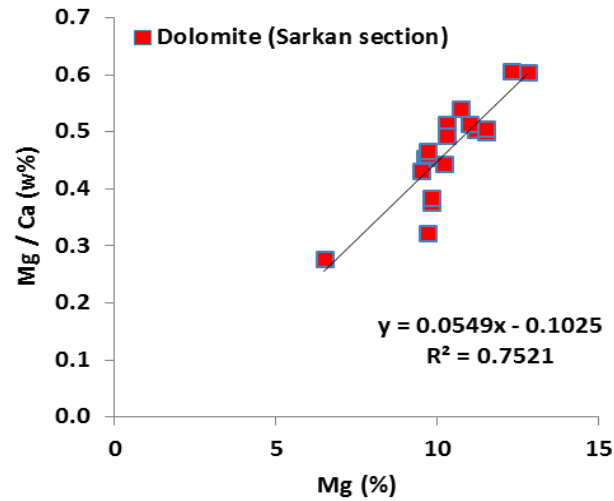
کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg): طبق جدول داده‌ها میانگین مقدار Ca دولواسپارایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولومیکرایت‌ها به ترتیب ۲۲/۵۲، ۲۳/۵۷ و ۲۱/۵ درصد می‌باشد. همچنین میانگین مقدار Mg در دولواسپارایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولومیکرایت‌ها به ترتیب ۹/۳۵، ۱۰/۳۲ و ۲۱/۵ درصد می‌باشد (شکل ۱۱).

در طی فرآیند دولومیتی شدن مقادیر Mg/Ca به دلیل تشکیل دولومیت کاهش پیدا می‌کند (آدابی، ۱۳۹۰)، بنابراین مقدار Mg در دولومیت‌های درشت بلور کمتر از سایر دولومیت‌هاست، به گونه‌ای که دولواسپارایت‌ها نسبت به دولومیکرایت‌ها مقدار Mg کم‌تری دارند. مقادیر Mg در برش مورد مطالعه با نسبت Mg/Ca ارتباط مثبتی دارد ( $R^2 = 0.7521$ ) (شکل ۱۲). از آنجایی که نسبت Mg/Ca



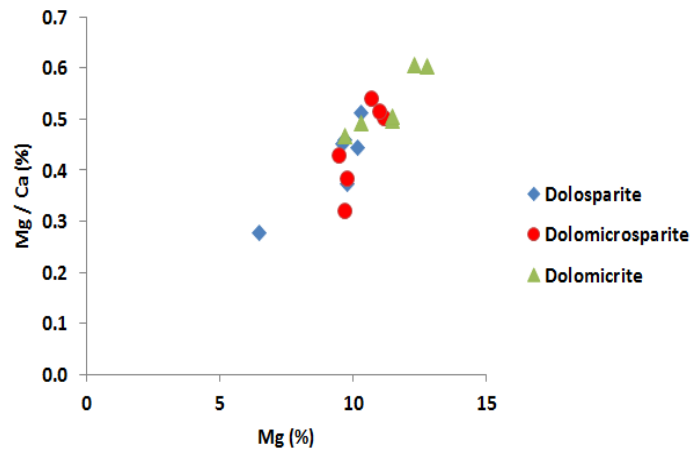
شکل ۱۱. میزان عناصر Ca و Mg در نمونه‌های مورد مطالعه (مقادیر بر حسب میانگین درصد وزنی می‌باشند)

Fig. 11. Amount of calcium and magnesium elements in the studied samples (values are in term weight percentage average)



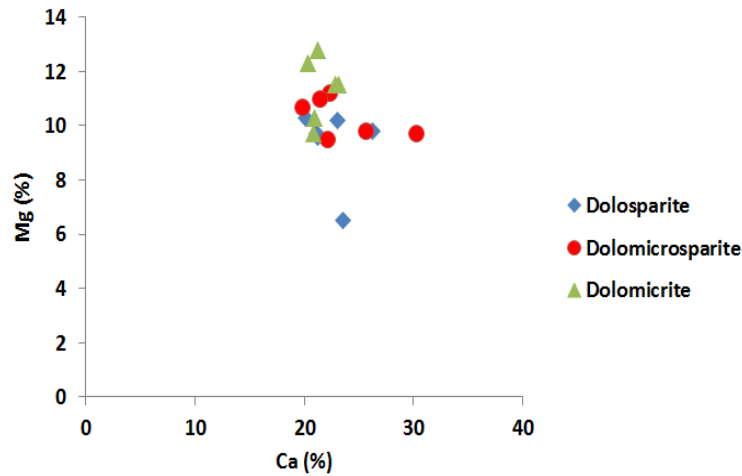
شکل ۱۲. روند کلی تغییرات نسبت Mg/Ca به Mg در نمونه‌های دولومیتی منطقه مورد مطالعه

Fig. 12. The changes overall trend of Mg/Ca to Mg ratio in the dolomite samples of study area



شکل ۱۳. رسم مقادیر Mg/Ca در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه

Fig. 13. Plot of Mg/Ca against Mg in the different types of dolomites in the study area



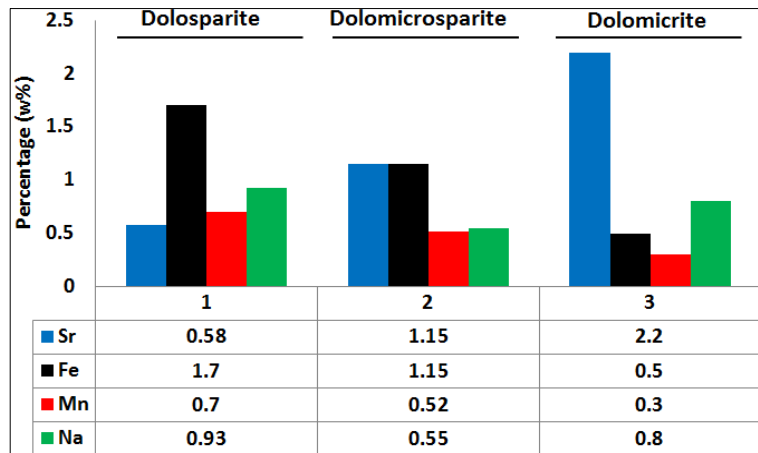
شکل ۱۴. روند تغییرات مقادیر Mg در برابر Ca در دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه  
 Fig. 14. Changes trend in the Mg against Ca in the dolomites of the study area

تبخیری، تغییر ترکیب دولومیت‌های اولیه، آب‌های دریایی مدفون و آب‌های ناشی از فشردگی شیل‌ها تأمین می‌شود (ویرزبسکی و همکاران، ۲۰۰۶؛ جیمز و جونز، ۲۰۱۵؛ وینکلستر و لمن، ۲۰۱۷). نسبت Ca/Mg در دولومیت‌های ایده‌آل برابر ۱/۶ می‌باشد (آدابی، ۱۳۹۰). این نسبت برای فازهای مختلف آنالیز شده برای دولواسپارایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولومیکرایت‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب برابر ۲/۴۷، ۲/۳۰، و ۱/۹۱ می‌باشد. همانطور که مشخص است هر سه نوع دولومیت غیر استوکیومتری (فاقد نظم بلوری) هستند، این روند را با توجه به سن سازند شهبازان در برش مورد مطالعه می‌توان توجیه نمود. ترکیب غیر استوکیومتری دولومیت‌ها حاکی از این است که این دولومیت‌ها هم‌زمان با رسوب‌گذاری یا در مرحله اولیه دیاژنتیکی تشکیل شده‌اند (آدابی، ۱۳۹۰؛ گابلون و ویتاکر، ۲۰۱۶). نسبت بالای Ca/Mg در دولومیت‌های درشت بلور مورد مطالعه را می‌توان به سیالاتی با فازهای غنی از Ca در محیط دیاژنتزی نسبت داد.

#### ب) عناصر فرعی

عناصر فرعی اندازه‌گیری شده در نمونه‌های مورد مطالعه شامل عناصر Sr، Fe، Mn و Na می‌باشند. میانگین تمرکز Sr در دولواسپارایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولومیکرایت‌ها به ترتیب ۰/۵۸، ۱/۱۵ و ۲/۲۰ درصد، Fe به ترتیب ۱/۷۰، ۱/۱۵ و ۰/۵۰ درصد، Mn به ترتیب ۰/۷۰، ۰/۵۲ و ۰/۳۰ درصد و Na به ترتیب ۰/۹۳، ۰/۵۵ و ۰/۸۰ درصد می‌باشد (شکل ۱۵).

نظم بلوری (استوکیومتری) دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه: میزان Ca و Mg در دولومیت‌ها به نسبت Mg/Ca در سیالات دولومیت‌ساز، شرایط محیطی و ساز و کار تشکیل آن‌ها بستگی دارد. این نسبت، تعیین‌کننده‌ی اندازه بلورهای دولومیت نیز می‌باشد، به گونه‌ای که با افزایش نسبت Mg/Ca ناشی از افزایش شوری سیالات، سرعت رشد بلورهای دولومیت افزایش می‌یابد (فولک و لند، ۱۹۷۵). بیشتر دولومیت‌های رسوبی از نوع غیر ایده‌آل و سرشار از Ca هستند که پروتودولومیت هم نامیده می‌شوند (وارن، ۲۰۰۶؛ مایستر و همکاران، ۲۰۱۳، گابلون و ویتاکر، ۲۰۱۶). چنین دولومیت‌هایی (دولومیکرایت‌ها) شبکه نامنظم و به نسبت ناپایدار دارند و معمولاً توسط محلول‌های دارای Mg/Ca به نسبت پایین در نزدیک به سطح زمین شکل می‌گیرند. Mg مورد نیاز برای تشکیل این نوع از دولومیت‌ها، به طور مستقیم از آب دریا تأمین می‌شود (مورو، ۱۹۹۰؛ وارن، ۲۰۰۰). دولومیت‌های نوع دوم و سوم (دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها) به دلیل ترکیب به نسبت ایده‌آل و انرژی آزاد بسیار کم، از دیدگاه ترمودینامیکی پایدار و انحلال‌پذیری کمی دارند و با گذشت زمان به انواع با نظم و پایداری بیشتر تبدیل می‌شوند (رن و جونز، ۲۰۱۷). این تبدیل و تحول با افزایش اندازه بلورها و تخلخل و تغییرات شیمیایی بسیار همراه است که معمولاً در دماهای زیاد ژرفای درون زمین رخ می‌دهد (لند، ۱۹۸۵؛ دریتس و همکاران، ۲۰۰۵؛ کچمارک و سیبلی، ۲۰۱۴). Mg مورد نیاز برای گسترش این نوع از دولومیت‌ها در درون زمین از طریق بازمانده شورابه‌های



شکل ۱۵. هیستوگرام میانگین فراوانی عناصر فرعی (Sr, Fe, Mn, Na) در دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه

Figure 15. Histogram of the frequently average of minor elements (Sr, Fe, Mn, Na) in the dolomites of the study area

(آدابی، ۲۰۰۹). توسعه فرآیند دولومیتی شدن به طور کلی سبب کاهش میزان عنصر Sr در شبکه بلورها می‌گردد (وایزر، ۱۹۸۳؛ ژسک و همکاران، ۲۰۱۲؛ هو و همکاران، ۲۰۱۶). بر اساس نتایج ارایه شده به وسیله‌ی پژوهشگران میزان Sr در نمونه‌های کربناته<sup>۱</sup> حاره‌ای عهد حاضر بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام (رآو و آدابی، ۱۹۹۲) و در نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر بین ۱۶۰۰ تا ۵۰۰۰ (میانگین ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) است (میلی‌مان، ۱۹۷۴؛ رآو و جاواردن، ۱۹۹۴؛ رآو و امینی، ۱۹۹۵). تمرکز بالای Sr در برخی از نمونه‌های دولومیکرایت‌ها (میانگین، ۵۸۰۰ پی‌پی‌ام) مشابه تمرکز استرانسیم در نمونه‌های کربناته حاره‌ای عهد حاضر می‌باشد لذا تمرکز بالای Sr می‌تواند به دلیل فرآیندهای دیاژنزی باشد که بر روی پوسته‌های آراگونیتی برخی دوکفه‌ای‌ها، فرامینفرهای بنتیک و برخی جلبک‌های سبز در نمونه‌های مورد مطالعه در نظر گرفته شود. رسم مقادیر Sr در برابر Mg در نمونه‌های مورد مطالعه یک روند افزایشی را نشان می‌دهد ( $R^2 = 0.0871$ ) که می‌تواند به دلیل حالت غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) بلورهای دولومیت باشد (شکل ۱۷).

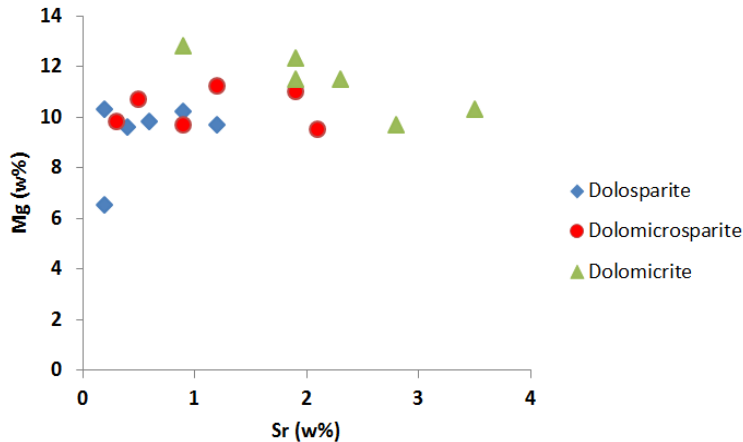
آهن (Fe) و منگنز (Mn): مقدار بالای عناصر Fe و Mn در دولومیت‌ها بیانگر تحت تأثیر قرار گرفتن دولومیت‌ها توسط سیال‌های غنی از Mn تحت شرایط احیاء می‌باشد. یکسان نبودن مقادیر Fe و دیگر عناصر فرعی در انواع مختلف دولومیت‌ها نیز به دلیل ترکیب به نسبت متفاوت

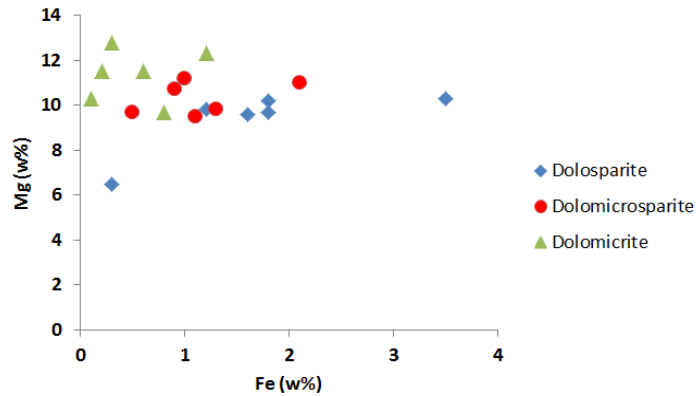
استرانسیم (Sr): مقادیر Sr در دولومیت‌ها به مراتب کمتر از سنگ‌آهک‌ها می‌باشد. پایین بودن مقادیر Sr در دولومیت‌ها عمدتاً به دلیل ضریب توزیع کمتر Sr در دولومیت‌ها می‌باشد (لند، ۱۹۸۰؛ وایزر، ۱۹۸۳). عنصر Sr معمولاً در شبکه دولومیت‌ها جایگزین عنصر Ca می‌شود و از آنجایی که مقدار عنصر Ca در دولومیت‌ها با توجه به فرمول شیمیایی  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  نصف کلسیت با فرمول شیمیایی  $\text{CaCO}_3$  می‌باشد، لذا مقدار Sr در بلورهای دولومیت‌ها نصف میزان استرانسیم در بلورهای کلسیت است. Sr در دولومیت‌های نوع اول و دوم به مراتب بیشتر از دولومیت‌های نوع سوم و چهارم است. (وایزر، ۱۹۸۳؛ رآو، ۱۹۹۱؛ رآو و امینی، ۱۹۹۵؛ آدابی، ۲۰۰۲) نشان داده‌اند که مقدار Sr در دولومیت‌های دریایی ترشیری با افزایش حالت استویشیومتری دولومیت کاهش می‌یابد. آن‌ها نشان دادند که مقدار Sr در دولومیت‌های استویشیومتری حدود ۵۰ پی‌پی‌ام است و این مقدار با افزایش مول  $\text{MgCO}_3$  کاهش پیدا می‌کند. طور کلی مقادیر Sr در دولومیت‌های مورد مطالعه از دولومیکرایت‌ها به سمت دولواسپارایت‌ها کاهش پیدا می‌کند (شکل ۱۶). دولومیت‌های اولیه ریز بلور به دلیل داشتن شبکه بلوری با نظم کمتر (غیراستوکیومتری) دارای مقادیر بیشتری Sr نسبت به دولومیت‌های درشت بلور حاصل از دیاژنز تاخیری هستند (کیرماسی، ۲۰۰۸؛ شانلی و همکاران، ۲۰۱۸). در دولومیت‌های نوع سوم (درشت بلور) مقدار Sr به دلیل رسیدن به حالت ایده‌آل در شبکه بلوری کاهش یافته است

<sup>1</sup> Bulk

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 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. از آنجایی که مقادیر Fe و Mg در آب دریا بسیار پایین‌تر از آب درون‌سازندی است، یک محیط کاهش (احیایی) برای Fe و Mn با Ca و Mg در شبکه دولومیت به صورت جانشینی را مساعد می‌سازد. در مقایسه با Sr و Na، مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌های دیاژنتیکی بالاتر از دولومیت‌های اولیه است (ینگ و همکاران، ۲۰۱۷؛ شانلی و همکاران، ۲۰۱۸) (شکل ۱۹).

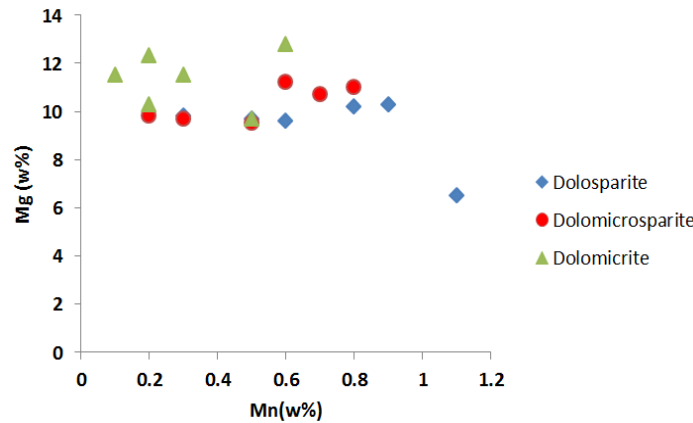
سیال‌های تشکیل دهنده دولومیت‌ها است. توزیع این دو عنصر اغلب نسبت به تغییرات pH و Eh سیال حساس می‌باشند. در سیال‌های اکسیدان با Eh مثبت،  $Fe^{+2}$  و  $Mn^{+2}$  بیشتر به صورت اکسید می‌باشند و برای مشارکت در ساختار کربنات‌ها (سیدریت‌ها) حضور ندارند (تاگر و رایت، ۱۹۹۱). میزان Fe و Mn در طی تبلور مجدد به تنوع افزایش می‌یابند (تاگر 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 ۱۸) که این رابطه برای دولومیت‌های تدفینی عمیق (دولواسپارایت‌ها) صادق می‌باشد ولی برای دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپارایت‌ها چندان صادق نمی‌باشد که یک دلیل آن می‌تواند به علت حضور این عنصر به صورت اکسید





شکل ۱۸. رسم مقادیر Fe در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های سازند شهبازان (Fe به تدریج جایگزین Mg می‌شود) (وجود Fe در دولومیکرایت‌ها به دلیل شرایط اکسیداسیون بوده در صورتی که در دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها به دلیل شرایط نیمه احیاء تا احیاء بوده است).

Fig. 18. Plot of Fe against Mg in the different types of dolomites of Shahbazan Formation (Fe gradually replaces Mg) (the presence of Fe in dolomicrites is due to conditions of oxidation, while in dolomicrosparites and dolosparites is due to the conditions of semi-reduction to reduction).



شکل ۱۹. رسم مقادیر Mn در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌های سازند شهبازان (تمرکز Mn در دولومیت‌های دیانزنی (دولواسپاریت‌ها و دولومیکرواسپاریت‌ها) به مراتب بیشتر از دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) می‌باشد).

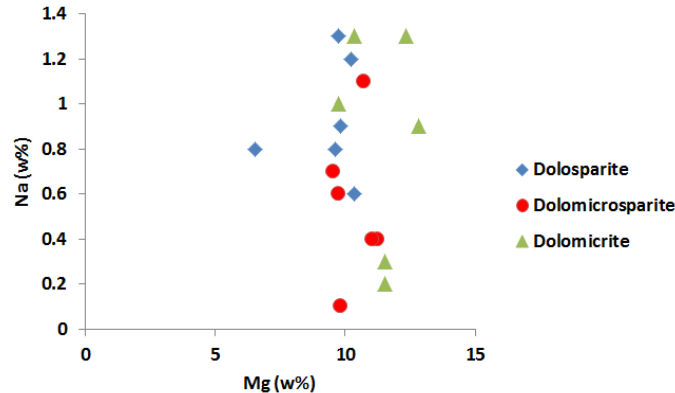
Fig. 19. Plot of Mn values against Mg in different types of dolomites of Shahbazan Formation (concentration of manganese element Mn in diagenetic dolomites (dolosparites and dolomicrosparites) is much higher than primary dolomites (dolomicrites).

تمرکز عنصر Na در بیشتر انواع مختلف دولومیت‌های مورد مطالعه نزدیک به یکدیگر است (دولواسپاریت‌ها دارای میانگین ۰/۹۳ درصد، دولومیکرواسپاریت‌ها ۰/۵۵ درصد و دولومیکرایت‌ها ۰/۸ درصد). این مقادیر بیش از میانگین دولومیت‌هایی است که در محیط دریایی عادی شکل می‌گیرند و به طور تیپیک ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام Na دارند (وایزر، ۱۹۸۳). رسم نمودار Na در برابر Mg نمونه‌ها نشان می‌دهد که تمرکز Na با افزایش مقدار Mg افزایش می‌یابد که می‌تواند شواهدی برای غیراستوکیومتری بودن بلورهای دولومیت باشد (شکل ۲۰). مقدار Na مانند Sr در دولومیت‌های غیراستوکیومتری (فاقد نظم بلوری) بیشتر می‌باشد در نتیجه می‌توان گفت دولومیت‌های برش مورد

از آنجایی که Fe و Mn در دولومیت‌ها معمولاً جایگزین Mg می‌شوند، بنابراین مقادیر بالاتر Fe و Mn به دلیل فراوانی Mg در دولومیت نسبت به سنگ‌آهک است. مقادیر بالای Fe و Mn در دولومیت‌های سازند شهبازان نیز می‌تواند به دلیل شرایط احیایی حاکم بر محیط باشد (لند، ۱۹۸۰، وانگ و همکاران، ۲۰۱۵). معمولاً شرایط احیایی با افزایش عمق تدفین افزایش می‌یابد. از آنجایی که بیشتر دولومیت‌های سازند شهبازان در اعماق کم تا متوسط تدفین تشکیل شده‌اند، مقادیر بالاتر Fe و Mn در آن‌ها قابل توجیه است. Na فراوان‌ترین کاتیون آب دریا می‌باشد و تمرکز آن در دولومیت‌ها درجه شوری سیالات دولومیت‌ساز را نشان می‌دهد (وارن، ۲۰۰۰). میانگین

وانگ و همکاران، ۲۰۱۵). Na در موارد متعددی به عنوان فاکتوری برای نشان دادن شوری دیرینه<sup>۱</sup> به کار رفته است (وایزر، ۱۹۸۳؛ لند، ۱۹۸۵؛ وارن، ۲۰۰۶).

مطالعه هنوز به نظم بلوری (استوکیومتری) نرسیده‌اند. تمرکز نسبتاً بالای Na در انواع مختلف دولومیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که احتمالاً این نوع از دولومیت‌ها متأثر از شورابه‌های کف حوضه‌ای می‌باشند (وارن، ۲۰۰۰؛



شکل ۲۰. رسم مقادیر Na در برابر Mg برای انواع مختلف دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه (تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد).  
Fig. 20. Plot of Na against Mg for different types of dolomites in the study area (Na concentration increases with increasing Mg).

(میانگین ۰/۵۸ درصد) و به نسبت بالاتر Fe (میانگین ۱/۷ درصد) 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 آلوکم‌ها و جانشینی آن‌ها توسط کلسیت و دولومیت رخ داده است. در برخی نمونه‌ها فضای حاصل از شکستگی‌ها و حفره‌ها توسط کلسیت اسپارایت و دولواسپارایت‌ها پر شده است، اندازه این بلورها در حد چند ده میکرون می‌باشد که حاصل دیاژنز تدفینی بوده و در آن‌ها با توجه به نتایج آنالیز ژئوشیمیایی و رنگ‌آمیزی با محلول فروسیانید پتاسیم، عنصر Fe 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 ۱ (دولومیکرایت‌ها) به عنوان دولومیت تقریباً هم‌زمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت‌های نوع ۲ (دولومیکرواسپارایت‌ها) و ۳ (دولواسپارایت‌ها) از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به وجود می‌آیند. دولواسپارایت‌ها به سه شکل در نمونه‌ها قابل مشاهده می‌باشند؛ به صورت جانشینی در دانه‌های

#### ۵- مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه

به طور کلی دو نوع دولومیت در سازند شهبازان تحت عنوان دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) و دولومیت‌های ثانویه (دولومیکرواسپارایت‌ها، دولواسپارایت‌ها و دولومیت‌های بسیار درشت بلور پر کننده حفره‌ها و شکستگی‌ها) تشخیص داده شد. با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورهای دولومیت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی، نظیر اینتراکلسیت‌ها، لامینه‌های جلبکی و فابریک فنسترال، فقدان فسیل و کانی‌های تبخیری و همچنین نبود شواهدی که نشان دهنده تشکیل آن‌ها تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد، نشان می‌دهد که دولومیت‌های ریز بلور (دولومیکرایت‌ها) تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بین جزرومدی تشکیل شده باشند (وارن ۲۰۰۰؛ گرگ و شلتون، ۱۹۹۰؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۵). دولومیت‌های نوع دوم و سوم بر اثر تبلور مجدد و یا جانشینی دولومیت‌های خیلی ریز بلور تشکیل شده‌اند. دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها عمدتاً به همراه استیلولیت‌ها مشاهده می‌شوند. دولومیت‌هایی که بر اثر فرآیند انحلال فشاری شکل می‌گیرند منحصراً رمبوندری و آهن‌دار می‌باشند (وانلس، ۱۹۷۹). مقادیر پایین Sr

<sup>1</sup> Paleosalinity



اما عدم وجود دولومیت‌های زین‌اسبی<sup>۴</sup> در منطقه مورد مطالعه حاکی از آن است که شورابه‌های حوضه‌ای مهم‌ترین منبع تأمین Mg برای دولومیتی شدن تدفینی نبوده است. تراکم شیل‌ها از منابع احتمالی دیگر Mg برای دولومیتی شدن تحت شرایط تدفینی است (رآو، ۱۹۹۱؛ رآو و امینی، ۱۹۹۵؛ آدابی، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۹). تبدیل کانی‌های رسی در طی دیاژنز شیل‌ها می‌تواند به آزاد شدن Mg منجر شده و آن‌را به سیالات موجود بین حفره‌ای<sup>۴</sup> اضافه نماید. حرکت رو به بالای این سیالات موجب دولومیتی شدن کربنات‌های فوقانی می‌گردند (وایزر، ۱۹۸۳؛ رآو، ۱۹۹۱؛ رآو و امینی، ۱۹۹۵؛ آدابی، ۲۰۰۰). حضور دولومیت‌های آهن‌دار در نمونه‌های مورد مطالعه حاکی از این است که شیل‌ها نیز می‌توانند منبع تأمین کننده Fe باشند زیرا Fe می‌تواند طی فرآیند از دست دادن آب در شیل‌ها<sup>۵</sup> و تبدیل کانی‌های رسی آزاد شوند (لند، ۱۹۸۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۵). با توجه به گسترش سازند آواری قرمز رنگ کشکان با سنگ‌شناسی کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل و گل‌سنگ در زیر سازند شهبازان می‌توان گفت بخشی از Mg مورد نیاز برای دولومیتی کردن سازند شهبازان از تراکم رخساره‌های ریزدانه غنی از کانی‌های رسی این سازند تأمین شده است. 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 ۲۱). برخورد ورقه عربی به ورقه ایران سبب کوهزایی ترشیری زاگرس شده است که این کوهزایی به صورت سریالی (پی‌درپی) در زمان پالئوسن شروع شده و سبب تشکیل یک گوه رسوبی شده است که این گوه به سمت ورقه عربی در حال گسترش است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۱). عقب راندگی گوه رسوبی به سمت ورقه عربی به تدریج سبب تشکیل حوضه‌های رسوبی کم‌عمقی شده است که سازند شهبازان با سنگ‌شناسی غالب دولومیت و سنگ‌آهک دولومیتی در زمان ائوسن در این حوضه‌ها رسوب کرده است. این برخورد سبب تشکیل رشته‌کوه‌های زاگرس با روند شمال باختری-جنوب خاوری شده است و روند دولومیتی شدن سازند شهبازان در امتداد روند رشته کوه‌های زاگرس در لرستان (شمال باختری- جنوب

آلوکمی، تبلور مجدد از دولومیت‌های ریز بلورتر و به صورت سیمان همراه با کلسیت هم‌بعد پر کننده شکستگی‌ها و حفره‌های 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 منشاء Mg، آب دریا است (لند، ۱۹۸۵). این منشاء 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. ساز و کار اصلی مؤثر در دولومیتی شدن در محیط تدفینی، خروج سیالات در اثر فشردگی رسوبات و خروج Mg است. در مراحل انتهایی دیاژنز و با افزایش عمق تدفین دولومیت‌های متوسط بلور شکل می‌گیرند (هو و همکاران، ۲۰۱۶). دولومیت متوسط بلور در شرایط تدفینی کم عمق و بر اثر تبلور مجدد دولومیت ریز بلور تشکیل شده‌اند و دولومیت درشت بلور پر کننده حفره‌ها و شکستگی‌ها تحت شرایط دفن متوسط ایجاد شده‌اند. اما Mg مورد نیاز برای دولومیت‌های درشت بلور (نوع ۲ و نوع ۳) از منابع مختلفی قابل تأمین می‌باشد که از میان آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

الف: آب‌های محبوس بین‌دانه‌ای<sup>۱</sup>

ب: انحلال فشاری (استیلولیتی شدن)

ج: شورابه‌های حوضه‌ای<sup>۲</sup>

د: تراکم شیل‌های تحتانی

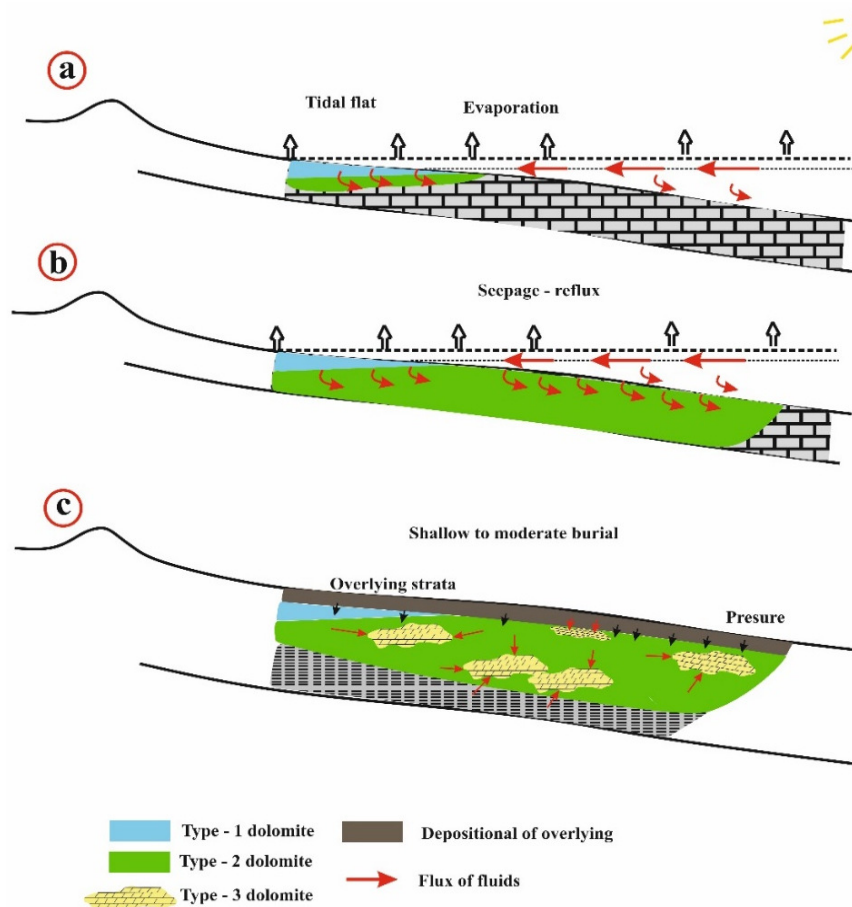
آب‌های محبوس بین‌دانه‌ای معمولاً حاوی مقادیر محدودی Mg برای دولومیتی شدن هستند. البته ترکیب این آب‌ها می‌تواند در طی دیاژنز تغییر نماید (کوپیچ و همکاران، ۱۹۸۸). انحلال فشاری از دیگر منابع احتمالی تأمین Mg برای دولومیتی شدن است (وانلس، ۱۹۷۹). نظر بر این است که این منبع از نظر حجمی اهمیت زیادی نداشته باشد اما به طور موضعی می‌تواند حائز اهمیت باشد (آدابی، ۲۰۰۹). در منطقه مورد مطالعه با توجه به همراهی برخی دولومیت‌های درشت بلور با استیلولیت‌ها می‌توان گفت Mg لازم برای دولومیتی شدن از این طریق تأمین شده باشد. شورابه‌های حوضه‌ای یکی دیگر از منابع مهم Mg برای دولومیتی شدن در مراحل تدفین عمیق است (گرگ، ۱۹۸۵؛ کوپیچ و همکاران، ۱۹۸۸؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۵).

<sup>4</sup> Pore fluid  
<sup>5</sup> Dewatering

<sup>1</sup> Connate water  
<sup>2</sup> Basinal brines  
<sup>3</sup> Saddle dolomite

دخیل در دولومیتی شدن سازند شهبازان می‌توان گفت که روند دولومیتی شدن به صورت شمال باختری- جنوب خاوری بوده و از روند رشته‌کوه‌های زاگرس لرستان تبعیت کرده است.

می‌باشد. لذا با توجه به اینکه بیش‌ترین گسترش سازند آسماری- شهبازان در پهنه رسوبی لرستان در بخش باختری و جنوبی آن می‌باشد (شکل ۲۲) لذا با توجه به مطالعات صورت گرفته و روند ساختاری رشته‌کوه‌های زاگرس لرستان از نظر ساختاری و هیدرودینامیک سیالات



شکل ۲۱. روند و مدل دولومیتی شدن سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس). توالی پاراژنتیکی به ترتیب در سه مرحله a, b و c رخ داده است. (a) تشکیل دولومیت ریز بلور در محیط پهنه جزرومدی، (b) تشکیل دولومیت در اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای، (c) تشکیل دولومیت در طی دفن کم عمق تا متوسط.

**Fig. 21. Dolomitization process and model of Shahbazan Formation in the study area (no scale). The paragenetic sequence occurred in three steps of a, b and c respectively. a) The formation of microcrystalline dolomite in the tidal flat environment, b) The formation of dolomite due to the seepage of the basin floor, c) The formation of dolomite during shallow to medium burial.**

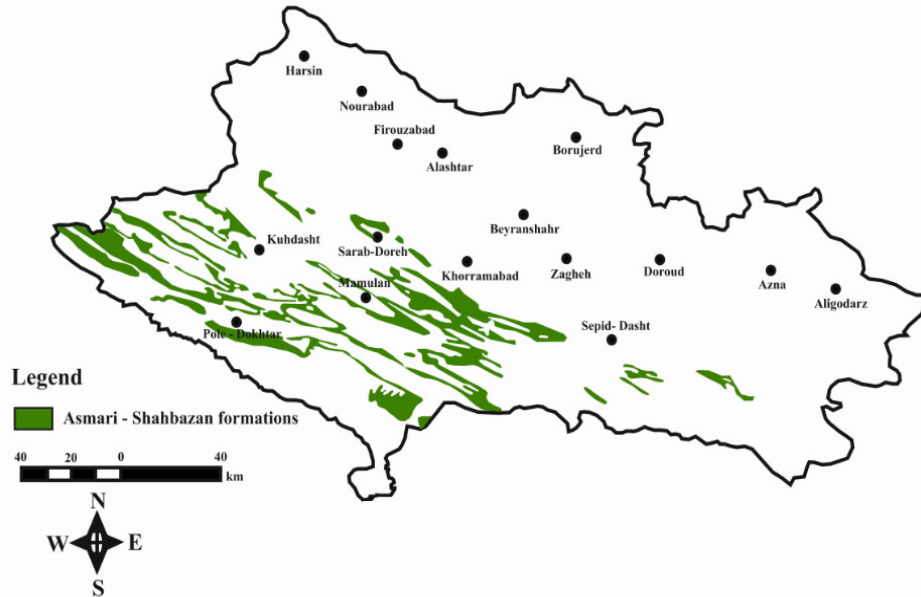
فیزیکی سنگ‌های ساختمانی تخلخل آن‌ها است. تخلخل در علم زمین‌شناسی به عنوان حجم فضای خالی موجود در سنگ به حجم کل آن تعریف می‌شود. تخلخل یکی از مهم‌ترین پارامترهای کنترل کننده رفتار مهندسی انواع سنگ‌ها به ویژه سنگ‌های رسوبی است به طوری که میزان تخلخل و نوع تخلخل از عوامل اصلی کنترل کننده خصوصیات مقاومتی و دوام سنگ به حساب می‌آید. علاوه

## ۶- تخلخل دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه

سنگ‌های ساختمانی یکی از پرکاربردترین مصالح ساختمانی در ساخت پروژه‌های عمرانی هستند. امروزه، استفاده از سنگ‌های ساختمانی به عنوان سنگ‌فرش پیاده‌روها، سنگ‌نما، سنگ پله و همچنین استفاده به عنوان موج‌شکن سواحل دریاها و سدهای خاکی امری متداول است (جمشیدی، ۲۰۲۳). یکی از متداول‌ترین خصوصیات

آن کم‌تر خواهد بود، بنابراین دوام بالاتری در مقابل عوامل زوال محیطی مانند فرآیندهای یخبندان و تبلور محلول‌های نمک (که در درون حفره‌های سنگ رخ می‌دهند) خواهد داشت. این منجر به افزایش طول عمر و ماندگاری سنگ ساختمانی در یک پروژه عمرانی خواهد شد (بهرامی و همکاران، ۲۰۲۳).

بر این، تخلخل فاکتور مهمی در جذب و انتقال سیالات در داخل سنگ است (پرویزپور و همکاران، ۲۰۲۲). یک سنگ ساختمانی هنگامی کیفیت مناسب‌تری برای استفاده به عنوان مصالح ساختمانی در ساخت پروژه‌های عمرانی خواهد داشت که تخلخل کم‌تری داشته باشد. در واقع هر چه میزان تخلخل سنگ کم‌تر باشد میزان جذب آب توسط



شکل ۲۲. گسترش سازندهای آسماری-شهبازان در پهنه‌ی رسوبی لرستان (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور با اندکی تغییرات)

Fig. 22. The outcrops of Asmari-Shahbazan Formations in the sedimentary zone of Lorestan (adapted from the map 1/100000 of the Geological Organization of Iran with some changes)

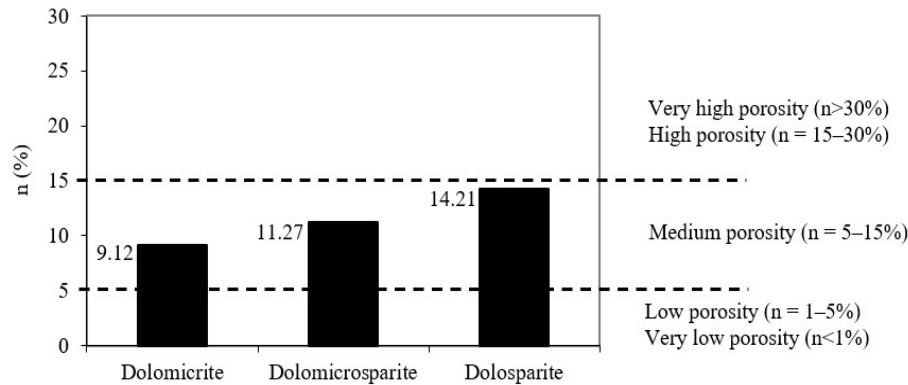
که در آن  $n$  تخلخل بر حسب درصد،  $M_s$  و  $M_{sat}$  به ترتیب جرم خشک و اشباع نمونه دولومیت بر حسب گرم،  $\rho_w$  چگالی آب بر حسب گرم بر سانتی‌متر مکعب، و  $V$  حجم نمونه دولومیت بر حسب سانتی‌متر مکعب می‌باشند.

نتایج نشان می‌دهد که تخلخل دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت به ترتیب برابر با ۹/۱۲، ۱۱/۲۷ و ۱۴/۲۱ درصد هستند. بر اساس طبقه‌بندی آنون (۱۹۷۹)، همه دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه در رده سنگ‌های با تخلخل متوسط (۵-۱۵ درصد) قرار گرفته‌اند (شکل ۲۳). هر چند این رده‌بندی نشان دهنده تخلخل متوسط همه انواع دولومیت‌ها است، به هر حال با مقایسه مقادیر تخلخل می‌توان اظهار کرد که دولومیکرایت نسبت به دولومیکرواسپارایت و دولواسپارایت (به دلیل تخلخل کم‌تر) کیفیت مناسب‌تری برای استفاده به عنوان سنگ ساختمانی دارد.

با توجه به گسترش سازند شهبازان در استان لرستان، می‌توان از آن به عنوان یکی از پتانسیل‌های بالقوه ذخایر سنگ‌های دولومیتی به عنوان سنگ ساختمانی یاد کرد. در این ارتباط، با توجه به این که تخلخل یکی از خصوصیات پایه و اصلی در ارزیابی کیفیت سنگ‌های ساختمانی محسوب می‌شود، دولومیت‌های سازند شهبازان با هدف ارزیابی تخلخل آن‌ها و در نتیجه مناسب بودن به عنوان سنگ ساختمانی مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

برای تعیین تخلخل دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه، ۵ نمونه برای هر نوع دولومیت بر اساس استاندارد انجمن بین‌المللی مکانیک سنگ (۱۹۸۱) مورد آزمایش قرار گرفته و مقادیر میانگین آن‌ها تعیین شد. از رابطه زیر برای تعیین تخلخل استفاده شده است:

$$n = \frac{(M_{sat} - M_s) / \rho_w}{V} \times 100 \quad (1)$$



شکل ۲۳. رده‌بندی کمی تخلخل نمونه‌ها (آنون، ۱۹۷۹)

Fig. 23. The quantity classification of the sample porosity (Anon, 1979)

## References

- Abdi, A., Adabi, M. H (2009) Dolomites petrography diagenesis analysis, probable Shahbazan- Asmari formations boundary and facies based on dolomicrite geochemistry, petrographic evidence and statistical methods in Darabi section. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 25 (1): 81-100, doi.org/20.1001.1.20087888.1388.25.1.6.8 (In Persian).
- Abdolnia, A., Maghfouri Moghadam, I., Baghbani, D (2017) Stratigraphy of the Shahbazan Formation in Lorestan basin. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 26 (103): 157-168, doi.org/10.22071/gsj.2017.46623 (In Persian).
- Adabi, M. H (2002) Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered neoproterozoic dolomite western Tasmania Australia. 16th Australian Geology, Convention, Australia, 350 p.
- Adabi, M. H (2009) Multistage dolomitization of upper jurassic mozduran formation, Kopet-Dagh Basin, n.e. Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24:16-32.
- Adabi, M. H., Rao, C. P (1996) Petrographic, element and isotopic criteria for Central Iran. *Iranian Petroleum Institute*, 15: 561-574.
- Al-Aasm, I. S., Packard, J. J (2000) Stabilization of early-formed dolomite, atale of divergence from two Mississippian dolomites. *Sedimentary Geology*, 131: 97-108. doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00132-3.
- Alavi, M (2004) Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and Its Proforeland Evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20. doi.org/10.2475/ajs.304.1.1.
- Amthor, J. E., Friedman G. M (1992) Early to late-diagenetic dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. *Journal of Sedimentary Research*, 62: 1023-1043.

## ۷- نتیجه‌گیری

بر پایه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی دو گروه اصلی از دولومیت‌ها در سازند شه‌بازان (برش تاقدیس امیران) شناسایی که شامل دولومیت‌های اولیه و دولومیت‌های ثانویه می‌باشند. دولومیت‌های اولیه (دولومیکرایت‌ها) به واسطه داشتن اندازه خیلی ریز و وجود لامینه‌های جلبکی، قطعات اینتراکلاست، تخلخل فنسترال و نبود کانی‌های تبخیری در یک محیط پهنه جزرومدی تشکیل شده‌اند و دولومیت‌های ثانویه (دولومیت‌های متوسط بلور و درشت بلور) در یک محیط دیانزوی دفنی کم عمق تا متوسط در اثر تراوش شورابه‌های کف حوضه‌ای تبخیر شده به داخل سکوی کربناته سازند شه‌بازان شکل گرفته‌اند. مقدار پایین Fe و مقادیر بالای Sr و Na در دولومیکرایت‌ها و تمرکز بالای Fe و Mn در دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها به همراه وجود برخی شواهد مانند لامینه‌های جلبکی، قطعات اینتراکلاست، تخلخل فنسترال و نبود کانی‌های تبخیری نشان دهنده تشکیل این دولومیت‌ها از مدل جزرومدی، تراوش و سپس دفن کم عمق تا متوسط می‌باشد. مقادیر پایین Sr و تمرکز بالای Fe و Mn در دولومیت‌های درشت بلور احتمالاً بیانگر افزایش اندازه بلورهای دولومیت و تبلور دوباره‌ی آن‌ها در طی تدفین است. نبود دولومیت‌های زمین‌اسبی در توالی مورد مطالعه احتمالاً بیانگر دخالت نداشتن محلول‌ها و سیالات گرمابی در طی فرآیند دولومیتی شدن کربنات‌های سازند شه‌بازان می‌باشد. در پایان، دولومیت‌ها فاقد نظم بلوری می‌باشند و این موضوع را می‌توان با توجه به سن سازند شه‌بازان در منطقه مورد مطالعه توجیه نمود.

- Mineralogist, 43: 1255-1290. doi.org/10.2113/gscanmin.43.4.1255.
- Fakhari, M (1985) Khurramabad Geological Compilation Map 1/100,000 (Sheet 20813W). National Iranian Oil Company, Tehran.
- Farshi, M., Mousavi- Harami, S. R., Mahboubi, A., Khanehbad, M (2017) Facies and diagenesis processes and its effect on distribution on petrophysical properties on reservoir quality of the Asmari Formation in Gachsaran oil field. *Applied Sedimentology*, 5(9): 40-57. doi.org/10.22.84/psj.2017.13230.1136. (In Persian).
- Folk, R. L., Land, L. S (1975) Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59: 60-68.
- 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.
- Gabellone, T., Whitaker, F (2016) Secular variations in seawater chemistry controlling dolomitization in shallow reflux systems: Insights from reactive transport modelling. *Sedimentology*, 63 (5): 1233–1259. doi.org/10.1111/sed.12259.
- Geske, A., Zorlu, J., Richter, D. K., Buhl, D., Niedermayr, A., 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.
- Gregg, J. M., Bish, D. L., Kaczmarek, S. E., Machels, H. G (2015) Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*, 62 (6): 1749-1796.
- Gregg, J. M., Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 908-931.
- Gregg, J. M., Shelton, K. L (1990) Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 60: 549-562.
- 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 Evaporites*, 34: 115-132.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H., Shabanian, E (2001) Progressive unconformities within an evolving foreland Anon, (1979) Classification of rocks and soils for engineering geological mapping: part 1: rock and soil materials. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 19: 355–371.
- Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S. A., Abdollahie-Fard, I (2016) Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, 62 (4): 1-22. doi.org/10.1007/s10347-016-0477-5.
- Bahrani, F., Moussavi Harami, S. R., Khanehbad, M., Mahmudi Gharaie, M. H., Sadeghi, R (2014) Facies analysis, depositional environment and effective diagenesis processes on reservoir quality of the Asmari Formation in Ramin Oilfield. *Journal of Applied Sedimentology*, 4 (4): 16-26. (In Persian).
- Bahrani, S., Sarikhani, R., Jamshidi, A., Ghassemi Dehnavi, A., Emami Mybodi, M. R (2023) A comparative assessment of the effects of sodium and magnesium sulfates on the physico-mechanical characteristics of Abasabad Travertine, Mahallat, Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 82: 92. doi.org/10.1007/s12665-023-10757-x.
- Bathurst, R. G. C (1975) *Carbonate Sediments and their Diagenesis: Developments in sedimentology*. 2nd Edition, Elsevier, Amsterdam, 12: 658 p.
- Bilal, A., Yang, R., Fan, A., Mughal, M. S., Li, Y., Basharat, M., Farooq, M (2022) Petrofacies and diagenesis of Thanetian Lockhart Limestone in the Upper Indus Basin (Pakistan): Implications for the Ceno-Tethys Ocean. *Carbonates Evaporites*, 37: 78. doi.org/10.1007/s13146-022-00823-z.
- Blatt, H., Middleton, G. V., Murray, R. C (1980) *Origin of Sedimentary Rocks: 2nd ed.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ. P: 514.
- Borgomano, J., Lanteaume, C., Leonide, P., Fournier, F., Montaggioni, L. F., Masse, J. P (2020) Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 104 (5): 1115-1142. doi.org/10.1306/11111917396.
- Choquette, P. W., James, N. P (1990) Limestones: the burial diagenetic environment. In: Mellreath, I. A., & Morrow, D. W. (eds.), *Diagenesis*. Geological Association of Canada, Reprint Series, 4: 75-111.
- Dickson, J. A. D (1965) A modified staining technique for carbonate in the thin section: *Nature*, 205: 587.
- Drits, V. A., McCarty, D. K., Sakharov, B., Milliken, K. L (2005) New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-Ca dolomite. *The Canadian*

- Sedimentology, 60: 270-291. doi.org/10.1111/sed.12001.
- Milliman, J. D (1974) Marine carbonates. New York, Springer-Verlag, 375.
- Mirbeik-Sabzevari, K., Sedaghatnia, M (2022) Petrography and study of dolomitization model of Shahbazan Formation using elemental analysis (Zagros sedimentary basin, south of Lorestan). Journal of Applied sedimentology, 10 (19): 54-71. (In Persian).
- Mohseni, H., Abdollahpour, M., Rafiei, B (2012) Petrography and origin of dolomites of Shahbazan Formation (middle to upper Eocene) in east Eslamabade-Gharb (Kermanshah). New Findings in Applied Geology, 5 (10): 1-11. (In Persian).
- Morrow, D. W (1990) Dolomite-Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. In: McIlreath, I. A and Morrow, D. W (Eds) Diagenesis. Geoscience Canada Reprint Series, 4: 113-124.
- Motiei, H (2003) Geology of Iran (Zagros stratigraphy). Publication of the geological organization. P. 583 (In Persian).
- Murris, R. J (1980) Hydrocarbon habitat of the Middle East. Facts and Principles of World Petroleum Occurrence – Memoir, 6: 765-800.
- Parvizpour, S., Jamshidi, A., Sarikhani, R., Ghassemi Dehnavi, A (2022) The pH effect of sulfuric acid on the physico-mechanical properties of Atashkuh travertine, Central Iran. Environmental Earth Sciences, 81: 159, doi.org/10.1007/s12665-022-10282-3.
- Piryaei, A., Feizi, A., Sofiani, H., Hemmat, S., Motamedi, B (2014) Paleogeography of tertiary Zagros deposits. Internal report of oil exploration management. Number GR-2362, P 204 (In Persian).
- Rao, C. P., Jaywardan, M. P. J (1994) Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia: implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 107 (1-2): 49-63.
- Rao, C. P (1991) Geochemical differences between subtropical (Ordovician), cool-temperate (recent and Pleistocene) and subpolar carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates Evaporites, 6: 83-106, doi.org/10.1007/BF03175385.
- Rao, C. P (1996) Modern carbonates: tropical, temperate, polar. Introduction to Sedimentology and Geochemistry. University of Tasmania, Hobart, 206 p.
- Rao, C. P., Adabi, M. H (1992) Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western fold-thrust belt, Zagros Mountains. Journal of the Geological Society, 158: 969-981. doi.org/10.1144/0016-764901-007.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N. J. F., Gleeson, S. A., Brand, U (2016) Origin of the Breno and Esino dolomites in the western southern Alps (Italy): implications for a volcanic influence. Marine and Petroleum Geology, 69: 38-52.
- ISRM (1981) Rock characterization testing and monitoring. ISRM suggested methods. Pergamon Press, Oxford.
- James, G. A., 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., Jones, B (2015) Origin of Carbonate Sedimentary Rocks, Wiley, American Geophysical Union, 464 p.
- Jamshidi, A (2023) An investigation on ultrasonic wave velocity of laminated sandstone under freeze-thaw and salt crystallization cycles: Insights from anisotropy effects. Journal of Building Engineering, 71: 106461. doi.org/10.1016/j.job.2023.106461.
- Janbaz, M., Mohseni, H., Piryaei, A., Swennen, R., Yousefi Yeganeh, B., Sofiani Sordaghi, R (2018) Diagenetic processes of the Shahbazan Formation in the east of the Lurestan zone. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 28 (109): 67- 82. (In Persian).
- Kaczmarek, S. E., Sibley, D. F (2014) Direct physical evidence of dolomite recrystallization. Sedimentology, 61: 1862-1882,
- Kirmaci, M. Z (2008) Dolomitization of the late Cretaceous-Paleocene platform carbonates, Golkoy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey. Sedimentary Geology, 203: 289-306. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.12.009.
- Kupecz, J., Kerans, C., Land, L. S., Lee, Y. I., Friedman, G. M (1988) Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellen Burger Group carbonates in west Texas and south-eastern New Mexico. Journal of Sedimentary Research, 58 (5): 908-913.
- Land, L. S (1985) The origin of massive dolomite. Journal of Geological Education, 33: 112-125.
- Martín-Martín, M., Guerrero, F., Tosquella, J., Tramontana, M (2021) Middle Eocene carbonate platforms of the westernmost Tethys. Sedimentary Geology, 415: 105861. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105861.
- Mazzollo, S. J (1992) Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. Carbonates Evaporites, 7: 21-37.
- Meister, P., McKenzie, J. A., Bernasconi, S. M., Brack, P (2013) Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic.

- Wang, G., Li, P., Hao, F., Zou, H., Yu, X (2015) Dolomitization process and its implications for porosity development in dolostones: A case study from the Lower Triassic Feixianguan Formation, Jiannan area, Eastern Sichuan Basin, China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 131: 184-199.
- Wanless, H. R (1979) Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *Journal of Sedimentary Research*, 49: 437-462.
- Warren, J. K (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important association. *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81. doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00022-2.
- Warren, J. K (2006) *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1036 p.
- Wierzbicki, R., Dravis, J. J., Al-Aasm, I., Harland, N (2006) Burial dolomitization and dissolution of Upper Jurassic Abenaki platform carbonates, Deep Panuke reservoir, Nova Scotia, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90 (11): 1843-1861. doi.org/10.1306/03200605074.
- Wilson, M. E. J., Evans, M. J., Oxtoby, N. H., Nas, D. S., Donnelly, T., Thirlwall, M (2007) Reservoir quality, textural evolution and origin of fault-associated dolomites, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 91: 1247-1273.
- Winkelstern, I. Z., Lohmann, K. C (2017) Shallow burial alteration of dolomite and limestone clumped isotope Geochemistry. *Geology*, 44(6): 467-470. doi.org/10.1130/G37809.1.
- Ye, Q., Mazzullo, S. J (1993) Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North Platform, Middle Basin, Texas. *Carbonates Evaporites*, 8: 55-70. doi.org/10.1007/BF03175163.
- 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*, 2:64e76. doi.org/10.1016/j.ptlrs.2017.06.002.
- 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.
- Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103 (1-3): 249-272.
- Rao, C. P., Amini, Z. Z (1995) Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonate, western Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporites*, 10: 114-123.
- Ren, M., Jones, B (2017) Spatial variations in the stoichiometry and geochemistry of Miocene dolomite from Grand Cayman: Implications for the origin of island dolostone. *Sedimentary Geology*, 348: 69-93. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.12.001.
- Salifou, I. A. M., Zhang, H., Boukari, I. O., Harouna, M., Cai, Z (2021) New vuggy porosity models-based interpretation methodology for reliable pore system characterization, Ordovician carbonate reservoirs in Tahe Oilfield, North Tarim Basin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, (196): 63-79. doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107700.
- Schmidt, M., Xeflide, S., Botz, R., Mann, S (2005) Oxygen isotope fractionation during synthesis of Ca-Mg carbonate and implications for sedimentary dolomite formation. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 69: 4665-4674. doi.org/10.1016/j.gca.2005.06.025.
- Shunli, Zh., Zhengxiang, Lv., Yi, W., Sibing, L (2018) Origins and Geochemistry of Dolomites and Their Dissolution in the Middle Triassic Leikoupo Formation, Western Sichuan Basin, China. *Minerals*, 8 (7): 289, doi.org/10.3390/min8070289.
- Sibley, D. F., Gregg J. M (1987) Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentary Petrology*. 3d Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Tucker, M. E., Wright, V. P (1990) *Carbonate Sedimentology*: Blackwell, Oxford, 482 p.
- Tucker, M. E., 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., Lerman, A (1987) Chemical diagenesis of carbonates in thin sections: Ion microprobe as a trace element tool. *Chemical Geology*, 64 (3): 225-237. doi.org/10.1016/0009-2541(87)90004-0.
- Wacey, D., Wright, D. T., Boyce, A. J (2007) A stable isotope study of microbial dolomite formation in the coorong Region, South Australia. *Chemical Geology*, 244: 155-174. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.06.032.

## Dolomitization mechanisms of Eocene Zagros carbonate platforms (an example from Shahbazan Formation, Amiran anticline, south of Lorestan)

A. Jamshidi<sup>1\*</sup> and M. Sedaghatnia<sup>2,3</sup>

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

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

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

\* Jamshidi.am@lu.ac.ir

Received: 2023.11.15 Accepted: 2024.1.23

### Abstract

Shahbazan Formation is one of the Eocene carbonate units of Lorestan region. In present study, dolomitization models this formation were investigated by petrographic and geochemical (EDS) methods. The section under study is 71 m in the thickness and located at 65 km southwest of Khorramabad including carbonate and dolomitic carbonate rocks, and dolomite. The dolomites based on the texture are categorized into dolomicrite, dolomicrosparite, dolosparite, and filling of fractures, which except dolomicrite, the others are secondary. Dolomites of first type represent the formation in the tidal zone environment. In most cases, these dolomites are seen at the end of upwardly shallowing sequences, which indicate a drop in sea level. The secondary dolomites were formed in a shallow to medium burial diagenesis environment as a result of seepage of evaporated basin floor sediments into the carbonate platform of the Shahbazan Formation. Low amounts of Fe and high amounts of Sr and Na in dolomicrites, high concentration of Fe and Mn in dolomicrosparites and dolosparites along with evidences such as algal laminae, intraclasts, fenestral porosity and absence of evaporate minerals indicate the formation of this dolomite from the model of tidal, seepage and the following shallow to medium burial. Low values of Sr and high concentration of Fe and Mn in coarse crystal dolomites can indicate the increase in the size of dolomite crystals and their recrystallization during burial. The absence of saddle dolomites probably indicates the non-interference of hydrothermal solutions and fluids during the process of dolomitization of Shahbazan Formation carbonates.

**Keywords:** Diagenesis, Carbonate platforms, Dolomitization, Shahbazan Formation, Lorestan

### Introduction

According to the geological map of 1/250000 of Khorramabad city, in the study area there are outcrops of the second and third periods. The units of the second period include the Sarvak, Illam, Gurpi, and Amiran Formations, and the units of the third period include the Teleh Zang, Kashkan, Asmari-Shahbazan, and Gachsaran formations. The Shahbazan Formation is 71 meters thicknesses in the study 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 study section is carbonate rocks, dolomitic carbonate rocks and thin to thick bedded dolomite. The purpose of this research is to investigate the geochemistry of Shahbazan Formation and next, study the types of dolomites and its

dolomitization model for the southwest of Lorestan sedimentary basin. The results of this research can help other researchers in the field of geochemistry studies on the types of dolomites in carbonate deposits of Shahbazan Formation in other parts of Lorestan sedimentary basin. The section under study is located on the southern edge of the Amiran anticline, 65 km southwest of Khorramabad city. This section can be accessed through the Khorramabad-Pole Dokhter asphalt road. The geographic location of the section under study is E 48° 47' 38" east longitude and N 33° 12' 14" north latitude.

### Materials and Methods

The Eocene deposits were selected based on the geological map of Khorramabad city with a scale of 1/250000. The 63 samples were collected during field visits based on lithology



changes. In order to understand the diagenesis processes of the Shahbazan Formation in the study section, microscopic thin sections were prepared from the samples. Petrographic studies were carried out by an Olympus-BH2 polarizing microscope equipped with a D71 camera. Thin sections were stained by the method by alizarin red solution (ARS) to distinguish calcite minerals from dolomite, and also potassium ferrocyanide solution to distinguish iron-bearing dolomites. Moreover, to separate the types of dolomites of Shahbazan Formation and determining the diagenesis environment of these dolomites, 18 powder samples in nano sizes were analyzed by EDS methods and in the following, a number images by Electron microscopy (SEM) were taken. The classification of dolomites was based on a combination of textural classification proposed by Sibley and Gregg (1987) and Mazollo (1992). To determine size of dolomite crystals, the scale provided by Folk (1965) and Adabi (2009) was used. Finally, XRD analyses were performed from dolomite samples.

### Results and Discussion

Petrographic studies on the dolomites of Shahbazan Formation led to the identification of four types of these dolomites. These dolomites include dolomicrites (very fine crystal dolomites), dolomicrosparite (medium crystal dolomites), dolosparite (coarse crystal dolomites), and dolomite with very coarse crystal as filling the space of fractures and veins. Based on elemental geochemistry studies; Ca/Mg ratio for dolosparites, dolomicrosparites and dolomicrites in the samples study is equal to 2.47, 2.30 and 1.91 respectively. The non-stoichiometric composition of dolomites indicates that these dolomites were formed at the same time as sedimentation or in the initial diagenetic stage, and the high ratio of Ca/Mg in the studied coarse crystal dolomites can be attributed to fluids with Ca-rich phases in the diagenesis environment. The secondary elements measured in the studied samples include Sr, Fe, Mn and Na elements. The average concentration of Sr in dolosparites, dolomicrosparites and dolomicrites is 0.58, 1.15 and 2.20% respectively, Fe is 1.70%, 1.15 and 0.50% respectively, Mn is 70%

respectively. 0.0, 0.52 and 0.30% and Na are 0.93, 0.55 and 0.80% respectively.

The average concentration of Na element in most of the different types of dolomites studied is close to each other (dolosparites have an average of 0.93%, dolomicrosparites 0.55% and dolomicrites 0.8%). These values are more than the average dolomites that form in normal marine environment and typically have 110 to 160 ppm Na. The relatively high concentration of Na in the different types of dolomites studied shows that these types of dolomites are probably affected by the sedimentation of the basin floor. Finally, according to the petrographic and geochemical evidences, the dolomites of the Shahbazan Formation can be considered from the tidal flat model, seepage and then shallow to medium burial. Considering that the largest expansion of the Asmari-Shahbazan formations in the sedimentary zone of Lorestan is in its western and southern parts, therefore, according to the studies and the structural trend of the Zagros mountains of Lorestan, in terms of structure and hydrodynamics of the fluids involved in Dolomitization of Shahbazan Formation, it can be said that the dolomitization process was north-west-south-east and followed the trend of Zagros mountains of Lorestan.

### Conclusion

Based on field evidences, two main groups of dolomites including primary and secondary were identified in the Shahbazan Formation (section of the Amiran anticline). Primary dolomites (dolomicrites) were formed due to the presence of algal laminae, intraclasts fragments, fenestral porosity, and the absence of evaporite minerals in a tidal zone environment. Besides, secondary dolomites (medium crystal and coarse crystal dolomites) were formed in a shallow to medium burial diagenesis environment as a result of the seepage of evaporated basin floor sediments into the carbonate platform of the Shahbazan Formation. The amounts of Fe, Sr, and Na in dolomicrites, and the high concentration of Fe and Mn in dolomicrosparites and dolosparites, indicating the formation of these dolomites is from the tidal flat model, seepage and then shallow to medium burial.