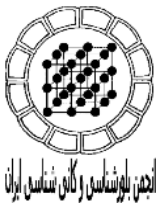
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و یکم، شمارهٔ ۴، زمستان ۹۲، از صفحهٔ ۷۴۳ تا ۷۵۶



سازوکار تشکیل سیلیس و دولومیت در سنگ‌های کربناتی ژوراسیک فوقانی (آکسفوردین – کیمریجین- تیتونین؟) در غرب بجنورد و جاجرم

سید علی آقایی، اسداله محبوبی*، رضا موسوی حرمی، مهدی نجفی

دانشگاه فردوسی مشهد، ، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۲۱، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۲۲)

چکیده: توالی‌های کربناتی ژوراسیک فوقانی در کوه‌های بینالود، غرب بجنورد و شمال‌شرقی و جنوب‌غربی جاجرم رخنمون کامل داشته و ضخامت آنها به ۵۰۰ متر می‌رسد. گرهک‌های سیلیسی به اشکال مختلف کروی، بیضوی، کشیده، دیسکی و بی‌شکل در این توالی‌ها وجود دارند. سیلیسی‌شدن در این نهشته‌ها بیشتر به صورت جانشینی بوده که حضور باقیمانده‌های کربناتی در درون گرهک‌ها و قسمت‌های سیلیسی‌شده مؤید این جانشینی است. سیلیس بیشتر به اشکال دانه‌ای، دروزی و شعاعی و بیشتر به صورت ریزبلور است. این نوع سیلیس بیشتر در رخساره‌های عمیق دارای رادیولر و سوزن اسفنج تشکیل شده است که نشان دهنده خاستگاه آلی سیلیس است. دولومیت در این کربنات‌ها بصورت اولیه و ثانویه و به اشکال مختلف قابل مشاهده است. این دولومیت‌ها شامل چهار نوع اولیه ریز بلور (D_1) فاقد هرگونه دانه، دولومیت‌های ثانویه جانشینی ریز تا میانگین بلور (RD_1 و RD_2)، و سیمان دولومیتی (CD) است. با توجه به شواهد موجود دولومیت‌های مورد بررسی به صورت همزمان با رسوبگذاری و کمی پس از آن تا مراحل تدفین کم عمق تشکیل شده اند. مقادیر پایین استرانسیم و سدیم در دولومیت‌ها و گرهک‌های چرتی نسبت به گل آهکی میزبان نشانه‌ی تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تدفینی بر این نهشته‌هاست. همچنین مقادیر پایین‌تر منگنز و آهن گرهک‌های چرتی و دولومیت‌ها نسبت به سنگ آهک‌های مورد بررسی تشکیل شده در محیط‌های کم اکسیژن می‌تواند حاصل تمرکز پایین آن در محلول‌های دولومیتی و سیلیسی‌کننده و نیز شرایط نیمه اکسیدی هنگام تشکیل آنها باشد. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن سنگ آهک‌ها (با میانگین ۳٫۱- VPDB ‰)، دولومیت‌ها (با میانگین ۳٫۹۱- VPDB ‰) و گرهک‌های سیلیسی (با میانگین ۱۴٫۸۲- VPDB ‰) نیز تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تدفینی بر این نهشته‌ها را نشان می-دهد. دمای تشکیل دولومیت‌های مورد بررسی با توجه به مقادیر ایزوتوپ اکسیژن با دمای ۵۴ تا ۶۸ درجه سانتگراد محاسبه شده است.

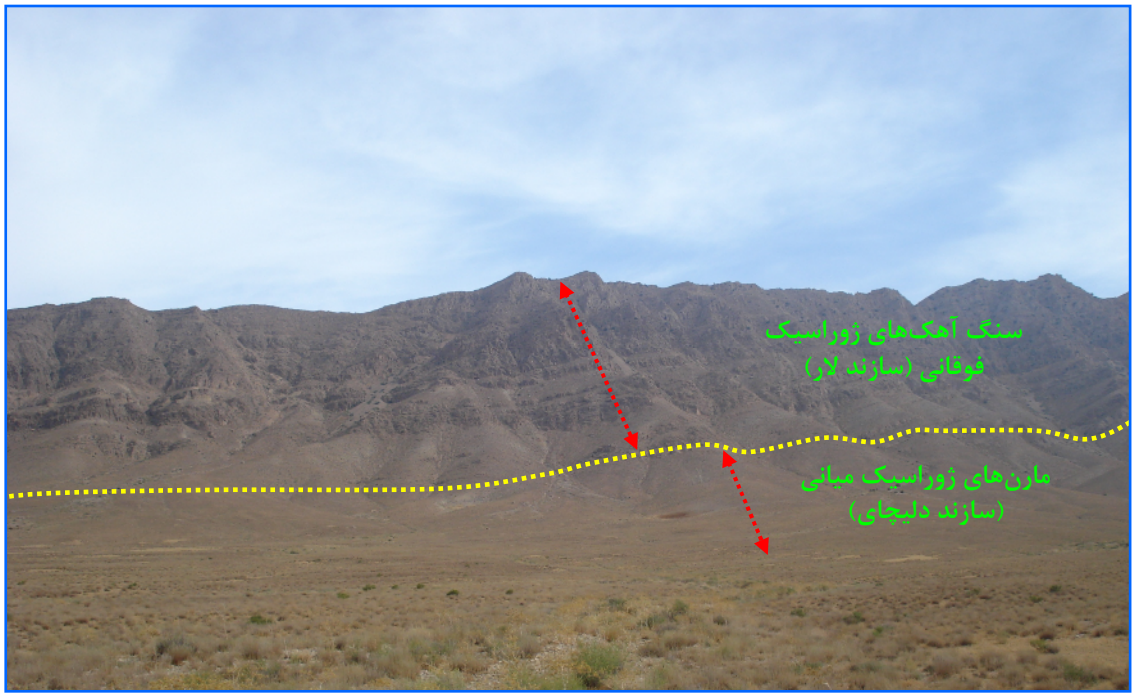
واژه‌های کلیدی: *سیلیسی‌شدن؛ دولومیتی‌شدن؛ گرهک؛ ژوراسیک فوقانی؛ غرب بجنورد؛ جاجرم.*

مقدمه

رسوب‌های ژوراسیک فوقانی در ناحیه مورد بررسی (کوه‌های بینالود، غرب بجنورد، شمال‌شرق و جنوب‌غرب جاجرم) با ضخامتی حدود ۵۰۰ متر از رخنمون بسیار خوبی (شکل ۱) برخوردارند و بیشتر از لایه‌های سنگی کربناتی میانگین تا ضخیم و توده‌ای خاکستری تا نخودی‌رنگ و در بسیاری از بخش‌ها صخره‌ساز تشکیل شده‌اند. این رسوب‌ها حاوی گرهک های چرتی بسیار فراوان به اشکال بیضوی و کشیده و به رنگ‌ها

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۵۱۲۸۰۱۸، نمابر: ۸۷۹۷۲۷۵ (۰۵۱۱)، پست الکترونیکی: amahboobi2001@yahoo.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]



شکل ۱ رخنمون سنگ آهک‌های ژوراسیک فوقانی (سازند لار) در منطقه‌ی مورد بررسی که بطور تدریجی روی مارن‌های خاکستری‌رنگ ژوراسیک میانی (سازند دلیچای) قرار گرفته‌اند.

نخودی، صورتی و خاکستری هستند. اندازه‌ی این گرهک‌ها از ۲ تا ۳ سانتیمتر تا حدود ۱۵ تا ۲۰ سانتیمتر متغیر است و به صورت پراکنده و گاه به صورت متراکم و غالباً در لایه‌های پایینی توالی وجود دارند (شکل ۱). هدف از این بررسی شناسایی انواع مختلف سیلیس، دولومیت و تفسیر سازوکار تشکیل آنها است.

روش بررسی

در این پژوهش تعداد ۵ برش چینه‌شناسی در ناحیه‌ی بینالود، غرب بجنورد و شمال‌شرق و جنوب‌غرب جاجرم (شکل ۲) انتخاب و تعداد ۷۰۰ مقطع نازک تهیه و پس از رنگ آمیزی با آلیزارین قرمز [۱] از نظر سنگ نگاری بررسی شده‌اند. تعداد ۲۰ نمونه سنگ آهک حاوی سیلیس و دولومیت نیز با میکروسکوپ کاتدولومینسانس Technosyn Cold CL مدل ۸۲۰۰ MK3 با ولتاژ ۱۲ کیلو ولت و ۱۹۵ میکروآمپر مجهز به دوربین دیجیتال در گروه زمین‌شناسی و ۱۰ نمونه با میکروسکوپ الکترونی مدل EHT مجهز به EDS در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد بررسی شدند. همچنین تعداد ۴۰ نمونه شامل ۲۰ نمونه سنگ آهک گلی، ۱۰ نمونه دولومیت و ۱۰ نمونه سیلیس برای تعیین عناصر فرعی (Mn، Fe، Sr و Na) در آزمایشگاه Acme کانادا به روش ICP-TS و ایزوتوپ پایدار اکسیژن و کربن در دانشگاه کورنل آمریکا با استفاده از بیناب‌سنج جرمی مدل Thermo Delta V Advantage isotope ratio آنالیز شدند. در این بررسی، رده‌بندی سیبلی و گرگ [۲] برای تقسیم‌بندی انواع دولومیت‌ها مورد استفاده قرار گرفته است.

شواهد سنگ نگاری

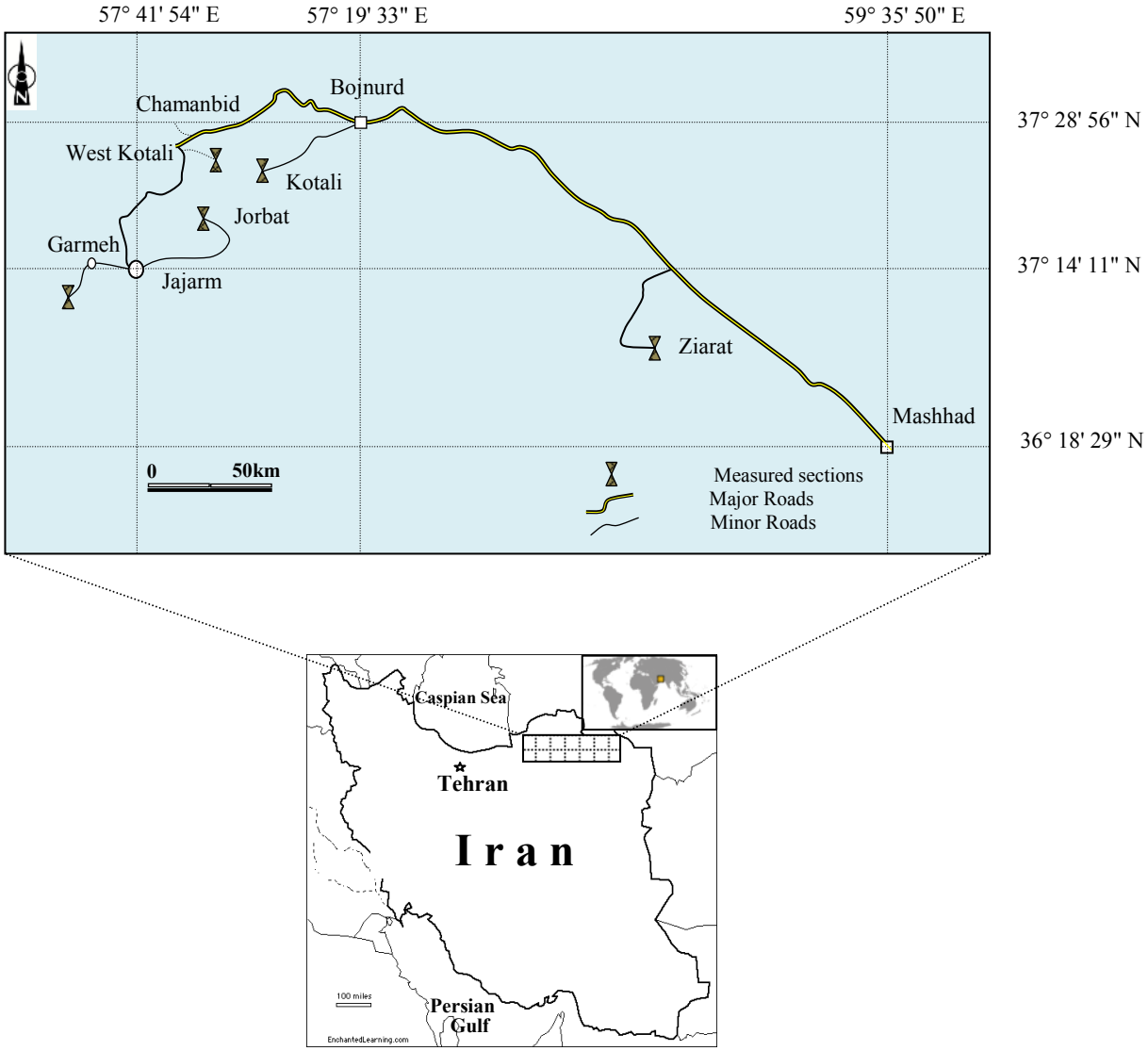
سنگ آهک‌های مورد بررسی بیشتر شامل گل‌سنگ‌های فاقد فسیل تا فسیل دار کم عمق تا عمیق و نیز وکستون/پکستون و گرینستون‌های دارای آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی هستند. بسیاری از این سنگ آهک‌ها تحت تأثیر فرایندهای سیلیسی-شدن و دولومیتی‌شدن قرار گرفته و بلورهای ریز و درشت سیلیس و دولومیت جانشین گل آهکی و آلوکم‌های اسکلتی و غیر اسکلتی شده‌اند.

الف: سیلیسی‌شدن

سیلیسی‌شدن سنگ آهک‌ها شامل جانشینی گل آهکی و دانه-های کربناتی به‌وسیله‌ی سیلیس و نیز پرشدن حفره‌ها به-وسیله‌ی سیمان سیلیسی است [۳]. سیلیسی‌شدن در نمونه‌های مورد بررسی به صورت‌های انتخابی (selective)، غیر انتخابی

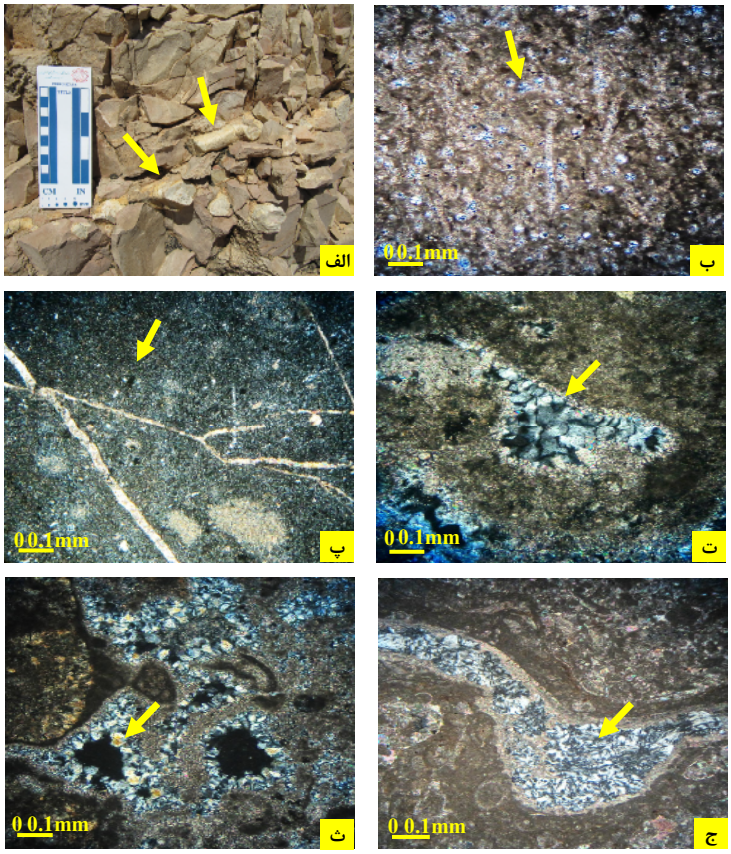
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

(nonselective) و نیز گسترده (pervasive) است. سیلیس به صورت میکروکوارتز با قطر کمتر از ۲۰ میکرون (شکل ۳- ب و شکل ۴- الف و ب)، کوارتز کاملاً شکل‌دار به اندازه‌ی ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون (شکل ۳- ث)، کوارتز دروزی با قطر کمتر از۲۰ تا ۱۰۰ میکرون (شکل ۳- ت)، مگاکوارتز با قطر بیشتر از ۲۰ میکرون (شکل ۳- ث و شکل ۴- پ، و) و کلسدونی با بافت‌های شعاعی- اسفرولیتی در اندازه‌ی حدود ۵۰ میکرون (شکل ۳- ج) جایگزین سنگ آهک‌ها شده‌اند. سیلیسی‌شدن انتخابی یکی از فرایندهای معمول در بسیاری از کربنات‌هاست و در ناحیه‌ی مورد بررسی به خوبی قابل مشاهده است به طوری که بسیاری از دانه‌های اسکلتی نظیر دوکفه‌ای، اکینودرم، مرجان و برخی از دانه‌های غیر اسکلتی از جمله اینتراکلست‌ها و هسته اائیدها را تحت تأثیر قرار داده است. کوارتز ریزبلورین یا چرت، فراوان‌ترین نوع سیلیس در نهشته‌های مورد بررسی بوده و به صورت لایه‌ای یا گرهکی در سنگ‌های مختلف بویژه کربنات‌ها تشکیل می‌شوند [۴]. چرت‌های مورد بررسی اغلب بصورت گرهک و به رنگ‌های خاکستری، خاکستری تیره یا نخودی دیده می‌شوند. اندازه‌ی این گرهک‌های چرتی از ۲ تا ۳ سانتیمتر تا حدود ۱۰ تا ۱۵ سانتیمتر می‌رسد (شکل ۳- الف).

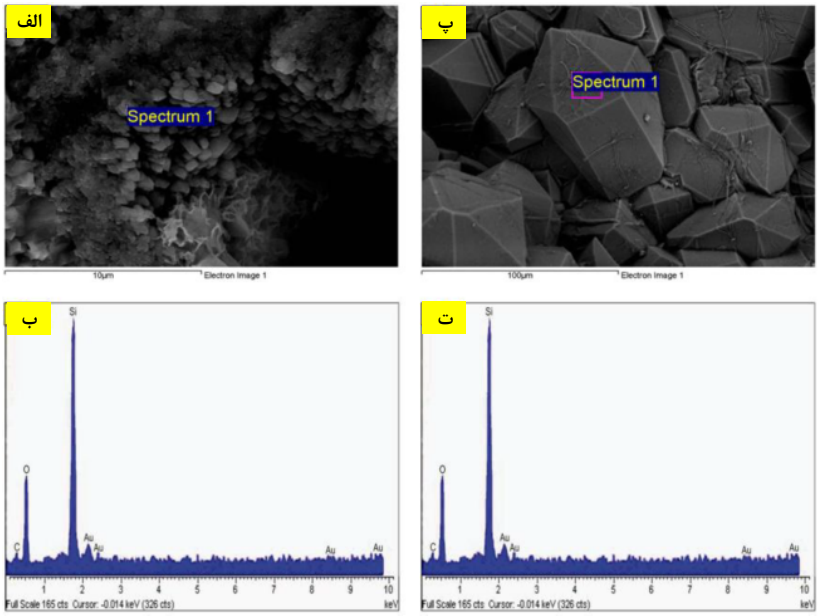


شکل ۲ نقشه‌ی موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی و راه‌های دسترسی به آن.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]



شکل ۳ (الف) تصویر صحرایی از گرهک‌های چرتی خاکستری و نخودی‌رنگ در سنگ آهک‌های نازک‌لایه برش گرمه در جنوب غربی جاجرم (پیکان زرد) (ب) رخساره‌ی پکستون بیوکلستی که بسیاری از خرده های اسکلتی، سیلیسی شده‌اند (پیکان زرد). (پ) شکستگی در سیلیس ریزبلورین (چرت) (پیکان زرد) که با کلسیت پرشده است. (ت) کوارتز درشت بلور که جانشین پوسته‌ی فسیلی در یک پکستون شده است (پیکان زرد) (ث) حفره‌های پرشده با کوارتزهای درشت بلور و دروزی (پیکان زرد) (ج) سیلیس شعاعی (کلسدونی) که جانشین پوسته فسیلی شده است (پیکان زرد).



شکل ۴ تصویر میکروسکوپ الکترونی و آنالیزEDX - الف و ب: کوارتز های شکل‌دار منشوری که جانشین دانه‌های کربناتی شده‌اند. پ و ت: کوارتزهای ریزبلوری.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

ب: دولومیتی‌شدن

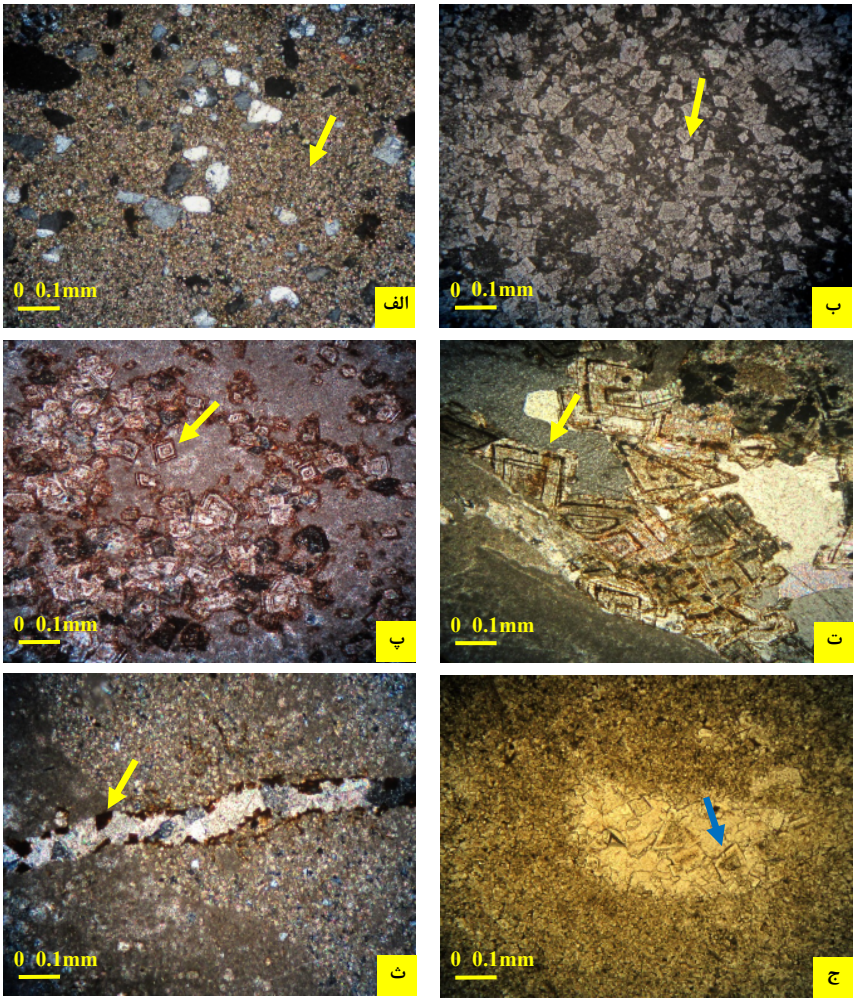
دولومیت‌های رسوب‌های ژوراسیک فوقانی ناحیه‌ی مورد بررسی شامل چهار نوع‌اند.

D1: این دولومیت‌ها ریز بلور، دارای مرز صفحه‌ای و بی‌شکل تا کاملاً شکل‌دار است (شکل ۵- الف). رخنمون صحرایی آن نخودی‌رنگ و میانگین تا ضخیم‌لایه بوده و به صورت میان لایه‌ای با گلسنگ‌های فاقد فسیل هستند.

RD1: این دولومیت‌ها به صورت پراکنده و گاه به مقدار ۳۰ تا ۴۰ درصد در گل سنگ‌ها، وکستون‌ها و پکستون‌ها قابل مشاهده‌اند. اندازه‌ی آنها از ۱۰ تا ۵۰ میکرون متغیر است (شکل ۵- ب) و بیشتر در زمینه‌ی سنگ دیده می‌شوند.

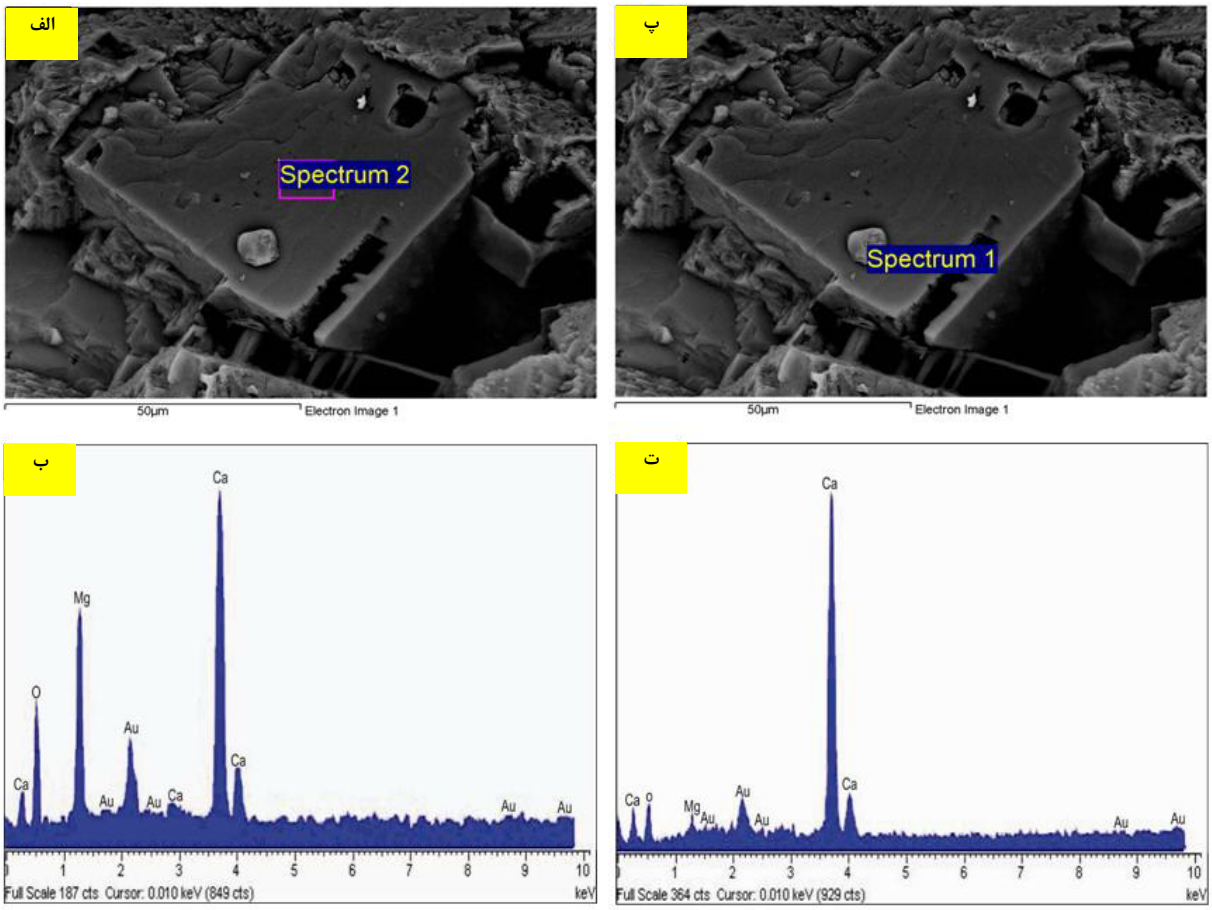
RD2: به صورت متوسط تا درشت بلور، شکل‌دار با مرزهای صفحه‌ای و دارای منطقه‌بندی است. اندازه‌ی بلورها به بیش از ۲۰۰ میکرون می‌رسد (شکل ۵- پ). در بررسی‌های SEM این دولومیت‌ها حاوی اینکلوزیون‌هایی از کلسیت است (شکل۶ الف تا ت). بسیاری از این دولومیت‌ها (RD2) دارای هسته ابری و حاشیه‌ی تمیز و شفاف‌اند (شکل ۵- پ تا ت). فراوانی این نوع دولومیت گاه تا ۹۰ درصد می‌رسد.

CD: این دولومیت‌ها تا ۵۰۰ میکرون قطر دارند، و نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و منطقه‌بندی شده‌اند. این نوع دولومیت بیشتر پر کننده‌ی حفره‌ها بوده و بلورهای آن روی دیواره و از حاشیه به مرکز حفره‌ها و شکستگی‌ها رشد کرده‌اند (شکل ۵- ت، ث، ج).



شکل ۵ الف: دولومیت ریز بلور فاقد فسیل (D1) (پیکان زرد) و دارای ذرات پراکنده کوارتز ماسه‌ای (ب): دولومیت‌های میانگین تا درشت بلور (RD1) در داخل گل آهکی (پیکان زرد) (پ): دولومیت‌های میانگین تا درشت بلور (RD2) که دارای منطقه‌بندی کاملاً مشخص هستند (پیکان زرد). (ت): دولومیت‌های درشت بلور شکل‌دار و دارای منطقه‌بندی (CD) که در دیواره‌ی شکستگی‌ها تشکیل شده و بلورهای کلسیت را پوشانده‌اند (پیکان زرد). (ث): دولومیت‌های میانگین بلور رشد یافته در دیواره‌ی شکستگی‌ها (CD) (پیکان زرد) (ج): دولومیت‌های میانگین تا درشت بلور پر کننده‌ی حفره‌ها و دارای منطقه‌بندی (پیکان زرد) (CD).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]



شکل ۶ تصویر میکروسکوپ الکترونی و آنالیزEDX - الف و ب: بلور کاملاً شکل‌دار دولومیت که جانشین گل‌های کلسیتی شده است. پ و ت: وجود باقیمانده‌ی کلسیت اولیه در داخل بلور دولومیت. به آنالیز EDS که با آنالیز دولومیت اطراف آن تفاوت دارد توجه کنید.

ژئوشیمی

نتایج آنالیز عنصری

میزان استرانسیم در گل‌های آهکی ۱۵۲ تا ۳۸۰ پی‌پی‌ام، در دولومیت‌ها بین ۳۴ تا ۸۸ پی‌پی‌ام و در گرهک‌های چرتی ۸ تا ۹۱ پی‌پی‌ام (با میانگین ۲۶٫۵ پی‌پی‌ام) است. مقدار آهن در گل آهکی ۹۰۰ تا ۶۳۰۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۳۳۶۱ پی‌پی‌ام)، در دولومیت‌ها ۱۳۰۰ تا ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۱۹۰۰ پی‌پی‌ام) و در گرهک‌های چرتی ۳۰۰ تا ۷۰۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۵۰۰ پی‌پی‌ام) است. مقدار منگنز در گل‌های آهکی ۱۳۰ تا ۶۲۸ پی‌پی‌ام (با میانگین ۲۰۳ پی‌پی‌ام)، در دولومیت ها ۴۰ تا ۷۳ پی‌پی‌ام (با میانگین ۵۴ پی‌پی‌ام) و در گرهک‌های چرتی ۶ تا ۷۵ پی‌پی‌ام (با میانگین ۲۱ پی‌پی‌ام) است. میزان سدیم در گل‌های آهکی ۱۱۰ تا ۱۳۳۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۴۵۰ پی‌پی‌ام)، در دولومیت‌ها ۲۲۰ تا ۳۱۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۲۷۷ پی‌پی‌ام) و در گرهک‌های چرتی ۲۴۰ تا ۳۹۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۳۲۲ پی‌پی‌ام) است.

نتایج آنالیز ایزوتوپی

میزان $\delta^{18}O$ در گل‌های آهکی مورد بررسی ۴٫۲۲- تا ۲٫۲۱- ‰ VPDB (با میانگین ۳٫۱- ‰ VPDB) و مقادیر $\delta^{13}C$ ۰٫۴۹ تا ۳٫۲۶ ‰ VPDB (با میانگین ۱٫۹ ‰ VPDB) است. میزان $\delta^{18}O$ دولومیت‌ها ۵٫۱- تا ۲٫۷۸- ‰ VPDB (با میانگین ۳٫۹۱- ‰ VPDB) و مقادیر $\delta^{13}C$ ۱٫۸۸ تا ۲٫۷۵‰ VPDB (با میانگین ۲٫۴۵ ‰ VPDB) است. مقدار $\delta^{18}O$ در گرهک‌های چرتی ۲۱٫۶۸ تا ۹٫۲۳ ‰ SMOW (با میانگین ۱۵٫۱۱ ‰ SMOW) است (جدول ۱).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

جدول ۱ نتایج آنالیز عنصری و ایزوتوپ‌های پایدار (δ18O و δ13C)در سنگ آهک‌ها، دولومیت‌ها و گرهک‌های چرتی ژوراسیک فوقانی مورد بررسی.

شماره نمونه		کلسیم (درصد)	منیزیم (درصد)	استرانسیم (پی‌پی‌ام)	سدیم (پی‌پی‌ام)	آهن (پی‌پی‌ام)	منگنز (پی‌پی‌ام)	$\delta^{18}O$ (VPDB)	$\delta^{13}C$ (VPDB)
گل آهکی	J13	۳۶٫۳۴	۰٫۵۲	۲۸۶	۳۲۰	۳۷۰۰	۶۲۸	-۲٫۲۱	۲٫۹۳
	J15	۳۵٫۶۴	۰٫۵۳	۲۸۴	۵۲۰	۳۹۰۰	۵۹۰	-۲٫۸۱	۲٫۸۶
	J16	۳۴٫۵۶	۰٫۶۶	۳۰۰	۶۹۰	۵۹۰۰	۵۵۹	-۳٫۶۱	۳٫۲۶
	J17	۳۳٫۸۳	۰٫۷۱	۳۰۷	۱۳۳۰	۶۲۰۰	۴۴۱	-۲٫۷۸	۳٫۱۶
	J18	۳۳٫۷۴	۰٫۶۷	۳۱۸	۷۰۰	۵۶۰۰	۳۱۰	-۳٫۰۱	۲٫۵۴
	J20	۳۳٫۱۷	۰٫۷۲	۳۳۴	۹۶۰	۵۴۰۰	۲۳۹	-۳٫۲۲	۲٫۴۲
	J37	۳۵٫۲۷	۰٫۶۵	۳۱۹	۷۱۰	۳۵۰۰	۱۳۰	-۳٫۵۶	۱٫۶۰
	J39	۳۶٫۶۱	۰٫۶۳	۳۴۴	۳۷۰	۲۷۰۰	۱۳۲	-۳٫۷۱	۱٫۴۰
	J40	۳۵٫۱۸	۰٫۷۸	۳۸۰	۵۲۰	۳۱۰۰	۱۵۸	-۲٫۴۵	۱٫۹۳
	J41	۳۵٫۰۱	۰٫۷۵	۳۶۷	۷۷۰	۳۷۰۰	۱۷۴	-۲٫۵۱	۲٫۰۸
	G32	۳۸٫۴۶	۰٫۲۵	۲۱۴	۱۱۰	۹۰۰	۱۷۸	-۲٫۵۱	۲٫۰۸
	G39	۳۷٫۲۷	۰٫۳۳	۲۰۶	۱۵۰	۲۷۰۰	۱۳۶	-۴٫۰۵	۰٫۴۹
	G44	۳۸٫۱۰	۰٫۲۷	۱۷۵	۱۴۰	۱۴۰۰	۱۵۰	-۳٫۸۹	۰٫۵۸
	G45	۳۷٫۷۵	۰٫۳۲	۱۸۱	۱۴۰	۱۱۰۰	۱۳۰	-۳٫۰۰	۱٫۳۱
	G48	۳۵٫۶۸	۱٫۲۰	۱۵۲	۱۷۰	۱۷۰۰	۱۴۱	-۳٫۴۶	۱٫۷۱
	G73	۳۷٫۷۴	۰٫۳۳	۲۲۱	۲۲۰	۱۶۰۰	۱۳۲	-۲٫۵۵	۱٫۴۷
	G76	۳۵٫۰۶	۰٫۳۹	۲۱۵	۲۶۰	۶۳۰۰	۱۷۴	-۳٫۲۸	۱٫۱۵
	G77	۳۵٫۷۴	۰٫۳۶	۲۵۱	۲۵۰	۲۸۰۰	۱۳۵	-۲٫۶۸	۱٫۶۰
	G78	۳۵٫۲۴	۰٫۳۹	۲۵۵	۲۷۰	۳۰۰۰	۱۴۸	-۲٫۲۶	۱٫۷۴
	G80	۳۶٫۰۸	۰٫۴۳	۲۵۳	۳۴۰	۲۹۰۰	۲۰۱	-۲٫۸۷	۱٫۷۷
دولومیت	K104	۲۲٫۹۴	۱۲٫۳۲	۳۵	۳۰۰	۲۵۰۰	۷۰	-۳٫۹۲	۲٫۷۵
	K104D	۲۲٫۶۲	۱۲٫۰۲	۳۵	۲۴۰	۲۲۰۰	۵۸	-۳٫۶۷	۲٫۴۹
	K105	۲۵٫۵۷	۹٫۲۷	۵۰	۲۲۰	۲۰۰۰	۶۸	-۵٫۱۹	۲٫۶۶
	K106	۲۱٫۸۱	۱۱٫۷۷	۵۰	۳۱۰	۲۴۰۰	۴۰	-۳٫۲۹	۲٫۸۲
	K106A	۲۱٫۹۰	۱۲٫۰۱	۴۹	۳۰۰	۲۴۰۰	۴۰	-۲٫۷۸	۲٫۵۶
	K107	۲۷٫۶۲	۸٫۷۹	۶۸	۲۵۰	۱۷۰۰	۵۰	-۳٫۳۶	۱٫۸۸
	K107A	۲۵٫۷۰	۹٫۵۳	۷۲	۲۴۰	۱۳۰۰	۴۲	-۴٫۵۰	۱٫۹۷
	K108	۲۱٫۹۰	۱۱٫۵۱	۳۴	۳۱۰	۱۵۰۰	۴۵	-۴٫۰۰	۲٫۶۵
	K109	۲۲٫۷۹	۱۱٫۸۸	۸۸	۲۹۰	۱۳۰۰	۷۳	-۴٫۲۹	۲٫۳۵
	K109A	۲۲٫۱۱	۱۱٫۳۶	۳۸	۳۱۰	۱۷۰۰	۵۵	-۴٫۱۱	۲٫۳۳
گرهک چرتی	-	-	-	-	-	-	-	$\delta^{18}O$ (SMOW)	-
	NG 5	۱۰٫۰۳	۰٫۱۵	۹۱	۲۵۰	۷۰۰	۷۵	۲۱٫۶۸	-
	NG 7	۴٫۲۳	۰٫۰۴	۳۶	۲۵۰	۳۰۰	۳۱	۱۹٫۲۱	-
	NG 8	۱٫۹۴	۰٫۰۳	۲۰	۲۹۰	۴۰۰	۱۷	۱۷٫۲۹	-
	NG 9	۰٫۹۰	۰٫۰۳	۱۹	۳۷۰	۷۰۰	۱۴	۱۴٫۸۳	-
	NG 12	۰٫۵۸	۰٫۰۲	۱۳	۳۵۰	۴۰۰	۶	۱۲٫۷۵	-
	NG 13	۱٫۶۵	۰٫۰۴	۲۴	۳۹۰	۶۰۰	۲۶	۱۶٫۲۱	-
	NG 14	۰٫۸۷	۰٫۰۵	۱۹	۳۶۰	۵۰۰	۱۳	۱۳٫۴۷	-
	NG 15	۰٫۷۲	۰٫۹۴	۱۶	۳۴۰	۶۰۰	۱۰	۱۳٫۴۴	-
	NG 16	۰٫۹۱	۰٫۰۳	۱۹	۳۸۰	۴۰۰	۱۲	۱۳٫۰۲	-
	NGS	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۸	۲۴۰	۴۰۰	۲	۹٫۲۳	-
	مینیمم	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۸	۱۱۰	۳۰۰	۲	-	۰٫۴۹
	ماکزیمم	۳۸٫۴۶	۱۲٫۳۲	۳۸۰	۱۳۳۰	۶۳۰۰	۶۲۸	-	۳٫۲۶
	میانگین	۲۴٫۳۴	۳٫۰۴	۱۵۳٫۶۵	۳۷۳٫۲۵	۱۳۰۲٫۵۰	۱۴۰٫۸۳	-	۲٫۰۸

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

بحث و بررسی

الف: سیلیسی‌شدن

بسیاری از چرت‌هایی که در سطح خشکی‌های امروزی رخنمون دارند (مخصوصاً رادیولاریت‌های نواری مزوزوئیک) در دریاهای اپی کنتیننتال تشکیل شده‌اند [۵]. چرت می‌تواند پس از ته-نشست ماتریکس کربناتی در یک تا دو متر زیر سطح تماس آب و رسوب تشکیل شود [۶]. اگر چه چرت‌های دیاژنتیکی بر اثر انحلال همزمان فسیل‌های سیلیسی و ته‌نشست دوباره آنها تشکیل می‌شوند ولی ممکن است ژئوشیمی آنها شرایط نزدیک به شرایط اولیه را نشان دهد [۷]. در بسیاری از قسمت‌های توالی‌های مورد بررسی بویژه در قسمت‌های پایینی، اغلب گرهک‌های چرتی با توجه به مشاهدات صحرایی و خصوصیات سنگ نگاری (وجود رادیولر و سوزن اسفنج، بافت ریزبلورین، شکستگی‌های پر شده با کلسیت، آثار فشردگی در بسیاری از گرهک‌ها و همچنین قرار گیری آنها به فرم موازی نسبت به لایه‌های در برگیرنده) بصورت همزمان با رسوبگذاری یا در مراحل درونزادی اولیه تشکیل شده‌اند. خرده‌های با ترکیب کلسیت با منیزیم بالا و آراگونیت قابلیت بیشتری برای سیلیسی‌شدن دارند [۳] و به همین دلیل در اثر سیلیسی‌شدن انتخابی خرده‌های فسیلی دوکفه‌ای و اکینودرم و برخی از دانه-های غیر اسکلتی نظیر اائیدها به‌وسیله‌ی سیلیس جانشین شده و ساختار داخلی آنها کاملاً از بین رفته و فقط شبهی از آنها باقیمانده است (شکل ۵- و). گرهک‌های چرتی بیشتر جانشینی بوده و سیلیس مورد نیاز برای تشکیل آنها می‌تواند از انحلال رادیولرها و سوزن اسفنج‌ها تأمین شده باشد [۸]. رادیولرهای موجود معمولاً کمتر از ۲ میلیمتر و غالباً بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون قطر دارند (شکل ۳- ب). رادیولرها در سنگ آهک‌های مورد بررسی نسبتاً فراوان است و در رخساره‌های دریای باز و عمیق حوضه همراه با خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک و سوزن‌های اسفنج قابل مشاهده‌اند[۹]. فرایند سیلیسی‌شدن بستگی به دما، فشار، تغییرات pH، نوع و ترکیب شیمیایی محلول و ترکیب سنگ میزبان دارد [۳]. چرت می‌تواند در شرایط مختلف درونزادی دریایی و سنگ‌های آسمانی تشکیل شود. بسیاری از گرهک‌های چرتی درکربنات‌های مورد بررسی در مراحل آغازین درونزادی و در محیط دریایی تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد که با توجه به عدم وجود شواهد تدفین (نظیر فشردگی و شکستگی دانه‌ها) هنگام تبلور مجدد بلورها، این چرت‌ها تحت تأثیر آب‌های سنگ‌های آسمانی تبلور دوباره یافته و بلورهای درشت‌تر سیلیس در زمینه‌ی ریز تشکیل شده است. گرهک-های سیلیسی با حضور آب و تمرکز بالای سیلیس تشکیل می-شوند [۱۰]. برای تشکیل ژل سیلیسی، محلول ابر اشباع نسبت به سیلیس مورد نیاز است و حضور ساختارهای موزائیکی و اسفرولیتی در نمونه‌های مورد بررسی مؤید این ادعاست [۱۱]. انواع مختلف کوارتز نیز می‌تواند بازتاب‌دهنده‌ی نوسان شرایط فیزیکو شیمیایی کنترل کننده‌ی درونزادی و تبلور سیلیس باشد که با ته‌نشست چرت و کوارتز ریزبلوری تا درشت بلورهای شکل‌دار کوارتز مشخص می‌شود. بنا بر ادعای سیمونسون [۱۱]، خاموشی اسفرولیتی سیلیس در نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند به روش های مختلف از قبیل رشد رقابتی طی پر شدن حفره‌ها با ته‌نشست بلورهای رشته‌ای، جانشینی مواد دیگر، نئومورفیسم سیلیس بی‌شکل یا اپال ایجاد شود. میکروکوارتز نیز معمولاً یک نوع سیلیس دیاژنتیکی اولیه است [۱۲]. تمرکز سیلیس در سیال‌های حفره‌ای یکی از عوامل کنترل کننده‌ی ته‌نشست سیلیس است که تمرکز بالای آن باعث هسته‌دار شدن فراوان و تشکیل میکروکوارتز و تمرکز پایین سیلیس مناسب برای ته‌نشست بلورهای درشت‌تر کوارتز است [۱۱، ۱۳].

نتایج آنالیز عنصری نیز مؤید تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی در تشکیل گرهک سیلیسی است. میزان پایین استرانسیم و سدیم در این گرهک‌ها (میانگین، ۲۶/۵ پی‌پی‌ام)، نشان می‌دهد که طی فرایندهای دیاژنتیکی و تحت تأثیر شاره‌های با میزان کمتر استرانسیم و سدیم، مقدار این عناصر نسبت به سنگ آهک میزبان کاهش یافته است.

علاوه بر این، مقادیر پایین‌تر منگنز و آهن در گرهک‌های چرتی نسبت به سنگ آهک و دولومیت‌های مورد بررسی می-تواند حاصل از تمرکز پایین آن در محلول‌های سیلیسی کننده، شبکه‌ی بلوری متفاوت سیلیس و کربنات و نیز شرایط نیمه اکسیدی هنگام تشکیل آنها باشد [۱۴، ۱۵].

ایزوتوپ‌های پایدار نیز به منظور بررسی شرایط تشکیل گرهک‌ها، ترکیب شیمیایی آب اولیه و محاسبه‌ی دمای

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

تشکیل، توسط بسیاری از پژوهشگران به کار برده شده است [۵، ۱۶]. تنوع در میزان ایزوتوپ اکسیژن می‌تواند در اثر تأثیر شاره‌ها طی درونزادی باشد [۷]. کاهش میزان $\delta^{18}O$ در گرهک‌های مورد بررسی نسبت به گل آهکی میزبان نشان دهنده‌ی تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی به ویژه دیاژنز تدفینی و به مقدار کمتر دیاژنز جوی در زمان تشکیل این گرهک‌هاست.

دولومیتی‌شدن

دولومیت‌های D_1 با توجه به اندازه‌ی ریز، فقدان فسیل، وجود دانه‌های ریز کوارتز و همراهی با گلسنگ‌های فاقد فسیل در محیط‌های جزر و مدی و تحت تأثیر شاره‌های دریایی تشکیل شده‌اند. دولومیت‌های RD_1 و RD_2 غالباً به صورت جانشینی هستند. جانشینی دولومیت‌ها در کربنات‌های مورد بررسی به صورت جزئی، کامل، انتخابی و گاه غیر انتخابی و به حالت حفظ کننده و نابود کننده‌ی بافت بوده و در برخی توالی‌ها به صورت کامل جانشین کربنات‌ها شده است. گل‌های آهکی بیشتر از قسمت‌های دیگر تحت تأثیر دولومیتی‌شدن قرار گرفته‌اند. یکی از دلایل آن وجود سطوح فراوان گل آهکی است [۱۷]. برخی از شواهد سنگ نگاری نظیر افزایش اندازه‌ی بلورها، منطقه‌بندی بلورها و مرزهای صفحه‌ای بین آنها نیز مؤید جانشینی بلورهای دولومیت است [۱۸، ۱۹]. همچنین بررسی تصاویر SEM و آنالیز EDS بلورهای دولومیت نوع RD_2 نشان دهنده‌ی وجود خرده‌های کلسیت اولیه در داخل بلورهای درشت دولومیت و جانشین بودن این نوع دولومیت است (شکل ۶- الف، ب، پ و ت). دولومیت‌های RD_1 به دلیل اندازه‌ی کوچک و مرز میان بلوری مسطح در اعماق کم و نزدیک به سطح، و شرایط دمایی پایین تشکیل شده است، هر چند گاهی در دماهای بالاتر نیز می‌توانند تشکیل شوند [۲، ۲۰]. در بسیاری از موارد دولومیت‌ها تحت تاثیر استیلولیت‌ها قرار گرفته‌اند که نشان دهنده‌ی تشکیل آنها پیش از تدفین خیلی زیاد و در اعماق کمتر است.

دولومیتی‌شدن انتخابی در رخساره‌های گرینستونی می‌تواند ناشی از اثر متقابل آب‌های دریا و سنگ‌های آسمانی پس از تدفین کم عمق باشد [۲۱]. دولومیت‌های موزائیکی با بلورهای شکل‌دار و مرزهای صفحه‌ای در دماهای پائین حدود ۵۰ تا ۶۰ درجه‌ی سانتیگراد در مراحل اولیه‌ی تدفین کم عمق تشکیل می‌شوند [۲، ۲۲]. بعلاوه مرکز ابری و حاشیه شفاف که در بسیاری از دولومیت‌ها مشاهده می‌شود مؤید تشکیل در دماهای پائین و مراحل مختلف درونزادی است [۲۳]. مرکز ابری نشان دهنده‌ی دولومیت‌های همزمان یا خیلی کم پس از رسوبگذاری و حاشیه‌ی شفاف نتیجه تاثیر مراحل بعدی فرایندهای درونزادی است [۲۴]. همچنین این حواشی شفاف می‌تواند حاصل سیمان رو رشدی هنگام تدفین اولیه و دمای پائین باشد [۲۵]. وجود منطقه‌بندی در بلورهای دولومیت تابنده نشان‌دهنده‌ی تغییر شرایط تشکیل و ترکیب شاره‌های دولومیت‌ساز است [۲۶]. در برخی قسمت‌ها انحلال در درون بلورهای دولومیت می تواند ناشی از میزان کلسیم بالا، تمرکز بالای نقص رشدی و احتمالاً حضور میان‌بار با حلالیت بالا و انحلال انتخابی در دولومیت‌های با کلسیم بالا باشد [۲۷]. خاستگاه Mg برای تشکیل دولومیت‌های ریز بلور آب دریا بوده و برای دولومیت‌های جانشینی و سیمان‌های دولومیتی (RD_1، RD_2 و CD) علاوه بر آب دریا می‌تواند Mg حاصل از انحلال کلسیت HMC (پوسته‌های فسیلی و گل آهکی) و انحلال فشاری دولومیت‌های ریز بلور قبلی باشد. وجود استیلولیت در داخل دولومیت‌ها نشان‌دهنده‌ی انحلال و تأمین مقداری از منیزیم لازم برای تشکیل دولومیت‌های پر کننده‌ی حفره‌هاست.

میزان استرانسیوم دولومیت‌ها نسبت به گل آهکی در برگیرنده کمتر است، از اینرو استرانسیم شاره‌های دولومیت‌ساز می‌تواند از انحلال گل آهکی اولیه تأمین شده باشد که ماهیت این شاره‌ها را نیز تحت تأثیر قرار داده است [۱۸، ۲۸]. ضریب توزیع کمتر استرانسیم در دولومیت نسبت به کلسیت می‌تواند از دلایل کاهش میزان استرانسیم در دولومیت‌ها نسبت به گل آهکی میزبان باشد.

نزدیکی میزان سدیم دولومیت و گل آهکی نیز نشانه‌ی تأمین آنها از انحلال گل کربناتی پیشین بوده که دولومیت جایگزین آنها شده است. عدم وجود تبخیری‌ها در دولومیت‌های جانشینی، دلیل دیگری بر عدم تشکیل این دولومیت‌ها بر اثر سازوکار تبخیر شدید آب دریاست [۲۹].

مقادیر آهن و منگنز بر خلاف استرانسیم تحت تأثیر شرایط اکسایش و احیا و در دسترس بودن آنهاست و قدرت یونی شاره‌ی دولومیتی کننده تأثیر کمتری در میزان آن دارد [۱۸].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

به نظر می‌رسد که آهن و منگنز دولومیت‌های مورد بررسی می‌تواند از انحلال گل آهکی و خرده‌های کربناتی تأمین شده باشد. انحلال گل آهکی و تبلور دولومیت در طول تدفین باعث کاهش میزان آهن و منگنز در دولومیت‌های مورد بررسی نسبت به سنگ آهک میزبان شده است. میزان آهن و منگنز این دولومیت‌ها نسبت به دولومیت‌های تشکیل شده از آب دریا بالاتر است که می‌تواند نشان دهنده‌ی تشکیل این دولومیت‌ها در یک محیط کم اکسیژن و تحت تأثیر شاره‌هایی با میزان بالاتر آهن و منگنز نسبت به آب دریای باشد. وجود استیلولیت و شکستگی در این دولومیت‌ها نشان دهنده‌ی تشکیل برخی دولومیت‌ها قبل از تدفین عمیق‌تر بوده است.

اگرچه نسبت ایزوتوپی کربن شاره‌های دولومیتی کننده می‌تواند با ترکیب ایزوتوپی کانی‌های کربناتی قبلی که جانشین آنها شده‌اند، در نسبت پائین تبادل آب/سنگ یا سیستم دیاژنتیکی بسته تحت تأثیر قرار گیرد ولی ترکیب ایزوتوپ اکسیژن دولومیت بطورکلی بازتاب‌دهنده‌ی دمای ته‌نشست و ترکیب ایزوتوپی سیال‌های دولومیتی کننده است [۳۰]. میانگین ایزوتوپ اکسیژن در کلسیت‌های دریایی ژوراسیک ۱٫۲- تا ۲- VPDB ‰ بوده [۳۱] که نشانه‌ی تهی شدگی در نمونه‌های مورد بررسی است. کاهش میزان $\delta^{18}O$ از دولومیت‌های ریز بلور (RD_1) به درشت بلورتر (RD_2) نیز می‌تواند در اثر افزایش دمای شاره باشد.

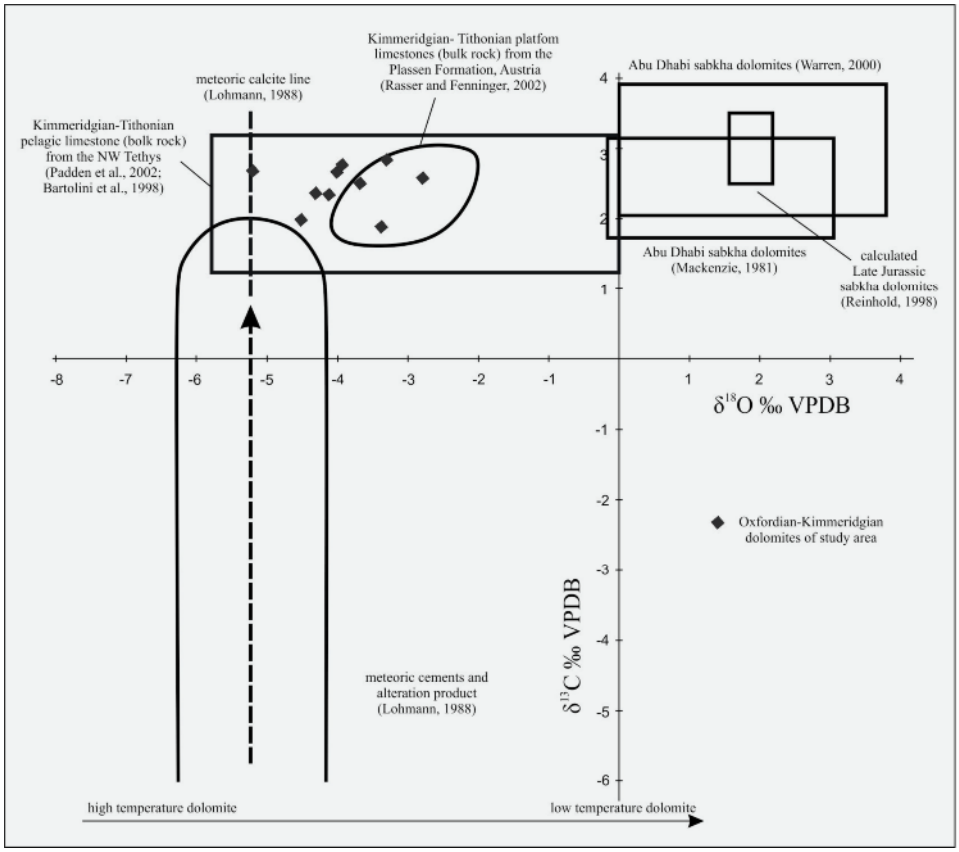
برای تعیین دمای تشکیل دولومیت‌ها از معادله‌ی فریدمن و اونیل [۳۲] استفاده شد:

$$\delta^{18}O_D - \delta^{18}O_W = (3.2 \times 10^6\ T^{-2}) - 1.5$$

در این معادله $\delta^{18}O_D$ نسبت ایزوتوپ اکسیژن دولومیت (۲٫۷۸- SMOW ‰ و ۵٫۹۱- SMOW ‰)، $\delta^{18}O_W$ نسبت ایزوتوپ اکسیژن آب (۱٫۲- SMOW ‰) و T دما (°K) است. دمای تشکیل دولومیت‌های مورد بررسی در گستره‌ی بین ۵۴ تا ۶۸ درجه سانتیگراد تغییر می کند.

با توجه به مقادیر ایزوتوپ اکسیژن سنگ آهک‌ها (با میانگین ۳٫۱- VPDB ‰) و دولومیت‌ها (با میانگین ۳٫۹۱- VPDB ‰) تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی بر این نهشته‌ها قابل تشخیص است. گرهک‌های چرتی دارای مقادیری ایزوتوپ اکسیژن ۲۱٫۶۸ تا ۹٫۲۳ SMOW ‰ (میانگین ۱۵٫۱۱ ‰ SMOW) است. این میزان سبک‌تر از میزان این ایزوتوپ در گل‌سنگ‌های آهکی و دولومیت‌هاست. میزان پایین ایزوتوپ اکسیژن در گرهک‌های چرتی نشان دهنده ته‌نشست از سیال‌هایی با میزان ایزوتوپ اکسیژن سبک‌تر و نیز نبودن سیال‌های حاصل از شرایط تبخیر بالا و دارا بودن ایزوتوپ اکسیژن سنگین است [۳۳]. مقدار بالاتر ایزوتوپ $\delta^{13}C$ در سنگ آهک اولیه نسبت به شاره‌های حفره‌ای، مقدار ایزوتوپ $\delta^{13}C$ در دولومیت‌های جانشین را تحت تأثیر قرار می‌دهد [۳۴]. مقدار ایزوتوپ کربن در دولومیت‌های جانشین مورد بررسی (۱٫۸۸ تا ۲٫۷۵ میانگین ۲٫۴۵ VPDB ‰) نزدیک تا کمی بیشتر از سنگ آهک‌های اولیه (۰٫۴۹ تا ۳٫۲۶ میانگین ۱٫۹ VPDB ‰) است. این مقادیر مثبت می‌تواند تأثیر گسترده‌ی سیال‌های دیاژنتیکی را در این دولومیت‌ها منتفی سازد. دولومیتی‌شدن بر اثر مخلوط شدن آب های شیرین و دریایی یا تبلور دوباره به وسیله‌ی سیال‌های دیاژنتیکی می‌تواند میزان $\delta^{13}C$ را کاهش دهد ولی با توجه به میزان $\delta^{13}C$ در نمونه‌های مورد بررسی، این نوع دولومیتی‌شدن نیز انجام نشده است [۳۵، ۳۶]. بر اساس میزان ایزوتوپ اکسیژن دولومیت‌ها (۲٫۷۸- تا ۵٫۹۱- VPDB ‰) و با توجه به نمودار آلن و ویگینز [۳۷] دولومیت‌های جانشینی و سیمان دولومیتی (RD_1، RD_2 و CD) مورد بررسی در گستره‌ی بین دولومیت‌های با دمای بالا و دمای پایین قرار دارد که نشان دهنده‌ی تشکیل آنها در دمای میانگین و شرایط تدفین نسبتاً کم عمق است. با توجه به شکل ۷ میزان ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در دولومیت‌های مورد بررسی بسیار سبکتر از دولومیت‌های سبخایی [۱۹، ۲۳] است و در گستره‌ی سنگ آهک‌های ژوراسیک فوقانی کیمریجین-تیتونین [۳۸، ۳۹] و نیز سنگ آهک‌های مورد بررسی است. این میزان نشان دهنده‌ی عدم تغییر زیاد در ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن طی فرایندهای دیاژنتیکی است. بنابراین با توجه به شواهد سنگ نگاری و ژئوشیمیایی، غالب دولومیت‌های مورد بررسی در مراحل اولیه‌ی درونزادی و شرایط تدفین نسبتاً کم عمق و تحت تأثیر محلول‌های منیزیم‌دار تشکیل شده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]



شکل ۷ نمودار پراکندگی ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در نمونه‌های دولومیتی مورد بررسی و مقایسه‌ی آن با نمونه‌های کیمریجین- تیتونین غرب تتیس [۳۸، ۳۹]، دولومیت‌های سبخایی قدیمی و عهد حاضر [۱۹، ۲۳] و کربنات‌های تحت تأثیر دیاژنز سنگ‌های آسمانی [۴۰] .

برداشت

نهشته‌های ژوراسیک فوقانی در ناحیه‌ی جاجرم بیشتر از سنگ آهک‌های میانگین تا ضخیم‌لایه تشکیل شده‌اند. تشکیل گرهک‌های چرتی و سیلیسی‌شدن به طور گسترده در این نهشته‌ها قابل مشاهده‌اند. سیلیس بیشتر به شکل ریزبلورین، دروزی، مگا کوارتز (به صورت بی‌شکل و شکل‌دار)، و کلسدونی است. با توجه به حضور باقیمانده‌های کربناتی در درون گرهک-ها و بخش‌های سیلیسی شده و شکل گرهک‌ها نسبت به لایه-های کربناتی میزبان آنها، سیلیسی‌شدن به صورت جانشینی بوده و محصول تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی است. همچنین وجود پوسته‌های رادیولر و سوزن اسفنج‌ها در این کربنات‌ها مؤید خاستگاه آلی به عنوان یکی از مهمترین خاستگاه‌های سیلیس برای تشکیل گرهک‌های سیلیسی و فرایند سیلیسی-شدن است. در این بررسی با توجه به بررسی‌های انجام شده ۴ نوع دولومیت شناسایی شده‌اند که عبارتند از دولومیت‌های اولیه (D_1)، دولومیت‌های جانشینی (RD_1 و RD_2) و دولومیت-های سیمان پرکننده‌ی حفره‌ها و شکستگی‌ها (CD). این دولومیت‌ها با توجه به خصوصیات سنگ نگاری به صورت همزمان با رسوبگذاری و نیز در مراحل دیاژنز تدفینی کم عمق تشکیل شده اند. خاستگاه منیزیم برای تشکیل این نوع دولومیت‌ها منیزیم حاصل از آب دریا، انحلال کلسیت HMC و انحلال دولومیت‌های تشکیل شده در مراحل آغازین است. میزان پایین‌تر استرانسیم در دولومیت‌ها و گرهک‌های چرتی نسبت به کلسیت‌های میزبان، نشان دهنده‌ی تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی و کاهش آن در اثر تأثیر سیالات دیاژنتیکی است. نزدیکی میزان سدیم دولومیت و گل آهکی نیز نشانه تأمین آنها از انحلال گل کربناتی پیشین بوده است. همچنین پایین بودن میزان استرانسیم و سدیم و عدم وجود تبخیری‌ها در این دولومیت‌ها نشانه‌ی عدم تأثیر فرایند تبخیر در تشکیل این دولومیت‌ها است. میزان سدیم در گرهک‌های چرتی نسبت به

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

گل آهکی میزبان کمتر بوده ولی نسبت به دولومیت بیشتر است و احتمالاً از انحلال گل آهکی تأمین شده است. مقدار پایین‌تر آهن و منگنز دولومیت‌ها نشان دهنده‌ی خارج شدن این عناصر از محیط به وسیله‌ی شاره‌های دیاژنتیکی است. به نظر می‌رسد که خاستگاه آهن و منگنز در دولومیت‌های مورد بررسی نیز حاصل از انحلال گل آهکی و خرده‌های کربناتی قبلی دیگر باشد. انحلال گل آهکی و تبلور دولومیت طی تدفین می‌تواند باعث کاهش میزان آهن و منگنز در این دولومیت‌ها بشود. تمرکز پایین‌تر میزان منگنز و آهن گرهک‌های چرتی نسبت به سنگ آهک‌ها و دولومیت‌ها به تمرکز پایین آن در محلول‌های سیلیسی کننده، شبکه بلورین متفاوت سیلیس و کربنات و نیز شرایط نیمه اکسیدی هنگام تشکیل آنها استناد شده است. مقادیر پایین‌تر ایزوتوپ اکسیژن دولومیت‌ها و گرهک‌های چرتی نسبت به سنگ آهک‌های میزبان نشانه تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی بویژه تدفین در این نهشته‌های مورد بررسی است. مقادیر نسبتاً مشابه تا کمی بیشتر $\delta^{13}C$ دولومیت‌ها نسبت به آهک‌های اولیه می‌تواند تأثیر دیاژنز سنگ‌های آسمانی را در آنها منتفی سازد. دمای تشکیل دولومیت‌های مورد بررسی بر اساس مقادیر ایزوتوپ اکسیژن حدود ۵۴ تا ۶۸ درجه‌ی سانتیگراد محاسبه شده است.

مراجع

[1] Dickson J. A. D., *"Carbonate identification and genesis as revealed by staining"*, Journal of Sedimentary Petrology 36 (1966) 441–505.

[2] Sibley D. F., Gregg J. M., *"Classiffication of dolomite rock textures"*, Journal of Sedimentary Petrology 57 (1987) 967–975.

[3] Flugel E., *"Microfacies of Carbonate Rocks-Analysis, Interpretation and Application"*, Springer, Berlin (2010) 967 pp.

[4] Tucker M. E., *"Sedimentary Rocks in the Field"*, 3rd edn. John Wiley & Sons Ltd, New York (2003) 249 pp.

[5] Kolodny Y., *"The origin of cherts as members of high productivity sequences: Isotopic evidence. The Scientific Study of Flint and Chert"*, In: (eds. G. de G Sieveking and M. B. Hart), (1986) 55–62.

[6] Bromley R. G., Ekdale A. A., *"Flint and fabric in the European chalk. In The Scientific Study of Flint and Chert"*, In: (eds. G. de G Sieveking and M. B. Hart), (1986) 71–82.

[7] Sharp, Z. D., Durakiewicz, T., Migaszewski, Z. M., Atudorei V. N., *"Antiphase hydrogen and oxygen isotope periodicity in chert nodules"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 66 (2002) 2865–2873.

[8] Muttoni G., Kent D. V., *"Widespread formation of cherts during the early Eocene climate optimum"*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 253 (2007) 348–362.

[9] Moore T. C., *"Chert in the Pacific: Biogenic silica and hydrothermal circulation"*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 261(2008) 87–99.

[10] Akulov N. I., *"Nodules in carbonaceous sediments of the Southern Tunguska Basin"*, Lithology and Mineral Resources 41 (2006) 73–84.

[11] Simonson, B.M., *"Sedimentology of cherts in the Early Proterozoic Wishart Formation, Quebec-newfoundland, Canada"*, Sedimentology 32 (1985) 23-40.

[12] Meadows D., Davies R. J., *"Predicting porosity reduction due to silica diagenesis using seismic reflection data"*, Marine and Petroleum Geology 26 (2009) 1543–1553.

[12] Knauth L. P., Lowe D. R., *"High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa"*, Geol. Soc. Am. Bull. 115 (2003) 566-580.

[13] Weibel R., Friis H., Kazerouni A. M., Svendsen J. B., Stokkendal J., Poulsen M. L. K., *Development of early diagenetic silica and quartz morphologies — Examples from the Siri Canyon, Danish North Sea"* Sedimentary Geology 228 (2010) 151–170.

[14] Sugitani K., Yamamoto K., Adachi M., Kavabe I., Sugisaki R., *"Archean cherts derived from chemical, biogenic and clastic sedimentation in shallow restricted basin:examples from the Gorge Greek Group in the Pilbara Block"*, Sedimentology 45 (1998)1045-1-62.

[15] Girty G. H., Ridge D. L., Knaack C., Johnson D., Al-Riyami R. K., *"Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

Hydrocarbon Reservoirs. Geol. Soc. London Spec. Publ. 235(2004) 7–63.

[25] Choquette P. W., Hiatt E. E., *"Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites"*, Sedimentology 55 (2008) 423–460.

[26] Reeder, R. J., Prosky, J. L., *"Compositional sector zoning in dolomite"*, Journal of Sedimentary Petrology 56 (1986) 237–247.

[27] Jones B., Inside-out dolomite, Journal of Sedimentary Research 77 (2007) 539–551.

[28] Banner, J. L., *"Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis"*, Sedimentology 42 (1995) 805–824.

[29] Touir J., Soussi Mohamed, and Troudi, 2009, Polyphased dolomitization of a shoal-rimmed carbonate platform: example from the Middle Turonian Bireno dolomites of central Tunisia, Cretaceous Research v. 30, p. 785–804.

[30] Kirmaci M. Z., *"Dolomitization of the late Cretaceous–Paleocene platform carbonates, Golkoy (Ordu), eastern Pontides, NE Turkey"*, Sedimentary Geology 203 (2008) 289-306.

[31] Gregory R. T., In: Taylor Jr., H.P., O'Neil, J.R., Caplan, I.R. (Eds.). *"Stable Isotope Geochemestry: a Tribute to Samuel Epstein, The Geochemical Society Special Publication"*, 1. The Geochemical Society (1991) 65–76.

[32] Friedman I., O'Neil J. R., *"Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. Data of Geochemistry"*, US Geol. Surv. Prof. Paper 440 (1977) 1–12.

[33] Bustillo M. A., Arribas M. E., Bustillo M., *"Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain)"*, Sedimentary Geology 151 (2002) 107–126.

[34] Tucker M. E.,Wright V. P., *"Carbonate Sedimentology"*, Blackwell, Oxford. (1992) 482 pp.

[35] Machel H. G., Mountjoy E. W., *"Chemistry and environments of dolomitization-a reappraisal"*, Earth Science Reveiw 23 (1986) 175–222.

[36] Coniglio M., James N. P., Aissaoui D. M., *"Dolomitization of Miocene carbonates, Gulf of argillite, Sierra Nevada, California"*, Journal of Sedimentary Research 66 (1996) 107–18.

[16] Knauth L. P., *"Origin and diagenetic history of cherts: An isotopic perspective. Isotopic Signatures and Sedimentary Rocks"*, In: (eds. N. Clauer and S. Chaudhuri), Springer-Verlag, Berlin, Germany 43 (1992) 123–152.

[17] Frisia S.,. *"Mechanisms of complete dolomitization in a carbonate shelf: comparison between the Norian Dolomia Principale (Italy) and the Holocene of Abu Dhabi sabkha"*, In: Purser, B.H., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), Dolomites, a Volume in Honour of Dolomieu. Special Publication, International Association of Sedimentologists, 21 (1994) 55–74.

[18] Budd D. A., "*Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin"*, Earth Science Review. 42 (1997) 1–47.

[19] Reinhold C., *"Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany"*, Sedimentary Geology 121 (1998) 71–95.

[20] Gregg J. M., Shelton K.L., *"Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnettere and Davis Formations (Cambrian), southeastern Missouri"*, Journal of Sedimentary Petrology 60 (1990) 549-562.

[21] Al-Aasm I. S., Packard J. J., *"Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites"*, Sedimentary Geology 131 (2000) 97-108.

[22] Johnson A. W., Shelton K. L., Greeg M. J., Somerville I. D., Wright W. R., Nagy Z. R., *"Regional studies of dolomites and their included fluids: recognizing multiple chemically distinct fluids during the complex diagenetic history of Lower Carboniferous (Mississippian) rocks of the Irish Zn-Pb ore field"*, Miner Petrol. 96 (2009) 1-18.

[23] Warren J., Dolomite: *"occurrence, evolution and economically important associations"*, Earth Science Review 52 (2000) 1–81.

[24] Machel H. G., *"Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal"*, In: Braithwaite, C. J. R., Rizzi G, Darke G, (Eds.), The Geometry and Petrogenesis of Dolomite

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

[39] Rasser M. W., Fenninger A., *"Paleoenvironmental and diagenetic implications of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ isotope ratios from the Upper Jurassic Plassen limestone (Northern Calcareous Alps, Austria)"*, Géobios 35 (2002) 41–49.

[40] Lohmann, K.C., *"Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst"*, In: James, N.P., Philip, W.C. (Eds.), Paleokarst. Springer, Berlin, (1988) 58–80.

Suez, Egypt", Journal of Sedimentary Petrology 58 (1988) 100–119.

[37] Allan J. R., Wiggins W. D., *"Dolomite reservoir geochemical techniques for evaluation, origin and distribution"*, Am Assoc Petroleum Geol Bull Course Note Series 36 (1993) 129 p

[38] Padden M., Weissert H., Funk H., Schneider S., Gansner C., *"Late Jurassic lithological evolution and carbon-isotope stratigraphy of the western Tethys"*, Eclogae geol. Helv. 95 (2002) 333–346.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]