

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

سید علی آقایی، اسدالله 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 شمال شرقی 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. سیلیسی شدن در این نهشته‌ها بیشتر به صورت جانشینی بوده که حضور باقیمانده‌های کربناتی در درون گرهک‌ها و قسمت‌های سیلیسی شده مؤید این جانشینی است. سیلیس بیشتر به اشکال دانه‌ای، دروزی و شعاعی و بیشتر به صورت ریزبلور است. این نوع سیلیس بیشتر در رخسارهای 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 میزان 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 ایزوتوب اکسیژن سنگ آهک‌ها (با میانگین  $-3.1$  ‰ VPDB)، دولومیت‌ها (با میانگین  $-3.9$  ‰ VPDB) و گرهک‌های سیلیسی (با میانگین  $-14.82$  ‰ VPDB) نیز تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تدفینی بر این نهشته‌ها را نشان می‌دهد. دمای تشکیل دولومیت‌های مورد بررسی با توجه به مقادیر ایزوتوب اکسیژن با دمای  $54$  تا  $68$  درجه سانتگراد محاسبه شده است.

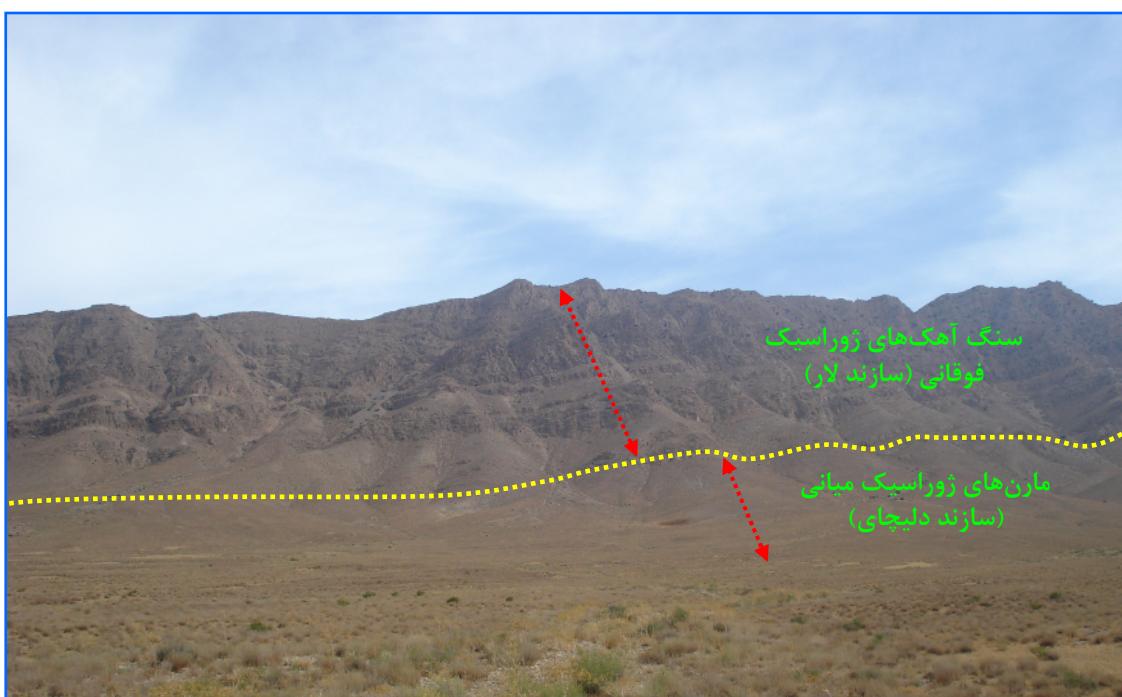
**واژه‌های کلیدی:** سیلیسی شدن؛ دولومیتی شدن؛ گرهک؛ ژوراسیک فوقانی؛ غرب بجنورد؛ جاجرم.

### مقدمه

برخوردارند و بیشتر از لایه‌های سنگی کربناتی میانگین تا ضخیم و توده‌ای خاکستری تا نخودی رنگ و در بسیاری از بخش‌ها صخره‌ساز تشکیل شده‌اند. این رسوب‌ها حاوی گرهک‌های چرتی بسیار فراوان به اشکال بیضوی و کشیده و به رنگ‌ها

رسوب‌های ژوراسیک فوقانی در ناحیه مورد بررسی (کوه‌های بینالود، غرب بجنورد، شمال شرق و جنوب‌غرب جاجرم) با ضخامتی حدود ۵۰۰ متر از رخنمون بسیار خوبی (شکل ۱)

\* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۵۱۲۸۰۱۸، نامبر: ۸۷۹۷۷۲۷۵، پست الکترونیکی: amahboobi2001@yahoo.com



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

Na) در آزمایشگاه Acme کانادا به روش ICP-TS و ایزوتوپ پایدار اکسیژن و کربن در دانشگاه کورنل آمریکا با استفاده از Thermo Delta V Advantage مدل بیناب‌سنج جرمی مدل 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 آلومینیم اسکلتی و غیر اسکلتی هستند. بسیاری از این سنگ آهک‌ها تحت تأثیر فرایندهای سیلیسی‌شدن و دولومیتی‌شدن قرار گرفته و بلورهای ریز و درشت سیلیس و دولومیت جانشین گل آهکی و آلومینیم اسکلتی و غیر اسکلتی شده‌اند.

#### الف: سیلیسی‌شدن

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

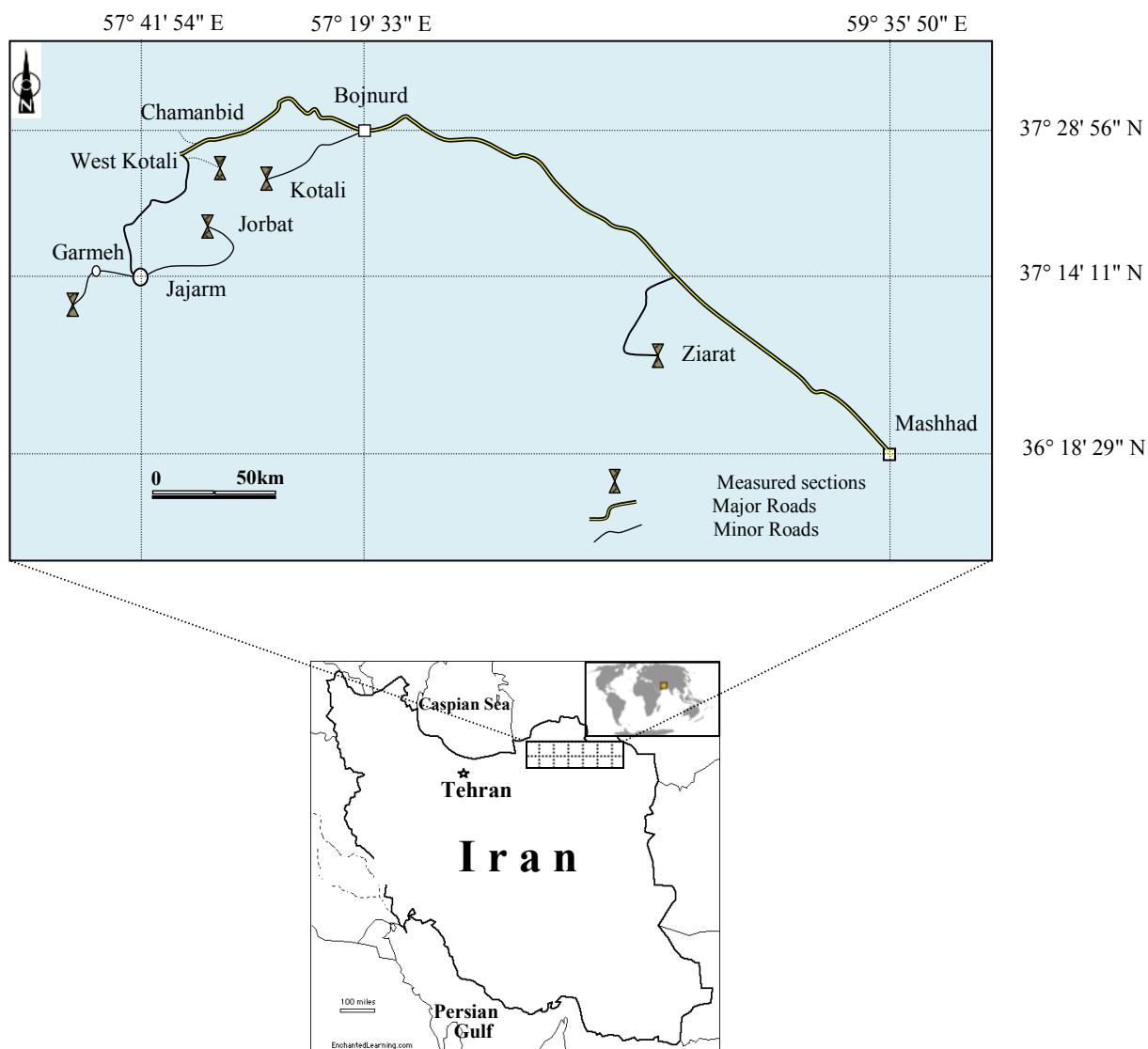
نخودی، صورتی و خاکستری هستند. اندازه‌ی این گرهک‌ها از ۲ تا ۳ سانتیمتر تا حدود ۱۵ تا ۲۰ سانتیمتر متغیر است و به صورت پراکنده و گاه به صورت متراکم و غالباً در لایه‌های پایینی توالی وجود دارند (شکل ۱). هدف از این بررسی شناسایی انواع مختلف سیلیس، دولومیت و تفسیر سازوکار تشکیل آنها است.

#### روش بررسی

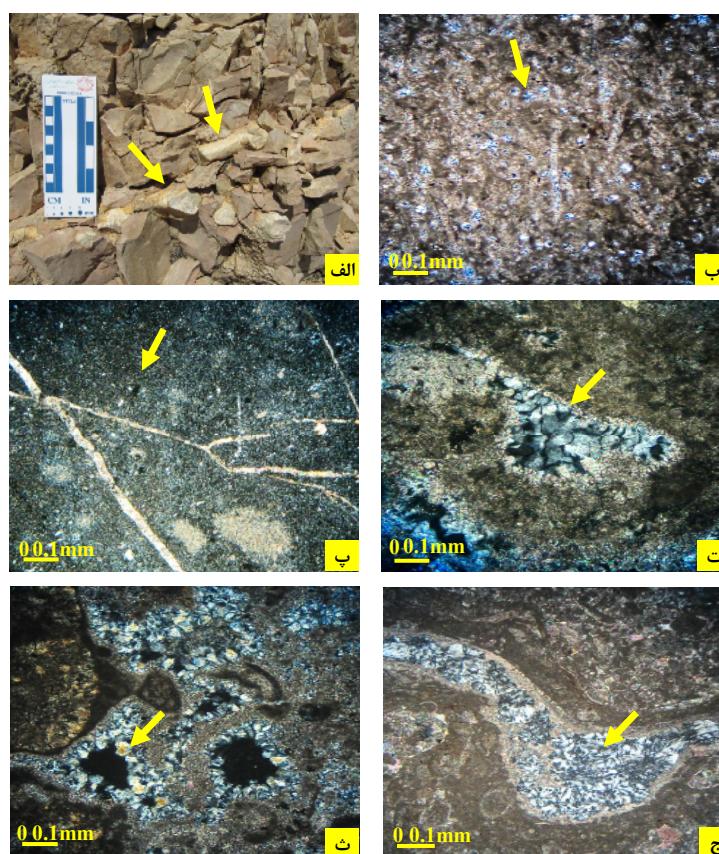
در این پژوهش تعداد ۵ برش چینه‌شناسی در ناحیه‌ی بینالود، غرب بجنورد و شمال‌شرق و جنوب‌غرب جاجرم (شکل ۲) انتخاب و تعداد ۷۰۰ مقطع نازک تهیه و پس از رنگ آمیزی با آلیازارین قرمز [۱] از نظر سنگ نگاری بررسی شده‌اند. تعداد ۲۰ نمونه سنگ آهک حاوی سیلیس و دولومیت نیز با میکروسکوپ کاتدولومینسانس Technosyn Cold CL مدل MK3 ۸۲۰۰ 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 (Sr, Fe, Mn)

بسیاری از دانه‌های اسکلتی نظیر دوکفه‌ای، اکینودرم، مرجان و برخی از دانه‌های غیر اسکلتی از جمله اینترالکلستها و هسته آئیدها را تحت تأثیر قرار داده است. کوارتز ریزبلورین یا چرت، فراوان ترین 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).

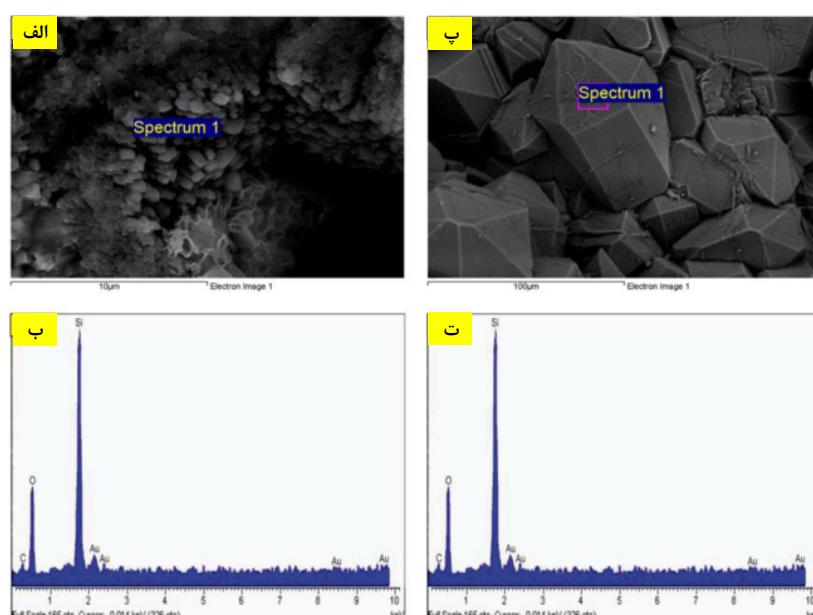
(nonselective) و نیز گستردۀ (pervasive) است. سیلیس به صورت میکروکوارتز با قطر کمتر از ۲۰ میکرون (شکل ۳-ب و شکل ۴-الف و ب)، کوارتز کاملاً شکل‌دار به اندازه‌ی ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون (شکل ۳-ث)، کوارتز دروزی با قطر کمتر از ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون (شکل ۳-ت)، مگاکوارتز با قطر بیشتر از ۲۰ میکرون (شکل ۳-ث و شکل ۴-پ، و) و 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 کربنات‌های است و در ناحیه‌ی مورد بررسی به خوبی قابل مشاهده است به طوری که



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



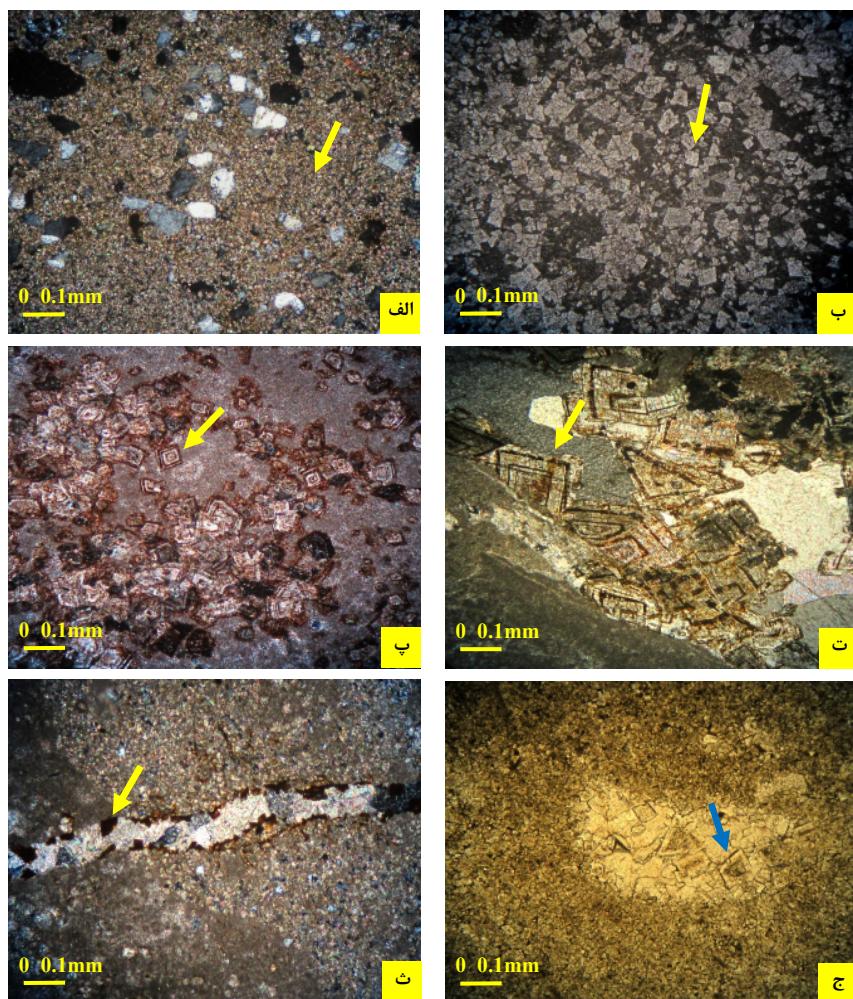
شکل ۳ (الف) تصویر صحرایی از گرهک‌های چرتی خاکستری و نخودی‌رنگ در سنگ آهک‌های نازک‌لایه برش گرمه در جنوب غربی جاجرم (پیکان زرد) (ب) رخساره‌ی پکستون بیولکسلتی که بسیاری از خرده‌های اسکلتی، سیلیسی شده‌اند (پیکان زرد). (پ) شکستگی در سیلیس ریزبلورین (چرت) (پیکان زرد) که با کلسیت پرشده است. (ت) کوارتز درشت 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 آنالیز EDX - الف و ب: کوارتزهای شکل‌دار منشوری که جانشین دانه‌های کربناتی شده‌اند. پ و ت: کوارتزهای ریزبلوری.

RD2: به صورت متوسط تا درشت بلور، شکل دار 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 (شکل ۶ 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 شکل دار 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).



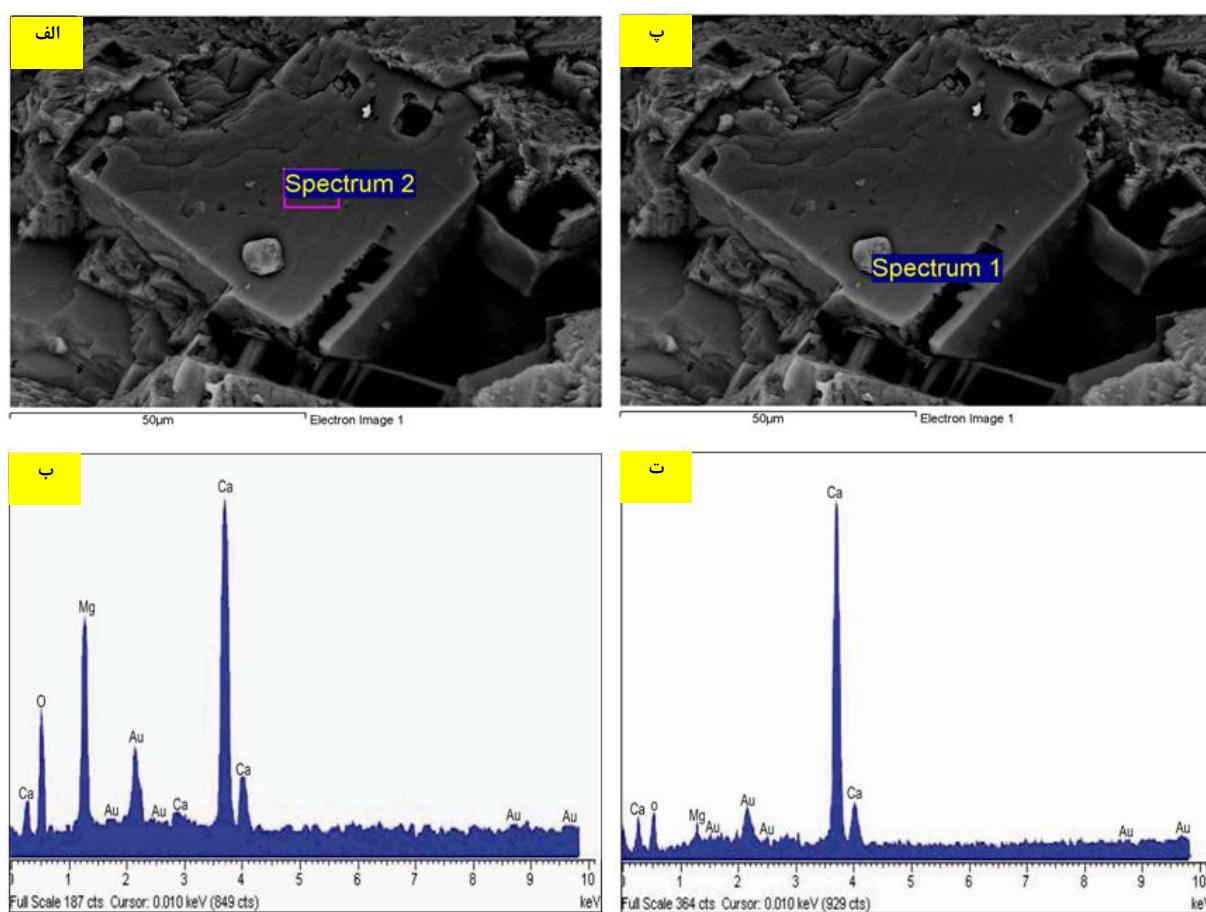
شکل ۵: (الف): دولومیت ریز بلور فاقد فسیل (D1) (پیکان زرد) و دارای ذرات پراکنده کوارتز ماسه‌ای (ب): دولومیت‌های میانگین تا درشت بلور (RD1) در داخل گل آهکی (پیکان زرد) (پ): دولومیت‌های میانگین تا درشت بلور (RD2) که دارای منطقه‌بندی کاملاً مشخص هستند (پیکان زرد). (ت): دولومیت‌های درشت بلور شکل دار و دارای منطقه‌بندی (CD) که در دیواره‌ی شکستگی‌ها تشکیل شده و بلورهای شکستگی 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).

### ب: دولومیتی شدن

دولومیت‌های رسوب‌های ژوراسیک فوکانی ناحیه‌ی مورد بررسی شامل چهار نوع‌اند.

D1: این دولومیت‌ها ریز بلور، دارای مرز صفحه‌ای و بی‌شکل تا کاملاً شکل دار 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.



شکل ۶ تصویر میکروسکوپ الکترونی و آنالیز EDX - الف و ب: بلور کاملاً شکل دار دولومیت که جانشین گل های 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.

ام)، در دولومیتها ۲۰ تا ۳۱۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۲۷۷ پی‌پی‌ام) و در گرهک‌های چرتی ۲۴۰ تا ۳۹۰ پی‌پی‌ام (با میانگین ۳۲۲ پی‌پی‌ام) است.

#### نتایج آنالیز ایزوتوپی

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

#### 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 ۲۰,۳ پی‌پی‌ام)، در دولومیتها 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)

بررسی

جدول ۱ نتایج آنالیز عنصری و ایزوتوپ‌های پایدار ( $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$ ) در سنگ آهک‌ها، دولومیت‌ها و گرهک‌های چرتی ژوراسیک فوکانی مورد بررسی.

شماره نمونه	کلسیم (درصد)	منیزیم (درصد)	استرانسیم (پی‌بی‌ام)	سدیم (پی‌بی‌ام)	آهن (پی‌بی‌ام)	منگنز (پی‌بی‌ام)	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB)
سنگ آهک	J13	۳۶,۳۴	-۰,۵۲	۲۸۶	۳۲۰	۳۷۰۰	۶۲۸	-۲,۲۱
	J15	۳۵,۶۴	-۰,۵۳	۲۸۴	۵۲۰	۳۹۰۰	۵۹۰	-۲,۸۱
	J16	۳۴,۵۶	-۰,۶۶	۳۰۰	۶۹۰	۵۹۰۰	۵۵۹	-۳,۶۱
	J17	۳۳,۸۳	-۰,۷۱	۳۰۷	۱۳۳۰	۶۲۰۰	۴۴۱	-۲,۷۸
	J18	۳۳,۷۴	-۰,۶۷	۳۱۸	۷۰۰	۵۶۰۰	۳۱۰	-۳,۰۱
	J20	۳۳,۱۷	-۰,۷۲	۳۳۴	۹۶۰	۵۴۰۰	۲۳۹	-۳,۲۲
	J37	۳۵,۲۷	-۰,۶۵	۳۱۹	۷۱۰	۳۵۰۰	۱۳۰	-۳,۵۶
	J39	۳۶,۶۱	-۰,۶۳	۳۴۴	۲۷۰	۲۷۰۰	۱۲۲	-۳,۷۱
	J40	۳۵,۱۸	-۰,۷۸	۳۸۰	۵۲۰	۳۱۰۰	۱۵۸	-۲,۴۵
	J41	۳۵,۰۱	-۰,۷۵	۳۶۷	۷۷۰	۳۷۰۰	۱۷۴	-۲,۵۱
	G32	۳۸,۴۶	-۰,۲۵	۲۱۴	۱۱۰	۹۰۰	۱۷۸	-۲,۵۱
	G39	۳۷,۷۷	-۰,۳۳	۲۰۶	۱۵۰	۲۷۰۰	۱۳۶	-۴,۰۵
	G44	۳۸,۱۰	-۰,۲۷	۱۷۵	۱۴۰	۱۴۰۰	۱۵۰	-۳,۸۹
	G45	۳۷,۷۵	-۰,۳۲	۱۸۱	۱۴۰	۱۱۰۰	۱۳۰	-۳,۰۰
	G48	۳۵,۶۸	۱,۲۰	۱۵۲	۱۷۰	۱۷۰۰	۱۴۱	-۳,۴۶
	G73	۳۷,۷۴	-۰,۳۳	۲۲۱	۲۲۰	۱۶۰۰	۱۲۲	-۲,۵۵
	G76	۳۵,۰۶	-۰,۳۹	۲۱۵	۲۶۰	۶۳۰۰	۱۷۴	-۳,۲۸
	G77	۳۵,۷۴	-۰,۳۶	۲۵۱	۲۵۰	۲۸۰۰	۱۳۵	-۲,۶۸
	G78	۳۵,۲۴	-۰,۳۹	۲۵۵	۲۷۰	۳۰۰۰	۱۴۸	-۲,۲۶
	G80	۳۶,۰۸	-۰,۴۳	۲۵۳	۲۴۰	۲۹۰۰	۲۰۱	-۲,۸۷
دولومیت	K104	۲۲,۹۴	۱۲,۳۲	۳۵	۳۰۰	۲۵۰۰	۷۰	-۳,۹۲
	K104D	۲۲,۶۲	۱۲,۰۲	۳۵	۲۴۰	۲۲۰۰	۵۸	-۳,۶۷
	K105	۲۵,۵۷	۹,۲۷	۵۰	۲۲۰	۲۰۰۰	۶۸	-۵,۱۹
	K106	۲۱,۸۱	۱۱,۷۷	۵۰	۲۱۰	۲۴۰۰	۴۰	-۳,۲۹
	K106A	۲۱,۹۰	۱۲,۰۱	۴۹	۳۰۰	۲۴۰۰	۴۰	-۲,۷۸
	K107	۲۷,۶۲	۸,۷۹	۶۸	۲۵۰	۱۷۰۰	۵۰	-۳,۳۶
	K107A	۲۵,۷۰	۹,۵۳	۷۲	۲۴۰	۱۳۰۰	۴۲	-۴,۵۰
	K108	۲۱,۹۰	۱۱,۵۱	۳۴	۲۱۰	۱۵۰۰	۴۵	-۴,۰۰
	K109	۲۲,۷۹	۱۱,۸۸	۸۸	۲۹۰	۱۳۰۰	۷۳	-۴,۲۹
	K109A	۲۲,۱۱	۱۱,۳۶	۳۸	۲۱۰	۱۷۰۰	۵۵	-۴,۱۱
گرهک	-	-	-	-	-	-	$\delta^{18}\text{O}$ (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	۲۷۰	۷۰۰	۱۴	۱۴,۸۳
	NG 12	۰,۵۸	-۰,۰۲	۱۳	۲۵۰	۴۰۰	۶	۱۲,۷۵
	NG 13	۱,۶۵	-۰,۰۴	۲۴	۲۹۰	۶۰۰	۲۶	۱۶,۲۱
	NG 14	۰,۸۷	-۰,۰۵	۱۹	۲۶۰	۵۰۰	۱۳	۱۳,۴۷
	NG 15	۰,۷۲	-۰,۹۴	۱۶	۲۴۰	۶۰۰	۱۰	۱۳,۴۴
	NG 16	۰,۹۱	-۰,۰۳	۱۹	۲۸۰	۴۰۰	۱۲	۱۳,۰۲
	NGS	۰,۰۸	-۰,۰۲	۸	۲۴۰	۴۰۰	۲	۹,۲۳
	مینیمم	-	-	-	-	-	-	-۴,۴۹
	ماکریمم	-	-	-	-	-	-	۳,۲۶
	میانگین	-	-	-	-	-	-	۲,۰۸

## بحث و بررسی

## الف: سیلیسی شدن

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. گرهک‌های سیلیسی با حضور آب و تمرکز بالای سیلیس تشکیل می‌شوند [۱۰]. برای تشکیل ژل سیلیسی، محلول ابر اشباع نسبت به سیلیس مورد نیاز است و حضور ساختارهای موزائیکی و اسفروولیتی 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 تنهنست چرت و کوارتز ریزبلوری تا درشت بلورهای شکل‌دار کوارتز مشخص می‌شود. بنا بر ادعای سیمونسون [۱۱]، خاموشی اسفروولیتی سیلیس در نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند به روش‌های مختلف از قبیل رشد رقباتی طی پر شدن حفره‌ها با تنهنست 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 تنهنست سیلیس است که تمرکز بالای آن باعث هسته‌دار شدن فراوان و تشکیل میکروکوارتز و تمرکز پایین سیلیس مناسب برای تنهنست 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 میزان کاهش یافته است.

علاوه بر این، مقادیر پایین‌تر منگنز و آهن در گرهک‌های چرتی نسبت به سنگ آهک و دولومیت‌های مورد بررسی می‌تواند 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

بسیاری از چرت‌هایی که در سطح خشکی‌های امروزی رخنمون دارند (مخصوصاً رادیولاریت‌های نواری مزوژوئیک) در دریاهای اپی کنتیننتال تشکیل شده‌اند [۵]. چرت می‌تواند پس از ته‌نشست 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 تنهنست 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 صحرابی 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 آراغونیت قابلیت بیشتری برای سیلیسی شدن دارند [۳] و به همین دلیل در اثر سیلیسی شدن انتخابی خرده‌های فسیلی دوکفه‌ای و اکینودرم و برخی از دانه‌های غیر اسکلتی نظیر ائیدها به وسیله‌ی 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). رادیولرهای در سنگ آهک‌های مورد بررسی نسبتاً فراوان است و در رخساره‌های دریایی باز و عمیق حوضه همراه با خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک و سوزن‌های اسفنج قابل مشاهده‌اند [۹]. فرایند سیلیسی شدن بستگی به دما، فشار، تغییرات pH، نوع و ترکیب شیمیایی محلول و ترکیب سنگ میزان دارد [۳]. چرت می‌تواند در شرایط مختلف درونزادی دریایی و سنگ‌های آسمانی تشکیل شود. بسیاری از گرهک‌های چرتی در کربنات‌های مورد بررسی در مراحل آغازین درونزادی و در محیط دریایی تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد

تشکیل می‌شوند [۲۲، 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 نشان دهنده‌ی تغییر شرایط تشکیل و ترکیب شاره‌های دولومیت‌ساز است [۲۶]. در برخی قسمت‌ها اتحلال در درون بلورهای دولومیت می‌تواند ناشی از میزان کلسیم بالا، تمرکز بالای نقص رشدی و احتمالاً حضور میان‌بار با حلایت بالا و اتحلال 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<sub>1</sub>، RD<sub>2</sub> و CD علاوه بر آب دریا می‌تواند Mg حاصل از اتحلال کلسیت HMC (پوسته‌های فسیلی و گل آهکی) و اتحلال فشاری دولومیت‌های ریز بلور قبلی باشد. وجود استیلویلت در داخل دولومیت‌ها نشان دهنده‌ی اتحلال 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 اتحلال 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 میزان باشد.

نزدیکی میزان سدیم دولومیت و گل آهکی نیز نشانه‌ی تأمین آنها از اتحلال 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 دستریس بودن آنهاست و قدرت یونی شاره‌ی دولومیتی کننده تأثیر کمتری در میزان آن دارد [۱۸].

تشکیل، توسط بسیاری از پژوهشگران به کار برده شده است [۱۶، ۱۶]. تنوع در میزان ایزوتوپ اکسیژن می‌تواند در اثر تأثیر شاره‌ها طی درونزادی باشد [۲]. کاهش میزان O<sup>18</sup> در گرهک‌های مورد بررسی نسبت به گل آهکی میزان نشان دهنده‌ی تأثیر فرایندهای دیاژنر تدفینی و به مقدار کمتر دیاژنر جوی در زمان تشکیل این گرهک‌هاست.

#### دولومیتی‌شدن

دولومیت‌های D<sub>1</sub> 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 دریابی تشکیل شده‌اند. دولومیت‌های D<sub>2</sub> و RD<sub>1</sub> 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 نظری افزایش اندازه‌ی بلورها، منطقه‌بندی بلورها و مزه‌های صفحه‌ای بین آنها نیز مؤید جانشینی بلورهای دولومیت است [۱۸، ۱۸]. همچنین بررسی تصاویر SEM و آنالیز EDS بلورهای دولومیت نوع RD<sub>2</sub> نشان دهنده وجود خرددهای کلسیت اولیه در داخل بلورهای درشت دولومیت و جانشین بودن این نوع دولومیت است (شکل ۶-الف، ب، پ و ت). دولومیت‌های RD<sub>1</sub> به دلیل اندازه‌ی کوچک و مز میان بلوری مسطح در اعمق کم و نزدیک به سطح، و شرایط دمایی پایین تشکیل شده است، هر چند گاهی در دماهای بالاتر نیز می‌توانند تشکیل شوند [۲، ۲]. در بسیاری از موارد دولومیت‌ها تحت تأثیر استیلویلت‌ها قرار گرفته‌اند که نشان دهنده‌ی تشکیل آنها پیش از تدفین خیلی زیاد و در اعمق 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 مزه‌های صفحه‌ای در دماهای پائین حدود ۵۰ تا ۶۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در مراحل اولیه‌ی تدفین کم عمق

اکسیژن ۲۱,۶۸ تا ۹,۲۳‰ SMOW (میانگین ۱۵,۱۱‰ SMOW) است. این میزان سبکتر از میزان این ایزوتوب در گل سنگ‌های آهکی و دولومیت‌هاست. میزان پایین ایزوتوب اکسیژن در گرهک‌های چرتی نشان دهنده تهنشست از سیال‌هایی با میزان ایزوتوب اکسیژن سبکتر و نیز نبودن سیال‌های حاصل از شرایط تبخیر بالا و دارا بودن ایزوتوب اکسیژن سنگین است [۳۳]. مقدار بالاتر ایزوتوب  $C^{13}$  در سنگ آهک اولیه نسبت به شاره‌های حفره‌ای، مقدار ایزوتوب  $C^{13}$  در دولومیت‌های جانشین را تحت تأثیر قرار می‌دهد [۳۴]. مقدار ایزوتوب کربن در دولومیت‌های جانشین مورد بررسی ۱,۸۸ تا ۲,۷۵‰ میانگین ۲,۴۵‰ نزدیک تا کمی بیشتر از سنگ آهک‌های اولیه (۰,۴۹ تا ۳,۲۶‰ میانگین ۱,۹‰ VPDB) است. این مقادیر مثبت می‌تواند تأثیر گستردگی سیال‌های دیازنتیکی را در این دولومیت‌ها منتفی سازد. دولومیتی شدن بر اثر مخلوط شدن آب‌های شیرین و دریابی یا تبلور دوباره به وسیله‌ی سیال‌های دیازنتیکی می‌تواند میزان  $C^{13}$  را کاهش دهد ولی با توجه به میزان  $C^{13}$  در نمونه‌های مورد بررسی، این نوع دولومیتی شدن نیز انجام نشده است [۳۵, ۳۶]. بر اساس میزان ایزوتوب اکسیژن دولومیت‌ها (۲,۷۸ تا ۵,۹۱‰ VPDB) و با توجه به نمودار آلن و ویگینز [۳۷] دولومیت‌های جانشینی و سیمان دولومیتی (RD<sub>1</sub>, RD<sub>2</sub> و CD) مورد بررسی در گستره‌ی بین دولومیت‌های با دمای بالا و دمای پایین قرار دارد که نشان دهنده تشکیل آنها در دمای میانگین و شرایط تدفین نسبتاً کم عمق است. با توجه به شکل ۷ میزان ایزوتوب‌های اکسیژن و کربن در دولومیت‌های مورد بررسی بسیار سبکتر از دولومیت‌های سبخایی [۱۹, ۲۳] است و در گستره‌ی سنگ آهک‌های ژوراسیک فوکانی کیمریجین-تیتونین [۳۸, ۳۹] و نیز سنگ آهک‌های مورد بررسی است. این میزان نشان دهنده عدم تغییر زیاد در ایزوتوب‌های اکسیژن و کربن طی فرایندهای دیازنتیکی 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.

به نظر می‌رسد که آهن و منگنز دولومیت‌های مورد بررسی می‌تواند از انحلال گل آهکی و خرددهای 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 میزان 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 دریابی باشد. وجود استیلویلت و شکستگی در این دولومیت‌ها نشان دهنده‌ی تشکیل برخی دولومیت‌ها قبل از تدفین عمیق‌تر بوده است.

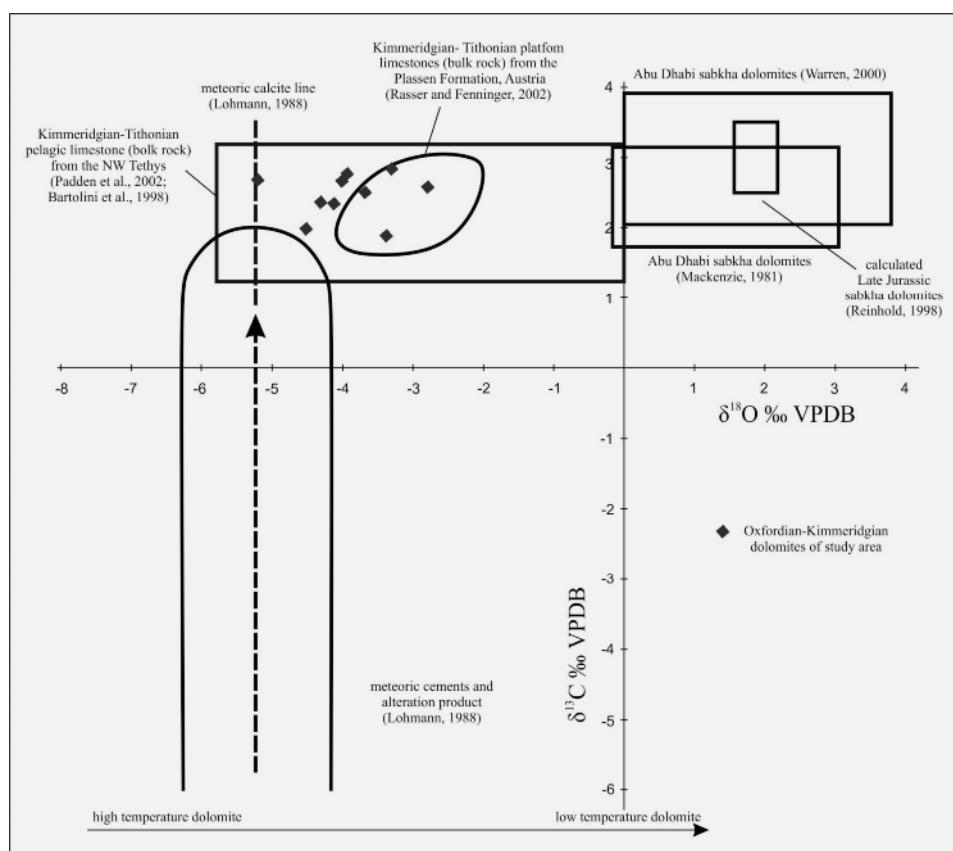
اگرچه نسبت ایزوتوبی کربن شاره‌های دولومیتی کننده می‌تواند با ترکیب ایزوتوبی کانی‌های کربناتی قبلی که جانشین آنها شده‌اند، در نسبت پائین تبادل آب/سنگ یا سیستم دیازنتیکی بسته تحت تأثیر قرار گیرد ولی ترکیب ایزوتوب اکسیژن دولومیت بطورکلی بازتاب‌دهنده‌ی دمای تهنشست و ترکیب ایزوتوبی سیال‌های دولومیتی کننده است [۳۰]. میانگین ایزوتوب اکسیژن در کلسیت‌های دریابی ژوراسیک ۱-۲ تا -۲‰ VPDB بوده [۳۱] که نشانه‌ی تهی شدگی در نمونه‌های مورد بررسی است. کاهش میزان  $O^{18}$  از دولومیت‌های ریز بلور (RD<sub>1</sub>) به درشت بلورتر (RD<sub>2</sub>) نیز می‌تواند در اثر افزایش دمای شاره باشد.

برای تعیین دمای تشکیل دولومیت‌ها از معادله‌ی فریدمن و اوپل [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 ایزوتوب اکسیژن دولومیت -۲,۷۸‰ و  $\delta^{18}O_W$  نسبت ایزوتوب اکسیژن SMOW -۵,۹۱‰ SMOW است. دمای تشکیل دولومیت‌های مورد بررسی در گستره‌ی بین ۵۴ تا ۶۸ درجه سانتیگراد تغییر می‌کند.

با توجه به مقادیر ایزوتوب اکسیژن سنگ آهک‌ها (با میانگین -۳,۱‰ VPDB) و دولومیت‌ها (با میانگین -۳,۹۱‰ VPDB) تأثیر فرایندهای دیازنتیکی بر این نهشته‌ها قابل تشخیص است. گرهک‌های چرتی دارای مقادیری ایزوتوب



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

اولیه ( $D_1$ )، دولومیت‌های جانشینی ( $RD_1$  و  $RD_2$ ) و دولومیت‌های سیمان پرکننده‌ی حفره‌ها و شکستگی‌ها ( $CD$ ). این دولومیت‌ها با توجه به خصوصیات سنگ نگاری به صورت همزمان با رسوبگذاری و نیز در مراحل دیاژنر تدفینی کم عمق تشکیل شده‌اند. 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 میزان، نشان دهنده‌ی تأثیر فرایندهای دیاژنریک و کاهش آن در اثر تأثیر سیالات دیاژنریکی است. نزدیکی میزان سدیم دولومیت و گل آهکی نیز نشانه‌ی 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 فرایندهای تبخیر در تشکیل این دولومیت‌ها است. میزان سدیم در گرهک‌های چرتی نسبت به

#### برداشت

نهشته‌های ژوراسیک فوقانی در ناحیه‌ی جاجرم بیشتر از سنگ آهک‌های میانگین تا ضخیم‌لایه تشکیل شده‌اند. تشکیل گرهک‌های چرتی و سیلیسی شدن به طور گستردگی در این نهشته‌ها قابل مشاهده‌اند. سیلیس بیشتر به شکل ریزبلورین، دروزی، مگا کوارتز (به صورت بی‌شکل و شکل دار)، و کلسیدونی است. با توجه به حضور باقیمانده‌های کربناتی در درون گرهک‌ها و بخش‌های سیلیسی شده و شکل گرهک‌ها نسبت به لایه‌های کربناتی میزان آنها، سیلیسی شدن به صورت جانشینی بوده و محصول تأثیر فرایندهای دیاژنریکی 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 فرایندهای سیلیسی شدن است. در این بررسی با توجه به بررسی‌های انجام شده ۴ نوع دولومیت شناسایی شده‌اند که عبارتند از دولومیت‌های

- 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

گل آهکی میزان کمتر بوده ولی نسبت به دولومیت بیشتر است و احتمالاً از انحلال گل آهکی تأمین شده است. مقدار پایین تر آهن و منگنز دولومیت‌ها نشان دهنده 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 خرددهای کربناتی قبلی دیگر باشد. انحلال گل آهکی و تبلور دولومیت طی تدفین می‌تواند باعث کاهش میزان آهن و منگنز در این دولومیت‌ها بشود. تمرکز پایین تر 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 پایین تر ایزوتوپ اکسیژن دولومیت‌ها و گرهک‌های چرتی نسبت به سنگ آهک‌های میزان نشانه تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی بویژه تدفین در این نهشته‌های مورد بررسی است. مقادیر نسبتاً مشابه تا کمی بیشتر  $\delta^{13}\text{C}$  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., "Classification 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", 3<sup>rd</sup> 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

- 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., Proskey, 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 Geochemistry: 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 Review* 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

- [39] Rasser M. W., Fenninger A., “*Paleoenvironmental and diagenetic implications of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  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.