



کاربرد کاتدولومینسانس، ایزوتوپ‌های پایدار و سیالات درگیر برای شناسایی و تفسیر انواع دولومیت‌های سازند پادها واقع در بلوک طبس، ایران مرکزی

حامد زندمقدم^۱، رضا موسوی حرمی^{۱*}، اسدا... محبوبی^۱، هدا باوی^۱

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۲/۵/۲، نسخه نهایی: ۹۲/۸/۲۵)

چکیده: برای شناسایی و جدایی انواع دولومیت‌های سازند پادها در شمال و جنوب بلوک طبس، سه برش چینه‌شناسی که دارای بیشترین مقدار دولومیت هستند، انتخاب و نمونه‌برداری شدند. بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی سبب شناسایی سه نوع دولومیت اولیه (PD)، جانشین (RD) و رگه و حفره پرکن (VD) شده است. دولومیت‌های PD ریز بلور، بی‌شکل، دارای بافت روزنه‌دار و دارای ساخت‌هایی همچون لامیناسیون موازی، ترک‌های گلی و ساخت‌های استرماتولیتی و تی پی بوده و بعلاوه از لومینسانس تیره یا سرخ تیره برخوردارند. دولومیت‌های RD بیشتر به صورت جانشین در زمینه‌ی میکریتی و گاهی خرده‌های فسیلی مشاهده شده و به صورت دانه شکری و نیمه شکل‌دار و دارای لومینسانس نارنجی تا سرخ هستند. دولومیت‌های VD اغلب درشت بلور و شکل دار بوده و بر اساس شدت لومینسانس از شش پتروتیپ تشکیل شده‌اند. آنالیزهای ژئوشیمیایی دولومیت‌های PD و RD نشان دهنده‌ی گستره‌های مشابه بوده که بازتاب دهنده‌ی شرایط تشکیل تقریباً یکسان برای آن‌هاست. بررسی دمای تشکیل این دولومیت‌ها با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن، به ترتیب گویای دمای ۴۴ و ۵۹ درجه سانتیگراد است. مدل دریایی و عمق تدفین بسیار کم محتمل‌ترین مدل برای تشکیل دولومیت‌های PD و RD است. دولومیت‌های VD دارای سبکترین ایزوتوپ اکسیژن بوده و بر این اساس تشکیل آن‌ها ۸۲ درجه سانتیگراد محاسبه شده است. بررسی سیالات درگیر در این دولومیت‌ها نیز دمایی برابر با ۸۳ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. مدل تدفینی محتمل‌ترین مدل دولومیتی شدن برای تشکیل دولومیت‌های VD برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: دولومیت، سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، سازند پادها، ایران مرکزی.

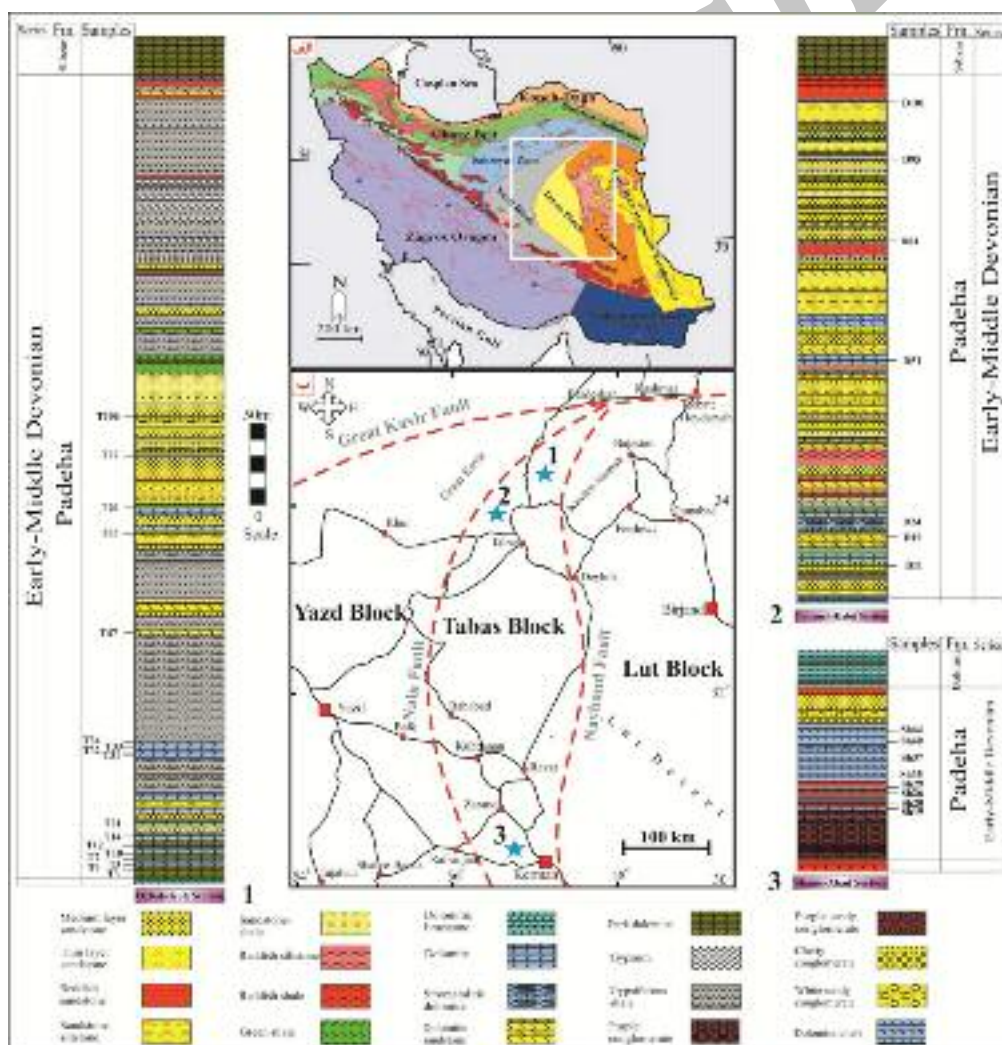
مقدمه

نقاط ایران یافت می‌شود و در گستره ایران مرکزی بیشتر در برش‌های شمال طبس مشاهده شده است [۱]. ضخامت این سازند در شمال طبس و برش الگو واقع در ارتفاعات ازبک کوه ۴۹۲ متر و در برش مرجع واقع در ارتفاعات درنجال (دهنه‌ی کلوت) ۳۲۰ متر اندازه‌گیری شده که به ترتیب در مرزهای پائینی و بالایی به سازندهای کربناتی نیور و سبیزار می‌رسد. دولومیت‌های سازند پادها اغلب نخودی رنگ بوده و به صورت متناوب با لایه‌های ماسه سنگی و گاهی همراه با نهشته‌های

سازند پادها به سن دونین زیرین-میانی در برش‌های الگو و مرجع واقع در شمال بلوک طبس (شکل ۱) از سه گروه سنگی (ماسه سنگی- شیلی، دولومیتی و ژئوسی-شیل ژئوسی) تشکیل شده است. این سازند در جنوب بلوک طبس و در شمال کرمان بیشتر از ماسه سنگ، شیل و کنگلومرا و به میزان کمتر از دولومیت تشکیل شده است. دولومیت به طور پراکنده و با فراوانی اندک و متغییر در نهشته‌های سازند پادها در اغلب

آتشفشانی سازند ریزو و در زیر نهشته‌های کربناتی سازند بهرام قرار گرفته است. آنالیز رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند پادها در شمال کرمان نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط‌های قاره‌ای- ساحلی است [۱]. دیاژنز در دولومیت‌های سازند پادها سبب تشکیل انواع مختلف دولومیت‌ها شده است که شناسایی و جدایی آن‌ها می‌تواند در تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند پادها مفید واقع شود. بنابراین، هدف از این پژوهش شناسایی و جدایی انواع دولومیت‌ها و تفسیر شرایط تشکیل آن‌هاست تا بتوان بر اساس آن‌ها مدلی ارائه کرد.

تبخیری یافت شده و فراوانی آن‌ها در میان مجموعه‌ی نهشته‌های سازند پادها به کمتر از ۲۰ درصد می‌رسد. آنالیز رخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های سازند پادها در این ناحیه نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در پهنه‌ی جزر و مدی و زیرمحیط‌های بین‌کشندی و ابرکشندی-سبخایی است [۳]. از این رو، بخش اعظمی از نهشته‌های دولومیتی نیز می‌توانند تحت تاثیر شرایط کشندی تشکیل شده باشند. دولومیت در جنوب بلوک طبس و اغلب در شمال غرب کرمان و در برش شمس آباد مشاهده شده است (شکل ۱) که بیشتر به صورت متناوب با لایه‌های چرتی وجود دارد. سازند پادها در برش شمس آباد ۱۰۹ متر اندازه‌گیری شده که به صورت ناپیوسته و همشیب روی سنگ‌های



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و چینه سنگی برش‌های مورد بررسی در گستره‌ی بلوک طبس. الف) بلوک طبس در زمین ساختار ایران. اقتباس با تغییراتی از علوی (Alavi, 1991). ب) گستره‌ی جغرافیایی و زمین‌شناسی بلوک طبس و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد بررسی. اقتباس با تغییراتی از زندمقدم و همکاران (Zand-Moghadam et al., 2014). اعداد ۱، ۲ و ۳ به ترتیب نشان‌دهنده‌ی جایگاه برش‌های ازبک کوه (الگو)، دهنه کلوت (مرجع) و شمس آباد هستند که ستون چینه‌شناسی و جایگاه نمونه‌های مورد آنالیز در دو طرف شکل نشان داده شده‌اند.

روش بررسی

شش برش چینه‌شناسی از سازند پادها در گستره‌ی ایران مرکزی (شمال طبس، شمال کرمان و شمال اصفهان) اندازه‌گیری و نمونه برداری شده‌اند [۱]. از این میان، دو برش الگو و مرجع سازند پادها واقع در شمال بلوک طبس (ارتفاعات ازبک کوه و درنجال) و یک برش در جنوب بلوک طبس (شمال غرب کرمان و ارتفاعات داوران) دارای بیشترین ضخامت دولومیت بوده‌اند که تعداد ۸۲ مقطع نازک از این دولومیت‌ها مورد بررسی قرار گرفته‌اند. برای شناسایی کلسیت از دولومیت و نیز دولومیت آهن‌دار از بدون آهن، مقاطع نازک به وسیله آلیزارین سرخ و مخلوط آلیزارین سرخ و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون [۴] رنگ آمیزی شدند. تعداد ۲۰ مقطع نازک نیز به وسیله کاتدولومینسانس سرد در آزمایشگاه رسوب‌شناسی گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد بررسی شدند. میکروسکوپ مورد استفاده از نوع Technosyncold مدل 8200KM3 بود که مجهز به دوربین نیکون مدل D5000 18-55 VR Kit بود. کاتدولومینسانس مقاطع در خلا، ۰/۱ تور با شدت جریان ۱۶۰ تا ۱۹۵ میکرو آمپر و ولتاژ ۱۲ کیلو ولت انجام گرفته است. همچنین برای شناسایی ریز ساختارها در دولومیت، ۶ نمونه پس از شکستن آن‌ها در محلول ازلت، به مدت ۲ ساعت در دستگاه فراصوتی گذاشته شدند تا آلودگی‌های موجود در سطح نمونه‌ها زوده شوند. سپس نمونه‌ها با طلا اندود شده و با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل LEO 1450 VP مجهز به EDX در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد مورد بررسی قرار گرفتند. پس از بررسی‌های سنگ نگاری و تفکیک دولومیت‌ها بر اساس اندازه و بافت و رده‌بندی آن‌ها بر اساس سیبلی و گرگ [۵]، تعداد ۲۵ نمونه به روش عیارسنجی و جذب اتمی تحت آنالیز عنصری شدند. آنالیز نمونه‌ها به روش جذب اتمی با دستگاه Shimadzu AA-670/670G در آزمایشگاه ژئوشیمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد انجام گرفته است. با توجه به مقایر زیاد دو عنصر اصلی کلسیم و منیزیم در نمونه‌ها، از روش عیارسنجی با دقت بالاتر نسبت به جذب اتمی، استفاده شد و عناصر آهن، منگنز، سدیم و استرانسیم به روش جذب اتمی اندازه‌گیری شدند. مقدار عناصر به‌صورت درصد گزارش شده و برای ترسیم نمودارهای مربوطه مقادیر این عناصر بدون در نظر گرفتن مواد باقی مانده نامحلول (IR) بر اساس یک در میلیون (ppm) محاسبه شدند. همچنین تعداد ۲۷ نمونه از انواع دولومیت‌ها انتخاب و مورد آنالیز ایزوتوپی اکسیژن و کربن قرار

گرفتند. نمونه‌ها به وسیله‌ی دستگاه Kiel Carbonate III مجهز به شتاب سنج جرمی Thermo Finnigan MAT253 در آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار محیطی و محیط‌های دیرینه گروه زمین‌شناسی دانشگاه کانزاس آمریکا آماده‌سازی و آنالیز شدند. همچنین برای بررسی دمای دیرینه، از سیالات درگیر نیز استفاده شد. به این منظور، پس از انتخاب و شناسایی محل دقیق سیالات درگیر در دولومیت‌های مورد بررسی، تعداد ۱۲ نمونه‌ی سنگی انتخاب و دمای تشکیل ۱۰۰ ادخال به وسیله‌ی سیالات درگیر لینکم (Linkam) مجهز به پلاتین گرمایی-سرمایی و در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد اندازه‌گیری شد.

نتایج

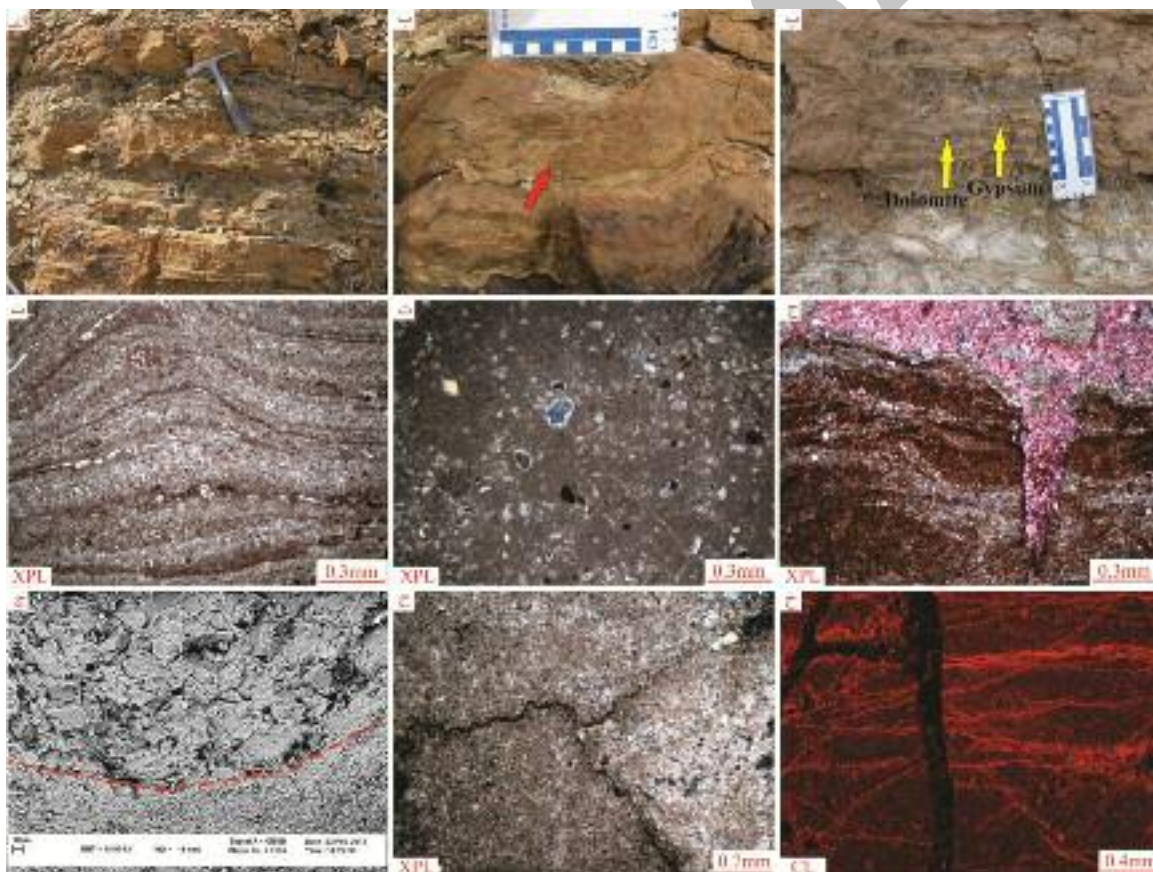
الف) سنگ‌نگاری و کاتدولومینسانس

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که دولومیت‌های سازند پادها در برش‌های مورد بررسی دارای بافت‌های متفاوتی هستند که این امر بازتاب دهنده‌ی شرایط مختلف تشکیل آن-هاست. این دولومیت‌ها بر اساس شرایط تشکیل به سه نوع اولیه (PD)، جانیشینی (RD) و رگه‌ای و حفره پر کن (VD) تقسیم می‌شوند.

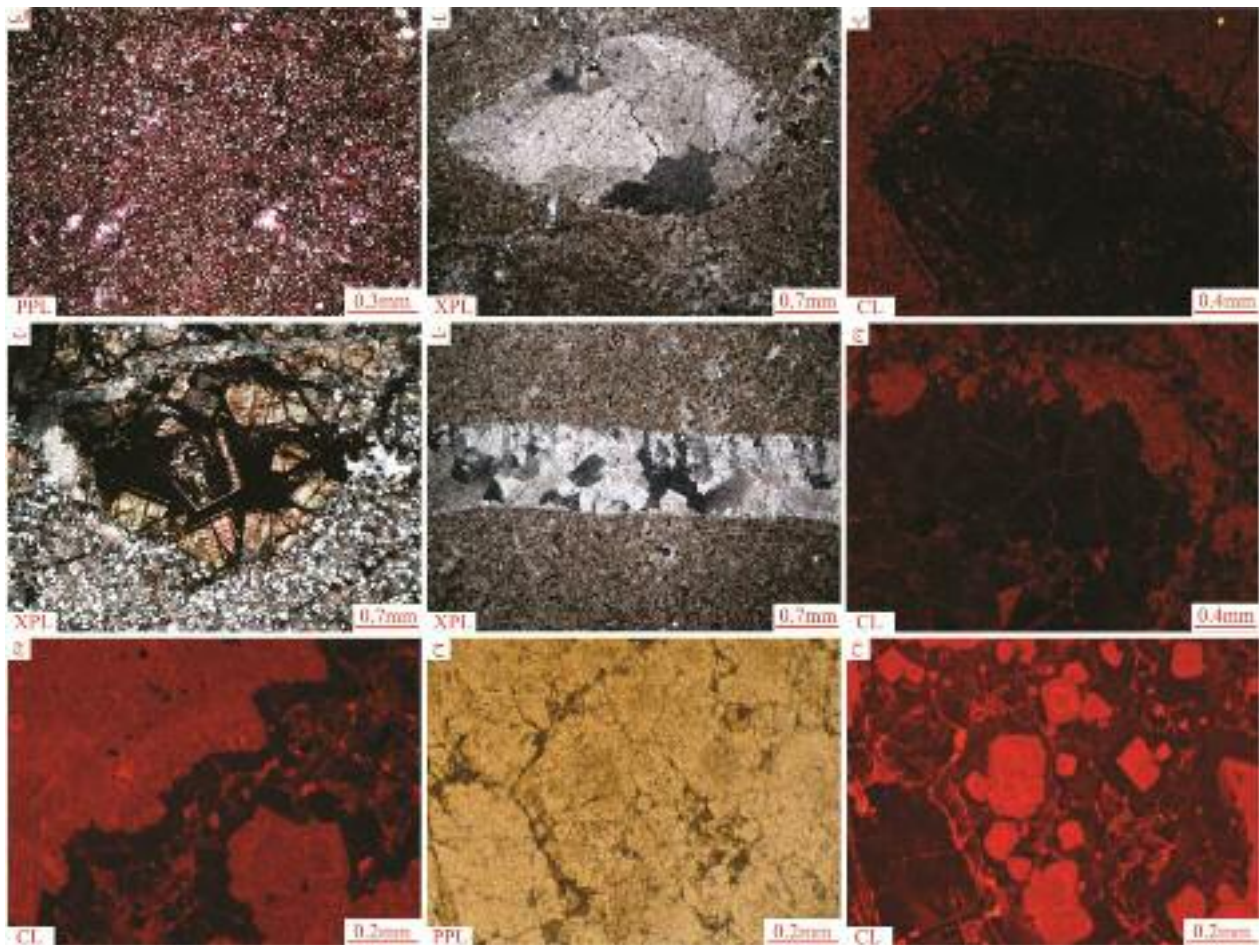
دولومیت اولیه‌ی PD: این نوع دولومیت در نمونه دستی به رنگ سبز تیره یا زرد متمایل به سبز دیده می‌شوند و دارای ساختارهای رسوبی همچون لایه‌بندی‌های موازی، ساختارهای استروماتولیتی و تی‌پی هستند و در برخی موارد همراه با لایه‌های تبخیری نیز مشاهده می‌شوند و بیشتر در تناوب با رخساره‌های ماسه سنگی و گل‌سنگی و تبخیری قرار دارند (شکل ۲). اندازه‌ی بلورها در دولومیت کمتر از ۱۰ تا ۲۰ میکرون، تقریباً هم اندازه و بی شکل تا نیمه شکل دار است. از ویژگی‌های دیگر می‌توان به تراکم بالای بلورها، فقدان فسیل، حضور ترک‌های گلی V شکل، قالب‌های دروغین کلسیت، بافت فنسترال، حضور کانی‌های تبخیری، پراکندگی دانه‌های کوارتز و سیستم‌های مختلف استیلولیت و رگچه‌های انحلالی اشاره کرد (شکل ۲). این دولومیت‌ها بیشتر از نوع زینوتوپیک-A هستند که در برخی موارد بر اثر ریخت شناسی نوین افزایشی، اندازه‌ی بلورها درشت‌تر شده است. این فرایند اغلب در یک سمت استیلولیت یا رگچه‌های حاوی اکسید آهن صورت گرفته است (شکل ۲ ح). دولومیت‌های PD اغلب دارای اکسید آهن از نوع هماتیت هستند که به طور پراکنده و یا در راستای استیلولیت-ها قرار گرفته‌اند. این دولومیت‌ها دارای درخششی تیره یا سرخ

مور، دولومیت جانشین کلسیت شده است. بلورهای دولومیت به صورت دانه شکری و از بلورهای شکل دار تا بی شکل در تغییرند. این دولومیت‌ها اغلب دارای لومینسانس نارنجی تا سرخ هستند که در زمینه‌ای با لومینسانس مات یا تیره قرار گرفته‌اند. پوسته‌های دوکفه‌ای و خارپوست نیز تحت تاثیر فرایند جانیشینی دولومیت قرار گرفته‌اند. در این پوسته‌ها بلورهای دولومیت بیشتر از اندازه بزرگی برخوردار بوده (۰/۱ تا ۰/۳ میلیمتر) و سبب تخریب بافت داخل پوسته فسیلی شده‌اند با این وجود از شکل کلی پوسته پیروی کرده‌اند. در صورتی که پوسته فسیلی به وسیله بلورهای درشت جانشین شده باشد فاقد لومینسانس بوده ولی اگر به وسیله بلورهای ریز تا متوسط جانشین شده باشد از لومینسانس روشنی برخوردارند.

تیره هستند. لازم به ذکر است که دولومیت‌های نوع PD فراوان‌ترین نوع دولومیت در سازند پادها به شمار می‌روند. دولومیت جانیشینی RD: این دولومیت از نظر ویژگی‌های صحرایی و آزمایشگاهی تقریباً مشابه دولومیت‌های PD هستند با این تفاوت که در رنگ آمیزی آلینارین سرخ دارای بقایایی از کلسیت هستند (شکل ۳ الف و پ). همچنین اندازه‌ی بلورها بزرگتر از نوع PD بوده و بزرگتر از ۲۰ میکرون و گاهی به ۰/۳ میلیمتر نیز می‌رسند. دولومیت‌های RD به دو شکل جانیشینی در زمینه‌ی میکریتی و جانیشینی در پوسته‌های فسیلی قابل رده‌بندی هستند و از این میان، مقدار دولومیت‌های جانشین شده در زمینه، از فراوانی محسوسی برخوردارند. این نوع دولومیت‌ها در رخساره‌های استروماتولیتی نیز مشاهده شده‌اند به طوری که ترکیب اولیه استروماتولیت‌ها از کلسیت بوده که به



شکل ۲ برخی از ویژگی‌های ساخت و بافت رسوبی در دولومیت‌های اولیه‌ی سازند پادها. الف) بافت ورقه‌ای موازی در دولومیت‌های سازند پادها. ب) ساخت‌های تی پی (نوک پیکان) که در دولومیت‌های اولیه مشاهده شده است. پ) تناوب لایه‌های دولومیت تیره رنگ با نهشته‌های تبخیری ژیبسی در برش الگوی سازند پادها. ت) ساخت‌های استروماتولیتی موجود در دولومیت‌های ریز بلور در مقیاس میکروسکوپی. ث) دولومیت اولیه ریز بلور (دولومادستون) با حفره‌هایی از بافت فنسترال. ج) ترک‌های گلی V شکل در دولومیت‌های اولیه. چ) بلورهای ریز و بدون شکل دولومیت اولیه در تصویر SEM. چنانکه در این تصویر مشاهده می‌شود بخش زیرین کاملاً ریز بلور و بخش بالایی تبلور دوباره یافته است. ح) تغییر اندازه‌ی بلورهای دولومیت اولیه در طرفین استیلولیت. در اینجا استیلولیت‌ها نقش زیادی در تبلور دوباره و اندازه‌ی بلورها ایفا کرده‌اند. خ) رگچه‌ها و رگه‌های مختلف که دولومیت‌های اولیه را طی فازهای مختلف تحت تاثیر قرار داده‌اند.



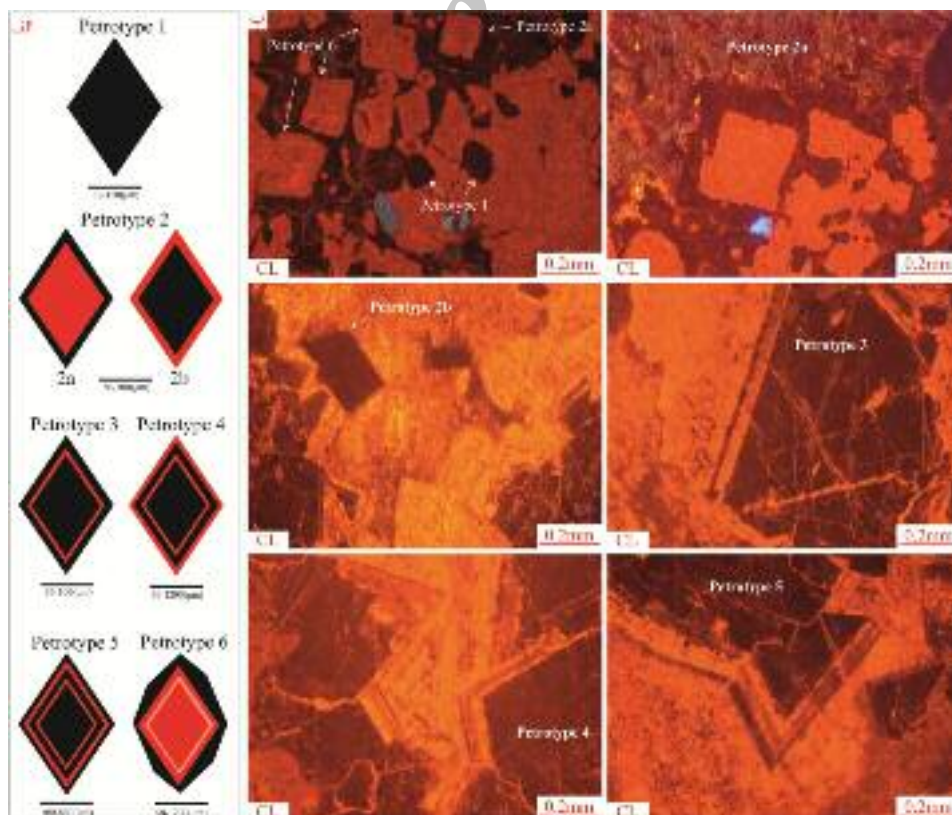
شکل ۳ برخی از ویژگی‌های دولومیت‌های RD و VD سازند پادها. الف) دولومیت ریز بلور دانه شکری نوع RD که در زمینه‌ی گلی جانشین شده است. گل به وسیله آلیزارین سرخ رنگ آمیزی شده است. ب) دولومیت جانشینی RD در پوسته‌ی دوکفه‌ای که از نوع درشت بلور، بی شکل با مرزهای مسطح است. پ) دولومیت‌های جانشینی در پوسته‌ی دوکفه‌ای فاقد لومینسانس تا لومینسانس مات هستند. ت) دولومیت‌های شکل دار و درشت بلور پرکننده‌ی حفره (VD) در پتروفاسیس ماسه سنگی. ث) دولومیت‌های بی شکل با مرزهای مسطح نوع VD در رگه دولومیتی. توجه شود که از حاشیه به مرکز رگه، اندازه بلورها افزایش می‌یابد. ج) دولومیت‌های حفره پرکن بی شکل نوع CL در نور CL که فاقد لومینسانس هستند. چ) دولومیت‌های رگه پرکن درشت بلور با مرزهای مسطح نوع VD در نور CL. بررسی‌های کاتدولومینسانس در این دولومیت‌ها بیانگر مراحل پر شدن‌های مختلف رگه‌ی دولومیتی است. ح و خ) برخی از دولومیت‌های بی شکل حفره پرکن در دو نور PPL و CL. چنانکه مشاهده می‌شود، در نور PPL (و حتی XPL) این دولومیت‌ها فاقد شکل و مرز خاصی بوده اما در بررسی‌های کاتدولومینسانس مشاهده می‌شود که بلورهای لوزی شکل دولومیت با لومینسانس روشن مرکز را تشکیل داده و در فاز بعدی بخش بی شکل حاشیه‌ای که فاقد لومینسانس نیز هست، روی دولومیت لوزی شکل رشد کرده است.

شکل هستند (شکل ۳ ت و خ). مرز بین بلورها اغلب مسطح بوده و دارای خاموشی منطقه‌ای هستند. در اغلب موارد، از حاشیه به سمت مرکز رگه یا حفره، اندازه دولومیت‌ها افزایش یافته به طوری که در حاشیه بلورهای شکل‌دار ریز و در مرکز اغلب بلورها نیمه شکل دار با مرزهای مسطح قرار دارند. گاهی نیز تنها بلورهای درشت دولومیت به عنوان پرکننده‌ی حفره‌ها و رگه‌ها به شمار می‌روند که در اغلب موارد دارای لومینسانس

دولومیت‌های رگه‌ای و حفره پرکن VD: این دولومیت‌ها در سنگ‌های دولومیتی، ماسه سنگی و گلسنگی گسترش یافته‌اند اما دارای فراوانی و تنوع زیادی در سنگ‌های دولومیتی هستند. این نوع دولومیت به صورت پرکننده‌ی حفره‌ها و رگه‌هایی است که در دولومیت‌های اولیه و جانشینی گسترش یافته‌اند و اغلب چندین فاز پرشدگی را نشان می‌دهند. این دولومیت‌ها معمولاً درشت بلور (اغلب بزرگتر از ۰/۱ میلی‌متر) و شکل‌دار تا بی

اول بلور ریموندری دولومیت در مرکز دارای لومینسانس قرمز یا نارنجی است در حالی که در دسته دوم فاقد لومینسانس بوده و به رنگ تیره مشاهده می‌شود. در این پتروتیپ بعضاً انحلال فشارشی در مرز بلورها مشاهده می‌شود. پتروتیپ ۳ شامل تمامی بلورهای ریموندر دولومیت می‌شود که دارای سه زونینگ لومینسانسی تیره، قرمز و تیره یا مات هستند. سنگ‌گونه‌ی ۴ دارای چهار منطقه‌ی لومینسانسی تیره، سرخ، تیره یا مات و سرخ یا نارنجی است. سنگ‌گونه‌ی ۵ دارای پنج منطقه‌ی تیره، سرخ، تیره یا مات، سرخ یا نارنجی، تیره یا مات است و در نهایت سنگ‌گونه‌ی ۶ دارای چهار منطقه سرخ یا نارنجی، تیره یا مات، نارنجی یا سرخ و تیره است و فرق آن با سنگ‌گونه‌ی ۴ در زون انتهایی است که علاوه بر فقدان لومینسانس از شکل لوزوجهی دولومیت نیز پیروی نکرده و به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار با مرزهای مسطح در اطراف بلور لوزوجهی قرار گرفته است. لازم به یادآوری است که انحلال فشارشی در اطراف بلورهای دولومیت این گروه به فراوانی مشاهده می‌شود.

تیره هستند (شکل ۳). در این مورد، بلورها اغلب شکل‌دار و با مرزهای مسطح بوده که چندین مرحله‌ی رشد را نشان می‌دهند. در بررسی‌های میکروسکوپ قطبشی مشاهده شده که برخی حفره‌ها نیز به وسیله بلورهای بزرگ و بی‌شکل دولومیت پر شده‌اند اما بررسی‌های CL نشان می‌دهد که این دولومیت‌ها در مرکز دارای بلورهای شکل‌دار و ریموندری است که در اطراف آن‌ها بخش بی‌شکلی از دولومیت با لومینسانس تیره رشد کرده است. علاوه بر این، دولومیت‌های رگه پر کن گاهی نیز با استیلولیت همراهند. اندازه بلورهای دولومیت در این مورد کوچکتر از موارد قبل است و فاقد لومینسانس نیز هستند. بررسی‌های کاتدولومینسانس نشان می‌دهد که این دولومیت‌های رگه پر کن در فازهای مختلف تشکیل شده‌اند و بر این اساس شش سنگ‌گونه (petrotype) مشخص شده است [برای مثال، ۶] (شکل ۴). در سنگ‌گونه‌ی ۱، بلور لوزی شکل دولومیت تیره و فاقد منطقه‌بندی لومینسانسی است. در پتروتیپ ۲، بلور ریموندری دولومیت دارای یک زونینگ لومینسانسی است و خود به دو دسته تقسیم می‌شود. در دسته



شکل ۴ انواع سنگ‌گونه‌های شناسایی شده در دولومیت‌های نوع VD. الف) شکل نموداری از انواع سنگ‌گونه‌ها. ب) تصاویر کاتدولومینسانس از انواع سنگ‌گونه‌های شناسایی شده در دولومیت‌های نوع VD. توضیحات هر کدام از انواع سنگ‌گونه‌ها در متن آورده شده است.

(ب) آنالیز عنصری

نتایج آنالیز عنصری به علت محدودیت نمونه‌برداری از رگه‌ها، تنها در دولومیت‌های نوع PD و RD انجام شده و در جدول ۱ ارائه شده است.

کلسیم و منیزیم (Ca, Mg): مقادیر کلسیم در دولومیت‌های مورد بررسی بین ۱۶/۴ تا ۲۱/۱ درصد (با میانگین ۱۹/۶۳ درصد) و مقادیر منیزیم بین ۹/۹ تا ۱۳/۳ درصد (با میانگین ۱۲/۱۴ درصد) در تغییر است.

استرانسیم (Sr): به طور کلی مقدار عنصر استرانسیم در دولومیت‌های سازند پادها بین ۱۱۲/۳ تا ۶۷۸/۷ ppm (با میانگین ۲۰۹/۱۵) در تغییر است. به طوری که در دولومیت-

های نوع PD بین ۱۲۹/۵ تا ۸۰۹/۴ ppm (با میانگین ۲۲۷/۰۵) و در دولومیت‌های نوع RD بین ۱۱۲/۳ تا ۲۶۸/۶ ppm (میانگین ۱۶۲/۱۴) در تغییر است. چنانکه مشاهده می‌شود، میانگین استرانسیم در این نوع دولومیت‌ها به مراتب کمتر از دولومیت‌های PD است.

سدیم (Na): مقدار این عنصر بین ۴۲۵/۴ تا ۱۰۰۰ ppm (با میانگین ۶۶۴/۵۱) در تغییر است. به طور خاص، مقدار سدیم در دولومیت‌های PD بین ۴۲۵/۴ تا ۹۷۷/۶ ppm (با میانگین ۶۳۰/۲۸) و در دولومیت‌های RD بین ۵۷۹/۸ تا ۱۰۰۰ ppm (با میانگین ۷۵۴/۴) تغییر می‌کند.

جدول ۱ داده‌های عنصری و ایزوتوپی در انواع دولومیت‌های سازند پادها.

شماره نمونه	نوع دولومیت	Ca %	Mg %	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	¹⁸ O (PDB)	¹³ C (PDB)	I.R. %
T3	PD	۲۰/۰۰	۱۳/۱۰	۱۸۵/۹۰	۷۲۶/۸۰	۲۴۲/۳۰	۶۰۰۰/۰۰	-	-	۶۷۰
T4	PD	۲۰/۴۰	۱۳/۲۰	۱۸۰/۱۰	۵۲۳/۱۰	۲۳۳/۶۰	۴۰۰۰/۰۰	-	-	۶۱۰
T5	PD	۲۰/۲۰	۱۳/۲۰	۱۹۳/۵۰	۶۰۷/۹۰	۱۹۷/۶۰	۴۰۰۰/۰۰	-۵/۵۲	۰/۵۸	۷۲۰
T7	PD	۱۹/۵۰	۱۲/۸۰	۱۲۹/۵۰	۴۲۵/۴۰	۲۳۷/۹۰	۵۰۰۰/۰۰	-	-	۸۷۰
T10	PD	۲۰/۳۰	۱۲/۷۰	۱۳۸/۹۰	۴۵۳/۷۰	۲۳۷/۵۰	۴۰۰۰/۰۰	-۵/۳۱	۱/۱۶	۵۵۰
T12	PD	۲۰/۴۰	۱۳/۳۰	۱۴۷/۵۰	۶۶۹/۸۰	۲۵۴/۵۰	۴۰۰۰/۰۰	-۳/۹۱	۰/۵۴	۶۲۰
T14	PD	۲۰/۵۰	۱۲/۶۰	۱۷۵/۷۰	۵۷۱/۴۰	۳۳۹/۷۰	۶۰۰۰/۰۰	-۵/۱۹	۰/۱۰	۳۴۰
T21	PD	۲۰/۶۰	۱۱/۹۰	۶۷۸/۷۰	۷۱۴/۴۰	۵۱۲/۰۰	۱۰۰۰۰/۰۰	-۳/۷۷	۲/۵۱	۷۸۰
T31	PD	۱۹/۱۰	۱۲/۲۰	۱۵۳/۲۰	۵۴۴/۰۰	۷۱۶/۹۰	۱۱۰۰۰/۰۰	-	-	۸۳۰
T32	PD	۱۸/۸۰	۱۱/۰۰	۱۵۵/۵۰	۵۳۱/۷۰	۷۹۹/۲۰	۱۲۰۰۰/۰۰	-۴/۳۱	-۰/۰۱	۴۸۰
T33	PD	۲۰/۶۰	۱۲/۰۰	۲۱۵/۶۰	۷۸۰/۹۰	۱۰۰۰/۰۰	۱۳۰۰۰/۰۰	-	-	۷۹۰
T34	PD	۱۹/۴۰	۱۲/۱۰	۱۹۲/۶۰	۷۳۸/۸۰	۸۶۰/۷۰	۱۴۰۰۰/۰۰	-	-	۱۰۵۰
T47	PD	۲۰/۲۰	۱۲/۱۰	۱۹۹/۵۰	۴۶۳/۴۰	۸۶۸/۶۰	۱۳۰۰۰/۰۰	-۳/۸۹	-۱/۴۱	۶۰۰
T65	RD	۲۰/۵۰	۱۲/۶۰	۱۸۵/۵۰	۱۰۰۰/۰۰	۴۰۰۰/۰۰	۱۰۰۰۰/۰۰	-۵/۰۶	۳/۲۶	۹۷۰
T70	PD	۲۱/۱۰	۱۳/۱۰	۱۵۱/۹۰	۵۶۹/۴۰	۸۲۰/۱۰	۱۸۰۰۰/۰۰	-	-	۴۷۰
T77	PD	۲۰/۴۰	۱۲/۵۰	۱۸۸/۹۰	۷۲۹/۱۰	۶۷۷/۰۰	۱۵۰۰۰/۰۰	-۳/۸۴	-۱/۲۷	۷۳۰
T106	RD	۱۹/۷۰	۱۳/۰۰	۱۶۰/۸۰	۶۸۳/۰۰	۵۰۰۰/۰۰	۱۱۰۰۰/۰۰	-	-	۸۷۰
Sh19	RD	۲۰/۴۰	۱۳/۱۰	۱۶۰/۳۰	۶۶۲/۴۰	۵۰۰۰/۰۰	۹۰۰۰/۰۰	-۱/۳۲	-۳/۹۷	۶۷۰
Sh20	PD	۱۸/۲۰	۱۲/۱۰	۱۸۲/۵۰	۶۶۹/۶۰	۷۰۵/۷۰	۱۰۰۰۰/۰۰	-۱/۱۸	۱/۹۷	۱۰۶۰
Sh26	RD	۲۰/۲۰	۱۳/۳۰	۱۴۶/۵۰	۷۸۲/۲۰	۵۰۰۰/۰۰	۱۱۰۰۰/۰۰	-۲/۹۷	-۳/۱۷	۷۲۰
Sh29	RD	۱۷/۲۰	۱۱/۲۰	۲۶۸/۶۰	۸۸۳/۸۰	۳۰۰۰/۰۰	۱۰۰۰۰/۰۰	-	-	۹۶۰
Sh35	RD	۱۸/۱۰	۱۲/۵۰	۱۳۴/۱۰	۵۷۹/۸۰	۵۰۰۰/۰۰	۱۸۰۰۰/۰۰	-۴/۰۱	۰/۴۲	۴۱۰
Sh37	RD	۲۰/۵۰	۱۳/۳۰	۱۲۹/۰۰	۶۰۵/۶۰	۴۰۰۰/۰۰	۹۰۰۰/۰۰	-۶/۱۵	۱/۰۷	۱۲۰
Sh40	PD	۲۰/۷۰	۱۲/۴۰	۱۶۹/۱۰	۵۷۳/۹۰	۹۵۸/۲۰	۱۷۰۰۰/۰۰	-۳/۲۸	-۳/۰۶	۶۱۰
Sh44	RD	۱۶/۴۰	۹/۹۰	۱۱۲/۳۰	۸۳۸/۱۰	۵۰۰۰/۰۰	۱۴۰۰۰/۰۰	-۳/۲۳	-۰/۵۸	۹۳۰
D11	VD	-	-	-	-	-	-	-۶/۶۴	۰/۶۴	-
D19	VD	-	-	-	-	-	-	-۷/۸۹	۰/۳۷	-
D24	VD	-	-	-	-	-	-	-۸/۶۲	-۰/۳۸	-
D51	VD	-	-	-	-	-	-	-۴/۸۸	-۰/۰۷	-
D81	VD	-	-	-	-	-	-	-۸/۸۴	-۰/۰۵	-
D95	VD	-	-	-	-	-	-	-۷/۴۱	-۲/۷۲	-
D101	VD	-	-	-	-	-	-	-۴/۰۹	-۱/۵۱	-

پادها در معادله‌ی بالا نشان می‌دهد که دولومیت‌های نوع PD در 44°C ، دولومیت‌های نوع RD در 59°C و دولومیت‌های نوع VD در 82°C تشکیل شده‌اند.

د) سیالات درگیر

بررسی سیالات درگیر در دولومیت‌های VD و در دو نوع دولومیت با اندازه‌ای بین ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر و بزرگتر از ۰/۳ میلی‌متر انجام شده است. بررسی‌های سنگ‌نگاری سیالات درگیر دولومیت‌های مورد بررسی بازتاب دهنده‌ی پنج نوع ادخال است که در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. در تفکیک انواع ادخال‌های موجود از ویژگی‌هایی همچون اندازه، شکل و نوع فازهای داخل آن (جامد، مایع و گاز) استفاده می‌شود. به‌طور کلی بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که سیالات درگیر در دولومیت‌های نوع VD به دو صورت اولیه و ثانویه وجود دارند به‌طوری که ادخال‌های ثانویه از اندازه کوچکتری نسبت به اولیه برخوردارند. سیالات درگیر اولیه و ثانویه از دو فاز مایع و گاز (L+V) و یا تک فاز سرشار از مایع تشکیل شده که در این میان، نوع ادخال‌های دوفازی فراوانی قابل توجهی نسبت به تک فاز نشان می‌دهد. همچنین ادخال‌ها بیشتر بیضوی تا کشیده بوده و با اندازه‌ای بین ۳ تا ۵ میکرون دیده می‌شوند. لازم به یادآوری است که به علت فقدان فاز جامد و ریز بودن ادخال‌ها، شوری سیالات درگیر اندازه‌گیری نشده است. در بررسی سیالات درگیر دولومیت‌های نوع VD در مجموع دمای ۱۰۰ سیال درگیر داخل دولومیت اندازه‌گیری شده که ۴۰ تا از آن‌ها داخل بلورهای با اندازه ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر هستند و ۶۰ سیال درگیر داخل بلورهای بزرگتر از ۳ میلی‌متر بوده است (جدول ۳). چنانکه مشاهده می‌شود دمای تشکیل همگن شدن سیال در دولومیت‌های VD با اندازه‌ی ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر حداقل 82°C و حداکثر 97°C و در دولومیت‌های بزرگتر از ۰/۳ میلی‌متر حداقل 69°C و حداکثر 86°C است همچنین به ترتیب 89°C و 78°C محاسبه شد. لازم به یادآوری است که میانگین دمای به‌دست آمده از سیالات درگیر در مجموع دولومیت‌های نوع VD سازند پادها، 83°C است که کاملاً نزدیک با دمای به‌دست آمده از داده‌های ایزوتوپی است.

منگنز و آهن (Mn, Fe): مقادیر عناصر آهن و منگنز به ترتیب بین ۴۰۰۰ تا ۱۸۰۰۰ ppm (با میانگین ۱۰۶۲۰/۷) و $197/6$ تا ۵۰۰۰ ppm (با میانگین ۱۶۹۱/۶۴) است. میزان عنصر آهن در دولومیت‌های نوع PD بین ۴۰۰۰ تا ۱۸۰۰۰ ppm (با میانگین ۱۰۲۸۵/۷) و مقدار عنصر منگنز بین $197/6$ تا ۱۰۰۰ ppm (با میانگین ۶۲۱/۸) است. از طرف دیگر، میزان آهن در دولومیت‌های RD بین ۹۰۰۰ تا ۱۸۰۰۰ ppm (با میانگین ۱۱۵۰۰) و میزان منگنز بین ۳۰۰۰ تا ۵۰۰۰ ppm (با میانگین ۴۵۰۰) در تغییر است.

ج) ایزوتوپ‌های پایدار

در این پژوهش نتایج آنالیز ایزوتوپی هر سه نوع دولومیت PD، RD و VD در جدول ۱ ارائه شده‌اند. به‌طور کلی دامنه‌ی تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در دولومیت‌های سازند پادها بسیار وسیع بوده و بین $-1/18$ تا $-8/84$ ‰ PDB (با میانگین $-4/8$ ‰) در تغییر است. همچنین $\delta^{13}\text{C}$ نیز دارای دامنه‌ی وسیعی بوده و مقادیر آن بین $3/26$ تا $-3/97$ ‰ PDB (با میانگین $-0/42$ ‰) متغیر است. در دولومیت‌های نوع PD، $\delta^{18}\text{O}$ بین $-1/18$ تا $-7/35$ ‰ PDB (با میانگین $-4/13$ ‰) و $\delta^{13}\text{C}$ بین $2/51$ تا $-3/06$ ‰ PDB (با میانگین $-0/33$ ‰) در تغییر است. در دولومیت‌های نوع RD، مقدار $\delta^{18}\text{O}$ بین $-1/32$ تا $-6/15$ ‰ PDB (با میانگین $-3/79$ ‰) و مقدار $\delta^{13}\text{C}$ بین $-3/97$ تا $3/26$ ‰ PDB (با میانگین $-0/49$ ‰) است. در نهایت، دامنه‌ی تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در دولومیت‌های نوع VD به ترتیب بین $-4/09$ تا $-8/84$ ‰ PDB (با میانگین $-6/91$ ‰) و $0/64$ تا $-2/72$ ‰ PDB (با میانگین $-0/53$ ‰) در نوسان است.

برای تعیین دمای تشکیل دولومیت از داده‌های ایزوتوپ

اکسیژن و از معادله‌ی لند [۷] استفاده شده است:

$$T = 16.4 - 4.3 \left([\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} - 3.8] - \delta^{18}\text{O}_w \right) + 0.14 \left([\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} - 3.8] - \delta^{18}\text{O}_w \right)^2$$

در این معادله T دمای تشکیل دولومیت بر حسب درجه‌ی سانتیگراد ($^{\circ}\text{C}$)، $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه بر حسب PDB، $\delta^{18}\text{O}_w$ مقدار $\delta^{18}\text{O}$ آب دریا در زمان تشکیل دولومیت بر حسب SMOW است. مقدار متوسط ایزوتوپ اکسیژن در آب‌های دریایی دونین زیرین ۲‰ - SMOW بوده است [۸، ۹، ۱۰]. جایگزینی داده‌های انواع دولومیت سازند

جدول ۲ ویژگی‌های سنگ‌نگاری انواع سیالات درگیر در دولومیت‌های نوع VD سازند پادها.

گروه	نوع ادخال	نوع فاز	فاز غالب	شکل ادخال	طول (μm)	عرض (μm)
۱	اولیه	مایع-گاز	مایع	بیضی تا مستطیل	کوچکتر از ۶	۳-۵
۲	اولیه	مایع	مایع	مستطیل	کوچکتر از ۳	۲-۳
۳	ثانویه	گاز	گاز	دایره	کوچکتر از ۳	۱-۲
۴	ثانویه	مایع	مایع	مستطیل	کوچکتر از ۳	۱-۲
۵	ثانویه	مایع-گاز	مایع	مستطیل	کوچکتر از ۳	۳-۴

جدول ۳ دمای به دست آمده درصد سیالات درگیر در دولومیت‌های نوع VD. شماره‌های ۱ تا ۴۰ مربوط به بلورهای با اندازه‌های ۰٫۱ تا ۰٫۳ میلی‌متر و شماره‌های ۴۱ تا ۱۰۰ به بلورهای بزرگتر از ۰٫۳ میلی‌متر تعلق دارند.

شماره نمونه	نوع دولومیت	Ca %	Mg %	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	¹⁸ O (PDB)	¹³ C (PDB)	I.R. %
T3	PD	۲۰٫۰۰	۱۳٫۱۰	۱۸۵٫۹۰	۷۲۶٫۸۰	۲۴۲٫۳۰	۶۰۰۰٫۰۰	-	-	۶٫۷۰
T4	PD	۲۰٫۴۰	۱۳٫۲۰	۱۸۰٫۱۰	۵۲۳٫۱۰	۲۳۳٫۶۰	۴۰۰۰٫۰۰	-	-	۶٫۰۰
T5	PD	۲۰٫۲۰	۱۳٫۲۰	۱۹۳٫۵۰	۶۰۷٫۹۰	۱۹۷٫۶۰	۴۰۰۰٫۰۰	-۵٫۵۲	-۰٫۵۸	۷٫۲۰
T7	PD	۱۹٫۵۰	۱۲٫۸۰	۱۲۹٫۵۰	۴۲۵٫۴۰	۲۳۷٫۹۰	۵۰۰۰٫۰۰	-	-	۸٫۷۰
T10	PD	۲۰٫۳۰	۱۲٫۷۰	۱۳۸٫۹۰	۴۲۵٫۷۰	۲۳۷٫۵۰	۴۰۰۰٫۰۰	-۵٫۳۱	۱٫۱۶	۵٫۵۰
T12	PD	۲۰٫۴۰	۱۳٫۳۰	۱۴۷٫۵۰	۶۶۹٫۸۰	۲۵۴٫۵۰	۴۰۰۰٫۰۰	-۳٫۹۱	-۰٫۵۴	۶٫۲۰
T14	PD	۲۰٫۵۰	۱۲٫۶۰	۱۷۵٫۷۰	۵۷۱٫۴۰	۳۳۹٫۷۰	۶۰۰۰٫۰۰	-۵٫۱۹	۰٫۱۰	۳٫۴۰
T21	PD	۲۰٫۶۰	۱۱٫۹۰	۶۷۸٫۷۰	۷۱۴٫۴۰	۵۱۲٫۰۰	۱۰۰۰۰٫۰۰	-۳٫۷۷	۲٫۵۱	۷٫۸۰
T31	PD	۱۹٫۱۰	۱۲٫۲۰	۱۵۳٫۲۰	۵۴۴٫۰۰	۷۱۶٫۹۰	۱۱۰۰۰٫۰۰	-	-	۸٫۳۰
T32	PD	۱۸٫۸۰	۱۱٫۰۰	۱۵۵٫۵۰	۵۳۱٫۷۰	۷۹۹٫۲۰	۱۲۰۰۰٫۰۰	-۴٫۳۱	-۰٫۰۱	۴٫۸۰
T33	PD	۲۰٫۶۰	۱۲٫۰۰	۲۱۵٫۶۰	۷۸۰٫۹۰	۱۰۰۰٫۰۰	۱۳۰۰۰٫۰۰	-	-	۷٫۹۰
T34	PD	۱۹٫۴۰	۱۲٫۱۰	۱۹۲٫۶۰	۷۳۸٫۸۰	۸۶۰٫۷۰	۱۴۰۰۰٫۰۰	-	-	۱۰٫۵۰
T47	PD	۲۰٫۲۰	۱۲٫۱۰	۱۹۹٫۵۰	۴۶۳٫۴۰	۸۶۸٫۶۰	۱۳۰۰۰٫۰۰	-۳٫۸۹	-۱٫۴۱	۶٫۰۰
T65	RD	۲۰٫۵۰	۱۲٫۶۰	۱۸۵٫۵۰	۱۰۰۰٫۰۰	۴۰۰۰٫۰۰	۱۰۰۰۰٫۰۰	-۵٫۰۶	۳٫۲۶	۹٫۷۰
T70	PD	۲۱٫۱۰	۱۳٫۱۰	۱۵۱٫۹۰	۵۶۹٫۴۰	۸۲۰٫۱۰	۱۸۰۰۰٫۰۰	-	-	۴٫۷۰
T77	PD	۲۰٫۴۰	۱۲٫۵۰	۱۸۸٫۹۰	۷۲۹٫۱۰	۶۷۷٫۰۰	۱۵۰۰۰٫۰۰	-۳٫۸۴	-۱٫۲۷	۷٫۳۰
T106	RD	۱۹٫۷۰	۱۳٫۰۰	۱۶۰٫۸۰	۶۸۳٫۰۰	۵۰۰۰٫۰۰	۱۱۰۰۰٫۰۰	-	-	۸٫۷۰
Sh19	RD	۲۰٫۴۰	۱۳٫۱۰	۱۶۰٫۳۰	۶۶۲٫۴۰	۵۰۰۰٫۰۰	۹۰۰۰٫۰۰	-۱٫۳۲	-۳٫۹۷	۶٫۷۰
Sh20	PD	۱۸٫۲۰	۱۲٫۱۰	۱۸۲٫۵۰	۶۶۹٫۶۰	۷۰۵٫۷۰	۱۰۰۰۰٫۰۰	-۱٫۱۸	۱٫۹۷	۱۰٫۶۰
Sh26	RD	۲۰٫۲۰	۱۳٫۳۰	۱۴۶٫۵۰	۷۸۲٫۲۰	۵۰۰۰٫۰۰	۱۱۰۰۰٫۰۰	-۲٫۹۷	-۳٫۱۷	۷٫۲۰
Sh29	RD	۱۷٫۲۰	۱۱٫۲۰	۲۶۸٫۶۰	۸۸۳٫۸۰	۳۰۰۰٫۰۰	۱۰۰۰۰٫۰۰	-	-	۹٫۶۰
Sh35	RD	۱۸٫۱۰	۱۲٫۵۰	۱۳۴٫۱۰	۵۷۹٫۸۰	۵۰۰۰٫۰۰	۱۸۰۰۰٫۰۰	-۴٫۰۱	۰٫۴۲	۴٫۱۰
Sh37	RD	۲۰٫۵۰	۱۳٫۳۰	۱۲۹٫۰۰	۶۰۵٫۶۰	۴۰۰۰٫۰۰	۹۰۰۰٫۰۰	-۶٫۱۵	۱٫۰۷	۱٫۲۰
Sh40	PD	۲۰٫۷۰	۱۲٫۴۰	۱۶۹٫۱۰	۵۷۳٫۹۰	۹۵۸٫۲۰	۱۷۰۰۰٫۰۰	-۳٫۲۸	-۳٫۰۶	۶٫۱۰
Sh44	RD	۱۶٫۴۰	۹٫۹۰	۱۱۲٫۳۰	۸۳۸٫۱۰	۵۰۰۰٫۰۰	۱۴۰۰۰٫۰۰	-۳٫۲۳	-۰٫۵۸	۹٫۳۰
D11	VD	-	-	-	-	-	-	-۶٫۶۴	۰٫۶۴	-
D19	VD	-	-	-	-	-	-	-۷٫۸۹	۰٫۳۷	-
D24	VD	-	-	-	-	-	-	-۸٫۶۲	-۰٫۳۸	-
D51	VD	-	-	-	-	-	-	-۴٫۸۸	-۰٫۰۷	-
D81	VD	-	-	-	-	-	-	-۸٫۸۴	-۰٫۰۵	-
D95	VD	-	-	-	-	-	-	-۷٫۴۱	-۲٫۷۲	-
D101	VD	-	-	-	-	-	-	-۴٫۰۹	-۱٫۵۱	-

تفسیر

دولومیت‌ها با رخساره‌های ماسه سنگی و تبخیری نیز موید این تفسیر است [۳]. بالا بودن میزان استرانسیوم و پایین بودن میزان منگنز و آهن همچنین سنگین بودن میزان ¹⁸O و ¹³C نسبت به سایر دولومیت‌های دیگر موید تبلور به صورت اولیه است. محتوای استرانسیوم در دولومیت‌ها متأثر از نسبت این عنصر به کلسیم در سیالات دولومیتی کننده، محتوای استرانسیوم کربنات کلسیم [۱۲] و ترکیب عناصر اصلی دولومیت‌ها و اثرهای جنبشی [۱۳، ۱۴] است. از آنجایی که دولومیت‌های PD بیشتر با کانی‌های تبخیری همراهند،

دولومیت‌های PD: با توجه به بافت و اندازه‌ی ریز بلورها همراه با حفظ ساخت‌های رسوبی همچون بافت برگه‌ای موازی، ساخت‌های تی پی و ویژگی‌های بافتی همچون حضور ذرات پراکنده کوارتز و کانی‌های تبخیری، بافت فنسترال، ترک‌های گلی V شکل، قالب‌های دروغین کلسیت و عدم وجود فسیل همراه با لومینسانس سرخ تیره تا کدر به نظر می‌رسد که این دولومیت‌ها همزمان با رسوب‌گذاری و یا در مراحل اولیه درونزادی زیر محیط‌های ابرکشندی تا بخش‌های بالایی بین کشندی تشکیل شده‌اند [برای مثال، ۱۱]. همراهی این

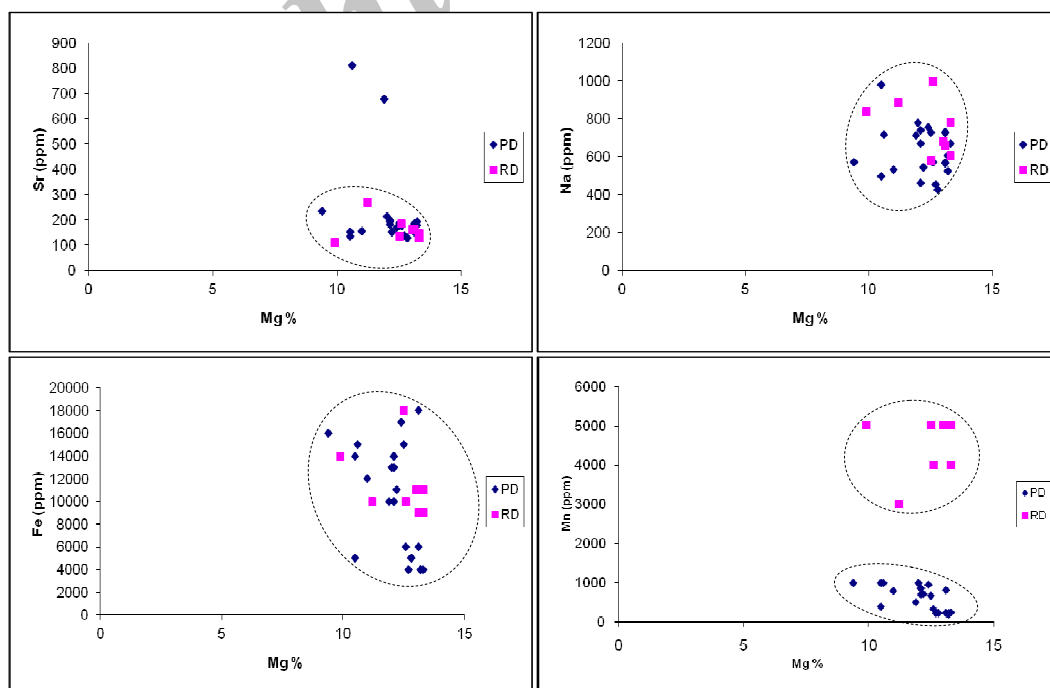
علاوه بر ضریب توزیع پایین این عنصر، مؤید عدم تشکیل این دولومیت‌ها بر اثر ساز و کار تبخیر شدید آب دریاست [۲۲]. با این وجود آثار برخی از کانی‌های تبخیری در آن‌ها گویای نقش سیالات شور در دولومیتی شدن این سنگ‌ها در مراحل دفن کم عمق است. علاوه بر این، میزان استرانسیوم در این دولومیت‌ها با افزایش اندازه و خود شکلی کاهش می‌یابد که نشان می‌دهد روند دولومیتی شدن به سمت پایداری پیش می‌رود [۲۳]. تمرکز بالای سدیم در این دولومیت‌ها نسبت به دولومیت‌های نوع PD ممکن است به علت حضور هالیت (حفظ شده به صورت قالب هالیت) و یا دگرسانی کانی‌های رسی غنی از سدیم باشد [۲۴، ۲۵]. مقادیر آهن و منگنز بر خلاف استرانسیوم تحت تأثیر شرایط اکسایش و احیا و در دسترس بودن آن‌ها است و قدرت یونی سیال دولومیتی کننده تأثیر کمتری در میزان آن دارد. میزان آهن و منگنز این دولومیت‌ها نسبت به دولومیت‌های PD اندکی بالاتر است که این حالت را می‌توان در ارتباط با شرایط احیایی و محیط تدفینی نشان داد که بازتاب دهنده‌ی تشکیل این دولومیت‌ها در یک محیط کم اکسیژن و تحت تأثیر سیالات با میزان بالاتر آهن و منگنز نسبت به آب دریای نرمال است [۲۶]. از آنجایی که ضریب توزیع برای این دو عنصر بیشتر از ۱ است لذا تمرکز Fe و Mn طی جانشینی و تبلور دوباره‌ی درونزادی افزایش می‌یابد [۲۷، ۲۸]. با این وجود تمرکز این دو عنصر به شرایط احیایی سیالات درون حفره‌ای و خاستگاه این سیالات نیز بستگی دارد [۱۷]. ترسیم نمودارهای پراکندگی Sr، Na و Fe در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ ، Mg و $\delta^{13}\text{C}$ (شکل های ۵، ۶ و ۷) همراه با ترسیم داده‌های ایزوتوپ کربن و اکسیژن در برابر یکدیگر (شکل ۸) نشان می‌دهد که دولومیت‌های PD و RD دارای یک گستره‌ی مشترک‌اند که این نشان دهنده‌ی خصوصیات ژئوشیمیایی مشترک برای این دو نوع دولومیت است و این که دولومیت‌های RD به احتمال زیاد از تبلور دوباره یا جانشینی دولومیت‌های PD در عمق کم و در شرایط احیایی کم به وجود آمده‌اند. این تغییر شرایط اکسایش به احیایی کم به گونه‌ای به وقوع پیوسته است که تنها به عنصر منگنز اجازه ورود به سیستم تبلور دولومیت‌های RD داده شده است و لومینسانس روشن را ایجاد کرده است و باعث تغییر عنصری و ایزوتوپی زیاد نشده است. در این دولومیت‌ها لومینسانس نارنجی روشن و گاهی زرد رنگ مشاهده می‌شود که به دلیل افزایش میزان منگنز نسبت به دولومیت‌های اولیه است. از مطالب فوق چنین استنباط می‌شود که وجود جانشینی و تبلور دوباره طی تدفین را می‌توان با

سیالات دولومیت ساز دارای استرانسیوم بیشتری نسبت به دولومیت‌های دیگر است. از طرف دیگر، پائین بودن سدیم در این دولومیت‌ها نیز می‌تواند به علت حضور در ترکیب کانی‌های تبخیری به‌ویژه هالیت ارتباط داده شود. مقدار آهن و منگنز در دولومیت‌های اولیه نزدیک به سطح به دلیل شرایط اکسایشی نسبت به دولومیت‌هایی که در شرایط احیایی‌تر تشکیل می‌شوند، پایین‌تر است [۱۵]. به دلیل پایین بودن میزان منگنز، این نمونه‌ها لومینسانس شفاف‌ی از خود نشان نمی‌دهند که این امر در مورد دولومیت‌های نوع PD نیز صادق است. دمای تشکیل این دولومیت‌ها به وسیله ایزوتوپ اکسیژن 44°C محاسبه شده است. بالا بودن اندک دمای این دولومیت‌ها نسبت به دولومیت‌های سبخایی عهد حاضر می‌تواند بیانگر تأثیر فرایندهای درونزادی، به‌ویژه تأثیر شرایط دفنی در دولومیت‌های مورد بررسی باشد [برای مثال، ۱۶]. فرایندهای درونزادی از قبیل دگرسانی دولومیت‌ها در شرایط دمای بالا، می‌تواند سبب برخی بیهنجاری‌ها در داده‌های ژئوشیمی نمونه‌های مورد بررسی شده باشد به‌طوری که بیهنجاری‌های مشاهده شده نظیر بالا بودن مقادیر Fe و سبک بودن ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برخی نمونه‌ها حاکی از تأثیر درونزادی تاخیری است [برای مثال، ۸، ۱۷، ۱۸].

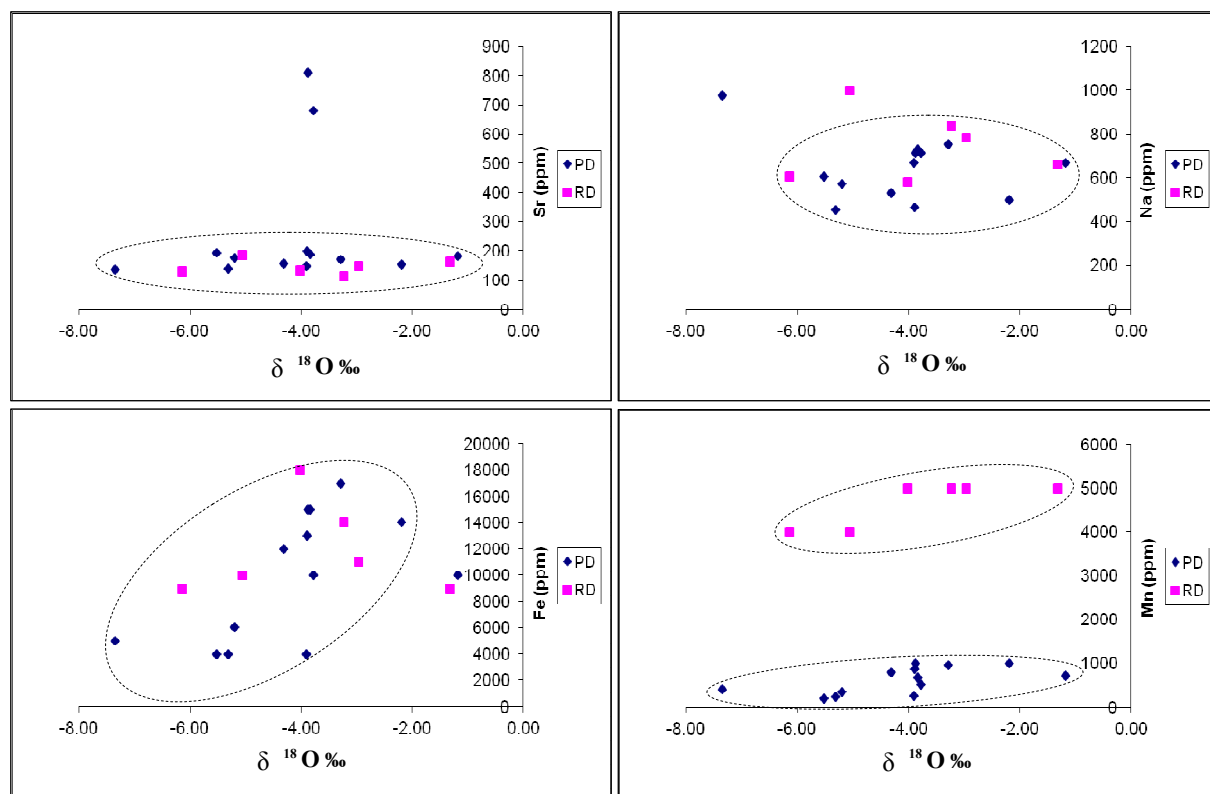
دولومیت‌های RD: جانشینی کانی‌های کربنات کلسیم به وسیله‌ی دولومیت و ته نشست سیمان دولومیتی ممکن است بلافاصله پس از اینکه رسوب‌ها ته نشین شدند، یعنی همزمان با رسوب‌گذاری و طی درونزادی اولیه، یا مدتی طولانی پس از رسوب‌گذاری انجام گیرد [۱۵]. دولومیت‌های RD به دلیل اندازه‌ی کوچک و مرز بین میان بلور مسطح در اعماق کم و نزدیک به سطح و شرایط دمایی پایین تشکیل شده‌اند، هر چند گاهی در دماهای بالاتر نیز می‌توانند تشکیل شوند [۵، ۱۹]. وجود استیلولیت و شکستگی در این دولومیت‌ها نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها پیش از تدفین خیلی زیاد و در اعماق کمتر است. از نظر ترمودینامیکی امکان تشکیل بلورهای شکل‌دار دولومیت در دماهای پایین یا درجه‌ی اشباع شدگی پایین و در زمان طولانی بیشتر است [۵، ۲۰]. به دلیل ویژگی‌های بافتی و اندازه-ی بلورها، همراه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی نزدیک به دولومیت‌های نوع PD، احتمالاً این دولومیت‌ها در مرحله‌ی تدفین کم عمق به صورت تبلور دوباره بلورهای دولومیت اولیه یا جانشینی درونزادی سنگ‌های آهکی تشکیل شده‌اند. دمای متوسط این دولومیت‌ها (۵۹ درجه سانتیگراد) نشان می‌دهد که تبلور دوباره یا جانشینی در زیر دمای بحرانی ۶۰ درجه‌ی سانتیگراد [۲۱] رخ داده است. در این دولومیت‌ها تمرکز نسبتاً پایین استرانسیوم

تغییر شرایط تشکیل و ترکیب سیالات دولومیت‌ساز است. فقدان منطقه‌بندی در نوع سنگی ۱ و تا حدودی نوع سنگی ۲ می‌تواند به علت شیمی ثابت سیال دولومیت‌ساز در طول تشکیل بلور دولومیت باشد اما از نوع سنگی ۳ تا ۵ که بلورهای دولومیت از منطقه‌بندی بیشتری برخوردارند، می‌تواند به تاثیر سیالات مختلف طی تدفین اشاره کرد [برای مثال، ۱۴، ۳۱]. منطقه‌های مات و کدر به دلیل بالا بودن شرایط احیایی و ورود یون آهن در شرایط احیایی به داخل بلورهای دولومیت است در صورتی که منطقه‌های روشن مربوط به شرایط بیشتر احیایی و زمانی است که تنها یون منگنز توانایی ورود به سیستم بلوری را داشته است. دمای تشکیل این دولومیت‌ها به وسیله ایزوتوپ اکسیژن ^{18}O ۸۲ °C محاسبه شده است که با داده‌های سیالات درگیر همخوانی دارد. افزایش دما در دولومیت‌های VD نسبت به دولومیت‌های دیگر نیز طی مراحل تدفین بیشتر رخ داده است. بنابراین، افزایش اثر درونزادی تدفینی در این نوع دولومیت را می‌توان با افزایش در اندازه‌ی بلورها، سبک شدن میزان ایزوتوپ اکسیژن و کربن و افزایش دمای تشکیل نشان داد. بر اساس میانگین ایزوتوپ اکسیژن دولومیت‌ها و با توجه به نمودار آلن و ویگینز [۳۲] دولومیت‌های سیمان حفره پرکن در گستره‌ی دولومیت‌های با دمای بالا قرار دارند که نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در دمای متوسط و شرایط تدفین در عمق نسبتاً کم است.

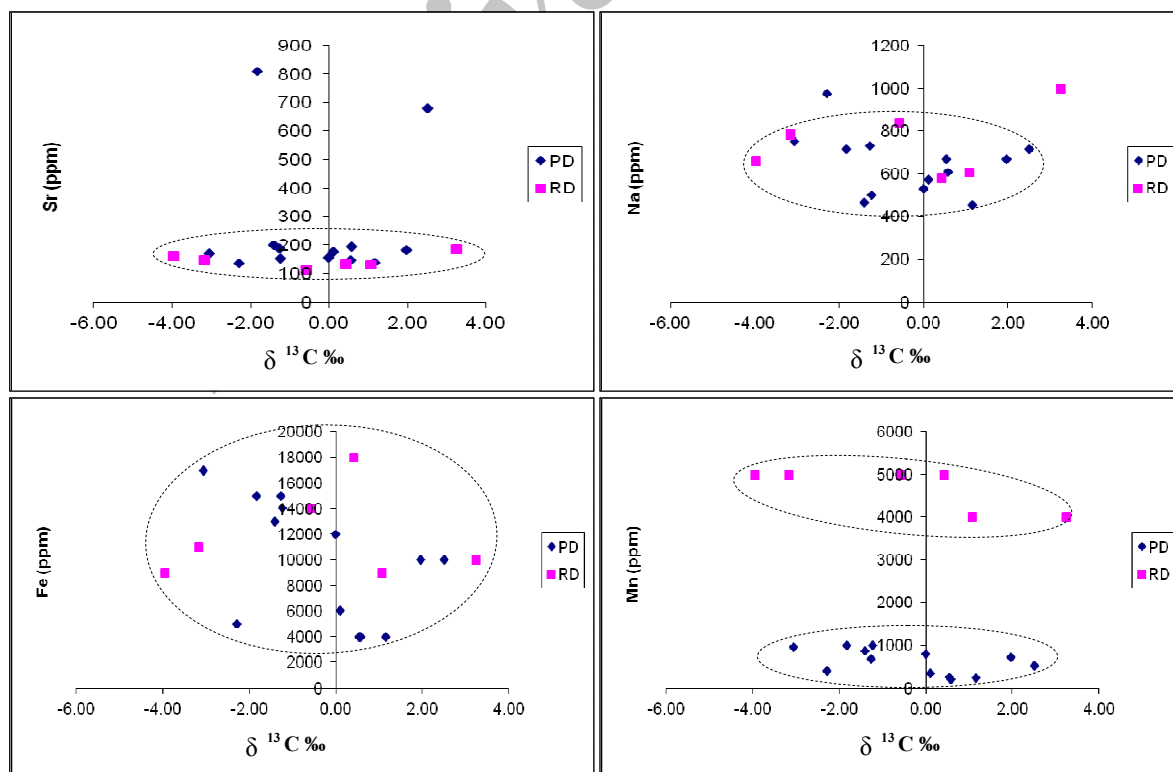
افزایش در اندازه‌ی بلورها، کاهش نسبی در میزان Sr، افزایش در میزان منگنز و ثابت ماندن ویژگی‌های شیمیایی دیگر در دولومیت RD نسبت به دولومیت PD دانست. دولومیت‌های VD: این دولومیت‌ها با توجه به اندازه‌ی درشت بلورها و بافت ایدیوتاپیک-S تا ایدیوتاپیک-E و مرزهای بلورین نیمه صاف تا صاف می‌تواند محصول نهایی درونزادی دفنی باشد [برای مثال، ۱۱]. مرکز ابری و حاشیه‌ی شفاف که در بسیاری از دولومیت‌ها مشاهده می‌شوند مؤید تشکیل در دماهای پائین و مراحل مختلف درونزادی است [۲۸] به طوری که مرکز ابری می‌تواند همزمان یا در زمان اندکی پس از رسوب‌گذاری و حاشیه‌ی شفاف در مراحل بعدی و در ادامه فرایندهای دیاژنتیکی تشکیل شده باشد [۲۹]. همچنین این حواشی شفاف می‌تواند حاصل سیمان رورشدی در هنگام تدفین اولیه و دمای پائین نیز باشد [۳۰]. داده‌های ایزوتویی در این دولومیت‌ها نشان دهنده‌ی سبک ترین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ است که این امر در نتیجه‌ی افزایش دمای سیالات دولومیت‌ساز بوده که می‌تواند ناشی از افزایش عمق تدفین صورت گرفته باشد. لومینسانس نارنجی روشن، زرد و تیره رنگ در این دولومیت‌ها بیانگر تغییرات نسبت منگنز به آهن در محیط تشکیل آن‌ها است که خود در ارتباط با تغییرات شرایط اکسایش و احیایی در زمان تشکیل دولومیت است. وجود منطقه‌بندی در لومینسانس بلورهای دولومیت، نشان‌دهنده‌ی



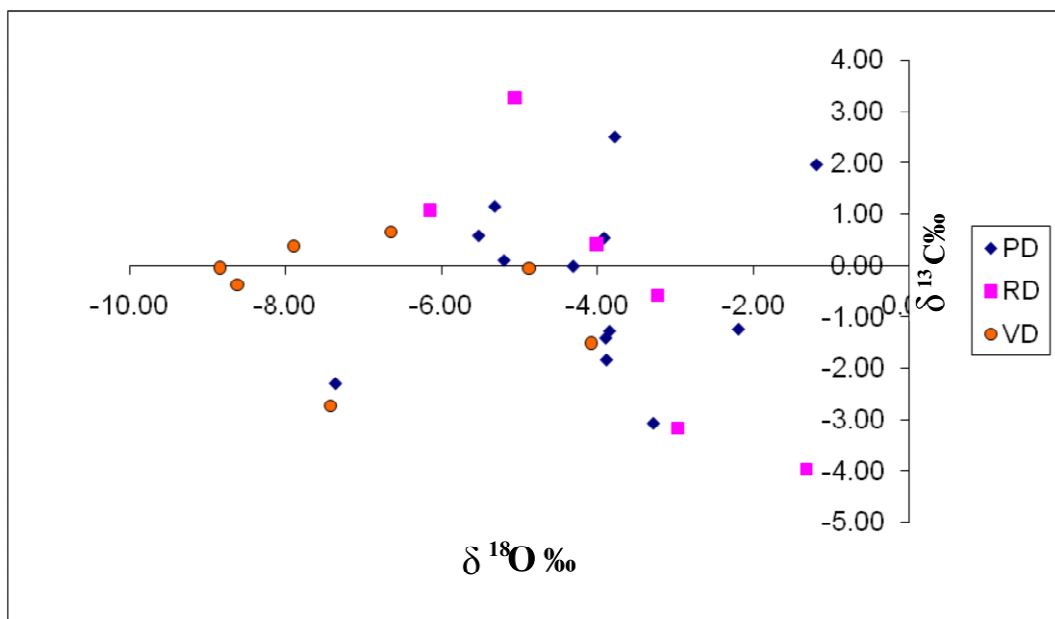
شکل ۵ نمودارهای پراکندگی عناصر استرانسیوم، سدیم، آهن و منگنز نسبت به منیزیم در دولومیت‌های نوع PD و RD. چنانکه مشاهده می‌شود، به جز منگنز، عناصر دیگر در گستره‌ی مشابهی قرار دارند.



شکل ۶ نمودارهای پراکندگی عناصر استرانسیوم، سدیم، آهن و منگنز نسبت به $\delta^{18}\text{O}$ در دولومیت‌های نوع PD و RD. به استثنای منگنز، عناصر دیگر در یک گستره‌ی مشترک قرار دارند



شکل ۷ نمودارهای پراکندگی عناصر استرانسیوم، سدیم، آهن و منگنز نسبت به $\delta^{13}\text{C}$ در دولومیت‌های نوع PD و RD. در نمودارها نیز به استثنای منگنز، عناصر دیگر از محدوده‌ی مشترکی برخوردارند.



شکل ۸ نمودار $\delta^{13}\text{C}$ نسبت به $\delta^{18}\text{O}$ در انواع دولومیت‌های سازند پادها، دولومیت‌های نوع PD و RD دارای گستره‌ی تقریباً مشابهی است ولی دولومیت‌های نوع VD از گستره‌ای مجزا و از مقادیر منفی‌تری برخوردار است.

برداشت

قرار گرفته است. فرایند تبخیر سبب افزایش دما، غلظت یونی (کاهش آبیگری یون منیزیم) و pH سیال شده به طوری که در این فرایند موانع جنبشی تشکیل دولومیت از آب دریا از بین می‌روند. در این محیط‌ها، عوامل موثر در تشکیل دولومیت با یکدیگر و پیوسته رخ داده به طوری که علت و معلول یکدیگرند. برای مثال، بالا رفتن دما در نواحی ابرکشدی و سبخایی سبب افزایش تبخیر می‌شود که این نیز باعث تمرکز بالای یون‌ها در آب دریا می‌شود. به دنبال این فرایند، کانی‌هایی تبخیری همچون ژپس و انیدریت ته نشست کرده و پیرو آن یون‌های سولفات (از موانع جنبشی) مصرف شده و از طرفی نسبت Mg/Ca نیز بالا می‌رود تا جایی که دولومیت می‌تواند مستقیم از آب دریا ته نشست کند. علاوه بر این، دما و شوری بالا سبب کاهش آبیگری منیزیم شده و این عنصر می‌تواند به راحتی در تشکیل دولومیت مشارکت کند. از طرف دیگر، شوری و تمرکز یونی بالا در این محیط‌ها سبب بالا رفتن سرعت تبلور دولومیت شده و دولومیت‌های بدون شکل و ریز بلور به صورت مادستونی رسوب می‌کنند. از آنجاکه این دولومیت‌ها دارای نظم بلوری پایینی هستند، تمایل زیادی به تبلور دوباره و نظم بیشتر دارند و لذا در مراحل مختلف درونزادی تغییر یافته و به دولومیت‌های دیگر تبدیل می‌شوند [۱۷]. در واقع تبلور دوباره دولومیت‌ها پاسخی است که به تغییر شرایط فیزیکی-شیمیایی

در سازند پادها انواع مختلف دولومیت در مکان، زمان و تحت تاثیر محیط‌های مختلف درونزادی تشکیل شده‌اند که شناسایی آن‌ها می‌تواند در بازسازی تاریخچه‌ی رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری نهشته‌های دونین زیرین- میانی کمک شایانی کند. هر چند که نهشته‌های سازند پادها تحت تاثیر فرایندهای درونزادی زیادی از زمان دونین تا این زمان قرار گرفته‌اند، ولی بررسی‌های رخساره‌ای و محیط رسوبی [۳] همراه با سنگ نگاری و ژئوشیمی دولومیت‌ها نشان می‌دهد که اغلب دولومیت‌های سازند پادها از نوع اولیه (PD) هستند و در محیطی جزر و مدی و گاهی دریاچه ای ته نشین شده‌اند. عقیده بر این است که آب دریا تنها خاستگاه منیزیم دولومیت-های ریز بلور است که در نزدیک به سطح و تحت شرایط دمای پایین در پهنه‌های جزر و مدی تشکیل شده‌اند [۱۲، ۳۳]. دولومیت‌های تشکیل شده از این طریق معمولاً دارای ایزوتوپ اکسیژن و کربن سنگین‌تری نسبت به سایر انواع دولومیت هستند. بنابراین مدل دریایی (marine model) یا سبخایی (sabkha-style model) محتمل‌ترین و موثرترین مدل برای تشکیل اغلب دولومیت‌های سازند پادها محسوب می‌شود [برای مثال، ۱۶، ۱۷، ۳۴، ۳۵]. در این مدل، آب دریا که به نواحی کم عمق جزر و مدی تزریق می‌شود، تحت تاثیر تبخیر شدید

خارج و موجب دولومیتی شدن می شوند. وجود دولومیت های رگه ای و سیمان حفره پرکن در منطقه مورد بررسی حاکی از این است که این شورابه ها حوضه ای مهمترین منبع تامین منیزیم برای دولومیتی شدن تدفینی در سازند پادهاست [برای مثال، ۱۷، ۱۸].

قدردانی

نویسندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد که بخشی از هزینه های مربوطه را به عهده گرفته است تشکر می کنند. از سرکار خانم مهندس الهام رضازاده که در آماده سازی و بررسی سیالات درگیر کمک های فراوانی کرده اند، قدردانی می شود. همچنین از آقای دکتر اکبر حیدری که زحمت آنالیز ایزوتوپی نمونه ها را در دانشگاه کانزاس آمریکا به عهده داشته اند، سپاسگزاری می کنیم. در پایان از آقایان دکتر احمد رئوفیان و مهندس مهدی بادپا که در بررسی های صحرائی و جمع آوری نمونه ما را یاری رسانده اند تشکر می کنیم.

مراجع

[۱] زندمقدم ح.، "آنالیز رخساره ها، برخاستگاه تکتونیکی، ژئوشیمی، دیاژنز و چینه نگاری سکانسی سازند پادها در ایران مرکزی"، رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۸۰ صفحه (۱۳۹۲).

[2] Adabi M.H., Rao C.P., "Petrographic, elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e.g. from Iran and England): 13th Geological Convension", Australia, (Abstract), 6 (1996).

[3] Akcay M., Ozkan H.M., Spiro B., Wilson R., Hoskin P.O., "Geochemistry of a high-T hydrothermal dolostone from the Emirli (Odemis, Western Turkey) Sb-Au deposit", Mineralogical Magazine 67 (2003) 671-688.

[4] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society of America Bulletin 103 (1991) 983-992

[5] Al-Aasm I.S., "Chemical and isotopic constraints for recrystallization of sedimentary dolomites from the western Canada sedimentary basin", Aquatic Geochemistry 6 (2000) 229-250.

[6] Al-Aasm I.S., Packard J.J., "Stabilization of early-formed dolomite: a ale of divergence rom

محیط طی زمان حاصل می شود [۳۶]. این امر در دولومیت های ریز بلور نوع دوم که در اثر تبلور دوباره ی دولومیت های قبلی و یا طی فرایند جانیشینی سنگ آهک (دولومیت های RD) حاصل شده اند به خوبی مشاهده می شود. چنانکه در پیش از این گفته شد، حفظ برخی از ساخت های رسوبی و بافتی بلورهای دولومیت همراه با ویژگی های ژئوشیمیایی آن ها نشان می دهد که این نوع دولومیت در شرایط دفن بسیار کم عمق تشکیل شده است و احتمالاً آب دریایی تغییر یافته، مهمترین سیال در دولومیتی شدن سنگ های آهکی بوده است [برای مثال، ۳۷، ۳۸، ۳۹]. در برخی موارد، استیلولیت ها سبب انتقال سیال دولومیت ساز شده و گاهی نیز به عنوان مانعی عمل کرده است به طوری که در یک طرف استیلولیت تبلور دوباره و دولومیت RD تشکیل شده است در حالی که در طرف دیگر آن، دولومیت PD بدون تغییرات بافتی چشمگیری مشاهده شده است. دولومیت های VD که اغلب به صورت سیمان پر کننده ی حفره ها و رگه ها مشاهده شد، می تواند به عنوان آخرین فاز دولومیتی شدن محسوب شود. خصوصیات بافتی همچون بلورهای شکل دار و درشت بلور با مرزهای تماسی مسطح و انواع مختلف سنگ ها با ویژگی های لومینسانسی مختلف همراه با داده های ژئوشیمیایی از قبیل مقادیر بسیار منفی اکسیژن ۱۸ و دمای بالای تشکیل دولومیت ها به وسیله های داده های ایزوتوپی و سیالات درگیر نشان می دهد که دولومیت نوع VD در شرایط تدفین متوسط تا بالا و در محیطی احیایی تشکیل شده است که در واقع با مدل تدفینی (burial dolomitization) مشخص می شود [برای مثال، ۶، ۳۹، ۴۰]. منیزیم در مدل تدفینی و طی درونزادی تاخیری می تواند به وسیله ی آب های محبوس بین دانه ای [۴۱]، انحلال فشاری (استیلولیتی شدن) [۴۱]، شورابه های حوضه ای [۴۲]، تراکم شیل های پایینی [۴۳، ۴۴] و تبدیل کانی های رسی به یکدیگر طی درونزادی شیل در تدفین عمیق [۴۵] تامین شود. البته مشکل است که تنها براساس بررسی های سنگ نگاری دقیقاً نوع خاستگاه را تشخیص داد، ولی به نظر می رسد که شورابه های حوضه ای، انحلال فشارشی در دولومیت های اولیه و تبدیل کانی های رسی محتمل ترین خاستگاه منیزیم برای دولومیتی شدن تدفینی در سازند پادها هستند. معمولاً سیالات حوضه ای در راستای سیستم های مجرای متخلخل و قابل نفوذ (به علت فشارهای تدریجی حاصل از بار رسوبی و یا زمین ساختی)

- [16] Given R. K., Wilkinson B.H., "Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates", *Journal of Sedimentary Petrology* 55 (1985) 109-119.
- [17] Haeri-Ardakani O., Al-Aasm I., Coniglio M., "Fracture mineralization and fluid flow evolution: an example from Ordovician-Devonian carbonates, southwestern Ontario", *Canada. Geofluids* 13 (2013) 1-20.
- [18] Hood S.D., Nelson C.S., Kamp P.J.J., "Burial dolomitization in on-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation Taranaki Basin", *New Zealand. Sedimentary Geology* 172 (2004) 117-138.
- [19] Kirmaci M.Z., Akdag K., "Origin of dolomite in the Late Cretaceous- Paleocene Limestone turbidites", Eastern Pontides, Turkey, *Sedimentey Geology* 181 (2005) 39-57.
- [20] Kruger J.M., Simo J.A., "Pervasive dolomitization of a subtidal carbonate ramp, Silurian and Devonian", Illinois Basin, USA. In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), *Dolomites, a volume in Honour of Dolomieu. Special Publications of the International Association of Sedimentologists* 21(1994)387-408.
- [21] Land L.S., "The origin of massive dolomite", *Journal of Geological Education* 33 (1985) 112-125.
- [22] Machel H.G., "Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal", in Braithwaite, C. J.R., Rizzi, G., and Darke, G., (Eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs: Geological Society of London Special Publication* 235 (2004) 7-63.
- [23] Mountjoy J.A., Amthor J.E., "Has burial dolomitization come of age? Some answer from the Western Canada Sedimentary Basin", In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), *Dolomites a Volume in Honour of Dolomieu. Special Publications of the International Association of Sedimentologists* 21 (1994) pp. 203-229
- [24] Nader F.H., Swennen R., Ellam R.M., "Reflux stratabound dolostone and hydrothermal volcanism-associated dolostone: a two-stage dolomitization model (Jurassic, Lebanon)". *Sedimentology* 51 (2004) 339-360.
- [25] Nader F.H., Swennen R., Ellam R.M., "Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (late Jurassic, Central Lebanon)", *Sedimentology* 54 (2007) 1093-1119.
- [26] Qing H., Bosence W.J., Rose E., "Dolomitization by penesaline sea water in Early to Mississippian dolomites", *Sedimentary Geology* 131 (2002) 97-108.
- [7] Allan J.R., Wiggins W.D., "Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution", *American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series, No. 36* (1993).
- [8] Arvidson R.S., Mackenzie F.T., "The dolomite problem: control of precipitation kinetics by temperature and saturation state", *American Journal of Science* 299 (1999) 257-288.
- [9] Banner J.L., Hanson G.N., Meyers W.J., "Water-rock interaction history of regionally extensive dolomites of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): isotopic evidence. In *Sedimentology and Geochemistry of dolostone* (eds. V. Shukla and P. Baker)", *Society Economic Paleontology Mineralogy Special Publication* 43 (1988) 97-113.
- [10] Bazargani-Guilani K., Faramarzi M., Nekouvaht Tak M.A., "Multistage dolomitization in the Cretaceous carbonates of the east Shahmirzad area, north Semnan, central Alborz", *Iran. Carbonates Evaporites* 25 (2010) 177-191.
- [11] Birchard M.C., Rutka M.A., Brunton F.R., "Lithofacies and geochemistry of the lucas formation in the subsurface of Southwestern Ontario: a high purity limestone and Potential high purity dolostone resource", *Ontario Geological Survey Open File report* (2004) 6137, 57p.
- [12] Braithwaite C.J.R., Rizzi G., Darke G., "The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs", *Geological Society of London Special Publication* 235 (2004) 1-6.
- [13] Choquette P.W., Hiatt E.E., "Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites", *Sedimentology* 55 (2008) 423-460.
- [14] Dickson J.A.D., "Carbonate identification and genesis as revealed by staining", *Journal of Sedimentary Petrology* 36 (1966) 441-505
- Gasparrini, M., Bechstadt, T., Boni, M., 2006. Massive hydrothermal dolomites in the Southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution, *Marine and Petroleum Geology* 23, 543-568.
- [15] Geldern R., Joachimski M.M., Day J., Jansen U., Alvarez F., Yolkin E.A., Ma X.P., "Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite. *Palaeogeography*", *Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240 (2006) 47-67.

- formation of ancient dolomites*", *Geology* 18, 387-391.
- [35] Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H., "87Sr / 86Sr and d13C and d18O evolution of Phanerozoic seawater", *Chemical Geology* 161 (1999) 59-88.
- [36] Warren W.J., "Dolomite: Occurrence, evolution and economically important association", *Earth Science Review* 52, 1-81.
- [37] Wheeler P., Aharon R.E., Ferrell R.E., "Successions of Late Cenozoic platform dolomites distinguished by texture, geochemistry, and crystal chemistry: Niue", *South Pacific Journal of Sedimentary Research* 69 (1999) 239-255.
- [38] Whittaker S., Rostron B.J., Khan D., Hajnal Z., Qing H., Penner L., Maathuis H., Goussev S, "Theme 1: Geological characterization; In Wilson", M., Monea, M. (Eds.), IEA GHG Weyburn CO₂ Monitoring and Storage Project Summary Report 2000-2004; Seventh International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, Petroleum Technology Research Centre 3 (2004) 15-69.
- [39] Zamanzadeh M., Amini A., Ghavidel-Syooki M., "Sequence stratigraphic controls on early-diagenetic carbonate cementation of shallow marine clastic sediments (the Devonian Zakeen Formation, southern Zagros, Iran)", *Geosciences Journal* 13(1) (2009) 31-57.
- [40] Zand-Moghadam H., Moussavi-Harami R., Mahboubi A., "Sequence stratigraphy of the Early-Middle Devonian succession (Padeha Formation) in Tabas Block, East-Central Iran: Implication for mixed tidal flat deposits", *Palaeoworld* 23, 31-49.
- [41] Zhao H., Jones B., "Genesis of fabric-destructive dolostones: A case study of the Brac Formation (Oligocene)", Cayman Brac, British West Indies. *Sedimentary Geology* 267-268 (2012) 36-54.
- Jurassic peritidal platform carbonates*", Gibraltar western Mediterranean. *Sedimentology* 48 (2001) 153-163.
- [27] Ronchi P., Jadoul F., Ceriani A., Giulio A., Scotti P., Ortenzi A., Previde Massara E., "Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy)". *Sedimentology* 58 (2011) 532-565.
- [28] Sibley D.F., Gregg J.M., "Classification of dolomite rock texture", *Journal of Sedimentary Petrology* 57 (1987) 967-975.
- [29] Simo J.A., Johnson C.M., Vandrey M.R., Brown P.E., Castro Giovanni E., Drzewiecki P.E., Valley J.W., Boyer J., "Burial dolomitization of the Middle Ordovician Glenwood formation by evaporitic brines", Michigan Basin. In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), Dolomites a Volume in Honour of Dolomieu. Special Publications of the International Association of Sedimentologists 21 (1994) pp. 169-186.
- [30] Sternbach C.A., Friedman G.M., "Ferroan carbonates formed at depth require porosity well log correction: Hunton Group", Deep Anadarko Basin (Upper Ordovician to Lower Devonian) of Oklahoma and Texas. *Transactions of Southwest Section. American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, (1984) 167-173.
- [31] Tourir J., Soussi M., Troudi, "Polyphased dolomitization of a shoal-rimmed carbonate platform: example from the Middle Turonian Bireno dolomites of central Tunisia", *Cretaceous Research* 30 (2009) 785-804.
- [32] Tucker M.E., Wright V.P., "Carbonate Sedimentology", Blackwell, Oxford, (1990) 482p.
- [33] Tzen F.Y., Shou Y.G., "Stoichiometry effect on stable isotope analysis of dolomite", *Chemical Geology* 3-4, 359-68.
- [34] Vahrenkamp V.C., Swart P.K., "New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomites and its implication for the