



سنگ نگاری و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند درنجال در شرق و جنوب شرقی زرنند - شمال غرب کرمان

هدا باوی، اسداله محبوبی*، رضا موسوی حرمی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت مقاله: ۹۲/۷/۷، نسخه نهایی: ۹۲/۱۲/۳)

چکیده: نهشته‌های کربناتی سازند درنجال به سن پسین کامبرین در سه برش مورد بررسی (واقع در شرق زرنند) و از دولومیت، باندستون‌های استروماتولیتی، ماسه‌سنگ با میان لایه‌های نازک مارنی تشکیل شده‌اند. بر اساس شواهد سنگ‌نگاری (اندازه‌ی دانه و بافت) و داده‌های ژئوشیمیایی (ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ و عنصری Mg , Ca , Sr , Na , Mn , Fe) چهار نوع مختلف دولومیت در سازند درنجال شناسایی شدند که به صورت اولیه و ثانویه قابل مشاهده‌اند. دولومیت‌های اولیه (D_1)، ریز بلور بوده و دارای ساخت‌های رسوبی اولیه نظیر بافت‌های برگه‌ای موازی و مورب هستند در صورتی که دولومیت‌های ثانویه بیشتر به صورت جانیشینی و در اندازه‌های ریز ($\text{D}_2\text{-S}$) تا متوسط بلور ($\text{D}_2\text{-L}$)، و یا به صورت سیمان پرکننده‌ی حفره‌ها و شکستگی‌ها (D_3) مشاهده می‌شوند. بر اساس این داده‌ها، دولومیت‌های مورد بررسی طی چند مرحله، از همزمان با رسوب‌گذاری و کمی پس از آن تا مراحل تدفین در عمق متوسط تشکیل شده‌اند. آنالیزهای عنصری و روندهای افزایشی Na و Sr در مقابل Mg و نیز روند کاهشی Fe و Mn نسبت به Mg از دولومیت‌های نوع اول تا سوم نیز کاهش مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ از دولومیت‌های ریز بلور به سمت دولومیت‌های درشت بلور نشان دهنده‌ی افزایش دگرسانی و احیایی تر شدن محیط همراه با تدفین است.

واژه‌های کلیدی: دولومیت؛ سنگ نگاری؛ ژئوشیمی؛ کامبرین پسین؛ زرنند.

مقدمه

شرق زرنند بیشتر از سنگ‌های دولومیتی، استروماتولیت‌های با ضخامت زیاد (۴۰ سانتی متر تا ۲ متر)، ماسه سنگ و میان لایه‌های مارنی تشکیل شده است. هدف از این پژوهش جدایش انواع دولومیت‌های سازند درنجال و تفسیر ساز و کار تشکیل آن‌هاست.

روش بررسی

در این پژوهش سه برش داهوئیه، گتکوئیه و گروئیه از سازند درنجال در شمال غرب کرمان و شرق زرنند به ترتیب با ضخامت‌های ۱۶۰، ۱۴۰ و ۱۳۰ متر اندازه‌گیری و برداشت شدند (شکل ۲-ب). به منظور انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری تعداد ۲۰۰ نمونه از دولومیت‌ها پس از رنگ آمیزی با آلایزین

به علت فراوانی دولومیت‌ها نسبت به کلسیت در نهشته‌های پرکامبرین و کامبرین [۲، ۱] بسیاری معتقدند که دولومیت‌ها در اثر گذر زمان و تحت تاثیر عوامل مختلف شیمیایی، بهتر تشکیل می‌شوند [برای مثال: ۳]. در شمال غرب کرمان می‌توان دنباله‌ی کاملی از نهشته‌های کامبرین را مشاهده کرد به گونه‌ای که سازند درنجال به سن کامبرین پسین بایک ناپیوستگی هم شیب روی شیل‌های سرخ رنگ و ترومبولیت‌دار سازند کوهبنان به سن کامبرین میانی و در زیر نهشته‌های کربناتی سازند شیر گشت به سن اردوویسین زیرین به صورت پیوسته قرار گرفته است [۴] (شکل ۱-الف). این سازند در تاق‌دیس

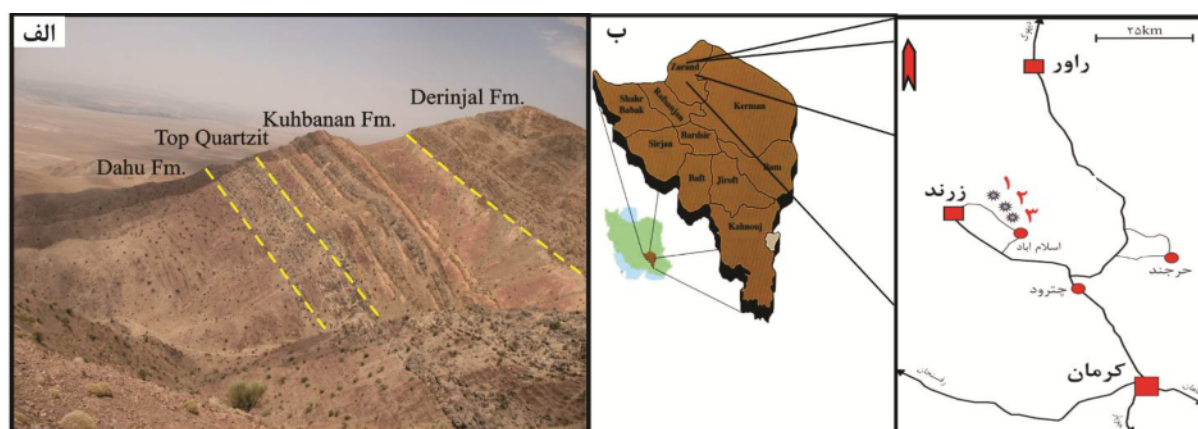
* نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۳۸۷۹۷۲۷۵ (۰۵۱)، پست الکترونیکی: mahboubi@um.ac.ir

تقریباً یکسانند. از این رو تنها به بررسی سرشتی‌های صحرایی این سازند در برش داهوئیه که دارای بیشترین ضخامت است و نمونه‌هایی برای آنالیز از این برش برداشت شده است می‌پردازیم. ضخامت سازند درنجال در برش داهوئیه ۱۶۰ متر اندازه‌گیری شد. مرز زیرین این سازند در برش مورد بررسی با نهشته‌های کنگلومرایی (دانه‌های کربناتی و تیره رنگ در زمینه‌های قهوه‌ای از سیمان دولومیتی) آغاز می‌شود. روی طبقات کنگلومرایی، دنباله‌ای دولومیت‌های فاقد آلومک و گاهی حاوی آلومک‌های اینتراکلاستی و پلوئیدی، و باندستون‌های استروماتولیتی دولومیتی شده همراه با میان لایه‌های مارنی و لایه‌های نازک ماسه با ساخت‌های مورب مسطح و ورقه‌ای موازی قرار دارد. توپوگرافی دولومیت و استروماتولیت‌ها به صورت برجسته و میان لایه‌های مارنی بر اثر فرسایش جدایشی با ریخت‌شناسی پست مشاهده می‌شوند. علاوه بر ساخت‌های استروماتولیتی در بخش‌های زیرین این سازند می‌توان به لایه و ورقه‌های موازی، مورب مسطح، ریپل مارک‌های موجی و طبقات فلاسر اشاره کرد. در ادامه لایه‌های ائیددار و اینتراکلاستدار دولومیتی شده با میان لایه‌های متناوب مارنی دیده می‌شوند. در بخش‌های بالایی سازند، لایه‌های دولومیتی با ضخامت زیاد با میان لایه‌های مارنی به مقدار بسیار کم و ماسه سنگ مشاهده می‌شوند. علاوه بر این می‌توان مقادیر اندک شکنج‌های موجی، طبقه‌بندی مورب درهم و ترک گلی را نیز مشاهده کرد. در نهایت سازند درنجال با مرزی پیوسته و تدریجی به سنگ‌های کربناتی سازند شیرگشت تبدیل می‌شوند (شکل ۲).

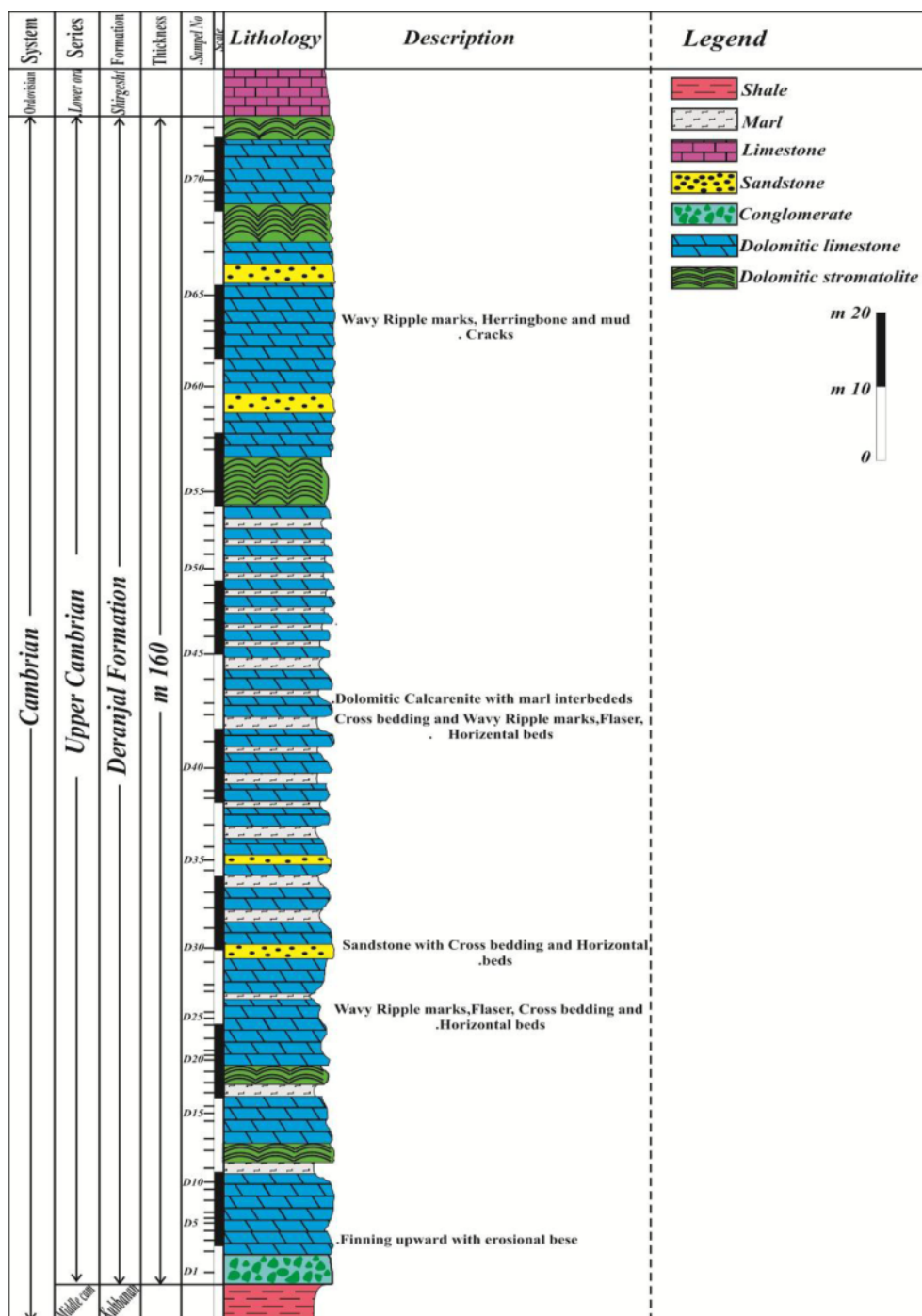
سرخ و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون [۵] بررسی شده اند. در بررسی‌های سنگ‌نگاری، از روش سیبلی و گرگ [۶] برای رده‌بندی انواع دولومیت‌ها استفاده شد. به‌منظور بررسی شکل و اندازه‌ی دولومیت‌ها تعداد ۴ نمونه سنگی و ۶ مقطع نازک انتخاب، و پس از پوشش با طلا با میکروسکوپ الکترونی روبشی مدل LEO 1450 VP با قدرت تفکیک ۱۳۳ الکترون‌ولت و قابلیت بزرگنمایی تصاویر بین ۲۰ تا ۳۰۰۰۰ برابر در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد مورد بررسی قرار گرفتند و آنالیز EDS برای هر نمونه انجام شد. برای آنالیز عنصری (Mg, Ca, Fe, Mn, Sr, Na) تعداد ۱۹ نمونه از انواع دولومیت‌های برش داهوئیه انتخاب و در ۱ مول HCl به مدت ۲ ساعت حل شد و سپس به وسیله‌ی دستگاه جذب اتمی نوع Shimadzu AA-670/670G در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه فردوسی مشهد مقدار آن‌ها تعیین شد. همچنین آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و کربن این نمونه‌ها به وسیله‌ی بیناب‌سنج جرمی مدل MAT253 در آزمایشگاه KPESIL دانشگاه کانزاس آمریکا انجام شد. به علاوه، ۱۰ نمونه‌ی دولومیتی با میکروسکوپ درخشان کاتدی از نوع Technosyncold و مدل 8200KM3 با حداکثر ولتاژ ۳۰ کیلو ولت، در شرایط خلأ ۰/۱۵ تور (Torr)، ولتاژ ۱۲ کیلو ولت و شدت جریان ۱۶۰ تا ۱۹۵ میکروآمپر در آزمایشگاه رسوب‌شناسی گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد بررسی شدند.

بررسی‌های صحرایی

ویژگی‌های صحرایی سازند درنجال در سه برش مورد بررسی



شکل ۱ الف) تصویر صحرایی از دنباله‌ی نهشته‌های کامبرین در شمال غرب کرمان (دید به سمت غرب). ب) موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد بررسی در گستره‌ی زرد. ۱: گزوه‌ی (۳۱° ۳۰' عرض شمالی و ۴۱° ۵۶' طول شرقی)؛ ۲: گتکوه (۴۸° ۳۰' عرض شمالی و ۴۲° ۵۶' طول شرقی)؛ ۳: داهوئیه (۴۸° ۳۰' عرض شمالی و ۴۲° ۵۶' طول شرقی).



شکل ۲ ستون چینه‌ی سنگی سازند درنجال در برش داهوئیه.

سنگ نگاری

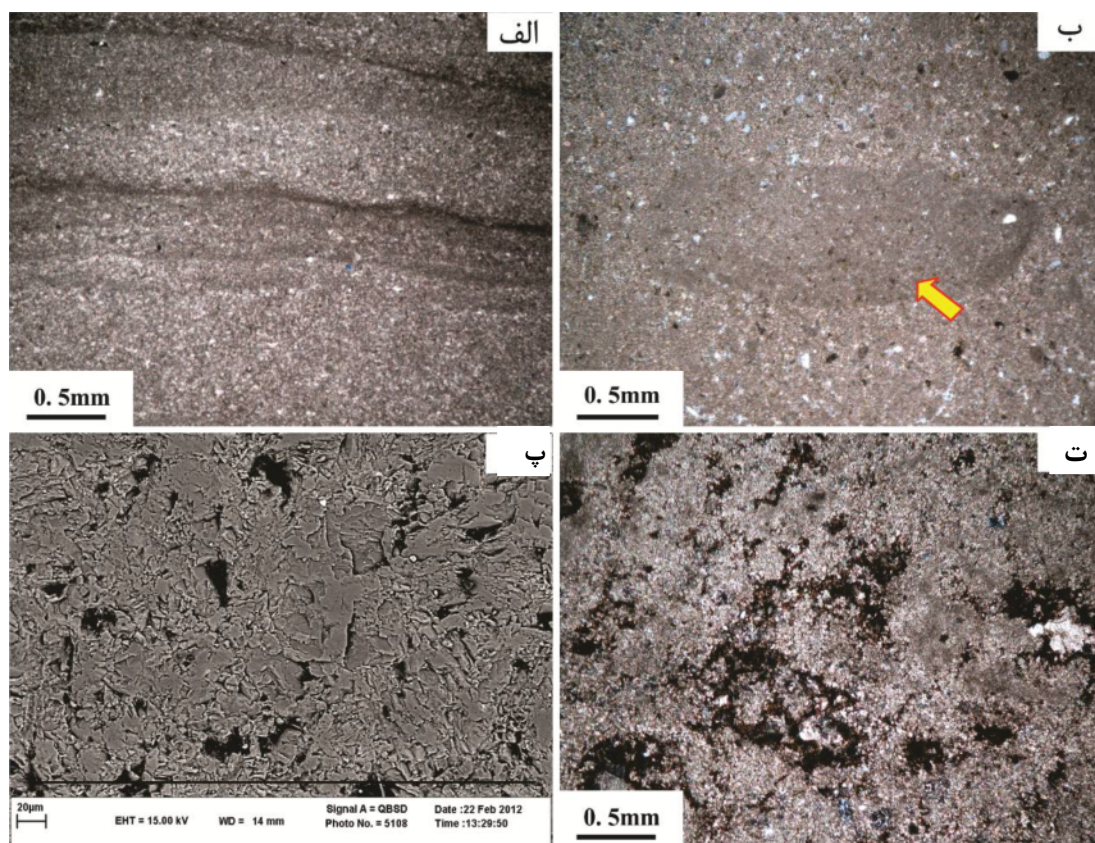
دولومیت‌های سازند درنجال در منطقه‌ی مورد بررسی دارای بافت‌های متفاوتی هستند که می‌تواند بیانگر تشکیل آن‌ها در شرایط مختلف باشد [۸،۷]. این دولومیت‌ها به ۴ نوع D_1 ، D_2 ، D_3 و D_2-L ، S تقسیم می‌شوند.

دولومیت‌های نوع ۱ (D_1): این نوع دولومیت در رخنمون به رنگ خاکستری تیره به همراه لایه و ورقه‌های موازی و مورب و در تناوب با استروماتولیت‌ها هستند. در نمونه‌های میکروسکوپی از بلورهای تقریباً هم اندازه و بی شکل تا نیمه شکل دار همراه با سطوح بلوری نامنظم تشکیل شده‌اند. این دولومیت‌ها

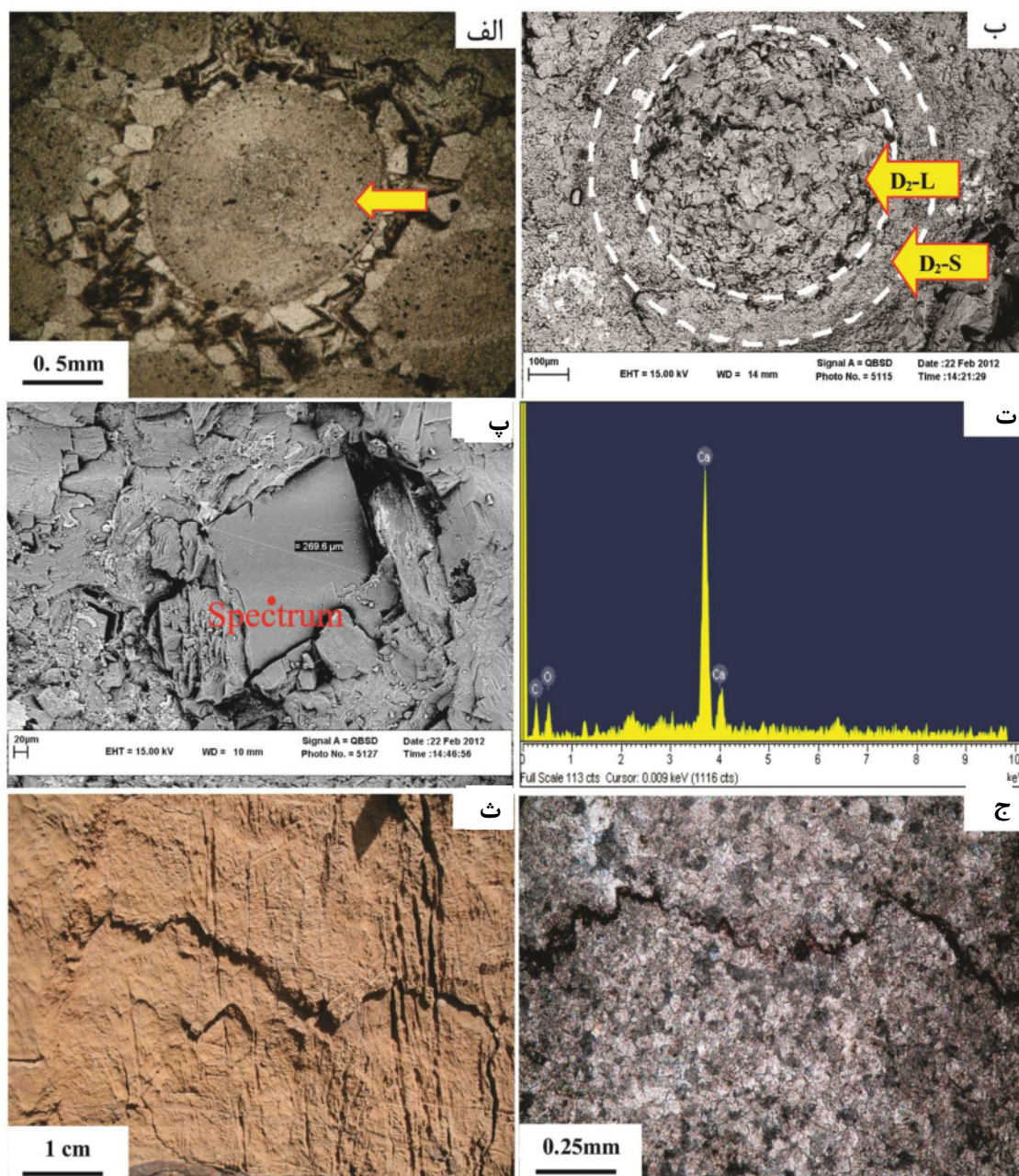
بلورهایی با اندازه‌ای بین ۵۰ تا ۳۰۰ میکرون D_2-L است. انواع ریز این دولومیت‌ها به صورت جانشینی تقلیدی در دانه‌ها (اائید ها) دیده می‌شوند که باعث حفظ بافت اولیه سنگ شده‌اند و بر خلاف دولومیت‌های نوع ۱ با استروماتولیت‌ها همراه نیستند. اما انواع درشت آن‌ها اغلب به صورت جانشینی غیر تقلیدی در دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی دیده می‌شوند و از نظر بافتی مخرب بوده به طوری که یا ساختار و بافت رسوبی اولیه را از بین برده و یا به صورت سیمان فضای بین دانه‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۴- الف و ب). آثار کلسیت باقی مانده حاصل از جانشینی در این دولومیت‌ها در تصاویر SEM و آنالیز EDS دیده می‌شود (شکل‌های ۴ پ و ت). در بسیاری از موارد نیز دولومیت‌ها تحت تأثیر استیلولیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۴- ث و ج). این دولومیت‌ها دارای لومینسانس سرخ تا نارنجی تیره هستند و به ندرت دارای منطقه‌بندی هستند.

متراکم، تیره رنگ، فاقد فسیل، همراه با دانه‌های کوارتز آواری و کانی‌های تبخیری و اغلب دارای اثرهایی از بافت‌های رسوبی اولیه (نظیر ورقه و اینتراکلاست) هستند (شکل ۳- الف و ب). دولومیت‌های نوع ۱ بیشتر زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و اندازه بلورها از ۲ تا ۲۰ میکرون (شکل ۳- پ) و از نوع زینوتاپیک-A هستند که فرآیند تبلور دوباره در آن‌ها به فراوانی دیده می‌شود (شکل ۳- ت). دولومیت‌ها بیشتر لومینسانس تیره‌ای از خود نشان می‌دهند.

دولومیت نوع ۲ (D_2): این دولومیت‌ها فراوانترین نوع دولومیت در سازند درنجال‌اند. در صحرا به رنگ خاکستری روشن و در نمونه‌های میکروسکوپی از نوع ایدیوتاپیک-E هستند و از بلورهای شکل‌دار، در اندازه‌های ریز تا درشت و متراکم با مرزهای بلوری مسطح تشکیل شده‌اند. بر اساس اندازه، این دولومیت‌ها را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد. گروه اول شامل بلورهای با اندازه‌ی ۲ تا ۵۰ میکرون D_2-S و گروه دوم شامل



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی دولومیت‌های نوع ۱. الف) آواری از بافت‌های ورقه‌ای ظریف استروماتولیتی باقیمانده در دولومیت‌های D_1 (XPL). ب) دولومیت‌های D_1 همراه با دانه‌های کوارتز آواری و اینتراکلاست (XPL). پ) تصویر SEM بلورهای دولومیت D_1 حاوی تخلخل بین بلوری. ت) فرایند تبلور مجدد در دولومیت‌های ریز بلور اولیه که سبب تشکیل بلورهای درشت‌تر دولومیت شده است. این فراین مهم‌ترین عامل در تهی شدگی ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در دولومیت‌های اولیه محسوب می‌شود.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی دولومیت‌های نوع ۲. الف) دولومیت‌های ریز بلور D2-S پوشش ائید را دربرگرفته و باعث حفظ فابریک اولیه ائید شده است و دولومیت‌های درشت بلور D2-L فضای بین دانه‌ها را پر کرده‌اند (PPL). ب) تصویر SEM ائید دولومیتی شده. دولومیت‌های ریز بلور D2-S در لایه‌های خارجی ائید و دولومیت‌های یکنواخت درشت بلور D2-L در بخش مرکزی ائید مشاهده می‌شوند. پ) تصویر SEM بقایای کلسیت در دولومیت‌های درشت بلور D2-L. ت) آنالیز EDS تصویر C که موید وجود کلسیت در داخل بلور دولومیت است. ث) تصویر صحرایی استیلولیت در دولومیت‌های D2. ج) قطع شدن دولومیت‌های درشت بلور D2-L توسط استیلولیت که نشان‌دهنده تشکیل آنها در عمق کمتر و قبل از تدفین خیلی زیاد است (XPL).

شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۵-الف و ب). اندازه‌ی بلورها از دیواره به مرکز حفره‌ها و شکستگی‌ها افزایش می‌یابند و بافت دروزی را نشان می‌دهند. همچنین از دیواره به مرکز رگه، بلورها از حالت خودشکل به سمت نیمه شکل‌دار و بی‌شکل

دولومیت نوع ۳ (D₃): این دولومیت‌ها در صحرا نسبت به دولومیت‌های دیگر روشن‌ترند و در نمونه‌ی میکروسکوپی شامل بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار به اندازه ۱۰۰ تا بیش از ۵۰۰ میکرون به فرم سیمان داخل فضاهای کوچک، بزرگ و

در تغییر است. میانگین استرانسیوم در دولومیت‌های D_1 ، D_2 ، D_3 ، D_2-L ، S به ترتیب ۲۱۰، ۱۹۱، ۱۳۸ و ۱۰۵ ppm است. مقدار سدیم در این دولومیت‌ها بین ۳۹۰ تا ۱۰۰۰ ppm در تغییر است. میانگین سدیم در دولومیت‌های D_1 ، D_2-S ، D_2 ، L ، D_3 به ترتیب ۶۳۶، ۶۴۰، ۵۷۴ و ۴۵۷ ppm است. میانگین مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های سازند درنجال به ترتیب ۱۷۹۴۷ ppm و ۹۷۳ ppm است. میانگین مقدار آهن در دولومیت‌های نوع ۱ (D_1) ۱۷۰۰۰ ppm و میزان منگنز ۸۲۲ ppm است. میانگینی میزان آهن دولومیت‌های نوع ۲ ریزبلور $D_2(S)$ ۱۷۲۰۰ ppm و میزان منگنز در این نوع دولومیت ۹۲۷ ppm است همچنین میزان آهن به طور میانگین در دولومیت‌های نوع ۲ درشت بلور $D_2(L)$ ۱۸۴۰۰ ppm و میزان منگنز در این نوع دولومیت ۹۸۶ ppm است. میزان آهن در دولومیت‌های نوع ۳ (D_3) ۱۹۵۰۰ ppm و منگنز ۱۱۵۴ ppm است.

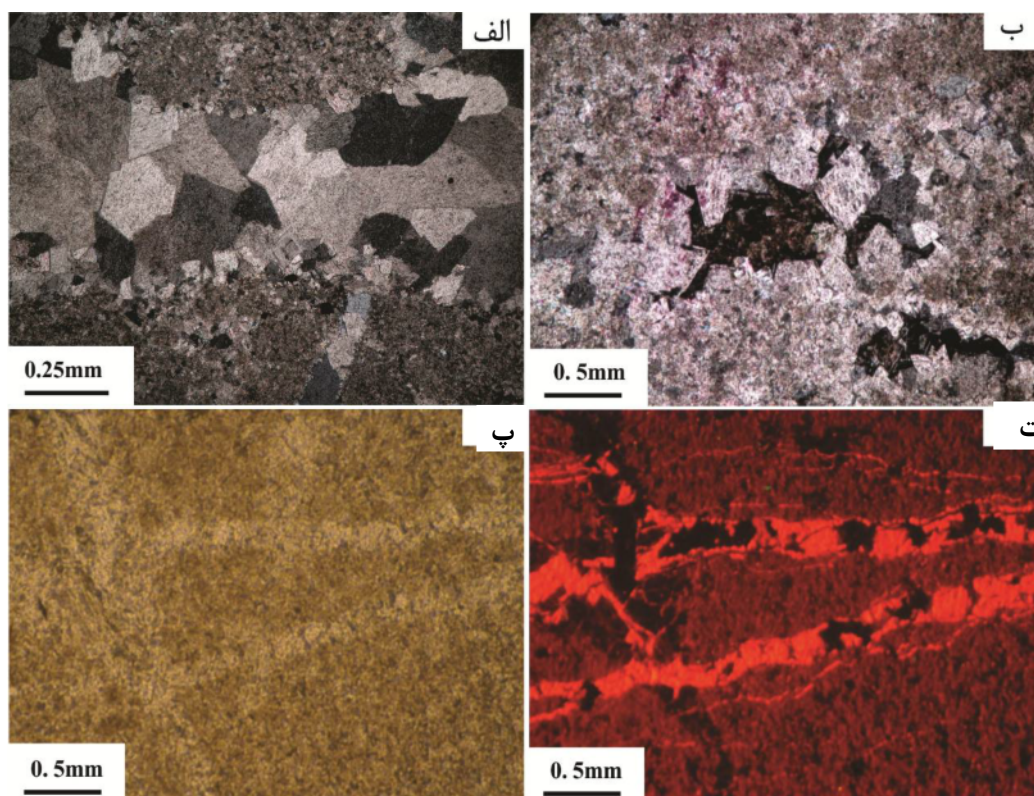
تغییر می‌کنند. برخی از بلورهای دولومیت دارای لومینسانس نارنجی روشن و برخی دیگر لومینسانس تیره نشان می‌دهند (شکل ۵- پ و ت).

ژئوشیمی

آنالیز عنصری

ترکیب عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها به مقدار قابل توجهی به دلیل ترکیب متفاوت سیالات دولومیت ساز (شیرین، لب شور، دریایی و فوق العاده شور) تغییر می‌کند [۹]. نتایج آنالیز عنصری دولومیت‌های سازند درنجال در جدول شماره ۱ ارائه شده‌اند. میزان کلسیم در دولومیت‌های سازند درنجال از ۱۶/۶ تا ۲۰/۸ درصد (میانگین ۱۹/۷۴ درصد) و میزان منیزیم از ۱۰/۱ تا ۱۳/۴ درصد (میانگین ۱۱/۹۴ درصد) در تغییر است به طوری که دولومیت‌های نوع اول بیشترین و دولومیت‌های نوع سوم کمترین مقدار را دارند.

مقادیر استرانسیوم در این دولومیت‌ها بین ۶۲ تا ۳۳۰ ppm



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی دولومیت نوع ۳. الف) دولومیت‌های درشت بلور و یکنواخت D_3 پر کننده رگه‌های انحلالی. از دیواره به سمت مرکز بلورها از حالت خود شکل به نیمه شکل‌دار و بی شکل تغییر می‌کند (XPL). ب) بلورهای درشت D_3 شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پر کننده حفرات (XPL). پ) دولومیت‌های درشت بلور نیمه شکل‌دار پر کننده رگه (PPL). ت) تصویر C در CL. لومینسانس‌های درخشانده و مات، نشان دهنده تغییر شرایط شیمیایی در زمان تبلور دولومیت است.

جدول ۱ نتایج آنالیز عنصری و ایزوتوپی دولومیت‌های سازند درنجال.

نمونه	کد	Ca %	Mg %	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	^{18}O (PDB)	^{13}C (PDB)	IR
B ₂	D ₂ (L)	۱۹٫۴	۱۱٫۶	۱۲۱٫۵	۵۰۶٫۴	۷۵۱٫۴	۱۸۰۰۰	-۸٫۲	-۱٫۵	% ۱٫۹
B ₃	D ₂ (L)	۱۹٫۳	۱۱٫۷	۱۳۲٫۲	۵۲۹٫۶	۱۵۰۰	۱۶۰۰۰	-۹٫۰۹	-۱٫۵	% ۷٫۱
B ₄	D ₁	۲۰٫۷	۱۲٫۳	۲۰۱٫۶	۵۶۹٫۶	۶۹۲٫۶	۱۸۰۰۰	-۷٫۷۶	-۱٫۸	% ۱٫۶
B ₉	D ₁	۱۹٫۸	۱۲٫۵	۱۳۸٫۳	۹۶۸٫۲	۸۵۵٫۹	۱۸۰۰۰	-۹٫۱۵	-۰٫۹۶	% ۰٫۸
B ₁₀	D ₂ (L)	۱۹٫۷	۱۱٫۸	۱۴۱٫۶	۶۴۷	۶۷۸٫۳	۱۵۰۰۰	-۹٫۵۸	-۱٫۴۵	% ۹٫۳
B ₁₃	D ₃	۱۶٫۶	۱۰٫۱	۷۵	۵۷۹٫۷	۱۰۰۰	۱۹۰۰۰	-۹٫۷۲	-۱٫۴۲	% ۸٫۳
B ₁₆	D ₂ (L)	۲۰٫۷	۱۱٫۷	۱۳۳٫۳	۶۲۶٫۱	۱۰۰۰	۲۰۰۰۰	-۹٫۳۹	-۰٫۴۲	% ۳٫۱
B ₂₀	D ₂ (S)	۱۹٫۱	۱۲	۱۵۷٫۴	۵۷۴٫۷	۱۰۰۰	۲۰۰۰۰	-۹٫۵۲	-۰٫۵۸	% ۴٫۶
B ₃₂	D ₁	۲۰٫۴	۱۲٫۵	۱۷۹٫۶	۴۴۴٫۱	۱۰۰۰	۱۹۰۰۰	-۹٫۰۹	-۰٫۷۹	% ۱٫۶
B ₃₈	D ₂ (L)	۲۰	۱۱٫۱	۱۶۴٫۷	۵۶۲٫۹	۱۰۰۰	۲۳۰۰۰	-۹٫۳۹	-۱٫۳۷	% ۵٫۱
B ₄₃	D ₁	۲۰٫۸	۱۳٫۴	۳۳۰	۴۶۶٫۹	۹۵۹٫۲	۲۰۰۰۰	-۸٫۶۴	-۱٫۶۱	% ۳٫۵
B ₄₄	D ₂ (S)	۱۹٫۶	۱۲٫۳	۲۲۲٫۹	۵۷۹٫۲	۱۰۰۰	۱۹۰۰۰	-۸٫۹۹	-۱٫۴۲	% ۷٫۲
B ₅₆	D ₂ (S)	۲۰٫۸	۱۲٫۶	۲۲۶٫۳	۴۲۷٫۴	۶۶۱٫۳	۱۰۰۰۰	-۹٫۵۲	-۱٫۴۷	% ۰٫۷
B ₅₈	D ₁	۲۰٫۶	۱۲٫۷	۲۰۴٫۷	۷۳۴٫۷	۶۰۶٫۷	۱۰۰۰۰	-۷٫۳۱	-۰٫۶۴	% ۳٫۸
B ₆₁	D ₃	۱۸٫۶	۱۱٫۵	۶۲	۳۹۰٫۱	۹۶۳٫۹	۱۹۰۰۰	-۱۱٫۵۲	-۰٫۶۹	% ۱٫۴
B ₆₂	D ₂ (S)	۲۰٫۵	۱۲٫۱	۱۷۱٫۸	۶۱۹٫۶	۹۷۶٫۵	۱۶۰۰۰	-۷٫۷۹	-۰٫۷۳	% ۱٫۸
B ₆₄	D ₃	۱۹٫۷	۱۱٫۸	۱۸۵٫۹	۴۵۴	۸۵۲٫۹	۲۹۰۰۰	-۸٫۵۳	-۰٫۶۷	% ۴٫۳
B ₆₈	D ₃	۱۹	۱۱٫۱	۱۰۰	۴۰۶	۲۰۰۰	۱۱۰۰۰	-۱۱٫۹۹	-۱٫۱۷	% ۲٫۸
B ₇₂	D ₂ (S)	۱۹٫۷	۱۲٫۲	۱۸۰٫۷	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۲۱۰۰۰	-۱۰٫۰۴	-۰٫۵۲	% ۱٫۹

آنالیز ایزوتوپی

دامنه‌ی تغییرات مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در دولومیت‌های سازند درنجال بین ۷٫۳۱- تا ۱۱٫۹۹- PDB % است که نوع سوم دارای سبکترین مقدار است. ایزوتوپ کربن در تمام دولومیت‌ها منفی و دامنه‌ی تغییرات پایینی نسبت به اکسیژن نشان می‌دهد. مقادیر آن بین ۰٫۴۲- تا ۱٫۸۰- PDB % در نوسان است (جدول ۱).

ایزوتوپ اکسیژن در دولومیت‌های نوع ۱ (D₁) بین ۷٫۷۶- تا ۹٫۱۵- PDB % و ایزوتوپ کربن بین ۰٫۶۴- تا ۱٫۸۰- PDB % در نوسان است. در دولومیت‌های نوع ۲ ریز بلور (D₂-S) تغییرات اکسیژن بین ۷٫۷۹- تا ۱۰٫۰۴- PDB % و تغییرات ایزوتوپ کربن بین ۰٫۵۲- تا ۱٫۴۷- PDB % در نوسان است. ایزوتوپ اکسیژن در دولومیت‌های نوع ۲ درشت بلور (D₂-L) دارای دامنه‌ی تغییراتی بین ۸٫۲۱- تا ۹٫۹۳-

PDB % است. ایزوتوپ کربن در دولومیت نوع ۲ درشت بلور بین ۰٫۴۲- تا ۱٫۵۲- PDB % (میانگین ۱٫۲۵- PDB %) در نوسان است. سیمان دولومیتی حفره پر کن (دولومیت نوع سوم D₃) دارای دامنه تغییرات ایزوتوپی زیادی بوده و مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بین ۸٫۵۳- تا ۱۱٫۹۹- PDB % (میانگین ۱۰٫۴۹- PDB %) در نوسان است. ایزوتوپ کربن در دولومیت نوع سوم بین ۰٫۶۷- تا ۱٫۴۲- PDB % (میانگین ۰٫۹۹- PDB %) در نوسان است.

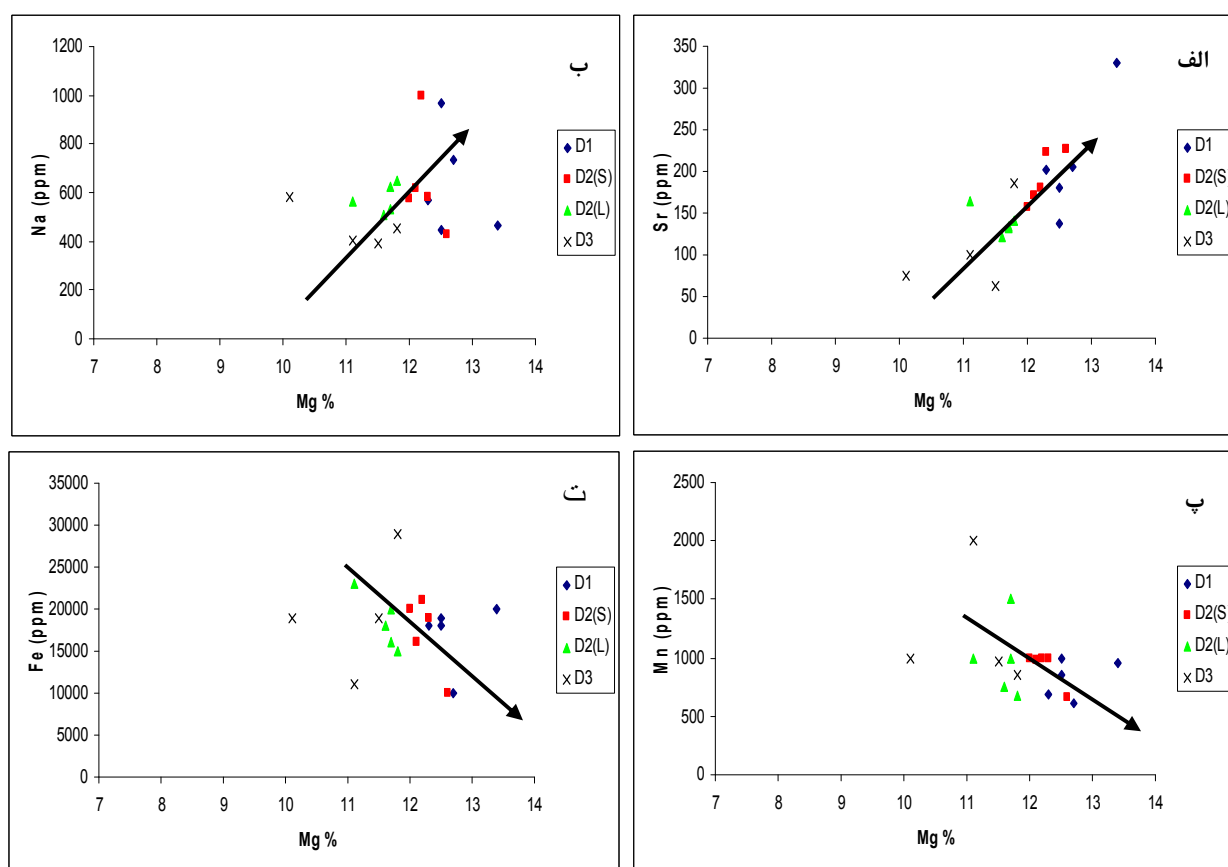
بحث و بررسی

باتوجه به تلفیق داده‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمی در اینجا می‌خواهیم شرایط تشکیل انواع دولومیت‌ها را مورد بررسی قرار دهیم.

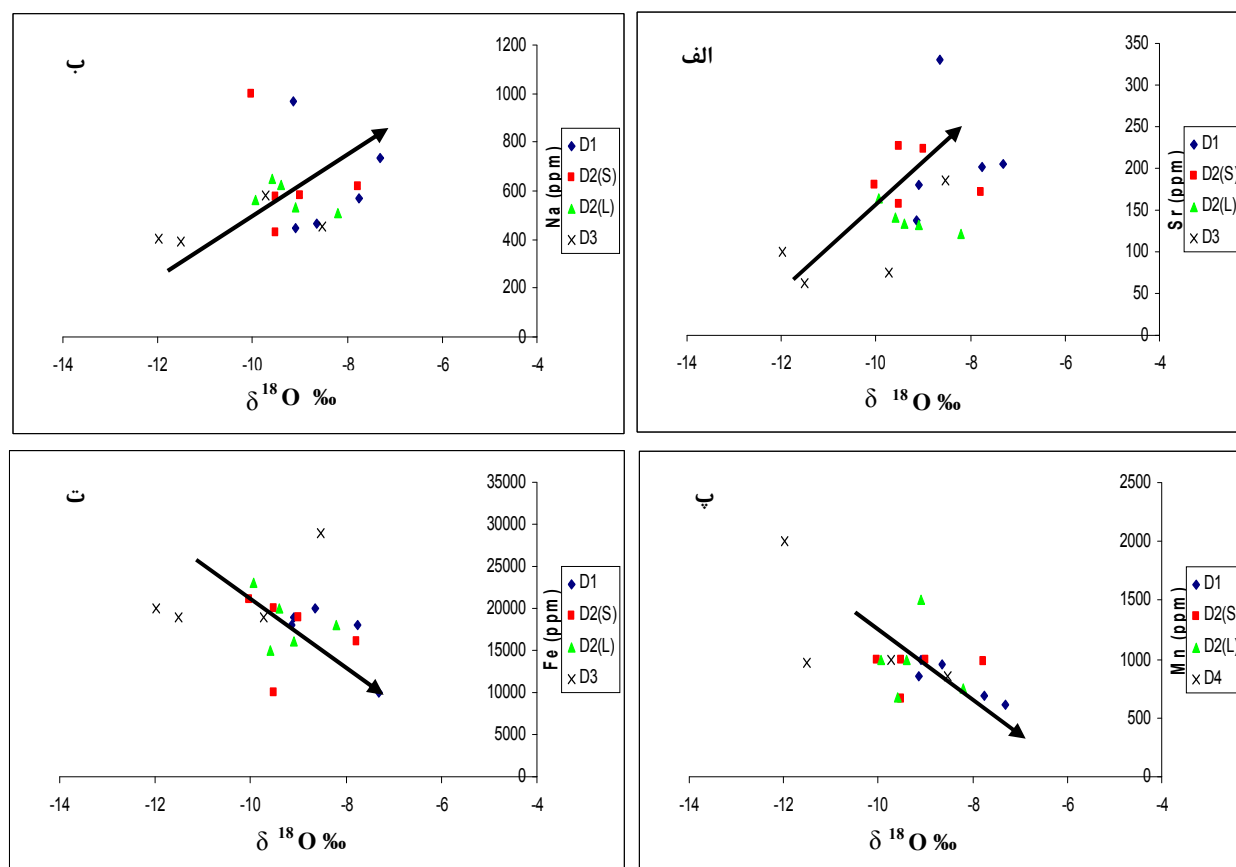
دولومیت نوع D₁: با توجه به بافت و اندازه‌ی ریز بلورها، وجود ذرات پراکنده کوارتز و کانی‌های تبخیری، بافت چشم پرنده‌ای،

دولومیت‌های ریز بلور اولیه‌ای که از نظر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ سنگین‌تر هستند بالاتر از دولومیت‌های نوع ۲ و ۳ است (شکل ۷- الف و ب)، زیرا دولومیت‌های نوع ۱ در سازند درنجال کمتر تحت تاثیر فرآیندهای درونزادی قرار گرفته‌اند و این روندها نشان دهنده افزایش تاثیر این فرآیندها از دولومیت‌های نوع ۱ به نوع ۳ است. کاهش مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ از دولومیت‌های ریز بلور به سمت دولومیت‌های درشت بلور احتمالاً در نتیجه افزایش دمای سیالات دولومیت‌ساز بوده که می‌تواند ناشی از افزایش عمق تدفین باشد. مقدار Mn و Fe در دولومیت‌های اولیه نزدیک به سطح به دلیل شرایط اکسایشی، پایین [۱۳] و فاقد لومینسانس هستند. دولومیت نوع اول از نظر شواهد سنگ‌نگاری و مقایسه‌ی سرشتی‌های شیمیایی آن با سایر دولومیت‌های دیگر به عنوان اولین دولومیت تشکیل شده در سازند درنجال است.

حفظ حالت برگه‌ای و عدم وجود فسیل، این دولومیت‌ها همزمان با رسوب‌گذاری و یا در مراحل اولیه درونزادی در یک محیط ابرکشنندی تا درون کشنندی بالایی تشکیل شده‌اند [۱۰، ۱۱]. بالا بودن میزان استرانسیوم و سدیم و پایین بودن میزان منگنز و آهن، نیز سنگین بودن میزان ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نسبت به دولومیت‌های درشت بلور موید تشکیل در شرایط اولیه درونزادی است. البته میزان ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ دولومیت‌های نوع ۱ در جایگاه یک دولومیت اولیه‌ی سبک شدگی زیادی را نشان می‌دهد که این سبک‌شدگی می‌تواند در نتیجه تاثیر فرایندهای درونزادی و تبلور دوباره دولومیت‌های اولیه رخ داده باشد [۱۲]. ترسیم نمودارهای پراکندگی Sr و Na نسبت به Mg نشان می‌دهد که با کاهش Mg از دولومیت‌های نوع ۱ به ۲ و ۳ میزان Sr و Na نیز کاهش می‌یابد (شکل ۶- الف و ب) همچنین مقادیر این عناصر در



شکل ۶ روند تغییرات عناصر Sr، Na، Mn و Fe در مقابل Mg در انواع مختلف دولومیت‌های سازند درنجال.



شکل ۷ روند تغییرات عناصر Na، Sr، Mn و Fe در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ در انواع مختلف دولومیت‌های سازند درنجال.

سدیم و عدم وجود تبخیری‌ها در دولومیت‌های جانشینی، علاوه بر پایین بودن ضریب توزیع این عناصر، مؤید عدم تشکیل این دولومیت‌ها بر اثر ساز و کار تبخیر شدید آب دریاست [۱۸]. میزان آهن و منگنز این دولومیت‌ها نسبت به دولومیت‌های تشکیل شده از آب دریای معمولی بالاتر است که می‌تواند در ارتباط با شرایط احیایی در محیط تدفینی و تحت تأثیر سیالاتی با میزان بالاتر آهن و منگنز نسبت به آب دریای معمولی باشد [۱۹، ۲۰، ۲۱]. تغییرات ایزوتوپی نیز موید سبک‌تر شدن ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نسبت به دولومیت‌های نوع اول به دلیل جدایش ایزوتوپی بیشتر و افزایش دما در اثر افزایش عمق تدفین است [۲۲]. در این دولومیت‌ها به ندرت لومینسانس سرخ قهوه‌ای تا نارنجی تیره مشاهده می‌شود که می‌تواند به دلیل افزایش میزان آهن تحت شرایط احیایی بسیار بالا باشد. بنابراین وجود تبلور دوباره طی تدفین در این نوع دولومیت را می‌توان با افزایش در اندازه‌ی بلورها، سبک شدن میزان ایزوتوپ اکسیژن، کاهش در میزان Sr و Na و افزایش در میزان منگنز نشان داد.

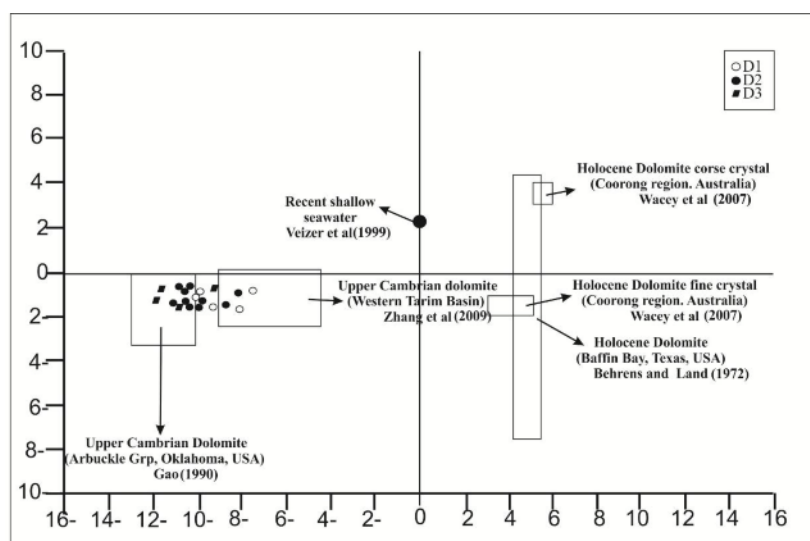
دولومیت نوع D_2 : دولومیت‌های ریز بلور D_2-S به دلیل اندازه کوچک و مرز بین بلوری مسطح در اعماق کم و نزدیک به سطح و شرایط دمایی پایین تشکیل شده‌اند، هر چند گاهی در دماهای بالاتر نیز می‌توانند تشکیل شوند [۶، ۱۴]. قطع شدن این دولومیت‌ها توسط استیلولیت نشان دهنده‌ی تشکیل آنها پیش از تدفین خیلی زیاد و در اعماق کمتر است. اما برخی از شواهد سنگ‌نگاری نظیر افزایش اندازه‌ی بلورها، منطقه‌بندی بلورها و مرزهای صفحه‌ای بین بلورهای درشت D_2-L ، همچنین بررسی تصاویر SEM و آنالیز EDS آنها نشان دهنده‌ی وجود خرده‌های کلسیت اولیه در داخل آنها و جانشین بودن این نوع دولومیت است. ویژگی‌های بافتی و اندازه‌ی بلورها نشان می‌دهد که، احتمالاً این دولومیت‌ها در مرحله‌ی تدفین کم عمق تا متوسط در دماهای پایین یا درجه-ی اشباع شدگی پایین و در زمان طولانی [۶، ۱۵] در اثر جانشینی (تقلیدی و غیر تقلیدی) تشکیل شده‌اند [۷، ۱۶]. در این دولومیت‌ها میزان استرانسیوم و سدیم با افزایش اندازه‌ی بلورها کاهش می‌یابد که نشان دهنده‌ی پایداری بیشتر در اثر دولومیتی شدن است [۱۷]. تمرکز نسبتاً پایین استرانسیوم و

ساز نسبت داد. ترسیم نمودارهای پراکندگی Mn و Fe نسبت به Mg و ^{18}O نشان می‌دهد که با کاهش Mg و سبک شدن ^{18}O از دولومیت‌های نوع ۱ به ۲ و ۳، میزان Mn و Fe افزایش می‌یابد (شکل‌های ۶ و ۷- ج و د). این را می‌توان به شرایط احیایی حاکم بر محیط و دگرسانی تحت شرایط دمای بالا طی فرآیند درونزادی تاخیری نسبت داد [۲۸]. بنابراین افزایش درونزادی تدفینی را در این نوع دولومیت را می‌توان با افزایش در اندازه بلورها، سبک شدن میزان ایزوتوپ اکسیژن، کاهش در میزان Sr و Na و افزایش در میزان منگنز و آهن نشان داد.

دامنه کم تغییرات ایزوتوپ کربن در انواع مختلف دولومیت حاکی از این است که تاثیر آب‌های متاوریکی در تشکیل آنها ناچیز بوده و بنابراین مدل مخلوط متئوریک دریایی برای دولومیت‌های سازند درنجال بعید به نظر می‌رسد [۲۹-۳۱].

بررسی تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن دولومیت‌های سازند درنجال و مقایسه‌ی آنها با گستره تغییرات ایزوتوپی دولومیت‌های کامبرین پسین در دیگر نقاط دنیا نشان دهنده‌ی همپوشی گسترده‌ی این دولومیت‌ها با یکدیگر است به گونه‌ای که دولومیت‌های بیشتر نواحی بررسی شده به سن کامبرین پسین دارای ایزوتوپ اکسیژن و کربن منفی هستند (شکل ۸). همچنین مقایسه‌ی تغییرات ایزوتوپی دولومیت‌های سازند درنجال با دولومیت‌های زمان ما نشان از سبکتر بودن دولومیت‌های کامبرین پسین نسبت به دولومیت‌های زمان ما است که این به علت تاثیر درونزادی تدفینی است (شکل ۸).

دولومیت نوع D_3 : باتوجه به اندازه‌ی درشت بلورها و بافت ایدیوتاپیک-S تا ایدیوتاپیک-E و مرزهای بلورین نیمه مسطح تا مسطح می‌توان دولومیت‌های رگه‌ای را آخرین نسل تشکیل دولومیت‌ها دانست به طوری که هیچ نوع جانشینی دوباره در آنها دیده نمی‌شود [۱۱]. بلورهای شفاف که در بسیاری از دولومیت‌ها مشاهده می‌شوند می‌توانند در دماهای بالا [۲۳، ۲۴]، یا حاصل سیمان رو رشدی هنگام تدفین اولیه باشد [۲۵]. این دولومیت‌ها دارای کمترین میزان استرانسیوم و سدیم و بیشترین مقدار منگنز و آهن نسبت به دولومیت‌های نوع D_1 و D_2 هستند که تشکیل در شرایط احیایی تر از سیالات غنی از Mn را نشان می‌دهد. لومینسانس نارنجی روشن موید این شرایط است. وجود منطقه‌بندی در لومینسانس بلورهای دولومیت نشان‌دهنده‌ی تغییر شرایط تشکیل و ترکیب سیالات دولومیت‌ساز است [۲۶]. منطقه‌های مات می‌تواند به دلیل بالا بودن شرایط احیایی و ورود یون آهن به داخل بلورهای دولومیت باشد در صورتی که منطقه‌های روشن مربوط به شرایط احیایی بیشتر و در زمانی که تنها یون منگنز قادر به ورود به سیستم بلوری بوده است. کاهش مقدار منیزیم در دولومیت‌های نوع ۳ نسبت به سایر دولومیت‌ها به دلیل کاهش هسته‌زایی و درشت شدن بلورهای دولومیت طی فرآیند تدفین و افزایش عمق است [۲۷]. میانگین سدیم در دولومیت‌های نوع ۳ به مراتب کمتر از سایر دولومیت‌هاست. دلیل کاهش این عنصر را می‌توان به پایین بودن میزان شوری سیالات دولومیت



شکل ۸ نمودار تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ نسبت به $\delta^{13}\text{C}$ در دولومیت‌های سازند درنجال و مقایسه آنها با دولومیت‌های کامبرین بالایی آمریکا [۱۲]، چین [۳۲] و دولومیت‌های عهد حاضر [۳۳-۳۵]. گستره تغییرات ایزوتوپی سازند درنجال با گستره تغییرات ایزوتوپی دولومیت‌های کامبرین پسین در دیگر نقاط دنیا همپوشی دارد.

مدل‌های دولومیتی‌شدن و خاستگاه منیزیم

در سازند درنجال انواع مختلف دولومیت در زمان‌ها و محیط‌های درونزادی مختلف تشکیل شده‌اند. مدل آب دریا یکی از محتمل‌ترین مدل برای تشکیل دولومیت در تخته‌گاه‌های کربناتی است [۳۶، ۳۷]. با توجه به اینکه در برش‌های مورد بررسی سازند درنجال دولومیکرایت به وفور دیده می‌شود و توجه به این مسئله که دولومیت نوع اول در شرایط سطحی، دمای پایین و محیط‌های ابر کشندی تا درون کشندی تشکیل می‌شود، احتمالاً آب دریا عامل دولومیتی‌شدن و تنها خاستگاه تامین منیزیم برای این نوع دولومیت در سازند درنجال بوده است [۳۸، ۳۹].

با توجه به شواهد سنگ‌نگاری، کاتدولومینسانس و نیز نتایج آنالیز عنصری و ایزوتوپی و عدم وجود کانی‌های تبخیری به همراه دولومیت‌های نوع دوم و سوم، محتمل‌ترین مدل برای تشکیل این دولومیت‌ها نوع تدفینی است. به نظر می‌رسد که دولومیت‌های متوسط تا درشت بلور نوع دوم در اثر تبلور مجدد دولومیت‌های قبلی و جانشینی سنگ آهک تشکیل شده‌اند. از آخرین فرآیندهای تشکیل دولومیت در سازند درنجال، تشکیل سیمان دولومیتی حفره پرکن و رگه‌ای هنگام تدفین است. تامین منیزیم در مدل تدفینی برای تشکیل دولومیت‌های درشت بلور می‌تواند از منابع دیگر از جمله آب‌های محبوس بین دانه‌ای [۲۷]، انحلال فشاری (استیلولیتی‌شدن) [۲۷]، شورابه‌های حوضه‌ای [۴۰، ۴۱] و تراکم شیل‌های پایینی [۴۲]، ۴۳ تامین شود. گرچه دقیقاً نمی‌توان خاستگاه اصلی تامین منیزیم را مشخص کرد اما به نظر می‌رسد که فراوانی میان لایه‌های مارنی بین دنباله‌های سازند درنجال، تراکم شیل‌های تحتانی و تغییر کانی‌های رسی محتمل‌ترین منبع تامین منیزیم باشد.

برداشت

نهشته‌های کربناتی سازند درنجال به سن کامبرین پسین در شرق و جنوب شرق زرد از سنگ‌های دولومیتی، بانداستون-

های استروماتولیتی، ماسه سنگ و میان لایه‌های مارنی تشکیل شده‌اند که حفظ ساخت‌های رسوبی در آن‌ها، از قبیل ساخت-های استروماتولیتی، نشان دهنده‌ی تاثیر فرایند دولومیتی شدن تقلیدی در آن‌هاست. بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها سبب تفکیک چهار نوع دولومیت شده است. دولومیت نوع ۱ (D_1) از نوع ریز بلور و فاقد شکل بوده به عنوان دولومیت همزمان با رسوبگذاری در محیط کشندی بر جای گذاشته شده است. دولومیت‌های ثانویه از نوع جانشینی (D_2 - D_3) و L , D_2 - S و پرکننده‌ی حفره‌های و شکستگی‌ها (D_3) هستند که در طی دفن متوسط نهشته‌ها تشکیل شده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان دهنده‌ی کاهش مقادیر Na و Sr از دولومیت‌های ریز بلور به سمت دولومیت‌های درشت بلور و افزایش مقادیر Mn و Fe است همچنین مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نیز از دولومیت‌های ریز بلور به سمت دولومیت‌های درشت بلور با افزایش عمق تدفین کاهش می‌یابد. بر اساس داده‌های ایزوتوپی اکسیژن، دمای تشکیل دولومیت‌های اولیه ۴۴ درجه‌ی سانتیگراد محاسبه شده است. محتمل‌ترین خاستگاه منیزیم برای دولومیت‌های نوع ۱ آب دریا، و برای دولومیت‌های تدفینی، فراوانی میان لایه‌های مارنی، تراکم شیل‌های تحتانی و تغییر کانی‌های رسی است.

قدردانی

این پژوهش بر گرفته از پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد هدا باوی است که بدین وسیله از معاونت محترم پژوهشی بخاطر تامین هزینه‌ها تشکر می‌شود. همچنین از کمک‌های بی دریغ جناب آقای دکتر حامد زند مقدم در بررسی‌های صحرایی، نظرات ارزشمند جناب آقایان دکتر محمد خانه باد و دکتر علی آقائی و نیز آنالیز نمونه‌ها در دانشگاه کانزاس آمریکا توسط دکتر اکبر حیدری سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

- [1] Chilingar G.V., "Relationship Between Ca/Mg Ratio and Geological Age", American Association Petroleum Geology Bulletin 40 (1956) 2256-2266.

- stratal, late Cambrian (Royer) dolomite, Lower Arbuckle Group, Slick Hills, SW Oklahoma, USA*”, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54 (1990) 1979–1989.
- [13] Tucker M.E., Wright V.P., “*Carbonate Sedimentology*”, Blackwell, Oxford (1991) 482.
- [14] Gregg J.M., Shelton K.L., “*Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Formations (Cambrian), southeastern Missouri*”, *Journal of Sedimentary Petrology* 60 (1990) 549–562.
- [15] 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.
- [16] 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 Centre3 (2004) 15–69.
- [17] Yuia T.F., Gong S.H., “*Stoichiometry effect on stable isotope analysis of dolomite*”, *Chemical Geology* 201 (2003) 359–368.
- [18] Tour 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.
- [19] Barnaby R.J., Read J.F., “*Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady dolomite, Virginia Appalachians*”, *Journal of Sedimentary Petrology* 62 (1992) 1023–1043.
- [20] Budd D. A., “*Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin*”, *Earth Science Review* 42 (1997) 1–47.
- [21] Gasparrini M., Bechstadt T., Boni M., “*Massive hydrothermal dolomites in the Southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their*
- [2] Given R.K., Wilkinson B.H., “*Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of phanerozoic dolostone formation*”, *Journal of Sedimentary Petrology* 57 (1987) 457–469.
- [3] Hood A.V.S., Wallace M.W., “*Synsedimentary diagenesis in a Cryogenian reef complex: Ubiquitous marine dolomite precipitation*”, *Sedimentary Geology* 255–256 (2012) 56–71.
- [۴] لاسمی ی، “*رخساره ها، محیط های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ های پرکامبرین بالایی و پالئوزئیک ایران*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. (۱۳۷۹) ۱۸۰ ص.
- [5] Dickson J. A. D., “*Carbonate identification and genesis as revealed by staining*”, *Journal of Sedimentary Petrology* 36 (1966) 441–505.
- [6] Sibley D. F., Gregg J. M., “*Classification of dolomite rock textures*”, *Journal of Sedimentary Petrology* 57 (1987) 967–975.
- [7] Zhang J., Hu W., Qian Y., Wang X., Cao J., Li J.Z.Q., Xie X., “*Formation of saddle dolomites in Upper Cambrian carbonates, western Tarim Basin (northwest China): Implications for fault-related fluid flow*”, *Marine and Petroleum Geology* 26 (2009) 1428–1440.
- [8] 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.
- [9] Rao C.P., “*Modern Carbonates*”, Hobart, University of Tasmania, Australia, 206 (1996).
- [10] Al-Aasm I.S., “*Chemical and isotopic constraints for recrystallization of sedimentary dolomites from the Western Canada Sedimentary Basin*”, *Aquatic Geochemistry* 6 (2000) 227–248.
- [11] Al-Aasm I.S., Packard J.J., “*Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites*”, *Sedimentary Geology* 131(2002) 97–108.
- [12] Gao G., “*Geochemical and isotopic constraints on the diagenetic history of a massive*

- sediments and limestones: a synthesis and review, New Zealand*", Geology and Geophysics 39 (1996) 93–107.
- [32] Zhang Sh., Qing H., Meng X., "Petrography and geochemistry of the Cambrian dolomite reservoirs in Tarim Basin NW China: A case study based on deep cores sampled at depths of 7200–8500 m", Geochemical Exploration 101 (2009) 123.
- [33] 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 $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater" Chemical Geology 161(1999) 59–88.
- [34] Behrens E.W., Land L.S., "Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas", Journal of Sedimentary Petrology 42 (1972) 155–161.
- [35] Wacey D., Wright D., Boyce A., "A stable isotope study of microbial dolomite formation in the Coorong Region, South Australia", Chemical Geology 244 (2007) 155–174.
- [36] Saller A.H., Moore C.H., "Meteoric diagenesis, marine diagenesis and microporosity in Pleistocene and Oligocene limestones, Eniwetok Atoll, Marshall Islands", Sedimentary Geology 63 (1989) 253–272.
- [37] Wheler P., Aharon R.E. Ferrell., "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] Land L.S., "The origin of massive dolomite", Journal of Geology Education 33 (1985) 112–125.
- [39] 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.
- [40] Qing H., Mountjoy E.W., "Multistage dolomitization in Rain bow buidups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada", Sedimentary Research 59 (1989) 114–126.
- relation to the Late Variscan evolution*", Marine and Petroleum Geology 23 (2006) 543–568.
- [22] 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.
- [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 Hydrocarbon Reservoirs. Geological Society of London Special. Publication. 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.
- [۲۷] آدابی م، "ژئوشیمی رسوبی"، انتشارات آرین زمین. (۱۳۸۳) ۴۴۸ صفحه.
- [28] 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)
- [29] Al-Aasm I.S., Veizer J., "Diagenetic stabilization of aragonite & low-Mg calcite, I. Trace element in rudists", Journal of Sedimentary Petrology 59 (1986) 138–145.
- [30] Choquette P.W., James N.P., "Diagenesis in Limestones -3, the deep burial environment", Geoscience Canada 14 (1987) 3–35.
- [31] Nelson C. S., Smith A. M., "Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate

Basin (Upper Ordovician to Lower Devonian) of Oklahoma and Texas. Transactions of Southwest Section", American Association of Petroleum Geologists Bulletin (1984) 167-173.

[43] Adabi M.H., "*Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran*", Carbonates and Evaporites 24 (2009) 16-32

[41] Qing H., Bosence W. J., Rose E., "*Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar western Mediterranean*", Sedimentology 48 (2001) 153-163.

[42] Sternbach C.A., Friedman G.M., "*Ferroan carbonates formed at depth require porosity well log correction: Hunton Group, Deep Anadarko*