

پetroگرافی و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند میلا در منطقه آبگرم استان قزوین

حامد حسنی، کارشناس ارشد رسوب‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا همدان

حسن محسنی، دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا همدان *

بهرز رفیعی، دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا همدان

محمد معانی‌جو، دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا همدان

چکیده

در این پژوهش دولومیت‌های سازند میلا در برش کیسه‌جین ناحیه آبگرم استان قزوین از نظر پتروگرافی و ژئوشیمی مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان و مطالعات ژئوشیمی بر مبنای آنالیز عنصری به روش آنالیز کل (ICP-AES) و آنالیز نقطه‌ای (EPMA) صورت گرفت. مطالعات پتروگرافی بر اساس طبقه‌بندی بافتی سیبلی و گرگ انجام پذیرفت و بر مبنای آن دو گروه کلی دولومیت‌های اولیه (هم‌زمان با رسوب‌گذاری) و دولومیت‌های ثانویه (پس از رسوب‌گذاری) شناسایی گردید. دولومیت‌های اولیه شامل دولومیکرایت‌ها (خیلی ریزبلور) و دولومیت‌های ثانویه شامل اسپاریت‌ها و دولومیت‌های پرکننده حفرات می‌باشند. اسپاریت‌ها خود به دو گروه دولومیکرواسپاریت‌ها (ریزبلور) و دولواسپاریت‌ها (متوسط‌بلور) تقسیم شده‌اند. همچنین دولومیت‌های پرکننده حفرات خود به دو گروه دولومیت‌های زونه (درشت تا خیلی درشت‌بلور) و دولومیت‌های زین‌اسبی (درشت تا فوق‌العاده درشت‌بلور) تفکیک شده‌اند. مطالعات ژئوشیمی بر روی عناصر اصلی Mg و Ca و عناصر فرعی و ردیاب Fe, Mn, Sr, Na و S صورت گرفت. با تلفیق نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و آنالیز عنصری، محیط تشکیل دولومیت‌های سازند میلا در برش کیسه‌جین به شرح زیر معرفی می‌گردد: دولومیکرایت‌ها در محیط سبخایی، اسپاریت‌ها در محیط دفنی کم‌عمق تا متوسط و دولومیت‌های پرکننده حفرات در محیط دفنی نسبتاً عمیق مرتبط با شکستگی‌های تکتونیکی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند میلا، آبگرم، دولومیت، پتروگرافی، آنالیز عنصری

مقدمه

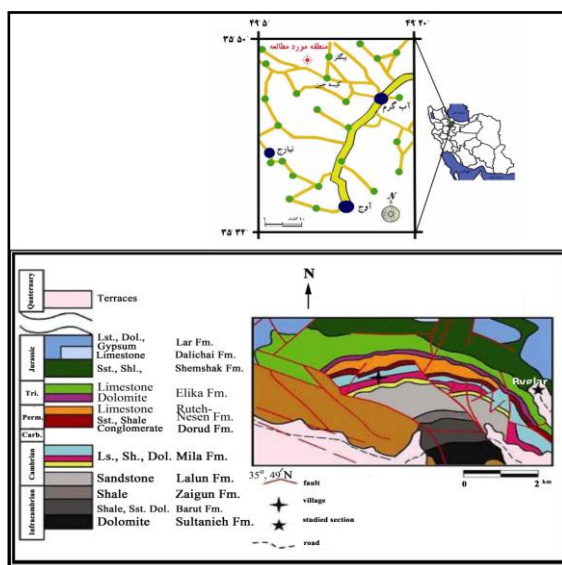
مطالعه، اهداف اصلی این پژوهش ژئوشیمی و پتروگرافی دولومیت‌های سازند میلا در منطقه آبگرم استان قزوین به منظور شناخت انواع دولومیت، ارائه مدل‌های دولومیتی شدن می‌باشد.

موقعیت جغرافیایی

برش مورد مطالعه در کوه قره‌قورخان واقع در شمال‌غرب روستای کیسه‌جین از توابع آبگرم قزوین قرار دارد. شهر آبگرم در جنوب غرب قزوین و روستای کیسه‌جین در ۱۵ کیلومتری غرب آبگرم واقع شده است. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دستیابی به منطقه را نشان می‌دهد.

برش مورد مطالعه در شمال‌شرق چهارگوش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودرآهنگ (بلورچی ۱۹۷۹) واقع شده و از لحاظ زمین‌ساختی، طبق تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی - رسوبی ایران توسط نبوی (۱۳۵۵) در آخرین محدوده‌های جنوب‌غربی زون البرز غربی - آذربایجان قرار گرفته است. اما بلورچی (۱۹۷۹) این منطقه را بخشی از زون ایران مرکزی می‌داند (شکل ۱).

کاربردهای صنعتی گوناگون و موارد اقتصادی متنوع اهمیت دولومیت (چه به عنوان کانسار و چه به عنوان سنگ مخزن نفت) و با توجه به ذخایر عظیم دولومیت در کشور ما لزوم تحقیقات و مطالعات بیشتر در مورد این کانی ضروری به نظر می‌رسد. گسترش سازندهای دولومیتی در زمان زمین‌شناسی در ستون چینه‌ای به گونه‌ای است که هرچه به گذشته بر می‌گردد به سهم آن در ستون چینه‌ای افزوده شده و از میزان فراوانی آهک‌ها کاسته می‌گردد. چنین وضعی در کشور ما نیز به خوبی دیده می‌شود و توالی‌های ستبر دولومیتی در کامبرین پیشین در البرز و ایران مرکزی فراوانند. در منطقه آبگرم نیز کربنات‌های دولومیتی شده از گسترش بالایی برخوردارند. پیچیدگی تشکیل دولومیت در آزمایشگاه و کمیابی دولومیت در محیط‌های کربناته عهد حاضر ایجاب می‌نماید که توالی‌ها و سازندهای دولومیتی به دقت مورد پژوهش قرار گیرند. از این رو بررسی دقیق دولومیت‌ها از نظر پتروگرافی و ژئوشیمیایی به درک درست منشأ و سازوکار دولومیتی شدن و تشکیل این توالی‌های ستبر کمک شایانی می‌نماید. با توجه به گستردگی بخش‌های دولومیتی در سازند میلا در منطقه مورد



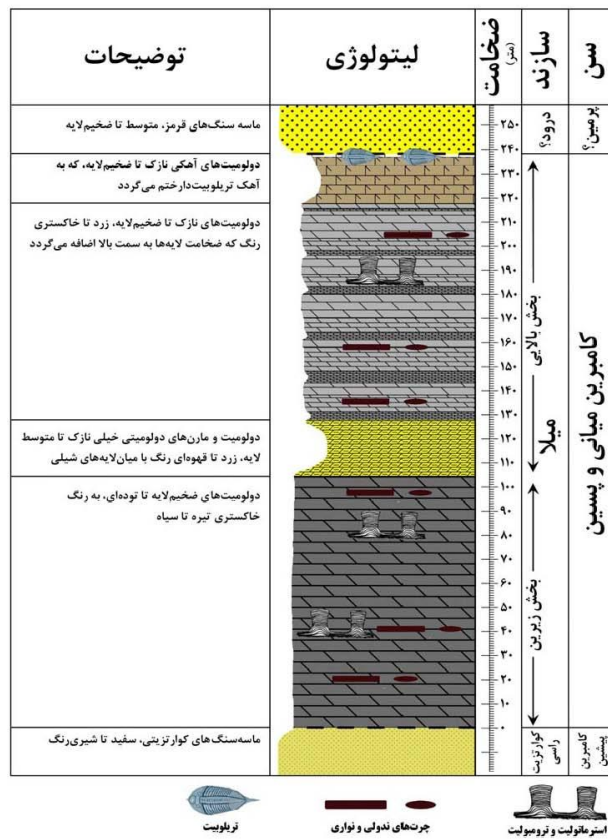
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین‌شناسی برش مورد مطالعه در منطقه کیسه‌جین آبگرم (با تغییرات به نقل از بلورچی ۱۹۷۹)

میان‌لایه‌های شیلی، به ضخامت ۲۳/۶۴ متر شروع می‌شود. پس از این قسمت بر ضخامت لایه‌های دولومیتی افزوده می‌گردد. رنگ لایه‌ها از زرد و قهوه‌ای به سمت بالا به خاکستری می‌گراید، تا در نهایت به دولومیت‌های آهکی و آهک تریلوبیت‌دار ختم می‌گردد (شکل ۲).

ضخامت بخش بالایی ۱۳۴/۹۱ متر می‌باشد. بر روی این بخش از سازند میلا، ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ احتمالاً مربوط به سازند دورود؟، به صورت ناپیوستگی هم‌شیب قرار گرفته است (شکل ۲).

سازند میلا در منطقه مورد مطالعه با مرز مشخص و هم‌شیب بر روی کوارتزیت رأسی قرار گرفته است. بخش زیرین سازند میلا شامل دولومیت‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری تیره تا سیاه (بلورچی ۱۹۷۹)، به خاطر این تفکیک رنگ، این بخش را دولومیت سیاه نامید، به همراه ندول‌های چرتی و چرت‌های نواری تیره‌رنگ می‌باشد. ضخامت این بخش ۱۰۴/۰۳ متر می‌باشد (شکل ۲).

بخش بالایی این سازند با دولومیت و مارن‌های دولومیتی خیلی نازک‌لایه تا متوسط‌لایه به قهوه‌ای تا زردرنگ همراه



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه در برش کیسه جین منطقه آبگرم

برش‌های نازک شامل شناسایی فابریک‌های دیاژنتیکی و ارتباط میان آنها و تعیین بافت‌های موجود توسط میکروسکوپ پلاریزان صورت گرفت. از نمونه سنگ‌های غیرهوازه نیز به منظور مطالعه پراکندگی و توزیع عناصر در فازهای مختلف به وسیله ریزتجزیه کاوشگر الکترونی EPMA برش نازک صیقلی تهیه گردید و در آزمایشگاه

مواد و روش‌ها

جهت انجام بررسی‌های پتروگرافی و آنالیزهای شیمیایی، از مجموع ۱۳۰ نمونه برداشت شده سطحی برش نازک تهیه شد و سپس نمونه‌ها را به منظور جدایش کلسیت از دولومیت به وسیله آلزارین قرمز و فری‌سیانیدپتاسیم به روش دیکسون (۱۹۶۵) رنگ‌آمیزی گردید. مطالعات دقیق پتروگرافی

تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران آنالیز گردیدند (جدول ۲). در این پژوهش به منظور طبقه‌بندی بافتی دولومیت‌ها از طبقه‌بندی گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) استفاده شده است. طبقه‌بندی دولومیت‌ها توسط سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) با تأکید بر بافت‌های دیاژنتیکی می‌باشد.

دانشگاه نیوبرونسویک^۲ کشور کانادا با دستگاه مدل JEOL در شرایط ۲۰ mA و ۱۵ kV از فازهای مختلف ۳۳ نقطه آنالیز گردید (جدول ۱). به علاوه ۱۰ نمونه نیز به منظور تعیین مقادیر کمی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب توسط طیف‌سنجی گسیل پلاسمای مزدوج القایی ICP-AES^۳ در آزمایشگاه مرکز

جدول ۱- نتایج آنالیز عناصر به روش EPMA

sample.No	Ca(%)	Mg(%)	Mn(ppm)	Fe(ppm)	Sr(ppm)	Na(ppm)
178C1	19.3	11.6	111.6	3176.9	0.0	146.9
178C1	20.5	12.6	422.1	7215.6	78.5	30.8
178C1	21.2	13.0	0.0	2837.4	0.0	180.3
178C2	21.3	12.9	146.4	2510.7	170.8	107.2
178C2	21.1	13.0	0.0	2558.3	0.0	0.0
178C2	21.3	13.1	223.8	2167.2	195.3	68.2
255C2	21.7	12.9	379.5	1267.8	189.4	0.0
255C2	20.9	12.6	712.5	13175.4	82.9	59.3
255C2	21.6	11.6	627.3	18155.7	193.5	57.1
255C2	21.2	12.9	120.8	5929.4	71.0	50.1
255C2	21.5	12.9	337.7	8010.2	0.0	18.5
255C2	21.0	12.4	494.9	15320.5	175.0	10.7
255C2	21.6	12.1	679.2	17488.4	169.9	81.2
255C3	21.4	13.0	102.2	2282.2	138.9	0.0
255C3	21.2	12.2	196.7	16253.5	153.1	24.1
255C3	21.9	12.6	324.5	8592.4	153.1	53.8
255C3	21.6	12.4	539.8	10088.0	369.5	0.0
255C3	21.9	12.2	577.0	13538.5	101.5	15.9
255C3	21.4	11.1	396.4	15240.0	0.0	46.0
255C1	21.2	12.5	264.9	7996.2	23.7	105.3
255C1	21.5	12.8	364.8	8468.1	119.2	116.1
255C1	21.9	12.9	186.6	3491.7	66.3	0.0
255C1	21.4	12.8	727.2	8192.9	0.0	46.7
160C2	21.1	12.0	725.7	20777.6	96.4	110.2
160C2	20.8	11.9	649.8	23209.5	88.8	43.0
160C2	20.8	11.9	724.9	23397.1	66.0	8.2
160C2	20.9	11.8	637.4	2297.4	126.9	46.0
160C2	21.1	11.9	512.7	20581.7	121.8	5.2
160C3	20.9	11.9	486.4	22134.8	301.1	29.7
160C3	20.9	11.9	524.3	22269.3	134.5	0.0
160C3	20.8	11.9	480.9	20923.2	66.0	48.2
160C3	20.8	11.9	711.7	22189.0	368.9	27.1
160C3	20.6	11.8	850.4	2202.4	286.5	13.3

جدول ۲- نتایج آنالیز عناصر به روش ICP-AES

Sample. No	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (%)	Sr (ppm)
188	22	13.4	4000	200	<0.1	77
243	24.1	14	6000	340	<0.1	55
235	24.6	14.9	5000	300	<0.1	50
260	20	11.6	6000	330	<0.1	63
174	24.3	14.7	4000	210	<0.1	60
252	23.3	14.3	5000	310	<0.1	68
128	22.2	11.9	16000	720	<0.1	133
186	21.8	13.2	4000	180	<0.1	75
132	19.5	11	16000	370	<0.1	147
110	39.2	2.8	7000	310	<0.1	147

پetroگرافی و طبقه‌بندی بافتی دولومیت‌ها

مبنای اندازه بلورهای دولومیت، مقیاس ارائه شده توسط فولک (۱۹۶۲) می‌باشد. براساس مطالعات پetroگرافی و بر مبنای طبقه‌بندی بافتی سیبلی و گرگ (۱۹۸۷)، در این منطقه دو نوع کلی دولومیت از نظر نحوه پیدایش به شرح زیر شناسایی شد:

دولومیت‌های اولیه (هم‌نهشتی)

این دولومیت‌ها هم‌زمان با سنگ‌آهک‌ها و رسوبات کربناته در محیط رسوبی اصلی خود و تحت شرایط طبیعی ژئوشیمیایی تشکیل می‌شوند.

دولومیت‌های خیلی ریزبلور یا دولومیکرایت‌ها

اندازه بلورها در این نوع دولومیت از کوچکتر از ۴ میکرون تا ۱۶ میکرون بوده، بلورها اغلب بی‌شکل و توزیع اندازه آنها به صورت یک‌نمایی می‌باشد. دولومیت‌ها قهوه‌ای تیره، تا خاکستری‌رنگ و متراکم می‌باشند. از نظر طبقه‌بندی بافتی سیبلی و گرگ در رده نامسطح - بی‌شکل قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱A).

در دولومیکرایت‌ها بافت‌های اولیه رسوبی نظیر لامیناسیون‌ها و فیلامنت‌های جلبکی تشکیل‌دهنده استروماتولیت‌ها و ترومبولیت‌ها به خوبی حفظ شده‌اند (شکل ۳-۱B و C). در بعضی از نمونه‌های دولومیتی مورد مطالعه، اوئید به صورت جان‌شینی غیرتقلیدی و یا به صورت بافت

شبح قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۳-۱D).

همچنین اینتراکست در اندازه و شکل‌های مختلف و ذرات پراکنده کوارتز در اندازه سیلت در این دولومیت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱E). از روی اندازه بلورهای دولومیت می‌توان دولومیت‌های اولیه را از ثانویه تشخیص داد (لی و فریدمن ۱۹۸۷-یه و مازولو ۱۹۹۳).

با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلورها، وجود کوارتز پراکنده در حد سیلت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی نظیر اینتراکست، فابریک روزنه‌ای، لامینه‌های جلبکی و ساخت‌های استروماتولیتی و ترومبولیتی (شکل ۳)، عدم فسیل، همچنین نبود شواهدی که نشان‌دهنده تشکیل آنها تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط‌های فوق جزرومدی تا قسمت بالایی بین جزرومدی تشکیل شده‌اند (گرگ و شلتون ۱۹۹۰؛ وارن ۲۰۰۰؛ ال‌آسم و پاکارد ۲۰۰۰؛ حائری اردکانی و همکاران ۲۰۱۳).

از دیگر ساختمان‌های موجود در این نوع دولومیت‌ها فابریک‌های روزنه‌ای می‌باشد (شکل ۳-۱F). استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی از دیگر ساختارهای موجود در این نوع از دولومیت‌ها می‌باشد (شکل ۳-۱G).

دولومیت‌های ثانویه (پس‌نهشتی)

این دولومیت‌ها بعد از ته‌نشست رسوبات آهکی و دور شدن

بقایای کانی اولیه یا حفره‌های میکروسکوپی پر یا خالی، دارای مراکز ابری می‌باشند که توسط حاشیه شفاف در بر گرفته شده‌اند. وجود این حواشی شفاف احتمالاً مربوط به شکل‌گیری این قسمت‌ها توسط محلول رقیق‌تر می‌باشد. از نظر طبقه‌بندی بافتی سیبلی و گرگ در رده نامسطح - بی‌شکل (شکل ۳- J) و در بعضی مکان‌ها در رده مسطح - نیمه‌شکل‌دار (شکل ۳- K) قرار می‌گیرند. علاوه بر این دو رده به میزان بسیار کم (حدود ۱ درصد) نوع مسطح - پورفیروتاپیک با بلورهای شکل‌دار پراکنده در سیمان کلسیتی و سیلیسی نیز دیده می‌شود (شکل ۳- L و M).

پیریت و هماتیت معمولاً به صورت پراکنده در درون و میان بلورهای دولومیت مشاهده می‌شوند. پیریت‌ها معمولاً ریزبلور بوده و ساختار دانه‌تمشکی دارند و می‌دهند، به میزان کمتری به شکل مکعبی و شش‌ضلعی مشاهده می‌شوند (شکل ۳- N). منشأ احتمالی پیریت از فعالیت باکتری‌ها در مراحل نخست دیاژنزی (ماشل ۲۰۰۱)، و اکسیداسیون پیریت ممکن است منبع تولید هماتیت باشد.

دولومیکرواسپاریت‌ها عمدتاً به همراه صفحات استیلولیتی مشاهده می‌شوند، بنابراین می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که این گونه دولومیت‌ها در نتیجه فرآیند انحلال فشاری تشکیل شده‌اند. دولومیت‌هایی که در طول صفحات استیلولیتی رشد کرده‌اند توسط پژوهشگران زیادی گزارش شده است (از جمله: ماتیز و متجوی ۱۹۸۰؛ زینگر ۱۹۸۳؛ میلر و فولک ۱۹۹۴). هرچند در خیلی از موارد شکل‌گیری دولومیت‌ها ارتباطی به فرآیند انحلال فشاری نداشته و صفحات استیلولیتی را به عنوان مجرای برای هدایت سیال دولومیت‌ساز در نظر می‌گیرند (زینگر ۱۹۸۳؛ میلر و فولک ۱۹۹۴). به علاوه دولومیت‌هایی که در اثر فرآیند انحلال فشاری تشکیل شده‌اند مشخصاً رومبوئیک و آهن‌دار می‌باشند (وانلس ۱۹۷۹). با توجه به این‌که دولومیکرواسپاریت‌های مورد مطالعه هیچ یک از این خصوصیات را دارا نمی‌باشند، به علاوه آنکه آثاری از بقایای بافت اولیه در آنها مشخص می‌باشد، نمی‌توان آنها را مرتبط با فرآیندهای انحلال فشاری دانست.

از منطقه فعال رسوب‌گذاری، تشکیل می‌شوند. این دولومیت‌ها از لحاظ خصوصیات پتروگرافی به دو گروه اسپاریت‌ها و پرکننده حفرات طبقه‌بندی شده‌اند.

اسپاریت‌ها

این گروه از دولومیت‌ها از نظر حجم بیشترین میزان دولومیت را در بخش‌های پایینی و بخش بالایی (سازند میلا در برش کیسه‌جین) به خود اختصاص داده‌اند و عمدتاً زمینه سنگ را به همراه دولومیکرایت‌ها تشکیل می‌دهند. این دولومیت‌ها خود براساس اندازه به دو گروه تقسیم‌بندی می‌گردند.

دولومیت‌های ریزبلور یا دولومیکرواسپاریت

اندازه بلورها در این نوع دولومیت از ۱۶ تا ۶۲ میکرون بوده، بلورها اغلب بی‌شکل و توزیع اندازه آنها به صورت یک‌نمایی می‌باشد. بلورها به رنگ قهوه‌ای تیره، ابری و متراکم هستند. ظاهر مات و تیره این دولومیت‌ها به علت حضور اذخالی‌های سیال و جامد نامحلول پراکنده در سطح بلور می‌باشد. از نظر طبقه‌بندی بافتی سیبلی و گرگ در رده نامسطح - بی‌شکل قرار می‌گیرند (شکل ۳- H).

این دولومیت‌ها به صورت تجمعاتی تیره در دو طرف صفحات انفصال نظیر رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳- I). در آنها هنوز آثاری از بقایای بافتی اولیه نظیر فیلامنت‌های جلبکی، ایتراکلسیت و پلوئید به صورت بافت شبح قابل مشاهده می‌باشد.

دولومیت‌های متوسط بلور یا دولواسپاریت

اندازه بلورها در این نوع دولومیت از ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون بوده، بلورها اغلب بی‌شکل و دارای مرزهای بین‌بلوری منحنی‌شکل و زبانه‌ای‌اند، اما در بعضی از مکان‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با مرزهای بین‌بلوری سازه‌ای دیده می‌شوند. توزیع اندازه بلورها به صورت چندنمایی می‌باشد. بلورها در نور xpl دارای خاموشی بوده و در نور ppl دارای رنگ کرم تا قهوه‌ای هستند. این نوع دولومیت‌های جانبینی بر اثر حضور اذخالی،

قرار می‌گیرند شکل O-۳. دولومیت‌های زونه‌ای که در شکستگی‌ها رشد کرده‌اند هر سه نوع دولومیت پیشین (دولومیکرایت‌ها، دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها) را قطع می‌کنند. همچنین این دولومیت‌ها دارای زونینگ هستند که احتمالاً در نتیجه تفاوت در ترکیب شیمیایی این بخش‌ها (خصوصاً میزان آهن) می‌باشد (شکل P-۳). به همین علت می‌توان این نوع دولومیت‌ها را دولومیت‌های زونه نامید.

آهن فرو در خیلی از بلورهای دولومیت رایج می‌باشد که می‌تواند در نتیجه جانشینی منیزیم باشد. اگر این آهن فرو متعاقباً به آهن فریک (هماتیت) اکسید گردد، با یک میکروسکوپ پتروگرافی استاندارد قابل مشاهده می‌باشد (شکل Q-۳). بنابراین بعضی از بلورهای دولومیت ممکن است دارای زون‌های هم‌مرکز و متناوب قرمز رنگ غنی از آهن و شفاف فقیر از آهن باشند که نشان‌دهنده مراحل مختلف رشد لوزی‌ها می‌باشد (بلیت ۱۹۸۲). با توجه به وجود توالی ضخیم شیل در روی طبقات دولومیتی چنین استنباط می‌گردد که منبع احتمالی آهن دولومیت‌ها نیز همین لایه‌های آواری باشند.

ریدر و پروسکی (۱۹۸۶) این نوع زونینگ را به تغییرات شیمیایی سیستماتیک بین قطعات با رشد نابرابر در لوزی‌های دولومیت نسبت می‌دهند و آن را زونینگ قطاعی^۱ معرفی می‌کنند. برای این تفاوت‌ها در ساختار و ترکیب شیمیایی دلایل شناخته شده چندانی وجود ندارد، اما ممکن است به تفاوت‌های موجود در نرخ رشد، ترکیبات فضایی اتمی در سطح رشد^۲، و مکانیزم رشد ارتباط داشته باشد. تمرکز عمده این نوع دولومیت در بخش زیرین سازند میلا در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

دولومیت‌های زین‌اسبی یا بی‌تناسب

اندازه بلورهای این نوع دولومیت نیز مانند دولومیت‌های زونه بسیار متغیر بوده (از ۲۵۰ میکرون تا بیش از ۴ میلیمتر) و اغلب به اندازه فضای آزاد موجود، بستگی دارد. این

بر طبق نظریه سیبلی و گرگ (۱۹۸۷) و گرگ و شلتون (۱۹۹۰)، دولومیت‌های نئومورفیک و دولومیت‌هایی که در دمای بالا جانشین آهک‌ها می‌شوند دارای بافت درشت بلور نامسطح می‌باشند. اگرچه تشخیص بین منشأ دولومیت‌های دانه درشتی که بر اثر تبلور مجدد یا فرآیند نئومورفیسیم به وجود آمده‌اند از دولومیت‌های جانشینی مشکل است، اما گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) و لی و فریدمن (۱۹۸۷) پیشنهاد نموده‌اند که حضور شح‌هایی از آلوم (همانند شح‌های اوئیدی) (هررو و همکاران ۲۰۱۱) در دولومیت‌های دانه درشت تأییدی بر جانشینی مستقیم سنگ‌آهک‌ها توسط دولومیت است.

همچنین دولواسپاریت‌های مسطح نیمه‌شکل‌دار بیانگر جانشینی دیاژنتیکی سنگ‌آهک قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل شده اولیه (دولومیکرایت‌ها) زیر دمای بحرانی یعنی کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد (گرگ و شلتون ۱۹۹۰؛ مازولو ۱۹۹۲) می‌باشد.

پرکننده حفرات

پرکننده حفرات شامل نهشته‌های دولومیت اسپاری سفیدرنگ می‌باشند که حفرات و شکاف‌ها را پر کرده‌اند و در هر دو بخش بالایی و پایینی سازند میلا در منطقه کیسه‌جین قابل مشاهده می‌باشند. این گروه براساس شواهد پتروگرافی و طبقه‌بندی بافتی به دو دسته تقسیم‌بندی می‌شوند:

دولومیت‌های زونه

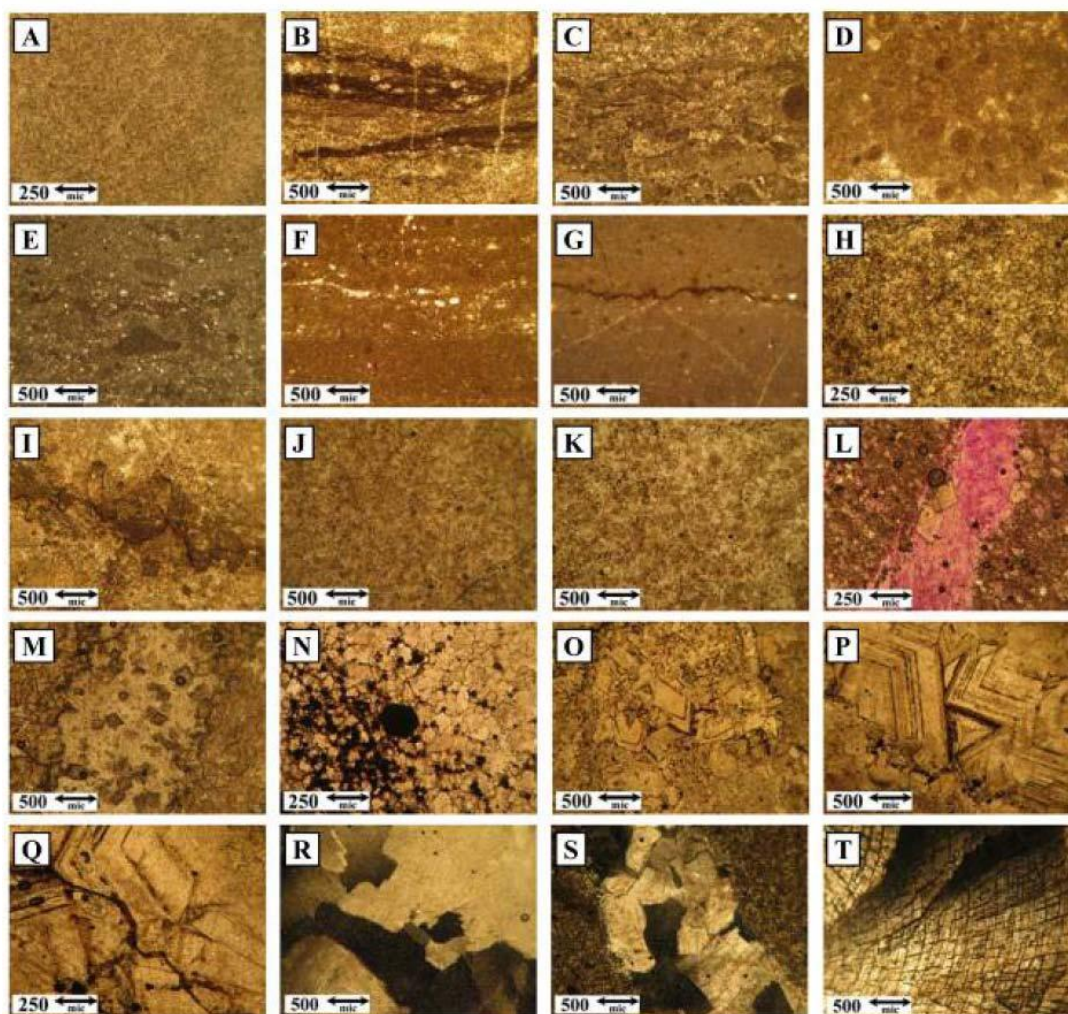
اندازه بلورهای این نوع دولومیت بسیار متغیر بوده از درشت‌بلور (۲۵۰ تا ۱۰۰۰ میکرون) تا خیلی درشت‌بلور (۱ تا ۴ میلیمتر) و اغلب به اندازه فضای آزاد موجود، بستگی دارد. بلورها شفاف، دانه درشت و اغلب شکل‌دار با مرزهای مستقیم می‌باشند و فضا‌های کوچک و بزرگ و شکستگی‌ها را پر نموده است. اما در بعضی موارد این دولومیت‌ها به صورت نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شوند. این دولومیت‌ها از نظر طبقه‌بندی بافتی سیبلی و گرگ در رده مسطح پرکننده حفرات

¹ Sector Zonning

² Growth Surface

واپسیده با رخ‌ها و سطوح بلوری خمیده که شکلی شبیه شمشیر هلالی را ایجاد نموده است (شکل ۳-T). دولومیت‌های زین‌اسبی نیز (همانند دولومیت‌های زونه) دولومیکرایت‌ها، دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها را قطع می‌کنند با این تفاوت که تمرکز عمده این نوع دولومیت در بخش فوقانی سازند میلا در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

دولومیت‌ها از نظر اندازه در دو محدوده درشت‌بلور (۲۵۰ تا ۱۰۰۰ میکرون) و بسیار درشت‌بلور تا فوق‌العاده درشت‌بلور (۱ میلی‌متر تا بیش از ۴ میلی‌متر) قرار می‌گیرند (شکل ۳-R و S). دولومیت‌های درشت‌بلور دارای اشکال نامنظم، با مرزهای مستقیم تا منحنی شکل و خاموشی موجی می‌باشند. اما دولومیت‌های بسیار درشت‌بلور دارای شبکه بلوری



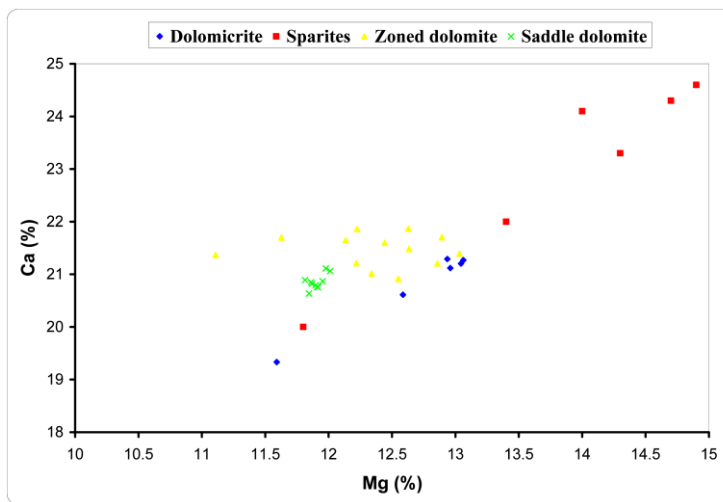
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی دولومیت‌های سازند میلا در منطقه کیسه‌جین A- دولومیکرایت یک اندازه و در رده نامسطح- بی‌شکل (ppl) B- ساخت استروماتولیتی با تناوبی از لامینه‌های تیره حاوی مواد آلی و لامینه‌های روشن حاوی دولومیت C (ppl) ساخت ترومبولیتی با فابریک کلوخه‌ای (ppl) D- اوئیدهایی به صورت جانشینی غیرتقلیدی و بافت شبیح در زمینه دولومیکرایتی E (ppl) ایتراکلیست‌های فاقد ساختمان داخلی همراه با ذرات پراکنده‌ای از دانه‌های کوارتز در زمینه دولومیکرایت F (xpl) روزنه‌های شبه‌لامینه‌ای موجود در دولومیکرایت‌ها G (ppl) رگچه انحلالی در زمینه‌ای از دولومیکرایت H (ppl) دولومیکرواسپاریت با بلورهای بی‌شکل و در رده نامسطح- بی‌شکل I (ppl) تجمع بلورهای دولومیکرواسپاریت در اطراف استیلولیت J (ppl) بلورهای دولواسپاریت در رده نامسطح- بی‌شکل K (ppl) بلورهای دولواسپاریت در رده مسطح- نیمه‌شکل‌دار L- بلورهای دولواسپاریت در رده مسطح- پورفیروتاپیک در زمینه سیمان کلسیتی (ppl)

ژئوشیمی

تمرکز Ca و Mg در دولومیت‌ها به نسبت Mg/Ca در سیالات بستگی دارد (سس و بین ۱۹۸۸). دولومیت می‌تواند از سیالاتی که نسبت Mg/Ca آنها بین حدود ۱ تا ۱۰ است تشکیل شود. اندازه بلورهای دولومیت با کاهش مقدار Mg/Ca و کاهش شوری سیالات افزایش می‌یابد (فولک و لند ۱۹۷۵). طی فرآیند دولومیتی شدن به دلیل تشکیل دولومیت مقدار Mg/Ca سیال کاهش یافته و بر عکس مقدار Ca آن افزایش می‌یابد.

با توجه به نمودار Mg در مقابل Ca (شکل ۴) مشخص شد که در دولومیکرایت‌ها و اسپاریت‌ها با افزایش مقدار Ca میزان Mg نیز افزایش می‌یابد (خلاف روند معمول) که احتمالاً به دلیل جریان دایم و مکرر سیال دولومیت‌ساز می‌باشد که با تشکیل دولومیت (با توجه به سیستم باز

موجود)، میزان Mg کاهش نیافته بلکه میزان این دو عنصر وابسته به نسبت Mg/Ca سیال منشأ و سنگ‌آهک و دولومیت اولیه می‌باشد. در مورد دولومیت‌های زونه با توجه به این‌که آنالیز عناصر در قطاع‌های مختلف زون‌های یک بلور انجام پذیرفته میزان Mg در مقابل Ca روند منظمی ندارد که حاکی از آن است که سیالات متفاوتی در هنگام تشکیل این زون‌ها مشارکت داشته‌اند همچنین جانشینی عناصر ردیاب با Mg و Ca در این قطاع‌ها متفاوت می‌باشد که ساز و کار این فرآیند چندان شناخته شده نیست. در مورد دولومیت‌های زین‌اسبی تغییرات این دو عنصر نسبت به هم تقریباً مقادیر ثابتی را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تشکیل این نوع دولومیت با یک نوع سیال و با میزان جانشینی عنصری تقریباً ثابت می‌باشد.



شکل ۴- نمودار میزان Mg در مقابل Ca برای فازهای مختلف دولومیت

همچنین میزان Mg در دولومیکرایت‌ها (میانگین = ۱۲/۷)، اسپاریت‌ها (میانگین = ۱۳/۸)، دولومیت‌های زونه (میانگین = ۱۲/۴) و دولومیت‌های زین‌اسبی (میانگین = ۱۱/۹) درصد می‌باشد.

میزان Fe و Mn فازهای متفاوت دولومیت در نمونه‌های

نتایج آنالیزهای انجام شده در مورد میزان Ca و Mg فازهای متفاوت دولومیت در نمونه‌های انتخابی، نشان داد که میزان Ca در دولومیکرایت‌ها (میانگین = ۲۰/۷)، اسپاریت‌ها (میانگین = ۲۳/۰۵)، دولومیت‌های زونه (میانگین = ۲۱/۴) و دولومیت‌های زین‌اسبی (میانگین = ۲۰/۸) درصد می‌باشد،

سیالاتی با میزان بالای یون Mg^{2+} می‌تواند دولومیت‌های تقریباً استوکیومتریکی را تولید کنند (تاکر و رایت ۱۹۹۰). دولومیت‌های غیراستوکیومتریکی با گذشت زمان تمایل به رسیدن به حالت تعادل دارند، و این موضوع نشان‌دهنده آن است که دولومیت‌های قدیمی‌تر در مقایسه با دولومیت‌های متأخر استوکیومتریکی‌تر می‌باشند (لومسدن و کیماسکی ۱۹۸۰).

منشأ منیزم برای فرآیند دولومیتی شدن فازهای مختلف دولومیت عبارتند از: برای دولومیت‌های اولیه (یا هم‌زمان با رسوبگذاری)، تنها منشأ منیزم، آب دریاست (لند ۱۹۸۵؛ گیون و ویلکینسن ۱۹۸۷). بدین شکل که تحت شرایط سطحی و دمای پایین در پهنه‌های جزرومدی و بر اثر فرآیند پمپاژ جزرومدی و توفان آب دریا تامین می‌شود. در مقایسه منیزیم لازم برای تشکیل دولومیت‌های دانه‌درشت‌تر در طی دیاژنز تأخیری می‌تواند توسط منابع زیر تامین شده باشد: آب‌های محبوس بین‌دانه‌ای معمولاً حاوی مقادیر محدودی منیزیم برای دولومیتی شدن هستند، البته ترکیب این آب‌ها می‌تواند در طی دیاژنز تغییر نماید (لی و فریدمن ۱۹۸۷). انحلال فشاری از منابع احتمالی دیگر منیزیم برای دولومیتی شدن است (ونلس ۱۹۷۹؛ مک‌هارگیو و پرایس ۱۹۸۲). این منبع از نظر حجمی اهمیت زیادی نداشته اما به طور محلی می‌تواند حائز اهمیت باشد. در منطقه مورد مطالعه، منیزیم لازم برای رشد بلور و افزایش اندازه دولومیت‌های دانه‌دشت‌تر که در مجاورت و یا در امتداد استیلولیت‌ها هستند می‌تواند از این طریق تأمین شده باشد. شوره‌های حوضه‌ای یکی دیگر از منابع مهم منیزیم برای دولومیتی شدن در مراحل تدفین عمیق است (گرگ ۱۹۸۵؛ لی و فریدمن ۱۹۸۷). تراکم شیل‌ها (از قبیل شیل‌های سازندهای باروت و زاگون) از منابع احتمالی دیگر منیزیم برای دولومیتی شدن تحت شرایط تدفینی است (ماتیس و مونتجوی ۱۹۸۰). تبدیل کانی‌های رسی در طی دیاژنز شیل‌ها می‌تواند به آزاد شدن منیزیم منجر شده و آن را به سیالات روزنه‌ای اضافه نماید. این سیالات ضمن مهاجرت رو به بالا موجب دولومیتی شدن کربنات‌های فوقانی می‌گردند (استرنیچ و فریدمن ۱۹۸۴). علاوه بر یون‌های Fe، Mg، Ca سیلیس (Si^{4+}) نیز در

انتخابی مشخص گردید که میزان Fe در دولومیکرایت‌ها (میانگین = ۳۴۲۹/۵)، اسپاریت‌ها (میانگین = ۵۰۰۰/۰)، دولومیت‌های زونه (میانگین = ۱۱۱۸۰/۹) و دولومیت‌های زین‌اسبی (میانگین = ۲۲۰۴۵/۴) و میزان Mn در دولومیکرایت‌ها (میانگین = ۱۵۰/۶)، اسپاریت‌ها (میانگین = ۲۸۱/۶)، دولومیت‌های زونه (میانگین = ۴۲۱/۴) و دولومیت‌های زین‌اسبی (میانگین = ۶۳۱/۴) پی‌پی‌ام است.

میزان Sr انواع متفاوت دولومیت به شرح زیر است. در دولومیکرایت‌ها (میانگین = ۱۱۱/۲)، اسپاریت‌ها (میانگین = ۶۲/۲)، دولومیت‌های زونه (میانگین = ۱۳۸/۷) و دولومیت‌های زین‌اسبی (میانگین = ۱۶۵/۶) پی‌پی‌ام می‌باشد.

میزان Na در دولومیکرایت‌ها (میانگین = ۸۸/۹)، اسپاریت‌ها (میانگین = ۴۶/۷)، دولومیت‌های زونه (میانگین = ۳۲/۸) و دولومیت‌های زین‌اسبی (میانگین = ۳۳/۱) پی‌پی‌ام می‌باشد.

بحث و بررسی

بر پایه داده‌های ژئوشیمی و پتروگرافی در بخش منشأ احتمالی انواع مختلف دولومیت مورد بررسی قرار می‌گیرد.

با توجه به آنالیز اکسیدی دولومیت‌های ایده‌آل توسط بلت و همکاران (۱۹۸۰) نسبت Ca/Mg در دولومیت‌های ایده‌آل حدود ۱/۶ می‌باشد. این نسبت در فازهای مختلف آنالیز شده برای دولومیکرایت‌ها، اسپاریت‌ها، دولومیت‌های زونه و دولومیت‌های زین‌اسبی مورد مطالعه به ترتیب برابر است با ۱/۶۳، ۱/۶۶، ۱/۷۳ و ۱/۷۵. همان‌طور که مشخص است هر چهار نوع دولومیت تقریباً استوکیومتریکی می‌باشند و نتایج به دست آمده با توجه به سن سازند میل قابل توجیه می‌باشد. البته وضع بالای استوکیومتری دولومیکرایت‌ها در این سازند علاوه بر عامل زمان احتمالاً به دلیل همراهی با تبخیری‌ها (که اکنون حل گشته‌اند) نیز می‌باشد. اندازه‌گیری کلسیم و منیزیم در انواع مختلف دولومیت موجب تشخیص استوکیومتری آنها می‌شود. دولومیت‌های استوکیومتریکی دارای میزان مولی برابری از نظر $CaCO_3$ و $MgCO_3$ می‌باشند.

دولومیت‌های زین‌اسبی در محدوده معینی قرار دارد (دولومیکرایت‌ها مقادیر کم و دولومیت‌های زین‌اسبی مقادیر زیاد) اما نسبت به هم روند خاصی را نشان نمی‌دهند. در مورد اسپاریت‌ها علاوه بر این که مقادیر در محدوده معینی می‌باشند روند مثبتی را نیز نشان می‌دهند که نشانگر آن است که این دولومیت‌ها در طی دیاژنز و افزایش شرایط احیایی محیط (از دولومیکرواسپاریت به دولواسپاریت) مقادیر این دو عنصر به شکل خطی و با یکدیگر افزایش می‌یابد. در دولومیت‌های زونه مقادیر Fe و Mn در محدوده وسیعی پراکنده می‌باشند که این خود نشانگر تشکیل قطعات‌های مختلف از این بلورهای زونه توسط سیالاتی با مقادیر متفاوت Fe و Mn می‌باشد شکل ۵.

خصوصیت فازهای اولیه کربنات‌ها به وسیله ارتباط متقابل سیالات دیاژنزی در برابر فرآیندهای انحلال و نهشت مجدد مشخص می‌شود (بترست ۱۹۷۵). در طول این فرآیندها، عناصر ردیاب موجود در کربنات‌ها و سیالات با یکدیگر مخلوط شده، و سپس در طی تبلور مجدد و ته‌نشست کانی‌ها، توزیع مجدد یافته و تثبیت می‌شوند (وایزر ۱۹۸۳).

عناصر ردیابی که معمولاً در تکامل تدریجی دولومیت شرکت دارند شامل Sr, Mn, Fe و Na می‌باشند. در دولومیت، عناصر ردیاب می‌توانند در موقعیت ساختاری Ca و یا Mg قرار گیرند. میزان تمرکز این عناصر در دولومیت‌های دیرینه به وسیله موارد زیر تعیین می‌شود (وارن ۲۰۰۰):

۱. تمرکز عناصر در سیالات منشأ؛
 ۲. سطح برهمکنش آب/سنگ؛
 ۳. ضریب توزیع (D) مؤثر بین دولومیت و سیال منشأ.
- آهن و منگنز معمولاً با یکدیگر مورد بررسی قرار می‌گیرند زیرا در سیال‌های رسوبی و دیاژنزی دارای رفتار مشابهی می‌باشند و همچنین دارای ضریب توزیع مشابهی ($D > 1$) در کربنات‌ها هستند.

ضریب توزیع هر دو عنصر در کلسیت و دولومیت بیشتر از یک است (وایزر ۱۹۸۳؛ پینگیتور ۱۹۷۸). از آنجایی که مقادیر Mn و Fe در آب‌های شیرین بیشتر از آب دریا است، لذا

طی دیاژنز شیل‌ها آزاد می‌شود (ماتیس و منتجوی ۱۹۸۰؛ مک‌هارگیو و پرایس ۱۹۸۲). عزمی و همکاران ۲۰۱۳ بالا بودن میزان Mg در دولومیت‌ها را به چرخش سیالات از میان رسوبات سیلیسی - آواری نسبت داده‌اند. معمولاً شیل‌های حوضه‌ای از مواد آلی غنی هستند و دیاژنز مواد آلی به ایجاد یون CO_3^{2-} کمک می‌نماید. فرآیند دولومیتی شدن ظاهراً توسط محلول‌های با قلیائیت بالا (یون CO_3^{2-} فراوان) تسریع می‌شود (تاکر و رایت ۱۹۹۱). اخیراً بارنابی و رید (۱۹۹۲) پیشنهاد نموده‌اند که منیزیم لازم برای دولومیتی شدن تدفینی می‌تواند از انحلال لایه‌های دولومیتی واقع در نقاط دیگر (در این منطقه همانند دولومیت‌های سازند سلطانیه و باروت) تأمین گردد.

تمرکز Fe و Mn در کربنات‌ها با کانی‌شناسی، ضریب توزیع، ترکیب سیالات و شرایط اکسیدان و احیایی تغییر می‌کند. در دولومیت‌های مورد مطالعه، دولومیت‌های دانه‌ریز (دولومیکرایت‌ها) احتمالاً به صورت ته‌نشینی مستقیم و یا در مراحل اولیه دیاژنتیکی تحت شرایط سطحی و اکسیدان تشکیل شده‌اند و لذا مقادیر Fe و Mn در آنها به مراتب پایین‌تر از مقادیر Fe و Mn اسپاریت‌ها، دولومیت‌های زونه و دولومیت‌های زین‌اسبی (که در مراحل بعدی دیاژنز تشکیل شده‌اند) است. البته بالا بودن نسبی مقادیر آهن و منگنز در دولومیکرایت‌های دانه‌ریز در مقایسه با دولومیت‌های عهد حاضر احتمالاً به دلیل فراوانی آهن در حوضه رسوبی در هنگام تشکیل دولومیکرایت‌ها و یا افزایش نسبی آن در مراحل دیاژنز بوده است. در دیگر فازهای دولومیتی درشت‌بلور به علت قرارگیری این دولومیت‌ها در مراحل بعدی دیاژنز و شرایط احیایی موجود (همراه با افزایش عمق تدفین) و همچنین واکنش این دولومیت‌ها با سیالات غیر دریایی (جوی یا تدفینی) که دارای مقادیر بیشتری Fe و Mn هستند، میزان این عناصر در این دولومیت‌ها بیشتر می‌باشد. نظیر چنین وضعی برای دولومیت‌های اردوویسین کوه‌های لورنتید در نیوفوندلند کانادا نیز گزارش گردیده است (آزومانی و همکاران ۲۰۱۳). میزان Fe و Mn دولومیکرایت‌ها و

صورتی که سیالاتی با شوری بالا می‌توانند دولومیت‌هایی با میزان Sr بالا ایجاد کنند (لوسیا و میجر ۱۹۹۴).

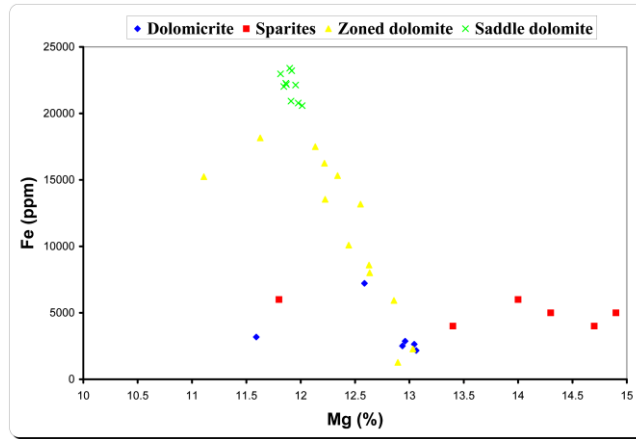
دولومیت‌های دیرینه مقادیر متفاوتی از Sr را نشان می‌دهند از چنده تا چندصد پی‌پی‌ام. دولومیت‌های حاصل از دیاژنز اولیه، خیلی از میکرایت‌های دولومیتی شده پهنه‌های جزرومدی مقادیر بیشتری Sr را نسبت به دولومیت‌های درشت‌بلور دیاژنزی نشان می‌دهند (تاکر و رایت ۱۹۹۱).

با توجه به مقادیر کم Sr در دولومیکرایت‌ها می‌توان آنها را با دولومیت‌هایی دریایی (راو ۱۹۹۶) و سابخیایی (رابت ۱۹۸۱) مطابقت داد. همچنین وارنکمپ و اسوارت، (۱۹۹۰) نشان دادند که مقادیر Sr در دولومیت‌های دریایی ترشکاری با افزایش حالت استوکیومتری دولومیت کاهش می‌یابد. همان‌طور که پیش‌تر گفته شد دولومیکرایت‌ها تقریباً استوکیومتریکی می‌باشند. در مورد اسپاریت‌ها مقادیر کم Sr چند توجیه وجود دارد: اول این‌که این دولومیت‌ها توسط سیالات رقیق (زون مخلوط) دولومیتی شده‌اند، دوم این‌که اسپاریت‌ها در طی تدفین و تبلور مجدد (دولومیکرایت‌ها) و با توجه به ضریب تفکیک پایین Sr، میزان این عنصر کاهش یافته است. سوم با توجه به این‌که اسپاریت‌ها تقریباً استوکیومتریکی هستند، مقادیر Sr کم می‌باشد. در مورد دولومیت‌های زونه و زین‌اسبی با میزان Sr زیاد احتمالاً به دلیل شکل‌گیری این دولومیت‌ها توسط سیالاتی با مقادیر بالای استرانسیم می‌باشد. این میزان استرانسیم را اغلب به سیالات دولومیت‌ساز حاصل از سنگ‌های تخریبی و تبخیری نسبت می‌دهند (هانگ و دیگران ۲۰۰۶؛ هررو و همکاران ۲۰۱۱). بنابراین منشأ احتمالی این سیالات غنی از Sr را می‌توان طبقات سیلیسی آواری متناوب با لایه‌های دولومیتی سازند میلا در نظر گرفت. همچنین ممکن است منشأ این سیالات افق‌های پایین‌تر یعنی طبقات سیلیسی آواری سازندهای زاگون، باروت و سلطانیه بوده باشد. نکته دیگر این‌که دولومیت‌های درشت‌بلور زونه و زین‌اسبی ممکن است دچار تبلور مجدد بیشتر نشده و میزان قابل ملاحظه‌ای از Sr متعاقباً از دست نرفته است.

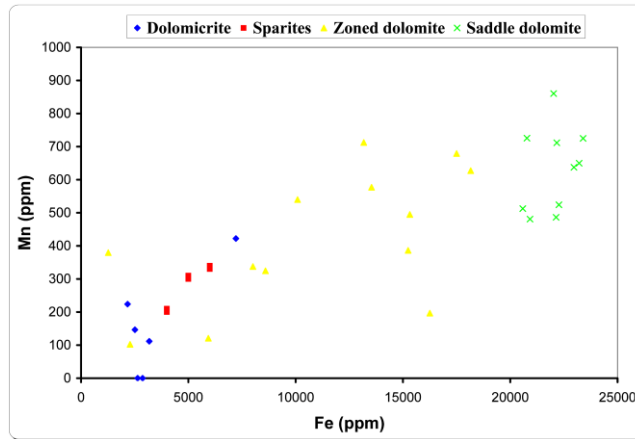
تمرکز این عناصر در دولومیت‌های زون مخلوط و به‌ویژه در محیط‌های احیایی بالاتر است.

توزیع این دو عنصر عمدتاً نسبت به تغییرات pH و Eh سیال حساس می‌باشند. در سیالات اکسیدان با Eh مثبت، Fe^{2+} و Mn^{2+} بیشتر به حالت اکسیدی می‌باشند و برای مشارکت در ساختار کربنات‌ها حضور ندارند (تاکر و رایت ۱۹۹۱). میزان Fe و Mn در طی تبلور مجدد متناوباً افزایش می‌یابد (تاکر و رایت ۱۹۹۱). از دیگر نقاط قابل تأمل این می‌باشد که با توجه به این‌که عناصر Fe و Mn معمولاً در شبکه بلور جانشین Mg می‌گردند بنابراین باید رابطه معکوسی بین میزان Mg با Fe و Mn وجود داشته باشد، که این رابطه تقریباً در مورد دولومیت‌های زونه و زین‌اسبی برقرار می‌باشد اما این رابطه برای دولومیکرایت‌ها و اسپاریت‌ها چندان صادق نمی‌باشد که یک دلیل آن می‌تواند به علت حضور این دو عنصر به صورت اکسید و سولفید (همانند پیریت) به شکل پراکنده در بین و درون این نوع دولومیت‌ها باشد و نه به صورت جانشینی با Mg دولومیت‌ها، که این موضوع باعث افزایش مقادیر این دو عنصر در آنالیز نمونه‌ها می‌گردد (شکل ۶ و ۷). بدین معنی که احتمالاً مقادیری از این عناصر به صورت عنصر فرعی درون ساختار بلور قرار ندارد، بلکه به شکل ناخالصی همراه نمونه وجود دارد.

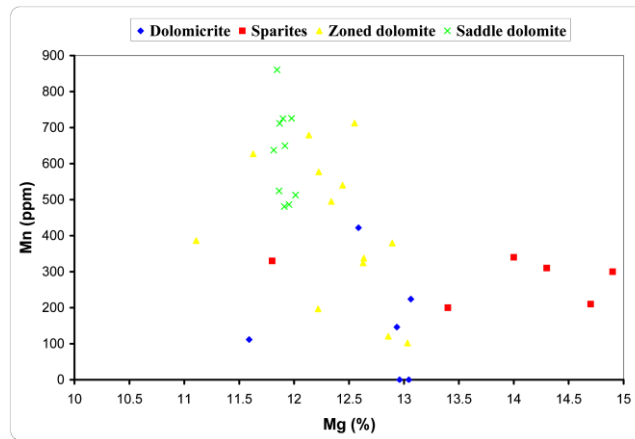
خصوصیت توزیع استرانسیم در کلسیت و دولومیت تا حدی دشوار می‌باشد زیرا ضریب توزیع ممکن است به وسیله نرخ ته‌نشست کنترل شود (لورنز ۱۹۸۱). زمان دولومیتی‌شدن مهم‌ترین عامل در میزان Sr دولومیت می‌باشد. دولومیتی‌شدن اولیه کربنات‌های دریایی (آراگونیت و HMC) دولومیت‌های غنی از Sr را ایجاد می‌کند، در حالی که دولومیتی‌شدن کربنات‌های دریایی با ترکیب LMC دیاژنزی، دولومیت‌های فقیر از Sr را تشکیل می‌دهند (تاکر و رایت ۱۹۹۱). با توجه به پایین بودن ضریب توزیع Sr در دولومیت ($D < 1$)، تبلور مجدد دولومیت می‌تواند سبب کاهش مجدد Sr بلور گردد. بسیاری از دولومیت‌های دیرینه دارای مقادیر کم Sr، به منشأ آب‌های رقیق (زون مخلوط) نسبت داده می‌شوند. در



شکل ۵- نمودار Fe در مقابل Mg برای فازهای مختلف دولومیت



شکل ۶- نمودار Mn در مقابل Fe برای فازهای مختلف دولومیت



شکل ۷- نمودار Mn در مقابل Mg برای فازهای مختلف دولومیت

مجدد (با توجه به ضریب توزیع پایین Na) و یا قرار گرفتن در معرض سیالات جوی باشد. در مورد دولومیت‌های پرکننده حفرات (زونه و زین‌اسبی) علت مقادیر کم Na در این دولومیت‌ها می‌تواند ناشی از شکل‌گیری آنها از سیالات فقیر از Na باشد. به عبارت دیگر منشأ سیالات به وجود آورنده آنها ارتباطی با سیالات شور دریایی نداشته است، از این رو طبق انتظار میزان Na آنها پایین است. سیالات مزبور که در شرایط دیاژنزی تأخیری ایجاد شده‌اند ذاتاً حاوی Na زیادی نیستند.

بحث

دولومیت‌های پرکننده حفرات با توجه به این‌که دیگر فازهای دولومیتی (دولومیکرایت‌ها و اسپاریت‌ها) را قطع کرده‌اند از نظر زمانی می‌توان آنها را آخرین نسل فازهای دولومیتی در نظر گرفت. از میان دولومیت‌های پرکننده حفرات به نظر می‌رسد دولومیت‌های زونه با توجه به مرزهای مسطح آنها در دما و عمق کمتری نسبت به دولومیت‌های زین‌اسبی شکل گرفته باشند. البته مازولو (۱۹۹۲) پیشنهاد نموده است که در مواردی سیمان‌های دولومیتی حفره‌پرکن که در دمای بالاتر از CRT تشکیل می‌شوند، می‌توانند به صورت موضعی بلورهای موزائیکی شکل‌دار با مرزهای مسطح تشکیل دهند که چگونگی این فرآیند کاملاً روشن نیست، اما به اعتقاد گرگ و سیبلی (۱۹۸۴) احتمالاً حضور ناخالصی در حین رشد بلور موجب تشکیل بلورهای خوش‌تراش می‌شود.

حداقل دمای تشکیل دولومیت‌های زین‌اسبی ۶۰ تا ۸۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد، اگرچه اغلب آنها در دمایی بین ۹۰ تا ۱۶۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند (ماشل ۱۹۹۷؛ اسپتل و پیتمن ۱۹۹۸، کوچرا و همکاران ۲۰۰۹). شکل‌گیری دولومیت‌های زین‌اسبی توسط خصوصیات سیال دولومیت‌ساز (جونز ۲۰۰۴) و یا وضعیت تکنونیک (دیویس و اسمیت ۲۰۰۶؛ کتز و دیگران ۲۰۰۶؛ لوکوز و دیگران ۲۰۰۶) تعیین می‌گردد. امروزه پیشنهاد می‌شود سیالاتی با شوری (۱۲ تا ۲۵ درصد وزنی NaCl) و

محاسبه دقیق و تئوریک ضریب توزیع برای Na غیرعملی می‌باشد، زیرا مقادیر متفاوتی از Na به صورت ادخال‌های جامد و مایع در کربنات‌ها حضور دارند (بین و لند ۱۹۸۳). هرچند که به نظر می‌رسد میزان ضریب توزیع برای Na در کربنات‌ها بسیار کم باشد (برند و وایزر ۱۹۸۰؛ لند ۱۹۸۰؛ ام‌رابت ۱۹۸۱) برای مثال مقدار $0/00002$ برای کلسیت و دولومیت پیشنهاد کرده‌اند (وایت، ۱۹۷۸). بنابراین این عنصر بیشتر تمایل به حضور در فاز سیال دارد. میزان Na در دولومیت‌های دریایی امروزی (مانند دریای کارائیب، خلیج فارس و مکزیک) نسبتاً بالا و بین ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (لند و هوپز، ۱۹۷۳). تمرکز Na در دولومیت‌های نهشته شده از آب معمولی دریا تقریباً در حدود ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام می‌باشد (وایزر ۱۹۸۳؛ کینگ و مونتجوی ۱۹۸۸). از آنجایی که مقادیر Na در دولومیت‌ها به درجه شوری آب‌ها بستگی دارد (لند و هوپز ۱۹۷۳) مقدار سدیم از دولومیت‌های دریایی هایدروکسالی‌ن به دولومیت‌های دریایی و سپس دولومیت‌های منطقه مخلوط کاهش می‌یابد (رائو ۱۹۹۶). پژوهش‌های سس و بین (۱۹۸۸) نشان داد که با تبخیر آب دریا و تشکیل ژپس و هالیت نسبت‌های Na/Ca و Mg/Ca افزایش می‌یابد. در حالی که در آب‌های تبخیر شده دریایی اگر فرآیند دولومیتی شدن روی دهد این روند تغییر می‌کند بدین ترتیب که با تبخیر آب دریا و تشکیل ژپس نسبت‌های Na/Ca و Mg/Ca افزایش می‌یابد اما با تشکیل هالیت نسبت Na/Ca به شدت کاهش می‌یابد.

در دولومیت‌های اولیه یعنی دولومیکرایت‌ها مقادیر Na کمی کمتر از دولومیت‌های شکل گرفته از آب دریای معمولی و تبخیر شده می‌باشد زیرا دولومیت‌های منیزیم‌دار و دولومیت‌های استروکیومتریکی که در مرحله تشکیل هالیت به وجود می‌آیند دارای سدیم پایینی هستند (رائو ۱۹۹۶). یک علت دیگر آن می‌تواند قرارگیری در معرض آب‌های جوی با شوری پایین باشد. در مورد اسپاریت‌ها مقادیر کم Na می‌تواند ناشی از قرار گرفتن در مراحل دیاژنزی و تبلور

مقادیر Sr و Na (نسبت به دولومیکرایت‌ها) مربوط به محیط تدفینی کم‌عمق تا عمق متوسط می‌باشند. به نظر می‌رسد دولومیکرو اسپاریت‌ها با توجه به وجود شواهدی از بقایای بافتی اولیه نظیر فیلامنت‌های جلبکی، اینتراکلیست و پلوئیدها به صورت شیب در مراحل ابتدایی‌تر تدفین جایی که هنوز تبلور مجدد و یا جانشینی سنگ‌آهک به صورت فراگیر و کامل شکل نگرفته، تشکیل شده‌اند. دولواسپاریت‌ها نیز با توجه به اندازه درشت‌تر و نبود شواهدی از بقایای بافتی اولیه در مراحل بعدی دیاژنز در اثر تبلور مجدد و یا جانشینی سنگ‌آهک اولیه تشکیل شده‌اند. البته به دلیل حضور پراکنده جمععاتی از دولومیکرایت‌ها و دولومیکرواسپاریت‌ها در بین دولواسپاریت‌ها تجدید تبلور دولومیت‌های اولیه محتمل‌تر به نظر می‌رسد. با توجه به حضور پیریت در این نوع دولومیت‌ها احتمال دخالت باکتری‌های احیا کننده سولفات در تشکیل آنها زیاد می‌باشد.

۳- دولومیت‌های حفره‌پرکن با توجه به این که دیگر فازهای دولومیتی (دولومیکرایت‌ها و اسپاریت‌ها) و دیگر سطوح انفصال از قبیل شکستگی‌ها و استیلولیت‌ها را قطع کرده‌اند و همچنین مقادیر زیاد Fe و Mn و میزان کم Na و میزان نسبتاً بالای Sr از نظر زمانی می‌توان آنها را آخرین نسل فازهای دولومیتی و مربوط به محیط‌های تدفینی نسبتاً عمیق مرتبط با تکتونیک منطقه در نظر گرفت. البته از میان دولومیت‌های پرکننده حفرات به نظر می‌رسد دولومیت‌های زونه با توجه به مرزهای مسطح آنها در دما و عمق کمتری نسبت به دولومیت‌های زین‌اسبی شکل گرفته باشند.

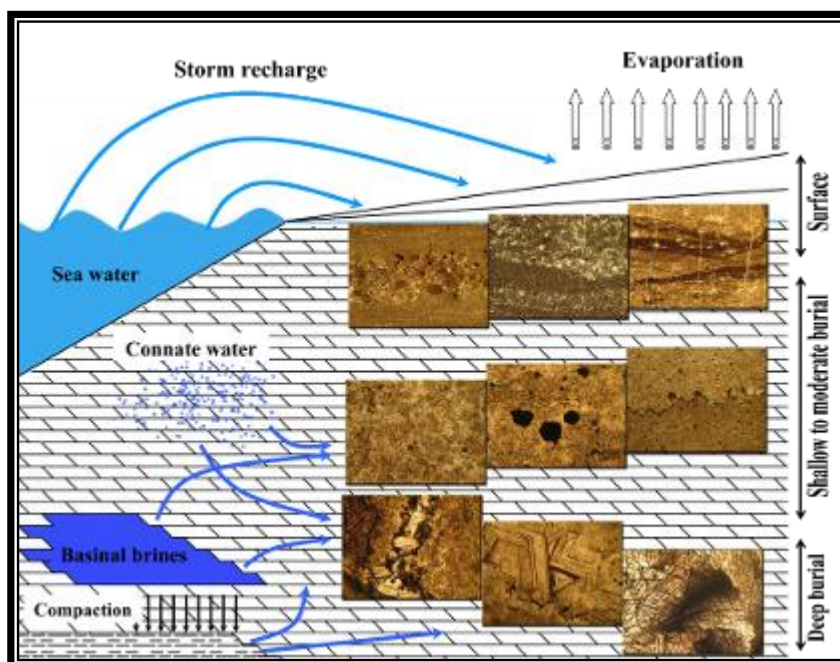
دمای بالا (۱۰۰ تا ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد) (ال‌آسم و پاکارد ۲۰۰۰؛ ال‌آسم و دیگران ۲۰۰۲؛ دیویس و اسمیت ۲۰۰۶؛ ال‌آسم و ورنون ۲۰۰۷) که اغلب مرتبط با گسل‌ها و شکستگی‌ها هستند (برای مثال دوگان و دیگران ۲۰۰۱؛ لائویی و مورین ۲۰۰۴) عامل تشکیل این نوع دولومیت‌ها می‌باشند.

نتیجه‌گیری

با توجه به نتایج مطالعات پتروگرافی و آنالیز عناصر اصلی و فرعی می‌توان انواع بافت‌های دولومیتی زیر را برای سازند میلا در منطقه آب‌گرم استان قزوین در نظر گرفته و محیط‌های زیر را برای این نوع دولومیت‌ها پیش‌بینی نمود (شکل ۸).

۱- دولومیکرایت‌ها با توجه به شواهد پتروگرافی از قبیل اندازه خیلی ریز بلورها، وجود ذرات پراکنده در حد سیلت، حفظ بافت‌های اولیه رسوبی نظیر اینتراکلیست، فابریک روزنه‌ای، لامینه‌های جلبکی و ساخت‌های استروماتولیتی و ترومبولیتی، عدم وجود فسیل، همچنین نبود شواهدی که نشان‌دهنده تشکیل آنها تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی تأخیری باشد و همچنین شواهد ژئوشیمی از قبیل پایین بودن مقدار Fe و Mn (علیرغم ضریب توزیع بیش از ۱) و بالا بودن نسبی مقادیر Sr و Na به نظر می‌رسد که دولومیت‌های نوع اول تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط‌های فوق جزرومدی تا قسمت بالایی بین جزرومدی سبخایی تشکیل شده‌اند.

۲- اسپاریت‌ها با توجه به اندازه بلورها، حضور استیلولیت در آنها و عدم وجود تبخیری‌ها، همچنین به دلیل افزایش مقادیر Fe و Mn (به دلیلی شرایط احیایی حاکم بر محیط و ضریب توزیع بیش از یک این دو عنصر) و افزایش



شکل ۸- مدل پیشنهادی دولومیتی شدن انواع دولومیت‌های موجود در سازند میلا در برش کیسه‌جین (بدون مقیاس).

سپاسگزاری

نگارندگان از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی سینا همدان به خاطر تامین بخشی از هزینه‌های انجام بررسی‌های صحرایی و آنالیز نمونه‌ها در قالب پژوهانه به حسن محسنی تشکر می‌نمایند. از نظرات انتقادی و موشکافی دقیق داوران محترم که در رفع کاستی‌های مقاله و افزایش کیفیت آن بسیار سودمند بوده سپاسگزاری می‌گردد.

منابع

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

Al- Aasm, I.S. and J. J. Packard, 2000, Stabilization of early – formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites: *Sedimentary Geology*, v. 131, p. 97-108.

Al-Aasm, I., J. Lonnee and J. Clarke, 2002, Multiple fluid flow event and the formation of saddle dolomite: case studies from Middle Devonian carbonates of the Western Canada Sedimentary

Basin: *Journal of Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 209–217.

Al-Aasm, I.S., and M. Vernon, 2007, Waulsortian-like mounds of the Mississippian Pekisko Formation, Northwestern Alberta: petrographic and chemical attributes: *Marine and Petroleum Geology*, v. 24, p. 616–631.

Allan, J.R., and W.D. Wiggins, 1993, Dolomite reservoirs — geochemical techniques for evaluating origin and distribution: *AAPG Cont. Edu. Course Notes Ser. 36*, p. 129.

Azmy, K., D. Lavoie, Z. Wang, U. Brand, I. Al-Aasm, S. Jackson and I. Girard, 2013, Magnesium-isotope and REE compositions of Lower Ordovician carbonates from eastern Laurentia: implications for the origin of dolomites and limestones: *Chemical Geology*, Available online 27 July 2013.

Azomani, E., K. Azmy, N. Blamey, U. Brand and I. Al-Aasm, 2013, Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: Controls on porosity and implications from geochemistry: *Marine and Petroleum Geology*, v. 40, P. 99-114.

Bathurst, R.C.G., 1975, *Carbonate sediments and their diagenesis*: Elsevier, Amsterdam, 658p.

Blatt, H., G.V. Middleton, and R.C. Murray, 1980, *Origin of Sedimentary Rocks*: 2nd ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ. p.514.

- 22, p. 2123–2132 (in Chinese with English abstract).
- Jones, B., 2004, Petrography and significance of zoned dolomite cements from the Cayman Formation (Miocene) of Cayman Brac, British West Indies: *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 95–109.
- Katz, D.A., G.P. Eberli, P.K. Swart and Jr.L.B. Smith 2006, Tectonic-hydrothermal brecciation associated with calcite precipitation and permeability destruction in Mississippian carbonate reservoirs, Montana and Wyoming: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 1803–1841.
- Kučera, J., J. Cempírek, Z. Dolníček, P. Mucchez and W. Prochaska, 2009, Rare earth elements and yttrium geochemistry of dolomite from post-Variscan vein-type mineralization of the Nížký Jeseník and Upper Silesian Basins, Czech Republic: *Journal of Geochemical Exploration* v. 103, p. 69–79
- Land, L. S., 1985, The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, v. 33, p. 112–125.
- Land, L.S., 1980, The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: The state of the art. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Eds. D.H. Zenger, J.B. Dunham and R.L. Ethington): *SEPM Spec. Publ.*, v. 28, p. 87–110.
- Land, L.S., and G.K. Hoops, 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions: *Jour. Sed. Petrol.*, v. 43, p. 614–617.
- Lee, Y.I., and G.M. Friedman, 1987, Deep-burial dolomitization in the Ordovician Ellenberger Group carbonates, west Texas and southeastern New Mexico: *Jour. Sed. Petrol.*, v. 57, p. 544–577.
- Lorens, R.B., 1981, Sr, Cd, Mn, and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate: *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, v. 45, p. 553–561.
- Lucia, F.J., R.P. Major, 1994, Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization. In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), *Dolomites — A Volume in Honor of Dolomieu: Spec. Publ. IAS Spec. Publ.*, v. 21, Blackwell Scientific Publications, Cambridge, p. 325–341.
- Luczaj, J.A., W.B. Harrison III and N.S. Williams, 2006, Fractured hydrothermal dolomite reservoirs in the Devonian Dundee Formation of the central Michigan Basin: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 1787–1801.
- Lumsden, D.N., and J.S. Chimahusky, 1980, Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies
- Bolourchi, M.H., 1979, “Explanatory text of the Kabudar Ahang Quadrangle Map, 1:250000”: *Geol. Survey of Iran*.
- Brand, U. and J. Veizer, 1980, Chemical diagenesis of a multi-component carbonate system. I. Trace elements: *Jour. Sed. Petrol.*, v. 50, p. 1219–1236.
- Davies, G.R., and Jr.L.B. Smith, 2006, Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 1641–1690.
- Dickson, J.A.D., 1965, A modified staining technique for carbonate in the thin section: *Nature*, v. 205, p. 587.
- Duggan, J.P., E.W. Mountjoy and L.D. Stasiuk, 2001, Fault-controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west-central Alberta, Canada: *Sedimentology*, v. 48, p. 301–323.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types. In: *Classification of Carbonate Rocks* (Ed. by W.E.Ham): *AAPG Mem. # 1*, p. 62–84.
- Folk, R.L. and L.S. Land, 1975, Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite: *AAPG Bull.*, v. 59, p. 60–68.
- Gregg, J.M., and D.F. Sibley, 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Jour. Sed. Petrol.*, v. 54, p. 908–931.
- Gregg, J.M., 1985, Regional epigenetic dolomitization in the Bonneterre Dolomite (Cambrian), southeastern Missouri: *Geology*, v. 13, p. 503–506.
- Gregg, J.M., and K.L. Shelton, 1990, Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonneterre and Davis formations Cambrian, Southeastern Missouri: *Jour. Sed. Petrol.* v. 60 (4), p. 549–562.
- Haeri Ardakani, O., I. Al-Aasm, M. Coniglio and I. Simon, 2013, Diagenetic evolution and associated mineralization in middle Devonian carbonates, southwestern Ontario, Canada: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 61, No. 1, p. 41–68.
- Herrero M.J., A. Martín-Pérez, A.M. Alonso-Zarza, I. Gil-Peña, A. Meléndez and R. Martín-García, 2011, Petrography and geochemistry of the magnesites and dolostones of the Ediacaran Ibor Group (635 to 542 Ma), Western Spain: Evidences of their hydrothermal origin: *Sedimentary Geology*, v. 240, p. 71–84.
- Huang, S.J., H. Qing, C.R. Pei, Z.W. Hu, S.J. Wu and Z.L. Sun, 2006, Strontium concentration isotope composition and dolomitization fluids in the Feixianguan Formation of Triassic, Eastern Sichuan of China: *Acta Petrologica Sinica*, v.

- Qing, H., and E.W. Mountjoy, 1988, Multistage dolomitization in Rainbow Buildups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada: *Jour. Sed. Petrol.*, v. 59, p. 114–126.
- Rao, C.P., 1996, Modern Carbonates tropical, temperate, polar: introduction to sedimentology and geochemistry: *Arts of Tasmania*, 206 p.
- Reeder, R.J. and J.L. Prosky, 1986, Compositional sector zoning in dolomite: *Jour. Sed. Petrol.*, v. 56, p. 237–247.
- Sass, E., and A. Bein, 1988, Dolomites and salinity; a comparative geochemical study. In: Shukla, V., Baker, P.A. (Eds.), *Sedimentology and geochemistry of dolostones, based on a symposium: Spec. Publ.-SEPM v. 43*, p. 223–233.
- Sibley, D.F., J.M. Gregg, 1987, Classification of dolomite rock textures. *J. Sediment. Petrol.*, v. 57, p. 967–975.
- Spötl, C. and J.K. Pitman, 1998, Saddle (baroque) dolomite in carbonates and sandstones: a reappraisal of a burial-diagenetic concept: *IAS Spec. Publ.*, v. 26, p. 437-460.
- Tucker, M.E., and V.P. Wright, 1990, *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.
- Vahrenkamp, V.C., and P-K. Swart, 1990, New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implication for the formation of ancient dolomites: *Geology*, v. 18, p. 387-391.
- Veizer, J., 1983, Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element techniques. In *Stable isotopes in sedimentary geology*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482p.
- Wanless, H.R., 1979, Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization: *Jour. Sed. Petrol.*, v. 49, p. 437-462.
- Warren, J.K., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: *Earth Science Reviews*, v. 52, p. 1-81.
- White, A.F., 1978, Sodium co-precipitation in calcite and dolomite: *Chemical Geology*, v. 23, p. 65-72.
- Ye, Q.C., S.J. Mazzullo, 1993, Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North Platform, Midland Basin: *Carbonates and Evaporites*, v. 8, p. 55–70.
- Zenger, D.H., 1983, Burial dolomitization in the Lost Burro Formation/Devonian, east central California and the significance of late diagenetic dolomitization: *Geology*, v. 11, p. 519-522.
- parameters. In *Concepts and models of dolomitization*. Edited by O.H. Zenger, J.B. Dunham, and R.I. Hetherington: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 28*, p. 123-137.
- Machel, H.G., 1997, Recrystallization versus neomorphism, and the concept of “significant recrystallization” in dolomite research: *Sedimentary Geology*, v. 113, p. 161–168.
- Machel, H.G., 2011, Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic setting – old and new insights: *Sedimentary Geology*, v. 140, p. 143–175.
- Mattes, B.W., and E.W. Mountjoy, 1980, Burial dolomitisation of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Eds. D.H. Zenger, J.B. Dunham and R.L. Ethington): *SEPM Spec. Publ.*, v. 28, p. 259–297.
- Mazzollo, S.J., 1992, Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review: *Carbonates and Evaporites*, v. 7, p. 21–37.
- McHargue, T.R. and R.C. Price, 1982, Dolomite from day in argillaceous or shale-associated marine carbonates: *Sedimentary Geol.*, v. 52, p. 873-886.
- Miller, J.K. and R.L. Folk, 1994, Petrographic, geochemical and structural constraints on the timing and distribution of postlithification dolomite in the Rhaetian Portoro (“Calcare nero”) of the Portovenere Area, La Spezia, Italy. In: B.H. Purser, M.E. Tucker and D.H. Zenger (Eds.), *Dolomites – A volume in Honor of Dolomieu: IAS Spec. Publ.*, v. 21, p. 187-202.
- M'Rabet, A., 1981, Differentiation of environments of dolomite formation, Lower Cretaceous of Central Tunisia: *Sedimentology*, v. 28, p. 331-352.
- Ohle, E.L., 1951, The influence of permeability on ore distribution in limestone and dolomite: *Econ. Geol.*, v. 46, p. 667-706, 871-908.
- Pingitore, N.R.Jr., 1978, The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: theory and applications: *Jour. Sed. Petrol.* v. 48, p. 799-814.
- Purser, B.H., M.E. Tucker, and D.H. Zenger, 1994a, Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. In: B.H. Purser, M.E. Tucker and D.H. Zenger (Eds.), *Dolomites – A volume in Honor of Dolomieu: IAS Spec. Publ.* 21, p. 3-20.
- Purser, B.H., M.E. Tucker, and D.H. Zenger, 1994b, *Dolomites - A volume in Honor of Dolomieu: IAS Spec. Publ.*, 21, 451 p.