

سنگ‌نگاری و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شتری در برش کلمرد، ایران مرکزی

آزاده رحیمی^۱، محمدحسین آدابی^۲، سیدعلی آقا نباتی^۳، محمودرضا مجیدی فرد^۴ و امیرمحمد جمالی^۵

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۴استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۵دکتر، مدیریت اکتشاف، اداره زمین‌شناسی سطح الارضی، شرکت ملی نفت، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۶/۱۶

چکیده

توالی های کربناته سازند شتری به سن تریاس میانی با سبیری ۳۰۸ متر در ناحیه کلمرد شهرستان طبس در حوضه ایران مرکزی نهشته شده است. در این ناحیه مرز پایینی سازند شتری به طور تدریجی و همشیب روی سازند سرخ شیل و مرز بالایی آن توسط گسل قطع شده است و به طور عمده شامل دولومیت با سبیری کل ۲۵۰ متر به صورت متوسط تا سبیرلایه همراه با میان لایه های نازک آهکی و ماسه سنگی است. سازند شتری به طور چیره شامل دولومیت های ریز تا درشت بلور است. بر پایه شواهد سنگ‌نگاری (اندازه دانه و فابریک) و ژئوشیمیایی (تجزیه های عنصری Ca, Mg, Na, Sr, Fe, Mn) ۵ نوع مختلف دولومیت در سازند شتری تشخیص داده شده است. دلیل گوناگونی دولومیت ها، تأثیر فرایندهای دیاژنزی اولیه و تأخیری است که سبب تغییر ترکیب سیال های دولومیت ساز و در نتیجه تشکیل انواع دولومیت ها شده است. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می دهد که دولومیت های سازند شتری بیشتر در شرایط احیا و تحت تأثیر دیاژنز متانوریک تشکیل شده اند. مکانیسم دولومیتی شدن برای دولومیت نوع اول مدل سبیا، دولومیت های نوع دوم و سوم مدل پهنه مخلوط و برای دولومیت های نوع چهارم و پنجم مدل تدفینی در نظر گرفته شده است.

کلیدواژه ها: سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، دولومیتی شدن، سازند شتری، ایران مرکزی.

*نویسنده مسئول: آزاده رحیمی

E-mail: rahimiazadeh_19@yahoo.com

۱- پیش نوشتار

سازند شتری به سن تریاس میانی (آپسین لادینین)، یک توالی کربناته سبیرلایه و جوان ترین سازند گروه طبس در حوضه ایران مرکزی است. دولومیتی شدن یک فرایند اصلی دگرسانی در بیشتر سنگ‌های آهکی است. دولومیت در اشکال و انواع مختلف آن اصلی ترین جزو سنگی تشکیل دهنده سازند شتری به شمار می رود. دولومیت ها به طور کلی به دو صورت اولیه و ثانویه تشکیل می شوند که نوع ثانویه آن یا بی فاصله پس از ته نشینی و یا مدتی پس از رسوب گذاری تشکیل می شود. دولومیت اولیه به طور مستقیم از آب دریا رسوب می کند. در این پژوهش، برای توصیف بافتی دولومیتی سازند شتری، تفکیک انواع آنها و تعیین روند دیاژنز در آنها از تلفیق مطالعات سنگ‌نگاری و روش های ژئوشیمیایی، مانند عناصر اصلی و فرعی استفاده شده است. این مطالعات در پایان به تعیین منشأ دولومیت ها کمک می کند (Sibley and Gregg, 1987; Lee and Friedman, 1987; Amthor and Friedman, 1992; Mazzullo, 1992 and 2000; Ye and Mazzullo, 1993, Adabi, 2009)

۲- روش مطالعه

برای انجام مطالعات سنگ‌چینه ای و تعیین رخساره های برش کلمرد ۱۴۰ مقطع نازک مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفت. همه مقاطع نازک به روش Dickson (1965) توسط محلول آلزایرن سرخ (ARS) برای تشخیص کانی های کلیت از دولومیت رنگ آمیزی شد. در نام گذاری سنگ های کربناته از رده بندی (Dunham (1962 و Folk (1959 استفاده شد. نام گذاری دولومیت ها بر پایه تلفیقی از رده بندی بافتی Sibley and Gregg (1987) و Mazzullo (1992) صورت گرفت. برای اندازه بلورهای دولومیت از مقیاس ارائه شده توسط Folk (1965 and 1974) و Adabi (2009) استفاده شد. گوناگونی مختلف دولومیت ها بازتابی از زمان تشکیل، منشأ و یا ترکیب سنگ آهک اولیه است. همچنین برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی ۲۶ نمونه از سنگ های دولومیتی برای آزمایش های عنصری انتخاب شد (رحیمی، ۱۳۹۵). نمونه ها تا حد امکان از زمینه میکرایتی و دور از رگه ها، دگرسانی ها و آلوکهما انتخاب و توسط دستگاه نمونه کوب و مته دندان پزشکی پودر شد. نمونه های پودر

شده برای تعیین عناصر اصلی و فرعی توسط دستگاه طیف سنجی جرمی تابشی (ICPOES) توسط مرکز پژوهش های کاربردی سازمان زمین شناسی مورد آزمایش قرار گرفت. این تکنیک به طور قابل ملاحظه ای برای تجزیه عناصر اصلی و فرعی بسیاری به دلیل حد خوانش پایین و دقت آن انتخاب شد که به شناسایی عناصر اصلی و فرعی بر حسب درصد و پی پی ام انجامید.

۳- چینه شناسی سازند شتری در ناحیه مورد مطالعه

برش چینه شناسی کلمرد در خاور گسل کلمرد در باختر بلوک کلمرد با مختصات جغرافیایی قاعده ۲۷' ۵۶" طول خاوری و ۴۲' ۳۳" عرض شمالی در ۶۵ کیلومتری جاده طبس خور قرار گرفته است (شکل ۱). سازند شتری در منطقه مورد مطالعه ۳۰۸ متر سبیرا دارد و بیشتر از دولومیت (سبیری تقریبی ۲۰۰ متر) به همراه میان لایه های آهکی (سبیری تقریبی ۱۰۰ متر) و کمی میان لایه های ماسه سنگی تشکیل شده است. مرز پایینی توسط توالی شیل، سیلستون و ماسه سنگی سازند سرخ شیل به تدریج به رخساره آهک های دولومیتی شده مربوط به پهنه کشندی سازند شتری رسیده است (شکل های ۲ و ۳). توالی بیشتر سبیرلایه تا توده ای سنگ های دولومیتی سازند شتری به طور تدریجی در رأس توسط ناپیوستگی از سازند نایبند تفکیک می شوند. ناگفته نماند در بلوک کلمرد به دلیل زمین ساخت محلی گسل های اصلی و فرعی نبود رسوب گذاری تریاس بالایی دیده می شود. در منطقه مورد مطالعه مرز بالایی سازند شتری توسط گسل کلمرد قطع شده است (شکل ۴). در سکوی کربناته تریاس میانی، رسوب گذاری سازند شتری به طور عمده از دولومیت های متوسط تا سبیرلایه به همراه میان لایه های نازک آهکی مربوط به نواحی کم ژرفای دریایی است.

۴- سنگ‌نگاری دولومیت ها

دولومیت در اشکال و انواع مختلف یکی از مهم ترین بخش های تشکیل دهنده سازند شتری به شمار می رود. دولومیت های سازند شتری بر پایه فابریک و با توجه به توزیع اندازه بلورها (یونی مدال یا پلی مدال) و شکل مرز بلورها (مسطح یا غیرمسطح) به

دارند. به باور Sibley (1980) این دولومیت‌ها زمانی تشکیل می‌شوند که محلول‌های دولومیتی کننده در ابتدا نسبت به کلسیت، نزدیک به اشباع باشند؛ در حالی که با پیشرفت واکنش ترکیب شیمیایی محلول‌های اشباع شده تغییر می‌کنند و نسبت به کلسیت به حالت تحت اشباع در می‌آیند و در نتیجه حاشیه شفاف بدون انکلوزیون را ایجاد می‌کنند.

۴-۵. دولومیت رگه‌ای (Vein dolomite)

دولومیت رگه‌ای از بلورهای درشت تشکیل شده است که اندازه آنها میان ۲۰۰ تا ۱۱۰۰ میکرون (میانگین ۶۰۰ میکرون) تغییر می‌کند. این نوع دولومیت‌ها دارای بلورهای بی‌شکل (Anhydral) و در اندازه‌های مختلف (Poly modal) و مرزهای بلوری غیرمسطح (Non planar) هستند. بلورها در دولومیت رگه‌ای با دیواره شکاف، مرز مشخص و آشکاری دارند و در بسیاری موارد خاموشی موجی مشابه با دولومیت زین‌اسبی (Saddle dolomite) نشان می‌دهند که این امر بیانگر تشکیل آنها در دمای بالاتر از ۱۰۰ درجه (Radke and Mathis, 1980) است. در برخی موارد دولومیت‌های پرکننده، رگه‌های آهن‌دار هستند (شکل ۵ B). دولومیت‌های رگه‌ای معمولاً دولومیکرایت‌ها (دولومیت‌های اولیه)، دولومیکروسپاریت‌ها (دولومیت‌های دپازنری اولیه) و دولواسپاریت‌ها (دولومیت‌های دپازنری تأخیری) را قطع می‌کنند و از این رو به عنوان آخرین محصول دولومیتی شدن به شمار می‌آیند.

۵-۵. دولومیت‌های زین‌اسبی (Saddle dolomite)

دولومیت زین‌اسبی، بیشتر در سنگ‌های کرناته میزبان سولفات‌دار همراه با هیدروکربن و سولفیدهای ایدی‌ژتیک (MVT) یافت می‌شود (Warren, 2000). این دولومیت‌ها معمولاً در شرایط دفنی ژرف یا گرمایی از شورابه‌های بسیار شور در دمای بالا یا به صورت محصولی از احیای حرارتی شیمیایی سولفات‌ها حاصل می‌شوند (Flügel, 2004). بلورهای این نوع دولومیت، درشت هستند و قطری تا حدود چند میلی‌متر دارند. این دولومیت‌ها دارای انکلوزیون کلسیت و گاه انیدریت و سطوح رخ متحنی شکل و خاموشی موجی هستند (Radke and Mathis, 1980; Warren, 2000). در سازند شتری، بیشتر این دولومیت‌ها تخلخل‌های قالبی و حفره‌ای را اشغال کرده‌اند و بافت غیرمسطح (nonplanar) همراه با خاموشی موجی دارند. بافت اشاره شده نشان از تشکیل این دولومیت‌ها در دمای بیش از ۱۰۰ درجه (Radke and Mathis, 1980) یا بیش از ۶۰ درجه سانتی‌گراد (Gregg and Shelton, 1990) دارد. دولومیت زین‌اسبی درون شکستگی‌ها و حفرات یافت می‌شود که تأیید کننده منشأ تأخیری آن است (شکل ۵ F). سکانس پارازنری دولومیت‌های سازند شتری در شکل ۶ آورده شده است.

۶-۵. دولومیتی شدن انتخابی

در مطالعات انجام شده روی مقاطع نازک سازند شتری در برش کلرد فرایند دولومیتی شدن به صورت بخشی و انتخابی در برخی از بخش‌ها به روشنی قابل تشخیص است. فرایند دولومیتی شدن در برخی مقاطع تنها روی ایتراکلسیت‌ها و ذرات اسکلتی (شکل‌های ۵ G و H) و در برخی دیگر تنها روی زمینه میکرایتی صورت گرفته است. در موارد یاد شده دولومیتی شدن مرتبط با فابریک سنگ است و از آن پیروی می‌کند. احتمالاً دولومیتی شدن انتخابی در ارتباط با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی و یا فابریک ریزدانه آلومک‌ها است. آلومک‌های آراگونیتی و میکرایتی برای دولومیتی شدن بسیار مستعد هستند (رحیمی، ۱۳۹۵؛ Adabi, 2009; Rahimi et al., 2016; Rahimi and Adabi, 2010 and 2016). اگر دولومیتی شدن به طور بخشی یک توالی را دولومیتی کند و کرنات کلسیم باقیمانده توسط انحلال از بین نرود، تخلخل گسترش نمی‌یابد (Murray, 1960; Anderson, 1985). به طور کلی اگر یک توالی گلی به صورت غیر انتخاب شده توسط فابریک دولومیتی شود، یک مرزاییک دولومیتی با بلورهای در هم قفل شده تشکیل می‌شود و تخلخل در این وضعیت کاهش می‌یابد و یا از بین می‌رود (Mattes and Mountjoy, 1980). همچنین دولومیتی شدن تدفنی گسترده گریستنرها یا دیگر رخساره‌های متخلخل، سبب حفظ و گسترش تخلخل تحت شرایط دفنی می‌شود. دولومیتی شدن انتخابی همراه

پنج گروه مختلف تقسیم شده‌اند. اندازه بلورها به وسیله انرژی‌های رشد و هسته‌سازی کنترل می‌شود، در حالی که شکل مرز بلورها تنها به وسیله رشد بلورها کنترل می‌شود (Sibley and Gregg, 1987). به طور کلی در دمای پایین سطوح بلوری صاف (Planar) و بلورهای شکل‌دار (Euhedral) تا نیمه‌شکل‌دار (Subhedral) رشد می‌کنند. در بالاتر از دمای بحرانی یعنی میان ۵۰ تا ۱۰۰ درجه (Critical Roughening Temperature) سطوح بلوری غیرمسطح (Nonplanar) و بلورهای بی‌شکل (Anhedral) گسترش می‌یابند (Gregg and Sibley, 1984; Gregg and Shelton, 1990). در این مطالعه اندازه بلورهای دولومیت از روی بیشینه قطر بلورها و بر پایه مقاله (Adabi, 2009) تعیین شد.

۵- انواع دولومیت‌ها

۱-۵. دولومیت‌های خیلی ریز تا ریزبلور (Dolomicrite)

این نوع دولومیت‌ها با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار (Planar-s) و در اندازه ۴ میکرون (تا میانگین ۱۰ میکرون) و به شکل مرزاییک یک اندازه (Unimodal mosaics) یافت می‌شوند. این نوع بافت معادل بافت زینوتائیک (Friedman (1965)، نان‌پلاتر A- (Nonplanar-A) (Mazzullo (1992) و زینوتائیک A (Xenotopic-A) (Gregg and Sibley (1984) است. دولومیت‌های اشاره شده بیشتر متراکم و بدون تخلخل و فسیل هستند (شکل ۵ A). دولومیکرایت‌ها در محیط‌های بالای کشندی تا کشندی، در دمای پایین و در شرایط سطحی تشکیل می‌شوند و با توجه به فابریک و اندازه خیلی ریز بلور، حفظ بافت اولیه رسوبی و نبود فسیل، این محیط‌ها مشخص شده‌اند (Gregg and Sibley, 1984; Gregg and Shelton, 1990; Adabi, 2009). به باور Land (1985) عامل دولومیتی شدن احتمالاً آب دریا و یا محلول‌های میان‌دره‌ای (Pore water) سرشار از منیزیم (Adabi, 2009) است. گفتنی است که از دید ژئوشیمیایی این دولومیت‌ها دارای استرانسیم و سدیم بالاتر و آهن و منگنز کمتری نسبت به دولومیت‌های ثانویه هستند (Adabi, 1996 and 2009).

۲-۵. دولومیت‌های ریزبلور (Dolomicrosparite)

بیشتر این دولومیت‌ها متراکم و با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (Planar-s crystal subhedral to anhedral) و به شکل مرزاییک‌های هم‌اندازه هستند که اندازه‌ای میان ۱۶ تا ۶۲ میکرون (میانگین ۳۶ میکرون) دارند. مرزهای مشترک میان‌بلوری این نوع دولومیت‌ها، مستقیم (Straight boundaries) است و در برخی از آنها سطوح بلوری به خوبی حفظ شده است (شکل ۵ B). این نوع دولومیت معادل فابریک ایدیوتائیک (Friedman (1965)، ایدیوتائیک (Idiotopic-p) یا پورفیروتائیک (Gregg and Sibley (1984) و دولومیت مسطح-p (Planar-p) (Mazzullo (1992) است. در اثر رشد آرام بلورها در جریان پیوسته‌ای از سیال‌های دولومیت‌ساز در دمای پایین فابریک مسطح نیمه‌شکل‌دار (Planar-s) به وجود می‌آید (Sibley and Gregg, 1987). جانشینی دپازنری سنگ‌های آهنکی پیشین و یا تبلور دوباره دولومیت‌های اولیه، زیر دمای بحرانی (کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد) عامل تشکیل دولومیت‌های نوع دوم به شمار می‌آید (Gregg and Shelton, 1990; Mazzullo, 1992; Adabi, 2009).

۳-۵. دولومیت‌های متوسط‌بلور (Dolosparite)

این نوع دولومیت‌ها متراکم و با مرزهای مسطح نیمه‌شکل‌دار (Planar-s) تا بی‌شکل (Nonplanar-s) و به صورت بلورهای مرزاییکی هم‌اندازه (Unimodal) هستند که اندازه‌ای میان ۶۲ تا ۲۵۰ میکرون (میانگین ۱۳۵ میکرون) دارند. فابریک دولومیت‌های یاد شده معادل فابریک هیپوتائیک (Friedman (1965)، ایدیوتائیک (Idiotopic-s) (Gregg and Sibley (1984) و دولومیت‌های با بافت مسطح نیمه‌شکل‌دار (Planar-s) (Sibley and Gregg (1987) و Mazzullo (1992) است. به احتمال زیاد تبلور دوباره دولومیت‌های نوع اول و دوم سبب تشکیل دولواسپاریت‌ها شدند. در بیشتر موارد دولواسپاریت‌ها سبب تخریب بافت رسوبی اولیه شده‌اند (شکل‌های ۵ C و D). برخی از این دولومیت‌ها هسته کدر (Cloudy core) و حاشیه شفاف (Clear rim)

(Veizer, 1983). تمرکز Sr در دولومیت‌های نوع ۱ به نسبت بالاتر از دیگر دولومیت‌هاست. رسم نمودار Sr در برابر Mg در انواع مختلف دولومیت‌ها نشان از یک روند افزایشی دارد؛ به طوری که میزان Sr با افزایش Mg افزایش می‌یابد (شکل ۹) که احتمالاً به دلیل غیراستوکیومتری بودن (نامنظم بودن شبکه بلوری) دولومیت‌هاست. اصولاً میزان استرانسیم در دولومیت‌ها با افزایش حالت استوکیومتری (Stoichiometry) کاهش می‌یابد (Vahernkamp and Swart, 1990). به گونه‌ای که دولومیت‌های استوکیومتری (دارای ۵۰ مول درصد $MgCO_3$) پی‌پی‌ام ۵۰ پی‌پی‌ام Sr دارند؛ در حالی که دولومیت‌هایی که دارای ۴۰ مول درصد $MgCO_3$ هستند مقدار Sr آنها به ۲۵۳ پی‌پی‌ام می‌رسد (آدابی، ۱۳۹۰). بالاتر بودن مقادیر Sr در نمودارهای دولومیتی سازند شتری نسبت به میانگین مقادیر این عنصر در دولومیت‌های استوکیومتری (معادل ۵۰ پی‌پی‌ام)، احتمالاً به دلیل غیراستوکیومتری بودن دولومیت‌های سازند شتری یا جانشینی آهک‌های آراگونیتی است.

• **سدیم:** سدیم فراوان‌ترین کاتیون موجود در آب دریاست و به عنوان شاخصی برای پی بردن به درجه شوری سیال‌ها (Paleosalinity) استفاده می‌شود (Land and Hoops, 1973; Sass and Bein, 1988). تمرکز Na در بیشتر انواع مختلف دولومیت‌ها نزدیک به یکدیگر است. این مقادیر بیش از میانگین دولومیت‌هایی است که در محیط دریایی عادی شکل می‌گیرند و به طور تیبیک ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی‌پی‌ام Na دارند (Veizer, 1983). رسم نمودار Na در برابر Mg نشان می‌دهد که تمرکز Na با افزایش مقادیر Mg افزایش می‌یابد (شکل ۱۰). مقدار Na همانند Sr در دولومیت‌های استوکیومتری بسیار پایین است و بنابراین مقدار به نسبت بالای سدیم در دولومیت‌ها نشان‌دهنده حالت غیراستوکیومتری (Non-Stoichiometry) آنها (بی‌نظمی در شبکه دولومیت، یا به عبارتی نقص شبکه‌ای) و احتمالاً در ارتباط با شوری بالای سیال‌های دولومیت‌ساز است. سدیم در موارد بسیاری به عنوان شاخصی برای پی بردن به شوری قدیمه (Paleosalinity) به کار رفته است (Veizer, 1983; Land, 1985; Sass and Bein, 1988). قابل توجه اینکه نمونه‌های دولومیت‌سازها سدیم کمتری نسبت به دولومیت‌ها دارند. این روند به واسطه تأثیر بیشتر دیاژنز روی دولومیت‌های دانه‌درشت است.

• **آهن و منگنز:** آهن و منگنز بر خلاف استرانسیم و سدیم در دولومیت‌های دیاژنزی تأخیری نسبت به دولومیت‌های اولیه تمایل به افزایش نشان می‌دهند. این افزایش می‌تواند به دلایل زیر باشد:

آهن و منگنز در آب دریا تمرکز پایین ولی در سیال‌های دیاژنزی تمرکز بالایی دارند.

تمرکز بیشتر Fe و Mn به شرایط احیایی حاکم بر محیط بستگی دارد؛ به طوری که مقادیر Fe و Mn در دولومیت‌های اولیه نزدیک به سطح به دلیل شرایط اکسایشی، نسبت به دولومیت‌های تدفینی که در شرایط احیایی تشکیل می‌شوند، پایین‌تر است (Tucker and Wright, 1990).

تمرکز Fe و Mn در دولومیت‌های سازند شتری به ترتیب از ۱۴/۵ تا ۵۰۰ (میانگین ۱۴۹/۴ پی‌پی‌ام) و از ۴۰۰ تا ۴۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۸۰۰ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. مقادیر میانگین Fe و Mn در دولومیت‌های مورد مطالعه به مراتب بالاتر از آهک‌هاست؛ زیرا Fe و Mn معمولاً جایگزین Mg می‌شوند و چون مقدار Mg در دولومیت‌ها بالاتر از آهک‌هاست؛ بنابراین تمرکز این عناصر نیز در دولومیت بالاتر خواهد رفت. از آنجایی که ضریب توزیع Fe و Mn در کلسیت و دولومیت بالاتر از واحد است (Pingitore, 1978; Veizer, 1983) تمرکز بالاتر این عناصر در دولومیت‌های شتری ممکن است نشان‌دهنده شرایط احیایی حاکم بر محیط باشد (Land, 1986). شرایط احیایی با افزایش ژرفای تدفین افزایش می‌یابد. دولومیت‌های دیاژنزی تأخیری که در شرایط احیا تشکیل شده‌اند (نوع‌های ۳ و ۴) مقادیر Mn و Fe بالاتری نسبت به دولومیت‌های اولیه نزدیک سطح (نوع‌های ۱ و ۲) دارند. از آنجایی که تمرکز Fe و Mn در سیال‌های دریایی کم است؛ افزایش مقادیر Mn و Fe در دولومیت‌های ریزبلور (با کمترین دگرسانی) به دولومیت‌های درشت‌بلور

با انحلال $CaCO_3$ می‌تواند به‌طور قابل توجهی سبب تشکیل خواص مخزنی خوبی شود (Anderson, 1985).

۶- مطالعات ژئوشیمیایی

یکی از مراحل بنیادین در مطالعه ژئوشیمیایی، تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی آنها است. با بررسی این مطالعات می‌توان اطلاعات پر ارزشی در مورد منشأ دولومیت (اولیه یا ثانویه)، زمان تشکیل، ترکیب سیال دولومیت‌ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز به دست آورد. بسیاری از پژوهشگران (Friedman and Sanders, 1967; Zengar et al., 1980; Morrow, 1982; Land, 1983; Machel and Mountjoy, 1986; Hardie, 1987; Sibley and Gregg, 1987; Shukla and Baker, 1988; Mazzullo, 1992; Adabi, 2009) در زمینه ژئو دولومیت و سازوکارهای دولومیتی شدن پژوهش کرده‌اند.

۶-۱. عناصر اصلی و فرعی در دولومیت‌ها

شناسایی فرایندهای دیاژنزی در دولومیت‌ها به ترکیب سیال دولومیت‌ساز (Dolomitizing fluids) بستگی دارد (Veizer, 1983; Humphrey, 1988). با شناسایی ترکیب عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن در دولومیت‌ها می‌توان ترکیب سیال‌های دولومیت‌ساز را مشخص کرد. تمرکز عناصر اصلی و فرعی در انواع دولومیت‌های سازند شتری در ناحیه مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است.

– عناصر اصلی

• **کلسیم و منیزیم:** میزان Ca در دولومیت‌های سازند شتری از ۲۰/۳۴ تا ۴۱/۱۰ درصد (میانگین ۲۵/۳۵) تغییر می‌کند. میزان Mg در این دولومیت‌ها از ۵/۱۸ تا ۱۲/۷۵ درصد (میانگین ۹/۱۲) در تغییر است. کاهش مقدار Mg در دولومیت‌های ریز بلور نوع ۱ نسبت به دیگر دولومیت‌ها به دلیل بالاتر بودن مقدار Ca در این نوع دولومیت‌هاست. همان‌گونه که در شکل ۷ دیده می‌شود؛ مقادیر Mg در دولومیت‌های سازند شتری با نسبت Mg/Ca ارتباط مثبتی دارد ($R^2=0.96$) از آنجایی که نسبت Mg/Ca در دولومیت‌های خالص حدود ۶۵ است؛ کاهش مقادیر Mg از ۱۲/۷۵ درصد به ۵/۱۸ علت دگرسانی این دولومیت‌هاست. بیشترین میزان Mg در دولومیت‌های خالص ۱۳ درصد است. تغییرات کلسیم در برابر منیزیم رابطه معکوس دارد که این به دلیل جایگزینی بخشی از کلسیم توسط منیزیم در کربنات‌های دولومیتی است (شکل ۸).

– عناصر فرعی

• **استرانسیم:** از میان عناصر فرعی موجود در دولومیت‌ها، عنصر Sr همواره بیشترین توجه را به خود جلب کرده است (Land, 1980 and 1985; Veizer, 1983). اصولاً میزان تمرکز Sr در دولومیت‌ها به عوامل مختلفی وابسته است. از آنجایی که عنصر Sr به‌طور معمول جایگزین Ca می‌شود و مقدار Ca در دولومیت نصف مقدار Ca موجود در کلسیت است؛ بنابراین مقدار تمرکز Sr در دولومیت‌ها کمتر از سنگ‌آهک است (Rao, 1996). Land (1985) بر این باور است که دولومیت‌های اولیه (Primary dolomite) مقدار Sr بالاتری در مقایسه با دولومیت‌های ثانویه (دیاژنزی) دارند که این به علت تغییر در فابریک آنهاست. اصولاً تمرکز Sr با افزایش اندازه بلورها کاهش می‌یابد و به این دلیل دولومیت‌های دیاژنزی که درشت‌بلورتر از دولومیت‌های اولیه هستند، مقادیر کمتری Sr دارند (Shukla and Baker, 1988). از سوی دیگر مقدار Sr کانی اولیه‌ای که دولومیت جایگزین آن شده است، نیز بسیار اهمیت دارد (Veizer, 1978). به‌طور کلی دولومیت‌هایی که جایگزین آراگونیت می‌شوند؛ نسبت به آنهایی که جانشین کلسیت می‌شوند مقدار Sr بالاتری دارند. Humphrey (1988) بر این باور است که مقادیر بالای Sr در دولومیت‌ها نشان از دولومیتی شدن آهک‌های آراگونیتی در محیط‌های به نسبت بسته دیاژنزی دارد. تغییرات Sr در دولومیت‌های سازند شتری میان ۵۱ تا ۸۵۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۸۹ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند (شکل ۹). مقادیر Sr در دولومیت‌ها بسیار پایین‌تر از آهک‌هاست. این به دلیل ضریب توزیع کوچک‌تر Sr در دولومیت است

گرم غنی از منیزیم حوضه‌ای و یا گرمایی هستند، تشکیل و سپس در ژرفا توسط دولومیت‌های مراحل پایانی پوشیده می‌شوند و از بین می‌روند (Warren, 2000) و با توجه به دولومیت‌های زین اسی و حفره‌برکن و آهن‌دار بودن دولومیت‌ها در سازند شتری باید شرایط تدفین حاکم شده باشد (رحیمی، ۱۳۹۵، Rahimi et al., 2016, 2016 and 2016). (شکل ۱۳ C).

۸- منشأ منیزیم

به نظر می‌رسد که برای دولومیتی شدن اولیه و یا همزمان با رسوب‌گذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا است (Land, 1985). این منشأ تنها برای دولومیت‌های بلور نوع ۱ در نظر گرفته می‌شوند که در نزدیک سطح و تحت شرایط دمای پایین در یک محیط کشتندی و احتمالاً در اثر پمپاژ آب دریا به این پهنه تشکیل شده‌اند. اما منیزیم مورد نیاز برای تشکیل دولومیت‌های نوع ۲، ۳، ۴ و ۵ از منابع مختلفی قابل تأمین است که از آن میان می‌توان به آب‌های دریایی محبوس شده و آب‌های شور حوضه‌ای اشاره کرد (آدابی، ۱۳۹۰).

۹- نتیجه‌گیری

سازند شتری یک توالی کرتانه به سن تریاس میانی است که به‌طور چیره از دولومیت‌های متوسط تا سبیرلایه با میان‌لایه‌های نازک آهک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. مرز زیرین سازند شتری در برش مورد مطالعه به‌طور تدریجی و همشیب روی سازند سرخ شیل قرار دارد و مرز بالایی آن توسط گسل قطع شده است.

مطالعات سنگ‌نگاری نمونه‌های سازند شتری بیانگر این است که دولومیت یکی از مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده این سازند است. در سنگ‌های این منطقه دست کم ۵ نوع دولومیت (دولومیکرایت، دولومیکرواسپاریت، دولواسپاریت، دولومیت رگه‌ای و دولومیت زین اسی) شناسایی شده است.

دولومیت نوع یک به عنوان دولومیت تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری در نظر گرفته شده است. دولومیت نوع دوم و سوم از تبلور دوباره دولومیت‌های پیشین به وجود می‌آیند. دولومیت زین اسی و دولومیت نوع چهارم پرکننده ترک‌ها و شکستگی‌ها هستند و به عنوان محصولات پایانی تدفین در نظر گرفته می‌شوند.

مطالعات ژئوشیمیایی دولومیت‌های سازند شتری نشان از آن دارد که مقادیر Sr و Na در دولومیت‌های ریزبلور (نوع‌های ۱ و ۲) به مراتب بیشتر از دولومیت‌های درشت‌بلور (نوع‌های ۳ و ۴) هستند؛ در حالی که مقدار Fe و Mn در دولومیت‌های درشت‌بلور بیشتر از دولومیت‌های ریزبلور است.

مدل دولومیتی شدن برای دولومیکرایت‌ها از نوع سبخایی و برای دولومیکرواسپاریت‌ها و دولواسپاریت‌ها از نوع پهنه مخلوط و برای دولومیت‌های زین اسی و رگه‌ای از نوع تدفینی در نظر گرفته شده است.

با توجه به اینکه دولومیکرایت‌ها در نزدیکی سطح تشکیل شده‌اند، به نظر می‌رسد Mg مورد نیاز آنها از آب دریا تأمین شده است؛ اما منشأ Mg در دیگر انواع دولومیت‌ها می‌تواند از آب‌های دریایی محبوس شده و آب‌های شور حوضه‌ای نتیجه شده باشد.

سیاسکزاری

این پژوهش در بخش عملیات صحرایی بدون همکاری دوستان عزیز سرکار خانم مهندس عزیزی، آقایان دکتر عرفانی، مهندس ترکمن و مهندس شه‌بخش امکان‌پذیر نبود، که شایسته قدردانی و تشکر می‌باشد.

با دگرسانی بیشتر) احتمالاً در نتیجه واکنش آنها با سیال‌های غیردریایی بوده است (Adabi, 1996). روند تغییرات Mn و Fe در برابر Mg در شکل ۱۱ رسم شده است. بنابراین بالا بودن مقادیر Mn و Fe در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری به واسطه شرایط احیایی در هنگام تشکیل این دولومیت‌هاست. در ضمن، میانگین مقادیر Mn و Fe در نمونه‌های دولواسپاریتی به دلیل تأثیر بیشتر دیاژنز، بالاتر است. رسم مقادیر Mn در برابر Fe یک روند خطی با شیب مثبت را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). این روند افزایشی به دلیل دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیال‌های دیاژنزی (غیردریایی) است.

۷- مکانیسم‌های دولومیتی شدن

سه مکانیسم دولومیتی شدن در این مطالعه شامل مدل سبخایی، مدل زون مخلوط (آب شور و شیرین دریا) و مدل تدفینی است (آدابی، ۱۳۹۰).

۷-۱. مدل سبخا (Sabkha Model)

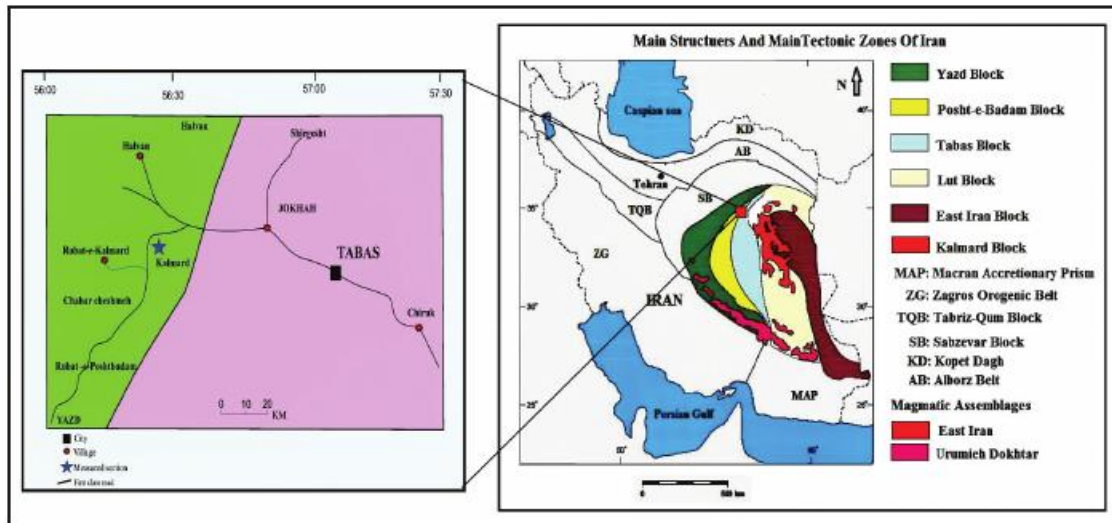
با توجه به دلایل زیر تشکیل دولومیت‌های نوع اول را می‌توان به مدل سبخا نسبت داد. با تکیه بر شواهد سنگ‌نگاری مانند بافت ریزبلور و فابریک فنسترال، دولومیت‌های نوع اول به‌عنوان دولومیت‌های تقریباً همزمان با رسوب‌گذاری یا دولومیت‌های دیاژنزی اولیه (Very early diagenesis) در نظر گرفته می‌شوند. این نوع دولومیت‌ها همراه با توالی‌هایی هستند که از دید رخساره‌های سنگی ویژگی‌های مدل سبخا را نشان می‌دهند. از جمله این شواهد می‌توان به همراهی با رخساره‌های منطقه بالای کشتندی (سوپراتیدال) و داشتن لامیناسیون، ساخت‌هایی چون فنسترال و بلورهای تبخیری اشاره کرد (Warren, 2000 and 2006). افزون بر این ریزبلور بودن دولومیت‌ها بیانگر زیاد بودن مکان‌های مناسب برای هسته‌سازی بلورهای دولومیت در رسوبات دانه‌ریز (میکرایتی) سبخایی است (رحیمی، ۱۳۹۵، Sibley and Gregg, 1987, 2016, 2016 and 2016; Rahimi et al., 2016). (شکل ۱۳ A).

۷-۲. مدل مخلوط آب شیرین و شور دریا (Mixing zone Model)

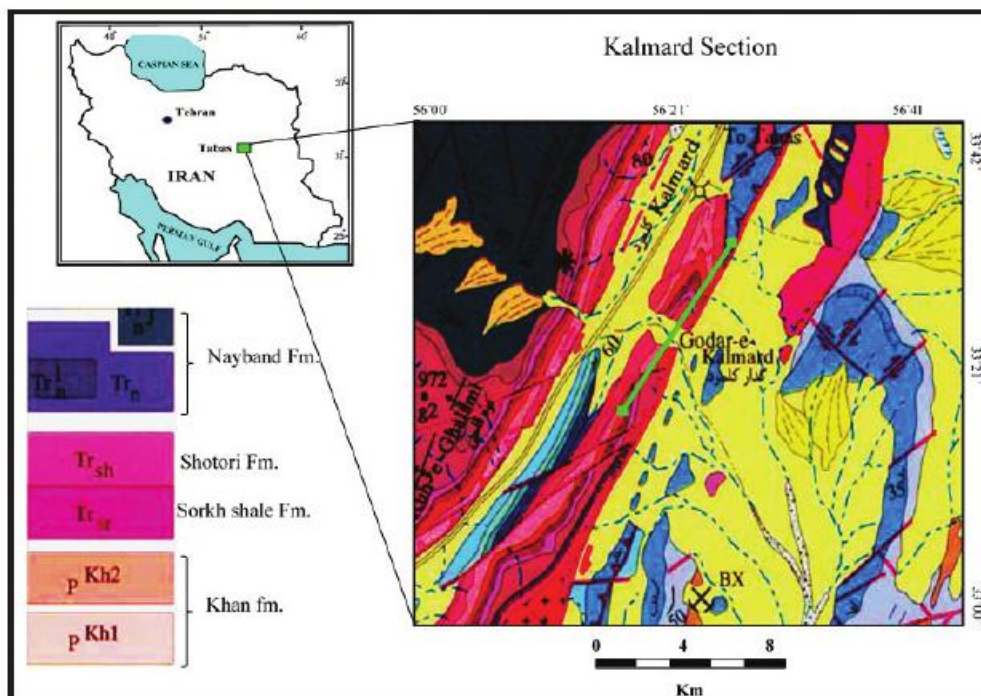
این مدل مربوط به دولومیت‌های نوع دوم و سوم است. در این مدل، سیال‌های دولومیت‌ساز از آمیختگی آب دریا با آب‌های جوی زیرسطحی نتیجه شده‌اند (Hanshow et al., 1971; Badirozmani, 1973). آب‌های زیرزمینی جوی اشباع از CO_2 با آب دریا مخلوط می‌شوند و محلول حاصل از دید $CaCO_3$ حالت غیر اشباع و از دید دولومیت حالت فوق اشباع دارد (آدابی، ۱۳۹۰). در تشخیص دولومیت‌های پهنه مخلوط با توجه به بافت‌ها و ساخت‌های سنگ شناسی می‌توان به تخلخل قالبی و سیمان کلسیتی هم‌بعد آب شیرین اشاره کرد. مدل دولومیتی شدن دولومیکرواسپاریت‌ها و دولومیت‌های دانه شکر به این مدل نسبت داده می‌شود (رحیمی، ۱۳۹۵، 2016, 2016 and 2016; Rahimi et al., 2016). (شکل ۱۳ B).

۷-۳. مدل تدفینی (Burial Model)

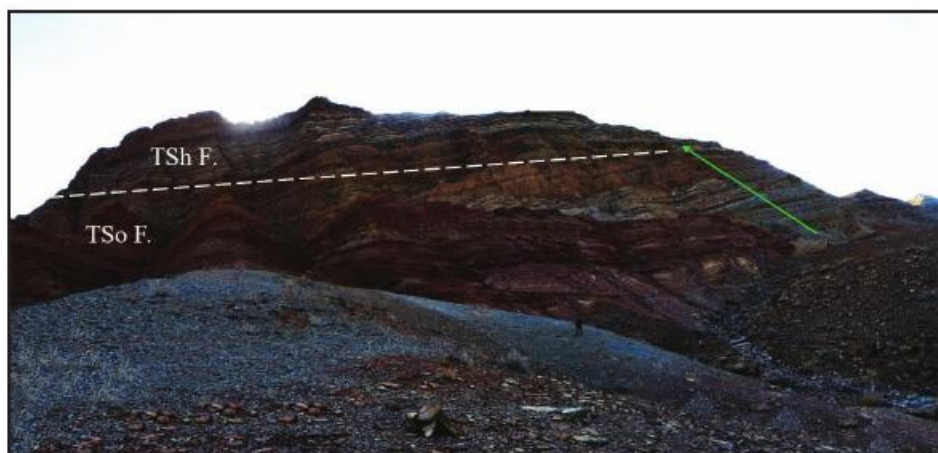
دولومیت‌های نوع چهارم و پنجم مطابق مدل تدفینی تشکیل می‌شوند. سه منشأ اصلی برای منیزیم مورد نیاز در فرایند دولومیتی شدن تدفینی وجود دارد که شامل تلخابه‌های شور (Bittern salts) (پلی‌هالیت کارنالیست)، منیزیم منشأ گرفته از تبدیل کانی‌های رسی و نیز آب‌های میان‌منفذی (Interstitial waters) (شامل آب‌های دریایی و شورابه‌های تبخیری محبوس شده) (Land, 1985) است. به نظر می‌رسد که از میان عامل‌های بالا آب‌های دریایی محبوس شده (Connate marine waters) مؤثرترین عامل برای تأمین منیزیم مورد نیاز فرایند دولومیتی شدن در زمان تدفین متوسط و ژرف باشد (Moore, 1989). دولومیت‌های تدفینی به‌صورت جانبینی در زیر منطقه فریاتیکن فعال در فواصل نفوذپذیر رسوبات که تحت نفوذ آب‌های



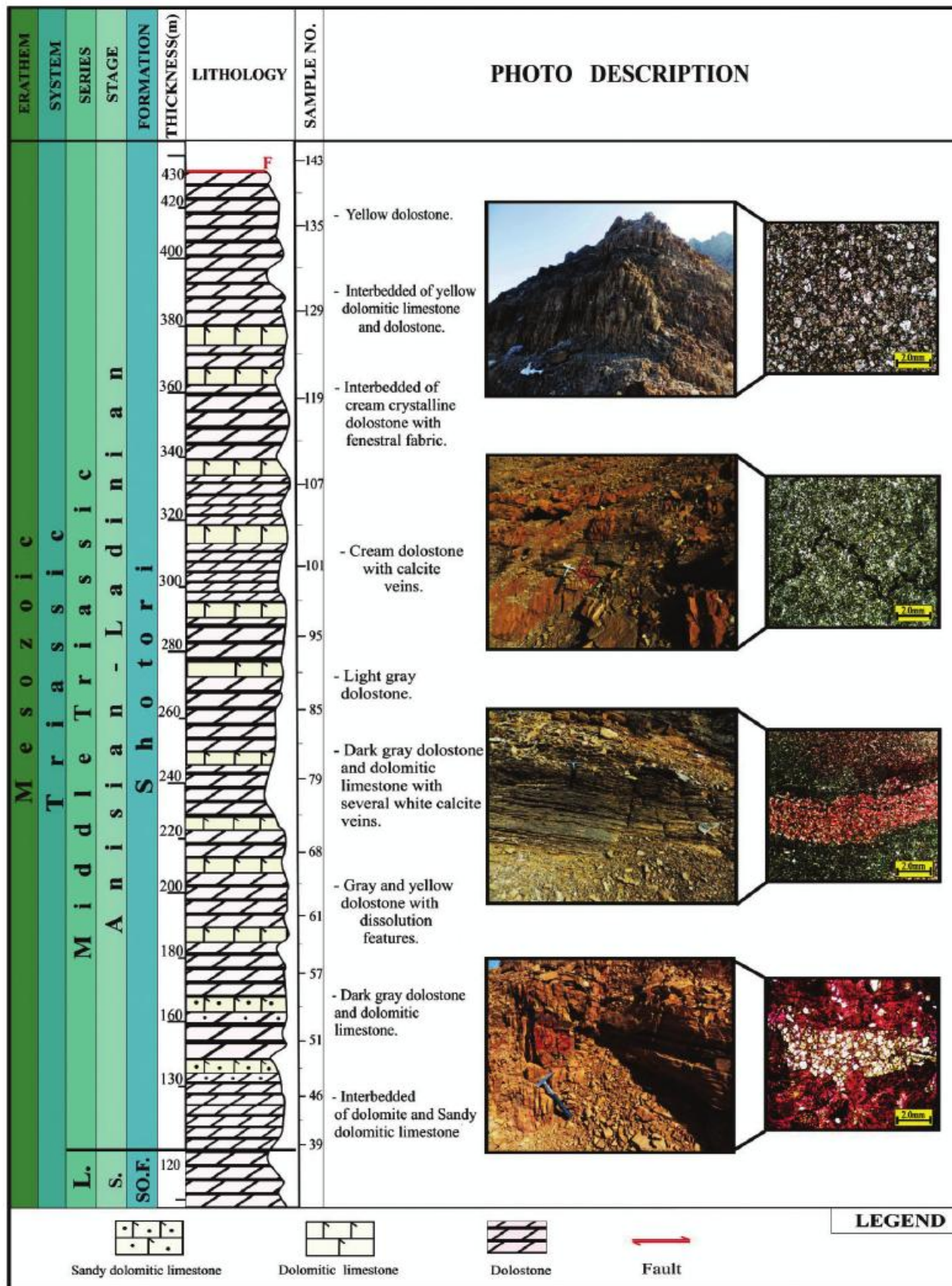
شکل ۱- پهنه های رسوبی - ساختاری اصلی ایران و جایگاه حوضه ایران مرکزی (برگرفته یا تغییراتی از Stocklin, 1968) و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.



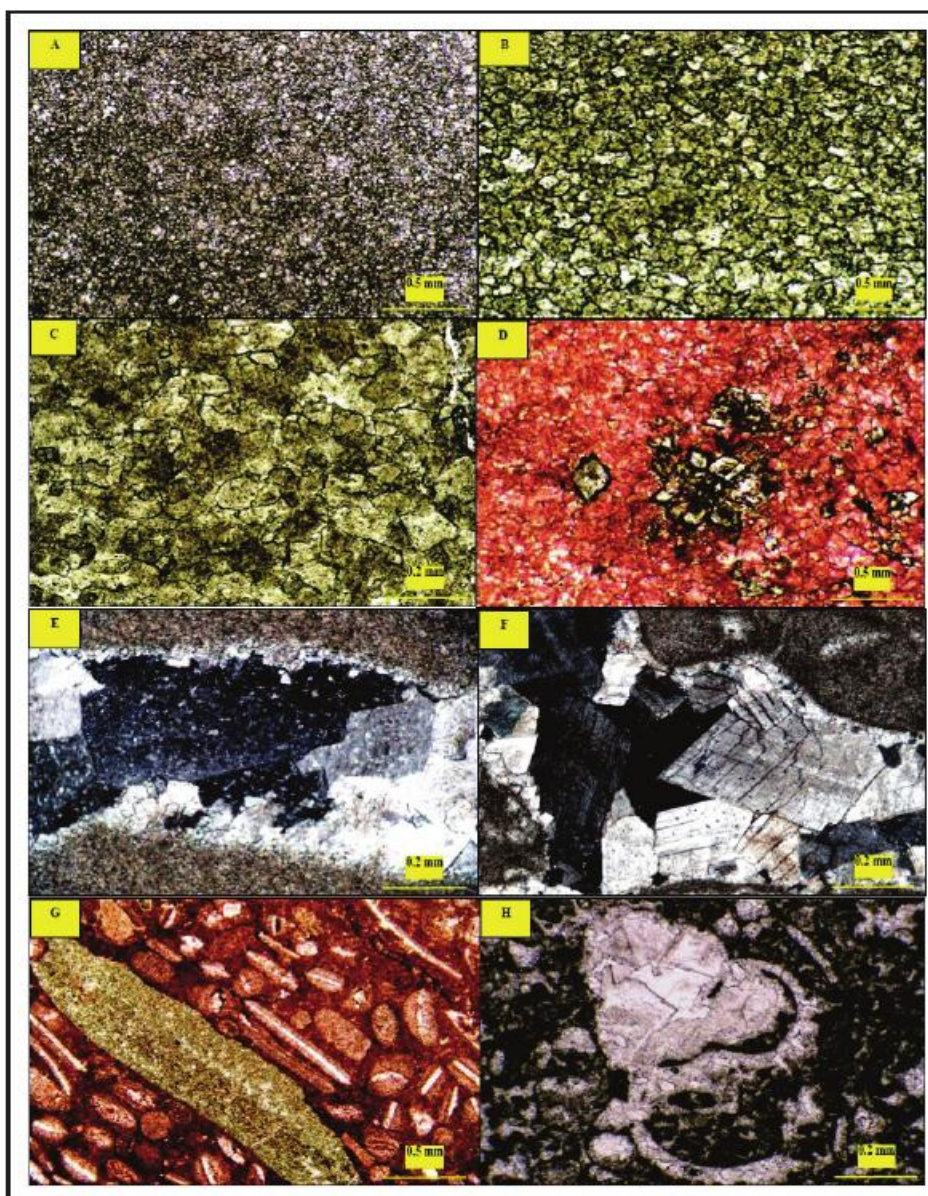
شکل ۲- موقعیت چینه شناسی و مسیر پیمایش برش کلمرد (فلش سبز رنگ) در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ریاط خان (آزدری، ۱۳۷۸).



شکل ۳- توالی نهشته های تریاس زیرین و میانی، شامل سازند سرخ شیل (TSo F.)، سازند شتری (TSh F.) و مسیر پیمایش (فلش سبز رنگ) در چینه نگاری سنگی برش کلمرد (نگاه به سوی شمال).



شکل ۴- ستون چینه‌نگاری سنگی منطقه مورد مطالعه.



شکل ۵- (A) دولومیکرایت، دولومیت نوع اول، بسیار ریز بلور، بی شکل، بافت گزرتاپیک (نور معمولی)؛ (B) دولومیکرواسپارایت، دولومیت نوع دوم، ریز تا متوسط بلور، بی شکل تا نیمه شکل دار، بافت هیپیدوتاپیک (نور معمولی)؛ (C) دولوواسپارایت، دولومیت نوع سوم، متوسط بلور، نیمه شکل دار تا شکل دار، بافت هیپیدوتاپیک تا ایدئوتاپیک. به حاشیه شفاف و مرکز ابری شکل توجه شود (نور معمولی)؛ (D) دولومیت دانه شکری، رومبلدری، شکل دار، بافت ایدئوتاپیک در زمینه کلسیتی رنگ گرفته توسط محلول آلزاین سرخ (نور معمولی)؛ (E) دولومیت حفره پر کن، دولومیت نوع چهارم، درشت بلور، بی شکل (نور پلاریزان)؛ (F) دولومیت سدلی یا زین اسی، دولومیت نوع پنجم، درشت بلور، خاموشی موجی (نور پلاریزان)؛ (G) دولومیتی شدن انتخابی (Fabric selective)، دولومیتی شدن کامل ایتراکلت (نور معمولی)؛ (H) دولومیتی شدن کامل گاستروید در اثر انحلال کانی شناسی اولیه آراگونیت و جانشینی آن با دولومیت (نور معمولی).

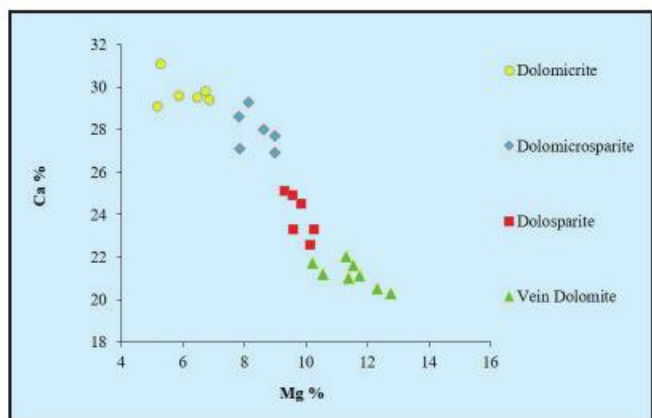
دیاژنز دریایی	دیاژنز متاتوریکی	دیاژنز تدفینی
مرحله همزمان با رسوبگذاری	مرحله اولیه	مرحله تأخیری
دولومیت نوع ۱		

دولومیت نوع ۲ (جانشینی - تبلور مجدد)		

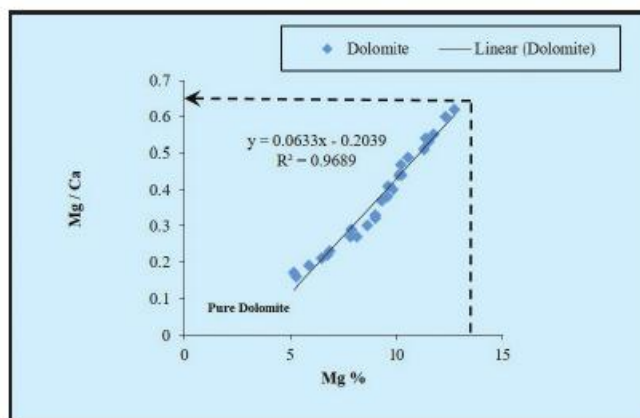
دولومیت نوع ۳ (تبلور مجدد)		

دولومیت نوع ۴ و ۵ (پرکننده حفره)		

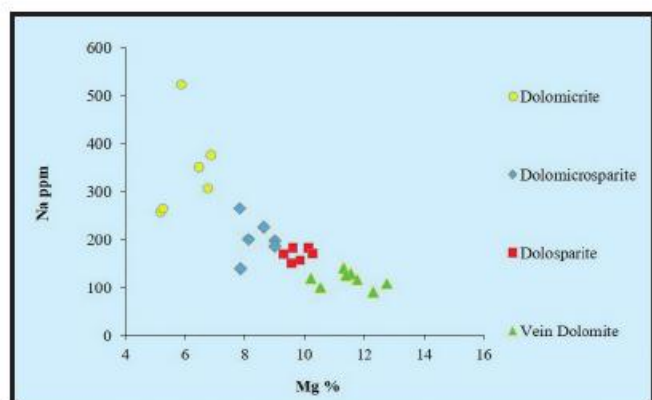
شکل ۶- سکانس پاراژنی انواع دولومیت ها در سازند شتری، خطوط پیوسته نشان دهنده زمان نسبی فرایند دولومیتی شدن و خطوط منقطع نشان دهنده زمان احتمالی رخداد است.



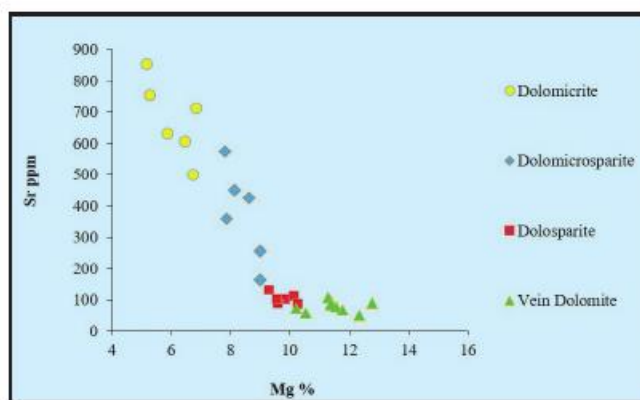
شکل ۸- رسم مقادیر Mg در برابر Ca در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری؛ همان‌گونه که دیده می‌شود کاهش مقدار Mg در دولومیت‌های ریزبلور نوع ۱ نسبت به دیگر دولومیت‌ها به دلیل بالاتر بودن مقدار Ca در این نوع دولومیت است.



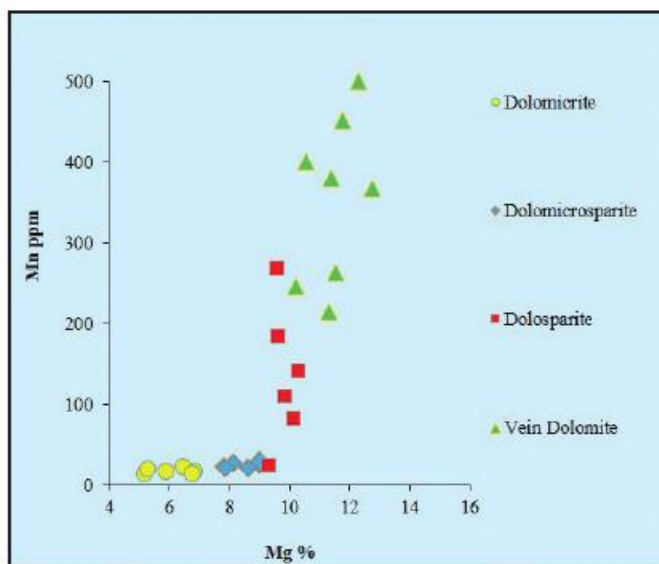
شکل ۷- روند تغییرات نسبت Mg/Ca به Mg در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری.



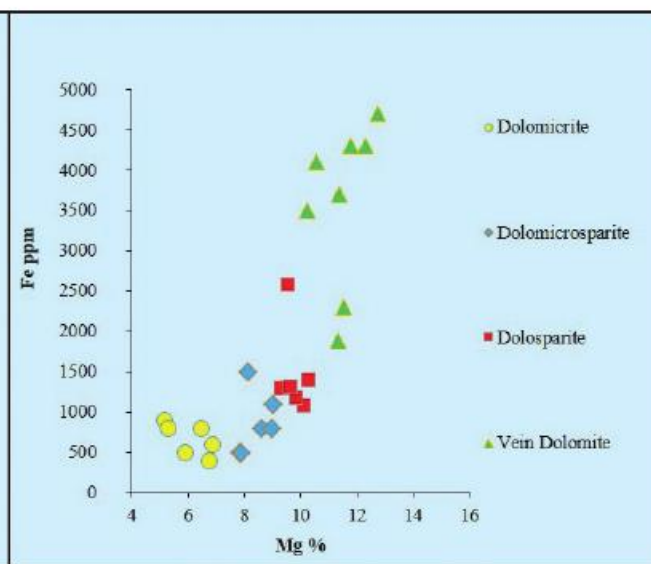
شکل ۱۰- روند تغییرات Na در برابر Mg در انواع دولومیت‌های سازند شتری. توجه کنید که در نمودار روند افزایشی Mg در برابر Na نشان از حالت غیر استوکیو متریک بودن دولومیت‌ها در سازند شتری است. بالا بودن میزان Na در دولومیکرایت‌ها احتمالاً به دلیل شوری محلول‌های دولومیتی کننده و تأثیر کمتر دیاژنز غیر دریایی روی نمونه‌های اشاره شده است.

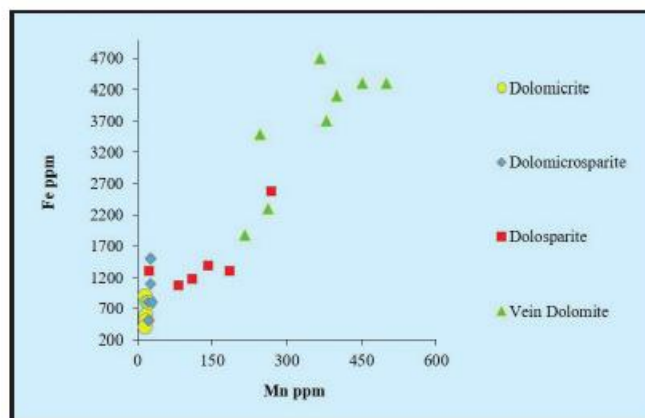


شکل ۹- تغییرات Mg در برابر Sr در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری. مقادیر بالای Sr در نمونه‌های دولومیتی اشاره شده احتمالاً به واسطه ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی آهک‌هایی است که دولومیتی شده‌اند. همان‌گونه که دیده می‌شود میزان Sr در نمونه‌های دولومیکرایت به واسطه تأثیر کمتر دیاژنز غیر دریایی روی آنها، بالاتر است.

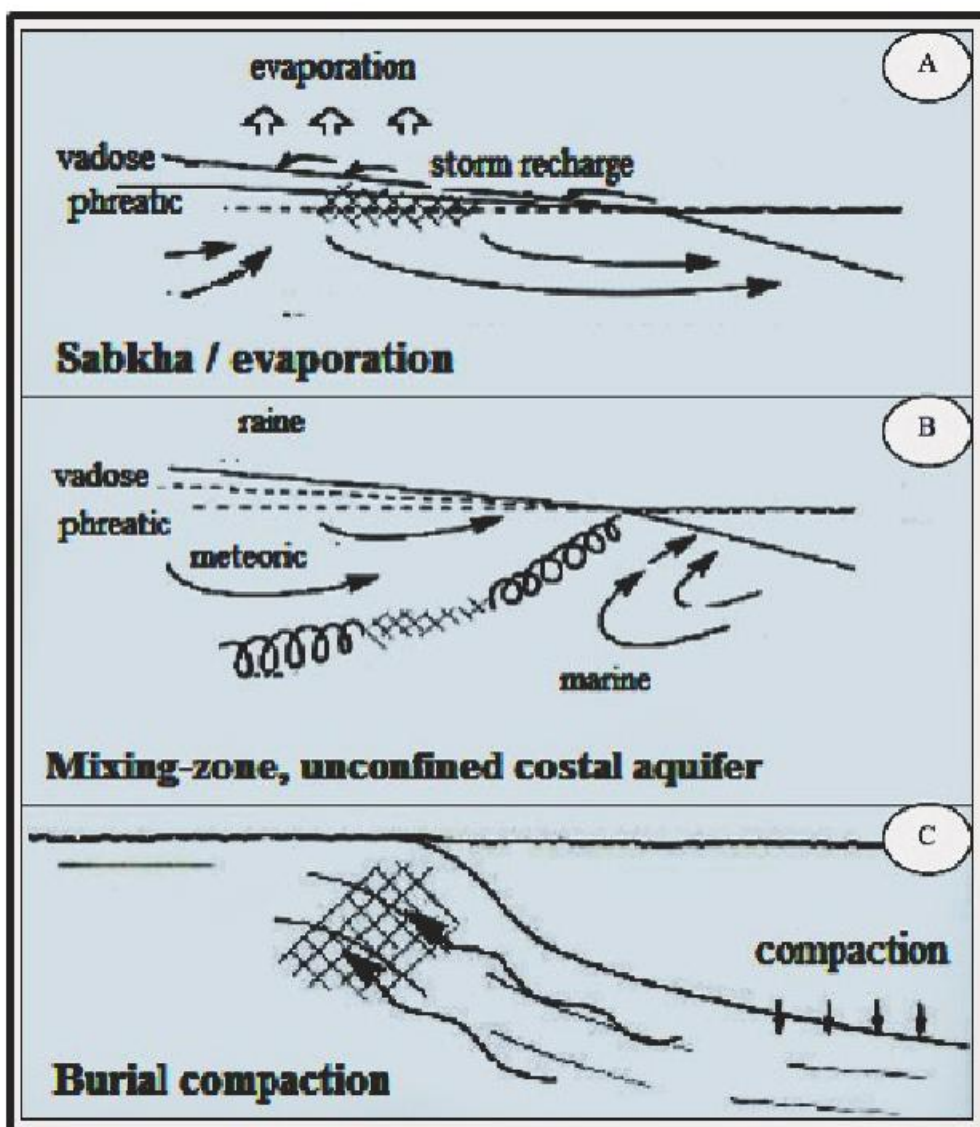


شکل ۱۱- روند تغییرات Fe و Mn در برابر Mg در انواع دولومیت‌های سازند شتری. مقادیر Fe و Mn با افزایش میزان Mg در دولومیت‌ها افزایش می‌یابد که به دلیل جانشینی ترجیحی یون‌های Fe و Mn به جای Mg در شبکه بلور دولومیت است. با توجه به تأثیر بیشتر دیاژنز روی دولومیکرایت‌ها، میانگین مقادیر Fe و Mn در این نمونه‌ها بالاتر از دولومیکرایت‌هاست.





شکل ۱۲- روند تغییرات Mn در برابر Fe در انواع دولومیت های سازند شتری. همان گونه که دیده می شود ارتباط این دو عنصر به صورت روند خطی با شیب مثبت (روند افزایشی) نشان داده می شود؛ یعنی با افزایش فرایند دگرسانی توسط سیال های دیاژنی، مقادیر Fe و Mn افزایش می یابد.



شکل ۱۳- مدل های دولومیتی شدن در سازند شتری (برگرفته از Tucker and Wright, 1990; Warren, 2000).

جدول ۱- تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های دولومیتی سازند شتری در ناحیه مورد مطالعه.

Dolomitic Samples of Kalmard Section								
Number	Formation	Sample N.	Ca (%)	Mg (%)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)
1	Shotari	K5	29.1	5.18	854	257	14.5	900
2	Shotari	K8	31.1	5.27	753	265	19.7	800
3	Shotari	K12	29.4	6.85	712	376	16.4	600
4	Shotari	K15	29.5	6.47	606	350	23.3	800
5	Shotari	K19	29.6	5.88	631	523	16.9	500
6	Shotari	K24	29.8	6.74	500	307	14.7	400
7	Shotari	K28	26.9	9	254	197	25.7	1100
8	Shotari	K29	28.6	7.82	574	265	23.4	500
9	Shotari	K33	29.3	8.13	450	200	26.4	1500
10	Shotari	K37	28	8.62	425	227	20.7	800
11	Shotari	K42	27.1	7.86	360	140	21	500
12	Shotari	K46	27.7	8.99	164	186	29.2	800
13	Shotari	K50	25.1	9.3	131	170	23.7	1300
14	Shotari	K65	22.6	10.12	111	182	82.8	1080
15	Shotari	K76	24.5	9.84	103	156	110	1180
16	Shotari	K95	23.3	10.27	86.4	171	142	1400
17	Shotari	K101	23.3	9.6	88.7	182	185	1310
18	Shotari	K103	24.9	9.56	103	150	268	2580
19	Shotari	K104	22	11.3	106	140	215	1880
20	Shotari	K109	21.1	11.75	67.7	117	452	4300
21	Shotari	K111	21.7	10.21	73.2	120	246	3490
22	Shotari	K116	21.6	11.53	77.8	129	262	2300
23	Shotari	K121	20.5	12.31	51	90	500	4300
24	Shotari	K131	21	11.38	85.3	127	380	3700
25	Shotari	K139	21.2	10.54	57.8	100	400	4100
26	Shotari	K140	20.3	12.75	90	109	367	4700

کتابنگاری

آدابی، م. ح.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، چاپ دوم، ۵۰۴ ص.

آزدری، ع.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی رباط خان، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

رحیمی، ا.، ۱۳۹۵- محیط‌های رسوبی، چینه‌نگاری سکاسی، دیاژنز و ژئوشیمی سنگ‌های تریاس زیرین- میانی در بلوک کلگرد (ایران مرکزی) رساله دکتری تخصصی، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ۳۰۳ ص.

References

- Adabi, M. H., 1996- Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania, Ph.D. thesis (Unpublished). University of Tasmania. Australia, 470 p.
- Adabi, M. H., 2009- Multistage dolomitization of upper Jurassic Muzdurán Formation, Kopet-Dagh basin, N.E. Iran: *Crab. Eva.*, v. 24, p. 16-32.
- Amthor, J. E. and Friedman, G. M., 1992- Early to late diagenetic Dolomitization of platform carbonates: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. *Journal of Sedimentary Research*, v. 62, p. 131-144.
- Anderson, J. H., 1985- Depositional facies and carbonate diagenesis of the downslope reefs in the Nisku Formation (U. Devonian), central Alberta, Canada. Dissertation. The University of Texas/Austin, Texas, 393 p.
- Badiozamani, K., 1973- The Dorag dolomitization model application to the middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Research*, v. 43, p. 965-984.

- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonate in the thin section. *Nature*, p. 205-587.
- Dunham, R. J., 1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists*, p. 108-121.
- Flügel, E., 2004- *Microfacies analysis of limestone: Analysis, Interpretation and Application*: Springer Verlag, Berlin, 976 p.
- Folk, R. L., 1974- The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Jour. Sed. Petrol.*, v. 44/1, p. 40-53.
- Folk, R. L., 1959- Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, v. 3/1, p. 1-38, 41.
- Folk, R. L., 1965- Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L. C. and Murray, R. C. (eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis*. *Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Spec. Publ.*, v. 13, p. 14-48.
- Friedman, G. M. and Sanders, J. E., 1967- Origin and Occurrence of Dolostones. In: Chilingar, G.V., Bissell, H.J. and Fairbridge, R.W., Eds., *Carbonate Rocks, Origin, Occurrence, and Classification*, p. 267-348.
- Friedman, G. M., 1965- Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, v. 35, p. 643-655.
- Gregg, J. M. and Shelton, K. L., 1990- Dolomitization and Dolomite Neomorphism in the Back Reef Facies of the Bonnetterre and Davis Formations (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, v. 60, p. 549-562.
- Gregg, J. M. and Sibley, D. F., 1984- Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture. *Journal of Sedimentary Research*, v. 54, p. 908-931.
- Hanshaw, B. B., Back, W. E. and Deike, R. G., 1971- A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. *Economic Geology*, v. 66, p. 710-724.
- Hardie, L., 1987- Dolomitization: A Critical View of Some Current Views. *Journal of Sedimentary Research*, v. 57, p. 166-183.
- Humphrey, J. D., 1988- Late Pleistocene mixing zone dolomitization, south-eastern Barbados, West Indies. *Sedimentology*, v. 35, p. 327-348.
- Land, L. S., 1980- The Isotopic and Trace Element Geochemistry of Dolomite: The State of the Art. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L., Eds., *Concepts and Models of Dolomitization*, v. 28, *Society for Sedimentary Geology*, p. 87-110.
- Land, L. S., 1983- Dolomitization. *AAPG Education Course Note Series 24*, p. 1-20.
- Land, L. S., 1985- The origin of massive dolomite: summary and suggestion. *Journal of Geological Education*, v. 33, p. 112-125.
- Land, L. S., 1986- Environments of limestone and dolomite diagenesis: some geochemical considerations. *Colorado School Mines Quart.* v. 81, p. 26-41.
- Land, L.S. and Hoops, G. H., 1973- Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Journal of Sedimentary Research*, v. 43, p. 614-617.
- Lee, Y. I. and Friedman, G. M., 1987- Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellen Burger Group carbonates in west Texas and south-eastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, v. 57, p. 544-557.
- Machel, H. G. and Mountjoy, E. W., 1986- Chemistry and environments of dolomitization - a reappraisal, *Earth Science Reviews*, v. 23, p. 175- 222.
- Mattes, B. W. and Mountjoy, E. W., 1980- Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L. (eds.): *Concepts and models of dolomitization*. *Society for Sedimentary Geology*, v. 28, p. 259-297.
- Mazzullo, S. J., 1992- Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, v. 7, p. 21-37.
- Mazzullo, S. J., 2000- Organogenic Dolomitization in Peritidal to Deep-Sea Sediments. *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, p. 10-23.
- Moore, C. H., 1989- Carbonate Diagenesis and Porosity. In: *Developments in Sedimentology*, v. 46, 338 p.
- Morrow, D. W., 1982- Diagenesis II. Dolomite-part II: dolomitization models and ancient dolostones. *Geoscience Canada*, v. 9, p.95-107.
- Murray, R. C., 1960- Origin of porosity in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Research*, v. 30, p. 59-84.
- Pingitore, N. E., 1978- The Behaviour of Zn²⁺ and Mn²⁺ during Carbonate Diagenesis: Theory and Applications. *Journal of Sedimentary Research*, v. 48, p. 799-814.
- Radke, B. M. and Mathis, R. L., 1980- On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Research*, v. 50/4, p. 1149-1168.
- Rahimi, A. and Adabi, M. H., 2010- The effect of original carbonate mineralogy on diagenetic and porosity evolution in the Kangan, South Pars Field, Persian Gulf. *The First international, Applied Geological Congress, Mashhad, Iran*. v. 2, p. 2095- 2003.
- Rahimi, A. and Adabi, M. H., 2016- The effect of original carbonate mineralogy on diagenetic and porosity evolution in the Early Triassic, Central Iran. *The Second international, Applied Geological Congress, Tehran, Iran*, v. 1, p. 300-307.
- Rahimi, A., Adabi, M. H., Aghanabati, A., Majidifard, M. R. and Jamali, A. M., 2016- Dolomitization mechanism based on petrography and geochemistry in the Shotori Formation (Middle Triassic), Central Iran. *Open Journal of Geology*, v. 6, p 1149-1168.
- Rao, C. P., 1996- *Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Poolar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. 206 p.
- Sass, E. and Bein, A., 1988- Dolomites and salinity: a comparative geochemical study. In: Shukla, V., and Baker, P.A. (eds): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. *Society for Sedimentary Geology*, v. 43, p. 223-233.

- Shukla, V. and Baker, P. A. eds., 1988- Sedimentology and geochemistry of dolostones. Society for Sedimentary Geology, v. 43, p. 266.
- Sibley, D. F., 1980- Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Bonaire, N.A. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L. (eds): Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., v. 28, p. 247-258
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M., 1987- Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Research, v. 57/5, p. 967-975.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, Tulsa, v. 52, p. 1229-1258.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology. 482 p., Oxford (Blackwell).
- Vahrenkamp, V. C. and Swart, P. K., 1990- New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. Geology, v. 18, p. 387-391.
- Veizer, J., 1978- Secular Variations in the Composition of Sedimentary Carbonate Rocks, II. Fe, Mn, Ca, Mg, Sr and Minor Constituents. Precambrian Research, v. 6, p. 381-413.
- Veizer, J., 1983- Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates. In: Reeder, R.J. (ed): Carbonates: Mineralogy and Chemistry. Reviews in Mineralogy, v. 11, p. 265-299.
- Warren, J. K., 2000- Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: Earth Sci Reviews., v. 52, p. 1-81.
- Warren, J. K., 2006- Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, Berlin, 1036 p.
- Ye, Q. and Mazzullo, S. J., 1993- Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North Platform, Middle Basin, Texas: Carbonates and Evaporites., v. 8, p. 55-70.
- Zenger, D. H., Dunham, J. B., and Ethington R. L., 1980- Concepts and Models of Dolomitization. Vol. 28, Society for Sedimentary Geology, Special Publications, 320 p.

Petrography and geochemistry of the Shotori dolomites in Kalmard section, Central Iran

A. Rahimi^{1*}, M. H. Adabi², A. Nabati³, M. R. Majidifard⁴ and A. M. Jamali⁵

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

⁴Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁵Ph.D., Section Directorate, Surface Geology Exploration, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

Received: 2015 January 20

Received: 2016 September 06

Abstract

Carbonate sequences of the Shotori Formations (Middle Triassic) with a thickness of 308 m, were deposited in the Kalmard region of the Tabas city in Central Iran basin. The lower contact of the formation gradually and conformably overlies the Sorkhshale Formation and upper contact is faulted. The Shotori Formation is mainly composed of thick to medium bedded fine-coarsely crystalline dolomites with a thickness of 250 m with interbeds of thin bedded limestone and sandstone. The Shotori Formation is mainly composed of fine-coarsely crystalline dolomite. Based on petrographic (size and fabric), and elemental studies (Ca, Mg, Na, Sr, Fe, Mn), five dolomite types were recognized. Variation in dolomite types is mainly related to early to late diagenetic processes, changing the composition of dolomitizing fluids. Geochemical studies also indicate that medium to coarse grain dolomites formed in meteoric diagenesis under reducing conditions. Mechanism of dolomitization for dolomite type 1 is sabkha model, for dolomite types 2 and 3 is mixing zone and is burial model for dolomite types 4 and 5.

Keywords: Petrography, Geochemistry, Dolomitization, Shotori Formation, Central Iran.

For Persian Version see pages 61 to 72

*Corresponding author: A. Rahimi; E-mail: rahimiazadeh_19@yahoo.com