پتـــــرولوژی، سال دوم، شماره هشتم، زمستان ۱۳۹۰، صفحه ۸۵-۹۸
تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۱/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۲/۱۷

بررسی تأثیر فرآیندهای دیاژنز بر روی سنگ‌های آهکی دولومیتی‌شده ژوراسیک میزبان کانسار سرب و روی آهوانو، شمال دامغان، ایران

سودابه فتحی [۱] و حسین مصدق [۲]*

[۱] دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
[۲] دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، سمنان، ایران

چکیده

مطالعات پتروگرافی سنگ‌های کربناته به سن ژوراسیک (سازندهای دلیچای و لار) در منطقه آهوانو (شمال دامغان) به شناسایی و تفکیک پنج نوع دولومیت شامل: ۱- دولومیت‌های شکل‌دار، پراکنده در ماتریکس (Rd_1) ۲- دولومیت‌های موزاییکی متوسط‌بلور شکل‌دار (Rd_2) ۳- دولومیت‌های ریز تا متوسط‌بلور بدون‌شکل (Rd_3) ۴- سیمان دولومیتی درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (Cd_1) ۵- سیمان دولومیتی درشت‌بلور زین‌اسبی (Cd_2) منجر شده است. دولومیت‌های تیپ Rd_1، Rd_2 و Rd_3 از نوع جانشینی و دولومیت‌های تیپ Cd_1 و Cd_2 از نوع سیمان هستند. بر اساس مطالعه مقاطع نازک، صیقلی و همچنین بررسی‌های صحرایی، دولومیت‌های تیپ Rd_3 میزبان نهشته‌های سرب و روی است. این دولومیت‌ها حاوی δO^{18} ۵/۳۹- تا ۴/۸۵- درصد (به طور میانگین ۵/۳۴- درصد) و δO^{18} ۲/۳۳- تا ۱/۸۶ درصد (به‌طور میانگین ۰/۴۳۷ درصد) هستند. در این پژوهش از داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار برای تفکیک محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، جوی و تدفینی استفاده شد که بر اساس آن در نمونه‌های کربناته میزبان کانسار سرب و روی آهوانو، تأثیر دیاژنز جوی غالب است. در ضمن از عناصر فرعی جهت تشخیص کانی‌شناسی اولیه نمونه‌های کربناته استفاده شد و مشخص شد که کانی اولیه آن‌ها کلسیت بوده است.

واژه‌های کلیدی: دولومیت، پتروگرافی، پاراژنز، ایزوتوپ‌های پایدار، سرب و روی آهوانو، شمال دامغان

مقدمه

در کانسارهای سرب و روی با بستر کربناته ارتباط واضحی بین کانسار و سنگ میزبان وجود دارد. در این کانسارها رخساره‌های مناسب برای حرکت و چرخش سیالات مربوط به نواحی است که نفوذپذیری بالایی دارند (ربیعی، ۱۳۸۷). با مطالعه پتروگرافی کانسارهای مورد مطالعه مشخص شد که سنگ میزبان این کانسارها از نفوذپذیری بالایی برخوردار است. در رخساره‌های مطالعه‌شده، یکی از مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنزی، دولومیتی‌شدن است. دولومیتی‌شدن به‌طور محلی، به از

* mosaddegh@du.ac.ir

بین رفتن ساختارهای اولیه و در مواردی سبب افـزایش تخلخل سنگ، منجر می‌شود که تحت چنـین شـرایطی دولومیت‌ها می‌توانند سنگ میزبان مناسبی برای سرب و روی و همچنین پلـی‌متـال‌هـای بـزرگ‌مقیـاس گردنـد (Maqueen, 1979; Shen *et al*., 1987; Wu *et al*., 1987; Chen and Gao, 1988; Han and Hatchinson, 1990; Chen *et al*., 1998).

بنابراین با شناخت دولومیـت‌هـا مـی‌تـوان اطلاعـات مهمی در مورد تکامل سیالات حوضـه‌ای، تـأثیر متقابـل سنگ و سیال در طول فرآیندهای دیاژنز و کـانی‌سـازی به‌دست آورد که این مسـأله بـه پیشـرفت بهتـر مراحـل اکتشاف و معـدن‌کـاری کمـک مـی‌کنـد (Chen *et al*, 2004).

در البـرز مرکـزی و شـرقی سـنگ‌هـای کربناتـه (مخصوصاً دولومیـت) زیـادی وجـود دارنـد کـه میزبـان نهشته‌هـای سـرب و روی هسـتند (بازرگـانی گیلانـی و فرامرزی، ۱۳۸۶). نهشـته‌هـای سـرب و روی آهوانـو بـا مختصـات جغرافیـایی ″۳۹,۳ ′۱۳ °۳۶ تـا ″۱۴,۳ ′۱۲ °۳۶ عـرض شـمالی و ″۵۶,۳ ′۱۰ °۵۴ تـا ″۳۸,۳ ′۱۰ °۵۴ طـول شرقی یکی از آن‌هاست.

هدف این نوشتار که اولین مطالعـه بـر روی فرآینـد دولومیت‌زایی سنگ‌های کربناته ژوراسیک شمال دامغان است، تشخیص انواع مختلـف دولومیـت، بررسـی تـأثیر فرآینـدهای دیـاژنز بـر روی دولومیـت‌هـای منطقـه بـا اسـتفاده از ایزوتـوپ‌هـای پایـدار و مشـخص کـردن کانی‌شناسی اولیـه آن‌هـا بـا اسـتفاده از داده‌هـای ICP است.

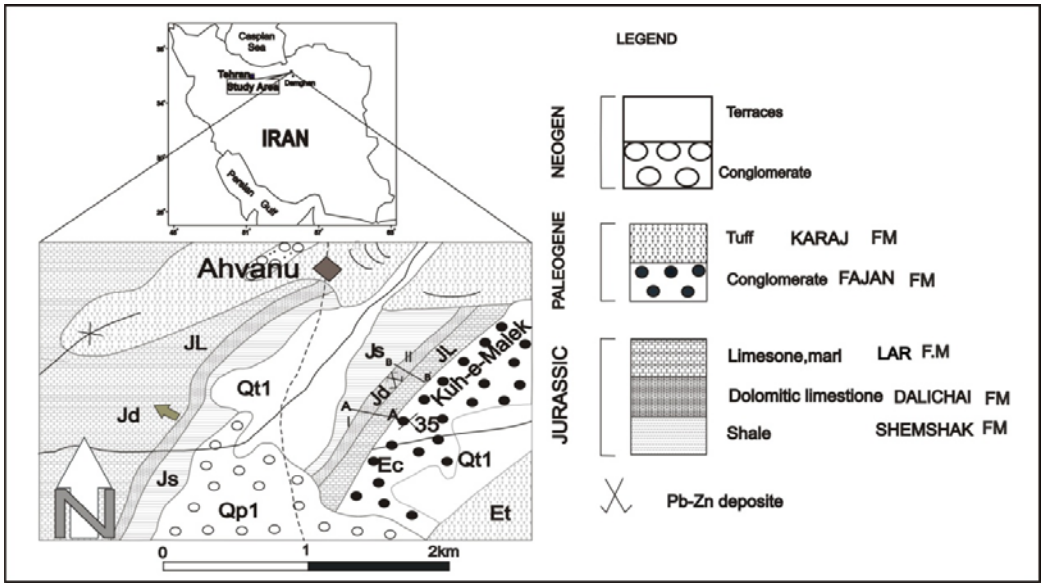
زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در شمال دامغان و شـرق البـرز مرکزی قرار داشته و در بر دارنده توالی‌های نسبتاً کاملی از سنگ‌های پالئوزوئیـک تـا نئـوژن اسـت. سـنگ‌هـای پالئوزوئیک در منطقه، نهشته‌های پلاتفرمی کـم‌عمـق و خشکی کـامبرین زیـرین (سـازندهای بـاروت، زاگـون و میلا)، رسوبات دریایی کم‌عمق کامبرین میانی تا بـالایی (عضوهای ۳-۱ سازند میلا)، نهشته‌های توربیدیتی شیب قاره‌ای (عضوهای ۴ و ۵ سازند میلا) و رسوبات سـاحلی تا دریایی عمیق دونـین تـا پـرمین (سـازندهای جیـرود (خوش ییلاق)، مبارک، درود و روته) را شامل مـی‌شـود. مزوزوئیـک در بـر دارنـده رسـوبات دولـومیتی تریـاس پیشین- میانی، نهشته‌هـای رودخانـه‌ای- دلتـایی رتـو- لیاس و رسوبات دریایی کم‌عمق و یـا تـا حـدی عمیـق ژوراسیک میانی- بالایی است. در ایـن منطقـه بـرخلاف بخـش شـمالی سـمنان (بازرگـانی گیلانـی و فرامـرزی، ۱۳۸۶) سنگ‌های بـا سـن کرتاسـه از رخنمـون خـوبی برخوردار نیست. رسوبات سـنوزوئیک در منطقـه شـامل نهشته‌های دریایی کـم‌عمـق و رسـوبات آواری خشـکی همراه با سـنگ‌هـای ولکانوژنیـک اسـت. سـازند آهکـی دلیچای (ژوراسیک میانی) که میزبان نهشته‌های سرب و روی بوده با یک فاصله پوشیده بر روی سـازند شمشـک قرار گرفته و به‌طور تدریجی به سازند آهکی لار منتهـی می‌شود (شکل‌های ۱و ۲).

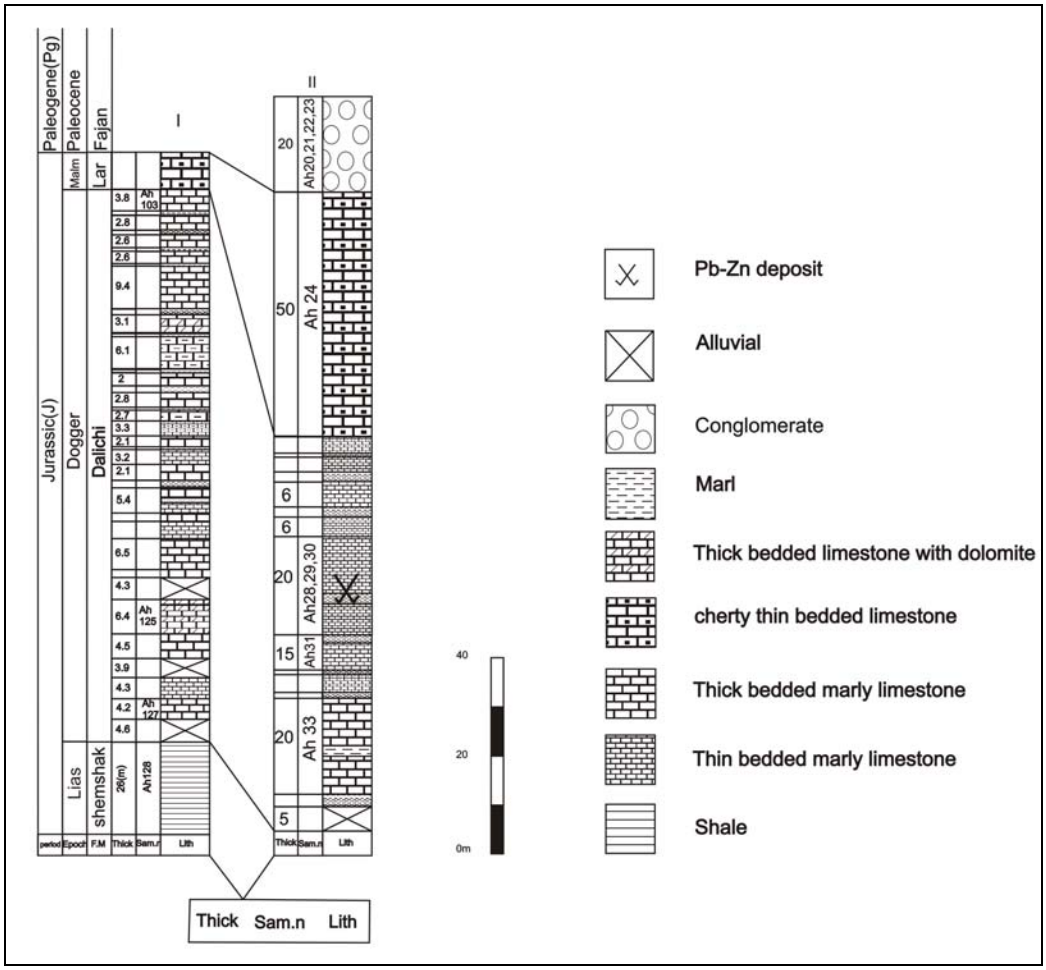
روش انجام پژوهش

این پژوهش بر اساس بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و آنالیز دستگاهی انجام شده است. در ابتدا با بررسی‌های صحرایی، دو برش انتخاب و نمونه‌بـرداری شد (شکل ۲). از نمونـه‌هـای برداشـت شـده، ۵ مقطـع صیقلی و ۱۲۵ مقطع نازک جهت‌دار تهیـه شـد. پـس از رنگ‌آمیزی مقاطع نازک با آلیزارین- رداس و فروسیانید پتاسیم بـه‌روش Dikson (۱۹۶۵) و Hitzman (۱۹۹۹)، مطالعـات پتروگرافـی بـه‌منظـور تشـخیص کلسـیت از دولومیت و کلسیت آهن‌دار از نوع بدون‌آهن انجام شد.

پس از مطالعه مقاطع نازک، ۱۱ نمونه از سنگ‌هـای کربناته که کمتر تحت تأثیر دگرسانی واقع شده بودنـد، جهت تعیین و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن انتخاب شد.



شکل ۱- بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه آهوانو (علوی و صالحی، ۱۳۶۸) که موقعیت زمین‌شناسی کانسار سرب و روی آهوانو و پروفیل‌های ´AA و ´BB برداشت‌شده مشخص گردیده است.



شکل ۲- ستون‌های چینه‌شناسی سازند دلیچای و لار؛ موقعیت ستون‌ها در شکل ۱ مشخص شده است.

هنگام پودرکردن نمونه‌ها، سعی شد پودر نمونه با رگه کلسیتی موجود در سنگ مخلوط نگردد و از بروز خطا در نتایج جلوگیری شود. پودر نمونه‌ها برای تجزیه ایزوتوپی اکسیژن و کربن به مرکز آزمایشگاهی دانشگاه ارلانگن- نورنبرگ آلمان ارسال شد. پودر کربنات در دستگاه Thermo Finnigan 252 با اسید فسفریک ۱۰۰ درصد با چگالی ۱,۹ (Watcher and Hayes, 1985)، در دمای ۷۵°C واکنش داده شده است. تمام مقادیر به‌دست آمده بر حسب قسمت در هزار (PPm) و بر اساس استاندارد NBS19 تعیین گردیده است. به مقدار $\delta^{13}C$ به‌دست آمده، عدد ۱/۹۵ درصد اضافه کرده و همچنین از مقدار $\delta^{18}O$ به‌دست آمده ۲/۲- درصد کم کرده تا مقادیر $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ بر حسب PDB به‌دست آید. دقت اندازه‌گیری در حد $\pm 1\sigma$ است. در جدول ۱ داده‌های ایزوتوپی برای نسبت‌های کربن با استاندارد PDB و برای اکسیژن با استاندارد SMOW گزارش شده‌اند.

این مقادیر به‌کمک روابط زیر قابل تبدیل به یکدیگر هستند (Coplen *et al.*, 1983):

$$\delta^{18}O\ (SMOW) = 1.03091\ \delta^{18}O\ (PDB) + 30.01$$

و

$$\delta^{18}O\ (PDB) = 0.97002\ \delta^{18}O\ (SMOW) - 29.98$$

به‌منظور شناسایی و تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب به‌روش ICP-ES/MS دوازده نمونه‌سنگ انتخاب و پس از پودرکردن به آزمایشگاه ACME در Vancover کانادا ارسال شد. در این تحقیق از عناصر فرعی، جهت تشخیص کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها استفاده شد، بنابراین نتایج حاصل از این تجزیه شیمیایی فقط برای معدودی از عناصر مانند Na، Fe و Sr در جدول ۲ نشان داده شده است.

جدول ۱- داده‌های ایزوتوپ کربن و اکسیژن دولومیت‌های مربوط به سازندهای دلیچای و لار در منطقه مورد مطالعه

Sam.n	$\delta^{13}C$ (PDB)	$\delta^{18}O$ (PDB)
Ah14	-2.33	-5.23
Ah24	-0.89	-5.65
Ah27	1.4	-5.93
Ah28	1.68	-4.95
Ah31	0.5	-5.8
Ah102	-2.27	-4.99
Ah109	1.53	-4.85
Ah113	1.38	-5.13
Ah114	1.23	-5.33
Ah117	1.46	-5.74
Ah120	1.12	-5.13
Average	0.437	-5.34

جدول ۲- داده های ICP دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه

	Elements			
Sam.n	Sr(ppm)	Na(ppm)	Mn(ppm)	Sr/Na(ppm)
Ah14	62.7	259.67	232.394	0.24146
Ah24	30.3	408.06	232	0.2414
Ah27	386.9	74.194	809	0.07425
Ah28	438.4	593.584	432	5.21470
Ah31	427.3	74.194	65493	5.729226
Ah36	139.8	637.632	1254	0.20762
Ah102	54.19	423	667.34	0.21365
Ah109	344.7	487.12	358.2	0.22456
Ah113	378.9	531.78	678	0.23453
Ah114	395.46	359.7	754	0.23789
Ah117	415.38	401.89	783.9	4.5337
Ah120	427.8	378	980.51	5.5679
Average	291.75	385.73	652.93	1.89

پتروگرافی

با توجه به مطالعات Fridman (۱۹۶۵)، Geregg و Sibley (۱۹۸۴)، Gawthorpe (۱۹۸۷) و Geregg و Sibley (۱۹۸۷) و نیز بر اساس مرز بین بلورها و صفحه‌ای یا غیرصفحه‌ای بودن آن‌ها، پنج نوع دولومیت تشخیص داده شده است که در

گروه دولومیت‌های حاصل جانشینی و دولومیت‌های پرکننده فضا (سیمان) به‌صورت زیر قرار دارند:

۱) دولومیت‌های شکل‌دار پراکنده در ماتریکس (Rd_1)

۲) دولومیت‌های موزاییکی متوسط‌بلور شکل‌دار (Rd_2)

۳) دولومیت‌های ریز تا متوسط‌بلور بدون شکل (Rd_3)

۴) سیمان دولومیتی درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (Cd_1)

۵) دولومیت‌های درشت‌بلور زین‌اسبی (Cd_2)

دولومیت‌های تیپ Rd_1، Rd_2 و Rd_3 از نوع جانشینی و دولومیت‌های تیپ Cd_1 و Cd_2 از نوع سیمان هستند.

دولومیت‌های جانشینی

۱) دولومیت‌های نوع Rd_1: این نوع دولومیت‌ها از بلورهای خودشکل با خاموشی مستقیم تشکیل شده‌اند که در زمینه کلسیت شناور هستند. بلورها دارای هسته ابری و حاشیه شفاف هستند و اندازه آن‌ها از ۱۰۰ تا ۳۵۰ میکرون تغییر می‌کند (شکل ۳- الف).

۲) دولومیت‌های نوع Rd_2: از بلورهای خودشکل با خاموشی مستقیم تشکیل شده است. فضای بین بلورها توسط میکریت کلسیتی پر شده است. در برخی از لایه‌ها، این دولومیت‌ها بر اثر واکنش با آب‌های جوی طی رخنمون سطحی و یا دفن کم‌عمق، در حاشیه یا به طور کامل به کلسیت تبدیل شده‌اند. اندازه دولومیت‌ها از ۱۰۰ تا ۲۵۰ میکرون است (شکل ۳- ب).

۳) دولومیت‌های نوع Rd_3: این نوع دولومیت‌ها که بسیار فراوان هستند و ۹۰ درصد دولوستون‌ها را تشکیل می‌دهند، شامل بلورهای بی‌شکل با خاموشی موجی هستند. اندازه آن‌ها از ۵۰ میکرون تا یک میلیمتر تغییر می‌کند. با مطالعه مقاطع نازک و صیقلی و همچنین بازدیدهای صحرایی، مشخص شد که ماده معدنی در این نوع دولومیت قرار دارد (شکل ۳- ج و ه).

سیمان دولومیتی

۱) دولومیت‌های نوع Cd_1: از بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر تشکیل شده است که دارای زون‌بندی هستند و خاموشی مستقیم دارند. این بلورها توسط اندازه درشت و شکل دروغین مشخص می‌شوند (شکل ۳- د و ه).

۲) دولومیت‌های نوع Cd_2: دولومیت‌های درشت و خمیده با خاموشی موجی هستند که اندازه آن‌ها از ۱۰۰ میکرون تا ۱ میلی‌متر تغییر می‌کند. این دولومیت‌ها که به صورت سیمان پرکننده فضاهای خالی هستند، در مراحل پایانی دیاژنز و در درجه‌حرارت بالا تشکیل می‌شوند (شکل ۳- و و ه).

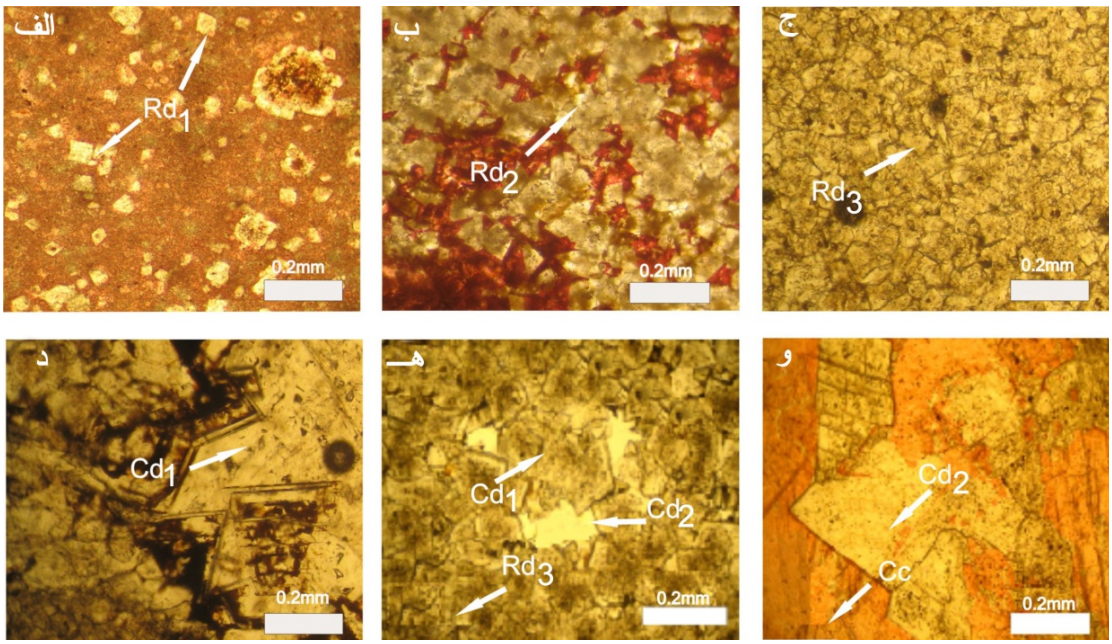
کلسیت‌های رگه‌ای

در مقاطع نازک، سه نسل رگه کلسیت (بر اساس ارتباط قطع‌شدگی) تشخیص داده شد که عبارتند از:

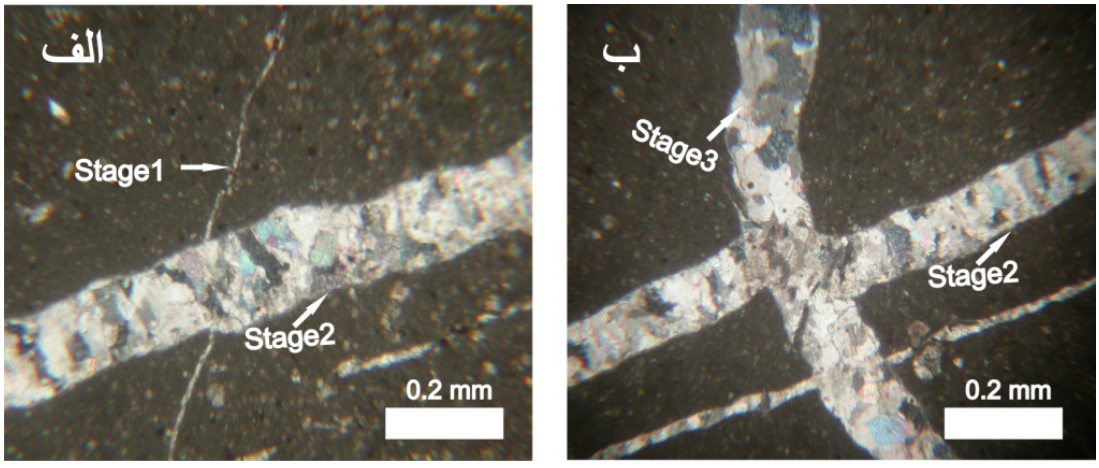
کلسیت رگه‌ای نسل اول: این کلسیت‌ها پرکننده رگه‌های بسیار ریزی هستند که توسط رگه‌های بزرگتر قطع می‌شوند (شکل ۴- الف).

کلسیت رگه‌ای نسل دوم: این رگه‌ها قطع‌کننده کلسیت رگه‌ای نسل اول بوده و خود توسط رگه‌های نسل سوم قطع می‌شوند. بلورهای کلسیت در این رگه‌ها درشت‌تر از کلسیت‌های نسل اول هستند (شکل ۴- الف و ب).

کلسیت رگه‌ای نسل سوم: رگه‌هایی که توسط سیمان کلسیت دروزی پر شده‌اند، دارای رخ و انکلوزیون سیال هستند. اندازه بلورها از ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر تغییر می‌کند. این رگه‌ها، رگه‌های کلسیتی نسل دوم را قطع می‌کنند (شکل ۴- ب).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی رنگ‌آمیزی شده با آلیزارین- رداس و فروسیانید پتاسیم (XPL)؛ الف) دولومیت‌های پراکنده در ماتریکس (Rd_1)، ب) دولومیت‌های شکل‌دار با هسته ابری (Rd_2)، ج) دولومیت‌های بدون‌شکل (Rd_3)، د) سیمان دولومیتی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (Cd_1)، ه) دولومیت‌های بدون‌شکل، سیمان دولومیتی شکل‌دار- نیمه‌شکل‌دار و سیمان دولومیتی زین‌اسبی (Cd_1، Cd_2 و Rd_3) و و) دولومیت زین‌اسبی و سیمان کلسیت (Cc و Cd_2).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از وکستون تا مادستون آهکی همراه با رگه‌هایی که توسط سیمان کلسیتی پر شده است (XPL).
الف) رگه‌های مرحله ۱ و ۲، ب) رگه‌های مرحله ۲ و ۳ بر اساس ارتباط قطع شدگی

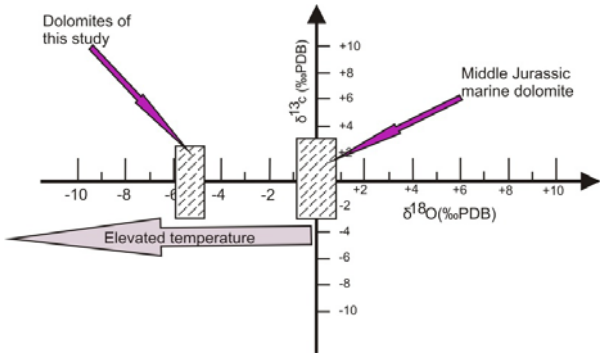
ژئوشیمی

ایزوتوپ‌های پایدار

داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های دولومیت‌دار ژوراسیک منطقه در شکل۵ و جدول ۱ آمده است. این دولومیت‌ها حاوی $\delta^{13}C(PDB)$ از ۲/۲۳- تا ۱/۶+ تا درصد (به‌طور میانگین ۰/۴۳۷- درصد) و $\delta^{18}O(PDB)$ از ۴/۵۸- درصد تا ۵/۳۹- (به‌طور میانگین ۵/۴۳- درصد) است. دمای آب دریا در زمان ژوراسیک ۹/۷ تا ۲۲ درجه‌سانتیگراد و مقدار $\delta^{18}O(SMOW)$ آب دریای ژوراسیک نیز ۱- درصد بوده است (Veizar *et al.*, 1999).

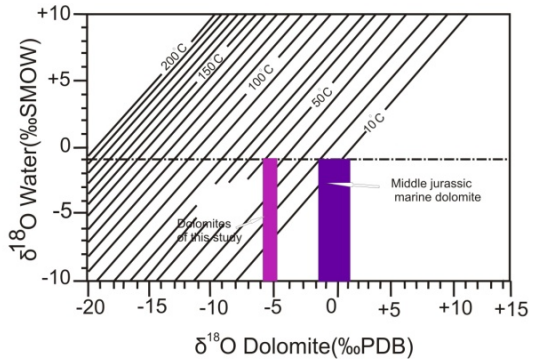
مقدار $\delta^{18}O(PDB)$ دولومیت‌هایی که تحت این

شرایط از آب دریا تهنشین شده‌اند از ۱+ تا ۲- درصد تغییر می‌کنند. مقادیر $\delta^{18}O(PDB)$ اندازه‌گیری شده برای دولومیت‌های زمان ژوراسیک در این منطقه منفی‌تر از مقادیر نظری بالاست (شکل۶). بر اساس مطالعات (Rao, 1993; Nielsen *et al.*, 1994; Nicolaides and Wallace, 1997)، این فقیرشدگی در



شکل ۵- نمودار ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن دولومیت‌های سازندهای دلیچای و لار در کانسار سرب و روی آهوانو. مقدار $\delta^{18}O$ برای دولومیت‌های ژوراسیک با استفاده از واکنش $10^3\ln\alpha=3.2*10^6T^{-2}-3.3$ (Kelvin) که توسط Woronic و Land (۱۹۸۵) ارائه گردیده محاسبه شده است.

مقدار $\delta^{18}O(PDB)$ به احتمال زیاد در اثر ازدیاد دما، تبلور مجدد به‌هنگام دیاژنز دفنی به‌وجود می‌آید و همچنین بر اساس مطالعات James و همکاران (۱۹۹۳) و Smith و Dorobek (۱۹۹۳)، دیاژنز جوی نیز در این فقیرشدگی بی‌تأثیر نیست، که داده‌های ICP تأثیر دیاژنز جوی را تأیید می‌کند.

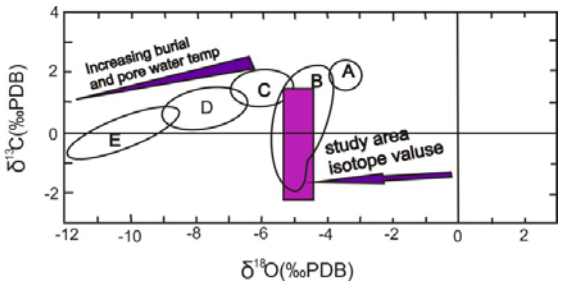


شکل ۶- رابطه بین $\delta^{18}O$ آب دریای ژوراسیک و $\delta^{18}O$ دولومیت‌ها و دمای آن‌ها

تفکیک محیط‌های دیاژنتیکی دریایی، جوی و تدفینی بر اساس مطالعات ایزوتوپی

مطالعاتی که بر روی نمونه‌های کربناته، سیمان‌ها و سایر اجزاء غیر اسکلتی در مناطق مختلف جهان انجام شده بیانگر این است که تغییرات ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های کربناته‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای مختلف دیاژنز قرار گرفته‌اند، متفاوت است (Rao and Adabi, 1992) (شکل۷).

در دیاژنز جوی تغییرات نسبتاً زیادی در مقادیر $\delta^{13}C$ و تغییرات کمتری در مقادیر $\delta^{18}O$ نمونه‌های کربناته مشاهده می‌شود (شکل۷). همان‌طور که در جدول مربوط به داده‌های ایزوتوپ اکسیژن و کربن دولومیت‌های میزبان سرب و روی آهوانو مشاهده می‌شود (جدول۱)، اولاً محدوده مطالعه‌شده دارای ایزوتوپ‌های سبک بوده و ثانیاً محدوده تغییرات $\delta^{13}C$ بسیار وسیع است (۱/۸۶ تا ۲/۳۳- درصد)، که این به علت تأثیر دیاژنز جوی بر نمونه‌های منطقه است.



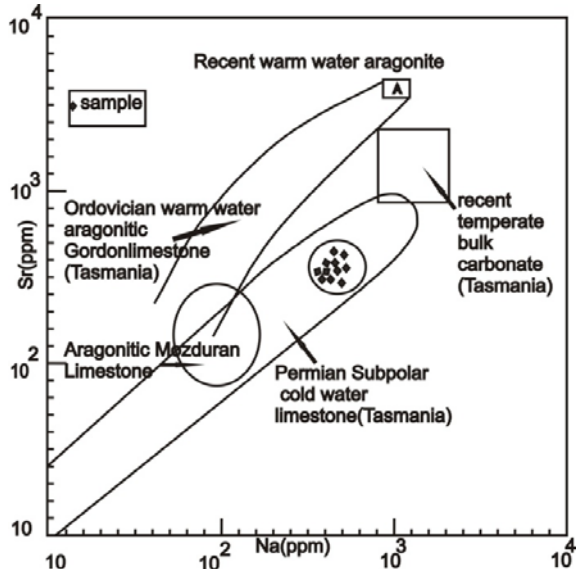
شکل ۷- نمودار، تغییرات ایزوتوپی در حین دیاژنز دریایی (A)، جوی (B)، تهنشست سیمان منشوری (C)، سیمان دانه‌درشت کالک‌اسپار (D) و دولومیت‌های زین‌اسبی (E) را نشان می‌دهد، این توالی‌ها در بسیاری از سنگ‌های کربناته (آهکی و دولومیتی)، مناطق مختلف گزارش شده است (Choquette and James, 1987) که داده‌های این منطقه در محدوده دیاژنز جوی قرار می‌گیرند.

دیاژنز جوی در کربنات‌هایی که بین محدوده سطح زمین و تدفین کم‌عمق قرار دارند را می‌توان با روند J برگشته شناسایی نمود. ایجاد روند J برگشته به علت یکنواختی میزان $\delta^{18}O$ آب‌های جوی و تغییرات $\delta^{13}C$ به واسطه غنی شدن این آب‌ها از $\delta^{12}C$، در اثر تجزیه مواد ارگانیکی است (Lohman, 1988).

همان‌طور که در شکل ۷ ملاحظه می‌شود با مقایسه مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن منطقه مورد مطالعه با نمودار ارائه شده توسط Choquette و James (۱۹۸۷) تأثیر دیاژنز جوی بر روی دولومیت‌های میزبان کانسار سرب و روی آهوانو تا حدودی تأیید می‌شود، اما به علت کم‌بودن تعداد داده‌ها، روند J برگشته را نمی‌توان نشان داد.

تشخیص کانی‌شناسی اولیه در توالی کربناته ژوراسیک آهوانو

الگوی کانی‌شناسی کربنات‌های دیرینه در طول زمان فانروزئیک متفاوت بوده است. در این الگو آراگونیت (و کلسیت با منیزیم بالا) کانی مهم کربناته در پرکامبرین پسین- کامبرین پیشین، کربنیفر میانی تا تریاس و ترشیاری تا عهد حاضر و کلسیت به‌عنوان عمده‌ترین کانی تشکیل‌دهنده کربنات‌ها در پالئوزوئیک میانی و ژوراسیک- کرتاسه معرفی شده است (Wilkinson *et al.*, 1985). کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های سازندهای دلیچای و لار با استفاده از مطالعات عنصری بررسی و کانی‌شناسی اولیه کلسیتی آن اثبات شده است و نتایج حاصل با محدوده‌های کربنات‌های عهد حاضر مناطق حاره‌ای (Millimam, 1974) و معتدله (Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini 1995)، کربنات‌های حاره‌ای اردویسین (Rao, 1991) و کربنات‌های سرد نیمه‌قطبی پرمین با کانی‌شناسی کلسیتی (Rao, 1991) واقع در ایالت تاسمانیا در استرالیا مقایسه شده است (شکل ۸).



شکل ۸- در این شکل چهار محدوده مشخص شده است. محدوده‌های مربوط به آب‌های گرم عهد حاضر، آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا، کربنات‌های اردویسین آب‌های گرم ساب‌تروپیکال تاسمانیا و آهک‌های آراگونیتی مزدوران، که نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه در محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا با کانی‌شناسی کلسیتی قرار گرفته اند (آدابی، ۱۳۸۳).

تجزیه و تحلیل داده‌های ICP

عناصر مختلف به علت تغییرات محیطی و دیاژنتیکی شامل تغییرات pH و Eh، نوسانات سطح آب و واکنش با سیالات در برگیرنده، دچار تغییراتی در مقدارشان شده و بر اساس میزان سازگاری خود وارد واکنش‌های ژئوشیمیایی شده و می‌توانند در کنار هم قرار گرفته و یا جانشین یکدیگر شوند. در برش مورد مطالعه به‌خوبی می‌توان تغییر و جانشینی عناصری از قبیل Sr، Na و Mn را مشاهده نمود.

استرانسیوم

این عنصر یکی از مهم‌ترین عناصر در ژئوشیمی کربنات‌ها به‌شمار می‌رود که می‌توان از آن برای ارزیابی رخدادهای دیاژنزی و تعبیر و تفسیر میکروفاسیس‌ها استفاده کرد (Rao and Adabi, 1992). مقدار Sr با افزایش کانی‌شناسی آراگونیتی

افزایش و با افزایش کانی‌شناسی کلسیتی کاهش می‌یابد (Rao and Adabi, 1992). همچنین تمرکز Sr در شبکه کربنات‌ها با دمای آب رابطه مستقیم دارد (Morse and Mackenzie, 1990). تمرکز Sr در نمونه‌های این منطقه ppm ۳۰/۳ تا ۴۳۸/۴۰ (به‌طور متوسط ۲۹۱/۷۵) (جدول ۲) است. این تمرکز پایین Sr در این نمونه‌ها به علت افزایش کانی‌شناسی کلسیتی (HMC + LMC) در مقایسه با کانی‌شناسی آراگونیتی است (Rao and Adabi, 1992).

سدیم

توزیع سدیم در کربنات‌ها به درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی نقص بلوری، کانی‌شناسی و عمق آب بستگی دارد (Rao and Adabi, 1992). میزان سدیم در نمونه‌های آهکی منطقه مورد مطالعه بین ppm ۷۴/۱۹۴ تا ۶۳۷/۶۳۲ (به‌طور متوسط ppm ۳۸۵/۷۳) است (جدول ۲).

ترسیم مقادیر Sr-Na در این آهک‌ها نشان‌گر یک کاهش منظم در مقدار هر دو عنصر Sr و Na در منطقه است که احتمالاً به علت افزایش دیاژنز جوی است (Brand and Veizer, 1980) (شکل ۸). در این نمودار ارتباط مثبت بین مقادیر Sr و Na احتمالاً به علت ضرایب تفکیک مشابه این دو عنصر در کانی‌های کربناته است. در این شکل، داده‌ها در محدوده آهک‌های ساب‌پولار تاسمانیا با کانی‌شناسی کلسیتی قرار دارد. این امر حاکی از تشابه کانی‌شناسی آهک‌های منطقه و آهک‌های ساب‌پولار تاسمانیا است.

منگنز

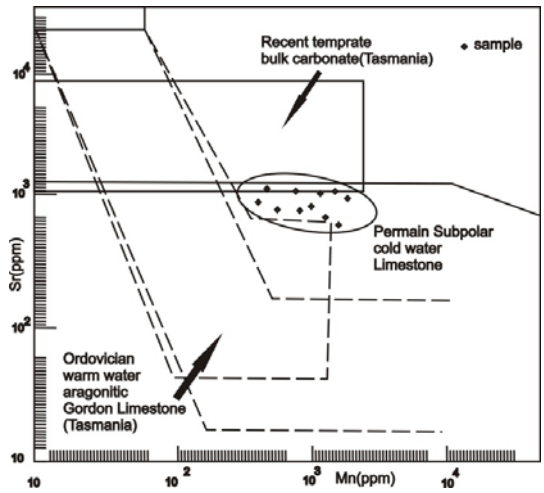
توزیع Mn در نمونه‌های کربناته منطقه، بین ppm ۲۳۲ تا ۱۲۵۴ (میانگین ppm ۶۵۲/۹۳) است (جدول ۲)، که مقدار بالای Mn احتمالاً به علت تأثیر محلول‌های جوی بر روی کربنات‌های منطقه است، زیرا مقدار Mn با افزایش دیاژنز جوی و تأثیر این آب‌ها افزایش می‌یابد (Brand and Veizer, 1980). این افزایش به علت ضریب تفکیک بالای Mn (تقریباً بیش از ۱۵) در آب‌های متئوریک است (Pingitore, 1990). در شکل ۹ تغییرات Sr در مقابل Mn ترسیم شده است.

محدوده‌های مشخص‌شده در نمودار مربوط به نمونه‌های کربنات‌های آب‌های گرم عهد حاضر (Rao and Adabi, 1992)، نمونه‌های آراگونیتی اردویسین تاسمانیا (Millimam, 1974) و محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا است (Rao and Adabi, 1992). همان‌طور که مشاهده می‌شود، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا با کانی‌شناسی کلسیتی قرار می‌گیرد.

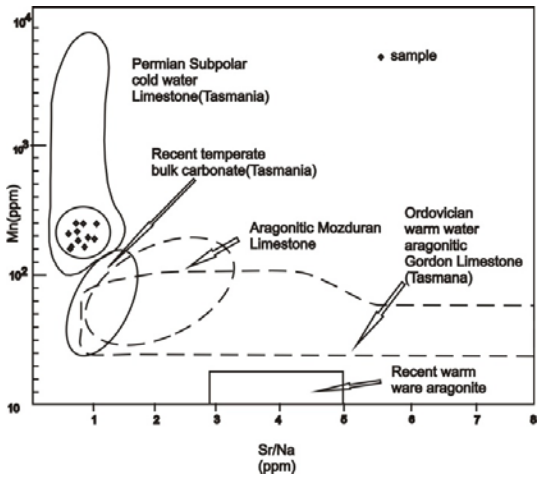
نسبت Sr/Na

کربنات‌های تروپیکال عهد حاضر و قدیمی از نظر Sr/Na با کربنات‌های غیرتروپیکال تفاوت دارند (Rao, 1990; Rao and Adabi, 1992). آهک‌های آراگونیتی تروپیکال عهد حاضر دارای مقادیر کم Mn و نسبت بالای Sr/Na در حدود ۳ تا ۵ هستند ولی کربنات‌های کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر دارای Mn بالا و نسبت Sr/Na کمتر (در حدود ۱) هستند (Rao and Adabi, 1992). نسبت Sr/Na در آهک‌های منطقه بین ۰/۰۷۴ تا ۵/۷۲۹ (به‌طور متوسط ۱/۸۹) است (جدول ۲).

در شکل ۱۰ تغییرات Sr/Na در مقابل Mn ترسیم شده است. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آهک‌های ساب‌پولار تاسمانیا با کانی‌شناسی کلسیتی قرار گرفته‌اند.



شکل ۹- تغییرات مقادیر منگنز در مقابل استرانسیوم در نمونه‌های منطقه که با محدوده‌های ارائه شده برای نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر، محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا و محدوده کربنات‌های اردوویسین آب‌های گرم ساب‌تروپیکال تاسمانیا مقایسه شده است.



شکل ۱۰- تغییرات نسبت Sr/Na در مقابل Mn که با محدوده‌های ذکر شده برای کربنات‌های آب‌های گرم عهد حاضر، نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر، محدوده آهک‌های ساب‌پولار پرمین تاسمانیا، محدوده کربنات‌های اردوویسین آب‌های گرم ساب‌تروپیکال تاسمانیا و آهک‌های مزدوران مقایسه شده است.

تفسیر کلی دولومیت‌های ژوراسیک در منطقه

بر اساس اطلاعات پتروگرافی و توالی پاراژنز و همچنین ایزوتوپ‌های پایدار، دولومیت‌های سازند دلیچای در منطقه مطالعه‌شده، در اعماق کم تا متوسط تشکیل شده است که حوادث زیر این نظریه را تأیید می‌کند:

قطع شدن دولومیت‌ها توسط استیلولیت‌های کم‌دامنه که در اعماق ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر تشکیل می‌شوند (Lind, 1993; Nicolaides, 1995; Duggan *et al.*, 2001).

وجود بلورهای دولومیت شکل‌دار که در دمای کم تشکیل می‌شوند (کمتر از ۵۰ درجه‌سانتیگراد) (Geregg and Sibley, 1984; Shulka, 1986).

مقدار $\delta^{18}O(PDB)$ که از ۵/۳۹- تا ۴/۸۵- تغییر می‌کند و بیان‌کننده تشکیل بلورهای دولومیت در اثر فزایش دماست و دفن این دولومیت‌ها در عمق ۵۵۰ تا ۹۵۰ متر، جایی که دمای سطحی ۱۰ تا ۲۰ درجه‌سانتیگراد و بیشینه گرادیان ژئوترمال ۴۵ درجه‌سانتیگراد بر کیلومتر است، روی می‌دهد (Ziya-Kirmaci and Akdag, 2005).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های کربناته (مخصوصاً دولومیت) میزبان نهشته‌های سرب و روی فراوانی در سنگ‌آهک‌های ژوراسیک البرز مرکزی و شرقی هستند که نهشته‌های سرب و روی آهوانو (شمال دامغان) یکی از آن‌ها است.

در این منطقه، پنج نوع دولومیت تشخیص داده شده است، دولومیت پراکنده، دولومیت ایدیوتوپیک، دولومیت گزنوتوپیک، دولومیت ساب‌هدرال تا ائوهدرال، دولومیت سدل. دولومیت‌های نوع ۱ تا ۳ از نوع جانشینی و ۴ و ۵ از نوع سیمان هستند.

با مقایسه مقادیر $\delta^{18}O(PDB)$ دولومیت‌های زمان ژوراسیک منطقه مطالعه‌شده با دولومیت‌های نهشته شده از آب دریای ژوراسیک، مشاهده شد که مقدار $\delta^{18}O(PDB)$ دولومیت‌های ژوراسیک در

این منطقه منفی‌تر است. این امر می‌تواند ناشی از ازدیاد دما، تبلور دوباره طی دیاژنز دفنی و یا تأثیر آب‌های جوی باشد که داده‌های مربوط به Sr، Na و Fe نیز تأثیر آب‌های جوی را تأیید می‌کنند.

منابع

آدابی، م. ح. (۱۳۸۳) ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آرین زمین، تهران.

بازرگانی گیلانی، ک. و فرامرزی، م. (۱۳۸۶) رخساره‌ها، محیط رسوبی و کانی‌شناسی کربنات‌های اولیه توالی کرتاسه کوه بشم، جنوب البرز مرکزی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۱)۱۵: ۹۱ تا ۱۱۶.

ربیعی، م. (۱۳۸۷) پتروگرافی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسارهای سرب و روی با میزبانی کربنات در جنوب چاشم، شمال سمنان، البرز مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ایران

علوی، م. و صالحی‌راد، ر. (۱۳۶۸) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، تهران.

قاسمی، م. (۱۳۶۹)، زمین‌شناسی، چینه‌نگاری و زمین‌شناسی ساختمانی ناحیه چهارده، البرز خاوری. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. Geodynamics 21: 1-33.

Brand, U. and Veizer, J. (1980) Chemical diagenesis of multi component carbonate system-1, trace elements. Journal of Sedimentary Petrology 50: 1219-1236**.**

Chen, D., Qing, H. and Yang, C. (2004) Multistage hydrothermal dolomites in the middle Devonian Givetion Carbonates from the Guilin area, South China. Sedimentology 51: 1029-1051.

Chen, X. M., Denge, J. and Zhai, Y. S. (1998) The physical and chemical environment of Fanlou Pb-Zn deposits formed by submarine hot spring. Mineralium Deposita 17: 240-246.

Chen, X. P. and Gao, J. Y. (1988) Thermal water deposition and Pb-Zn barite deposits in the Devonian System, Central Guiana. Geochemical Acta 7: 321-328.

Choquette, P. W. and James, N. P. (1987) Diagenesis in Limestones-3, The Deep Burial Environment. Geosciens Canada 14: 3-35.

Coplen, T. B., Kendali, C. and Hopple, J. (1983) Comparison of stable isotope reference sample. Nature London 302: 236-238.

Dickson, J. A. D. (1965) Modified staining technique for carbonate in thin section. Nature London 34: 205-212.

Duggan, J. P., Mountjoy, E. W. and Stasiuk, L. D. (2001) Fault-controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west-central AlbertaL. Sedimentology 48: 301-323.

Friedman, G. M. (1965) Terminology of crystallization textures and fabrics of sedimentary rocks. Sedimentary Petrology 35: 643-655.

Gawthorpe, R. (1987) Burial dolomitization and porosity development in a mixed carbonate-clastic sequence and example from the Bowland Basin, northern England. Sedimentology 34: 533-558.

Geregg, J. M. and Sibley, D. F. (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dilomite texture. Sedimentary Petrology 5: 908-931.

Geregg, J. M. and Sibley, D. F. (1987) Classification of dolomite rock textures. Sedimentary Petrology 57: 967-975.

Han, F. and Hatchinson, R. W. (1990) Evidence for exhalative origin of the Dachang tin-poly metallic sulfide deposits-their geological and geochemical characteristics. Mineralium deposita 9: 319-324.

Hitzman, M. W. (1999) Routine, staining of drill core to determine carbonate mineralogy and distinguish carbonate textures. Mineralium Deposita 34: 794-798.

James, N. P., Bone, Y. and Kyser, T. K. (1993) Shallow burial dolomitization and dolomitization of Mid-Cenozoic, cool-water, calcite, deep-shelf limestone, southern Australia. Journal of Sedimentary petrology 63: 528-538.

Lind, I. L. (1993) Stylolites in chalk from Leg, Ontong Java Plateau. In: Berger, J. W., Kroen, Mayer, L. A. (Eds.): Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results. 130: 445-451.

Lohman, K. C. (1988) Geochemical patters of meteoric diagenetic systems and their application to studies of palokarst. In: Choquette, P. W., James N. P. (Eds.) Paleokarst. New York, Springer-Verlag 5: 58-80.

Maqueen, R. W. (1979) Basmental deposit in sedimentary rocks some approaches. Geoscience 6: 3-9.

Millimam, J. D. (1974) Marine carbonates recent sedimentology carbonates. Springer-Verlag Berlin.

Morse, J. W. and Mackenzie, F. T. (1990) Geochemistry sedimentary carbonate. Elsevier, New York.

Nicolaides, S. (1995) Origin and modification of Cambrian dolomites (Red Heart Dolomite and Arthur Creek Formation), Georgian Basin, central Ausralia. Sedimentology 42: 143-157.

Nicolaides, S. and Wallace, M. W. (1997) Pressure-dissolution and cementation in an Oligo-tropical limestone (Clifton Formation), Otway Basin, Australia. In: James, N. P., Clarke, J. A. D. (Eds.) Cool Water Carbonates. Socaiety Economic Petrology Geology, Special Publication 56: 291-313.

Nielsen, P., Swennen, R. and Keppen, E. (1994) Multiple-step recrystalization withen massiv ancient dolomite units an example from the Dinantian of Belgium. Sedimentolog 41: 567-584.

Pingitore, C. P. (1990) The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis. Sedimentary Petrology 48: 799-814.

RaO, C. P. (1990) Petrology, trace element and Oxygen and Carbon isotopes of Gordon Grup carbonates (Ordovician), Florenite Valley, Tasmania, Australia. Sedimentary Geology 66: 83-97.

RaO, C. P. (1991) Geochemical difference between subtropical (Ordovician), Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporates 11: 1-18.

Rao, C. P. (1993) Oxygen and carbon variation between dolomite and co-existing micrite pairs, Gordon group (Ordovician), Mole Creek, Tasmania, Australia. Earth Science 40: 131-139.

Rao, C. P. and Adabi, M. H. (1992) Carbonate mineral, major elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool temperate carbonates, Western Tasmania: Australia. Marine Geology 103: 249-272.

Rao, C. P. and Amini, Z. Z. (1995) Faunal relationship to grain-Size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, Western Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporates 10: 114.

Shen, D. Q., Chem, Y. Q. and Yang, Z. Q. (1987) Sedimentary facies, Paleogeography and their controls over ore deposits of the Qiziqiao Formation, upper Middle Devonian, south China. Geological publishing house Beijing, China.

Shulka, V. (1986) Epigenetic dolomitization and origin of xenotopic dolomite texture-discussion. Sedimentary petrology 56: 733-736.

Smith, T. D. and Dorobek, S. L. (1993) Alteration of early-formed dolomite during shallow to deep burial Mississippian Mission Canyon Formation, central to southwestern Montana. American Association of Petroleum Geologist Bulletin l 105: 1389-1399.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Brudschen P., Bruhl, D., Carder, A., Ebneth, S., Goddris, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Polaha, O. and Strauss, H. (1999) $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{18}O$ and δ13C evolution of Phanerozoic seawater. Chemical Geology 161: 59-88.

Watcher, E. and Hayes, J. M. (1985) Exchange of Oxygen isotope in carbon-dioxide-phosphoric acid system. Chemical Geology 52: 365-374.

Wilkinson, B. H., Owen, R. M. and Caroll, A. R. (1985) Submarine hydrothermal weathering, global eustay and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. Sedimentary petrology 55: 932-947.

Woronic, R. E. and Land, L. S. (1985) Late burial diagenesis, Lower Cretaceous Pearsall and Lower Glen Rose Formations, south Texas. In: Schniedrmann, N., Harris, P. M. (Eds.), Carbonate cements. Society Economic Paleono Mineral Special publication 36: 265-275.

Wu, Y., Zhou, F. L., Tiang, T. C., Fang, D. N. and Huang, W. S. (1987) The sedimentary facies, paleogeography and relative mineral deposits of the Devonian in Guangxi. Guangxi publishing house, Nanning, China.

Ziya-Kirmaci, M. and Akdag, K. (2005) Origin of dolomite in the Late Cretaceous-Paleocene lime stone, Eastern Pontic, Turkey. Sedimentary Geology 81: 39-57.

The investigation of effect of diagenetic processes on the Jurassic dolomitized carbonate rocks hosting the Ahvanu Pb-Zn deposit, North of Damghan, Iran

Soudabeh Fathi [1] and Hossein Mosaddegh [2]*

[1] Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran
[2] Department of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran

Abstract

The petrographical studies of carbonate rocks of Jurassic Dalichai and Lar Formations in Ahvanu region (North of Damghan) resulted in recognition and separation of five different types of dolomite including 1- Fine to medium planar dolomite rhombs, scattered in matrix; Rd_1; 2- Coarse crystalline, euhedral mosaic dolomite, Rd_2; 3- Medium to coarse crystalline, anhedral mosaic dolomites, Rd_3; 4- Coarse-crystalline, euhedral to subhedral dolomite cements, Cd_1; and 5- Coarse to very coarse crystalline, saddle dolomite cements, Cd_2. Rd_1, Rd_2 and Rd_3 dolomite textures are replaced in origin, whereas Cd_1 and Cd_2 dolomites are commonly as cements. Thin and polished section studies along with field observation indicated that ore is hosted by Rd_3 dolomite. $\delta^{18}O$ (PDB) and $\delta^{13}C$ (PDB) values vary from -4.95 to -5.95% (average -5.53%) and 2.32 to 1.68% (average 0.072%), respectively. Considering petrography, paragenesis and stable isotope data, the dolomites in the Dalichai Formation of Ahvanu area are interpreted to have been formed in the subsurface during mechanical compaction at shallow to intermediate burial depths. Also, based on minor elements study, calcite is the primary mineral in the studied carbonates.

Key words: Dolomite, Petrography, Paragenetic sequence, Stable isotope, Ahvanu Pb-Zn, North of Damghan

* mosaddegh@du.ac.ir