Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, Vol.7, No.1, Spring 1999

Application of Oxygen and Carbon Isotopes in Separation of Low and High Temperature Dolomites in Northeast of Iran

Mahboubi, A.

Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University, Mashhad

Moussavi-Harami, R.

Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University, Mashhad and Department of Geoscience, University of Iowa, Iowa city

Lasemi, Y.

Department of Geology, Faculty of Science, Tarbiat Moalem University, Tehran

Rahimpoor Bonab, H.

Department of Geology, Faculty of Science, Tehran University ,Tehran

Key words: *Dolomites, Kopet-Dagh, Carbon and Oxygen isotopes, Chehel-Kaman Formation*

Abstract: this study is focused on dolomites of the Chehel-Kaman Formation (Upper Paleocene) that is located in NE Iran. Field and petrographic studies lead to distinguish d_1 and d_2 dolomites. d_1 is fine crystals (lesser than 10 micron) and is associated with evaporatic sediments, and d_2 in addition to fine crystals, contains coarser crystals (50-80 micron) without evaporatic sediments. Also, oxygen isotope of d_1 is heavier than -2.5 ‰ PDB and oxygen isotope of d_2 is lighter than - 6.5 ‰ PDB. Carbon isotope in these dolomites ranges between +1.8 ‰ to +3.5 ‰ PDB. These data along with CL observation show that d_1 dolomites are formed in lower temperature (calculated temperature is 26°C) within supratidal environment, while d_2 dolomites are formed in higher temperature (calculated temperature is more than 72°C) during burial stage.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]

مجلهٔ بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال هفتم، شمارهٔ یک ، بهار و تابستان ۱۳۷۸ از صفحهٔ ۵۵ تا ۶۶

پژوهشی

کاربرد ایزوتوپهای اکسیژن و کربن در تفکیک دولومیتهای دمای پائین و بالا در شمال شرق ایران

اسداله محبوبی
دانشگاه فردوسی مشهد - دانشکده علوم - گروه زمین شناسی
رضا موسوی حرمی
دانشگاه فردوسی مشهد - دانشکده علوم - گروه زمین‌شناسی و گروه زمین‌شناسی دانشگاه آیوا
یعقوب لاسمی
دانشگاه تربیت معلم تهران - دانشکده علوم ، گروه زمین شناسی
حسین رحیم‌پوربناب
دانشگاه تهران - دانشکده علوم - گروه زمین شناسی

چکیده: دولومیتهای مورد بررسی بخشی از واحدهای سنگی سازند چهل کمان (با سن پالئوسن فوقانی) است که در شمال شرق ایران قرار دارد. مطالعات صحرائی و پتروگرافیکی (سنگ به شناختی) منجر به تشخیص دو نوع دولومیت که d_1 و d_2 شده است. دولومیتهای d_1 همراه ته‌نشستهای تبخیری و حاوی بلورهای ریزند (کمتر از ۱۰ میکرون)، و دولومیتهای d_2 علاوه بر بلورهای ریز، دارای بلورهای درشت ترند (۵۰ تا ۸۰ میکرون) با ته نشستهای تبخیری همراه و نیستند. دولومیتهای d_1 دارای ایزوتوپ اکسیژن سنگین تر از ۲/۵- درهزار PDB دولومیتهای d_2 دارای ایزوتوپ اکسیژن سبک تر از ۶/۵- درهزار PDB است. مقدار ایزوتوپ کربن این دو نوع دولومیت نیز بین ۱/۸+ تا ۳/۵+ در هزار در PDB در تغییر است. این اطلاعات به همراه مطالعهٔ دولومیتها توسط میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان داده است که دولومیتهای d_1 در دمای پایین و در محیطهای بالای جزر و مدی (کشندی) (دمای محاسبه شده حدود $26^{\circ}c$) و دولومیتهای d_2 در دمای بالا و در مرحلهٔ تدفین (دمای محاسبه شده بیش از $72^{\circ}c$) تشکیل شده‌اند.

واژه های کلیدی: دولومیت، ایزوتوپهای کربن و اکسیژن، کپه داغ، سازند چهل کمان

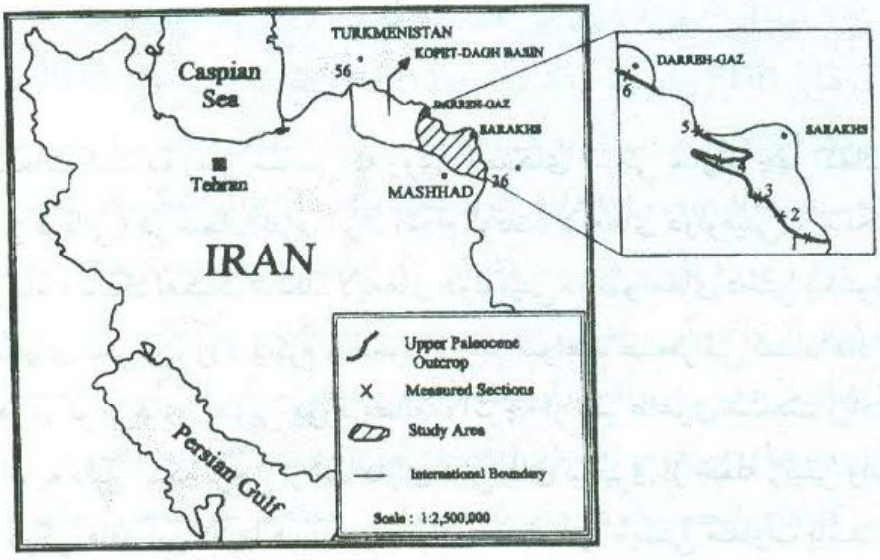
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]

مقدمه

چگونگی تشکیل دولومیت به عنوان یک کانی دیاژنتیکی سالهای زیادی است که مورد توجه بسیاری از زمین شناسان و سنگ شناسان کربناته بوده است. تاکنون مطالعات زیاد وگسترده‌ای در ارتباط با نحوهٔ تشکیل دولومیت انجام گرفته است که در دو دهه اخیر اکثر آنها علاوه بر اطلاعات پتروگرافیکی (سنگ شناختی) حاوی داده‌های ژئوشیمیائی و ایزوتوپی نیز بوده‌اند [۱، ۲، ۳].

دراین پژوهش، دولومیتهای شمالشرق ایران با استفاده از داده‌های ایزوتوپ کربن و اکسیژن و تلفیق آن با اطلاعات پتروگرافی و کاتدولومینسانس مورد بررسی قرار گرفته و ازنظر چگونگی تشکیل از یکدیگر تفکیک شده‌اند.

این دولومیتها با سن پالئوسن فوقانی بخشی از واحدهای سنگی کربناته و آواری سازند چهل کمان هستند که در حوضهٔ رسوبی کپه داغ در شمال شرق ایران قرار دارند (شکل ۱). این سازند با روند شمال غربی- جنوبشرقی درنقشه‌های زمین شناسی سرخس و درگز (با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) رخنمون دارد. در این بررسی از شرق به غرب حوضه در ۶ ناحیه پس‌کمر، چکودر، تنگ نیزار، چهل کمان (مقطع تیپ)، چهچهه و درگز (شکل ۱) نمونه برداری وبه طور دقیق از نظر زمین شناسی مطالعه شده است.



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه، اعداد نشان دهنده مقاطع زمین شناسی برداشت شده است (۱:پس کمر، ۲:چکودر، ۳:تنگ نیزار، ۴:چهل کمان (مقطع تیپ)، ۵:چهچهه، ۶:درگز).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]

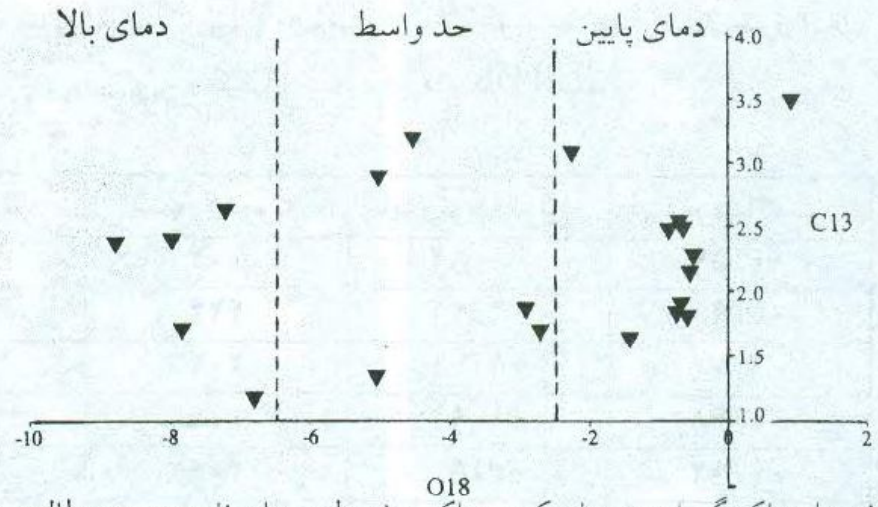
روش تحقیق

دراین تحقیق پس از بررسی اولّیه زمین شناسی و مطالعهٔ انواع مختلف سنگها در صحرا، در حدود ۸۵۰ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان (قطبشی) بررسی شدند. نتیجهٔ این بررسی منجر به تفکیک دولومیت از سنگ آهک شده است. برای اطمینان از نحوه جدا سازی دولومیت از کلسیت، مقاطع نازک رنگ آمیزی شدند [۴]. دراین روش محلول آلیزارین سرخ برای تشخیص دولومیت از کلسیت، و محلول فروسیانید پتاسیم برای تشخیص دولومیت آهن دار از دولومیت بدون آهن مورد استفاده قرار گرفتند. در مطالعات میکروسکوپی دولومیتها، قطر بلورها محاسبه و چگونگی بافت آن بررسی شد. علاوه بر آن، ۲۱ نمونه از انواع دولومیتهای موجود به وسیلهٔ اسپکترومتر جرمی (بیناب سنج جرم) از نظر ایزوتوپهای کربن واکسیژن تجزیه شدند. تجزیه نمونه‌ها در دانشگاه آدلاید استرالیا و به وسیلهٔ ریزبیناب سنج جرم Optima انجام گرفت. داده‌های ایزوتوپی به صورت نمودار در مقابل یکدیگر ترسیم و تفسیر شده‌است. علاوه بر این، مقاطع دولومیتی به وسیلهٔ میکروسکوپ کاتدولومینسانس نیز بررسی شده‌اند. مدل این میکروسکوپ Technosyn COLD CL و نمونه‌ها در شرایط خلاء ۰/۱۵ (Torr) ،جریان ۱۸۵ میلی آمپر و ولتاژ ۱۲ کیلوولت مطالعه شده‌اند. ضمناً دمای تشکیل دولومیت نیز با استفاده از معادله فریدمن و اُنیل [۵] محاسبه شده است.

بحث

در مطالعات گستردهٔ زمین شناسی که روی واحدهای سنگی سازند چهل کمان (با سن پالئوسن فوقانی) در شمال شرق ایران انجام گرفت، لایه‌های دولومیتی از سنگ آهک، شیل و ماسه سنگ تفکیک شدند. لایه‌های دولومیتی در نمونه‌های دستی بیشتر ریز بلور و با رنگهای نخودی، زرد و کرم رخنمون دارند. شواهد صحرائی نشان داد که این واحدها در توالی‌های رسوبی مورد مطالعه، اگرچه از نظر ظاهری شباهت زیادی با هم دارند اما به دلیل اینکه برخی از آنها دارای کانی های تبخیری از جمله ژیپس وانیدرید و برخی دیگر فاقد این کانیها هستند، احتمالاً منشاء آنها بایستی متفاوت باشد. بررسی های دقیق پتروگرافیکی دولومیتها نشان داد که بلورها از نظر اندازه و بافت با یکدیگر اختلاف دارند. دولومیتهای همراه با رسوبهای تبخیری بیشتر ریز بلور (کمتر از ۱۰

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]



شکل ۲ نمودار پراکندگی ایزوتوپهای کربن و اکسیژن دولومیتهای ناحیه مورد مطالعه. داده‌ها بر حسب قسمت در هزار PDB است.

میکرون) و دولومیتهای فاقد رسوبهای تبخیری، علاوه بر داشتن بلورهای ریز، دارای بلورهای درشت تری (بین ۵۰ تا ۸۰ میکرون) نیز هستند. این نتایج منجر به تفکیک دو نوع دولومیت d_1، d_2 گردید (شکل ۳ الف و ب). چون داده‌های ایزوتوپی اطلاعات دقیقی در خصوص منشاء دولومیتها در اختیار می‌گذارند، دراین تحقیق ۲۱ نمونه دولومیت (d_1، d_2) با بیناب سنج جرم از نظر ایزوتوپهای کربن واکسیژن تجزیه شدند (جدول ۱). نتایج این تجزیه نشان می دهد که مقدار ایزوتوپ اکسیژن بین ۰/۹۲+ تا ۸/۷۷- درهزار PDB و ایزوتوپ کربن بین ۱/۱۸+ تا ۳/۵ + در هزار PDB در تغییر است. با رسم این داده ها نسبت به هم، که یکی از روشهای معمول در بررسی‌های ایزوتوپی است [۶،۷،۸،۹،۱۰،۱۱]، می‌توان نحوه پراکندگی و نیز چگونگی تغییرات آنها را بررسی کرد و مورد تفسیر قرار داد (شکل ۲). این نمودار نشان می‌دهد که مقادیر ایزوتوپ کربن از پراکندگی زیادی برخوردار نیست، اما مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تغییرات زیادی را نشان می‌دهند. در واقع دولومیت از ایزوتوپهای سنگین‌تر اکسیژن (مقدار منفی کمتر) تا ایزوتوپهای سبک تر اکسیژن (مقدار منفی‌بیشتر) در تغییر و نوسانند.

بررسی کارهای انجام شده در سایر نقاط جهان از جمله در حوضه‌های خلیج فارس و میشیگان در آمریکا[۱۲] نشان داد که تشابه نسبتاً خوبی بین نتایج به دست آمده در ناحیهٔ مورد مطالعه در شمال شرق ایران و این حوضه‌ها وجود دارد. براساس داده‌های

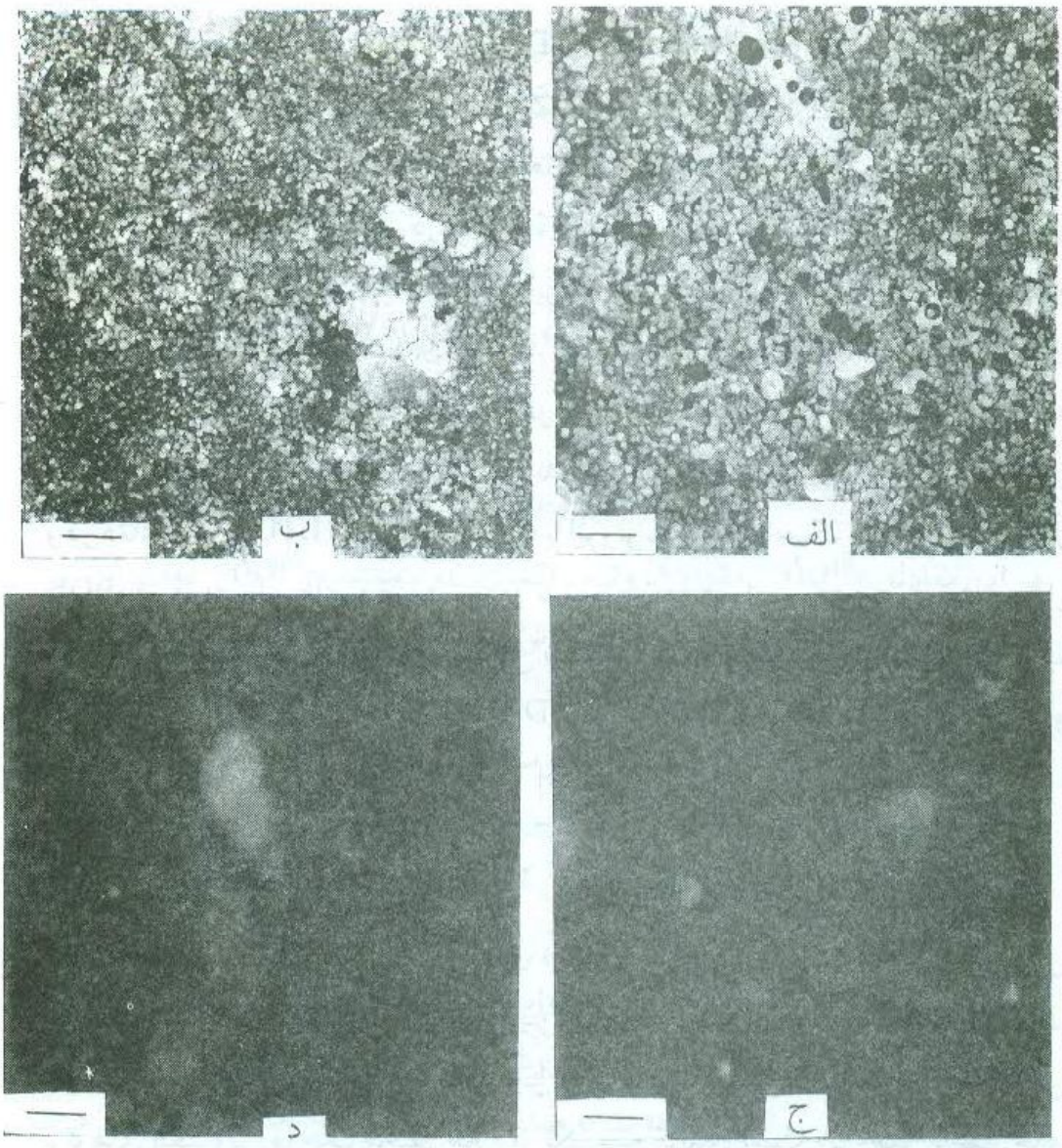
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]

جدول ۱ نتایج تجزیهٔ ۲۱ نمونه دولومیت از ناحیهٔ مورد مطالعه در شمال شرق ایران (واحد ایزوتوپهای کربن و اکسیژن قسمت در هزار PDB است).

ردیف	شماره نمونه	ایزوتوپ کربن	ایزوتوپ اکسیژن
۱	۱۰۴	+۱/۸۲	-۰/۵۹
۲	۲۲۴	+۲/۴۱	-۷/۹۸
۳	۲۰۴	+۱/۷۱	-۲/۷
۴	۲۰۵	+۱/۹۲	-۰/۶۸
۵	۲۰۶	+۳/۵	+۰/۹۲
۶	۲۱۱	+۲/۳۸	-۸/۷۷
۷	۲۷۰	+۲/۱۶	-۰/۵۵
۸	۲۷۳	+۲/۵۵	-۰/۷
۹	۲۷۴	+۲/۵	-۰/۶۴
۱۰	۲۸۰	+۱/۸۵	-۰/۷۵
۱۱	۲۸۵/A	+۱/۳۴	-۵/۰۵
۱۲	۲۸۵	+۳/۲	-۴/۵
۱۳	۲۹۱	+۲/۹	-۵/۰
۱۴	۳۰۲	+۱/۷۲	-۷/۸۳
۱۵	۳۳۱	+۳/۵	-۳/۷
۱۶	۷۰۱	+۱/۱۸	-۶/۸۱
۱۷	۷۱۰B	+۲/۶۴	-۷/۲۱
۱۸	۸۰۶	+۳/۱	-۲/۲۳
۱۹	۹۱۰	+۲/۲۹	-۰/۵
۲۰	۱۰۴۰(2A)	+۲/۴۹	-۰/۸۵
۲۱	۱۰۵۷	+۱/۸۸	-۲/۹

ایزوتوپی دراین حوضه‌ها، سه محدودهٔ متفاوت از یکدیگر تفکیک شدند که عبارتند از ایزوتوپ اکسیژن سنگین تر از ۲/۵- درهزار PDB، ایزوتوپ سبک تر از ۶/۵- درهزار PDB و بالاخره محدودهٔ بین این دو که شرایط حدواسط را دارد. در محدودهٔ اول (سنگین تراز ۲/۵- در هزار) دولومیتهای ریز بلوری قرار می‌گیرند که بیشتر در محیط

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]



شکل ۳: فتومیکروگرافهایی از دولومیتهای d_1 و d_2. الف: دولومیت d_1 با بلورهای ریز و تقریباً یکنواخت - میکروسکوپ پلاریزان، نیکلهای صلیب شده. ب: دولومیت d_2 که بلورهای درشت تر در بخش میانی مشاهده میشود - میکروسکوپ پلاریزان، نیکلهای صلیب شده (خط مقیاس برابر ۰/۲۵ میلیمتراست). ج و د: نمایش دولومیت در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس، بلورهای درشت تر d_2 دارای لومینسانس نارنجی هستند (خط مقیاس برابر ۰/۱ میلیمتراست).

های بالای حد جزر ومد (کشندی) تشکیل شده است و شاخص دولومیتهای دمای پائین (Low Temperature Dolomite) است. در حالیکه در محدودهٔ دوم (سبک تر از ۶/۵- در هزار) دولومیتهایی قرار دارند که دارای بلورهای درشت‌ترند و بیشتر در محیط

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]

های دفنی و در دمای بـــالا (High Temperature Dolomite) تشکیل شده‌اند.

اگر داده‌های ایزوتوپی دولومیتهای پالئوسن فوقانی شمال شرق ایران را نیز روی این نمودار قرار دهیم، تعداد زیادی از نمونه‌ها در محدودهٔ ایزوتوپ اکسیژن سنگین تر از ۲/۵- درهزار PDB، تعدادی در محدودهٔ ایزوتوپ اکسیژن سبک تر از ۶/۵- درهزار PDB ، و تعدادی نیز در حد واسط بین این دو قرار می‌گیرند. بنابراین با توجه به اینکه نتایج به دستٌ آمده از حوضه‌های خلیج فارس ومیشیگان با بسیاری از مناطق دنیا انطباق دارد، لذا می‌توان به این نتیجه رسید که در ناحیهٔ مورد مطالعه نیز دولومیتهای d_1 که همراه با رسوبهای تبخیری بوده و ریزبلورند در محیط های بالای جزرومدی (کشندی) و در دمای پائین (LTD) و دولومیتهای d_2 با ایزوتوپ اکسیژن سبک تر از ۶/۵- درهزار PDB، که دارای بلورهای درشت ترند و با تبخیری ها همراه نیستند، در مرحله پس از دفن و در دماهای بالاتر (HTD) تشکیل شده‌اند. ضمناً نمونه‌هایی که دارای ایزوتوپ اکسیژن مابین ۲/۵- تا ۶/۵- درهزار PDB هستند در شرایط حد واسط بین این دو حالت تشکیل شده‌اند.

کاتدولومینسانس

کاتدولومینسانس (CL) یکی از روشهای تفکیک سریع کانی‌ها از یکدیگر و تشخیص حالتهای مختلف یک کانی است. این ویژگیها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان (قطبشی) قابل بررسی نیستند. اساس این روش، برانگیختن کانی به وسیلهٔ تابش پرتوهای الکترونی در یک محیط خلاء از یک منبع کاتدی است. این عمل باعث جابه جائی الکترون خواهد شد که با انتشار نور و ایجاد لومینسانس همراه است [۱۳].

دراین پژوهش علاوه بر بررسی های سنگ شناختی و ایزوتوپی، تمام نمونه‌های دولومیتی به وسیلهٔ میکروسکوپ کاتدولومینسانس نیز مطالعه شده‌اند. نتایج نشان می‌دهد که نمونه‌های ریز بلور در دولومیتهای d_1 فاقد لومینسانس و کاملاً تاریکند، درصورتیکه بلورهای درشت تر در دولومیتهای d_2 دارای لومینسانس نارنجی هستند (شکل ۳ ج و د). عدم لومینسانس در دولومیتهای نوع d_1 ناشی از حاکم بودن شرایط اکسیدی و نزدیک بودن به سطح زمین است در حالیکه لومینسانس نارنجی در بلورهای درشت تر دولومیتهای d_2 شرایط احیائی‌تر را نشان می‌دهد که معمولاً در محیط های

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]

دفنی وجود دارد [۱۳]. بنابراین نتایج بدست آمده از مطالعهٔ مقاطع نازک با میکروسکوپ کاتدولومینسانس نیز مؤید تشکیل این دولومیتها در شرایط متفاوت است.

دمای تشکیل دولومیت

در مواردی که مقدار ایزوتوپ اکسیژن در دولومیت و نیز مقدار آن در سیال سازنده دولومیت در دسترس باشد، با استفاده از معادلهٔ (۱) /۵/، می‌توان دمای تشکیل دولومیت را محاسبه کرد.

معادله (۱)

$$\delta O^{18}_{D} - \delta O^{18}_{W} = [3.2 \times 10^{6} \times T^{-2}]^{-1.5}$$

در این معادله δO^{18}_{D} مقدار ایزوتوپ اکسیژن دولومیت، δO^{18}_{W} مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب و T دمای تشکیل بر حسب کلوین است.

مشکل اصلی در استفاده از این معادله برای سنگهای قدیمی، عدم دسترسی به مقدار ایزوتوپ اکسیژن آبی است که دولومیت را تشکیل داده است. برای حل این مشکل دو پیشنهاد شده است /۱۲/: ۱) تعیین مقدار ایزوتوپ در سنگ آهکهای دگرسان نشدهٔ آن زمان و ۲) مقایسه با دولومیتهایی که قبلاً بطور دقیق مطالعه شده و شرایط مشابهی با دولومیت های مورد نظر دارند.

دراین بررسی به دلیل داشتن داده‌های ایزوتوپی سنگهای آهکی سازند چهل کمان، از روش اول استفاده شده است. در این روش بایستی از نمونه های سنگ آهک با سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن، که نشاندهنده کمترین دگرسانی است، استفاده کرد. این مقدار نزدیکترین مقدار به ایزوتوپ اکسیژن آب آن زمان خواهد بود. داده‌های ایزوتوپی سیمان های کربناته سازند چهل کمان برای سنگین ترین نمونه ۲/۷- در هزار PDB را نشان می دهد. بنابراین اگر این مقدار را معادل ایزوتوپ اکسیژن آب دریای پالئوسن در نظر بگیریم و مقادیر کمترین و بیشترین ایزوتوپ اکسیژن دولومیت را در معادلهٔ (۱) جایگزین کنیم، دمای کمینهٔ $26^{\circ}c$ برای دولومیتهای دمای پائین و بیش از $72^{\circ}c$ برای دولومیتهای دمای بالا بدست می‌آید. بعلاوه اگر به نقشه های تفسیری آب وهوای قدیمی مراجعه شود /۱۴/، حوضه رسوبی کپه داغ در پالئوسن در عرض جغرافیایی حدوداً ۳۰ تا ۳۵ درجه شمالی قرار داشته است . دراین شرایط مقدار دمابطور متوسط

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]

در حدود ۲۸ تا ۳۰ درجه سانتیگراد است که تقریباً معادل دمای محاسبه شده برای دولومیتهای نوع d_1 است. از طرفی در مطالعهٔ ژئوهیستوری (تاریخ زمین) حوضهٔ کپه داغ، عمق دفن برای سازند چهل کمان در حدود ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متر محاسبه شده‌است /۱۵/، که با احتساب شیب زمین گرمائی (به ازاء هر ۱۰۰ متر، $3^{\circ}c$ افزایش دما)، دمای این عمق به ۳۶ تا ۴۵ درجه سانتیگراد می‌رسدکه با در نظر گرفتن دمای سطحی (حدود $30^{\circ}c$)، به عدد $75^{\circ}c$ خواهیم رسید که تقریباً معادل دمای محاسبه شده برای دولومیتهای d_2 است.

برداشت

دولومیتهااز کانی های دیاژنتیکی هستند که در شرایط مختلف تشکیل می‌شوند. مطالعهٔ دولومیتهای سازند چهل کمان با سن پالئوسن فوقانی در شمال شرق ایران نشان داده است که می‌توان آنهارا براساس خصوصیات متفاوت صحرائی، پتروگرافیکی (سنگ شناختی)، ایزوتوپی و کاتدولومینسانس به دو نوع d_1 و d_2 تقسیم کرد. دولومیتهای d_1 در صحرا با کانی های تبخیری همراهند وریز بلورند، و نیز مقدار ایزوتوپ اکسیژن آنها سنگین تر از ۲/۵ - درهزار PDB است. دولومیتهای d_2 بدون کانی تبخیری بوده و علاوه بر بلورهای ریز، حاوی بلورهای درشت تری نیز هستند که مقدار ایزوتوپ اکسیژن آنها سبکتر از ۶/۵- درهزار PDB است. مقدار ایزوتوپ کربن دراین دولومیت ها بین ۱/۱۸ + تا ۳/۵ + PDB است که تغییرات زیادی در آنها دیده نمی‌شود. این ویژگیها دو منشاء مختلف تشکیل دولومیت رانشان می‌دهد. دولومیت d_1 در دماهای پائین (در حدود $26^{\circ}c$) و دولومیت d_2 در دماهای بالا (بیش از $72^{\circ}c$) تشکیل شده‌اند. همچنین بلورهای دولومیت d_1 فاقد لومینسانس هستند که نشاندهنده شرایط اکسیدی و محیط های سطحی نظیر بالای حد جزر و مد (کشندی) است و بلورهای درشت دولومیت d_2 دارای لومینسانس نارنجی است که مؤید شرایط احیائی و تشکیل در محیط تدفین است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]

تشکر و قدردانی

بدینوسیله از سرکار خانم غلامی به خاطر اسکن تصاویر، از مسئولین آزمایشگاه ایزوتوپ دانشگاه آدلاید استرالیا به خاطر آنالیز نمونه‌ها و همچنین از داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی که با پیشنهادات ارزنده خود باعث بهتر شدن این مقاله شده‌اند کمال سپاسگزاری را داریم.

مراجع

1. Friedman, G. M., and Sandes, J.E. (1967) Origin and occurrence of dolostone. in: G.V.Chillingar, H. J. Bissel and R.W. Fairbridge (Editors), Carbonate Rocks, Elsevier,Amesterdam, P. 267-348.
2. Hardie, L.A. (1987) Dolomitization: a critical view of some current views, J. Sed. Pet., 57,P.166-183.
3. Land, L.S. (1993) The dolomite problem: stable and radiogenic isotope clues. in: N. Clauer and S. Chaudhari (Editors), Isotopic Signatures and Sedimentary Records, lecture Notes in Earth Science, 43, P.49-68.
4. Dickson, J. A. D. (1966) Carbanate identification and genesis as revealed by staining, J. Sed., Pet., 36, P.491-505.
5. Friedman, I. and ONeil, J. P. (1977) Complication of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest, U.S., Geol. Surv. Prof. Pap., 440kk, 12pp.
6. Adabi, M. H., and Rao, C. P. (1991) Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran , Sed., Geo., 72, P. 253-267.
7. Anderon, T.F., and Arthur, M.A. (1983) Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmetal problems: in stable isotopes in sedimentary Geology, SEPM, short course, 10, section 1.1-1.151.
8. Choquette, P.W., and James, N. P. (1981) Diagenesis in Limestones-3, The deep Burial Environment, Geosci. Canad., 14, P.3-35.
9. Hudson, J.D. (1977) Stable isotope and limestone lithification, J.Geol. Soc.London, 133, P.637-660.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]

10. Morse, J.W., and Mackenzie, F.T. (1990) Geochemistry of Sedimentary Carbonates, New York, Elsevier, 707p.
11. Nelson, C.S., and Smith, A.M. (1996) Stable oxygen and carbon isotope composition fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestone : a synthesis and review, New zealand J. Geol. Geophysics, 39, P.93-107.
12. Allan, J, R. and Wiggins, W. D. (1993) Dolomite Reservoirs: Geochemical Techniques for Evaluating origin and Distribution, AAPG, Continioing Education Course Notes Series, 36, 129 pp.
13. Marshal, J.D. (1988) Cathodoluminescence of Geological Materials, Unwin-Hyman, London, 146pp.
14. Habicht, J. K.H. (1979) Paleoclimate, Paleomagnetion and Continentel Drift: AAPG, studies in Geology, No. 9, 31P.
15. Moussavi- Harami, R., and Brenner, R.L.(1992) Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of lower Cretaceous (Neocomian) sandstone, eastern Portion of Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran: AAPG Bulletin, V.76, no.8, P.1200-1208.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-20]