

## **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*

**Rahimpour 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  $-2.5 \text{ ‰ PDB}$  and oxygen isotope of  $d_2$  is lighter than  $-6.5 \text{ ‰ PDB}$ . Carbon isotope in these dolomites ranges between  $+1.8 \text{ ‰}$  to  $+3.5 \text{ ‰ PDB}$ . These data along with CL observation show that  $d_1$  dolomites are formed in lower temperature (calculated temperature is  $26^\circ\text{C}$ ) within supratidal environment, while  $d_2$  dolomites are formed in higher temperature (calculated temperature is more than  $72^\circ\text{C}$ ) during burial stage.

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 زمین شناسی و گروه زمین شناسی دانشگاه آیوا

یعقوب لاسمی

دانشگاه تربیت معلم تهران - دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

حسین رحیم پوربناب

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 صحرایی 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 ته‌نشست‌های تبخیری همراه و نیستند. دولومیت‌های  $d_1$  دارای ایزوتوپ اکسیژن سنگین تر از  $2/5$ - در هزار PDB دولومیت‌های  $d_2$  دارای ایزوتوپ اکسیژن سبک تر از  $6/5$ - در هزار PDB است. مقدار ایزوتوپ کربن این دو نوع دولومیت نیز بین  $1/8$  تا  $3/5$ + در هزار در PDB در تغییر است. این اطلاعات به همراه مطالعه دولومیت‌ها توسط میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان داده است که دولومیت‌های  $d_1$  در دمای پایین و در محیط‌های بالای جزر و مدی (کشدی) (دمای محاسبه شده حدود  $26^\circ\text{C}$ ) و دولومیت‌های  $d_2$  در دمای بالا و در مرحله تدفین (دمای محاسبه شده بیش از  $72^\circ\text{C}$ ) تشکیل شده‌اند.

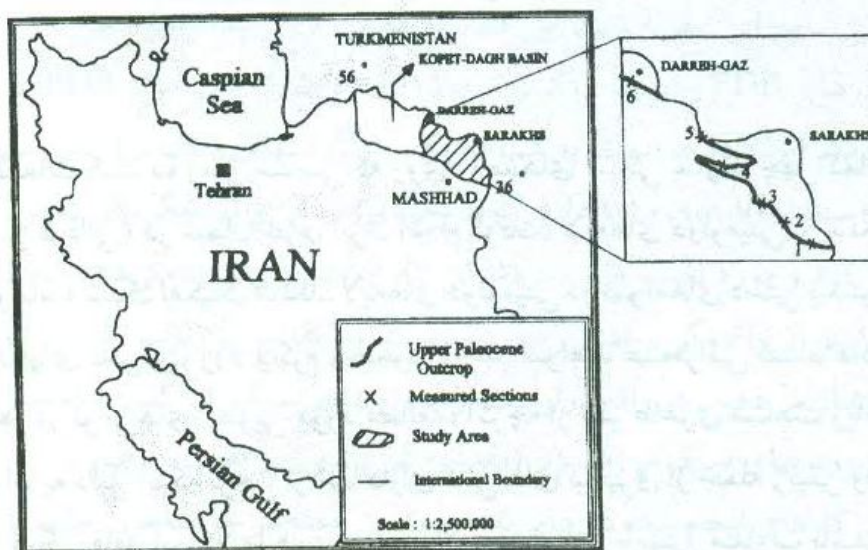
واژه‌های کلیدی: دولومیت، ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن، کپه داغ، سازند چهل کمان

## 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 و گسترده‌ای در ارتباط با نحوه تشکیل دولومیت انجام گرفته است که در دو دهه اخیر اکثر آنها علاوه بر اطلاعات پتروگرافیکی (سنگ شناختی) حاوی داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی نیز بوده‌اند [۱، ۲، ۳].

در این 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 از نظر 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 حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرق ایران قرار دارند (شکل ۱). این سازند با روند شمال غربی - جنوبشرقی در نقشه‌های زمین شناسی سرخس و درگز (با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) رخنمون دارد. در این بررسی از شرق به غرب حوضه در ۶ ناحیه پس کمر، چکودر، تنگ نیزار، چهل کمان (مقطع تیپ)، چهچه و درگز (شکل ۱) نمونه برداری و به طور دقیق از نظر زمین شناسی مطالعه شده است.



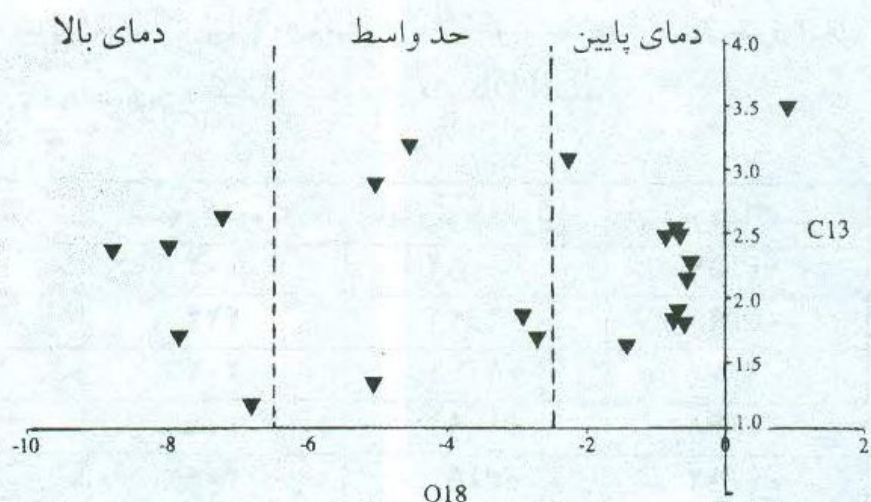
شکل ۱ موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه، اعداد نشان دهنده مقاطع زمین شناسی برداشت شده است (۱: پس کمر، ۲: چکودر، ۳: تنگ نیزار، ۴: چهل کمان (مقطع تیپ)، ۵: چهچه، ۶: درگز).

### روش تحقیق

در این تحقیق پس از بررسی اولیه زمین شناسی و مطالعه انواع مختلف سنگها در صحرا، در حدود ۸۵۰ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان (قطبشی) بررسی شدند. نتیجه 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]. در این روش محلول آلزارین 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 دولومیتها موجود به وسیله اسپکترومتر جرمی (بیناب سنج جرم) از نظر ایزوتوپهای کربن و اکسیژن تجزیه شدند. تجزیه نمونهها در دانشگاه آدلاید استرالیا و به وسیله ریزبیناب سنج جرم Optima انجام گرفت. دادههای ایزوتویی به صورت نمودار در مقابل یکدیگر ترسیم و تفسیر شده است. علاوه بر این، مقاطع دولومیتی به وسیله میکروسکوپ کاتدولومینسانس نیز بررسی شده اند. مدل این میکروسکوپ Technosyn COLD CL و نمونهها در شرایط خلاء ۰/۱۵ (Torr) ، جریان ۱۸۵ میلی آمپر و ولتاژ ۱۲ کیلوولت مطالعه شده اند. ضمناً دمای تشکیل دولومیت نیز با استفاده از معادله فریدمن و انیل [۵] محاسبه شده است.

### بحث

در مطالعات گسترده زمین شناسی که روی واحدهای سنگی سازند چهل کمان (با سن پالئوسن فوقانی) در شمال شرق ایران انجام گرفت، لایه های دولومیتی از سنگ آهک، شیل و ماسه سنگ تفکیک شدند. لایه های دولومیتی در نمونه های دستی بیشتر ریز بلور و با رنگهای نخودی، زرد و کرم رخنمون دارند. شواهد صحرائی نشان داد که این واحدها در توالی های 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 ژپس و انیدرید و برخی دیگر فاقد این کانیها هستند، احتمالاً منشأ آنها بایستی متفاوت باشد. بررسی های دقیق پتروگرافیکی دولومیتها نشان داد که بلورها از نظر اندازه و بافت با یکدیگر اختلاف دارند. دولومیتها همراه با رسوبهای تبخیری بیشتر ریز بلور (کمتر از ۱۰



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

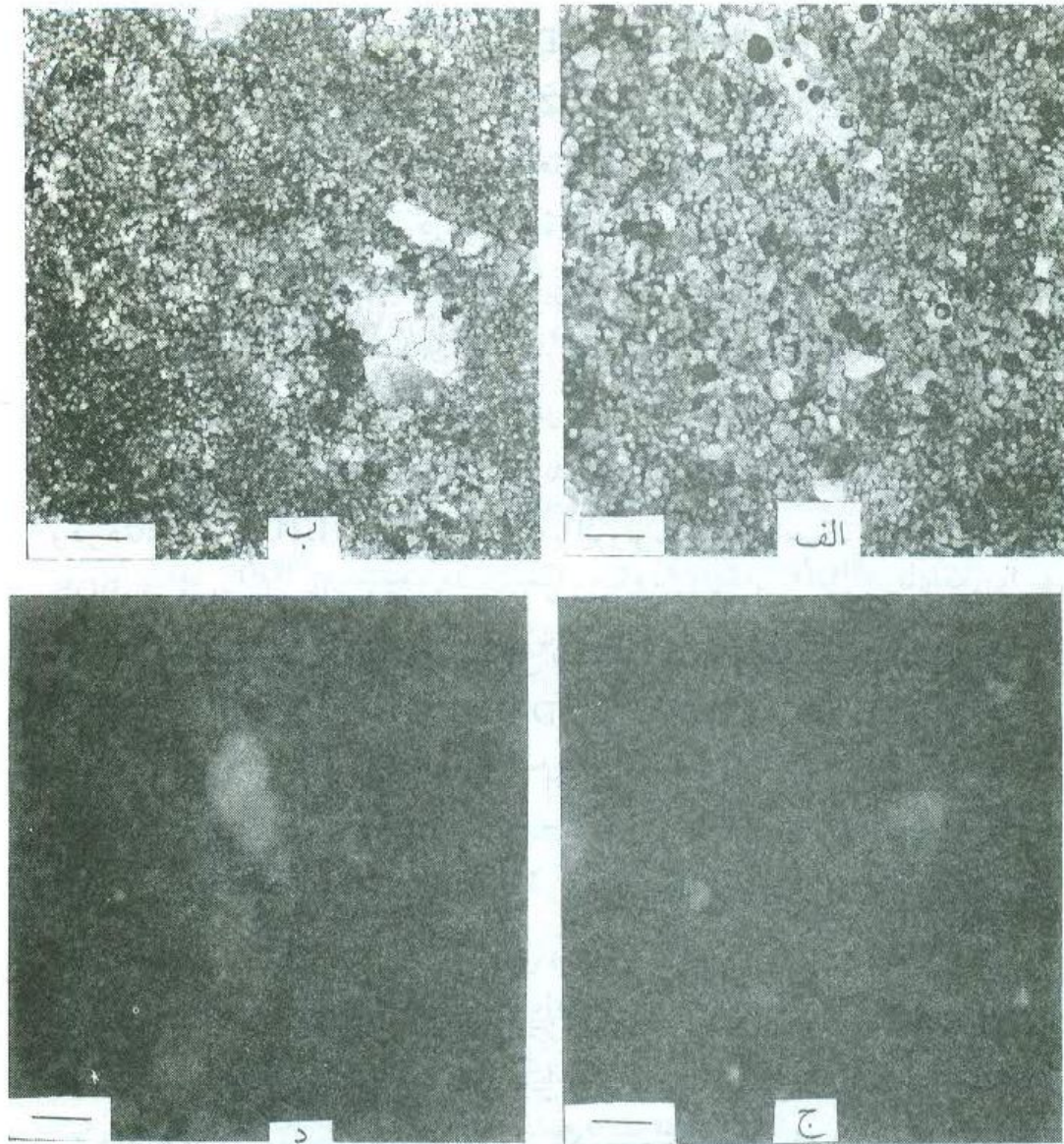
میکرون) و دولومیت‌های فاقد رسوبهای تبخیری، علاوه بر داشتن بلورهای ریز، دارای بلورهای درشت تری (بین ۵۰ تا ۸۰ میکرون) نیز هستند. این نتایج منجر به تفکیک دو نوع دولومیت  $d_1$ ،  $d_2$  گردید (شکل ۳ الف و ب). چون داده‌های ایزوتوپی اطلاعات دقیقی در خصوص منشاء دولومیتها در اختیار می‌گذارند، در این تحقیق ۲۱ نمونه دولومیت ( $d_1$ ،  $d_2$ ) با بیناب سنج جرم از نظر ایزوتوپهای کربن و اکسیژن تجزیه شدند (جدول ۱). نتایج این تجزیه نشان می‌دهد که مقدار ایزوتوپ اکسیژن بین  $+0.92\%$  تا  $-8.77\%$  در هزار PDB و ایزوتوپ کربن بین  $+1.18$  تا  $+3.5$  در هزار PDB در تغییر است. با رسم این داده‌ها 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 سبک‌تر اکسیژن (مقدار منفی بیشتر) 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 ناحیه مورد مطالعه در شمال شرق ایران و این حوضه‌ها وجود دارد. براساس داده‌های

جدول ۱ نتایج تجزیه ۲۱ نمونه دولومیت از ناحیه 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

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



شکل ۳: فتو میکروگرافیایی 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 میلیمتر است). ج و د: نمایش دولومیت در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس، بلورهای درشت تر  $d_2$  دارای لومینسانس نارنجی هستند (خط مقیاس برابر ۰/۱ میلیمتر است).

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

های دفنی و در دمای بالا (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 محدوده ایزوتوپ اکسیژن سنگین تر از  $2/5 -$  در هزار PDB، تعدادی در محدوده ایزوتوپ اکسیژن سبک تر از  $6/5 -$  در هزار PDB، و تعدادی نیز در حد واسط بین این دو قرار می‌گیرند. بنابراین با توجه به اینکه نتایج به دست آمده از حوضه‌های خلیج فارس و میشیگان با بسیاری از مناطق دنیا انطباق دارد، لذا می‌توان به این نتیجه رسید که در ناحیه مورد مطالعه نیز دولومیت‌های  $d_1$  که همراه با رسوبهای تبخیری بوده و ریزبلورند در محیط‌های بالای جزرومدی (کشندی) و در دمای پائین (LTD) و دولومیت‌های  $d_2$  با ایزوتوپ اکسیژن سبک تر از  $6/5 -$  در هزار PDB، که دارای بلورهای درشت‌ترند و با تبخیری‌ها همراه نیستند، در مرحله پس از دفن و در دماهای بالاتر (HTD) تشکیل شده‌اند. ضمناً نمونه‌هایی که دارای ایزوتوپ اکسیژن مابین  $2/5 -$  تا  $6/5 -$  در هزار 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 وسیله تابش پرتوهای الکترونی در یک محیط خلاء از یک منبع کاتدی است. این عمل باعث جابه‌جائی الکترون خواهد شد که با انتشار نور و ایجاد لومینسانس همراه است [۱۳].

در این پژوهش علاوه بر بررسی‌های سنگ شناختی و ایزوتوپی، تمام نمونه‌های دولومیتی به وسیله میکروسکوپ کاتدولومینسانس نیز مطالعه شده‌اند. نتایج نشان می‌دهد که نمونه‌های ریز بلور در دولومیت‌های  $d_1$  فاقد لومینسانس و کاملاً تاریکند، در صورتیکه بلورهای درشت‌تر 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 درشت‌تر دولومیت‌های  $d_2$  شرایط احیائی‌تر را نشان می‌دهد که معمولاً در محیط‌های



دفنی وجود دارد [۱۳]. بنابراین نتایج بدست آمده از مطالعه 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 معادله (۱) 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  $\delta O^{18}_D$  مقدار ایزوتوپ اکسیژن دولومیت،  $\delta O^{18}_W$  مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب و  $T$  دمای تشکیل بر حسب کلون 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 (۱/۱۲): تعیین مقدار ایزوتوپ در سنگ آهکهای دگرسان نشده آن زمان (۲) مقایسه با دولومیت‌هایی که قبلاً بطور دقیق مطالعه شده و شرایط مشابهی با دولومیت‌های مورد نظر دارند.

در این بررسی به دلیل داشتن داده‌های ایزوتوپی سنگهای آهکی سازند چهل کمان، از روش اول استفاده شده است. در این روش بایستی از نمونه‌های سنگ آهک با سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن، که نشاندهنده کمترین دگرسانی است، استفاده کرد. این مقدار نزدیکترین مقدار به ایزوتوپ اکسیژن آب آن زمان خواهد بود. داده‌های ایزوتوپی سیمان‌های کربناته سازند چهل کمان برای سنگین‌ترین نمونه ۲/۷- در هزار PDB را نشان می‌دهد. بنابراین اگر این مقدار را معادل ایزوتوپ اکسیژن آب دریای پالئوسن در نظر بگیریم و مقادیر کمترین و بیشترین ایزوتوپ اکسیژن دولومیت را در معادله (۱) جایگزین کنیم، دمای کمینه ۲۶°C برای دولومیت‌های دمای پائین و بیش از ۷۲°C برای دولومیت‌های دمای بالا بدست می‌آید. بعلاوه اگر به نقشه‌های 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. در این شرایط مقدار دمابطور متوسط

در حدود ۲۸ تا ۳۰ درجه سانتیگراد است که تقریباً معادل دمای محاسبه شده برای دولومیت‌های نوع  $d_1$  است. از طرفی در مطالعه ژئوهیستوری (تاریخ زمین) حوضه کبه داغ، عمق دفن برای سازند چهل کمان در حدود ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متر محاسبه شده است (۱۵/۱)، که با احتساب شیب زمین گرمائی (به ازاء هر ۱۰۰ متر،  $3^{\circ}\text{C}$  افزایش دما)، دمای این عمق به ۳۶ تا ۴۵ درجه سانتیگراد می‌رسد که با در نظر گرفتن دمای سطحی (حدود  $30^{\circ}\text{C}$ )، به عدد  $75^{\circ}\text{C}$  خواهیم رسید که تقریباً معادل دمای محاسبه شده برای دولومیت‌های  $d_2$  است.

### برداشت

دولومیت‌ها از کانی‌های دیاژنتیکی هستند که در شرایط مختلف تشکیل می‌شوند. مطالعه دولومیت‌های سازند چهل کمان با سن پالئوسن فوقانی در شمال شرق ایران نشان داده است که می‌توان آنها را 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 کانی‌های تبخیری همراهند و ریز بلورند، و نیز مقدار ایزوتوپ اکسیژن آنها سنگین تر از  $2/5$  - در هزار 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  $6/5$  - در هزار PDB است. مقدار ایزوتوپ کربن در این دولومیت‌ها بین  $1/18 +$  تا  $3/5 +$  PDB است که تغییرات زیادی در آنها دیده نمی‌شود. این ویژگی‌ها دو منشأ مختلف تشکیل دولومیت را نشان می‌دهد. دولومیت  $d_1$  در دماهای پائین (در حدود  $26^{\circ}\text{C}$ ) و دولومیت  $d_2$  در دماهای بالا (بیش از  $72^{\circ}\text{C}$ ) تشکیل شده‌اند. همچنین بلورهای دولومیت  $d_1$  فاقد لومینسانس هستند که نشان‌دهنده شرایط اکسیدی و محیط‌های سطحی نظیر بالای حد جزر و مد (کشنیدی) است و بلورهای درشت دولومیت  $d_2$  دارای لومینسانس نارنجی است که مؤید شرایط احیائی و تشکیل در محیط تدفین است.

### 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,Amsterdam, 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 paleoenvironmental 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.

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, Continuing 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, Paleomagnetism and Continental 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.