



ژئوشیمی کلاهِک کربناتی نئوپروتروزوئیک سازند آهن نواری ریزو در جلال آباد زرنند

مهدی کیانیان^{۱*}، احمد خاکزاد^۲، ایرج رسا^۲ و منصور وثوقی عابدینی^۱

۱) گروه زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران mehdikianian@yahoo.com

۲) گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران

* عهده دار مکاتبات

چکیده

در منطقه ی جلال آباد زرنند، کلاهِک های کربناتی شامل دولومیت های متوسط تا درشت دانه ی زین اسیبی در افق فوقانی سری ریزو است که به همراه توالی از سنگ های رسوبی، توریدایت (گری وک)، ماسه سنگ، سیلتستون و ماده ی معدنی مگنتیت-هماتیت-ژاسپر به صورت آهن نواری مشاهده می شوند. قطعات افتاده در سنگ همبر و ماده ی معدنی و یا واحدهای هتروژن دیامیکتیت از شاخص های رسوبات یخچالی، در توالی مزبور هستند که زیر کلاهِک کربناتی قرار دارند.

تجزیه ی شیمیایی کربنات ها نشان می دهد که تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ و اکسیژن ۱۸ پایین و به ترتیب دامنه ی متغییر ۶/۷۹- تا ۲/۶۵- در هزار و ۱۵/۲۱- تا ۶/۴۸- در هزار بر حسب پی دی بی دارند، به طوری که دامنه ی تغییرات وسیع ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، آلتراسیون و تغییرات دیاژنتیکی را انعکاس می دهد. افزایش عیار متوسط آهن و منگنز و افزایش شاخص آلتراسیون ($Fe/Sr=720$ و $Mn/Sr=52$) با کاهش ایزوتوپ کربن ۱۳ توام می باشند. مقادیر منفی کربن ۱۳ نشان دهنده ی تغییر شرایط آب و هوایی از عصر یخچالی به عصر گلخانه ای بوده که در رجعت و یخچال زدایی و بالا آمدن آب دریاها رخ داده و سرانجام به تنه شست و تشکیل کلاهِک کربناتی مشابه کلاهِک های کربناتی عصر یخچال های جهانی منجر شده است.

واژه های کلیدی: یخچال های جهانی، ایزوتوپ کربن، دیامیکتیت، قطعات بیگانه، یخچالی

Geochemistry of Neoproterozoic cap carbonate of banded iron-formation of the Rizu serie in Jellal abad Zarand

M. Kianian^{*1}, A. Khakzad², I. Rasa² & M. V. Abedini²

1) Department of Geology, Islamic Azad University, Sciences & Research Campus, Tehran, I. R. Iran

2) Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, I. R. Iran

*Correspondence Author

Abstract

In the study area, the various of cap carbonates include medium to coarse (saddle dolomite) grains of dolomites, are situated uppermost of sequence of Rizu Formation. The sequence of Rizu serie contains of various lithology, quartzite sandstone, turbidities (Greywacke) with association of ore minerals (Magnetite- Hematite- Jasper), in the form of Banded iron- Formations, (BIFs). The existence of dropstones with heterogeneous grains (Diamictite) within fine matrix of carbonate are the indicators for glaciations episodes, which are located under the cap carbonate. Chemical analyses of carbonates showed that the $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ values of carbonates in area are low, ranging from -2.65 to -6.79 per mil versus (PDB), and -6.48 to -15.21 permil (PDB), respectively, whereas the excursion wide range of 18-oxygen isotope reflect the alteration and diagenetic processes. The high concentration of iron and manganese and high index of alteration ($Fe/Sr=720$ or $Mn/Sr=52$) is associated by decreasing 13-carbon isotope. The $\delta^{13}C$ depleted carbonates reflect climate changes from glacial (Icehouse) to greenhouse conditions that deposited during sea-level rise after retreating and deglaciation after math global glaciations snowball earth.

Key words: global glaciations, carbon isotope, diamictite, dropstone, glacial

۱- مقدمه

حضور یخچال‌های جهانی همزمان با تشکیل ذخایر معدنی در دوره‌ی نئوپروتروزوئیک از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (Condon et al. 2002). ذخایر عمده‌ی آهن نواری نئوپروتروزوئیک، نوع راپیتان، انعکاس‌دهنده‌ی شرایط پایدار قاره‌ای در زمان گسترش یخچال‌های جهانی و ایجاد شرایط احيایی برای تشکیل ذخایر عظیم آهن نواری در اکثر نقاط جهان (کانادا و استرالیا ...) به‌همراه سنگ‌ها و رسوبات یخچالی (دیامیکتیت‌ها) در عصر استورتین-وارنجین در ۵۴۰-۱۰۰۰ میلیون سال می‌باشند (Condon et al. 2002, Beukes). همزمان با ذوب‌شدن یخچال‌ها و بالا آمدن آب‌ها، شرایط احيایی به اکسیدی تغییر و تبدیل آهن فرو(محلول) به آهن فریک (غیرمحلول) به همراه مواد تخریبی و آواری دریایی-یخچالی و تشکیل آهن نواری (banded iron formation) در محیط‌های دریایی و اقیانوسی انجام شده است (Klein & Ladeira 2004, Klein & Beukes 1993). بیشتر نهشته‌های یخچالی نئوپروتروزوئیک پسین (Late Neoproterozoic Glacial Deposition) به‌وسیله‌ی کلاهِکی از لایه‌های مستمر موسوم به کلاهِک کربناتی از دولومیت با ضخامت متغیر پوشانده شده‌اند (Condon et al. 2002).

پوسته‌ی ایران در نئوپروتروزوئیک تحت شرایط کششی و ریفتی واقع شده (آقنابتی ۱۳۸۳) و تعداد کمی از این کافت‌ها به‌طور ناقص به اقیانوس تبدیل و سنگ‌های بازالتی اسپیلیتی-کراتوفیری را ایجاد نموده‌اند (آفتابی ۱۳۷۹). آب‌های دریایی-اقیانوسی پس از عبور از شکستگی‌های عمیق و تماس با توده‌های آذرین و یا با سنگ‌آهن‌های قدیمی‌تر و افزایش گرادیان حرارتی، عناصر آهن و منگنز و سیلیسیم و... را شسته و با خود به‌طرف بالا آورده‌اند. محلول‌های گرمابی کانسار ساز فقیر از اکسیژن به‌طرف منطقه‌ی ساحلی دریایی-یخچالی حرکت کرده و پس از برخورد با آب‌های سرد غنی از اکسیژن حاصل از ذوب یخچال‌ها، آهن را به‌صورت هیدروکسید و آهن فریک و سیلیسیم را به‌صورت ژل‌های سیلیکاتی رسوب داده‌اند. تشکیل آهن نواری به همراه رسوبات دریایی (ژاسپلیت‌ها) و یخچالی (قطعات بیگانه Dropstones) و پاراکنگلومرای یخچالی (Diamictite) در سنگ همبر و ماده‌ی معدنی سری ریزو مشابه و قابل مقایسه با الگوی تشکیل کانسارهای آهن نواری نئوپروتروزوئیک از نوع راپیتان (Rapitan-Type) (Yeo 1981, Young 1988, Klein & Ladeira 2004) می‌باشد.

تاکنون مطالعه‌ی جامعی در مورد احتمال تشکیل کانسارهای نواری در ایران صورت نگرفته است. آفتابی (۱۳۷۹) ضمن معرفی کانسار

آهن بندرعباس، گل‌گهر (بابکی ۱۳۸۳) و آهن بافق (محسنی و آفتابی ۱۳۸۴) به‌عنوان جدیدترین نمونه‌ی کانسارهای آهن نواری از نوع راپیتان، احتمال وجود این نوع کانسارها در سازندهای مشابه در ایران مانند راور، ریزو و دزو در کرمان و سازند کهر را ارائه نمود. آهن نواری ریزو بر اساس شواهد بافتی-ساختی آثار یخچالی (دراپستون و پاراکنگلومرای یخچالی) و تجزیه‌های شیمیایی سنگ همبر و ماده‌ی معدنی، مبنی بر عیار بالای آهن و سیلیسیم و عیار پایین عناصر وانادیوم، کروم، کبالت، نیکل و تیتانیوم ضمن مغایرت بامنشأ انواع کانسارهای ماگمایی، گرمابی و اسکارن مشابهت و همانندی خود را با کانسارهای آهن نواری از نوع راپیتان انعکاس می‌دهد. عنصر یوروپیم در الگوی هنجار شده‌ی عناصر نادر خاکی (REE)، آنومالی مثبت ضعیفی از خود نشان می‌دهد که انعکاسی از رقیق‌شدگی محلول‌های گرمابی توسط آب‌های دریایی-اقیانوسی می‌باشد (Klein & Ladeira 2004, Klein & Beukes 1993, Young 1988). آهن‌های قدیمی‌تر (آلگوما و سوپریور) و مشابه با آهن نواری گروه راپیتان می‌باشد (کیانیان ۱۳۸۵). پژوهش حاضر به مطالعه و بررسی نهشته‌های کربناتی (کلاهِک کربناتی) آهن نواری سری ریزو و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار (^{13}C & ^{18}O) آن‌ها در عصر یخچالی-پس یخچالی (کیانیان ۱۳۸۵) به‌عنوان دو رکن اساسی از پدیده‌ی زمین توپ برفی و حضور گسترده‌ی یخچال‌ها همراه با کربنات حاره‌ای در سنگ‌های پروتروزوئیک (Hoffman & Schrag 2002, Hoffman et al. 1998) در عرض جغرافیایی پایین، (Harland 1964, Schermerhorn 1974, Fairchild 1993, Schmidt & Williams 1995) مقایسه با کلاهِک کربناتی کانسارهای آهن نواری از نوع راپیتان (Rapitan-Type) می‌باشد. در ضمن این مقاله به بررسی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و میزان همبستگی آن‌ها به یکدیگر و نیز تعیین دمای محیط دیاژنتیکی اشاره می‌نماید.

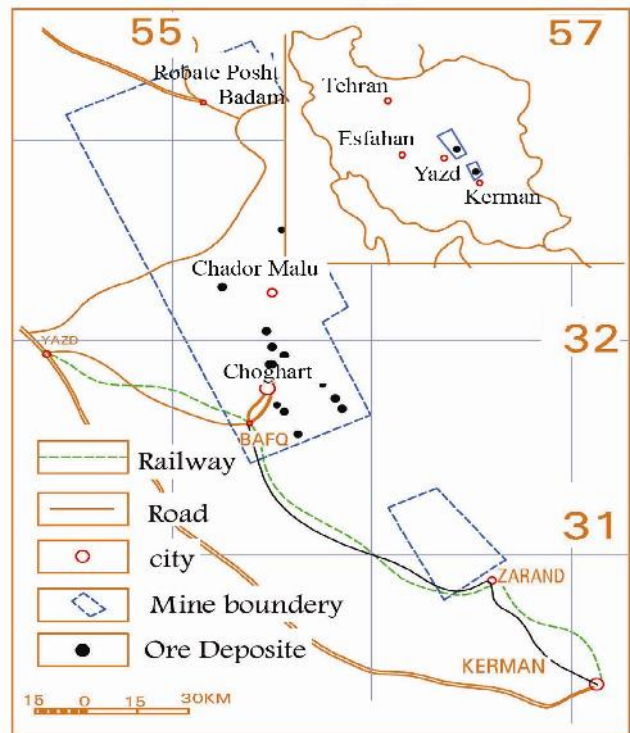
کلاهِک کربناتی (دولومیت‌ها) احتمالاً نتیجه‌ی پیشروی دریا پس از عصر یخچالی و یا نتیجه‌ی معکوس شدن آب دریایی باشد. کربنات‌های فوق نسبت به کربنات‌های دیگر نئوپروتروزوئیک غالباً از ایزوتوپ کربن ^{13}C تخلیه و فقیر شده‌اند (Knoll 1992, Walter et al. 2000). کلاهِک کربناتی پارادوکسی از یک انتقال آشکار و صریح از شرایط یخچالی به شرایط حاره‌ای می‌باشد (Chumakov & Elston 1989).

۲- موقعیت زمین شناسی

منطقه‌ی مورد مطالعه با مختصات طول جغرافیایی $25^{\circ} 05'$ تا $25^{\circ} 42'$

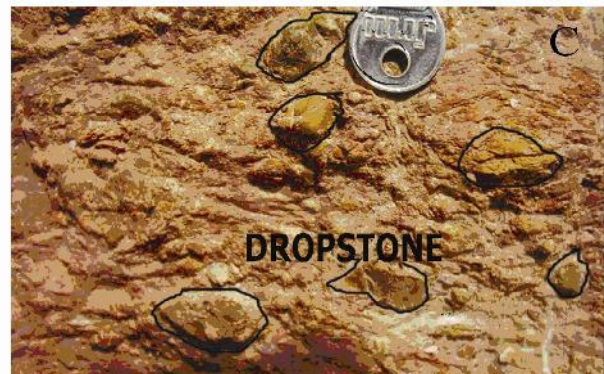
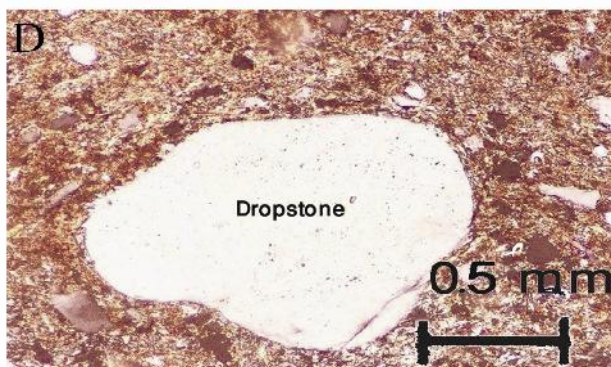
است که در بین گسل کوهبنان در شرق و گسل داوران در غرب واقع شده است.

در محدوده‌ی مورد مطالعه، نهشته‌های مربوط به پرکامبرین (نئوپروتروزوئیک) به نام سری مراد در غرب منطقه و پالئوزوئیک، مزوزوئیک و تشریری در شرق منطقه گسترش دارند. سری ریزو با کنگلومرای قاعده‌ای و با دگرشیبی زاویه‌دار بر روی سری مراد واقع شده است. سری مزبور به صورت یک توالی از سنگ‌های رسوبی، کربناتی، تخریبی و آتشفشانی با شیب کلی ۳۰-۵۰ درجه با روند شمال شرقی-جنوب غربی و در امتداد تاقدیس قرار گرفته است. در بخش تختانی آن ماسه‌سنگ‌های خاکستری مایل به سبز، صورتی و شیل‌های ماسه‌ای با ترکیب هتروژن از رسوبات و سنگ‌های یخچالی و قطعات کنگلومرای از سنگ‌های کربناتی در خمیره‌ی دانه‌ریز (دیامکتیت) وجود دارند. سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و بازیک با دگرسانی اسپلیتی که نشانگر ماگماتیسیم بایمدال و موقعیت ریفتی منطقه می‌باشد به همراه ماده‌ی معدنی هماتیت و مگنتیت مشاهده می‌شوند. در بخش فوقانی آن سنگ‌های کربناتی، دولومیت چرتی، دولومیت به همراه ژاسپلیت که شاخص محیط دریایی است نیز وجود دارند (تصویر ۲). کلاهدک کربناتی (دولومیت) که در عصر بین یخچالی- پس از یخچالی و پس از مهاجرت و عقب‌نشینی یخچال‌ها و پیشروی دریا به وجود آمده است، به صورت گسترده قسمت فوقانی سری مزبور را می‌پوشاند.



تصویر ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه (با تغییرات و اقتباس از شرکت تکنواکسپورت) (Gotlov & Esev 1976)

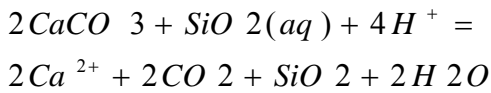
و عرض جغرافیایی ۳۱°۳۱' تا ۳۱°۱۸' در ۳۸ کیلومتری شمال غرب شهرستان زرنند و در ۱۱۳ کیلومتری شمال غرب کرمان قرار دارد (تصویر ۱). این منطقه جزء واحدهای ساختمان رسوبی ایران مرکزی



تصویر ۲- A-قطعه‌ی غریبه (Dropstone)، B-ژاسپلیت با کربنات، C-دیامکتیت، D- دیامکتیت در مقطع میکروسکوپی

۳- روش مطالعه

از دولومیت‌های مورد مطالعه دانه ریز می‌باشد که در فاصله‌ی دورتری از توده‌ی کانسار انتخاب شده است و فرایند دیاژنتیکی را کاملاً طی نکرده و کمتر تحت تاثیر محلول‌های گرمابی بوده است (تصویر ۳). در سنگ‌های کربناتی پدیده‌ی سیلیسی شدن به‌وفور قابل مشاهده است که در توالی با کربنات‌ها دارای بافت باز و بسته (Pinch & Swell) می‌باشند که واکنش مزبور و سیلیسی شدن در آهک‌های دولومیتی بر اساس رابطه‌ی زیر صورت می‌گیرد (تصویر ۴).



۵- ایزوتوپ اکسیژن و کربن (O^{18}, C^{13})

با استفاده از مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن تغییرات تدریجی درصد دگرسانی و دمای تشکیل کربنات‌ها تعیین گردید. مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (O^{18}) (جدول ۱) در انواع دولومیت‌های گروه ریزو (۱۵/۲۱۰- تا ۶/۴۸۳- درصد) نسبت به استاندارد بلمینیت سازند پی دی (PDB) (۱۵/۱۸۱ تا ۲۴/۱۷۷ درصد) یا نسبت به میانگین استاندارد آب اقیانوسی (Standard mean oceanic water) می‌باشد. کاهش واضح در مقدار ایزوتوپ پایدار اکسیژن در انواع دولومیت‌ها، احتمالاً نتیجه‌ی افزایش دمای سیالات دولومیت‌ساز همراه با افزایش عمق تدفین می‌باشد.

مقدار ایزوتوپ پایدار کربن در دولومیت‌ها بین (۶/۷۹۵- تا ۲/۶۵۹- درصد) نسبت به استاندارد بلمینیت سازند پی دی می‌باشد. این تغییر ایزوتوپی کربن ۱۳ مشابه تغییرات مقدار ایزوتوپ کربن ۱۳، در پروفیل کلاهدک‌های کربناتی آهن نواری جهان بعد از عصر یخبچالی و گرم شدن آب و هوا و نهشته شدن همزمان دولومیت‌ها می‌باشد. روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل ایزوتوپ کربن ۱۳ دولومیت‌های سری ریزو در مقایسه با سایر دولومیت‌های جهانی ترسیم شده است (تصویر ۵). در این نمودار نمونه‌های دولومیتی گروه ریزو، با دولومیت‌های پروتروزوئیک و عهد حاضر مقایسه شده‌اند. همان‌طور که مشاهده می‌شود با افزایش قطر بلورها مقادیر O^{18} و C^{13} کاهش می‌یابند که این ویژگی خاص دیاژنز تدفینی می‌باشد (Choquette & James 1987). قابل توجه این‌که نمونه‌های دولومیتی گروه ریزو در مجاورت و محدوده‌ی دولومیت‌های آب گرم پروتروزوئیک واقع شده‌اند

(Williams 1979, Zempolich et al. 1988, McKenzie 1981, Behrens & Land 1972, Warren 1988, Adabi 1997, Schidlowski et al. 1975, Veizer & Hofes 1976) در تصویر ۶ پروفیل ایزوتوپ کربن ۱۳ و اکسیژن ۱۸ کربنات کانسار آهن نواری ریزو در مقایسه با پروفیل کربنات گروه راپیتان

به‌منظور بررسی و مطالعه‌ی پتروگرافی، تعداد ۳۰ نمونه دولومیت‌های سری ریزو از مغزه‌های حفاری چاه شماره BH8 از بلوک چهار انتخاب و مقطع نازک تهیه گردید. به‌منظور تشخیص کانی‌های کلسیت و دولومیت از محلول آلیزارین قرمز جهت رنگ‌آمیزی استفاده گردید.

جهت بررسی و تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار و شیمی عناصر، تعداد ۱۳ نمونه از دولومیت‌ها انتخاب و توسط متده‌های دندانپزشکی (Dental drill) پودر مورد نیاز (۱g) تهیه و برای آنالیز و تعیین مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ به استرالیا ارسال گردید. در این آنالیز حدود ۱۵ میلی‌گرم از پودر نمونه به مدت ۲۴ ساعت در درجه حرارت ۲۵ درجه‌ی سانتی‌گراد تحت تاثیر اسید فسفریک ۱۰۰درصد قرار گرفته تا گاز دی‌اکسید کربن متصاعد شده به کمک دستگاه طیف‌سنجی جرمی مدل 602D اندازه‌گیری شود. خطای اندازه‌گیری ایزوتروپی در حد ± 0.1 درصد بوده است. از نمونه‌های فوق شش نمونه جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی منگنز، آهن، کلسیم، سدیم، منیزیم و استرانسیم با روش طیف‌سنج جرمی با روش زوج پلاسمای القایی (ICP-MS: Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry) و تیتراسیون و جذب اتمی توسط سازمان زمین‌شناسی کرمان و تهران مورد آزمایش قرار گرفتند.

۴- مطالعات پتروگرافی

دولومیت‌های منطقه در اشکال و انواع مختلف یکی از واحدهای سنگی تشکیل دهنده‌ی توالی سری ریزو-دزو (معادل دولومیت سلطانیه) به شمار می‌روند. اغلب به رنگ‌های قهوه‌ای، خاکستری، کرمی می‌باشند. دولومیت‌های قهوه‌ای و خاکستری در مجاورت توده‌ی معدنی واقع شده‌اند. دولومیت‌ها اغلب تجدید تبلور یافته و دارای بافتی دانه‌درشت (زین اسبی) می‌باشند. انواع دولومیت زرد رنگ و چرتی و استروماتولیتی در فاصله‌ی دورتری از توده اصلی کانسار قرار گرفته‌اند. مطالعات نشان داده که دولومیت‌های گروه ریزو تاریخچه‌ی دیاژنتیکی پیچیده داشته‌اند به‌طوری‌که تنوع دولومیت‌ها می‌تواند بازتابی از زمان تشکیل، منشاء و یا ترکیب سنگ اولیه نیز باشد.

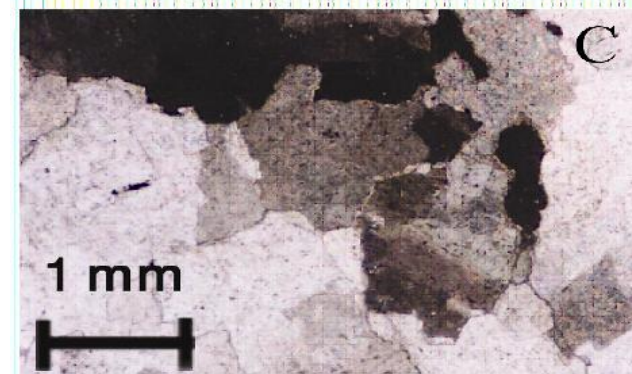
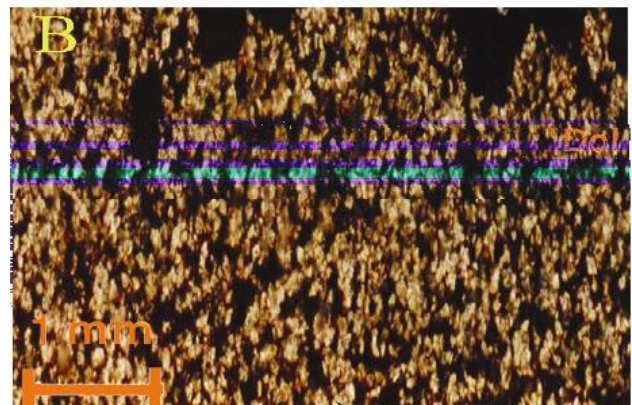
دولومیت‌های مورد مطالعه با توجه به اندازه‌ی بلورها (یونی مدال یا پلی‌مدال) و شکل مرز بلورها به دانه‌ریز (دولومیکرایت)، متوسط (دلواسپاریت) و دانه‌درشت (دولومیت زین اسبی) تقسیم می‌شوند. دولومیت‌های مورد مطالعه اکثراً در مجاورت توده‌ی معدنی انتخاب شده و اکثراً دانه‌متوسط تا دانه‌درشت می‌باشند و طی فرایند دیاژنتیکی مشابه دولومیت‌های زین اسبی خاموشی موحی دارند. فقط یک نمونه

(Narbonne & Aitken 1995) و سایر گروه‌های مشابه در نامیبیا، استرالیا و برزیل (Kennedy et al. 1998) ترسیم شده است.

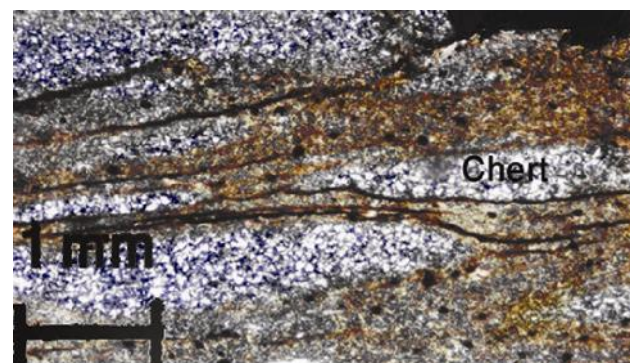
همان طوری که در نمودارهای فوق مشاهده می‌شود، پروفیل ایزوتوپ پایدار کربن ۱۳ از کربنات‌های سری ریزو دارای تغییرات منفی می‌باشد که مشابه تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ کربنات‌های بعد از رسوبات یخچالی گروه راپیتان (برزیل و نامیبیا) می‌باشد (Hoffman & Deynoux 1994). هجوم و عقب‌نشینی یخچال‌ها، در نتیجه‌ی گرم شدن آب و هوا و بالا آمدن آب دریا‌های عمیق غنی از آهن که ایزوتوپ کربن ۱۳ آن کاهیدگی دارد به طرف فلات قاره کم عمق و تماس با آب‌های سرد سطحی اکسیژن‌دار سبب راسب شدن آهن فریک (Fe^{+3}) گردیده است. آب‌های سرد حاوی ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ پایین می‌باشند و کربنات‌ها با توجه به تشکیل‌شان در محیط احیایی دارای ایزوتوپ کربن ۱۳ می‌باشند، بنابراین کربنات‌ها حاوی مقادیر منفی ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ می‌باشند (James et al. 2001).

مقادیر ایزوتوپی دارای دامنه‌های متغیر مشخص می‌باشند. دامنه‌ی تغییرات ایزوتوپی کربن ($-6/795\%$ تا $-2/659\delta C^{13}$) و دارای مقادیر منفی می‌باشند. دامنه‌ی تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ($+24/177\%$ تا $+15/181\delta O^{18}$ SMOW) که بر اساس متوسط آب دریا اندازه‌گیری شده مقادیر مثبتی دارند و بر اساس استاندارد بلمینیت سازند پی دی مقادیر منفی می‌باشند (جدول ۱). مقادیر منفی که نشان‌دهنده‌ی کاهیدگی ایزوتوپ کربن ۱۳ رخساره‌ها در دولومیت‌های سری ریزو است، مشابه ایزوتوپ کربن ۱۳ کربنات‌های رخساره‌های برامر استرالیا (Kennedy 1996, William 1979) و یا کربنات گروه راپیتان کانادا می‌باشند که معرف کربنات‌های دریایی نئوپروتروزوئیک بوده (Kaufman et al. 1991, Kaufman & Knoll 1995) که پس از عصر یخچالی و رجعت یخچال‌ها و بالا آمدن آب دریا بوجود آمده‌اند مقادیر منفی ایزوتوپ کربن ۱۳ نیز احتمالاً نشانگر تأثیرات محلول‌های گرمابی، فرآیند دگرگونی و یا دگرسانی دیاژنتیکی است (Perry et al. 1973).

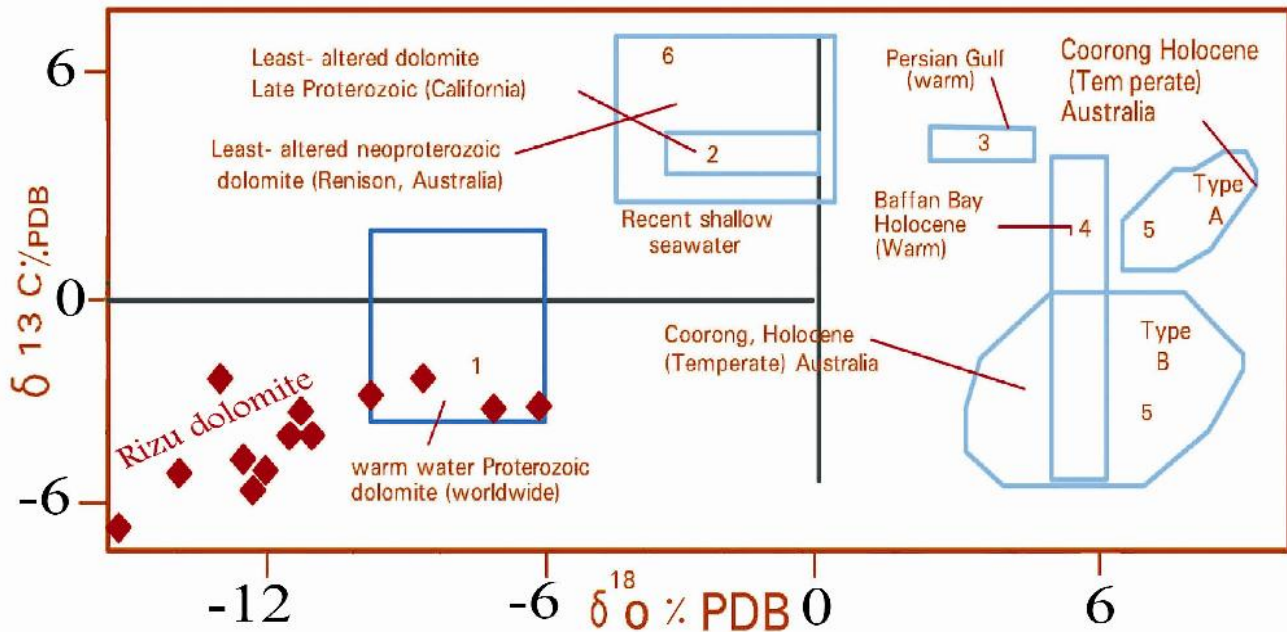
کربنات‌های رخساره‌های گروه راپیتان کاهیده‌گی قابل توجهی در ایزوتوپ‌های کربن ۱۳ با دامنه‌ی تغییرات ($-3/37$ تا $+0/13\delta C^{13}$) در هزار نشان می‌دهند. با توجه به نمودار دری (Derry et al. 1992)، مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ کربنات‌های گروه راپیتان محدوده سنی ۷۵۰ میلیون سال، همزمان با عصر یخچالی استورترین را نشان می‌دهند. در



تصویر ۳- A- مقاطع میکروسکوپی دولومیت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، با ضخامت کم همراه با ماده‌ی معدنی، B- دولومیت‌های دانه‌ریز تا دانه متوسط، C- دولومیت‌های دانه‌درشت (سدال)



تصویر ۴- مقطع میکروسکوپی از کربنات‌ها و چرت با بافت باز و بسته در منطقه‌ی مورد مطالعه



تصویر ۵- نمودار تغییرات ایزوتوپ اکسیژن $\delta_{18}O$ در مقابل ایزوتوپ کربن $\delta_{13}C$ در دولومیت‌های سری ریزو و مقایسه آن‌ها با دولومیت‌های آب‌های گرم پروتروزوئیک جهانی، دولومیت‌های نئوپروتروزوئیک و دولومیت‌های عهد حاضر، نمونه‌های دولومیکرایت از نظر $\delta_{18}O$ و $\delta_{13}C$ غنی‌تر از دولومیت‌های درشت دانه می‌باشند.

جدول ۱- ترکیب ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی کربنات کانسار ریزو (جلال آباد) و مقایسه با نمونه‌های جهانی در کوه‌های مکنزی کانادا در سازندهای کربناتی راونز ترات‌های هوک راپیتان بر اساس داده‌های (James et al. 2001).

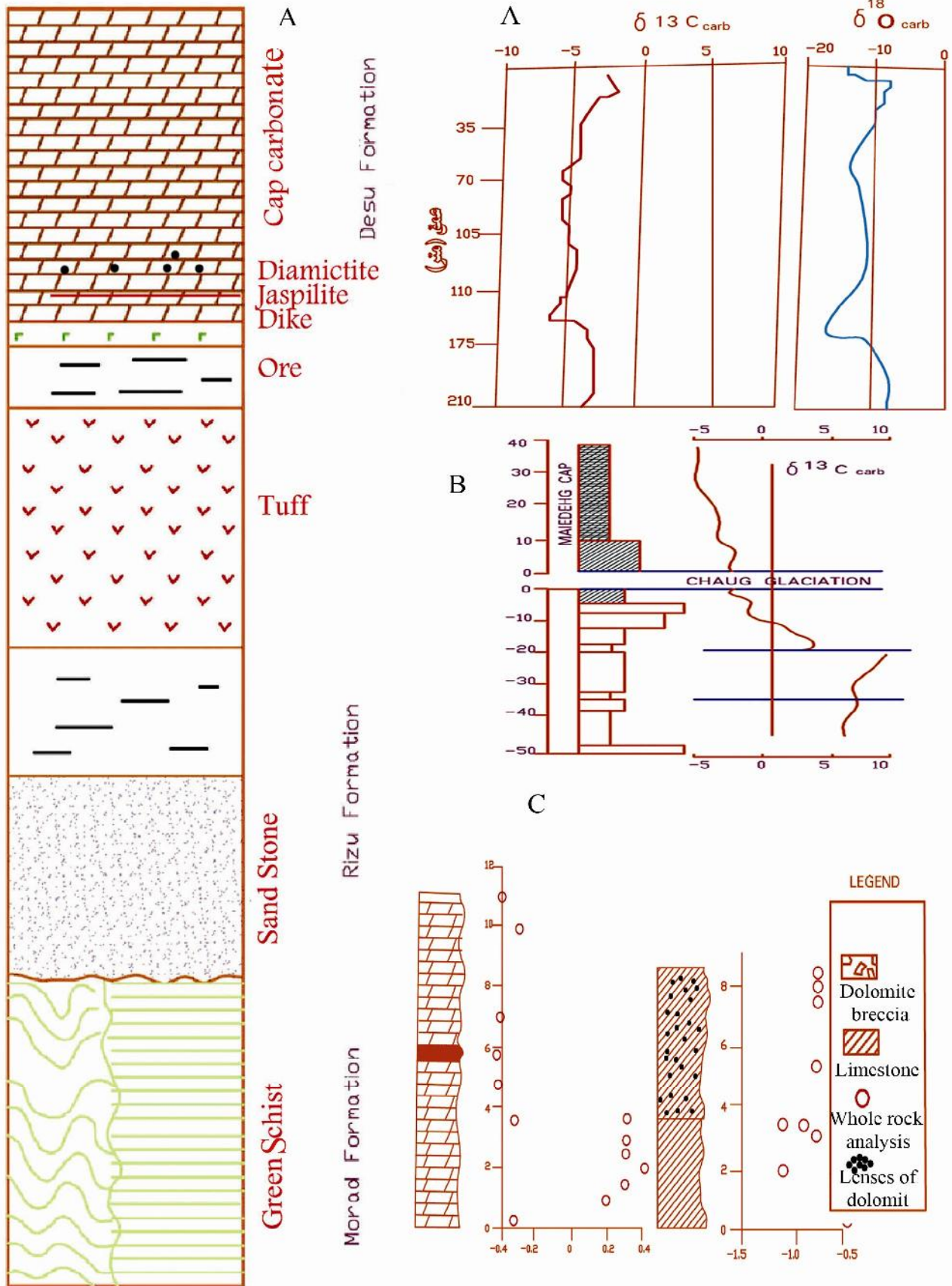
Mn/Sr	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Na (ppm)	Mg%	Ca%	^{18}O PDB	^{13}C (PDB)	ترکیب ایزوتوپ‌ها و عناصر اصلی و فرعی شماره نمونه
							-۱۲/۰۸۵	-۴/۸۷۷	BH 4
۴۳/۳	۹۰	۳۹۰۰	۵۶۱۰۰	۵۰۰	۹/۵۳	۲۰/۸۶	-۱۴/۱۹۸	-۵/۷۰۰	BH5-1
							-۱۵/۲۱۰	-۶/۷۹۵	BH5-2
۵۸/۳	۶۰	۳۵۰۰	۶۶۹۰۰	۵۰۰	۹/۶۲	۱۸/۳۴	-۱۰/۵۳۱	-۳/۹۱۲	BH6
۴۷/۵	۸۰	۳۸۰۰	۴۵۷۰۰	۱۰۰	۱۰/۰۷	۲۰/۶۶	-۶/۴۸۳	-۳/۴۷۶	BH7-1
							-۶/۶۵۶	-۳/۵۰۷	BH7-2
							-۱۱/۵۳۷	-۳/۵۶۲	DB-1-12
							-۱۳/۲۵۳	-۲/۹۵۶	DD3-1
۴۸/۳	۶۰	۲۹۰۰	۲۲۸۰۰	۷۰	۱۱/۳۳	۲۱/۰۱	-۸/۸۹۴	-۲/۶۵۹	DB5-1
							-۹/۸۹۳	-۳/۱۸۳	DB5-2
							-۱۱/۲۵۶	-۴/۳۳۸	DB7-2
۵۵	۸۰	۴۴۰۰	۳۳۴۰۰	۷۰	۸/۳۵	۱۸/۶۶	-۱۲/۷۱۵	-۴/۶۰۳	DB11-2
۵۸	۵۰	۲۹۰۰	۶۰۵۰۰	۱۰۰	۱۰/۳۵	۲۰/۴	-۱۲/۷۱۵	-۵/۰۰۸	DB13-2
							-۹/۹۵ (SMOW)	-۰/۷۴ تا	دامنه تغییرات کربنات راپیتان
							-۱۲/۸ تا	-۵/۵۲ تا	
							+۲۸/۳ تا +۱۰/۶	-۲/۲ تا -۵/۵	کربنات (دولومیت آدلاید)

حالی که مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ گروه ریزو محدوده‌ی سنی ۵۹۰ میلیون سال معادل عصر یخچالی ورنجین را نشان می‌دهد (تصویر ۷).

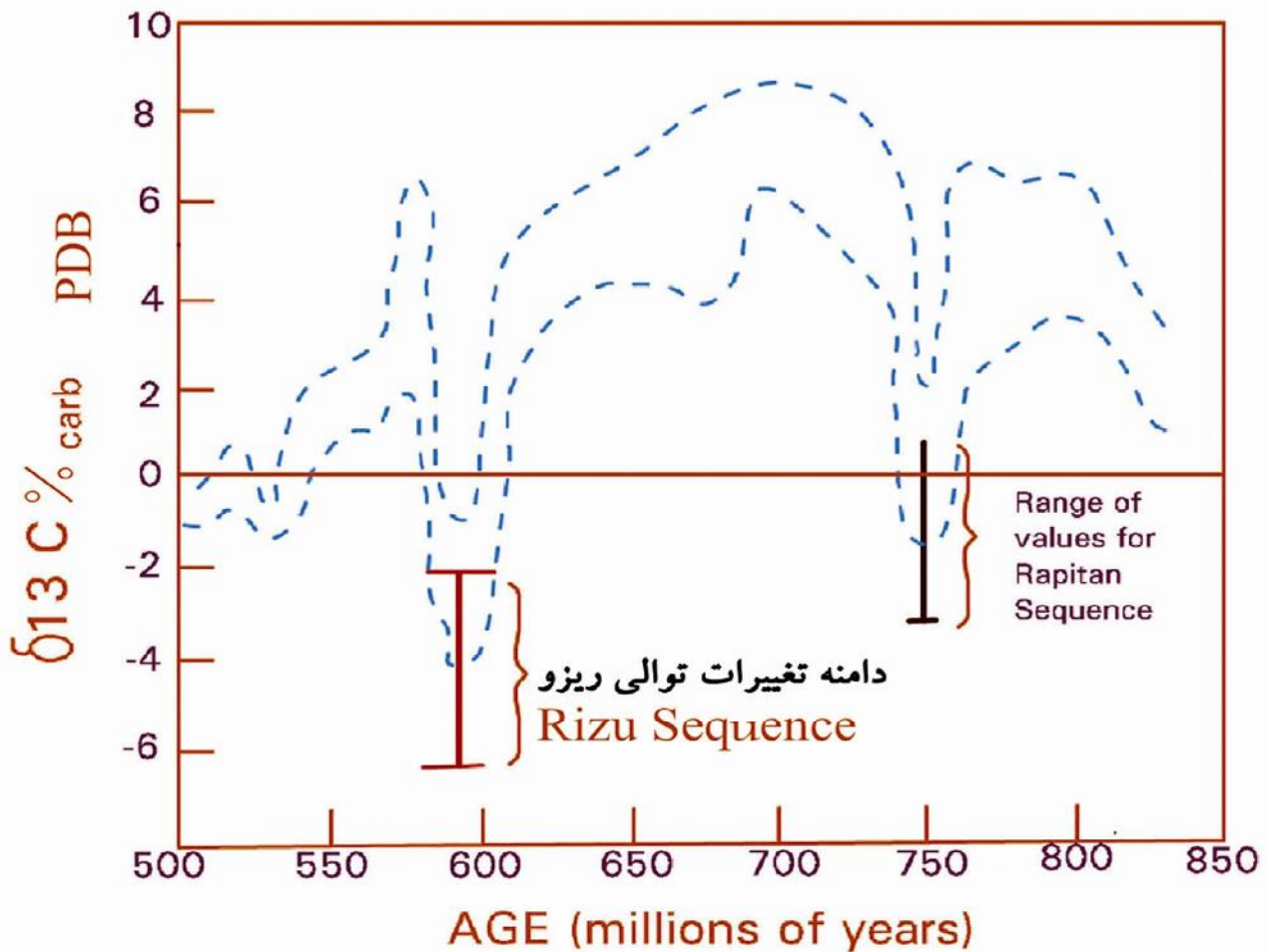
۶- ترسیم ایزوتوپ اکسیژن در مقابل ایزوتوپ کربن

برای بررسی تغییرات تدریجی درصد دگرسانی و تعیین دمای تشکیل کربنات‌ها تغییرات ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن استفاده می‌شود. روند تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار کربن در کربنات‌ها نشان‌دهنده‌ی تغییرات سنگ‌های دولومیتی تحت تاثیر محلول‌های گرمایی و دیاژنتیکی است. نمونه‌هایی که مقدار ایزوتوپ کربن آن‌ها کاهش یافته، دانه درشت‌تر (دولومیت زین اسبی) و نمونه‌هایی که کمتر تحت تاثیر محلول‌های دگرسانی واقع شده‌اند، دانه متوسط و یا ریزدانه (دولومیکرایت) می‌باشند. نمودار فوق نشان‌دهنده‌ی یک کاهش تدریجی ایزوتوپ اکسیژن و کربن در دولومیت‌های منطقه می‌باشد که کاهش آن بیانگر افزایش تدریجی دمای حاصل از محلول‌های گرمایی است. با دور شدن از کانسار (نمونه‌های فاصله دورتر و سطحی) مقدار ایزوتوپ اکسیژن و کربن افزایش می‌یابد. رابطه‌ی خطی بین ایزوتوپ اکسیژن و کربن دارای شیب مثبت است و جهت پیکان به سمت کربنات‌های اولیه با حداقل آلتراسیون را نشان می‌دهد (تصویر ۸).

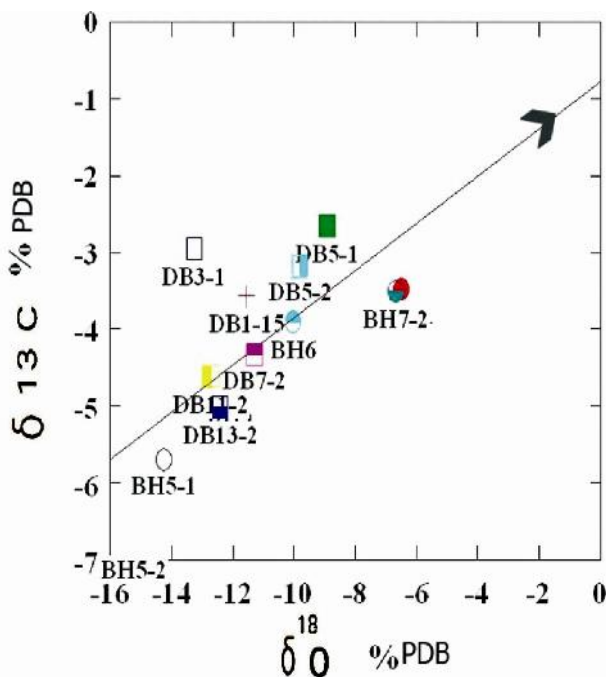
درصد دگرسانی ایزوتوپ اکسیژن و کربن در نمونه‌های نزدیک کانسار کمی بیشتر از دولومیت‌هایی است که در فاصله دورتری از



تصویر ۶- A- نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ کربنات‌ها (دولومیت) سری ریزو-دزو در عمق‌های متفاوت، B- کلاهیك كربناتی و منحنی تغییرات منفی کربن ۱۳ بعد از یخچال‌ها در نامیبیا، C- مقطع اندازه‌گیری شده از تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ (استاندارد بلمینیت سازند پی دی) در سازند گاندارلا برزیل.



تصویر ۷- تغییرات مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ در مقابل سن در کربنات‌های جلال‌آباد و مقایسه‌ی آن با کربنات‌های گروه رایپتان (اقتباس از Derry et al. 1992).



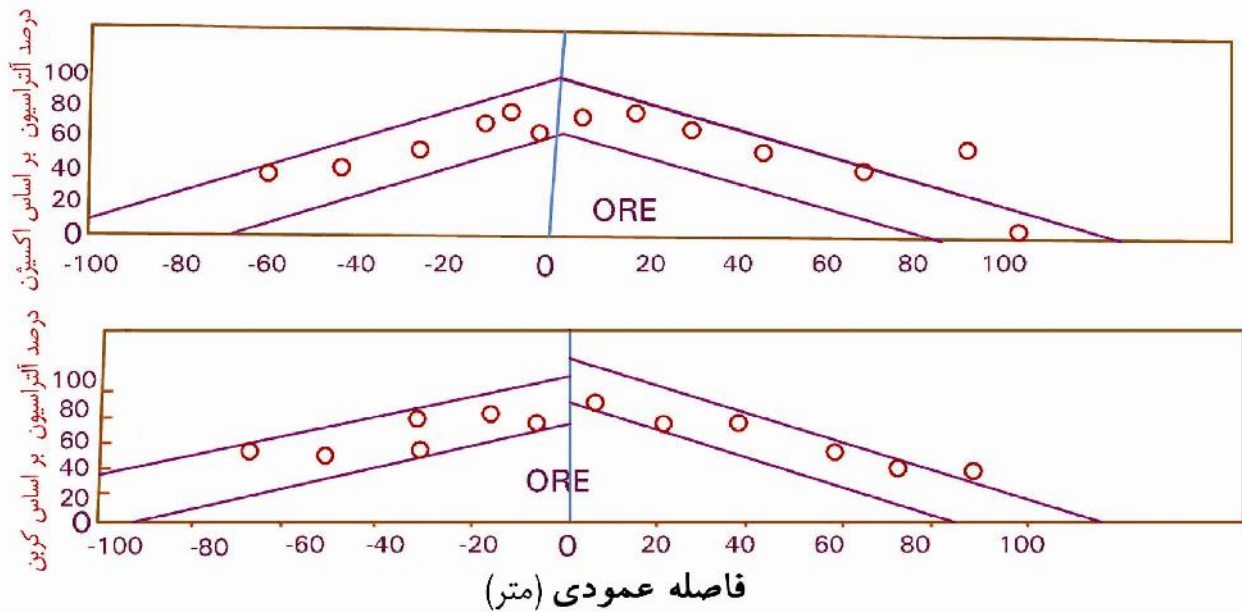
تصویر ۸- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در مقابل ایزوتوپ کربن ۱۳ در کربنات‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

کانسار قرار دارند. میزان دگرسانی ایزوتوپ اکسیژن در سنگ‌های مورد مطالعه بین ۹۵/۳-۵۹/۷۷ درصد و دگرسانی ایزوتوپ کربن بین ۸۸/۴۲-۵۶/۲۵ درصد است. بنابراین سیالات دیاژنتیکی حاوی مقدار کربن کمتری نسبت به اکسیژن می‌باشند. بنابراین با دور شدن از ماده‌ی معدنی و به طرف سطح شدت دگرسانی کاهش می‌یابد (تصویر ۹).

۷- ترسیم ایزوتوپ اکسیژن و کربن در مقابل عناصر اصلی و

فرعی

ترسیم نمودار سدیم در مقابل ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نشان می‌دهد که مقدار سدیم با عمق و دانه درشت‌تر شدن دولومیت‌ها کاهش پیدا کرده است. دلیل این کاهش را می‌توان به پایین بودن میزان شوری سیالات دولومیت‌ساز در دولومیت‌های درشت بلور نسبت داد. ترسیم نمودار عناصر آهن و منگنز در مقابل ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ نشان می‌دهد که با درشت بلور شدن دولومیت‌ها مقدار عناصر فوق افزایش می‌یابند. علت این افزایش به شرایط احیایی حاکم بر محیط همراه با افزایش دما در طی تدفین مربوط است (آدابی ۱۳۸۳).



تصویر ۹- تغییرات درصد آلتراسیون ایزوتوپ کربن و اکسیژن در کربنات‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

میزان استرانسیم در دولومیت‌های مورد مطالعه از ۵۰ تا ۹۰ گرم در تن در تغییر است و میانگین آن ۷۰ گرم در تن می‌باشد. اصولاً مقدار استرانسیم در دولومیت‌ها (۷۰-۱۰۰ گرم در تن) نسبت به کلسیت کلسیم:

(میانگین ۳۰۰۰ گرم در تن) به مراتب کمتر است. این کاهش بیشتر به دلیل ضریب تقسیم کمتر استرانسیم در دولومیت‌هاست. استرانسیم عموماً جانشین کلسیم می‌شود و از آنجایی که مقدار کلسیم در دولومیت نصف مقدار آن در کلسیت است، لذا مقدار استرانسیم در دولومیت کمتر از کلسیت است (Pingitore 1978).

سدیم:

مقدار سدیم در دولومیت‌ها با افزایش درجه‌ی شوری آب افزایش می‌یابد. لذا سدیم به‌عنوان عامل تعیین‌کننده‌ی درجه‌ی پارینه‌ی شوری محیط قلمداد شده است. مقدار سدیم در دولومیت‌های مورد مطالعه دارای دامنه‌ی تغییراتی از ۷۰-۵۰۰ گرم در تن و میانگین ۲۲۳ گرم در تن می‌باشد. با توجه به مقدار پایین سدیم در دولومیت‌های منطقه‌ی دگرسانی، دولومیت‌ها در اثر سیالات دیاژنتیکی با درجه شوری متوسط تا پایین ایجاد شده‌اند (Jeffrey & Hanor 1999).

منگنز و آهن:

مقدار آهن در دولومیت‌های مورد مطالعه ۶۶۹۰۰-۲۲۸۰۰۰ گرم در تن و منگنز بین ۴۴۰۰-۲۹۰۰۰ گرم در تن می‌باشند. میانگین آهن در دولومیت‌ها به علت جانشینی به جای منیزیم بیشتر از آهن است. حضور مقادیر بیشتر آهن و منگنز در دولومیت‌ها نسبت به استرانسیم به دلیل ضریب تقسیم بسیار بالای این عناصر و حاکی از شرایط احیایی

تصویر ۱۰ نشان می‌دهد که با افزایش میزان دگرسانی و درشت بلور شدن دولومیت‌ها مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن و استرانسیم کاهش می‌یابند. روند عناصر آهن و منگنز در مقابل ایزوتوپ کربن ۱۳ مشابه روند ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ است و شرایط یکسانی را نشان می‌دهند.

۸- ترسیم عناصر اصلی و فرعی

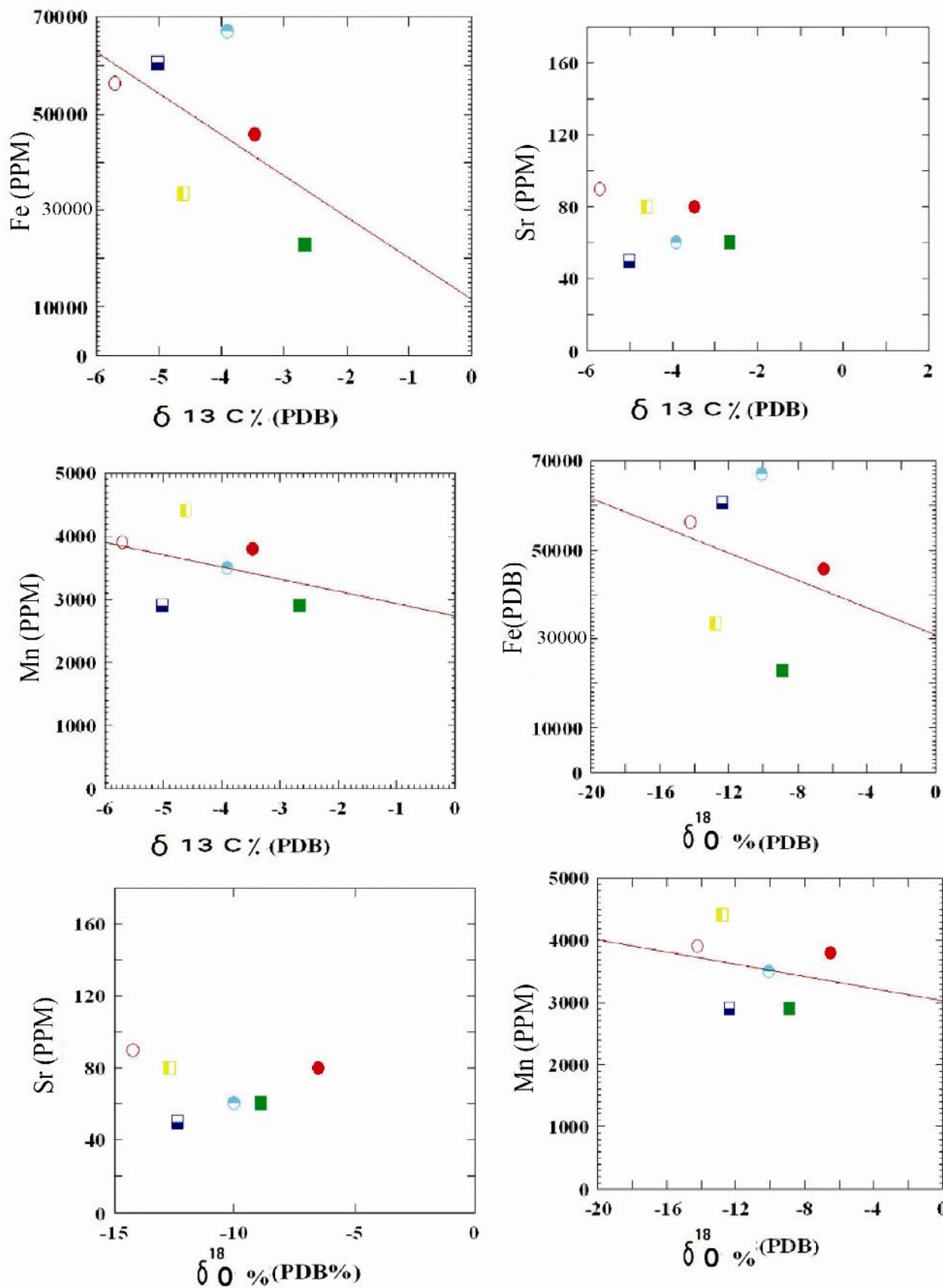
توزیع عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های کربناتی به عوامل متعددی نظیر ترکیب کانی‌شناسی، دما، ترکیب سیالات و شرایط اکسیداسیون و مقدار کلسیم در دولومیت خالص بنا بر استانداردهای بین‌المللی ۲۱/۷۴ درصد و در دولومیت‌های سری ریزو مقادیر متغیر بین ۲۱/۰۱-۱۸/۳۴ درصد (میانگین ۲۰ درصد) می‌باشد. با توجه به این که مقدار کلسیم با افزایش مقدار منگنز کاهش می‌یابد می‌توان نتیجه گرفت که در شبکه‌ی دولومیت، منگنز به جای کلسیم نشسته است (آدابی ۱۳۷۶).

منیزیم:

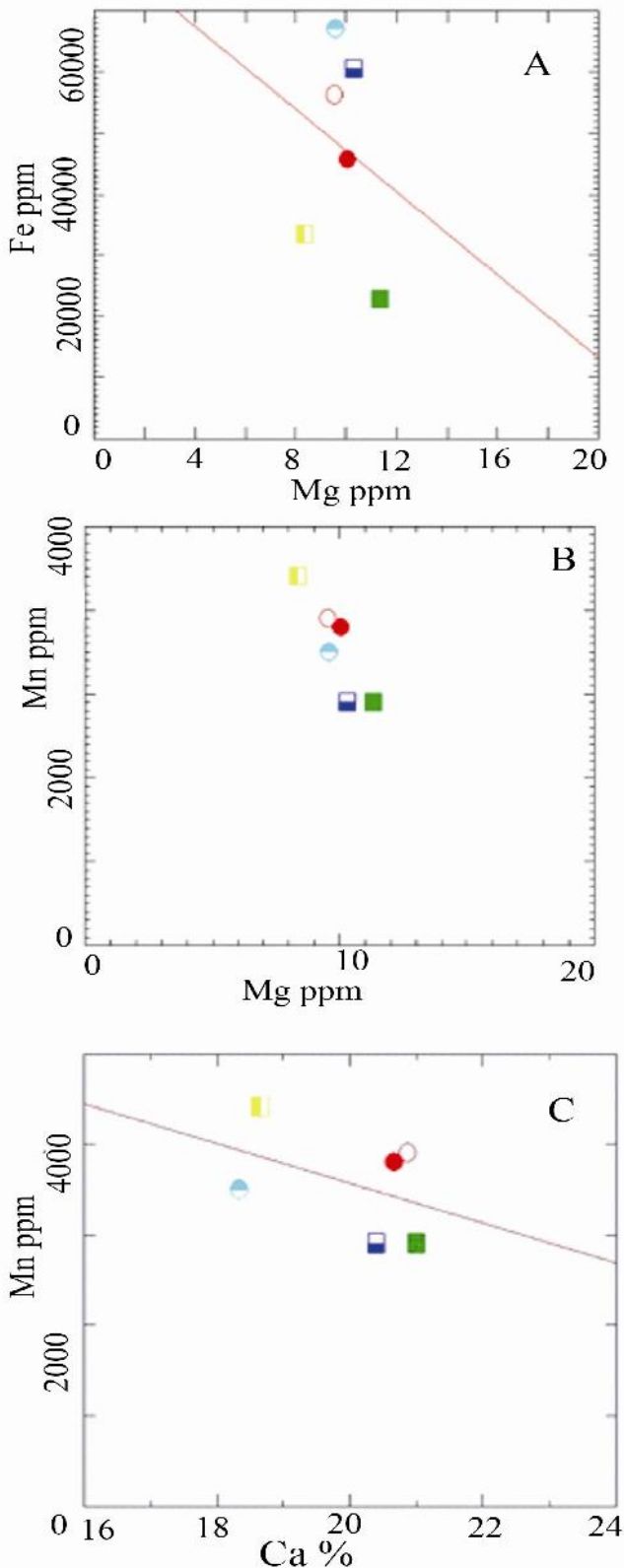
مقدار منیزیم در دولومیت‌های خالص ۱۳/۸ درصد و مقدار آن در دولومیت‌های ریزو ۱۱/۳۳-۸/۳۵ درصد (میانگین ۱۰ درصد) تغییر می‌کند. ترسیم مقادیر منیزیم در مقابل آهن نشان می‌دهد که مقدار آهن با کاهش منیزیم افزایش می‌یابد. این کاهش نتیجه‌ی دگرسانی دولومیت‌ها می‌باشد (آدابی ۱۳۷۶).

استرانسیم:

می‌تواند راهنمایی جهت شناسایی فرایندهای دیاژنتیکی حاکم بر محیط باشند (تصاویر ۱۱).



تصویر ۱۰- تغییرات ایزوتوپ کربن و اکسیژن در مقابل عناصر استرانسیم احیا بستگی دارد. لذا مطالعه‌ی مجموعه‌ی عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، منگنز، استرنسیم و آهن (Fe, Sr, Mn, Na, Mg, Ca)



تصویر ۱۱- الف- عیار آهن در برابر منگنز، ب- عیار منگنز در مقابل منیزیم و ج- عیار منگنز در مقابل کلسیم در دولومیت‌ها

$$T(C) = 16/4 - 4/3([\delta_{dol}^{18} - 3/8] - \delta_{water}^{18}) + 0/14([\delta_{dol}^{18} - 3/8] - \delta_{water}^{18})^2$$

ارامتر δ_{dol}^{18} مربوط به ایزوتوپ اکسیژن سنگ دولومیت و

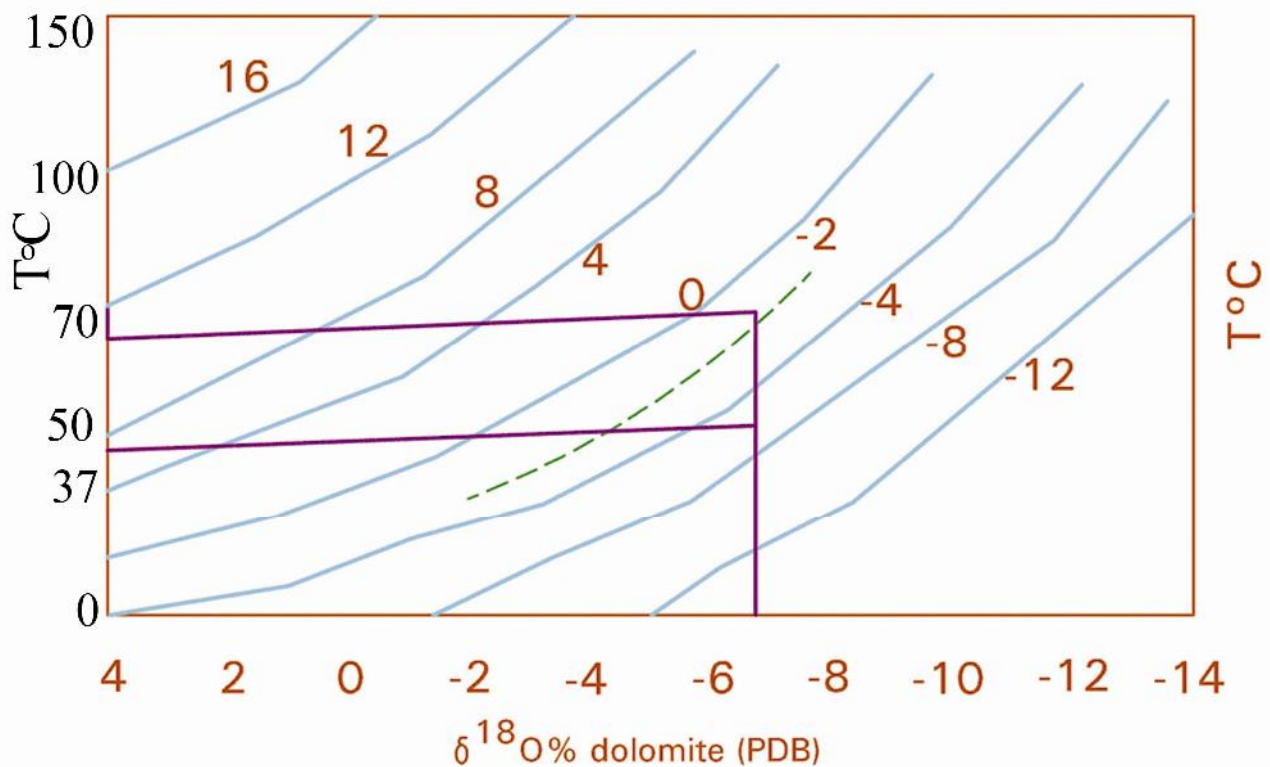
حاکم بر محیط در طول فرایند دگرسانی است (Pingitore 1978, Veizer 1983a).

۹- نسبت منگنز-استرانسیم (Mn/Sr) و آهن-استرانسیم (Fe/Sr) به‌عنوان شاخص آلتراسیون

نسبت‌های منگنز-استرانسیم (Mn/Sr) و آهن-استرانسیم (Fe/Sr) به‌عنوان شاخص‌های آلتراسیون در کربنات‌ها ارائه شده‌اند (Kaufman & Knoll 1995). این نسبت‌ها با افزایش منگنز و آهن و کاهش استرانسیم در کربنات‌ها، انعکاس‌دهنده‌ی آلتراسیون سیالات می‌باشند که با مقدار δ_{O}^{18} نسبت معکوس دارند، به‌طوری‌که با افزایش نسبت‌های فوق مقدار ایزوتوپ اکسیژن δ_{O}^{18} کاهش می‌یابد. دامنه‌ی زیاد تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ (۱۰/۲۱۰- تا ۶/۴۸۳-) δ_{O}^{18} در هزار) احتمالاً نشان می‌دهد که کربنات‌ها تحت تاثیر چند سیال قرار گرفته‌اند (James et al. 2001) که انعکاس‌دهنده‌ی اختلاط محلول‌های گرمابی با سایر آب‌های حاصل از ذوب یخچال‌ها یا سیالات جوی می‌باشد. چون هر چه دامنه‌ی تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ نمونه‌ها کمتر و یا به عبارتی محدودتر باشد میزان دگرسانی در آن‌ها کمتر است. می‌توان با توجه به مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در سنگ‌های کربناتی برای تشخیص میزان دگرسانی به‌کار رود (Brand & Veizer 1981). مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ کربنات‌ها (کلاهدک کربناتی) به تدریج کاهش می‌یابد که با کاهش تدریجی کلاهدک‌های کربناتی استرالیا (Kennedy 1996) مشابه است. کاهش آرام و آهسته‌ی ایزوتوپ کربن نشان از بالا آمدن آب‌های عمیق‌تر، مثل آن چه در سیستم آب‌های مدرن قابل مشاهده است می‌باشد (Grotzinger & Knoll 1995). مقادیر ایزوتوپ کربن کلاهدک‌های مورد مطالعه مشابه کربنات‌های حاصل از گاز هیدرات متان است. مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ حاصل از گاز هیدرات متان به‌طور نمونه از ۵۵- تا ۴۰- درصد تغییر می‌کند (Bohrmann et al. 1998). ایزوتوپ کربن ۱۳ کلاهدک‌های کربناتی می‌تواند با تفریق آرام و آهسته‌ی CO_2 اتمسفر هماهنگ باشد و یا با سرعت نهشته شدن کربنات (Turner 1982) و بالا آمدن محدود اقیانوس‌ها وابسته باشد (Grotzinger & Knoll 1995).

۱۰- محاسبه دمای تشکیل دولومیت اولیه و دمای محیط دیاژنتیکی

یکی از کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها، استفاده از آن به‌عنوان ترمومتر است. برای محاسبه‌ی دمای دیاژنتیکی حاکم بر محیط از معادله‌ی (Land 1995) استفاده می‌شود.



تصویر ۱۲- محاسبه‌ی دما بر اساس مقادیر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در دولومیت‌ها، در این نمودار خطوط مورب نشان‌دهنده‌ی تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریا می‌باشند اقتباس از (Land 1983).

معادله‌ی لند (Land 1983) برای کربنات‌های سری ریزو متغییر و بین ۲۴۶-۱۶۰ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌باشد.

۱۱- نتیجه‌گیری

کلاهدک‌های کربناتی (دولومیت‌ها) با انواع بافت‌های ریزدانه، متوسط تا دانه درشت (دولومیت زین اسپری) با ضخامت متغییر تا چندین متر افق فوقانی سری ریزو را پوشانده‌اند. واحد مزبور در اثر افزایش CO₂ اتمسفر و ایجاد شرایط گلخانه‌ای در عصر بین یخچالی- پس از یخچالی و با عقب نشینی و مهاجرت یخچال‌ها و بالا آمدن آب دریا و حضور عناصر قلیایی و واژگونی آب دریا به وجود آمده است که انعکاسی از تغییر شرایط آب و هوایی از عصر خانه‌ی یخی به گلخانه‌ای می‌باشد. مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ (δ¹³C) کربنات‌ها دامنه‌ی متغیری از ۲/۶۵- تا ۶/۷۹- در هزار دارند که ضمن تشابه با دامنه‌ی تغییرات ایزوتوپ کربن ۱۳ کربنات‌های آهن نواری نوع راپتان (۰/۷- تا ۲/۵-) بیانگر نهشته شدن کربنات‌ها در محیط دریای- یخچالی هستند. روند تغییرات پروفیل ایزوتوپ کربن ۱۳ می‌تواند نشان‌دهنده‌ی آلتراسیون و تغییرات دیاژنتیکی توسط سیالات و یا نتیجه‌ی واژگونی آب‌های دریا و یا فعالیت‌های بیولوژیکی (متابولیسم تخمیری یا تنفس غیر هوازی) نیز باشد.

ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ آب دریا بر حسب میانگن استاندارد آب اقیانوسی (SMOW) در زمان تشکیل دولومیت می‌باشد. برای محاسبه‌ی دمای دولومیت‌های اولیه (Early diagenetic) از دولومیت دانه‌ریز (حداقل دگرسانی) با سنگین‌ترین مقدار $\delta^{18}O = -6/483$ در هزار استفاده شد. به دلیل آن‌که سن دولومیت‌های کانسار بین ۵۷۰ تا ۸۰۰ میلیون سال است، ایزوتوپ اکسیژن آب دریای نئوپروتوزوئیک باید بین ۲- تا ۶- درصد در نظر گرفته شود (Fairchild & Spiro 1987, Tucker 1987). با در نظر گرفتن مقادیر بالا و طبق رابطه‌ی لند (Land 1983)، دمای دولومیت‌های دیاژنتیکی اولیه‌ی گروه ریزو با توجه به سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن مقادیر متغییر ۳۷/۳۹ تا ۷۰/۲۳ درجه‌ی سانتی‌گراد تعیین شد (تصویر ۱۲).

برای محاسبه‌ی دمای دیاژنتیکی حاکم بر محیط از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن استفاده می‌شود. در معادله‌ی فوق به جای اکسیژن ۱۸ مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب‌های گرمابی برابر (Kitto 1994) SMOW=9 قرار داده شد. عدد نه حاصل میانگین صدها ایزوتوپ اکسیژن موجود در سیالات درگیر رگه‌های کوارتزی منطقه رنسوناسترالیا است که مورد استفاده قرار گرفت (Kitto 1994). بنابراین دمای محاسبه شده بر حسب مقدار ایزوتوپ اکسیژن و

منطقه‌ی معدنی بافق-ایران مرکزی"، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، ۹ ص.

Adabi, M. H., 1997, "Application of carbon isotope chemostratigraphy to the Renison dolomites (Tasmania, Australia): a Neoproterozoic age", *Australia J. Earth Sci., Vol. 44 (3):767-775.*

Beukes, N. J., 1973, "Precambrian iron-formations of southern Africa", *Econ. Geol., Vol. 68 (7): 960-1004.*

Behrens, E. W. & Land, L. S., 1972, "Subtidal Holocene dolomite Baffin Bay, Texas", *J. Sed. Res., Vol. 42 (1): 155-161.*

Bohrmann, G., Greinert, J., Suess, E. & Torres, M., 1998, "Authigenic carbonates from the Cascadia subduction zone and their relation to gas hydrate stability", *Geol., Vol. 26: 647-650.*

Brand, U. & Veizer, J., 1980, "Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 1. Trace elements", *J. Sed. Petrol., Vol. 50: 1219-1236.*

Choquette, B. W. & James, N. P., 1987, "Diagenesis in limestones-3, The Deep Burial Environment", *Geosci. Canada, Vol. 14: 3-35.*

Chumakov, N. M. & Elston, D. P., 1989, "The paradox of late Proterozoic glaciations at low latitudes", *IGCP Project, Episodes, Vol. 12 (2): 115-118.*

Condon, D. J., Prave, A. R. & Benn, D. I., 2002, "Neoproterozoic glacial-rainout interval: Observations and implications", *Geol., Vol. 30 (1): 35-38.*

Derry, L. A., Kaufman, A. J. & Jacobsen, S. B., 1992, "Sedimentary cycling and environmental change in the late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes", *Geochim. Acta, Vol. 56: 1317-1329.*

Fairchild, I. J., 1993, "Balmy shores and icy wastes: the paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times", *In: Sedimentology Review 1, V. P. Wright (Ed.), Blackwell Scientific Publ., Oxford, 1-16.*

Fairchild, I. J. & Spiro, B., 1987, "Petrological and isotopic implications of some contrasting Late Precambrian carbonate NE Spitsbergen", *Sedimentology, Vol. 34: 973-989.*

Gotlov, V. I. & Esev, Y. M., 1976, "Report on the result of preliminary survey of the Zarand iron ore deposit", *NISCO, TECNO-EXPORT, USSR, 1104p.*

Grotzinger, J. P. & Knoll, A. H., 1999, "Proterozoic stromatolites: evolutionary mileposts or environmental dipsticks?", *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci., Vol. 27: 313-358.*

Harland, W. B., 1964, "Evidence of late Precambrian glaciations and its significance", *In: Problem in Palaeoclimatology, A. E. M. Narin, (Ed.), Interscience, John Wiley & Sons, London, pp. 119-149, 180-184.*

Hoffman, P. F., Kaufman, A. T., Halverson, G. P., 1998, "Comings and goings of global glaciations on a Neoproterozoic tropical platform in Namibia", *GSA Today, Vol. 8: 1-4.*

Hoffman, P. F. & Schrag, D. P., 2002, "The snowball earth hypothesis: Testing the limits of global Change", *Terra Nova, Vol. 14: 129-155.*

Hoffman, P. F., Kaufmann, A. T., Halverson, G. P. & Schrag, D. P., 1998, "A Neoproterozoic snowball earth", *Sci. (281): 1342-1346.*

Iyer, S. S., Babinski, M., Krouse, H. R. & Chemale, Tr. F., 1995, "Highly ¹³C-enriched Carbonate and organic

دامنه‌ی وسیع تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ احتمالاً انعکاسی از اختلاط محلول‌های گرمایی با آب‌های حاصل از ذوب یخچال‌ها می‌باشد. با کاهش ایزوتوپ کربن ۱۳، عیار عناصر آهن و منگنز افزایش و عیار عناصر سدیم و منیزیم و استرانسیم کاهش یافته به طوری که شاخص آلتراسیون (Mn/Sr) یا (Fe/Sr) بالا رود. دمای محیط دیازنتیکی بر مبنای نسبت ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ کربنات‌های کلاهدک کربناتی سازند آهن نواری ریزو برابر با ۲۴۰-۱۶۰ درجه‌ی سانتیگراد است که با دمای کانسارهای آهن نواری متاثر از فرایندهای گرمایی-متصاعدی نوع راپیتان (۲۸۰-۱۲۰ درجه‌ی سانتیگراد) مشابهت دارد. با استفاده از روند تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار کربن ۱۳، اکسیژن ۱۸ و عناصر اصلی و فرعی می‌توان از آن‌ها به‌عنوان الگو و راهنمای کشف کانسارهای ناپیدا استفاده کرد، علاوه بر آن، با حضور کلاهدک‌های کربناتی بعد از عصر یخچالی و تغییرات منفی ایزوتوپ کربن ۱۳ می‌توان از آن‌ها به‌عنوان مارکر چین‌شناسی زمانی نیز استفاده نمود.

سپاسگزاری

از راهنمایی‌های ارزنده‌ی دکتر علیجان آفتابی، صمیمانه تشکر می‌نمایم.

مراجع

آفتابی، س. ع.، ۱۳۸۳، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶ ص.

آدابی، م. ح.، ۱۳۷۶، "روند تغییرات ژئوشیمیایی در سنگ‌های کربناته‌ی نزدیک به کانسار قلع"، مجله‌ی بلورشناسی ایران، جلد پنجم، ۹۷-۱۱۴.

آفتابی، ع.، ۱۳۷۹، "معرفی کانسار آهن منطقه‌ی بندرعباس به‌عنوان جدیدترین نمونه‌ی کانسارهای آهن نواری از نوع راپیتان"، فصلنامه‌ی معادن و فلزات، شماره‌ی ۶۹-۷۰، ۶۶-۵۳.

بابکی، آ.، ۱۳۸۳، "بررسی الگوی کانسارسازی آهن در کانسار گل‌گهر سیرجان"، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۲۲ ص.

کیانیان، م.، ۱۳۸۵، "ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی (RE)، نادر خاکی (REE) و منشاء کانسار آهن جلال‌آباد زرد-کرمان"، پایان‌نامه‌ی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸۹ ص.

محسنی، ص. و آفتابی، ع.، ۱۳۸۴، "یافته‌های جدید ژئوشیمیایی و ساختاری در مورد سنگ‌های ریولیتی و کراتوفیری و ارتباط آن‌ها با کانی‌زائی آهن در

- Pingitore, N. E., 1978**, "The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis; theory and applications", *J. Sed. Res.*, Vol. 48 (3): 799-814.
- Proust, J. N. & Deynoux, M., 1994**, "Marine to non-marine sequence architecture of an intracratonic glacially related basin, late Proterozoic of the west Africa platform in western Mali", In: *Earth's glacial record*, M. Deynoux, J. M. G., Miller, E. W., Domack, N., Eyles, I. J., Fairchild & G. M. Young, (Eds): 121-145.
- Schermerhorn, L. J. G., 1974**, "Late Precambrian mixtites: glacial and/or non-glacial?", *Am. J. Sci.*, Vol. 274: 673-824.
- Schidlowsk, M., Eichmann, R. & Junge, C. E., 1975**, "Precambrian sedimentary carbonates: Carbon and Oxygen isotope geochemistry and implication for the terrestrial Oxygen budget", *Precambrian Res.*, Vol. 2: 1-64.
- Schmidt, P. W. & Williams, G. E., 1995**, "The Neoproterozoic climatic paradox: Equatorial paleolatitude for Marinoan glaciations near sea level in South Australia", *Earth planet. Sci. lett.*, Vol. 134: 107-124.
- Tucker, M. E., 1986**, "Formerly aragonitic limestones associated with tillites in the late Proterozoic Kingston, Peak Formation of Death Valley, California", *J. Sed. Petrol.*, Vol. 56: 818-830.
- Turner, J. V., 1982**, "Kinetic fractionation of carbon-13 during calcium carbonate precipitation", *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 46: 1183-1191.
- Veizer, J., 1983a**, "Chemical diagenesis of Carbonates, theory and application of trace element technique", In: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J. & Land, L.S., (Eds.), *Stable isotopes in Sedimentary Geology: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 10: 3-1-3-100*.
- Warren, J. K., 1988**, "Sedimentology of Coorong dolomite in the salt creek region, South Australia", *Carbonates and Evaporates*, Vol. 3: 175-199.
- Walter, M. R., Veevers, J. I., Calver, C. R., Gorgan, P. & Hill, A. C., 2000**, "Dating the 840-544Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater and some interpretative models", *Precambrian Res.*, Vol. 100: 371-433.
- Williams, G. E., 1979**, "Sedimentology, stable-isotope geochemistry and paleoenvironment of dolostones capping late Precambrian glacial sequences in Australia", *J. Geol. Soc. Australia.*, Vol. 26: 377-386.
- Yeo, G. M., 1981**, "The Late Proterozoic Rapitan glaciations in the northern Cordillera", *Geol. Surv. Can., Paper 81-10*, pp. 25-46.
- Young, G. M., 1988**, "Proterozoic plate tectonics, glaciations and iron Formation", *Sed. Geol.*, Vol. 58: 17-144.
- Zempolich, W. G., Wilkinson, B. H. & Lohmann, K. C., 1988**, "Diagenesis of Proterozoic carbonates: The Beck spring dolomit of eastern California", *J. Sed. Petrol.*, Vol. 58: 656-672.
- matter in the Neoproterozoic sediments of the Bam bui group, Brazil", *Precambrian Research*, Vol. 73: 271-282.
- James, N. P., Narbonne, G. M. & Kyser, T. K., 2001**, "Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: Precipitation and global meltdown", *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 38: 1229-1262.
- Jeffrey, S. & Hanor, J. S., 1999**, "Geochemistry and origin of iron metal brines in sedimentary basins", A special symposium convened by the center for ore deposit research and the SEG student chapter, University of Tasmania: 129-146.
- Kaufman, A. J., Hayes, J. M., Knoll, A. H. & Gems, G. J. B., 1991**, "Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia, Stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism", *Precambrian Research*, Vol. 49: 301-327.
- Kaufman, A. J. & Knoll, A. H., 1995**, "Neoproterozoic Variations in the C-isotopic composition of seawater, Stratigraphic and biogeochemical implications", *Precambrian Res.*, Vol. 73: 27-49.
- Kennedy, M. J., 1996**, "Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: Deglaciation, $d^{13}C$ excursions, and carbonate precipitation", *J. Sed. Res.*, Vol. 66: 1050-1064.
- Kennedy, M. J., Runnegar, B., Prave, A. R., Hoffman, K. H. & Arthur, M. A., 1998**, "Two or four Neoproterozoic glaciations?" *Geology*, Vol. 26: 443-446.
- Kitto, P. A., 1994**, "Structural and geochemical control on mineralization of Renison Tasmania", *Unpubl. Ph.D. thesis, Uni. Tasmania*, 484p.
- Klein, C. A. & Beukes, N., 1993**, "Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to Iron-Formation deposition in the early Proterozoic Transvaal super group, south Africa", *Economic Geology*, Vol. 84: 1733-1774.
- Klein, C. A. & Ladeira, E. A., 2004**, "Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formation from the Urucum district, Mato Grosso Do Sul, Brazil," *Econ. Geol.*, Vol. 99: 1233-1244.
- Knoll, A. H., 1992**, "The early evolution of eukaryotic: a geological perspective", *Science*, Vol. 256: 622-627.
- Land, L. S., 1995**, "Commem on oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods, implication for coeval seawater", *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 5 (13): 2845-2846.
- Land, L. S., 1983**, "The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments", In: *Society for Sedimentary Geology (SEPM), Short Course, Notes 10*, Edited by M. A. Arthur, T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer, & D. L.S. Land. pp. 4.1-4.22.
- Mckenzie, J. A., 1981**, "Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E: A stable isotope study", *J. Geol.*, Vol. 89: 185-198.
- Narbonne, G. M. & Aitken, J. D., 1995**, "Neoproterozoic of the Mackenzie mountains, northwestern Canada", *Precambrian Res.*, Vol. 73: 101-121.
- Perry, E. C., Tan, F. C. & Morey, G. B., 1973**, "Geology and stable isotope geochemistry of the Biwabik iron Formation, northern Minnesota", *Econ. Geol.*, Vol. 68 (7): 1110-1125.