

# شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نحوه کانسار سازی در کربناتهای معدن رباط (خمین - اراک)

نوشته: محمدحسین آدابی\* و مریم جمالیان\*

\*دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

## Recognition of Original Carbonate Mineralogy and Determination of Ore Genesis in Robat Mine (Khomein-Arak) Carbonates

By: M.H. Adabi\* & M. Jamalian\*

\*School of Earth Sciences, Geology Department, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۵/۱۰/۱۲

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۲/۲۴

### چکیده

منطقه مورد مطالعه در باختر ایران مرکزی و در ۳۲ کیلومتری باختر خمین قرار دارد و از نظر زمین‌ساختی در بخش میانی زون سنندج- سیرجان و در محور ملایر- اصفهان واقع است. سازندهای کرتاسه زیرین در این ناحیه، به صورت دگرشیب بر روی سازندهای تریاس بالایی- ژوراسیک قرار گرفته‌اند. با پیشروی دریا رسوبات ماسه‌سنگی- کنگلومرایی برجای گذاشته شده که بعداً با پیشروی بیشتر دریا، رسوبات آهکی کرتاسه زیرین ته‌نشین شده است. این رسوبات در طی فازهای کوهزایی سیمین میانی (اواسط دوگر، بازوسین- باتونین) و لارامید (کرتاسه بالایی) چین خورده‌اند. واحدهای کربناتی در ناحیه رباط، سنگ میزبان کانی‌زایی سرب و روی است. ستبرای واقعی این واحدها در دامنه جنوبی کوه اره‌گیجه حدود ۲۵۶ متر، در دامنه شمالی کوه اره‌گیجه حدود ۲۳۰ متر و در دامنه جنوبی کوه برآفتاب ۴۰۸ متر است. مطالعات فسیل‌شناسی اوربیتولینها نشان داده است که آهکها سن آپسین دارند.

نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی، جزئی و ایزوتوپهای پایدار اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ و رفتار آنها نسبت به یکدیگر، ترکیب کانی‌شناسی اولیه مخلوط کلسیت-آراگونیت را نشان می‌دهد که قابل مقایسه با سنگ‌آهکهای با ترکیب کانی‌شناسی مخلوط کلسیت-آراگونیت سازند مزدوران در کپه‌داغ به سن ژوراسیک پسین است. مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی حاکی از این است که سنگ‌آهکهای منطقه عمدتاً تحت تأثیر دیاژنز جوی در یک سامانه دیاژنزی کاملاً باز قرار داشته‌اند. محاسبات دمای دیرینه بر پایه سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن نشان می‌دهد دمای دیاژنتیکی حدود  $75^{\circ}\text{C}$  بوده است.

کانسار سرب و روی رباط از نوع دیاژنتیک-آپی ژنتیک و از نوع کانسار چینه‌کران بوده و با کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) قابل مقایسه است. شیوه تشکیل کانسار به این صورت بوده است که آبهای جوی پس از گذر از درزه‌ها و شکستگیها، همراه با آبهای ناشی از تراکم و فشردگی شیل‌های حوضه‌ای (ناشی از پدیده آب‌زدایی) تحت تأثیر شیب زمین گرمایی گرم شده‌اند. این آبها پس از شستشوی مواد از مسیر خود باردار شده و توسط کمپلکسهای کلریدی توسط سیالات حمل شده‌اند. آبها این عناصر را در لایه کربناتی ته‌نشست داده‌اند. دگرسانی مشاهده شده در منطقه عمدتاً از نوع سیلیسی (ژاسپرویدی) و دولومیتی است.

**کلیدواژه‌ها:** کانی‌شناسی اولیه، کانسار سازی، معدن رباط، ایزوتوپهای اکسیژن و کربن

### Abstract

The studied area is located at the middle structural zone of Sanandaj-Sirjan in Malayer-Esfahan axis. Lower Cretaceous sequence disconformably overlay the Triassic-Jurassic sequences. The sediments have been folded during Middle Cimerian

(Bajocian-Batonian) and Laramian (Upper Cretaceous) orogenic phases. The carbonate sequences are the host rock of Pb and Zn mineralization in Robat area.

The true thickness of the sequence in south and north slopes of Aregijeh Mountain are 256 m and 230 m respectively and in the south slope of BarAftab Mountain is 408 m.

Major and trace elements such as Ca, Mg, Sr, Na, Fe, Mn, Sr/Na, Sr/Mn, Sr/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  isotope values in carbonates are used for recognition of original mineralogy. Trace elements and oxygen and carbon isotopes indicate a mixed calcite-aragonite original mineralogy.

Petrographic and geochemical studies indicate that carbonates affected mostly by meteoric diagenesis in an open system. Paleotemperature calculation, based on lightest oxygen value, indicates that the diagenetic temperature was about 75°C.

The genetic types of ore deposits in Robat area is a kind of diagenetic-epigenetic forms, controlled by hydrothermal fluids at low temperature, similar to the Mississippi Valley Type deposits (MVT). The model of ore formation is illustrated below:

The passage of meteoric waters through fractures and faults removed Pb, Zn and Mg from shale layers and precipitated the elements in the limestone rocks. The shale layers above the limestone sequences played as a feeder trap for lead and zinc deposits. Siliceous (jasperoid) and dolomitic alteration are the main alterations in the area.

**Key words:** Original mineralogy, Ore genesis, Robat Mine, Carbon and oxygen isotopes

#### مقدمه

منطقه مورد مطالعه در باختر ایران مرکزی و در ۳۲ کیلومتری شمال باختری شهرستان خمین با طول جغرافیایی "۰۰'۴۵° ۴۹° تا "۰۰'۴۸' ۴۹° و عرض جغرافیایی "۳۰'۴۴° ۳۳° تا "۱۵'۴۷° ۳۳° قرار دارد. این منطقه بین محورهای ارتباطی اراک، خمین و شازند واقع است. نزدیک‌ترین شهر به ناحیه مورد مطالعه خمین است که دست کم از دو محور آسفالت‌شسته شوسه امکان دستیابی به محدوده مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۱).

استفاده از عناصر اصلی و جزئی و ایزوتوپهای پایدار اکسیژن و کربن بویژه در مطالعه سنگهای کربناتی بخش مهمی را به خود اختصاص داده است. با استفاده از عناصر اصلی و جزئی و ایزوتوپهای اکسیژن و کربن می‌توان دما، درجه شوری، میزان و نوع دگرسانی، روند دیاژنز و ترکیب کانی‌شناسی اولیه را تعیین کرد (Adabi, 1996; Veizer, 1983; Rao, 1996; Hudson & Anderson, 1989; Brand & Veizer, 1980).

از آنجا که تاکنون مطالعات ژئوشیمیایی در منطقه مورد مطالعه صورت نگرفته است در این پژوهش، سعی شده است تا بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، ترکیب کانی‌شناسی اولیه، دمای دیرینه و سامانه دیاژنزی را تعیین کرد. همچنین به‌رغم مطالعاتی که در زمینه چگونگی تشکیل کانسار در منطقه مورد مطالعه صورت گرفته، هنوز در زمینه جایگاه دقیق کانی‌سازی و منشأ سرب و روی ابهاماتی وجود دارد. از این رو سعی شده است تا با استفاده از

شواهد صحرائی، مطالعه مقاطع نازک، صیقلی و بررسیهای ژئوشیمیایی، به نوع و چگونگی کانی‌سازی در منطقه پی برد.

#### روش مطالعه

برای رسیدن به اهداف ذکر شده، پس از بازدید مقدماتی از منطقه، پیمایشهای مناسب در کوه اره‌گیجه و دامنه جنوبی کوه برآفتاب انتخاب شد. پس از اندازه‌گیری ستبرای توالیهای رسوبی، ۱۲۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک و ۶ نمونه از زون حاوی پتانسیل معدنی برای تهیه مقاطع صیقلی انتخاب شد. همچنین برای تشخیص عناصر اصلی و جزئی، ۶ نمونه کانسنگ از معدن عمارت و ۴ نمونه از تونل برآفتاب در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی با دستگاه XRF (PHILIPS-PW 1480) و ۳ نمونه از کانسنگهای معدن عمارت به منظور شناسایی برخی از فازهای کانی‌شناسی و تفسیر نتایج شیمیایی توسط دستگاه XRD (PHILIPS-PW 1730.10) تجزیه شدند.

در این تحقیق، ۱۰ نمونه از سنگهای کربناتی برای تعیین و اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپهای اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ (توسط دستگاه Micromass 602D) در آزمایشگاه مرکزی علوم (Central Science Lab) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا تجزیه شدند. خطای اندازه‌گیری ایزوتوپ

در حد  $\pm 0.1\%$  است. همچنین ۳۲ نمونه کربناتی از بخش ابتدایی، میانی و پایانی مقطع مورد مطالعه برای تعیین گستره مقادیر عناصر اصلی و جزئی توسط دستگاه طیف‌سنج جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تجزیه شدند.

### چینه‌شناسی منطقه

به طور کلی از نظر چینه‌شناسی، گستره جنوب اراک از دو نوع رخساره کاملاً متفاوت تشکیل شده است:

۱- رخساره‌های عمدتاً تخریبی زمان ژوراسیک.

۲- رخساره‌های آهکی که کالبد اصلی بیشتر بلندپها را در مقیاس وسیعی تشکیل داده است. در منطقه مورد مطالعه واحدهای سنگ‌چینه‌ای کوه اره‌گیجه و دامنه جنوبی کوه برآفتاب شامل رخساره‌هایی از سنگ آهک و مارن است که به طور کلی در سه نیمرخ مطالعه شده ستبرایی معادل ۹۰۵ متر دارند (جمالیان، ۱۳۸۱).

### مقطع کوه اره‌گیجه

سنگ‌آهک‌های ستبر لایه تا توده‌ای با ریخت‌شناسی صخره‌ای دامنه جنوبی کوه اره‌گیجه از میکرایت تشکیل شده است. ستبرای کل این واحد حدود ۲۵۰ متر بوده و شامل ۱) سنگ‌آهک‌های حاوی رگچه‌های کلسیتی، ۲) آهک با بافت لانه زنبوری، ۳) سنگ‌آهک‌های آهن‌دار ۴) سنگ‌آهک‌های سیلیسی شده است.

دامنه شمالی کوه اره‌گیجه از لایه‌های آهکی و مارنی تشکیل شده است. ستبرای کلی این لایه‌ها حدود ۲۳۰ متر بوده که از این ستبرای حدود ۸۱ متر مربوط به مارنها و حدود ۱۴۹ متر مربوط به آهکها است. لایه‌های آهکی نیز از چهار نوع آهک شامل: ۱) سنگ‌آهک‌های میکریتی ستبر لایه به رنگ خاکستری و دارای لایه‌بندی ستبر، ۲) سنگ‌آهک‌های درون آواری (اینترامیکرایت) ۳) سنگ‌آهک‌های توده‌ای فسیل‌دار (اوریتولین) کرم‌رنگ و ۴) سنگ‌آهک‌های ستبر لایه فسیل‌دار (اوریتولین) کرم‌رنگ تشکیل شده است (جمالیان، ۱۳۸۱).

### مقطع دامنه جنوبی کوه برآفتاب

در این مقطع، تناوبی از لایه‌های مارنی و آهکی دیده می‌شود. ستبرای کل این لایه‌ها در دامنه جنوبی کوه برآفتاب ۴۰۸ متر است که ۹۰ متر آن مربوط به مارنها، ۳۰۸ متر مربوط به آهکها و ۱۰ متر مربوط به سنگ‌آهک‌های مارنی است. در لایه‌های آهکی فرایند سیلیسی‌شدن به مقدار زیادی قابل رؤیت

است. لایه‌های آهکی تشکیل‌دهنده این واحد عبارتند از:

۱) سنگ‌آهک‌های میکرایتی نازک‌لایه، ستبر لایه تا توده‌ای با رنگ خاکستری که در مجموع ۲۶۱ متر ستبر دارند.

۲) سنگ‌آهک‌های ستبر لایه اوریتولین‌دار (جمالیان، ۱۳۸۱).

### مطالعات سنگ‌نگاری

مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که سنگ‌آهک‌های منطقه عمدتاً تحت تأثیر دیاژنوز جوی در یک سامانه دیاژنوزی کاملاً باز قرار گرفته‌اند. این مطلب توسط حضور سیمانهای هم‌بعد (equant) و دروزی (drusy) در منطقه تأیید می‌شود. سیمان هم‌بعد به صورت موزاییکی از بلورهای کلسیت دیده می‌شود که شکل هندسی خاصی ندارد (anhedral) و دانه‌ها دارای ابعاد تقریباً مساوی هستند. این سیمانها شاخص محیط‌های جوی و تدفینی هستند (شکل ۲). در سیمان دروزی، اندازه بلورها از دیواره‌ها به سمت مرکز افزایش می‌یابد که ویژگی خاص سیمان‌گذاری در محیط‌های فریاتیکی آب شیرین است. (شکل ۳).

### ژئوشیمی سنگ‌های آهکی

همان‌طور که می‌دانیم کانیهای اصلی کربناتی که در آب دریا تشکیل می‌شوند، عمدتاً آراگونیت، کلسیت پرمیزیم (HMC) و کلسیت کم‌میزیم (LMC) هستند که فراوانی نسبی آنها، به دما، نسبت عناصر Ca و Mg در محلول، درجه شوری و فشار گاز کربنیک بستگی دارد (Rao, 1996). بر این اساس، آراگونیت و کلسیت پرمیزیم در آب دریاهای کم‌ژرفا تشکیل می‌شوند، زیرا رشد کلسیت با منیزیم کم (LMC) توسط یونهای Mg در آبهای گرم متوقف می‌شود. با افزایش ژرفا، میزان کلسیت کم‌میزیم (LMC) افزایش می‌یابد. در آبهای سرد، اثر Mg به عنوان بازدارنده تشکیل کلسیت کم‌میزیم (LMC) بی‌اثر است. در طی تغییرات دیاژنتیکی، بیشتر کانیها به ترکیب پایدار دیاژنتیکی (dLMC) تبدیل می‌شوند.

این ترکیب‌های پایدار در ارتباط مستقیم با برهم‌کنش آب و سنگ هستند. اگر میزان برهم‌کنش آب و سنگ با محلولهای جوی و یا گرمایی بالا باشد، یک سامانه دیاژنوزی باز و اگر این نسبت پایین باشد، سامانه دیاژنوزی نیمه‌بسته تا بسته‌ای را نشان می‌دهند. تمرکز عناصر اصلی و جزئی در کانیهای کربناتی در سامانه دیاژنوزی باز با کاهش تمرکز عناصری که ضریب توزیع (Partition coefficient) آنها کمتر از ۱ است، مانند Na، Sr و Mg همراه می‌باشد (Brand and Veizer, 1980).

## ژئوشیمی عناصر اصلی و جزئی

### استرونیوم

عنصر Sr یکی از مهم‌ترین عناصر در ژئوشیمی کربناتها به شمار می‌رود، که می‌توان از آن برای ارزیابی رخدادهای دیاژنزی و تفسیر ریزرخساره‌ها استفاده کرد. مقدار Sr با افزایش ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی افزایش، و با افزایش ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی، کاهش می‌یابد (Rao & Adabi, 1992). همچنین تمرکز Sr در شبکه کربناتها با دمای آب رابطه مستقیم دارد (Morse & Mackenzie, 1990). تمرکز Sr در سنگ‌آهکهای منطقه مورد مطالعه بین ۱۹/۵ تا ۶۵ پی‌پی‌ام (به‌طور متوسط ۳۵ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند. تمرکز کم Sr در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه می‌تواند دلیل بر تأثیر آبهای جوی بر روی این کربناتها باشد، زیرا تمرکز پایین Sr در کلسیت دیاژنتیک عمدتاً به ضریب تفکیک و تمرکز Sr در محلولهای دیاژنتیکی بستگی دارد که ضریب تفکیک آن در کلسیت و نیز در آبهای جوی کمتر از ۱ است (Adabi & Rao, 1991; Adabi, 1996). در شکل ۴، تغییرات Sr در برابر Na رسم شده است. همان‌طور که این نمودار نشان می‌دهد رابطه‌ای خطی بین میزان Sr و Na وجود دارد و با افزایش Sr میزان Na نیز افزایش می‌یابد. در این نمودار با افزایش روند دگرسانی از میزان Sr و Na کاسته می‌شود.

در شکل ۵ مقادیر Sr و Na در برابر محدوده‌های کربناتهای مناطق مختلف رسم شده است. کربناتهای آبهای گرم عهد حاضر، به دلیل ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی بالاترین میزان Sr و Na را دارند. نمونه‌های کل کربنات مناطق معتدل عهد حاضر، Sr و Na متوسطی دارند. سنگ‌آهکهای نیمه‌قطبی (Subpolar) پرمین تاسمانیا در استرالیا، به دلیل ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی کمتری Sr و Na نسبت به دو محدوده قبلی دارند. کربناتهای اردوئوسین آبهای گرم نیمه گرمسیری (Sub-tropical) تاسمانیا دارای تغییرات وسیع Sr و Na هستند و سنگ‌آهکهای آراگونیتی مزدوران دارای مقادیر Sr و Na نسبتاً پایینی هستند. با در نظر گرفتن محدوده سنگ‌آهکهای نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا مشخص می‌شود که بیشتر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در این محدوده قرار می‌گیرند که این امر، تشابه ترکیب کانی‌شناسی بین سنگ‌آهکهای کلسیتی نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا و سنگ‌آهکهای منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

### سدیم

میزان سدیم در نمونه‌های سنگ‌آهکی منطقه مورد مطالعه بین ۲۰ تا ۵۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۵ پی‌پی‌ام) در تغییر است (شکل ۵). تمرکز پایین سدیم

در کربناتهای منطقه مورد مطالعه احتمالاً به دلیل تأثیر دیاژنر جوی بر روی کربناتها است که باعث کاهش در میزان Sr و Na شده است. این کاهش شدید Sr و Na یک سامانه دیاژنری باز را نشان می‌دهد زیرا در سامانه دیاژنری باز، میزان Sr و Na به دلیل افزایش میزان برهم‌کنش آب و سنگ نسبت به ترکیبهای اولیه کاهش می‌یابد (Lohmann, 1988).

### منگنز و آهن

مقادیر Fe و Mn در کلسیت آلی و آراگونیت آلی متغیر است. توزیع مقادیر Fe و Mn در نمونه‌های کل کربنات منطقه مورد مطالعه به ترتیب بین ۲۴۵ تا ۱۱۶۸ پی‌پی‌ام (میانگین ۸۱۰ پی‌پی‌ام) و ۲۰۰۰ تا ۶۱۹۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۰۱۵ پی‌پی‌ام) در نوسان است. مقادیر بالای Fe و Mn در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه می‌تواند به دلیل تأثیر محلولهای جوی بر روی کربناتهای منطقه باشد (Brand & Veizer, 1980). زیرا همان‌طور که می‌دانیم، مقدار Mn با افزایش دیاژنر جوی و تأثیر این آبها افزایش می‌یابد (Brand & Veizer, 1980) که این افزایش، به دلیل بالا بودن ضریب تفکیک Mn (تقریباً بیش از ۱۵) در آبهای جوی است (Pingitore, 1978). همچنین شرایط کاهنده حاکم بر محیطهای دیاژنتیکی نیز باعث افزایش مقدار Fe و Mn می‌شود زیرا در شرایط کاهنده، Fe و Mn به مقدار قابل توجهی می‌توانند در شبکه کلسیت جایگزین شوند (Mucci, 1988). از دیگر عواملی که باعث بالا رفتن مقادیر Fe و Mn در کربناتهای منطقه مورد مطالعه شده است احتمالاً فراوانی مواد آواری در حوضه بوده است (Amini & Rao, 1998). از آنجا که محیط تشکیل کربناتهای منطقه یک محیط کم‌ژرفا (Peritidal) بوده است، حضور مواد آواری فراوان در منطقه به احتمال قوی مقدار Fe در کربناتها را افزایش داده است.

در شکل ۶، مقدار Mn در برابر Sr رسم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، با کاهش Sr مقدار Mn افزایش می‌یابد که این مطلب نیز تأییدی بر تأثیر دیاژنر جوی بر کربناتهای منطقه مورد مطالعه است (آدابی، ۱۳۸۳). برای تشخیص ترکیب کانی‌شناسی اولیه تغییرات Sr در برابر Mn رسم شده است (شکل ۷). همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، تعدادی از نمونه‌ها در محدوده مربوط به سنگ‌آهکهای با ترکیب کانی‌شناسی مخلوط کلسیتی - آراگونیتی مزدوران (Adabi, 1996) و بقیه نمونه‌ها نیز در نزدیکی این محدوده قرار گرفته‌اند که نشانگر تشابه ترکیب کانی‌شناسی بین کربناتهای منطقه مورد مطالعه و سنگ‌آهکهای مزدوران است. علت اینکه تعدادی از نمونه‌ها خارج از محدوده سنگ‌آهکهای مزدوران قرار گرفته‌اند، به دلیل تأثیر بیشتر دیاژنر جوی بر کربناتهای منطقه مورد مطالعه می‌باشد که

کلسیتی) است. این نتیجه‌گیری با نظریه دریا‌های کلسیتی در کرتاسه (Sandberg, 1983; Wilkinson et al., 1985) همخوانی دارد.

### نسبت Sr/Ca

بر اساس تغییرات Sr/Ca و  $\delta^{18}\text{O}$  در مقابل Mn می‌توان تأثیر نوع سیالات دیاژنتیکی را بر روی کربنات‌ها تعیین کرد. در شکل ۱۱ تغییرات Sr/Ca در برابر Mn رسم شده است. در این شکل با کاهش نسبت Sr به Ca مقدار Mn افزایش می‌یابد. این تغییر به دلیل تأثیر سیالات جوی بر روی کربنات‌های منطقه مورد مطالعه است.

در شکل ۱۲ تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  در برابر Mn بر روی محدوده‌های ترکیب‌های کلسیت کم‌مینزیم (LMC) و کلسیت پرمینزیم (HMC) و آراگونیت (A)، سازهای عهد حاضر (R) و محدوده آهکی بارلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پین (CM) ایالات متحده و سنگ‌آهک‌های ریدبی (Read Bay) سیلورین (Cs) در کانادا نشان داده شده است (Brand & Veizer, 1980; Milliman, 1974). همان‌طور که دیده می‌شود، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به دلیل افزایش میزان برهم‌کنش آب و سنگ (rock interaction) در محدوده سامانه دیاژنتی باز قرار گرفته‌اند. معمولاً تأثیر سیال‌های جوی بر روی کربنات‌ها در یک سامانه دیاژنتی باز باعث تخلیه مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  و افزایش مقادیر Mn می‌شود. زیرا دگرسانی در یک سامانه باز منجر به افزایش تمرکز کاتیون‌هایی با ضریب توزیع بیشتر از ۱، مانند Fe و Mn در کربنات‌ها می‌شود.

### ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن

مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در نمونه‌های سنگ‌آهکی منطقه مورد مطالعه بین ۱۱/۶۸- تا ۷/۱۵٪ PDB. (میانگین ۹/۷۵٪) و ایزوتوپ کربن ۱۳ بین ۰/۳۸- تا ۲/۱۵٪ PDB. (میانگین ۱/۳۶٪) در تغییر است.

در شکل ۱۳ مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر کربن ۱۳ رسم شده است. همان‌طور که در این نمودار دیده می‌شود، نمونه‌ها در نزدیکی محدوده مربوط به سنگ‌آهک‌های دریایی کرتاسه قرار گرفته‌اند که این مطلب می‌تواند به دلیل شباهت سنی باشد.

در شکل ۱۴ مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر کربن ۱۳ در مقیاس بزرگ‌تری برای نمایش روند دگرسانی رسم شده است. همان‌طور که در نمودار دیده می‌شود، با افزایش میزان دگرسانی مقدار  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  سبک‌تر شده است. در این نمودار، نمونه‌های با سنگین‌ترین مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و سنگین‌ترین مقدار  $\delta^{18}\text{O}$ ، کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند.

منجر به افزایش Mn شده است (به شکل ۱۲ مراجعه شود).

در شکل ۸ مقدار Na در برابر Mn رسم شده است. در این نمودار نیز بیشتر نمونه‌ها در نزدیکی محدوده مربوط به سنگ‌آهک‌های با ترکیب کانی‌شناسی مخلوط کلسیتی-آراگونیتی مزدوران قرار گرفته‌اند که این امر تشابه ترکیب کانی‌شناسی بین کربنات‌های منطقه مورد مطالعه و کربنات‌های مزدوران را نشان می‌دهد. در این نمودار نیز علت اینکه نمونه‌ها خارج از محدوده سنگ‌آهک‌های مزدوران قرار گرفته‌اند، تأثیر بیشتر دیاژنتی جوی در یک سامانه دیاژنتی باز است که منجر به افزایش Mn شده است (به شکل ۱۲ مراجعه شود).

### نسبت Sr/Mn

از روی تغییرات Sr/Mn در برابر Mn می‌توان برای سنجش میزان انحلال در کربنات‌ها استفاده کرد (Rao, 1991). در طی انحلال آراگونیت و جایگزینی کلسیت، مقدار Sr کاهش و مقدار Mn افزایش می‌یابد. تغییرات Sr/Mn در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۱۷۵ تا ۰/۳۴۷ (میانگین ۰/۰۸۹) در تغییر است. در شکل ۹ مقدار Sr/Mn در برابر Mn رسم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، با افزایش Mn نسبت Sr/Mn کاهش می‌یابد. این تغییرات به دلیل تأثیر شدید دیاژنتی جوی بر کربنات‌های منطقه مورد مطالعه است، زیرا در اثر دیاژنتی جوی مقدار Sr کاهش و مقدار Mn افزایش می‌یابد.

### نسبت Sr/Na

تغییرات Sr/Na در سنگ‌آهک‌های منطقه مورد مطالعه بین ۲/۴۵ تا ۰/۶۵ (میانگین ۱) است. این مقدار قابل مقایسه با نسبت Sr به Na به دست آمده از کربنات‌های کلسیتی نواحی معتدل عهد حاضر با میانگین Sr/Na برابر با ۱ و مخلوط کربنات‌های کلسیتی-آراگونیتی ژوراسیک بالای مزدوران است که نشان می‌دهد ترکیب کانی‌شناسی اولیه سنگ‌آهک‌های منطقه مورد مطالعه عمدتاً کلسیتی بوده است.

در شکل ۱۰ تغییرات Sr/Na در برابر Mn رسم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده مربوط به سنگ‌آهک‌های کلسیتی نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا در استرالیا با نسبت Sr/Na حدود ۱ قرار گرفته‌اند (آدابی، ۱۳۸۳) که این امر می‌تواند به دلیل تشابه ترکیب کانی‌شناسی بین سنگ‌آهک‌های منطقه مورد مطالعه و سنگ‌آهک‌های نیمه‌قطبی پرمین باشد. از طرفی تعداد کمی از نمونه‌ها هم در محدوده مربوط به سنگ‌آهک‌های آراگونیتی مزدوران قرار گرفته‌اند که نشان می‌دهد ترکیب کانی‌شناسی اولیه نمونه‌های مورد مطالعه مخلوطی از کلسیت و آراگونیت (عمدتاً

**تعیین دمای دیرینه (Palaeotemperature)**

یکی از مهم‌ترین کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در کربنات‌ها استفاده از آن به عنوان یک زمین‌دماسنج است (Morse & Mackenzie, 1990). همان‌طور که می‌دانیم اگر کلسیت و آراگونیت در شرایط تعادلی با آب دریا ته‌نشین شده باشند، دارای مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ مشابه با آب دریا هستند. از آنجا که دمای محیط موجب تفریق ایزوتوپی اکسیژن می‌شود، در آبهای گرم مقدار اکسیژن ۱۸ سبک‌تر و در آبهای سرد مقدار آن سنگین‌تر می‌شود. در این مطالعه، از سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ برای تعیین دمای دیرینه محیط رسوبی و از سبک‌ترین ایزوتوپ برای تعیین دمای دیاژنتیکی استفاده شده است. معادله‌های مختلفی برای تعیین دمای دیرینه ارائه شده است که در این تحقیق از معادله Anderson & Arthur (1983) استفاده شده است:

$$T^{\circ}\text{C} = 16 - 4.14 (\delta\text{c} - \delta\text{w}) + 0.13 (\delta\text{c} - \delta\text{w})^2$$

در این معادله T دما بر حسب سانتی‌گراد،  $\delta\text{C}$  مقدار ایزوتوپ اکسیژن نمونه در  $25^{\circ}\text{C}$  بر حسب PDB،  $\delta\text{W}$  مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان ته‌نشست کلسیت بر حسب SMOW است. مقدار  $\delta\text{W}$  برای آبهای دریایی کرتاسه ۱٪ در نظر گرفته شده است (Shackleton & Kennett, 1975; Barron, 1983).

دمای محاسبه شده بر اساس سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن به میزان ۷/۱۴٪ - برای سنگ‌آهک‌های منطقه ۴۵ درجه سانتی‌گراد است. با اینکه سعی شده است از نمونه‌های با کمترین دگرسانی برای تجزیه ایزوتوپی استفاده شود، با این وجود این کربنات‌ها تحت دگرسانی قرار گرفته و لذا این دما نشانگر دمای آب دریا نبوده بلکه بیشتر شاخصی برای کمترین دمای دیاژنتیکی است. این کربنات‌ها تحت تأثیر فرایندهای دیاژنتز جوی قرار گرفته‌اند و مقدار ایزوتوپ اکسیژن و کربن آنها سبک‌تر شده است. مقادیر بالای Fe و Mn و مقدار کم Na و Sr نیز تأییدکننده این مطلب است. از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن به میزان ۱۱/۶۸٪ - برای تعیین بیشترین دمای دیاژنتیکی استفاده شده است. دمای بیشینه دیاژنتیکی برای سنگ‌آهک‌های منطقه مورد مطالعه ۷۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. میانگین مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ سنگ‌آهک‌های منطقه مورد مطالعه PDB. ۹/۸۰۸٪ - است که مقایسه این مقدار با مقدار متوسط ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ کربنات‌های کرتاسه که تحت تأثیر آبهای شیرین (fresh water) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۵)، نشان می‌دهد که سنگ‌آهک‌های منطقه مورد مطالعه به مقدار زیادی تحت تأثیر آبهای شیرین بوده‌اند.

**کانساز سرب و روی رباط**

کانسازهای سرب و روی در ایران عمدتاً در سنگ میزبان کربناتی قرار دارند. در ایران، ایالت فلززایی ملایر - اصفهان دربردارنده این تیپ کانسازها است. منطقه مورد مطالعه (معدن رباط) جزو کانسازهای سرب و روی جنوب اراک و در بخش میانی ایالت فلززایی ملایر - اصفهان قرار گرفته است. لازم به ذکر است که زون سنندج - سیرجان که ایالت فلززایی ملایر - اصفهان در بخش مرکزی آن قرار دارد، فازهای دگرگونی، کوهزایی و ماگماتیسم مهمی را تحمل کرده‌اند، که مهم‌ترین آن فاز کوهزایی، دگرگونی و ماگماتیسم لارامید و سیرمین میانی است. همچنین کانی‌سازی سرب و روی در ایالت فلززایی ملایر - اصفهان، در واحدهای به سن تریاس پسین، ژوراسیک (لیاس) و کرتاسه پیشین دیده می‌شوند و شباهت زیادی بین کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه با سایر کانسازهای منطقه وجود دارد.

**ویژگی‌های ماده معدنی**

در محدوده مورد مطالعه (معدن رباط) ماده معدنی به طور عمده در سطح زمین به حالت نوار دگرسان شده‌ای به رنگ سرخ تیره - قهوه‌ای رنگ در سنگ‌آهک‌های سیلیسی شده گسترش یافته است. این نوار همواره بر روی بالاترین لایه‌های سنگ‌آهک و در زیر مارن‌ها قرار دارد. در قسمتهایی که نوار کانه‌دار در سطح زمین رخنمون یافته است، دگرسانی سبب اکسید شدن سولفیدهای موجود در آن شده است (شکل ۱۶).

کانسازهای محدوده مورد مطالعه در امتداد لایه‌بندی (چینه‌کران) نهشته شده است و به واحدهای چینه‌ای خاص با سن معین محدود می‌باشد. لازم به ذکر است که زمان تشکیل لایه‌ها به همراه افق سیلیسی در منطقه مورد مطالعه مربوط به کرتاسه پیشین است.

لایه‌های سیلیسی در کوه‌اره گیجه در دو افق مجزا از یکدیگر وجود دارند که در یک افق به صورت پیوسته و در یک افق به صورت ناپیوسته و عدسی‌مانند است. لایه سیلیسی پیوسته در امتداد محور تاقدیس ااره گیجه رخنمون دارد. ستبرای این لایه به ۴ متر می‌رسد که بر اثر فرسایش و گسل‌های بزرگ و کوچک به شکل پراکنده و گاهی به حالت لایه‌های گسسته دیده می‌شود. از آنجا که لایه‌های سیلیسی استعداد شکنندگی زیادی دارند، در اثر فشارهای وارده حاصل از زمین‌ساخت به راحتی خرد و درزه‌دار می‌شوند که درزه‌ها معمولاً توسط کلسیت پر شده‌اند. علاوه بر همیافتی کانسازها با افق‌های سیلیسی، کانسازسازی در مجموعه‌ای از لایه‌های مارنی، آهک مارنی و سنگ‌آهک رخ داده است که تعداد و ستبرای آنها به طور محلی کم و زیاد می‌گردد. این لایه‌های کانه‌دار دارای ستبرایی بین ۰/۵ تا ۲/۵ متر است.

پیریت عمدتاً به صورت بلورهای کوچک و خودریخت در متن سنگ پراکنده است. پیریتها اغلب به اکسیدهای آبدار آهن تبدیل شده‌اند، ولی اغلب آنها حفظ شده‌اند، به این صورت که قالبهای خودریختی مشاهده می‌شوند که توسط اکسید آهن پر شده‌اند (شکل‌های ۱۷ و ۲۱). در نمونه‌های مطالعه شده بلورهای روتیل در متن سنگ پراکنده است (شکل ۲۲). لازم به ذکر است که گالن به صورت پراکنده و دانه‌ریز در متن سنگ و یا به صورت دانه‌درشت در حفره‌ها شکل گرفته است. گاهی گالن به صورت توده‌ای و یا رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و یا به صورت جانشینی مشاهده می‌شود.

### ویژگیهای سنگ میزبان

در کانسارهای اپی ژنتیک، برای تهنشت کانسار پیش از تشکیل آن، تغییراتی در سنگ درونگیر صورت می‌گیرد و محل مناسب برای تشکیل کانسار را فراهم می‌نماید. به‌طور کلی، می‌توان گفت که هر پدیده‌ای که سبب افزایش نفوذپذیری یا تغییرات شیمیایی مناسب که سبب تسهیل تهنشت کانسار شود یا موجب شکستگی سنگها گردد، جزو سازوکار فرایند ایجاد بستر مناسب به شمار می‌آید.

سنگهای ترد و شکننده (brittle) مانند دولومیت، سنگ آهک، کوارتزیت و غیره، که شکستگیهای زمین‌ساختی به‌خوبی در آنها گسترش می‌یابد، محل بسیار مناسبی برای ایجاد تله برای محلولهای کانه‌ساز هستند (Pouba & Stemprok, 1970). بهترین ساختار برای نهشته شدن کانسار، ساختارهایی است که بیشترین سطح تماس بین سنگ و محلول را ایجاد می‌کنند. از این ساختارها می‌توان زونهای برشی و شکستگیهای ورقه‌ای را نام برد که در محدوده مورد مطالعه مشاهده شده است. از طرفی، فرایندهای شیمیایی نیز به مقدار زیادی در سازوکار ایجاد بستر و فضای مناسب در تهنشت کانسار نقش دارند. از این فرایندها می‌توان به دولومیتی شدن، سیلیسی شدن و تبلور دوباره اشاره کرد (Park & MacDiaramid, 1975). از این رو چنین می‌توان نتیجه گرفت که بهترین مکان برای کانی‌سازی، سنگهای کربناته‌ای هستند که دگرسانی سیلیسی یا دولومیتی یا هر دو را تحمل کرده و در زیر افقهای ناتراوا قرار دارند. ذکر این نکته ضروری است که پدیده‌هایی همچون شکستگی، برشی شدن و دولومیتی شدن موجب افزایش تخلخل و نفوذپذیری سنگ آهکها و به وجود آوردن حالتی از محیط کم‌فشار می‌شود که می‌تواند پذیرای سیالات کانه‌دار شده و با ورود آنها، دمای سیال کاهش و pH آن بالا رفته، کمپلکسهای محلول شکسته شده و سرانجام کانی‌سازی رخ می‌دهد. این ویژگیها، در مورد کانسار محدوده مورد مطالعه صادق است.

در کوه برآفتاب رخنمونهای دیگری از لایه‌های سیلیسی مشاهده می‌شود که در راستای کوه اره گیجه، با مختصر جابه‌جایی محور در خاور آن قرار دارد. برنزد عمده لایه‌های سنگ آهک در یال جنوبی این تاق‌دیس است. مطالعات صحرائی نشان می‌دهد که در این بخش از کوه برآفتاب، لایه‌های سیلیسی در اثر عملکرد گسلها گاهی به حالت گسسته بوده است و به علت عملکرد گسلها تناوب کانه‌زایی رخ داده است.

برای تشکیل کانسار معدن رباط شرایط زیر فراهم بوده است:

۱) وجود سنگ‌شناسی مناسب سنگ میزبان (کربنات).

۲) وجود شکستگیهای مناسب برای عبور محلولهای کانه‌ساز

۳) سازوکار ایجاد بستر و فضای مناسب در این کانسار، به این صورت که فرایندهای فیزیکی حاصل از عملکرد زمین‌ساخت باعث برشی شدن و افزایش ایجاد تخلخل شده‌اند که با افزایش تخلخل زمینه را برای عبور محلولهای گرمابی و فرایندهای شیمیایی و در نتیجه تهنشت کانسار مهیا کرده‌اند.

علاوه بر این کانسار مورد مطالعه دارای مشخصات زیر است:

الف) کانسار مورد نظر در امتداد لایه‌بندی (چینه‌کران) نهشته شده است.

ب) اغلب با زون سیلیسی مشاهده می‌شود.

ج) فرایند دولومیتی شدن در زمانی پیش از کانی‌سازی روی داده است.

د) سولفیدها غالباً به صورت رگه‌ای و یا پرکننده فضای خالی مشاهده می‌شوند (وجود بافت پرکننده فضای خالی و بافت نواری در کانسنگ، از ویژگیهای مهم کانسارهای گرمابی دمای پایین است (Ramdohr, 1969).

ه) کانسار از نظر پاراژنتیکی ساده است (تعداد کانه‌ها کم است).

### مطالعات کانی‌شناسی در محدوده معدنی رباط

حضور کانیهای گالن، سروسیت، تتراهدريت، پیریت، روتیل و اکسیدهای آبدار و ثانویه آهن شامل هماتیت، لیمونیت و اخرای آهن توسط مقاطع صیقلی (شکل‌های ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱ و ۲۲) و کانیهای کوارتز، کلسیت و اکسیدهای آهن (گوتیت) توسط مقاطع نازک تشخیص داده شده است. همچنین مطالعات XRD بر روی سه نمونه مربوط به معدن عمارت، بیانگر حضور کانیهای اصلی گالن (PbS)، وورتزیت (ZnS)،  $\alpha$ -Quartz در نمونه‌هاست که حضور  $\alpha$ -Quartz منشأ ثانویه و دمای پایین را نشان می‌دهد. پاراژنز این سه کانی به ترتیب شامل گالن (PbS)، وورتزیت (ZnS) و در نهایت  $\alpha$ -Quartz است. در نمونه‌های مطالعه شده، گالن به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با سه جهت رخ که محل برخورد آنها به شکل قطعات مثلثی درمی‌آید و بافت پرکننده فضای خالی دیده می‌شود که با حاشیه نسبتاً ستبری در حال تبدیل به سروسیت است (شکل ۱۸). همچنین

## دگرسانی

درونگیر نیز می‌گردد، که این عوامل موجب تسهیل در کانی‌سازی می‌شوند. در منطقه مورد مطالعه، سیلیس هم به دلیل انحلال همزمان کربنات در سنگ میزبان تشکیل یافته است (ژاسپروید نوع اول) و هم در حفره‌ها، شکستگیها و فضاهای باز ته‌نشین شده است (ژاسپروید نوع دوم). مطالعات نشان می‌دهد که پدیده سیلیسی شدن و دولومیتی شدن پیش از کانی‌سازی صورت گرفته است (رحیم‌پور بناب، ۱۳۷۰). بررسیها نشان داده است که در منطقه مورد مطالعه پدیده سیلیسی شدن و آهن‌دار شدن پس از دولومیتی شدن و در چند مرحله صورت گرفته و زمینه لازم برای کانی‌سازی را فراهم کرده است. سیلیس، از چرخش محلولهای گرمایی در لایه‌های شیلی موجود در منطقه و انحلال سیلیس موجود در آنها تأمین شده و پس از تغییر pH از حالت خنثی (تا قلیایی) به اسیدی و پایین آمدن دما در بین شکستگیهای موجود در سنگهای آهکی ته‌نشین شده یا جانشین کربناتها شده‌اند. کوآرتز گرمایی (ژاسپروید نوع دوم) نیز در مراحل آخر دیاژنز و با ساختار شانه‌ای تشکیل شده است.

## ژئوشیمی

با مقایسه نتایج MgO حاصل از تجزیه XRF مربوط به سه نمونه شیلی و یک نمونه سنگ آهکی (آهک کمربالا) مربوط به معدن عمارت و ۲ نمونه سنگ آهکی مربوط به کوه برآفتاب با مقدار MgO استاندارد در قشر رسوبی قاره‌ها (بجز سنگهای آتشفشانی) (حسنی‌پاک، ۱۳۶۲، جدول ۱) مشخص می‌شود که مقدار MgO در همه نمونه‌ها بجز نمونه‌ای که از مرز بین لایه شیلی و ماده معدنی برداشت شده است، بسیار بالاتر (حدود ۲ برابر) از مقدار MgO استاندارد قشر رسوبی قاره‌ها است. این مطلب نشان می‌دهد که مقدار Mg از ابتدا و در هنگام رسوبگذاری و تشکیل لایه شیلی در آن بالا بوده است. به این معنی که شیل در زمان ته‌نشینی، حاوی Mg بیشتری از مقدار استاندارد بوده است. همین عامل باعث شده است که هنگامی که آبهای جوی از طریق شکستگیها و گسلها وارد لایه شیلی می‌شوند، Mg را از این لایه‌ها شستشو داده و پس از چرخش به هنگام عبور از لایه کربناتی، سبب دولومیتی شدن پراکنده به صورت شناور در خمیره آهکی شوند.

با مقایسه مقدار سرب نمونه‌های مورد مطالعه با مقدار سرب استاندارد در نمونه‌های شیلی و کربناتی مشاهده می‌شود که مقدار سرب در کلیه نمونه‌ها بالاتر از مقدار سرب استاندارد در سنگهای کربناتی و شیلی است (جدول ۲). از این مطلب چنین نتیجه گرفته می‌شود که مقدار سرب از ابتدا در لایه شیلی بالا بوده است. شیل‌های ناحیه با سن ژوراسیک در هنگام ته‌نشست حاوی سرب بیشتری از مقدار استاندارد بوده‌اند که بعداً آبهای جوی از طریق ترکها

در اطراف کانسار منطقه مورد مطالعه، هاله دگرسانی مشاهده می‌شود. به‌طور کلی این هاله‌های دگرسانی که در اطراف کانسارهای ناحیه وجود دارند، به علت رنگ و ریخت‌شناسی خاص خود در پی‌جویی کانسار و اکتشاف آن مهم است. در منطقه مورد مطالعه دگرسانی عمدتاً از نوع سیلیسی (ژاسپرویدی) و دولومیتی است که در زیر به توضیح آنها پرداخته می‌شود:

## دگرسانی دولومیتی

این نوع دگرسانی در کانسارهای سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) دیده می‌شود. در این فرایند، سنگ آهک به دولومیت تبدیل می‌شود که سنگی کاملاً مناسب برای واکنش با محلولهای کانه‌ساز و تشکیل کانسار است، زیرا دولومیتها به‌علت ترکیب شیمیایی خاص خود قابلیت واکنش با محلولهای کانه‌ساز را به‌خوبی دارند. از طرفی، پدیده دولومیتی شدن سنگ آهکها با افزایش تخلخل همراه است که خود عامل تسهیل‌کننده‌ای برای گردش محلولها است. (Park & McDiarmid, 1975) بر این باورند که کانی‌سازی در سنگهای آهکی، هیچ‌گاه بدون دولومیتی شدن پیشین امکان‌پذیر نیست. البته در منطقه مورد مطالعه دولومیتی شدن به صورت کامل صورت نگرفته و دولومیتها بیشتر به‌صورت شناور در بافت زمینه مشاهده می‌شوند.

## دگرسانی سیلیسی

یکی از انواع مهم دگرسانی در کانسارهای گرمایی از نوع اپی‌ترمال و تله‌ترمال، دگرسانی سیلیسی از نوع ژاسپرویدی است (Lovering, 1962, 1972; Hangi, 1965, 1975; Hutkinson, 1983). این نوع دگرسانی ارتباط تنگاتنگی با کانی‌سازی سرب و روی دارد و از دگرسانیهای اصلی و مهم در ایالت فلززایی ملایر-اصفهان است. ارتباط نزدیکی بین این نوع سیلیس و برخی کانسارهای سولفیدی مشاهده می‌شود. بلورهای کانیهای سولفیدی به‌صورت افشان (disseminated) در سراسر حجم ژاسپروید گسترش دارند. دگرسانی سیلیسی، به‌طور عمده بستگی به ترکیب سنگ دارد و چنانچه سنگ درونگیر، سنگ‌شناسی مناسبی مانند آهک و بخصوص دولومیت داشته باشد، این دگرسانی گسترش بیشتری خواهد داشت.

Lovering (1972) معتقد است که پدیده دگرسانی ژاسپرویدی علاوه بر اینکه باعث ترد شدن سنگهای درونگیر و در نتیجه خردشدگی بیشتر بر اثر اعمال نیروهای زمین‌ساختی می‌شود، سبب افزایش نفوذپذیری سنگهای



۳) در منطقه مورد مطالعه، هیچ گونه تغییرات رخساره‌ای که با آن بتوان تغییرات در میزان Pb و Zn را در واحدهای مختلف توجیه نمود، دیده نمی‌شود. این نشان می‌دهد که ارتباطی بین ته‌نشینی سنگ درونگیر و محیط رسوبی با کانی‌سازی وجود ندارد.

۴) در این مطالعات، هیچ گونه بافت یا ساخت رسوبی در ارتباط با کانی‌سازی دیده نشده است.

۵) کانی‌سازی مشابه در واحدهای سنگی مختلف صورت گرفته که اپی ژنتیک بودن کانسار را نشان می‌دهد.

۶) کانی‌سازی در ساختارهای تشکیل شده در زمان پس از رسوبگذاری و دیاژنز روی داده است. بافت کانسار به صورت پرکننده فضای خالی و جانیشینی است.

همان گونه که در مبحث ژئوشیمی توضیح داده شد، بالا بودن مقادیر سرب، روی و MgO در سنگهای شیلی، گویای این است که این عناصر در زمان ته‌نشینی لایه شیلی (به صورت همزاد (سین ژنتیک)) وارد این لایه‌ها شده‌اند و در واقع مقدار این عناصر، از ابتدا و در زمان ته‌نشینی در لایه شیلی بالا بوده است. با توجه به شواهد ذکر شده در بالا، کانسار در زمانی دیگر در سنگ میزبان کربناتی به صورت دیاژنتیک- اپی ژنتیک تشکیل شده است.

### نتیجه‌گیری

منطقه رباط که در بخش میانی زون زمین‌ساختی و ساختاری سنندج-سیرجان در محور ملایر- اصفهان و در نزدیکی شهرستان خمین واقع است، از واحدهای کربناتی شامل سنگ آهکهای نازک لایه، شیل و مارن، واحد سنگ آهک توده‌ای اوریتولین دار زیرین، واحد سنگ آهک نازک لایه، شیل و مارن (واحد مارنی- آهکی) و واحد سنگ آهک توده‌ای اوریتولین دار بالایی تشکیل شده است. سترای واقعی این واحدها در دامنه جنوبی کوه اره گیجه ۲۵۷ متر، در دامنه شمالی کوه اره گیجه ۲۳۰ متر و در دامنه جنوبی کوه بر آفتاب ۴۰۸ متر است. با توجه به مجموعه فسیلی سن آپسین برای منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می‌شود.

نتایج حاصل از بررسی عناصر اصلی و جزئی و ایزوتوپهای اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ و مقایسه آنها با سنگهای آهکی سازند مزدوران با سن ژوراسیک پسین و کربناتهای نیمه قطبی پرمین تاسمانیا ترکیب کانی‌شناسی اولیه کلسیتی (مخلوط کلسیت-آراگونیت) را تأیید می‌کند. این نتیجه‌گیری با نظریه دریاهای کلسیتی در کراتاسه همخوانی دارد. تمرکز پایین Sr و Na و مقدار بالای Mn در کربناتهای منطقه مورد مطالعه حاصل تأثیر دیاژنز جوی بر روی کربناتهای منطقه مورد مطالعه بوده است. همچنین مقایسه مقدار میانگین

و شکستگیها وارد این لایه شیلی شده و پس از آبشویی سرب موجود در این لایه‌ها در هنگام عبور از لایه کربناتی، سرب را در این لایه‌ها ته‌نشین کرده‌اند. با مقایسه مقدار روی در نمونه‌های مورد مطالعه با مقدار روی استاندارد در نمونه‌های شیلی و کربناتی دیده می‌شود که مقدار روی در همه نمونه‌ها بجز نمونه‌ای که از مرز لایه شیلی و توده معدنی برداشت شده است، بسیار بالاتر از مقدار روی استاندارد در سنگهای کربناتی و شیلها است (جدول ۳). از این مطلب نتیجه گرفته می‌شود که مقدار روی از ابتدا در لایه شیلی بالا بوده است. شیلهای ناحیه با سن ژوراسیک در هنگام ته‌نشینی حاوی روی بیشتری از مقدار استاندارد بوده‌اند که بعداً آبهای جوی از طریق ترکها و شکستگیها وارد لایه شیلی شده و روی را از این لایه گرفته و در هنگام عبور از لایه کربناتی آن را در این لایه ته‌نشین کرده‌اند.

لازم به ذکر است که علت بالاتر بودن منیزیم، سرب و روی از مقادیر استاندارد در شیلهای منطقه فاز کوهزایی سیمین میانی است که با فعالیتهای کوهزایی، دگرگونی و ماگماتیسیم همراه بوده است، به این صورت که در آن زمان آبهای گرمابی حاصل از فعالیتهای ماگمایی که حاوی مقادیر منیزیم، سرب و روی بالایی بوده‌اند، وارد حوضه رسوبی شده‌اند که رس در آن در حال ته‌نشینی بوده است. از آنجا که قابلیت جذب سطحی رسها بالاست، منیزیم، سرب و روی توسط رسها جذب شده و سپس با گذشت زمان، رس به شیل تبدیل شده است. منشأ بنیان سولفیدی سرب و روی نیز سولفات موجود در آب دریا بوده است که در آن زمان وارد شیلهای حوضه شده است. از سوی دیگر شرایط کاهنده نیز در حوضه حکمفرما بوده و باعث تبدیل سولفات به سولفید شده است.

### چگونگی تشکیل کانسار در منطقه مورد مطالعه

با مقایسه ویژگیهای کانسار سرب و روی رباط با کانسارهای گرمابی می‌توان گفت کانسار مورد نظر از نوع دیاژنتیک تا اپی ژنتیک است. شواهد زیر دیاژنتیک- اپی ژنتیک بودن کانسار منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد:

۱) دگرسانی ژاسپرویدی که موجب سیلیسی شدن سنگهای آهکی شده است یک فرایند ثانویه (اپی ژنتیک) بوده و بیشتر محققان مانند Loving (1962,1972) و Hutkinson (1983) بر اپی ژنتیک بودن آن تأکید دارند.

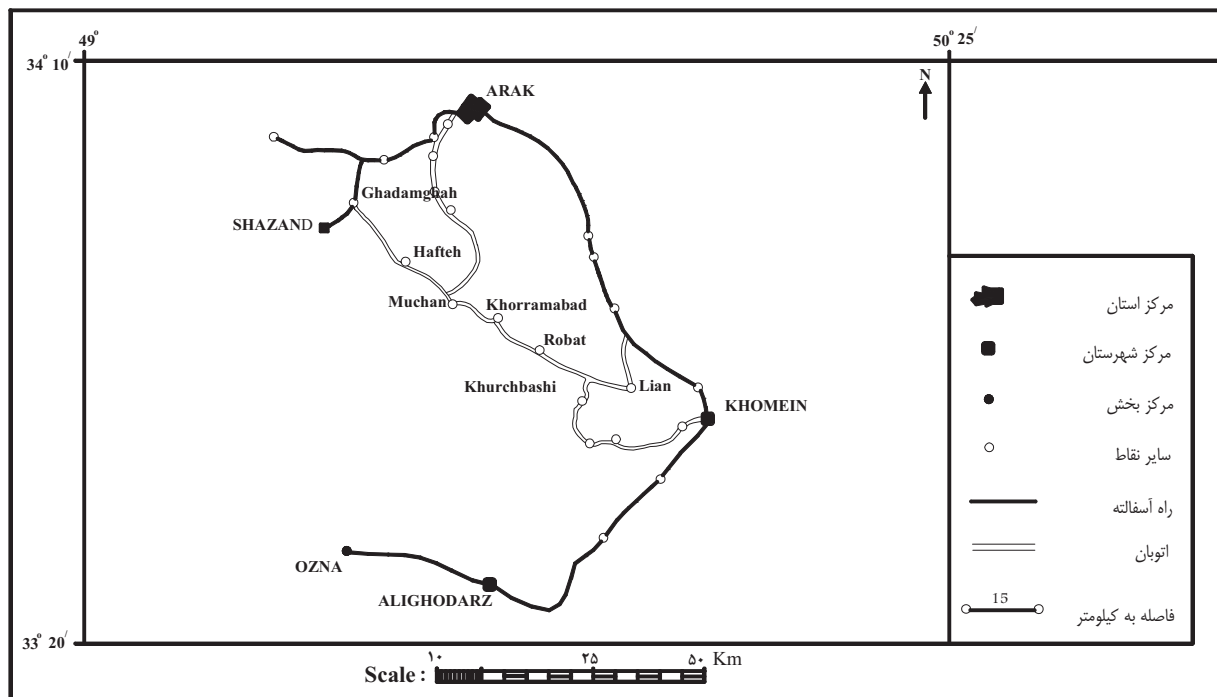
۲) مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که بین گسلها و کانه‌زایی ارتباط وجود دارد، زیرا کانسارهای منطقه در نزدیکی گسلها قرار دارند. این نشان می‌دهد که گسلها در هدایت محلولها و غنی‌سازی کانسار نقش داشته‌اند و همین ارتباط تأییدی بر اپی ژنتیک بودن کانسار است.

شده‌اند سرب و روی و منیزیم را از لایه‌های شیلی بر اثر فرایند آبشویی منتقل کرده و همراه با محلولهای حاصل از تراکم و فشردگی شیل‌های حوضه‌ای این عناصر را در لایه‌های کربناتی و در شکستگی‌های زمین‌ساختی ته‌نشین کرده‌اند. منشأ بنیان سولفیدی سرب و روی احتمالاً سولفات موجود در آب دریا بوده که وارد شیل‌های حوضه شده و شرایط کاهنده حاکم بر حوضه در آن زمان، باعث تبدیل سولفات به سولفید شده است.

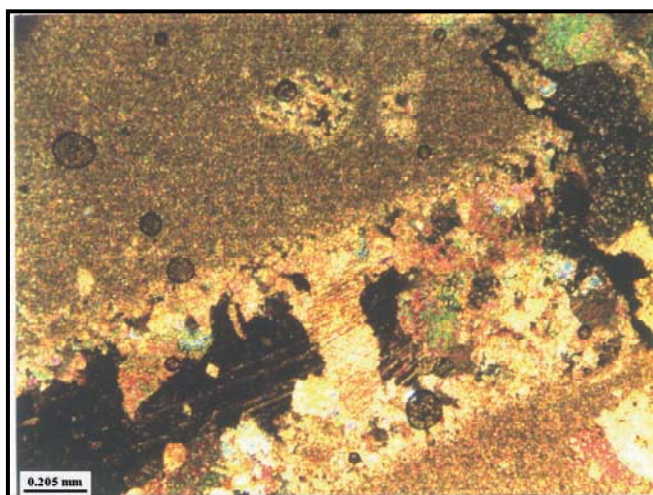
### قدردانی

در اینجا لازم می‌دانیم از آقای مهندس اکبری از شرکت سرب به خاطر همکاری‌های بی‌دریغ، سرکار خانم مهندس شجاعی مسئول آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی به خاطر انجام آزمایشهای عنصری و همچنین از دانشکده علوم زمین دانشگاه تاسمانی استرالیا برای انجام آزمایشهای ایزوتوپی تشکر و سپاسگزاری نمایم.

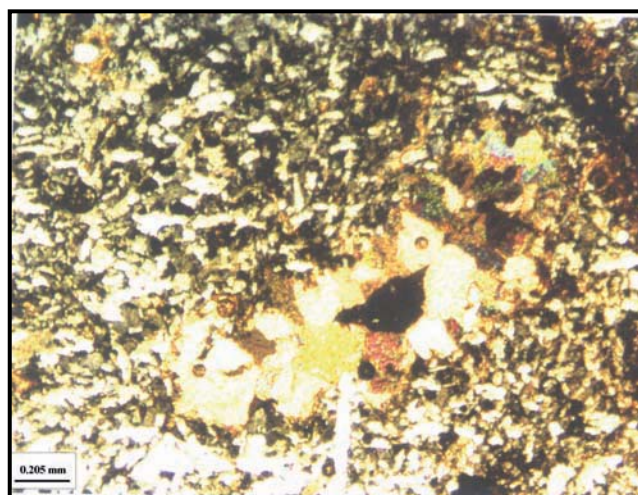
ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ سنگ آهک‌های منطقه مورد مطالعه (PDB. ۹/۹٪-) با مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ کربنات‌های کرتاسه که تحت تأثیر آب‌های شیرین قرار گرفته‌اند، تأثیر دیاژنز جوی را بر روی کربنات‌های منطقه نشان می‌دهد. تمرکز کم Sr و Na در کربنات‌های منطقه و تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر Mn یک سامانه دیاژنزی کاملاً باز را نشان می‌دهند. بالا بودن مقدار Mn و Fe در کربنات‌های منطقه مورد مطالعه عمدتاً به فراوانی مواد آواری در حوضه (که توسط شیل‌ها در منطقه تأیید می‌شود) و نیز شرایط کاهنده حاکم بر محیط نسبت داده می‌شود. دمای دیاژنتیکی نیز بر اساس سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، ۷۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. کانسار سرب و روی منطقه مورد مطالعه از نوع دیاژنتیک-اپی‌ژنتیک است و با کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی قابل مقایسه است. دگرسانی موجود در منطقه عمدتاً از نوع سیلیسی-ژاسپرویدی است. نتایج مطالعات نشان می‌دهد که آب‌های جوی که از درزه‌ها و شکستگی‌ها وارد لایه‌های شیلی



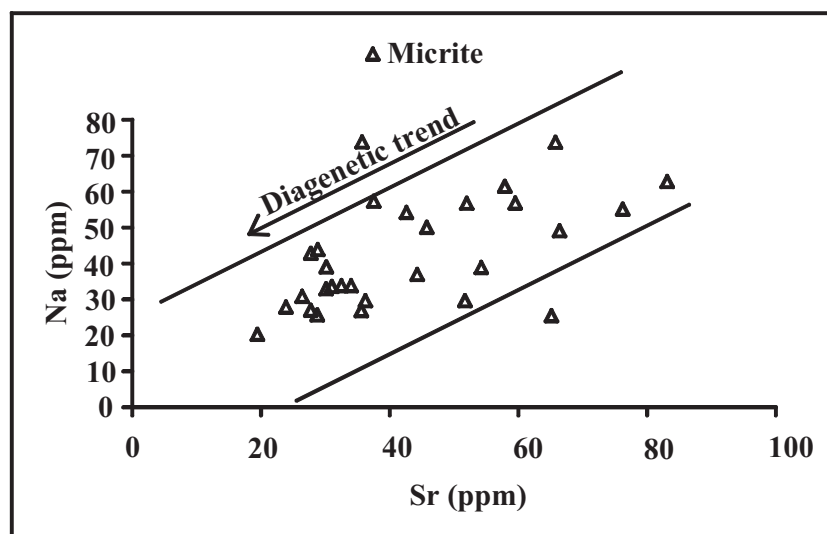
شکل ۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه



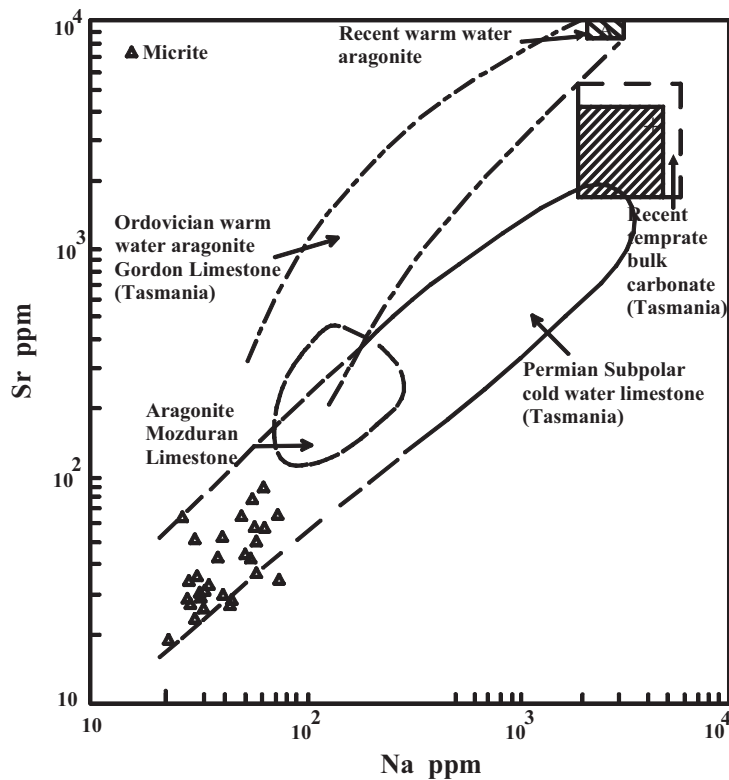
شکل ۳- تصویری از سیمان کلسیت دروزی (drusy cement). همان طور که در تصویر مشاهده می‌شود، اندازه بلورهای کلسیت از مرکز شکستگی به سمت حاشیه آن کاهش می‌یابد (نور پلاریزه).



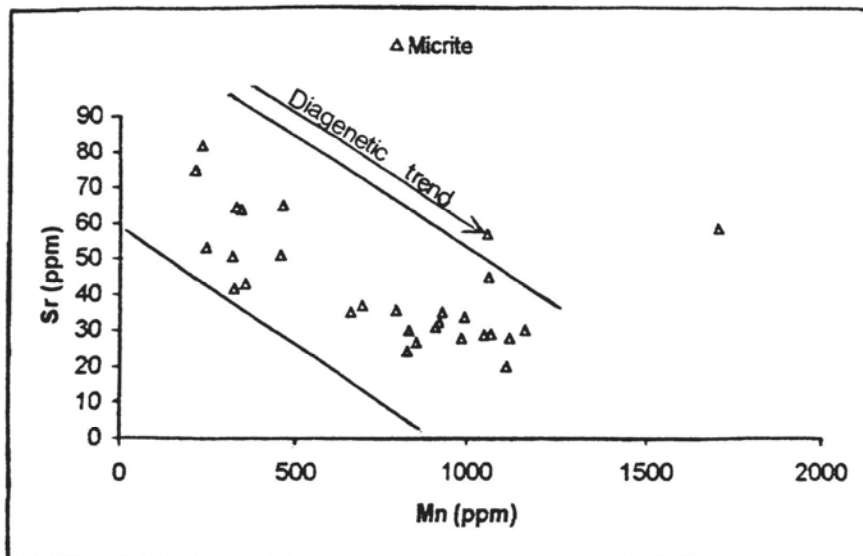
شکل ۲- تصویری از سیمان کلسیت هم‌بعد (equant). همان طور که در این تصویر مشاهده می‌شود، بلورهای کلسیتی با ابعاد تقریباً مساوی یک حفره انحلالی را پر کرده‌اند (نور پلاریزه).



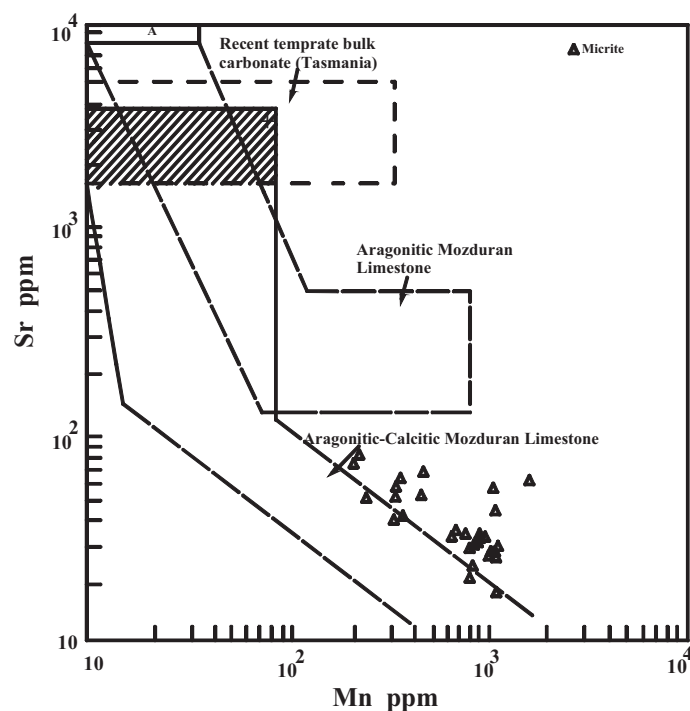
شکل ۴- تغییرات Sr در مقابل Na در نمونه‌های میکریتی. همان طور که مشاهده می‌شود با افزایش روند دگرسانی از میزان Sr و Na کاسته می‌شود.



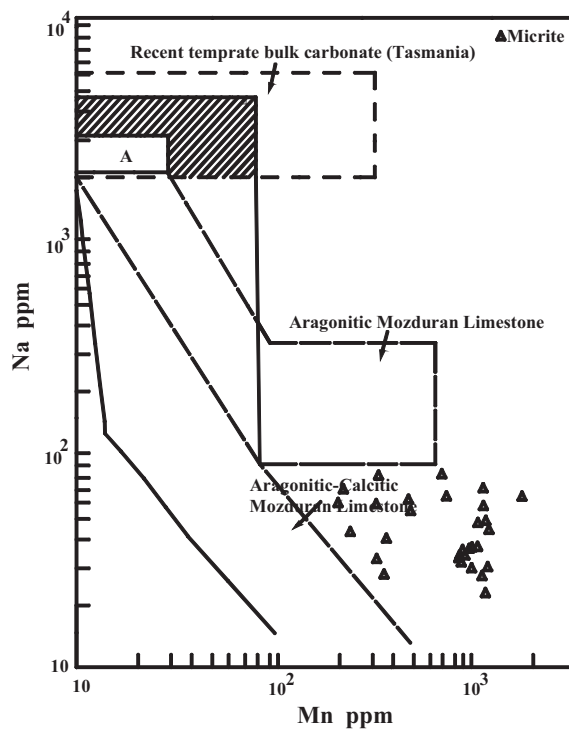
شکل ۵- تغییرات Sr در مقابل Na در نمونه‌های میکریتی منطقه مورد مطالعه که با محدوده‌های مربوط به کربناتهای آبهای گرم عهد حاضر (Milliman, 1974)، نمونه‌های کل کربنات مناطق معتدل عهد حاضر (Rao & Adabi, 1992; Rao and Jawardance, 1994; Rao & Amini, 1995)، محدوده آبکهای نیمه قطبی پرمین تاسمانیا و محدوده کربناتهای اردووسین آبهای گرم نیمه گرمسیری تاسمانیا (Rao, 1990-1991) و آبکهای آراگونیتی مزدوران (Adabi, 1996)، مقایسه شده است. همان طور که مشاهده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده روند آبکهای نیمه قطبی پرمین تاسمانیا با ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی قرار می‌گیرند. کاهشی که در مقدار Sr و Na نمونه‌ها دیده می‌شود به دلیل تأثیر فرایندهای دیاژنز غیردریایی است.



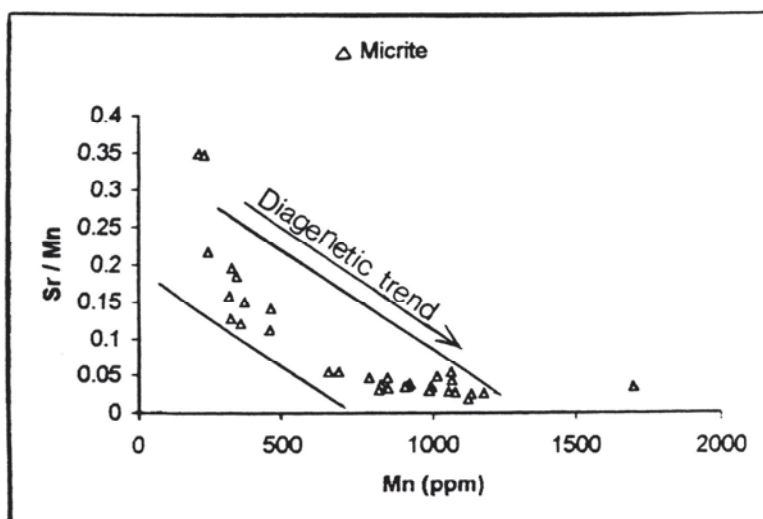
شکل ۶- تغییرات Mn در برابر Sr. همان طور که این نمودار نشان می‌دهد با افزایش Sr مقدار Mn کاهش می‌یابد.



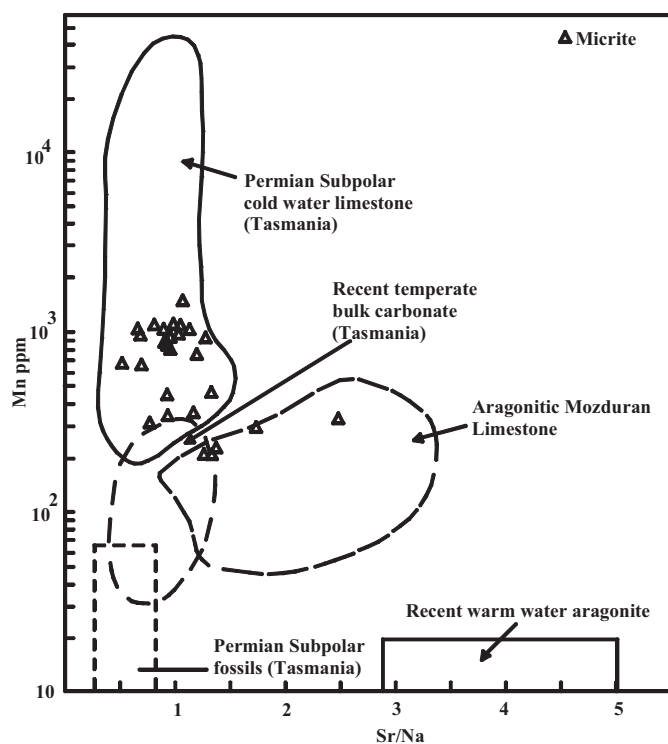
شکل ۷- تغییرات Sr در برابر Mn در کربناتهای منطقه مورد مطالعه که با محدوده‌های ارائه شده برای آهکهای آراگونیتی مزدوران (Adabi & Rao, 1991)، نمونه‌های کل کربنات نواحی معتدل تاسمانیا (Rao and Adabi, 1992) و محدوده آهکهای با ترکیب کانی‌شناسی مخلوط کلسیتی-آراگونیتی مزدوران (Adabi, 1996) مقایسه شده است. همان طور که مشاهده می‌شود تعدادی از نمونه‌ها در داخل و بقیه نمونه‌ها نیز در نزدیکی محدوده آهکهای با ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی-آراگونیتی مزدوران قرار گرفته‌اند.



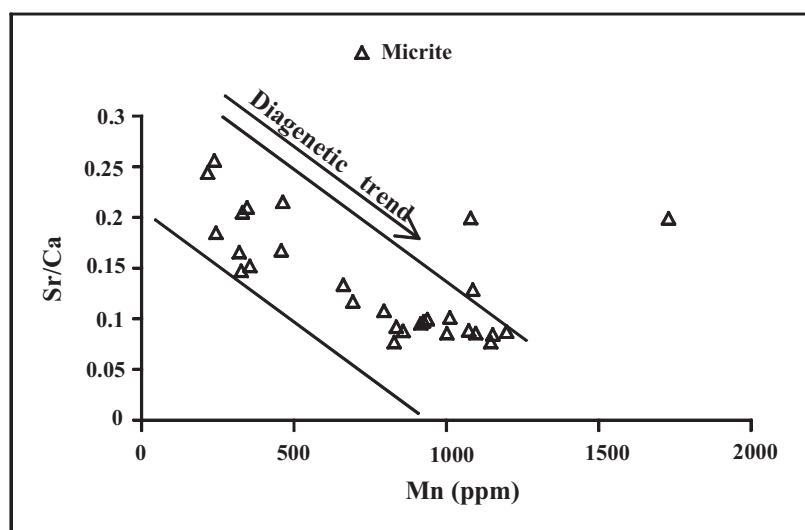
شکل ۸- تغییرات Na در برابر Mn در کربناتهای منطقه مورد مطالعه. محدوده‌های رسم شده مشابه شکل ۷ است. در این شکل اغلب نمونه‌ها در نزدیکی محدوده مربوط به آهکهای با ترکیب کانی‌شناسی مخلوط کلسیتی-آراگونیتی مزدوران قرار گرفته‌اند. علت اینکه نمونه‌ها در خارج از محدوده ذکر شده قرار گرفته‌اند، تأثیر بیشتر دیاژنز جوی بر روی این کربناتها (در مقایسه با آهکهای مزدوران) است که منجر به افزایش کاتیون Mn شده است.



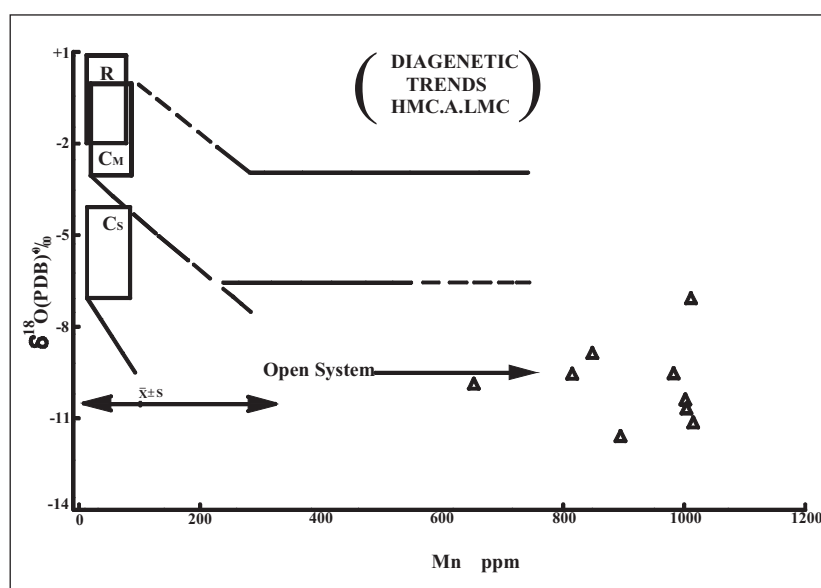
شکل ۹- تغییرات Sr/Mn در برابر Mn. همان طور که در شکل دیده می‌شود با افزایش مقدار Mn میزان Sr/Mn کاهش می‌یابد که نشان‌دهنده تأثیر شدید دیاژنز جوی بر روی کربناتهای منطقه مورد مطالعه است.



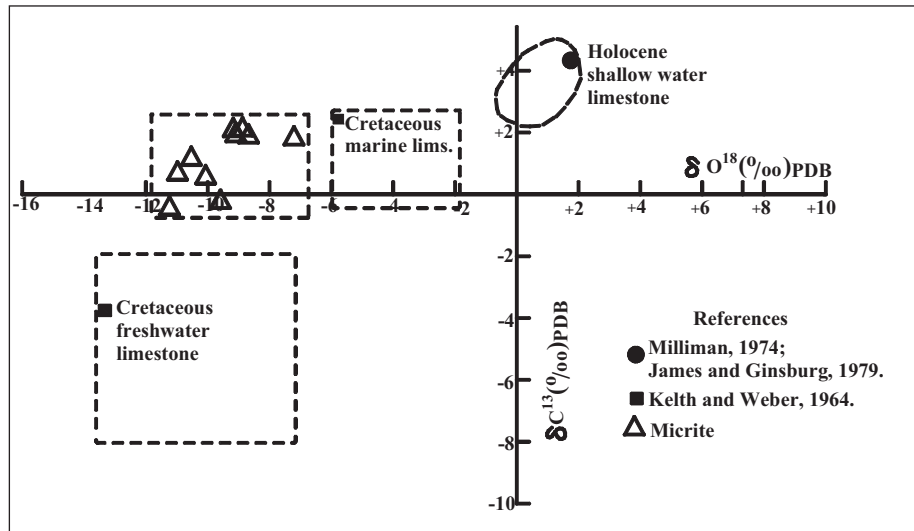
شکل ۱۰- تغییرات Sr/Na نسبت به Mn. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با محدوده کربناتهای نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا (Rao, 1991)، محدوده آراگونیتی آبهای گرم عهد حاضر (Milliamn, 1974)، محدوده نمونه‌های کل کربنات نواحی معتدل عهد حاضر تاسمانیا (Rao, 1996)، فسیلهای نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا (Rao, 1990) و محدوده آهکهای آراگونیتی مزدوران (Adabi and Rao, 1991) مقایسه شده است. همان طور که مشاهده می‌شود بیشتر نمونه‌ها در محدوده آهکهای نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا و تعداد کمی از نمونه‌ها نیز در محدوده مربوط به سنگ‌آهکهای آراگونیتی مزدوران قرار گرفته‌اند که این امر ترکیب کانی‌شناسی مخلوط آراگونیت و کلسیت (عمدتاً کلسیتی) را برای منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.



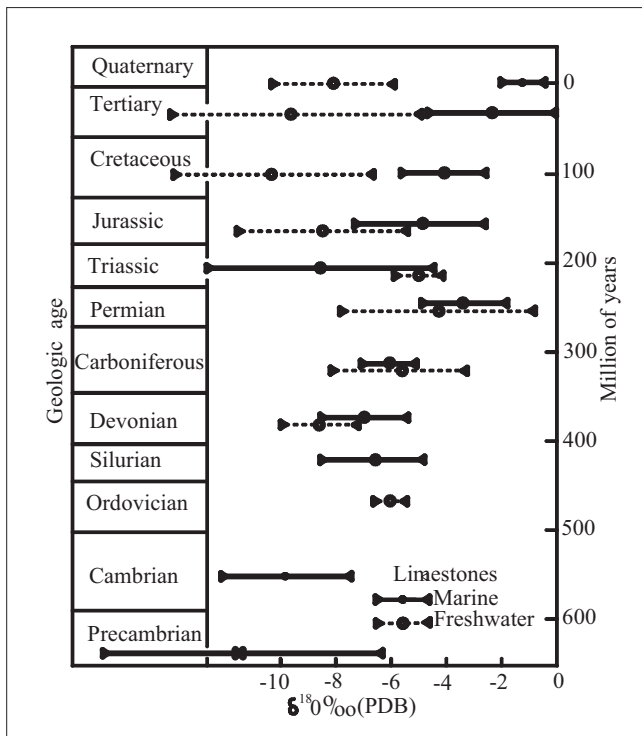
شکل ۱۱- تغییرات Sr/Ca نسبت به Mn. همان طور که در نمودار دیده می‌شود با افزایش Mn نسبت Sr به Ca به دلیل دیاژنز جوی کاهش می‌یابد. برای تشخیص نوع سامانه دیاژنتیکی در کربناتها، می‌توان از نمودار تغییرات  $\delta^{18}\text{O}$  در برابر Mn استفاده کرد.



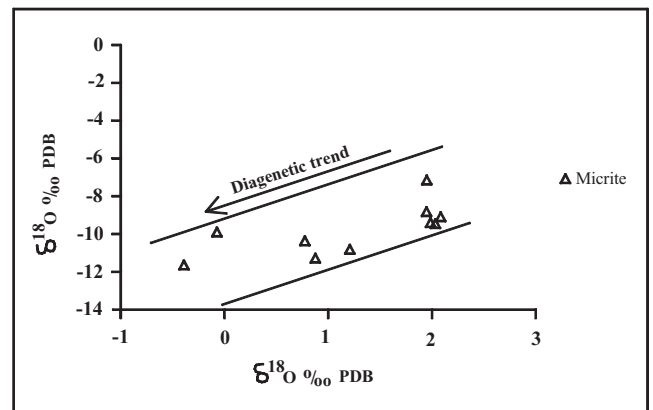
شکل ۱۲- تغییرات Mn در برابر ایزوتوپ اکسیژن ۱۸. در این شکل روندهای دیاژنتیکی برای ترکیبهای کلسیت کم‌منیزیم (LMC) و کلسیت پرمینیزیم (HMC) و آراگونیت (A)، سازهای عهد حاضر (R) و محدوده آهکی بارلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پین (CM) در ایالات متحده و آهکهای ریدبی (Read bay) سیلورین (Cs) در کانادا نشان داده شده است (Brand and Veizer, 1980 ; Milliman, 1974). همان طور که مشاهده می‌شود، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه همانند شکل ۱۲ در محدوده سامانه دیاژنتیکی باز قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۳- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر کربن ۱۳. در این نمودار محدوده‌های مربوط به آهکهای آبهای کم ژرفای هولوسن (Milliman, 1974; James and Ginsburg, 1979)، سنگ آهکهای دریایی کرتاسه (Kelth and Weber, 1964) و سنگ آهکهای آب شیرین کرتاسه (Kelth and Weber, 1964) مشخص شده است. همان طور که دیده می‌شود نمونه‌ها در نزدیکی محدوده‌های مربوط به سنگ آهکهای دریایی کرتاسه قرار گرفته‌اند که این امر به دلیل شباهت سنی آنها است.

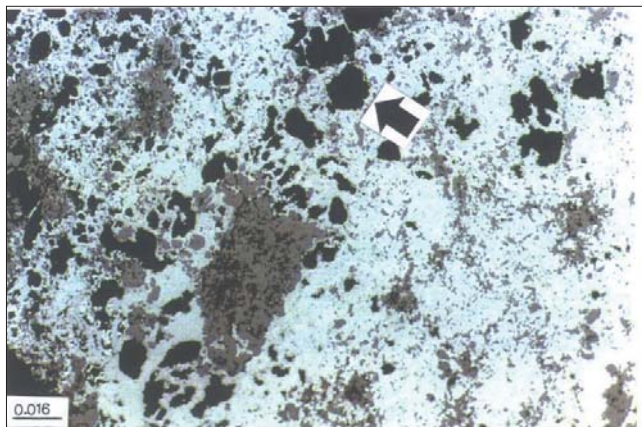


شکل ۱۵- تغییرات ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی برای آهکهای دریایی و آهکهایی که تحت تأثیر آبهای شیرین قرار گرفته‌اند (اقتباس از Hoofs, 1987).



شکل ۱۴- تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر کربن ۱۳. همان طور که در نمودار دیده می‌شود با سبک‌تر شدن ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، ایزوتوپ کربن ۱۳ نیز به دلیل تأثیر سیالهای دیاژنتیکی سبک‌تر شده است.

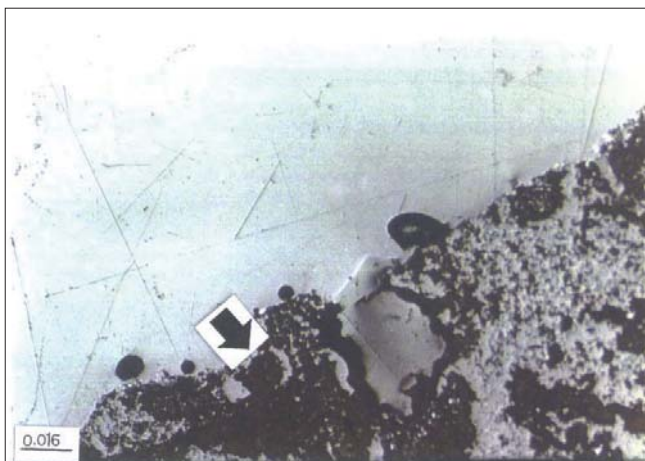




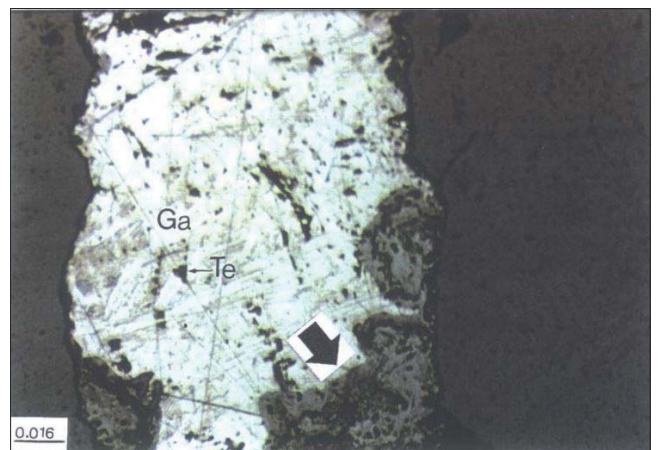
شکل ۱۷ - تصویری از تبدیل پیریت به هیدروکسید آهن. در این شکل قالب خود ریخت پیریت با اکسید آهن پر شده است (نور معمولی).



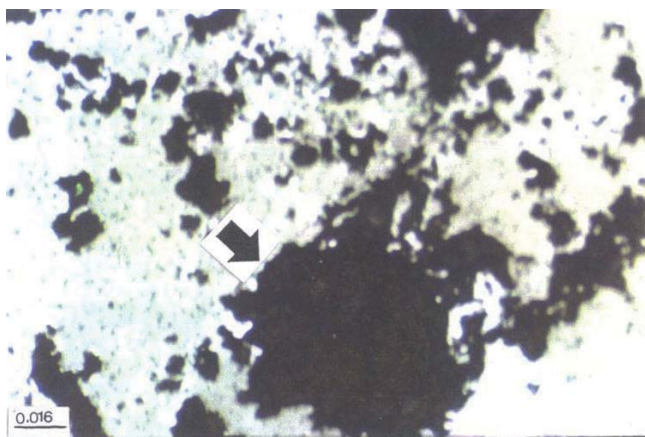
شکل ۱۶ - تصویری از لایه معدنی عمارت. به سیلیسی شدن لایه‌های کانه‌دار توجه نمایید.



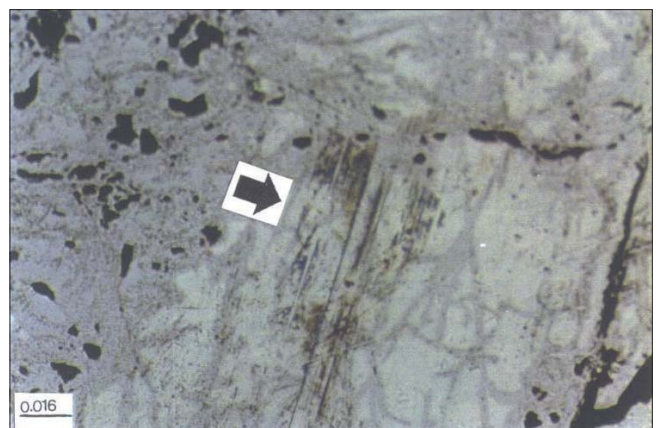
شکل ۱۹ - تصویری از اکسیدهای آهن و پیریتها در کنار هم. اکسیدهای آهن بیشتر از نوع هماتیت است (نور معمولی).



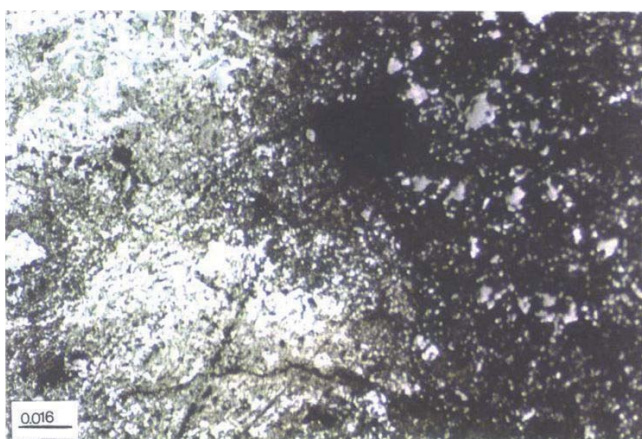
شکل ۱۸ - تصویری از پاراژنز تتراهدریت و گالن. همان طور که در تصویر نشان داده شده است، گالن در حال تبدیل به سروسیت است. در این شکل تتراهدریت پس از گالن تشکیل شده است (نور معمولی).



شکل ۲۱ - پاراژنز هماتیت و پیریت. همان طور که در تصویر مشاهده می‌شود، هماتیت جایگزین پیریت شده است (نور معمولی).



شکل ۲۰ - تبدیل پیریت به هیدروکسید آهن (بیشتر از نوع گوتیت) در امتداد رخ (نور معمولی).



شکل ۲۲ - تصویری از روتیل. همان طور که در این تصویر دیده می‌شود، مقدار هماتیت در سمت راست عکس بیشتر از طرف چپ است (نور معمولی).

جدول ۱ - مقایسه نتایج Mgo حاصل از تجزیه XRF نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با مقدار Mgo استاندارد در قشر رسوبی قاره‌ها (بجز سنگهای آتشفشانی) (اقتباس از حسنی پاک، ۱۳۶۲).

محل برداشت نمونه‌ها	نوع ترکیب سنگ	فاصله از توده معدنی (بر حسب متر)	مقدار Mgo (بر حسب درصد)	مقدار Mgo استاندارد در قشر رسوبی قاره‌ها (بجز سنگهای آتشفشانی) (بر حسب درصدوزنی)
معدن عمارت	شیل	۲۱/۵	۶/۹۰	۳/۰۹
معدن عمارت	شیل	۱۰	۶/۴۱	۳/۰۹
معدن عمارت	شیل	۰	۳/۷۱	۳/۰۹
معدن عمارت	آهک سیلیسی	۱	۶/۴۰	۳/۰۹

محل برداشت نمونه‌ها	نوع ترکیب سنگ	فاصله از توده معدنی (بر حسب متر)	مقدار Mgo (بر حسب درصد)	مقدار Mgo استاندارد در قشر رسوبی قاره‌ها (بجز سنگهای آتشفشانی) (بر حسب درصدوزنی)
کوه بر آفتاب	آهکی	۵۱	۶/۴۵	۳/۰۹
کوه بر آفتاب	آهکی	۱۹۹	۶/۶۱	۳/۰۹

جدول ۲- مقایسه نتایج سرب حاصل از تجزیه XRF نمونه‌های مورد مطالعه با مقدار سرب استاندارد در سنگهای کربناتی و شیلی (اقتباس از حسنی پاک، ۱۳۶۲).

مقدار سرب استاندارد در شیلها (بر حسب ppm)	مقدار سرب در نمونه‌ها (بر حسب ppm)	فاصله از توده معدنی (بر حسب متر)	نوع ترکیب سنگ	محل برداشت نمونه‌ها
۲۰	۲۹/۴	۲۱/۵	شیل	معدن عمارت
۲۰	۲۸	۱۰	شیل	معدن عمارت
۲۰	۴۰/۵	۰	شیل	معدن عمارت
۲۰	۲۶/۶	۰	برداشت از توده معدنی	معدن عمارت

مقدار سرب استاندارد در سنگهای کربناتی (بر حسب ppm)	مقدار سرب در نمونه‌ها (بر حسب ppm)	فاصله از توده معدنی (بر حسب متر)	نوع ترکیب سنگ	محل برداشت نمونه‌ها
۹	۲۳/۷	۱	آهک سیلیسی	معدن عمارت
۹	۲۵/۲	۹/۵	آهکی	معدن عمارت

مقدار سرب استاندارد در سنگهای کربناتی (بر حسب ppm)	مقدار سرب در نمونه‌ها (بر حسب ppm)	فاصله از توده معدنی (بر حسب متر)	نوع ترکیب سنگ	محل برداشت نمونه‌ها
۹	۲۶/۹۵	۵۱	آهکی	کوه بر آفتاب
۹	۲۲/۲	۱۹۹	آهکی	کوه بر آفتاب
۹	۳۲/۹	۲۶۰/۹	آهکی	کوه بر آفتاب
۹	۲۱/۵	۲۹۹	آهکی	کوه بر آفتاب

جدول ۳- مقایسه نتایج روی در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با مقدار روی استاندارد در سنگهای کربناتی و شیلی (اقتباس از حسنی پاک، ۱۳۶۲).

مقدار روی استاندارد در شیلها (بر حسب ppm)	مقدار روی در نمونه‌ها (بر حسب ppm)	فاصله از توده معدنی (بر حسب متر)	نوع ترکیب سنگ	محل برداشت نمونه‌ها
۹۵	۳۱۵/۹	۲۱/۵	شیل	معدن عمارت
۹۵	۲۹۰	۱۰	شیل	معدن عمارت
۹۵	۸۱/۶۳	۰	شیل	معدن عمارت
۹۵	۳۹۲/۹	۰	برداشت از توده معدنی	معدن عمارت

مقدار روی استاندارد در سنگهای کربناتی (بر حسب ppm)	مقدار روی در نمونه‌ها (بر حسب ppm)	فاصله از توده معدنی (بر حسب متر)	نوع ترکیب سنگ	محل برداشت نمونه‌ها
۲۰	۳۸۴	۱	آهک سیلیسی	معدن عمارت
۲۰	۳۹۸	۹/۵	آهکی	معدن عمارت

مقدار روی استاندارد در سنگهای کربناتی (بر حسب ppm)	مقدار روی در نمونه‌ها (بر حسب ppm)	فاصله از توده معدنی (بر حسب متر)	نوع ترکیب سنگ	محل برداشت نمونه‌ها
۲۰	۴۰۹/۵	۵۱	آهکی	کوه بر آفتاب
۲۰	۴۰۸/۷	۱۹۹	آهکی	کوه بر آفتاب
۲۰	۳۹۴	۲۶۰/۹	آهکی	کوه بر آفتاب
۲۰	۳۹۵	۲۹۹	آهکی	کوه بر آفتاب

### کتابنگاری

- آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آراین زمین، ۴۸۸.
- جمالیان، م.، ۱۳۸۱- نقش سنگ میزبان کربناته در کانسارهای سرب و روی ناحیه رباط (خمین- اراک)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۰.
- حسنی پاک، ا.ع.، ۱۳۶۲- اصول اکتشافات ژئوشیمیایی، مرکز نشر دانشگاهی، ۶۰۱.
- رحیم‌پور بناب، ح.، ۱۳۷۰- بررسی کانسارهای سرب و روی ناحیه جنوب اراک (عمارت)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۸۷.

## References

- Adabi, M.H., 1996- Sedimentology and geochemistry of CarboNates from Iran and Tasmania: Ph.D. Thesis (unpublished), University of Tasmania, Australia, 470p.
- Adabi, M.H. and Rao, C.P., 1991- Petrographic and geochemiCal evidence for origiNal aragonite mineralogy of Upper Jurassic CarboNates (Mozduran Formation). *Sarakhs area Iran, Sediment. Geol.* 75, 253-267.
- Amini, Z. and Rao, C.P., 1988- Depth and latitudiNal characteristics of sedimentologiCal and geochemiCal variables in temperate shelf CarboNates, Eastern Tasmania, Australia, *CarboNates and Evaporites*, 13, 145-156.
- Anderson, T.F. and Arthur, M.A., 1983- Stable isotopes of oxygen and Carbon and their appliCation to sedimentology and paleoenvironmental problems, *SEPM. Short Course*, No.10.
- Barnes, H.L., 1979- *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley and Sons. 798p.
- Barron, E.J., 1983- A warm equable Cretaceous: The Nature of the problem, *Earth. Sci. Rev.* 19, 305-338.
- Brand, V. and Veizer, J., 1980- ChemiCal diagenesis of multicomponent CarboNate system I: Trace elements, *Jour. Sed. Petrology*, 50, 1219-1236.
- Guilbert, J. and Park, C.F., 1986- *The Geology of Ore Deposits*, W. H. Freeman and Company, 884p.
- Hangi, R.D., 1965- Alteration of host rock adjacent zinc-lead ore deposit in the Tri-state district, Missouri, Kansas, Oklahoma, *Eco, Geology*, 60, 1607-1619.
- Hangi, R.D., 1975- Tri-state ore deposit, the character of their host rock and their genesis, in *stratabound and stratiform ore deposits*, Wolf, K.H (ed), 457-494.
- Heyle, A.V., 1970- Some aspects of genesis of stratiform zinc, lead, barite, flourite deposits in the Mississippi Valley, United State, In *problems of Hydrothermal Ore Deposition*, Pouba, Z. and Stemprok, M. (eds), I.U.G.S. Series, A. No. 2, 95-100.
- Hoefs, J., 1987- *Stable Isotope Geochemistry*, Springer-Verlag, New York, 241p.
- Hudson, J.D. and Anderson, T.F., 1989- Ocean temperature and isotopic compositions through time: *Trans. Roy. Soc. Edinberg, Earth Sci.*, 80, 183-192.
- Hutkinson, O.S., 1983- *Economic Deposits and their Relation to Tectonic Setting*, Maomillan Press, London, 365p.
- James, N.P. and Ginsburg, R.N., 1979- The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs, *Spec. Pub. Int. Ass. Sed.* 191p.
- Kelth, M.L. and Weber, J.N., 1964- Carbon and oxygen isotopic composition of limestones and fossils, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1787-1816.
- Lohmann, K.S., 1988- GeochemiCal patterns of meteoric diagenetic systems and their appliCation to studies of paleokarst, In: *Paleokarst*. Springer-Verlag, 58-80.
- Lovering, T.G., 1962- The origin of jasperoid in limestone, *Eco. Geology*, 57, 861-889.
- Lovering, T.G., 1972- Jasperoid in the U.S.A, its characteristics, origin and economic signifiCance, *U.S.G.S, Prof. Pap.* 710p.
- Milliman, J.D., 1974- *Recent Sedimentary CarboNates, I. Marine CarboNates*, Springer-Verlag, Berlin, 375p.
- Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990- *Geochemistry of sedimentary CarboNate*, New York. Elsevier, 707p.
- Mucci, A., 1988- Manganese uptake during Calcite precipitation from sea water: conditions leading to the formation of a pseudokutNahorite: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1859-1868.

- Park, F.C. and McDiarmid, R.A., 1975- Ore Deposits, Freeman and Company, 529p.
- Pingitore, N.E., 1978- The behavior of  $Zn^{2+}$  and  $Mn^{2+}$  during CarboNate diagenesis: Theory and appliCation, Jour. Sed. Petrology, 48, 799-814.
- Pouba, Z. and Stempok, M., 1970- Problems of Hydrothermal Ore Deposition (the origin, evolution and control of ore bearing fluids), I.U.G.S. Series: A. No. 2, 393p.
- Ramdohr, P., 1969- The ore mineral and their intergrowth, ACademic Verlag, Pergoman Press, 1174p.
- Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992- CarboNate minerals, major and minor elements and oxygen and Carbon isotopes and their variation with water depth in cool temperate CarboNates. Western Tasmania, Aus., Mar. Geology, 103, 249-272.
- Rao, C.P. and Amini, Z., 1995- FauNal relationship to grain size, mineralogy and geochemistry in Recent temperate shelf CarboNate, western Tasmania, Australi., CarboNates and Evaporites, 10, 104-123.
- Rao, C.P. and Jawardance, M.P.J., 1994- Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf CarboNate for the occurrence of extensive ancient non-tropiCal CarboNates, Palaeogeogra, Palaeoclim. Palaeoecol., 107, 49-63.
- Rao, C.P., 1990- Petrography, trace element and oxygen and Carbon isotopes, Gordon Group CarboNates (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia, Sed. Geol, 66, 83-97.
- Rao, C.P., 1991- GeochemiCal difference between subtropiCal (Ordovician), cool temperate (Recent and Pleistocene) and subpolar (Permian) CarboNates, Tasmania, Aus., CarboNates and Evaporites, 6, 83-106.
- Rao, C.P., 1996- Modern CarboNates: TropiCal, Temperate and Polar, Introduction to Sedimentology and Geochemistry, CarboNates, Hobart, 206p.
- Sandberg, P.A., 1983- An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal CarboNate mineralogy, Nature, 305, 19-22.
- Shackleton, N.J. and Kennett, J.P., 1975- Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and Carbon isotope aNalyses in DSDP Site 277, 279 and 281. In: Kennett, J.P. and Houtz, R.E. (eds.) Initial Report of the Deep-Sea Drilling Project, XXIX. U.S. Gort. Printing Office, Washington , D.C., 743-755.
- Smirnov, V.I., 1976- Geology of Mineral Deposits, Mir, Publisher, Moscow, 520p.
- Stanton, R.L., 1972- Ore Petrology, McGraw Hill Book Company, 713 p.
- Veizer, J., 1983- ChemiCal diagenesis of CarboNates: theory and appliCation of trace element technique: Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Short Course No.10, 3-1 to 3-100.
- Wilkinson, B.H., Owen, R.M. and Carroll, A.R., 1985- Submarine hydrothermal weathering, global eustasy and CarboNate polymorphism in Phanerozoic marine oolites: Jour. Sed. Petrology, 55, 171-183.