

پتروگرافی و ترکیب شیمیایی دولومیت‌ها در کانسار سرب و روی خان‌سرمه و ارتباط آن با رخداد کانه‌زایی سولفیدی در منطقه واقع در غرب اصفهان

ابراهیم طالع‌فاضل

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

نویسنده مسئول: tale.fazel@gamil.com

دریافت: ۹۷/۸/۱۶ پذیرش: ۹۷/۱۱/۸

چکیده

کانسار خان‌سرمه واقع در غرب اصفهان به عنوان یکی از ذخایر مهم در ایالت فلززایی ملایر- اصفهان در میزان واحد کربناته کراتاسه‌زیرین (واحد K3)، قرار دارد. در این کانسار گالن، اسفالریت و پیریت فراوان‌ترین کانه‌های سولفیدی هستند که به همراه دگرسانی‌های دولومیتی‌شدن، سولفیدی و سیلیسی تشکیل شده‌اند. طبق مطالعات پتروگرافی، دست کم چهار نوع دولومیت به ترتیب شامل دولومیت‌های ریزبلور خاکستری (Rd1)، متوسط بلور قهوه‌ای تا قرمز (Rd2)، درشت بلور زین‌اسبی (Sd) و رگه-رگچه‌ای تأخیری (Vd)، در سنگ میزان کانه‌زایی تشخیص داده شد. محتوای CaCO_3 و MgCO_3 در این دولومیت‌ها به ترتیب بین ۵۸/۵ تا ۶۱/۳ wt% و بین ۳۷/۶ تا ۴۰/۲ wt% در تغییر بوده که بیش‌ترین نسبت مولار Ca/Mg در دولومیت‌های اولیه ریزبلور (متوسط ۱/۶۵) و کمترین آن متعلق به دولومیت‌های رگه‌ای تأخیری (متوسط ۱/۱)، است. هم‌چنین، مجموع مقادیر عناصر نادرخاکی (ΣREE) در دولومیت‌ها بین ۵/۸ تا ۱۳/۹ ppm در تغییر است که این میزان در دولومیت‌های ریزبلور و زین‌اسبی بیش‌تر از دولومیت‌های متوسط بلور و رگه‌ای، بدست آمد. بر مبنای الگوی توزیع REE بنظر می‌رسد، دولومیت‌های ریزبلور از سنگ میزان کراتاسه‌زیرین شکل گرفته‌اند. هم‌چنین، وجود غنی‌شدگی نسبی LREE و بویژه La در دولومیت‌های زین‌اسبی و رگه‌ای گویای تشکیل این دولومیت‌ها در شرایط سیال به سنگ بالا و ارتباط آن‌ها با رخداد کانه‌زایی سولفیدی در کانسار خان‌سرمه است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی دولومیت، کانی‌سازی سولفیدی، سرب و روی، سیال گرمایی، خان‌سرمه

مقدمه

دولومیتی‌شدن در نتیجه آزادسازی سیال گرمایی نخستین با محتوای Mg و Fe بالا و جانشینی این عناصر در سنگ میزان موجب زمینه‌سازی شیمیایی-فیزیکی و فراهم شدن محیط مناسب برای تمرکز عناصر فلزی پایه می‌شود (پیس و والسه، ۲۰۰۰؛ رایت و همکاران، ۲۰۰۰). از این منظر، بررسی فرآیند دولومیتی‌شدن و دستیابی به سازوکار شکل‌گیری این دگرسانی در محیط‌های کربناته می‌تواند به عنوان یک رهیافت نوین، نقش مؤثری در ردیابی و اکتشاف ذخایر سرب و روی با میزان رسوبی داشته باشد. با این وجود، عوامل مؤثر دیگری نظیر عمق تدفین محیط رسوبی کربناته، دما و حضور سیال، مدت زمان، منشأ فلز و سازوکار تکتونیک منطقه نیز در شکل‌گیری کانسارهای سرب و روی با میزان کربناته مؤثر هستند (لیچ و همکاران، ۲۰۰۵).

در این پژوهش سعی شده است با استفاده از داده‌های ریزکوالکترونی و شیمی دولومیت‌ها به بررسی تکوین سنگ میزان کربناته کانسار سرب و روی خان‌سرمه پرداخته شود.

همراهی دولومیت و ارتباط ژنتیکی-شیمیایی آن با رخداد طیف وسیعی از ذخایر نفت، گاز و کانسارهای فلزی پایه با میزان کربناته، در نقاط مختلف جهان بررسی شده است (مور، ۱۹۸۸؛ دراویس و مویر، ۱۹۹۲؛ وارن، ۲۰۰۰؛ دیویس و اسمیت، ۲۰۰۶؛ کانلیفه و همکاران، ۲۰۱۰). در این میان، کانسارهای سرب و روی با میزان سنگ‌های رسوبی کربنات و آواری دسته مهمی از ذخایر فلزی محسوب می‌شوند که نیمی از سرب و روی دنیا از این ذخایر تأمین می‌شود (لیچ و همکاران، ۲۰۰۵). این کانسارها اغلب در ارتباط مستقیم با فعالیت‌های آذرین نبوده و ضمن تشکیل در سکانس‌های کربناته پلاتفرم دارای ارتباط ژنتیکی با دولومیت‌زایی در مقیاس ناحیه‌ای و محلی هستند (دانسمور، ۱۹۷۳؛ ویلکینسون، ۲۰۰۳). یکی از مهم‌ترین موضوعات مهم در تکوین ژنتیکی ذخایر سرب و روی با میزان کربنات زمان تهنشینی سولفید نسبت به دیاژنز سنگ در برگیرنده است. به عقیده بسیاری از محققان در این زمینه، رخداد

(۱۹۷۶)، معرفی شده است (شکل الف). بخش مهمی از این ذخایر در واحدهای کربناته کرتاسه زیرین و بطور ناچیز شیل‌های سازند شمشک (ژوراسیک‌میانی-بالایی) تشکیل شده‌اند. قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در این ناحیه متعلق به سنگ‌های دگرگونی-رسوبی تریاس-ژوراسیک با جنس سریسیت-کلریت‌شیست، اسلیت و شیل بوده که سنگ بستر کانسارهای سرب و روی ایالت فلززایی ملایر- اصفهان را تشکیل می‌دهد. به عقیده مومن‌زاده (۱۹۷۶)، ذخایر سرب و روی با میزان رسوبی در ایالت فلززایی ملایر- اصفهان دست کم در سه افق اصلی شامل موارد زیر تشکیل شده‌اند:

- ۱- میزان ماسه‌سنگ و شیل سازند شمشک (نظیر کانسارهای کچویه، کله‌بید، گله‌زرد، باباقله و رخ‌آباد).
 - ۲- میزان ماسه‌سنگ و سیلتستون‌های دولومیتی افق Kc (نظیر کانسارهای آهنگران و ایرانکوه) و آهک‌های اربیتولین‌دار توده‌ای افق K1 (نظیر کانسار راونج).
 - ۳- میزان آهک و دولومیت‌های سیلیسی با میان لایه‌های شیل افق Ks (نظیر کانسارهای خان‌سرمه، وجین، انجیره تیران، امارت تکیه و موجان).
- در منطقه خان‌سرمه دست کم ۵ واحد سنگ‌چینه‌ای تشخیص داده شده که کانه‌زایی سرب و روی در واحد K3 رخ داده است (شکل ب).

پیشینه پژوهش و جایگاه زمین‌شناسی

نخستین گزارش‌های ارایه شده در منطقه مورد مطالعه توسط بورنل (۱۹۶۸)، در گزارش شماره ۱۱ سازمان زمین‌شناسی مطرح شده که طی آن شرح مختصری از زمین‌شناسی و محیط ساختاری کانسار خان‌سرمه ارائه کرده است. پس از آن گزارش ویژه‌ای از وضعیت زمین‌شناسی، کانه‌زایی و تونل‌های استخراجی کانسار خان‌سرمه به کوشش هوبنر و ملاک‌پور (۱۹۷۰)، برای سازمان زمین‌شناسی تهیه شده است. هم‌چنین مومن‌زاده (۱۹۷۶)، در رساله دکتری به بررسی کانسارهای سرب و روی در محدوده ملایر- اصفهان پرداخته و طی آن ضمن بررسی ویژگی‌های لیتواستراتیگرافی کانسار خان‌سرمه، به شرح مختصری از این منطقه پرداخته است. افضلی (۱۳۸۴) به بررسی کانی‌شناسی، ژئوشیمی و دگرسانی‌های کانسار خان‌سرمه پرداخته و رخداد کانه‌زایی سرب و روی را در دو مرحله سین‌ژنتیک

بر این مبنای تأثیر فرایندهای دیاژنز، نسبت‌های سیال به سنگ و ایجاد دگرسانی دولومیتی در رخداد کانه‌های سولفیدی گالن و اسفالریت پرداخته شده است. بدیهی است استفاده از این شواهد می‌تواند نقش مفیدی در ارزیابی دلایل رخداد ذخایر فلزی پایه در محیط‌های رسوبی و بویژه کربناته داشته باشد؛ و لذا می‌توان از آن به عنوان یک الگوی اکتشاف پایه‌ای برای پی‌جویی سایر مدل‌های مشابه به ویژه در پهنه سنج-سیرجان استفاده کرد.

موقعیت جغرافیایی و مشخصات کانسار

کانسار سرب و روی خان‌سرمه در فاصله ۴۰ کیلومتری غرب استان اصفهان (۸ کیلومتری شمال شرق تیران) و بخش میانی پهنه دگرگونی-ساختاری سنج-سیرجان قرار دارد (شکل ۱). این ذخیره نمونه‌ای شاخص از کانسارهای فلزات پایه با میزان رسوبی در ایران است. معدن خان‌سرمه در مختصات جغرافیایی $51^{\circ}14'30''$ طول شرقی و $32^{\circ}42'46''$ عرض شمالی، در بخش مرکزی کوه خان‌سرمه قرار گرفته که تا قبل از سال ۱۳۵۱ مورد استخراج قرار گرفته و در حال حاضر به صورت متروک رها شده است. کانسار خان‌سرمه دارای تناژ کمتر از ۱ میلیون تن و عیار متوسط ۵ درصد سرب و ۱ درصد روی است (مومن‌زاده، ۱۹۷۶).

ایالت فلززایی ملایر- اصفهان

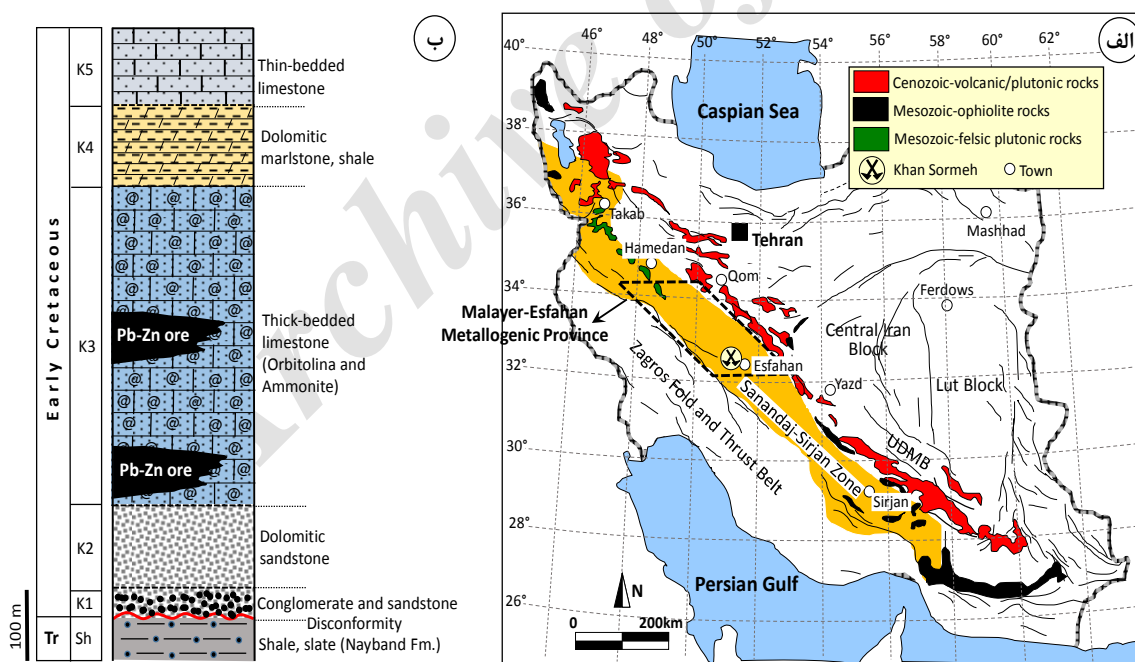
سامانه کوهزاد آلپ-هممالیا به عنوان یک محیط برخوردی و پس‌برخوردی عظیم در نتیجه بسته شدن دریاهای پالئوتتیس (پرمین-ژوراسیک) و نئوتتیس (کرتاسه-سنوزویک)، با طول ۲۴۰۰ کیلومتر در فاصله غرب اروپا تا جنوب شرق آسیا شکل گرفته است. در این میان، پهنه دگرگونی-ساختاری سنج-سیرجان با درازای ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰ کیلومتر در مرکز سامانه کوهزاد آلپ-هممالیا قرار گرفته است. پهنه سنج-سیرجان میزان بزرگترین ذخایر سرب و روی (نظیر کانسارهای آهنگران در ملایر، امارت در خمین و ایرانکوه در اصفهان) (حیاتی و همکاران، ۱۳۹۴) و طلا (کانسارهای داشکسن در قروه و زرشوران در تکاب)، در ایران است. ایالت فلززایی ملایر- اصفهان در بخش میانی پهنه سنج-سیرجان شکل گرفته و میزان بیش از ۲۰۰ کانسار و نشانه معدنی سرب و روی (نقره) و منگنز بوده که نخستین بار توسط مومن‌زاده

متر تشکیل شده است. پس از آن آهک‌های ضخیم لایه اربیتولین و آمونیت‌دار (افق K3) با ضخامت ۴۰۰ متر بر روی این واحد تشکیل شده‌اند که نشان از عمیق شدن حوضه و ورود به شرایط دریایی را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که واحد K3 دارای بیش‌ترین میزان شکستگی و گسلش در منطقه بوده و سنگ میزبان اصلی کانسار خان‌سرمه را تشکیل می‌دهد. پس از آن با نا آرامی موقت حوضه رسوبی، تناوبی از آهک، شیل و مارن‌های آهکی افق K4 با ضخامت کمتر از ۱۰۰ متر بر روی واحد قبلی تشکیل شده است. در نهایت سکناس رسوبی منطقه توسط آهک‌های نازک لایه آمونیت‌دار (افق K5) با ضخامت ۱۳۰ متر پوشیده شده، که این واحد ارتفاعات منطقه خان‌سرمه را تشکیل می‌دهد (شکل ۱ب). رسوبات کواترنری نیز در مواردی دشت‌های منطقه را پوشش داده است. طبق گزارش‌ها (هوبنر و ملاک‌پور، ۱۹۷۰؛ افضلی، ۱۳۸۴) و بررسی‌های صحرایی هیچگونه شواهدی از رخنمون توده نفوذی یا سنگ‌های آذرین دست کم تا شعاع ۱۰ کیلومتری از منطقه خان‌سرمه وجود ندارد.

(همزمان با رسوب‌گذاری) و اپی‌ژنتیک (پس از دیاژنز سنگ میزبان)، معرفی کرده است.

چینه‌شناسی منطقه

همانطور که اشاره شد کانسار خان‌سرمه از دیدگاه تقسیم‌بندی‌های زمین‌شناسی-ساختاری ایران در پهنه دگرگونی-ساختاری سنندج-سیرجان قرار می‌گیرد. این منطقه در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰:۱:۲۵۰۰۰۰ (اصفهان (زاهدی، ۱۹۷۸) و برگه ۱:۱۰۰۰۰۰:۱:۱۰۰۰۰۰ (زاهدی، ۱۹۷۵)، واقع شده است. طبق این نقشه‌ها، قدیمی‌ترین سازند رخنمون داشته در منطقه شامل شیل‌های تیره با میان لایه‌های آهک و ماسه‌سنگ به سن تریاس بوده که متعلق به سازند نایبند است. پس از آن کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های قرمز کرتاسه زیرین (افق K1) با یک دگرشیبی زاویه‌دار بر روی شیل و اسلیت‌های تریاس قرار گرفته‌اند. ضخامت واحد کنگلومرا تقریباً ۲ متر بوده و از قطعات اسلیت و ماسه‌های قدیمی تریاس تشکیل شده است. بر روی این واحد دولومیت‌های ماسه‌ای قهوه‌ای روشن (افق K2) با حداکثر ضخامت ۱۰۰



شکل ۱. الف) موقعیت ایالت فلزایی ملایر-اصفهان و منطقه خان‌سرمه در پهنه سنندج-سیرجان و ب) ستون چینه‌شناسی منطقه خان‌سرمه که در آن جایگاه کان‌زایی سولفیدی در آهک و دولومیت‌های ضخیم لایه واحد K3 در کرتاسه زیرین تشکیل شده است. برای توضیح اعلام اختصاری واحدهای چینه‌شناسی به متن مراجعه شود. ارتفاع ستون بطور تقریبی ۸۰۰ متر است.

زمین‌شناسی ساختاری

از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، منطقه خان‌سرمه از یک تاقدیس بزرگ با راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق تشکیل شده که دامنه شمالی آن با یک گسل موازی با محور تاقدیس قطع و فرسایش یافته است. طبق شواهد صحرایی و گزارش‌های زمین‌شناسی دست کم دو واقعه گسلی در مراحل زمانی مختلف در منطقه خان‌سرمه قابل تشخیص است. نخستین رخداد تشکیل گسل‌های شیب لغز با مؤلفه نرمال و در مرحله دوم گسل‌های امتداد لغز با مؤلفه معکوس است (ناکینی، ۱۳۹۲). گسل‌های نرمال دارای دو روند اصلی شامل، (۱) شمال‌شرق-جنوب‌غرب (امتداد N60E تا N85E) و (۲) شمال‌غرب-جنوب‌شرق با راستای کلی N135E، است. گسل‌های معکوس در منطقه اغلب طی فاز فشارشی کوهزاد آلپ شکل گرفته‌اند که طی آن منطقه از یک حوضه کششی کرتاسه زیرین (کوهزاد سیمیرین) به یک حوضه فشارشی کرتاسه بالایی-پالتوسن تبدیل شده است. وقوع این پدیده که از دیدگاه ساختاری به وارونگی^۱ موسوم است در تحلیل‌های ساختاری محدوده ایرانکوه-تیران توسط ناکینی (۱۳۹۲) گزارش شده است. لازم به ذکر است که بخش عمده کانه‌زایی سرب و روی در کانسار خان‌سرمه در مرتبط با همین گسل‌های وسیع باز پویا^۲ تشکیل شده‌اند.

غرب معدن خان‌سرمه) و تپه سرخ (۱/۳ کیلومتری شمال شرق معدن خان‌سرمه)، اشاره کرد. ماده معدنی اغلب با بافت‌های دانه پراکنده، جانشینی، برشی و پرکننده فضای خالی در کانسار خان‌سرمه مشاهده می‌شود (شکل ۳ پ و ت). هم‌چنین دگرسانی‌های دولومیتی، سیلیسی و سولفیدی شدن (پیریتی شدن) مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده در منطقه هستند (شکل ۳ ث). بافت حفره‌دار از مهم‌ترین ساخت‌های مشاهده شده در سنگ‌میزبان کربناته کانسار بوده که کوارتزهای ثانویه بلوری این حفرات را اشغال کرده‌اند (شکل ۳ ج). طبق مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، گالن، اسفالریت و پیریت فراوان‌ترین کانه‌های سولفیدی مشاهده شده در کانسار خان‌سرمه هستند و کانه‌های کالکوپیریت، تتراهدريت، تنانتیت و آرسنوپیریت بصورت ناچیز (فراوانی کمتر از ۲ درصد) همراه با کانه‌های سولفیدی اصلی مشاهده شد. کانه‌های ثانویه سرروزیت، مالاکیت، آنگلزیت، کولیت، گوتیت و مالاکیت نیز در نمونه‌ها مشاهده شد. دولومیت و کلسیت فراوان‌ترین کانی‌های باطله در کانسار خان‌سرمه هستند که بطور فرعی کوارتز، باریت و ژپس نیز کانه‌ها را همراهی می‌کنند (شکل ۳ چ).

روش مطالعه

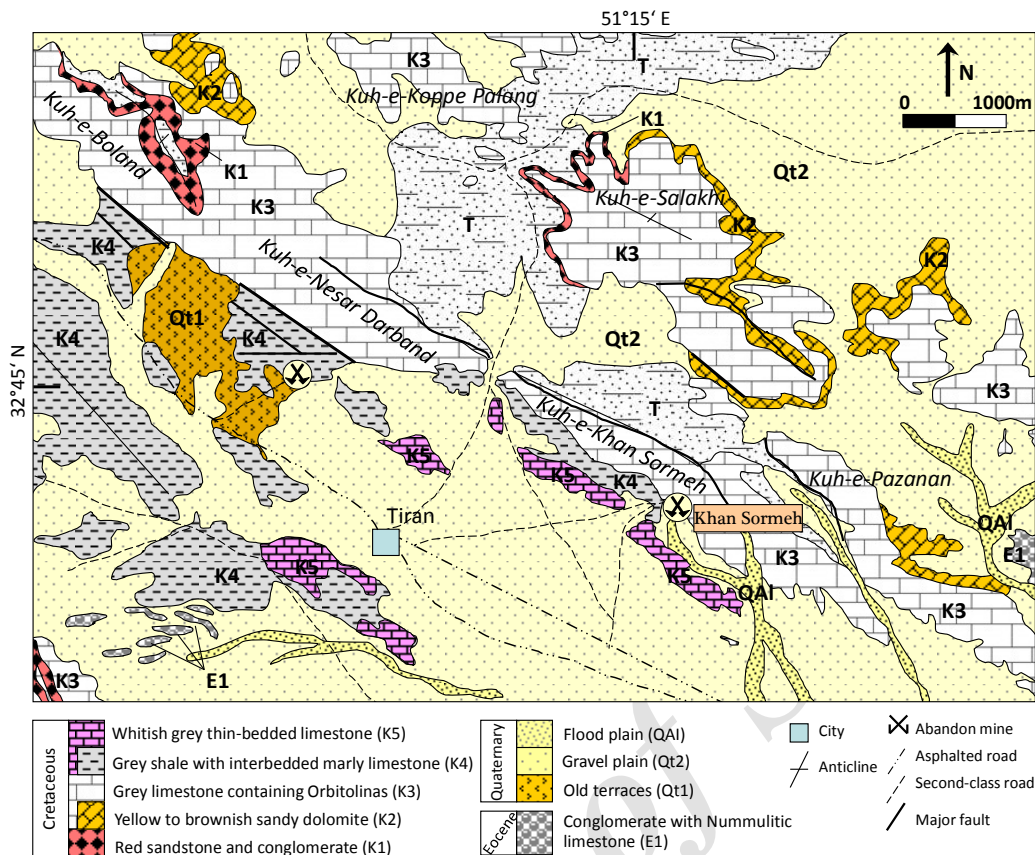
نمونه‌برداری و مطالعات کانی‌شناسی

به منظور دستیابی به اهداف مورد نظر در این پژوهش، تعداد ۴۰ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف کانسار خان‌سرمه شامل واحدهای کربناته میزبان، کانسنگ فلزی و بخش‌های دگرسان، برداشت شد. مطالعات کانی‌شناسی توسط تعداد ۴۰ مقطع نازک و نازک-صیقلی و استفاده از میکروسکوپ نوری پلاریزان زایس مدل Axioplan2 در نورهای عبوری و بازتابی، انجام شد. از این میان، تعداد ۱۵ مقطع نازک توسط محلول آلزاین قرمز (Red-s) و پتاسیم فروسیانید ($K_4[Fe(CN)_6] \cdot 3H_2O$) با اسید HCl (۱/۵ درصد) و نسبت ۳ به ۲ ترکیب شده و در بوته مخصوص رنگ‌آمیزی شد. این عملیات به منظور تفکیک کلسیت از دولومیت در مطالعات میکروسکوپی انجام شد.

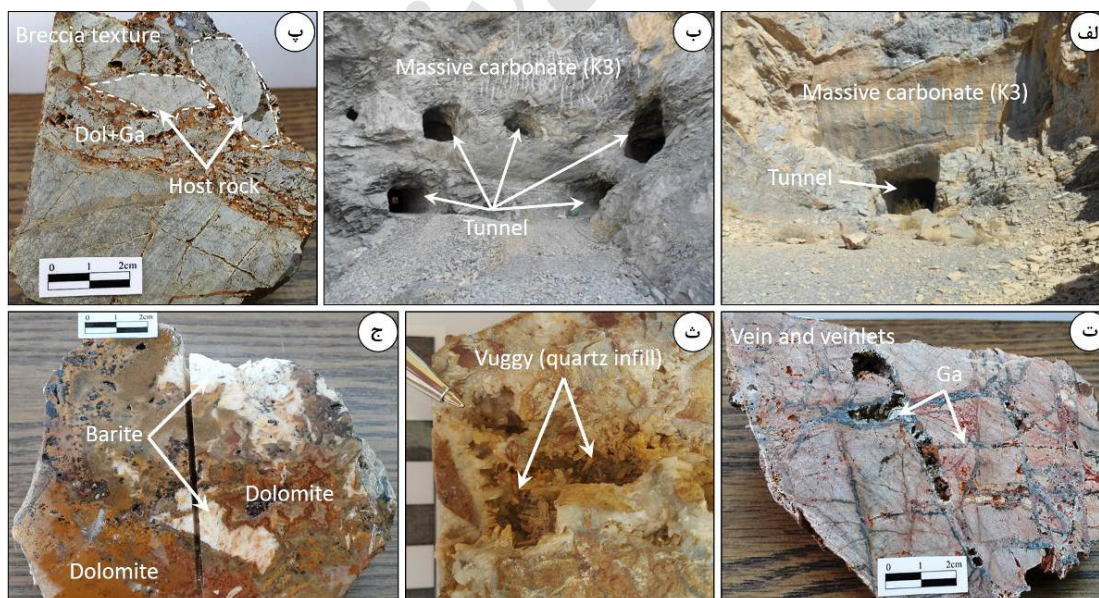
کانه‌زایی

همانطور که اشاره شد کانه‌زایی سرب و روی در کانسار خان‌سرمه در میزبان واحد کربناتی ضخیم لایه K3 در راستای یک تاقدیس با روند NW-SE تشکیل شده است (شکل ۲). روند عمومی لایه میزبان کانه‌سازی شمال‌غرب-جنوب‌شرق و شیب آن به سمت جنوب‌غرب است. ماده معدنی بصورت توده‌های لنزی شکل، ماهیت چینه‌کران و ابعاد متغیر ۰/۵ تا ۱۰ متر در سنگ میزبان کربناته واحد K3 تشکیل شده است. طبق بررسی‌های اولیه هوبنر و ملاک‌پور (۱۹۷۰)، تعداد ۱۳ تونل در ۴ طبقه (بطور متوسط در هر طبقه ۳ تونل)، در کانسار خان‌سرمه حفر شده که کلیه این حفاری‌ها در میزبان کرتاسه زیرین و واحد K3 صورت گرفته است (شکل ۳ الف و ب). علاوه بر این، تعدادی نشانه معدنی نیز در اطراف کانسار خان‌سرمه وجود دارد که از جمله آن‌ها می‌توان به اندیس‌های سفید خال (۲/۵ کیلومتری شمال

¹ Inversion² regional reactive faults



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه معدنی خان سرمه (با تغییرات از برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ نجف آباد، توسط زاهدی، ۱۹۷۵).



شکل ۳. تصاویر صحرایی و نمونه‌دستی از کانسار خان سرمه. الف و ب) تونل و گزنگ‌های (استخراج دنبال رگه) حفر شده در واحد کربنات کرتاسه زیرین (K3)، پ) نمونه‌دستی از کانسنگ برشی با قطعات سنگ میزبان کربناته در یک سیمان دولومیت-گالن، ت) رگه-رگچه‌های متقاطع گالن و اسفالریت در میزبان آهک دولومیتی، ث) کوارتزهای بلوری تأخیری با ماهیت حفره پرکن، ج) بلورهای سفید باریت در میزبان دولومیت‌های آجری رنگ

یک از عناصر شامل La (۰/۳۶)، Ce (۰/۹۵)، Pr (۰/۱۳)، Nd (۰/۷۱)، Sm (۰/۲۳)، Eu (۰/۰۸)، Gd (۰/۳)، Tb (۰/۰۵)، Dy (۰/۳۸)، Ho (۰/۰۸)، Er (۰/۲۴)، Tm (۰/۰۳)، Yb (۰/۲۴) و Lu (۰/۰۳) است.

نتایج

پتروگرافی دولومیت

یکی از مهم‌ترین محیط‌های رخداد مجموعه کانی‌های کربناته آهن-منیزیم-کلسیم نظیر آنکرایت ($\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$)، دولومیت ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) و کلسیت (CaCO_3)، ذخایر سین‌ژنتیک تا اپی‌ژنتیک سرب و روی با میزبان کربنات نظیر کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT)، ایرلندی (Irish-type) و رسوبی-متصاعدی (SEDEX)، است (مگنال، ۲۰۱۶؛ رایت و همکاران، ۲۰۰۰؛ ویلکینسون و لی، ۲۰۰۳؛ ریزی و برت‌وایت، ۱۹۹۷). در این ذخایر، دولومیت به عنوان کانی باطله اصلی می‌تواند بصورت اولیه (موجود در سنگ میزبان) یا در قالب دگرسانی دولومیتی شدن ناشی از عملکرد سیال گرمایی، تشکیل شود. ابعاد، شکل و خصوصیات بافتی دولومیت‌ها اطلاعات مفیدی از نحوه تکامل سیال کانه‌ساز در ذخایر فلزی در اختیار می‌گذارد. نخستین مطالب پایه در خصوص رده‌بندی بافتی در دولومیت‌ها توسط سیبلی و براگ (۱۹۸۷)، مطرح شده که در این پژوهش نیز از آن بهره گرفته شده است. بر این مبنای طبق مطالعات میکروسکوپی نوری و الکترونی روبشی، دست کم ۴ تیپ دولومیت در کانسار خان‌سرمه از یکدیگر قابل تفکیک است. این دولومیت‌ها شامل (۱) دولومیت‌های ریزبلور خاکستری (Rd1) با ابعاد کوچک‌تر از ۰/۱ میلی‌متر، (۲) دولومیت‌های متوسط بلور قهوه‌ای تا قرمز (Rd2) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر، (۳) دولومیت‌های درشت‌بلور زین‌اسبی (Sd) با ابعاد بزرگ‌تر از ۰/۲ میلی‌متر و (۴) دولومیت‌های رگه-رگچه‌ای تأخیری (Vd)، می‌توان اشاره کرد. تصاویر نوری و الکترونی این دولومیت‌ها در شکل ۴ نشان داده شده است. طبق شواهد بنظر می‌رسد دولومیت‌های ریزبلور خاکستری ماهیت اولیه داشته و مرتبط با سنگ‌های کربناته واحد Kc3 هستند (شکل ۴الف). هیچ‌گونه شواهدی از رخداد کانه‌زایی در این تیپ از دولومیت‌ها مشاهده نشد. دولومیت‌های متوسط بلور قهوه‌ای نیز اغلب همراه دگرسانی سیلیسی و همراه کانی‌های کوارتز و اکسیدهای آهن نظیر گوتیت شکل گرفته است (شکل ۴ب). بر خلاف دو گروه پیشین، دولومیت‌های زین‌اسبی اغلب سیمان برشی سنگ میزبان ذخیره را تشکیل می‌دهند که

تجزیه ریزکاو الکترونی (EPMA) و تصاویر الکترونی بازگشتی (BSE)

پس از انجام مطالعات نوری و تعیین نقاط هدف، از میان مقاطع نازک-صیقلی تهیه شده، تعداد ۵ مورد برای مطالعات ریزکاو الکترونی انتخاب شد. مقاطع قبل از بمباران الکترونی، با ضخامت ۵۰ آنگستروم مورد اندود کربن، قرار گرفتند. پس از آن، نمونه‌ها با استفاده از دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی (EPMA) مدل Cameca SX100 در سازمان زمین‌شناسی ملی دانمارک و گرینلند (GEUS)، مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت. آزمایش EPMA با ولتاژ ۲۰ کیلوولت، جریان پرتوی الکترونی ۳۰ نانوآمپر (nA) و قطر پرتو ۱۰ میکرون، انجام شد. زاویه جهش ژئومتری پرتو ایکس بین ۴۰ تا ۵۲ درجه و خطای تجزیه تقریباً ۰/۲ درصد وزنی، گزارش شده است. به منظور دستیابی به عناصر کمیاب و نادرخاکی (REE) در ترکیب دولومیت‌ها از طیف‌سنج‌های WD پیشرفته مجهز به کریستال‌های پراش LIF^1 و PET^2 استفاده شده است. حدود آشکارسازی تجزیه‌های نقطه‌ای EPMA برای عناصر مختلف در جدول ۲ ذکر شده است. علاوه بر این، برای تصویربرداری مناسب و تشخیص نسل‌های مختلف دولومیت از تصاویر الکترونی بازگشتی (BSE) همراه با طیف‌سنج ED استفاده شد.

تجزیه شیمی سنگ کل

تعداد ۵ نمونه از سنگ‌میزبان کربنات واحد K3 به منظور بررسی ترکیب شیمی سنگ کل (شامل عناصر اصلی، فرعی و کمیاب)، پس از آماده‌سازی اولیه (پودر کردن با ابعاد ۷۵ میکرون) به آزمایشگاه زراژما تهران ارسال شد. مقدار ۰/۵ گرم پودر سنگ توسط اسیدهای HNO_3 (۵ ml) و HF (۱۵ ml) تخریب شده و پس از حرارت دادن (دمای ۲۵۰ تا 290°C) به مدت ۱۲ ساعت، توسط دستگاه طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS)، مورد آزمایش قرار گرفتند. خطای تجزیه در این روش کمتر از ۰/۱ درصد وزنی بوده و حدود آشکارسازی برای هر عنصر در جدول ۲ ذکر شده است. نتایج به‌دست آمده با استفاده از داده‌های سنگ‌های کربناتی پوسته بالایی^۳ توسط مک‌لنن (۱۹۸۹)، بهنجار شد. طبق این مطالعات، مقادیر استاندارد برای هر

¹ Lithium Fluoride

² Pentaerythritol

³ upper crust

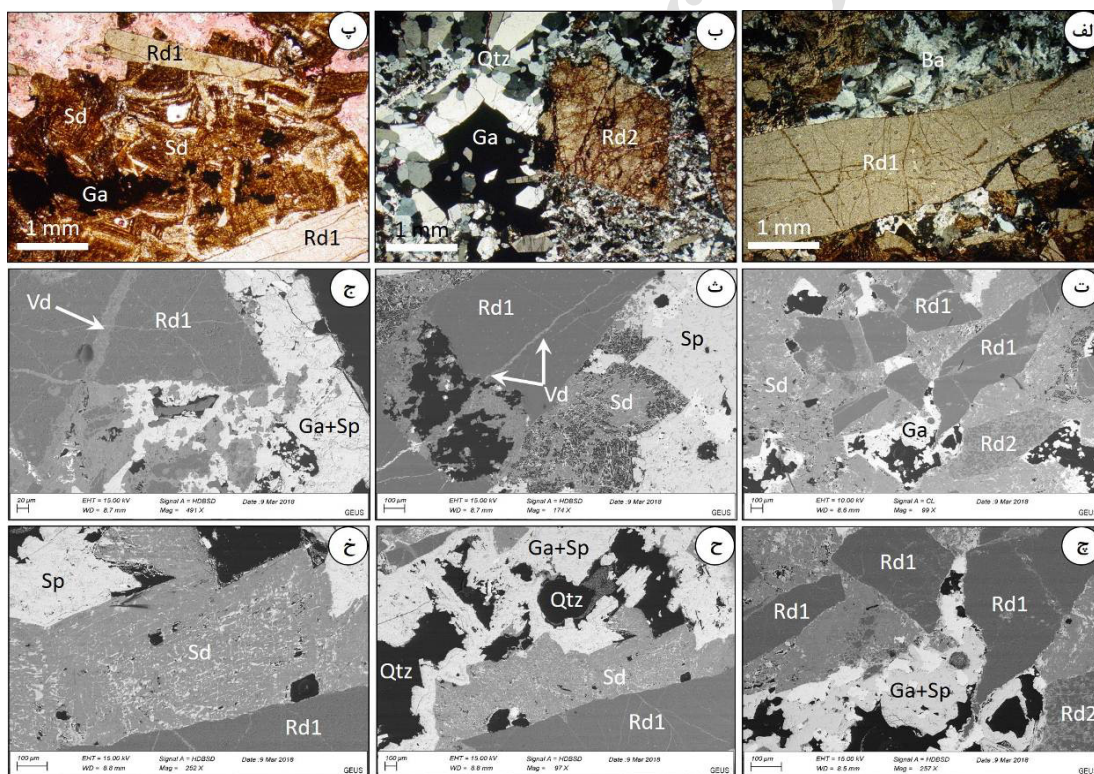
دولومیت‌های زین‌اسبی نوع سوم منطقه‌بندی مشاهده شد، به منظور بررسی تغییرات شیمی عنصری در آن‌ها، تجزیه نقطه‌ای از مرکز (core) تا حاشیه بلور (rim)، انجام شد. محتوای CaCO_3 بین ۵۸/۴ تا ۶۲/۳ wt% و MgCO_3 بین ۳۷/۶ تا ۴۰/۲ wt% در دولومیت‌های کانسار خان‌سرمه در تغییر است (جدول ۱). بر این مبنا، نسبت Ca/Mg مولار به ترتیب در دولومیت‌های Rd1 بین ۱/۵ تا ۱/۸، دولومیت‌های Rd2 بین ۱/۲ تا ۱/۶ و دولومیت‌های رگه‌ای Vd بین ۰/۹ تا ۱/۳ بدست آمد. همچنین، نسبت Ca/Mg مولار در دولومیت‌های زین‌اسبی Sd بین ۱/۱ تا ۱/۷ در تغییر بوده که این نسبت در مرکز بلور بین ۱/۴ تا ۱/۷ و قشر بیرونی بین ۱/۱ تا ۱/۵ است. (جدول ۱). همانطور که مشاهده می‌شود بطور متوسط بیش‌ترین نسبت Ca/Mg مولار در دولومیت‌های اولیه (متوسط ۱/۶۵) و کمترین آن متعلق به دولومیت‌های رگه‌ای تأخیری (متوسط ۱/۱)، است.

همراه با آن کانه‌زایی گالن و اسفالریت وجود دارد (شکل ۴پ). در اغلب کانسارهای سرب و روی با میزان کربناته نظیر ذخایر تیپ MVT، دولومیت‌های زین‌اسبی از سیال گرمایی دما و شوری متوسط تا بالا منشأ گرفته که می‌تواند همراه خود عناصر فلزی داشته باشد (حیاتی و همکاران، ۱۳۹۴) (شکل ۴پ، ح). دولومیت‌های رگه-رگه‌ای تأخیری نیز با ماهیت ثانویه سنگ میزان کربنات و سایر نسل‌های دولومیت را قطع کرده است (شکل ۴ث و ج).

ژئوشیمی دولومیت

ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

به منظور دستیابی به ترکیب شیمی عناصر اصلی و کمیاب در دولومیت‌های مختلف (نظیر عناصر Fe , Mn , Na , Mg , Ca) و Sr از تجزیه ریزکاو الکترونی (EPMA) استفاده شده که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است. از آنجایی که در



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی و الکترونی بازگشتی (BSE) از نسل‌های مختلف دولومیت در کانسار خان‌سرمه. الف) دولومیت نسل اول همراه باریت (نور XPL، ب) دولومیت‌های آهن‌دار نسل دوم همراه گالن و کوارتز (نور XPL، پ) دولومیت‌های زین‌اسبی که در میزان آن‌ها ذرات پراکنده گالن مشاهده می‌شود (نور PPL، ت) تصویر BSE از دولومیت‌های نسل اول، دوم و زین‌اسبی، ث و ج) تصویر BSE از دولومیت‌های رگه‌ای که دولومیت‌های نسل اول را قطع کرده است، ج) تصویر BSE از کانی‌سازی سولفیدی گالن و اسفالریت در فضای اطراف دولومیت‌ها، ح) تصویر BSE از دولومیت‌های زین‌اسبی که در اطراف آن‌ها کوارتز و کانه‌های سولفیدی گالن و اسفالریت تشکیل شده، خ) تصویر BSE از کانه‌زایی اسفالریت در میزان دولومیت زین‌اسبی. حروف اختصاری: Ga-گالن، Sp-اسفالریت، Ba-باریت، Qtz-کوارتز، Rd1-دولومیت نسل اول، Rd2-دولومیت نسل دوم، Sd-دولومیت زین‌اسبی، Vd-دولومیت رگه‌ای

جدول ۱. غلظت عناصر اصلی و کمیاب در دولومیت‌های مختلف کانسار خان‌سرمه با استفاده از تجزیه ریزکاوا الکترونی (EPMA)

Dolomite types	CaCO ₃ (wt%)	MgCO ₃ (wt%)	Na (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Ca/Mg (Molar)
Rd1	60.21	39.36	57	189	1210	65	1.80
Rd1	60.31	38.20	178	156	568	34	1.31
Rd1	60.78	39.32	bdl	95	340	bdl	1.74
Rd1	61.21	38.98	137	212	786	12	1.52
Rd1	60.45	38.35	76	123	487	43	1.45
Rd1	61.30	40.21	253	235	1430	85	1.63
Rd1	61.47	40.01	59	562	897	67	1.58
Rd1	61.21	38.69	123	432	532	54	1.47
Rd1	62.32	39.47	234	506	1329	33	1.81
Rd1	61.04	39.54	212	458	778	46	1.73
Rd2	59.87	39.82	145	876	2276	45	1.56
Rd2	59.65	39.03	56	765	1890	95	1.45
Rd2	59.30	37.62	bdl	553	1630	67	1.22
Rd2	60.36	38.62	78	674	2216	bdl	1.41
Rd2	60.54	38.98	bdl	604	1980	78	1.32
Rd2	60.87	39.21	133	589	2345	54	1.56
Rd2	61.10	39.84	103	974	2460	bdl	1.60
Rd2	61.03	39.25	87	778	1987	76	1.36
Rd2	60.87	38.36	95	765	1786	70	1.48
Sd-core	59.87	38.56	235	235	923	145	1.49
Sd-core	59.54	38.20	143	72	650	136	1.42
Sd-core	60.17	38.36	310	85	774	95	1.68
Sd-core	59.63	38.65	268	123	876	102	1.52
Sd-core	60.06	39.36	224	312	984	165	1.62
Sd-rim	59.25	39.35	198	175	867	123	1.41
Sd-rim	59.36	40.21	315	235	1278	175	1.52
Sd-rim	59.20	40.11	187	198	760	123	1.35
Sd-rim	58.94	39.65	286	286	1023	112	1.12
Sd-rim	59.41	39.24	223	196	980	139	1.28
Vd	58.33	38.65	233	74	136	69	0.92
Vd	58.63	38.24	123	bdl	63	52	1.01
Vd	58.36	38.36	185	9	43	59	0.93
Vd	59.52	39.68	103	85	235	65	1.32
Vd	59.37	38.36	156	21	354	77	1.03
Vd	59.45	39.24	121	123	487	70	1.07
Vd	58.42	38.87	212	12	96	72	1.08

Abbreviations: Rd1-fine grain dolomite, Rd2-medium-grain dolomite, Vd-vein-type dolomite, Sd-saddle dolomite, DL: detection limit, bdl-below detection limit.

آهن

تمرکز آهن در بخش‌های مختلف دولومیت‌های زین‌اسبی ناشی از تغییر ترکیب سیال گرمایی در زمان تشکیل این دولومیت‌ها است (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۹).

منگنز

محتوای منگنز در دولومیت‌های Rd1، Rd2 و Vd به ترتیب بین ۹۵ تا ۵۶۲ (متوسط ppm ۳۳۰)، ۵۵۳ تا ۹۷۴ (متوسط ppm ۷۶۵) و زیر حد آشکارسازی تا ۱۲۳ (متوسط ppm ۶۶)، بدست آمد. در دولومیت‌های زین‌اسبی محتوای منگنز در قشر بیرونی بین ۱۷۵ تا ۲۸۶ (متوسط ppm ۲۳۰) و در بخش مرکزی بین ۷۲ تا ۳۱۲ (متوسط ppm ۱۹۲)، در تغییر است (جدول ۱). بطور کلی تغییر غلظت منگنز در

تمرکز آهن در دولومیت‌های Rd1، Rd2 و Vd به ترتیب بین ۳۴۰ تا ۱۴۳۰ ppm (متوسط ppm ۸۸۵)، ۱۶۳۰ تا ۲۴۶۰ (متوسط ppm ۲۰۴۵) و ۴۳ تا ۴۸۷ (متوسط ppm ۲۶۵)، بدست آمد. توزیع شیمیایی آهن در دولومیت‌های Sd همگن نبوده و در قشر بیرونی (متوسط wt% ۰/۱) این میزان بیشتر از بخش مرکزی (متوسط wt% ۰/۰۷) است (جدول ۱). همانطور که مشاهده می‌شود بیش‌ترین میزان آهن در دولومیت‌های متوسط بلور Rd2 تمرکز دارد (شکل ۵ الف) که احتمالاً بخش زیادی از آن ناشی از وجود ادخال‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن در ریزشکستگی‌ها و ساختمان این دولومیت‌ها باشد. اختلاف

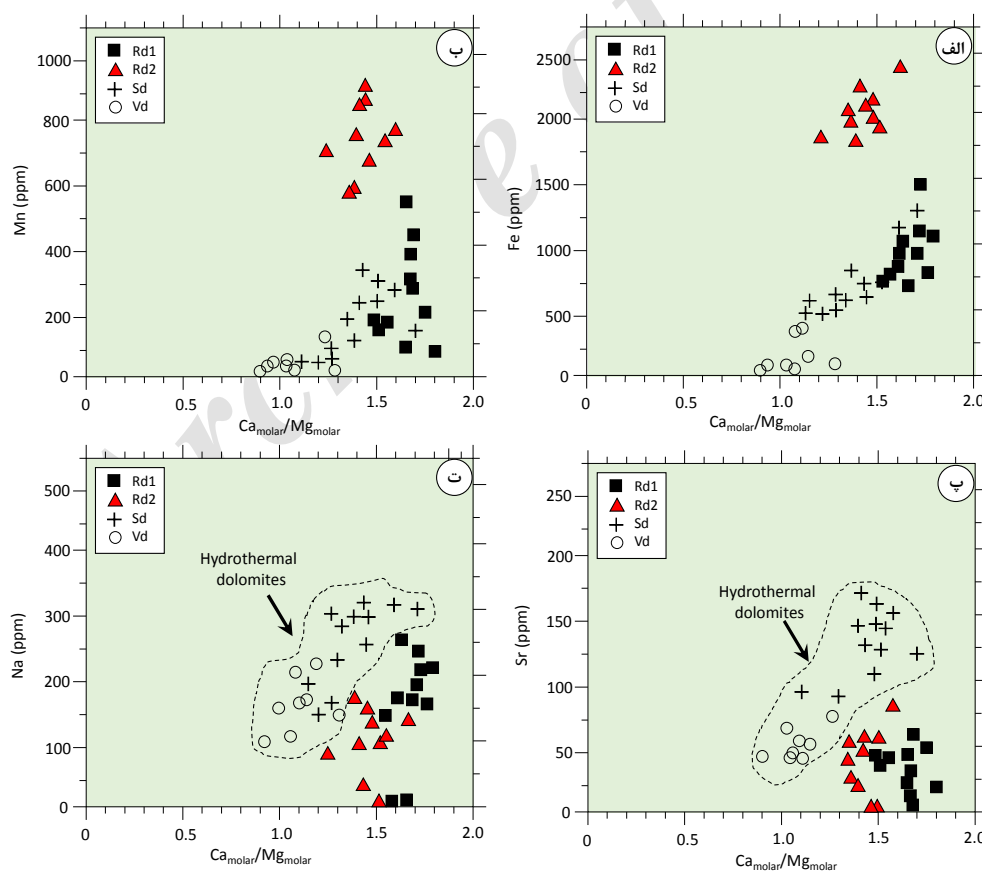
سدیم

غلظت سدیم در دولومیت‌های Rd1 و Rd2 بطور تقریبی از زیر حد آشکارسازی تا حدود ۲۵۳ ppm در تغییر است (شکل ۵ ت). همچنین تغییرات سدیم در دولومیت‌های رگه‌ای Vd (بین ۱۰۳ تا ۲۳۳ ppm) و زین‌اسی Sd (بین ۱۴۳ تا ۳۱۵ ppm)، مشابه تغییرات استرانسیوم بدست آمده است. تغییرات سدیم در دولومیت‌های حوضه‌های دریایی بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ ppm گزارش شده است (قینگ و مون‌جوی، ۱۹۸۸؛ ویزر، ۱۹۸۳). مقادیر بالای Na در ساختار دولومیت‌های زین‌اسبی منطقه احتمالاً مرتبط با حجم بالای یون‌های Na^{2+} و K^{2+} در سیال گرمایی در حال تعادل و همچنین میانبرهای سیال به دام افتاده در ساختار دولومیت‌هاست (آکای و همکاران، ۲۰۰۳). تحقیقات بیش‌تر در این زمینه نیاز به دستیابی به مطالعات میانبرهای سیال دارد.

دولومیت‌های کانسار خان‌سرمه رفتار مشابهی با آهن در ژئوشیمی دولومیت‌ها دارد (شکل ۵ ب).

استرانسیوم

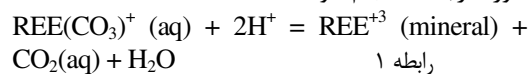
تمرکز استرانسیوم در دولومیت‌های Rd1 و Rd2 بطور تقریبی از زیر حد آشکارسازی تا حدود ۸۵ ppm در تغییر است (شکل ۵ پ). همچنین محتوای استرانسیوم در دولومیت‌های رگه‌ای Vd بین ۵۲ تا ۷۷ ppm (متوسط ppm ۶۲)، و در دولومیت‌های زین‌اسبی از کمینه ۹۵ تا بیشینه ۱۷۳ ppm در تغییر است که اختلاف زیادی بین هسته و قشر بیرونی مشاهده نشد (جدول ۱). بطور کلی، غلظت Sr در دولومیت‌های دریایی بین چند گرم در تن تا ۲۵۰۰ ppm متغیر است (روا، ۱۹۹۶)، که تمرکز پایین آن اغلب به دلیل شعاع یونی نسبتاً بالای آن و نبود سازگاری این عنصر با شبکه بلوری دولومیت طی فرایند دولومیتی‌شدن است (هانگ و همکاران، ۲۰۰۶).



شکل ۵. نسبت مقادیر مولار Ca/Mg در برابر عناصر مختلف آهن (الف)، منگنز (ب)، استرانسیوم (پ) و سدیم (ت) در نسل‌های مختلف دولومیت در کانسار خان‌سرمه

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی (REE)

کانی‌های کربناته به دلیل وجود کلسیم در ترکیب خود می‌توانند مقادیر بالایی از REE را بصورت $Ca^{2+}=2REE^{3+}+Na^{+}$ (علامت مربع ظرفیت خالی در ترکیب است)، در ساختمان خود تمرکز دهند (شوین و مارکل، ۲۰۰۵). این فرآیند می‌تواند به صورت رابطه ۱ انجام شود:



بر این مبنا، نتایج تجزیه شیمیایی نقطه‌ای و ICP-MS به ترتیب به منظور دستیابی به عناصر نادر خاکی دولومیت‌ها و سنگ میزبان کربناته همراه (واحد K3) در جدول ۲ و شکل ۶ نشان داده شده است. مجموع مقادیر عناصر نادر خاکی (ΣREE) در دولومیت‌ها بین ۵/۸ تا ۱۳/۹ ppm (میانگین ۸/۴ ppm) متغیر است که این میزان به ترتیب در دولومیت‌های Rd1 (میانگین ۱۰/۲ ppm)، دولومیت‌های Rd2 (میانگین ۶/۷ ppm)، دولومیت‌های زین‌اسبی Sd (میانگین ۸/۳ ppm) و دولومیت‌های رگه‌ای Vd (میانگین ۸/۰ ppm)، بدست آمد (جدول ۲). هم‌چنین، محتوای REE در تعداد ۵ نمونه سنگ میزبان کربناته K3 بطور میانگین برابر ۹/۶ ppm بدست آمد که این مقدار بیش‌ترین شباهت را به ترکیب دولومیت‌های ریزبلور Rd1 دارد.

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در واحد کربناته و دولومیت‌ها اغلب با غنی‌شدگی نسبی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر نادر خاکی حدواسط (MREE) و سنگین (HREE)، همراه است که در آن یک تهی‌شدگی در موقعیت Ce مشاهده می‌شود (شکل ۶ الف، ب و پ). هم‌چنین، در واحد کربناته و دولومیت‌های Rd1 و Rd2 تهی‌شدگی در موقعیت Eu و در دولومیت‌های Sd و Vd غنی‌شدگی نسبی در Eu مشاهده شد (شکل ۶ ت و ث). نسبت‌های La/Ho و La/Lu به ترتیب معیارهای مناسبی برای بررسی تفریق میان LREE از MREE و LREE از HREE هستند. میانگین نسبت La/Ho در دولومیت‌های Rd1، Rd2، Sd و Vd به ترتیب برابر ۲۳/۶، ۲۷/۲، ۲۲/۵ و ۲۲/۳ و میانگین نسبت La/Lu در همین دولومیت‌ها به ترتیب برابر ۸۲/۱، ۷۳/۵، ۱۱۴/۲ و ۷۸/۵ به دست آمد (جدول ۲). لازم به ذکر است که تغییرات REE در مرکز و حاشیه دولومیت‌های زین‌اسبی تغییرات چندانی نشان نداد.

بحث

نقش محلول‌های گرمابی و تمرکز REE در دولومیت‌ها

فاکتورهای مختلفی در تمرکز REE دولومیت‌ها مؤثر هستند که از جمله آن‌ها می‌توان به غلظت عناصر در سنگ اولیه، غلظت در سیال گرمابی دولومیت‌ساز، مهاجرت این عناصر میان سنگ میزبان کربنات و سیال و نسبت سیال به سنگ^۱ طی فرآیند دیاژنز، را نام برد (قینگ و مون‌جوی، ۱۹۹۴؛ لی و همکاران، ۲۰۱۸؛ جلیلیان، ۱۳۹۶). عناصر نادر خاکی همانند دیگر عناصر کمیاب می‌توانند در ساختمان سنگ‌های کربناته به چند روش از جمله جانشینی به جای یون‌های Mg^{2+} و Ca^{2+} ، در غالب کانی مستقل (نظیر آپاتیت)، اشغال نقص‌های بلوری و جذب سطحی از طریق تبادلات یونی، تمرکز یابند. علاوه بر این، REE می‌توانند در ترکیب میانبارهای سیال، تقاطع صفحات بلوری، اجزا غیرکربناتی نظیر اکسید و هیدروکسیدهای آهن-منگنز، کانی‌های رسی، فلدسپار، کوارتز، سولفید و فلوریت تجمع داشته باشند. حضور REE در کانی‌های کربناته توسط ضریب توزیع (KD) به صورت رابطه ۲ بیان می‌شود (پالمر، ۱۹۸۵):

$$KD = \frac{(m_{REE}/m_{Ca})_{calcite}}{(m_{REE}/m_{Ca})_{fluid}} \quad \text{رابطه ۲}$$

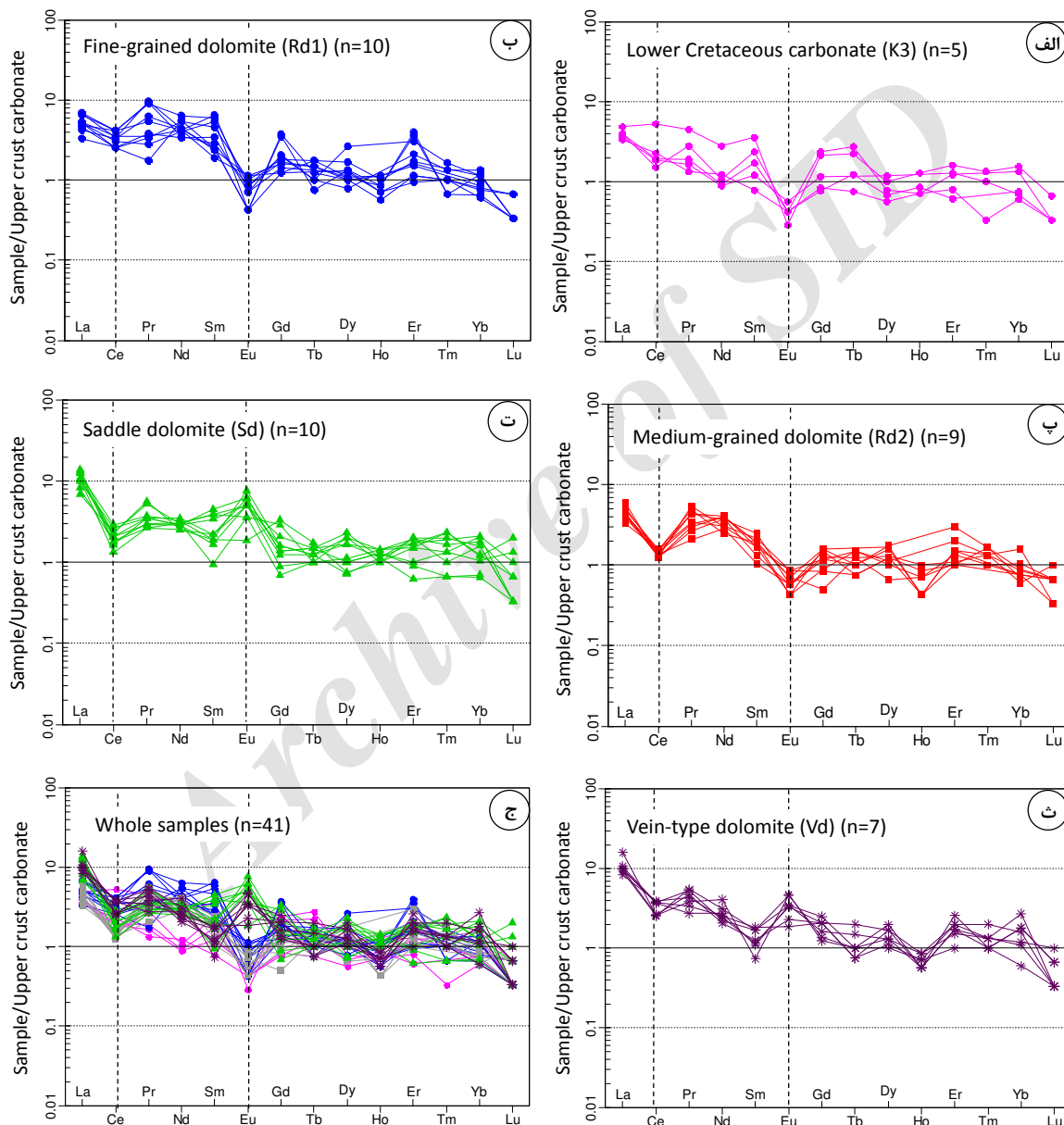
که در آن m غلظت عنصر بر حسب مولار است. تمرکز REE در اغلب آب‌های طبیعی بسیار پایین و در حد 10^{-4} تا 10^{-6} ppm بوده در حالی که محلول‌های گرمابی اسیدی دما بالا دارای تمرکز بیش‌تری در حدود 10^{-2} ppm هستند (مکلنن، ۱۹۸۹). این در حالی است که کربنات‌هایی که در محیط دریایی ته‌نشین می‌شوند با یک ضریب توزیع ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ برابر قادرند عناصر REE را در ساختمان خود جای دهند. به عنوان مثال آهک‌های دریایی ژوراسیک در جنوب آلمان دارای ۱۴۰۰ ppm عنصر La و ۴۶۰ ppm عنصر Lu هستند که نشان از غنی‌شدگی LREE دارد (پارخ و همکاران، ۱۹۷۷).

همانطور که اشاره شد، در منطقه خان‌سرمه دولومیت‌های ریزبلور خاکستری دارای الگوی REE مشابهی با نمونه‌های کربناته واحد K3 هستند که بنظر می‌رسد این دولومیت‌ها ضمن تشکیل از واحد کربنات میزبان، تغییرات محسوسی از

¹ water-rock ratios

حاوی سولفید در تشکیل این دولومیت‌ها و تغییر در ترکیب خصوصیتی از مراحل اولیه حضور سیال گرمایی را نشان می‌دهند و بستر تشکیل دولومیت‌های دیگر را فراهم کرده‌اند. دولومیت‌های زین‌اسبی Sd دارای الگوی REE متفاوتی با دولومیت‌های Rd1 و Rd2 و سنگ میزبان واحد K3 دارند که از جمله اختلاف آن می‌توان به غنی‌شدگی LREE و بخصوص عنصر La اشاره کرد.

REE نداشته باشند. همچنین بنظر می‌رسد سیال گرمایی شیمی آن‌ها نقشی نداشته است. دولومیت‌های متوسط بلور Rd2 دارای الگوی REE متفاوتی از نوع Rd1 و واحد کربنات K3 دارند که بنظر می‌رسد ناشی از تدفین آن‌ها در یک محیط کم عمق همراه با افزایش ناچیز دما طی فرآیند تحکیم با فشردگی سنگ‌های رسوبی حوضه باشد (بانر و همکاران، ۱۹۸۸؛ دوروبک و فیلی، ۱۹۸۸). طبق شواهد، دولومیت‌های Rd2 با توجه به محتوای آهن بالا در ترکیب



شکل ۶. توزیع عناصر نادر خاکی (La-Lu) در واحد سنگی میزبان کرتاسه (الف) و سایر دولومیت‌ها (ب، پ، ت و ث) در کانسار خان سرمه. نمونه‌ها داده‌های مرتبط با سنگ‌های کربناتی پوسته بالایی (مکلنن، ۱۹۸۹)، بهنجار شده است. مقادیر هر یک از این عناصر در روش مطالعه اشاره شده است.

مثبت La در این تیپ دولومیت‌ها حکایت از وجود سیال گرمابی تأخیری در محیط تشکیل ذخیره دارد (زو و همکاران، ۲۰۱۶).

دگرسانی دولومیتی و نسبت سیال به سنگ

از آنجایی که تمرکز REE در کربنات‌ها بطور معمول بین 10^{-2} تا 10^{-6} برابر بیش‌تر از آب‌های طبیعی است، لذا فرآیندهای دیاژنتیک نظیر دولومیتی‌شدن در کربنات‌ها که توسط نفوفورمیسوم و جانشینی ایجاد می‌شود در نهایت موجب الگوی مشابهی از REE با سنگ‌های کربناته اولیه، می‌شود. طبق مطالعات بانر و همکاران (۱۹۸۸) و دوروبک و فیلی (۱۹۸۸) تقریباً در تمام نسبت‌های سیال به سنگ در محیط‌های دیاژنتیک مختلف، روند توزیع REE الگوی سنگ‌های کربناته اولیه را حفظ می‌نماید؛ چرا که REE از انحلال وسیع سنگ‌های از قبل موجود دچار تغییر می‌شوند. مدلسازی‌های کمی انجام شده توسط بانر و همکاران (۱۹۸۸) نشان می‌دهد که نسبت‌های بسیار بالای سیال به سنگ ($>10^4$) برای تغییر غلظت REE در فرآیندهای دیاژنتیک لازم است. این درحالی است که تمرکز عناصر O، S و Sr در اغلب سیالات دیاژنتیک نسبت REE بسیار بیش‌تر است. بطور مثال غلظت متوسط Sr در آب‌های سازند دونین معادل $3/5 \times 10^{-2}$ ppm و مقدار Eu و Ce در آن‌ها به ترتیب $6/9 \times 10^{-3}$ ppm و $7/6 \times 10^{-2}$ ppm است.

طبق مطالعات، فرآیند دولومیتی‌شدن بطور وسیع نیازمند وجود یک سیستم باز و نسبت‌های سیال به سنگ بالا دارد، به دلیل آنکه سیستم بتواند بطور پیوسته یون‌های Mg^{2+} را وارد و یون‌های Ca^{2+} را از سیستم خارج نماید (رابطه ۳).

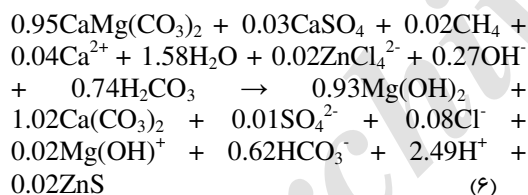
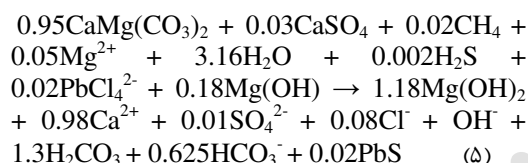


محاسبات تعادلات جرمی گویای آنست که مقدار $1/2 \times 10^4$ مول یون Mg^{2+} باید به حجم یک متر مکعب (1 m^3) از یک سنگ کربنات با تخلخل ۱۰ درصد و دمای 100°C برای انجام فرآیند دولومیتی‌شدن اضافه شود. در واقع این رخداد به وجود حجم $2/8 \times 10^4 \text{ cm}^3$ سیال دولومیت‌زا نیاز دارد (پیرس و همکاران، ۲۰۱۳). نسبت سیال به سنگ دگرسانی دولومیتی‌شدن در دمای 100°C معادل ۳۱۰ است؛ این درحالی است که پدیده دولومیتی‌شدن در دمای پایین نیازمند وجود حجم بالاتری از نسبت سیال به سنگ در محیط است (نسبت ۷۸۰ در دمای 25°C). چرا که کاهش دما موجب افزایش نسبت مولار Ca/Mg در محیط و در

طبق مطالعات لاپونی و همکاران (۲۰۱۳)، ژو و همکاران (۲۰۱۰) و قینگ و مون‌جوی (۱۹۹۴)، آنومالی مثبت La نشان از سیال گرمابی تأخیری است که در شرایط سیال به سنگ بالا منجر به دولومیت‌زایی و متعاقباً رخداد کانه‌زایی سولفیدی می‌شود. این حجم سیال بالا موجب انتقال عناصر فلزی سنگین نظیر سرب و روی در سیستم گرمابی می‌شود که در اغلب ذخایر MVT کلاسیک دنیا نظیر کانسار Pine Point در غرب کانادا و میدان معدنی Viburnum Trend در ایالت میسوری آمریکا، همراهی دولومیت‌های درشت‌بلور و زین‌اسبی همراه کانه‌زایی سولفیدی گزارش شده است (گارون، ۱۹۸۵). هم‌چنین الگوی توزیع REE در دولومیت‌های تأخیری رگه-رگچه‌ای بسیار مشابه الگوی REE در دولومیت‌های زین‌اسبی است که احتمالاً این دولومیت‌ها از انحلال و تحرک مجدد دولومیت‌های زین‌اسبی ایجاد شده‌اند. علاوه بر این، یک ته‌شدگی در موقعیت LREE در دولومیت‌های رگه‌ای Vd مشاهده می‌شود که به دلیل ته‌نشینی آن‌ها پس از رخداد کانه‌های سولفیدی ایجاد شده است.

عملکرد شورابه‌های گرمابی حاوی فلز با دمای متوسط تا بالا در بسیاری از حوضه‌های رسوبی که میزبان ذخایر سولفیدی هستند مورد بررسی قرار گرفته است (سانگ و همکاران، ۲۰۱۵؛ هاگنی، ۲۰۱۸). در این میان، نقش فرآیندهای دیاژنتیک و بویژه دولومیتی‌شدن در رخداد ذخایر سرب و روی با میزبان کربنات به عنوان یکی از شاخص‌های حضور سیال گرمابی دما بالا در محیط بوده که کنترل‌کننده مستقیم حجم و ابعاد ذخیره سولفیدی است (لاپونی و همکاران، ۲۰۱۳؛ لی و همکاران، ۲۰۱۸). بنظر می‌رسد حضور مواد و ترکیبات آلی بطور محلی در بخش‌هایی از سازندهای منطقه از جمله شیل‌های تیره سازند ناینند، منجر به احیای سولفات توسط فعالیت باکتری‌ها و عامل حرارتی-شیمیایی شده که طی آن با آزاد شدن مقادیر H_2S ، ته‌نشینی فلزات سولفیدی بصورت رگه‌ای و جانشینی در منطقه خان‌سرمه رخ داده است. طبق شواهد بنظر می‌رسد محلول‌های گرمابی ضمن انجام تبادلات سیال-کانی یا سیال-سنگ دچار تحولات شیمیایی از طیف‌های غنی از سدیم به سمت شورابه‌های غنی از کلسیم-پتاسیم-منیزیم شده‌اند که طی آن افزایش یون Mg^{2+} موجب فرآیند متاسوماتیزم-Mg و ایجاد دولومیت‌های گرمابی نوع سوم و چهارم در منطقه شده است. هم‌چنین، وجود آنومالی‌های

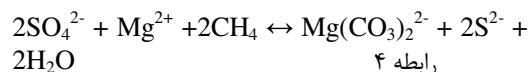
توجه به این موضوع، تأمین سولفور در منطقه خان‌سرمه احتمالاً از احیاء مواد آلی سنگ بستر یا سولفات آب دریا ایجاد شده است. فرایند احیاء سولفات در محیط اغلب توسط فرایندهای ترموشیمیایی^۲ یا توسط فعالیت‌های بیوژنیک^۳ انجام می‌شود (ماچل، ۲۰۰۱؛ ژیا و همکاران، ۲۰۱۵). با توجه به وجود دولومیت‌های زین‌اسبی در منطقه مورد مطالعه به نظر می‌رسد فرایند احیاء سولفات و آزاد شدن سولفور در محیط به صورت ترموشیمیایی یا TSR صورت گرفته است. از سوی دیگر، با توجه به اینکه سنگ بستر ژوراسیک در منطقه حاوی مواد آلی است (افضلی، ۱۳۸۴)، می‌توان گفت سیال غنی از سولفات پس از واکنش با مواد آلی محیط سولفور را بصورت احیایی (H₂S) تمرکز داده است. یون‌های S²⁻ ناشی از این واکنش پس از ترکیب با عناصر هیدروژنی محیط در حضور یک سیال کلریدی حاوی فلزات سرب و روی طبق رابطه‌های ۵ و ۶ (راینسون و گادوین، ۱۹۹۵)، به ترتیب منجر به رخداد کانه‌های سولفیدی گالن و اسفالریت می‌شود.



نهایت عدم دسترسی به منابع Mg به منظور رخداد دولومیتی شدن می‌شود (دیویس و اسمیت، ۲۰۰۶). آنچه مسلم است این مقادیر سیال به سنگ در فرآیند دولومیتی شدن بسیار ناچیزتر از آنست که بتواند الگوی REE در سنگ‌های کربنات اولیه را تغییر دهد (۱۰^۴). الگوی REE در کربنات‌ها تنها زمانی می‌تواند رخ دهد که حجم سیال بسیار بالایی در فرآیند دولومیتی شدن شرکت نماید. بر این اساس، همانطور که در دولومیت‌های دیاژنتیک نسل اول و دوم منطقه خان‌سرمه مشاهده می‌شود، نسبت REE پایین‌تری نسبت به دولومیت‌های گرمایی نسل سوم و چهارم (که در شرایط گرمایی و نسبت بالای سیال به سنگ شکل گرفته‌اند)، دارند.

رخداد دولومیت و کانه‌زایی سولفیدی

فعالیت‌های تکتونیک فشارشی در پهنه سنندج-سیرجان طی فاز کوهزایی آلیپ کرناسه بالایی- پالتوسن اتفاق افتاده است که این پدیده منجر به تشکیل ضخامت عظیم از سنگ‌های کربنات کرناسه زیرین و ایجاد یک تله‌سنگی- ساختاری^۱ مناسب برای به دام افتادن سیال گرمایی کانه‌ساز در منطقه خان‌سرمه شده است. شوراها‌های حوضه‌ای با قدرت انحلال بالا و غنی از یون‌های Mg²⁺ و برخی از کمپلکس‌های بی‌سولفیدی (نظیر HS²⁻ و S²⁻) در این تله‌های سنگی- ساختاری به دام می‌افتند و منجر به رخداد تبادلات سیال- سنگ می‌شوند. طی این فرآیند، یون‌های Mg²⁺ به دام افتاده در سیال با مقادیر ناچیز ترکیبات آلی (نظیر CH₄) و SO₄²⁻ محیط واکنش می‌دهند و منجر به رخداد کربنات منیزیم می‌شوند (رابطه ۴).



طبق مطالعات اهموتو و گالدهابر (۱۹۹۷) و لویت و همکاران (۲۰۱۳)، سولفور در ذخایر سرب و روی با میزبان کربنات از منابعی نظیر افق‌های تبخیری، آب دریا، مواد آلی و سنگ‌های آذرین تأمین می‌شود. با توجه به عدم وجود افق‌های تبخیری و رخنمون‌های سنگ آذرین در منطقه خان‌سرمه تأمین گوگرد از این منابع صورت نگرفته است. با

^۲ Thermochemical Sulfate Reduction

^۳ Biogenic Sulfate Reduction

^۱ lithological-structural trap

جدول ۲. محتوای عناصر نادرخاکی در واحد کربنات کرتاسه زیرین (K3) و نسل‌های مختلف دولومیت در کانسار خان‌سرمه به ترتیب توسط طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) و تجزیه ریزکاوا الکترونی (EPMA)

Sample no.	Sample types	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma RE E$
ICP-MS (ppm)																
Detection limit		0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	---
Kh-Hs	K3	2.53	4.23	0.54	1.68	0.68	0.02	0.56	0.09	0.32	0.09	0.34	0.04	0.31	0.02	11.45
	K3	2.04	2.85	0.16	1.74	0.85	0.03	0.32	0.03	0.78	0.05	0.47	0.01	0.12	0.01	9.46
	K3	2.24	2.55	0.23	1.56	0.33	0.03	0.75	0.05	0.22	0.06	0.13	bdl	0.15	bdl	8.30
	K3	2.12	3.5	0.82	1.53	0.83	0.04	0.52	bdl	0.68	bdl	0.27	0.03	0.14	0.01	10.49
	K3	2.23	3.22	0.34	0.65	0.45	0.03	0.62	0.11	0.25	0.05	0.26	bdl	0.27	0.01	8.49
EPMA (ppm)																
Detection limit		0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	---
Kh-d01	Rd1	1.65	2.8	0.42	2.54	0.36	0.08	0.42	0.06	0.32	0.08	0.32	bdl	0.17	bdl	9.22
	Rd1	2.12	2.72	1.15	2.66	0.45	0.08	0.32	bdl	0.42	0.05	0.24	0.03	0.15	0.02	10.41
	Rd1	1.61	2.44	0.34	2.43	1.04	0.03	0.92	0.03	0.43	0.06	0.84	0.02	0.13	0.01	10.33
	Rd1	1.02	2.08	0.46	2.05	0.66	0.05	0.54	0.04	0.25	bdl	0.44	0.04	0.27	bdl	7.90
	Rd1	1.32	2.65	0.76	2.66	0.47	0.03	0.32	0.07	0.54	0.07	0.36	bdl	0.23	0.01	9.49
Kh-d02	Rd1	2.16	3.32	0.65	2.56	1.25	0.05	0.37	bdl	0.40	0.05	0.20	0.03	0.16	0.02	11.22
	Rd1	1.52	3.35	1.12	2.12	0.55	0.06	0.44	0.06	0.34	0.06	0.75	0.02	0.24	0.01	10.64
	Rd1	1.62	2.04	0.21	3.33	0.47	0.03	0.98	0.05	0.32	0.04	0.24	0.03	0.12	0.01	9.49
	Rd1	2.03	3.33	1.09	3.85	1.14	0.06	0.52	0.04	0.85	bdl	0.64	0.05	0.23	bdl	13.83
Kh-d03	Rd2	1.44	2.03	0.41	3.23	0.87	0.07	0.48	0.07	0.35	0.08	0.34	bdl	0.19	bdl	9.56
	Rd2	1.85	1.02	0.32	2.27	0.25	0.04	0.33	0.05	0.41	0.07	0.23	0.04	0.12	0.03	7.03
	Rd2	1.62	1.11	0.52	2.45	0.32	0.03	0.23	0.06	0.32	0.05	0.28	0.03	0.15	0.02	7.19
Kh-d12	Rd2	1.32	1.23	0.41	1.82	0.41	0.06	0.31	0.04	0.56	bdl	0.63	0.05	0.18	0.02	7.04
	Rd2	1.41	1.02	0.36	2.41	0.36	0.05	0.41	bdl	0.54	0.03	0.21	0.05	0.14	bdl	6.99
Kh-d15	Rd2	1.21	1.1	0.25	1.72	0.2	0.04	0.39	0.03	0.40	0.06	0.21	bdl	0.15	0.02	5.78
	Rd2	1.53	1.23	0.59	1.47	0.36	0.05	0.13	0.05	0.21	0.05	0.22	0.03	0.21	0.02	6.15
	Rd2	1.32	1.01	0.65	1.8	0.32	0.06	0.22	0.03	0.40	0.03	0.32	0.04	0.32	0.01	6.53
	Rd2	1.03	1.25	0.52	2.2	0.47	0.04	0.30	0.06	0.36	bdl	0.42	0.04	0.17	0.02	6.88
Kh-sd11	Rd2	1.32	1.14	0.39	2.4	0.36	0.03	0.41	0.04	0.51	0.03	0.32	bdl	0.15	0.01	7.11
	Sd-core	2.56	1.43	0.32	1.83	0.18	0.25	0.18	0.04	0.32	0.09	0.19	0.02	0.14	bdl	7.55
	Sd-core	3.12	2.12	0.42	1.72	0.32	0.36	0.32	0.05	0.23	0.08	0.13	0.02	0.13	0.01	9.03
	Sd-core	3.32	1.85	0.68	1.52	0.42	0.35	0.54	0.06	0.32	0.09	0.21	0.04	0.21	0.04	9.65
	Sd-core	3.86	2.32	0.45	1.96	0.36	0.13	0.87	0.07	0.24	0.07	0.32	0.07	0.24	0.06	11.02
	Sd-core	2.16	1.87	0.63	1.81	0.74	0.25	0.76	0.04	0.65	0.07	0.42	0.03	0.32	0.01	9.76
	Sd-rim	3.36	1.65	0.35	1.71	0.85	0.44	0.36	0.02	0.54	0.1	0.36	bdl	0.42	0.03	10.23
	Sd-rim	4.32	1.65	0.42	1.72	0.65	0.36	0.23	0.04	0.36	0.1	0.41	0.05	0.36	0.02	10.69
	Sd-rim	3.32	1.06	0.32	1.52	0.36	0.54	0.42	0.05	0.54	0.08	0.36	0.07	0.25	0.02	8.91
	Sd-rim	4.13	1.32	0.42	2.12	0.42	0.43	0.36	0.06	0.74	0.08	0.42	0.06	0.32	0.01	10.89
Kh- vd11	Sd-rim	3.85	1.42	0.36	1.84	0.75	0.35	0.42	0.05	0.65	0.1	0.32	0.04	0.41	0.01	10.57
	Vd	4.97	2.08	0.46	2.45	0.14	0.33	0.32	0.04	0.32	0.05	0.21	0.03	0.12	0.01	11.53
	Vd	3.03	2.93	0.33	1.65	0.21	0.24	0.42	0.06	0.41	0.06	0.32	0.04	0.22	0.01	9.93
	Vd	3.12	3.03	0.41	1.52	0.35	0.13	0.54	0.08	0.54	0.04	0.36	0.04	0.24	0.03	10.43
Kh- vd15	Vd	2.87	2.02	0.66	1.87	0.32	0.32	0.36	0.04	0.63	0.04	0.54	0.03	0.36	0.02	10.08
	Vd	2.6	3.12	0.52	1.47	0.22	0.23	0.54	0.03	0.36	0.02	0.42	0.04	0.54	0.01	10.15
	Vd	3.32	3.03	0.64	1.36	0.32	0.24	0.65	0.04	0.42	0.04	0.36	0.03	0.36	0.02	10.83
Vd	3.03	2.12	0.56	1.23	0.24	0.16	0.54	0.03	0.54	0.06	0.42	0.06	0.32	0.01	9.32	

Abbreviations: K3-lower Cretaceous carbonate, Rd1-fine-grain dolomite, Rd2-medium-grain dolomite, Vd-vein-type dolomite, Sd-saddle dolomite, ICP-MS: Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy, EPMA: Electron-probe Micro-analysis, bdl- below detection limit

نتیجه‌گیری

محسوب می‌شود. دولومیت به عنوان باطله اصلی همراه کانسنگ سرب و روی در چهار نوع شامل دولومیت ریزبلور خاکستری (Rd1)، دولومیت متوسط بلور قهوه‌ای تا قرمز (Rd2)، دولومیت درشت‌بلور زین‌اسبی (Sd) و دولومیت رگه-رگجه‌ای تأخیری (Vd)، تشخیص داده شد که ترکیب شیمیایی و توزیع عناصر نادر خاکی در آن‌ها مورد ارزیابی قرار گرفت. عناصر نادر خاکی به دلیل تحرک پایین و حفظ خصوصیات اولیه سنگ منشأ، نقش مهمی در ارزیابی غلظت عناصر در سنگ اولیه و سیال گرمایی دولومیت‌ساز، تبادل

دولومیت به عنوان کانی باطله اصلی می‌تواند بصورت اولیه (موجود در سنگ میزبان) یا در قالب دگرسانی دولومیتی شدن ناشی از عملکرد سیال گرمایی، در بسیاری از کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT)، ایرلندی (Irish-type) و رسوبی-متصاعدی (SEDEX)، تشکیل شود. کانسار سرب و روی خان‌سرمه در میزبان واحد کربناتی ضخیم لایه K3 در راستای یک تاقدیس با روند NW-SE تشکیل شده که نوعی شاخص از ذخایر تیپ MVT

- P.A. Baker), Spec. Publ. Soc. econ. Palront Miner, 43: 97-113.
- Burnol, L (1968) Contribution al'etude des gisements de plomb et zinc de L'Iran. Essais de classification paragenetique. Geological Survey of Iran Report No. 11. 113 p.
- Conliffe, J. Azmy, K. Gleeson, S. A. and Lavoie, D (2010) Fluids associated with hydrothermal dolomitization in St. George Group, western Newfoundland, Canada. *Geofluids*, 10: 422-437.
- Davies, G. R. and Smith, L. B (2006) Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir: an overview. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90: 1641-1690.
- Dorobek, K. L. and Filby, R. H (1988) Origin of dolomites in a downslope biostrome, Jefferson Formation (Devonian), central Idaho: evidence from REE patterns, stable isotopes, and petrography. *Bull. Can. Petrol. Geol*, 36: 202-215.
- Dravis, J. J. and Muir, I. D (1992) Case study of burial dissolution in dolomites. Devonian Elk Point Group, western Canada, in I. E. Hutcheon, J. Reimer, M. Teare, J. J. Dravis, and N. C. Wardlaw, eds., *Subsurface dissolution porosity in carbonates. Recognition, causes and implications: Canadian Society of Petroleum Geologists Short Course Notes, 1992 Canadian Society of Petroleum Geologists-American Association of Petroleum Geologists Convention, Calgary, Section 5*, 117 p. and figures.
- Dunsmore, H. E (1973) Diagenetic processes of lead-zinc emplacement in carbonates: *Institute Mining and Metallurgy Transactions, Section B*, 82: B168-B173.
- Garven, G (1985) The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposits, Western Canada sedimentary basin. *Econ. Geol*, 80: 307-324.
- Hagni, R. D (2018) *Platy Galena from the Viburnum Trend, Southeast Missouri: Character, Mine Distribution, Paragenetic Position, Trace Element Content, Nature of Twinning, and Conditions of Formation. Minerals*, 93: 137-156.
- Huang, S. J., Qing, H., Pei, C. R., Hu, Z. W., Wu, S. J., and Sun, Z. L (2006) Strontium concentration isotope composition and dolomitization fluids in the Feixianguan Formation of Triassic, Eastern Sichuan of China. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 2123-2132 (in Chinese with English abstract).
- Hubner, H. and Malakpour, A (1970) Report on the Khaneh-Sormeh mine. Geological survey of Iran. Dept. of mineral resources. Internal Report, 5p.
- Jia, L., Cai, C., Yang, H., Li, H., Wang, T., Zhang, B., Jiang, L., Tao, X (2015) Thermochemical این عناصر میان سنگ میزبان کربنات با سیال و نسبت سیال به سنگ (water-rock ratios) طی فرآیند دیاژنز دارند. مجموع مقادیر عناصر نادرخاکی (ΣREE) در دولومیت‌ها بین ۵/۸ تا ۱۳/۹ ppm (میانگین ۸/۴ ppm) بوده که این میزان در دولومیت‌های Rd1 و زمین‌اسبی Sd بیشتر از دولومیت‌های Rd2 و رگه‌ای Vd، بدست آمد. همچنین، محتوای REE در سنگ میزبان کربناته K3 بیش‌ترین شباهت را به ترکیب دولومیت‌های ریزبلور Rd1 دارد. طبق شواهد، آنومالی مثبت La در دولومیت‌های زمین‌اسبی و نوع رگه‌ای کانسار خان‌سرمه نشان از سیال گرمایی تأخیری دارد که در محیط سیال به سنگ بالا، منجر به دولومیت‌زایی و رخداد کانه‌زایی سولفیدی شده و در برخی از ذخایر MVT کلاسیک دنیا (نظیر کانسار Pine Point در غرب کانادا و میدان معدنی Viburnum Trend در ایالت میسوری آمریکا)، نیز چنین پدیده‌ای گزارش شده است.
- ### منابع
- افضلی، س (۱۳۸۴) مطالعه کانی‌شناسی، ژئوشیمی، آلتراسیون و ژنز احتمالی کانسار خان‌سرمه (نجف آباد اصفهان) از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۸۳ ص.
- جلیلیان، ع. ح (۱۳۹۶) سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و تاریخچه دیاژنتیکی بخش دولومیتی سفیدار (تریاس بالایی) در منطقه فارس، جنوب ایران. *مجله رسوب‌شناسی کاربردی*، شماره ۱۰، ص ۸۱-۹۶.
- حیاتی، س، معانی‌جو، م، طالع‌فاضل، ا، محسنی، ح (۱۳۹۴) بررسی ارتباط دولومیت‌زایی و کانه‌زایی در کانسار ایپیزنتیک آهنگران (جنوب‌شرق ملایر): شواهد کانی‌شناسی، بافت و ساخت و شیمی کانی‌ها. *مجله رسوب‌شناسی کاربردی*، شماره ۷، ص ۱-۱۷.
- ناکینی، ع (۱۳۹۲) تحلیل ساختاری مناطق ایرانکوه و تیران (جنوب و غرب اصفهان)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه تربیت مدرس، ۱۸۰ ص.
- Akçay, M., Ozkan, H. M., Spiro, B., Wilson, R., and Hoskin, P. O (2003) Geochemistry of a high-T hydrothermal dolostone from the Emirli (Odemis, western Turkey) Sb-Au deposit. *Miner Mag*, 67: 671-688.
- Banner, J. L., Hanson, G. N. and Meyers, K. J (1988) Fluid rock interaction history of regionally extensive dolomites of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): isotope evidence. In: *sedimentology und geochemistry of dolostones* (Ed. V. Shukla &

- Palmer, M. R (1985) Rare earth elements in foraminifera tests. *Earth planet. Sci. Lett.*, 73: 285-298.
- Parekh, P. P. Moller, P. Dulski, P. and Bauschw, M (1977) Distribution of trace elements between carbonate and noncarbonate phases of limestone. *Earth planet. Sci. Lett.*, 34: 39-50.
- Peace, W. M. and Wallace, M. W (2000) Timing of mineralization at the Navan Zn-Pb deposit: a post-Arundian age for Irish mineralization. *Geol.*, 28: 711-714.
- Pearce, M. A., Timms, N. E., Hough, R. M., Cleverley, J. S (2013) Reaction mechanism for the replacement of calcite by dolomite and siderite: implications for geochemistry, microstructure and porosity evolution during hydrothermal mineralization. *Contr. Miner. Petrol.*, 166: 995-1009.
- Qing, H. and Mountjoy, E. W (1994) Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île barrier, Western Canada Sedimentary Basin. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 78: 55-77.
- Qing, H. and Mountjoy, E. W (1988) Multistage dolomitization in rainbow buildups, Middle Devonian Keg River Formation, Alberta, Canada. *J Sed Res*, 59: 114-126.
- Rao, C. P (1996) Elemental composition of marine calcite from modern temperate shelf brachiopods, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporates*, 11: 1-18.
- Rizzi, G. and Braithwaite, C. J. R (1997) Sedimentary cycles and selective dolomitization in limestones hosting the giant Navan zinc-lead ore deposit, Ireland. *Explor Min Geol.*, 6: 63-77.
- Robinson, M., Godwin, C. I (1995) Genesis of the Blende Carbonate-Hosted Zn-Pb-Ag Deposit, North-Central Yukon Territory: Geologic, Fluid Inclusion and Isotopic Constraints. *Econ Geol.*, 90: 369-384.
- Schwinn, G. and Markl G (2005) REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chemical Geology*, 216: 225-248.
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M (1987) Classification of dolomite rock texture. *J Sed Res*, 57: 967-975.
- Song, Y., Yang, T., Zhang, H., Liu, Y., Hao, H., Li, Z (2015) The Chaqupacha Mississippi Valley-type Pb-Zn deposit, central Tibet: Ore formation in a fold and thrust belt of the India-Asia continental collision zone. *Ore. Geol. Rev.*, 70: 533-545.
- Veizer, J (1983) Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique". In: *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, Ed. by Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, and bacterial sulfate reduction in the Cambrian and Lower Ordovician carbonates in the Tazhong Area, Tarim Basin, NW China: evidence from fluid inclusions, C, S, and Sr isotopic data. *Geofluids.* 15: 421-437.
- Lapponi, F. Bechstädt, T. Boni, M. Banks, D. A. Schneider, J (2013) Hydrothermal dolomitization in a complex geodynamic setting (lower Paleozoic), northern Spain. *Sediment.*, 61: 441-443.
- Leach, D. L, Sangster, D. F. Kelley, K. D. Large, R. R. Garven, G. Allen, C.R. Gutzmer, J. and Walters S (2005) Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. *Econ Geol.*, 100: 561-608.
- Leavitt, W. D. Halevy, I. Bradley, A. S. Johnston, D. T (2013) Influence of sulfate reduction rates on the Phanerozoic sulfur isotope record. *Proc Natl Acad Sci.*, 110: 11244-11249.
- Li, M., Song, H., Algeo, T. J., Wignall, P. B., Xu Dai, X., Woods, A. D (2018) A dolomitization event at the oceanic chemocline during the Permian-Triassic transition: *Geol.*, 46: 1043-1046.
- Magnall, J. M. Gleeson, S. A. Stern, R. A. Newton, R. J. Poulton, S. W. and Paradis, S (2016) Open system sulphate reduction in a diagenetic environment-isotopic analysis of barite ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and pyrite ($\delta^{34}\text{S}$) from the Tom and Jason Late Devonian Zn-Pb-Ba deposits, Selwyn Basin, Canada. *Geochim Cosmochim Acta.*, 180: 146-163
- Machel, H. G (2001) Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings-old and new insights. *Sediment Geol.*, 140: 143-175.
- McLennan, S. M (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Ed. by B.R. Lipin & G.A. McKayj, *Miner. SOC. Am. Short Course*, 21: 169-200.
- Momenzadeh, M (1976) Stratabound lead zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer-Esfahan District (West Central Iran): Lithology, metal content, zonation and Genesis. PhD Thesis, University of Heidelberg, 300 pp.
- Moore, P. F (1988) Devonian geohistory of the Western Interior of Canada. In: *Devonian of the World, Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System*, Vol. 1 (Ed. by N.J. McMillan, A.F. Embry & D.J. Glass), pp. 67-83. *Canadian Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, Alberta.
- Ohmoto, H. Goldhaber, M. B (1997) Sulfur and carbon isotopes. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Ed. by Barnes HL, 3rd edn. Wiley, New York, pp 517-611.

- L.S. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course, 10: 3–100.
- Warren J (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Sci. Rev.*, 52: 1–81.
- Wilkinson, J. J (2003) On diagenesis, dolomitisation and mineralization in the Irish Zn-Pb orefield. *Miner Deposita*, 38: 968–983.
- Wilkinson, J. J, Boyce, A. J, Everett, C. E, and Lee, M. J (2003) Timing and depth of mineralization in the Irish Zn-Pb orefield. In: *Europe's Major Base Metal Deposits*, Ed. by Kelly JG, Andrew CJ, and Ashton JH, et al., pp. 483–497. Dublin: Irish Association for Economic Geology.
- Wilkinson, J. J. and Lee, M. J (2003) Cementation, hydrothermal alteration, and Zn-Pb mineralization of carbonate breccias in the Irish Midlands: textural evidence from the Cooleen zone, near Silvermines, County Tipperary—a reply. *Econ Geol*, 98: 194–198.
- Wright, W. R. Johnson, A. W. Shelton, K. L. Somerville, I. D. and Gregg, J. M (2000) Fluid migration and rock interactions during dolomitisation of the Dinantian Irish Midlands and Dublin Basin. *J Geochem Explor*, 69: 159–164.
- Zahedi, M (1978) Geological Map of Esfahan, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Zahedi, M (1975) Geological Map of Esfahan, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Zhang, J., Hu, W., Qian, Y., Wang, X., Cao, J., Zhu, J., Li., Q., Xie, X (2009) Formation of saddle dolomites in Upper Cambrian carbonates, western Tarim Basin (northwest China): Implications for fault-related fluid flow. *Marine and Petrol Geol*, 26: 1428–1440.
- Zhu, D. Y. Jin, Z. J. WX, H (2010) Hydrothermal recrystallization of the lower Ordovician dolomite and its significance to reservoir in northern Tarim Basin. *Sci China Earth Sci*, 40:156–170.
- Zou, H., Fang, Y., Zhang, S. H., Zhang, Q (2016) The source of Fengjia and Langxi barite-fluorite deposits in southeastern Sichuan, China: evidence from rare earth elements and S, Sr, and Sm–Nd isotopic data. *Geol*, 52: 470–488.