مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته
زمستان ۹۷، شماره ۳۰

کانی‌شناسی و تغییرات زمین‌شیمیایی سنگ میزبان آلتره شده در ناحیه معدنی سرب و روی ایرانکوه، جنوب غرب اصفهان

محمد حسن کریم‌پور
گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد
آزاده ملکزاده شفارودی
گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد
عباس اسمعیلی سویری
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد
سعید شعبانی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۵/۰۶ *تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۰۵*

karimpur@um.ac.ir

چکیده

ناحیه معدنی سرب و روی ایرانکوه در کمربند متالوژنی ملایر- اصفهان واقع شده و از نوع MVT می‌باشد. کانی‌سازی در سنگ میزبان کربناته (عمدتا دولستون دانه درشت) و کمتر شیل- سیلتستون به شکل اپی‌ژنتیک تشکیل شده است. مجموعه کانی‌شناختی شامل اسفالریت، گالن، پیریت و اندکی کالکوپیریت همراه با باطله‌های دولومیت، آنکریت، کوارتز، مواد آلی، کلسیت و باریت است. دولومیتی‌شدن مهم‌ترین آلتراسیون منطقه است که به شکل‌های پرکننده حفرات کارستی و انحلالی، جانشینی در فسیل، رگچه‌ای و سیمان برش‌های گسلی دیده می‌شود. سیلیسی‌شدن عمدتا در سنگ میزبان آواری به شکل رگه- رگچه و پرکننده فضای خالی اتفاق افتاده است. شواهد زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که محلول کانه‌دار غنی از آهن و منگنز بوده و منجر به تشکیل دولومیت غنی از آهن و آنکریت در سنگ میزبان کربناته شده است. در سنگ میزبان آواری، آهن محلول با گوگرد واکنش داده و عمدتاً پیریت تشکیل شده است. همچنین مقدار آرسنیک، آنتیموان، کادمیوم و مس در هر دو نوع سنگ میزبان آلتره شده بالاست و از این عناصر به عنوان ردیاب اکتشافی می‌توان استفاده نمود. این مطالعه در ناحیه معدنی ایرانکوه می‌تواند به عنوان الگویی جهت اکتشاف ذخایر پنهان در همین ناحیه و نیز کانسارهای مشابه در ایران و دنیا مورد استفاده قرار گیرد.

کلمات کلیدی: *کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، سنگ میزبان، ناحیه معدنی ایرانکوه، اصفهان*

مقدمه

ناحیه معدنی ایرانکوه در جنوب غرب شهر اصفهان و کمربند متالوژنی سرب و روی ملایر- اصفهان (شکل ۱ الف)، یکی از بزرگترین و مهمترین ذخایر نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) در ایران است (Ghazban et al., 1994; Reichert, 2007; Hosseini-Dinani et al., 2015; Hosseini-Dinani and Aftabi, 2016). سنگ میزبان کانسارهای MVT عمدتا از نوع دولستون و کمتر سنگ آهک و ماسه‌سنگ است. این ذخایر به شکل اپی-ژنتیک در محیطهای پلات فرم کربناته یا کمربندهای تراستی فورلند و در محیط کم عمق تشکیل می‌شوند. کانی‌شناسی بسیار ساده‌ای دارند که عمدتا شامل اسفالریت، گالن، پیریت، مارکازیت، دولومیت، کلسیت و کوارتز است. کانی‌های مس بعضا حضور دارند. دولومیتی شدن مهمترین آلتراسیون همراه با کانی‌سازی است و دولومیت‌های هیدروترمالی همزمان و بعد از کانی‌سازی تشکیل می‌شوند (Leach and Sangester, 1993; Leach et al., 2005).

محدوده مورد مطالعه در بین طولهای جغرافیایی۳۳ ° ۵۱ تا ″۴۰ °۵۱ و عرضهای جغرافیایی ″۲۸ °۳۲ تا ″۳۲ °۳۲ تقریبا در مرکز ایران قرار دارد که به لحاظ تقسیمات ساختاری در زون سنندج- سیرجان است (شکل ۱ الف). کمربند ملایر- اصفهان یکی از مهمترین ایالت‌های متالوژنی ذخایر سرب و روی ایران با سنگ میزبان کربناته به سن کرتاسه است (زمانیان و همکاران، ۱۳۹۵; Ehya et al., 2010; Rajabi et al., 2012; Akbari et al., 2015) که بخش عمده آن استان‌های مرکزی، اصفهان و همدان را دربرمی-گیرد و از نظر سرگذشت زمین‌شناسی، وضعیت رسوبگذاری و ساختاری، شبیه پهنه ایران مرکزی است (ناکینی و همکاران، ۱۳۹۴).

این منطقه هم اکنون متعلق به شرکت باما است که از سال ۱۳۳۱ تاکنون مطالعات اکتشافی – بهره‌برداری وسیعی را در منطقه انجام داده است. در منطقه ایرانکوه معادن فعالی همچون گوشفیل، تپه سرخ یک تا سه، کلاه دراوزه، و زون ۵ رومرمر، معادن متروکه مانند گودزندان، خانه گرگی و چشمه زرد و مناطق اکتشافی مانند زون‌های یک تا چهار رومرمر و زون گوشفیل یک وجود دارد. تاکنون گزارشات زمین‌شناسی، اکتشافی و ژئوفیزیکی، پایان نامه‌ها و مقالات متعددی درباره زمین‌شناسی، رسوب‌شناسی، ساختاری، کانی‌سازی، ژئوشیمی و مطالعات ایزوتوپی در کل ناحیه معدنی یا در بخش‌های خاص آن نگارش شده است (Rastad, 1981; Ghazban et al., 1994; Reichert, 2007; Hosseini-Dinani et al., 2015; Hosseini-Dinani and Aftabi (2016); قاسمی، ۱۳۷۴؛ تیموری اصل، ۱۳۸۹؛ ناکینی، ۱۳۹۲؛ بویری کناری و همکاران، ۱۳۹۴؛ Boveiri Konari and Rastad, 2017؛ ناکینی و همکاران، ۱۳۹۴؛ راستاد و همکاران، ۱۳۹۶؛ حسینی دینانی و آفتابی، ۱۳۹۶).

در این پژوهش تاکید ویژه بر روی انواع آلتراسیون، کانی‌شناسی زون‌های آلتراسیون و سنگ میزبان آلتره شده و تفکیک انواع دولومیت هیدروترمالی و بررسی تغییرات زمین‌شیمیایی است که محلول کانه‌دار در سنگ میزبان کربناته و آواری به وجود آورده است. این مطالعات می‌تواند به عنوان الگویی جهت اکتشاف این نوع ذخایر در منطقه ایرانکوه و نیز کانسارهای مشابه در ایران و دنیا پیشنهاد گردد.

زمین‌شناسی و کانی‌سازی

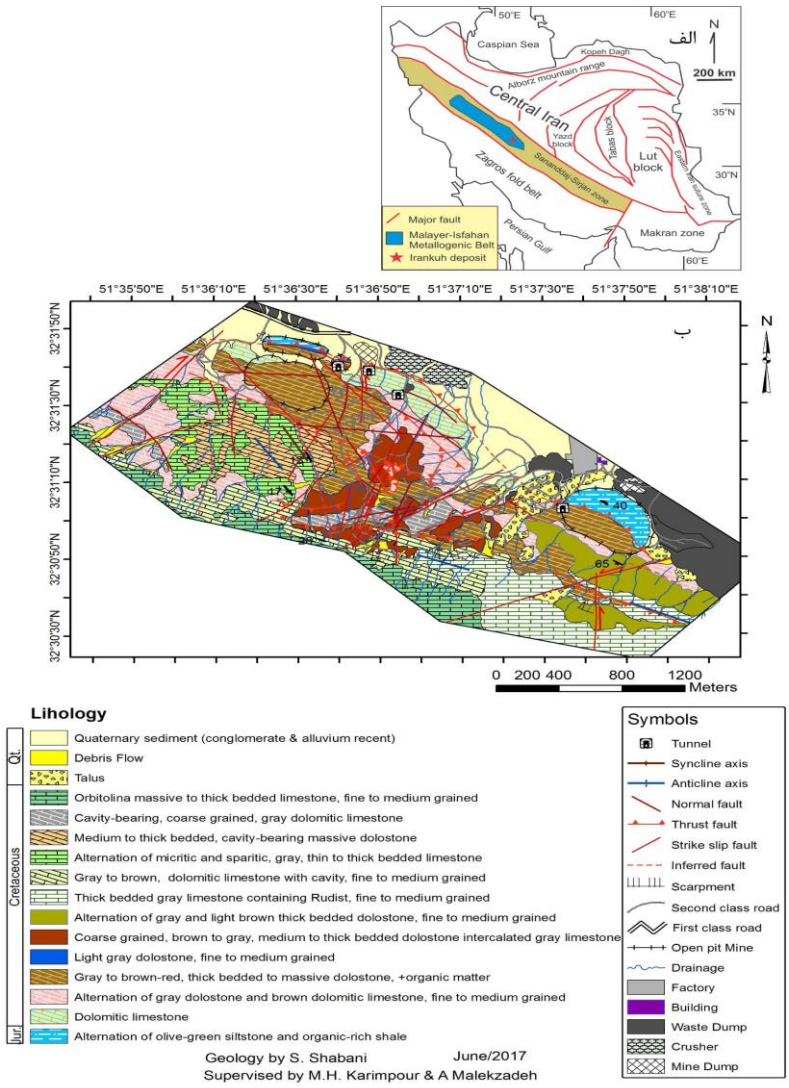
منطقه معدنی ایرانکوه در امتداد رشته کوه ایرانکوه با روند غرب- شمال غرب و شرق- جنوب شرق قرار دارد. طول این رشته کوه ۲۰ کیلومتر و عرض آن حدود ۴ کیلومتر است. زمین‌شناسی ناحیه‌ای معدنی ایرانکوه براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اصفهان (Zahedi et al., 1976) شامل سنگ‌های رسوبی ژوراسیک و کرتاسه تحتانی است. سنگ‌های ژوراسیک زیرین شامل شیل‌های سیاه آمونیت‌دار همراه با کمی سیلتستون، کنگلومرا، ماسه سنگ و سنگ آهک رادیولاریت‌دار است و تنها در یال شمالی این رشته کوه رخنمون دارند. عمده سنگ‌های رخنمون یافته در رشته کوه ایرانکوه، سنگ‌های کربناته کرتاسه است که به صورت دگرشیب روی سنگ‌های ژوراسیک زیرین قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها از نظر سنی متعلق به بارمین تا آلبین پیشین هستند. ضخامت آنها حدود ۸۲۲ متر است که به صورت عمده از آهک و دولومیت همراه با مقدارکمی شیل و مارن تشکیل شده‌اند (Zahedi et al., 1976).

براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی در محدوده مورد مطالعه، واحدهای آواری ژوراسیک، سنگ‌های کربناته کرتاسه و رسوبات کواترنری رخنمون دارند. واحد ژوراسیک شامل سیلستون سبز زیتونی و شیل غنی از مواد آلی است که در بخش شمالی پیت گوشفیل در شرق و پیت ذخیره مدفون در شمال غربی محدوده دیده می‌شوند و بر روی سنگ‌های کربناته کرتاسه رانده شده‌اند (شکل ۱ ب). این واحد میزبان بخشی از کانی‌سازی سرب و روی ایرانکوه است که عمدتا به صورت رگه و رگچه داخل آن تشکیل شده است و غالبا شامل پیریت و کمتر کالکوپیریت با باطله کوارتز می‌باشد. واحدهای کربناته کرتاسه براساس بافت، کانی‌شناسی، ضخامت، رنگ، وجود فسیل و غیره به ۱۲ نوع مختلف قابل تقسیم هستند که عبارتند از (شکل ۱ ب): آهک دولومیتی، تناوب دولستون خاکستری و سنگ آهک دولومیتی قهوه‌ای ریز تا متوسط دانه، دولستون توده‌ای تا ضخیم لایه خاکستری تا قهوه‌ای- قرمز همراه با مواد آلی، دولستون ریز تا متوسط دانه خاکستری روشن، دولستون ضخیم تا متوسط لایه دانه درشت قهوه‌ای تا خاکستری همراه با سنگ آهک خاکستری به شکل بین لایه‌ای، تناوب دولستون‌های ریز تا متوسط دانه ضخیم لایه قهوه-ای روشن و خاکستری، سنگ آهک ریزدانه ضخیم لایه خاکستری حاوی فسیل رودسیت، سنگ آهک دولومیتی خاکستری تا قهوه‌ای ریز تا متوسط دانه حفره-دار، تناوب سنگ آهک نازک تا ضخیم لایه خاکستری میکریتی تا اسپارایتی، دولستون توده‌ای حفره‌دار متوسط تا ضخیم لایه، سنگ آهک دولومیتی خاکستری درشت دانه حفره‌دار و سنگ آهک ریز تا متوسط دانه توده‌ای تا ضخیم لایه اربیتولین‌دار.

از این میان واحد دولستون توده‌ای تا ضخیم لایه خاکستری تا قهوه‌ای- قرمز همراه با مواد آلی و کمتر واحدهای دولستون قهوه‌ای تا خاکستری دانه درشت و سنگ آهک دولومیتی درشت دانه حفره‌دار (شکل ۱ب)، مهمترین واحدهای کربناته منطقه به لحاظ میزبانی کانی‌سازی هستند. این واحدهای سنگی به دلیل دانه درشت بودن، داشتن فضاهای خالی مناسب و ترکیب شیمیایی- کانی‌شناسی خاص خود در مجاورت گسل‌های سازنده منطقه که محل عبور محلول کانه‌دار بوده، پذیرای بخش‌های اصلی و بزرگ کانی‌سازی منطقه می‌باشند. واحدهای جوان کواترنری شامل رسوبات تالوس (حاصل فعالیتهای تکتونیکی منطقه)، جریان‌های واریزه‌ای و کنگلومرای سخت نشده، تراس‌ها و آبرفت‌های جوان است که عمدتا در حاشیه شمالی محدوده رخنمون دارند (شکل ۱ ب). گسل‌های متعددی در منطقه ایرانکوه وجود دارد که برخی نقش اساسی در تشکیل کانی‌سازی داشته و محل بالاآمدن محلول کانه‌دار بوده‌اند. این گسل‌ها را می‌توان به دو نوع تراست و نرمال تقسیم کرد. مهمترین گسل تراستی سازنده کانی‌سازی در منطقه، گسل بزرگ شمال محدوده و انشعابات آن است که روند شمال غربی- جنوب شرقی دارد و رخنمون آن به خوبی در پیت‌ها قابل مشاهده است. گسل‌های تراستی سازنده دیگر نیز عمدتا هم‌روند با همین گسل شمال محدوده هستند و می‌توان اظهار داشت که امتداد شمال غربی- جنوب شرقی مهم‌ترین روند تشکیل کانی‌سازی بوده است. برخی گسل‌های نرمال با روند شمال غربی- جنوب شرقی یا شمال شرقی- جنوب غربی نیز محل مناسبی برای تشکیل کانی‌سازی بوده‌اند. به نحوی‌که زون گوسان، کانی‌سازی ثانویه مس، باریت و بعضا کانی‌سازی سرب و روی در راستای آنها یا در محل تقاطع آنها دیده می‌شود. گسل‌های مخرب بعدی باعث جابه‌جایی، تغییرات شکلی و قطع شدن زون‌های کانه‌دار شده‌اند. عمده گسل-های مخرب از نوع امتدادلغز و بعضاً نرمال هستند.

کانی‌سازی در مجموعه معادن ایرانکوه به شکل اپی‌ژنتیک و با کنترل ساختاری در گسل‌های موجود در مرز شیل‌ها و سیلتستون‌های ژوراسیک و سنگ‌های کربناته کرتاسه و یا در گسل‌های داخل واحد کربناته تشکیل شده است. در سنگ میزبان دولستون، کانه‌زایی به دو شکل کلی جانشینی و پرکننده فضاهای خالی (فضاهای ایجاد شده توسط گسل مانند رگچه‌های تکتونیکی یا برش‌های گسلی و یا حفرات سنگ میزبان) تشکیل شده است، درحالیکه در واحد شیلی- سیلتستون فقط فضاهای ایجاد شده بوسیله گسل توسط محلول کانه‌دار پر شده است و مقدار ذخیره در آنها بسیار بسیار کمتر از واحد دولستون است. دو عامل در کنار یکدیگر نقش اساسی در تشکیل کانی‌سازی در بخش-های مختلف داشته است و ضخامت زون کانی‌سازی را نیز کنترل کرده‌اند که عبارتند از: ۱- سنگ میزبان مناسب. هر جا سنگ‌های با بافت دانه درشت و حفره‌دار حضور داشته، شاهد کانی‌سازی وسیع‌تر هستیم، ۲- حضور یک گسل سازنده در کنار آن که محل بالاآمدن محلول کانه‌دار بوده است. کانی‌شناسی ایرانکوه ساده بوده و شامل اسفالریت، گالن، پیریت و اندکی کالکوپیریت است که با کانی‌های باطله دولومیت، آنکریت، کوارتز، بیتومن و کمتر کلسیت و باریت همراهی می‌شود. کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های ثانویه سرب و روی و اکسیدهای آهن و منگنز است. اسفالریت یکی از کانی‌های مهم سولفیدی مجموعه معادن ایرانکوه است که در قالب سیمان برش‌های گسلی، رگچه‌ای، پراکنده و پرکننده فضای خالی در سنگ میزبان کربناته و آواری دیده می‌شود. مقدار این کانی از کمتر از یک درصد تا گاهی ۲۰ درصد حجم سنگ میزبان را دربرمی‌گیرد. دربرگرفته شدن اسفالریت توسط گالن در برخی نمونه‌ها نشان می‌دهد که گالن بعد از اسفالریت تشکیل شده است. اگر چه که در برخی رگچه‌ها تشکیل گالن بر اسفالریت مقدم است و یا در بعضی نمونه‌ها هم‌رشدی نیز دیده می‌شود. همچنین در برخی نمونه‌ها در سنگ میزبان آواری، کالکوپیریت با بافت اکسلوشن داخل اسفالریت دیده می‌شود که نشان از همزمانی و هم‌رشدی این دو کانی دارد. گالن دومین کانی مهم سولفیدی در ایرانکوه است که در قالب سیمان برش‌های گسلی، رگچه‌ای، پراکنده و پرکننده فضای خالی در سنگ میزبان کربناته و آواری دیده می‌شود. خم شدگی رخ‌های گالن نشاندهنده عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی جوانتر پس از تشکیل کانه‌زایی در منطقه است. همچنین در نمونه‌های مطالعه شده ادخالی داخل این کانی

دیده نشد. اسفالریت و گالن در غالب رگچه‌های دولومیت- بیتومن- اسفالریت- گالن، بیتومن-دولومیت- اسفالریت ± گالن، دولومیت- بیتومن ± اسفالریت، کوارتز- دولومیت- اسفالریت- گالن ± پیریت، کوارتز- اسفالریت- گالن ± پیریت ± بیتومن، اسفالریت- گالن- دولومیت، کوارتز- دولومیت- گالن- اسفالریت- بیتومن، دولومیت- بیتومن ± گالن، گالن ± دولومیت و کوارتز- باریت- گالن دیده می‌شوند. پیریت فراوانترین کانی سولفید آهن در ایرانکوه است که در قالب بافت‌های پراکنده، رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و گاهی توده‌ای عمدتا در سنگ میزبان آواری و کمتر سنگ میزبان کربناته دیده می‌شود. مقدار این کانی در مجموع کمتر از اسفالریت و گالن است. در اغلب موارد به نظر می‌رسد این کانی قبل از تشکیل فاز کانی‌سازی سرب و روی یا همزمان بوجود آمده است. عمده پیریت همراه با باطله کوارتز دیده می‌شود.



شکل ۱- الف) موقعیت ایرانکوه در زون سنندج- سیرجان و کمربند متالوژنی ملایر- اصفهان در مرکز ایران، ب) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه در ناحیه معدنی ایرانکوه.

روش مطالعه

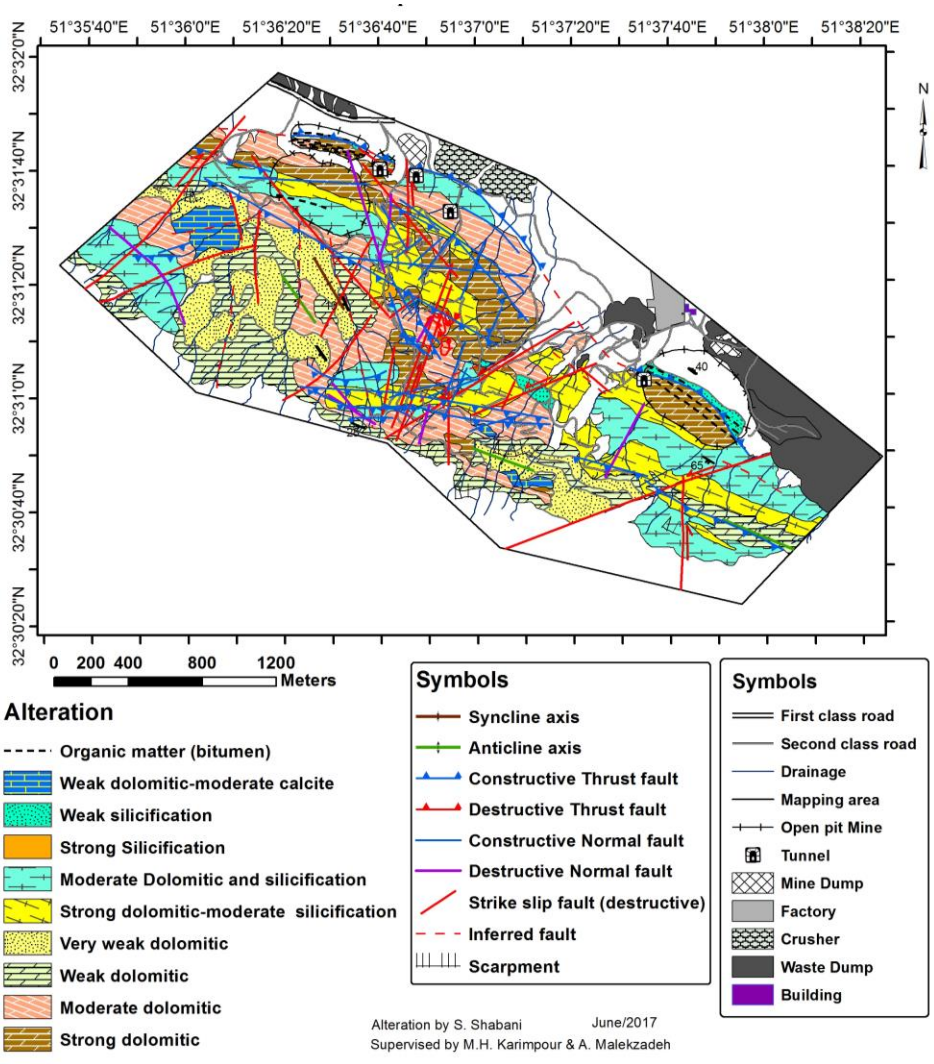
برای دستیابی به اهداف مورد نظر این پژوهش، پس از بررسی‌های صحرایی (در قالب برداشت بیش از ۴۰ پروفیل عمود بر امتداد لایه‌بندی سنگ‌های میزبان) و نمونه‌برداری از سطح و گمانه‌ها، تعداد ۲۰۰ مقطع نازک جهت بررسی پتروگرافی و کانی‌شناسی زون‌های آلتراسیون تهیه و مطالعه شدند. سپس برپایه برداشت‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی، نقشه زمین‌شناسی و آلتراسیون با مقیاس ۱:۵۰۰۰ در نرم افزار ArcGIS تهیه شد. تعداد ۱۱۶ نمونه از گمانه‌ها و سطح زمین از سنگ‌های کربناته میزبان آلتره شده در زون‌های کانی‌سازی و نیز با فاصله گرفتن از محدوده‌های کانی‌سازی شده، طی سه فاز نمونه‌برداری و هوشمندانه برداشت و برای بررسی تغییرات زمین‌شیمیایی اکسیدهای اصلی و برخی عناصر فرعی به روش XRF آنالیز شدند. همچنین تعداد ۲۲ نمونه از نمونه‌های آنالیز شده به روش XRF، برای بررسی دقیق کانی‌شناسی زون‌های آلتراسیون به روش پراش اشعه ایکس (XRD) مورد تجزیه قرار گرفتند. هر دو روش آنالیز در شرکت تجزیه کنندگان کانسارهای بلورین آمتیس شرق انجام شد. به منظور تکمیل مطالعات از نتایج آنالیز ۲۸۶ نمونه از گمانه‌های محدوده گوشفیل در سنگ میزبان کربناته و آواری نیز استفاده شد. این آنالیزها توسط شرکت باما در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا و با استفاده از دستگاه ICP-Ms (حلال سازی در تیزاب سلطانی) برای۳۵ عنصر صورت گرفته است. لازم به ذکر است که به دلیل تعداد زیاد آنالیزها، عناصر و نمودارهای منتخب در مقاله ارائه و تفسیر خواهد شد.

کانی‌شناسی زون‌های آلتراسیون

براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، چهار نوع آلتراسیون اصلی در ناحیه معدنی ایرانکوه قابل تفکیک است که عبارتند از: دولومیتی‌شدن، سیلیسی شدن، کلسیتی شدن و مواد آلی. این آلتراسیون‌ها برپایه شدت (کمتر از ۱۵ درصد شدت خیلی ضعیف، بین ۱۵ تا ۳۰ درصد شدت ضعیف، بین ۳۰ تا ۵۰ درصد شدت متوسط و بیش از ۵۰ درصد شدید حجم سنگ) به ۱۰ زیرزون تقسیم می‌شوند. شدت آلتراسیون‌ها در نیمه شمال- شمال شرقی محدوده مورد مطالعه بیشتر است و به سمت نیمه جنوبی از شدت آلتراسیون و به دنبال آن از حضور زون‌های کانی‌سازی کاسته می‌شود (شکل ۲).

دولومیتی‌شدن: دولومیتی‌شدن مهم‌ترین آلتراسیون همراه با کانی‌سازی سرب و روی در منطقه ایرانکوه است که در هر دو سنگ میزبان کربناته و آواری دیده می‌شود. این آلتراسیون در صحرا و گمانه‌ها به شکل‌های مختلف دیده می‌شود که عبارتند از:

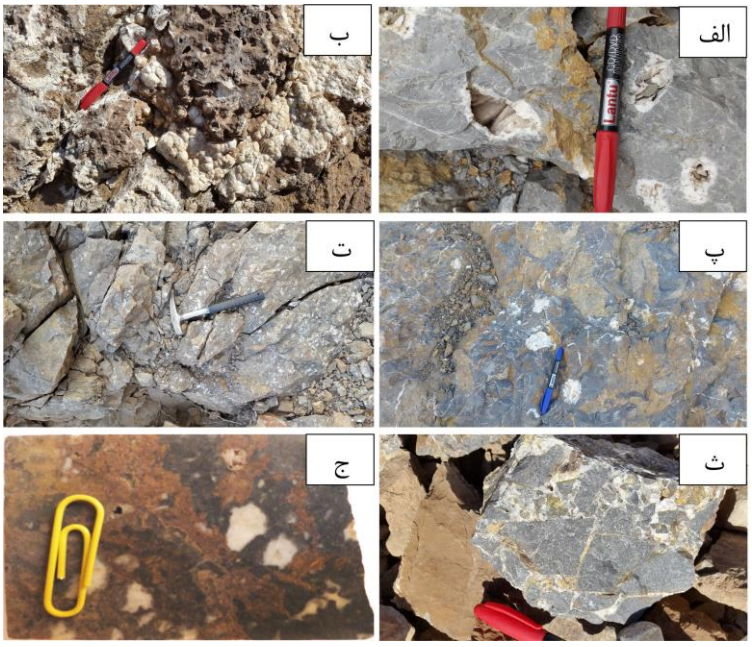
۱- تشکیل دولومیت در حفرات سنگ میزبان: در این حالت محلول کانه‌دار وارد حفرات کارستی و انحلالی شده و دولومیت هیدروترمال را برجای گذاشته است. بلورهای رومبوئدر و کلوفرم دولومیت معمولاً در این فضاها یافت می‌شوند (شکل‌های ۳ الف و ب). عواملی نظیر خرد شدگی سنگ تحت تاثیر تنش‌های تکتونیکی و حضور ساخت‌های اولیه مناسب در سنگ (کست و توسعه درز و شکستگی‌ها) می‌تواند مقدار حفرات را کنترل کند. اما به طور مشخص تغییرات اندازه حفرات پر شده با دولومیت تقریباً یکنواخت و مشابه بوده و تغییرات محلی در اندازه حفرات حاصل عملکرد عوامل فوق‌الذکر می‌باشد.



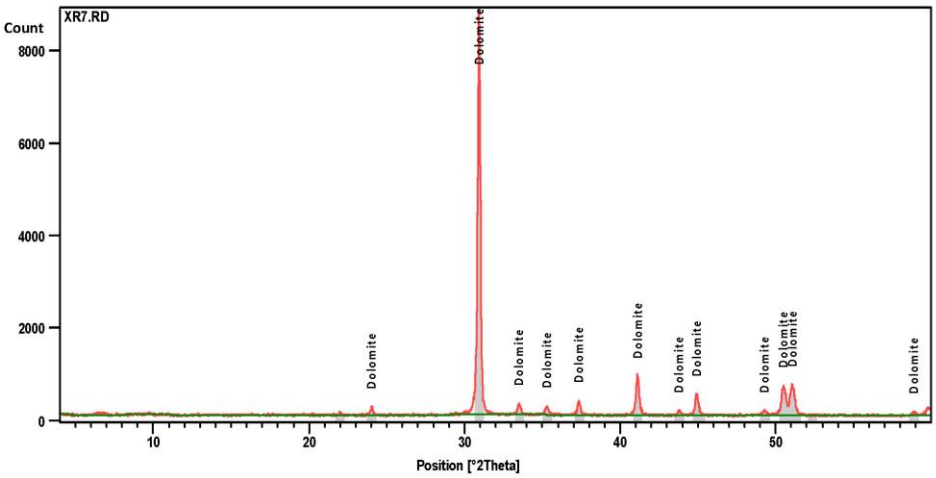
شکل ۲- نقشه آلتراسیون محدوده مورد مطالعه در ناحیه معدنی ایرانکوه.

۲- دولومیتی شدن از طریق جانشینی در متن سنگ: در این حالت سنگ-های مجموعه به خصوص دولستون‌ها را با ظاهری لکه‌ای مشاهده می‌کنیم که حاصل واکنش محلول‌های گرمابی با سنگ میزبان است (شکل۳ پ). جانشینی و دولومیتی شدن از طریق نقاط ضعف سنگ همانند درز و شکستگی‌ها و حضور فسیل‌های مختلف بخصوص انواعی که دارای سطح مقطع مدور می-باشند، ایجاد می‌شود (شکل۳ ت). ۳- دولومیتی شدن از طریق توسعه و گسترش محلول‌ها در محل صفحات و زون‌های گسله: ساخت و بافت برشی در سنگ‌ها که حاصل حرکات تکتونیکی و تنش‌های ساختاری می‌باشد، در افزایش هاله‌های آلتراسیون و کانی‌سازی نقش مهمی ایفا می‌کند. دولومیتی شدن در این مکان‌ها با توجه به فضای کافی معمولا به صورت رگه و رگچه‌ای و دارای روند مشخص می‌باشد. در مجاور صفحه گسل شدت آلتراسیون افزایش یافته و به مرور با دور شدن از آن کاهش می‌یابد. همچنین دولومیت هیدروترمالی به صورت سیمان، فضاهای برشی و بین قطعات را پر کرده (شکل۳ ث) و بعضا چندین نسل دولومیتی شدن دیده می‌شود. به نحویکه عمدتا ابتدا دولومیت‌های هیدروترمالی سفید رنگ تشکیل شده‌اند و سپس دولومیت‌های قهوه‌ای رنگ غنی از آهن بوجود آمده‌اند (شکل۳ ج).

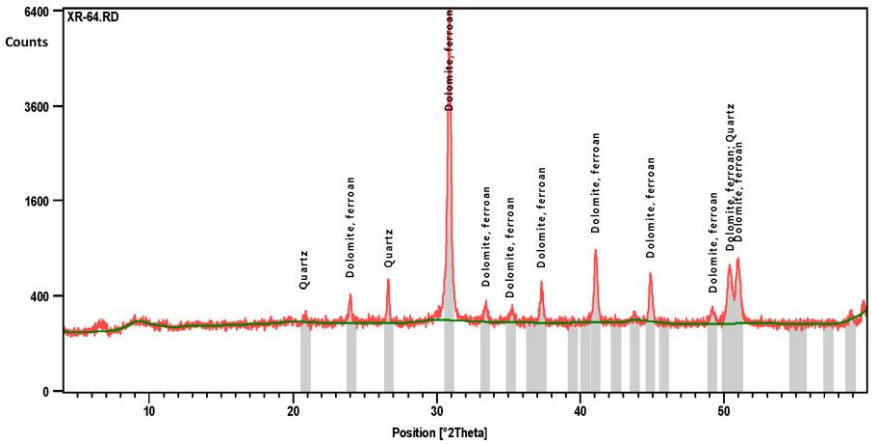
نتایج XRD دولومیت‌های هیدروترمالی سفید (شکل۴) و دولومیت‌های قهوه‌ای رنگ (شکل ۵) تفاوت این دو نوع را به لحاظ مقدار آهن به خوبی نشان می‌دهد. قطع شدن دولومیت‌های سفید توسط دولومیت‌های قهوه‌ای که عمدتاً در نمونه‌های زیرسطحی مشهود است، حکایت از آن دارد که محلول گرمابی در مراحل اولیه غنی از آهن نبوده است و به تدریج مقدار این عنصر در محلول کانه‌دار افزایش یافته است. در برخی نمونه‌ها که مقدار آهن افزایش چشمگیر یافته است، کانی آنکریت نیز تشکیل شده که در مطالعات XRD حضور آن اثبات شده است (شکل ۶). لازم به ذکر است که دولومیت‌های هیدروترمالی در سنگ میزبان آواری از نوع فقیر از آهن هستند و آهن محلول موجب تشکیل پیریت و کمتر کالکوپیریت شده است.



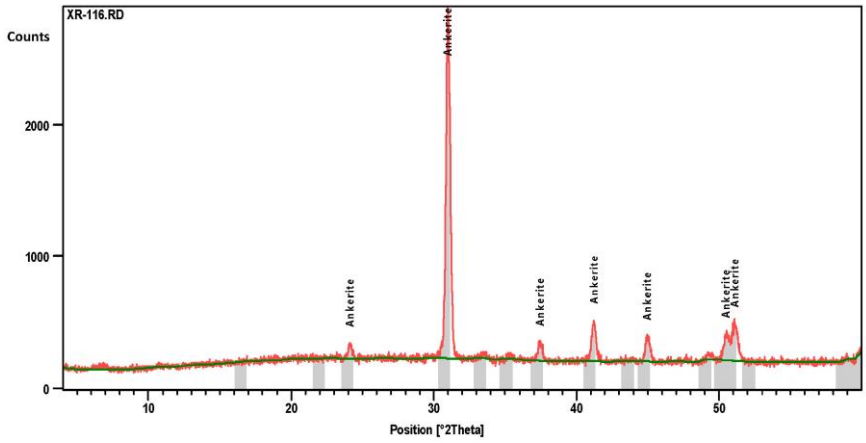
شکل ۳- تصاویری از آلتراسیون دولومیتی‌شدن ناحیه ایرانکوه در صحرا و گمانه. الف) دولومیت پرکننده حفرات در سنگ میزبان دولستون، ب) دولومیت پرکننده حفره با بافت کلوفرم، پ) جانشینی دولومیت هیدروترمالی در سنگ میزبان دولستون و ظاهر لکه‌ای سنگ، ت) تشکیل دولومیت در قالب فسیل‌های سنگ میزبان، ث) برشی شدن سنگ میزبان و تشکیل دولومیت در فضای بین قطعات، ج) تشکیل دو نسل دولومیت هیدروترمالی. ابتدا دولومیت سفید رنگ فاقد آهن تشکیل شده و سپس توسط دولومیت‌های قهوه‌ای رنگ آهن‌دار قطع شده است.



شکل ۴- گراف منتخب از آنالیز XRD دولومیت‌های هیدروترمالی سفید رنگ فاقد آهن ایرانکوه.



شکل ۵- گراف منتخب از آنالیز XRD دولومیت‌های هیدروترمالی قهوه‌ای رنگ غنی از آهن ایرانکوه.



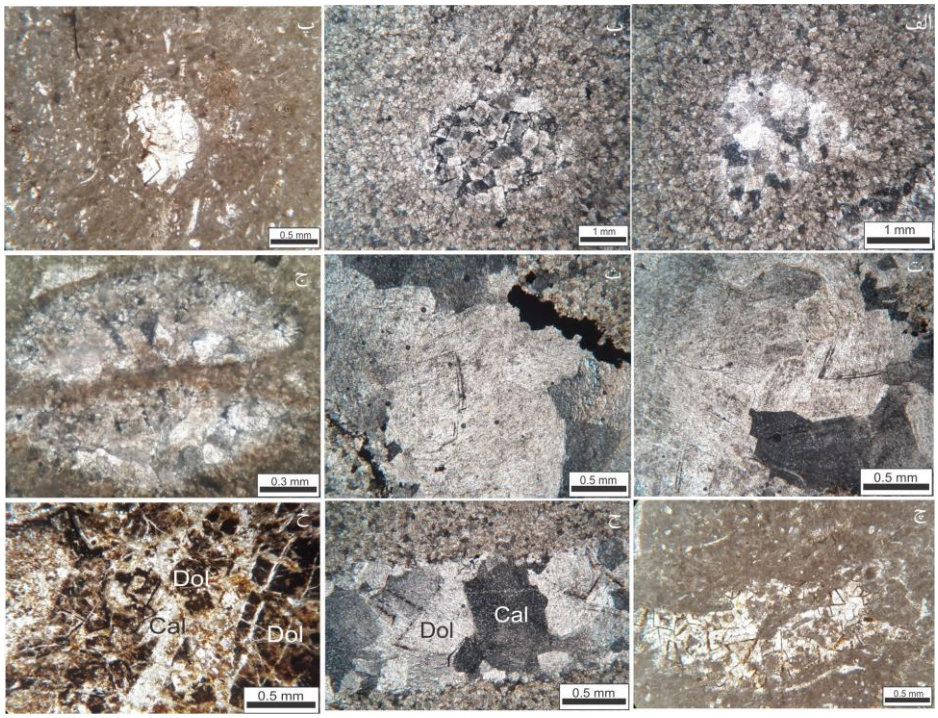
شکل ۶- گراف منتخب از آنالیز XRD و حضور آنکریت در ایرانکوه.

در مطالعه مقاطع میکروسکوپی نیز می‌توان انواع و شکل‌های متنوع، دولومیت هیدروترمالی را تفکیک کرد. دولومیت‌های هیدروترمالی به شکل‌های پرکننده حفرات کارستی و انحلالی، جانشین شده در فسیل، رگچه‌ای و سیمان برش‌های گسلی دیده می‌شوند و بعضا همراه با کانی‌سازی هستند. دولومیت-های هیدروترمالی پرکننده حفرات معمولا با رنگ روشن (روشن‌تر از دولومیت-های سنگ میزبان)، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در اندازه‌های ۰/۶ تا ۰/۷ میلیمتر و خاموشی موجی شناخته می‌شوند و بعضا زونینگ نیز دارند (شکل ۷ الف). گاهی حفرات سنگ میزبان تقریبا گرد هستند و در بین رومبوئدرهای دولومیت هیدروترمالی پرکننده، کانی‌های اوپاک دیده می‌شود (شکل ۷ ب). در برخی نمونه‌های دولستون، حفرات بی‌شکلی دیده می‌شود که در حاشیه با دولومیت‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه ۰/۱ تا ۰/۲ میلیمتر پر شده و اکسید آهن در حاشیه و فضای بین بلوری دانه‌ها دیده می‌شود. در مرکز حفره، دولومیت‌ها درشت‌تر شده (۰/۲ تا ۰/۳ میلیمتر) و بی‌شکل هستند (شکل ۷ پ). دولومیت‌های زین اسبی با بلورهای متوسط تا درشت در اندازه‌های ۰/۵ تا ۲ میلیمتر، خمیدگی در سطوح بلوری و رخ‌ها و خاموشی موجی نیز عمدتا به شکل پرکننده حفرات و کمتر رگچه دیده می‌شوند (شکل ۷ ت). گاهی در حاشیه آنها رگچه‌های اکسید آهن و کانی‌های اوپاک وجود دارد (شکل ۷ ث). دولومیت‌های زین اسبی یک کانی باطله معمول بعد از دیاژنز و هیدروترمالی در کانسارهای سرب و روی نوع MVT هستند (Searl, 1989; Ghazban et al., 1994). دولومیت‌های جانشین شده در قالب فسیل‌های سنگ میزبان نیز از شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار متغیرند و اندازه آنها گاهی به ۰/۴ میلیمتر می‌رسد. معمولا تجمع این دولومیت‌های هیدروترمالی از شکل فسیل اولیه پیروی می-کند و از بیضوی تا دایره در تغییر است. گاهی در حاشیه قالب فسیل، دولومیت‌ها ریزدانه و در مرکز درشت‌تر هستند (شکل ۷ ج). همچنین گاهی جانشینی از آهن در هسته و حاشیه دولومیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۷ چ). رگچه‌های دولومیت یا دولومیت- کلسیت با ضخامت چند دهم تا حداکثر ۳ میلیمتر از دیگر انواع دولومیت‌های هیدروترمالی هستند که گاهی همراه با کانی‌سازی هستند. دولومیت در رگچه‌ها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده، اندازه آنها از ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر متغیر است و خاموشی موجی نشان می‌دهند. کلسیت اسپارایتی درشت دانه با حالت مضرسی نیز در رگچه دیده می‌شود (شکل ۷ ح). گاهی در حاشیه این رگچه‌ها کانی اوپاک وجود دارد. در دولومیت‌های برشی بعضا چندین نسل برشی شدن قابل تفکیک است و در نهایت فضای بین دولومیت‌ها توسط کلسیت پر شده است. این نوع دولومیت غنی از آهن و منگنز هستند که با رنگ قهوه‌ای شناخته می‌شوند. آهن و منگنز گاهی در سطوح بین بلوری و رخ‌های دولومیت دیده می‌شود و گاهی کل بلور را دربرگرفته است (شکل ۷ خ).

سیلیسی‌شدن: سیلیسی‌شدن دیگر آلتراسیون در منطقه ایرانکوه است که عمدتا در زون‌های میزبان شده در واحدهای آواری مانند شیل همراه با کانی-سازی سولفیدی (عمدتا پیریت) دیده می‌شود. همچنین متن سنگ‌های دولستونی و آهکی توسط سیلیس به طور بخشی جانشینی نشان می‌دهد و این

نقاط با رنگ روشن و ظاهری سخت و خشن و گوشه‌های تیز از سایر بخش‌ها قابل تمایز هستند. در مواردی سیلیس به صورت رگه و رگچه‌ای، حفرات و فضاهای خالی را پر کرده است. در محل زون‌های گوسان، حفرات سنگ کربناته را سیلیس پر کرده است. کوارتز ثانویه عمدتاً در حاشیه رگچه یا فضای خالی قرار گرفته که نشان‌دهنده تقدم تشکیل آن بر دیگر کانی‌هاست.

اندازه دانه‌های کوارتز از کریپتوکریستالین تا درشت دانه متغیر است (شکل‌های ۸ الف و ب). منشاء SiO_2 لازم برای این آلتراسیون می‌تواند جانشینی کانیهای رسی (مانند مونت‌موریونیت یا ایلیت) به‌وسیله دهیدراسیون واحد شیلی حوضه باشد (Leach et al., 2010).



شکل ۷- تصاویری از آلتراسیون دولومیتی‌شدن در مقاطع میکروسکوپی در ایرانکوه. الف) دولومیت پرکننده حفرات در سنگ میزبان دلستون در نور XPL، ب) رومبوئدرهای دولومیت هیدروترمالی در حفره تقریبا گرد که در بین آنها کانی اوپاک دیده می‌شود در نور XPL، **پ)** دولومیت شکل‌دار در حاشیه حفره با اکسید آهن در حاشیه آنها و دولومیت بی‌شکل درشت‌تر در وسط حفره **در نور** XPL، **ت)** دولومیت زین اسبی با خمیدگی در سطوح بلوری و رخ‌ها به شکل پرکننده حفره **در نور** XPL، **ث)** دولومیت زین اسبی که در حاشیه آن رگچه کانی اوپاک دیده می‌شود **در نور** XPL، **ج)** دولومیت هیدروترمالی جانشین شده در قالب فسیل. اندازه از حاشیه به مرکز درشت‌تر می‌شود **در نور** XPL، **چ)** دولومیت هیدروترمالی جانشین شده در قالب فسیل. اکسید آهن در هسته و حاشیه دولومیت دیده می‌شود **در نور** XPL، **ح)** رگچه دولومیت= کلسیت. اکسید آهن در حاشیه دولومیت **در نور** XPL، **خ)** دولومیت قهوه‌ای رنگ برشی شده با اکسید آهن در رخ‌ها و سطوح بین بلوری که فضای بین آنها با کلسیت پر شده است (Dol= **دولومیت**، Cal= ک**لسیت** (Whitney and Evans, 2010)).

کلسیتی‌شدن: کلسیتی شدن عمدتا به شکل رگه- رگچه‌ای دیده می‌شود و درشت بلورهای کلسیت اسپاری در محل فضاهای خالی و حاشیه و مرکز رگه و رگچه‌هایی که قبلا از دولومیت پر شده، دیده می‌شود. در برخی رگچه‌های دولومیتی± کلسیتی که در اطراف پیت‌ها هستند، کانی‌سازی نیز دیده می‌شود ولی عمده این رگچه‌ها بویژه در بخش جنوبی محدوده مورد مطالعه فاقد کانی-سازی هستند. عمدتا به نظر می‌رسد که رگچه‌های کلسیت، نتیجه خروج کلسیم از سنگ میزبان برای جایگزینی محلول کانه‌دار هستند و در نهایت نیز تشکیل شده‌اند. این رگچه‌ها، دولومیت‌های پرکننده حفرات و یا رگچه‌های دولومیت- کانی سولفیدی را قطع نموده‌اند که حکایت از تاخیری بودن آنها دارد (شکل‌های ۸ پ و ت). ضخامت رگچه‌ها از چند دهم تا ۷ میلیمتر متغیر است. قطعا این رگچه‌ها در سنگ میزبان آهکی فراوانترند.

مواد آلی: رگه- رگچه‌های مواد آلی عمدتا در درز و شکستگیها و صفحات گسلی، در حاشیه زون‌های کانه‌دار در سطح و تونل‌ها دیده می‌شوند. وجود پیریت‌های اکسید شده، رنگ سیاه و حالت شکننده که شامل چین خوردگی-هایی در مقیاس کوچک است، از ویژگی‌های آنها می‌باشد. مواد آلی در هر دو سنگ میزبان کربناته و آواری مشاهده می‌گردند ولی در قسمت سنگ میزبان آواری مقدار آنها بیشتر است و زمانی که به سمت سنگ کربناته حرکت می-کنیم تا حدود ۴ تا ۵ متری با فاصله از زون گسلی به شکل رگچه در درز و شکستگی‌های واحد کربناته وجود دارند. رگچه‌های بیتومن‌دار به نظر می‌رسد که به عنوان یک عامل احیا کننده نقش مهمی در ته‌نشست بخشی از سولفیدها از محلول کانه‌دار داشته‌اند. در قسمتهایی که رگچه‌های مواد آلی در سنگ میزبان کربناته است، کانی‌سازی اسفالریت و گالن با آن دیده می‌شود ولی با فاصله از مرز کربناته و در سنگ میزبان آواری مواد آلی عمدتا بدون کانی‌سازی هستند (شکل‌های ۸ ث و ج).

تغییرات زمین‌شیمیایی سنگ میزبان آلتره شده

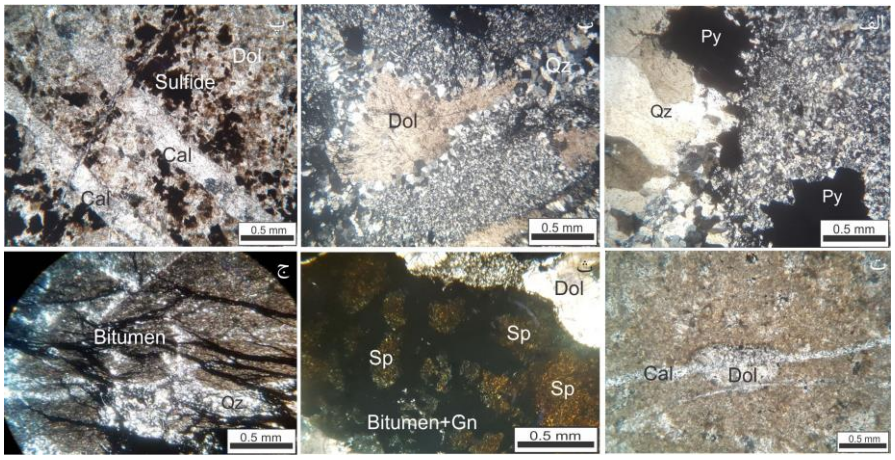
بیش از ۴۰ نمونه از سنگ میزبان کربناته آلتره شده در سطح زمین (مناطق دارای کانی‌سازی و فاقد کانی‌سازی) برای آنالیز XRF برداشت شد که سعی شده است تا همه منطقه مورد مطالعه را پوشش دهد. دولومیت معمولا حاوی ۳۰ درصد CaO و ۲۱ درصد MgO می‌باشد. بیشترین تغییرات در نمونه‌ها مربوط به اکسیدهای آهن، منیزیم و منگنز است.

مقدار FeO بین ۱ تا ۲۵ درصد متغیر است. بیشترین مقادیر اکسید آهن در مرکز محدوده (معروف به مناطق پنجگانه رومرمر) مورد مطالعه دیده می-شود و به سمت غرب- جنوب غرب مقدار آن کاهش می‌یابد (شکل ۹).

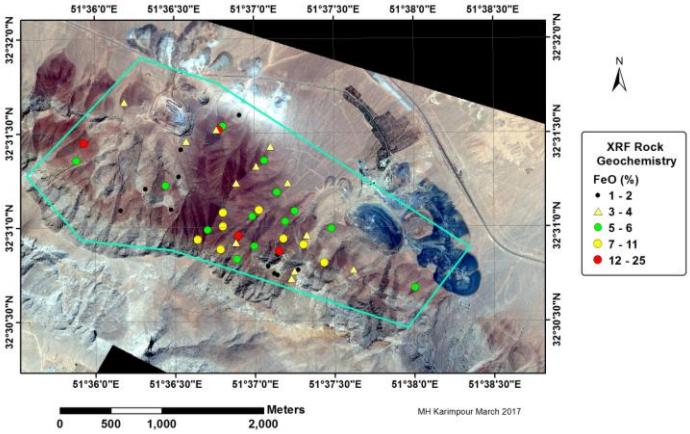
این مورد با کاهش شدت آلتراسیون و کانی‌سازی به سمت غرب- جنوب غرب مطابقت دارد. اکسید آهن جانشین اکسید منیزیم در ساختار دولومیت شده و منجر به تشکیل دولومیت‌های آهن‌دار و سپس آنکریت شده است.

مقدار MgO در نمونه‌های سطحی بین کمتر از ۵ تا ۱۹ درصد متغیر است (شکل۱۰). مقایسه مقادیر MgO و FeO نشان می‌دهد که عمدتا افزایش FeO بر اثر محلول کانه‌دار همراه با کاهش MgO در سنگ میزبان کربناته بوده است (شکل‌های۹ و ۱۰). لذا در مناطقی که میزان MgO کمتر شده است، شدت آلتراسیون افزایش یافته است. همچنین مقدار MnO بین ۰/۰۴ تا ۲/۶۶ درصد متغیر است (شکل۱۱). انطباق مثبتی در نمونه‌های سطحی بین مقدار FeO و MnO مشاهده می‌گردد که نشان می‌دهد که محلول کانه‌دار غنی از آهن و منگنز بوده است. هر دو عنصر جانشین عنصر منیزیم در ساختار دولومیت شده‌اند. بنابراین مناطقی که دارای بیشترین مقادیر MnO نیز هستند، معرف بیشترین شدت آلتراسیون می‌باشند که عمدتا در مرکز محدوده است (شکل۱۱). همبستگی منفی FeO و MnO با MgO و همبستگی مثبت FeO و MnO در سنگ میزبان کربناته آلتره شده در (شکل‌های۱۲ تا ۱۴) به خوبی نمایش داده شده است. محلول کانه‌دار علاوه بر تغییرات اکسیدهای آهن، منیزیم و منگنز، موجب افزایش مقدار Zn تا ۱/۶ درصد، Pb تا ۰/۸ درصد، Ba تا ۱۲ درصد و As تا ۶۴۰ گرم در تن در محدوده زون‌های کانی‌سازی شده است.

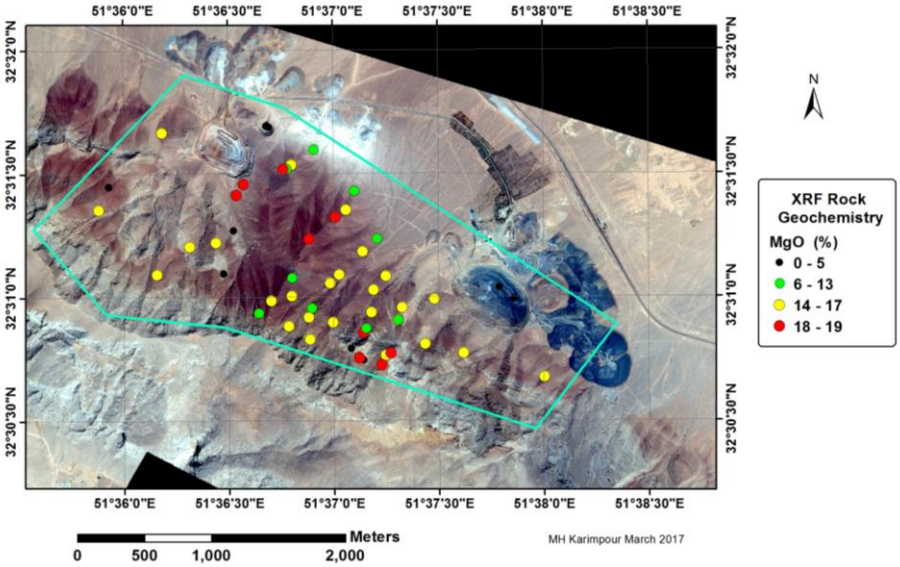
تغییرات زمین‌شیمیایی در نمونه‌های گمانه‌ها نیز نشان می‌دهد که همانند سطح، FeO، MgO و MnO بیشترین تغییرات را در سنگ میزبان کربناته دارد. میزان MgO سنگ میزبان دولستونی آلتره شده در گمانه‌ها، از ۲۱ درصد به ۱۰ درصد کاهش یافته و همزمان FeO از ۰/۰۱ درصد به ۱۰ درصد افزایش یافته است (شکل۱۵). همچنین میزان MnO از ۰/۰۱ درصد به ۳ درصد افزایش یافته است. میزان آهن و منگنز در محلول گرمابی همبستگی مثبت دارند (شکل۱۶). جانشینی و افزایش میزان آهن و منگنز در سنگ دولستونی آلتره شده، تغییراتی در میزان کلسیم آن سنگ نداشته است، بنابراین آهن و منگنز در دولومیت فقط جایگزین منیزیم شده‌اند (شکل۱۷). قرارگیری نمونه‌ها در مثلث کلسیت- منیزیت- سیدریت نشان می‌دهد که آلتره شدن سنگ دولستون موجب تغییر دولومیت به دولومیت آهن‌دار و بعد آنکریت شده است (شکل۱۸). زمانیکه مقدار FeO از ۱۰ درصد افزایش یافته است، آنکریت تشکیل شده که در مطالعات XRD همان نمونه‌ها نیز این اثبات شده است. همچنین محلول کانه‌دار موجب افزایش قابل توجهی در برخی از عناصر در سنگ دولستون میزبان در محدوده زون‌های کانی‌سازی شده است. به نحویکه مقدار Zn تا ۴ درصد، Pb تا حدود ۱ درصد، Ba تا ۱۲ درصد، As تا ۶۰ گرم در تن و Cu تا ۲۵۰ گرم در تن افزایش یافته است.



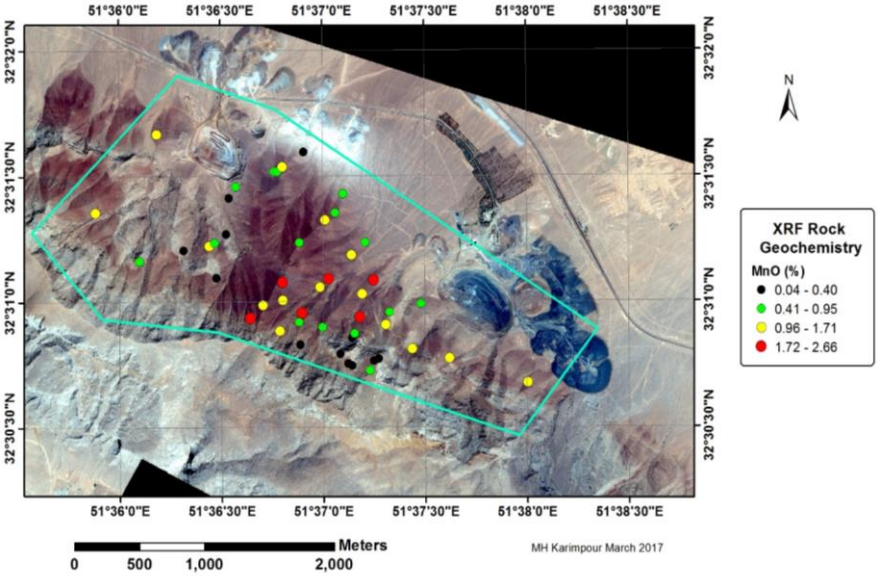
شکل ۸- تصاویری از دیگر آلتراسیون در مقاطع میکروسکوپی در ایرانکوه. الف) رگچه کوارتز- پیریت در سنگ میزبان شیل در نور XPL، ب) رگچه کوارتز- دولومیت در سنگ میزبان شیل در نور XPL، پ) دو رگچه کلسیت موازی که رگچه دولومیت – کانی سولفیدی را قطع کرده است در نور XPL، ت) رگچه کلسیت که دولومیت پرکننده حفره را قطع کرده است در نور XPL، ث) رگچه دولومیت- بیتومن- اسفالریت-گالن در نور XPL و عبوری، ج) رگچه بیتومن در سنگ میزبان شیل در نور XPL، (Dol= دولومیت، Cal= کلسیت، Py= پیریت، Qz= کوارتز، Sp= اسفالریت، Gn= گالن (Whitney and Evans, 2010)).



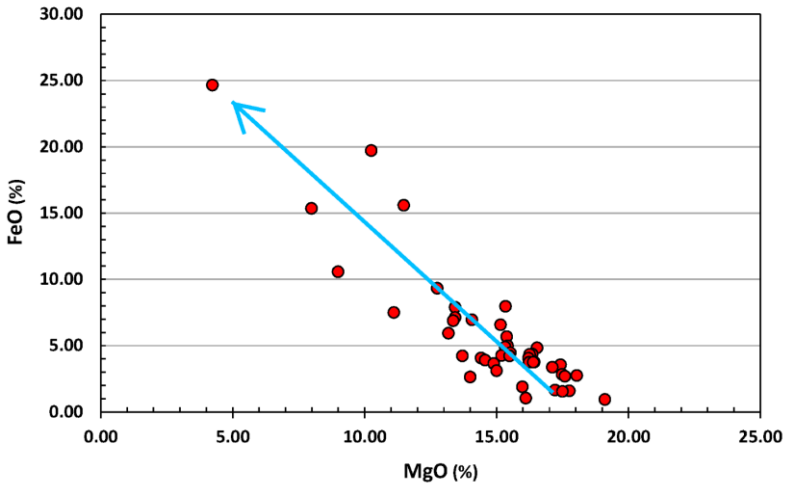
شکل ۹- تغییرات مقدار FeO در نمونه‌های سطحی در ناحیه معدنی ایرانکوه.



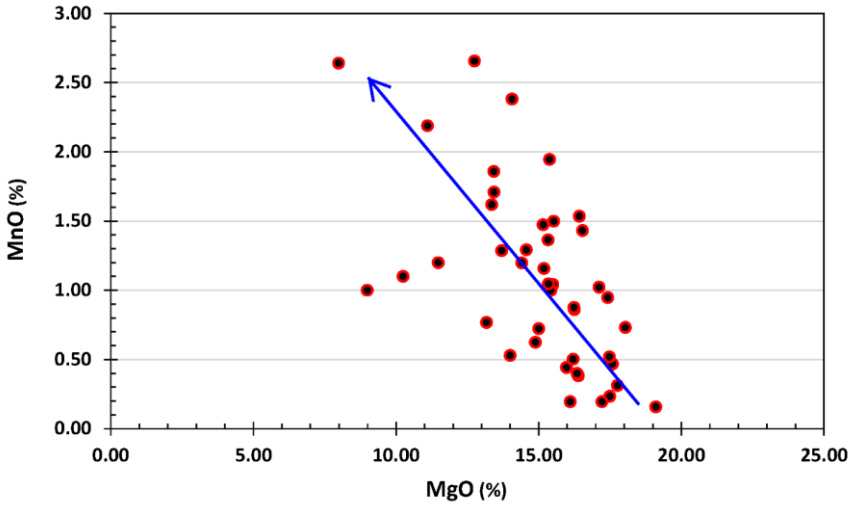
شکل۱۰- تغییرات مقدار MgO در نمونه‌های سطحی در ناحیه معدنی ایرانکوه.



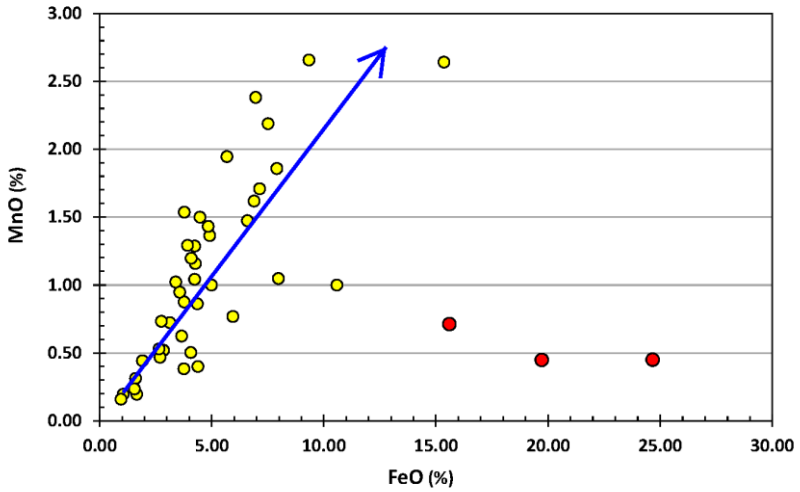
شکل۱۱- تغییرات مقدار MnO در نمونه‌های سطحی در ناحیه معدنی ایرانکوه.



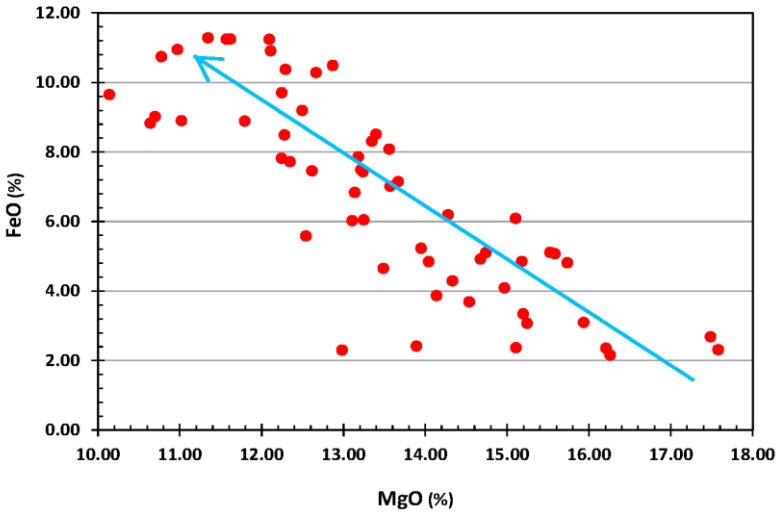
شکل۱۲- همبستگی منفی MgO و FeO در نمونه‌های سطحی سنگ میزبان کربناته آلتره شده در ناحیه معدنی ایرانکوه.



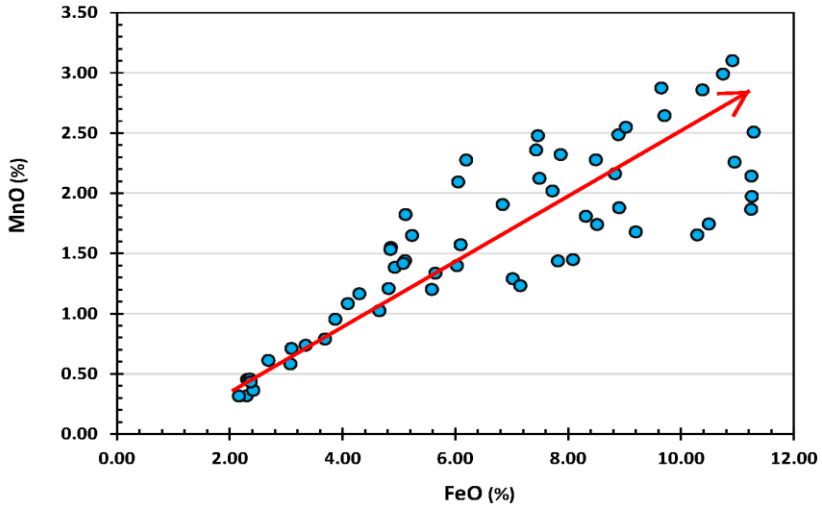
شکل۱۳- همبستگی منفی MgO و MnO در نمونه‌های سطحی سنگ میزبان کربناته آلتره شده در ناحیه معدنی ایرانکوه.



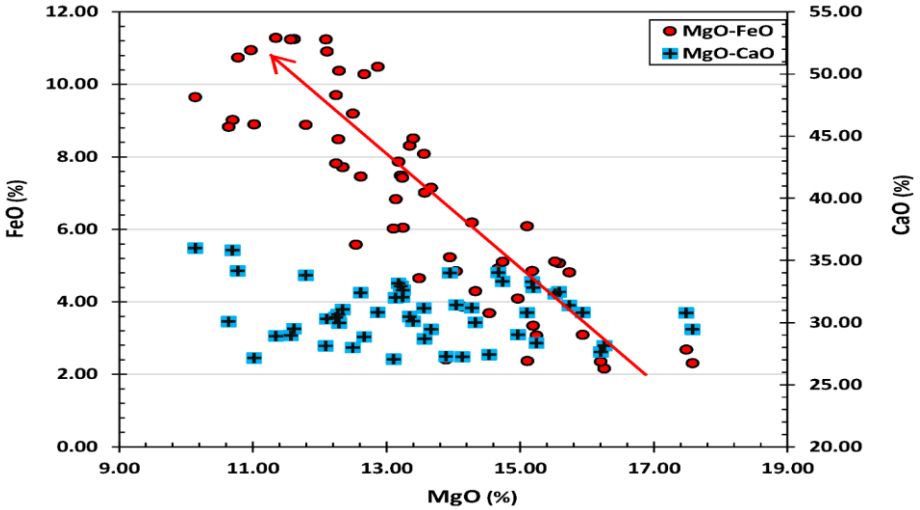
شکل۱۴- همبستگی مثبت FeO و MnO در نمونه‌های سطحی سنگ میزبان کربناته آلتره شده در ناحیه معدنی ایرانکوه.



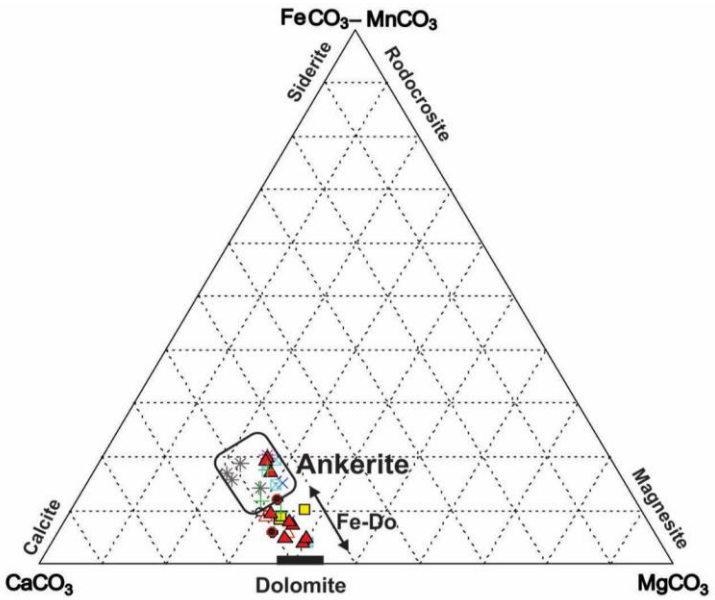
شکل۱۵- همبستگی منفی MgO و FeO در نمونه‌های گمانه از سنگ میزبان کربناته آلتره شده در ناحیه معدنی ایرانکوه.



شکل۱۶- همبستگی مثبت FeO و MnO در نمونه‌های گمانه از سنگ میزبان کربناته آلتره شده در ناحیه معدنی ایرانکوه.

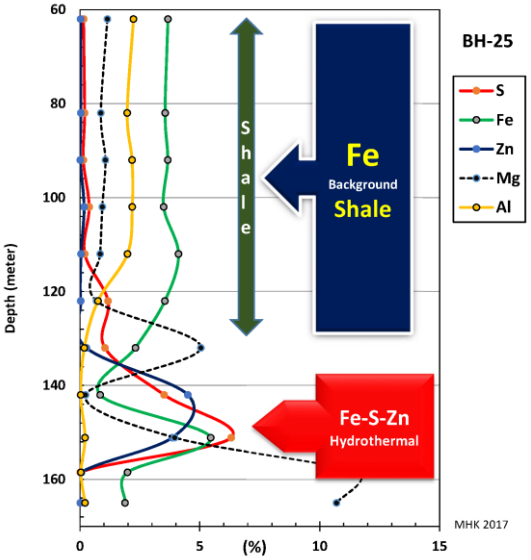


شکل۱۷- نمایش همبستگی منفی FeO و MgO و عدم ارتباط آن با میزان CaO در نمونه‌های گمانه از سنگ میزبان کربناته آلتره شده در ناحیه معدنی ایرانکوه.

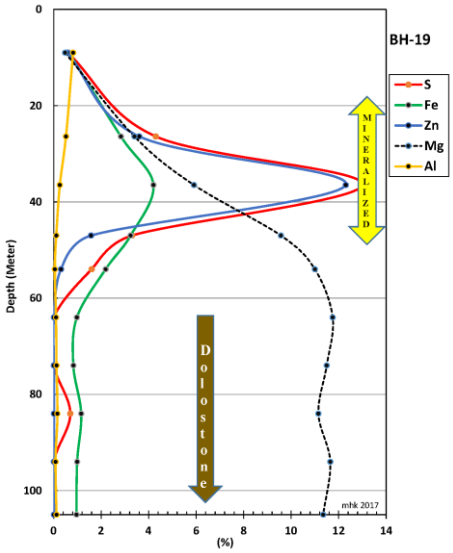


شکل۱۸- نمودار سه‌تایی کلسیت- منیزیت- سیدریت نمونه‌های گمانه از سنگ میزبان کربناته آلتره شده در ناحیه معدنی ایرانکوه.

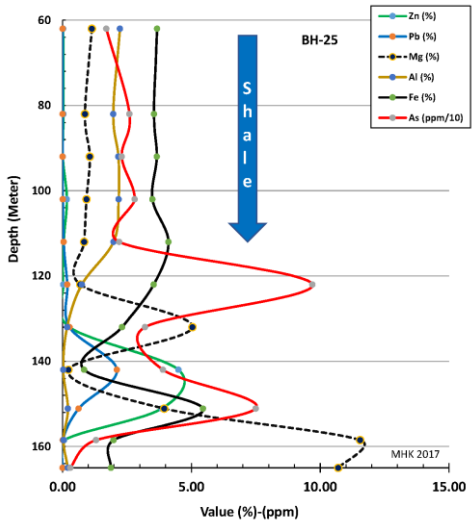
بررسی زمین‌شیمیایی گمانه‌های گوشفیل نشان می‌دهد که میزان آهن شیل و دولستون آلتره نشده و فاقد کانی‌سازی تفاوت زیادی با هم دارند. میزان آهن شیل حدود ۳ تا ۴ درصد و دولستون کمتر از ۱/۵ درصد است. محلول کانه‌دار غنی از آهن، مقدار آهن سنگ میزبان را در زون کانی‌سازی بین ۲ تا ۱۵ درصد افزایش داده است (شکل‌های ۱۹ و ۲۰). این درحالیست که رابطه معکوسی بین مقدار منیزیم و زون کانی‌سازی دیده می‌شود. بطوریکه کاهش منیزیم از حدود ۱۲ درصد در سنگ دولستون آلتره نشده تا کمتر از ۷ درصد در محل کانی‌سازی مشهود است (شکل ۲۰). افزایش گوگرد و روی در زون‌های کانی‌سازی نشان از وجود کانی اسفالریت دارد. همچنین مقدار آلومینیوم در سنگ میزبان شیل نسبت به سنگ میزبان دولستون افزایش نشان می‌دهد که به علت حضور کانی‌های رسی در ساختار شیل است. تغییر فاحشی در عنصر آلومینیوم در زون‌های کانی‌سازی دیده نمی‌شود (شکل‌های ۱۹ و ۲۰). میزان حد عادی آرسنیک در شیل منطقه مطالعاتی بین ۲۰ تا ۳۰ گرم برتن و در واحد دولستون کمتر از ۴ گرم بر تن است. در واحد شیل قبل از شروع زون کانی‌سازی، آنومالی آرسنیک تا ۱۰۰ گرم بر تن و در زون کانی‌سازی تا ۸۰ گرم برتن دیده می‌شود (شکل ۲۱). همچنین در زون کانی‌سازی در سنگ میزبان دولستون، مقدار آرسنیک تا ۴۰۰ گرم در تن افزایش یافته است و دامنه آنومالی آن فراتر از محدوده زون کانی‌سازی اسفالریت است (شکل ۲۲). لذا آرسنیک می‌تواند یک عنصر ردیاب مهم برای اکتشاف کانی‌سازی روی و سرب منطقه محسوب شود. علاوه بر آرسنیک، عناصر آنتیموان، کادمیوم و مس نیز در زون‌های کانی‌سازی نسبت به سنگ میزبان شیل یا دولستون فاقد کانی-سازی افزایش چشمگیری نشان می‌دهند (شکل‌های ۲۳ و ۲۴). کادمیوم در ساختار اسفالریت جانشین عنصر روی می‌شود. لذا از این عناصر نیز همانند آرسنیک به عنوان ردیاب زون‌های کانی‌سازی روی- سرب منطقه می‌توان استفاده نمود.



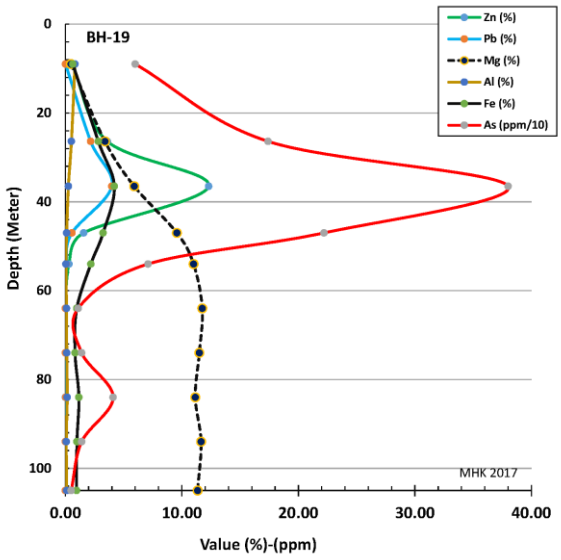
شکل۱۹- نمایش تغییرات میزان S-Fe-Zn-Mg-Al در گمانه منتخب BH-25 در اعماق مختلف در سنگ میزبان شیل و زون کانی‌سازی.



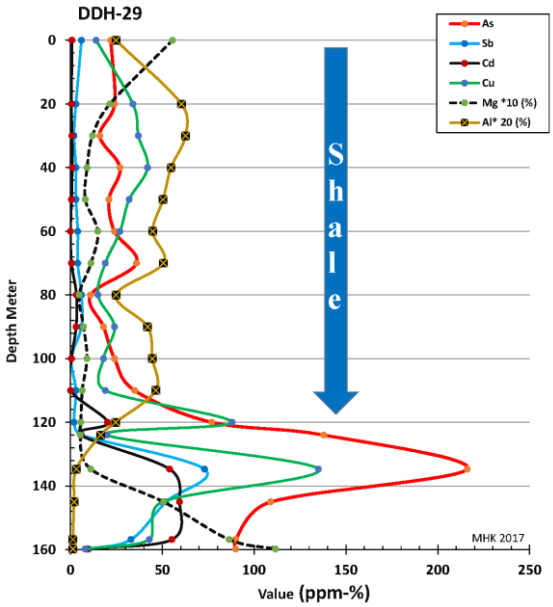
شکل۲۰- نمایش تغییرات میزان S-Fe-Zn-Mg-Al در گمانه منتخب BH-19 در اعماق مختلف در سنگ میزبان دولستون و زون کانی‌سازی.



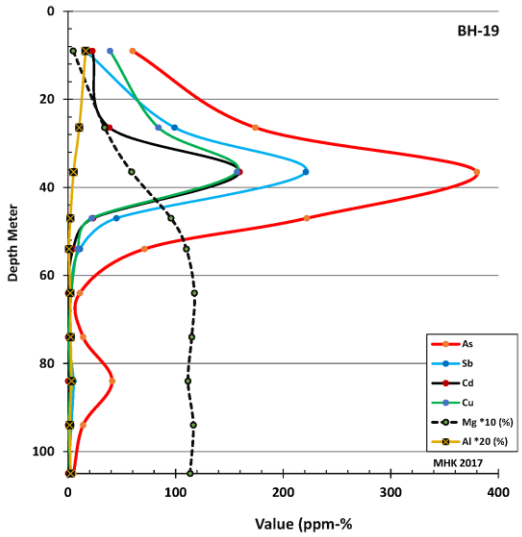
شکل۲۱- نمایش تغییرات میزان Zn-Pb-Mg-Al-Fe-As در گمانه منتخب BH-25 در اعماق مختلف در سنگ میزبان شیل و زون کانی‌سازی.



شکل۲۲- نمایش تغییرات میزان Zn-Pb-Mg-Al-Fe-As در گمانه منتخب BH-19 در اعماق مختلف در سنگ میزبان دولستون و زون کانی‌سازی.



شکل۲۳- نمایش تغییرات میزان As-Sb-Cd-Cu-Mg-Al در گمانه منتخب BH-29 در اعماق مختلف در سنگ میزبان شیل و زون کانی‌سازی.



شکل۲۴- نمایش تغییرات میزان As-Sb-Cd-Cu-Mg-Al در گمانه منتخب BH-19 در اعماق مختلف در سنگ میزبان دولستون و زون کانی‌سازی.

بحث و نتیجه‌گیری

ارتباط کانی‌سازی با گسل‌های تراست و نرمال و اپی ژنتیک بودن آن، سنگ میزبان دولستون، کانی‌شناسی ساده، وجود بافت جانشینی و پرکننده فضای خالی و نوع زون‌های آلتراسیون به ویژه دولومیتی‌شدن نشان می‌دهد که کانسارهای ناحیه معدنی ایرانکوه شباهت زیادی به کانسارهای نوع MVT دارد. این مسئله توسط محققین قبلی نیز تایید شده است (Ghazban et al., 1994; Reichert, 2007; Hosseini-Dinani et al., 2015; Hosseini-Dinani and Aftabi (2016); قاسمی، ۱۳۷۴؛ حسینی دینانی و آفتابی، ۱۳۹۶). هرچند که بویری کناری و همکاران (۱۳۹۴)، Boveiri Konari and Rastad (2017) و راستاد و همکاران (۱۳۶۹) عقیده بر سدکس بودن آن دارند.

کانی‌سازی ناحیه معدنی ایرانکوه در زون‌های گسلی در سنگ میزبان دولستون و کمتر آواری میزبان شده است. در سنگ میزبان دولستون، کانه‌زایی به دو شکل جانشینی و پرکننده فضای خالی (فضاهای ایجاد شده توسط گسل یا حفرات سنگ میزبان) تشکیل شده است، درحالیکه در واحد شیلی-سیلتستون فقط فضاهای ایجاد شده بوسیله گسل توسط محلول کانه‌دار پر شده است و مقدار ذخیره در آنها بسیار بسیار کمتر از واحد دولستون است.

کانی‌سازی از لایه‌بندی و شیب سنگ میزبان پیروی نمی‌کند و ساختارهای زمین‌شناسی به دو شکل نقش مهمی در تشکیل آن داشته‌اند: ۱) معبر و گذرگاه محلول گرمابی از اعماق به منطقه کانی‌سازی و ۲) مکان مناسب برای جایگیری، جانشینی با سنگ میزبان و تشکیل ذخیره معدنی. میزان ضخامت زون کانی‌سازی در حریم اطراف گسل‌های سازنده در بخش‌های مختلف ایرانکوه متفاوت است و بستگی به میزان تخلخل، اندازه بلورها، ترکیب شیمیایی و ترکیب کانی‌شناختی دولستون میزبان داشته است. بر همین اساس در برخی قسمت‌ها مانند کانسار گوشفیل، ضخامت‌ها و عیارهای قابل توجهی از کانی-سازی (ضخامت ۳۰ متر و عیار سرب و روی مجموعا ۷ درصد) به چشم می-خورد. این مساله حکایت از آن دارد که محلول هیدروترمالی با دولستون میزبان واکنش داده و منجر به جانشینی شده است. در حالیکه در بخش‌های دیگری همچون رومرمر و مناطقی از تپه سرخ به دلیل ریزبافت بودن دولستون میزبان، عمل جانشینی انجام نشده و ضخامت زون کانی‌سازی محدود به ضخامت زون گسلی می‌باشد. در مجموع در تشکیل کانی‌سازیهای اصلی و گسترده منطقه ایرانکوه دو عامل مهم با یکدیگر نقش ایفا کرده‌اند: ۱- اندازه کانی‌های سنگ کربناته میزبان که هرچه دانه درشت‌تر باشد، فضای بهتری را برای تشکیل کانی‌سازی فراهم کرده است. همچنین برشی شدن، وجود تخلخل یا فضاهای خالی کارستی و انحلالی، محیط مناسبی را برای ته‌نشست محلول کانه‌دار ایجاد می‌کند و ۲- وجود گسل‌های تراست یا نرمال سازنده در کنار سنگ کربناته مناسب که محل بالاآمدن محلول کانه‌دار بوده‌اند.

مجموعه کانی‌شناختی در سنگ میزبان کربناته شامل اسفالریت، گالن، کمی پیریت، دولومیت غنی از آهن و منگنز، آنکریت، کلسیت، بیتومن ± باریت و کوارتز است. کاهش پیریت به این امر باز می گردد که بخش عمده آهن محلول وارد شبکه دولومیت‌های هیدروترمالی شده است. این درحالیست که در ذخیره تشکیل شده در واحدهای آواری، بخش عمده آهن موجود در محلول هیدروترمالی با گوگرد واکنش داده، عمدتا تشکیل پیریت را داده است. لذا دولومیت‌های هیدروترمالی تشکیل شده در این بخش از نوع کم آهن هستند. همچنین به دلیل آزاد شدن سیلیس از سنگ میزبان همجوار (واحد شیل یا آواری)، مقدار کوارتز بیشتر از زون‌های کانی‌سازی در واحد سنگی کربناته است. مجموعه کانی شناختی آن شامل کوارتز، پیریت، دولومیت با آهن کم، اسفالریت، گالن، بیتومن ± باریت و کلسیت است.

دولومیتی‌شدن، سیلیسی‌شدن، کلسیتی‌شدن و مواد آلی مهترین آلتراسیون-های منطقه هستند که از این میان دولومیتی‌شدن مهمترین و فراوانترین نوع آلتراسیون است. مقدار دولومیتی‌شدن سنگ میزبان توسط عواملی همچون بافت اولیه سنگ (زمینه دانه ریز و یا دانه درشت)، وجود حفرات مختلف (انحلالی و یا کارستی)، حضور فطعات فسیلی و یا قالب آنها در سنگ اولیه، درز و شکستگی‌های حاصل از تنش‌های تکتونیکی و حجم محلول‌های گرمابی کنترل شده است. مطالعات آزمایشگاهی و بررسی همزمان XRD و XRF بر روی نمونه‌های سطحی و گمانه‌ها در سنگ میزبان کربناته نشان می‌دهد که دولومیت‌های هیدروترمالی اولیه از نوع سفید رنگ و فقیر از آهن بوده‌اند. مقدار اکسید آهن در این نوع دولومیت‌ها کمتر از ۳ درصد است. محلول گرمابی به تدریج غنی از آهن و منگنز شده است، بطوریکه دولومیت‌های غنی از آهن با مقدار اکسید آهن بین ۳ تا ۱۰ درصد و با رنگ قهوه‌ای- نارنجی تشکیل شده‌اند و در مواردی که مقدار اکسید آهن به بیش از ۱۰ درصد رسیده است، کانی آنکریت نیز به وجود آمده است. بالابودن میزان آهن و منگنز در دولومیت‌های

هیدروترمالی بوسیله آنالیزهای ریزپردازنده الکترونی توسط راستاد و همکاران (۱۳۹۶) نیز تایید شده است. افزایش آهن و منگنز در ساختار دولومیت با کاهش منیزیم رابطه مستقیم دارد و این دو عنصر جانشین منیزیم شده‌اند.

محلول کانه‌دار غنی از آهن و منگنز منجر به تشکیل آلتراسیون دولومیتی غنی از آهن و منگنز و کانی‌سازی در سنگ میزبان کربناته شده است. در سنگ میزبان آواری عمده آهن محلول کانه‌دار منجر به تشکیل پیریت و کمتر کالکوپیریت شده است. لذا بالابودن مقدار آهن و منگنز در منطقه ردیاب مناسبی برای اکتشاف زون‌های کانی‌سازی روی و سرب به شمار می‌آید. علاوه بر آن، مقدار آرسنیک، آنتیموان، کادمیوم و مس در زون‌های کانی‌سازی افزایش نشان می‌دهد. به ویژه عنصر آرسنیک که دامنه آنومالی آن وسیع‌تر از روی بوده و از روی تغییرات این عنصر در خاک و رسوبات رودخانه‌ای می‌توان زون‌های پنهان کانی‌سازی منطقه را پی‌جویی نمود.

مطالعه کانی‌شناسی زون‌های آلتراسیون و تغییرات زمین‌شیمیایی سنگ میزبان کانسارهای مختلف ناحیه معدنی ایرانکوه می‌تواند به عنوان الگویی جهت اکتشاف ذخایر پنهان در همین ناحیه و نیز کانسارهای مشابه در ایران و دنیا مورد استفاده قرار گیرد.

تشکر و قدردانی

از جناب آقای مهندس حسن اسلامی قانع مدیرعامل محترم و جناب آقای دکتر محمد محمدخانی مدیر محترم معدن و زمین‌شناسی شرکت باما و کلیه کارکنان محترم آن شرکت به علت همکاری‌های لازم سپاسگزاریم.

منابع

بویری کناری، م.، راستاد، ا.، محجل، م.، ناکینی، ع.، حق دوست، م.، ۱۳۹۴، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و نحوه تشکیل رخساره‌های سولفیدی در کانسار روی – سرب (نقره) تپه سرخ با سنگ میزبان آواری – کربناتی، جنوب اصفهان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۷ (۲۵)، ص ۲۲۱-۲۳۶.

تیموری اصل، ف.، ۱۳۸۹، بررسی رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی نهشته‌های ژوراسیک و شورابه‌های حوضه‌ای در شکل‌گیری کانسارهای ایرانکوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رسوب و سنگ رسوبی، دانشگاه اصفهان، ۱۲۰ صفحه.

حسینی دینانی، ه.، آفتابی، ع.، ۱۳۹۶، دماسنجی برپایه ماکل کلسیت و سیال‌های درگیر در باریت (کانسار سرب- روی ایرانکوه، جنوب باختری اصفهان)، مجله پترولوژی، شماره ۲۹ (۸)، ص ۱-۲۰.

راستاد، الف.، بویری کناری، م.، کلندر، ل.، ۱۳۹۶، کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی در تعیین الگوی تشکیل ذخایر فلزات پایه با میزبان رسوبی- مطالعات موردی، معادن روی- سرب- (نقره-باریم) حوضه معدنی ایرانکوه اصفهان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۲۳ (۷)، ص ۴۲-۶۴.

زمانیان، ح.، احمدنژاد، ف.، یوسفزاده، ف.، ۱۳۹۵، بررسی خصوصیات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و مطالعه میانبارهای سیال کانسار سرب و روی دیزلد، اصفهان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۲۲ (۶)، ص ۱-۲۱.

قاسمی، ع.، ۱۳۷۴، بررسی زمین‌شناسی،آنالیز رخساره و ژئوشیمی کانسار روی و سرب کلاه‌دروازه – گود زندان – خانه گرگی در دامنه جنوبی ایرانکوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۸ صفحه.

ناکینی، ع.، محجل، م.، راستاد، الف.، بویری، م.، ۱۳۹۴، چین‌خوردگی و گسلش در گستره معدنی ایرانکوه، جنوب اصفهان، یافته‌های نوین در زمین‌شناسی، شماره ۲ (۱)، ص ۲۳۵-۲۵۴.

ناکینی، ع.، ۱۳۹۲، تحلیل ساختاری مناطق ایرانکوه و تیران، جنوب و باختر اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۸۱ صفحه.

Akbari, Z., Rasa, I., Mohajjel, M., Adabi, M.H., Yarmohammadi, A., 2015, Hydrothermal Alteration Identification of Ahangaran Deposit, West of Iran Using ASTER Spectral Analysis, International Geoinformatics Reasearch and Development Journal, Vol. 6, No. 1, p. 28-42.

Boveiri Konari, M., Rastad, E., 2017, Nature and origin of dolomitization associated with sulphide mineralization: new insights from the Tappehsorkh Zn-Pb (-Ag-Ba) deposit, Irankuh Mining District, Iran, Geological Journal, in press, DOI: 10.1002/gj.2875.

Ehya, F., Lotfi, M., Rasa, I., 2010, Emarat carbonate-hosted Zn–Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study, Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 37, p. 186-194.

Ghazban, F., McNutt, R.H., Schwarcz, H. P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran, Economic Geology, Vol. 89, p. 1262-1278.

Hosseini-Dinani, H., Aftabi, A., Esmaeili, A., Rabbani, M., 2015, Composite soil-geochemical halos delineating carbonate-hosted zinc–lead–barium mineralization in the Irankuh district, Isfahan, west-central Iran, Journal of Geochemical Exploration, Vol. 156, p.114-130.

Hosseini-Dinani, H., Aftabi, A., 2016, Vertical lithogeochemical halos and zoning vectors at Goushfil Zn–Pb deposit, Irankuh district, southwestern Isfahan, Iran: Implications for concealed ore exploration and genetic models, Ore Geology Reviews, Vol. 72, p. 1004-1021.

Leach, D.L., Sangster, D.F., 1993, Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorp, R.I., Duke, J.M., (eds.) Mineral Deposit Modeling, Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 289-314.

Leach, D., Taylor, R.D., Fey, D.L., Diehl, S.F. , Saltus, R.W., 2010, A Deposit Model for Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Ores, Chapter A of Mineral Deposit Models for Resource Assessment. Scientific Investigations Report 2010–5070–A. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 64 pp.

Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., et al. (2005) Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P., (eds.) Economic Geology 100th Anniversary Volume, Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Inc. 1905–2005, pp. 561–607.

Rajabi, A., Rastad, E., Canet, C., 2012, Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration, International Geology Review, Vol. 54, p. 1649–1672.

Rastad, E., 1981, Geological, mineralogical and ore facies investigations on the Lower Cretaceous stratabound Zn – Pb – Ba – Cu deposits of the Irankuh mountain range, Isfahan, west central Iran, Ph.D. thesis, Heidelberg University, Heidelberg, Germany, 334 pp.

Reichert, J., 2007, A metallogenetic model for carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits based on observations of Mehdi Abad and Irankuh, Central and Southwestern Iran, Ph.D thesis, Martin Luther University Halle Wittenberg, Halle, Germany, 152 pp.

Searl, A., 1989, Saddle dolomite: a new of its nature and origin, Mineralogy Magazine, Vol. 53, p. 547–555.

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals, American Mineralogist, Vol. 95, p. 185–187.

Zahedi, M., 1976, Geological map of Esfahan, scale 1:250,000, Geological Survey of Iran.