



کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار آهن ظفرآباد کردستان با استفاده از داده‌های عناصر جزئی و نادر خاکی کانی مگنتیت

مهرداد براتی^{۱*}، میثم قلی‌پور^۲

(۱) استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(۲) دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۵/۲۲، پذیرش: ۱۳۹۱/۱۰/۱۰

چکیده

کانسار آهن ظفرآباد در ۱۲ کیلومتری شمال غرب شهر دیواندره و در حاشیه شمالی زون آذرین- دگرگونی سنندج- سیرجان واقع شده است. این ذخیره، عدسی تا صفحه‌ای شکل بوده و درون یک زون بُرشی و در سنگهای میزبان کالک‌شیستی و آهکی تشکیل شده است. مگنتیت با بافت توده‌ای، کاتاکلاستی و جان‌شینی، کانه اصلی این کانسار است، هر چند پیریت و سایر کانیهای سولفیدی نیز در آن پیدا می‌شوند. آزمایشهای اندازه‌گیری عناصر اصلی، جزئی و کمیاب به روشهای ICP-MS و ICP-AES انجام گردید. براساس نسبتهای عناصر جزئی نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی و نمودارهای ((Ni/(Cr+Mn) به Ti+V و Ca+Al+Mn به Ti+V)) مشخص شد که کانسار ظفرآباد در محدوده کانسارهای اسکارنی قرار می‌گیرد. نمودارهای عنکبوتی رسم‌شده، یک سیر نزولی و یکنواخت از عناصر LREE به سمت عناصر HREE، را همراه با آنومالی‌های منفی از Eu (میانگین ۰/۰۶ ppm) و Ce (میانگین ۰/۹۴ ppm) نشان می‌دهد. همچنین مقایسه الگوی توزیع عناصر نادر خاکی مگنتیت‌های ظفرآباد با انواع مختلف کانسارهای آهن نشان می‌دهد که الگوی عناصر نادر خاکی در ظفرآباد، شباهت بیشتری به کانسارهای نوع اسکارنی دارد. تحلیل مؤلفه‌های محاسبه‌شده برای REE نشان می‌دهد که سیالات گرمایی مؤثر در کانه‌زایی، عمدتاً منشأ ماگمایی داشته و طی فرآیندهای تفریق و تبلور توده‌های آذرین عمقی به صورت یک فاز سیال آهن‌دار تشکیل و تزریق آن درون سنگهای کربناتی، پیدایش اسکارن آهن‌دار را به دنبال داشته است.

واژه‌های کلیدی: ظفرآباد، زون بُرشی، مگنتیت، عناصر نادر خاکی، آبهای ماگمایی، اسکارن.

مقدمه

کانی‌سازیهایی ماگمایی مگنتیت- آپاتیت انجام شده است. تاکنون بر روی کانسار آهن ظفرآباد هیچ‌گونه تحقیق علمی دقیقی صورت نگرفته است. لذا در این مقاله سعی شده تا با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی به‌ویژه رفتار ژئوشیمیایی عناصر جزئی و نادر خاکی در فاز مگنتیتی به منشأ و نوع کانه‌زایی آهن در منطقه ظفرآباد پی‌برده شود.

روش مطالعه

در این پژوهش سعی شده است تا با بررسیهای میدانی، کانی‌شناسی، مخصوصاً ژئوشیمی عناصر جزئی و نادر خاکی مدلی برای منشأ و نحوه کانه‌زایی کانسار آهن ظفرآباد ارائه شود. در این راستا پس از جمع‌آوری اطلاعات مربوط به

کانسار آهن ظفرآباد در ۱۲ کیلومتری شمال غربی شهرستان دیواندره با مختصات جغرافیایی $36^{\circ} 01' 14''$ عرض شمالی واقع شده است. راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده آسفالت‌ده دیواندره به سقز است. ذخایر آهن موجود در زون سنندج- سیرجان از لحاظ منشأ مورد بحث و مطالعات فراوانی قرار گرفته‌اند و نحوه تشکیل آنها همواره بحث انگیز بوده است. در مورد چگونگی و توزیع عناصر جزئی و نادر خاکی در کانسنگهای آهن پژوهشهای قابل توجهی در ایران و جهان صورت پذیرفته است، ولی بررسیها در مورد توزیع این عناصر در فاز مگنتیت کانسنگهای آهن انگشت‌شمار بوده و بیشتر آنها روی انواع

ایجاد زون بُرشی و متعاقب آن تزریق توده‌های نفوذی عمقی به درون گسل‌های منطقه موجب دگرگونی مجاورتی کالک‌شیت‌ها در حد رخساره اپیدوت-هورنفلس و مرمری شدن واحدهای آهکی موجود در منطقه شده است. کانسار آهن ظفرآباد یک توده مگنتیتی عدسی‌شکل بوده که طولی در حدود ۱۳۰ متر و ضخامتی در حدود ۳۰ تا ۳۵ متر دارد. محور بزرگ این عدسی دارای امتداد NE-SW بوده و شیبی در حدود ۴۵ درجه دارد. ماده معدنی ظفرآباد را می‌توان از نظر کیفیت به دو نوع مگنتیت پرعیار و مگنتیت غنی از پیریت تقسیم‌بندی کرد. کانسنگ به‌دلیل سختی و مقاومت در برابر فرسایش در سطح رخنمون پیدا کرده است. در قسمتهای سطحی که کانسنگ بیرون‌زدگی دارد هوازده شده و به لیمونیت زرد رنگ و گل آخرا تبدیل شده است.

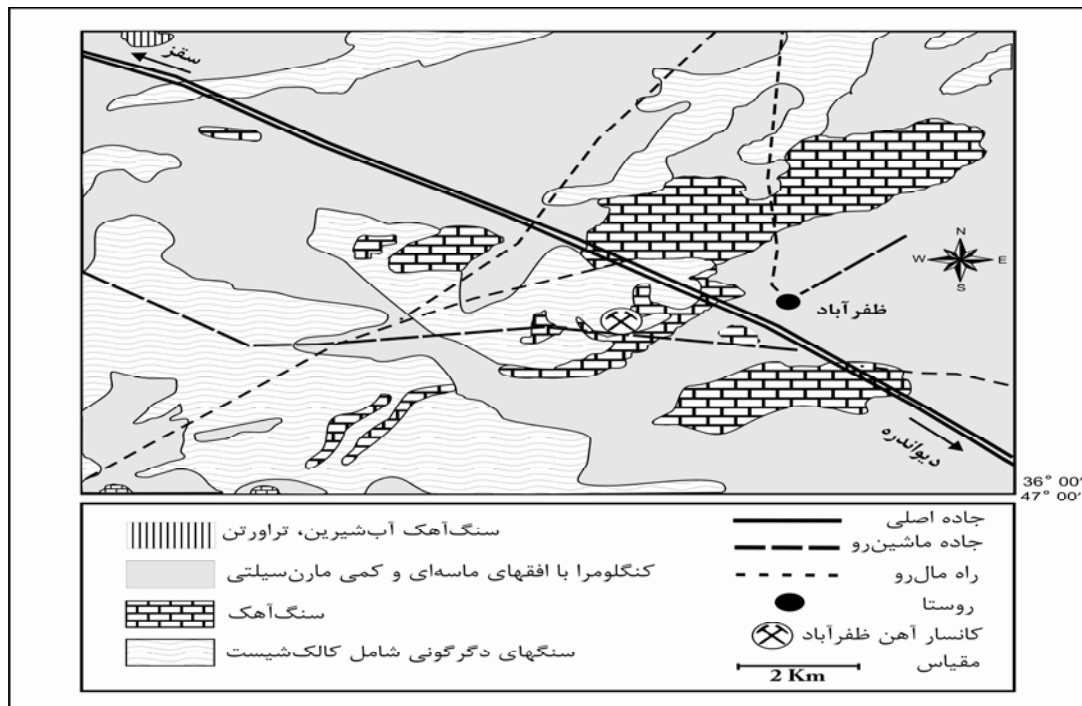
پتروگرافی

کالک‌شیت: مشخصات میکروسکوپی این سنگها که تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی نسبتاً شدید، میلونیتی شده‌اند نشان می‌دهد که عمدتاً از مسکویت، کوارتز، کلسیت و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل ۲ الف). مسکویت، کلسیت و کوارتز فراوانترین کانی‌هایی هستند که در این سنگها مشاهده می‌شوند. در بیشتر مقاطع مطالعه‌شده بلورهای مسکویت حالت چین‌خورده دارند (شکل ۲ ب). همچنین بلورهای مسکویتی را می‌توان مشاهده کرد که به‌شکل میکا ماهی درآمده‌اند. اگر پورفیروکلاست‌ها (پورفیروکلاست‌ها برای میلونیت‌ها به منزله کاتاکلاست‌هایی هستند که باقی‌مانده‌های فابریک دانه‌درشت اولیه است) دارای شکل کشیده با تقارن مونوکلینیک باشند به نام میکا ماهی خوانده می‌شوند [۲ و ۳]. در کالک‌شیت‌های میلونیتی شده موجود در این منطقه به‌خوبی می‌توان میکا ماهیها و فابریک C-S را مشاهده نمود (شکل ۲ پ و ت). فابریک C-S فابریکی است که در آن سطوح C موازی حاشیه زون بُرشی ولی سطوح S با آن زاویه می‌سازد [۳]. در مقاطع تهیه‌شده از این سنگها مشاهده می‌شود که رگه‌های کلسیت سطوح C و بلورهای مسکوویت فابریک S را می‌سازند. کوارتز نیز یکی از رایجترین کانیها در سنگهای مورد مطالعه است که تبلور مجدد یافته است. سه نوع سازوکار برای تبلور مجدد وجود دارد که عبارتند از:

منطقه، بررسی‌های صحرائی انجام شد. در طی بررسی‌های صحرائی از توده معدنی، هاله‌های آلتراسیون و سنگهای دربرگیرنده کانسار در منطقه نمونه‌برداری به‌عمل آمد. تعداد ۷۰ نمونه سنگی از ماده‌ی معدنی و سنگهای اطراف آن برداشته شد. انتخاب و آماده‌سازی نمونه‌ها برای تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی، نازک-صیقلی، صیقلی و آنالیزهای شیمیایی و مطالعه میکروسکوپی مقاطع گام بعدی این کار پژوهشی بوده است. مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی بر روی ۲۰ عدد مقطع نازک، ۱۰ عدد مقطع نازک-صیقلی و ۲۵ عدد مقطع صیقلی صورت گرفت. به‌منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی تعداد ۷ نمونه کانسنگ مگنتیتی پرعیار برای مطالعه عناصر اصلی و تعداد ۱۲ نمونه جهت مطالعه عناصر جزئی و نادر خاکی به‌روش ICP-AES و ICP-MS در شرکت SGS شعبه تورنتو کانادا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در قسمت شمالی زون سنندج-سیرجان و در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ایرانخواه قرار گرفته است. واحدهای سنگی موجود در منطقه شامل سنگ آهک مرمری شده، کالک‌شیت، سنگهای متاسوماتیکی (اسکارنی) و نهشته‌های کنگلومرایی پلیوسن-پلیستوسن می‌باشند (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد سنگی رخنمون‌یافته در منطقه کالک‌شیت‌ها به سن پرکامبرین می‌باشند. این واحدها تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی قرار گرفته‌اند و تا حدودی حالت چین‌خورده دارند. کانسار آهن ظفرآباد در همبندی سنگهای کالک‌شیت‌ی و آهکی تشکیل شده است. شیب و امتداد عدسی آهن با شیب و امتداد سنگهای دربرگیرنده آن یکسان است. کانه‌زایی آهن بیشتر در واحد کالک‌شیت‌ی که کمر پایین ماده معدنی را تشکیل می‌دهد، رخ داده است و در واحد آهکی که کمر بالای ماده معدنی را تشکیل می‌دهد آثاری از کانه‌زایی آهن مشاهده نمی‌شود. بخشی از واحدهای کالک‌شیت‌ی و آهکی موجود در منطقه تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی نسبتاً شدید در حد دگرریختی شکل‌پذیر قرار گرفته‌اند. حضور سنگهای میلونیتی شده و فابریک‌های ساختاری مشاهده شده در آنها حضور یک زون بُرشی و خصوصیات آن را در منطقه تأیید می‌کند. گسل خوردگی،



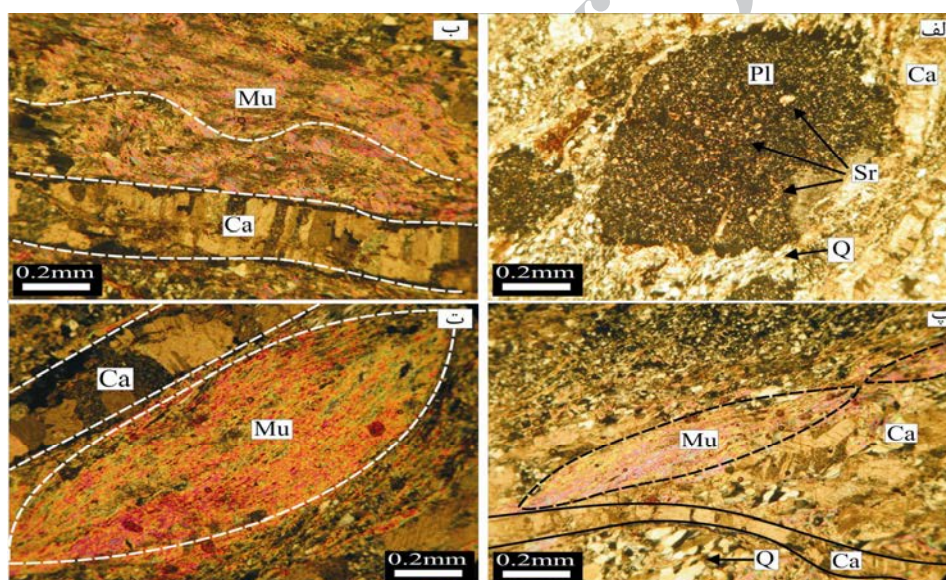
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ایرانخواه).

می‌یابد که می‌تواند نقاط ضعف و مرز زیردانه‌ها را در سراسر بلورها جارو کرده و با روندی که تبلور با مهاجرت مرزدانه نامیده می‌شود، از بین ببرد [۴] (شکل ۳ پ). تشخیص بلورهای جدید از باقی‌مانده‌های بلورهای قدیمی دشوار است. در دمای خیلی بالا بلورها دارای مرزهای آمیبی بوده ولی تقریباً عاری از کرنش (به‌عنوان مثال نبود خاموشی موجی و زیردانه) می‌باشند [۷]. در نمونه‌های مورد مطالعه، مشاهده می‌شود که در بعضی قسمت‌ها مرز دانه‌های کوارتز شکل مضرسی دارد که نشان‌دهنده مهاجرت مرز دانه‌هاست. همچنین تأثیر بُرش باعث گردیده است که در مقیاس میکروسکوپی بتوان عدسی‌شکل شدن بعضی از دانه‌های کوارتز چندبلوری (پلی کریستالین) را مشاهده کرد. خاموشی موجی، تشکیل ساب‌گرین‌ها و نوارهای کوارتز چند بلوری با مرز نامنظم که در راستای برگ‌وارگی و در نتیجه تبلور مجدد دینامیکی ظاهر شده‌اند، از دیگر فابریک‌هایی است که اغلب در کوارتزها دیده می‌شود (شکل ۴ الف و ب). این ریزساختار در پاسخ به تبلور مجدد به روش GBM ایجاد می‌شود [۷]. همچنین پیشنهاد کننده ترکیبی از فرآیند SGR و GBM نیز می‌باشد. وجود سایه فشاری در اطراف پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز و کم بودن مقدار استرس در این قسمت‌ها باعث

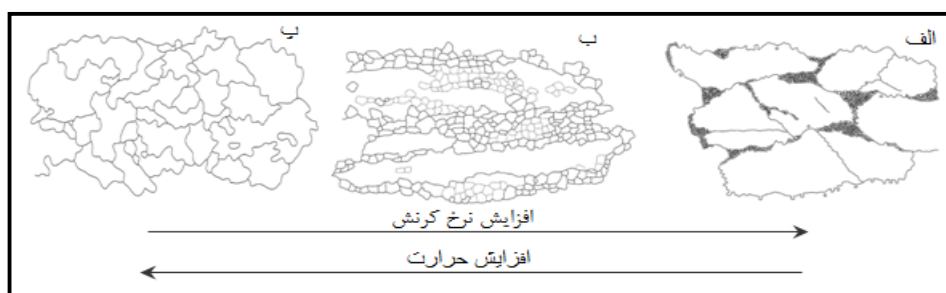
۱- تبلور مجدد با برآمدگی (BLG) ^۱: اگر دو بلور همسایه دارای شدت جابه‌جایی متفاوت باشند، دیواره بلور به بلوری که دارای شدت جابه‌جایی بیشتر است، نفوذ می‌کند و بلوری کوچک مستقل و جدید تشکیل می‌دهد. این پدیده به نام تبلور مجدد در مرز بلورها در شرایط درجه حرارت پایین یا برآمدگی نامیده می‌شود [۴]. بخش‌های برآمده ممکن است از بخش اصلی بلور مستقل شده و بلورهای مستقل کوچک دارای مرزهای مشخص در داخل آن تشکیل شوند [۵ و ۶]. تبلور با روش BLG اغلب در حاشیه بلورهای قدیمی همچنین در اتصال‌های سه‌گانه بلورها مشاهده می‌شود (شکل ۳ الف).
 ۲- تبلور مجدد همراه با چرخش زیردانه (SGR) ^۲: جایی که نمی‌توان مرز یک زیردانه را قسمتی از کانی اصلی شمرد. در نتیجه یک دانه جدید در اثر از دست‌دادن جهت‌یافتگی تدریجی با چرخش زیردانه ایجاد می‌شود. ممکن است بلورهای قدیمی به‌وسیله زیردانه‌ها و شبکه بلورهای جدید کاملاً جای‌گزین گردند. این پدیده تبلور مجدد در اثر چرخش زیردانه نامیده می‌شود و نسبت به حالت برآمدگی در حرارت بالاتر روی می‌دهد [۷] (شکل ۳ ب).
 ۳- تبلور مجدد با مهاجرت مرز دانه در حرارت بالا (GBM) ^۳: در حرارت‌های نسبتاً بالا تحرک در مرز بلور به درجه‌ای افزایش

مانند ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت شده است. مرحله بالا به‌عنوان مرحله دگرسانی قهقرایی از تشکیل اسکارن در نظر گرفته نمی‌شود که موجب تبدیل فازهای بدون آب مرحله اول به فازهای آبدار شده است. چون اولاً کانیهای ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت (زوئیزیت) به‌صورت اولیه تشکیل شده‌اند، ثانیاً نبود انواع مختلف سیلیکات کلسیم بدون آب (گارنت و پیروکسن) نشان‌دهنده این است که کانیهای ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت محصول دگرسانی تأخیری کانیهای اسکارنی تشکیل شده در مراحل قبلی نمی‌باشند. می‌توان گفت که دگرگونی رخ داده در این منطقه از نوع پیش‌رونده بوده که فقط تا حد دمای تشکیل این کانیها (ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت) پیش رفته است.

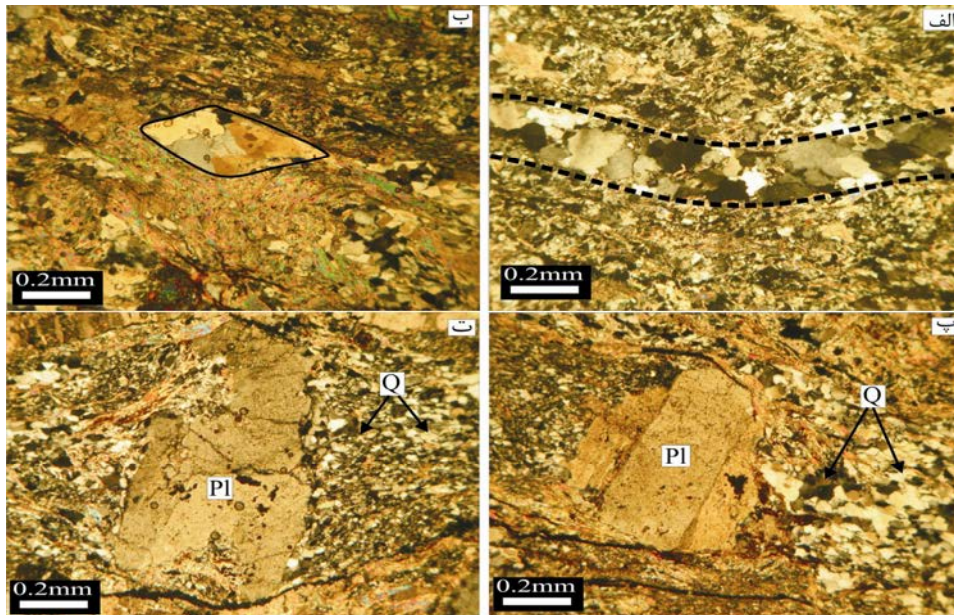
تبلور مجدد کوارتز شده است (شکل ۴ پ و ت). وجود شواهد گفته‌شده در بالا نشان دهنده اعمال نیروهای تکتونیکی به این سنگها و قرارگیری آنها در یک زون بُرشی است. سنگهای اسکارنی: در منطقه مورد مطالعه می‌توان مجموعه‌ای از سنگها را مشاهده کرد که سفیدرنگ بوده و در زیر میکروسکپ عمدتاً از آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت)، اپیدوت (زوئیزیت) و کلسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۵ الف و ب). به‌دلیل فراوانی آمفیبول در این مجموعه می‌توان آنرا نوعی آمفیبول اسکارن نامید. آمفیبول‌ها بیشتر به‌شکل فیبری و کشیده دیده می‌شوند. زوئیزیت نیز به صورت بلورهای کشیده و آبی‌رنگ به‌همراه آمفیبول دیده می‌شود. به‌دنبال تزریق توده‌های نفوذی عمقی در زون بُرشی موجود در منطقه، دگرسانی اسکارنی رخ داده و موجب تشکیل کانیهای آبدار



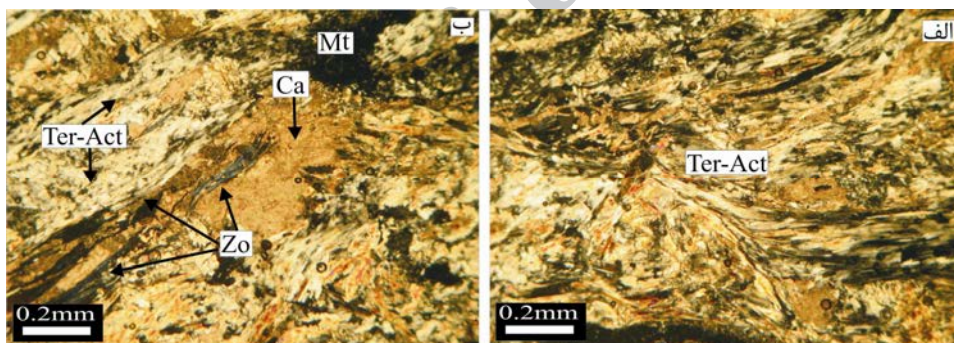
شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی از کالک‌شیت‌های موجود در منطقه، الف) فنوکریست درشت‌دانه پلاژیوکلاز که به سرسیت پولکی تبدیل شده است. ب) چین‌خوردگی بلورهای مسکویت به‌همراه تشکیل رگه‌های کلسیت ثانویه در امتداد شکستگیها، پ و ت) میکا ماهیهای تشکیل‌شده در شیت‌های میلونیتی منطقه- نور XPL. (Pl: پلاژیوکلاز، Ca: کلسیت، Sr: سرسیت، Q: کوارتز، Mu: مسکویت).



شکل ۳. سه نوع تبلور مجدد دینامیکی در بلورهای کوارتز: الف) نوع BLG. ب) نوع SGR پ) نوع GBM [۴ و ۷].



شکل ۴. الف) نوارهای چندبلوری کوارتز در نتیجه تبلور دینامیکی از نوع SGR و GBM در راستای برگ‌وارگی. ب) بلور کوارتز پلی‌کریستالین که در اثر دگرشکلی عدسی شکل شده است. پ و ت) سایه فشاری در اطراف پورفیروکلاست پلاژیوکلاز و تبلور کانی کوارتز در این منطقه به‌علت کم بودن مقدار استرس - نور XPL. (Pl: پلاژیوکلاز، Q: کوارتز).



شکل ۵. الف و ب) تصاویر میکروسکوپی از آمفیبول اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه - نور XPL. (Ter-Act): ترمولیت-اکتینولیت، Zo: زوئیزیت، Mt: مگنتیت، Ca: کلسیت).

ژئوترمومتر مفید استفاده کرد. بر مبنای پژوهش‌های صورت گرفته بر روی ماکل‌های دگرریختی کلسیت می‌توان دمای دگرشکلی را به کمک ضخامت ماکل‌های کلسیت به‌صورت زیر ارزیابی کرد [۹]:

۱- ماکل‌های نازک در کلسیت در دمای زیر ۲۰۰ درجه و حرارت غالب ۱۷۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود.

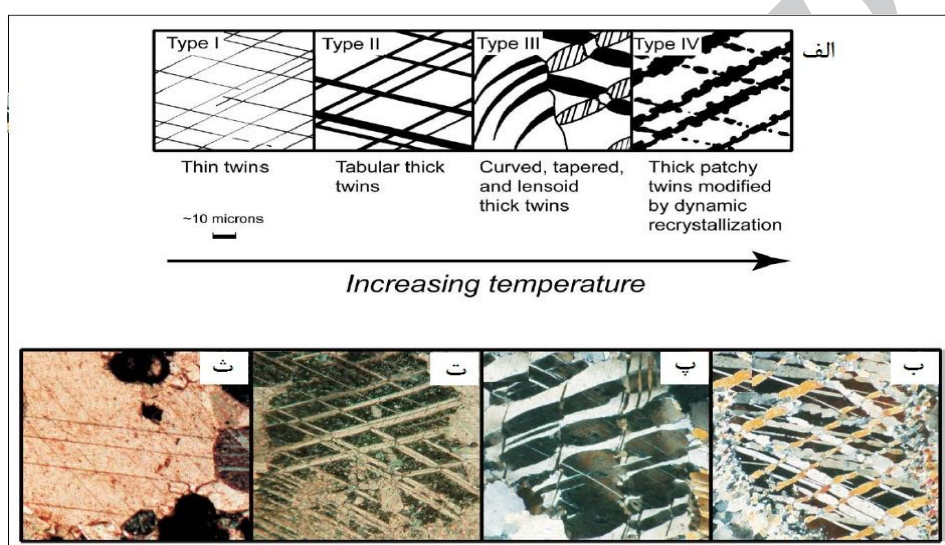
۲- ماکل‌های ضخیم در دمای حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد شکل می‌گیرند.

۳- در دمای حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تبلور مجدد دینامیکی یک سازوکار دگرریختی مهم در کلسیت است [۱۰].

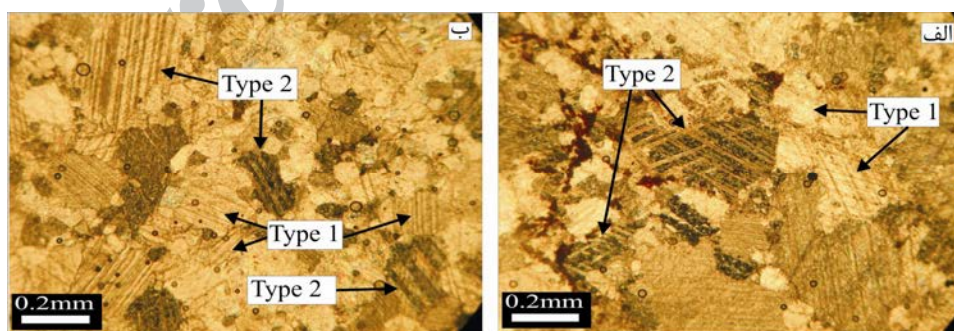
سنگ آهک سفید رنگ و کریستالیزه: در بررسی‌های میکروسکوپی سنگ آهک‌های منطقه از لحاظ کانی‌شناسی از دانه‌های کلسیت هم‌بعد تشکیل شده‌اند. به‌علت قرارگیری قسمتی از سنگ‌های آهکی در زون بُرشی موجود در منطقه، می‌توان آثار دگرریختی (دگرشکلی) مرتبط با این زون را در بلورهای کلسیت به خوبی مشاهده کرد. بر اساس مطالعات صورت گرفته یک سری تغییر در ریخت‌شناختی ماکل‌های کلسیت همراه با افزایش دمای دگرشکلی دیده شده است [۸]. پایداری این روابط و استفاده آسان از آن باعث شده که بتوان از ماکل‌های دگرریختی کلسیت به‌عنوان یک

تیغه‌ای نازک تا پهن دیده می‌شود (شکل ۷ الف و ب). با توجه به این ماکل‌ها می‌توان دمای حاکم در زمان دگرشکلی را تخمین زد [۱، ۱۳، ۱۴]. همان‌طور که گفته شد و در شکل ۶ نیز مشخص است، با افزایش دما ضخامت ماکل‌های کلسیت افزایش می‌یابد. با توجه به مطالب عنوان‌شده می‌توان دمای دگرشکلی در این پهنه بُرشی را بین ۱۷۰ تا حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد کرد. حضور و تشکیل ماکل‌های کلسیت می‌تواند شاهدهی بر این ادعا باشد.

در دماهای بالای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز ماکل‌هایی که معمولاً عدسی‌شکل هستند و به سمت مرزهای بلوری باریک شده‌اند شکل می‌گیرند [۱۱]. افزایش بیشتر دما همراه با تبلور مجدد دینامیکی باعث شکل‌گیری مرزهای دنداندار و آره‌مانند دانه‌ها می‌شود [۱۲]. در شکل ۶ تأثیر دما در دگرشکلی به‌وسیله ماکل‌های کلسیت نشان‌دهنده شده است. دانه‌های کلسیت در مقاطع تهیه‌شده از این نوع لیتولوژی، ماکل‌های نوع (۱) و نوع (۲) را از خود نشان می‌دهند. به‌عبارت دیگر می‌توان گفت که ماکل‌های کلسیت در این مقاطع به‌صورت



شکل ۶. تصویر شماتیک از تأثیر دما در دگرشکلی به‌وسیله ماکل‌های کلسیت [۱۳].



شکل ۷. الف و ب) ماکل‌های مکانیکی نوع ۱ و ۲ در نمونه‌های کلسیت موجود در زون بُرشی منطقه مورد مطالعه - نور XPL.

کانه اصلی کانسار است. در مقاطع صیقلی مطالعه‌شده این کانی با اندازه‌های متفاوت (۱۰۰ تا بیش از ۶۰۰ میکرون) بیش از ۸۵ درصد کانسنگ را به خود اختصاص داده است. عمده‌ترین بافتهای مشاهده‌شده در مگنتیت، بافتهای توده‌ای،

کانه‌نگاری

کانه‌های اولیه

۱- مگنتیت: مطالعه مقاطع صیقلی نشان می‌دهد که کانسار آهن ظفرآباد دارای کانی‌شناسی نسبتاً ساده‌ای بوده و مگنتیت

باعث ایجاد انواع بافت‌های جانیشینی از نوع خوردگی، کاریز و برجای‌مانده (جزیره‌ای) در پیریت شده است.

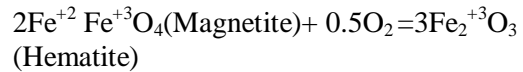
۲- پیریت: بر اساس مطالعات کانه‌نگاری صورت گرفته سه نوع پیریت در کانسار ظفرآباد مشخص شده است. پیریت‌های نوع اول (Py1) که به صورت توده‌ای و بی‌شکل بوده و به مقدار فراوان، پاراژنز با مگنتیت دیده می‌شود. این نوع از پیریت با اندازه‌های متفاوت ۵۰ میکرون تا بیش از ۱ میلی‌متر در مقاطع صیقلی به خوبی قابل مشاهده است. در بیشتر نمونه‌ها این نوع پیریت تحت تأثیر فعالیت‌های مرتبط با گسلش و زون بُرش قرار گرفته و حالت خردشدگی شدید از خود نشان می‌دهد (شکل ۸ ج). پیریت‌های نوع دوم (Py2) که در مقاطع به صورت کاملاً خودشکل و یوهدرال و در اندازه‌های ۲۰۰ میکرون تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۸ چ). این نوع پیریت‌ها، همان پیریت‌های نوع اول هستند ولی چون فضای کافی برای رشد داشته‌اند به صورت کاملاً خودشکل تشکیل شده‌اند [۱۸]. پیریت‌های نوع سوم (Py3) طی یک فاز تأخیری سولفیدی به صورت رگه‌های سولفوری قطع‌کننده کانسنگ آهن (پرکننده شکستگیها) تشکیل شده‌اند. این نوع از پیریت، نسل دیگری از پیریت در منطقه هستند (شکل ۸ ج). پیریت‌های نوع اول با اختصاص دادن حدود ۴ درصد از کانسنگ به خود فراوانترین نوع پیریت در نمونه‌ها هستند اما پیریت‌های نوع دوم و سوم کمتر مشاهده می‌شوند.

کانه‌های ثانویه

۱- هماتیت: تمامی هماتیت‌های تشکیل شده در کانسار ثانویه هستند و طی فرآیندهای هوازدگی و مارتیتی شدن از مگنتیت به وجود آمده‌اند (شکل ۸).

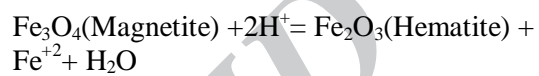
۲- کالکوپیریت: کالکوپیریت از فازهای سولفیدی ثانویه و فرعی است که به مقادیر اندک و در اندازه‌های متفاوت ۱۰ تا ۲۰۰ میکرون همراه با مگنتیت و کانیهای سولفیدی دیگر مشاهده می‌شود. روابط بافتی از جمله پرکردن فضای خالی پیریت توسط کالکوپیریت حاکی از تشکیل این کانی پس از ته نشست پیریت است (شکل ۹ الف). در بعضی از مقاطع صیقلی مطالعه شده می‌توان بلورهای کالکوپیریتی را مشاهده نمود که از حاشیه به کولیت تبدیل شده‌اند (شکل ۹ ب). تبدیل کالکوپیریت به کولیت عمدتاً از حاشیه بلوری آغاز می‌شود

برشی (کاتاکلاستی)، مارتیتی و جانیشینی است (شکل ۸ الف، ب، پ و ت). مارتیتی شدن به‌عنوان یک فرآیند بعد از تشکیل کانی، اغلب در حواشی دانه‌ها و امتداد سطوح رخ معمول است و طبق واکنش زیر به وقوع می‌پیوندد [۱۵]:



البته در تشکیل بافت مارتیتی واکنشهایی مانند واکنش ۲ نیز می‌توانند نقش داشته باشند:

واکنش ۲:



واکنش بالا یک واکنش اکسیداسیون- احیا نیست بلکه تبدیل مگنتیت به هماتیت را که به علت شست‌وشوی Fe^{+2} در یک محیط اسیدی رخ داده است را نشان می‌دهد [۱۶]. این واکنشها ممکن است سازوکار اصلی برای انتقال اکسیدهای آهن در طبیعت، مخصوصاً در محیط‌های هیدروترمالی باشند. بسیاری از کانسارهای اسکارن مگنتیتی، تبدیلی از هماتیت اولیه به مگنتیت و مگنتیت به هماتیت ثانویه را نشان می‌دهند که این تبدیلات ممکن است بدون حضور یک اکسنده یا کاهنده رخ داده باشد [۱۶]. اگر تبدیل مگنتیت به هماتیت در اثر واکنشهای اکسیداسیون- احیا رخ داده باشد و کانی پیریت هم در محل حضور داشته باشد تماماً به هماتیت اکسیده می‌شود، زیرا در شرایطی که کانی مگنتیت می‌تواند به هماتیت اکسیده شود حتماً کانی پیریت نیز با شدتی بیشتر از مگنتیت اکسیده می‌گردد [۱۷]. مارتیتی شدن به‌میزانی گسترده در کانسار ظفرآباد دیده می‌شود. شکل ۸ ث نمونه‌ای از بافت مارتیتی شدن را در کانسار ظفرآباد نشان می‌دهد. در این مقاطع مشاهده می‌شود که کانی مگنتیت به هماتیت تبدیل شده است در حالی که دانه‌های پیریت به‌طور دست نخورده باقی‌مانده‌اند. در صورتی که آنها نیز می‌بایستی به کانی هماتیت تبدیل می‌شدند و این با رابط ۱ قابل تفسیر نیست و به نظر می‌رسد که در تبدیل مگنتیت به هماتیت در این کانسار رابطه‌ای مانند رابطه ۲ دخیل بوده است. در قسمت‌های مرتبط با زون بُرش نیز بافت مگنتیت به‌صورت قطعات خردشده با اندازه‌های متفاوت است. در بعضی مقاطع مشاهده می‌شود که مگنتیت از حاشیه جانشین پیریت شده است و

به صورت TFeO در نظر گرفته شده است) در محیط تشکیل کانسار اقدام به انجام پردازش ضرایب همبستگی^۱ در منطقه میان نمونه‌های آنالیز شده گردید.

ژئوشیمی عناصر اصلی

روند تغییرات Al_2O_3 ، SiO_2 ، CaO ، MgO در مقابل آهن نشان می‌دهد که با افزایش مقدار آهن مقدار این عناصر کاهش می‌یابد و این بیانگر وجود همبستگی منفی بین آهن با این عناصر است (شکل ۱۰ الف، ب، پ و ت). مقدار MnO تا حدی با افزایش عیار آهن افزایش می‌یابد (شکل ۱۰ ث). دلیل همبستگی منفی بین آهن با Al_2O_3 و CaO می‌تواند ناشی از تمرکز آنها در پلاژیوکلاز ماگمای سازنده کانسار باشد. نبود کانی پلاژیوکلاز با مگنتیت باعث این رفتار Al_2O_3 و CaO در مقابل آهن شده است، زیرا تبلور پلاژیوکلاز موجب کاهش این عناصر (Al و Ca) در ماگما می‌شود. دلیل همبستگی منفی MgO با آهن نیز می‌تواند ناشی از عدم وجود کانیهای مافیک به همراه مگنتیت باشد (شکل ۱۰).

ژئوشیمی عناصر جزئی

بررسی عناصر جزئی در نمونه‌های کانسنگی ظفرآباد نشان می‌دهد که با افزایش عیار آهن مقدار V ، Co و Mn افزایش (شکل ۱۱ الف، ب و پ) و مقدار Cr ، Ni و Ti کاهش می‌یابد (شکل ۱۱ ت، ث و ج). همراهی کبالت با آهن فقط از اسکارن‌های آهن کلسیک گزارش شده است و حضور آن می‌تواند بیان‌کننده شرایط اسکارنی کانسار باشد [۲۱]. عدم مشاهده کانیهای مستقل منگنز و وانادیوم در نمونه‌های کانسنگی می‌تواند نشانگر جانشینی Fe^{+2} به وسیله Mn^{+2} و V^{+3} به جای Fe^{+3} در نمونه‌های مورد مطالعه باشد که با همبستگی مثبت بین آهن با منگنز و وانادیوم مطابقت دارد. همبستگی کروم با آهن در نمونه‌های مگنتیتی ظفرآباد منفی است. همبستگی منفی بین آهن و کروم می‌تواند از خصلت ماگمایی آهن نشأت گرفته باشد [۲۲]. عنصر مس همبستگی مشخصی با آهن در کانسار ظفرآباد نشان نمی‌دهد. عنصر مس در این کانسار مربوط به حضور کانیهای کالکوپیریت و کوولیت موجود در نمونه‌هاست (شکل ۱۱ چ).

[۱۹]. مطالعات بافتی نشان می‌دهد که این کانی کمتر از ۰/۰۱٪ کانسنگ را به خود اختصاص داده است.

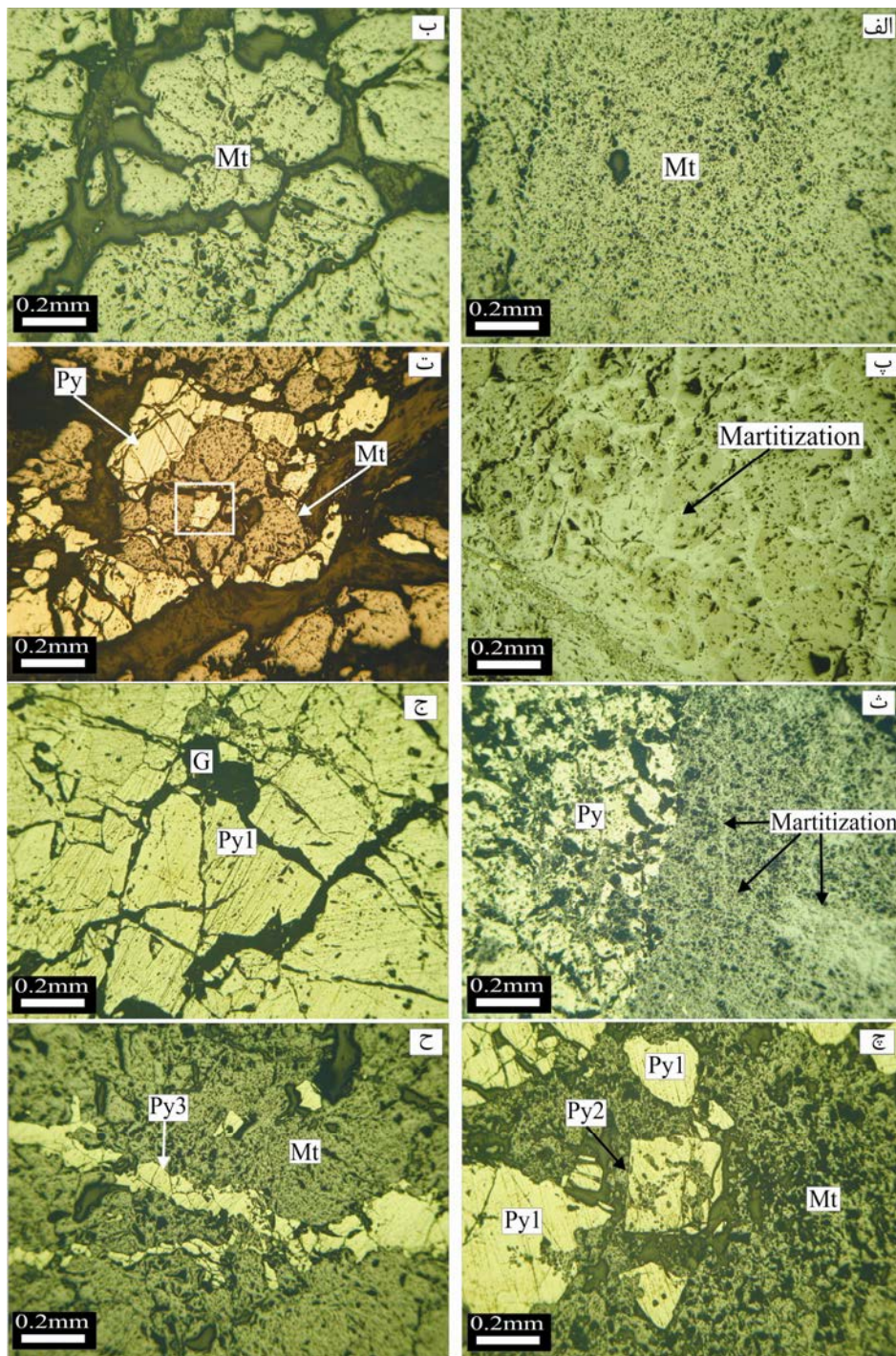
۳- مالاکیت: این کانی در بخشهای اکسیدی و با اندازه‌های ۱۰۰ میکرون تا بیش از ۱ میلی‌متر، اغلب به صورت پرکننده شکستگیها و فضاهای خالی و به صورت نوارهای باریکی همراه مگنتیت حضور دارد. در مقاطع مطالعه شده این کانی به رنگ سبز روشن دیده می‌شود و بافت کلوفرم از خود به نمایش می‌گذارد (شکل ۹ پ و ت).

بحث

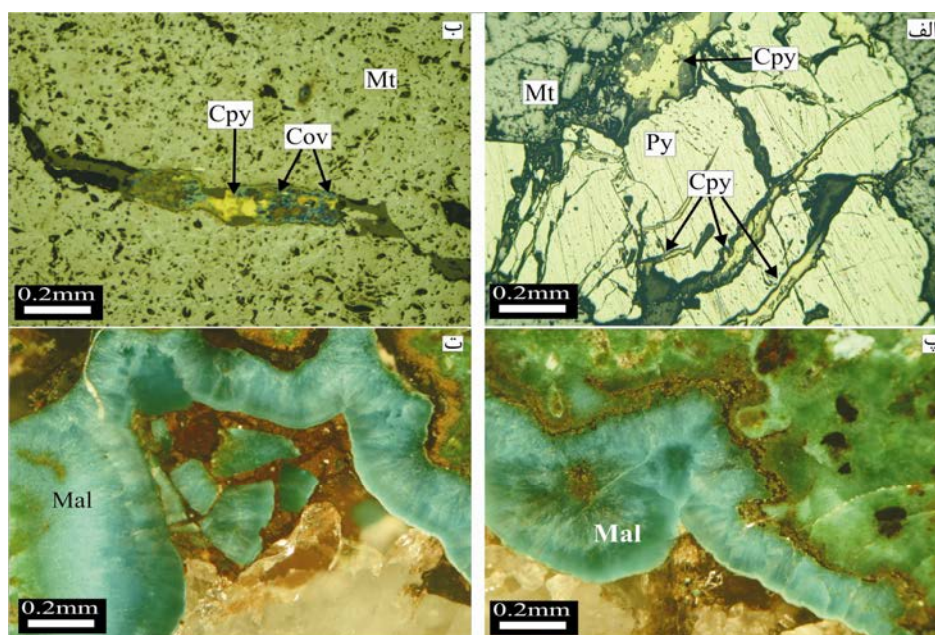
مهمترین فرآیند در تشکیل هر کانسار نفوذ سنگهای منشأ، مهاجرت سیالات کانی‌ساز و ته‌نشینی کانیهاست. بر اساس خصوصیات بافتی مشاهده شده در مقاطع صیقلی دیده می‌شود که ابتدا پیریت ایجاد گردیده و سپس با تغییر pH و Eh محیط و همچنین کاهش دما مگنتیت تشکیل شده است. می‌توان گفت که محلولهای کانی‌ساز در ابتدا حالت احیایی داشته و طی این مرحله کانیهای سولفیدی شکل گرفته‌اند سپس فرآیندی باعث تغییر حالت محلول کانی‌ساز از احیایی به اکسیدان شده است. محتمل‌ترین سازوکاری که می‌توان برای این حالت در نظر گرفت مخلوط‌شدن محلول احیایی اولیه با آبهای جوی است. با توجه به حضور یک زون برشی در منطقه و با در نظر گرفتن این‌که این قبیل مناطق محل مناسبی برای نشست و نفوذ آبهای جوی هستند می‌توان عنوان کرد که کاهش ناگهانی دما و احتمالاً فشار در اثر رسیدن سیال به مناطق کم‌عمق و برشی شده و اختلاط با آبهای جوی که با کاهش اسیدیته سیال و قابلیت انحلال کمپلکس‌های آهن همراه است، باعث تغییر حالت محلول کانی‌ساز از احیا به اکسیدان و نهشته‌شدن ترکیبات آهن‌دار به صورت اکسیدی (مگنتیت) شده است. مکانیسم فوق یکی از عوامل اصلی در نهشته‌شدن ترکیبات آهن‌دار محسوب می‌شود [۲۰]. در نهایت مطالعات کانی‌شناسی، توالی پاراژنزی جدول ۱ را برای کانسار ظفرآباد ارائه می‌دهد.

ژئوشیمی کانسنگ مگنتیتی

نتایج شیمیایی حاصل از نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی ظفرآباد در جداول ۲ و ۳ آورده شده است. به منظور به دست آوردن ارتباط میان این عناصر (عناصر اصلی و جزئی) با آهن (آهن



شکل ۸. الف) مگنتیت با بافت توده‌ای و ریزدانه، ب) مگنتیت با بافت پرشی (کاتاکلاستی)، پ) مگنتیت با بافت مارتیتی (ت) پیریت‌های جانشین شده توسط مگنتیت، همان‌طور که مشاهده می‌شود پیریت توسط مگنتیت جانشین شده است و به‌صورت جزیره‌ای در وسط باقی‌مانده است و شکل اولیه خود را تا حدودی حفظ کرده است، ث) تصویر میکروسکوپی از بافت مارتیتی در کانسار آهن ظفرآباد، همان‌طور که مشاهده می‌شود مگنتیت به هماتیت تبدیل شده است در صورتی‌که پیریت‌ها کاملاً دست‌نخورده باقی‌مانده‌اند، ج) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های نوع اول (Py1) با بافت کاتاکلاستی، چ) تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های خود شکل نوع دوم (Py2) در کنار پیریت‌های بی‌شکل نوع اول (Py1) که تا حدودی توسط مگنتیت جانشین شده‌اند، ح) پیریت‌های رگه‌ای نوع سوم (Py3) که به‌صورت رگه‌هایی مگنتیت را قطع کرده است - نور PPL. (Mt): مگنتیت، (Py): پیریت، (G): گانگ.



شکل ۹. الف) کالکوپیریت با بافت پرکننده شکستگی‌های پیریت، ب) تبدیل کالکوپیریت از حاشیه به کولیت، پ و ت) مالاکیت با بافت کلوفرم-نور (Cpy: کالکوپیریت، Cov: کولیت، Mal: مالاکیت، Mt: مگنتیت، Py: پیریت).

جدول ۱. توالی پاراژنزی کانسار آهن ظفرآباد.

کانی ها	اسکارن زایی	کانه زایی		دگرسانی
		مرحله اول	مرحله نهایی	
ترمولیت اکتینولیت				
اپیدوت	—			
پیریت		—		
مگنتیت		—		
هماتیت			—	
کالکوپیریت			—	
کولیت				—
مالاکیت				—
کوارتز	—			—

مقدار کمتر Ce را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). این روند نزولی ناشی از غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. مگنتیت می‌تواند تا ۶/۶۷ درصد وزنی Ca داشته باشد [۲۴]. اگر کاتیون بزرگی مانند Ca بتواند به مقدار زیادی وارد شبکه مگنتیت شود پس امکان ورود یون‌های REE که از لحاظ شعاع یونی قابل مقایسه با Ca هستند به داخل شبکه مگنتیت وجود دارد.

عناصر نادر خاکی (REE)

نتایج تجزیه عناصر نادر خاکی در جدول ۳ ارائه شده است. به منظور تعبیر و تفسیر رفتار عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگی ظفرآباد مقادیر $\sum REE$ ، $(La/Sm)_{cn}$ ، (Eu/Sm) ، Eu/Eu^* و Ce/Ce^* محاسبه گردید. رسم نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی موجود در نمونه‌های کانسنگی ظفرآباد پس از بهنجار شدن با کندریت بوینتون [۲۳]، یک شیب منفی یکنواخت را همراه با آنومالی‌های منفی Eu و به

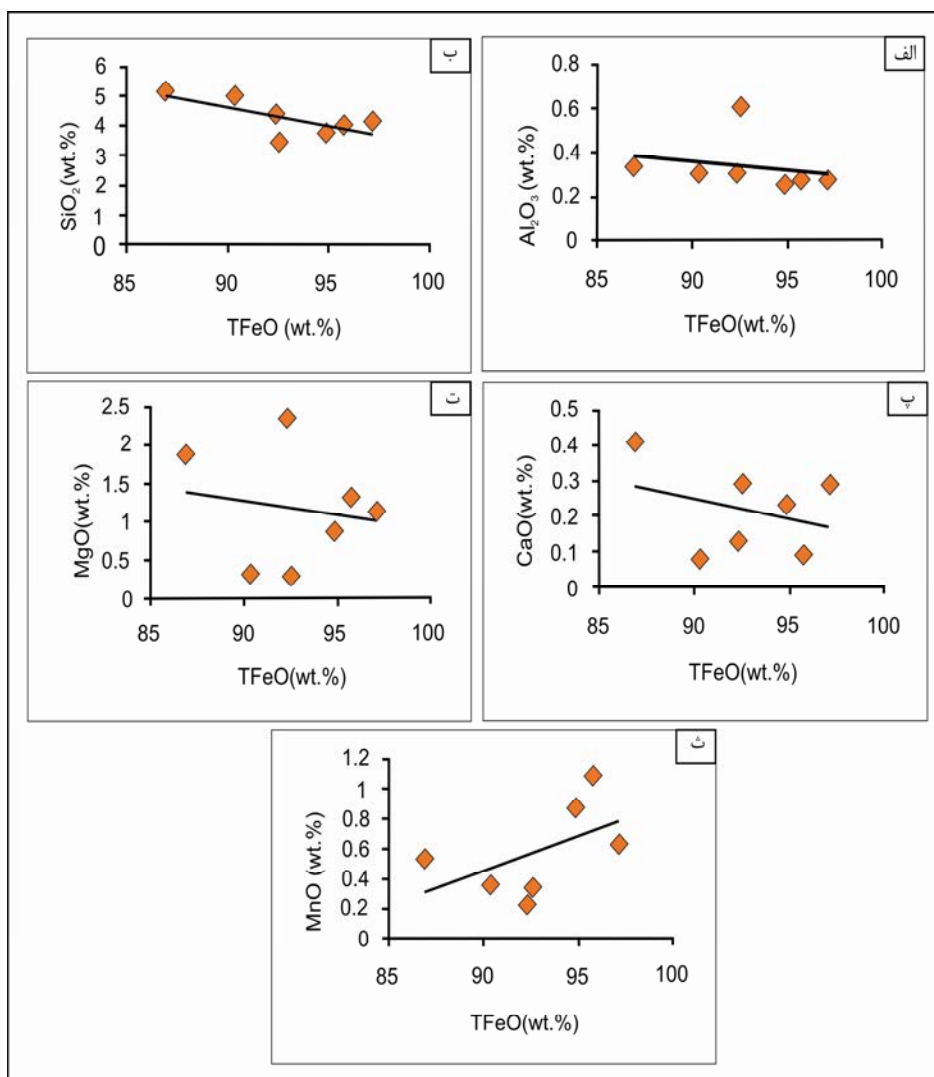
جدول ۲. مقادیر عناصر اصلی و جزئی در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی ظفرآباد به روش ICP-MS و ICP-AES (عناصر اصلی بر حسب wt.% و عناصر جزئی بر حسب ppm).

شماره نمونه	D-108	D-109	D-124	D-129	D-132	D2-103	D2-104	D2-105	D2-109	D2-111	D2-115	D2-121
	N: ۴۰.۱۱۹% EO: ۴۰.۵۸۲۱%	N: ۴۰.۱۲۳% EO: ۴۰.۵۸۱۹%	N: ۴۰.۱۵۱% EO: ۴۰.۵۸۱۵%	N: ۴۰.۳۳۴% EO: ۴۰.۵۸۵۳%	N: ۴۰.۱۱۸% EO: ۴۰.۵۸۲۰%	N: ۴۰.۱۰۸% EO: ۴۰.۵۸۱۲%	N: ۴۰.۱۴۵% EO: ۴۰.۵۸۱۸%	N: ۴۰.۱۱۱% EO: ۴۰.۵۸۱۲%	N: ۴۰.۱۳۹% EO: ۴۰.۵۸۱۹%	N: ۴۰.۱۵۵% EO: ۴۰.۵۸۱۰%	N: ۴۰.۱۰۷% EO: ۴۰.۵۸۱۲%	N: ۴۰.۱۱۴% EO: ۴۰.۵۸۱۰%
SiO ₂	N.A.*	۴/۹۶	N.A	۳/۴۴	۵/۱۵	N.A	۴/۱۵	۴/۳۷	N.A	N.A	۴/۰۱	۳/۷۳
Al ₂ O ₃	N.A	۰/۶۱	N.A	۰/۳۱	۰/۳۴	N.A	۰/۲۸	۰/۳۱	N.A	N.A	۰/۲۶	۰/۲۸
TFeO	N.A	۹۲/۵۴	N.A	۹۰/۳۵	۸۶/۹	N.A	۹۷/۱۵	۹۲/۳۶	N.A	N.A	۹۴/۸۶	۹۵/۷۴
CaO	N.A	۰/۲۹	N.A	۰/۰۸	۲/۱۴	N.A	۰/۲۹	۰/۱۳	N.A	N.A	۰/۲۳	۰/۰۹
MgO	N.A	۰/۲۹	N.A	۰/۳۱	۱/۸۷	N.A	۱/۱۳	۲/۳۴	N.A	N.A	۰/۸۷	۱/۳۱
Na ₂ O	N.A	۰/۱	N.A	<۰/۱	<۰/۱	N.A	<۰/۱	<۰/۱	N.A	N.A	<۰/۱	<۰/۱
K ₂ O	N.A	۰/۰۶	N.A	<۰/۰۱	۰/۰۲	N.A	<۰/۰۱	<۰/۰۱	N.A	N.A	<۰/۰۱	<۰/۰۱
TiO ₂	N.A	۰/۰۷	N.A	<۰/۰۱	<۰/۰۱	N.A	<۰/۰۱	<۰/۰۱	N.A	N.A	<۰/۰۱	<۰/۰۱
MnO	N.A	۰/۳۴	N.A	۰/۳۶	۰/۵۳	N.A	۰/۶۳	۰/۳۳	N.A	N.A	۰/۲۸	۱/۰۸
P ₂ O ₅	N.A	۰/۰۳	N.A	۰/۰۲	۰/۰۳	N.A	<۰/۰۱	۰/۰۳	N.A	N.A	۰/۰۴	<۰/۰۱
Cr ₂ O ₃	N.A	<۰/۰۱	N.A	<۰/۰۱	<۰/۰۱	N.A	<۰/۰۱	<۰/۰۱	N.A	N.A	<۰/۰۱	<۰/۰۱
Cr	۲۸	۲۰	۳۳	۲۰	۲۰	۲۵	۲۰	۴۰	۱۸	۱۵	۲۱	۳۷
V	۷۱	۷۹	۷۰	۸۲	۶۶	۶۷	۸۱	۷۰	۵۸	۳۳	۹۳	۶۰
Co	۴۶	۲۴	۸۷	۵۴	۴۷	۹۶	۹۴	۳۸	۴۳	۱۴۲	۱۰۱	۲۹
Mn	۱۷۴۰	۳۰۷۰	۱۴۳۵	۲۶۲۰	۲۰۲۶	۲۴۳۰	۲۱۸۰	۱۵۴۰	۱۶۸۹	۱۷۰۲	۱۵۶۲	۳۹۵۰
Ni	۴۹	۲۲	۳۶	۲۲	۶۵	۱۹	۱۳	۵۲	۴۱	۵۰	۴۷	۲۹
Ti	۶۰	۵۰	۸۷	۵۰	۷۳	۶۰	۴۷	۸۲	۵۱	۴۸	۶۰	۴۹
Cu	۲۷۳	۱۲۳	۶۳۱	۳۰۶	۱۰۳	۹۷	۷۸	۴۱	۱۳۳	۶۶۱	۶۳	۳۷۱
Zn	۲۵۱	۳۲۰	۲۱۴۰	۱۰۸۰	۷۰۷	۵۰۵	۵۴۸	۳۸۰	۱۲۵۰	۶۴۹	۳۸۹	۳۵۹

Not Applicable = *

جدول ۳. مقادیر عناصر نادر خاکی و محاسبه نسبتها و پارامترهای محاسباتی مربوط به REE در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی طفرآباد به روش ICP-AES و ICP-MS (بر حسب ppm).

شماره نمونه	D-108	D-109	D-124	D-129	D-132	D2-103	D2-104	D2-105	D2-109	D2-111	D2-115	D2-121
نمونه	N:۴۰°۱۱۱۹" EO:۴۰°۵۸۱۲"	N:۴۰°۱۳۳۲" EO:۴۰°۵۸۱۹"	N:۴۰°۱۵۵۱" EO:۴۰°۵۸۰۵"	N:۴۰°۳۳۴۳" EO:۴۰°۵۸۵۳"	N:۴۰°۱۱۱۸" EO:۴۰°۵۷۲۰"	N:۴۰°۱۰۰۸" EO:۴۰°۵۷۱۲"	N:۴۰°۱۳۵۵" EO:۴۰°۵۷۱۸"	N:۴۰°۱۱۱۱" EO:۴۰°۵۸۱۲"	N:۴۰°۱۳۳۹" EO:۴۰°۵۸۰۹"	N:۴۰°۱۱۵۵" EO:۴۰°۵۷۰۱"	N:۴۰°۱۰۰۷" EO:۴۰°۵۸۱۳"	N:۴۰°۱۱۱۵" EO:۴۰°۵۸۱۰"
La	۱/۱	۱/۳	۱/۶	۱	۴/۷	۰/۸	۱/۹۶	۰/۷	۴/۲	۱	۲/۱	۱/۵۳
Ce	۱/۲	۲/۳	۲	۱/۱	۶/۸	۱/۸۳	۱/۹۷	۰/۶	۴/۸	۲/۲۴	۱/۳۱	۴/۸
Pr	۰/۲۱	۰/۳۵	۰/۴۳	۰/۱۸	۰/۶۱	۰/۱۸	۰/۳۹	۰/۱۴	۰/۴۴	۰/۱۵	۰/۳	۰/۴۴
Nd	۰/۷	۱/۴	۱/۲	۰/۶	۱/۴	۰/۶	۱/۷۱	۰/۴	۱/۲	۲	۰/۵۲	۱/۲
Sm	۰/۱۹	۰/۳	۰/۲	<۰/۱	۰/۲	۰/۳۱	۰/۳۱	<۰/۱	۰/۲	۰/۳۷	۰/۱	۰/۲
Eu	۰/۱۵	۰/۷	۰/۶	۰/۵	۰/۶	۰/۵	۰/۷	۰/۶	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Gd	۰/۳۴	۰/۲۹	۰/۴	۰/۴۴	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۵	۰/۶	۰/۱۵	۰/۳۲	۰/۱۵	۰/۲۷
Tb	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵
Dy	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۲۹	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۷	۰/۱۳	۰/۳۲	۰/۲۷	۰/۳
Ho	۰/۰۹	۰/۷	۰/۶	۰/۵	۰/۸	۰/۱	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Er	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۳۵	۰/۱۲	۰/۲۸	۰/۶	۰/۱	۰/۲۹	۰/۱۶	۰/۱۷
Tm	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵
Yb	۰/۲۳	۰/۲	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۳۱	<۰/۱	۰/۱	۰/۱۸	<۰/۱	<۰/۱
Lu	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵	<۰/۱۵
ΣREE	۴/۶۲	۶/۸۲	۶/۴۶	۴/۲۷	۱۵/۰۲	۴/۸۳	۷/۸۱	۲/۰۹	۱۱/۳۲	۶/۷۷	۴/۹۱	۸/۹۱
Eu/Sm	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۳	-	۰/۳	۰/۱۶	۰/۲۲	-	-	-	-	-
(La/Sm) ^{cn}	۳/۳۲	۲/۴۹	۴/۶	-	۱۳/۵۴	۱/۴۸	۳/۶۴	-	۱۲/۰۵	۱/۶۱	۱۲	۴/۴۱
Eu/Eu*	۰/۶۱	۰/۷۳	۰/۶۵	-	۰/۸۰	۰/۵۳	۰/۶۵	-	-	-	-	-
Ce/Ce*	۰/۷۳	۰/۶۱	۰/۷۶	۰/۷۵	۱/۴۰	۱/۴۰	۰/۵۷	۰/۶۲	۱/۱۴	۰/۸۴	۰/۶۷	۱/۸۹
(Pr/Yb) ^{cn}	۱/۵۶	۳/۰۱	۳/۸۷	۱/۴۷	۳/۲۶	۱/۴۷	۲/۶۳	۲	۷/۶۵	۱/۴۱	-	-



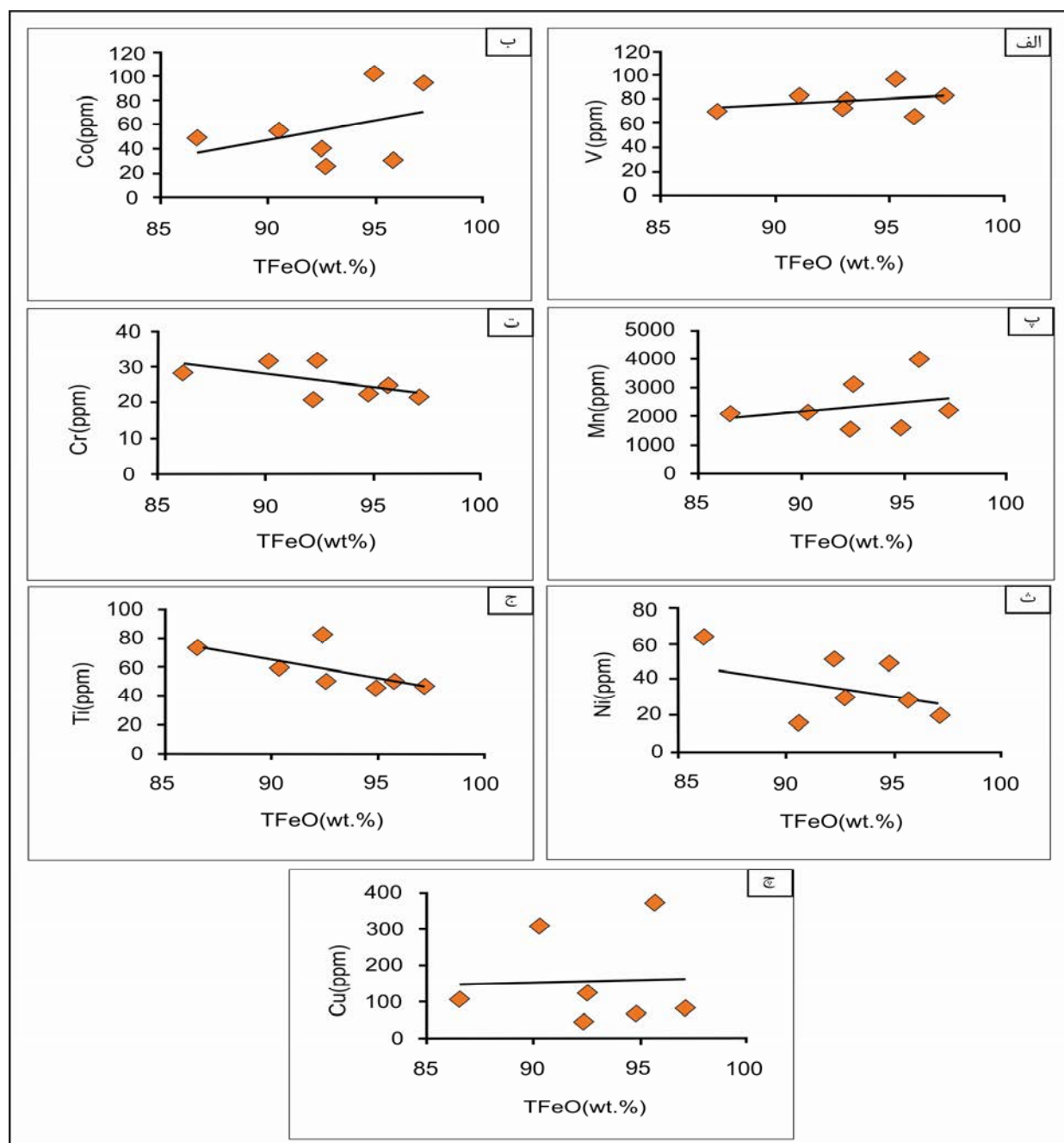
شکل ۱۰. نمودار همبستگی بین آهن با اکسیدهای اصلی در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی ظفرآباد الف) با Al_2O_3 ، ب) با SiO_2 ، پ) با CaO ، ت) با MgO ، ث) با MnO .

Eu/Eu^* و Ce/Ce^* در آنها به ترتیب معادل ۰/۶۶ و ۰/۹۴ است. یون Eu^{2+} بسیار به یون Ca^{2+} شباهت دارد و می‌تواند جانشین کلسیم در پلاژیوکلازهای کلسیک شده و همراه آن از سیستم ماگمایی خارج شود. تهی‌شدگی Eu در نمونه‌های مگنتیتی این کانسار می‌تواند مرتبط با تبلور بخشی پلاژیوکلاز از ماگمای مرتبط با کانه‌زایی یا در ارتباط با شرایط اکسیده محیط باشد [۲۲]. در نتیجه وارد شدن Eu به ساختار پلاژیوکلاز ماگمای اولیه و فقدان این کانی به همراه مگنتیت باعث ایجاد آنومالی منفی Eu در نمونه‌های کانسنگی ظفرآباد

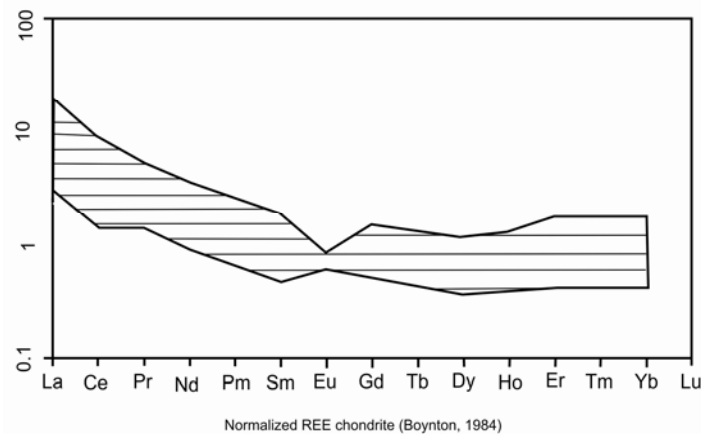
همچنین از آن جایی که $LREE$ دارای شعاع یونی نزدیکتری به Ca می‌باشند امکان قرار گرفتن آنها در شبکه مگنتیت و در نتیجه غنی‌شدگی آنها نسبت به $HREE$ بیشتر است. دلیل غنی‌شدگی $LREE$ در نمونه‌های مگنتیتی ظفرآباد نیز احتمالاً همین عامل است. در میان خود عناصر $LREE$ نیز تفکیک صورت گرفته است. این نکته از روی نسبت $(La/Sm)_{cn}$ نمونه‌ها می‌توان دریافت که میانگین آن در نمونه‌های قابل اندازه‌گیری برابر با ۵/۹۱ است. سه نمونه از این لحاظ تفکیک بیشتری نسبت به سایر نمونه‌ها نشان می‌دهند (با میانگین ۱۲/۵۳). عناصر Eu و Ce در نمونه‌های کانسنگی بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند به طوری که نسبت‌های

محیط خارج شود. آنومالی منفی و افت Ce در نمونه‌های مگنتیتی ظفرآباد نیز می‌تواند نشانه اکسید شدن Ce^{+3} به Ce^{+4} و خروج آن از محیط و عدم حضور نسبی آن در ساختمان مگنتیت باشد [۲۵].

شده است. کانسنگ مگنتیتی ظفرآباد فاقد بی‌هنجاری بزرگ Ce است و از آن‌جا که Ce^{+3} می‌تواند به راحتی به Ce^{+4} اکسید شده و شعاع آن کاهش یابد، به راحتی می‌تواند توسط هیدرولیزات‌ها و ذرات معلق جذب سطحی شده و حمل گردد و یا در صورت حضور لیگاندهای کربناته در سیال کربناتی از



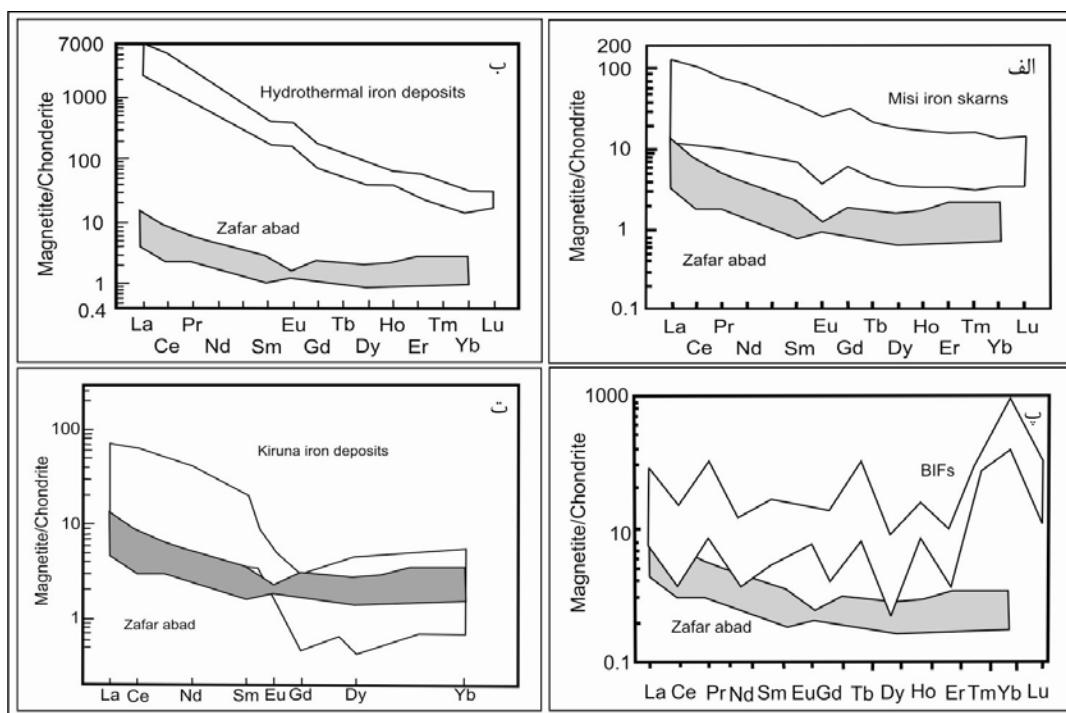
شکل ۱۱. نمودارهای همبستگی بین آهن با عناصر جزئی در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی ظفرآباد (الف) با V، (ب) با Co، (پ) با Mn، (ت) با Cr، (ث) با Ni، (ج) با Ti، (چ) با Cu.



شکل ۱۲. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی ظفرآباد نرمالیزه شده با کندریت [۲۳].

است. آنومالی مثبت Eu در این نوع کانسارها را به‌عنوان نتیجه‌ای از اضافه شدن سیالات گرمابی داغ و غنی از Eu به اقیانوسها در نظر می‌گیرند [۲۶]. آنومالی منفی و قوی Ce نیز یکی از ویژگیهای بارز کانسارهای آهن گرمابی زیر دریایی است [۲۷]. وجود آنومالی مثبت Eu و منفی Ce همراه هم در کانسارهای آهن رسوبی نشان‌دهنده این است که کانسنگ به‌صورت رسوب‌گذاری شیمیایی و در حضور سیالات گرمابی زیر دریایی نهشته شده است. عدم دیده نشدن این نوع الگو در نمونه‌های کانسنگی ظفرآباد آن را از این نوع کانسارها متمایز می‌سازد. در شکل ۱۳ ت، نیز الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در مگنتیت‌های کانسارهای آهن تیپ کیرونا نشان داده شده است. کانسنگهای مگنتیت مربوط به تیپ‌های مختلف پالئوپروتروزوئیک در شمال سوئد نسبتاً فقیر از REE ها هستند و تفریق کمی بین LREE و HREE در مگنتیت‌های موجود در این ذخایر دیده می‌شود. یکی از تفاوت‌های عمده مربوط به الگوی REE این کانسارها (تیپ کیرونا) با الگوی REE کانسار ظفرآباد، وجود آنومالی منفی Gd می‌باشد که در بیشتر نمونه‌ها مشاهده می‌شود در حالی که در کانسار ظفرآباد این آنومالی منفی مربوط به Eu است. با توجه به شکل ۱۳ می‌توان عنوان کرد که بین الگوی REE در ظفرآباد و کانسارهای آهن اسکارنی می‌سی فنلاند شباهت نزدیکی وجود دارد و این خود می‌تواند منشأ مشترکی را از لحاظ تیپ کانساری برای آنها پیشنهاد کند، در حالی که در مقایسه با کانسارهای آهن گرمابی، رسوبی و کیرونا در سوئد شباهت کمتری از خود نشان می‌دهد.

مقایسه الگوی REE مگنتیت انواع مختلف کانسارهای آهن با الگوی REE مگنتیت کانسار آهن ظفرآباد به‌منظور بررسی نوع کانه‌زایی آهن در ظفرآباد، به مقایسه الگوی REE آن با الگوی REE انواع مختلف کانسارهای آهن (اسکارنی، رسوبی، گرمابی، کیرونا) پرداخته شد (شکل ۱۳). در شکل ۱۳ الف، الگوی پراکندگی REE در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی کانسارهای آهن اسکارنی ناحیه می‌سی فنلاند نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود شباهتهایی بین الگوی REE این کانسار با کانسار آهن ظفرآباد به چشم می‌خورد. از جمله این موارد که می‌توان عنوان کرد وجود آنومالی منفی Eu، مقدار REE تقریباً یکسان و روند نزولی مشابه با کانسار ظفرآباد است. با این تفاوت که در کانسار آهن ظفرآباد آنومالی منفی کوچک دیگری در Ce وجود دارد که در کانسار آهن اسکارنی می‌سی دیده نمی‌شود. با توجه به الگوی REE ارائه شده برای این دو کانسار مشاهده می‌شود که از La تا Lu یک سیر نزولی تقریباً یکنواخت دیده می‌شود که این روند ناشی از تفکیک شدن LREE ها از HREE ها می‌باشد. در شکل ۱۳ ب، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی ذخایر آهن گرمابی ارائه شده است. بی‌هنجاری مثبت Eu به‌همراه غنی‌شدگی شدید عناصر LREE نسبت به عناصر HREE از ویژگیهای شاخص کانسارهای آهن گرمابی است و این ویژگیها آن را از کانسار آهن ظفرآباد متمایز می‌سازد. شکل ۱۳ پ، الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی کانسارهای آهن رسوبی را نشان می‌دهد. آنومالی مثبت Eu و آنومالی منفی قوی Ce از مشخصه‌های بارز کانسارهای آهن رسوبی



شکل ۱۳. الگوی پراکندگی REE نرمالیزه شده نسبت به کندریت در الف) کانسنگهای آهن اسکارنی در می‌سی فنلاند [۳۲]، ب) الگوی پراکندگی REE در کانسنگ مگنتیتی ذخایر آهن گرمابی [۳۳]، پ) الگوی پراکندگی REE در نمونه‌های مگنتیتی کانسارهای آهن رسوبی [۳۴]، ت) الگوی پراکندگی REE در نمونه‌های کانسنگی آهن تیپ کیرونا [۲۲].

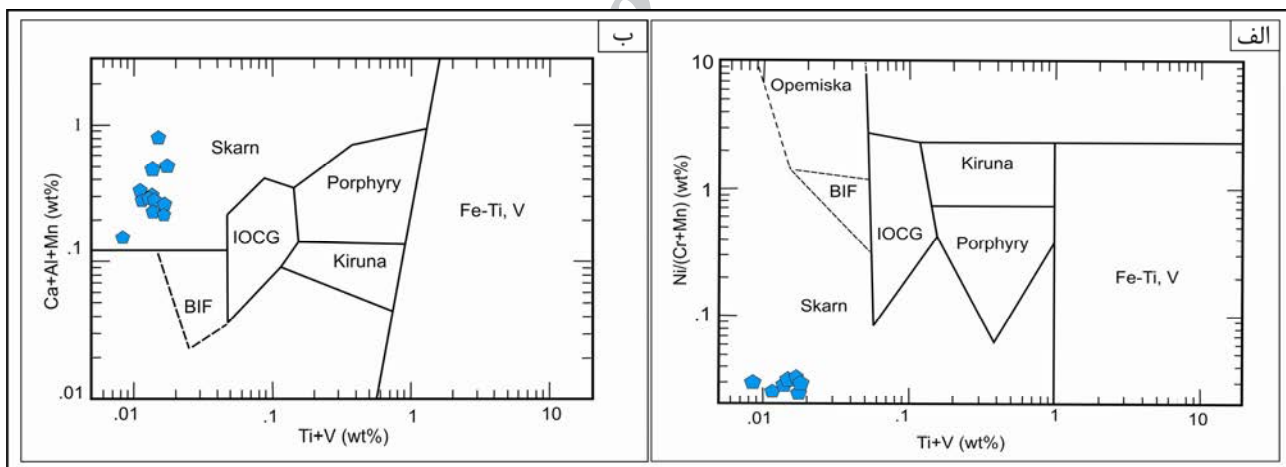
نسبت به IOCG دارای مقادیر بالاتری از V و Ti هستند. کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کیرونا همچنین تمرکزهای نسبتاً پایینی از Mn و Al از خود نشان می‌دهند. مگنتیت‌های کانسنگهای آهن آپاتیت‌دار به‌وسیله‌ی Cr بسیار پایین و محتوی بالای V مشخص می‌شوند [۳۰]. اگرچه مگنتیت‌های با محتوی Ti پایین معمولاً جزو مشخصات کانسارهای IOCG است، مطالعات نشان می‌دهد که این یک ویژگی مشترک با اسکارن‌ها است. کانیهای اکسید آهن مربوط به اسکارن‌ها تمرکزهای پایینی از Ti+V نشان می‌دهند اما نسبتهای Ni/(Cr+Mn) متغیری دارند. غلظتهای بالای Mn نیز یکی از ویژگیهای کانسارهای آهن اسکارنی هیدروترمالی است. نمودارهایی که بر اساس مقادیر عناصر جزئی و نسبتهای Ni/(Cr+Mn) به Ti+V و Ca+Al+Mn به Ti+V رسم شده‌اند [۲۹]، نشان می‌دهند که کانسار آهن ظفرآباد در محدوده کانسارهای اسکارنی قرار می‌گیرد (شکل ۱۴ الف و ب). بر اساس مطالعات صحرايي، میکروسکپی و زمین‌شیمیایی می‌توان گفت که تیپ کانسار آهن ظفرآباد از نوع اسکارنی است و تزریق محلولهای غنی از آهن درون سنگهای غنی از

تعیین منشأ کانسار آهن ظفرآباد با استفاده از داده‌های عناصر جزئی و نادر خاکی فاز مگنتیتی

بر اساس زمین‌شیمی کانسنگهای آهن برخی از محققان نمودارهایی را ارائه کرده‌اند که انواع مختلف کانسارهای آهن را از یکدیگر متمایز می‌کند. بر اساس مقادیر عناصر فرید (Ti)، $(Fe \cdot Ni \cdot V)$ و نیز نسبت‌ای مذکور، کانسارهای آهن پرکامبرین سوئد را به سه گروه کانسارهای آهن آپاتیتی، کانسارهای آهن تیتانیوم‌دار و کانسارهای آهن نواری تقسیم‌بندی کرده‌اند [۲۸]. علاوه بر نمودارهای فوق، نمودارهای دیگری نیز به منظور تمایز انواع ذخایر آهن از یکدیگر ارائه شده است (شکل ۱۴) [۲۹]. مبنای تقسیم‌بندی این نمودارها بر اساس تجزیه شیمیایی مگنتیت و هماتیت انواع کانسارهای اکسیدی آهن می‌باشد، زیرا مگنتیت و هماتیت انواع نهشته‌های کانیایی یک سری تفاوت‌ای ترکیبی را نشان می‌دهند که در ارتباط با نوع کانسار است و می‌تواند راه‌کاری مناسب برای ایجاد یک سری نمودارهای جداکننده برای انواع مختلف کانه‌زایی به حساب آید. تجزیه شیمیایی مگنتیت‌های کانسارهای مختلف نشان می‌دهد که کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کیرونا

نمودار Eu/Eu^* نمونه‌ها در محدوده‌ای بین آبهای ماگمایی و جوی پلات می‌شوند. با توجه به این نمودارها می‌توان نتیجه گرفت که سیالات مؤثر در کانی‌سازی در ظفرآباد مخلوطی از آبهای ماگمایی و جوی بوده است که سیالات جوی جزء کوچکتري از این سیال مختلط را تشکیل می‌دهند. این جزء کوچک را می‌توان ناشی از تأثیر آبهای با منشأ جوی که در امتداد زون بُرشی در حرکت بوده‌اند و سپس با آبهای با منشأ ماگمایی مخلوط شده‌اند تلقی کرد. با توجه به این نمودارها مشاهده می‌شود که نمونه‌ها بیشتر به سمت آبهای با منشأ ماگمایی تمایل نشان می‌دهند تا آبهای با منشأ جوی و این تمایل نشانگر آن است که سیال‌های مؤثر در کانه‌زایی عمدتاً منشأ ماگمایی دارند. در نتیجه می‌توان عنوان کرد که سیال مسؤول کانی‌سازی، طی فرآیندهای تفریق و تبلور توده‌های آذرین عمقی، به صورت یک فاز سیال ماگمایی تشکیل و تزریق آن درون سنگهای کربناتی باعث تشکیل کانسار شده است. در نهایت می‌توان مدل پیشنهادی شکل ۱۶ را برای نحوه تشکیل کانسار آهن ظفرآباد ارائه کرد.

کربنات باعث تشکیل اسکارن و در نهایت تشکیل ذخیره مگنتیت شده‌اند. اما سوال اساسی این است که آیا توده نفوذی که در عمق وجود دارد می‌توانسته آهن مورد نیاز جهت کانی‌سازی را تأمین کند یا منبع آهن در جای دیگری بوده است؟ به عبارت دیگر آیا سیالات کانی‌ساز منشأ ماگمایی داشته‌اند یا اینکه چرخش سیالات با منشأ جوی موجب شسته‌شدن آهن از سنگای غنی از آهن شده و نهایتاً ته‌نشست آنها درون سنگهای کربناتی منطقه باعث تشکیل کانسار شده است. در بررسیهایی که بر روی چهار کانسار آهن اسکارنی ژاپن انجام شده است [۳۱] و با بهره‌گیری از سه پارامتر Eu/Eu^* ، Ce/Ce^* و $(Pr/Yb)_{cn}$ تعیین شده که سیالات کانی‌ساز منشأ جوی یا ماگمایی داشته‌اند. بر طبق مطالعات انجام‌شده این پارامترها برای نمونه‌های کانسنگی ظفرآباد تعیین و در برابر مجموع عناصر نادر خاکی ترسیم شد (شکل ۱۵ الف، ب و پ). در دو نمودار cn (Pr/Yb) و Ce/Ce^* مشاهده می‌شود که نمونه‌ها در نزدیکی محدوده مربوط به آبهای ماگمایی پلات می‌شوند، اما در



شکل ۱۴. الف) موقعیت نمونه‌های مگنتیتی ظفرآباد در نمودار $Ni/(Cr+Mn)$ به $Ti+V$ [۲۹]، ب) موقعیت نمونه‌های مگنتیتی ظفرآباد در نمودار $(Ca+Al+Mn)$ به $Ti+V$ [۲۹].

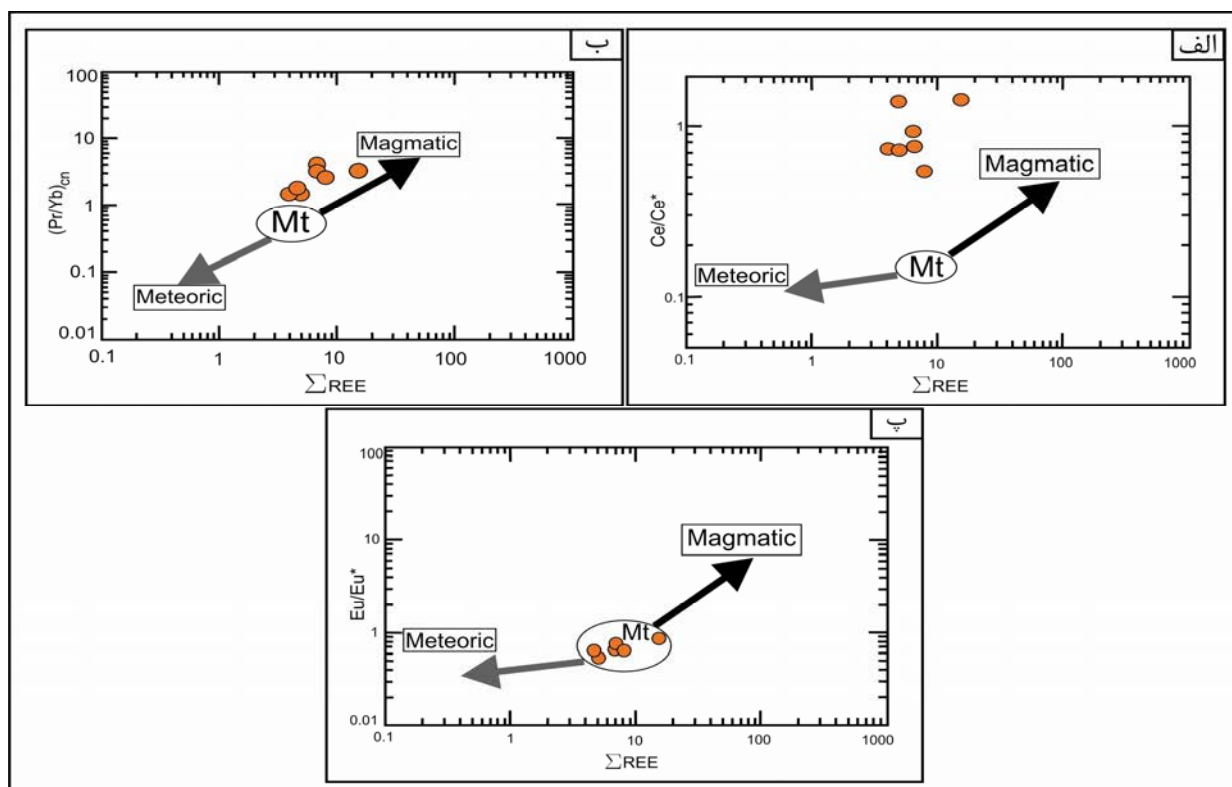
مورد مطالعه را داشته است. تزریق توده‌های آذرین عمقی در سنگهای کربناتی و غنی از کربنات (کالک‌شیست) منطقه باعث بروز متاسوماتیسم، تشکیل هاله اسکارنی (سنگهای اسکارنی) و نهایتاً نهشته‌شدن کانسار ظفرآباد شده است. مقایسه الگوی توزیع عناصر نادر خاکی مگنتیت‌های ظفرآباد با الگوی توزیع عناصر نادر خاکی انواع مختلف کانسارهای آهن (اسکارنی، رسوبی، گرمابی و کیرونا) نشان می‌دهد که الگوی

برداشت

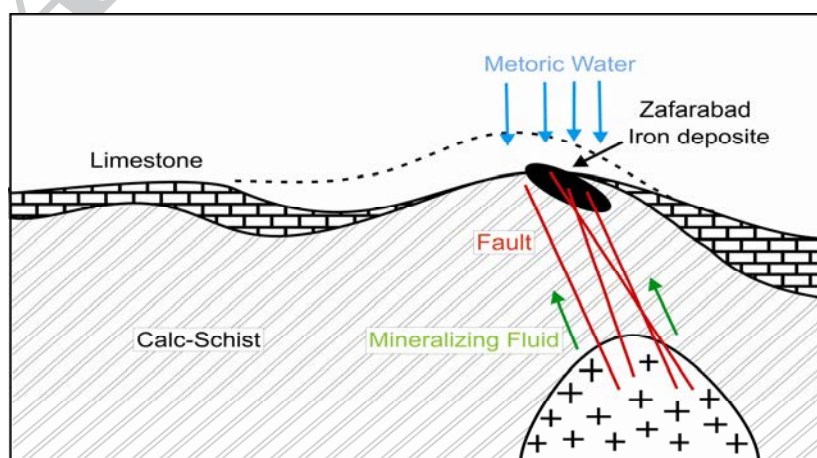
نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی، داده‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بر روی کانسار آهن ظفرآباد، همگی بیانگر آنند که نهشته‌های اکسیدی آهن در اثر عملکرد یک سیال ماگمایی که در امتداد گسلها و زون بُرشی موجود در منطقه در حرکت بوده است، ایجاد شده است. این زون گسله به‌عنوان یک کانال، نقش اصلی را در تمرکز ماده معدنی در محدوده

عناصر نادر خاکی (REE) نشان می‌دهد که سیالهای دست‌اندر کار کانه‌زایی در ظرف‌آباد عمدتاً منشأ ماگمایی دارند. این سیال طی فرآیندهای تفریق و تبلور توده‌های آذرین عمقی و به صورت یک فاز سیال ماگمایی تشکیل و تزریق آن درون سنگهای کربناتی که زمانی به صورت پوشش روی کانسار قرار داشته‌اند باعث تشکیل کانسار اسکارنی شده است.

پراکندگی عناصر نادر خاکی در ظرف‌آباد شباهت بیشتری به کانسارهای آهن اسکارنی داشته و این خود می‌تواند تیپ کانساری مشترکی را برای آنها پیشنهاد کند. بر اساس نمودارهایی که بر مبنای نسبت $Ni/(Cr+Mn)$ به $Ti+V$ و $Ca+Al+Mn$ به $Ti+V$ رسم شده‌اند [۲۹]، مشاهده می‌شود که کانسار آهن ظرف‌آباد در محدوده کانسارهای آهن اسکارنی قرار می‌گیرد. همچنین تحلیل پارامترهای محاسبه‌شده برای



شکل ۱۵. نمودارهای نشان‌دهنده نوع سیالات مؤثر در کانی‌سازی با منشأ ماگمایی یا جوی [۳۱].



شکل ۱۶. مدل پیشنهادی تشکیل کانسار آهن ظرف‌آباد.

منابع

- [1] یساقی ع.، نعمتی، م.، کمالی م. ر.، "استفاده از ریز ساختار بلورهای کوارتز و کلسیت و شاره‌های درگیر در تحلیل شرایط دگرشکلی و برآورد خاستگاه سیستم رورانده کوه‌زاد زاگرس در منطقه بختیاری"، مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۲ (۱۳۸۸) ص ۱۸۱-۱۹۴.
- [2] Eisbacher G.H., "Deformation mechanisms of mylonitic rocks and fractured ranulites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada", Geological Society of America Bulletin 81(1970) 2009-2020.
- [3] Lister G.S., Snoke A.W., "S-C Mylonites", Journal of Structural Geology 6 (1984) 617-638.
- [4] Stipp M., Stunitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "The eastern Tonale fault zone: a natural Laboratory for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250° to 700°". Journal of structural Geology 24 (2002) 1861- 1884.
- [5] Means WD., "The concept of steady -state foliation", Tectonophysics 78 (1981) 179-199.
- [6] Urai J., Means WD., Lister GS., " Dynamic recrystallization of minerals. In: Heard HC, Hobbs BE (eds) Mineral and rock deformation: laboratory studies, the Paters on volume. Geophysical Monograph", American Geophysical Union, Washington, D.C 36 (1986) 161-200.
- [7] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics". Springer Verlag, Berlin, Heidelberg (1996).
- [8] Groshong R.H.Jr., Pfiffner O.A., Pringle L.R., "Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone", Journal of Structural Geology 6 (1984a) 5-18.
- [9] David A.F., Alan P.M., Mark A.E., Martin B., Richard H.G.J., Charles M.O., "Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer", Journal of Structural Geology 26 (2004) 1521 - 1529.
- [10] Weber J.C, Ferrill, D.A., Roden-Tice Mk., "Calcite and quartz microstructural geothermometry of low-grade metasedimentary rocks, Northen Range, Trinidad", Journal of Structural Geology 23 (2001) 93-112.
- [11] Rowe K.J., Rutter E.H., "Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature". Journal of Structural Geology 12 (1990) 1 - 17.
- [12] Groshong R.H.Jr., "Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation", Bulletin of the Geological Society Of America 100 (1988) 1329-1376.
- [13] Burkhard M., "Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress strain markers and indicators of tectonic regime: a review". Journal of Structural Geology 15 (1993) 351 - 368.
- [14] Ferrill D.A., "Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone", Journal of Structural Geology 13 (1991) 667 - 675.
- [15] Mucke A., Cabral A. R., "Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in Rocks", Chemie der Erde 65 (2005) 271-278.
- [16] Ohmoto H., "Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems", Economic Geology 98 (2003) 157-161.
- [17] Kamei G., Ohmoto H., 2000. "The kinetics of reactions between pyrite and O₂-bearing water revealed from in situ measurements of DO, Eh and pH in a closed system", Geochimica et Cosmochimica Acta 64 (2000) 2585-2601.
- [18] Klein C., Hurlbut C., "Manual of mineralogy", Wiley (1985) 596.
- [19] Ramdohr, P., "The Ore Minerals and Their Intergrowths". Pergamon Press, (1980) 1207.
- [20] Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Hitzman, M. W., Juliani, C., Filho, C. R. S., Carvalho E. R., "Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajas Mineral Province, Brazil", Ore Geology Reviews 34 (2008) 317-336.
- [21] Meinert L. D., "Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia", Economic Geology 79 (1984) 869-882.
- [22] Frietsch R., Pendahl J. A., "Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna-type iron ores and some other Iron types", Ore Geology Reviews 9 (1995) 489-510.
- [23] Boynton W. V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed), Rare earth element geochemistry". Elsevier (1984) 63- 114.
- [24] De Sitter J., Govaret A., De Grave E., Chamaere D., Robrecht G., " Mossbauer Study of Ca²⁺- containing magnetites". Physica Status Solidi 43 (1977) 619-624.

- [31] Kato Y., "Rare Earth Elements as an Indicator to Origins of skarn deposits: Examples of the kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu(-Fe) deposits in Japan", *Resource Geology* 49 (1999) 183-198.
- [32] Niiranen T., Manttari I., Poutiainen M., Oliver N., Miller J.A., "Genesis of Palaeoproterozoic iron skarns in the Misi region, northern Finland", *Mineralium Deposita* 40 (2005) 192-217.
- [33] Tallarico F. H. B., Figueiredo B. R., Groves D. I., Kositsin N., McNaughton N. H., Fletcher I. R., Rego J. L., "Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarape Bahia deposit, Carajas copper-gold belt, Brazil: An Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization", *Economic Geology* 100 (2005) 7-28.
- [34] Oksuz N., Koc S., "Examination of Sarikaya (Yozgat-Turkey) iron mineralization with rare earth element (REE) method", *Journal of Rare Earths* 28 (2009) 143 p.
- [25] Appel P. W. U., "Rare earth element in the early Archaen Isua iron-formation, west Greenland", *Precambrian Research* (1999) 243-258.
- [26] Barret T. J., Fralick P. W., Jarvis I., "Rare earth element geochemistry of some Archean iron formations North of Lake Superior, Ontario, Can". *Journal of Earth Science* 25 (1988) 570 p.
- [27] Fryer B. J., "Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states", *Geochemica et Cosmochimica Acta* 41(1977) 361-367.
- [28] Loberg B.E.H., Horndahl, A.K., Ferride., "Geochemistry of Swedish Precambrian Iron Ores", *Mineralum Deposita* 18 (1983) 487-504.
- [29] Dupuis C., Beaudoin G., "Discriminant digrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types", *Mineralum Deposita* 46 (2011) 319-335.
- [30] Nystrom J.O., Henriquez F., "Magmatic Features of Iron Ores of the Kiruna Type in Chile and Sweden: Ore Textures and Magnetite Geochemistry", *Economic Geology* 89 (1995) 820-839.

Archive