

بررسی کانه‌زایی کانسار هماتیتی هنشک در استان فارس با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی

محمدعلی رجب‌زاده^۱،*، شروین پروین^۱، زهره موسوی‌نسب^۱ و رضا شمسی‌پور دهکردی^۲
^۱ بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

کانسار آهن هنشک بین روستاهای گوشتی و هنشک در صفاشهر و در شمال غرب استان فارس واقع شده است. کانه‌زایی آهن به صورت توده‌ای و عدسی همراه با رگه‌های سیلیس و باریت، در سنگ‌های میزبان دولومیتی قهوه‌ای‌رنگ سیلیسی شده با سن تریاس تشکیل شده است. کانه‌های اصلی به ترتیب شامل هماتیت و گوتیت و به مقدار کمتری مگنتیت هستند که اغلب از طریق فرآیند جان‌شینی و به میزان کمتر به شکل شکافه پراکن در سنگ میزبان جایگیر شده‌اند. مقادیر پایین فسفر (کمتر از ۰/۰۱ تا ۰/۴۱ درصد)، تیتانیوم (کمتر از ۰/۰۱ تا ۰/۰۴ درصد)، کروم (کمتر از ۰/۰۱ درصد) و وانادیوم (۵-۱۶ ppm) در نمونه‌های کانسنگ، هرگونه منشاء ماگمایی نهشته‌های مورد مطالعه را رد می‌کند. همچنین اثری از کانی‌های شاخص اسکارن در منطقه دیده نمی‌شود. الگوی به‌هنجار شده کندریتی توزیع عناصر نادر خاکی، بی‌هنجاری منفی عناصر Ce و Eu، به همراه نسبت‌های $La/Lu \geq 1$ و $Eu/Sm \leq 1$ ، Co/Ni در کنار داده‌های زمین‌دماسنجی (دمای ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتیگراد) و بافتی، نشانگر ویژگی گرمایی ذخیره آهن هماتیتی هنشک است. توده‌های آذرین موجود در منطقه به‌عنوان منشاء فلزات و موتور حرارتی در این سیستم گرمایی عمل کرده‌اند. مشاهدات صحرائی، بافتی و ساختی ماده معدنی و سنگ‌های در برگیرنده، گویای اهمیت نقش محیط اکسایشی در نهشته شدن ماده معدنی است. با وجود مقادیر بسیار پایین مس و طلا در کانسار هنشک، مقدار نقره آن قابل مقایسه با برخی از ذخایر آهن نوع IOCG است.

واژه‌های کلیدی: کانسار آهن گرمایی، هماتیت، زمین‌شیمی، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، هنشک

مقدمه

اصلی ذخایر آهن محسوب می‌شوند که در میان آن‌ها، نخستین گروه، بزرگترین منابع در حال استخراج آهن (بیش از ۹۰ درصد) در جهان را تشکیل می‌دهند. کانسارهای گرمایی آهن به‌شکل رگه‌ای و یا

کانسارهای رسوبی و آتشفشانی- رسوبی، ذخایر جدایشی ماگمایی مرتبط با سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط، لاتریت‌ها و ذخایر گرمایی آهن، چهار گروه

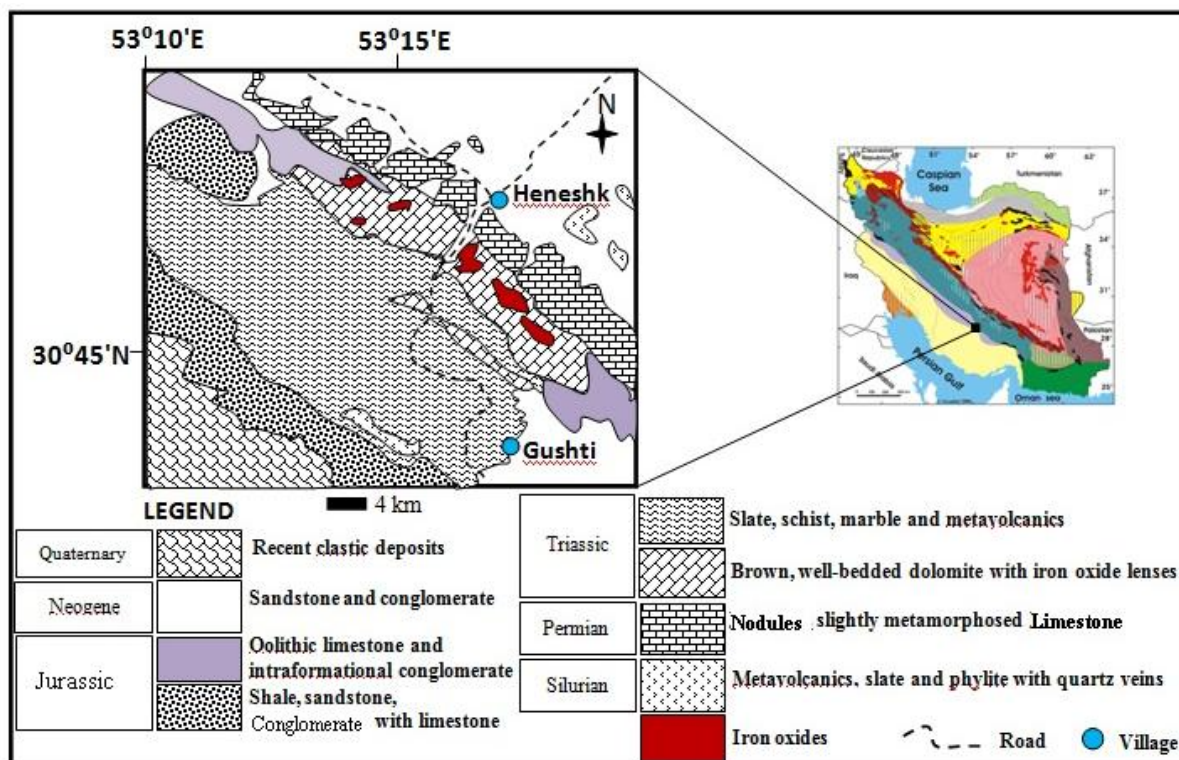
منطقه اشاره کرده‌اند. هدف از این نوشتار، ارائه شواهد صحرایی و داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی به‌منظور تعیین منشأ و نحوه تشکیل بخش هماتیتهی نهشته‌های معدنی آهن است.

زمین‌شناسی منطقه

کانسار مورد مطالعه در فاصله ۱۷۵ کیلومتری در شمال شرق شیراز در طول جغرافیایی "۱۸' ۱۶" ۵۳° شرقی و عرض جغرافیایی "۵۲' ۴۴" ۳۰° شمالی واقع شده است. محدوده معدنی از نظر زمین‌ساختی در حاشیه جنوبی پهنه سندانج- سیرجان و در امتداد روراندگی اصلی زاگرس قرار دارد (شکل ۱) و به لحاظ ساختاری از صفحه‌های رورانده‌ای تشکیل شده است که در امتداد گسل‌های رورانده با امتداد شمال غرب- جنوب شرق واقع می‌شوند. فابریک سنگ‌های منطقه، بسیار متنوع بوده و شامل ساخت‌های اسلیتی و شیستوزیته، چین‌های نامتقارن، خطوارگی‌های طویل، خطوارگی‌های موجی شکل و ساخت‌های برشی می‌شوند که طی چندین فاز دگرشکلی ایجاد شده‌اند (Sarkarinejad and Azizi, 2008).

قدیمی‌ترین تشکیلات سنگی این منطقه به زمان پیش از دونین پایانی (احتمالاً سیلورین- دونین پیشین) تعلق دارد که شامل سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده با منشأ آواری و کربناته همراه با آندزیت و توف می‌شوند. از واحدهای سنگی دیگر می‌توان به کوارتزیت، ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شده، فیلیت و مرمر همراه با لایه‌های نازک چرت و ماسه آهکی در شمال شرقی منطقه (با سن سیلورین- دونین پیشین) و نیز شیل، ماسه‌سنگ و آهک بلورین شیرین‌رنگ (با سن پرمین) اشاره کرد که در بخش‌های شمال شرق محدوده معدنی گسترش دارند و در اثر فرآیند دگرگونی مجاورتی، تبلور مجدد یافته‌اند (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹) (شکل ۲- الف).

استوک‌ورک، از طریق فعالیت سیال گرمایی در اعماق بسیار متفاوت، از محیط‌های سطحی تا بسیار عمیق (بیش از ۲ کیلومتر) تشکیل می‌شوند. ماده معدنی اصلی در این کانسارها شامل مگنتیت (دمای بالا و شرایط اکسایش کم تا متوسط) و یا هماتیت (دمای کم و شرایط اکسایش بالا) می‌شود (Guilbert and Park, 1997). بخش عمده استخراج آهن ایران در دهه ۱۳۸۰ از ذخایر با خاستگاه‌های متفاوت ماگمایی و اسکارنی- ماگمایی با سن پروتروزوئیک پسین تا میوپلیوسن صورت گرفته است (قربانی، ۱۳۸۶). در این مورد کانسارهای گرمایی آهن در ایران کمتر شناخته شده‌اند. ذخایر آهن هنشک در ۱۹ کیلومتری شمال شرق صفاشهر بین روستاهای گوشتی و هنشک در استان فارس واقع شده‌اند و شامل دو کانسار مجزا با فاصله حدود ۱/۶ کیلومتر هستند. این دو ذخیره از نظر نوع سنگ آهن با یکدیگر کاملاً متفاوت هستند. ذخیره معدنی بخش جنوبی منطقه از نوع سنگ آهن مگنتیتی رگه‌ای به همراه توده‌های پراکنده و کم وسعت منگنز و ذخیره آهن در بخش شمالی عمدتاً از توده‌های بی‌شکل و یا عدسی‌شکل هماتیتهی تشکیل شده است. محدوده اکتشافی سنگ آهن هنشک تا قبل از سال ۱۳۸۰ محدود‌ای بکر بوده و هیچ‌گونه مطالعه علمی و اکتشافی بر روی ذخایر معدنی در این محدوده انجام نشده است. بین سال‌های ۱۳۸۰ تا ۱۳۸۳ پس از ثبت آثار وجود ذخایر آهن، پروانه اکتشاف آهن توسط شرکت کاسیتريت اخذ می‌شود. این پروانه در سال ۱۳۸۴ پس از شروع عملیات اکتشاف به شرکت طلا کنکاش انتقال می‌یابد (که سپس به نام شرکت مادکانسار تغییر نام می‌دهد). تنها منابع منتشر شده شامل زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه است که در شرح نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی کشور (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹ و ۱۳۷۱) و گزارش پایان اکتشاف سنگ آهن (فخرآبادی‌پور، ۱۳۸۵) آورده شده است. همچنین Sarkarinejad و Azizi (۲۰۰۸) به وضعیت تکتونیکی



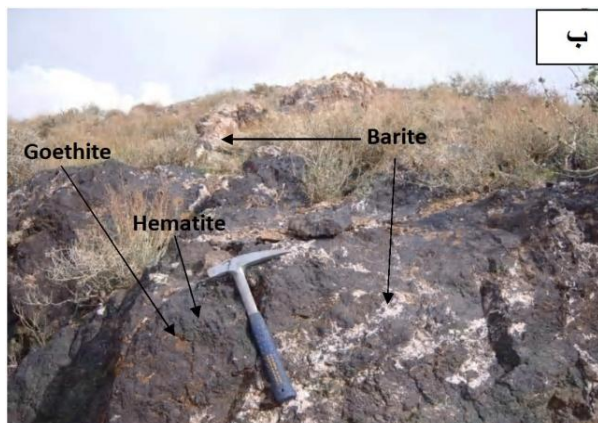
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه هنشک (برگرفته از Azizi و Sarkarinejad (۲۰۰۸)) و موقعیت آن در پهنه سنج- سیرجان (بر گرفته از King و Berberian (۱۹۸۱))

گرفته اند. سنگ‌های گابرویی، از جمله این سنگ‌ها هستند که در میان رسوبات آواری جایگزین شده و طبیعت کالک‌آلکان دارند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها نه از ذوب پوسته حاصل شده و نه به مواد آن آلوده شده است، بلکه بیشتر از ماگمایی بازالتی ریشه گرفته است که در فاصله بین منشأ تا مظهر، دچار فرآیند تفریق شده است. این موارد در مطالعات میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی بررسی خواهند شد.

دولومیت قهوه‌ای به‌عنوان سنگ میزبان نهشته‌های آهن، حاصل رسوب‌گذاری در یک حوضه کم‌ژرفا و کرانه‌ای در تریاس میانی است (فخرآبادی‌پور، ۱۳۸۵). تریاس پایانی، پس از یک توقف در رسوب‌گذاری با فعالیت‌های آتشفشانی آغاز می‌شود. حضور گدازه‌های ریولیتی و آندزیتی با ترکیب آلکان نشان‌دهنده آغاز شکافت نئوتتیس در این منطقه است که به‌صورت

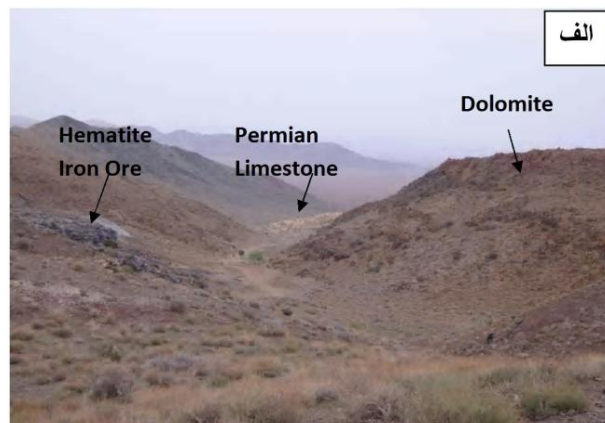
به عقیده هوشمندزاده و سهیلی (۱۳۶۹)، سنگ‌های ماگمایی منطقه دو گروه‌اند. گروه اول، پس از دگرگونی اصلی یعنی پس از تریاس میانی پدید آمده‌اند و گروه دوم که پیش از این فاز به‌وجود آمده و از آن متأثر شده‌اند. از سنگ‌های ماگمایی پس از دگرگونی، ریولیت‌های نیمه‌نفوذی هستند که در اعماق کم ظاهر شده‌اند. نمونه این سنگ‌ها را می‌توان در جنوب‌شرقی دهکده گوشتی نیز یافت. این ریولیت‌ها در میان دولومیت‌های آهن‌دار فراوان است و بنابراین ریولیت‌ها نیز می‌توانند از گوتیت و هماتیت بارور باشند. با این حال، این سنگ‌های آذرین دارای تماس مستقیم با ذخایر آهن نبوده و آثار دگرسانی در آنها مشهود است. گروه سنگ‌های ماگمایی پیش از دگرگونی، از ماگماهای بازالتی قلیایی قاره‌ای مشتق شده است که به‌صورت گدازه، توف، برش، سیل، دایک، آپوفیز و توده‌های بزرگ و کوچک نفوذی در میان رسوبات پالئوزوئیک جای

درزه‌ها و شکاف‌های موجود در توده‌های آهنکی، طی فرآیند جانشینی کانی‌های کربناته توسط ترکیبات حاوی آهن، همراه است. ذخایر معدنی آهن، عموماً در امتداد گسل‌های اصلی زاگرس با امتداد NW-SE رخنمون دارد اما به‌علت زمین‌ساخت پیچیده و خردشدگی زیاد واحدهای سنگی در منطقه توسط گسل‌های محلی رابطه این کانه‌زایی با گسل‌ها دچار آشفتگی شده و از نظر شیب و ضخامت بسیار متغیر هستند. مجموع ذخایر دارای تناژ تقریبی ۱/۷ میلیون تن برآورد شده و به لحاظ داشتن عیارهای بالایی از آهن و پایین بودن میزان فسفر از ارزش فراوانی برخوردارند که هم‌اکنون توسط شرکت مادکانسار با مشارکت یک شرکت چینی در حال بهره‌برداری است (شکل ۲-ب).



توده‌های کوچک در ابعاد حداکثر ۱۰×۱۲ متر، در میان دولومیت‌های به‌شدت خرد شده، نفوذ کرده‌اند و یا به‌صورت گدازه در مجاورت توده‌های عدسی شکل آهن‌دار دیده می‌شود (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۷۱؛ Taraz, 1974). در ژوراسیک، تغییر رژیم تکتونیکی منطقه مورد مطالعه با رسوب‌گذاری ماسه‌سنگ، کنگلومرا و شیل نشان داده می‌شود و این مجموعه توسط آبرفت‌های نئوژن به‌عنوان جوان‌ترین تشکیلات منطقه پوشیده می‌شود.

ذخایر معدنی آهن هماتیته به شکل‌های توده‌ای و عدسی‌مانند به‌صورت ۴ ذخیره ناپیوسته در درون دولومیت‌های سیلیسی شده به سن تریاس به‌همراه گوتیت و رگه‌های سیلیس و باریت تشکیل شده‌اند. کانی‌سازی با نفوذ سیال‌های گرمایی به درون گسل‌ها،



شکل ۲- موقعیت نهشته‌های بزرگ آهن هماتیته در اطراف روستای هنشک؛ الف) دولومیت‌های میزبان کانسار هماتیته به‌همراه نهشته‌های معدنی آهن، ب) توده معدنی هماتیته و گوتیتی به‌همراه رگچه‌های باریت

گرمایی و جانشینی سنگ عمل کرده‌اند. باریت نیز که همراه با ذخایر هماتیته به‌شکل شبکه‌ای از رگچه‌ها با ساخت و بافت شکافه پرکن تشکیل شده است، با توجه به روابط صحرائی به‌عنوان آخرین فاز کانی‌سازی شناخته می‌شود.

روش انجام پژوهش

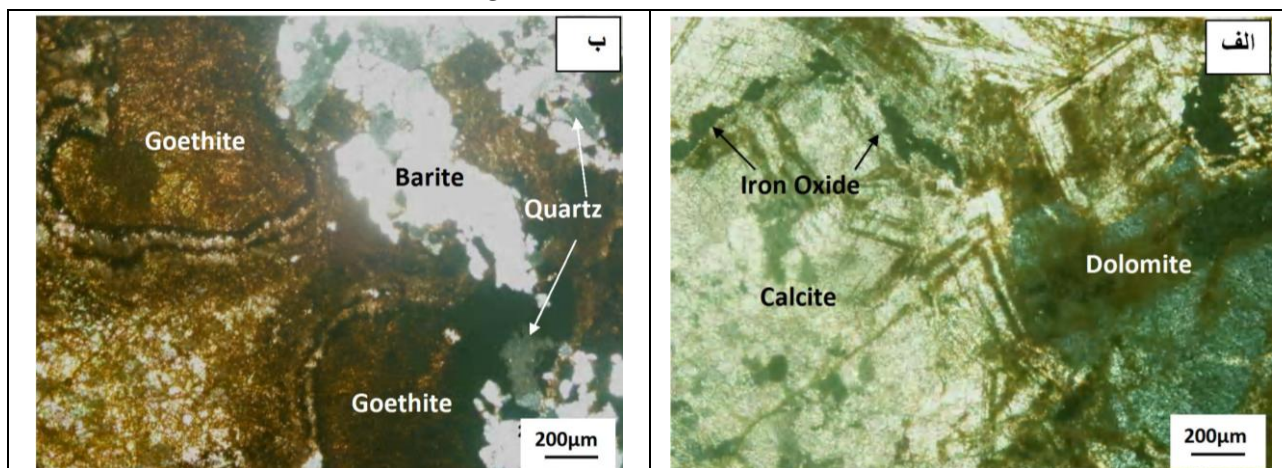
داده‌های صحرائی به‌همراه ۶۶ نمونه شاخص از کانسنگ هماتیته، سنگ‌های میزبان کربناتی و

در سنگ‌های دولومیتی به‌شدت سیلیسی شده میزبان کانسار، سیلیس به شکل ریزدانه و رگچه‌ای در متن سنگ و به‌شکل رگه‌ای در سرتاسر مناطق کانه‌زایی شده مشاهده است. سیلیسی شدن سنگ میزبان موجب آماده‌سازی زمینه (Ground preparation) کانه‌زایی شده است که با افزایش قابلیت خردشدگی سنگ تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی و در نتیجه افزایش تراوایی سنگ میزبان همراه است. محل‌های گسلی و خردشده به‌صورت کانال‌هایی جهت عبور محلول‌های

پتروگرافی

مطالعه مقاطع نازک و نازک- صیقلی سنگ میزبان کانسار آهن نشان می‌دهد که کوارتز و دولومیت کانی‌های اصلی (بین ۸۵-۹۳ درصد) و کلسیت، هماتیت، گوتیت و باریت کانی‌های فرعی (بین ۷-۱۵ درصد) این سنگ‌ها هستند. در سنگ‌های دولومیتی به‌شدت سیلیسی شده، کانی دولومیت زین‌شکل به اندازه‌های ۳ تا ۵ میلی‌متر در زمینه‌ای از سیلیس و کلسیت به‌صورت خودشکل و با ابعاد ۰/۴ تا ۰/۶ میلی‌متر دیده می‌شود. سیلیس به‌شکل ریزدانه و رگچه‌ای در متن سنگ به‌شکل وسیعی تشکیل شده است. با توجه به روابط بافتی، حداقل سه نسل کانی‌زایی سیلیس، قابل تفکیک است و شامل نسل‌های قبل، هم‌زمان و پس از کانه‌زایی آهن می‌شوند. باریت به‌شکل شبکه‌ای از رگچه‌های با ساخت و بافت شکافه‌پرکن، پس از کانه‌زایی و قبل از سیلیس نسل سوم تشکیل شده است (شکل ۳).

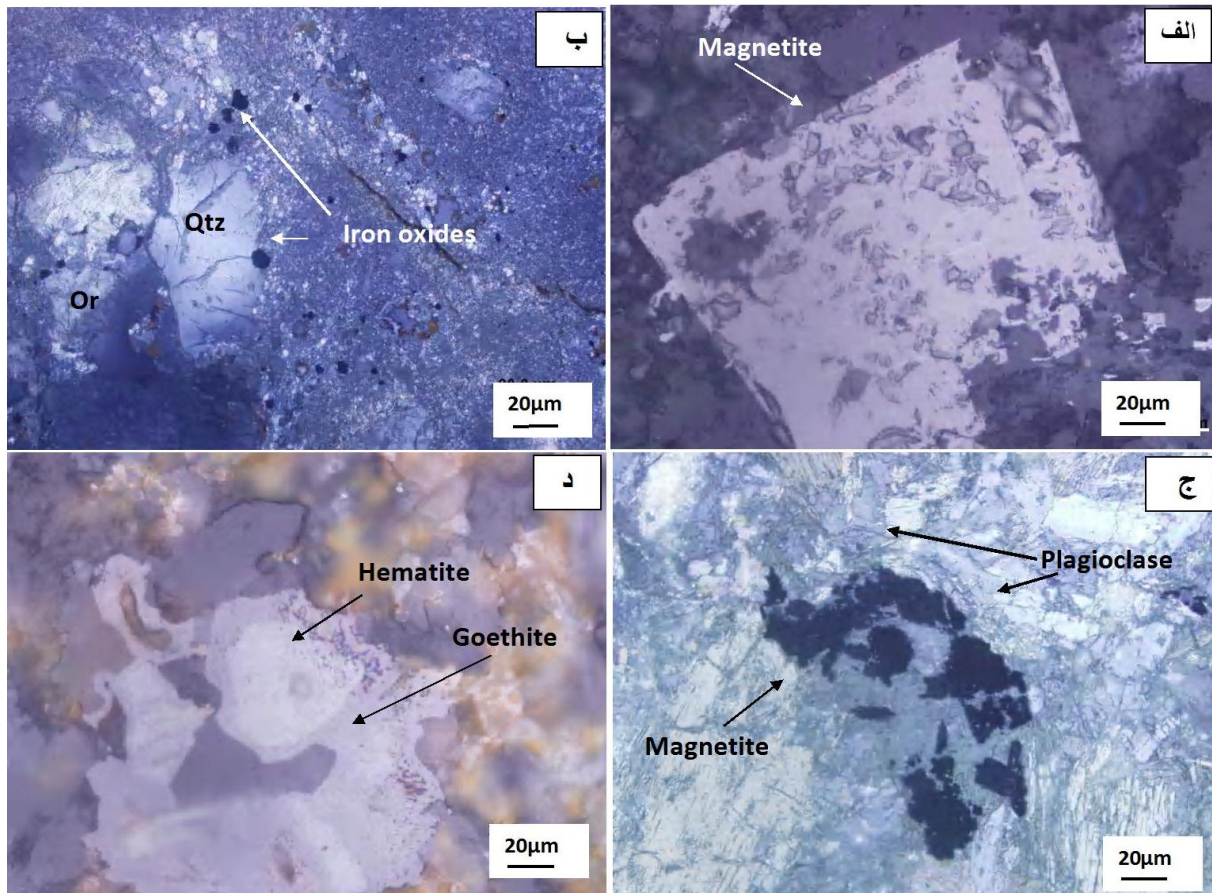
سنگ‌های آذرین با کمترین آثار دگرسانی به‌صورت هدفمند در چهار پیمایش عمود بر امتداد عمومی ذخایر آهن هماتیتی و بر اساس تغییرات سنگ‌شناسی برداشت شد. مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی با استفاده از میکروسکوپ‌های انکساری و انعکاسی بر روی ۳۷ عدد مقطع نازک و ۲۹ عدد مقطع صیقلی و نازک- صیقلی در دانشگاه‌های شیراز و اصفهان انجام شد. تعداد ۷ نمونه به روش تجزیه دستگامی XRD در آزمایشگاه شرکت کان‌پژوه و تعداد ۱۸ نمونه جهت تعیین میزان عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی به‌روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه SGS تورنتو کانادا آنالیز شیمیایی شدند. داده‌های حاصل، جهت شناخت منشأ و نحوه تشکیل ذخیره معدنی در منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای زمین‌شیمیایی با انواع ذخایر آهن جهانی مقایسه شد.



شکل ۳- الف) دولومیت تریگونال در زمینه کلسیت با کانی‌سازی ثانویه آهن درون درزه‌های آن، ب) تشکیل کانی باریت پس از تشکیل گوتیت کلوفرمی شکل در سنگ دولومیت سیلیسی شده در محدوده کانسار آهن هنشک

۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر که مارتیتی شده‌اند با فراوانی ۱/۵-۳/۵ درصد مشاهده می‌شود. همچنین در سنگ‌های آتشفشانی نوع آندزیتی و ریولیتی، هماتیت گوتیتی شده بی‌شکل در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر با فراوانی ۲ تا ۳ درصد مشاهده می‌شود (شکل ۴).

این نوع باریت احتمالاً محصول رسوب‌گذاری از یک سیال گرمابی باریم‌دار در اعماق متوسط با حرارت متوسط و کم است. در مطالعات میکروسکوپی سنگ‌های آذرین نفوذی عمدتاً با ترکیب گابرویی، اکسیدهای فراوان آهن نوع مگنتیت خودشکل تا بی‌شکل به ابعاد

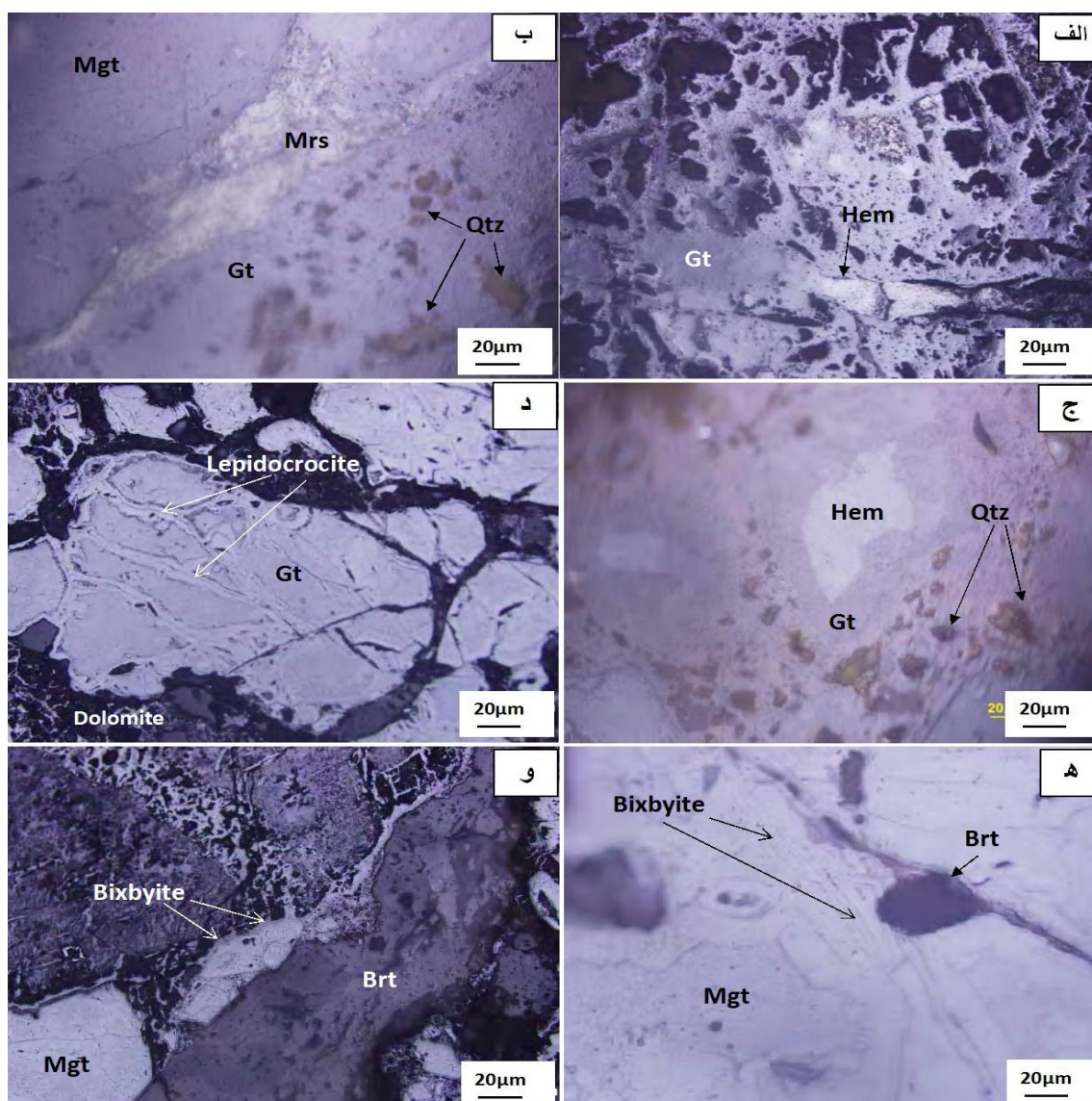


شکل ۴- الف) مگنتیت خودشکل مارتیتی شده در سنگ گابرو (RXPL)، ب) فنوکریست کوارتز شفاف به همراه ارتوکلاز نیمه شفاف و اکسیدهای آهن در متن سنگ ریولیت (RPPL)، ج) مگنتیت بی شکل خمیده در آندزیت که اطراف آن را پلاژیوکلازهای خمیده احاطه کرده اند (خمش حاصل از دگرگونی است) (RPPL) و د) هماتیت در حال گوتیتی شدن با بافت زونینگ در سنگ ریولیت (RXPL)

شکافه پرکن رگه‌ای و رگچه‌ای مشخص می‌شوند (Guilbert and Park, 1997) (شکل ۵).

در مقاطع میکروسکوپی، کانی گوتیت بسیار فراوان است. بر اساس مطالعات انجام شده توسط Thomas He و Traina (۲۰۰۴)، این کانی می‌تواند در محیط آزمایشگاهی، در حضور Cr (IV) و در شرایط pH قلیایی از تبدیل مگنتیت به واسطه فاز میانی ماگهمیت ایجاد شود و با افزایش شرایط قلیایی محیط، این تبدیل به‌طور مستقیم انجام گیرد. با توجه به این که در اکثر مقاطع، مگنتیت به‌صورت رگه‌ای و شکافه پرکن دیده می‌شود، می‌توان ورود سیال گرمابی به درزه‌ها و حفرات ناشی از تغییر حجم سنگ (در اثر دولومیتی شدن) را عامل کانه‌زایی به‌شکل مگنتیت در مرحله اول دانست.

مطالعه مقاطع صیقلی و نازک صیقلی کانسنگ آهن نشان می‌دهد که کانه‌های اصلی شامل هماتیت و گوتیت (۷۰-۸۵ درصد) و کانی‌های باطله نیز به‌ترتیب فراوانی شامل دولومیت، سیلیس، کلسیت و باریت (۱۵-۳۰ درصد) می‌شوند. کانه‌های فلزی گوتیت، هماتیت، مگنتیت، لپیدوکروزیت، اکسید آهن منگن‌زدار (بیکسبت) و مارکازیت با انواع بافت‌های جانیشینی شامل شبکه‌ای، جزایر مرجانی (نوع پیشرفته بافت شبکه‌ای)، جعبه‌ای، سلولی (جزایر باقی مانده)، حلقوی (زونینگ)، پیش‌رونده (جزایر مقاوم)، حاشیه‌ای و شکسته شده (انواع بسیار پیشرفته بافت شبکه‌ای) و همچنین به‌میزان کمتر بافت



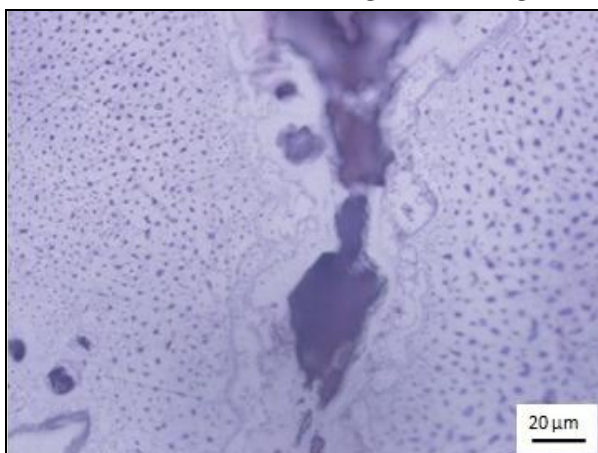
شکل ۵- الف) بافت جانیشینی شبکه‌ای هماتیت (Hem) و گوتیت (Gt)، ب) بافت رگه و رگچه‌ای مارکازیت ثانویه (Mrs) و مگنتیت (Mgt) در حال تبدیل شدن به گوتیت، ج) بافت جانیشینی نوع زونینگ هماتیت توسط گوتیت، د) کانی گوتیت (آبی کم‌رنگ) و لپیدوکروزیت (رشته‌ای) و بافت جانیشینی جزایر مرجانی در سنگ میزبان (دولومیت)، ه) مگنتیت فراوان با رنگ خاکستری تیره و ترکیب آهن منگنزدار بیکسبیت به مقدار کمتر در حاشیه آن به همراه رگچه باریت (Brt) و و) مگنتیت منگنزدار درشت‌دانه نسل اول در وسط شکل و مگنتیت با منگنز کمتر ریزدانه نسل دوم با بافت جانیشینی جعبه‌ای در گوشه سمت چپ بالای شکل دیده می‌شود.

هماتیت در شرایط دگرسانی باشد که این حالت نیز در دمای حدود ۱۵۰ درجه سانتیگراد و شرایط اکسایشی امکان‌پذیر است. این تغییرات با ارتباط واضحی بین ساختمان بلوری هماتیت و گوتیت و نیز بین ساختمان بلوری لپیدوکروزیت و ماگهمیت نشان داده می‌شود (Cudennec and Lecerf, 2004).

مگنتیت در اثر افزایش خاصیت قلیایی سیال مستقیماً به گوتیت تبدیل می‌شود. همچنین در دمای حدود ۱۶۰ درجه سانتیگراد، گوتیت می‌تواند به هماتیت تبدیل شود (Thomas He and Traina, 2004). از طرف دیگر، حضور مگنتیت مارتیتیته شده می‌تواند شاهدی بر تبدیل مگنتیت به

این دو کانی را با توجه به محدوده وسیع میدان پایداری کانی هماتیت (شکل ۶) در شرایط مختلف pH، فشار و دما تأیید می‌کنند.

حضور اندیس های کوچک و پراکنده منگنز در فاصله حدود ۱ کیلومتری از کانسار هماتیتی آهن، نشانگر غنی بودن سیال کانه‌زا از این عنصر بوده و به علت تحرک بالای منگنز نسبت به آهن و یا کروم، در زمان تبدیل مگنتیت به گوتیت و یا هماتیت، اکسیدهای آهن منگن‌دار در حاشیه درزه‌های موجود در سنگ میزبان و رگه‌های معدنی با ایجاد شکل‌های پیچشی و موج‌دار تشکیل شده‌اند (شکل ۷).

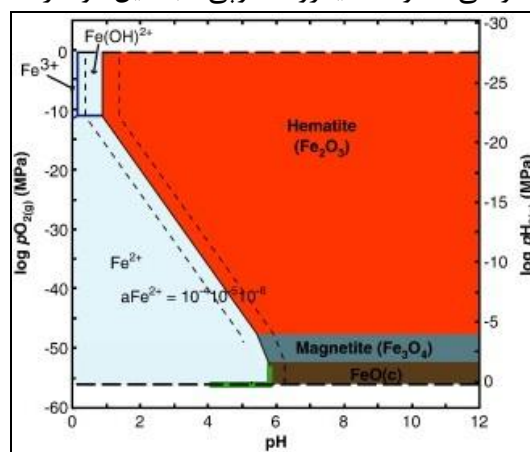


شکل ۷- حالت پیچشی و کلئیدی منگنز در حاشیه رگچه مگنتیت (RPPL)

نیز از کانی‌های کربناتی (دولومیت، آنکرایت، کلسیت)، اکسیدی (هماتیت)، هیدروکسیدی (گوتیت)، سولفاتی (باریت، ژپس) در مجاورت بلافصل ماده معدنی و از کانی‌های سیلیکاتی (آلکالی فلدسپار، کوارتز، مسکویت، کائولینیت، آندرادیت) در فاصله دورتر تشکیل شده است. سنگ‌های آذرین آندزیتی دگرسان شده در نزدیکی توده‌های معدنی حاوی کانی‌های ثانویه کلینوکلر، میکا، ایلیت و مقادیر ناچیزی از کلسیت هستند (جدول ۱).

کانسار آهن هنشک در اثر پدیده جانشینی و بدون هیچ اثری از اسکارن‌زایی ایجاد شده است و اثری از کانی‌های معمول اسکارن در ماده معدنی و یا در حاشیه توده‌های آذرین مشاهده نمی‌شود.

(2005). لپیدوکروزیت اغلب به صورت شکل دروغین گوتیت است و به این کانی تبدیل شده است. از طرفی مگنتیت و ماگهمیت نیز می‌توانند تشکیل محلول جامد دهند که اصولاً تبدیل مگنتیت به ماگهمیت در حضور سیال گرمایی اسیدی فقیر از آهن صورت می‌گیرد و در نهایت به شکل پایدارتر هماتیت تبدیل می‌شود. این تبدیل در شرایط pH اسیدی و Eh بالا انجام می‌گیرد (Otake et al., 2007). با وجود این که هماتیت در اثر دگرسانی، قابل تبدیل به گوتیت است ولی شواهد میکروسکوپی، تبدیل دو طرفه



شکل ۶- محدوده پایداری کانی‌های اکسیدی آهن دار (Otake et al., 2007)

مارکازیت با پیریت همراه است و اغلب به شکل تیغه‌ای یا نیمه‌شکل‌دار به اندازه حدود ۰/۱ میلی‌متر و به صورت ثانویه، گرمایی و دما پایین ظاهر می‌شود. حضور رگچه‌های مارکازیت در مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد این کانی در شرایط هوازدگی و پس از کانه‌زایی اصلی به صورت شکافه پرکن تشکیل شده است.

نتایج داده‌های کانی‌شناسی با روش XRD بر روی ۷ نمونه کانسنگ آهن و سنگ‌های میزبان محدوده معدنی، نشان می‌دهد که نمونه‌های کانسنگ از انواع فازهای اکسیدی (هماتیت، پیرولوکزیت)، هیدروکسیدی (گوتیت، لپیدوکروزیت)، کربناتی (کلسیت) و سیلیکاتی (کوارتز) تشکیل شده‌اند. سنگ میزبان آهنی-دولومیتی

جدول ۱- نتایج آنالیز کانی‌شناسی نمونه‌های کانسنگ، سنگ میزبان کربناتی و سنگ آذرین در محدوده معدنی هنشک به روش XRD

Sample	Minerals
Host rock	Dolomite-Ankerite + Calcite + Hematite + Goethite + Quartz + Mica-illite + Kaolinite + Alkali Feldspar
Andesitic tuff	Clinochlore + Calcite + Mica-illite
Host rock	Goethite + Hematite + Barite + Quartz
Host rock	Dolomite + Ankerite + Quartz + Goethite + Mica-illite + Hematite + Barite + Anderadite
Ore 1	Goethite + Hematite + Quartz
Ore 2	Goethite + Quartz + Hematite + Lepidocrosite + Pyrolusite
Ore 3	Hematite + Goethite + Calcite + Quartz

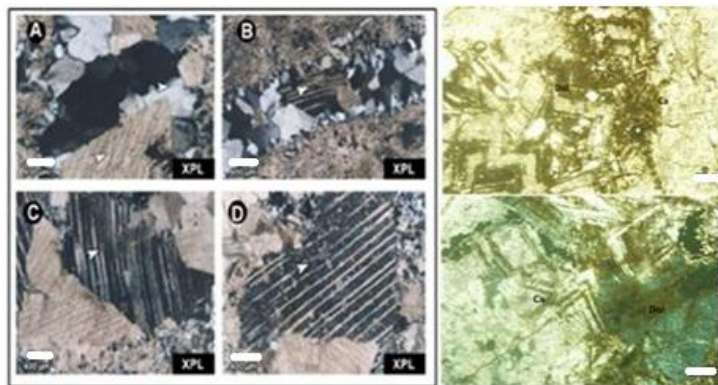
شدید و جهت‌یافتگی ضعیف مربوط به دگرگونی درجه پایین را نشان می‌دهند.

ماکل‌ها در بلورهای دولومیت و برخی از کانی‌های کلسیت کاملاً مشخص بوده و از این رو می‌توان برای تعیین محدوده درجه‌حرارت تشکیل، از آن‌ها استفاده کرد. به‌طور کلی چهار نوع ماکل کلسیت بر اساس دمای تشکیل وجود دارد (شکل ۸): ماکل‌های نوع ۱ که دارای باریکه‌های مستقیم بوده و درجه‌حرارت تشکیل آن‌ها کمتر از ۲۰۰ درجه‌سانتیگراد است. ماکل‌های نوع ۲ که عریض‌تر بوده و حداکثر دمای تشکیل آن‌ها ۳۰۰ درجه‌سانتیگراد است. ماکل‌های متقاطع نوع ۳ در درجه‌حرارت بالاتر از ۲۰۰ درجه‌سانتیگراد ظاهر می‌شوند که دارای کمی خمیدگی ناشی از فعالیت لغزشی هستند. ماکل‌های با مرزهای دندان‌دار نوع ۴ که در دمای بیش از ۲۵۰ درجه‌سانتیگراد ایجاد می‌شوند (Flügel, 2004). با توجه به این‌که ماکل‌های کانی دولومیت و کلسیت موجود در سنگ میزبان محدوده معدنی دارای شکل ترکیبی انواع ۱ و ۲ هستند، شاهدهی بر تشکیل آن‌ها در محدوده دمای ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه‌سانتیگراد است (شکل ۸).

چنین وضعیتی در بسیاری از کانسارهای آهن گرمابی مانند Iron Springs گزارش شده است (Barker, 1995). نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی در تعیین مسیر تحول سیال کانه‌زا و تشکیل پی‌آپی کانی‌های مختلف و سپس تغییرات بعدی بر روی کانی‌های پیشین در کانسار آهن هنشک نشانگر آنست که کانه‌های مگنتیت، اسپیکیولاریت، بیکسبیت و پیریت به‌صورت فازهای اولیه و طی کانه‌زایی گرمابی در سنگ میزبان به‌وجود آمده‌اند. هماتیت و گوتیت به‌صورت دو نسل اولیه (طی کانه‌زایی گرمابی) و ثانویه (طی دگرسانی) شکل گرفته‌اند. مارکازیت و لپیدوکروزیت نیز فازهای ثانویه بوده و در حین دگرسانی کانه‌های اولیه تشکیل شده‌اند.

زمین‌دماسنجی بر اساس مطالعات میکروسکوپی

در مقاطع نازک کانسنگ آهن، اغلب بلورهای کلسیت، ریزدانه و بلورهای دولومیت، درشت‌دانه هستند. کوارتزها، بیشتر ریزدانه و به‌ندرت درشت‌دانه بوده، آثاری از تحمل تنش به‌صورت خاموشی موجی نسبتاً



شکل ۸- انواع ماکل‌های دگرشکلی کلسیت (Flügel, 2004)

(A) ماکل دگرشکلی نوع ۱

(B) ماکل دگرشکلی نوع ۲

(C) ماکل دگرشکلی نوع ۳

(D) ماکل دگرشکلی نوع ۴

و ماکل‌های دگرشکلی بلورهای دولومیت در منطقه مورد مطالعه (تصویر سمت راست). مقیاس نشان داده شده در همه تصاویر ۲۰۰ میکرون است.

ژئوشیمی

فواصل کم در تغییر است (میزان Fe_2O_3 از ۵۰ تا ۷۳ درصد وزنی). بالا بودن مقادیر عناصر Al، K و Rb در مناطق کانه‌زایی شده با ایجاد دگرسانی سربستی در سنگ میزبان بلافصل ماده معدنی و همچنین در حاشیه توده‌های آذرین در نتایج آنالیزهای XRD مشاهده می‌شود.

داده‌های زمین‌شیمیایی حاصل از آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و عناصر نادر خاکی تعداد ۱۸ نمونه (۱۰ نمونه کانسنگ آهن، ۵ نمونه سنگ‌های آذرین و ۳ نمونه سنگ میزبان آهنی - دولومیتی) در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. عیار آهن کانسنگ در محدوده وسیعی، حتی در

جدول ۲- نتایج آنالیز زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های کانسنگ (Ore)، سنگ میزبان دولومیتی (Host) سنگ‌های آذرین گابرو (G) و ربولیت (R) در منطقه هنشک با استفاده از روش‌های XRF و ICP-MS

	Ore 1	Ore 2	Ore 3	Ore 4	Ore 5	Ore 6	Ore 7	Ore 8	Ore 9
wt%									
SiO ₂	6.55	2.38	3.80	15.20	1.83	1.76	10.3	17.6	3.07
TiO ₂	0.04	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	0.46	0.09	0.16	0.08	0.14	0.04	0.26	0.20	0.07
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	50.50	67.10	72.70	58.40	68.10	>75	66.70	61.80	68.00
MgO	4.27	1.11	0.66	1.03	0.48	0.15	0.27	0.73	0.93
MnO	4.08	3.18	6.62	5.73	5.09	0.98	7.87	5.45	4.99
CaO	12.80	3.51	0.76	1.58	2.61	0.33	0.47	0.72	3.20
Na ₂ O	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
K ₂ O	0.15	0.02	0.09	0.02	0.04	<0.01	0.13	0.06	0.03
P ₂ O ₅	0.03	0.21	<0.01	<0.01	0.17	<0.01	0.02	<0.01	0.22
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	20.10	12.70	10.40	12.10	8.45	3.03	11.10	10.50	11.50
Total	99.00	90.30	95.20	94.10	86.90	87.20	97.30	97.10	92.10
ppm									
Cl	-	280	-	-	-	-	-	120	260
F	-	90	-	-	-	-	-	80	90
Au	-	-	-	-	34	-	-	23	-
Ag	<1	1	2	5	2	6	4	2	3
Co	2.1	8.0	<0.5	0.7	1.0	1.5	0.8	<0.5	48.0
Cu	13	<5	269	322	45	<5	178	553	<5
V	25	13	10	11	8	<5	11	16	6
Cs	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Mo	3	<2	<2	<2	<2	<2	4	<2	<2
Nb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ni	17	11	<5	8	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	4.2	1.0	1.9	0.7	1.4	0.4	2.7	2.2	1.1
Sn	1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1
Th	1	0.3	0.5	0.2	0.1	<0.1	0.4	0.3	<0.1
U	4.45	2.35	1.36	0.96	3.4	0.87	2.63	3.05	7.5
W	<1	1	<1	1	<1	3	<1	<1	133
La	4.1	2.5	10.6	3.7	2.3	5.5	5.9	5	1.3
Ce	5.5	3.3	22.8	7.4	3.7	9.2	9.3	8.7	2.5
Pr	0.6	0.48	3.01	1.06	0.57	1.13	1.1	1.16	0.43
Nd	2.6	2.3	12.8	5.3	3	4.6	4.3	5.7	2.3
Sm	0.8	0.9	3.3	1.8	1.2	1.2	1.2	1.9	0.9
Eu	0.21	INF	INF	INF	0.32	INF	0.55	0.53	0.32
Gd	0.93	1.14	2.98	1.88	1.64	1.35	1.46	2.31	1.24
Tb	0.13	0.13	0.32	0.25	0.25	0.17	0.22	0.35	0.17
Dy	0.59	0.62	1.30	1.21	1.29	0.96	1.15	2.07	0.75
Ho	0.10	0.10	0.16	0.18	0.19	0.16	0.17	0.35	0.11
Er	0.29	0.28	0.36	0.48	0.49	0.43	0.45	0.82	0.28
Tm	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.09	<0.05
Yb	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.1
Lu	0.06	<0.05	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Ta	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hf	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
ΣREE	16.16	15.23	63.82	5.28	21.31	28.14	34.19	35.06	17.64
(La/Lu) _N	6.83	6.66	28.26	1.18	6.13	14.66	15.73	13.33	3.46
(La/Sm) _N	2.93	1.59	1.84	3.51	1.09	2.62	2.81	1.5	0.83
(Gd/Lu) _N	2.03	3.97	10.39	0.65	5.71	4.7	5.09	8.05	4.32
[Eu]/[Eu ³⁺]	0.75	--	--	0.83	0.7	1.283	0.78	0.936	0.94
[Ce]/[Ce ³⁺]	0.78	0.671	0.899	23.9	0.72	0.822	0.813	0.805	0.74

ادامه جدول ۲

	Ore 10	Host 1	Host 2	Host 3	G 1	G 2	R 1	R 2
wt%								
SiO ₂	4.06	2.60	5.04	6.66	48.3	49.8	69.30	69.80
TiO ₂	<0.01	<0.01	0.03	0.02	2.23	2.41	0.18	0.23
Al ₂ O ₃	0.13	0.14	0.56	0.74	13.80	14.40	11.80	13.60
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	66.80	2.88	14.30	11.70	14.50	13.10	2.24	2.00
MgO	1.57	18.20	11.40	14.60	5.06	5.29	0.25	0.26
MnO	4.95	0.48	1.18	1.50	0.30	0.27	0.14	0.12
CaO	3.22	31.50	23.70	23.70	6.53	7.62	1.39	2.43
Na ₂ O	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	3.5	3.7	0.2	0.2
K ₂ O	0.05	0.02	0.18	0.25	1.47	1.37	8.89	9.84
P ₂ O ₅	0.41	0.08	0.09	0.04	0.30	0.30	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	13.90	45.00	32.80	37.30	3.29	4.00	1.82	2.72
Total	95.00	100.8	89.30	96.50	99.30	102.20	96.20	101.2
ppm								
Cl	370	-	-	-	-	-	-	-
F	90	-	-	-	-	-	-	-
Au	27	41	-	-	-	-	18	-
Ag	3	<1	1	1	1	<1	1	1
Co	0.9	0.8	12.4	1.4	41.4	39.7	3.4	3.0
Cu	13	<5	18	729	69	16	<5	<5
V	10	10	13	19	324	325	21	22
Cs	<0.1	0.1	0.2	0.1	3.2	2.6	0.4	0.4
Mo	<2	<2	2	2	<2	<2	<2	<2
Nb	<1	<1	<1	<1	16	17	6	8
Ni	17	6	29	5	24	23	5	<5
Rb	1.6	0.7	5.6	9.0	65.8	57.4	155	167
Sn	<1	<1	<1	<1	2	2	3	3
Th	0.2	0.3	0.5	0.5	2.8	2.2	10.9	11.8
U	2.15	0.85	2.24	1.19	2.03	1.61	3.34	3.53
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	2
La	4.7	2.3	4.8	8.2	18.1	16.4	31.3	28.6
Ce	8.8	3.4	8.4	14	38.6	36.1	60	0.4
Pr	1.21	0.36	1.17	1.72	5.08	4.76	6.74	6.06
Nd	5.3	1.6	5.8	7.6	22.1	21.9	25.8	22.4
Sm	1.7	0.3	1.8	2.7	5.6	5.2	5.1	4.6
Eu	0.55	0.12	INF	INF	1.96	1.94	0.70	0.60
Gd	1.95	0.22	2.16	3.39	6.23	6.20	4.59	4.00
Tb	0.24	0.05	0.25	0.46	1.04	1.03	0.71	0.74
Dy	1.04	0.20	1.04	1.94	6.49	6.45	4.22	4.54
Ho	0.16	<0.05	0.15	0.27	1.31	1.28	0.86	0.92
Er	0.38	0.13	0.44	0.51	4.12	4.06	2.70	2.99
Tm	<0.05	<0.05	0.06	0.05	0.52	0.53	0.37	0.39
Yb	0.2	<0.1	0.3	0.2	3.2	3.2	2.2	2.6
Lu	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.49	0.49	0.31	0.4
Ta	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.0	0.9	<0.5	0.6
Hf	<1	<1	<1	<1	4	4	3	4
ΣREE	33.4	9.2	26.4	41.09	114.8	109.5	145.6	132.9
(La/Lu) _N	12.53	6.13	12.8	21.86	3.69	3.49	10	7.15
(La/Sm) _N	1.58	4.39	1.53	1.74	1.85	1.8	3.51	3.56
(Gd/Lu) _N	6.8	0.77	7.53	11.82	1.66	1.72	1.94	1.3
[Eu]/[Eu ³⁺]	0.93	1.44	-	-	1.02	1.05	0.45	0.43
[Ce]/[Ce ³⁺]	0.82	0.83	0.79	0.83	1	0.91	0.92	0.91

متوسط منگنز (حدود ۴/۸ درصد وزنی) در کانسنگ آهن هنشک و نیز عدم مشاهده کانی‌های مستقل منگنز در مطالعات کانی‌شناسی نمونه‌های کانسنگ (پیرولوزیت تنها در یک نمونه کانسنگ در بررسی میکروسکوپی و XRD مشاهده شده است) می‌تواند شاهدهی بر جانمایی Fe⁺² توسط Mn⁺² در شبکه اکسیدهای آهن باشد.

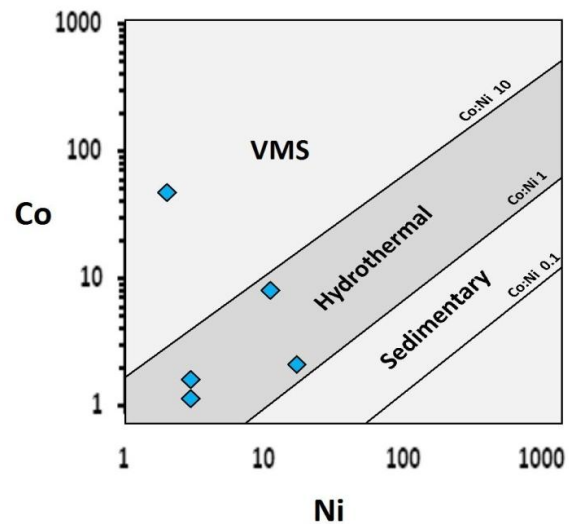
در داده‌های زمین‌شیمیایی حاصل از پیمایش عمود بر مناطق کانه‌زایی‌شده، جانمایی کلسیم و منیزیم توسط آهن در نمونه‌های سنگ میزبان با هم‌روندی تغییرات این عناصر به‌خوبی دیده می‌شود. افزایش هم‌زمان Fe و Mn در نمونه‌های کانسنگ نشانگر رفتار مشابه این دو عنصر در محیط کانه‌زایی است. بالا بودن نسبی مقدار

مقدار Cr نیز یکی از شاخص‌های تفکیک ذخایر ماگمایی آهن (معادل کمتر از ۲۰ ppm) و ذخایر آهن رسوبی تیپ راپتیان (حدود ۲۵ ppm) از کانسارهای گرمابی آهن (تا ۲۰۰ ppm) است (Nyström and Henriquez, 1994; Barker, 1995). مقدار Cr در کانسنگ هماتیت هنشک برابر با ۵۱/۲۳ ppm است که در گروه ذخایر آهن گرمابی قرار می‌گیرد. همچنین مقدار TiO_2 در ذخایر آهن ماگمایی نسبتاً بالا (۰/۳) درصد وزنی در EL Laco شیلی و ۰/۶ درصد وزنی در Kiruna سوئد) است و در ذخایر گرمابی کاراجاس برزیل در حدود ۰/۱-۰/۱۱ درصد وزنی است. مقدار TiO_2 در کانسنگ هماتیت هنشک برابر ۰/۰۱ درصد وزنی است که شباهت آن را به کانسارهای گرمابی نشان می‌دهد. مقدار بسیار کم درصد وزنی P_2O_5 نیز در نمونه‌های کانسنگ با عدم حضور آپاتیت در کانه‌زایی توجیه می‌شود.

بررسی سنگ میزبان کربناتی کانسار آهن هنشک، نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصری مانند Rb, Sr, Zn, Co, Cu, Ag و Ba، نسبت به متوسط سنگ‌های آهکی است که ناشی از عملکرد سیال کانه‌دار بر سنگ میزبان کربناتی است و در مقابل از نظر عناصر Ni, V, Zr, Y و Th تهی شده‌اند که توسط دگرسانی بسیار پیشرفته سنگ‌های میزبان توضیح داده می‌شود، زیرا در چنین شرایطی، عناصر واسطه و حتی عناصر گروه HFSE یعنی V, Y, Th و Zr نیز از سنگ خارج می‌شوند (Zhiwei et al., 2004).

میانگین عیار Ag در کانسنگ هماتیت حدود ۳۵ برابر نسبت به عیار متوسط پوسته است. این عنصر، یک یون فلزی نرم (در مفهوم اسید-باز لوئیس) است که به صورت گسترده توسط کمپلکس‌های کلریدی حمل می‌شود (Robb, 2005). نقره از محصولات جانبی همراه با کانه‌زایی آهن در کانسارهای گرمابی است (Williams et al., 2005) و در شرایط قلیایی و کاهش رسوب می‌کند. مقادیر حداکثری مس (۰/۰۱ درصد) و طلا

همچنین مقادیر نسبتاً بالای دو یون Co^{+2} و Ni^{+2} که از نظر شعاع یونی بسیار نزدیک به Fe^{+2} هستند (Mason and Moore, 1982) از یک سو و عدم تشخیص کانی‌های مستقل این دو عنصر در مطالعات کانی‌شناختی، نشانگر شرکت آن‌ها در شبکه اکسیدهای آهن است. مقایسه نسبت Co/Ni که به‌عنوان شاخصی برای تشخیص محیط‌های کانه‌زایی آهن استفاده شده است (Bajwah et al., 1987) نشانگر محدوده کانسارهای گرمابی برای کانسار هنشک با میانگین $Co/Ni=1/8$ است (شکل ۹).



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های کانسنگ آهن هنشک در نمودار ساده شده Co-Ni جهت تعیین منشأ کانسارهای آهن منطقه مورد مطالعه (Frietsch, 1978)

نسبت Cr/V در اغلب ذخایر آهن ماگمایی و رسوبی کمتر از ۰/۱ است و این نسبت در ذخایر آهن گرمابی بالاتر از ۱ است (Marschik and Fontbote, 2001). میزان این نسبت در کانسنگ هماتیت هنشک (۵/۲) در محدوده کانسارهای گرمابی قرار می‌گیرد. مقدار وانادیوم نیز در کانسنگ هماتیت هنشک برابر ۹/۷۲ ppm است که بسیار کمتر از مقدار این عنصر غیرمتحرک در کانسارهای ماگمایی است. شعاع یونی V^{+3} مشابه Fe^{2+} است و بیشتر جانشین آهن در ساختار مگنتیت ماگمایی می‌شود (Frietsch, 1978).

میانگین نسبتاً پایین Cl (۱۰۰ ppm) در برخی از کانسنگ‌های هنشک، عدم افزایش زیاد این نسبت توجیه می‌شود. بی‌هنجاری عنصر Eu در کانسنگ‌های هماتیتی هنشک (۰/۹۲) در میان عناصر LREE با منشاء گرمایی آن متناسب است (Helvacı, 1984). کانسنگ هماتیت مورد مطالعه دارای بی‌هنجاری ضعیفی از عنصر Ce است. از آنجا که Ce^{+3} در محیط‌های اکسیدی می‌تواند به راحتی به Ce^{+4} اکسید شده، با کاهش شعاع توسط هیدرولیزات‌ها و ذرات معلق، جذب سطحی و حمل شود و یا در صورت حضور لیگاندهای کربناتی در سیال کربناتی از محیط خارج شود (Spangenberg *et al.*, 1999). بنابراین، بی‌هنجاری نسبتاً منفی آن در کانسنگ‌های هماتیتی می‌تواند نشانه اکسید شدن Ce^{+3} به Ce^{+4} و خروج آن از محیط و عدم حضور نسبی آن در ساختمان هماتیت باشد. مقایسه داده‌های مربوط به مقادیر REE کانسنگ‌های هماتیتی هنشک با انواع نهشته‌های رسوبی، ماگمایی و گرمایی نقاط مختلف دنیا نشان می‌دهد که کانه‌زایی آهن در این ذخیره نمی‌تواند به فرآیندهای رسوبی و آذرین نسبت داده شود در حالی که شباهت زیادی با ذخیره آهن گرمایی نظیر آبرون اسپرینگ در امریکا دارد (شکل ۱۰).

میانگین مجموع عناصر نادر خاکی کمیاب در آهنک‌های دولومیتی دارای فاصله دور از نهشته‌های معدنی، ۹/۲ ppm و در دولومیت‌های آهن‌دار نزدیک به ذخایر معدنی ۲۶/۹۵ ppm است. مقادیر بالای نسبت‌های La/Lu (۱۲/۵) و Gd/Lu (۶/۲) در این کانسار بیانگر درجه بالای تفکیک عناصر HREE نسبت به LREE است. تفکیک این عناصر در سنگ‌های کربناته به شدت وابسته به شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل

(۰/۰۳ ppm) در این نمونه‌ها در مقایسه با میزان این عناصر در برخی از ذخایر گرمایی نوع IOCG جهان بسیار کمتر است (Sillito, 2003) با وجود این، میزان نقره آن‌ها (۲-۶ ppm) با برخی از کانسارهای یادشده قابل مقایسه است (جدول ۳).

جدول ۳- مقایسه مقادیر متوسط مس، طلا و نقره در کانسنگ‌های آهن هنشک با برخی از کانسارهای IOCG جهان (Sillito, 2003)

Deposit	Ag (ppm)	Au (ppm)	Cu (wt%)
Raul-Condestable (Peru)	6	0.9	1.7
Monterrosas (Peru)	20	0.6	1-2
Cobrepampa (Peru)	15	-	2-5
Candelaria (Chile)	3/1	0.22	0.95
Punta del Cobre (Chile)	2-8	1.5	1.5
Henesk (Iran)	2-6	0.03	0.07

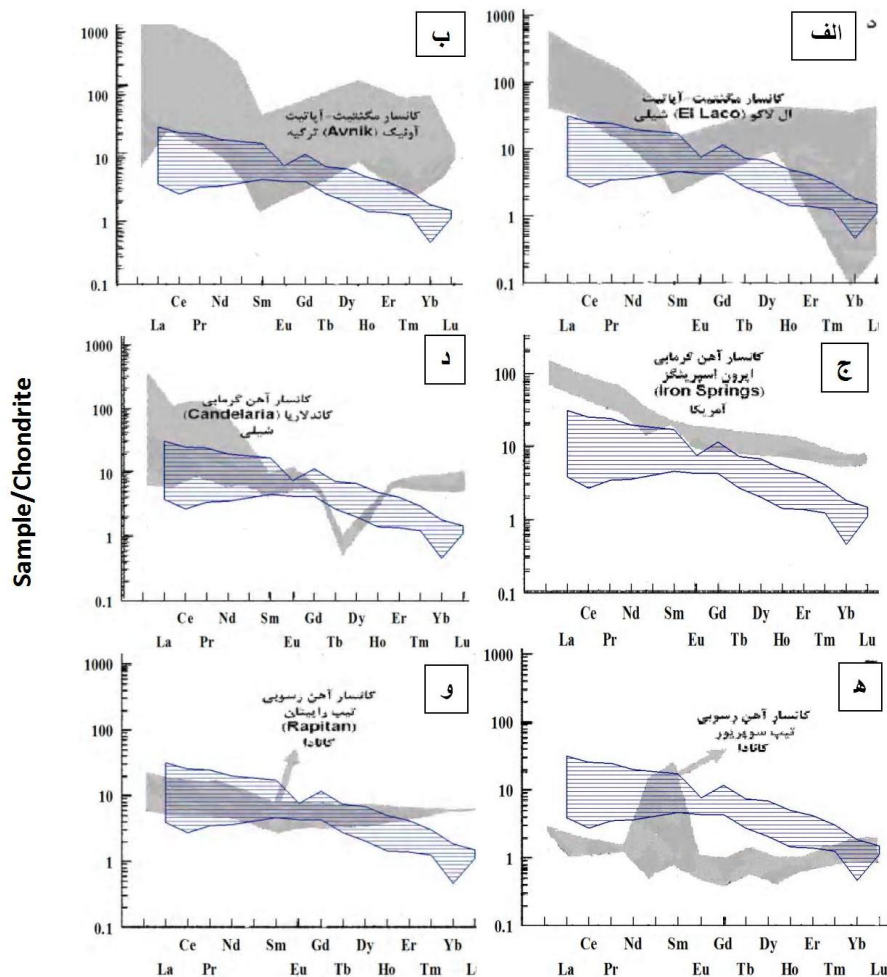
نتایج آنالیز شیمیایی عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده (Wakita *et al.*, 1971) نشانگر شیب منفی از سمت عناصر خاکی سبک (LREE) به سمت عناصر خاکی سنگین (HREE) است. غنی‌شدگی نسبی LREE به HREE در ذخایر مرتبط با سیالات گرمایی در نقاط مختلف دنیا گزارش شده است (Helvacı, 1984).

در کانسنگ هماتیت هنشک مقدار کلی عناصر نادر خاکی بین ۵ تا ۶۳ ppm (مقدار میانگین ۳۴ ppm) متغیر است که نسبت به میانگین مجموع این عناصر در ذخایر جهانی آهن با منشاء گرمایی کمتر و از کانسارهای ماگمایی بسیار کمتر است. این مقادیر از میانگین این عناصر در ذخایر رسوبی تیپ راپیتان و آتشفشانی-رسوبی تیپ لان‌دیل بیشتر است. بر اساس نظر محققین، افزایش نسبی LREE به HREE وابسته به فشار جزئی گاز CO_2 و میزان Cl در سیال کانی‌ساز است که هر دو ترکیب شیمیایی، جزو لیگاندهای اصلی حمل‌کننده LREE محسوب می‌شوند و افزایش این دو لیگاند در سیال می‌تواند موجب افزایش نسبت یاد شده شود. بنابراین با توجه به مقدار

حضور سیالات گرمابی- گراگونی یا ماگمایی صورت می‌پذیرد که وابسته به واکنش متقابل سیال و سنگ است (Bau, 1991). بر این اساس، افزایش عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های آلوده به آهن، نسبت به نمونه‌های خالص دولومیت آهکی، اثر واکنش سیال بر سنگ بوده که در طی آن عناصر LREE بیشتر از HREE شسته شده و از محیط خارج شده‌اند. این ویژگی مختص سنگ‌های کربناته در مواجهه با سیالات گرمابی است (Castor and Hedrick, 2006). مقدار متوسط نسبت La/Sm ($1/7$) نشانگر تفکیک عناصر با شدت کمتر در LREE است که به‌خوبی در میزان شیب نمودارهای عنکبوتی مشاهده می‌شود.

اولیه، دیاژنز و دگرگونی، ترکیب سیالات گرمابی ثانویه و نوع کانی‌های موجود است (Bao *et al.*, 2004).

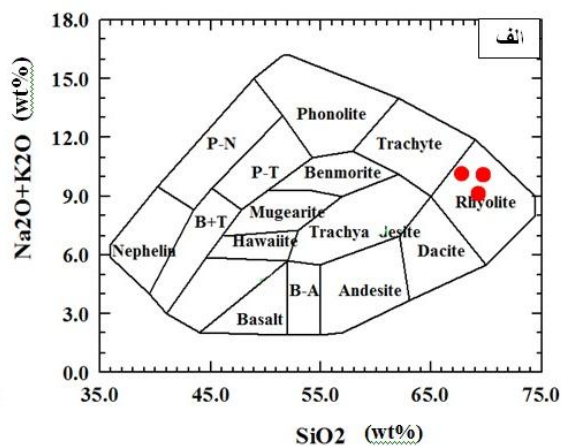
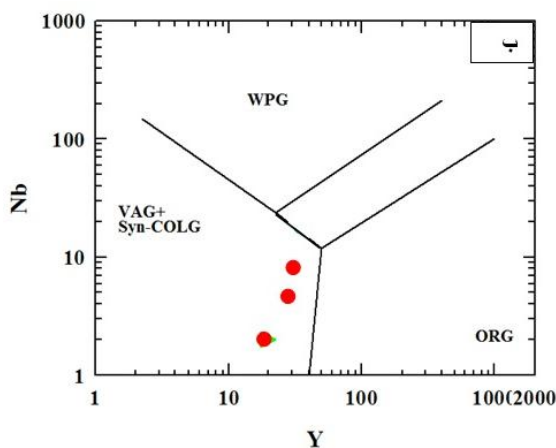
افزایش مجموع عناصر خاکی کمیاب (ΣREE) در نمونه‌های دولومیت آهن‌دار نسبت به آهک‌های دولومیتی می‌تواند نشانه تأثیر سیال گرمابی بر دولومیت‌های آهن‌دار باشد. ضمن آنکه در دولومیت‌های آهن‌دار آثار دگرگونی مشاهده نمی‌شود و حتی در صورت دگرگون شدن هم درجات دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت بالایی و گرانولیت نیز نمی‌تواند سبب تحرک عناصر REE شود (Lottermoser, 1992). بنابراین، تغییر الگوی عناصر خاکی کمیاب تنها در



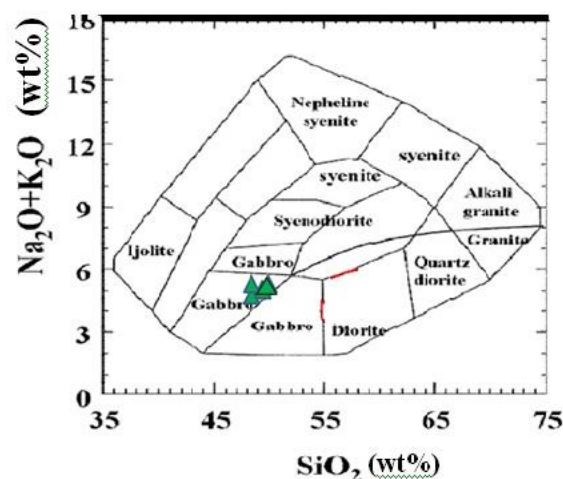
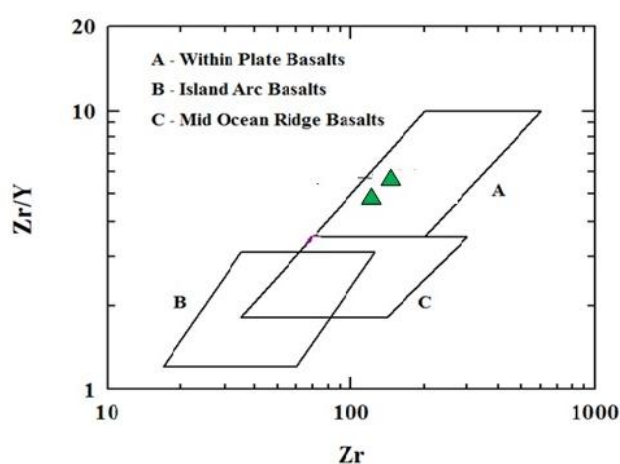
شکل ۱۰- مقایسه الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در کانسنگ هماتیت هنشک با دیگر ذخایر آهن جهان؛ داده‌ها از الف) Hein و همکاران (۱۹۸۸)، ب) Helvacı (۱۹۸۴)، ج) Barker (۱۹۹۵)، د) Marschik و Fontbote (۲۰۰۱)، ه) Bhattacharya و همکاران (۲۰۰۷) و و) Klein and Beukes (۱۹۹۳) است.

Middlemost, 1994) نشانگر قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی در محدوده ریولیت با ماگمای مادر از نوع گرانیت‌های هم‌زمان با تصادم قاره‌ای (Syn-COLG) و نیز گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) است (Pearce, 1984) (شکل ۱۱). همچنین نمونه سنگ‌های آذرین درونی نیز در محدوده گابرو قرار می‌گیرند. میزان عناصر Y و Zr این سنگ‌ها گویای محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای (Pearce and Norry, 1979) و وجود ماگمای مادر از نوع بازالت‌های ساب آکالن است (Wood, 1980) (شکل ۱۲).

با توجه به حضور توده‌های کوچک آذرین بیرونی و درونی در محدوده معدنی که می‌توانند نشان‌دهنده یک سیستم ماگمایی بسیار بزرگتر در زیر منطقه معدنی باشند و به‌عنوان موتور گرمایی، منشاء فلزات و بخشی از سیال گرمایی در نظر گرفته شوند، تعداد ۶ نمونه سنگ با دگرسانی کم (۳ نمونه آتشفشانی و ۳ نمونه نفوذی) انتخاب و آنالیز شیمیایی شدند. داده‌های زمین‌شیمیایی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه بر روی نمودارهای رده‌بندی شیمیایی کل‌قلیایی‌ها در برابر سیلیس (TAS) (Cox et al., 1979;



شکل ۱۱- الف) قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی در محدوده ریولیتی نمودار TAS (Middlemost, 1994)، ب) ریولیت‌های مرتبط با ماگمای مادر از نوع گرانیت هم‌زمان با تصادم قاره‌ای (Syn-COLG) و نیز گرانیت قوس‌های آتشفشانی (VAG)



شکل ۱۲- الف) قرارگیری سنگ‌های نفوذی در محدوده گابرو نمودار TAS (Middlemost, 1994)، ب) میزان عناصر Zr و Y در گابروها گویای محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای است (Pearce and Norry, 1979).

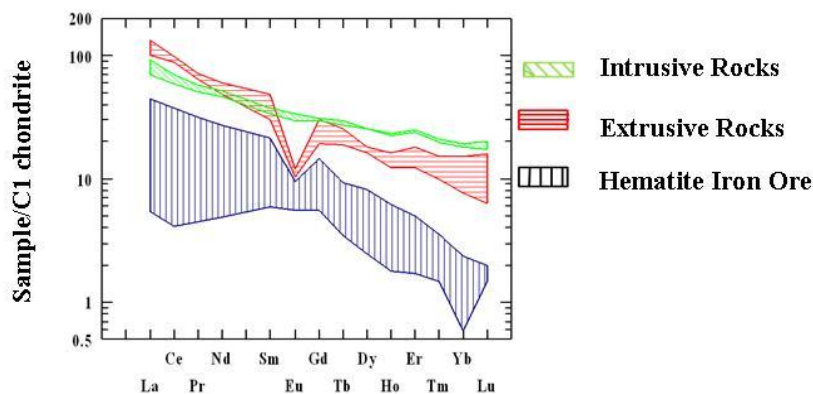
تشخیص منشأ کانسنگ‌های آهن هنشک و مقایسه آن‌ها با توده نفوذی گابرویی و توده آتشفشانی ریولیتی، نشان می‌دهد که نمونه‌های هماتیت از این نظر، بیش‌ترین مشابهت را با توده ریولیتی دارند که دلیل بر یکسان بودن منشأ آن‌هاست و در مقابل شباهت بسیار کمی را با توده گابرویی نشان می‌دهند که می‌تواند دلیلی بر تأثیر نسبی ماگمای مادر این توده در کانه‌سازی باشد (شکل ۱۳).

بحث و نتیجه‌گیری

کانسار هماتیت هنشک در شمال غرب استان فارس به همراه نهشته‌های سیلیس و باریت به شکل‌های توده‌ای و عدسی در سنگ میزبان دولومیت قهوه‌ای‌رنگ سیلیسی‌شده با سن تریاس ایجاد شده است. حضور توده‌های کوچک ریولیتی و سنگ‌های آذرین غنی از آهن و منیزیم نظیر گابرو در مجاورت عدسی‌های آهن‌دار در محدوده معدنی می‌تواند نشانگر وجود یک سیستم ماگمایی بزرگتر در زیر منطقه مورد مطالعه باشد که مرتبط با کانه‌زایی آهن است. باریت موجود در این کانسار، به‌عنوان فاز پایانی کانه‌زایی با ساخت رگه‌ای و بافت شکافه پراکن، محصول رسوب‌گذاری از یک سیال گرمابی با حرارت متوسط و کم است (غلامی و آفتابی، ۱۳۸۹).

بر اساس نتایج آنالیز عناصر خاکی کمیاب به همراه محاسبات درجه تفکیک الگوی این عناصر (جدول ۲)، نمونه‌های ریولیتی هنشک دارای $\sum REE$ بالا (۱۳۳-۱۴۶)، غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREEs) با نسبت $(La/Lu)_N$ بین ۷-۱۵ و بی‌هنجاری منفی Eu بین ۰/۲۳ - ۰/۴۵ است. افزایش مقدار مجموع عناصر REE نشانگر جدایش بیشتر مواد فرار و فلزات و عناصر ناسازگار از ماگما است (Gill, 1981). مقدار بالای عناصر REE و نسبت زیاد LREE/HREE، همچنین بی‌هنجاری منفی Eu، مربوط به جایگاه‌های زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای یا قاره‌ای و ماگماتیسم مرتبط با آن‌ها معرفی می‌شوند (Henderson, 1989).

نتایج به‌دست آمده از آنالیز عناصر خاکی کمیاب به همراه محاسبات درجه تفکیک الگوی این عناصر در نمونه‌های گابرویی هنشک (جدول ۲) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای $\sum REE$ برابر ۱۰۹-۱۱۵، غنی‌شدگی بسیار ضعیف از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREEs) با نسبت $(La/Lu)_N$ بین ۳/۵ - ۳/۷ و بی‌هنجاری نسبتاً مثبت تا مثبت Eu بین ۰/۹ - ۱/۵۴ هستند و بی‌هنجاری مثبت Eu در این سنگ‌ها را می‌توان به اکسیده شدن Eu و شرایط اکسیدان ماگما نسبت داد. بررسی الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب به‌منظور



شکل ۱۳- مقایسه الگوی پراکندگی عناصر REE کانسنگ هماتیتی با توده نفوذی گابرویی و توده آتشفشانی ریولیتی واقع در منطقه هنشک (به‌هنجار شده با داده‌های wakita و همکاران (۱۹۷۱))

روابط بافتی میان کانه‌های موجود در مقاطع صیقلی، شامل مگنتیت، گوتیت و هماتیت گویای تبدیل شدن‌های مختلف و گاهی دو طرفه کانه‌های یاد شده به یکدیگر، در شرایط مختلف محیطی از نظر دما، pH و Eh است. با توجه به حضور انواع خاصی از ماکل در کلسیت‌ها و دولومیت‌های موجود در سنگ میزبان محدوده معدنی می‌توان تشکیل آن‌ها را در محدوده دمایی ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتیگراد تعیین کرد. عدم گستردگی ناحیه دگرسانی در این کانسار نیز تأیید دیگری بر دمای پایین سیال گرمایی مسؤل کانه‌زایی است. افزایش میزان پتاسیم، آلومینیوم و روبیدیوم با نزدیک شدن به محل کانه‌زایی و حضور کانی‌هایی مانند ایلیت-میکا، کائولینیت و آلکالی‌فلدسپار در نمونه‌های کنتاکت سنگ میزبان با کانسنگ نشان‌دهنده رخداد دگرسانی سریسیتیک-پتاسیک و تا حدودی آرژیلیک مرتبط با کانه‌زایی در اثر سیال اسیدی کانه‌زا است. تشکیل توالی کانی‌شناسی مگنتیت + اکتینولیت + ترمولیت در ادامه دگرسانی سدیمی-کلسیمی ناشی از سیال‌های جدا شده از توده آذرین و آمیزش احتمالی آن‌ها با سیال دگرگونی است که می‌تواند در اعماق زیاد همراه با لایه‌های مگنتیت اتفاق افتاده باشد. این توالی در شرایطی که سیال کانه‌ساز، نسبتاً کاهشی (در اثر آمیخته شدن سیال ماگمایی کاهشی با سیال اکسیدی دگرسانی) و قلیایی (در اثر واکنش سیالات آمیزشی با سنگ میزبان کربناتی) باشد، توانایی تشکیل دارد. توسعه چنین سیالی به سمت سطوح کم‌عمق‌تر، افت درجه حرارت و گسترش شرایط اکسیدی سیال، سبب می‌شود تا اکتینولیت و کانی‌های دما بالا همراه با کانه‌زایی آهن تشکیل نشده و جای خود را به کانی‌های دما پایین‌تر مانند کلریت، اپیدوت و مسکویت با دمای تشکیل ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتیگراد بدهد که این توالی کانیایی در منطقه مورد مطالعه به همراه کانسنگ‌های هماتیت هنشک دیده می‌شود زیرا با کاهش نسبت

Na/Ca در سیال نهایی، شرایط برای افزایش K-H₂O و در واقع نهشت موسکویت به‌همراه هماتیت بیشتر می‌شود. این فرآیند که از نظر زمین‌شناسان اقتصادی دگرسانی هماتیتی ناشی از سیالات اکسیدی-اسیدی معرفی می‌شود (Robb, 2005)، اغلب به تشکیل کانی‌هایی با نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} بالا (مانند هماتیت) منجر می‌شود که با کلریت، سریسیت و اپیدوت همراه است. سیلیسی شدن کانسنگ و سنگ میزبان نیز بخشی از این فرآیند است. با توجه به این واقعیت که Eu^{3+} فرم پایدار این عنصر در شرایط اکسایشی است (Sverjensky, 1984) و از طرفی هماتیت‌های ثانویه که از اکسایش یا دگرسانی گرمایی مگنتیت‌های اولیه حاصل می‌شوند، به‌طور مشخصی دارای بی‌هنجاری منفی Eu هستند (Frietsch, 1967)، می‌توان گفت که هماتیت‌های هنشک با بی‌هنجاری مثبت Eu از نوع اولیه به‌شمار می‌روند. بنابراین بخش اعظم کانسنگ‌های هماتیتی در اثر این فرآیند و به‌صورت اولیه نهشته شده و بخش کوچکی از آن نیز به‌علت حضور رگچه‌های محدود از مگنتیت‌های مارتیتی در شرایط هوازدگی در منطقه که شواهد کانی‌شناسی آن نیز حضور رگه‌های مارکازیت در مقاطع به‌عنوان فاز تأخیری است، رخ داده است. در نهایت هماتیت موجود نیز در اثر دگرسانی ناشی از هوازدگی به‌صورت گسترده به گوتیت تبدیل شده است. کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه دارای کنترل سنگ‌شناختی است، زیرا کانه‌زایی به‌صورت جانشین، عمدتاً در داخل سنگ‌های کربناتی-دولومیتی رخ داده است. بنابراین، اصلی‌ترین فرآیند نهشت آهن، واکنش بین سیال گرمایی و سنگ میزبان کربناتی است. هر چند کاهش دما و به‌دنبال آن کاهش فشار نقش مهمی را در نهشت هماتیت داشته‌اند، اختلاط یک محلول کاهیده غنی از آهن، با یک محلول اکسیدان نیز می‌تواند باعث نهشت هماتیت و کاهش pH شود که این کاهش pH نیز دلیل جایگزینی فلدسپار پتاسیم توسط

روابط بافتی میان کانه‌های موجود در مقاطع صیقلی، شامل مگنتیت، گوتیت و هماتیت گویای تبدیل شدن‌های مختلف و گاهی دو طرفه کانه‌های یاد شده به یکدیگر، در شرایط مختلف محیطی از نظر دما، pH و Eh است. با توجه به حضور انواع خاصی از ماکل در کلسیت‌ها و دولومیت‌های موجود در سنگ میزبان محدوده معدنی می‌توان تشکیل آن‌ها را در محدوده دمایی ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتیگراد تعیین کرد. عدم گستردگی ناحیه دگرسانی در این کانسار نیز تأیید دیگری بر دمای پایین سیال گرمایی مسؤل کانه‌زایی است. افزایش میزان پتاسیم، آلومینیوم و روبیدیوم با نزدیک شدن به محل کانه‌زایی و حضور کانی‌هایی مانند ایلیت-میکا، کائولینیت و آلکالی‌فلدسپار در نمونه‌های کنتاکت سنگ میزبان با کانسنگ نشان‌دهنده رخداد دگرسانی سریسیتیک-پتاسیک و تا حدودی آرژیلیک مرتبط با کانه‌زایی در اثر سیال اسیدی کانه‌زا است. تشکیل توالی کانی‌شناسی مگنتیت + اکتینولیت + ترمولیت در ادامه دگرسانی سدیمی-کلسیمی ناشی از سیال‌های جدا شده از توده آذرین و آمیزش احتمالی آن‌ها با سیال دگرگونی است که می‌تواند در اعماق زیاد همراه با لایه‌های مگنتیت اتفاق افتاده باشد. این توالی در شرایطی که سیال کانه‌ساز، نسبتاً کاهشی (در اثر آمیخته شدن سیال ماگمایی کاهشی با سیال اکسیدی دگرسانی) و قلیایی (در اثر واکنش سیالات آمیزشی با سنگ میزبان کربناتی) باشد، توانایی تشکیل دارد. توسعه چنین سیالی به سمت سطوح کم‌عمق‌تر، افت درجه حرارت و گسترش شرایط اکسیدی سیال، سبب می‌شود تا اکتینولیت و کانی‌های دما بالا همراه با کانه‌زایی آهن تشکیل نشده و جای خود را به کانی‌های دما پایین‌تر مانند کلریت، اپیدوت و مسکویت با دمای تشکیل ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتیگراد بدهد که این توالی کانیایی در منطقه مورد مطالعه به همراه کانسنگ‌های هماتیت هنشک دیده می‌شود زیرا با کاهش نسبت

پراکندگی این عناصر در توده آتشفشانی و نفوذی، نشان می‌دهد که نمونه‌های هماتیت بیش‌ترین مشابهت را با توده آتشفشانی ریولیتی دارند که دلیل بر منشاء سیال گرمایی از این سنگ‌هاست. شباهت کم با توده نفوذی گابرویی نشان می‌دهد که تأثیر این توده در کانه‌سازی کم است.

سپاسگزاری

نویسندگان، از مدیریت محترم شرکت معدنی مادکانسار و به‌ویژه مهندس رازفرد، مدیر داخلی مجموعه معدنی، که با همکاری صمیمانه خود امکان انجام عملیات صحرایی را فراهم نمودند، تشکر و قدردانی می‌کنند.

سریسیت و حل‌شدن کلسیت است. تغییر حجم و افزایش شکنندگی ناشی از دولومیتی‌شدن سنگ میزبان اولیه به‌همراه عوامل تکتونیکی موجب آماده‌سازی زمینه برای کانه‌زایی شده‌اند به طوری که رگه‌ها و رگچه‌هایی را به‌صورت معبری مناسب جهت کانه‌زایی به‌وجود آورده است. کانسنگ‌های آهن هنشک از نظر نسبت‌های Cr/V، Ni/Co و LREE/HREE و میزان عناصر P، Ti و REE در محدوده کانسارهای آهن گرمایی قرار می‌گیرند. از طرفی الگوی توزیع عناصر نادر خاکی و بی‌هنجاری‌های دو عنصر Ce و Eu، عدم شباهت کانسار مورد مطالعه را با ذخایر رسوبی و ماگمایی نشان می‌دهند و از سوی دیگر، مقایسه الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب کانسنگ‌های آهن هنشک با الگوی

منابع

- غلامی، م. و آفتابی، ع. (۱۳۸۹) ماهیت زمین‌شیمیایی رگه‌های هماتیتی مناطق باغین و رفسنجان، کرمان. بیست و نهمین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- فخرآبادی‌پور، ا. (۱۳۸۵) گزارش پایان اکتشاف سنگ آهن گوشتی. شرکت معدنی مادکانسار، تهران.
- قربانی، م. (۱۳۸۶) زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران. جلد اول، انتشارات آریز زمین، تهران.
- هوشمندزاده، ع. و سهیلی، م. (۱۳۶۹) شرح چهارگوش اقلید. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- هوشمندزاده، ع. و سهیلی، م. (۱۳۷۱) شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ده‌بید. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- Bajwah, Z. U., Secombe, P. K. and Offler, R. (1987) Trace element distribution, Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadiairon-copper deposit, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita* 22: 292-300.
- Bao, Zh., Zhao, Zh., Guha, J. and Williams-Jones, A. E. (2004) HFSE, REE and PGE geochemistry of three sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in southwestern Guizhou Province, China. *Geochemical Journal* 38: 363-381.
- Barker, D. S. (1995) Crystallization and alteration of quartz monzonite, Iron Spring mining district, Utah- relation to associated iron deposits. *Economic Geology* 90: 2197-2217.
- Bau, M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology* 93: 219-230.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleo geography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12: 210-265.
- Bhattacharyal, H. N., Chakraborty, I. and Ghosh K. K. (2007) Geochemistry of some banded iron-formations of the Archean supracrustals Jharkhand-Orissa region India. *Journal of Earth System Science* 116(3): 245-259.

- Castor, S. B. and Hedrick, J. B. (2006) Rare earth elements. In: Kogel, J. E., Tivedi, N. C., Barker, J. M. and Krukowski, S. T. (eds.): *Industrial minerals and rocks commodities, markets and uses*. 7th edition. Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Littleton. Colorado.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, Sydney.
- Cudennec, Y. and Lecerf, A. (2005) Topotactic transformations of goethite and lepidocrocite into hematite and maghemite. *Solid State Sciences* 7: 520-529.
- Flügel, E. (2004) *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin.
- Frietsch, R. (1978) On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. *Economic Geology* 73(4): 478-485.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin.
- Guilbert, J. M. and Park, C. F. (1997) *The geology of ore deposits*. W. H. Freeman & Co., New York.
- Hein, J. R., Schwab, W. C. and Davis, A. S. (1988) Co- and Pt- rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands. *Marine Geology* 78: 255-283.
- Helvacı, C. (1984) Apatite-rich iron deposits of the Avnik (Bingol) region, Souteastern Turkey. *Economic Geology* 79: 345-371.
- Henderson, P. (1989) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam.
- Klein C. and Beukes, N. J. (1993) Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada. *Economic Geology* 88: 542-565.
- Lottermoser, B. G. (1992) Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7(1): 25-41.
- Marschik, R. and Fontbote, L. (2001) The Candelaria-Punta Del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn -Ag) deposits, Chile. *Economic Geology* 96: 1799-1826.
- Mason, B. and Moore, C. B. (1982) *Principles of geochemistry*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Review* 37: 215-224.
- Nyström, J. O. and Henriquez, F. (1994) Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology* 89: 820-839.
- Otake, T., Wesolowski, D. J., Anovitz, L., Allard, L. F. and Ohmoto, H. (2007) Experimental evidence for non-redox transformation between magnetite and hematite. *Earth and Planetary Science Letters* 257: 60-70.
- Pearce, J. A. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Robb, L. (2005) *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Malden, Maryland.
- Sarkarinejad, Kh. and Azizi, A. (2008) Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology* 30: 116-136.
- Sillito, R. H. (2003) Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita* 38: 787-812.
- Spangenberg, J. E., Lavric, J. V., Alcalá, C., Gosar, M., Dold, B. and Pfeifer, H. P. (1999) *Inorganic and*

- organic geochemical patterns of waste material from the Idrija mercury mine (Slovenia): tracers of natural and anthropogenic chemicals. 5th Biennial SGA Meeting and 10th Quadrennial IAGOD Symposium. London, England.
- Sverjensky, D. M. (1984) Europium redox equilibrium in aqueous solutions. *Earth and Planetary Science Letters* 67: 70-78.
- Taraz, H. (1974) Geology of the Surmaq-Dehbid area Abadeh regieon, central Iran. Report no. 37, Geological Survey of Iran.
- Thomas He, Y. and Traina, S. J. (2004) Transformation of magnetite to goethite during Cr (VI) reduction condition under alkalin pH condition. 227th American Chemical Society meeting, Anaheim, CA, USA.
- Wakita, H., Ray, P. and Scmitt, R. A. (1971) Abundance of 14 rare earth elements and 12 other trace elements in Opollo 12 samples: igneous and breccias rock. Proceeding of the 2nd Lunar Science Conference, Cambridge.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontbote, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N. H. S. and Marschik, R. (2005) Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution and possible modes of origin. In: Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J. and Richards, J. P. (eds.) *Economic Geology 100th Aniversary volume* SEG, Denver.
- Wood, D. A. (1980) The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and the establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50:11-30.
- Zhiwei, B., Zhenhua, Z., Jayanta, G., Anthony, E. and Jones, W. (2004) HFSE, REE and PGE geochemistry of three sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in southwestern Guizhou Province, China. *Geochemistry Journal* 38: 363-381.

Investigation of the origin of Heneshk Hematitic iron deposit, Fars province using petrological, mineralogical and geochemical data

Mohammad Ali Rajabzadeh ^{1*}, Shervin Parvin ¹, Zohreh Moosavi Nasab ¹
and Reza Shamsipour Dehkordi ²

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Shiraz, Shiraz, Iran

² Department of geology, faculty of sciences, Esfahan University, Esfahan, Iran

Abstract

Heneshk iron deposit is located between Gushti and Heneshk villages at Safashahr, NW of Fars province. Iron mineralization occurred as massive and lenticular shapes with silica and barite veins within brownish, silicified Triassic dolomitic host. Hematite and goethite are the principal ore minerals with minor magnetite that were formed through replacement and rarely open space filling within the host. Low concentrations of P (<0.01-0.41 wt% P₂O₅), Ti (<0.01-0.04 wt% TiO₂), Cr (<0.01 wt% Cr₂O₃) and V (5-16 ppm) in the ore samples, reject any magmatic origin for the studied deposit. Also, no evidence for the presence of characteristic skarn minerals have been seen in the area. Chondrite normalized REE pattern, negative anomaly of Eu and Ce, along with Co/Ni, Eu/Sm \leq 1 and La/Lu \geq 1 values, in accompany with geothermometry (200-300°C) and textural data reveal hydrothermal characteristics for the Heneshk hematitic iron deposit. Igneous masses in the area have acted as the source of iron and heat in the hydrothermal system. Field, textural and structural observations of ore body and host rocks indicated the important role of oxidation environment in the ore deposition. In spite of very low Au and Cu concentrations in the Heneshk deposit, its Ag content is comparable to some IOCG iron deposits.

Key words: Hydrothermal iron deposit, Hematite, Geochemistry, Mineralogy, Petrology, Heneshk

* rajabzad@susc.ac.ir