

ژئوشیمی و خاستگاه کانسنگ مگنتیت - اسپکیولاریت آپاتیت‌دار کانسار آهن ده‌زمان، شمال شرقی زون تکتونیکی کاشمر - کرمان

حسین حاجی میرزاجان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

آزاده ملکزاده شفارودی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

سید مسعود همام

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

محمدرضا حیدریان شهری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۹/۱۷ تاریخ پذیرش: ۹۶/۳/۱۴

shafaroudi@um.ac.ir

چکیده

کانسار آهن ده‌زمان در استان خراسان رضوی و در شمال شرقی زون تکتونیکی کاشمر - کرمان قرار رفته است. زمین‌شناسی محدوده شامل مجموعه سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی دگرگون شده اواخر نوپروتروزوئیک و توده گرانیته کامبرین زیرین است. واحد متاریولیت - متاریوداسیت میزبان در زون فروورانش تشکیل شده است. کانی‌سازی به شکل رگه - رگچه، توده‌ای، افشان و برشی دیده می‌شود. کانی‌های اولیه شامل مگنتیت، اسپکیولاریت، آپاتیت و جزئی کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه مالاکیت و همتایت است. کانی‌های باطله‌های کلریت، کربنات، کوارتز، بیوتیت $\pm$ تورمالین می‌باشد. تمرکز بالایی از عناصر نادر خاکی همراه با غنی‌شدگی متوسط تا شدید LREE نسبت به HREE در مگنتیت‌ها دیده می‌شود. شواهد کانی‌شناسی، بافت، آلتراسیون، نوع سنگ میزبان و شیمی مگنتیت نشان می‌دهد که کانی‌سازی مگنتیت - اسپکیولاریت آپاتیت‌دار شبیه به ذخایر نوع کایرونا است و منشاء هیدروترمالی دارد. این بخش از زون تکتونیکی کاشمر - کرمان پتانسیل بالایی برای ذخایر کایرونا دارد و باید برنامه اکتشافی تفصیلی برای آن طراحی شود.

کلمات کلیدی: زمین‌شیمی، کانی‌سازی، کانسار نوع کایرونا، ده‌زمان، زون تکتونیکی کاشمر - کرمان.

مقدمه

تحقیقات سه دهه اخیر، تجزیه مقدار عناصر فرعی و نادر خاکی در مگنتیت در کانسارهای مختلف و استفاده از آن در اکتشاف کانسارها مورد توجه ویژه قرار گرفته است (Frietsch and Perdahi, 1995; Carew et al., 2006; Rusk et al., 2009; Zhang et al., 2011; Berzina et al., 2012; Mokhtari et al., 2013; Xiaowen et al., 2014; Chen et al., 2015; Zarei et al., 2016; Makvandi et al., 2016). همچنین شباهت الگوی REE در مگنتیت با سنگ همراه می‌تواند رابطه ژنتیکی آنها را نشان دهد.

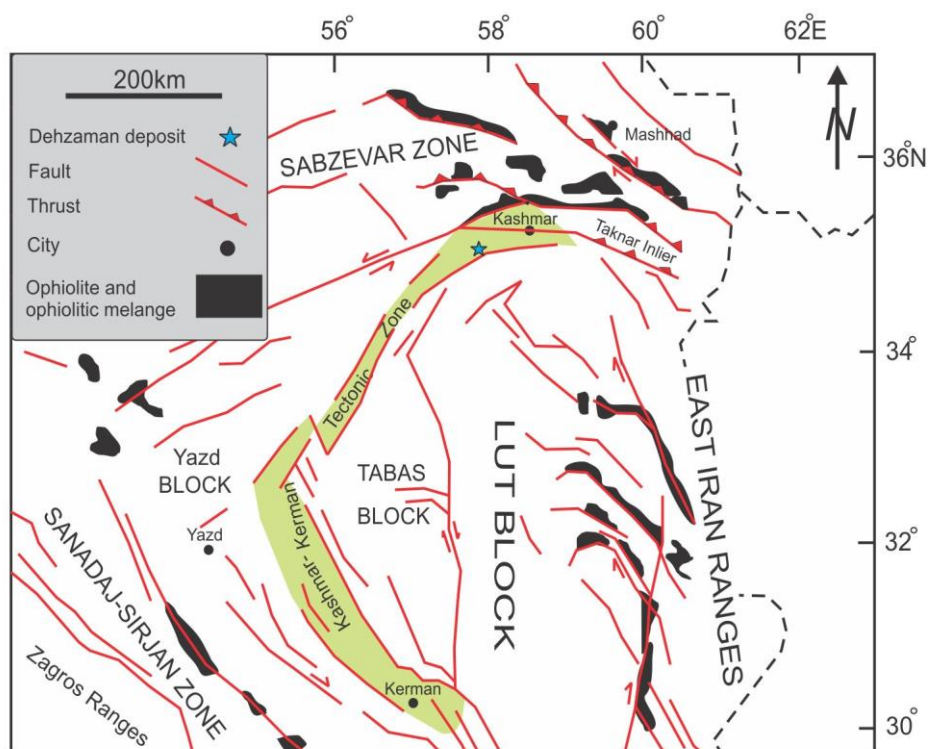
زون تکتونیکی کاشمر - کرمان در ایران مرکزی که اولین بار توسط Ramezani و Tukcker (2003) معرفی شد، یکی از مهمترین کمرندهای متالوژنی آهن در ایران است. این زون با مرزهای گسلی جداکننده بلوک طبرستان و یزد بوده و حدود ۶۰۰ کیلومتر طول دارد (شکل ۱). بخش عمده واحدهای سنگی این زون متعلق به اواخر نوپروتروزوئیک

مگنتیت کانه اصلی تعداد زیادی از کانسارهای آهن (مانند سازندهای آهن نواری، ذخایر مگنتیت - آپاتیت، اکسیدهای آهن - تیتان ماگمایی و اسکارن‌های آهن)، ذخایر مس - طلای همراه با اکسید آهن و سیستم‌های مس - طلا پورفیری است (Klein, 2005; Liang et al., 2009; Groves et al., 2010; Nadoll et al., 2012; Liu et al., 2015). شرایط فیزیکوشیمیایی مانند دما، fO_2 ، نرخ سردشدگی، ترکیب مذاب/سیال و غیره ترکیب شیمیایی مگنتیت را کنترل می‌کند و از آنجایی که ترکیب شیمیایی این کانی در کانسارهای مختلف، متفاوت است و می‌توان از آن به عنوان یک شاخص اکتشافی استفاده نمود (Gosselin et al., 2006; Singoyi et al., 2006; Dupuis and Beaudoin, 2011; Mollo et al., 2013; Nadoll et al., 2014; Gongora et al., 2014; Dare et al., 2014; Acosta

نادرخاکی از پتانسیل بالایی برخوردار است. همچنین ذخایر اکسید آهن - آپاتیت کاپرونا در شمال شرقی ایران (ملکزاده شفاوردی و کریم‌پور، ۱۳۹۴) و زون البرز - آذربایجان، زیر زون طارم به سن ترشیاری نیز گزارش شده‌اند (Azizi et al., 2009; Nabatian et al., 2012; Nabatian and Ghaderi, 2013).

کانسار آهن ده‌زمان در ۷۰ کیلومتری جنوب غربی کاشمر در استان خراسان رضوی و در شمال شرقی زون تکتونیکی کاشمر - کرمان واقع شده است (شکل ۱). تعداد زیادی انواع کانی‌سازی آهن در این گوشه زون کاشمر - کرمان وجود دارد که از آن جمله می‌توان به آهن ده‌زمان، دلکن، کمرکاسه، زبرکوه، پده بید و چندین منطقه دیگر اشاره کرد.

و پالئوزوئیک تحتانی است (Ramezani and Tucker, 2003) و جایگاه تکتونیکی آن ریفت معرفی شده است (Stocklin, 1968). زون تکتونیکی کاشمر - کرمان میزان کانسارهای بزرگ اکسید آهن - آپاتیت نوع کاپرونا مانند چغارت، چادرملو، میشدوان و سه‌چاهون است. این ذخایر در مجموعه آتشفشانی - رسوبی کامبرین تحتانی معروف به سازند ساغند شامل انواع سنگ‌های آذرآواری، اپی کلاستیک و گدازه‌ای همراه با سنگ‌های کربناته و تعدادی توده نفوذی مافیک و فلسیک تشکیل شده‌اند (Daliran et al., 2007, 2010; Bonyadi et al., 2011, Mokhtari et al., 2013; Nabatian et al., 2015). علاوه بر آن این زون ساختاری برای کانی‌سازی سرب و روی، اورانیوم و عناصر



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی کانسار آهن ده‌زمان در شمال شرقی ایران و زون تکتونیکی کاشمر - کرمان (شکل اولیه با تغییرات از (Ramezani and Tucker, 2003)

در این بخش از زون ایران مرکزی معرفی کند و به عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

زمین‌شناسی

در شمال شرقی زون تکتونیکی کاشمر - کرمان واحدهای سنگی از پرکامبرین تا نئوژن رخمون دارند. بخش اعظم این منطقه از سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین فوقانی - کامبرین زیرین تشکیل شده است که شامل اسلیت و انواع میکاشیست می‌باشد. این مجموعه طی تحولات کوهزایی کاتانگایی دچار دگرگونی و دگرشکلی شده‌اند (نوزعیم و همکاران، ۱۳۹۳). توده‌های گرانیتی در سنگ‌های دگرگونی نفوذ نموده‌اند که بر اساس مطالعات سن‌سنجی انجام شده به روش Pb - U بر روی کانی زیرکن، سن آنها بین ۵۳۵ تا ۵۷۵ میلیون سال پیش مطابق با زمان نئوپروتروزوئیک

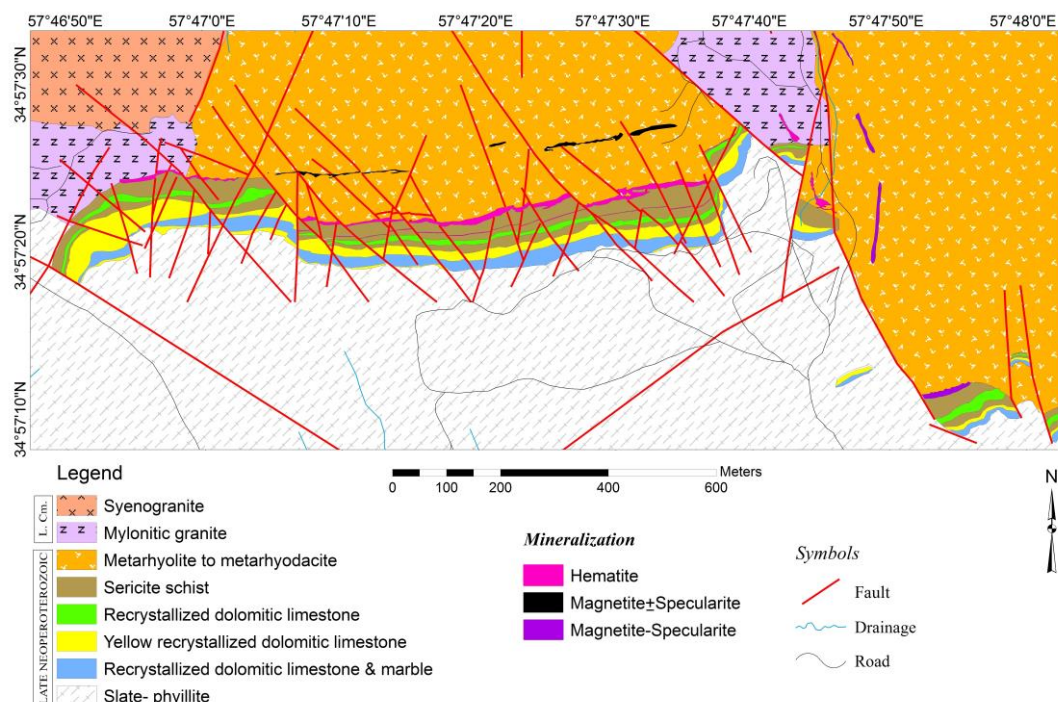
کانه‌زایی آهن در کانسار ده‌زمان به دو شکل کانسنگ هماتیتی و بخش مگنتیت - اسپیکولاریت دیده می‌شود. بهره‌برداری از این کانسار معطوف به بخش هماتیتی بوده؛ بطوریکه تعداد زیادی تونل در آن حفر شده و به شکل زیرزمینی در حال برداشت است. ایمان‌پور و همکاران (۱۳۹۵) کانه‌زایی هماتیت را از نوع آهن رسوبی و تیپ راپیتان معرفی کرده‌اند. براساس مطالعات ساخت و بافت، کانی‌شناختی و آلتراسیون (حاجی میرزاجان و همکاران، در حال چاپ) بخش مگنتیت - اسپیکولاریت آپاتیت‌دار کانسار ده‌زمان شباهت زیادی به ذخایر آهن نوع کاپرونا دارد. هدف از این مقاله بررسی شیمی عناصر فرعی و نادرخاکی در کانی مگنتیت و زمین‌شیمی سنگ میزبان به منظور دستیابی به ژنر این بخش از کانی‌سازی کانسار آهن ده‌زمان می‌باشد. مطالعه دقیق این کانسار می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی را برای اکتشاف کانی‌زایی‌های مشابه

بخش مرکزی و شرقی محدوده قابل مشاهده است (شکل ۲). این واحد میزبان اصلی کانه‌زایی مگنتیت $\pm$ اسپیکولاریت می‌باشد. بافت غالب آن پورفیری با زمینه بسیار دانه ریز است و درشت بلورهای فلدسپار آلکالی، پلاژیوکلاز و کوارتز در یک زمینه از فلدسپار و کوارتز همراه با کانی‌های ثانویه (سرسیت، کوارتز، بیوتیت، کلریت و کلسیت) دیده می‌شوند. زیرکن و مگنتیت مهمترین کانی‌های فرعی آن می‌باشند. هاله آلتراسیونی کلریتی شدید و کربناتی در اطراف زون‌های کانی‌سازی در آن دیده می‌شود. درشت بلورهای کوارتز، اغلب در اثر اعمال نیروهای فشارشی حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای و حرکات تکتونیکی به صورت بلورهای خرد شده با حاشیه‌های مضرس و سایه فشاری دیده می‌شود و درشت بلورهای فلدسپار آلکالی ساختار سیگما را نشان می‌دهند. سرسیت نیز از کانی‌های ثانویه مهم در این واحد است که جهت‌یابی از خود نشان می‌دهد.

واحد سینوگرانیت با رنگ روشن در شمال غرب محدوده قرار گرفته و دارای مرزهای گسله با واحد متاریولیت - متاریوداست می‌باشد. براساس مطالعه Rossetti و همکاران (2014) سن این توده نفوذی کامبرین زیرین است. بافت آن هیپیدومورف گرانولار بوده و کانی‌های اصلی آن شامل کوارتز، فلدسپار آلکالی، پلاژیوکلاز و بیوتیت است که در برخی قسمت‌ها مقدار کانی بیوتیت در آن افزایش می‌یابد. زیرکن و آپاتیت نیز مهمترین کانی‌های فرعی این واحد هستند. کانی‌سازی با این توده دیده نمی‌شود. بر اثر حرکات شدید تکتونیکی، گرانیت‌ها در حاشیه و در محل گسلها دچار دگرگونی شدید دینامیکی شده و باعث تشکیل گرانیت‌های میلونیتی شده‌اند. این حالت به طور عمده در غرب و شمال شرق منطقه دیده می‌شود (شکل ۲).

پسین - کامبرین می‌باشد (Rossetti et al., 2014). مجموعه سنگ-های رسوبی پالئوزوئیک تا کرتاسه نیز گسترش قابل توجهی در منطقه دارند و شامل سنگ آهک، دولومیت، شیل و ماسه‌سنگ است. کنگلومرا، سنگ‌های تبخیری، مارن قرمز و ماسه‌سنگ نئوژن جوانترین واحدهای سنگی منطقه هستند که به سمت شمال در زیر رسوبات کواترنری مدفون می‌شوند.

براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قاسم آباد (سهندی و همکاران، ۱۳۸۹)، واحدهای سنگی رخمون یافته در محدوده کانسار ده- زمان همگی متعلق به نئوپروتروزوئیک فوقانی - کامبرین زیرین هستند که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین و دگرشکلی حاصل از فعالیت‌های زیاد تکتونیکی قرار گرفته‌اند. مجموعه آتشفشانی - رسوبی دگرگون شده منطقه به ترتیب از پایین به بالا شامل واحدهای زیر است (شکل ۲: ۱) اسلیت و فلیت‌های سیاه و خاکستری با میان لایه‌های کوارتزیت که در جنوب منطقه گسترش دارند. ۲) آهک دولومیتی تبلور مجدد یافته و مرمر. ۳) آهک دولومیتی تبلور مجدد یافته کرم تا زرد رنگ. ۴) آهک دولومیتی تبلورمجدد یافته. واحد کربناته دگرگون شده دارای روند شرقی - غربی هستند. حرکات تکتونیکی باعث شده طبقات رسوبی از حالت افقی خارج شده و به صورت شیب‌دار به سمت شمال دیده شوند. ۵) واحد سرسیت‌شیت که دارای پروتولیت اولیه رسوبی می‌باشد. در شمال و همراستا با این واحد، باند بزرگ کانه‌زایی هماتیت به طول ۲۵۰۰ متر قرار دارد. سرسیت، مسکویت و کوارتز مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده واحد سرسیت شیت هستند که در قسمت‌های فوقانی و با نزدیک شدن به مرز لایه کانی‌سازی، ذرات هماتیت افزایش می‌یابد (ایمان‌پور و همکاران، ۱۳۹۵). ۶) واحد آتشفشانی متاریولیت - متاریوداست به طور عمده در



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی - کانی‌سازی ۱:۱۰۰۰۰ کانسار آهن ده‌زمان

روش مطالعه

مطالعات انجام شده شامل مطالعات صحرایی - آزمایشگاهی به منظور تهیه نقشه زمین‌شناسی - کانی‌سازی با مقیاس ۱:۱۰۰۰، مطالعه بیش از ۸۰ مقطع نازک جهت بررسی پتروگرافی و آلتراسیون و ۳۰ مقطع نازک صیقلی و بلوک صیقلی جهت بررسی‌های کانه‌نگاری، آنالیز تعداد ۱۰ نمونه کانی مگنتیت جداسازی شده و ۵ نمونه سنگ آتشفشانی میزبان به روش ICP - MS در آزمایشگاه ACME کانادا برای عناصر فرعی و نادر خاکی (روش ذوب قلیایی) بوده است. کانی مگنتیت ابتدا با دقت خردایش شده و بعد توسط میکروسکوپ بینوکلار مطالعه شد و کانی‌های باطله از مگنتیت به صورت دستی و یا با استفاده از آهنربا جدا گردید. لازم به ذکر است که به دلیل آلترو بودن سنگ آتشفشانی میزبان، اکسیدهای اصلی در آنها اندازه‌گیری نشد و سعی شد تا فقط از نمودارهای پترولوژیکی که براساس عناصر فرعی و نادر خاکی می‌باشد برای تفسیر خصوصیات ژئوشیمیایی آنها استفاده شود.

کانی‌سازی و آلتراسیون

کانی‌سازی مگنتیت $\pm$ اسپیکولاریت و مگنتیت - اسپیکولاریت در کانسار ده‌زمان به شکل رگه و رگچه در زون‌های گسلی و سطوح درز و شکستگی واحد متاریولیت - متاریوداسیت تشکیل شده است (شکل ۳ الف) و فعالیت‌های تکتونیکی شدید منطقه منجر شده تا جابجایی‌های متعددی در آن صورت گیرد. روند عمومی رگه‌ها در قسمت مرکزی منطقه به صورت شرقی - غربی با شیب ۸۵ درجه به سمت شمال و در قسمت شرقی دارای روند شمالی - جنوبی و با شیب ۷۵ درجه به سمت غرب می‌باشد. عرض رگه‌ها از ۲ تا ۷ متر متغیر است (شکل ۲). آثار دگرشکلی به صورت بودین‌شدگی و تغییر ضخامت در رگه‌های کانه‌دار دیده می‌شود. کانی‌سازی در قالب بافت و ساخت‌های رگه - رگچه‌ای، توده‌ای، افشان و برشی دیده می‌شود که از این میان ساخت و بافت رگه - رگچه‌ای از همه فراوان‌تر است. ضخامت رگچه‌ها عمدتاً از چند میلیمتر تا حدود ۱۰ سانتیمتر متغیر است. کانی‌های مگنتیت، اسپیکولاریت، کلریت، کوارتز، کلسیت $\pm$ بیوتیت $\pm$ تورمالین مهمترین در رگچه‌ها دیده می‌شوند. حالت توده‌ای در رگه‌های اصلی کانی‌سازی دیده می‌شود و عمدتاً متعلق به کانی‌های مگنتیت و اسپیکولاریت همراه با ریزبلورها یا اذخال‌های آپاتیت، کلریت، کلسیت و کوارتز است. مگنتیت و اسپیکولاریت افشان در واحد آتشفشانی دگرگون شده در اطراف زون‌های رگه‌ای اصلی کانی‌سازی وجود دارد. ساخت برشی نیز با قطعاتی از سنگ میزبان آلترو شده در داخل سیمانی از مگنتیت، اسپیکولاریت $\pm$ آپاتیت و کانی‌های باطله در زون‌های گسلی مشاهده می‌گردد.

کانی‌شناسی کانسار بسیار ساده بوده و شامل مگنتیت و اسپیکولاریت همراه با ریزبلور یا اذخال آپاتیت و به مقدار ناچیز کالکوپیریت است که با باطله‌های کلریت، کربنات، کوارتز، بیوتیت $\pm$ تورمالین همراهی می‌شود. هماتیت و به مقدار کمتر مالاکیت مهمترین کانی‌های ثانویه هستند. مگنتیت که مهمترین کانه فلزی این بخش از کانی‌سازی می‌باشد، اکثراً بی‌شکل بوده و در برخی موارد به صورت شکل‌دار در اندازه‌های ۰/۱ میلیمتر تا ۱۱ میلیمتر نیز دیده می‌شود. این کانی به صورت بخشی و یا گاهی به طور کامل به هماتیت تبدیل شده است (شکل ۳ ب). کانی‌زایی

مگنتیت در دو مرحله اتفاق افتاده است: ۱) بخش اعظم کانه‌زایی که قبل از رخدادهای دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی رخ داده است و اثری همچون دگرشکلی، بودین‌شدگی، سایه و آتشنشی و دور زدن برگ‌وارگی را از خود نشان می‌دهند. ۲) رگچه‌های مگنتیت که برگ‌وارگی میلیونیتی واحد میزبان را قطع کرده است. مقدار اسپیکولاریت در رگه‌های شرقی منطقه بیشتر است. اسپیکولاریت‌ها به شکل‌های تیغه‌ای و صفحه‌ای تا اندازه یک سانتیمتر دیده می‌شوند (شکل ۳ پ) و آثار دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی همانند مگنتیت در آنها وجود دارد. ریزبلورهای آپاتیت به شکل اذخال در داخل مگنتیت و اسپیکولاریت یا آزاد همراه با این دو کانی وجود دارد (شکل ۳ ت). مقدار آپاتیت در رگه‌های بخش شرقی بیشتر است. کم بودن کانی اولیه و ثانویه مس‌دار در محدوده نشان می‌دهد که مقدار مس در سیال کانه‌دار پایین بوده است. شواهد کانی‌شناختی و ساخت و بافت این بخش از کانی‌سازی کانسار ده‌زمان شبیه به کانسارهای آهن نوع کاپرونا می‌باشد.

آلتراسیون در ذخایر کاپرونا با کانی‌های مانند آلپیت، فلدسپار آلکالی، اکتینولیت، سرسیت، بیوتیت، مسکویت، کلریت، اپیدوت، کربنات و مقادیر کمتری تورمالین، باریت، آلانیت و فلوریت مشخص می‌شود (Daliran et al., 2007). آلتراسیون در محدوده کانی‌سازی مگنتیت $\pm$ اسپیکولاریت کانسار ده‌زمان شامل انواع کلریتی، کربناتی، سیلیسی، بیوتیتی و تورمالینی است که عمدتاً در اطراف رگه‌های اصلی دیده می‌شود و با دور شدن از آنها شدت آلتراسیون کاهش می‌یابد. کلریتی شدن مهم‌ترین آلتراسیون منطقه است که مقدار آن در اطراف رگه‌های اصلی کانی‌سازی به حدود ۳۰ درصد حجمی سنگ می‌رسد (شکل ۳ ث). علاوه بر کلریت‌های توده‌ای در اطراف رگه‌ها، رگچه‌های کلریت‌دار متعدد همراه با کانی‌های فلزی در واحد متاریولیت - متاریوداسیت نیز دیده می‌شود. کلسیت به شکل جانشینی در پلاژیوکلاز، پراکنده در متن سنگ و رگچه‌های کلسیت همراه با کانه‌ها در سنگ میزبان حضور دارد. همچنین رگچه‌های تاخیری از کلسیت، رگچه‌های اولیه کانی‌سازی را قطع می‌کنند. کوارتز ثانویه هم در بخش توده‌ای و هم به شکل رگچه‌های متعدد در سنگ آتشفشانی میزبان و در اطراف رگه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳ ج). پولک‌های بیوتیت ثانویه عمدتاً به شکل رگچه‌ای و کمتر پراکنده همراه با مگنتیت، کلریت، کوارتز و تورمالین کمتر از ۵ درصد در واحد متاریولیت - متاریوداسیت مشاهده می‌گردد (شکل ۳ چ). مقدار تورمالین کمتر از ۳ درصد است و در برخی رگچه‌های مگنتیت و بیوتیت‌دار حضور دارد.

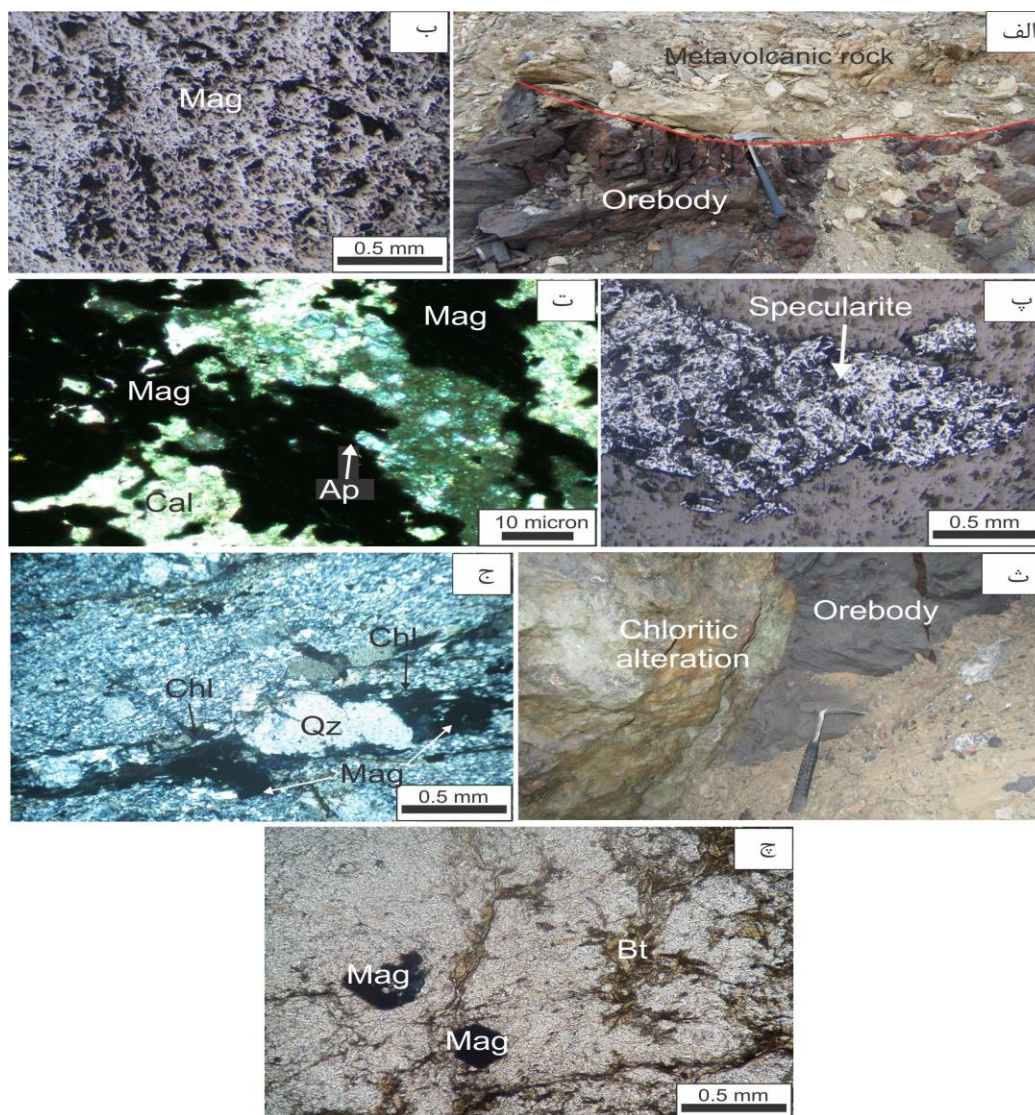
زمین‌شیمی

زمین‌شیمی سنگ میزبان

نتایج آنالیز عناصر فرعی و نادر خاکی واحد متاریولیت - متاریوداسیت میزبان کانی‌سازی در جدول (۱) ارائه شده است. عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE)، عناصری ناسازگار و متحرکند در حالیکه عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) و برخی از عناصر متحولی در شرایط دگرگونی و دگرسانی، عناصری سازگار و تقریباً نامتحرکند. غلظت عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ بعنوان تابعی از فاز شاری است؛ در حالیکه غلظت عناصر واسطه با شدت میدان بالا تابعی از شیمی سنگ خاستگاه و فرآیندهای ذوب - تبلور است (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی

شده، یک غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) را نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهد که البته عناصر HREE نیز یک روند نسبتاً مسطح را آشکار کرده‌اند (شکل ۴ ب). این روند غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE شاخص ماگمای تشکیل شده در زون فروانش است (Pearce, 1983; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). الگوی عناصر REE و پایین بودن نسبت $(La/Yb)_N$ (۳/۸۳ تا ۲۰/۹۳) در همه نمونه‌ها نیز تشکیل ماگما در عمق کمتر از گستره پایداری گارنت و یا بسیار کم بودن مقدار این کانی در ناحیه منشأ را اثبات می‌کند. همچنین عنصر Eu در همه نمونه‌ها ناهنجاری منفی نشان داده، به طوریکه مقدار Eu/Eu^* در حد کمتر از ۰/۶۵ است (جدول ۱ و شکل ۴ ب). کم بودن این عنصر می‌تواند به دلیل حضور پلازیوکلاز در ناحیه منشأ و یا تبلور تفریقی این کانی باشد.

عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه برای واحد آتشفشانی، در شکل (۴ الف) نشان داده شده است. غنی‌شدگی از عناصر LILE (Rb, Cs)، عناصر ناسازگاری که رفتار شبیه آنها دارند مثل Th و برخی عناصر نادر خاکی سبک (La, Ce)، نسبت به عناصر HFSE (Nb, Ta, Zr, Y) و برخی عناصر نادر خاکی سنگین (Yb, Lu) در همه نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه دیده می‌شود (شکل ۴ الف). غنی‌شدگی در عناصر LILE نسبت به HFSE نشان‌دهنده ماگمای مرتبط با مناطق فروانش است (Pearce, 1983; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتری در معرض هوازدگی و آلتراسیون‌های هیدروترمالی قرار می‌گیرند، بنابراین الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از منشأهای آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (Boynton, 1985; Rollinson, 1993). نمودار عناصر نادر خاکی (REE) سنگ آتشفشانی میزبان که نسبت به کندریت نرمالیزه



شکل ۵. الف) رگه اصلی کانی‌سازی و مرز گسلی آن با واحد سنگ آتشفشانی دگرگون شده میزبان، ب) مگنتیت مارتیتی شده در نور PPL، پ) اسپیکولاریت صفحه‌ای در نور PPL، ت) آپاتیت ریزدانه در کنار مگنتیت و کلسیت در نور XPL، ث) آلتراسیون شدید کلریتی در کنار رگه اصلی کانی‌سازی، ج) رگچه کوارتز - کلریت - مگنتیت در سنگ میزبان در نور XPL، چ) بلورهای پراکنده مگنتیت همراه با بیوتیت ثانویه در سنگ میزبان در نور PPL = مگنتیت، Cal = کلسیت، Ap = آپاتیت، Qz = کوارتز، Chl = کلریت، Bt = بیوتیت (Whitney and Evans, 2010).

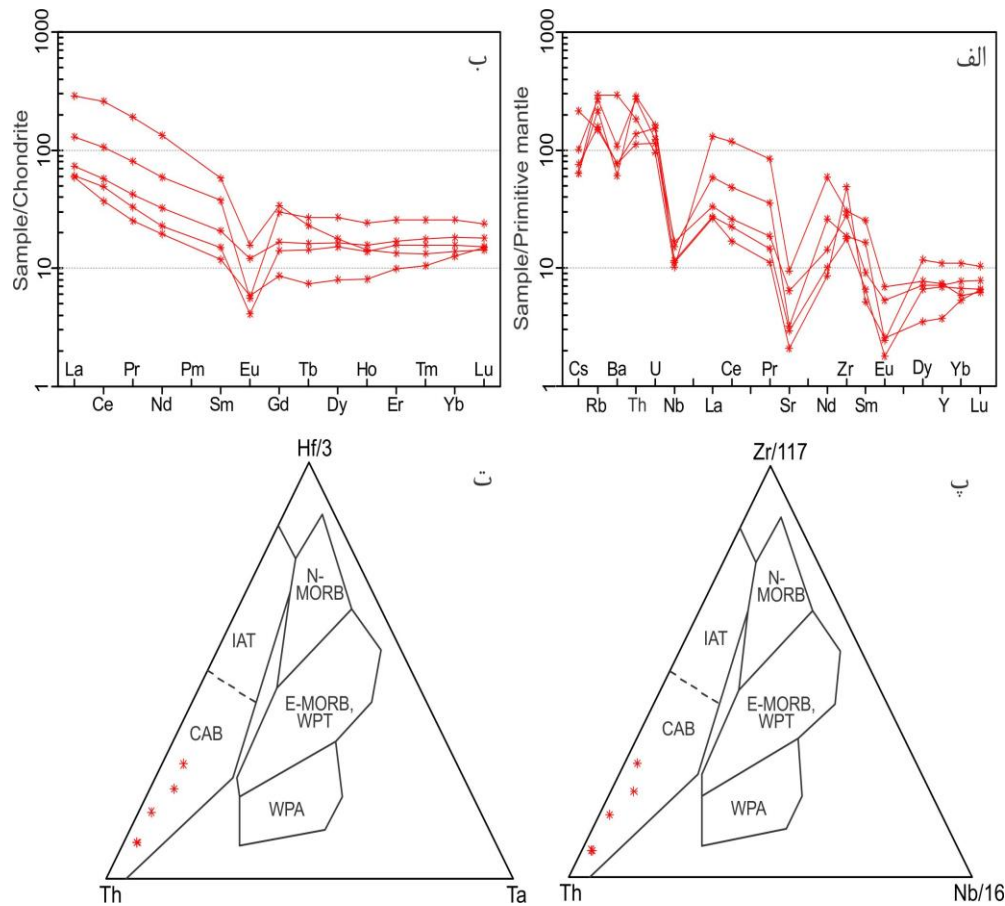
شیمی مگنتیت

مگنتیت می‌تواند تنوعی از عناصر فرعی را در ساختار کریستالی خود جای دهد. اما عناصر اسپینلی مانند Mg , Al , Ti , V , Cr , Mn , Co , Ni و Zn نسبت به دیگر عناصر غنی‌تر هستند؛ چون به آسانی جانشین Fe^{2+} و Fe^{3+} در ساختار اسپینلی مگنتیت می‌شوند (Deer et al., 1992). همچنین De Sitter و همکاران (1977) نشان دادند که Ca^{2+} می‌تواند جانشین آهن فرو در ساختار مگنتیت شود، بطوریکه ممکن است مقدار این عنصر در مگنتیت تا ۶/۶۷ درصد برسد. عناصر نادرخاکی نیز می‌توانند جانشین Ca^{2+} شوند.

بر پایه مقدار عناصر Ta و Nb , Zr , Th , Hf در مثلث‌های Wood (1980)، موقعیت تکنونیک سنگ‌های آتشفشانی منطقه ده‌زمان، کمرنده‌های آتشفشانی زون فرورانش است (شکل‌های ۴ پ و ت) Rossetti و همکاران (2014) با مطالعه بر روی گرانیتهای منطقه ده‌زمان، ماگماتیسزم نئوپروتروزوئیک فوقانی - کامبرین زیرین این منطقه را بخشی از کادومین دانسته‌اند که طی یک همگرایی مورب در زون فرورانش حاشیه قاره نوع آند در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا تشکیل شده است. این نظریه می‌تواند برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه نیز صادق باشد.

جدول ۱. نتایج آنالیز عناصر فرعی و نادرخاکی (گرم در تن) در واحد متاریولیت - متاریوداسیت

شماره نمونه	H11	H46/2	A35	A36	A8
طول جغرافیایی	۵۷° ۴۷' ۰۶"	۵۷° ۴۷' ۴۹"	۵۷° ۴۷' ۵۰"	۵۷° ۴۷' ۵۳"	۵۷° ۴۷' ۵۵"
عرض جغرافیایی	۳۴° ۵۷' ۴۰"	۳۴° ۵۷' ۳۶"	۳۴° ۵۷' ۴۳"	۳۴° ۵۷' ۲۵"	۳۴° ۵۷' ۲۳"
Ba	۴۲۳	۲۰۵۱	۵۳۳	۵۳۳	۷۵۶
Be	۱	۲	۲	۲	۱
Co	۱	۲	۲	۸	۲
Cs	۱	۱	۱	۲	۱
Ga	۱۷	۱۴	۱۳	۲۷	۱۷
Hf	۷	۹	۱۴	۹	۷
Nb	۱۱	۷	۸	۱۲	۸
Rb	۱۳۸	۱۸۷	۱۰۱	۹۴	۱۷۱
Sn	۵	۸	۲	۱۴	۴
Sr	۶۸	۲۰۰	۴۴	۱۳۵	۶۲
Ta	۱	۱	۱	۱	۱
Th	۲۴	۱۶	۱۲	۱۰	۲۳
U	۳	۲	۳	۲	۳
V	>۸	۲۸	>۸	۲۰۰	۱۱
W	۲	۵	۱	۲	۲
Zr	۲۰۹	۳۳۹	۵۴۶	۳۱۶	۱۹۹
Y	۵۰	۳۴	۱۷	۳۳	۳۱
La	۴۰/۲	۸۹/۷	۱۸/۳	۲۲/۸	۱۸/۷
Ce	۸۵/۶	۲۹۰/۱	۲۹/۸	۴۶/۱	۳۹/۷
Pr	۹/۸۳	۲۳/۳۲	۳/۰۷	۵/۱۶	۴/۰۱
Nd	۳۵/۴	۸۰/۱	۱۱/۷	۱۹/۴	۱۳/۷
Sm	۷/۳۰	۱۱/۲۸	۲/۳۰	۴/۰۵	۲/۹۳
Eu	۰/۴۱	۱/۱۶	۰/۴۳	۰/۸۹	۰/۳۰
Gd	۷/۶۹	۸/۷۹	۲/۲۳	۴/۳۳	۳/۶۶
Tb	۱/۲۷	۱/۰۹	۰/۳۵	۰/۷۷	۰/۶۸
Dy	۸/۶۷	۵/۷۲	۲/۵۸	۵/۲۵	۴/۸۷
Ho	۱/۷۴	۱/۰۳	۰/۵۸	۱/۱۳	۰/۹۹
Er	۵/۳۸	۲/۸۱	۲/۰۸	۳/۵۵	۳/۳۰
Tm	۰/۸۳	۰/۴۳	۰/۳۴	۰/۵۷	۰/۵۱
Yb	۵/۳۸	۲/۸۹	۲/۶۳	۳/۸۰	۳/۲۹
Lu	۰/۷۷	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۵۸	۰/۴۹
Ratio					
(La/Yb) _N	۵/۰۴	۲۰/۹۳	۴/۶۹	۴/۰۵	۳/۸۳
Eu/Eu*	۰/۱۷	۰/۳۶	۰/۵۸	۰/۶۵	۰/۲۸



شکل ۴. الف) الگوی عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به گوشته اولیه در سنگ آتشفشانی ده‌زمان (مقادیر اولیه گوشته اولیه از Sun and McDonough (1989))، ب) الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت در سنگ آتشفشانی ده‌زمان (مقادیر اولیه کندریت از Boynton (1985))، پ) موقعیت سنگهای آتشفشانی در مثلث تعیین موقعیت تکتونیکی Wood (1980)

بحث و نتیجه‌گیری

مقایسه شیمی مگنتیت با ذخایر کایرونا

مقدار عناصر فرعی و نادر خاکی در کانی مگنتیت وابسته به شرایط فیزیکوشیمیایی محلول کانه‌دار بوده و در کانسارهای مختلف متفاوت است. همین ویژگی باعث شده است تا از ترکیب شیمیایی مگنتیت به عنوان شاخص نوع کانسار استفاده شود (Carew et al., 2006; Singoyi et al., 2006; Rusk et al., 2009; Dupuis and Beaudoin, 2011; Zhang et al., 2011; Nadoll et al., 2012).

مجموع مقدار عناصر نادر خاکی در مگنتیت کانسارهای مختلف بسیار اندک (تقریباً کمتر از ۵ گرم در تن) با یک تفریق کوچک یا کاهیدگی در عناصر نادر خاکی سبک است. مگنتیت‌های ذخایر کایرونا بالاترین مقدار عناصر نادر خاکی (کمتر از ۱۰۰ گرم در تن) را در خود جای می‌دهند و معمولاً یک غنی‌شدگی مشخص LREE نسبت به HREE با نسبت $(La/Yb)_N$ کمتر از ۶۱ در آنها دیده می‌شود (Frietsch and Perdahl, 1995). مقایسه الگوی نرمالیزه شده عناصر نادر خاکی مگنتیت‌های ده‌زمان با مگنتیت‌های ذخایر کایرونا نشان می‌دهد که به دلیل وجود ناهنجاری منفی Eu، این الگو به کانسارهای Kiirunavaara

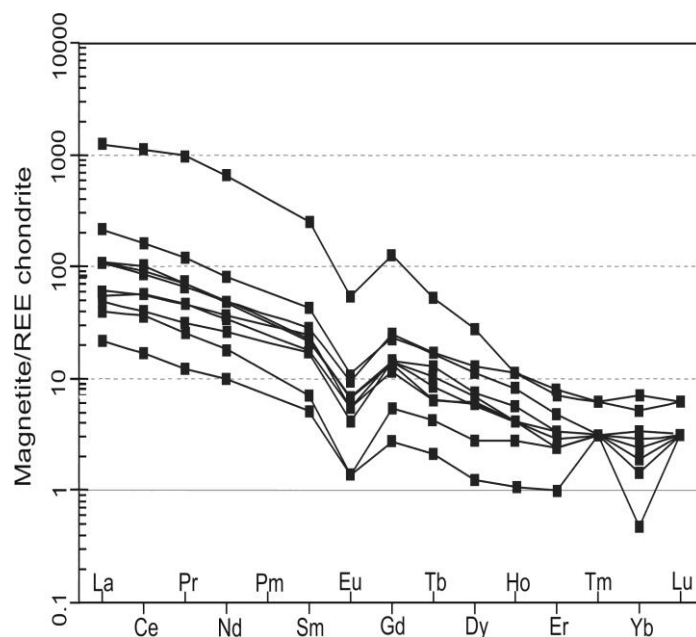
نتایج آنالیز شیمی مگنتیت‌های منطقه ده‌زمان در جدول (۲) ارائه شده است. نمودار عناصر نادر خاکی (REE) مگنتیت که نسبت به کندریت نرمالیزه شده الگوی تقریباً مشابهی را در همه نمونه‌ها نشان می‌دهد. همچنین یک غنی‌شدگی متوسط تا شدید در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) دیده می‌شود (شکل ۵). مقدار REE در مگنتیت‌های ده‌زمان بین ۳۰ تا ۲۸۵ گرم در تن متغیر است و فقط در نمونه A9 مقدار آن به ۱۹۲۹ گرم در تن رسیده است که مربوط به وجود اذخاال‌های آپاتیت در آن است (جدول ۲). مقدار نسبت $(La/Yb)_N$ در مگنتیت‌ها بین ۲۰/۷۸ تا ۱۷۵/۹۲ و مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۲۲ تا ۰/۴۰ می‌باشد (جدول ۲ و شکل ۵).

علاوه بر آن مقدار Ti بین ۰/۰۵ تا ۰/۱۴ درصد، گوگرد کمتر از ۰/۰۴ درصد و P کمتر از ۰/۳۳ درصد است که از این لحاظ جزء مگنتیت‌های کم تیتان، گوگرد و فسفر محسوب می‌شوند. همچنین مقدار منگنز بین ۱۳۲ تا ۱۳۰۷ گرم در تن، نیکل بین ۴۸ تا ۴۳۲ گرم در تن، وانادیوم بین ۲۸۴ تا ۷۳۶ گرم در تن، کلسیم بین ۴۰۰ تا ۳۹۳۰۰ گرم در تن، منیزیم بین ۹۰۰ تا ۹۷۰۰ گرم در تن و کروم بین ۹ تا ۳۳ گرم در تن متغیر است (جدول ۲).

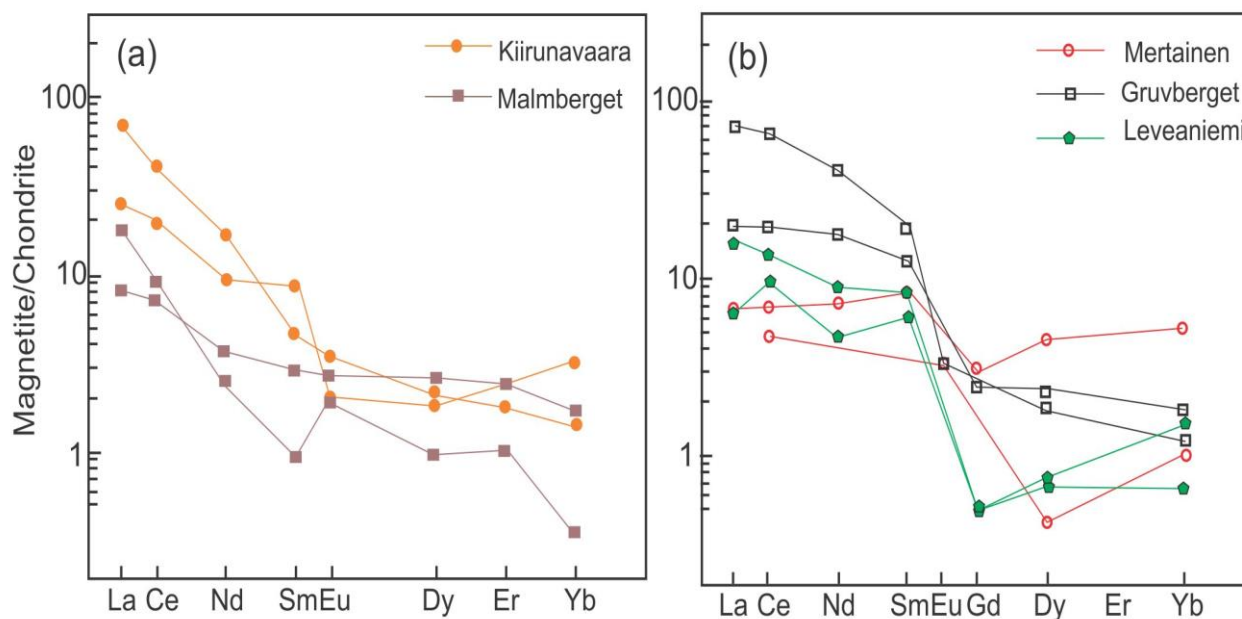
از آنجاییکه مقدار V در مگنتیت‌های ده‌زمان بیش از ۲۸۴ گرم در تن، مقدار Ti کمتر از ۱۴۰۰ گرم در تن، نسبت V/Fe (گرم در تن بر درصد) بیش از ۸ و نسبت Ti/Fe (گرم در تن بر درصد) کمتر از ۴۰ می‌باشد، در نمودارهای V در مقابل V، Ti در مقابل V/Fe و Ni در مقابل Ti/Fe (Loberg and Horndahi, 1983)، مگنتیت‌های ده‌زمان در محدوده کانسارهای مگنتیت - آپاتیت نوع کایرونا واقع می‌شوند (شکل‌های ۷ ب تا ت).

و Gruvberget نزدیک‌تر است (شکل‌های ۵ و ۶). بالاتر بودن مجموع عناصر نادرخاکی در ده‌زمان به دلیل وجود ریزیلورها یا ادخالهای آپاتیت همراه با مگنتیت است که قابل جدا شدن نبوده است. مقادیر بالاتر نسبت $(La/Yb)_N$ نیز به همین علت می‌باشد.

همچنین در نمودار La/Gd در مقابل Eu/Eu^* (Castor and Hedrick, 2006) که جداکننده محیط ذخایر مگنتیت - آپاتیت کایرونا از کانسارهای آهن رسوبی و آتشفشانی - رسوبی مانند ذخایر آهن نواری است، همه نمونه‌ها به دلیل مقدار Eu/Eu^* کمتر از یک در محیط نوع کایرونا قرار گرفته‌اند (شکل ۷ الف).



شکل ۵. الگوی عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده به کندریت در مگنتیت‌های کانسار ده‌زمان (مقادیر اولیه کندریت از (Boynton (1985)



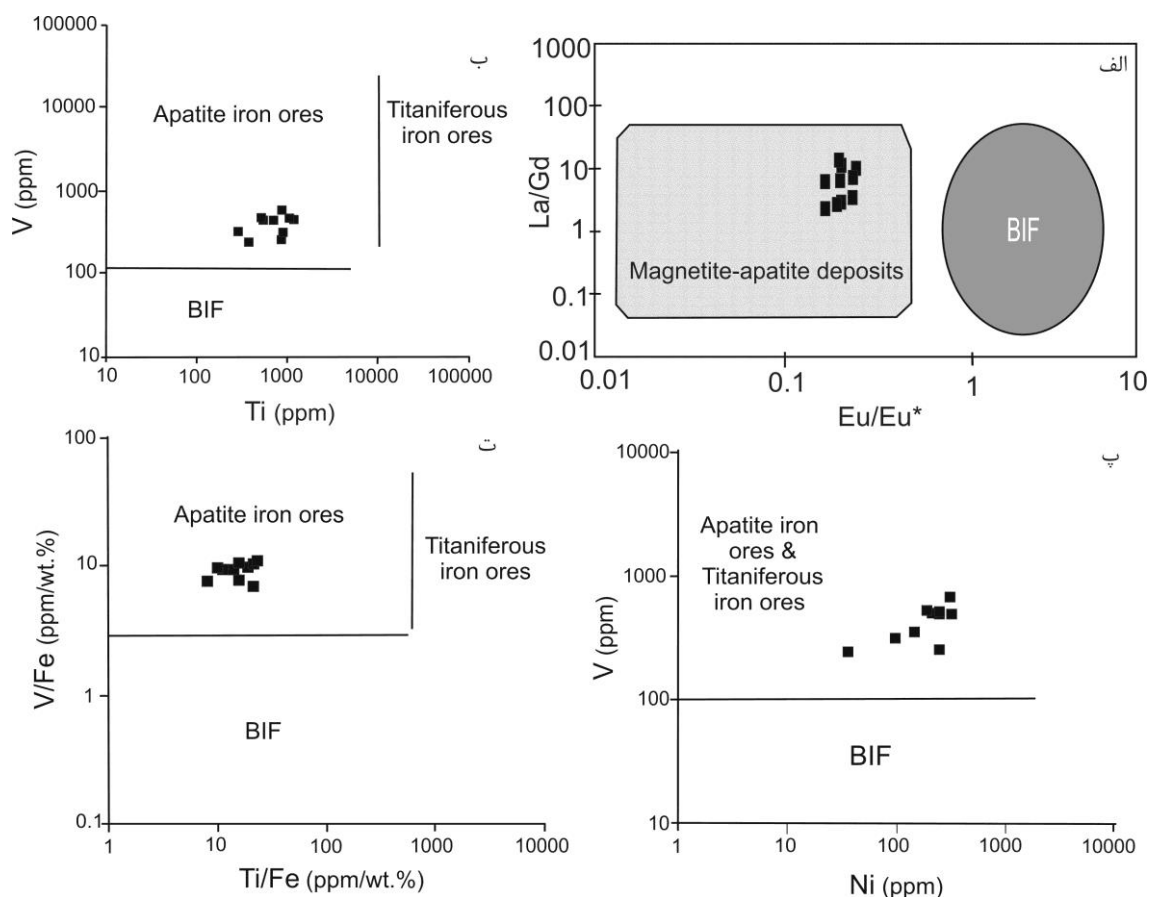
شکل ۶. الگوی عناصر نادرخاکی نرمالیزه شده به کندریت در مگنتیت‌های کانسارهای نوع کایرونا (Frietsch and Perdahl, 1995)

جدول ۲. نتایج آنالیز عناصر فرعی و نادر خاکی (گرم در تن) در مگنتیت‌های کانسار ده‌زمان

شماره نمونه	H39	A9	H42	H38	H14/1	H15	H44
طول جغرافیایی	۵۷° ۴۷' ۳۰"	۵۷° ۴۷' ۴۹"	۵۷° ۴۷' ۱۴"	۵۷° ۴۷' ۲۵"	۵۷° ۴۷' ۴۶"	۵۷° ۴۷' ۴۸"	۵۷° ۴۷' ۰۷"
عرض جغرافیایی	۳۴° ۵۷' ۲۷"	۳۴° ۵۷' ۲۳"	۳۴° ۵۷' ۲۴"	۳۴° ۵۷' ۲۶"	۳۴° ۵۷' ۳۲"	۳۴° ۵۷' ۲۷"	۳۴° ۵۷' ۲۲"
Al	۳۵۰۰	۲۰۰۰	۲۵۰۰	۱۸۰۰	۷۶۰۰	۱۴۰۰	۳۷۰۰
Ca	۱۶۰۰	۳۶۸۰	۱۵۰۰	۱۷۰۰	۳۶۰۰	۱۴۷۰۰	۱۹۰۰
Co	۵۴	۶	۶	۳۶	۳۳	۲۳	۲۸
Cr	۲۰	۳۳	۱۲	۲۸	۹	۱۳	۲۹
Ga	۶۴	۲۲	۲۳	۵۰	۷۲	۴۹	۵۱
Hf	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵
Mn	۵۵۳	۱۳۰۷	۱۳۲	۳۴۱	۳۰۰	۳۹۰	۳۶۴
Mg	۴۱۰۰	۳۹۰۰	۲۹۰۰	۱۵۰۰	۹۷۰۰	۱۸۰۰	۴۷۰۰
Na	۵۰	۷۰	۴۰	۱۳۰	۱۸۰	۴۰	۴۰
Ni	۴۱۱	۲۸۳	۹۷	۴۳۲	۲۱۴	۱۵۵	۳۴۱
P	۲۰	۴۲۰	۳۰	۳۰	۴۹۰	۱۰	۱۳۰
Rb	۲	۱	۴	۱	۰/۵	۰/۲	۱
Sr	۱۰	۴۵	۶	۲۲	۱۱۳	۲۵	۱۵
S	<۰/۰۴	<۰/۰۴	<۰/۰۴	<۰/۰۴	<۰/۰۴	<۰/۰۴	<۰/۰۴
Ta	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱
Th	۱/۲	۴۰/۸	۵	۴/۱	۴/۶	۱	۱/۶
Ti	۹۳۰	۵۲۰	۹۷۰	۶۲۰	۶۰۰	۴۷۰	۱۳۷۰
V	۷۳۶	۲۸۴	۴۴۳	۵۷۰	۵۹۸	۴۶۸	۵۹۰
Y	۱۰	۲۶	۵	۸	۱۰	۱۹	۷
Zr	۰/۵	۱	۱	۰/۵	۰/۴	۰/۳	۱
La	۱۵/۱	۳۹۱/۴	۱۲/۴	۳۳/۶	۱۸/۹	۶۷/۱	۱۷/۳
Ce	۳۱/۷۳	۹۲۱/۵۱	۲۹/۸۸	۸۳/۸۵	۴۴/۴۴	۱۳۱/۹۷	۴۶/۴۲
Pr	۳/۸	۱۱۸/۲	۳/۱	۸/۶	۵/۶	۱۴/۷	۵/۶
Nd	۱۶	۳۹۷/۵	۱۱/۱	۳۰/۴	۲۲/۳	۴۹/۴	۲۰/۲
Sm	۳/۳	۴۸/۹	۱/۴	۴/۴	۴/۸	۸/۴	۳/۵
Eu	۰/۳	۴	۰/۱	۰/۵	۰/۴	۰/۸	۰/۴
Gd	۳/۷	۳۲/۵	۱/۴	۳/۷	۳/۸	۶	۳
Tb	۰/۵	۲/۵	۰/۲	۰/۴	۰/۶	۰/۸	۰/۳
Dy	۲/۲	۸/۹	۰/۹	۱/۸	۲/۴	۳/۶	۲
Ho	۰/۳	۰/۸	۰/۲	۰/۳	۰/۴	۰/۶	۰/۳
Er	۰/۷	۱/۷	۰/۵	۰/۵	۰/۷	۱	۰/۵
Tm	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Yb	۰/۴	۱/۵	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۷	۰/۵
Lu	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Ratio							
(La/Yb) _N	۲۵/۴۵	۱۷۵/۹۲	۲۷/۵۷	۵۶/۶۳	۳۱/۸۶	۲۳/۳۳	۶۴/۶۳
Eu/Eu*	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۲۲	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۳۸	۰/۳۴
ΣREE	۷۸/۲۳	۱۹۲۹/۸۱	۶۱/۶۸	۱۶۸/۶۵	۱۰۴/۹۴	۲۸۵/۲۷	۱۰۰/۲۲

ادامه جدول ۲. نتایج آنالیز عناصر فرعی و نادر خاکی (گرم در تن) در مگنتیت‌های کانسار ده‌زمان

شماره نمونه	H14	H45	H38/1
طول جغرافیایی	۵۷° ۴۷' ۴۶"	۵۷° ۴۷' ۴۹"	۵۷° ۴۷' ۲۵"
عرض جغرافیایی	۳۴° ۵۷' ۳۲"	۳۴° ۵۷' ۱۹"	۳۴° ۵۷' ۲۶"
Al	۱۶۰۰	۱۰۰۰	۲۰۰۰
Ca	۴۰۰	۳۹۳۰۰	۱۴۰۰
Co	۲۷	۲	۳۱
Cr	۲۱	۲۵	۳۰
Ga	۵۵/۵۸	۲۱/۸۹	۴۹/۱۷
Hf	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳
Mn	۱۸۸	۷۶۹	۳۰۳
Mg	۱۸۰۰	۹۰۰	۲۲۰۰
Na	۴۰	۷۰	۲۵۰
Ni	۳۲۵	۴۸	۲۷۵
P	۱۰	۳۳۳۰	۳۸۰
Rb	۰/۳	۱	۱
Sr	۱۴	۴۱	۲۶
S	<۰/۰۴	<۰/۰۴	<۰/۰۴
Ta	۰/۲	۰/۲	۰/۱
Th	۰/۳	۲/۹	۱۶/۶
Ti	۱۱۲۰	۹۰۰	۷۲۰
V	۵۸۸	۳۰۵	۵۷۹
Y	۲	۲۱	۹
Zr	۰/۵	۶	۰/۵
La	۶/۶	۳۳/۹	۳۴/۵
Ce	۱۳/۸۰	۶۹/۷۰	۷۳/۹۲
Pr	۱/۵	۸/۲	۸/۸
Nd	۶	۲۹/۴	۲۸/۴
Sm	۱	۵/۵	۴/۲
Eu	۰/۱	۰/۷	۰/۵
Gd	۰/۷	۶/۵	۳/۵
Tb	۰/۱	۰/۸	۰/۳
Dy	۰/۴	۴/۱	۱/۹
Ho	<۰/۱	۰/۸	۰/۳
Er	۰/۲	۱/۵	۰/۶
Tm	۰/۱	۰/۲	۰/۱
Yb	۰/۱	۱/۱	۰/۶
Lu	۰/۱	۰/۲	۰/۱
Ratio			
(La/Yb) _N	۴۴/۵	۲۰/۷۸	۳۸/۷۷
Eu/Eu*	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۴
REEΣ	۳۰/۸۰	۱۶۲/۶۰	۱۵۷/۷۲



شکل ۷. موقعیت مگنتیت‌های ده‌زمان در نمودارهای تفکیک کننده ذخایر مگنتیت - آپاتیت نوع کایرونا از کانسارهای آهن نواری و ذخایر آهن ماگمایی تیتان دار (الف) La/Gd در مقابل Eu/Eu* (Castor and Hedrick, 2006)، (ب) V در مقابل Ti، (پ) V در مقابل Ni و (ت) V/Fe در مقابل Ti/Fe (Loberg and Horndahi, 1983).

خاستگاه کانی‌سازی

شواهد کانی‌شناسی، بافت، آلتراسیون، نوع سنگ میزبان و شیمی مگنتیت نشان می‌دهد که کانی‌سازی مگنتیت - اسپیکولاریت آپاتیت‌دار معدن ده‌زمان شبیه به ذخایر نوع کایرونا است. درباره منشأ ذخایر کایرونا نظریات متعددی ارائه شده است که می‌توان به منشأ ماگمایی در نتیجه مایعات غیرقابل امتزاج (Kolker, 1982; Nystrom and Henriquez, 1994)، متصاعدی - رسوبی (Park, 1991) و اپی‌ژنتیک - هیدروترمال (Hilderband, 1986; Barton and Johnson, 1996; Mark and Foster, 2000; Sillitoe and Burrows, 2002) اشاره کرد. یکی از نظریات مهم منشأ ماگمایی است (Frietsch and Perdahi, 1995; Bookstrom, 1995) که توسط شیمی آپاتیت و غنی‌شدگی شدید LREE نسبت به HREE و کاهیدگی در آن به اثبات رسیده است.

الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت در واحد متاریولیت - متاریوداسیت میزبان و مگنتیت‌ها شباهت زیادی به یکدیگر دارند (شکل‌های ۴ و ۵). در هر دوی آنها غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین دیده می‌شود و ناهنجاری Eu منفی است. اگرچه تفاوت فاحشی در مقدار LREE/HREE و مقدار غنی‌شدگی وجود دارد، به نحویکه میزان نسبت $(La/Yb)_N$ در مگنتیت‌ها بسیار بیشتر از این

مقدار در واحد آتشفشانی میزبان است و این مسئله در الگوی سطح HREE در سنگ میزبان نسبت به الگوی شیب‌دار همان عناصر در مگنتیت‌ها خود را نشان می‌دهد (شکل‌های ۴ و ۵). شواهد صحرایی نشان می‌دهد که کانی‌سازی در زون‌های گسلی و درز و شکستگی‌های واحد متاریولیت - متاریوداسیت تشکیل شده و آلتراسیون فقط محدود به اطراف رگه‌های مگنتیت $\pm$ اسپیکولاریت است. شدت آلتراسیون و حضور کانی‌سازی با دور شدن از این رگه‌ها به شدت کاهش می‌یابد. این مسئله همراه با عرض کم زون‌های کانی‌سازی بیانگر آنست که واحد آتشفشانی رابطه ژنتیکی با کانی‌سازی نداشته و فقط به عنوان سنگ میزبان عمل کرده است. این احتمال وجود دارد که توده‌های نفوذی نیمه‌عمیقی، تشکیل شده در همان زون فرورانش، در عمق وجود دارند و محلول‌کننده‌دار از طریق گسل‌ها به سطح راه پیدا کرده است.

کم بودن مقدار Ti و V در مگنتیت‌ها نشان می‌دهد که سیالات ماگمایی - هیدروترمالی از یک ماگماتیسم کالک آلکان فلسیک منشأ گرفته‌اند. همچنین گسترش و نوع آلتراسیون‌ها و نیز ریز دانه بودن یا ادخال بودن آپاتیت‌ها حکایت از آن دارد که هم اکنون بخش‌های فوقانی یک کانی‌سازی نوع کایرونا مطالعه شده است و برای دستیابی به اطلاعات بیشتر و جامع‌تر نیاز به حفاری است. لذا کانی‌سازی منشأ هیدروترمالی دارد.

ذخایر آهن نوع کایرونا که غنی از عناصر نادرخاکی هستند، دارد و می‌بایست مورد توجه بیشتری قرار گیرد.

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی مگنتیت همراه با اسپیکولاریت در کانسار ده‌زمان به شکل رگه و رگچه در زون‌های گسلی و سطوح درز و شکستگی واحد متاریولیت-متاریوداسیت تشکیل شده است. کانی‌شناسی کانسار بسیار ساده بوده و شامل مگنتیت و اسپیکولاریت همراه با ریزبلور یا اذخال آپاتیت و به مقدار ناچیز کالکوپیریت است که با باطله‌های کلریت، کربنات، کوارتز، بیوتیت $\pm$ تورمالین همراهی می‌شود. براساس الگوی عنکبوتی عناصر نادر خاکی و فرعی، سنگ آتشفشانی میزبان در زون فروروانش تشکیل شده است. الگوی عناصر نادرخاکی و مقدار $V, Ti, Ni, Gd/La$ و Eu/Eu^* در مگنتیت-ها مشابه ذخایر کایرونا است. علاوه بر شیمی مگنتیت، شواهد کانی‌شناسی، یافت، آلتراسیون و نوع سنگ میزبان نیز این مسئله را تایید می‌کند. واحد آتشفشانی رابطه ژنتیکی با کانی‌سازی ندارد و این احتمال وجود دارد که توده‌های نفوذی نیمه‌عمیقی در عمق وجود دارند و محلول کانه‌دار از طریق گسل‌ها به سطح راه پیدا کرده است. کانی‌سازی منشاء هیدروترمالی دارد. بخش شمال شرقی زون تکتونیکی کاشمر-کرمان همانند بخش‌های مرکزی این زون، پتانسیل بالایی برای اکتشاف ذخایر آهن نوع کایرونا که غنی از عناصر نادرخاکی هستند، دارد و می‌بایست مورد توجه بیشتری قرار گیرد.

تشکر و قدردانی

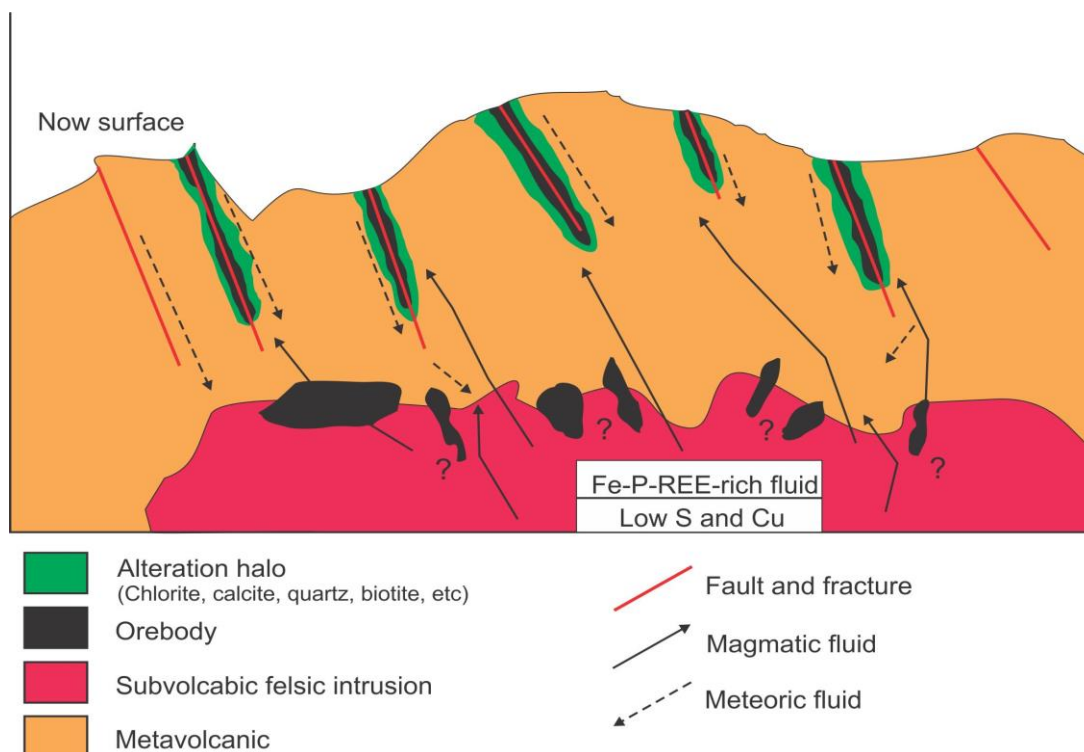
این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۳۶۹۷۲/۳ مورخ ۱۳۹۳/۱۲/۱۴ انجام شده است. از مدیرعامل و کارکنان محترم شرکت اپال کانی پارس بویژه جناب آقایان مهندس نقی‌پور و مالکی به علت همکاری‌های لازم سپاسگزاریم.

Gandhi و Bell (1996) اذعان کردند که کانسارهای کایرونا محصول تفریق ماگمایی، فعالیت‌های هیدروترمالی و نهایتاً دخالت آبهای جوی هستند. آهن و دیگر فلزات نیز منشاء ماگمایی - هیدروترمالی دارند. در کانسار ده‌زمان، محلول کانه‌دار غنی از آهن، فسفر و عناصر نادرخاکی از یک منشاء ماگمایی در عمق نشأت گرفته و این احتمال وجود دارد که ابتدا یک کانی‌سازی توده‌ای و استوک‌ورک اصلی عظیم‌تر همراه با توده نفوذی منشاء تشکیل شده باشد که در حال حاضر در سطح رخنمون ندارد. سپس بخشی از سیال کانه‌دار از طریق گسل‌ها و درز و شکستگی‌ها به سطح رسیده و احتمالاً با آب‌های جوی نیز مخلوط شده است (شکل ۸). این سیال باعث آلتره شدن سنگ‌های آتشفشانی میزبان در حریم اطراف رگه‌ها شده و کانی‌هایی مانند کلریت، کوارتز، کلسیت، بیوتیت و غیره را تشکیل داده است. مقدار کم کانی‌سازی سولفیدی و مقدار مس نشان می‌دهد که محلول فقیر از گوگرد و مس بوده است. (شکل ۸).

اهمیت اکتشافی

در حدود ۳/۵ کیلومتری (فاصله هوایی) شرق معدن ده‌زمان، معدن آهن دلکن قرار دارد که علاوه بر ویژگی‌های ذخایر اسکارنی (به دلیل نفوذ محلول کانه‌دار به درون سنگ کربناته)، یک ذخیره نوع کایرونا نیز معرفی شده است. اندازه دانه‌های آپاتیت همراه با مگنتیت در این کانسار به حداکثر ۴ میلی‌متر رسیده است. در این منطقه نیز توده نفوذی منشاء رخنمون ندارد و حتی در حفاری تا عمق حداکثر ۶۰ متری نیز آشکار نشده است (شعبانی و همکاران، ۱۳۹۵). این امکان وجود دارد که ارتباط ژنتیکی بین کانسار دلکن و این بخش از کانی‌سازی کانسار ده‌زمان در عمق وجود داشته و حفاصل بین این دو کانسار می‌بایست مورد مطالعات دقیق سطحی و زیرسطحی قرار گیرد.

وجود کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار ده‌زمان و دلکن در کنار یکدیگر نشان می‌دهد که بخش شمال شرقی زون تکتونیکی کاشمر - کرمان همانند بخش‌های مرکزی این زون، پتانسیل بالایی برای اکتشاف



شکل ۸. مدل تشکیل احتمالی بخش مگنتیت - اسپکیولاریت آپاتیت‌دار کانسار ده‌زمان (بدون مقیاس)

منابع

- ایمان‌پور. ب.، کریم‌پور. م.ح.، ملک‌زاده شفارودی. الف.، ۱۳۹۵، بررسی کانه‌زایی و ژئوشیمی کانسار آهن ده‌زمان، (جنوب غرب بردسکن) و مقایسه آن با کانسارهای آهن نوری، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴ (۲۴)، ص ۶۲۵ - ۶۳۸.
- حاجی میرزاجان. ح.، ملک‌زاده شفارودی. الف.، همام. س.م.، حیدریان شهری. م.ر؛ ۱۳۹۶، تعیین مدل کانه‌زایی مگنتیت - اسپکیولاریت در کانسار آهن ده‌زمان، استان خراسان رضوی: کانی‌شناسی، ساخت و بافت و آلتراسیون، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، در حال چاپ.
- سهندی. م.، قاسمی. م.ر.، اختیارآبادی. ی.، ۱۳۸۹، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قاسم آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شعبانی. س.، کریم‌پور. م.ح.، ملک‌زاده شفارودی. الف.، ۱۳۹۵، مطالعات کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی در کانسار آهن دکن، استان خراسان رضوی، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه زنجان.
- ملک‌زاده شفارودی. الف.، کریم‌پور. م.ح.، ۱۳۹۴، کانی‌سازی و مطالعات سیالات درگیر کانسار اکسید آهن - آپاتیت خانلق، شمال شرقی ایران، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۵ (۱۷)، ص ۵۹ - ۷۱.
- نوزعیم. ر.، محجل. م.، یساقی. ع.، نصرآبادی. م.، ۱۳۹۳، تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگرشکلی پهنه برشی کوه سرهنگی در گرانبیت ده زمان، شمال باختری بلوک لوت، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱ (۲۲)، ۱۵ - ۲۶.
- Azizi. H., Mehrabi. B., Akbarpour. A., 2009, Genesis of Tertiary magnetite-apatite deposits, southeast of Zanjan, Iran, Resource Geology, Vol: 59, No:4, p: 330-341.
- Acosta - Gongora. P., Gleeson. S.A., Samson. I.M., Ootes. L., Corriveau. L., 2014, Trace Element Geochemistry of Magnetite and Its Relationship to Cu - Bi - Co - Au - Ag - U - W Mineralization in the Great Bear Magmatic Zone, NWT, Canada, Economic Geology, Vol. 109, p. 1901 - 1928.
- Barton. M.D., Johnson. D.A., 1996, Evaporitic - source model for igneous - related Fe oxide - (REE-Cu-Au-U) mineralization, Geology, Vol. 24, p. 259-262.
- Berzina. A., 2012, Platinum - group element geochemistry of magnetite from porphyry - Cu - Mo deposits and their host rocks (Siberia, Russia), Acta Geologica Sinica (English Edition), Vol. 86, No. 1, p. 106-117.
- Boynton. W.V., 1985, Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies, In: Henderson. P., (eds.) Rare Earth Element Geochemistry, (Developments in Geochemistry 2), Elsevier, Amsterdam, p. 115 - 1522.

- Bonyadi. Z., Davidson. G.J., Mehrabi. B., Meffre. S., Ghazban. F., 2011, Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry, *Chemical Geology*, Vol. 281, p. 253–269.
- Bookstrom. A.A., 1995, Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry: A discussion, *Economic Geology*, Vol. 90, p. 469–473.
- Carew. M.J., Mark. G., Oliver. N.H.S., Pearson. N., 2006, Trace element geochemistry of magnetite and pyrite in Fe oxide (+/-Cu-Au) mineralized systems: Insights into the geochemistry of ore-forming fluid, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 70, No. 18, p. A83–A83.
- Castor. S.B., Hedrick. J.B., 2006, Rare Earth Elements, In Kogel, J.E., Trivedi. N.C., Barker. J.M., Krukowski. S.T. (eds) *Industrial Mineral Rocks*, 7th edition, Society for mining, Metallurgy and Exploration, Littleton, Colorado, p. 769–792.
- Chen. W.T., Zhou. M.F., Li. X., Gao. J.F., Hou. K., 2015, In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: Cu-(Au, Fe) deposits in the Khetri copper belt in Rajasthan Province, NW India, *Ore Geology Reviews*, Vol. 65, p. 929–939.
- Daliran. F., Stosch. H.G., Williams. P., 2007, Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE apatite deposits and “apatites” of the Bafq district, central east Iran, In: Stanely. C.J. et al. (ed.), *Digging Deeper, Proceeding of 9th Biennial SGA Meeting Dublin*, p. 1501–1504.
- Daliran. F., Stosch. H.G., Williams. P., 2010, Lower Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-Central Iran. In: Corriveau. L., Mumin. H., (eds.), *Exploring for iron-oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues*. Québec: Geological Association of Canada and Geological Survey of Canada, p. 143–155.
- Dare. S.A., Barnes. S.J., Beaudoin. G., Méric. J., Boutroy. E., Potvin-Doucet. C., 2014, Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators, *Mineral. Deposita*, Vol. 49, p. 785–796.
- Deer. W.A., Howie. R.A., Zussman. J., 1992, *An introduction to the rock-forming minerals* (2nd ed). New York: Longman, Harlow, Wiley, 696 p.
- De Sitter. J., Govaert. A., De Grave. E., Chamaere. D., Robrecht. G., 1977, Mossbauer study of Ca^{2+} -containing magnetites, *Physicochemical Status Solidification*, Vol. 43(a), p. 619–624.
- Dupuis. C., Beaudoin. G., 2011, Discriminate diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types, *Mineralium Deposita*, Vol. 46, No. 3, p. 1–17.
- Frietsch. R., Perdahl. J.A., 1995, Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types, *Ore Geology Reviews*, Vol. 9, p. 489–510.
- Gandhi. S.S., Bell. R.T., 1996, Kiruna/Olympic Dam-type iron, copper, uranium, gold, silver. In: Eckstrand. O.R., Sinclair. W.D., Thorpe. R.I. (eds.), *Geology of Canadian mineral deposit types*. Québec: Geological Survey of Canada, p. 513–522.
- Gosselin. P., Beaudoin. G., Jébrak. M., 2006, Application of the Geochemical Signature of Iron Oxides to Mineral Exploration, *GAC-MAC Annual Meeting Prog.*
- Groves. D.I., Bierlein. F.P., Meinert. L.D., Hitzman. M.W., 2010, Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits, *Economic Geology*, Vol. 105, p. 641–654.
- Hildebrand. R.S., 1986, Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear Magmatic Zone, northwest Canada, *Economic Geology*, Vol. 81, p. 640–659.
- Klein. C., 2005, Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins, *American Mineralogist*, Vol. 90, p. 1473–1499.
- Kolker. A., 1982, Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis, *Economic Geology*, Vol. 77, p. 1146–1158.
- Liang. H.Y., Sun. W., Su. W.C., Zartman. R.E., 2009, Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration, *Economic Geology*, Vol. 104, p. 587–596.
- Liu. P.P., Zhou. M.F., Chen. W.T., Gao. J.F., Huang. X.W., 2015, In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: Fe-Ti-(V) oxide-bearing mafic-ultramafic layered intrusions of the Emeishan Large Igneous Province, SW China, *Ore Geology Reviews*, Vol. 65, p. 853–871.
- Loberg. B.E.H., Horndahl. A.K., 1983, Ferride geochemistry of Swedish Precambrian iron ore, *Mineralium Deposita*, Vol. 48, p. 487–504.
- Makvandi. Sh., Ghasemzadeh-Barvarz. M., Beaudoin. G., Grunsky. E.C., McClenaghan. M.B., Duchesne. C., Boutroy. E., 2016, Partial least squares-discriminant analysis of trace element compositions of magnetite from various VMS deposit subtypes: Application to mineral exploration, *Ore Geology Reviews*, Vol. 78, p. 388–408.
- Mark. G., Foster. D.R.W., 2000, Magmatic albite-actinolite-apatite rich rocks from the Cloncurry district, Northwest Queensland, Australia, *Lithos*, Vol. 51, p. 223–245.
- Mokhtari. M.A.A., Hosseinzadeh. G., Emami. M.H., 2013, Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry, *Journal of Earth System Science*, Vol. 122, No. 3, p. 795–807.

- Mollo. S., Putirka. K., Iezzi. G., Scarlato. P., 2013, The control of cooling rate on titanomagnetite composition: implications for a geospeedometry model applicable to alkaline rocks from Mt. Etna volcano, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 165, p. 457–475.
- Nabatian. G., Ghaderi. M., 2013, Oxygen isotope and fluid inclusion study of the Sorkhe - Dizaj iron oxide - apatite deposit, NW Iran, *International Geology Reviews*, Vol: 55, No: 4, p: 397–410.
- Nabatian. G., Ghaderi. M., Daliran. F., Rashidnejad - Omran. N., 2012, Sorkhe - Dizaj Iron Oxide–Apatite Ore Deposit in the Cenozoic Alborz - Azarbaijan Magmatic Belt, NW Iran, *Resource Geology*, Vol: 63, No: 1, p: 42–56.
- Nabatian. Gh., Rastad. E., Neubauer. M., Honarmand. M., Ghaderi. M., 2015, Iron and Fe - Mn mineralization in Iran: implication for Tethyan metallogeny, *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol. 62, p. 211 - 241.
- Nadoll. P., Mauk. J.L., Hayes. T.S., Koenig. A.E., Box. S.E., 2012, Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States, *Economic Geology*, Vol. 107, p. 1275–1292.
- Nadoll. P., Angerer. T., Mauk. J.L., French. D., Walshe. J., 2014, The chemistry of hydrothermal magnetite: a review, *Ore Geology Reviews*, Vol. 16, p. 1–32.
- Nyström. J.O., Henriquez. F., 1994, Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry, *Economic Geology*, Vol. 89, p. 820–839.
- Parak. T., 1991, Volcanic sedimentary rock - related metallogenesis in the Kiruna–Skellefte belt of northern Sweden, *Economic Geology Monograph*, Vol. 8, p. 20–50.
- Pearce. J.A., 1983, Role of the sub - continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth. C.J., Norry. M.J., (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, p. 230 - 249.
- Ramezani. J., Tucker. R.D., 2003, The Saghand region, central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics, *American Journal of Sciences*, Vol. 303, p. 622–665.
- Rollinson. H., 1993, *Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation*, Harlow, UK, Longman, 352 p.
- Rossetti. F., Nozaem. R., Lucci. F., Vignaroli. G., Gerdes. A., Nasrabadi. M., Theye. T., 2014, Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran - Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh - e - Sarhangi region (NW Lut Block), *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 102, p. 24 - 44.
- Rusk. B.G., Oliver. N.H.S., Zhang. D., Brown. A., Lilly. R., Jungmann. D., 2009, Compositions of magnetite and sulfides from barren and mineralized IOCG deposits in the eastern succession of the Mt Isa Inlier, Townsville: Australia Society for Geology Applied to Mineral Deposits, 10th Bi - ennial SGA Meeting, p. 656–658.
- Sillitoe. R.H., Burrows. D.R., 2002, New field evidence bearing on the origin of the El Lago magnetite deposit, Northern Chile, *Economic Geology*, Vol. 97, p. 1101–1109.
- Singoyi. B., Danyushevsky. L., Davidson. G., Large. R., Zaw. K., 2006, Determination of trace elements in magnetites from hydrothermal deposits using the LA–ICP - MS technique. SEG Keystone Conference, Denver, USA CD - ROM.
- Stocklin. J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review, *American Association of Petrology and Geology Bulletin*, Vol. 52, p. 1229–1258.
- Sun. S.S., McDonough. W.F., 1989, Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: *Magmatism in the Ocean: Basins*, The Geological Society of London, special publication, Vol. 42.
- Whitney. D.L., Evans. B.W., 2010, Abbreviations for names of rock - forming minerals, *American Mineralogist*, Vol. 95, p. 185–187.
- Wilson. M., 1989, *Igneous Petrogenesis*, Uniwin Hyman, London.
- Wood. D.A., 1980, The application of a Th - Hf - Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth Planetary Science Letter*, Vol. 50, p. 11– 30.
- Xiaowen. H., Liang. Q., Yumiao. M., 2014, Trace element geochemistry of magnetite from the Fe(- Cu) deposits in the Hami region, eastern Tianshan orogenic belt, NW China, *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, Vol. 88, No. 1, p. 176–195.
- Zarei. A., Malekzadeh Shafaroudi. A., Karimpour. M.H., 2015, Geochemistry and genesis of iron - apatite ore in Khanlogh deposit, Eastern Cenozoic Quchan - Sabzevar magmatic arc, NE Iran, *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, Vol. 88, No. 4, p. 1195 - 1213.
- Zhang. D., Rusk. B., Oliver. N., Dai. T., 2011, Trace element geochemistry of magnetite from the Ernest Henry IOCG deposit, Australia, 11th biennial meeting SGA 2011 - Let's talk ore deposits, Antofagasta, Chile.