



زمین‌شیمی و خاستگاه کانسار سنگ آهن - خاک سرخ مأمونیه، استان مرکزی

مرضیه محبوبیان فرد*، فرهاد احیاء و امید جاوریانی

گروه زمین‌شناسی، واحد بهبهان، دانشگاه آزاد اسلامی، بهبهان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۳/۱۰/۲۶، پذیرش: ۱۳۹۴/۱۱/۱۷

چکیده

کانی‌سازی آهن در کانسار سنگ آهن - خاک سرخ مأمونیه، در توف‌ها، گدازه‌های تراکیتی - تراکی آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری به سن پلیوسن رخ داده است. بر اساس بررسی‌های صحرایی و کانی‌شناسی، کانسنگ شامل کانه اصلی هماتیت به همراه سیلیکای ریزبلور فراوان به صورت لایه‌ها و میان لایه‌های ظریف در ضخامت‌های مختلف و رنگ‌های متنوع است. با توجه به پایین بودن میزان Cr و Zr و بالا بودن میزان V، Zn و Sr در کانسار مأمونیه، می‌توان نتیجه گرفت که این کانسار مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی است. داده‌های زمین‌شیمیایی شامل الگوهای REE عادی‌سازی شده با کندریت به خوبی نشان می‌دهد که محلول‌های گرمایی بستر دریا محتمل‌ترین منبع محلول‌های کانی‌ساز هستند. نمودار مجموع عناصر (Cu+ Co+ Ni) در مقابل $\sum REE$ در کانسار مأمونیه نیز بیان‌کننده نقش محلول‌های گرمایی مناطق عمیق دریا در ته‌نشست کانسنگ است. الگوهای REE عادی‌سازی شده با کندریت، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE، بی‌هنجاری مثبت Eu و بی‌هنجاری منفی Ce، بیانگر این است که منبع آهن در کانسار مأمونیه از پوسته اقیانوسی بوده است. بر اساس شواهد موجود می‌توان دریافت که کانسار مأمونیه در اثر شسته‌شدن آهن و سیلیکا از سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی به وسیله محلول‌های گرمایی در زون فرورانش و ته‌نشست لایه‌ای تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: هماتیت، سیلیکا، عناصر نادرخاکی، سیالات گرمایی

مقدمه

هماتیت به صورت خاک قرمز سطح زمین را می‌پوشاند (Cornell and Schwertmann, 2003). مجموع ذخایر قطعی کانسنگ آهن جهان حدود ۲۷ میلیون تن برآورد شده است (USGS, 2013). کانسارهای آهن در ایران با پیدایش و شکل‌گیری پوسته ایران زمین، طی عملکرد فعالیت‌های زمین‌ساختی - ماگمایی از پروتوزوئیک پسین تاکنون شکل گرفته‌اند (Hoshmandzadeh, 1995). ذخایر نهشته‌شده در پروتوزوئیک پسین - کامبرین پیشین از زمان‌های دیگر نمود

حدود ۹۵ درصد از کانسارهای اصلی آهن جهان منشأ رسوبی داشته و از ته‌نشست شیمیایی آب دریای قدیمی به دست آمده‌اند و بقیه محصول فعالیت‌های دگرسانی (اسکارنی) و ماگمایی (مگنتیتی) هستند (Gutzmer and Beukes, 2009). هماتیت از کانی‌های مهم آهن‌دار، بیشتر با منشأ رسوبی است؛ اما در طی فعالیت‌های آتشفشانی ضمن خروج گدازه‌ها و تشکیل سنگ‌های آذرین بیرونی در پهنه‌های برخوردی به دلیل عملکرد فرآیندهای دگرگونی و گرمایی نیز تشکیل می‌شود. بخشی از

صورت نگرفته است. این پژوهش با هدف شناخت بیشتر و ارائه الگوی زایشی، به بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب و نادرخاکی (REE) در کانسار پرداخته است.

خاستگاه زمین‌شناسی

کانسار سنگ آهن - خاک سرخ مأمونیه در بخش شمال غربی کمان ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. کمان ماگمایی ارومیه - دختر با طول ۱۷۰۰ و عرض ۱۵۰ کیلومتر از شمال غرب تا جنوب شرق ایران به موازات منطقه رورانده زاگرس گسترش دارد (شکل ۱). این کمان شامل مجموعه‌های آذرین بیرونی - درونی قاره‌ای بوده که توسط فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر سرزمین‌های ایران (سنندج - سیرجان و خرده قاره ایران مرکزی) در جایگاه کمان قاره‌ای تشکیل شده است (Shahabpour, 2007). این نوار از یک گروه گسترده و سبتر سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی مانند گرانودیوریت، سینیت، آندزیت، تراکی آندزیت، بازالت و آذرآوری‌های وابسته به آن تشکیل شده است (Ghorbani, 2007). گرچه فعالیت‌های ماگمایی از کرتاسه تا عهد حاضر در کمان ماگمایی ارومیه - دختر ادامه داشته‌اند؛ اما اوج این فعالیت در زمان ائوسن بوده است (Dimitrijevic, 1973). این فعالیت ماگمایی عموماً شامل سنگ‌های آذرین کالک - آلکان بوده (Ahmad and posht-kuhi, 1993) اما سنگ‌های قلیایی به سن میوسن نیز برای این کمان پیشنهاد شده است (Moradian, 1997).

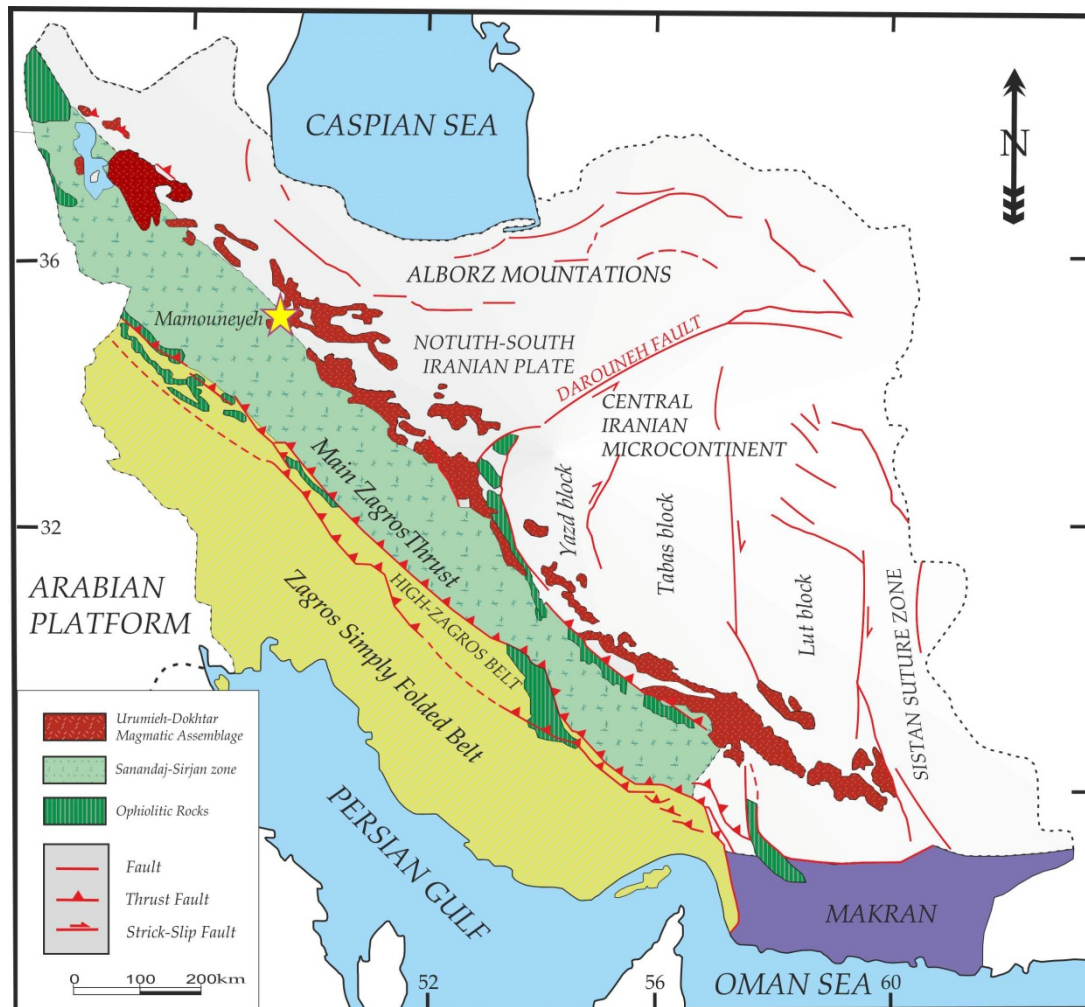
واحدهای سنگی متنوعی با سن ائوسن تا عهد حاضر در ناحیه کانسار مأمونیه رخنمون دارند (شکل ۲). بخش عمده واحدهای سنگی ناحیه کانسار مأمونیه را یک توالی نامشخص از سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک تشکیل می‌دهد. نامشخص بودن این توالی به دلیل گسل خوردگی فراوان در منطقه است که مانع از تفکیک آسان واحدهای سنگی آتشفشانی ائوسن می‌شود. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی شامل مجموعه‌ای از آندزیت‌های پیروکسن دار غالباً تیره و جریان‌های گدازه‌ای آندزیتی - بازالتی، توف‌های بلورین اسیدی سفید و توف برشی، توف‌های آندزیتی رنگی،

بسیار آشکارتری دارد؛ هرچند تعداد نسبتاً زیادی کانسار آهن نیز از ائوسن تا اوایل کوارترن در ایران قابل پی‌گیری است. تاکنون بیش از ۲۰۰ کانسار، نشانه معدنی و بی‌هنجاری آهن با مجموع ذخیره حدود ۴ میلیارد تن سنگ آهن با خاستگاه‌های مختلف در ایران کشف شده است. پراکندگی کانسارهای مهم آهن ایران در پهنه ایران مرکزی، سنندج - سیرجان، خاور ایران و منطقه کردستان است (Ghorbani, 2007). این کانسارها به‌طور عمده از نوع آذرین و اسکارن هستند که از این میان کانسارهای آهن ناحیه زرنند - بافق - ساغد در ایران مرکزی از بزرگترین کانسارهای آهن ایران به‌شمار می‌آیند (Karimpour and Saadat, 2010).

در پهنه ارومیه - دختر، در پیوند با توده‌های نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی و نفوذی الیگو - میوسن، تعداد نسبتاً زیادی کانسار آهن تشکیل شده است (Hoshmandzadeh, 1995). البته برخی از کانسارهای وابسته به توالی آتشفشانی - رسوبی در سنین جوانتر نظیر سنوزوئیک در ارتباط با سنگ‌های آذرآوری و توف‌های برشی هستند (Ghorbani, 2007). کانسار سنگ آهن - خاک سرخ مأمونیه در ۱۰۰ کیلومتری جنوب غرب تهران و ۵۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان ساوه در استان مرکزی واقع شده است. مختصات جغرافیایی کانسار شامل طول جغرافیایی $3^{\circ} 34' 50''$ و عرض جغرافیایی $35^{\circ} 17' 54''$ و ارتفاع کانسار از سطح دریا ۱۲۵۰ متر است. نمکی (Namaki, 2013) در گزارش شرکت کیان کاوان زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی را بخشی از کمان ماگمایی ارومیه - دختر دانسته و آن را به عملکرد فازهای ماگمایی همراه با سنگ‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآوری آندزیتی ائوسن نسبت داده است. زمین‌شناسان این شرکت تشکیل کانسار مأمونیه را مرتبط با فعالیت آتشفشان‌های زیردریایی و خروج محلول‌های آهن دار و سیلیسی از کف دریا می‌دانند. به‌جز گزارش شرکت کیان کاوان زمین، تاکنون هیچ‌گونه تحقیق علمی دقیقی به‌منظور تعیین منشأ و نوع کانه‌زایی آهن بر روی کانسار سنگ آهن - خاک سرخ مأمونیه

پایانی هستند (Zohrab and Haddadan, 2009).

توف داسیتی صورتی، توف لاپیلی دار و برش، سنگ‌های تراکی آندزیتی، گدازه‌ها و آذرآواری‌ها به سن ائوسن میانی تا



شکل ۱. نقشه زمین‌ساختی ایران. جایگاه زمین‌شناسی کانسار سنگ آهن - خاک سرخ مأمونیه در شمال غرب کمربند آتشفشانی - نفوذی ارومیه - دختر نشان داده شده است. (نقشه ساده شده از قاسمی و تالبوت، (Ghasemi and Talbot, 2006))

Fig. 1. Tectonic map of Iran. The geologic setting of the Mamouniyeh deposit at the northwest of Urumieh-Dokhtar volcano-plutonic zone is shown. (modified from Ghasemi and Talbot, 2006)

ظاهر شده‌اند (شکل ۲). فعالیت ماگمایی در پلیوسن با تشکیل سنگ‌های آتشفشانی لایت و توف‌های بلورین تراکیتی، توف‌های برشی و مقدار اندکی گدازه ادامه می‌یابد. کانه‌زایی آهن در کانسار مأمونیه در توف‌های تراکیتی رخ داده است (شکل ۲). جوانترین نهشته‌های ناحیه کانسار، رسوبات کواترنری

در ادامه این توالی، گدازه‌های اسیدی، آذرآواری‌ها، دایک‌ها و سنگ‌های نیمه آتشفشانی، گدازه‌های آندزیتی-بازالتی، دایک‌ها و گرانودیوریت به سن الیگو-میوسن دیده می‌شوند. تشکیل این سنگ‌ها در الیگو-میوسن رابطه مستقیمی با فعالیت گسل‌ها داشته و معمولاً در امتداد گسل‌ها و محل تلاقی آنها

اصلی، عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه نوین شیمیا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. عدم قطعیت اندازه‌گیری‌ها در فاصله اطمینان ۰/۹۵٪ و ضریب اطمینان $K=2$ است. حد تشخیص برای عناصر Ni, Nb, La, Eu, Lu, Cr, Ba, Cu, Co, V, Zn, Sr, Tb, Tm, ppm ۰/۱ عناصر Ce, Cs, Nd, Sc و ۰/۵ Y, ppm عناصر Al, Ca, Fe, K, Mg و ۰/۰۱ Na, عناصر Er, Pr, Gd و ۰/۰۵ Yb, ppm عناصر Zr و ۵ Mn, ppm عناصر Dy و ۰/۰۲ Sm و عنصر P ۰/۰۰۱٪ است. بی‌هنجاری Eu با فرمول $Eu_{CN}/(0.5Sm_{CN}+0.5Gd_{CN})$ محاسبه شده که در آن CN نشان‌دهنده عادی‌سازی شده با کندریت است. بی‌هنجاری Ce با فرمول $Ce_{SN}/(0.5La_{SN}+0.5Pr_{SN})$ و بی‌هنجاری Pr با فرمول $Pr_{SN}/(0.5Ce_{SN}+0.5Nd_{SN})$ محاسبه شده که در آنها SN بیانگر عادی‌سازی شده با شیل آمریکای شمالی است.

زمین‌شناسی کانسنگ

سنگ میزبان و نحوه کانی‌سازی

سنگ میزبان کانسنگ در کانسار مأمونیه، توف‌ها و گدازه‌های تراکیتی - تراکی آندزیتی است (شکل ۳-۱). هماتیت که ماده معدنی اصلی کانسار مأمونیه را تشکیل می‌دهد، در لایه‌هایی با رنگ‌های عموماً قرمز تا اندکی سیاه‌رنگ، با حالتی نرم و جلای خاکی یافت می‌شوند. ضخامت این لایه‌ها از کمتر از یک میلی‌متر تا چند میلی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۳-۲). در تناوب با لایه‌های هماتیتی، لایه‌های سیلیسی با ضخامت و رنگ متنوع دیده می‌شود. ضخامت لایه‌های سیلیسی از چند میلی‌متر تا یک متر متغیر است. مهمترین ویژگی ساختی کانسنگ، لایه‌بندی در مقیاس میلی‌متری است که این ویژگی به پدید آمدن خاصیت تورق‌پذیری در کانسنگ منجر شده است. کانسنگ به راحتی به صفحات و ورقه‌های نازک خرد، شکسته و حتی پودر می‌شود و اثر رنگ قرمز آن بر دست باقی می‌ماند (شکل ۳-۲). گاه سیلیکات‌های آهن به صورت لایه‌های بسیار نازک در مقیاس

پسین (هولوسن) شامل بادزن‌های آبرفتی متشکل از قله سنگ و شن است و سفت‌شدگی در آنها دیده نمی‌شود (Zohrab and Haddadan, 2009).

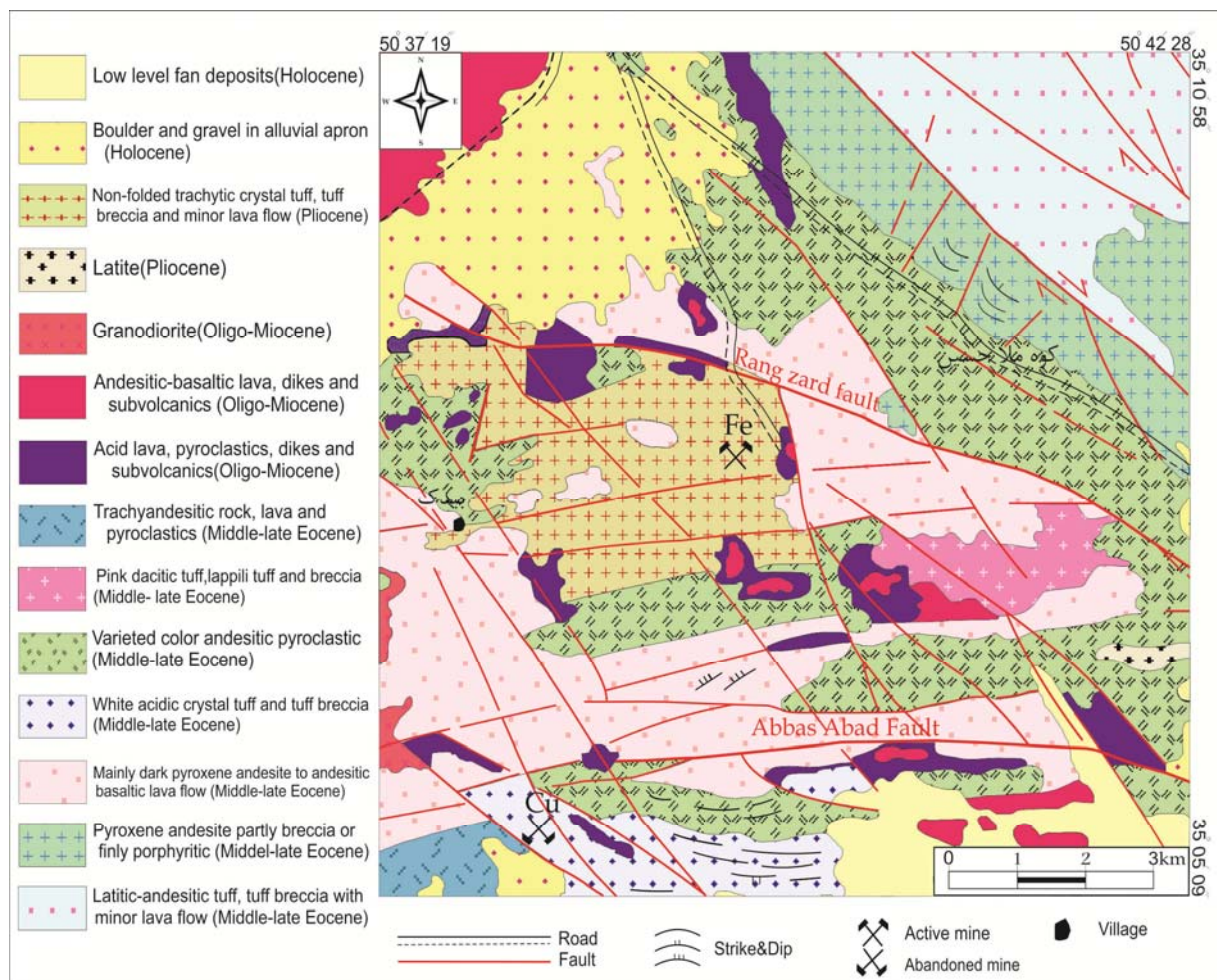
کانسار مأمونیه در منطقه‌ای با گسلش بسیار شدید واقع شده است (شکل ۲). این گسل‌ها از نظر روند در دو دسته قرار می‌گیرند. دسته‌ای از گسل‌ها دارای روند غربی - شرقی هستند که تشکیل آنها احتمالاً پی‌آمد فاز چین‌خوردگی پیرنه‌ای است (Zohrab and Haddadan, 2009). چنان‌که در شکل ۲ دیده می‌شود، یکی از مهمترین گسل‌های اصلی ناحیه کانسار مأمونیه گسل رنگ زرد است که دارای روند عمومی غربی - شرقی است و به طرف شرق به تدریج به سمت جنوب شرق تغییر جهت می‌دهد. گسل عباس‌آباد نیز یکی دیگر از گسل‌های اصلی ناحیه بوده که به موازات گسل رنگ زرد امتداد داشته است و سازوکاری شبیه به گسل مزبور دارد. رخنمون‌هایی از سنگ‌های ریولیتی و بازالتی در بعضی نقاط در کنار این گسل‌ها قرار می‌گیرد و به نظر می‌رسد خروج سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و بازی مربوط به فعالیت این دسته از گسل‌هاست. دسته دوم، گسل‌هایی با روند شمال غرب - جنوب شرق است. اینها جوانتر از گسل‌های دسته اول هستند؛ زیرا آنها را قطع و جابه‌جا می‌کنند که در بعضی موارد طول این جابه‌جایی‌ها به چند ده متر می‌رسد. این دو دسته گسل، منطقه کانسار مأمونیه را به مخلوطی زمین‌ساختی از واحدهای سنگی نفوذی - آتشفشانی تبدیل کرده‌اند (شکل ۲).

مواد و روش‌ها

در حین بررسی‌های صحرایی، از توده معدنی و سنگ‌های دربرگیرنده نمونه‌برداری شد. تعداد ۲۸ نمونه سنگی از ماده معدنی و سنگ‌های میزبان برداشته شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری بر روی ۱۵ مقطع نازک که از سنگ‌های میزبان و ماده معدنی تهیه شده‌است، انجام شد. بررسی‌های پراش پرتو ایکس بر روی سه نمونه از کانسنگ (دو نمونه در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و یک نمونه در مجتمع آزمایشگاهی فن‌آوری نانو کفا) انجام شد. برای بررسی‌های ژئوشیمیایی، تعداد ۱۰ نمونه از کانسنگ برای بررسی عناصر

سیلیس‌های جاسپری کانسار متنوع است و به شکل نوارهایی در رنگ‌های سیاه، زرد، نارنجی و قرمز دیده می‌شوند (شکل ۴-۴). در برخی جاها سیلیس به رنگ سفید و به صورت نودول‌ها یا لکه‌های سفید در ابعاد چند میلی‌متر تا یک سانتی‌متر دیده می‌شود (شکل ۴-۴). در لایه‌های هماتیتی و سیلیسی نازک کانسار چین‌خوردگی دیده می‌شود که نشان‌دهنده فشارهای جانبی است. آثاری از شکستگی ناشی از فشارهای جانبی نیز در برخی لایه‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۴). لایه‌های رنگی جاسپر به صورت نوارهای تقریباً منظم، در اثر فشارهای جانبی خرد و شکسته شده و به صورت قطعات نامنظم و درهم ریخته در کنار هم قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۴).

میلی‌متر تا کسری از میلی‌متر و سبز رنگ به همراه کانی‌های رسی در بین لایه‌های هماتیتی و سیلیسی نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-۴). این لایه‌ها براق و دارای لمس چرب هستند. سیلیس موجود در کانسار مأمونیه، از نوع ریزبلور تا نهران‌بلور است و به صورت لایه‌های کوارتزی شامل چرت و بسیار کمتر جاسپر یافت می‌شود. چرت معمولاً قرمز تیره، متراکم، بسیار سخت و خرده‌های شکسته شده آن تیز و صدفی است و جاسپر به صورت لایه‌های تقریباً منظم در رنگ‌های مختلف دیده می‌شود. در لایه‌های سیلیسی ضخیم (شکل ۴-۴) و لایه‌های نازک چرتی موجود در کانسار، حفره‌هایی دیده می‌شود که سطح حفره‌ها به وسیله بلورهای متوسط تا درشت کوارتز به صورت ژئود مانند، پوشیده شده‌اند (شکل ۴-۴). رنگ



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده ناحیه کانسار مأمونیه (با تغییر از ظهراب و حدادان (Zohrab and Haddadan, 2009))

Fig. 2. Simplified geological map of the Mamouniyeh area (modified from Zohrab and Haddadan, 2009).

کانی‌شناسی کانسنگ

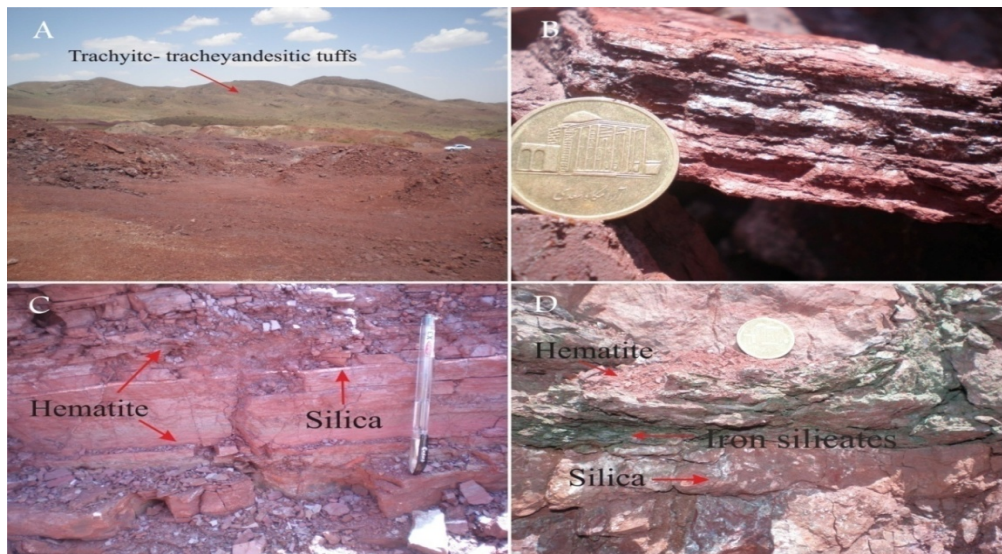
در مقاطع نازک که به وسیله میکروسکپ عبوری مورد بررسی قرار گرفت، کانسنگ، کانی‌شناسی و بافت ساده‌ای را به نمایش گذاشت. کانی اصلی هماتیت است. هماتیت به صورت لایه‌های متشکل از دانه‌های ریز و بی‌شکل، فراوانترین کانی اکسیدی موجود است. رنگ هماتیت سیاه است؛ اما در برخی موارد هماتیت در رنگ‌های قرمز تیره و روشن نیز دیده می‌شود که بیان‌کننده تغییرات عیار آهن در لایه‌های مختلف است (شکل ۵-۱). مهمترین کانی باطله موجود در کانسار، کوارتز است که در کنار هماتیت (Hm)، به صورت لایه‌های نازک دیده می‌شود (شکل ۵-۲). مرز بین لایه‌های سیلیسی و لایه‌های غنی از آهن کاملاً مشخص و تیز است. گاه تجمعاتی از دانه‌های ریز تا متوسط کوارتز در مقاطع دیده می‌شوند (شکل ۵-۳). علاوه بر نوارهای کوارتزی موجود (Qz1)، رگه‌ها و رگه‌چه‌هایی از کوارتز، بلورهای کوارتزی سفید و هماتیتی سیاه‌رنگ را قطع می‌کنند. این رگه‌های تأخیری بیانگر نسل دوم کوارتز (Qz2) هستند که بعد از تشکیل کانسنگ در درزه‌ها و شکستگی‌ها رشد ثانویه داشته و بلورهای متوسط تا درشتی را ایجاد کرده‌اند. رگه‌های کوارتز ثانویه به صورت عمود و به موازات سطح لایه‌بندی تشکیل شده‌اند و در بیشتر مقاطع قابل تشخیص هستند (شکل ۵-۴). بافت اسفرولیتی یکی از ویژگی‌های مهم دانه‌های کوارتز بوده که در دانه‌های درشت کوارتز به خوبی قابل تشخیص است (شکل ۵-۵). کانی‌های کربناته (دولومیت و کمتر کلسیت) به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن نیز در مقاطع قابل مشاهده هستند. این بلورهای درشت و گاهی ریز کانی‌های کربناته (Car) به صورت ثانویه در فضاها خالی و شکستگی‌ها رشد کرده‌اند. در برخی موارد کانی‌های دولومیت و کمتر کلسیت بافت بادامکی از خود نشان می‌دهند (شکل ۵-۶). گاه این کانی‌های کربناته ثانویه، به صورت رگه‌هایی لایه‌بندی هماتیت و کوارتز را قطع می‌کنند. کانی‌های کربناته هم‌زمان با کوارتز نسل دوم (Qz2) تشکیل شده‌اند. جدول ۱ توالی هم‌یافتی در کانسار سنگ آهن - خاک سرخ مأمونیه را نشان

می‌دهد.

شدت فعالیت‌های زمین‌ساختی در ناحیه کانسار در حدی است که حتی به صورت ریزگسل در مقاطع میکروسکوپی نیز مشاهده می‌شود و باعث جابه‌جایی لایه‌ها و میان لایه‌های هماتیت و کوارتز شده است (شکل ۵-۵). در مواردی آثار فسیلی از بقایای جلبک‌های سبز-آبی یا سیانوباکتری‌ها و بافت‌های جلبکی به صورت رشته‌های بلند و طویل دیده می‌شود (شکل ۵-۵). وجود این آثار فسیلی بیان‌کننده شرایط نهشت آهن در بستر دریاست. فعالیت‌های زیستی و ریززیستی در آب دریای قدیمی نقشی مهم در فرآیندهای اکسایش Fe^{+2} و ایجاد کانی‌های دارای Fe^{+3} ایفا می‌کنند (Posth et al., 2013).

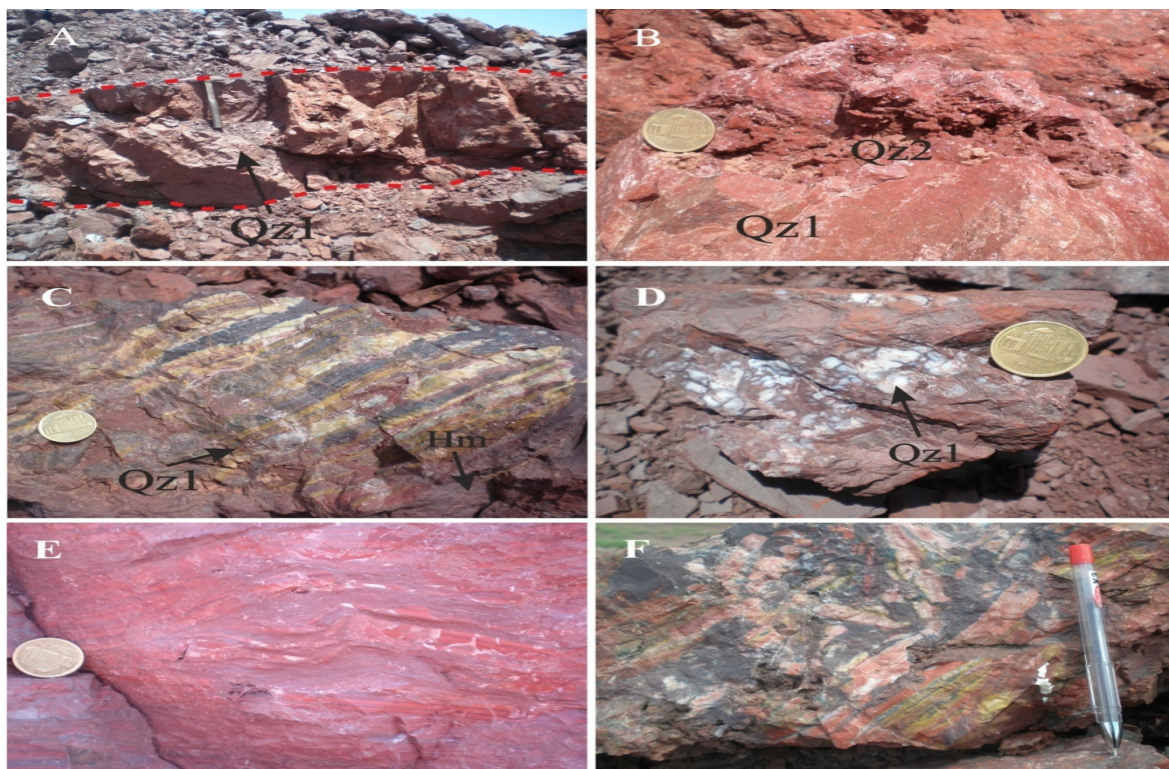
مطالعات پراش پرتو ایکس (XRD)

بررسی‌های پراش پرتو ایکس (XRD) نشان می‌دهد که هماتیت عمده‌ترین کانی آهن‌دار است (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). کوارتز نیز همانند هماتیت، از کانی‌های اصلی محسوب می‌شود. کانی سیلیکاته آهن-آلومنیوم و منیزیم آب‌دار هایسنگریت که از خانواده کائولینیت است و در کانسارهای آهن رسوبی معمولاً طی فرآیندهای دگرسانی و گرمایی در مرحله پایانی و هوازدگی ایجاد می‌شود نیز در کانسار مأمونیه دیده می‌شود (Whelan and Goldich., 1961). کانی هایسنگریت می‌تواند نشان‌دهنده ترکیبی از دو یا چند کانی یا مرحله در دگرسانی کانی‌های فرو منیزیم باشد. این کانی که از نظر ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی بسیار شبیه آیدنگزیت است، می‌تواند مخلوطی از کانی‌های کلریت و اسمکتیت باشد (Wilshire, 1958). کانی تترافریانیت که به رنگ سبز روشن و از خانواده میکاهاست نیز در کانسار دیده می‌شود. این کانی به‌طور طبیعی در سازندهای آهن با عیار بسیار پایین رخ می‌دهد (Miyano, 1982). تترافریانیت نیز از نظر ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی با کانی استیلینوملان که یکی از سیلیکات‌های آهن آب‌دار است، شباهت بسیاری دارد. باریت و کانی‌های کربناته دولومیت و اندکی کلسیت نیز در کانسار دیده می‌شود.



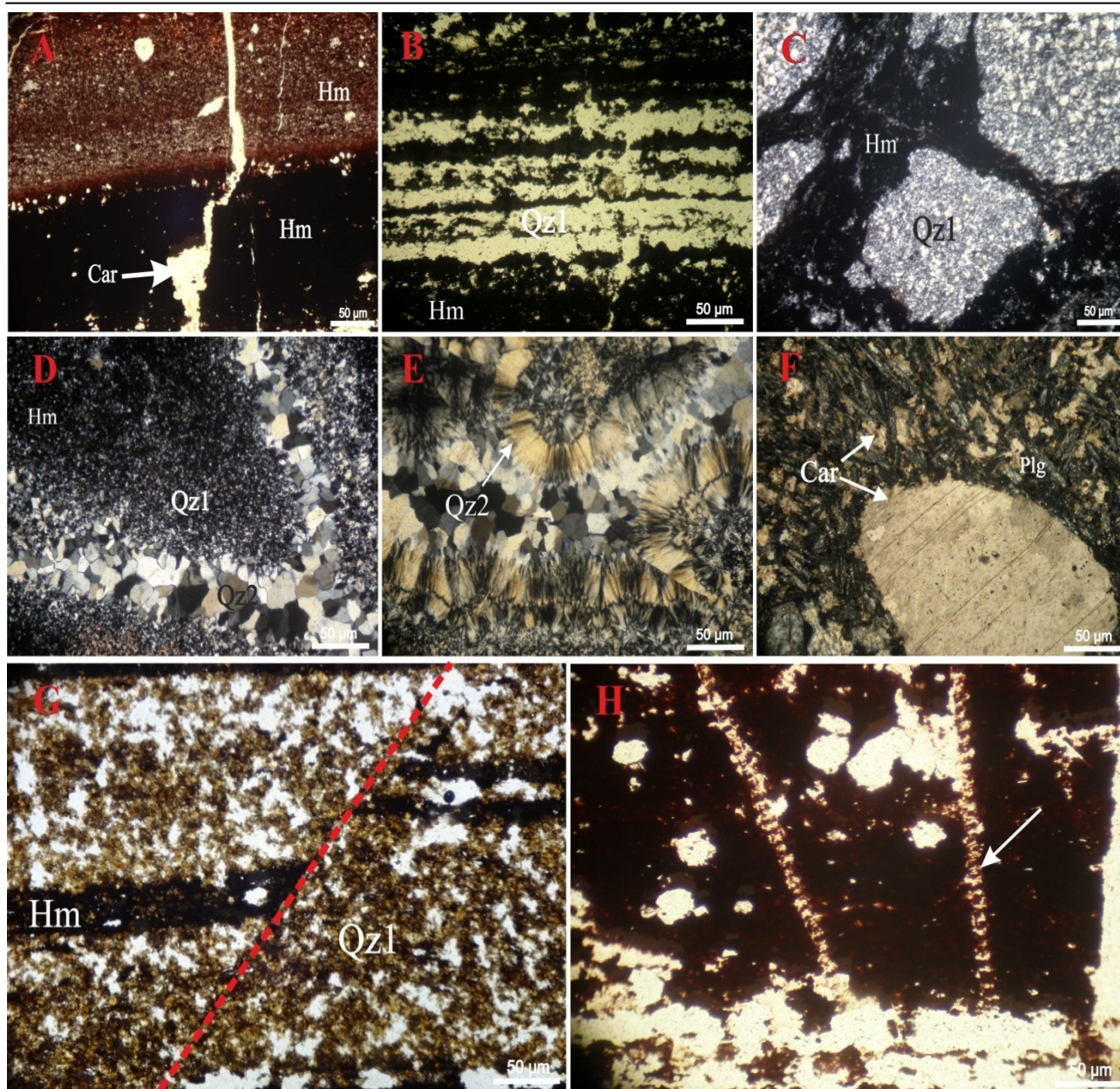
شکل ۳. تصاویری از سنگ میزبان و کانسار مأمونیه، A: توف‌های تراکییتی- تراکی‌آندزیتی، B: کانسنگ در رنگ قرمز تیره و روشن، C: حالت تورق در کانسنگ و D: سیلیکات‌های آهن در تناوب با هماتیت و سیلیس

Fig. 3. Photographs of host rocks and orebody from Mamouniyeh deposit. A: trachytic-trachyandesitic tuffs, B: ore with dark and light red color, C: fissility nature of the ore, and D: iron silicates in alternation with hematite and silica



شکل ۴. تصاویری از سیلیکا در کانسار مأمونیه، A: لایه‌بندی ضخیم در سیلیکا، B: رشد بلورهای سیلیکا به صورت ژئود، C: نواربندی رنگی در جاسپر، D: نودل سیلیکا در کانسنگ، E: چین‌خوردگی در لایه‌های سیلیسی و F: برشی شدن در لایه‌های جاسپر. (Hm = هماتیت، Qz1 = کوارتز اولیه، Qz2 = کوارتز ثانویه) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 4. Photographs of silica from Mamouniyeh deposit, A: thick bedding in silica, B: growth of silica crystals in form of geodes, C: colored banding in jasper, D: silica nodules in the ore, E: folding in silica layers, and F: brecciation in jasper layers. (Hm = hematite, Qz1 = primary quartz, Qz2 = secondary quartz) (Whitney and Evans, 2010)



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از کانسنگ و سنگ میزبان در کانسار مأمونیه، A: لایه‌های هماتیت (Hm) در رنگ قرمز تیره و روشن که رگه‌ای از کربنات ثانویه (Car) آن را قطع کرده است، B: تناوب لایه‌های هماتیت (Hm) و کوارتز اولیه (Qz1) در کنار هم، C: نودول کوارتز (Qz1) در کانسنگ، D: رگه‌چهای از کوارتز ثانویه (Qz2) که در اثر تبلور مجدد بلورهای ریز و پراکنده کوارتز (Qz1) تشکیل شده است، E: رشد بلورهای ثانویه کوارتز (Qz2) درون حفره‌ها و ایجاد بافت اسفرولیتی، F: رشد بلورهای کربنات ثانویه (Car) درون سنگ میزبان و ایجاد بافت بادامکی، G: تصویر ریزگسل در کانسنگ و H: آثار فسیلی در کانسنگ. به استثنای تصویر B که در نور PPL است، سایر تصاویر در نور XPL هستند. (Hm = هماتیت، Car = کربنات، Qz1 = کوارتز اولیه، Qz2 = کوارتز ثانویه) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 5. Photomicrographs of ore and host rock from Mamouniyeh deposit. A: hematite (Hm) layers in dark and light red color, cut by a secondary carbonate vein (Car), B: alternation of hematite layers (Hm) and primary quartz (Qz1), C: quartz nodules (Qz1) in the ore, D: veinlet of secondary quartz (Qz2) formed due to re-crystallization of fine and disseminated quartz crystals (Qz1), E: growth of secondary quartz crystals (Qz2) in voids, resulting in the spherulitic texture, F: growth of secondary carbonate crystals in host rock, resulting in amygdal texture, G: a micro-fault in the ore, and H: fossil traces in the ore. All photomicrographs in XPL, except for b, which is in PPL. (Hm = hematite, Car = carbonate, Qz1 = primary quartz, Qz2 = secondary quartz) (Whitney and Evans, 2010)

زمین‌شیمی

عناصر اصلی

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در جدول ۲ آمده است. مقدار کل Fe_2O_3 کانسار مأمونیه در محدوده ۶۵/۷۳-۱۱/۶۲ درصد قرار دارد و به‌طور متوسط کانسار حاوی ۳۱٪ آهن است. روند تغییرات اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO ، MnO و CaO در مقابل اکسید آهن نشان می‌دهد که با افزایش غلظت Fe_2O_3 مقدار MnO و Al_2O_3 به میزان اندکی افزایش می‌یابد و همبستگی مثبت کم بین آهن و Al_2O_3 را بیان می‌کند (شکل ۹ A- و B). مقدار اکسیدهای CaO و MgO با افزایش غلظت آهن اندکی کاهش یافته و بیانگر وجود همبستگی منفی ضعیف بین آهن با این عناصر است (شکل ۹ C- و D). عناصر قلیایی (Na_2O و K_2O) در کانسار مأمونیه مقادیر اندکی (به ترتیب ۰/۰۰۹-۰/۵۵٪ و ۰/۰۲-۰/۲۲٪) را به خود اختصاص می‌دهند.

مقدار P_2O_5 در این کانسار بسیار ناچیز است و در محدوده

۰/۰۰۲-۰/۰۴٪ قرار می‌گیرد.

عناصر کمیاب

غلظت عناصر ناچیز در کانسار مأمونیه تغییرات متفاوتی را نشان می‌دهد (جدول ۲). مقادیر Cr (۳-۹۵ ppm) و Zr (۲۹-۵) ($< ۰/۷$ ppm) پایین است و تقریباً کانسار از عناصر Sc (۰/۷-۰/۵) ($< ۰/۵$ ppm)، Rb (۱-۲۹ ppm) ($< ۰/۵$ ppm) و Cs (۰/۵-۱۲/۷ ppm) تهی شده است. حال آن‌که مقادیر متوسطی از عنصر V (۲۶-۱۸۹ ppm) و غلظت‌های نسبتاً بالایی از Zn (۲۸-۲۱۸ ppm) Sr (۶۶-۱۴۶۲ ppm) و Ba (۵۵۱۱-۶۲) در کانسار دیده می‌شود. غلظت Co کانسار در محدوده (۱/۲-۱۴/۶ ppm) و مقدار غلظت Ni با تغییرات کم حدود (۴-۷ ppm) است.

جدول ۱. توالی هم‌یافتی سنگ میزبان، کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار مأمونیه

Table 1. Paragenetic sequence of host rock, ore and gangue minerals in Mamouniyeh deposit

Mineral and/or rock	Mineralization stage	Post- mineralization stage
Tuff		
Hematite		
Quartz	Qz1	Qz2
Barite		
Dolomite		
Calcite		
Iron silicates		

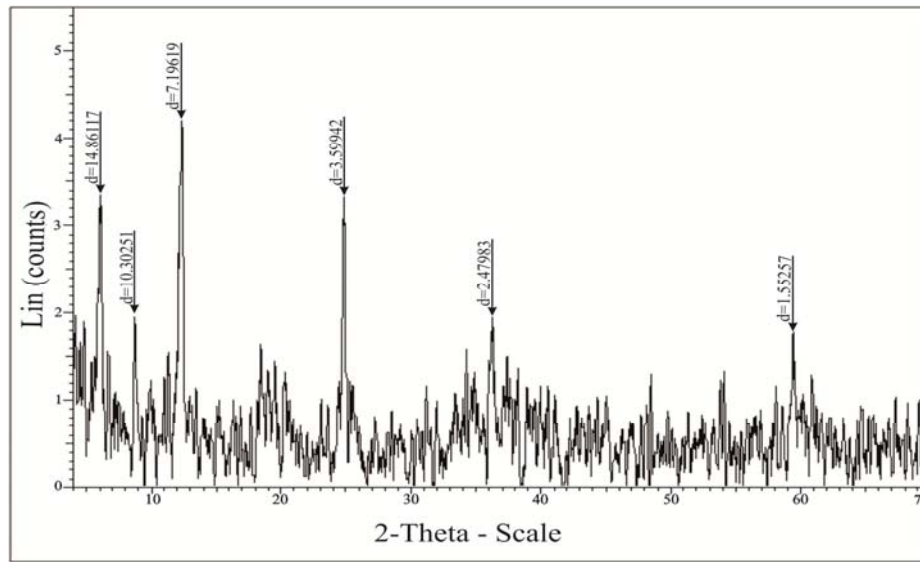
عناصر نادر خاکی

بررسی غلظت عناصر نادر خاکی (REE) در کانسار مأمونیه نشان می‌دهد که مقدار کل این عناصر ($\sum REE$) متغیر است و در محدوده ۲/۳۴-۱۲/۷۴ ppm قرار می‌گیرد (جدول ۳). مقادیر عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در محدوده ppm

۱۱/۹۴-۱/۶۶ و عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) در محدوده ۰/۲۱-۲/۲۲ ppm واقع شده است. تغییرات مقادیر La_{SN}/Sm_{SN} در محدوده ۱/۵-۰/۸۰۱ و تغییرات مقادیر Sm_{SN}/Yb_{SN} در محدوده ۱-۴/۱۶ است. این مقادیر به خوبی نشان‌دهنده غنی‌شدگی کانسار مأمونیه از LREE

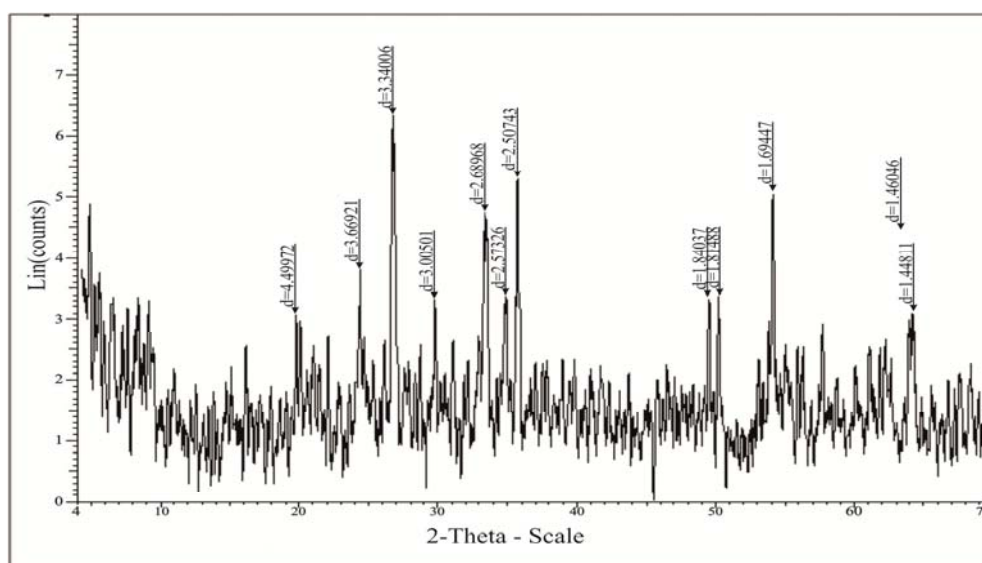
نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی است (جدول ۳). الگوهای REE عادی‌سازی شده با کندریت (McDonough and Sun, 1995) در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

نسبت به HREE در بیشتر نمونه‌هاست. بی‌هنجاری Eu (Eu/Eu*) در محدوده ۱/۳۲-۱۰/۲۱ قرار دارد و بیان‌کننده بی‌هنجاری مثبت Eu است. مقادیر بی‌هنجاری Ce (Ce/Ce*) در محدوده ۰/۵۲-۰/۰۷۶ با مقدار متوسط ۰/۲ قرار می‌گیرد و



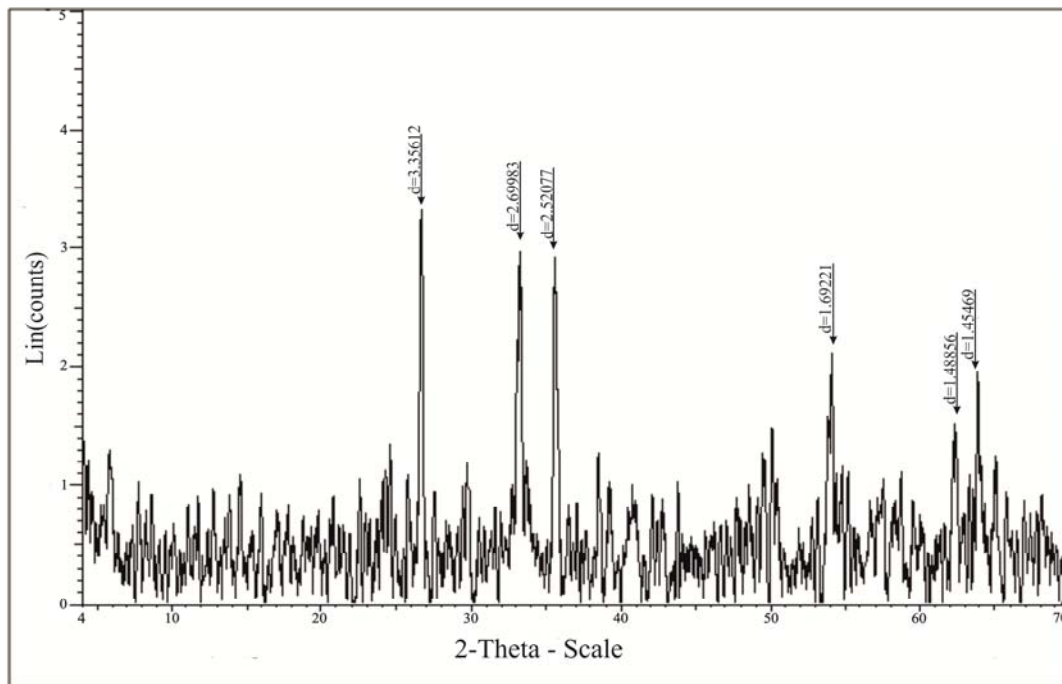
شکل ۶. الگوی پراش پرتو ایکس نمونه ۱ از کانسار مأمونیه که حاوی کانی‌های هماتیت، سیلیکا، تترافریانیته، هایسنگریت، باریت و مقدار اندکی کانی‌های رسی است.

Fig. 6. XRD pattern of sample No. 1 from Mamouniyeh deposit containing hematite, silica, tetraferriannite, hisingerite, barite and clay minerals.



شکل ۷. الگوی پراش پرتو ایکس نمونه ۲ از کانسار مأمونیه که حاوی کانی‌های هماتیت، سیلیکا و دولومیت است.

Fig. 7. XRD pattern of sample No. 2 from Mamouniyeh deposit containing hematite, silica and dolomite.



شکل ۸. الگوی پراش پرتو ایکس نمونه ۳ از کانسار مأمونیه که حاوی کانی‌های هماتیت، سیلیکا و مقادیر اندکی دولومیت و کلسیت است.

Fig. 8. XRD pattern of sample No. 3 from Mamouniyeh deposit containing hematite, silica and minor dolomite and calcite.

جدول ۲. غلظت عناصر اصلی موجود در کانسار مأمونیه (اکسیدها بر حسب %).

Table 2. Major element concentrations in the Mamouniyeh deposit (all oxides in %).

Sample No.	MFe1	MFe2	MFe3	MFe4	MFe5	MFe6	MFe7	MFe8	MFe9	MFe10
Al ₂ O ₃	0.257	2.44	0.15	0.82	0.18	0.5	0.06	2.08	1.15	0.6
Fe ₂ O ₃	18.06	34.25	22.65	36.73	65.73	26.27	11.62	34.39	36.65	22.03
MnO	0.037	0.056	0.022	0.082	0.034	0.047	0.006	0.058	0.074	0.056
MgO	0.016	0.037	<0.016	0.025	0.032	0.019	<0.016	0.11	0.089	0.08
CaO	3.82	1.78	0.67	1.66	1.64	2.55	0.09	3.23	3.3	6.2
Na ₂ O	0.025	0.22	0.02	0.025	0.027	0.036	<0.013	0.024	0.028	0.054
K ₂ O	0.016	0.55	0.011	0.088	0.019	0.031	0.009	0.34	0.21	0.026
P ₂ O ₅	0.016	0.04	0.009	0.01	0.007	0.005	0.002	0.029	0.018	0.04

(Gross, 1954; Gross, 1980). تناوب لایه‌های هماتیت و سیلیکا در

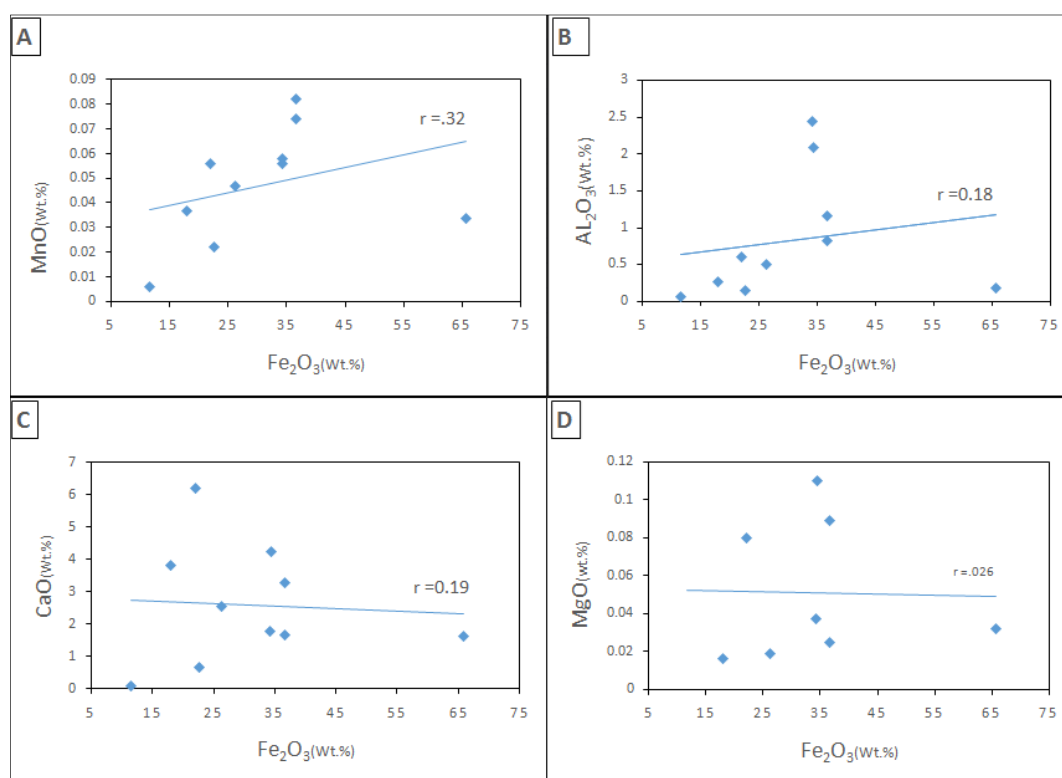
کانسار مأمونیه به شرایط نهشت کانسنگ در محیط دریایی اشاره می‌کند. حضور سنگ‌های آتشفشانی و لایه‌های متناوب هماتیته و سیلیسی به خوبی ارتباط کانسار مأمونیه را با فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی نشان می‌دهد (Mucke et al., 1996).

بحث

سنگ میزبان کانسنگ در کانسار مأمونیه توف‌های تراکیتی - تراکی آندزیتی است. حضور غالب کانی‌های هماتیت و سیلیس در کانسار سنگ آهن - خاک سرخ مأمونیه، کانسار را جزو کانسارهای آهن آتشفشانی - رسوبی قرار می‌دهد (James,

مأمونیه نشان از وجود شرایط دریایی و اختلاط محلول گرمابی با آب دریا و نهشت آهن دارد. با توجه به پایین بودن مقادیر Cr و Zr و بالا بودن مقادیر V، Zn و Sr در کانسار مأمونیه (جدول ۳)، می‌توان دریافت که این کانسار مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی است (Laznicka, 2006).

در کانسارهای آهن رسوبی، یکی از تشکیل دهنده‌های مهم، لایه‌های غنی از سیلیکای ریز بلور یا نامتبلور است. حضور باریت به همراه هماتیت و کوارتز در کانسار مأمونیه نشان‌دهنده ورود Ba به همراه Fe و Si به درون حوضه رسوبی و اختلاط با آب‌های دریایی سولفاته است (Sun et al., 1998). بالا بودن مقدار باریم به همراه عناصر وانادیم، روی و استرانسیم در کانسار



شکل ۹. نمودار همبستگی بین آهن و Al_2O_3 ، MnO ، MgO و CaO در نمونه‌های کانسنگ مأمونیه

Fig. 9. Correlation diagram between iron and Al_2O_3 , MnO , MgO and CaO in ore samples from Mamouniyeh orebody.

می‌دهد. با افزایش غلظت Fe_2O_3 مقدار MnO و Al_2O_3 به میزان اندکی افزایش می‌یابد که این امر به دلیل قابلیت انحلال پایین منگنز و آلومینیم در آب دریاست (Glasby and Schulz, 1999). همچنین، از آنجا که آهن تحرک‌پذیری کمتری نسبت به آلومینیوم دارد، در طی غنی‌شدگی ثانویه در خلال فرآیندهای هیدروترمالی، دیاژنز و هوازدگی به صورت جداگانه رسوب می‌کند که این امر می‌تواند دلیل همبستگی مثبت کم بین آهن و Al_2O_3 را بیان کند. دلیل همبستگی منفی

به‌طور عمده دگرسانی سنگ‌های بازالتی کف دریا توسط محلول‌های گرمابی می‌تواند منبع تأمین‌کننده Fe^{+2} باشد. Fe^{+2} پس از برخورد با آب دریای اکسیژن‌دار به Fe^{+3} اکسید شده است و در کانه آهن‌داری مانند هماتیت تبلور می‌یابد (Cox et al., 2013). وجود هماتیت در کانسار مأمونیه نشان از وجود شرایط اکسایشی در آب دریا در زمان تشکیل کانسنگ دارد. مقدار متوسط آهن کانسار سنگ آهن-خاک سرخ مأمونیه حدود ۳۱٪ است که آن را در رده کانسارهای کم عیار آهن قرار

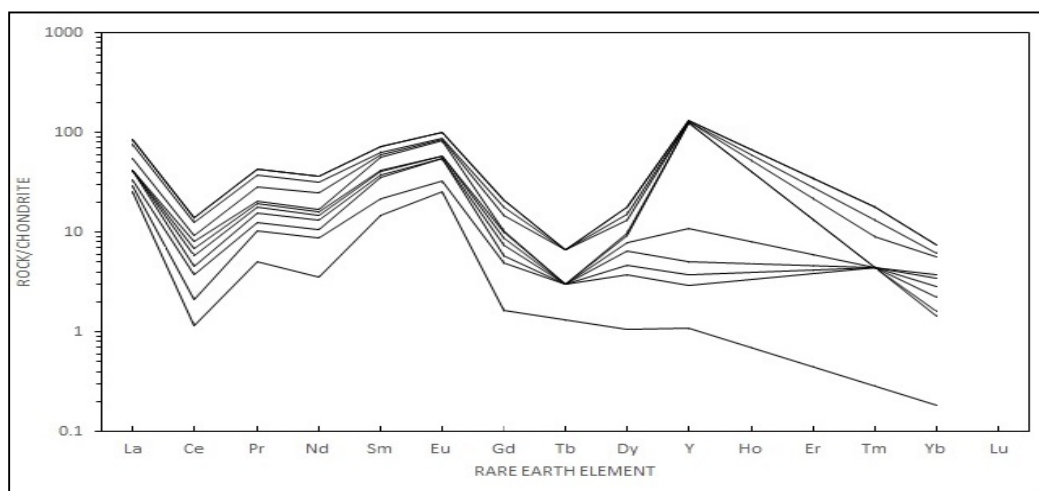
شکل ۱۲ نمایش داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، تمامی نمونه‌های کانسار مأمونیه در محدوده محلول‌های گرمابی مناطق عمیق دریا واقع شده‌اند که نشان می‌دهد بخش عمده آهن موجود در کانسار توسط محلول‌های گرمابی داغ از بستر دریا و از مناطق ژرف پوسته اقیانوسی به بخش‌های کم عمق دریا منتقل شده‌اند (Prasad et al., 2012).

بررسی الگوهای REE عادی‌سازی شده با کندریت (McDonough and Sun, 1995) نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها دارای بی‌هنجاری مثبت Eu هستند. دگرسانی گرمابی سنگ‌های پوسته اقیانوسی در دماهای مختلف می‌تواند منشأ محلول‌های گرمابی دما بالا و دما پایین باشد. بی‌هنجاری مثبت Eu یکی از ویژگی‌های مهم محلول‌های گرمابی دما بالاست. حال آن‌که طی دگرسانی گرمابی دما پایین، بی‌هنجاری ضعیف یا نبود بی‌هنجاری Eu دیده می‌شود (Michard et al., 1983; Mitra et al., 1994; Douville et al., 1999). بی‌هنجاری مثبت Eu می‌تواند ناشی از حضور فلدسپات‌های آواری نیز باشد؛ اما چون محتوی Al_2O_3 کانسار مأمونیه پایین است، بی‌هنجاری مثبت Eu نمی‌تواند ناشی از مجموعه کانی‌های آواری باشد و نقش محلول‌های گرمابی دما بالا مؤثرتر است. پایین بودن مقادیر بی‌هنجاری Eu می‌تواند ناشی از پایین بودن دمای محلول گرمابی باشد.

بین آهن با CaO و MgO، حضور کانی‌های کربناته مانند کلسیت و دولومیت درون شکستگی‌هاست که باعث کاهش عیار کانسنگ می‌شود.

به دلیل فراوانی آهن و سیلیکا در کانسار و لایه‌بندی بارز در آنها، می‌توان کانسار مأمونیه را از نظر عناصر اصلی تشکیل‌دهنده با سازندهای آهن نواری مقایسه کرد. مقایسه ترکیب متوسط عناصر اصلی کانسار مأمونیه با ترکیب متوسط عناصر اصلی کانسارهای آهن نواری جهان مانند کانسارهای سوپریور، آلگوما و سارگر (T.N Type) نشان می‌دهد که کانسار مأمونیه از Al_2O_3 ، K_2O ، Na_2O ، MgO ، MnO و P_2O_5 تهی شده؛ اما غلظت CaO در آن بیشتر از سایر کانسارهای آهن نواری است (شکل ۱۱). کمبود اکسیدهای عناصر اصلی کانسار، مانند Al_2O_3 ، K_2O و MgO بیانگر آن است که نقش ترکیبات آواری یا شیمیایی دریایی نسبت به محلول‌های گرمابی در تأمین فلزات اصلی کانسار کمتر بوده است (Sun et al., 1998). غلظت پایین Al_2O_3 نشان‌دهنده مقدار کم کانی‌های آواری است.

نمودار دایمک و کلین (Dymek and Klein, 1988) که به صورت مجموع عناصر $\sum(Co + Cu + Ni)$ در مقابل $\sum REE$ است و برای تشخیص رسوبات گرمابی و شیمیایی مناطق عمیق دریایی مورد استفاده قرار می‌گیرد، در

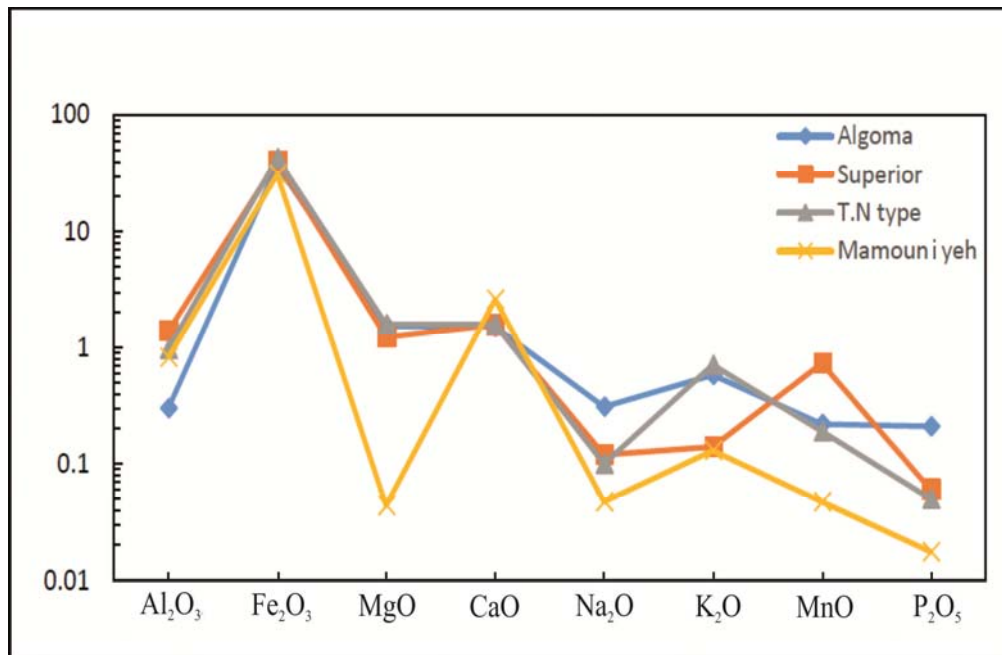


شکل ۱۰. الگوهای عناصر نادر خاکی (REEs) عادی‌سازی شده با کندریت در نمونه‌های کانسار مأمونیه (McDonough and Sun, 1995)
Fig. 10. Chondrite-normalized REEs pattern of samples from Mamouniyeh deposit (McDonough and Sun, 1995)

جدول ۳. غلظت عناصر نادر خاکی و کمیاب موجود در کانسار مأمونیه (عناصر بر حسب ppm)

Table 3. Concentration of REEs and trace elements in the ore samples from Mamouniyeh deposit (all elements in ppm).

Sample No.	MFe1	MFe2	MFe3	MFe4	MFe5	MFe6	MFe7	MFe8	MFe9	MFe10
Sc	<0.5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
V	44	49	53	39	26	35	42	581	91	189
Cr	19	15	29	6	40	13	95	7	5	3
Co	1.4	2	1.2	2.2	1.5	2.1	1.8	3.4	3.1	14.6
Ni	4	4	4	5	4	6	6	7	5	5
Cu	44	38	60	4	8	10	80	557	110	282
Zn	48	67	37	195	28	160	64	218	117	107
Rb	2	21	1	10	1	3	<1	29	25	3
Sr	470	96	1238	306	205	185	1462	66	73	107
Zr	70	29	10	17	<5	12	<5	24	21	9
Nb	<1	1.8	<1	<1	<1	<1	<1	1.4	<1	<1
Cs	1.9	4.2	1.6	3	1.1	2.1	0.5	14	12.7	2.5
Ba	5511	1474	5703	82	1292	86	5215	133	62	3573
Y	1.7	2.9	1.3	2	9.1	178.7	0.8	3.9	3.5	3
La	6	1	1	2	<1	<1	<1	3	5	2
Ce	0.7	0.6	1	0.5	0.8	0.6	0.7	0.8	2	9
Pr	0.47	0.49	0.19	0.31	0.18	0.17	0.07	0.78	0.83	0.55
Nd	1.6	2.4	2.08	1.2	0.7	0.7	<0.5	3.4	3.2	2.2
Sm	2.2	0.98	2.09	0.29	0.45	0.19	2.09	0.75	0.6	1.45
Eu	1.44	0.39	1.3	<0.05	0.14	<0.05	1.45	0.14	0/06	0.76
Gd	0.33	0.66	0.17	0.33	0.23	0.26	0.09	0.84	0.66	0.58
Tb	<0.1	0.11	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.13	<0.1	0.1
Dy	0.26	0.67	0.22	0.44	0.36	0.32	0.12	0.84	0.55	0.61
Er	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Tm	<0.1	0.11	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.11	0.11	0.11
Yb	<0.05	0.2	<0.05	0.1	0.1	0.1	<0.05	0.3	0.1	0.2
Lu	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
LREE	11.94	5.86	6.38	4.3	2.27	1.66	4.31	8.87	11.69	7.86
HREE	0.59	1.75	0.39	0.87	0.69	0.68	0.21	2.22	1.42	1.5
	12.74	7.61	6.77	5.17	2.96	2.34	4.52	11.09	13.11	9.36
(5.15	1.47	6.65	-	1.32	-	10.21	6.9	1.45	2.54
(0.07	0.17	0.52	0.13	-	-	-	0.13	0.22	0.19
(1.92	1.42	0.95	1.7	1.33	1.4	-	1.6	1.56	1.65
La _{SN} /Sm _{SN}	0.47	0.17	0.08	1.2	-	-	-	0.69	1.5	0.24
Sm _{SN} /Yb _{SN}	-	2.83	-	1.66	2.33	1	-	1.44	3.33	4.16



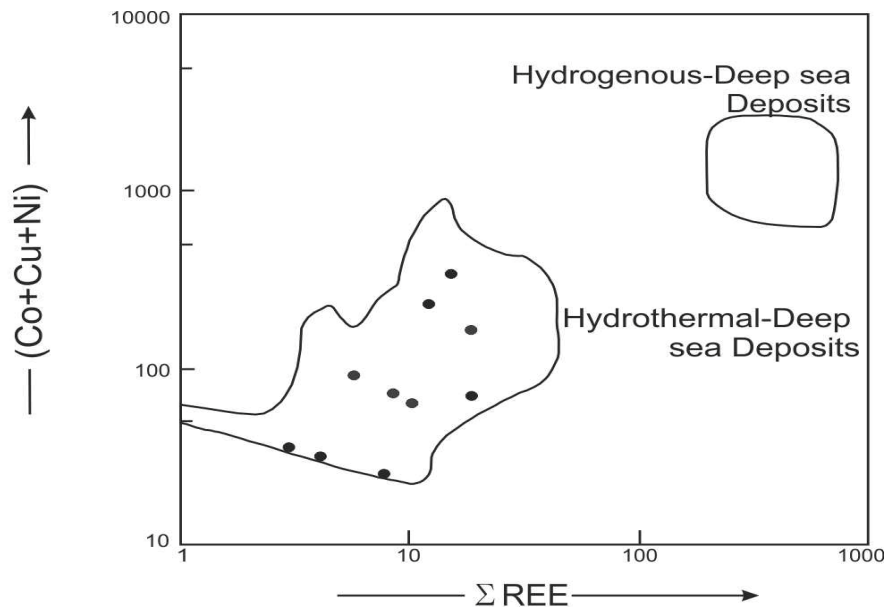
شکل ۱۱. مقایسه میزان اکسید عناصر اصلی کانسار مأمونیه با سازندهای آهن نواری دنیا (Prasad et al., 2012)

Fig. 11. Comparison between major oxides in Mamouniyeh deposit and Banded Iron Formations around the world (Prasad et al., 2012)

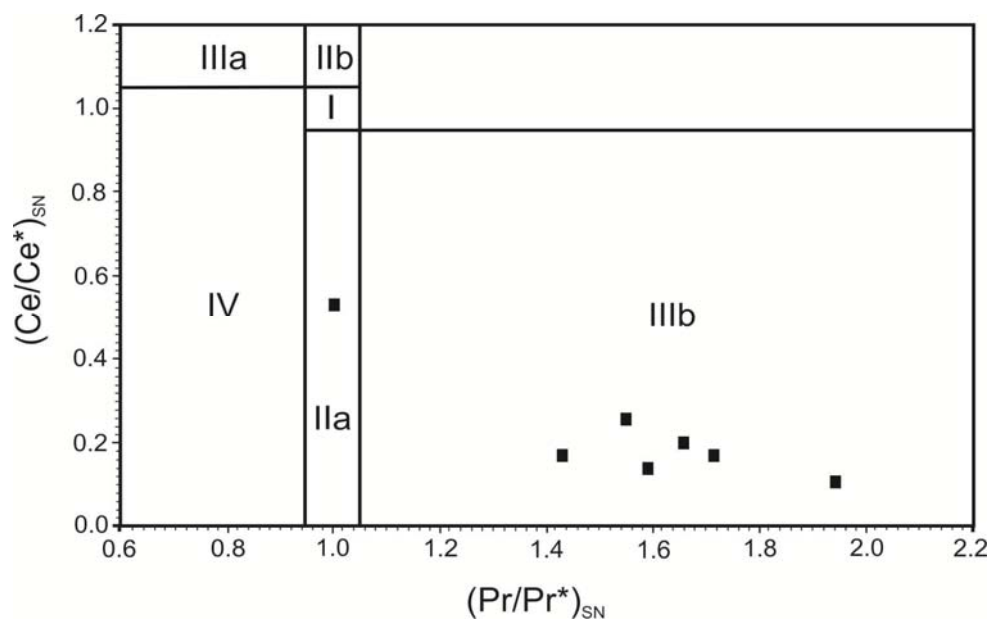
فعالیت گرمایی جمع آوری می‌شود.

علاوه بر این، در بیشتر نمونه‌ها LREE نسبت به HREE افزایش غلظت از خود نشان می‌دهد که نشان‌دهنده نقش فعال سیال گرمایی در نهشت کانسار مأمونیه است. غنی‌شدگی HREE نسبت به LREE نشان موروثی از آب دریاست. غنی‌شدگی LREE در کانسارهای آهن رسوبی بیانگر نقش فرآیندهای گرمایی مؤثر در تشکیل کانسار است (Bau, 1999). بررسی الگوهای REE کانسار مأمونیه شامل بی‌هنجاری مثبت Eu، بی‌هنجاری منفی Ce و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE نشان‌دهنده ارتباط این کانسار با محلول‌های گرمایی است. سیالات گرمایی غنی از سیلیکا و فقیر از Al موجب ته‌نشست سیلیکات‌های آهن فقیر از Al می‌شوند که در حین دیاژنز به هیدروکسید آهن و سیلیکات بی‌شکل تجزیه می‌شوند. سیلیس به‌طور مشخص در این نوع کانسار به‌وسیله لایه‌های اکسید آهن برای تشکیل نوارهای چرت به‌دام می‌افتد. حضور سیلیکات‌های آهن‌دار مانند تترافرایت و هایسنگریت نیز می‌تواند دلیلی بر منشأ گرمایی کانسار باشد.

شکل ۱۳ نشان می‌دهد نسبت‌های $(Ce/Ce^*)_{SN}$ در بیشتر نمونه‌های کانسار مأمونیه دارای بی‌هنجاری واقعی منفی هستند. عنصر Ce در کانسارهای گرمایی زیردریایی بی‌هنجاری منفی از خود نشان می‌دهد (Ehya, 2012). بی‌هنجاری منفی Ce (متوسط $Ce/Ce^* = 0.2$) در نمونه‌هایی از کانسار مأمونیه بیانگر آن است که Ce در برخورد با آب دریا بی‌هنجاری منفی به‌دست آورده و Ce با محلول گرمایی به دریا آورده شده است (Planavsky et al., 2010). در آب دریا Ce به Ce^{+4} نسبتاً غیرمحلول اکسیده می‌شود و می‌تواند به سرعت از آب دریا خارج شود که به بی‌هنجاری منفی Ce در مقایسه با سایر عناصر نادرخاکی منجر می‌شود (Basta et al., 2011). با توجه به مقادیر بی‌هنجاری Ce در نمونه‌های کانسار مأمونیه (جدول ۳) به نظر می‌رسد بی‌هنجاری منفی Ce در این نمونه‌ها از آب دریا در زمان ته‌نشست به‌دست آمده است. موری و همکاران (Murray et al., 1990) بی‌هنجاری بسیار کم Ce را به‌عنوان یک ویژگی برای رسوبات دریایی نهشته‌شده از آب دریا می‌دانند که Ce آن توسط اکسیدهای آهن و منگنز تولیدشده از



شکل ۱۲. نمودار $\Sigma(\text{Co} + \text{Cu} + \text{Ni})$ در مقابل ΣREE برای نمونه‌های کانسنگ کانسار مأمونیه (Dymek and Klein, 1988)
Fig. 12. $\Sigma(\text{Co} + \text{Cu} + \text{Ni})$ vs. ΣREE diagram for ore samples from Mamouniyeh deposit (Dymek and Klein, 1988)



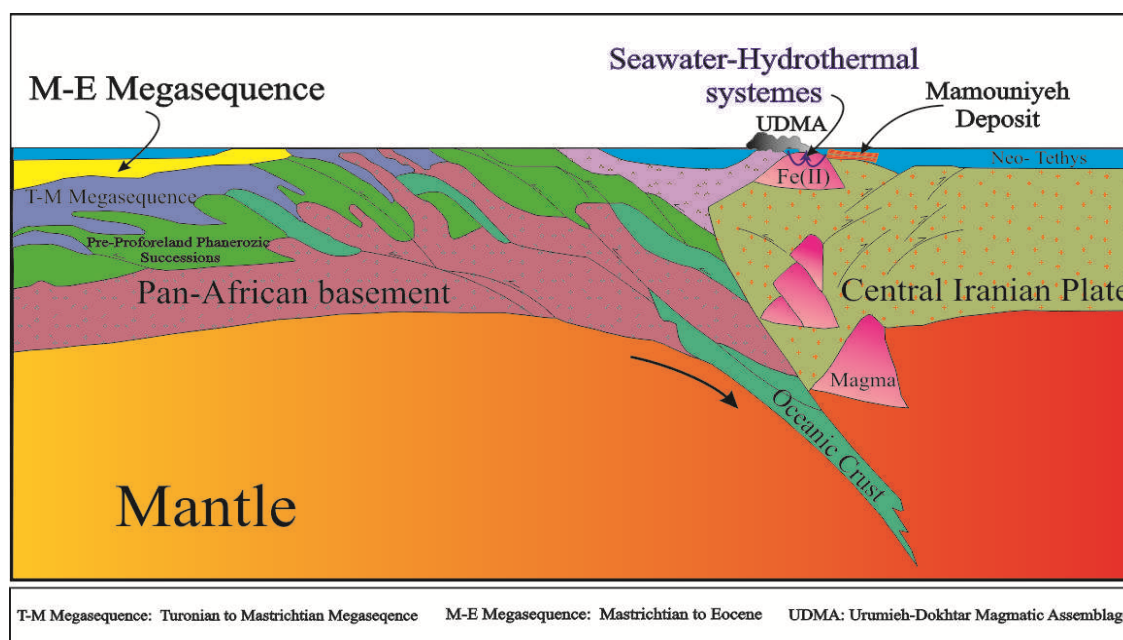
شکل ۱۳. نمودار بی‌هنجاری‌های $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}}$ در مقابل $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)_{\text{SN}}$ بر اساس الگوی بائو و دالسکی (Bau and Dulski, 1996) در کانسار مأمونیه. ناحیه I: بدون بی‌هنجاری، ناحیه IIa: بی‌هنجاری مثبت La سبب بی‌هنجاری ظاهری منفی Ce می‌شود؛ ناحیه IIb: بی‌هنجاری منفی La سبب بی‌هنجاری ظاهری مثبت Ce می‌شود، ناحیه IIIa: بی‌هنجاری واقعی مثبت Ce، ناحیه IIIb: بی‌هنجاری واقعی منفی Ce، ناحیه IV: بی‌هنجاری مثبت La، بی‌هنجاری مثبت Ce را می‌پوشاند.

Fig. 13. $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}}$ vs. $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)_{\text{SN}}$ diagram (after Bau and Dulski, 1996) in Mamouniyeh deposit. Field I: no anomaly; field IIa: positive La anomaly causes an apparent negative Ce anomaly; field IIb: a negative La anomaly produces an apparent positive Ce anomaly; field IIIa: real positive Ce anomaly; field IIIb: real negative Ce anomaly; field IV: positive La anomaly disguises a positive Ce anomaly. Except for one sample, the studied samples fall within the real negative Ce anomaly field.

الگوی زایشی کانسار

با توجه به بررسی‌های ماکروسکپی، میکروسکپی و داده‌های زمین‌شیمیایی کانسار مأمونیه، الگوی زایشی که می‌توان برای آن ارائه کرد، در شکل ۱۴ نشان داده شده است. شکل‌گیری کمان آتشفشانی ارومیه - دختر ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر زون سنندج - سیرجان و خرده قاره ایران مرکزی در جایگاه کمان قاره‌ای است. فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای موجب ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی در عمق، تولید ماگمای مذاب، ایجاد فعالیت‌های آتشفشانی و تشکیل کمان ماگمایی ارومیه - دختر می‌شود. ماگمای مذاب به صورت آتشفشان‌های فعال به سمت بالا حرکت کرده و به عمق کمتر صعود می‌کند. وجود فعالیت‌های آتشفشانی در این زون، به گرم شدن آب‌های مجاور خود که درون شکستگی‌های پوسته هستند، می‌انجامد. این آب‌های گرم و متحرک قادرند طی

چرخش و حرکت در سنگ‌های مسیر خود، آنها را شسته و فلز آهن دوظرفیتی موجود در آنها را تحت شرایط احیایی به صورت کمپلکس‌های کلریدی با خود حمل کنند و محلول‌های گرمایی غنی از Fe^{+2} و سیلیکای محلول تولید کنند. محلول گرمایی حاوی Fe^{+2} و Si پس از خروج از منافذ بستر دریا با آب دریای سرد مخلوط و دچار تغییرات فیزیکی و شیمیایی می‌شود. تغییرات محیطی مهم مانند تغییر Eh و pH، به ویژه وجود شرایط اکسیدان قوی در آب دریا سبب اکسید شدن Fe^{+2} به Fe^{+3} شده و آهن به صورت هماتیت در بخش‌های کم عمق حوضه رسوبی و بافت لایه‌ای در کنار سیلیس ریزبلور نهشته می‌شود. لایه‌های سیلیسی به همراه لایه‌های هماتیته در مناطق کم عمق دریا به صورت متناوب با ضخامت و رنگ‌های متفاوت بر روی هم انباشته می‌شوند.



شکل ۱۴. مدل زایشی برای کانسار مأمونیه (الگوی زمین‌ساختی ساده شده از علوی (Alavi, 2004))

Fig. 14. Genetic model for Mamouniyeh deposit (tectonic model from Alavi, 2004)

هماتیت در کانسار مأمونیه به همراه سیلیکای فراوان، به صورت لایه‌ها و میان لایه‌هایی در ضخامت‌های مختلف و رنگ‌های متنوع تشکیل شده است. وجود لایه‌های هماتیته و سیلیسی

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی آهن در کانسار مأمونیه، در سنگ‌های آذرآواری، توفها و گدازه‌های تراکیتی - تراکی آندزیتی رخ داده است.

این محلول‌های داغ و غنی از مواد فلزی (مانند آهن) تحت شرایط احیایی، از طریق منافذ گرمابی به کف اقیانوس راه یافته و در برخورد با آب شدیداً اکسیدان دریا، با آن مخلوط می‌شوند. اختلاط محلول‌های گرمابی با آب دریا باعث تغییرات Eh و pH در این محلول‌ها می‌شود. در نتیجه این تغییرات فیزیکوشیمیایی، آهن دوظرفیتی که به صورت کمپلکس‌های کلریدی به همراه سیلیکای فراوان با محلول‌های گرمابی حمل می‌شود به Fe^{3+} اکسیده شده و قابلیت انحلال کمتری می‌یابد. آهن اکسید شده و سیلیکا از محلول‌های گرمابی جدا می‌شوند و به صورت کانی هماتیت و بلورهای سیلیسی در بستر دریا به شکل لایه‌ای نهشته می‌شوند.

قدردانی

این مقاله بخشی از فعالیت پژوهشی لازم برای دریافت مدرک کارشناسی ارشد نویسنده اول است. نویسندگان، صمیمانه از سردبیر و داوران محترم نشریه علمی- پژوهشی "مجله زمین‌شناسی اقتصادی" که با انتقادات و پیشنهادهای سازنده خود باعث ارتقای سطح علمی این مقاله شدند، سپاس‌گزاری می‌نمایند.

متناوب در کنار سنگ‌های آتشفشانی چشم‌گیر است. میزان متوسط آهن کانسار نیز حدود ۳۱٪ است. سیلیس به‌عنوان فراوانترین کانی همراه هماتیت، به صورت چرت و کمتر جاسپر در کانسار دیده می‌شود. حضور باریت به همراه هماتیت و کوارتز در کانسار مأمونیه، نشان‌دهنده ورود Ba به همراه Fe و Si توسط محلول‌های گرمابی غنی از این عناصر به درون حوضه رسوبی و اختلاط با آب دریایی سولفات‌هاست. فعالیت محلول‌های گرمابی به تشکیل کانی‌های کربناته ثانویه منجر شده است که در فضاها خالی و شگستگی‌ها رشد کرده‌اند. آثار کمی از فسیل‌هایی مانند جلبک‌های سبز-آبی در کانسار دیده می‌شود که به شرایط نهشت آهن در حوضه رسوبی و فرآیندهای مؤثر زیستی در اکسیداسیون آهن اشاره دارد. الگوهای عادی‌سازی شده REE با کندریت، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE، بی‌هنجاری مثبت Eu و بی‌هنجاری منفی Ce بیانگر آن است که آهن در کانسار مأمونیه از پوسته اقیانوسی سرچشمه گرفته است. محلول‌های گرمابی در اثر فعالیت‌های آتشفشانی در پوسته اقیانوسی در دماهای متفاوت شکل گرفته است و با حرکت در سنگ‌های مسیر خود عناصر را شسته و با خود حمل می‌کنند.

References

- Ahmad, T. and Posht-Kuhi, M., 1993. Geochemistry and Petrogenesis of Urumiah–Dokhtar volcanics around Naien and Rafsanjan Areas: A Preliminary Study, Treatise on the Geology of Iran. Iranian Ministry of Mines and Metals, Tehran, 90 PP.
- Alavi, M., 2004. Regional Stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust belt of Iran and its Proforeland Evolution. American Journal of Science, 304(1): 1-20.
- Basta, F.F., Maurice, A.E., Fontbote, L. and Favarger, P.Y., 2011. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab. Eastern Desert, Egypt: implications for the origin of Neoproterozoic BIF. Precambrian Research, 187(3-4): 277-292.
- Bau, M., 1999. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(1): 67-77.
- Bau, M. and Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kurumaniron- formations, Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Research, 79(1-2): 37-55.
- Cornell, R.M. and Schwertmann, U., 2003. The iron oxides. Structure, properties, reactions, occurrences and uses. Wiley and Sons, Weinheim, 659 pp.

- Cox, G.M., Halverson, G.P., Minarik, W.G., Heron, D.P., Macdonald, F.A., Bellefroid, E.J. and Strauss, J.V., 2013. Neoproterozoic iron formation: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance. *Chemical Geology*, 362(Special issue): 232–249.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. *Geology of Kerman Region*. Institute for geological and mining exploration and investigation of nuclear and other mineral raw materials. Iran Geological Survey, Tehran, Report 52, 334 pp.
- Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J.L., Donval, J.P., Fouquet, Y., Appriou, P. and Gamo, T., 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(5): 627–643.
- Dymek, R.F. and Klein, C., 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron formation lithologies from 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 39(4): 247–302.
- Ehya, F., 2012. Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 104(1-2):81–93.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693.
- Ghorbani, M., 2007. *Economic geology of mineral and natural resources of Iran*. Arian zamin, Tehran, 492 pp.
- Glasby, G.P. and Schulz, H.D., 1999. Eh Ph diagrams for Mn, Fe, Co, Ni, Cu and as under seawater conditions: application of two new types of eh ph diagrams to the study of specific problems in marine geochemistry. *Aquat. Marine Geochemistry*, 5(3): 227–248.
- Gross, G.A., 1980. A classification of iron formations based on depositional environments. *The Canadian Mineralogist*, 18(2): 215–222.
- Gutzmer, J. and Beukes, N.J., 2009. Iron and Manganese Ore Deposits: Mineralogy, Geochemistry and Economic Geology. In: B. De Vivo, B. Grasemann and K. Stüwe (Editors), *Encyclopaedia of Life Support Systems*. UNESCO, Paris, pp. 43–69.
- Hoshmandzadeh, A.R., 1995. *Iran geology, Iron deposit of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 145 pp.
- James, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron formation. *Economic Geology*, 49(1-3): 235–293.
- Karimpour, M.H. and Saadat, S., 2010. *Applied economic geology*. Mashhad University Press, Mashhad, 535 pp.
- Laznicka, P., 2006. *Giant Metallic Deposits Future Sources of Industrial Metals*. Springer Berlin Heidelberg, New York, 732 pp.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4):223–253.
- Michard, A., Albarede, F., Michard, G., Minster, J.F. and Charlou, J.L., 1983. Rare-earth elements and uranium in high temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature*, 303(5920): 795–797.
- Mitra, A., Elderfield, H. and Greaves, M.J., 1994. Rare earth elements in submarine hydrothermal fluids and plumes from the Mid-Atlantic Ridge. *Marine Chemistry*, 46(3): 217–235.
- Miyano, T., 1982. Ferri-annite from the Dales Gorge Member iron-formations, Wittenoom area, Western Australia. *American Mineralogist*, 67(1-2): 1179–1194.
- Moradian, A., 1997. *Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh–Dokhtar volcanic belt*. Unpublished PhD thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia, 165 pp.
- Mucke, A., Annor, A. and Neumann, U., 1996. The Algoma-type iron-formations of the Nigerian meta volcano-sedimentary schist belts. *Mineralium Deposita*, 31(1-2): 113–122.
- Murray, R.W., Buchholtz ten Brink, M.R., Jones D.L, Gerlach, D.C. and Russ, G.P., 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 18(3): 268–271.
- Namaki, L., 2013. *Geophysics proposal for considering Mamouneyeh deposit*. Kian kavan zamin company, Tehran, Report 1, 9 pp.)
- Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A. and Lyons, T.M., 2010. Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic

- Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(22): 6387–6405.
- Prasad, K.S.S., Sankar, D.B. and Reddy, Y.V. 2012. Geochemistry and Origin of Banded Iron-Formation from the Granulitic Terrain of North Arcot District. *Chemical Science Transactions*, 1(3): 482-493.
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3-4): 652–665.
- Sun, H., Wu, J., Yu, P. and Li, J., 1998. Geology, geochemistry and sulfur isotope composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superior-type) hematite-jasper-barite iron ore deposits associated with stratabound Cu mineralization in the Gansu Province. *Mineralium Deposita*, 34(1): 102-112.
- U.S. Geological Survey., 2013. Iron ore. *Mineral Commodity Summaries*, Virginia, 85 pp.
- Whelan, J.A. and Goldich, S.S., 1961. New data for Hisingerite and neotocite. *American Mineralogist*, 46: 1412-1423.
- Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilshire, H.G., 1958. Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusive. *American Mineralogist*, 43: 12-146.
- Zohrab, E. and Haddadan, M., 2009. Geological map of Zaveyeh, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.



Geochemistry and the origin of the Mamouniyeh iron ore-terra rossa deposit, Markazi Province - Iran

Marziyeh Mahboubiyan Fard*, Farhad Ehya and Omid Javariani

Department of Geology, Behbahan Branch, Islamic Azad University, Behbahan, Iran

Submitted: Jan. 16, 2015

Accepted: Feb. 6, 2016

Keywords: Hematite, Silica, Rare Earth Elements, Hydrothermal fluid

Introduction

Iron is among the metals whose ore deposits are not confined to a specific geologic period of crustal formation and they have formed in various geologic environments during previous periods (Ghorbani, 2007). About 95% of iron ore deposits have sedimentary origin and have formed due to chemical deposition from ancient sea water. The remaining percent is the result of alteration and magmatic activities (Gutzmer and Beukes, 2009). In sedimentary environments, a large amount of sedimentary iron minerals have formed resulting in different iron facies. Iron oxide facies are of the most important facies (James, 1954). The most important Iranian iron deposits are located in Central Iran, Sanandaj- Sirjan and East Iran zones, and the Kordestan area (Ghorbani, 2007). In the Orumiyeh-Dokhtar Zone, many iron ore deposits have been formed in conjunction with granitic and granodioritic plutons related to Oligocene-Miocene plutonic and volcanic activities (Hoshmandzadeh, 1995). The Mamouniyeh iron ore-terra rossa deposit is located in the Orumiyeh-Dokhtar volcanic zone. Iron mineralization have occurred in trachytic-trachyandesitic lavas and pyroclastic rocks of Pliocene age.

Materials and methods

A total of 28 rock samples were picked up from ore and host rocks during field observations. Petrographical and mineralogical studies were performed on 15 thin sections of ore and host rocks. XRD studies were performed on 3 ore samples. In order to investigate the geochemistry

of the ore, 10 samples were analyzed for major, trace and rare earth elements (REE_s) using the ICP-MS method.

Result

Field and mineralogical studies reveal that the ore is composed of hematite along with crypto-crystalline silica as alternating layers of various thickness and color. The existence of alternating layers of hematite and quartz implies that the ore is similar to banded iron formations, but on a smaller scale, related to submarine hydrothermal activities. Silica is found as chert and minor jasper. Some secondary dolomite and calcite, filling the fractures and open spaces are found. Clay minerals are also minor constituents of the ore. The remaining fossils of green-blue algae indicate the conditions of iron deposition and effective biological processes in oxidizing Fe⁺² and creation of new oxide minerals in a sedimentary basin. XRD studies show that tetraferriannite, hisingerite, barite, dolomite and calcite are present in addition to dominant hematite and quartz minerals. Hisingerite is formed in sedimentary iron deposits during hydrothermal alteration (Whelan and Goldich., 1961). Tetraferriannite occurs in low grade iron formations (Miyano, 1982). Structurally, the mineralization is controlled by a tectonic zone in which abundant breccias and faults are well found.

The amount of Fe₂O₃ ranges between 11.62% and 65.73%, with an average value of 31% Fe₂O₃. The amounts of Cr (3-95 ppm) and Zr (<5-29 ppm) are

*Corresponding authors Email: marzi.mahboob@yahoo.com

low; while, the deposit contains a moderate amount of V (26-189 ppm) and high concentrations of Zn (28-218 ppm), Sr (66-1462 ppm) and Ba (62-5511 ppm). The concentration of REE_s shows that total amount of these elements is variable and it falls in the range of 2.34-12.74 ppm. The amount of LREE_s falls in the range of 1.66-11.94 ppm and that of HREE_s falls in 0.21-2.22 ppm. These values clearly indicate the enrichment of ore in LREE_s relative to HREE_s. The Eu anomaly (Eu/Eu*) lies in the range of 1.32-10.2, indicating positive Eu anomalies. The Ce anomalies (Ce/Ce*) fall in the range of 0.076-0.52, suggesting negative anomaly.

Discussion

The low concentration of Cr and Zr, and high values of V, Zn and Sr in the ore suggest that mineralization is related to submarine volcanic activities. Geochemical data, including chondrite-normalized REE patterns, indicate that seafloor hydrothermal fluids are the most probable source for mineralizing solutions. The $\sum(\text{Cu}+\text{Co}+\text{Ni})$ vs. $\sum\text{REE}$ diagram also indicates the role of deep sea hydrothermal fluids in the deposition of the ore. Chondrite-normalized REE patterns, LREE enrichment relative to HREE, positive Eu anomalies and negative Ce anomalies suggest that iron is derived from oceanic crust. Iron and SiO₂-rich hydrothermal fluids that vented through seafloor conduits under reduced conditions came

to contact with oxidizing, cold seawater, resulting in physicochemical changes in hydrothermal fluids. As a result of these physicochemical changes, iron is deposited in shallow seawater as hematite along with silica, making alternating layers.

References

- Ghorbani, M., 2007. Economic geology of mineral and natural resources of Iran. Arian zamin, Tehran, 492 pp.
- Gutzmer, J. and Beukes, N.J., 2009. Iron and Manganese Ore Deposits: Mineralogy, Geochemistry and Economic Geology. In: B. De Vivo, B. Grasemann and K. Stüwe (Editors), Encyclopaedia of Life Support Systems. UNESCO, Paris, pp. 43-69.
- Hoshmandzadeh, A.R., 1995. Iran geology, Iron deposit of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 145 pp.
- James, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron formation. *Economic Geology*, 49(1-3): 235-293.
- Miyano, T., 1982. Ferri-annite from the Dales Gorge Member iron-formations, Wittenoom area, Western Australia. *American Mineralogist*, 67(1-2): 1179-1194.
- Whelan, J.A. and Goldich, S.S., 1961. New data for Hisingerite and neotocite. *American Mineralogist*, 46: 1412-1423.