

کانه‌نگاری، ژئوشیمی و بررسی‌های ایزوتوپی گوگرد کانسار آهن ۱۶ ب بافق، یزد

پوریا سلامی، افشین اکبرپور*، محمد لطفی
سازمان زمین‌شناسی کشور، پژوهشکده علوم زمین، تهران،
آرش گورابجیری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد میانه، گروه مهندسی عمران
دریافت ۱۳۹۹/۰۳/۱۰ پذیرش ۱۴۰۰/۰۱/۱۴

چکیده

کانسار آهن آنومالی ۱۶ ب بافق در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. از دیدگاه زمین‌شناسی کهن‌ترین سنگ‌های این ناحیه، واحدهای دگرگون شده پرکامبرین از نوع گنایس، میکاشیست، آمفیبولیت و میگماتیت بوده است که پی سنگ منطقه را تشکیل داده است. توده نفوذی با ترکیب گابرو دیوریت-سینودیوریت است که مجموعه کمپلکس دگرگونی بنه‌شورو و واحدهای آهنی را قطع کرده است. کانی‌زایی فلزی در ارتباط با اسکارن است. منیتیت شکل‌دار تا بی‌شکل فراوان‌ترین کانه در محدوده بررسی شده است و با ساخت توده‌ای، برشی و دانه پراکنده دیده می‌شود. منیتیت در نزدیکی سطح زمین اکسید شده و به کانی‌های هماتیت، گوتیت و لیمونیت دگرسان شده است. کانی‌های فلزی همراه منیتیت، پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت هستند که با کوارتز، اکتینولیت، کلسیت، اپیدوت، پیروکسن و گارنت همراه است. تطابق نمودارهای عناصر نادر خاکی در کانی‌سازی آهن و توده نفوذی نشان‌دهنده احتمالی یکسان بودن منشأ کانی‌سازی با توده نفوذی است. عیار اکسید آهن در کانسنگ بین ۲۵ تا ۷۵ درصد تغییر می‌کند. عنصر آهن با اکسیدهای تیتانیم، منیزیم، منگنز، فسفر، پتاسیم و سدیم هم‌بستگی منفی نشان می‌دهد. بر اساس رابطه کبالت با نیکل، کروم با وانادیم در کانسنگ، این کانسار آهن در محدوده کانسارهای با منشأ فرآیندهای ماگمایی هیدروترمال قرار می‌گیرد. با توجه به نسبت Sn/Ga و Al/Co در کانسنگ، این کانسار در محدوده کانسارهای تیپ اسکارنی است. بر اساس الگوهای پراکندگی عناصر کمیاب کانسار آهن آنومالی ۱۶ ب با کانسارهای تیپ اسکارنی بیشتر شباهت دارد. شواهد زمین‌شناسی، کانه‌نگاری و همچنین ژئوشیمیایی کانی منیتیت نشان‌دهنده تیپ اسکارنی برای کانی‌سازی آهن آنومالی ۱۶ ب است. آهن به‌وسیله سیالات داغ حاصل از توده‌های نفوذی، جابه‌جا شده و در حفاصل بین واحدهای دگرگونی و مرمر تجمع حاصل کرده است. مقدار $\delta^{34}S$ در سولفات‌های پرکامبرین-کامبرین بین ۱۸ تا $+31$ در هزار است، که با توجه به داده‌های موجود مقدار $\delta^{34}S$ در آنومالی ۱۶ ب بین 21.42 تا 27.22 در هزار است. ایزوتوپ‌های گوگرد پیریت‌های شکل‌دار منشأ تبخیری دارد. پیریت‌های شکل‌دار از منیتیت قدیمی‌تر و دارای منشأ یکسان نیستند اما پیریت‌های بی‌شکل با منیتیت‌های این محدوده دارای منشأ یکسان است.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی آهن، ژئوشیمی، اسکارن، ایزوتوپی گوگرد، آنومالی ۱۶ ب، بافق، یزد.

Mineralogy, Geochemistry and Sulfur Isotope Study in 16B Magnetite Mineralization Anomaly, Bafgh, Yazd

Pouria Salami¹, Afshin Akbarpour^{*1}, Mohammad, Lotfi¹, Arash Gourbjeri²

1. Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran,
2. Economic Geology, Mianeh Azad University, Mianeh, Iran

Abstract

Anomaly XVI-B is located in Central Iran Structural Zone. The oldest rock formations in this study area are related to metamorphic rocks which are included gneiss, micaschist, amphibolite and

megmatite. Mineralized intruded mass distinguished by alkaline diorite-syenite that cut Bonoshorow metamorphic complex and limestone units. Metallic mineralization is occurred in skarn rocks. Magnetite is the most abundant mineral in anomaly XVI-B and also it has been seen as stripe, mass, disseminated and filling empty space textures. The magnetite grains are shaped to shapeless. Magnetite is oxidized near the surface and converts to hematite, goethite and other iron oxides. Another metallic mineral which are associated with magnetite are pyrite, and chalcopyrite, which have been found in quartz, actinolite, calcite, and epidote that come with various forms within host rocks, syenite, gabbro, and skarn. According to the graphs of rare earth elements in iron mineralization and intruded units indicates the possible similarity of the source of iron mineralization with intruded mass. The grade of iron oxide in ore deposit varies between 25 and 75 percent. The iron element has a negative correlation with oxide of titanium oxides, magnesium, manganese, phosphorus, potassium and sodium. Based on cobalt relationship with nickel, chromium - nickel, and chromium - vanadium, so anomaly XVI-B iron deposit is related to the hydrothermal deposits. Due to the ratio of Al / Co and Sn / Ga, anomaly XVI-B is recognized as a skarn type deposit. Based on the scattering patterns of the rare elements, anomaly XVI-B is more similar to the skarn type deposit. Geological and mineralogical evidence, as well as the geochemical properties of the magnetite, indicate that skarn deposit is source of iron mineralization. Iron is transported by the hot fluids that come from intruded units that accumulates between boundary of metamorphic and marble units. $\delta^{34}\text{S}$ value is between 21.24% - 22.27%. The source of Sulphur isotope is meteoric and ancient marine water. As a result, the accompaniment of magnetite with idiomorphic pyrite cannot be found that the source of magnetite is different with pyrite.

Keywords: Fe mineralization, geochemistry, skarn, Sulfur isotope, 16B anomaly, Bafgh, Yazd.

مقدمه

تا کنون بیش از ۲۰۰ کانسار، نشانه معدنی و آنومالی آهن در ایران شناسایی شده که مجموع ذخایر آنها، حدود ۲٫۷ میلیارد تن سنگ آهن با عیار میانگین ۴۰ تا ۵۵ درصد است. حدود ۹۰ درصد ذخایر آهن ایران، در سه منطقه معدنی (بافق، گل‌گهر سیرجان و سنگان خراسان) متمرکز است (هوشمندزاده، ۱۳۶۷؛ عمادی، ۱۳۷۸؛ افضل، ۱۳۸۰؛ رحمانی و همکاران، ۱۳۸۲؛ مقتدری، ۱۳۸۵؛ تقوی، ۱۳۸۵؛ بنیادی، ۱۳۹۰؛ ایرانمنش، ۱۳۹۱).

ذخایر آهن بافق با ۳۹ کانسار و اندیس معدنی با حدود دو میلیارد تن کانسنگ آهن، از مهم‌ترین مناطق استخراج سنگ آهن در ایران است. کانسارهای آهن سه چاهون، چادرملو، چغارت، هر یک به ترتیب ۱۱۷، ۴۰۰، ۲۱۶ میلیون تن ذخیره دارند (Torab & Lehmann, 2007). کانسار ۱۶ بافق از جمله کانسارهای آهن در حاشیه شمالی آن است که بررسی شده است. ذخیره قطعی این کانسار حدود ۱۷٫۹ میلیون تن با عیار متوسط ۳۴٫۴ درصد Fe برآورد شده است. (سامانی، ۱۳۷۲؛ جعفرزاده، ۱۳۷۴؛ Moore & Modabberi, 2003؛ Daliran et al., 2007؛ Bonyadi et al., 2011, 2014, 2017, Heidarian et al., 2017، بختیاری، ۱۳۹۵).

کانسار آهن آنومالی ۱۶ بافق در استان یزد و دارای مختصات $۵۵^{\circ}۱۴'$ تا $۵۵^{\circ}۱۸'$ طول شرقی و $۳۲^{\circ}۰۹'$ تا $۳۲^{\circ}۱۰'$ عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱ و ب). مساحت این کانسار ۶ کیلومتر مربع است (شکل ۲). در تشکیل و پیدایش بسیاری از کانسارهای ماگمایی و اسکارنی آب‌های ماگمایی و آب‌های با منشأهای دیگر نقش دارند. امروزه اثبات شده است که آب‌های ماگمایی و جوی در روند تشکیل کانسارها نقش ویژه‌ای دارند (Taylor et al., 1977). بیش‌تر کانه‌زایی‌های آهن منطقه بافق از نظر خاستگاه و ژئوشیمی بررسی شده‌اند اما اطلاعاتی در خصوص کانه‌زایی منیتیت آنومالی ۱۶ در دسترس نبود. هدف از انجام این پژوهش بررسی کانه‌زایی آنومالی آهن ۱۶ ب از نظر چگونگی ساخت و بافت کانه منیتیت و ارتباط آن با دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسنگ، ژئوشیمی و چگونگی تغییرات مقدار عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در کانسنگ منیتیت است. بررسی‌های ایزوتوپی گوگرد برای شناسایی بهتر نوع سیالات مؤثر در چگونگی تشکیل پیریت و ارتباط آن با کانه‌زایی آهن از دیگر اهداف این نوشتار بوده است.

روش پژوهش

۵۴ نمونه برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری، ۲۶ نمونه از مغزه‌های حفاری برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به روش طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی-نشرنوری (ICP-MS) برای ۴۴ عنصر در آزمایشگاه شرکت فرآوری مواد معدنی کرج وابسته به ایمیدرو (جدول ۱) و ۵ نمونه از سنگ‌های نفوذی میزبان رگه‌های کانه‌دار به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) ساخت کمپانی PHILIPS مدل PW1480 در آزمایشگاه فرآوری مواد معدنی کرج وابسته به ایمیدرو برای اکسیدهای اصلی تجزیه شده است. تعداد ۶ آنالیز ایزوتوپی روی کانه پیریت شکل‌دار برای اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی گوگرد انجام شد. نمونه‌های بررسی شده ابتدا به وسیله دستگاه سنگ‌شکن فکی خرد شد تا از بین آنها مقادیر لازم برای پودر کردن برداشته شود. در مرحله بعدی به وسیله میکروسکپ دوچشمی سعی شد تا از بین نمونه‌های خردشده، نمونه‌هایی که آلودگی کم‌تری به مواد زائد دارند جدا شود. بعد از جداسازی پیریت، نمونه‌ها با هاون آگاتی پودر شد. در حدود یک گرم از آنها برای تجزیه در دستگاه طیف‌سنج جرمی Thermo MAT253 با استفاده از احتراق در دستگاه Flash 2000HT Plus به آزمایشگاه ژئوشیمی مواد آلی و ایزوتوپ‌های پایدار پژوهشکده علوم‌زمین مرکز علوم اسلواکی ارسال شد.

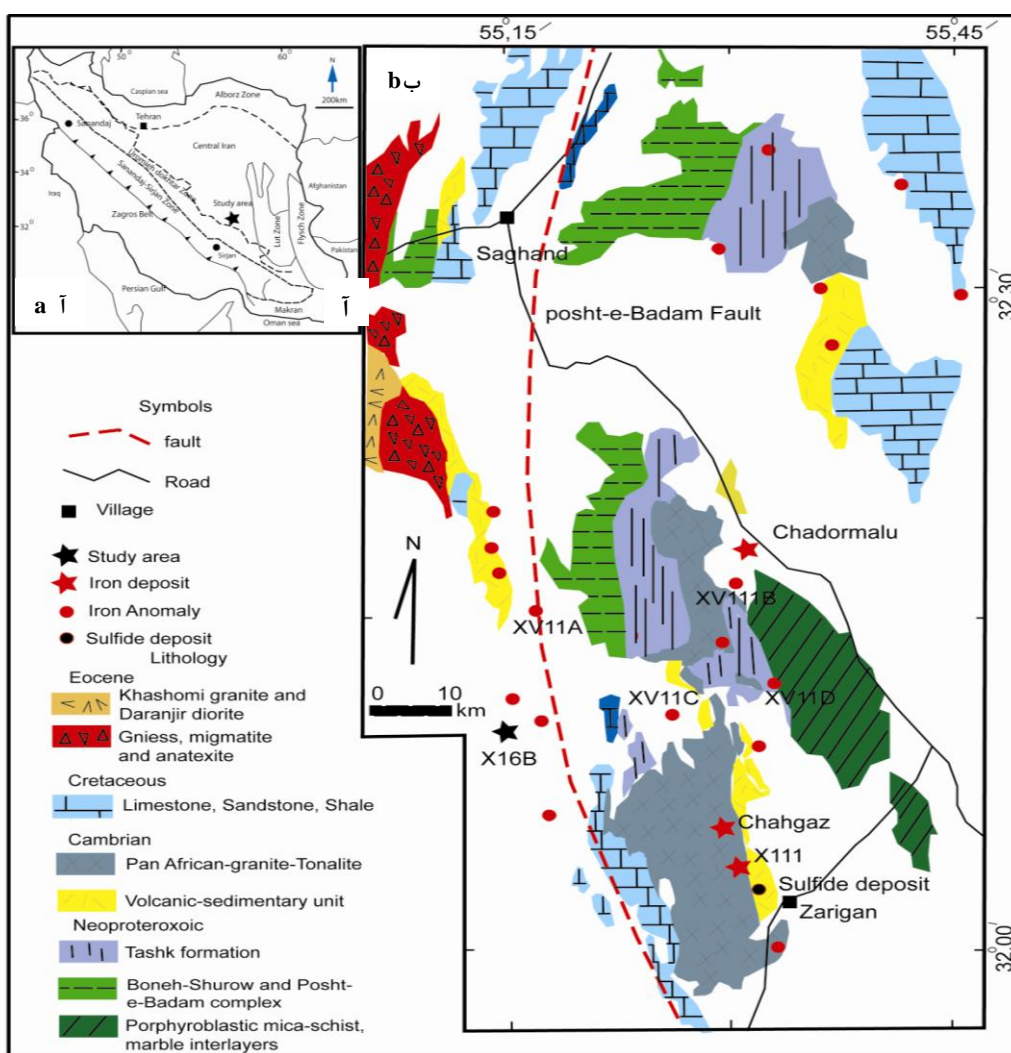
زمین‌شناسی

طبق تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران، منطقه بررسی شده در زون ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱ آ) (نبوی، ۱۳۵۵). در این واحد قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تا آتشفشان‌های فعال و نیمه‌فعال امروزی وجود دارد (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). منطقه معدنی بافق بخشی از میکروپلیت ایران مرکزی، خاوری است که تکامل این میکروپلیت در ارتباط با کوهزایی کاتانگایی و حرکات تکتونیکی آنها طی ۶۰۰ میلیون سال گذشته است (بنیادی، ۱۳۹۰).

مهم‌ترین ذخایر منیتیت‌های توده‌ای نئوپروتروزوئیک-کامبرین پیشین در سنگ‌های آتشفشانی بافق در دیاترم‌ها (بالآمدگی‌های مواد گوشته‌ای) در حاشیه فروافتادگی‌های کالدرهای ایگنمبریتی واقع شده است (شکل ۱ ب) (جعفرزاده و همکاران، ۱۳۷۴). در شکاف‌های حلقه‌ای (حاشیه‌ای) مذاب‌های مافیک (هورنبلندیت و ملانوکرات-سینیت همراه با لامپروپیت‌ها و مذاب‌های فلسیک (سینیت و آلکالی گرانیات) نفوذ کرده‌اند. مناطق آتشفشانی به وسیله دریای کم‌عمق (شیل نئوپروتروزوئیک-کامبرین پیشین، ریف‌های دولومیتی و لایه‌های ژئوپس) پوشیده شده‌اند (درویش-زاده، ۱۳۷۰).

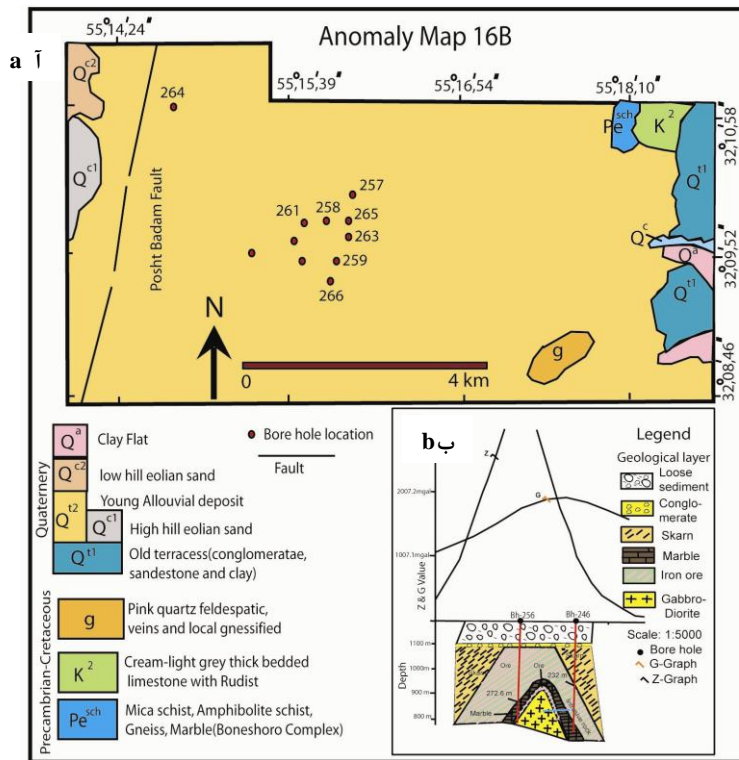
واحدهای اصلی تشکیل‌دهنده محدوده شامل کمپلکس دگرگونی بنه‌شورو با ترکیب میکاشیست، آمفیبولیت، گارنت شیست و کوارتزیت است که در عمق ۲۶۰ تا ۳۵۰ متری گمانه‌های ۲۵۷، ۲۵۸، ۲۶۳ و ۲۶۴ دیده می‌شود (شکل ۲ آ). واحد آهکی کرم خاکستری رنگ سبتر لایه صخره‌ساز در همه گمانه‌ها در بالای واحدهای دگرگونی بنه‌شورو دیده می‌شود که دارای فسیل‌های رودیست، دوکفه‌ای و اوربیتولین است و سن کرتاسه را نشان می‌دهد و در گمانه‌های حفاری شده در عمق به دولومیت تبدیل شده و تحت تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته است (Haghipour, 1977). واحد آهکی به وسیله توده‌های نفوذی گرانیتی، گرانودیوریتی، گابرو-دیوریتی قطع شده است (شکل ۲ آ، ب). توده نفوذی گرانیتی صورتی رنگ که به وسیله دایک‌های میکروکوارتزومزونیتی و یا میکروکوارتزومزونودیوریتی قطع شده است. در بعضی از نمونه‌ها، بافت آذرین حفظ شده و فاقد دگرشکلی هستند (شکل ۳ آ). بعضی دچار دگرشکلی خفیف و یا دگرشکلی شدید در حد میلیونیتی شدن را نشان می‌دهند. گابرو-دیوریت بافت گرانولار داشته و دربر دارنده کانی‌های

کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینو پیروکسن، آمفیبول و کانی‌های فرعی اسفن و منیتیت است (شکل ۳ ب). ترکیب سنگ شناسی بر اساس مقدار پلاژیوکلاز و الکالی فلدسپار متغیر است. کانی‌های فرعی، شامل مقادیر اندک از اسفن، آپاتیت و زیرکن است. کانی‌های ثانوی اپیدوت، کلریت و اسکاپولیت است. به نظر می‌رسد که توده‌های نفوذی منطقه بررسی شده، تحت تأثیر پهنه‌های برشی با شدت عملکرد متفاوت قرار داشته‌اند و نشان از دگرگونی دینامیک در حد کاتاکلاستیک، در محل حاشیه پهنه‌های برشی را دارد (Passchier & Trouw, 2005). گسل پشت بادام به‌عنوان یکی از عوامل نیروهای تکتونیکی و یک کانال، نقش مهمی را در تمرکز ماده معدنی دارا است و فضای مناسب را برای تزریق توده نفوذی فراهم کرده است. تزریق توده نفوذی باعث ایجاد متاسوماتیسم، تشکیل هاله اسکارنی (سنگ‌های اسکارنی) و سرانجام نهشته شدن کانسار آنومالی آهن ۱۶ ب شده است.



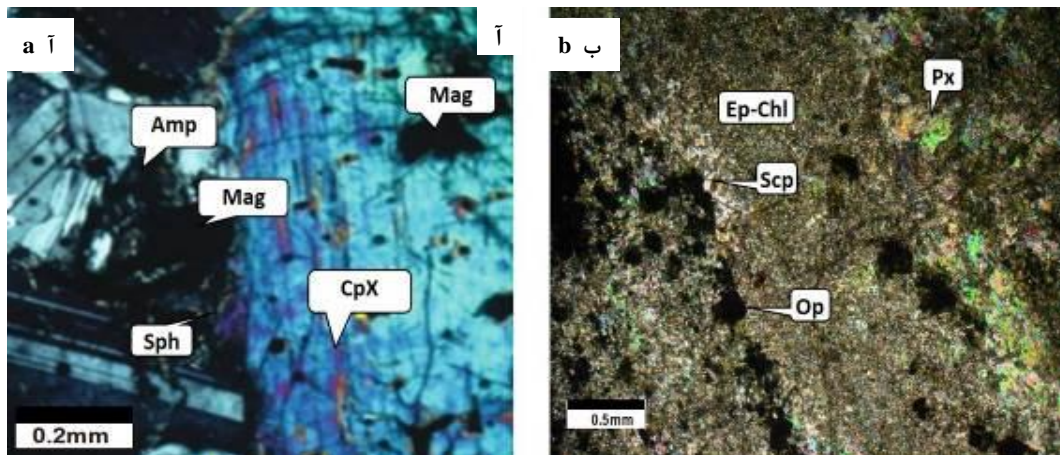
شکل ۱. ا) جایگاه محدوده بررسی شده در نقشه ساختاری ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، ب) نقشه زمین‌شناسی زون آهن-آپاتیت منطقه بافق (Haghipour, 1977; Ramezani & Tucker, 2003)

Figure 1. a) Location of the study area in the structural map of Iran (Nabavi, 1977), b) Geological map adapted from magnetite-apatite Bafq area (Haghipour, 1977; Ramezani & Tucker, 2003).



شکل ۲. آ) نقشه زمین‌شناسی اقتباس شده از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ آریز با محل گمانه‌های حفاری شده در محدوده بررسی شده (Haghipour, 1977)، ب) مدل تقریبی واحدهای سنگ‌شناسی و ارتباط آنها با کانی‌سازی بر اساس نتایج حفاری دو عدد از گمانه‌ها و پژوهش‌های ژئوفیزیک در محدوده بررسی شده

Figure 2. a) Geological map adapted from the 1:100000 Ariz geological map with borehole places in study area (Haghipour, 1977), **b)** Location Fe mineralization and relative anomaly 16 B with results of two boreholes and geophysical study in area.



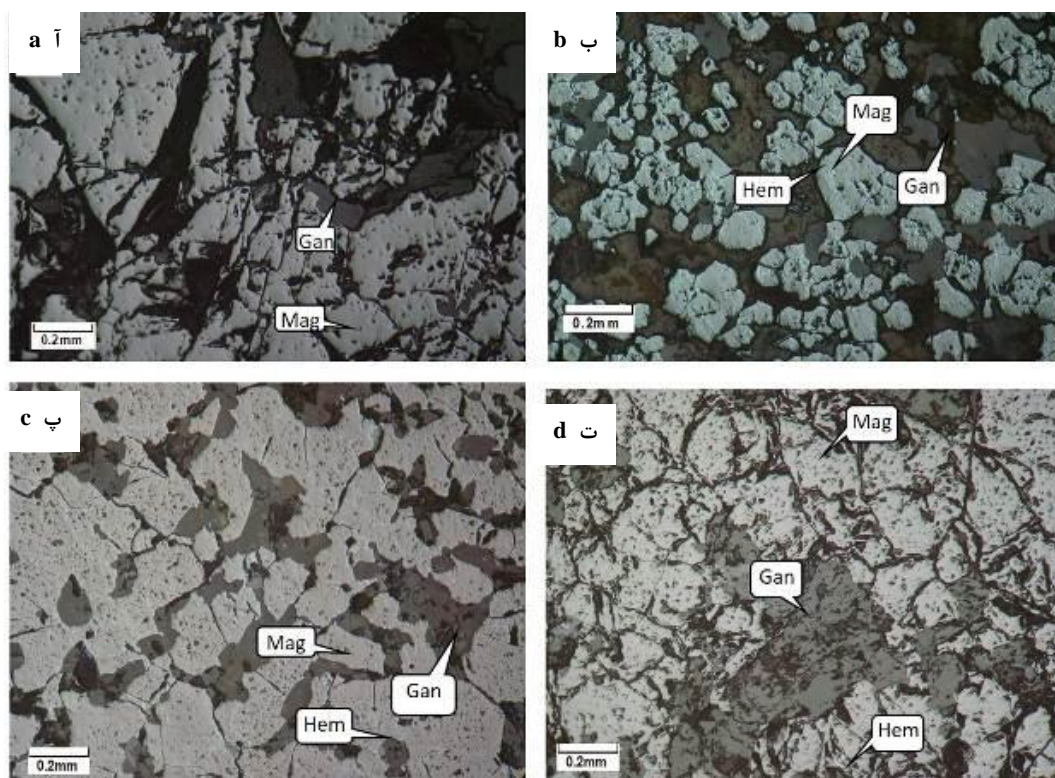
شکل ۳. آ) بافت اینترگرانولار و بلورهای پلازیوکلاز با ماکل مکرر در سنگ گابرو-گابرو دیوریت (XPL)، حضور پیروکسن، کانی‌های اوپک، اپیدوت، کلریت و اسکاپولیت در میکرودیوریت (XPL). (Mag = منیتیت، Hem = هماتیت، Cpx = کلینوپروکسن، Px = پیروکسن، Ep = اپیدوت، Chl = کلریت، Amp = آمفیبول، Sph = اسفن، Op = اوپاک، Scp = اسکاپولیت) (Winter, 2014)
Figure 3. a) Intergranular texture and plagioclase crystals in gabro- gabrodiorite (XPL), **b)** Pyroxene, opac mineral, epidote, chlorite and scapolite in microdiorit (XPL). (Mag = Magnetite. Hem = Hematite. Cpx = Clinopyroxene. Ep = Epidote. Chl = Chlorite. Amp = Amphibol. Sph = Sphene. Op = Opac. Scp = Scapolite) (Winter, 2014).

بررسی‌های جدید تعیین سن مطلق، زمان $6 \pm 46/5$ میلیون سال (معادل ائوسن میانی) را برای باتولیت‌های بزرگ گرانیتی (ناریگان، لوکو گرانیت زیریگان، لوکو گرانیت دوزخ دره، گرانیت سفید، گرانودیوریت‌های آریز و کوه پلو) نشان داده است (Forster & Jafarzadeh, 1994) که نشان از جدیدتر بودن این واحدهای نفوذی از کمپلکس‌های دگرگونی در منطقه است.

کانه‌نگاری

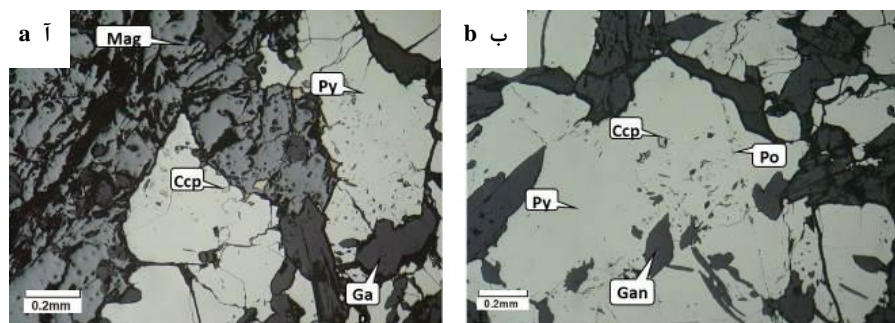
کانه‌زایی در کانسار آهن آنومالی ۱۶ ب در مجموعه از سنگ‌های دگرگونی و رسوبی با ترکیب اسکارن و آهکی رخ داده است. توده نفوذی گابرویدیوریت تا سینودیوریت بخش زیرین زون کانه‌دار را تشکیل می‌دهد. تعداد ۱۰ حلقه گمانه اکتشافی به متر ۳۶۰۰ متر در قالب ۶ پروفیل و به صورت نیم‌رخ‌های اکتشافی با فواصل ۱۰۰ متری و به صورت عمود تا زاویه‌دار حفر شد. با بررسی‌های مغزه‌گیری شکل کانسار بیش‌تر توده‌ای و عدسی شکل با بافت نواری در وسعتی حدود 300×200 مترمربع است. زون کانه‌دار با رد شدن از سنگ‌های کربناته‌ای که در مرحله اول اسکارنی شده با ضخامتی از حدود ۲۷ تا بیش‌تر از ۱۰۰ متر در گمانه ۲۶۲ دیده می‌شوند. گمانه‌ها پس از عبور از رسوبات سست دوران چهارم با ضخامت ۹۰ متر و کنگلومرای سیمان شده دوران سوم با ضخامت حدود ۱۰ متر تا عمق انتهایی چاه در درون یک زون کانی‌ساز با تناوبی از کانه‌سازی نامنظم، باندهای اسکارنی به‌مراه کانسار آهن حفر شده است. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که کانی‌سازی آهن تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی خرد شده و بافت کاتاکلاستیک دارد (شکل ۴ ت). بررسی مقاطع صیقلی نشان می‌دهد که فاز اصلی کانه‌زایی در این کانسار منیتیت است که با فازهای فرعی سولفیدی پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت و اکسیدی هماتیت همراه است. کوارتز، اکتینولیت، کلسیت، آل‌بیت، گارنت، پیروکسن و اپیدوت به‌عنوان کانی‌های باطله و سنگ‌ساز حضور دارند. مارتیت و گوتیت در نتیجه فرایندهای برونزاد تشکیل می‌شوند. عمده‌ترین بافت‌های مشاهده شده در منیتیت‌ها، توده‌ای و پرکننده فضای خالی، افشان و مارتیتی است (شکل ۴ آ، ب). دانه‌های آن شکل‌دار تا بی‌شکل با بلورهای ریز تا درشت و گاه بزرگ‌تر از یک سانتی‌متر است. منیتیت در نزدیکی سطح زمین اکسید شده و به کانی‌های هماتیت، گوتیت و دیگر اکسیدهای آهن تبدیل می‌شود (شکل ۴ پ). در برخی نمونه‌ها منیتیت طی پدیده مارتیتی شدن در امتداد سطح کلیواژ به‌وسیله هماتیت جانشین شده است یا به مارتیت تبدیل می‌شود و اثری از منیتیت اولیه در سطح سنگ مشاهده نمی‌شود. در برخی نقاط، بلور منیتیت به‌صورت دانه پراکنده در متن کانی‌های باطله حضور دارد (شکل ۴ ت). هماتیت ثانویه طی پدیده مارتیتیزاسیون از منیتیت اولیه به وجود آمده است. بیش‌تر بلورهای منیتیت در حاشیه و مرکز در حال تبدیل شدن به هماتیت هستند. تبدیل منیتیت به هماتیت (مارتیت) یک دگرسانی معمول است که در دماهای کم و عمق کم رخ می‌دهد (کم‌تر از ۵۰ متر) (شکل ۴ ت). هماتیت دارای بافت افشان و جانشینی است (شکل ۵ ت). مقدار کانی‌های سولفیدی پیریت و به‌ندرت کالکوپیریت و پیروتیت در افق‌های کانه‌دار بسیار کم است. بافت آنها به‌صورت پرکننده فضای خالی بی‌شکل (شکل ۵ آ) و دانه پراکنده شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار ریز (شکل ۵ آ) است که در اثر فرآیندهای سطحی به گوتیت تبدیل شده است. پیریت دانه پراکنده در زمینه منیتیت دیده می‌شود که نشان‌دهنده قدیمی‌تر بودن آن نسبت به کانه‌زایی منیتیت است (شکل ۵ آ). پیریت بی‌شکل به‌عنوان پرکننده فضاهای خالی بعد از منیتیت تشکیل شده است. کالکوپیریت به‌صورت ادخال‌های ریز و بی‌شکل یا در شکستگی‌های پیریت دیده شده است شواهد میکروسکوپی نشان‌دهنده تأخیری بودن کالکوپیریت نسبت به پیریت است (شکل ۵ ب). پیروتیت به مقدار کم دانه‌ریز و بی‌شکل است و در شکستگی‌های زمینه پیریت بی‌شکل تشکیل شده است، و نشان‌دهنده تشکیل آن بعد از کانی‌زایی پیریت است (شکل ۵ ب). کانی‌های کوارتز، کلسیت، اکتینولیت، آل‌بیت، پیروکسن، اپیدوت و گارنت مهم‌ترین کانی‌های باطله

و سنگ‌ساز در این کانسار هستند. کوارتز فراوان‌ترین کانی سیلیکاته باطله است که به‌صورت جانشینی از دگرسانی کانی‌های سیلیکاته حاصل شده است (شکل ۶ ب، پ). کلسیت به شکل اولیه با رگه-رگچه‌های نازک و ثانویه تحت تاثیر دگرسانی کانی‌های مافیک پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار تشکیل شده است (شکل ۶ پ). کانی اکتینولیت (فراوان‌ترین کانی سیلیکاته آبدار) است و مرتبط با دگرسانی سدیک اولیه در قسمت‌های عمقی سیستم است (شکل ۶ ت). دگرسانی سدیک اولیه به‌وسیله حضور کانی آلبیت (همراه با بافت صفحه شطرنجی در اثر آلبیتی شدن پلاژیوکلازها) مشخص می‌شود (شکل ۶ ت). در فرآیند دگرسانی سدیک با ورود سیالات گرمابی دارای کلرید سدیم یا کربنات کلسیم به ساختار پلاژیوکلاز کانی اسکاپولیت تشکیل می‌شود (شکل ۶ ت). اسکاپولیت از دگرسانی و یا دگرگونی پلاژیوکلازها به‌وجود می‌آید و شباهت زیادی از نظر ترکیب شیمیایی با سری پلاژیوکلاز دارد. اکتینولیت در سیستم‌های گرمابی فعال در سنگ‌های حدواسط تا مافیک در دمای بیش از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده و نشان‌دهنده دگرسانی مرتبط با توده نفوذی است. اپیدوت تحت تاثیر دگرسانی کانی‌های مافیک تشکیل شده است (شکل ۶ ب). گارنت به شکل ریز تا درشت بلور دیده می‌شود و رنگ قهوه‌ای تیره را نشان می‌دهد.



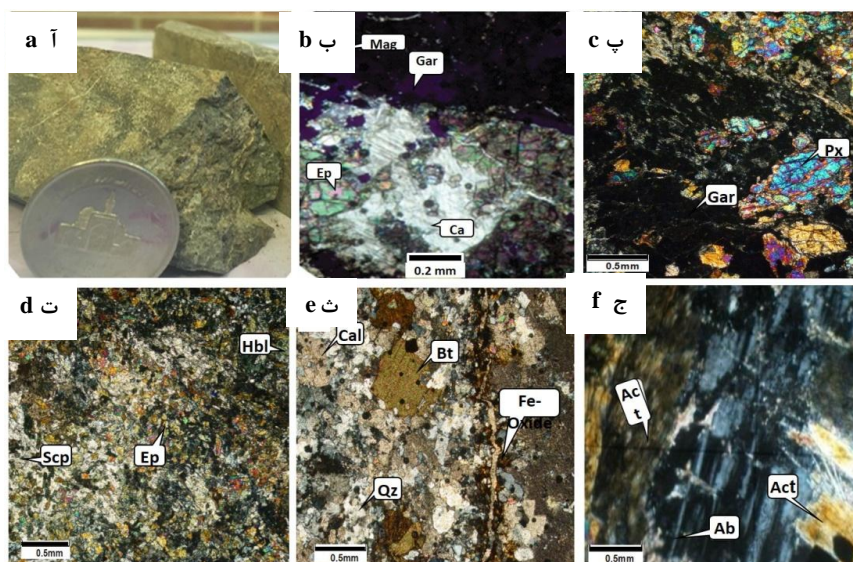
شکل ۴. (آ) منیٲیت به‌صورت درشت بلور با بافت توده‌ای (PPL)، (ب) بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل منیٲیت با بافت پراکنده که در حاشیه به مارتیت تبدیل شده است. همراه با هماتیت ثانویه و گوتیت (PPL)، (پ) مارتیتی‌شدن بلورهای منیٲیت ریز و درشت بلور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با بافت توده‌ای تا پراکنده و افشان و هماتیت اولیه سوزنی شکل (PPL، ت) هماتیت به‌صورت ثانویه بوده و از مارتیتی‌شدن ضعیف منیٲیت حاصل شده است (Mag = منیٲیت. Hem = هماتیت. Gan = گانگ) (Whitney, 2010)

Figure 4. a) Granular magnetite with mases texture (PPL), b) Subidiomorph to idiomorph magnetite with scatter texture changes to martite with secondary hematite and goethite (PPL), c) Martitization in idiomorph and subidiomorph, fine and coarse grain magnetite and needle primary hematite shape (PPL). d) secondary hematite with changing weak martitization magnetite. (Mag = Magnetite. Hem = Hematite. Gan = Gangue) (Whitney, 2010).



شکل ۵. آ) دانه‌های پراکنده پیریت احاطه شده به وسیله منیتیت و تجمعات پیریت همراه با دانه‌های ریز بی‌شکل کالکوپیریت درون آن در زمینه نمونه کانه‌دار منیتیت (PPL)، ب) دانه‌های ریز کالکوپیریت و پیروتیت در امتداد شکستگی و زمینه پیریت (PPL). (Py=پیریت، Mag=منیتیت، Ccp=کالکوپیریت، Po=پیروتیت، Gan=باطله) (Whitney, 2010)

Figure 5. a) Scattered pyrite grains surrounded by magnetite and chalcopyrite fine grain into coumulative pyrite in magnetite mineral background (PPL), **b)** Fine grains of chalcopyrite and pyrotite along the fracture and pyrite background (PPL). (Py =Pyrite. Mag =Magnetite. Ccp = Chalcopyrite. Po = Pyrotite. Gan = Gangué) (Whitney, 2010).



شکل ۶. آ) نمونه دستی از واحد متاسوماتیت (اسکارن) گمانه ۲۵۷ از عمق ۲۴۸ متری محدوده بررسی شده، ب) مقطع تهیه شده از نمونه شکل آ و وجود کانی‌های گارنت، اپیدوت و کلسیت همراه با کانی کدر (منیتیت) (XPL). پ) حضور پیروکسن (دیوپسید) و گارنت همراه با کانی‌های اوپک (پیریت) (XPL)، ت) دگرسانی کانی پلاژیوکلاز به اسکاپولیت و اپیدوتی شدن در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک در نمونه شیست (XPL)، ث) دگرسانی کانی‌های مافیک (پیروکسن، آمفیبول) به کلسیت و رگه، رگچه‌های کلسیت در زمینه سنگ همراه با کوارتز به شکل جانشینی ناشی از دگرسانی کانی‌های سیلیکاته و کانی بیوتیت همراه با رگچه‌های اکسید آهن در زمینه سنگ (XPL)، ج) آکتینولیت دانه درشت ناشی از عملکرد دگرسانی و فلدسپات (آلبیت) درشت دانه (XPL). (Gar = گارنت، Ep = اپیدوت، Bt = بیوتیت، Ab = آلبیت، Act = اکتینولیت، Qz = کوارتز، Cal = کلسیت، Fe-Oxide = اکسید آهن) (Whitney, 2010)

Figure 6. a) Samples of metasomatite unit (skarn) BH-257, depth 248 m in study area, **b)** garnet, epidote and calcite with opaque mineral (magnetite) from metasomatite sample (XPL), **c)** pyroxene (diopside) and garnet with opaque mineral (pyrite) (XPL), **d)** Alteration of plagioclase mineral to scapolite and mafic minerals to epidote in schist sample (XPL), **e)** Alteration of mafic mineral to calcite and calcite vein and vienlets in rock background with quartz to replacement silicate and biotite mineral with Fe vienlets in background rock (XPL), **f)** Coarse grained actinolite due to alteration and feldspar (albite) granular (XPL). (Gar = Garnet. Ep = epidote. Bt = Biotite. Ab = Albite. Act = Actinolite. Qz = Quartz. Cal = Calcite. Fe-Oxide = Ferro-oxide) (Whitney, 2010).

توالی پاراژنی

توالی‌های پاراژنتیکی کانی‌های مهم درگیر با کان‌زایی در شکل ۷ نشان داده می‌شود:

کانی‌های اصلی	کانی‌های مرحله دگرگونی دگرگونی	کانی‌های اسکارن پیش‌رونده	کانی‌های اسکارن تأخیری	کانی‌های مرحله هوازدگی
منیتیت		-----	-----	
گارنت	-----	-----		
دیوپسید	-----	-----		
اکتینولیت		-----	-----	
آلیت		-----	-----	
اسکاپولیت		-----	-----	
هماتیت			-----	---
کوارتز		-----	-----	
پیریت شکل‌دار	----			
پیریت بی‌شکل		-----	---	
کالکوپیریت		-----	-----	
پیروتیت		--	-----	
اپیدوت		--	-----	
کلریت			-----	
کلسیت			---	----
گوتیت				-----
لیمونیت				-----

شکل ۷. ستون پاراژنتیک کانی‌های اصلی و مهم در آنومالی XVI-b
Figure 7. Mineral paragenetic sequence for the 16B deposit.

اکسیدهای اصلی

بررسی نتایج حاصل از مطالعات تجزیه نمونه‌های کانسار با استفاده از روش ICP-OES و XRF در جدول ۱ نشان می‌دهد که مقدار درصد آهن در نمونه‌های برداشت شده از ۱۳٫۲ تا ۴۰٫۴ درصد تغییر می‌کند. میزان تیتانیوم در نمونه‌های کانسنگ منطقه بررسی شده از ۰٫۰۱ تا ۰٫۲۶ درصد است (شکل ۸). روند تغییرات بین تیتان و آهن منفی است. تیتانیوم در کانسارهای ماگمایی آهن در ساختار منیتیت وارد می‌شود و دارای هم‌بستگی مثبت با اکسید آهن است (Naslund et al., 2000). میزان تغییرات پتاسیم از حدود ۰٫۱ تا ۰٫۸ درصد متغیر است. مقدار فسفر در نمونه‌های تجزیه شده از ۰٫۰۱ تا ۰٫۲۶ متغیر است که نشان‌دهنده نبود کان‌های فسفات‌دار در این کانسار است و تغییرات مقدار فسفر نسبت به آهن تا حدودی ثابت است. اکسید منیزیم از ۱ تا ۱۲ درصد است. افزایش مقدار اکسید منیزیم ناشی از وجود کانی‌های فرومنیزیم‌دار مانند آمفیبول و کانی کربناته دولومیت است. روند تغییرات اکسید منیزیم نسبت به آهن

دارای شیب منفی است که نشان‌دهنده کاهش کانی‌های منیزیم‌دار همراه با کانسنگ آهن است. تغییرات مقدار آلومینیوم از ۰,۴ تا ۵,۱ درصد و مقدار کلسیم از ۱,۳ تا ۱۸,۸ درصد است (شکل ۷). مقدار عناصر کبالت و نیکل در نمونه‌های کانسنگ به ترتیب از ۷ تا ۷۹۱ و ۱ تا ۴۴۷,۲ گرم در تن است. مقدار کروم و وانادیم بین ۲ تا ۹۴ و ۴۹ تا ۱۳۰ گرم در تن است (شکل ۹).

ژئوشیمی کانسار

عناصر نادر خاکی

رفتار عناصر نادر خاکی برای تعیین چگونگی و منشأ تشکیل، برای کانسارهای با منشأ متفاوت آذرین یا رسوبی دارای اهمیت است (Naslund et al., 2000). منیثیت‌های کانسارهای مختلف الگوهای متفاوتی از پراکندگی REE را نشان می‌دهند که شامل الگوی هموار، الگوی غنی شدگی در LREE، الگوی غنی شدگی در HREE و الگوی V شکل است (De-Sitter et al., 1977). در همین راستا به منظور بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی تعداد ۲۶ نمونه کانسنگ منیثیتی تجزیه شد (جدول ۱). هم‌چنین نسبت‌های (La/Yb)cn، (La/Sm)cn، (Gd/Yb)cn به ترتیب برای بررسی تفکیک LREE از HREE، و تفکیک عناصر نادر خاکی سبک و سنگین محاسبه da (جدول ۲). مؤلفه‌ها و نسبت‌های REE، (Pr/Yb)cn، Eu/Eu* و Ce/Ce* را نیز به منظور بررسی نوع سیال‌های کانه‌زا (ماگمایی یا جوی) محاسبه و بررسی شدند (شکل ۱۰). هم‌بستگی مثبتی بین عناصر نادر خاکی با P2O5 در منطقه اسکارنی (خارج از منطقه آنومالی) دیده نشده است. برای بهتر نمایان شدن هم‌بستگی‌ها می‌توان اعداد در یک ضریب ثابت ضرب یا تقسیم کرد (Zamanian & Radmard, 2014). نسبت Eu/Eu* و Ce/Ce* که بنا بر معادلات:

$$\text{Eu/Eu}^* = \text{Eun} / \sqrt{(\text{Smn})(\text{Gdn})}$$

$$\text{Ce/Ce}^* = \text{Cen} / \sqrt{(\text{Lan})(\text{Prn})}$$

محاسبه می‌شود و مقیاسی از بی‌هنجاری است و مقادیر بالاتر از یک بی‌هنجاری مثبت و مقادیر کمتر از یک بی‌هنجاری منفی است (Taylor, 1991; Rollinson, 2005). مقادیر محاسبه شده برای Eu.Eu* بین ۱,۱ تا ۷,۲۳ و Ce.Ce* بین ۰,۵ تا ۳۱,۰۴ در تغییر است.

این بی‌هنجاری Ce بیان‌کننده ثابت شدن Ce به صورت Ce⁴⁺ در شرایط اکسیدی و اسیدی است. در حالی که در شرایط بازی عنصر Ce با لیگاندهای کربنات، تشکیل هم‌بافت داده و از گستره شسته شده و حرکت می‌کند که باعث بی‌هنجاری منفی Ce می‌شود (Gasper et al., 2007). تفریق بیشتر در بخش LREE قابل مشاهده است، جایی که میانگین La/Sm ۱۲ است، میانگین نسبت Gd/Lu در بخش HREE برابر با ۹۵,۲ است. مقادیر REE در این کانسار نشان می‌دهد که تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمال قرار گرفته است. مقدار مجموع عناصر نادر خاکی بین ۱۲,۸۵ تا ۶۲۹۴,۶ گرم در تن است (جدول ۱). که مشابه میزان گزارش شده برای کانسارهای منیثیت‌دار اسکارنی است (Gasper et al., 2007). با توجه به نمودار نرمالایز شده نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی در LREE و تهی‌شدگی در HREE است و هم‌چنین آنومالی مثبت Eu است (مقدار اندازه‌گیری شده در نمونه P-34)، که این وضعیت نشان‌دهنده کانسارهای تیپ اسکارن است (Kato, 1999). به احتمال زیاد غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نشان می‌دهد که این عناصر به صورت انکلوژیون و یا جانیشینی در شبکه کانی‌های گارنت و زیرکن و هم‌چنین کانه منیثیت می‌توانند حضور داشته باشند.

جدول ۱. نتایج تجزیه نمونه‌های کانسنگ آنومالی ۱۶ ب

Table 2. Analysis results of 16B magnetite ore

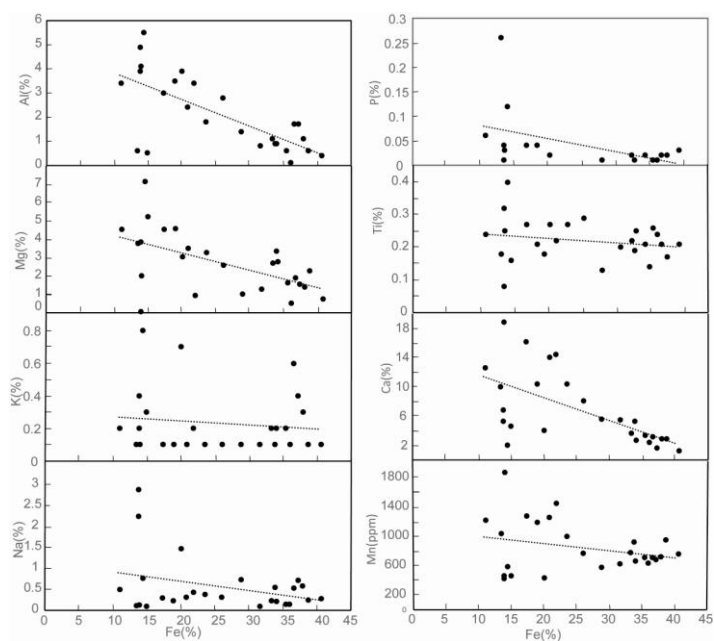
Sample No	Al(%)	Ca(%)	Fe (%)	K(%)	Na(%)	P (%)	Ti (%)	S (%)	Ag(ppm)
P-S-7	۱/۸	۱۰/۴	۲۲/۳	۰/۱	۰/۳۸	-	۰/۱۲	۰/۲	۳/۳
P-S-8	۳	۱۶/۱	۱۷/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۰۴	۰/۰۴	-	-
P-S-9	۲/۸	۸/۱	۲۵/۸	۰/۱	۰/۳۲	-	-	۰/۵	-
P-S-11	۲/۴	۱۴	۲۰/۶	۰/۱	۰/۳۲	۰/۰۲	۰/۰۴	-	۱/۴
P-S-19	۳/۵	۱۰/۴	۱۸/۷	۰/۱	۰/۲۳	۰/۰۴	-	-	-
P-S-20	۴/۱	۱۸/۸	۱۳/۷	۰/۱	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۲	-	-
P-S-22	۱/۱	۳/۷	۳۳/۱	۰/۲	۰/۲۳	۰/۰۲	۰/۰۱	-	-
P-S-23	۰/۹	۲/۷	۳۳/۸	۰/۲	۰/۲۳	-	-	-	-
P-S-24	۳/۹	۴/۱	۱۹/۸	۰/۷	۱/۴۷	-	۰/۰۳	-	-
P-S-25	۱/۴	۵/۶	۲۸/۶	۰/۱	۰/۷۴	۰/۰۱	۰/۰۶	-	-
P-S-27	۰/۱	۲/۴	۳۵/۸	۰/۱	۰/۱۴	-	۰/۰۱	-	-
P-S-28	۵/۵	۲	۱۴/۲	۰/۸	۰/۷۷	۰/۱۲	-	۲/۳	-
P-S-29	۰/۸	۵/۵	۳۱/۴	۰/۱	۰/۱	-	۰/۰۲	-	-
P-S-36	۲/۹	۵/۳	۱۲/۶	۰/۲	۲/۸۹	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۱	-
P-S-39	۰/۵	۴/۶	۱۴/۷	۰/۳	۰/۱	-	۰/۰۲	-	-
P-S-40	۰/۶	۱۰	۱۳/۲	۰/۱	۰/۱۱	۰/۲۶	۰/۰۲	-	۲
P-S-41	۰/۶	۲/۹	۳۸/۵	۰/۱	۰/۲۴	۰/۰۲	۰/۰۳	-	-
P-S-42	۰/۶	۳/۴	۳۵/۲	۰/۲	۰/۱۵	۰/۰۲	-	-	-
P-S-43	۴/۹	۶/۸	۱۳/۶	۰/۴	۲/۲۵	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۲	-
P-S-44	۱/۷	۳/۲	۳۶/۴	۰/۶	۰/۵۳	۰/۰۱	۰/۲۶	۷/۳	-
P-S-45	۱/۷	۱/۷	۳۷	۰/۴	۰/۷۲	۰/۰۱	-	۵/۳	-
P-S-46	۱/۱	۲/۹	۳۷/۷	۰/۳	۰/۵۸	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۲	-
P-S-47	۰/۴	۱/۳	۴۰/۴	۰/۱	۰/۲۹	۰/۰۳	-	-	-
P-S-49	۰/۹	۵/۳	۳۳/۶	۰/۱	۰/۵۵	۰/۰۱	-	۱/۸	-
P-S-50	۳/۴	۱۲/۶	۱۰/۸	۰/۲	۰/۵	۰/۰۶	۰/۰۱	۱/۴	-
P-S-51	۳/۴	۱۴/۴	۲۱/۸	۰/۲	۰/۴۴	-	۰/۰۱	۰/۲	-
	As(ppm)	Ba(ppm)	Bc(ppm)	Co(ppm)	Cr(ppm)	Cu(ppm)	Ga(ppm)	Hf(ppm)	Li(ppm)
P - S - 7	۱۶	۱۰	۰/۷	۱۰	۳۴	۴	۱۷	۱	۲
P - S - 8	۶۲	۱۲	۱/۲	۱۴	۴۵	۷	۵۰	۲	۳
P - S - 9	۵۲	۱۰	۰/۸	۷۶	۴۷	۵	۵۱	۲	۲
P - S - 11	۳	۴۵	۱	۱۳	۶۷	۱۱	۹	۳	۳
P - S - 19	۱۲	۱۰	۰/۳	۵۵	۳۱	۳	۱۳	۱/۵۸	۱
P - S - 20	۱۱	۱۰	۰/۶	۷	۶۸	۴	۱۰	۳	۳
P - S - 22	۲	۴۴	۱	۱۵	۱۷	۸	۱۳	۲	۶
P - S - 23	۱۰	۳۱	۰/۲	۱۵	۲۱	۴	۲۴	۲	۳
P - S - 24	۳۱۰	۸۳	۱/۹	۲۲۷	۲۸	۲۷۶	۹	۲	۹
P - S - 25	۴۸	۱۰	۰/۷	۷۹۱	۳۷	۳۷۹	۸	۱/۵۸	۳
P - S - 27	۳	۱۰	۰/۷	۴۱	۲	۳۰	۱۰	۱/۵۸	۰/۷۵
P - S - 28	۴	۷۱	۹/۳	۲۱	۴۵	۵	۱۲	۳	۳۳
P - S - 29	۱	۱۰	۱/۶	۴۰	۹۴	۴	۸	۱	۶
P - S - 36	۳	۱۵۹۳	۲	۲۲	۲۶	۴	۱۱	۱	۱
P - S - 39	۲	۳۷۹۰	۲/۲	۸	۳۲	۵	۴	۲	۸

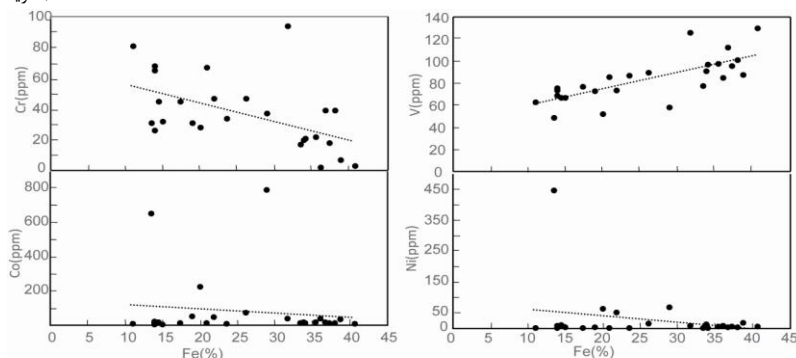
	As(ppm)	Ba(ppm)	Be(ppm)	Co(ppm)	Cr(ppm)	Cu(ppm)	Ga(ppm)	Hf(ppm)	Li(ppm)
P-S-40	۸۶	۷۶	۱/۲	۶۵۳	۳۱	۱۴	۱۰	۳	۱۴
P-S-41	۵	۵۱۶	۰.۸	۳۸	۷	۴	۲۰	۱	۵
P-S-42	۴	۳۹	۰.۸	۲۰	۲۲	۴۴	۹	۱/۵۸	۳
P-S-43	۱۱	۹۰	۴/۲	۱۴	۶۵	۴	۹	۳	۲
P-S-44	۳	۶۳	۱/۱	۲۰	۳۹	۵	۱۰	۱/۵۸	۶
P-S-45	۱	۴۳	۰.۵	۱۶	۱۸	۵	۱۰	۱/۵۸	۴
P-S-46	۲	۵۰	۱	۱۵	۳۹	۵	۱۱	۱/۵۸	۲
P-S-47	۳	۱۷	۰.۴	۱۱	۳	۵۱	۱۳	۱/۵۸	۰.۷۵
P-S-49	۴	۳۶	۰.۹	۱۸	۲۰	۲۹	۹	۱	۲
P-S-50	۳	۷۴	۱/۱	۱۲	۸۱	۹۱	۵	۱/۵۸	۴
P-S-51	۹۸	۷۷	۰.۰۷۵	۴۹	۴۷	۱۷۹	۷	۱	۰.۷۵

ادامه جدول

Sample No	Mn(ppm)	Nb(ppm)	Ni(ppm)	Pb(ppm)	Rb(ppm)	Sb(ppm)	Sc(ppm)	Sn(ppm)	Sr(ppm)
P-S-7	۹۹۸	۳	۲/۳	۳۶	۳	۱۱/۷	۳/۵	۵/۸	۱۴۷
P-S-8	۱۲۷۸	۶	۱	۳۵	۴	۱۶۵/۶	۴/۱	۶/۸	۱۸۰
P-S-9	۷۶۳	۵	۱۵/۲	۴۰	۱	۱۰۵	۴/۶	۵/۹	۳۰۷
P-S-11	۱۲۵۸	۳	۱	۳۵	۴	۲۷۵/۵	۶/۲	۵/۳	۱۱۴
P-S-19	۱۱۸۷	۵	۲/۹	۲۷	۰.۷۵	۷۸/۲	۴/۹	۳/۲	۳۴۵
P-S-20	۱۸۶۹	۷	۱	۲۴	۰.۷۵	۱۱۲	۴/۵	۷/۵	۱۸۶
P-S-22	۷۷۴	۱	۲/۵	۴۲	۶	۱۴/۱	۲/۴	۲/۵	۳۶
P-S-23	۶۶۱	۱	۱	۴۵	۶	۱۳/۵	۳/۱	۸/۶	۸۸
P-S-24	۴۳۵	۱	۶۴/۵	۳۲	۲۷	۱۸۵/۵	۲/۷	۳/۱	۲۵۷
P-S-25	۵۷۹	۱	۶۹/۹	۳۹	۱	۱۱/۳	۱/۵	۲/۴	۶۴
P-S-27	۶۲۹	۰.۷۵	۸/۳	۴۴	۰.۷۵	۱۳/۱	۰.۷۵	۱/۵	۱۰
P-S-28	۵۸۴	۱۵	۱۰/۸	۱۸	۲	۵۹/۸	۱۶/۸	۴/۸	۴۴
P-S-29	۶۲۱	۵	۷/۷	۴۱	۳	۸۲/۹	۵/۲	۲/۱	۱۷
P-S-36	۴۲۲	۰.۷۵	۸/۵	۲۲	۳	۱۰	۲/۶	۱/۶	۸۷
P-S-39	۴۶۳	۳	۳/۸	۲۱	۱۵	۳۲/۱	۴/۸	۱/۷	۱۱۵
P-S-40	۱۰۳۴	۳	۴۴۲/۲	۱۶۱	۲	۹۱/۵	۲/۳	۵	۸۱
P-S-41	۹۵۳	۱	۱۹/۲	۲۵۰	۵	۱۱/۳	۱/۹	۲/۸	۳۴
P-S-42	۷۰۹	۲	۵/۴	۱۱۲	۱۲	۱۱/۴	۲/۳	۲/۱	۱۴
P-S-43	۴۵۹	۱۱	۱	۲۲	۶	۲۳/۶	۸	۵/۱	۳۷۰
P-S-44	۷۱۲	۴	۴/۵	۴۵	۲۶	۱۰/۸	۳/۹	۱/۹	۳۷
P-S-45	۶۸۱	۶	۶/۲	۴۲	۱۶	۱۳/۷	۲/۷	۱/۸	۲۸
P-S-46	۷۲۱	۲	۴/۸	۵۴۰	۱۴	۱۰/۴	۳/۱	۲/۱	۲۷
P-S-47	۷۵۸	۰.۷۵	۵/۲	۳۰۵	۶	۱۱/۱	۱/۶	۲/۱	۱۰
P-S-49	۹۱۹	۱	۱۴/۵	۴۶	۲	۱۱/۶	۲/۳	۱/۷	۳۴
P-S-50	۱۲۲۱	۴	۱/۲	۲۱	۳	۱۴	۸/۸	۳/۹	۳۶۸
P-S-51	۱۴۵۱	۴	۵۲/۹	۲۵	۴	۲۴/۳	۲/۴	۲/۸	۲۶۷

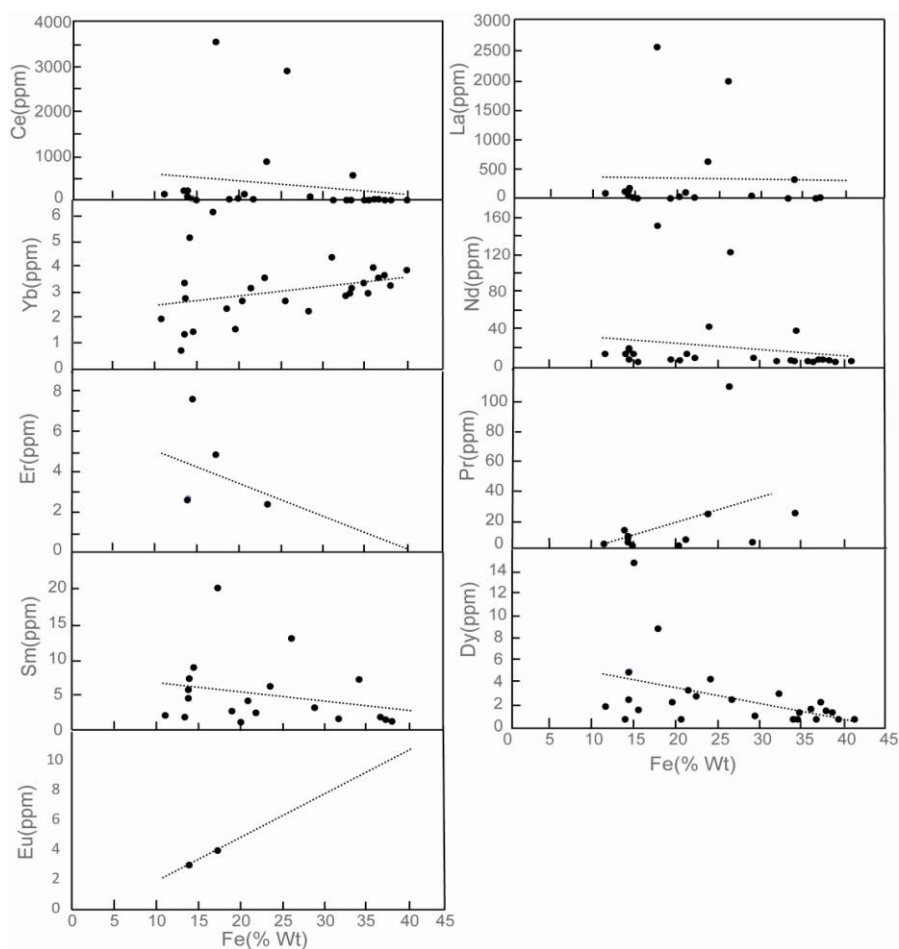
Sample No	Sc(ppm)	Ta(ppm)	U(ppm)	V(ppm)	Y(ppm)	Zn(ppm)	Zr(ppm)
P-S-7	۳/۵	-	۰,۳۷	۸۷	۲۳	۲۱	۴۸
P-S-8	۴/۱	-	۲	۷۷	۵۲	۲۹	۶۳
P-S-9	۴/۶	-	۱	۹۰	۱۰	۲۱	۵۳
P-S-11	۶/۲	-	۰,۳۷	۸۶	۱۴	۲۱	۶۰
P-S-19	۴/۹	-	۰,۳۷	۷۳	۱۵	۳۶	۱۰
P-S-20	۴/۵	۱/۳	۱	۷۴	۲۵	۱۹	۸۲
P-S-22	۲/۴	-	۰,۳۷	۷۸	۴	۲۰	۴۶
P-S-23	۳/۱	-	۱	۹۷	۵	۱۶	۵۰
P-S-24	۲/۷	-	۰,۳۷	۵۲	۳	۱۵	۲۹
P-S-25	۱/۵	-	۰,۳۷	۵۸	۴	۱۸	۲۲
P-S-27	۰,۷۵	-	۰,۳۷	۸۵	۲	۱۵	۱۲
P-S-28	۱۶/۸	۲/۲	۱	۶۷	۶۸	۴۱	۱۲۶
P-S-29	۵/۲	-	۰,۳۷	۱۲۶	۱۸	۱۹	۵۰
P-S-36	۲/۶	-	۰,۳۷	۶۹	۸	۱۲	۲۹
P-S-39	۴/۸	-	۱	۶۷	۷	۱۴	۴۰
P-S-40	۲/۳	-	۰,۳۷	۴۹	۲	۲۷	۴۸
P-S-41	۱/۹	-	۰,۳۷	۸۸	۲	۳۵	۳۱
P-S-42	۲/۳	-	۰,۳۷	۹۸	۸	۲۳	۲۶
P-S-43	۸	۱/۴	۰,۳۷	۷۶	۳۰	۲۲	۸۱
P-S-44	۳/۹	-	۰,۳۷	۱۱۳	۱۴	۲۱	۴۱
P-S-45	۲/۷	-	۰,۳۷	۹۶	۱۰	۲۲	۴۳
P-S-46	۳/۱	-	۰,۳۷	۱۰۱	۷	۲۰	۲۸
P-S-47	۱/۶	-	۰,۳۷	۱۳۰	۴	۲۰	۲۶
P-S-49	۳/۲	-	۰,۳۷	۹۱	۴	۳۰	۴۷
P-S-50	۸/۸	-	۰,۳۷	۶۳	۲۱	۵۵	۱۲
P-S-51	۴/۲	-	۰,۳۷	۷۴	۲۷	۲۱	۶۳





شکل ۸. نمودارهای تغییرات مقدار عناصر اصلی Na, Ti, K, Mn, P, Mg, Al, Ca نسبت به Fe که دارای روند معکوس با تغییرات مقدار آهن هستند. همچنین تغییرات عناصر کمیاب شامل Co, Cr, V, Ni نسبت به Fe_2O_3 را نشان می‌دهد که عنصر وانادیم دارای شیب مثبت و دیگر عناصر دارای شیب منفی هستند.

Figure 8. The amount of main elements Na, Ti, K, Mn, P, Mg, Al, Ca to Fe with versus Fe amount and trace element composition Co, Cr, V, Ni to Fe_2O_3 that show positive with vanadium and negative with other elements.



شکل ۹. تغییرات مقدار عناصر REE (گرم در تن) در نمونه‌های کانسنگ آهن نسبت به مقدار درصد وزنی اکسید آهن

Figure 9. The amount variations of REE (ppm) to Fe % in magnetite ore

بررسی ایزوتوپی گوگرد

برای تعیین منشأ سولفور در آنومالی ۱۶ ب، ۵ نمونه از کانه پیریت شکل دار دانه پراکنده در کانسنگ منیتیت برای تعیین

تجزیه ایزوتوپ‌های گوگرد انتخاب شد. برای انتخاب پیریت‌های خالص، این نمونه‌ها را ابتدا خردایش، سایش و سپس منیتیت‌های نمونه به‌وسیله آهن‌ریا و به‌صورت دستی در زیر میکروسکوپ چشمی جدا شدند. مقادیر ایزوتوپ گوگرد این نمونه‌ها نسبت به استاندارد ترویلیت کاتیون دیابلو (CDT) در جدول ۲ نشان داده شده است.

ترکیب ایزوتوپی گوگرد یا به‌عبارتی مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های پیریت در محدوده بررسی شده بین ۲۱٫۴۲ تا ۲۲٫۲۷ در هزار با میانگین ۲۲٫۰۶ در هزار (تعداد ۵ نمونه همراه با تکرار آن) است. تمام مقادیر ترکیب ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ درون پیریت‌ها در رنج نسبتاً محدودی قرار می‌گیرد و تا حدودی غنی شده در ایزوتوپ ^{34}S بوده است.

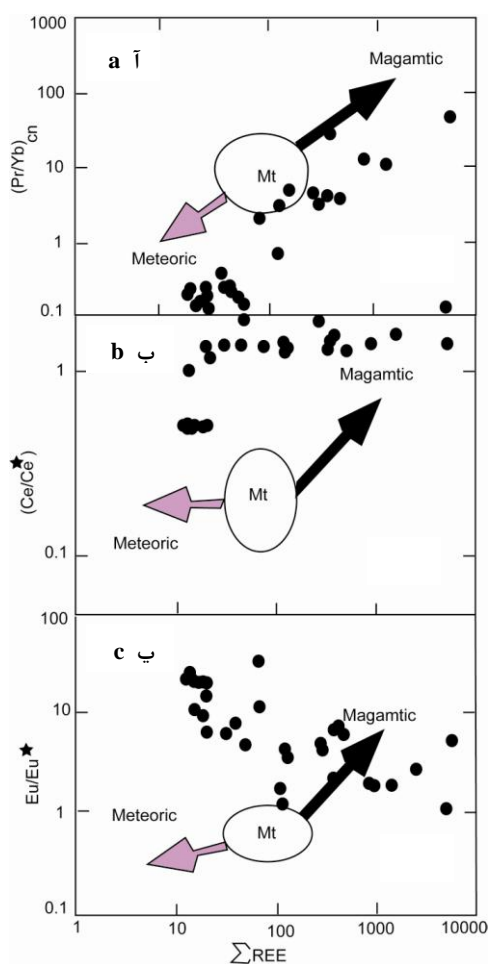
جدول ۲. نتایج تجزیه و محاسبات انجام گرفته برای عناصر نادر خاکی (مقادیر گرم در تن)

Table 2. REE quantities and relative ratios of magnetite ore (ppm)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	REE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Pr/Yb _n	La/Sm _n	la/yb _n
P-S-	۶۱۷	۸۵۷	۲۳	۴۴	۶/۲	۰٫۷	۴/۳	۴/۴	۲/۴	۳/۶	۱/۹	۲/۰٫۹	۱/۷۴	۱/۰۸۴	۱/۱۴۵	۱/۱۱۶
P-S-	۲۵۴	۳۵۴	۰٫۳	۱۵	۱/۹	۴	۱/۴	۸/۹	۴/۹	۶/۲	۱/۶	۵/۰٫۲	۳۱/۰۴	۰٫۰۸	۲۹/۷۶	۱/۵۲
P-S-	۱۹۷	۲۸۹	۱۰	۱۲	۱/۹	۰٫۷	۵/۷	۲/۵	۰٫۷	۲/۷	۱/۸	۱/۰٫۹	۱/۵۰۷	۷۰/۰۳	۹۵/۵۵	۴۹۶/۶۶
P-S-	۹۳	۱۲۷	۶	۱۵	۴/۱	۰٫۷	۳	۳/۴	۰٫۷	۲/۷	۲۵۴/۲	۲/۶۶	۱/۳	۳/۸۵	۱۴/۱۶	۲۳/۳۹
P-S-	۴	۷	۰٫۳	۹	۲/۷	۰٫۷	۱/۹	۲/۳	۰٫۷	۲/۴	۲۹/۶	۳/۸۹	۱/۵۴	۰٫۲۱	۰٫۹۲	۱/۱۳
P-S-	۱۷۱	۲۱۱	۸	۱۹	۷/۳	۳	۵/۱	۵/۱	۲/۷	۲/۸	۴۳۵	۶/۲۵	۱/۳۸	۴/۹۵	۱۴/۶۲	۴۱/۴۸
P-S-	۳	۵	۰٫۳	۸	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۷	۲/۹	۲۱	۲۰/۴۵	۱/۲۷۵	۰٫۱۷۹	۲/۴۹۷	۰٫۷۰۲
P-S-	۳۱۴	۵۵۶	۲۴	۴۰	۷/۱	۰٫۷	۳	۱/۴	۰٫۷	۳/۲	۹۴۸/۷	۲/۲	۱/۵۴	۱۳/۰۱	۲۷/۶۱	۶۶/۶۵
P-S-	۲۵	۳۵	۲	۸	۱/۱	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۷	۱/۶	۷۳/۷۵	۱۲/۵۴	۱/۱۹۷	۲/۱۶	۱/۱۴	۱۰/۶۱
P-S-	۴۳	۶۷	۴	۱۰	۳/۲	۰٫۷	۱/۷	۱/۱	۰٫۷	۲/۳	۱۲۳/۳	۳/۷	۱/۲۳۵	۳/۰۱	۸/۳۹	۱۲/۷
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	REE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Pr/Yb _n	La/Sm _n	la/yb _n
P-S-	۰٫۷۵	۱	۰٫۳	۶	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۷	۳	۱۲/۸۵	۲۰/۸	۰٫۵۱	۰٫۱۷۳	۰٫۶۲۴	۰٫۱۶۹
P-S-	۱۴	۳۰	۲	۱۵	۸/۸	۰٫۷	۱/۷	۱/۸	۷/۷	۵/۲	۱۰۸/۲	۱/۳۳	۱/۳۷	۰٫۶۶	۰٫۹۹	۱/۸۲
P-S-	۰٫۷۵	۱	۰٫۳	۷	۱/۶	۰٫۷	۲/۱	۳/۱	۰٫۷	۴/۴	۲۰/۲۵	۶/۵۲	۰٫۵۱	۰٫۱۱	۰٫۲۹	۰٫۱۱
P-S-	۴۵	۶۹	۴	۹	۴/۵	۰٫۷	۳/۲	۲/۵	۰٫۷	۱/۴	۱۳۸/۶	۱/۷۷	۱/۲۴	۴/۹۵	۶/۲۴	۲۱/۸۳
P-S-	۴	۵	۰٫۳	۶	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۳	۱/۶	۰٫۷	۱/۵	۱۹/۴۵	۱۴/۷۱	۱/۱۰۴	۰٫۳۴	۳/۳۳	۱/۸۱
P-S-	۱۱۹	۲۱۶	۱۲	۱۵	۱/۸	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	356/6	۶/۷۱	۱/۳۸	۲۷/۷۵	۴۱/۲۸	۱/۷۸
P-S-	۰٫۷۵	۲	۰٫۳	۶	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۷	۳/۳	۱۴/۱۵	۲۱/۸۲	۱/۰۲	۰٫۱۵	۰٫۶۲	۰٫۱۵
P-S-	۰٫۷۵	۱	۰٫۳	۷	۰٫۷	۰٫۷	۱/۱	۱/۷	۰٫۷	۳/۴	۱۶	۱۱/۵۶	۰٫۵۱	۰٫۱۵	۰٫۶۲	۰٫۱۴
P-S-	۱۲۸	۲۰۰	۷	۲۱	۵/۷	۰٫۷	۴/۲	۵	۲/۶	۳/۴	۳۷۶/۹	۲/۱۴	۱/۶۱	۳/۵۷	۱۴/۰۲	۲۵/۵۷
P-S-	۳	۸	۰٫۳	۹	۱/۸	۰٫۷	۱/۷	۲/۳	۰٫۷	۴	۳۰/۱	۶/۵۱	۲/۰۴	۰٫۱۳	۱/۰۴	۰٫۵۰۹
P-S-	۷	۱۶	۰٫۳	۹	۱/۵	۰٫۷	۱/۳	۱/۵	۰٫۷	۳/۶	۴۰/۲	۷/۷۴	۲/۶۷	۰٫۱۴	۲/۹۱	۱/۳۲
P-S-	۰٫۷۵	۱	۰٫۳	۸	۱/۲	۰٫۷	۱/۱	۱/۴	۰٫۷	۳/۷	۱۷/۴۵	۹/۵۳	۰٫۵۱	۰٫۱۴	۰٫۳۹	۰٫۱۳
P-S-	۰٫۷۵	۱	۰٫۳	۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۷	۳/۹	۱۴/۷۵	۲۳/۷۲	۰٫۵۱	۰٫۱۳	۰٫۶۲	۰٫۱۳
P-S-	۰٫۷۵	۱	۰٫۳	۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۷	۰٫۷	۳	۱۳/۸۵	۲۰/۸	۰٫۵۱	۰٫۱۷	۰٫۶۲	۰٫۱۶
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	REE	Eu/Eu*	Ce/Ce*	Pr/Yb _n	La/Sm _n	la/yb _n
P-S-	۸۲	۱۳۴	۳	۱۵	۲/۱	۰٫۷	۱/۶	۱/۹	۰٫۷	۲	۲۴۱/۶	۴/۳۹	۲/۰۶	۲/۶	۲۴/۳۸	۲۷/۸۵
P-S-	۹	۹	۰٫۳	۱۰	۲/۴	۰٫۷۵	۲/۳	۲/۸	۰٫۷۵	۳/۲	۳۹	۴/۳۳	۱/۳۲	۰٫۱۶	۲/۳۴	۱/۹۱

منشأ گوگرد

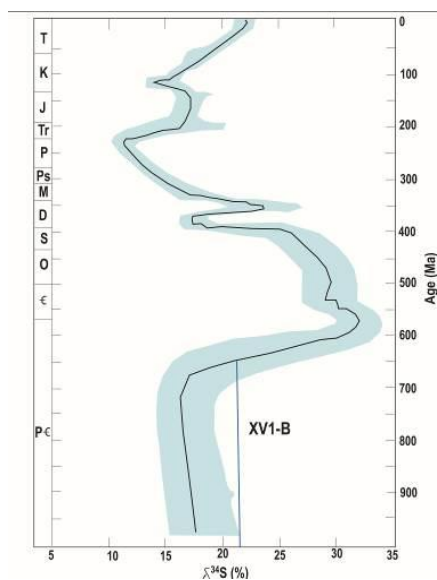
با توجه به بررسی‌های انجام شده مشخص شده منیتهای این آنومالی عمدتاً به صورت اولیه بوده است. هیدنبرژیت، آمفیبول، گارنت، اپیدوت و منیتهای در ارتباط با آب‌های ماگمایی اولیه است که احتمال ترکیب ماگما و آب‌های جوی وجود دارد. مقدار $\delta^{34}\text{S}$ پیریت منطقه بررسی شده با سولفات‌های دریایی از زمان پرکامبرین تا حال حاضر مقایسه می‌شود (Claypool et al., 1980). مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در سولفات‌های دریایی زمان پرکامبرین-کامبرین بالاترین مقدار $+31$ در هزار بوده است و کمترین مقدار آن $+5,10$ در دوره پرموتریاس است که در نهایت مشخص شد میزان ایزوتوپ‌های کانی پیریت در محدوده بررسی شده بهترین انطباق را با سولفات‌های دریایی پرکامبرین-کامبرین دارد (شکل ۱۱). مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در سولفات‌های پرکامبرین-کامبرین بین 18 تا $+31$ در هزار است، که با توجه به داده‌های موجود مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در آنومالی ۱۶ ب بین $42,21$ تا $+27,22$ در هزار است. شکل ۱۲ جایگاه ایزوتوپی گوگرد منطقه بررسی شده را در دوران پرکامبرین نشان می‌دهد. دامنه ایزوتوپ گوگرد محدوده باریکی مربوط به مجموعه تبخیری است و سیالات ماگمایی منشأ گوگرد نیستند. منشأ منیتهای این محدوده با پیریت‌های شکل‌دار محدوده یکسان نیستند.



شکل ۱۰. نمودارهای دوتایی مجموع عناصر نادر خاکی برای تعیین منشأ سیالات کانی‌سازی با منشأ ماگمایی یا جوی در مقابل (آ) $(\text{Pr/Yb})_{\text{cn}}$ ، (ب) (Ce/Ce^*) ، (پ) Eu/Eu^* (Kato, 1999).
Figure 7. Binary diagrams of ΣREE for detecting sources of magmatic or meteoric mineralization fluids versus, **a)** (Ce/Ce^*) , **b)** $(\text{Pr/Yb})_{\text{cn}}$, **c)** Eu/Eu^* (Kato, 1999).

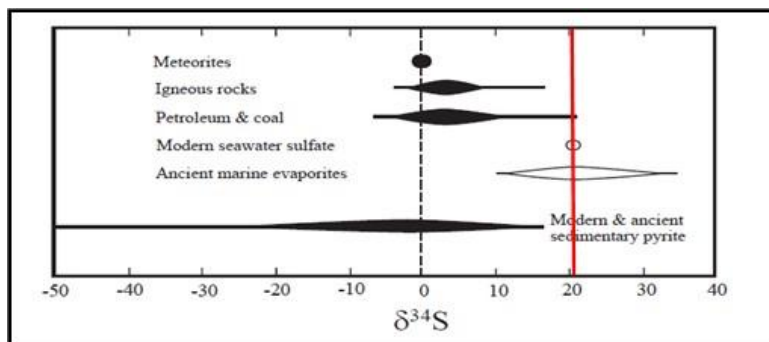
جدول ۲. داده های ایزوتوپی گوگرد (در هزار) آنومالی XVI-B
Table 2. Isotope data of isotope pyrite mineral in XVI-B anomaly

Sample	Amp.64(mV)	³⁴ S (CDT)
PS 25 py	۷۹۴	۲۲
PS 25 py	۷۹۳	۲۲/۱۷
PS 23 py	۸۱۰	۲۲/۱۴
PS 23 py	۷۸۰	۲۲/۱
PS 21 py	۶۶۳	۲۲/۲
PS 21 py	۶۱۹	۲۲/۱۶
PS 22 py	۷۶۹	۲۱/۹۸
PS 22 py	۷۷۵	۲۲/۱۱
PS 24 py	۹۱۱	۲۲/۲۷
PS 24 py	۸۴۳	۲۱/۴۲
Average		۲۲/۰۶
Min		۲۱/۴۲
Max		۲۲/۲۷



شکل ۱۱. محدوده ایزوتوپ گوگرد موجود در کانی پیریت آنومالی XVI-B نسبت به سولفات‌های دریایی (Claypool et al., 1980)

Figure 11. Sulfur isotope range in pyrite mineral anomaly XVI-B relative to marine sulfates (Claypool et al., 1980)



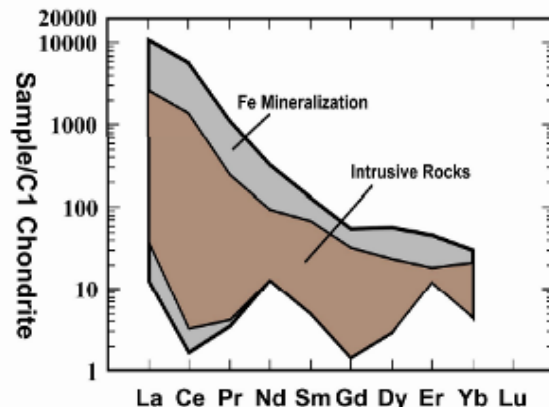
شکل ۱۲. منشأ $\delta^{34}S$ در کانسار آهن ۱۶ ب در مقایسه با تعدادی کانسار با منشأ متفاوت (Sun et al., 1998)

Figure 12. Sulfur isotopic composition of 16B iron deposit in comparison with some deposits of different origin (Sun et al., 1998).

بحث

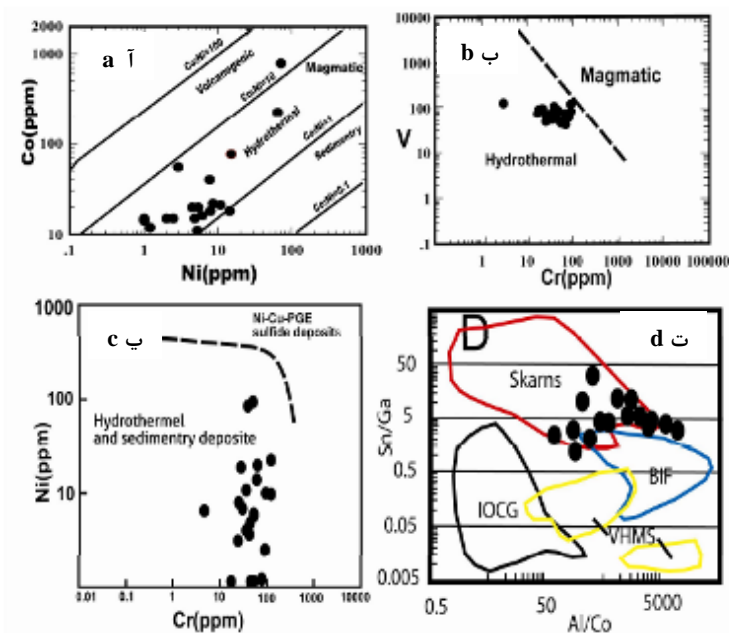
کانه‌زایی‌های منیتیت منطقه بافق بر اساس پژوهش‌های ویلیامز (Williams et al., 2005)، فورستر (Forster & Jafarzadeh, 1994) دیاترم‌هایی هستند که به وسیله اکسید آهن-آپاتیت پر شده است. کانسنگ سیال نامیژاکی بوده است که از یک ماگمای ملانفلینیتی حاصل از گوشته منشأ گرفته است. دلیران (Daliran, 2002; Daliran et al., 2007) و مقتدری، ۱۳۸۵ کانسارهای این منطقه را به تفریق ماگمایی پیش‌رونده نسبت داده است. (Moore & Modabberi, 2003) جدایش مذاب آهن را به همراه فرآیندهای گرمایی مؤثر در متاسوماتیسم الکان در کان‌زایی مؤثر دانسته است. تقوی (۱۳۸۵) تشکیل کانسنگ آنومالی شمالی بافق با تیپ منیتیت-آمفیبول با فرآیندهای ماگمایی و پیدایش کانسنگ تیپ منیتیت-آلبیت و دگرسانی آلبیتی با سیالات گرمایی حاصل از سرد شدن ماگما در ارتباط است. بنیادی (۱۳۹۰) با بررسی کان‌زایی سه‌چاهون آن را از نوع IOA با تغییرات و تأثیرات سیالات گرمایی در مراحل بعد در نظر گرفته است. قرارگیری کانسار آنومالی ۱۶ب در حاشیه توده نفوذی عمقی با توجه به بررسی‌های حفاری انجام شده نشان‌دهنده منشأ اسکارنی برای این کانسار باشد. منیتیت، به صورت عدسی شکل با ساخت توده‌ای و متوسط عیار ۳۴٫۹ درصد است. باندهای اسکارنی به همراه کان‌زایی آهن و توده نفوذی گابرودیوریت و سینودیوریت واحدهای تشکیل‌دهنده بررسی‌های حفاری است. ترکیب کانی‌شناسی کانسنگ در بخش‌های مختلف کانی‌سازی با دور شدن از توده نفوذی از عمق به سطح متفاوت است. ترکیب کانی‌شناسی از منیتیت خالص تا منیتیت-هماتیت (با عیار ۱۵ درصد) و ۳ درصد ایلمنیت تغییر می‌کند. سنگ‌های کانی‌سازی شده‌ای که تحت اسکارنی شدن قرار گرفته‌اند همراه با سنگ‌های کربناته (مرمر) دیده می‌شوند و اسکارن‌های پیوسته‌ای را می‌سازند که با ذوب آنها میگماتیت شکل می‌گیرد و جای‌گزین اسکارن می‌شود. در بررسی‌های میکروسکوپی کانی‌هایی مانند گارنت (گروسولار)، اکتینولیت، پیروکسن (دیوپسید)، کلریت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت مشاهده شده است که در محیط اسکارنی تشکیل می‌شوند. منیتیت تحت شرایط متنوعی از تبلور، در دمای زیاد از مذاب سیلیکاتی و یا سولفیدی تا ته‌نشست در دمای کم از یک سیال هیدروترمال، شکل می‌گیرد. منیتیت خالص بر عکس آپاتیت و تیتانومنیتیت به علت شعاع یونی عناصر تشکیل‌دهنده آن، تمرکز دهنده مناسبی برای REE نیست (Azizi et al., 2009). عناصر نادر خاکی به‌طور کلی می‌توانند در آپاتیت‌ها جمع شوند و به این دلیل عناصر ارتباط نزدیکی با مقدار فسفر دارند. میزان فسفر در نمونه‌های گرفته شده از کان‌سنگ زیر ۰٫۴ درصد است و مقدار اندک آن نشان‌دهنده فراوانی کم کانه‌های فسفر دار از جمله آپاتیت است. تطابق نمودارهای عناصر نادر در کانی‌سازی آهن و توده نفوذی نشان‌دهنده احتمالی یکسان بودن منشأ کانی‌سازی و توده نفوذی است (شکل ۱۳). کانسارهای اسکارنی آهن می‌توانند الگوی متفاوتی از غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی از عناصر REE سبک و یا سنگین و یا بی‌هنجاری‌های Eu مثبت و منفی از خود نشان دهند (Bankwitz et al., 1997). از نظر ژئوشیمی نسبت کبالت به نیکل در کانسارهای آهن می‌تواند عاملی برای شناخت منشأ آنها باشد (Bajwah et al., 1987). محلول‌های گرمایی توانایی حمل مقدار زیادی از Ni و Co را ندارند بنابراین مقدار کم آنها در کانسنگ دلیلی بر حمل محلول کانه‌دار با سیالات گرمایی دمای پایین است (Meinert, 1992). بر اساس محاسبه کبالت به نیکل تغییرات مقدار این نسبت در حد فاصل ۱ تا ۵ نشان‌دهنده منشأ هیدروترمال برای کان‌زایی است (شکل ۱۴ آ). نسبت عنصر وانادیم به کروم در این کانسار بر اساس نمودار شکل ۱۴ ب منشأ ماگمایی را برای آن را نشان نمی‌دهد (شکل ۱۴ ب). نسبت نیکل به کروم نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌های برداشت شده کانسنگ منیتیت در محدوده هیدروترمالی است (شکل ۱۴ پ). بر اساس نسبت عنصر قلع به گالیم و آلومینیوم به کبالت نمونه‌ها در محدوده اسکارنی قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ ت). در شکل ۱۵ الگوی پراکندگی اکثر عناصر کمیاب و فرعی که به کندریت نرمالیز شده، آورده شده است. طبق آن چه در نمودار مشاهده می‌شود، نمونه‌های مربوط به کانسار تهی‌شدگی در عناصر با قدرت زیاد (HFSE) مثل Zr, Al, Sc, Nb

Ti, V نشان می‌دهند و این از ویژگی‌های کانسارهای گرمابی است (Zhiwei, 2004). با توجه به شکل ۱۵ تغییرات مقدار عناصر با نمودار کانسارهای تیپ اسکارنی هماهنگی بیشتری را نسبت به کانسارهای IOCG و BIF نشان می‌دهند. با توجه به شواهد مذکور کانسار آهن آنومالی ۱۶ ب بافق تیپ کانه‌زایی اسکارنی را دارد (Dare et al., 2014).



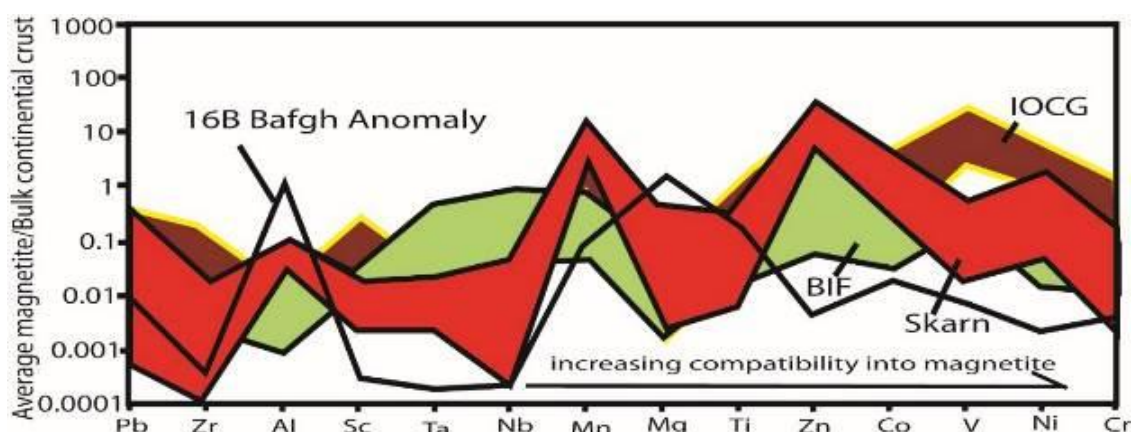
شکل ۱۳. مقایسه الگوی عناصر نادر در کانسار منییتی آنومالی XVI-b با واحدهای نفوذی گرانیتی محدوده بررسی شده که نسبت به کندریت نرمالایز شده‌اند.

Figure 13. The compartion REE pattern in magnetite deposit with granite intrusive in area that have been normalized to chondrite.



شکل ۱۴. (آ) نمودار نسبت کبالت به نیکل و محل قرارگیری نمونه‌های کانسار ۱۶ب در محدوده کانسارهای تیپ هیدروترمال (Bajwah et al., 1987)، (ب) نمودار تغییرات نسبت وانادیم به کروم و محل قرار گیری نمونه‌های کانسار ۱۶ ب در محدوده هیدروترمال (Dare et al., 2014)، (پ) نمودار تغییرات نسبت عنصر نیکل به کروم و محل قرارگیری نمونه‌های کانسار ۱۶ب در محدوده کانسارهای هیدروترمال و ذخایر رسوبی (Dare et al., 2014)، (ت) تغییرات نسبت عناصر آلومینیوم به کبالت و قلع به گالیم و قرار گیری نمونه‌های کانسار ۱۶ ب در کانسارهای تیپ اسکارنی (مقادیر بر حسب گرم در تن) (Singoyi et al., 2006)

Figure 14. a) cobalt to nickel ratio diagram and location of samples from deposit in hydrothermal mineralization type (Bajwah et al., 1987), b) Vanadium to chorme ratio diagram and location of samples deposit in hydrothermal mineralization type (Dare et al., 2014), c) Nikel to Chorme ratio diagram and location of samples from deposit in hydrothermal mineralization and sedimentry deposits (Dare et al., 2014), d) Al/Co and Sn/Ga ratio diagram in skarn type (ppm) (Singoyi et al., 2006).



شکل ۱۵. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب در کانسنگ آهن ۱۶ نسبت به کانی‌سازی اسکارن و BIF (Dare et al., 2014)
Figure 15. The Scatter diagram of trace elements in iron ore 16b with comparison to skarn and BIF Fe mineralization

داده‌های ایزوتوپی گوگرد دیگر کانسارهای آهن منطقه بافق نشان‌دهنده منشأ رسوبات تبخیری برای آنومالی‌های شمالی، آهن-آپاتیت اسفوردی، کانسار چغارت و چادرملو ارائه کردند (Daliran et al., 2007; Heidarian et al., 2017). پیریت‌های تشکیل شده در کانسار ۱۶ از سیالات دما پایین، گوگرد زیاد منشأ گرفته و می‌تواند در ارتباط با حوضه‌های آب شور و انحلال سولفات‌های تبخیری باشد. کانسار ۱۶ در گروه کانسارهای با خاستگاه اسکارنی تقسیم‌بندی می‌شوند، که این نوع ذخایر در گروه بزرگ‌تری به نام IOCG قرار می‌گیرند، نتایج تجزیه ایزوتوپی گوگرد در ذخایر IOCG در دامنه تغییرات گسترده‌ای از مقادیر مثبت بالا و نیز مقادیر منفی پایین قرار می‌گیرند که با خاستگاه ایزوتوپ‌های گوگرد در محدوده بررسی شده هم‌خوانی دارد هر چند این کانسار از نظر دگرسانی گسترده کالک (غنی از سدیم)، نتایج ایزوتوپی گوگرد (فرایندهای گرمایی با منشأ حوضه‌ای) با ذخایر تیپ IOCG هم‌خوانی دارد اما از عناصر Ag, Au, Cu و REE غنی شده نیست و منشأ گوگرد در پیریت با خاستگاه و چگونگی تشکیل کانه منیتیت متفاوت است (Bin et al., 2016).

نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های زمین‌شناسی تعدادی از واحدهای آذرین و دگرگونی در محدوده بررسی شده دیده شده است که نفوذ واحد آذرین در واحدهای دربرگیرنده سبب تغییرات دگرگونی مجاورتی (تشکیل اسکارن و مرمر) می‌شود. از نظر کانی‌شناسی وجود اکتینولیت و گارنت همراه با منیتیت در این محدوده نشان‌دهنده شواهد دگرگونی حرارت زیاد است. وجود منیتیت همراه با مقدار کم کانی‌های سولفیدی در بخشی از محدوده بررسی شده و کوارتز، اکتینولیت، کلریت، آلپیت و کلسیت و گارنت که آن را همراهی می‌کنند، ناشی از عملکرد دگرسانی به‌وسیله سیالات ماگمایی هستند. تغییرات مقدار و اندازه بلورهای منیتیت و نحوه ساخت و بافت کانه منیتیت نشان‌دهنده عملکرد و تأثیر سیال در آنها است. منیتیت بیش‌تر به‌صورت اولیه، توده‌ای و عدسی شکل همراه با باندهای اسکارنی و پرکننده فضاهای خالی دیده می‌شود، چنین نشانه‌هایی همراه با شواهد ژئوشیمیایی کانی منیتیت و تغییرات عناصر نادرخاکی در آنها نشان‌دهنده منشأ اولیه برای کانی‌سازی آهن آنومالی ۱۶ است. کانه‌زایی آهن بر اثر عملکرد توده نفوذی با توجه به وجود گارنت، مرمر و واحد اسکارنی منطقه تشکیل و تجمع یافته است. تغییرات عناصر موجود در کانه‌زایی منیتیت با استفاده از بررسی‌های ژئوشیمی عناصر کبالت، کروم، وانادیم، تیتان، گالیم، قلع، آلومینیوم و استفاده از نمودارهای مختلف نشان‌دهنده قرارگیری این کانه‌زایی در موقعیت اسکارنی است. منشأ پیریت‌های شکل‌دار با کانه اصلی منیتیت

یکسان نیست. خاستگاه گوگرد در پیریت‌های شکل‌دار این کانسار رسوب‌های تبخیری را نشان می‌دهد و از سیالات دما پایین، گوگرد بالا منشأ گرفته است. این خاستگاه برای ذخایر اسکارنی و هیدروترمال تا حدودی همخوانی ندارد ولی با توجه به جایگاه زمین‌ساختی و قرارگیری آن در شاخه بزرگتر ذخایر نوع IOCG خاستگاه قابل قبولی برای پیریت است.

منابع

۱. افضل، پ.، "ژنز کانسارهای آهن ایران و عناصر و کانی‌های کمیاب ارزشمند همراه آنها"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد مهندسی معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب (۱۳۸۱) ۱۶۸.
۲. ایرانمنش، س.، "بررسی نحوه توزیع، پراکندگی و کانی‌شناسی عناصر نادر خاکی در کانسار آهن-آپاتیت اسفوردی، محدوده بافق یزد"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران (۱۳۹۱).
۳. بختیاری، س.، "بررسی ژنتیکی آنومالی XIV آهن بر پایه عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی در منطقه بافق"، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران (۱۳۹۵).
۴. بنیادی، ز.، "کانه‌زایی و دگرسانی در آهن سه چاهون، یزد"، رساله دکتری، دانشگاه خوارزمی، تهران (۱۳۹۰).
۵. تقوی، ا.، "مطالعه و بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی آهن آنومالی شمالی (شمال بافق) و تعیین عیار سه بعدی آهن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۵).
۶. درویش زاده، ع.، "زمین‌شناسی ایران"، دانش امروز، تهران (۱۳۷۰) ۹۰۱.
۷. جعفرزاده، ا.، قربانی، م.، پزشکپور، م.، "کانسارهای آهن، طرح تدوین کتاب"، سازمان زمین‌شناسی کشور، جلد ۲۶ (۱۳۷۴) ۲۱۳.
۸. سامانی، ب.، "زمین‌شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی از دیدگاه چینه‌نگاری، ماگماتیسیم و دگرگونی"، فصلنامه علوم زمین (۱۳۷۲) ۴۰-۶۳.
۹. رحمانی، ش.، امامی، ه.، مختاری، م.، "کانه‌زایی عناصر نادر خاکی در منطقه بافق"، پشت بادام، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین. تهران (۱۳۸۲).
۱۰. عمادی، ب.، "تکوین ساختاری-فلززایی میدان معدنی زیرگان-اسفوردی و نقش آن در تشکیل کانسارهای مواد رادیواکتیو، سرب و روی، آهن و آپاتیت و عناصر نادر خاکی"، رساله کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۸) ۱۷۵.
۱۱. مقتدری، ا.، "زمین‌شناسی و زمین‌شیمی معدن آهن چادر ملو، جنوب‌شرق یزد"، شمال‌شرق بافق، رساله دکتری، دانشگاه شیراز (۱۳۸۵).
۱۲. هوشمندزاده، ع.، "مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی ناحیه بیابانک-باقق"، وزارت معادن و فلزات تهران (۱۳۶۷).
۱۳. نبوی، م.، ح.، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۵۵) ۱۰۹.
14. Azizi, H., Mehrabi, B. and Akabarpour, A., "Genesis of Tertiary Magnetite-Apatite Deposits, Southeast of Zanjan, Iran", *Resource Geology*, 59 (2009) 330-341.
15. Bankwitz P., Bau U. and Seltmann, R., "Magnetite Ore bearing belts of protozoic and lower Paleozoic age in Europe-comparison between the Besser Arc (Germany) and the Bergslagen province (Sweden)", *Mineral deposits, papuhan Rotterdam*, (1997) 36.
16. Bajwah, Z.U., Secombe, P. K. and Offler, R., "Trace element distribution, Co: Ni ratios and Genesis of the Big Cadiairon-copper deposit, New South Wales, Australia", *Mineralium Deposita*, 22 (1987) 292-300.

17. Bonyadi, Z., Davidson, G. J., Mehrabi, B. and Meffre, S., "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*, 281(2011) 253-269.
18. Bin, Z., Hong-Fu, Z., Xin-Miao, Z. and Yong-Sheng, H., "Iron isotope fractionation during skarn-type alteration Implications for metal source in the Han-Xing iron skarn deposit", *Ore Geology Reviews*, 4 (2016) 139-150.
19. Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H. and Zak, I., "The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretations", *Chem Geol*, 28 (1980)199-260.
20. Daliran, F., Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites, In Porter, T.M., (ed.), Publishing, (2002) 303-320.
21. Daliran, F., Stosch, H.-G. and Williams, P. J., "Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and 'apatites' of the Bafq district, central east Iran". In: Stanely C. J. eds. Digging Deeper, p. Proceedings 9 the Biennial SGA Meeting Dublin, Ireland (2007) 1501-1504.
22. De Sitter, J., Govaret, A., De Grave, E., Chamaere, D. and Robrecht, G., "Mossbauer Study of Ca²⁺- containing magnetite", *Physica Status Solidi*, 43 (2) (1977) 619-624.
23. Dare, S. A. S., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E. and Potvin-Doucet, C., "Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators", *Mineralium Deposita*, 49 (7) (2014) 785-796.
24. Förster, H., Jafarzadeh, A., "The Bafq mining district in Central Iran: A highly mineralized InfraCambrian volcanic field". *Econ. Geol.* 89 (1994) 1697-1721.
25. Gasper, M., Knaack, Ch., Meinert, D.L. and Moretti, R., "REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 79 (2007) 185-205.
26. Haghypour, A., "Geological Map of Biabanak –BafqArea.1: 500,000", Geological Survey of Iran (1977).
27. Heidarian, H., Alirezaie, S. and Lentz, D., "Chadormalu Kiruna-type magnetite-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights into hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope data", *Ore Geology Reviews*, 83 (2017) 2-23.
28. Hoefs, J., "Stable Isotope Geochemistry", Springer, 6th ed. (2009) 285.
29. Kato, Y., "Rare Earth Elements as an Indicator to Origins of skarn deposits: Examples of the kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu (-Fe) deposits in Japan", *Resource Geology*, 49 (4) (1999) 183-198.

30. Moore, F., Modabberi, S., Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq District, Central Iran: New isotopic and geochemical evidence. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*. 14 (3) (2003) 259-269.
31. Meinert, L. D., "Skarns and skarn deposits", *Geosciences Canada*, 19 (4) (1992) 145-162.
32. Naslund, H. R., Aguirre, R., Dobbs, F. M., Henriquez, F. J., Nystrom, J. O., "The origin, emplacement, and eruption of ore magmas", IX Congreso Geologico Chileno, Sociedad Geológica de Chile, 2 (2000)135-139.
33. Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., "Microtectonics. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin (2005).
34. Ramezani, J., Tucker, R. D., "The Saghand region, Central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", *Am. J. Sci.* 303 (2003) 622-665.
35. Rollinson, H. R., (Translated by Moore F., Modaberi, S.), "Using geochemical data", Iran University Press, Tehran, (2005) 422 (inPersian).
36. SadeghiDavati, V. A., Hassanzadeh, J., Alirezai, S., "Iron Oxide- apatite mineralization of Bafqdistrict: Spatial, temporal and geochemical relationship with granitoid magmatism and early Cambrian sedimentary provinces", 26th Earth Sciences Meting, Geological survey of Iran, Abstracts (2008).
37. Singoyi B., Danyushevsky L., Davidson G. J., Large R., Zaw K., "Determination of trace elements in magnetites from hydrothermal deposits using the LAICP-Stechnique", SEG 2006: Wealth creation in the minerals industry: Keystone, Society of Economic Geologists (2006).
38. - Sun, H., Wu, J., Yu, P., Li, J., "Geology, geochemistry and sulfur isotope compositionof the Late Proterozoic Jingtieshan (Superiortype) hematite-jasper-barite iron ores deposits associated with stratabound Cu mineralizationin the Gansu Province, China", *Mineralium Deposita*, 34 (1) (1998) 102-112.
39. Taylor, B. E., O, Neil, J. R., "Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63 (1) (1977) 1-49.
40. Taylor, S. R., McLennan, S. M., "The continental Crust: its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific Publications (1991) 312.
41. Torab, F. M., Lehmann, B., "Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran", *Apatite geochemistry and monazite geochronology*, 71 (2007) 347-363.
42. Winter, J. D. "Igneous and Metamorphic petrology. Pearsn new international edition", (2014) 738.

43. Williams P. J., Barton M. D., Johnson D. A., Fontbote L., De Haller A., Mark G., Oliver N.H.S., Whitney, D. L., Evans, B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American mineralogist*, 95 (1) (2010) 185-187.
44. Zamanian, H., Radmard, K., "The geochemistry of REEs in Baba Ali skarn deposit, key point for finding mineralization condition", *Journal of Crystallography and Mineralogy of Iran*, (2014) 743-758.
45. Zhiwei, B., Zhenhua, Z., Jayanta, G., Anthony, E. and Jones, W., "HFSE, REE and PGE geochemistry of three sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in southwestern Guizhou Province", *China, Geochemistry Journal*, 38 (2) (2004) 363-381.

Mineralography, Geochemistry and Sulfur Isotope Study in 16B Magnetite Mineralization Anomaly, Bafq, Yazd

Pouria Salami¹, Afshin Akbarpour^{*1}, Mohammad Lotfi¹, Arash Gourbjeri²

1. Economic Geology at the Research Institute for Earth Sciences (Geological Survey of Iran), Tehran, Iran,
2. Economic Geology at Mianeh Azad University, Mianeh, Iran,

Extended Abstract

(Paper pages 81-104)

introduction

The distribution of iron ore deposits in Iran similarly is not temporally related to a specific time period. Iron mineral occurrences have developed since the formation of the Iranian crust in the Late Proterozoic, and they range in age from Late Proterozoic to the Miocene-Pliocene. It is recognized that the iron deposits formed in the Late Proterozoic – early Cambrian are more abundant than those of other ages (Forster and Jafarzadeh, 1994). Different sources have been proposed for the source of metal and fluid components in the iron ore deposits in the Bafq area. Förster and Jafarzadeh (1994) proposed a magmatic model for the magnetite-apatite deposits in the Bafq district. Daliran (2002) concluded that hydrothermal fluids played a significant role in the development of the Bafq iron deposits. Moore and Modabberi (2003) suggested that hydrothermal processes are dominated by alkali alteration, which can be seen in the formation of the Choghart deposit and possibly other iron deposits in the Bafq district. Mokhtari (2015) proposed a magmatic model for iron oxide-apatite (IOA) deposits in the Bafq district, in which iron oxide melt separated from alkaline to sub-alkaline magmas in a rift environment and alkali hydrothermal metasomatic ensued. Hyidarian et al. (2017) introduced hydrothermal fluids as a basic phenomenon for the formation of Chadermallou iron ore deposits in the Bafq district. The aim of the present study is documentation of the ore mineralogy and alteration, whole-rock geochemistry and genesis of the XVI-B iron deposit with sampling of core in borehole. With use sulfur isotopes we could found better way for fluid hydrothermal genesis for pyrite genesis and study relation with Fe mineralization. These new data are used to discuss the origin of the XVI-B iron deposit.

Material and methods

Field work included investigating and sampling skarn mineralization and alteration from outcrops and drill core. A total of 54 samples were collected from various lithological units and cores, which were examined with transmitted and reflected light microscopy. Among these, 44 of the samples were analyzed for major and trace elements by ICP-MS (Varian Model Australia with two ultrasonic nebulizers) and major oxide samples were analyzed by XRF using the Philips X'pert Promodel at the Iranian Mineral Processing Research Centre (IMPRC).

In addition, five pyrite samples from magnetite ore were collected for sulphur isotope studies. To select pure pyrite, samples were drilled and crushed, and, after separation using a magnetic separator, the sulphide minerals were handpicked under a microscope. Samples were prepared for and analyzed by a Thermo MAT253 mass spectrometer by combustion in a Flash 2000HT Plus device in a continuous flow regime at the stable isotope and organic geochemistry

lab of the Earth Science Institute, Slovak Academy of Sciences. Measured values were calibrated by IAEA-S3 and IAEA-S2 international standards, and duplicate analyses was carried out to reduce errors.

Results and discussion

Based on geological knowledge the oldest rocks in this area are Precambrian metamorphosed units like gneiss, mica-schist, amphibolites and migmatite that formed bedrocks for this mineralization anomaly. The mineralization area is completely covered by a series of Tertiary and Quaternary sediments of Bafq Basin. This deposit contains a variety of igneous, metamorphic and metasomatic rocks. Based on the petrographic view, igneous rocks are granitoid that include gabbro, syenite, quartz monzonite, granite, and highly altered basaltic rocks (metabasite). The metamorphic rocks are marble, (metasomatic rocks) and skarn rocks. Metallic mineralization has occurred in relation to syenite, gabbro and skarn rocks. Magnetite is the most abundant iron oxide ore in this anomaly and it can be seen with aggregate, ribbon, fill in the void and spray texture and its pieces are shaped to be amorphous. Magnetite is oxidized near the surface and is altered to hematite, goethite, and other iron oxides. Other metallic minerals participants with magnetite are pyrite and chalcopyrite that can be seen with quartz, actinolite, calcite, and epidote in various forms within host rocks, syenite intrusions, gabbros, and skarns. Accordance with rare element diagrams in iron mineralization and intrusive masses, which indicates the origin of mineralization is similar to intrusive masses probability. Iron oxide grade varies between 5 and 75 percent in the ore. The iron element has a negative correlation with titanium, magnesium, manganese, phosphorus, potassium and sodium oxides. Based on cobalt to nickel, chromium to nickel, chromium to vanadium relationship, this iron deposit is placed in the hydrothermal deposits range. Due to the Al / Co and Sn / Ga ratios, this deposit is located within the skarn type deposits. Based on the scattering patterns of trace elements XVI-B anomaly iron ore is more similar to the skarn type deposits.

Conclusion

Geological, mineralogical and geochemical evidence of magnetite indicates skarn origin for iron mineralization of XVI-B anomaly. This means that iron is displaced by hot fluids from the intrusive masses and accumulates in the interval between the metamorphic units and marble. Sulfur isotopic studies in pyrites were indicated that they are made of high temperature fluids, moderate salinity and low temperature atmospheric waters. The pyrite in this deposit is composed of low temperature fluids, high sulfur, and oxidized environment fluids, it may have originated in relation to seawater, saline basins, dissolution of evaporative sulfates that have decreased as a result of the production of pyrite fluids, and ultimately indicates the composition of atmospheric fluids and magmatic fluids in this deposit. The origin pyrites is not the same as the original ore of magnetite.

Keywords: Fe mineralization, Geochemistry, Hydrothermal, Skarn, Anomaly 16 B, Bafq, Yazd

*Corresponding Author: afshinakbarpour@gmail.com