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

پوریا سلامی، افشین اکبرپور^{*}، محمد لطفی سازمان زمینشناسی کشور، پژوهشکدهٔ علوم زمین، تهران، آرش گورابجیری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد میانه، گروه مهندسی عمران _{دریافت ۱۳۹۹/۰۳/۱۰}

چکیدہ

کانسار آهن آنومالی۱۶ 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. تودهٔ نفوذی با ترکیب گابرو دیوریت-سینودیوریت است که مجموعه کمپلکس دگر گونی بنه شورو و واحدهای آهکی را قطع کرده است. کانی زایی فلزی در ارتباط با اسکارن است. منیتیت شکل دار تا بی شکل فراوان ترین کانه در محدودهٔ بررسی شده است و با ساخت تودهای، برشی و دانه پراکنده دیده می شود. منیتیت در نزدیکی سطح زمین اکسید شده و به کانیهای هماتیت، گوتیت و لیمونیت دگرسان شده است. کانیهای فلزی همراه منیتیت، يبريت، كالكويبريت و پيروتيت هستند كه با كوارتز، اكتينوليت، كلسيت، ايبدوت، پيروكسن و گارنت همراه است. تطابق نمودارهای عناصر نادر خاکی در کانیسازی آهن و توده نفوذی نشاندهنده احتمالی یکسان بودن منشأ کانیسازی با تودهٔ 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 هم،ستگی منفی نشان میدهد. بر اساس رابطهٔ کبالت با نیکل، کروم با نیکل، کروم با وانادیم در کانسنگ، این کانسار آهن در محدودهٔ کانسارهای با منشأ فرآیندهای ماگمایی هیدروترمال قرار میگیرد. با توجه به نسبت Al/Co و Sn/Ga در کانسنگ، این کانسار در محدودهٔ کانسارهای تیپ اسکارنی است. بر اساس الگوهای پراکندگی عناصر کمیاب کانسار آهن آنومالی ۱۶ ب با کانسارهای تیپ اسکارنی بیشتر شباهت دارد. شواهد زمین شناسی، کانه نگاری و همچنین ژئوشیمیایی کانی منیتیت نشاندهندهٔ تیپ اسکارنی برای کانیسازی آهن آنومالی ۱۶ب است. آهن بهوسیلهٔ سیالات داغ حاصل از تودههای نفوذی، جابهجا شده و در حدفاصل بین واحدهای دگرگونی و مرمر تجمع حاصل کرده است. مقدار $\delta^{34}S$ در سولفاتهای پرکامبرین-کامبرین بین ۱۸ تا ۳۱+ در هزار است، که با توجه به دادههای موجود مقدار $\delta^{34}S$ در آنومالی ۱۶ بین۲۱٬۴۲ تا ۲۷٬۲۲ در هزار است. ایزوتوپهای گوگرد پیریتهای شکلدار منشأ تبخیری دارد. پیریتهای شکلدار از منیتیت قدیمیتر و دارای منشا 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.

Mineralography, 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

علوم زمين خوارزمي

(نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

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 epidotite 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. $\delta^{34}S$ 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، نشانهٔ 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 منطقهٔ 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 مهم ترین مناطق استخراج سنگ آهن در ایران است. کانسارهای آهن سه چاهون، چادرملو، چغارت، هر یک به تر تیب ۱۱۷، ۴۰۰، ۲۱۶ میلیون تن ذخیره دارند (Torab & Lehmann, 2007). کانسار ۱۹ بافق از جملهٔ کانسارهای آهن در حاشیهٔ شمالی آن است که بررسی شده است. ذخیرهٔ قطعی این کانسار حدود ۱۷٫۹ میلیون تن با عیار متوسط ۳۴٫۴ درصد Fe برآورد شده است. (سامانی، ۱۳۷۲؛ جعفرزاده، ۱۳۷۴؛ 2003, Heidarian et al., 2007, Moore & Modabberi, 2003, 2017, Dare et al., 2014, 2011,

کانسار آهن آنومالی ۱۶ بافق در استان یزد و دارای مختصات ۱۴٬۵۵ تا ۱۸٬۵۵ طول شرقی و ۱۰٬۶۳۲٬۹۰٬۳۳ عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱ آ و ب). مساحت این کانسار ۶ کیلومتر مربع است (شکل ۲ آ). 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 ویژه ی دارند (Taylor et al., 1977). بیش تر کانه-است که آبهای ماگمایی و جوی در روند تشکیل کانسارها نقش ویژه ی دارند (Taylor et al., 1977). بیش تر کانه-زاییهای آهن منطقه بافق از نظر خاستگاه و ژئوشیمی بررسی شده اند 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 تشکیل دهندهٔ 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 تجزیهٔ شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب بهروش 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 بهروش فلورسانس اشعهٔ 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 شکل دار برای اندازه گیری مقادیر ایزوتوپی گوگرد انجام شد. نمونههای بررسی شده ابتدا بهوسیلهٔ دستگاه سنگشکن فکی خرد شد تا از بین آنها مقادیر لازم برای پور کردن برداشته شود. در مرحلهٔ بعدی بهوسیلهٔ دستگاه سنگشکن فکی خرد شد تا بین نمونههای خردشده، نمونههایی که آلودگی کمتری به مواد زائد دارند جدا شود. بعد از جداسازی پیریت، نمونهها با هاون آگاتی پودر شد. درحدود یک گرم از آنها برای تجزیه در دستگاه طیفسنج جرمی MAT253 با استفاده از احتراق دردستگاه والی 2001 به آزمایشگاه ژئوشیمی مواد آلی و ایزوتوپهای پایدار پژوهشکدهٔ علومزمین مرکز علوم اسلواکی ارسال شد.

زمینشناسی

طبق تقسیم بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران، منطقهٔ بررسی شده در زون ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱ آ) (نبوی، ۱۳۵۵). در این واحد قدیمی ترین سنگهای دگر گونی پرکامبرین تا آتشفشانهای فعال و نیمهفعال امروزی وجود دارد (درویش زاده، ۱۳۷۰). منطقهٔ 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).

مهم ترین ذخایر منیتیتهای تودهای نئوپروتروزوئیک-کامبرین پیشین در سنگهای آتشفشانی بافق در دیاترمها (بالاآمدگیهای مواد گوشتهای) در حاشیه فروافتادگیهای کالدراهای ایگنمبریتی واقع شده است (شکل ۱ ب) (جعفرزاده و همکاران، ۱۳۷۴). در شکافهای حلقهای (حاشیهای) مذابهای مافیک (هورنبلندیت و ملانوکرات-سینیت همراه با لامپروییتها و مذابهای فلسیک (سینیت و آلکالی گرانیت) نفوذ کردهاند. مناطق آتشفشانی بهوسیلهٔ دریای کمعمق (شیل نئوپروتروزوئیک-کامبرین پیشین، ریفهای دولومیتی و لایههای ژیپس) پوشیده شدهاند (درویش-زاده، ۱۳۷۰).

واحدهای اصلی تشکیل دهندهٔ محدوده شامل کمپلکس دگرگونی بنه شورو با ترکیب میکاشیست، آمفیبولیت، گارنت شیست و کوارتزیت است که در عمق ۲۶۰ تا ۳۵۰ متری گمانه های ۲۵۷، ۲۵۷، ۲۶۳ و ۲۶۴ دیده می شود (شکل ۲ آ). واحد آهکی کرم خاکستری رنگ ستبر لایه صخره ساز در همه گمانه ها در بالای واحدهای دگرگونی بنه شورو دیده می شود که دارای فسیل های رودیست، دو کفه ای و اوربیتولین است و سن کرتاسه را نشان می دهد و در گمانه های حفاری شده در عمق به دولومیت تبدیل شده و تحت تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته است (شکل ۲ آ، ب). تودهٔ نفوذی آهکی به وسیلهٔ توده های نفوذی گرانیتی، گرانودیوریتی، گابرو حیوریتی قطع شده است (شکل ۲ آ، ب). تودهٔ نفوذی گرانیتی صورتی رنگ که به وسیلهٔ دایک های میکروکوار تزمونزونیتی و یا میکروکوار تزمونزودیوریتی قطع شده است. در بعضی از نمونه ها، بافت آذرین حفظ شده و فاقد دگر شکلی هستند (شکل ۳ آ). بعضی دچار دگر شگلی خفیف و یا دگر شکلی شدید در حد میلونیتی شدن را نشان می دهند. گابرو حیوریت بافت گرانولار داشته و دربر دارندهٔ کانی های 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. بهنظر 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 ترریق توده نفوذی فراهم کرده است. تزریق توده نفوذی باعث ایجاد متاسوماتیسم، تشکیل هاله اسکارنی (سنگهای اسکارنی) و سرانجام نهشته شدن کانسار آنومالی آهن ۱۶ به شده است.



شکل ۱. آ) جایگاه محدودهٔ بررسی شده در نقشهٔ ساختاری ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، ب) نقشهٔ زمین شناسی زون آهن - آپاتیت منطقه بافق (Haghipour, 1977: Ramezani & Tucker, 2003) (**a. 1. a.**) Location of the study area in the structural man of Iran (Nahayi, 1977). **b**) Geological man

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) نقشهٔ زمینشناسی اقتباس شده از نقشهٔ زمینشناسی ۱۰۰۰۰۰ آریز با محل گمانههای حفاری شده در محدودهٔ 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 محدودهٔ 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)، ب) حضور پیروکسن، کانیهای اوپک، اپیدوت، کلریت و اسکاپولیت در میکرودیوریت (XPL). (Mag = منیتیت. Hem = هماتیت. Cpx = کلینو پیروکسن.

(Winter, 2014) = البيدوت. (Sph المفيبول. Amp - آمفيبول. عالم - Sph السكايوليت) = Ch - كلريت. (Winter, 2014) = البيدوكسن. Ep = البيدوكسن. Px **Figure 3. a**) Intergranular texture and plagioclase crystals in gabro- gabrodiorite (XPL), **b**) Pyroxene, opac mineral, epidote, cholorite 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، زمان۶ ±۴۶/۵ میلیون سال (معادل ائوسن میانی) را برای باتولیتهای بزرگ گرانیتی (ناریگان، لوکو گرانیت زریگان، 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.

کانەنگارى

کانهزایی در کانسار آهن آنومالی ۱۶ب در مجموعه از سنگهای دگرگونی و رسوبی با ترکیب اسکارن و آهکی رخ داده است. توده نفوذي گابروديوريت تا سينوديوريت بخش زيرين زون كانهدار را تشكيل ميدهد. تعداد ١٠ حلقه گمانه اکتشافی به متراژ ۳۶۰۰ متر در قالب ۶ پروفیل و بهصورت نیمرخ های اکتشافی با فواصل ۱۰۰ متری و بهصورت عمود تا زاویهدار حفر شد. با بررسیهای مغزه گیری شکل کانسار بیش تر تودهای و عدسی شکل با بافت نواری در وسعتی حدود ۲۰۰×۳۰۰ 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 می شوند. گمانه ها پس از عبور از رسوبات سست دوران چهارم با ضخامت ۹۰ متر و کنگلومرای سیمان شده دوران سوم با ضخامت حدود ۱۰متر 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 کانی سازی 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، اَلبیت، گارنت، پیروکسن و اپیدوت بهعنوان کانیهای باطله و سنگسازحضور 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 می شود (شکل ۴ پ). در برخی نمونه ها منیتیت طی پدیده مارتیتی شدن در امتداد سطح کلیواژ به وسیلهٔ هماتیت جانشین شده است یا به مارتیت تبدیل میشود و اثری از منیتیت اولیه در سطح سنگ مشاهده نمیشود. در برخی نقاط، بلور منیتیت به صورت دانه پراکنده در متن کانی های 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 می دهد (کمتر از ۵۰ متر) (شکل ۴ ت). هماتیت دارای بافت افشان و جانشینی است (شکل ۵ ت). مقدار کانی های سولفیدی پیریت و بهندرت کالکوپیریت و پیروتیت در افقهای کانهدار بسیار کم است. بافت آنها بهصورت پرکننده فضای خالی بی شکل (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 می شود که نشان دهندهٔ قدیمی تر بودن آن نسبت به کانهزایی منیتیت است (شکل ۵ آ). پیریت بی شکل به عنوان پرکننده فضاهای خالی بعد از منیتیت تشکیل شده است. کالکوپیریت بهصورت ادخالهای ریز و بیشکل یا در شکستگیهای پیریت دیده شده است شواهد میکروسکوپی نشاندهندهٔ تاخیری بودن کالکوپیریت نسبت به پیریت است (شکل ۵ ب). پیروتیت به مقدار کم دانهریز و بی شکل است و در شکستگیهای زمینه پیریت بیشکل تشکیل شده است، و نشاندهندهٔ تشکیل آن بعد از کانیزایی پیریت است (شکل ۵ ب). کانی های کوارتز، کلسیت، اکتینولیت، آلبیت، پیروکسن، اپیدوت و گارنت مهم ترین کانی های 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 بهوسیلهٔ حضور کانی آلبیت (همراه با بافت صفحه شطرنجی در اثر آلبیتی شدن پلازیوکلازها) مشخص می شود (شکل ۶ ت). در فرآیند دگرسانی سدیک با ورود سیالات گرمابی دارای کلرید سدیم یا کربنات کلسیم به ساختار پلاژیوکلاز کانی اسکاپولیت تشکیل می شود (شکل ۶ ت). اسکاپولیت از دگرسانی و یا دگرگونی پلاژیوکلازها بهوجود می آید 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 درجهٔ سانتی گراد تشکیل شده و نشاندهندهٔ دگرسانی مرتبط با توده نفوذی است. اپیدوت تحت تأثیر دگرسانی کانیهای مافیک تشکیل شده است (شکل ۶ ب). گارنت به شکل ریز تا درشت بلور دیده می شود و رنگ قهوه ای تیره را نشان می دهد.



شكل ۴. آ) منيتيت بهصورت درشت بلور با بافت تودهاى (PPL)، ب) بلورهاى نيمه شكل دار تا خود شكل منيتيت با بافت پراكنده كه در حاشيه به مارتيت تبديل شده است. همراه با هماتيت ثانويه و گوتيت (PPL)، پ) مارتيتى شدن بلورهاى منيتيت ريز و درشت بلور شكل دار تا نيمه شكل دار با بافت تودهاى تا پراكنده و افشان و هماتيت اوليه سوزنى شكل (PPL، ت) هماتيت به صورت ثانويه بوده و از مارتيتى شدن ضعيف منيتيت حاصل شده است (Mag= منيتيت. Hem = هماتيت. 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 secondery hematite and goethite (PPL), **c)** Martitization in idiomorph and subidiomorph, fine and coarse grain magnetite and neddle primary hematite shape (PPL). **d)** secondery hematite with changing weak martitization magnetite. (Mag = Magnetite. Hem = Hematite. Gan = Gangue) (Whitney, 2010).



شكل ۵. آ) دانههای پراكنده پیریت احاطه شده بهوسیله منیتیت و تجمعات پیریت همراه با دانههای ریز بی شكل كالكوپیریت درون آن در زمینه نمونه كانهدار منیتیت (PPL)، ب) دانههای ریز كالكوپیریت و پیروتیت در امتداد شكستگی و زمینه پیریت (Whitney, 2010) (PPL) =Gan - حالكوپیریت. Po-چیروتیت. Mag - باطله) (PPL) 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 = Gangue) (Whitney, 2010).



شكل ۶. آ) نمونه دستی از واحد متاسوماتیت (اسكارن) گمانه ۲۵۷ از عمق ۲۴۸ متری محدودهٔ بررسی شده، ب) مقطع تهیه شده از نمونه شكل آ و وجود كانیهای گارنت، اپیدوت و كلسیت همراه با كانی كدر (منیتیت) (XPL). پ) حضور پیروكسن (دیوپسید) و گارنت همراه با كانیهای اوپك (پیریت) (XPL)، ت) دگرسانی كانی پلاژیوكلاز به اسكاپولیت و اپیدوتی شدن در اثر دگرسانی كانیهای مافیك در نمونه شیست (XPL)، ث) دگرسانی كانیهای مافیك (پیروكسن، آمفیبول) به كلسیت و رگه، رگچههای كلسیت در زمینه سنگ همراه با كوارتز به شكل جانشینی ناشی از دگرسانی كانیهای سیلیكاته و كانی بیوتیت همراه با رگچههای اكسیدآهن در زمینه سنگ (XPL)، ج) آكتینولیت دانه درشت ناشی از عملكرد دگرسانی و فلدسپات (آلبیت) درشت در محموای اكسیدآهن در زمینه سنگ (XPL)، ج) آكتینولیت دانه درشت ناشی از عملكرد دگرسانی و فلدسپات (آلبیت) درشت دانه (XPL). (Gar = گارنت. EP = اپیدوت. Bt=بیوتیت. AB=آلبیت. Act = اكتینولیت. ZP=كوارتز. (Whitney, 2010) اكسید آهن) (Oxide

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 (diopsite) 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).

			. –	
کانیهای اصلی	کانیهای مرحلهٔ دگرگونی دگرگونی	کانیهای اسکارن پیشرونده	کانیهای اسکارن تأخیری	کانیهای مرحله هوازدگی
منيتيت				
گارنت				
ديوپسيد				
اكتينوليت				
آلبيت				
اسكاپوليت				
هماتيت				
كوارتز				
پيريت شكلدار				
پیریت بیشکل				
كالكوپيريت				
پيروتيت				
اپيدوت				
كلريت				
كلسيت				
گوتيت				
ليمونيت				

توالی پاراژنزی

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

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

اکسیدهای اصلی

بررسی نتایج حاصل از مطالعات تجزیهٔ 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 تیتانیم در نمونههای کانسنگ منطقهٔ بررسی شده از ۱۰٫۰ تا ۲٫۴۰ 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 ۱٫۰ تا ۸٫۰ درصد متغیر است. مقدار فسفر در نمونههای تجزیه شده از ۱۰٫۰ تا ۲٫۴۰ متغیر است که نشاندهندهٔ نبود کانههای 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 فرومنیزیم دار مانند آمفیبول و کانی کربناته دولومیت است. روند تغییرات اکسید منیزیم ناشی او دارای شیب منفی است که نشاندهندهٔ 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 بهترتیب 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 درتن است (شکل ۹).

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). منیتیتهای کانسارهای مختلف الگوهای متفاوتی از پراکندگی REE را نشان میدهند که شامل الگوی هموار، الگوی غنی شدگی در LREE، الگوی غنیشدگی 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 منیتیتی تجزیه شد (جدول ۱). هم چنین نسبتهای Calary الگوی شی محاسبه قد (Gd/Yb)cn (La/Sm)cn (La/Yb)cn) به ترتیب برای بررسی تفکیک LREE از HREE، و تفکیک عناصر نادر خاکی سبک و سنگین محاسبه قد (جدول ۲). مؤلفه-برای بررسی تفکیک LREE از Super و Super دارد خاکی سبک و سنگین محاسبه در (ماگمایی یا برای بررسی تفکیک عالی از Pr/Yb)cn (La/Sh) می محاسبه در محول ۲). مؤلفه-مؤلفه-موی) محاسبه و بررسی شدند (شکل ۱۰). هم بستگی مثبتی بین عناصر نادر خاکی با 2025 در منطقه اسکارنی (خارج از منطقه آنومالی) دیده نشده است. برای بهتر نمایان شدن هم بستگیها می توان اعداد در یک ضریب ثابت ضرب (خارج از منطقه آنومالی) دیده نشده است. برای بهتر نمایان شدن هم بستگیها می توان اعداد در یک ضریب ثابت ضرب یا تقسیم کرد (Later 2014) در (Smn)(Gdn) (e/ce*= Cen/√ (Lan)(Prn)

محاسبه می شود و مقیاسی از بی هنجاری است و مقادیر بالاتر از یک بی هنجاری مثبت و مقادیر کم تر از یک بی هنجاری مثبت و مقادیر کم تر از یک بی هنجاری منفی است (Taylor, 1991: Rollinson, 2005). مقادیر محاسبه شده برای *Eu.Eu بین ۱٫۱ تا ۲۰٫۲ و *Ce.Ce بین ۲٫۵ تا ۳۱٫۰۴ در تغییر است.

این بی هنجاری Ce بیان کننده ثابت شدن Ce به صورت ⁺⁴ Ce در شرایط اکسیدی و اسیدی است، در حالی که در شرایط بازی عنصر Ce با لیگاندهای کربنات، تشکیل هم بافت داده و از گستره شسته شده و حرکت می کند که باعث بی هنجاری منفی Ce می شود (Gasper et al., 2007). تفریق بیش تر در بخش LREE قابل مشاهده است، جایی که میانگین Cd/Lu است، میانگین نسبت Gd/Lu در بخش HREE برابر با ۹۵٫۲ است. مقادیر REE در این کانسار نشان می دهد که تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمال قرار گرفته است. مقدار مجموع عناصر نادر خاکی بین کانسار نشان می دهد که تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمال قرار گرفته است. مقدار مجموع عناصر نادر خاکی بین ماد ۱۲ در تن است (Action می دود را یک و میانگین نسبت Cd/Lu است. مقدار مجموع عناصر نادر خاکی بین کانسار نشان می دهد که تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمال قرار گرفته است. مقدار مجموع عناصر نادر خاکی بین در ۱۲٫۸۵ تا ۴٫۹۵٫۶ گرم در تن است (جدول ۱)، که مشابه میزان گزارش شده برای کانسارهای منیتیتدار اسکارنی در HREE و تهی شدگی در HREE و تهی شدگی در HREE و تهی شدگی در HT و تهی در HT و موج یک در تاک و تی در تاست (Action شده برای کانسارهای منیتیتدار اسکارنی در است (مرالایز شده نمونهها دارای غنی شدگی در HT و تهی شدگی در HT و تهی شدگی در HT و تهی در HT و تهی شدگی در HT و در این در HT و در ترک و هم چنین کانه منیتیت می تواند حضور در است (HT و ته کانی های گارنت و زیر کن و هم چنین کانه منیتیت می تواند حضور در اشت با و داشته با می در شبکه کانی های گارنت و زیر کن و هم چنین کانه منیتیت می تواند حضور در شده با با در ایند.

Sample No	Al(%)	Ca(%)	Fe (%)	K(%)	Na(%)	P (%)	Ti (%)	S (%)	Ag(ppm)
P-S-7	۱/۸	۱۰/۴	۲۳/۳	٠,١	۰,۳۸	-	۰,۱۲	۰,۲	٣/٣
P-S-8	٣	18/1	1 1/1	٠,١	۰,۳	۰,۰۴	۰,۰۴	-	-
P-S-9	۲/۸	٨/ ١	۲۵/۸	٠,١	۰,۳۲	-	-	۵, ۰	-
P-S-11	۲/۴	14	۲۰/۶	٠,١	۰,۳۲	۰,۰۲	۰,۰۴	-	١/۴
P-S-19	٣/۵	۱۰/۴	١٨/Υ	٠,١	۰,۲۳	۰,۰۴	-	-	-
P-S-20	۴/۱	۱۸/۸	۱۳/۷	٠,١	۰,۱۳	۰,۰۳	۰,۰۲	-	-
P-S-22	١/١	٣/٧	۳۳/۱	۰,۲	۰,۲۳	۰,۰۲	۰,۰۱	-	-
P-S-23	٠,٩	۲/۷	۳٣/۸	۰,۲	۰,۲۳	-	-	-	-
P-S-24	٣/٩	۴/۱	۱۹/۸	۰,۷	١/۴٧	-	۰,۰۳	-	-
P-S-25	۱/۴	۵/۶	۲۸/۶	٠,١	۰,۷۴	۰,۰۱	۰,۰۶	-	-
P-S-27	٠,١	۲/۴	۳۵/۸	٠,١	۰,۱۴	-	۰,۰۱	-	-
P-S-28	۵/۵	٢	14/5	٨, ٠	٠,٧٧	۰,۱۲	-	۲/۳	-
P-S-29	٨, •	۵/۵	۳١/۴	٠,١	٠,١	-	۰,۰۲	-	-
P-S-36	٣/٩	۵/۳	۱۳/۶	۰,۲	۶۸/۲	۰,۰۱	۰,۰۴	٠,١	-
P-S-39	۵, ۰	۴/۶	١۴/٧	٣, ٠	٠,١	-	۰,۰۲	-	-
P-S-40	۶, ۰	١٠	۱۳/۲	٠,١	٠,١١	۰,۲۶	۰,۰۲	-	٢
P-S-41	۶, ۰	۲/٩	۳۸/۵	٠,١	•,74	۰,۰۲	۰,۰۳	-	-
P-S-42	۶, ۰	٣/۴	۳۵/۲	۰,۲	۰,۱۵	۰,۰۲	-	-	-
P-S-43	۴/۹	۶/٨	۱۳/۶	۰,۴	۲/۲۵	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۲	-
P-S-44	١/٧	٣/٢	366/16	۶, ۶	۰ ,۵۳	۰,۰۱	۰,۲۶	٧/٣	-
P-S-45	١/٧	١/٧	۳۷	۰,۴	۰,۷۲	۰,۰۱	-	۵/٣	-
P-S-46	١/١	۲/۹	۳۷/۷	۰,۳	۸۵, ۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۲	-
P-S-47	۴, ۰	١/٣	4.14	٠,١	٠,٢٩	۰,۰۳	-	-	-
P-S-49	٠,٩	۵/٣	۳۳/۶	٠,١	۵۵, ۰	۰,۰۱	-	١/٨	-
P-S-50	٣/۴	۱۲/۶	۱۰/٨	۰,۲	۵, ۰	۰,۰۶	۰,۰۱	۱۴	-
P-S-51	٣/۴	14/4	۲۱/۸	۰,۲	۰,۴۴	-	۰,۰۱	۰,۲	-
	As(ppm)	Ba(ppm)	Be(ppm)	Co(ppm)	Cr(ppm)	Cu(ppm)	Ga(ppm)	Hf(ppm)	Li(ppm)
P - S - 7	18	١٠	۰,۷	١٠	24	۴	١٧	١	٢
P - S - 8	87	١٢	١,٢	١۴	۴۵	۷	۵۰	٢	٣
P - S - 9	۵۲	١٠	٨, ٠	٧۶	۴۷	۵	۵١	٢	٢
P - S - 1 1	٣	40	١	١٣	۶۷	11	٩	٣	٣
P - S - 19	17	۱.	۰,۳	۵۵	۳۱	٣	١٣	۱/۵۸	١
P - S - 20	11	١.	۶, ۰	Y	۶۸	۴	١٠	٣	٣
P-S-22	٢	44	١	۱۵	١٧	٨	۳۱	٢	۶
P-S-23	1.	۳۱	•,٢	10	71	*	74	۲	٣
P-5-24	<i>L</i>1·	۸۳	1/9	V17	۲۸	775	٩	۲	٩
$\frac{\mathbf{r} - \mathbf{S} - 2\mathbf{J}}{\mathbf{P} - \mathbf{S} - 2\mathbf{J}}$	۳۸ ۳	1.	•,٢	۴۹۱	τγ •	۳۷۹	۸ ۲	1/0A	F
P-S-28	<u>ب</u>	1.	•,1	F1	۱ ۴۸	1 •	1.	۰/۵۸	•,•0
P_S_20	1	¥ 1	۱/۲ ۱/۲	۴.	10	ω •	1 N	1	۱۱ د
P-S-36	، ۳	۱۸۹۳	۲	۲۲	۱۱ ۲۶	۲ ۲	11	1	1
P - S - 3 9	۲	۳۷۹۰	۲/۲	۸	٣٢	۵.	۴	۲	٨

جدول ۱. نتایج تجزیهٔ نمونههای کانسنگ آنومالی ۱۶ ب Table 2. Analysis results of 16B magnetite ore

	As(ppm)	Ba(ppm)	Be(ppm)	Co(ppm)	Cr(ppm)	Cu(ppm)	Ga(ppm)	Hf(ppm)	Li(ppm)
P - S - 4 0	٨۶	۲۶	١/٢	۶۵۳	۳۱	14	١.	٣	14
P - S - 4 1	۵	۵۱۶	٨, •	۳۸	٧	۴	۲.	١	۵
P - S - 4 2	۴	۳۹	٨, •	۲.	77	44	٩	۱/۵۸	٣
P - S - 4 3	۱۱	٩٠	۴/۲	14	۶۵	۴	٩	٣	٢
P - S - 4 4	٣	۶۳	١/١	۲.	۳۹	۵	١.	۱/۵۸	۶
P - S - 4 5	١	47	۰,۵	18	١٨	۵	١.	۱/۵۸	۴
P - S - 4 6	٢	۵۰	١	۱۵	۳۹	۵))	۱/۵۸	٢
P - S - 4 7	٣	۱۷	۰,۴	11	٣	۵۱	١٣	۱/۵۸	۰,۷۵
P - S - 4 9	۴	۳۶	٠,٩	۱۸	۲.	۲۹	٩	١	٢
P - S - 5 0	٣	۲۴	١/١	17	٨١	٩١	۵	۱/۵۸	۴
P - S - 5 1	٩٨	۷۷	٠,٠٧۵	49	۴۷	١٧٩	٧	١	۵۷, ۰
				جدول	ادامه				
Sample	Mn(ppm)	Nb(ppm)	Ni(ppm)	Pb(ppm)	Rb(ppm)	Sb(ppm)	Sc(ppm)	Sn(ppm)	Sr(ppm)
P - S - 7	۹۹۸	٣	۲/۳	۳۶	٣))/Y	٣/۵	۵/۸	١۴٧
P - S - 8	1777	۶	١	۳۵	۴	180/8	۴/۱	۶/٨	۱۸۰
P - S - 9	٧۶٣	۵	۱۵/۲	۴.	١	۱۰۵	۴/۶	۵/۹	۳۰۷
P - S - 1 1	1701	٣	١	۳۵	۴	۲۷۵/۵	۶/۲	۵/٣	114
P - S - 1 9	1178	۵	۲/۹	۲۷	۰,۷۵	$V\lambda/Y$	۴/۹	٣/٢	۳۴۵
P - S - 2 0	۱۸۶۹	۷	١	74	۰,۷۵	117	۴/۵	۲/۵	۱۸۶
P - S - 2 2	۷۷۴	١	۲/۵	47	۶	14/1	۲/۴	۲/۵	۳۶
P - S - 2 3	881	١	١	۴۵	۶	۱۳/۵	٣/ ١	٨/۶	٨٨
P - S - 2 4	۴۳۵	١	۶۴/۵	٣٢	۲۷	۱۸۵/۵	۲/۷	٣/١	۲۵۷
P - S - 2 5	۵۷۹	١	۶٩/٩	۳۹	١	۱۱/۳	۱/۵	۲/۴	84
P - S - 2 7	829	۰,۷۵	٨/٣	44	۰,۷۵	۱۳/۱	۰,۷۵	۱/۵	١.
P - S - 2 8	276	۱۵	۱۰/۸	١٨	٢	۵۹/۸	۱۶/٨	۴/٨	44
P - S - 2 9	871	۵	Y/Y	۴۱	٣	٨٢/٩	۵/۲	۲/۱	١٧
P - S - 3 6	477	۰,۷۵	λ/Δ	77	٣	١.	۲/۶	۱/۶	٨٧
P - S - 3 9	498	٣	۳/۸	21	۱۵	۳۲/۱	۴/۸	١/٧	110
P - S - 4 0	1.74	٣	447/2	181	٢	۹١/۵	۲/۳	۵	٨١
P - S - 4 1	۹۵۳	١	۱۹/۲	۲۵۰	۵	۱۱/۳	۱/۹	۲/۸	٣۴
P - S - 4 2	٧٠٩	٢	۵/۴	١١٢	١٢	۱۱/۴	۲/۳	۲/۱	14
P - S - 4 3	401	11	١	۲۲	۶	۲۳/۶	٨	۵/۱	۳۷۰
P - S - 4 4	۷۱۲	۴	۴/۵	۴۵	78	۱۰/٨	۳/۹	١/٩	۳۷
P - S - 4 5	۶۸۱	۶	۶/۲	47	18	۱۳/۷	۲/۷	۱/۸	۲۸
P - S - 4 6	YT 1	٢	۴/٨	۵۴۰	١۴	۱۰/۴	٣/١	۲/۱	۲۷
P - S - 4 7	۷۵۸	۰,۷۵	۵/۲	۳۰۵	۶	11/1	۱/۶	۲/۱	١٠
P - S - 4 9	٩١٩	١	۱۴/۵	48	٢	11/8	٢/٣	١/٧	۳۴
P - S - 5 0	1771	۴	١/٢	۲۱	٣	14	λ/λ	٣/٩	368
P - S - 5 1	1401	۴	۵۲/۹	۲۵	۴	۲۴/۳	۲/۴	۲/٨	787

Sample	Sc(ppm)	Ta(ppm)	U(ppm)	V(ppm)	Y(ppm)	Zn(ppm)	Zr(ppm)
P - S - 7	٣/۵	-	۰,۳۷	٨٧	۲۳	71	۴۸
P - S - 8	۴/۱	-	٢	Y٧	۵۲	29	۶۳
P - S - 9	۴/۶	-	١	٩٠	١٠	۲۱	۵۳
P-S-11	۶/۲	-	۰,۳۷	٨۶	14	۲۱	۶.
P-S-19	۴/۹	-	۰,۳۷	۷۳	۱۵	۳۶	١٠
P-S-20	۴/۵	١/٣	١	٧۴	۲۵	١٩	٨٢
P-S-22	۲/۴	-	۳۷, ۰	Y٨	۴	۲.	49
P-S-23	٣/١	-	١	٩٧	۵	18	۵۰
P-S-24	۲/۲	-	۰,۳۷	۵۲	٣	۱۵	29
P-S-25	۱/۵	-	۰,۳۷	۵٨	۴	۱۸	77
P-S-27	۰,۷۵	-	۰,۳۷	٨۵	٢	۱۵	١٢
P - S - 28	۱۶/۸	۲/۲	١	۶۷	۶٨	41	178
P-S-29	۵/۲	-	۳۷, ۰	178	۱۸	١٩	۵۰
P-S-36	۲/۶	-	۰,۳۷	۶٩	٨	١٢	59
P-S-39	۴/۸	-	١	۶۷	γ	١۴	۴۰
P-S-40	۲/۳	-	۰,۳۷	49	٢	۲۷	۴۸
P - S - 41	١/٩	-	۰,۳۷	٨٨	٢	۳۵	۳۱
P-S-42	۲/۳	-	۰,۳۷	٩٨	8	۲۳	78
P-S-43	٨	١/۴	۰,۳۷	٧۶	۳۰	٢٢	٨١
P - S - 44	٣/٩	-	۰,۳۷	۱۱۳	14	71	۴١
P-S-45	۲/۷	-	۰,۳۷	٩۶	١٠	77	۴۳
P-S-46	٣/١	-	۰,۳۷	1 • 1	γ	۲.	۲۸
P-S-47	۱/۶	-	۰,۳۷	15.	۴	۲.	78
P-S-49	٣/٢	-	۰,۳۷	٩١	۴	٣٠	۴۷
P-S-50	٨/٨	-	۰,۳۷	۶۳	۲۱	۵۵	١٢
P-S-51	۴/۲	-	۰,۳۷	٧۴	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 Fe₂O₃ 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 Fe₂O₃ that show positive with vanadium and negative with







بررسی ایزوتوپی گوگرد برای تعیین منشأ سولفور در آنومالی ۱۶ب، ۵ نمونه از کانه پیریت شکلدار دانه پراکنده در کانسنگ منیتیت برای تعیین تجزیهٔ ایزوتوپهای گوگرد انتخاب شد. برای انتخاب پیریتهای خالص، این نمونهها را ابتدا خردایش، سایش و سپس منیتیتهای نمونه بهوسیلهٔ آهنربا و بهصورت دستی در زیر میکروسکوپ چشمی جدا شدند. مقادیر ایزوتوپ گوگرد این نمونه ها نسبت به استاندارد ترویلیت کاتیون دیابلو (CDT) در جدول ۲ نشان داده شده است.

ترکیب ایزوتوپی گوگرد یا بهعبارتی مقادیر ۵34S کانیهای پیریت در محدودهٔ 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 ۵34S درون پیریتها در رنج نسبتا محدودی قرار می گیرد و تا حدودی غنی شده در ایزوتوپ 34S بوده است. بیریتها در رنج نسبتا محدودی قرار می گیرد و تا حدودی غنی شده در ایزوتوپ 34S بوده است. **حدول ۲**. نتایج تجزیه و محاسبات انجام گرفته برای عناصر نادر خاکی (مقادیر گرم درتن) 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-	۶۱۷	۸۵۷	۲۳	44	۶/۲	۰,۷	۴/۳	۴/۴	۲/۴	٣/۶	/٩	۲/+ ۹	١/٧۴	۰۸۴	/140	/118
P- S	206	۳۵۴	۰,۳	۱۵	/٩	Ŷ	/۴	٨/٩	۴/۹	۶/۲	18	۵/۰۲	۳۱/۰۴	۰,۰۸	V9/V9	/۵۲
P- S	١٩٧	٢٨٩	١.	١٢	/٩	۰,۷	۵/۷	۲/۵	۰,۷	۲/۷	/λ	١/٠٩	۱/۵۰۷	٧٠/٠٣	۹۵/۵۵	498/88
P- S-	٩٣	١٢٧	8	۱۵	۴/۱	۰,۷	٣	٣/۴	۰,۷	۲/۷	504/5	۲/۶۶	١/٣	٣/٨۵	14/18	۲۳/۳۹
P- S-	۴	۷	۰,۳	٩	۲/۷	۰,۷	١/٩	۲/۳	• ,Y	۲/۴	۲٩/۶	۳/۸۹	١/۵۴	٠,٢١	۰,۹۲	۱/۱۳
P- S-	141	711	٨	۱۹	٧/٣	٣	۵/ ۱	۵/۱	۲/۷	۲/۸	۴۳۵	۶/۲۵	١/٣٨	۴/۹۵	14/88	41/47
P- S-	٣	۵	۰,۳	٨	۰,۷	۰,۷	۰,۳	۰,۷	۰,۲	۲/۹	۲۱	۲۰/۴۵	۱/۲۷۵	۰,۱۷۹	۲/۴۹۷	• , ٧ • ٢
P- S-	۳۱۴	۵۵۶	24	۴.	٧/١	۰,۷	٣	۱/۴	٠,٧	٣/٢	۹۴۸/۷	۲/۲	۱/۵۴	۱۳/۰۱	21/21	88/80
P- S-	۲۵	۳۵	٢	٨	١/١	• ,Y	۰,۳	• ,Y	• ,Y	۱/۶	۷۳/۷۵	17/54	1/197	۲/۱۶	1/14	۱۰/۶۱
P- S-	۴۳	۶۷	۴	1.	٣/٢	۰,۷	١/٧	1/1	۰,۲	۲/۳	183/3	٣/٧	۱/۲۳۵	۳/۰۱	٨/٣٩	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-	۵۷,۰	١	٣,٠	۶	۰,۷	۰,۷	۰,۳	۰,۷	۰,۷	٣	۱۲/۸۵	۲۰/۸	۰٫۵۱	•,17٣	• ,974	•,189
P- S-	14	٣٠	٢	۱۵	λ/λ	۰,۷	/Y	/٨	Y/Y	۵/۲	۱۰۸/۲	١/٣٣	١/٣٧	• ,99	٠,٩٩	١/٨٢
P- S-	۰,۷۵	١	٣,٠	۷	۱/۶	۰,۷	۲/۱	٣/١	۰,۷	۴/۴	۲۰/۲۵	۶/۵۲	۰٫۵۱	٠,١١	۰,۲۹	٠,١١
P- S-	۴۵	۶٩	۴	٩	۴/۵	۰,۷	٣/٢	۲/۵	۰,۷	۱/۴	۱۳۸/۶	١/٧٧	1/24	۴/۹۵	8/14	۲۱/۸۳
P- S-	۴	۵	٣,٠	۶	۰,۷	۰,۷	۰,۳	۱/۶	۰,۷	۱/۵	۱۹/۴۵	۱۴/۷۱	1/1•۴	۰,۳۴	۳/۳۳	١/٨١
P- S-	١١٩	518	17	۱۵	۱/٨	۰,۷	۰,۳	۰,۲ ۱	۰,۷	۰,۲ ۱	356/6	۶/۷۱	١/٣٨	۲۷/۷۵	41/18	/YA
P- S-	۰,۷۵	٢	۰,۳	۶	۰,۷ م	۰,۷ م	۰,۳	۰,۷ م	۰,۷ م	٣/٣	14/10	۲۱/۸۲	۱/•۲	۰,۱۵	• ,87	۰,۱۵
P- S-	۰,۷۵	١	۰,۳	γ	• ,Y	۰,۷	١/١	١/٧	• ,Y	٣/۴	18	11/08	۰٫۵۱	۰,۱۵	• ,87	۰,۱۴
P- S-	١٢٨	۲۰۰	٧	۲۱	Δ/V	۰,۷ م	۴/۲	۵	۲/۶	۳/۴	۳۷۶/۹	۲/۱۴	۱/۶۱	۳/۵۷	14/08	۲۵/۵۷
P- S-	٣	٨	۰,۳	٩	۱/٨	۰,۷	١/٧	۲/۳	۰,۷	۴	۳۰/۱	۶/۵۱	۲/۰۴	۰,۱۳	۱/۰۴	۰٫۵۰۹
P- S-	۷	18	۰,۳	٩	۱/۵	۰,۷	۱/٣	۱/۵	• ,Y	۳/۶	4.11	٧/٧۴	۲/۶۷	۰,۱۴	۲/۹۱	١/٣٢
Р- S-	۰,۷۵	١	٣,٠	٨	١/٢	۰,۷	١/١	١/۴	۰,۷	۳/۷	۱۷/۴۵	۹/۵۳	۰٫۵۱	۰,۱۴	۰,۳۹	۰,۱۳
P- S-	۰,۷۵	١	۰,۳	γ	۰,۷	۰,۷	۰,۳	• ,Y	۰,۷	۳/۹	۱۴/۷۵	22/12	۰٫۵۱	۰,۱۳	• ,87	۰,۱۳
P- S-	۰,۷۵	١	٣, ٠	γ	۰,۷	۰,۷	۰,۳	۰,۷	۰,۷	٣	۱۳/۸۵	۲۰/۸	۰٫۵۱	٠,١٧	• ,97	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-	٨٢	186	٣	۱۵	۲/۱	۰,۲ ۱	۱/۶	١/٩	• ,Y	٢	241/8	۴/۳۹	۲/•۶	۲/۶	24/27	۲۷/۸۵
P- S- 51	٩	٩	۰,۳	١٠	۲/۴	۰,۷۵	۲/۳	۲/۸	۰,۷۵	٣/٢	۳۹	۴/۳۳	1/82	•,18	۲/۳۴	١/٩١

با توجه به بررسیهای انجام شده مشخص شده منیتیتهای این آنومالی عمدتاً بهصورت اولیه بوده است. هدنبرژیت، آمفیبول، گارنت، اپیدوت و منیتیت در ارتباط با آبهای ماگمایی اولیه است که احتمال ترکیب ماگما و آبهای جوی وجود دارد. مقدار 834S پیریت منطقهٔ بررسی شده با سولفاتهای دریایی از زمان پرکامبرین تا حال حاضر مقایسه میشود (Claypool et al., 1980). مقدار 834S در سولفاتهای دریایی زمان پرکامبرین-کامبرین بالاترین مقدار ۲۳۰ در هزار بوده است و کمترین مقدار آن ۵٬۰۱۰ در دوره پرموتریاس است که در نهایت مشخص شد میزان ایزوتوپهای کانی پیریت در محدودهٔ بررسی شده بهترین انطباق را با سولفاتهای دریایی پرکامبرین-کامبرین دارد (شکل ۱۱). مقدار کانی پیریت در محدودهٔ بررسی شده بهترین انطباق را با سولفاتهای دریایی پرکامبرین-کامبرین دارد (شکل ۱۱). مقدار مقال می پرکامبرین دارد (شکل ۱۷). مقدار آن ۲۰۱۸ در دوره پرموتریاس است که در نهایت مشخص شد میزان ایزوتوپهای کانی پیریت در محدودهٔ بررسی شده بهترین انطباق را با سولفاتهای دریایی پرکامبرین-کامبرین دارد (شکل ۱۱). مقدار مقال پرکامبرین داره این و کمترین مقدار آن ۲۰۱۸ در دوره پرموتریاس است که در نهایت مشخص شد میزان ایزوتوپهای کانی پیریت در محدودهٔ بررسی شده بهترین انطباق را با سولفاتهای دریایی پرکامبرین-کامبرین دارد (شکل ۱۱). مقدار کانی پیریت در معدودهٔ برسی شده بهترین این ۲۰ تر می ۲۰ تر ۲۰ جایگاه ایزوتوپی گوگرد منطقهٔ برسی شده را در دوران پرکامبرین نشان می دهد. دامنه ایزوتوپ گوگرد محدوده باریکی مربوط به مجموعهٔ تبخیری است و سیالات ماگمایی منشأ گوگرد نیستند. منشأ منیتیتهای این محدوده با پیریتهای شکل دار محدوده یکسان نیستند.



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

منشأ گوگرد

Sample	Amp.64(mV)	³⁴ S (CDT)
PS 25 py	۲۹۴	۲۲
PS 25 py	۲۹۳	27/1V
PS 23 py	٨١٠	22/14
PS 23 py	۷۸۰	22/1
PS 21 py	887	22/2
PS 21 py	۶۱۹	22/18
PS 22 py	789	۲١/٩٨
PS 22 py	۷۷۵	22/11
PS 24 py	٩١١	22/2V
PS 24 py	እዮ٣	r 1/fr
	Average	۲۲/۰۶
	Min	21/42
	Max	22/2V

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



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





(Sun et al., 1998) شکل **۲**۲. منشأ $\delta^{34}S$ در کانسار ۲۶ ب در مقایسه با تعدای 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).

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

بحث

كانهزاييهاي منيتيت منطقه بافق بر اساس پژوهشهاي ويليامز (Williams et al., 2005)، فورستر (& Forster Jafarzadeh, 1994) دیاترمهایی هستند که بهوسیلهٔ 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 بههمراه فرآیندهای گرمایی مؤثر در متاسوماتیسم الکالن در کانهزایی مؤثر دانسته است. تقوى (١٣٨٥) تشكيل كانسنگ أنومالي شمالي بافق با تيپ منيتيت-أمفيبول با فرأيندهاي ماگمايي و پيدايش كانسنگ تیپ منیتیت-آلبیت و دگرسانی آلبیتی با سیالات گرمابی حاصل از سرد شدن ماگما در ارتباط است. بنیادی (۱۳۹۰) با بررسی کانهزایی سهچاهون آن را از نوع IOA با تغییرات و تأثیرات سیالات گرمابی در مراحل بعد در نظر گرفته است. قرارگیری کانسار آنومالی ۱۶ب در حاشیهٔ توده نفوذی عمقی با توجه به بررسیهای حفاری انجام شده نشاندهندهٔ منشأ اسکارنی برای این کانسار باشد. منیتیت، بهصورت عدسی شکل با ساخت تودهای و متوسط عیار ۳۴٫۹ درصد است. باندهای اسکارنی بههمراه کانهزایی آهن و تودهٔ نفوذی گابرودیوریت و سینودیوریت واحدهای تشکیلدهندهٔ بررسیهای حفاری است. ترکیب کانیشناسی کانسنگ در بخشهای مختلف کانیسازی با دور شدن از توده نفوذی از عمق به سطح متفاوت است. ترکیب کانی شناسی 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 می شود. در بررسی های میکروسکوپی کانی هایی مانند گارنت (گروسولار)، اکتینولیت، پیروکسن (دیوپسید)، کلریت، اپیدوت، کوارتز، کلسیت مشاهده شده است که در محیط اسکارنی تشکیل می شوند. 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 می گیرد. منیتیت خالص بر عکس آپاتیت و تیتانومنیتیت بهعلت شعاع یونی عناصر تشکیلدهندهٔ آن، تمرکز دهندهٔ مناسبی برای REE نیست (Azizi et al., 2009). عناصر نادر خاکی بهطورکلی 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 نشاندهندهٔ فراوانی کم کانههای فسفر دار از جمله آپاتیت است. تطابق نمودارهای عناصر نادر در کانی سازی آهن و تودهٔ نفوذی نشان دهندهٔ احتمالی یکسان بودن منشأ کانی سازی و تودهٔ نفوذی است (شکل۱۳). کانسارهای اسکارنی آهن میتوانند الگوی متفاوتی از غنی شدگی و یا تهیشدگی از عناصر REE سبک و یا سنگین و یا بی هنجاری های Eu مثبت و منفی از خود نشان دهند (Bankuitz 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 گرمابی توانایی حمل مقدار زیادی از Ni و Co را ندارند بنابراین مقدار کم آنها در کانسنگ دلیلی بر حمل محلول کانهدار با سیالات گرمابی دمای پایین است (Meinert, 1992). بر اساس محاسبه کبالت به نیکل تغییرات مقدار این نسبت در حد فاصل ۱تا۵ نشاندهندهٔ منشأ هیدروترمال برای کانهزایی 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 نشاندهندهٔ قرار گیری نمونههای برداشت شده کانسنگ منیتیت در محدودهٔ هیدروترمالی است (شکل ۱۴ پ). بر اساس نسبت عنصر قلع به گالیم و آلومینیوم به کبالت نمونهها در محدودهٔ اسکارنی قرار میگیرند (شکل ۱۴ ت). در شکل ۱۵ الگوی پراکندگی اکثر عناصر کمیاب و فرعی که به کندریت نرمالایز شده، اُورده شده است. طبق اُنچه در نمودار مشاهده می شود، نمونه های مربوط به کانسار تهی شدگی در عناصر با قدرت زیاد (HFSE) مثل ,Sc, Nb, ا

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. مقایسهٔ الگوی عناصر نادر در کانسار منیتیتی آنومالی XVI-b با واحدهای نفوذی گرانیتی محدودهٔ 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 ۱۶ در محدودهٔ 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 ۱۶ 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.,

Figure14. 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).



(Dare et al., 2014) BIF شکل ۱۵. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب در کانسنگ آهن ۱۶ب نسبت به کانیسازی اسکارن و 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 نشاندهندهٔ منشأ رسوبات تبخیری برای آنومالیهای شمالی، آهن-آپاتیت اسفوردی، کانسار چغارت و چادرملو ارائه کردند (2017) Heidarian et al., 2017) بیریتهای تشکیل شده در کانسار ۹۱۰ از سیالات دما پایین، گوگرد زیاد منشأ گرفته و میتواند در ارتباط با حوضههای آب شور و انحلال سولفاتهای تبخیری باشد. کانسار ۹۱۰ در گروه کانسارهای با خاستگاه اسکارنی حوضههای آب شور و انحلال سولفاتهای تبخیری باشد. کانسار ۹۱۰ در گروه کانسارهای با خاستگاه اسکارنی حوضههای آب شور و انحلال سولفاتهای تبخیری باشد. کانسار ۱۹۶ در گروه کانسارهای با خاستگاه اسکارنی تقسیم بندی میشوند، که این نوع ذخایر در گروه بزرگتری به نام (IOCG) قرار میگیرند، نتایج تجزیهٔ ایزوتوپی گوگرد در ذخایر DOC در دامنه تغییرات گستردهای از مقادیر مثبت بالا و نیز مقادیر منفی پایین قرار میگیرند که با خاستگاه ایکارنی خاستگاه ایزوتوپی گوگرد زیاد منشأ کوفته و میتواند که با تقسیم بندی میشوند، که این نوع ذخایر در گروه بزرگتری به نام (IOCG) قرار میگیرند، نتایج تجزیهٔ ایزوتوپی گوگرد در ذخایر که با تقسیم بندی می شوند، که این نوع ذخایر در گروه بزرگتری به نام (IOCG) قرار میگیرند، نتایج تجزیهٔ ایزوتوپی گوگرد در ذخایر که با تقادیر مثبت بالا و نیز مقادیر منفی پایین قرار میگیرند که با خاستگاه ایزوتوپهای گوگرد در محدودهٔ بررسی شده همخوانی دارد هر چند این کانسار از نظر دگرسانی گسترده الکالن (غنی از سدیم)، نتایج ایزوتوپی گوگرد (فرایندهای گرمابی با منشأ حوضهای) با ذخایر تیپ Ag, Au, Cu دارد اما از عناص DIC می میر در هده نیست و منشأ گوگرد در پیریت با خاستگاه و چگونگی تشکیل کانه منیتیت متفاوت است (Bin et al., 2016).

نتيجهگيرى

با توجه به بررسیهای زمینشناسی تعدادی از واحدهای آذرین و دگرگونی در محدودهٔ بررسی شده دیده شده است که نفوذ واحد آذرین در واحدهای دربرگیرندهٔ سبب تغییرات دگرگونی مجاورتی (تشکیل اسکارن و مرمر) می شود. از نظر کانی شناسی وجود اکتینولیت و گارنت همراه با منیتیت در این محدوده نشان دهندهٔ شواهد دگرگونی حرارت زیاد است. وجود منیتیت همراه با مقدار کم کانی های سولفیدی در بخشی از محدودهٔ بررسی شده و کوارتز، آکتینولیت، کلریت، آلبیت و کلسیت و گارنت که آن را همراهی می کنند، ناشی از عملکرد دگرسانی به وسیلهٔ سیالات ماگمایی هستند. تغییرات مقدار و اندازه بلورهای منیتیت و نحوهٔ ساخت و بافت کانه منیتیت نشان دهندهٔ عملکرد و تأثیر سیال در آنها است. منیتیت بیش تر به صورت اولیه، تودهای و عدسی شکل همراه با باندهای اسکارنی و پر کننده فضاهای خالی دیده می شود، چنین نشانه هایی همراه با شواهد ژئوشیمیایی کانی منیتیت و تغییرات عناصر نادرخاکی در آنها نشان دهندهٔ منشأ اولیه برای کانی سازی آهن آنومالی ۱۶ با ست. کانه زایی آهن بر اثر عملکرد تودهٔ نفوذی با توجه به وجود گارنت، مرمر و واحد اسکارنی منطقه تشکیل و تجمع یافته است. تغییرات عناصر موجود در کانه زایی منیتیت با استفاده از بررسی های ژئوشیمی عناصر کبالت، کروم، وانادیم، تیتان، گالیم، قلع، آلومینیوم و استفاده از نمودارهای مختلف نشان دهندهٔ قرارگیری این کانهزایی در موقعیت اسکارنی است. منشا پیریتهای شکل دار با کانه املی منیتیت با 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 قرار گیری 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"، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد مهندسی معدن، دانشگاه آزاداسلامی واحد تهران جنوب (۱۳۸۱) ۱۶۸.
- ۲. ایرانمنش، س.، "بررسی نحوهٔ توزیع، پراکندگی و کانی شناسی عناصر نادر خاکی در کانسارآهن-آپاتیت اسفوردی، محدودهٔ بافق یزد"، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، پژوهشکدهٔ علوم زمین سازمان زمینشناسی کشور، تهران (۱۳۹۱).
- ۲. بختیاری، س.، "بررسی ژنتیکی آنومالی XIV آهن بر پایه عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی در منطقه بافق"، رسالهٔ دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران (۱۳۹۵).
 - ۴. بنیادی، ز.، "کانهزایی و دگرسانی در آهن سه چاهون، یزد"، رسالهٔ دکتری، دانشگاه خوارزمی، تهران (۱۳۹۰).
- ⁴. تقوی، ۱، "مطالعهٔ و بررسی کانی شناسی و ژئوشیمیایی آهن آنومالی شمالی (شمال بافق) و تعیین عیارسه بعدی آهن"، پایانامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۵).
 - ⁹. درویش زاده، ع.، "زمین شناسی ایران"، دانش امروز، تهران (۱۳۷۰)۹۰۱.
- ^۷. جعفرزاده، ۱.، قربانی، م.، پزشکپور، م.، "کانسارهای آهن، طرح تدوین کتاب"، سازمان زمین شناسی کشور، جلد ۲۶ (۱۳۷۴) ۲۱۳.
- . سامانی، ب.، "زمینشناسی پرکامبرین در ایران مرکزی از دیدگاه چینه نگاری، ماگماتیسم و دگرگونی"، فصلنامهٔ علوم زمین، (۱۳۷۲) ۴۰–۶۳.
 - ^۹. رحمانی، ش.، امامی، ه.، مختاری، م.، "کانه زایی عناصر نادر خاکی در منطقه بافق"، پشت بادام، بیست ودومین گردهمایی علوم زمین. تهران (۱۳۸۲).
- ۱۰. عمادی، ب.، "تکوین ساختاری-فلززایی میدان معدنی زریگان-اسفوردی و نقش آن در نشکیل کانسارهای مواد رادیواکتیو، سرب و روی، آهن و آپاتیت و عناصرنادر خاکی"، رسالهٔ کارشناسی ارشد، پژوهشکدهٔ علوم زمین سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۷۸) ۱۷۵.
 - ۱۱. مقتدری، ۱، "زمین شناسی و زمین شیمی معدن آهن چادر ملو، جنوب شرق یزد"، شمال شرق بافق، رسالهٔ دکتری، دانشگاه شیراز (۱۳۸۵).
 - ۱۲. هوشمندزاده، ع.، "مقدمهای بر زمینشناسی ناحیهٔ بیابانک-بافق"، وزارت معادن وفلزات تهران (۱۳۶۷).

۱۳. نبوی، م، ح.، "دیباچهای بر زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۵).

- Azizi, H., Mehrabi, B. and Akabarpour, A., "Genesis of Tertiary Magnetite-Apatite Deposits, Southeast of Zanjan, Iran", Resource Geology, 59 (2009) 330-341.
- 15. Bankuitz P., Bau U. and Seltmann, R., "Magnetite Ore bearing belts of protozoic and lowerPaleozoic 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.
- 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. 40.Daliran, F., Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatitites 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 'apatitites' 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.
- 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.
- Haghipour, A., "Geological Map of Biabanak –BafqArea.1: 500,000", Geological Survey of Iran (1977).
- 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 inJapan", Resource Geology, 49 (4) (1999) 183-198.

- 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.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., "Microtectonics. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin (2005).
- 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., Alirezaei, 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 composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superiortype) hematite-jasper-barite iron ores deposits associated with stratabound Cu mineralization in 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.

17.

- 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 genies, 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