



Research Article

Magnetite and pyrite chemistry of the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit, southern part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, north of Bam, Kerman province

Alireza Zarasvandi¹ * , Nasim Haghghat Jou¹, Nader Taghipour², Mohsen Rezaei¹,
Mohammad Amiri Hoseini³

1-Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

2-Faculty of Earth Science, Damghan University, Damghan, Iran

3-Golgozar Mining and Industrial Company, Kerman, Iran

Received: 26 Apr 2025 Accepted: 10 Jul 2025

Extended Abstract

Introduction

Porphyry deposits are commonly associated with calc-alkaline to alkaline magmas (Seedorff et al, 2005). Oxidized magmas are essential for efficiently transporting copper, gold, molybdenum, and sulfur from the metasomatized mantle to the upper crust (Richards, 2015). Hydrothermal fluids released from magmas, particularly those of intermediate composition, form a series of magnetite-bearing quartz veins and potassic alteration complexes within and around intrusive rocks (Holliday and Cooke, 2007). Magnetite is an indicator mineral for porphyry deposits (Cooke et al, 2020). The presence of primary magnetite as phenocrysts or groundmass phases indicates the oxidized state of the magmas. The formation of hydrothermal magnetite in porphyry deposits involves the reaction between ferrous iron and water or sulfate, and leads to a decrease in pH and oxygen fugacity in the fluid, which causes pyrite precipitation (Sun et al, 2013). Studies on this mineral found that hydrothermal magnetites have high values of the Mg-Mn factor, in contrast, igneous magnetite can be distinguished by high values of Co, Ni, and V (Nadoll et al, 2012). Some studies focusing on the chemistry of trace elements of magnetite have indicating the factors affecting compositional differences in iron oxide and mineralization (Pisiak et al, 2017). The role of pyrite as an indicator of fluid composition changes in porphyry deposits has also been used (Reich et al, 2013). Therefore, changes in the hydrothermal fluid's physicochemical conditions and the mineral assemblages' thermodynamic stability cause in changes in the trace element content of the ore and gangue sulfides (here, the pyrite). The aim of this study is to investigate the trace element composition of igneous and hydrothermal magnetite and pyrite using electron microprobe analysis (EMPA) in the potassic, propylitic, and phyllic alteration zones and to investigate changes in the formation conditions of these minerals in the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit.

Materials and Methods

In order to petrological, mineralogical and chemical mineral studies, sampling was carried out from the cores of the quartz diorite unit (samples number NT-6-729 and NT-3-583) and microdiorite (sample number NT-4-638).

Citation: Zarasvandi, A.R. et al, 2025. Magnetite and pyrite chemistry of the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit ..., *Res. Earth. Sci.* 16(3), (91-112) DOI: 10.48308/esrj.2025.239628.1273

* Corresponding author E-mail address: Zarasvandi_a@scu.ac.ir



At this stage, deep magnetite samples were selected from the potassic zone; also, a representative sample for electron microprobe analysis was selected from the surface microdiorite sample in the propylitic zone (NT-S-26). After preparing thin-polished sections of the samples, the samples were analyzed at the University of Leuven, Austria, with an EMPA Superprobe Jeol JXA 8200 electron microscope to determine the chemistry of magnetite. BSE images of the samples were also obtained using the same device. The measured values were calculated as weight percent using the Integrated Jeol Software of the aforementioned device. In order to perform EMPA studies on pyrite samples from quartz + pyrite veins, sample NT-3-195 of the quartz-diorite in phyllic alteration zone was used. Standards of pyrite were used to measuring Cu, Fe, and S. For other elements such as Au, Te, Zn, Ag, Se, As, and Co, the Jeol JXA 8200 device was used. The same device (Jeol JXA 8200) was used to prepare the WDS elemental map of pyrite and magnetite minerals.

Results and Discussion

Based on the data obtained from magnetite analysis, the amounts of Fe, Ti, V, and Al in the samples are higher than other elements, and the amounts of Cu, Mo, Ni, Ca, Co, Pt, Mg, and Pb are often lower than the detection limit. The Fe values range is between 40.88 to 68.92 wt%. The Fe average value (weight percent) in the fertile quartz diorite samples are 67.244, which is approximately similar to other porphyry copper deposits in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc in Iran. The highest Al value is 0.318, and the lowest is 0.087 wt%, the highest V value is 2.722 wt%, the lowest is 0.181 wt%, and about Ti, the highest value is 20.66 wt%, and the lowest is 0.060 wt%. The microdiorite sample point the average V values in quartz diorite samples from the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit is 0.229 wt%, which is in good agreement with the V values of other porphyry copper deposits in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. NT-S-26 An4 simultaneously shows the highest titanium content (20.661 wt%) and the lowest iron content (40.880 wt%). Studied pyrite minerals contain a wide range of trace elements in their structure, Cu, Fe, As, S, Zn, and Pb are more important. The average weight percentage of sulfur is 21.54, and iron is 44.46. The average value of arsenic is 0.0193, and the average value of copper is 0.0063. The range of variation in the amounts of iron and sulfur, which are the main components of pyrite, is from 46.07-46.95 and 53.56-54.74 wt%, respectively. The amounts of Co, Os, Ti, and Pt elements are below the detection limit in most points. The amounts of major elements, iron, and sulfur, in the pyrites of the Kuh-e-Kapout copper deposit, are similar to other porphyry copper deposits in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. In the vanadium versus titanium diagram, the magnetite samples of quartz diorite are located in the hydrothermal and magmatic magnetites zones with a tendency towards the magmatic zone, and the microdiorite sample is located at the border of the magmatic magnetite zone. Using the V/Ti-Fe diagram, determined that the quartz-diorite samples reequilibrated, which could be due to the development of the potassic alteration zone and the presence of continuous stages of hydrothermal fluid exsolved during this alteration. The results of the magnetite data plot on the Mg+Al+Si vs. Ti diagram for both magnetite series indicate that no significant interaction between the magmatic fluid and the wall rock occurred during the formation and crystallization of magnetite. Studies shown that the amount of vanadium in magnetite is one of the most important indicators for measuring the oxygen fugacity (fO_2) of magma or hydrothermal fluid during magnetite crystallization (Nadoll et al, 2014; Knipping et al, 2015). At higher fO_2 conditions, the magnetites do not have high levels of vanadium (Canil and Lacourse, 2020). This change is due to the preference of V^{+3} in the magnetite structure over V^{+4} and V^{+5} in the under reduced conditions. Vanadium levels can also be affected by temperature and the reaction of the hydrothermal fluid and wall rock during magnetite crystallization (Knipping et al, 2015; Zarasvandi et al, 2023b). The petrography of the Kuh-e-Kapout magnetites and the chemistry of this mineral in the potassic zone indicate that mineralization occurred under oxidizing conditions. This observation is reflected in the occurrence of hematite rims in magnetite grains. This rim typically indicates magmatism with oxidizing conditions in the magnetite-hematite buffer zone (Liang et al, 2009). On the other hand, the abundance and presence of scattered magnetite grains in the groundmass and copper mineralization veins are significant. Also, the scattered occurrence and paragenesis of anhydrite with magnetite as a sulfate mineral indicate the occurrence of magmatism with high oxygen fugacity. Pyrite is a common mineral in a wide range of hydrothermal deposits. Its deposition can effectively control the segregation of a wide range of economically and environmental importance trace elements (Large et al, 2009). While As is a structurally limited element


in pyrite, Cu and Au can occur both in solid solution and as micro to nanoscale chalcopyrite and Au (or Au-tellurides) in pyrite. The averages concentration of arsenic in pyrite samples is 0.019%, and the nearly positive correlation between S and As in pyrite samples indicates that arsenic is not substituted sulfur, which may indicate the presence of an oxidizing environment in which arsenic is present as As^{+3} . The lack of definitive correlation between Fe and Cu in pyrite samples indicates the lack of Cu^{+2} substitution in the pyrite structure at the Fe^{+2} site, which suggests that much of the Cu in pyrite is structurally replaces Fe in octahedral sites, which could be due to the presence of As, Sb, and Co in the pyrite structure.

Conclusion

In this study, the chemistry of magnetite and pyrite minerals of the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit were studied for the first time. Studies have been done on two series of quartz diorite and microdiorite dike-like intrusions. Studying on these minerals is important to understanding the physicochemical conditions of the deposit formation during the crystallization of magnetite and sulfide minerals. The data obtained from the EPMA showed that the minerals have a good agreement with other porphyry copper deposits of the Urumieh Dokhtar magmatic arc in terms of elemental abundance. The magnetites studied in Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit are magmatic type and re-equilibrated and have high temperatures (more than $500^{\circ}C$). Studies on magnetite chemistry indicate that in terms of genesis, Kuh-e-Kapout deposit is located in the porphyry deposit area. A comparison of the two magmatic systems of quartz diorite and microdiorite specifically shows a more fertile quartz diorite magmatism in the potassic zone and an isothermal system with weak mineralization evidence in the propylitic zone for the microdiorite intrusion. In this magmatic-hydrothermal system, the abundant occurrence of anhydrite and martitization of magnetite is evidence of a high fO_2 condition in the magmatic system of the region. The results of study on pyrite mineral indicate the presence of As^{+3} in the pyrite structure in the form of dispersed micro to nanoparticles, which is consistent with the oxidant conditions of mineral formation. The occurrence of copper in pyrite is in the form of replaces Fe in octahedral sites and in the form of chalcopyrite micro particles.

Keywords: Potassic alteration, Magnetite and Pyrite chemistry, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit.

شیمی مگنتیت و پیریت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت، بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه- دختر، شمال بم، استان کرمان

علیرضا زراسوندی^{*۱} , نسیم حقیقت جو^۱، نادر تقی پور^{*۲}، محسن رضایی^۱، محمد امیری حسینی^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

۳- شرکت معدنی و صنعتی گل‌گهر، کرمان، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۰۲/۰۶ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۴/۰۴/۱۹

چکیده گسترده

مقدمه

ذخایر پورفیری معمولاً با ماگماهای کالک‌آلکان تا آلکان همراه هستند (Seedorff et al, 2005). وجود ماگماهای اکسیدان برای انتقال موثر مس، طلا و مولیبدن همراه با گوگرد از گوشته دگرسان شده به پوسته بالایی ضروری هستند (Richards, 2015). سیالات گرمایی آزاد شده از ماگما، به ویژه با ترکیب حدواسط، مجموعه‌ای از رگه‌های کوارتز حاوی مگنتیت و کمپلکس‌های دگرسانی پتاسیک را در داخل و اطراف توده‌های نفوذی تشکیل می‌دهند (Holliday and Cooke, 2007). مگنتیت یک کانی ردیاب برای ذخایر پورفیری است (Cooke et al, 2020). حضور مگنتیت اولیه به صورت درشت‌بلور و یا فازهای موجود در زمینه‌ی سنگ نشان‌دهنده‌ی حالت اکسیدان ماگماها است. تشکیل مگنتیت گرمایی در ذخایر پورفیری شامل واکنش بین آهن دو ظرفیتی و آب یا سولفات است که منجر به کاهش pH و فوگاسیته اکسیژن در سیال شده که موجب ته‌نشست پیریت می‌شود (Sun et al, 2013). با توجه به مطالعات انجام شده روی این کانی مشخص شد که مگنتیت‌های گرمایی دارای مقادیر بالایی از فاکتور Mg-Mn هستند، درحالی‌که مگنتیت آذرین می‌تواند توسط مقادیر بالایی از Ni، Co و V تشخیص داده شوند (Nadoll et al, 2012). برخی از مطالعات با تمرکز روی شیمی عناصر کمیاب مگنتیت، به عوامل موثر بر تفاوت‌های ترکیبی در اکسید آهن و کانه‌زایی مگنتیت پرداخته است (Pisiak et al, 2017). همچنین نقش پیریت بعنوان نشان‌گر تغییرات ترکیب سیال در ذخایر پورفیری اثبات شده است (Reich et al, 2013). بنابراین تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی سیال گرمایی و پایداری گرماپویایی مجموعه‌های کانیایی تغییراتی را در محتوای عناصر کمیاب سنگ معدن و سولفیدهای گانگ (در اینجا پیریت) ایجاد می‌کند. هدف این مطالعه بررسی ترکیب عناصر کمیاب مگنتیت آذرین و گرمایی و پیریت با استفاده از تجزیه ریزکائونده الکترونی (EMPA) در زون دگرسانی پتاسیک، پروپیلیتیک و فیلیک و بررسی تغییرات شرایط تشکیل این کانی‌ها در کانسار مس پورفیری کوه-کپوت است.

استناد: زراسوندی، ع.ر. و همکاران، ۱۴۰۴. شیمی مگنتیت و پیریت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت، بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه- دختر، پژوهشهای دانش زمین: ۱۶(۳)، (۹۱-۱۱۲)، DOI: 10.48308/esrj.2025.239628.1273

E-mail: Zarasvandi_a@scu.ac.ir

* نویسنده مسئول:



مواد و روش‌ها

به منظور انجام مطالعات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و آزمایش شیمی کانی‌ها، نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری واحد کوارتز دیوریت (نمونه‌های شماره NT-6-729 و NT-3-583) و میکرو دیوریت (نمونه شماره NT-4-638) انجام شد. در این مرحله، نمونه‌های عمقی مگنتیت، از زون پتاسیک انتخاب گردید؛ همچنین از نمونه‌ی سطحی میکرو دیوریت در زون پروپلیتیک (NT-S-26) نمونه‌ی نماینده‌ای برای تجزیه ریزکائونده الکترونی انتخاب شد. پس از تهیه مقاطع نازک- صیقلی از نمونه‌ها، آنالیز نمونه‌ها در دانشگاه مونتان لئوبن کشور اتریش با دستگاه ریزکائونده الکترونی Superprobe Jeol JXA 8200 به منظور تعیین شیمی مگنتیت انجام شد، همچنین توسط همین دستگاه تصاویر BSE از نمونه‌ها حاصل شد. مقادیر اندازه‌گیری شده به صورت درصد وزنی با استفاده از نرم افزار Integrated Jeol Software دستگاه ذکر شده به صورت درصد وزنی محاسبه شد. به منظور انجام مطالعات EMPA بر روی نمونه‌های پیریت از رگه‌های کوارتز+ پیریت نمونه NT-3-195 از زون دگرسانی فیلیک کوارتز دیوریت انتخاب شد و از استانداردهای پیریت برای اندازه‌گیری مقادیر Fe, Cu و S استفاده شد. برای سایر عناصر مانند Au, Te, Zn, Ag, Se, As و Co از دستگاه Superprobe Jeol JXA 8200 استفاده شد. به منظور تهیه نقشه عنصری WDS کانی‌های پیریت و مگنتیت، از همین دستگاه (Superprobe Jeol JXA 8200) استفاده شد.

نتایج و بحث

بر اساس داده‌های بدست آمده از آنالیز مگنتیت مقادیر عناصر V, Ti, Fe و Al در نمونه‌ها از سایر عناصر بیشتر است و مقادیر Mg, Pt, Co, Ca, Ni, Mo, Cu و Pt اغلب کمتر از حد تشخیص است. مقادیر Fe در مگنتیت‌ها دارای دامنه‌ایی از ۴۰/۸۸ تا ۶۸/۹۲ درصد وزنی است. مقدار میانگین (درصد وزنی) آهن در نمونه‌های کوارتز دیوریت بارور معادل ۶۷/۲۴۴ می‌باشد که تقریباً مشابه با سایر ذخایر مس پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه- دختر در ایران است. بیشترین میزان Al معادل ۰/۳۱۸ و کم‌ترین مقدار معادل ۰/۰۸۷ درصد وزنی است. بیشترین میزان V معادل ۲/۷۲۲ و کم‌ترین میزان معادل ۰/۱۸۱ درصد وزنی است و در رابطه با Ti بیشترین میزان معادل ۲۰/۶۶ درصد وزنی و کم‌ترین میزان آن معادل ۰/۰۶۰ درصد وزنی است. مقادیر میانگین V در نمونه‌های کوارتز دیوریت کانسار مس پورفیری کوه- کپوت معادل ۰/۲۲۹ درصد وزنی می‌باشد که در مقایسه با مقادیر V سایر ذخایر مس پورفیری کمان ماگمایی ارومیه- دختر تطابق خوبی را نشان می‌دهد. نمونه‌ی میکرو دیوریت در نقطه‌ی NT-S- 26 An4 همزمان نشان‌دهنده‌ی بیشترین میزان تیتانیوم (۲۰/۶۶۱ درصد وزنی) و کم‌ترین میزان آهن (۴۰/۸۸۰ درصد وزنی) است. کانی‌های پیریت مورد بررسی در بردارنده‌ی طیف گسترده‌ای از عناصر کمیاب در ساختار خود هستند، از این میان عناصر Cu و Fe, As, S, Zn, Pb از اهمیت بیشتری برخوردار می‌باشند. میانگین درصد وزنی گوگرد ۵۴/۲۱ و آهن ۴۶/۴۴ درصد وزنی می‌باشد. میانگین عناصر آرسنیک و مس به ترتیب معادل ۰/۱۹۳ و ۰/۰۶۳ درصد وزنی اندازه‌گیری شده است. تغییرات مقادیر آهن و گوگرد که اجزای اصلی سازنده پیریت هستند به ترتیب دارای دامنه‌ایی از ۴۶/۰۱۷ تا ۴۶/۹۵ درصد وزنی و ۵۴/۷۴ تا ۵۳/۵۶ درصد وزنی می‌باشند. مقادیر عناصر Pt, Ti, Os و Co در اکثر نقاط کمتر از حد تشخیص دستگاه است. میزان عناصر اصلی آهن و گوگرد در پیریت‌های کانسار مس کوه- کپوت مشابه با سایر ذخایر مس پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه- دختر می‌باشد. در نمودار وانادیوم در مقابل تیتانیوم نمونه‌های مگنتیت مربوط به کوارتز دیوریت در محدوده‌ی مشترک مگنتیت‌های گرمابی و ماگمایی با تمایل به سمت ناحیه ماگمایی قرار گرفته‌اند و نمونه‌ی میکرو دیوریت در مرز ناحیه‌ی مگنتیت ماگمایی قرار دارد. با استفاده از نمودار V/Ti در مقابل Fe مشخص می‌شود که نمونه‌های مربوط به کوارتز دیوریت دچار تعادل مجدد شده‌اند که می‌تواند ناشی از توسعه رخداد زون دگرسانی پتاسیک و حضور مراحل ادامه‌داری از خروج سیال گرمابی در ضمن این دگرسانی باشد. نتایج ترسیم داده‌های مگنتیت بر روی نمودار Mg+Al+Si در مقابل Ti برای هر دو سری مگنتیت نشان می‌دهد که طی تشکیل و تبلور مگنتیت رخداد برهمکنش قابل توجهی بین سیال ماگمایی و سنگ دیواره رخ نداده است. مطالعات نشان

داده است که میزان وانادیم در مگنتیت از مهم‌ترین شاخصه‌های سنجش فوگاسیته‌ی اکسیژن (fO_2) ماگما یا سیال گرمابی در ضمن تبلور مگنتیت می‌باشد (Nadoll et al, 2014; Knipping et al, 2015). در شرایط fO_2 بالاتر مگنتیت‌ها فاقد میزان بالایی از وانادیم هستند (Canil and Lacourse, 2020). این میزان از تغییر ناشی از ترجیح قرارگیری V^{+3} در ساختار مگنتیت به جای V^{+4} و V^{+5} در شرایط احیاء می‌باشد. مقادیر وانادیم همچنین می‌تواند تحت تاثیر دما و واکنش سیال گرمابی و سنگ دیواره در حین تبلور مگنتیت باشد (Knipping et al, 2015; Zarasvandi et al, 2023b). کانه‌نگاری مگنتیت‌های منطقه‌ی کوه-کپوت بعلاوه شیمی این کانی در زون پتاسیک نشان‌دهنده‌ی رخداد کانه‌زایی در شرایط اکسیدان است، این مشاهدات به صورت رخداد حاشیه هماتیته در دانه‌های مگنتیت است. وجود این حاشیه بطور معمول نشان‌دهنده‌ی ماگماتیسیم با شرایط اکسیداسیون در محدوده‌ی بافر مگنتیت-هماتیت است (Liang et al, 2009). از سوی دیگر حضور فراوان و دانه پراکنده‌ی مگنتیت در زمینه سنگ و رگه‌های کانه‌زایی مس قابل توجه هستند. همچنین رخداد پراکنده و پارائز انیدریت با مگنتیت بعنوان یک کانی سولفاتی نشان‌دهنده‌ی رخداد ماگماتیسیم با فوگاسیته بالای اکسیژن است. پیریت در طیف وسیعی از ذخایر گرمابی بعنوان یک کانی معمول حضور دارد. تهنشست این کانی می‌تواند به طور موثری کنترل کننده‌ی تفکیک طیف گسترده‌ای از عناصر کمیاب با اهمیت اقتصادی و زیست‌محیطی باشد (Large et al, 2009). در حالی که As بعنوان یک عنصر محدود ساختاری در پیریت وجود دارد، Cu و Au می‌تواند هم به صورت محلول جامد و هم به صورت میکرو تا نانو ذرات کالکوپیریت و طلا (یا تلوریدهای طلا) در پیریت ایجاد شوند. غلظت آرسنیک در نمونه‌های پیریت بطور میانگین برابر ۰/۱۹ درصد وزنی می‌باشد، همبستگی تقریباً مثبت میان S و As در نمونه‌های پیریت نشان‌دهنده‌ی عدم جانشینی آرسنیک به جای سولفور می‌باشد، این شرایط می‌تواند به حضور یک محیط اکسیدان اشاره داشته باشد که در آن آرسنیک به صورت As^{+3} حضور دارد (Reich et al, 2013). عدم همبستگی قطعی میان Fe و Cu در نمونه‌های پیریت نشان‌دهنده‌ی نبود جانشینی Cu^{+2} در ساختار پیریت در جایگاه Fe^{+2} است که این احتمال وجود دارد بسیاری از Cu موجود در پیریت از نظر ساختاری محدود شده به صورت جایگزین آهن در جایگاه‌های هشت‌وجهی باشند که می‌تواند ناشی از وجود آرسنیک، استیبینیت و کبالت در ساختار پیریت باشد.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه برای نخستین بار شیمی کانی‌های مگنتیت و پیریت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات بر روی دو سری توده نفوذی کوارتز دیوریت و میکرودیوریت دایک مانند انجام گرفته است. اهمیت مطالعه‌ی این کانه‌ها در شناخت شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسار در زمان تبلور مگنتیت و پیریت می‌باشد. نتایج بدست آمده از تجزیه ریزکائنده الکترونی نشان داد که کانی‌ها از نظر فراوانی عنصری انطباق خوبی با دیگر ذخایر مس پورفیری کمان ماگمایی ارومیه- دختر دارند. مگنتیت‌های مورد مطالعه در کانسار مس پورفیری کوه-کپوت از نوع ماگمایی و تعادل مجدد یافته و دما بالا (بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) هستند. مطالعات شیمی مگنتیت از منظر زایشی، نشان‌دهنده‌ی کانسار کوه-کپوت در ناحیه ذخایر پورفیری است. مقایسه دو سامانه ماگمایی کوارتز دیوریتی و میکرودیوریتی به طور مشخص یک ماگماتیسیم بارورتر کوارتز دیوریتی در زون پتاسیک و یک سامانه‌ی پروپیلیتیک هم دما و با شواهد کانه‌زایی ضعیف برای نفوذی میکرودیوریت نشان می‌دهد. در این سامانه‌ی ماگمایی - گرمابی رخداد فراوان انیدریت و مارتی-تی شدن مگنتیت از جمله شواهد یک شرایط fO_2 بالا در سیستم ماگمایی منطقه است. نتایج مطالعات کانی پیریت بر حضور As^{+3} در ساختار پیریت به صورت میکرو تا نانو ذرات پراکنده دلالت می‌کند که منطبق بر شرایط اکسیدان تشکیل کانی می‌باشد. رخداد مس در کانی پیریت به صورت مس جایگزین آهن در جایگاه‌های هشت‌وجهی و به صورت میکرو ذرات کالکوپیریت است.

واژگان کلیدی: دگرسانی پتاسیک، شیمی مگنتیت و پیریت، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، کانسار مس پورفیری کوه-کپوت.

مقدمه

مگنتیت در انواع مختلف سنگ‌ها و ذخایر معدنی وجود دارد. ترکیب شیمیایی مگنتیت ماگمایی و گرمایی، همراه با توصیف سنگ‌شناسی و آنالیزهای آماری، می‌تواند برای تشخیص مگنتیت در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی استفاده شود (Boutroy et al, 2014)، هر دو نوع مگنتیت گرمایی و مگنتیت ماگمایی بعنوان کانی اکسیدی رایج در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی و همچنین در برخی از سیستم‌های گرمایی مرتبط با ذخایر معدنی شناخته می‌شود (Pisiak et al, 2017). مگنتیت بعنوان یک کانی شاخص و ردیاب ذخایر پورفیری مورد استفاده قرار گرفته است (Cooke et al, 2020) کانی‌های ردیاب ویژگی‌های الفاء شده از جایگاه تشکیل خود را حفظ می‌کنند و در صورتی که در مقابل هوازدگی مقاومت کافی داشته باشند می‌تواند در اکتشاف زمین‌شیمی ذخایر پورفیری مورد استفاده قرار گیرند (Pisiak et al, 2017). کانسارهای پورفیری نام خود را از مجموعه‌های نفوذی پورفیری پوسته ای کم عمق گرفته‌اند که از نظر مکانی، زمانی و ژنتیکی با دگرسانی و کانی‌سازی به سبک پورفیری مرتبط هستند (John et al, 2010). طیف وسیعی از ترکیبات ماگمایی نفوذی موجب کانی‌سازی پورفیری هستند که مرتبط با ترکیبات حدواسط (دیوریت و کوارتز دیوریت) تا فلسیک (مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت) هستند (Audéat and Simon, 2012). انواع مختلف ذخایر پورفیری منعکس کننده ترکیبات مختلف ماگما و سیال است و شرایط فیزیکیوشیمیایی مانند دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن (fO_2) را نشان می‌دهد (Huang et al, 2019). نسبت عناصر اصلی می‌تواند به شکل موثری مگنتیت‌های ماگمایی و گرمایی را از هم متمایز نماید. مگنتیت عضوی از کانی‌های گروه اسپینل است که بواسطه‌ی تغییرات سیستماتیک در ترکیب خود، که تابع دما، سرعت سرمایش، fO_2 یا فعالیت سیلیس است شناخته شده است (Dare et al, 2014) علاوه بر دما و ترکیب ماگمای نفوذی، مواردی مانند Cl موجود در سیال و fO_2 می‌توانند تاثیر مهمی بر ترکیب مگنتیت گرمایی بگذارند. برخی از مطالعات با تمرکز بر شیمی عناصر کمیاب در مگنتیت، به عوامل موثر بر تفاوت‌های ترکیبی در اکسید آهن و کانه‌زایی پرداخته است (Pisiak et al, 2017). تشکیل مگنتیت گرمایی در ذخایر پورفیری شامل واکنش

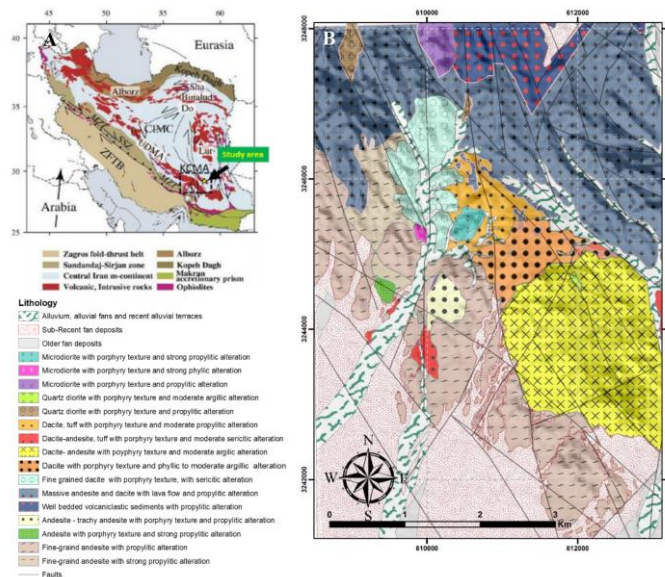
بین آهن دو ظرفیتی و آب یا سولفات است که منجر به کاهش pH و fO_2 اکسیژن در سیال شده که موجب ته نشست پیریت می‌شود (Sun et al, 2013). پیریت فراوان ترین کانه سولفیدی موجود در پوسته زمین است و یکی از اجزاء اصلی کانی‌سازی گرمایی در طیف وسیعی از ذخایر معدنی است. در سیستم‌های گرمایی، کانی‌های سولفیدی مانند پیریت نه تنها یک منبع مهم گوگرد و آهن است بلکه نقش مهمی در پرعیارسازی مس سوپرزن ایفا می‌کنند (Reich et al, 2013) همچنین پیریت حاوی عناصر کمیاب از جمله Au, Ag, Ni, Co, Zn, Pb, Cu و Sb است (Ulrich et al, 2011). در سیستم‌های پورفیری مقدار عناصر کمیاب در سولفیدها وابسته به غلظت عناصر سیال کانه‌زا، تفکیک عناصر میان سیال و کانی و وجود فازهای سولفیدی است که به شکل همزمان تبلور می‌بند (Rivas-Romero et al, 2021). تغییر در شرایط فیزیکیوشیمیایی سیال گرمایی و پایداری دماپویایی مجموعه‌های کانیایی احتمالاً تغییراتی را در محتوای عناصر کمیاب سنگ معدن و سولفیدهای گانگ ایجاد می‌کند. کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت، پیریت و بورنیت ممکن است دارای تمرکزهای متفاوتی از عناصر کمیاب در ساختار خود باشند و این عناصر می‌توانند به شکل‌های متفاوتی مانند محلول جامد یا میانبارهای در اندازه‌ی میکرو تا نانومتر در این کانی‌ها حضور داشته باشند؛ در نتیجه دانش دقیق در مورد فراوانی عناصر کمیاب در سولفیدهای مس (آهن) بعنوان تابعی از نوع دگرسانی در سیستم‌های پورفیری اهمیت بالایی دارد (Reich et al, 2013). هدف این مطالعه بررسی ترکیب عناصر کمیاب مگنتیت ماگمایی و گرمایی و پیریت با استفاده از تجزیه ریزکائنده الکترونی در زون دگرسانی پتاسیک، پروپیلیتیک و فیلیک در کانسار مس پورفیری کوه-کیوت است، همچنین به شناسایی عوامل کنترل کننده در تشکیل مگنتیت ماگمایی و گرمایی در این سیستم پرداخته و ارتباط شیمی مگنتیت و پیریت با خصوصیات فیزیکیوشیمیایی کانه‌زایی مس پورفیری در توده‌های نفوذی کوارتز دیوریت و میکرودیوریت این کانسار در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه - دختر که کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (KCMA)^۱ نامیده می‌شود مورد بررسی قرار می‌گیرد.

منطقه‌ی مورد مطالعه

زمین‌شناسی

سه رخداد اصلی ماگمایی را می‌توان در ماگماتیسم سنوزوئیک ایران متمایز نمود که عبارتند از: البرز- آذربایجان، غرب-مرکز (ارومیه-دختر) و شرق ایران (Verdel et al, 2011). کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA)^۲ با کمر بند کوهزایی و متالورژیک آلپ-همیالیا منطبق است و حدود ۲۰۰۰ کیلومتر از شمال غرب تا جنوب شرق ایران امتداد دارد و بین بلوک سندج - سیرجان و بلوک‌های قاره‌ای پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد (Alavi, 2007)، به گفته بربریان و همکاران (Berberian et al, 1982)، UDMA از دوره ژوراسیک پایین فعال بوده است و ترکیبات ماگمایی را از کالک-آلکان تا تولئیتی (Raeisi et al, 2019)، قلیایی (Moradian, 1997) شوشونیتی (Babazadeh et al, 2019) و آداکیتی نشان می‌دهد (Zarasvandi et al, 2018) و متشکل از مراحل از ماگماتیسم ائوسن است (Verdel et al, 2011). کانی‌سازی در این کمان با گرانیتوئیدهای تشکیل شده از فرورانش نفوتتیس در ائوسن تا میوسن همراه است. در ایران،

کانسارهای مس پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه-دختر ارتباط مستقیمی با فرورانش و بسته شدن اقیانوس نفوتتیس و ایجاد یک سیستم برخوردی در ترشیری دارد. کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (KCMA) در قسمت جنوب شرقی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر که میزبان بسیاری از کانسارهای مس پورفیری در ایران است، با توسعه توده‌های نفوذی کالک-آلکان به سن ائوسن- الیگوسن و میوسن همراه است، که با کانه‌زایی مس، طلا، مولیبدن و به‌ویژه مس و مولیبدن پورفیری ادامه پیدا کرده است. ماگماتیسم کمان ماگمایی کرمان شامل دو نوع گرانیتوئید غیر اقتصادی از نوع جبال بارز به سن ائوسن پسین و میوسن پیشین و گرانیتوئید بارور از نوع کوه پنج به سن میوسن میانی و پالئوسن است (Mirzababaei et al, 2016). کانسار مس پورفیری کوه-کپوت در منطقه جبال بارز در انتهای بخش جنوبی کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (شکل ۱ A) در طول جغرافیایی ۵۸ درجه و ۷ دقیقه و ۶ ثانیه تا ۵۸ درجه و ۱۰ دقیقه و ۳۸ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۹ درجه و ۱۷ دقیقه و ۲۳ ثانیه تا ۲۹ درجه و ۲۰ دقیقه و ۳۹ ثانیه شمالی قرار دارد.

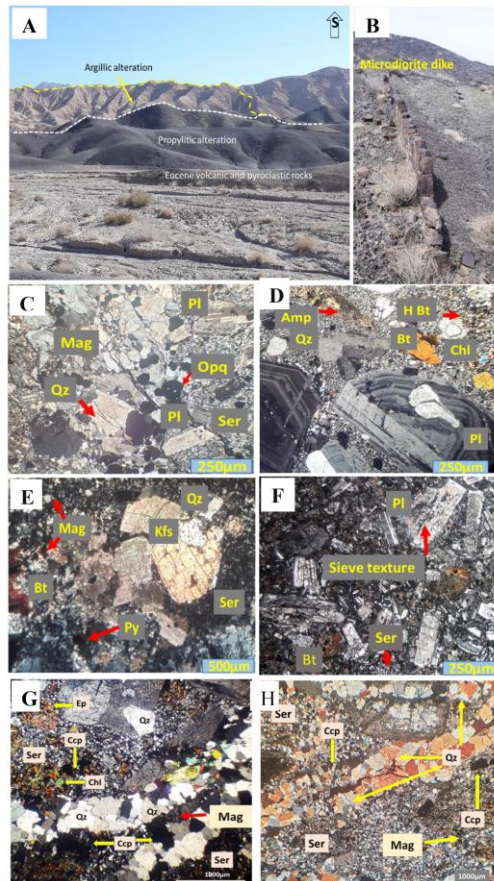


شکل ۱: A: پهنه‌های رسوبی- ساختاری عمده ایران و جایگاه کانسار مس پورفیری کوه-کپوت بر روی کمان ماگمایی ارومیه- دختر (با تغییراتی از آقانباتی، ۱۳۷۹)، B: نقشه ساده شده زمین‌شناسی از منطقه مورد مطالعه، که نشان‌دهنده واحدهای سنگ‌شناسی اصلی شامل پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی و آذرین ائوسن است (با تغییرات از مهندسین مشاور شرکت معدنی کوشا، ۱۳۹۹).

Fig. 1: A: Major sedimentary-structural zones of Iran and the location of the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit on the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (with modifications from Aghanabati, 2000), B: Simplified geological map of the study area, showing the main lithological unites, including distribution of Eocene volcanic and igneous rocks (with changes from the consulting engineers of the Kusha mining company, 1399).

زون‌های دگرسانی آرژیلیک و قهوه‌ای تا خاکستری نواحی دگرسانی پروپیلیتیک در مناطق سطحی در منطقه را نشان می‌دهند و در سنگ‌های آتشفشانی گسترش یافته است (شکل ۲ A و B)، سنگ‌های آتشفشانی در ناحیه دگرسانی پروپیلیتیک، به‌ویژه نزدیک به سنگ‌های نفوذی کوارتز دیوریت، شامل کانی‌های کربناته، کلریت و پلاژیوکلاز است که به سرسیت، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند.

بر اساس بررسی‌ها و مطالعات، سن نفوذی‌های جبال بارز $16/0 \pm 9/2$ تا $29/7 \pm 3/3$ میلیون سال است (McInnes et al, 2005). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه، سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی با بافت‌های پورفیری تا ریزدانه با دگرسانی‌های سرسیتی، فیلیک تا آرژیلیک و پروپیلیتیک هستند (شکل ۱ B) که در بخش‌های شمالی و شرقی منطقه گسترده شده‌اند. رنگ صورتی تا خاکستری روشن



شکل ۲. A: رخداد دگرسانی گسترده آرژیلیک و پروپیلیتیک در سنگ‌های آتشفشانی منطقه کوه-کپوت، B: دایک‌های میکرودیوریت با دگرسانی پروپیلیتیک، C: تصاویر میکروسکوپی از مقاطع نازک صیقلی (XPL) رخدادهای دانه‌پراکنده مگنتیت در زون فیلیک، D و E: جانشینی کانی‌های فرومنیزین با بیوتیت گرمابی و رخداد مگنتیت دانه‌پراکنده، F: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی در میکرودیوریت، G: شکل‌گیری مگنتیت در مجاورت دگرسانی سرسیتی در زون پتاسیک و تهنشست کالکوپیریت، H: رخداد مگنتیت ریزدانه و کالکوپیریت دانه‌پراکنده در سنگ زمینه‌ی زون پتاسیک. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اکتباس شده است (PI: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Mag: مگنتیت، Opq: کانی کدر، Ser: سرسیت، Bt: بیوتیت، HBt: بیوتیت گرمابی، Py: پیریت، Chl: کلریت، Amp: آمفیبول، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Ep: اپیدوت).

Fig. 2: A: Extensive argillic and propylitic alteration in the volcanic rocks of the Kuh-e-Kapout region, B: Microdiorite dykes with propylitic alteration, C: Microscopic images of polished thin sections (XPL) scattered magnetite grains occurrences in the phyllic zone, D and E: Replacement of ferromagnesian minerals with hydrothermal biotite and occurrence of dispersed magnetite grain, F: Plagioclase phenocrysts with sieve texture in microdiorite, G: Magnetite formation in the vicinity of sericite alteration in the potassic zone and chalcopyrite deposition, H: Occurrence of fine-grained magnetite and dispersed chalcopyrite in the groundmass of the potassic zone. Abbreviations, after Whitney and Evans (2010) (PI: Plagioclase, Qz: Quartz, Mag: Magnetite, Opq: Opaque mineral, Ser: Sericite, Bt: Biotite, HBt: Hydrothermal Biotite, Py: Pyrite, Chl: Chlorite, Amp: Amphibole, Kfs: K-feldspar, Ep: Epidote).

پراکنده‌ای از مگنتیت در سنگ میزبان و رگه‌های کوارتز می‌باشد. کاهش پایداری کمپلکس‌های بیسولفید مس و کلرید مس طی این فرایند موجب می‌شود تا با تهنشست مس در رگه‌ها و یا ریزشکستگی‌ها، مگنتیت و کالکوپیریت در مجاورت هم تشکیل شود. تبلور ناشی از فرایند کاهش دما در ماگما یک پیش نیاز موثر برای فرایندهای کانه‌زایی است.

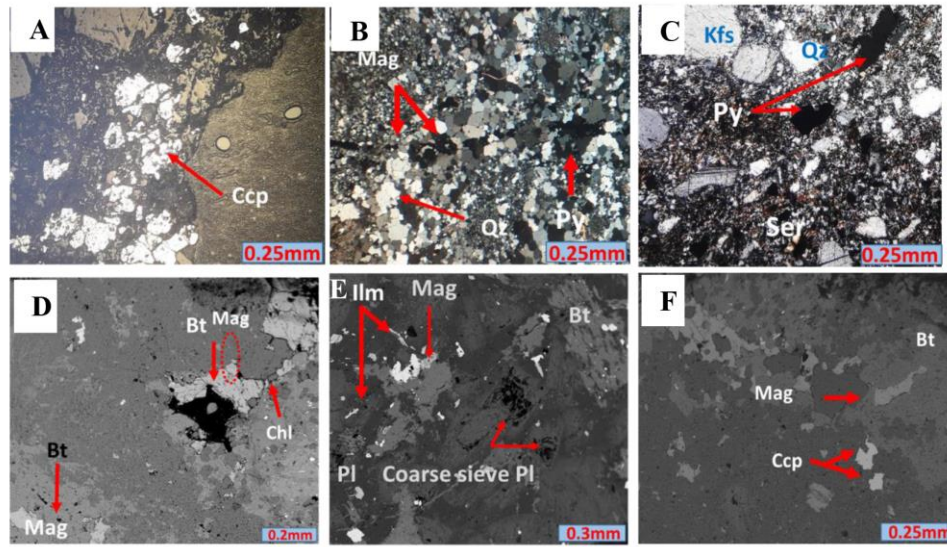
دگرسانی و کانه‌زایی

سنگ‌های آذرین نفوذی موجب دگرسانی گرمایی گسترده در سنگ دیواره آتشفشانی و آذرآواری شده و ویژگی‌های سنگ‌شناسی آن را تغییر داده‌اند. در ناحیه دگرسانی پروپیلیتیک، بیوتیت و آمفیبول تا حدودی به کلریت تبدیل شده و در بخش‌هایی با کلسیت مشاهده شده است. در زون سوپرژن، مجموعه‌ای از کانه‌زایی سوپرژن مس شامل مالاکیت و کوولیت در ناحیه دگرسانی آرژیلیک به دلیل دگرسانی و انحلال پیریت و کالکوپیریت اولیه مشاهده می‌شود. رگه‌های کوارتز نواری و استوک‌ورک در سنگ‌های آتشفشانی در ناحیه دگرسانی پروپیلیتیک مشاهده شدند که به صورت محدود دارای کانه‌زایی پیریت دانه‌پراکنده هستند. با توجه به مطالعه مغزه‌های حفاری در بخش‌های عمیق‌تر واحد کوارتز دیوریت، یک هسته داخلی شامل زون کوارتز-سرسیت-پیریت و یک ناحیه دگرسانی پتاسیک وجود دارد که به شکل غالبی با کانه‌زایی مگنتیت پیریت و کالکوپیریت همراه هستند (شکل ۳ A)؛ کانه‌زایی در عمق بیشتر به صورت دانه‌پراکنده و رگه‌ای مشاهده شد و بیشترین حجم کانه‌زایی شامل رگه‌های کالکوپیریت همراه با بیوتیت ثانویه و فلدسپار پتاسیم است. در دگرسانی پتاسیک، در بخش‌هایی رخداد رگه‌های مگنتیت در حضور مقدار زیادی پیریت دانه‌پراکنده در زمینه سرسیتی قابل مشاهده است (شکل ۳ B و C). همچنین با توجه به تصاویر BSE^۲ در این دگرسانی جانشین بیوتیت با کلریت منجر به تولید مگنتیت ریزدانه و دانه‌پراکنده شده است (شکل ۳ D) و حالت اکسیدان ماگما در حضور مگنتیت اولیه به شکل درشت‌بلور و یا حضور فراوان در سنگ زمینه قابل تایید است (Cooke et al, 2020). در دگرسانی پتاسیک رخداد اکسلوشن ایلمنیت (FeTiO₃) در حاشیه مگنتیت‌های ریزدانه و پراکنده به‌وفور مشاهده می‌شود (شکل ۳ E). اکسلوشن ایلمنیت توسط اکسیداسیون و درضمن

این رویدادهای دگرسانی همراه با شکستگی‌ها، گسل‌ها و رگه‌های کوارتز در بخش مرکزی کانسار دیده می‌شوند. در برخی قسمت‌ها این واحدهای آتشفشانی توسط توف، مخروط افکنه و رسوبات خاکستر آتشفشانی پوشیده شده است. سنگ‌های کالک‌آلکالن داسیت، آندزیت و تراکی‌آندزیت آتشفشانی ائوسن توسط توده نفوذی با ترکیب حدواسط- کوارتز دیوریت قطع شده‌اند که فاز اصلی کانی‌سازی در کانسار کوه-کپوت را شامل می‌شود، این سنگ نفوذی یک استوک پورفیری کالک‌آلکالن کم عمق است که بیشتر در قسمت‌های مرکزی و شمالی منطقه نمایان است (Zarasvandi et al, 2024). کوارتز دیوریت‌ها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت بعنوان درشت‌بلورهای اصلی با پتاسیم فلدسپار جزئی همراه با سرسیت، کوارتز، انیدریت، مگنتیت و کلریت در یک زمینه از کوارتز و سرسیت عمدتاً ریزدانه هستند. اثر دگرسانی گرمایی از سطح به عمق شامل رویدادهای دگرسانی آرژیلیک حدواسط، زون کوارتز-سرسیت-پیریت و دگرسانی عمیق پتاسیک و آلتراسیون قلیایی (پتاسیم) فلدسپات-سرسیت-کلریت-انیدریت است. در زون فیلیک رخدادهای رگچه‌های مگنتیتی و افزایش نرخ جانیشینی پتاسیم‌فلدسپار اولیه با پتاسیم‌فلدسپار ثانویه مشاهده می‌شود (شکل ۲ C). در زون پتاسیک میزان جانیشینی کانی‌های فرومنیزین با بیوتیت گرمایی با افزایش عمق افزایش یافته و مگنتیت از حالت رگه‌ای به شکل دانه‌پراکنده تبدیل شده است (شکل ۲ D و E). این زون بعنوان زون اصلی کانه‌زایی با حضور انیدریت و مگنتیت رگه‌ای، بیوتیت ثانویه و فلدسپار پتاسیم مشخص می‌شود. سنگ‌های دیواره آتشفشانی و آذرآواری و نفوذی-های کوارتز دیوریت توسط نفوذی‌های میکرودیوریت دایک مانند پس از مرحله‌ی کانی‌سازی قطع شده‌اند. این دایک-های نفوذی نابارور با بافت پورفیری و دانه‌ای دارای درشت-بلورهای پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت و سرسیت می‌باشند. حضور پلاژیوکلاز با بافت غربالی (شکل ۲ F) ممکن است در این سنگ‌ها در نتیجه کاهش فشار ماگما ایجاد شده باشد (Nelson and Montana, 1992). رخداد رگه‌های کانه‌زای اصلی سولفید مس همراه با مگنتیت و پیریت در زون دگرسانی پتاسیک در توده نفوذی کوارتز دیوریتی در شکل ۲ G و H نشان داده شده است، که نشان-دهنده‌ی درجات مختلفی از سرسیتی شدن و رخدادهای

سولفیدی می‌شود، روند تشکیل مگنتیت و هماتیت تسهیل کننده‌ی احیاء سولفات به سولفید است و H^+ را برای فرآیند آبکافت فراهم می‌کند (Sun et al, 2013). رابطه بین فرآیندهای مخرب فلدسپات توسط H_2S و کانه‌زایی سولفیدی (در شکل ۲ G و H) همراه با دگرسانی محدود سرسیتی شدن در بسیاری از ذخایر مس پورفیری مشاهده شده است (Rezaci, 2017).

سرمایش رخ می‌دهد (Canil et al, 2017). آثار مارتیتی شدن در حاشیه مگنتیت‌ها و در مجاورت شکستگی‌ها ناشی از اکسیداسیون در زون پتاسیک مشاهده می‌شود. در این زون در بیشتر موارد مگنتیت به همراه پیریت و در مواردی با کالکوپیریت قابل مشاهده است (شکل ۳ F). در کانسار کوه-کپوت، مگنتیت یک کانه فراوان است و تبلور مگنتیت باعث تولید سولفید هیدروژن و متعاقباً کانه‌زایی



شکل ۳: تصاویر مقاطع میکروسکوپی (XPL) A: رخداد کالکوپیریت در زون دگرسانی فلیک، B و C: رخداد رگه و دانه‌پراکنده مگنتیت و پیریت دانه‌پراکنده در زون دگرسانی پتاسیک کانسار کوه-کپوت، D: تصاویر BSE زون دگرسانی پتاسیک و جانشینی بیوتیت توسط کلریت، E: اکسلوشن ایلمنیت در حاشیه مگنتیت، F: رخداد مگنتیت و کالکوپیریت در زون دگرسانی پتاسیک. علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp=Chalcopyrite, Ilm= Ilmenite, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz, Mag: Magnetite, Ser: Sericite, Bt: Biotite, Py: Pyrite, Chl: Chlorite, Kfs: K-feldspar).

سرسیت، Bt: بیوتیت، Py: پیریت، Chl: کلریت، Kfs: فلدسپار پتاسیم).

Fig. 3: Microscopic images of polished thin section (XPL) A: Occurrence of chalcopyrite in the phyllic alteration zone, B and C: Occurrence of magnetite veins and scattered pyrite in the potassic alteration zone Kuh-e-Kapout deposit, D: BSE images of potassic alteration zone and biotite replacement with chlorite, E: Ilmenite exclusion occurrence at the margin of magnetite, F: Occurrence of magnetite and chalcopyrite in the potassic alteration zone. Abbreviations from Whitney and Evans (2010) (Ccp=Chalcopyrite, Ilm= Ilmenite, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz, Mag: Magnetite, Ser: Sericite, Bt: Biotite, Py: Pyrite, Chl: Chlorite, Kfs: K-feldspar).

مواد و روش‌ها

مونتان لئوبین^۴ کشور اتریش برای تجزیه ریزکائونده الکترونی (EMPA)^۵ بوسیله دستگاه ریزکائونده الکترونی Superprobe Jeol JXA 8200 به منظور تعیین شیمی مگنتیت ارسال شدند. همچنین توسط همین دستگاه تصاویر BSE از نمونه‌ها حاصل شد. آنالیزها در خط پتاسیم آلفا و در ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ KV با شدت جریان ۱۰ نانوآمپر و باریکه الکترونی ۱ میکرومتر انجام گرفت و زمان شمارش از ۲۰ تا ۱۰۰ ثانیه متغیر بود. مقادیر اندازه‌گیری شده به صورت درصد وزنی با استفاده از نرم افزار

به منظور سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و آزمایش شیمی کانی‌ها، نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری واحد کوارتزدیوریت (نمونه‌های شماره NT-6-729 و NT-3-583) و میکرودیوریت (نمونه شماره NT-4-638) انجام شد. در این مرحله، نمونه‌های عمقی مگنتیت، از زون پتاسیک انتخاب گردید؛ همچنین از واحدهای سطحی میکرودیوریت در زون پروپیلیتیک (NT-S-26) نمونه‌ی نماینده انتخاب شد. پس از تهیه مقاطع نازک-صیقلی، نمونه‌ها به دانشگاه

منظور انجام مطالعات EMPA بر روی نمونه‌های سولفید از رگه‌های کوارتز + پیریت نمونه شماره NT-3-195 زون دگرسانی فلیک در واحد کوارتز دیوریت استفاده شد و از استانداردهای پیریت برای اندازه‌گیری Fe، Cu و S استفاده شد (جدول ۲). برای اندازه‌گیری سایر عناصر مانند Ni، Au، Te، Zn، Ag، Se، As و Co، از استانداردهای پنتلاندیت $AuTe_2$ (برای Au و Te)، ZnS ، Bi_2Se_3 ، $CoAs$ ، $GaAs$ ، $AgBiSe_2$ و با استفاده از دستگاه Superprobe Jeol JXA 8200 استفاده شد. به منظور تهیه نقشه عنصری WDS^۶ کانی‌های سولفیدی و مگنتیت از همین دستگاه (Superprobe Jeol JXA 8200) استفاده شد.

Integrated Jeol Software دستگاه ذکر شده محاسبه گردیده که دارای حد تشخیص عناصر به صورت: از ۰/۰۲۴ برای کروم، ۰/۰۲۳ برای آهن و منگنز، ۰/۰۱۲ برای منیزیم، ۰/۰۱۹ برای تیتانیم، ۰/۰۲۷ برای وانادیم و ۰/۰۱ برای آلومینیم است. نتایج مربوط به آنالیز نمونه‌های مگنتیت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت در جدول ۱ نشان داده شده است. عناصری مانند Mg، Al، Ti، V، Cr و Mn غلظت قابل توجهی در مگنتیت دارند و اغلب توسط EMPA و LA-ICP-MS قابل تشخیص است (Canil et al, 2017). عناصر دیگری که در غلظت‌های بسیار پایین‌تر از ۰/۱ < درصد وزنی مانند Si، Ca، Cr و Ni هستند، اغلب برای آنالیز EMP نزدیک به یا کمتر از حد تشخیص هستند. به

جدول ۱: نتایج EMPA نمونه‌های مگنتیت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت (بر حسب درصد وزنی)

Table 1: EMPA results of magnetite samples from the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit (wt%).

Sample	NT-3-583 An6(quartz diorite)	NT-3-583 An5(quartz diorite)	NT-S-26 An4(microdiorite)	NT-6-729 An3(quartz diorite)	NT-4-638 An2(microdiorite)
Al	0.087	0.155	0.318	0.221	0.284
V	0.181	0.265	2.722	0.243	0.759
Ir	0.013	0	0.024	0.021	0.045
Pt	0.097	0	0	0	0.023
Pd	0.006	0.01	0.001	0.002	0.001
Mg	0	0	0	0.01	0
Mn	0.111	0.026	0.143	0.009	0
Re	0.043	0.003	0.07	0.145	0
Co	0.006	0	0.015	0	0.001
Ru	0	0	0	0	0
Si	0	0.069	0.06	0.044	0.029
Ti	0.215	0.06	20.661	0.72	4.8
Os	0.049	0	0.042	0	0
Cu	0	0	0.016	0.009	0.001
Mo	0.005	0	0.008	0	0
Cr	0.091	0.075	0.051	0.024	0.052
Ni	0.01	0	0.002	0.014	0
Ca	0	0	0.041	0	0.106
Fe	66.413	68.924	40.88	66.395	61.657
Total	67.327	69.587	65.054	67.857	67.758

جدول ۲: نتایج EMPA نمونه‌های پیریت ذخیره مس پورفیری کوه-کپوت (بر حسب درصد وزنی).

Table 2: EMPA results of pyrite samples from the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit (wt%).

Sample	Co	Ti	Re	Pt	Cu	As
NT-3-195 An32	0.000	0.002	0.000	0.092	0.000	0.026
NT-3-195 An33	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.001
NT-3-195 An34	0.000	0.008	0.000	0.042	0.004	0.047

NT-3-195 An35	0.000	0.000	0.028	0.088	0.000	0.018
NT-3-195 An36	0.001	0.000	0.000	0.069	0.005	0.011
NT-3-195 An37	0.000	0.034	0.000	0.077	0.000	0.008
NT-3-195 An38	0.008	0.000	0.035	0.030	0.000	0.000
NT-3-195 An39	0.000	0.000	0.026	0.111	0.000	0.022
NT-3-195 An40	0.000	0.000	0.001	0.042	0.011	0.007
NT-3-195 An41	0.000	0.000	0.024	0.081	0.020	0.018
NT-3-195 An42	0.000	0.000	0.013	0.099	0.008	0.020
NT-3-195 An43	0.000	0.000	0.029	0.070	0.000	0.029
NT-3-195 An44	0.000	0.009	0.000	0.040	0.027	0.035
NT-3-195 An45	0.000	0.000	0.000	0.028	0.000	0.014
NT-3-195 An46	0.000	0.000	0.000	0.017	0.009	0.025
NT-3-195 An47	0.000	0.000	0.021	0.083	0.000	0.028

ادامه جدول ۲:

Table 2. (Continued):

Sample	Pb	Fe	S	Ir	Zn	Os	Total
NT-3-195 An32	0.020	46.481	53.653	0.000	0.000	0.000	100.274
NT-3-195 An33	0.009	46.606	54.461	0.000	0.000	0.000	101.095
NT-3-195 An34	0.009	46.065	54.743	0.000	0.004	0.000	100.922
NT-3-195 An35	0.000	46.615	54.563	0.004	0.002	0.000	101.318
NT-3-195 An36	0.045	46.399	54.637	0.018	0.004	0.001	101.192
NT-3-195 An37	0.020	46.017	54.063	0.033	0.008	0.000	100.260
NT-3-195 An38	0.012	46.160	53.992	0.027	0.008	0.005	100.277
NT-3-195 An39	0.044	46.390	53.560	0.000	0.000	0.000	100.153
NT-3-195 An40	0.006	46.589	54.432	0.000	0.000	0.000	101.088
NT-3-195 An41	0.009	46.949	54.452	0.012	0.000	0.021	101.586
NT-3-195 An42	0.027	46.954	54.160	0.000	0.000	0.000	101.281
NT-3-195 An43	0.045	46.798	53.574	0.012	0.000	0.000	100.557
NT-3-195 An44	0.003	46.297	54.624	0.011	0.009	0.000	101.055
NT-3-195 An45	0.005	46.055	54.204	0.000	0.011	0.000	100.322
NT-3-195 An46	0.000	46.187	53.958	0.000	0.000	0.000	100.196
NT-3-195 An47	0.000	46.519	54.309	0.000	0.002	0.000	100.962

زمین‌شیمی مگنتیت

همانطور که در جدول ۱ قابل مشاهده است مقادیر V، Ti، Fe و Al در نمونه‌های مگنتیت از سایر عناصر بیشتر است و مقادیر Mg، Pt، Co، Ni، Mo، Cu و Pt اغلب پایین‌تر از حد تشخیص است. مقادیر Fe دارای دامنه‌ای از ۴۰/۸۸ تا ۶۸/۹۲ درصد وزنی می‌باشد. مقادیر درصد وزنی آهن در نمونه‌های کوارتز دیوریت بارور معادل ۶۷/۲۴۴ می‌باشد که تقریباً مشابه با سایر ذخایر مس پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه- دختر در ایران (سرکوه: ۷۱/۳۷، زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al, 2019)، ایجو: ۷۱/۷۹، رضایی و همکاران (Rezaei et al, 2024) و سایر ذخایر مس پورفیری موجود در تتیس بعنوان مثال ذخیره‌ی

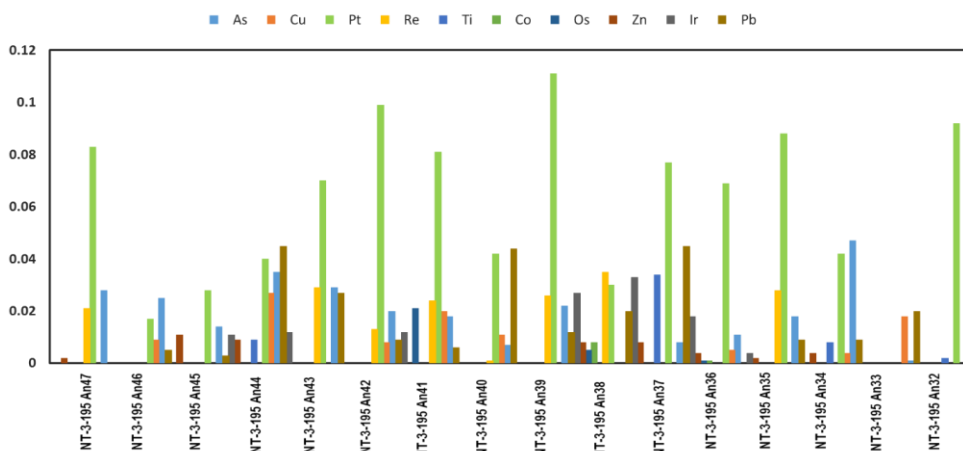
Atlas در فیلیپین: ۷۰/۹۸ درصد وزنی (Tian et al, 2021)) می‌باشد. بیشترین میزان Al معادل ۰/۳۱۸ و کم‌ترین مقدار معادل ۰/۰۸۷ درصد وزنی، بیشترین میزان V معادل ۲/۷۲۲ و کم‌ترین میزان معادل ۰/۱۸۱ درصد وزنی و در رابطه با Ti بیشترین میزان معادل ۲۰/۶۶ درصد وزنی و کم‌ترین میزان آن معادل ۰/۰۶۰ درصد وزنی است. نقطه‌ی NT-S-26 An4 همزمان نشان دهنده‌ی بیشترین میزان تیتانیم (۲۰/۶۶۱ درصد وزنی) و کم‌ترین میزان آهن (۴۰/۸۸۰ درصد وزنی) است. این کاهش شدید در میزان آهن می‌تواند ناشی از آنالیز روی یا نزدیک به نقاط دارای فاز تیتانیم باشد. دیگر نقطه‌ی مشابه در جدول آنالیزها مربوط به نقطه‌ی NT-4-638 An2 می‌باشد که هر دو نقطه

و مس به ترتیب معادل ۰/۰۱۹۳ و ۰/۰۰۶۳ درصد وزنی اندازه‌گیری شده است. دامنه تغییر مقادیر آهن و گوگرد که اجزای اصلی سازنده پیریت هستند به ترتیب دارای دامنه‌ای از ۴۶/۰۷ تا ۴۶/۹۵ درصد وزنی و ۵۴/۷۴ تا ۵۳/۵۶ درصد وزنی می‌باشند. مقادیر عناصر Pt, Ti, Os و Co در اکثر نقاط کمتر از حد تشخیص دستگاه هستند. میزان عناصر اصلی آهن و گوگرد در پیریت‌های کانسار مس کوه-کپوت مشابه با سایر ذخایر مس پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه- دختر است، بعنوان مثال کانسار آبدر با میانگین درصد وزنی آهن معادل ۴۶/۴۸ و درصد وزنی گوگرد معادل ۵۲/۲۱ است و در کانسار پرکام میانگین درصد وزنی آهن معادل ۴۶/۶۸ و میانگین درصد وزنی گوگرد معادل ۶۴٪ گزارش شده است (Zarasvandi et al, 2023a). در میان عناصر گروه پلاتین در اکسیدها و سولفیدها میزان عنصر Pt بیشتر از سایر عناصر است (شکل ۴) که دارای گستره‌ای از ۰ تا ۰/۱۱۱ در سولفیدها و میانگین ۰/۰۶۰۵ درصد وزنی و ۰ بیشترین میزان معادل ۰/۰۹۷ درصد وزنی در مگنتیت‌ها می‌باشد. بطور کلی میانگین مقادیر عناصر اندازه‌گیری شده‌ی گروه پلاتین در مگنتیت‌های کوارتز دیوریت بیشتر از مقدار آن در نمونه‌های پیریت است. عناصر کمیاب از جمله Co, Zn, Os و Ir در ساختار پیریت با مقدار در حد صدم تا هزارم درصد وزنی به احتمال زیاد اجزای ساختاری را تشکیل داده‌اند و تمرکز بالایی ندارند (Reich et al, 2013).

شامل میکرودیوریت‌های منطقه است. میزان Ni, Cu و Ca در نمونه‌های کوارتز دیوریت در زون پتاسیک در نقاط کمی اندازه‌گیری شده‌اند و کم‌تر از میزان تشخیص توسط EMPA بوده است. این مشخصه در سایر کانسارهای مس پورفیری در زون پتاسیک در نیمه جنوبی کمان ماگمایی ارومیه- دختر گزارش شده است (Zarasvandi et al, 2019). در مقایسه میان مقادیر V در مگنتیت‌های کوارتز دیوریت و میکرودیوریت در جدول ۱ بالاترین مقادیر شامل ۰/۷۵۹ و ۲/۷۲۲ به ترتیب در میکرودیوریت‌های عمقی NT-4-638 An2 و سطحی NT-S-26 An2 قابل مشاهده است. مقادیر میانگین V در نمونه‌های کوارتز دیوریت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت معادل ۰/۲۲۹ درصد وزنی است، که در مقایسه با مقادیر V سایر ذخایر مس پورفیری کمان ماگمایی ارومیه- دختر تطابق خوبی را نشان می‌دهد (۰/۱۲ تا ۰/۴۷ درصد وزنی در کانسار ایجو، رضایی و همکاران (Rezaei et al, 2024)؛ ۰/۱۵ درصد وزنی در کانسار سرکوه، زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al, 2023c) و کانسار مس-طلائی پورفیری دالی معادل ۰/۱۳، زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al, 2023 b)).

زمین‌شیمی پیریت

کانی‌های پیریت مورد بررسی در بردارنده‌ی طیف وسیعی از عناصر کمیاب در ساختار خود هستند، از این میان عناصر Pb, Zn, S, As, Fe و Cu از اهمیت بیشتری برخوردار می‌باشند. میانگین درصد وزنی گوگرد ۵۴/۲۱ و آهن ۴۶/۴۴ درصد وزنی می‌باشد. میانگین عناصر آرسنیک



شکل ۴: هیستوگرام فراوانی مقادیر عناصر کمیاب در نمونه‌های پیریت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت (برحسب درصد وزنی).

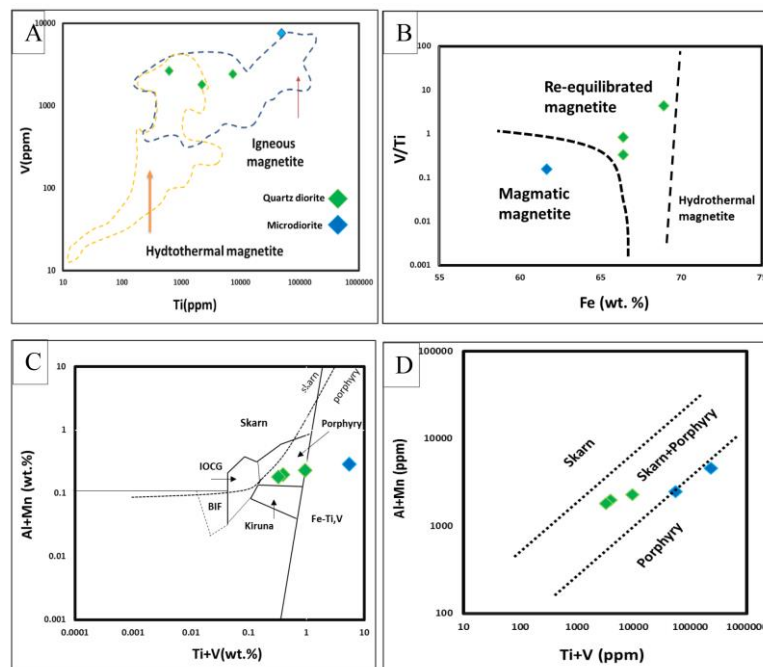
Fig. 4: Frequency histogram of trace element values in pyrite samples from the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit (wt%).

بحث و نتایج

زایش مگنتیت در کانسار مس پورفیری کوه-کپوت

در مگنتیت‌ها عناصر V, Ti, Zn, Mg, Co از عناصر مهم بمنظور تفکیک مگنتیت‌های گرمایی از ماگمایی در ذخایر پورفیری هستند، همچنین برای شناسایی مگنتیت-های ماگمایی از تغییرات فراوانی Al, Mn, Zn, V استفاده می‌گردد (Nadoll et al, 2015). با استفاده از مقایسه مقادیر این عناصر کمیاب می‌توان مگنتیت‌های ماگمایی و گرمایی را متمایز نمود. در نمودار وانادیوم در مقابل تیتانیوم (شکل ۵ A) نمونه‌های مگنتیت مربوط به کوارتز دیوریت در محدوده‌ی مشترک مگنتیت‌های گرمایی و ماگمایی با

تمایل به سمت ناحیه ماگمایی قرار گرفته‌اند و نمونه‌ی میکرودیوریت در مرز ناحیه‌ی مگنتیت ماگمایی واقع شده است. نمونه‌ی مگنتیت میکرودیوریت سطحی خارج از محدوده‌ی دیگرام قرار می‌گیرد که طبق شواهد سنگ-شناسی ذکر شده تحت تاثیر رخداد دگرسانی از نوع اسفنی-شدن^۷ قرار گرفته است. با استفاده از نمودار $V/Ti-Fe$ مشخص می‌شود که نمونه‌های مربوط به کوارتز دیوریت دچار تعادل مجدد شده‌اند که می‌تواند ناشی از توسعه رخداد زون دگرسانی پتاسیک و حضور مراحل ادامه‌داری از خروج سیال گرمایی در ضمن این دگرسانی باشد (شکل ۵ B).



شکل ۵: A: نمودار V در مقابل Ti (Nadoll et al, 2015) و قرار گیری نمونه‌های مگنتیت کوارتز دیوریت و میکرودیوریت در ناحیه مگنتیت ماگمایی، B: نمودار Fe در مقابل V/Ti (Wen et al, 2017) و قرارگیری مگنتیت‌های کوارتز دیوریت در ناحیه مگنتیت تعادل مجدد یافته، C: نمودار $Al+Mn$ در مقابل $Ti+V$ (Nadoll et al, 2014) که در آن نمونه‌های مگنتیت کوارتز دیوریت در ناحیه‌ی ذخایر پورفیری قرار گرفته‌اند، D: نمودار $Al+Mn$ در مقابل $Ti+V$ (Nadoll et al, 2015) و قرارگیری نمونه‌های مگنتیت کوارتز دیوریت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت در ناحیه ذخایر پورفیری و اسکارن.

Fig. 5: A: V vs. Ti diagram (Nadoll et al, 2015) and plotting of magnetite from quartz diorite and microdiorite samples in the magmatic magnetite zone, B: Fe vs. V/Ti diagram (Wen et al, 2017) and plotting of magnetites from quartz diorite in the re-equilibrated magnetite zone, C: According to the Ti+V vs Al+Mn diagram (Nadoll et al, 2014), magnetite from quartz diorite are plotted on the porphyry type deposits area, D: Al+Mn vs. Ti+V diagram (Nadoll et al, 2015) and plotting of magnetite from quartz diorite samples of Kuh-e-Kapout Cu porphyry deposit on the porphyry and skarn deposit region.

از ساختار مگنتیت گردد که منجر به تولید یک فاز ناپایدار آهن-آبدار و در نتیجه جایگزینی هماتیت خواهد شد (Yin et al, 2022). با استفاده از شیمی مگنتیت و مقادیر

همچنین وجود حاشیه‌های هماتیته شده (مارتی تی شدن) یک اثبات کانه‌نگاری برای رخداد این فرایند است. خروج سیالات گرمایی به دفعات می‌تواند موجب شستشوی Fe^{+2}

شرایط اکسیدان محیط تشکیل مگنتیت است. در نمونه‌های میکرودیوریت در زون پروپیلیتیک حضور ایلمنیت در تماس با مگنتیت و پلاژیوکلاز با بافت غربالی می‌تواند نشان‌دهنده-ی رخداد تجزیه‌ی پلاژیوکلاز باشد که نهایتاً منجر به حذف FeO مگنتیت و تشکیل کانی‌های کلریت، سولفید و هورنبلند در ناحیه شده است و یا ناشی از واکنش‌های متاسوماتیک SiO_2 و CO_2 در سیال تاخیری غنی از H_2O و ایجاد دگرسانی در مگنتیت باشد (Haggerty, 1976)؛ در نهایت رخداد یک ماگماتیسیم تحت اشباع از H_2O و صعود با نرخ سریع و تغییرات بعدی ماگما در حین سرمایه‌ش مانند افزایش میزان H_2O محلول و تجزیه پلاژیوکلاز و نهایتاً تأثیر بر شیمی مگنتیت همانطور که گفته شد می‌تواند فرایند محتمل تری برای تجزیه پلاژیوکلاز در میکرودیوریت‌های کانسار مورد مطالعه باشد؛ تشکیل کانی دارای تیتانیم به شکل ثانویه و تغییرات میزان تیتانیم و آهن به صورت معنادار که در بالا ذکر شد همزمان با تجزیه پلاژیوکلازها وجود این رخداد را محتمل تر می‌کند. مطالعات نشان داده است که میزان وانادیم در مگنتیت از مهم‌ترین شاخصه‌های سنجش $f\text{O}_2$ ماگما یا سیال گرمایی در ضمن تبلور مگنتیت می‌باشد (Nadoll et al, 2014; Knipping et al, 2015). در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالاتر مگنتیت‌ها فاقد میزان بالایی از وانادیم هستند (Canil and Lacourse, 2020). این میزان از تغییر ناشی از ترجیح قرارگیری V^{+3} در ساختار مگنتیت به جای V^{+4} و V^{+5} در شرایط احیاء می‌باشد. مقادیر وانادیم همچنین می‌تواند تحت تأثیر دما و واکنش سیال گرمایی و سنگ دیواره در حین تبلور مگنتیت باشد (Knipping et al, 2015; Zarasvandi et al, 2023b).
نگاری مگنتیت‌های منطقه‌ی کوه-کپوت بعلاوه زمین‌شیمی این کانه در زون پتاسیک نشان‌دهنده‌ی رخداد کانه‌زایی در شرایط اکسیدان است، این مشاهدات به صورت رخداد حاشیه هماتیته در دانه‌های مگنتیت است وجود این حاشیه بطور معمول نشان‌دهنده‌ی ماگماتیسیم با شرایط اکسیداسیون در محدوده‌ی بافر مگنتیت-هماتیت است (Liang et al, 2009). از سوی دیگر حضور فراوان و دانه-پراکنده‌ی مگنتیت در زمینه سنگ و رگه‌های کانه‌زایی مس قابل توجه هستند. همچنین رخداد پراکنده و پارائنز انیدریت با مگنتیت بعنوان یک کانی سولفات نشان‌دهنده‌ی رخداد ماگماتیسیم با فوگاسیته بالای اکسیژن است. شکل ۶

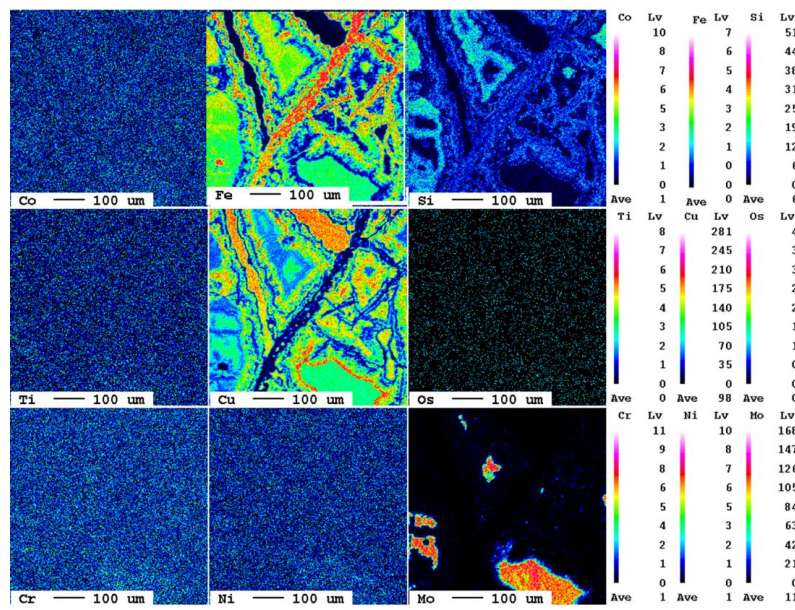
عناصری مانند Mn, Cu, Cr, Ti, V, Ca, Al و Zn می‌توان از نمودارها مشخصی برای تفکیک کانسارها بهره گرفت (Dupuis and Beaudoin, 2011). با استفاده از دیاگرام Al+Mn در مقابل Ti+V می‌توان انواع ذخایر IOCG، اسکارن، مس پورفیری و آهن نواری را متمایز نمود (Nadoll et al, 2015). به این ترتیب کانسارهای پورفیری مقادیر بالایی از Ti+V و مقادیر پایینی از Al+Mn را نشان می‌دهند. با توجه به شکل ۵ نمونه‌های کوارتز دیوریت در محدوده‌ی ذخایر پورفیری قرار گرفته‌اند و نمونه‌ی میکرودیوریت در ناحیه کانسارهای Fe+Ti و V قرار گرفته است (شکل ۵ C و D). علت این رخداد مشابهت شیمی مگنتیت با رخدادهای تشکیل مگنتیت در ذخایر آهن و تیتانیم است که طبق بحث پرداخته شده در بالا می‌تواند ناشی از آنالیز نقاط در مگنتیت‌های دگرسان شده و در مجاورت کانی‌های تیتانیم‌دار باشد. بر اساس این نمودار مشخص می‌شود که نمونه‌های کوارتز دیوریت در محدوده‌ی کانسار پورفیری+ اسکارن واقع می‌گردند که از این جهت مشابه با برخی از کانسارهای کمان ماگمایی ارومیه- دختر هستند (Zarasvandi et al, 2023b; Zarasvandi et al, 2019).

شرایط فیزیکی-شیمیایی کانه‌زایی و شیمی مگنتیت

در مگنتیت میزان عناصر کمیاب توسط ویژگی‌هایی مانند فوگاسیته گوگرد ($f\text{S}_2$) و اکسیژن ($f\text{O}_2$)، دما، فشار و نسبت سرد شدن و شیمی سیال کانه‌دار کنترل می‌شود. بنابراین شیمی مگنتیت یک شاخص مناسب برای تعیین شرایط فیزیکی-شیمیایی تشکیل کانسار است (Zhao et al, 2018). درصد تیتانیم موجود در مگنتیت نشان‌دهنده‌ی دمای تبلور مگنتیت است به این صورت که دماهای بالاتر تبلور میزان بالاتری از تیتانیم را در ساختار مگنتیت حفظ می‌کند (Nadoll et al, 2015; Tian et al, 2021). رخداد اکسلوشن کانی تیتانیم‌دار (در اصطلاح اسفنی‌شدن) می‌تواند در مرز با کانی مگنتیت و ضمن خروج تیتانیم از مگنتیت بدلیل سرمایه‌ش و یا رخداد اکسایش تاخیری در محیط در سامانه-های پورفیری رخ دهد (Zarasvandi et al., 2023b). این نوع از دگرسانی به همراه رخداد مارتیتی شدن در زون پتاسیک در کوارتز دیوریت همراه با شواهد کانه‌نگاری همانند پهنه‌بندی متحدالمرکز پلاژیوکلاز، نشان‌دهنده‌ی تأثیر رخداد تبلور بخشی در خلال کاهش دما و همچنین

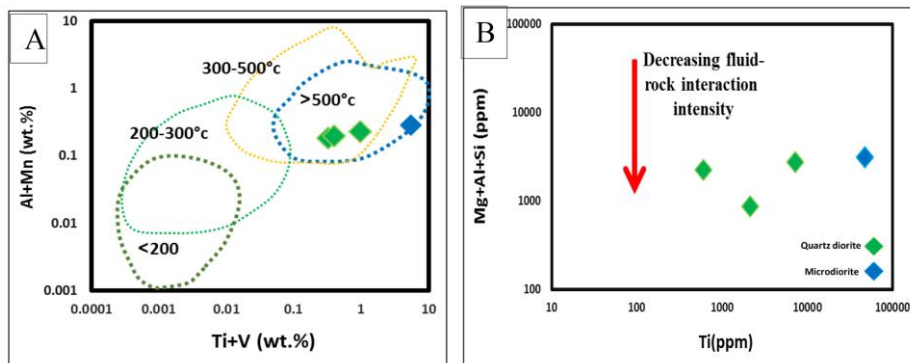
در مقابل Ti برای هر دو سری مگنتیت نشان می‌دهد که ضمن تشکیل و تبلور مگنتیت رخداد برهمکنش قابل توجهی بین سیال ماگمایی و سنگ دیواره رخ نداده است (شکل ۷ B) و مگنتیت‌ها ضمن مراحل اولیه تکامل سامانه ماگمایی - گرمایی شکل گرفته‌اند.

نقشه عنصری مگنتیت را نشان می‌دهد، رخداد کانه‌زایی مس (کالکوپیریت) و فازهای حاوی تیتانیوم به صورت ذرات میکرو تا نانومتر قابل تشخیص است. ترسیم نمودار Ti+V در مقابل Mn+Al نشان می‌دهد که دمای تشکیل مگنتیت بیش از ۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است (شکل ۷ A). نتایج ترسیم داده‌های مگنتیت بر روی نمودار Mg+Al+Si



شکل ۶: نقشه عنصری WDS از نمونه‌های مگنتیت ماگمایی کانسار مس پورفیری کوه-کپوت.

Fig. 6: WDS elemental map of magmatic magnetite samples from the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit.



شکل ۷ A: نمودار Al+Mn در مقابل Ti+V (Nadoll et al, 2014) و دمای تبلور نمونه‌های مگنتیت، B: نمودار Mg+Al+Si در مقابل Ti نشان می‌دهد برهمکنش قابل توجهی میان سنگ‌دیواره و سیال ماگمایی در کانسار پورفیری کوه-کپوت رخ نداده است. (Tian et al, 2021)

Fig. 7: A: The Ti+V vs Al+Mn diagram (Nadoll et al, 2014) and crystallization temperature of magnetite samples, B: Mg+Al+Si vs. Ti diagram (Tian et al, 2021) shows there were not significant interaction between magmatic fluid and wall rock in the Kuh-e-Kapout porphyry deposit.

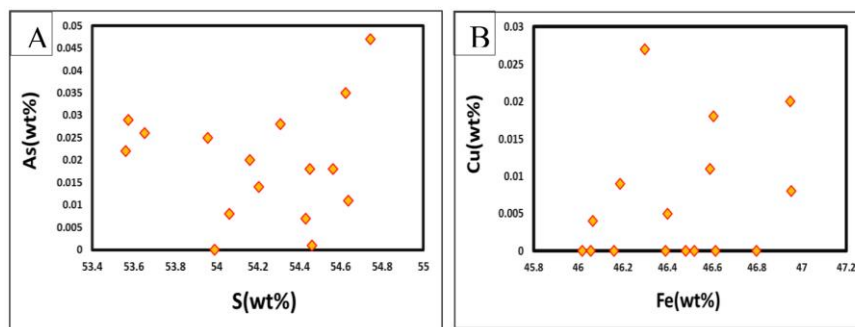
دگرسانی پتاسیک با سولفیداسیون جزء آهن بیوتیت آذرین تشکیل شود. اما در بیشتر موارد پیریت، به همراه سریسیت و کوارتز تشکیل‌دهنده‌ی زون فیلیک، یافت می‌شوند که در اثر سولفیداسیون آهن و ابکافت فلدسپار تشکیل می‌گردد

تفریق عناصر کمیاب در پیریت

اگرچه پیریت یک کانی معمول در ذخایر مس پورفیری است، با اینحال پاراژنز معدنی آن به شکل گسترده‌ای در ذخایر مختلف متفاوت است. پیریت می‌تواند در مرحله

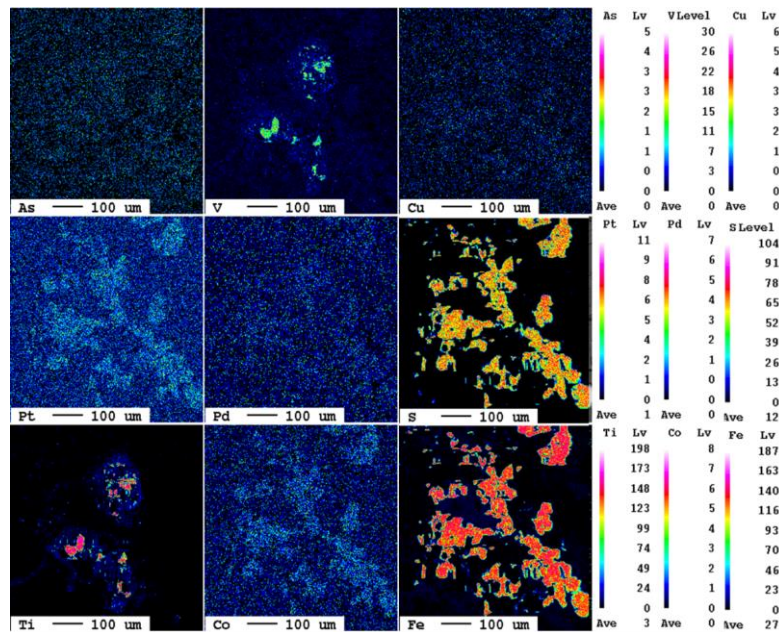
Zn و Os در نمونه‌های سولفیدی پایین هستند و As و Pt دارای غلظتی تا چند صدم درصد می‌باشند. غلظت آرسنیک در نمونه‌های پیریت بطور میانگین ۰/۰۱۹ درصد وزنی می‌باشد. همبستگی تقریباً مثبت میان S و As در نمونه‌های پیریت نشان دهنده‌ی عدم جانشینی آرسنیک به‌جای گوگرد می‌باشد (شکل ۸ A)، این شرایط می‌تواند به حضور یک محیط اکسیدان اشاره داشته باشد که در آن آرسنیک به صورت As^{+3} حضور دارد. همچنین وجود مقادیر قابل توجه از میانبراهای حاوی آرسنیک (Morey et al, 2008) به‌صورت رخداد نانوذرات در ساختار پیریت در شکل ۹ مشاهده می‌شود. عدم همبستگی قطعی میان Fe و Cu در نمونه‌های پیریت نشان‌دهنده‌ی نبود جانشینی Cu^{+2} در ساختار پیریت در جایگاه Fe^{+2} به‌شکل اتصال FeS_2-CuS_2 است (Schmid-Beurmann and Bente, 1995) (شکل ۸ B) که این احتمال وجود دارد که بسیاری از Cu موجود در ساختار پیریت محدود شده به‌صورت مس جایگزین آهن در جایگاه‌های هشت‌وجهی می‌باشند که می‌تواند ناشی از وجود آرسنیک، استیبنیت و کبالت در ساختار پیریت باشد (Radcliffe and McSween, 1969). از جهتی بخش‌هایی از ناحیه بر روی نقشه‌ی عنصری مس منطبق بر غلظت‌های بالاتری از Cu می‌باشد، طبق نقشه‌های اشعه ایکس طیفسنجی پراکنده طول موج (WDS) در شکل ۹ تصاویر نشان‌دهنده‌ی تمرکز مس به شکل میانبراهای در اندازه‌ی میکرو تا نانو به شکل ذرات پراکنده است که با رنگ آبی و سبز تا زرد مشخص است. به این ترتیب بخشی از مس در ساختار پیریت به صورت نانوذرات حاوی مس و بخشی نیز به شکل ساختاری به حالت محلول جامد در ساختار پیریت وجود دارد.

(Harris and Golding, 2002). پیریت در طیف وسیعی از ذخایر هیدروترمال بعنوان یک کانه معمول حضور دارد. ته‌نشست این کانه می‌تواند به‌طور موثری کنترل‌کننده‌ی تفکیک طیف گسترده‌ای از عناصر کمیاب اقتصادی و دارای اهمیت زیست‌محیطی از جمله Au، Ag، As و فلزات سنگین (Large et al, 2009) باشد. در ذخایر مس پورفیری پیریت معمولاً در رگه‌های مرتبط با کوارتز و سرسیت رخ می‌دهد که قطع‌کننده‌ی رگه‌های حاوی مس پیشین با دگرسانی پتاسیک است، و فراوانی آن از مناطق مرکزی به سمت پیرامون کانسار افزایش می‌یابد (Seedorff et al, 2005) در حالی که As بعنوان یک عنصر محدود ساختاری در پیریت وجود دارد، Cu و Au می‌توانند هم به‌صورت محلول جامد و هم به صورت میکرو تا نانو ذرات کالکوپیریت و طلا (یا تلوریدهای طلا) در پیریت ایجاد شوند. به این ترتیب، داده‌ها نشان می‌دهد که پیریت می‌تواند گونه‌زایی و تفکیک فلز را در طول کانه‌زایی مس پورفیری کنترل کند (Reich et al, 2013). زمین‌شیمی مس، آرسنیک و طلا در محیط‌های ماگمایی - گرمایی به میزان زیادی توسط خواص فیزیکوشیمیایی سیالات کنترل می‌شود؛ و به-خصوص در سیستم‌های مس پورفیری جداسازی فاز سیال کنترل‌کننده‌ی تقسیم‌بندی فلزات معدنی و ته‌نشست سولفید و کانی‌های معدنی است (Heinrich, 2007). در اینجا رخداد غشاء پیریتی منطبق بر زون فیلیک است که با افزایش میزان پیریت با افزایش عمق نمایش داده می‌شود. نتایج حاصل از ریزکاونده الکترونی روی پیریت در رگه‌های پس از کانه‌زایی (کوارتز+ پیریت) نمونه‌های کوارتز دیوریت از زون فیلیک که در جدول ۲ آورده شده نشان می‌دهد در کانسار مس کوه-کپوت غلظت عناصر Re، Co، Ir، Ti، Pb.



شکل ۸: A: نمودار As در مقابل S و عدم جانشینی آرسنیک به‌جای گوگرد در ساختار پیریت، B: نمودار Cu در مقابل Fe و عدم وجود همبستگی قابل توجه میان مقادیر Cu و Fe پیریت در کانسار مس پورفیری کوه-کپوت.

Fig. 8: A: As vs. S diagram and non-substitution of As instead of S in pyrite structure, B: Cu vs. Fe diagram and the lack of significant correlation between Cu and Fe values in the pyrite from Kuh-e-Kapout porphyry deposit.



شکل ۹: نقشه‌ی عنصری WDS نمونه‌های پیریت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت و رخداد ذرات میکرومتری و زیر میکرومتری کالکوپیریت در پیریت.

Fig. 9: WDS elemental map of pyrite samples of Kuh-e-Kapout porphyry deposit and occurrence of micrometer to sub micrometer-sized particles of chalcopyrite in the pyrite.

نتیجه‌گیری

کانسار مس پورفیری کوه-کپوت در ارتباط با جایگیری توده‌های نفوذی کوارتز دیوریتی و میکرودیوریتی در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه- دختر تشکیل شده است. رخداد دگرسانی‌های پتاسیک، پروپیلیتیک و فلیک در منطقه قابل مشاهده است؛ غالب دگرسانی پتاسیک در منطقه در نواحی عمقی مشاهده شد که همراه با کانه‌زایی عمده کالکوپیریت و پیریت و رخداد بیوتیت گرمایی است. مقادیر درصد وزنی آهن در مگنتیت‌های نمونه‌های کوارتز دیوریت بارور معادل ۶۷/۲۴۴ می‌باشد که تقریباً مشابه با سایر ذخایر مس پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه- دختر در ایران است. مقادیر میانگین V در نمونه‌های کوارتز دیوریت کانسار مس پورفیری کوه-کپوت معادل ۰/۲۲۹ درصد وزنی است. که در مقایسه با مقادیر V سایر ذخایر مس پورفیری کمان ماگمایی ارومیه- دختر تطابق خوبی را نشان می‌دهد. مگنتیت‌های مورد مطالعه از نوع ماگمایی و تعادل مجدد یافته و دما بالا (بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) هستند که نشان دهنده‌ی شرایط تشکیل از سیال ماگمایی در مراحل ابتدایی تکامل است. بعلاوه شرایط تشکیل مگنتیت در ذخیره با کم‌ترین میزان برهمکنش سیال ماگمایی با سنگ میزبان همراه بوده است. از منظر

ژنز مطالعات شیمی مگنتیت، شرایط تشکیل ذخیره مس کوه-کپوت را در ناحیه پورفیری تخمین می‌زند. رخداد فراوان انیدریت و مارتی‌تی شدن مگنتیت از جمله شواهد یک شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا در سیستم ماگمایی منطقه است. مقایسه دو سامانه ماگمایی کوارتز دیوریتی و میکرودیوریتی بطور مشخص یک ماگماتیسم بارورتر کوارتز دیوریتی در زون پتاسیک و یک سامانه‌ی پروپیلیتیک هم دما و با شواهد کانه‌زایی ضعیف را برای نفوذی میکرودیوریت نشان می‌دهد. آنالیز نمونه‌های پیریت نشان داد میانگین درصد وزنی سولفور ۵۴/۲۱ و آهن ۴۶/۴۴ می‌باشد که در بازه مقادیر اعلام شده توسط سایر مطالعات مشابه در کمان ماگمایی ارومیه- دختر می‌باشد. نتایج مطالعات کانی پیریت بر حضور As^{+3} در ساختار پیریت به صورت میکرو تا نانوذرات پراکنده دلالت دارد که منطبق بر شرایط اکسیدان تشکیل کانی می‌باشد. رخداد مس در کانی پیریت به شکل جایگزین آهن در جایگاه‌های هشت‌وجهی است.

سپاسگزاری

نویسنده این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده است.

پانوشت

- 1-Kerman Cenozoic Magmatic Arc
- 2-Urumieh –Dokhtar Magmatic Arc
- 3-Backscattered electron
- 4-Montan universitat Leoben

- 5-Electron Microprobe Analysis
- 6-Wavelength-Dispersive Spectroscopy
- 7-Sphenitization

References

- Aghanabati, A., 2000. The main sedimentary-structural basins of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (In Persian).
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of science, v. 307(9), p. 1064-1095, DOI: 10.2475/09.2007.02
- Audétat, A. and Simon, A.C., 2012. Magmatic controls on porphyry copper genesis. <https://doi.org/10.5382/SP.16.21>
- Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Cottle, J.M. and Bröcker, M., 2019. Multistage tectono-magmatic evolution of the central Urumieh–Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran: Insights from zircon geochronology and geochemistry. Geological Journal, v. 54(4), p. 2447-2471. <https://doi.org/10.1002/gj.3306>
- Berberian, F., Muir, I., Pankhurst, R. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. Journal of the Geological Society, v. 139(5), p. 605-614. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Boutroy, E., Dare, S.A., Beaudoin, G., Barnes, S.J. and Lightfoot, P.C., 2014. Magnetite composition in Ni-Cu-PGE deposits worldwide: application to mineral exploration. Journal of Geochemical Exploration, v. 145, p. 64-81. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2014.05.010>
- Canil, D. and Lacourse, T., 2020. Geothermometry using minor and trace elements in igneous and hydrothermal magnetite. Chemical Geology, v. 541, p. 119576. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119576>
- Cooke, D.R., Agnew, P., Hollings, P., Baker, M., Chang, Z., Wilkinson, J.J. and Thompson, J., 2020. Recent advances in the application of mineral chemistry to exploration for porphyry copper–gold–molybdenum deposits: detecting the geochemical fingerprints and footprints of hypogene mineralization and alteration. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, v. 20(2), p. 176-188. [10.1144/geochem2019-039](https://doi.org/10.1144/geochem2019-039).
- Dare, S.A., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E. and Potvin-Doucet, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. Mineralium Deposita, v. 49, p. 785-796. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0529-0>.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types, Mineralium Deposita, v. 46, p. 319-335. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y>
- Haggerty, S., 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. Oxide minerals. Short course notes, 3. Washington DC, p. 101-300. [10.4236/wjnst.2024.142008](https://doi.org/10.4236/wjnst.2024.142008)
- Harris, A.C. and Golding, S.D., 2002. New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: Implications for the genesis of porphyry Cu deposits. Geology, v. 30(4), p. 335-338. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030).
- Heinrich, C.A., 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 65(1), p. 363-387. <https://doi.org/10.2138/rmg.2007.65.11>.
- Holliday, J. and Cooke, D., 2007. Advances in geological models and exploration methods for copper±gold porphyry deposits. Ore Deposits and Exploration Technology, v. 53, p. 791-809.
- Huang, X.W., Sappin, A.A., Boutroy, É., Beaudoin, G. and Makvandi, S., 2019. Trace element composition of igneous and hydrothermal magnetite from porphyry deposits: Relationship to deposit subtypes and magmatic affinity. Economic Geology, v. 114(5), p. 917-952. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4648>.
- John, D.A., Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, R.J., Bodnar, R.J., Dilles, J.H. and Vikre, P.G., 2010. Porphyry copper deposit model. Chapter B of Mineral deposit models for resource assessment: US Geological Survey Scientific Investigations Report, 169 p.
- Knipping, J.L., Bilinker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P. and Munizaga, R., 2015. Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 171, p. 15-38. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.010>.
- Kusha Madan Consulting Engineers., 2019. Carrying out prospecting, general exploration, and monitoring operations in the northern and southern areas of the Bam area, 337 p.
- Large, R.R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Meffre, S., Gilbert, S. and Thomas, H., 2009. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: Implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. Economic Geology, v. 104(5), p. 635-

668.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.5.635>.
- Liang, H.Y., Sun, W., Su, W.C. and Zartman, R.E., 2009. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. *Economic Geology*, v. 104(4), p. 587-596. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.4.587>.
- McInnes, B.I., Evans, N.J., Fu, F.Q. and Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58(1), p. 467-498. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.18>.
- Mirzababaei, G., Shahabpour, J., Zarasvandi, A. and Hayatolghayb, S., 2016. Structural controls on Cu metallogenesis in the dehaj area, kerman porphyry copper belt, Iran: a remote sensing perspective. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 27(3), p. 253-267.
- Moradian, A., 1997. Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran. PhD thesis, University of Wollongong.
- Morey, A.A., Tomkins, A.G., Bierlein, F.P., Weinberg, R.F. and Davidson, G.J., 2008. Bimodal distribution of gold in pyrite and arsenopyrite: Examples from the Archean Boorara and Bardoc shear systems, Yilgarn craton, Western Australia. *Economic Geology*, v. 103(3), p. 599-614. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.3.599>.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D. and Walshe, J., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews*, v. 61, p. 1-32. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.013>.
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E. and Box, S.E., 2012. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States. *Economic Geology*, v. 107(6), p. 1275-1292. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.6.1275>.
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Leveille, R.A. and Koenig, A.E., 2015. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. *Mineralium Deposita*, v. 50, p. 493-515. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0539-y>.
- Nelson, S.T. and Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American mineralogist*, v. 77(11-12), p. 1242-1249.
- Pisiak, L., Canil, D., Lacourse, T., Plouffe, A. and Ferbey, T., 2017. Magnetite as an indicator mineral in the exploration of porphyry deposits: A case study in till near the Mount Polley Cu-Au deposit, British Columbia, Canada. *Economic Geology*, v. 112(4), p. 919-940. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.4.919>.
- Raeisi, D., Mirnejad, H. and Sheibi, M., 2019. Emplacement mechanism of the Tafresh granitoids, central part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran: evidence from magnetic fabrics. *Geological Magazine*, v. 156(9), p. 1510-1526. [10.1017/S0016756818000766](https://doi.org/10.1017/S0016756818000766).
- Reich, M., Deditius, A., Chryssoulis, S., Li, J.W., Ma, C.Q., Parada, M.A. and Mittermayr, F., 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study. *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 104, p. 42-62. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.11.006>.
- Rezaei, M., 2017. Effective parameters in mineralization potential of economic and subeconomic porphyry copper deposits in Urumieh-Dokhtar magmatic zone: using geochemical and fluid inclusion studies. Ph. D. Thesis, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran.
- Rezaei, M., Zarasvandi, A. and Basious, S., 2024. Occurrence and chemistry of magnetite in the Iju porphyry Cu deposit, southern part of Urumieh-Dokhtar magmatic belt. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, v. 34(1), p. 129-131. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.398882.2092>
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, v. 70, p. 323-345. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>.
- Rivas-Romero, C., Reich, M., Barra, F., Gregory, D. and Pichott, S., 2021. The relation between trace element composition of Cu-(Fe) sulfides and hydrothermal alteration in a porphyry copper deposit: Insights from the Chuquicamata underground mine, Chile. *Minerals*, v. 11(7), p. 671. <https://doi.org/10.3390/min11070671>.
- Schmid-Beurmann, P. and Bente, K., 1995. Stability properties of the CuS₂-FeS₂ solid solution series of pyrite type. *Mineralogy and Petrology*, v. 53, p. 333-341. DOI: 10.1007/BF01160155.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J. and Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. <https://doi.org/10.5382/AV100.10>.
- Sun, W.D., Liang, H.Y., Ling, M.X., Zhan, M.Z., Ding, X., Zhang, H. and Wei, Q.R., 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 103, p. 263-275. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.054>.
- Tian, J., Zhang, Y., Gong, L., Francisco, D.G. and Berador, A.E., 2021. Genesis, geochemical evolution and metallogenic implications of

- magnetite: Perspective from the giant Cretaceous Atlas porphyry Cu-Au deposit (Cebu, Philippines). *Ore Geology Reviews*, v. 104084, p. 133. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104084>.
- Ulrich, T., Long, D., Kamber, B. and Whitehouse, M., 2011. In situ trace element and sulfur isotope analysis of pyrite in a Paleoproterozoic gold placer deposit, Pardo and Clement Townships, Ontario, Canada. *Economic Geology*, v. 106(4), p. 667-686. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.4.667>.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, v. 30(3). <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>.
- Wen, G., Li, J.W., Hofstra, A.H., Koenig, A.E., Lowers, H.A. and Adams, D., 2017. Hydrothermal reequilibration of igneous magnetite in altered granitic plutons and its implications for magnetite classification schemes: Insights from the Handan-Xingtai iron district, North China Craton. *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 213, p. 255- 270. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.06.043>.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, v. 95(1), p. 185-187. [10.2138/am.2010.3371](https://doi.org/10.2138/am.2010.3371).
- Yin, S., Wirth, R., He, H., Ma, C., Pan, J., Xing, J. and Zhang, X.N., 2022. Replacement of magnetite by hematite in hydrothermal systems: A refined redox-independent model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 577, 117282. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117282>.
- Zarasvandi, A., Haghghatjou, N., Taghipour, N., Rezaei, M., Amiri Hoseini, M. and Zarasvandi, G., 2024. Geochemistry of trace and rare earth elements of the productive intrusions in the Kuh-e-Kapout porphyry copper deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Petrological Journal.*, v. 15(2), p. 21-54. [10.22108/ijp.2024.141370.1332](https://doi.org/10.22108/ijp.2024.141370.1332).
- Zarasvandi, A., Heidari, M., Rezaei, M., Raith, J., Asadi, S., Saki, A. and Azimzadeh, A., 2019. Magnetite chemistry in the porphyry copper systems of Kerman Cenozoic magmatic arc, Kerman, Iran. *Iranian Journal of Science and Technology, Transactions A: Science*, v. 43, p. 839-862. <https://dx.doi.org/10.1007/s40995-019-00677-6>.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Adelpour, M. and Parvaneh, H., 2023a. Chemistry of Sericite, Pyrite, and Chalcopyrite in the Phyllic Alteration Zone of the Parkam and Abdar Porphyry Deposits. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, v. 33(3), p. 139-158. [10.22071/gsj.2023.351321.2015](https://doi.org/10.22071/gsj.2023.351321.2015).
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Azizi, S., Adelpour, M. and Saki, A., 2023b. Magnetite chemistry in the Dalli porphyry Cu-Au deposit, central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA). *Journal of Economic Geology*, v. 15(1), p. 1-25. [10.22067/econg.2023.77655.1049](https://doi.org/10.22067/econg.2023.77655.1049). <https://doi.org/10.22067/econg.2023.77655.1049>.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Pourkaseb, H., Asadi, S., Saed, M. and Lentz, D.R., 2018. Metal endowment reflected in chemical composition of silicates and sulfides of mineralized porphyry copper systems, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 223, p. 36-59. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.11.012>.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Taheri, M., Asadi, S. and Heidari, M., 2023c. Magnetite chemistry of the Sarkuh Porphyry Cu deposit, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran: A record of deviation from the path sulfide mineralization in the porphyry copper systems, *Journal of Geochemical Exploration*, v. 249, p. 177-213. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107213>.
- Zhao, L., Chen, H., Zhang, L., Li, D., Zhang, W., Wang, C. and Yan, X., 2018. Magnetite geochemistry of the Heijianshan Fe-Cu (-Au) deposit in Eastern Tianshan: Metallogenic implications for submarine volcanic-hosted Fe-Cu deposits in NW China. *Ore Geology Reviews*, v. 100, p. 422-440. [http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.022](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.022).