



Research Article

Geology, mineralization, and sulfur isotopes geochemistry of the Kahovan Cu (Ag) Manto-type deposit, South of Shahrood, Iran

Reyhane Safari¹, Masood Alipour-Asll^{1*}

1-Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Received: 30 Apr 2026 Accepted: 15 Jun 2026

Extended Abstract

Introduction

The Torud- Chah Shirin belt in Semnan province is the result of Tertiary volcanic-magmatic events. The geological, geochemical and mineral deposit surveys in the Torud- Chah Shirin area have identified numerous base and precious metal deposits, including mines, mineral deposits and ore indications of base (Cu, Zn, and Pb) and precious (Au and Ag) metals, iron, manganese and non-metallic deposits such as turquoise, feldspar, barite, kaolin, zeolite, bentonite, celestite, silica, amethyst, sodium sulfate, gypsum, salt and evaporites. The Kahovan Cu (Ag) deposit is located 125 km south of Shahrood in Semnan province and is accessible by the Shahrood-Torud and Shahrood-Damghan-Moaleman-Torud asphalt roads. In this study, the Kahovan deposit is investigated in terms of geology, mineralogy, geochemistry and genesis.

Materials and Methods

In this study, the number of 50 rock and ore samples have been selected for petrography, mineralography, and mineral texture studies. The number of 14 rock and 4 ore samples have been collected for geochemical studies. All samples were prepared for measuring of major oxides by alkali fusion and for major, trace and rare earth elements by four-acids mixture methods and then analyzed using inductively coupled plasma-optical emission/mass spectrometry (ICP-OES/MS) devices in the Zarazma lab in Tehran. Two pure chalcocite samples were analyzed in the geochemical laboratory of Mesbah Energy Company using a high-precision isotope mass spectrometer (IRMS) to measure the sulfur isotopic ratio.

Results and Discussion

Geology: The Kahovan copper area is located in the northern part of the Central Iran Zone and in the Torud- Cah Shirin magmatic belt. In the Kahovan area, sedimentary rocks (shale, limestone, sandstone, and marl), pyroclastic rocks, volcanic rocks, and andesite and basaltic dykes are exposed. A major part of the Kahovan area is covered by pyroclastic rocks, which consist of epiclastic tuffs, crystalline tuffs, lithic tuffs, sandy tuffs, tuffaceous sandstone, and tuffaceous shale. Epiclastic tuffs, especially along fault trends, is hosting copper mineralization (chalcocite, malachite, chrysocolla, and azurite). Volcanic rocks are also significantly widespread. Volcanic units, have occasionally prismatic structure, and are observed on top of Eocene pyroclastic units and sometimes as interlayers within pyroclastic units. The composition of the volcanic units varies from andesite, trachyandesite, andesite-basalt, basalt, and olivine basalt. In the Kahovan area, the Middle-Late Eocene volcanic-pyroclastic-sedimentary complex is cut by trachyandesite and olivine basaltic dykes with Late Eocene to Oligocene age.

Citation: Safari, R. and Alipour-Asll, M., 2026. Geology, mineralization, and sulfur isotopes geochemistry of the Kahovan ..., *Res. Earth. Sci.* 17(2), (136-164) DOI: 10.48308/esrj.2026.107330

* Corresponding author E-mail address: masoodalipour@shahroodut.ac.ir



Alteration: In the Kahuan area, depending on the chemical composition of the host rocks, the chemistry of the hydrothermal fluids, temperature, and pressure, the alteration zones include propylitic, argillic, chloritic, zeolitic, silicic, and carbonate types. Chlorite, epidote, calcite, and albite are the characteristic minerals of the propylitic alteration zone, and volcanic and pyroclastic rocks with andesite-basalt to olivine-basalt compositions have undergone this alteration. Argillic alteration is characterized by the formation of clay minerals, especially kaolinite, montmorillonite, and illite, which are usually formed as a result of acidic hydrothermal solutions on alkali feldspars. In this zone, volcanic and pyroclastic rocks with andesite to trachyandesite compositions have undergone argillic alteration. Zeolitic alteration is characterized by the formation of zeolite from primary silicate minerals by the action of low-temperature hydrothermal fluids. Silicic and carbonate alteration is observed in vein-vein forms, space filling between breccia fragments, pore filling, and silicification of background in volcanic-sedimentary rocks.

Mineralization: In the Kahovan area, copper mineralization is observed mostly in vein-vein forms, breccia, and pore-filling in volcanic-sedimentary rocks. vein-veinlet systems are divided into the silicic, silicic- sulfide, iron oxide, silicic- chlorite $\pm$ calcite and silicic-calcite vein types based on their constituent minerals. In breccia form mineralization, the open spaces between the breccia fragments are filled with gangue and ore minerals (e.g., quartz, chlorite, calcite, chalcocite and malachite). The rock type of breccia fragments is andesite, trachyandesite, andesite-basalt and basalt. In the pore-filling type of mineralization, gangue (quartz, chlorite, and calcite) and ore minerals (chalcocite, chrysocolla, malachite and azurite) are formed in the cavities of volcanic rocks (andesite, andesite-basalt, olivine basalt) and in the space between the fragments in epiclastic tuffs. Based on mineralogical, structural and textural studies, in the Kahuan mineralization system, minerals are formed in two hypogene and supergene stages. In the hypogene stage, sulfide minerals such as pyrite, chalcopyrite and primary chalcocite are formed from hot metal-bearing hydrothermal fluid. Chalcocite is the main mineral in this stage, which is rarely accompanied by disseminated and fine grains of pyrite, chalcopyrite and bornite. In the supergene stage, due to the activity of meteoric waters under surface oxidation conditions, are formed minerals such as chrysocolla, malachite, azurite, iron oxides and hydroxides (hematite, goethite and limonite), and in the reduced supergene zone are formed secondary chalcocite, covellite and rarely native copper. Supergene minerals are formed as a result of the replacement of primary sulfide minerals such as chalcocite and chalcopyrite (mostly chalcocite). Quartz, chlorite, epidote, zeolite, calcite, and gypsum are important gangue minerals in the Kahuan mineralization system. The gangue and ore minerals are observed in vein-veinlets, breccia, pore-filling, radial, and replacement forms.

Geochemistry: In the chemical classification diagrams, the volcanic rocks and dike samples are located in the range of andesite, dacite, trachyandesite, basaltic andesite and basalt. In the magmatic series and tectonic environment discrimination diagrams, all rock samples are calc-alkaline type and located in field of continental arc basalts related to subduction zones. In the ore samples, the Cu, Ag, Zn, Pb, and Mo contents have been compared with their crustal abundance. The results show that the Cu and Ag concentrations are in ore grades, and Pb is enrichment, while the amounts of other elements are low. In this study, the average contents of trace and rare earth elements in the volcanic rocks and ore samples have been normalized to the composition of the primitive mantle and chondrite. The geochemical behavior of the elements in these patterns indicates the genetic affinity between volcanic and mineralized samples. The sulfur isotopic ratio values ($\delta^{34}\text{S}$) of -7.6 ‰ and -5.4 ‰ (average -6.5 ‰) in the chalcocite of the Kahovan copper deposit have been compared with some Manto-type copper deposits in Iran and Chile, and the Kahovan deposit is most similar to the eastern Narbaghi Manto-type copper deposit in Iran. The probable source of the sulfur in chalcocite is from primary pyrites formed in the initial diagenesis stage during the bacterial reduction of seawater sulfate.

Ore deposit genesis: Comparison of the geological and mineralogical characteristics of the Kahovan Cu (Ag) deposit with various types of copper deposits shows that this deposit is most similar to the volcanic rock-hosted Cu deposits. Therefore, the main characteristics of this deposit have been compared with the volcanic rock-hosted Cu deposits (Michigan-, manto-, and volcanic red bded-types Cu deposits). Among, the Kahovan deposit has a great similarity with manto-type Cu deposits. In the Kahovan area, copper mineralization has formed during three main stages: pre-mineralization stage, in this stage volcanic-sedimentary activities in the form of alternating lava and pyroclastic eruptions (with intermediate to mafic composition) and sedimentary have occurred in the subduction-related volcanic

arc environment, and has been formed a sequence of volcanic, pyroclastic and sedimentary rocks with Middle-Late Eocene age. The gas-rich basaltic lavas, after eruption and rapid cooling, have developed extensive fractures and numerous cavities have appeared in these rocks. At the same time, in the initial diagenesis stage, the activity of sulfate-reducing bacteria has created reducing conditions in the sediments and provided the condition for pyrite deposition in the host rocks. The appearance of pyrite in this stage has been a key factor in creating a suitable reducing environment for the formation of copper-bearing minerals in the later stages. In the burial and low-grade metamorphism stage, as material deposition continues and the thickness of the volcanic-sedimentary sequence increases, these units undergo a deep burial process. Due to increased temperature and pressure, low-grade metamorphism occurs and causes the release of copper and other elements from the crystal lattice of silicate minerals such as feldspar, amphibole, pyroxene, and magnetite. This event could indicate changes in water-brine chemistry in the basin and initiates the leaching of copper from the host volcanoclastic rocks. In this process, minerals such as feldspars are altered to secondary minerals such as zeolite, calcite, epidote, sericite, and amphibole and pyroxenes to chlorite, epidote, biotite, magnetite, hematite, sulfides, and primary magnetite to hematite. The significant volume of volcano-sedimentary sequences, volcanic activity, and deep and semi-deep intrusions (diorite and monzodiorite bodies and olivine basalt and trachyandesitic olivine dikes) in this region can generate high temperatures, which cause the movement of pore oxidant brines and fluids, and these fluids are enriched in Cu due to the high temperature of environment and circulation in volcanic and pyroclastic rocks. The released copper is transported in the form of copper ions by high-temperature fluids resulting from burial diagenesis and directed towards zones with high permeability and previous reduction conditions. In these places, geochemical (such as pyrite-bearing and carbonate rocks, etc.) and physical (the presence of impermeable layers such as fault zone, etc) barriers cause the instability of copper-bearing complexes, and primary copper sulfide minerals such as chalcopyrite, bornite, and chalcocite are formed in vein-veinlets, breccia, and cavity-filling shapes at the host volcanic and pyroclastic rocks. Iron released from pyrite decomposition precipitates as hematite. After the formation of primary copper sulfides, the Eocene sedimentary-volcanic sequence has been folded and faulted by occurrence of orogenic and uplift phases. In the supergene stage, the effect of meteoric waters causes the oxidation of primary copper sulfides. As a result of this process, primary copper-bearing minerals such as chalcocite, chalcopyrite, and bornite are replaced by malachite, chrysocolla, azurite, hematite, goethite, and limonite in the oxidized supergene, and secondary chalcocite, covellite, and rarely native copper are formed in the reduced supergene. Oxidation processes not only change the mineralogical composition of the ore, but also cause secondary enrichment of copper in the surface parts of the deposit.

Conclusion

In the Kahavan area, copper mineralization has occurred as stratabound form in the epiclastic unit and andesite to basaltic andesite volcanic rocks. The geochemical characteristics of volcanic rocks and ores indicate their formation in an intra-arc extensional environment related to the subduction zone. The mineralogy of the ore deposit is simple and mostly consists of chalcocite, malachite, and chrysocolla. Vein-vein forms, breccia, and cavities- and amygdaloid-filling forms are the dominant textures of mineralization. Alterations include propylitic (especially chloritic and epidotic), argillic, zeolitic, silicic, and carbonate zones. Copper is the main and silver is byproduct elements of mineralization. The possible origin of sulfur in copper sulfides is provided from the primary pyrites of the initial diagenesis stage, during the bacterial reduction process of seawater sulfate. Kahavan deposit is most similar to the Manto-type copper deposits with andesite to basaltic andesite host rock.

Keywords: Eocene, Volcano-sedimentary sequence, Kahovan, Manto-type copper, Torud-Chah Shirin magmatic belt.

زمین‌شناسی، کانه‌زایی و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های گوگرد کانسار مس (نقره) نوع مانتو کاهوان، جنوب شاهرود، ایران

ریحانه صفری^۱، مسعود علی پوراصل^{۱*} 

۱- گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۵/۰۲/۱۰ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۵/۰۳/۲۵

چکیده گسترده

مقدمه

نوار طرود- چاه شیرین در استان سمنان، نتیجه رخدادهای آتشفشانی- ماگمایی ترسیری است. نقشه‌بردارهای زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و معدنی در ناحیه طرود- چاه شیرین سبب شناسایی کانسارهای فلزات پایه و گرانبه‌های متعددی شده است، که معادن، کانسارها و آثار معدنی فلزات پایه (مس، سرب و روی) و گرانبه‌ها (طلا و نقره)، آهن، منگنز و کانسارهای غیرفلزی مانند فیروزه، فلدسپات، باریت، کائولن، زئولیت، بنتونیت، سلسیت، سیلیس، آمیتست، سولفات سدیم، سنگ گچ، سنگ نمک و املاح تبخیری از آن جمله هستند. کانسار مس (نقره) کاهوان در فاصله ۱۲۵ کیلومتری جنوب شاهرود در استان سمنان واقع است و دسترسی به آن از طریق جاده‌های آسفالتی شاهرود- طرود و شاهرود- دامغان- معلمان- طرود امکان‌پذیر است. در این پژوهش، کانسار کاهوان از نظر زمین‌شناسی، کانه‌زایی، ژئوشیمی و الگوی زایشی بررسی می‌شود.

مواد و روش‌ها

در این تحقیق، تعداد ۵۰ نمونه از سنگ‌ها و کانسنگ‌ها برای مطالعات سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و بافت کانی‌ها انتخاب شده است. برای انجام مطالعات ژئوشیمی تعداد ۱۴ نمونه سنگ و ۴ نمونه کانسنگ برداشت شده است. تمامی نمونه‌ها برای اندازه‌گیری مقادیر اکسید عناصر اصلی به روش ذوب قلیایی و برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به روش مخلوط چهار اسید آماده‌سازی شده و با استفاده از دستگاه‌های طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی- نشر نوری/جرمی (ICP-OES/MS) در آزمایشگاه زرآما در تهران تجزیه شده است. تعداد ۲ نمونه کالکوسیت خالص در آزمایشگاه ژئوشیمیایی شرکت مصباح انرژی با استفاده از دستگاه طیف‌سنج جرمی ایزوتوپی با دقت بالا (IRMS) برای اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی گوگرد تجزیه شده‌اند.

نتایج و بحث

زمین‌شناسی: محدوده مس کاهوان در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی و در نوار ماگمایی طرود- چاه شیرین واقع است. در محدوده کاهوان، سنگ‌های رسوبی (شیل، سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ و مارن)، سنگ‌های آذرآواری، سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های آندزیتی و بازالتی رخنمون دارند. بخش عمده‌ای از محدوده کاهوان را سنگ‌های آذرآواری تشکیل می‌دهد، که متشکل از توف‌های اپی‌کلسیتیک، توف کریستالین، لیتیک توف، توف ماسه‌ای، ماسه‌سنگ توفی و شیل توفی است.

استناد: صفری، ر. و علی پوراصل، م.، ۱۴۰۵. زمین‌شناسی، کانه‌زایی و ژئوشیمی ایزوتوپ‌های گوگرد کانسار مس (نقره) نوع مانتو کاهوان، پژوهشهای دانش زمین: ۱۷(۲)، (۱۶۴-۱۳۶)، DOI: 10.48308/esrj.2026.107330

E-mail: masoodalipour@shahroodut.ac.ir

* نویسنده مسئول:



توفهای اپی کلسیتیک و به ویژه در امتداد روندهای گسلی، میزبان کانه‌زایی مس (کالکوسیت، مالاکیت، کریزوکولا و آزوریت) است. سنگ‌های آتشفشانی نیز گسترش قابل ملاحظه‌ای دارند. واحدهای آتشفشانی که بعضاً ساخت منشوری دارند بر روی واحدهای آذرآواری ائوسن و گاهی به صورت بین‌لایه‌ای در درون واحدهای آذرآواری مشاهده می‌شوند. ترکیب واحدهای آتشفشانی از آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت-بازالت، بازالت و الیوین بازالت تغییر می‌کند. در محدوده کاهوان، مجموعه آتشفشانی- آذرآواری- رسوبی ائوسن میانی- پسن بوسيله دایک‌های تراکی آندزیتی و الیوین بازالتی به سن ائوسن پسن تا الیگوسن قطع می‌شوند.

دگرسانی: در محدوده کاهوان، بسته به ترکیب شیمیایی سنگ‌های میزبان، شیمی سیالات گرمایی، دما و فشار، دگرسانی‌ها شامل انواع پروپیلیتی، آرژیلی، کلریتی، زئولیتی، سیلیسی و کربناتی می‌باشند. کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلپیت از کانی‌های شاخص منطقه دگرسانی پروپیلیتی است و سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب آندزیت - بازالت تا الیوین بازالت متحمل این دگرسانی شده‌اند. دگرسانی آرژیلی، به وسیله تشکیل کانی‌های رسی به ویژه کائولینیت، مونتوریلونیت و ایلپیت مشخص می‌شود که معمولاً در نتیجه تأثیر محلول‌های گرمایی اسیدی بر روی آلکالی فلدسپارها ایجاد می‌شوند. در این محدوده، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب آندزیت تا تراکی آندزیت متحمل دگرسانی آرژیلی شده‌اند. دگرسانی زئولیتی، با تشکیل زئولیت از کانی‌های سیلیکاتی اولیه به واسطه عمل سیالات گرمایی دمای پایین مشخص می‌شود. دگرسانی سیلیسی و کربناتی به شکل‌های رگه - رگچه‌ای، پر شدگی فضای بین قطعات برش، پرشدگی حفرات و سیلیسی شدن زمینه در سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری مشاهده می‌شود.

کانه‌زایی: در محدوده کاهوان، کانه‌زایی مس بیشتر به شکل‌های رگه - رگچه‌ای، برشی و پرشدگی حفرات در سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی مشاهده می‌شود. در این محدوده، سامانه‌های رگه‌ای بر اساس کانی‌های مهم سازنده‌ی آن‌ها به انواع رگه‌های سیلیسی، سیلیسی- سولفیدی، اکسید آهنی، سیلیسی- کلریتی $\pm$ کلسیتی و سیلیسی- کلسیتی تقسیم می‌شوند. در کانه‌زایی برشی، فضاهای خالی میان قطعات برش با کانی‌های باطله و معدنی (کوارتز، کلریت، کلسیت، کالکوسیت و مالاکیت) پر می‌شود. جنس قطعات برش‌ها، آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت - بازالت و بازالت است. در کانه‌زایی از نوع پرشدگی فضاهای خالی، کانی‌های باطله (کوارتز، کلریت و کلسیت) و معدنی (کالکوسیت، کریزوکولا، مالاکیت و آزوریت) در حفرات سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت، آندزیت - بازالت، الیوین بازالت) و در فضای بین قطعات در توف‌های اپی کلسیتیک تشکیل شده‌اند. بر پایه مطالعات کانی‌شناسی، ساخت و بافت، در سامانه کانه‌زایی کاهوان کانی‌ها در دو مرحله درون‌زاد (هیپوژن) و برون‌زاد (سوپرژن) تشکیل شده‌اند. در مرحله درون‌زاد، کانی‌های سولفیدی از قبیل پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت اولیه از سیال گرمایی فلزدار و داغ به وجود آمده‌اند. کالکوسیت کانی اصلی در این مرحله است که به ندرت با دانه‌های پراکنده و ریزی از پیریت، کالکوپیریت و بورنیت همراهی می‌شود. در مرحله برون‌زاد، به واسطه فعالیت آب‌های جوی تحت شرایط اکسیداسیون سطحی (سوپرژن اکسیدی)، کانی‌های از قبیل کریزوکولا، مالاکیت، آزوریت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوئیت و لیمونیت) و در منطقه سوپرژن احیایی کالکوسیت ثانویه، کولیت و بندرت مس خالص تشکیل شده است. کانی‌های برون‌زاد، در نتیجه جانشینی کانی‌های سولفیدی اولیه نظیر کالکوسیت و کالکوپیریت (بیشتر کالکوسیت) شکل گرفته‌اند. کوارتز، کلریت، اپیدوت، زئولیت، کلسیت و ژپس از کانی‌های باطله مهم در سامانه کانه‌زایی کاهوان هستند. کانی‌های باطله و معدنی به شکل بافت‌های رگه- رگچه‌ای، برشی، پرشدگی حفرات، شعاعی و جانشینی مشاهده می‌شوند.

ژئوشیمی: در نمودارهای طبقه‌بندی شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها در محدوده‌ی آندزیت، داسیت، تراکی آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت جای گرفته‌اند. در نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی، سنگ‌های منطقه از نوع کالک‌آلکان بوده و در محدوده بازالت‌های کمان‌های قاره‌ای مربوط به مناطق فرورانش قرار گرفته‌اند. در نمونه‌های کانسنگ مقادیر عناصر Cu, Ag, Zn, Pb و Mo با فراوانی پوسته‌ای آن‌ها مقایسه شده است. نتایج این بررسی‌ها نشان می‌دهد که غلظت‌های مس و نقره به صورت تمرکز کانساری و سرب در آستانه غنی‌شدگی قرار دارند، در حالی که مقادیر سایر عناصر پایین می‌باشد. در این پژوهش، میانگین غلظت عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی و کانسنگ به ترکیب گوشته اولیه و کندریت به هنجار شده است. رفتار ژئوشیمیایی عناصر در این الگوها، بیانگر قرابت ژنتیکی میان سنگ‌های

آتشفشانی و کانه‌زایی است. مقادیر نسبت ایزوتوپی گوگرد ($\delta^{34}\text{S}$) $-7/6$ در هزار و $-5/4$ در هزار (میانگین $-6/5$ در هزار) در کالکوسیت کانسار مس کاهوان با برخی از کانسارهای مس نوع مانتو در ایران و کشور شیلی مقایسه شده است و کانسار کاهوان بیشترین شباهت را با کانسار مس نوع مانتو نارباغی شرقی دارد. منشاء احتمالی گوگرد کالکوسیت، از پیریت‌های اولیه تشکیل شده در مرحله دیاژنز آغازین طی فرایند احیای باکتریایی سولفات آب دریا می‌باشد.

الگوی تشکیل کانسار: مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی و معدنی کانسار مس (نقره) کاهوان با انواع مختلف کانسارهای مس، بیشترین شباهت این کانسار را با کانسارهای مس با سنگ میزبان آتشفشانی نشان می‌دهد. از اینرو، پاره‌ای از ویژگی‌های مهم این کانسار با انواع کانسارهای مس با سنگ میزبان آتشفشانی (کانسارهای مس نوع میشیگان، مانتو و لایه سرخ آتشفشانی) مقایسه شده است، که در این میان کانسار کاهوان شباهت زیادی با کانسارهای مس نوع مانتو دارد. در محدوده‌ی کاهوان، کانه‌زایی مس در طول سه مرحله اصلی تشکیل شده است: مرحله پیش از کانه‌زایی، در این مرحله فعالیت‌های آتشفشانی-رسوبی به صورت فوران‌های متناوب گدازه‌ای و آذرآواری (با ترکیب حدواسط تا مافیک) و رسوبی در محیط کمان آتشفشانی مرتبط به فرورائش رخ داده است و توالی از سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی به سن ائوسن میانی-پسین تشکیل شده است. گدازه‌های بازالتی غنی از گاز، پس از فوران و به دنبال سرد شدن سریع، دچار شکستگی‌های گسترده شده و حفرات فراوانی در آن‌ها پدیدار شده است. هم‌زمان، در مرحله دیاژنز اولیه فعالیت باکتری‌های احیاکننده سولفات موجب ایجاد شرایط احیایی در رسوبات شده و زمینه برای نهشت پیریت در سنگ‌های میزبان فراهم شده است. پیدایش پیریت در این مرحله عامل کلیدی در ایجاد محیط احیایی مناسب برای تشکیل کانی‌های مس‌دار در مراحل بعدی بوده است. در مرحله دیاژنز تدفینی و دگرگونی درجه پایین، با تداوم ته‌نشست مواد و افزایش ضخامت توالی آتشفشانی-رسوبی، این واحدها تحت فرآیند تدفین عمیق قرار می‌گیرند. در اثر افزایش دما و فشار، دگرگونی درجه پایین رخ داده و موجب آزادسازی مس و عناصر دیگر از شبکه بلوری کانی‌های سیلیکاتی از قبیل فلدسپار، آمفیبول، پیروکسن و مگنتیت می‌شود. این رویداد می‌تواند نشانگر تغییرات شیمی آب - شورابه در حوضه باشد و موجب آغاز شستشوی مس از سنگ‌های آتشفشانی - آذرآواری می‌شود. در این فرآیند، کانی‌هایی نظیر فلدسپارها به کانی‌های ثانویه نظیر زئولیت، کلسیت، اپیدوت، سریسیت، و آمفیبول و پیروکسن به کلریت، اپیدوت، بیوتیت، مگنتیت، هماتیت، سولفیدها، و مگنتیت اولیه به هماتیت دگرسان می‌شوند. حجم قابل توجهی از توالی‌های آتشفشانی-رسوبی، فعالیت‌های آتشفشانی و نفوذی‌های عمیق و نیمه‌عمیق (توده‌های دیوریتی و مونزودیوریتی و دایک‌های الیون بازالتی و تراکی‌آندزیتی) در این منطقه، می‌تواند حرارت بالایی را ایجاد کند، که موجب تحرک سیالات و شورابه‌های اکسیدان منفذی می‌شود و این سیالات به دلیل دمای بالای محیط و گردش در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری، غنی از مس می‌شوند. مس آزاد شده به شکل یون‌های مس توسط سیالات دما بالای ناشی از دیاژنز تدفینی حمل شده و به سمت زون‌هایی با نفوذپذیری بالا و شرایط احیایی پیشین هدایت می‌شود. در این مکان‌ها، سدهای ژئوشیمیایی (از قبیل سنگ‌های پیریت‌دار، سنگ‌های کربناتی و ...) و فیزیکی (وجود لایه‌های غیرقابل نفوذ نظیر کوژ گسلی و ...)، سبب ناپایداری کمپلکس‌های مس‌دار شده و کانی‌های سولفیدی اولیه مس نظیر کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت به شکل‌های رگه-رگچه‌ای، برشی و پرکننده‌ی حفرات و بادامک‌ها در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری میزبان تشکیل می‌شوند. آهن آزاد شده از تجزیه پیریت، به صورت‌های هماتیت ته‌نشین می‌شود. پس از تشکیل کانسنگ سولفیدی اولیه مس، با رخداد فازهای کوهزایی و بالا آمدگی، توالی آتشفشانی رسوبی ائوسن دچار چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی شده است. در مرحله برون‌زاد، تاثیر آب‌های جوی اکسیژن‌دار موجب اکسیداسیون سولفیدهای مس اولیه می‌شود. در نتیجه این فرآیند، کانی‌های مس‌دار اولیه از قبیل کالکوسیت، کالکوپیریت و بورنیت دچار جان‌نشینی شده و مالاکیت، کریزوکولا، آزوریت، هماتیت، گوئیت و لیمونیت در بخش سوپرژن اکسیدی، و کالکوسیت ثانویه، کوولیت و به ندرت مس خالص در بخش سوپرژن احیایی تشکیل می‌شوند. فرآیندهای اکسیداسیون نه تنها ترکیب کانی‌شناسی کانسنگ را تغییر می‌دهند، بلکه موجب غنی‌سازی ثانویه مس در بخش‌های سطحی کانسار می‌شوند.

نتیجه‌گیری

در محدوده کاهوان، کانه‌زایی مس به صورت چینه‌کران در واحد اپی کلسیتیک و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا آندزیت بازالتی رخ داده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و کانسنگ‌ها از تشکیل آن‌ها در یک محیط کشتی درون

کمانی مرتبط با منطقه فرورانش حکایت دارد. کانی شناسی کانسار ساده است و بیشتر شامل کالکوسیت، مالاکیت و کریزوکولا است. اشکال رگه - رگچه‌ای، برشی و پرشدگی حفرات و بادامک‌ها از بافت‌های غالب کانه‌زایی می‌باشند. دگرسانی‌ها شامل مناطق پروپیلیتی (به ویژه کلریتی و اپیدوتی شدن)، آرژیلی، ژئولیتی، سیلیسی و کربناتی هستند. مس عنصر اصلی و نقره عنصر جانبی کانه‌زایی است. منشاء احتمالی گوگرد در سولفیدهای مس، از پیریت‌های اولیه مرحله دیاژنز آغازین، طی فرایند احیای باکتریایی سولفات آب دریا تامین شده است. کانسار کاهوان بیشترین شباهت را با کانسارهای مس نوع مانتو با سنگ میزبان آندزیت تا آندزیت بازالتی دارد.

واژگان کلیدی: ائوسن، توالی آتشفشانی-رسوبی، کاهوان، مس نوع مانتو، نوار ماگمایی طرود - چاه شیرین.

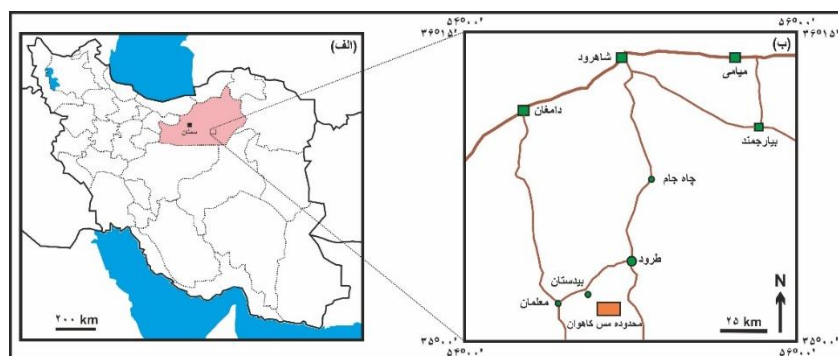
مقدمه

فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران میانی سبب تشکیل نوارهای آتشفشانی- ماگمایی گسترده در زمان سنوزوئیک شده است. این فعالیت‌های آتشفشانی- ماگمایی با کانه‌زایی‌های پورفیری، اسکارن و اپی ترمال فلزات پایه و گرانبها همراه بوده است (Ghorbani, 2008). نوار آتشفشانی- ماگمایی طرود- چاه شیرین در استان سمنان، نتیجه رخدادهای آتشفشانی- ماگمایی ترسیری است. نقشه بردارهای زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و معدنی در ناحیه طرود- چاه شیرین سبب شناسایی کانسارهای فلزات پایه و گرانبهای متعددی شده است (Alavi et al, 1978; Geological Survey of Iran, 1995; Eshraghi and Jalali, 2006). در این منطقه فلززایی، تعداد زیادی معدن، کانسار و آثار معدنی فلزات پایه (مس، سرب و روی) و گرانبها (طلا و نقره)، آهن، منگنز و کانسارهای غیرفلزی مانند فیروزه، فلدسپات، باریت، کائولن، ژئولیت، بنتونیت، سلسیت، سیلیس، آمیتست، سولفات سدیم، سنگ گچ، سنگ نمک و املاح تبخیری شناسایی و اکتشاف شده است (Ghorbani, 2008). کانسارهای طلا (مس) کوه زر و باغو (Niroomand et al, 2018)، طلا و فلزات پایه گندی و ابوالحسنی (Shamanian et al, 2004; Fard et al, 2006)، مس چاه موسی (Imam Juma, 2006)، فلزات پایه و گرانبها چشمه حافظ (Mehrabi and Ghasemi Siani, 2012; Haghighi et al, 2013)، مس کلاته مهران (Pourshaban et al, 2010)، مس چاه گله (Taleh

(Masouleh et al, 2010)؛ مس دیان (Nahidifar, 2014)، مس قله چیلی (Asadollahnejad, 2018)، کانسار چندفلزی قربان (Safari-Sarkale et al, 2022)، مس تابان (Yarafshar, 2023)، سولفات سدیم گرماب (Ghosipoor et al, 2024)، تکامل ماگمایی و کانه‌زایی در سنگ‌های ماگمایی پشت کمانی ائوسن در شمال شرق ایران (Ghorbani and Santos, 2025)، مس- مولیبدن دوگان (Eskandari et al, 2025)، و غیره، پتانسیل نوار ماگمایی طرود- چاه شیرین را برای کانه‌زایی‌های فلزات پایه و گرانبها نشان می‌دهد. در این پژوهش، کانسار مس کاهوان از نظر زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی زایشی بررسی می‌شود.

منطقه‌ی مورد مطالعه

کانسار مس کاهوان در فاصله ۱۲۵ کیلومتری جنوب شاهرود در استان سمنان واقع است (شکل ۱ الف). دسترسی به این کانسار از طریق جاده‌های آسفالتی شاهرود - طرود و شاهرود - دامغان- معلمان- طرود امکان‌پذیر است، به طوری که پس از طی ۲۰ کیلومتر جاده خاکی از طرود به سمت جنوب‌باختر به محدوده کانسار مس کاهوان می‌رسد (شکل ۱ ب). در محدوده مس کاهوان تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱/۵۰۰۰ (Saba Tamin Parsian Company, 2014) و پی‌جویی‌های زمین‌شناسی، اکتشافی و دورسنجی (Zamin Kavan Zaman Company, 2013) انجام شده است.



شکل ۱: الف: موقعیت محدوده مس کاهوان در ایران و استان سمنان؛ ب: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده مس کاهوان
Fig. 1: A: Location of the Kahovan copper area in Iran and Semnan Province; B: Geographical location and access roads to the Kahovan copper area

مواد و روش‌ها

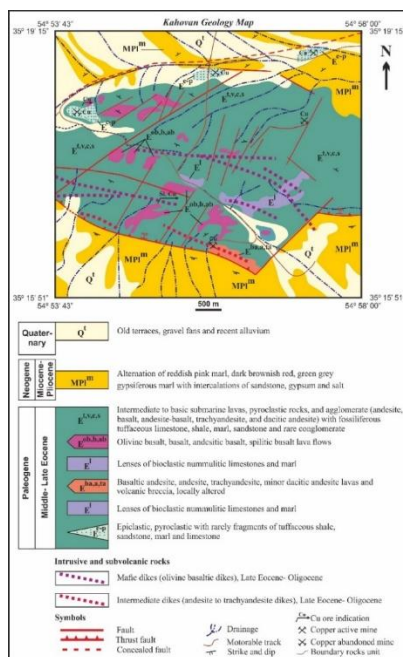
در این تحقیق، تعداد ۵۰ نمونه از سنگ‌ها و کانسنگ‌های رخنمون‌دار برای مطالعات سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی، ساخت و بافت کانی‌ها انتخاب شده است. این نمونه‌ها پس از تهیه مقاطع نازک، نازک-صیقلی و صیقلی در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود مطالعه شده است. برای انجام مطالعات پترولوژی و ژئوشیمی در محدوده‌ی کاهوان، تعداد ۱۴ نمونه از سنگ‌های سالم و کمتر دگرسان شده از رخنمون سنگ‌ها برداشت شده است. این نمونه‌ها برای اندازه‌گیری مقادیر اکسید عناصر اصلی به روش ذوب قلیایی و با استفاده از دستگاه طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی-نشر نوری (ICP-OES) و برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش مخلوط چهار اسید و با استفاده از دستگاه‌های طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی-نشر نوری/جرمی (ICP-OES/MS) در آزمایشگاه مطالعات مواد معدنی زرآما در تهران تجزیه شده است. برای مطالعه ژئوشیمیایی کانسنگ، تعداد ۴ نمونه کانسنگ از رخنمون‌ها و ترانشه‌های اکتشافی و استخراجی انتخاب شده است. نمونه‌های کانسنگ برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش مخلوط چهار اسید و با استفاده از دستگاه‌های ICP-OES/MS در آزمایشگاه مطالعات مواد معدنی زرآما در تهران تجزیه شده است. تعداد ۲ نمونه کالکوسیت خالص در آزمایشگاه ژئوشیمیایی شرکت مصباح انرژی با استفاده از دستگاه طیف‌سنج جرمی ایزوتوپی با دقت بالا (IRMS) برای اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی گوگرد ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) تجزیه شده‌اند.

بحث و نتایج

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

از نظر زمین‌ساختی، محدوده مس کاهوان در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی و در نوار ماگمایی طرود - چاه شیرین واقع است. این نوار آتشفشانی - ماگمایی در نتیجه فروانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران میانی در زمان سنوزوئیک تشکیل شده است. توالی آتشفشانی - رسوبی در نوار طرود - چاه شیرین از سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی از جنس آندزیت، داسیت و بازالت، برش‌های آتشفشانی، سنگ‌های تخریبی آتشفشانی، ماسه‌سنگ توفی، ماسه‌سنگ، شیل، سنگ‌آهک و مارن به سن ائوسن میانی - پسین ترکیب یافته است، که به صورت دگرشیب بر روی واحدهای رسوبی و دگرگونی پالئوزوئیک و مزوزوئیک قرار گرفته‌اند. سنگ‌های نیمه‌خروجی با ترکیب ریوداسیت و آندزیت پورفیری و توده‌های نفوذی دیوریتی، گرانیتی، گرانودیوریتی، مونزونیتی و دایک‌های آندزیتی، بازالتی و دیابازی به سن ائوسن پسین تا الیگوسن در مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی تزیق شده است. روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی در این نوار ماگمایی شمال‌خاوری-جنوب‌باختری است که از روند گسل‌های امتداد لغز آنجیلو و باغو در شمال و طرود در جنوب تبعیت می‌کنند (Alavi et al, 1978; Eshraghi and Jalali, 2006). در تقسیم‌بندی چهارگوش‌های زمین‌شناسی، محدوده مس کاهوان در ورقه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ طرود (Alavi et al, 1978) و ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان (Eshraghi and Jalali, 2006) قرار دارد. در محدوده کاهوان، سنگ‌های رسوبی (شیل، سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ و مارن)، سنگ‌های آذرآواری (توف

اپی کلسیتیک، توف کریستالین، لیتیک توف، توف ماسه‌ای،
ماسه‌سنگ توفی و شیل توفی، سنگ‌های آتشفشانی
(آندزیت، آندزیت- بازالت، بازالت، الیوین بازالت) و
دایک‌های آندزیتی و بازالتی رخنمون دارند (شکل ۲).



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی محدوده مس کاهوان در جنوب شاهرود

Fig. 2: Geological map of the Kahovan copper area in the south of Shahrood

هتروستژینا و آلوئولینا می‌باشد (شکل ۳ پ). از نظر سنی، این فسیل‌ها اغلب شاخص زمان ائوسن میانی- پسین هستند. سنگ‌های آهکی دگرگونی ضعیفی را متحمل شده‌اند، به طوری که کربنات‌ها تبلور مجدد پیدا کرده و به صورت‌های رگه-رگچه‌ای و پرشدگی حفرات وجود دارند. کانه‌زایی مس (بیشتر مالاکیت) نیز در شکستگی‌های سنگ‌آهک و سنگ‌های آذرآواری مشاهده می‌شود (شکل ۳ ب).

در محدوده مورد مطالعه، واحدهای شیل، شیل توفی، ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ توفی، کنگلومرا، مارن و سنگ‌آهک اغلب به صورت میان‌لایه‌های نازک در توالی‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن میانی- پسین مشاهده می‌شود و تفکیک آن‌ها به‌عنوان یک واحد سنگی مجزا ممکن نبوده است. در بخش‌هایی از این محدوده، سنگ‌آهک به صورت یک واحد مشخص جدا شده است (شکل ۳ الف). سنگ‌آهک از کربنات‌ها (کلسیت و دولومیت)، کانی‌های رسی و مواد آلی تشکیل شده است و سرشار از آثار فسیل‌های آسلینا،

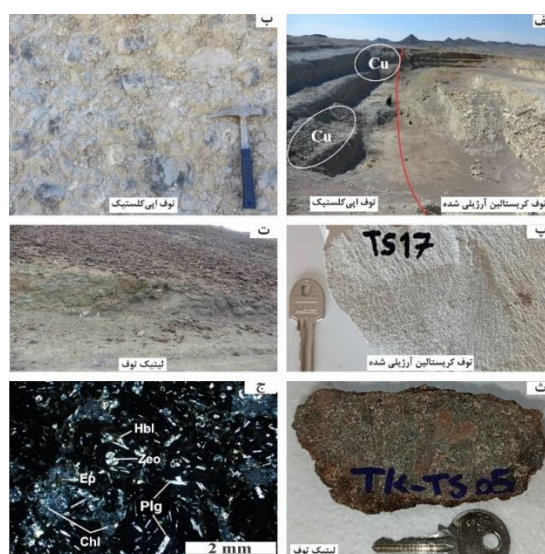


شکل ۳: الف: واحد سنگ‌آهک نومولیت‌دار در توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن (دید به سمت شمال)؛ ب: کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت در شکستگی‌های سنگ‌آهک؛ پ: تصویر میکروسکوپی (XPL) از سنگ‌آهک نومولیت‌دار که سرشار از فسیل‌های هتروستژینا، آسلینا و آلوئولینا است. Hete: هتروستژینا؛ Assi: آسلینا؛ Alve: آلوئولینا

Fig. 3: A: Nummulite-bearing limestone unit in the Eocene volcanic-sedimentary sequence (view to the north); B: Copper mineralization as malachite in limestone fractures; P: Microscopic image (XPL) from the nummulite-bearing limestone riched in Heterostegina, Assilina, and Alveolina fossils. Hete: Heterostegina; Assi: Assilina; Alve: Alveolina

الف). توف‌های کریستالین آرژیلی شده و لیتیک توف نیز از دیگر سنگ‌های آذرآواری در این محدوده هستند (شکل ۴ پ، ت، ث). اجزای سازنده‌ی آن‌ها نیز بیشتر دارای ترکیب آندزیت تا بازالت است. مطالعه میکروسکوپی جنس قطعه سنگ‌های سازنده‌ی توف‌ها را آندزیت تا بازالت نشان می‌دهد که از پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن ترکیب یافته‌اند و دارای بافت‌های پورفیری با زمینه میکروولیتی و جریانی هستند. کلریت، اپیدوت، زئولیت، سریسیت، کانی‌های رسی، کلسیت و اکسیدهای آهن از کانی‌های دگرسانی در سنگ‌های آذرآواری هستند (شکل ۴ ج).

بخش عمده‌ای از محدوده کاهوان را سنگ‌های آذرآواری تشکیل می‌دهد، که متشکل از توف‌های اپی‌کلسیتیک، توف کریستالین، لیتیک توف، توف ماسه‌ای، ماسه‌سنگ توفی و شیل توفی است. توف‌های اپی‌کلسیتیک بیشتر در همبری با توف‌های کریستالین آرژیلی شده قرار دارند (شکل ۴ الف). اندازه قطعات سازنده‌ی توف‌های اپی‌کلسیتیک از حدود ۱ سانتی‌متر تا بیش از ۵۰ سانتی‌متر متغیر است و جنس قطعات از آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت-بازالت و بازالت می‌باشد (شکل ۴ ب). توف‌های اپی‌کلسیتیک و به ویژه در امتداد روندهای گسلی، میزبان کانه‌زایی مس (کالکوسیت، مالاکیت، کریزوکولا و آزوریت) است (شکل ۴



شکل ۴: الف: توف اپی‌کلسیتیک در همبری گسلی با توف کریستالین آرژیلی شده و واحد توف اپی‌کلسیتیک میزبان کانه‌زایی مس است (دید به جنوب‌باختر)؛ ب: تصویر نمونه دستی از توف اپی‌کلسیتیک؛ پ: تصویر نمونه دستی از توف کریستالین آرژیلی شده؛ ت: رخنمونی از واحد لیتیک توف (دید به شمال‌خاور)؛ ث: تصویر نمونه دستی از لیتیک توف؛ ج: تصویر میکروسکوپی (XPL) از قطعات سازنده‌ی توف‌ها که دارای ترکیب آندزیت - بازالت تا بازالت با بافت پورفیری است. Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Hbl: هورنبلند، Plg: پلاژیوکلاز، Zeo: زئولیت (علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010)

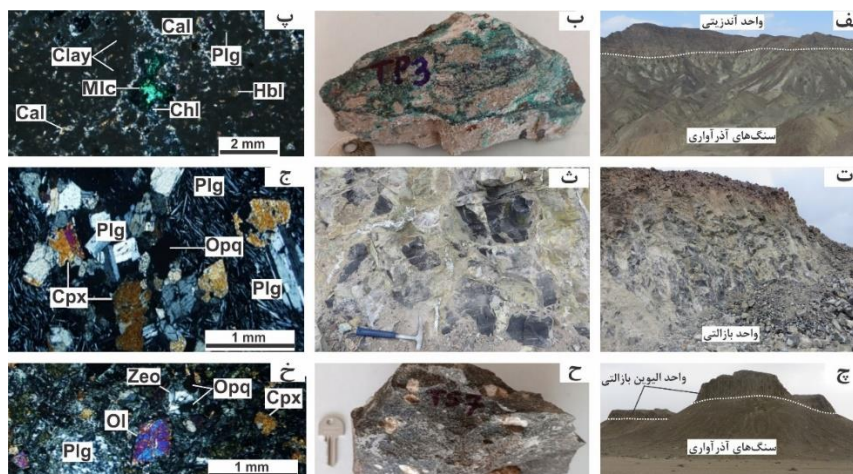
Fig. 4: A: Epiclastic tuff in faulted adjacent with argillized crystalline tuff and the epiclastic tuff unit hosts copper mineralization (view to SW); B: Photograph from the hand-sample of epiclastic tuff; P: Photograph from the hand-sample of argillized crystalline tuff; T: Outcrop of lithic tuff unit (view to NE); C: Photograph from the hand-sample of lithic tuff; J) Photomicrograph (XPL) from the fragments forming of tuffs which have porphyritic andesite-basalt to basalt composition. Chl: chlorite, Ep: epidote, Hbl: hornblende, Plg: plagioclase, Zeo: zeolite (Abbreviations of minerals from Whitney and Evans, 2010)

تراکی آندزیت، آندزیت - بازالت، بازالت و الیون بازالت تغییر می‌کند. بافت این سنگ‌ها از ریز تا متوسط دانه، پورفیری با زمینه میکروولیتی، جریانی، گلوپورفیری، بادامکی و غربالی است. در آندزیت‌ها بخش عمده ترکیب سنگ را پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل می‌دهد. پیروکسن نیز به ندرت در این سنگ‌ها وجود دارد. در برخی از نمونه‌ها،

واحدهای آتشفشانی گسترش قابل ملاحظه‌ای در محدوده کاهوان دارند. واحدهای آتشفشانی که بعضاً ساخت منشوری دارند بر روی واحدهای آذرآواری ائوسن و گاهی به صورت بین‌لایه‌ای در درون واحدهای آذرآواری مشاهده می‌شوند. بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی و بررسی نمونه‌های دستی، ترکیب واحدهای آتشفشانی از آندزیت،

ترکیب بازالت‌ها را بلورهای درشت و ریز پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن تشکیل می‌دهد، که در مواردی دگرسان یافته‌اند (شکل ۵ ت-ج). واحد الیوین بازالت با ساخت منشوری اغلب بر روی واحدهای آذرآواری مشاهده می‌شود. کانی‌های سازنده‌ی آن‌ها شامل پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین است. کلریت، زئولیت، کلسیت و اپیدوت از کانی‌های دگرسانی شاخص در این سنگ‌ها هستند (شکل ۵ چ-خ).

پلاژیوکلازها به سریسیت، کانی‌های رسی و کلسیت، و هورنبلندها به کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند و زمینه سنگ به طور کامل رسی شده است. کلسیت، کلریت، کوارتز و مالاکیت به صورت پرشدگی حفرات و شکستگی‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۵ الف-پ). در بخش‌هایی از محدوده کاهوان، واحد بازالتی بر روی توف‌های اپی‌کلسیتیک قرار گرفته است. قسمت عمده



شکل ۵: الف: واحد آندزیت که بر روی سنگ‌های آذرآواری ائوسن قرار گرفته است (دید به شمال‌باختر)؛ ب: نمونه دستی از آندزیت که توسط رگه‌های کلریت، کوارتز و مالاکیت قطع شده است؛ پ: تصویر میکروسکوپی (XPL) از آندزیت دگرسان شده؛ ت: واحد بازالتی (دید به شمال‌باختر)؛ ث: نمونه دستی از بازالت در حال دگرسانی؛ ج: تصویر میکروسکوپی (XPL) از بازالت با بافت گلوبروپورفیری؛ چ: واحد الیوین بازالتی با ساخت منشوری که بر روی سنگ‌های آذرآواری ائوسن قرار گرفته است (دید به جنوب‌باختر)؛ ح: نمونه دستی از الیوین بازالت با بافت بادامکی؛ خ: تصویر میکروسکوپی (XPL) از الیوین بازالت. Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Clay: کانی‌های رسی، Hbl: هورنبلند، Plg: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Mlc: مالاکیت، Opq: کانی‌های فلزی، Ol: الیوین، Zeo: زئولیت. (علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010)

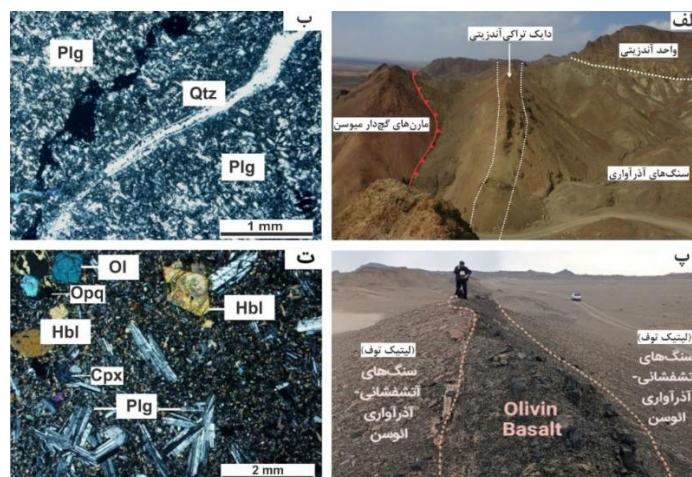
Fig. 5: A: Andesite unit placed on Eocene pyroclastic rocks (view to NW); B: Hand sample of andesite crosscut by chlorite, quartz, and malachite veins; P: Photomicrograph (XPL) of altered andesite; T: basaltic unit (view to NW); C: Photograph from the hand sample of altered basalt; J: Photomicrograph (XPL) of basalt with glomeroporphyritic texture; Ch: Olivine basaltic olivine unit with prism structure placed on the Eocene pyroclastic rocks (view to SW); H: Photograph from the hand sample of olivine basalt with amygdaloidal texture; Kh: Photomicrograph (XPL) of olivine basalt. Cal: calcite, Chl: chlorite, Clay: clay minerals, Hbl: hornblende, Plg: plagioclase, Cpx: clinopyroxene, Mlc: malachite, Opq: metallic minerals, Ol: olivine, Zeo: zeolite (Abbreviations of minerals from Whitney and Evans, 2010)

سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری-میکرولیتی و جریانی هستند. پلاژیوکلازها (به‌ویژه انواع ریز بلور در زمینه سنگ) به سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. رگه-رگه‌های سیلیسی این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۵ ب). دایک‌های تراکی‌آندزیتی در کانه‌زایی مس در محدوده کاهوان تاثیرگذار بوده‌اند، زیرا که در تماس این دایک‌ها با سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری، کانه‌زایی قابل ملاحظه‌ای از مس (کالکوسیت و مالاکیت) مشاهده می‌شود. کانه‌زایی مس در شکستگی‌های دایک و سنگ‌های میزبان بیشتر به

در محدوده کاهوان، مجموعه آتشفشانی-آذرآواری-رسوبی ائوسن میانی-پسین بوسیله دایک‌های تراکی‌آندزیتی و الیوین بازالتی به سن ائوسن پسین تا الیگوسن قطع می‌شوند. دایک‌های تراکی‌آندزیتی، در واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی-پسین تزریق شده‌اند و با ضخامت حدود ۵ تا ۱۰ متر دارای جهت امتداد $N65^{\circ}W$ و شیب نزدیک به 90° درجه می‌باشند (شکل ۶ الف). بلورهای درشت و ریز پلاژیوکلاز بخش عمده‌ای از ترکیب آن‌ها را تشکیل می‌دهد که با کمی هورنبلند همراهی می‌شوند. این

سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین تشکیل شده‌اند و دارای بافت‌های نیمه‌افیتیکی، پورفیری و گلومروپورفیری هستند. اورالیتی و کلریتی شدن پیروکسن و الیوین از نشانه‌های دگرسانی در این سنگ‌ها است (شکل ۶ پ، ت).

صورت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی و پرشدگی حفرات وجود دارد. دایک‌های الیوین بازالتی، دارای روند خاوری-باختری بوده و بیشتر در واحدهای آذرآواری ائوسن (لیتیک توف) نفوذ کرده‌اند. در مرز این دایک با لیتیک توف، رگه‌های کلسیتی آغشته به اکسیدهای آهن مشاهده می‌شود. این



شکل ۶: الف: نفوذ دایک تراکی‌آندزیت در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن (دید به شمال‌باختر)؛ ب: تصویر میکروسکوپی (XPL) از نمونه دایک تراکی‌آندزیت با بافت پورفیری و جریانی؛ پ: نفوذ دایک الیوین بازالت در واحد لیتیک توف ائوسن (دید به جنوب‌خاور)؛ ت: تصویر میکروسکوپی (XPL) از دایک الیوین بازالت با بافت گلومروپورفیری. Hbl: هورنبلند، Plg: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Opq: کانی‌های فلزی، Ol: الیوین، Qtz: کوارتز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 6: A: Trachyandesite dike intruded in the Eocene volcanic-sedimentary rocks (view to NW); B: Photomicrograph (XPL) of a trachyandesite dike with porphyry and trachytic texture; P: Olivine basalt dike intruded in the Eocene lithic tuff unit (view to SE); T: Photomicrograph (XPL) of olivine basalt dike with glomeroporphyritic texture. Hbl: hornblende, Plg: plagioclase, Cpx: clinopyroxene, Opq: metallic minerals, Ol, olivine, Qtz: quartz (Whitney and Evans, 2010)

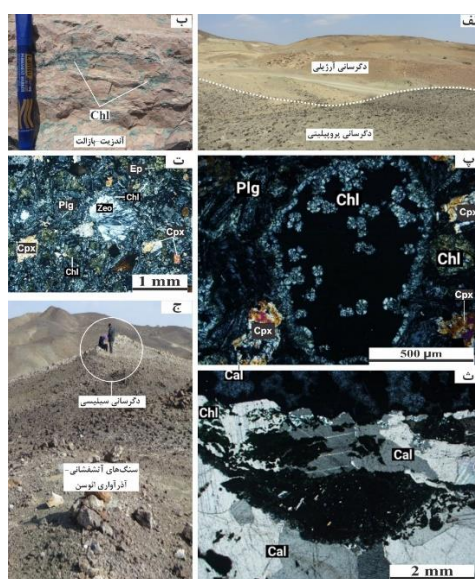
دگرسانی و کانه‌زایی

دگرسانی در اثر فعل و انفعالات شیمیایی، فیزیکی و یا بیولوژیکی در سنگ‌ها و کانی‌ها، در محیط‌های زمین‌شناسی رخ می‌دهد. این تغییرات معمولاً به دلیل تاثیر سیالات شیمیایی، حرارت، فشار و یا دیگر عوامل محیطی ایجاد می‌شوند و باعث تغییر در ترکیب شیمیایی، کانی‌شناسی، ساختاری و حتی فیزیکی سنگ‌ها و کانی‌ها می‌شوند. فرایندهای دگرسانی معمولاً در مرز صفحه‌های لیتوسفری، حاشیه توده‌های ماگمایی و یا در امتداد گسل‌ها رخ می‌دهند و از نشانه‌های مهم در شناسایی و پی‌جویی مواد معدنی هستند (Guilbert and Park, 1986; Evans, 1993). در محدوده‌ی کاهوان، دگرسانی سنگ‌ها در نتیجه فعالیت‌های ماگمایی-گرمایی و تکتونیکی صورت گرفته است و بسته به ترکیب شیمیایی سنگ‌های میزبان، شیمی سیالات گرمایی، دما و فشار، شامل انواع دگرسانی‌های

پروپیلیتی، آرژیلی، کلریتی، زئولیتی، سیلیسی و کربناتی می‌باشند. در محدوده اکتشافی کاهوان، برای مطالعه دگرسانی‌ها از شواهد زمین‌شناسی صحرایی، مطالعه نمونه‌های مقاطع نازک و نازک-صیقلی و شیمی سنگ‌ها استفاده شده است. دگرسانی پروپیلیتی، یکی از انواع دگرسانی‌های گرمایی است که در نتیجه تاثیر سیالات گرمایی در محیط‌های آتشفشانی-نفوذی تشکیل می‌شود. سنگ‌های نفوذی، آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب حدواسط تا بازیک تحت تاثیر این دگرسانی قرار می‌گیرند. این دگرسانی معمولاً در دماهای پایین‌تر (حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و در محیط‌هایی با PH به تقریب خنثی تا قلیایی رخ می‌دهد. در سامانه‌های کانه‌زایی، دگرسانی پروپیلیتی معمولاً به عنوان هاله بیرونی، مناطق دگرسانی دیگر را احاطه می‌کند. کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلپیت از کانی‌های شاخص منطقه دگرسانی پروپیلیتی است. با

PH پایین (اسیدی) و غنی از عناصر سبک (مانند H^+ و Al^{3+}) هستند. این شرایط ژئوشیمیایی منجر به تخریب ساختارهای سیلیکاتی و تشکیل کانی‌های رسی می‌شود. دگرسانی آرژیلیک معمولاً در شرایطی رخ می‌دهد که CO_2 و دیگر اسیدها به طور فعال در سامانه گرمایی حضور داشته باشند. این دگرسانی به طور معمول در مناطق کم‌عمق سامانه‌های ماگمایی-گرمایی مشاهده می‌شود (Guilbert and Park, 1986; Sillitoe, 2010). در محدوده کاهوان، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب آندزیت تا تراکی آندزیت متحمل دگرسانی آرژیلی شده‌اند (شکل ۷ الف).

افزایش درصد کانی‌های کلریت و اپیدوت، دگرسانی پروپیلیتی به ترتیب به دگرسانی‌های کلریتی و اپیدوتی تغییر می‌یابد (Guilbert and Park, 1986; Sillitoe, 2010). در محدوده کاهوان، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب آندزیت-بازالت تا الیوین بازالت متحمل این دگرسانی شده‌اند (شکل ۷ الف-ت). دگرسانی آرژیلی، بوسیله تشکیل کانی‌های رسی به ویژه کائولینیت، مونتوریلونیت و ایلیت مشخص می‌شود که معمولاً در نتیجه تأثیر محلول‌های گرمایی اسیدی بر روی کانی‌های اولیه مانند آلکالی‌فلدسپارها ایجاد می‌شوند. محلول‌های گرمایی که موجب دگرسانی آرژیلی می‌شوند، معمولاً دارای



شکل ۷: تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از مناطق مختلف دگرسانی گرمایی. الف: دگرسانی‌های پروپیلیتی و آرژیلی (دید به شمال‌خاور)؛ ب: کلریتی شدن در سنگ آندزیت-بازالت؛ پ: کلریت به صورت پرشدگی حفرات در بازالت؛ ت: دگرسانی بازالت و تشکیل کانی‌های ژئولیت، کلریت و اپیدوت؛ ث: رگه‌های کلسیت به همراه کلریت در سنگ آذرآواری؛ ج: رگه‌های سیلیسی در سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن.

Ep: اپیدوت، Plg: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت، Cal: کلسیت، Cpx: کلینوپروکسن، Zeo: ژئولیت. (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 7: Field and photomicrograph of the various hydrothermal alteration zones. A: Propylitic and argillic alterations (view to NE); B: Chloritization in andesite-basalt rock; P: Chlorite as pore-filling in basalt; T: Basalt alteration and formation of zeolite, chlorite and epidote minerals; C: Calcite veins along with chlorite in pyroclastic rock; J: Silic veins in the Eocene volcanic-pyroclastic rocks. Ep: epidote, Plg: plagioclase, Chl: chlorite, Cal: calcite, Cpx: clinopyroxene, Zeo: zeolite (Whitney and Evans, 2010).

این محلول‌ها باعث رسوب کوارتز و سایر کانی‌های سیلیکاتی در زمینه سنگ، شکستگی‌ها و حفرات سنگ‌ها می‌شوند. در محدوده کاهوان، دگرسانی سیلیسی به شکل‌های رگه-رگچه‌ای، پرشدگی فضای بین قطعات برش، پرشدگی حفرات و سیلیسی شدن زمینه در سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری با ترکیب آندزیت، بازالت و الیوین بازالت مشاهده می‌شود. بافت‌های شعاعی و نواری

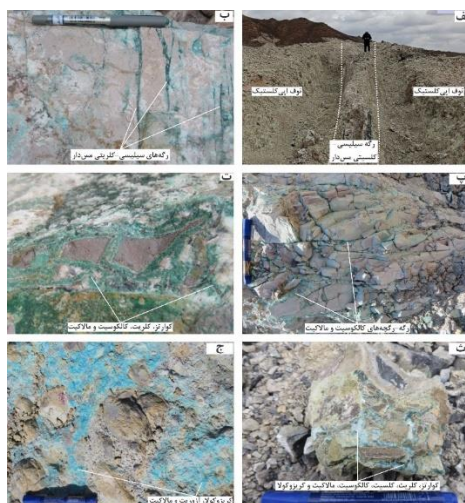
دگرسانی ژئولیتی، با تشکیل ژئولیت از کانی‌های سیلیکاتی اولیه بواسطه عمل سیالات گرمایی دمای پایین مشخص می‌شود. در محدوده کاهوان، این دگرسانی با تعامل سیالات گرمایی دمای پایین با سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری با ترکیب آندزیت-بازالت تا بازالت شکل گرفته است (شکل ۷ ت). دگرسانی سیلیسی، با ورود محلول‌های غنی از سیلیس، اغلب از منشأ گرمایی، به ترکیب سنگ‌ها تشکیل می‌شود.

سیلیس‌ها و رشد آن‌ها در حفرات سنگ‌های میزبان بیان از منشا گرمایی آن‌ها دارد (شکل ۷ ج). دگرسانی کربناتی، فرآیندی است که طی آن سنگ‌ها به‌طور شیمیایی توسط سیالات غنی از CO_2 یا بیکربنات‌ها تغییر می‌کنند و منجر به تشکیل کانی‌های کربناته مانند کلسیت و دولومیت می‌شود. این دگرسانی در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی، از جمله محیط‌های دگرگونی با درجه پایین و یا سامانه‌های گرمایی رخ می‌دهد. در محدوده‌ی کاهوان، دگرسانی کربناتی به صورت‌های رگه-رگچه‌ای، پرشدگی فضاهای بین قطعات برش و حفرات سنگ مشاهده می‌شود. کلسیت با کوارتز، اپیدوت، کلریت، زئولیت، سربیسیت، کانی‌های رسی، اکسیدهای آهن و سولفیدها همراهی می‌شود و گاهی به صورت یک فاز تاخیری مستقل (رگه-رگچه‌ای)، کانی‌های پیشین را قطع می‌کند (شکل ۷ ث). در محدوده کاهوان، کانه‌زایی مس بیشتر به شکل‌های رگه-رگچه‌ای، برشی و پرشدگی حفرات در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی مشاهده می‌شود. کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای، در محیط‌های تکتونیکی فعال رخ می‌دهد، جایی که شکستگی‌ها و ترک‌های سنگ‌ها به عنوان مسیرهایی برای سیالات گرمایی فلزدار عمل می‌کنند، با کاهش دما، فشار، تغییرات شیمیایی و کاهش سرعت جریان سیال، فلزات و سایر مواد محلول شروع به ته‌نشینی در شکستگی‌ها می‌کنند. در این محدوده، گسل‌هایی با روندهای عمومی شمال‌خاور-جنوب‌باختر و شمالی-جنوبی و زاویه شیب حدود ۷۰ تا ۹۰ درجه وجود دارد. بخش عمده‌ی کانه‌زایی‌های مس در امتداد گسل‌های شمال‌خاور-جنوب‌باختری تمرکز دارد. در محدوده‌ی کاهوان، سامانه‌های رگه‌ای بر اساس کانی‌های مهم سازنده‌ی آن‌ها به انواع رگه‌های سیلیسی، سیلیسی-سولفیدی، اکسید آهنی، سیلیسی-کلریتی $\pm$ کلسیتی و سیلیسی-کلسیتی تقسیم می‌شوند. جنس سنگ‌های میزبان رگه‌ها، سنگ‌های آندزیتی تا آندزیت بازالتی، توف‌های اپی‌کلستیک، شیل توفی و ماسه‌سنگ توفی هستند (شکل ۸ الف-پ). ضخامت رگه‌ها از حدود ۱ سانتی‌متر تا ۱/۵ متر تغییر می‌کند. کانه‌زایی برشی، زمانی رخ می‌دهد که در حین فرآیندهای تکتونیکی، ماگمایی و یا گرمایی، سنگ‌ها شکسته و خرد شده و و سپس فضاهای خالی میان قطعات برش با کانی‌های باطله و معدنی (کوارتز، کلریت، کلسیت، کالکوسیت و مالاکیت) پر می‌شود (شکل

۸ ت). فرآیند برشی شدن در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب آندزیت، آندزیت-بازالت و بازالت رخ داده است. ضخامت مناطق برشی شده از حدود ۱۰ سانتی‌متر تا ۱ متر متغیر است. جنس قطعات برش‌ها، آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت-بازالت و بازالت است. در کانه‌زایی از نوع پرشدگی فضاهای خالی، کانی‌های باطله (کوارتز، کلریت و کلسیت) و معدنی (کالکوسیت، کریزوکولا، مالاکیت و آزوریت) در حفرات سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت، آندزیت-بازالت، الیون بازالت) و در فضای بین قطعات در توف‌های اپی‌کلستیک تشکیل شده‌اند (شکل ۸ ث، ج). این شکل از کانه‌زایی اغلب در سامانه‌های گرمایی رخ می‌دهد، که سیالات غنی از مواد معدنی از طریق شکستگی‌ها به فضاهای خالی نفوذ کرده و با کاهش دما یا تغییرات شیمیایی، مواد معدنی به صورت کانی‌های مختلف رسوب می‌کنند. ضخامت کانه‌زایی نوع پرشدگی فضاهای خالی، از حدود ۱ سانتی‌متر تا ۳۰ سانتی‌متر متغیر است. جنس کانی‌ها در شکل‌های مختلف کانه‌زایی در محدوده کاهوان شامل کوارتز، کلریت، زئولیت، کلسیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، کریزوکولا و اکسید-هیدروکسیدهای آهن-منگنز (هماتیت، پیرولوسیت، گوتیت و لیمونیت) است (شکل ۸). بر پایه مطالعات کانی‌شناسی، ساخت و بافت، در سامانه کانه‌زایی کاهوان کانی‌ها در دو مرحله درون‌زاد (هیپوژن) و برون‌زاد (سوپرژن) تشکیل شده‌اند. در مرحله درون‌زاد، کانی‌های سولفیدی از قبیل پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت اولیه از سیال گرمایی فلزدار و داغ به وجود آمده‌اند. کالکوسیت کانی اصلی در این مرحله است که بندرت با دانه‌های پراکنده و ریزی از پیریت، کالکوپیریت و بورنیت همراهی می‌شود (شکل ۹ الف، ب). در مرحله برون‌زاد، به واسطه فعالیت آب‌های جوی تحت شرایط اکسیداسیون سطحی (سوپرژن اکسیدی)، کانی‌های از قبیل کریزوکولا، مالاکیت، آزوریت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوئیت و لیمونیت) و در منطقه سوپرژن احیایی کالکوسیت ثانویه، کوولیت و بندرت مس خالص تشکیل شده است (شکل پ-ج). کانی‌های برون‌زاد، در نتیجه جاننشینی کانی‌های سولفیدی اولیه نظیر کالکوسیت و کالکوپیریت (بیشتر کالکوسیت) شکل گرفته‌اند. کوارتز، کلریت، اپیدوت، زئولیت، کلسیت و ژپس از کانی‌های باطله مهم در سامانه کانه‌زایی کاهوان هستند.

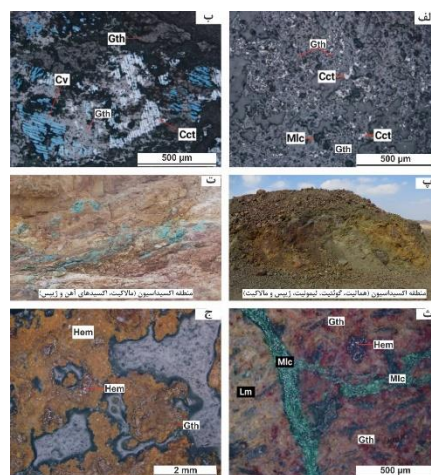
می‌شوند. توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در کانسار مس کاهوان در جدول ۱ آورده شده است.

کانی‌های باطله و معدنی به شکل بافت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، پرشدگی حفرات، شعاعی و جانیشینی مشاهده



شکل ۸: تصاویر صحرایی از شکل‌های مختلف کانه‌زایی در محدوده کاهوان. الف: رگه سیلیسی-کلسیتی مس‌دار در توف‌های اپی‌کلاستیک (دید به جنوب‌باختر)؛ ب: رگه-رگچه‌های سیلیسی-کلریتی مس‌دار در سنگ‌های آندزیت بازالتی دگرسان شده؛ پ: رگه-رگچه‌های کالکوسیت و مالاکیت در ماسه‌سنگ‌های توفی؛ ت: کوارتز، کلریت، کالکوسیت و مالاکیت به صورت پرکننده فضای بین قطعات برشی شده آندزیت؛ ث: کوارتز، کلریت، کلسیت، کالکوسیت، مالاکیت و آزوریت به صورت پرکننده فضاهای خالی بین قطعات آواری از جنس بازالت، آندزیت و توف؛ ج: کریزوکولا، آزوریت و مالاکیت به صورت پرکننده فضای بین قطعات در توف اپی‌کلاستیک.

Fig. 8: Field photographs from the various forms of mineralization in Kahovan area. A: Copper-bearing silicic-calcite vein in the epiclastic tuffs (view to SW); B: Copper-bearing silicic-chlorite veins in altered basaltic andesite rocks; P: chalcocite and malachite vein-veinlets in tuffaceous sandstones; T: Quartz, chlorite, chalcocite, and malachite as open space-filling between brecciated fragments of andesite; C: Quartz, chlorite, calcite, chalcocite, malachite, and azurite as open space-filling between clastic fragments with basalt, andesite, and tuff composition. J: Chrysocolla, azurite, and malachite as space-filling between fragments in epiclastic tuff.



شکل ۹: الف، ب: تصاویر میکروسکوپی از کالکوسیت که در حال جانیشینی با کوولیت، گوئیت و مالاکیت است؛ پ، ت: تصاویر صحرایی از منطقه اکسیداسیون با ترکیب کانی‌شناسی هماتیت، گوئیت، لیمونیت، ژپس و مالاکیت (دید به جنوب‌خاور)؛ ث، ج: تصاویر میکروسکوپی از منطقه اکسیداسیون کانه‌زایی با حضور هماتیت، گوئیت، لیمونیت و مالاکیت. Hem: هماتیت، Gth: گوئیت، Lm: لیمونیت، Mlc: مالاکیت (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 9: A, B: Photomicrographs of chalcocite being replaced by covellite, goethite, and malachite; P, T: Field photographs of the oxidation zone with hematite, goethite, limonite, gypsum, and malachite association (view to SE); C, J: Photomicrographs from the oxidation zone of mineralization with the presence of hematite, goethite, limonite, and malachite. Hem: hematite, Gth: goethite, Lm: limonite, Mlc: malachite (Whitney and Evans, 2010)

جدول ۱: کانی‌شناسی، بافت و توالی پاراژنزی کانی‌ها در سامانه کانه‌زایی مس کاهوان

Table 1: Mineralogy, texture, and paragenetic sequence of minerals in the Kahovan copper mineralization system

مراحل کانه‌زایی کانی‌ها		کانی‌های درون‌زاد	کانی‌های برون‌زاد	
			احیایی	اکسیدی
کانی‌های کانسار ساز	پیریت	-----		
	کالکوپیریت	-----		
	کالکوسیت	████████	=====	
	کوپولیت		=====	
	مالاکیت			████████
	آزوریت			-----
	کریزوکولا			=====
	هماتیت			=====
	گوئیت			████████
کانی‌های باطله	سریسیت	=====		
	کلریت	=====		
	اپیدوت	=====		
	کانی‌های رسی	=====	-----	-----
	زنولیت	=====		
	کوارتز	=====		
	کلسیت	=====		
بافت‌های کانه‌زایی	رگه - رگچه‌ای	████████		=====
	برشی	=====		
	پر کننده فضاهای خالی	-----	=====	=====
	شعاعی	-----		
	جانشینی		=====	=====

ژئوشیمی

ژئوشیمی، به‌عنوان یکی از ابزارهای کلیدی در تحلیل فرآیندهای زمین‌شناسی، به مطالعه ویژگی‌های شیمیایی عناصر مختلف در محیط‌های گوناگون زمین‌شناسی مانند سنگ، کانسنگ، کانی، رسوب آبراهه‌ای، خاک، آب، گیاه و هوا پرداخته، و توزیع ژئوشیمیایی عناصر در سطح زمین را بررسی می‌نماید. بررسی دقیق غلظت عناصر اصلی و کمیاب می‌تواند الگوهایی از مهاجرت و انباشت عناصر در طی فرآیندهای ژئوشیمیایی را که در نهایت به تشکیل ذخایر معدنی می‌انجامد، مشخص نماید. این علم با بررسی رفتار

عناصر مختلف در شرایط مختلف زمین‌شناسی، می‌تواند به پیش‌بینی مناطق مستعد برای اکتشاف و بهینه‌سازی روش‌های بهره‌برداری از منابع معدنی کمک کند. در محدوده کاهوان، برای مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی سیر تحولات عناصر، تعداد ۱۴ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت تا الیوین بازالت) و دایک‌های آندزیتی و بازالتی و تعداد ۴ نمونه از کانسنگ‌های مس انتخاب شده است. این نمونه‌ها برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی با استفاده از روش‌های ICP-OES/MS تجزیه شده است. مقدار نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد در ۲ نمونه

کالکوسیت خالص نیز اندازه‌گیری شده است. در ادامه، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی، کانسنگ‌های مس و کالکوسیت در محدوده‌ی کاهوان جداگانه توصیف می‌شود.

ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها

مقادیر غلظت عناصر اصلی و کمیاب برای ۱۴ نمونه سنگ از محدوده‌ی کاهوان در جدول ۲ آورده شده است. یکی از مهم‌ترین روش‌های طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌ها، استفاده از نمودار مجموع آلکالی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 است (Middlemost, 1994). در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های منطقه در محدوده‌ی داسیت، آندزیت، آندزیت بازالتی، تراکی بازالت و بازالت قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰ الف). در نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y (Pearce, 1996)، نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها در محدوده‌ی آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت جای گرفته‌اند (شکل ۱۰ ب). بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری نیز این نمونه‌ها، آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت-بازالت، بازالت و الیوین بازالت نام‌گذاری شده‌اند. تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌ها از مهم‌ترین مباحثی هستند که در اکتشاف کانسارها مورد استفاده قرار می‌گیرد. محیط تکتونیکی تعیین‌کننده نوع ماگما و ترکیب شیمیایی ماگما نیز نوع کانه‌زایی را کنترل می‌کند. بر اساس نمودارهای K_2O در برابر SiO_2 (Peccherillo and Taylor 1976) و Th در برابر

Co (Hastie et al, 2007) نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های محدوده کاهوان از نوع سری کالک‌آلکان هستند (شکل ۱۰ پ، ت). قرارگیری نمونه‌ها در سری کالک‌آلکان نشان‌دهنده آن است که ماگمای والد این سنگ‌ها در یک محیط فروزش تشکیل شده است. این محیط‌ها به دلیل وجود آب و فرایندهای مرتبط با فروزش، ماگمایی غنی از عناصر ناسازگار مانند توریم تولید می‌کنند. توریم که یک عنصر ناسازگار است در مراحل اولیه ذوب‌بخشی تمایل بیشتری به ورود به مذاب دارد، در مقابل کبالت یک عنصر به نسبت سازگارتر است و احتمالاً در طی فرآیند تبلور تفریقی با تبلور کانی‌هایی مانند الیوین و پیروکسن از مذاب جدا شده است. این موضوع می‌تواند دلیل کاهش مقدار کبالت در برخی از نمونه‌ها باشد (Ghorbani and Santos, 2025). ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین، بازتابی از شرایط تکنیکی حاکم در زمان زایش آن‌ها است. مطالعه عناصر اصلی و کمیاب در این سنگ‌ها، ابزاری کلیدی برای شناسایی محیط‌های زمین‌ساختی مختلف نظیر حاشیه‌های فعال قاره‌ای، مناطق برخوردی، ریف‌ها و پهنه‌های پشت‌کمانی هستند. نمودار مثلثی $\text{FeO}^t\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$ (Pearce et al, 1977) برای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی مختلف سنگ‌های بازالتی استفاده می‌شود.

جدول ۲: محتوای اکسید عناصر اصلی (درصد وزنی)، عناصر فرعی، کمیاب و خاکی کمیاب (گرم در تن) ۱۴ نمونه سنگ آتشفشانی و دایک در محدوده‌ی کاهوان، جنوب شاهرود

Table 2: Major oxides (wt. %), minor, trace, and rare earth elements (ppm) contents of 14 volcanic rock and dyke samples in the Kahovan area, south of Shahrood

Sample	TK-RG-01	TK-RG-02	TK-RG-03	TK-RG-04	TK-RG-05	TK-RG-06	TK-RG-07	TK-RG-08	TK-RG-09	TK-RG-10	TK-RG-11	TK-RG-12	TK-RG-13	TK-RG-14
Rock type	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite-basalt	Andesite-basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Olivine basalt	Andesitic dike	Basaltic dike
SiO ₂	57.77	61.54	62.05	56.97	60.17	59.22	46.89	47.24	53.99	47.01	47.10	46.96	71.25	46.92
Al ₂ O ₃	16.57	16.48	15.52	17.12	17.10	16.57	15.55	15.99	16.42	16.77	16.71	16.64	13.94	17.81
Fe ₂ O ₃	5.33	4.98	5.42	6.40	5.72	3.53	9.59	10.19	7.53	8.77	8.84	8.90	1.04	10.48
MgO	3.01	2.11	2.42	3.33	2.53	1.42	8.64	8.17	5.21	6.76	6.93	7.05	0.12	5.92
CaO	6.47	4.80	5.04	6.35	5.69	5.58	10.07	10.03	7.63	8.77	8.78	9.18	0.38	9.02
Na ₂ O	4.30	4.69	3.65	4.23	4.56	4.90	3.34	2.94	3.88	4.59	4.34	4.41	2.15	3.22
K ₂ O	1.48	1.94	1.59	1.49	1.06	1.72	0.71	1.01	0.97	0.65	0.66	0.62	8.57	1.25
TiO ₂	0.70	0.54	0.63	0.76	0.64	0.70	1.07	0.84	0.79	1.18	1.18	1.17	0.22	0.87
P ₂ O ₅	0.27	0.28	0.28	0.35	0.27	0.29	0.23	0.21	0.25	0.28	0.28	0.27	0.04	0.24
MnO	0.11	0.13	0.10	0.17	0.12	0.08	0.19	0.18	0.16	0.24	0.22	0.19	0.01	0.25
L.O.I.	2.73	2.35	3.10	1.70	1.90	3.65	3.38	2.83	2.89	4.67	4.67	4.27	0.9	3.2
Ag	1.2	0.1	0.1	0.1	0.1	2.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	5.5	0.08
As	31.3	0.7	1.0	4.8	0.5	58.4	1.3	0.4	1.1	1.7	3.7	1.4	23.4	7.2
Au	1.5	0.9	0.8	1.5	1.2	1.3	1.6	3.1	1.6	1.6	1.5	1.5	0.4	3.5
Ba	760	418	316	352	377	1245	129	150	268	156	133	123	915	412
Be	0.9	1.4	2.0	0.8	1.0	1.0	1.4	0.8	0.9	0.8	1.0	1.0	3	1
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.08	0.08
Cd	10.9	0.1	0.1	0.1	0.1	21.7	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.08

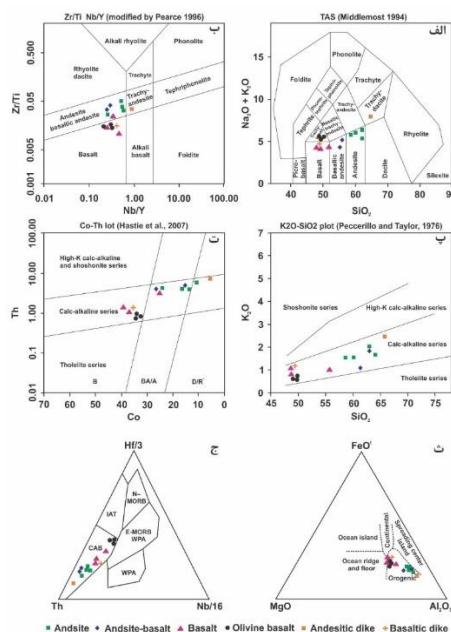
Co	24.5	10.6	13.6	16.0	15.1	26.3	37.1	38.7	25.0	32.3	32.0	32.5	2.6	35.4
Cs	1.9	3.3	5.6	1.7	1.8	1.9	21.9	1.2	6.8	45.8	35.9	33.0	3.8	3.7
Cu	3371	40	82	57	49	6674	121	205	98	170	131	148	1472	157
Ga	14.8	15.3	13.8	15.4	14.9	13.8	13.1	14.1	14.0	13.9	14.3	14.6	12.4	16.7
Hf	3.2	3.7	3.6	3.5	3.7	3.5	2.0	1.5	2.7	2.4	2.3	2.3	3.7	1.6
Mo	1.4	1.1	0.8	1.0	1.0	2.0	0.6	0.8	0.9	0.5	0.7	0.5	1.2	0.7
Nb	4.4	9.5	9.0	11.0	5.0	4.3	6.8	4.3	5.9	6.3	5.8	4.5	4	6
Ni	26.0	19.5	17.5	27.0	15.0	15.0	99.5	87.0	49.6	68.7	67.7	71.7	15	36
Pb	331.5	12.9	30.5	6.4	4.0	659.8	5.0	3.8	5.4	16.7	8.1	6.9	10.5	18.3
Rb	55.6	70.4	48.2	48.4	36.6	44.5	13.3	21.2	34.0	10.4	10.1	10.0	223	21
Sb	0.7	0.2	0.2	0.1	0.1	1.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.08
Sc	15.0	8.5	10.0	12.0	11.0	12.0	32.5	32.0	20.3	29.8	29.8	29.3	2	25
Se	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.7	0.4	0.4	0.4	0.4
Sn	0.8	0.9	0.8	1.0	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.75	0.75
Sr	643	547	602	619	587	700	499	474	574	493	472	573	245	570
Ta	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.7	0.08
Th	3.8	6.0	4.1	4.1	5.0	4.2	1.0	1.3	3.3	0.8	0.8	0.8	15	1.4
U	1.2	1.7	1.3	1.2	1.5	1.3	0.3	0.4	1.0	0.3	0.2	0.2	3.4	0.5
V	156	86	120	135	125	141	239	285	181	214	212	211	18	291
W	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.7	0.6	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.7	0.4
Zn	21.8	41.0	38.5	31.0	21.0	18.5	55.3	61.3	38.3	53.8	54.3	52.8	22	97
Zr	132	165	147	154	159	146	81	75	123	108	110	107	154	75
Y	17.0	18.5	16.5	19.0	17.0	17.0	16.5	16.3	16.8	18.8	18.8	18.3	9	17
La	19.90	25.55	21.05	22.40	23.70	21.40	9.18	9.13	17.00	11.22	10.77	10.82	26.7	12.4
Ce	38.53	47.25	40.60	43.50	43.90	41.55	20.80	20.37	34.28	25.23	24.53	24.53	47.5	24.5
Pr	4.52	5.39	4.79	4.87	5.10	4.89	2.81	2.70	3.98	3.32	3.30	3.29	4.67	3.58
Nd	18.05	20.70	19.15	21.10	20.50	19.65	13.10	12.70	16.91	15.33	15.18	15.58	18	14.3
Sm	3.71	4.01	3.53	3.83	3.59	3.71	3.18	2.94	3.47	3.47	3.60	3.53	2.6	3.35
Eu	1.26	1.10	1.05	1.13	1.01	1.41	1.13	1.04	1.10	1.19	1.24	1.27	0.55	1.4
Gd	3.59	3.58	3.50	3.69	3.55	3.63	3.48	3.31	3.44	3.88	3.89	3.91	1.92	3.74
Tb	0.53	0.55	0.50	0.52	0.52	0.54	0.54	0.51	0.52	0.59	0.60	0.59	0.27	0.54
Dy	3.11	3.05	2.94	3.29	2.97	3.13	3.37	2.98	3.12	3.55	3.59	3.46	1.67	3.45
Ho	0.64	0.69	0.62	0.65	0.61	0.63	0.67	0.59	0.65	0.75	0.74	0.74	0.32	0.77
Er	1.99	1.93	1.89	2.31	1.84	1.95	1.90	1.75	1.86	2.27	2.33	2.23	1.3	2.35
Tm	0.29	0.31	0.28	0.27	0.25	0.28	0.26	0.25	0.26	0.31	0.32	0.31	0.26	0.32
Yb	1.90	2.15	1.76	1.92	1.94	2.01	1.73	1.55	1.78	1.85	1.86	1.79	1.26	1.85
Lu	0.30	0.33	0.30	0.28	0.30	0.32	0.26	0.25	0.27	0.29	0.30	0.29	0.24	0.32

اتمی زوج و فرد حذف می‌شود، و ثانیاً هر نوع جدایش و تفکیکی که از عناصر نسبت به این استانداردها انجام شده باشد، به‌راحتی قابل شناسایی است. در این پژوهش، مقادیر غلظت عناصر در سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها نسبت به ترکیب گوشته اولیه به‌هنجار شده است. در نمودار عنکبوتی شکل (۱۱ الف)، مقدار عناصر کمیاب نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) به‌هنجار شده است. در این نمودار، غنی‌شدگی قابل‌ملاحظه عناصر ناسازگار بزرگ یون از جمله Cs, Rb, Ba, Th و U، گویای تأثیر سیالات مشتق شده از صفحه فرورونده بر منبع ماگمایی است. این غنی‌شدگی از ویژگی ژئوشیمیایی معمول سنگ‌های واقع در کمان‌های آتشفشانی است و نشان‌دهنده نقش مهم فرآیندهای متاسوماتیسم گوشته به وسیله سیالات آزاد شده از سنگ‌های رسوبی و بازالتی صفحه فرورونده می‌باشد. از سوی دیگر، آنومالی منفی عناصر Ta و Nb که نسبت به عناصر مجاورشان مانند La و Th تهی‌شدگی قابل‌توجهی دارند، یکی از شاخص‌ترین ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی

در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کوهزایی جای گرفته‌اند، که در کمان‌های آتشفشانی مرتبط با مناطق فرورانش تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰ ث). در نمودار مثلی که بر اساس مقادیر عناصر ناسازگار Hf-Th-Nb طراحی شده است (Wood, 1980)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کمان‌های قاره‌ای (CAB) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰ ج). نمودارهای عنکبوتی، یکی از ابزارهای کلیدی در تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی به ویژه در بررسی و مقایسه فراوانی عناصر مختلف در سنگ‌ها و کانسنگ‌ها به شمار می‌روند. با استفاده از رفتار عناصر در این نمودارها، تمایز و مشابهت‌های موجود میان انواع گوناگون سنگ‌ها و مواد معدنی به‌آسانی شناسایی می‌شود. در نمودارهای عنکبوتی، مقادیر غلظت عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌ها مورد مطالعه نسبت به یک مرجع استاندارد مشترک (از قبیل کندریت، ترکیب گوشته اولیه، ترکیب شیل آمریکای شمالی و ...) به هنجار می‌شود. از مزایای به‌هنجارسازی مقادیر غلظت عناصر در نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های مرجع استاندارد این است که اولاً تغییرات فراوانی عناصر با عدد

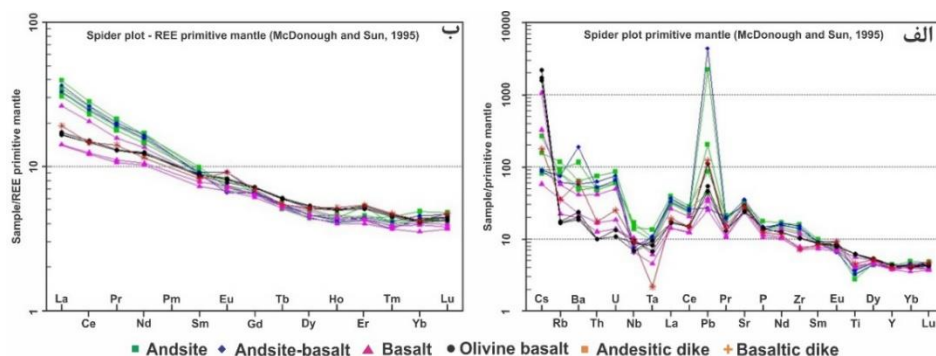
(۱۹۹۵) به‌هنگار شده است. الگوی کلی روندی نزولی از چپ (La) به راست (Lu) را نشان می‌دهد، که بیانگر غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به انواع سنگین است. این ویژگی ژئوشیمیایی می‌تواند نشانه‌ای از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده یا متاسوماتیکی شده باشد، که تحت تاثیر سیالات یا مذاب‌های حاصل از فرورانش قرار گرفته است. روند به‌نسبت صاف عناصر خاکی کمیاب سنگین حاکی از عدم حضور کانی‌های حاوی عناصر سنگین مانند گارنت در منبع ذوب می‌باشد، که به نوبه‌ی خود گویای عمق کم ذوب بخشی و منشأ گوشته‌ای به نسبت کم‌عمق است. فاصله به‌نسبت منظم بین خطوط مختلف، نشان‌دهنده‌ی رفتار مشابه در بین نمونه‌ها از نظر فراوانی عناصر خاکی کمیاب است، که احتمالاً حاکی از منشاء ماگمایی مشابه و تفاوت در میزان تبلور یا آلودگی جزئی در طول مسیر صعود ماگما می‌باشد (Ghorbani and Santos, 2025). این الگوها، از ویژگی‌های ژئوشیمیایی بارز سنگ‌های آتشفشانی، نفوذی و کانه‌زایی‌های وابسته به آن‌ها است که در محیط‌های فرورانشی تشکیل می‌شوند.

مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای است. این الگو معمولاً به باقی ماندن کانی‌هایی نظیر ایلمینیت یا روتیل در باقیمانده ذوب در هنگام ذوب بخشی گوشته نسبت داده می‌شود. وجود آنومالی مثبت Pb در اکثر نمونه‌ها می‌تواند ناشی از مشارکت مواد پوسته‌ای در ماگما یا تأثیر سیالات غنی از Pb باشد که در فرآیند فرورانش آزاد شده‌اند. غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک (به‌ویژه Ce, Pr و Nd) نسبت به عناصر سنگین، نشانه‌ی ذوب بخشی کم از گوشته‌ی غنی‌شده یا متاسوماتیزه شده است. آنومالی منفی Eu در برخی از نمونه‌ها، می‌تواند نشان‌دهنده‌ی تبلور و جدایش پلاژیوکلاز در طی فرآیند تفریق ماگمایی باشد. به طور کلی، ویژگی‌هایی از قبیل وجود آنومالی‌های منفی Nb و Ta، مثبت Pb و منفی Eu، و غنی‌شدگی عناصر ناسازگار بزرگ یون و عناصر خاکی کمیاب سبک، همگی بیانگر منشأ ماگمایی مرتبط با منطقه فرورانش و دخالت مواد پوسته‌ای در تکامل این سنگ‌ها است. در نمودار عنکبوتی شکل (۱۱) (ب)، عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1996) مقایسه شده است.



شکل ۱۰: موقعیت سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های محدوده کاهوان بر روی نمودارهای پترولوژی مختلف. الف: نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ برابر SiO_2 (Middlemost, 1994)؛ ب: نمودار Nb/Y برابر Zr/Ti (Pearce, 1996)؛ پ: نمودار K_2O برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ ت: نمودار Th برابر Co (Hastie et al, 2007)؛ ث: نمودار مثلثی $\text{FeO}^{+}\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$ (Pearce et al, 1977)؛ ج: نمودار مثلثی Th-Hf-Nb (Wood, 1980).

Fig. 10: Location of volcanic rocks and dykes of Kahovan area on different petrology diagrams. A: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Middlemost, 1994); B: Nb/Y vs. Zr/Ti plot (Pearce, 1996); P: K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976); T: Th vs. Co plot (Hastie et al, 2007); C: Triangular diagram of $\text{FeO}^{+}\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$ (Pearce et al, 1977); J: Triangular diagram of Th-Hf-Nb (Wood, 1980).



شکل ۱۱: نمودارهای عنکبوتی مقادیر عناصر در نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌های کاهوان که به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) به‌هنگار شده است. الف: عناصر فرعی و کمیاب؛ ب: عناصر خاکی کمیاب

Fig. 11: Spider diagrams of element contents in volcanic rocks and dikes samples from the Kahovan which normalized to the primitive mantle composition (McDonough and Sun, 1995). A: Minor and trace elements; B: Rare earth elements

ژئوشیمی کانسنگ‌های مس

تجزیه و تحلیل عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در کانسنگ‌ها می‌تواند اطلاعات با ارزشی درباره‌ی زمین‌شناسی، ژنتیک و ارزیابی‌های اقتصادی منابع معدنی ارائه می‌دهد. به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی کانه‌زایی در محدوده‌ی کاهوان، تعداد ۴ نمونه کانسنگ جهت اندازه‌گیری غلظت عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به روش مخلوط چهار اسید آماده‌سازی و با استفاده از روش‌های ICP-OES/MS تجزیه شده‌اند. مقادیر غلظت عناصر در ۴ نمونه کانسنگ در جدول ۳ ارائه شده است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری، نمونه‌های منتخب کانسنگ برای تجزیه شیمیایی دارای کانی‌های کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، کریزوکولا، همتایت، گوتیت و لیمونیت است و سنگ میزبان کانه‌زایی سنگ‌های آندزیت تا آندزیت بازالت پورفیری و توف‌های اپی‌کلستیک می‌باشد. در راستای

ارزیابی پتانسیل معدنی در محدوده اکتشافی کاهوان، مقادیر غلظت عناصر مهمی چون Cu, Ag, Zn, Pb و Mo در نمونه‌های کانسنگ با مقدار فراوانی پوخته‌ای آن‌ها مقایسه شده است. نتایج این بررسی‌ها نشان می‌دهد که غلظت مس و نقره به صورت تمرکز کانساری و سرب در آستانه غنی‌شدگی قرار دارند، در حالی که مقادیر سایر عناصر در سطحی پایین مشاهده می‌شود. مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه مس در نمونه‌های کانسنگ به ترتیب ۰/۱۷، ۱/۶۳ و ۲/۷۳ درصد گزارش شده است. همچنین، متوسط مقدار مس در نمونه‌های محدوده کاهوان معادل ۱۶۳۵۰ گرم در تن با توجه به فراوانی پوخته‌ای آن که ۶۰ گرم در تن است، تقریباً ۲۷۲ مرتبه بیشتر است، که این امر نشان‌دهنده وجود کانه‌زایی مس در این ناحیه است. مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه نقره در نمونه‌های کانسنگ به ترتیب ۴/۵، ۷۰/۵ و ۲۶۷ گرم در تن است.

جدول ۳: محتوای اکسید عناصر اصلی (درصد وزنی)، عناصر فرعی، کمیاب و خاکی کمیاب (گرم در تن) ۴ نمونه کانسنگ مس در محدوده‌ی کاهوان، جنوب شاهرود

Table 3: Major oxides (wt. %), minor, trace, and rare earth elements (ppm) contents of 4 copper-bearing ore samples in the Kahovan area, south of Shahrood

Sample	X (UTM)	Y (UTM)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ag	As	Au	Ba	Be
TK-OG-01	311614	3905285	71.57	11.07	0.68	0.05	1.33	2.46	4.69	0.19	0.01	0.01	267.0	134	0.015	5904	0.9
TK-OG-02	313590	3908134	68.45	12.08	6.10	1.15	2.72	3.13	2.56	0.65	0.40	0.05	4.5	26	0.002	319	1.5
TK-OG-03	311412	3909373	57.98	16.97	1.50	0.29	5.65	5.12	2.27	0.72	0.30	0.04	4.7	115	0.002	2125	0.9
TK-OG-04	313868	3909998	71.87	14.26	1.10	0.15	0.47	2.40	8.34	0.25	0.06	0.01	5.7	21	0.001	955	1.0
Sample	X (UTM)	Y (UTM)	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Hf	In	Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb
TK-OG-01	311614	3905285	0.3	18.3	9.2	7	1.2	27390	14.2	3.5	0.38	10	1.8	8.4	11	21	144
TK-OG-02	313590	3908134	0.1	0.9	16.4	57	1.7	22895	12.5	4.0	0.40	24	2.4	11.5	40	17	53
TK-OG-03	311412	3909373	0.3	41.7	37.0	25	2.0	13300	12.8	3.2	0.35	12	3.0	4.4	10	1298	56

TK-OG-04	313868	3909998	0.1	0.3	2.5	68	3.8	1712	12.4	3.5	0.50	23	1.5	4.3	2	11	44
Sample	X (UTM)	Y (UTM)	S	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Ta	Te	Th	Tl	U	V	W	Y	Zn
TK-OG-01	311614	3905285	5783	2.9	2.0	0.41	0.1	1703	0.8	0.38	10.0	9.3	2.5	13	1.1	9.5	226
TK-OG-02	313590	3908134	875	0.4	11.6	0.36	1.0	358	0.6	0.39	3.8	0.5	1.0	139	0.8	17.6	42
TK-OG-03	311412	3909373	6375	2.8	14.0	0.35	0.8	825	0.3	0.36	3.8	0.7	1.2	156	0.2	17.0	17
TK-OG-04	313868	3909998	953	0.5	3.0	0.38	0.8	265	0.5	0.37	12.0	0.6	3.5	16	0.7	10.0	21
Sample	X (UTM)	Y (UTM)	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
TK-OG-01	311614	3905285	102	15.00	40.00	3.62	15.60	16.90	9.16	2.50	0.40	2.00	0.58	1.60	0.70	0.48	2.90
TK-OG-02	313590	3908134	145	25.00	58.00	6.64	28.20	7.40	2.69	3.56	0.70	3.80	0.45	2.40	0.60	1.87	1.80
TK-OG-03	311412	3909373	132	19.10	39.20	4.67	18.80	3.83	1.80	3.71	0.56	3.28	0.65	2.06	0.31	2.07	0.33
TK-OG-04	313868	3909998	159	27.40	46.40	4.74	16.00	2.40	0.52	1.85	0.29	1.66	0.35	1.20	0.20	1.37	0.22

کاهوان، ۳۳۷ گرم در تن، در مقایسه با فراوانی پوسته‌ای آن که ۱۴ گرم در تن است، حدود ۲۴ مرتبه بیشتر می‌باشد که نشان‌دهنده غنی‌شدگی عنصر سرب در این ناحیه است. مقادیر کمینه و بیشینه عناصر در نمونه‌های کانسنگ کاهوان، فراوانی پوسته‌ای و حداقل تمرکز کانساری برخی از عناصر مهم در جدول ۴ ارائه شده است.

متوسط مقدار نقره در نمونه‌های محدوده کاهوان برابر با ۷۰/۵ گرم در تن، در مقایسه با فراوانی پوسته‌ای آن که ۰/۰۷۵ گرم در تن است، تقریباً ۹۴۰ مرتبه بیشتر است و این امر بیانگر رخداد کانه‌زایی نقره در این محدوده می‌باشد. مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه سرب در نمونه‌های محدوده کاهوان به ترتیب برابر با ۱۱، ۳۳۷ و ۱۳۰۰ گرم در تن است. متوسط مقدار سرب در نمونه‌های محدوده

جدول ۴: مقایسه غلظت عناصر در کانسنگ‌های محدوده کاهوان با فراوانی پوسته‌ای و میزان حداقل تمرکز کانساری آن‌ها (Rudnick and Gao, 2003).

Table 4: The comparison of element concentration in the Kahovan ore samples with their crustal abundance and minimum ore grades (Rudnick and Gao, 2003).

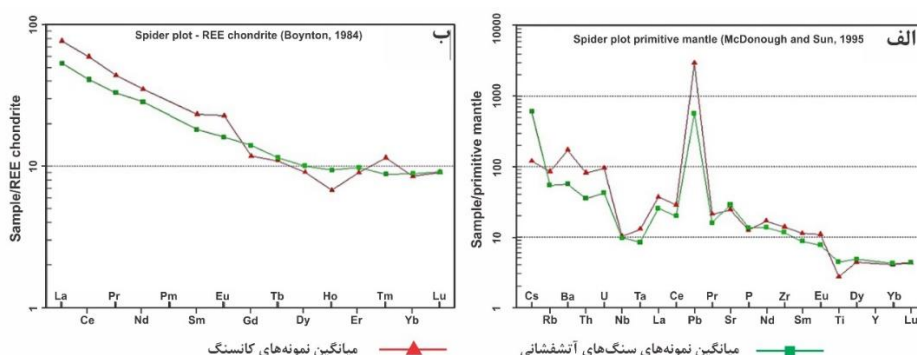
عناصر	فراوانی پوسته‌ای عناصر (گرم در تن)	حداقل تمرکز کانساری عناصر (گرم در تن)	مقادیر کمینه و بیشینه عناصر در کانسنگ‌های کاهوان (گرم در تن)
Cu	60	2000	1712 - 27400
Au	0.005	1	0.0004 - 0.015
Ag	0.075	20	4.5 - 267
Zn	70	50000	17 - 226
Pb	14	30000	11 - 1300
Mo	1	20	1.5 - 3

عناصر کمیاب و عناصر کمیاب خاکی نقش کلیدی در درک فرآیندهای ژئوشیمیایی و پترولوژیکی ایفا می‌کنند. به‌ویژه در کانسنگ‌های ماگمایی، الگوهای توزیع این عناصر می‌توانند اطلاعات ارزشمندی در مورد منشأ ماگما، درجه تبلور، تفریق و تأثیر فرایندهای فرعی مانند آلاش یا هضم پوسته‌ای فراهم کنند. از آنجا که عناصر کمیاب به‌طور معمول در شبکه‌های بلوری فازهای سیلیکاته جایگزین نمی‌شوند و رفتاری نسبتاً هماهنگ دارند، نمودارهای عنکبوتی نرمال‌شده به کندریت و گوشته اولیه، ابزار بسیار مناسبی برای تحلیل رفتار این عناصر به شمار می‌روند. در این پژوهش، میانگین غلظت عناصر کمیاب در نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی و کانسنگ به ترکیب گوشته اولیه

(McDonough and Sun, 1995) به هنجار شده است (شکل ۱۲ الف). در هر دو گروه نمونه‌ها (میانگین سنگ‌های آتشفشانی و کانسنگ) عناصر Cs، Rb، Ba، U و Th نسبت به گوشته اولیه غنی‌شدگی دارند، که این پدیده می‌تواند نتیجه تأثیر سیالات متاسوماتیکی یا فرآیندهای تفریق ماگمایی باشد. در نمونه‌های کانسنگ، این غنی‌شدگی شدیدتر است، که نشان‌دهنده نقش بیشتر سیالات یا تمرکز این عناصر در مناطق کانه‌زایی است. در هر دو گروه کاهش قابل‌توجهی در غلظت‌های Nb و Ta دیده می‌شود. این آنومالی‌های منفی با منشأ ماگماهای کمانی مرتبط است، که در محیط‌های فروراشی این عناصر به‌طور معمول تهی می‌شوند. میانگین نمونه‌های کانسنگ دارای آنومالی مثبت

بیانگر غنی‌شدگی در LREE و تهی‌شدگی نسبی در HREE است. این الگو معمولاً با تفریق ماگمایی و ذوب بخشی جزئی در حضور گارنت تطابق دارد. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و حضور آنومالی‌های منفی Nb، Ta، Sr و Ti بیانگر محیط فرورانشی کم‌انرژی همراه با تبلور تفریقی و تأثیر سیالات متاسوماتیکی است. تفاوت مشخص بین الگوهای کانسنگ و سنگ‌های آتشفشانی، به‌ویژه در شدت غنی‌شدگی LILE و Pb نشان می‌دهد که فرآیندهای کانه‌زایی نقش مهمی در تمرکز مجدد این عناصر داشته‌اند.

واضح در Pb است، در حالی که این آنومالی در میانگین نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی ضعیف‌تر است. این ویژگی به آلودگی پوسته‌ای و ورود سیالات گرمایی غنی از سرب دلالت دارد. هر دو گروه دارای کاهش قابل‌توجهی در Sr و Ti هستند، که می‌تواند ناشی از تفریق پلاژیوکلاز (برای Sr) و تیتانوماگنتیت یا ایلمنیت (برای Ti) باشد. همچنین، میانگین غلظت عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی و کانسنگ به ترکیب کندریت (Boynton, 1984) به‌هنگار شده است (شکل ۱۲ ب). الگوی عناصر خاکی کمیاب از La تا Lu در هر دو گروه مشابه بوده و شیب نزولی از La به Lu دیده می‌شود که



شکل ۱۲: متوسط عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی و کانسنگ محدوده کاهوان که به نمونه‌های مرجع به‌هنگار شده‌اند. الف: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب به‌هنگار شده به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)؛ ب: نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب به‌هنگار شده به ترکیب کندریت (Boynton 1984).

Fig. 12: Average of trace and rare earth elements in volcanic rock and ore samples from the Kahovan area which normalized to the reference samples. A: Spider diagram of trace elements normalized to the primitive mantle composition (McDonough and Sun, 1995); B: Spider diagram of rare earth elements normalized to the chondrite composition (Boynton 1984).

بخش سنگین و کنسانتره نمونه‌ها با مایع استون شستشو شده و پس از خشک شدن در معرض نور خورشید، با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار برای جداسازی کالکوسیت بررسی شدند. بنابراین، در این پژوهش مطابق روشی که توصیف شد دو نمونه خالص کالکوسیت تهیه شده که وزن تقریبی هر نمونه حدود ۳ گرم بوده است. این نمونه‌ها در آزمایشگاه ژئوشیمیایی شرکت مصباح انرژی با استفاده از دستگاه طیف‌سنج جرمی ایزوتوپی با دقت بالا (IRMS) برای اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی گوگرد ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) تجزیه شده‌اند. به منظور تأیید کل روش و کالیبراسیون گاز مرجع، اندازه‌گیری‌های مکرری روی نمونه مرجع IAEA (IAEA-S-4) و یک استاندارد ثانویه آزمایشگاهی انجام شده است. مقدار $\delta^{34}\text{S}$ (‰) تأیید شده برای استاندارد

ژئوشیمی ایزوتوپی گوگرد

در محدوده کاهوان پس از انجام مطالعات کانه‌نگاری و ژئوشیمیایی، تعداد دو نمونه کانسنگ (هر کدام به وزن تقریبی ۲ کیلوگرم) از سامانه‌های کانه‌زایی درون‌زاد که غنی از کالکوسیت بودند، برای بررسی نسبت ایزوتوپی گوگرد انتخاب شدند. هر دو نمونه به‌طور جداگانه مراحل خردایش و آسیاب را تا رسیدن اندازه نمونه خرد شده به درجه آزادی کالکوسیت (حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر) پشت سر گذاشتند. نمونه‌ها پس از خردایش و آسیاب، به ترتیب مرحله‌های گل‌شویی، لاک‌شویی، عبور از مایع سنگین بروموفرم و جدایش مغناطیسی را طی نموده‌اند. این فرآیندها برای حذف کانی‌های سبک و باطله و تغلیظ کانی‌های سنگین (از قبیل کالکوسیت و ...) انجام می‌شود.

صورت دانه پراکنده در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی میزبان وجود دارند (Wilson et al, 2003). در بیشتر کانسارهای مس نوع مانتو، مقادیر نسبت ایزوتوپی کانی‌های سولفیدی مس، مشابه مقادیر نسبت ایزوتوپی گوگرد پیریت است. با توجه به وجود پیریت‌های کلوفرم و فرامبوئیدی در زمینه سنگ‌های میزبان کانه‌زایی‌های مس نوع مانتو در شیلی، که بیان از تشکیل این نوع از پیریت‌ها در مرحله رسوبگذاری و دیانژن آغازین است، سولفات آب دریا طی فرآیند احیای باکتریایی به H_2S تبدیل شده و پس از ترکیب با یون‌های آهن دوظرفیتی محلول در آب دریا در حوضه‌های آتشفشانی-رسوبی، کانی پیریت را تشکیل داده است (Wilson et al, 2003; Carrillo-Rosua et al, 2014). فرآیند احیای باکتریایی سولفات آب دریا سبب غنی‌شدگی در مقدار ^{32}S و تهی‌شدگی در مقدار ^{34}S شده و مقدار نسبت ایزوتوپی گوگرد ($\delta^{34}S$) به سمت منفی متمایل می‌شوند (Cisternas and Hermosilla, 2006; Hoefs, 2009). در کانسار مس کاهوان نیز همانند کانسارهای مس نوع مانتو در ایران و جهان، به نظر می‌رسد که منشأ احتمالی گوگرد کانی کالکوسیت، از کانی پیریت اولیه تشکیل شده در مرحله دیانژن آغازین طی فرایند احیای باکتریایی سولفات آب دریا باشد.

IAEA-S-4 برابر با 0.2 ± 16.9 در مقابل VCDT و مقدار $\delta^{34}S$ (‰) پذیرفته شده برای استاندارد ثانویه آزمایشگاهی برابر با 0.2 ± 6.3 در مقابل VCDT است. مقدار پذیرفته شده خطای دستگاهی در اندازه‌گیری $\delta^{34}S$ نمونه‌ها برابر با 0.20 ‰ است. به منظور بررسی منشأ گوگرد در کانسار مس کاهوان، نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های کالکوسیت از سامانه‌های کانه‌زایی درون‌زاد مورد مطالعه قرار گرفت. در ۲ نمونه کالکوسیت تجزیه شده، مقادیر نسبت ایزوتوپی گوگرد ($\delta^{34}S$) -7.6 در هزار و -5.4 در هزار (میانگین -6.5 در هزار) بوده است. مقادیر نسبت ایزوتوپی گوگرد برای برخی از کانسارهای مس نوع مانتو با سنگ میزبان آتشفشانی ائوسن در ایران در جدول ۵ آورده شده است. مقادیر نسبت ایزوتوپی گوگرد در کالکوسیت کانسار مس کاهوان با برخی از کانسارهای مس نوع مانتو در ایران و کشور شیلی مقایسه شده است (شکل ۱۳)، به طوری که کانسار مس کاهوان بیشترین شباهت را با کانسار مس نوع مانتو نارباغی شرقی در ناحیه قم-ساوه (Fazli et al, 2021) دارد. تحقیقات انجام شده بر روی منشأ گوگرد کانی‌های سولفیدی در کانسارهای مس نوع مانتو در جهان، بیانگر منشأ احتمالی گوگرد از پیریت‌های اولیه است که اغلب به

جدول ۵: مقدار نسبت ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های سولفیدی مس برای برخی از کانسارهای مس نوع مانتو با سنگ میزبان آتشفشانی ائوسن در ایران

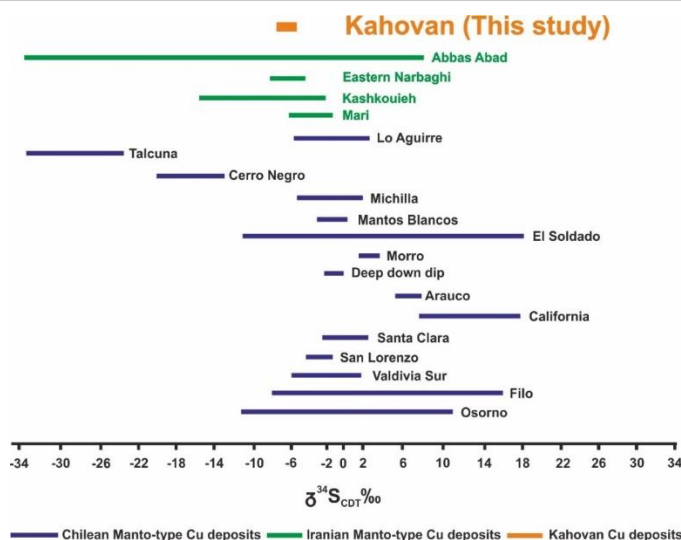
Table 5: The value of sulfur isotopic ratio in copper sulfide minerals for some manto-type copper deposits with Eocene volcanic host rocks in Iran.

نام کانسار	منطقه فلززایی	کانی سولفیدی	نسبت ایزوتوپی گوگرد ($\delta^{34}S$)	منبع
مس کاهوان	کمان ماگمایی طرود-چاه شیرین	کالکوسیت	-5.4 در هزار و -7.6 در هزار	مطالعه حاضر
مس کشکوئیه	کمان ماگمایی ارومیه-دختر	بورنیت، کالکوسیت و کالکوپیریت	دامنه‌ای از -2.6 تا -7.8 در هزار	Abulipour, 2013
مس عباس آباد	پهنه آتشفشانی سبزار	کالکوسیت	$+9$ تا -3.3 در هزار	Salehi et al. 2016
مس ماری	زیرپهنه ماگمایی طارم	بورنیت	دامنه‌ای از -2.7 تا -2.4 در هزار	Maghfouri et al. 2017
مس نارباغی شرقی	ناحیه قم-ساوه در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر	کالکوسیت	دامنه‌ای از -4.4 تا -8.1 در هزار	Fazli et al. 2021

مدل کانه‌زایی مس در محدوده‌ی کاهوان

در محدوده‌ی کاهوان، کانه‌زایی مس در سنگ‌های آندزیت، آندزیت بازالتی و توف‌های اپی‌کلاستیک ائوسن با ترکیب کالک‌آلکالین و در کمان آتشفشانی مرتبط با منطقه فرورانش تشکیل شده است. مناطق دگرسانی شامل پروپیلیتی (به طور ویژه کلریتی و اپیدوتی شدن)، آرژیلی، زئولیتی،

سیلیسی و کربناتی است. در مرحله درون‌زاد کانه‌زایی، کالکوسیت اولیه، بندرت پیریت، کالکوپیریت و بورنیت و در مرحله برون‌زاد کالکوسیت ثانویه، کوولیت، مالاکیت، کریزوکولا، آزوریت، بندرت مس خالص، هماتیت، گوئتیت و لیمونیت مشاهده می‌شود.



شکل ۱۳: مقایسه مقدار نسبت ایزوتوپی گوگرد در کالکوسیت کانسار مس کاهوان با برخی از کانسارهای مس نوع مانتو در ایران (Abulipour, 2013; Salehi et al, 2016; Maghfouri et al, 2017; Fazli et al, 2021) و کشور شیلی (Wilson et al, 2003)

Fig. 13: Comparison of sulfur isotopic ratios content in chalcocite from the Kahovan copper deposit with some manto-type copper deposits in Iran (Abulipour, 2013; Salehi et al, 2016; Maghfouri et al, 2017; Fazli et al, 2021) and Chile (Wilson et al, 2003).

کانی‌شناسی، دگرسانی، بافتی و ژئوشیمیایی کانسار مس کاهوان با انواع مختلف کانسارهای مس، بیشترین مشابهت این کانسار را با کانسارهای مس با سنگ میزبان آتشفشانی نشان می‌دهد. از اینرو، پاره‌ای از ویژگی‌های مهم کانسار مس کاهوان با انواع کانسارهای مس با سنگ میزبان آتشفشانی از قبیل کانسارهای مس نوع میشیگان (Cornwall, 1956; Brown, 1971)، مانتو (Sillitoe, 1977; Ramirex et al, 2006) و لایه سرخ آتشفشانی (Kirkham, 1996; Cabral and Beaudoin, 2007) مقایسه شده است، که در این میان کانسار مس کاهوان شباهت زیادی با کانسارهای مس نوع مانتو دارد (جدول ۶).

کوارتز، کلریت، اپیدوت، زئولیت، کلسیت و ژپس از کانی‌های باطله مهم در سامانه کانه‌زایی کاهوان هستند. کانی‌های باطله و معدنی به شکل بافت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی، پرشدگی حفرات، شعاعی و جانشینی مشاهده می‌شوند. در سامانه کاهوان، مس عنصر اصلی و نقره عنصر جانبی کانه‌زایی است. الگوی به‌هنگار شده عناصر کمیاب و خاکی کمیاب به ترکیب کندریت و گوشته اولیه نشان می‌دهد که قرابت زایشی بسیاری میان سنگ‌های آتشفشانی و کانه‌زایی مس وجود دارد. میانگین مقادیر نسبت ایزوتوپی گوگرد در کالکوسیت کانسار کاهوان ۶/۵- در هزار است. مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی،

جدول ۶: مقایسه پاره‌ای از ویژگی‌های مهم کانسار مس کاهوان با کانسارهای مس با سنگ میزبان آتشفشانی

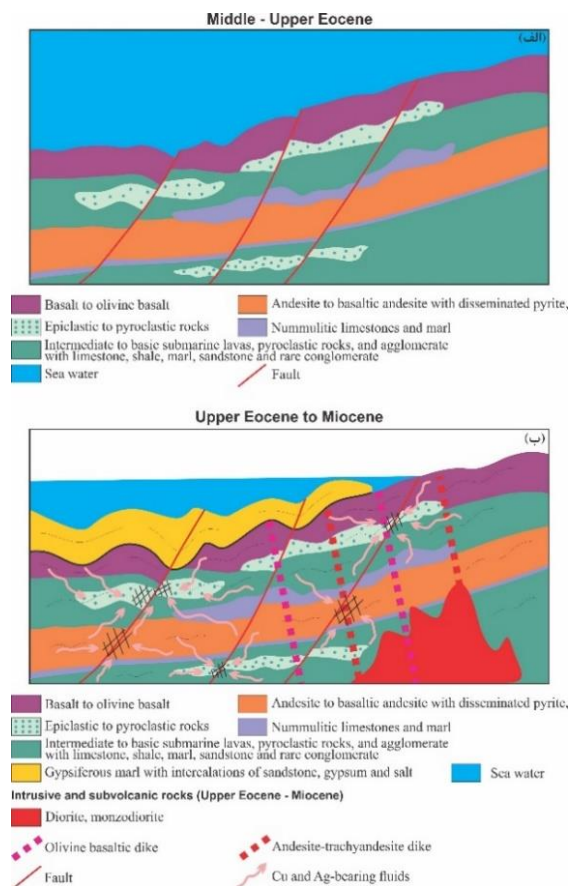
Table 6: Comparison of some important characteristics of the Kahovan copper deposit with the volcanic rock-hosted copper deposits

نام کانسار	کانسار مس کاهوان	کانسارهای مس نوع میشیگان	کانسارهای مس نوع مانتو	کانسارهای مس نوع لایه سرخ آتشفشانی
موقعیت	جنوب شاهرود (کاهوان)	جزیره کویناوی، ایالات متحده آمریکا	شیلی (کانسار یولن اسپرانزا)	آمریکای شمالی
سن	ائوسن	پالئوزوئیک	ژوراسیک	سیلورین
محیط زمین ساختی	کمان آتشفشانی	کافت نیمه‌قاره‌ای	کافت نیمه‌قاره‌ای	آتشفشانی قاره‌ای تا دریایی و کم‌ژرفا
سنگ میزبان	آندزیت، آندزیت بازالتی، بازالت و توف	بازالت بادامکی با میان‌لایه‌های کنگلومرا	بازالت آندزیت بازالتی و آندزیت	سنگ‌های آتشفشانی - سوبی، بازالت
کانی‌شناسی	کالکوسیت، کالکوپریت، بورنیت، مس طبیعی، کوولیت، ملاکیت، کریزوکلا، آزوریت	مس طبیعی، نقره طبیعی، کوپریت، ملاکیت، کریزوکلا، کالکوسیت	کالکوسیت، بورنیت، کالکوپریت، مس طبیعی، ملاکیت	پیریت، کالکوسیت، بورنیت، مس طبیعی

دگرسانی	پروپیلیتی (کلریتی و اپیدوتی)، آرژیلی، زئولیتی، سیلیسی، زئولیتی، سیلیسی، کربناتی	کلریتی، اپیدوتی، زئولیتی، سیلیسی، کربناتی	پروپیلیتی (کلریتی و اپیدوتی)، آرژیلی، زئولیتی، سیلیسی، زئولیتی، سیلیسی، کربناتی	آلبیتی، کلریتی، اپیدوتی، زئولیتی، سیلیسی
ژئوشیمی	Cu, Ag	Cu	Cu, Ag	Cu

در محدوده‌ی کاهوان، کانه‌زایی مس در سه مرحله اصلی زیر تشکیل و توسعه یافته است. مرحله پیش از کانه‌زایی، در این مرحله، فعالیت‌های آتشفشانی-رسوبی به صورت فوران‌های متناوب گدازه‌ای و آذرآواری (با ترکیب حدواسط تا مافیک) و رسوبی در محیط کمان آتشفشانی مرتبط به فرورانش رخ داده است و توالی از سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی به سن ائوسن میانی-پسین تشکیل شده است. در این مرحله گدازه‌های بازالتی غنی از گاز، پس از فوران و به دنبال سرد شدن سریع، دچار شکستگی‌های گسترده شده و حفرات فراوانی در آن‌ها پدیدار شده است. هم‌زمان، در مرحله دیاژنز اولیه فعالیت باکتری‌های احیاکننده سولفات موجب ایجاد شرایط احیایی در رسوبات شده و زمینه برای نهشت پیریت در سنگ‌های میزبان کانه‌زایی فراهم شده است. پیدایش پیریت در این مرحله عامل کلیدی در ایجاد محیط احیایی مناسب برای تشکیل کانی‌های مس‌دار در مراحل بعدی بوده است (Konari et al., 2013). مرحله دیاژنز تدفینی و دگرگونی خفیف با ادامه تهنشست مواد و افزایش ضخامت توالی آتشفشانی-رسوبی، این واحدها تحت فرآیند تدفین عمیق قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ الف). در اثر افزایش دما و فشار، دگرگونی خفیف رخ داده و موجب آزادسازی مس و عناصر دیگر از شبکه بلوری کانی‌های سیلیکاتی از قبیل فلدسپار، آمفیبول، پیروکسن و مگنتیت می‌شود. این رویداد می‌تواند نشانگر تغییرات شیمی آب-شورابه در حوضه باشد و موجب آغاز شستشوی مس از سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری میزبان می‌شود (Walker et al, 1978; Fazli et al, 2021; Jiba et al, 2025; Sheykhi et al, 2021). در این فرآیند، کانی‌هایی نظیر فلدسپارها به کانی‌های ثانویه نظیر زئولیت، کلسیت، اپیدوت، سریسیت، و آمفیبول و پیروکسن به کلریت، اپیدوت، بیوتیت، مگنتیت، هماتیت، سولفیدها، و مگنتیت اولیه به هماتیت دگرسان می‌شوند. حجم قابل‌توجهی از توالی‌های آتشفشانی-رسوبی، فعالیت‌های آتشفشانی و

نفوذی‌های عمیق و نیمه‌عمیق (توده‌های دیوریتی و مونوزودیوریتی و دایک‌های الیون بازالتی و تراکی‌آندزیتی) در این منطقه، می‌تواند حرارت بالایی را ایجاد کند (Kirkham, 1996)، که موجب تحرک سیالات و شورابه‌های اکسیدان بین منفذی می‌شود و این سیالات به دلیل دمای بالای محیط و گردش در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری، غنی از مس می‌شوند (Boric et al, 2002; Momenipour et al, 2022). مس آزاد شده به شکل یون‌های مس توسط سیالات دما بالای ناشی از دیاژنز تدفینی حمل شده و به سمت زون‌هایی با نفوذپذیری بالا و شرایط احیایی پیشین هدایت می‌شود. در این مکان‌ها، سدهای ژئوشیمیایی (از قبیل سنگ‌های پیریت‌دار، سنگ‌های کربناتی و ...) و فیزیکی (وجود لایه‌های غیرقابل نفوذ نظیر کوژ گسلی و ...)، سبب ناپایداری کمپلکس‌های مس‌دار شده و کانی‌های سولفیدی اولیه مس نظیر کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت به شکل‌های رگه-رگچه‌ای، برشی و پرکننده‌ی حفرات و بادامک‌ها در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری میزبان تشکیل می‌شوند. آهن آزاد شده از تجزیه پیریت، به صورت‌های هماتیت تهنشین می‌شود (شکل ۱۴ ب). پس از تشکیل کانسنگ سولفیدی اولیه مس، با رخداد فازهای کوهزایی و بالآمدگی، توالی آتشفشانی رسوبی ائوسن دچار چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی شده است. در مرحله برون‌زاد، تاثیر آب‌های جوی اکسیژن‌دار موجب اکسیداسیون سولفیدهای مس اولیه می‌شود. در نتیجه این فرآیند، کانی‌های مس‌دار اولیه از قبیل کالکوسیت، کالکوپیریت و بورنیت دچار جانشینی شده و مالاکیت، کریزوکولا، آزوریت، هماتیت، گوئتیت و لیمونیت در بخش سوپرژن اکسیدی، و کالکوسیت ثانویه، کوولیت و بندرت مس خالص در بخش سوپرژن احیایی تشکیل می‌شوند. فرآیندهای اکسیداسیون نه تنها ترکیب کانی‌شناسی کانسنگ را تغییر می‌دهند، بلکه موجب غنی‌سازی ثانویه مس در بخش‌های سطحی کانسار می‌شوند.



شکل ۱۴: ژنز کانسار مس کاهوان. الف: فعالیت‌های آتشفشانی - رسوبی منجر به ته‌نشست رسوبات، مواد آذرآواری و گدازه‌های آندزیتی تا بازالتی در حوضه کششی درون کمانی در طول ائوسن میانی-پسین شده است؛ ب: افزایش ضخامت توالی‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی، فعالیت‌های آتشفشانی، فرونشست حوضه و نفوذی‌های آذرین منجر به افزایش فشار و دما و شروع دیاژنز تدفینی شده است. این فرآیند با آب‌زدایی واحدهای حاوی مواد معدنی، باعث ورود مس به درون شورابه‌های حوضه‌ای می‌شود. سیالات مس‌دار به سمت مناطق نفوذپذیر حرکت کرده و بر اثر تماس با پیریت‌های اولیه، کانه‌های مس اولیه به صورت‌های رگه-رگچه‌ای، برشی و پرشدگی حفرات و بادامک‌ها می‌شود.

Fig. 14: Genesis of the Kahovan copper deposit. A: Volcanic- sedimentary activities led to the deposition of sediments, pyroclastic materials, and andesitic to basaltic lava flows in the intra-arc extensional basin during the Middle-Late Eocene; B: Increasing thickness of volcanic, pyroclastic, and sedimentary sequences, volcanic activities, basin subsidence, and igneous intrusions led to increased pressure and temperature and the onset of burial diagenesis. This process, by dewatering of ore-bearing units, causes copper to enter the basinal brines. Copper-bearing fluids move towards permeable areas and due to contact with primary pyrites, primary copper ores are formed in the vein-veinlets, breccia, cavities- and amygdaloidal-filling forms.

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که در محدوده کاهوان، کانه‌زایی مس به صورت چینه‌کران در واحد اپی‌کلستیک و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا آندزیت بازالتی رخ داده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و کانسنگ‌ها از تشکیل آن‌ها در یک محیط کششی درون کمانی مرتبط با منطقه فرورانش حکایت دارد. کانی‌شناسی کانسار ساده است و بیشتر شامل کالکوسیت، مالاکیت و کریزوکولا است. اشکال رگه-رگچه‌ای، برشی و

پرشدگی حفرات و بادامک‌ها از بافت‌های غالب کانه‌زایی می‌باشند. دگرسانی‌ها شامل پروپیلیتی (به ویژه کلریتی و اپیدوتی شدن)، آرژیلی، زئولیتی، سیلیسی و کربناتی هستند. مس عنصر اصلی و نقره عنصر جانبی کانه‌زایی است. منشاء احتمالی گوگرد در سولفیدهای مس، از پیریت‌های اولیه مرحله دیاژنز آغازین، طی فرایند احیای باکتریایی سولفات آب دریا تامین شده است. کانسار کاهوان بیشترین شباهت را با کانسارهای مس نوع مانتو با سنگ میزبان آندزیت تا آندزیت بازالتی دارد.

سیاسگزاری

شاهرود که بستر و محیط مناسبی را برای انجام این پژوهش آماده کرده‌اند، سیاسگزاری می‌کنند.

نگارندگان مقاله از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی

References

- Abulipour, M., 2013. Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of stratabound copper mineralization in Eocene volcanic-sedimentary rocks at the Kashkouiye area, west of Rafsanjan. MSc. Thesis, Faculty of Science, Tarbiat Modares University, 175 p (In Persian).
- Alavi, M., Houshmandzadeh, A., Etminan, H. and Haqipour, A., 1978. Geological quadrangle map of Torud, Series 1:250,000, No. H5, Geological Organization of Iran, Tehran.
- Asadollahnejad, A., 2018. Geology, mineralogy, geochemistry and origin of the Qoleh-Chili copper deposit, south of Damghan. MSc. thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 185 p (In Persian).
- Boric, R., Holmgren, C., Wilson, N.S.F. and Zentilli, M., 2002. The geology of the El-Soldado manto-type Cu (Ag) deposit, central Chile. In Porter T.M., (ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper Gold and related deposits: A global perspective, v. 2, PGC Publishing, Adelaide, Australia, p. 185-205.
- Brown, A.C., 1971. Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonagon County, Michigan: Economic Geology, v. 66(4), p. 543-573.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), rare earth element geochemistry: Elsevier, New York, p. 63-114.
- Cabral, A.R. and Beaudoin, G., 2007. Volcanic red-bed copper mineralization related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada: Mineralium Deposita, v. 42(8), p. 901-912.
- Carrillo-Rosua, J., Boyce, A.J., Morales, S. and Morata, D., 2014. Extremely negative and inhomogeneous sulfur isotope signatures in Cretaceous Chilean Manto-type Cu-(Ag) deposits, Coastal Range of central Chile: Ore Geology Reviews, v. 56, p. 13-24.
- Cisternas, M.E. and Hermosilla, J., 2006. The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapó area, northern Chile: Mineralium Deposita, v. 41, p. 339-355.
- Cornwall, H.R., 1956. A summary of ideas on the origin of native copper deposits: Economic Geology, v. 51(7), p. 615-631.
- Eshraghi, S.A. and Jalali, A., 2006. Geological quadrangle map of Moalleman, Series 1:100,000, No. 6960, Geological Organization of Iran, Tehran.
- Eskandari, M., Sheibi, M., Mousivand, F. and Lehmann, B., 2025. Dogan copper deposit (south of Shahrud): copper-molybdenum porphyry mineralization in the Toroud-Chah Shirin magmatic arc. Journal of Economic Geology, v. 17(1), p. 105-128 (In Persian).
- Fard, M., Rastad, E. and Ghaderi, M., 2006. Epithermal gold and base metal mineralization at Gandy deposit, north of Central Iran and the role of rhyolitic intrusions: Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, v. 17(4), p. 327-335.
- Fazli, N., Ghaderi, M., Movahednia, M. and Maghfouri, S., 2021. Manto-type copper mineralization in the middle part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Qom-Saveh area) with an emphasis on the eastern Narbaghi deposit, northeast of Saveh. Iranian journal of Geology, v. 59, p. 69-90 (In Persian).
- Ghorbani, M., 2008. The economic geology of Iran: Mineral deposits and ore indications. First Edition, Arian Zamin Publisher, Tehran, 674 p (In Persian).
- Geological Survey of Iran, 1995. Systematic geochemical exploration in Moalleman 1:100,000 sheet (6960), Report, v. 9, 33 p.
- Ghorbani, G. and Santos, J.F., 2025. Magmatic evolution and mineralization of the Eocene back-arc magmatic rocks from NE Iran. Journal of Asian Earth Sciences, v. 14, 100212.
- Ghosipoor, M., Alipour-Asll, M. and Sadeghian, M., 2024. Geology, mineralogy, geochemistry, and genesis of Garmab sodium sulfate deposit, East of Semnan. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, v. 34 (4), p. 1-22 (In Persian).
- Guilbert, J.M. and Park, C.F., 1986. The geology of ore deposits: Waveland Press, Illinois, USA, 985 p.
- Haghighi, E., Alirezaei, S. and Ashrafpour, E., 2013. Mineralization, alteration and ore fluid characteristics in Cheshmeh Hafez base and precious metals deposit, Torud-Chahshirin Range, North-Central Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, v. 22(88), p. 99-110 (In Persian).
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram: Journal of Petrology, v. 48(12), p. 2341-2357.
- Hoefs, J., 2009. Stable isotope geochemistry: 6th Ed., Berlin, Springer-Verlag, 293 p.
- Imam Juma, A., 2006. Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of Chah Musa and Qoleh Kaftran deposits, northwest of Torud, Semnan province, MSc. thesis, Tarbiat Modares University, 192 p (in Persian).
- Jiba, Z., Ghaderi, M. and Maghfouri, S., 2021.

- Geology, mineralogy and fluid inclusion studies of the Yamaghan Manto-type Cu (Ag) deposit, southeast Zanjan, NW Iran. *Advanced Applied Geology*, v. 11, p. 594-615 (In Persian).
- Kirkham, R.V., 1996. Volcanic red bed copper. In: Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. (Eds.), *Geology of Canadian mineral deposit types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, v. 8, p. 241-252.
- Konari, M., Rastad, E., Kojima, S. and Rashidnejad Omran, N., 2013. Volcanic red bed-type copper mineralization in the lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan zone, Iran: *Neues Jahrbuch Für Mineralogie-Abhandlungen*, v. 190(2), p. 107-121.
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Movahednia, M. and Choulet, F., 2017. Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran: *Ore Geology Reviews*, v. 81, p. 10-22.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. Composition of the earth: *Chemical Geology*, v. 120, p. 223-253.
- Mehrabi, B. and Ghasemi Siani, M., 2012. Intermediate sulfidation epithermal Pb-Zn-Cu ($\pm$ Ag-Au) mineralization at Cheshmeh Hafez deposit: *Journal Geological Society of India*, v. 80, p. 563-578.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma and igneous rock system: *Science Reviews*, v. 37, p. 215-224.
- Momenipour, S., Rajabi, A. and Rezaei, S., 2022. Metallogeny of Manto-type Copper Deposits of Iran: A Possible Link to the Evaporitic basins. EGU22, the 24th EGU General Assembly, held 23-27 May, 2022 in Vienna, Austria and Online. Online at <https://egu22.eu/id.EGU22-1555>.
- Nahidifar, A., 2014. Mineralogy, geochemistry and genesis of the Dian copper deposit, south of Torud, Semnan Province. MSc, thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 194 p (In Persian).
- Niroomand, S., Hassanzadeh, J., Tajeddin, H.A. and Asadi, S., 2018. Hydrothermal evolution and isotope studies of the Baghu intrusion-related gold deposit, Semnan province, north central Iran: *Ore Geology Reviews*, v. 95, p. 1028-1048.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: applications for massive sulphide exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v. 12, p. 79-113.
- Pearce, J.A., Cann, J.R. and Tindle, A.G., 1977. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 35, p. 121-138.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Pourshaban, A., Khakzad, A. and Ebrahimi Meymand, A., 2010. Mineralogical and lithogeochemical studies in the Kalateh Mehran vein copper deposit, Semnan. *Journal of Earth and Resources*, v. 3, p. 25-30 (In Persian).
- Ramirez, L., Palacios, C. and Aguirre, L., 2006. The Mantos Blancos copper deposit: an upper Jurassic breccia-style orebody: *Mineralium Deposita*, v. 41(1), p. 99-105.
- Saba Tamin Parsian Company, 2014. The final report of detailed exploration in the Kahovan copper deposit, license number 35281.
- Safari-Sarkale, S., Yazdi, M., Farahani-Kangarani, F. and Zare-Shooli, M., 2022. Mineralogy, geochemistry and fluid inclusions in Ghorban polymetal deposit, SE of Damghan, Central Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, v. 3(87), p. 381-396 (In Persian).
- Salehi, L., Rasa, I., Alirezaei, S. and Kazemi Mehrnia, A., 2016. The Madan Bozorg, volcanic-hosted copper deposit, East Shahroud; an example of Manto-type copper deposits in Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, v. 25, p. 93-104 (In Persian).
- Shamanian, G.H., Hedequist, J.W., Hottori, K.H. and Hassanzadeh, J., 2004. The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, Northern Iran: *Economic Geology*, v. 99, p. 691-712.
- Sheykhi, A., Karimpour, M.H., Sepahi, A.A. and Rahimi, B., 2025. Metallogeny of Manto-type copper deposits in the northwest and west of Bardaskan, Razavi Khorasan with a special view in Nasim, Mes-e-Sorkh and Zarmehr mines. *Journal of Economic Geology*, v. 17(1), p. 53-80 (In Persian).
- Sillitoe, R.H., 1977. Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review. In: Floyd, P.A. (Ed.), *volcanic processes in ore genesis: Special Publications, Geological Society of London, Academic Press, London*, v. 7, p. 29-57.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems: *Economic Geology*, v. 105(1), p. 3-41.
- Taleh Masouleh, S., Ghorbani, M. and Hakimi Asiabar, S., 2010. Economic geology study of Chah Qoleh copper deposit, Northwest of Torud, Semnan. *Journal of Earth and Resources*, v. 3, p. 39-50 (In Persian).
- Walker, T.R., Waugh, B. and Crone, A., 1978. Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, south-western United State and northeastern Mexico: *Geological Society of American Bulletin*, v. 89, p. 19-32.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M. and Spiro, B., 2003. A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado Manto-

- type copper deposit, Chile: The essential role of bacteria and petroleum: *Economic Geology*, v. 98(1), p. 163-174.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50(1), p. 11-30.
- Yarafshar, B., 2023. Geology, geochemistry and origin of the Taban copper deposit (Torud, south of Shahrood). MSc. thesis, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 174 p (In Persian).
- Zamin Kavan Zaman Company, 2013. Report on the progress of exploration operations in the Kahovan prospected area, license number 54171.