Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Autumn 2025, Vol. 15(3): 241 - 269

Research Article

Geology, mineralogy, and study of fluid inclusions in the Saryazd Cu-Pb-Zn deposit, southeast Yazd

Mahvash Ahmadi[1], Majid Ghaderi[1]*, Hossein-Ali Tajeddin[1], Hamid Harati[2]

1- Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran
2- Department of Geology, Payam-e-Noor University, Iran

Keywords: *Ore mineralization, Fluid inclusions, Intermediate-sulfidation epithermal, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Saryazd deposit.*

1. Introduction

The Saryazd Cu-Pb-Zn deposit, 5 km south of Mehriz, 35 km southeast of Yazd, in the middle part of Iran's Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA), is part of the 1:250,000 geological map of Yazd square (Nabavi, 1972) and the 1:100,000 geological map of the Fahraj sheet (Jalali & Gharib, 2004). Based on the geological-structural zoning map of Iran, the Fahraj sheet is part of the Central Iranian microcontinent (Nabavi, 1972), also known as the Yazd Block. The location of the middle part of the Yazd Block above the Neotethys subduction zone has caused tension in the position behind the magmatic arc. The Mesozoic-Cenozoic orogeny of the Neotethys provided a suitable environment for metallogenic and tectonomagmatic processes that formed during the subduction of the Neotethys oceanic crust beneath the Iranian plate in pre-, syn-, and post-collisional geodynamic settings (Richards, 2015). The Saryazd exploration prospect was first reported by Harati in 2014 during exploration operations in the Eocene volcanic rocks and intrusive masses exposed in the Saryazd region (Yousefifar, 2016). The Saryazd prospecting area consists of two parts, A and B. In these two parts, alteration zones have expanded significantly, and therefore, to achieve metal mineralization at subsurface depths, in addition to geophysical studies (using the IP/RS inductive polarization method), over 2000 meters of trenches and 46 core drilling holes with a total length of about 7500 meters have been drilled.

2. Materials and methods

This research consists of two parts: field and laboratory studies. Field studies include preparing a geological map at a 1:1000 scale, studying alteration and mineralization zones, and investigating the structure and texture of ores. More than 300 rock samples were collected from outcrops, trenches, and drilling cores and were sent to the relevant laboratories. After preliminary investigations, 100 thin and 150 thin-polished sections from the collected samples were subjected to petrographic and mineralogical studies. Twenty samples collected from volcanic units and intrusive masses were analyzed at the Zar-Azma Mineral Studies Laboratory to determine the abundance of their major oxides and trace elements using Lithium Fusion (XRF) and ICP-MS methods. Twenty samples were sent to the XRD Laboratory of Tarbiat Modares University. Also, for petrographic and microthermometric studies of fluid inclusions, 12 double-polished sections were prepared and studied.

3. Results and discussions

Based on geological maps with a scale of 1:1000, the rock units exposed in the A part include: 1. The volcanic breccia unit with interlayers of tuff and lava (Etb), 2. Green tuff unit (Et), 3. White tuff unit (Etw),

* Corresponding author: mghaderi@modares.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2025.49265.2506
Received: 2025-03-18
Accepted: 2025-12-20

ISSN: 2717-0764

4. Lava unit of basalt-trachybasalt and trachyandesite composition (Eba), 5. Diorite-monzodiorite porphyry mass (Omd), 6. Monzogranite porphyry mass (Omg), and 7. Quaternary alluvial deposits. Rock units exposed in the B part exhibit similar characteristics to units described in the A part, although some units defined in the A part do not outcrop in this area. Using major oxide analytical results for volcanic rocks from the area and the TAS diagram (Le Bas et al., 1986), these rocks are classified as subalkaline and range from basaltic andesite to trachyandesite, dacite, and rhyolite. According to the Middlemost (1994) diagram, the subvolcanic rocks range from quartz-monzonite to monzonite, monzodiorite, granodiorite, and granite. According to the SiO2 vs. K2O plot (Peccerillo & Taylor, 1976), these rocks belong to the calc-alkaline to high-potassium calc-alkaline magmatic series. On the Th/Yb vs. Nb/Yb plot (Pearce et al., 2008), the range of volcanic rocks is related to continental arc tectonic settings. Mixing with crustal materials increases K, Ba, and Rb and decreases Zr, Ti, Nb, and Y (Pugliese et al., 2021). Based on spider diagrams (Thompson et al., 1982; Bouzari & Clark, 2006), in which minor element abundances are normalized to chondrite, all samples are enriched in Large Ion Lithophile Elements (LILE) and Light Rare Earth Elements (LREE) and depleted in High Field Strength Elements (HFSE) and Heavy Rare Earth Elements (HREE).

To determine the geometry, structure, texture, and mineralogy of the ore and investigate their relationship with the host rock units and associated hydrothermal alteration features, mineralized outcrops, trenches, and core boreholes in the A and B areas were studied, and appropriate samples were collected. Based on samples collected from drilling holes in the A area, Cu mineralization occurs as chalcopyrite, bornite, covellite, tetrahedrite-tennantite, malachite, azurite, and Pb and Zn mineralization occurs as galena and sphalerite. In the B area, mineralization is observed as chalcopyrite, bornite, covellite, malachite, azurite, hematite (oligist), and, to a lesser extent, galena and sphalerite. Metal mineralization occurs in both areas (A and B) of Saryazd as veinlets and hydrothermal breccias. Copper, lead, and zinc sulfide mineralization, associated with quartz ± carbonate (mainly calcite), fills veinlet spaces and hydrothermal breccias. The host rocks to mineralization in surface outcrops are volcanic breccia units and Eocene tuffs, and in the subsurface parts, in addition to Eocene volcanic units, the subvolcanic massif (porphyry monzodiorite) also hosts a small portion of mineralization. Hydrothermal alteration is widely visible in surface outcrops, trenches, and drill cores in areas A and B, observed in host rocks near the subvolcanic monzodiorite porphyry masses. However, since Quaternary deposits cover a large part of the area, it is not easy to separate the alteration zones at the surface. Argillaceous, sericitic, siliceous, carbonate, and propylitic alteration types have affected the rocks in the mineralized sections. In the study areas, the most observed structures are stockwork and vein-veinlets up to 1 m thick. Hydrothermal sections are characterized by quartz-carbonate cement, clay minerals, base-metal sulfides, and sulfosalts, with fragments of altered host rocks. Most mineralization has occurred in the alteration zones and faults of the exploration areas. In terms of structural geology, mineralization is closely associated with fault zones. Based on petrographic and mineralogical studies of microscopic sections, the observed textures include void-filling, comb-like, dispersed-grained, colloform-cruciform, and replacement textures. According to the field observations and petrographic and mineralogical analyses of ore samples, the initial mineralization process in areas A and B has been divided into four stages: 1. The stage before the main mineralization stage, following the hydrothermal process in which the host rocks (Eocene volcanic) were brecciated and pyrite-bearing quartz veins (first-stage pyrite Py1) were formed. 2. Early sulfide mineralization stage, where chalcopyrite ± sphalerite formed with quartz in veins. Chalcopyrite replaced early pyrite. 3. The next mineralization stage is associated with forming Fe-poor sphalerite, galena, and chalcopyrite ± carbonate and pyrite (second stage Py2), which in some cases has replaced the original chalcopyrite. 4. Post-mineralization stage where quartz and iron-oxide veins (oligist) ± pyrite ± carbonate formed, and the pyrites are automorphic and occasionally framboidal.

In the Saryazd area, samples from ore-bearing veins (sulfide-bearing) were selected to study fluid inclusions. The current study investigated the petrography and microthermometry of fluid inclusions in transparent quartz and sphalerite grains, as well as in ores. Liquid-rich two-phase samples were identified as suitable for study due to their abundance, size, and primary nature. The size of fluid inclusions observed in ores of the Saryazd area varies from very fine (less than 2 microns) to relatively coarse (20 microns). The results of cooling studies show that the salinity of the fluid inclusions present in quartz and sphalerite in the A area is between 4.49 and 17.26, and the quartz fluid inclusions in area B are between 4.18 and 18.9

ISSN: 2717-0764
CC BY

wt% NaCl equivalent. The highest frequency in the salinity diagram is in area A, with an average salinity of 10-11, and in area B, with a salinity of 10-13 wt% NaCl equivalent. The results of the inclusion-heating studies show that the fluids in both areas have homogenization temperatures ranging from 130 to 300 °C. In area A, the sphalerite suggests temperatures between 166 and 291 °C. The highest frequency of the histogram of area A is between 175 and 200 °C, and region B is between 190 and 210 °C. Based on the fluid inclusion study results in both areas, fluid salinity and temperature increase with depth. The abundant presence of liquid-rich two-phase and liquid-vapor single-phase fluid inclusions indicates that the boiling process occurred during mineral growth (Pugliese et al., 2021). According to the diagrams (Lattanzi, 1991; Wilkinson, 2001), the studied fluid inclusions are plotted within the epithermal deposits. The cooling of magmatic fluids, reaction with wall rock, mixing of magmatic and meteoric fluids, and boiling are important factors in the precipitation of metals. Mineralization in the Saryazd area is observed as veinlets and hydrothermal fractures. Hydrothermal fractures are formed due to hydrothermal fluids' boiling and hydrostatic pressure. Fluid processes are essential for understanding the transport and concentration of metals in hydrothermal systems (Li et al., 2021). Additionally, based on mineral paragenesis, Cu mineralization is most common in the B area, and as one moves towards the A area, Pb and Zn mineralization become more abundant. Fluid temperatures range from around 300 °C, due to magmatic fluids, to 130 °C, suggesting mixing with meteoric waters. Based on geological studies, the results of microthermometric studies of fluid inclusions in the Saryazd polymetallic deposit are comparable and consistent with the characteristics of mineralizing fluids described for intermediate-sulfidation epithermal deposits (Wilkinson, 2001). Important evidence for this comparison is: 1. Mineralization is controlled by fault structure. 2. Hydrothermal alteration, including argillaceous, sericite, and siliceous-carbonaceous, is mostly visible in the vicinity of mineralized vein-veinlets as well as breccia ores (hydrothermal). 3. Mineralization consists of a complex of chalcopyrite, galena, sphalerite, pyrite, bornite, covellite, and tetrahedrite-tennantite, along with quartz and calcite (±chlorite and sericite) gangue minerals. 4. Epithermal mineralization structures and textures such as vein-veinlet, breccia, comb, crustal, colloform, and void-filling are developed in the studied areas.

4. Conclusion

The proposed model for the formation of the Saryazd deposit is that the ore-host rocks are associated with a sequence of volcanic rocks of Eocene-Oligocene age. Based on geological, petrological, and fluid-inclusion studies, the deposit falls within the range of intermediate-sulfidation epithermal deposits. The fault trend in the area correlates with the mineralization trend. Mineralization has formed as breccia and vein-veinlets along the faults with an NE-SW trend. In the B area, more Cu mineralization is formed; Pb and Zn mineralization increase towards the A area. The salinity-temperature diagram shows boiling and mixing with meteoric waters at various stages of mineralization. Mineralization has occurred as irregular veinlets and hydrothermal breccias. The hydrothermal ore-forming fluids are similar to those originating from post-Eocene magmatism in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, mixing with meteoric waters at shallower depths. The origin of base-metal deposition from the hydrothermal fluid is boiling, mixing, and reaction with wall rocks, forming the intermediate-sulfidation epithermal deposit.

5. References

Bouzari, F., Clark, A.H., 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: the Cerro Colorado hypogene protore, I Región, northern Chile. Economic Geology 101(1), 95–134. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.1.95

Jalali, A., Gharib, F., 2004. Geological map 1:100,000 Fahraj, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27 (3), 745-750. https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745

Li, N., Cao, Y., Zhang, Z., Du, Y., Guo, C., 2021. Oxygen-isotope-based modeling of the hydrothermal fluid processes of the Taochong skarn iron deposit, Anhui province, China .Minerals 11, 375. https://doi.org/10.3390/min11040375

ISSN: 2717-0764

Nabavi, M.H., 1972. Geological map 1:250,000 Yazd. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

Pearce, N.J., Bendall, C.A., Westgate, J.A., 2008. Comment on "Some numerical considerations in the geochemical analysis of distal microtephra" by AM Pollard, SPE Blockley and CS Lane. Applied Geochemistry 23(5), 1353–1364. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2006.07.007

Pugliese, F.E., Pugliese, L.E., Dahlquist, J.A., Stipp Basei, M.A., Martínez Dopico, C.I., 2021. Intermediate-sulfidation epithermal Pb-Zn (±Ag ±Cu ±In) and low-sulfidation Au (±Pb ±Ag ±Zn) mineralization styles in the Gonzalito polymetallic mining district, North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences 110, 103388. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103388

Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. Ore Geology Reviews 70, 323-345. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009

Thompson, G., Bryan, W.B., Frey, F.A., Dickey, J.S., Davies, H., 1982. Petrology, geochemistry and original tectonic setting of basalts from the Mozambique Basin and Ridge (DSDP sites 248, 249 and 250), and from the Southwest Indian Ridge (DSDP site 251). Marine Geology 48(3-4), 175–195. https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90096-2

Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos 55, 229–272 . https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5

Yousefifar, S., 2016. The report of the end of base metal exploration operations with copper priority, Zarandishan Industrial and Mining Company, Yazd, p. 237.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Ahmadi, M., Ghaderi, M., Tajeddin, H., Harati, H., 2025. Geology, mineralogy, and study of fluid inclusions in the Saryazd Cu-Pb-Zn deposit, southeast Yazd. Adv. Appl. Geol. 15 (3), 241-269.
DOI: 10.22055/aag.2025.49265.2506
https://aag.scu.ac.ir/article_20454.html

©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و مطالعه میانبارهای سیال در کانسار مس، سرب و روی سریزد، جنوب‌شرق یزد

مهوش احمدی
گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
مجید قادری
گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
حسینعلی تاج‌الدین
گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
حمید هراتی
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران
mghaderi@modares.ac.ir
تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۲۹

چکیده

محدوده معدنی مس، سرب و روی سریزد، در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر و در ۳۵ کیلومتری جنوب‌شرق یزد واقع است. سنگ‌های رخنمون یافته در محدوده شامل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (متشکل از توف و گدازه)، نهشته‌های کواترنری و برونزدهای کوچکی از توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق الیگومیوسن با ترکیب گرانودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت می‌باشند. کانی‌سازی‌های مس، سرب و روی در دو محدوده A و B با حدود ۴ کیلومتر فاصله از هم یافت می‌شوند. کانی‌سازی به‌صورت رگه- رگچه‌ای و برشی (گرمابی) از کانی‌های فلزی کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، پیریت، بورنیت، کوولیت و تتراهدریت- تنانتیت همراه با کوارتز و مقادیر فرعی کلسیت تشکیل شده است. مطالعات ریزدماسنجی بر روی میانبارهای دوفازی غنی از مایع در بلورهای کوارتز و اسفالریت، بیانگر دمای همگن‌شدگی سیالات کانه‌ساز در بازه ۱۳۰ تا ۲۹۸ درجه سانتی‌گراد و شوری ۴.۸ تا ۱۸.۹ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد. با توجه به شواهد ساخت، بافت و میانبارهای سیال، مهمترین عوامل نهشت کانی‌های فلزی، فرایندهای جوشش، سردشدگی و در مرحله پایانی، اختلاط آبهای ماگمایی و جوی است. براساس مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌سازی و میانبارهای سیال در کانسار سریزد، این کانسار بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: *کانه‌زایی، میانبارهای سیال، اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط، کمان ماگمایی ارومیه- دختر، کانسار سریزد.*

۱- مقدمه

کانسار مس، سرب و روی سریزد در ۳۵ کیلومتری جنوب‌شرق یزد، در فاصله ۵ کیلومتری جنوب مهریز و در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA)، واقع شده است (شکل a۱). کوهزایی مزوزوئیک- سنوزوئیک نئوتتیس یک محیط مناسب برای فرآیندهای متالوژنی و تکتونوماگمایی فراهم آورده است که در طی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه ایران در جایگاه‌های ژئودینامیکی قبل، همزمان و پس از برخورد تشکیل شده‌اند (Richards, 2015). در محدوده تتیس در ایران، تعدادی از ذخایر مس پورفیری (از جمله کانسارهای مس- طلای پورفیری دالی، مس پورفیری سرچشمه و مس- مولیبدن پورفیری کرور)، انواع نهشته‌های چندفلزی، اسکارن و اپی‌ترمال (مانند ذخایر طلای اپی‌ترمال توزلار، ساری‌گونی، چاه‌زرد و بزمان (چاه‌نعلی)) تشکیل شده است (Aghazadeh et al., 2015). محدوده اکتشافی سریزد اولین بار توسط هراتی در سال ۲۰۱۴ و در راستای انجام عملیات پی‌جویی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی برونزد یافته در منطقه سریزد اکتشاف و معرفی شد (Yousefifar, 2016). محدوده معدنی سریزد شامل دو بخش A و B می‌باشد (شکل b۱). در این دو بخش زون‌های دگرسانی (آرژیلی، سیلیسی و پروپیلیتی) گسترش قابل توجهی داشته و از این‌رو جهت دستیابی به کانی‌سازی فلزی در عمق‌های زیرسطحی، علاوه برمطالعات ژئوفیزیکی (به روش پلاریزاسیون القایی IP/RS توسط Saman Kav Consulting

Engineers Company, 2014)، بالغ بر ۲۰۰۰ متر مکعب ترانشه و ۴۶ حلقه گمانه مغزه‌گیری با طول مجموع حدود ۷۵۰۰ متر حفر شده است. تناژ کانسنگ برای عنصر مس در محدوده A با عیار حد ۰.۱ درصد ۶۵۰,۰۰۰ تن برای فلز سرب با عیار حد ۰.۱ درصد تناژ حدود ۱.۷ میلیون تن و برای عنصر روی نیز با عیار بیش از یک درصد دارای تناژ حدود ۵۹۰.۰۰۰ تن است. در محدوده B ذخیره مس ۸۰۵۹۳ تن با عیار متوسط ۰.۱۱۷ درصد است (Yousefifar, 2016). در پژوهش حاضر، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و میانبارهای سیال در کانسار سریزد مورد بررسی قرار گرفته و با توجه به ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌ساز، چگونگی نهشت کانسنگ و تیپ کانی‌سازی مشخص گردیده است. بدیهی است که نتایج مطالعه این کانسار می‌تواند برای اکتشاف این تیپ از ذخایر، در بخش‌های میانی کمان ماگمایی ارومیه ـ دختر که شرایط زمین‌شناسی مشابهی دارند، مورد استفاده قرار گیرد.

۲- روش مطالعه

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰، مطالعه پهنه‌های دگرسانی و کانی‌سازی و نیز بررسی ساخت و بافت کانسنگ‌ها را شامل می‌شود. در این مرحله همزمان با تهیه نقشه زمین‌شناسی، بالغ بر ۳۰۰ نمونه سنگی از رخنمون‌ها، ترانشه‌ها و مغزه‌های حفاری برداشت و به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال گردید. در مرحله مطالعات آزمایشگاهی، پس از بررسی‌های مقدماتی، از میان نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۱۰۰ مقطع نازک و ۱۵۰ مقطع نازک- صیقلی مورد مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری قرار گرفتند. در این مرحله از مطالعات تعداد ۲۰ نمونه از واحدهای آتشفشانی و توده‌های نفوذی برداشت شدند و به‌منظور تعیین فراوانی اکسیدهای اصلی، عناصر اصلی، فرعی و کمیاب به آزمایشگاه مطالعات مواد معدنی زرآزما ارسال و با استفاده از روش‌های طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) و روش ذوب قلیایی XRF Lithium Fusion آنالیز شدند. برای تعیین دگرسانی‌ها ۲۰ نمونه به آزمایشگاه XRD دانشگاه تربیت مدرس ارسال شد. همچنین به‌منظور مطالعات پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال، ۱۲ مقطع دوبرصیقلی تهیه و مطالعه شدند. اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه میانبار سیال مدل Linkam THMSG600 متصل به میکروسکوپ Zeiss Leitz و مجهز به کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس انجام شده است. دامنه حرارتی دستگاه، ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. میزان شوری به‌صورت معادل درصد وزنی نمک طعام (wt% NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm-ice) با استفاده از فرمول ارائه شده توسط Hall و همکاران (۱۹۸۸) و مقایسه با روش Sterner و همکاران (۱۹۸۸) محاسبه شده است.

۳- زمین‌شناسی محدوده معدنی

محدوده کانسار سریزد بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰.۰۰۰ چهارگوش یزد (Nabavi, 1972) (شکل b۱) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰.۰۰۰ ورقه فهرج (Jalali and Gharib, 2004) می‌باشد. ورقه فهرج از دید پهنه‌بندی‌های رسوبی- ساختاری ایران زمین، جزئی از خردقاره ایران مرکزی (Nabavi, 1972) به نام بلوک یزد است. قرار گرفتن بخش میانی بلوک یزد در بالای پهنه فرورانش نئوتتیس، سبب ایجاد کشش در موقعیت پشت کمان ماگمایی شده است. نخستین فاز کششی ایجاد شده در ژوراسیک پسین سبب گسترش ساختارهای کششی از جمله گسل‌های عادی شده است (Bagheri and Stampfli, 2008; Agard et al., 2011). دو دسته گسل در محدوده‌های اکتشافی وجود دارند، گسل‌های امتدادلغز با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق منطبق با روند کمان ارومیه- دختر و گسل‌های با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب می‌باشند. از کرتاسه پسین به دنبال بسته شدن تتیس جوان، ایران مرکزی میان دو کمربند زاگرس و کپه داغ به تله افتاده و از آن زمان به بعد، تحت تأثیر رژیم فشارشی، با راستای تنش N20E قرار گرفته است (Berberian, 1983). بر روی پهنه فرورانش تکاپوی شدید آتشفشانی سنوزوئیک مشهود است (Aghanabati, 2004). فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن در محدوده سریزد گسترش قابل توجهی دارد و بیشتر شامل تناوبی از سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ای با ترکیب آندزیتی- بازالتی است که توسط توده‌های نیمه‌عمیق الیگومیوسن با ترکیب گرانودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت قطع شده‌اند (شکل ۲). در اثر رخداد پیرنئن استقرار توده‌های نیمه‌عمیق از سنگ‌های کوارتز فلدسپاردار که از نظر ترکیب و بافت، دامنه تغییرات آنها از سنگ‌های مونزوگرانیت پورفیری تا کوارتزمونزودیوریت پورفیری است در سنگ‌نهشته‌های ائوسن جایگزین شده‌اند

(Aghanabati, 2004). کانه‌زایی رخ داده در محدوده نیز در رابطه با جایگیری همین توده‌های نیمه‌عمیق در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است. از ائوسن به بعد انباشته‌های کنگلومرایی و مارنی مربوط به نئوژن و رسوبات جوان کواترنر در دشت‌ها و حوضه‌های بین‌کوهی نهشته شده‌اند (Jalali and Gharib, 2004). براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰.۰۰۰ ورقه فهرج (Jalali and Gharib, 2004) رخنمون‌های آتشفشانی ائوسن در آغاز با یک واحد توفی (واحد Et) آغاز می‌شود و سپس گدازه‌هایی با ترکیب آندزیت- تراکی‌آندزیت (واحد Ev) تداوم می‌یابد. بر مبنای نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰، واحدهای سنگی که در محدوده A رخنمون دارد (شکل a۲)، شامل: ۱- واحد برش آتشفشانی با میان‌لایه‌هایی از توف و گدازه (Etb)، ۲- واحد توف سبز رنگ (Et)، ۳- واحد توف سفید رنگ (Etw)، ۴- واحد گدازه‌ای با ترکیب بازالت ـ تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت (Eba)، ۵- توده دیوریت ـ مونزودیوریت پورفیری (Omd)، ۶- توده مونزوگرانیت پورفیری (Omg) و ۷- نهشته‌های آبرفتی کواترنری می‌باشند.

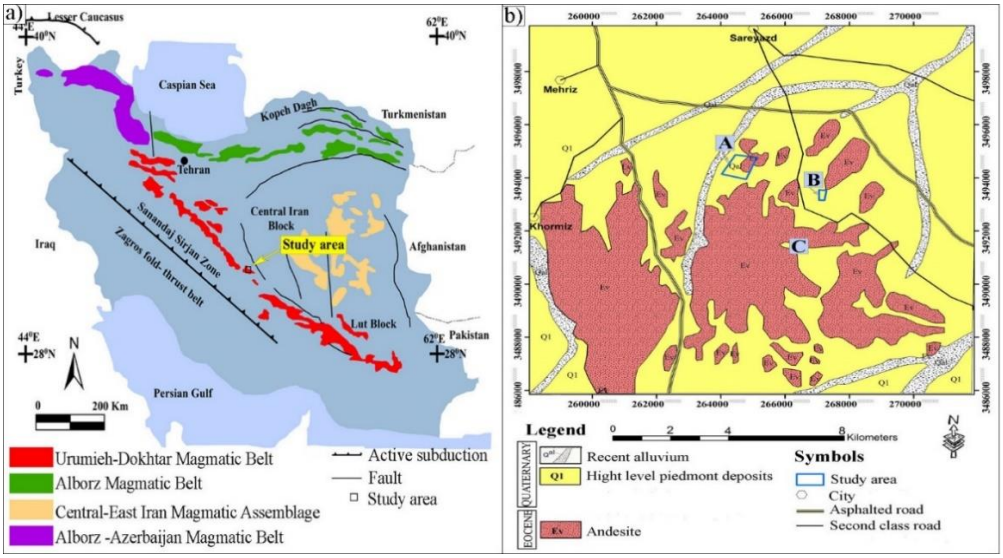
واحد برش آتشفشانی سبز رنگ (E^{tb})، همراه با میان‌لایه‌هایی از واحدهای ویتریک توف و گدازه، گستره وسیعی از محدوده A را پوشش داده است (شکل a۳) و میزبان بخش‌هایی از زون‌های کانه‌دار می‌باشد. این واحد از قطعات سنگی با ترکیب تراکی‌آندزیت، توف‌های ویتروکلاستیک و کریستالی (متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز) در اندازه‌های میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر، که توسط خاکسترهای آتشفشانی در برگرفته شدند، تشکیل شده است. مطالعات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد رگچه‌های کوارتزی سنگ را قطع کرده و دگرسانی ضعیف سیلیسی در واحد مذکور را موجب شده است (شکل a۴). واحد توف آتشفشانی سبز (E^{t}) با رنگ رخنمون سبز تیره تا روشن و سطح شکسته سبز تیره تا خاکستری و بافت شیشه‌ای برونزد دارد (شکل b۳). این مطالعات مشخص می‌سازد این واحد متشکل از ویتروکلاست‌های (شیشه آواری) کوارتز، پلاژیوکلاز و قطعات سیدریتی- اپاسیتی شده‌ای هستند که توسط زمینه‌ای بسیار دانه‌ریز از خاکستر شیشه‌زدایی شده در بر گرفته شدند (شکل b۴). واحد توف سفید رنگ (E^{tw}) که از توف و توفیت‌های با رنگ سفید تا خاکستری روشن تشکیل شده است، در رخنمون‌های سطحی سست و شکننده بوده و در سطح درزه و شکستگی‌ها کم و بیش به اکسیدهای منگنز آغشته شده است (شکل c۳). این واحد از بلورهای شکسته شده کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده که در زمینه‌ای بسیار دانه‌ریز از شیشه (دویتریفیه شده) پراکنده‌اند. ترکیب این توف ریولیتی می‌باشد (شکل c۴). واحد بازالتی تا تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیتی (E^{ba}) به رنگ رخنمون سیاه تا خاکستری به‌صورت تپه‌های کم‌ارتفاع با رنگ سطح شکسته خاکستری تیره تا سیاه و کمی هم کلریتی شده، مشاهده می‌شود (شکل e،d۳). در رخنمون‌های سطحی ترکیب بازالتی و در بخش‌های عمیق‌تر ترکیب تراکی‌آندزیتی را داراست. براساس پتروگرافی مقاطع میکروسکوپی از نمونه‌های بازالتی، کانی‌های پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن به‌صورت درشت‌بلور در زمینه میکرولیتی از ریزبلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته و پیریت نیز در خمیره میکرولیتی پراکنده می‌باشد (شکل d۴).

توده مونزودیوریت پورفیری (O^{md})، که در بخش‌های میانی و جنوبی محدوده A در واحدهای آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است، کم و بیش دگرسان بوده و به‌صورت رخنمون‌های کوچکی با رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن برونزد دارد (شکل f۳). براساس مطالعات میکروسکوپی، این توده واجد بافت پورفیری بوده و در آن فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و به مقدار کمتر کوارتز، بیوتیت و کانی‌های مافیک در خمیره‌ای از ریزبلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپارهای آلکالن مشاهده می‌شوند (شکل e۴).

توده مونزوگرانیت پورفیری (O^{mg})، به‌صورت رخنمون‌های کوچک سبز رنگ در محدوده برونزد دارد (شکل g۳). این توده‌ها کم و بیش متحمل دگرسانی‌های کربناتی و رسی شده و رنگ سطح شکسته آنها در قسمت‌های کمتر دگرسان شده، سبز مایل به خاکستری است. براساس مطالعات میکروسکوپی، توده مذکور واجد بافت پورفیری بوده و در آن فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و آمفیبول در خمیره‌ای از ریزبلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپارهای آلکالن مشاهده می‌شوند (شکل f۴).

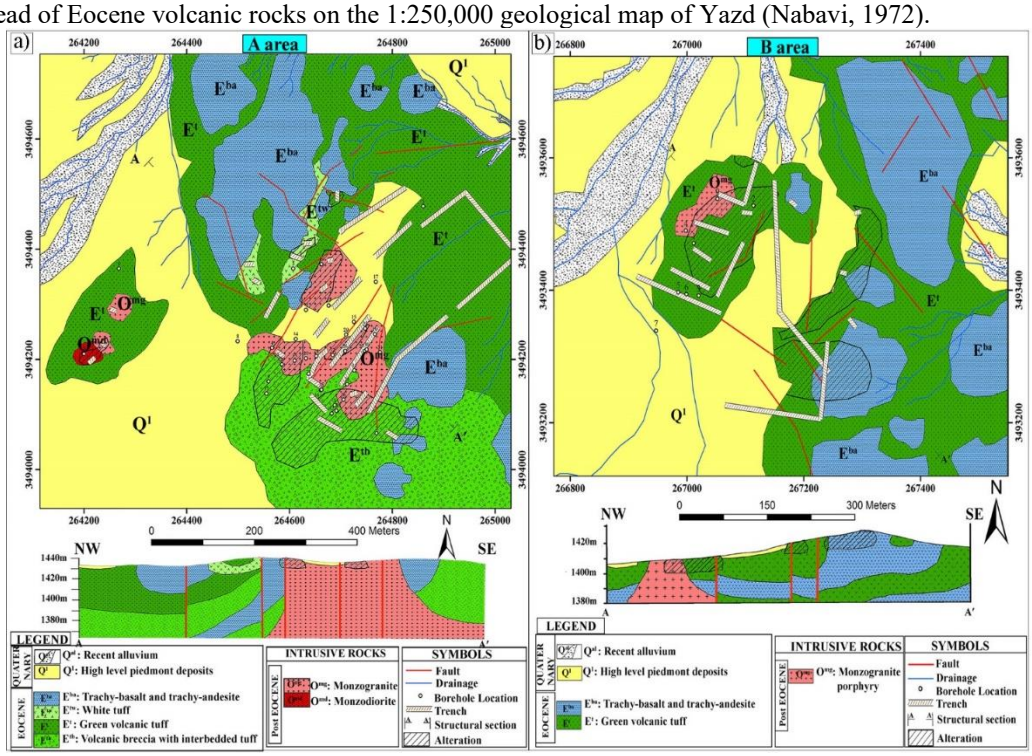
واحدهای سنگی برونزد یافته در محدوده B (شکل b۲) شامل: ۱- واحد توف آتشفشانی سبز (E^{t})، ۲- واحد گدازه با ترکیب بازالت و تراکی بازالت (E^{ba})، ۳- توده دیوریت- مونزودیوریت پورفیری (O^{md})، ۴-توده مونزوگرانیت پورفیری (O^{md}) و ۵- آبرفت‌های جوان حاصل از فرسایش واحدهای سنگی قدیمی‌تر می‌باشند. این سنگ‌ها در محدوده B مشخصات مشابه با واحدهای توصیف شده در محدوده A نشان می‌دهند،

گرچه برخی واحدهای توصیف شده در محدوده A، در این
محدوده برونزد ندارند.



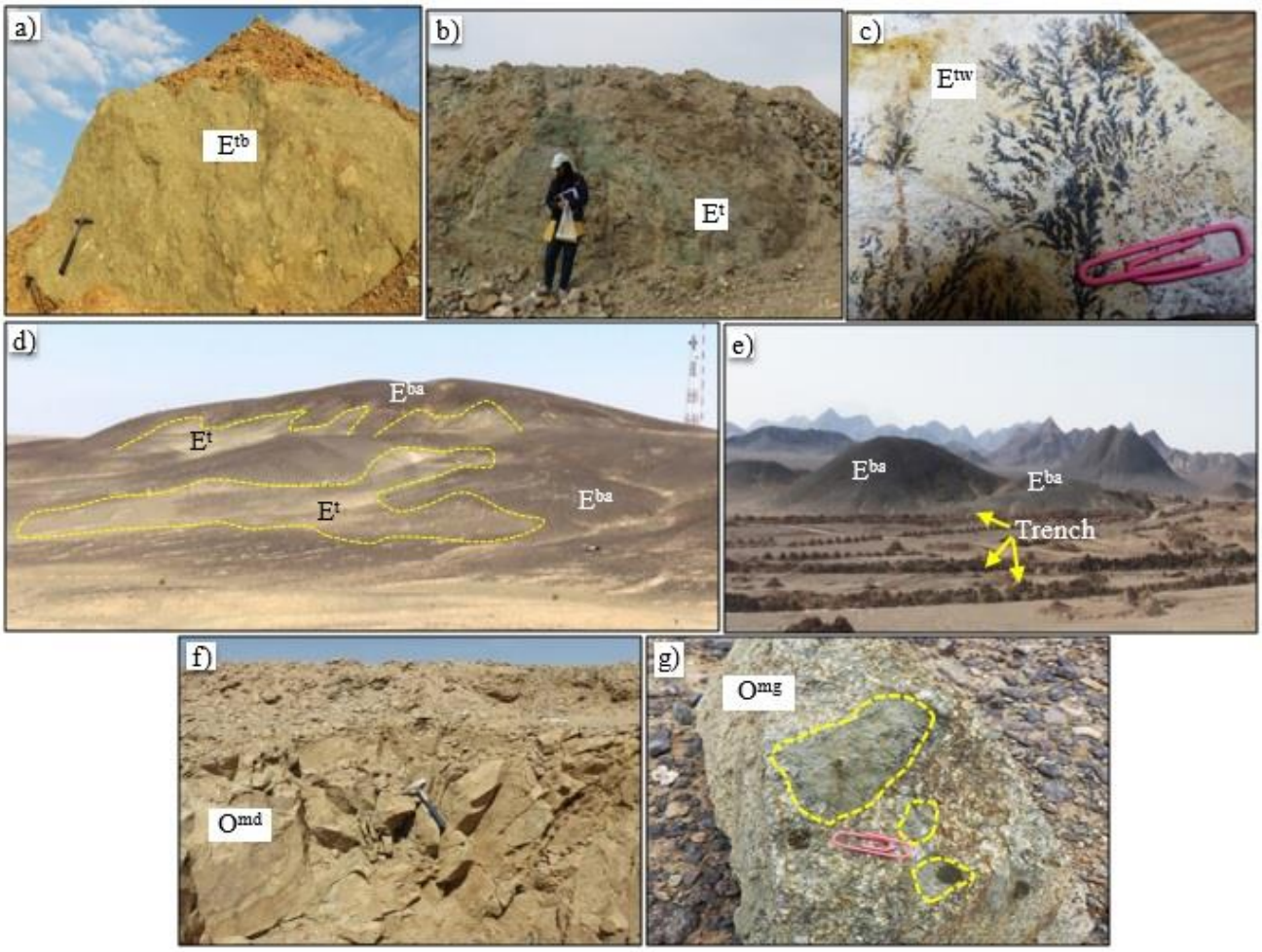
شکل ۱- (a) موقعیت محدوده اکتشافی سریزد، که بر روی نقشه پهنه‌بندی زمین‌شناسی- ساختاری ایران (Ghasemi et al., 2015) و در موقعیت کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است و (b) موقعیت محدوده‌های مورد مطالعه و گسترش سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بر روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰.۰۰۰ چهارگوش یزد (Nabavi, 1972).

Fig. 1. (a) The location of the Saryazd exploration area, which is located on the geological-structural zoning map of Iran (Ghasemi et al., 2015) and in the position of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, and (b) The location of the studied areas and the spread of Eocene volcanic rocks on the 1:250,000 geological map of Yazd (Nabavi, 1972).



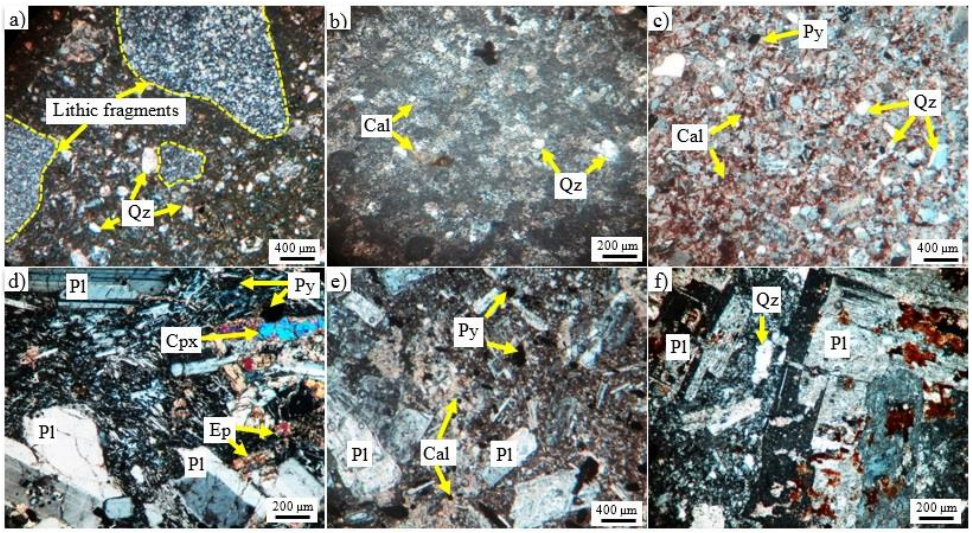
شکل ۲- گسترش واحدهای سنگی در دو محدوده (a) A و (b) B سریزد براساس نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰.

Fig. 2. The distribution of rock units in the two areas (a) A, and (b) B of Saryazd based on geological maps in a scale of 1:1000.



شکل ۳- (a) رخنمون واحد برش آتشفشانی (Etb) که از قطعات سنگی تا اندازه ۱۰ سانتی‌متر تشکیل شده است (دید عکس به‌سمت جنوب)، (b) رخنمون واحد توف آتشفشانی سبز (Et) (دید عکس به‌سمت شمال‌شرق)، (c) تصویر نمونه دستی از واحد توف سفید رنگ (Etw) که در سطح با آغشتگی‌هایی از اکسید منگنز همراه است، (d) نمای دور از واحدهای بازالتی (Eba) و توف سبز (Et) در محدوده B (دید عکس به‌سمت جنوب)، (e) نمای دور از واحد گدازه بازالتی تا تراکی‌بازالتی (Eba) با رنگ رخنمون خاکستری تیره تا سیاه و موقعیت ترانشه‌های حفر شده در محدوده A (دید عکس به‌سمت جنوب‌غرب)، (f) تصویر رخنمون توده مونزودیوریت پورفیری (Omd) با رنگ کرم تا قهوه‌ای (دید عکس به‌سمت شمال) و (g) نمونه‌ای از توده مونزوگرانیت پورفیری (Omg) که حاوی زینولیت‌هایی از توف سبز می‌باشد.

Fig. 3. (a) Outcrop of a volcanic breccia unit (Etb) with fragments up to 10 cm in size (photo view towards south), (b) Outcrop of green volcanic tuff unit (Et) (photo view towards northeast), (c) Image of a hand sample of white tuff unit (Etw) associated with manganese oxide on the surface, (d) Distant view of basaltic units (Eba) and green tuff (Et) in the B area (view of photo towards south), (e) Distant view of basaltic lava to trachybasalt (Eba) in dark gray to black outcrop color and the position of trenches in the A area (photo view towards southwest), (f) Outcrop image of monzodiorite porphyry mass (Omd) with a cream to pale brown color (view of the photo to the north), and (g) A sample of porphyry monzogranite mass (Omg) that contains xenoliths of green tuff.

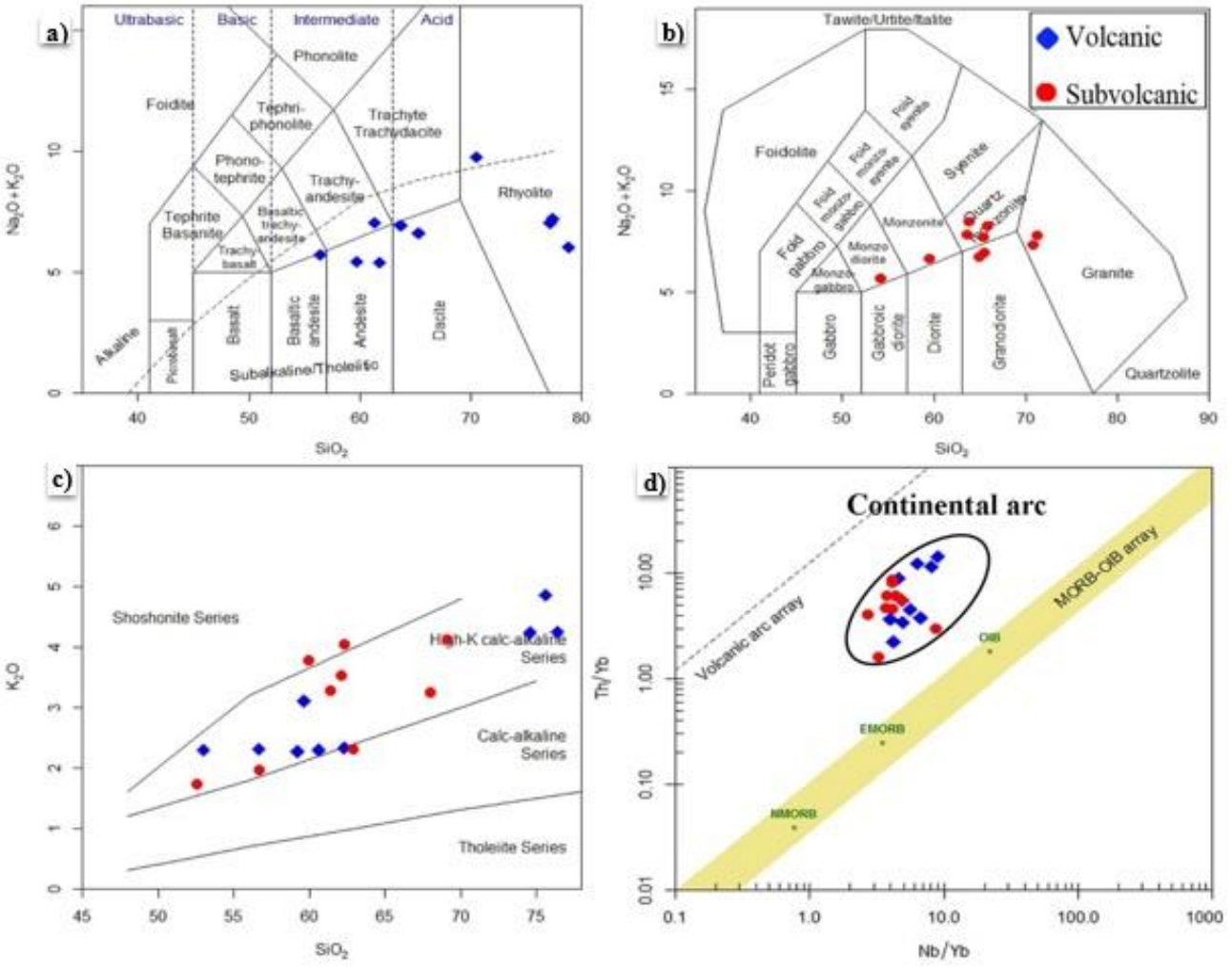


شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL)) از واحدهای آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی رخنمون یافته در محدوده اکتشافی: (a) واحد برش آتشفشانی (Etb) که از قطعات سنگی (توف سیلیسی) و بلورهای بی‌شکل کوارتز با سیمان کوارتزی- کلسیتی تشکیل شده است، (b) واحد ویتریک توف سبز رنگ (Et) که با دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی، آرژیلی و اپیدوتی همراه بوده و بخش‌هایی از زمینه نیز دچار شیشه‌زدایی (دویتریفیکاسیون) شده است، (c) توف سفید رنگ (Etw) شامل قطعاتی از پیریت پراکنده، کوارتز و پلاژیوکلاز همراه با سیمان سیلیسی- کلسیتی، (d) واحد تراکی‌بازالت (Eba) که از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه دانه‌ریز از پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است. کانی‌های کدر (پیریت) در زمینه سنگ پراکنده‌اند، (e) توده مونزودیوریت (Omd) با بافت پورفیری، که از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده به کلسیت و کانی‌های رسی در زمینه‌ای ریزبلور تشکیل شده است و (f) توده مونزوگرانیت پورفیری (Omg) که از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در زمینه‌ای ریزبلور تشکیل شده و با دگرسانی‌های کربناتی، اپیدوتی و آرژیلی همراه شده است. کوارتز: Qz، پلاژیوکلاز: Pl، پیریت: Py، کلینوپیروکسن: Cpx، اپیدوت: Ep، کلسیت: Cal (مخففها براساس Whitney and Evans, 2010).

Fig. 4. Microscopic images (transmitted light with crossed nicols (XPL)) of volcanic and subvolcanic units exposed in the exploration area: (a) Volcanic breccia unit (Etb) consisting of rock fragments (siliceous tuff) and amorphous quartz crystals with quartz-calcite cement, (b) Green vitric tuff unit (Et) is associated with silicic, carbonate, argillic, and epidote alteration, and parts of the background have also undergone devitrification, (c) White tuff (Etw) containing fragments of disseminated pyrite, quartz, and plagioclase with siliceous-calcite cement, (d) The trachy-basalt unit (Eba) consists of coarse plagioclase and clino-pyroxene crystals in a fine-grained background of plagioclase and pyroxene. Opaque minerals (pyrites) are scattered in the background of the rock, (e) Monzodiorite mass (Omd) exhibits a porphyritic texture, characterized by plagioclase macrocrystals that have been altered to calcite and clay minerals within a microcrystalline background, and (f) The porphyry monzogranite mass (Omg) comprises large plagioclase and quartz crystals in a microcrystalline background. It is associated with carbonate, epidote, and argillic alteration types. Quartz: Qz, Plagioclase: Pl, Pyrite: Py, Clinopyroxene: Cpx, Epidote: Ep, Calcite: Cal (abbreviations based on Whitney and Evans, 2010).

۴- رده‌بندی شیمیایی، سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی محدوده

برای نامگذاری و نیز تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در محدوده‌های A و B از رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری ۲۰ نمونه برداشت شد. نمونه‌های برداشت شده از واحدهای آتشفشانی (گدازه و توف) و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با کمترین شواهد هوازدگی و دگرسانی، جهت مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل انتخاب و به آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زرآزما به‌منظور تعیین فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی ، فرعی و کمیاب ارسال و با روش‌های طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی و روش ذوب قلیایی آنالیز شدند. با استفاده از نتایج آزمایش‌های ژئوشیمیایی انجام شده بر روی اکسیدهای اصلی (جدول ۱) سنگ‌های آتشفشانی محدوده و براساس نمودار TAS (Le Bas et al., 1986) این سنگ‌های در گروه ساب‌آلکالن قرار گرفته و دارای ترکیب آندزیت‌بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشند (شکل a۵).



شکل ۵- (a) نمودار TAS (Le Bas et al., 1986) سنگ‌های آتشفشانی محدوده‌های اکتشافی، (b) نمودار میدل‌موست (Middlemost, 1994) سنگ‌های نفوذی نیمه‌عمیق در محدوده‌های اکتشافی، (c) نمودار SiO2 در مقابل K2O (Peccerillo and Taylor, 1976) و (d) نمودار موقعیت تکتونیکی سنگ‌های محدوده‌های مورد مطالعه (Pearce et al., 2008).

Fig. 5. (a) The TAS diagram for volcanic rocks from the exploration areas (Le Bas et al., 1986), (b) The Middlemost diagram for subvolcanic rocks from the same areas (Middlemost, 1994), (c) The graph of SiO2 versus K2O (Peccerillo and Taylor, 1976), and (d) Tectonic setting diagram for the rocks from the studied areas (Pearce et al., 2008).

براساس نمودار Middlemost (1994) سنگ‌های نیمه‌عمیق در محدوده کوارتزمونزونیت، مونزونیت، مونزودیوریت، گرانودیوریت تا گرانیت قرار می‌گیرند (شکل b۵). بر مبنای نمودار SiO2 در مقابل K2O (Peccerillo and Taylor, 1976)، این سنگ‌ها جزء سری ماگمایی کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا می‌باشند (شکل c۵). براساس نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce et al., 2008)، سنگ‌های آتشفشانی محدوده از دیدگاه محیط زمین‌ساختی، مرتبط با کمان قاره‌ای هستند (شکل d۵). آلایش با مواد پوسته‌ای باعث افزایش میزان K, Ba, Rb و از طرف دیگر کاهش Zr, Ti, Nb, Y می‌شود (Pugliese et al., 2021). نتایج به‌دست آمده از آنالیز عناصر فرعی و کمیاب در جدول ۲ نشان داده شده است. براساس نمودارهای عنکبوتی (Thompson, 1982; Boynton, 1984) که در آن فراوانی عناصر فرعی نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، تمامی نمونه‌ها از عناصر لیتوفیل یون بزرگ LILE (عناصر ناسازگار) و عناصر نادر خاکی سبک LREE غنی‌شدگی و نسبت به عناصر با پتانسیل یونی بالا HSFE و عناصر نادر خاکی سنگین HREE تهی‌شدگی نشان

می‌دهند (شکل ۶a،b). غنی‌شدگی عناصر ناسازگار LILE مانند Th, Ba, Rb, K, Cs و آنومالی مثبت Pb همچنین وجود تهی‌شدگی و آنومالی منفی در عناصر سازگارتر HSFE مانند Ti, P, Nb, Y نشانه شکل‌گیری این سنگ‌ها در مناطق مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای و نشانگر آلایش پوسته‌ای است. محدوده مورد مطالعه در بخش میانی کمربند ارومیه-دختر واقع است و عمده فعالیت ماگمایی این کمربند از پالئوسن شروع شده و تا اواخر پلیوسن ادامه داشته است، از این رو ماگماتیسم متفاوتی در طول کمربند و در بخش‌های مختلف دیده می‌شود (Alavi, 2007; Chiu et al., 2013; Fazeli et al., 2017; Hosseini et al., 2017). ماگماتیسم این کمربند وقایعی از فرورانش نئوتتیس و سرانجام برخورد قاره‌ای بین صفحه عربی و اوراسیا را متحمل شده است (Reichew, 2004). بنابراین، محیط تکتونوماگمایی محدوده مورد مطالعه جزء محیط حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد.

جدول ۱-داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (درصد وزنی یا wt%) در سنگ‌های میزبان آتشفشانی و نیمه‌عمیق

Table 1. Major element chemical analytical data (in weight percent or wt%) for the volcanic and subvolcanic host rocks

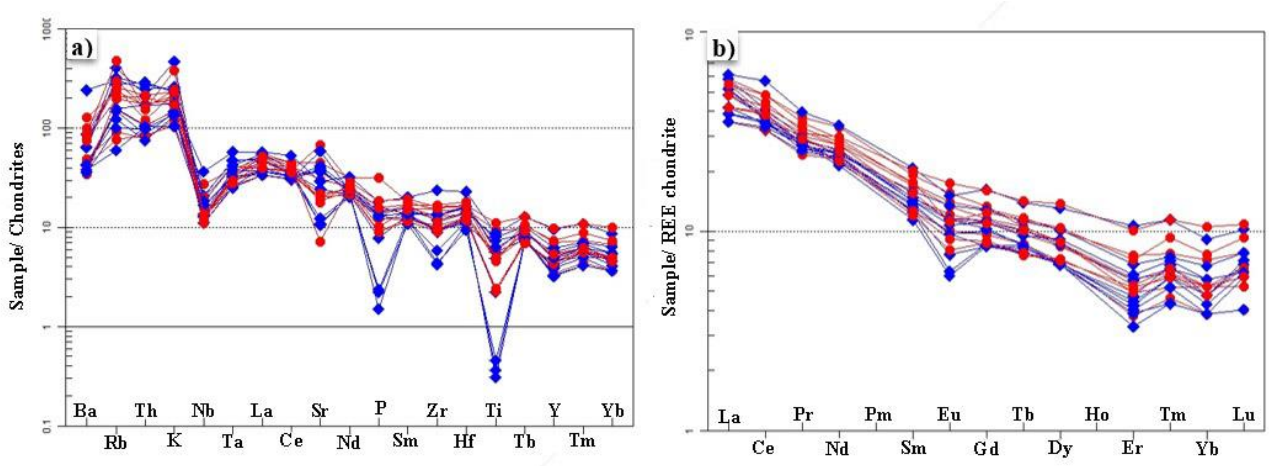
Element	Rock type	SiO_2	Al_2O_3	BaO	CaO	Fe_2O_3	K_2O	MgO	MnO	Na_2O	P_2O_5	SO_3	TiO_2	LOI
A-01	تراکی آندزیت	59.65	16.13	<	5.79	5.10	3.10	2.41	0.12	3.74	0.23	0.14	0.92	2.67
A-02	مونزودیوریت	52.59	17.58	<	8.22	7.86	1.73	3.85	0.14	3.78	0.23	0.08	1.21	2.64
A-08	بازالت	53.02	17.56	<	9.51	5.07	2.29	2.26	0.08	3.07	0.17	0.09	0.89	5.91
A-09	توف ریولیتی	76.40	12.06	0.07	0.89	0.84	4.25	0.60	0.24	1.58	<	<	0.06	3.01
A-11	گرانودیوریت	69.11	14.98	0.07	0.87	2.72	4.13	1.36	0.08	3.44	0.09	0.05	0.29	2.81
A-13	گرانودیوریت	67.97	14.99	<	1.73	2.90	3.25	0.87	0.08	3.78	0.12	0.09	0.29	3.94
B-03	آندزیت	59.20	15.96	<	6.62	4.65	2.27	3.26	0.10	2.90	0.16	0.05	0.70	4.15
B-04	آندزیت	56.69	15.97	<	8.23	4.75	2.31	3.01	0.08	2.83	0.16	<	0.81	5.16
B4-54.60	کوارتزمونزونیت	59.69	15.62	0.07	3.07	4.81	7.15	1.63	0.20	0.77	0.18	0.12	0.50	6.19
B5-77.5	کوارتزمونزونیت	62.28	14.89	0.06	1.90	4.09	4.04	2.83	0.17	3.76	0.12	1.40	0.50	3.96
A4-24.5	توف ریولیتی	74.60	12.27	0.19	0.90	1.13	4.24	0.76	0.16	2.54	<	0.10	0.07	3.04
A4-42	توف ریولیتی	75.61	12.66	0.06	0.57	1.14	4.86	0.56	0.05	2.17	<	0.16	0.06	2.11
13-160.3	گرانودیوریت	61.36	15.36	0.09	3.28	4.48	3.28	2.75	0.20	3.07	0.13	<	0.54	5.46
13-202	مونزونیت	56.67	16.35	<	5.06	5.39	1.96	3.82	0.24	4.37	0.37	0.19	0.98	4.55
13-229.7	میکرودیوریت	62.29	15.47	<	4.61	3.30	2.33	2.62	0.13	3.97	0.15	0.12	0.50	4.53
13-331.5	تراکی آندزیت	60.63	15.80	<	4.16	4.22	2.30	2.87	0.13	4.29	0.18	0.08	0.58	4.77
13-245	گرانودیوریت	62.87	16.00	<	3.21	3.41	2.31	3.11	0.09	4.36	0.13	0.08	0.48	3.91
14-39	داسیت	66.18	14.12	1.00	0.28	2.84	7.27	0.79	0.13	1.88	0.09	1.61	0.26	3.36
14-51	کوارتزمونزونیت	59.97	15.61	0.09	1.88	4.84	3.78	3.55	0.30	3.60	0.16	0.60	0.63	4.85
14-143	کوارتزمونزونیت	62.12	14.93	0.06	3.37	3.87	3.53	2.33	0.44	3.80	0.13	0.12	0.48	4.82

جدول ۲- داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای کمیاب (گرم در تن یا ppm) در سنگ‌های میزبان آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی
Table 2. Trace element chemical analytical data (in grams per ton or ppm) for the volcanic and subvolcanic host rocks

Element	13-160.3	13-202	13-229.7	13-245	13-331	14-143	14-39	14-51	4-24.5	A4-42	A-01	A-02	A-08	A-09	A-11	A-13	B-03	B-04	B4-54.6	B5-77
Ag	0.5	0.7	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.7	0.6	0.4	0.3	0.3	0.6	0.6	0.6	0.6	0.7
Al	78185	78873	76633	79011	75922	74822	69776	73359	57470	54664	75860	81583	77690	53779	67816	68008	72403	69059	72873	71562
As	4.6	8.8	3.2	1.4	4.1	3.8	7	2.5	3.9	3.7	5.7	1.7	3.1	4.6	3.9	1.6	1.8	2.3	2.6	3.4
Ba	882	338	292	301	290	550	449	696	1658	443	263	288	298	596	553	239	263	249	607	515
Be	0.9	1	1.1	1.1	1	0.9	0.8	0.8	1	1.3	1.3	0.9	0.7	1.2	1	1.1	1	0.9	1.1	1.3
Bi	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	0.5	2.9	1	0.8	0.5	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	1.3
Ca	23214	32328	30317	21255	27154	22725	2002	11603	5793	3362	35403	49705	54723	5595	5420	10360	39824	45889	19792	12406
Cd	1.4	1.2	1.1	1.3	3.1	13.8	18	6.2	1.2	0.1	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.6	0.9	1.7	3.5	2.4
Ce	39	39	26	26	28	36	31	29	30	29	46	32	27	33	31	30	28	29	34	31
Co	12.3	18.4	11.6	12.9	15.1	12.3	6.9	13.6	2.6	2.4	15.8	26.4	18.2	2.4	7	8.2	18.8	23.8	10	12.5
Cr	42	82	49	49	51	21	19	89	42	5	69	24	36	3	5	6	109	122	5	58
Cs	4.4	3.2	4.7	3.8	4.5	4.3	1.7	3.1	4.1	4.7	3	1.6	5.4	2.6	3.6	2.9	1.8	2.4	8.3	3.8
Cu	28	164	86	47	93	39	9	13	6	7	30	57	50	16	10	8	27	19	19	31
Dy	3.25	2.85	2.19	2.26	2.18	2.69	2.23	2.81	2.24	2.18	4.21	4.41	3.3	2.19	2.28	2.34	2.75	2.93	3.35	2.85
Er	1.59	1.03	0.7	0.79	0.81	1.19	0.93	1.22	0.89	0.85	2.24	2.12	1.44	0.99	1.1	1.04	1.19	1.27	1.51	1.12
Eu	1.03	1.14	0.71	0.74	0.84	0.89	0.71	0.98	0.56	0.44	1.11	1.28	0.99	0.46	0.67	0.59	0.85	0.79	0.82	0.83
Fe	32977	36300	23400	25042	30015	29316	20982	32635	8245	8101	32813	49056	32318	5961	19430	20316	30517	30236	32286	28676
Gd	3.36	3.44	2.58	2.49	2.66	2.83	2.18	2.99	2.18	2.2	4.21	4.16	3.31	2.23	2.3	2.26	2.92	2.86	3.2	2.83
Hf	3.63	3	2.52	2.5	2.17	2.7	2.33	3.26	1.88	2.17	4.59	3.33	2.81	2.32	2.35	2.5	3.25	3.08	2.79	3.29
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
K	25587	14838	17637	18172	17492	23159	56389	27392	31191	28970	20743	12731	16142	27239	27899	20707	12472	16701	45873	29269
La	18	17	11	11	13	17	15	12	16	16	19	13	11	18	17	15	12	12	15	13
Li	26	27	29	26	25	23	35	25	13	20	12	13	20	21	17	24	34	31	16	34
Lu	0.25	0.17	0.13	0.13	0.13	0.2	0.23	0.21	0.2	0.19	0.33	0.35	0.25	0.22	0.19	0.21	0.2	0.2	0.3	0.19
Mg	14828	18906	13779	16367	14874	13039	4725	17670	4533	3183	12037	17854	10918	3382	7282	4905	15287	13840	8558	14566
Mn	1259	1509	766	536	824	2919	850	1841	982	303	539	748	434	1394	452	457	541	444	1198	1038
Mo	1.7	2	1.4	1.4	0.79	2.1	1.9	0.75	0.72	1.5	2.8	0.79	1.2	1.5	0.81	1.4	1.5	1.3	1.9	2.4
Na	21559	28833	26706	29096	27877	24559	12520	22792	16879	13323	23818	24702	19100	9834	20946	22841	17943	17716	5208	24733
Nb	5.5	9.6	3.9	3.9	4.5	4.5	4.6	4.5	7.3	7.2	12.7	7.1	5.9	6.4	4.5	4.1	4.8	5.9	4.3	4.8
Nd	17.4	19.9	14.3	13.8	15.5	16.2	13.6	16.3	13.2	12.8	20.4	17.9	14.6	14.3	14.5	13.5	15	15	16.7	15.1
Ni	32	58	52	55	52	20	12	83	5	5	38	32	35	4	4	7	89	93	5	45
P	643	1465	560	563	741	583	361	618	109	103	839	860	678	69	418	411	587	609	727	468
Pb	16	56	12	11	12	20	16	26	12	6	17	20	27	20	11	15	16	14	14	21
Pr	4.26	4.56	3.04	2.95	3.45	3.88	3.39	3.68	3.42	3.32	4.83	3.8	3.32	3.62	3.54	3.31	3.26	3.12	4.02	3.55
Rb	83	32	55	54	52	69	142	90	107	114	55	27	43	96	91	72	21	35	169	105
S	195	709	171	121	330	108	4325	1702	316	451	218	287	189	175	213	414	137	131	363	5022
Sb	1.4	0.9	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.6	0.9	0.5	0.6	0.5	0.6	2	0.8	<0.5	<0.5	0.7	0.6	<0.5	<0.5
Sc	9.3	11.9	7.5	7.6	9.5	8.8	3	11.4	1.6	1.3	11.5	19.2	13.2	2	4.3	4	11.8	12.4	7.5	8.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sm	3.37	3.71	2.59	2.44	2.77	2.86	2.68	3.28	2.48	2.22	4.04	3.91	3.1	2.41	2.47	2.35	2.87	2.76	3.43	3.03
Sn	2	1.7	1.6	1.5	1.3	1.5	1.6	1.5	2.2	2.8	2.1	1.8	1.1	2.1	1.4	1.2	1.3	1.1	1.5	1.4
Sr	208	531	460	455	491	356	283	239	146	127	347	802	690	124	217	238	433	438	85	260

ادامه جدول ۲

Ta	0.69	0.76	0.5	0.53	0.51	0.63	0.69	0.59	0.93	0.95	1.16	0.81	0.66	0.85	0.66	0.64	0.76	0.65	0.56	0.59
6Tb	0.55	0.5	0.41	0.41	0.4	0.46	0.39	0.5	0.37	0.4	0.66	0.67	0.53	0.37	0.37	0.36	0.48	0.45	0.54	0.48
Te	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.12	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.14	<0.1	<0.1	<0.1
Th	7.01	3.3	4.45	4.37	3.62	7.3	8.94	5.04	10.33	11.45	7.16	3.55	3.14	12.3	9	8.61	4.36	4.09	6.44	6.75
Ti	3483	5870	3017	3022	3489	3052	1383	3741	282	224	5402	6927	4969	190	1496	1407	3885	4530	2816	3090
Tl	0.44	0.22	0.28	0.24	0.26	0.63	1.12	0.51	0.53	0.64	0.13	0.13	0.29	0.61	0.56	0.43	0.27	0.31	1.05	0.53
Tm	0.25	0.17	0.14	0.15	0.14	0.21	0.19	0.2	0.19	0.17	0.37	0.37	0.24	0.22	0.19	0.2	0.21	0.23	0.3	0.21
U	1.9	0.9	1.4	1.2	0.9	1.6	2.4	1.3	2.6	2.5	1.7	0.8	0.7	3.3	2.1	1.9	1.1	1	1.5	1.8
V	81	133	72	72	88	79	24	78	9	8	86	140	128	10	33	34	96	100	64	65
W	1.1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.2
Y	14.2	9.5	6.5	6.8	6.4	10.4	8.1	9.8	8.1	7.8	19.2	19.4	12.5	8.5	8.8	8.6	10	11.2	14.6	10.8
Yb	1.5	1.1	0.8	0.8	0.8	1.2	1	1.1	0.9	0.8	1.9	2.2	1.4	1	1.1	1	1.2	1.2	1.6	1.1
Zn	168	151	89	126	121	116	2049	647	172	22	73	69	55	30	85	85	62	62	102	114
Zr	114	100	66	71	66	87	61	87	30	29	163	110	80	40	65	61	91	93	77	107



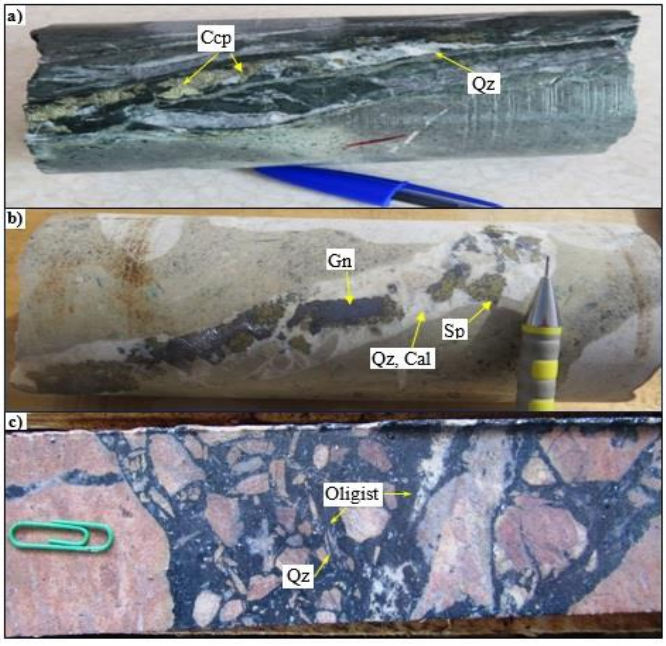
شکل ۶- نمودارهای عنکبوتی: (a) عناصر فرعی و (b) عناصر نادر خاکی (REE) سنگ‌های محدوده که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Thompson, 1982; Boynton, 1984).

Fig. 6. Spider diagrams: (a) minor elements, and (b) Rare Earth Elements (REE) of the rocks from the area normalized to chondrite (Thompson, 1982; Boynton, 1984).

۵- کانی‌سازی و دگرسانی

برای تعیین ژئومتری، ساخت، بافت و کانی‌شناسی کانسنگ و بررسی ارتباط آنها با واحدهای سنگی میزبان و دگرسانی‌های گرمابی همراه، رخنمون‌های کانی‌سازی شده، ترانشه‌ها و گمانه‌های مغزه‌گیری در محدوده‌های A و B مطالعه و نمونه‌های مناسب برداشت شد. قابل ذکر است که بعد از انجام مطالعات ژئوفیزیک به روش پلاریزاسیون القایی IP/RS (Saman Kav Consulting Engineers Company, 2014)، در نهایت در محدوده A تعداد ۲۹ حلقه گمانه قائم با متراژ مجموع ۶۵۰۰ متر و ۸ حلقه گمانه با زاویه ۴۵ درجه با متراژ مجموع ۷۹۸ متر پیشنهاد و حفر گردید. متوسط عمق حفاری در این محدوده ۲۱۳ متر است. کمترین حفاری مربوط به گمانه شماره ۲۸ با عمق ۵۲ متر و عمیق‌ترین مربوط به گمانه شماره ۷ با ۴۳۸ متر است. بر این اساس، گمانه‌های حفاری از عمق صفر تا جایی که حفاری انجام شده مورد بررسی قرار گرفت و از واحدهای مختلف و کانه‌زایی‌های صورت‌گرفته، نمونه‌برداری

شد. در محدوده B نیز تعداد ۹ گمانه عمود و شیب‌دار با متراژ مجموع ۳۸۵ متر حفر گردید که کمترین عمق ۵۱ متر (گمانه شماره ۳) و بیشترین عمق ۸۱.۶ متر (گمانه شماره ۵) است (Yousefifar, 2016). مطالعه مغزه‌های حفاری، مدل زمین‌شناسی زیرسطحی ساده‌تری از توزیع رگه‌های کانه‌دار را ارائه می‌دهد (Pugliese et al., 2021). تعداد ۲۵۰ نمونه مقاطع نازک- صیقلی از سنگ‌های میزبان و کانه‌زایی سولفیدی به‌وسیله میکروسکوپ نوری مطالعه شد. براساس نمونه‌های برداشت شده از گمانه‌های حفاری در محدوده A، کانه‌زایی مس به‌صورت کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت، تتراهدریت- تنانتیت، مالاکیت، آزوریت و کانه‌زایی سرب و روی به‌صورت گالن و اسفالریت دیده می‌شود. در محدوده B نیز کانه‌سازی به‌صورت کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت، هماتیت (اولیژیست) و به مقدار کمتر گالن و اسفالریت مشاهده شد. کانه‌زایی فلزی در هر دو محدوده (A و B) سریزد به‌صورت رگه- رگچه‌ای (شکل b،a۷) و برش‌های گرمابی (شکل c۷) یافت می‌شود. کانی‌زایی سولفیدی مس، سرب و روی در همراهی با کوارتز ± کربنات (عمدتاً کلسیت) فضای رگه- رگچه‌ای و قطعات برش گرمابی را پر کرده‌اند. سنگ میزبان کانه‌زایی در رخنمون‌های سطحی، واحدهای برش ولکانیکی و توفی ائوسن می‌باشند و در بخش‌های زیرسطحی (مغزه‌های حفاری) علاوه بر واحدهای آتشفشانی ائوسن، توده نفوذی نیمه‌عمیق (مونزودیوریت پورفیری) نیز میزبان بخش کوچکی از کانی‌سازی می‌باشد.



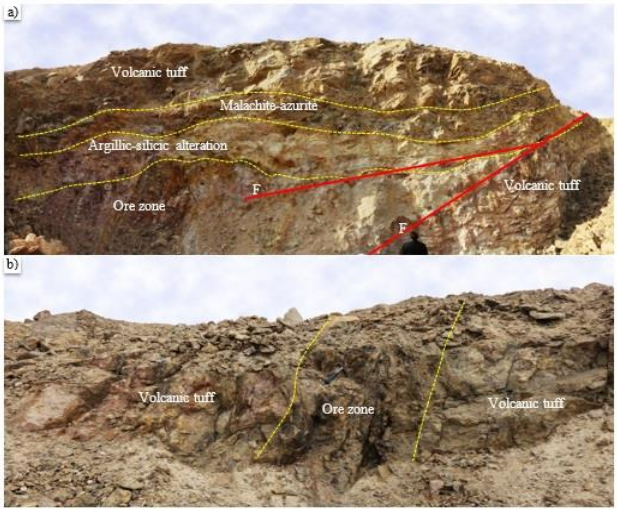
شکل ۷- (a,b) ساخت رگه- رگچه‌ای از کانسنگ سولفیدی محدوده A متشکل از کوارتز- کلسیت سفید رنگ که با کانی‌سازی سولفیدی (کالکوپیریت، اسفالریت و گالن) در سنگ میزبان توف سبز رخ داده است و (c) ساخت برشی گرمابی که فضای بین قطعات سنگ میزبان (توف دگرسان شده) با هماتیت (اولیژیست) و کوارتز پر شده است. کالکوپیریت: Ccp، گالن: Gn، اسفالریت: Sp، کلسیت: Cal، کوارتز: Qz (مخففها براساس Whitney and Evans, 2010).

Fig. 7. (a,b) Vein-veinlet mineralization structure in the A area, characterized by chalcopyrite, sphalerite, and galena mineralization with quartz-calcite gangue, within a green tuff host rock, and (c) Hydrothermal breccia in which the space between host rock fragments (altered tuff) is filled with hematite (oligist) and quartz. Chalcopyrite: Ccp, Galena: Gn, Sphalerite: Sp, Calcite: Cal, Quartz: Qz (abbreviations based on Whitney and Evans, 2010).

در هر دو محدوده A و B دگرسانی گرمابی به‌صورت گسترده در رخنمون‌های سطحی و نیز در ترانشه‌ها و مغزه‌های حفاری قابل مشاهده است (شکل b،a۸). با توجه به اینکه بخش وسیعی از محدوده توسط نهشته‌های کواترنر پوشش یافته، امکان منطقه‌بندی دگرسانی در سطح وجود ندارد. دگرسانی‌ها بیشتر در نواحی کانه‌زایی و در همراهی با سنگ‌های میزبان رگه ـ رگچه‌های کانه‌دار درون واحدهای آتشفشانی ائوسن و نیزدر

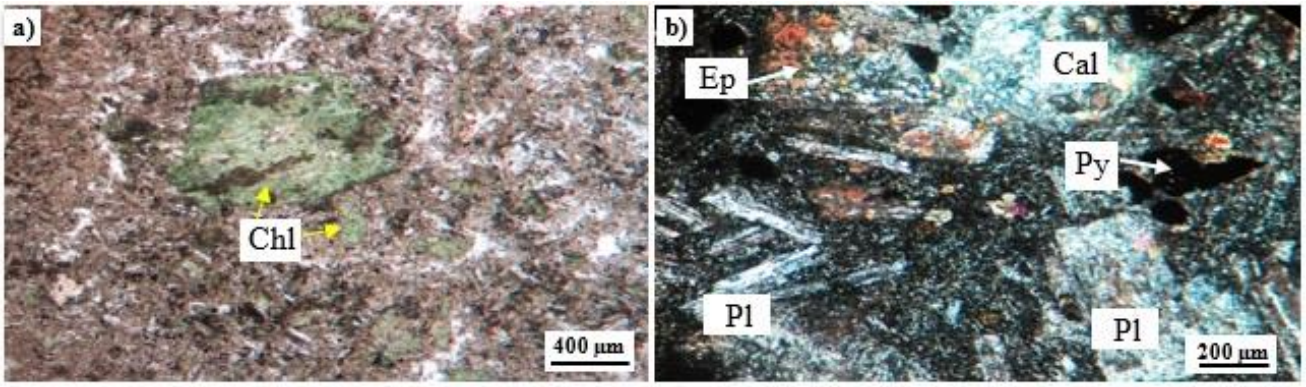
نفوذی‌های نیمه‌عمیق (مونزودیوریت پورفیری) میزبان کانی‌سازی رخ داده‌اند.

دگرسانی در هر دو محدوده به‌صورت تغییر رنگ و کانی‌شناسی قابل تفکیک است. دگرسانی گرمابی مشاهده شده در سنگ‌های میزبان نزدیک توده‌های نیمه‌عمیق مونزودیوریت پورفیری شدت بیشتری دارد. دگرسانی‌های آرژیلی، سریسیتی، سیلیسی، کربناتی و پروپیلیتی، سنگ‌های موجود در بخش‌های کانی‌سازی شده را تحت تأثیر قرار داده‌اند. براساس نتایج به‌دست آمده از کانی‌شناسی به روش XRD نمونه‌های برداشت شده از مناطق دگرسانی آرژیلی (بیشتر شامل کانی‌های کائولینیت، کلسیت، آلبیت و ارتوکلاز)، پروپیلیتی (شامل کلریت، اپیدوت، پیریت، هماتیت، سیدریت و کلینوکلر) و سیلیسی (شامل کوارتز و موسکوویت) می‌باشند. دگرسانی‌های آرژیلی، سریسیتی، سیلیسی-کربناتی بیشتر در مجاورت رگه-رگچه‌های کانه‌دار و نیز کانسنگ‌های برشی (گرمابی) قابل مشاهده هستند و دگرسانی پروپیلیتی در مناطق دورتر از بخش‌های کانی‌سازی برونزد داشته و دگرسانی‌های همراه با کانی‌سازی را در بر گرفته است. دگرسانی سیلیسی در همراهی با رگه- رگچه‌ها و زون‌های برشی کانه‌دار برونزد دارد. در این زون، کوارتزهای کانه‌دار به‌صورت پرکننده فضای رگه- رگچه‌ها و قطعات برشی شده و نیز به‌صورت جانشینی سنگ‌های میزبان آنها مشاهده می‌شوند. این نوع دگرسانی بیشتر در محدوده B غالب است. بیشترین کانی‌سازی مس در مناطقی است که دگرسانی سیلیسی با شدت بیشتری رخ داده است. دگرسانی سریسیتی که شامل کوارتز، سریسیت، پیریت همراه با کانی‌های کائولینیت و ایلیت است در قسمت‌های سطحی و نیز در قسمت‌های عمیق‌تر کانه‌سازی دیده می‌شود. این نوع دگرسانی همراه با کانسنگ‌ها مشاهده شده و با جانشینی سنگ میزبان (به‌ویژه کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت) توسط سریسیت، کوارتز، پیریت، اپیدوت و کلسیت شناخته می‌شود. دگرسانی آرژیلی به رنگ سفید تا کرم شامل ترکیبی از کانی‌های رسی است که مهمترین آن کائولینیت است. دگرسانی آرژیلی معمولاً در راستای شکستگی‌ها مشاهده می‌شود. این نوع دگرسانی، که در اطراف و نیز در همراهی با زون‌های دگرسانی سیلیسی و سریسیتی رخداد دارد، محصول جانشینی کانی‌های سیلیکاته (پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم) توسط کانی‌های رسی مانند سریسیت- ایلیت و به مقدار کمتر کوارتز می‌باشد که هم در بخش‌های سطحی و هم در نواحی عمیق تا چند متر گسترش دارند. این دگرسانی همچنین در اطراف نفوذی‌های نیمه‌عمیق مونزودیوریت پورفیری گسترش دارد.



شکل ۸- (a) رخنمونی از کانی‌زایی فلزی (همراه با کانه‌های گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، مالاکیت و آزوریت) در دیواره ترانشه حفر شده در محدوده A؛ همانگونه که مشاهده می‌شود زون کانی‌سازی ناشی از فرایند هوازدگی با دگرسانی آرژیلی (سوپرژن) و تشکیل کانی‌های اکسیدی- کربناتی مس (مالاکیت و آزوریت) همراه است (دید عکس به‌سمت شمال) و (b) رخنمونی از زون کانه‌دار با کانی‌سازی مس (به‌صورت کالکوپیریت، مالاکیت و آزوریت) در محدوده B ، دگرسانی آرژیلی در مجاورت زون کانه‌دار مشاهده می‌شود (دید عکس به‌سمت جنوب).

Fig. 8. (a) An outcrop of ore mineralization in the trench wall of the mineralized area A, with mineralization of galena, sphalerite, and chalcopyrite along with supergene alteration that caused the formation of malachite and azurite as well as argillic alteration (looking north), and (b) Outcrop of the ore zone with chalcopyrite mineralization in area B; argillic alteration is observed in the vicinity of the ore-bearing zone (looking south).



شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری با نیکول‌های متقاطع (XPL)): (a) توف زمینه با دگرسانی کلریتی- کربناتی و (b) بازالت، که پلاژیوکلازها کربناتی- اپیدوتی شده، پیروکسن‌ها کلریتی- اپیدوتی شده‌اند. کلریت: Chl، اپیدوت: Ep، کلسیت: Cal، پیریت: Py، پلاژیوکلاز: Pl (مخففها براساس Whitney and Evans, 2010).

Fig. 9. Microscopic images (transmitted light with crossed nicols (XPL)): (a) Tuff in the ground that has undergone carbonate and chlorite alteration, and (b) Basalt, in which plagioclases are altered to chlorite and calcite-epidote, pyroxenes are altered to chlorite-epidote. Chlorite: Chl, Epidote: Ep, Calcite: Cal, Pyrite: Py, Plagioclase: Pl (abbreviations based on Whitney and Evans, 2010).

دگرسانی پروپیلیتی با فاصله بیشتر و در اطراف زون‌های دگرسانی کانه‌دار (آرژیلی ـ سیلیسی) گسترش دارد. این دگرسانی با شدت ضعیف تا حدواسط و به رنگ سبز دیده می‌شود و معمولاً بافت اولیه سنگ‌های محدوده‌ها را از بین نبرده است. این دگرسانی به شکل جانشینی پلاژیوکلاز به‌صورت کامل یا بخشی توسط کلریت، اپیدوت، سریسیت، آلبیت و کلسیت همچنین کانی‌های تیره (پیروکسن، بیوتیت و هورنبلند) توسط اکتینولیت، کلسیت و کلریت در سنگ‌های آتشفشانی و بازالت‌های محدوده‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۹a،b). دگرسانی سوپرژن بیشتر در شکستگی‌ها در بخش‌های سطحی مشاهده می‌شود. این دگرسانی توسط اکسید و هیدروکسیدهای آهن، گوتیت، آزوریت و مالاکیت نمایان است.

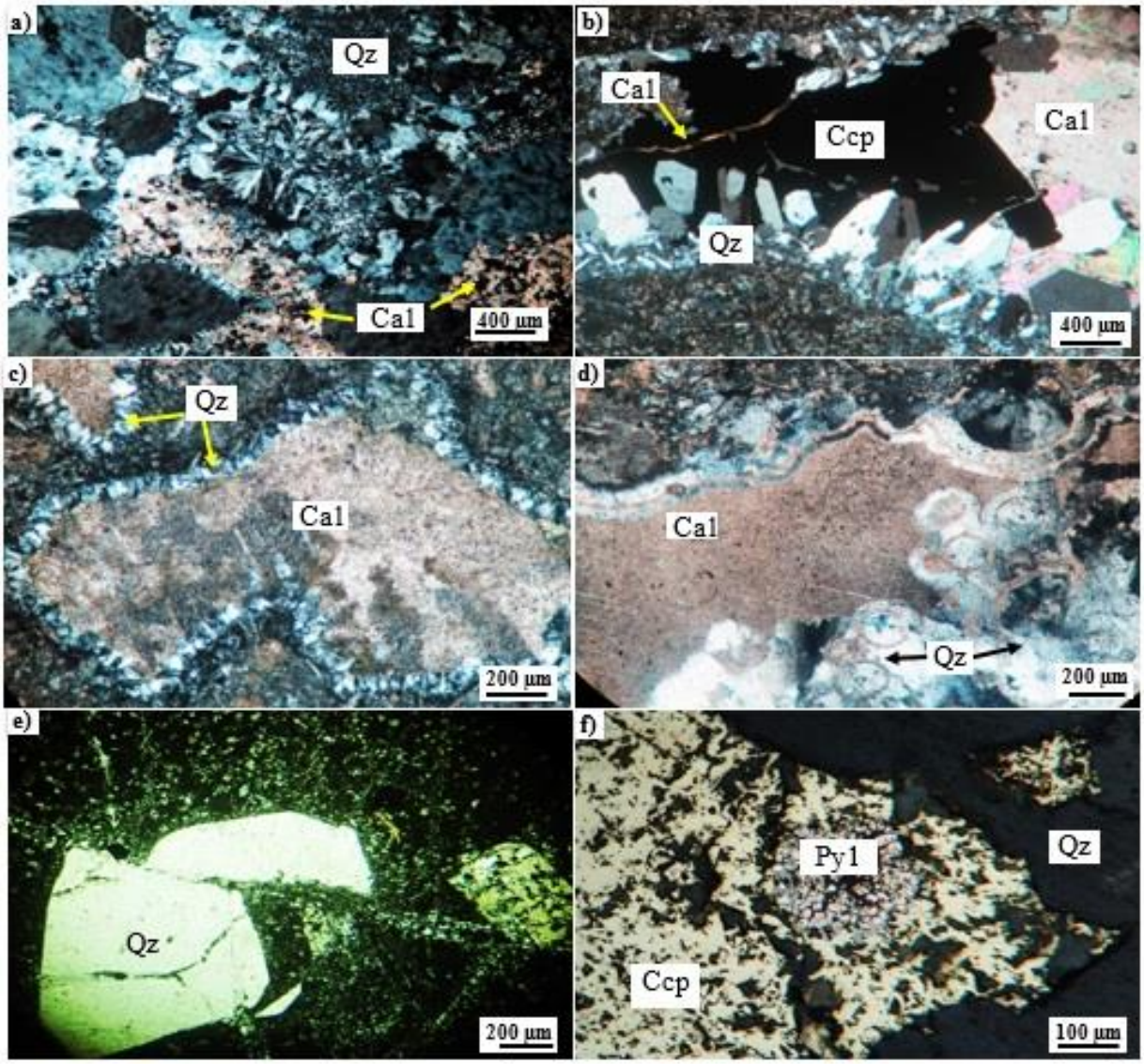
۶- ساخت، بافت و کانی‌شناسی کانسنگ‌ها

در محدوده‌های مورد مطالعه، بیشترین ساخت‌هایی که مشاهده شده، ساخت استوک‌ورک و رگه- رگچه‌هایی با ضخامت تا ۱ متر است برش‌های گرمابی توسط سیمان کوارتزی- کربناتی همچنین کانی‌های رسی و سولفیدهای فلزات پایه و سولفوسالت‌ها، همراه با قطعاتی از سنگ‌های میزبان دگرسان شده می‌باشند. بیشترین کانه‌زایی در زون‌های دگرسان و گسل‌های محدوده‌های اکتشافی رخ داده است. به لحاظ زمین‌شناسی ساختمانی، کانه‌زایی‌ها در ارتباط نزدیک با زون‌های گسله و به‌شدت خرد شده می‌باشند. براساس مشاهدات صحرایی و نیز مطالعات ژئوفیزیکی، روند کانه‌زایی توسط گسل‌های با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب کنترل شده است. بر مبنای مطالعات ژئوفیزیکی انجام شده (به روش پلاریزاسیون القایی IP/RS توسط Saman Kav Consulting Engineers Company, 2014)، یک بی‌هنجاری بارپذیری در محدوده A با راستای جنوب‌غرب- شمال‌شرق را نشان می‌دهدکه منطبق بر زون‌های خرد شده و گسلی با همین راستا در رخنمون‌های سطحی است. در محدوده B نیز بی‌هنجاری بارپذیری از روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب که در بخش شمال‌شرق محدوده از شدت و گسترش بی‌هنجاری کاسته شده، انطباق خاصی را با کانه‌زایی نشان می‌دهند (Saman Kav Consulting Engineers Company, 2014). گسل‌های کششی محدوده، یک عامل کلیدی برای چرخش سیالات هستند. در محل تقاطع گسل‌ها، برش‌هایی ایجاد شده که محل مناسبی برای نهشت کانه‌زایی می‌باشند. کانه‌زایی سوپرژن به‌صورت کانی‌های کربنات آبدار مس (مالاکیت و آزوریت) و

اکسید و هیدروکسیدهای آهن در رخنمون‌های سطحی و نیز در داخل ترانشه‌ها قابل مشاهده است. بافت‌هایی که براساس مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری مقاطع میکروسکوپی (نازک و صیقلی) مشاهده شده، شامل بافت‌های شعاعی (شکل a۱۰)، شانه‌ای و دندانه‌ای (شکل b۱۰)، پرکننده فضای خالی (شکل c۱۰)، دانه‌پراکنده، کلوفرم- قشرگون (شکل d۱۰)، و جانشینی (شکل e۱۰) هستند.

براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری نمونه‌های کانسنگی، فرآیند کانی‌سازی اولیه در محدوده‌های A و B به ۴ مرحله تقسیم شده است: ۱- مرحله پیش از کانه‌زایی اصلی، در اثر نفوذ توده مونزوگرانیت پورفیری و چرخش سیالات گرمابی سنگ میزبان (ولکانیک‌های ائوسن) برشی شده و رگه‌های کوارتزی پیریت‌دار (پیریت مرحله اول Py1) شکل گرفته است (شکل f۱۰). پیریت‌ها توسط سیمان کوارتزی در بر گرفته شده‌اند. این پیریت‌ها ابتدا خودشکل بوده، اما بسیار دگرسان شده و توسط کانی‌های فاز بعدی کانه‌زایی جانشین شده‌اند. ۲- مرحله کانه‌زایی سولفیدی اولیه که کالکوپیریت ± اسفالریت همراه با کوارتز در رگه‌ها تشکیل شده است (شکل c،b،a۱۱). کالکوپیریت جانشین پیریت‌های اولیه شده است (شکل a۱۲). در این مرحله، بیشترین کانه‌زایی مس شکل گرفته که به‌صورت برش‌های گرمابی و رگه ـ رگچه‌ای دیده می‌شود و دگرسانی‌های آرژیلیتی و سریسیتی همراه با کانی‌هایی مانند کائولینیت، ایلیت، موسکوویت، ارتوکلاز، آلبیت، کوارتز و کلسیت قابل مشاهده می‌باشد. ۳- مرحله کانه‌زایی بعدی که با تشکیل اسفالریت فقیر از آهن (زرد رنگ)، گالن و کالکوپیریت ± کربنات و پیریت (مرحله دوم Py2) و گاهی باریت (در محدوده A) همراه است که در بعضی موارد جانشین کالکوپیریت اولیه شده‌اند که کانی‌های مرحله قبل را قطع کرده است. گاهی داخل اسفالریت ادخال‌هایی از کالکوپیریت مشاهده می‌شود (شکل b۱۲). بورنیت و کوولیت هم در برخی مواقع جانشین کالکوپیریت اولیه شده‌اند. سولفوسالت‌های تتراهدریت و تنانتیت نیز در اطراف کالکوپیریت قابل مشاهده است (شکل d،c۱۲). در این مرحله، دگرسانی‌های سیلیسی و سریسیتی همچنین پروپیلیتی و کلریتی رخ داده‌اند. کانی‌هایی مانند پیریت، کلریت، اپیدوت، آلبیت، کلسیت و کوارتز در مطالعه میکروسکوپی و همچنین در نتایج آنالیز XRD قابل مشاهده هستند. ۴- مرحله پس از کانه‌زایی که رگچه‌های کوارتزی و اکسید آهن (اولیژیست)± پیریت± کربنات شکل گرفته و پیریت‌ها به‌صورت خودشکل (شکل e۱۲) (گاهی به‌صورت فرامبوئیدال) می‌باشند. در طی این مرحله، کانی‌سازی سوپرژن هم تشکیل شده است. هوازدگی سوپرژن در این محدوده، منجر به تشکیل کانی‌های ثانویه مالاکیت، آزوریت، کوولیت، کالکوسیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن شده است. در زون اکسیدان کم‌عمق‌تر، گوتیت و اکسیدهای منگنز به‌صورت دندریتی شکستگی‌ها را پر می‌کنند. در محدوده‌های مورد مطالعه، کانی‌های گانگ شامل کوارتز و کلسیت هستند. کوارتز مهمترین کانی گانگ است که در ابتدا همراه با پیریت در مراحل اولیه کانی‌سازی شکل گرفته است، در مرحله دوم همراه با کالکوپیریت دیده می‌شود و در مرحله سوم همراه یا بدون پیریت که رگچه‌های مرحله قبلی را قطع نموده است. کوارتز در مراحل اول به‌صورت درشت‌بلور و در مراحل پایانی به‌صورت ریزبلور مشاهده می‌شود. کوارتز به‌صورت بافت شانه‌ای و بافت پوسته‌ای که حفرات و شکستگی‌ها را پر نموده، هم در مقیاس ماکروسکوپی و هم در مقیاس میکروسکوپی قابل مشاهده است.

در بعضی قسمت‌های زون کانه‌دار، کوارتز به‌صورت بافت‌های کلوفرم و کوکاد نیز در سیمان برشی دیده می‌شود. کلسیت همراه با کالکوپیریت، گالن و اسفالریت در مرحله اصلی کانه‌زایی است، همچنین در مراحل پایانی فاقد کانه‌زایی (گاهی همراه پیریت) به‌صورت رگچه‌هایی باریک است که رگچه‌های قبلی را قطع نموده است (شکل f۱۲). این مراحل کانی‌سازی و توالی پاراژنزی کانی‌ها در کانه‌ایی مس، سرب و روی سریزد، در شکل ۱۳ نشان داده شده است.



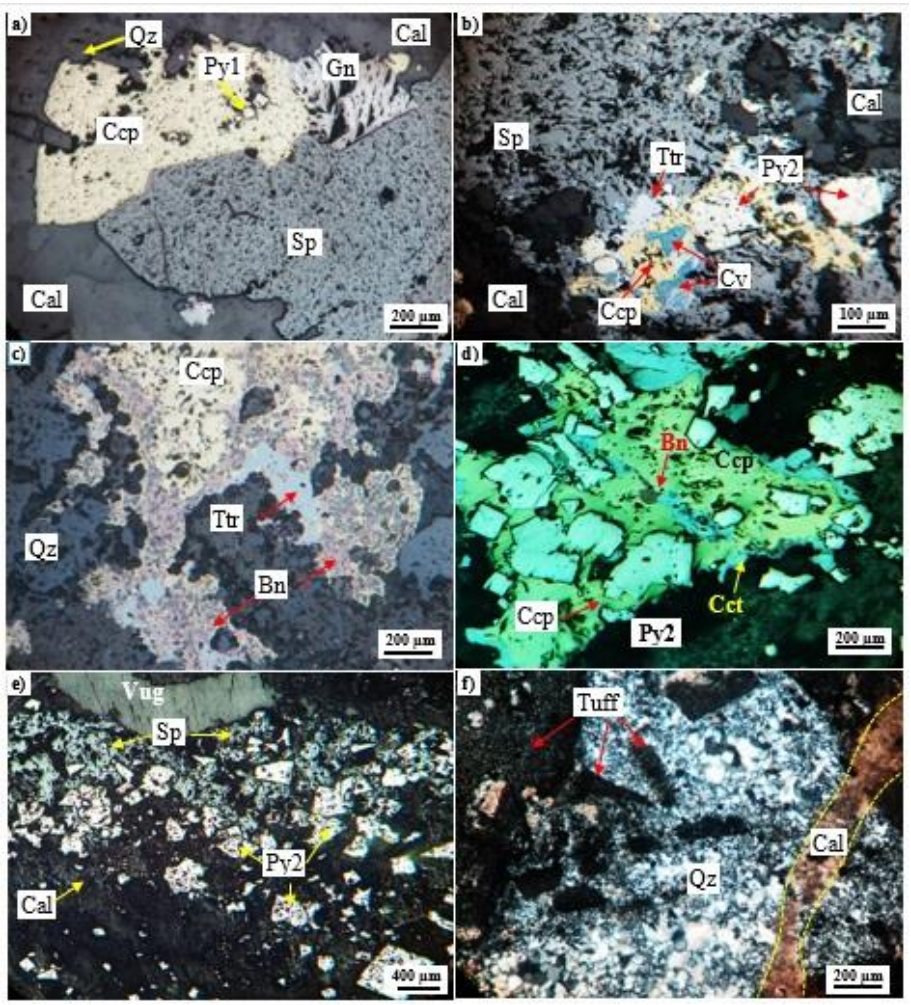
شکل ۱۰- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری و انعکاسی (XPL)): (a) کوارتزهای با بافت شعاعی، قشرگون و شانه‌ای، (b) زمینه توف سبز که حفرات آن توسط سیلیس و سپس کربنات پر شده و کوارتزهای با بافت شانه‌ای مشاهده می‌شود، (c) بافت پوسته‌ای کوارتز در حاشیه دیواره متبلور شده سپس کلسیت در مرکز ته‌نشست شده است. کلسیت در حفره خالی درون کوارتز ته‌نشین شده است، (d) بافت کلوفرم در رگچه‌های سیلیسی و کربناتی ایجاد شده است، (e) سنگ زمینه توف است که توسط رگچه‌های کوارتزی بی‌بار مرحله اول قطع شده و باعث شکسته شدن قطعات سنگی شده است و (f) کالکوپیریت همراه با کوارتز در رگه‌ها تشکیل و جانشین پیریت‌های اولیه شده است. کوارتز: Qz، کلسیت: Cal، کالکوپیریت: Ccp، پلاژیوکلاز: Pl، پیریت: Py (مخففها براساس Whitney and Evans, 2010).

Fig. 10. Microscopic images (transmitted and reflected light (XPL)): (a) Quartz of radial, cortical, and comb texture, (b) The cavities in the green tuff are filled by silica, carbonate, and quartz, and a combed texture is observed, (c) The crustiform texture of quartz crystallized on the edge of the wall, followed by calcite deposition in the center, (d) Colloform texture is created in siliceous and carbonate veins, (e) The bedrock is tuff that has been cut by barren first-stage quartz veins, breaking the rock fragments, and (f) Chalcopyrite with quartz formed in the veins and replaced the primary pyrites. Quartz: Qz, Calcite: Cal, Chalcopyrite: Ccp, Plagioclase: Pl, Pyrite: Py (abbreviations based on Whitney and Evans, 2010).



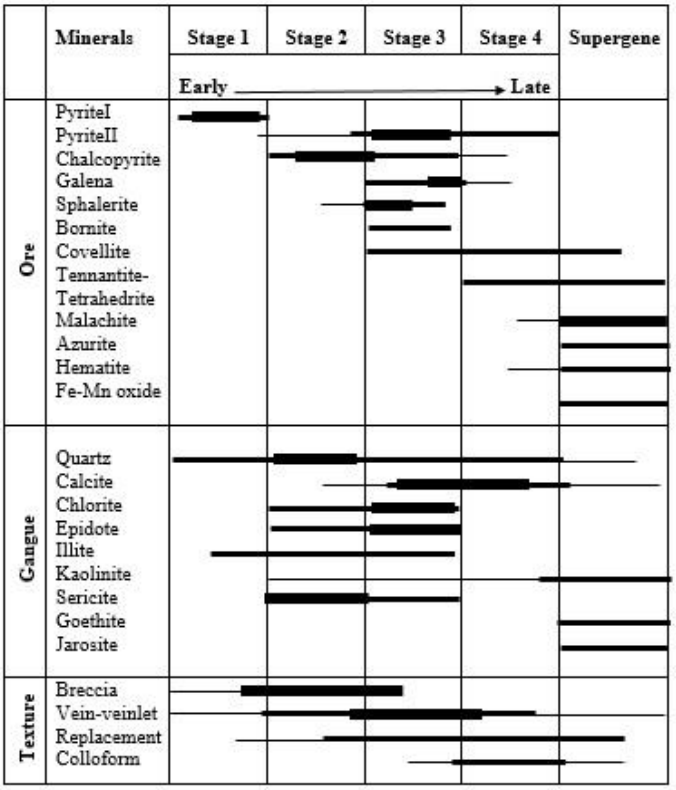
شکل ۱۱- (a) نمونه از گمانه A4-140 (عمق ۱۴۰ متری): برش آتشفشانی که در ابتدا توسط رگچه‌های کوارتزی پیریت‌دار (Py1) قطع شده، سپس این رگچه‌ها توسط رگچه‌های کوارتزی- کربناتی با کانی‌سازی کالکوپیریت و پیریت (Py2) قطع شده است، (b) A12-45: واحد توف سبز رنگ همراه با رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار (گالن± کالکوپیریت)، که رگچه‌های قبلی کوارتزی با کانه‌زایی کالکوپیریت را قطع کرده است و (c) A13-298: تراکی‌آندزیت که رگچه‌های کلسیتی بی‌بار فاز تأخیری رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار را قطع کرده است. کوارتز: Qz، پیریت: Py، کالکوپیریت: Ccp، گالن: Gn، کلسیت: Cal (مخففها براساس Whitney and Evans, 2010).

Fig. 11. (a) Sample from well A4-140 (140 m depth): Volcanic breccia that is initially cut by pyrite-bearing quartz veinlets (Py1), then these veinlets are cut by quartz-carbonate veinlets with chalcopyrite and pyrite mineralization (Py2), (b) A12-45: Green tuff unit with mineralized quartz veins (galena ± chalcopyrite), which cut through previous quartz veins with chalcopyrite mineralization, and (c) A13-298: Trachy-andesite with delayed-phase, in barren calcite veinlets cut by mineralized quartz veinlets. Quartz: Qz, Pyrite: Py, Chalcopyrite: Ccp, Galena: Gn, Calcite: Cal (abbreviations based on Whitney and Evans, 2010).



شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپی با نور انعکاسی (XPL): (a) ابتدا کالکوپیریت به‌همراه کوارتز جانشین پیریت‌های اولیه شده است، سپس خود توسط رگچه‌های کربناتی همراه با کانی‌سازی گالن و اسفالریت قطع شده و اینها جانشین کالکوپیریت شده‌اند، (b) رگچه‌های کانه‌دار اسفالریت همراه کلسیت که جانشین کالکوپیریت‌های فاز قبلی شده‌اند. همچنین کالکوپیریت به کوولیت و تتراهدریت تبدیل شده، داخل اسفالریت کالکوپیریت‌هایی به‌صورت ریز و پراکنده مشاهده می‌شود، (c) حضور مجموعه بورنیت، تتراهدریت و تنانتیت در حاشیه کالکوپیریت، (d) همرشدی بورنیت، کالکوسیت و کالکوپیریت همراه فاز کوارتزی که پیریت‌های تأخیری شکل‌دار همراه فاز کربناته جانشین کالکوپیریت شده‌اند، (e) پیریت‌های خودشکل فاز تأخیری همراه با کربنات که جانشین اسفالریت فاز قبلی شده است و (f) تصویر نور عبوری که در ابتدا رگچه‌های سیلیسی پیریت‌دار، سنگ میزبان (توف سبز رنگ) را قطع کرده و یک سری قطعاتی از توف داخل سیلیس مشاهده می‌شود (بافت برش گرمابی)، سپس توسط رگچه‌های کربناتی پیریت‌دار قطع شده است.کوارتز: Qz، پیریت: Py، گالن: Gn، کلسیت: Cal، کالکوپیریت: Ccp، اسفالریت: Sp، تتراهدریت: Ttr، کوولیت: Cv، بورنیت: Bn، کالکوسیت: Cct (مخففها براساس Whitney and Evans, 2010).

Fig. 12. Microscopic images with reflected light (XPL): (a) Chalcopyrite with quartz replaces primary pyrite, then cut by carbonate veins along with galena, sphalerite, and the replaced chalcopyrite, (b) Sphalerite mineralized veins with calcite replaced the chalcopyrite of the previous phase. Additionally, chalcopyrite has transformed into covellite and tetrahedrite; small, scattered chalcopyrite is observed within sphalerite, (c) The presence of bornite, tetrahedrite, and tennantite complex in the chalcopyrite margin, (d) Co-growth of bornite, chalcocite, and chalcopyrite with a quartz phase, where late-formed pyrites with a carbonate phase have replaced chalcopyrite, (e) Late-phase automorphic pyrites with carbonate replacing the previous-phase sphalerite, and (f) The transmitted light image shows that at first, the siliceous veins with pyrite cut the host rock, which is green tuff, and some pieces of tuff are observed inside the silica (hydrothermal breccia texture). It was cut by the carbonate veins with pyrite. Quartz: Qz, Pyrite: Py, Galena: Gn, Calcite: Cal, Chalcopyrite: Ccp, Sphalerite: Sp, Tetrahedrite: Ttr, Covellite: Cv, Bornite: Bn, Chalcocite: Cct (abbreviations based on Whitney and Evans, 2010).



شکل ۱۳- توالی پاراژنزی کانی‌ها در محدوده اکتشافی سریزد.

Fig. 13. Paragenetic sequence of minerals in the Saryazd exploration area.

۷- میانبارهای سیال

در تشکیل ذخایر فلزی، شورابه‌ها نقش بسیار مهمی دارند و هر سامانه کانه‌زایی دارای شرایط ترمودینامیکی و فیزیکوشیمیایی متفاوتی است (Hitzman, 2000). از این رو، مطالعه میانبارهای سیال به عنوان بازمانده‌های دیرینه شورابه‌ها در شناسایی و چگونگی تشکیل این نوع از ذخایر ارزش بالایی دارند. مهمترین بخش مطالعه میانبارهای سیال، بررسی روابط پتروگرافی و ویژگی‌های سیال مانند شکل، اندازه و نوع میانبار سیال (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب) همچنین محتویات میانبارهای سیال شامل فازهای مایع (L)، بخار (V) و جامد (S) و نسبت فاز بخار به مایع (V/L)، نوع بلورهای فاز جامد، نحوه گسترش هندسی سیالات می‌باشد. در این مطالعه، به بررسی پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال موجود در کانی‌های شفاف اسفالریت (شکل ۱۴a،b) و کوارتز (شکل ۱۴c) همراه با کانسنگ‌ها پرداخته شده است. با توجه به اینکه هدف از بررسی در محدوده سریزد، تعیین دما و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیالات کانه‌ساز (عمدتاً کانه‌های سولفیدی) بوده، لذا نمونه‌برداری و مطالعه بر روی کانی‌های کوارتز و اسفالریت که در مراحل ۲ و ۳ تشکیل شده، انجام شد. بعد از مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک- صیقلی، ۱۲ نمونه مناسب انتخاب و از آنها مقاطع دوبرصیقل تهیه شد. کوارتزهای همراه با مرحله دوم کانه‌زایی و کانی‌های اسفالریت مربوط به مرحله سوم کانه‌زایی انتخاب شدند. در مجموع، دمای همگن‌شدگی و شوری ۱۳۴ میانبار سیال اولیه دوفازی غنی از مایع در نمونه‌های برداشت شده از محدوده‌های A و B در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس مطالعه و اندازه‌گیری شدند (جدول‌های ۳ و ۴). براساس رده‌بندی شپرد و همکاران (Shepherd et al., 1985)، میانبارهای سیال موجود در هر دو محدوده A و B از نوع تک‌فازی بخار، تک‌فازی مایع، دوفازی غنی از مایع، دوفازی غنی از بخار و ثانویه کاذب می‌باشند. میانبارهای سیال به‌صورت اشکال کروی، بیضوی، نامنظم، میله‌ای، پهن، کشیده و چشمی می‌باشند. در این میان، نمونه‌های دوفازی غنی از مایع به جهت فراوانی، اندازه و نیز اولیه بودن برای مطالعه، مناسب تشخیص داده شدند. اندازه میانبارهای سیال مشاهده شده در کانسنگ‌های محدوده سریزد، در محدوده بسیار ریز (کوچکتر از ۲ میکرون) تا نسبتاً درشت (۲۰ میکرون) متفاوت است.

جدول ۳- نتایج بررسی میانبارهای سیال از محدوده A سریزد

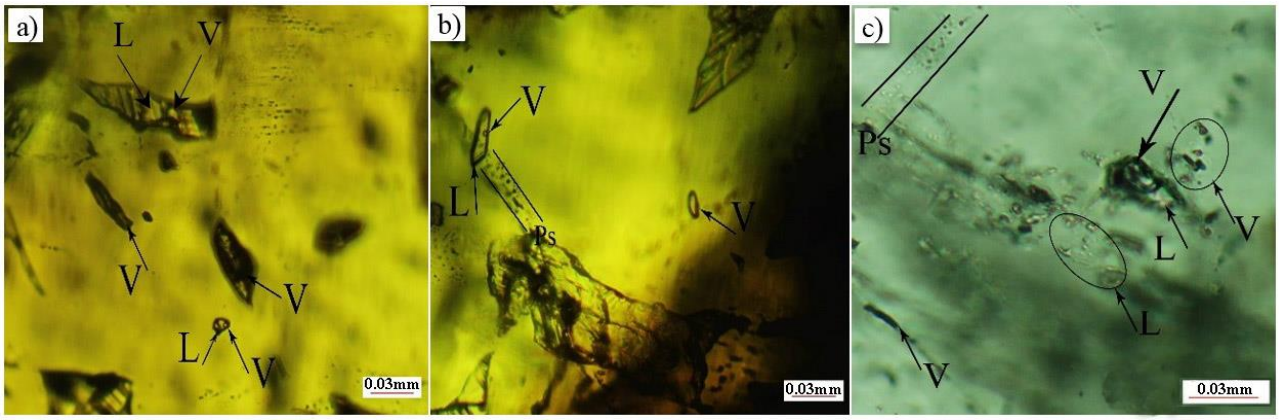
Table 3. Results of studies on fluid inclusions from the Saryazd A area

No.	Fluid inclusion ID area A	Host mineral	Size (µm)	Shape	Phases (30°C)	Liquid (%)	Vapor (%)	*T*mi (first) (°C)	*T*mi (last) (°C)	Salinity (wt% NaCl equiv.)	*T*h (V→L) (°C)
1	13.216	Qz	5	چشمی	L-V	80	20		2.7	4.49	175
2	13.216	Qz	5	نامنظم	L-V	80	20		9.7	13.62	265
3	13.216	Qz	15	نامنظم	L-V	90	10		8.4	12.16	197
4	13.216	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		11.4	15.37	237
5	13.216	Qz	10	آمیبی	L-V	60	40		5.4	8.41	198
6	13.216	Qz	12	نامنظم	L-V	80	20		3.7	6.01	238
7	13.216	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		5.7	8.81	210
8	13.216	Qz	5	بیضوی	L-V	90	10		12.4	16.34	196
9	13.216	Qz	5	بیضوی	L-V	80	20		8	11.70	199
10	13.216	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		10.4	14.36	207
11	13.216	Qz	10	نامنظم	L-V	70	30		10.9	14.87	230
12	13.216	Qz	10	کشیده	L-V	80	20		4.6	7.31	250
13	13.216	Qz	10	نامنظم	L-V	70	30		13.4	17.26	176
14	13.216	Qz	10	نامنظم	L-V	70	30		4.4	7.02	234
15	13.216	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		6.7	10.11	249
16	13-98-5	Sp	30	کشیده	L-V	80	20		4.5	7.17	198
17	13-98-5	Sp	10	کشیده	L-V	80	20		5	7.86	183
18	13-98-5	Sp	15	نامنظم	L-V	80	20		7.9	11.58	235
19	13-98-5	Sp	15	نامنظم	L-V	70	30	-53	4.2	6.74	166
20	13-98-5	Sp	12	بیضوی	L-V	80	20		8.1	11.81	242
21	13-98-5	Sp	10	بیضوی	L-V	80	20		7.1	10.61	168
22	13-98-5	Sp	20	میله ای	L-V	90	10		9.7	13.62	203
23	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		5.1	8.00	180
24	13-98-5	Sp	10	میله ای	L-V	70	30		6.2	9.47	237.4
25	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	85	15		7.3	10.86	178.4
26	13-98-5	Sp	15	نامنظم	L-V	70	30		9.1	12.96	204.3
27	13-98-5	Sp	15	اشکی	L-V	80	20		6.1	9.34	220.4
28	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		6.5	9.86	235
29	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		5.1	8.00	167
30	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		5.7	8.81	200
31	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		7.3	10.86	243
32	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		11.4	15.37	165
33	13-98-5	Sp	10	کشیده	L-V	80	20	-56	6.7	10.11	223
34	13-98-5	Sp	30	نامنظم	L-V	80	20		8	11.70	180
35	13-98-5	Sp	25	نامنظم	L-V	80	20		3.7	6.01	169
36	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	90	10		5.6	8.68	198
37	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		7.1	10.61	240
38	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		3.5	5.71	235
39	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		2.7	4.49	209
40	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		8.1	11.81	185
41	13-98-5	Sp	10	کشیده	L-V	90	10		4.8	7.59	291
42	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	80	20		5.1	8.00	177
43	13-98-5	Sp	25	نامنظم	L-V	80	20	-50	6.4	9.73	212
44	13-98-5	Sp	10	نامنظم	L-V	75	25		5.1	8.00	193

جدول ۴. نتایج بررسی میانبارهای سیال از محدوده B سریزد

Table 4. Results of studies on fluid inclusions from the Saryazd B area

No.	Fluid inclusion ID area B	Host mineral	Size (µm)	Shape	Phases (30°C)	Liquid (%)	Vapor (%)	*T*mi (first) (°C)	*T*mi (last) (°C)	Salinity (wt% NaCl equiv.)	*T*h (V→L) (°C)
1	b4-37-30	Qz	12	نامنظم	L-V	80	20		4.9	7.73	138.5
2	b4-37-30	Qz	10	نامنظم	L-V	85	15		10.10	14.04	210.4
3	b4-37-30	Qz	10	منفی بلور	L-V	60	40		2.90	4.80	200
4	b4-37-30	Qz	20	نامنظم	L-V	70	30	-38.9	6.70	10.11	167.1
5	b4-37-30	Qz	10	کروی	L-V	80	20		4.50	7.17	154.4
6	b4-37-30	Qz	22	کروی	L-V	80	20		11.3	15.27	225.4
7	b4-37-30	Qz	30	نامنظم	L-V	85	15		6.70	10.11	198
8	b4-37-30	Qz	15	منفی بلور	L-V	90	10		9.4	13.29	198.7
9	b4-37-30	Qz	15	نامنظم	L-V	75	30		6.00	9.21	210.8
10	b4-37-30	Qz	20	نامنظم	L-V	90	10		8.70	12.51	179.4
11	b4-37-30	Qz	24	نامنظم	L-V	80	20	-26.2	7.40	10.98	199
12	b4-37-30	Qz	10	کشیده	L-V	80	20		8.10	11.81	255.4
13	b4-48	Qz	10	منفی بلور	L-V	80	20		8.5	12.28	181.8
14	b4-48	Qz	16	منفی بلور	L-V	85	15		8	11.70	233.1
15	b4-48	Qz	10	نامنظم	L-V	90	10		12.3	16.24	168.2
16	b4-48	Qz	10	منفی بلور	L-V	80	20		4.2	6.74	178.1
17	b4-48	Qz	15	نامنظم	L-V	80	20		6.7	10.11	203.2
18	b4-48-	Qz	10	میله‌ای	L-V	90	10		8.2	11.93	216.6
19	b4-48	Qz	10	میله‌ای	L-V	80	20		13.3	17.17	187.9
20	b4-48	Qz	8	نامنظم	L-V	85	15		6.7	10.11	189.2
21	b4-48	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		9	12.85	220.9
22	b4-48	Qz	10	منفی بلور	L-V	75	25		11.9	15.86	189
23	b4-48	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		13	16.89	243.6
24	b4-48	Qz	10	نامنظم	L-V	90	10		12.9	16.80	168.7
25	b4-48	Qz	20	نامنظم	L-V	80	20		8.7	12.51	215.1
26	b4-48	Qz	12	نامنظم	L-V	80	20		8.3	12.05	180.5
27	b4-48	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		3.7	6.01	225
28	b4-48	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		8.6	18.93	272.6
29	b4-48	Qz	13	نامنظم	L-V	80	20		8.3	18.14	195.6
30	b4-48	Qz	22	نامنظم	L-V	80	20	-30.4	10.9	14.87	200.3
31	b4-48	Qz	15	نامنظم	L-V	80	20	-38.2	13.2	17.08	196.4
32	b4-48	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		8.9	12.73	221.7
33	b4-48	Qz	19	نامنظم	L-V	70	30		5.6	8.68	201.7
34	b4-48	Qz	10	نامنظم	L-V	80	20		7.5	11.10	245.6
35	b4-48	Qz	10	نامنظم	L-V	90	10		6.40	9.73	241.7

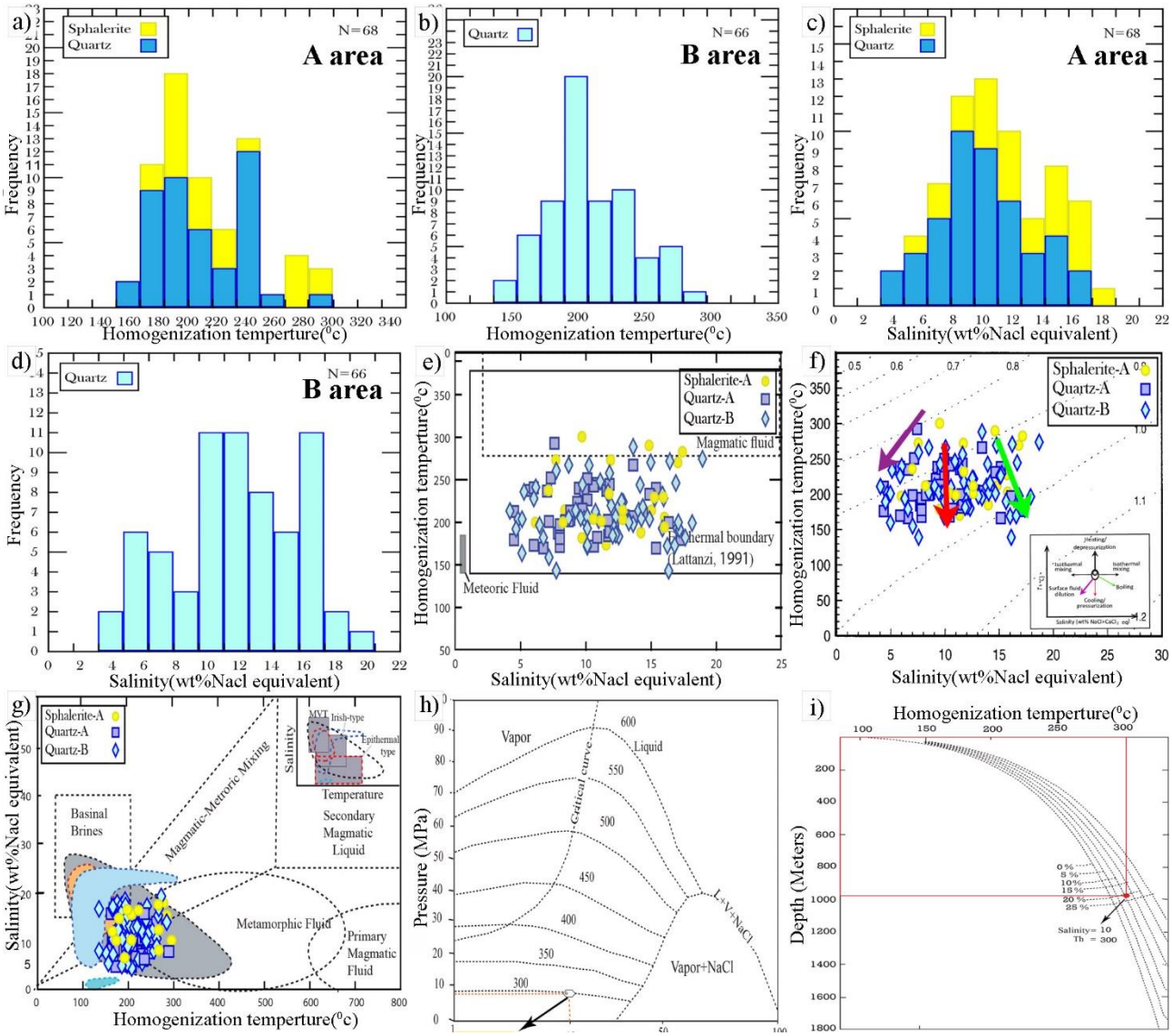


شکل ۱۴- تصاویر میکروسکوپی در دمای اتاق و نور عبوری با نیکول‌های موازی: (a) میانبارهای سیال موجود در اسفالریت که حضور میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع (به شکل چشمی) و میانبارهای سیال تک‌فازی بخار را نشان می‌دهد، (b) میانبارهای سیال اولیه (دوفازی غنی از مایع و تک‌فازی بخار) و ثانویه در اسفالریت و (c) میانبارهای دوفازی غنی از مایع و تک‌فازی بخار و مایع در کوارتز.

Fig. 14. Microscopic images at room temperature and transmitted light with parallel nicols: (a) Fluid inclusions in sphalerite show the presence of two-phase liquid-rich fluid (eye-shaped) and single-phase vapor fluid, (b) Primary (liquid-rich two-phase and vapor single-phase) and secondary fluid inclusions in sphalerite, (c) liquid-rich two-phase and vapor-liquid single-phase in quartz.

حضور فراوان میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع و میانبارهای سیال تک‌فازی مایع و بخار (شکل c۱۴) نشان می‌دهد فرآیند جوشش در حین رشد کانی‌ها رخ داده است (Pugliese et al., 2021) که با توجه به رخداد کانی‌سازی در همراهی با برش‌های گرمابی، این فرآیند تأیید می‌گردد. مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال براساس مشاهده و تشخیص تغییرات فازی میانبار سیال طی مراحل سرمایش و گرمایش بنا شده است. در مطالعات گرمایش، دمای همگن‌شدگی یا Th میانبارهای سیال به‌دست می‌آید که به عنوان حداقل دمای به‌دام افتادن میانبار سیال یا تشکیل بلور میزبان در نظر گرفته می‌شود. نتایج مطالعات گرمایش میانبارها نشان می‌دهد سیالات موجود در هر دو محدوده دارای دمای همگن‌شدگی بین ۱۳۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل b،a۱۵). اسفالریت‌های محدوده A دمای بین ۱۶۶ تا ۲۹۱ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. بیشترین فراوانی نمودار هیستوگرام محدوده A بین دمای ۱۷۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و محدوده B بین ۱۹۰ تا ۲۱۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. مطالعات سرمایش برای به‌دست آوردن درجه شوری سیال استفاده می‌شود. نتایج مطالعات سرمایش نشان می‌دهد درجه شوری میانبارهای سیال موجود در کوارتز و اسفالریت در محدوده A بین ۴.۴۹ تا ۱۷.۲۶ و میانبارهای کوارتز در محدوده B بین ۴.۱۸ تا ۱۸.۹ درصد وزنی معادل شوری NaCl می‌باشد (شکل d،c۱۵). بیشترین فراوانی در نمودار شوری محدوده A با میانگین شوری ۱۱-۱۰ و محدوده B شوری ۱۳-۱۰ درصد وزنی معادل شوری NaCl می‌باشد.

براساس دیاگرام دمای همگن‌شدگی در برابر شوری، روند تکاملی سیال کانه‌ساز در محدوده سریزد، چگالی سیالات بین ۰.۸ تا ۱.۰۵ g/cm3 می‌باشد و بر مبنای نمودار (Lattanzi, 1991; Wilkinson, 2001) میانبارهای سیال مطالعه شده در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار گرفته (شکل e۱۵) و سرد شدگی سیالات ماگمایی و واکنش با سنگ دیواره، اختلاط سیالات ماگمایی با سیالات جوی و جوشش دلیل مهم نهشت فلزات می‌باشد (شکل g،f۱۵). بر مبنای نمودار فشار به‌دام افتادن میانبار سیال (Boynton, 1989) کمتر از ۱۰ مگاپاسکال یا ۱۰۰ بار (شکل h۱۵) و براساس نمودار بیشینه عمق به‌دام افتادن سیالات (Haas, 1971) ۱۰۰۰ متر (شکل i۱۵) می‌باشد. شوری پائین تا متوسط، نشان‌دهنده کانه‌زایی در محیط اپی‌ترمال کم‌عمق می‌باشد.



شکل ۵- (a,b) نمودارهای دمای همگن‌شدگی به فراوانی میانبارهای سیال در محدوده‌های A و B سریزد، (c,d) نمودارهای درجه شوری به فراوانی میانبارهای سیال در محدوده‌های A و B سریزد، (e) نمودار پراکندگی دمای همگن‌شدگی و درجه شوری میانبارهای سیال در کانی‌های کوارتز و اسفالریت که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کانی‌سازی اپی‌ترمال قرار می‌گیرند (Lattanzi, 1991; Hedenquist et al., 1998)، (f) نمودار چگالی (Wilkinson, 2001) که دمای همگن‌شدگی در مقابل شوری میانبارهای اولیه در کانی‌های کوارتز و اسفالریت است و محدوده سیالات، فرآیند جوشش، سردشدگی و اختلاط با آبهای جوی را نشان می‌دهند، (g) نمودار دمای همگن‌شدگی در برابر شوری که سیالات اختلاط آب ماگمایی و جوی را نشان می‌دهند (Beane, 1983)، (h) نمودار فشار به‌دام افتادن میانبار سیال (Bouzari and Clark, 2006) و (i) تخمین عمق (Haas, 1971).

Fig. 15. (a,b) Homogenization temperature against the frequency of fluid inclusions in the Saryazd A and B areas, (c,d) Diagrams of salinity versus the abundance of fluid inclusions in the Saryazd A and B areas, (e) Scatter plot of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions in quartz and sphalerite minerals, where the studied samples fall within the range of epithermal mineralization (Lattanzi, 1991; Hedenquist et al., 1998), (f) The density diagram (Wilkinson, 2001), which is the degree of homogenization versus salinity of the primary inclusions in quartz and sphalerite and the range of fluids, shows the process of boiling, cooling, and mixing with meteoric waters, (g) homogenization temperature against salinity, in which the fluids suggest mixing magmatic and meteoric waters (Beane, 1983), (h) Pressure diagram of fluid inclusions trapping (Bouzari and Clark, 2006), and (i) Depth estimation (Haas, 1971).

۸- بحث

کانه‌زایی در محدوده سریزد به‌صورت رگه- رگچه‌ای و برش‌های گرمابی مشاهده می‌شود. سیال نقش مهمی در انتقال و تمرکز فلزات در سامانه‌های گرمابی دارد (Li et al., 2021). براساس پاراژنز کانیایی، در محدوده B بیشتر کانه‌زایی مس دیده می‌شود و هرچه به‌سمت محدوده A پیش می‌رویم، کانه‌زایی سرب و روی فراوان‌تر می‌شود. این می‌تواند به‌دلیل نزدیک بودن محدوده B به توده ماگمایی مونزوگرانیتی باشد که تأمین‌کننده بخشی از سیالات کانه‌ساز در هر دو محدوده است. این توده‌ها به‌صورت پالسی به محیط اطراف وارد شده‌اند که در تأمین سیالات گرمابی و چرخش آبهای جوی نقش دارند. در محدوده‌های مورد مطالعه، رخنمون‌های کوچکی از واحد مذکور مشاهده می‌شود که در مجاورت آنها رگه‌های کانه‌دار (درون ترانشه‌ها) رخنمون دارند. دمای سیالات از حدود ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد که ناشی از سیالات ماگمایی است شروع شده و تا ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد ادامه دارد که نشان از اختلاط با آبهای جوی است. مقایسه شواهد زمین‌شناسی، پتروگرافی، دگرسانی، ساخت و بافت، همچنین نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال در کانسار پلی‌متال سریزد، با ویژگی سیالات کانه‌ساز توصیف شده برای کانسارهای نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط قابل مقایسه و منطبق است (Wilkinson, 2001). مهمترین شواهد این مقایسه عبارتند از: ۱- کانه‌زایی توسط ساختار گسلی کنترل شده است. ۲- دگرسانی گرمابی با مجموعه دگرسانی‌های آرژیلی، سریسیتی، سیلیسی- کربناتی بیشتر در مجاورت رگه- رگچه‌های کانه‌دار و نیز کانسنگ‌های برشی (گرمابی) قابل مشاهده هستند. ۳- کانه‌زایی شامل مجموعه کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، پیریت، بورنیت، کوولیت و تتراهدریت- تنانتیت همراه با کانی‌های باطله کوارتز و مقادیر فرعی کلسیت (±کلریت و سریسیت) رخ داده است. ۴- ساخت و بافت کانه‌زایی اپی‌ترمال مانند رگه- رگچه‌ای، برشی، شانه‌ای، پوسته‌ای، کلوفرم و پرکننده فضای خالی در محدوده‌های مورد مطالعه توسعه یافته است.

با توجه به اینکه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته با مجموعه کانی‌های آلونیت، کائولینیت و پیروفیلیت و همچنین مجموعه کانیایی آدولاریا، انارژیت، لوزونیت و تنانتیت در نتایج آنالیزهای انجام شده، مشاهده نشد، این امر بیانگر متفاوت بودن کانه‌زایی فلزات پایه در محدوده‌های اکتشافی مورد مطالعه با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا و پایین است. توده مونزوگرانیت پورفیری می‌تواند مولد بخشی از کانی‌سازی باشد و کانی‌سازی درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و در بخشی جزئی در قسمت‌هایی از توده مونزودیوریت پورفیری که قدیمی‌تر از توده مونزوگرانیت بوده، رخ داده است.

روند تکامل سیال کانه‌ساز با فرایندهای آمیختگی و جوشش سیال‌ها همخوانی دارد. در محدوده‌های مورد مطالعه، بافت کوارتز قشرگون- کلوفرم در نمونه‌های کانسنگی قابل مشاهده است. بلورهای کریپتوکریستالین تا میکروکریستالین کوارتز، ضخامت ۰.۵ تا ۳ سانتی‌متر دارند. این سیلیس نواری پوسته‌ای- کلوفرم از شواهد جوشش است. دگرسانی کربناتی- رسی و رگچه‌های کلسیتی در محدوده‌های سریزد قابل مشاهده است. رگه‌های کلسیتی و دگرسانی رسی- کربنات نیز از شواهد غیرمستقیم جوشش هستند و جوشش باعث رسوب مواد معدنی می‌شود. همچنین وجود میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع در کنار میانبارهای سیال تک‌فازی مایع و بخار، نشان‌دهنده فرآیند جوشش در حین رشد کانی‌ها است. از دیگر شواهد جوشش می‌توان به رخداد برش‌های گرمابی که میزبان بخش قابل توجهی از کانه‌ها هستند، اشاره داشت.

۹- نتیجه‌گیری

مدل پیشنهادی برای تشکیل کانسار سریزد، براساس شواهدی که از سنگ‌های میزبان کانه‌زایی (شامل توالی از سنگ‌های آتشفشانی با سن ائوسن- الیگوسن) و مطالعات زمین‌شناسی و پترولوژی و نمودارهای میانبارهای سیال به‌دست آمد، این کانسار در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط قرار می‌گیرد. ژئومتری رگه‌ای کانه‌زایی نشان می‌دهد روند گسل‌های محدوده همبستگی خاصی را با روند کانه‌زایی نمایش می‌دهند. کانه‌زایی به‌صورت برشی و رگه- رگچه‌ای در طول گسل‌های محدوده شکل گرفته است. کانه‌زایی بیشتر در طول گسل‌های نرمال با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب می‌باشد. در محدوده B بیشتر کانه‌زایی مس ایجاد شده و به‌سمت محدوده A کانه‌زایی سرب و روی بیشتر می‌شود. بر مبنای دیاگرام‌های شوری در مقابل حرارت فرآیند جوشش و اختلاط با آبهای جوی در طول مراحل کانه‌زایی را نشان می‌دهد. ساخت کانی‌سازی به شکل رگچه‌های نامنظم و برش‌های گرمابی رخ داده است. شواهد بافتی رگه‌های کانه‌دار بافت‌های موزائیکی، برشی شناور، برش گرمابی، و بافت‌های کلوفرم- قشری و دندریتی نشان‌دهنده

شرایط جوشش در این سامانه کانه‌زایی می‌باشد. بر مبنای مشاهدات و نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های برداشت شده از محدوده‌های سریزد و شواهد میانبارهای سیال می‌توان نتیجه گرفت که سیالات گرمابی تشکیل‌دهنده کانسنگ، مشابه سیالات منشاء گرفته از ماگماتیسم بعد از ائوسن بر روی کمان ماگمایی ارومیه ـ دختر است که این سیال با آبهای جوی در پوسته کم‌عمق‌تر اختلاط یافته است. منشأ نهشت فلزات پایه از سیال گرمابی جوشش، اختلاط و واکنش با سنگ دیواره می‌باشد.

تشکر و قدردانی

بدینوسیله از سردبیر، مدیر مسئول و دبیر اجرایی مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته سپاسگزاری می‌گردد. نویسندگان از دانشگاه تربیت مدرس به جهت فراهم نمودن امکان انجام برخی از آزمایش‌ها و مطالعات میانبارهای سیال تشکر می‌نمایند.

مراجع

Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geol. Surv. Iran, Tehran, 606 p., in Persian.

Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z., Zhou, L., 2015. Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. Ore Geology Reviews 70, 385–406. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003

Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science 307(9), 1064–1095. https://doi.org/10.2475/09.2007.02

Beane, J.E., Turner, C.A., Hooper, P.R., Subbarao, K.V., Walsh, J.N., Beckinsale, R.D., 1983. A preliminary stratigraphy of basalt flows in part of the Western Ghat Deccan, India. IAVCEI (abstr.).

Beane, R.E., 1983. The magmatic-meteoric transition. Geothermal Resources Council, Special Report 13, 245–253.

Bouzari, F., Clark, A.H., 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: the Cerro Colorado hypogene protore, I Región, northern Chile. Economic Geology 101(1), 95–134. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.1.95

Boynton, W.V., 1989. Cosmochemistry of the rare earth elements: Condensation and evaporation processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 21(1), 1–24.

Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., Iizuka, Y., 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162-163, 70–87. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006

Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. London University, London, p. 450.

DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters 53(2), 189–202.

Fazeli, B., Khalili, M., Toksoy Köksal, F., Mansouri Esfahani, M., Beavers, R., 2017. Petrological constraints on the origin of the plutonic massif of the Ghaleh Yaghmesh area, Urumieh–Dokhtar magmatic arc, Iran. Journal of African Earth Sciences 129, 233–247. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.12.014

Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C.M., Ganerod, M., 2015. Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization. NW Iran. Open Geoscience 7, 207–222. https://doi.org/10.1515/geo-2015-0024

Hall, D.L., Sterner, S.M., Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl–KCl–H2O solutions. Economic Geology 83, 197–202.

Haas, J.L., 1971. The effects of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. Economic Geology 66, 940–946. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.6.940

Hosseini, M.R., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Sun, W., Li, C.Y., 2017. Age revision of the Neotethyan arc migration into the southeast Urumieh-Dokhtar belt of Iran: Geochemistry and U–Pb zircon geochronology. Lithos 284-285, 296–309. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.012

Hedenquist, J.W., Arribas, A., Reynolds, T.J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. Economic Geology 93(4), 373–404. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.93.4.373

Hitzman, M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why, in Porter, T.M., ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits a global perspective: Adelaide, Australian Mineral Foundation, p. 9-26.

Jalali, A., Gharib, F., 2004. Geological map 1:100,000 Fahraj, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

Lattanzi, P., 1991. Applications of fluid inclusions in the study and exploration of mineral deposits. European Journal of Mineralogy 3(4), 689–701. https://doi.org/10.1127/ejm/3/4/0689

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27 (3), 745-750. https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745

Li, N., Cao, Y., Zhang, Z., Du, Y., Guo, C., 2021. Oxygen-isotope-based modeling of the hydrothermal fluid processes of the Taochong skarn iron deposit, Anhui province, China. Minerals 11, 375. https://doi.org/10.3390/min11040375

Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews 37, 215–244. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9

Nabavi, M.H., 1972. Geological map 1:250,000 Yazd. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

Pearce, N.J., Bendall, C.A., Westgate, J.A., 2008. Comment on "Some numerical considerations in the geochemical analysis of distal microtephra" by AM Pollard, SPE Blockley and CS Lane. Applied Geochemistry 23(5), 1353–1364. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2006.07.007

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58, 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Pugliese, F.E., Pugliese, L.E., Dahlquist, J.A., Stipp Basei, M.A., Martínez Dopico, C.I., 2021. Intermediate-sulfidation epithermal Pb-Zn (±Ag ±Cu ±In) and low-sulfidation Au (±Pb ±Ag ±Zn) mineralization styles in the Gonzalito polymetallic mining district, North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences 110, 103388. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103388

Reichew, M.K., Saunders, A.D., White, R.V., Al M-Ukhamedov, A.I., 2004. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the west Sibrian Basin: An extension of the Permo-Triassic Sibrian Traps. Russia. Lithos 79, 425-452. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.011

Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. Ore Geology Reviews 70, 323–345. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009

Saman Kav Consulting Engineers Company, 2014. Report on geophysical studies using the IP/RS inductive polarization method. Yazd Province Industry, Mining and Trade Organization, p. 47. (In Persian).

Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie & Son Ltd., Glasgow & London, p. 240. https://doi.org/10.1180/minmag.1986.050.356.32

Sterner, S.M., Hall, D.L., Bodnar, R.J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H2O under vapour-saturated conditions. Geochim Cosmochim Acta 52, 989-1005.

Thompson, G., Bryan, W.B., Frey, F.A., Dickey, J.S., Davies, H., 1982. Petrology, geochemistry and original tectonic setting of basalts from the Mozambique Basin and Ridge (DSDP sites 248, 249 and 250), and from the Southwest Indian Ridge (DSDP site 251). Marine Geology 48(3-4), 175–195. https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90096-2

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95(1), 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos 55, 229–272. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5

Yousefifar, S., 2016. The report of the end of base metal exploration operations with copper priority, Zarandishan Industrial and Mining Company, Yazd, p. 237.