Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Winter 2026, Vol. 15 (4): 196 - 216

Research Article

Petrological, geochemical, and mineralization characteristics of Chah-Firozeh ore deposit, Kerman

Hakimeh Ghasemian[1]*,Mohammad Yazdi[1], Mohsen Ehteshami[1], Mohammadreza Saffarheydari[2]

1- Department of Geology of Mineral and Water Resources, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
2- Gohar Mess Mining and industries Development Company, Tehran, Iran

Keywords: *Porphyry copper, Urmia-Dokhtar, Kerman, Shahr-e babak,Chah-Firozeh.*

1-Introduction

The Chah-Firozeh area is located 35 km northwest of Shahr Babak city in Kerman Province, southeastern Iran. Geologically, it is situated in the southeastern part of the Urmia–Dokhtar geo-tectonic belt. This part of the Urmia–Dokhtar belt is known as the Kerman Cenozoic magmatic arc(Dimitrijivic, 1973; Hassanzadeh, 1993; Shafiei et al., 2009), which hosts more than 50 porphyry and vein-type deposits. Most porphyry deposits in the Kerman Cenozoic arc occur in its northwestern and central part of the arc. The Chah-Firozeh deposit is in the northwest of this arc. In these northwestern and central parts, granitoid rocks of the Kuh Panj type are widespread, whereas granitoid rocks of the Jebal Barez type are limited(Dimitrijivic, 1973). The Chah-Firozeh copper deposit was reported in 1970 by Yugoslav geologists, and its exploration report was published in 1973. Preliminary explorations in this area have been conducted by the National Iranian Copper Industries Company since 2005. This research is about the geological, geochemical, and petrological characteristics of the Chah-Firozeh ore deposit.

2-Geological setting

Porphyry copper deposits of Iran are mostly associated with Miocene intrusive rocks in the Urmia-Dokhtar and Kerman geotectonic magmatic zones and are part of the global Alpine-Himalayan orogenic belt(Alavi, 1994; Mohammadzadeh et al., 2018). The magmatic activity of the Miocene intruded different granitoids body to volcanic-sedimentary basin. These magmatic rocks are highly calc-alkaline to alkaline and is originated from a continental margin of volcanic arc environment(Seedorff et al., 2005). The Cenozoic Kerman subduction zone forms part of the Urmia-Dokhtar zone with a northwest-southeast trend and has provided the basis for the formation of important deposits such as Sarcheshmeh and Miduk with the intrusion of Miocene porphyry masses and right-slip tectonic activities (ShafieiandShahabpour, 2008). Chah-Firozeh ore deposit consists of a sequence of Eocene-Miocene volcanic and sedimentary rocks which include andesite, dacite, tuff and volcanic-detrital conglomerate. This area is located between the Rafsanjan right-slip faults in the north and the Nain major fault in the south. the zircon U-Pb dating indicates that these magmatic rocks originated about 16.9–16.5 million years ago(Mohammaddoost et al., 2017).

3-Material and methods

This research is based on field observations, geological mapping at a scale of 1:1000, core logging, and sampling of ore and rock units for microscopic and geochemical analyses. To investigate petrography, hydrothermal alteration, and mineralization, 31 thin sections and 20 polished sections were used to study characterization of rock units, alterations, mineralization, and the relationship between mineralization

* Corresponding author: ghasemian.hakimeh@yahoo.com
DOI: 10.22055/aag.2026.50685.2534
Received: 2025-09-22
Accepted: 2026-01-23

ISSN: 2717-0764

events and hydrothermal alterations. For geochemical studies, 21 samples with minimal alteration were selected from fresh rocks. Eleven samples were analyzed by XRF to determine major element compositions, while all 21 samples were analyzed by ICP-MS for light (LREE) and heavy rare earth elements (HREE). Geochemical results are in Table 1 of the Appendix. Geochemical analysis provides detailed information on the chemical composition of the rocks. Finally, data from the 21 samples were processed by using GCDkit software to interpret chemical and petrographic patterns. By integrating microscopic and geochemical analyses, this research provides a comprehensive understanding of the rocks and alteration patterns in the Chah-Firozeh area and establishes a foundation for future exploration.

4-Results and discussions

The Chah-Firozeh ore deposit consists of four igneous units with distinct textures as intrusive and extrusive units, pyroclastic-volcanic units, diorite, quartz monzo-diorite, and andesite dykes. The pyroclastic-volcanic units range from tuff and lahar to pyroclastic and porphyritic textures. The quartz monzo-diorite and diorite are mainly composed of quartz and plagioclase (also zoning plagioclase), with potassic alteration, typical hornblende which is replaced by secondary biotite. The andesite unit shows a microlite-porphyritic texture with plagioclase and pyroxene phenocrysts. The dacite unit displays porphyritic and glomera-porphyritic textures, silicic veinlets, and extensive argillitization. The dykes are similar to the main magmatic units but show minimal alteration.

Hydrothermal alteration includes potassic, phyllic, chlorite-sericite, and advanced argillic types. Potassic alteration is characterized by secondary biotite, potassium feldspar, quartz, and chalcopyrite. Phyllic alteration is overprinted by sericite, quartz, pyrite, chalcopyrite, molybdenite, and titanite. Propylitic alteration occurs as a halo around the phyllic zone and includes chlorite, epidote, calcite, and albite.

Mineralization comprises three types of oxidic, exogenous, and endogenous enrichment. Oxidic mineralization is represented by malachite, azurite, iron oxides and altered chalcopyrite. Endogenous mineralization is associated with potassic alteration and quartz-magnetite stockworks and includes pyrite, chalcopyrite, molybdenite, and minor sphalerite and galena.

Geochemical data indicate that the magmatic rocks range from basalt to calc-alkaline dacite, showing clear fractionation trends of mafic and plagioclase minerals. Samples plotted on R1-R2 and TAS diagrams, which display andesite to dacite spectra, with a magmatic originating to the melting of a metasomatized mantle wedge. LILE elements are enriched, HFSE elements are depleted, and REEs show LREE enrichment over HREE. Some samples exhibit a negative europium anomaly, indicating plagioclase fractionation during magmatic evolution. The basalts of the region are influenced by the MORB-OIB environment and the active continental margin.

5-Conclusion

The Chah-Firozeh copper deposit is one of the Urmia-Dokhtar copper belt magmatic copper ore deposit. It is spatially and genetically associated with a porphyry quartz monzo-diorite massif, which has been hydrothermally altered. Ore mineralization has been formed in the intrusive rocks such as, andesite, dacite, and pyroclastic tuffs.

Potassic alteration is predominantly include biotite, with less-developed potassium feldspar, similar to other porphyry deposits north of the Kerman copper belt. Copper mineralization occurs as stockwork, disseminated veinlets. The chalcopyrite is main primary endogenous ore mineral. Molybdenite is locally observed in the central part, but its average grade in most boreholes is uneconomic.

The igneous samples of Chah-Firozeh are typically calc-alkaline type and are associated with the basalts of the mid-oceanic ridge. The Th/Yb diagram indicates that MORB-OIB origin for these volcanic rocks. The combination of petrography, alteration, and geochemical data supports classic porphyry deposit type in the area of Chah-Firozeh. Geochemical major oxide data indicate that the rocks share a common magmatic origin, resulting from partial melting of a metasomatized mantle wedge, with compositions ranging from basalt to calc-alkaline dacite. Compositional trends in MgO, FeO, CaO, and SiO_2, show that increasing of K_2O and Na_2O and decreasing TiO_2 and P_2O_5. This trend indicates fractionation of mafic and minor minerals such as plagioclase, clinopyroxene, ilmenite, and apatite. Enrichment of LILE and depletion of HFSE, and high Al_2O_3 content, confirm that a subduction-related origin and melting of a metasomatized

ISSN: 2717-0764
CC BY

mantle wedge. The increase in K_2O in more acidic magmatic samples suggests that a minor influence of crustal contamination or fractionation of potassium feldspar. The uniformity of geochemical patterns of the igneous rocks indicates a mixing origin for both intrusive and volcanic rocks.

6-References

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 229, 211–238. https://https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2

Dimitrijivic, M.D., 1973. Geology of kerman region, geological survey of Iran .Rep. No yu/52: 334p .

Hassanzadeh, J. 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continentalmargin of Iran(Shahrebabak area,Kerman province).

Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T.V., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Stein, H.J., Babu, E., 2017. Zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology, with S isotopic composition of sulfides from the Chah-Firouzeh porphyry Cu deposit, Kerman Cenozoic arc, SE Iran. Ore Geology Reviews 88, 384–399. https://https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.023

Mohammadzadeh, Z., Ghaderi, M., Alirezaei, S., Hassanzadeh, J., 2018. Geology, hydrothermal alteration and mineralization at Raziabad porphyry Cu deposit in the south of Kerman copper belt, southeastern Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 28, 175–186. https://https://doi.org/10.22071/gsj.2018.80135

Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. https://https://doi.org/10.5382/AV100.10

Shafiei, B., Haschke, M., Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. Mineralium Deposita 44, 265–283. https://https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0

Shafiei, B., Shahabpour, J., 2008. Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, Southeastern Iran .

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Ghasemian, H., Yazdi, M., Ehteshami, M., Saffarheydari, M., 2026. Petrological, geochemical, and mineralization characteristics of Chah-Firozeh ore deposit, Kerman. Adv. Appl. Geol. 15 (4), 196-216.
DOI: 10.22055/aag.2026.50685.2534
https://aag.scu.ac.ir/article_20527.htm

©2026 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

زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته
زمستان ۱۴۰۴، دوره ۱۵، شماره ۴

مقاله پژوهشی

ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و کانی‌سازی معدن چاه‌فیروزه، کرمان

حکیمه قاسمیان
گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
محمد یزدی
گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
محسن احتشامی
گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
محمدرضا صفار حیدری
شرکت توسعه صنایع و معادن گهر مس، تهران، ایران
ghasemian.hakimeh@yahoo.com
تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۶/۳۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۱/۰۳

چکیده

معدن چاه‌فیروزه در بخش جنوبی پهنه ماگمایی ارومیه - دختر و ۳۵ کیلومتری شهربابک قرار دارد. قدیمی‌ترین واحدهای آذرین منطقه شامل سنگ‌های آندزیتی تا داسیتی و توف‌های ائوسن بوده و توده‌های متعدد کوارتزمونزودیوریت و دیوریت همراه با دایک‌های هم‌جنس آن‌ها در منطقه جایگزین شده‌اند. کانه‌زایی مس پورفیری عمدتاً با یک توده کوارتزمونزودیوریت هم‌زمان بوده و فعالیت‌های ماگمایی پسین موجب جایگزینی توده‌های دیوریتی و قطع بخشی از کانسنگ شده است. دگرسانی‌های اصلی شامل پتاسیک غنی از مگنتیت، فیلیک و پروپیلیتی است که در آن دگرسانی فیلیک بر پتاسیک بر هم‌نشین شده است. در نواحی دارای استوک‌ورک‌های کوارتز - مگنتیت، جانشینی گسترده سیلیس و مگنتیت مشاهده می‌شود. کانه‌زایی درون‌زاد به‌صورت افشان، استوک‌ورک و رگچه‌ای شامل کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت با مقادیر فرعی مولیبدنیت، اسفالریت و گالن رخ‌داده و بیشترین تمرکز آن با دگرسانی پتاسیک همراه است. در سطح توده آذرین نیز آثار محدود کانه‌زایی اکسیدی و غنی‌شدگی ثانویه دیده می‌شود. داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهد سنگ‌های منطقه با گستره SiO_2 برابر ۵۳ تا ۶۳ درصد و مقادیر MgO بین ۱/۵ تا ۴/۵ درصد و FeOt بین ۳ تا ۷ درصد در محدوده سری کالک‌آلکالن وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی LREE با نسبت LaN/YbN حدود ۱۰ تا ۱۴، آنومالی منفی Eu، غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HFSE همراه با Al_2O_3 بالاتر از ۱۵ درصد منشأ ماگمایی حاصل از ذوب‌بخشی گوشته متاسوماتیزه‌شده و تفریق کانی‌های مافیک را نشان می‌دهد. یکنواختی الگوهای زمین‌شیمیایی نیز هم خاستگاه و روند تکاملی مشترک واحدهای آتشفشانی و نفوذی سامانه پورفیری چاه‌فیروزه را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: *مس پورفیری، ارومیه - دختر، کرمان، شهربابک، چاه‌فیروزه*.

۱-مقدمه

کانسار مس پورفیری چاه‌فیروزه در ۳۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان شهربابک در استان کرمان، جنوب‌شرق کشور ایران واقع شده‌است (شکل۱). از نظر موقعیت زمین‌شناسی در بخش جنوب‌شرقی کمربند ارومیه - دختر واقع شده‌است (شکل۱). بخش جنوب‌شرقی کمربند ارومیه - دختر موسوم به کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (Dimitrijivic, 1973; Hassanzadeh, 1993; Shafiei et al., 2009) بیش از ۵۰ کانسار پورفیری و رگه‌ای در آن شناخته شده‌است. اغلب ذخایر پورفیری شناسایی شده در کمان سنوزوئیک کرمان، از قسمت شمال‌غرب و مرکزی این کمان گزارش شده‌است. کانسار چاه‌فیروزه در قسمت شمال غربی کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان واقع شده‌است. در قسمت شمال‌غربی و مرکزی این کمان اغلب سنگ‌های گرانیتوئیدی تیپ کوه‌پنج رخنمون دارند و سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال‌بارز گسترش کمتری در این ناحیه دارند (Dimitrijivic, 1973). اکتشافات مقدماتی در این منطقه از سال ۱۳۸۴ توسط صنایع‌ملی مس ایران در این ناحیه انجام شد. این پژوهش به بررسی جنبه‌های زمین شناسی، زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی معدن چاه‌فیروزه می‌پردازد؛ با ترکیب روش‌های میکروسکوپی و شیمیایی، نه‌تنها شناخت جامعی از سنگ‌ها و دگرسانی‌های منطقه فراهم می‌کند، بلکه با بررسی جنبه‌های

زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی معدن چاه‌فیروزه پایه‌ای برای پژوهش‌های آینده ایجاد می‌نماید.

۲-زمین‌شناسی

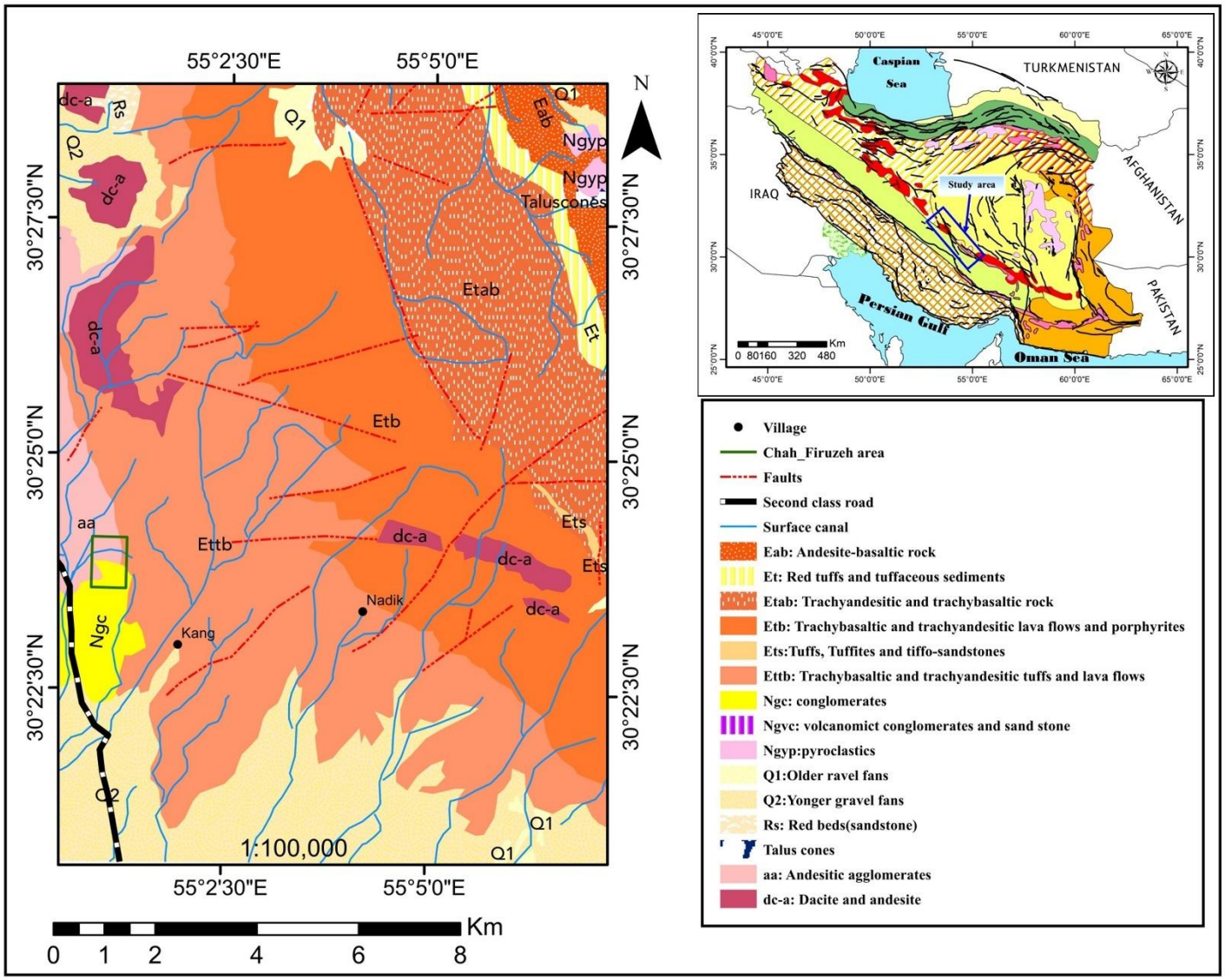
۲-۱-زمین‌شناسی عمومی

کانسارهای مس و به‌ویژه کانسارهای مس پورفیری در ایران عمدتاً با سنگ‌های نفوذی میوسن دیده می‌شوند (Mohammadzadeh et al., 2018). اغلب ذخایر پورفیری دنیا در کمربندهای کوهزایی حاشیه اقیانوس آرام و در بخش مرکزی کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا تشکیل می‌شوند (Richards and Porter, 2005). کمربند ماگمایی ارومیه - دختر یک کمپلکس خطی نفوذی-خروجی است که دارای ضخامت بیش از ۴ کیلومتر بوده و در طول کمربند کوهزایی زاگرس مشاهده می‌شود (Berberian King, 1981; Alavi, 1994). کمربند ماگمایی ارومیه - دختر با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر از آذربایجان در شمال غرب ایران تا شمال بندر عباس در جنوب شرق ایران کشیده شده‌است (Berberian King, 1981). طبقه بندی سنگ های آذرین این پهنه شامل سنگ‌های آذرآواری فلسیک تا مافیک می‌باشند که سن آن‌ها از کرتاسه تا ائوسن می‌باشند که توده های گرانیتوئیدی(دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت) با سن ائوسن - الیگوسن تا میوسن به‌صورت توده نفوذی درون آن‌ها نفوذ کرده‌است (Ghorbani et al., 2025; Moghadam et al., 2025). طبق مطالعات انجام شده شکل‌گیری این کمربند را ناشی از فرورانش صفحه آفریقا - عربستان به زیر خرد قاره ایران‌مرکزی در حد فاصل ژوراسیک پسین تا میوسن بوده است (Berberian King, 1981; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Hassanzadeh et al., 2008). به عقیده زمین‌شناسان این مجموعه ماگمایی بخشی از یک کمان ماگمایی نوع آند است (Stocklin, 1977). فعالیت آذرین در دوران ائوسن(حدود ۵۰ میلیون سال پیش) آغاز شد و در ائوسن‌میانی برای سنگ‌های آتشفشانی و دوره الیگو - میوسن برای سنگ‌های آذرین درونی در مناطق متعدد ایران به اوج خود رسید (Berberian King, 1981;) و ماگماتیسم تا الیگو - میوسن با سنگ‌های آذرین درونی مرتبط با کمان ماگمایی ادامه یافت (Alavi, 1994; Walker and Jackson, 2002; Shahabpour, 2005). سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی کمربند ارومیه - دختر عمدتاً کالک‌آلکالن و قلیایی هستند و از یک محیط زمین‌ساختی کمان آتشفشانی واقع در حاشیه قاره‌ای منشاء می‌گیرند (Forster, 1972; Jung et al., 1976; Thompson, 1982; Seedorff et al., 2005; Atapour and Aftabi, 2007). مطالعات انجام شده درکمربند ارومیه - دختر نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی این منطقه معمولاً با مس پورفیری و کانی‌سازی اسکارن، از جمله نهشته‌هایی مانند سونگون، سرچشمه، میدوک و چندین سیستم معدنی با ارزش کمتر مرتبط هستند (Beane, 1981). یکی از این مناطق فرورانش که تکاملی نسبتاً مستقل داشته است، منطقه فرورانش مربوط به کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان است (Shafiei and Shahabpour, 2008). این کمان در بخش جنوبی پوسته ایران مرکزی واقع شده و در غرب و جنوب کرمان گسترده شده است. کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان بخش جنوب‌شرقی کمان ماگمایی ارومیه - دختر را تشکیل می‌دهد و همانند آن دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی است (Dercourt et al., 1986; Shafiei, 2008). طول این کمان حدود ۵۵۰ کیلومتر و عرض آن بین ۱۵۰ - ۱۰۰کیلومتر است کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان ، با داشتن سیر تکامل تکتونیکی نسبتاً مستقل، جزئی از کمان ماگمایی ارومیه - دختر محسوب می‌گردد (Dercourt et al., 1986; Shafiei, 2008). تکامل کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان را در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته اقیانوسی باریکی که پوسته خُردقاره ایران مرکزی یا بلوک لوت را احاطه کرده است؛ و سپس به زیر خرد قاره ایران مرکزی پس از بسته شدن اقیانوس باریک احاطه کننده آن، معرفی شده‌است. شاخه اقیانوسی باریک پیرامون خُردقاره ایران مرکزی، انشعابی از اقیانوس نئوتتیس محسوب می‌شود که از ژوراسیک میانی تا کرتاسه توسعه داشته‌است (Hassanzadeh, 1993). از شواهد حضور این اقیانوس جداکننده می‌توان به وجود واحدهای افیولیتی اشاره کرد (Waterman and Hamilton, 1975; Berberian King, 1981; Hassanzadeh, 1993; Zarasvandi et al., 2005; Taghipour and Aftabi, 2008). در عصر الیگومیوسن، توده‌های عظیمی از سنگ‌های گرانیتی از لایه‌های ضخیم (تا ۱۵ کیلومتری) از گدازه‌های ائوسن، سنگ‌های آذرآواری و آتشفشان‌آواری عبور کردند و به باتولیت‌ها، انبارها و دایک‌ها تبدیل شدند (Forster, 1972; Jung et al., 1976; Berberian King, 1981; Berberian et al., 1982). زمان اصلی برای کانی‌زایی مس پورفیری در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان (KCMA) با دوره میوسن اولیه تا

میانی نشان داده شده‌است. در داخل آن دوران، ماگماهای آداکیتی زیادی وارد توالی‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن شدند و در ایجاد برخی از بزرگترین ذخایر مس پورفیری ایران، از جمله سرچشمه و میدوک نقش داشتند (Shafiei, 2008; Alirezaei et al., 2017; Mohammaddoost et al., 2017; Moghaddam and Karimpour, 2023).

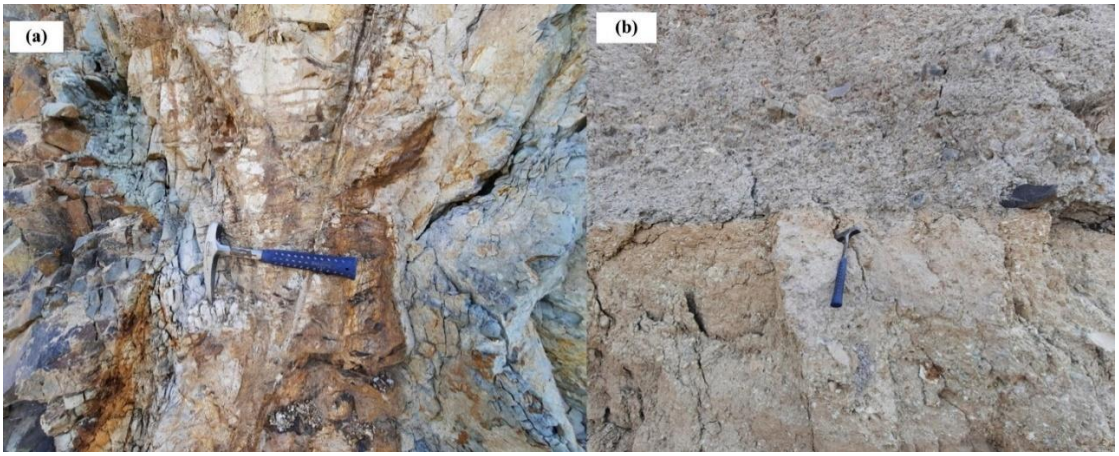
۲-۲- زمین‌شناسی منطقه موردمطالعه

محدوده چاه‌فیروزه در نقشه منطقه‌ای زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهربابک واقع شده است (Saric et al., 1971)(شکل۱). سن‌یابی زیرکون U-Pb نمونه‌های برداشت شده از ذخیره پورفیری چاه‌فیروزه نشان داد که منشاء آن‌ها به ترتیب ± 16.9 0.4 Ma و 16.5 ± 0.2 Ma است (Mohammaddoost et al., 2017). بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی، معدن چاه‌فیروزه در منطقه‌ای با ترکیبی از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی واقع شده‌است. این واحدها عمدتاً از آندزیت (شکل۲-a)، داسیت، توف،کنگلومرای آتشفشانی آواری ولاهار (شکل۲-b). معدن چاه‌فیروزه به لحاظ بررسی‌های زمین شناسی ساختاری در شمال با گسل راست‌لغز رفسنجان و در جنوب با گسل راست‌لغز نایین بافت احاطه شده است(Saric et al., 1971).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده ایران(Stöcklin, 1968).

Fig. 1. Simplified geological map of Iran (Stöcklin, 1968)



شکل ۲- (a) رخنمون واحد آندزیت، (b) رخنمون واحد کنگلومرای لاهار و آتشفشانی آواری.
Fig. 2. (a) Andesite exposure, (b)Lahar and volcaniclastic conglomerate exposure.

۳-مواد و روش‌ها

این پژوهش بر مشاهدات صحرایی، مطالعهٔ مغزه‌های حفاری و نمونه‌برداری از کانسنگ و واحدهای سنگی گوناگون برای مطالعات میکروسکوپی، استوار است. به‌منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری، دگرسانی گرمابی و کانه‌زایی باهدف شناخت مناسب از واحدهای سنگی، مجموعه‌های دگرسانی و توزیع فضایی آن‌ها، کانی‌سازی، و شناسایی ارتباط رخدادهای کانه‌زایی با واحدهای سنگی و دگرسانی‌های گرمابی، تعداد ۳۱ مقطع نازک و ۲۰ مقطع صیقلی تهیه و مطالعه شد. به‌منظور انجام مطالعات زمین‌شیمیایی روی سنگ‌های منطقه، ۲۱ نمونه با حداقل دگرسانی گرمابی از این سنگ‌ها انتخاب گردید برای تحلیل زمین‌شیمیایی، ۱۱ نمونه برای تجزیه طیف‌سنجی فلورسانس پرتو ایکس (XRF) به آزمایشگاه زر آزما ماهان ارسال شدند تا ترکیب عناصر اصلی مشخص شود. همچنین، ۲۱ نمونه برای ارزیابی غلظت عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و سنگین (HREE) با استفاده از روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای القایی (ICP-MS) غلظت ۵۶ عنصر آنالیز گردید. نتایج این تجزیه‌ها که در جدول ۱ و ۲ گردآوری شده‌اند، اطلاعات ارزشمندی درباره ترکیب شیمیایی سنگ‌های محدوده مورد بررسی ارائه داد. در نهایت داده‌های ۲۱ نمونه با نرم‌افزار GCDkit تحلیل شدند تا الگوهای شیمیایی و سنگ‌شناسی منطقه بهتر تفسیر شود.

۴-نتایج و بحث

۴-۱-سنگ‌شناسی

انواعی از سنگ‌های آذرین با بافت‌های متفاوت در سامانه پورفیری چاه‌فیروزه وجود دارد. در این محدوده واحدهای آذرین شناسایی شده شامل چهار واحد با ترکیب متفاوت و ویژگی‌های بافتی سنگ‌های نفوذی و بیرونی، واحد آذرآواری و مجموعه‌ای از دایک‌هایی با ترکیب دیوریتی - کوارتز مونزودیوریتی و آندزیتی است. واحدهای آذرآواری - آتشفشانی که به‌صورت تناوبی از لاهار و توف در سطح منطقه گسترش یافته‌اند. این واحد با بافت پیروکلاستیک تا پورفیری در منطقه قابل‌شناسایی هستند (شکل ۲-b).

توده کوارتز مونزودیورتی و دیوریتی عمدتاً از بلورهای گرانولار کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. در اثر دگرسانی نسبتاً شدید زون پتاسیک، بلورهای هورنبلند اولیه با بیوتیت ثانویه جانشین شده‌اند. در بلورهای پلاژیوکلاز نیز منطقه‌بندی قابل‌مشاهده است (شکل ۳-a). کانی‌هایی مانند آپاتیت، زیرکن، اسفن کانی‌های جزئی در واحد کوارتز مونزودیوریتی هستند (شکل ۳-b).

واحد آندزیتی (شکل ۲-b) در منطقه دارای ویژگی‌های بافت میکرولیت پورفیری تا میکرولیتی است. در واحد آندزیتی محدوده، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز غالب هستند. در نمونه‌های خاص، پلاژیوکلاز به کانی‌های کربناته و رسی تبدیل شده است. ماکل پلی‌سنتتیک پلاژیوکلاز نیز به‌صورت تیغه‌ها و جریان‌های ریز درون سنگ دیده می‌شود. (شکل ۳-c). دومین کانی رایج در این سنگ‌ها پیروکسن است که گاهی به کلریت تبدیل شده است. کانی‌هایی مانند پیروکسن، فلدسپار قلیایی، آمفیبول، آپاتیت و کوارتز در این واحد به‌صورت جزئی وجود دارد (شکل ۳-d). علاوه بر این، کانی‌های ثانویه مانند کلریت و اپیدوت رایج هستند. کلریت

در مقاطع از تجزیه و تبدیل بیوتیت به وجود آمده است و اپیدوت محصول دگرسانی پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول هست.

در واحد داسیتی، بافت پورفیری و گلومروپورفیری به‌وضوح مشهود است. آمفیبول در این واحد به‌صورت فنوکریست در زمینه دانه‌ریز سنگ حضور دارد. نشانه‌هایی از کوارتز در این واحد سنگی وجود دارد. علاوه بر این پدیده آرژیلیکی شدن به‌وفور در این واحد جوان مشاهده می‌شود. رگه‌های سیلیسی مشاهده شده در مقاطع اغلب خاموشی موجی را نشان می‌دهد و ممکن است دو نسل کوارتز دیده شود. میزان کمی بیوتیت و کانی زیرکون در مقاطع مشاهده می‌شود (شکل ۳-e).

دایک‌های دیوریتی عمدتاً از بلورهای گرانولار هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. این واحدها دارای کم‌ترین دگرسانی در محدوده هستند. دایک‌های کوارتز مونزودیورتی و آندزیتی در این محدوده کانی‌های مشابه با واحدهای اصلی محدوده دارند با این تفاوت که دچار دگرسانی نشده‌اند. درشت‌بلورهای چیره شامل پلاژیوکلاز است که در زمینه‌های متشکل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز پراکنده شده‌اند.

۴-۲-دگرسانی

دگرسانی گرمابی فرایندی بسیار پیچیده است که شامل تغییرات کانی شناسی، شیمیایی و بافتی ناشی از برهم‌کنش سیالات آبی داغ با سنگ دیواره است (Pirajno, 2008). ویژگی های زمین‌شیمی مشاهده شده در سنگ‌های مورد مطالعه به تفصیل در زیر مورد بحث قرار خواهد گرفت. کانسارهای مس پورفیری یک الگوی منطقه‌بندی کانی‌سازی - دگرسانی یکپارچه در مقیاس وسیع نشان می‌دهند که از مرکز و از سمت پایین به به بالا شامل منطقه‌های سدیک- کلسیک، پتاسیک، کلریت - سرسیت، سرسیت (فیلیک) و آرژیلیک پیشرفته است (Meyer and Hemley, 1957). دگرسانی کلریتی و پروپلیتیک در فاصله دورتر به ترتیب در عمق کم و عمق بیشتر توسعه می‌یابند (Lowell and Guilbert, 1970). بخش‌های بزرگی از بسیاری از کانسارهای مس پورفیری به ویژه آن‌هایی که در مناطق عمیق یا تقریبا عمیق تشکیل می‌شوند به طور غالب در دگر سانی پتاسیک تشکیل شده‌اند (Lowell and Guilbert, 1970). بیوتیت کانی غالب این دگرسانی در نفوذی های پورفیری نسبتا مافیک و سنگ های میزبان است (Sillitoe, 2010)در حالی که پتاسیم فلدسپار در سنگ‌های فلسیک‌تر گرانودیوریتی تا کوارتز مونزونیتی به وفور افزایش می‌یابد (Sillitoe, 2010).

دگرسانی آرژیلیک در چاه‌فیروزه با گسترش زیادی قابل‌مشاهده است (شکل ۴-a). دگرسانی آرژیلیک با جایگزینی پلاژیوکلاز توسط کانی‌هایی نظیر کائولینیت مشخص می‌شود. همراه با این دگرسانی اکسیدهای آهن و کانی‌های اکسیدی از قبیل مالاکیت و آزوریت قابل مشاهده هستند (شکل ۴-b).

دگرسانی پتاسیک در معدن چاه‌فیروزه با وسعت بیشتری مشاهده می‌شود. دگرسانی پتاسیک با جانشینی وسیع بیوتیت ثانوی به‌جای هورنبلند و بیوتیت اولیه قابل‌شناسایی است (شکل ۴-c). کانی‌های این دگرسانی شامل بیوتیت، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت و انیدریت شناخته شده است. بیوتیت کانی اولیه در این دگرسانی است. فلدسپار پتاسیک ثانویه در چاه‌فیروزه کمیاب است و به‌سختی قابل‌مشاهده است. این کانی خاص در میزان کمی یافت می‌شود و جایگزین پلاژیوکلاز می‌شود و در رگه‌ها ظاهر می‌شود، جایی که ارتباط نزدیکی با کوارتز یا کانی‌های فلزی از جمله پیریت و کالکوپیریت دارد. می‌توان آن را به‌صورت بلورهای پراکنده و تجمع در رگه‌های ترکیب شده با سایر کانی‌ها مشاهده کرد. تشکیل کالکوپیریت به‌عنوان کانی اصلی سولفید مس دار همراه با تشکیل و گسترش دگرسانی پتاسیک رخ‌داده است. شدت بالای این دگرسانی در آندزیت‌ها و دیوریت‌ها و تودۀ کوارتزمونزودیوریتی محدوده قابل مشاهده است. جانشینی بلورهای درشت پلاژیوکلاز توسط فلدسپار پتاسیم در واحد کوارتزمونزودیوریتی با سهولت بیشتری قابل شناسایی است.

دگرسانی فیلیک، در کانسارهای مس پورفیری معمولا اورپرینت شده و به طور کامل یا جزئی مجموعه‌های پتاسیک و کلریت - سرسیت را تخریب می‌کند (Sillitoe, 2010). وقوع کانی‌هایی مانند سریسیت و پیریت ممکن است با بی‌ثباتی فلدسپارها در حضور H^+، OH^-، K^+ و HS ایجاد شود. آبشویی اسیدی شدید سنگ‌های اصلی، رخساره دگرسانی سیلیسی را ایجاد می‌کند (Stoffregen and Cygan, 1990)که معمولا در ناحیه داخلی و به سمت ناحیه حاشیه ای رخساره دگرسانی آرژیلیک پیشرفته سیستم اپی ترمال با سولفیداسیون بالا رخ می‌دهد (Hayba et al., 1985; Arribas et al., 1995). دگرسانی فیلیک در چاه‌فیروزه به‌صورت گسترده مشخص می شود (شکل ۴-d). این پدیده دگرسانی هم در سنگ های آندزیتی در مقایسه با توده کوارتز مونزودیوریتی کمتر قابل مشاهده است.کانی‌شناسی مرتبط با دگرسانی فیلیک در چاه‌فیروزه دارای

سرسیت، کوارتز، پیریت، کلسیت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، روتیل
و تیتانیت است.

جدول ۱- نتایج تجزیه محتوای عناصر اصلی به روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-MS در کانسار مس پورفیری چاه فیروزه.

Table 1. Results of analysis of major element content by XRF and trace element by ICP-MS in Chah-Firozeh porphyry copper deposit.

simple	Andesite							Dacite		Diorite	
	CHF-13	CHF-21	CHF-23	CHF-24	CHF-29	CHF-10	CHF-12	CHF-27	CHF-28	CHF-7	CHF-16
SiO_2	56.43	55.67	57.7	61.11	58.32	84.13	87.63	63.22	64.03	62.79	53.95
Al_2O_3	16.41	17.14	17.3	15.81	16.88	4.9	0.86	14.7	15.83	14.67	15.53
BaO	0.04	0.1	0.04	0.06	0.07	0.01	<0.01	0.08	0.07	0.09	0.06
CaO	2.74	6.74	6.8	5.81	6.4	1.05	3.1	4.25	4.37	4.08	6.74
Fe_2O_3	7.49	6.96	6.49	4.56	5.96	1.69	1.74	4.24	3.81	4.29	6.07
K_2O	1.35	2.39	1.26	1.92	1.54	1.11	0.22	3.06	2.76	3.11	2.06
MgO	4.61	3.81	3.33	1.94	2.89	0.52	0.18	2.36	1.62	2.27	3.56
MnO	0.23	0.45	0.34	0.36	0.28	<0.01	<0.01	0.09	0.3	0.08	0.17
Na_2O	3.54	2.55	2.44	3	3.63	0.04	0.09	3.1	2.82	3.38	3.71
P_2O_5	0.2	0.17	0.17	0.17	0.19	<0.01	<0.01	0.15	0.13	0.13	0.31
SO_3	1.84	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.13	<0.05	<0.05	0.6	<0.05
TiO_2	0.56	0.58	0.52	0.43	0.5	0.11	0.04	0.44	0.39	0.42	0.75
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02
LOI	4.54	3.33	3.55	4.73	3.22	3.18	2.57	4.21	3.74	3.96	6.97
Ag	0.4	0.3	0.3	0.8	0.2	0.4	1.1	0.3	0.7	0.4	0.1
As	7.3	15.6	8.9	6.1	14.2	10.1	7.6	5.4	7.2	7.3	7.9
Ba	835	870	382	470	706	147	49	754	648	835	547
Be	1.2	0.6	0.7	1.1	0.6	0.4	<0.2	1.1	1	1.2	1.1
Bi	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	0.1	0.3	0.1
Cd	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	<0.1	<0.1
Ce	39	23	27	32	24	1	<1	38	27	39	59
Co	14.7	20.4	28.8	17.7	45.2	6.5	3.5	22.2	28.2	14.7	73.8
Cr	21	34	31	19	31	14	17	29	20	21	51
Cs	0.7	0.8	0.8	2.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.2	2.2	0.7	0.5
Cu	52	7	127	26	8	34714	38130	20	20	52	82
Dy	1.88	2.2	2.22	1.63	1.94	0.4	0.34	1.84	1.5	1.88	2.67
Er	1.03	1.28	1.11	0.86	1.12	0.22	0.31	1.16	0.86	1.03	1.49
Eu	0.94	1.03	0.96	0.86	1.01	0.28	<0.1	1.01	0.9	0.94	1.77
Gd	2.48	2.3	2.5	2.26	2.38	0.75	0.28	2.34	2.15	2.48	3.39
Hf	1.67	1.56	0.72	0.76	0.65	<0.5	<0.5	1.72	0.84	1.67	1.63
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
La	20	9	11	15	10	<1	<1	19	12	20	29
Li	5	5	6	5	5	2	2	8	5	5	8
Lu	0.15	0.16	0.13	0.11	0.13	<0.1	<0.1	0.15	0.11	0.15	0.21
Mo	1.5	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	3.3	2.5	<0.1	<0.1	1.5	0.8
Nb	4.2	2.6	2.8	3.5	3.1	<1	<1	4.1	3.5	4.2	7.9
Nd	13.5	10.5	11.3	12.2	9.5	<0.5	<0.5	14.1	10	13.5	20.9
Ni	11	24	18	12	17	3	1	11	6	11	16
Pb	16	70	17	12	15	75	19	12	18	16	23
Pr	4.08	2.71	3.08	3.51	2.68	0.08	<0.05	4.15	3.06	4.08	6.55
Rb	71	46	25	39	23	14	<1	70	52	71	40
Sb	<0.5	3.8	1.2	1.8	2.5	<0.5	0.7	<0.5	1.7	<0.5	<0.5
Sc	7.1	12.9	11.3	6.5	9.4	1.6	0.9	7.1	5.4	7.1	11.5
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sm	2.65	2.43	2.4	2.33	2.29	0.33	<0.02	2.73	2	2.65	3.82
Sn	0.3	0.4	0.4	0.1	0.3	1.5	3.8	0.3	0.3	0.3	1.2
Sr	636.8	589.9	563.5	547	545.9	47.2	29.3	601.5	536	636.8	621.4
Ta	0.61	0.43	0.42	0.44	0.48	0.22	0.46	0.53	0.37	0.61	0.83
Tb	0.4	0.44	0.41	0.35	0.38	0.2	0.19	0.37	0.35	0.4	0.46
Te	0.24	<0.1	0.25	<0.1	<0.1	0.39	0.59	0.32	<0.1	0.24	<0.1
Th	9.8	1.66	1.85	5.14	1.96	1.59	1.3	9.54	5.63	9.8	7.62
Tl	0.53	0.54	0.32	0.36	0.26	0.16	<0.1	0.45	0.49	0.53	0.33
Tm	0.17	0.19	0.17	0.13	0.12	<0.1	<0.1	0.14	0.13	0.17	0.23
U	3.5	0.39	0.3	1.6	0.4	0.6	0.2	3.4	1.7	3.5	2.4
V	82	156	125	81	129	23	10	85	75	82	149
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Y	9	10.9	11.1	7.8	9.4	1.3	2.2	8.9	7.2	9	12.5
Yb	0.9	1.3	1.2	0.7	1	0.1	0.1	0.9	0.7	0.9	1.4
Zn	72	334	103	109	123	78	88	58	160	72	92
Zr	39	41	66	17	23	<5	<5	37	12	39	28

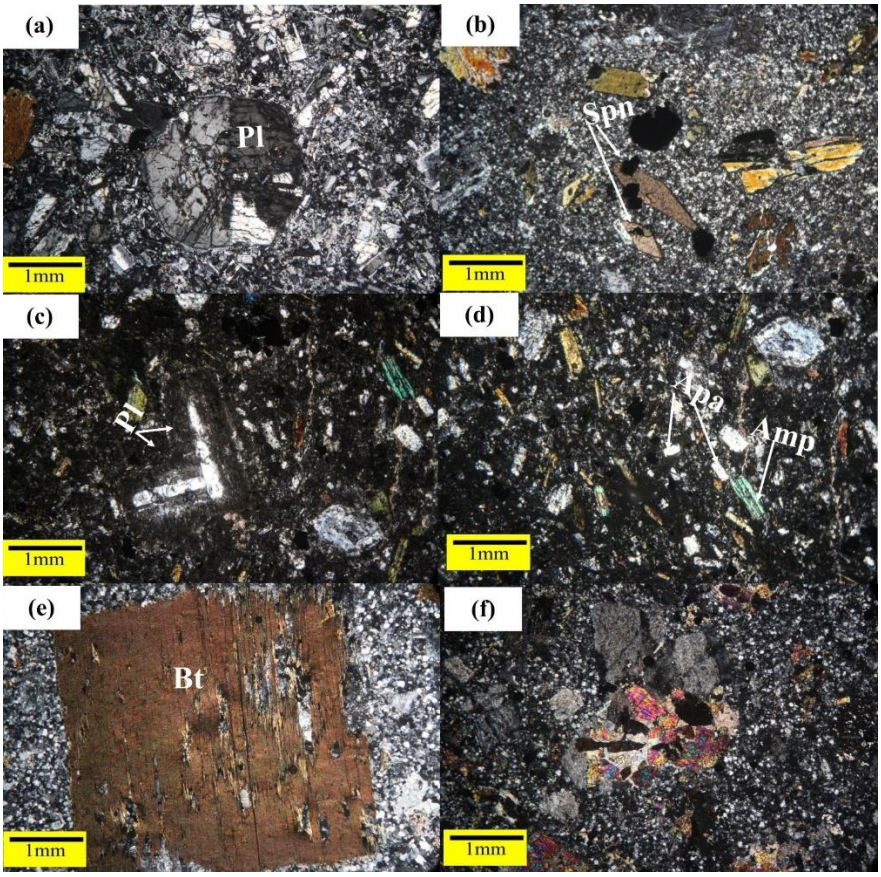
ادامه جدول ۱- نتایج تجزیه محتوای عناصر اصلی به روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-MS در کانسار مس پورفیری چاه فیروزه.

Continuation of Table 1. Results of analysis of major element content by XRF and trace element by ICP-MS in Chah-Firozeh porphyry copper deposit.

simple	Andesite							Tuff		
	CHF-1	CHF-2	CHF-4	CHF-14	CHF-18	CHF-20	CHF-25	CHF-5	CHF-15	CHF-17
Ag	1.6	1.6	0.3	1.1	0.8	0.3	0.5	6	3.4	21.8
Al	76211	79528	73215	73141	73117	84088	3686	5824	18291	9765
As	9.6	6.5	5.5	7.5	10.5	7.5	29.6	24.1	10.9	20.1
Ba	506	500	506	673	392	682	38	28	62	55
Be	0.7	0.6	0.7	0.8	0.7	0.7	<0.2	<0.2	<0.2	0.2
Bi	0.6	3	0.9	6.8	1.7	0.6	0.3	20	22.8	20.1
Ca	30154	38666	30329	24975	32116	32968	969	31574	15831	52862
Cd	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ce	23	23	22	22	24	25	<1	<1	<1	1
Co	15.1	13.1	28	84.1	20.1	16	15	51	84.7	76.3
Cr	40	40	38	67	27	28	23	15	26	15
Cs	1.1	1.2	5	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.9	<0.5
Cu	253	224	165	506	53	30	1047	344	1805	1203
Dy	1.84	2.39	1.9	2.17	2.12	2.09	0.14	0.44	0.52	0.47
Er	1.05	1.2	0.98	1.09	1	0.96	0.17	0.3	0.38	0.33
Eu	0.91	1	0.86	0.88	0.95	0.99	<0.1	<0.1	<0.1	0.14
Fe	37596	41893	39442	52054	39873	35221	45693	>10%	>10%	>10%
Gd	2.35	2.59	2.27	2.4	2.36	2.67	0.2	0.47	0.58	0.57
Hf	0.78	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.58	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
K	17216	16849	15517	23039	9958	16241	823	2386	7167	4338
La	9	10	9	8	10	11	<1	<1	<1	<1
Li	5	6	5	5	5	5	1	<1	<1	<1
Lu	0.11	0.13	<0.1	0.13	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Mg	17121	16199	16217	17214	16665	17759	365	447	637	639
Mn	1735	1637	1649	1531	2129	1950	31	72	72	196
Mo	<0.1	2.7	1.7	5	<0.1	4.5	2.3	<0.1	51.5	<0.1
Na	16133	14565	16133	23419	19452	19508	550	267	384	296
Nb	4.7	3.9	2.8	2.8	2.7	3.1	<1	<1	<1	<1
Nd	8.9	9.4	9.4	9.3	10.3	11.3	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ni	24	23	24	30	18	16	2	14	22	22
P	651	713	637	868	739	753	121	37	212	128
Pb	143	50	25	50	54	23	43	38	54	170
Pr	2.37	2.61	2.47	2.59	2.85	2.96	<0.05	0.07	0.25	0.27
Rb	39	42	45	60	21	35	<1	5	23	13
S	5499	5840	14814	>3%	10013	3518	702	>3%	>3%	>3%
Sb	1.3	1	0.5	0.9	0.9	1.1	1.8	<0.5	<0.5	1.4
Sc	11.3	12.7	11	12.2	9.8	10.5	0.7	1.1	2.2	1.8
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.58	0.6	2.95
Sm	2.18	2.3	2.3	2.42	2.25	2.43	<0.02	<0.02	0.15	0.18
Sn	0.6	0.6	0.6	0.5	0.4	0.3	1.7	0.9	1.1	0.7
Sr	477.8	519.8	457	437.4	466.4	477	22.9	13.4	15.3	16.4
Ta	0.46	0.5	0.34	0.35	0.41	0.41	0.2	0.21	0.28	1
Tb	0.38	0.41	0.37	0.4	0.43	0.4	0.17	0.19	0.2	0.2
Te	0.22	0.17	0.48	0.88	0.11	<0.1	0.19	6.02	3.54	3.06
Th	3.37	2.22	2	1.98	1.87	1.91	1.28	0.99	1.26	1.18
Ti	3333	3420	3228	3653	3105	3115	759	200	701	357
Tl	0.77	0.85	0.74	1.08	0.31	0.38	<0.1	<0.1	0.3	0.2
Tm	0.13	0.14	0.14	0.16	0.13	0.16	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
U	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3	1.8	0.2	0.6	0.4
V	139	148	128	96	117	115	81	11	21	17
W	<1	<1	<1	1.5	<1	<1	<1	2.1	4.8	3.4
Y	9.5	11.4	8.8	9.6	9.1	9.5	1.1	2.3	2.7	2.8
Yb	0.9	1.1	0.8	0.9	0.8	0.8	0.4	0.1	0.2	0.1
Zn	237	101	99	106	92	92	13	14	28	33
Zr	11	12	8	10	8	14	5	9	14	12

دگرسانی پروپیلیتیک به‌صورت هاله‌ای در اطراف دگرسانی فیلیک و گاهی همراه با دگرسانی پتاسیک بیشتر در سنگ‌های آندزیتی قابل‌شناسایی است (شکل ۴-e). گسترش دگرسانی در سنگ‌های کوارتز مونزودیورتی و توف‌های منطقه تا حدی رخ‌داده است. حضور آن در نمونه‌های سطحی نیز قابل مشاهده است و رنگ سبز تیره تا سبز مایل به خاکستری را نشان می‌دهد که به دلیل حضور کلریت و اپیدوت نسبت داده می‌شود (شکل ۴-f).

ترکیب کانی‌شناسی این دگرسانی در منطقه شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت، آلبیت، سریسیت، پیریت، کوارتز است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز کم‌وبیش جایگزینی با اپیدوت، با حضور اضافی کلسیت و آلبیت را تجربه می‌کنند. پیریت در این زون به‌صورت رگه‌ها پراکنده دیده می‌شود. کانی‌های فرو منگنز مانند آمفیبول و بیوتیت با کلریت، اپیدوت، کلسیت، سرسیت جایگزین شده‌اند.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع (XPL) که کانی‌شناسی و بافت سنگ‌های معدن چاه‌فیروزه را نشان می‌دهند (a) پلاژیوکلاز منطقه‌بندی شده در نمونه کوارتز مونزو دیوریت نمونه CHF8، (b) اسفن در زمینه کوارتز در یک نمونه کوارتز مونزو دیوریت نمونه CHF7، (c) پلاژیوکلاز دارای ماکل در یک نمونه آندزیت و تبدیل پلاژیوکلاز به رس CHF12، (d)آپاتیت و آمفیبول در زمینه پلاژیوکلاز در نمونه آندزیت نمونه CHF6، (e) فنوکریست بیوتیت ماگمایی در زمینه دانه‌های ریز کوارتز در نمونه کوارتزمونزودیوریت نمونه CHF11 و (f) تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت نمونه CHF28، Chl= کلریت؛ Pl = پلاژیوکلاز؛ Spn = اسفن؛ Amp = آمفیبول؛ Bt = بیوتیت؛ Apa = آپاتیت علائم اختصاری کانی‌ها از (WhitneyandEvans, 2010) گرفته شده است.

Fig. 3 . Cross-polarized light (XPL) photomicrographs showing the mineralogy and texture of rocks from the Chah-Firozeh deposit (a) Zoned plagioclase in a quartz monzodiorite sample CHF8, (b) Sphene occurring in a quartz groundmass in a quartz monzodiorite sample CHF7, (c) Plagioclase with twinning in an andesite sample and alteration of plagioclase to clay CHF12, (d) Apatite and amphibole in a plagioclase groundmass in an andesite sample CHF6, (e) Magmatic biotite phenocryst within a fine-grained quartz groundmass in a quartz monzodiorite sample CHF11 and (f) Plagioclase altered to epidote CHF28.
Chl = chlorite; Pl = plagioclase; Spn = sphene; Amp = amphibole; Bt = biotite; Apa = apatite. Mineral abbreviations are from (Whitney and Evans, 2010).

۴- ۳- کانی‌زایی

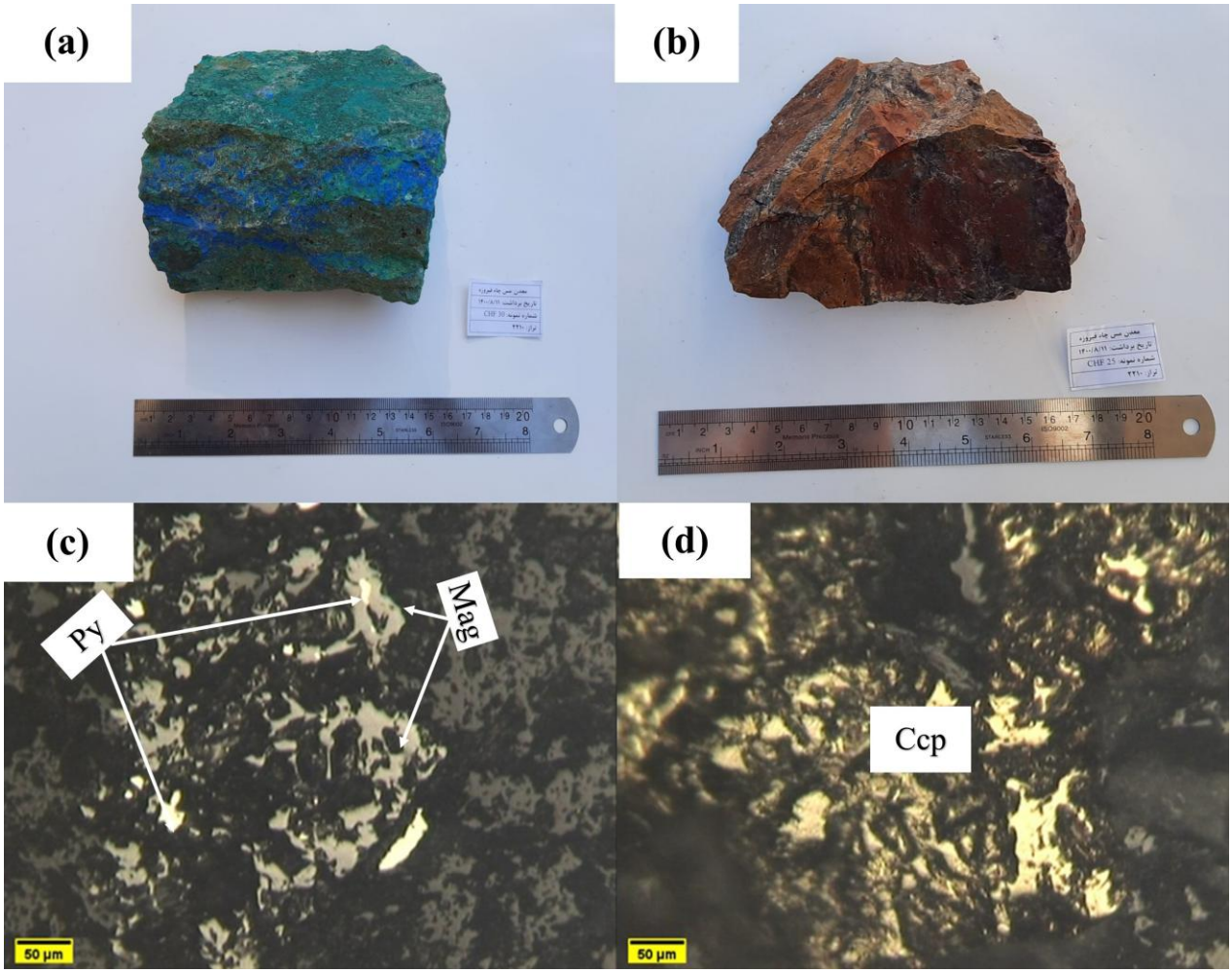
بر اساس مشاهدات صحرایی، لاگ گمانه‌های اکتشافی و مطالعه مقاطع صیقلی، ۳ نوع کانه‌زایی شامل کانه‌زایی اکسیدی مس، غنی‌سازی برون‌زاد و کانه‌زایی درون‌زاد در کانسار چاه‌فیروزه شناسایی شد. دو نوع کانه‌زایی اکسیدی و غنی‌سازی برون‌زاد در چاه‌فیروزه توسعه بسیار کمی دارند. کانی‌سازی اکسیدی مس در اغلب با حضور مالاکیت و آزوریت به همراه اکسید و هیدروکسیدهای آهن مانند هماتیت و گوتیت قابل شناسایی است (شکل ۵-a) و (شکل ۵-b). غنی‌سازی برون‌زاد با جانشینی بخشی کالکوپیریت توسط کالکوسیت همراه بوده است. منطقه غنی‌سازی برون‌زاد در محدوده معدنی چاه‌فیروزه با حضور کانی کالکوسیت مشخص می‌شود. کانی کوولیت نادر است. لازم به ذکر است جانشینی کامل کالکوسیت در ساختار پیریت و کالکوپیریت در منطقه برون‌زاد این محدوده به‌ندرت مشاهده می‌شود. پیریت اساساً به همان شکل اولیه پایدار باقی‌مانده و تحت‌تأثیر غنی‌سازی قرار نگرفته است.

کانی‌سازی درون‌زاد در چاه‌فیروزه رابطه بسیار نزدیکی با منطقه دگرسانی پتاسیک و نیز گسترش استوک‌ورک‌های کوارتز - مگنتیت دارد. بخش عمده این نوع کانی‌سازی در ارتباط با توده کوارتز مونزودیوریتی است و تا حدی زیادی در سنگ‌های میزبان آن شامل واحدهای آندزیتی که تحت‌تأثیر دگرسانی پتاسیک قرار گرفته‌اند، گسترش دارد. کانی‌سازی درون‌زاد در چاه‌فیروزه با مجموعه کانی‌های سولفیدی پیریت و کالکوپیریت و مقادیر اندکی مولیبدنیت به همراه مقادیر جزئی اسفالریت و گالن شناسایی و با مقادیر بالایی از مگنتیت همراهی می‌شود. پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در چاه‌فیروزه است که به همراه کالکوپیریت و مگنتیت به‌صورت رگچه‌ای تشکیل شده است (شکل ۵-c و شکل ۵-d) کالکوپیریت کانی اصلی سولفیدی مس است که بیشتر به‌صورت افشان دیده می‌شود؛ معمولاً با پیریت همراه است و در حاشیه‌ها افزایش می‌یابد (شکل ۵-d). بورنیت به مقدار بسیار کم در برخی از گمانه‌ها مشاهده می‌شود. کانسنگ درون‌زاد در چاه‌فیروزه معمولاً فقیر از مولیبدن است.



شکل ۴- (a) دگرسانی آرژیلیک با اکسید آهن و مالاکیت، (b) نمونه دستی برداشت شده از دگرسانی آرژیلیک (c) مغزه حاصل از حفاری در دگرسانی پتاسیک، (d) دگرسانی فیلیک همراه با اکسید آهن (e) نمونه دستی برداشت شده از دگرسانی پروپیلیتیک و (f) نمونه دستی برداشت شده از دگرسانی پروپیلیتیک.

Fig. 4. (a) Argillic alteration sample with iron and malachite, (b) hand stone from argillic alteration, (c) core drilling in potassic alteration, (d) phyllic alteration with iron protein, (e) hand stone from propylitic alteration and (f) hand stone from propylitic alteration.



شکل ۵-تصاویر کانه‌زایی اکسیدی و درون‌زاد: (a) کانسنگ اکسیدی مرتبط با تشکیل مالاکیت و آزوریت، (b) استوک‌ورک‌های کانی کوارتز - مگنتیت (c) تصویر میکروسکوپی تبدیل پیریت به مگنتیت در اثر اکسیداسیون در یک کانسنگ معدنی و (d) تصویر میکروسکوپی کالکوپیریت در زون درون‌زاد. Ccp: کالکوپیریت، Mag: مگنتیت، Py: پیریت. علائم اختصاری از (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

Fig. 5. Images of oxide and endogenous mineralization: (a) Oxide ore associated with malachite and azurite formation, (b) Quartz-magnetite mineral stockworks, (c) Microscopic image of pyrite to magnetite transformation due to oxidation in a mineral ore, and (d) Microscopic image of chalcopyrite in the endogenous zone. Ccp: chalcopyrite, Mag: magnetite, Py: pyrite. Abbreviations are taken from (Whitney and Evans, 2010).

۴-۴- زمین‌شیمی

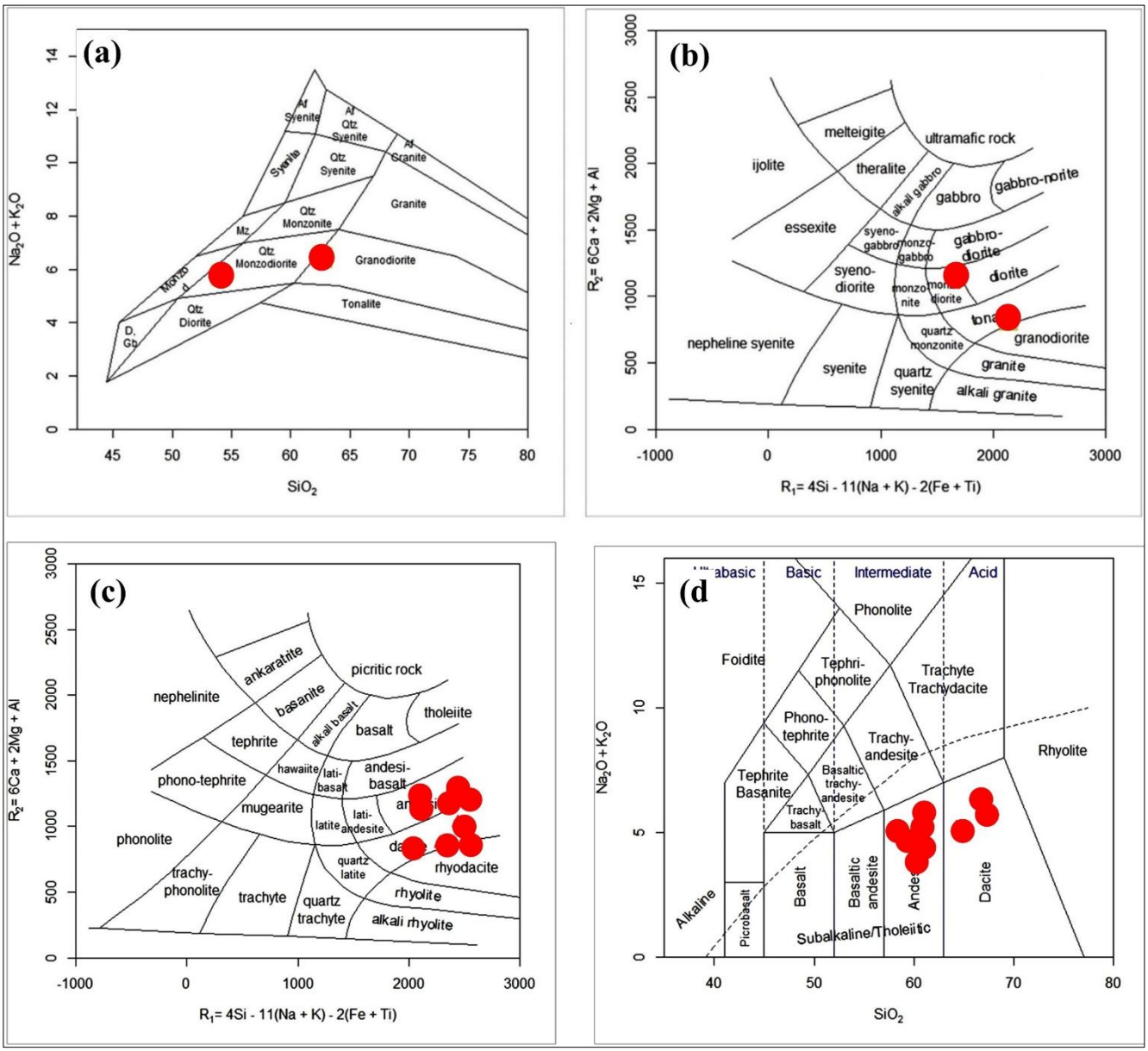
در مطالعه حاضر، به‌منظور درک بهتر ماهیت ماگمایی و فرایندهای ژئودینامیکی حاکم بر سنگ‌های آذرین منطقه، از مجموعه‌ای از نمودارهای رده‌بندی و ژئوشیمیایی استفاده شده است. بررسی این نمودارها امکان تحلیل دقیق ترکیب شیمیایی، جایگاه سنگ‌ها در سری‌های ماگمایی مختلف و روندهای تکاملی آن‌ها را فراهم می‌کند. تحلیل هم‌زمان سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی، با تکیه بر داده‌های اکسیدهای اصلی و عناصر کم‌مقدار، نه‌تنها نوع و رده سنگ‌ها را مشخص می‌سازد، بلکه به شناسایی فرایندهایی مانند تفریق کانیایی، ذوب بخشی و تأثیر فرورانش در پیدایش ماگما نیز کمک می‌کند. چنین رویکردی، چارچوبی منسجم برای تفسیر ارتباط میان ترکیب شیمیایی و محیط تکتونیکی سنگ‌ها فراهم کرده و زمینه‌ای مناسب برای ارائه تحلیل‌های ژئوشیمیایی دقیق در ادامه پژوهش ایجاد می‌کند.

نمودار شکل۶-a نسبت SiO2 در مقابل Na2O+K2O را نشان می‌دهد (Middlemost, 1991). نمونه‌های سنگ‌های

آذرین درونی از منطقه مورد مطالعه در بخش کوارتز مونزودیوریت تا گرانودیوریت نمودار هستند. بر اساس شکل ۶-b در نمودار R1-R2، (De la Roche et al., 1980) نمونه‌ها در بخش مونزودیوریت - تونالیت قرار می‌گیرند. نمونه‌های آتشفشانی جمع‌آوری شده در منطقه نشان داده شده در نمودار (De la R1-R2 (Roche et al., 1980(شکل ۶-c) طیف وسیعی از ترکیبات از جمله آندزیت، داسیت و ریوداسیت را نشان می‌دهند (شکل ۶-c)SiO2 در مقابلNa2O+K2 (Le Maitre, 2002) نمودار TAS نمونه‌هایی را نشان می‌دهد (شکل ۶-d) که در محدوده آندزیت و داسیت قرار می‌گیرند. علاوه بر این، نمودار K2O با SiO2، با استفاده از نمودار پیشنهاد شده توسط Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶)(Peccerillo and Taylor, 1976)، نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محل کالک‌آلکالن بالا قرار دارند (شکل۷-a و شکل ۷-b). شباهت زمین‌شیمی آشکاری بین سنگ‌های آذرین چاه‌فیروزه و سنگ های کالک‌آلکالن در سایر نقاط کمان ماگمایی ارومیه - دختر وجود دارد. نمودار A/CNK-A/NK ارائه شده توسط Shand (۱۹۴۳)(Shand, 1943) نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در داخل محدوده متالومینوس قرار دارند (شکل۷-c).

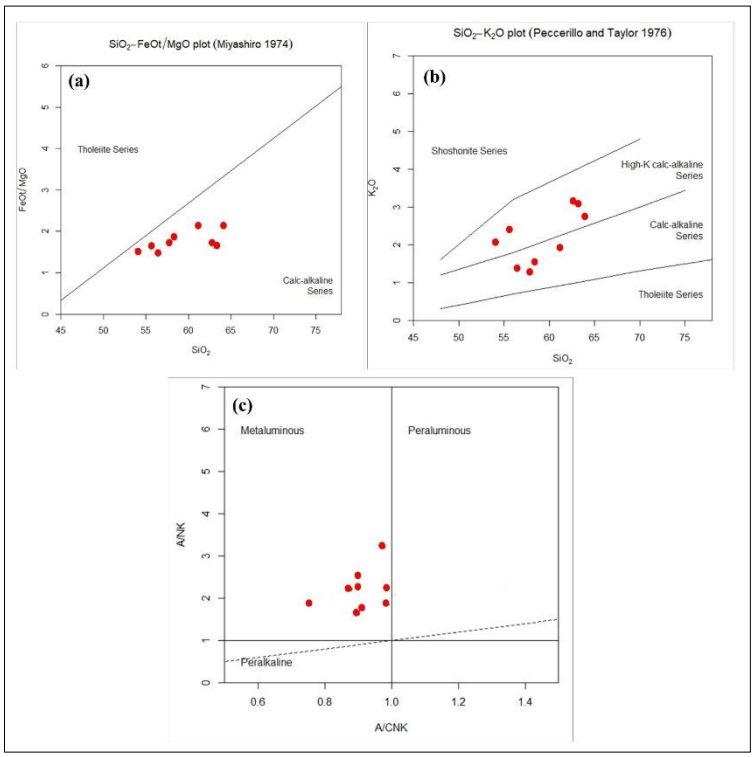
نتایج نمودارهای هارکر SiO_2 در برابر اکسیدهای اصلی (شکل۸) نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه از بازالت تا داسیت با ویژگی‌های سری ماگمایی کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند. روند کاهش MgO و FeOt همراه با افزایش SiO_2 نشان‌دهنده تفریق اولیوین و پیروکسن در مراحل اولیه تمایز ماگمایی است (Atapour and Aftabi, 2007, 2021)، در حالی که کاهش هم‌زمان CaO (شکل ۸) حاکی از نقش پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در مراحل پیشرفته‌تر است (Atapour and Aftabi, 2021). افزایش تدریجی K_2O و Na_2O کاهش TiO_2 و P_2O_5، حضور کانی‌های فرعی مانند ایلمنیت و آپاتیت در فرایند تفریق را تأیید می‌کند. غنی‌شدگی عناصر LILE (به ویژه K_2O) و تهی‌شدگی HFSE (نظیر TiO_2)، همراه با میزان بالای Al_2O_3 (> ۱۵٪) در نمونه‌های حدواسط، منشأ مرتبط با فرورانش و ذوب گوشته متاسوماتیزه شده را نشان می‌دهد. علاوه بر این، افزایش K_2O در نمونه‌های اسیدی‌تر می‌تواند تأثیر آلودگی پوسته‌ای یا تفریق فلدسپار پتاسیم‌دار را منعکس کند. در مجموع، این ویژگی‌ها بیانگر یک سیستم ماگمایی کالک‌آلکالن مرتبط با فرورانش است که تحت تأثیر تفریق کانی‌های مافیک و فلدسپاری و تعامل محدود با پوسته قاره‌ای تکامل یافته است (Richards and Porter, 2005; Shafiei et al., 2008; Shafiei et al., 2009) (شکل ۸).

در نمودارهای نرمال‌شده نسبت به گوشته اولیه (Primitive Mantle)، عناصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) شامل روبیدیم (Rb)، باریم (Ba)، توریم (Th)، اورانیوم (U) و پتاسیم (K) غنی‌شدگی قابل‌توجهی نشان می‌دهند. این الگو، مطابق با مطالعات قبلی (Tatsumi, 1989)، نشان‌دهنده متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات یا ذوب‌های غنی از عناصر فرار ناشی از صفحه فرو رونده است. در مقابل، تهی‌شدگی سیستماتیک عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) مانند نیوبیوم (Nb)، تانتالیوم (Ta) و تیتانیوم (Ti) مشاهده می‌شود که ناشی از پایداری کانی‌های حامل این عناصر (نظیر روتیل، ایلمنیت و زیرکن) در باقی‌مانده ذوب است (Brenan et al., 1994). نمودارهای عناصر نادر خاکی (REE) نرمال‌شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی واضح عناصر سبک (LREE) نسبت به عناصر سنگین (HREE) را نشان می‌دهند ($LaN/YbN \approx 10–14$)، که با ذوب بخشی ناقص گوه گوشته‌ای به زیر منطقه فرورانش سازگار است. آنومالی منفی یوروپیوم (Eu) در برخی نمونه‌ها، به تفریق پلاژیوکلاز در مراحل تکامل ماگمایی اشاره دارد(شکل۹-a). این مشاهدات در نمودار (شکل۹-b) (نرمال‌شده با گوشته اولیه) با نشان دادن غنی‌شدگی شدید LREE تأیید شده و دلالت بر منشأ ماگمایی مرتبط با ذوب بخشی گوشته یا متاسوماتیسم پیش از ذوب دارد. همزمان، الگوی تغییر یافته در (شکل۹-c) اثرات فرآیندهای هیدروترمال پسا ماگمایی را در بازپخش عناصر نادر خاکی ثبت کرده است. در نهایت، داده‌های شکل۹-d (نرمال‌شده با MORB) مشارکت یک منشأ ماگمایی متمایز را تأیید می‌نمایند. نمودارهای رسم شده گویای یک مدل ژنز چند مرحله‌ای متشکل از ذوب گوشته، تفریق کانی‌شناسی پیشرفته در یک محفظه ماگمایی و در نهایت، فعالیت سیالات هیدروترمال برای تمرکز نهایی کانه‌زایی مس است.



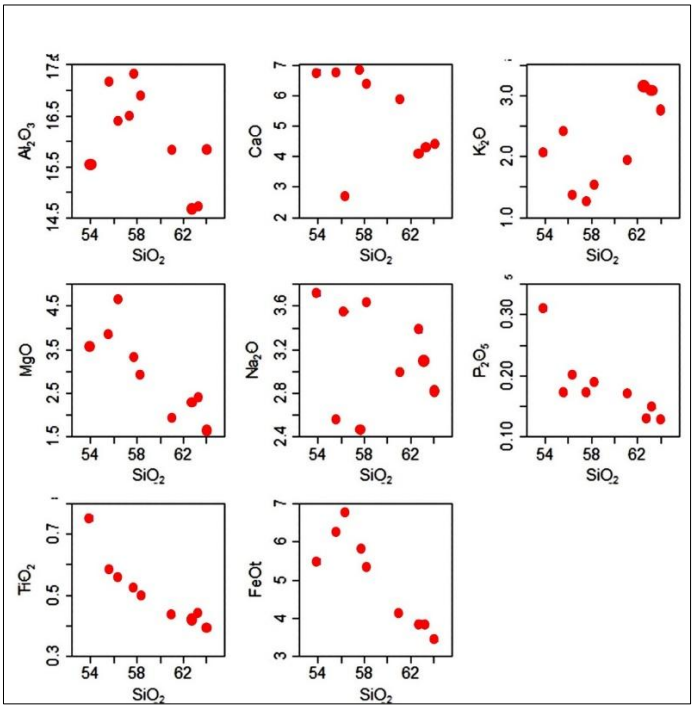
شکل ۶- (a) نمودار تفکیک سنگ‌های آذرین درونی (Middlemost, 1991) منطقه چاه‌فیروزه، (b) نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980) که برای طبقه‌بندی نمونه‌های آذرین درونی منطقه چاه‌فیروزه استفاده شده است، (c) نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980) که برای طبقه‌بندی نمونه‌های آتشفشانی منطقه چاه‌فیروزه استفاده شده است و (d) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه چاه فیروزه در نمودار TAS.

Fig. 6.(a) Middel most compositional discrimination plot for plutonic rocks(Middlemost, 1991) used for classification of the Chah- Firuzeh area, (b) R1–R2 compositional discrimination diagram (De la Roche et al., 1980) used for classification of plutonic samples of the Chah- Firozeh area, (c)R1–R2 compositional discrimination diagram(De la Roche et al., 1980)used for classification of volcanic samples of the Chah- Firuzeh area and (d) TAS compositional discrimination plot for volcanic rocks of the Chah- Firuzeh area.



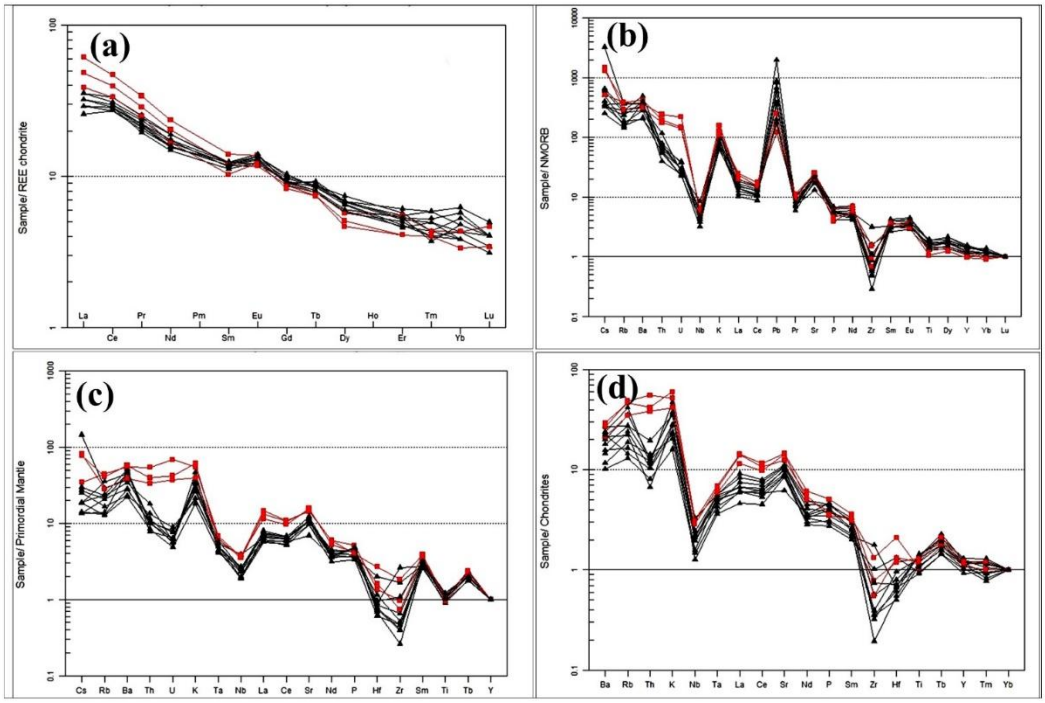
شکل ۷- (a) نمودار FeOt/MgO در مقابل SiO_2 (Miyashiro, 1974)، (b) K2O در مقابل SiO2 که برای طبقه‌بندی ماگمای مولد(Peccerillo and Taylor, 1976) منطقه چاه‌فیروزه استفاده شده است و (c) (A/CNK -A/NK)(Shand, 1943) از این نمودار برای بررسی پرآلومین یا متاآلومین بودن ماگمای مولد استفاده شد.

Fig.7. (a)FeOt/MgO vs. SiO2(Miyashiro, 1974), (b) K2O vs. SiO2 (PeccerilloandTaylor, 1976) used for classification of the productive magma of the Chah-Firozeh area and (c) (A/CNK -A/NK) (Shand, 1943) It was used to check whether the producing magma was peraluminous or metaluminous.



شکل ۸- نمودارهای هارکر عناصر اصلی برای نمونه‌های منطقه چاه فیروزه.

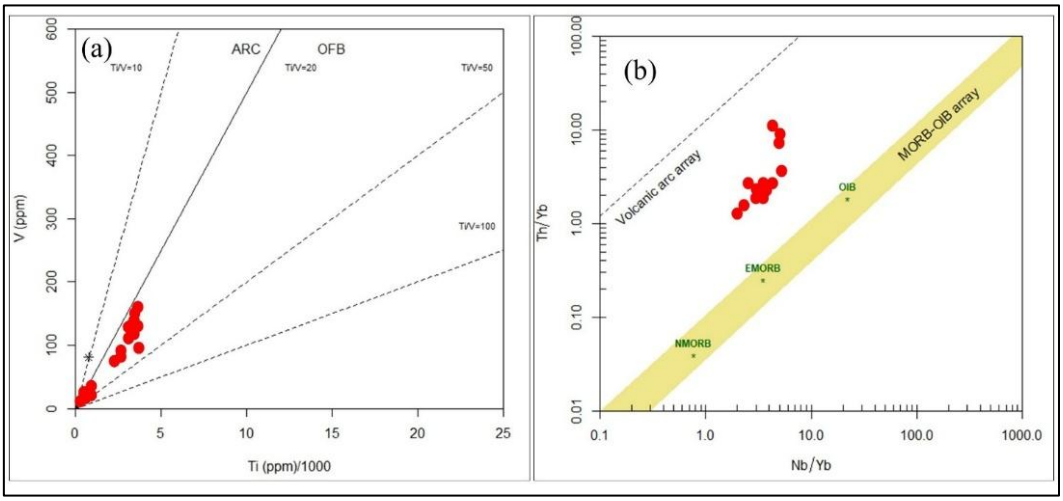
Fig. 8. Major elements diagrams for samples of the Chah-Firoze area.



شکل ۹- (a) نمودار بهنجار شده‌ی عناصر نادر خاکی در برابر کندریت‌ها، داده‌های بهنجارسازی شده از (Boynton, 1984)، (b)نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی در برابر NMORB مودار عنکبوتی،Lu(N)=1 (Sun and McDonough, 1989) (c) نمودارهنجار شده، بر اساس گوشته اولیه، داده‌های بهنجار شده از YN=1(Wood, 1979)و (d)نمودارهای بهنجار شده در برابرکندریت‌ها براساس داده‌هایYN=1(Shervais, 1982).

Fig. 9.(a)spider diagram normalize to REE of chondrit(Boynton, 1984), (b) spider diagram normalize to NMORB and Lu(N)=1(SunandMcDonough, 1989), (c) spider diagram normalize to primordial mantle and YN=1(Wood, 1979) and (d) spider diagram normalize to chondrites and Yb(N)=1(Shervais, 1982)

سنگ‌ها بر اساس محل پیدایش زمین‌شناسی، ویژگی‌های شیمیایی مختلفی را نشان می‌دهند. این تنوع در ترکیب شیمیایی اطلاعات مهمی است که اطلاعاتی را در مورد شرایط خاصی که از ایجاد این سنگ ها پشتیبانی می‌کند ارائه می دهد. بررسی کامل داده‌های زمین‌شیمی به درک این دانش کمک زیادی می‌کند. نمودار Shervais (۱۹۸۲) (شکل۱۰-a) نشان می دهد که چگونه Ti و V ، اگرچه عناصر واسطه، رفتار متفاوتی را در سیستم های سیلیکات از خود نشان می‌دهند. مقدار وانادیوم (V) در این سیستم‌ها به سطح فعالیت اکسیژن و ضریب جداسازی V در ماگما بستگی دارد. در مواد معدنی مانند ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و مگنتیت یافت می‌شود. بنابراین ماگما شامل وانادیوم به شکل V+3، V+4 اکسید و V+5 است. در مقابل، Ti انعطاف پذیری محدودی از خود نشان می‌دهد و تنها به عنوان نوعی Ti+4 وارد می‌شود (Shervais, 1982). بر اساس اطلاعات نشان داده شده در نمودارShervais ، نمونه‌های منطقه مورد بررسی در موقعیت بازالت پشته میان اقیانوسی قرار دارند. در شکل ۱۰-b، نمودار Th/Yb در مقابلNb/Yb نشان می‌دهد که منشاء سنگ‌های آتشفشانی در داخل منطقه گوشته قرار دارند که به آن منطقه MORB-OIBگفته می‌شود (Pearce, 2008). این مشاهدات می‌تواند تأثیر فرایندهای پوسته را نشان دهد. بازالت‌های اقیانوسی ممکن است از طریق افزودن رسوبات فرورانش شده، پوسته اقیانوسی ویا فرآیندهای بازیافت آلوده شوند. متغیرهای مختلف از جمله پوسته زمین می‌توانند در این جابجایی نقش داشته باشند (Pease et al., 2016). علاوه بر این، یک سری تغییرات ماگمایی در ارتباط با قسمت MORB-OIB رخ می دهد. این پدیده را می‌توان به تأثیرات تبلور بخشی نسبت داد. همه نمونه‌ها نسبت Nb/Yb بیش از ۱/۰ را نشان می دهند که نشان دهنده وجود حاشیه فعال قاره‌ای است. این مقدار بیش از ۱/۰ است که نشان‌دهنده حاشیه فعال قاره‌ای به عنوان منبع اصلی انرژی و به استثنای سیستم قوس اقیانوسی است.



شکل ۱۰- تعیین جایگاه تکتونیکی ماگمای مولد در ناحیه چاه‌فیروزه (a)Ti/V(Shervais, 1982) در نمودار :Ti/V =50-100 جزایر اقیانوسی و قلیایی بازالت، :Ti/V=20-50جزایر میانی اقیانوس :Ti/V=15-50 .Ti/V0:Ti/V0=Basalt گدازه های کالک‌آلکالن با روند عمودی و (-Nb/Yb. Th/Yb(Pearce, 2008)(b).

Fig. 10.To determine the tectonic setting of the productive magma in the Chah-Firoze area(a)Ti/V(Shervais, 1982)in diagram Ti/v=50-100: oceanic and alkaline islands basalt, Ti/V=20-50: mid ocean ridge basalt, Ti/V=10-20: island arc toluit, Ti/V=15-50: Calc-alkaline lavas with a vertical trend and (b)Nb/Yb-Th/Yb (Pearce, 2008).

۵-نتیجه‌گیری

کانسار مس چاه‌فیروزه در شهربابک در بخش جنوب شرقی کمربند مس ارومیه - دختر، از بسیاری جهات مانند سنگ میزبان کانی‌زایی، محیط زمین ساختی و سبک کانی‌زایی قابل‌مقایسه با کانسارهای مس پورفیری در این کمربند است. کانسار چاه‌فیروزه همبستگی مکانی و زایشی با یک توده نفوذی با بافت پورفیری دارد. کانی‌زایی در چاه‌فیروزه، در ارتباط با یک توده کوارتزمونزودیوریت پورفیری است که در سنگ‌های نفوذی کهن‌تر شامل یک توده آندزیتی و داسیتی و توف‌های آذرآواری نفوذ کرده و سبب دگرسانی و کانی‌زایی گرمابی شده است. دگرسانی گرمابی در چاه فیروزه، با دیگر کانسارهای مس پورفیری مانند میدوک، سرچشمه و دره زار در بخش شمالی کمربند مس کرمان قابل‌مقایسه است. دگرسانی پتاسیک، به طور غالب از نوع بیوتیتی است و فلدسپار پتاسیک کمتر توسعه یافته است. کانی‌سازی مس در چاه‌فیروزه، مانند بسیاری از کانسارهای مس نوع پورفیری، به‌صورت استوک‌ورک، رگچه‌های پراکنده و افشان رخداده است. کالکوپیریت، کانی درون‌زاد اصلی مس است. مولیبدنیت به طور محلی در بخش‌های مرکزی وجود دارد؛ اما میانگین عیار مولیبدن در محدوده بیشتر گمانه‌ها، کمتر از حد اقتصادی (۳۰۰ppm- ۱۰۰ppm) است.

نمونه‌های چاه‌فیروزه مانند دیگر نمونه‌های آذرین پهنه ارومیه - دختر در موقعیت کالک آلکالن قرار می‌گیرند. از نظر موقعیت زمین ساختی در محدوده بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی قرار دارند. نتایج حاصل از نمودار Th/Yb حاکی از آن است که منشأ سنگ‌های آتشفشانی در محدوده MORB-OIB است. ترکیب یافته‌های سنگ‌شناسی، دگرسانی‌ها و داده‌های زمین‌شیمی نشان می‌دهد ویژگی‌های ماگمایی و زمین‌ساختی محدوده چاه‌فیروزه با مدل‌های کلاسیک مس پورفیری مطابقت دارد. نتایج زمین‌شیمی و تحلیل اکسیدهای اصلی نشان می‌دهند که سنگ‌های مورد مطالعه منشأ ماگمایی مشترک از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه شده دارند و در محدوده بازالت تا داسیت با سری کالک آلکالن قرار می‌گیرند. روند تغییرات MgO، FeOt، CaO و SiO_2 همراه با افزایش K_2O و Na_2O و کاهش TiO_2 و P_2O_5، نقش تفریق کانی‌های مافیک و فرعی مانند پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ایلمنیت و آپاتیت در تکامل ماگمایی را نشان می‌دهد. غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HFSE، همراه با میزان بالای Al_2O_3، منشأ مرتبط با فرورانش و ذوب گوشته متاسوماتیزه شده را تأیید می‌کند، و افزایش K_2O در نمونه‌های اسیدی‌تر حاکی از تأثیر محدود آلودگی پوسته‌ای یا تفریق فلدسپار پتاسیم دار است. یکنواختی الگوهای زمین‌شیمی در سنگ‌های آتشفشانی

و نفوذی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها تحت روند تکاملی مرتبط و منشأ زمین‌شیمی یکسانی شکل‌گرفته‌اند.

قدردانی

این پژوهش بخشی از پایان‌نامه ارشد نویسنده است که با همکاری دانشگاه شهید بهشتی و شرکت ملی صنایع مس ایران (NICICO) انجام شده است. نویسندگان برای پشتیبانی مالی، فراهم‌کردن امکان بازدید و نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری و اطلاعات محدوده موردمطالعه سپاسگزاری می‌کنند. از داوران محترم برای نظرهای دقیق و سازنده برای کمک به بهبود مقاله کمال تشکر و قدردانی را دارم.

مراجع

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 229, 211–238. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2

Alirezaei, A., Arvin, M., Dargahi, S., 2017. Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran: Constrains on geochemistry. Ore Geology Reviews 88, 370–383. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.023

Arribas, A., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelly, W.C., Podwysocki, M.H., McKee, E.H., Tosdal, R.M., 1995. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. Economic Geology 90, 795–822. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.4.795

Atapour, H., Aftabi, A., 2007. The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment. Journal of Geochemical Exploration 93, 47–65. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2006.07.007

Atapour, H., Aftabi, A., 2021. Petrogeochemical evolution of calcalkaline, shoshonitic and adakitic magmatism associated with Kerman Cenozoic arc porphyry copper mineralization, southeastern Iran: A review. Lithos 398, 106261. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106261

Beane, R.E., 1981. Porphyry copper deposits: Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. Economic Geology 75, 235–269.

Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran. Journal of the Geological Society 139, 605–614. https://10.1144/GSJGS.139.5.0605

Berberian King, G.C.M., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci, 210–265. https://doi.org/10.1139/e81-019

Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In. Elsevier pp. 63–114. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Brenan, J., Shaw, H., Phinney, D., Ryerson, F., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. Earth and planetary science letters 128, 327–339. https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90154-6

De la Roche, H.d., Leterrier, J.t., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature. Chemical geology 29, 183–210. https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0

Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L.-E., Kazmin, V., Le Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I., Geyssant, J., Lepvrier, C., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241–315. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X

Dimitrijivic, M.D., 1973. Geology of kerman region, geological survey of Iran. Rep. No yu/52: 334p.

Forster, H., 1972. Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt. 24th. IGC., 1972 , 198–209.

Ghorbani, M.R., Akbari, M., Graham, I.T., Benoit, M., Sepidbar, F., 2025. What do arc magmatism trace-element patterns and Sr–Nd–Pb isotopic data reflect? Insights from the Urumieh–Dokhtar magmatic arc of Iran. Solid Earth 16, 663–680. https://doi.org/10.5194/se-16-663-2025

Hassanzadeh, J. 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continentalmargin of Iran(Shahrebabak area,Kerman province).

Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for

paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451, 71–96. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062

Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., Foley, N.K., 1985. Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. https://doi.org/10.5382/Rev.02.07

Jung, D., Moc, K., Tarkian, M., 1976. Post- mesozoic volcanisn in iran and it's reation to the subduction of the Afro-Arabin under the eurasian plate.

Le Maitre, R.W. 2002. Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas MJ, Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine PA, Schmid R., Sorensen H., Woolley AR Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. In. pp. 236–236.

Lowell, J.D., Guilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Economic Geology 65, 373–408. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.65.4.373

Meyer, C., Hemley, J. 1957. Hydrothermal alteration in some granodiorites. In Clays and Clay Minerals (National Conference on Clays and Clay Minerals), 89–100. Cambridge University Press & Assessment.

Middlemost, E.A.K., 1991. Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. Earth-Science Reviews 31, 73–87. https://doi.org/10.1016/0012-8252(91)90016-9

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American journal of science 274, 321–355.

Moghadam, I.R., Tabatabaei Manesh, S.M., Shirdashtzadeh, N., Meisel, T.C., 2025. Subduction-related magmatism (SRM) and its effect on magma fertility; Oligocene-Miocene plutonism evolution in the center of Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. Journal of the Geological Society, 2024–2154. https://doi.org/10.1144/jgs2024-154

Moghaddam, M.J., Karimpour, M.H., 2023. Eocene non-mineralization to Miocene porphyry copper mineralization-related magmatism in the Urumieh–Dokhtar magmatic arc, Iran. Journal of Geochemical Exploration 255, 107338. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107338

Mohajjel, M., Fergusson, C., Sahandi, M., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21, 397–412. https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4

Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T.V., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Stein, H.J., Babu, E., 2017. Zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology, with S isotopic composition of sulfides from the Chah-Firouzeh porphyry Cu deposit, Kerman Cenozoic arc, SE Iran. Ore Geology Reviews 88, 384–399. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.023

Mohammadzadeh, Z., Ghaderi, M., Alirezaei, S., Hassanzadeh, J., 2018. Geology, hydrothermal alteration and mineralization at Raziabad porphyry Cu deposit in the south of Kerman copper belt, southeastern Iran. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 28, 175–186. https://10.22071/gsj.2018.80135

Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100, 14–48. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016

Pease, V., Scarrow, J.H., Silva, I.G.N., Cambeses, A., 2016. Devonian magmatism in the Timan Range, Arctic Russia—subduction, post-orogenic extension, or rifting? Tectonophysics 691, 185–197. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.002

Peccerillo, A., Taylor, S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58, 63–81.

Pirajno, F., 2008. Hydrothermal processes and mineral systems (Springer Science & Business Media). p.

Richards, J.P., Porter, T., 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits. Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective 1, 7–25.

Saric, A., Djordjevic, M., Dimitrijevic, M.N. 1971. Geological map of Shahr-e-babak scale 1/100000. In. Tehran, Iran.

Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., Barton, M.D., 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. https://doi.org/10.5382/AV100.10

Shafiei, B., 2008. Metallogenic model of Kerman porphyry copper belt and its exploratory approaches. Ph. D. thesis, Shaheed Bahonar University of Kerman.

Shafiei, B., Haschke, M., Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. Mineralium Deposita 44, 265–283.
Shafiei, B., Shahabpour, J., 2008. Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, Southeastern Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 19, 247-260.
Shafiei, B., Shahabpour, J., Haschke, M., 2008. Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt: response to Neogene crustal thickening. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 19, 265-278.
Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. Journal of Asian Earth Sciences 24, 405–417. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007
Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites (J. Wiley & sons, Incorporated).
Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and planetary science letters 59, 101–118.
Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. Economic Geology 105, 3–41. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3
Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia.
Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologist. bulletin 52, 1229–1258. https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D
Stoffregen, R.E., Cygan, G.L., 1990. An experimental study of Na-K exchange between alunite and aqueous sulfate solutions. American Mineralogist 75, 209–220.
Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
Taghipour, N., Aftabi, A., 2008. Geology and Re-Os Geochornology of mineralization of the Miduk porphyry deposit,Iran. Resourse Geology 58, 143–160. https://https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00054.x
Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 94, 4697–4707. https://https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04697
Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology 18, 49–107. https://doi.org/10.1144/sjg18010049
Walker, R., Jackson, J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran: a major intra-continental strike-slip system. Journal of structural Geology 24, 1677–1698. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00170-5
Waterman, G.C., Hamilton, R.l., 1975. The Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit. Economic Geology 70, 568–576. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.3.568
Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185–187.
Wood, D.A., 1979. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. Geology 7, 499–503.https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7%3C499:AVVSUM%3E2.0.CO;2
Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits centeral,Iran. International Geology Review 47, 620–646. https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620