Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Summer 2026, Vol. 16(2): 30 - 54

Research Article

Insights into Magmatic Evolution, Oxidation State, and Fertility Potential of the Kuh-e-Esfand Porphyry Copper Deposit, Jiroft, Based on Zircon Geochemistry

Alireza Zarasvandi[1]*, Sakine Soltani Mehr[1], Adel Saki[1], Mohsen Rezaie[1], Nader Taghipour[2], Songjian Ao[3]

1-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran
2- School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran
3- State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Abstract

In this study, zircon trace-element geochemistry was investigated to evaluate the oxidation state and magmatic evolution of the quartz-dioritic intrusion associated with the Kuh-e-Esfand porphyry Cu deposit, southern Jiroft, southeastern Iran. Following cathodoluminescence, transmitted- and reflected-light imaging, and selection of suitable analytical spots, LA-ICP-MS analyses were conducted on 18 zircon grains. Zircon Eu/Eu* ratios (>0.4) and 10^4(Eu/Eu*)/YbN values (5–24) suggest that the parental magma was relatively hydrous and oxidized, exhibiting geochemical characteristics comparable to those of economically fertile porphyry Cu systems. The zircon compositional trends are consistent with the evolution of the quartz-dioritic magma through amphibole and apatite fractional crystallization, followed by an increasing contribution of apatite crystallization. This interpretation is consistent with the hydrous nature of the parental melt. Zircon-based estimates of the magma oxidation state suggest an increase in oxygen fugacity from ΔFMQ = 0.24 to 1.64 during the evolution of the silicate system. This range is consistent with the oxidation conditions required for the stability of oxidized sulfur and efficient metal transport in porphyry systems. The progressive increase in oxygen fugacity may be related to several processes, including amphibole crystallization, hydrothermal fluid exsolution, and degassing of SO_2-bearing volatile phases. Zircon geochemical indices, particularly Eu/Eu* (>0.4) and 10^4(Eu/Eu*)/YbN, show potential for assessing magma fertility, whereas Hf concentrations should be interpreted with caution. These results support the mineralization potential of the Kuh-e-Esfand deposit and highlight the southern KMCB as a prospective region for future porphyry Cu exploration.

Keywords: *Zircon Geochemistry, Magma Evolution, Oxygen Fugacity, Kuh-e-Esfand Porphyry Copper Deposit, LA-ICP-MS.*

1-Introduction

The formation of porphyry Cu deposits requires highly oxidized (ΔFMQ ≥ +1), hydrous (≥4 wt% H_2O), and strongly fractionated magmas. Although whole-rock and silicate mineral chemistry can be used to assess magma redox state, water content, and degree of evolution, these signatures are often modified by hydrothermal alteration. In contrast, zircon is highly resistant to alteration and reliably records magmatic processes through trace-element systematics. Zircon geochemical indicators—such as Ce and Eu

* Corresponding author: zarasvandi_a@scu.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2026.52359.2574
Received: 2026-06-10
Accepted: 2026-09-04

ISSN: 2717-0764

anomalies, Eu/Eu*, Ce/√(U×Ti), (10^4 × Eu/Eu*)/Y, (Eu/Eu*)/Yb_N, and Hf, Zr/Hf, and Th/U ratios—provide robust constraints on magma oxidation state, water content, and fractionation. The Kuh-e-Esfand deposit, located in the southern Kerman Magmatic Copper Belt (KMCB), is associated with I-type, calc-alkaline, hydrous, and oxidized magma. Progressive magma evolution enhanced fluid salinity and chlorine partitioning, facilitating efficient Cu transport and contributing to deposit formation. This study presents LA-ICP-MS trace and REE analyses of zircon to constrain magma evolution and redox changes during quartz-diorite emplacement, highlighting zircon geochemistry as an effective tool for evaluating porphyry fertility. By comparing the geochemical characteristics of zircons from Kuh-e-Esfand with previous studies, the most effective zircon-based indicators of magma fertility will be evaluated.

2-Materials and methods

With attention to hydrothermal effects, Quartz diorite samples were collected from least altered sections. The samples were crushed, sieved, and washed. Zircon grains were separated under a binocular microscope, mounted in epoxy, polished to reveal internal structures and inclusions, and imaged using reflected, cathodoluminescence, and transmitted-light microscopy. Zircons were analyzed by LA–ICP–MS using a 193 nm Resolution SE laser coupled to an Agilent 7900 ICP–MS at the Lithosphere Evolution Lab, Chinese Academy of Geological Sciences. Analyses used a 30 µm laser beam, 6 Hz repetition rate, and 20 J/cm² energy density, with 20 s gas-background collection followed by up to 40 s laser ablation. Zircon 91500 (1.062 Ga) served as an external standard for elemental fractionation, with NIST SRM 610 as the external reference for trace elements and Si as the internal standard. Calibration was repeated after every 10 analyses.

3-Results

3-1-Zircon geochemistry:

Chondrite-normalized REE patterns indicate HREE enrichment, LREE depletion, positive Ce and weak negative Eu anomalies, typical of magmatic arc zircons. Studied zircons have Hf concentrations ranging from 9702- 12436 ppm and Ti concentrations ranging from 2.05- 7.28 ppm. Hf and Ti exhibit a negative correlation. Th/U and Yb/Gd ratios demonstrate values ranging from 0.26- 0.59 and 17.26- 30.44, respectively. Th/U and Yb/Gd ratios display negative and positive correlations with increasing Hf, respectively. Eu/Eu* ratios range from 0.57-0.74 and display a nearly constant trend with Hf. Ce/√(U_ixTi) values vary from 0.3-0.69.

3-2-Zircon thermometer and oxybarometer:

Ti-in-zircon thermometer of Ferry and Watson (2007) was utilized to calculate zircon formation temperatures, assuming a TiO_2 activity of 0.5 and SiO_2 activity of 1. Zircons from quartz-diorite intrusions have temperature variations from 782±25 to 668±21 °C. Oxidation state was calculated using the Loucks et al. (2020) method, with ΔFMQ values ranging from 0.24 to 1.64.

4-Discussions

4-1-Zircon geochemistry and magma evolution:

Zircon's geochemical sensitivity to chemical changes and physicochemical conditions of the melt makes it an ideal candidate for tracking melt evolution. An increase in Hf concentration within the zircon structure indicates a progressive melt evolution (Nathwani et al., 2021). A primary factor controlling zircon chemistry is the crystallization sequence of minerals forming prior to or alongside it. In hydrous mafic-to-intermediate melts, amphibole is the dominant ferromagnesian phase; its crystallization removes Y from the system, thereby increasing the zircon Hf/Y ratio (Large et al., 2018). As the melt evolves toward felsic compositions, amphibole crystallization decreases, while apatite ± titanite begins to crystallize. This mineral assemblage not only reduces the Hf/Y ratio but also increases the Yb/Gd ratio and decreases the Th/U ratio in zircon by preferentially hosting Gd and Th over Yb and U (Nathwani et al., 2021). Zircon geochemistry in the Kuh-e-Esfand suite reveals a progressive magmatic evolution toward felsic compositions, evidenced by an increase in Hf content (9702–12436 ppm) as crystallization temperatures decreased. Systematic trends in Th/U and Yb/Gd ratios suggest a fractionation sequence dominated by

ISSN: 2717-0764

amphibole+apatite crystallization, followed by an increase in apatite crystallization, as confirmed by apatite inclusions within zircons. Furthermore, elevated Eu/Eu* ratios (0.57–0.74) signal a fertile magmatic system with mineralization potential. This geochemical signature is consistent with a highly hydrous melt (5.6–7.9 wt% H_2O), where suppressed plagioclase formation prevented strong Eu depletion, maintaining the observed weak negative Eu anomalies.

4-2-Zircon geochemistry and the evolution of magmatic redox conditions:

The increase in the Ce/√(U×Ti) ratio in zircon with magma evolution reflects a progressive increase in the melt oxygen fugacity (Loucks et al., 2020). Several factors may contribute to the increase in melt fO_2: 1) Fractional crystallization of amphibole (Goltz et al., 2022); 2) Exsolution of hydrothermal fluids (Loucks and Fiorentini, 2023). 3) The reduction of magmatic sulfate to SO_2 (Dilles et al., 2015). Cooling of an oxidized, sulfur-rich magma can cause anhydrite crystallization due to $CaSO_4$ saturation. Continued cooling leads to fluid saturation and anhydrite breakdown, releasing SO_2 into hydrothermal fluids and CaO into the melt. This process supplies sulfur to porphyry systems and is coupled with Fe oxidation, resulting in an overall increase in melt oxygen fugacity. Petrographic observations from Kuh-e-Esfand quartz-diorite intrusions support this scenario. However, SO_2 exsolution cannot be the only mechanism controlling fO2 increases in quartz-diorite intrusions. Loucks and Fiorentini (2023) discussed Hydrothermal fluid exsolution as an effective mechanism for increasing the oxidation state of magma. Data from the 10^4(Eu/Eu*)/Yb_N versus Ce/√(U×Ti) diagram suggest that Kuh-e-Esfand's zircons crystallized before, during, and after fluid saturation.

4-3-Application of zircon geochemistry as an exploration tool in the Southern KMCB:

A fundamental characteristic of fertile melts is their capacity to retain and transport sulfur, a feature directly controlled by magmatic oxygen fugacity (Richards, 2015). Redox conditions prevailing around ΔFMQ ≈ 1 provide the sulfur necessary for the formation of porphyry systems and ultimately contribute to higher mineralization grades. The ΔFMQ values of the Kuh-e-Esfand quartz-diorite (0.24 to 1.64) show good agreement with the sulfur oxidation threshold. Magmatic oxygen fugacity increases significantly with the exsolution of hydrothermal fluids, as observed in the Kuh-e-Esfand quartz-diorite. The early occurrence of fluid saturation and exsolution, followed by an increase in magmatic oxidizing conditions at low pressures, significantly enhances the potential for forming an economic deposit. A magmatic water content of 2–6 wt.% provides potentially favorable conditions for economic mineralization (Chiaradia, 2020). The 10^4(Eu/Eu*)/Yb_N ratio in the Kuh-e-Esfand zircons ranges from 5 to 24. This interval is comparable to the Jiama deposit and overlaps well with values recorded for other fertile suites (these values range between 5–44 for Sarcheshmeh, 8–37 for Sungun, 5–24 for Jiama, and 3–36 for Batu Hijau; in contrast, the barren Kadoona dacite shows values between 0.41 and 3). This pattern suggests that the parent magma of the Kuh-e-Esfand quartz-diorite possessed a relatively high water content. Additionally, the Eu/Eu* ratios in the Kuh-e-Esfand zircons—which serve as indicators of both redox conditions and magmatic water content—are consistent with the ranges observed in the mentioned deposits. Zircon Hf concentrations > 8750 ppm have been proposed as a factor for discriminating fertile suites from barren ones. However, the lack of a systematic trend between fertility and the range of Hf variation in the current data presented suggests that caution is required when using zircon hafnium values to determine fertility potential. The investigation of Kuh-e-Esfand zircons demonstrates that the parent magma was a hydrous and oxidized melt with favorable potential for forming economic mineralization. These results, while supporting the practical application of zircon as a pointer mineral for porphyry Cu systems, point to the exploration significance of the southern sector of the KMCB and warrant further exploration activities in this region.

5-Conclusion

1. High zircon Eu/Eu* ratios (>0.4) indicate a water-rich magma that suppressed early plagioclase fractionation. The magmatic evolution was primarily dominated by 40–60% fractional crystallization of an amphibole and apatite assemblage.

ISSN: 2717-0764
CC BY

2. Magmatic oxygen fugacity increased by approximately 1.5 log units (from delta FMQ 0.24 to 1.64) during zircon growth. This oxidation trend was driven by the exsolution of hydrothermal fluids and SO_2 volatiles, which is also manifested in the distinct oscillatory zoning of the zircon rims.
3. The hydrous and oxidized nature of the Kuh-e-Esfand quartz-diorite is consistent with the geochemical signatures of fertile porphyry Cu systems, suggesting favorable exploration potential within the southern sector of the KMCB.
4. Zircon-based indices, particularly Eu/Eu* and 10^4(Eu/Eu*)/Yb_N, appear to be effective tools for assessing magmatic water content and redox states, providing a useful framework for evaluating porphyry fertility.

6-References

Chiaradia, M., 2020. How much water in basaltic melts parental to porphyry copper deposits?. Frontiers in Earth Science 8, 138. https://doi.org/10.3389/feart.2020.00138.

Dilles, J., Kent, A., Wooden, J., 2015. Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas. Economic Geology 110, 241–251. https://doi.org/10.2113/econgeo.110.1.241.

Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contribution to Mineralogy and Petrology. 154, 429–437. http://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0.

Goltz, A.E., Krawczynski, M.J., McCanta, M.C., Darby Dyar, M., 2022. Experimental calibration of an Fe3+/Fe2+-in-amphibole oxybarometer and its application to shallow magmatic processes at Shiveluch Volcano, Kamchatka. American Mineralogist 107, 2084–2100. https://doi.org/10.2138/am-2022-8031.

Large, S.J.E., Von Quadt, A., Wotzlaw, J.F., Guillong, M., Heinrich, C.A., 2018. Magma evolution leading to porphyry Au-Cu mineralization at the Ok Tedi deposit, Papua New Guinea: Trace element geochemistry and high-precision geochronology of igneous zircon. Economic Geology 113(1). https://doi. org/ 10. 5382/ econg eo.2018. 4543.

Loucks, R.R., Fiorentini, M., Henríquez, G., 2020. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. Journal of Petrology 61(3). http://doi.org/10.1093/petrology/egaa034.

Loucks, R.R., Fiorentini, M.L., 2023. Oxidation of magmas during gain and loss of H2O recorded by trace elements in zircon. Earth and Planetary Science Letters 622, 118377. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118377.

Nathwani, C.L., Simmons, A.T., Large, S.J.E., Wilkinson, J.J., Buret, Y., Ihlenfeld, C., 2021. From long-lived batholith construction to giant porphyry copper deposit formation: petrological and zircon chemical evolution of the Quellaveco District, Southern Peru. Contribution to Mineralogy and Petrology 176, 12. https://doi.org/10.1007/s00410-020-01766-1.

Richards, J.P., 2015. The oxidation state and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. Lithos 233, 27–45. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.011.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Zarasvand, A., Soltani Mehr, S., Saki, A., Rezaie, M., Taghipour, N., 2026. Insights into Magmatic Evolution, Oxidation State, and Fertility Potential of the Kuh-e-Esfand Porphyry Copper Deposit, Jiroft, Based on Zircon Geochemistry. Adv. Appl. Geol. 16 (2), 30-54.
DOI: 10.22055/aag.2026.52359.2574
https://aag.scu.ac.ir/article_20895.html

©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

مقاله پژوهشی

رهیافتی بر تکامل ماگمایی، شرایط اکسایشی و پتانسیل باروری کانسار مس پورفیری کوه اسفند، جیرفت، بر اساس زمین‌شیمی زیرکن

علیرضا زراسوندی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
سکینه سلطانی مهر
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
عادل ساکی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
محسن رضایی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
نادر تقی‌پور
دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران
سونگجیان آ
آزمایشگاه تکامل سنگ کره، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، پکن، چین
zarasvandi_a@scu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۵/۰۳/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۶/۱۳

چکیده

در این پژوهش، ژئوشیمی عناصر کمیاب زیرکن به‌منظور ارزیابی شرایط اکسایشی و تکامل ماگمایی توده کوارتزدیوریتی کانسار مس پورفیری کوه‌اسفند، جنوب جیرفت، مورد بررسی قرار گرفته است. به این منظور، پس از تهیه تصاویر کاتادولومینسنس، نور عبوری و انعکاسی و تعیین نقاط مناسب، آنالیز LA-IC-MS بر روی ۱۸ کانی زیرکن، صورت گرفته است. نسبت‌های Eu/Eu* > ۰/۴ و $10^4(Eu/Eu^*)/Yb_N$ (۲۴ – ۵)، نشان می‌دهند که ماگمای مولد این سامانه از ماهیتی آب‌دار و نسبتاً اکسیدان برخوردار بوده و از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی با سامانه‌های مس پورفیری اقتصادی قابل مقایسه است. نتایج پژوهش حاضر با الگوی حاصل از تکامل مذاب کوارتزدیوریتی با تبلور تفریقی آمفیبول و آپاتیت و در ادامه افزایش فراوانی حضور آپاتیت سازگار است. این امر با ماهیت آب‌دار مذاب والد، همخوانی دارد. همچنین، بررسی شرایط اکسایشی سیستم در زمان تبلور زیرکن‌ها، بیانگر افزایش فوگاسیته اکسیژن مذاب از ΔFMQ = ۰/۲۴ تا ΔFMQ = ۱/۶۴ هم‌زمان با تکامل سیستم سیلیکاته می‌باشد. این میزان با محدوده اکسایش مورد نیاز برای پایداری گوگرد اکسیدشده و انتقال مؤثر فلزات در سامانه‌های پورفیری همخوانی دارد. این افزایش را می‌توان به عوامل متعدد، از جمله تبلور آمفیبول، خروج سیالات هیدروترمال و ترکیبات فرار حاوی SO_2 مرتبط دانست. بررسی نسبت‌های عنصری زیرکن نشان می‌دهد که شاخصه‌هایی مانند Eu/Eu* (۰/۴ <) و $10^4(Eu/Eu^*)/Yb_N$، کارایی بالایی در ارزیابی پتانسیل باروری ماگما دارد؛ در حالی‌که تفسیر نتایج بر اساس میزان Hf باید با احتیاط صورت گیرد. نتایج این پژوهش ضمن تأیید قابلیت کانه‌زایی کانسار کوه اسفند، پتانسیل بالای بخش جنوبی KMCB را برای اکتشافات آتی نشان می‌دهد.

واژه های کلیدی: *زمین‌شیمی زیرکن، تکامل ماگما، فوگاسیته اکسیژن، کانسار مس پورفیری کوه اسفند، LA-ICP-MS*

۱-مقدمه

در تشکیل کانسارهای مس پورفیری، وجود مذاب‌هایی با درجه اکسایش بالا (ΔFMQ +1, +2)، محتوای بالای آب (≥ 4 wt% H2O) و درجه بالایی از تبلور تفریقی، ضروری هستند (Pizarro et al., 2020). شاخصه‌های ژئوشیمیایی مختلفی در ارزیابی شرایط ماگمایی سیستم‌های پورفیری، به کار گرفته می‌شوند؛ در بررسی میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما، نسبت Fe3+/Fe2+ در ترکیب سنگ کل، شیمی

اکسیدهای Fe-Ti و حضور کانی‌های شاخص فوگاسیته بالای اکسیژن، مانند مگنتیت، هماتیت و انیدریت کاربرد دارد (Sun et al., 2013; Zarasvandi et al., 2023). به منظور ارزیابی محتوای H2O ماگما، از شیمی کانی‌هایی چون بیوتیت و آمفیبول استفاده می‌شود (Zarasvandi et al., 2018; Zarasvandi et al., 2019; Zarasvandi et al., 2025b; Zarasvandi et al., 2025c; Miri et al., 2026)؛ و درجه تکامل و تفریق مذاب با زمین‌شیمی سنگ کل و نسبت‌هایی مانند Eu/Eu*، Sr/Y و V/Sc مطالعه می‌شود (Zarasvandi et al., 2005; Chiaradia et al., 2012; Loucks, 2014; Zarasvandi et al., 2018; Zarasvandi et al., 2022). با این حال، در نتیجه عملکرد سیالات هیدروترمال، احتمال تغییر در شیمی اولیه سنگ کل و کانی‌ها وجود دارد (Richards, 2003; Sillitoe, 2010). زیرکن، به دلیل ماهیت مقاوم در برابر دگرسانی و هوازدگی و نیز به دلیل سرعت بسیار پایین انتشار یون‌های چهار ظرفیتی در ساختار کانی، که منجر به حفظ ترکیب اولیه آن می‌شود، به یکی از قابل اعتمادترین کانی‌های نشانگر پایش فرایندهای کنترل کننده تکامل ماگما تبدیل شده است (Aranovich and Bortnikov, 2018) و اخیراً مورد توجه پژوهشگران مختلف قرار گرفته است (Pizarro et al., 2020; Lee et al., 2021; Liu et al., 2025). علاوه بر این، رشد کریستال‌های زیرکن، می‌تواند به مدت مدیدی و همراه با تکامل مذاب ادامه پیدا کند؛ این ویژگی امکان استفاده از ژئوشیمی این کانی به عنوان یک نشانگر، در بررسی چگونگی تکامل سیستم ماگمایی را در اختیار می‌گذارد (Dilles et al., 2015; Large et al., 2021; Nathwani et al., 2021; Loucks et al., 2024) در ساختار بلورین کانی، عناصر فرعی و نادر خاکی با ظرفیت‌های یونی مختلف جانشین Zr4+ (Sn4+, Th4+, U4+, Hf 4+) و Si4+ (Ge4+, Ti4+) می‌شوند (Ferry and Watson, 2007). Ballard و همکاران (۲۰۰۲) آنومالی مثبت Ce (۱۲۰< Ce4+/Ce3+) و میزان ۰/۳< Eu/Eu* در ساختار زیرکن را به بالا بودن شرایط اکسایشی ماگما مربوط می‌دانند. اخیراً Loucks و همکاران (۲۰۲۰) رابطه Ce/√(UixTi) را برای محاسبه فوگاسیته اکسیژن مذاب بر پایه شیمی زیرکن ارائه نموده‌اند. همچنین، Lu و همکاران (۲۰۱۶) نسبت‌های ۰/۳< Eu/Eu* و ۱ <104x(Eu/Eu*)/Y و Loucks و همکاران (۲۰۲۴) نسبت (Eu/Eu*)/YbN در ترکیب زیرکن را، به عنوان شاخصه‌هایی در بررسی محتوای H2O ماگما ارائه نموده‌اند. علاوه بر این، بالا بودن میزان تمرکز Hf zircon و نسبت‌هایی مانند Zr/Hf و Th/U در بررسی درجه تکامل مذاب، بر پایه شیمی زیرکن، به کار برده می‌شوند (Dilles et al., 2015; Kirkland et al., 2015).

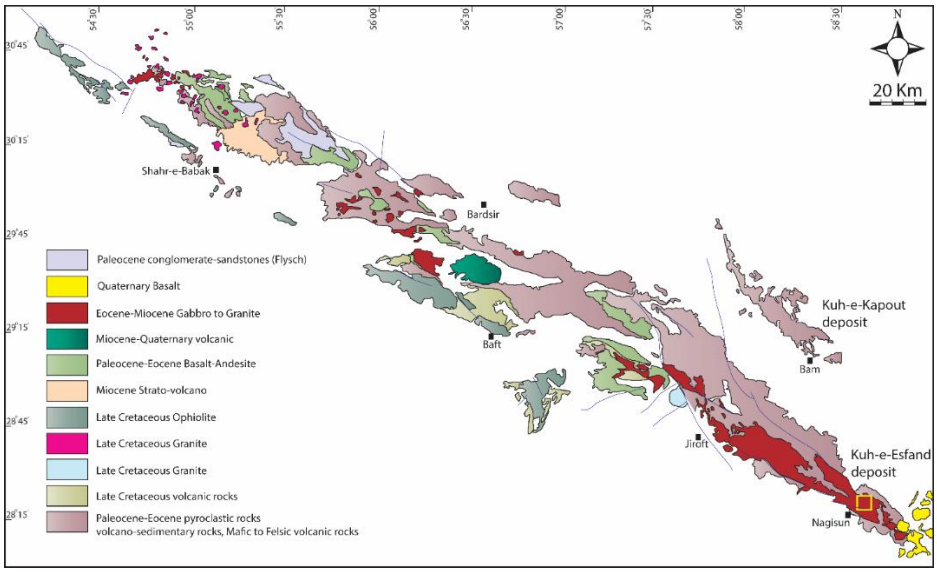
کانسار مس پورفیری کوه اسفند، در ۹۰ کیلومتری جنوب شرق جیرفت قرار گرفته است. در این منطقه، مجموعه‌ای از توده‌های دیوریت/کوارتز دیوریت و گرانودیوریت در توده‌های آتشفشانی منطقه نفوذ کرده‌اند و تشکیل این کانسار مس پورفیری، نتیجه فعالیت‌های ماگمایی/ هیدروترمال واحدهای کوارتزدیوریتی می‌باشد (Zarasvandi et al., 2025a, 2025b). Zarasvandi و همکاران (۲۰۲۵b) با مطالعه کانی‌های سیلیکاته نفوذی‌های این کانسار، به تبیین خصوصیات فیزیکوشیمیایی آن‌ها پرداخته‌اند. بر اساس پژوهش مذکور، مذاب اکسیدان و آب‌دار، با مشخصات کالک آلکالن تیپ I، مولد کانسار مس پورفیری کوه اسفند می‌باشد. اهمیت تکامل ماگما در تشکیل کانسارهای مس پورفیری از آن جهت است که، ظریب تقسیم Cl بین سیال و مذاب با تکامل سیستم، به سمت ترکیبات فلسیک‌تر، تا بیش از ۱۰ برابر افزایش می‌یابد (Tattitch et al., 2021). این بدان معنا است که، سیالاتی که از مذاب‌های تکامل یافته‌تر خارج می‌شوند، میزان Cl- بیشتری خواهند داشت؛ با توجه به اینکه، Cl- یک عامل کلیدی برای حمل Cu در سیستم‌های ماگمایی/ هیدروترمال محسوب می‌شود (Zajacz et al., 2012) شوری بالاتر به معنی امکان حمل بیشتر Cu توسط سیالات معدنی است. با پیشرفت فرآیند انجماد ماگما از ۰٪ تا ۵۰٪ تبلور مذاب، میزان Cu و Cl در گرماب‌های خارج شده از سیستم به ترتیب از ۵-۲/۵ درصد وزنی Cl و ppm Cu ۱۵۰۰-۰ به ۱۳-۱ درصد وزنی Cl و ppm Cu ۰- ۴۰۰۰ افزایش خواهد یافت و دلیل این تغییرات، افزایش میزان سیلیکا در سیستم است (Tattitch et al., 2021). سلطانی و همکاران (۱۴۰۳) سیالات درگیر کانسار کوه اسفند را مورد مطالعه قرار داده‌اند؛ بر اساس این پژوهش،

شوراب‌های چند فازی، با دما و شوری ۳۵۸ تا ۵۹۸ درجه سانتیگراد و ۴۲-۷۰ درصد وزنی معادل نمک طعام، مسئول کانه‌زایی هستند. خروج سیالات هیدروترمال با چنین درصد بالایی از شوری، نشان می‌دهد که، مذاب مولد کانسار کوه اسفند، درجات بالایی از تبلور و تکامل ماگما را تجربه کرده است.

در این مطالعه ما، ضمن ارائه نتایج آنالیز LA-ICP-MS بر روی عناصر فرعی و نادر خاکی زیرکن، به بررسی مسیر تکامل ماگما می‌پردازیم و این امر، از طریق مطالعه تأثیری که تبلور کانی‌های مختلف، بر زمین شیمی زیرکن می‌گذارد، صورت می‌گیرد؛ علاوه بر این با استفاده از شاخصه‌های معرف فوگاسیته اکسیژن و محتوای H2O ماگما، به تغییراتی که در شرایط اکسایشی مذاب، هم‌زمان با تکامل آن رخ داده است، خواهیم پرداخت و با مقایسه شاخصه‌های ژئوشیمیایی زیرکن‌های کوه اسفند با مطالعات پیشین، مؤثرترین شاخصه‌های معرف باروری مذاب را بررسی خواهیم کرد.

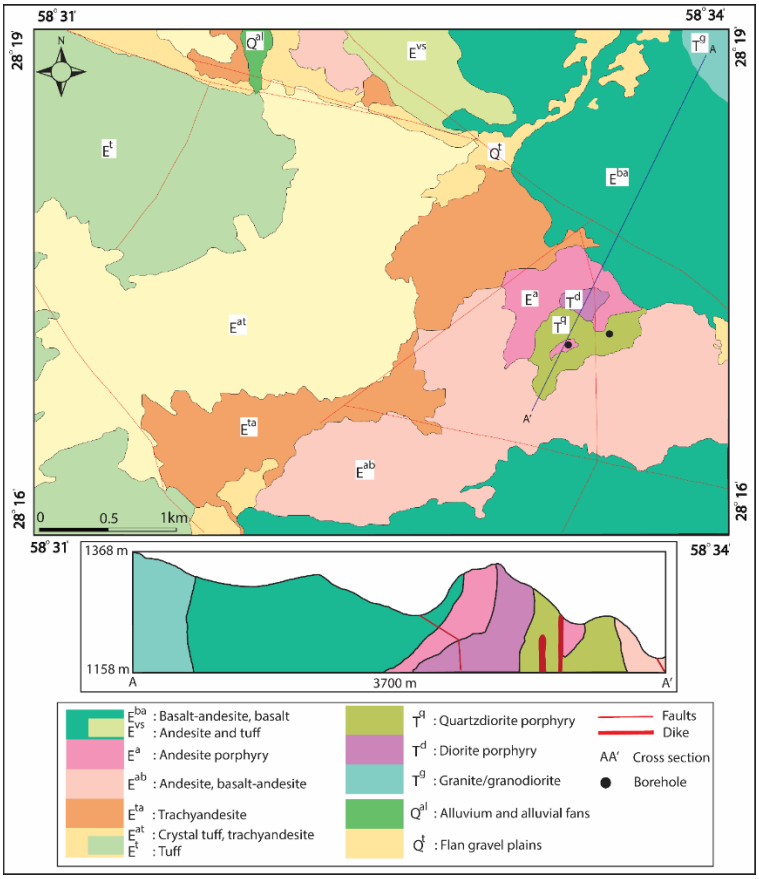
۲-زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه- دختر و جنوب شرق جیرفت قرار گرفته است. بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه- دختر، به نام کمربند ماگمایی سنوزوئیک کرمان (KMCB) شناخته شده و در وسعتی به طول ۸۰۰ کیلومتر و پهنای ۸۰-۶۰ کیلومتر گسترده شده است (شکل ۱)؛ Hassanzadeh (۱۹۹۳) سه سکانس ولکانیکی اصلی در KMCB معرفی کرده است؛ شامل: ۱) کمپلکس بهرآسمان، با وسعتی بالغ بر ۲۰۰۰ کیلومتر مربع، متشکل است از پیروکلاست‌های ائوسن، توف و برش‌های ولکانیکی، جریان‌های ولکانیکی تراکی آندزیت و تراکی بازالت با میان لایه‌هایی از سنگ‌های رسوبی. این کمپلکس آذرین، نمایانگر قدیمی‌ترین فعالیت‌های ولکانیکی در این منطقه است؛ به طوری‌که، مطالعات جدید، برای برخی از واحدهای بهرآسمان، سن اواخر کرتاسه را تعیین نموده است (Hosseini et al., 2017)؛ ۲) کمپلکس رازک، شامل، بازالت‌های کالک- آلکالن/تولائیتی تا واحدهای ولکانوکلاستی ریولیتی به سن اواسط تا اواخر ائوسن؛ و ۳) کمپلکس هزار، متشکل از تراکی آندزیت و تراکی بازالت‌های اواخر ائوسن تا اواسط اولیگوسن. در مطالعه‌ای که اخیراً صورت پذیرفته است، فعالیت‌های ماگمایی KMCB به پنج فاز تقسیم شده است (Atapour and Aftabi, 2021)؛ فاز اول شامل فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن که با تشکیل کمپلکس‌های بهرآسمان، رازک و هزار همراه بوده است؛ فاز دوم عمدتاً به سن اولیگو-میوسن که با تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی جبال بارز همراه بوده است؛ فاز سوم و چهارم که به ترتیب با تشکیل آتشفشانی‌های داسیتی میوسن میانی تا بالایی تیپ کوه پنج و به دنبال آن تشکیل دیوریت-کوارتزدیوریت میوسن بالایی همراه بوده است؛ نهایتاً فاز پنجم که با تشکیل بازالت‌های آلکالن و دایک‌های لامپروفیری پلیوسن-پلئیستوسن همراه بوده است (Atapour and Aftabi, 2021). این فعالیت‌ها، با فرورانش نئوتتیس و برخورد متعاقب آن ناشی از همگرایی صفحات آفرو-عربی و اوراسیا مرتبط هستند (Dewey et al., 1973). به عقیده Asadi (۲۰۱۸) کانسارهای مس پورفیری کمربند ماگمایی سنوزوئیک کرمان، در محیط تکتونیکی پس از برخورد و در دو دوره زمانی تشکیل شده‌اند؛ ۱) اوایل تا اواخر اولیگوسن، که با تشکیل توده‌های کالک-آلکالن نرمال جبال بارز همراه بوده و ۲) اوایل میوسن تا اوایل پلیوسن، که با تشکیل توده‌های شبه آداکایت تیپ کوه‌پنج همراه بوده است. توده‌های تیپ جبال بارز، بیشتر در بخش جنوبی KMCB و توده‌های جوان‌تر و بارورتر کوه‌پنج، در بخش شمالی آن تمرکز یافته‌اند. منطقه مورد مطالعه، در بخش جنوبی KMCB و در جایی‌که آذرین‌های جبال بارز عمده لیتولوژی منطقه را تشکیل می‌دهند، قرار گرفته است. آندزیت و توف‌های آندزیتی دگرسان شده، با دگرسانی‌های پروپیلیتیک، فیلیک و آرژلیک، بخش عمده این منطقه را پوشانده‌اند (شکل ۲). علاوه بر این، در بخش‌های شمالی و جنوبی این منطقه، سنگ‌های آذرین آندزیتی-بازالتی غیر دگرسان شده‌ای دیده می‌شوند که، ارتفاعات این منطقه را تشکیل می‌دهند؛ همچنین، دایک‌های آندزیتی غیر دگرسان شده‌ای در آتشفشانی‌ها و نفوذی‌های این منطقه نفوذ کرده‌اند. در منطقه مورد مطالعه، توده‌های دیوریت/کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت، به درون واحدهای آتشفشانی قدیمی‌تر نفوذ کرده‌اند (Zarasvandi et al., 2025a, 2025b).



شکل ۱- نقشه زمین شناسی کمربند سنوزوئیک مس کرمان، برگرفته از (Moghadam et al., 2022).

Fig 1. Geological map of the Kerman Cenozoic Copper Belt, adopted from (Moghadam et al., 2022).



شکل ۲- نقشه زمین شناسی (تعدیل شده و برگرفته از (Taghipour et al., 2020) و نیمرخ زمین شناسی (در امتداد خط AA′) کانسار مس پورفیری کوه اسفند (Zarasvandi et al., 2025b). نقاط سیاه رنگ محل گمانه‌های حفاری را نشان می‌دهند. نمونه‌برداری از گمانه‌های حفاری و از اعماق ۲۷۵، ۴۹۵ و ۷۳۵ متری برداشت شده است.

Fig 2. Simplified geological map (modified after (Taghipour et al., 2020)) and cross-section (along line AA′) of the Kuh-e-Esfand porphyry copper deposit (Zarasvandi et al., 2025b). Black dots indicate drill hole locations. Samples were collected from the boreholes at depths of 275, 495, and 735m.

۳-سنگ نگاری

مطالعه مقاطع میکروسکوپی واحدهای کوارتزدیوریتی، نشان می‌دهد که، زمینه دانه ریز سنگ، از بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم تشکیل شده است و بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت و به میزان کمتر هورنبلند، بافت پورفیری سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ a و b). پلاژیوکلازها با بافت پلی سنتتیک و گاهاً میکروکلین، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، در غالب موارد آثار فرسایش و سریسیتی شدگی را نشان می‌دهند (شکل ۳-b). بیوتیت‌ها به انواع ماگمایی، تعادل مجدد و ثانویه یا هیدروترمال قابل تقسیم می‌باشند. بیوتیت و هورنبلند اغلب آثار بیوتیتی شدگی را نشان می‌دهند (شکل ۳-b) و هورنبلند به صورت ادخال در پلاژیوکلاز نیز دیده می‌شود. کوارتز، به دو نوع ماگمایی و هیدروترمال قابل تقسیم است و بلورهای درشت کوارتزهای هیدروترمال با ادخال‌های فراوان از سیالات درگیر، زمینه دانه ریز سنگ را قطع می‌کنند (شکل ۳-b). پلاژیوکلاز به میزان ۴۵-۵۰٪، کانی‌های فرومنیزین ۱۵-۲۰٪، کوارتز به همراه فلدسپار پتاسیم ۲۰٪ حضور دارند و کانی‌های فرعی شامل انیدریت، کلسیت، زیرکن و آپاتیت است. در نمونه دستی، پلاژیوکلازها تا اندازه بیش از ۷ میلی‌متر، بیوتیت ۳-۴ میلی‌متر و هورنبلند تا ۳ میلی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۳-a).

بافت پورفیری واحدهای آتشفشانی آندزیت، آندزیت-بازالت، در نمونه‌های دستی مشهود است (شکل ۳-c). زمینه سنگ، دانه ریز است و از پلاژیوکلاز+ فلدسپار پتاسیم+ کوارتز تشکیل شده است (شکل ۳-d). کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ، شامل، پلاژیوکلاز (۵۵-۵۰٪)، فلدسپار پتاسیم و کوارتز(۲۰-۱۵٪)، کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول) (۱۰-۵٪) و پیروکسن (۱۵-۱۰٪) می‌باشند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز (۷-۰/۵ میلی‌متر)، با بافت پلی سنتتیک و گاهاً دوقلویی، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، دیده می‌شوند (شکل ۳-d). بیوتیت و آمفیبول، با اندازه‌ای بالغ بر ۲ میلی‌متر به همراه پلاژیوکلاز، بافت پورفیری سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-c). در این منطقه، واحدهای آتشفشانی و توده‌های نفوذی، با درجات مختلف، آثاری از انواع دگرسانی‌های هیدروترمال و سوپرژن را نشان می‌دهند.

۴-دگرسانی و کانه‌زایی

بر اساس مطالعات صحرایی و مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی، در منطقه مورد مطالعه، پنج نوع دگرسانی قابل تشخیص است. دگرسانی پتاسیک، عمدتاً همراه با توده‌های کوارتز دیوریت/دیوریت و گرانودیوریت مشاهده می‌شود؛ و با تشکیل بیوتیت‌های تعادل مجدد و ثانویه، فلدسپار پتاسیم ثانویه، پیریت، کالکوپیریت و به میزان کمتر انیدریت، مگنتیت، کلریت و سریسیت همراه است (شکل ۴-a). انیدریت‌ها، بعضاً دارای حاشیه فرسایش یافته هستند و تشکیل مگنتیت به عنوان فاز ثانویه، پس از دگرسانی کانی‌های هورنبلند و بیوتیت مشاهده می‌شود (شکل ۴-b). با افزایش عمق، پتاسیک به مجموعه‌ای از کانی‌های کوارتز - سریسیت - فلدسپار پتاسیم – کلریت- انیدریت، تبدیل می‌شود (شکل ۴-c). در حالی‌که، در اعماق کمتر جانشینی پتاسیک به وسیله فیلیک رخ داده است (شکل ۴-e). این جانشینی با تشکیل کوارتز، سریسیت، فلدسپار، پیریت، کلریت و کلسیت همراه است. تشکیل کانه‌زایی کالکوپیریت - مولیبدنیت در مرز پتاسیک، فیلیک رخ داده است و کانه‌زایی به صورت رگه/رگچه‌ای و پراکنده و با تشکیل پیریت، کالکوپیریت و ندرتاً مولیبدنیت (Zarasvandi et al., 2025b)، قابل تشخیص است (شکل ۴ d و e). دگرسانی پروپیلیتیک، با کانی‌های اپیدوت، کلریت و اکتینولیت همراه است و گسترده‌ترین نوع دگرسانی در این منطقه را تشکیل داده و گاهاً به وسیله آرژیلیک و فیلیک جانشین شده است (Zarasvandi et al., 2025b). نمونه‌هایی که در اینجا مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، از مغزه‌های حفاری توده کوارتزدیوریت و از اعماق ۲۷۵، ۴۹۵ و ۷۳۵ متری برداشت شده‌اند.

۵-روش مطالعه

منطقه مورد مطالعه با مجموعه‌ای از توده‌های آتشفشانی و توف با ترکیب آندزیت، بازالت- آندزیت و نفوذی‌هایی با ترکیب دیوریت و کوارتزدیوریت تا گرانیت/گرانودیوریت پوشیده شده است (شکل ۲). انواع آلتراسیون‌های معمول سیستم‌های پورفیری، مجموعه سنگی یاد شده را، با درجات مختلف، دگرسان نموده‌اند؛ این امر، کار نمونه‌برداری را با

دشواری مواجه می‌کند. بنابراین، بر مبنای داده‌های لاگ‌های حفاری و اطلاعات گمانه، گمانه‌های مناسب انتخاب شده (شکل ۲) و با وجود مقاوم بودن زیرکن، با تأکید بر کمترین انحراف از ترکیب اولیه کانی، برداشت نمونه از بخش‌هایی با حداقل دگرسانی (پتاسیک) و از اعماق ۲۷۵، ۴۹۵ و ۷۳۵ متری، از مغزه‌های حفاری توده کوارتزدیوریتی مرتبط با کانه‌زایی صورت گرفته است.

پس از خردایش، الک کردن و شستشو، جداسازی کانی‌های زیرکن در زیر میکروسکوپ بینوکولار انجام شده است. پس از قرار گرفتن دانه‌های زیرکن در اپوکسی و به منظور آشکارسازی ادخال‌ها و ساختار درونی، کانی‌ها پالیش داده شده و تصاویر انعکاسی، کاتادولومینس و عبوری تهیه شده است. آنالیز زیرکن‌ها با استفاده از روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی، همراه با لیزر ابلیشن (LA-ICP-MS)، با بهره گیری از سیستم لیزر ۱۹۳ نانومتری Resolution SE، متصل شده به دستگاه Agilent 7900 ICP–MS، در آزمایشگاه تکامل لیتوسفر، موسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین انجام شده است. آنالیزها، با استفاده از بیم لیزر، به قطر ۳۰ میکرومتر، با نرخ تکرار ثابت ۶ هرتز و چگالی انرژی ۲۰ ژول بر سانتی متر مربع، انجام شده‌اند. هر آنالیز شامل، ۲۰ ثانیه جمع آوری داده‌های پس زمینه گاز و به دنبال آن حداکثر، ۴۰ ثانیه، تابش لیزر و جمع آوری سیگنال بوده است. زیرکن 91500، به عنوان استاندار خارجی، جهت تصحیح تفکیک عنصری، در حین تابش لیزر، مورد استفاده قرار گرفته است. کالیبراسیون عناصر فرعی با استفاده از استاندار خارجی NIST SRM 610 و سیلیسیم به عنوان استاندارد داخلی، صورت گرفته است. کالیبراسیون دستگاه به شکل مکرر، پس از آنالیز ۱۰ نقطه، با استفاده از استانداردهای یاد شده، صورت گرفته است.

۶-نتایج

۶-۱- زمین‌شیمی زیرکن

نتایج حاصل از آنالیز عناصر فرعی و نادرخاکی (ppm)، نسبت‌های عنصری و پارامترهای ماگمایی مهم (دما، Eu/Eu*، Yb(N)/Gd(N)، Th/U، Hf/Y و ΔFMQ) زیرکن‌های توده کوارتزدیوریت کوه اسفند در جدول ۱ ارائه شده است (علامت "N" نشان می‌دهد که مقدار عناصر بر اساس مقادیر کندریت (McDonough and Sun, 1995) نرمالایز شده است). نمودار عنکبوتی نرمالایز شده بر اساس کندریت، نشان‌دهنده غنی شدگی زیرکن‌ها از عناصر HREE و تهی شدگی از LREE ها، آنومالی مثبت Ce و آنومالی منفی ضعیف Eu است (شکل ۵-a). این طرح از آرایش عناصر نادرخاکی، مشخصه زیرکن‌های ماگمایی می‌باشد (Hoskin and Schaltegger, 2003). میزان Hf بین ppm ۱۲۴۳۶-۹۷۰۲ تغییر می‌کند (جدول ۱) و غلظت Ti محدوده تغییراتی بین ۲/۰۵ تا ۷/۲۸ ppm دارد (جدول ۱) و با افزایش Hf روندی منفی و رو به کاهش نشان می‌دهد (شکل ۵-b). دو نسبت Th/U و Yb(N)/Gd(N) به ترتیب اندازه‌های ۰/۵۹-۰/۲۶ و ۲۶/۴۴-۱۷/۳۰ را نشان می‌دهند (جدول ۱). با افزایش میزان Hf، نسبت‌های Th/U و Yb/Gd به ترتیب روند کاهشی و افزایشی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۵ c و d). همچنین، میزان Eu/Eu* زیرکن‌های مورد مطالعه بین ۰/۵۷ تا ۰/۷۴ متغیر است و با تغییرات Hf روند نسبتاً ثابتی را نشان می‌دهد(شکل ۵-e). میزان Ce/√(UixTi) در محدوده ۰/۳ تا ۰/۶۹ در نوسان است (جدول ۱).

۶-۲-دما و شرایط اکسایشی تبلور زیرکن

میزان غلظت و تمرکز Ti در زیرکن، تابعی است از دما، فشار، SiO2 و TiO2 مذابی که زیرکن از آن متبلور می‌شود (Ferry and Watson, 2007). به دلیل تشکیل کانسارهای پورفیری در عمق و فشار نزدیک به سطح (Sillitoe, 2010)، تأثیر فشار بر این میزان قابل چشم پوشی است (Pizarro et al., 2020). Ferry و Watson (۲۰۰۷) رابطه زیر را برای سنجش دما بر اساس ژئوشیمی زیرکن، ارائه نموده‌اند:

$$\text{Log (ppm Ti)} = 5.711 \pm 0.072 - 4800 (\pm 86)/T\ (k)$$

کالیبراسیون این معادله برای فشار ۱ گیگاپاسکال و با فرض اشباع بودن سیستم از SiO2 و TiO2 انجام گرفته است (SiO2=1, TiO2=1). دو نکته در بکارگیری رابطه بالا قابل تأمل است؛۱) عدم حضور تیتانیت در نمونه‌های مورد مطالعه، نشان می‌دهد که TiO2 در زمان تشکیل زیرکن کمتر از واحد بوده است؛ ۲) حتی در گرانیت‌های غنی از SiO2، میزان SiO2 می‌تواند کمتر از واحد باشد (Schiller and Finger, 2019) . با توجه به کمتر بودن

میزان اکتیویته TiO2 از میزان واحد، محاسبه دما با اصلاح رابطه Ferry و Watson (۲۰۰۷) و با استفاده از رابطه زیر، صورت گرفته است (Hanchar and Watson, 2003):

$$\text{Log (ppm Ti)} = 5.711 \pm 0.072 - \frac{4800}{(\pm 86)/T\,(k)} - \log(SiO_2) + \log(TiO_2)$$

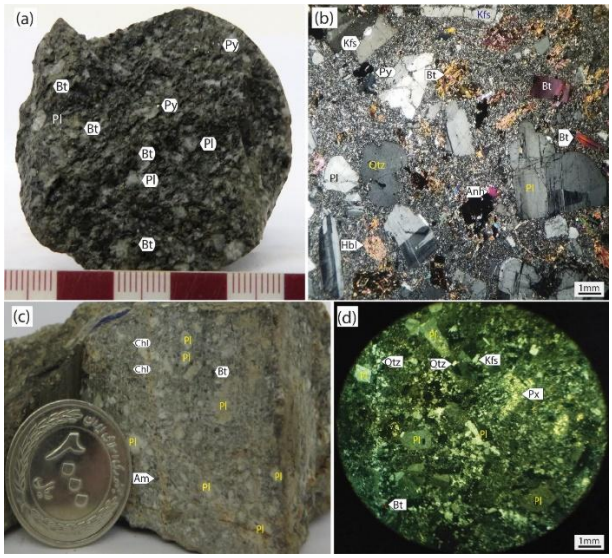
عدم حضور تیتانیت در نمونه‌های مورد مطالعه و حضور کوارتزهای ماگمایی نشان می‌دهد که برای اکتیویته TiO2 و SiO2 به ترتیب مقادیر ۰/۵ و ۱ قابل پذیرش است.

فوگاسیته اکسیژن سیستم ماگمایی با استفاده از آنومالی Ce، در ساختار زیرکن قابل ارزیابی است (Ballard et al., 2002). باید به خاطر داشت که، نسبت Ce/Ce* با کاهش دما افزایش خواهد یافت و این، به دلیل افزایش ضریب توزیع Ce بین زیرکن و مذاب سیلیکاته است (Loucks et al., 2018). Loucks و همکاران (۲۰۲۰) Ce/√(UixTi) را جهت محاسبه فوگاسیته اکسیژن مذاب با استفاده از شیمی زیرکن ارائه نموده‌اند. مهم‌ترین ویژگی رابطه مذکور، مستقل بودن آن از دما، فشار و محتوای آب مذاب است (Loucks et al., 2020). همچنین، میزان ΔFMQ با استفاده از رابطه زیر، قابل محاسبه است (Loucks et al., 2020):

$$\Delta FMQ = 3.998 \pm 0.124 \times \log(Ce/\sqrt{(UixTi)}) + 2.284\ (\pm 0.101)$$

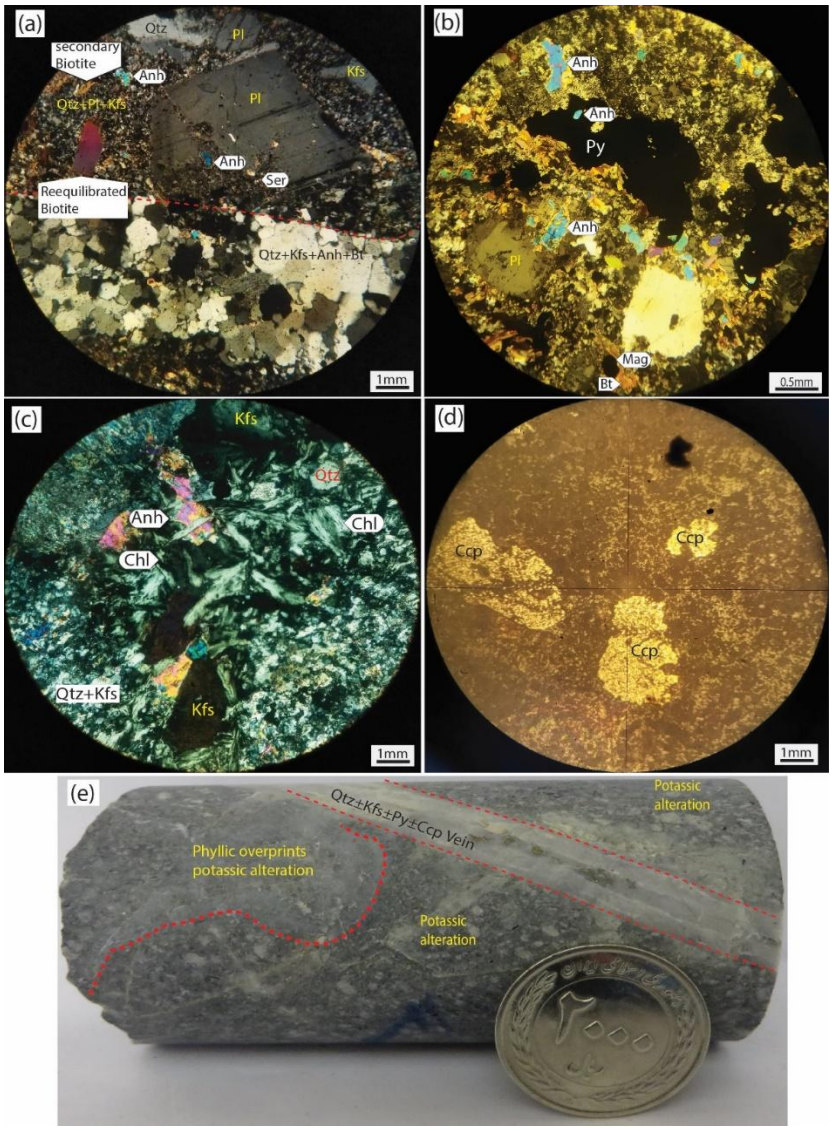
Ui نشان‌دهنده میزان U اولیه در ساختار زیرکن پس از تصحیح سن‌سنجی می‌باشد.

زیرکن‌های مورد مطالعه، دمایی در محدوده ۲۱±۶۶۸ تا ۲۵±۷۸۲ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند (جدول ۱). این در حالی است که، تبلور بیش از نیمی از کانی‌ها در دمایی کمتر از ۷۲۰ درجه سانتیگراد، صورت گرفته است. میزان ΔFMQ بین ۰/۲۴ تا ۱/۶۴ با مقدار متوسط ۰/۸۱ در نوسان است (جدول ۱).



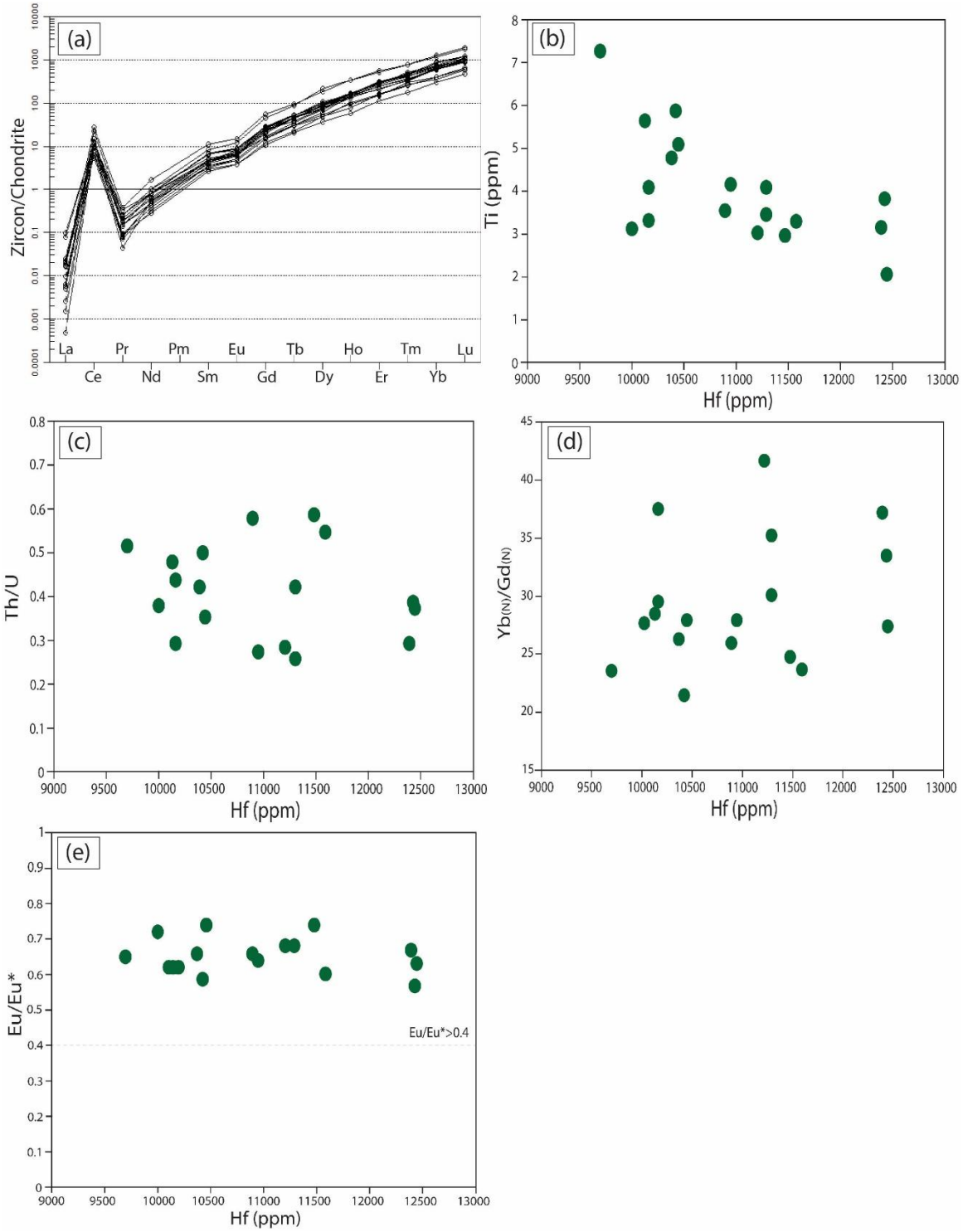
شکل ۳- (a) نمایی از نمونه دستی کوارتز دیوریت کوه اسفند، در نمونه دستی بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت قابل تشخیص هستند، (b) تصویر بافت پورفیری با درشت بلورهای بیوتیت و پلاژیوکلاز در نور xpl، قالبی از هورنبلند دگرسان شده به بیوتیت‌های تعادل مجدد نیز دیده می‌شود، (c) نمایی از نمونه دستی واحدهای آندزیتی، بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کلریت دیده می‌شود و (d) تصویر مقطع میکروسکوپی واحدهای آندزیتی، زمینه دانه ریز سنگ از کانی‌های کوارتز- پلاژیوکلاز- فلدسپار پتاسیم تشکیل شده است. پلاژیوکلاز، کوارتز، پیروکسن، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت دیده می‌شود؛ Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Am: آمفیبول، Hbl: هورنبلند، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Py: پیریت، Ahn: انیدریت، Mag: مگنتیت (Siivola and Schmid, 2007).

Fig. 3. (a) Hand specimen view of the Kuh-e Esfand quartz diorite, in which plagioclase and biotite crystals are clearly recognizable, (b) Photomicrograph (XPL) showing a porphyritic texture with coarse biotite and plagioclase phenocrysts; pseudomorphs of hornblende altered to re-equilibrated biotite are also observed, (c) Hand specimen view of andesite units, plagioclase, biotite, amphibole and chlorite after amphibole and biotite are recognizable, and (d) photomicrograph of andesite unit, showing fine grained groundmass with plagioclase, pyroxene, K-feldspar, quartz and biotite. Pl = plagioclase, Bt = biotite, Am = amphibole, Hbl = hornblende, Chl = chlorite, Qtz = quartz, Kfs = K-feldspar, Py = pyrite, Ahn = anhydrite, Mag = magnetite (Siivola and Schmid, 2007).



شکل ۴- (a) نمایی از دگرسانی پتاسیک توده‌های کوارتزدیوریتی؛ یک رگه با کانی‌های کوارتز- فلدسپار پتاسیم- انیدریت- بیوتیت‌های هیدروترمال، بیوتیت‌های تعادل مجدد و ثانویه، فلدسپار پتاسیم به همراه کانی پلاژیوکلاز با آثار سریسیتی شدن دیده می‌شود، (b) تشکیل پیریت در اطراف یک بلور انیدریت، همچنین، بلور انیدریت با حاشیه فرسایش یافته و تشکیل مگنتیت در نتیجه دگرسانی بیوتیت، (c) دگرسانی کلریت-کوارتز- فلدسپار پتاسیم- انیدریت که در بخش‌های مرکزی دگرسانی پتاسیک تشکیل شده است، (d) کانه‌زایی و تشکیل کالکوپیریت و (e) نمونه دستی از توده کوارتزدیوریت، گذر از دگرسانی پتاسیک به فیلیک و تشکیل رگه کانه‌دار کوارتز- فلدسپار پتاسیم- پیریت-کالکوپیریت. علائم اختصاری کانی‌ها مشابه با تصویر ۳ می‌باشد.

Fig.4. (a) photomicrograph (XPL) showing potassic alteration with quartz-K-feldsar-anhydrite-biotite vein and re-equilibrated and secondary biotite, anhydrite, secondary K-feldspar, hydrothermal quartz and plagioclase which is replacing by sericite, (b) Formation of pyrite around an anhydrite crystal, although, anhydrite crystal with corroded margins, and magnetite formed as a result of biotite alteration, (c) deep zone quartz-sericite-K-feldspar-chlorite-anhydrite alteration, (d) mineralization and disseminated chalcopyrite, and (e) hand specimen of Kuh-e-Esfand quartz-diorite, demonstrating quartz-K-feldspar-pyrite-chalcopyrite vein and transition from potassic to phyllic alteration. abbreviations are similar to Fig 3.



شکل ۵- (a) نمودار عنکبوتی عناصر نادرخاکی زیرکن‌های کوه اسفند، نرمالایز شده بر اساس کندریت (McDonough and Sun, 1995)، (b) نمودار Hf در مقابل Ti، (c) نمودار Hf در مقابل Th/U، (d) نمودار Hf در مقابل $Yb_{(N)}/Gd_{(N)}$ و (e) نمودار Hf در برابر Eu/Eu*.

Fig 5. (a) Zircon rare earth element (REE) spider diagram for the Kuh-e-Esfand zircons, normalized to Chondrite (McDonough and Sun, 1995), (b) Plot of Hf versus Ti in zircon, (c) Plot of Hf versus Th/U in zircon, (d) Plot of Hf versus Yb/Gd in zircon, and (e) Plot of Hf versus Eu/Eu* in zircon.

جدول ۱- نتایج آنالیز LA-ICP-MS بر روی عناصر فرعی و نادرخاکی (ppm) زیرکن‌های توده‌های کوارتزدیوریت

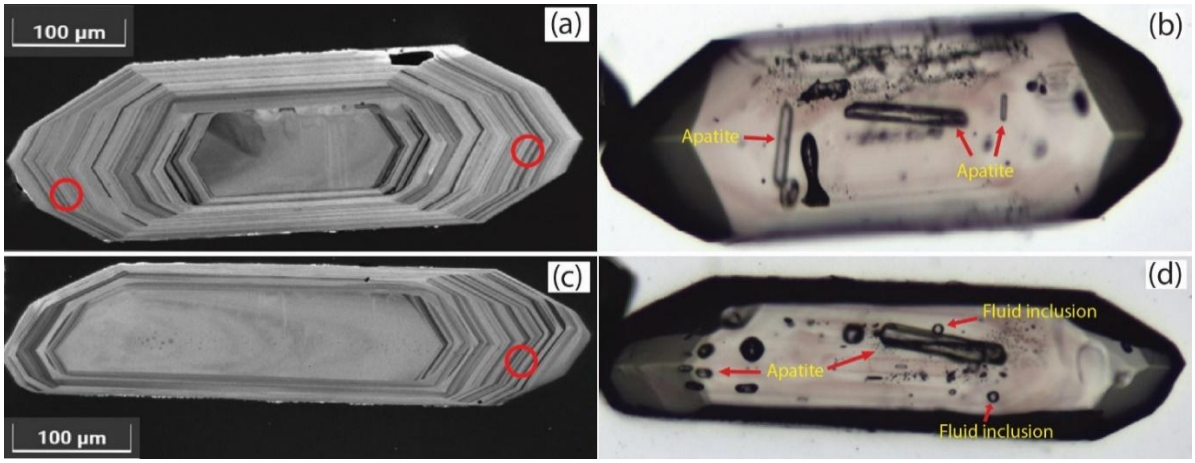
Table 1. LA-ICP-MS REE and trace elements data (ppm) of zircons from quartz-diorite intrusion

Samples	QD-1	QD-2	QD-3	QD-4	QD-5	QD-6	QD-7	QD-8	QD-9	QD-10	QD-11	QD-12	QD-13	QD-14	QD-15	QD-16	QD-17	QD-18	Detection Limit (ppm)
La	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00
Ce	14.97	10.66	8.91	20.01	20.38	15.13	15.47	37.10	19.49	20.15	19.59	16.11	25.38	16.70	12.08	21.19	19.11	46.86	0.98
Pr	0.07	0.02	0.02	0.09	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02	0.04	0.01	0.02	0.04	0.07	0.10	0.01
Nd	1.03	0.35	0.40	1.05	0.74	0.60	0.99	1.26	0.81	0.66	1.25	0.47	0.99	0.69	0.67	0.54	1.00	2.06	0.12
Sm	2.60	1.08	1.21	2.73	1.93	1.40	1.77	3.38	1.95	1.88	2.13	1.44	2.78	1.61	1.29	1.77	1.92	4.47	0.09
Eu	1.35	0.59	0.58	1.39	1.24	0.80	0.95	1.85	0.99	0.97	1.05	0.71	1.25	0.93	0.72	1.06	1.12	2.28	0.03
Gd	14.88	5.85	6.70	15.45	13.65	9.26	11.49	24.66	12.16	14.40	8.86	8.11	14.85	10.98	8.17	13.46	13.22	30.69	0.47
Tb	5.04	2.06	2.23	5.19	5.09	3.53	4.44	8.80	4.71	5.15	3.08	2.91	4.26	4.44	3.04	3.78	4.56	9.32	0.32
Dy	71.98	24.43	32.60	57.52	64.57	47.53	51.27	145.63	55.90	66.01	36.29	31.76	59.40	50.51	40.70	50.67	62.26	124.48	3.98
Ho	23.49	8.59	11.74	23.27	24.41	19.78	22.10	51.23	24.79	24.84	14.20	15.24	23.75	25.09	21.50	21.25	24.73	50.74	1.14
Er	138.05	49.27	71.71	136.62	131.26	95.71	109.11	222.86	127.81	133.87	65.80	69.07	115.60	122.09	90.06	109.67	137.43	248.96	4.92
Tm	32.46	11.84	17.86	28.44	30.60	22.58	25.51	52.79	30.21	32.61	20.52	17.78	28.66	35.37	23.47	23.83	30.91	52.72	1.48
Yb	315.26	131.37	160.29	295.48	308.74	264.20	260.99	567.64	369.96	390.95	178.60	180.39	284.39	330.71	276.14	282.39	321.82	529.64	13.82
Lu	64.97	32.24	39.35	70.56	76.96	59.02	73.17	132.55	84.69	85.37	41.21	45.75	64.04	83.70	64.92	63.30	74.72	119.87	3.12
Hf	10373.95	10015.09	10154.81	9702.64	10450.86	11302.30	10951.67	10124.47	10163.51	12429.12	11472.08	12436.11	11587.04	12388.25	11209.08	10888.56	11301.63	10422.22	417.37
Ti	4.79	3.13	4.09	7.28	5.11	3.44	4.15	5.63	3.35	3.78	2.93	2.05	3.30	3.17	3.01	3.55	4.06	5.85	0.33
Th	142.78	102.18	59.33	213.47	140.86	80.54	100.77	359.02	220.17	316.53	414.65	211.63	457.96	129.42	82.39	422.59	207.55	389.00	3.69
U	340.09	271.44	203.72	412.90	401.53	308.58	369.67	746.62	506.65	815.08	707.40	559.30	833.23	438.86	293.34	730.25	487.51	783.06	10.70
Y	734.05	342.08	402.05	7796.79	844.77	623.61	744.54	1368.31	801.97	913.70	488.84	456.49	764.58	800.79	556.93	672.20	866.81	1505.14	29.94
Eu/Eu*	0.66	0.72	0.62	0.65	0.74	0.68	0.64	0.62	0.62	0.57	0.74	0.63	0.6	0.67	0.68	0.68	0.66	0.59	-
Th/U	0.42	0.38	0.29	0.52	0.35	0.26	0.27	0.48	0.43	0.39	0.59	0.38	0.55	0.29	0.28	0.43	0.58	0.50	-
$Yb_{(N)}/Gd_{(N)}$	21.19	22.44	23.91	19.13	22.61	28.54	22.71	23.02	30.44	27.14	20.15	22.23	19.15	30.11	33.80	24.34	20.99	17.26	-
Hf/Y	14.13	29.28	25.26	12.18	12.37	18.12	14.71	7.40	12.67	13.60	23.47	27.24	15.15	15.47	20.13	13.04	16.20	6.92	-
Ce/√(UxTi)	0.37	0.37	0.31	0.37	0.45	0.46	0.39	0.57	0.47	0.36	0.43	0.48	0.48	0.45	0.41	0.43	0.42	0.69	-
ΔFMQ	0.56	0.54	0.24	0.53	0.90	0.95	0.67	1.31	0.98	0.52	0.82	1.00	1.02	0.89	0.72	0.81	0.76	1.64	-
T °(C)	742±22	704±22	727±25	782±25	748±25	712±22	728±22	757±25	709±22	720±22	698±22	668±21	708±22	705±22	700±22	726±25	714±22	761±25	-

۷-بحث

۷-۱- مورفولوژی و رشد زیرکن و تاریخچه حرارتی/ هیدروترمال ماگما

زیرکن‌های کانسار کوه اسفند، به فرم منشوری بوده و طول آن‌ها بین ۱۰۰ تا بیش از ۵۰۰ میکرومتر می‌باشد (شکل ۶). نسبت عرض به طول این کانی‌ها، بین ۱:۱ تا ۱:۵ متغیر است. تصاویر کاتادولومینسنس، نشان‌دهنده هسته‌های درشت با زون‌بندی ضعیف و گاهاً هموژن و حاشیه‌هایی با زون بندی مشخص است (شکل ۶ a و c). ضخامت حاشیه، در بسیاری از این ذرات به بیش از ۱۰۰ میکرومتر می‌رسد (شکل ۶ a و c). چنین ساختاری نشان دهنده تبلور دانه‌های کانی، در مراحل مختلف تکامل ماگما و یا نوسان در فشار سیال مذاب است (Melnik and Bindeman, 2018; Liu et al., 2025). تشکیل زونینگ در کانی زیرکن، عمدتاً در کنترل دما، ترکیب شیمیایی ماگما و نرخ رشد کانی‌ها است (Melnik and Bindeman, 2018). مطالعات مختلف نشان می‌دهد که، با کاهش دمای ماگما، نرخ رشد زیرکن و نرخ انتشار عناصر در ساختار این کانی، کاهش می‌یابد؛ این فرایند با تشکیل زونینگ قوی و مشخص در کانی، همراه است (Melnik and Bindeman, 2018). بنابراین، زیرکن‌هایی که از مذابی اولیه یا کمتر تکامل یافته، داغ و اشباع از Zr، متبلور می‌شوند، بافتی هموژن تا زونینگ ضعیفی را نشان می‌دهند؛ با کاهش دما و تکامل ماگما، به سوی ترکیبات فلسیک‌تر، ساختار کریستالین زیرکن به سمت لایه‌های زون‌بندی شده با ضخامت کمتر و مشخص‌تر میل پیدا می‌کند (Liu et al., 2025). از سوی دیگر، نوسان در فشار سیالات مذاب نیز می‌تواند با توسعه حاشیه‌های زون‌بندی شده در زیرکن همراه باشد (Melnik and Bindeman, 2018). میزان غلظت Ti در زیرکن‌های کوه اسفند دامنه تغییرات محدودی نشان می‌دهد(۲/۰۵ ppm – ۷/۳)؛ بر اساس نتایج حاصل از دماسنجی زیرکن‌ها، تبلور این کانی‌ها در محدوده دمایی ۶۶۸ تا ۷۸۲ درجه سانتیگراد صورت گرفته است (جدول ۱)؛ این محدوده دمایی، به دمای انجماد مذاب‌های آب‌دار گرانیتی نزدیک است (Liu et al., 2025) و نشان دهنده تغییرات محدود دمای سیستم در زمان تشکیل این کانی‌ها است. با توجه به آنچه که ذکر شد، می‌توان این احتمال را مطرح کرد که، تشکیل بافت زونینگ در زیرکن‌های کوه اسفند، بیش از کاهش دما، توسط نوسانات فشار سیالات کنترل شده است.



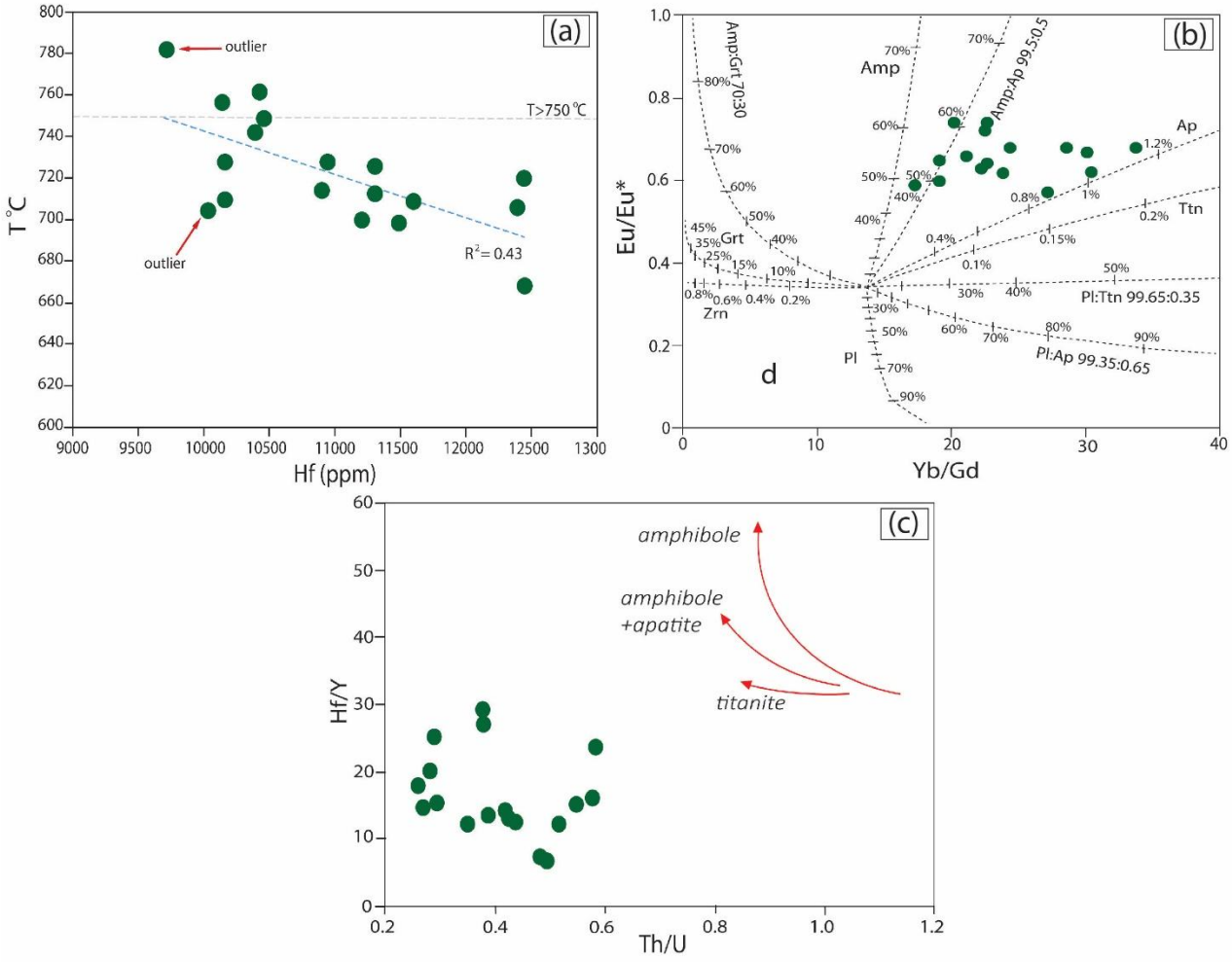
شکل ۶ – (a) تصویر کاتادولومینسنس یک کانی زیرکن با حاشیه‌های زون‌بندی شده، ضخامت حاشیه در این تصویر به بیش از ۱۰۰ میکرومتر می‌رسد. همچنین محل آنالیز روی حاشیه‌های کانی مشخص شده است، (b) تصویر نور عبوری از همان کانی، ادخال‌هایی از آپاتیت مشاهده می‌شود، (c) تصویر کاتادولومینسنس از یک کانی زیرکن. دایره قرمز رنگ محل آنالیز را مشخص می‌کند و (d) تصویر نور عبوری از همان کانی با ادخال‌هایی از آپاتیت و سیالات درگیر

Fig. 6. (a) Cathodoluminescence (CL) image of a zircon crystal with zoned rims, reaching a rim thickness of over 100 µm in this image. The analysis spot on the mineral rims is also indicated, (b) Transmitted light image of the same crystal, showing apatite inclusions, (c) CL image of a zircon crystal. The red circle indicates the analysis spot, and (d) Transmitted light image of the same crystal with inclusions of apatite and fluid inclusions.

۷-۲-زمین‌شیمی زیرکن و تکامل مذاب

حساسیت ژئوشیمی زیرکن به تغییرات شیمی و شرایط فیزیکوشیمیایی مذاب، این کانی را به یک کاندید مناسب در بررسی روند تکامل مذاب تبدیل می‌کند (Hoskin and Schaltegger, 2003; Nathwani et al., 2021). افزایش میزان غلظت Hf در ترکیب زیرکن، نشان‌دهنده فرآیند رو به پیشرفت تکامل مذاب است (Nathwani et al., 2021)؛ چرا که، از بین تمام کانی‌های معمول در توده‌های سنگی، Hf در ساختار زیرکن میزبانی می‌شود (Claiborne et al., 2006). از سوی دیگر، با کاهش دما، ضریب تقسیم Hf بین زیرکن و مذاب افزایش می‌یابد (Blundy and Wood, 1994). از این رو، رابطه بین محتوای Hf zircon و دمای تبلور کانی، به عنوان ابزاری در بررسی روند تکامل ماگمای حدواسط و میل آن به سمت ترکیبات فلسیک‌تر، مورد استفاده قرار گرفته است (Dilles et al., 2015; Lee et al., 2017). میزان Hf در ترکیب زیرکن‌های کوه اسفند با کاهش دما افزایش می‌یابد (۹۷۰۲-۱۲۴۳۶) (شکل ۷-a). یکی از فاکتورهای کنترل کننده شیمی زیرکن، سکانس کانی‌هایی است که پیش، یا هم‌زمان با این کانی از مذاب متبلور می‌شوند. در مذاب‌های مافیک تا حدواسط آب‌دار، آمفیبول، به عنوان یک کانی فرومنیزین، فاز اصلی تبلور را تشکیل می‌دهد؛ نتیجه چنین روندی حذف Y از سیستم و افزایش نسبت Hf/Y zircon خواهد بود (Large et al., 2018). با تکامل مذاب به سوی ترکیبات فلسیک‌تر، درصد تبلور آمفیبول، کاهش یافته و تبلور کانی‌هایی چون آپاتیت ± تیتانیت آغاز می‌شود. تبلور این مجموعه کانیایی علاوه بر کاهش نسبت Hf/Y در ساختار زیرکن (Lee et al., 2021)، به دلیل میزبانی ترجیحی از عناصری مانند Gd و Th نسبت به Yb و U، با حذف عناصر مذکور، باعث افزایش نسبت Yb/Gd zircon و کاهش نسبت Th/U zircon می‌شود (Nathwani et al., 2021; Liu et al., 2025). زیرکن‌های کوه اسفند، رابطه سیستماتیک بین نسبت‌های Th/U و Yb/Gd با تغییرات Hf نشان می‌دهند (شکل ۵ c و d)؛ به طوری‌که، با افزایش Hf، نسبت‌های Th/U و Yb/Gd، به ترتیب روند کاهشی و افزایشی نشان می‌دهند (شکل ۵ c و d). این امر، با تبلور زیرکن از مذابی درحال تکامل، با حاکمیت تبلور آمفیبول و در ادامه، افزایش نسبت تبلور آپاتیت± تیتانیت سازگار است؛ در بررسی مقاطع میکروسکوپی، کانی تیتانیت مشاهده نشد؛ اما، حضور ادخال‌های آپاتیت در بلور زیرکن، تبلور این کانی پیش یا هم‌زمان با زیرکن و تأثیر آن بر شیمی زیرکن را تأیید می‌کند (شکل ۶ b و d). شکل ۷-b، پراکنش زیرکن‌های کوه اسفند در نمودار Eu/Eu* در برابر Yb/Gd را نشان می‌دهد. باید خاطر نشان کرد که مسیرهای مدل‌سازی‌شده تبلور تفریقی و مقادیر ذکر شده در این نمودار، حاصل مدل‌سازی ریلی (Raleigh) ارائه شده توسط Hong و همکاران (۲۰۲۴) می‌باشد. بنابراین، استفاده از این نمودار صرفاً به منظور مقایسه روند تغییر ترکیب زیرکن‌های کوه اسفند با مسیرهای نظری تکامل مذاب و ارزیابی نقش نسبی آمفیبول و آپاتیت بر تغییرات شیمی مذاب و در نتیجه، زیرکن‌های تشکیل شده صورت گرفته است. با این حال روندی که زیرکن‌های کوه اسفند در شکل ۷-b نشان می‌دهند، با تغییر تدریجی مجموعه کانیایی در حال تبلور از مذاب سازگار است؛ بر این اساس می‌توان این احتمال را مطرح کرد که تکامل مذاب کوارتزدیوریت کوه اسفند با تبلور آمفیبول و آپاتیت همراه بوده و با پیشرفت تکامل مذاب نقش تبلور تفریقی آپاتیت به تدریج افزایش یافته است. در سازگاری با نتایج ذکر شده، روند زیرکن‌ها در نمودار Th/U در برابر Hf/Y (Lee et al., 2021)، نیز بیانگر احتمال هم‌زمانی تبلور آمفیبول+ آپاتیت است (شکل ۷-c). نسبت Eu/Eu* zircon همواره یکی از شاخصه‌های مهم، به ویژه در تفکیک توده‌های بارور از انواع نابارور بوده است (Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020; Moghadam et al., 2022). مقدار نسبت Eu/Eu* در ترکیب زیرکن‌های کوه اسفند بین ۰/۵۷ تا ۰/۷۴ متغیر است (جدول ۱). این میزان کاملاً در محدوده زیرکن‌های مذاب‌های بارور (Eu/Eu*>۰/۴) قرار می‌گیرد (Pizarro et al., 2020; Nathwani et al., 2021). عوامل متعددی در میزان نسبت مذکور، تأثیرگزار هستند؛ ۱) میزان Eu/Eu* melt (Nathwani et al., 2021)، ۲) فوگاسیته اکسیژن مذاب (Ballard et al., 2002) و ۳) محتوای آب ماگما (Loucks and Fiorentini, 2023). به عقیده Nathwani و همکاران (۲۰۲۱) عمده‌ترین فاکتور

کنترل کننده میزان Eu/Eu*zircon، میزان این نسبت، در ترکیب مذاب است. به عقیده Loucks و Fiorentini (۲۰۲۳) نسبت Eu/Eu*zircon نمایانگر درجه آب‌دار بودن ماگما و رابطه تبلور پلاژیوکلاز و هورنبلند است. محتوای بالای H2O melt، با ناپایداری تشکیل پلاژیوکلاز، مانع از تخلیه مذاب از عنصر Eu می‌شود (Ballard et al., 2002) و نتیجتاً، زیرکن‌هایی که از چنین مذابی متبلور می‌شوند، مختصر آنومالی منفی Eu/Eu* zircon (Eu/Eu*>۰/۴) را نشان می‌دهند (شکل ۵-a). Loucks و همکاران (۲۰۲۴) نسبت (Eu/Eu*)/YbN در ترکیب زیرکن را به عنوان شاخصه ارزیابی میزان آب ماگما معرفی کرده‌اند. میزان این نسبت در ترکیب زیرکن‌های کوه اسفند بین ۲۴-۵ تغییر می‌کند. Zarasvandi و همکاران (۲۰۲۵b) با مطالعه فنوکریست‌های آمفیبول‌های توده‌های کوارتزدیوریتی کوه اسفند، نشان داده‌اند که تبلور این کانی‌ها از مذابی با ۵/۶-۷/۹ درصد وزنی H2O صورت گرفته است.



شکل ۷ - (a) تغییرات Hf در مقابل دمای تبلور زیرکن‌ها، (b) نمودار Yb/Gd در مقابل Eu/Eu* زیرکن‌های کوه اسفند، همراه با مسیرهای مدل‌سازی شده ریلی (Hong et al., 2024) برای ارزیابی اثر نسبی تبلور کانی‌ها و مجموعه‌های کانیایی بر شیمی زیرکن و (c) تغییرات Th/U در برابر Hf/Y (Lee et al., 2021)

Fig. 7. (a) Variation of Hf content versus zircon crystallization temperature, (b) Plot of Yb/Gd versus Eu/Eu* in zircon from the Kuh-e-Esfand deposit, shown together with Rayleigh fractional-crystallization trajectories modeled by (Hong et al., 2024), to evaluate the relative effects of mineral and mineral-assemblage crystallization on zircon trace-element composition, and (c) Variation of Th/U versus Hf/Y in zircon (after (Lee et al., 2021)).

۷-۳-زمین‌شیمی زیرکن و تکامل شرایط اکسایشی ماگما

افزایش میزان Ce/√(UixTi) هم‌زمان با تکامل ماگما، نمایانگر افزایش f O2 مذاب است (Loucks et al., 2020) (شکل ۴-g). افزایش f O2 مذاب همگام با تکامل ماگما در سیستم‌های پورفیری، امری غیر معمول نیست و مطالعات مختلفی چنین تغییراتی را گزارش کرده‌اند (Chen et al., 2022; Liu et al., 2025). نتایج زیرکن‌ها در نمودار log f O2 در مقابل دما (شکل ۸-a)، نیز بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن سیستم سیلیکاته کوه اسفند است و عمدتاً در محدوده NNO قرار می‌گیرد (شکل ۸-a). چندین عامل می‌تواند به افزایش f O2 مذاب منجر گردد؛ ۱) تبلور تفریقی آمفیبول (Goltz et al., 2022)، ۲) خروج سیالات هیدروترمال (Loucks and Fiorentini, 2023)، ۳) احیای سولفات ماگمایی به SO2 مطابق با واکنش زیر (Dilles et al., 2015):

1/2SO3(melt)+Fe2+O(melt)→Fe3+O1.5(melt) + 1/2SO2(aqueous)

کاهش دمای یک مذاب اکسیدان و غنی از گوگرد، می‌تواند به، اشباع شدن مذاب از CaSO4 و تشکیل انیدریت منجر گردد(Chambefort et al., 2008). با ادامه کاهش دما، ماگما از سیالات هیدروترمال اشباع می‌شود و این امر می‌تواند با تجزیه انیدریت همراه گردد. تجزیه انیدریت بر اساس واکنش:

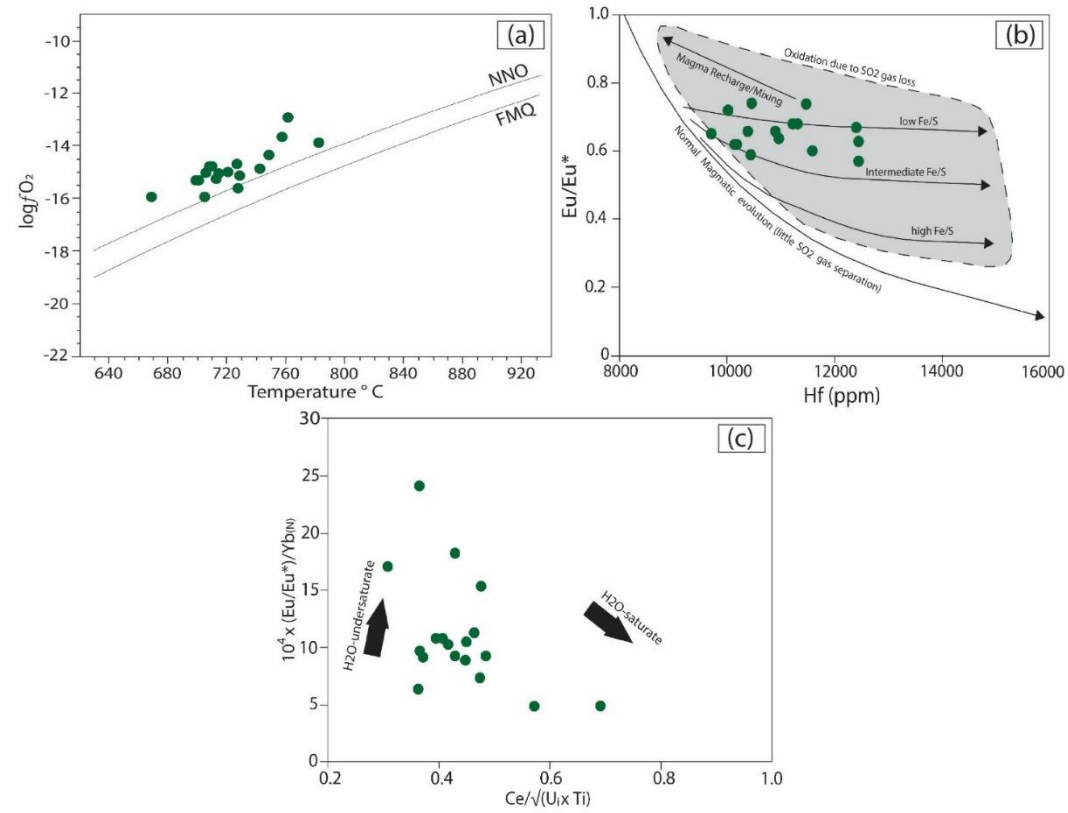
CaS6+O4→CaO+S4+O2(melt)+0.5O2 با

آزاد شدن CaO در مذاب و گاززدایی ماگما و خروج SO2 از سیستم سیلیکاته همراه است (Baker and Rutherford, 1996). مطالعه‌ای که Chambefort و همکاران (۲۰۰۸) انجام داده‌اند، نشان داده است که در بسیاری از کانسارهای پورفیری، تجزیه انیدریت بر اساس رابطه بالا سولفور مورد نیاز برای سیالات هیدروترمال را تأمین می‌نماید. در رابطه مذکور احیای +S6 انیدریت به +S4 سیال، با اکسایش Fe در مذاب یا فازهای کانیایی حاوی Fe و بر اساس رابطه زیر انجام می‌شود (Dilles et al., 2015):

CaS6+O4 + 2Fe2+O → CaO + S4+O2 + 2Fe3+O1.5

در این معادله به دلیل تفاوت در وزن مخصوص S و Fe و استویکیومتری واکنش، برای احیای هر واحد S، ۳/۵ واحد +Fe2 باید اکسیده شود و نتیجه چنین واکنشی افزایش فوگاسیته اکسیژن مذاب خواهد بود (Dilles et al., 2015). احتمال معتبر بودن سناریو گفته شده در افزایش فوگاسیته اکسیژن مذاب مولد کانسار کوه اسفند، با توجه به وجود ادخال‌های انیدریت در بلور پیریت و نیز وجود انیدریت‌هایی با حاشیه فرسایش یافته و تشکیل فازهای اکسید آهن، متعاقب دگرسانی کانی‌های فرومنیزین (شکل ۴-b)، محتمل به نظر می‌رسد. Dilles و همکاران (۲۰۱۵) نشان داده‌اند، تنها در سیستمی با میزان Fe/S پایین (تقریباً ۱۰) (low Fe/S)، خروج سیالات حاوی SO2، با افزایش قابل توجه فوگاسیته اکسیژن مذاب همراه خواهد بود. در نمودار Eu/Eu* در برابر تغییرات Hf، زیرکن‌های کوه اسفند، به سمت حد متوسط Fe/S تمایل پیدا کرده‌اند (شکل ۸-b)؛ با این‌حال، ΔFMQ zircon (۱/۶۴- ۰/۲۴) نزدیک به ۱/۵ واحد لگاریتمی افزایش نشان می‌دهد؛ این امر این احتمال را مطرح می‌کند که، خروج SO2، نمی‌تواند به عنوان تنها مکانیسم احتمالی افزایش فوگاسیته اکسیژن سیستم سیلیکاته کوه اسفند، عمل نماید. همانطور که پیشتر نیز ذکر شد، دو شاخصه Ce/√(UixTi) و 104(Eu/Eu*)/YbN، به ترتیب به منظور ارزیابی شرایط اکسایشی و محتوای آب ماگما، معرفی شده‌اند (Loucks et al., 2020; Loucks et al., 2024). زیرکن‌های کوه اسفند، در نمودار Ce/√(UixTi) در برابر 104(Eu/Eu*)/YbN، دو روند مختلف را نشان می‌دهند (شکل ۸-c)؛ ۱) در ابتدا در روندی افزایشی و مثبت بین محتوای آب (104(Eu/Eu*)/YbN) و فوگاسیته اکسیژن (Ce/√(Ui x Ti)، زیرکن‌های مورد مطالعه در روند تشکیل از یک مذاب تحت اشباع از آب جهت‌گیری کرده‌اند و ۲) افزایش فوگاسیته اکسیژن همزمان با کاهش محتوای آب ماگما، که بیانگر تبلور زیرکن‌ها از مذابی اشباع از آب است. این نوسانات با الگوی اشباع شدگی ماگما از فازهای فرار و خروج گرماب‌های معدنی از سیستم، در زمان تشکیل زیرکن‌ها سازگار است. امری که با تشکیل حاشیه‌های زون‌بندی شده زیرکن‌های مورد مطالعه نیز تأیید می‌شود. خروج گرماب‌های معدنی نیز، به عنوان یک مکانیسم مؤثر در افزایش فوگاسیته اکسیژن مذاب، توسط Loucks و

Fiorentini (۲۰۲۳) و مطابق با واکنش $H2O + Fe2+ \rightarrow Fe3+ + OH- + 1/2\ H2$ مطرح شده است. در تأیید این نتایج، Zarasvandi و همکاران (۲۰۲۵b) با مطالعه آمفیبول‌های توده کوارتزدیوریت کوه اسفند، وجود دو نوع آمفیبول، با دو فوگاسیته اکسیژن متفاوت را گزارش نموده‌اند. بر اساس نتایج حاصل از این تحقیق، آمفیبول‌هایی که در فشار بالا (۴-۱/۹۴ کیلوبار) تشکیل شده‌اند، فوگاسیته اکسیژن ΔNNO = ۱/۰۵-۰/۹۹ (بافر نیکل-اکسید نیکل)، را نشان می‌دهند؛ در حالی‌که تبلور آمفیبول‌های فشار پایین (۰/۵۱ – ۰/۸۹ کیلوبار)، در فوگاسیته اکسیژن بالاتر و برابر با ΔNNO = ۱/۴۷-۱/۹۶ صورت گرفته است. همچنین، میزان آب ماگما در زمان تبلور آمفیبول‌های فشار بالا بیش از آمفیبول‌های فشار پایین بوده است (Zarasvandi et al., 2025b).



شکل ۸- (a) نمودار T°C در برابر $\log fO_2$ (Loucks et al., 2020)، (b) نمودار Hf در مقابل Eu/Eu*، نشان‌دهنده فرایند مؤثر در افزایش فوگاسیته اکسیژن مذاب (Dilles et al., 2015) و (c) نمودار Ce√(UixTi) در برابر 10^4x(Eu/Eu*)/Yb_N (با تعدیل از (Loucks and fiorentini, 2023)) نشان‌دهنده اشباع شدن و خروج گرماب‌های معدنی از توده‌های کوارتزدیوریت کانسار کوه اسفند می‌باشد.

Fig. 8. (a) Plot of crystallization temperature (T °C) versus log fO_2 (after Loucks et al., 2020), (b) Plot of Hf versus Eu/Eu* in zircon, illustrating the processes responsible for increasing magma oxygen fugacity during magma evolution (after Dilles et al., 2015), and (c) Plot of Ce√(UixTi) versus 10^4x(Eu/Eu*)/Yb_N (modified after Loucks and Fiorentini, 2023), illustrating saturation and consequence degassing of Ku-e-Esfand quartz-diorite intrusions.

۷-۴-جنبه‌های کاربردی زمین‌شیمی زیرکن به عنوان ابزار اکتشاف در بخش جنوبی KMCB

یکی از ویژگی‌های اساسی مذاب‌های بارور، توانایی آن‌ها در نگه‌داری و انتقال گوگرد است؛ ویژگی‌ای که به‌طور مستقیم تحت کنترل فوگاسیته اکسیژن ماگما قرار دارد (Richards, 2015). در فشار ۲۰۰ مگاپاسکال، اکسایش سولفید به سولفات در ΔFMQ= ۱/۵±۰/۵ رخ می‌دهد(Jugo et al., 2010) . ازاین‌رو، حاکم بودن شرایط اکسایش-کاهش

در حدود ΔFMQ = ۱، می‌تواند گوگرد لازم برای تشکیل سامانه‌های پورفیری را فراهم کرده و در نهایت در افزایش عیار کانه‌زایی نقش داشته باشد (Wang et al., 2025). میزان ΔFMQ کوارتزدیوریت کوه اسفند (۰/۲۴ تا ۱/۶۴) (جدول ۱) با آستانه اکسایش گوگرد مطابقت خوبی نشان می‌دهد. جدول ۲، مقادیر ΔFMQ، برای چند توده مختلف (بارور و عقیم) را نشان می‌دهد. اگرچه، حد بالای فوگاسیته اکسیژن کانسارهای عظیم سرچشمه، سونگون و جیاما (Jiama)، بیش از ۱/۵ واحد لگاریتمی از کانسار کوه اسفند بالاتر است، با این حال، شرایط اکسایشی کوارتزدیوریت کوه اسفند، هم‌پوشانی مطلوبی با کانسارهای مذکور به ویژه، باتوهیجاوو (Batu Hijau)، نشان می‌دهد (جدول ۲). فوگاسیته اکسیژن ماگما، با خروج سیالات هیدروترمال به طور قابل توجهی افزایش می‌یابد (Loucks and Fiorentini, 2023)، همانطور که ممکن است در مورد کوارتزدیوریت کوه اسفند نیز رخ داده باشد. رخداد زودهنگام اشباع شدگی و برون‌زد سیالات هیدروترمال و متعاقب آن افزایش شرایط اکسنده ماگما، در فشارهای کم، امکان تشکیل یک کانسار اقتصادی را به شکل قابل توجهی افزایش می‌دهد (Liu et al., 2025). وجود ۶-۲ درصد وزنی آب در ماگما، شرایط بالقوه مثبتی را برای تشکیل یک کانسار اقتصادی فراهم می‌سازد (Chiaradia, 2020). میزان 104(Eu/Eu*)/YbN (به عنوان شاخصه معرف میزان آب ماگما)، در ترکیب زیرکن‌های کوه اسفند، بین ۵-۲۴ تغییر می‌کند؛ بازه‌ای که با کانسار جیاما، قابل مقایسه است و با مقادیر ثبت‌شده برای دیگر توده‌های بارور نیز همپوشانی مناسبی دارد (این میزان به ترتیب برای مس سرچشمه، سونگون، جیاما، باتوهیجاوو بین، ۴۴-۵، ۳۷-۸، ۵-۲۴، ۳-۳۶ متغیر است. در مقایسه، داسیت نابارور کادوونا مقدار ۰/۴۱ تا ۳ را نشان می‌دهد) (جدول۲). این الگو بیانگر ماهیت آبدار ماگمای مولد کوارتزدیوریت کوه اسفند است. همچنین نسبت *Eu/Eu، در زیرکن‌های کوه اسفند، که می‌تواند به عنوان شاخصی از شرایط اکسایشی و یا میزان آب ماگما، در نظر گرفته شود، با دامنه مشاهده شده در کانسارهای دیگر سازگاری خوبی دارد (جدول۲). در برخی از مطالعات، میزان Hf > ۸۷۵۰ ppm در ترکیب زیرکن، به عنوان یک فاکتور تفکیک کننده توده‌های بارور از انواع نابارور معرفی شده است (Pizarro et al., 2020)، با این وجود، نبود یک روند منظم میان باروری و دامنه تغییرات Hf، در مقادیر ارائه شده در جدول ۲، نشان می‌دهد که استناد به مقادیر هافنیوم زیرکن، به منظور تعیین پتانسیل باروری باید با احتیاط صورت گیرد. بررسی زیرکن‌های کوه اسفند نشان می‌دهد که، ماگمای مولد این کانسار سازگار با ویژگی‌های ماگماهای بارور، مذابی آب‌دار و اکسیدان با پتانسیل قابل توجه برای تشکیل کانه‌زایی اقتصادی بوده است. این نتایج علاوه بر تأیید پتانسیل کاربردی زیرکن، به عنوان یک کانی شناساگر سیستم‌های مس پورفیری، بر اهمیت توسعه فعالیت‌های اکتشافی در بخش جنوبی کمربند ماگمایی مس کرمان، دلالت می‌کند.

جدول ۲- مقایسه شاخصه‌های ژئوشیمیایی زیرکن (ΔFMQ، 104(Eu/Eu)/YbN، Hf و *Eu/Eu) در کوارتزدیوریت کوه اسفند با کانسارهای مس پورفیری Sarcheshmeh، Sungun، Jiama، Batu Hijau و داسیت نابارور Kadoona (داده‌های Sarcheshmeh، Sungun، Jiama، Batu Hijau و Kadoona از (Lu et al., 2016)).

Table 2. Comparison of zircon geochemical indices (ΔFMQ, 10^4(Eu/Eu)/Yb_N, Hf, and Eu/Eu*) in the Kuh-e-Esfand quartz-diorite with Sarcheshmeh, Sungun, Jiama, Batu Hijau and barren Kadoona dacite (Sarcheshmeh, Sungun, Jiama, Batu Hijau and Kadoona data from (Lu et al., 2016))

	Kuh-e-Esfand deposit	Sarcheshmeh	Sungun	Jiama deposit	Batu Hijau	Kadoona Dacite I-type (barren)
ΔFMQ	0.24-1.64	0.67-3.78	0.88-3.45	0.44-3.63	0.62-1.44	-2.22 – 0.68
10^4(Eu/Eu*)/Yb_N	5-24	5-44	8-37	5-24	3-36	0.14-3
Hf	9702-12436	8973-11590	8860-9980	7320-12590	7424-9530	8411-11730
Eu/Eu*	0.57-0.74	0.41-0.92	0.52-0.98	0.4-0.8	0.43-0.82	0.01-0.22

۸-نتیجه‌گیری

۱ـ نسبت Eu/Eu* در ترکیب زیرکن، از میزان و محتوای H_2O ماگما تبعیت می‌کند. تبلور پلاژیوکلاز از سیستم‌هایی با محتوای آب بالا، تا صعود مذاب به اعماق نزدیک به سطح و خروج سیالات هیدروترمال به تأخیر می‌افتد؛ عدم تبلور پلاژیوکلاز در مراحل آغازین تکامل مذاب، با حفظ محتوای Eu سیستم، با تشکیل زیرکن‌هایی با میزان بالای نسبت Eu/Eu* همراه خواهد بود. در چنین شرایطی، تکامل اولیه ماگما، با حاکمیت تبلور آمفیبول کنترل می‌شود. میزان Eu/Eu* در ترکیب زیرکن‌های توده‌های کوارتزدیوریت کوه اسفند، بالا است (Eu/Eu* >۰/۴). این میزان بیانگر بالا بودن محتوای آب ماگما و در نتیجه، عدم تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در مراحل اولیه تکامل مذاب مولد توده‌های کوارتزدیوریت می‌باشد. در تأیید مطلب ذکر شده، نتایج حاصل از پلات زیرکن‌ها روی دو نمودار Hf/Y در برابر Th/U و Eu/Eu* در برابر Yb/Gd، با مسیر تکامل سیستم‌های کوارتزدیوریت، در نتیجه تبلور تفریقی آمفیبول + آپاتیت سازگار است.

۲ـ بررسی شرایط اکسایشی سیستم، در زمان تشکیل زیرکن‌ها، نشان می‌دهد که، تغییر در شیمی مذاب، با تکامل شرایط اکسایشی ماگما و افزایش فوگاسیته اکسیژن سیستم از ΔFMQ =۰/۲۴ تا ΔFMQ =۱/۶۴ همراه بوده است. بر اساس این نتایج، میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما، در زمان تبلور زیرکن‌ها، نزدیک به ۱/۵ واحد لگاریتمی افزایش داشته است. نتایج حاصل از نمودار $10^4x(Eu/Eu^*)/Yb_N$ در مقابل $Ce/\sqrt{(U_ixTi)}$ بیانگر شروع و تداوم تبلور زیرکن‌ها، از مراحل پیش از اشباع ماگما از سیالات هیدروترمال تا زمان اشباع شدگی و خروج گرماب‌های معدنی است. خروج سیالات معدنی، به همراه خروج ترکیبات فرار حاوی SO_2، از عوامل افزایش فوگاسیته اکسیژن سیستم سیلیکاته می‌باشند. این نوسان در فشار سیالات با الگوی قابل مشاهده در ریخت‌شناسی حاشیه زیرکن‌ها و تشکیل حاشیه‌های کاملاً زون‌بندی شده سازگار است.

۳ـ نتایج زمین‌شیمی زیرکن بیانگر شرایط نسبتاً اکسیدان و محتوای بالای آب ماگمای مولد کانسار مس پورفیری کوه اسفند می‌باشد؛ ویژگی‌هایی که برای تشکیل سامانه‌های مس پورفیری بارور ضروری‌اند. همپوشانی شاخص‌های ژئوشیمیایی زیرکن با داده‌های گزارش‌شده از کانسارهای پورفیری بارور، بیانگر پتانسیل مناسب کانه‌زایی در این سامانه است. بر این اساس، زمین‌شیمی زیرکن می‌تواند به‌عنوان یک ابزار کارآمد در ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی و هدایت فعالیت‌های اکتشافی در بخش جنوبی کمربند ماگمایی مس کرمان مورد استفاده قرار گیرد.

۴ـ بر اساس داده‌های این پژوهش، شاخصه‌های ژئوشیمیایی مانند Eu/Eu* و $10000(Eu/Eu^*)/Yb_N$ در ترکیب زیرکن، کارایی بالایی در ارزیابی شرایط اکسایشی و محتوای آب ماگما نشان می‌دهند و می‌توانند به عنوان شاخصه‌ای مناسب برای تعیین پتانسیل باروری توده‌های آذرین مورد استفاده قرار گیرند.

تشکر و قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی بنیاد ملی علم ایران(INSF) در قالب پژوهانه به شماره ۴۰۳۱۰۶۹ و مصوب مورخ ۱۴۰۳/۰۳/۱۲، به انجام رسیده است. بدین وسیله نویسندگان مراتب سپاس و قدردانی صمیمانه خود را از ریاست محترم بنیاد ملی علم ایران، به پاس حمایت‌های ارزشمند آن بنیاد در انجام این مطالعه ابراز می‌دارند.

مراجع

Aranovich, L.Y., Bortnikov, N.S., 2018. New Zr–Hf geothermometer for magmatic zircons. Journal of Petrology 26, 115–120. http://doi.org/10.1134/S0869591118020029.

Asadi, S., 2018. Triggers for the generation of post–collisional porphyry Cu systems in the Kerman magmatic copper belt, Iran: New constraints from elemental and isotopic (Sr–Nd–Hf). Gondwana Research 64, 97–121. http://doi.org/10.1016/j.gr.2018.06.008.

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 398-399, 106261. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106261.

Baker, L., Rutherford, M., 1996. Crystallisation of anhydrite-bearing magmas. Earth Environmental Science 87, 243–250. http://doi.org/10.1017/S0263593300006659.

Ballard, J.R., Palin, J.M., Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce“IV”/Ce“III” in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology144, 347–64. http://doi.org/10.1007/s00410-002-0402-5.

Blundy, J., Wood, B., 1994. Prediction of crystal–melt partition coefficients from elastic moduli. Nature 372, 452–4. https://doi.org/10.1038/37245 2a0.

Chambefort, I., Dilles, J., Kent, A., 2008. Anhydrite-bearing andesite and dacite as a source for sulfur in magmatic-hydrothermal mineral deposits. Geology 36, 719–22. http://doi.org/10.1130/G24920A.1.

Chen, N., Meng, X., Mao, J., Xie, G., 2022. Genetic relationship between subduction of slab topographic anomalies and porphyry deposit formation: Insight from the source and evolution of Rio Blanco magmas. Journal of Petrology 63(6). https://doi.org/10.1093/petrology/egac045.

Chiaradia, M., Ulianov, A., Kouzmanov, K., Beate, B., 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas?. Scientific Reports 2, 685. http://doi.org/10.1038/srep00685.

Chiaradia, M., 2020. How much water in basalitic melts parental to porphyry copper deposits?. Frontiers in Earth Science 8, 138. https://doi.org/10.3389/feart.2020.00138.

Claiborne, L.L., Miller, C.F., Walker, B.A., Wooden, J.L., Mazdab, F.K., Bea, F., 2006. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. Mineral Magazine 70, 517–43. http://doi.org/10.1180/0026461067050348.

Dewey, J., Pitman, W., Ryan, W., Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geological Society of America Bulletin 84, 3137–3180.

Dilles, J., Kent, A., Wooden, J., 2015. Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas. Economic Geology 110, 241–251. https://doi.org/10.2113/econgeo.110.1.241.

Ferry, J.M., Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contributions to Mineralogy and Petrology 154, 429–437. http:// doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0.

Goltz, A.E., Krawczynski, M.J., McCanta, M.C., Darby Dyar, M., 2022. Experimental calibration of an Fe^{3+}/Fe^{2+}-in-amphibole oxybarometer and its application to shallow magmatic processes at Shiveluch Volcano, Kamchatka. American Mineralogist 107, 2084–2100. https://doi.org/10.2138/am-2022-8031.

Hanchar, J.M., Watson, E.B., 2003. Zircon Saturation Thermometry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53, 89–112. http://doi.org/10.2113/0530089.

Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). Ph.D thesis. University of California, Los Angeles.

Hosseini, M., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Sun, W., 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. http://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.012.

Hong, W., Fabris, A., Gilbert, S., Wade, B.P., Collins, A.S., Wise, T., Reid, A.J., 2024. Using zircon and apatite chemistry to fingerprint porphyry Cu –Mo ± Au mineralization in the Delamerian Orogen, South Australia. Mineralium Deposita 59, 1619-1640. https://doi.org/10.1007/s00126-024-01287-y.

Hoskin, P., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53, 27–62. https://doi.org/ 10.2113/0530027.

Jugo, P., Wilke, M., Botcharnikov, R., 2010. Sulfur K-edge XANES analysis of natural and synthetic basaltic glasses: Implications for S speciation and S content as function of oxygen fugacity. Geochimica et Cosmochimica Acta 74, 5926–5938. https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.022.

Kirkland, C.L., Smithies, R.H., Taylor, R.J., Evans, N., McDonald, B., 2015. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. Lithos 212, 397–414. http://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021.

Large, S.J., Buret, Y., Wotzlaw, J., Karakas, O., Guillong, M., vonQuadt, A., Heinrich, C.A., 2021. Copper-mineralised porphyries sample the evolution of a large-volume silicic magma reservoir from rapid assembly to solidification. Earth and Planetary Science Letters 563, 116877. http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/.

Large, S.J., Von Quadt, A., Wotzlaw, J.F., Guillong, M., Heinrich, C.A., 2018. Magma evolution leading to porphyry Au-Cu mineralization at the Ok Tedi deposit, Papua New Guinea: Trace element geochemistry and high-precision geochronology of igneous zircon. Economic Geology 113(1). https://doi. org/ 10. 5382/ econg eo.2018. 4543.

Lee, R.G., Dilles J.H., Tosdal R.M., Wooden J.L., Mazdab F.K., 2017. Magmatic evolution of granodiorite intrusions at the El Salvador Porphyry Cu deposit, Chile, based on trace element composition and U/Pb age of zircons. Economic Geology 112, 245–273. https://doi.org/10.2113/econgeo.112.2.245

Lee, R.G., Byrne, K., D'Angelo, M., Hart, .C.J.R., Hollings, P., Gleeson, S.A., Alfaro, M., 2021. Using zircon trace element composition to assess porphyry copper potential of the Guichon Creek batholith and Highland Valley Copper deposit, south-central British Columbia. Mineralium Deposita 56(2). https://doi.org/10.1007/s00126-020-00961-1.

Liu, Y., Yang, Z., Brzozowski, M., Hao, H., Sun, J., Zhang, Y., 2025. Magma fO2 and Volatiles in the Sub-Economic Ermi Porphyry Cu System in Northeastern China: Implications for Porphyry Cu Fertility. Journal of Petrology 66(5). https://doi.org/10.1093/petrology/egaf038.

Loucks, R.R., 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. Journal of Earth Science 61, 5–16. http://doi.org/10.1080/08120099.2013.865676.

Loucks, R.R., Fiorentini, M.L., Rohrlach, B.D., 2018. Divergent T-fO_2 paths during crystallisation of H_2O-rich and H_2O-poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for TitaniQ and TitaniZ geothermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 173, 104. https ://doi.org/10.1007/s0041 0-018-1529-3.

Loucks, R.R., Fiorentini, M.L., 2023. Oxidation of magmas during gain and loss of H_2O recorded by trace elements in zircon. Earth and Planetary Science Letters 622, 118377. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2023.118377.

Loucks, R.R., Henríquez, G., Fiorentini, M., 2024. Zircon and whole-rock trace element indicators of magmatic hydration state and oxidation state discriminate copper ore-forming from barren arc magmas. Economic Geology 119, 511-523. http:// doi.org/10.5382/econgeo.5071.

Loucks, R.R., Fiorentini, M., Henríquez, G., 2020. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon. Journal of Petrology 61(3). http://doi.org/10.1093/petrology/egaa034.

Lu, Y.J., Loucks, R.R., Fiorentini, M., McCuaig, T.C., Evans, N.J., Yang, Z.M., Hou, Z., Kirkland, C.L., Parra-Avila, L.A., Kobussen, A., 2016. Zircon Compositions as a Pathfinder for Porphyry Cu ± Mo ± Au Deposits. In: Society of Economic Geologists, Special Publication 19, 329–347. https://www.researchgate.net/publication/303386427.

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Melnik, O.E., Bindeman, I.N., 2018. Modeling of trace elemental zoning patterns in accessory minerals with emphasis on the origin of micrometer-scale oscillatory zoning in zircon. American Mineralogist 103, 355–368. https://doi.org/10.2138/am-2018-6182.

Miri, M., Zarasvandi, A., Taghipour, N., Bapirzadeh, A., 2026. Petrogenesis and tectonic setting of andesites from the Bam area (Kerman province) using biotite chemistry. Advanced Applied Geology 15, 1-19. http://doi.org/ 10.22055/aag.2025.49754.2517.

Moghadam, H.S., Li, Q.L., Griffin, W.L., Stern, R.J., Santos, J.F., Ducea, M.N., Ottley, C.J., Karsli, O., Sepidbar, F., O'Reilly, S.Y., 2022. Temporal changes in subduction- to collision-related magmatism in the Neotethyan orogen: The Southeast Iran example. Earth-Science Review 226, 103930. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103930

Nathwani, C.L., Simmons, A.T., Large, .S.J.E., Wilkinson, J.J., Buret, Y., Ihlenfeld, C., 2021. From long-lived batholith construction to giant porphyry copper deposit formation: petrological and zircon chemical evolution of the Quellaveco District, Southern Peru. Contributions to Mineralogy and Petrology 176, 12. https://doi.org/10.1007/s00410-020-01766-1.

Pizarro, H., Campos, E., Bouzari, F., Rousse, S., Bissig, T., Gregoire, M., Riquelme, R., 2020. Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits. Ore Geology Reviews 126, 103771. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103771.

Richards, J.P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Economic Geology 98, 1515–1533. http://doi.org/10.2113/98.8.1515.

Richards, J.P., 2015. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. Lithos 233, 27–45. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.011.

Schiller, D., Finger, F., 2019. Application of Ti-in-zircon thermometry to granite studies: problems and possible solutions. Contribution to Mineralogy and Petrology 174, 51-16. http://doi.org/10.1007/s00410-019-1585-3

Siivola, J., Schmid, R., 2007. List of Mineral Abbreviations. Recomm by IUGS Subcomm. www.bgs.ac.uk/scmr/home.html

Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry Copper Systems. Economic Geology 105, 3–41. https ://doi.org/10.2113/gseco ngeo.105.1.3.

Soltani, A., Zarasvandi, A., Taghipour, N., Rezaei, M., Saki, A., Sajjadiyan, M., Zarasvandi, G., 1403. Physicochemical Evolution of Hydrothermal Fluids in the Kuh-e-Esfand porphyry Copper System, South of Jiroft, Kerman Province. Journal of Economic Geology 16, 163-206. https://doi.org/10.22067/econg.2024.1108.

Sun, W.D., Liang, H.Y., Ling, M.X., Zhan, M.Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X.Y., Li, Y.L., Ireland, T.R., Weig, Q.R., Fan, W.M., 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta 103, 263–275. http://doi.org/ 10.1016/j.oregeorev.2013.01.006.

Tattitch, B., Chelle-Michou, C., Blundy, J., Loucks, R.R., 2021. Chemical feedbacks during magma degassing control chlorine partitioning and metal extraction in volcanic arcs. Nature Communications 12, 1774. https:// doi. org/ 10. 1038/ s41467- 021- 21887-w.

Taghipour, N., Asgari, G., Dorani, M., Mortezanezhad, G.R., 2020. Conducting Prospecting and General Exploration Services in the Northern and Southern Areas of the Bam Exploration Block, Kerman Province, Iran. University of Damghan, Open File Report 112, Damghan, Iran, p. 337 (Unpublished report).

Wang, D.Z., Zhu, J.J., Hu, R.Z., Chiaradia, M., Bi, X.W., Huang, M.L., 2025. Optimal magmatic oxidation conditions for giant porphyry copper deposits. Science Bulletin 70, 960-969. https://doi.org/10.1016/j.scib.2024.12.048.

Zajacz, Z., Candela, P.A., Piccoli, P.M., Wälle, M., Sanchez-Valle, C., 2012. Gold and copper in volatile saturated mafic to intermediate magmas: solubilities, partitioning, and implications for ore deposit formation. Geochimica et Cosmochimica Acta 91, 140–159. https:// doi. org/ 10. 1016/j. gca. 2012. 05. 033.

Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M., 2005. Evolution of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran, within an orogen-parallel strike-slip system. International Geology Review 40. http:// doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620.

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Pourkaseb, H., Asadi, S., Saed, M., Lentz, .D.R., 2018. Metal endowment reflected in chemical composition of silicates and sulfides of mineralized porphyry copper systems, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. Geochimica et Cosmochimica Acta 223, 36–59. https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.11.012.

Zarasvandi, A., Taheri, M., Rezaei, M., Raith, J.G., 2022. Investigation of the behavior of rare earth elements and trace elements in Sarkuh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. Advanced Applied Geology 11, 690-709. http://doi.org/10.22055/AAG.2021.35086.2166.

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Taghipour, N., Soltani, A., Jafari, M.A., Saki, A., Adelpour, M., Sajjadiyan, M., Zarasvandi, G., 2025a. Geochemical anomalies of Cu–Mo in the southeastern part of Jiroft,

Kerman Province, Iran: evidence for a new porphyry copper district in the southern sector of the Urumieh–Dokhtar Magmatic Belt. Journal of Geological Society London 182(4). https://doi.org/10.1144/jgs2024-138.

Zarasvandi, A., Soltani, A., Taghipour, N., Rezae, M., Raith, J.G., Zarasvandi, G., 2025b. Fertility Assessment of the Kuh-E-Esfand Porphyry Cu Intrusion in Se Iran: Evidences from Silicate Chemistry. Journal of Geochemical Exploration 282. https://ssrn.com/abstract=5360878.

Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G., Taheri, M., Asadi, S., Heidari, M., 2023. Magnetite chemistry of the Sarkuh Porphyry Cu deposit, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran: A record of deviation from the path sulfide mineralization in the porphyry copper systems. Journal of Geochemical Exploration 249, 107213. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107213.

Zarasvandi, A., Heidari, M., Raith, J.G., Rezaei, M., Saki, A., 2019. Geochemical characteristics of collisional and pre-collisional porphyry copper systems in Kerman Cenozoic Magmatic Arc, Iran: Using plagioclase, biotite and Amphibole Chemistry. Lithos 326–327, 279-297. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.12.029.

Zarasvandi, A., Haghighat Jou, N., Taghipour, N., Rezaei, M., Raith, J.G., Amiri Hoseini, M., Zarasvandi, G., 2025c. Mineral chemistry of porphyry indicator minerals in Kuh-e-Kapout Cu porphyry deposit, Kerman Cenozoic Magmatic Arc: Petrogenetic and exploration implications. Geochemistry 85, 126327. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2025.126327.