Scientific Quarterly Journal of Geosciences, Vol. 36, Issue 3, Serial No. 141, Autumn 2026, pp. 79-102

www.gsjournal.ir

Original Research Paper

Alteration and mineralization characteristics of the Dahane-ye Gomrokan copper deposit: Evidence for a reduced porphyry system within the Urumieh-Dokhtar magmatic arc

Mohammadreza Afshoon[1], Hossein-Ali Tajeddin[1]*, Majid Ghaderi[1], and Hossein Naseri[2]

[1] Department of Economic Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

[2] Omid-e-Sabzevaran Copper Processing Mining Industries Company, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2026 January 06

Accepted: 2026 August 01

Available online: 2026 September 23

Keywords:

Dahane-ye Gomrokan

Porphyry

Reduced porphyry deposits

Kerman porphyry copper belt

Urumieh-Dokhtar magmatic arc

ABSTRACT

The Dahane-ye Gomrokan copper deposit, located in the southern part of the Kerman porphyry belt within the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, is one of the few systems that exhibits evidence of formation in a magmatic-hydrothermal environment with a reducing nature. Field investigations, petrography, alteration, and mineralization in this study, relying on data from surface outcrops, drill cores, thin and polished sections, and mineralogical analyses (XRD), shed light on the geochemical characteristics and mineralization features of this system. Three stages of post-Eocene intrusive bodies, including granodiorite, tonalite, quartz-monzonite, and quartz-monzodiorite, have been identified in this deposit. The quartz-monzonite to quartz-monzodiorite body is the primary host for Cu mineralization. Alteration zones include first-stage silicification, potassic alteration, second-stage silicification, phyllic, argillic, propylitic, and carbonatization. The widespread occurrence of potassic alteration, along with the presence of primary sulfide minerals, the absence of magnetite, primary hematite, and anhydrite, and the occurrence of reducing minerals such as pyrite, ilmenite, and arsenopyrite, all indicate a reducing system. Alteration patterns, mineralization features, and their relationship with the intrusive bodies provide valuable evidence for the formation of this deposit in a reducing environment. This contrasts with classical oxidized porphyry models in Iran, which exhibit distinct mineralogical and metallogenic characteristics. These results not only present a new model for interpreting alteration and mineralization processes in the southern Kerman belt but also have the potential to play a key role in revising exploration models and identifying other reducing porphyry systems within the Urumieh-Dokhtar magmatic arc.

1. Introduction

Porphyry copper deposits are predominantly formed from calc-alkaline, oxidized (magnetite series) magmas with intermediate to felsic compositions, associated with oceanic plate subduction and post-collision orogenesis (Sillitoe, 1972; Ishihara, 1977;

* Corresponding author: Hossein-Ali Tajeddin; E-mail: h.tajeddin@modares.ac.ir

Citation:

Afshoon, M. R., Tajeddin, H. A., Ghaderi, M., and Naseri, H., 2026. Alteration and mineralization characteristics of the Dahane-ye Gomrokan copper deposit: Evidence for a reduced porphyry system within the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 36(3), 141, 79-102. https://doi.org/10.22071/gsj.2026.570993.2242.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2026.570993.2242 dor: 20.1001.1.10237429.1405.36.3.4.6

This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

Hedenquist and Sillitoe, 2003; Richards, 2003; John et al., 2010). In these porphyry systems, interactions between hydrothermal fluids and host rocks give rise to a variety of alteration zones, including potassic, propylitic, phyllic, and argillic alteration (Burnham and Ohmoto, 1980; Sillitoe, 2010). During alteration, as acidity and sulfidation increase, potassic alteration (commonly associated with peripheral propylitic alteration) gradually transitions to phyllic, then advanced argillic alteration (Sillitoe, 2010). Potassic alteration, characterized by the dominance of potassium feldspar, biotite, and anhydrite, is notably observed in the El Salvador deposit in northern Chile, where approximately 75% of the Cu is concentrated in primary quartz veins (Gustafson and Hunt, 1975). During this stage of hydrothermal activity, Cu sulfides such as chalcopyrite and bornite, along with magnetite and primary hematite, primarily concentrate in early quartz veins within the potassic alteration zones, which are recognized as the main copper mineralization (Gustafson and Hunt, 1975). Alteration minerals, as important exploration indicators, are commonly found around hydrothermal deposits and play a critical role in metallogenic studies and the development of metallogenic models for various types of magmatic-hydrothermal deposits globally (Zhang et al., 2018; Ma et al., 2021; Raza and Absar, 2021; Zhao et al., 2021).

Porphyry copper deposits in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA), which encompass a range of economically significant to sub-economic mineralization systems, are primarily associated with hydrous magmas characterized by adakitic features and relatively oxidizing conditions, formed during the Miocene. Key examples of these deposits include the Sarcheshmeh, Sungun, Dali, and Miduk deposits (Shafiei et al., 2009; Richards, 2015; Asadi, 2018) (Fig. 1). Previous studies on porphyry Cu deposits in Iran have mainly focused on deposits associated with oxidized magnetite-series granitoids of Type I (Hassanzadeh, 1993; Hezarkhani, 2006; Boomeri et al., 2009; Shafiei et al., 2009; Mirnejad et al., 2013; Aghazadeh et al., 2015). However, in recent years, a distinct type of porphyry Cu deposit has been identified, which is predominantly associated with reducing conditions. These deposits, known as Reduced Porphyry Copper Deposits (RPCDs), have characteristic features including: (1) association with reducing-type I granites, (2) ore-forming fluids rich in reducing gases such as methane (CH_4), (3) absence of oxide minerals like magnetite, primary hematite, and sulfate minerals like anhydrite in the mineralogical sequence, and (4) the formation of hypogene massive veins containing ilmenite, pyrite, and arsenopyrite, which are considered indicators of reducing conditions in the ore-forming environment (Rowins, 2000; Smith et al., 2012; Cao et al., 2014).

To date, no evidence of reduced porphyry Cu deposits has been reported in Iran, and all identified deposits in the country are classified as oxidizing porphyry copper deposits (OPCDs). This article examines the alteration and mineralization features of the Dahane-ye Gomrokan porphyry Cu deposits in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, based on studies and data on alteration and mineralization patterns. The results of this study could provide a better understanding of hydrothermal alteration and the mineralization model for reduced porphyry Cu deposits in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc.

2. Research methodology

In this study, field investigations and sampling of drill cores were conducted, and a set of surface samples along with cores from different depths was selected. Subsequently, 25 thin sections, 68 polished sections, and 15 thin-polished sections were prepared for microscopic studies. During the core study, in addition to the precise recording of samples and the spatial distribution of alteration, the relationships between mineralization events and rock units, particularly hydrothermal alteration, were identified in these samples. Suitable samples for preparing microscopic and polished sections were carefully selected, and the results obtained from these examinations are presented in this study. Additionally, qualitative analysis of 45 samples was performed using X-Ray diffraction (XRD) at the laboratories of Tarbiat Modares University and Zarazma to identify and differentiate unknown minerals and various alteration types present in the samples.

3. Results and discussions

Field observation, petrography, mineralogy, and structural-textural relationships in the Dahane-ye Gomrokan deposit reveal that it results from complex, multi-stage interactions among magmatic, hydrothermal, and supergene processes within a porphyry Cu-Mo system with reducing features. The outcropping lithological units include Eocene volcanic rocks and a suite of post-Eocene intrusions composed of granodiorite, tonalite, and quartz-monzonite to quartz-monzodiorite, which have been injected gradually in a multi-stage fashion (Fig. 3). The cross-cutting relationships and spatial positioning of these intrusions clearly reflect the evolutionary stages of magmatism from early to late phases. The quartz-monzonitic to quartz-monzodioritic intrusion, identified as the youngest intrusive body, plays a key role in the formation and concentration of potassic alteration and primary mineralization, and is recognized as the main host for mineralization. The maximum contents of Cu and Mo sulfides are observed in the core of this intrusion, and its association with potassic alteration exhibits the classic pattern of porphyry systems.

Alteration zoning in the Dahane-ye Gomrokan deposit includes silicification, potassic, phyllic, argillic, propylitic, and carbonation alteration, whose temporal and spatial sequence reflects the gradual evolution of hydrothermal fluids from high temperature

and salinity to low temperature and surface conditions (Figs. 4 and 5). The silicification, which is limited and only observable at the microscopic scale, represents the earliest alteration event, with quartz, hematite, and magnetite as the dominant minerals (Fig. 6), followed by the formation of potassic alteration. This alteration, characterized by the formation of secondary biotite, quartz, and hydrothermal alkali feldspar, is the most significant phase related to hypogene Cu-Mo mineralization. The absence of anhydrite in this alteration zone, alongside mineralogical evidence, suggests a lower pressure of oxidized sulfur and indicates a limited role of sulfate-bearing fluids (Fig. 7). Phyllic alteration, which follows potassic and silicic stages, primarily develops in tonalite bodies and is associated with weaker mineralization (pyrite ± chalcopyrite), indicating a decrease in temperature and a shift in the chemical composition of the hydrothermal fluids (Figs. 8- A, B, C). Argillic and advanced argillic alteration, mostly supergene in origin, result from the oxidation of primary sulfides and the reaction of acidic infiltrating waters with the host rock. These alteration features are more prevalent at the margins of the system, particularly in the northern sections (Fig. 9). Propylitic and carbonatic alteration, which are the most widespread and later-stage, reflect the transition away from the core of the porphyry system and a significant decrease in economic mineralization potential. The mineral composition of these zones (chlorite, epidote, calcite, and minor pyrite and magnetite) corresponds with the classic alteration pattern observed in peripheral zones of porphyry deposits (Figs. 10 and 11). Mineralization at the Dahane-ye Gomrokan deposit can be divided into three main stages: magmatic, hydrothermal, and supergene. The magmatic stage is characterized by the deposition of Fe-Ti oxides (especially ilmenite) and disseminated pyrite in the host rock, indicating the gradual transition from a magmatic to a hydrothermal system (Fig. 12). The hydrothermal stage, which represents the most important and economically significant phase of mineralization, is marked by the concentration of Cu and Mo sulfides such as chalcopyrite and molybdenite (Figs. 13, 14 and 15), along with Pyrrhotite (Fig. 13), ilmenite (Fig. 13), titanomagnetite (Fig. 13), sphalerite (Fig. 14), pyrite (Fig. 16), and arsenopyrite (Fig. 16) in the potassic alteration zone. The supergene stage is associated with leaching, oxidation, and redistribution of primary minerals, leading to the formation of secondary Cu minerals and Fe oxides and hydroxides (Figs. 18 and 19).

In summary, geological, alteration, and mineralogical evidence suggest that the Dahane-ye Gomrokan deposit is a multi-stage porphyry Cu-Mo system, distinguished by the widespread presence of pyrite and ilmenite alongside arsenopyrite, and the absence of primary hematite, magnetite, and anhydrite during potassic alteration. This indicates a reducing environment during part of the hydrothermal evolution, placing Dahane-ye Gomrokan among the reducing porphyries in terms of oxidation-reduction conditions. Successive magmatic injections, gradual changes in the physicochemical conditions of the hydrothermal fluids, and supergene processes post-mineralization influenced its evolution. The focus of potassic alteration and sulfide mineralization in the quartz-monzonite to quartz-monzodiorite bodies is the primary exploration criterion in this region. It could provide effective guidance for further exploration efforts at depth and along the lateral extensions.

4. Conclusion

Geological, petrographic, alteration, and mineralization studies of the Dahane-ye Gomrokon deposit indicate that this porphyry system results from a multi-stage magmatic evolution post-Eocene and the circulation of magmatic-hydrothermal fluids in a tectonically active environment associated with the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. The granodioritic, tonalitic, and quartz-monzonitic to quartz-monzodioritic intrusions identified as the three main magmatic stages in the area play a fundamental role in controlling alteration zones and mineral concentrations. Extensive potassic alteration, accompanied by silicification, phyllic, argillic, propylitic, and carbonatic alteration, reflects an evolved hydrothermal system with temperature, pressure, and fluid composition gradients from the center to the margins. The mineralogical composition of the alteration, the association with quartz-silicified veins, and the presence of primary sulfide and oxide minerals such as pyrite, arsenopyrite, and ilmenite indicate a relatively reducing to intermediate regime, which distinguishes this system from most known oxidized porphyry systems in the Kerman magmatic belt. These features, coupled with the absence of characteristic oxide minerals such as magnetite, primary hematite, and anhydrite in the potassic alteration zone, and mineralogical changes comparable to reducing porphyry systems, reinforce the presence of a reducing porphyry Cu system at Dahane-ye Gomrokon.

The findings of this research, in addition to providing a clear view of the hydrothermal structure and alteration-mineralization model of Dahane-ye Gomrokon, can serve as a case study for regional comparisons, revision of classical porphyry mineralization models in the UDMA, and the development of targeted exploration strategies in the southern part of the Kerman porphyry belt. The high potential for mineralization in this region, especially in bodies with potassic alteration, underscores the need for further geochemical studies, fluid-inclusion thermometry, stable isotope analysis, and 3D hydrothermal-system modeling to elucidate the origin and evolution of mineralization.

فصلنامه علمی علوم زمین، پاییز ۱۴۰۵، دوره ۳۶، شماره ۳، پیاپی ۱۴۱، صفحه ۷۹ تا ۱۰۲

مقاله پژوهشی

پیوند صفحه نخست: www.gsjournal.ir

ویژگی‌های دگرسانی و کانه‌زایی کانسار مس دهنه‌گمرکان: شواهدی از یک سامانه پورفیری احیایی در کمان ماگمایی ارومیه– دختر

محمدرضا افشون[۱]، حسینعلی تاج‌الدین[۱]*، مجید قادری[۱]، حسین ناصری[۲]

[۱] گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

[۲] شرکت صنایع معدنی فرآوری مس امید سبزواران، تهران، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۱۰/۱۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۵/۱۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۵/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

دهنه‌گمرکان

پورفیری

ذخایر پورفیری احیایی

کمربند مس پورفیری کرمان

کمان ماگمایی ارومیه– دختر

چکیده

کانسار مس دهنه‌گمرکان، که در بخش جنوبی کمربند پورفیری کرمان در کمان ماگمایی ارومیه– دختر واقع است، یکی از معدود سامانه‌هایی است که شواهدی از شکل‌گیری در یک محیط ماگمایی– گرمابی با ماهیت احیایی نشان می‌دهد. بررسی‌های میدانی، سنگ‌نگاری، دگرسانی و کانه‌زایی در این پژوهش با اتکا بر داده‌های حاصل از رخنمون‌های صحرایی، گمانه‌های حفاری، مقاطع نازک و صیقلی و تحلیل‌های کانی‌شناسی (XRD)، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و کانه‌زایی این سامانه را معرفی می‌نماید. در این کانسار ۳ مرحله از توده‌های نفوذی جایگیر شده با سن پس از ائوسن با ترکیب‌های گرانودیوریت، تونالیت و کوارتزمونزونیت تا کوارتزمونزودیوریت شناسایی شده‌اند که توده کوارتزمونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت میزبان اصلی کانی‌سازی مس است. پهنه‌های دگرسانی شامل سیلیسی، پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک و کربناتی هستند. رخداد گسترده دگرسانی پتاسیک همراه با کانی‌های سولفیدی ژرف‌زاد (هیپوژن)، نبود مگنتیت، هماتیت ژرف‌زاد و انیدریت و رخداد کانی‌های احیایی مانند پیروتیت، ایلمنیت و آرسنوپیریت، همگی نشان‌دهنده ماهیت کاهنده سامانه است. الگوهای دگرسانی، ویژگی‌های کانی‌سازی و رابطه آن‌ها با توده‌های نفوذی، شواهد ارزشمندی از تشکیل این کانسار در یک محیط احیایی فراهم آورده است که در مقایسه با مدل‌های کلاسیک پورفیری اکسیدان در ایران، ویژگی‌های کانی‌شناسی و فلززایی متفاوتی دارد. این نتایج نه‌تنها الگویی جدید برای تفسیر فرایندهای دگرسانی و کانه‌زایی در جنوب کمربند کرمان ارائه می‌کند، بلکه می‌تواند در بازنگری مدل‌های اکتشافی و شناسایی سایر سامانه‌های پورفیری احیایی در کمان ماگمایی ارومیه– دختر نقشی کلیدی ایفا کند.

۱– پیش‌نوشتار

کانسارهای پورفیری مس به‌طور عمده از ماگماهای کالک‌آلکالن، اکسیدان (سری مگنتیتی) با ترکیب حدواسط تا فلسیک که مرتبط با فرورانش صفحات اقیانوسی و برخورد یا پسابرخوردی هستند، تشکیل می‌شوند (Sillitoe, 1972; Ishihara, 1977; Hedenquist and Sillitoe and, 2003; Richards, 2003; John et al., 2010). در این سامانه‌های پورفیری، واکنش‌های میان سیالات گرمابی و سنگ‌های میزبان سبب شکل‌گیری پهنه‌های دگرسانی متعددی می‌شود که شامل دگرسانی‌های پتاسیک، پروپیلیتیک، فیلیک و آرژیلیک می‌باشد (Burnham and Ohmoto, 1980; Sillitoe, 2010). در فرایند تغییرات دگرسانی، با افزایش اسیدیتی و حالت سولفیداسیون، دگرسانی پتاسیک (که با پروپیلیتیک پیرامونی همراه است) به‌تدریج به فیلیک و سپس آرژیلیک پیشرفته می‌رسد (Sillitoe, 2010). دگرسانی پتاسیک، که با حضور چیره فلدسپار پتاسیک، بیوتیت و انیدریت مشخص می‌گردد، به‌ویژه در کانسار الساوادور در شمال شیلی که حدود ۷۵ درصد محتوی مس آن در رگه‌های کوارتز گرمابی میزبان متمرکز است، نمایان می‌شود (Gustafson and Hunt, 1975). در این مرحله از فعالیت گرمابی، کانی‌های سولفیدی مس مانند کالکوپیریت و بورنیت به‌همراه مگنتیت و هماتیت ژرف‌زاد عمدتا در رگه‌های گرمابی کوارتز در پهنه‌های پتاسیک تمرکز می‌یابند که این ویژگی‌ها به عنوان عامل اصلی کانه‌زایی مس شناخته شده‌اند (Gustafson and Hunt, 1975). کانی‌های دگرسانی، به عنوان شاخص‌های مهم اکتشافی، به‌طور معمول در اطراف ذخایر گرمابی یافت می‌شوند و نقش حیاتی در مطالعات عوامل فلززایی و ایجاد مدل‌های فلززایی برای انواع مختلف ذخایر ماگمایی– گرمابی در سطح جهانی دارند (Zhang et al., 2018; Ma et al., 2021;

* نویسنده مسئول: حسینعلی تاج‌الدین؛ E-mail: h.tajeddin@modares.ac.ir

ماخذنگاری:

افشون، م. ر.، تاج‌الدین، ح. ع.، قادری، م.، ناصری، ح.، ۱۴۰۵، ویژگی‌های دگرسانی و کانه‌زایی کانسار مس دهنه‌گمرکان: شواهدی از یک سامانه پورفیری احیایی در کمان ماگمایی ارومیه– دختر. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۶(۳)، ۱۴۱، ۷۹–۱۰۲. https://doi.org/10.22071/gsj.2026.570993.2242

doi: 10.22071/gsj.2026.570993.2242 dor: 20.1001.1.10237429.1405.36.3.4.6

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

(Raza and Absar, 2021; Zhao et al., 2021). ذخایر پورفیری مس در کمان ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA) که شامل طیفی از سامانه‌های کانه‌ساز غیراقتصادی تا اقتصادی است، عمدتا با ماگماهای آب‌دار دارای ویژگی‌های آداکیتی و شرایط به‌نسبت اکسیدان که در دوره میوسن تشکیل شده‌اند، ارتباط دارند. نمونه‌های شاخص این ذخایر شامل ذخایر سونگون، دالی، سرچشمه و میدوک می‌باشند (Shafiei et al., 2009; Richards, 2015; Asadi, 2018). پژوهش‌های پیشین در زمینه ذخایر پورفیری مس در ایران، بیشتر بر روی ذخایری متمرکز شده است که با گرانیتوییدهای اکسیدان سری مگنتیت و نوع I همراه هستند (Hassanzadeh, 1993; Hezarkhani, 2006; Boomeri et al., 2009; Shafiei et al., 2009; Mirnejad et al., 2013; Aghazadeh et al., 2015). اما در سال‌های اخیر، نوعی متفاوت از ذخایر پورفیری مس شناسایی شده است که به‌طور عمده با شرایط احیایی همراه هستند. این ذخایر، که به عنوان ذخایر پورفیری مس احیایی (Reduced Porphyry Copper Deposits, RPCDs) شناخته می‌شوند، ویژگی‌های شاخصی دارند که عبارتند از: (۱) همراهی با گرانیت‌های احیایی نوع I، (۲) سیالات کانه‌ساز غنی از گازهای احیایی مانند متان (CH_4)، (۳) نبود کانی‌های اکسیدی مانند مگنتیت، هماتیت ژرف‌زاد و کانی‌های سولفاته مانند انیدریت در توالی کانی‌شناسی و (۴) تشکیل رگه‌های توده‌ای ژرف‌زاد (هیپوژن) حاوی ایلمنیت، پیروتیت و آرسنوپیریت که به عنوان شاخص شرایط احیایی در محیط کانه‌زایی شناخته می‌شوند (Rowins, 2000; Smith et al., 2012; Cao et al., 2014). نمونه‌هایی از این‌گونه کانسارها عبارت‌اند از کانسار مایل هیل ۱۷ (Mile Hill 17) در استرالیا (Rowins et al., 1997)، سن آنتون (San Anton) در مکزیک (Randall et al., 1994)، بااوگوتو (Baogutu) در چین (Cao et al., 2014) و کت‌فیس (Catface) در کانادا (Smith et al., 2012). تا به امروز شواهد مستندی از وجود ذخایر پورفیری مس احیایی در ایران گزارش نشده است و تمام ذخایر شناسایی‌شده در کشور به عنوان ذخایر پورفیری مس اکسیدان (Oxidizing Porphyry Copper Deposits, OPCDs) طبقه‌بندی شده‌اند.

این مقاله، ویژگی‌های دگرسانی و کانه‌زایی کانسارهای پورفیری دهنه‌گمرکان در کمان ماگمایی ارومیه- دختر را مورد بررسی قرار می‌دهد و براساس مطالعات و داده‌های موجود در مورد الگوی دگرسانی و کانه‌زایی این کانسارها استوار است. نتایج این مطالعه می‌تواند درک بهتری از دگرسانی گرمابی و مدل کانه‌زایی کانسارهای پورفیری احیایی در کمان ماگمایی ارومیه- دختر فراهم آورد.

۲- روش پژوهش

در این پژوهش، ابتدا از طریق انجام بررسی‌های میدانی و نمونه‌برداری از مغزه‌های گمانه‌های حفاری، مجموعه‌ای از نمونه‌های سطحی و مغزه‌های به‌دست‌آمده از ژرفاهای مختلف انتخاب شد. سپس ۲۵ مقطع نازک، ۶۸ مقطع صیقلی و ۱۵ مقطع نازک- صیقلی برای تحلیل‌های میکروسکوپی تهیه و مورد بررسی قرار گرفت. در راستای مطالعه مغزه‌های حفاری، افزون بر ثبت دقیق نمونه‌ها و بررسی توزیع فضایی دگرسانی‌ها، روابط میان رخدادهای کانه‌زایی و واحدهای سنگی به‌ویژه دگرسانی‌های گرمابی در این نمونه‌ها شناسایی گردید. نمونه‌های مناسب برای تهیه مقاطع میکروسکوپی و صیقلی با دقت انتخاب شدند و نتایج به‌دست‌آمده از این بررسی‌ها در پژوهش حاضر ارائه شده است. افزون بر این، تجزیه و تحلیل کیفی ۴۵ نمونه با استفاده از روش XRD در آزمایشگاه‌های دانشگاه تربیت مدرس و زرآزما انجام شد تا کانی‌های مجهول و انواع دگرسانی‌های موجود در نمونه‌ها شناسایی و تفکیک گردند.

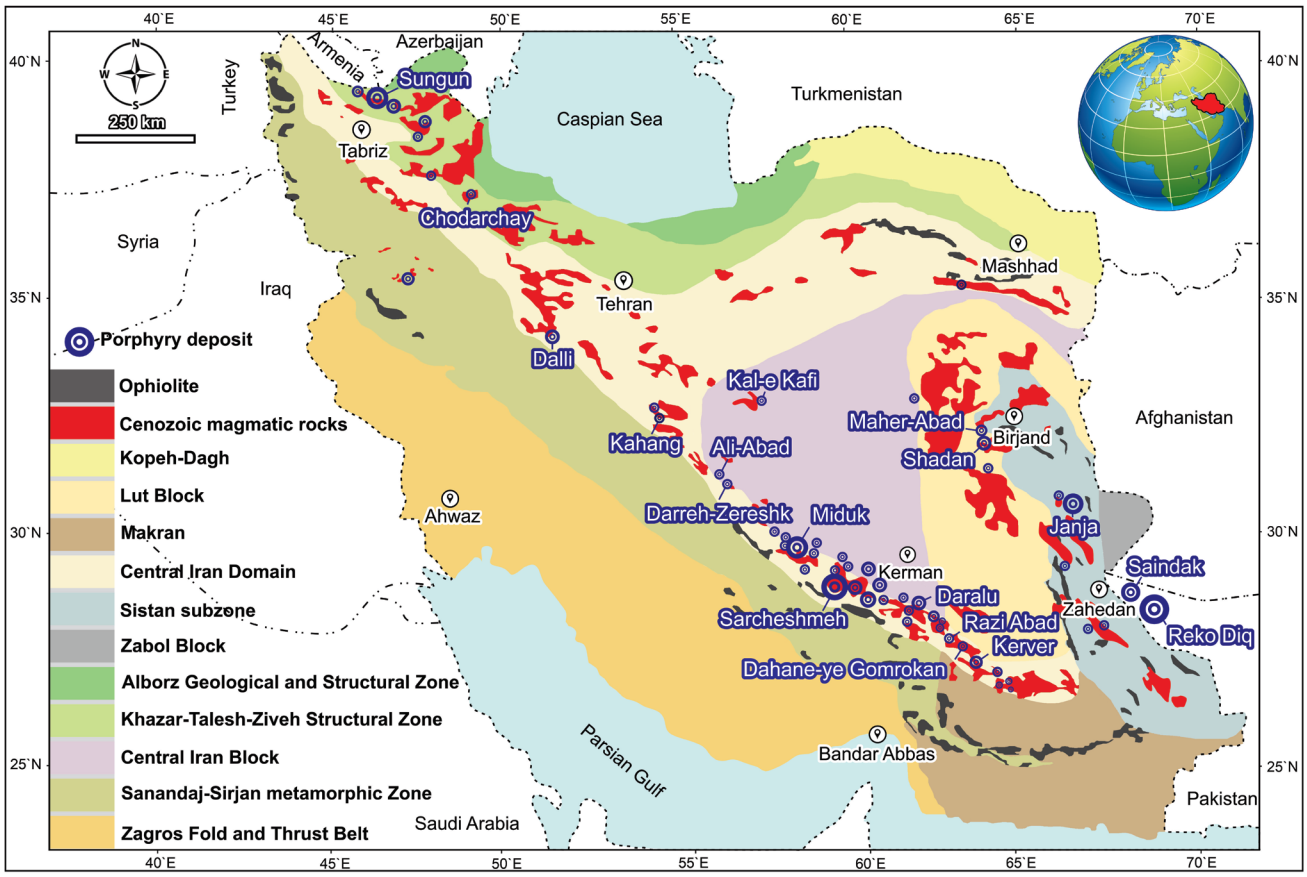
۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

ایران در بخش مرکزی کمربند زمین‌ساختی و فلززایی آلپ- هیمالیا جای گرفته، که این پهنه‌ای گسترده و پیچیده از دیدگاه زمین‌ساختی در پی فرایندهای برخوردی میان خردقاره‌های جدا شده از حاشیه شمالی گندوانا پدید آمده است. این خردقاره‌ها به‌تدریج طی دوران مزوزوییک به حاشیه جنوبی قاره اوراسیا افزوده شدند و در نتیجه، پهنه‌هایی ساختاری گوناگون را ایجاد کردند (Stocklin, 1974; Berberian and King, 1981; Stampfli, 2000). در بازه زمانی ژوراسیک میانی تا کرتاسه پیشین (۱۷۷ تا ۱۴۴ میلیون سال پیش)، ایران شاهد ماگماتیسم گسترده‌ای بوده است. این فعالیت‌های ماگمایی حاصل برهم‌کنش میان رخدادهای گوناگون زمین‌ساختی- ماگمایی و ژئودینامیکی بوده و در نهایت به پیدایش کمان‌ها و کمربندهای ماگمایی انجامیده که به‌طور کلی روندی هم‌راستا با پهنه همگرا بیتلیس- زاگرس دارند (Dargahi et al., 2010; Agard et al., 2011; Azizi and Asahara, 2013; Azizi et al., 2015; Shafaii Moghadam et al., 2018, 2022). تداوم فرورانش در امتداد این حاشیه فعال سبب شکل‌گیری کمربندی تقریبا خطی از سنگ‌های آذرین سنوزوییک شامل سنگ‌های خروجی و نفوذی شده است که با نام کمان ماگمایی ارومیه- دختر (Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc; UDMA) شناخته می‌شود. این کمربند که مرز ماگمایی جلویی کمان ایران را مشخص می‌سازد، در امتدادی حدود ۱۰۰۰ کیلومتر با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری کشیده شده و پهنایی در حدود ۴۰ تا ۷۰ کیلومتر دارد. ماگماتیسم در این پهنه حدود ۸۰ میلیون سال تداوم داشته است؛ به‌گونه‌ای که از اواخر کرتاسه آغاز، در پالئوژن به اوج خود رسیده و پس از برخورد صفحه عربستان با ایران در نئوژن، رو به افول نهاده است (Verdel et al., 2011; Yeganehfar et al., 2013; Babazadeh et al., 2017; Hosseini et al., 2017; Shafaii Moghadam et al., 2020; Babazadeh et al., 2024). افزون بر کمربند ماگمایی پیش‌کمانی ارومیه دختر، مجموعه‌ای از کمربندهای ماگمایی دیگر نیز در بخش‌های باختری، شمال‌خاوری و خاوری کشور گسترش یافته‌اند که به عنوان پهنه‌های پس‌کمانی (back-arc domains) شناخته می‌شوند (Shafaii Moghadam et al., 2022). در امتداد کمان ماگمایی سنوزوییک ایران، طیفی گسترده از سامانه‌های ماگمایی و ذخایر پورفیری مس به‌صورت پراکنده حضور دارند (شکل ۱). خاستگاه این سامانه‌های کانه‌زایی به فرایند بسته‌شدن اقیانوس تتیس‌جوان و استقرار رژیم زمین‌ساختی همگرا مرتبط با فرورانش در طی دوره ترشیری نسبت داده می‌شود (Alavi, 1994; Richards and Sholeh, 2016; Heidari et al., 2024). بیشترین تراکم و تمرکز ذخایر بزرگ پورفیری مس در ایران در بخش جنوب‌خاوری این کمربند، یعنی در کمربند پورفیری مس کرمان (Kerman Porphyry Copper Belt; KPCB) مشاهده می‌شود. این ناحیه میزبان کانسارهای شاخصی همچون سرچشمه، میدوک، درآلو، کرور و دیگر ذخایر هم‌سن با سن میوسن است که از دیدگاه زمین‌ساختی و فلززایی، یکی از غنی‌ترین پهنه‌های پورفیری جهان به‌شمار می‌رود (Aghazadeh et al., 2015; Mohammaddoost et al., 2017) (شکل‌های ۱ و ۲).

کمربند پورفیری کرمان از ۲ زیرپهنه اصلی شامل: (۱) زیرپهنه جبال‌بارز که از جنوب‌خاور تا بخش مرکزی کمربند امتداد دارد و (۲) زیرپهنه کوه‌پنج که از مرکز تا شمال‌باختری کمربند گسترش یافته، تشکیل شده است. این دو زیرپهنه شامل توالی‌های آتشفشانی- رسوبی و مجموعه‌های نفوذی از تریاس تا سنوزوییک هستند سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی سنوزوییک در این کمربند به‌طور کلی در ۴ واحد اصلی تفکیک می‌شوند: (۱) سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه زیرین تا پسین با ترکیب مافیک تا فلسیک که به‌طور کلی با عنوان مجموعه (کمپلکس) بحرآسمان شناخته می‌شوند؛ (۲) توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن میانی تا پسین با ترکیب بازالتی تا ریولیتی که مجموعه (کمپلکس) رازک را تشکیل می‌دهند؛ (۳) واحدهای تراکی‌آندزیتی تا تراکی‌بازالتی ائوسن پسین تا الیگوسن میانی موسوم به مجموعه (کمپلکس) هزار؛ و (۴) سنگ‌های آتشفشانی میوسن پسین تا پلیوسن شامل گنبدهای داسیتی، جریان‌های بازالتی و فوی‌دیتی و سایر ساختارهای وابسته (Dimitrijevic, 1973; Hassanzadeh, 1993; McInnes et al., 2003; Shahabpour, 2007; Asadi, 2018; Atapour and Aftabi, 2021). بیشتر پژوهشگران بر این باورند

که اوج کانه‌زایی پورفیری در کمربند ماگمایی کرمان در طی میوسن میانی روی داده است (McInnes et al., 2005; Zarasvandi et al., 2005; Taghipour et al., 2008; Shafiei et al., 2009; Aghazadeh et al., 2015; Alirezaei et al., 2017; Asadi, 2018). بیشتر سامانه‌های پورفیری مرتبط با این رویداد کانه‌زایی در محدوده پهنه کوه‌پنج متمرکز هستند و بزرگ‌ترین کانسارهای پورفیری مس ایران از جمله سرچشمه، میدوک، چاه فیروزه، پارکام، نوچون، ایجو و سرکوه را در برمی‌گیرند. با وجود نقش مهم گرانیتوییدهای جبال‌بارز در چارچوب ژئودینامیکی منطقه، ارتباط مستقیم آن‌ها با سامانه‌های پورفیری کمتر مورد توجه قرار گرفته است. با این حال، وجود ذخایر پورفیری نظیر کوه اسفند، کرور، دهنه‌گمرکان، رضی‌آباد، گروه و بندر هنزا (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ محمدزاده و همکاران، ۱۳۹۷؛ یوسفی و همکاران، ۱۳۹۷؛ افشون و همکاران، ۱۴۰۲، ۱۴۰۳؛ Yousefi et al., 2018; Mohebi et al., 2020; Zarasvandi et al., 2025) در بخش جنوبی کمربند مس کرمان بیانگر پتانسیل بالای کانه‌زایی پورفیری در این بخش از کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان است (شکل ۲- B).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی- ساختاری ایران که توزیع ذخایر مس پورفیری را با نماده‌های دایره‌ای شکل نشان می‌دهد (نقشه زمین‌شناسی و ساختاری ایران با اصلاحات از آقانباتی (Aghanabati, 1998, 2004)، علوی (Alavi, 1996)، ریچاردز و شعله (Richards and Sholeh, 2016)).

Figure 1. Geological-structural map of Iran showing the distribution of porphyry Cu deposits, and the locations of major porphyry systems labeled (tectonic and structural map of Iran modified after Alavi (1996); Aghanabati (1998, 2004); Sholeh and Richards (2016)).

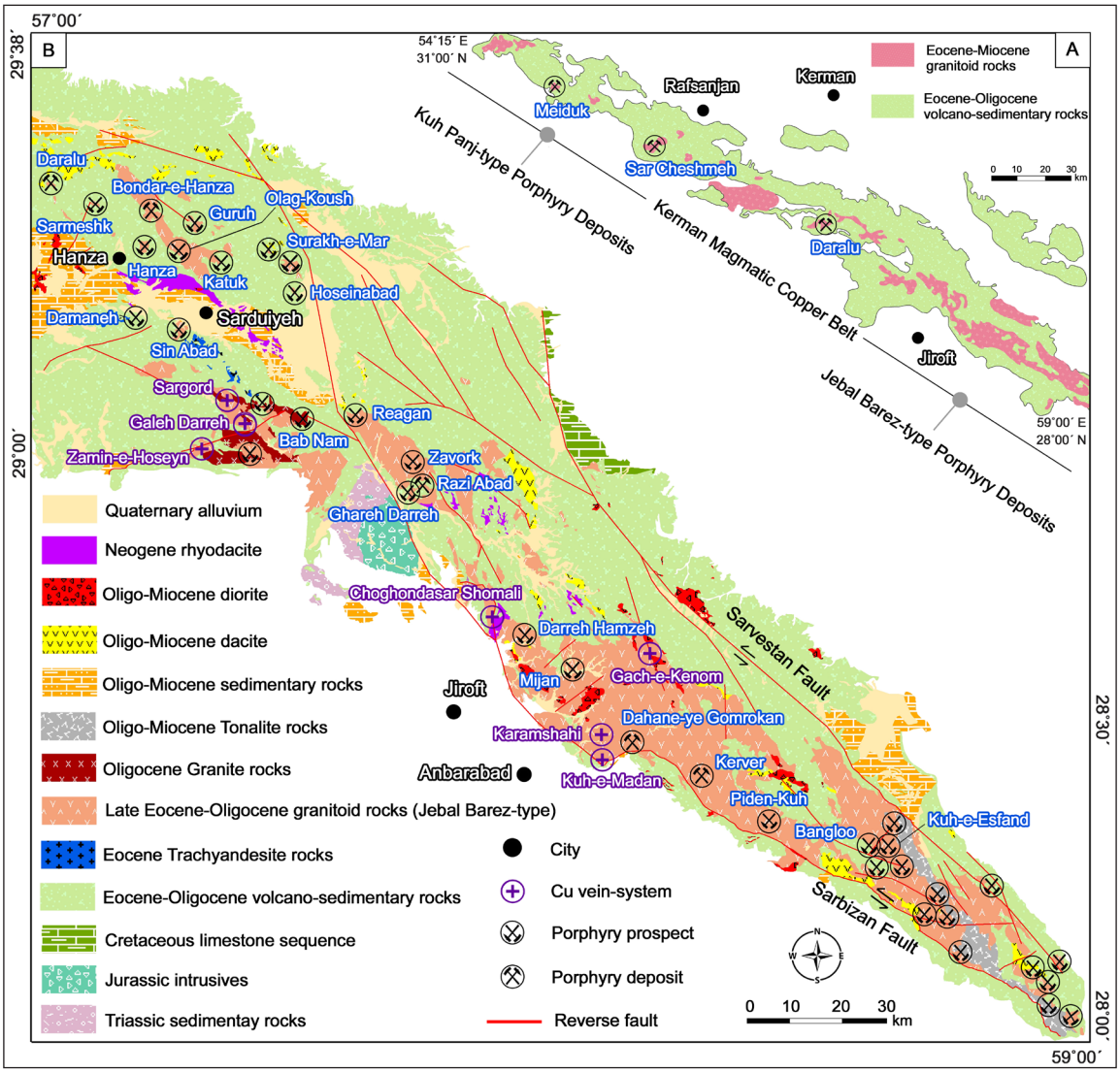
۳-۲- زمین‌شناسی کانسار دهنه‌گمرکان

براساس مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری، واحدهای سنگی و توده‌های نفوذی برونزد یافته در کانسار دهنه‌گمرکان، عمدتا از واحدهای آتشفشانی ائوسن شامل گدازه‌های آندزیت تا آندزیت- بازالت، نهشته‌های کواترنری و توده‌های نفوذی و دایک‌های پس از ائوسن تشکیل شده‌اند. توده‌های نفوذی با ترکیب‌های گرانودیوریت (gd)، تونالیت (tn)، کوارتزمونزونیت تا کوارتزمونزودیوریت (qm) و دایک‌های آپلیتی و آندزیت- بازالتی هستند. توده گرانودیوریتی با رنگ رخنمون خاکستری تیره تا سبز و ریخت‌شناسی برجسته و گاه صخره‌ساز (شکل ۳)، حدود ۸۰ درصد از گستره محدوده معدنی دهنه‌گمرکان را پوشش داده است (شکل ۳). توده تونالیتی به عنوان دومین گام تزریق توده در کانسار دهنه‌گمرکان شناخته می‌شود و دارای موقعیت قطع‌کننده و تاخیری نسبت به توده گرانودیوریت است (شکل ۳). این دسته از نفوذی‌ها به‌صورت دو رخنمون بزرگ در بخش‌های شمالی و جنوبی محدوده و چند برونزد کوچک در دیگر قسمت‌های محدوده گمرکان مشاهده می‌شود (شکل ۳). توده کوارتزمونزونیت تا کوارتزمونزودیوریت، که جوان‌ترین رخداد نفوذی در محدوده دهنه‌گمرکان است، میزبان اصلی کانی‌سازی می‌باشد و به‌شدت متحمل دگرسانی پتاسیک شده است. این توده با طول نزدیک به ۲۰۰ و عرض ۱۰۰ متر و با راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور در توده تونالیت شمالی تزریق شده است (شکل ۳). رخداد دایک‌ها در کانسار دهنه‌گمرکان نشان از آخرین مراحل فعالیت ماگماتیسم در محدوده است که نسبت به توده‌های نفوذی ذکر شده تاخیری‌تر بوده و آن‌ها را قطع می‌کنند.

۳-۳- دگرسانی‌های گرمابی

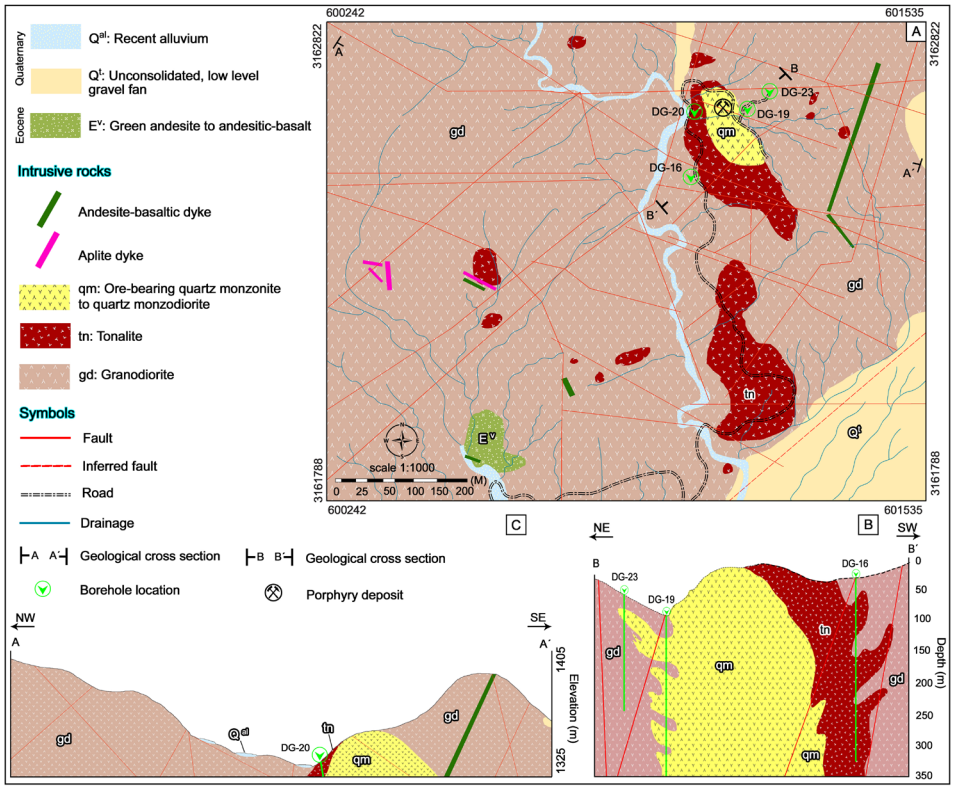
سه گام توده نفوذی پس از ائوسن در کانسار دهنه‌گمرکان شناسایی شده است که هر یک از آن‌ها نقش مهمی در تعیین ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی

و کانی‌سازی ایفا کرده‌اند (شکل ۴). رخداد پهنه‌های دگرسانی در کانسار دهنه‌گمرکان، نقش مهمی در تشکیل و تمرکز کانی‌سازی ایفا کرده است. تهیه نقشه‌های دقیق از پهنه‌های دگرسانی و تفکیک آن‌ها براساس نوع دگرسانی می‌تواند اطلاعات حیاتی درباره پتانسیل معدنی منطقه فراهم کند و به بهینه‌سازی عملیات اکتشافی کمک نماید. مهم‌ترین دگرسانی‌های گرمابی رخداده در محدوده مورد مطالعه شامل دگرسانی‌های سیلیسی، پتاسیک (شکل‌های ۵- A و B)، فیلیک (شکل‌های ۵- C و D)، آرژیلیک، پروپیلیتیک و کربناتی هستند (شکل ۴).



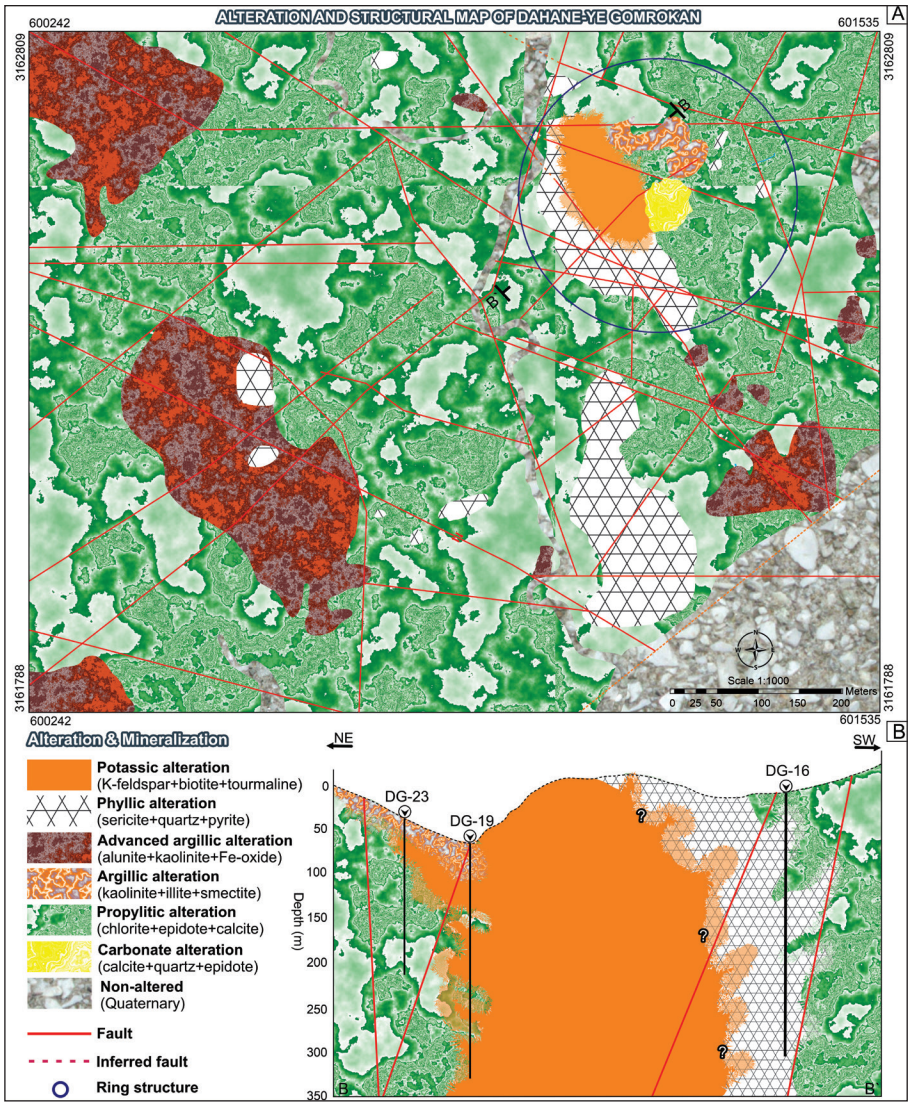
شکل ۲- A) نقشه زمین‌شناسی ساده شده کمربند مس ماگمایی کرمان، براساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، که دو حوزه گرانودیوریتی متمایز را نشان می‌دهد: گرانودیوریت‌های نوع کوه‌پنج در قسمت شمال‌باختری و گرانودیوریت‌های نوع جبال‌بارز در قسمت جنوب‌خاوری این کمربند؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده بخش جنوب‌خاوری کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان (پهنه جبال‌بارز)، که موقعیت ذخایر مس رگه‌ای، ذخایر مس پورفیری و نشانه‌های معدنی مس پورفیری را نشان می‌دهد. این نقشه با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ ((ورقه‌های راین (Djokovic and Dimitrijevic, 1972b)، ساردوئیه (Zolnaj et al., 1972)، اسفندقه (Shahraki Ghadimi, 2003)، خان‌خاتون (Djokovic et al., 1972a)، سبزواران (Grabeljsek, 1972)، بم (Eftekhar-Nezhad, 1992)، جبال‌بارز (Valeh, 1972)، حنا (Valeh, 1973)، نرماشیر (Faridi and Rastin, 2003) و نگیسان (Eftekhar-Nezhad, 1989)) از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ترسیم شده است.

Figure 2- A) A simplified geological map of the Kerman Magmatic Copper Belt, based on the 1:250,000 geological maps of the Geological Survey of Iran, showing two distinct granitoid domains: the Kuh-Panj-type granitoids in the northwestern part and the Jebal-Barez-type granitoids in the southeastern part of the belt. B) A simplified geological map of the southeastern section of the Cenozoic magmatic arc in Kerman (Jebal-Barez zone), indicating the location of vein-type copper deposits, porphyry copper deposits, and porphyry copper prospects. This map is compiled based on the 1:100,000 geological maps maps (Rayen (Djokovic and Dimitrijevic, 1972b), Sarduiyeh (Zolnaj et al., 1972), Esfandagheh (Shahraki Ghadimi, 2003), Khan-Khatoun (Djokovic et al., 1972a), Sabzevaran (Grabeljsek, 1972), Bam (Eftekhar-Nezhad, 1992), Jebal-Barez (Valeh, 1972), Hana (Valeh, 1973), Narmashir (Faridi and Rastin, 2003), and Nagisan (Eftekhar-Nezhad, 1989)) of the Geological Survey of Iran.



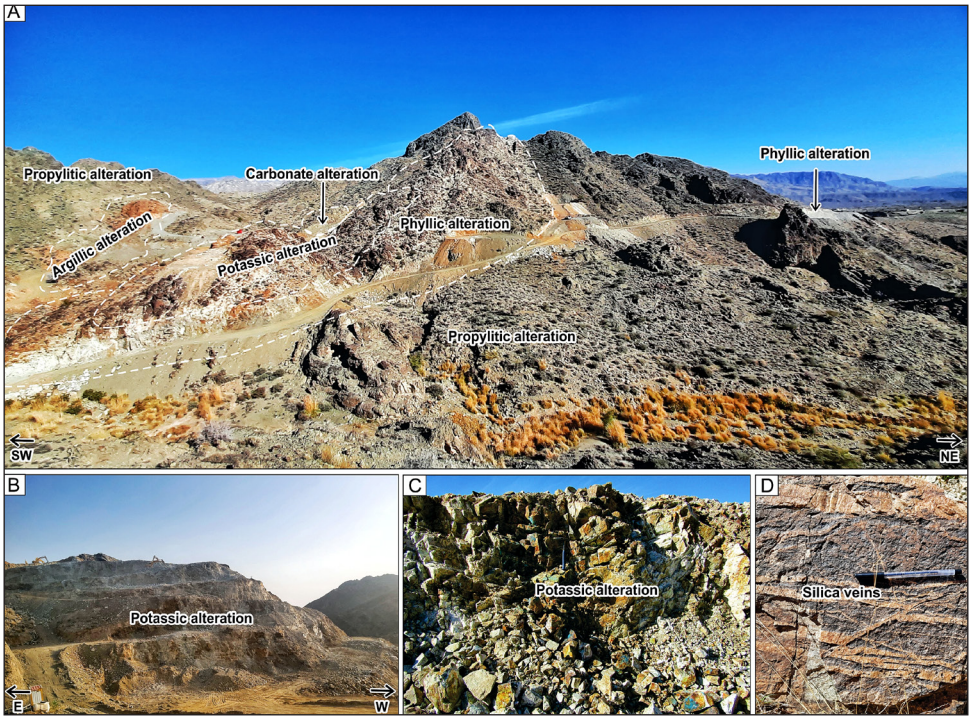
شکل ۳- A) نقشه زمین‌شناسی- ساختاری کانسار مس دهنه‌گمرکان با مقیاس ۱:۱۰۰۰؛ B و C) مقاطع زمین‌شناسی B-B′ و A-A′، که نحوه ارتباط توده‌های نفوذی با یکدیگر را نشان می‌دهد (با تغییرات افشون و همکاران، ۱۴۰۲).

Figure 3- A) Geological-structural map of the Dahane-ye Gomrokan porphyry copper deposit at a scale of 1:1,000. B and C) Geological cross-sections A-A′ and B-B′ of the Dahane-ye Gomrokan deposit, with their locations indicated on the geological map (Modified after Afshoon et al., 2023).



شکل ۴- A) نقشه دگرسانی- ساختاری کانسار دهنه‌گمرکان با مقیاس ۱:۱۰۰۰؛ B) مقطع عرضی ترسیم شده از کانسار دهنه‌گمرکان که توزیع انواع دگرسانی‌های مختلف و نحوه ارتباط آن‌ها با یکدیگر را نشان می‌دهد (با تغییرات افشون و همکاران، ۱۴۰۳).

Figure 4- A) Alteration-structural map of the Dahane-ye Gomrokan deposit at a scale of 1:1000; B) A cross-section drawn through the Dahane-ye Gomrokan deposit illustrating the distribution of various types of hydrothermal alteration and their spatial and genetic relationships (Modified after Afshoon et al., 2024).



شکل ۵- A) تصویر دورنما از رخداد انواع دگرسانی‌های پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک پروپیلیتیک و کربناتی؛ B) نمایی از پله‌های استخراجی طراحی شده بر روی دگرسانی پتاسیک که سطح رخنمون آن به‌دلیل حضور اکسیدهای آهن به رنگ قهوه‌ای تا زرد دیده می‌شود؛ C) نمایی نزدیک از رخنمون دگرسانی پتاسیک با شدت ضعیف در توده تونالیتی؛ D) نمایی نزدیک از توده تونالیتی که متحمل دگرسانی فیلیک شده است و با رخداد رگه- رگچه‌های کوارتزی همراه است.

Figure 5- A) Overview image showing the occurrence of various types of alteration, including potassic, phyllic, argillic, propylitic, and carbonatic; B) View of the designed excavation benches over the potassic alteration, with its outcrop surface exhibiting a brown to yellow color due to the presence of iron oxides; C) Close-up of the potassic alteration outcrop with mild intensity in a tonalite intrusion; D) Close-up view of a tonalite intrusion that has undergone phyllic alteration, associated with the occurrence of quartz vein-veinlets.

۳-۳-۱- دگرسانی سیلیسی

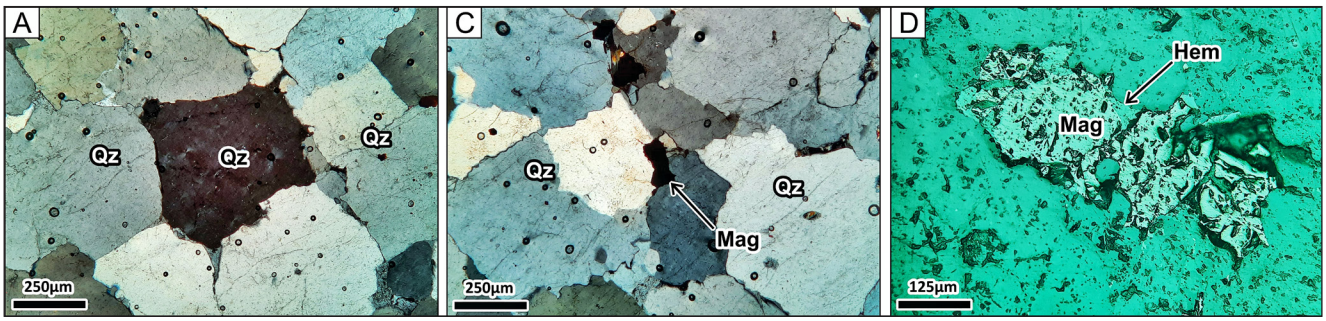
در کانسار دهنه‌گمرکان، دگرسانی سیلیسی با شدت‌های کم تا زیاد شناسایی شده است (شکل‌های ۶ و ۸). دگرسانی سیلیسی، تنها در مقیاس‌های میکروسکوپی قابل شناسایی است. رخداد این دگرسانی پیش از دگرسانی پتاسیک، با بلورهای متوسط تا درشت کوارتز شناخته می‌شود (شکل‌های ۶- A و B). همراه با درشت‌بلورهای کوارتز مرحله اول سیلیسی شدن، کانی‌های فلزی مانند مگنتیت و هماتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۶- C).

۳-۳-۲- دگرسانی پتاسیک

در کانسار دهنه‌گمرکان، دگرسانی پتاسیک متوسط تا شدید رخ داده است (شکل ۷). این دگرسانی به‌طور عمده در هسته توده کوارتزمونزونیتی تا کوارتزمونزودیوریتی رخ داده و در مرکز کانسار دهنه‌گمرکان قابل رهگیری است (شکل‌های ۳ و ۴). براساس مطالعه گمانه‌های حفاری، این دگرسانی به‌صورت گسترده‌ای در همراهی با توده یاد شده رخداد داشته (شکل ۷- A) و توده نفوذی تونالیتی به‌صورت محدود، دگرسانی پتاسیک را متحمل شده است (شکل ۵- C). دگرسانی پتاسیک در کانسار مورد مطالعه، با کانی‌سازی فلزی همراه است که پس از دگرسانی سیلیسی تشکیل شده است (شکل‌های ۷- B و C). کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت ثانویه هستند که در بین بلورهای کوارتز مرتبط با دگرسانی سیلیسی تشکیل شده (شکل‌های ۷- B و C) و یا آن‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۷- D)؛ که نشان‌دهنده تاخیری بودن رخداد دگرسانی پتاسیک نسبت به دگرسانی سیلیسی است.

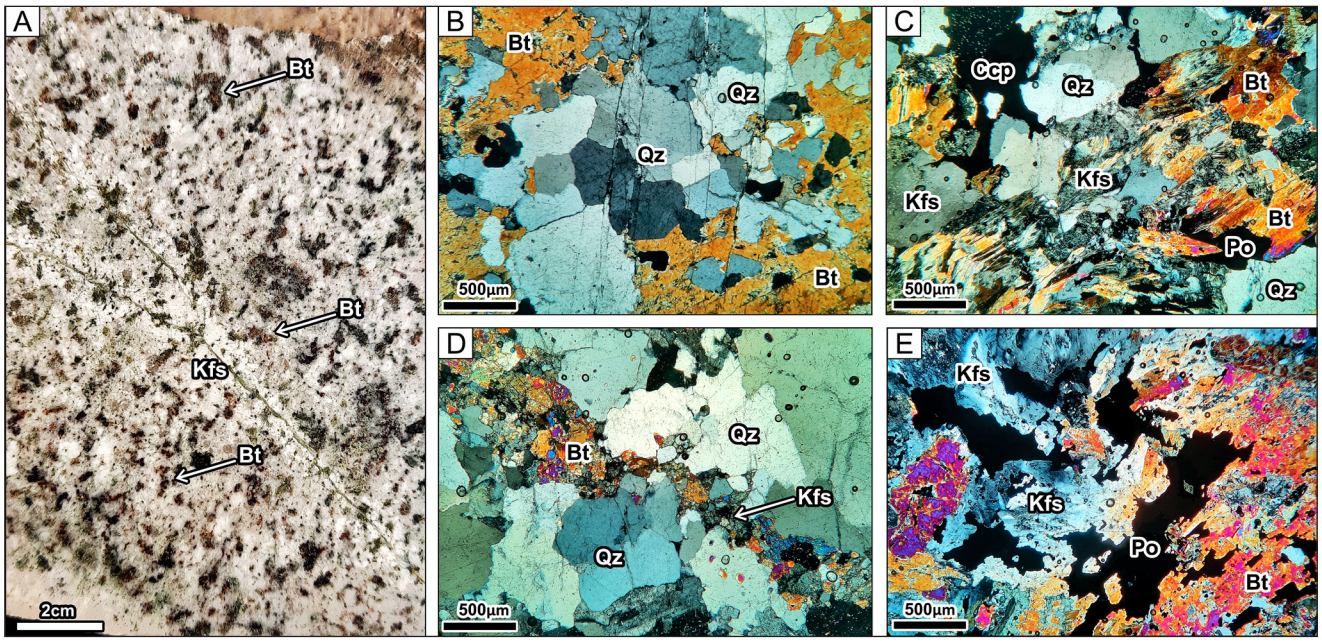
به همراه بیوتیت در این نوع از دگرسانی، آلکالی‌فلدسپارها به‌صورت بی‌وجه تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند که اندازه آن‌ها می‌تواند تا چند میلی‌متر متغیر باشد (شکل ۷-E) دگرسانی پتاسیک در این کانسار به جانشینی کانی‌های پلاژیوکلاز با ارتوکلاز گرمابی و تبدیل هورنبلند و بیوتیت ماگمایی به بیوتیت‌های ثانویه با رنگ قهوه‌ای انجامیده است (شکل ۷- E). در واقع، تغییر رنگ بیوتیت‌ها تابعی از تغییر در ترکیب شیمیایی آن‌ها است (Lalonde and Bernard, 1993) (شکل ۷). ترکیب شیمیایی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی تحت تاثیر عواملی مانند ترکیب سیال، ماگمای مادر، فوگاسیته اکسیژن، دمای تبلور مذاب و خاستگاه ژنتیکی گرانیتوییدها قرار دارد (Abbot and Clarke, 1979; Partin et al., 1983). در این نوع دگرسانی، تشکیل کوارتزهای گرمابی نیز آشکار است (شکل ۷- C) ولی انیدریت مشاهده نشده است. بلورهای کوارتز در نور پلاریزه معمولی به‌صورت بلورهای بی‌وجه و گاه خودشکل (هگزاگونال) بدون رنگ و شفاف بوده و بافت موزاییکی نشان می‌دهند. اندازه کوارتزها از چند میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر در تغییر است (شکل ۷- D).

کانی‌های فلزی پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت، ایلمنیت، تیتانومگنتیت، مولیبدنیت، اسفالریت، آرسنوپیریت و به‌صورت محدود مگنتیت در همراهی با کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک تشکیل شده‌اند. همچنین در برخی نمونه‌ها، تورمالین همراه با سایر کانی‌های دگرسانی پتاسیک مشاهده شده است.



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی (نورهای عبوری و انعکاسی با نیکول‌های متقاطع (XPL)، A و B) تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی، که از بلورهای درشت تا متوسط کوارتز (Qz) تشکیل شده است؛ C) رخداد کانی‌های مگنتیت (Mag) و هماتیت (Hem) که همزمان با دگرسانی سیلیسی تشکیل شده‌اند.

Figure 6. Microscopic images of the silicification alteration (transmitted and reflected light with crossed nicols, XPL). A and B) Microscopic images of silicification alteration, consisting of coarse to medium-sized quartz (Qz) crystals; C) Occurrence of magnetite (Mag) and hematite (Hem) that formed concurrently with the silicification alteration.



شکل ۷- تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از دگرسانی پتاسیک؛ A) تصاویر نمونه دستی از توده کوارتزمونزونیتی تا کوارتزمونزودیوریتی که متحمل دگرسانی پتاسیک شده است و حاوی کانی‌های بیوتیت (Bt) و آلکالی‌فلدسپار (Kfs) است؛ B و C) تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های سیلیسی مرحله اول و پتاسیک، که کانی‌های بیوتیت (Bt)، آلکالی‌فلدسپار (Kfs)، کالکوپیریت (Ccp) و پیروتیت (Po) دگرسانی پتاسیک در بین بلورهای کوارتز (Qz) دگرسانی سیلیسی مرحله اول جایگیر شده‌اند؛ D) رگچه حاوی کانی‌های بیوتیت (Bt) و آلکالی‌فلدسپار (Kfs) که کانی‌های کوارتز (Qz) دگرسانی سیلیسی مرحله اول را قطع کرده است؛ E) تصاویر میکروسکوپی از آلکالی‌فلدسپار (Kfs) و بیوتیت‌های (Bt) دگرسانی پتاسیک.

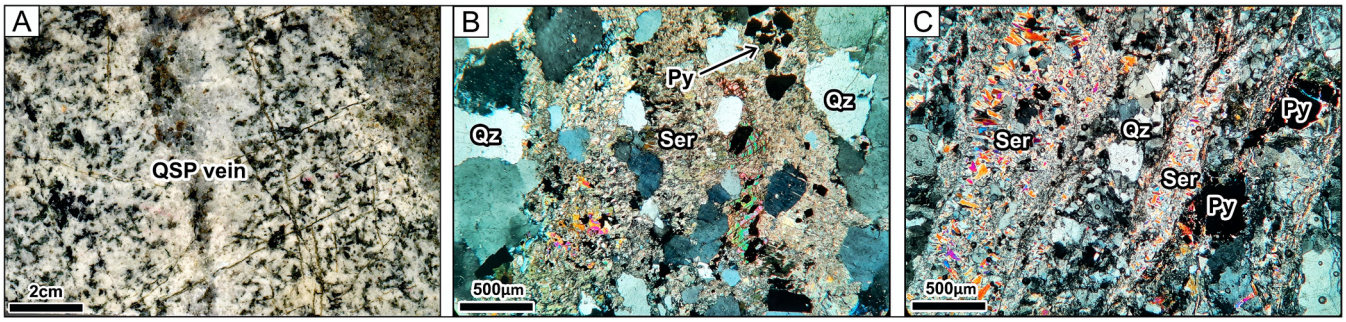
Figure 7. Hand specimen and microscopic images of potassic alteration. A) Hand specimen images of a quartz-monzonitic to quartz-monzodioritic body that has undergone potassic alteration, containing biotite (Bt), alkali feldspar (Kfs), tourmaline (Tur), pyrite (Py), and chalcopyrite (Ccp); B and C) Photomicrographs showing the Stage I silicic alteration and potassic alteration, in which biotite (Bt), alkali feldspar (Kfs), chalcopyrite (Ccp), and pyrrhotite (Po) associated with the potassic alteration are emplaced within the quartz (Qz) crystals of the Stage I silicic alteration; D) A veinlet containing biotite (Bt) and alkali feldspar (Kfs), which crosscuts the quartz (Qz) of the first-stage silicic alteration; E) Microscopic images of alkali feldspar (Kfs) and biotite (Bt) from the potassic alteration.

۳-۳-۳- دگرسانی فیلیک

پیمایش‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و نتایج کانی‌شناسی به روش XRD در کانسار دهنه‌گمرکان نشان می‌دهد که دگرسانی کوارتز- سریسیت- پیریت تنها به گستره توده تونالیتی محدود و کم و بیش با کانی‌سازی فلزی در ارتباط است.

براساس مطالعات سنگ‌نگاری مقاطع میکروسکوپی، کانی‌های شاخص دگرسانی فیلیک شامل کوارتز، سریسیت، پیریت و مقادیر فرعی کلسیت، کلریت و کانی‌های رسی هستند (شکل‌های ۸- A و B). کوارتز، فراوان‌ترین کانی در این دگرسانی است که در اندازه‌های ۵۰ تا ۳۰۰ میکرون، ۵ تا ۵۰ درصد از سطح

نمونه‌ها را تشکیل داده است (شکل‌های ۸- B و C). سریسیت دومین کانی مهم دگرسانی فیلیک است که مقدار آن کمتر از ۵ درصد تا ۳۰ درصد متغیر است و به‌ندرت از ۴۰ درصد فراتر می‌رود. سریسیت را می‌توان حاصل دگرسانی بیوتیت‌های ژرف‌زاد و فلدسپارها دانست که جانشین فلدسپارها و کانی‌های مافیک مانند بیوتیت و هورنبلند شده است. در اثر عملکرد سیالات گرمابی، پلاژیوکلازها به‌صورت جزئی تا شایان‌توجه دگرسان شده و توسط سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی جانشین شده‌اند. پیریت با فراوانی ۱ تا ۱۰ درصد، به عنوان مهم‌ترین کانی سولفیدی دگرسانی فیلیک شناخته می‌شود که با بافت دانه‌پراکنده و رگچه‌ای در همراهی با مقادیر جزئی کالکوپیریت مشاهده می‌شود (شکل‌های ۸- B و C).



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی فیلیک. A) رگچه مرتبط با دگرسانی فیلیک در توده تونالیتی در مقیاس نمونه دستی که تشکیل فراگیر کوارتز با بافت رگچه‌ای و دانه‌پراکنده را نشان می‌دهد؛ B و C) تصاویر نور عبوری از رخداد کانی‌های سریسیت (Ser) و کوارتز (Qz) در همراهی با پیریت (Py).

Figure 8. Photomicrographs illustrating the phyllic alteration.; A) Veinlet associated with phyllic alteration in a tonalite body at the hand specimen scale, showing widespread quartz formation with a veinlet and disseminated texture; B and C) Transmitted and reflected light images of sericite (Ser) and quartz (Qz) occurring alongside pyrite (Py).

۳-۳-۴- دگرسانی آرژیلیک

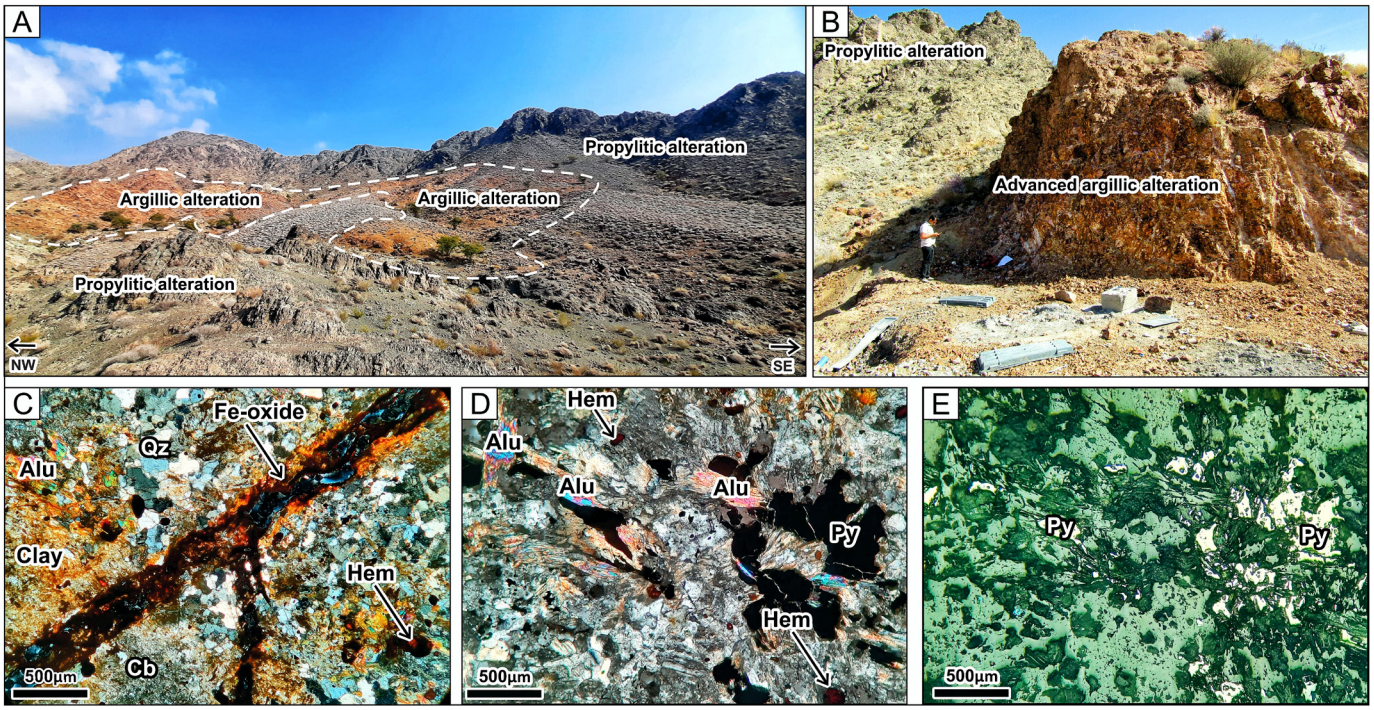
دگرسانی آرژیلیک در کانسار دهنه‌گمرکان، که معمولا به ترکیبات اکسید/هیدروکسیدهای آهن آغشته بوده (شکل ۹) و با رنگ‌های کرم تا قهوه‌ای روشن و گاه خاکستری روشن برونزد دارد (شکل‌های ۹- A و B)، بیشتر در شمال محدوده و در همراهی با توده‌های گرانودیوریتی، حاشیه توده‌های کوارتزمونزونیتی، تونالیتی و سنگ‌های آتشفشانی رخداد دارد (شکل ۹). این دگرسانی از اطراف توسط دگرسانی پروپیلیتیک احاطه شده است (شکل‌های ۹- A و B). دگرسانی آرژیلیک در شمال توده کوارتزمونزونیتی، کمی تغییر ماهیت داده و از نوع آرژیلیک پیشرفته است (شکل ۹- B)، ولی در سایر نقاط محدوده مورد مطالعه، دگرسانی آرژیلیک شناسایی شده در حد ضعیف بوده و از سامانه شکستگی‌ها پیروی می‌کند (شکل ۹- A). هنگامی که فرایند اکسایش بر روی سولفیدهای ژرف‌زاد مانند پیریت رخ می‌دهد؛ کانی‌های سولفیدی اکسایش یافته و اکسید و هیدروکسیدهای آهن به‌همراه اسید سولفوریک در آب‌های فرورو تولید می‌شود. واکنش آب‌های فروروی اسیدی با سنگ‌های مسیر به تشکیل پهنه دگرسانی (برونزاد یا سوپرژن) از نوع آرژیلیک می‌انجامد (شکل ۹). با کاهش pH محیط، شرایط اسیدی حکم‌فرماست و افزون بر پیریت، سبب دگرسان شدن بخش شایان‌توجهی از سریسیت‌ها و فلدسپارها شده و آن‌ها را به کانی‌های رسی تبدیل می‌کند (شکل ۹- D) (Damian, 2003). در اثر این فرایند، مقادیر شایان‌توجهی از ترکیبات اکسید/هیدروکسیدهای آهن (شکل ۹- D)، همراه با مقادیر فرعی از ژاروسیت و آلونیت (شکل ۹- D) در فضای ریز درز و شکستگی‌های رخ‌داده در پهنه آرژیلیک (برونزاد) قابل مشاهده‌اند.

شدت هوازدگی و انحلال سولفیدها در نقاط مختلف محدوده مورد مطالعه به‌شدت متغیر است، به‌طوری‌که در بیشتر مناطق، کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت‌ها، به‌طور کامل اکسایش یافته و از بین رفته‌اند و تنها قالب آن‌ها، که از ترکیبات اکسیدی آهن انباشته شده‌اند، برجای مانده است؛ اما در برخی مناطق، تجمعی از پیریت‌های نیمه‌شکل‌دار که از هوازدگی محفوظ مانده‌اند، در همراهی با رخداد دگرسانی آرژیلیک پیشرفته قابل مشاهده هستند (شکل ۹- E). با کاهش شدت دگرسانی آرژیلیک؛ توده‌های نفوذی دگرسان شده توسط قشر نازکی از اکسید/هیدروکسیدهای آهن پوشیده شده‌اند و دارای سیمای سفید رنگ متمایل به خاکستری روشن تا کرم هستند.

۳-۳-۵- دگرسانی پروپیلیتیک

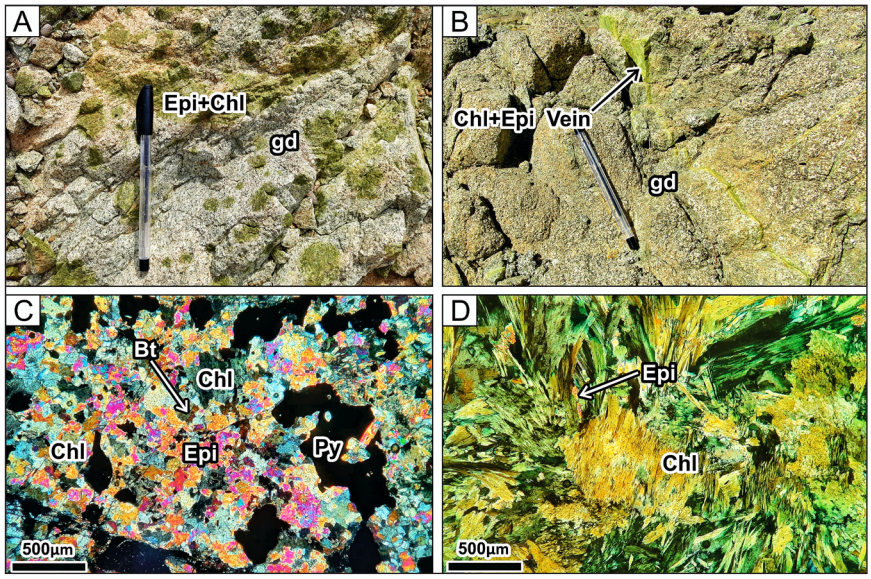
- دگرسانی پروپیلیتیک: اگرچه دگرسانی پروپیلیتیک در کانسار دهنه‌گمرکان فراگیر بوده و در سطح گسترده‌ای از توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی برونزد یافته در محدوده مشاهده می‌شود (شکل ۱۰ -A)؛ ولی رخداد آن در همراهی با توده گرانودیوریتی آشکارتر است (شکل‌های ۱۰ - A و B) که با مجموعه‌ای از کانی‌های اپیدوت، کلریت، کلسیت و سریسیت شناخته می‌شود (شکل ۱۰). شواهد این دگرسانی در توده گرانودیوریتی در بازه متوسط تا شدید در تغییر بوده و در رخنمون‌های صحرایی، حضور این دگرسانی به‌صورت رگه و رگچه‌های کلریتی- اپیدوتی مشخص می‌شود که عمدتا در رخنمون‌های شمالی و باختری توده گرانودیوریتی رخداد دارند (شکل ۱۰- B).

مطالعه مقاطع میکروسکوپی از دگرسانی پروپیلیتیک کانسار دهنه‌گمرکان نشان داد که کانی بیوتیت توسط کانی‌های کلریت، اپیدوت، و به مقدار کمتر کلسیت جانشین شده‌اند؛ بنابراین، کانی‌شناسی این دگرسانی شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت و گاهی پیریت، سریسیت، کوارتز و اکسیدهای آهن است (شکل ۱۰- C). در حالت کلی، کلریت و اپیدوت فراوان‌تر بوده (شکل‌های ۱۰- C و D) و کلسیت جانشین بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند شده است. اپیدوت با فراوانی ۵ تا ۴۰ درصد در سراسر پهنه دگرسانی پروپیلیتیک قابل مشاهده است (شکل‌های ۱۰- C و D). این کانی غالبا به‌صورت جانشینی در پلاژیوکلازها و کانی‌های مافیک مانند هورنبلند و بیوتیت مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱۰- C و D). فراوانی کلریت نسبت به اپیدوت کمتر است، به‌طوری‌که مقدار آن بسته به شدت دگرسانی از ۱۰ تا ۱۵ درصد در تغییر است (شکل ۱۰- D). کانی‌های کربناته به‌ویژه کلسیت با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد در همراهی با پهنه پروپیلیتیک مشاهده می‌شوند که حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها و کانی‌های مافیک هستند.



شکل ۹- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از رخداد دگرسانی آرژیلیک؛ A) تصویر دورنما از رخنمون دگرسانی آرژیلیک که توسط دگرسانی پروپیلیتیک احاطه شده است؛ B) نمایی از گسترش دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته و پروپیلیتیک؛ C) تصویر میکروسکوپی از رخداد کوارتز (Qz)، کانی‌های رسی (Clay)، کربنات (Cb) و رگچه اکسید آهن (Fe-Oxide) در طی دگرسانی آرژیلیک؛ D) تصویر میکروسکوپی از رخداد دگرسانی آرژیلیک پیشرفته که با تشکیل کانی‌های رسی (Clay)، کربنات (Cb) و آلونیت (Alu) همراه است؛ E) همان تصویر "D" در نور انعکاسی، که رخداد پیریت (Py) و هماتیت (Hem) در زمینه‌ای از کانی آلونیت (Alu) را نشان می‌دهد.

Figure 9. Field, and microscopic images of argillic alteration: A) Overview image of the argillic alteration outcrop surrounded by propylitic alteration; B) View of the spread of advanced argillic and propylitic alteration; C) Microscopic image showing quartz (Qz), clay minerals, carbonate (Cb), and iron oxide (Fe-Oxide) veinlets during argillic alteration; D) Microscopic image of advanced argillic alteration associated with the formation of clay minerals, carbonate (Cb), and alunite (Alu); E) The same image as “D” in reflected light, showing the occurrence of pyrite (Py) and hematite (Hem) within an alunite (Alu) matrix.

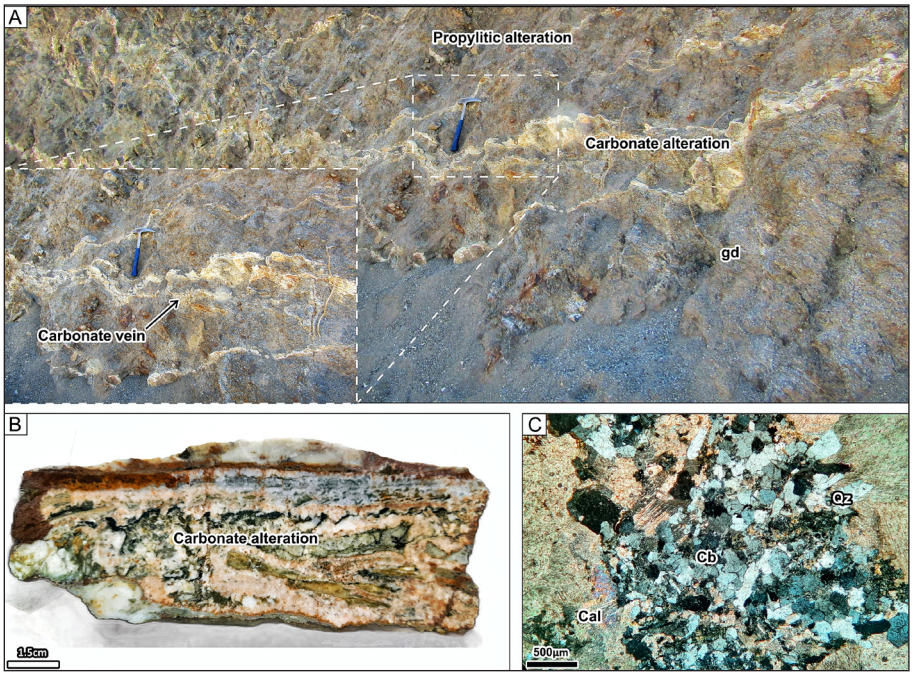


شکل ۱۰- تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از رخداد دگرسانی پروپیلیتیک؛ A) نمایی نزدیک از رخداد دگرسانی پروپیلیتیک در توده گرانودیوریتی که با کانی‌های کلریت (Chl) و اپیدوت (Epi) همراه است؛ B) نمایی از رگه اپیدوتی (Epi) و کلریتی (Chl) که توده گرانودیوریتی را قطع کرده است؛ C) تصویر میکروسکوپی از همراهی کانی‌های کلریت (Chl)، اپیدوت (Epi)، بیوتیت (Bt) و پیریت (Py) در نمونه دگرسان شده پروپیلیتیکی؛ D) تصویر میکروسکوپی دیگر از رخداد قابل توجه بلورهای سبز رنگ کلریت (Chl) همراه با مقادیر جزئی اپیدوت (Epi).

Figure 10. Hand specimen and microscopic images of propylitic alteration. A) Close-up of the propylitic alteration occurrence in a granodiorite body, associated with chlorite (Chl) and epidote (Epi); B) View of epidote (Epi) and chlorite (Chl) veins cutting through the granodiorite body; C) Microscopic image showing the association of chlorite (Chl), epidote (Epi), biotite (Bt), and pyrite (Py) in a propylitically altered sample; D) Another microscopic image showing a notable occurrence of green chlorite (Chl) crystals, with minor epidote (Epi) present.

–دگرسانی کربناتی: آخرین سامانه دگرسانی رخداده در کانسار دهنه‌گمرکان، دگرسانی کربناتی است که از دیگر دگرسانی‌ها و کانه‌زایی جوان‌تر بوده و تمامی رخدادهای پیشین را قطع می‌کند (شکل ۱۱- A). این نوع دگرسانی بیشتر در قسمت‌های شمال و شمال‌خاور محدوده مورد مطالعه گسترش دارد (شکل ۴) و قسمت‌هایی از توده گرانودیوریتی را دگرسان کرده است (شکل ۱۱- A)؛ اگرچه شواهدی از رخداد این مرحله از دگرسانی در توده تونالیتی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مشاهده شده است. با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، دگرسانی کربناتی به عنوان زیرمجموعه‌ای از دگرسانی پروپیلیتیک تلقی می‌شود. دگرسانی کربناتی با گسترش به‌نسبت بالا، شدت کم و نهشت کانی کلسیت و سایر کانی‌های کربناته (از جمله آنکریت) تظاهر یافته است (شکل‌های ۱۱- B و C).

سریسیت، اپیدوت و کلریت، کانی‌های فرعی تشکیل شده در حین رخداد دگرسانی کربناتی هستند. کلسیت عمدتا با ساخت و بافت‌های رگه- رگچه‌ای، دانه‌پراکنده و جانشینی در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۱۱). در اثر رخداد این دگرسانی کانی‌های مافیک (بیوتیت و هورنبلند)، پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار با کانی‌های کربناته جانشین شده و بلورهای کوارتز توده نفوذی گرانودیوریتی همراه با کانی‌های کربناته مشاهده می‌شود (شکل ۱۱- C) در سنگ‌های آتشفشانی (واحد Ea) کانی‌های مافیک هورنبلند و بیوتیت در مقادیر شایان‌توجهی توسط کلسیت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. شدت دگرسانی کربناتی در توده تونالیت شمالی کمتر از واحدهای آتشفشانی ائوسن است، به‌گونه‌ای که تنها ۱۰ تا ۱۵ درصد از هورنبلندها و ۵ درصد از بیوتیت‌ها توسط کلسیت جانشین شده اند.



شکل ۱۱- A) نمایی از رخداد دگرسانی‌های کربناتی و پروپیلیتیک در توده گرانودیوریتی؛ B) تصویر نمونه دستی از دگرسانی کربناتی؛ C) تصویر میکروسکوپی از همراهی کوارتز، کلسیت (Cal) و سایر کانی‌های کربناته (Cb) که در طی دگرسانی کربناتی تشکیل شده‌اند به‌همراه کوارتز.

Figure 11- A) View of the occurrence of carbonatic and propylitic alteration in a granodiorite body; B) Hand specimen image of the carbonatic alteration; C) Microscopic image showing the association of quartz, calcite (Cal), and other carbonate minerals (Cb) that formed during carbonatic alteration along with quartz (Qz).

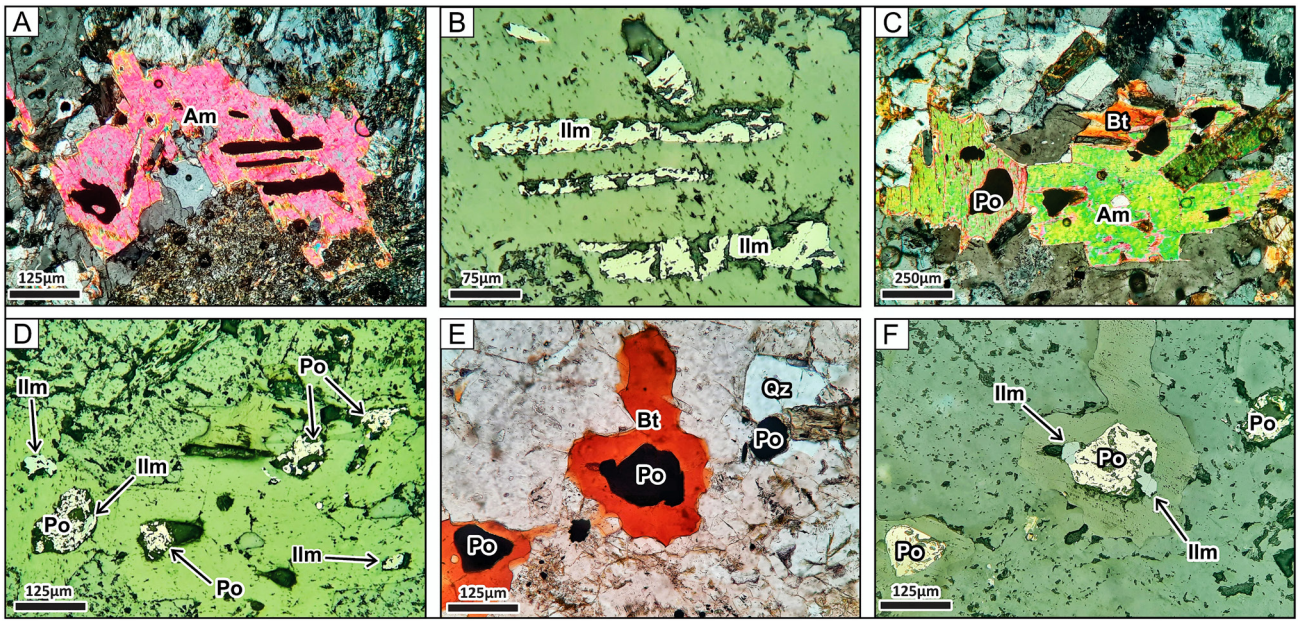
۳-۴- کانی‌شناسی همراه با توده نفوذی

کانی‌های سولفیدی و اکسیدی با بافت دانه‌پراکنده و در همراهی با کانی‌های سنگ‌ساز توده نفوذی کوارتزمونزونیتی- کوارتزمونزودیوریتی رخ داده‌اند. در توده کوارتزمونزونیتی، ایلمنیت با فراوانی شایان‌توجهی، مهم ترین کانی اکسیدی است (شکل ۱۲). این کانی معمولا همراه با بیوتیت یا هورنبلندهای کم و بیش دگرسان شده قابل مشاهده بوده (شکل‌های ۱۲- A و B) و یا به عنوان یک فاز تحولی از سامانه ماگمایی به سامانه گرمابی و در همراهی با پیروتیت ظاهر می‌شود (شکل‌های ۱۲- C و D). مگنتیت نسبت به ایلمنیت به‌صورت جزئی تشکیل شده است. پیروتیت به عنوان تنها کانی سولفیدی تشکیل شده در توده نفوذی شناخته می‌شود (شکل‌های ۱۲- D و E). پیروتیت در حین تحول سامانه ماگمایی به سامانه گرمابی و در همراهی با ایلمنیت در توده نفوذی کوارتزمونزونیتی- کوارتزمونزودیوریتی تشکیل شده است (شکل‌های ۱۲- C و E). در توده نفوذی، کانی‌های پیروتیت و ایلمنیت معمولا در آمفیبول‌هایی که کم و بیش توسط بیوتیت‌های ثانویه جانشین شده‌اند، رخداد دارند (شکل‌های ۱۲- D و E).

۳-۵- کانی‌سازی

در کانسار دهنه‌گمرکان، توده نفوذی کوارتزمونزونیتی تا کوارتزمونزودیوریتی که میزبان اصلی کانه‌زایی است، با رخنمونی به مساحت ۳۰۰ متر مربع در بخش شمالی محدوده مورد مطالعه برونزد دارد (شکل ۳). افزون بر آن؛ رخداد دگرسانی پتاسیک، حجم بالای کانه‌زایی سولفیدی و ثبت ناهنجاری ژئوشیمیایی عناصر مس، مولیبدن و طلا در توده نفوذی کوارتزمونزونیتی تا کوارتزمونزودیوریتی، احتمال این که این توده منشا اصلی کانه‌زایی در کانسار دهنه‌گمرکان باشد را تقویت می‌نماید. ساخت و بافت‌های دانه‌پراکنده، رگه- رگچه‌ای و برشی (گرمابی)، اصلی‌ترین ساخت و بافت‌های مشاهده شده در محدوده مورد مطالعه هستند. در کانسار دهنه‌گمرکان، تمرکز اصلی کانی‌سازی در همراهی با پهنه دگرسانی پتاسیک است، ولی بخش کوچکی از کانی‌سازی در همراهی با دگرسانی فیلیک رخ داده است (شکل ۴).

براساس روابط ساخت و بافت، کانی‌شناسی و ارتباط مجموعه‌های کانیایی، فرایند تشکیل کانه‌های فلزی ژرف‌زاد در کانسار دهنه‌گمرکان توسط فرایندهای گرمابی کنترل می‌شود که به عنوان مرحله اصلی کانی‌سازی شناخته شده و انواعی از کانی‌های سولفیدی و اکسیدی را تشکیل داده است. افزون بر ۲ مرحله گرمابی یاد شده در کانسار دهنه‌گمرکان، رخداد مرحله برون‌زاد، سبب شستشوی کانی‌سازی ژرف‌زاد شده و برخی از کانی‌های ثانویه و آب‌دار مس از جمله مالاکیت، آزوریت، کالکوسیت و کوولیت را برجای گذاشته است.



شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های همراه در توده نفوذی کوارتزمونزونیتی- کوارتزمونزودیوریتی. A و B) به‌ترتیب تصاویر میکروسکوپی نور عبوری و نور انعکاسی از کانی آمفیبول (Am) که ایلمنیت (Ilm) به‌صورت ادخال در داخل آمفیبول ژرف‌زاد تشکیل شده است؛ C و D) تصاویر میکروسکوپی از رخداد ایلمنیت (Ilm) و پیروتیت (Po) به‌صورت ادخال در آمفیبول؛ E و F) به‌ترتیب تصاویر میکروسکوپی نور عبوری و نور انعکاسی از هم‌رشدی ایلمنیت (Ilm) و پیروتیت (Po) در داخل بلورهای بیوتیت (Bt) و کوارتز (Qz).

Figure 12. Microscopic images of accessory minerals in a quartz-monzonitic to quartz-monzodioritic intrusive body. A and B) Microscopic images, respectively showing amphibole (Am) with ilmenite (Ilm) inclusions in the primary amphibole crystals; C and D) Microscopic images, respectively, in transmitted light (with crossed nicols, XPL) and reflected light, showing the occurrence of ilmenite (Ilm) and pyrrhotite (Po) as inclusions within amphibole; E and F) Microscopic images, respectively showing the coexistence of ilmenite (Ilm) and pyrrhotite (Po) within biotite (Bt) and quartz (Qz) crystals.

۳-۵-۱-کانی‌سازی مرحله گرمابی

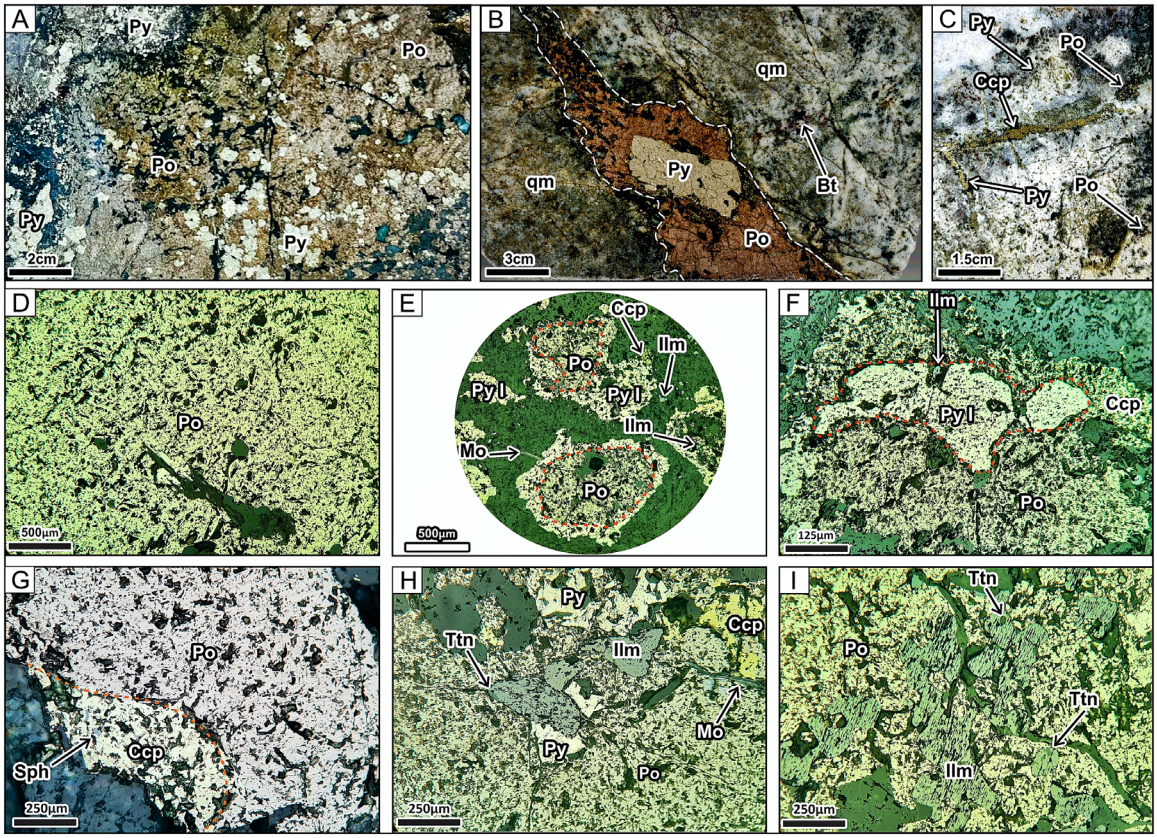
- کانی‌سازی در پهنه دگرسانی پتاسیک: کانه‌زایی در پهنه دگرسانی پتاسیک عمدتا با بافت‌های توده‌ای (شکل ۱۳-A)، رگه-رگچه‌ای (استوک‌ورک) (شکل‌های ۱۳-B و C) و دانه‌پراکنده مشاهده می‌شود. بیشترین حجم کانه‌زایی سولفیدی عناصر مس و مولیبدن در کانسار دهنه‌گمرکان، در همراهی با پهنه دگرسانی پتاسیک رخ داده است. کانی‌های پیروتیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، اسفالریت و آرسنوپیریت مهم‌ترین کانه‌های سولفیدی تشکیل شده در طی رخداد دگرسانی پتاسیک در توده میزبان کوارتزمونزونیت هستند. کانی ایلمنیت و تیتانومگنیت به عنوان کانی اکسیدی با بافت دانه‌پراکنده در این پهنه دگرسان شده مشاهده می‌شود. کانه‌های سولفیدی رخنمون یافته در سطح زمین معمولا تحت تأثیر فرایندهای بعدی، دچار اکسایش شده و توسط ترکیبات اکسیدی آهن و کانی‌های ثانویه مس از جمله مالاکیت، آزوریت، کالکوسیت و کوولیت جانشین شده‌اند؛ البته در برخی بخش‌ها، شواهدی از بقایای کانی‌های پیروتیت، پیریت و کالکوپیریت با بافت‌های دانه‌پراکنده و رگچه‌ای در رخنمون‌های دگرسان شده قابل تشخیص است. در ادامه، به نحوه رخداد هر یک از کانی‌های سولفیدی و اکسیدی تشکیل شده در طی دگرسانی پتاسیک پرداخته شده است.

پیروتیت‌های تشکیل شده در پهنه دگرسانی پتاسیک، بیشتر به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و در اندازه‌های ۲۰ میکرون تا ۵ میلی‌متر مشاهده می‌شوند (شکل ۱۳). پیروتیت‌ها معمولا با بافت‌های توده‌ای (شکل‌های ۱۳-A و D)، دانه‌پراکنده (شکل ۱۳-E) و رگچه‌ای (شکل‌های ۱۳-C و D) ۵ تا ۱۰ درصد و گاه تا ۲۰ درصد از سطح کانسنگ‌های مس‌دار را تشکیل داده (شکل ۱۳) و در بیشتر رخنمون‌های کانسنگی توسط اکسیدهای آهن ثانویه جانشین شده‌اند. هم‌رشدی پیروتیت با کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و مولیبدنیت، نشانه تشکیل همزمان این کانی‌ها در پهنه دگرسانی پتاسیک است (شکل- E). براساس مطالعات میکروسکوپی، بیشتر پیروتیت‌ها توسط پیریت (شکل ۱۳-E) جانشین شده‌اند و گاه بالعکس پیریت‌ها از حاشیه توسط پیروتیت جانشین شده‌اند (شکل ۱۳-F).

کانی ایلمنیت با فراوانی شایان‌توجه ۳ تا ۵ درصد، در همراهی با کانی‌های پیروتیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، پتاسیم‌فلدسپار و بیوتیت در پهنه دگرسانی پتاسیک تشکیل شده است (شکل ۱۳- H). رخداد همزمان ایلمنیت و پیروتیت، نشان‌دهنده شرایط کاهنده در زمان دگرسانی گرمابی است (شکل‌های ۱۳- H و I). در برخی نمونه‌ها، جانشینی ایلمنیت توسط تیتانومگنتیت رخ داده است (شکل‌های ۱۳- H و I).

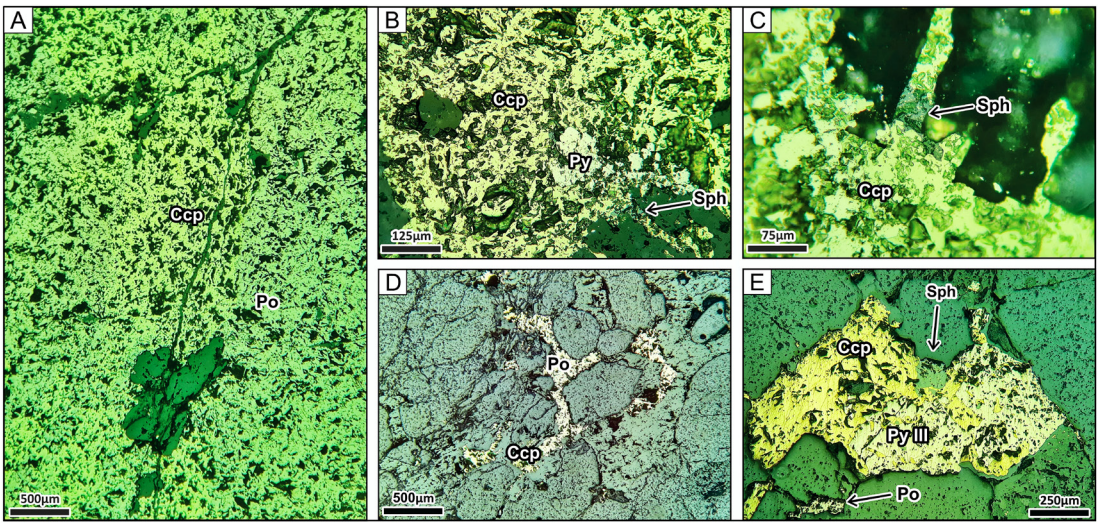
کالکوپیریت‌های تشکیل شده در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار دهنه‌گمرکان با بلورهای بی‌شکل و در اندازه‌های ۳۰ میکرون تا ۱ سانتی‌متر مشاهده می‌شوند (شکل ۱۴). کالکوپیریت‌ها اغلب واجد بافت‌های توده‌ای (شکل‌های ۱۴- A، B و C)، رگچه‌ای (شکل ۱۴- D) و دانه‌پراکنده (شکل ۱۴- D) بوده و با کانی‌های پیروتیت (شکل ۱۴- A) و پیریت (شکل ۱۴- A) همرشدی نشان می‌دهند و حاوی ادخال‌هایی از اسفالریت هستند (شکل ۱۴- D).

کانی اسفالریت با فراوانی جزئی و به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های ۲۰ تا ۱۰۰ میکرون مشاهده شده است (شکل‌های ۱۴- B، C و E). رخداد محدود این کانی عموما در همراهی با کالکوپیریت است و اسفالریت به‌صورت ادخال در کالکوپیریت دیده می‌شود.



شکل ۱۳- تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از رخداد کانی‌های فلزی در دگرسانی پتاسیک، A) تصویر نمونه دستی از کانی‌های سولفیدی پیروتیت (Po) و پیریت (Py) با بافت توده‌ای؛ B) نمونه دستی از رخداد رگچه‌های پیروتیت (Po) و پیریت (Py) در همراهی با توده کوارتزمونزونیتی؛ C) نمونه دستی از رخداد رگچه‌های کالکوپیریت (Ccp)، پیروتیت (Po) و پیریت (Py) در همراهی با دگرسانی پتاسیک؛ D) تصویر میکروسکوپی از رخداد پیروتیت (Po) با بافت توده‌ای؛ E) تصویر میکروسکوپی از کانی پیروتیت (Po) که از اطراف و به‌طور بخشی توسط پیریت فاز اول (Py)، کالکوپیریت (Ccp) و مولیبدنیت فاز اول (Mo I) جانشین شده است. ایلمنیت (Ilm) با بافت دانه‌پراکنده، کانی‌های سولفیدی را همراهی می‌کند؛ F) تصویر میکروسکوپی از پیریت فاز اول (Py I) که پیروتیت (Po) جانشین آن شده است. در اطراف، کانی کالکوپیریت (Ccp) نیز تشکیل شده است؛ G) تصویر میکروسکوپی از کانه‌زایی با بافت توده‌ای از پیروتیت (Po)، کالکوپیریت (Ccp) و اسفالریت (Sph) که هم‌رشدی نشان می‌دهند. H) تصویر میکروسکوپی از رخداد کانی‌های ایلمنیت (Ilm)، تیتانیت (Ttn)، کالکوپیریت (Ccp) و پیریت (Py) با بافت توده‌ای و به‌صورت هم‌رشد تشکیل شده‌اند؛ I) تصویر میکروسکوپی از رخداد کانی‌های ایلمنیت (Ilm) و پیروتیت (Po) هم‌رشدی نشان می‌دهند و کانی ایلمنیت در حال جانشین شدن توسط تیتانیت (Ttn) است.

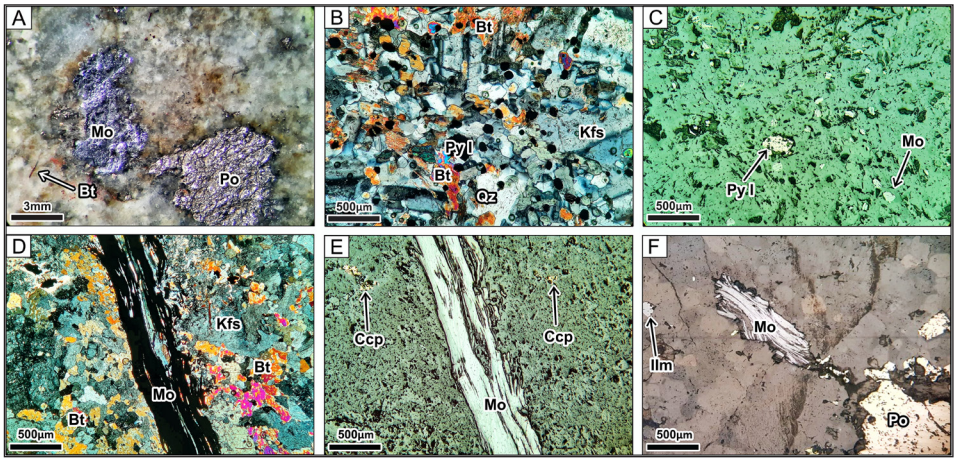
Figure 13. Hand specimen and microscopic images illustrating the occurrence of ore minerals within the potassic alteration. A) Hand specimen showing massive pyrrhotite (Po) and pyrite (Py) sulfide mineralization. B) Hand specimen displaying pyrrhotite (Po) and pyrite (Py) veinlets hosted by the quartz monzonite intrusion. C) Hand specimen showing chalcopyrite (Ccp), pyrrhotite (Po), and pyrite (Py) veinlets associated with the potassic alteration; D) Microscopic image showing pyrrhotite (Po) with a massive texture; E) Microscopic image showing pyrrhotite (Po) partially replaced by first-phase pyrite (Py I), chalcopyrite (Ccp), and first-phase molybdenite (Mo I), with ilmenite (Ilm) in a disseminated texture, accompanying the sulfide minerals; F) Microscopic image showing first-phase pyrite (Py I) replaced by pyrrhotite (Po), with chalcopyrite (Ccp) also present around it; G) Microscopic image showing ore texture with a massive occurrence of pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Ccp), and sphalerite (Sph) in association; H) showing occurrence of ilmenite (Ilm), titanite (Ttn), chalcopyrite (Ccp), and pyrite (Py) with a massive texture and forming in association; I) showing occurrence of Ilmenite (Ilm) and pyrrhotite (Po) show coexistence, with ilmenite being replaced by titanite (Ttn).



شکل ۱۴- تصاویر میکروسکوپی در نور انعکاسی از رخداد کالکوپیریت در پهنه دگرسانی پتاسیک. A) هم‌رشدی کالکوپیریت (Ccp) و پیروتیت (Po) با بافت توده‌ای؛ B) هم‌رشدی پیریت (Py) و کالکوپیریت (Ccp) با بافت توده‌ای که حاوی ادخال‌هایی از اسفالریت (Sph) است؛ C) تصاویری از روابط بافتی کالکوپیریت (Ccp) و ادخال‌های کوچک اسفالریت (Sph)؛ D) کانی‌های کالکوپیریت (Ccp) و پیروتیت (Po) با بافت رگچه‌ای؛ E) هم‌رشدی کالکوپیریت (Ccp)، پیروتیت (Po)، پیریت فاز سوم (Py III) و اسفالریت (Sph) که در مرز بلورهای کوارتز سیلیسی شدن مرحله اول تزریق شده‌اند.

Figure 14. Microscopic images in reflected light of chalcopyrite occurrence in the potassic alteration zone. A) Co-occurrence of chalcopyrite (Ccp) and pyrrhotite (Po) with a massive texture; B) Co-occurrence of pyrite (Py) and chalcopyrite (Ccp) with a massive texture, containing inclusions of sphalerite (Sph); C) Images showing textural relationships of chalcopyrite (Ccp) and small sphalerite (Sph) inclusions; D) Chalcopyrite (Ccp) and pyrrhotite (Po) minerals with a veinlet texture; E) Co-occurrence of chalcopyrite (Ccp), pyrrhotite (Po), third-phase pyrite (Py III), and sphalerite (Sph) injected at the boundaries of quartz crystals formed during first-stage silicification.

مولیبدنیت به عنوان تنها کانه سولفیدی مولیبدن‌دار و به‌صورت بلورهای تیغه‌ای شکل در پهنه دگرسانی پتاسیک کانسار دهنه‌گمرکان تشکیل شده است (شکل‌های ۱۵- A و B). مولیبدنیت با بافت‌های دانه‌پراکنده (شکل ۱۵- C) و رگچه‌ای (شکل ۱۵- D، E و F) در توده کوارتزمونزونیتی دگرسان شده قابل مشاهده است. مولیبدنیت به‌طور معمول در همراهی با کانی‌های سولفیدی پیروتیت (شکل‌های ۱۵- A و F)، پیریت (شکل ۱۵- C) و کالکوپیریت (شکل ۱۵- E) رخداد دارد. تورمالین، اپیدوت و بیوتیت از دیگر کانی‌های مرتبط با دگرسانی هستند که همراه با مولیبدنیت مشاهده شده‌اند.

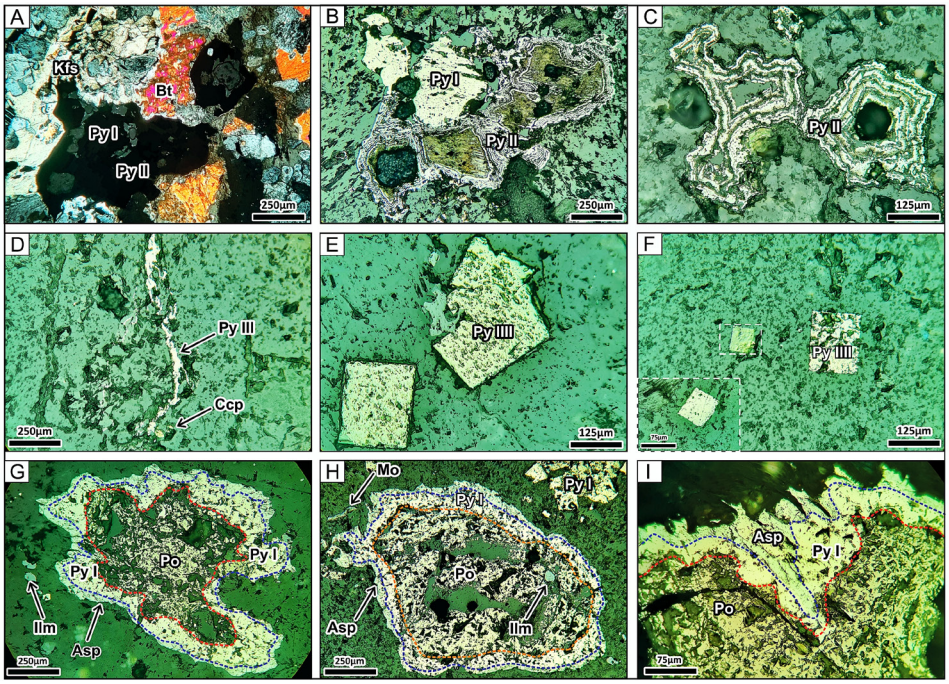


شکل ۱۵- A) تصویری از همراهی مولیبدنیت (Mo)، پیروتیت (Po) و بلورهای ریز بیوتیت (Bo)؛ B و C) تصاویر از کانی‌های کوارتز (Qtz)، پتاسیم‌فلدسپار (Kfs) و بیوتیت (Bt) که مولیبدنیت نسل اول (Mo I) و پیریت نسل اول (Py I) با بافت دانه‌پراکنده در همراهی با آن‌ها تشکیل شده‌اند؛ D و E) رخداد کانی‌های پتاسیم‌فلدسپار (Kfs) و بیوتیت (Bt) در توده کوارتزمونزونیت دگرسان شده که حاوی مولیبدنیت نسل دوم (Mo II) با بافت رگچه‌ای و کالکوپیریت (Ccp) دانه‌پراکنده است؛ F) تصویری از هم‌رشدی مولیبدنیت نسل دوم (Mo II)، ایلمنیت (Ilm) و پیروتیت (Po).

Figure 15- A) Photograph illustrating the spatial association of molybdenite (Mo), pyrrhotite (Po), and fine-grained biotite crystals (Bo); B and C) photomicrographs showing quartz (Qtz), K-feldspar (Kfs), and biotite (Bt), in which first-generation molybdenite (Mo I) and first-generation pyrite (Py I) occur as disseminated grains in close paragenetic association with these phases.; D and E) Occurrence of K-feldspar (Kfs) and biotite (Bt) within the altered quartz monzonite, hosting second-generation molybdenite (Mo II) with a veinlet-style texture accompanied by disseminated chalcopyrite (Ccp); F) Photomicrograph showing the intergrowth of second-generation molybdenite (Mo II), ilmenite (Ilm), and pyrrhotite (Po).

پیریت با فراوانی ۵ درصد با بافت‌های دانه‌پراکنده (شکل‌های ۱۶- A و B)، گل‌کلمی (کلوفرم) (شکل‌های ۱۶- B و C) و رگچه‌ای (شکل ۱۶- D) در پهنه دگرسانی پتاسیک در توده کوارتزمونزونیتی شایع است. براساس شواهد بافتی، پیریت‌های با بافت رگچه‌ای دارای بیشترین فراوانی بوده و نسبت به پیریت‌های دانه‌پراکنده و گل‌کلمی تاخیری هستند (شکل ۱۶- D). پیریت دانه‌پراکنده معمولا به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا کاملاً خودشکل در اندازه‌های کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر رخداد دارد (شکل ۱۶- B). تشکیل پیریت‌های خودشکل به عنوان آخرین فاز پیریت‌زایی در پهنه دگرسانی پتاسیک است که عموما در مرزهای تحولی دگرسانی پتاسیک به دگرسانی فیلیک مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱۶- E و F). هم‌رشدی پیریت با کالکوپیریت، مولیبدنیت، پیروتیت، اسفالریت و ایلمنیت در پهنه دگرسانی پتاسیک با توده میزبان کوارتزمونزونیتی، نشانه همزمانی تشکیل این کانی‌ها است.

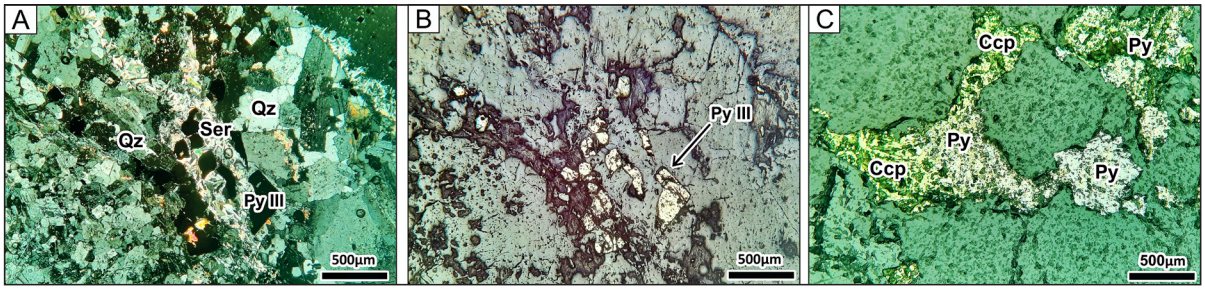
آرسنوپیریت به‌صورت بلورهای بی‌شکل با اندازه‌های ۲۰ تا ۵۰۰ میکرون در پهنه دگرسانی پتاسیک تشکیل شده است (شکل‌های ۱۶- G، H و I). با توجه به مطالعات میکروسکوپی مشخص شد که بلورهای آرسنوپیریت عمدتا از حاشیه، جانشین پیریت شده‌اند (شکل‌های ۱۶- G، H و I). این فرایند جانشینی، نشانگر تغییرات شیمیایی در محیط کانی‌سازی گرمابی است. آرسنوپیریت افزون بر پیریت، با کانی‌هایی مانند پیروتیت، ایلمنیت و کالکوپیریت همراه است که شرایط تشکیل یکسان این کانی‌ها را مشخص می‌کند (شکل ۱۶- G، H و I).



شکل ۱۶- A و B) رخداد کانی‌های بیوتیت (Bt) و پتاسیم‌فلدسپار (Kfs) که در همراهی با دو کانی فوق، دو فاز پیریت (Py I)، (Py II) تشکیل شده است. پیریت فاز دوم (Py II) نسبت به پیریت فاز اول (Py I) درشت‌تر است؛ C) تصویر میکروسکوپی از پیریت فاز دوم (Py II) با بافت کلوفرم؛ D) تصویر میکروسکوپی (نور انعکاسی) از کانه‌زایی پیریت فاز سوم (Py III) با بافت رگچه‌ای که کانی کالکوپیریت (Ccp) همراه با آن تشکیل شده است؛ E و F) تصاویر میکروسکوپی از رخداد پیریت‌های خودشکل فاز چهارم (Py IIII)؛ G و H) تصاویر میکروسکوپی از رخداد آرسنوپیریت (Asp) که از حاشیه جانشین پیریت نسل اول (Py I) شده و نیز پیروتیت (Po) که دارای ادخال‌هایی از ایلمنیت (Ilm) بوده و از حاشیه‌ها توسط پیریت (Py I) جانشین شده است. این کانی‌ها در همراهی با مولیبدنیت (Mo) و ایلمنیت دیده می‌شوند؛I) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های آرسنوپیریت (Asp)، پیریت نسل اول (Py I) و پیروتیت (Po) که به‌ترتیب از حاشیه‌ها جانشین یکدیگر شده‌اند.

Figure 16- A and B) Occurrence of biotite (Bt) and K-feldspar (Kfs), in association with which two generations of pyrite (Py I and Py II) have developed. The second-generation pyrite (Py II) is noticeably coarser-grained than the first-generation pyrite (Py I); C) Photomicrograph of second-generation pyrite (Py II) displaying a colloform texture; D) Photomicrograph illustrating third-generation pyrite mineralization (Py III) with a veinlet texture, accompanied by chalcopyrite (Ccp); E and F) Photomicrographs showing the occurrence of euhedral fourth-generation pyrite (Py IV); G and H) Reflected-light photomicrographs depicting arsenopyrite (Asp) replacing first-generation pyrite (Py I) from the margins, as well as pyrrhotite (Po) containing ilmenite (Ilm) inclusions and being marginally replaced by pyrite (Py I). These minerals occur in association with molybdenite (Mo) and ilmenite; I) Photomicrograph showing arsenopyrite (Asp), first-generation pyrite (Py I), and pyrrhotite (Po), which successively replace one another from the margins.

-کانی‌سازی در پهنه دگرسانی فیلیک: در کانسار دهنه‌گمرکان، پهنه دگرسانی فیلیک یا دگرسانی کوارتز- سریسیت- پیریت با شدت متوسط و در همراهی با توده تونالیتی، که گستره شایان‌توجهی از محدوده را پوشش داده است، رخداد دارد (شکل‌های ۱۷- A و B). کانی‌های فلزی تشکیل شده در این پهنه دگرسانی پیریت و مقادیر جزئی کالکوپیریت را شامل می‌شود (شکل ۱۷- C). اکسیدهای آهن نیز به عنوان کانی‌های ثانویه تشکیل شده در پهنه دگرسانی فیلیک شناخته می‌شوند که در اثر فرایند هوازدگی و اکسایش کانی‌های سولفیدی (پیریت ± کالکوپیریت) تشکیل شده‌اند.

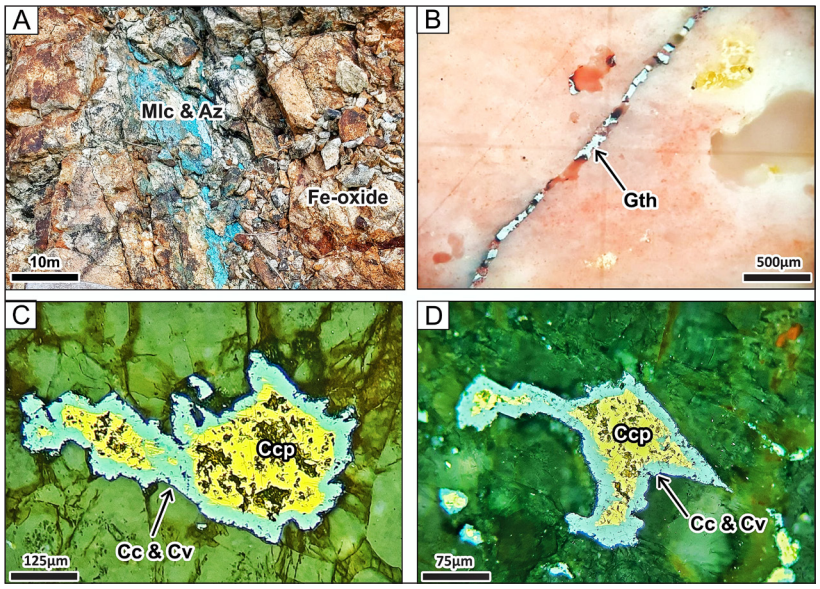


شکل ۱۷- A و B) رخداد بلورهای کوارتز (Qz) و سریسیت (Ser) گویای دگرسانی فیلیک که دارای کانی‌سازی سولفیدی پیریت (Py) است؛ C) تصویر میکروسکوپی از پهنه دگرسانی فیلیک با بلورهای پیریت (Py) و کالکوپیریت (Ccp).

Figure 17- A and B) Occurrence of quartz (Qz) and sericite (Ser), diagnostic of phyllic alteration and hosting sulfide mineralization dominated by pyrite (Py); C) Photomicrograph of the phyllic alteration zone characterized by pyrite (Py) and chalcopyrite (Ccp).

۳-۵-۲-کانی‌سازی مرحله برون‌زاد (سوپرژن)

در کانسار دهنه‌گمرکان، مشابه سایر ذخایر پورفیری ایران و جهان؛ فرایند درون‌زاد (سوپرژن) شستشو و تغلیظ کانی‌سازی ژرف‌زاد (هیپوژن) را موجب شده و برخی از کانی‌های اکسیدی آب‌دار مس مانند مالاکیت و آزوریت را برجای گذاشته است (شکل ۱۸- A). همچنین در این مرحله از دگرسانی، کانی‌های اکسیدی/هیدروکسیدی آهن از جمله هماتیت، گوتیت و لیمونیت و نیز کانی اکسیدی منگنز (پیرولوزیت) تشکیل شده‌اند (شکل ۱۸- B). افزون بر آن، در اثر عملکرد فرایند برون‌زاد، سولفیدهای ژرف‌زاد مس مانند کالکوپیریت دچار هوازدگی شده و از اطراف توسط کانی‌های کالکوسیت و کوولیت جانشین شده‌اند (شکل‌های ۱۸- C و D).

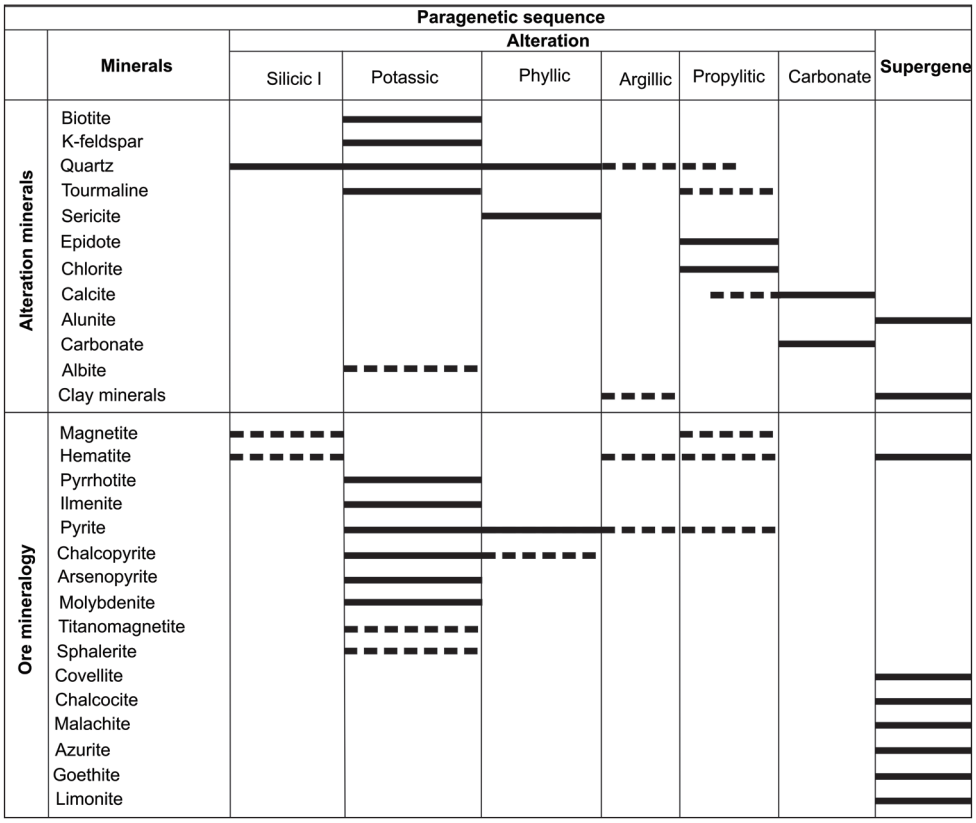


شکل ۱۸-A) تصویر رخنمون از کانی‌سازی مس اکسیدی با رخداد مالاکیت (Mlc) و آزوریت (Az) همراه با ترکیبات هیدروکسیدی آهن (Fe-oxide) در توده کوارتزمونزونیتی دگرسان شده؛ B) تصویر میکروسکوپی از گوتیت، که به‌صورت رگچه و نیز جانشینی پیریت‌های اکسایش یافته مشاهده می‌شود؛ C و D) تصاویر میکروسکوپی از رخداد کانی‌های کالکوپیریت (Ccp)، که از حاشیه بلورها و مرز شکستگی‌ها توسط کالکوسیت (Ccs) و کوولیت (Cv) جانشین شده‌اند.

Figure 18- A) Outcrop photograph of oxidized copper mineralization characterized by malachite (Mlc) and azurite (Az), accompanied by iron hydroxide/oxide phases (Fe-oxides), within an altered quartz monzonitic body; B and C) Photomicrographs showing chalcopyrite (Ccp) grains that are partially replaced from crystal margins and along fracture boundaries by chalcocite (Ccs) and covellite (Cv); D) Reflected-light photomicrograph of goethite, occurring both as veinlets and as a replacement product of oxidized pyrite.

۳-۶- توالی پاراژنزی و مراحل تشکیل کانه‌زایی

پاراژنز هر کانسار، تابعی از ترکیب شیمیایی محلول کانه‌دار، دما، فشار، ژرفا، تغییرات Eh و pH و شرایط محلول مانند فشار اکسیژن ($fO2$)، فشار گوگرد ($fS2$) و سایر عامل‌های مرتبط است. توالی پاراژنزی، نشان‌دهنده چگونگی رخداد تغییرات در ترکیب شیمیایی محلول ماگمایی- گرمابی و نحوه تبلور کانی‌ها در طول زمان است (Robb, 2005). در این پژوهش، با تکیه بر مطالعه مقاطع میکروسکوپی (۱۰۳ مقطع نازک، نازک- صیقلی و صیقلی) تهیه شده از نمونه‌های معرف پهنه‌های دگرسانی در رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری، بررسی انواع ساخت و بافت‌ها و تقدم و تاخر رگه- رگچه‌های مختلف معدنی، توالی پاراژنزی کانی‌های فلزی و غیرفلزی کانسار دهنه‌گمرکان ارائه شده است که مراحل مختلف کانی‌سازی را در دو سامانه گرمابی و هوازدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۹).



شکل ۱۹- نمودار توالی پاراژنزی کانی‌ها در سامانه‌های کانی‌سازی گرمابی و برون‌زاد (سوپرژن) کانسار دهنه‌گمرکان.

Figure 19. Paragenetic sequence diagram of mineral assemblages in the hydrothermal and supergene mineralization systems of the Dahane-ye Gomrokan deposit.

۴- بحث

شواهد متعددی از وجود ماگما و سیالات احیایی در کانسار دهنه‌گمرکان حمایت می‌کنند. نخست، چیره بودن ایلمنیت نسبت به مگنتیت و فراوانی پیروتیت و آرسنوپیریت نشان می‌دهد که گرانیتوییدهای مرتبط با کانه‌زایی از نوع گرانیتوییدهای سری ایلمنیت و نوع I هستند. دوم، نبود کانی‌هایی مانند انیدریت و هماتیت در دهنه‌گمرکان، در حالی که پیروتیت برون‌زاد، پیروتیت گرمابی و آرسنوپیریت به‌طور گسترده توسعه یافته‌اند، بیانگر شرایط احیایی سامانه است. کانسارهای کلاسیک پورفیری مس که در محیط‌های فرورانش یا کمربندهای کوهزایی پس از برخورد تشکیل شده‌اند، به‌طور فضایی و ژنتیکی با گرانیتوییدهای نوع I از نوع سری مگنتیت و شرایط اکسیدان بالا مرتبط هستند (Ishihara, 1977, 1981; Audétat et al., 2004; Sillitoe, 2010) و معمولا با کانی‌های اکسیدی مانند انیدریت و هماتیت ژرف‌زاد همراهند. نمونه‌های شاخص شامل ال تنینته (El Teniente) در شیلی (Stern et al., 2007)، سانتا ریتا (Santa Rita) در نیومکزیکو (Audétat et al., 2004) و یولونگ (Yulong) در تبت (Liang et al., 2009) هستند. بنابراین، مجموعه شواهد کانی‌شناسی نشان می‌دهند که کانسار دهنه‌گمرکان را می‌توان در رده کانسارهای مس پورفیری احیایی (Reduced Porphyry Copper Deposit; RPCD) طبقه‌بندی کرد.

۴-۱- مقایسه کانسار دهنه‌گمرکان با دیگر کانسارها

در جدول ۱ به‌منظور تبیین جایگاه زمین‌شناسی- کانه‌زایی کانسار دهنه‌گمرکان، ویژگی‌های آن با چند نمونه شاخص از ذخایر پورفیری احیایی در چین و استرالیا مقایسه شده است. این مقایسه نشان می‌دهد که کانسار دهنه‌گمرکان از نظر ماهیت توده نفوذی، الگوهای دگرسانی، سبک کانه‌زایی، مجموعه کانی‌های برون‌زاد و عناصر مهم، همخوانی شایان‌توجهی با سامانه‌های پورفیری احیایی دارد.

جدول ۱- مقایسه برخی ویژگی‌های کلیدی کانسار دهنه‌گمرکان با مثال‌های دیگری از ذخایر کانسارهای پورفیری احیایی.

Table 1. Comparison of some key characteristics of the Dahane-ye Gomrokan deposit with other examples of reduced porphyry deposits.

Mineral Deposit	Source Intrusive Rock	Alteration	Structures and Textures	Hypogene Minerals	Important Elements	Reference
Baogutu (China)	Diorite to quartz diorite	Sodic-calcic, potassic, sericitic, propylitic	Massive, vein-veinlet, brecciated, disseminated	Chalcopyrite, pyrrhotite, pyrite, arsenopyrite, ilmenite, galena	Cu-Au	Shen et al. (2010); Shen and Pan (2013, 2015); Cao et al. (2014)
Mile Hill (Australia)	Monzogranite	Potassic, phyllic, argillic, propylitic, sideritic	Massive, vein-veinlet, disseminated, open-space filling	Pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, wolframite, galena, sphalerite	Cu-Au-W	Rowins et al. (1997, 2000)
Pulang (China)	Quartz monzonite	Potassic, quartz-sericite, argillic, propylitic	Massive, vein-veinlet, disseminated	Chalcopyrite, pyrrhotite, pyrite, molybdenite, bornite, magnetite	Cu-Au	Leng et al. (2017); Cao et al. (2019); Li et al. (2022)
Dahane-ye Gomrokan	Quartz monzonite to quartz monzodiorite	Potassic, phyllic, argillic, propylitic, carbonate	Massive, vein-veinlet, disseminated	Chalcopyrite, pyrrhotite, pyrite, molybdenite, arsenopyrite, ilmenite, titanomagnetite	Cu (Mo–Au)	This study

۵- نتیجه‌گیری

بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار دهنه‌گمرکان نشان می‌دهند که این سامانه پورفیری از تکامل چندمرحله‌ای ماگماتیسم پس از ائوسن و گردش سیالات ماگمایی- گرمابی در یک محیط زمین‌ساختی وابسته به کمان ماگمایی ارومیه-دختر حاصل شده است. توده‌های گرانودیوریتی، تونالیتی و کوارتزمونزونیتی- کوارتزمونزودیوریتی که به عنوان ۳ گام اصلی ماگماتیسم در منطقه شناسایی شدند، نقش بنیادی در کنترل پهنه‌های دگرسانی و تمرکز کانه‌زایی دارند. دگرسانی گسترده پتاسیک، همراه با دگرسانی‌های سیلیسی، فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک و کربناتی، بیانگر یک سامانه گرمابی تکامل‌یافته است که از مرکز به حاشیه دچار تغییرات دما، فشار و ترکیب سیال شده است.

ترکیب کانیایی دگرسانی‌ها، همراهی آن‌ها با رگه- رگچه‌های سیلیسی و حضور کانی‌های سولفیدی و اکسیدی ژرف‌زاد مانند پیروتیت، آرسنوپیریت و ایلمنیت نشان از یک رژیم نسبتا احیایی تا حدواسط دارد؛ موضوعی که آن را از بیشتر سامانه‌های پورفیری اکسیدان شناخته‌شده در کمربند ماگمایی کرمان متمایز می‌کند. این ویژگی‌ها، در کنار عدم حضور کانی‌های اکسیدی شاخص مانند مگنتیت و هماتیت ژرف‌زاد و انیدریت در پهنه دگرسانی پتاسیک به همراه و تغییرات کانیایی قابل مقایسه با سامانه‌های پورفیری احیایی، وجود یک سامانه پورفیری مس با ویژگی‌های کاهنده را در دهنه‌گمرکان تقویت می‌کند.

نتایج این پژوهش ضمن ارائه چشم‌اندازی روشن از ساختار گرمابی و مدل دگرسانی- کانه‌زایی دهنه‌گمرکان، می‌تواند به عنوان یک نمونه مطالعه شده برای مقایسه‌های ناحیه، بازنگری در مدل‌های کلاسیک کانه‌زایی پورفیری در UDMA و همچنین توسعه راهبردهای اکتشاف هدفمند در بخش جنوبی کمربند پورفیری کرمان مورد استفاده قرار گیرد. برای پژوهش‌های آینده، انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی، میانبارهای سیال، ایزوتوپ‌های پایدار و رادیوژنیک، سن‌سنجی و مطالعات ریزکانی‌شناسی به‌منظور تعیین دقیق‌تر منشا ماگما، سیالات و شرایط کانه‌زایی می‌تواند نقش موثری ایفا کند.

سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول در دانشگاه تربیت مدرس است. نویسندگان از شرکت صنایع معدنی فرآوری مس امید سبزواران به‌دلیل حمایت‌های سخاوتمندانه در فراهم آوردن امکانات بررسی‌های میدانی و دسترسی به داده‌های اکتشافی تقدیر و تشکر می‌نمایند.

کتابنگاری

افشون، م.، تاج‌الدین، ح.، قادری، م.، ناصری، ح.، ۱۴۰۲، سنگ‌شناسی و دگرسانی کانسار مس پورفیری دهنه گمرکان، شرق جیرفت. پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران (دانشگاه دامغان، دامغان، ایران، مرداد ۱۴۰۲).

افشون، م.، تاج‌الدین، ح.، قادری، م.، ناصری، ح.، ۱۴۰۳، بررسی نقش ساختارهای گسلی در کنترل دگرسانی گرمابی و کانه‌زایی در کانسار مس پورفیری دهنه گمرکان، شرق جیرفت. نهمین همایش ملی زمین‌ساخت و زمین‌شناسی ساختاری ایران، (دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، بهمن ۱۴۰۳).

قاسمی، ق.، علیرضایی، س.، عینعلی، م.، ایرانمنش، م.ر.، ۱۳۸۹، زمین‌شناسی و پترولوژی توده‌های نفوذی در محدوده کانسار مس پورفیری کرور، استان کرمان. بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین.

محمدزاده، ز.، قادری، م.، علیرضایی، س.، حسن‌زاده، ج.، ۱۳۹۷، زمین‌شناسی، دگرسانی گرمابی و کانی‌سازی در کانسار مس پورفیری رضی‌آباد در جنوب کمربند مس کرمان، جنوب‌خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، ۲۸(۱۰۹)، ۱۸۶-۱۷۵. http://dx. doi: 10.22071/gsj.2018.80135.

یوسفی، ج.، رنجبر، ح.، درگاهی، س.، تقی‌زاده، ح.، ۱۳۹۷، کانی‌شناسی و ژئوشیمی گوسان در کانسار مس پورفیری کرور، کمربند مس کرمان، ایران. دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران.

References

Abbot, R. N., and Clarke, D. B., 1979. Hypothermal liquids relationships in the subsystem Al_2O_3- FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for (H2O)> 1. Canadian Mineralogist 17, 549–560.

Afshoon, M., Tajeddin, H. A., Ghaderi, M., and Naseri, H., 2023. Petrology and alteration of the Dahane-ye Gomrokan porphyry copper deposit, east Jiroft: 15th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, p. 1–10 (University of Damghan, Damghan, Iran, August 2023). (In Persian).

Afshoon, M., Tajeddin, H. A., Ghaderi, M., and Naseri, H., 2024. Investigating the role of fault structures in controlling hydrothermal alteration and mineralization at Dahane-ye Gomrokan porphyry copper deposit, east Jiroft: 9th National Conference of Tectonics and Structural Geology of Iran, p. 1–10 (University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran, February 2024). (In Persian).

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, J., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: A subduction-dominated process. Geological Magazine 148, 692–725. https://doi.org/10.1017/S001675681100046X.

Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of Iran (map). Geosciences 7(1), 29–30. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.07.004.

Aghanabati, S.A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran. 606 p.

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

Alavi, M., 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.

Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Iran. Journal of Geodynamics 21, 1–33. http://dx.doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7.

Alirezaei, A., Arvin, M., and 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: Constraints on geochemistry. Ore Geology Reviews 88, 370–383. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.023.

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-O) data. Gondwana Research 64, 97–121. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.06.008.

Atapour, H., and 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.

Audétat, A., Pettke, T., and Dolejš, D., 2004. Magmatic anhydrite and calcite in the ore-forming quartz monzodiorite magma at Santa Rita, New Mexico (USA): genetic constraints on porphyry-Cu mineralization. Lithos 72, 147–161. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.10.003.

Azizi, H., and Asahara, Y., 2013. Juvenile granite in the Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: Late Jurassic-early Cretaceous arc-continent collision. International Geology Review 55, 1523–1540. https://doi.org/10.1080/00206814.2013.782959.

Azizi, H., Najari, M., Asahara, Y., Catlos, E. J., Shimizu, M., and Yamamoto, K., 2015. U-Pb zircon ages and geochemistry of Kangareh and Taghiabad mafic bodies in northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in late Jurassic. Tectonophysics 660, 47–64. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.008.

Babazadeh, S., Ghalamghash, J., Raeisi, D., Santosh, M., Furman, T., Choi, S. H., D'Antonio, M., Heilimo, E., and Cottle, J. M., 2024. Arc magmatism associated with continental convergence in the SE segment of the UDMA, Iran: Insights from zircon geochronology and Hf-Sr-Nd-Fe isotopes. Lithos 466-467, 107468. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2025.122961.

Babazadeh, S., Ghorbani, M. R., Brocker, M., D'Antonio, M., Cottle, J., Gebbing, T., Mazzeo, F. C., and Ahmadi, P., 2017. Late Oligocene-Miocene mantle upwelling and interaction inferred from mantle signatures in gabbroic to granitic rocks from the Urumieh-Dokhtar arc, south Ardestan. Iran. International Geology Review 59, 1590–1608. https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1286613.

Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210–265. https://doi.org/10.1139/e81-019.

Boomeri, M., Nakashima, K., and Lentz, D. R., 2009. The Miduk porphyry Cu deposit, Kerman, Iran: A geochemical analysis of the potassic zone including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. Journal of Geochemical Exploration 103, 17–29. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2009.05.003.

Burnham, C. W., and Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. Mining Geology Special Issue 8, 1–11.

Cao, K., Yang, Z. M., Mavrogenes, J., White, N. C., Xu, J. F., Li, Y., and Li, W. K., 2019. Geology and Genesis of the Giant Pulang Porphyry Cu-Au District, Yunnan, Southwest China. Economic Geology 114, 275–301. https://doi.org/10.5382/ econgeo.

Cao, M., Qin, K., Li, G., Jin, L., Evans, N. J., and Yang, X., 2014. Baogutu: An example of reduced porphyry Cu deposit in western Junggar. Ore Geology Reviews 56, 159–180. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.08.014.

Damian, F., 2003. The mineralogical characteristics of the hydrothermal-type alteration from Nistru ore deposit, Baia Mare metallogenetic district. Studia UBB Geologia, 48(1), 101–112. https://doi.org/10.5038/1937-8602.48.1.9.

Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y., and Babaei, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. Lithos, 115(1-4), 190–204. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.002.

Dimitrijevic, M. D., 1973. Geology of the Kerman region. Geological Survey of Iran, Tehran, 334 p.

Djokovic, I., Dimitrijevic, M. N., Cvetic, S., and Dimitrijevic, M. D., 1972a. Geological Map of Iran sheet 7548: Khaneh-Khatun. Offset Press Incorporated, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Djokovic, I., Dimitrijevic, M. N., Dimitrijevic, M. D., and Cvetic, S., 1972b. Geological Map of Iran sheet 7449: Rayen. Offset Press Incorporated, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Eftekhar-Nezhad, J., 1989. Geological Map of Nagisan, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Eftekhar-Nezhad, J., 1992. Geological Map of Bam, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Faridi, M., and Rastin, M., 2003. Geological Map of Narmashir, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Ghasemi, G., Alirezaei, S., Ein-Ali, M., and Iranmanesh, M. R., 2010. Geology and petrology of intrusive bodies in Kerver porphyry copper deposit, Jabal Brez, Kerman Province: Proceedings of the 29th Earth Sciences Symposium, p. 1–10 (Geological Survey of Iran, Tehran, 2010). (In Persian).

Grabeljsek, V., Cvetic, S., and Dimitrijevic, M. N., 1972. Geological map of Iran sheet 7547: Sabzevaran, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Gustafson, L. B., and Hunt, J. P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. Economic Geology 70, 857–912.

Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr-e-Babak area, Kerman Province). University of California, Los Angeles, 204 p. https://doi.org/10.1080/00206819709465258.

Hedenquist, J. W., and Sillitoe, R. H., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. Volcanic, Geothermal, and Ore-forming Fluids, 315–343. https://doi.org/10.5382/SP.10.16.

Heidari, S. M., Afzal, P., and Sadeghi, B., 2024. Molybdenum and gold distribution variances within Iranian copper porphyry deposits. Journal of Geochemical Exploration 261, 107471. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2024.107471.

Hezarkhani, A., 2006. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. Journal of Asian Earth Sciences 28, 409–422. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.11.003.

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

Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology 27(145), 293–305. https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293.

Ishihara, S., 1981. The Granitoid Series and Mineralization. Economic Geology Anniversary, 75, 458–484. https://doi.org/10.5382/AV75.14

John, D. A., Ayuso, R. A., Barton, M. D., Blakely, R. J., Bodnar, R. J., Dilles, J. H., and Seal, R. R., 2010. Porphyry copper deposit model. Chapter B of Mineral deposit models for resource assessment: US Geological Survey Scientific Investigations Report, 169. http://minerals.cr.usgs.gov/.

Lalonde, A. E., and Bernard, P., 1993. Composition and color of biotite from granites: two useful Properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogeny, Northwest Territories. Canadian Mineralogist 31(1), 203–217.

Leng, C.-B., Cooke, D. R., Hou, Z.-Q., Evans, N. J., Zhang, X.-C., Chen, W. T., Danišík, M., McInnes, B. I. A., and Yang, J.-H., 2018. Quantifying exhumation at the giant Pulang porphyry Cu-Au deposit using U-Pb-He dating. Economic Geology, 113(5), 1077–1092. https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4582.

Li, W., Zhang, X., Yu, H., Tao, D., and Liu, X., 2022. Geology and mineralization of the Pulang supergiant porphyry copper deposit (5.11 Mt) in Shangri-la, Yunnan Province, China: A review. China Geol. 5, 662–695. https://doi.org/10.31035/cg2022060.

Liang, H. Y., Sun, W., Su, W. C., and Zartman, R. E., 2009. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. Economic Geology 104(4), 587–596. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.4.587.

Ma, W., Deng, T., Xu, D., Chi, G., Li, Z., Zhou, Y., Dong, G., Wang, Z., Zou, S., Qian, Q., and Guo, S., 2021. Geological and geochemical characteristics of hydrothermal alteration in the Wangu deposit in the central Jiangnan orogenic belt and implications for gold mineralization. Ore Geology Reviews 139, 104479. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104479.

McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Belousova, E., and Griffin, W., 2003. Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: Timing of mineralization and exhumation processes. CSIRO Science Research Report 41, Melbourne, 41 p.

McInnes, B. I., Evans, N. J., Fu, F. Q., and Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 58(1), 467–498. https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.18.

Mirnejad, H., Mathur, R., Hassanzadeh, J., Shafie, B., and Nourali, S., 2013. Linking Cu mineralization to host porphyry emplacement: Re-Os ages of molybdenites versus U-Pb ages of zircons and sulfur isotope compositions of pyrite and chalcopyrite from the Iju and Sarkuh porphyry deposits in southeast Iran. Economic Geology 108, 861–870. https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.861.

Mohammaddoost, H., Ghaderi, M., Kumar, T. V., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Stein, H. J., and 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., and Hassanzadeh, J., 2018. Geology, hydrothermal alteration and mineralization at Razi-Abad porphyry Cu deposit in the south Kerman copper belt, southeastern Iran: Scientific Quarterly Journal of Geosciences, v. 28, p. 175–186. http://dx. doi: 10.22071/gsj.2018.80135. (In Persian).

Mohebi, A., Sepidbar, F., Mirnejad, H., and Behzadi, M., 2020. Molybdenite Re-Os dating, petrology, and geochemistry of granitoids in the Bondar Hanza porphyry Cu deposit (Urumieh-Dokhtar magmatic arc), Iran: Insight into petrogenesis, mineralization, and tectonic setting. Geological Journal 55, 7499–7516. https://doi.org/10.1002/gj.3874.

Partin, E., Hewitt, D. A., and Wones, D. R., 1983. Quantification of ferric iron in biotite. Geological Society of America, 15. 659.

Randall, J. A., Saldana, E. A., and Clark, K. F., 1994. Exploration in a volcano–plutonic center at Guanajuato, Mexico. Economic Geology 89, 1722–1751.

Raza, M. Q., and Absar, N., 2021. Mineral chemistry of hydrothermal alteration assemblage in hanging wall Shahapur granite associated with vein-type Gogi uranium deposit, Bhima Basin, Eastern Dharwar Craton, India: Implications for physico-chemical conditions of ore formation. Ore Geology Reviews 128, 103880. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103880.

Richards, J. P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Economic Geology, 98(8), 1515–1533. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.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.

Richards, J. P., and Sholeh, A., 2016. The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. In: Tectonics and Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt (ed., Richards, J. P.). Society of Economic Geologists Special Publication 19, Littleton, CO, 193–212.

Robb, L., 2005. Introduction to Ore-Forming Processes. Blackwell Sciences Ltd., 376 p.

Rowins, S. M., 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. Geology 28, 491–494. https://doi.org/10.1130/0091-7613.

Rowins, S. M., Groves, D. I., McNaughton, N. J., Palmer, M. R., and Eldridge, C. S., 1997. A reinterpretation of the role of granitoids in the genesis of Neoproterozoic gold mineralization in the Telfer dome, Western Australia. Economic Geology 92, 133–160.

Shafaii Moghadam, H., Griffin, W. L., Kirchenbaur, M., GarbeSchönberg, D., Zakie Khedr, M., Kimura, J. I., Stern, R. J., Ghorbani, G., Murphy, R., O'Reilly, S. Y., and Arai, S., 2018. Rollback, extension and mantle upwelling triggered Eocene potassic magmatism in NW Iran. Journal of Petrology 59, 1417–1465. https://doi.org/10.1093/petrology/egy067.

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

Shafaii Moghadam, H., Li, Q.L., Li, X. H., Stern, R. J., Levresse, G., Santos, J. F., Lopez Martinez, M., Ducea, M. N., Ghorbani, G., and Hassannezhad, A., 2020. Neotethyan subduction ignited the Iran arc and backarc differently. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 125, e2019JB018460. doi:10.1029/2019JB018460.

Shafiei, B., Haschke, M., and 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://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0.

Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt. Journal of Asian Earth Sciences 30(5-6), 652–665. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.02.004.

Shahraki Ghadimi, A., 2003. Geological Map of Esfandagheh, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Shen, P., and Pan, H. D., 2013. Country-rock contamination of magmas associated with the Baogutu porphyry Cu deposit, Xinjiang, China. Lithos 177, 451–469. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.07.019.

Shen, P., and Pan, H. D., 2015. Methane origin and oxygen-fugacity evolution of the Baogutu reduced porphyry Cu deposit in the West Junggar terrain, China. Mineralium Deposita 50, 967–986. https://doi.org/10.1007/s00126-015-0580-5.

Shen, P., Shen, Y., Pan, H., Wang, J., Zhang, R., and Zhang, Y., 2010. Baogutu porphyry Cu-Mo-Au deposit, west Junggar, northwest China: Petrology, alteration, and mineralization. Economic Geology 105(5), 947–970. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.5.947.

Sillitoe, R. H., 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. Economic Geology 67(2), 184–197. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.67.2.184.

Sillitoe, R. H., 2010. Porphyry copper systems. Economic Geology 105, 3–41. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3

Smith, C. M., Canil, D., Rowins, S. M., and Friedman, R., 2012. Reduced granitic magmas in an arc setting: The Catface porphyry Cu-Mo deposit of the Paleogene Cascade arc. Lithos 154, 361–373. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.001.

Stampfli, G. M., 2000. Tethyan oceans. In: Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area (eds. Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J. D. A.). Geological Society, London, Special Publications 173, London, 1–23. http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.2000.173.01.01.

Stern, C. R., Funk, J. A., Skewes, M. A., and Arévalo, A., 2007. Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu-Mo deposit, Chile, and the role of sulfur-and copper-rich magmas in its formation. Economic Geology 102(7), 1335–1344.10.1093 /petrology/egq029.

Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: The Geology of Continental Margins (eds. Burk, C. A. & Drake, C. L.). Springer, Berlin, 873–887. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64.

Taghipour, N., Aftabi, A., and Mathur, R., 2008. Geology and Re-Os geochronology of mineralization of the Miduk porphyry copper deposit, Iran. Resource Geology 58, 143–160. https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00054.x.

Valeh, N., 1972. Geological Map of Iran sheet 7647: Jebal Barez. Geological Survey of Iran, Tehran.

Valeh, N., 1973. Geological Map of Hana, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics 30(3). https://doi.org/10.1029/2010TC002809.

Yeganehfar, H., Ghorbani, M. R., Shinjo, R., and Ghaderi, M., 2013. Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh-Dokhtar basic volcanism, Central Iran: major, trace element, isotopic, and geochronologic implications. International Geology Review 55(6), 767–786. https://doi.org/10.1080/00206814.2012.752554.

Yousefi, S. J., Ranjbar, H., Alirezaei, S., and Dargahi, S., 2017. Study of fluid inclusions and sulfur isotopic ratio in Kerver porphyry copper deposit: 9th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, p. 1–10 (University of Birjand, Birjand, Iran, August 2017). (In Persian).

Yousefi, S. J., Ranjbar, H., Alirezaei, S., and Dargahi, S., 2018. Application of mixture tuned matched filtering on ASTER data for hydrothermal alteration mapping related to porphyry Cu deposits in Jabal-Barez Ranges, Kerman Copper Belt, Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 29, 271–280. https://doi.org/10.22059/jsciences.2018.67440.

Zarasvandi, A., Liaghat, S., and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. International Geology Review 47, 620–646. https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620.

Zarasvandi, A., Soltani, A., Taghipour, N., Rezaei, M., Raith, J. G., Saki, A., and Zarasvandi, G., 2025. Fertility assessment of the Kuh-e-Esfand porphyry Cu intrusion in SE Iran: Evidences from silicate chemistry. Journal of Geochemical Exploration, 107956. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2025.107956.

Zhang, Y., Gao, J.-F., Ma, D., and Pan, J., 2018. The role of hydrothermal alteration in tungsten mineralization at the Dahutang tungsten deposit, south China. Ore Geology Reviews 95, 1008–1027. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.04.006.

Zhao, H.-B., Zhang, Y., and Liu, L., 2021. Hydrothermal alteration processes in the giant Dahutang tungsten deposit, south China: Implications from litho-geochemistry and mass balance calculation. China Geology 4, 230–244. https://doi.org/10.31035/cg2021003.

Zolnaj, S., Timotijevic, S., ans Grabeljsek, V., 1972. Geological Map of Sarduiye, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.