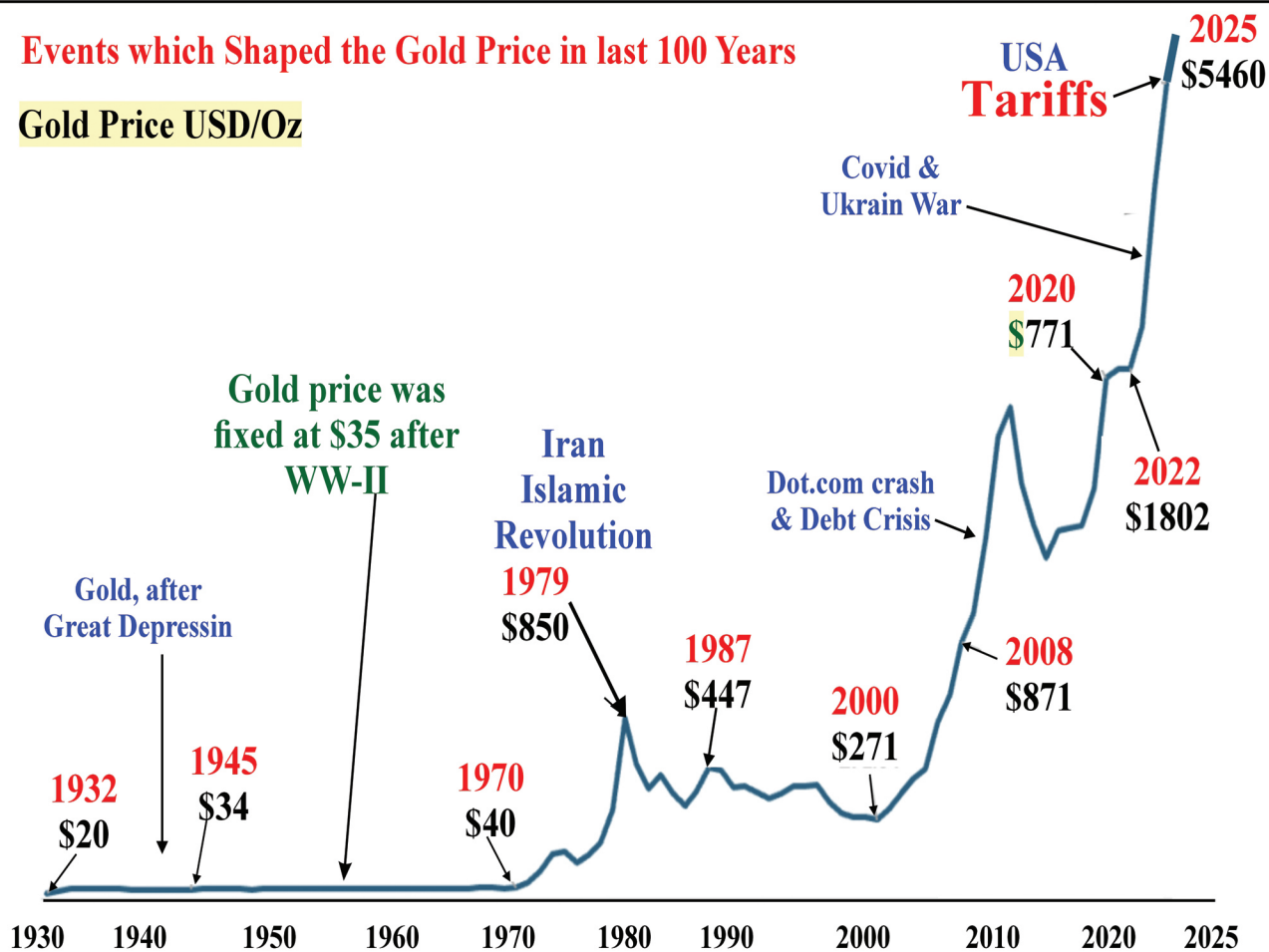


زمین شناسی اقتصادی

Events which Shaped the Gold Price in last 100 Years

Gold Price USD/Oz





صاحب امتیاز

دانشگاه فردوسی مشهد

سر دبیر و مدیر مسئول

دکتر محمد حسن کریم پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

karimpur@um.ac.ir

هیأت تحریریه

دکتر محمد حسن کریم پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر چارلز استرن، استاد (دانشگاه کلرادو امریکا)

دکتر محمد حسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، استاد (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید احمد مظاهری، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر مجید قادری، استاد (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر فرهاد بوذری، دانشیار پژوهشی (دانشگاه بریتیش کلمبیا)

دکتر امیر مرتضی عظیم زاده، پژوهشگر ارشد (دانشگاه تکنولوژی لولنو)

کارشناس اجرایی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

مدیر اجرایی

دکتر آزاده ملکزاده شفاوردی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار فارسی

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

صفحه آرا

سارا حبیبی (دانشگاه فردوسی مشهد)

اطلاعات نشریه

شاپا چاپی: ۷۳۰۶-۲۰۰۸

شاپا الکترونیکی: ۵۸۶۵-۲۴۲۳

دوره انتشار: فصلنامه

پروانه انتشار

(وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی)

۱۳۸۸/۰۹/۰۲ - ۲۱۱۲۴

اعتبار علمی - پژوهشی

(کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور)

۱۳۸۹/۰۵/۰۹ - ۴۱۴۳

تماس با نشریه

آدرس پستی: ایران، مشهد، میدان آزادی، پردیس

دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، نشریه زمین‌شناسی

اقتصادی

کد پستی: ۹۱۷۷۹۴۸۹۷۳

پست الکترونیکی: econg@um.ac.ir

وبسایت: <https://econg.um.ac.ir>

تلفن: ۳۸۸۰۴۰۵۰ (۵۱) +۹۸

نمابر: ۳۸۸۰۷۳۵۲ (۵۱) +۹۸

نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به صورت فصلنامه، در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم وابسته، به زبان فارسی و با چکیده مبسوط انگلیسی منتشر می‌شود.

اهداف

- نشر مقاله‌های علمی
- گسترش پژوهش و ارتقای دانش زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی
- نشر آخرین دستاوردهای علمی پژوهشگران دانشگاه‌ها و مؤسسه‌های علمی در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی و علوم مرتبط با آن

زمینه‌های موضوعی

- زمین‌شناسی اقتصادی
- اکتشافات ژئوشیمیایی
- اکتشافات ژئوفیزیکی
- سنجش از دور و اکتشاف منابع معدنی
- زمین‌شناسی محیط زیست

بانک‌ها و نمایه‌نامه‌ها



با سلام

مواد معدنی در ادوار گذشته همواره نقشی مهم و اساسی در زندگی انسان ایفا کرده است. میزان و نوع استفاده از مواد معدنی در تقسیمات زمانی، رابطه‌ای مستقیم با دانایی انسان‌ها داشته است. امروزه مواد معدنی و معادن، جایگاه ویژه‌ای در اشتغال، اقتصاد، صنعت و استقلال کشورها دارند. پایدارترین اشتغال و درآمد مربوط به بخش معدن است. برای مثال، معدن مس پورفیری بینگام واقع در ایالت یوتای امریکا، از ۱۰۴ سال قبل تاکنون در حال بهره‌برداری است و حدود چهار نسل در این معدن شاغل بوده‌اند. معدن یادشده نقشی مهم در تولید مس و اقتصاد امریکا در طول تمامی این سال‌ها داشته است. کشورهای توسعه‌یافته، برنامه‌های ویژه و توجه جدی به اکتشاف و استخراج مواد معدنی دارند؛ از جمله می‌توان کشورهای استرالیا، کانادا، امریکا و چین را نام برد.

زمین‌شناسان اقتصادی و رشته‌های مرتبط، مسئولیت شناسایی، اکتشاف و مدیریت ذخایر معدنی را در کشورهای توسعه‌یافته برعهده دارند. موفقیت در کشف ذخایر معدنی، مرهون زمین‌شناسان اقتصادی باتجربه، کارآمد، ماهر و برخوردار از آخرین یافته‌های دانش زمین‌شناسی اقتصادی است. با نگاهی به گذشته، می‌توان دریافت که ایرانی‌ها در کشف و ذوب فلزات، دارای تاریخچه درخشان و با قدمت چندین هزار ساله‌اند. نخستین آلایژ (برنز) توسط ایرانی‌ها اختراع شد. بنابراین، ایران در زمینه کشف مواد معدنی، مهد دانایی، استعداد، توانمندی و تلاش بوده و انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران با توجه به توانایی بسیار ارزشمند و بالای کشور در خصوص مواد معدنی، تلاش خواهد کرد تا از طریق آموزش، پژوهش‌ها و اصلاحات قانونی، بهترین جایگاه در کشف ذخایر معدنی را برای کشور مهیا سازد.

انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران مصمم است با همدلی و تلاش اساتید، پژوهشگران، دانشجویان و دستگاه‌های اجرایی مرتبط با برنامه‌ریزی، گام‌های مهمی در راستای تحقق جایگاه مناسب اکتشاف ذخایر معدنی در کشور را فراهم کند. موارد زیر در دستور کار انجمن قرار گرفته است:

- ۱) هدفمند کردن تحقیقات و پژوهش‌ها در زمین‌شناسی اقتصادی (اکتشافات ذخایر معدنی). با توجه به توانایی و شرایط زمین‌شناسی و اولویت‌های تحقیقاتی - اکتشافی در خصوص اکتشاف ذخایر معدنی در مناطق مختلف کشور، این امر با مشارکت اساتید، پژوهشگران و دستگاه‌های اجرایی محقق خواهد شد. اساتید، پژوهشگران، دانشجویان دکتری و کارشناسی ارشد دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی، مجری طرح‌های مزبور خواهند شد. در خصوص تعیین اولویت‌ها، مؤلفه‌های متعددی مورد توجه قرار خواهد گرفت: ۱- تأمین مواد اولیه برای توسعه صنعت کشور، ۲- توسعه اشتغال در مناطق کم‌برخوردار با کشف ذخایر معدنی، ۳- تأمین مواد اولیه برای مصالح سبک و عایق‌های حرارتی با توجه به افزایش نرخ انرژی، ۴- افزایش سهم صادرات مواد معدنی با تأکید بر ارزش افزوده، ۵- توجه جدی به مسایل زیست‌محیطی اکتشاف و استخراج معادن، ۶- نوآوری در دانش و فناوری اکتشاف، ۷- اکتشاف مواد راهبردی و ۸- سایر مؤلفه‌ها.

۲) رصد کردن آموزش و تحقیقات زمین‌شناسی اقتصادی در کشورهای توسعه‌یافته و بومی‌سازی و به‌روز رسانی آموزش و پژوهش زمین‌شناسی اقتصادی در ایران.

۳) خوشبختانه نشریه زمین‌شناسی اقتصادی با کسب مجوز علمی-پژوهشی، زمینه چاپ تحقیقات و پژوهش‌های زمین‌شناسی اقتصادی در کشور را فراهم کرده است. با عنایت به این مهم که نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، نمادی از متخصصان زمین‌شناسی اقتصادی ایران است؛ لذا از تمامی اساتید، پژوهشگران و دانشجویان دکتری درخواست می‌شود بهترین مقاله‌های علمی-پژوهشی خود را برای چاپ در این مجله ارسال نمایند.

۴) برنامه‌ریزی برای برگزاری کارگاه‌های آموزشی و تخصصی.

- ۱ ژئودینامیک و متالوژنی کانسارهای مس پورفیری و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مهم اکتشافی برای کانسارهای قلع.....
محمدحسن کریم‌پور، آزاده ملکزاده شفارودی
- ۴۷ سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، جایگاه زمین‌ساختی و پتانسیل گرانیتوئیدهای انتخاب‌شده برای کانی‌سازی عناصر نادر خاکی، جنوب‌غرب نیجریه.....
شکیرات مصطفی امینو، آکیناده شدراخ اولاتونجی، مریم ع. عبدالسلام، ویکتوریا ب. اوموتونده، اوگنروم اس. امچو-تد
- ۶۹ زمین‌شیمی و سنگ‌زایی کمپلکس افیولیتی بشاگرد، منشور برافرایشی مکران، جنوب‌شرقی ایران: رهیافتی بر منشأ ماگما و جایگاه تکتونوماگمایی.....
مجید قاسمی سیانی، بهزاد مهرابی، آراس بادروج، حامد ابراهیمی فرد، یوسف کاگان کادیوخلو، علی اکبر بشکنی، عیسی متاجی امیررود
- ۱۲۱ سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سیل، دایک و گدازه‌های بین لایه‌ای سازند کرج، شرق تهران.....
عسل حسن‌هراتی، امیرعلی طباش شعبانی، مرتضی دلاوری کوشان
- ۱۴۹ بررسی تکامل سیالات گرمایی بر اساس مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (اکسیژن، هیدروژن، گوگرد) و سیالات درگیر در کانسار پورفیری (مس-طلا) مسجدداغی، شمال‌غرب ایران.....
شهره حسن‌پور، سید جواد مقدسی
- ۱۷۱ زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی کانسار سرب-روی-مس آغجه‌قلعه (شمال زنجان): کانه‌زایی اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در کمربند فلز زایی طارم-هشتجین.....
شیما عیوضی، حسین کوهستانی، میر علی اصغر مختاری، بهنام مهدبخانی



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2026.1171



Geodynamic and metallogeny of porphyry copper deposits and important geochemical characteristics in exploration for tin deposits

Mohammad Hassan Karimpour^{1*} , Azadeh Malekzadeh Shafaroudi²

¹ Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran; Department of Geological Sciences, University of Colorado, CB-399, Boulder, CO 80309, USA

² Professor, Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 19 April 2026

Revised: 19 May 2026

Accepted: 20 May 2026

Keywords

Geodynamic
Grade and reserve
Porphyry copper deposits
Granitoids geochemistry
Tin mineralization
Exploration keys

*Corresponding author

Mohammad Hassan Karimpour

✉ karimpur@um.ac.ir

ABSTRACT

This paper reviews the important factors controlling the reserves and grades in various porphyry copper and tin deposits. The largest Miocene porphyry copper deposits in Iran have been discovered in the Saveh-Nain-Jiroft magmatic belt (SNJMB). Three types of magnetite I-type granitoids are exposed in the SNJMB. The geochemistry of the adakitic I-type granitoids of the large porphyry copper deposits of the Nain-Jiroft magmatic belt (NJMB) was compared with the non-adakitic I-type granitoids associated with the porphyry copper deposits of the Saveh-Nain magmatic belt (SNMB) and the barren non-adakitic I-type granitoids of the SNJMB. Several factors affect the formation, size, and grade of porphyry copper deposits in the SNJMB, including: thermal gradient (cold-hot slab), amount of water released at appropriate depth (more than 70 km), percentage of partial melting (about 15 to 25 percent is appropriate), presence of super-oxidant conditions at the source that cause a positive Eu anomaly (Eu/Eu* ratio between 1 and 1.6), number and type of intrusion interference, intensity and extension of alteration and gossan zones, host rock, and suitable structures. In spite of the presence of intrusive rocks, types of alteration, and the presence of 10 percent pyrite, copper and gold mineralization has not formed in the Simorgh area. The S- and A-type tin-bearing granites of China in comparison with the barren S-type granitoids of Iran (associated with the continental collision zone and orogenic zone) show a silica-rich granitic composition, Y and Rb/Sr enrichment and Ba depletion, a strongly negative Eu anomaly and an Eu/Eu* value less than 0.1, hyper reducing conditions, and a (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i ratio greater than 0.711.

How to cite this article

Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2026. Geodynamic and metallogeny of porphyry copper deposits and important geochemical characteristics in exploration for tin deposits. *Journal of Economic Geology*, 18(1): 1–46. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1171>



©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Porphyry copper deposits are usually formed by subvolcanic, hydrated, oxidized I-type granitoids with intermediate composition (Richards, 2015). However, not all I-type granitoids have the potential to be fertile, and even in a deposit, multiple stocks intrude that formed under almost the same conditions, but only a few of them produce porphyry copper deposits, which is very questionable?

Tin deposits are divided into porphyry, skarn, greisen, placer, and low-temperature hydrothermal deposits that can be emplaced in carbonate rocks.

Based on geodynamic conditions, tin mineralization can be formed by two different types of granites: 1- S-type granites in the continental collision zone and 2- A-type granites in the intracontinental rift environment. Both of these granites have a continental crustal origin. Of course, not all S- and A-type granites have sufficient potential for tin ore formation. So, certain conditions must prevail in the origin and geochemistry of the resulting magma, which will be discussed in this paper.

The aim of this paper is to investigate the genetic and geodynamic factors affecting the formation, reserves, and grade of Iranian porphyry copper deposits and the classification of I-type granitoids associated with these deposits, as well as to investigate the important geodynamic factors and geochemical variables in the infertility or fertility of S-type granites for tin ore deposits.

Result

Figure 15 shows that, based on the Sr/Y ratio versus Y content, the fertile magnetite I-type granitoids associated with porphyry copper deposits of the Nain-Jiroft are located in the adakite range (granitoids have Sr/Y ratios between 70 and 170 and Y values less than 13 ppm). In contrast, the barren granitoids, which are mainly located in the Saveh to Nain, are non-adakite (granitoids have Sr/Y ratios between 5 and 15 and Y values greater than 10 ppm) and are plotted in the normal arc field (Figure 15). The fertile granitoids of the Dali deposit are located in the middle and are non-adakite (granitoids have Sr/Y ratios between 20 and 25 and Y values greater than 15 ppm).

Figure 25 shows that the fertile adakitic I-type granitoids associated with the porphyry copper

deposits of the Nain-Jiroft belt have a high (La/Yb)_n ratio (between 10 and 30) and an Eu/Eu* ratio of more than 1.1. The value of the Eu/Eu* ratio can indicate the oxidizing-reducing conditions in the source of magma. The Eu/Eu* ratio indicates that the mineralogical composition of the source rock and the melting conditions were super-oxidizing. Therefore, these granitoids originated from a super-oxidizing source and formed at great depth (Figure 25). While the Tertiary barren granitoids of the Saveh-Nain-Jiroft belt, with a (La/Yb)_n ratio between 1 and 7, originated from shallow depths and the Eu/Eu* ratios are mainly less than 1.1, indicating more reducing conditions in origin and greater involvement of the continental crust (Figure 25). The samples from the Dali deposit are also in the middle, meaning that in terms of oxidation conditions, they were oxidant but less than the fertile granitoids of the Nain-Jiroft magmatic belt, and in terms of depth, they are in the middle of the fertile and barren granitoids (Figure 25).

According to Karimpour and Sadeghi (2019), the subducted oceanic slab in the Saveh-Nain-Jiroft belt was of the warm-cold type with a thermal gradient between 8 and 12 °C/km (Figure 27). This is very important and has led to the release of a smaller amount of water in the fore-arc region (depth 30 to 50 km) and the release of more than 80% of water in the arc region (depth 100 to 130 km) (Figure 27). The release of water causes a decrease in the melting point and plays an important role in the rate of partial melting. Under water-saturated conditions, 20 to 25% partial melting occurs and a magma with a high fluid content is produced that can carry a lot of copper and form porphyry copper deposits with appropriate reserves and grades.

The Rb content in the tin-bearing granites of China is very high, so the Rb/Sr ratio is between 30 and 100, while this ratio is less than 1.5 in the barren S-type granitoids of Iran. Also, the Eu/Eu* ratio in the barren granitoids of Iran is between 0.3 and 0.7, indicating a reduced environment of the continental collision zone, but this ratio in the tin-bearing granites of China is less than 0.04, indicating a strong reduced origin (Figure 22).

The Y content in granite samples from tin deposits in China is between 50 and 200 ppm, while the content of this element in the barren S-type granitoids of Iran is between 20 and 40 ppm (Figure 23). The barren S-type granitoids of Iran also formed in the continental

collision zone with Eu/Eu^* values between 0.3 and 0.7 and the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios are between 0.707 and 0.708, indicating the role of the continental crust in the formation of magma. However, the tin-bearing A and S-type granites of China with Eu/Eu^* values less than 0.04 and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios greater than 0.711 and 0.718 indicate a strong reduced origin in the continental crust (Figure 31).

Discussion and Conclusion

Table 8 summarizes the geochemical, isotopic and magnetic susceptibility of I-type granitoids associated with porphyry copper deposits in the Saveh-Nain-Jiroft magmatic belt and eastern Iran. Based on these characteristics, I-type granitoids can be classified into four types: adakite-I, adakite-II, Regular-I and Regular-II. Several factors play key role in the formation, grade, and storage of gold and copper in porphyry copper deposits that can be considered in their exploration. The most important of these parameters are:

1. The thermal gradient of the subducted slab, which should be of the cold-warm type with a thermal gradient between 8 and 12 degrees per kilometer.
2. The percentage of partial melting for magma production, which is suitable in the range of 15 to 25 percent.
3. The amount of water released in the subduction zone at suitable depths for partial melting (depths greater than 70 km).
4. Partial melting of rocks with the suitable composition and melting under the suitable conditions of oxygen concentration (super-oxidant environment and oxygen fugacity $\text{DFMQ}+1.5$).
5. A positive Eu anomaly and a Eu/Eu^* ratio between 1 and 1.6, which indicate super-oxidant conditions in the magma source.
6. The number of intrusions is directly related to the amount of reserves and grades.
7. The manner of intrusions that causes synergism.
8. Barren intrusions and their manner in which they interfere with fertile intrusions and their temporal relationship with fertile intrusions, causing a decrease in grade.
9. The percentage and radius of the pyrite-bearing zone.
10. The intensity and extension of alteration zones.
11. The intensity and extension of the gossan zone.
12. Host rocks with suitable porosity and structures for the concentration of ore-bearing solutions.

13. The proximity of limestone that lead to skarn mineralization.

Some of these factors are of particular importance in the formation of a porphyry copper deposit. For example, the Simorgh exploration area in South Khorasan Province (31.00 N, 59.23 E) has superficial evidence of porphyry copper mineralization, but lacks copper mineralization (Borabadi et al., 2018). Based on Figures 33 and 34 and the comparison of the geochemistry of the source rocks of the porphyry copper deposits (NJMB) and Simorgh, two very important issues can be concluded: 1- The mineralogical composition and the presence of organic matter in the source rock of Simorgh caused partial melting and formation of magma under hyperreductive conditions. The sulfur content of the source rock was very good. Melting under reduced conditions prevents copper from entering the magma. Therefore, the amount of oxygen fugacity during magma formation is very important in the fertilization of intrusions. 2- The depth of magma formation in the Simorgh granitoids was also much lower compared to porphyry copper deposits (NJMB). Certainly, the mineralogical composition, copper content of the source rock, and the percentage of partial melting played an important role in the lack of copper and gold mineralization in the Simorgh.

Tin deposits associated with S and A-type granitoids have the following geochemical characteristics, and these parameters can be important exploration keys for the detection of fertility of intrusions:

1. The chemical composition of the intrusions must be a silica-rich granite with a SiO_2 content of more than 75%.
2. Depletion of Ba (less than 200 ppm) and enrichment of Y (more than 60 ppm) and the Rb/Sr ratio (more than 30) are seen.
3. A strong negative anomaly in the element Eu and the Eu/Eu^* ratio less than 0.1 indicate a strong reduced origin. The mineralogical composition of the source rock and the presence of organic matter in partial melting conditions causes hyper reduced conditions in magma formation.
4. The $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratio is greater than 0.711, which confirms the great thickness of the continental crust and the highly reduced origin of the magma.
5. The Rb/Sr+Y ratio in the fertile intrusions for tin is greater than 100.



ژئودینامیک و متالوژنی کانسارهای مس پورفیری و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مهم اکتشافی برای کانسارهای قلع

محمدحسن کریم‌پور^{۱*}، آزاده ملکزاده شفارودی^۲

^۱ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران؛ گروه علوم زمین، دانشگاه کلرادو، CB-399، بولدر، Co-80309، امریکا

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

اطلاعات مقاله

چکیده

در این پژوهش، عوامل مهم کنترل‌کننده میزان ذخیره و عیار در کانسارهای مس پورفیری و انواع کانسارهای قلع بررسی می‌شوند. بزرگ‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران به سن میوسن در **کمرند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت** کشف شده‌اند. در کمرند SNJMB سه نوع گرانیوتیوید نوع I سری مگنتیت رخمون دارند. زمین‌شیمی گرانیوتیویدهای نوع I آداکتی کانسارهای مس پورفیری بزرگ **کمرند ماگمایی ناین-جیرفت** با گرانیوتیویدهای نوع I غیرآداکتی مرتبط با کانسارهای مس پورفیری در **کمرند ماگمایی ساوه-ناین** و گرانیوتیویدهای نوع I غیرآداکتی عقیم SNJMB مقایسه شد. عوامل متعددی بر روی تشکیل و بزرگی ذخیره و عیار کانی‌سازی مس پورفیری در SNJMB مؤثر است که عبارتند از: گرادیان حرارتی (اسلب سرد-گرم)، مقدار آب آزاد شده در عمق مناسب (بیش از ۷۰ کیلومتر)، درصد ذوب‌بخشی (حدود ۱۵ تا ۲۵ درصد مناسب است)، وجود شرایط فوق اکسیدان در منشأ که باعث آنومالی مثبت Eu (نسبت Eu/Eu^* بین ۱ تا ۱/۶) می‌شود، تعداد و نحوه تداخل توده‌های نفوذی، شدت و گسترش زون دگرسانی و گوسان، سنگ میزبان و ساختارهای مناسب. در محدوده سیمرخ با وجود وجود توده‌های نفوذی، انواع دگرسانی و وجود ۱۰ درصد پیریت کانی‌سازی مس و طلا تشکیل نشده است. گرانیوتیویدهای نوع S عقیم ایران (مرتبط با زون برخورد قاره‌ای و کوه‌زایی) با گرانیوتیویدهای قلع دار نوع S و A چین مقایسه شد و مشخص شد که مؤلفه‌های مهم برای تشکیل کانی‌سازی قلع شامل ترکیب گرانیوتی غنی از سیلیس، غنی‌شدگی Y و Rb/Sr و تهی‌شدگی Ba، آنومالی به شدت منفی Eu و مقدار Eu/Eu^* کمتر از ۰/۱، شرایط فوق احیایی و نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ بیشتر از ۰/۷۱۱ است.

واژه‌های کلیدی

ژئودینامیک
عیار و ذخیره
کانسارهای مس پورفیری
زمین‌شیمی گرانیوتیویدها
کانی‌سازی قلع
کلیدهای اکتشافی

نویسنده مسئول

محمدحسن کریم‌پور

karimpur@um.ac.ir

استناد به این مقاله

کریم‌پور، محمدحسن و ملکزاده شفارودی، آزاده، ۱۴۰۵. ژئودینامیک و متالوژنی کانسارهای مس پورفیری و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مهم اکتشافی برای کانسارهای قلع. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸(۱): ۴۶-۱. <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1171>

مقدمه

ژئودینامیک، موقعیت زمین‌ساختی و منشأ ماگما، درصد ذوب، میزان درصد آب، شرایط فوگاسیته اکسیژن و گوگرد، ترکیب کانی‌شناختی و شیمیایی سنگ منشأ، از جمله عوامل مهم کنترل‌کننده نوع گرانیتوئید و کانی‌سازی مرتبط با آن است (Karimpour et al., 2009; Karimpour et al., 2012; Karimpour and Sadeghi, 2019; Karimpour et al., 2021a; Karimpour et al., 2021b; Karimpour et al., 2022; Javidi Moghaddam and Karimpour, 2023).

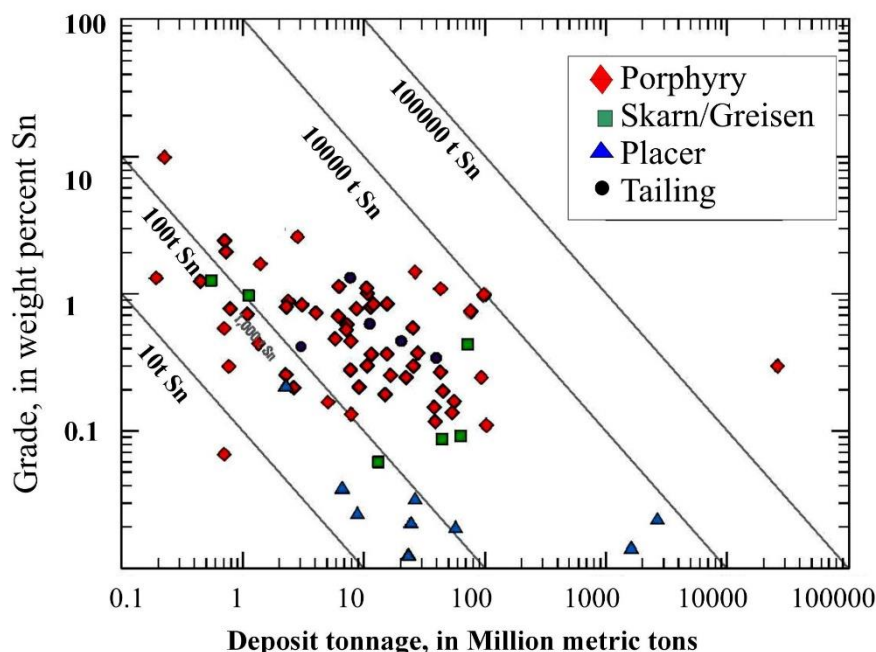
این مقاله، شرایط ژئودینامیکی و عوامل مهم برای تشکیل کانسارهای مس پورفیری و انواع کانسارهای قلع بحث خواهد شد. کانسارهای مس پورفیری بزرگ‌ترین ذخایر تولیدکننده مس در دنیا هستند. حدود سه چهارم مس، نیمی از مولیدن، یک پنجم طلا، مقادیری Re و مقدار کمتری از فلزات Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn و Pb توسط کانسارهای مس پورفیری تولید می‌شوند (Sillitoe, 2010). عیار میانگین مس آنها بین ۰/۵ تا ۱/۵ درصد، مولیدن بین کمتر از ۰/۰۱ تا ۰/۰۴ درصد و طلا بین صفر تا بیش از ۱/۵ گرم در تن متغیر است. میزان ذخیره اغلب این کانسارها بین ۲۰ تا ۱۰۰۰۰ میلیون تن است (Sillitoe, 2010; Kesler et al., 2002). این سامانه‌ها اغلب در زون فرورانش حاشیه قاره یا جزایر کمانی تشکیل می‌شوند (Richards, 2000; Kerrich et al., 2002)، اگرچه ذخایری از مس پورفیری در جایگاه زمین‌ساختی برخورد قاره-قاره یا پس از برخورد در ایران، غرب پاکستان و جنوب تبت شناخته شده است (Richards, 2009; Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Ayati et al., 2013; Asadi et al., 2014). کانسارهای مس پورفیری معمولاً توسط گرانیتوئیدهای نیمه‌عمیق آبدار و اکسیدان نوع I با ترکیب حدواسط تشکیل می‌شوند (Richards, 2015). همگی گرانیتوئیدهای نوع I پتانسیل بارور شدن ندارند و حتی در یک کانسار، استوک‌های متعددی نفوذ می‌کنند که تقریباً در یک شرایط تشکیل شده‌اند؛ ولی فقط تعدادی از آنها کانسار مس پورفیری را به وجود می‌آورند که بسیار سوال برانگیز است.

کریم‌پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2019) و کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2021a)، برخی از عوامل مهم ژئودینامیکی در تشکیل کانسارهای مس پورفیری و تأثیر آن بر عیار و ذخیره را بررسی کرده‌اند؛ اما هنوز این مسئله نیاز به بررسی‌های بیشتری دارد و می‌توان گرانیتوئیدهای نوع I را تقسیم‌بندی کرد که در این مقاله بحث خواهد شد.

کانسارهای قلع به انواع قلع پورفیری، اسکارن قلع، نوع گرازن، کانسارهای پلاسری و کانسارهای گرمابی دما پایین که می‌توانند در سنگ‌های کربناته جانشین شوند، تقسیم می‌شوند. شکل ۱، میزان ذخیره و عیار کانسارهای مختلف قلع را نشان می‌دهد. میزان عیار قلع در کانسارهای پورفیری، اسکارن و گرازن بین ۰/۱ تا ۳ درصد متغیر است و بیشترین عیارها در کانسارهای قلع پورفیری دیده می‌شود؛ درحالی‌که عیار قلع در کانسارهای پلاسری کمتر از ۰/۱ درصد است (شکل ۱). میزان ذخیره کانسارهای قلع اغلب کمتر از ۱۰۰ میلیون تن است (شکل ۱). از لحاظ شرایط ژئودینامیکی، کانی‌سازی‌های قلع با دو نوع گرانیت مختلف و در موقعیت زمین‌ساختی متفاوت می‌توانند تشکیل شوند: ۱- گرانیت‌های نوع S در زون برخورد قاره و ۲- گرانیت‌های نوع A در محیط ریف‌ت درون قاره. هر دو این گرانیت‌ها دارای منشأ پوسته قاره‌ای هستند. البته همه گرانیت‌های نوع S و A پتانسیل کافی برای کانسارسازی قلع را ندارند و به یقین باید شرایط خاصی در منشأ و زمین‌شیمی ماگمای حاصل حاکم باشد که در این مقاله بحث خواهد شد. قلع در قالب کانی‌های مختلفی در طبیعت یافت می‌شود (جدول ۱) که مهم‌ترین و فراوان‌ترین آنها کاسیتیریت (SnO_2) است. کاسیتیریت از نظر ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی بسیار مقاوم بوده و در روش‌های تجزیه معمول مانند چهاراسید و تیزاب سلطانی حل نمی‌شود. برای تجزیه آن باید نمونه به روش ذوب قلیایی آماده شود تا بتوان از وجود آنومالی قلع در منطقه نتیجه درستی گرفت. در بین ترکیب‌های سولفیدی قلع، کانی استانتیت ($\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$)، مهم‌ترین کانی به شمار می‌رود (جدول ۱). جدول ۲، مقدار تولیدهای قلع در سال‌های ۲۰۲۳ و ۲۰۲۴ و

۲۰۲۳ و ۲۰۲۴ را داشته است (Mineral commodity summaries, 2025).

همچنین میزان ذخیره را در کشورهای مختلف نشان می دهد. چین بیشترین ذخایر قلع دنیا را دارد و بیشترین تولیدها در سال های



شکل ۱. میزان عیار و ذخیره انواع کانسارهای قلع (Kamilli et al., 2017)

Fig. 1. Grade and tonnage values of different types of Sn deposits (Kamilli et al., 2017)

مونزونیت، کوارتز دیوریت، دیوریت و حتی گابرو باشد. گرانیتوئیدها در طول زمان توسط دانشمندان مختلف و بر اساس عوامل متفاوت طبقه بندی شده اند. از جمله این طبقه بندی ها می توان به تقسیم بندی شانند (Shand, 1947) بر پایه اندیس اشباع آلومینیم، بارکر (Barker, 1979) بر پایه میزان ارتوکلاز، آنورتیت و آلبیت، پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) با استفاده از عناصر Rb، Yb، Ta و Nb و مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989) با استفاده از کانی ها و عناصر اصلی اشاره کرد. لامیر و بودن (Lameyre and Bowden, 1982) گرانیتوئیدها را بر اساس ترکیب کانی شناختی تقسیم بندی کردند. هریس و همکاران (Harris et al., 1986) بر پایه عناصر Rb، Ta و Hf نمودارهایی برای تقسیم گرانیتوئیدها ارائه کردند.

هدف از این مقاله، بررسی عوامل تأثیرگذار ژنتیکی و ژئودینامیکی بر روی تشکیل و میزان ذخیره و عیار کانسارهای مس پورفیری ایران و تقسیم بندی گرانیتوئیدهای نوع I مرتبط با این ذخایر و همچنین بررسی عوامل مهم ژئودینامیکی و متغیرهای زمین شیمیایی در عقیم یا بارور بودن گرانیت های نوع S برای کانسارسازی قلع و تقسیم بندی آنها در ایران است.

گرانیتوئیدها و کانی سازی

گرانیتوئیدها فراوان ترین سنگ های آذرین درونی پوسته قاره ای هستند که به صورت باتولیت و استوک یافت می شوند. ترکیب گرانیتوئیدها اغلب اسیدی-حدواسط و بسیار کمتر مافیک است و می تواند شامل گرانیت، گرانودیوریت، سینیت، کوارتز مونزونیت،

همچنین باربارین (Barbarin, 1999) گرانیتوئیدها را بر اساس آلومینیم یا همان اندیس شاند و غیره به هفت زیر گروه طبقه بندی کانی شناسی، سنگ نگاری، ترکیب شیمیایی، اندیس اشباع کردند.

جدول ۱. انواع کانی های قلع (Kamilli et al., 2017)

Table 1. Different types of tin minerals (Kamilli et al., 2017)

Mineral name	Chemical formula	Location of geographic occurrence
Berndtite	SnS_2	Cerro de Potosí, Bolivia
Canfieldite	Ag_8SnS_6	Bolivia; Tasmania, Australia
Cassiterite	SnO_2	Worldwide
Colusite	$\text{Cu}_3(\text{As, Sn, V, Fe})\text{S}_4$	Butte, Montana; Australia
Cylindrite	$\text{Pb}_3\text{Sn}_4\text{FeSb}_2\text{S}_{14}$	Bolivia; Tasmania, Australia
Franckeite	$\text{Pb}_5\text{Sn}_3\text{Sb}_2\text{S}_{14}$	Bolivia; Tasmania, Australia
Herzenbergite	SnS	Bolivia
Hulsite (also called Paigeite)	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Fe}^{3+}, \text{Sn})\text{BO}$	Brooks Range and Seward Peninsula, Alaska; eastern Siberia Russia
Malayaite	CaSnSiO_5	Malaysia; Cornwall, United Kingdom
Mawsonite	Cu_6FeSnS	New South Wales; Tasmania, Australia
Native tin	Sn	Native tin is found in placer deposits and in unusual igneous intrusions. Australia has the recognized type locality.
Nigerite (More correctly, Ferronigerite-2N1S)	$(\text{Zn, Mg, Fe}^{2+})(\text{Sn, Zn})$	Nigeria
Nordenskiöldine	CaSnB_2O_6	Norway; Namibia
Ottemannite	Sn_2S_3	Bolivia
Renierite	$\text{Cu}_3(\text{Fe, Ge, Zn})(\text{S, As})_4$	Democratic Republic of the Congo (Congo [Kinshasa]); Namibia
Sorensenite	$\text{Na}_4\text{SnBe}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_4$	Greenland
Stannite	$\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$	Worldwide
Stannomicrolite (Sukulaite)	$\text{Sn}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$	NA
Stokesite	$\text{CaSnSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Cornwall, United Kingdom
Teallite	PbSnS_2	Bolivia
Thoreaulite	SnTa_2O_6	Democratic Republic of the Congo (Congo [Kinshasa])
Varlamoffite (?)	$(\text{Sn, Fe})(\text{O, OH})_2$	Democratic Republic of the Congo (Congo [Kinshasa]); Bolivia

جدول ۲. میزان ذخایر و تولیدهای جهانی قلع در سال‌های ۲۰۲۳ و ۲۰۲۴ (Mineral commodity summaries, 2025)

Table 2. World mine reserve and production of tin in 2023 and 2024 (Mineral commodity summaries, 2025)

	Mine production 2023 (in metric tons)	Mine production 2024 (in metric tons)	Reserves (in metric tons)
Australia	9,850	9,900	620,000
Bolivia	18,700	21,000	400,000
Brazil	29,300	29,000	420,000
Burma	34,000	34,000	700,000
China	70,000	69,000	1,000,000
Congo (Kinshasa)	20,000	25,000	120,000
Indonesia	69,000	50,000	NA
Laos	1,700	1,500	NA
Malaysia	3,770	3,000	NA
Nigeria	7,000	7,000	NA
Peru	26,200	31,000	130,000
Russia	2,700	3,000	460,000
Rwanda	3,600	3,600	NA
Vietnam	7,600	6,700	23,000
Other countries	1,840	1,800	310,000
World total (rounded)	305,000	300,000	>4,200,000

گرانیتوئیدهای نوع I در زون فروورانش حاشیه قاره‌ها یا جزایر کمانی یافت می‌شوند. منشأ آنها خارج از محدوده پوسته قاره‌ای است و حاصل تفریق ماگمای کالک‌آلکالن یا بازالت‌های جزایر کمانی هستند. گرانیتوئیدهای نوع I از نوع اشباع از آلومینیم هستند و دامنه تغییرات ترکیب آنها در محدوده کوارتزموئزونیست، گرانودیوریت و گرانیت است (شکل ۲).

گرانیت‌های نوع S از ذوب آناتکسی سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده پوسته قاره‌ای منشأ گرفته‌اند. این گرانیت‌ها در زون برخورد قاره یافت می‌شوند. آلومینیم موجود در گرانیت‌های S از نوع فوق اشباع از آلومینیم بوده و از نظر ترکیب در محدوده گرانیت هستند (شکل ۲).

یکی از معروف‌ترین و کاربردی‌ترین تقسیم‌بندی گرانیتوئیدها در مقاله‌ها و کتاب‌های امروزی مربوط به چپل و وایت (Chappell and White, 1974) است. چپل و وایت (Chappell and White, 1992; White, 1974) و چپل و همکاران (Chappell et al., 1988) ضمن بررسی توده‌های نفوذی کمرند لاجلان در شرق استرالیا به تفاوت‌های شاخصی از جمله تغییرات کانی‌شناسی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، عمق جایگزینی، همراهی سنگ‌های آتشفشانی، نوع سنگ‌های دگرگونی، تغییر در ایزوتوپ‌ها و سایر موارد دست یافتند. چپل و وایت (Chappell and White, 1974) با مشاهده این تغییرات برای نخستین‌بار گرانیت‌های این کمرند را به انواع I و S تقسیم‌بندی کردند. این رده‌بندی ژنتیکی است.

دست می آیند و منشأ گوشته ای دارند. گرانیت های M از نظر آلومینیم از نوع اشباع از آلومینیم و ترکیب آنها در محدوده کوارتز دیوریت و تونالیت است (شکل ۲).

ایشیهارا (Ishihara, 1977)، گرانیتوئیدها را بر پایه ویژگی های فیزیکی و مغناطیسی به دو دسته سری مگنتیت و سری ایلمنیت تقسیم کرد که سری مگنتیت با گرانیتوئیدهای نوع I و سری ایلمنیت بیشتر با گرانیت های نوع S هم پوشانی دارد. سری مگنتیت حاوی کانی فرعی مگنتیت است و به گرانیت های اکسیدان نیز معروف هستند زیرا آهن در غالب Fe^{3+} در ساختار مگنتیت وجود دارد (شکل ۳).

گرانیت های نوع A دارای منشأ پوسته قاره ای بوده و در مناطق غیر کوه زایی تشکیل شده اند و به همین جهت به آنها گرانیت های غیر کوه زایی نیز می گویند. این گرانیت ها در ریفتهای درون قاره ای به وجود می آیند. ماگمای منشأ این گرانیت ها بیشتر از نوع بدون آب است. ماگماهای اولترامافیک - مافیک که منشأ جبه ای دارند، نقش اساسی در ذوب پوسته قاره ای ایفا می کنند. گرانیت های A از نظر میزان Al از نوع آلکالن و از نظر ترکیب در حد گرانیت غنی از پتاسیم و یا سینیت هستند (شکل ۲). گرانیت های نوع M که به پلاژیو گرانیت نیز معروفند، همراه فیولیت ها یافت شده و در زون گسترش کف اقیانوس تشکیل می شوند. این گرانیت ها از تفریق ماگمای مافیک - اولترامافیک به

I-Type (Igneous Origin, Subduction Zone)

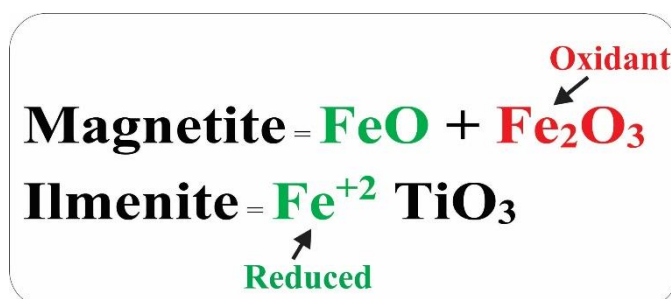
S-Type (Sedimentary Origin, Continental Collision)

A-Type (Anorogenic, Continental Rift Zone)

M-Type (Mantle Origin, Oceanic Spreading Zone)

شکل ۲. تقسیم بندی گرانیتوئیدها بر اساس منشأ و موقعیت زمین ساختی (Chappell and White, 1974)

Fig. 2. Classification of granitoids based on source and tectonic setting (Chappell and White, 1974)



شکل ۳. ترکیب کانی مگنتیت و ایلمنیت و تفاوت بار آهن که نشان دهنده شرایط اکسیدان و احیایی است.

Fig. 3. Magnetite and ilmenite compositions and different ionic charge, which show- oxidant and reduced state.

SI $10^{-5} \times 100$ و در گرانیت های سری ایلمنیت کمتر از SI 10^{-5} $20 \times$ است (شکل ۴).

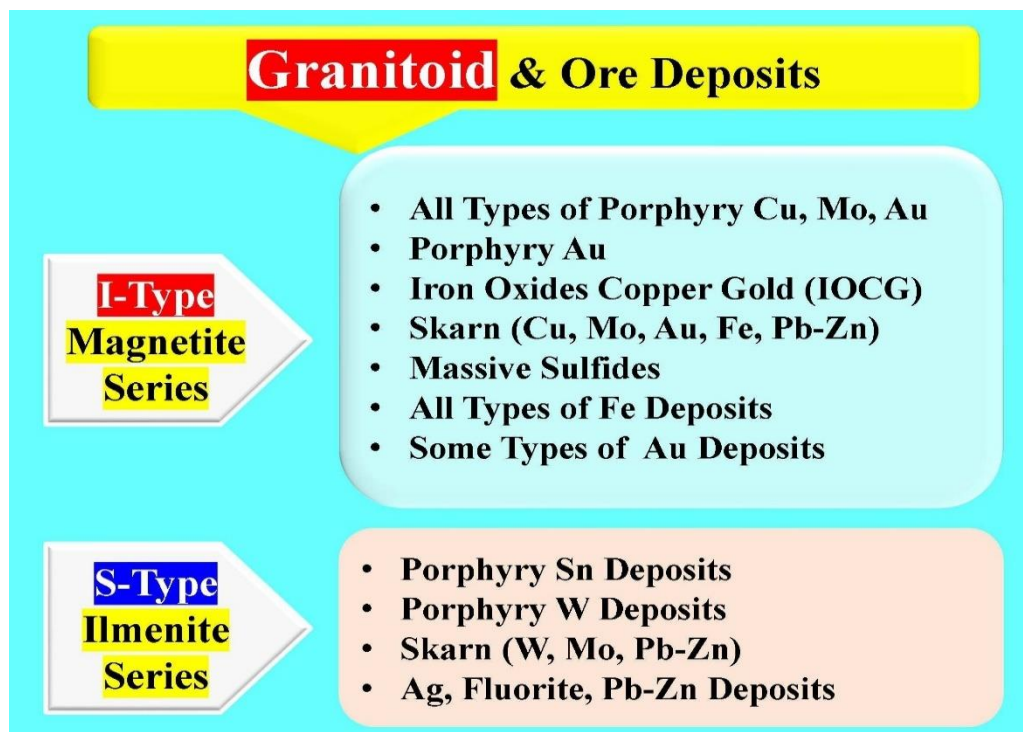
شکل های ۵ و ۶، ارتباط کانسارهای مختلف را با انواع گرانیتوئیدهای I، S و A نشان می دهد.

گرانیت های سری ایلمنیت حاوی کانی فرعی ایلمنیت بوده و به نوع احیایی نیز معروفند؛ چون در ساختار این کانی، آهن در قالب Fe^{2+} وجود دارد (شکل ۳). مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در گرانیتوئیدهای بدون دگرسانی و هوازدگی سری مگنتیت بیش از

	Granitoids		
	Magnetite Series		Ilmenite Series
Alteration	Unaltered		Unaltered
Weathering	Fresh		Fresh
Magnetic Susceptibility	$>100 \times 10^{-5}$		$< 20 \times 10^{-5}$

شکل ۴. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در گرانیتوئیدهای بدون دگرسانی و تازه سری مگنتیت و ایلمنیت

Fig. 4. Magnetic susceptibility of unaltered and fresh magnetite and ilmenite series granitoids

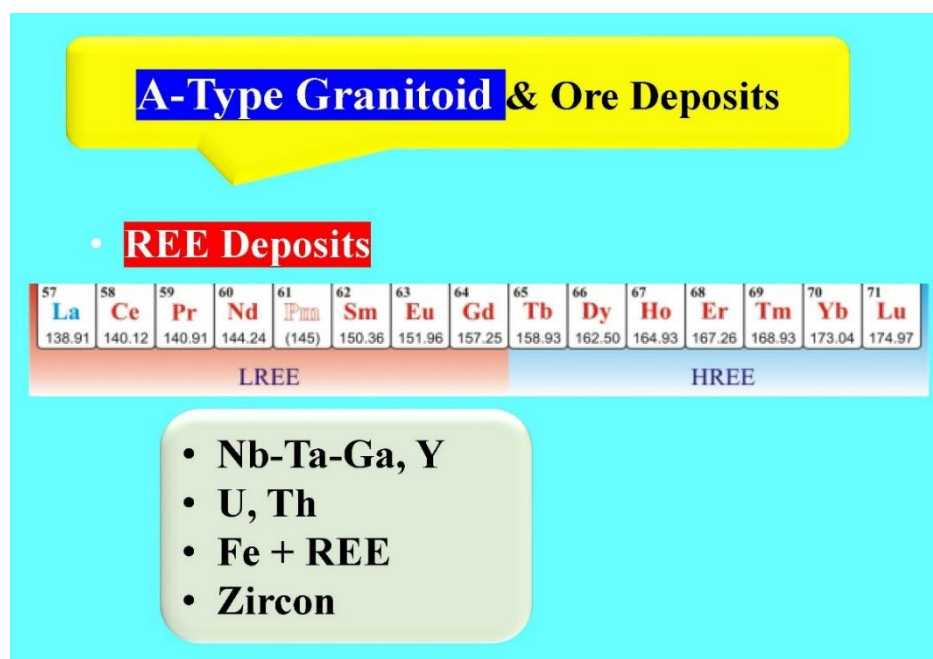


شکل ۵. ارتباط گرانیتوئیدهای نوع I و S با انواع کانسارها

Fig. 5. I- and S-type granitoids and their relationship with different types of ore deposits

کانسارهای قلع و تنگستن پورفیری، اسکارن های تنگستن، قلع، مولیبدن و سرب و روی و کانسارهای نقره، فلوریت و سرب و روی رگه ای ارتباط دارند (شکل ۵). همچنین گرانیت های نوع A می توانند منشأ عناصر نادر خاکی و کانسارهای عناصر فرعی مانند Nb، Ta، Ga، U، Y، Th و Zr و برخی کانسارهای آهن باشند (شکل ۶).

اغلب کانسارهای آذرین، دگرگونی و گرمابی مرتبط با گرانیتوئیدهای نوع I هستند؛ مانند انواع کانسارهای پورفیری شامل مس، مولیبدن و طلای پورفیری، کانسارهای مس-طلا همراه با اکسید آهن، انواع اسکارن های مس، طلا، مولیبدن، آهن و سرب و روی، انواع کانسارهای آهن و اغلب کانسارهای طلا مانند طلای سولفید بالا، سولفید پایین، کارلین و غیره. گرانیت های نوع S با



شکل ۶. ارتباط گرانیت های نوع A با انواع کانسارها

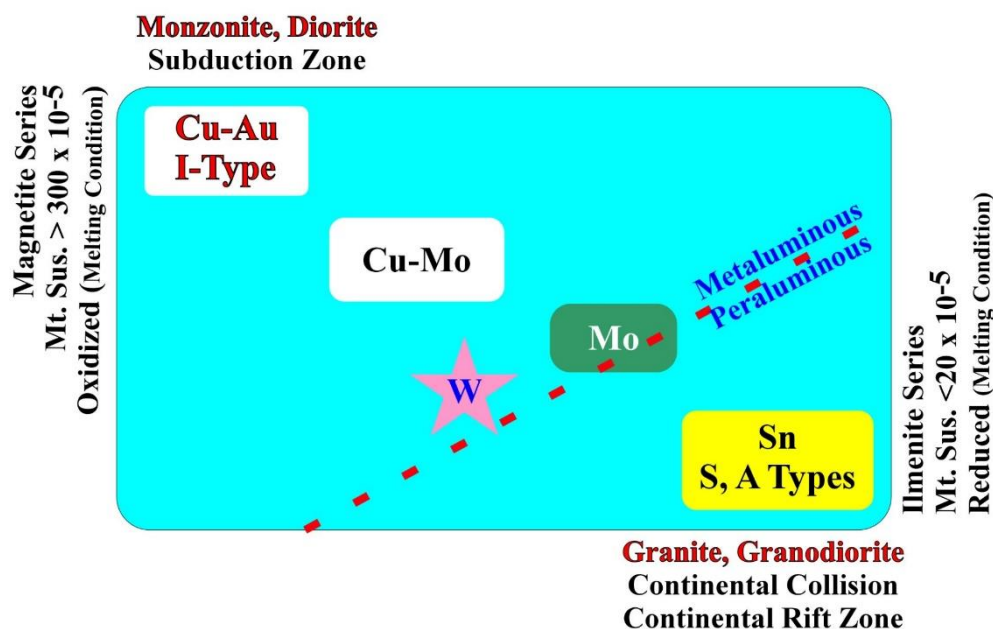
Fig. 6. Relationship between A-type granites and different types of ore deposits

برقرار است. گرانیتوئید آنها از نوع متاآلومینوس است؛ درحالی که کانسارهای مولیبدن پورفیری و تنگستن پورفیری با ماگماتیسمی با ماهیت حدواسط بین شرایط اکسیدان-احیایی و در مرز سری مگنتیت-ایلمینیت و مرز متاآلومینوس-پراآلومینوس مرتبط هستند. دخالت پوسته قاره ای در ماگماتیسم آنها بسیار بیشتر است. کانسارهای قلع پورفیری برخلاف کانسارهای مس پورفیری با گرانیتوئیدهای نوع S سری ایلمینیت در زون برخورد قاره یا نوع A در ریفت داخل قاره و با ماهیت پراآلومینوس ارتباط دارند. مقدار

در شکل ۷، ارتباط نوع گرانیتوئید، میزان اکسایش-احیا، پذیرفتاری مغناطیسی، موقعیت زمین ساختی و اندیس شاندا با کانسارهای مس-طلای پورفیری، مس-مولیبدن پورفیری، مولیبدن پورفیری، تنگستن پورفیری و قلع پورفیری نشان داده شده است. کانسارهای مس-طلای پورفیری و مس-مولیبدن پورفیری با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت با مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بیش از $10^{-5} \times 300$ در ارتباط هستند. موقعیت زمین ساختی آنها زون فروورانش است و شرایط اکسیدان در محل ذوب ماگماتیسم

شرایط احیایی برقرار است (شکل ۷).

پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های وابسته به آنها از $10^{-5} \times 20$ کمتر است. در محل ذوب و تشکیل ماگماتیسیم مرتبط با این کانسارها،



شکل ۷. ارتباط نوع گرانیتوئید، شرایط اکسایش-احیا، پذیرفتاری مغناطیسی، موقعیت زمین‌ساختی و اندیس شاند با انواع کانسارهای پورفیری

Fig. 7. The relationship of granitoid type, oxidized-reduced conditions, magnetic susceptibility, tectonic setting and Shand index with different types of porphyry deposits

گرانیتوئیدهای ایران

گرانیتوئیدهای نوع I: پراکندگی گرانیتوئیدهای نوع I در ایران را می‌توان در ۶ کمربند ماگمایی خلاصه کرد: ۱- مهم‌ترین و بیشترین گرانیتوئیدهای نوع I ایران در کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت به سن ائوسن-الیگوسن-میوسن دیده می‌شود (Karimpour et al., 2021a). این کمربند دارای کانی‌سازی مس پورفیری، انواع طلای سولفید بالا، سولفید متوسط، سولفید پایین، اسکارن و غیره است؛ اما مهم‌ترین دوره کانی‌سازی آن در میوسن شکل گرفته است، ۲- کمربند ارسباران در شمال غربی ایران که میزبان کانسارهای مس پورفیری مانند سونگون، انجرد و صاحب دیوان و غیره است، ۳- ماگماتیسیم نوع I در بلوک لوت در شرق ایران به سن ائوسن تا اوایل الیگوسن (Karimpour et al., 2012) که همراه با انواع کانی‌سازی مس پورفیری، انواع

کانسارهای طلا، اسکارن، انواع کانسارهای آهن و غیره است، ۴- کمربند ماگمایی خواف-کاشمر در شمال گسل درونه به سن ائوسن که پتانسیل بالایی برای کانی‌سازی مس-طلا همراه با اکسید آهن دارد (Karimpour et al., 2003)، ۵- کمربند ماگمایی طرود-چاه شیرین در استان سمنان به سن ائوسن که انواع کانی‌سازی طلا، مس پورفیری، مس مانتو و غیره در آن دیده می‌شود و ۶- کمربند ماگمایی جنوب زاهدان در جنوب شرقی تا شرق ایران به سن ائوسن که کانی‌سازی مس پورفیری در آن مشاهده می‌شود و یا در حال اکتشاف است.

گرانیتوئیدهای نوع S: قدیمی‌ترین این گرانیتوئیدها متعلق به نئوپروتروزوئیک است که از جمله می‌توان به گرانیت‌های ده‌زمان (Hajimirzajan et al., 2019) و برنورد (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015) اشاره کرد. گرانیت‌های نوع S

اٲوسن نیز گرانیتهای نوع S در منطقه هیرد در خراسان جنوبی (Karimpour et al., 2009) و رشتخوار در خراسان رضوی رخنمون دارند.

کمرندهای مهم کانسارهای مس پورفیری ایران

کمرندهای مهم مس پورفیری ایران را می‌توان در چهار کمرند ماگمایی خلاصه کرد: بلوک لوت (با سن اغلب اٲوسن)، شرق ایران (اغلب با سن اٲوسن)، کمرند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت (با سن اغلب میوسن) و ارسباران (اغلب میوسن)، (شکل ۷). موقعیت، عیار و ذخیره برخی از کانسارها در جدول‌های ۳، ۴، ۵ و ۶ گزارش شده است.

دهنو، کوهسنگی، خواجه مراد و سنگ‌بست در اطراف مشهد متعلق به بازه زمانی ۲۰۳ تا ۲۱۹ میلیون سال پیش در تریاس در طی کوه‌زایی سیمین پیشین تشکیل شده‌اند (Karimpour et al., 2010a; Karimpour et al., 2010b). گرانیتهای S ژوراسیک و مرتبط با کوه‌زایی سیمین میانی در بخش‌های مختلف ایران از جمله زون سندج-سیرجان (مانند الوند، الیگودرز و غیره) (Karimpour et al., 2021b; Karimpour et al., 2022) با بازه سنی ۱۶۱ تا ۱۷۰ میلیون سال و بلوک لوت در بازه سنی ۱۶۳ تا ۱۶۵ میلیون سال در مناطقی مانند شاه‌کوه، سرخ‌کوه و نجم‌آباد گزارش شده است (Tarkian et al., 1984; Esmaeily et al., 2005; Moradi Noghondar et al., 2012a).

جدول ۳. موقعیت کانسارهای مس پورفیری بلوک لوت و شرق ایران

Table 3. Location of porphyry copper deposits in the Lut Block and eastern Iran

Name	Y	X
Maherabad	32.501	58.988
Shadan	32.301	59.688
Gazu	33.214	57.390
Tannurjeh	35.385	58.608
Janja	31.122	60.367
Madeh Kariz	31.215	60.350
Siastrgy	30.583	60.467
North Lar	29.857	60.873
South Lar	29.684	60.870
South Zahedan	29.348	60.834
Taftan	28.673	60.968

جدول ۴. موقعیت، عیار، ذخیره و سن کانسارهای مس پورفیری کمرند ساوه-ناین

Table 4. Location, grade, ore reserve and age of porphyry copper deposits in the Saveh-Naein belt

Deposit name	Ore Reserve MT	Cu%	Mo%	Au (ppm)	Age Ma	Coordinates	Reference
Kahang	40	0.53	0.02	-	15.1	32° 55'N, 52° 28' E	Ayati et al., 2013
Darreh Zereshk	23	0.9	0.004	-	16.5	31° 33'N, 53° 50' E	Zarasvandi et al., 2005
Ali Abad	40	0.73	0.0059	-	16.5	31° 38'N, 53° 50'E	Zarasvandi et al., 2005
Dalli	8	0.5	-	0.75	21	34° 16'N, 50°19' E	Ayati et al., 2013

جدول ۵. موقعیت، عیار، ذخیره و سن کانسارهای مس پورفیری کمر بند ناین-جیرفت

Table 5. Location, grade, ore reserve and age of porphyry copper deposits in the Naein-Jiroft belt

Deposit	Reserve MT	Cu%	Mo%	Au ppm	Age Ma	Geographic coordinates	References
Iju	74	0.31	-	-	9.2	30°33'N, 54°57'E	Golestani et al., 2018
Meiduk	176	0.61	0.007	0.05	12.5	30°20'N, 55°10'E	Aghazadeh et al., 2015
Dar Alu	240	0.36	0.007	0.031	12.96	29°25'N, 57°06'E	Aghazadeh et al., 2015
Sarcheshmeh	1200	0.85	0.03	0.06	13.6	29°56'N, 55°52'E	McInnes et al., 2003
Now Chun	80	0.32	-	-	13.71	29°55'N, 55°51'E	Aghazadeh et al., 2015
Darreh Zar	283	0.38	0.018	0.036	14.9	29°51'N, 55°53'E	Aghazadeh et al., 2015
Sar Kuh	16	0.46	0.003	0.038	15.14	29°55'N, 57°46'E	Mirnejad et al., 2013
Bagh Khoshk	24	0.27	-	-	17.85	29°49' N, 55°59'E	Aghazadeh et al., 2015

جدول ۶. موقعیت، عیار، ذخیره و سن کانسارهای مس پورفیری کمر بند ارسباران

Table 6. Location, grade, ore reserve and age of porphyry copper deposits in the Arasbaran belt

	Ore reserve MT	Cu%	Mo%	Au (ppm)	Age	Coordination	
Sungun	740	0.66	0.024	—	21	38°43'N, 46°42'E	Aghazadeh et al. (2015)
Masjed Daghi	240	0.34	—	2	20.5	39°8'N, 46°8'E	Aghazadeh et al. (2015)

شکل ۸.

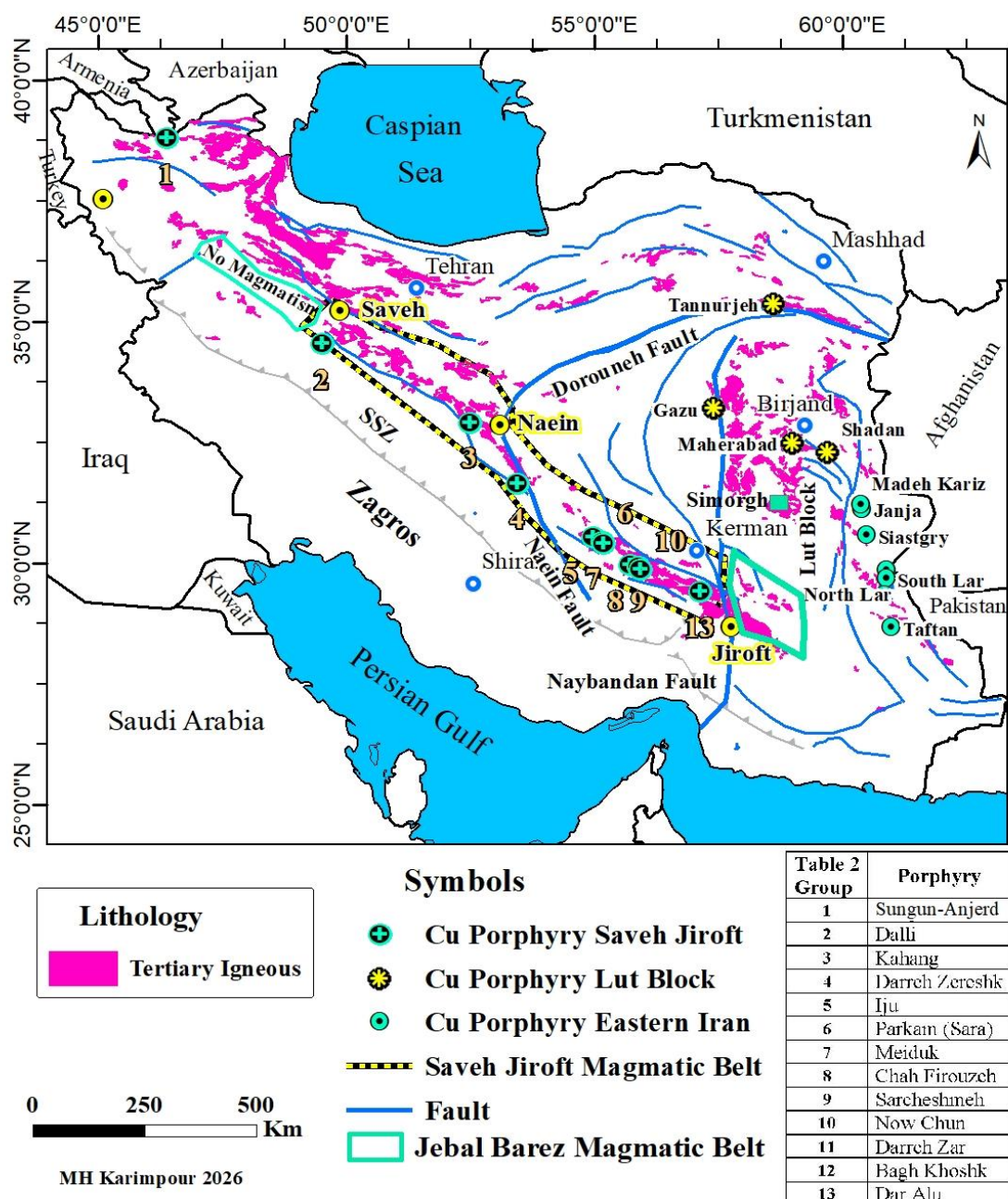
شرق ایران: در ناحیه شرق ایران و محدوده استان سیستان و بلوچستان می‌توان به کانسارهای مس پورفیری جانجا، ماده کاریز، سیاستگری، لار شمالی، لار جنوبی، جنوب زاهدان و تفتان اشاره کرد که سن آنها ائوسن است (جدول ۳ و شکل ۸).

کمر بند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت: این کمر بند ماگمایی با روند شمال غربی- جنوب شرقی از ساوه تا جیرفت امتداد دارد و میزبان مهم‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران است (Karimpour et al., 2021a). کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2021a) اصطلاح کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر را به دو دلیل به کمر بند ساوه-ناین-جیرفت تغییر دادند: ۱- از تکاب در شمال غربی ایران تا ناحیه ساوه هیچ گونه ماگماتیسمی دیده نمی‌شود و ۲- از تکاب تا ساوه هیچ گونه آنومالی مغناطیسی وجود ندارد که تأیید کننده نبود ماگماتیسم نوع I سری مگنتیت در این منطقه، برخلاف دیگر نقاط کمر بند است.

بلوک لوت: حدود ۷۵ درصد سنگ‌های بلوک لوت را واحدهای آتشفشانی و نفوذی تشکیل می‌دهند (شکل ۸). اولین فعالیت‌های ماگمایی بلوک لوت در ژوراسیک میانی (۱۶۳ تا ۱۶۵ میلیون سال پیش) آغاز شده است و در کرتاسه ادامه داشته است (Tarkian et al., 1984; Esmaeily et al., 2005; Moradi Noghondar et al., 2012a; Karimpour et al., 2014; Najafi et al., 2014). براساس کانی‌شناسی، پذیرفتاری مغناطیسی و مقدار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (کمتر از ۰/۷۰۵)، گرانیتوئیدهای ترشیاری اغلب از نوع اکسیدان سری مگنتیت و I بوده و انواع کانی‌سازی با آنها همراه است (Karimpour et al., 2011; Karimpour et al., 2012). منطقه گزو در حاشیه بلوک لوت قدیمی‌ترین کانی‌سازی مس پورفیری ایران (۶۸ میلیون سال پیش) محسوب می‌شود (Mahdavi et al., 2016) (شکل ۸). ماهرآباد و شادان از مهم‌ترین کانی‌سازی‌های مس- طلا پورفیری (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015) بلوک لوت به سن ائوسن میانی هستند (جدول ۳ و

کمان ماگمایی شمال‌غرب ایران (ارومیه تا تکاب) امتداد غربی کمربند ماگمایی البرز است (Karimpour et al., 2021a).
 کانسارهای دالی، کهنک، دره زرشک و علی‌آباد در قسمت

ساوه-ناین از مهم‌ترین ذخایر کشف‌شده هستند (جدول ۴ و شکل ۸).



شکل ۸. موقعیت کانسارهای مس پورفیری در کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت، ارسباران، بلوک لوت و شرق ایران

Fig. 8. Location of porphyry copper deposits in the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt, Arasbaran, Lut Block and eastern Iran

بیانگر وجود گرانیتهای سری مگنتیت و از نوع I است؛ اما تفاوت در زمین‌شیمی ماگماتیسیم نوع I در کانسارهای مختلف که خود توسط مؤلفه‌های متفاوتی کنترل می‌شود، بر روی میزان عیار و ذخیره کانسارهای مس پورفیری تأثیر دارد که در مورد آنها بحث خواهد شد.

در **شکل ۱۰**، گرانیتهای نوع I ترشیاری کمرند ساوه- ناین- جیرفت به سه دسته آداکیتی مرتبط با مس پورفیری، غیر آداکیتی مرتبط با مس پورفیری و غیر آداکیتی که کانی‌سازی ندارد، تقسیم شده است. گرانیتهای I آداکیتی همراه با کانسارهای مس پورفیری در کمرند ناین- جیرفت دیده می‌شوند و ارتباط تنگاتنگی با ذخایر بزرگ مس پورفیری ایران در ناحیه کرمان دارند؛ درحالی‌که گرانیتهای غیر آداکیتی همراه با کانی‌سازی مس پورفیری اغلب در کمرند ساوه- ناین هستند و در کانسارهایی مانند دالی و کهنک دیده می‌شوند. همچنین گرانیتهای نوع I غیر آداکیتی که عقیم از هر نوع کانی‌سازی هستند، در کمرند ساوه- ناین رخمون دارند (**شکل ۱۰**). این امر نشان می‌دهد که ماهیت آداکیتی ارتباطی با تشکیل کانسار مس پورفیری ندارد و عوامل دیگری تشکیل کانسار و میزان ذخیره و عیار را کنترل می‌کنند.

زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی گرانیتهای کمرند ساوه- ناین- جیرفت

در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)، نمونه‌های گرانیتهای بارور برای کانسارهای مس پورفیری در کمرند ساوه- ناین (دالی) و ناین- جیرفت (آداکیت‌های مرتبط با مس پورفیری) اغلب در محدوده فلسیک (گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیت و گرانیت، مقدار SiO_2 بین ۶۰ تا ۷۳ درصد) قرار می‌گیرند (**شکل ۱۱**)؛ در حالی‌که گرانیتهای عقیم ترشیاری ترکیب فلسیک تا مافیک دارند (مقدار SiO_2 بین ۵۰ تا ۷۶ درصد، میانگین ۶۵ درصد) و از مونزوگابرو تا گرانیت متغیر هستند (**شکل ۱۱**). در نمودارهای پیرس و همکاران

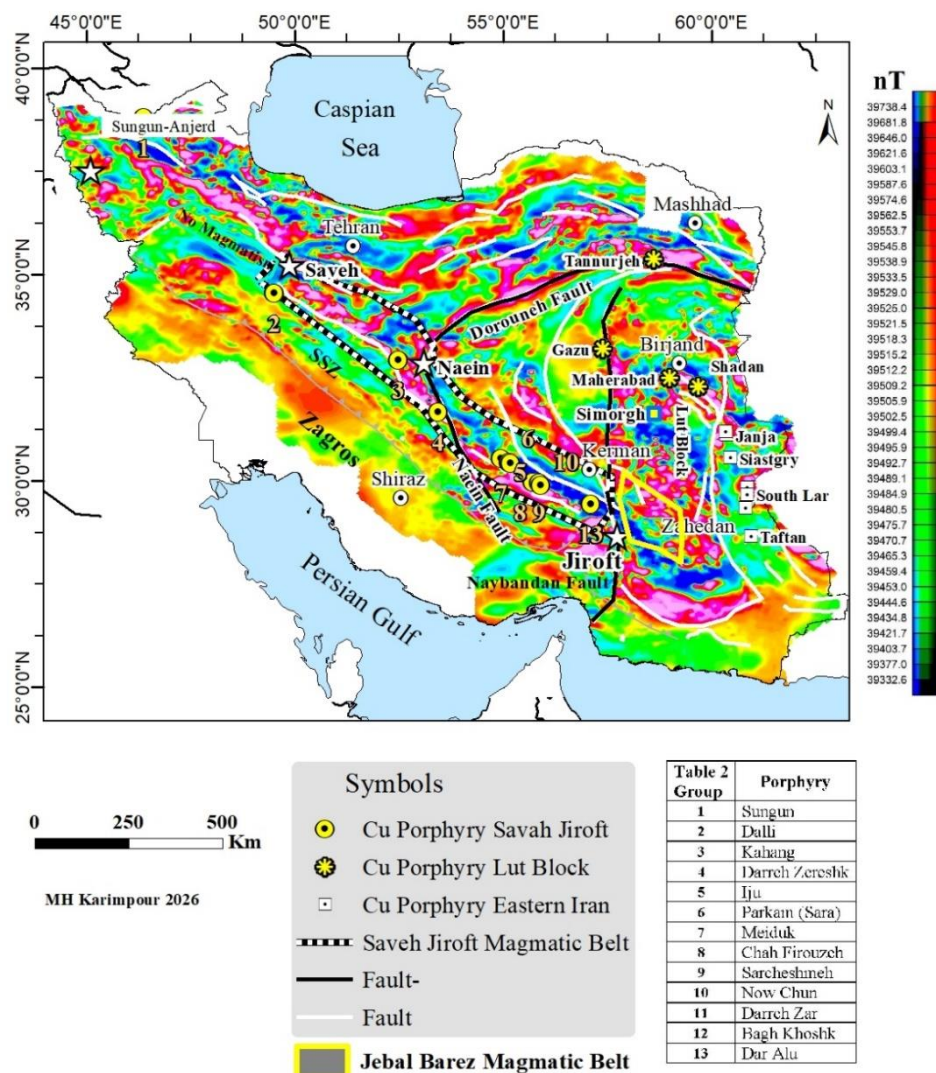
سن آنها اوایل تا اواسط میوسن (۱۵/۱ تا ۲۱ میلیون سال پیش) است. میزان ذخیره آنها بین ۸ تا ۴۰ میلیون تن با عیار ۰/۵ تا ۰/۹ درصد مس و ۰/۰۰۴ تا ۰/۷ درصد مولیبدن است (**جدول ۴**). مهم‌ترین و بزرگ‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران در کمرند ناین- جیرفت متمرکز شده‌اند (**جدول ۵** و **شکل ۸**). این منطقه به کمرند مس پورفیری کرمان نیز معروف است. گرانیتهای سنگ‌های آتشفشانی این زون سن پالئوسن تا پلیوستوسن دارند که مربوط به زون فرورانیش نئوتیس است (Agard et al., 2005; Omrani et al., 2008; Agard et al., 2011; Sarjoughian and Kananian, 2017). کانسارهای پورفیری این بخش سن اغلب میوسن (۹/۲ تا ۱۷/۸ میلیون سال پیش) دارند (Shafiei, 2015; Aghazadeh et al., 2010). میزان ذخیره آنها بین ۱۶ تا ۱۲۰۰ میلیون تن با عیار ۰/۳۱ تا ۰/۸۵ درصد مس، ۰/۰۷ تا ۰/۳ درصد مولیبدن و ۰/۰۳ تا ۰/۰۶ گرم در تن طلاست (**جدول ۳**). سرچشمه بزرگ‌ترین معدن مس پورفیری ایران در این بخش قرار دارد (**شکل ۸**).

ارسباران: کمرند مس پورفیری ارسباران با روند غرب شمال‌غرب- شرق جنوب‌شرق حدود ۴۰۰ کیلومتر طول و ۷۰ تا ۸۰ کیلومتر عرض داشته و در قسمت شمال‌غربی **کمرند ماگماتیکی البرز** قرار دارد (**جدول ۶** و **شکل ۸**). این کمرند پوشیده از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق ترشیاری است. سونگون و مسجد داغی از مهم‌ترین کانسارهای مس پورفیری این کمرند هستند که سن آنها اوایل میوسن (به ترتیب ۲۱ و ۲۰/۵ میلیون سال پیش) گزارش شده است (Aghazadeh et al., 2015). میزان ذخیره آنها به ترتیب ۷۴۰ و ۲۴۰ میلیون تن با عیار ۰/۶۶ و ۰/۳۴ درصد مس است. مقدار مولیبدن در سونگون ۰/۲۴ درصد و مقدار طلا در مسجد داغی ۲ گرم در تن گزارش شده است (**جدول ۶**).

در **شکل ۹**، موقعیت کانسارهای مس پورفیری بر روی تصویر مغناطیس هوایی ایران نشان داده شده است. همه کانسارهای مهم مس پورفیری ایران در مکان‌های با مغناطیس بالا قرار دارند که

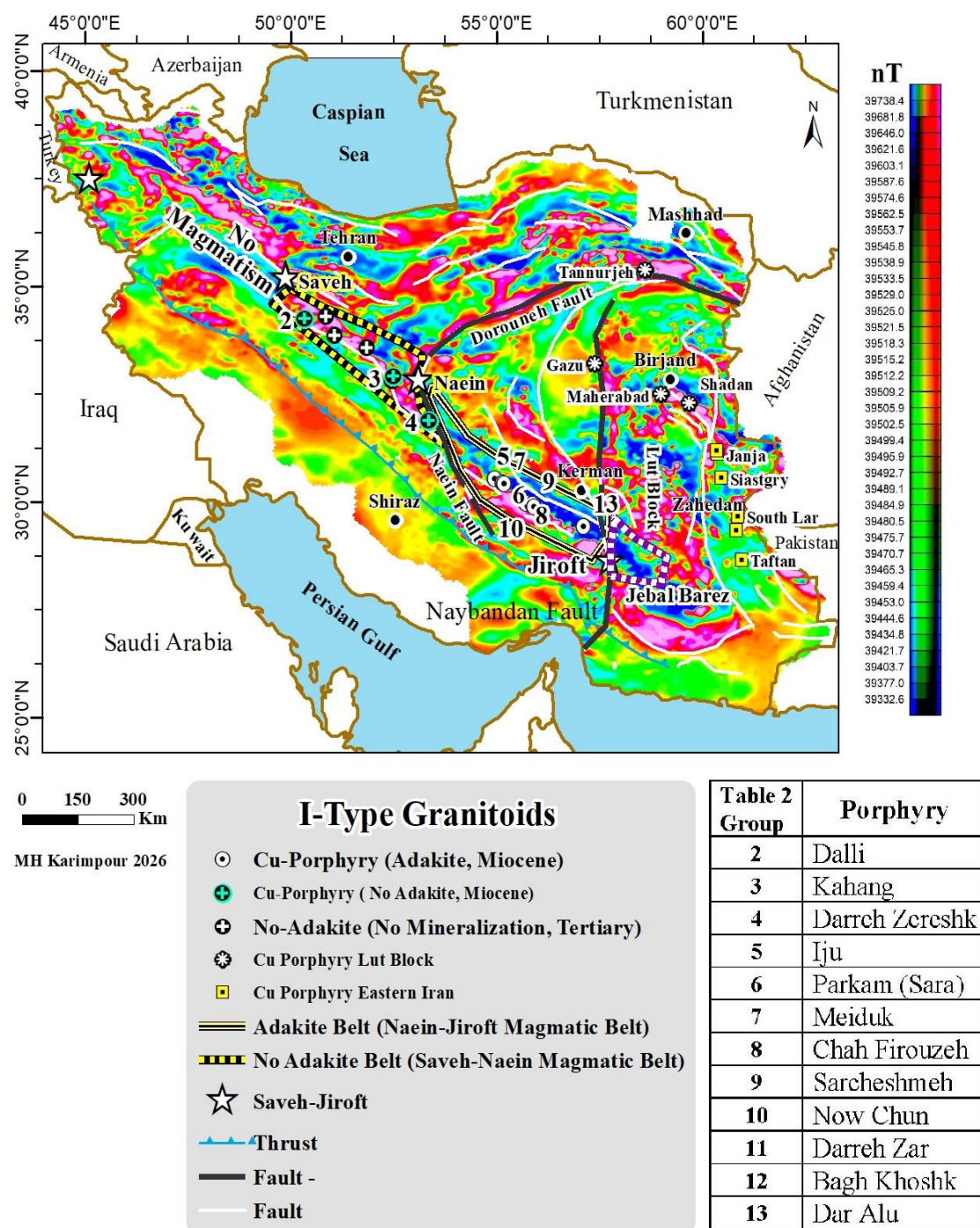
مسطح تری در MREE و HREE نسبت به LREE (مقدار $(La/Yb)_n$ بین ۱ تا ۷) در مقایسه با گرانیتوئیدهای بارور (مقدار $(La/Yb)_n$ بین ۱۰ تا ۳۰) دیده می شود (شکل ۱۳). همچنین نمونه های کانسار دالی در کمربند ساوه-ناین دوباره الگوی متوسطی بین گرانیتوئیدهای عقیم و بارور کمربند ناین-جیرفت نشان می دهد.

(Pearce et al., 1984)، همه نمونه ها با تفکیک جالب توجهی در محیط گرانیت های کمان آتشفشانی قرار می گیرند (شکل ۱۲). الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت در شکل ۱۳، غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی متوسط و عناصر نادر خاکی سنگین را در همه نمونه ها نشان می دهد؛ اگرچه که در گرانیتوئیدهای عقیم ترشیاری، الگوی



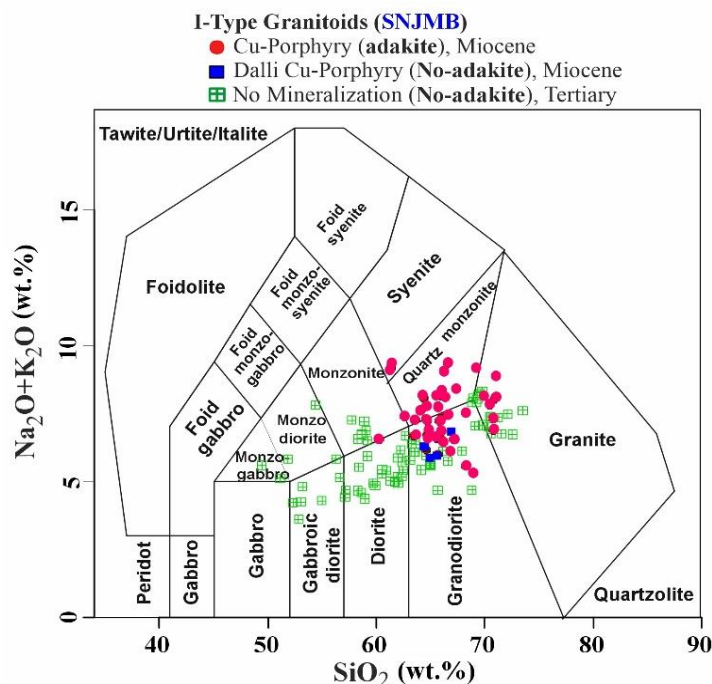
شکل ۹. موقعیت کانسارهای مس پورفیری در کمربند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت، ارسباران، بلوک لوت و شرق ایران بر روی تصویر مغناطیس هوایی ایران (اطلاعات نقشه مغناطیس هوایی از صالح (Saleh, 2006)) (با تغییرات بعد از کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2021a))

Fig. 9. Location of porphyry copper deposits in the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt, Arasbaran, Lut Block and eastern Iran on the aeromagnetic map of Iran (Source of aeromagnetic map from Saleh, 2006) (modified after Karimpour et al., 2021a)



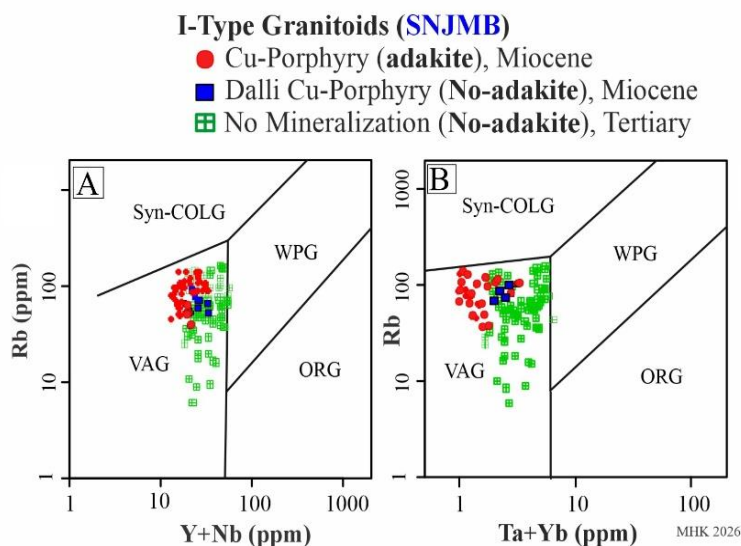
شکل ۱۰. نمایش ماهیت آداکیتی و غیر آداکیتی گرانیتوئیدهای نوع I کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت و ارتباط آن با کانسارهای مس پورفیری (اطلاعات نقشه مغناطیس هوایی از صالح (Saleh, 2006)) (با تغییرات بد از کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2021a))

Fig. 10. Demonstrating the nature of adakitis and non-adakitis of I-type granitoids of the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt and their relationship with porphyry copper deposits (Source of aeromagnetic map from Saleh, 2006) (modified after Karimpour et al., 2021a)



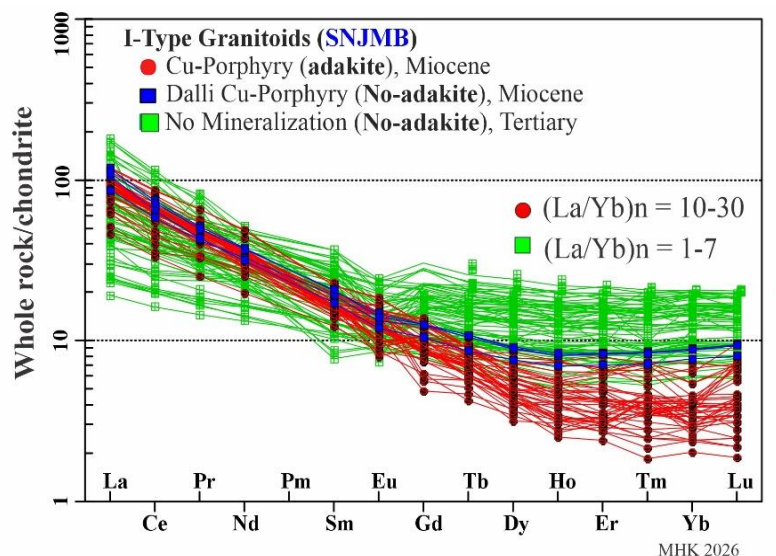
شکل ۱۱. ترسیم گرانیتوئیدهای SNJMB در نمودار عناصر آلکالی در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)

Fig. 11. Plot of granitoid samples of the SNJMB on the total alkali vs. SiO_2 diagram (Middlemost, 1994)



شکل ۱۲. گرانیتوئیدهای SNJMB در نمودارهای تفکیک کننده موقعیت زمین ساختی پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) محیط کمان آتشفشانی را نشان می دهد. A: نمودار Rb در مقابل Y+Nb، و B: نمودار Rb در مقابل Ta+Yb. ORG: گرانیت پشته میان اقیانوسی، WPG: گرانیت دورن صفحه ای، VAG: گرانیت کمان آتشفشانی، syn-COLG: گرانیت هم زمان با برخورد

Fig. 12. Granitoids of the SNJMB show affinities with volcanic arc granite on the Pearce et al. (1984) discriminant granite tectonic setting diagrams. A: Rb vs. Y + Nb, and B: Rb vs. Ta + Yb. ORG: ocean ridge granite, WPG: within-plate granite, VAG: volcanic arc granite, syn-COLG: syn-collisional granites



شکل ۱۳. الگوی REE گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I عقیم و بارور SNJMB بهنجارشده به کندریت. مقادیر کندریت از بوینتون (Boynton, 1984)

Fig. 13. Chondrite- normalized REE patterns of barren and mineralized I-type magnetite series granitoids in the SNJMB. Data used for normalization are from Boynton (1984)

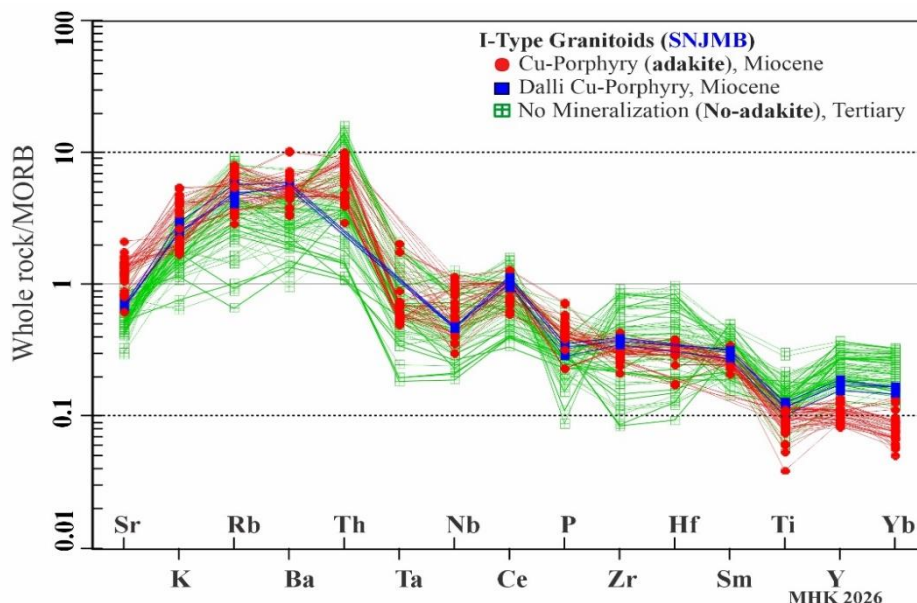
این در حالی است که گرانیتوئیدهای عقیم که اغلب در محدوده بین ساوه تا نایین قرار دارند، غیر آداکیتی هستند (مقدار Sr/Y گرانیتوئیدها بین ۵ تا ۱۵ و Y بیشتر از ۱۰ گرم در تن) و در محدوده کمان قوسی نرمال ترسیم شده‌اند (شکل ۱۵). نمونه گرانیتوئیدهای بارور کانسار دالی دوباره در وسط قرار گرفته و غیر آداکیتی هستند (مقدار Sr/Y گرانیتوئیدها بین ۲۰ تا ۲۵ و Y بیشتر از ۱۵ گرم در تن).

زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران و مقایسه با گرانیت‌های قلع‌دار چین

شکل‌های ۱۶ و ۱۷، پراکندگی برخی از گرانیتوئیدهای نوع S ایران را به ترتیب سن از نوپروتروزوئیک (مانند ده‌زمان و برنورد)، تریاس (گرانیت‌های مشهد)، ژوراسیک (زون سهندج- سیرجان و بلوک لوت) و ائوسن (مانند هیرد و رشتخوار) در نقشه زمین‌شناسی و نقشه مغناطیس‌هوایی ایران نشان می‌دهد.

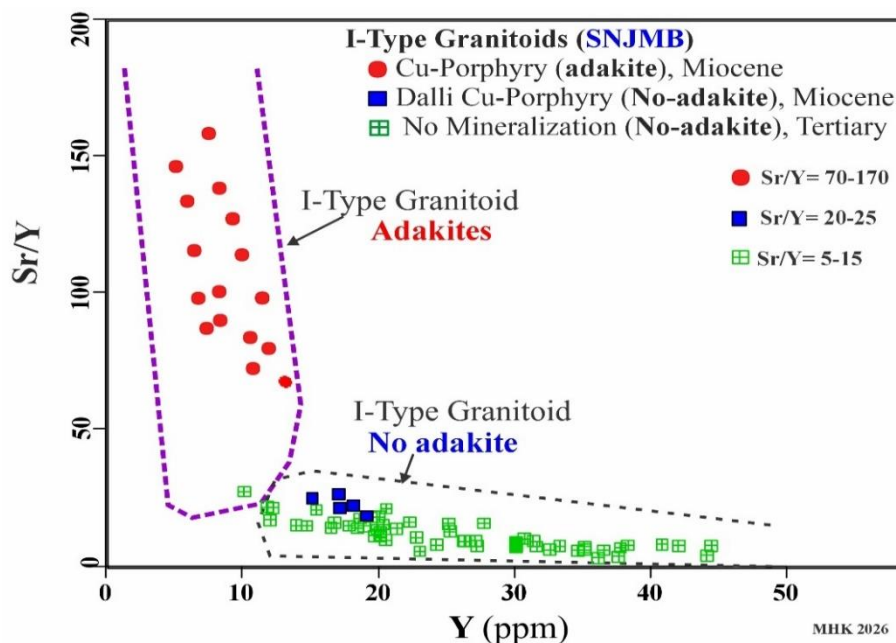
شکل ۱۴، نمودار عنکبوتی عناصر فرعی گرانیتوئیدهای عقیم و بارور بهنجارشده به MORB را نشان می‌دهد. در این شکل همه نمونه‌ها ویژگی ماگماهای مربوط به زون فرورانش را نشان می‌دهند؛ به طوری که غنی‌شدگی عناصر LILE (مانند K, Rb و Ba) و عناصری که رفتار مشابه دارند؛ مانند Th و تهی‌شدگی عناصر HFSE (مانند Ti, Y, Zr, Nb) دیده می‌شود (شکل ۱۴). همچنین غنی‌شدگی عناصر LILE و تهی‌شدگی عناصر HFSE گرانیتوئیدهای بارور کمر بند ساوه- نایین- جیرفت بیشتر از توده‌های عقیم است (شکل ۱۴). نمونه‌های کانسار دالی از کمر بند ساوه- نایین الگوی متوسطی بین گرانیتوئیدهای عقیم و بارور کمر بند نایین- جیرفت نشان می‌دهد (شکل ۱۴).

شکل ۱۵ نشان می‌دهد که بر پایه مقدار نسبت Sr/Y در مقابل Y ، گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I بارور کانسارهای مس پورفیری کمر بند نایین- جیرفت در محدوده آداکیت واقع شده‌اند (مقدار Sr/Y گرانیتوئیدها بین ۷۰ تا ۱۷۰ و Y کمتر از ۱۳ گرم در تن).



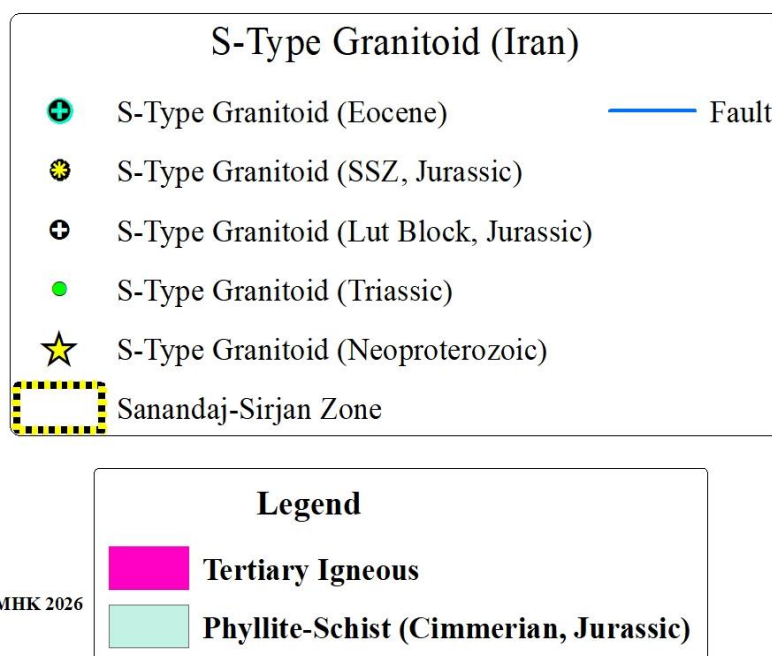
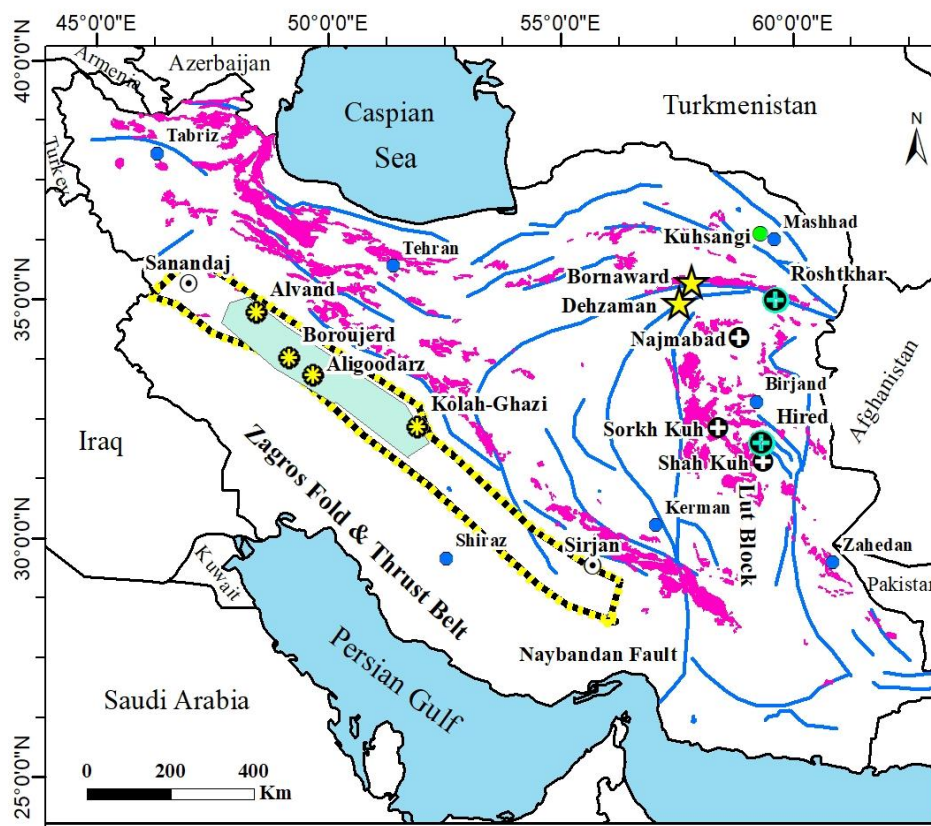
شکل ۱۴. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی گرانیتوئیدهای عقیم و بارور ترشیاری SNJMB بهنجار شده به MORB. مقادیر اولیه MORB از پیرس (Pearce, 1983)

Fig. 14. MORB-normalized trace elements spider diagram for barren and ore-bearing Tertiary granitoids in the SNJMB. Normalizing values after Pearce (1983)



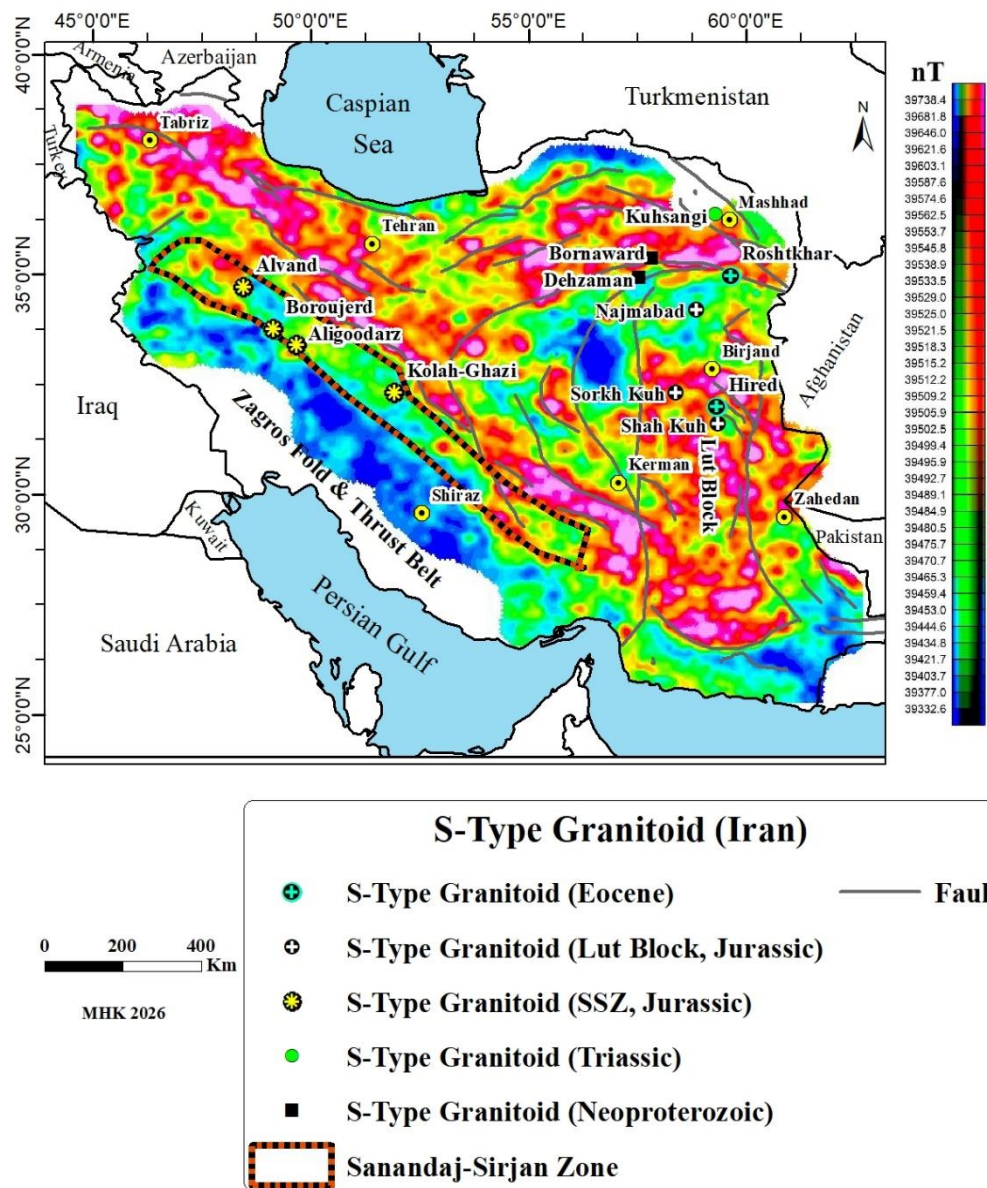
شکل ۱۵. ترسیم گرانیتوئیدها عقیم و بارور ترشیاری SNJMB در نمودار Sr/Y در مقابل Y (ppm). نمودار اولیه از دیفنت و درومند (Defant and Drummond, 1990)

Fig. 15. Plot of barren and ore-bearing Tertiary granitoids in the SNJMB on the Sr/Y vs. Y (ppm) diagram. Base diagram after Defant and Drummond (1990)



شکل ۱۶. موقعیت گرانیتوئیدهای نوع S ایران در نقشه ساده شده زمین شناسی

Fig. 16. Location of S-type granitoids of Iran on the simplified geological map



شکل ۱۷. موقعیت گرانیتوئیدهای نوع S ایران بر روی تصویر مغناطیس هوایی (اطلاعات نقشه مغناطیس هوایی از صالح (Saleh, 2006))

Fig. 17. Location of S-type granitoids of Iran on the aeromagnetic map (Source of aeromagnetic map from Saleh, 2006)

۲- ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای (۵۲ تا ۵۶ کیلومتر) و تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی باتولیتی در عمق بیش از ۴ کیلومتر، ۳- پیدایش سنگ‌های دگرگونی و رویداد دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز (و آمفیبولیت) در پی کوه‌زایی سیمرین، ۴-

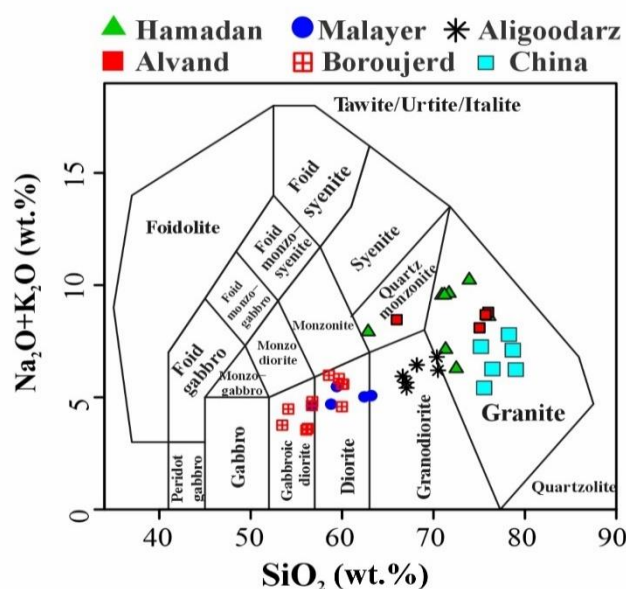
کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2021b)، بر پایه شواهد زیر برخی گرانیتوئیدهای زون سندج- سیرجان مانند الوند، همدان، الیگودرز، بروجرد و غیره را نوع S و از سری ایلمنیت معرفی کردند: ۱- نبود کمان آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی،

دیوریت گابرویی (مقدار SiO_2 بین ۵۵ تا ۷۵ درصد) قرار می‌گیرند (شکل ۱۸)، این نمونه‌ها با گرانیتوئیدهای قلع‌دار چین (Zhengshu et al., 1989; Darbyshire and Shepherd, 1994; Liu et al., 1999; Simons et al., 2016; Zheng et al., 2016; Zhang et al., 2017b; Myint et al., 2017; Zhang et al., 2018; Li et al., 2018; Hu et al., 2020; مقایسه شدند که آنها فقط ترکیب گرانیت نشان می‌دهند (مقدار SiO_2 بین ۷۵ تا ۸۰ درصد) (شکل ۱۸).

الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت در شکل ۱۹، الگوی متفاوتی بین گرانیت‌های نوع S عقیم زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت با گرانیت‌های قلع‌دار چین نشان می‌دهد. در مجموع، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به عناصر نادر خاکی سبک اغلب اندک است و الگوی مسطحی برای عناصر نادر خاکی سنگین دیده می‌شود؛ اما مهم‌ترین تفاوت در آنومالی بسیار منفی، عنصر Eu در گرانیت‌های حاوی کانی‌سازی قلع چین نسبت به گرانیتوئیدهای زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت است.

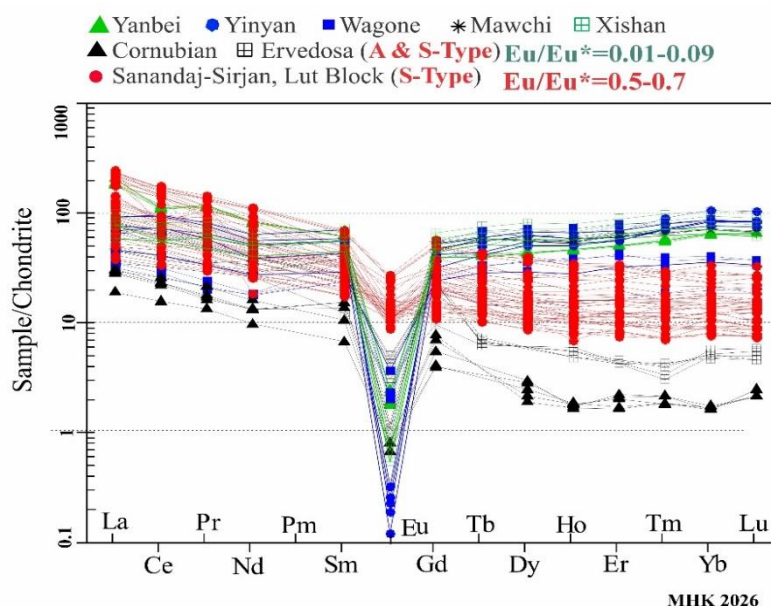
مقدار Eu/Eu^* بسیار کم و شرایط احیایی، ۵- مقدار پذیرفتاری مغناطیسی کمتر از 100×10^{-5} SI و ۶- شواهد ایزوتوپی. این گرانیتوئیدها بدون کانی‌سازی قلع هستند. دیگر گرانیت‌های نوع S نئوپروتروزوئیک (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015; Hajimirzajan et al., 2019; Karimpour et al., 2010a; Karimpour et al., 2010b) و گرانیت‌های شاه‌کوه و نجم‌آباد (Esmaily et al., 2005; Moradi, 2012a) نیز کانی‌سازی قلع ندارند. تنها شواهدی از آنومالی قلع در هیرد (Karimpour et al., 2009) و سرخ‌کوه در بلوک لوت و منطقه رشتخوار در کمربند خواف-کاشمر دیده شده است.

در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)، نمونه‌های گرانیتوئیدی بدون کانی‌سازی قلع همدان، ملایر، الیگودرز، الوند و بروجرد در زون سنندج-سیرجان اغلب در محدوده کوارتز مونزونیت، گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و



شکل ۱۸. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج-سیرجان و گرانیت‌های قلع‌دار چین در نمودار عناصر آلكالی در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)

Fig. 18. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Sn-bearing granites of China on the total alkali vs. SiO_2 diagram (Middlemost, 1994)



شکل ۱۹. الگوی REE گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین بهنجارشده به کندریت. مقادیر کندریت از بونتون (Boynton, 1984)

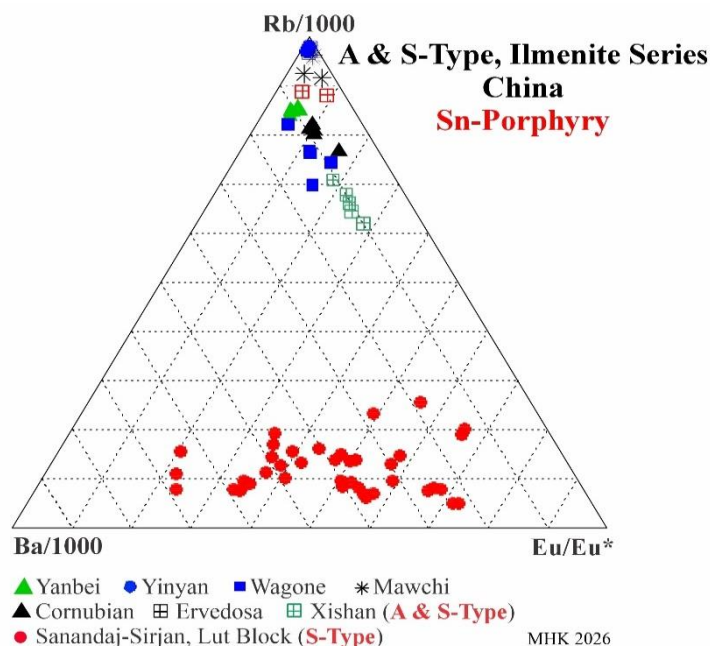
Fig. 19. Chondrite-normalized REE patterns of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China. Data used for normalization are from Boynton (1984)

در مثلث Rb/1000، Ba/1000 و Eu/Eu^* ، نمونه های گرانیتوئیدی S بدون کانی سازی قلع زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت با داشتن مقدار Rb بسیار کم در پایین مثلث و در ضلع $Ba-Eu/Eu^*$ قرار می گیرند؛ در حالی که گرانیتوئیدهای S و A قلع دار چین در نزدیکی گوشه Rb تجمع پیدا کرده و این عنصر به عنوان یک شاخص در آنها بسیار بالاست (شکل ۲۰).

همچنین در نمودار Y در مقابل Ba، گرانیتوئیدهای عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت با داشتن مقدار Ba بالا (بیش از ۲۰۰ تا ۸۰۰ گرم در تن) و Y کمتر از ۷۰ گرم در تن از گرانیت های قلع دار چین با مقدار Ba کمتر از ۱۵۰ گرم در تن و Y بیش از ۵۰ تا ۲۰۰ گرم در تن کاملاً تفکیک می شوند (شکل ۲۱). در شکل ۲۲، مقدار نسبت Rb/Sr در مقابل Eu/Eu^* گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت با گرانیت های نوع S و A قلع دار چین مقایسه شده است. چنان که در شکل های قبل هم نشان داده شد، مقدار Rb در گرانیت های حاوی

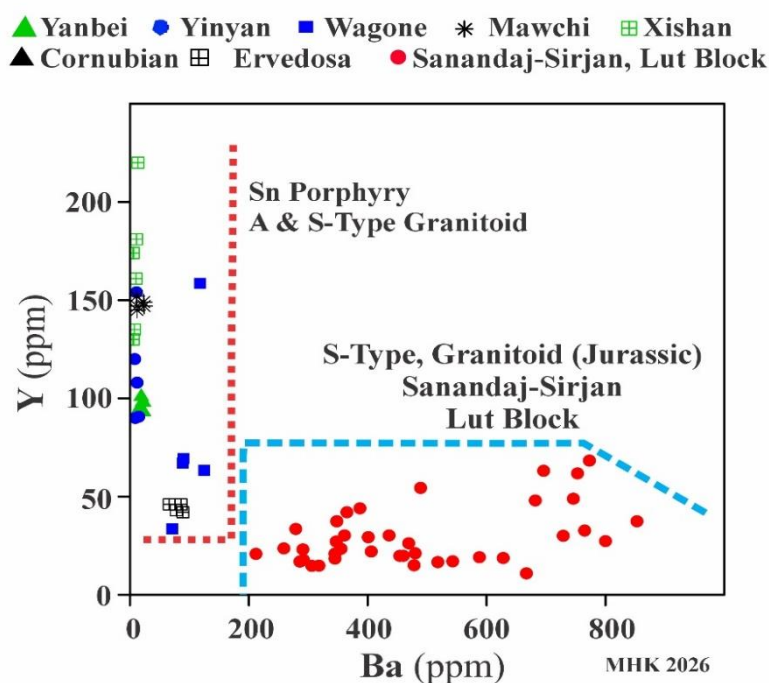
کانی سازی قلع چین بسیار بالاست؛ لذا نسبت Rb/Sr بین ۳۰ تا ۱۰۰ است، در حالی که این نسبت در گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران کمتر از ۱/۵ است (شکل ۲۲). همچنین نسبت Eu/Eu^* در گرانیتوئیدهای عقیم ایران بین ۰/۳ تا ۰/۷ است و محیط احیایی زون برخورد قاره را نشان می دهند؛ اما این نسبت در گرانیت های قلع دار چین کمتر از ۰/۴ بوده که بیانگر یک منشأ به شدت احیایی است (شکل ۲۲).

در نمودار Y در مقابل Eu/Eu^* ، اختلاف آشکار بین گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران با گرانیت های نوع S و A چین که دارای کانی سازی قلع هستند، به خوبی قابل تشخیص است. میزان Y در نمونه های گرانیتی منشأ کانسارهای قلع چین بین ۵۰ تا ۲۰۰ گرم در تن است؛ در حالی که مقدار این عنصر در گرانیتوئیدهای S عقیم ایران بین ۲۰ تا ۴۰ گرم در تن است (شکل ۲۳).



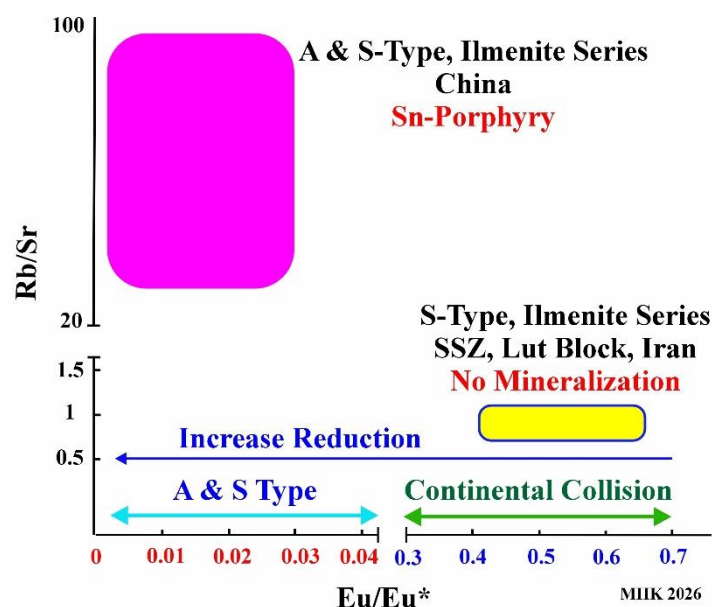
شکل ۲۰. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین در مثلث Rb-Ba-Eu/Eu*

Fig. 20. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China on the Rb-Ba-Eu/Eu* triangle



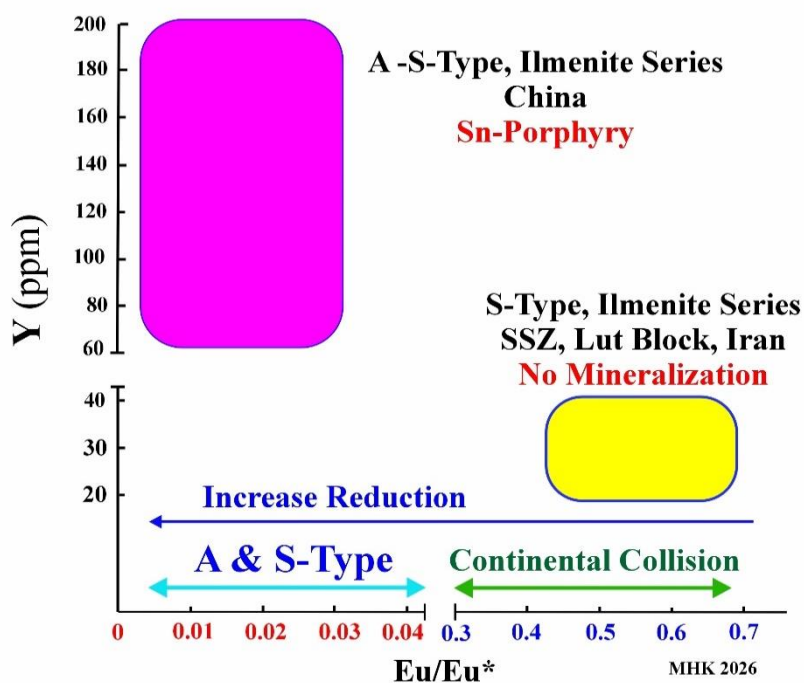
شکل ۲۱. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین در نمودار Y در مقابل Ba

Fig. 21. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China on Y vs. Ba diagram



شکل ۲۲. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت‌های قلع‌دار چین در نمودار Rb/Sr در مقابل Eu/Eu*

Fig. 22. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China on Rb/Sr vs. Eu/Eu* diagram



شکل ۲۳. ترسیم گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت‌های قلع‌دار چین در نمودار Y در مقابل Eu/Eu*

Fig. 23. Plot of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China on Y vs. Eu/Eu* diagram

بحث

عوامل ژئودینامیکی مؤثر بر تشکیل، ذخیره و عیار کانسارهای

مس پورفیری

نمودار زمانی کانسارهای مس پورفیری ایران در نواحی متالوژنیک مختلف در شکل ۲۴ خلاصه شده است. قدیم ترین کانسار مس پورفیری-اسکارن مس پورفیری گزو در حاشیه بلوک لوت است که سن آن اواخر کرتاسه است (Mahdavi et al., 2016). مناطق اکتشافی مس پورفیری در شرق ایران متعلق به ائوسن هستند. مس پورفیری های بلوک لوت (مانند ماهرآباد، شادان و چاه شلجمی) مرتبط با گرانیتوئیدهای نوع I غیر آداکیتی بین ۳۹ تا ۳۳ میلیون

سال سن دارند (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010);

Arjmandzadeh et al., 2011; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015). کانسارهای مس پورفیری ارسباران مانند سونگون،

انجرد و صاحب دیوان متعلق به اوایل میوسن هستند (Aghazadeh et al., 2015). ذخایر مس پورفیری کمر بند

ساوه-ناین-جیرفت نیز متعلق به میوسن هستند. با این تفاوت که

کمر بند ساوه-ناین مرتبط با گرانیتوئیدهای I غیر آداکیتی هستند

(مانند دالی، علی آباد، دره زرشک و کهننگ)؛ در حالی که کمر بند

ناین-جیرفت، ماهیت آداکیتی دارند مانند باغ خشک، دره زار، سرچشمه، میدوک و ایجو (شکل ۲۴).

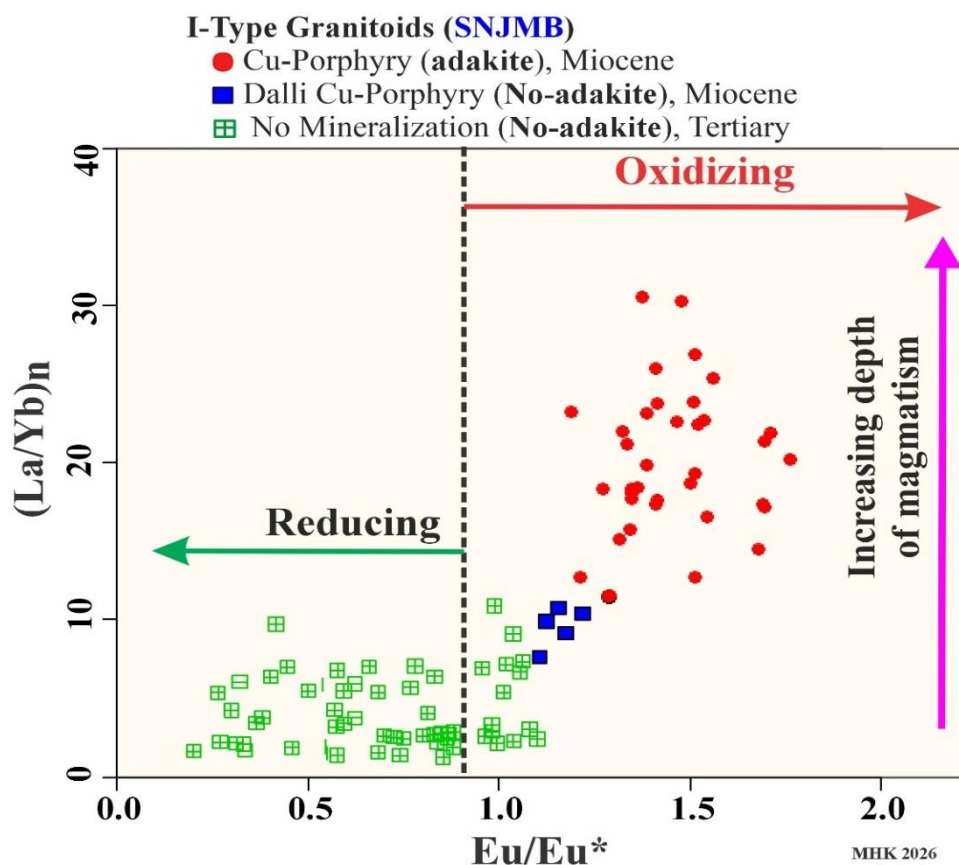


شکل ۲۴. نمودار سنی کانسارهای مس پورفیری ایران

Fig. 24. Age chart of porphyry copper deposits of Iran

شکل ۲۵ نشان می دهد که گرانیتوئیدهای I نوع آداکیتی بارور مرتبط با کانسارهای مس پورفیری کمر بند ناین-جیرفت، علاوه بر داشتن مقدار بالای نسبت $(La/Yb)_n$ (بین ۱۰ تا ۳۰) دارای نسبت Eu/Eu^* بیش از ۱/۱ هستند. مقدار نسبت Eu/Eu^* می تواند شرایط اکسیدان-احیایی در منشأ ماگما را نشان دهد. نسبت Eu/Eu^* بیانگر آن است که ترکیب کانی شناختی سنگ منشأ و شرایط ذوب، فوق اکسیدان بوده است. بنابراین این گرانیتوئیدها از یک منشأ فوق اکسیدان سرچشمه گرفته اند و در عمق زیاد تشکیل شده اند (شکل ۲۵)؛ در حالی که گرانیتوئیدهای عقیم ترشیاری کمر بند ساوه-ناین-جیرفت با داشتن نسبت

$(La/Yb)_n$ (بین ۱ تا ۷) از عمق کم نشأت گرفته و نسبت Eu/Eu^* اغلب کمتر از ۱/۱ است که نشان دهنده شرایط احیایی تر در منشأ و دخالت بیشتر پوسته قاره ای است (شکل ۲۵). نمونه های کانسار دالی نیز در وسط قرار دارد؛ به آن معنی که از نظر شرایط اکسایشی، اکسیدان بوده ولی کمتر از گرانیتوئیدهای بارور کمر بند ماگمایی ناین-جیرفت بوده است و از لحاظ عمقی نیز در حد وسط گرانیتوئیدهای بارور و عقیم هستند (شکل ۲۵). بنابراین ماهیت آداکیتی ماگماتیسیم برای تشکیل کانسار مس پورفیری ضروری نیست.



شکل ۲۵. نمودار $(La/Yb)_n$ در مقابل Eu/Eu^* برای تفکیک شرایط اکسایشی نمونه ها. خط تقسیم کننده بین ماگمای اکسیدان و احیایی و روند افزایش عمق ماگما

Fig. 25. $(La/Yb)_n$ vs. Eu/Eu^* diagram, demonstrating the oxidation state of samples. Dividing line between reducing and oxidizing magma, and trend of increasing the depth of magmatism

شکل ۲۶- A، ضخامت پوسته قاره‌ای را بر مبنای بررسی‌های ژئوفیزیکی در بخش‌های مختلف ایران نشان می‌دهد. چنان‌که مشخص است، ضخامت پوسته قاره‌ای در طول کمربند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت کاملاً متغیر بوده و از سمت شمال غربی به سمت جنوب شرقی از حدود کمتر از ۴۴ کیلومتر به بیش از ۵۸ کیلومتر افزایش می‌یابد (Jimenez-Munt et al., 2012). ماگمای گرانیتوئیدهای عقیم کمربند ساوه- ناین که غیر آداکیتی هستند و مقدار $(La/Yb)_n$ زیر ۱۵ دارند، از عمق حدود ۷۵ تا ۹۰ کیلومتری نشأت گرفته‌اند و این با ضخامت پوسته کمتر این کمربند (۴۴ تا ۴۸ کیلومتر) کاملاً تطابق دارد؛ در حالی که ماگمای گرانیتوئیدهای بارور آداکیتی کمربند ناین- جیرفت که همراه با کانسارهای مس پورفیری هستند از عمق ۹۰ تا بیش از ۱۳۰ کیلومتری منشأ گرفته‌اند که با افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای (۴۸ تا بیش از ۵۸ کیلومتر) تأیید می‌شود (**شکل ۲۶- B**). نمونه‌های کانسار دالی دوباره در وسط نمونه‌های آداکیتی بارور و غیر آداکیتی عقیم قرار گرفته است.

عوامل متعددی بر روی تشکیل، تناژ و عیار کانی‌سازی مس پورفیری مؤثر است که عبارتند از: گرادیان حرارتی و عمق دهیدراسیون، مقدار آب آزاد شده که نرخ ذوب‌بخشی را کنترل می‌کند، مقدار آب مازاد ماگما (اگر آب آزاد شده از سیلیکات‌ها فقط به ذوب‌بخشی و صرف ساخت سیلیکات‌های سنگ منجر شود و آب مازاد وجود نداشته باشد، کانی‌سازی شکل نمی‌گیرد)، سنگ منشأ، درصد ذوب‌بخشی و فوگاسیته اکسیژن.

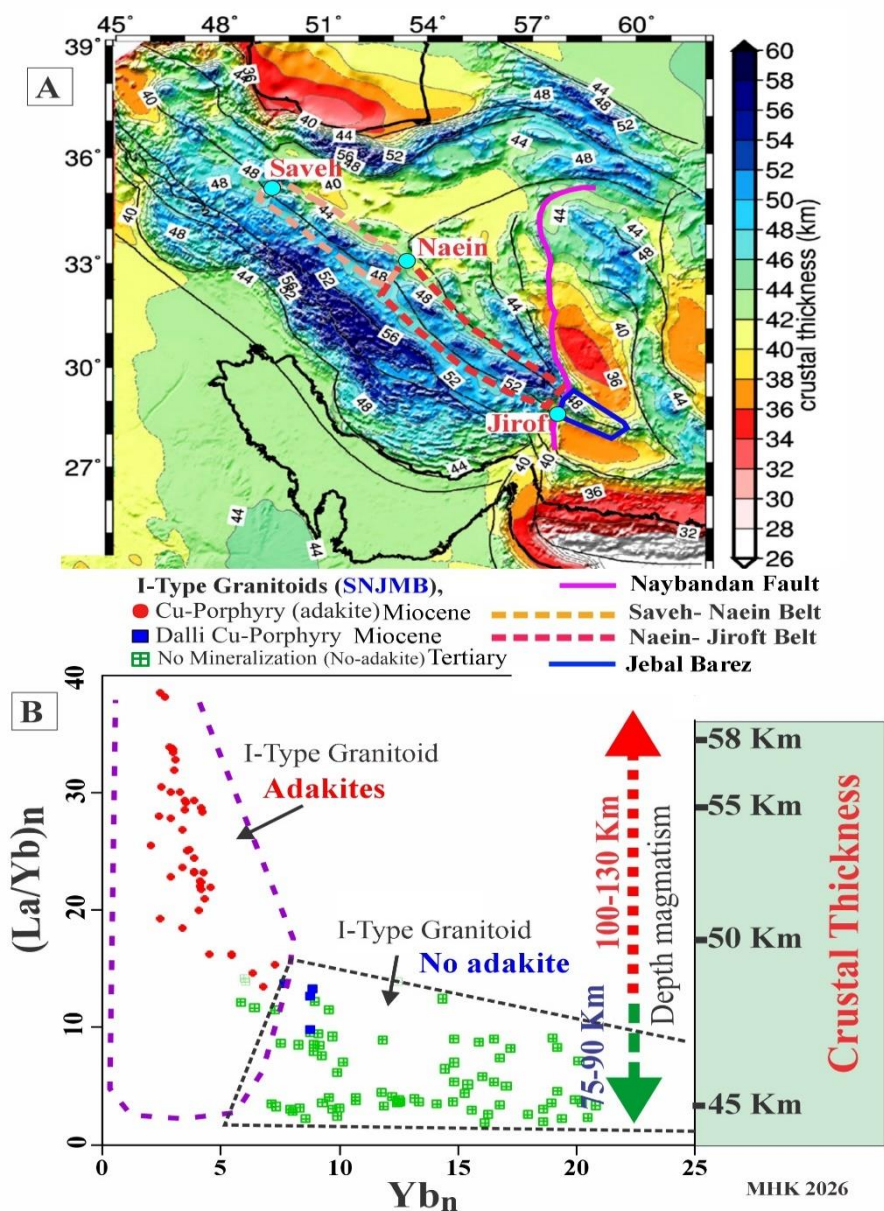
بر اساس کریم‌پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2019)، اسلب اقیانوسی فرورائش کرده در ناحیه کمربند ساوه- ناین- جیرفت از نوع گرم- سرد با گرادیان حرارتی بین ۸ تا ۱۲ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر بوده است (**شکل ۲۷**). این مسئله بسیار مهم بوده و به آزاد شدن مقدار کمتری آب در ناحیه جلوی کمان (عمق ۳۰ تا ۵۰ کیلومتر) و آزاد شدن بیش از ۸۰ درصد آب در ناحیه کمان (عمق ۱۰۰ تا ۱۳۰ کیلومتری) منجر شده است (**شکل ۲۷**). آزاد شدن آب باعث پایین آمدن درجه ذوب می‌شود و نقش

مهمی در میزان ذوب‌بخشی دارد. در شرایط اشباع از آب، ۲۰ تا ۲۵ درصد ذوب‌بخشی صورت گرفته است و ماگمایی با مقدار سیال بالا تولید می‌شود که می‌تواند مس زیادی را حمل کرده و باعث تشکیل کانسارهای مس پورفیری با ذخیره و عیار مناسب شود. این شرایط در ناحیه کمربند ناین- جیرفت فراهم بوده و به تشکیل ذخایر مهم مس پورفیری ایران در ناحیه کرمان منجر شده است (Karimpour and Sadeghi, 2019). اگر آب به اندازه کافی وجود نداشته باشد، نرخ ذوب‌بخشی کمتر از ۵ درصد است (**شکل ۲۷**). بنابراین گرادیان حرارتی اسلب فرورانده شده، عمق دهیدراسیون و مقدار آب آزاد شده که نرخ ذوب‌بخشی را کنترل می‌کند، در تشکیل و میزان عیار و ذخیره کانسار مس پورفیری بسیار مؤثر است.

رابطه منشأ ماگما، درصد ذوب‌بخشی، فوگاسیته اکسیژن و توانایی تولید کانی‌سازی مس در حالت‌های مختلف در **شکل ۲۸** نشان داده شده است. ضریب توزیع مس و گوگرد نیز همراه با حالت‌های مختلف ذوب‌بخشی سنگ منشأهای مختلف در شرایط اکسایشی متفاوت در **جدول ۷** ارائه شده است.

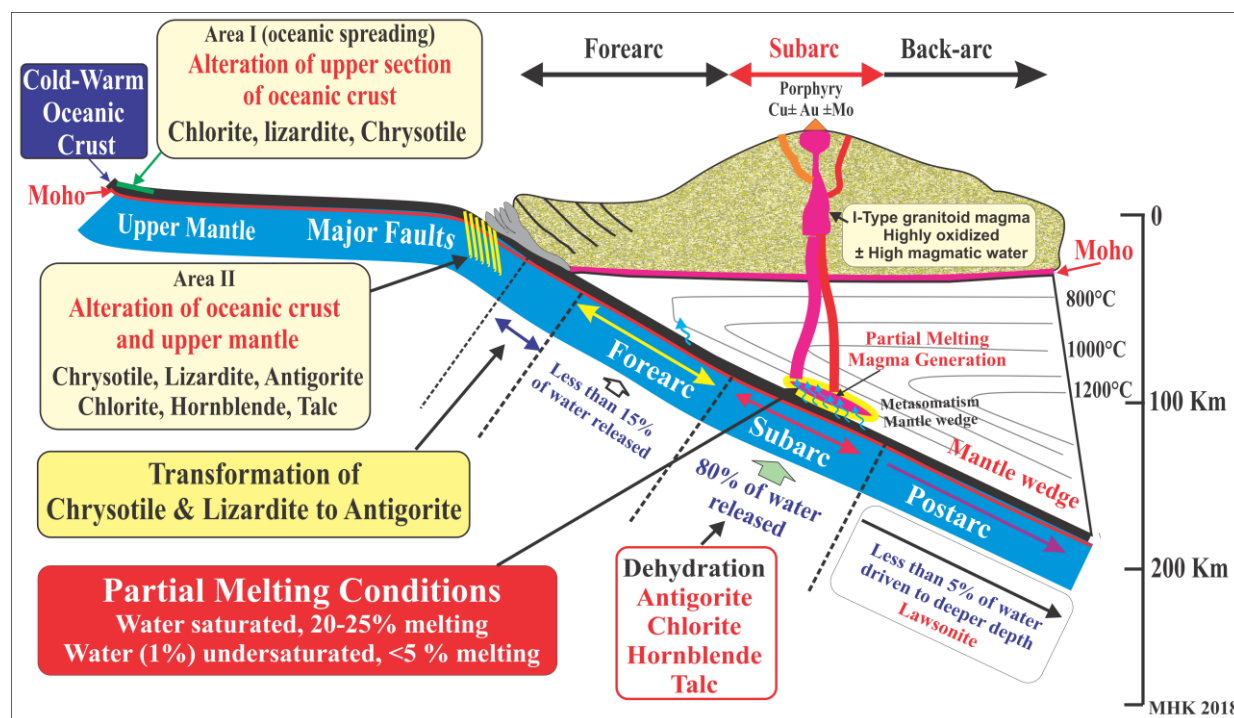
اگر درصد ذوب‌بخشی اسلب (بعد از عمق حدود ۸۰ تا ۹۰ کیلومتری) بین ۱۰ تا ۳۰ درصد (بهترین حالت حدود ۱۷ درصد) و فوگاسیته اکسیژن $DFMQ+1.5$ باشد، بالاترین مقدار مس (بین ۳۰۰ تا ۳۸۰ گرم در تن) در ماگما آزاد خواهد شد و چنین ماگمایی توانایی تولید کانی‌سازی مس پورفیری را دارد (**شکل ۲۸** و **جدول ۷**). این شرایط برای تشکیل کانسارهای بزرگ مس پورفیری کمربند ماگمایی ناین- جیرفت محتمل است. اگر همین مقدار درصد ذوب‌بخشی در شرایط فوگاسیته اکسیژن $DFMQ+1$ و $DFMQ+0$ انجام شود، مقدار مس آزاد شده در ماگما کمتر از ۱۶۰ گرم در تن خواهد بود (**جدول ۷**) که این مسئله اهمیت شرایط فوق اکسیدان در ورود مس به ماگما را نشان می‌دهد. با افزایش درجه ذوب‌بخشی بعد از ۳۰ درصد به دلیل تولید حجم بالای ماگما، رفته‌رفته مقدار مس کاهش می‌یابد. در شرایط بالای درصد ذوب‌بخشی (بیش از ۵۰ درصد)، فوگاسیته اکسیژن نیز

تأثیری نخواهد داشت و خطوط DFMQ+0 و DFMQ+1 با وجود نمی آید (شکل ۲۸ و جدول ۷).
 منحنی DFMQ+1.5 یکی می شود و کانی سازی مس هم به



شکل ۲۶. A: ضخامت پوسته در زون های ساختاری ایران با ترکیب داده های ارتفاعی و هندسی (Jimenez-Munt et al., 2012). ضخامت پوسته قاره ای کمر بند ماگمایی ساوه- ناین کمتر از ۴۸ کیلومتر و کمر بند ماگمایی ناین- جیرفت از ۴۸ تا بیش از ۵۸ کیلومتر است و B: عمق ماگماتیسم و ضخامت پوسته برای گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I مختلف میوسن بر اساس نسبت $(La/Yb)_n$ در مقابل Yb_n تخمین زده شده است.

Fig. 26. A: Crustal thicknesses in structural zones of Iran determined by the combining of elevation and geoid data (Jimenez-Munt et al., 2012). The thickness of continental crust along the Saveh-Naein magmatic belt is less than 48 km and Naein-Jiroft magmatic belt changes from 48 to upper 58 km, and B: The depth of magmatism and crustal thickness for different Miocene I-type magnetite series granitoids are estimated based on the $(La/Yb)_n$ vs. Yb_n diagram.



شکل ۲۷. دهیدراته شدن اسلب اقیانوسی سرد-گرم و آزاد شدن ۸۰ درصد آب آن در ناحیه کمان ماگمایی که به تشکیل گرانیتوئیدهای نوع I و کانسار مس پورفیری منجر می‌شود (Karimpour and Sadeghi, 2019).

Fig. 27. Cold-Warm oceanic slab dehydrates and releases most of its water within the subarc, which leads to the formation of I-type granitoids and porphyry copper deposits (Karimpour and Sadeghi, 2019).

فوغاسیته اکسیژن $DFMQ+1.5$ تا 225 گرم در تن می‌تواند مس در ماگما آزاد کند (شکل ۲۸ و جدول ۷)؛ اما ماگمای تولید شده از ذوب‌بخشی پوسته زیرین نمی‌تواند گرانیتوئید مناسب برای تشکیل کانی‌سازی مس پورفیری را تولید کند (Karimpour et al., 2021a).

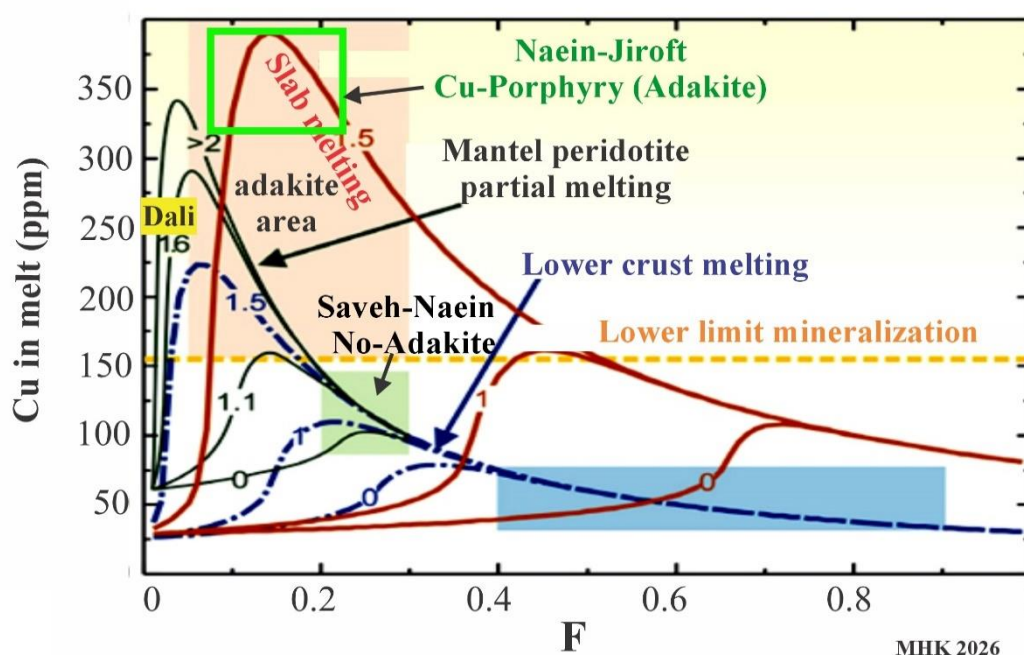
تقسیم‌بندی گرانیتوئیدهای نوع I در کمرندهای ماگمایی ایران

در جدول ۸، خلاصه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، ایزوتوپی، پذیرفتاری مغناطیسی و ارتباط آن با کانی‌سازی مس پورفیری گرانیتوئیدهای نوع I در کمرند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت و شرق ایران گزارش شده است. بر پایه این ویژگی‌ها گرانیتوئیدهای نوع I را می‌توان به چهار نوع آداکیت-I، آداکیت-II، معمولی-I

برای اینکه ماگمای حاصل از گوه گوشته‌ای بتواند یک کانی‌سازی مس پورفیری به وجود آورد، باید میزان ذوب‌بخشی حدود ۴ تا ۵ درصد با فوغاسیته اکسیژن $DFMQ>+2$ باشد. در چنین شرایطی حدود 340 گرم در تن مس در ماگمای حاصل وجود دارد (شکل ۲۸ و جدول ۷). چنین ماگمایی غیرآداکیتی بوده و چون درصد ذوب‌بخشی پایین است، کانی‌سازی کوچک یا غیراقتصادی تشکیل می‌شود. این شرایط محتمل‌ترین حالت برای تشکیل کمرند ماگمایی ساوه-ناین و کانسارهایی مانند دالی است. با افزایش درصد ذوب‌بخشی (بیش از ۱۰ درصد) و کاهش فوغاسیته اکسیژن (کمتر از $DFMQ>+1.1$)، کانی‌سازی مس تشکیل نمی‌شود. این شرایط برای گرانیتوئیدهای عقیم ترشیاری کمرند ساوه-ناین برقرار بوده است. همچنین ذوب‌بخشی پوسته زیرین نیز در شرایط ۵ درصد و

بالاست (جدول ۸). آداکیت-II، نمونه ای از گرانیتوئیدهای نوع I آداکیتی است که بدون کانی سازی مس پورفیری بوده اند. از این نمونه می توان به منطقه نجم آباد (Moradi Noghondar et al., 2012b) در بلوک لوت اشاره کرد که تفاوت آن با نوع اول در آنومالی کمی منفی Eu/Eu^* با مقدار بین ۰/۸ تا ۱ است که نشان دهنده ماهیت اکسیدان کمتر در سنگ منشأ است.

و معمولی-II طبقه بندی کرد. آداکیت-I، نمونه ای از گرانیتوئیدهای کمر بند ماگمایی ناین-جیرفت است که با کانسارهای مس پورفیری بزرگی مانند سرچشمه در ارتباط هستند. در این گرانیتوئیدها نسبت $(La/Yb)_n$ بیش از ۲۰، Sr/Y بیش از ۵۰، Eu/Eu^* مثبت بین ۱/۳ تا ۱، Rb/Sr بین ۰/۱ تا ۱، مقدار $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ کمتر از ۰/۷۰۴ و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بسیار



شکل ۲۸. مقدار مس در مذاب تولید شده از ذوب بخشی تابع درجه ذوب بخشی در شرایط مختلف فوگاسیته اکسیژن. خطوط قرمز و خط - نقطه آبی به ترتیب نشان دهنده ذوب اسلب و پوسته زیرین که از $\Delta FMQ+0$ ، $\Delta FMQ+1$ تا $\Delta FMQ+1.5$ متغیر است. ذوب بخشی گوه گوشته با خط آبی تیره نشان داده شده است (Lee et al., 2012) که با ذوب بخشی اسلب و پوسته زیرین مقایسه شده است. سایه های صورتی و آبی، نواحی تمرکز مس در درجه ذوب بخشی مختلف برای تولید ویژگی Sr/Y و La/Yb آداکیت را نشان می دهد. سایه آبی روشن نواحی تمرکز مس از ذوب بخشی گوه گوشته را نشان می دهد که یک ماگمای کمانی تشکیل می دهد. خط چین قهوه ای، حد پایین تمرکز مس برای ماگمای پورفیری کانه دار را نشان می دهد. تنها مذاب اسلب شرایط رضایت بخش برای تولید کانی سازی مس پورفیری دارد (Zhang et al., 2017a). محدوده احتمالی ماگمای آداکیتی بارور NJMB، غیر آداکیتی عقیم SNMB و نمونه های کانسار دالی نشان داده شده است.

Fig. 28. The Cu content in the accumulated melt during partial melting as a function of degree of partial melting under different oxygen fugacity. Red lines and blue dash-dot lines represent slab and lower crust melting model, respectively, varied from $\Delta FMQ + 0$, $\Delta FMQ + 1$, to $\Delta FMQ + 1.5$. Mantle wedge partial melting in dark blue lines of Lee et al. (2012) is compared to slab and lower crust partial melting. The pink and blue shadows label the Cu concentration area at the partial melting degree to produce the Sr/Y and La/Yb characteristics of adakite. The light blue shadow label the Cu concentration areas from mantle wedge partial melting to form an arc magma. The brown dash line represents the lower limit of Cu concentration for mineralized porphyry magma. Only slab melts satisfy the condition to generate a Cu mineralized porphyry (Zhang et al., 2017a). The possible areas of fertile adakite magma of the NJMB, barren non-adakite of the SNMB and Dalli deposit samples are shown.

گرائیتوئیدها آداکیتی نیستند و کانسارهای مس پورفیری مربوط به آنها مقدار ذخیره کمتری دارد (جدول ۸). معمولی-II، گرائیتوئیدهای نوع I غیر آداکیتی هستند که در کمرند ساوه-ناین وجود داشته و بدون کانی سازی مس پورفیری هستند. زمین شیمی این واحدها شبیه به گرائیتوئیدهای معمولی-I هستند (جدول ۸).

همچنین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در این مدل کمتر است (جدول ۸). معمولی-I، گرائیتوئیدهای نوع I هستند که در کمرند ساوه-ناین مرتبط با کانسارهای مس پورفیری مانند کهنک و دالی هستند. در این گرائیتوئیدها نسبت $(La/Yb)_N$ کمتر از ۱۵، Sr/Y کمتر از ۱۲، Eu/Eu^* کم منفی بی ۰/۸ تا ۱، Rb/Sr بین ۰/۱ تا ۱، مقدار $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ کمتر از ۰/۷۰۵ و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بین $SI \times 10^{-5}$ ۲۰۰ تا $SI \times 10^{-5}$ ۸۰۰ است. این

جدول ۷. مقدار مس در مذاب تولید شده از ذوب بخشی بخش های مختلف تابع درجه ذوب در شرایط مختلف فوگاسیته اکسیژن. اطلاعات جدول از شکل ۱۸ گرفته شده است (Zhang et al., 2017a).

Table 7. The Cu content in the accumulated melt from different parts during partial melting as a function of degree of melting under different oxygen fugacity. Data are driven from Fig. 18 (Zhang et al., 2017a).

	Cu & S (ppm) content	Oxygen Fugacity (ΔFMQ)	Partial Melting at maximum Cu	Cu (ppm) in magma
Oceanic Slab	Cu = 70 S = 1000 (White and Klein, 2013).	0	70	120
		1	45	160
		1.5	10	300
			17	380
			30	300
Mantle Wedge peridotite	Cu = 40 S = 500	0	23	100
		1.1	17	160
		1.6	5	280
		>2	4	340
Lower Crust	Cu = 30 S = 400 Rudnick and Fountain (1995)	0	30	60
		1	20	110
		1.5	5	225

جدول ۸. ویژگی های زمین شیمیایی - ایزوتوپی - پذیرفتاری مغناطیسی و تقسیم بندی گرائیتوئیدهای نوع I کمرند ماگمایی ساوه-ناین - جیرفت و شرق ایران

Table 8. Geochemical-isotopic-magnetic susceptibility characters and division of I-type granitoids from the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt and eastern Iran

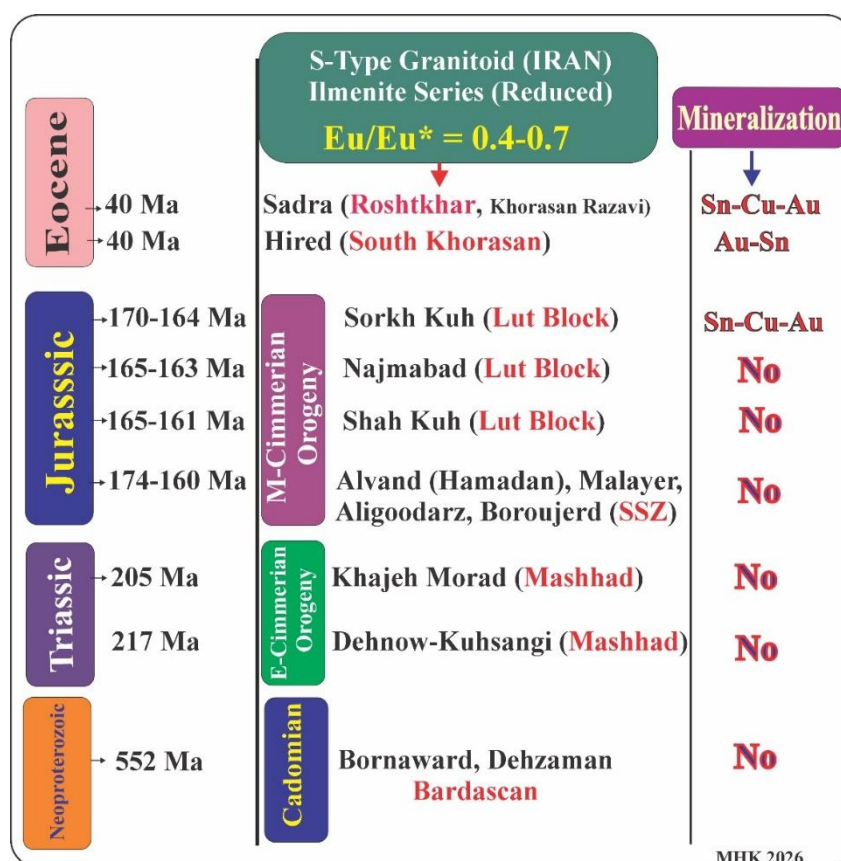
Granitoids		(La/Yb) _N	Sr/Y	Eu/Eu*	Rb/Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Magnetite Ilmenite	Magnetic Susceptibility ×10 ⁻⁵	Alteration	Ore Reserve Mt	Cu Ore Grade	Name
I-Type	Adakite-I	>20	>50	1-1.3	0.1-1	<0.7045	Magnetite Series	500-1500	Broad- Intense	1000	1%	Sarcheshmeh
	Adakite-II	>20	>50	0.8-1	0.1-1	<0.705	Magnetite Series	500-1000	No	No	No	Najmabad
	Regular-I	10-15	8-12	0.8-1	0.5-1	<0.7055	Magnetite Series	200-800	Broad	80	0.4%	Dali- Kahang
	Regular-II	5-10	2-10	0.5-0.7	0.5-1	<0.706	Magnetite Series	200-800	No	No	No	Saveh-Nayein

ویژگی‌های مهم زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای بارور برای کانی‌سازی قلع

نمودار زمانی گرانیتوئیدهای نوع S ایران در نواحی متالوژنیکی مختلف و ارتباط آنها با کانی‌سازی قلع در **شکل ۲۹** خلاصه شده است. قدیمی‌ترین گرانیتوئیدهای S مربوط به وقایع کادومین در نوپروتروزوئیک هستند که می‌توان مناطقی مانند برنورد و ده‌زمان در ناحیه بردسکن را مثال زد. در تریاس و هم‌زمان با کوه‌زایی سیم‌رین پیشین، گرانیت‌های S مشهود مانند دهنو، کوهسنگی و خواجه مراد تشکیل شده‌اند. هم‌زمان با کوه‌زایی سیم‌رین میانی در ژوراسیک، تعداد زیادی گرانیت S در زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت در بازه زمانی ۱۶۰ تا ۱۷۴ میلیون سال تشکیل شده‌اند که اغلب بدون کانی‌سازی قلع هستند. فقط منطقه سرخ‌کوه در

بلوک لوت برای کانی‌سازی قلع پتانسیل دارد؛ اما گرانیت‌های S ائوسن در بلوک لوت (هیرد) و رشتخوار (صدررا)، دارای کانی‌سازی قلع هستند. در همه گرانیتوئیدهای S مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۴ تا ۰/۷ و آنومالی منفی است که نشان‌دهنده شرایط احیایی در منشأ ماگما و تأییدی بر نشأت گرفتن از پوسته قاره‌ای است (**شکل ۲۹**).

در **شکل ۳۰**، مقدار نسبت Eu/Eu^* و پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای I مرتبط با کانسارهای مس پورفیری کمرند کرمان، گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت و گرانیت‌های همراه با کانی‌سازی قلع چین مقایسه شده است. کانسارهای مس پورفیری با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت با مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بیش از $10^{-5} \times 100$ همراه هستند.

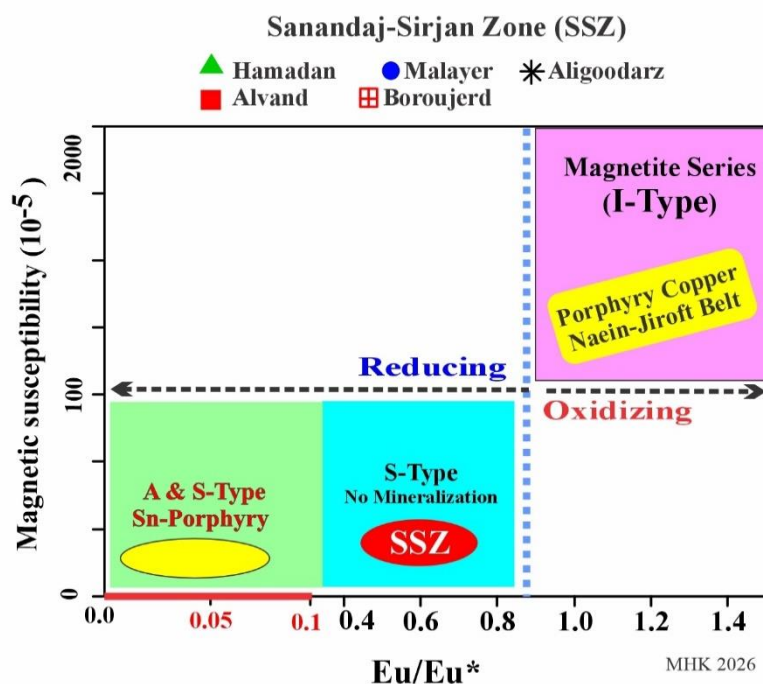


شکل ۲۹. نمودار سنی گرانیتوئیدهای نوع S (سری ایلمنیت) ایران و ارتباط آنها با کانی‌سازی قلع

Fig. 29. Age chart of S-type granitoids (ilmenite series) of Iran and their relationship with Sn mineralization

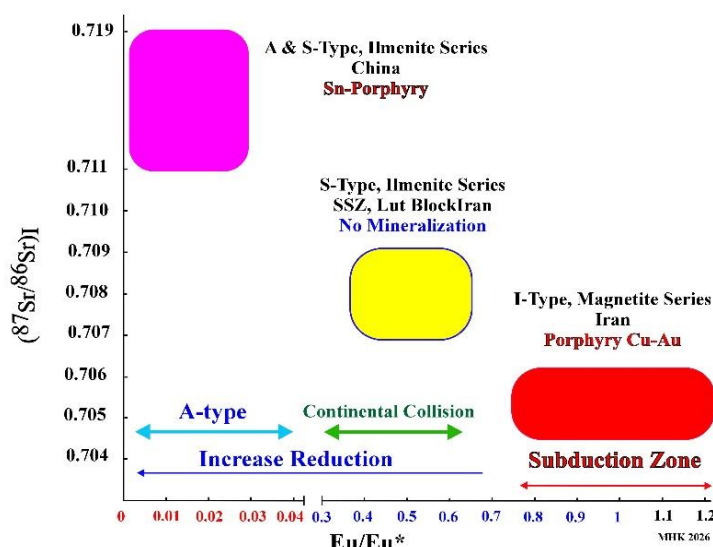
گرانیتوئیدهای I مرتبط با کانسارهای مس پورفیری، گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت و گرانیت‌های همراه با کانی‌سازی قلع چین مقایسه شده است. کانسارهای مس پورفیری با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت با مقدار Eu/Eu^* بیش از ۰/۸ و نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ کمتر از ۰/۷۰۶ مرتبط با زون فرورانس بوده و کاملاً تفکیک شده‌اند. گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران نیز با مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۳ تا ۰/۷ در زون برخورد قاره تشکیل شده و مقدار نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ بین ۰/۷۰۷ تا ۰/۷۰۸ است که نقش پوسته قاره‌ای را در تشکیل ماگما نشان می‌دهد؛ اما گرانیت‌های نوع A و S قلع‌دار چین با مقدار Eu/Eu^* کمتر از ۰/۴ و نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ بیش از ۰/۷۱۱ تا ۰/۷۱۸ یک منشأ به شدت احیایی در پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۳۱).

این گرانیتوئیدها به شدت اکسیدان هستند. مقدار Eu/Eu^* در این گرانیتوئیدها بیش از ۰/۸ است. گرانیتوئیدهای نوع S ایران و گرانیت‌های قلع‌دار چین همگی از سری ایلیمیت بوده و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی آنها کمتر از $10^{-5} \times 10^5$ و احیایی است؛ اما یک تفاوت فاحش بین گرانیتوئیدهای بدون کانی‌سازی قلع با گرانیت‌های حاوی قلع در مقدار Eu/Eu^* دیده می‌شود. در گرانیتوئیدهای بدون قلع زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت، این نسبت بین ۰/۳ تا ۰/۷ است؛ در حالی که در گرانیت‌های قلع‌دار چین کمتر از ۰/۱ است. گرانیت‌های قلع‌دار از یک منشأ فوق احیایی نشأت گرفته و ماگمای آنها آنومالی بسیار منفی Eu نشان می‌دهد. ترکیب کانی‌شناختی سنگ منشأ و وجود مواد آلی در محل ذوب می‌تواند عامل فوق احیایی شدن ماگما شود (شکل ۳۰). در شکل ۳۱، مقدار نسبت Eu/Eu^* و نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$



شکل ۳۰. نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل نسبت Eu/Eu^* برای گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج-سیرجان و بلوک لوت و گرانیت‌های قلع‌دار چین در مقایسه با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت همراه با کانسارهای مس پورفیری کمربند کرمان

Fig. 30. Magnetic susceptibility vs. Eu/Eu^* values of barren S-type granitoids of SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China comparison with I-type magnetite series granitoids associated with porphyry copper deposits of the Kerman belt

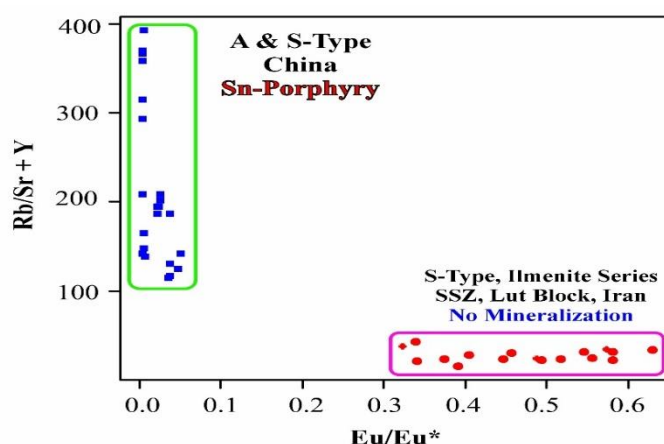


شکل ۳۱. نمودار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در مقابل نسبت Eu/Eu^* برای گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین در مقایسه با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت همراه با کانسارهای مس پورفیری کمربند کرمان

Fig. 31. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. Eu/Eu^* values of barren S-type granitoids of SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China comparison with I-type magnetite series granitoids associated with porphyry copper deposits of the Kerman belt

باید مقدار $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ بیش از ۱۰۰ تا حدود ۴۰۰ و نسبت Eu/Eu^* کمتر از ۰/۱ داشته باشند. این شاخص زمین شیمیایی برای تشکیل کانی سازی قلع همراه با گرانیت های S و A لازم است و نکته مهمی برای اکتشاف این گرانیت ها محسوب می شود (شکل ۳۲).

بر اساس دو مؤلفه مهم یعنی Eu/Eu^* و نیز مقدار $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ به خوبی می توان ماگمای گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران را از گرانیت های نوع S و A با کانی سازی قلع چین تفکیک کرد (شکل ۳۲). گرانیتوئیدهای عقیم ایران دارای مقدار $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ کمتر از ۴۰ و نسبت Eu/Eu^* بیش از ۰/۳ هستند. گرانیت های حاوی قلع



شکل ۳۲. نمودار $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ در مقابل نسبت Eu/Eu^* برای گرانیتوئیدهای نوع S عقیم زون سنندج- سیرجان و بلوک لوت و گرانیت های قلع دار چین

Fig. 32. $\text{Rb}/\text{Sr}+\text{Y}$ vs. Eu/Eu^* values of barren S-type granitoids of the SSZ and Lut block and Sn-bearing granites of China

در جدول ۹، خلاصه ویژگی های زمین شیمیایی - ایزوتوبی - پذیرفتاری مغناطیسی و مقدار ذخیره و عیار قلع گرانیتوئیدهای S عقیم ایران با گرانیت های قلع دار چین خلاصه شده است.

جدول ۹. ویژگی های زمین شیمیایی - ایزوتوبی - پذیرفتاری مغناطیسی و میزان ذخیره و عیار گرانیتوئیدهای نوع S عقیم ایران و گرانیت های نوع S و A قلع دار چین

Table 9. Geochemical-isotopic-magnetic susceptibility characters and reserve-grade of barren S-type granitoids of Iran and Sn-bearing granites of China

Granitoids		(La/Yb) _N	Y	Eu/Eu ⁺	Rb/Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Magnetite Ilmenite	Magnetic Susceptibility × 10 ⁻⁵	Alteration	Sn Porphyry		Name
										Ore Reserve	Ore Grade	
A & S- Type	Highly Reduced	2-9	60-200	0.01-0.09	30-100	0.711-0.718	Ilmenite Series	<5	Broad	40-500 Mt	0.4-3%	Yanbei, Yinyan, China
S-Type	Reduced	2-9	20-30	0.7-0.5	1	0.707-0.708	Ilmenite Series	<10	No	No	No	Alavand-Shah Kouh-Najmabad, Mashhad

نتیجه گیری

۸. توده های نفوذی غیر بارور و نحوه تداخل آنها با توده های بارور و

رابطه زمانی آنها با توده های بارور موجب کاهش عیار می شود.

۹. درصد و شعاع گسترش زون پیریت دار.

۱۰. شدت و گسترش زون های دگرسانی.

۱۱. شدت و گسترش زون گوسان.

۱۲. سنگ های میزبان با تخلخل و ساختارهای مناسب برای تمرکز

محلول های کانه دار.

۱۳. مجاورت سنگ آهک که موجب تشکیل کانی سازی اسکارن

شود.

برخی از این عوامل اهمیت ویژه ای در تشکیل یک کانسار مس

پورفیری دارند. برای مثال، محدوده اکتشافی سیمرخ در جنوب ده سلم،

در استان خراسان جنوبی (31.00 N, 59.23 E) در ظاهر شواهد

کانی سازی مس پورفیری را دارد؛ اما بدون کانی سازی مس است

(Borabadi et al., 2018). توده های نفوذی با طیف ترکیبی

مونزونیت و دیوریت همراه با انواع زون های گسترده دگرسانی

پروپیلیتیک، فلیک و سیلیسی مشاهده می شود. انواع برش گرمابی در

منطقه وجود دارد. مقدار پیریت بین ۵ تا ۱۰ درصد دیده می شود؛ اما

کانی سازی مس پورفیری ندارد. محدوده اکتشافی سیمرخ با

عوامل متعددی بر روی تشکیل و میزان عیار و ذخیره طلا و مس در

کانسارهای مس پورفیری نقش دارند که می توانند در اکتشاف آنها

مد نظر قرار گیرند. مهم ترین این مؤلفه ها عبارتند از:

۱. گرادیان حرارتی اسلب فروزانده شده که باید از نوع سرد-گرم با

گرادیان حرارتی بین ۸ تا ۱۲ درجه سانتی گراد بر کیلومتر باشد.

۲. درصد میزان ذوب بخشی برای تولید ماگما که در محدوده ۱۵ تا

۲۵ درصد مناسب است.

۳. میزان آب آزاد شده در زون فروزان در اعماق مناسب برای

ذوب بخشی (اعماق بیش از ۷۰ کیلومتر).

۴. ذوب بخشی سنگ هایی با ترکیب مناسب و ذوب در شرایط

مناسب غلظت اکسیژن (محیط فوق اکسیدان و فوگاسیته اکسیژن

(DFMQ+1.5).

۵. آنومالی مثبت Eu و نسبت Eu/Eu* بین ۱ تا ۱/۶ که بیانگر شرایط

فوق اکسیدان در منشأ ماگماست.

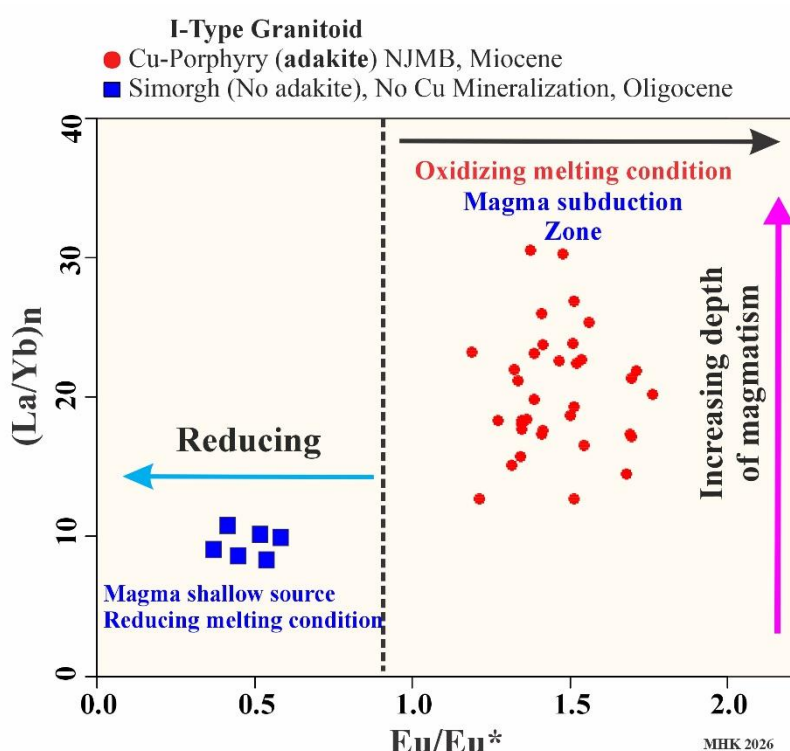
۶. تعداد توده های نفوذی باور رابطه ای مستقیم با میزان ذخیره و عیار

دارد.

۷. نحوه نفوذ که موجب هم افزایی شود.

است. شرایط ذوب برای تشکیل ماگما در محدوده سیمرغ کاملاً احیایی و کانسارهای مس پورفیری (NJMB) فوق اکسیدان بوده است (شکل ۳۳). بر اساس نسبت $(La/Yb)_n$ ، منشأ ماگما برای کانسارهای مس پورفیری (NJMB) از اعماق زیاد در زون فرورانش و برای سیمرغ از عمق کمتر بوده است (شکل ۳۳).

کانسارهای مس پورفیری واقع در کمربند ماگمایی ناین-جیرفت از لحاظ ترکیب زمین‌شیمی توده‌های نفوذی مورد مقایسه قرار گرفت (Borabadi et al., 2018). در نمودار شکل ۳۳، میزان Eu/Eu^* در گرانیتوئیدهای سیمرغ در محدوده ۰/۵ تا ۰/۶ و کانسارهای مس پورفیری واقع در کمربند ماگمایی ناین-جیرفت در محدوده ۱ تا ۱/۶



شکل ۳۳. نمودار $(La/Yb)_n$ در مقابل Eu/Eu^* برای تفکیک شرایط اکسایشی و عمق نمونه‌ها برای گرانیتوئیدهای بارور آداکیتی NJMB و غیر آداکیتی عقیم سیمرغ در بلوک لوت. خط تقسیم‌کننده بین ماگمای اکسیدان و احیایی و روند افزایش عمق ماگما

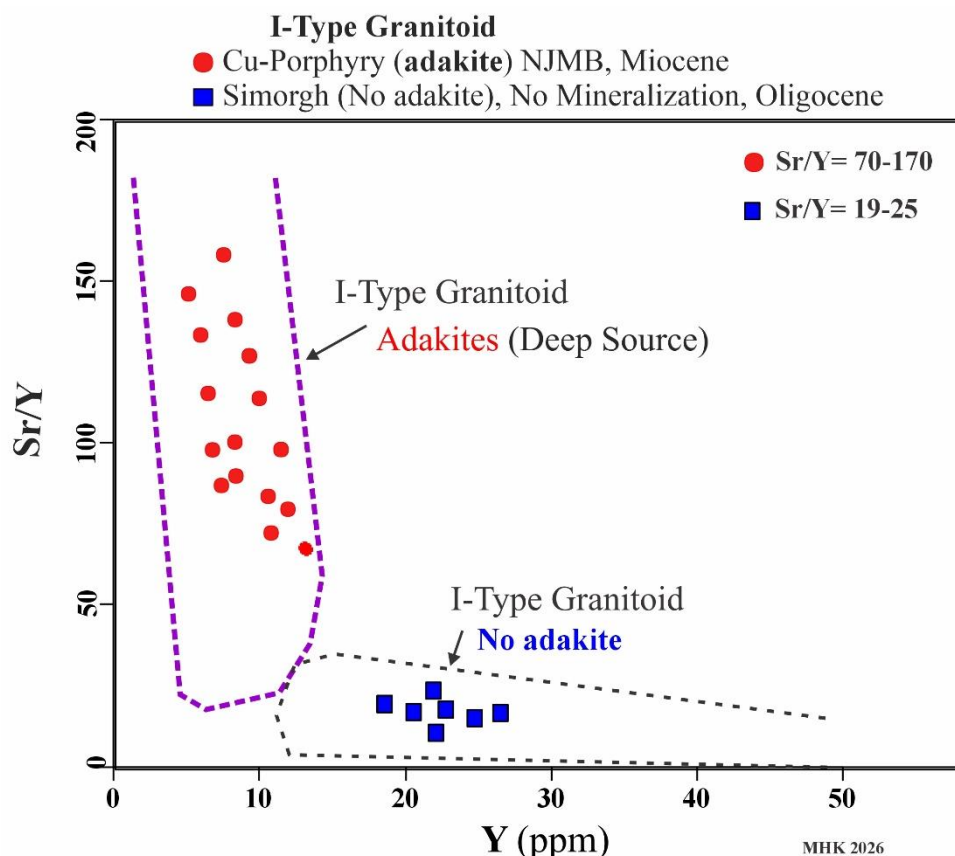
Fig. 33. $(La/Yb)_n$ vs. Eu/Eu^* diagram, demonstrating the oxidation state and depth of samples for ore-bearing adakitic granitoids in the NJMB and barren, non-adakitic granitoids of Simorgh area, Lut Block. Dividing line between reducing and oxidizing magma, and trend of increasing the depth of magmatism

شکل‌های ۳۳ و ۳۴ و مقایسه زمین‌شیمی توده‌های نفوذی سنگ منشأ کانسارهای مس پورفیری (NJMB) و سیمرغ، دو موضوع خیلی مهم را می‌توان نتیجه‌گیری کرد: ۱- ترکیب کانی‌شناختی و حضور مواد آلی در سنگ منشأ سیمرغ باعث ذوب‌بخشی و تشکیل ماگما در شرایط فوق احیایی شده است. میزان گوگرد سنگ منشأ خیلی خوب

بر اساس شکل ۳۴، توده‌های نفوذی سنگ منشأ کانسارهای مس پورفیری واقع در کمربند ماگمایی ناین-جیرفت از نوع آداکیت و توده‌های نفوذی سنگ منشأ سیمرغ از نوع غیر آداکیتی هستند. میزان فراوانی عناصر Cu ، Au ، Mo ، Pb ، Zn ، As در محدوده اکتشافی سیمرغ در حد زمینه است (Borabadi et al., 2018). بر اساس

کمتر بوده است. بدون شک، ترکیب کانی شناختی، میزان مس سنگ منشأ و درصد ذوب بخشی نقشی مهم در عدم کانی سازی مس و طلا در سیمرغ داشته است.

بوده است. ذوب در شرایط احیایی مانع از ورود مس به ماگما می شود. بنابراین، میزان فوگاسیته اکسیژن در شرایط تشکیل ماگما در بارور شدن توده های نفوذی بسیار مهم است. ۲- عمق تشکیل ماگما در سیمرغ نیز در مقایسه کانسارهای مس پورفیری (NJMB) خیلی



شکل ۳۴. ترسیم گرانیتوئیدهای آداکیتی بارور SNJMB و غیر آداکیتی عقیم سیمرغ در بلوک لوت در نمودار Sr/Y در مقابل Y (ppm). نمودار اولیه از دیفنت و درومند (Defant and Drummond, 1990)

Fig. 34. Plot of ore-bearing adakitic granitoids in the NJMB and barren, non-adakitic granitoids of the Simorgh area, Lut block, on the Sr/Y vs. Y (ppm) diagram. Base diagram after Defant and Drummond (1990)

۲. تهی شدگی در عنصر Ba (کمتر از ۲۰۰ گرم در تن) و غنی شدگی در عنصر Y (بیش از ۶۰ گرم در تن) و نسبت Rb/Sr بیش از ۳۰ دیده می شود.

۳. آنومالی به شدت منفی در عنصر Eu و نسبت Eu/Eu^* کمتر از ۰/۱ که بیانگر منشأ به شدت احیایی است. ترکیب کانی شناختی سنگ

کانسارهای قلع با گرانیتوئیدهای نوع S و A همراه هستند که دارای ویژگی های زمین شیمیایی زیر باشند و این مؤلفه ها کلید مهم اکتشافی برای تشخیص توده های نفوذی بارور است:

۱. ترکیب شیمیایی توده باید گرانیتی غنی از سیلیس با مقدار SiO_2 بیش از ۷۵ درصد باشد.

۵. نسبت $Rb/Sr+Y$ در توده های بارور برای قلع بیش از ۱۰۰ است.

منشأ و حضور مواد آلی در شرایط ذوب بخشی باعث شرایط فوق
احیایی در تشکیل ماگما می شود.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

۴. نسبت $i(Sr^{87}/Sr^{86})$ بیشتر از ۰/۷۱۱ که تأیید کننده ضخامت زیاد
پوسته قاره ای و منشأ به شدت احیایی برای ماگماست.

1. SNJMB
2. NJMB
3. SNMB
4. IOCG
5. AMB
6. LREE
7. MREE
8. HREE

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419.
<https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6): 692–725.
<https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- 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>
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. and Homam, S.M., 2011. Sr/Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 283–296.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.02.014>
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth- Science Reviews*, 138: 25–46.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.001>
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H.H., Richards, J.P. and Jourdan, F., 2013. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper–gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review*, 55(2): 158–184.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605–622.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- Barker, F., 1979. *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 659 pp. Retrieved March 30, 2026 from <http://christian.nicollet.free.fr>
- Borabadi, R., Mazaheri, S.A., Karimpour, M.H., Meffre, S., Thompson, J., Murphy, R.C. and Entezariharsini, A., 2018. Zircon U–Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of intrusive rocks in the Simorgh prospecting area, Lut Block, eastern Iran: petrogenesis and geological implications. *Geosciences Journal*, 22(5): 711–732. Retrieved March 30, 2026 from <https://link.springer.com/article/10.1007/s12303-017-0083-8>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., White, J.R. and Williams, I.S., 1988. High- and low-temperature I-type granites. *Resource Geology*, 48(4): 225–235.
<https://doi.org/10.1111/J.1751-3928.1998.TB00020.X>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. 1992. I- and S-Type Granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 1–26.
<http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Darbyshire, D.P.F. and Shepherd, T.J., 1994. Nd and Sr isotope constraints on the origin of the Cornubian batholith, SW England. *Journal of Geological Society*, 151(5): 795–802.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0795>
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662–665.
<https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Esmaily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F. and Cotton, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(6): 961–980.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.09.003>
- Golestani, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Haidarian Shahri, M.R., 2018. Geochemistry, U–Pb geochronology and Sr–Nd isotopes of the Neogene igneous rocks, at the Iju porphyry copper deposit, NW Shahr-e-Babak, Iran. *Ore Geology Reviews*, 93: 290–307.

- <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.001>
Hajimirzajan, H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Homam, S.M., Hidarian Shahri, M.R. and Santos, J.F., 2019. Geochronological and geochemical characteristics of the Dehzaman intrusive and volcanic rocks (NE Iran): Implication for a Cadomian magmatism. *Periodico di Mineralogia*, 93: 290–307.
<https://doi.org/10.2451/2019PM812>
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tendle, A.G. 1986. Geochemical Characteristics of Collision-Zone Magmatism. In: Coward, M.P. and Ries, A.C., Eds., *Collision Tectonics*, V. 19. Geological Society, London, Special Publications, pp. 67–81.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Hu, P.C., Zhu, W.G., Zhong, H., Zhang, R.Q., Zhao, X.Y. and Mao, W., 2020. Late Cretaceous granitic magmatism and Sn mineralization in the giant Yinyan porphyry tin deposit, South China: constraints from zircon and cassiterite U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology. *Mineralium Deposita*, 56: 743–765. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-00997-3>
- 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>
- Javidi Moghaddam, M. and Karimpour, M.H., 2023. Eocene non-mineralization to Miocene porphyry copper mineralization-related magmatism in the Urumieh–Dokhtar magmatic arc, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 255: 107338. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107338>
- Jimenez-Munt, I., Fern`andez, M., Saura, E., Verg`es, J. and Garcia-Castellanos, D., 2012. 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia–Eurasia collision (Iran). *Geophysical Journal International*, 190(3): 1311–1324.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05580.x>
- Kamilli, R.J., Kimball, B.E. and Carlin, Jr., J.F., 2017. Tin. In: K.J. Schulz, J.H. DeYoung, R.R. Seal, and D.C. Bradley (Editors), *Critical Mineral Resources of the United States: Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply*. Report 1802. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 53 pp. <https://doi.org/10.3133/pp1802S>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Lang Farmer, G. and Stern, C.R., 2012. Petrogenesis of Granitoids, U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd Petrogenesis of granitoids, U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd isotopic characteristics, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1–27. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v4i1.13391>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Moradi Noghondar, M., Lang Farmer, G. and Stern, C.R., 2014. Geology, mineralization, Rb–Sr & Sm–Nd geochemistry, and U–Pb zircon geochronology of Kalateh Ahani Cretaceous intrusive rocks, southeast Gonabad. *Journal of Economic Geology*, 5(2): 267–290. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V5I2.31806>
- Karimpour, M.H., Rezaei, M., Zarasvandi, A. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2021a. Saveh–Nain–Jiroft Magmatic Belt (SNJMB) replaces Urumieh–Dokhtar Magmatic Belt (UMBD): Investigation of genetic relationship between porphyry copper deposits and adakitic and non-adakitic granitoids. *Journal of Economic Geology*, 13(3): 465–506. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V13I3.1034>
- Karimpour, M.H., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2003. Exploration of Cu–Au Iron Oxide and Magnetite Ore Deposits in the VolcanicPlutonic Khaf–Kashmar–Bardsank Belt. 21th National Geosciences conference, Tehran, Iran. (in Persian)
- Karimpour, M.H. and Sadeghi, M., 2019. A new hypothesis on parameters controlling the formation and size of porphyry copper deposits: Implications on thermal gradient of subducted oceanic slab, depth of dehydration and partial melting along the Kerman copper belt in Iran. *Ore Geology Reviews*, 104: 522–539.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.022>
- Karimpour, M.H., Shirdashtzadeh, N. and Sadeghi, M., 2021b. Granitoids of Sanandaj–Sirjan Zone that are concurrent with Cimmerian Orogeny (178–160 Ma) belong to ilmenite series (S-type): investigation of reason for lacking the porphyry tin mineralization. *Journal of Economic Geology*, 13(1): 1–28. (in Persian with English abstract)

- <https://doi.org/10.22067/ECONG.V13I1.1011>
 Karimpour, M.H., Shirdashtzadeh, N. and Sadeghi, M., 2022. Tectonomagmatic Settings of Jurassic Granitoids in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran; A Review. *Geologos* 28(1): 19–37.
<http://doi.org/10.2478/logos-2022-0002>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and Farmer, G.L., 2010a. Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(4): 384–393.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.11.001>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and Farmer, L., 2010b. Rb–Sr and Sm–Nd isotopic compositions, U–Pb Age and Petrogenesis of Khajeh Mourad Paleo-Tethys Leuco-granite, Mashhad, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 20(80): 171–182. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2011.55249>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011. Review of age, Rb–Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Geopersia*, 1(1): 19–54.
<https://doi.org/10.22059/JGEOPE.2011.22162>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Malekzadeh Shafaroudi, A., Haidarian, M.R. and Mazaheri, A., 2009. Petrochemistry of the reduced, ilmenite-series granitoid intrusion related to the Hired Au–Sn prospect, Eastern Iran. *Journal of Applied Sciences*, 9(2): 226–236.
<http://doi.org/10.3923/jas.2009.226.236>
- Kerrick, R., Goldfarb, R., Groves, D. and Garwin, S., 2000. The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distributions, and origins. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. V. 13, Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geologists, Littleton, Co., pp. 501–551.
<https://doi.org/10.5382/Rev.13.15>
- Kesler, S.E., Chrysosoulis, S.L. and Simon, G., 2002. Gold in porphyry copper deposits: Its abundance and fate. *Ore Geology Reviews*, 21(1–2): 103–124.
[https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00084-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00084-7)
- Lameyre, J. and Bowden, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1–2): 169–186.
[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6)
- Li, H., Palinkaš, L.A., Watanabe, K. and Xi, X.S., 2018. Petrogenesis of Jurassic A-type granites associated with Cu–Mo and W–Sn deposits in the central Nanling region, South China: Relation to mantle upwelling and intra-continental extension. *Ore Geology Reviews*, 92: 449–462.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.11.029>
- Liu, C.S., Ling, H.F., Xiong, X.L., Shen, W.Z., Wang, D.Z., Huang, X.L. and Wang, R.C., 1999. An F-rich, Sn-bearing Volcanic-intrusive complex in Yanbei, South China. *Economic Geology*, 94(3): 325–341.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.325>
- Mahdavi, A., Karimpour, M.H., Mao, J., Haidarian Shahri, M.R., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Li, H., 2016. Zircon U–Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of intrusive rocks in the Gazu copper deposit, Iran: Petrogenesis and geological implications. *Ore Geology Reviews*, 72(Part 1): 818–837.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.011>
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Mazaheri, S.A., 2010. Rb–Sr and Sm–Nd isotopic compositions and Petrogenesis of ore-related intrusive rocks of gold-rich porphyry copper Maherabad prospect area (north of Hanich), east of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(2): 15–32. Retrieved March 30, 2026 from
https://ijcm.du.ac.ir/article_940.html?lang=en
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H. and Stern, C.R., 2015. The Khopik porphyry copper prospect, Lut Block, Eastern Iran: Geology, alteration and mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies. *Ore Geology Reviews*, 65(Part 2): 522–544.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.04.015>
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *GSA Bulletin*, 101(5): 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Belousova, E. and Griffin, W.L., 2003. Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: timing of mineralization and exhumation processes. CSIRO, Scientific Research Report, 41 pp.

- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Mineral commodity summaries, 2025. (ver. 1.2, March 2025): U.S. Geological Survey, 212 pp.,
<https://doi.org/10.3133/mcs2025>
- 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(4): 861–870.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.108.4.861>
- Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M.R., 2015. U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 111: 54–71.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.05.019>
- Moradi Noghondar, M., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2012a. Sr–Nd isotopic characteristics, U–Pb zircon geochronology, and petrogenesis of Najmabad granodiorite batholith, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 3(2): 127–145. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V3I2.11436>
- Moradi Noghondar, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2012b. Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Rb–Sr & Sm–Nd isotopes of Najmabad monzonitic rocks south of Ghonabad. *Petrology*, 3(11): 77–96. (in Persian with English abstract) Retrieved March 30, 2026 from
https://ijp.ui.ac.ir/article_16108.html?lang=fa
- Myint, A.Z., Zaw, K., Swe, Y.M., Yonezu, K., Cai, Y., Manaka, T. and Watanabe, K., 2017. Geochemistry and geochronology of granites hosting the Mawchi Sn–W deposit, Myanmar: implications for tectonic setting and emplacement. *Geological Society, London, Memoirs*, 48: 385–400.
<https://doi.org/10.1144/M48.17>
- Najafi, A., Karimpour, M.H., Ghaderi, M., Stern, C.R. and Farmer, J.L., 2014. Zircon U–Pb geochronology, isotope geochemistry of Rb–Sr and Sm–Nd and petrogenesis of granitoid intrusive rocks in Kajeheh exploration area, northwest of Ferdows: evidence for Late Cretaceous magmatism in the Lut block. *Journal of Economic Geology*, 6(1): 107–135. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.24415>
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire, pp. 230–249. Retrieved March 30, 2026 from <http://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626>
- Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Richards, J.P., 2002. Discussion on “Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism” by Oyarzun et al. (*Mineralium Deposita* 36: 794–798, 2001). *Mineral. Deposita*, 37(8): 788–790.
<https://doi.org/10.1007/s00126-002-0284-5>
- Richards, J.P., 2009. Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250.
<https://doi.org/10.1130/G25451A.1>
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70: 323–345.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and

- Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
<http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Saleh, R., 2006. Reprocessing of aeromagnetic map of Iran. M.Sc. Thesis, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran. 156 pp.
- Sarjoughian, F. and Kananian, A., 2017. Zircon U-Pb geochronology and emplacement history of intrusive rocks in the Ardestan section, central Iran. *Geologica Acta*, 15(1): 25–36.
<https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.1.3>
- Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic–metallo-genetic implications. *Ore Geology Reviews*, 38(1–2): 27–36.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.05.004>
- 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(3): 265–283. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Shand, S.J., 1947. *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-deposits, with a Chapter on Meteorites*. Murby, London, 488 pp. Retrieved March 30, 2026 from
https://books.google.com/books/about/Eruptive_Rocks.html?id=LVA1AAAAMAAJ
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Simons, B., Shail, R.K. and Andersen, J.C.Ø., 2016. The petrogenesis of the Early Permian Variscan granites of the Cornubian Batholith: Lower plate post-collisional peraluminous magmatism in the Rhenohercynian Zone of SW England. *Lithos*, 260: 76–94.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.010>
- Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1984. Magmatic copper and lead-zinc ore deposits in the Central Lut, East Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-abhandlungen*, 168(2–3): 497–523.
<https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/497>
- 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(6): 620–646.
<https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.6.620>
- Zhang, H., Chen, J., Yang, T., Hou, Z. and Aghazadeh, M., 2018. Jurassic granitoids in the northwestern Sanandaj–Sirjan zone: Evolving magmatism in response to the development of a neo-Tethyan slab window. *Gondwana Research*, 62: 269–286.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.01.012>
- Zhang, C.C., Sun, W.D., Wang, J.T., Zhang, L.P., Sun, S.J. and Wu, K., 2017a. Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 206: 343–363.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.013>
- Zhang, L., Zhang, R., Hu, Y., Liang, J., Ouyang, Z., He, J., Chen, Y., Guo, J. and Sun, W., 2017b. The formation of the Late Cretaceous Xishan Sn–W deposit, South China: Geochronological and geochemical perspectives. *Lithos*, 290–291: 253–268.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.013>
- Zheng, W., Mao, J., Zhao, C., Ouyang, H. and Wang, X.-Y., 2016. Re–Os Geochronology of Molybdenite from Yinyan Porphyry Sn Deposit in South China. *Resource Geology*, 66(1): 63–70. <https://doi.org/10.1111/rge.12087>
- Zhengshu, Z., Jinchu, Z. and Keqin, X., 1989. Geology, geochemistry and genesis of Yinyan porphyry tin deposit. *Chinese Journal of Geochemistry*, 8: 374–384.
<https://doi.org/10.1007/BF02837841>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2026.1116



Petrography, geochemistry, tectonic Setting and rare earth elements mineralization potentials of selected granitoids from southwestern Nigeria

Shakirat Mustapha Aminu^{1*}, Akinade Shadrach Olatunji², Maryam O. Abdus-salam³, Victoria Bolaji Omotunde⁴, Oghenerume S. Emecho-Ted⁵

¹ Lecturer I, Department of Geology and Mineral Science, Kwara State University, Malete, Nigeria; Department of Geosciences, Pan African University Life and Earth Sciences Institute (PAULESI), University of Ibadan, Nigeria

² Professor, Department of Geosciences, Pan African University Life and Earth Sciences Institute (PAULESI), University of Ibadan, Nigeria; Department of Geology, University of Ibadan, Nigeria

³ Senior Lecturer, Department of Geology, The Polytechnic Ibadan, Nigeria

⁴ Ph.D. graduate, Department of Geology, University of Ibadan, Nigeria

⁵ M.Sc. graduate, Department of Geology, University of Ibadan, Nigeria

ARTICLE INFO

Article History

Received: 31 May 2024
Revised: 25 February 2026
Accepted: 01 March 2026

Keywords

granitoids
rare earth elements
mineralization
granites
apatites
Nigeria

*Corresponding author

Shakirat Mustapha Aminu
✉ mustaphashakirat90@gmail.com

ABSTRACT

The demand for Rare Earth Elements (REEs) has necessitated the need to search for REEs from sources aside from carbonatites leading to granitoids currently being assessed globally as possible sources of REEs. Granitoids from parts of southwestern Nigeria were studied using field observations, textural features, and mineralogy. The dominant rock units observed were granitic gneisses, granites, diorites, and monzonites with minor intrusions of pegmatites and quartz veins. Petrogenesis and tectonic setting classification using geochemical data grouped the granitoids as calc-alkalic to alkalic, mostly metaluminous and emplaced mainly Within Plate Tectonic settings which may be related to post-collision settings. The REEs concentrations for the studied granitoids show higher concentrations of Light Rare Earth Elements (LREEs) compared to the Heavy Rare Earth Elements (HREEs) with a negative Eu anomaly indicating that these rocks have been formed from the crystallization of melted crustal materials with plagioclase fractionation. The Σ LREEs for the granites (Σ LREEs 13.10-1083.6 ppm, Σ HREEs 0.44-50.79 ppm) and monzonites (Σ LREEs 14.9-795ppm, Σ HREEs 0.34-33.86ppm), respectively were found to compare favorably with the Granites of China, (Σ LREEs 152-402ppm, Σ HREEs 16-53ppm) where REEs exploitation is ongoing. REE-bearing minerals in granitic gneisses, granites and monzonites include synchysites, allanites, monazites, apatites and tritomites from which the economic concentrations of REEs can be extracted. These granitoids are, therefore, rock units of interest in understanding the economic potential of REEs in Nigeria.

How to cite this article

Aminu, S.M., Olatunji, A.S., Abdus-salam, M.O., Omotunde, V.B. and Emecho-Ted, O.S., 2026. Petrography, geochemistry, tectonic Setting and rare earth elements mineralization potentials of selected granitoids from southwestern Nigeria. *Journal of Economic Geology*, 18(1): 47–67. (in English with Persian abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1116>



©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

Research Highlights

- Granite gneisses, granites and monzonites within the study areas were investigated for their REEs mineralization potentials and they showed higher REEs concentrations when compared with concentrations of granites from China and Indonesia where REEs mining is currently ongoing.
- REE-bearing minerals within these rock units include synchysites, allanites, monazites, apatites and tritmites from which REEs can be profitably extracted and areas of REEs mineralization within these study areas were delineated for further exploration by prospective investors.

Introduction

The use of fossil-fuel-driven engines and technologies has resulted in unintended environmental consequences including pollution and extreme climatic changes. These adverse effects have led to an increased awareness of the drastic global shift towards green technology. The application of this technology involves solar array production, reusable materials, wind generators and biogas production (Goodenough et al., 2016; Batapola et al., 2020) which has encouraged worldwide exploration of Rare Earth Elements (REEs) which are essential raw materials for these technologies.

REEs are a group of 17 elements grouped together on the periodic table because of their similar chemical properties and these include the fifteen Lanthanides (atomic numbers 57 - 71). They are generally subdivided into light (Sc, La, Ce, Pr, Nd and Pm), medium (Sm, Eu, and Gd), and heavy (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu and Y) REEs (Balaram, 2019).

In the world today, REEs have been sourced primarily from Carbonatites which are igneous rocks that contain greater than 50% carbonate minerals alongside other silicate minerals such as pyroxenes, olivine, and amphiboles (Chakhmouradian and Wall, 2012). They exist in continental rift settings and, because of this peculiarity, are not widely distributed globally. However, other sources of REEs include alkaline igneous rocks, pegmatites, iron-oxide copper-gold deposits, skarn deposits, ion absorption clay deposits, and monazite-xenotime rich phosphate deposits (Chakhmouradian and Wall, 2012; Dushyantha et al., 2020). These sources have become sources of REEs in various parts of the world,

leading to increased production and greater flexibility in the global supply of REEs. The centralities of REEs to green technology and the fast momentum towards carbon -neutral society have made REEs one of the groups of critical minerals globally. It is therefore very important that the Nigerian nation is not left behind in this important task of looking for REEs deposits to be an REE-producing country.

Nigerian geologic endowments include large volumes of granitoids found as Pan African suits (Garba, 2003) and the Younger granites of north-central Nigeria (Adetunji et al., 2016; Umaru et al., 2023) making these rock units' potential hosts for REEs that need to be investigated. This study is thus devoted to investigate the REEs mineralization potentials of some Pan African granitoids in the southwestern Precambrian Basement Complex of Nigeria using petrographic analysis, Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry and Scanning Electron Microscopy (EDX).

Geological Setting

Generally, the geology of Nigeria consists of three major components; Precambrian basement complex, Jurassic Younger Granites and Cretaceous to recent sedimentary basins. In the Nigerian sector of West African region, the Precambrian complex domain comprises four main rock units; migmatite gneiss complex, metasedimentary and metavolcanic rocks, granitoid suite and undeformed acid and basic dykes (Carter et al., 1963; Burke and Dewey, 1972; Offodile, 1976; Black, 1980; Rahaman, 1988; Dada, 2006). This study focuses on areas within the Precambrian Basement Complex, which were reported to have been affected by the 600Ma Pan-African orogeny (Black, 1980; Burke and Dewey, 1972; Dada, 2006). The basement lithologies reported by different researchers include The Migmatite Gneiss Complex (MGC), Metasedimentary and Metavolcanic rocks (Schist Belts); the Pan African Granitoid Suite, and the undeformed acid and basic dykes (Russ, 1957; Klemm et al., 1984; Rahaman, 1988). The rock units within these lithologies include granite gneisses, granites, granodiorites, quartzites, and charnockites of different sizes and dimensions (Olawaju, 2006; Fig. 1). Samples for this study were obtained from three areas, as shown in Table 1 and Fig. 2A-C;

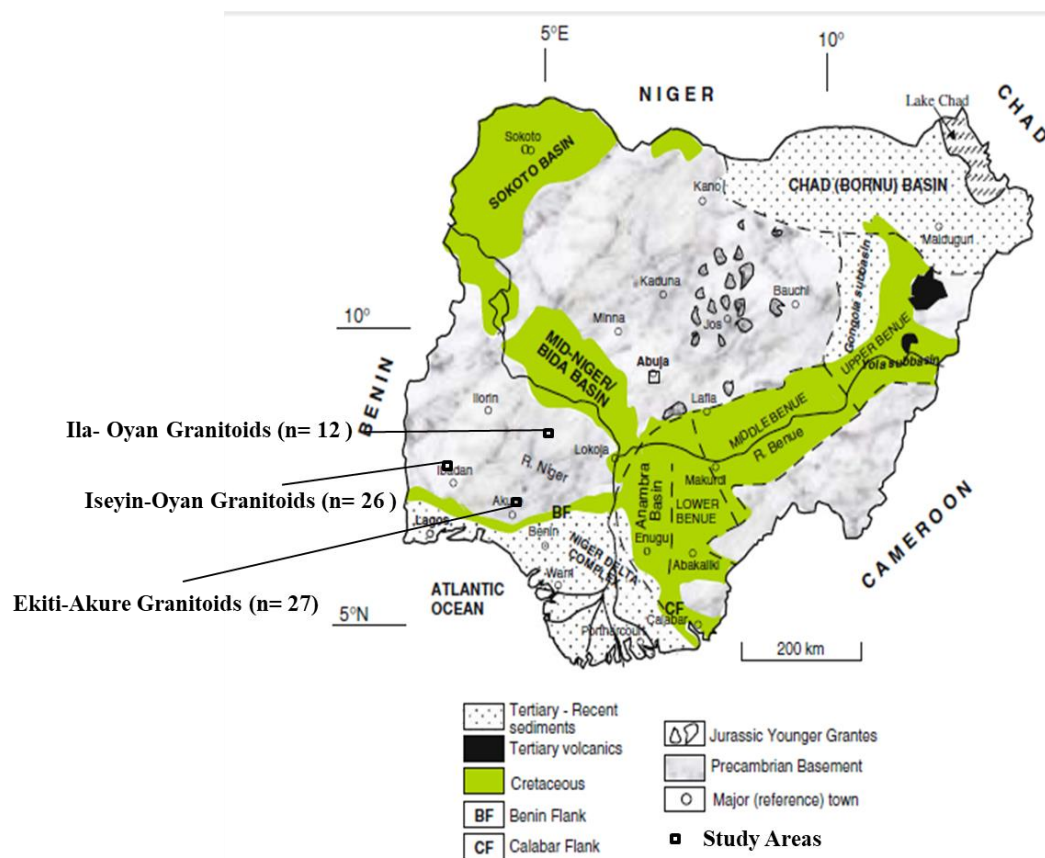


Fig. 1. Geological Map of Nigeria showing study areas and numbers of samples per area (modified after Obaje (2009))

Table 1. Coordinates of Ila Orangun, Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure study areas

Study area	Lithologies	Northings	Eastings
Ila Orangun	granites and granite gneisses	08°00'00"N – 08°04'00"N	04°45'00"E – 04°57'00"E
Iseyin-Oyan	granites, diorites and monzonites	08°00'00"N - 08°07'00"N	03°00'00"E – 03°08'00"E
Ekiti- Akure	diorites and monzonites	07°15'00"N – 07°50'00"N	05°00'00"E – 05°30'00"E

Methodology

Twelve (12) rock samples were collected along the Ila-Oyan axis; 26 rock samples from the Iseyin axis and 27 rock samples from the Ekiti-Akure axis. The collected rock samples were labeled, bagged, and taken to the Activation Laboratory Limited Laboratory, Canada for further analysis.

A total of forty-eight (48) rock samples were prepared as thin sections and viewed under an optical petrographic microscope to determine their mineral compositions. All 48 samples were then crushed, pulverized, and analyzed using Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) to determine the major, trace, and rare earth elements (REEs)

concentrations. Prior to ICP-MS analysis, pulverized samples were mixed with excess Lithium Borate, heated until the mixture formed a homogenous mass, and then dissolved in 5% HNO_3 . Blank fusion solutions were provided so that calibration standards and blanks could be matched while quality assurance and quality control procedures were carried out using standard reference materials: OREAS101b, NCSDC86318, BCR-2, USZ42-2006, REE-1, and

W-2b. Detection limits for MnO and TiO_2 were 0.001%; SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O , and P_2O_5 were 0.01%; Bi 0.4 mg/g; Ag, Sb, and Cs was 0.5 mg/g; Sc, Be, Y, Co, Ga, Ge, Nb, Sn, and W was 1mg/g; Ba, Sr, Zr, Rb, and Mo was 2 mg/g; V, As and Pb was 5 mg/g; Cu 10 mg/g; Cr and Ni were 20 mg/g while Zn was 30 mg/g. Duplicate and blank samples were collected throughout the experiment.

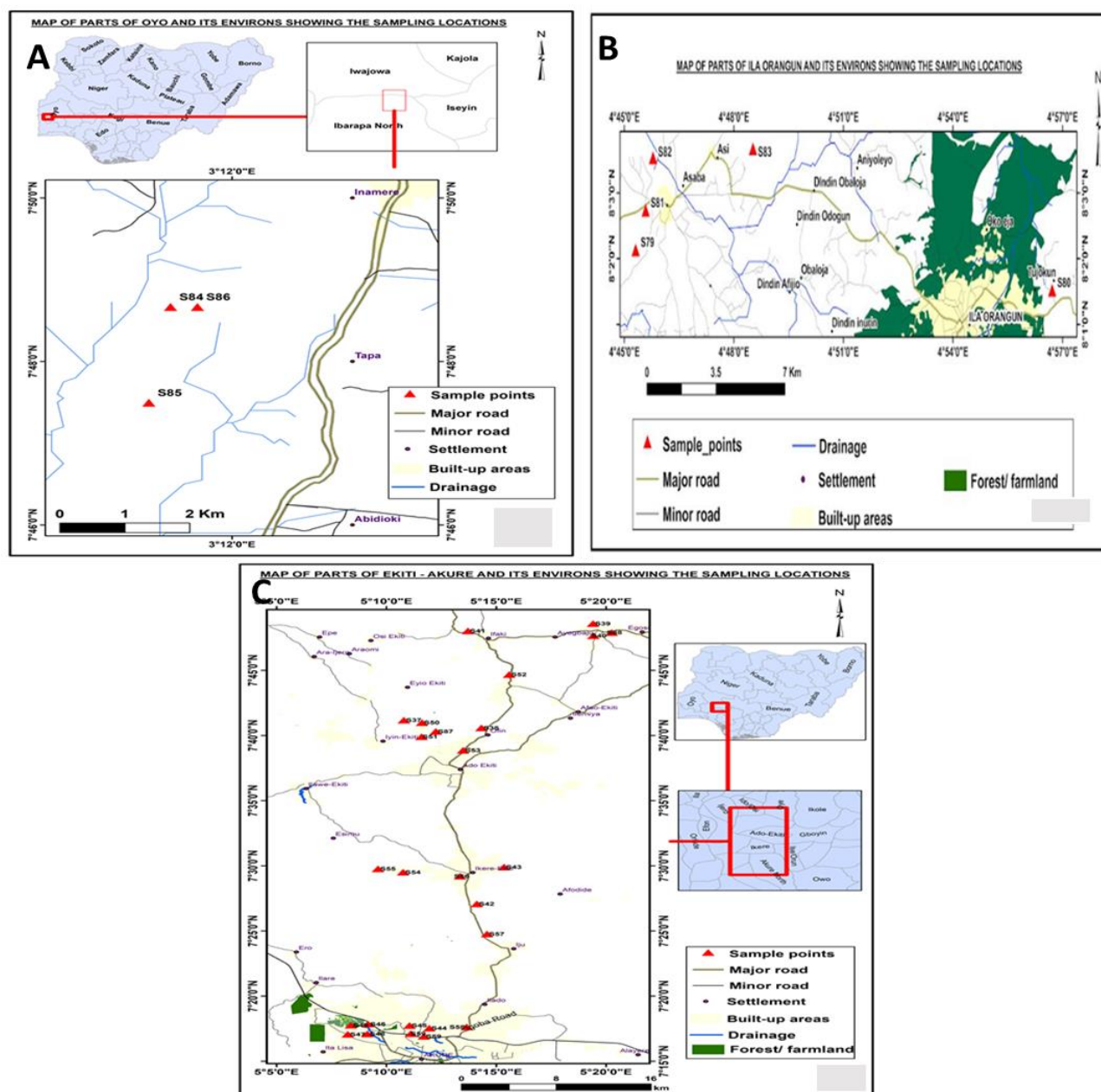


Fig. 2. A-C: Map of Iseyin-Oyan, Ila Oyan, and Ekiti-Akure showing sample locations

Five (5) pulverized samples of selected rock units were sent to the Department of Geology, University of the Free State, South Africa for SEM/EDX analysis to determine morphological and compositional characteristics of specific minerals such as apatite, monazite, xenotime, rutile and zircon that are notable host minerals for REEs. A portion of each of these five samples (1.5 x 1.5 x 1cm blocks) was prepared in epoxy, polished and analysed using a Jeol JXA-iSP100 Super Probe equipped with a Jeol EDS. To prevent charging of the samples, they were

carbon-coated (the carbon in carbonates cannot be determined because of this) using a Quorum - Q150T sputter-coater. Analysis of the samples was completed by following the procedure to search for “bright” minerals (minerals with high atomic masses), as REEs have high atomic masses. All “bright” minerals were documented. The minerals documented here have different appearances, ranging from euhedral grains to inclusions within other minerals, to what could possibly be secondary minerals (Fig. 3).

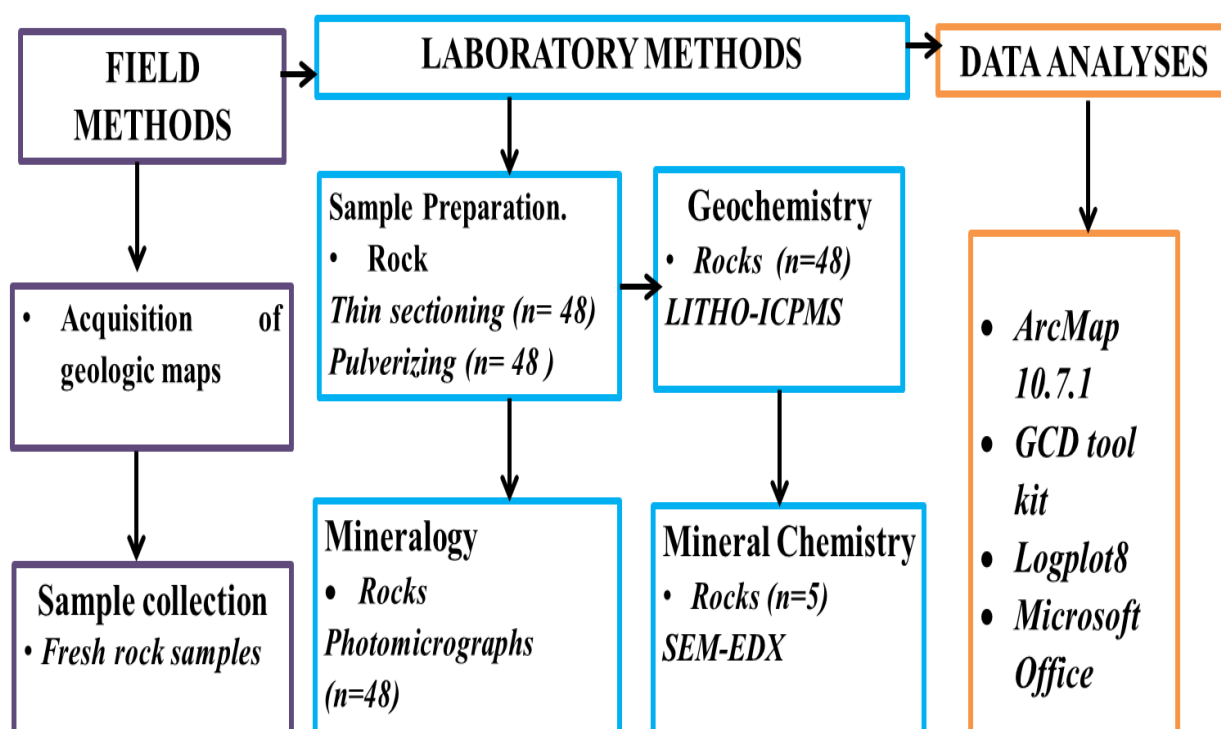


Fig. 3. Flowchart of the methodology for granitoids of the Ila-Oyan, Iseyin-Oyan, and Ekiti-Akure areas

Results and Discussions

Field Occurrences and Petrography

The granitoids observed within the study area were identified as porphyritic granites, granitic gneisses, diorites, and monzonites (Fig. 4A–F). The detailed modal compositions of these rock units are presented in Table 2 and typical photomicrographs of the rocks are presented in Fig. 5A–F.

The granitic gneiss outcrops were found in the northern part of Ila as highly weathered, low-lying, and extensive rock units trending in the NE-SW direction confirming the Pan-African Orogeny

imprint with varying degrees of quartz veins and pegmatitic intrusions. They are generally leucocratic, medium - coarse-grained, and have varying degrees of foliation planes as well as mineral lineation of biotite and quartz minerals. Minerals identified through photomicrographs included Quartz (24-35%), alkali-feldspar (5-30%), plagioclase (6-22%), muscovite (4-6%), biotites (8-21%), garnet (2-5%) and opaque minerals (2-10%, Table 2).

The granites around the Ila_Oyan and Iseyin areas mostly occur as high-rise plutons with characteristic porphyritic textures with intrusions. The granites

were of two varieties, notably hornblende biotite granite and biotite granites, with a notable occurrence of partially digested xenoliths within the groundmass. Some of the granites intruded the older quartz-mica schists within the study area. Thin-section analysis showed the presence of quartz (20-36%), alkali feldspar (3-20%), biotite (8-34%), plagioclase (7-15%), muscovite (1-3%), hornblende (1-15%) and opaque minerals (2-10%) with porphyritic texture defined by phenocrysts of feldspars surrounded by quartz, biotite, and hornblende.

The diorites are intermediate igneous rocks that occur as plutons within the Iseyin-oyan and Ekiti-Akure areas, extending to approximately 20meters with porphyritic textures defined by large phenocrysts of plagioclase embedded in a matrix of biotite, feldspars, titanite, apatite, monazites and

other accessory minerals. Lineation, defined by the parallel alignment of mafic minerals, was also observed. The modal compositions of minerals include quartz (8-9%), plagioclase (22-32%), alkali feldspar (2-7%), biotite (8-15%), hornblende (11-16%) and opaque minerals (1-4%).

The monzonites were abundant within the Ekiti-Akure areas occurring mostly as hills and high-rising plutons extending to more than 50meters on the surface with occasional occurrence as low-lying outcrops. They are generally coarse-grained and appear dark green, greenish-grey to greyish white with notable quartz vein intrusions. Mineral composition in hand specimens and photomicrographs includes; quartz (5-20%), biotite (10-25%), alkali feldspar typically Microcline and Orthoclase (7-23%), plagioclase (10-45%), hornblende (10-20%) and opaque minerals (5-20%).

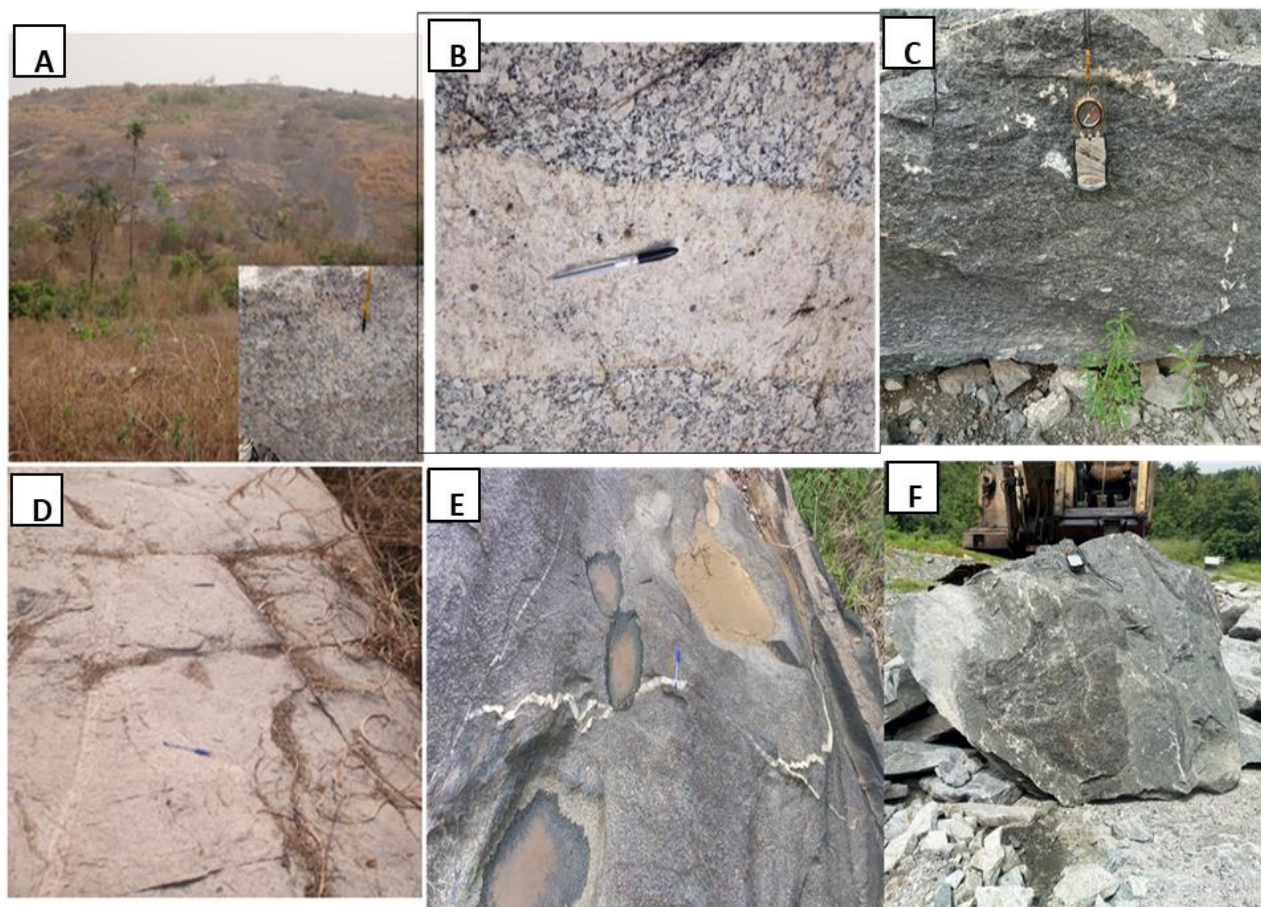


Fig. 4. Field photographs A and D: Ila-Oyan Porphyritic Granite and Granite Gneiss, B and E: Iseyin-Oyan Porphyritic Granite and Diorites, C and F: Ekiti-Akure Monzonites

Table 2. Modal composition of granitoids within Ila Oyan, Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure areas

Minerals	Granitic Gneiss (n=9)	Granites (n=16)	Diorites (n=8)	Monzonites (n=15)
Quartz	24-35	20-36	8-9	5-20
Plagioclase	6-22	7-15	22-32	10-45
Microcline	5-15	8-20	2-5	10-20
Orthoclase	7-30	3-15	3-7	7-23
Muscovite	4-6	1-3	-	-
Biotite	8-21	8-34	8-15	10-25
Hornblende	-	1-15	11-16	10-20
Garnet	2-5	-	-	-
Opaque	2-10	2-10	1-4	5-20

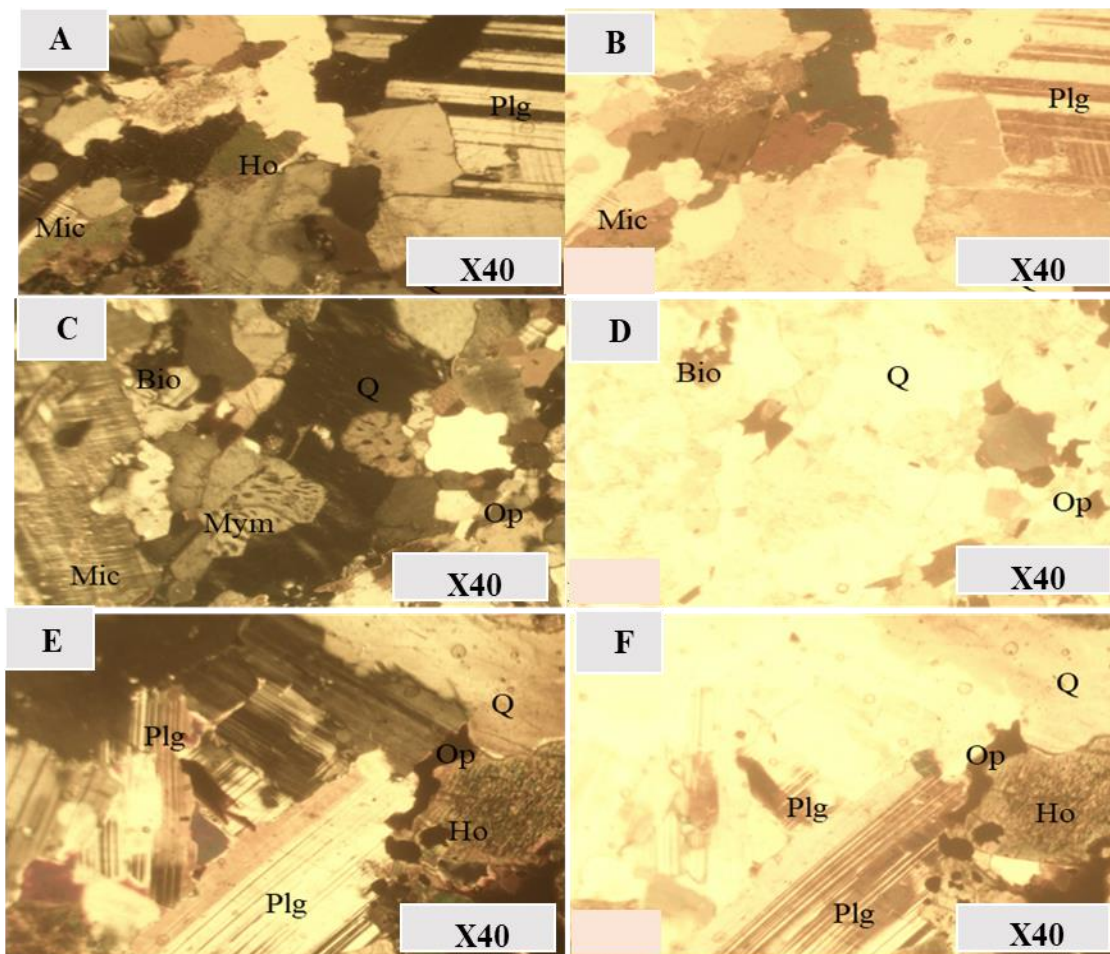


Fig. 5. Photomicrographs of primary and secondary minerals in Ila-Oyan, Iseyin-Oyan, and Ekiti-Akure areas (XPL and PPL (X40)). A to F: Plg: Plagioclase, Q: Quartz, Ho: Hornblende, Mic: Microcline, Bio: Biotite, Mym: Myrmekite and Op: Opaque. A-B: granites, C-D: diorites, E-F: monzonites

Geochemistry of the Granitoids

Geochemical results showed the major oxides concentrations ranged as follows (Table 3): For the granitic gneisses SiO₂ ranged from 65.2-72.2%, Al₂O₃ 13.05-15.21%, Fe₂O₃(t), 1.54-7.24%, MgO, 0.25-0.87%, CaO 0.79-2.77%, Na₂O 2.22-3.9%, K₂O 3.15-7.72%, TiO₂ 0.26-0.91%, P₂O₅ 0.11-0.67% and MnO, 0.03-0.1%;

The granites; revealed a range of 66.3-74.96% for SiO₂, 11.55-17.04% for Al₂O₃, 1.03-3.3% Fe₂O₃(t), 0.1-0.58% MgO, 0.55-2.7% CaO, 2.86-5.5% Na₂O, 4.16-6.93% K₂O, 0.15-0.35% TiO₂, 0.07-0.44% P₂O₅ and 0-0.17% MnO; diorites is characterized with 45.65-65.59% SiO₂, 13.73-19.15% Al₂O₃, 6.34-15.40% Fe₂O₃(t), 2.77-8.16% MgO, 3.44-10.44% CaO, 2.63-4.11% Na₂O, 0.91-3.29% K₂O, 0.62-3.13% TiO₂, 0.13-2.61% P₂O₅ and 0.10-0.17% MnO; The composition of monzonites showed a range of 51.20-65.75% for SiO₂, 14.57-17.41 % for Al₂O₃, 3.31-11.81% for Fe₂O₃(t), 0.10-2.22% for MgO, 1.23-7.33% for CaO, 2.79-7.75% for Na₂O 2.99-6.98% for K₂O, 0.25-2.99% for TiO₂, 0.07-1.87% for P₂O₅ and 0.04-0.22% for MnO.

The Cao concentrations in all rock units were higher than the MgO concentrations, which may be an indication of the remobilization of pre-existing minerals within the igneous rocks or varying compositions of protoliths before metamorphism (Omotunde et al., 2020).

The Low Field Strength Elements (LFSE) including Cs, Rb, Ba, Pb, Sr, Th and U ranges between the rock units as follows: granite gneisses 1.3-6.3ppm Cs, 162.5-277.1ppm Rb, 326-1071ppm Ba, 1.1-5.7ppm Pb, 70.6-113.6ppm Sr, 3.7-71.7ppm Th, 1-5.4ppm U; granites 2.2-2.7ppm Cs, 99.9-242.6ppm Rb, 225.13-831.78ppm Ba, 6.3-32ppm Pb, 15.9-187.1ppm Sr, 19.23-65.4ppm Th, 6-8.8ppm U; diorites 0.5-1.9ppm Cs, 309-1029ppm Ba, 6.0-32.0ppm Pb, 155-680ppm Sr, 1.7-33.2ppm Th, 0.3-17.6ppm U; monzonites 0.50-1.70ppm Cs, 75.00-218.00ppm Rb, 988.00-2223.00ppm Ba, 18-46ppm Pb, 156.00-469.00ppm Sr, 5.60-93.90ppm Th, 1.50-5.70ppm U while the High Field Strength Elements (HFSE) including Zr, Hf, Nb, Ta and Ti have values in the range of: granite gneisses 7.3-35.5ppm Hf, 8.5-103.8ppm Nb, 1.9-3ppm Ta, 241.9-1298.1ppm Zr, 0.3-1.5ppm Ti; granites 17.1-35.3ppm Hf, 19.6-127.3ppm Nb, 1.9-3ppm Ta, 170.8-1175.6ppm Zr, 0.3-0.4ppm Ti; diorites 2.0-9.4ppm Hf, 11.3-146.0ppm Nb, 0.3-2.8ppm Ta, 76-316ppm Zr, 0.1-

0.8ppm Ti; monzonites 6.50-31.50ppm Hf, 54.60-217.80ppm Nb, 0.70-2.70ppm Ta, 360-1279ppm Zr, 0.3-0.8ppm Ti.

Concentrations of Be and Ta were generally low in all granitoids studied whereas those of Pb, Ni and Co were higher in diorites and monzonites than in granite and granitic gneisses. These variations may be the result of the primary magma composition.

Petrogenesis and Tectonic Setting

The plot of TiO₂ against SiO₂ (Tarney, 1977) showed all Granite gneisses samples fall within the igneous field indicating igneous origin for the gneisses (Fig. 6A) while the plot of Na₂O + K₂O Vs SiO₂ (Middlemost, 1994) described the lithologies of the granitoids to include granites, monzonites, diorites and grabbroic diorites (Fig. 6B).

Granite geochemical classification scheme by Frost et al. (2001) showed all granitoids plotted within the Calc-alkalic to Alkalic boundaries, while the Aluminum Saturated Index plot indicated that the Granites, Diorites, and Monzonites were all metaluminous and the Granite gneisses were peraluminous indicating their granitic protoliths may have suffered some level of magma contamination (Olanrewaju 2006; Fig. 6C, D and E).

On the Hacker plots, SiO₂ was correlated against all the other major oxides to determine their relationship (Fig. 7A-H). Only K₂O showed a positive correlation with SiO₂ as opposed to other oxides that showed negative correlations an indication of the fractional crystallization as the dominant mode of formation for the magmas that produced the rocks while the other oxides showed negative correlation with SiO₂. The moderate to high silica and alumina concentrations within the granitoids further explains the abundance of quartz, feldspars and biotite. The scattered correlation between Na₂O and SiO₂ may suggest contamination of the melt bringing about formation of heterogeneous granitic rocks (Ahmadi Khalaji et al., 2007).

Trace elements geotectonic discrimination plots (Pearce et al., 1984) of Nb Vs Y revealed Within Plate Granites classification for most of the granitoids implying enriched mantle sources and crustal materials inclusions while some Granitic gneisses fell within the Orogenic boundary indicating their metamorphic changes may have been as a result of the Pan African Orogeny (Fig. 8).

Table 3. Geochemical concentrations of Granitoids within Ila Oyan, Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure areas (Major Oxides wt.%, Trace and Rare Earth Elements in ppm)

	Granite Gneisses	Granites	Gabbro-diorites	Monzonites
SiO₂	65.2-72.22	66.3-74.96	45.65-65.59	51.20-65.75
Al₂O₃	13.05-15.21	11.55-17.04	13.73-19.15	14.57-17.41
Fe₂O₃	1.54-7.24	1.03-3.3	6.34-15.40	3.31-11.81
MgO	0.25-0.87	0.1-0.58	2.77-8.16	0.10-2.22
CaO	0.79-2.77	0.55-2.7	3.44-10.44	1.23-7.33
Na₂O	2.22-3.9	2.86-5.5	2.63-4.11	2.79-7.75
K₂O	3.15-7.72	4.16-6.93	0.91-3.29	2.99-6.98
TiO₂	0.26-0.91	0.15-0.35	0.62-3.13	0.25-2.99
P₂O₅	0.11-0.67	0.07-0.44	0.13-2.61	0.07-1.87
MnO	0.03-0.1	0-0.17	0.10-0.17	0.04-0.22
Ba	326-1071	225.13-831.78	309-1029	988.00-2223.00
Be	1-10	1-5	1.00-4.00	2.00-3.00
Co	2.6-8.5	1.6-2.8	14.0-60.0	4.00-32.00
Cs	1.3-6.3	2.2-2.7	0.5-1.9	0.50-1.70
Ga	11.9-25.6	17.7-33.8	17.0-24.0	19.00-27.00
Hf	7.3-35.5	17.1-35.3	2.0-9.4	6.50-31.50
Nb	8.5-103.8	19.6-127.3	11.3-146.0	54.60-217.80
Rb	162.5-277.1	99.9-242.6	16.0-189.0	75.00-218.00
Sn	3-11	3.15-9	1.0-3.0	1.00-4.00
Sr	70.6-113.6	15.9-187.1	155-680	156.00-469.00
Ta	1.1-8.1	1.9-3	0.3-2.8	0.70-2.70
Th	3.7-71.7	19.23-65.4	1.7-33.2	5.60-93.90
U	1-5.4	6-8.8	0.3-17.6	1.50-5.70
V	9-43	0-28	55-291	0-204.00
W	0.6-5.1	<0.5	0-1	0-1
Zr	241.9-1298.1	170.8-1175.6	76-316	360-1279
Mo	0.1-2.9	0.8-1.5	2.0-3.0	3-13
Cu	0.4-15.7	3.8-22.12	19.7-160.0	10-30
Pb	1.1-5.7	6.3-32	6.0-32.0	18-46
Zn	18-171	20.4-177.9	50.0-170.0	50-180
Ni	1.6-5.8	1.3-26.21	20.0-310.0	22.79-35.38
As	0.6-8.7	0.04	2.1-4.4	0.82-15.69
Ti	0.3-1.5	0.3-0.4	0.1-0.8	0.30-0.80

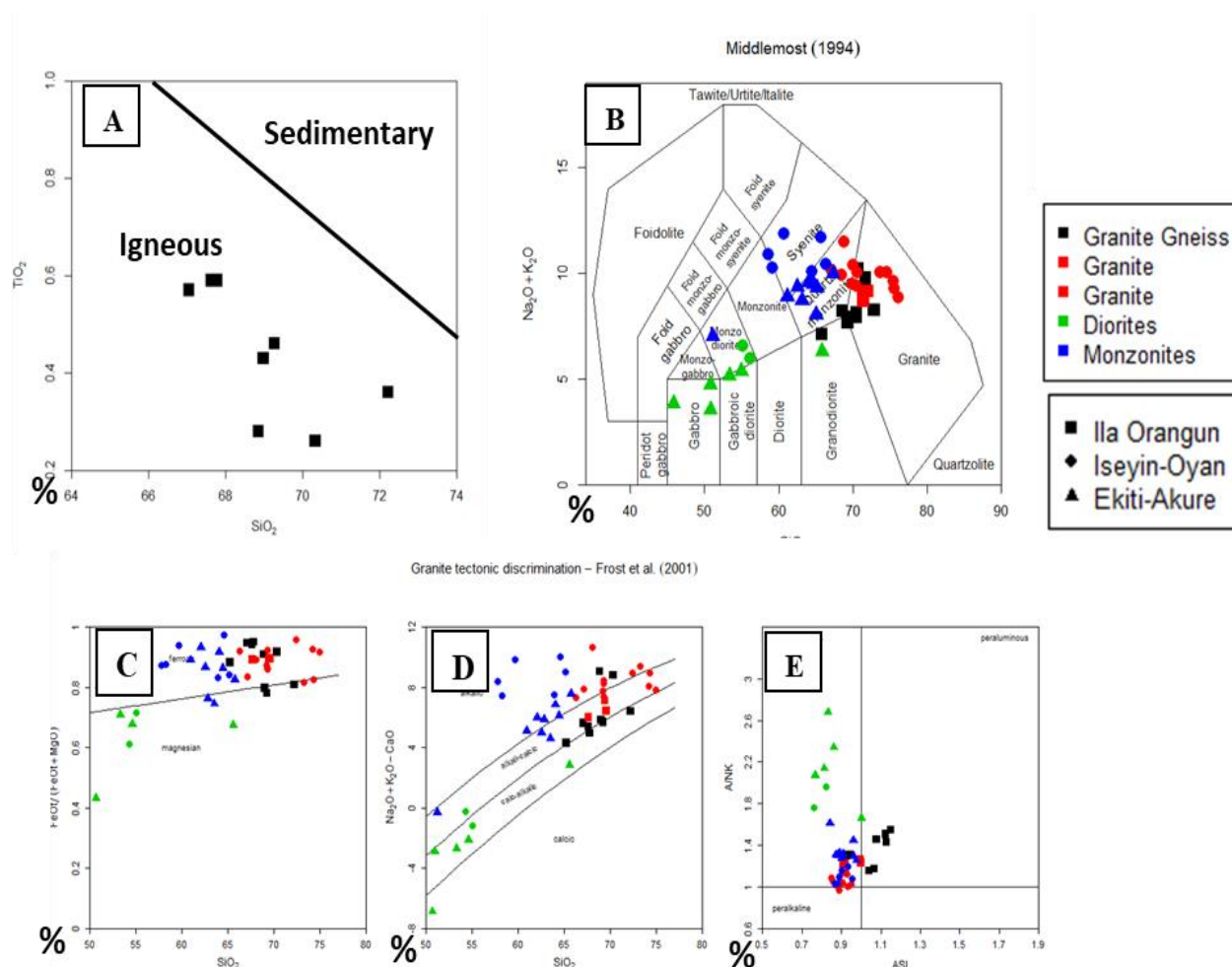


Fig. 6. Discrimination plots of Ila Oyan, Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure areas. A: TiO_2 vs SiO_2 after [Tarney, 1977](#), B: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 ([Middlemost, 1994](#)), C, D and E: Aluminum Saturation Index plots after [Frost et al. \(2001\)](#)

The REEs concentrations of all granitoids (granitic gneisses, granites, diorites, and monzonites) within the study area are presented in [Table 4](#). Granites have the highest concentrations of REEs followed by monzonites, granitic gneisses, and diorites with the lowest concentrations. The LREEs in all granitoids have higher concentrations when compared with the HREEs (Sm-Lu). The general enrichment in LREEs and depletion in HREEs (displayed by ratio La/Yb_N which ranged between 2.67- 72.19) with a negative Eu anomaly (Eu/Eu^* range 0.15-1.35) in the granitoids indicate the magma that produced these granitoids crystallized plagioclase and most of the Eu was incorporated in the minerals ([Fig. 9](#)). The values of ΣLREE , ΣHREE , and ΣREE for each rock unit

were: Granitic gneisses 3947.55, 916.44, and 4863.99; Granites 15221.7, 1818.01, and 17039.7; Diorites 2903.5, 426.96 and 3330.46; Monzonites 11108.3, 1094.9 and 12203.2 which may point to origin of their magma being from upper continental crust. Both LREEs and HREEs are abundant in the rock units in the order Granites>Monzonites>Granitic gneisses>Diorites. Spider plot of REEs for all granitoids normalized using Chondrite values after [Boynton \(1984\)](#) showed values of REEs were greater than 1 indicating the formation of granitoids was from continental crust materials. These characteristics compare favorably with the geochemical properties of granites of Dingnan, Southern China ([Ishihara et al., 2008](#)).

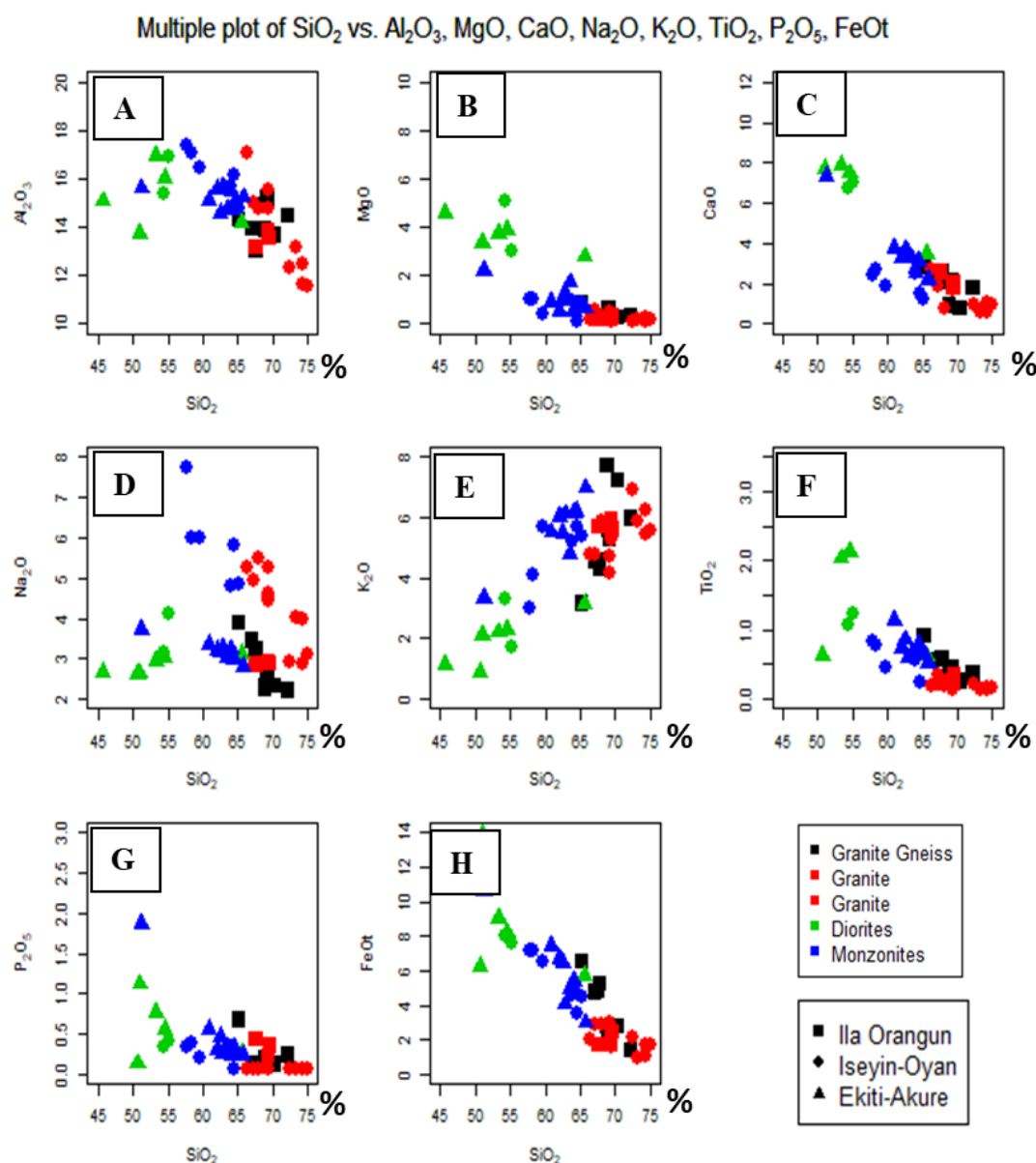


Fig. 7. A–H: Harker variation plots for the granitoids of Ila Oyan, Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure areas

REE Mineralization Potentials

The concentrations of REEs in the different rock units within the granitoids were compared with concentrations of REEs in mineralized areas to determine the mineralization potentials (Table 3). The REEs concentrations of the granitoids studied when compared with those of granites of Masamba, South Sulawesi, Indonesia (Maulana et al., 2012) showed similarities with the granitic gneisses and diorites while the granites and monzonites had far

higher REE concentrations, especially the LREEs. However, a comparison of the REEs concentrations with the granites of Dingnan, Southern China, where REEs exploration is ongoing, showed higher concentrations of LREEs in the granites and monzonites with lower HREEs concentrations in all the rock units. These might suggest that the granites and monzonites of the study areas are places of interest for further investigation in the search for potential sources of rare earth elements in Nigeria.

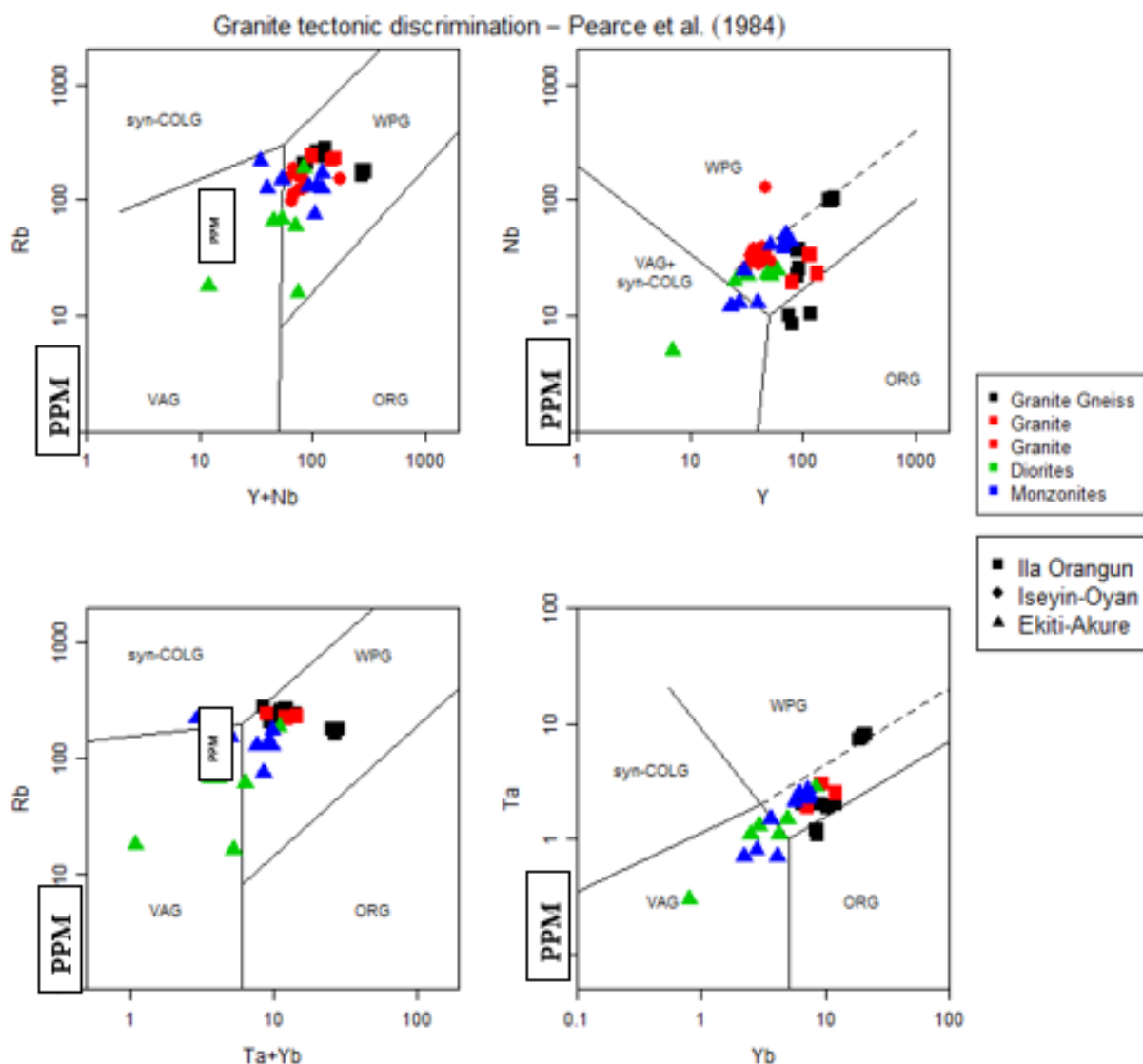


Fig. 8. Geotectonic discrimination plots of Ila Oyan, Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure areas. (Pearce et al., 1984)

Mineral Chemistry

Representative samples of granitic gneisses (2), Older Granites (1) and monzonites (2) that have shown enrichment in REEs based on comparison with places where mining is currently ongoing were further studied using SEM-EDX back scattered electron images (BSE) to ascertain their REE-bearing accessory minerals with emphasis on the chemical composition of minerals with significant Rare Earth Elements concentrations within their structures (Table 5).

The REE-bearing accessory minerals found in the granitic gneiss samples in the order of abundance

include: synchysite $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})(\text{CO}_3)_2\text{F}$ with range values of REE concentration of La 7.19-16.93%, Ce 17.27-24.83%, Nd 8.03-14.85% and Y 3.39-7.51%; tritomite $(\text{Y}, \text{Ca}, \text{La}, \text{Fe})_5(\text{Si}, \text{B}, \text{Al})_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{13}$ with range values of La 7.72-10.46%, Ce 12.43-18.13%, Nd 4.98-8.7% and Y 8.47-10.28%; allanite $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Y}, \text{La})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ with range values of La 1.97-2.65%, Ce 4.71-8.96%, Nd 2.39-3% and Y 6.31-10.12%. The concentrations show the granite gneisses have higher LREEs concentrated in synchysites, tritomite (a member of apatite Supergroup) and allanites (a member of the epidote supergroup) minerals (Fig. 10).

Table 4. REEs concentrations within Granitoids in the study area compared to other granitoids Ila Oyan, Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure areas

(ppm)	1	2	3	4	5	6
La	67.8-204.5	70.31-944.39	12.6-136	79.20-629.59	7.6-75.1	33.4- 101.00
Ce	126-385.3	153.35-1083.6	24.0-301.0	145-795	16.6-157	73.2-196.00
Pr	13.72-40.07	13.10-103.02	2.7-35.3	14.9-70.9	2.11-17.2	8.11-20.00
Nd	49.5-136.6	47.07-326.69	11.3-146.0	54.6-217.8	8.9-53	30.4-71.30
Sm	10.18-27.65	7.79-50.79	2.3-26.0	9.5-33.86	2.3-7.18	6.49-13.60
Eu	1.24-4.92	1.41-3.51	1.0-5.8	2.04-5.68	0.10-0.92	0.22-1.65
Gd	11.16-29.69	8.29-45.91	2.0-18.6	6.90-22.96	2.41-5.98	5.71-15.00
Tb	2.07-5.23	3.01-4.92	0.3-2.4	1.0-3.5	0.5-0.86	0.89-2.62
Dy	13.75-33.34	6.91-43.59	1.8-17.0	5.4-21.79	2.23-5.88	4.48-15.2
Ho	2.97-7.21	2.94-5.18	0.3-2.3	1-3.4	0.39-1.31	0.76- 2.95
Er	9-21.8	4.74-34.70	0.9-9.4	2.6-17.35	1.22-4.21	1.94-7.98
Tm	1.17-3.12	0.68-4.96	0.1-1.2	0.35-2.48	N/A	0.28-1.19
Yb	6.64-20.71	4.54-32.58	0.8-8.3	2.20-16.29	N/A	1.72-7.45
Lu	0.92-2.99	0.44-4.76	0.1-1.4	0.34-2.38	0.03-0.21	0.24-1.05
LREE	13.72-385.3	13.10-1083.6	2.7-301.0	14.9-795	38-310	152-402
HREE	0.92-33.34	0.44-50.79	0.1-26.0	0.34-33.86	9-17	16-53

1. Granite gneisses of Ila Oyan area
2. Granites of Ila Oyan, Iseyin-Oyan areas
3. Gabbro-diorites of Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure areas
4. Monzonites of Ekiti-Akure area
5. Masamba granitic rocks in South Sulawesi, Indonesia
6. Granites of Dingnan, Southern China

Accessory minerals found in the Older Granite samples enriched in REEs are as follows in the order of REEs abundance: apatite $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$ in the range of La 17.94-19.89% and Ce 32.39-33.97%; monazite $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})(\text{PO}_4, \text{SiO}_4)$ in the range of La 19.69-20.39% and Ce 29.23-32.69%; allanite $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Y}, \text{La})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ in the range of La 3.06% and Ce 3.21-8.87%. The results further confirmed earlier analysis which classified the Older Granites as rock units essentially enriched in LREEs which are hosted in apatite, monazite and allanites (Fig. 11).

The monzonite samples had essentially two REE-bearing minerals with dominantly Light Rare Earth Elements (La and Ce). synchysite minerals $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})(\text{CO}_3)_2\text{F}$ had La concentration ranging from 13.65-25.65% and Ce concentration between 25.65-30.29% while allanite $(\text{Ce}, \text{Ca}, \text{Y}, \text{La})_2(\text{Al}, \text{Fe}_3)_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$ had La concentration between 1.64-5.64% and Ce concentrations of 4.39-11.77%. These monzonites also indicate enrichment in LREEs similar to the granitic gneisses with synchysites and allanites as their REE-bearing minerals but no tritomite (Fig. 12).

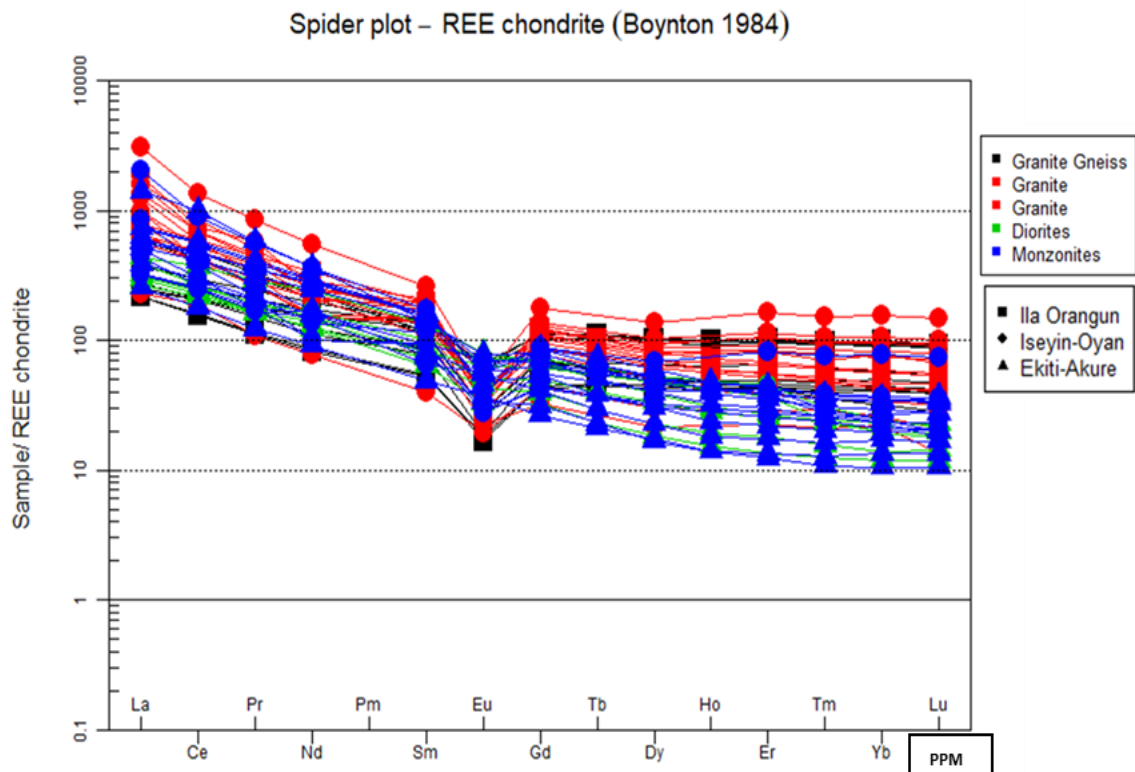


Fig. 9. Spider plot normalized by REE Chondrite (Boynton, 1984) for all granitoids within Ila Oyan, Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure areas

Table 5. Summary of LREEs and HREEs concentrations in host minerals within the various rock types of Ila Oyan, Iseyin-Oyan and Ekiti-Akure areas

Rock type	REE minerals	LREEs (%)					HREEs (%)	
		La	Ce	Pr	Nd	Er	Y	Dy
Granitic gneisses	Synchysite	7.2-16.9	17.3-24.8	—	8.0-14.9	—	3.3-7.5	—
	Tritomite	7.7-10.5	12.4-18.1	—	4.9-8.7	—	8.5-10.3	—
	Allanite	1.9-2.7	4.7-8.9	—	2.4-3.0	—	6.3-10.2	—
Granites	Allanite	0.1-3.1	3.2-8.9	—	—	—	—	—
	Apatite	17.9-19.9	32.4-33.9	—	—	—	—	—
	Monazite	19.7-20.4	29.2-32.7	—	—	—	—	—
Monzonites	Synchysite	13.7-25.7	19.1-30.3	—	—	—	—	—
	Allanite	1.6-5.6	4.4-11.8	—	—	—	—	—

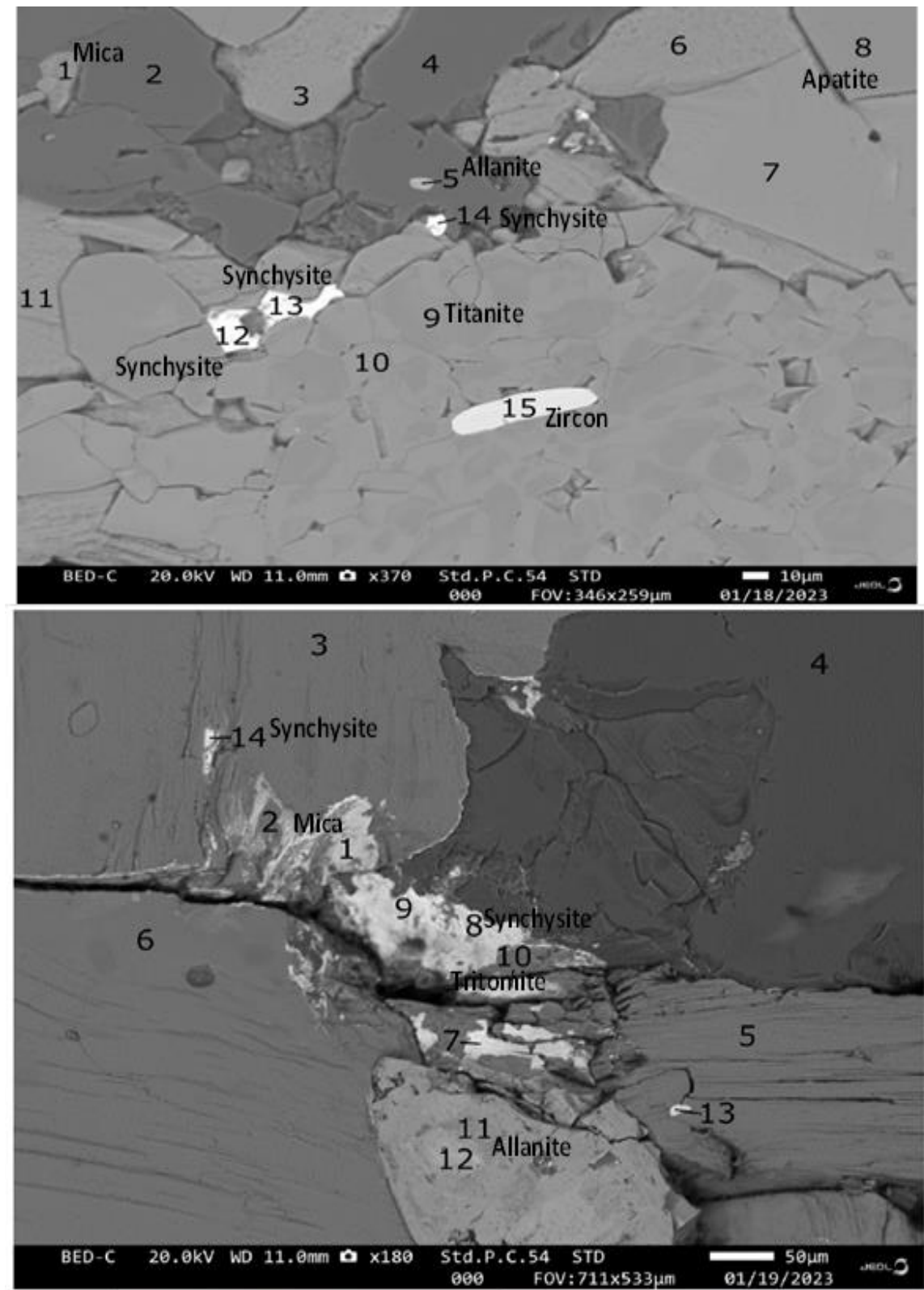


Fig. 10. Back-scattered electron (BSE) images of REE-bearing minerals synchysite, apatite, tritomite and allanite within the granite gneiss samples of Ila Oyan area

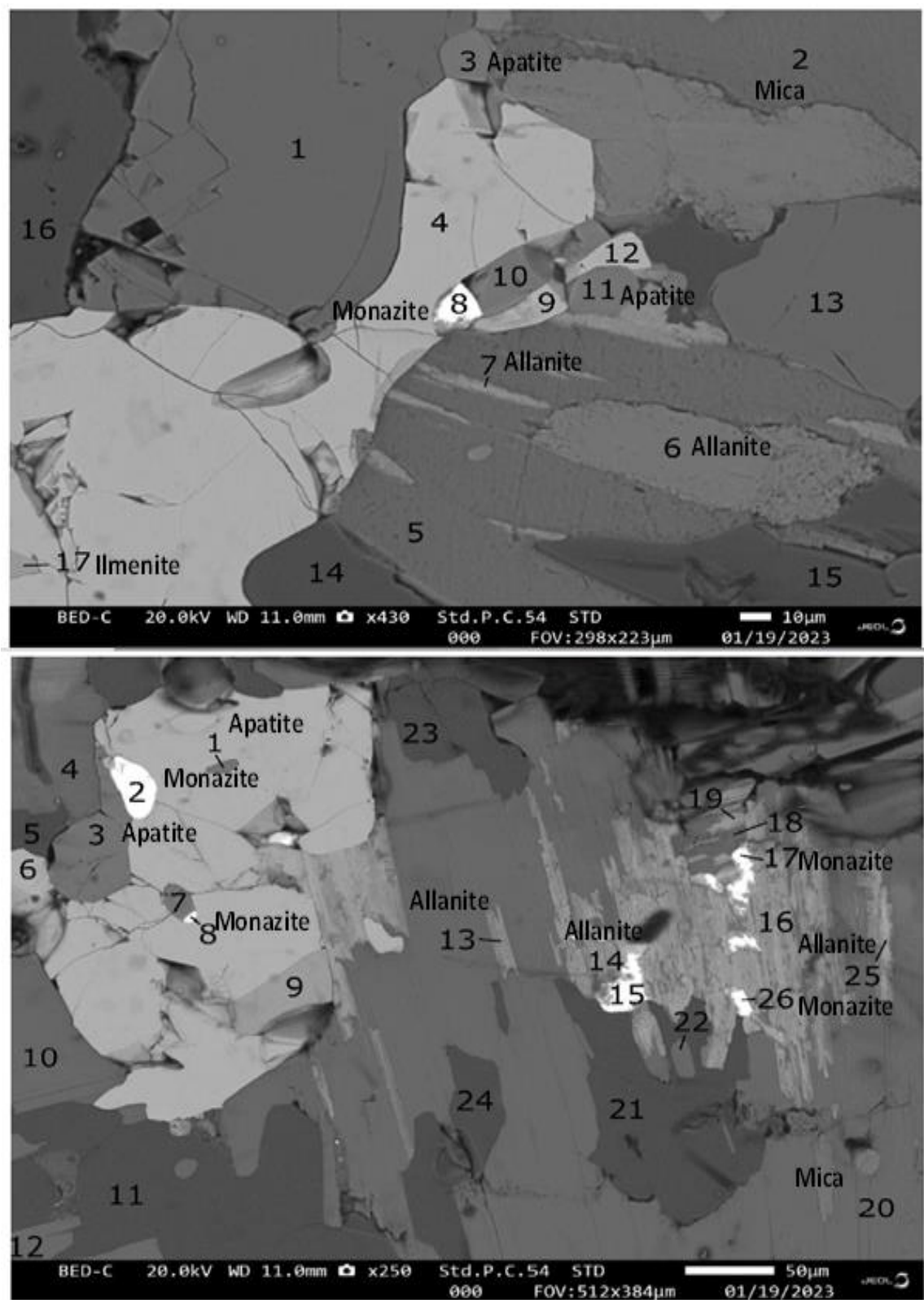


Fig. 11. Back-scattered electron (BSE) images of REE-bearing minerals allanite, monazite and apatite within the Older Granites samples of Ila oyan and Iseyin Oyan areas

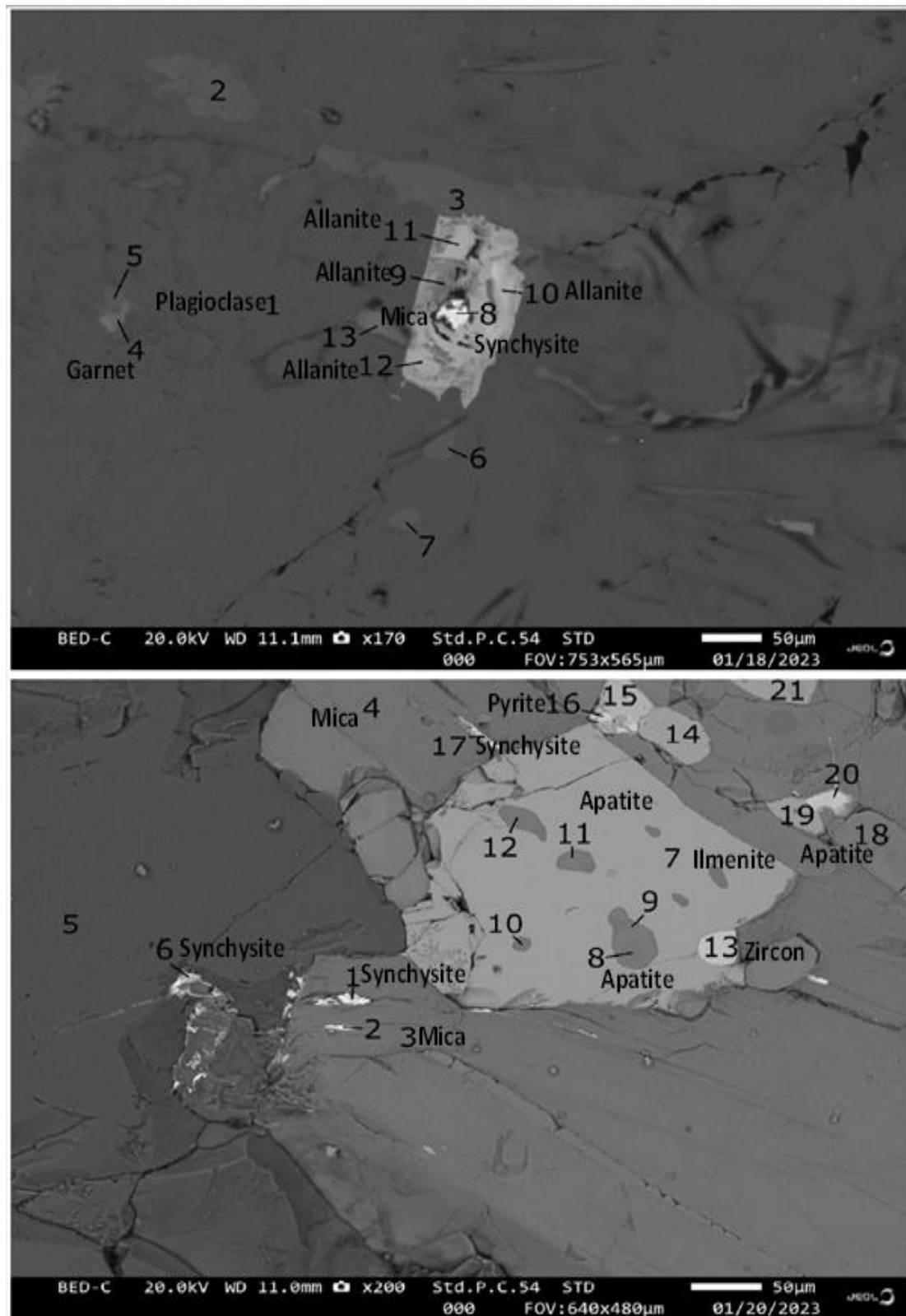


Fig. 12. Back-scattered electron (BSE) images of REE-bearing minerals allanite and synchysite within the monzonite samples of Ekiti-Akure area

Conclusion

The Nigerian Granitoids within the study areas were observed to consist of granitic gneisses, granites, diorites, and monzonites generally occurring as high rising plutons with occasional low-lying features with a general foliation trend of NE-SW directions which is typical of outcrops that have experienced Pan African Orogeny. Petrographic studies showed the presence of minerals such as quartz, plagioclase, microcline, orthoclase, muscovites, biotite, hornblende, and opaque minerals in varying proportions.

Geochemical classification indicated that the granitoids are calc-alkalic to alkalic, mostly metaluminous except for the granitic gneisses that showed peraluminous implying they are linked to areas of post continental collisions events. Tectonic discrimination plots showed granitoids were mostly associated with WPG indicating formation within plates while the Granite gneisses fell within the ORG (Orogenic events), further confirming they had experienced some level of Orogeny. All Granitoids were enriched in LREEs, depleted in HREEs, and had negative Eu anomaly similar to the granites of Dingnan and indicating moderate fractionation and preservation of alkali and plagioclase feldspars.

Mineral chemistry analysis of selected samples of granite gneisses, granites and monzonites showed the important REE-bearing minerals within these samples include synchysites, allanites, monazites, apatites and tritomites. A comparison of REEs concentrations with concentrations from Masamba, Indonesia, and Dingnan, Southern China indicated higher REEs especially the LREEs in the granites and monzonites investigated. Thus, this suggests that the granites and monzonites investigated are potential REEs mineralization zones hosted in

synchysites, apatites, monazites and allanite minerals and these prospects can be further be explored.

Acknowledgments

The authors acknowledge the funding gotten from the African Union Commission through the Pan African University Institute for Life and Earth Sciences (including Health and Agriculture) (PAULESI), University of Ibadan, Nigeria for this research. The writing skills acquired during the Early Career Researchers development training and mentoring workshops (WW21100104) sponsored by the British Academy were highly helpful in the drafting of this manuscript. Critical contributions by the reviewers towards improving the quality of this article are also greatly appreciated.

Author Contributions

All authors contributed to the conception and design of this research work. Materials preparation, data collection and analysis were performed by Mustapha S.O, Olatunji A.S., Abdus-salam M.O., Omotunde V.B. and Emecho-Ted O.S. The first draft of the manuscript was written by Mustapha S.O. and all authors commented on previous versions of the manuscript. All authors have read and approved the final manuscript.

Declaration of Interest

The authors declare that there are no conflicting interests.

Data Availability Statement

The datasets generated and/or analyzed during the current study are available from the corresponding author upon reasonable request.

References

- Adetunji, A., Olarewaju, V.O., Ocan, O.O., Ganey, V.Y. and Macheva, L., 2016. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the pegmatites in Ede area, southwestern Nigeria: A newly discovered oldest Pan African rock in southwestern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 115: 177–190.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.12.006>
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5–6): 859–877. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.005>
- Balaram, V., 2019. Rare earth elements: A review of applications, occurrence, exploration, analysis, recycling, and environmental impact. *Geoscience Frontiers*, 10(4): 1285–1303.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.005>
- Batapola, N.M., Dushyanthaa, N.P., Premasiria, H.M.R., Abeyasinghea, A.M.K.B., Rohithaa, L.P.S., Ratnayakea, N.P., Dissanayakea, D.M.D.O.K., Ilankoonc, I.M.S.K. and Dharmaratnea, P.G.R., 2020. A comparison of global rare earth element (REE) resources and their mineralogy with REE prospects in Sri Lanka. *Journal of Asian Earth Sciences*, 200: 104475.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104475>
- Black, R., 1980. Precambrian of West Africa. *Episodes* 3(4): 3–8.
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/1980/v3i4/001>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*, Amsterdam, Elsevier, pp. 63–114.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Burke, K.C. and Dewey, J.F., 1972. Orogeny in Africa. In: T.F.J. Dessauvagie and A.J. Whiteman (Editors), *Africa geology*. University of Ibadan Press, Ibadan: 583–608.
- Carter, J.D., Barber, W., Tait, E.A. and Jones, G.P., 1963. The geology of parts of Adamawa, Bauchi and Borno Provinces in Northeastern Nigeria. *Geological Survey of Nigeria Bull*, 30: 108 pp.
- Chakhmouradian, A.R. and Wall, F., 2012. Rare earth elements: Minerals, mines, magnets (and more). *Elements*, 8(5): 333–340.
<https://doi.org/10.2113/gselements.8.5.333>
- Dada, S.S., 2006. Proterozoic evolution of Nigeria. In: O. Oshi (Editor), *The basement complex of Nigeria and its mineral resources (A Tribute to Prof. M.A.O. Rahaman)*. Akin Jinad & Co. Ibadan, pp. 29–44.
- Dushyantha, N., Batapola, N., Ilankoon, I.M.S.K., Rohitha, S., Premasiri, R., Abeysinghe, B., Ratnayake, N. and Dissanayake, K., 2020. The story of Rare Earth Elements (REE); Occurrences, global distribution, genesis, geology, mineralogy, and global production. *Ore Geology Reviews*, 122: 103521.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103521>
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048.
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Garba, I., 2003. Geochemical discrimination of newly discovered rare-metal bearing and barren pegmatites in the Pan-African (600 ± 150 Ma) basement of northern Nigeria. *Applied Earth Science (Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section B)*, 112(3): 287–292.
<https://doi.org/10.1179/037174503225011270>
- Goodenough, K.M., Schilling, J., Jonsson, E., Kalvig, P., Charles, N., Tuduri, J., Deady, E.A., Sadeghi, M., Schiellerup, H. and Müller, A., 2016. Europe's rare earth element resource potential: an overview of REE metallogenetic provinces and their geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, 72(part 1): 838–856.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.019>
- Ishihara, S., Hua, R., Hoshino, M. and Murakami, H., 2008. REE Abundance and REE Minerals in Granitic Rocks in the Nanling Range, Jiangxi Province, Southern China, and Generation of the REE-rich Weathered Crust Deposits. *Resource Geology*, 58(4): 355–372.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2008.00070.x>
- Klemm, D.D., Schneider, W. Wagner, B., 1984. The Precambrian metavolcano-sedimentary sequence east of Ife and Ilesha, SW Nigeria. A Nigerian 'Greenstone belt'? *Journal of African Earth Sciences*, 2(2): 161–176.
[https://doi.org/10.1016/S0731-7247\(84\)80011-7](https://doi.org/10.1016/S0731-7247(84)80011-7)

- Maulana, A., Watanabe, K., Imai, A. and Yonezu, K. 2012. Petrology and Geochemistry of Granitic Rocks in South Sulawesi, Indonesia: Implication for Origin of Magma and Geodynamic Setting. *Geotechnical and Geological Engineering*, 30(1): 1–6. <https://doi.org/10.1007/s10706-011-9460-1>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Obaje, N.G., 2009. *Geology and Mineral resources of Nigeria*. Springer Berlin, Heidelberg, 221 PP. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-92685-6>
- Offodile, M.E., 1976. *The geology of the Middle Benue, Nigeria*. Palaentological Institute, University Uppsala, Special Publication, 166 PP. Retrieved October 20, 2024 from https://books.google.com/books/about/The_Geology_of_the_Middle_Benue_Nigeria.html?id=3XJPAQAAIAAJ
- Olarewaju, V.O., 2006. The Charnockitic Intrusives of Nigeria. In: O. Oshi (Editor), *The basement complex of Nigeria and its mineral resources (A Tribute to Prof. M.A.O. Rahaman)*. Akin Jinad & Co. Ibadan, pp. 45–70
- Omotunde, V.B., Olatunji, A.S. and Abdus-Salam, M.O., 2020. Rare earth elements assessment in the granitoids of part of Southwestern Nigeria. *European Journal of Environment and Earth Sciences*, 1(5): 9. <http://dx.doi.org/10.24018/ejgeo.2020.1.5.79>
- Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Rahaman, M.A., 1988. Recent advances in the study of the basement complex of Nigeria. In: *Precambrian Geology of Nigeria*, Geological Survey of Nigeria, Kaduna South, pp. 11–43
- Russ, W., 1957. *The geology of parts of Niger, Zaria and Sokoto Provinces: with special reference to the occurrence of Gold*. Geological Survey of Nigeria, 42 PP.
- Tarney, J., 1977. Petrology, mineralogy and geochemistry of the Falkland Plateau basement rocks, Site 30, deep sea drilling project. The initial report, 36: 893–920.
- Umaru, A.O., Okunlola, O., Danbatta, U.A. and Olisa, O.G., 2023. Geochemistry and Petrogenesis of Pan-african Granitoids in Kaiama, North Central, Nigeria. *Economic and Environmental Geology*, 56(3): 259–275. <https://doi.org/10.9719/EEG.2023.56.3.259>



سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، جایگاه زمین‌ساختی و پتانسیل گرانیوتیوئیدهای انتخاب‌شده برای کانی‌سازی عناصر نادر خاکی، جنوب غرب نیجریه

شکیرات مصطفی امینو^{۱*}، آکیناده شدراخ اولاتونجی^۲، مریم ع. عبدالسلام^۳، ویکتوریا ب. اوموتونده^۴، اوگنروم اس. امچو-تد^۵

^۱ مربی ۱، گروه زمین‌شناسی و علوم معدنی، دانشگاه ایالتی کوارا، ماله‌ته، نیجریه؛ گروه علوم زمین، مؤسسه علوم حیات و زمین، دانشگاه پان آفریقا (PAULESI)، دانشگاه ایبادان، نیجریه

^۲ استاد، گروه علوم زمین، مؤسسه علوم حیات و زمین، دانشگاه پان آفریقا (PAULESI)، دانشگاه ایبادان، نیجریه؛ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ایبادان، نیجریه

^۳ مدرس ارشد، گروه زمین‌شناسی، پلی‌تکنیک ایبادان، نیجریه

^۴ دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ایبادان، نیجریه

^۵ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ایبادان، نیجریه

چکیده

اطلاعات مقاله

تقاضا برای عناصر خاکی کمیاب، جستجو برای یافتن این عناصر را از منابعی غیر از کربناتیت‌ها ضروری ساخته است و به همین دلیل، گرانیوتیوئیدها در حال حاضر به عنوان منابع بالقوه عناصر خاکی کمیاب در سطح جهان مورد ارزیابی قرار می‌گیرند. بخش‌هایی از گرانیوتیوئیدهای جنوب غربی نیجریه با استفاده از مشاهدات صحرایی، ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی مورد بررسی قرار گرفتند. واحدهای سنگی غالب مشاهده‌شده، عبارت بودند از گنیس‌های گرانیتی، گرانیت‌ها، دیوریت‌ها و مونزونیت‌ها به همراه تریق‌های فرعی پگماتیت‌ها و رگه‌های کوارتز. طبقه‌بندی سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی، گرانیوتیوئیدها را در گروه کالک‌قلیایی تا قلیایی، اغلب متاآلوئین و بیشتر جای‌گیری‌شده در محیط‌های درون‌صفحه‌ای که ممکن است مربوط به محیط‌های پس از برخورد باشند، قرار داد. غلظت عناصر خاکی کمیاب در گرانیوتیوئیدهای مورد بررسی، غلظت بالاتری از عناصر خاکی کمیاب سبک را در مقایسه با عناصر خاکی کمیاب سنگین همراه با یک بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهد که بیانگر آن است که این سنگ‌ها از تبلور مواد پوسته‌ای ذوب‌شده همراه با تبلور تفریقی پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. مقادیر مجموع عناصر خاکی کمیاب سبک برای گرانیت‌ها (ΣLREEs معادل ۱۳/۱۰ تا ۱۰۸۳/۶ گرم در تن و ΣHREEs معادل ۰/۴۴ تا ۵۰/۷۹ گرم در تن) و مونزونیت‌ها (ΣLREEs معادل ۱۴/۹ تا ۷۹۵ گرم در تن و ΣHREEs معادل ۰/۳۴ تا ۳۳/۸۶ گرم در تن) به طور مطلوبی با گرانیت‌های چین (ΣLREEs معادل ۱۵۲ تا ۴۰۲ گرم در تن و ΣHREEs معادل ۱۶ تا ۵۳ گرم در تن) که استخراج REEs در آنها در حال انجام است، قابل مقایسه است. کانی‌های حاوی عناصر خاکی کمیاب در گنیس‌های گرانیتی، گرانیت‌ها و مونزونیت‌ها شامل سینکسیت، آلانیت، مونازیت، آپاتیت و تربیتومیت هستند که می‌توان غلظت اقتصادی REEs را از آنها استخراج کرد. بنابراین، این گرانیوتیوئیدها واحدهای سنگی بااهمیتی برای درک پتانسیل اقتصادی عناصر خاکی کمیاب در نیجریه محسوب می‌شوند.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۳/۱۱
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۱۲/۰۶
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۲/۱۰

واژه‌های کلیدی

گرانیتوئید
عناصر خاکی کمیاب
کانی‌زایی
گرانیت
آپاتیت
نیجریه

نویسنده مسئول

شکیرات مصطفی امینو

✉
mustaphashakirat90@gmail.com

استناد به این مقاله

امینو، شکیرات مصطفی؛ اولاتونجی، آکیناده شدراخ؛ عبدالسلام، مریم ع؛ اوموتونده، ویکتوریا بولاجی و امچو-تد، اوگنروم اس. ۱۴۰۵. سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی، جایگاه زمین‌ساختی و پتانسیل گرانیوتیوئیدهای انتخاب‌شده برای کانی‌سازی عناصر نادر خاکی، جنوب غرب نیجریه. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸(۱): ۴۷-۶۷.

<https://doi.org/10.22067/econg.2026.1116>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2026.1167



Geochemistry and Petrogenesis of the Bashagard Ophiolitic Complex, Makran Accretionary Prism, SE Iran: Implication for Magma Origin and Tectonomagmatic Setting

Majid Ghasemi Siani ^{1*} , Behzad Mehrabi ² , Aras Badrooj ³, Hamed Ebrahimi Fard ⁴ , Yusuf Kagan Kadioglu ⁵ , Ali Akbar Beshkani ⁶, Eisa Mataji Amirroude ⁷

¹ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

² Professor, Department of Earth Sciences, College of Science, Sultan Qaboos University, Muscat, Sultanate of Oman

³ M.Sc. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

⁴ Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

⁵ Professor, Department of Geological Engineering, Ankara University, Tandogan, Ankara, Türkiye

⁶ M.Sc., Department of Geochemistry, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran

⁷ Assistant Professor, Department of Geology, Chalus Branch, Islamic Azad University, Chalus, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 30 December 2025

Revised: 28 February 2026

Accepted: 09 March 2026

Keywords

Mineral chemistry

Peridotite

Chromitite

Supra-subduction zone

Bashagard ophiolite mélange

Complex

Makran accretionary prism

*Corresponding author

Majid Ghasemi Siani

✉ m.ghasemi@khu.ac.ir

ABSTRACT

The Bashagard ophiolite-mélange complex, located within the Makran accretionary prism, primarily comprises mantle sequences consisting of harzburgite, dunite, lherzolite, pyroxenite, and chromitite lenses. Petrographic studies indicate that the ultramafic, mafic, and acidic units of this complex are composed of peridotite, gabbro, and granodiorite, respectively, falling within the tholeiitic magmatic series and transitional zone. REE patterns reveal an enrichment of peridotites in LILEs and LREEs, alongside a depletion in HFSEs and HREEs. This signature is interpreted as a result of partial melting processes and the interaction of fluids and transient melts with pristine mantle peridotites. Based on silicate mineral chemistry, clinopyroxenes in the ultramafic units are diopsidic, characterized by a compositional range of $Wo_{46.03-51.16}$, $En_{45.45-53.97}$, and $Fs_{0.00-4.79}$. They exhibit low Al_2O_3 and TiO_2 contents, consistent with compositional trends spanning from fore-arc to abyssal peridotites. The chrome-spinels within the chromitites demonstrate compositional affinity with fore-arc peridotites. These chrome-spinels possess a high Cr# and appear to have crystallized from a boninitic melt generated under hydrous conditions via high degrees of partial melting of a depleted mantle source. Moreover, the mineral chemistry of the studied peridotites exhibits a dual nature, displaying characteristics of abyssal, fore-arc, and boninitic environments. This mantle sequence likely evolved in a Supra-Subduction Zone (SSZ) setting, resulting from the subduction of the Neo-Tethys Ocean and the final collision of the Arabian Plate with the Makran Block during the Late Cretaceous.

How to cite this article

Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Badrooj, A., Ebrahimi Fard, H., Kadioglu, Y.K., Beshkani, A.A. and Mataji Amirroude, E., 2026. Geochemistry and Petrogenesis of the Bashagard Ophiolitic Complex, Makran Accretionary Prism, SE Iran: Implication for Magma Origin and Tectonomagmatic Setting. *Journal of Economic Geology*, 18(1): 69–119. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1167>



©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Understanding the origin, evolution, and metallogenic processes of mantle peridotites is fundamental for reconstructing the geodynamic history of oceanic basins and supra-subduction zone (SSZ) settings. Ophiolitic mantle peridotites and their associated podiform chromitites preserve robust records of mantle melting regimes, melt–rock interactions, and tectonomagmatic evolution during oceanic spreading and subduction initiation (Leblanc and Nicolas, 1992; Arai, 1994). Within the Neo-Tethyan realm, the Makran Accretionary Prism (MACP) of southeastern Iran represents a key tectonic domain containing accreted fragments of oceanic lithosphere formed during the convergence of the Arabian and Eurasian plates (McCall, 2002; Shafaii Moghadam and Stern, 2015). Despite extensive investigations, the petrogenesis, mantle-source characteristics, and tectonic significance of chromitite-bearing peridotites from the Bashagard Ophiolite Mélange Complex (BOMC) remain poorly constrained. Previous studies have variously interpreted Makran ultramafic–mafic assemblages as products of mid-ocean ridge (MOR), plume-related, or SSZ magmatism, highlighting the lack of an integrated petro-geochemical and mineral-chemical framework (e.g., Ghazi et al., 2004; Delavari et al., 2016; Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Ghasemi Siani et al., 2025). In particular, the processes controlling podiform chromitite mineralization and the role of slab-derived hydrous melts in modifying the mantle wedge beneath the MACP remain debated. The principal objective of this study is to constrain the tectonomagmatic setting and mantle evolution of chromitite-hosting peridotites in the BOMC through an integrated dataset including petrography, whole-rock geochemistry, mineral chemistry, and detrital-zircon U–Pb geochronology to discriminate between abyssal and SSZ mantle processes and refine regional geodynamic models for the MACP.

Material and methods

To characterize chromite mineralization and its petrogenetic controls within the BOMC, representative surface samples were systematically collected from ultramafic and mafic lithological units during detailed geological field surveys, guided by lithological variability and field relationships. Polished thin sections and polished blocks of ultramafic, mafic, and felsic igneous rocks, as well as associated chromitite ore bodies, were prepared for petrographic, mineralogical, and textural analyses using transmitted- and reflected-light microscopy at Kharazmi University.

Following microscopic examination, representative chromite-bearing host rocks and massive chromitite samples were selected for whole-rock geochemical analyses. Major-element concentrations were determined by X-ray fluorescence (XRF), whereas trace and rare-earth elements (REE) were analyzed by inductively coupled plasma–mass spectrometry (ICP–MS; Agilent 7900) at the Iranian Mineral Processing Research Center and Ankara University. Prior to analysis, samples were crushed, powdered in an agate mill, and prepared following standard analytical protocols.

Mineral chemical compositions of orthopyroxene, clinopyroxene, and chrome-spinel were measured with a CAMECA SX100 electron microprobe at the State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences (Wuhan), under well-defined analytical conditions. Ferric-iron contents in pyroxenes were calculated using the charge-balance method of Cawthorn and Collerson (1974). In addition, detrital zircon grains separated from a sandstone sample were examined by cathodoluminescence imaging and analyzed by LA–ICP–MS U–Pb geochronology using a 193 nm excimer laser system at China University of Geosciences (Wuhan).

Results and Discussion

Petrographic, whole-rock geochemical, and mineral-chemical data from the BOMC indicate that the ultramafic and mafic rocks were derived from a

strongly depleted mantle source that was subsequently modified by supra-subduction-zone (SSZ) processes during the early stages of subduction initiation. The dominant harzburgite, lherzolite, and dunite units display adcumulate to mesocumulate textures and variably deformed protogranular to cataclastic fabrics, consistent with upper-mantle peridotites formed in fore-arc settings. Widespread serpentinization, development of mesh textures, and preservation of relict olivine and clinopyroxene indicate post-magmatic hydration under tectonically active conditions.

Whole-rock geochemical data reveal extremely low Al_2O_3 and TiO_2 contents, implying high degrees of partial melting. Elevated Cr# values in chrome-spinel and high Mg# values in pyroxenes further support derivation from a strongly depleted mantle source genetically linked to hydrous SSZ settings and comparable to fore-arc peridotites (e.g., Kamenetsky et al., 2001). Clinopyroxene compositions plotted on TiO_2 vs. Al_2O_3 , TiO_2 vs. Mg#, and Cr# vs. Mg# discrimination diagrams display transitional trends between abyssal and SSZ peridotites, reflecting pervasive melt–rock interaction with slab-derived melts during subduction initiation (Johnson et al., 1990). These melts were likely boninitic to island-arc tholeiitic in composition.

Field observations of dunite channels, coupled with petrographic evidence for Cr-rich melt infiltration, suggest focused melt transport and channelized percolation that enhanced chromium enrichment and promoted the formation of podiform chromitite lenses typical of fore-arc ophiolitic systems (González-Jiménez et al., 2014a; González-Jiménez et al., 2014b). Mafic units including olivine gabbro, gabbro-norite, diabase dikes, and plagiogranite display predominantly tholeiitic affinities on SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, Zr/Y vs. Th/Yb, and Zr vs. Y diagrams, with subordinate calc-alkaline signatures, indicating a composite magmatic evolution influenced by both MORB-like and SSZ melts.

U–Pb analysis of detrital zircons from sandstone lenses yielded Early Carboniferous (Tournaisian) ages of approximately 350 ± 6 Ma, with Th/U ratios indicative of magmatic origin (e.g., Cherniak and Watson, 2000; Kirkland et al., 2015). These inherited zircons record sediment supply from older continental or arc-related crust. Integrated with regional tectonic constraints, the BOMC documents a multistage evolution involving Neo-Tethyan seafloor spreading, subduction initiation, fore-arc development, and final accretion and obduction during convergence between the Arabian Plate and the Lut Block (e.g., McCall, 2002; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Barbero et al., 2025).



زمین‌شیمی و سنگ‌زایی کمپلکس افیولیتی بشاگرد، منشور برافرایشی مکران، جنوب شرقی ایران: رهیافتی بر منشأ ماگما و جایگاه تکنونوماگمایی

مجید قاسمی سیانی^{۱*}، بهزاد مهربانی^۲، آراس بادروح^۳، حامد ابراهیمی فرد^۴، یوسف کاگان کادیوخلو^۵، علی اکبر بشکنی^۶، عیسی متاجی امیررود^۷

^۱ دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه سلطان قابوس، مسقط، سلطان‌نشین عمان

^۳ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۴ دانشجوی دکتری، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۵ استاد، گروه زمین‌شناسی مهندسی، دانشگاه آنکارا، تاندوغان، آنکارا، ترکیه

^۶ کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، تهران، ایران

^۷ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد چالوس، چالوس، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۱۰/۰۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۱۲/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۲/۱۸

چکیده

کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، در منشور برافرایشی مکران، اغلب از توالی‌های گوشته‌ای شامل هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، پیروکسنیت و عدسی‌های کرومیتیت تشکیل شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان می‌دهد، واحدهای اولترامافیک، مافیک و اسیدی این کمپلکس به ترتیب، شامل پریدوتیت، گابرو و گرانودیوریت هستند و در سری‌های ماگمایی تولیتی و پهنه انتقالی قرار دارند. الگوهای عناصر کمیاب خاکی بیانگر غنی‌شدگی پریدوتیت‌ها از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HFSE و HREE است که با فرایند ذوب‌بخشی و واکنش سیالات و مذاب‌های گذری با پریدوتیت‌های گوشته‌ای اولیه تفسیر می‌شود. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی کانی‌های سیلیکاته، کلینوپيروکسن‌های واحدهای اولترامافیک از نوع دیوپسید هستند و گستره ترکیبی آنها شامل $Wo_{46.03-51.16}$ ، $En_{45.45-53.97}$ و $Fs_{0.00-4.79}$ است و دارای مقادیر پایین Al_2O_3 و TiO_2 بوده که با روند ترکیبی پریدوتیت‌های جلوی کمان اقیانوسی تا پریدوتیت‌های اقیانوسی عمیق سازگار است. کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها دارای قرابت ترکیبی با پریدوتیت‌های جلوی کمان اقیانوسی هستند. این کروم‌اسپینل‌ها دارای عدد کروم (Cr#) بالا بوده و به نظر می‌رسد از یک مذاب بونینیتی شکل گرفته در شرایط آبدار و حاصل از درجه‌های بالای ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای تهی شده تبلور یافته‌اند. علاوه بر این، شیمی کانی در پریدوتیت‌های مورد بررسی ماهیتی دوگانه، شامل ویژگی‌های اقیانوسی-عمیق، جلوی کمان و بونینیتی را نشان می‌دهد. این توالی گوشته‌ای احتمالاً در یک پهنه فرفروانشی تکامل یافته است که ناشی از فروانش اقیانوس نئوتتیس و برخورد نهایی صفحه عربی با بلوک مکران در کرتاسه پسین است.

واژه‌های کلیدی

شیمی کانی
پریدوتیت
کرومیتیت
پهنه فرفروانشی
کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد
منشور برافرایشی مکران

نویسنده مسئول

مجید قاسمی سیانی
✉ m.ghasemi@khu.ac.ir

استناد به این مقاله

قاسمی سیانی، مجید؛ مهربانی، بهزاد؛ بادروح، آراس؛ ابراهیمی فرد، حامد؛ کادیوخلو، یوسف کاگان؛ بشکنی، علی اکبر و متاجی امیررود، عیسی، ۱۴۰۵. زمین‌شیمی و سنگ‌زایی کمپلکس افیولیتی بشاگرد، منشور برافرایشی مکران، جنوب شرقی ایران: رهیافتی بر منشأ ماگما و جایگاه تکنونوماگمایی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸(۱): ۶۹-۱۱۹. <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1167>

مقدمه

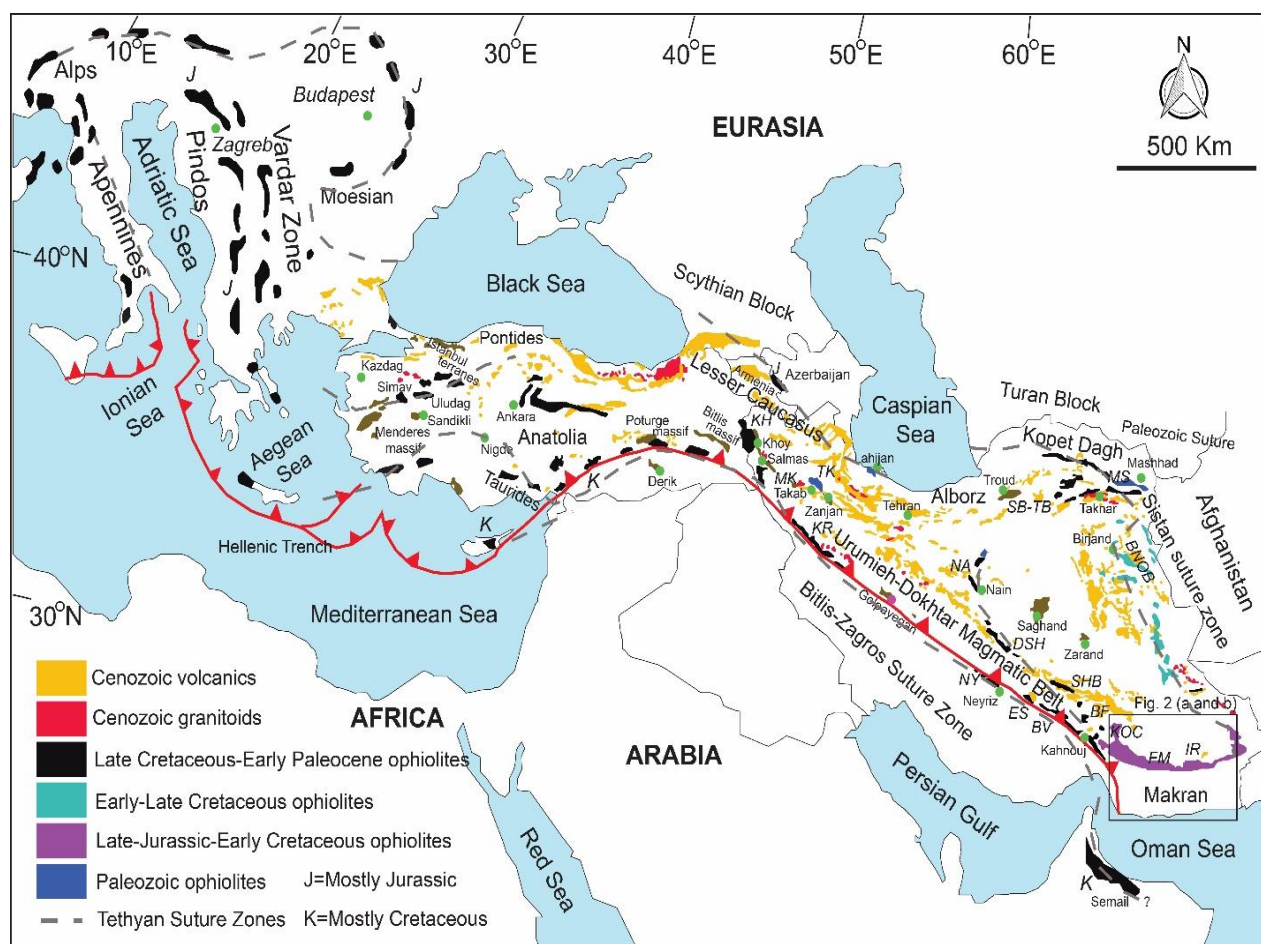
افیولیت‌ها بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی و گوشته بالایی هستند که بر روی پوسته قاره‌ای یا کمان‌های آتشفشانی رانده می‌شوند و به دلیل تمرکز ذخایر کرومیت و اکسیدهای Fe-Ti، از اهمیت اقتصادی چشمگیری برخوردارند (Pirajno et al., 2020; Pirajno, 2022). از نظر زمین‌ساختی، افیولیت‌ها به دو گروه اصلی مرتبط با فرورانش و غیرمرتبط با فرورانش تقسیم می‌شوند (Dilek and Furnes, 2014). افیولیت‌های مرتبط با فرورانش، شامل انواع حاشیه قاره‌ای، پشته میان‌اقیانوسی و نوع زبانه‌ای هستند (Furnes and Safonova, 2019)؛ در حالی که افیولیت‌های غیرمرتبط با فرورانش، پهنه فرافروانش و کمان آتشفشانی را دربر می‌گیرند (Dilek and Furnes, 2014). کرومیت‌های بنامی‌شکل، اغلب از اسپینل‌های غنی از Cr و Al تشکیل شده‌اند و اغلب در گوشته بالایی یا در نزدیکی مرز بین پوسته و گوشته جای می‌گیرند (González-Jiménez et al., 2014a; González-Jiménez et al., 2014b; Arai and Miura, 2016). تشکیل این کرومیت‌ها با فرایندهایی مانند ذوب بخشی بالای گوشته، اختلاط ماگما و واکنش سنگ/ مذاب توضیح داده می‌شود (Arai and Miura, 2016). کرومیت‌های غنی از Cr از مذاب‌های بونینیتی و انواع غنی از Al از ماگماهای تولیتی متبلور می‌شوند (Kamenetsky et al., 2001; Zhou et al., 2015; Arai and Miura, 2016). کرومیت‌های Cr بالا اغلب در گوه‌های گوشته‌ای جلوی کمان و کرومیت‌های Al بالا در پشته‌های میان‌اقیانوسی، پشت کمانی و جلوی کمان نوپا تشکیل می‌شوند (Arai and Miura, 2016). بررسی شیمی کروم اسپینل و فازهای سیلیکاتی همراه، ابزاری مهم برای تعیین ترکیب مذاب مادر، جایگاه زمین‌ساختی، درصد ذوب بخشی، فوگاسیته اکسیژن و ماهیت افیولیتی یا غیرافیولیتی است (Ulrich et al., 2010).

کمبرندهای افیولیتی پالئوزوئیک و مزوزوئیک، بازمانده‌های لیتوسفر اقیانوسی پالئوتتیس هستند که در ترکیه، ایران، عمان و عراق گسترش یافته و در محیط‌های اقیانوسی گوناگون با

ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی متنوع شکل گرفته‌اند (Dilek and Furnes, 2014; Barbero et al., 2025) (شکل ۱). طی باز و بسته‌شدن پالئوتتیس و نتوتتیس، این کمربندها همچون «زیپ» قطعه‌های قاره‌ای ایران را به هم پیوند داده‌اند (Shafaii Moghadam and Stern, 2015). منشور برافزایشی مکران نواری به طول تقریبی ۲۰۰ کیلومتر است که میان فروافتادگی جازموریان و خلیج عمان گسترش یافته و یکی از مهم‌ترین پهنه‌های افیولیتی جنوب‌شرقی ایران به شمار می‌رود (McCall, 2002; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Barbero et al., 2025). منشور برافزایشی مکران از غرب به شرق، شامل مجموعه‌ای از کمپلکس‌های افیولیتی مجزاست که عبارتند از: ۱- کمپلکس‌های باجگان و دورکان با سن کرتاسه پیشین، ۲- کمپلکس‌های سرخ‌بند و رودان با سن کرتاسه پیشین تا کرتاسه پسین، ۳- مجموعه بند زیارت/ درانار با سن کرتاسه پیشین، ۴- کمپلکس گنج با سن کرتاسه، ۵- کمپلکس رمشک- مختارآباد مربوط به کرتاسه پیشین تا پالئوسن پیشین، ۶- کمپلکس فنوج- مسکوتان مرتبط با کمپلکس دگرگونی دیدار، ۷- کمپلکس کهیری- اسپکه، ۸- کمپلکس ایرانشهر و ۹- مجموعه آمیزه رنگین (McCall and Kidd, 1982; Kananian et al., 2001; Delavari et al., 2016; Sepidbar et al., 2020; Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b; Pandolfi et al., 2021; Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Shafaii Moghadam et al., 2022; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Saccani et al., 2023a; Saccani et al., 2023b; Saccani et al., 2024; Barbero et al., 2025; Ghasemi Siani et al., 2025).

کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، در جنوب غربی منشور برافزایشی مکران و در یک پهنه زمین‌ساختی آمیزه رنگین قرار دارد. این کمپلکس از واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسه زیرین، افیولیت ملانژهای کرتاسه تا میوسن و نهشته‌های آبرفتی- سیلابی کواترنری تشکیل شده است. کمپلکس بشاگرد، مجموعه‌ای از بزرگ‌ترین توده‌های اولترامافیک- مافیک با منشأ آلی است که

شامل پری‌دوتیت، دونیت و واحدهای گابرویی بوده و به‌طور تنگاتنگ با مجموعه‌های افیولیتی و افیولیت‌ملانژ در ارتباط است (Agard et al., 2011; Shafaii Moghadam and Stern, 2015).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده ایران و ترکیه که گسترش ماگماتیسم انوسن، توالی‌های افیولیتی پالئوزوئیک-مزوزوئیک و سنگ‌های بی‌سنگ کادومین را در کمربندهای افیولیتی تنیس در سامانه کوه‌زایی آلپ-همالیا نشان می‌دهد (با تغییرات از وردل و همکاران (Verdel et al., 2007) و شفائی مقدم و استرن (Shafaii Moghadam and Stern, 2015)). مهم‌ترین کمپلکس‌های افیولیتی ایران شامل موارد زیر هستند:

MS: مشهد، MK: ماکو، TK: تکاب، KH: خوی، KR: کرمانشاه، SB-TB: سبزواری-تربت‌حیدریه، NA: ناین، SHB: شهر بابک، NY: نیریز، ES: اسفنداقه (حاجی‌آباد)، DSH: دهشیر، BF: بافت، BV: بلورد، IR: ایرانشهر، FM: فوج-مسکوتان و BNOB: کمربند افیولیتی بیرجند-نهبندان. کادر ترسیم‌شده در جنوب شرقی نقشه، بیانگر موقعیت منشور برافزایشی مکران است.

Fig. 1. Simplified geological map of Iran and Turkey showing the distribution of Eocene magmatism, Paleozoic-Mesozoic ophiolitic sequences, and Cadomian basement rocks within the Tethyan ophiolitic belts of the Alpine-Himalayan orogenic system (modified from Verdel et al., 2007; Shafaii Moghadam and Stern, 2015). Main Iranian ophiolite complexes include: MS: Mashhad, MK: Maku, TK: Tekab, KH: Khoy, KR: Kermanshah, SB-TB: Sabzevar-Torbat-e-Heydarieh, NA: Nain, SHB: Shahr-e-Babak, NY: Neyriz, ES: Esphandagheh (Haji Abad), DSH: Dehshir, BF: Baft, BV: Balvard, IR: Iranshahr, FM: Fannuj-Maskutan, and BNB: Birjand-Nehbandan ophiolitic belt. The box outlined in the southeastern part of the map indicates the location of the Makran Accretionary Prism.

کرومیتیت‌های منطقه مورد بررسی، از نوع نیامی شکل بوده و به صورت رگه‌ای، توده‌ای و عدسی شکل، اغلب در بخش‌های مرکزی و جنوبی رخنمون دارند. دو نوع کانسنگ شامل کرومیت توده‌ای سخت با عیار حدود ۵۵ درصد Cr_2O_3 و کرومیت توده‌ای نرم با عیار تقریبی ۳۹ درصد Cr_2O_3 شناسایی شده است. تناژ کانسنگ با عدم قطعیت بالا، بین ۲۰۰۰۰ تا ۵۰۰۰۰ تن برآورد می‌شود (Zamin-Kavan Co., 2019). با توجه به آنکه رخدادهای کانه‌زایی کرومیت در کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد در مرحله اکتشاف مقدماتی تا نیمه تفصیلی قرار دارند و نتایج موجود بر پایه داده‌های سطحی و گزارش پایان عملیات اکتشافی ارائه شده‌اند (Zamin-Kavan Co., 2019)، داده‌های کمی از قطعیت محدودی برخوردارند؛ از این‌رو، این پژوهش با تمرکز بر ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کرومیتیت‌ها و سنگ‌های اولترامافیک (پریدوتیتی) میزبان کانه‌زایی انجام شده است تا چهارچوبی اولیه برای تبیین منشأ، نوع‌زایی و ارزیابی پتانسیل معدنی این رخدادهای فراهم شود.

شواهد زمین‌شناسی و ساختاری بیانگر آن است که منشور برافرایشی مکران حاصل همبری تدریجی واحدهایی با منشأهای گوناگون و گذار پیوسته از شرایط عمیق گوشته‌ای به محیط‌های فرافروانشی است. دلآوری و همکاران (Delavari et al., 2016) با استفاده از بررسی‌های سنگ‌زایشی نشان دادند که پریدوتیت‌های فنوج-مسکوتان از ذوب‌بخشی گوشته تهی شده مولد بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی منشأ گرفته‌اند (Moslempour et al., 2017). اسماعیلی و همکاران (Esmaili et al., 2020)، با تفکیک چهار نوع اصلی بازالت MORB، شامل انواع نرمال، انتقالی، غنی‌شده و تحت‌تأثیر زبانه گوشته‌ای، به همراه بازالت‌های آلکالن نوع جزایر اقیانوسی، نقش تعیین‌کننده برهم‌کنش زبانه/پشته را در کنترل ماگماتیسیم منطقه برجسته کردند. در ادامه، اسماعیلی و همکاران (Esmaili et al., 2020) با بررسی زیرکن‌های تخریبی نشان دادند که منشور برافرایشی مکران در فاصله زمانی تریاس تا ائوسن تکامل یافته و

رسوب‌های آن از منابع گسترده‌ای شامل پهنه ارومیه-دختر، افیولیت‌های مکران، پهنه سسندج-سیرجان، لیتوسفر کادومین و سپر عربی تأمین شده است. باربرو و همکاران (Barbero et al., 2020a)، افیولیت بندزیارت را بقایای یک پشته میان‌اقیانوسی کرتاسه و برهم‌کنش زبانه/پشته تفسیر کرده‌اند؛ در حالی که سپیدبر و همکاران (Sepidbar et al., 2020) افیولیت فنوج-مسکوتان را بخشی از یک پهنه فرافروانشی گسترده در پوسته کادومین دانسته‌اند. افزون بر این، نقش زبانه‌های گوشته‌ای و برخورد فلات‌های اقیانوسی در تحول منشور برافرایشی مکران و جابه‌جایی محل فروانش به سوی جنوب، توسط ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2022) و پاندولفی و همکاران (Pandolfi et al., 2021) مورد تأکید قرار گرفته است. این مدل با نتایج پیشین (Saccani et al., 2018) و شواهد ادغام کوه‌های دریایی آلکالن در کمپلکس دورکان (Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b) همخوانی کامل دارد. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی نشان می‌دهد که واحدهای گابرویی و پلاژیوگرانیته کمپلکس افیولیتی کهنوج در بازه ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین شکل گرفته‌اند (Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b) و پلاژیوگرانیته‌ها از ذوب‌بخشی گابروهای دگرسان شده در یک محیط فرافروانشی پشت‌کمانی منشأ گرفته‌اند (Ghasemi Siani et al., 2021a). الگوهای عناصر نادر خاکی زیرکن‌ها نیز این تفسیر را تأیید می‌کند (Ghasemi Siani et al., 2021b). بر پایه داده‌های جدیدتر، گابروها دارای ماهیت تولییتی یا ساب‌آلکالن با منشأ بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی بوده و تشکیل آنها به محیط پشت‌کمانی نئوتیس در کرتاسه پیشین نسبت داده شده است (Ghasemi Siani et al., 2025).

این پژوهش با هدف تبیین منشأ و فرایندهای تکاملی پریدوتیت‌های گوشته‌ای و رفع خلأ دانشی در شناخت سنگ‌های میزبان کانه‌زایی کرومیت، بر کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد در جنوب غربی منشور برافرایشی مکران متمرکز است. بررسی دقیق ویژگی‌های

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی پریدوتیت‌ها، نقش ذوب‌بخشی و واکنش‌های پس از ذوب را در شکل‌گیری و تحول ماگماهای پریدوتیتی آشکار می‌سازد و ارتباط میان محیط‌های عمیق و فرافروانشی را بیان می‌کند. افزون بر این، تحلیل داده‌های زمین‌شیمی سنگ‌کل و نتایج ریزکاوش الکترونی، روندهای تکاملی پریدوتیت‌های گوشته‌ای و تفاوت‌های منبعی در بخش‌های مختلف منشور برافزایشی مکران را مشخص می‌سازد. نتایج حاصل، فهمی عمیق از سازوکارهای ژئودینامیکی، شرایط زمین‌ساختی و ارتباط ماگماتیسم گوشته‌ای با فرایندهای کانه‌زایی در جایگاه‌های فرافروانشی ارائه می‌دهد.

زمین‌شناسی افیولیت‌های شمالی منشور برافزایشی مکران

منشور برافزایشی مکران واقع در جنوب‌شرقی ایران، یکی از بزرگ‌ترین منشورهای برافزایشی جهان است (McCall and Kidd, 1982; Burg, 2018). این منشور حاصل هم‌گرایی صفحه عربستان و حاشیه جنوبی صفحه اوراسیا از زمان کرتاسه تا عهد حاضر است. این هم‌گرایی با فروانش به سمت شمال اقیانوس نوئتیس به زیر حاشیه اوراسیا همراه بوده است (McCall and Kidd, 1982).

منشور برافزایشی مکران از کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس (در غرب) توسط سامانه گسل‌های راست‌گرد زندان-میناب-سبزواران-نابند و از پهنه برخوردی قاره به قاره هیمالیا (در شرق)، توسط سامانه گسل‌های چپ‌گرد چمن-اورناچ-نال جدا شده است (McCall and Kidd, 1982; Haberland et al., 2021).

منشور برافزایشی مکران به چهار حوضه تکتونو-چینه‌شناسی اصلی شامل مکران شمالی، مکران داخلی، مکران بیرونی و مکران ساحلی تقسیم می‌شود (Dolati and Burg, 2013; Burg, 2018) (شکل ۲- A و B).

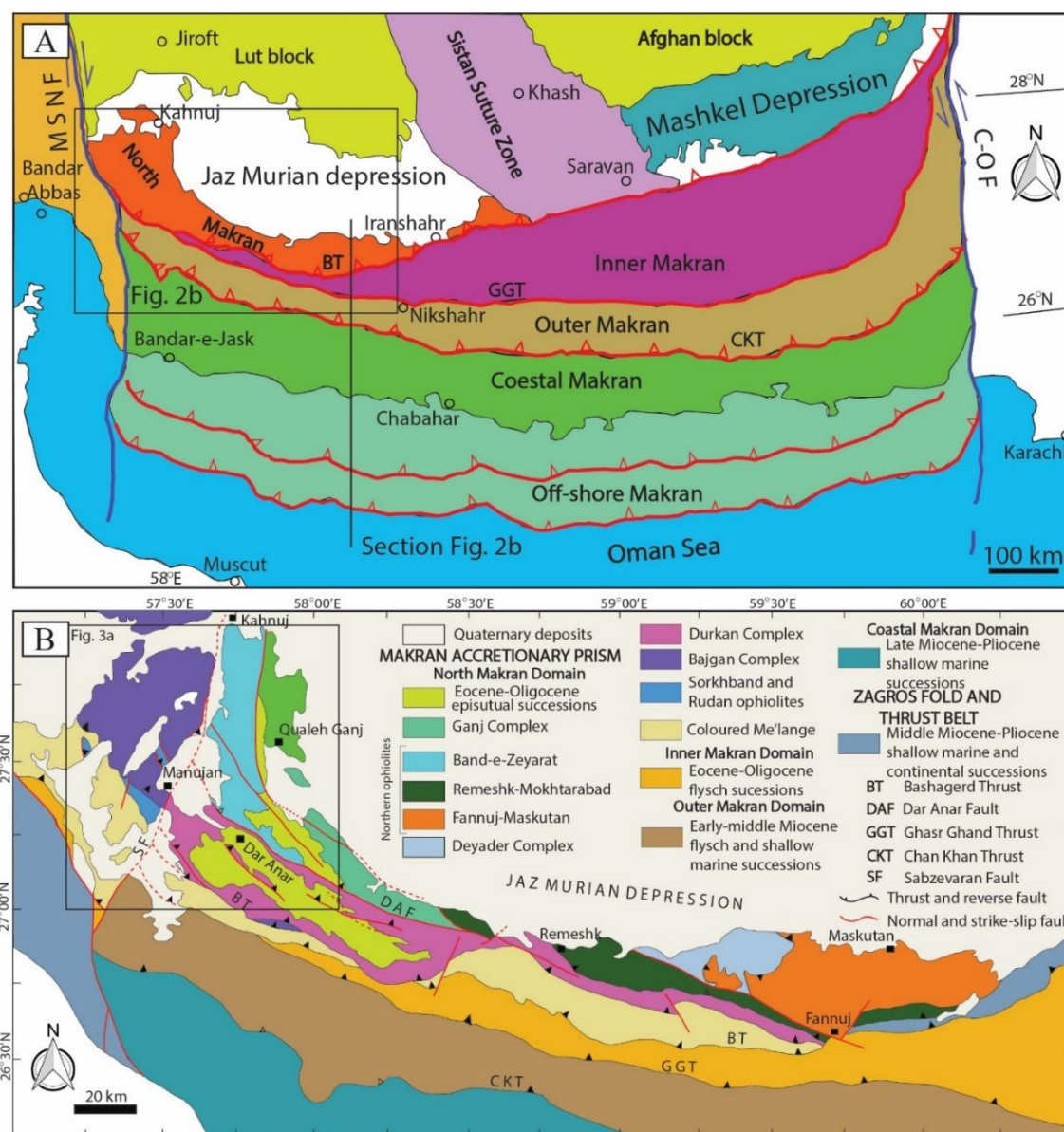
سه حوضه داخلی، بیرونی و ساحلی اغلب شامل توالی‌های رسوبی

سیلیسی-آواری ائوسن تا پلیستوسن هستند که به تدریج در بخش جلویی منشور برافزایشی انباشته شده‌اند (Dolati and Burg, 2018; Burg, 2013). مکران شمالی برخلاف آنها، شامل پشته‌ای از واحدهای قاره‌ای و اقیانوسی دگرگونی و غیردگرگونی است که در اعماق مختلف طی کرتاسه پسین-پالئوسن تغییر شکل یافته‌اند (Saccani et al., 2018; Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b; Pandolfi et al., 2021; Esmaeili et al., 2022; Saccani et al., 2022; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Barbero et al., 2025) (شکل ۲- B). راندگی بشاگرد با روند شرقی-غربی، مرز ساختاری اصلی میان مکران شمالی و مجموعه برافزایشی ائوسن است (Burg, 2018). مکران شمالی از بالا به پایین شامل چندین واحد زمین‌ساختی کلیدی است: کمپلکس گنج، افیولیت‌های مکران شمالی شامل بندزیارت-درانار (کمپلکس افیولیتی کهنوج)، رمشک-مختارآباد و فنوج-مسکوتان، کمپلکس‌های باجگان و دورکان، کمپلکس دگرگونی دیادر، قطعه‌های زمین‌ساختی سرخند-رودان و کمپلکس آمیزه رنگین (McCall and Kidd, 1982; Delavari et al., 2016; Saccani et al., 2018; Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Sepidbar et al., 2020) (شکل ۲- B).

کمپلکس گنج به طور کلاسیک در داخل افیولیت‌های مکران شمالی قرار گرفته است (McCall, 2002). واحدهای سنگی عمده در کمپلکس افیولیتی گنج، شامل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا بازیکی و دایک‌هاست (Barbero et al., 2020a). افیولیت‌های مکران شمالی، شامل کمپلکس بندزیارت (Kananian et al., 2001; Hunziker et al., 2015; Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b; Barbero et al., 2023a; Ghasemi Siani et al., 2023; Ghasemi Siani et al., 2025)، کمپلکس رمشک-مختارآباد (Burg, 2018; McCall, 2002) و واحدهای فنوج-مسکوتان (Moslempour et al., 2015; Sepidbar et al., 2020) است (شکل ۲- B).

Burg, 2018; Sepidbar) و په‌په فرافروانش را نشان می‌دهند (et al., 2020).

همه این افیولیت‌ها سن کرتاسه پیشین و کرتاسه پسین را نشان می‌دهند و با سنگ‌های ماگمایی مشخص می‌شوند که به ترتیب نزدیکی زمین‌شیمیایی بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی غنی شده

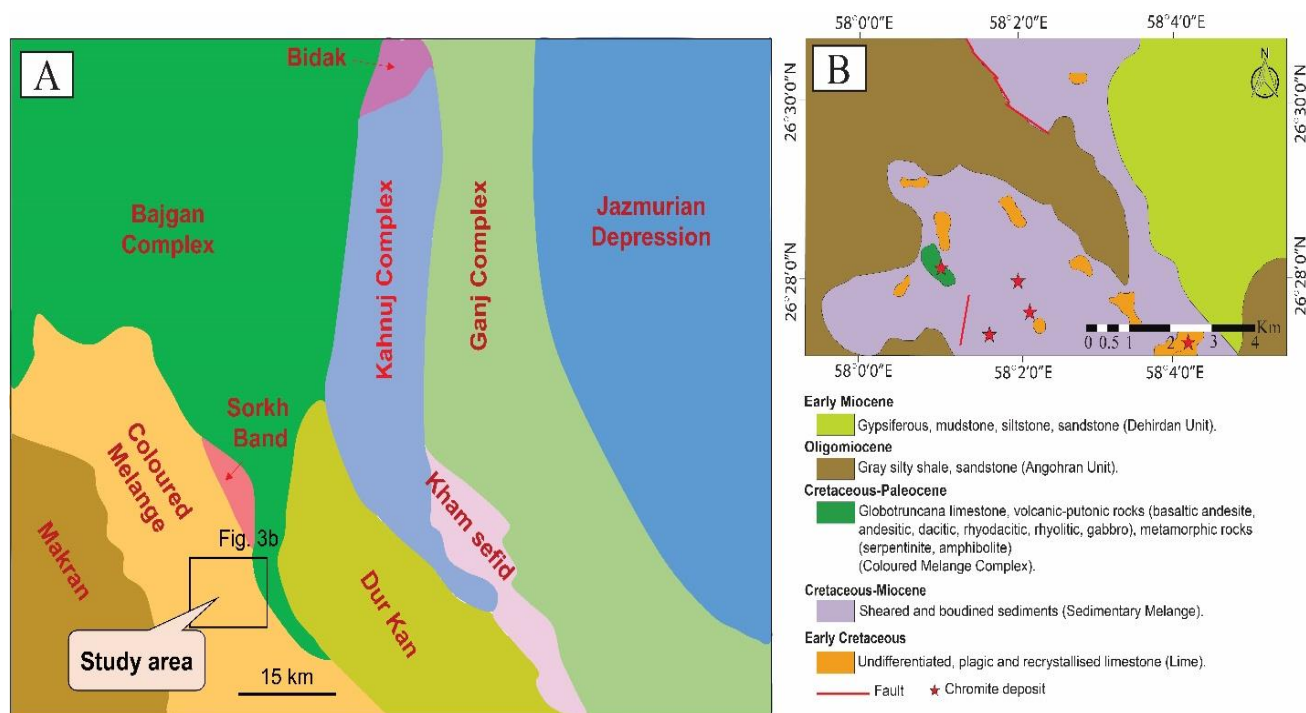


شکل ۲. A: نقشه کانتور ساختاری منشور برافزایشی مکران و B: نقشه زمین‌شناسی - ساختاری ساده‌شده حوضه مکران شمالی، شامل واحدهای مختلف زمین‌ساختی (با تغییرات از افتخارنژاد و همکاران (Eftekhar-Nezhad et al., 1979)، صمیمی‌نمین (Samimi Namin, 1982; Samimi Namin, 1983; Burg, 2018; Barbero et al., 2020b))

Fig. 2. A: Structural contour map of the Makran accretionary prism, and B: simplified geological-structural map of the North Makran Basin with different tectonic units (modified from Eftekhar-Nezhad et al., 1979; Samimi Namin, 1982, Samimi Namin, 1983; Burg, 2018, Barbero et al., 2020b).

تغییر شکل یافته تشکیل شده است (Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Saccani et al., 2023a; Saccani et al., 2023b). توالی چینه‌ای خلاصه شده آن اغلب شامل سنگ آهک کرتاسه پسین - پالتوسن اولیه همراه با سنگ‌های آذرین، تناوب بازالت بالشی با سنگ‌های رسوبی آواری و چرت و مقادیر اندکی مرمر و شیست است (Hunziker et al., 2015; Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b). کمپلکس دگرگونی دیادر دگرگونی فشاربالا - دماپایین را در سنگ‌های آهکی، آتشفشانی و متاگابرو ثبت می‌کند (McCall, 2002; Omrani et al., 2017) (شکل ۳-۱).

کمپلکس باجگان که به عنوان پی‌سنگ قاره‌ای دگرگونی پالتوزوئیک پیشین یا قدیمی‌تر و بخشی از ریزصفحه زمین‌ساختی باجگان - دورکان تعبیر می‌شود (Saccani et al., 2018; Burg, 2018; Pandolfi et al., 2021; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Saccani et al., 2023a; Saccani et al., 2024)، شامل مجموعه‌ای خلاصه شده از واحدهای دگرگونی است که دربرگیرنده شیست‌ها، پاراگنیس‌ها، آمفیولیت‌ها، مرمرها، سنگ‌های نفوذی دگرگونه بازیک و اسیدی و شیست‌های دارای گلوکوفان است (McCall, 2002; Dorani et al., 2017) (شکل ۳-۱). کمپلکس دورکان، به عنوان پوشش رسوبی اولیه و کم‌دگرگون شده این پی‌سنگ، از قطعه‌های زمین‌ساختی



شکل ۳. ۱: کمپلکس‌های افیولیتی در جنوب شرقی ایران به همراه موقعیت کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد (با تغییرات از مک کال (McCall, 1985)، کنعانیان و همکاران (Kananian et al., 2001)، قاضی و همکاران (Ghazi et al., 2004)) و ۲: نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه بشاگرد که بر اساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰ طاهروئی و با تغییرات از مک کال (McCall, 1985) تهیه شده است.

Fig. 3. A: Ophiolitic complexes in southeastern Iran together with the location of the Bashagard ophiolite mélangé (with modifications from McCall, 1985; Kananian et al., 2001; Ghazi et al., 2004), and B: A simplified geological map of the Bashagard region adapted from the Taherouei 1:250,000 map with modifications from McCall (1985).

تا میوسن تشکیل شده است (شکل ۴-۲). ترکیب سنگی این واحدها، شامل سنگ‌های آذرین اولترامافیک (پریدوتیت‌ها، پیروکسنیت و هورنبلندیت) و مافیک (گابروها و دایک‌های دیابازی)، سنگ‌های آذرین اسیدی (پلاژیوگرانیت)، سنگ‌های دگرگونی (سرپانتینیت و آمفیبولیت) و سنگ‌های رسوبی (سنگ آهک و چرت‌های رادیولاریتی) است. در واحد دونیت کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، الیون به سهولت دچار سرپانتینی شدن شده و به دلیل مقاومت اندک در برابر هوازدگی، اغلب در ارتفاعات دیده نمی‌شود و بیشترین میزان تخریب سطحی را متحمل شده است (شکل ۴-۳). واحد سنگ آهک پلاژیک کرتاسه پیشین، به صورت لایه‌هایی پراکنده در یک توالی افیولیتی آشفته در سطوح ارتفاعی مختلف رخمون دارد و مرزهای تیز و گسله‌ای با پریدوتیت، گابرو و سرپانتینیت نشان می‌دهد (شکل ۴-۴ و B و C).

آهک‌های میکرایتی، با فراوانی اندک، به صورت لایه‌های نازک تا ضخیم در بخش‌های بالایی آمیزه رنگین ظاهر می‌شوند و ضخامت توده‌های آنها از چند تا چندصد متر متغیر است. حضور ذرات تخریبی در بافت آهک‌ها بیانگر تشکیل آنها در محیطی نزدیک به حاشیه قاره است. واحد رادیولاریتی کرتاسه نیز همراه با سنگ آهک پلاژیک و تالک و بر روی واحدهای پریدوتیتی قرار گرفته و رنگ قرمز آن ناشی از وجود اکسیدهای آهن است (شکل ۴-۵). توالی فیلیشی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد به طور هم‌شیب با اولترامافیک‌ها آمیخته و به صورت لایه‌ای نسبتاً نازک، پریدوتیت‌ها را می‌پوشاند. واحد هارزبورژیت به عنوان مقاوم‌ترین و سنگ‌سازترین بخش کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، در نواحی مرکزی و شرقی رخمون گستره دارد (شکل ۴-۲) و فراوان‌ترین بخش پریدوتیتی مجموعه محسوب می‌شود. رنگ تیره و سبز لجنی آن نشان‌دهنده دگرسانی اکتینولیتی و کلریتی است و سرپانتینی شدن مهم‌ترین دگرسانی آن به شمار می‌آید (شکل ۴-۶ C و D). شدت این دگرسانی در نزدیکی گسل‌ها و حاشیه توده افزایش می‌یابد. وجود درزه‌های مزدوج از تأثیر تنش‌های

آمیزه رنگین نیز مجموعه‌ای خردشده از سنگ‌های افیولیتی، رسوب‌های پلاژیک و متابازالت‌های فشاربالا- دماپایین است (McCall, 2002; Saccani et al., 2018; Esmaeili et al., 2020) که سن آن پالئوسن پسین پیشنهاد شده است (McCall, 2002; Saccani et al., 2018). قطعه‌های زمین‌ساختی سرخ‌بند و رودان میان آمیزه رنگین و کمپلکس باجگان رخمون دارند (Delavari et al., 2016) (شکل ۳-۳). قطعه زمین‌ساختی سرخ‌بند، شامل گابروهای مرتبط با پشته میان‌اقیانوسی در کنار پریدوتیت‌های پهنه فرافرورانش است و سن ژوراسیک تا کرتاسه پسین برای آن پیشنهاد شده است (Delavari et al., 2016). کمپلکس افیولیتی کهنوج از گابروهای لایه‌ای و توده‌ای، ترونجمیت، دایک‌های دیابازی، گدازه‌های بالشی و آهک‌های پلاژیک تشکیل شده است (Kananian et al., 2001) (شکل ۳-۴). افیولیت بندزیارت- درانار، شامل گابرو، دیوریت، دیاباز، بازالت و رادیولاریت است (Ghazi et al., 2004). پلاژیوگرانیت‌های کمپلکس افیولیتی کهنوج، منشأ پهنه فرافرورانش در حوضه پشت‌کمانی ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین دارند (Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Ghasemi Siani et al., 2023; Ghasemi Siani et al., 2025). واحد بیدک یک توالی توریدایتی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و توف‌های اسیدی است که روی کمپلکس گنج‌نشسته و حاوی آهک‌های کم‌عمق ائوسن- الیگوسن با فسیل‌های بریوزوآ و ریف است (McCall, 2002) (شکل ۳-۵).

زمین‌شناسی و ویژگی‌های صحرایی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد

کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد در درون آمیزه‌های رنگین وابسته به منشور برافزایشی مکران در جنوب شرقی ایران جای می‌گیرد؛ مجموعه‌ای که از واحدهای اولترامافیک- مافیک آلی و افیولیت‌ها یا افیولیت ملانژهای نوع قبرسی و عمانی با سن کرتاسه

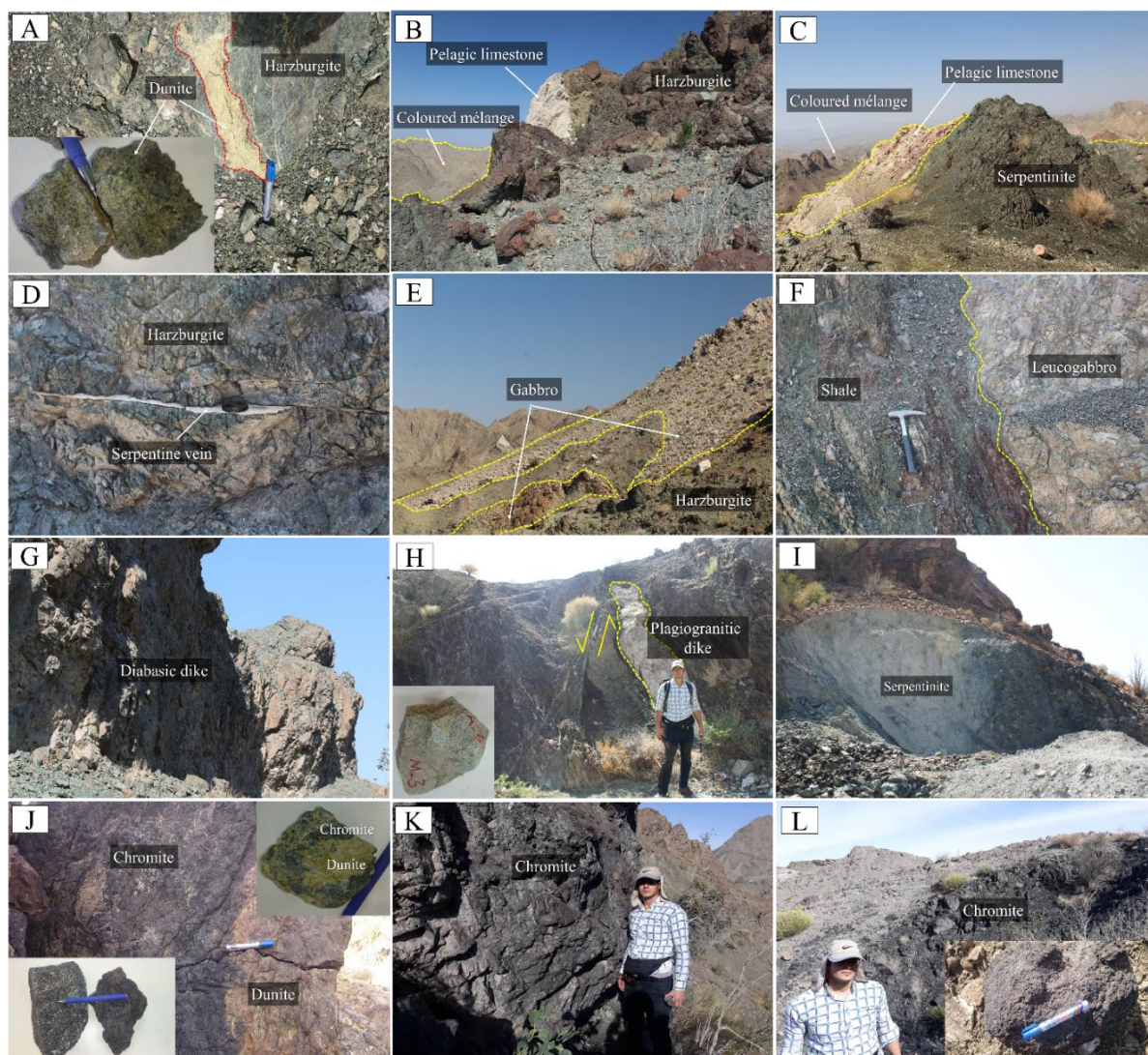
همچنان بقایای سنگ مادر اولیه خود را حفظ کرده‌اند. در نواحی برشی، مواد خردشده در اطراف بلوک‌ها و توده‌های سرپانتینی تجمع یافته و بافت‌های اولیه در اثر فرایندهای دینامیکی به طور قابل توجهی از بین رفته است.

کانه‌زایی کرومیت در کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد

کرومیت‌های موجود در کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد از نوع نیامی‌شکل بوده و کانسار کرومیت بشاگرد به عنوان یکی از نواحی دارای پتانسیل قابل توجه کرومیت و سرپانتین در منشور برافزایشی مکران شناخته می‌شود. در این پهنه، توده‌های کرومیتی به صورت دایک‌مانند در میان هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده رخمون دارند (شکل ۴-۴ تا L). تمرکز اصلی کرومیت در دو محدوده دره پلنگ (شکل ۴-۴ و K) و محدوده مرکزی (شکل ۴-۴ L) مشاهده می‌شود. کرومیت در کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد با عیارهای متفاوت و در شکل‌های رگه‌ای (شکل ۴-۴ L)، عدسی یا توده‌ای (شکل ۴-۴ K) و همچنین به صورت انتشاری موسوم به پوست پلنگی حضور دارد که اغلب در بخش‌های مرکزی و جنوبی تمرکز دارد. از ویژگی‌های شاخص کرومیت‌های توده‌ای، تشکیل کرومیت‌هایی با بیش از ۹۰ درصد کرومیت است که اندازه بلورهای آنها گاه تا ۱۰ میلی‌متر می‌رسد و بلورها اغلب شکل دار تا نیمه‌شکل دار هستند (شکل ۴-۴ L). بر پایه تقسیم‌بندی عیاری، کرومیت‌های منطقه دامنه‌ای از پرعیار با حدود ۵۵ درصد Cr_2O_3 تا کم‌عیار با حدود ۳۹ درصد Cr_2O_3 را در بر می‌گیرند. در منطقه مورد بررسی، دو نوع کانسنگ کرومیت توده‌ای، شامل کرومیت توده‌ای سخت (شکل ۴-۴ C و D) و کرومیت توده‌ای نرم (شکل ۴-۴ J) شناسایی شده است (Zamin-Kavan Co., 2019) که از نظر رنگ، اندازه دانه و ویژگی‌های ظاهری به خوبی از یکدیگر قابل تفکیک هستند. کرومیت توده‌ای سخت دارای رنگ خاکستری بسیار تیره با جلای فلزی، بافت دانه درشت و بلورهایی با اندازه حدود ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر است (شکل ۴-۴ K و L).

زمین‌ساختی حکایت دارد (شکل ۴-۴ D) و گاه هارزبورژیت‌ها کاملاً به آژبست تبدیل شده یا رگه‌های آژبست در آنها پدیدار شده است. واحد پروکسنیت با رخمون بسیار محدود در شمال کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، به شدت سرپانتینی شده است. واحدهای گابرویی نیز در همان بخش شمالی دیده می‌شوند و به صورت عدسی‌های کوچک تا بزرگ در میان پریدوتیت‌ها قرار گرفته و مرزهای تیز با واحدهای مجاور ایجاد کرده‌اند (شکل ۴-۴ E).

دایک‌های لوکوگابرویی سفیدرنگ، در تماس با آهک‌ها رخمون دارند (شکل ۴-۴ F) و شکستگی‌های فراوان در گابروها، نشانه تأثیر نیروهای دینامیکی طی بالاآمدگی است. الیوین گابرو دارای مرزهای ماگمایی تدریجی است و اغلب تحت تنش‌های زمین‌ساختی خردشده است. دایک‌های دیابازی توده‌ای با رنگ سبز تیره تا ارغوانی و گسترش محدود، به درون گابروها و هارزبورژیت‌های سرپانتینی تزریق شده‌اند (شکل ۴-۴ G) و با قطع کردن فیلیش‌های پوششی از طریق گسل، هیچ ارتباطی با توالی افیولیتی بشاگرد ندارند. این توده‌های گنبدمانند اغلب در امتداد گسل‌های اصلی منطقه قرار گرفته‌اند. در بلندترین ارتفاعات کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد نیز سنگ‌های آذرین پلاژیوگرانیته پالئوسن-میوسن دیده می‌شوند که حضورشان می‌تواند نشان‌دهنده یک محیط بالای فرورانش از نوع فرافروانش باشد (Shervais, 2001). این واحد به صورت دایک و رگه، رسوب‌های اقیانوسی دگرشکل شده را قطع کرده است (شکل ۴-۴ H). سرپانتینیت به عنوان یکی از اصلی‌ترین واحدهای کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، در گستره‌ای وسیع رخمون دارد (شکل ۴-۴ I). هارزبورژیت‌ها در اثر دگرگونی و دگرسانی، به درجه‌های مختلف سرپانتینی شده‌اند و الیوین و پروکسن طی این فرایند به کانی‌های گروه سرپانتین شامل آنتی‌گوریت، لیزاردیت و کریزوتیل تبدیل شده‌اند. این کانی‌ها اغلب به صورت رگه در شکستگی‌ها مشاهده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، دایک‌های دیابازی سرپانتینیت‌ها را قطع کرده‌اند و بسیاری از سرپانتینیت‌ها



شکل ۴. نمایی از واحدهای سنگی آذرین و دگرگونی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد. A: نفوذ دایک‌مانند دونیت در هارزبورژیت همراه با تشکیل رگچه‌های کلسیت ثانویه، B: توپوگرافی خشن واحدهای هارزبورژیتی (دید تصویر به سمت غرب)، C و D: سرپانتین‌زایی در واحد هارزبورژیت، E: رخمون گابرو در ارتفاعات و لیتولوژی‌های مافیک و اولترامافیک کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد (دید تصویر به سمت غرب)، F: لوکوگابرو و مجاورت آن با دیگر واحدهای شیلی، G: رخمون دایک‌های دیابازی در منطقه مورد بررسی (دید تصویر به سمت غرب)، H: برون زد دایک پلاژیوگرانیتی، I: رخمون واحد سرپانتینیت (دید تصویر به سمت شمال غربی)، J: همراهی دونیت با کرومیتیت پرعیار دارای بافت توده‌ای، K: رخمون یک رگه کرومیتیت در منطقه بشاگرد و L: رخمون یک عدسی بزرگ کرومیتیت پُرعیار

Fig. 4. View of the igneous and metamorphic units of the Bashagard Ophiolite Mélange Complex. A: Dike-like intrusion of dunite into harzburgite, accompanied by the development of secondary calcite veinlets, B: Rugged topography of the harzburgitic units (view toward the west), C and D: Serpentinization within the harzburgite unit, E: Gabbro outcrop at higher elevations, together with mafic and ultramafic lithologies of the Bashagard ophiolite–mélange complex (view toward the west), F: Leucogabbro and its contact with adjacent shaly units, G: Outcrops of diabasic dikes in the study area (view toward the west), H: Exposure of a plagiogranite dike, I: Outcrop of the serpentinite unit (view toward the northwest), J: Association of dunite with high-grade chromitite displaying a massive texture, K: Exposure of a chromitite vein in the Bashagard area, and L: Outcrop of a large, high-grade chromitite lens

غلظت کروم در این نوع کانسنک در حدود ۵۵ درصد Cr_2O_3 گزارش شده است (Zamin-Kavan Co., 2019). در مقابل، کرومیت توده‌ای نرم از مخلوطی از دانه‌های کرومیت قهوه‌ای روشن با اندازه کمتر از ۱ میلی‌متر و بلورهای کرومیت با اندازه حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر تشکیل شده است (شکل ۴-ج). غلظت کروم در این نوع کانسنک در حدود ۳۹ درصد Cr_2O_3 گزارش شده است (Zamin-Kavan Co., 2019).

روش مطالعه

در این پژوهش، به منظور بررسی ویژگی‌های کانه‌زایی کرومیت و فلزهای همراه در انباشته‌های اولترامافیک و مافیک کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، تعداد ۱۶۰ نمونه سطحی از واحدهای اولترامافیک و مافیک کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، بر اساس تغییرات لیتولوژی در طول بررسی میدانی جمع‌آوری شد. از این تعداد، ۵۵ عدد مقطع نازک-صیقلی و ۱۵ عدد مقطع صیقلی از واحدهای آذرین نفوذی اولترامافیک، مافیک و اسیدی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد و کانی‌سازی مرتبط به منظور بررسی‌های کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی تهیه و توسط میکروسکوپ نوری ZEISS مدل Axioplan2 با نور عبوری-بازتابی در آزمایشگاه کانی‌شناسی نوری دانشگاه خوارزمی تهران مورد بررسی قرار گرفت.

بعد از انجام بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۲۰ نمونه از واحدهای آذرین نفوذی مافیک و اولترامافیک میزبان کانه‌زایی کرومیت و نیز تعداد ۲ نمونه از کانسنک کرومیت، برای سنجش مقادیر عناصر اصلی به روش فلورسانس پرتو ایکس و برای سنجش مقادیر عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی توسط روش طیف‌سنجی جرمی-پلاسمای جفتیده القایی در آزمایشگاه شیمی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و دانشگاه آنکارا (ترکیه) مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۱). در روش ICP-MS فراوانی عناصر ردیاب توسط دستگاه مدل Agilent 7900 مورد ارزیابی قرار گرفت. به این منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط

خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش (۴ میلی‌متر) خرد شده و سپس با استفاده از آگات به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش (۷۴ میکرون) پودر شدند.

پس از آماده‌سازی، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش‌های ICP-MS به آزمایشگاه یادشده ارسال شد و مورد تجزیه قرار گرفت. حدود تشخیص ۰/۰۵ میلی‌گرم در تن برای Er، Yb، Ho، Gd و Pr؛ ۰/۰۲ ppm برای Dy و Sm؛ ۰/۵ میلی‌گرم در تن برای Nd، Ce، Hf و Sc؛ ۰/۱ میلی‌گرم در تن برای Eu و ۱ میلی‌گرم در تن برای سایر عناصر کمیاب تعیین شد. برای شناسایی سایر فازهای کانیایی موجود در کانسنک کرومیت، تعداد ۸ مقطع صیقلی توسط دستگاه SEM مدل LEO 1450 VP مجهز به سامانه EDS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) با استفاده از جریان‌های پرتو ۵ تا ۱۵ نانوآمپر و پتانسیل شتاب الکترون ۵ تا ۲۰ کیلوولت برای شناسایی کانی‌ها و بررسی‌های بافتی انجام شد. پس از انجام این بررسی‌ها، جهت بررسی شیمی کانی‌های اکسیدی (کروم‌اسپینل) و انباشته‌ای (کلینوپیروکسن)، تعداد ۲ مقطع صیقلی از واحد هارزبورژیت و دونیت کانه‌دار، جهت تجزیه نقطه‌ای به روش ریزکاو الکترونی انتخاب و در آنها تعداد ۱۳ نقطه از پیروکسن و ۱۲ نقطه از کرومیت در بخش کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به وسیله دستگاه مدل CAMECA SX 100 و با شرایط ۲۰ کیلوولت؛ ۲۰ نانوآمپر و قطر پرتو یک تا پنج میکرون، تجزیه نقطه‌ای شدند. حد تشخیص برای تجزیه‌های ریزپردازش الکترونی برای بیشتر عناصر بهتر از ۱۰۰ ppm است، به جز S، Si، Au، Ti که بهتر از ۲۰۰ ppm و Pb که بهتر از ۲۵۰ ppm است. مقادیر Fe^{3+} در پیروکسن توسط یون‌های مجموع VI=Al(IV)+Na و اعضای انتهایی آنها با روش کاوتورن و کولرسون (Cawthorn and Collerson, 1974) محاسبه شد.

برای انجام سن‌سنجی U-Pb، دانه‌های زیرکن تخریبی ابتدا زیر میکروسکوپ بینوکولر جدایش شده و در دیسک‌های رزین

اسیدی (پلاژیوگرانیت) و دگرگونی (سرپانتینیت و آمفیبولیت) کمپلکس افیولیت ملائز بشاگرد با تنوع بافتی و کانی‌شناسی قابل توجه، تحت تأثیر دگرسانی‌های گسترده و تنش‌های زمین‌ساختی قرار گرفته‌اند. در این کمپلکس، تکتونیت‌های گوشته‌ای شامل هارزبورژیت، لرزولیت، پیروکسنیت و هورنبلندیت است. تجزیه مودال نمونه‌های میکروسکوپی بر اساس روش اشتريکایزن (Streckeisen, 1979) و لی‌باس (Le Bas, 2000) (شکل ۵-A و B) در منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های کمپلکس بشاگرد از نوع هارزبورژیت، لرزولیت و الیون وستریت هستند.

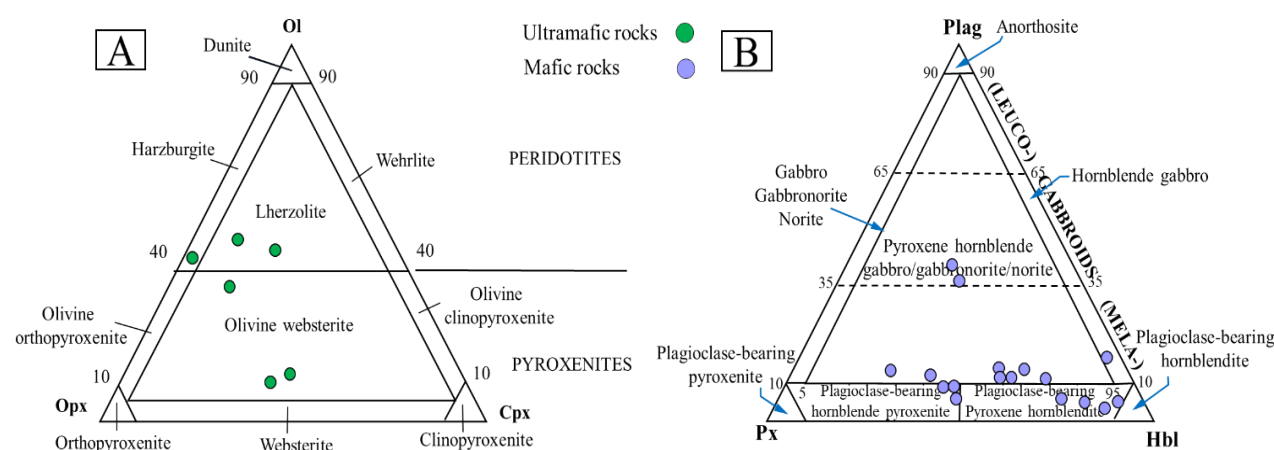
واحد دونیت: با بافت پورفیرو کلاستیک، تقریباً به طور کامل سرپانتینی شده‌اند؛ به طوری که تنها جزایر کوچکی از الیون‌های اولیه (کمتر از ۱۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر) در زمینه‌ای از رشته‌های درهم‌تنیده سرپانتین (بیش از ۹۰ درصد حجمی و ابعاد ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر) باقی‌مانده است (شکل ۶-A).

اپوکسی قرارداد شده. سپس تصویرهای کاتدولومینسانس نمونه‌های زیرکن در آزمایشگاه کلیدی ایالتی فرایندهای زمین‌شناسی و منابع معدنی، دانشگاه علوم زمین چین (وو‌هان)، با استفاده از دستگاه مدل BII CLF-2 متصل به میکروسکوپ نوری زایس تهیه شد. سن‌سنجی U-Pb زیرکن، توسط روش کندوسوز لیزری-پلاسمای جفتیده القایی-سنجش طیف جرمی در این آزمایشگاه انجام شد. نمونه‌برداری لیزری با استفاده از سامانه کندوسوز لیزری GeolasPro، متشکل از یک محرک لیزری نوع COMPexPro 102 ArF (طول موج ۱۹۳ نانومتر و بیشینه انرژی ۲۰۰ میلی‌ژول) و یک سامانه نوری MicroLas انجام شد.

نتایج

سنگ‌شناسی

واحدهای مافیک (گابرونوریت، الیون‌گابرو، تروکتولیت)، اولترامافیک (هارزبورژیت، لرزولیت، پیروکسنیت، هورنبلندیت)،



شکل ۵. A: مثلث اشتريکایزن (Streckeisen, 1979) و لی‌باس (Le Bas, 2000)، برای طبقه‌بندی سنگ‌های اولترامافیک کمپلکس افیولیت ملائز بشاگرد و B: ترکیب مودال سنگ‌های گابروئیدی کمپلکس افیولیت ملائز بشاگرد بر روی نمودار رده‌بندی IUGS (Gibson, 2002)

Fig. 5. A: The Streckeisen (1979) and Le Bas (2000) triangular diagrams were used for the classification of ultramafic rocks from the Bashagard ophiolite-mélange complex, and B: Modal composition of the gabbroic rocks from the Bashagard ophiolite-mélange complex plotted on the IUGS classification diagram (Gibson, 2002)

واحد هارزبورژیت: نیز تا حدودی تحت تأثیر سرپانتینی شدن و تنش‌های دینامیکی قرار گرفته است. این واحد دارای بافت‌های اُدکومولا تا مزوکومولا همراه با آثار پروتوگرانولار تا کاتاکلاستیک است (شکل ۶-B). ارتوپروکسن‌ها با فراوانی ۶۰ تا ۷۰ درصد حجمی (ابعاد ۰/۲ تا ۴ میلی‌متر) به صورت پورفیروکلاست‌های تغییرشکل یافته و دارای دوقلویی ساده با خطوط موازی مشخص مشاهده می‌شوند (شکل ۶-B). الیون با فراوانی ۲۵ تا ۳۵ درصد حجمی و ابعاد ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر اغلب در حاشیه ارتوپروکسن‌ها حضور دارد. کلینوپروکسن (کمتر از ۵ درصد حجمی و ابعاد ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر) نیز در زمینه و امتداد دوقلویی ارتوپروکسن دیده می‌شود (شکل ۶-B). کروم‌اسپینل‌های ۱ تا ۵ درصدی نیز به صورت انتشاری در زمینه پراکنده‌اند.

واحد لوزولیت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد دارای بافت غالب پورفیروکلاستیک و به طور محدود پروتوگرانولار بوده (شکل ۶-C) و شامل الیون، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن است. الیون با فراوانی ۴۰ تا ۷۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۲ تا ۱/۵ میلی‌متر اغلب گردشده و دارای شکستگی‌های پراکنده است. کلینوپروکسن‌های درشت (۱۵ تا ۳۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر) با منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شوند (شکل ۶-C). ارتوپروکسن‌ها (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر) تحت تنش‌های دینامیکی دچار خمیدگی، شکستگی و خُردشدگی شده (شکل ۶-C) و فضای میان آنها توسط الیون‌های ریزبلور پُر شده است. سرپانتین و کلریت به عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند.

پیروکسنیت‌های سرپانتینی شده توسط فراورده‌های حاصل از سرپانتینی شدن بلورهای پیروکسن و با حضور الیاف آزبست (کریزوتیل) در امتداد شکستگی‌ها مشخص می‌شوند (شکل ۶-D). سرپانتین با فراوانی ۸۰ تا ۸۵ درصد حجمی و ابعاد کمتر از ۰/۱ میلی‌متر بخش اصلی سنگ را تشکیل می‌دهد و پیروکسن‌های بازماندی (۵ تا ۸ درصد حجمی و ابعاد ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر) به

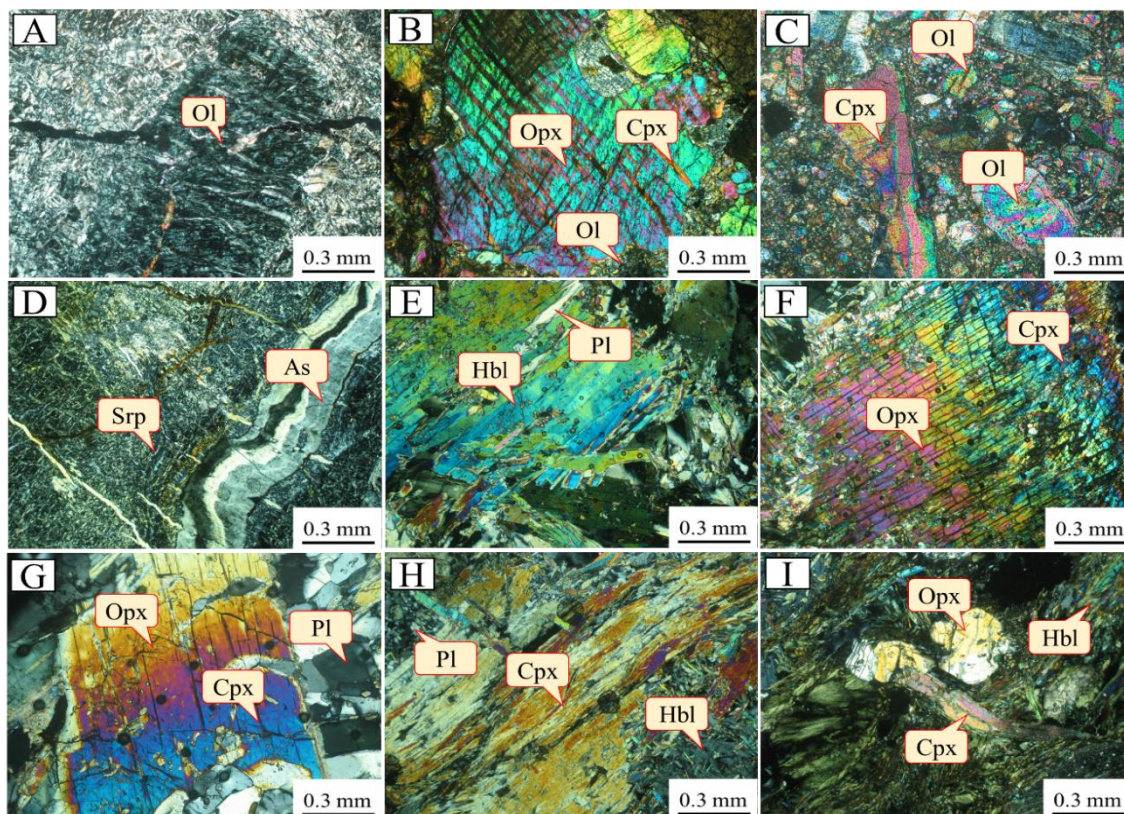
صورت پراکنده حفظ شده‌اند. آزبست (۵ تا ۱۰ درصد حجمی، ضخامت کمتر از ۰/۱ میلی‌متر و طول تا چند میلی‌متر) اغلب در شکستگی‌ها تمرکز یافته و تحت تأثیر تنش‌های دینامیکی به صورت خمیده یا شکسته مشاهده می‌شود (شکل ۶-D). کلریت نیز به مقدار اندک مشاهده می‌شود.

واحد هورنبلندیت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد دارای بافت‌های پگماتی و گرانولار هستند (شکل ۶-E). هورنبلند (با فراوانی ۸۰ تا ۹۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر)، به صورت بلورهای سوزنی با رخ‌های مشخص و رشد درهم‌فرورونده دیده می‌شود (شکل ۶-E). کلینوپروکسن‌های بی‌شکل (با فراوانی کمتر از ۵ درصد و ابعاد ۱ تا ۳ میلی‌متر) دارای رخ مشخص و **بافت لایه‌لایه‌ای** بوده و بیانگر رشد هم‌زمان تیغه‌های ارتوپروکسن و کلینوپروکسن هستند (شکل ۶-F و G). حاشیه این بلورها اغلب به آمفیبول ثانویه دگرسان شده است (شکل ۶-H). پلاژیوکلازهای کشیده (با فراوانی کمتر از ۳ درصد و ابعاد کمتر از ۰/۲ میلی‌متر) فضای میان هورنبلندها را پُر می‌کنند و قرارگیری پیروکسن میان بلورهای هورنبلند، تأخیر تبلور پیروکسن نسبت به هورنبلند را نشان می‌دهد (شکل ۶-I). کلسیت، کوآرتز (گاهی با میان‌بارهای هورنبلند) و کانی‌های کدر به‌ویژه کرومیت نیز از کانی‌های ثانویه همراه این واحدها هستند.

واحد گابرونوریت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد دارای بافت‌های پوئی‌کیلیتی، ساب‌هدرال گرانولار، آفیتییک و ساب‌آفیتییک است (شکل ۷-A). پلاژیوکلاز با فراوانی ۴۰ تا ۶۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر، به صورت ریزبلورهای کشیده با **دوقلویی تکراری** بر روی بلورهای درشت کلینوپروکسن (بافت آفیتییک و ساب‌آفیتییک) و یا در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۷-A). کلینوپروکسن‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، زمینه سنگ را فرا گرفته‌اند و در امتداد شکستگی‌ها به آمفیبول ثانویه دگرسان شده‌اند. این بلورها دارای ادخال‌هایی از کانی‌های کدر (بافت پوئی‌کیلیتی) و پلاژیوکلاز (بافت آفیتییک) هستند (شکل

واکنشی یا بافت کرونا تشکیل شده است (شکل ۷-۷A). مگنتیت، هیدروکسیدهای آهن، کلسیت و کوارتز از مهم‌ترین محصولات دگرسانی این واحد به شمار می‌روند.

۷-۷A). ارتوپروکسن با فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد حجمی و ابعاد ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر به صورت بی‌شکل در ماتریکس مشاهده می‌شود. الیوین با فراوانی کمتر از ۵ درصد حجمی و ابعاد کمتر از ۰/۳ میلی‌متر دارای شکستگی‌های فراوان است و در حاشیه آن هاله



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی از واحدهای اولترامافیک در کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد. A: الیوین‌های به شدت سرپانتینی‌شده در واحد دونیتی، B: ارتوپروکسن دانه درشت با رخنمون واضح در واحد هارزبورژیتی، C: درشت‌بلورهای الیوین و پیروکسن در واحد لرزولیتی، D: سرپانتین خردشده با خمیدگی در واحد پیروکسنیتی، E: درشت‌بلورهای درهم‌آمیخته هورنبلند در واحد هورنبلندیتی، F و G: بافت لایه‌لایه که ناشی از رشد هم‌زمان بلورهای ارتوپروکسن و کلینوپروکسن است، H: بلورهای کلینوپروکسن که در حال تبدیل به آمفیبول ثانویه هستند و I: فاز پیروکسن اینترستیتال بین بلورهای اولیه هورنبلند. تمامی تصویرها در نور عبوری متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol: الیوین، Opx: ارتوپروکسن، Cpx: کلینوپروکسن، As: آزبست، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Srp: سرپانتین).

Fig. 6. Microscopic images of ultramafic units from the Bashagard Ophiolite Mélange Complex. A: Olivines affected by intense serpentinization (dunite), B: Coarse-grained orthopyroxene with prominent cleavage (harzburgite), C: Olivine and pyroxene phenocrysts (lherzolite), D: Tectonized serpentine with bending (pyroxenite), E: Intergrown hornblende phenocrysts (hornblendite), F and G: Lamellar texture formed by simultaneous growth of orthopyroxene and clinopyroxene blades, H: Clinopyroxene crystals undergoing transformation into secondary amphibole, and I: Interstitial pyroxene phase between primary hornblende crystals. All images were taken in transmitted cross-polarized light (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: Olivine, Opx: Orthopyroxene, Cpx: Clinopyroxene, As: Asbestos, Hbl: Hornblende, Pl: Plagioclase, Srp: Serpentine).

درشت‌بلور و هم در زمینه حضور دارد و معمولاً به کلریت و کلسیت دگرسان‌شده است. مقدار کمی الیون (کمتر از ۵ درصد حجمی و ابعاد کمتر از ۰/۲ میلی‌متر) در زمینه سنگ قابل مشاهده است که اغلب به سرپانتین تبدیل شده است.

واحد پلاژیوگرانیت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، دارای بافت‌های گرانولار، پوئیکلیتیک و هیپیدیمورفیک است (شکل ۷-E). پلاژیوکلاز با فراوانی ۶۰ تا ۸۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر، به صورت نیمه‌شکل‌دار با دوقلویی‌های تکراری و ساده دیده‌شده است و در مواردی منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهد. این بلورها تحت تأثیر سیالات گرمایی به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۷-E). کوآرتز با فراوانی ۱۰ تا ۲۵ درصد حجمی و اندازه ۰/۱ تا ۱/۵ میلی‌متر، به صورت بی‌شکل با خاموشی موحی، بین پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک قرار گرفته و نقش پرکننده بین‌دانه‌ای دارد (شکل ۷-E). هورنبلند با فراوانی ۵ تا ۱۵ درصد حجمی و اندازه ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر، دارای رخ لوزی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار بوده و تا حدی به کلریت و اکتینولیت دگرسان‌شده است (شکل ۷-E). پیروکسن نیز با فراوانی ۱۵ تا ۲۵ درصد حجمی و ابعاد ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر، به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل حضور دارد و به کلریت جانشین‌شده است (شکل ۷-E). آلکالی‌فلدسپار (حدود ۱۰ درصد حجمی)، مگنتیت، ایلمنیت، هیدروکسیدهای آهن، زیرکن و آپاتیت از کانی‌های فرعی این واحد هستند.

واحد سرپانتینیت: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، به طور مشخصی با توسعه بافت‌های رگه-رگچه‌ای و بافت شبکه‌ای مشخص می‌شود (شکل ۷-F و G). سرپانتین با فراوانی ۸۰ تا ۹۵ درصد حجمی و اندازه کمتر از ۰/۰۵ تا حدود ۱ میلی‌متر کانی اصلی سنگ است و به صورت توده‌ای، فیبری، رشته‌ای و فلس‌دار در ماتریکس سنگ حضور دارد. کریزوتیل با ابعاد کمتر از ۰/۱ میلی‌متر در قالب رگه‌ها و رگچه‌های الیافی و به عنوان محصول فرایند اتوسرپانتینی‌شدن دماهای پایین تشکیل شده است؛ در حالی که آنتی‌گوریت با اندازه ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر به صورت

واحد الیون‌گابرو: دارای بافت‌های ساب‌افیتیک و اینترگرانولار است (شکل ۷-B). پلاژیوکلاز با فراوانی ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر، نیمه‌شکل‌دار، کشیده و دارای دوقلویی تکراری است. کلینوپیروکسن‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر، حاوی ادخال‌های پلاژیوکلاز بوده و بافت ساب‌افیتیک ایجاد کرده‌اند. الیون‌ها با فراوانی ۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر به صورت بی‌شکل و دارای شکستگی‌های متعددی هستند که این شکستگی‌ها (بافت کرنلی) زمینه را برای آغاز تجزیه الیون فراهم می‌کنند. این کانی‌ها اغلب به سرپانتین، مگنتیت و هیدروکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۷-B).

واحد تروکتولیت: با بافت گلوبروپورفیری مشخص می‌شوند. میکروولیت‌های ریزبلور پلاژیوکلاز با فراوانی ۵۰ تا ۷۰ درصد حجمی و اندازه کمتر از ۰/۵ میلی‌متر، به صورت کشیده، نیمه‌شکل‌دار و دارای دوقلویی تکراری، زمینه سنگ را ساخته (شکل ۷-C) و اغلب سریسیتی شده‌اند. الیون با فراوانی ۲۰ تا ۴۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر، بی‌شکل و دارای شکستگی‌های متعدد بوده (شکل ۷-C) و معمولاً به سرپانتین و کلسیت دگرسان‌شده است. زمینه سنگ اغلب از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر تشکیل شده است (شکل ۷-C).

واحد دایک‌های دیابازی: کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، دارای بافت‌های پورفیری و غربالی (در پلاژیوکلاز) هستند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی و الیون و کانی‌های کدر (اغلب مگنتیت و ایلمنیت) به عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند. زمینه سنگ، شامل ریزبلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیون، کانی‌های کدر، سریسیت و شیشه در حال تبلور است (شکل ۷-D). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با فراوانی ۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی و اندازه ۰/۵ تا بیش از ۲ میلی‌متر، دارای بافت غربالی و دوقلویی تکراری بر روی زمینه ریزبلور هستند و اغلب به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۷-D). کلینوپیروکسن با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی و ابعاد ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر به صورت

بی‌شکل بوده و بافت گرانولار دارد (شکل ۷-J تا L). کرومیت‌های توده‌ای از بلورهای درشت‌تر تشکیل شده‌اند (شکل ۷-J و K)؛ در حالی که کرومیت‌های کاتاکلاستیک (خُردشده) ریزدانه و بی‌شکل هستند (شکل ۷-L). اتصال‌های سه‌گانه بین دانه‌های پلی‌گونال کرومیت با زوایای تقریبی ۱۲۰ درجه، نشان‌دهنده تعادل ترمودینامیکی است (شکل ۷-J). مقادیر کمی سیلیکات‌های بین‌دانه‌ای (الیون‌های سرپانتینی‌شده) مرزهای دانه‌ها را پُر کرده‌اند که نشان می‌دهد این سیلیکات‌ها طی فرایندهای فشردگی به طور کامل خارج نشده‌اند. سرپانتینی‌شدن در الیون‌های کرومیت‌ها کمتر از هارزبورژیت و دونیت است و الیون‌های بین‌اسپینل‌ها به دلیل واکنش با اسپینل‌ها، منیزیم بالایی دارند. کرومیت‌های منطقه بشاگرد تحت تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی شدید، خُردشده و به قطعه‌های ریز و بی‌شکل تبدیل می‌شوند که توسط سیلیکات‌ها به هم متصل شده و بافت میکروبرشی ایجاد می‌کنند (شکل ۷-K و L). در برخی موارد، کرومیت‌ها شکستگی‌های فراوان داشته و ساختار کاتاکلاستیک (خُردشده و ترک‌خورده) نشان می‌دهند که نتیجه فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه است (شکل ۷-L).

زمین‌شیمی سنگ کل

طبقه‌بندی سنگ‌های اولترامافیک تا اسیدی کمپلکس افیولیت‌ملائز بشاگرد، با استفاده از نمودار مقادیر درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (۱۲/۰ تا ۹۱/۵ درصد وزنی) در مقابل SiO_2 (۳۹/۳۵ تا ۶۵/۲۹ درصد وزنی) (Middlemost, 1994) (شکل ۸-A) انجام و بر مبنای آن واحدهای اولترامافیک، مافیک و اسیدی کمپلکس افیولیت‌ملائز بشاگرد، به ترتیب در محدوده‌های پریدوتیت، گابرو و گرانودیوریت قرار می‌گیرند.

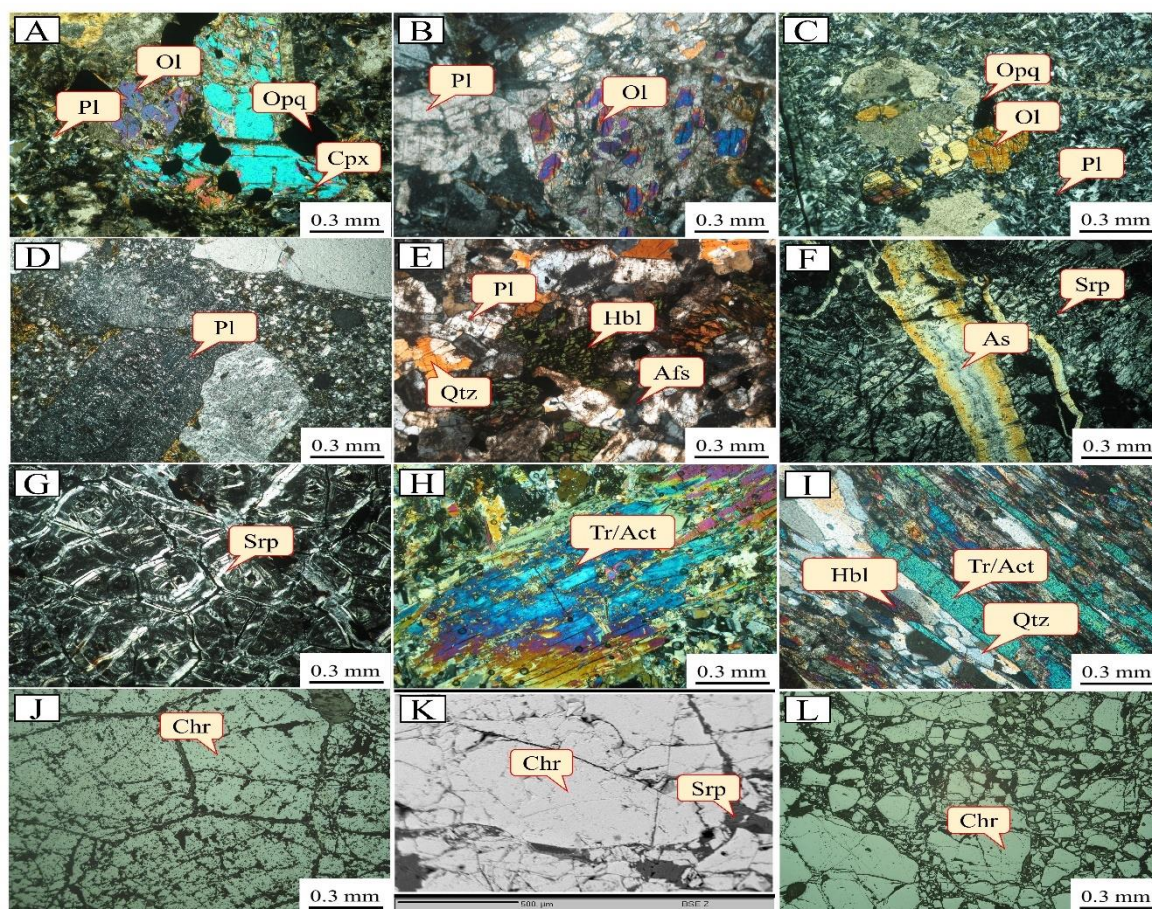
در نمودار Zr/Y در مقابل Th/Yb (Ross and Bédard, 2009) (شکل ۸-B)، تعدادی از نمونه‌های پریدوتیتی در محدوده تولیتی قرار گرفته‌اند.

صفحات و تیغه‌های درهم‌تنیده، بافت شبکه‌ای را ایجاد کرده و بیانگر فرایند دیناموسرپانتینی‌شدن است. لیزاردیت به شکل فلس‌های بسیار ریز (ابعاد کمتر از ۰/۰۵ میلی‌متر) در زمینه و حاصل دگرسانی الیون مشاهده می‌شود. فاز باستیت نیز از تجزیه ارتوپروکسن به وجود آمده و در مواردی ریخت‌شناسی اولیه بلور را حفظ می‌کند. بقایای الیون و ارتوپروکسن با فراوانی بسیار اندک و اندازه کمتر از ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر در زمینه سنگ قابل مشاهده هستند. مگنتیت، هیدروکسیدهای آهن، کوارتز و کلسیت نیز از محصولات دگرسانی ثانویه و اغلب متمرکز در مرز بلورها و شکستگی‌ها هستند.

واحد آمفیولیت: کمپلکس افیولیت‌ملائز بشاگرد، بافت‌های نماتوبلاستیک تا ساب‌گرانوبلاستیک نشان می‌دهد و دستخوش دگرسانی و دگرریختی شدید شده است (شکل ۷-H و I). هورنبلند با فراوانی بالا (حدود ۴۵ تا ۷۰ درصد حجمی) و ابعاد بلوری ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر به صورت بلورهای کشیده با چندرنگی سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای حضور داشته و در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها به مجموعه‌های ترمولیت-آکتینولیت تبدیل شده که نشان‌دهنده نقش فعال سیالات گرمایی است. پلاژیوکلاز با فراوانی ۳۰ تا ۵۰ درصد و اندازه ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و سریسیتی‌شدن و کلریتی‌شدن در آن گسترش دارد. بقایای کلینوپروکسن با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد حجمی اغلب به آمفیبول‌های فیبری دگرسان شده‌اند (شکل ۷-H). کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، کلریت و اپیدوت (در مجموع ۲ تا ۸ درصد حجمی) هستند. جهت‌یافتگی آمفیبول و پلاژیوکلاز موجب ایجاد **برگ‌وارگی** مشخص شده است (شکل ۷-J) که بیانگر دگرریختی شکل‌پذیر و شرایط دما-فشار نسبتاً بالا طی تحول دگرگونی است (Vernon et al., 2004; Passchier and Trouw, 2005).

کانسنگ کرومیت

کرومیت (ابعاد ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر) کانه اصلی در منطقه بشاگرد است. این کانی در کرومیت‌های منطقه اغلب نیمه‌شکل‌دار تا



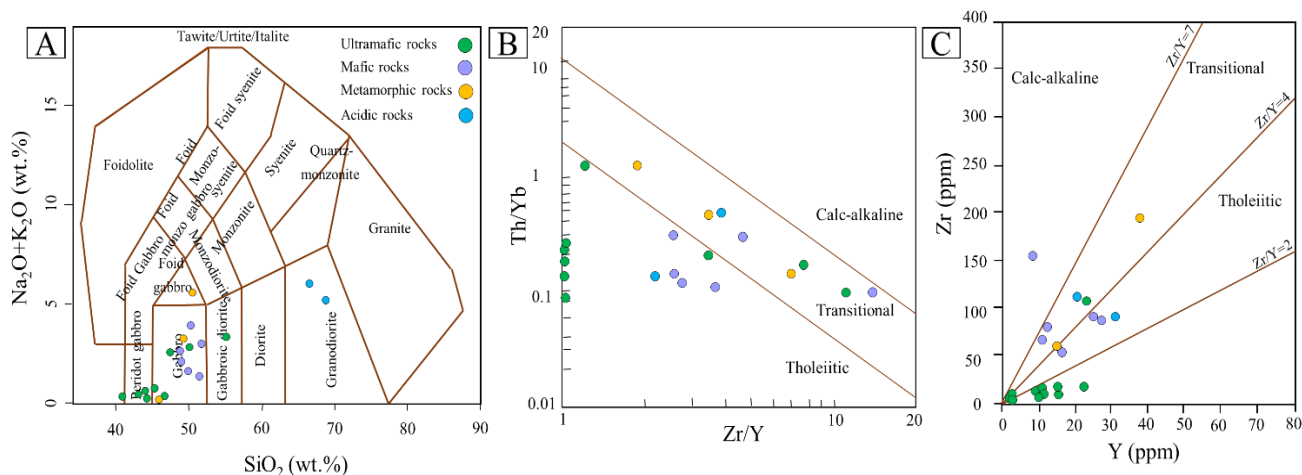
شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی نوری (A تا I در نور عبوری XPL و J و L در نور انعکاسی PPL) و الکترون برگشتی از واحدهای مافیک، فلسیک و واحدهای دگرگونی و کرومیتی کمپلکس افیولیتی بشاگرد. A: همراهی کرومیت با الیون و پیروکسن، برخورد بین باندهای برشی ماگمایی در گابرو نوریت‌ها، B: شکستگی‌های نمایان الیون در الیون گابروها، C: بافت پورفیروئیدی در تروکتولیت، D: بافت غربالی پلاژیوکلاز در دایک‌های دیابازی، E: پلاژیوگرانیت‌های تمام بلورین نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار منطقه بشاگرد، F: رگه‌های آزیست درون سرپانتین در واحدهای سرپانتینی، G: بافت مشبک در واحدهای سرپانتینی، H: دگرسانی آمفیبول اولیه (هورنبلند)، به آمفیبول ثانویه (ترمولیت-اکتینولیت) در واحدهای آمفیبولیتی، I: جهت‌یافتگی (رشد موازی) در هورنبلندهای سوزنی‌شکل در واحدهای آمفیبولیتی، L: اتصال‌های سه‌گانه بین دانه‌های پلی‌گونال کرومیت، K: تصویر الکترون برگشتی از کرومیت توده‌ای، L: کرومیت خردشده با ساخت برشی. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol: الیون، Pl: پلاژیوکلاز، Opq: کانی کدر، Cpx: کلینوپیروکسن، Qtz: کوارتز، Afs: آلکالی‌فلدسپار، As: آزیست، Hbl: هورنبلند، Srp: سرپانتین، Tr/Act: ترمولیت/اکتینولیت، Chr: کرومیت).

Fig. 7. Optical microscopic image (A–I, transmitted cross-polarized light, XPL; J and L, reflected plane-polarized light, PPL) and backscattered electron (BSE) images of mafic, felsic, metamorphic, and chromitite units from the Bashagard Ophiolitic Complex. A: Chromite associated with olivine and pyroxene, illustrating contacts between magmatic shear bands within noritic gabbros, B: Well-developed fractures in olivine grains within olivine gabbros, C: Porphyroidal texture observed in troctolite, D: Sieve texture of plagioclase in diabasic dikes, E: Subhedral to euhedral, holocrystalline plagiogranites from the Bashagard area, F: Asbestos veins hosted within serpentinite in serpentinite units, G: Characteristic mesh texture developed in serpentinite units, H: Alteration of primary amphibole (hornblende) to secondary amphibole (tremolite–actinolite) in amphibolite units, I: Preferred orientation (parallel growth) of acicular hornblende crystals in amphibolite units, J: Triple junctions between polygonal chromite grains, K: Backscattered electron image of massive chromite, and L: Tectonized chromitite exhibiting a brecciated texture. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: Olivine, Pl: Plagioclase, Opq: Opaque minerals, Cpx: Clinopyroxene, Qtz: Quartz, Afs: Alkali feldspar, As: Asbestos, Hbl: Hornblende, Srp: Serpentine, Tr/Act: Tremolite–Actinolite, Chr: Chromite).

ناکامورا (Nakamura, 1974) (شکل ۹-ب)، نشان‌دهنده غنی‌شدگی LILE (مانند عناصر Rb، K، Th و U) و LREE (مانند عناصر Sm، Nd، Pr و La) و تهی‌شدگی HFSE (مانند عناصر Zr، Nb و Ti) و HREE (مانند عناصر Yb، Ho و Tb) است. مقادیر پایین عناصر ناسازگار و غنی‌شدگی از LREE در پریدوتیت‌های گوشته‌ای را می‌توان با ذوب‌بخشی آن، خروج مواد مذاب و تهی‌شدگی پریدوتیت اولیه و سپس غنی‌شدگی بعدی LREE در نتیجه تأثیر سیالات، محلول‌ها و مذاب‌های گذری و واکنش با پریدوتیت اولیه تفسیر کرد (Hickey and Frey, 1982).

بعضی دیگر از نمونه‌های این گروه (به ویژه پیروکسنیت و هارزبورزیت) در محدوده پهنه انتقالی قرار دارند. گروه‌های مافیک منطقه و نیز پلاژیوگرنایت، در هر دو محدوده تولیتی و پهنه انتقالی و گروه دگرگونی در پهنه انتقالی جای گرفته‌اند (شکل ۸-ب). در نمودار Y در مقابل Zr (Ross and Bédard, 2009) (شکل ۸-ج)، تمامی سنگ‌های پریدوتیتی به غیر از یک نمونه، در محدوده تولیتی جای گرفته‌اند. دیگر گروه‌های سنگی منطقه بشاگرد در محدوده‌های تولیتی و پهنه انتقالی قرار گرفته‌اند (شکل ۸-ب).

نمودارهای بهنجار شده نمونه‌های پریدوتیتی به مقادیر N-MORB (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۹-ا) و کندریت



شکل ۸: طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، بر اساس نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (شکل ۸-ا) (Middlemost, 1994)، نمودار Zr/Y در مقابل Th/Yb (شکل ۸-ب) (Ross and Bédard, 2009)، و نمودار Zr در مقابل Y (شکل ۸-ج) (Ross and Bédard, 2009). این نمونه‌ها ویژگی‌های تولیتی را نشان می‌دهند و در محدوده کالک‌آلکالن، ویژگی تولیتی را نشان می‌دهند.

Fig. 8. A: Geochemical classification of mafic and ultramafic rocks in the Bashagard ophiolite Mélange complex based on the SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram (Middlemost, 1994), B: Zr/Y vs. Th/Yb diagram (Ross and Bédard, 2009), showing the location of samples from the Bashagard region. These samples exhibit tholeiitic characteristics, and C: Zr vs. Y diagram (Ross and Bédard, 2009), showing the location of different rock groups. Apart from the diabase sample's location in the calc-alkaline range, these samples also exhibit tholeiitic characteristics.

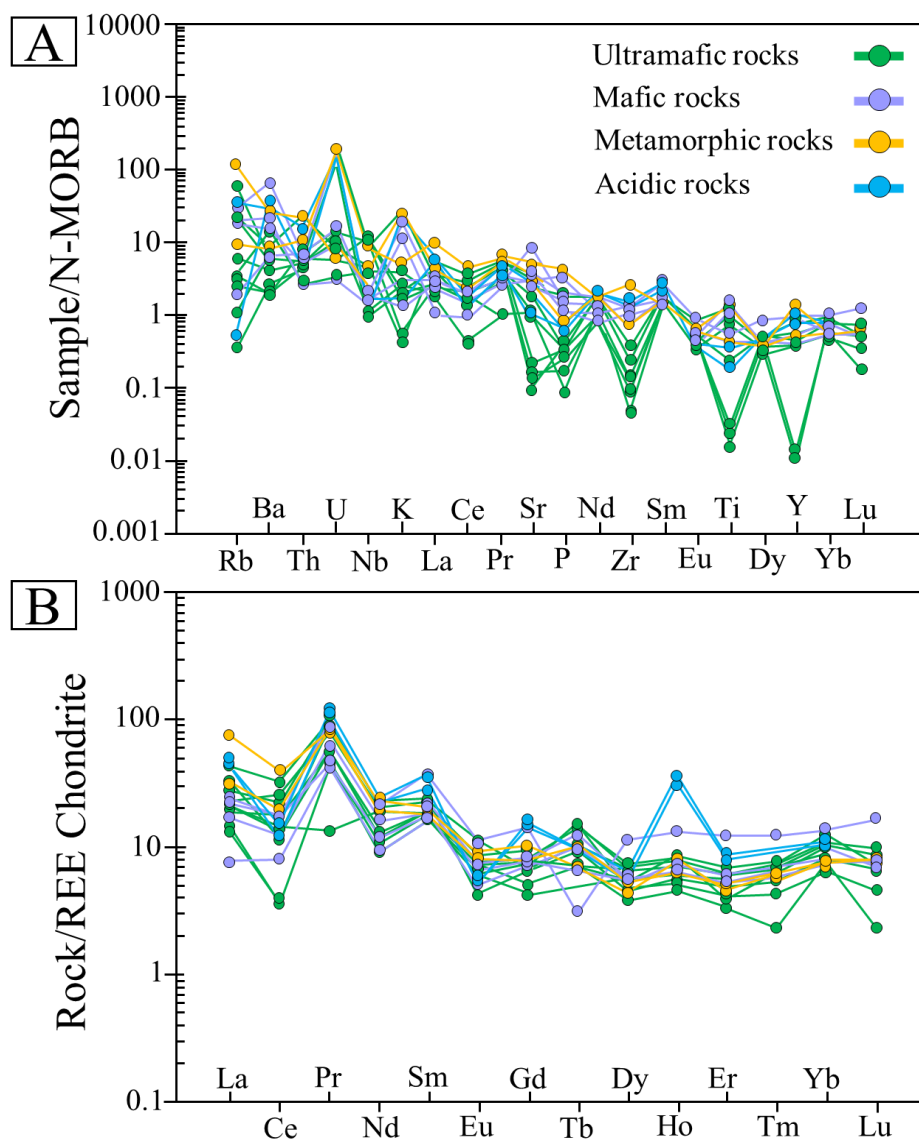
سن‌سنجی U-Pb زیر کن

زیر کن تخریبی (نمونه M-03) بی‌شکل هستند (شکل ۱۰-ا). اندازه دانه آنها حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون (۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر)

دانه‌های زیر کن جدا شده از یک نمونه ماسه‌سنگ حاوی دانه‌های

(B) بوده است و نسبت‌های Th/U حدود ۲/۱۲ را نشان می‌دهد (جدول ۲) که با زیرکن‌های ماگمایی سازگار است (Cherniak and Watson, 2000; Kirkland et al., 2015).

متغیر است. نسبت طول به عرض دانه‌ها ۱:۱ تا ۳:۱ است. زیرکن‌های تخریبی، به ترتیب میانگین سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ حدود $350/3 \pm 6/0$ میلیون سال قبل (معادل سن کریونفر زیرین (آشکوب تورنرین)، از ۲۹۹ تا ۳۵۹ میلیون سال قبل) (شکل ۱۰-).



شکل ۹. الگوی تغییرات عناصر ناسازگار سنگ‌های اولترامافیک، مافیک، فلسیک و دگرگونی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد. A: بهنجار شده با N-MORB (Sun and McDonough, 1989) و B: بهنجار شده با کندریت ناکامورا (Nakamura, 1974)

Fig. 9. Incompatible element variation patterns of ultramafic, mafic, felsic, and metamorphic rocks from the Bashagard ophiolite Mélange complex. A: Normalized to N-MORB (Sun and McDonough, 1989), and B: Normalized to Nakamura chondrite (Nakamura, 1974)

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل سنگ‌های اولترامافیک و مافیک کمپلکس افیولیتی بشاگرد به روش‌های XRF (بر اساس درصد وزنی) و ICP-MS (بر اساس گرم در تن). علائم اختصاری از اشتريک‌ایزن (Streckeisen, 1976) اقتباس شده است (NA: تجزیه نشده، Hz: هارزبورژیت، Dun: دونیت، Lhz: لرزولیت، Px: پیروکسنیت، Hbl: هورنبلندیت، Tr: تروکتولیت، Gb: گابرو).

Table 1. Whole-rock chemical analysis results of samples from ultramafic and mafic rocks of the Bashagard ophiolitic complex, analyzed by XRF (wt.%) and ICP-MS (ppm). Abbreviations after Streckeisen, (1976) (NA: Not analyzed, Hz: Harzburgite, Dun: Dunite, Lhz: Lherzolite, Px: Pyroxenite, Hbl: Hornblendite, Tr: Troctolite, Gb: Gabbro).

Rock Name	Hz	Hz	Hz	Dun	Lhz	Px	Hbl	Hbl	Hbl	Tr
SiO ₂	44.69	42.13	43.36	39.35	43.89	42.80	48.32	54.24	46.29	47.31
TiO ₂	0.30	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	1.55	1.22	0.94	1.59
Al ₂ O ₃	0.17	0.23	0.15	0.51	1.83	0.01	12.71	12.38	13.03	8.80
FeO	9.41	8.43	9.55	7.81	6.93	9.47	11.30	9.47	10.72	11.92
MnO	0.06	0.11	0.08	0.13	0.18	0.07	0.11	0.12	0.10	0.07
MgO	42.66	45.35	41.49	48.37	40.89	41.72	9.68	8.72	11.76	13.02
CaO	0.49	0.63	0.23	0.89	2.63	0.39	10.85	8.74	12.31	11.43
Na ₂ O	0.08	0.11	0.03	0.08	0.13	0.04	2.48	1.18	2.57	1.36
K ₂ O	0.19	0.28	0.15	0.04	0.03	0.16	0.15	2.08	0.12	0.79
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.02	0.01	0.04	0.05	0.22	0.22	0.04	0.13
LOI	2.07	2.21	4.12	2.42	3.13	4.28	2.19	1.74	1.73	2.83
Total	99.88	99.54	99.21	99.63	99.72	99.01	99.56	100.11	99.61	99.25
Rb	1.37	1.98	0.60	12.19	12.14	0.20	3.40	32.20	1.93	16.71
Sr	11.84	19.76	14.20	104.50	173.28	8.30	395.10	228.40	86.42	313.36
Co	41.20	38.35	116.00	56.72	18.14	145.00	35.32	63.40	28.39	11.34
Y	12.00	15.52	0.40	10.57	15.04	0.30	22.10	23.70	11.20	11.52
Zr	10.41	6.02	3.30	10.15	27.72	3.40	17.05	106.10	6.93	73.32
Nb	2.69	9.39	2.20	27.61	10.56	2.30	25.92	20.10	23.67	4.49
Ba	12.56	86.08	44.10	37.09	57.33	16.30	25.50	39.20	12.82	424.16
Ta	NA	NA	7.30	NA	NA	7.40	NA	2.80	NA	NA
Th	0.90	0.33	0.60	0.70	2.71	0.50	0.63	0.70	0.56	0.79
U	0.67	0.16	6.30	0.27	0.39	6.70	0.48	9.20	0.66	0.77
Ga	3.00	3.86	1.90	7.41	8.66	2.10	12.35	15.80	7.36	8.16
Hf	0.68	0.74	3.40	0.06	0.43	2.90	0.45	2.60	0.61	2.42
La	4.43	4.76	6.90	6.21	13.80	10.80	9.23	7.50	6.63	2.57
Ce	3.09	3.25	11.50	15.49	27.64	9.80	19.19	22.20	12.63	6.99
Pr	4.82	5.04	6.16	6.29	11.07	10.55	9.03	8.93	1.49	4.76
Nd	5.74	6.85	7.71	8.39	14.48	13.19	12.40	12.20	12.25	6.05
Sm	3.32	3.48	3.37	3.50	4.70	4.56	4.70	4.71	4.49	3.59
Eu	0.55	0.60	0.55	0.58	0.47	0.67	0.87	0.48	0.33	0.38
Gd	2.20	2.21	2.13	1.42	2.03	2.62	1.81	1.18	NA	1.94
Tb	0.66	0.68	NA	0.33	0.73	NA	0.49	NA	0.44	0.47
Dy	2.35	2.49	2.22	1.33	1.64	1.85	2.30	1.96	1.57	1.98
Ho	0.56	0.59	0.49	0.32	0.36	0.61	0.50	0.42	0.39	0.45
Er	1.44	1.59	1.33	0.76	0.94	0.88	1.41	1.29	1.09	1.22
Tm	0.22	0.23	NA	0.07	0.13	NA	0.20	NA	0.16	0.18
Yb	2.30	2.37	1.89	1.63	1.40	2.13	2.79	1.95	1.79	1.63
Lu	0.30	0.33	NA	0.08	0.16	NA	0.25	NA	0.23	0.26
ΣREE	31.98	34.47	44.25	46.46	72.55	57.75	65.17	62.82	43.49	32.47
ΣLREE	21.95	23.98	36.19	40.46	72.16	49.66	55.42	56.02	37.82	24.34
ΣHREE	10.03	10.49	8.06	5.94	7.39	8.09	9.75	6.80	5.67	8.13

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل سنگ‌های اولترامافیک و مافیک کمپلکس افیولیتی بشاگرد به روش‌های XRF (بر اساس درصد وزنی) و ICP-MS (بر اساس گرم در تن). علائم اختصاری از اشتريکایزن (Streckeisen, 1976) اقتباس شده است (NA: تجزیه نشده؛ Hz: هارزبورژیت، Dun: دونیت، Lhz: لرزولیت، Px: پیروکسنیت، Hbl: هورنبلندیت، Tr: تروکتولیت، Gb: گابرو).

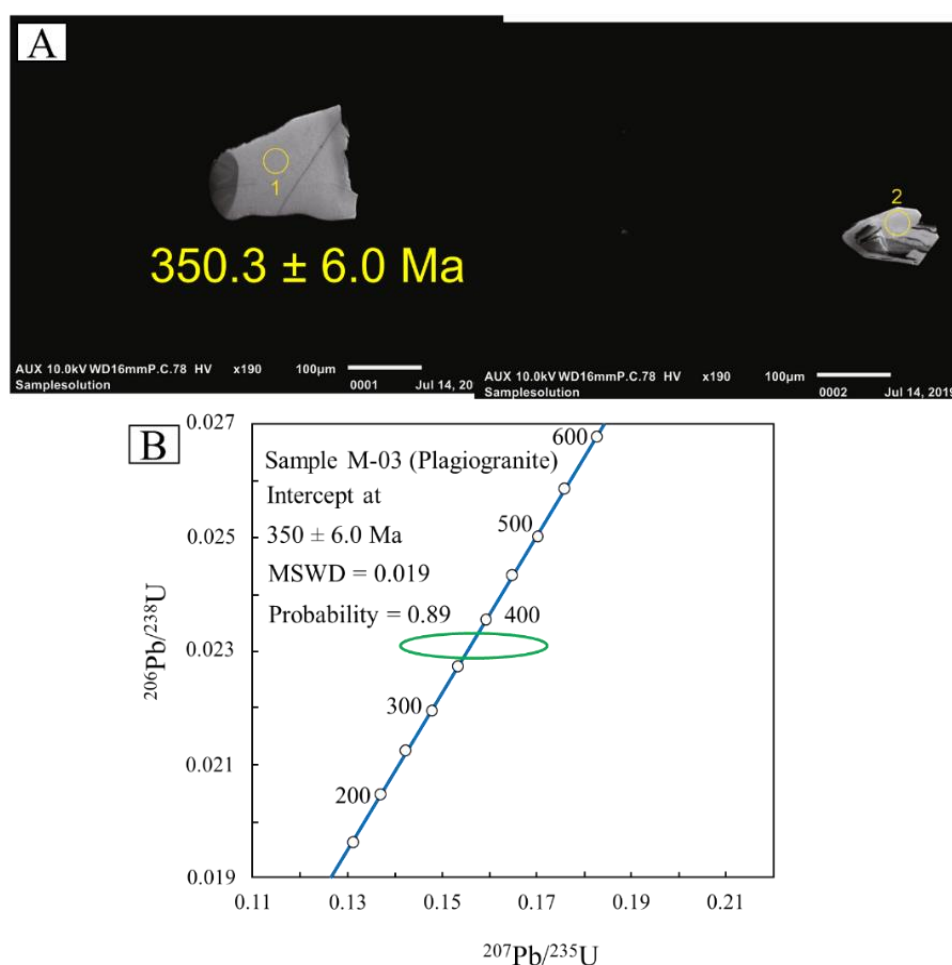
Table 1 (Continued). Whole-rock chemical analysis results of samples from ultramafic and mafic rocks of the Bashagard ophiolitic complex, analyzed by XRF (wt.%) and ICP-MS (ppm). Abbreviations after Streckeisen, (1976) (NA: Not analyzed, Hz: Harzburgite, Dun: Dunite, Lhz: Lherzolite, Px: Pyroxenite, Hbl: Hornblendite, Tr: Troctolite, Gb: Gabbro).

Rock Name	Gb	Ol-Gb	Gb-Nor	Diab	Diab	Plg	Plg	Amp	Amp	Srp
SiO ₂	47.91	48.34	49.24	49.51	48.93	65.29	64.82	48.27	48.91	43.25
TiO ₂	1.86	0.56	0.68	1.91	0.96	0.46	0.23	1.76	0.53	0.01
Al ₂ O ₃	10.27	12.56	11.71	14.62	13.58	13.88	10.53	13.56	10.09	9.61
FeO	13.10	5.68	7.60	7.87	8.33	4.99	3.98	12.45	14.44	0.10
MnO	0.18	0.10	0.20	0.24	0.07	0.06	0.21	0.10	0.10	41.49
MgO	9.03	18.96	16.97	7.13	10.24	3.96	4.63	5.93	7.87	0.14
CaO	13.22	9.22	8.13	11.13	10.08	3.51	4.99	13.67	10.71	0.03
Na ₂ O	2.48	0.40	1.31	2.62	2.85	5.78	3.41	2.56	3.66	0.16
K ₂ O	0.23	1.31	0.09	0.31	0.98	0.13	1.52	0.37	1.83	0.08
P ₂ O ₅	0.13	0.18	0.23	0.34	0.26	0.09	0.07	0.49	0.09	NA
LOI	1.63	1.93	3.47	4.17	3.14	1.37	4.72	0.78	1.69	4.62
Total	100.04	99.24	99.63	99.85	99.42	99.52	99.11	100.94	99.92	99.51
Rb	1.10	10.61	10.26	51.94	72.11	0.30	19.70	5.40	65.41	0.20
Sr	743.30	217.84	348.58	92.76	242.70	92.50	191.00	445.80	262.66	4.10
Co	49.50	22.96	14.07	52.45	20.67	19.60	22.70	59.50	15.16	128.00
Y	25.50	14.47	27.27	9.13	12.43	30.00	21.90	37.90	14.26	0.40
Zr	93.40	54.63	87.08	153.82	66.91	96.50	113.40	195.40	52.80	3.30
Nb	3.90	3.02	4.62	6.51	11.13	3.80	2.70	18.60	10.15	2.50
Ba	40.70	139.45	96.02	44.46	180.97	239.30	186.20	51.20	157.67	10.50
Ta	3.70	NA	NA	NA	NA	3.30	2.70	6.80	NA	7.00
Th	0.80	0.33	0.59	0.74	2.70	0.50	1.90	1.30	2.77	0.60
U	9.10	0.14	0.43	1.00	1.01	6.90	6.20	8.90	0.28	6.70
Ga	20.20	14.83	5.72	30.69	12.53	13.80	8.80	24.40	9.66	1.70
Hf	3.50	1.40	2.48	3.52	1.67	2.40	3.80	5.50	1.41	2.70
La	7.60	5.72	7.15	28.60	13.59	14.50	14.90	25.00	10.86	11.10
Ce	15.20	10.75	15.26	42.22	19.43	12.60	9.90	34.20	17.03	9.60
Pr	5.25	7.25	10.66	19.26	11.19	13.11	12.96	8.85	9.27	8.98
Nd	7.56	10.06	13.78	29.82	15.53	15.16	14.36	12.96	12.12	12.34
Sm	4.25	4.38	7.43	12.57	5.74	6.95	5.78	3.68	4.00	4.04
Eu	0.52	0.60	0.87	3.01	0.76	0.42	0.39	0.71	0.64	0.61
Gd	2.15	2.27	4.03	11.41	2.55	4.36	3.98	2.87	2.24	2.19
Tb	NA	0.59	0.14	2.68	0.28	NA	NA	NA	0.49	NA
Dy	1.88	1.90	3.93	13.99	2.25	1.87	2.32	1.55	1.81	1.76
Ho	0.51	0.45	0.92	3.38	0.49	2.19	2.54	0.56	0.44	0.39
Er	1.36	1.21	2.74	7.62	1.37	1.79	1.93	1.02	1.14	1.56
Tm	NA	0.19	0.37	1.03	0.20	NA	NA	NA	0.19	NA
Yb	1.77	2.21	2.97	3.04	1.62	2.23	2.44	1.74	1.66	1.89
Lu	NA	0.24	0.56	1.00	0.23	NA	NA	NA	0.27	NA
ΣREE	48.05	47.82	70.81	179.63	75.23	75.18	71.50	93.14	62.16	54.46
ΣLREE	40.38	38.76	55.15	135.48	66.24	62.74	58.29	85.40	53.92	46.67
ΣHREE	7.67	9.06	15.66	44.15	8.99	12.44	13.21	7.74	8.24	7.79

جدول ۲. نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های تخریبی موجود در واحد ماسه‌سنگی کمپلکس افیولیتی بشاگرد

Table 2. U-Pb geochronological results of detrital zircons from the sandstone unit of the Bashagard ophiolitic complex

Sample	U [ppm]	Th [ppm]	U/Th	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1sigma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
M-03	165.63	82.54	2.12	0.053	0.004	0.409
Sample	1sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1sigma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
M-03	0.026	0.056	0.001	324.13	168.50	347.83
Sample	$\pm(\text{Ma})$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm(\text{Ma})$	
M-03	18.74	350.32	5.98	335.17	14.35	



شکل ۱۰. A: تصاویرهای کاتدولومینسانس از زیرکن‌های تخریبی در یک ماسه‌سنگ سن‌سنجی شده که نمونه‌ای از زیرکن‌های ماگمایی با منطقه‌بندی نوسانی را از کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد نشان می‌دهد و B: نمودار ترا-واسربورگ و میانگین وزنی سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ماسه‌سنگ سن‌سنجی شده کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد

Fig. 10. A: Cathodoluminescence images of detrital zircons in a dated sandstone showing an example of magmatic zircons with oscillatory zoning from the Bashagard ophiolite Mélange complex, and B: Tera-Wasserburg diagram and weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of dated sandstone sample from the Bashagard ophiolite Mélange complex

شیمی کانی‌ها

کروم اسپینل: عدد کروم ($Cr\# = Cr/Cr+Al$) کرومیتیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد از حدود ۴۹/۶۱ تا ۷۴/۸۷ متغیر است (جدول ۳). مقادیر عدد کروم این کرومیتیت‌ها، متمایل به انواع مشابه در پهنه‌های فرفرورانشی هستند (جدول ۳). بر اساس نمودار عدد کروم در مقابل عدد منیزیم ($Mg\#$) (Leblanc and Nicolas, 1992) (شکل ۱۱-۱)، کرومیت‌های منطقه بشاگرد در گروه منیزو کرومیت، جای می‌گیرند. در این نمودار نمونه‌های کرومیت منطقه بشاگرد (با مقادیر $Cr\# < 49/61$ عدد کروم $< 74/87$ و $26/06 < \text{عدد منیزیم}$ $< 87/91$)، می‌تواند از نظر شکل ساختاری ویژگی‌های کرومیت‌های نوع نیامی شکل را دارا باشند (شکل ۱۱-۱). محتوای TiO_2 کرومیتیت‌های مورد بررسی از ۰/۲۳ تا ۰/۴۵ درصد وزنی (میانگین ۰/۲۸ درصد وزنی) متغیر است (جدول ۳). در نمودار تغییرات Cr در مقابل TiO_2 (Bonavia et al., 1993) (شکل ۱۱-۱)، نمونه‌های کرومیت منطقه بشاگرد در محدوده افیولیتی قرار می‌گیرند. در نمودار سه‌تایی $Cr-Fe^{3+}-Al$ (Stevens, 1944) (شکل ۱۱-۱)، نمونه‌های کرومیت منطقه بشاگرد در محدوده کرومیت‌های غنی از آهن قرار گرفته و به رأس Cr هستند. در نمودارهای TiO_2 در مقابل Cr_2O_3 (Ferrario and Garuti, 1988; Arai et al., 2004)، نمونه‌های کرومیت منطقه بشاگرد (با توجه به محتوای TiO_2 بین ۰/۲۳ تا ۰/۴۵ درصد وزنی و محتوای Cr_2O_3 بین ۲۸/۹۷ تا ۶۱/۷۹ درصد وزنی)، در محدوده افیولیتی و نیامی شکل قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱-۱). در نمودار Cr_2O_3 در مقابل Al_2O_3 (Proenza et al., 1999)، کانه‌زایی کرومیت منطقه بشاگرد در گستره کرومیت‌های نوع آلپی و غنی از Cr قرار می‌گیرد (شکل ۱۱-۱). بر اساس نمودار دوتایی Cr_2O_3 در مقابل TiO_2 (Dick and Bullen, 1984)، کرومیت‌های منطقه بشاگرد در محدوده کرومیت‌های Ti پایین جای می‌گیرند (شکل ۱۱-۱).

کلینوپروکسن: همه کلینوپروکسن‌های موجود در واحدهای هارزبورژیتی کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، در نمودار Q-J

(Morimoto, 1988) (شکل ۱۲-۱)، در محدوده پروکسن‌های نوع Fe-Mg-Ca قرار گرفتند. مجموع کاتیون‌های $Ca+Mg+Fe^{2+}$ آنها نزدیک به ۲/۵ و در عوض از Na فقیر (کمتر از ۰/۰۲ درصد وزنی) هستند. در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (Morimoto, 1988) (شکل ۱۲-۱)، کلینوپروکسن‌های موجود در واحدهای اولترامافیک از نوع دیوپسید و دارای دامنه ترکیب $Wo_{46.03-51.16}En_{45.45-53.97}Fs_{0.00}$ هستند (جدول ۴). میانگین مقادیر Mg کلینوپروکسن در سنگ‌های اولترامافیک در حدود ۱/۰۲ درصد وزنی است. مقادیر CaO کلینوپروکسن نمونه‌های هارزبورژیتی در حدود ۲۳/۱۹ تا ۲۵/۲۴ درصد وزنی است.

بر اساس نمودارهای جانسون و همکاران (Johnson et al., 1990) و ایشی و همکاران (Ishii et al., 1992) (شکل ۱۳-۱) و B) و (جدول ۴)، هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد از نوع پریدوتیت‌های محیط جلوی کمان یا نزدیک به محیط میان اقیانوسی (عمیق) هستند. میزان عدد منیزیم کلینوپروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد ۰/۹۵ است؛ اما مقادیر TiO_2 و Al_2O_3 آنها به ترتیب ۰/۰۸ و ۱/۵۸ درصد وزنی را داراست (جدول ۴). بر اساس این نمودارها، هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد در محدوده پریدوتیت‌های محیط جلوی کمان قرار می‌گیرند. میزان میانگین کلینوپروکسن‌ها در هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد به طور تقریبی برابر ۰/۴۵ درصد وزنی است (جدول ۴).

عدد منیزیم کلینوپروکسن‌ها در پریدوتیت‌های منطقه بشاگرد از ۹۰/۳۵ تا ۹۸/۷۸ متغیر است (شکل ۱۳-۱ تا E). تعادل ساب‌سالدوس در دمای پایین نیز می‌تواند دلیل عدد منیزیم بالا در کلینوپروکسن باشد (Parkinson and Pearce, 1998). همچنین واکنش پریدوتیت‌ها با مذاب‌های دیرگداز، همانند بونیت‌ها می‌تواند دلیل عدد منیزیم بالا در کلینوپروکسن‌ها باشد (Bodinier and Godard, 2005).

جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای کروم اسپینل‌های موجود در کرومیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۵ اتم اکسیژن

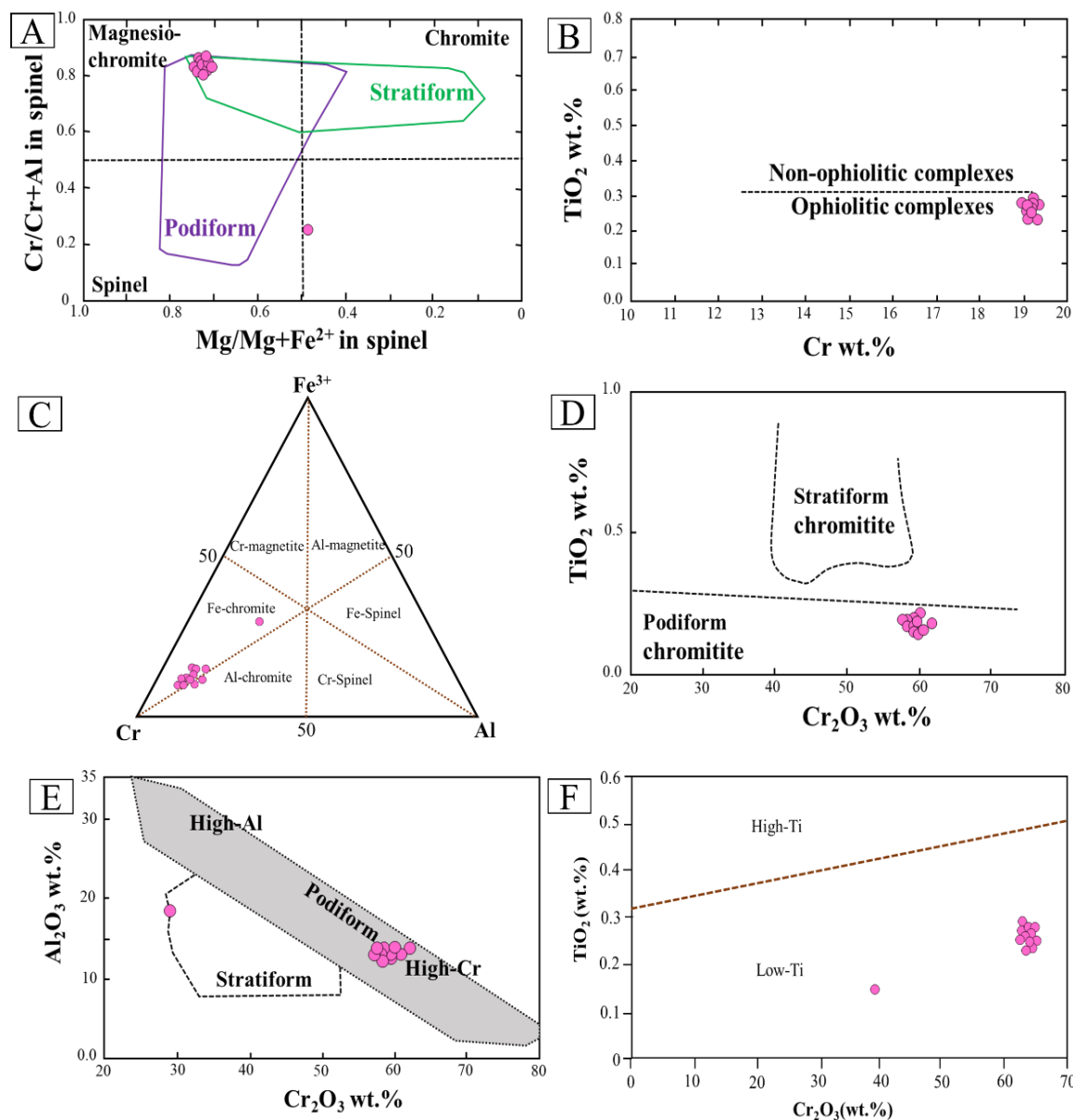
Table 3. Results of Point Analysis of Chrome-Spinels Present in Chromitites of the Bashagard Ophiolitic Complex Based on Weight Percentage and Structural Formula Calculation Data Based on 5 Oxygen Atoms

Point No.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	3.99	0.08	0.06	0.08	0.00	0.08
TiO ₂	0.45	0.29	0.27	0.26	0.26	0.27
Al ₂ O ₃	19.73	13.52	13.31	13.64	14.38	13.64
FeO	33.61	4.34	4.16	4.51	4.77	4.38
MnO	0.70	0.67	0.64	0.60	0.67	0.62
MgO	6.64	15.14	14.90	15.09	15.85	15.11
CaO	2.69	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	28.97	59.76	59.10	59.15	61.79	58.22
NiO	0.00	0.74	0.52	0.40	0.43	0.63
CoO	0.09	0.02	0.02	0.10	0.05	0.00
V ₂ O ₃	0.33	0.10	0.11	0.09	0.06	0.10
Total	97.20	94.66	93.09	93.94	98.26	93.11
Si	0.166	0.003	0.002	0.003	0.000	0.003
Ti	0.140	0.009	0.008	0.008	0.008	0.008
Al	0.970	0.648	0.648	0.658	0.663	0.663
Mn	0.025	0.023	0.022	0.210	0.022	0.022
Mg	0.413	0.918	0.918	0.921	0.925	0.930
Ca	0.120	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ³⁺	0.955	1.922	1.931	1.915	1.912	1.899
Ni	0.000	0.024	0.017	0.013	0.014	0.021
Fe ²⁺	1.172	0.148	0.144	0.154	0.156	0.151
Mg#	26.06	86.12	86.44	85.67	85.57	86.03
Cr#	49.61	74.79	74.87	74.43	74.25	74.12
Al ₂ O ₃ -melt	14.51	12.53	12.45	12.58	12.86	12.58
YAl-chromite	0.46	0.23	0.23	0.24	0.24	0.24
YFe ³⁺ -chromite	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Ln(FeO/MgO)-chromite	1.67	0.98	1.00	0.93	0.93	0.97
TiO ₂ -melt	1.28	1.10	1.08	1.07	1.07	1.08

ادامه جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۵ اتم اکسیژن

Table 3 (Continued). Results of Point Analysis of Chrome-Spinels Present in Chromitites of the Bashagard Ophiolitic Complex Based on Weight Percentage and Structural Formula Calculation Data Based on 5 Oxygen Atoms

Point No.	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	0.02	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06
TiO ₂	0.25	0.27	0.24	0.23	0.23	0.28
Al ₂ O ₃	13.60	13.44	13.86	13.65	13.60	13.46
FeO	3.99	4.14	4.29	3.86	4.10	3.99
MnO	0.64	0.62	0.67	0.66	0.65	0.71
MgO	15.24	15.27	15.37	15.69	15.19	15.29
CaO	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.03	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	58.34	57.73	59.02	60.12	59.50	59.32
NiO	0.33	0.59	0.00	0.70	0.60	0.56
CoO	0.09	0.08	0.00	0.02	0.07	0.09
V ₂ O ₃	0.09	0.07	0.07	0.09	0.08	0.10
Total	92.66	92.30	93.65	95.08	94.07	93.83
Si	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Ti	0.008	0.008	0.007	0.007	0.007	0.009
Al	0.664	0.659	0.668	0.650	0.655	0.650
Mn	0.022	0.022	0.023	0.023	0.023	0.025
Mg	0.941	0.948	0.937	0.945	0.926	0.932
Ca	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Na	0.002	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ³⁺	1.910	1.900	1.909	1.920	1.923	1.922
Ni	0.011	0.200	0.000	0.023	0.200	0.018
Fe ²⁺	0.138	0.144	0.147	0.130	0.140	0.137
Mg#	87.21	86.81	86.44	87.91	86.87	87.18
Cr#	74.20	74.25	74.08	74.71	74.59	74.73
Al ₂ O ₃ -melt	12.56	12.50	12.66	12.58	12.56	12.51
YAl-chromite	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
YFe ³⁺ -chromite	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05
Ln(FeO/MgO)-chromite	1.08	1.04	1.01	1.14	1.04	1.07
TiO ₂ -melt	1.06	1.08	1.04	1.03	1.03	1.09

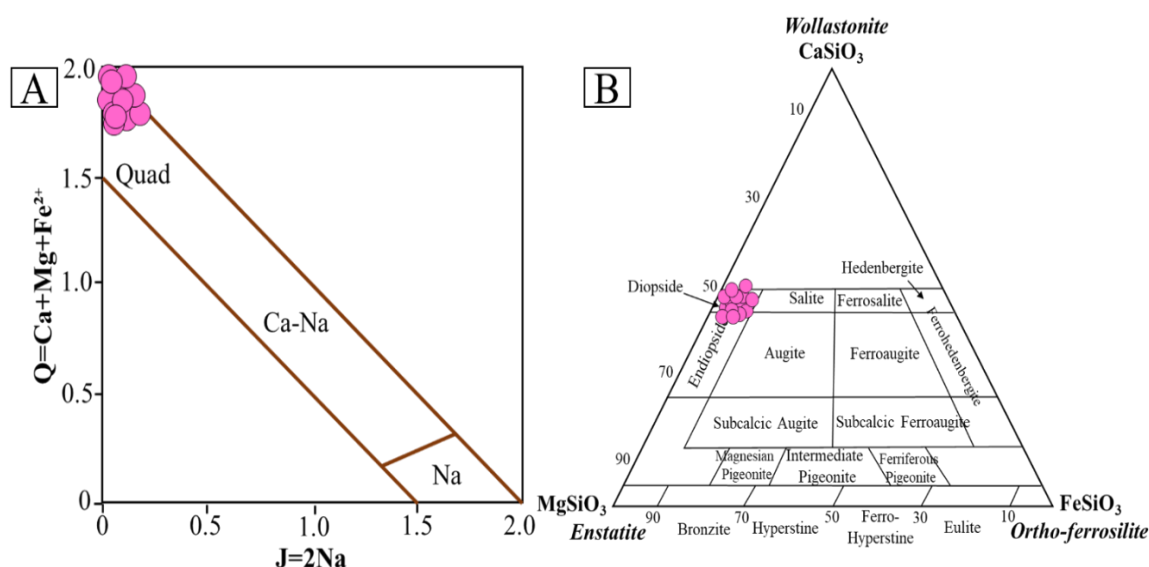


شکل ۱۱. ترکیب شیمیایی کرومیت‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه بشاگرد. A: نمودار C# در مقابل عدد منیزیم (Leblanc and Nicolas, 1992), B: نمودار تغییرات Cr در مقابل TiO_2 (Bonavia et al., 1993), C: نمودار سه‌تایی Cr- Fe^{3+} -Al (Stevens, 1944), D: نمودارهای TiO_2 در مقابل Cr_2O_3 (Ferrario and Garuti, 1988) و آرای و همکاران (Arai et al., 2004) و محدوده Ural-Alaskan از گروتی و همکاران (Garuti et al., 2005), E: نمودار Cr_2O_3 در مقابل Al_2O_3 (Proenza et al., 1999) و F: نمودار Cr_2O_3 در مقابل TiO_2 (Dick and Bullen, 1984)

Fig. 11. Chemical composition of chromites from peridotites in the Bashagard area. A: C# vs. Mg# (after Leblanc and Nicolas (1992)), B: Cr vs. TiO_2 variation diagram (after Bonavia et al. (1993)), C: Ternary Cr- Fe^{3+} -Al diagram (after Stevens (1944)), D: TiO_2 vs. Cr_2O_3 discrimination diagram (boundary between stratiform and podiform chromites from Ferrario and Garuti (1988), and Arai et al. (2004); Ural-Alaskan field after Garuti et al. (2005)), E: Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 diagram (after Proenza et al. (1999)), and F: Cr_2O_3 vs. TiO_2 diagram (after Dick and Bullen (1984))

هارزبورژیت‌های منطقه بشاگرد در حدود ۱۶ است (شکل ۱۳-D). مقدار TiO_2 در کلینوپیروکسن‌ها کمتر از ۰/۰۸ درصد وزنی است (شکل ۱۳-E).

متوسط مقدار Al_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های منطقه بشاگرد در حدود ۱/۵۸ درصد وزنی است (شکل ۱۳-C). عدد کروم نیز در کلینوپیروکسن پریدوتیت‌های مورد بررسی متغیر است و رفتاری متفاوت با عدد منیزیم دارد؛ به گونه‌ای که میانگین عدد کروم در



شکل ۱۲. A: ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه بشاگرد بر روی نمودار Q-J (Morimoto, 1988) و B: ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در واحدهای هارزبورژیت منطقه بشاگرد در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto, 1988)

Fig. 12. A: Composition of clinopyroxenes in the Bashagard region on the Q-J diagram (Morimoto, 1988), and B: Composition of clinopyroxenes in harzburgite units of the Bashagard region on the Wo-En-Fs triangular diagram (Morimoto, 1988)

بحث

سنگ‌زایی

نشان‌دهنده کنترل ترکیب کرومیت‌های اولیه توسط درجه ذوب‌بخشی گوشته، طبیعت مذاب اولیه، جایگاه زمین‌ساختی، برهم‌کنش مذاب با کرومیت‌های تفرله بازمانده اولیه، فوگاسیته اکسیژن و دمای تبلور مذاب اولیه است (Zhou et al., 2014; Ao and Satyanarayanan, 2022). فرایندهای دگرسانی به طور ضعیف می‌توانند بر روی حاشیه کرومیت‌ها تأثیر بگذارند؛ با این حال، ترکیب هسته کرومیت‌ها یک شاخص سنگ‌زایشی قابل اعتماد برای تعیین ترکیب مذاب‌های مادر و درجه‌های ذوب‌بخشی گوشته در موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف است

کروم‌اسپینل می‌تواند به عنوان یک فاز باقی‌مانده حاصل از ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های گوشته‌ای، طی صعود آستنسفر در مراکز گسترش اقیانوسی حضور داشته باشد (Zhou et al., 2014). کرومیت یکی از اولین فازهای متبلور شده از ماگماهای اولترامافیک-مافیک است که در آنها یون‌های سه‌ظرفیتی مانند Cr و Al، بسیار آهسته‌تر از یون‌های دوظرفیتی (Fe و Mg) انتشار می‌یابند (Baumgartner et al., 2013). بسیاری از بررسی‌ها

خوبی برای بررسی تغییرات این عنصر طی فرایندهای زمین‌شناسی در انواع ماگماهای اولترامافیک-مافیک و کانی‌های گروه اسپینل باشد. افزایش عدد کروم، می‌تواند انعکاسی از افزایش درجه ذوب‌بخشی در گوشته باشد (Dick and Bullen, 1984).

(Kamenetsky et al., 2001; Zhou et al., 2005; Huang et al., 2017). بالابودن غلظت عنصر Cr در ماگما می‌تواند به تبلور کروم اسپینل منجر شود؛ ولی تبلور آن تا حد زیادی به میزان غلظت Al نیز بستگی دارد. در نتیجه، عدد کروم می‌تواند شاخص

جدول ۴. نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در واحدهای هارزبورژیت کمپلکس افیولیتی بشاگرد بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۱۶ اتم اکسیژن

Table 4. Results of point analysis of pyroxenes in harzburgite units of the Bashagard ophiolitic complex, based on weight percentages and structural formula calculations (normalized to 6 oxygen atoms)

Point No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53.17	51.31	51.35	51.02	52.32	53.34	54.55
TiO ₂	0.05	0.08	0.08	0.07	0.08	0.09	0.07
Al ₂ O ₃	1.52	1.62	1.76	1.63	1.73	1.36	1.26
FeO	2.93	2.98	2.85	4.46	3.14	3.13	3.02
MnO	0.13	0.13	0.15	0.13	0.13	0.10	0.08
MgO	18.85	19.04	19.33	18.90	19.54	16.92	16.06
CaO	23.53	24.57	24.19	24.01	23.19	25.24	24.46
Na ₂ O	0.12	0.04	0.07	0.09	0.11	0.12	0.07
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.42	0.41	0.43	0.42	0.42	0.47	0.47
Total	100.92	100.18	100.23	100.73	100.66	100.77	100.04
Si	1.884	1.881	1.874	1.901	1.814	1.814	1.816
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003
Al	0.070	0.076	0.071	0.074	0.067	0.065	0.067
Fe ²⁺	0.130	0.136	0.118	0.076	0.320	0.312	0.113
Fe ³⁺	0.220	0.221	0.252	0.170	0.425	0.418	0.203
Cr ³⁺	0.012	0.012	0.012	0.012	0.016	0.016	0.014
Mn	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004
Mg	1.042	1.056	1.035	1.058	0.993	0.981	0.984
Ca	0.966	0.950	0.945	0.903	1.132	1.145	1.004
Na	0.003	0.005	0.006	0.008	0.010	0.006	0.009
Mg#	88.915	88.609	89.749	93.268	75.652	75.878	89.695
Cations	4.333	4.345	4.319	4.209	4.782	4.764	4.294
Wollastonite	47.290	48.120	47.350	47.730	46.030	51.160	49.750
Enstatite	52.710	51.880	52.650	52.270	53.970	47.720	45.450
Ferrosilite	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.120	4.790
Cpx Name	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside

ادامه جدول ۴. نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در واحدهای هارزبورژیت کمپلکس افیولیتی بشاگرد بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن

Table 4 (Continued). Results of point analysis of pyroxenes in harzburgite units of the Bashagard ophiolitic complex, based on weight percentages and structural formula calculations (normalized to 6 oxygen atoms)

Point No.	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	53.30	52.69	51.91	51.84	51.89	52.08
TiO ₂	0.09	0.07	0.09	0.09	0.06	0.07
Al ₂ O ₃	1.47	1.56	1.68	1.72	1.64	1.62
FeO	2.86	2.86	2.68	2.87	2.60	2.72
MnO	0.11	0.12	0.10	0.12	0.11	0.09
MgO	17.20	18.13	19.12	19.07	19.34	18.25
CaO	24.42	24.42	24.27	24.03	24.40	24.74
Na ₂ O	0.12	0.12	0.15	0.14	0.14	0.09
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.47	0.43	0.45	0.44	0.46	0.51
Total	100.04	100.40	100.45	100.32	100.64	100.17
Si	1.893	1.920	1.894	1.890	1.889	1.857
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	0.067	0.072	0.074	0.070	0.069	0.068
Fe ²⁺	0.037	0.115	0.105	0.132	0.125	0.125
Fe ³⁺	0.127	0.195	0.191	0.209	0.206	0.206
Cr ³⁺	0.012	0.013	0.013	0.013	0.015	0.014
Mn	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003
Mg	0.985	1.040	1.039	1.050	1.041	1.023
Ca	0.953	0.949	0.941	0.952	0.962	0.945
Na	0.008	0.011	0.010	0.010	0.006	0.006
Mg#	96.412	90.065	90.841	88.868	89.303	89.111
Cations	4.115	4.294	4.273	4.333	4.318	4.249
Wollastonite	49.550	49.190	47.710	47.520	47.560	49.350
Enstatite	48.550	50.810	52.290	52.480	52.440	50.650
Ferrosilite	1.900	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cpx Name	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside

میزان عدد کروم در پریدوتیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی حدود ۲۰ تا ۶۰، در پریدوتیت‌های فرورانشی ۴۰ تا ۶۰ (Arai, 1994)، در واحدهای تکنیت تردوس حدود ۴۱ تا ۶۱ (Benn and Laurent, 1987) و در نمونه‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد از ۴۹/۶۱ تا ۷۴/۸۷ متغیر است. در نمودار تغییرات Al₂O₃ در مقابل کرومیت‌های مورد بررسی همگی در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند. در این محیط‌ها، برهم کنش ماگمای بونینیتی با

میزان عدد کروم در پریدوتیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی حدود ۲۰ تا ۶۰، در پریدوتیت‌های فرورانشی ۴۰ تا ۶۰ (Arai, 1994)، در واحدهای تکنیت تردوس حدود ۴۱ تا ۶۱ (Benn and Laurent, 1987) و در نمونه‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد از

پریدوتیت‌ها اغلب، شامل دو نوع پهنه اقیانوسی ژرف (عمیق) و کوه‌زایی یا آلی هستند. در نمودار عدد کروم در مقابل TiO_2 (Tamura and Arai, 2006) (شکل ۱۴-۱۴)، کروم‌اسپینل‌های کمپلکس بشاگرد در محدوده کروم‌اسپینل‌های ناشی از برهم‌کنش مذاب بونینی با پریدوتیت‌های پهنه‌های فرفروانشی قرار می‌گیرند.

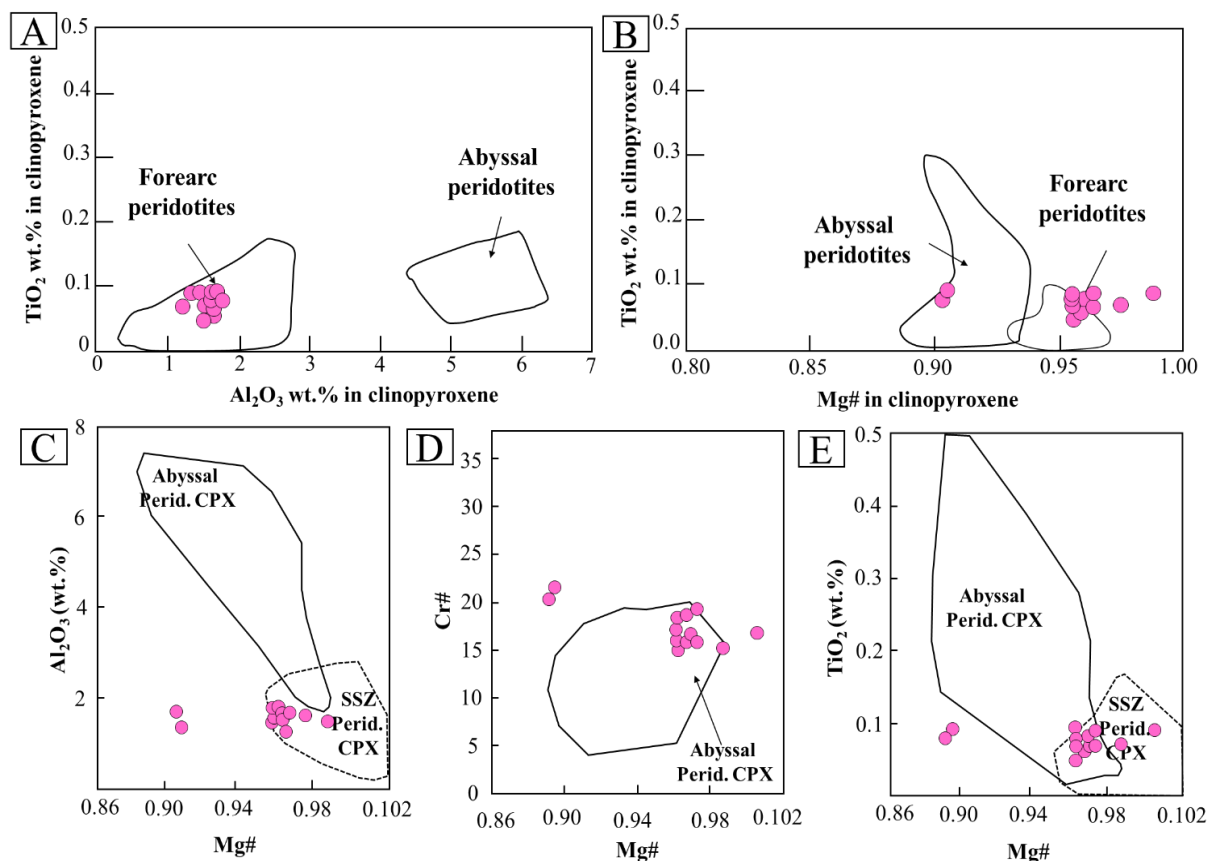
عدد کروم در اسپینل‌های کروم‌دار پریدوتیت‌های گوشته عمیق از ۰/۱ تا ۰/۶ تغییر می‌کند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994). این مقدار از حدود ۰/۴ تا ۰/۶ در هارزبورژیت‌ها تا کمتر از ۰/۴ در لرزولیت‌های گوشته عمیق، در پاسخ به کاهش درجه ذوب‌بخشی تغییر می‌کند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994) و مقدار TiO_2 اغلب کمتر از ۰/۳ درصد وزنی در اسپینل‌های کروم‌دار این سنگ‌هاست (Arai et al., 2011). عدد کروم در اسپینل‌های کروم‌دار دونیت‌های عمیق، بین ۰/۲ تا ۰/۶ و میزان TiO_2 بین ۰ تا ۲ درصد وزنی و اغلب کمتر از ۱ درصد وزنی تغییر می‌کند (Arai et al., 2011). عدد کروم در اسپینل‌های کروم‌دار پریدوتیت‌ها (لرزولیت تا هارزبورژیت) و دونیت‌های گوشته کمانی بین ۰/۹ تا کمتر از ۰/۲ تغییر می‌کند و این مقادیر با دامنه وسیع برآورد شده عدد کروم، از اسپینل‌های رستیت‌های گوشته زیر کمان، سازگار است (Arai, 1994)؛ اما میزان TiO_2 اسپینل‌های کروم‌دار دونیت‌ها اندکی بالاتر از پریدوتیت‌های گوشته‌ای است (Arai et al., 2011). پریدوتیت‌های به شدت تهی‌شده با اسپینل‌های دارای عدد کروم بالا (کمتر از ۰/۷) می‌توانند هم در گوه گوشته‌ای زیر کمان و هم در پلوم‌های گوشته‌ای درون‌صفحه‌ای ایجاد شوند (Arai, 1994; Ishiwatari and Tsujimori, 2003). در نمودار Cr_2O_3 در مقابل MgO (شکل ۱۴-۱۴)، نمونه‌های کرومیتیتی کمپلکس افیولیتی بشاگرد در محدوده با کمترین تهی‌شدگی قرار می‌گیرند. با توجه به نمودار TiO_2 در مقابل عدد کروم (Kamenetsky et al., 2001) (شکل ۱۴-۱۴)، ماگمای تشکیل‌دهنده کرومیت‌های مورد بررسی در محدوده بونینی قرار می‌گیرد و ترکیبی مشابه با

کروم‌اسپینل‌های گوشته بازمانده از ذوب‌بخشی، سبب افزایش عدد کروم و کاهش غلظت TiO_2 در آنها می‌شود (Ao and Satyanarayanan, 2022). مقادیر TiO_2 در پریدوتیت‌های آلی همیشه پایین است؛ اما مقادیر آن در افیولیت‌ها به مراتب بیشتر است. در نمودار TiO_2 در مقابل $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$ (Barnes and Roeder, 2001) (شکل ۱۴-۱۴)، بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو پریدوتیت‌های آلی قرار می‌گیرند. بنابر این، می‌تواند نشان‌دهنده مشابهت سنگ‌های مورد بررسی با پریدوتیت‌های نوع آلی و تمایز آنها از پریدوتیت‌های توالی افیولیتی باشد.

به باور بونانی و میشل (Bonatti and Micheael, 1989)، میزان ذوب‌بخشی و درجه تهی‌شدگی گوشته در نواحی مختلف زمین‌ساختی متفاوت است. در نمودار عدد کروم در مقابل TiO_2 (Tamura and Arai, 2006) (شکل ۱۴-۱۴)، کروم‌اسپینل‌ها که منحنی ذوب‌بخشی گوشته نیز بر روی آن نشان‌داده شده است (Pearce et al., 2000)، چنانچه میزان فراوانی Ti در کروم‌اسپینل کاهش یابد، درجه ذوب‌بخشی گوشته و میزان عدد کروم افزایش می‌یابد. در این نمودار، همچنین ترکیب گوشته موجود در نواحی تشکیل بونینیت‌ها، تولیت‌های جزایر اقیانوسی و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی با درجه‌های متنوع ذوب‌بخشی مشخص شده‌اند. چنان‌که در شکل ۱۴-۱۴ نشان‌داده شده است، کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها در قلمرو تولیت‌های جزایر کمانی با ۱۵ تا ۲۰ درصد ذوب‌بخشی واقع شده‌اند. پریدوتیت‌های شکل‌گرفته در پهنه‌های فرفروانشی می‌توانند در این نواحی، اطلاعات مهمی از تولید مذاب و همچنین برهم‌کنش مذاب/گوشته فراهم آورند (Pearce et al., 2000; Ao and Satyanarayanan, 2022). این اطلاعات می‌توانند به درک بهتر موقعیت‌های زمین‌ساختی اولیه و چگونگی تشکیل مجموعه‌های افیولیتی و دیگر مجموعه‌های مافیک-اولترامافیک و همچنین برافزایش پوسته در سامانه‌های کمان-حوضه منجر شود (Pearce et al., 2000). بر اساس موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف،

متبلور شده‌اند. در برابر آن کرومیت‌های با مقادیر بالای عدد کروم، نشان‌دهنده تبلور از مذاب‌هایی با ترکیب بونیت هستند که در محیط زمین‌ساختی بالای پهنه فروانش مشاهده می‌شوند.

پریدوتیت‌های تهی‌شده گوشته دارد. بر اساس پژوهش کامتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001)، کرومیت‌های با مقادیر عدد کروم پایین، Al_2O_3 و مقدار گسترده‌ای از TiO_2 ، بیانگر اسپینل‌هایی هستند که از یک مذاب با ترکیب MORB



شکل ۱۳. ترکیب‌های شیمیایی تجزیه‌شده کلینوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد. A: نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 ؛ B: نمودار TiO_2 در مقابل عدد منیزیم، Al_2O_3 ؛ C: نمودار Al_2O_3 در مقابل عدد منیزیم، $Cr\#$ ؛ D: نمودار $Cr\#$ در مقابل عدد منیزیم، TiO_2 ؛ E: نمودار TiO_2 در مقابل عدد منیزیم. محدوده‌های کلینوپیروکسن مربوط به پریدوتیت‌های عمیق، به وسیله خط ممتد و محدوده‌های کلینوپیروکسن‌های مربوط به پریدوتیت‌های محیط فرافرورانشی، به وسیله خط چین مشخص شده‌اند. محدوده‌های ترکیب‌های شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در پریدوتیت‌های نوع عمیق بر مبنای نمودار جانسون و همکاران (Johnson et al., 1990) و پریدوتیت‌های نوع جلوی کمان بر اساس نمودار ایشی و همکاران (Ishii et al., 1992) رسم شده‌اند.

Fig. 13. Presentation of the analyzed chemical compositions of clinopyroxenes from harzburgites of the Bashagard ophiolitic complex. A: TiO_2 vs. Al_2O_3 diagram, B: TiO_2 vs. $Mg\#$ diagram, C: Al_2O_3 vs. $Mg\#$ diagram, D: $Cr\#$ vs. $Mg\#$ diagram, and E: TiO_2 vs. $Mg\#$ diagram. The compositional fields of clinopyroxenes from abyssal peridotites are marked by solid lines, whereas those of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites are shown by dashed lines. The ranges of clinopyroxene chemical compositions in abyssal peridotites are based on Johnson et al. (1990), and those of fore-arc type peridotites are plotted according to Ishii et al. (1992).

$$\text{Ln(FeO/MgO)-liquid} = 0.47 - 1.07 \times \text{YAl-chromite} + 0.64 \times \text{YFe}^{2+}\text{-chromite} + \text{Ln(FeO/MgO)-chromite}$$

$$\text{YAl-chromite} = \text{Al}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+}), \text{YFe}^{3+}\text{-chromite} = \text{Fe}^{3+}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+})$$

مقادیر FeO/MgO محاسبه شده برای مذاب مادر کرومیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد، بین ۰/۹۳ تا ۱/۶۷ متغیر است (جدول ۳) که نزدیک به ماگمای مادر کرومیت‌ها در کرومیت‌های Sagua de Tanamo در شرق کوبا (González-Jiménez et al., 2014a) و همچنین نزدیک به مجموعه ده‌شیخ (Peighambari et al., 2016) از کمپلکس افیولیتی اسفندقه است. مقدار FeO/MgO کرومیت، تحت تأثیر تعادل بین کرومیت و البوین در حالت جامد قرار می‌گیرد و تغییر می‌کند؛ ولی مقادیر به دست آمده در مقایسه با سایر کرومیت‌های دنیا و ایران مقادیر مشابهی را نشان می‌دهد (جدول ۳). به هر حال، پایین بودن میزان FeO/MgO نسبت به مذاب MORB احتمالاً به دلیل عملکرد بازالت‌های محیط‌های پشت کمانی است.

تعیین نسبت TiO_2 در ماگمای مادر کرومیت‌ها: برای برآورد میزان TiO_2 مذاب مادر کرومیت‌ها از معادلات پیشنهادی رولینسون (Rollinson, 2008) بر اساس داده‌های کرومیت و میان‌بارهای مذاب پیشنهادی کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001) استفاده شد:

$$\text{Ln(TiO}_2\text{-melt)} = 1.0963 \times (\text{TiO}_2\text{-chromite}) + 0.7863$$

میزان TiO_2 مذاب مادر کرومیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد از ۱/۰۳ تا ۱/۲۸ متغیر است (جدول ۳).

تکامل ژئودینامیکی افیولیت‌های مکران شمالی

جایگاه‌های زمین‌ساختی جزایر کمانی و حوضه پشت کمانی، به عنوان اصلی‌ترین پهنه‌های تشکیل کرومیت‌های پادیفرم در افیولیت‌ها شناخته می‌شوند (Rollinson, 2008). در این محیط‌ها، واکنش میان پریدوتیت‌های گوشته بالایی با مذاب‌هایی که از اعماق گوشته منشأ گرفته و به سمت بالا مهاجرت می‌کنند، به تبلور

تعیین ترکیب ماگمای مادر تشکیل دهنده کرومیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد

زمین‌شیمی کرومیت، اطلاعات ارزشمندی در مورد سنگ‌زایی و فرایندهای ماگمایی حاکم در محیط‌های ژئودینامیکی مختلف ارائه می‌دهد (Kamenetsky et al., 2001; Rollinson, 2008). مذاب مادر کرومیت‌ها به وسیله فرایندهای مختلفی نظیر درجه‌های مختلف ذوب‌بخشی (Arai, 1990; Kelemen, 1994) و واکنش‌های مذاب/سنگ و مذاب/مذاب در محیط‌های وابسته به فرورانش شکل می‌گیرد. بررسی‌های مختلف نشان داده است که میزان Al_2O_3 و TiO_2 موجود در کرومیت‌ها به طور مستقیم به مذاب مادر مربوط می‌شود. در این راستا، برای به دست آوردن ترکیب مذاب مادر از پژوهش رولینسون (Rollinson, 2008) استفاده شد.

تعیین میزان Al_2O_3 در ماگمای مادر کرومیت‌ها: از آنجا که میزان Al_2O_3 در کرومیت‌ها به ترکیب مذاب مادر بر می‌گردد و این مقدار به وسیله تبلور و دما تغییر نمی‌کند؛ بنابراین می‌تواند برای تعیین ترکیب ماگمای مادر مورد استفاده قرار گیرد. برای برآورد میزان Al_2O_3 مذاب مادر کرومیت‌ها از معادلات رولینسون (Rollinson, 2008) استفاده شد که بر اساس داده‌های کرومیت و میان‌بارهای مذاب پیشنهادی کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001) است:

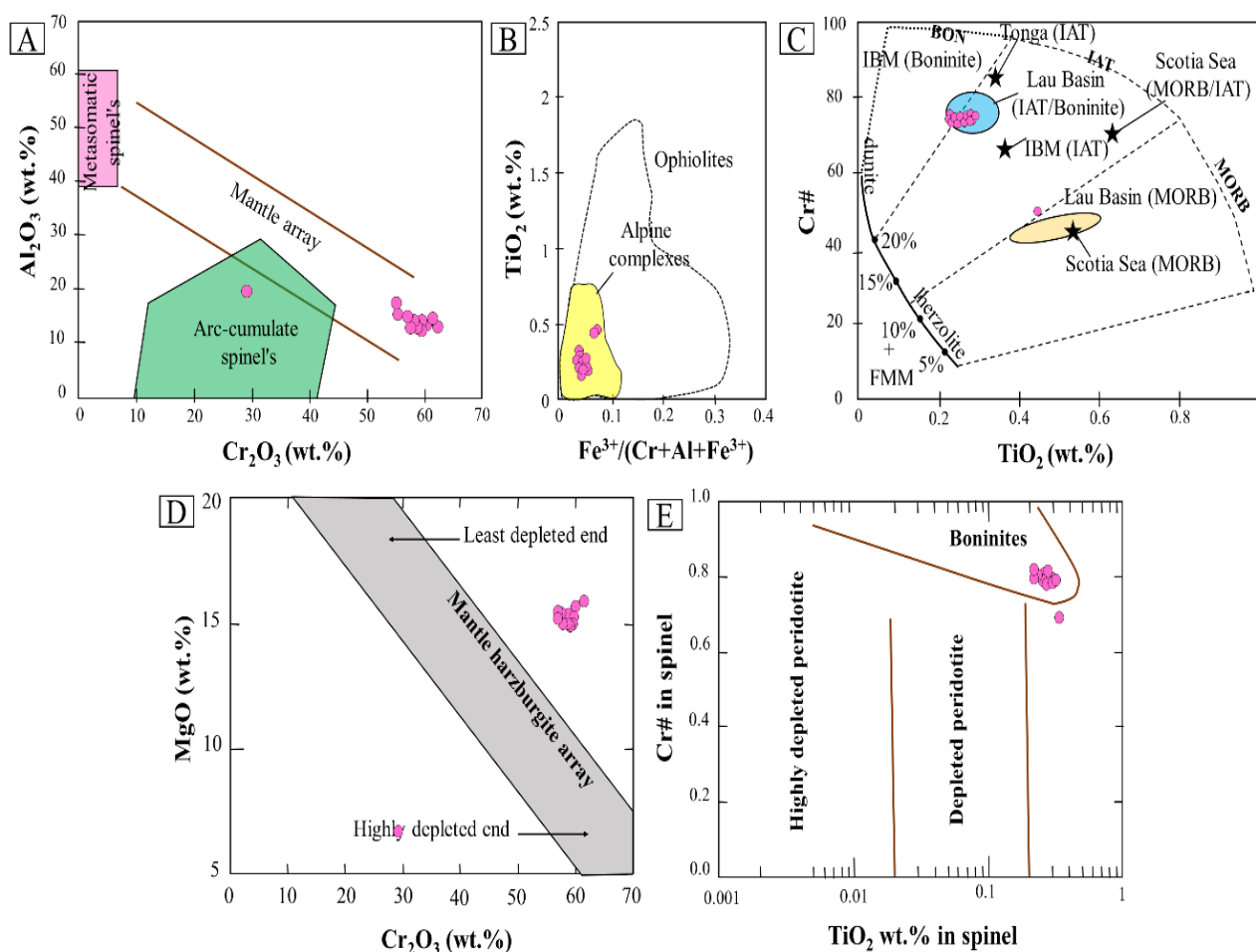
$$\text{Al}_2\text{O}_3\text{-melt} = 5.2181 \times \text{Ln(Al}_2\text{O}_3\text{-chromite)} - 1.0505$$

میزان Al_2O_3 مذاب مادر کرومیت‌های کمپلکس افیولیتی بشاگرد به ترتیب از ۱۲/۴۵ تا ۱۴/۵۱ متغیر است (جدول ۳). میزان محاسبه شده Al_2O_3 برای مذاب مادر کرومیت‌های بشاگرد نزدیک به مقدار Al_2O_3 موجود در ماگماهای تولیتی است.

تعیین نسبت FeO/MgO در ماگمای مادر کرومیت‌ها: نسبت FeO/MgO مذاب نیز توسط FeO/MgO کرومیت‌ها و با استفاده از فرمول آگه (Augé, 1987) محاسبه شد:

ماگما، درجه ذوب‌بخشی گوشته و تعیین محیط زمین‌ساختی دارد و به طور گسترده در بررسی‌های افیولیتی مورد استفاده قرار گرفته است (Arai, 1994; Barnes and Roeder, 2001; Kamenetsky et al., 2001; Arai et al., 2011).

کرومیت منجر می‌شود (Arai and Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1994). بر این اساس، ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل‌ها، به عنوان یکی از مهم‌ترین شاخص‌های سنگ‌شناختی، نقش کلیدی در تفسیر منشأ



شکل ۱۴. موقعیت کروم‌اسپینل‌های موجود در سنگ‌های اولترامافیک کمپلکس افیولیتی بشاگرد. A: نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل Cr_2O_3 (Franz and Wirth, 2000)، B: نمودار تغییرات $Fe^{3+}/\#$ در مقابل TiO_2 (Barnes and Roeder, 2001)، C: نمودار تغییرات TiO_2 در مقابل عدد کروم (Wirth, 2000)، D: نمودار تغییرات Cr_2O_3 در مقابل MgO (محدوده خاکستری هارزبورژیت‌های گوشته‌ای از ال-آبد (Al-Aabed, 2000)، Tamura and Arai, 2006)، E: نمودار TiO_2 در مقابل عدد کروم (Kamenetsky et al., 2001) (محدوده بونینیت‌ها و بازالت‌های رشته‌کوه‌های میان‌اقیانوسی از دیک و بولن (Dick and Bullen, 1984) و محدوده پریدوتیت‌های تهی‌شده و به شدت تهی‌شده از ژان و ویندلی (Jan and Windley, 1990)).

Fig. 14. Position of chrome-spinel from ultramafic rocks of the Bashagard ophiolitic complex. A: Al_2O_3 vs. Cr_2O_3 variation diagram (Franz and Wirth, 2000), B: $Fe^{3+}/\#$ vs. TiO_2 variation diagram (Barnes and Roeder, 2001), C: TiO_2 vs. Cr# variation diagram (Tamura and Arai, 2006), D: Cr_2O_3 vs. MgO variation diagram (gray field for mantle harzburgites after Al-Aabed, 2000), and E: TiO_2 vs. Cr# diagram (Kamenetsky et al., 2001) (fields for boninites and mid-ocean ridge basalts after Dick and Bullen (1984); and for depleted to highly depleted peridotites after Jan and Windley (1990)).

بر اساس نتایج پژوهش‌های کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001)، مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در کرومیت‌ها به طور مستقیم به ترکیب ماگمای مولد وابسته است و لذا این عناصر به عنوان شاخص‌هایی معتبر برای تشخیص محیط زمین‌ساختی به کار می‌روند. داده‌های کرومیت‌های منطقه بشاگرد در نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (Kamenetsky et al., 2001) (شکل ۱۵-A)، در محدوده محیط‌های فرافروانشی و کمائی قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده پیوند با ماگما‌های وابسته به کمان آتشفشانی است. همچنین، نسبت $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ در مقابل Al_2O_3 (Kamenetsky et al., 2001) (شکل ۱۵-B)، جایگاه این کرومیت‌ها را به طور مشخص در قلمرو محیط‌های فرافروانشی نشان می‌دهد. این تفسیر با نتایج حاصل از نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 مربوط به کلینوپیروکسن هارزبورژیت‌ها (شکل ۱۵-C) نیز همخوانی دارد. فالون و دانیوشفکی (Fallon and Danyushevsky, 2000)، بیان می‌کنند که ارتباط میان ماگما‌های بونینیتی، آندزیت‌های غنی از Mg، تولیت‌های کمائی و کرومیت‌های انبانه‌ای غنی از Cr در پریدوتیت‌های بسیار دیرگداز، بازتاب شرایط دمای بالا، فشار پایین و PH_2O بالاست. بر این اساس، بونینیت‌ها فقط در نواحی جلوی کمان تشکیل می‌شوند.

در نمودار Na در مقابل Cr کلینوپیروکسن (Kornprobst et al., 1981) (شکل ۱۵-D)، محیط تشکیل پریدوتیت‌های منطقه بشاگرد، محیط اقیانوسی تفسیر شده است؛ در حالی که نمودار Ti در مقابل Cr کلینوپیروکسن (Kornprobst et al., 1981) (شکل ۱۵-E) نشان می‌دهد، این نمونه‌ها در مرز بین قلمرو تکتونیت‌ها و گابروهای اقیانوسی قرار می‌گیرند. کرومیت‌های بشاگرد دارای مقادیر بسیار پایین TiO_2 با میانگین حدود ۰/۲۸ درصد وزنی هستند که یکی از ویژگی‌های شاخص کرومیت‌های پادیفرم به شمار می‌رود.

در اغلب کانسارهای کرومیت پادیفرم جهانی، مقدار TiO_2 کمتر از ۰/۳ درصد گزارش شده است؛ در حالی که کرومیت‌های لایه‌ای

اغلب مقادیر بالاتری از TiO_2 دارند؛ زیرا Ti در جریان ذوب‌بخشی گوشته بالایی به شدت وارد مذاب می‌شود (Jan and Windley, 1990; Bridges et al., 1995). حضور آمفیبول اولیه، غنی‌شدگی کرومیت‌ها از Cr و مقادیر پایین TiO_2 همگی از تبلور این کرومیت‌ها در یک محیط فرورانشی وابسته به مذاب آبدار و مرتبط با کمان‌های آتشفشانی حکایت دارد (Akmaz et al., 2014; Akmaz et al., 2025).

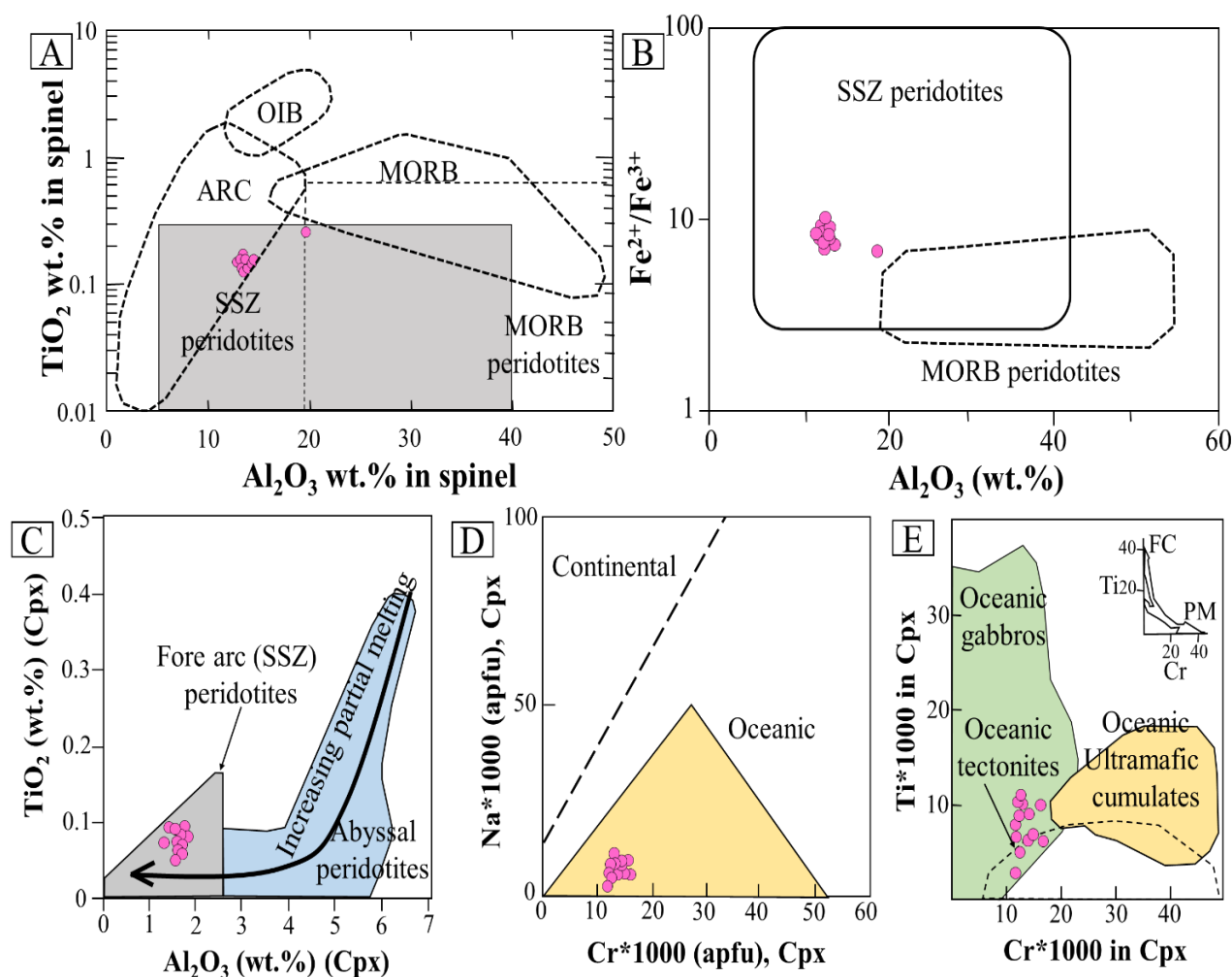
به طور کلی، افیولیت‌ها بر اساس جایگاه زمین‌ساختی تشکیل، به دو گروه افیولیت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و افیولیت‌های پهنه فرافروانش تقسیم می‌شوند (Pearce et al., 1984; Shervais, 2001). پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت‌های SSZ اغلب ترکیب هارزبورژیت دارند؛ در حالی که پریدوتیت‌های افیولیت‌های MOR اغلب لرزولیتی هستند. ترکیب غالب پریدوتیت‌های کمپلکس بشاگرد، هارزبورژیت است. در محیط‌های فرورانشی، ورود سیالات حاصل از ورقه فرورو و صعود استنوسفر موجب کاهش نقطه ذوب، افزایش درجه ذوب‌بخشی و تشکیل ماگما‌های بونینیتی و پسماند‌های هارزبورژیتی می‌شود (Shervais, 2001). کانی‌سازی کرومیت در بخش‌های گوشته‌ای هارزبورژیت-دونیت و پهنه انتقالی موهو، به ویژه در افیولیت‌های SSZ، رایج است و در افیولیت‌های MOR مشاهده نمی‌شود (Arai, 1994).

حضور سری بونینیت در کرومیت‌های مورد بررسی (شکل ۱۴-۱) نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای تهی‌شده، ذوب‌بخشی درجه بالا و شرایط آبدار است (Dick and Bullen, 1984). ترکیب اسپینل‌های دارای عدد کروم بالا و قرارگیری آنها در قلمرو بونینیت (شکل ۱۴-B) شباهت پریدوتیت‌های بشاگرد را با انواع آلپی و کمائی نشان می‌دهد. در مجموع، داده‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی بیانگر آن است که افیولیت بشاگرد ماهیتی فرافروانشی داشته و در بالای پهنه فرورانش نئوتیس شکل گرفته است.

در چهارچوب این تفسیر، یک مدل زمین‌ساختی مرحله‌ای، شامل بلوغ حوضه نئوتیس، آغاز فرورانش، تشکیل جلوی کمان، توسعه

نخستین مدل‌های ژئودینامیکی مکران شمالی بر پایه داده‌های نقشه‌برداری زمین‌شناسی دهه‌های ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰ ارائه شد (McCall and Kidd, 1982; McCall, 2002).

پشت کمان و درنهایت جای‌گیری افیولیت‌ها و بسته‌شدن حوضه اقیانوسی پیشنهاد می‌شود. این برداشت با مدل‌های بازسازی ژئودینامیکی مطرح‌شده برای شمال مکران پیوند می‌یابد (Barbero et al., 2025).



شکل ۱۵. نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی کمپلکس افیولیتی بشاگرد. A: نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (Kamenetsky et al., 2001); B: نمودار $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ در مقابل Al_2O_3 (Kamenetsky et al., 2001); C: نمودار TiO_2 vs. Al_2O_3 (abyssal and fore-arc fields after Hebert and Laurent (1990)); D: نمودار Na در مقابل Cr کلینوپیروکسن (Kornprobst et al., 1981); و E: نمودار Ti در مقابل Cr کلینوپیروکسن (Kornprobst et al., 1981).

Fig. 15. Tectonic setting discrimination diagrams for the Bashagard ophiolitic complex. A: TiO_2 vs. Al_2O_3 diagram (Kamenetsky et al., 2001), B: $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ vs. Al_2O_3 diagram (Kamenetsky et al., 2001), C: Al_2O_3 vs. TiO_2 diagram (abyssal and fore-arc fields after Hebert and Laurent (1990)), D: Na vs. Cr diagram for clinopyroxene (Kornprobst et al., 1981), and E: Ti vs. Cr diagram for clinopyroxene (Kornprobst et al., 1981).

در این بازسازی، هشت پهنه زمین‌ساختی از یکدیگر تفکیک شدند و جایگاه کنونی آنها در منشور برافزایشی مکران، بازتابی از جغرافیای دیرینه آنها در اقیانوس نئوتتیس دانسته شد. در این مدل، کمپلکس باجگان-دورکان به عنوان عنصری کلیدی در تکامل نئوتتیس از ژوراسیک میانی تا کرتاسه پسین معرفی شد و به صورت یک خردقاره با پی‌سنگ دگرگونی و پوشش کربناته تعبیر شد (McCall and Kidd, 1982; McCall, 2002). بر اساس این تفسیر، خردقاره باجگان-دورکان شاخه اصلی نئوتتیس را از یک حوضه پشت‌کمانی موسوم به اقیانوس فنوج جدا می‌کرد؛ حوضه‌ای که بقایای آن در مجموعه آمیزه رنگین شناسایی شدند. افزون بر این، افیولیت‌های مکران درونی به اقیانوس فنوج نسبت داده شدند و همبستگی‌هایی میان واحدهای مکران شمالی، زاگرس و پهنه سنج-سیرجان پیشنهاد شد (Berberian et al., 1982; Shafaii Moghadam and Stern, 2015).

با این حال، بررسی‌های دو دهه اخیر با بهره‌گیری از داده‌های زمین‌شناسی، چینه‌شناسی، ژئوکرونولوژی، زمین‌شیمی و دگرگونی، تصویری پیچیده‌تر از تکامل حوضه مکران شمالی ارائه داده‌اند (Omran et al., 2017; Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Ghasemi Siani et al., 2021a; Ghasemi Siani et al., 2021b; Pandolfi et al., 2021; Shafaii Moghadam et al., 2022; Barbero et al., 2023a; Barbero et al., 2023b; Saccani et al., 2023a; Saccani et al., 2023b; Saccani et al., 2024; Barbero et al., 2025; Ghasemi Siani et al., 2025). این داده‌ها نشان می‌دهد که کمپلکس باجگان نه یک پی‌سنگ قاره‌ای پالئوژئیک، بلکه مجموعه‌ای از متافیولیت‌ها با پوشش رسوبی دگرگون‌شده وابسته به یک حوضه اقیانوسی ژوراسیک-کرتاسه است (Şengör et al., 1988; Barrier et al., 2018).

باربرو و همکاران (Barbero et al., 2025)، یک مدل ژئودینامیکی جدید را برای تکامل حوضه مکران شمالی در بازه ژوراسیک تا ائوسن ارائه دادند که با هدف بازسازی گشایش و

بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس میان صفحه عربی و بلوک لوت تدوین شده است. این مدل، برخلاف تفاسیر پیشین، بر تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، زمین‌شیمیایی، ژئوکرونولوژیکی و ساختاری تمامی واحدهای زمین‌ساختی مکران شمالی تکیه دارد و تکامل این ناحیه را در چهارچوب یک الگوی اقیانوسی واحد توضیح می‌دهد. گشایش نئوتتیس به ریف‌زایی پرمین حاشیه شمالی گندوانا نسبت داده می‌شود (Stampfli and Borel, 2002; Barrier et al., 2018). در خاورمیانه، این اقیانوس از تریاس تا سنوزوئیک میان صفحه عربی و بلوک لوت توسعه یافت (Barrier et al., 2018)؛ هرچند شواهد ریف‌زایی پرمین پسین-ترياس پیشین و گسترش اولیه اقیانوسی در کمربندهای برخوردی نادر بوده و اغلب به عمان و زاگرس محدود می‌شود (Ghasemi and Talbot, 2006).

در مکران شمالی، آمفیولیت‌های آمیزه رنگین با سن سنگ مادر پرمین تا تریاس پسین، به عنوان ثبت‌کننده ریف‌زایی و مراحل اولیه گسترش نئوتتیس تفسیر می‌شوند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی انتقالی تا E-MORB این سنگ‌ها، ماگماتیسیم مافیک وابسته به زبانه گوشته‌ای را در محیط ریفی حاشیه شمالی گندوانا نشان می‌دهد (Esmaeili et al., 2022). تکامل بعدی اقیانوس، توسط متافیولیت‌های کمپلکس باجگان ثبت شده است که بر اساس داده‌های چینه‌شناسی، زمین‌شیمیایی و سنین U-Pb، بازمانده لیتوسفر اقیانوسی ژوراسیک پسین-کرتاسه پیشین هستند و وجود یک پشته میان‌اقیانوسی فعال از ژوراسیک پسین را تأیید می‌کنند؛ تفسیری که با داده‌های زاگرس سازگار است (Shafaii Moghadam et al., 2017) (شکل ۱۶-A). در این بازه، هیچ شواهدی از فرورانش یا ماگماتیسیم وابسته به آن گزارش نمی‌شود و یک حوضه اقیانوسی واحد میان صفحه عربی و بلوک لوت گسترش داشته است (Barbero et al., 2025).

می‌کند (Barbero et al., 2021a; Barbero et al., 2021b) (شکل ۱۶-G). در مقابل، ویژگی‌های ساختاری و آتشفشانی کمپلکس گنج‌نشان می‌دهد که این کمان بر اثر فرورانش رو به شمال لیتوسفر اقیانوسی مکران شمالی به زیر بلوک لوت شکل گرفته است. حضور متافیولیت‌های فشاربالا-دماپایین کرتاسه پسین در حاشیه جنوبی اوراسیا (Agard et al., 2006; Bonnet et al., 2020) و تداوم ماگماتیسزم IAT در آمیزه رنگین (Saccani et al., 2018; Burg, 2018) نشان‌دهنده همزیستی دو پهنه فرورانش هم‌زمان در کرتاسه پسین است؛ پدیده‌ای که احتمال می‌رود به نرخ بالای هم‌گرایی عربستان-اوراسیا و نقش تضعیف‌کننده زبانه گوشته‌ای مرتبط بوده است (Agard et al., 2006; Zhou et al., 2020).

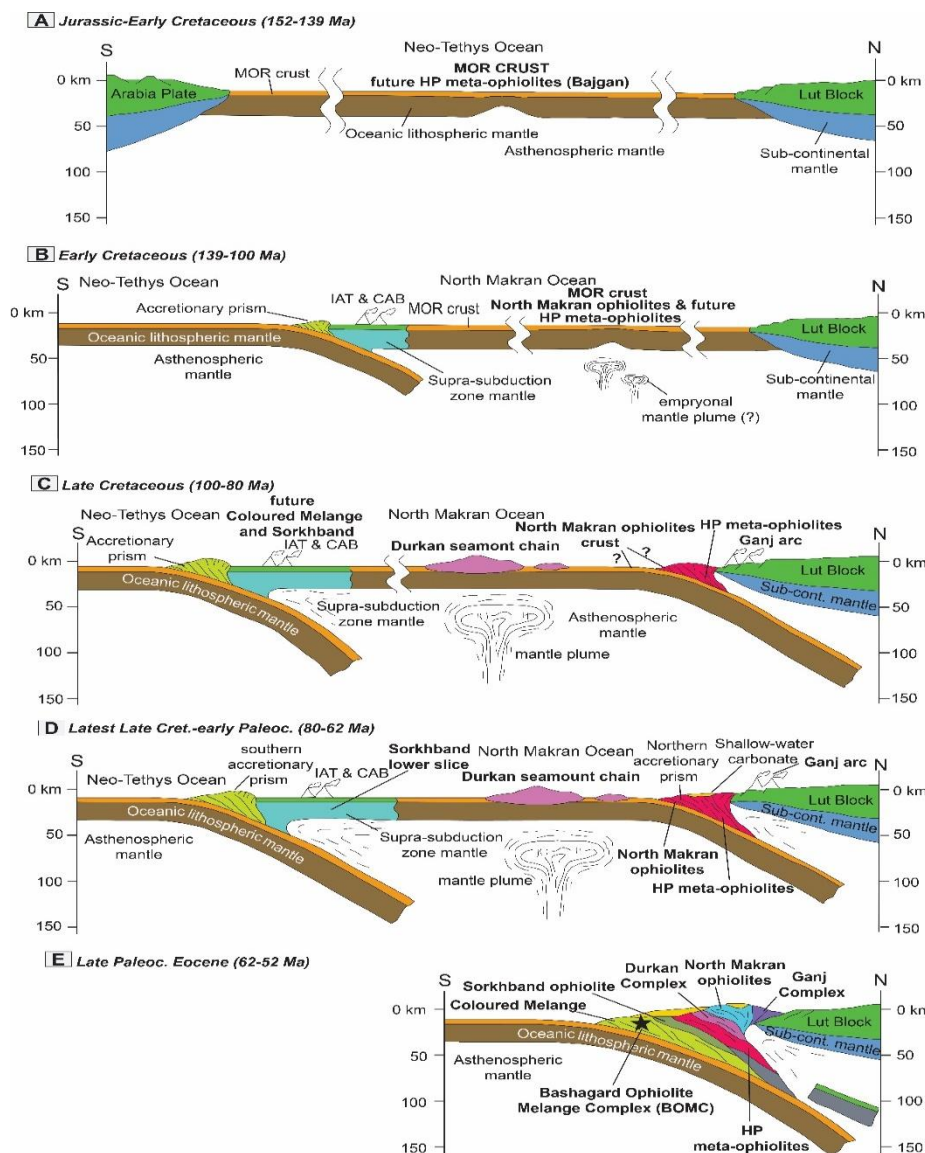
در اواخر کرتاسه پسین تا پالئوسن پیشین، اقیانوس مکران شمالی به تدریج و از طریق فعالیت هم‌زمان این دو پهنه فرورانشی بسته‌شد (Agard et al., 2011; Shafaii Moghadam et al., 2017; Burg, 2018; Pandolfi et al., 2021) (شکل ۱۶-D). در پالئوسن پیشین، کوتاه‌شدگی شدید پوسته‌ای موجب راندگی افیولیت سرخ‌بند بر روی آمیزه رنگین شد (Barbero et al., 2023b). سن بلوک‌های آمیزه رنگین و نهشته‌های پالئوسن پسین-اوسن، زمان دگرریختی را به پالئوسن محدود می‌کند (McCall, 2002; Barbero et al., 2023b). در پالئوسن پسین-اوسن، با بسته‌شدن کامل اقیانوس مکران شمالی، دو کمپلکس فرورانشی ادغام‌شده و مکران شمالی به عنوان یک پهنه زمین‌درز واقعی شناسایی می‌شود که توسط نهشته‌های اوسن پوشانده شده است (Burg, 2018) (شکل ۱۶-E). این مدل با الگوهای ارائه‌شده برای زاگرس و هیمالیا همخوانی داشته و اعتبار منطقه‌ای آن را در چهارچوب سامانه آلپ-هیمالیا تقویت می‌کند (Ghasemi and Talbot, 2006; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Ullah et al., 2023).

در کرتاسه پیشین، هم‌گرایی صفحه عربی و بلوک لوت موجب هسته‌زایی نخستین پهنه فرورانشی نئوتتیس شد (Agard et al., 2018; Barrier et al., 2011) (شکل ۱۶-B). این تغییر با ماگماتیسزم کمائی و دگرگونی فشاربالا-دماپایین در مقیاس نئوتتیس همراه بوده است (Agard et al., 2006; Shafaii Moghadam et al., 2017; Burg, 2018). در مکران شمالی، شواهد این مرحله شامل سنگ‌های کمائی IAT در آمیزه رنگین و پریدوتیت‌های وابسته به پهنه فرورانش در افیولیت سرخ‌بند است و پوشش‌های پلاژیک، محیط جلوی کمان عمیق را نشان می‌دهد. ادامه فرورانش درون اقیانوسی به تفکیک دو شاخه اقیانوسی منجر شد: نئوتتیس در جنوب و اقیانوس مکران شمالی در شمال پهنه فرورانش.

این مرحله، با از بین رفتن لیتوسفر نئوتتیس در طی فرایند فرورانش همراه بود؛ در حالی که اقیانوس مکران شمالی با فعالیت پشته میان اقیانوسی و تولید پوسته N-MORB تا E-MORB به تکامل خود ادامه داد.

مدل‌سازی‌های پترولوژنتیکی، ذوب‌بخشی گوشته لرزولیتی غنی‌شده توسط مؤلفه OIB در رخساره‌های گارنت و اسپینل را نشان می‌دهند که بیانگر اثر یک مؤلفه زبانه‌مانند در گوشته آستوسفری است (Barbero et al., 2020a; Barbero et al., 2020b; Barbero et al., 2023a; Saccani et al., 2023b). به این ترتیب، اقیانوس مکران شمالی در کرتاسه پیشین یک حوضه اقیانوسی بالغ در پشت جبهه فرورانشی بوده است.

در کرتاسه پسین، پیکربندی ژئودینامیکی منطقه تغییر اساسی یافت. کمپلکس دورکان شواهد ماگماتیسزم زبانه گوشته‌ای و تشکیل زنجیره کوه دریایی کرتاسه پسین را ثبت می‌کند؛ در حالی که کمپلکس گنج‌نشان‌دهنده یک کمان آتشفشانی فعال است. ترکیب P-MORB روشن تا قلیایی سنگ‌های کمپلکس دورکان و نتایج مدل‌سازی‌ها، صعود زبانه گوشته‌ای نوع OIB را تأیید



شکل ۱۶. مدل‌های زمین‌ساختی دوبعدی در مقیاس لیتوسفری که سیر تحول ژئودینامیکی حوضه مکران شمالی را از ژوراسیک تا ائوسن نشان می‌دهد (با تغییرات از باربرو و همکاران (Barbero et al., 2025))؛ همچنین جایگاه زمین‌ساختی کمپلکس افیولیتی بشاگرد و کانی‌سازی کرومیت وابسته به آن را مشخص می‌کند. A: ریف‌ت‌زایی و تشکیل حوضه اقیانوسی (ژوراسیک- کرتاسه پیشین، ۱۵۲ تا ۱۳۹ میلیون سال قبل)، B: گسترش بستر اقیانوس و فرورانش اولیه (کرتاسه پیشین، ۱۳۹ تا ۱۱۵ میلیون سال قبل)، C: محیط بالای پهنه فرورانش و رخداد ماگماتیسیم کمانی (کرتاسه پسین، ۱۰۰ تا ۸۰ میلیون سال قبل)، D: گسترش هم‌گرایی و به هم پیوستن واحدهای افیولیتی دگرگون‌شده (کرتاسه پسین - پالئوسن پیشین، ۸۰ تا ۶۲ میلیون سال قبل) و E: برخورد نهایی و بسته‌شدن حوضه اقیانوسی (پالئوسن پسین تا ائوسن پیشین، ۶۲ تا ۵۲ میلیون سال قبل). علائم اختصاری عبارتند از MOR: پشته میان‌اقیانوسی؛ HP: دگرگونی فشار بالا؛ IAT: جزایر کمانی تولیتی؛ CAB: بازالت کالک‌آلکالین؛ SSZ: پهنه فرافروانش

Fig. 16. Two-dimensional (2D) lithosphere-scale tectonic models illustrating the geodynamic evolution of the Northern Makran Basin from the Jurassic to the Eocene (modified after Barbero et al., 2025), and showing the tectonic position of the Bashagard ophiolitic complex and its associated chromite mineralization. A: Rifting and formation of an oceanic basin (Jurassic–Early Cretaceous, 152–139 Ma), B: Seafloor spreading and initiation of subduction (Early Cretaceous, 139–115 Ma), C: Development of a supra-subduction-zone (SSZ) setting and arc-related magmatism (Late Cretaceous, 100–80 Ma), D: Intensification of convergence and accretion of metamorphosed ophiolitic units (Late Cretaceous–Early Paleocene, 80–62 Ma), and E: Final collision and closure of the oceanic basin (Late Paleocene–Early Eocene, 62–52 Ma). Abbreviations MOR: mid-ocean ridge; HP: high-pressure metamorphism; IAT: island-arc tholeiite; CAB: calc-alkaline basalt; SSZ: supra-subduction zone

نتیجه‌گیری

توالی گوشته‌ای کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد، بخشی کلیدی از واحدهای زمین‌ساختی مکران شمالی در جنوب شرقی ایران را تشکیل می‌دهد و اغلب از سنگ‌های هارزبورژیت، دونیت، لروزولیت و پیروکسنیت ساخته شده است. غالب بودن هارزبورژیت‌ها، همراه با حضور کرومیت‌ها و شناسایی سری ماگمایی بونینیتی، نشان‌دهنده آن است که این پریدوتیت‌ها به افیولیت‌های آلپی تعلق داشته و ذوب‌بخشی نسبتاً بالای گوشته را تجربه کرده‌اند. شواهد سنگ‌شناسی و صحرایی، همراه با ترکیب شیمیایی کانی‌ها، بیانگر نقش فرایندهای ژئودینامیکی مرتبط با پهنه‌های فرافروانشی در شکل‌گیری این مجموعه است. نتایج حاصل از تجزیه‌های زمین‌شیمیایی بر روی کانی‌هایی نظیر کروم‌اسپینل و کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که این افیولیت‌ها از تکامل ماگماهای آبدار بونینیتی ناشی شده‌اند. کروم‌اسپینل‌های با منشأ ماگمایی، حاصل تبلوربخشی این ماگماها بوده و بیانگر شرایط ذوب بالا در گوشته تهی شده‌اند. این ویژگی‌ها، همراه با شواهد ساختاری، نشان می‌دهد که کمپلکس افیولیت ملانژ بشاگرد در یک جایگاه زمین‌ساختی کششی مرتبط با آغاز یا تحول یک سامانه فروورانشی شکل گرفته است. در مقیاس ناحیه‌ای، واحدهای زمین‌ساختی مکران شمالی اطلاعات ارزشمندی از تکامل لیتوسفر

اقیانوسی نئوتتیس در میان صفحه عربی و بلوک لوت طی ژوراسیک تا افوسن ارائه می‌دهند. طی ژوراسیک تا کرتاسه پیشین، یک محیط پشته میان‌اقیانوسی فعال بوده و یک حوضه اقیانوسی واحد، بدون دخالت بلوک خردقاره‌ای، صفحه عربی و بلوک لوت را از یکدیگر جدا می‌کرد. در کرتاسه پیشین، شواهد آغاز فروورانش از طریق تشکیل مجموعه‌های کمان آتشفشانی ثبت شده است که نشان‌دهنده شروع هم‌گرایی میان صفحه عربی و بلوک لوت است. هسته‌زایی فروورانش درون اقیانوسی موجب جدایش اقیانوس مکران شمالی از نئوتتیس شد. در ادامه، طی کرتاسه پسین، ماگماتیسیم وابسته به زبانه و تشدید هم‌گرایی، باعث فروورانش اقیانوس مکران شمالی به زیر بلوک لوت شد که پیامد آن تشکیل کمان آتشفشانی و دگرگونی فشاربالا-دما پایین در یک کمپلکس فروورانشی بود. بسته‌شدن نهایی این اقیانوس در کرتاسه پسین تا پالئوسن پسین، با ادغام تدریجی کمپلکس‌های فروورانشی و تغییر شکل لیتوسفر اقیانوسی تحقق یافت؛ فرایندی که فروورانش یک زنجیره کوه دریایی نقش تعیین‌کننده‌ای در آن ایفا کرده است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. Subduction-related
2. Subduction-unrelated
3. Continental-margin
4. Mid-Oceanic-Ridge (MOR)
5. Plume-type
6. Supra-subduction-zone (SSZ)
7. Podiform chromite
8. Makran Accretionary Prism
9. Deyadar Metamorphic Complex
10. Kahiri-Espakeh Complex
11. Bashagard Ophiolitic Mélange Complex (BOMC)
12. Abyssal
13. Petrogenetic
14. Depleted Mid-Ocean Ridge Basalt Mantle (DMM)
15. Normal Mid-Ocean Ridge Basalt (N-MORB)
16. Transitional-Mid-Oceanic Ridge Basalt (T-MORB)
17. Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt (E-MORB)
18. Plume-influenced Mid-Ocean Ridge Basalt (P-MORB)
19. Ocean Island Basalt (OIB)
20. Kahnouj Ophiolitic Complex (KOC)
21. Enriched-Mid-Oceanic-Ridge (E-MORB)
22. Microplate
23. Hard Massive Chromite (HMC)
24. Soft Massive Chromite (SMC)
25. X-Ray Fluorescence Spectroscopy (XRF)
26. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS)
27. Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC)
28. Cathodoluminescence (CL)
29. Zeiss optical microscope
30. Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy (LA-ICP-MS)
31. Laser sampling
32. Carlsbad Twinning
33. Lamellar texture
34. Polysynthetic Twinning
35. Mesh texture
36. Foliation
37. Holocrystalline
38. Tournasian Epoch
39. Magnesiochromite
40. Fe-chromite
41. Petrogenesis
42. Rifting

References

- Agard, P., Monié, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L. and Yamato, P., 2006. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B11). <https://doi.org/10.1029/2005JB004103>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6): 692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Akmaz, R.M., Uysal, I. and Saka, S., 2014. Compositional variations of chromite and solid inclusions in ophiolitic chromitites from the southeastern Turkey: Implications for chromitite genesis. *Ore Geology Reviews*, 58: 208–224. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.007>
- Akmaz, R.M., Uysal, I., Su, B.X., Şen, A.D., Hu, W.J., Seitz, H.M., Müller, D. and Eslami, A., 2025. Compositional variability and alteration dynamics of chromitites under greenschist metamorphism in the Kızıldağ ophiolite, southern Türkiye. *Chemical Geology*, 692: 122936. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2025.122936>
- Al-Abed, S.A., 2000. Petrogenesis of chromite and associated minerals in the upper mantle peridotite of the northern Semail ophiolite (United Arab Emirates). Ph.D. Thesis, The Ohio State University, Columbus, USA, 322 pp.
- Ao, A. and Satyanarayanan, M., 2022. Petrogenesis of mantle peridotite and cumulate peridotite rocks from the Nagaland Ophiolite Complex, NE India. *Geological Journal*, 57(2): 749–767. <https://doi.org/10.1002/gj.4314>
- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical geology*, 113(3–4): 191–204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)
- Arai, S. and Miura, M., 2016. Formation and modification of chromitites in the mantle. *Lithos*, 264: 277–295. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.08.039>
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, K. and Ishimaru, S., 2011. Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: Implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc*, 20(1): 125–137. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00747.x>
- Arai, S., Takada, S., Michibayashi, K. and Kida, M., 2004. Petrology of peridotite xenoliths from Iraya volcano, Philippines, and its implication for dynamic mantle-wedge processes. *Journal of Petrology*, 45(2): 369–389. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg100>
- Arai, S. and Yurimoto, H., 1994. Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, 89(6): 1279–1288. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1279>
- Augé, T., 1987. Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 22(1): 1–10. <https://doi.org/10.1007/BF00204235>
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Langone, A., Pandolfi, L., Marroni, M. and Saccani, E., 2021a. New geochemical and age data on the Bajgan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): implications for the redefinition of its tectonic setting of formation from a Paleozoic continental basement to a Cretaceous oceanic domain. *Proceedings of the International Conference on Mediterranean Geosciences Union*, Cham, Switzerland.
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Langone, A., Pandolfi, L., Marroni, M. and Saccani, E., 2021b. Geochemical and age data on the Bajgan Complex metaophiolites (Makran Accretionary Prism, SE Iran): New evidence for their magmatic formation in a Cretaceous oceanic domain. Abstract volume, 24th Conference of the Geological Society of Iran, Kharazmi University, Tehran, Iran. Retrieved December 16, 2025 from <https://hdl.handle.net/11392/2478159>
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Vahedi, L., Langone, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Zaccarini, F. and Saccani, E., 2020a. Early Cretaceous Plume–Ridge Interaction Recorded in the Band-e-Zeyarat Ophiolite (North Makran, Iran): new constraints from petrological, mineral chemistry, and geochronological data. *Minerals*, 10(12): 1100.

- <https://doi.org/10.3390/min10121100>
- Barbero, E., Di Rosa, M., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Zaccarini, F., Saccani, N. and Marroni, M., 2023a. Deformation history and processes during accretion of seamounts in subduction zones: the example of the Durkan Complex (Makran, SE Iran). *Geoscience Frontiers*, 14(2): 101522. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101522>
- Barbero, E., Festa, A., Saccani, E., Catanzariti, R. and D'Onofrio, R., 2020b. Redefinition of the Ligurian Units at the Alps–Apennines junction (NW Italy) and their role in the evolution of the Ligurian accretionary wedge: constraints from mélanges and broken formations. *Journal of the Geological Society*, 177(3): 562–574. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-022>
- Barbero, E., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Saccani, E., Catanzariti, R. and Marroni, M., 2023b. The journey of the Band-e-Zeyarat ophiolite (Makran Accretionary Wedge, SE Iran) from the mid-ocean ridge to the accretionary complex: new insights from its sedimentary cover and associated basaltic dykes and sills. *Journal of the Geological Society*, 180(6): jgs2023-043. <https://doi.org/10.1144/jgs2023-043>
- Barbero, E., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Saccani, E., Di Rosa, M. and Marroni, M., 2025. A review of Mesozoic geodynamic evolution of the North Makran (SE Iran): A tale of a Neo-Tethyan ocean vanished due to two coexisting subduction zones. *Gondwana Research*, 141: 74–101. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2025.01.016>
- Barnes, S.J. and Roeder, P.L., 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of petrology*, 42(12): 2279–2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>
- Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J.F. and Brunet, M.F., 2018. Paleotectonic reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-sedimentary-palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. Retrieved December 16, 2025 from <https://inria.hal.science/hal-01973530>
- Baumgartner, R.J., Zaccarini, F., Garuti, G. and Thalhammer, O.A.R., 2013. Mineralogical and geochemical investigation of layered chromitites from the Bracco–Gabbro complex, Ligurian ophiolite, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(3): 477–493. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0818-5>
- Benn, K. and Laurent, R., 1987. Intrusive suite documented in the Troodos ophiolite plutonic complex, Cyprus. *Geology*, 15(9): 821–824. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15%3C821:ISDITT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15%3C821:ISDITT%3E2.0.CO;2)
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Bodinier, J.L. and Godard, M., 2005. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal. In: R.W. Carlson (Editor), *The Mantle and Core*, V. 2. Treatise on Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, pp. 103–170. Retrieved December 16, 2025 from https://www.google.com/books/edition/_/1clZ4ABsfoAC?hl=en&gbpv=0
- Bonatti, E. and Michael, P.J., 1989. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 91(3–4): 297–311. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90005-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90005-8)
- Bonavia, F.F., Diella, V. and Ferrario, A., 1993. Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology*, 88(1): 198–202. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.1.198>
- Bonnet, G., Agard, P., Angiboust, S., Monie, P., Fournier, M., Caron, B. and Omrani, J., 2020. Structure and metamorphism of a subducted seamount (Zagros suture, Southern Iran). *Geosphere*, 16(1): 62–81. <https://doi.org/10.1130/GES02134.1>
- Bridges, J.C., Prichard, H.M. and Meireles, C.A., 1995. Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Braganca massif, northern Portugal: Fragments of island arc mantle? *Geological Magazine*, 132(1): 39–49. <https://doi.org/10.1017/S0016756800011419>
- Burg, J.P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 185: 1210–1231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011>
- Cawthorn, R.G. and Collerson, K.D., 1974. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *American Mineralogist*, 59(11–12): 1203–1208. Retrieved December 16, 2025 from

- <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/59/11-12/1203/541157/The-recalculation-of-pyroxene-end-member>
- Cherniak, D.J. and Watson, E.B., 2000. Diffusion in zircon. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1): 113–143.
<https://doi.org/10.2113/0530113>
- Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L. and Saccani, E., 2016. Association of MORB and SSZ ophiolites along the shear zone between Coloured Mélange and Bajgan Complexes (North Maran, Iran): Evidence from the Sorkhband area. *Ophioliti*, 41(1): 21–34.
<https://dx.doi.org/10.4454/ofioliti.v41i1.440>
- Dick, H.J. and Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(1): 54–76.
<https://doi.org/10.1007/BF00373711>
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2): 93–100.
<https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.93>
- Dolati, A. and Burg, J.P., 2013. Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran. In: K. Al Hosani, F. Roure, R. Ellison and S. Lokier (Editors), *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, pp. 261–277. https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9_13
- Dorani, M., Arvin, M., Oberhänsli, R. and Dargahi, S., 2017. PT evolution of metapelites from the Bajgan complex in the Makran accretionary prism, south eastern Iran. *Geochemistry*, 77(3): 459–475.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.07.004>
- Eftekhari-Nezhad, J., Arshadi, S., Mahdavi, M.A., Morgan, K. H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1979. Fannuj Quadrangle Map 1: 250000. Ministry of mines and metal, Geological Survey of Iran, Tehran. Retrieved December 16, 2025 from <https://www.ngdir.ir/contents/489>
- Esmaili, R., Ao, S., Shafaii Moghadam, H., Zhang, Z., Griffin, W.L., Ebrahimi, M., Xiao, W., Wan, B. and Bhandari, S., 2022. Amphibolites from makran accretionary complex record Permian-Triassic Neo-Tethyan evolution. *International Geology Review*, 64(11): 1594–1610.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1946663>
- Esmaili, R., Xiao, W., Ebrahimi, M., Zhang, J.E., Zhang, Z., Abd El-Rahman, Y., Han, S., Wan, B., Ao, S., Song, D., Shahabi, S. and Aouizerat, A., 2020. Makran ophiolitic basalts (SE Iran) record Late Cretaceous Neotethys plume-ridge interaction. *International Geology Review*, 62(13–14): 1677–1697.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1658232>
- Fallon, T.J. and Danyushevsky, L.V., 2000. Melting of refractory mantle at 1. 5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *Journal of Petrology*, 41(2): 257–283.
<https://doi.org/10.1093/petrology/41.2.257>
- Ferrario, A. and Garuti, G., 1988. Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelandia Complex (Central Goias, Brazil). In: H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles and S.J. Cribb (Editors), *Geo-platinum*, Springer Netherlands, pp. 261–272.
https://doi.org/10.1007/978-94-009-1353-0_30
- Franz, L. and Wirth, R., 2000. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(3): 283–295.
<https://doi.org/10.1007/s004100000188>
- Furnes, H. and Safonova, I., 2019. Ophiolites of the Central Asian Orogenic Belt: Geochemical and petrological characterization and tectonic settings. *Geoscience Frontiers*, 10(4): 1255–1284. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.007>
- Garuti, G., Proenza, J.A., Zaccarini, F., Törmänen, T.O. and Alapieti, T.T., 2005. Platinum-group element distribution and mineralogy in altered chromitite of the Campo Formoso layered intrusion (Bahia State, Brazil). In: T.O. Törmänen, and T.T. Alapieti, (Editors), *Extended Abstracts of the 10th International Platinum Symposium*, University of Oulu, Oulu, Finland, pp. 82–85.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F. and Cao, S., 2021a. Trace element geochemistry of zircons from the Kahnouj ophiolite complex:

- implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(14): 1377. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07575-5>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F., Cao, S. and Lentz, D. R., 2021b. Geochronology, geochemistry, and origin of plagiogranitic rocks and related granitic dikes in the Dar Gaz district, Kahnouj ophiolite complex, SE Iran: Analysis of their petrogenesis in a back-arc tectonic setting. *Lithos*, 380: 105832. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105832>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Yang, H.J., Neubauer, F., Huang, K.F. and Liu, Y.H., 2023. Petrogenesis and Tectonic Evolution of the Kahnouj Ophiolitic Complex (SE Iran): Constraints from geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope composition. Research Square preprint, Research Square, Durham, USA. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-3157790/v1>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Yang, H.J., Neubauer, F., Huang, K.F. and Liu, Y.H., 2025. Whole-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope characteristics of gabbros from Kahnouj Ophiolitic Complex (SE Iran) in the Makran zone: Petrogenesis and Tectonic implication. *Journal of African Earth Sciences*, 229: 105704. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2025.105704>
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J. and Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics, ^{40}Ar – ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, SE Iran. *Tectonophysics*, 393(1–4): 175–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.035>
- González-Jiménez, J.M., Barra, F., Walker, R.J., Reich, M. and Gervilla, F., 2014a. Geodynamic implications of ophiolitic chromitites in the La Cabaña ultramafic bodies, Central Chile. *International Geology Review*, 56(12): 1466–1483. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.947334>
- González-Jiménez, J. M., Griffin, W. L., Gervilla, F., Proenza, J.A., O'Reilly, S.Y. and Pearson, N.J., 2014b. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, 189: 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.016>
- Haberland, C., Mokhtari, M., Babaei, H.A., Ryberg, T., Masoodi, M., Partabian, A. and Lauterjung, J., 2021. Anatomy of a crustal-scale accretionary complex: Insights from deep seismic sounding of the onshore western Makran subduction zone, Iran. *Geology*, 49(1): 3–7. <https://doi.org/10.1130/G47700.1>
- Hebert, R. and Laurent, R., 1990. Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: J. Malpas, E. Moores, A. Panayiotou and C. Xenophontos, (Editors), *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues*, Proceedings of the International Symposium "Troodos 1987", Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, pp. 149–163. <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=19716437>
- Hickey, R.L. and Frey, F.A., 1982. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(11): 2099–2115. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90188-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90188-0)
- Huang, Y., Wang, L., Kusky, T., Robinson, P.T., Peng, S., Polat, A. and Deng, H., 2017. High-Cr chromites from the late Proterozoic Miaowan Ophiolite Complex, South China: Implications for its tectonic environment of formation. *Lithos*, 288–289: 35–54. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.014>
- Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P. and von Quadt, A., 2015. Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics*, 34(3): 571–593. <https://doi.org/10.1002/2014TC003768>
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Ocean Drilling Program, College Station, Texas, USA, 125: 445–485. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.125.129.1992>

- Ishiwatari, A. and Tsujimori, T., 2003. Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis. *Island Arc*, 12(2): 190–206. <https://doi.org/10.1046/j.1440-1738.2003.00390.x>
- Jan, M.Q. and Windley, B.F., 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology*, 31(3): 667–715. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.3.667>
- Johnson, K.T., Dick, H.J. and Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B3): 2661–2678. <https://doi.org/10.1029/JB095iB03p02661>
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J. and Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42(4): 655–671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>
- Kananian, A., Juteau, T., Bellon, H., Darvishzadeh, A., Sabzehi, M., Whitechurch, H. and Ricou, L.E., 2001. The ophiolite massif of Kahnij (western Makran, southern Iran): new geological and geochronological data. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 332(9): 543–552. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01574-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01574-9)
- Kelemen, P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology*, 31(1): 51–98. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.1.51>
- Kirkland, C. L., Smithies, R. H., Taylor, R. J. M., Evans, N. and McDonald, B., 2015. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, 212–215: 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D. and Ohnenstetter, M., 1981. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between “sub-continental” and “sub-oceanic” mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 241–254. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90157-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90157-6)
- Le Bas, M.J., 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 41(10): 1467–1470. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.10.1467>
- Leblanc, M. and Nicolas, A., 1992. Ophiolitic chromitites. *International Geology Review*, 34(7): 653–686. <https://doi.org/10.1080/00206819209465629>
- Gibson, S., 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, Melbourne, 236 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756803388028>
- McCall, G.J.H., 1985. Explanatory Text of the Minab Quadrangle Map, 1: 250,000. Geological Survey of Iran.
- McCall, G. J., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. In: P. D. Clift, D. Kroon, C. Gaedicke, and J. Craig, (Editors), *Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region*. Geological Society, London, Special Publications, 195: 147–204. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.195.01.10>
- McCall, G.J.H. and Kidd, R.G.W., 1982. The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present. Geological Society, London, Special Publications, 10(1): 387–397. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26>
- Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55–76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Moslempour, M.E., Khalatbari-Jafari, M., Ghaderi, M., Yousefi, H. and Shahdadi, S., 2015. Petrology, geochemistry and tectonics of the extrusive sequence of Fannuj-Maskutan ophiolite, Southeastern Iran. *Journal of the Geological Society of India*, 85(5): 604–618. <https://doi.org/10.1007/s12594-015-0255-y>
- Moslempour, M.E., Khalatbari-Jafari, M., Morishita, T. and Biabangard, H., 2017. Petrogenesis of mantle peridotites from the South of Jazmourian, Makran accretionary prism, Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 9(2): 1–16. Retrieved December 16, 2025 from

- <https://oiccpres.com/ijes/article/view/5791>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38(5): 757–775.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Omran, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R. and Moslempour, M.E., 2017. Iranshahr blueschist: subduction of the inner Makran oceanic crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(4): 373–392. <https://doi.org/10.1111/jmg.12236>
- Pandolfi, L., Barbero, E., Marroni, M., Delavari, M., Dolati, A., Di Rosa, M., Frassi, C., Langone, A., Farina, F., MacDonald, C.S. and Saccani, E., 2021. The Bajgan Complex revealed as a Cretaceous ophiolite-bearing subduction complex: a key to unravel the geodynamics of Makran (southeast Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 222: 104965.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104965>
- Parkinson, I.J. and Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39(9): 1577–1618.
<https://doi.org/10.1093/petroj/39.9.1577>
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A., 2005. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 371 pp.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J. and Leat, P.T., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1): 36–53. Retrieved December 16, 2025 from
<https://link.springer.com/article/10.1007/s004100050572>
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications, 16(1): 77–94.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>
- Peighambari, S., Uysal, I., Stosch, H.G., Ahmadipour, H. and Heidarian, H., 2016. Genesis and tectonic setting of ophiolitic chromitites from the Dehsheikh ultramafic complex (Kerman, southeastern Iran): inferences from platinum-group elements and chromite compositions. *Ore Geology Reviews*, 74: 39–51.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.032>
- Pirajno, F., 2022. Mineral systems and their putative link with mantle plumes. Geological Society, London, Special Publications, 515: 467–492.
<https://doi.org/10.1144/SP518-2020-276>
- Pirajno, F., Uysal, I. and Naumov, E.A., 2020. Oceanic lithosphere and ophiolites: Birth, life and final resting place of related ore deposits. *Gondwana Research*, 88: 333–352.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.08.004>
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J. and Bodinier, J.L., 1999. Al- and Cr-rich chromitites from the Mayari-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba); consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94(4): 547–566.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.4.547>
- Rollinson, H., 2008. The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(3): 273–288.
<https://doi.org/10.1007/s00410-008-0284-2>
- Ross, P.S. and Bédard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11): 823–839.
<https://doi.org/10.1139/E09-054>
- Saccani, E., Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Brombin, V., Marroni, M. and Pandolfi, L., 2024. Geochemistry and magmatic petrology of meta-ophiolites from the Bajgan Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): new insights on the nature of the Early Cretaceous Middle East Neotethys. *Journal of the Geological Society*, 181(4): jgs2024-043.
<https://doi.org/10.1144/jgs2024-043>
- Saccani, E., Barbero, E., Pandolfi, L., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Catanzariti, R. and Chiari, M., 2023a. Nature and evolution of the Middle East Neotethys: New constraints from geochemistry and age of ophiolites and metaophiolites from the Makran Accretionary Prism (SE Iran). EGU General Assembly 2023, Vienna, Austria, 24–28 April 2023, Conference Abstract. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-5270>
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Chiari, M. and Barbero, E., 2018.

- New insights into the geodynamics of Neo-Tethys in the Makran area: Evidence from age and petrology of ophiolites from the Coloured Mélange Complex (SE Iran). *Gondwana Research*, 62: 306–327.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.07.013>
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Pandolfi, L., Barbero, E., Brombin, V. and Marroni, M., 2023b. Geochemistry of volcanic rocks and dykes from the Remeshk-Mokhtarabad and Fannuj-Maskutan Ophiolites (Makran Accretionary Prism, SE Iran): new constraints for magma generation in the Middle East Neo-Tethys. *Geosystems and Geoenvironment*, 2(3): 100140.
<https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2022.100140>
- Saccani, E., Delavari, M., Dolati, A., Pandolfi, L., Barbero, E., Tassinari, R. and Marroni, M., 2022. Geochemistry of basaltic blueschists from the Deyader Metamorphic Complex (Makran Accretionary Prism, SE Iran): new constraints for magma generation in the Makran sector of the Neo-Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 228: 105141.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2022.105141>
- Samimi Namin, M., 1982. Geological Map of Taherui 1: 250000 Scale. Tehran: Ministry of Mines and Metal, Geological Survey of Iran. Retrieved December 16, 2025, from <https://www.ngdir.ir/contents/482>
- Samimi Namin, M., 1983. Geological map of minab 1: 250000 scale. Tehran: Ministry of Mines and Metal, Geological Survey of Iran. Retrieved December 16, 2025, from <https://www.ngdir.ir/contents/490>
- Şengör, A.M.C., Altner, D., Cin, A., Ustaömer, T. and Hsü, K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Geological Society, London, Special Publications*, 37(1): 119–181.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09>
- Sepidbar, F., Lucci, F., Biabangard, H., Zaki Khedr, M. and Jiantang, P., 2020. Geochemistry and tectonic significance of the Fannuj-Maskutan SSZ-type ophiolite (Inner Makran, SE Iran). *International Geology Review*, 62(16): 2077–2104.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1753118>
- Shafaii Moghadam, H., Arai, S., Griffin, W.L., Khedr, M.Z., Saccani, E., Henry, H., O'Reilly, S.Y. and Ghorbani, G., 2022. Geochemical variability among stratiform chromitites and ultramafic rocks from Western Makran, South Iran. *Lithos*, 412–413: 106591.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106591>
- Shafaii Moghadam, H., Bröcker, M., Griffin, W.L., Li, X.H., Chen, R.X. and O'Reilly, S.Y., 2017. Subduction, high-P metamorphism, and collision fingerprints in South Iran: Constraints from zircon U-Pb and mica Rb-Sr geochronology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(1): 306–332.
<https://doi.org/10.1002/2016GC006585>
- Shafaii Moghadam, H., and Stern, R.J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31–59.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.12.016>
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(1).
<https://doi.org/10.1029/2000GC000080>
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary science letters*, 196(1–2): 17–33.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Stevens, R.E., 1944. Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist*, 29(1–2): 1–34. Retrieved December 16, 2025, from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/29/1-2/1/538515/Composition-of-some-chromites-of-the-Western>
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1–33.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Streckeisen, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7(7): 331–335.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7%3C331:CANOVR%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7%3C331:CANOVR%3E2.0.CO;2)
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical

- and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tamura, A. and Arai, S., 2006. Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos*, 90(1–2): 43–56.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.012>
- Ullah, I., Xue, C., Yang, T., Furnes, H., Dilek, Y., Wang, W. and Ghaffar, A., 2023. Double arc–continent collision record in the latest Mesozoic–Cenozoic tectonic history of the Himalayan–Tibetan orogenic belt in western Pakistan. *Journal of the Geological Society*, 180(6): jgs2023-076.
<https://doi.org/10.1144/jgs2023-076>
- Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D. and Meffre, S., 2010. Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. *Lithos*, 115(1–4): 223–236.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.011>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R. and Spell, T.L., 2007. Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7–8): 961–977.
<https://doi.org/10.1130/B26102.1>
- Vernon, R.H., Johnson, S.E. and Melis, E.A., 2004. Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 26(10): 1867–1884.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.007>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zamin-Kavan Consulting Engineers Co., 2019. Final report of polymetallic mineral exploration in the Bashagard ophiolitic complex, Hormozgan Province, Iran. Unpublished technical report, Iran, 106 pp.
- Zhou, J.B., Han, J., Zhao, G.C., Zhang, X.Z., Cao, J.L., Wang, B. and Pei, S.H., 2015. The emplacement time of the Hegenshan ophiolite: Constraints from the unconformably overlying Paleozoic strata. *Tectonophysics*, 662: 398–415.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.008>
- Zhou, M.F., Robinson, P.T. and Bai, W.J., 1994. Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. *Mineralium Deposita*, 29(1): 98–101.
<https://doi.org/10.1007/BF03326400>
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Edwards, S.J. and Qi, L., 2005. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Journal of petrology*, 46(3): 615–639.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egh091>
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Su, B.X., Gao, J.F., Li, J.W., Yang, J.S. and Malpas, J., 2014. Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondwana Research*, 26(1): 262–283. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.12.011>
- Zhou, X., Li, Z.H., Gerya, T.V. and Stern, R.J., 2020. Lateral propagation–induced subduction initiation at passive continental margins controlled by preexisting lithospheric weakness. *Science Advances*, 6(10): eaaz1048. Retrieved December 16, 2025, from <https://www.science.org/doi/full/10.1126/sciadv.aaz1048>



Petrology and Geochemistry of Sill, Dikes and Intercalated Lavas of Karaj Formation, East of Tehran

Asal Hasan Harati ¹, Amir Ali Tabbakh Shabani ^{2*} , Morteza Delavari Kooshan ³

¹ Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 02 December 2025
Revised: 20 April 2026
Accepted: 25 April 2026

Keywords

Dike
Sill
Lava
Geochemistry
Central Alborz
Karaj Formation
East of Tehran

*Corresponding author

Amir Ali Tabbakh Shabani
 aatshabani@khu.ac.ir

ABSTRACT

In the east of Tehran and the south of the Central Alborz Subzone, subvolcanic rocks are exposed as sills, dykes, and intercalated lavas within the Karaj Formation. The age of this complex is middle to upper Eocene and, based on petrographic and geochemical analyses, they have a basaltic composition. The main minerals in all the investigated samples are olivine, plagioclase, and clinopyroxene, set in a microcrystalline matrix of similar minerals. Minerals resulting from alteration include chlorite, sericite, calcite, epidote, and zeolite. Their textures are diverse and include intergranular, microlithic-porphyritic, intersertal, and ophitic to subophitic in subvolcanic rocks. The magmatic nature of the rocks is high-potassium calc-alkaline. All samples display similar rare-earth element (REE) patterns, supporting a genetic relationship, which may reflect varying degrees of partial melting or fractional crystallization from a common mantle source. Geochemical modeling based on incompatible element concentrations indicates that ~30–40% fractional crystallization of plagioclase, clinopyroxene, and olivine can account for the observed compositions and suggests that the samples are genetically related through this process. The multi-element spider diagram normalized to the primitive mantle shows depletion of immobile incompatible elements such as Nb, Ta, Zr, and Ti, as well as enrichment of mobile incompatible elements, which are the main characteristics of subduction zones. The Alborz is considered the back-arc of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt, developed during Paleogene slab rollback of the Neo-Tethyan oceanic plate. The rocks originated from a phlogopite-bearing spinel lherzolite mantle source, with a minor contribution from garnet lherzolite, at depths of ~90–100 km.

How to cite this article

Hasan Harati, A., Tabbakh Shabani, A.A. and Delavari Kooshan, M., 2026. Petrology and Geochemistry of Sill, Dikes and Intercalated Lavas of Karaj Formation, East of Tehran. *Journal of Economic Geology*, 18(1): 121–148. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.2026.1166>



©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The extrusive igneous rocks, located in the east of Tehran, are one of the several Middle to late Eocene bodies intruded into the volcano-sedimentary Karaj Formation in south of Central Alborz zone. The evolution of the Cenozoic Alborz magmatic arc belt is regarded as the back arc or rear arc of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt which is related to the Neo-Tethys subduction and the continental collision between the Arabian and Eurasian plates (e.g., [Asiabanha and Foden, 2012](#); [Maghdour-Mashhour et al., 2015](#); [Sepidbar et al., 2019](#)). One of the most considerable episodes of the magmatism of Iran was an extensive magmatic flare-up that occurred principally in the UDMB and the AMAB during the Paleogene (e.g., [Verdel et al., 2011](#)). This magmatism is characterized by basic to intermediate rock compositions from calc-alkaline to shoshonitic affinity occurred in an extensional arc setting ([Verdel et al., 2011](#); [Shafaii Moghadam, et al., 2018](#)). In Central Alborz several Late Eocene intrusive bodies intruded Karaj Formation such as Mobarakabad gabbro, Lavasan syenite, Shekarnab monzonite and Karaj Dam basement gabbro to monzoite sill. In the Bumehen and Rudehen areas outcrops of volcanic rocks hosted by Karaj Formation is investigated to clarify the petrological and geochemical characteristics.

Materials and Methods

After field sampling and thin section preparation at Kharazmi University, ten least-altered samples were selected for geochemical analysis. Sample preparation was carried out using the lithium borate fusion method at Zarazma Mineral Studies Company. Major elements were analyzed by ICP-OES, and trace and rare earth elements were determined by ICP-MS. LOI of the samples was determined using electrical oven at about 1000 °C. Iron oxidation ratios were determined by the method of [Middlemost \(1989\)](#). The rock analysis results are presented in [Table 1](#).

Result

The studied rocks are divided into three main groups: subvolcanic rocks, intercalated lavas of the Karaj Formation, and younger post-Middle Eocene lavas. All are dark gray to black and mainly consist of

plagioclase, olivine, and clinopyroxene with microlitic-porphyritic and intergranular textures. Some plagioclase crystals show sieve textures, indicating magma mixing or rapid pressure decrease ([Fig. 3D](#)) ([Tsuchiyama, 1985](#); [Nelson and Montana, 1992](#)). Vesicles in the intercalated lavas are filled with secondary minerals such as calcite and zeolite. Geochemically, the samples are predominantly basaltic ([Fig. 4A](#)). Their magmatic series, based on the K₂O–SiO₂ diagram, vary: the post-Middle Eocene lavas are mainly high-K calc-alkaline, the subvolcanic samples fall within both calc-alkaline and high-K calc-alkaline fields, one sample is in the shoshonitic field, and the intercalated lavas of the Karaj Formation also fall within the shoshonitic field. Considering the general northward increase in potassium across the Iranian and Alborz magmatic arc ([Asiabanh, 2001](#); [Asiabanha et al., 2009](#)), it is likely that samples with calc-alkaline and shoshonitic characteristics were originally derived from a high-K calc-alkaline source. Multi-element spider diagrams and REE patterns show enrichment relative to primitive mantle, enrichment in incompatible lithophile elements (LILE), and depletion in high-field-strength elements (HFSE), reflecting the influence of subduction in arc magmatism. HREE depletion suggests the presence of garnet in the source. Geochemical modeling based on fractional crystallization demonstrates that some magmatic suites could be derived from a similar parent melt. The overlap between REE patterns and multi-element normalized diagrams of basaltic samples and the modeled melt confirms the genetic relationship of certain samples through crystal fractionation, although not all samples display this connection.

Discussion

Geochemical and mineralogical data suggest that the parental magma was not primary but derived from a metasomatized, enriched mantle source affected by subduction fluids. The low Mg#, Ni, and Cr contents further confirm its non-primary nature and indicate modification of the mantle source before magma generation. The Zr/Y diagram ([Sun and McDonough, 1989](#)) places the samples within the enriched mantle field, likely reflecting the presence of a hydrous phase such as phlogopite or amphibole. The Rb/Sr versus Nb/Th diagram ([Furman and Graham, 1999](#)), further supports phlogopite as the

dominant hydrous phase, indicating a relatively deep magma source consistent with thickened continental arc lithosphere (Tabbakh Shabani et al., 2017). The Ce/Yb versus Ce diagram (Ellam, 1992) estimates the mantle source depth at approximately 90–100 km, and the high Ce/Yb ratios (>10) suggest low-degree partial melting with garnet in the residue (Mattsson and Oskarsson, 2005). Geochemical modeling using Sm/Yb and La/Yb ratios indicates that the parental magma was likely derived from a mixed spinel-garnet lherzolite source, with 3–5% partial melting required for magma generation (Zhao and Zhou, 2009). From a tectonic perspective, the Alborz region lies along the Alpine-Himalayan orogenic belt, and the studied samples show strong similarities to other Paleogene magmas in the region (Harangi et al., 2006; Irannezhadi, 2009). The Nb/La versus La/Yb diagram shows that most samples fall at the boundary between alkaline arcs and continental arcs, with only a few samples fully within the alkaline arc field (Hollocher et al., 2012). Previous studies also report that post-Eocene volcanism exhibits continental arc characteristics (Asiabanha and Foden, 2012). Magma formation occurred during a post-subduction extensional phase following the rollback of the Neotethyan slab in the Eocene, which promoted asthenospheric upwelling and provided the heat necessary for partial melting of the lithospheric mantle (Maghdour-Mashhour et al., 2015; Heidari et al., 2022). Accordingly, the observed geochemical transition from calc-alkaline to more alkaline compositions during the Eocene can be attributed to this process (Verdel et al., 2011; Nabatian et al., 2014; Maghdour-Mashhour et al., 2015; Ashrafi et al., 2018; Shafaii Moghadam, et al.,

2018; Ahmadvand et al., 2021). Paleogene magmatism initially occurred in the forearc region through explosive eruptions and intercalated lava flows, and subsequently migrated to the back-arc region (~45–40 Ma) (Sepidbar et al., 2019). Overall, the temporal sequence and geochemical characteristics of the samples indicate a coupled forearc–backarc magmatic process associated with lithospheric extension and Neotethyan slab rollback, which played a critical role in the evolution of Paleogene magmatism in NW Iran.

Conclusion

Three main groups of subvolcanic rocks, intercalated lavas of the Karaj Formation, and younger post-Middle Eocene lavas with the basaltic composition outcropped in the east of Tehran. Multi-element spider diagrams and REE patterns show enrichment relative to primitive mantle, enrichment in incompatible lithophile elements (LILE), and depletion in high-field-strength elements (HFSE), reflecting the influence of subduction in arc magmatism. Magmatism occurred during a post-subduction extensional phase following the rollback of the Neotethyan slab in the Eocene, which promoted asthenospheric upwelling and provided the heat necessary for partial melting of the lithospheric mantle.

Acknowledgments

The authors sincerely appreciate the reviewers of the Journal of Economic Geology for their valuable comments and constructive suggestions, which significantly improved the quality of this paper.



سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سیل، دایک و گدازه‌های بین لایه‌ای سازند کرج، شرق تهران

عسل حسن‌هراتی^۱، امیرعلی طبابخ‌شعبانی^{۲*}، مرتضی دلاوری‌کوشان^۳ ID^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران^۲ دانشیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران^۳ دانشیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

در شرق تهران و در جنوب زیرپهنه البرز مرکزی، سنگ‌های نیمه عمیق به صورت سیل، دایک و گدازه‌های بین لایه‌ای در سازند کرج برون‌زد دارند. سن این مجموعه ائوسن میانی تا بالایی است و بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و نتایج تجزیه شیمیایی، ترکیب بازالتی دارند. کانی‌های اصلی شامل درشت‌بلورهای الیون، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کدر در یک زمینه از کانی‌های ریز بلور هستند. کانی‌های حاصل از دگرسانی نیز شامل کلریت، سیرسیت، کلسیت، اپیدوت و زئولیت هستند. بافت این سنگ‌ها متنوع و شامل اینترگرانولار، میکرولیتی-پورفیری، اینترسرتال و در سنگ‌های نیمه عمیق افیتیک تا ساب‌افیتیک است. سرشت ماگمایی این سنگ‌ها کالک‌آلکالین پتاسیم بالاست. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی انجام‌شده بر اساس تمرکز عناصر ناسازگار و با احتساب درصدهای متفاوت تفریق بلوری بین ۳۰ تا ۴۰ درصد و فازهای تفریق شونده‌ای که اغلب از جنس کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون هستند، نشان‌دهنده آن است که برخی از نمونه‌ها می‌توانند از طریق تبلور تفریقی با هم ارتباط ژنتیکی داشته باشند. نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه نشان‌دهنده تهی‌شدگی عنصرهای ناسازگار غیرمتحرک مانند Ti، Zr، Nb و همچنین غنی‌شدگی عنصرهای ناسازگار متحرک است که از مشخصات اصلی مناطق فروراشی است. در واقع البرز را می‌توان به عنوان بخش پشت‌کمان کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر در نظر گرفت که به علت کشش ناشی از برگشت صفحه فرورانده نئوتتیس در پالئوژن ایجاد شده است. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده ذوب‌بخشی درجه پایین از یک خاستگاه اسپینل-لرزلولیت فلوگوپیت‌دار با مشارکت جزئی گارنت-لرزلولیت برای این سنگ‌هاست.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۹/۱۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۵/۰۱/۳۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۲/۰۵

واژه‌های کلیدی

دایک

سیل

گدازه

زمین‌شیمی

البرز مرکزی

سازند کرج

شرق تهران

نویسنده مسئول

امیرعلی طبابخ‌شعبانی

aatshabani@khu.ac.ir

استناد به این مقاله

حسن‌هراتی، عسل؛ طبابخ‌شعبانی، امیرعلی و دلاوری‌کوشان، مرتضی، ۱۴۰۵. سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سیل، دایک و گدازه‌های بین لایه‌ای سازند کرج، شرق تهران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸(۱): ۱۲۱-۱۴۸. <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1166>

مقدمه

کمرندهای ماگمایی سنوزوئیک ایران شامل چهار زیرکمر بند می‌شود: ۱- کمر بند ارومیه- دختر (Ballato et al., 2011; Chiu et al., 2013; Nouri et al., 2021)، ۲- کمر بند ماگمایی البرز (Aghazadeh et al., 2011; Asiabanha and Foden, 2012; Castro et al., 2013; Shafaii Moghadam, et al., 2018)، ۳- کمر بند ماگمایی شرق ایران (Zarrinkoub et al., 2012) و ۴- کمر بند ماگمایی مکران در جنوب شرق ایران (Biabangard and Moradian 2008; Ghalamghash et al., 2019; Pang et al., 2014). تکامل آنها مرتبط با فرو رانش و برخورد در امتداد زون‌های خط درز و هم‌گرایی بعدی بین صفحه‌های اوراسیا و عربی بوده است (Sepidbar et al., 2019). ایران، در حال حاضر در حال تجربه کوتاه شدن در امتداد شمال- جنوب است (Vernant et al., 2004) و احتمالاً این کوتاه شدن از زمان برخورد عربستان با اوراسیا بوده است. کمان سنوزوئیک ایران از جهاتی شبیه به یک حاشیه هم‌گرا از نوع آند است که به موجب آن فرو رانش پوسته اقیانوسی باعث ذوب گوشته شده و مذاب آن با پوسته قاره‌ای برهم کنش داشته است و هم جبهه ماگمایی و هم پشت کمان (کمر بند ماگمایی البرز) را ایجاد کرده است. با این حال، کمان سنوزوئیک ایران تفاوت قابل توجهی با کمان قاره‌ای آند دارد که حاشیه هم‌گرای تحت فشار را بازتاب می‌دهد و پوسته آن کوتاه و ضخیم شده است. کمان ایران در سراسر تکامل خود کشش شدیدی را تجربه کرده است (Sepidbar et al., 2019). بسیاری از این کشش همراه با شروع فرو رانش در طول کرتاسه پسین و کشش جوان تر ممکن است ناشی از برگشت صفحه پالئوژن باشد (Moghadam and Stern, 2011; Shafaii Moghadam, et al., 2018). همچنین گسل‌های نرمال ائوسن در البرز شناسایی شده‌اند (Guest et al., 2006) و شواهد چینه‌شناسی فرونشست ائوسن در البرز و ایران مرکزی بر حسب کشش ائوسن تفسیر شده است (Brunet and Cloetingh, 2003; Hassanzadeh et al., 2004; Vincent et al., 2005; Guest et al., 2007).

بستر ماگماهای کمانی پالئوژن ایران شامل بلوک‌های قاره‌ای مختلفی است که به نظر می‌آید، در اواخر پالئوژن در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشتند و توسط پالئوتتیس از اوراسیا جدا شده بودند. این بلوک‌ها که اکنون در مرکز و شمال ایران قرار دارند، در پرمین از گندوانا جدا شدند و در پی آن حوضه نئوتتیس را باز کردند. شواهد نشان می‌دهند که بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس احتمالاً مربوط به اواخر تریاس تا کرتاسه باشد و همچنین شروع فرو رانش نئوتتیس به زیر ایران نیز احتمالاً مربوط به همین زمان است که ممکن است پیامد مستقیم برخورد شمال ایران و اوراسیا باشد. به عقیده آسیابانها و فودن (Asiabanha and Foden, 2012)، ماگماتیسم سنوزوئیک البرز از ائوسن تا کواترنر ادامه داشته؛ اما توزیع زمانی آن در چند رخداد ماگمایی در ائوسن، میوسن و پلیو کواترنر متمرکز بوده است. با توجه به این که کمان ارومیه- دختر یک کمان قاره‌ای از نوع کششی است و همچنین با توجه به دور بودن مجموعه ماگمایی البرز نسبت به کمان اصلی، می‌توان عنوان کرد که مجموعه البرز در یک رژیم کششی پشت کمانی تشکیل شده باشد (Ghasemi, 2019; Maghdour- Mashhour et al., 2015). منطقه مورد بررسی در شرق تهران و در مسیر جاده تهران- دماوند و در زون البرز مرکزی قرار دارد. این منطقه بین عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}42'$ تا $35^{\circ}46'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $51^{\circ}47'$ تا $51^{\circ}55'$ شرقی واقع شده است. سنگ‌های آذرین مورد بررسی به دو شکل دایک، سیل و گدازه در سازند کرج برونزد دارند. این سنگ‌ها توسط محمودی (Mahmoudi, 2000)، و سپس طباح شعبانی و همکاران (Tabbakh Shabani et al., 2017)، از لحاظ سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته است. به عقیده محمودی (Mahmoudi, 2000)، سنگ‌های ساب‌ولکانیک منطقه رودهن اغلب ترکیب دلریتی دارند و گدازه‌ها طیف ترکیبی پیوسته‌ای از بازیک تا اسیدی را می‌سازند؛ اما حجم گدازه‌های بازیک به مراتب فراوان تر از بخش‌های تفریق یافته است. همچنین سنگ‌های ساب‌ولکانیک و گدازه‌های این منطقه از نظر

زمین‌شیمیایی در دو سری آلکالن و کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند؛ در حالی که گدازه‌های میان‌چینه‌ای با سازند کرج با آلکالیت به‌التر از این دو گروه متمایز می‌شوند. به عقیده ایشان ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه رودهن (کالک‌آلکالن و گاهی تولیتی) به جزایر کمانی یا حاشیه‌های فعال قاره‌ای شباهت بیشتری دارد. طباح شعبانی و همکاران (Tabbakh Shabani et al., 2017)، نیز زمین‌شیمی و کانی‌شناسی گدازه‌های بازیک زئولیت‌دار منطقه بومهن - رودهن را مورد بررسی قرار دادند و نتیجه گرفتند که ماگماتیسزم بازیک شوشونیتی و ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها مشابه مناطق فروران‌ش قاره‌ای است. از آنجا که کار پژوهشی محمودی (Mahmoudi, 2000)، اغلب بر پایه زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی و بررسی طباح شعبانی و همکاران (Tabbakh Shabani et al., 2017)، محدود به گدازه‌های بازیک زئولیت‌دار است؛ داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب برای نخستین‌بار گزارش می‌شود تا درک بهتری از تکامل زمین‌ساختی البرز مرکزی ارائه دهد. دیدگاه‌های متفاوتی در مورد محیط زمین‌ساختی کمر بند ماگمایی البرز پیشنهاد شده که یکی محیط کمانی و دیگری محیط پشت کمان است. در این پژوهش، ویژگی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی با به‌کارگیری زمین‌شیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی مورد بررسی قرار گرفته است.

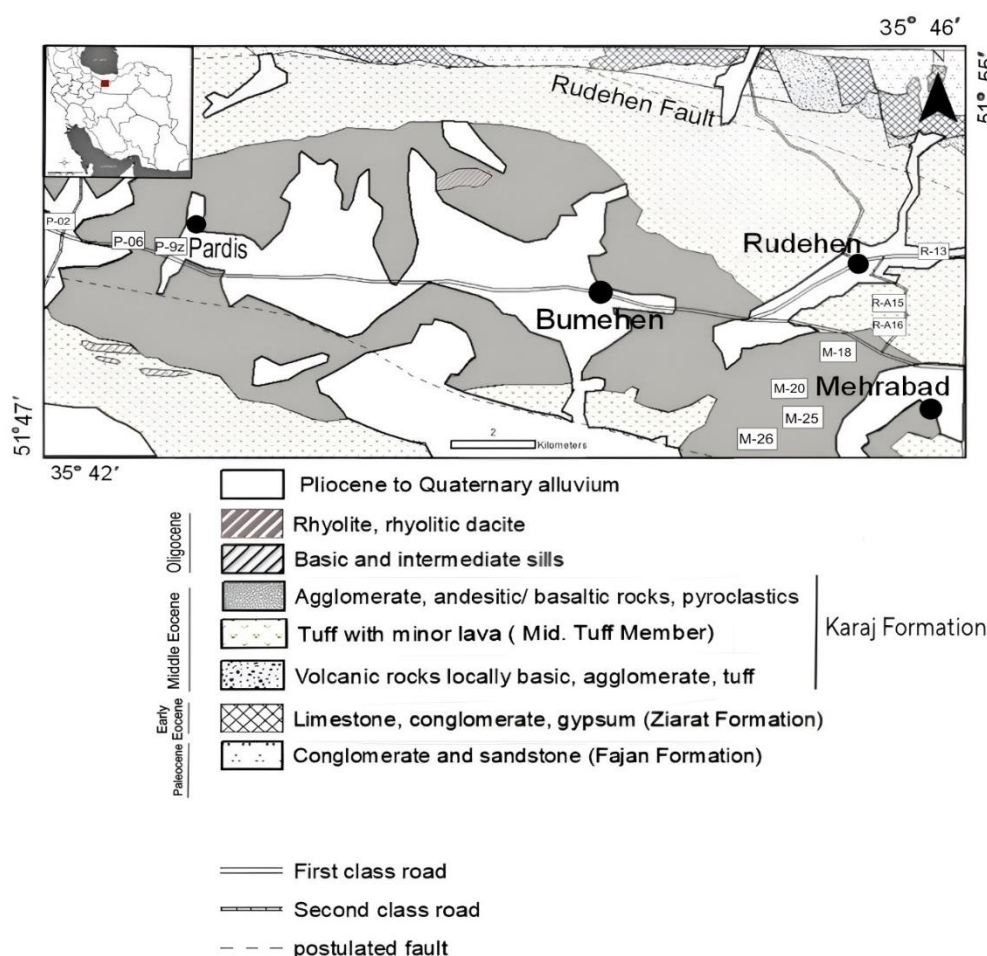
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد نظر در استان تهران و در مسیر جاده تهران-دماوند قرار دارد. این منطقه بین عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}42'$ تا $35^{\circ}46'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $51^{\circ}47'$ تا $51^{\circ}55'$ شرقی واقع شده و بخشی از ورقه زمین‌شناسی شرق تهران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ است (Vahdati Daneshmand, 1997) (شکل ۱). واحدهای سنگ‌چینه‌ای، زیارت، توفیت‌های کرج و سازند گُند نشان‌دهنده ردیف‌های آئوسن البرز است که به‌ویژه در البرز مرکزی بررسی و معرفی شده‌اند (Aghanabati, 2004). منطقه مورد

بررسی، بخشی از سازند کرج است که شامل توف سبز، شیل-توفی، توف-برش و نیز آگلومرا و سنگ‌های آندزیتی-بازالتی است. ضخامت این واحدهای سازند کرج بین ۱۷۰۰ تا ۲۰۰۰ متر برآورد شده است. سنگ‌های مورد بررسی در محدوده شرق تهران به دو صورت دایک، سیل و گدازه برون‌زد دارند. در شمال شهر پردیس توده‌های متعدد نیمه عمیق به شکل دسته دایک با ضخامت‌های متفاوتی رخنمون دارند. این توده‌ها لایه‌های توفی و آگلومرای سازند کرج را قطع کرده‌اند و در برخی از آنها حالت تزریقی مرز توده‌ها با لایه‌بندی سازند کرج به وضوح دیده می‌شود. از دیگر سنگ‌های نیمه عمیق شرق تهران می‌توان به دایک رودهن (شکل ۲-۱) و دایک‌های محدوده جاده دانشگاه آزاد رودهن اشاره کرد که البته دگرسانی گسترده‌ای را متحمل شده‌اند. از ویژگی‌های صحرایی این توده‌های نیمه عمیق می‌توان به کائولینیتی‌شدن پلاژیوکلارها اشاره کرد که نشان‌دهنده نقش سیالات و همچنین در مواردی فرسایش پوست‌پیزی است. همچنین در کنار دایک‌های جاده دانشگاه آزاد رودهن یک توده نیمه عمیق به شکل سیل در میان لایه‌بندی سازند کرج قرار گرفته است. نکته قابل ملاحظه در ارتباط با این توده این است که بخشی از آن در امتداد لایه‌بندی و به صورت سیل است؛ اما قسمت دیگری از آن به صورت یک دایک، لایه‌بندی را قطع کرده است (شکل ۲-۲). این توده نیز دگرسانی شدیدی داشته و شواهد صحرایی شامل فرسایش پوست‌پیزی و کائولینیتی‌شدن در آن دیده می‌شود. با توجه به سن مطلق توده‌های نفوذی مافیک تا حدواسط در مناطق مجاور در البرز مرکزی که در سازند کرج رخنمون دارند، مانند گابروی مبارک‌آباد $(37/2 \pm 0/38)$ میلیون سال پیش)، مونزونیت لواسان در شمال‌شرق تهران $(41/4 \pm 0/5)$ میلیون سال پیش) و سیل گابروی-مونزونیتی بنیان سد کرج $(37/2 \pm 0/38)$ میلیون سال پیش) (Verdel et al., 2011; Maghdour-Mashhour et al., 2015; Sepidbar et al., 2019)، می‌توان سن توده‌های نیمه عمیق مورد بررسی را آئوسن بالایی تا اوایل آئوسن میانی تخمین زد.

این رو، سن آنها جوان‌تر از ائوسن میانی در نظر گرفته می‌شود. البته از امکان فرسایش لایه‌های بالایی نمی‌توان چشم‌پوشی کرد. این گدازه‌ها از دید ظاهری تیره‌رنگ هستند و گاهی در آنها حفره‌ها و ترک‌هایی دیده می‌شوند. همچنین فرسایش پوست‌پیزی نیز در این گدازه‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-۲-۱).

در کنار دایک‌های یادشده در شمال شهر پردیس، گدازه‌های بازالتی در میان لایه‌های آذرآواری و آگلومرا دیده می‌شوند که داخل حفره‌های این گدازه‌ها را کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، زئولیت و کلریت پر کرده است. در روستای مهرآباد، به نظر می‌آید گدازه‌های بازالتی بر روی توف‌های سازند کرج قرار گرفته‌اند؛ از



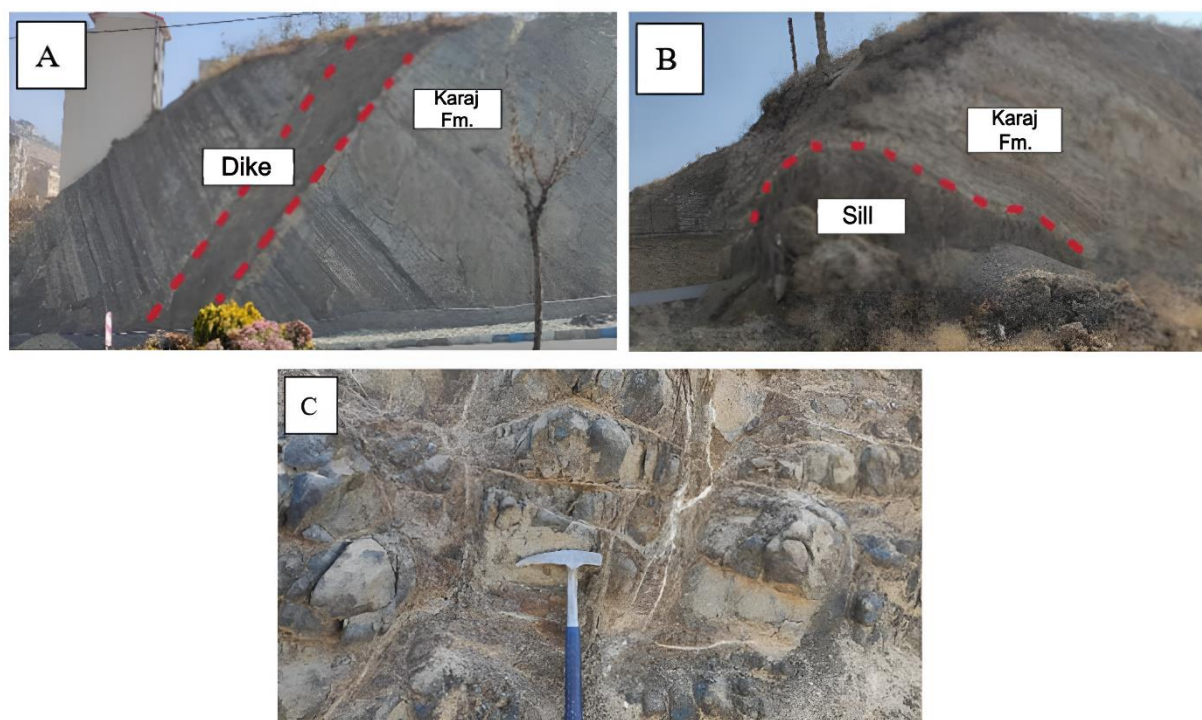
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه شرق تهران (رسم مجدد بر اساس ورقه شرق تهران سری ۱:۱۰۰۰۰۰) (Vahdati Daneshmand, 1997)

Fig. 1. Simplified geological map of the east of Tehran (redrawn from the geological map of the east of Tehran, 1:100000) (Vahdati Daneshmand, 1997)

روش مطالعه

کل نمونه‌ها، تعداد ۱۰ نمونه که کمترین دگرسانی را متحمل شده بودند، برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی انتخاب شدند. تجزیه این نمونه‌ها در شرکت مطالعات معدنی زرآما انجام شد.

پس از نمونه‌برداری صحرائی، تهیه مقاطع نازک در آزمایشگاه دانشگاه خوارزمی و انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری از بین تعداد



شکل ۲. A: منظره کلی از یک دایک بازیک در محدوده رودهن که لایه‌های توف سازند کرج را قطع کرده است. این دایک به شدت خرد شده و نفوذ سیالات گرمایی سبب دگرسانی شدید آن شده است، **B:** سیل رودهن که بخشی از آن به صورت موازی با لایه‌بندی توفی سازند کرج قرار گرفته است و بخشی دیگر لایه‌بندی را قطع کرده است و **C:** فرسایش پوست‌پیازی و فرایند کائولینیتی شدن در بازالت‌های مهرآباد که به علت خرد شدن این بازالت‌ها و حضور سیالات رخ داده است.

Fig. 2. A: a general view of a basic dike intruded into the tuffs of the Karaj Formation in the Rudehen region, which seems to have been injected along the fault and then tectonized, and altered severely by hydrothermal fluids, B: The sill of Rudehen, a part of which is parallel to the tuff layering of the Karaj Formation, and the other part has cut the layering, and C: Onion-skin erosion and kaolinization in the Mehrabad basalts, resulting from tectonization and interaction with hydrothermal fluids.

الکتریکی با دمای حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. برای تفکیک آهن دو و سه ظرفیتی از روش میدلموست (Middlemost, 1989) و عدد منیزیم نمونه‌ها بر پایه رابطه $MgO/(MgO+FeO)$ محاسبه شد. نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل و نسبت‌های عناصر کمیاب در جدول ۱ ارائه شده است. موقعیت نمونه‌های تجزیه شده در نقشه زمین‌شناسی ترسیم شده است (شکل ۱).

روش آماده‌سازی ذوب لیتیم برات و سپس از اسید نیتریک رقیق برای انحلال استفاده شد. برای تعیین عناصر اصلی از دستگاه طیف‌سنجی پلاسما جفت‌شده القایی و برای تعیین عناصر کمیاب و نادر خاکی از دستگاه طیف‌سنج جرمی پلاسما جفت‌شده القایی استفاده شد. حد آشکارسازی برای اکسید عناصر اصلی ۰/۰۵ درصد وزنی و برای عناصر کمیاب از ۰/۰۱ تا ۱ ppm است. برای ارزیابی دقت و درستی داده‌ها از نمونه‌های استاندارد مرجع بین‌المللی استفاده شد. افت حرارتی نمونه‌ها در کوره

جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب و نادر خاکی (بر پایه ppm) برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق شرق تهران محدوده پردیس- رودهن

Table 1. Chemical analyses of major (wt.%), trace, and rare-earth elements (ppm) for volcanic and subvolcanic rocks from east of Tehran, Pardis-Rudehen area

Sample No	M-18	M-20	M-25	M-26	P-02	P-06	P-9z	R-13	R-A015	R-A016
	■	■	■	■	▲	▲	●	◆	●	○
Type	lava	lava	lava	lava	dike	dike	lava	dike	dike	sill
SiO ₂	49.6	48.68	49.44	49.06	48.71	50.9	47.56	45.3	48.6	45.44
TiO ₂	1.24	1.17	1.22	1.13	1.27	1.15	1.09	0.85	1.27	0.75
Al ₂ O ₃	19.58	17.17	19.7	16.79	18.95	18.19	17.69	14.99	16.46	13.83
Fe ₂ O ₃	1.92	1.93	1.91	1.92	2.61	1.52	1.92	1.80	1.81	1.71
FeO	6.89	6.94	6.86	6.91	5.48	5.47	6.89	6.47	6.50	6.16
MnO	0.16	0.16	0.16	0.17	0.19	0.12	0.18	0.22	0.22	0.11
MgO	3.95	6.05	4.02	6.39	4.91	4.91	5.27	9.1	5.59	8.79
CaO	9.28	9.7	9.14	9.41	7.48	9.46	10.08	9.19	10.23	11.79
Na ₂ O	2.87	2.52	2.86	3	3.49	2.91	2.52	2.52	2.38	1.44
K ₂ O	1.97	1.84	1.96	1.88	2.2	2.04	2.01	0.98	1.95	0.88
P ₂ O ₅	0.4	0.36	0.41	0.41	0.36	0.5	0.29	0.32	0.37	0.27
LOI	1.11	2.43	1.33	1.95	3.55	2.01	3.51	7.22	3.68	7.94
total	98.97	98.95	99.01	99.02	99.20	99.19	99.01	98.95	99.06	99.11
Mg#	36.44	46.57	36.94	48.04	47.25	47.29	43.34	58.46	46.23	58.81
Sc	14.7	22.5	15.6	23.5	15.5	19.7	21.9	22.7	25.5	26
V	238	231	237	233	223	209	223	181	249	181
Cr	12	142	17	176	50	163	67	537	218	665
Co	26.4	29.9	26.6	31.7	25.4	25.7	29.7	39.5	32.6	44.6
Ni	12	41	13	63	24	45	77	195	55	245
Cu	85	70	71	84	61	49	62	78	79	73
Zn	86	70	82	78	81	80	76	70	82	67
Rb	23	27	32	33	30	36	38	13	36	14
Sr	677	520	702	617	554	679	465	539	423	441
Y	17.7	16.6	18.6	19	18.5	19	16.5	12.7	18.4	12.2
Zr	97	84	98	102	100	116	70	66	89	61
Nb	10.8	7.5	7.6	11.7	11.4	13.2	7.1	6	11.3	5.5
Ba	414	359	412	399	431	419	366	323	414	203

ادامه جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب و نادر خاکی (بر پایه ppm) برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق شرق تهران محدوده پردیس-رودهن

Table 1 (Continued). Chemical analyses of major (wt.%), trace, and rare-earth elements (ppm) for volcanic and subvolcanic rocks from east of Tehran, Pardis-Rudehen area

Sample No	M-18	M-20	M-25	M-26	P-02	P-06	P-9z	R-13	R-A015	R-A016
										
Type	lava	lava	lava	lava	dike	dike	lava	dike	dike	sill
La	22	20	23	24	22	28	17	18	22	16
Ce	42	38	44	46	41	54	31	33	40	29
Pr	5.23	4.81	5.93	5.87	5.17	6.79	4.21	4.18	5.59	4.11
Nd	21.8	19.9	23.3	24.4	21.4	27.8	17.7	17.4	22.3	16.6
Sm	4.77	4.38	4.77	5.21	5.1	5.83	3.87	3.42	3.48	3.57
Eu	1.6	1.37	1.57	1.73	1.7	1.72	1.45	1.13	1.53	1.14
Gd	4.23	4.14	4.53	4.4	4.15	5.08	3.61	3.05	4.31	3.19
Tb	0.59	0.56	0.59	0.61	0.62	0.67	0.58	0.50	0.60	0.48
Dy	3.51	3.58	3.82	4.28	3.76	4.19	3.59	2.66	3.88	2.63
Er	2.48	2.18	2.66	2.65	2.52	2.71	2.49	1.69	2.6	1.8
Tm	0.33	0.28	0.32	0.37	0.31	0.31	0.32	0.25	0.35	0.25
Yb	2.2	2.1	2.3	2.3	2.2	2.2	2.1	1.6	2.3	1.6
Lu	0.25	0.24	0.28	0.26	0.25	0.27	0.25	0.19	0.22	0.17
Hf	2.33	2.03	2.42	2.75	2.39	2.82	1.93	1.75	2.5	1.61
Ta	0.68	0.55	0.46	0.70	0.72	0.81	0.61	0.46	0.73	0.46
Th	2.64	2.55	2.81	3.07	2.9	3.45	2.37	1.47	2.98	1.2
U	0.7	0.7	0.83	0.9	0.9	1.1	0.7	0.5	0.7	0.5
Th/Yb	1.2	1.21	1.22	1.33	1.31	1.56	1.12	1.91	1.29	0.75
Zr/Y	5.48	5.06	5.26	5.36	5.40	6.10	4.24	5.19	4.83	5
Nb/Y	0.61	0.45	0.40	0.61	0.61	0.69	0.43	0.47	0.61	0.45
Nb/La	0.49	0.37	0.33	0.48	0.51	0.47	0.41	0.33	0.51	0.34
La/Yb	10	9.5	10	10.43	10	12.72	8.09	11.25	9.56	10
Rb/Sr	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.08	0.02	0.08	0.03
Nb/Th	4.09	2.94	2.70	3.81	3.93	3.82	2.99	4.08	3.79	4.58
Sm/Yb	2.16	2.08	2.07	2.26	2.31	2.65	1.84	2.13	1.94	2.23
Ce/Yb	19.09	18.09	19.13	20	18.63	24.54	14.76	20.62	17.39	18.12
Zr/Ti	27.63	150	21.63	23.18	26.59	374	120	132	20.64	23.19
Eu/Eu*	1.09	0.99	1.04	1.11	1.13	0.97	1.19	1.07	1.21	1.04

سنگ‌نگاری

الف) سنگ‌های نیمه عمیق: در نمونه دستی، این سنگ‌ها رنگ خاکستری تیره تا سیاه دارند. همچنین در برخی از آنها نشانه‌هایی از دگرسانی بسیار گسترده قابل مشاهده است. در این نمونه‌ها بلورهای سیاه‌رنگ کلینوپروکسن، بلورهای زیتونی رنگ الیون و همچنین بلورهای پلاژیوکلاز با چشم غیر مسلح قابل تشخیص هستند. همچنین می‌توان به پرشدگی حفره‌ها و رگچه‌ها با کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلسیت، کلریت، زئولیت و کائولن اشاره کرد. با توجه به نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع مورد بررسی، بافت اصلی مشاهده‌شده در این سنگ‌ها میکرولیتی - پورفیری، اینترگرانولار و بافت‌های جانبی مانند تراکیتی، پوئی‌کلیتیک، گلومروپورفیری و آمیگدالی هستند (شکل ۳-B و A). در تمامی نمونه‌ها، درشت‌بلورهای اصلی شامل الیون، پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن هستند. بیشتر بلورهای الیون به ایدنگزیت و بولنزیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-C و D). کلینوپروکسن‌ها به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در مقاطع مشاهده می‌شوند و تقریباً سالم و بدون دگرسانی هستند. در برخی از نمونه‌ها، الیون در داخل بلورهای کلینوپروکسن بافت پوئی‌کلیتیک را نشان می‌دهد که گواه تقدم در تبلور الیون نسبت به کلینوپروکسن است. همچنین شکل ۳-E، کانی‌های کدر به صورت ادخال در کلینوپروکسن‌ها را نشان می‌دهد که نشانه تقدم تبلور کانی‌های کدر است. بلورهای پلاژیوکلاز در قسمت‌هایی سرسیتی و در برخی کلریتی شده است. در تعدادی از بلورهای پلاژیوکلاز به دلیل دگرسانی به زئولیت، ماکل پلی‌سنتتیک حذف شده است. همچنین بافت‌های غیرتبادل‌ی مانند بافت غربالی در مرکز بلور با حاشیه سالم در تعدادی از پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۳-D).

ب) گدازه‌های بین لایه‌ای با سازند کرج: در نمونه دستی، این سنگ‌ها سیاه هستند. بلورهای سیاه‌رنگ کلینوپروکسن و همچنین بلورهای سفیدرنگ پلاژیوکلاز و ذرات اکسید آهن در نمونه دستی کاملاً مشهود هستند. علاوه بر این، پرشدگی در حفره‌ها و

رگچه‌ها توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت و زئولیت قابل تشخیص است. در بررسی‌های میکروسکوپی، درشت‌بلورهای این نمونه شامل پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن (اوژیت) و الیون هستند. بافت غالب این نمونه اینترگرانولار است و فاصله بین بلورهای پلاژیوکلاز بسیار کم است. علاوه بر آن، بافت آمیگدال و پرشدگی حفره‌ها با کلسیت در این نمونه قابل مشاهده است. بلورهای الیون در این نمونه ایدنگزیتی و کلریتی شده‌اند. همچنین در مرکز برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، بافت غربالی دیده می‌شود. بلورهای کلینوپروکسن شفاف و سالم هستند.

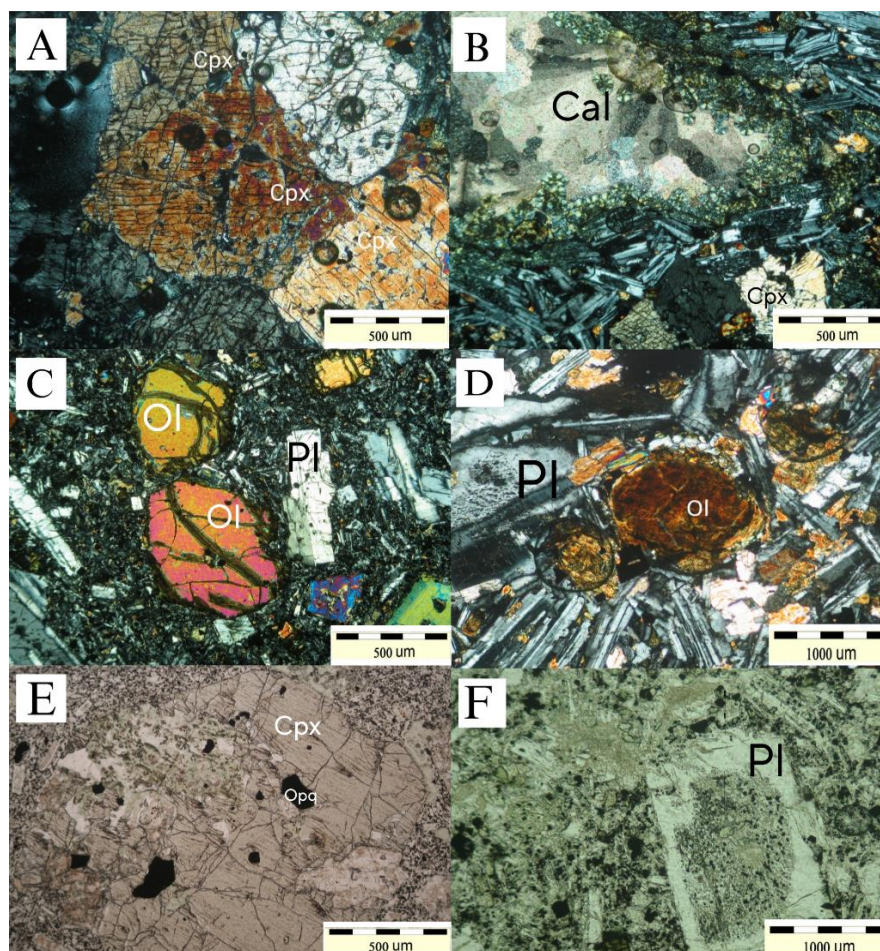
پ) گدازه‌های جوان‌تر از ائوسن میانی: این گدازه‌ها به رنگ خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ هستند. بلورهای کلینوپروکسن تیره رنگ و بلورهای پلاژیوکلاز تا حدی با چشم غیر مسلح دیده می‌شوند. آثار هوازگی مختصری در سطح این نمونه‌ها مشهود است؛ اما قسمت داخلی نمونه‌ها کاملاً بدون آثار دگرسانی و هوازگی است. بافت اصلی مشاهده شده در آنها اینترگرانولار و میکرولیتی پورفیری است. همچنین بافت فرعی گلومروپورفیری نیز مشاهده می‌شود. خمیره این نمونه‌ها متشکل از بلورهای کوچک پلاژیوکلاز و کمتر الیون و کلینوپروکسن است. درشت‌بلورهای این نمونه‌ها به ترتیب فراوانی پلاژیوکلاز، الیون و کلینوپروکسن (اوژیت) هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت مستطیلی و کشیده دیده می‌شوند و در برخی از آنها بافت غربالی در مرکز بلور مشهود است (شکل ۳-F). بیشتر بلورهای الیون از قسمت حاشیه بلور و در امتداد شکستگی‌ها به بولنزیت و کلریت دگرسان شده‌اند. درشت‌بلورهای کلینوپروکسن با رخ مشخص عمود بر هم سالم و شفاف باقی مانده‌اند.

زمین‌شیمی

نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آمده است. برای کاهش خطای آثار دگرسانی و هوازگی که باعث ایجاد تغییرات و خروج عنصرهای اصلی متحرک در هنگام این فرایندها می‌شود، از نمودار نسبت‌های

نیمه عمیق، گدازه‌های بین لایه‌ای با سازند کرج و گدازه‌های پس از ائوسن میانی استفاده شده است.

عناصر کمیاب Nb/Y – Zr/Ti اصلاح شده توسط پیرس (Pearce, 1996) برای نام گذاری سنگ‌های آذرین خروجی،

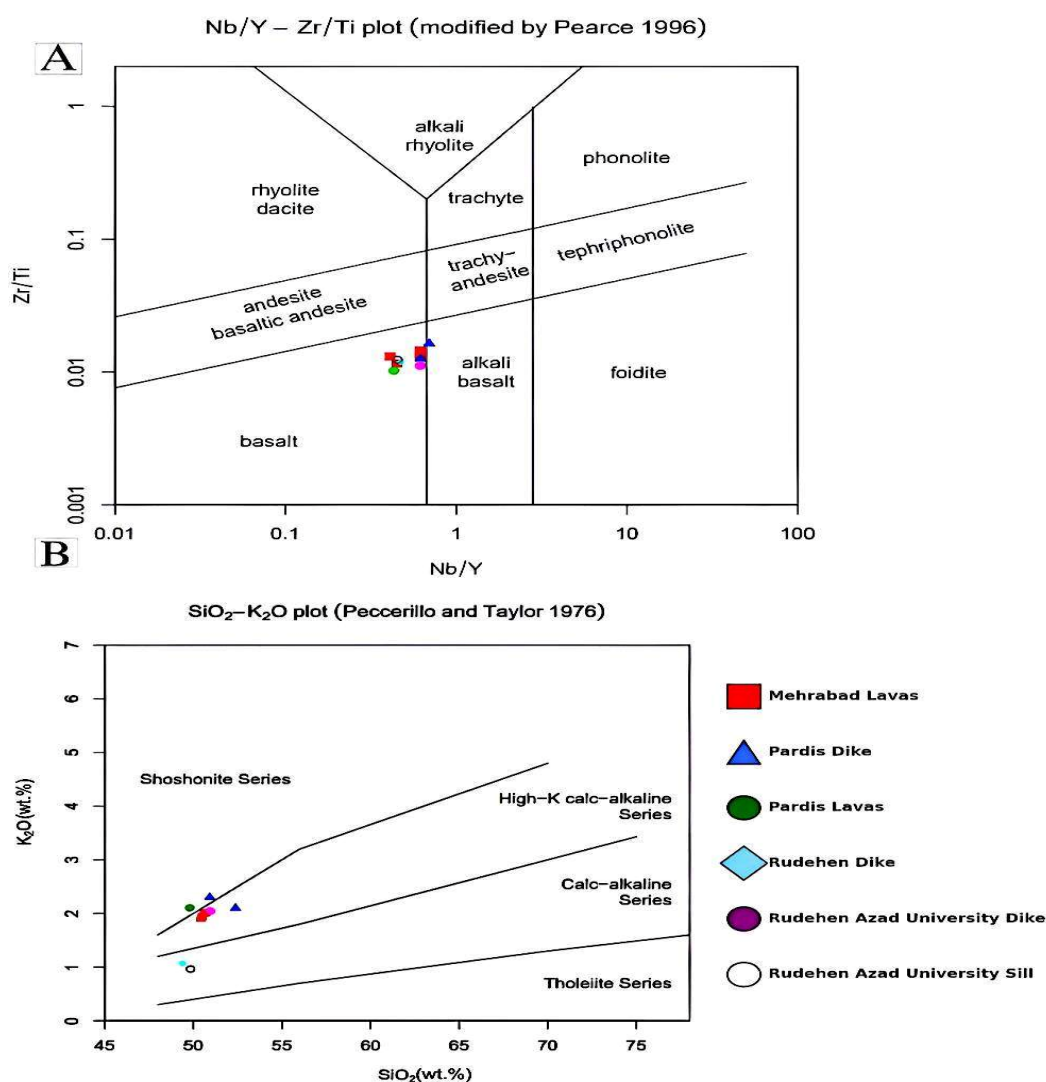


شکل ۳. A: بافت گلومروپورفیری در بلورهای کلینوپیروکسن در دایک رودهن در نور XPL، B: تصویر XPL بافت آمیگدالی در کلسیت ثانویه که توسط کلریت احاطه شده است، C: تصویر XPL درشت‌بلورهای البوین در نمونه دایک که در امتداد شکستگی‌ها بولزیتی شده‌اند، D: تصویر XPL بلور البوین ایدنگزیتی شده و بافت غربالی در مرکز بلور پلاژیوکلاز در نمونه دایک، E: تصویر PPL بلورهای کلینوپیروکسن که ادخال کانی‌های کدر در آنها نشان‌دهنده تقدم تبلور کانی کدر در نمونه دایک هستند و F: حضور بافت غربالی در نمونه گدازه در مرکز بلور پلاژیوکلاز که حاشیه این بلور سالم است (در نور PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Ol: البوین، Pl: پلاژیوکلاز، Cal: کلسیت، Opq: کدر).

Fig. 3. A: Photomicrographs (XPL) of glomeroporphyry texture in clinopyroxene crystals in Rudehen Dike, B: Amygdaloidal texture filled with secondary calcite, surrounded by chlorite (XPL), C: Large olivine phenocrysts in the dyke sample showing bowlingitization along fractures (XPL), D: Idlingitized olivine crystal and sieve texture in the core of a plagioclase crystal in the dyke sample (XPL), E: Clinopyroxene crystals with opaque mineral inclusions, indicating the earlier crystallization of opaque phases in the dyke sample (PPL), and F Sieve texture in the core of a plagioclase crystal in the lava sample, with a fresh rim (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: clinopyroxene, Ol: olivine, Pl: plagioclase, Cal: calcite, Opq: opaque).

گدازه‌های پس از انوسن میانی به طور کلی در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار گرفته‌اند؛ به استثنای دو نمونه نیمه عمیق دگرسان‌شده (R-13, R016) که به علت افت حرارتی حدود ۷/۵ درصد وزنی و در پی آن کاهش پتاسیم در محدوده کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب).

بر اساس این نمودار، تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت قرار دارند؛ به جز یک نمونه (P06) که به طور تقریبی در منطقه آلکالی بازالت قرار گرفته است (شکل ۴-ا). برای تعیین سری‌های ماگمایی از نمودار $K_2O - SiO_2$ (Peccerillo and Taylor, 1976) استفاده شده است که بر اساس آن، نمونه‌های نیمه عمیق و



شکل ۴. موقعیت نمونه سنگ‌های آتشفشانی‌های شرق تهران بر روی نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های خروجی اصلاح شده توسط پیرس (Pearce, 1996) و B: نمودار تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر اساس میزان تغییرات K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)

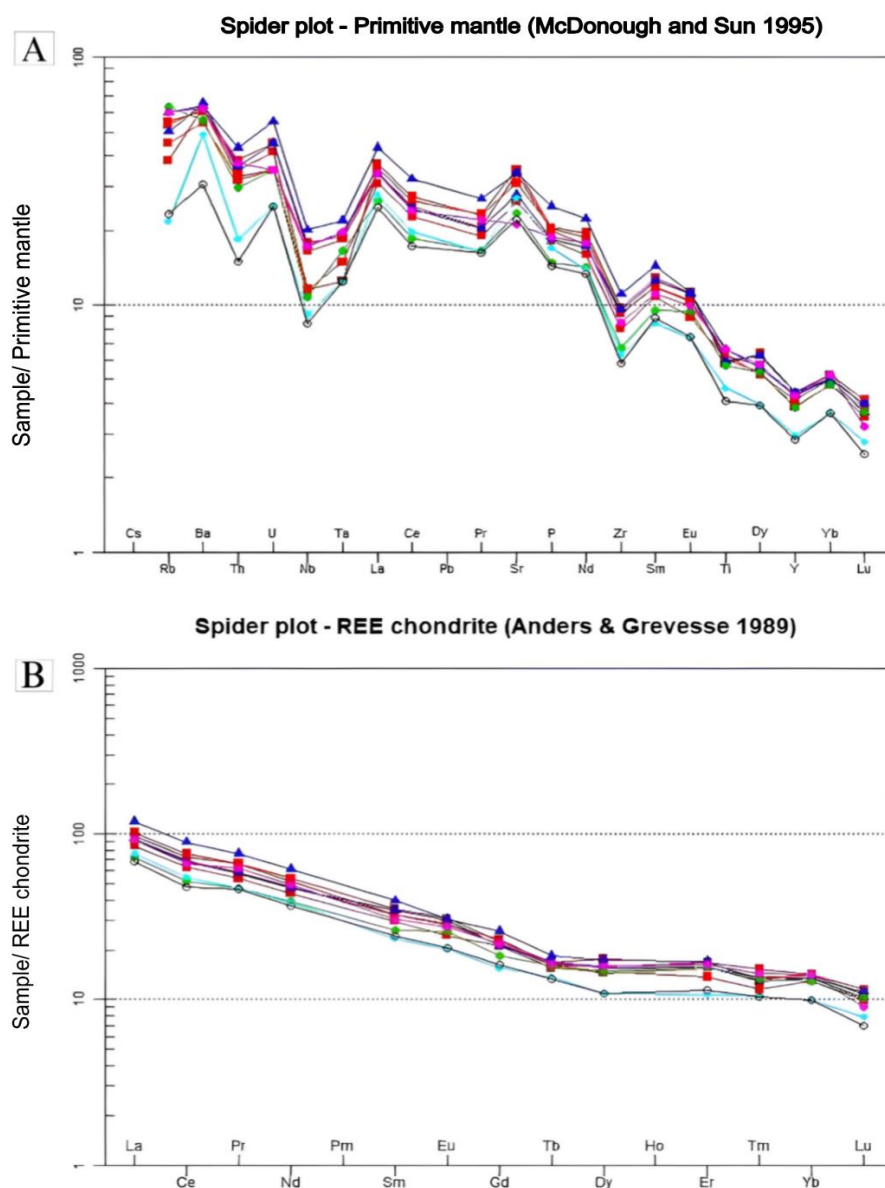
Fig. 4. A: The plot of volcanic samples of east Tehran on Zr/Ti versus Nb/Y diagram modified by Pearce (1996), and B: The plot of study samples on K_2O versus SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976)

باشد، تمرکز عنصرهای ناسازگار بیشتر است. هم‌شیب و موازی بودن الگوی تغییرات در نمودار عنصرهای نادر خاکی در تمام نمونه‌ها می‌تواند دلیلی بر داشتن رابطه ژنتیکی بین آنها باشد (شکل B-5). این ارتباط ممکن است از طریق ذوب‌بخشی با درجه‌های مختلف و یا تبلور تفریقی از یک خاستگاه گوشته‌ای یکسان تفسیر شود (Fitton et al., 1997). میانگین مقادیر Eu/Eu^* محاسبه‌شده ۱/۰۸ است (جدول ۱) که نشانه آنومالی مثبت یوروپوم و نبود تفریق پلاژیو کلاز در نمونه‌های مورد بررسی است (Rollinson, 2014).

مدل‌سازی شیمیایی عناصر کمیاب

فرایندهای تحول ماگمایی از راه‌های مختلف صورت می‌گیرد. فرایند تبلور تفریق، آلیش و تبلور تفریقی و اختلاط ماگمایی از جمله فرایندهای اصلی در تحول مذاب هستند (Rollinson, 2014). بافت‌های غیرتعادلی مانند بافت غربالی در مرکز بلور با حاشیه سالم در تعدادی از پلاژیو کلازها دیده می‌شود (شکل ۳-۳ D). می‌توان عنوان کرد که بافت‌های غیرتعادلی به علت نبود تعادل بین بلور و مذاب ایجاد می‌شوند. حضور انواع پلاژیو کلازهای حاوی بافت‌های غیرتعادلی مانند بافت غربالی و منطقه‌بندی در کنار بلورهایی که هیچ اثری از عدم تعادل را نشان نمی‌دهند، می‌تواند شواهدی بر فرایندهای ماگمایی نظیر اختلاط ماگمایی یا کاهش سریع فشار باشد. ایجاد این بافت‌ها معمولاً به تغییر متغیرهای مستقل (فشار، دما و ترکیب شیمیایی) وابسته است که حالت تعادل قبلی سامانه را بر هم می‌زند. ایجاد بافت غربالی در بلورهای پلاژیو کلاز را می‌توان به اختلاط ماگمایی و تعامل با یک مذاب بسیار داغ و غنی از کلسیم نسبت داد (Tsuchiyama, 1985)؛ اما کاهش فشار را نیز می‌توان یکی دیگر از علل مهم ایجاد این بافت دانست (Nelson and Montana, 1992). در محیط‌های زمین‌ساخت کشتی پشت کمان، نازک‌شدگی لیتوسفر و وجود مسیرهای صعودی باز، شرایط لازم برای صعود سریع ماگما و کاهش ناگهانی فشار را فراهم می‌کند.

با توجه به اینکه به صورت کلی در کمان ماگمایی پهنه ایران مرکزی و البرز، از جنوب به شمال در امتداد عمود بر کمان، میزان پتاسیم در سنگ‌های ماگمایی افزایش می‌یابد؛ به طوری که در البرز، بیشتر نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (Asiabanha, 2001; Asiabanha et al., 2009)؛ احتمال می‌رود که مقدار پتاسیم در اثر فرایندهای دگرسانی دچار تغییر شده باشد و نمونه‌های با سرشت کالک آلکالن مربوط به محدوده کالک آلکالن پتاسیم بالا باشند. در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، تمامی نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین غنی‌شدگی عنصرهای یون بزرگ لیتوفیل ناسازگار با شعاع یونی بزرگ و قدرت میدان پایین همچون Ba و Sr و تهی‌شدگی در عنصرهای قدرت میدان بالا که ناسازگار، نامتحرک و با ظرفیت یونی بالا هستند، همچون Ta, Nb, Zr و Ti مشاهده می‌شود. تهی‌شدگی از Ti می‌تواند در پاسخ به تبلور اکسیدهای آهن و تیتانیم در ابتدای تبلور و در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن باشد (Edwards et al., 1994). غنی‌شدگی نسبی عنصرهای ناسازگار متحرک (عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ) نسبت به عنصرهای ناسازگار غیر متحرک (عنصرهای با قدرت میدان بالا) از ویژگی‌های شناخته‌شده ماگماهای کمانی است و ناشی از غنی‌شدگی عنصرهای متحرک در سیال نسبت به عنصرهای غیر متحرک در سیال در هنگام آزاد شدن سیالات از صفحه‌های فروران به داخل گوه گوشته است (Rudnick and Fountain, 1995; Plank, 2005). در نمودار عنصرهای نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (Anders and Grevesse, 1989)، در سمت راست عنصرهای نادر خاکی سنگین که کمتر ناسازگارند و در سمت چپ عنصرهای نادر خاکی سبک که ناسازگاری بیشتری دارند، قرار دارند. در این الگو، شیب منفی به سمت HREE‌ها دیده می‌شود (شکل ۵-A). این کاهش در عنصرهای نادر خاکی سنگین را می‌توان در پاسخ به حضور گارنت در سنگ خاستگاه دانست؛ زیرا این عنصرها نسبت به گارنت سازگار هستند. همچنین هرچه درصد ذوب‌بخشی کمتر



شکل ۵. A: نمودار عنکبوتی الگوی عنصرهای کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه برای سنگ‌های آتشفشانی‌های شرق تهران (McDonough and Sun, 1995) و B: الگوهای عنصرهای نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (Anders and Grevesse, 1989) راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 5. A: Spider diagram shows the Patterns of trace elements normalized to the primitive mantle for the volcanic rocks of east of Tehran (McDonough and Sun, 1995), and B: Chondrite-normalized rare earth element patterns (Anders and Grevesse, 1989). The diagram legend is available in Figure 4.

آب باشد. در واقع درشت‌بودن غربال‌ها در بافت غربالی می‌تواند ناشی از کاهش سریع فشار باشد (Nelson and Montana, 1992). بافت غربالی درشت، اغلب در مرکز بلورهای

بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده شده در مقاطع مورد بررسی اغلب نشان‌دهنده بافت غربالی در مرکز درشت‌بلور و حاشیه سالم هستند که می‌تواند بیانگر کاهش ناگهانی فشار در شرایط تحت اشباع از

پلاژیوکلازی دیده می‌شود که محتوای بالای آنورتیت دارند. بررسی‌های متعددی نشان می‌دهند که پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت در شرایط فشار کم و دمای بالا تشکیل می‌شوند (Panjasawatwong et al., 1995; Danyushevsky et al., 1997). در طی صعود سریع ماگما در یک رژیم کششی، کاهش ناگهانی فشار و افزایش بخار سامانه موجب برهم خوردن تعادل برای بحث در مورد سرشت سنگ‌های مورد بررسی، از مدل‌سازی زمین‌شیمیایی بر اساس تمرکز عناصر کمیاب استفاده شده است (شکل ۶). در این شکل، انتخاب نمونه R-A016 به عنوان مذاب والد در مدل‌سازی تبلور تفریقی، علاوه بر شباهت الگوهای عناصر کمیاب با سایر نمونه‌ها، بر پایه بررسی عناصر سازگار و نتایج مدل‌سازی انجام شده است. این نمونه نسبت به سایر سنگ‌ها، به ویژه نمونه R-13، دارای مقادیر بالاتری از Ni، Mg و Co است که نشان‌دهنده درجه کمتر تحول تفریقی و نزدیکی بیشتر به مذاب اولیه است؛ زیرا این عناصر به شدت با فازهای اولیه‌ای نظیر الیوین و کلینوپیروکسن سازگارند. از سوی دیگر، آزمون مدل‌سازی تبلور تفریقی در نرم‌افزار اکسل FC-AFC-FCA and mixing modeler انجام شد. به این صورت که تمرکز عنصر در آن به صورت C0 در نظر گرفته می‌شود و رابطه به کار گرفته شده در الگوسازی (Rollinson, 2014) به صورت زیر است:

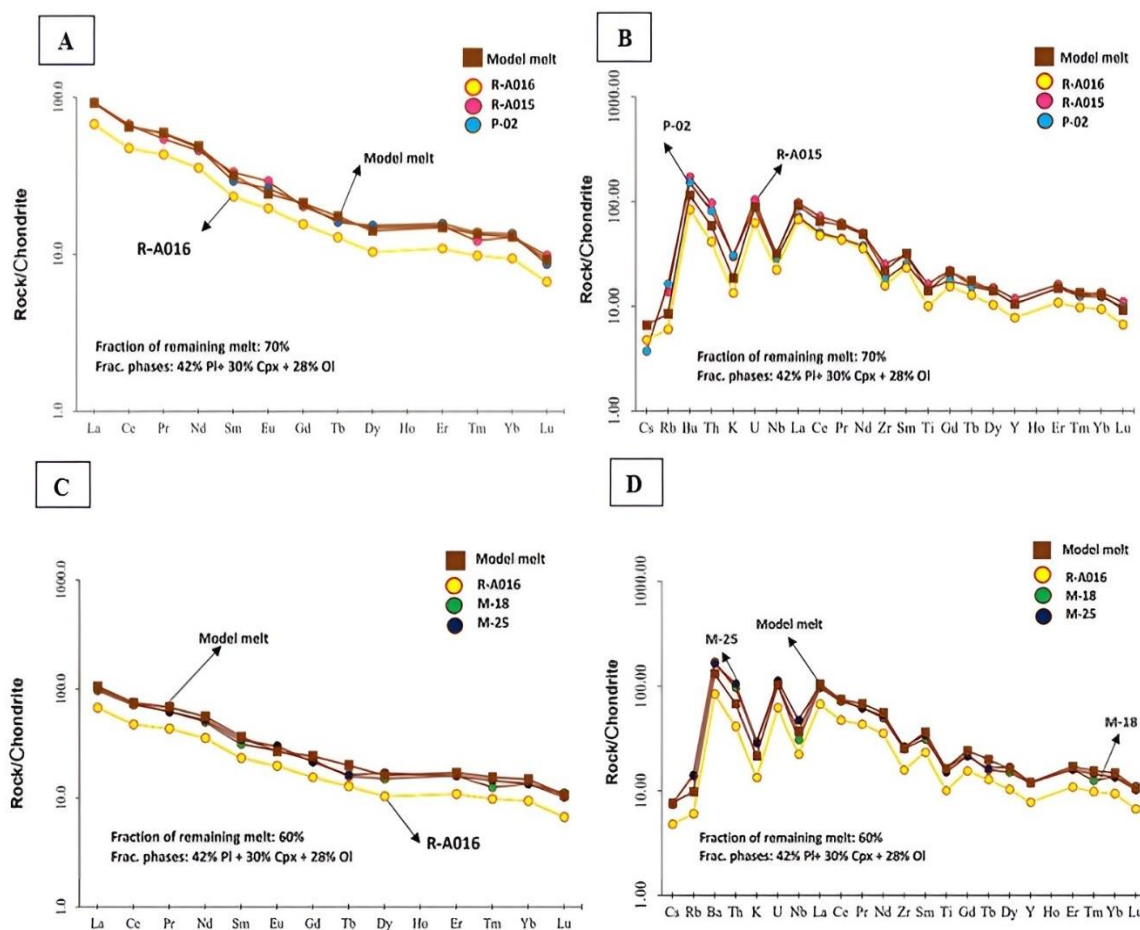
$C_1 = C_0 F(D-1)$ در این رابطه C_1 غلظت عنصر در مذاب به جا مانده است. C_0 غلظت عنصر در مذاب مادر، F نسبت مذاب به جا مانده هنگام تبلور بخشی و D ضریب توزیع عنصر مربوطه است. مذاب مدل با نسبت‌های مختلف تفریق بلوری و با ترکیب‌های مختلف کانی‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت. نوع کانی‌های تفریق شونده بر اساس حضور درشت‌بلورها در سنگ‌نگاری نمونه‌ها تعیین شد. چنان‌که که پیش‌تر بیان شد، هم‌شیب و موازی بودن الگوی تغییرات در نمودار عنصرهای نادر خاکی در تمام نمونه‌ها می‌تواند دلیلی بر داشتن رابطه ژنتیکی بین آنها باشد. بنابراین با مقایسه تمرکز عنصرها در مذاب مدل، با الگوی عنصرهای نادر خاکی و نمودار چند عنصری نمونه‌ها، بحث هم‌ژنتیک بودن

این پلاژیوکلازها شده و آنها را دچار انحلال بخشی می‌کند که در نهایت به تشکیل بافت غربالی منجر می‌شود (Nelson and Blundy and Cashman, 2005; Montana, 1992). بنابراین، کاهش سریع فشار ناشی از صعود ماگما در یک رژیم کششی، محتمل‌ترین سازوکار ایجاد بافت غربالی پلاژیوکلازها در منطقه مورد بررسی تفسیر می‌شود.

نمونه‌های مختلف از طریق فرایند تبلور تفریقی مورد بررسی قرار گرفته است. در شکل ۶-A و B، به ترتیب الگوی عنصرهای نادر خاکی و نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت برای مذاب مدل، نمونه R-A016 به عنوان مذاب مادر و نمونه‌های R-A15 و P-02 مذاب‌های الگوی پدیدار شده را نشان می‌دهند. در محاسبه‌های انجام شده، ترکیب مذاب مدل بر اساس فرایند تبلور تفریقی و با احتساب تفریق بلوری ۳۰ درصد و یا مذاب برجای مانده ۷۰ درصد و ترکیب کانی‌های تفریق شده به صورت $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ در نظر گرفته شده است. چنان‌که در شکل ۶-A و B مشاهده می‌شود، هم‌پوشانی خوبی بین شکل الگوها و تمرکز عناصر بین مذاب مدل و نمونه‌های بازالتی یادشده، دیده می‌شود. بنابراین می‌توان گفت، فرایند تبلور تفریقی می‌تواند مذاب‌های باقی‌مانده‌ای شبیه به نمونه‌های R-A15 و P-02 از یک مذاب مادر مشابه با نمونه R-A016 ایجاد کند. در شکل ۶-C و D، نیز نمونه R-A016 به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده و ترکیب کانی‌های تفریق شده به صورت $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ است. در این شکل‌ها، الگوی عنصرهای نادر خاکی و نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت برای مذاب مدل و نمونه‌های M-18 و M-25 به عنوان مذاب‌های باقی‌مانده پس از فرایند تبلور تفریقی نمایش داده شده‌اند. در این شکل نیز ترکیب نمونه‌های M-18 و M-25 با مذاب دل به دست آمده از تبلور تفریقی ۶۰ درصد (مذاب باقیمانده ۴۰ درصد) هم‌پوشانی خوبی را نشان می‌دهد؛ در حالی که با استفاده از مدل‌سازی امکان ارتباط ژنتیکی بین بقیه نمونه‌ها با نمونه R-A016 وجود ندارد. با این توضیح به نظر

همه نمونه‌ها این ارتباط را نشان نمی‌دهند.

می‌رسد که در این منطقه برخی مجموعه‌های ماگمایی از طریق فرایندهای تفریق ماگمایی با هم ارتباط داشته باشند؛ در حالی که



شکل ۶. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی بر اساس تمرکز عنصرهای فرعی و کمیاب در الگوی عنصرهای نادر خاکی (شکل ۶-۱ A و C) و نمودارهای عنکبوتی (شکل ۶-۲ B و D) بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989). در کلیه قسمت‌های شکل نمونه R-A016 به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده است. A و B: مدل‌سازی با احتساب ترکیب کانی‌های تفریق‌شونده به صورت $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ و مقدار مذاب باقی‌مانده ۷۰ درصد (۳۰ درصد تبلور تفریقی). ترکیب مذاب مدل با ترکیب نمونه‌های R-A15 و P-02 مقایسه شده است. C و D: مدل‌سازی با احتساب ترکیب کانی‌های تفریق‌شونده به صورت $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ و مقدار مذاب باقی‌مانده ۶۰ درصد (تبلور تفریقی ۴۰ درصد). ترکیب مذاب مدل با ترکیب نمونه‌های M-18 و M-25 مقایسه شده است. ترتیب علائم اختصاری پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و الیون هستند.

Fig. 6. Geochemical modeling based on the concentration of minor and trace elements in the pattern of rare earth elements (fig. 6A and C) and spider diagrams (fig. 6B and D) normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989). In all figures, sample R-A016 is considered as the parent melt. A and B: Modeling taking into account the composition of subtractive minerals in the form of $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ and the amount of remaining melt is 70% (30% fractional crystallization). The melt composition of the model has been compared with the composition of R-A15 and P-02 samples. C and D: Modeling taking into account the composition of subtractive minerals in the form of $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ and the amount of remaining melt is 60% (fractional crystallization 40%). The melt composition of the model is compared with the composition of M-18 and M-25 samples. The order of abbreviations is plagioclase, clinopyroxene and olivine.

بحث

سرشت سنگ خاستگاه

برای بررسی سرشت سنگ‌های مورد مطالعه، ابتدا به پاسخ این پرسش می‌پردازیم که آیا ماگمای سازنده این سنگ‌ها اولیه بوده یا دچار تحول شده است؟ معیارهای زیادی برای تشخیص ماگمای اولیه توسط پژوهشگران ارائه شده است. ویلسون (Wilson, 1989) عنوان می‌کند که به طور معمول کانی‌های گوشته بالایی (الیوین + ارتوپیروکسن + کلینوپیروکسن $\pm$ گارنت $\pm$ اسپینل) باید دارای مقادیر عدد منیزیم بالا (< 70)، نیکل بالا ($< 400-500$ ppm) و کروم بالا (< 1000 ppm) باشند. همچنین مقادیر SiO_2 بیش از ۵۰ درصد نباشد. با این حال، اگر آنها از گوشته طبیعی مشتق نشده باشند و از یک منشأ متاسوماتیزه شده باشند، این معیارها ممکن است دیگر قابل اجرا نباشند. میانگین مقادیر عدد منیزیم برای نمونه‌های مورد بررسی ۴۶/۹۴ است که کمتر از معیارهای عنوان شده ویلسون (Wilson, 1989) برای ماگماهای اولیه است. همچنین میانگین مقادیر نیکل برابر با ۷۷ است که به طور چشمگیری از معیارهای یاد شده کمتر است و میانگین محاسبه شده برای مقادیر کروم (۲۰۴/۷) نیز بسیار کمتر از معیارهای ویلسون (Wilson, 1989) برای ماگماهای اولیه است. بنابراین می‌توان گفت که ماگماهای سازنده نمونه‌های بازالتی مورد بررسی اولیه نیستند و تحول یافته‌اند؛ یا اینکه از یک گوشته متاسوماتیزه شده منشأ گرفته‌اند. با توجه به نمودارهای عنکبوتی بحث شده، احتمال اینکه خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی، یک خاستگاه تهی شده باشد، بسیار بعید است؛ بلکه به نظر می‌آید که این سنگ‌ها از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی باشند که تحت تأثیر سیالات فرورانشی بوده است. نمودار Zr در مقابل Y (Sun and McDonough, 1989) تفکیک کننده گوشته غنی شده از گوشته تهی شده است که براساس این نمودار تمامی نمونه‌های مورد بررسی در ناحیه گوشته غنی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۸). چنان که بیان شد، این گوشته احتمالاً تحت تأثیر سیالات فرورانشی بوده است. بنابراین این غنی شدگی را می‌توان به علت وجود یک فاز آبدار دانست

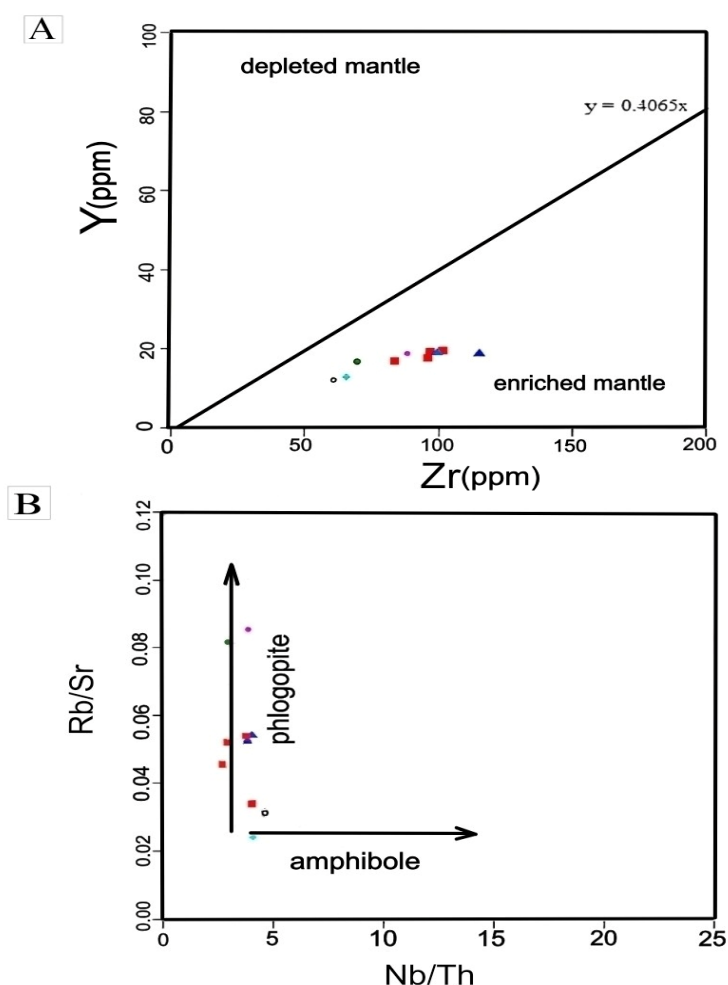
که این فاز می‌تواند فلوگوپیت (میکا) یا آمفیبول باشد. بر اساس نمودار Rb/Sr در برابر Nb/Th (Furman and Graham, 1999)، به نظر می‌آید که این فاز آبدار فلوگوپیت بوده است (شکل ۷-۸). همچنین حضور فلوگوپیت می‌تواند شواهدی بر خاستگاه نسبتاً عمیق مذاب باشد که با لیتوسفر ضخیم شده کمان‌های قاره‌ای همخوانی دارد (Tabbakh Shabani et al., 2017). بر اساس نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (Ellam, 1992)، عمق خاستگاه این نمونه‌ها بین ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتر تخمین زده شده است (شکل ۸). به علاوه مقادیر بالای نسبت Ce/Yb (> 10) نشان دهنده ذوب بخشی با درجه‌های پایین و حضور گارنت در فاز تفاله است (Mattsson and Oskarsson, 2005). مدل سازی زمین‌شیمیایی از نسبت‌های Sm/Yb و La/Yb (Zhao and Zhou, 2009) نشان دهنده قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی یا زیر منحنی‌های ذوب اسپینل + گارنت لرزولیت با ترکیب‌های ابتدایی گوشته است. نسبت Sm/Yb آنها کمتر از منحنی‌های ذوب گارنت لرزولیت است؛ اما از منحنی‌های ذوب اسپینل لرزولیت بالاتر است. این نشان می‌دهد که ماگمای والد ممکن است از یک منبع گوشته متشکل از اسپینل لرزولیت و به صورت جزئی تر گارنت لرزولیت مشتق شده باشد. علاوه بر این، تقریباً ۳ تا ۵ درصد ذوب بخشی لرزولیت‌ها مورد نیاز است (شکل ۹).

جایگاه زمین‌ساختی

پهنه البرز در امتداد کمربند کوه‌زایی آلپ-همالیای آسیای غربی قرار دارد. بر اساس بررسی‌هایی که توسط هرنگی و همکاران (Harangi et al., 2006) بر روی کمربند آلپ-مدیترانه، در غرب زون البرز انجام شده است، شباهت زیادی میان این سنگ‌ها و سنگ‌های البرز وجود دارد و احتمالاً سرگذشتی مشابه باهم دارند. در این بررسی، نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده به بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نتایجی تقریباً مشابه مانند غنی شدگی در عناصر متحرک LIL و تهی شدگی در عناصر

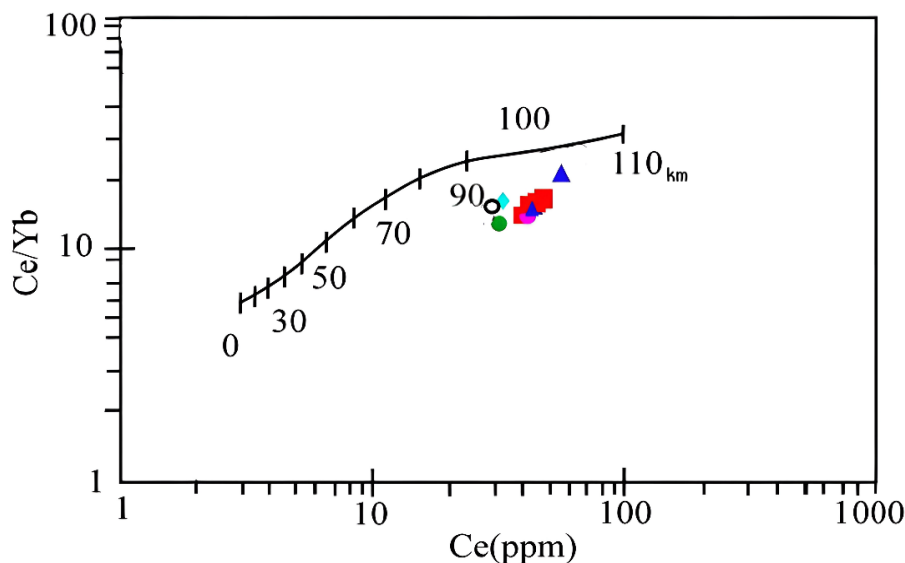
نمونه از سنگ‌های نیمه عمیق که به طور کامل در محدوده کمان‌های آلکالن قرار گرفته‌اند، تنها نمونه مربوط به گدازه‌های بین لایه‌ای با سازند کرج و یک نمونه از گدازه‌های جوان‌تر از ائوسن میانی که به طور کامل در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰).

نامتحرک HFS را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تأثیر فرورائش در کمر بند آلپ-مدیترانه است (Irannezhadi, 2009). نمودار تغییرات Nb/La در برابر La/Y (Hollocher et al., 2012) برای تعیین محیط زمین‌ساختی که بر پایه عناصر کمیاب نامتحرک La، Yb و Nb رسم شده است، نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها بر روی مرز کمان‌های آلکالن و قاره‌ای قرار گرفته‌اند، به جز دو



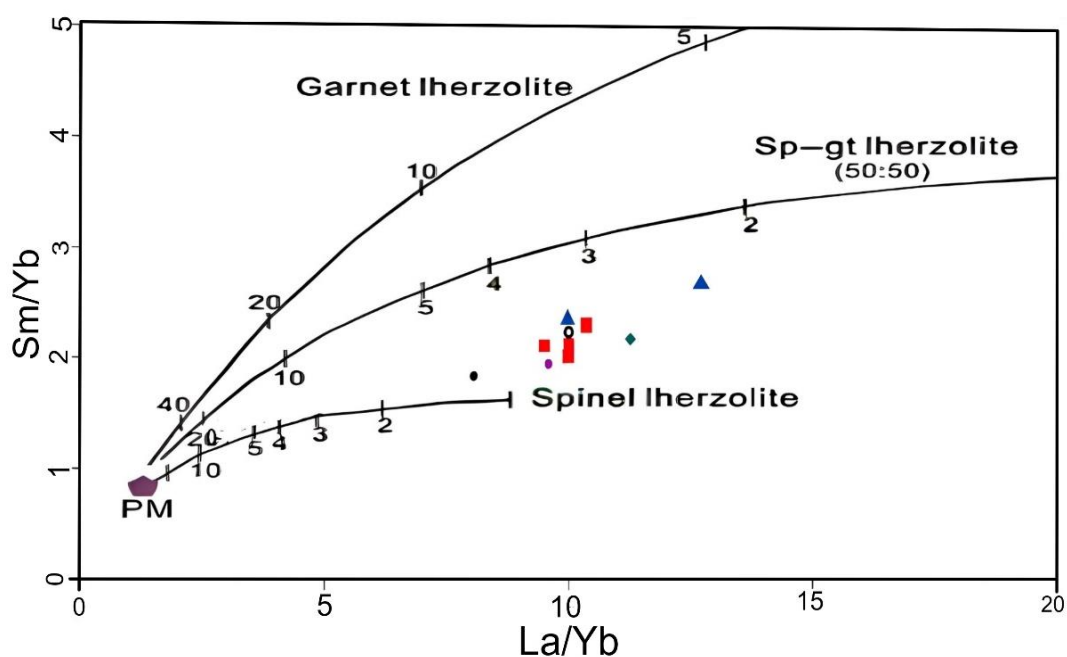
شکل ۷. A: موقعیت نمونه سنگ‌های آتشفشانی شرق تهران در نمودار Y در مقابل Zr (Sun and Mcdonough, 1989). خط جداکننده $(Zr/Y=2.46)$ دو گوشته غنی شده و تهی شده را از هم تفکیک می‌کند و B: موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Rb/Sr در مقابل Nb/Th (Furman and Graham, 1999). راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 7. A: The position of the volcanic samples from the east of Tehran in the diagram of Y versus Zr (Sun and Mcdonough, 1989). The separating line ($Zr/Y=2.46$) separates two enriched and depleted mantles, and B: The position of the study samples in the diagram of Rb/Sr versus Nb/Th (Furman and Graham, 1999). the diagram legend is available in Figure 4.



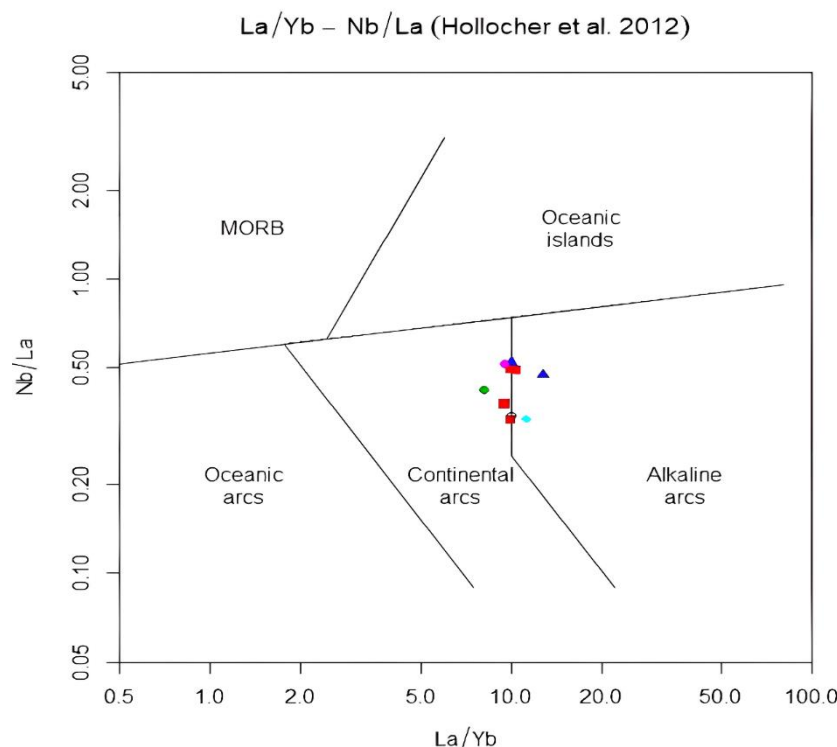
شکل ۸. موقعیت نمونه‌های آتشفشانی شرق تهران بر روی نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992). راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 8. The plot of the volcanic samples from the east of Tehran on the diagram of Ce/Yb against Ce (Ellam, 1992). The diagram legend is available in Figure 4.



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های آتشفشانی شرق تهران در مدل‌سازی زمین‌شیمیایی از نسبت‌های Sm/Yb و La/Yb (Zhao and Zhou, 2009). اعداد روی خطوط نمودار نشان‌دهنده درصد ذوب‌بخشی هستند. راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 9. The plot of the volcanic samples from east of Tehran in the geochemical modeling of Sm/Yb and La/Yb ratios (Zhao and Zhou, 2009). The numbers on the curve lines indicate the partial melting percentage). The diagram legend is available in Figure 4.



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های آتشفشانی شرق تهران در نمودار تغییرات Nb/La در برابر La/Yb (Hollocher et al., 2012). راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 10. The plot of volcanic samples from east of Tehran in the diagram of Nb/La versus La/Yb (Hollocher et al., 2012). The diagram legend is available in Figure 4.

Alavi, 1994; Alavi, 2004; Alavi, 2007; Shahabpour, 2005; Verdel et al., 2011; Ayati et al., 2012) و جبهه ماگمایی را مشخص می‌کند و همچنین در قسمت پستی آن به سمت شمال (کمر بند ماگمایی البرز) و شمال شرقی منطقه پشت کمان ایجاد شده است. صفحه بالایی یک کمان قاره‌ای می‌تواند کششی، فشاری یا خنثی باشد. تحت کشش، صفحه بالایی حوضه‌هایی ایجاد می‌کند که می‌تواند در هر جایی از پشت کمان تا ناحیه جلوی کمان رخ دهد. همچنین تحت کشش، ضخامت باقی‌مانده پوسته نسبتاً کم (حدود ۳۰ کیلومتر) است (Ducea et al., 2015). کمان ماگمایی ارومیه- دختر در سراسر تکامل خود کشش شدیدی را تجربه کرده است. هر دو قسمت جلوی کمان و پشت کمان کمان‌های ایران که در طول کرتاسه پسین و

آسیابانها و فودن (Asiabanha and Foden, 2012) در بررسی مجموعه ماگمایی البرز عنوان می‌کنند که این نهشته‌های آتشفشانی در طی یک فاز کششی در اوایل ائوسن تشکیل شده‌اند و آنها را به عنوان حوضه‌های کششی پشت کمانی پیشنهاد می‌کنند. منطقه پشت کمان در حاشیه‌های هم‌گرا، از جمله آند، کاسکیدز، و شمال غربی اقیانوس آرام بسیار رایج است (Jacques et al., 2014). فعالیت ماگمایی پالئوژن ایران با ولکانیسم و پلوتونیسم شدید در امتداد کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر مشخص می‌شود که یک کمر بند پلوتونیک- آتشفشانی از نوع کمان پالئوژن- نوژن است که در شمال زون سنندج- سیرجان قرار دارد و از شرق ترکیه تا جنوب شرقی ایران امتداد دارد (Takin, 1972; Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982;

و یک توالی قابل مقایسه از ماگماتیسیم با مرحله اولیه کالک‌آلکالین در ائوسن و به دنبال آن ماگماتیسیم غنی پتاسیم از اواسط ائوسن تا الیگوسن پیشین در هر دو منطقه، تغییر از ماگماتیسیم کالک‌آلکالین غالب به ماگماتیسیم غنی از پتاسیم در $40-43$ Ma به عنوان تغییر از فروزان به برخورد تفسیر می‌شود (Aghazadeh et al., 2011; Verdel et al., 2011; Castro et al., 2013; Moritz et al., 2017; Rezeau et al., 2006). با وجود این شباهت‌ها، ماگماهای غنی از پتاسیم در شمال‌غربی ایران در طول کشش زمین‌ساختی و ذوب در اثر کاهش فشار تشکیل شده است (Verdel et al., 2011; Castro et al., 2013; Nabatian et al., 2016; Shafaii Moghadam, et al., 2018; Honarmand et al., 2024; Naseri et al., 2026). در حالی که در SAB، ماگماتیسیم غنی از پتاسیم از اواسط ائوسن تا الیگوسن پیشین در طول فشرده سازی ایجاد شده است (Avagyan et al., 2010; Rezeau et al., 2017; Hovakimyan et al., 2019; Naseri et al., 2026). کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر حاوی توالی‌های ضخیمی از سنگ‌های آذرآواری میانی پالئوسن- ائوسن و گدازه‌های بین لایه‌ای است. فراوانی سنگ‌های آذرآواری (و گدازه‌های بین لایه‌ای)، فوران‌های انفجاری آتشفشان‌های جبهه کمان پالئوسن- ائوسن اولیه را تأیید می‌کند که احتمالاً به دلیل محتوای فرار بالای ماگما که مشخصه جبهه ماگمایی کمانی است. بنابراین، ماگماتیسیم ابتدا در قسمت جبهه کمان با فوران‌های انفجاری مواد آذرآواری و گدازه‌ها آغاز شده و پس از آن، ماگماتیسیم مناطق پشت کمانی در $40-45$ میلیون سال پیش آغاز شده است (Sepidbar et al., 2019).

در کمان قاره‌ای ارومیه- دختر که از نوع کششی است، ضخامت پوسته باقی مانده در طول تکامل، حتی در جلوی کمان و پشت کمان (کمر بند ماگمایی البرز) نسبتاً کم (~ 30 کیلومتر) شده است (Sepidbar et al., 2019; Ducea et al., 2015). در مقابل، در کمان‌های فشارشی ضخامت پوسته می‌تواند تا ~ 70 کیلومتر باشد

پالئوژن تحت فروزان لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به سمت شمال ایجاد شده‌اند، همراه با کشش شدید بوده‌اند (Sepidbar et al., 2019). بسیاری از این کشش همراه با شروع فروزان در کرتاسه پسین و کشش جوان‌تر ممکن است ناشی از برگشت صفحه فروزان در پالئوژن باشد (Moghadam and Stern, 2011; Shafaii Moghadam, et al., 2018). برگشت صفحه ممکن است بسیار حائز اهمیت بوده باشد؛ زیرا معمولاً با کشش، نازک شدن پوسته و افزودن پوسته جوان همراه است. همچنین به عقیده مقدور مشهور و همکاران (Maghdour-Mashhour et al., 2015) که به بررسی سیل بنیان سد کرج واقع در کمر بند ماگمایی البرز پرداختند، این سیل در محیطی با کشش لیتوسفر در اثر برگشتن صفحه فروزان در ائوسن بالایی جای گیر شده است. این کشش به بالا آمدن موضعی آستوسفر و تأمین حرارت مورد نیاز برای ذوب بخشی گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای کمر بند ماگمایی البرز منجر شده است. سپس، مذاب شوشونیتی طیف سنگ‌های KDBS را از طریق تبلور تفریقی در هنگام صعود ماگما تولید کرده است. حیدری و همکاران (Heidari et al., 2022) نیز در بررسی ولکانیسم شوشونیتی، شمال منطقه سراب در شمال‌غربی ایران نیز پیشنهاد می‌کنند که برگشت صفحه نئوتتیس در ائوسن به ایجاد یک محیط کششی و در پی آن ذوب در اثر کاهش فشار گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه زیر قاره منجر شده است. به طور کلی، زمین‌شیمی سنگ‌ها یک تغییر ترکیبی واضح از کالک‌آلکالین به میل ترکیبی آلکالین تر را در طول ائوسن ثبت کرده است که این به دلیل برگشت صفحه نئوتتیس تفسیر می‌شود (Verdel et al., 2011; Nabatian et al., 2014; Ashrafi et al., 2015; Shafaii Moghadam, et al., 2018; Ahmadvand et al., 2021; Honarmand et al., 2024). گروس‌جین و همکاران (Grosjean et al., 2022) تاریخچه ماگمایی سنوزوئیک در هر دو منطقه بلوک جنوب ارمنستان و شمال غرب ایران را بسیار مشابه دانسته است، از جمله این شباهت‌ها سنین مشابه

در عناصر قدرت میدان بالا که ناسازگار، نامتحرک و با ظرفیت یونی بالا هستند، مانند Ta، Nb، Zr و Ti مشاهده می‌شود که اینها از ویژگی‌های اصلی ماگماهای مناطق فروراشی است. همچنین نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی بهنجارشده به کندریت نشان‌دهنده روند کاهشی به سمت عناصر نادر خاکی سنگین است که این کاهش را می‌توان در پاسخ به حضور گارنت در سنگ خاستگاه دانست. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی انجام‌شده بر اساس تمرکز عناصر ناسازگار و با احتساب درصد‌های متفاوت تفریق بلوری بین ۳۰ تا ۴۰ درصد و فازهای تفریق شونده‌ای که اغلب از جنس کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الوین هستند، نشان‌دهنده آن است که برخی از نمونه‌ها می‌توانند از طریق تبلور تفریقی با هم ارتباط ژنتیکی داشته باشند. البته تمام نمونه‌ها این ارتباط ژنتیکی را نشان نمی‌دهند. کمربند ماگمایی البرز در واقع قسمت پشت کمان، کمان قاره‌ای کششی ارومیه- دختر در ایران مرکزی است که در اثر برگشت صفحه ایجاد شده است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

(Isacks, 1988) که امکان آرایش پوسته‌ای گسترده‌تر را فراهم می‌کند. آرایش پوسته‌ای یکی از فرایندهای بالقوه در تحول ماگماهای بازالتی است؛ اما در نمونه‌های مورد بررسی، نبود مقادیر بالای Th، حفظ الگوهای نسبتاً موازی در نمودارهای چندعنصری و عدم افزایش قابل توجه نسبت‌هایی مانند Th/Yb، نشان می‌دهد که در صورت وجود، نقش آن محدود بوده است. اگرچه داده‌های ایزوتوپی برای ارزیابی دقیق‌تر این فرایند در دسترس نیستند، شواهد زمین‌شیمیایی موجود نشان می‌دهند که آرایش گسترده پوسته‌ای در این نمونه‌ها محتمل نیست.

نتیجه‌گیری

ماگماتیسزم بازیک مورد بررسی، مربوط به ائوسن میانی و ائوسن بالایی در شرق تهران، در زون البرز مرکزی به صورت سنگ‌های نیمه عمیق، گدازه‌های بین لایه‌ای در سازند کرج برون‌زد دارند. سرشت ماگمایی این سنگ‌ها کالک‌آلکان پتاسیم بالاست. نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجارشده به گوشته اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی تمامی نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه هستند. همچنین غنی‌شدگی به عناصر لیتوفیل ناسازگار با شعاع یونی بزرگ و قدرت میدان پایین همچون Ba و Sr و تهی‌شدگی

1. suture
2. Lithium borate fusion
3. Inductively coupled plasma-optical emission spectroscopy (ICP-OES)
4. Inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS)
5. Loss on ignition (LOI)
6. Large ion lithophile elements (LILE)
7. High field strength elements (HFSE)
8. Heavy rare earth elements (HREE)
9. Light rare earth elements (LREE)
10. Fractional Crystallization (FC)
11. Assimilation and Fractional Crystallization (AFC)
12. Karaj Dam basement sill (KDBS)
13. South Armenian Block (SAB)

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian) Retrieved November 03, 2025 from <https://www.researchgate.net/publication/292808705>
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148(5–6): 980–1008. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000380>
- Ahmadvand, A., Ghorbani, M.R., Mokhtari, M.A.A., Chen, Y., Amidon, W., Santos, J.F. and Paydari, M., 2021. Lithospheric mantle, asthenosphere, slab and crustal contribution to petrogenesis of Eocene to Miocene volcanic rocks from the west Alborz Magmatic Assemblage, SE Ahar, Iran. *Geological Magazine*, 158(3): 375–406. <https://doi.org/10.1017/S0016756820000527>
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307(9): 1064–1095. <https://doi.org/10.2475/01.2007.02>
- Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 53(1): 197–214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X)
- Ashrafi, N., Jahangiri, A., Hasebe, N. and Eby, G.N., 2018. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Eocene-Oligocene alkaline intrusions from the Alborz-Azerbaijan magmatic belt, NW Iran. *Geochemistry*, 78(4): 432–461. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.10.004>
- Asiabanha, A., 2001. Geology and petrogenesis of volcanic facies in Yuzbashchai region, West Qazvin. Ph.D. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. 320 pp. (in Persian)
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148: 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014>
- Asiabanha, A., Ghasemi, H. and Meshkin, M., 2009. Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen Band*, 186(2): 201–214. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2009/0144>
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R. and Davtyan, V., 2010. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. *Geological Society, London, Special Publications*, 340(1): 393–408. <https://doi.org/10.1144/SP340.17>
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H.H., Richards, J.P. and Jourdan, F., 2012. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review*, 55(2): 158–184. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>
- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A. and Tabatabaei, S. H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 123(1–2): 106–131. <https://doi.org/10.1130/B30091.1>
- Berberian, M. and King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Berberian, F., Muir, I., Pankhurst, R. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Biabangard, H. and Moradian, A., 2008. Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran. *Chinese Journal of Geochemistry*, 27(4): 356–369. Retrieved November 03, 2025 from <https://link.springer.com/article/10.1007/s11631-008-0356-z>
- Blundy, J. and Cashman, K., 2005. Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano. *Geology*, 33(10): 793–796. <https://doi.org/10.1130/G21668.1>

- Brunet, M.F. and Cloetingh, S., 2003. Integrated peri-Tethyan basins studies (peri-Tethys programme). *Sedimentary Geology*, 156(1–4): 1–10.
[https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00279-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00279-8)
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180–181: 109–127.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163: 70–87.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Danyushevsky, L.V., Carroll, M.R. and Falloon, T.J., 1997. Origin of high-an plagioclase in Tongan high-ca boninites: implications for plagioclase melt equilibria at low P ($H \sim 20$). *Canadian Mineralogist*, 35: 313–326. Retrieved November 03, 2025 from
https://figshare.utas.edu.au/articles/journal_contribution
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B. and Bergantz, G., 2015. The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43: 299–331.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105049>
- Edwards, C.M., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Morris, J.D., Leeman, W.P. and Harmon, R.S., 1994. The transition to potassic alkaline volcanism in Island Arcs: the Ringgit–Beser complex, East Java, Indonesia. *Journal of Petrology*, 35(6): 1557–1595.
<https://doi.org/10.1093/petrology/35.6.1557>
- Ellam, R., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20(2): 153–156.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2)
- Fitton, J., Saunders, A., Norry, M., Hardarson, B. and Taylor, R., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 153(3–4): 197–208.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2)
- Furman, T. and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Developments in Geotectonics*, 24: 237–262.
[https://doi.org/10.1016/S0419-0254\(99\)80014-7](https://doi.org/10.1016/S0419-0254(99)80014-7)
- Ghalamghash, J., Schmitt, A.K. and Chaharlang, R., 2019. Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture. *Lithos*, 344–345: 265–279.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.031>
- Ghasemi, H., 2019. Magmatic Events in the Alborz Zone. 1ST National Biennial Conference on Geology of the Alborz Orogen and Caspian Sea, Golestan University, Gorgan, Iran. i(n Persian) Retrieved November 03, 2025 from
<https://www.en.symposia.ir/ALBORZC01>
- Grosjean, M., Moritz, R., Rezeau, H., Hovakimyan, S., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Melkonyan, R., 2022. Arabia-Eurasia convergence and collision control on Cenozoic juvenile K-rich magmatism in the South Armenian block, Lesser Caucasus. *Earth-science Reviews*, 226: 103949.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103949>
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2(1): 35–52.
<https://doi.org/10.1130/GES00019.1>
- Guest, B., Horton, B.K., Axen, G.J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W.C., 2007. Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics*, 26(6).
<https://doi.org/10.1029/2006TC002091>
- Harangi, S., Downes, H. and Seghedi, I., 2006. Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. *Geological Society, London, Memoirs*, 32: 167–190.
<https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.10>
- Hassanzadeh, J., Axen, G., Guest, B., Stockli, D.F., and Ghazi, A.M., 2004. The Alborz and NW Urumieh–Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted

- parts of a single ancestral arc. Geological Society of America, Abstract Programs, 36(5): 434. Retrieved November 03, 2025 from <https://gsa.confex.com/gsa/2004AM/webprogram/Paper76582.html>
- Heidari, S., Shabani, A.A.T., Hassanpour, S. and Maghdour-Mashhour, R., 2022. Petrology of the Paleogene shoshonitic volcanism in north Sarab area, NW Iran: Geochemical, Ar-Ar dating and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Journal of Asian Earth Sciences*: X, 8: 100109. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100109>
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4): 357–416. <https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Honarmand, M., Boon, A., Neubauer, F., Heberer, B., Li, Q., Kuiper, K., Mason, P., Krijgsman, W., 2024. Geochemical constraints on the geodynamic setting of Alborz-Azerbaijan Cenozoic magmatism. *Chemical Geology*, 645: 121889. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121889>
- Hovakimyan, S., Moritz, R., Tayan, R., Melkonyan, R. and Harutyunyan, M., 2019. Cenozoic strike-slip tectonics and structural controls of porphyry Cu-Mo and epithermal deposits during geodynamic evolution of the southernmost Lesser Caucasus, Tethyan metallogenic belt. *Economic Geology*, 114(7): 1301–1337. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4662>
- Irannezhadi, M.R., 2009. Petrology and geochemistry of the Tertiary igneous rocks of the southern flanks of the Central Alborz, North of Tehran. Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 254 pp. (in Persian)
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4): 3211–3231. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Wehrmann, H., Bindeman, I. and Lara, L.E., 2014. Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38–43 S): the role of fluids in generating arc magmas. *Chemical Geology*, 371:27–45. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.015>
- Maghdour-Mashhour, R., Esmaily, D., Shabani, A.A.T., Chiaradia, M. and Latypov, R., 2015. Petrology and geochemistry of the Karaj Dam basement sill: Implications for geodynamic evolution of the Alborz magmatic belt. *Geochemistry*, 75(2): 237–260. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.03.001>
- Mahmoudi, M., 2000. An investigation on petrography, geochemistry and petrology of subvolcanic rocks and lavas of Rudehen Region. M.Sc. Thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran, 135 pp. (in Persian)
- Mattsson, H.B. and Oskarsson, N., 2005. Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(3–4): 245–267. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.004>
- McDonough, W.F. and Sun, S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classifications of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77(1): 19–26. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- Moghadam, H.S. and Stern, R.J., 2011. Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine*, 148(5–6): 762–801. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000410>
- Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B.S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, Western Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen. *Economic Geology*, 101(8): 1497–1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1497>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S.-Y., von Quadt, A. and Bernroider, M., 2014. Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184–187: 324–345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.002>

- Nabatian, G., Jiang, S.-Y., Honarmand, M. and Neubauer, F., 2016. Zircon U–Pb ages, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. *Lithos*, 244: 43–58.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.020>
- Naseri, N., Sahamieh, R., Leybourne, M. Santos, A., Ahmadi khalaji, A. and Gonçalves, G., 2026. Back - arc magmatism during Eocene subduction and closure of eastern Tethys: An insight from Alborz Magmatic Belt (NW Iran). *Geochemistry*, 86(1): 126393.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2026.126393>
- Nelson, S.T. and Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11–12): 1242–1249. Retrieved November 03, 2025 from
<https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/77/11-12/1242/42641>
- Nouri, F., Davoudian, A.R., Allen, M.B., Azizi, H., Asahara, Y. Anma, R. and Khodami, M., 2021. Early Cambrian highly fractionated granite, Central Iran: Evidence for drifting of northern Gondwana and the evolution of the Proto-Tethys Ocean. *Precambrian Research*, 362: 106291.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106291>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H. Chiu, H.Y. and Li, X.H., 2014. On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U–Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(6): 2151–2169.
<https://doi.org/10.1002/2014GC005262>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M. Chu, C.H. and Lo, C. H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology*, 306–307: 40–53.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.020>
- Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J. and Harris, K.L., 1995. An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase–melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4), 420–432.
<https://doi.org/10.1007/s004100050024>
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12(79): 79–113. Retrieved November 03, 2025 from
<https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1849677>
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>
- Plank, T., 2005. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46(5): 921–944.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi005>
- Rezeau, H., Moritz, R., Leuthold, J., Hovakimyan, S., Tayan, R. and Chiaradia, M., 2017. 30 Myr of Cenozoic magmatism along the Tethyan margin during Arabia–Eurasia accretionary orogenesis (Meghri–Ordubad pluton, southernmost Lesser Caucasus). *Lithos*, 288–289: 108–124.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.007>
- Rollinson, H.R., 2014. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, UK. 344 pp.
<https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–309.
<https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- Sepidbar, F., Moghadam, H.S., Zhang, L., Li, J.-W., Ma, J., Stern, R.J. and Lin, C., 2019. Across-arc geochemical variations in the Paleogene magmatic belt of Iran. *Lithos*, 344–345: 280–296.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.022>
- Shafaii Moghadam, H.S., Griffin, W.L., Kirchenbaur, M., Garbe-Schönberg, D., Zakie Khedr, M., Kimura, J.-I., Stern, R.J., Ghorbani, G., Murphy, R. and O'Reilly, S.Y., Arai, S. and Maghdour-Mashhour, R. 2018. Roll-back, extension and mantle upwelling triggered Eocene potassic magmatism in NW Iran. *Journal of Petrology*, 59(7): 1417–1465.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>

- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tabbakh Shabani, A.A.T., Delavari Kooshan, M. and Hajiabdolrahim Khabbaz, M., 2017. Geochemistry and Mineral Chemistry of Zeolites Bearing Basic Volcanic Rocks from the Boumehen-Roudehen Area, East of Tehran. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 397–418. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v9i2.49478>
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235(5334): 147–150 Retrieved November 03, 2025 from <https://www.nature.com/articles/235147a0>
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1): 1–16. Retrieved November 03, 2025 from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1996951>
- Vahdati Daneshmand, F., 1997. Geological map of East Tehran 1:100000, 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>
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A. and Bayer, R., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1): 381–398.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11–12): 1513–1533.
<https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Springer Dordrecht, London, 466 pp.
<https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0>
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S. Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392–405.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007>
- Zhao, J.H. and Zhou, M. F., 2009. Secular evolution of the Neoproterozoic lithospheric mantle underneath the northern margin of the Yangtze Block, South China. *Lithos*, 107(3–4): 152–168.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.017>



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2026.1164



Hydrothermal Fluid Evolution based on Stable Isotopes (S, O, D) and Fluid Inclusion studies in the Masjeddaghi Porphyry (Cu-Au) System, NW Iran

Shohreh Hassanpour¹ * , Seyed Javad Moghaddasi² ¹ Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran² Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 01 December 2025
Revised: 22 April 2026
Accepted: 27 April 2026

Keywords

Sulfur
Oxygen and hydrogen isotopes
Fluid inclusion micro
thermometry
Masjeddaghi
NW Iran

ABSTRACT

The Masjeddaghi deposit, located in northwest Iran, comprises a porphyry Cu–Au system, spatially associated with epithermal silica replacement and vein-type mineralization. The intrusion-volcanic complex in the area formed during the early Eocene and consists of quartz–diorite to diorite. Geochemically the diorites have island arc affinities and are enriched in LILE (large-ion lithophile) elements like Y, Th, Rb, Ba, and Cs, due to subduction-related mantle contamination. Primary fluid inclusion in porphyry-hosted veinlets homogenize into both liquid and vapor at temperatures ranging from 189°C to 585°C and yield salinities between 0.3 to 59 wt.% NaCl equivalent indicating fluid boiling and phase separation. The isotopic composition of the fluid ($\delta D = -60$ to -30 ‰, $\delta^{18}O = 4.3$ to 11.9 ‰) suggests a dominantly magmatic origin with limited meteoric water involvement. These results indicate that high-temperature, saline magmatic fluids played a primary role in copper–gold mineralization at Masjeddaghi.

*Corresponding author

Shohreh Hassanpour

✉ hassanpour@pnu.ac.ir

How to cite this article

Hassanpour, Sh. and Moghaddasi, S.J., 2026. Hydrothermal Fluid Evolution based on Stable Isotopes (S, O, D) and Fluid Inclusion studies in the Masjeddaghi Porphyry (Cu-Au) System, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 18(1): 149–169. (in English with Persian abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1164>



©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

Introduction

Porphyry copper systems represent one of the most economically significant sources of copper and gold worldwide and are typically characterized by large halos of zoned alteration assemblages.

The Masjeddaghi porphyry system is located in NW Iran and was selected as a case study due to its extensive, well-exposed alteration halos covering more than 1 km² and the preservation of potassic and propylitic alteration zones to depths of approximately 1000 m (Fig. 1). The geology, alteration and mineralization characteristics of the deposit have been studied extensively by Akbarpour (2005); NICICO (2008); Hassanpour and Rajabpour (2019); Hassanpour et al. (2022); Hassanpour and Alirezaei (2017); Akbarpour (2005) and Atalou et al. (2017). Therefore, the geochemistry, geology and geochronology of the region are well-understood from surface work and drilling (Hassanpour and Alirezaei, 2017; Ebrahimi et al., 2021). These studies established a subduction-related island-arc affinity for the causative intrusions and confirmed the presence of multi-stage hydrothermal activity. However, despite these contributions, the source, evolution, and temporal variation of hydrothermal fluids—particularly as constrained by integrated stable isotope and fluid inclusion data—remain incompletely understood. The mineral assemblages, their zoning, and paragenesis of the hydrothermal minerals, fluid inclusion and hydrothermal evolution history of the porphyry have been studied completely by (e.g Hassanpour and Alirezaei, 2017; Ebrahimi et al., 2021; NICICO, 2008). Combining of these studies with laboratory results have led to improved application for exploration and detecting concealed porphyry ore deposits. All the above exploration and detailed studies on the origin of the deposit are reviewed by Hassanpour and Alirezaei (2017); Hassanpour and Ebrahimi (2023); Ebrahimi et al. (2021) and NICICO (2008) and are references herein.

The genesis of the porphyry system and nature of the hydrothermal fluids (magmatic and meteoric waters) are related to potassic, sericite and advanced argillic alteration assemblages. Based on hydrogen and oxygen isotope studies of porphyry ore deposits in North America, it was proposed that the solutions responsible for development of phyllic alteration were dominated by meteoric waters (Taylor, 1974; Sheppard et al., 1969; Sheppard et al., 1971;

Calagari, 2004; Hassanpour, 2010; Hassanpour et al., 2015; Hassanpour and Ebrahimi, 2023). However, Kusakabe et al. (1990) believed that the fluid responsible for forming phyllic alteration at the Río Blanco and El Teniente deposits in Chile, were magmatic in origin. Hedenquist and Richards (1998) believed that in the Lepanto and Far Southeast deposits (Philippines), K silicates and advanced argillic assemblages shared a magmatic origin and formed at the same time, at about 1.4 Ma. Advanced argillic alteration was thought to originate from a magmatic vapor which condensed into meteoric waters. Phyllic alteration formed about 100,000 years later from magmatic fluids. The evolution from early K-silicate to late sericitic alteration stages correlated with a transition from magmatic fluids under lithostatic pressure with dominantly meteoric water at hydrostatic pressures Hedenquist and Richards (1998). This process probably occurred with changes from discontinuous ductile-brittle fractures to continuous brittle fractures, facilitated by the last intrusion (Gustafson and Hunt, 1975). Sheppard and Gustafson (1976) approved these conclusions with their observations and interpretations of hydrogen and oxygen isotopic compositions.

Petrological study of the Masjeddaghi intrusive shows its meta-aluminous with high K-shoshonitic to calc-alkaline features (Hassanpour and Alirezaei, 2017). Composition of the intrusive rocks are classified as quartz–diorite to diorite, and plot in the island arc field on tectonic discrimination diagrams. The intrusions are enriched in large ion lithophile elements including Y, Ba, Th, Cs and, Rb (LILE) due to contamination of the mantle wedge by crustal material as a result of the subduction-related setting (Hassanpour and Alirezaei, 2017; Davidson, 1996; De Hoog et al., 2001). The depletion of high field-strength element (HFSE) (e.g. Ti and Nb) is significant and is thought to be related to the relatively immobile nature of these elements during partial melting processes subduction zone settings (Hassanpour and Alirezaei, 2017; Brenan et al., 1994; Foley et al., 2000).

This study aims to address by integrating fluid inclusion microthermometry with oxygen, hydrogen, and sulfur isotope analyses from alteration minerals and sulfides across different alteration zones in the area. The primary objectives are to characterize the temperature–salinity evolution of hydrothermal

fluids, constrain the relative contributions of magmatic and meteoric waters, and evaluate the role of fluid processes such as boiling and mixing during copper–gold mineralization. The results provide new

insights into the genetic model of the Masjeddaghi porphyry system and contribute to a broader understanding of fluid evolution in porphyry Cu–Au deposits worldwide

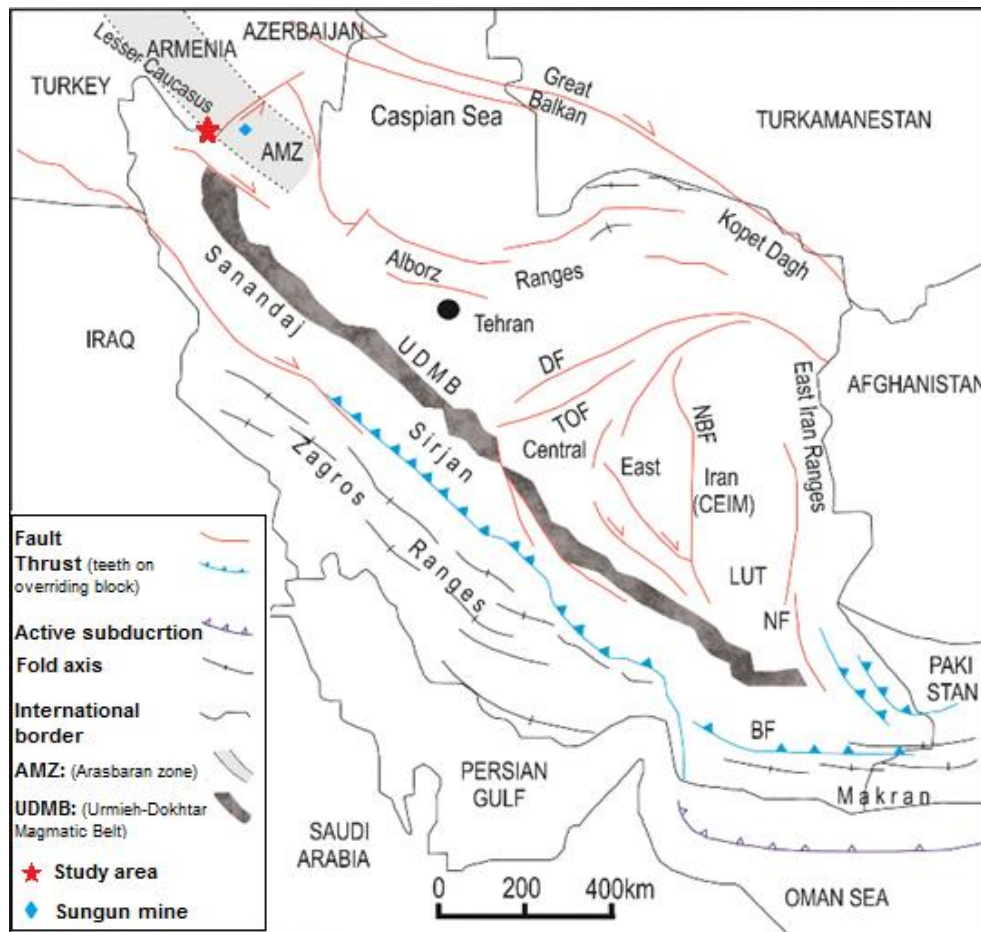


Fig. 1. Structural geology map of Iran, showing the tectonic setting of the Masjeddaghi porphyry Cu–Au (modified after, Stocklin and Setodehnia, 1972)

Geology and Structure

The geological setting of Masjeddaghi is shown in Fig. 2, based on mapping and studies from multiple sources (GSI, 1999; Hassanpour et al., 2022). The southeastern and eastern exposures are dominated by Paleocene andesitic lava flows and associated volcanoclastic rocks that overlie a basement of Permian-Triassic age (Fig. 3A). The central part of Masjeddaghi is composed of a mineralized dioritic stock, dated between 55 and 60 Ma, which constitutes the primary host rock to mineralization (Hassanpour et al., 2022; Fig. 3B). This stock is

intruded by east–west–trending Middle Eocene diorite porphyry that, exhibits granular to porphyritic textures (Fig. 3C). The magmatic activity responsible for these rocks, along with the coeval Cu–Mo–Au mineralization and alteration, occurred at approximately 54 Ma (Hassanpour et al., 2022; Hassanpour and Alirezaei, 2017; Fig. 3D). The diorite porphyry complex contains multiple intrusive units and extends across the study area from north to south. The present study includes samples collected at the surface and from depth in this porphyry system.

West–east trending andesitic dikes that crosscut the diorite mineralized porphyry complex represent a later magmatic event in (Fig. 3C).

Hydrothermal breccia and brecciated diorite porphyry crop out at the surface. The breccia consists

of fragments of diorite porphyry and andesitic cemented by quartz. Silica ledges are present in diorite porphyry and form part of the epithermal system located in the northeastern part of the area (Fig. 3C).

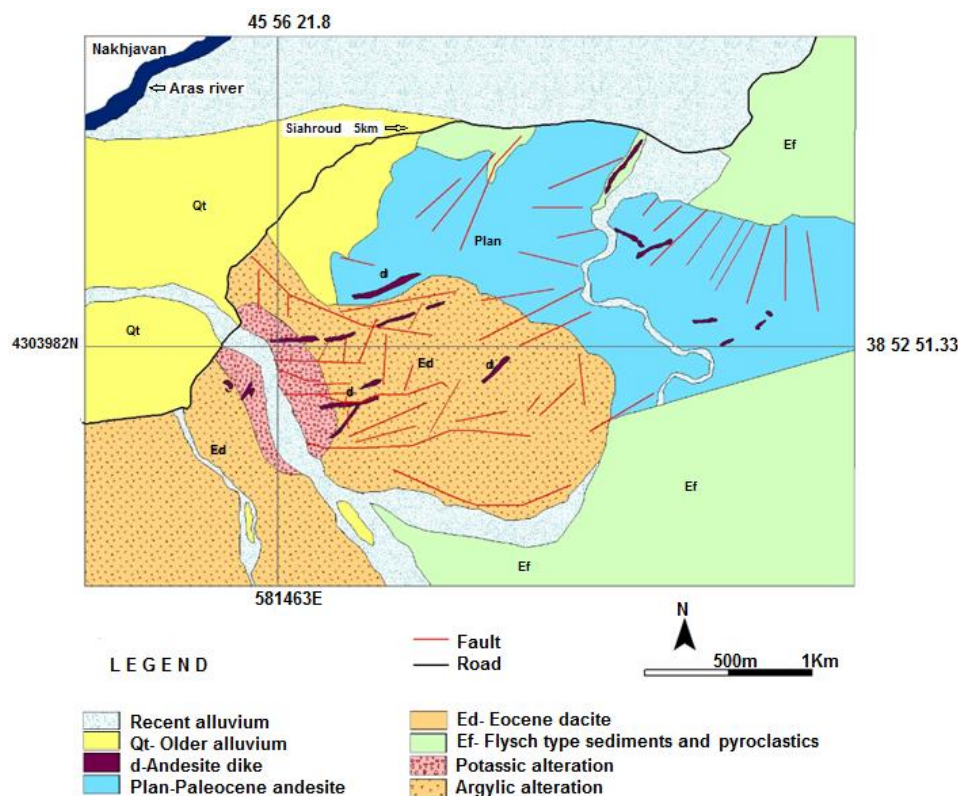


Fig. 2. The geological map of the Masjeddaghi (modified after GSI, 1999) by Hassanpour and Alirezaei (2017)

Alteration and Mineralogy

Potassic and propylitic alteration are the dominant alteration assemblages developed within the Masjeddaghi ore deposit (Fig. 4A). (Fig. 4A). Minor, patchy occurrences of phyllic alteration are locally observed in drill cores within the surrounding andesitic unit. XRD and petrographic analyses indicate that potassic and propylitic alteration are predominantly developed within the diorite porphyry intrusion. The propylitic alteration zone is developed into the andesitic country rocks (Fig. 4B). The widespread exposure of potassic alteration outcrops indicates a deep erosional level, suggesting that the upper parts of the porphyry system have been extensively removed. The diorite porphyry stock is

the main intrusive stock in the Masjeddaghi deposit, and was emplaced in the early Eocene (~54 Ma; Hassanpour and Alirezaei, 2017; Fig. 4A). A range of quartz veinlets and potassic and propylitic alteration occurs within the porphyry stock. The dominant copper mineralization is mainly present in the potassic alteration zone.

Based on microscopic studies, the quartz–diorite to diorite porphyry rocks have porphyritic textures with coarse- to medium-grained plagioclase, quartz, K-feldspar, and amphiboles in association with fine-grained, secondary euhedral biotite crystals (Fig. 4C). Potassic alteration within central drill cores is dominantly composed of secondary hydrothermal biotite, euhedral fine-grained K-feldspar and silica

(Fig. 5A, H, I, J) and is associated with some patches of phyllic alteration (Fig. 5B). Opaque minerals

including pyrite, magnetite, chalcopyrite, and molybdenite occur within this area (Fig. 5C).

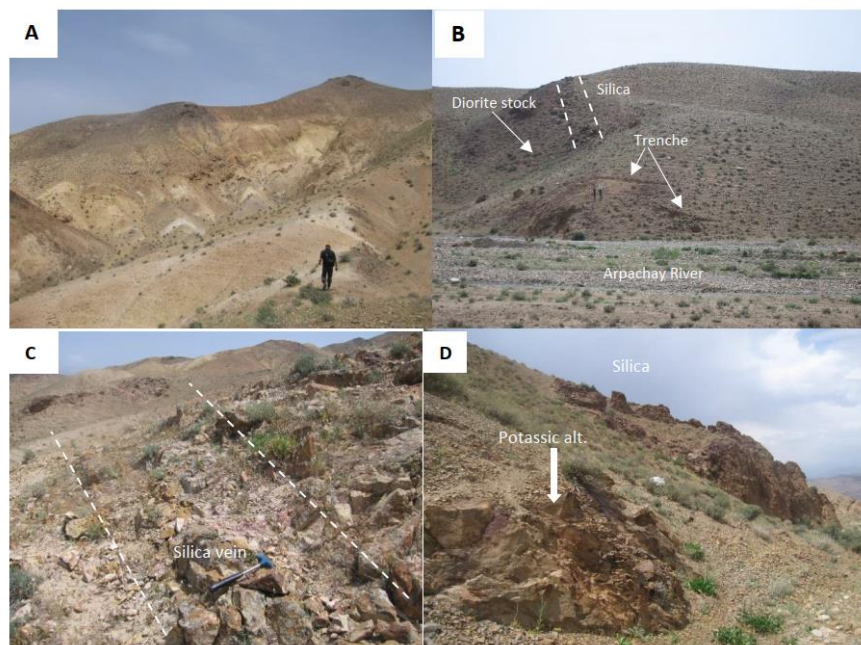


Fig. 3. Some viewpoints of the Masjeddaghi district. A: Andesite volcanic rocks (lavas, pyroclastic, and epiclastic rocks) lied on Permian- Triassic rocks, B: Diorite porphyry stock with silicic veins which form part of an epithermal gold-bearing system. Trenches are located near the base of the hill, C: Silica ledges in the upper part of the Masjeddaghi porphyry system in the north and northeastern parts, and D: Pinkish colored potassic alteration zone in association with stockworks of K-feldspar-quartz veins and veinlets

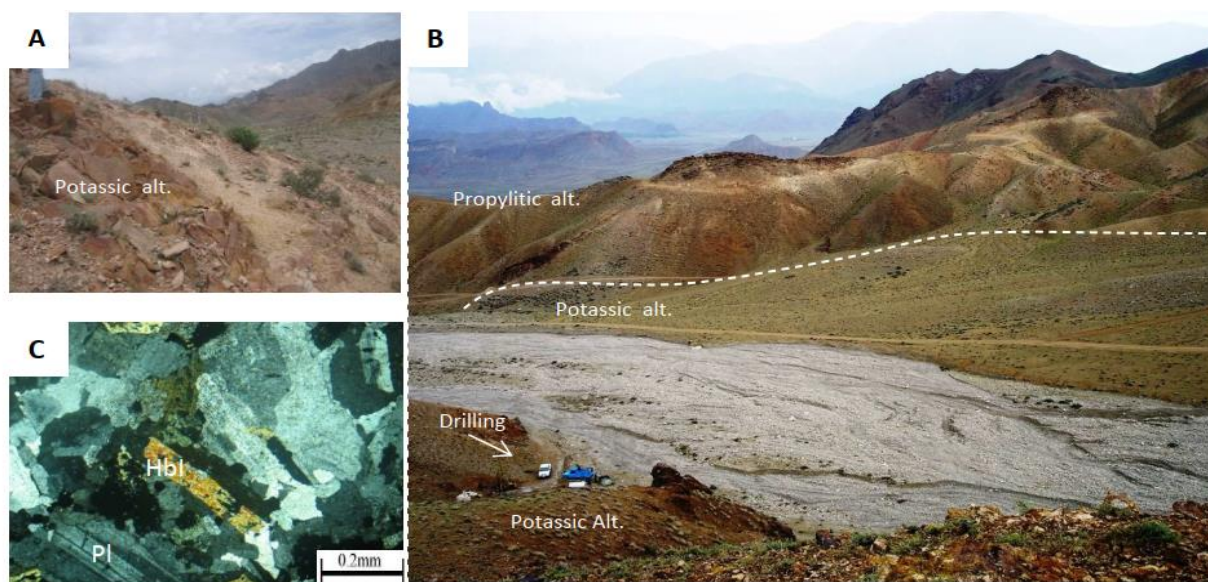


Fig. 4. A: Potassic alteration zone outcrop (pink) in the Masjeddaghi porphyry system, B: The main alteration zones comprise potassic and propylitic alteration in the study area, and C: Microscopic texture of diorite porphyry in the area, composed of plagioclase, quartz and ferromagnesian minerals like, amphibole, biotite and rutile. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, alt: alteration).

The phyllic alteration zone is weakly developed and occurs in patchy form, consisting of sericite replacing primary feldspar. Plagioclase and ferromagnesian minerals are partially or completely replaced by quartz and sericite. Veinlets composed of pyrite or quartz–pyrite–chalcopyrite are associated with molybdenite veinlets, disseminations, and open

spaces fillings (Fig. 5C, D, E, F, and G), comprising up to 20-25 vol. % of the rocks. The propylitic alteration zone crops out along the margins of the ore deposit and is dominated by chlorite, calcite, pyrite and magnetite. Chloritization of ferromagnesian minerals and formation of calcitic veinlets within the stock are the most important processes in this zone.

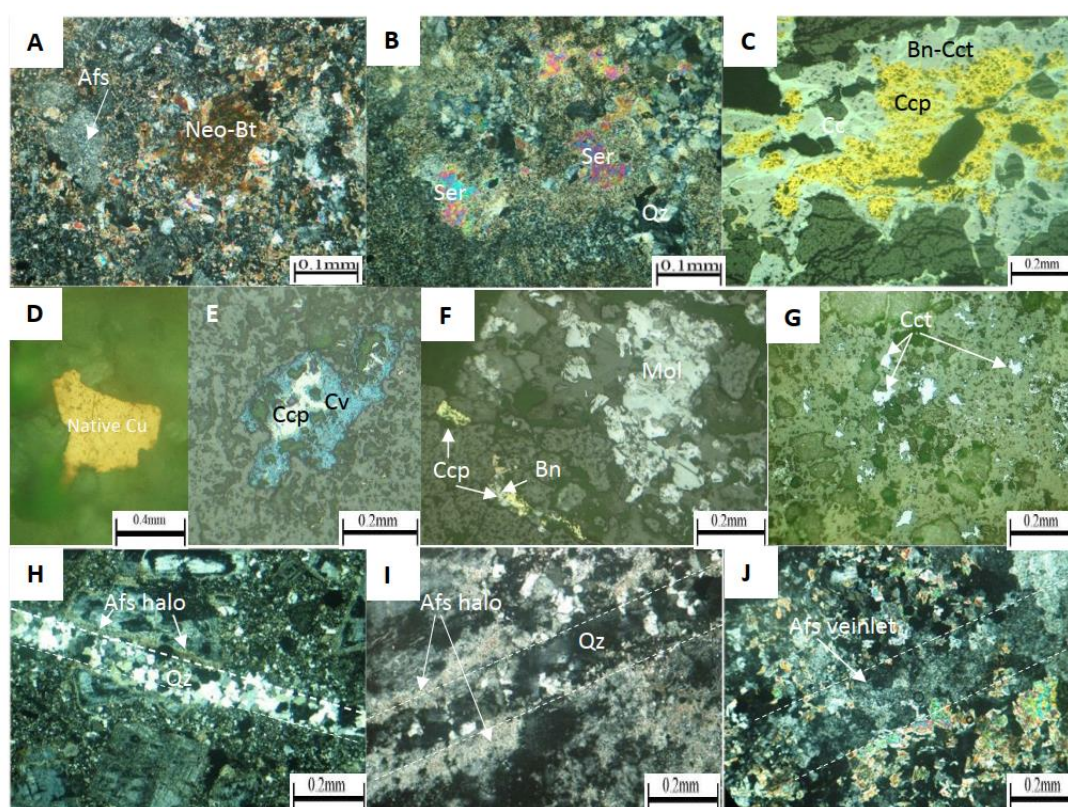


Fig. 5. Photomicrographs A: Potassic alteration with neo-formed biotite, and alkali feldspar as veinlets or dissemination in the Masjeddaghi porphyry system, B: Phyllic alteration as small patches that overprinted potassic alteration zones with sericite, quartz and pyrite, C: Mineralization in the Masjeddaghi porphyry system comprised of bornite, chalcopyrite, and chalcocite, D: Native copper as a rare event in the Masjeddaghi porphyry system, E: Chalcopyrite which is partly altered to covellite, F: Bornite, chalcopyrite and molybdenite, G: Primary chalcocite in the Masjeddaghi porphyry system, H: A type veinlet in the study area, a quartz veinlet that is surrounded by K-feldspar haloes, I: A quartz veinlet with K-feldspar haloes, and J: K-feldspar halo around the veinlet with sericite in the matrix overprinting potassic alteration. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Neo-Bt: Neo-biotite, Ser: Sericite, Qz: Quartz, Bn: Bornite, Ccp: Chalcopyrite, Cct: Chalcocite; Cv: Covellite, Mol: Molybdenite, Cu: Copper).

Quartz veins

According to crosscutting relationships of veinlets, most of the types of veinlets which are identified in typical porphyry systems are present associated with mostly potassic, silicic and phyllic alteration zones, respectively (Fig. 5H, I and J): (i) A type quartz

veinlets associated with potassic alteration, (ii) B type quartz veinlets composed of pyrite + quartz + chalcopyrite $\pm$ molybdenite within phyllic alteration zones (iii) C type quartz veinlets dominated by pyrite, being identified in the potassic and phyllic alteration zones, (iv) D type quartz veinlets

containing anhydrite and minor amounts of pyrite, observed mainly near the dioritic porphyry stock. These veinlets vary from around 1 millimeter to several millimeters in thickness. Sulfide minerals and quartz within these veinlets commonly contain abundant fluid inclusions and were therefore selected for microthermometry analysis. Fig. 5 represents mineralization stages and the paragenetic sequence of the mineralization in the Masjeddaghi porphyry system.

Samples and Analytical Methods

In order to understand the physicochemical nature of ore formation, fluid inclusion studies were conducted on double-polished thin sections of the samples which contain sulfide-rich quartz veinlets in potassic alteration in outcrops and/or drill holes in the Masjeddaghi porphyry system. Fluid inclusion studies were carried out in Mineralogical Laboratory in Advanced Research Center for Ore Materials (ARCOM) in Karaj city, Iran. We have also used a few of the fluid inclusion results from the phyllic alteration zone carried out by (Ebrahimi et al., 2021; ten double polished sections). In this research, fluid inclusion microscopic study was conducted on five samples from potassic alteration and five samples from phyllic alteration zones using an Olympus microscope. Microthermometric analyses were carried using a Linkam THMS600 heating and freezing stage system. The instrument accuracy is ± 0.1 °C, and the heating range is from -180 to $+600$ °C. The equipment consists of two TP94 LNP cooling and heating controllers, nitrogen (for freezing) and water tanks (to cool from high temperatures). Measurements on two phase halite-bearing fluid inclusions included homogenization temperatures of liquid and vapor phases or Th (LV) and temperatures of halite dissolution Th (NaCl), that the concentrations of NaCl and KCl were estimated using eutectic temperatures (T_e) (IMPRC, 2026). The density of fluid inclusions were calculated based on Zhang and Frantz (1987). For the study of hydrogen, oxygen, and sulfur isotope compositions, twelve representative samples of pyrite, chalcopyrite, and biotite were carefully separated from potassic alteration and five samples of sericite were obtained from phyllic alteration zones. To determine the origin of fluids in the Masjeddaghi deposit, twenty-two samples were selected based on detailed microscopic examination

and carefully hand-picked using a binocular microscope in Tehran, Iran. The samples were then ground to 20 mesh and washed with distilled water in preparation for isotope analysis. At Queen's University, Canada, the samples were analyzed for sulfur, oxygen, and hydrogen isotopes. Hydrogen and oxygen isotopic measurements are performed on ten biotite and sericite samples from the potassic and phyllic alteration zones, respectively, using a Finnigan Delta Plus XL mass spectrometer with a dual-inlet Gas Bench II. The results for oxygen and hydrogen are expressed as $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in per mil (‰) relative to the V-SMOW standard. All measurements had an analytical precision of better than $\pm 0.1\%$ (1σ).

Mass spectrometric analysis of twelve sulfide samples (eight pyrite and four chalcopyrite) was conducted using a Delta C Finnigan MAT continuous flow isotope ratio mass spectrometer. The sulfur isotope composition is reported in standard $\delta^{34}\text{S}$ notation, representing per mil (‰) deviations from the Vienna-Canyon Diablo Troilite (V-CDT) standard. Analyses were performed at the Queen's University Lab.

Results

Fluid inclusions

Fluid inclusion studies

The thermodynamic conditions of the deposit were constrained using fluid inclusion studies on quartz from veinlets in the phyllic and potassic alteration zones. Microthermometric analyses were carried out on primary fluid inclusions. Their shapes were elongated, irregular, and rounded which are features of primary inclusions according to Shepherd et al. (1985) and Roedder (1984). Three types of fluid inclusions were identified in Masjeddaghi: (1) liquid rich (LV; Fig. 6A, C, and E), (2) halite bearing liquid rich (LVHa) (Fig. 6B) (3), and multiphase (LVS) (Fig. 6D and F) inclusions. However, some single phase liquid and vapor-rich CO_2 bearing fluid inclusions are also observed in potassic and phyllic alteration zones.

In this research, fluid inclusion microthermometry was conducted on multiphase LVS, primary LV, and LVHa fluids (Fig. 6), and also incorporates data modified after Ebrahimi et al. (2021). Two phase LV inclusions ($L > V$; with sizes between 11 to 15 μm) were homogenized to liquid in all quartz vein types. LVHa inclusions range from 11 to 13 μm in size and

contain daughter minerals such as halite, sylvite and anhydrite and opaque minerals like (chalcopyrite, hematite) (Ebrahimi et al., 2021).

The presence of chalcopyrite and other opaque daughter minerals indicates that the inclusions contain samples of metal-bearing hydrothermal fluids.

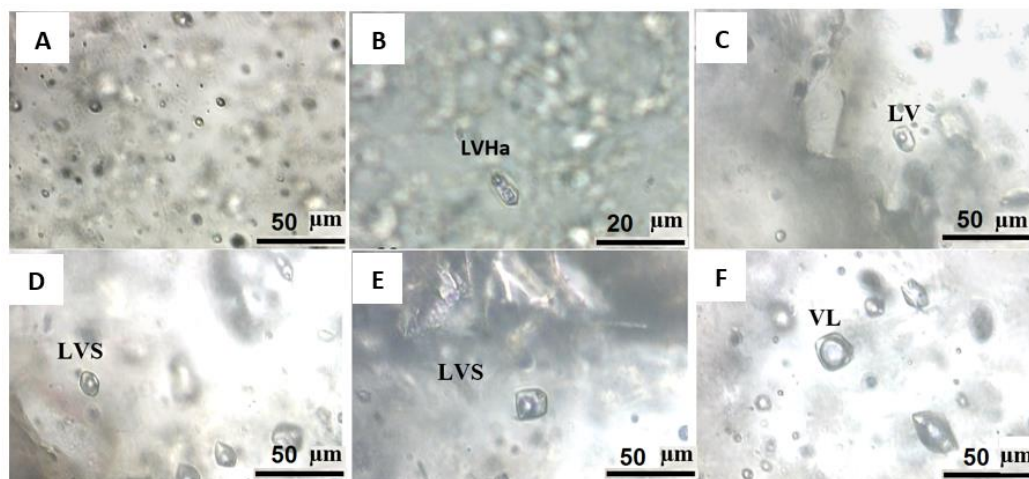


Fig. 6. Type of fluid inclusions and assemblages at Masjeddaghi porphyry system. A: Some secondary liquid rich halite bearing liquid-rich? (LVHa) inclusions, B: primary liquid rich and halite bearing inclusions (LVHa), C: Primary liquid rich inclusions (LV), D and E: primary multiphase (LVS) inclusions of clearly visible halite daughter minerals, and F: the existence of primary vapor-rich and liquid-rich fluid inclusion assemblages indicated boiling conditions

Fluid inclusions micro-thermometry

Micro-thermometric data collected from different stages of mineralization are presented in Table 1; Figs. 7 and 8. All inclusions (23 inclusions) studied in mineralized rocks are in quartz veinlets. The homogenization temperatures of primary LV fluid inclusions range from 189 to 222°C with an average of about 200°C and one LV had a homogenization temperature of >550°. Calculated salinities for these LV inclusions range from approximately 2.5 to 3.78 wt.% NaCl equivalent. Multiphase inclusions (LVHa and LVS) homogenized by halite dissolution ($T_{h(NaCl)}$; Table 1; Fig. 6B) at 192°C to 585 °C with an average of 388°C. The salinities in this group are about >0.3 to 59 wt.% NaCl equivalent. The salinities of LVS inclusions were calculated by using of dissolution temperature of halite daughterminerals. The alinity of multi-phase LVS fluid inclusions ranges between 20 and 59 wt.% NaCl equivalent (Fig. 6D; Fig. 7A and B).

Oxygen and hydrogen isotopes

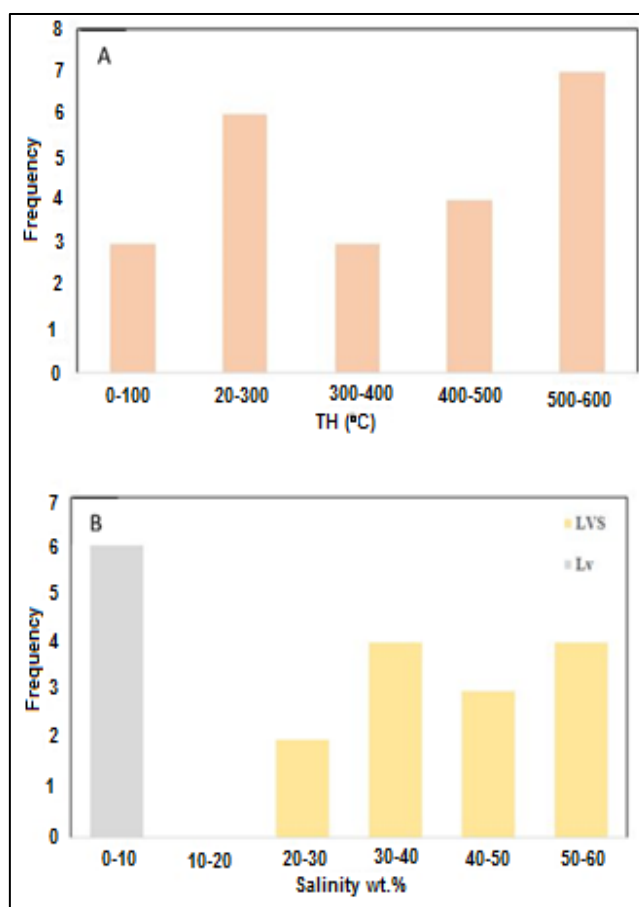
Oxygen and hydrogen isotopes provide key

constraints on the sources and evolution of hydrothermal fluids (e.g. Dilles, 1992). Ten samples from surface and drill holes number 1 and 2 were selected for sericite and biotite analysis and the oxygen and hydrogen isotope data are presented in Table 1.

The $\delta^{18}O$ values were calculated using mean values of the homogenization temperatures of fluid inclusions in this study. The biotite samples yield $\delta^{18}O$ values ranging from 3.0 to 7.2 ‰ (average 5.1‰) and δD values from -91 and -68‰, (average -79 ‰). Calculated $\delta^{18}O$ values for fluids in equilibrium with biotite range from 1.8 to 6.2‰ (Table 2; Zheng, 1993; Bottinga, and Javoy, 1975). The sericite samples showed $\delta^{18}O$ values ranging from 19.6 to 9.4‰ (average 8.8‰) and their δD values vary between -83 and -54‰ with average of about -70.8‰. Calculated isotopic composition for fluids in equilibrium with sericite have δD_{H_2O} values -60 to -31‰ (Suzuoki and Epstein, 1976) and $\delta^{18}O_{H_2O}$ values vary from 8.7 to 18.2‰ (Zheng, 1993; Table 2).

Table 1. Oxygen and hydrogen analysis data from Masjeddaghi porphyry system

Sample	Mineral	T	Yield	$\delta^{18}\text{O}(\text{VSMOW})$	^{18}O	Wt.%H ₂ O	$\delta\text{D}(\text{VSMOW})$	^2D
Msj2	Sericite	270	6.8	12.4	11	1	-60	-37
Msdgx	Biotite	420	12.8	3.9	1.8	2.5	-91	-53
Msdggi5	Sericite	270	15.1	19.6	18.2	4	-54	-31
Msdg15	Biotite	420	13.1	6	3.9	7.1	-68	-30
Msdg14	Sericite	270	14.4	10.8	9.4	3.1	-83	-60
Mad-02-309	Sericite	300	15.3	12.6	11.9	4.4	-63	-40
Mad-02-392	Biotite	500	13.1	6.7	4.3	3.7	-75	-41
Mad-02-55	Biotite	450	13.6	8.6	6.2	5	-83	-49
Mas-01-118	Biotite	500	13.2	7.2	4.8	3.6	-74	-39
Mas-01-118	Sericite	380	14.8	9.4	8.7	0.6	-68	-45

**Fig. 7.** Histograms of homogenization temperatures A: and salinities, and B: for fluid inclusions in different quartz veinlets from the Masjeddaghi porphyry system

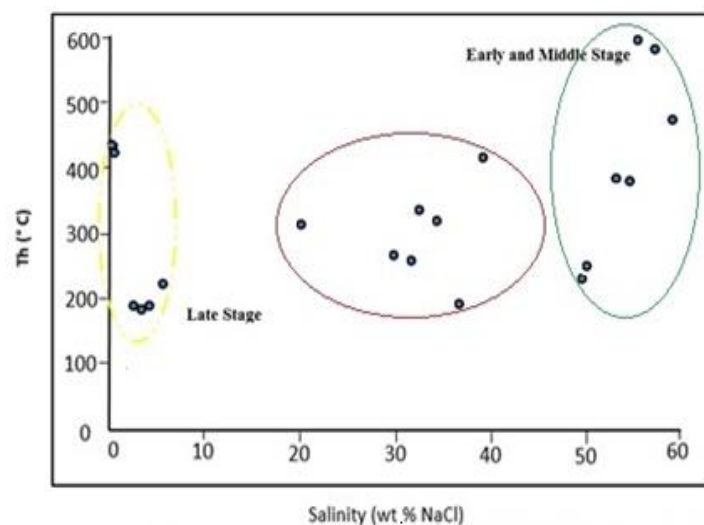


Fig. 8. Homogenization temperature vs. salinities histogram for primary fluid inclusions from the Masjeddaghi porphyry system

Table 2. The results of sulfur studies in Masjeddaghi porphyry system

Lab. Code	Sample	Mineral	Approx%S	d34S(CDT)	$\delta^{34}\text{S}$
Sh-540	Msj-01-175.30	Py	42	3.7	3.1
Sh-1004	Mad-01-356.85	Cpy	45	0	-0.1
Sh-1007	Mad-03-148.30	Py	72	2.2	1.6
Sh-1008	Mad-02-405.20	Py	16	1.6	1
Sh-1010	Mad-01-159.50	Cpy	32	0.2	0.1
Sh-1013	Mad-02-349.20	Py	59	1.7	1.1
Sh-1015	Mad-02-260.70	Cpy	48	1.8	1.7
Sh-1021	Mad-01-383.90	Py	11	1.9	1.3
Sh-1025	Mad-03-262.40	Cpy	46	-0.9	-1
Mad06-254	mad06-254	Py	39	-2	-2.6
Mad09-273	mad09-273	Py	64	2	1.4
Mad09-608	mad09-608	Py	65	-1.2	1.8

Sulfur isotopes

Twelve samples (pyrite and chalcopyrite) from the depth of the Masjeddaghi porphyry system from drill holes 1, 2, 3, 6, and 9 were analyzed for sulfur isotope composition (Table 2). The value of $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides (CDT) ranges from -2 to 3.7‰. Calculated

fluid values for eight samples of pyrite in equilibrium with H_2S yielded $\delta^{34}\text{S}$ values between 3.1 and -2.6 ‰ whereas calculated fluid values for four samples of chalcopyrite in equilibrium with H_2S yielded $\delta^{34}\text{S}$ values between 1.7 and -1‰ (Ohmoto and Rye, 1979).

Four of the sulfur isotope samples are from borehole 1, three samples from borehole 2, two samples from each of boreholes 3 and 9, and one sample from borehole 6 were analyzed. Results from in boreholes 1, 2, and 3 show decreasing $\delta^{34}\text{S}$ with increasing depth in the boreholes.

The samples from borehole number 9 from the edge of the deposit near the propylitic alteration zone, have elevated $\delta^{34}\text{S}$ values, considering the location of boreholes 1, 2, and 3 in the center and borehole 9 on the edge of the ore deposit, the comparison of above data shows that the $\delta^{34}\text{S}$ values increases, considering the distance from the center of the ore deposit. Hence, the overall trend in the sulfur isotope composition shows decreases from top to the bottom and increases towards the edges.

Discussion

Fluid evolutions

Based on microthermometry analysis, quartz veinlets from deeper sections of the potassic alteration zone contain fluid inclusions with higher homogenization temperatures than those found in shallower veinlets. The range of homogenization temperatures and salinities measured from multiphase and two-phase fluid inclusions in the Masjeddaghi porphyry system is consistent with data from other giant porphyry copper systems (Wilkinson, 2001; Landtwing et al., 2010). Ebrahimi et al. (2021) further notes a strong similarity between the microthermometry data from Masjeddaghi and the Sungun mine.

Petrographic and microthermometric studies were conducted on liquid-vapor (LV) and liquid-vapor-solid (LVS) fluid inclusions from quartz and sulfide veinlets in potassic and phyllic alteration zones. The data indicate homogenization temperatures of 189–585°C and salinities of 0.3–59 wt.% NaCl equivalent. Petrographic analysis confirmed a lack of post-entrapment modification (e.g., necking down or stretching) in the halite-bearing inclusions. The spatial coexistence of high-salinity inclusions with liquid-rich and vapor-rich inclusions within the same assemblages is interpreted as primary evidence for fluid immiscibility and boiling during entrapment. (Hedenquist and Richards, 1998; Beane and Bodnar, 1995).

Based on homogenization temperature–salinity relationships, three distinct groups of fluids are identified within the Masjeddaghi system: (i) moderate to high temperature, high salinity fluids, (ii)

moderate temperature, moderate to high salinity fluids, and (iii) low to high temperature, low salinity fluids (Fig. 8). In this area multiphase saline fluid inclusions are similar to those in many giant porphyry systems (e.g., Roedder 1984; Cloke and Kesler, 1979), and emphasizes the presence of the high salinities and high temperatures are consistent with a magmatic resource. These fluids likely underwent boiling and were subsequently redistributed along late-stage microfracture networks. This evolution may have been influenced by variable contributions from magmatic fluids and circulating meteoric waters during progressive uplift and depressurization. (Canet et al., 2011; Dubessy et al., 2003).

In a discriminate diagram from Pirajno (2009) which has been used to explore effective ligands for metal transportation in the Masjeddaghi porphyry system. According to Fig. 9, the average measurements of the most fluid inclusions plot in the field of dominant chlorine complexes, and accordingly it could be concluded that Cl^- , HS^- and SO_4^{2-} complexes transported copper, gold and probably other elements in this porphyry system.

The mineralization process, as detailed by Wilkinson (2001), migrated from a porphyry to an epithermal setting, reflected in fluid inclusion data. Analysis reveals an inverse relationship between homogenization temperature and fluid density, and a direct relationship between salinity and density. Fluid inclusions from the potassic alteration zone display higher salinities and calculated densities ($>1.0 \text{ g/cm}^3$) compared to inclusions from the phyllic zone, which show lower density values ($0.74\text{--}0.9 \text{ g/cm}^3$).

Because of this phase separation, the homogenization temperatures are considered final trapping temperatures without need for pressure correction (Wilkinson, 2001; Roedder and Bodnar, 1980).

The pressure and depth of mineralization can be constrained through microthermometric analysis of fluid inclusions, with methodologies differing for inclusions trapped during boiling versus non-boiling conditions. Inclusions formed without boiling provide a minimum pressure constraint (Rusk et al., 2008), whereas those from boiling assemblages yield more accurate trapping pressures, as their homogenization directly reflects the pressure at the time of entrapment (Roedder and Bodnar, 1980).

Integration of microthermometric data with experimental NaCl–H₂O phase equilibrium allows estimation of trapping pressures for different stages of mineralization. This corresponds to a depth of ~1.5 km in a hydrostatic system. Subsequent stages show progressive shallowing: the middle stage (avg. Th = 266°C, 30 wt. % NaCl eq.) equilibrated at ~1 km depth, and the late stage (avg. Th = 280°C, 2.3 wt. % NaCl eq.) at <1 km.

Interpreting these pressures in terms of depth requires selecting a geological model. Assuming a lithostatic pressure regime results in depths of 1 km, 0.5 km, and <0.4 km for the early stage, middle stage, and late stage, respectively. Conversely, a hydrostatic model places these events at 1.5 km, 1.2 km, and <1.0 km (Fig. 10).

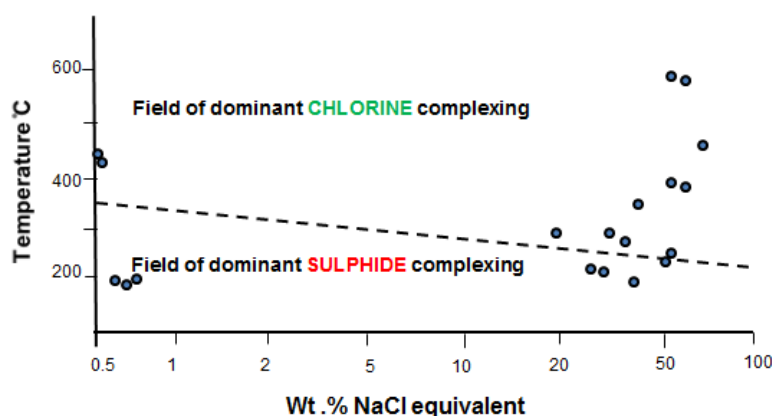


Fig. 9. Temperature vs. salinity diagrams to determine the effect of complexes (anion) transporting elements (Pirajno, 2009). According to the diagram, HS⁻, SO₄²⁻, Cl⁻ and HCl⁻ complexes were important factors of metal transportation in the Masjeddaghi porphyry system.

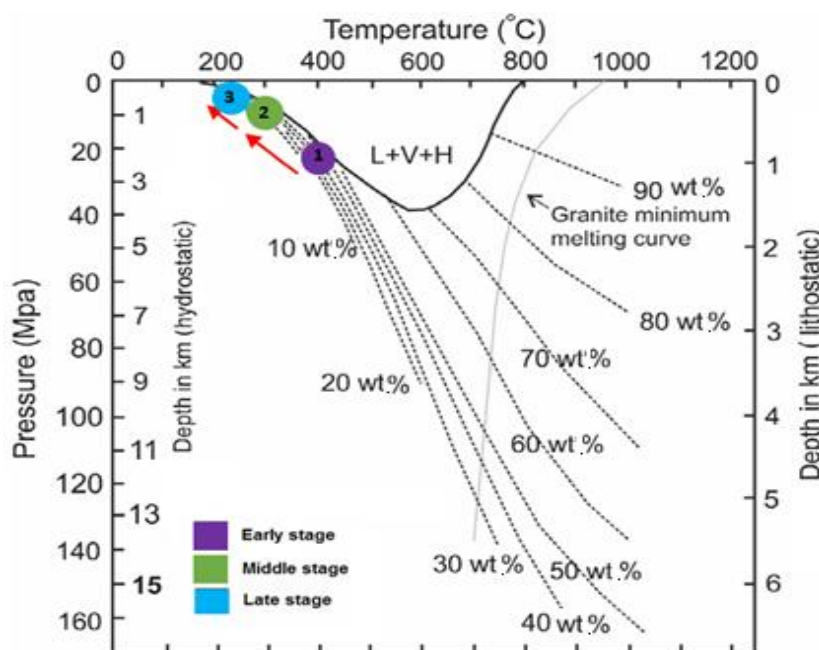


Fig. 10. Pressure and temperature diagram which shows phase relationships in the NaCl–H₂O system at hydrostatic and lithostatic pressure (Fournier, 1999). V, vapor; L, liquid; H, halite in the Masjeddaghi porphyry system. Dashed lines are contours of constant NaCl wt.% that dissolved in brines. Location of fluid inclusion assemblage in several stages have been plotted in this diagram.

Based on the research of [Ebrahimi et al. \(2021\)](#), two phase fluid inclusions with low salinities showed homogenization temperatures (T_h (L-V)) between 190°C and 470°C, with corresponding minimum pressures ranging from approximately 120 to 440 bars. They also identified halite-bearing (VLS-type) inclusions with higher T_h (L-V) values of 300°C to 600°C, which yielded pressures between 110 and 700 bars. These pressure data were interpreted to represent estimated depths of 0.5 to 3 km under lithostatic conditions.

Consequently, for considering the position of the potassic zone in the deep central part of a porphyry system, lithostatic pressure in the potassic zone far exceeded that in the phyllic alteration zone (the patchy alterations into andesitic country rock). Therefore, a wide range of pressure indicated by the multiphase and two phase fluid inclusions can be ascribed to a high rate of uplift and erosion in the main section in the system leading to exposure of the potassic alteration zone at surface, and trapping of two phase fluid inclusions of at lower temperature and salinity at shallower depth.

The abundance of crosscutting quartz microveinlets further indicates repeated episodes of hydraulic fracturing, consistent with episodic fluid overpressure release during porphyry evolution. The estimated mineralization depth for this deposit is approximately >0.5 to 3 km, which aligns with the typical range of 1 to 5 km for global porphyry systems ([Ebrahimi et al., 2021](#); [Pirajno, 2009](#)). This is consistent with the general model that copper porphyry systems form at depths of 1.5 to 4 km ([Sillitoe, 1973](#)).

Fluid origin and evolution (Oxygen and hydrogen isotope data)

Different processes may affect isotopic composition of minerals in magmatic–hydrothermal fluid systems such as exsolution ([Taylor, 1992](#)), phase separation ([Shmulovich et al., 1999](#)), partial differentiation in all systems, fluid mixing or changes in temperatures or salinities ([Horita et al., 1995](#)). The intensity of hydrogen isotope fractionation to the magma differentiation ratio and the δD values of hydroxyl minerals, reflects the main fluid composition ([Deering et al., 2012](#)). Therefore, δD values of hydroxyl minerals such as biotite can be used as an indicator to determine the origin of the fluid. The δD values of hydrothermal biotites from porphyry copper deposits and magmatic waters from

granodiorites vary from –30 to –60 ‰, and –40 to –80 ‰, respectively ([Taylor, 1974](#)). Factors that control the δD values of minerals are chemical compositions, temperatures of formation and/or the δD value of the fluids ([Taylor, 1979](#)).

Biotite of magmatic origin typically exhibits δD values between –60 and –100 ‰ ([Kyser and O'Neil, 1982](#)). At the Masjeddaghi porphyry system, biotites from the potassic alteration zone display δD values of –89 to –82 ‰ and $\delta^{18}O$ values of 2.3 to 3.7 ‰, which aligns with this magmatic range. The depleted δD signatures are interpreted as evidence that the hydroxyl minerals formed from a magmatic vapor that had undergone extensive degassing ([Taylor, 1986](#)). Isotopic studies indicate that in a crystallizing magma, the residual fluids become progressively depleted in deuterium. Then the process can play a key role in degassing and the subsequent formation of hydroxyl-bearing minerals during the system's final stages ([Harris et al., 2015](#); [Taylor et al., 1983](#)). Consequently, magma degassing provides a viable explanation for both the observed δD depletions and other geochemical variations in the potassic alteration zone in a porphyry system ([Harris et al., 2015](#)).

Magma degassing in the potassic zone can deplete residual fluids in δD ([Hedenquist and Richards, 1998](#); [Richards et al., 1998](#)). The depleted values of δD measured in biotites of the potassic zone therefore indicate that extensive volatile loss from the magma system coincided with biotite crystallization ([Harris et al., 2015](#); [Ebrahimi et al., 2021](#)).

δD depletion in minerals from the potassic alteration zone have been reported Yukon deposit in Canada, which is interpreted as a mixture of ancient meteoric source and saline, high temperature fluids ([Sheppard and Taylor, 1974](#); Selby and Creaser, 2001; [Harris et al., 2015](#)). The depletion trend observed in the Masjeddaghi system can be explained by the injection of high-temperature and saline magmatic waters within the hydrothermal porphyry system, a process supported by [Shmulovich et al. \(1999\)](#). Furthermore, the δD values of biotites in the deposit, which range from –82 to –89 ‰, are consistent with a magmatic water origin. These values can be modeled using the equation from [Suzuoki and Epstein \(1976\)](#), which describes the hydrogen isotope fractionation between biotite and water during mineral formation (Figs. 11 and 12).

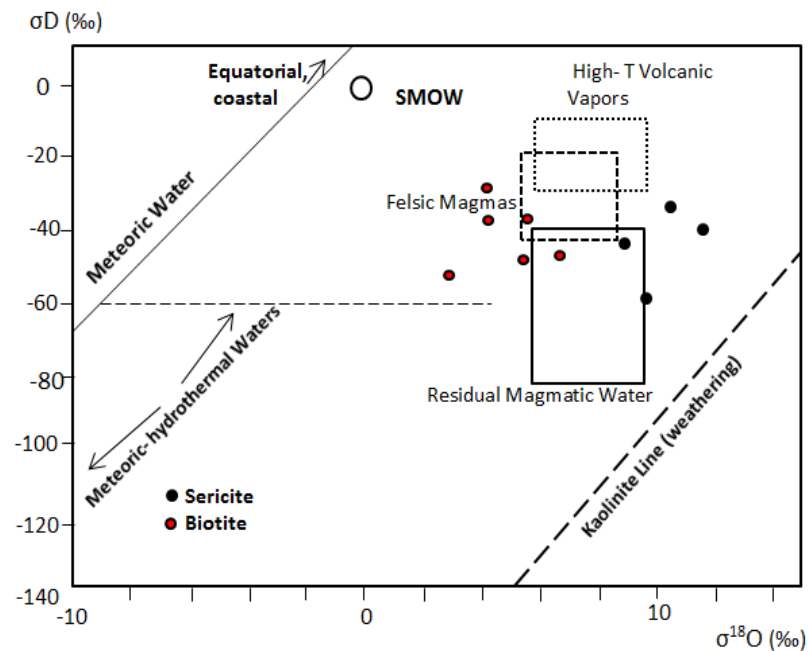


Fig. 11. Plots of $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD data for sericite, quartz and biotite in the Masjeddaghi porphyry system. (Modified after Sheppard et al., 1971), meteoric water line after Craig (1961) and kaolinite line after Savin and Epstein (1970)

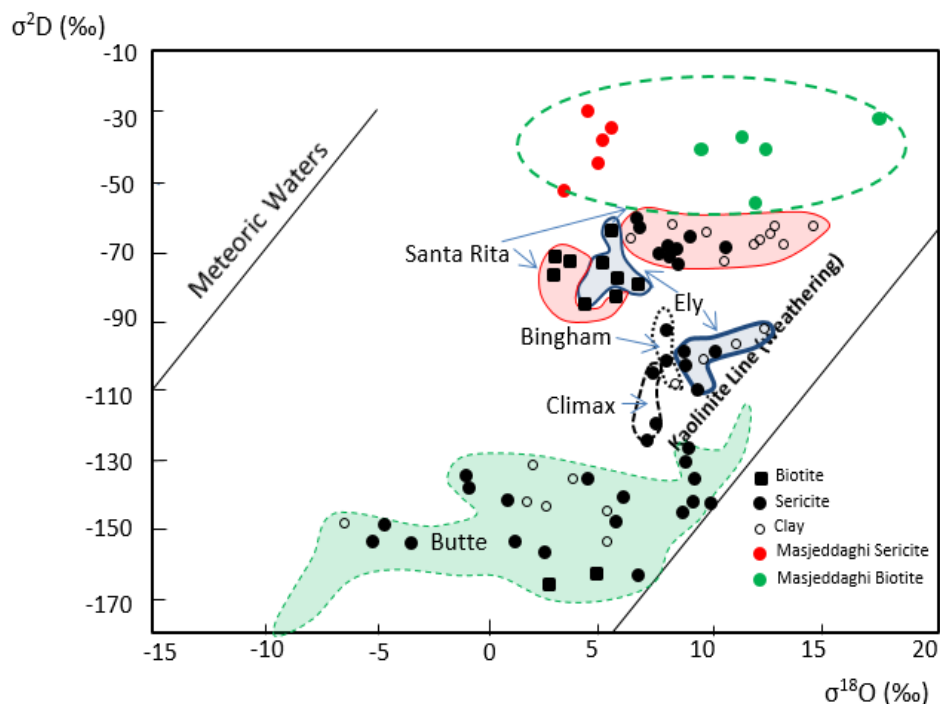


Fig. 12. Plot of δD versus $\delta^{18}\text{O}$ for sericite and biotite in the Masjeddaghi porphyry system and some giant porphyry systems. Modified after Sheppard et al. (1971) Oxygen and hydrogen and isotope ratios from above systems. Economic Geology 66: 515-542. Data for Butte are from Sheppard and Taylor (1974). Data for hypogene clays in porphyry systems are from Sheppard et al. (1969) and Savin and Epstein (1970). The meteoric water line (Craig, 1961) and kaolinite line (Savin and Epstein, 1970) shown for references. All are in Pat Shanks (2014).

Like other porphyry copper deposits, copper deposition at the Masjeddaghi porphyry system occurred in a variety of temperatures from the early potassic zone with temperatures over 580°C in diorite porphyry to surficial (patchy phyllic) alteration with temperatures ranging from 200 to 300°C in andesitic country rocks (Ebrahimi et al., 2021). Hydrogen isotope compositions of biotite from potassic alteration are interpreted to record the high-temperature magmatic-derived fluid population identified in fluid inclusions, whereas hydrogen isotopes of sericite from phyllic alteration reflect later, cooler fluids that experienced greater dilution and/or mixing.

In this research it is clear that high temperature, saline fluids had a major role in mineralization in central potassic alteration zone. Therefore, the high-temperature, high-salinity inclusion populations interpreted as boiling/immiscibility in the potassic zone are consistent with a dominantly magmatic-derived fluid reservoir inferred from biotite δD and $\delta^{18}O$ signatures.

Existence of sulfide minerals in alteration zones from many porphyry systems indicate a dominant source of metals from magma rather than country wall-rock sources. However, the analysis of stable isotopes demonstrates that the mixing and dilution of the magmatic fluid system with meteoric fluids was a

terminal event in the hydrothermal system's evolution. This mixing occurred subsequent to the main copper mineralization event and only after temperatures had fallen below 200°C (Harris et al., 2015).

Fluid inclusions in quartz, as well as sulfur isotope results from the Masjeddaghi, indicate the existence of magmatic fluid sources with dilutions by meteoric water (because of its genesis), which has resulted in moderate to high salinities (40 NaCl equiv. wt.%), and sulfur isotope composition near zero per mil (-2.6 to +3 ‰). The recorded ranges of temperature, salinity, and sulfur isotope values at Masjeddaghi are consistent with those documented in global porphyry systems. The mineral assemblage, which is rich in sulfide minerals like chalcopyrite, pyrite, and enargite, further confirms a porphyry-type deposit. The main stage of copper mineralization is characterized by an abundance of chalcopyrite and pyrite, along with secondary copper-bearing minerals. In such systems, ore-forming fluids are typically a mixture of magmatic and meteoric waters, created when magmatic vapors or brines mix with shallow groundwater. Paragenetic analysis of the Masjeddaghi system indicates that magmatic fluids were the dominant component throughout its formation (Fig. 13).

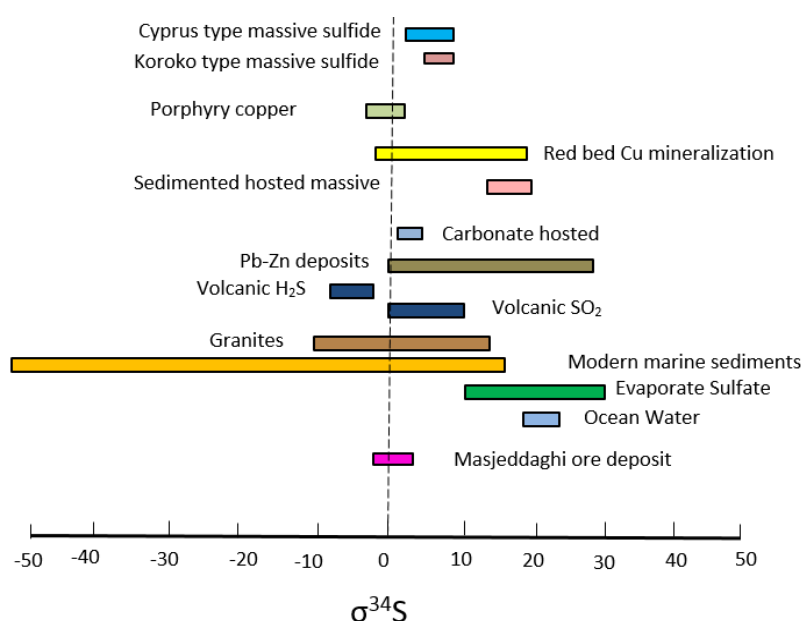


Fig. 13. $\delta^{34}S$ values of sulfide minerals from the Masjeddaghi porphyry system compared with typical ranges from other hydrothermal deposit types, illustrating the near-zero sulfur isotope signature characteristic of magmatic sulfur.

Conclusions

The Masjeddaghi porphyry system is hosted by an early Eocene diorite–diorite porphyry complex and is characterized by dominant potassic and propylitic alteration, with minor, patchy phyllic–silicic alteration. The Masjeddaghi porphyry system contains copper mineralization primarily within dominantly potassic and patches of phyllic alterations. Mineralization formed in K-feldspar, quartz stockworks, quartz veinlets, and disseminations, found in the dioritic porphyry stock and the surrounding andesitic country rocks.

The LVS fluid inclusions with high temperatures (average of T_m NaCl 400 °C) and high salinities (up to of 54 wt.% NaCl equivalent) exist in the potassic alteration zone, that indicate these alterations and association of Cu–Mo mineralization formed by a saline and high temperature fluid with a mostly magmatic origin. Homogenization temperature, salinities, pressures and densities although variable in the potassic alteration are higher than in the silicic–phyllic alteration zone.

Calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values for alteration minerals are most consistent with a dominantly magmatic-derived hydrothermal system. In the Masjeddaghi porphyry, the combined fluid inclusion and isotope datasets suggest that ore-forming fluids were dominantly magmatic-derived, with increasing evidence for dilution and/or mixing with meteoric water during later phyllic–silicic stage evolution. This is evidenced by the silicic–phyllic alteration zone, which formed at temperatures between 300° and 400°C and exhibits stable isotope signatures of low δD values (–60 ‰) and moderate to high $\delta^{18}\text{O}$ values (8.7 to 11.9 ‰). The $\delta^{34}\text{S}$ values can be another event which increases, from the center of the porphyry system to the edge and decreases from top to the bottom, and are in consistent with typical porphyry copper systems. Together, all these results support a porphyry-style genetic model in which high-temperature saline magmatic fluids were the primary agents of Cu–Au mineralization, followed by late-stage fluid evolution during uplift and erosion.

Conflict of Interest

The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgment

This research was funded by “Exploration

Department” at NICICO (National Iranian Copper Industries Company). Supports by Mohammad Kargar and Mehrdad Heidari, ex-administrators of “Exploration and Engineering Development Department”, were a prerequisite for initiation and completion of the research. We thank Kerry Klassen at the Queens University, and the staff for their assistance in Stable Isotope Lab Manager QFIR, Geological Sciences, 36 Union St. Kingston, Ontario, Canada, in analytical procedures. The authors' gratitude is further expressed to Dr. Peter Pollard (Australia), for reviewing of the manuscript and making critical comments and valuable suggestions and the authors appreciate the very helpful suggestions and comments by the chief editor professor Mohammad Hassan Karimpour, Dr. Azadeh Malekzadeh and very thanks to Sara Habibi from the Journal of Economic Geology.

References

- Akbarpour, A., 2005. Economic Geology of Kiamaki Area Regarding Gold and Copper Mineralization (Masjeddaghi Jolfa) in Eastern Azerbaijan. Ph.D. Thesis, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, 262 pp.
- Atalou, S, Nazafati, N., Lotfi, M. and Aghazadeh, M., 2017. Fluid inclusion investigations of the Masjeddaghi copper-gold porphyry-epithermal mineralization, east Azerbaijan province, NW Iran. *Open Journal of Geology*, 7(8):1 110–1127. <https://doi.org/10.4236/ojg.2017.78074>
- Beane, R.E. and Bodnar, R.J., 1995. Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits. In: F.W. Pierce and J.G. Bohm (Editors), *Porphyry copper deposits of the American Cordillera: Arizona*. Geological Society Retrieved February 20, 2026 from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1779985>
- Bottinga, Y. and Javoy, M., 1975. Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Journal of Geophysical research: Space Physics*, 13: 401–418. <https://doi.org/10.1029/RG013i002p00401>
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L. and Ryerson, F.J., 1994. Rutile aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: Implications for high field strength element depletions in island arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3–4): 327–339. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90154-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90154-6)

- Calagari, A.A., 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(2): 179–189. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00085-3](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00085-3)
- Canet, C., Franco, S.I., Prol-Ledesma, R.M., González-Partida, E. and Villanueva-Estrada, R.E., 2011. A model of boiling for fluid inclusion studies: application to the Bolaños Ag–Au–Pb–Zn epithermal deposit, Western Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 110(2–11): 118–125. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.04.005>
- Cloke, P.L. and Kesler, S.E., 1979. The halite trend in hydrothermal solutions. *Economic Geology*, 74(8): 1823–1831. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.8.1823>
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465): 1702–1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Davidson, J.P., 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. *Geophysical Monograph*, 96(2): 251–262. <https://doi.org/10.1029/GM096p0251>
- De Hoog, J.C.M., Mason, P.R.D. and van Bergen, M. J., 2001. Sulfur and chalcophile elements in subduction zones: Constraints from a laser ablation ICP-MS study of melt inclusions from Galunggung Volcano, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(18): 3147–3164. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00634-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00634-2)
- Deering, C.D., Horton, T.W., Gravley, D.M. and Cole, J.W., 2012. Hornblende, cummingtonite, and biotite hydrogen isotopes: Direct evidence of slab-derived fluid flux in silicic magmas of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 233–234: 27–36. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.04.010>
- Dilles, J., 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada; a 6-km vertical reconstruction. *Economic Geology*, 87(8): 1963–2001. <https://doi.org/10.2113/GSECONGEO.87.8.1963>
- Dubessy, J., Derome, D. and Sausse, J., 2003. Numerical modeling of fluid mixings in the H₂O–NaCl system application to the North Caramal U prospect (Australia). *Chemical Geology* 194(1–3): 25–39. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00269-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00269-3)
- Ebrahimi, S., Pan, Y. and Rezaeian, M., 2021. Origin and evolution of the Masjeddaghi Cu–Au–Mo porphyry and gold epithermal vein system, NW Iran: Constraints from fluid inclusions and sulfur isotope studies. *Mineralogy and Petrology*, 115(6): 643–66. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00761-z>
- Foley, S.F., Barth, M.G. and Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5): 933–938. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00355-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00355-5)
- Fournier, R.O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic–epithermal environment. *Economic Geology*, 94(8): 1193–1211. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.8.1193>
- GSI, 1999. Geological map of the Masjeddaghi in scale 1:2000. unpublished interior report.
- Gustafson, L.B. and Hunt, J.P., 1975. The Porphyry Copper Deposits at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70(5): 857–912. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857>
- Harris, A.C., Golding, S.D. and White, N.C., 2015. Bajo de la Alumbrera copper-gold deposit: Stable isotope evidence for a porphyry-related hydrothermal system dominated by magmatic aqueous fluids. *Economic Geology*, 100(5): 863–886. <https://doi.org/10.2113/100.5.863>
- Hassanpour, S., 2010. Metallogeny and Mineralization of Cu–Au in Arasbaran Zone (NW Iran), Ph.D. Thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, 323 pp.
- Hassanpour, S. and Ebrahimi, S., 2023. Stable isotope (S–H–O) studies on Astamal deposit: Indication to mineralized fluid resources, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 33(3):201–218. (in persian with English Abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.375717.2041>
- Hassanpour, S., Alirezai, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U–Pb and biotite and hornblende Ar–Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu–Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry–style mineralization in northwest Iran.

- International Journal of Earth Sciences, 104(1): 45–59. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1071-0>
- Hassanpour, S., Rahnama, Z. and Ebrahimi, S., 2022. Determination of physicochemical conditions of causative intrusion in the Masjeddaghi Cu-Au porphyry-epithermal deposit: constraints on chemical composition of biotite. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 149–174. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.79377.1056>
- Hassanpour, S. and Rajabpour, S., 2019. The Kighal Porphyry Cu–Mo Deposit, NW Iran: Insights into Origin and Evolution of the Mineralizing Fluids. *Russian Geology and Geophysics*, 60(10): 1141–1162. <https://doi.org/10.15372/RGG2019115>
- Hassanpour, Sh. and Alirezaei, S., 2017. Eocene Masjeddaghi porphyry Cu-Au deposit; an example of island arc porphyry type deposit in NW Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 26(104): 43–58. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.50166>
- Hedenquist, J.W. and Richards, J.P., 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits. In: J.P. Richards and P.B. Larson (Editors), *Techniques in hydrothermal ore deposits geology*, V. 10. Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/Rev.10.10>
- Horita, J., Cole, D.R. and Wesolowski, D.J., 1995. The activity–composition relationship of oxygen and hydrogen isotopes in aqueous salt solutions: III. Vapor–liquid water equilibration of NaCl solution to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(6): 1139–1151. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00031-t](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00031-t)
- IMPRC, 2026. Fluid Inclusion studies of Samples from NW of Iran. Iran Mineral Processing Research Center in Karaj, Iran. Retrieved February 20, 2026 from <http://www.imprc.ir/%D8%AE%D8%AF%D9%85%D8%A7%D8%AA-%D8%A2%D8%B2%D9%85%D8%A7%DB%8C%D8%B4%DA%AF%D8%A7%D9%87%DB%8C-%D9%85%D8%B1%DA%A9%D8%B2/%DA%A9%D8%A7%D9%86%DB%8C-%D8%B4%D9%86%D8%A7%D8%B3%DB%8C>
- Kusakabe, M., Shingo, M. and Nakamura, E., 1990. S, O and Sr isotope systematics of active vent materials from the Mariana back arc basin spreading axis at 18°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 100(1–3): 275–282. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90190-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90190-9)
- Kyser, T.–K. and O'Neil, J.R., 1982. Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: evidence from oxygen isotope compositions. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 81: 88–102. <https://doi.org/10.1007/bf00372046>
- Landtwing, M.R., Furrer, C., Redmond, P.B., Pettke, T., Guillong M. and Heinrich, C.A., 2010. The Bingham Canyon porphyry Cu–Mo–Au deposit: III. Zoned copper–gold ore deposition by magmatic vapor expansion. *Economic Geology*, 105(1): 91–118. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.91>
- NICICO. 2008. Final exploration Report on Masjeddaghi area. National Iranian copper industries company, not published. (in Persian)
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotope of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, John Wiley & Sons, pp. 509–567. Retrieved February 20, 2026 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573105975177859072>
- Pat Shanks, W.C., 214. Stable Isotope Geochemistry of Mineral Deposits. *Treatise on Geochemistry* (Second Edition), 13: 59–82. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01103-7>
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Geological Survey of Western Australia, Springer, 1250 pp. Retrieved February 20, 2026 from <http://link.springer.com/book/10.1007/978-1-4020-8613-7>
- Richards, J.P., Krogh, T.E. and Spooner, E.T.C., 1998. Fluid inclusion characteristics and U–Pb rutile age of late hydrothermal alteration and veining at the Musoshi stratiform copper deposit, Central African copper belt, Zaire. *Economic Geology* 83(1): 118–139. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.1.118>
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Mineral Society of America*, V. 12. Mineralogical Society of America, PP. 644.
- Roedder, E. and Bodnar, R.J., 1980. Geologic pressure determination from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary*

- Science 8: 263–301.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.001403>
- Rusk, B.G., Reed, M.H. and Dilles, J.H., 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic–hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper–molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology* 103(2): 307–334.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.2.307>
- Savin, S.M. and Epstein, S., 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(1): 25–42.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90149-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90149-3)
- Selby, D. and Creaser, R.A., 2001. Re–Os Geochronology and Systematics in Molybdenite from the Endako Porphyry Molybdenum Deposit, British Columbia, Canada. *Economic Geology* 96:197–204. <https://doi.org/10.2113/96.1.197>
- Sheppard, S. M. F., Gustafson, L. B., 1976. Oxygen and hydrogen isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 71(8): 1549–1559.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.71.8.1549>
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L. and Taylor, H.P. Jr., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64(7): 755–777.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.64.7.755>
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L. and Taylor, H.P. Jr., 1971. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 66(4): 515–542.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.4.515>
- Sheppard, S.M.F. and Taylor, H.P., JR., 1974. Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origin of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposit, Montana. *Economic Geology*, 69(6): 926–946.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.6.926>
- Shepherd, T., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, London, 239 pp. Retrieved February 20, 2026 from
http://books.google.com/books/about/A_Practical_Guide_to_Fluid_Inclusion_Stu.html?id=CVSGAAAAIAAJ
- Shmulovich, K.I., Landwehr, D., Simon, K. and Heinrich, W., 1999. Stable isotope fractionation between liquid and vapor in water–salt systems up to 600°C. *Chemical Geology*, 157(3): 343–354. Retrieved February 17, 2026 from
<https://repository.geologyscience.ru/handle/123456789/23066>
- Sillitoe, R.H., 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68(6): 799–815.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.6.799>
- Stocklin, J. and Setudehnia, A., 1972. *Lexique Stratigraphique International Volume III, ASIE centnational de la Recherche scientifique*. 15 quai Anodle-France 75 (paris-VII), Geological Survey of Iran, Report no. 18, second edition, 376 pp. Retrieved February 20, 2026 from
<https://www.sudoc.abes.fr/cbs/DB=2.1//SRCH?IKT=12&TRM=002208075>
- Suzuoki, T. and Epstein, S., 1976. Hydrogen isotope fractionation between H-bearing minerals and water. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, 40(10): 1229–1240.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90158-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90158-7)
- Taylor, B.E.. 1986. Chapter 7. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S. In: J.W. Valley, H.P. Taylor and J.R. O’Neil (Editors), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, Berlin, Boston: De Gruyter, pp. 185–226. <https://doi.org/10.1515/9781501508936-012>
- Taylor, B.E., 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. In: J.W. Hedenquist (Editor), *Magmatic contributions to hydrothermal systems*, Geological Survey of Japan Report 279, pp. 190–195. Retrieved February 20, 2026 from
<http://darc.gsj.jp/archives/detail?cls=geolis&pkey=199207792>
- Taylor, B.E., Eichelberger, J.C. and Westrich, H.R., 1983. Hydrogen isotopic evidence of rhyolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption. *Nature*, 306: 541–545.
<https://doi.org/10.1038/306541a>
- Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*; 69(6): 843–883.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.6.843>
- Taylor, H.P., 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Wiley, New York, pp.

- 236–277, Retrieved February 20, 2026 from https://books.google.com/books/about/Geochemistry_of_Hydrothermal_Ore_Deposit.html?id=vy2_QnyojPYC
- Whitney, D.L. and Evans, B.D.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Zhang, Y.G. and Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–CaCl₂–H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* 64(3–4): 335–350. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90012-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90012-X)
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letter*, 120(3–4): 247–263. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90243-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90243-3)



بررسی تکامل سیالات گرمایی بر اساس مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (اکسیژن، هیدروژن، گوگرد) و سیالات درگیر در کانسار پورفیری (مس - طلا) مسجدداغی، شمال غرب ایران

شهره حسن پور^{۱*}، سید جواد مقدسی^۲

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
کانسار مسجدداغی، واقع در شمال غربی ایران، شامل یک سامانه مس - طلای پورفیری است که از نظر مکانی با جایگزینی رگه‌های سیلیسی اپی‌ترمال و کانی‌سازی طلا در ارتباط است. کمپلکس نفوذی - آتشفشانی در این منطقه در اوایل ائوسن با ترکیب متغیر از کوارتز - دیوریت تا دیوریت تشکیل شده است. از نظر زمین‌شیمیایی، گرانیتوئید منطقه مربوط به محیط‌های جزایر کمانی است و به دلیل آلودگی گواشته‌ای در ارتباط با فرورانش، از عناصر لیتوفیل یون بزرگ مانند Y، Th، Rb، Ba و Cs غنی شده است. سیالات درگیر اولیه در رگچه‌های پورفیری در دماهای مختلف از ۱۸۹ تا ۵۸۵ درجه سانتی‌گراد به صورت مایع و بخار همگن شده‌اند و شوری بین بیش از ۰/۳ تا ۵۹ درصد وزنی معادل NaCl را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده جوشش سیال و تفکیک فازهاست. سیالات با ایزوتوپ هیدروژن سنگین ۶۰ - تا - ۳۰ ‰ و ایزوتوپ‌های سنگین اکسیژن $\delta^{18}O$ ۴/۳ تا ۱۱/۹ ‰، نشان‌دهنده منشأ ماگمایی غالب سیالات در مقایسه با دخالت محدود آب‌های جوی است. این نتایج نشان می‌دهد که سیالات ماگمایی شور و با دمای بالا نقش اصلی را در کانی‌سازی مس - طلا در مسجدداغی ایفا کرده‌اند.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۹/۱۰ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۵/۰۲/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۲/۰۷
	واژه‌های کلیدی سولفور ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن میکروترمومتری سیالات درگیر مسجدداغی شمال غرب ایران
	نویسنده مسئول شهره حسن پور hassanpour@pnu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

حسن پور، شهره و مقدسی، سیدجواد، ۱۴۰۵. بررسی تکامل سیالات گرمایی بر اساس مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (اکسیژن، هیدروژن، گوگرد) و سیالات درگیر در کانسار پورفیری (مس - طلا) مسجدداغی، شمال غرب ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸(۱): ۱۴۹-۱۶۹. <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1164>



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2026.1172



Geology, mineralization, and geochemistry of the Aqjeh Qaleh Pb-Zn-Cu deposit (North of Zanjan): Intermediate-sulfidation epithermal mineralization in the Tarom-Hashtjin metallogenic belt

Shima Eyvazi¹ , Hossein Kouhestani^{2*} , Mir Ali Asghar Mokhtari³ , Behnam Mehdikhani⁴

¹ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

⁴ Ph.D., Mining Engineering Organization of Zanjan Province, Zanjan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 06 May 2026

Revised: 09 June 2026

Accepted: 13 June 2026

Keywords

Pb-Zn-Cu mineralization

Epithermal

Intermediate-sulfidation

Aqjeh Qaleh

Zanjan

Tarom-Hashtjin metallogenic belt

*Corresponding author

Hossein Kouhestani

✉ kouhestani@znu.ac.ir

ABSTRACT

The Aqjeh Qaleh Pb-Zn-Cu deposit is part of the Tarom-Hashtjin metallogenic belt. Mineralization occurs as five quartz-sulfide veins hosted by Eocene volcanoclastic and volcanic units, and is enclosed by 1–5-meter haloes of intermediate argillic alteration. The ore veins have N10-20E/70-85NW trends, and vary between 30 and 150 meters in length, and 0.5 and 2 meters in thickness. In the ore veins, textures and structures of ores include disseminated, veinlets, brecciated, crustiform, cockade, colloform, plumose, and vug infill. Ore assemblages include pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, cerussite, smithsonite, goethite, malachite, and covellite, and gangue minerals are quartz, calcite, and chlorite. Five stages of mineralization can be recognized at Aqjeh Qaleh, in which Cu and Pb-Zn mineralization occurred during the second and third stages. Hydrothermal alterations around the ore veins mostly consist of silicification, carbonate, intermediate argillic, and propylitic alteration. Geochemical data display negative correlation between Pb, Zn, and Cu, positive correlation between Pb and Ag, and positive correlation between Ag and S, As, and Sb. Similar Chondrite-normalized trace elements and REE patterns of ore samples, pyroxene quartz monzonite porphyry intrusion, fresh and unaltered intermediate crystal tuffs, and basaltic lavas reveal that intrusion and host rocks are possibly involved in mineralization. The Aqjeh Qaleh deposit is an intermediate-sulfidation epithermal deposit.

How to cite this article

Eyvazi, Sh., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Mehdikhani, B., 2026. Geology, mineralization, and geochemistry of the Aqjeh Qaleh Pb-Zn-Cu deposit (North of Zanjan): Intermediate-sulfidation epithermal mineralization in the Tarom-Hashtjin metallogenic belt. *Journal of Economic Geology*, 18(1): 171–203. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1172>



©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Porphyry and epithermal deposits are the main sources of precious (Au, Ag) and base metals (Cu, Pb, Zn) in the world. Among these, epithermal deposits provide about 6% of gold and 16% of silver of the world, and are also the main source for base metals in the world (Simmons et al., 2005; Dilles and John, 2021). Many of the important epithermal deposits are of Tertiary age and are concentrated on the Pacific rim and in the Mediterranean and Carpathian regions of Europe. Older deposits are scattered in the Tethys metallogenic belt and others in volcanic arcs of various ages, with a few of Archean age also found (White and Hedenquist, 1990; Cooke and Simmons, 2000; John, 2001; Sillitoe and Hedenquist, 2005; Simmons et al., 2005).

Iran, as a part of the Alpine-Himalayan orogenic belt, hosts numerous epithermal deposits. These deposits are mostly reported from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Ahar-Arasbaran zone, Miyaneh-Bostan Abad metallogenic belt, Taron-Hashtjin metallogenic belt, Torud-Chahshirin ore belt, Binaloud subzone, Torbat-e Heydariyeh-Taknar zone, Central Iran zone, Lut block, and the Bazman-Taftan volcanic arc (Yasami et al., 2025 and references therein). The Aqjeh Qaleh Pb-Zn-Cu deposit, discovered ~55 km north of Zanjan in the Taron-Hashtjin metallogenic belt. Although exploration activities have been carried out on the quartz-sulfide veins in the area, the genesis of the deposit remains poorly understood. This study presents geological, mineralogical, alteration, and geochemical characteristics of the Aqjeh Qaleh Pb-Zn-Cu deposit to constrain its ore genesis and mineralization type. The outcomes are planned to help regional exploration programs within the Taron-Hashtjin metallogenic belt and other parts in northwest Iran.

Materials and methods

This research includes fieldwork and laboratory analyses. The geological map of the Aqjeh Qaleh area, at a 1:5,000 scale, was prepared during the fieldwork. Additionally, fifty samples from quartz-sulfide mineralized veins, host rocks, and intrusive bodies were collected. Then, thirteen thin and seventeen polished-thin blocks were prepared and

studied under transmitted and reflected polarized light microscopes at the mineralogy laboratory of the University of Zanjan, Zanjan, Iran. Moreover, thirteen samples from ore samples and host rocks were analyzed for rare, REE, and base metal contents using ICP-MS technique at Zarazma Analytical Laboratory in Tehran.

Results and Discussion

The rock units exposed in the Aqjeh Qaleh area include Eocene volcanic (olivine basalt, andesitic basalt, andesite, rhyodacite) and volcanoclastic (intermediate to acidic crystal to lithic crystal tuff, basic lithic crystal to crystal lithic tuff) sequence, and late Eocene gabbro to pyroxene quartz monzonite porphyry intrusion. Mineralization at Aqjeh Qaleh occurred as five quartz-sulfide ore veins hosted by Eocene strata, and is covered by 1 to 5-meter halos of intermediate argillic alteration. The veins strike N10–20E and dip 70–85° NW and range from 30 to 150 meters in dimension, with widths varying from 0.5 to 2 meters. Hydrothermal alterations comprise silicification, carbonate, intermediate argillic, and propylitic alteration; the first three are closely related to the mineralized veins. Ore minerals consist of pyrite, chalcopyrite, galena, and Fe-poor sphalerite. Gangue minerals are quartz, calcite, and chlorite. Cerussite, smithsonite, goethite, malachite, and covellite are supergene minerals. The ores display different textures and structures, such as disseminated, veinlets, brecciated, crustiform, colloform, cockade, plumose, and vug infillings. Mineralization can be separated into five stages. Stage-1 is characterized by the silicification (fine-grained quartz) of host rocks comprising minor anhedral fine-grained disseminated pyrite. Stage-2 is categorized by quartz-pyrite-chalcopyrite as vein-veinlets and hydrothermal breccia cement. Stage-3 is represented by quartz-galena-Fe poor sphalerite vein-veinlets and breccia cement. Stage-4 includes post-mineralization barren quartz-calcite vein-veinlets. Stage-5 corresponds to supergene processes.

Geochemical data of mineralized samples disclose moderate positive correlation between Pb and Zn, weak negative correlation between Pb, Zn, and Cu, as well as moderate positive correlation between Pb and Ag, and strong positive correlation between Ag and As. Chondrite-normalized trace elements and REE patterns of ore samples, and fresh and unaltered

intermediate crystal tuffs, basaltic lavas, and pyroxene quartz monzonite porphyry intrusion, indicate that they are probably involved in mineralization. Characteristics of the Aqjeh Qaleh Pb-Zn-Cu deposit are comparable with the intermediate-sulfidation style of epithermal deposits. The close spatial association between late Eocene

granitoid intrusions and epithermal mineralization in the Taron-Hashtjin metallogenic belt proposes the role of late Eocene magmatic-hydrothermal activities in providing metals and ore-forming hydrothermal fluids for this type of mineralization in NW Iran, which should be considered in exploration programs.



زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی کانسار سرب-روی-مس آغجه‌قلعه (شمال زنجان): کانه‌زایی اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در کمربند فلززایی طارم-هشتجین

شیمایعیوضی^۱ ID، حسین کوهستانی^{۲*} ID، میر علی اصغر مختاری^۳ ID، بهنام مهدیخانی^۴ ID

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۴ دکتری، سازمان نظام مهندسی معدن استان زنجان، زنجان، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۵/۰۲/۱۶

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۵/۰۳/۱۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۳/۲۳

چکیده

کانسار سرب-روی-مس آغجه‌قلعه در کمربند فلززایی طارم-هشتجین واقع شده است. کانه‌زایی به صورت پنج رگه سیلیسی-سولفیدی در میزبان واحدهای آذرآواری و گدازه‌ای ائوسن رخ داده و توسط هاله‌های دگرسانی آرژلیک حدواسط (پهنای ۱ تا ۵ متر) در بر گرفته شده است. رگه‌های کانه‌دار با روند N10-20E/70-85NW و ۳۰ تا ۱۵۰ متر درازا و ۰/۵ تا ۲ متر ضخامت هستند. بافت و ساخت کانسنگ در رگه‌ها شامل دانه‌پراکنده، رگچه‌ای، پرشی، قشرگون، کاکلی، گل‌کلی، پرمانند و پُرکننده فضای خالی است. کانه‌ها شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، سروزیت، اسمیت‌زونیت، گوتیت، مالاکیت و کوولیت و باطله‌ها شامل کوارتز، کلسیت و کلریت هستند. پنج مرحله کانه‌زایی در کانسار آغجه‌قلعه قابل تفکیک است که کانه‌زایی مس در مرحله دوم و سرب و روی در مرحله سوم رخ داده است. دگرسانی‌های گرمابی در اطراف رگه‌ها بیشتر شامل سیلیسی، کربناتی، آرژلیک حدواسط و پروپلیتیک هستند. داده‌های زمین‌شیمی بیانگر همبستگی منفی سرب و روی با مس، همبستگی مثبت سرب با نقره و همبستگی مثبت نقره با گوگرد، آرسنیک و آنتیموان است. تشابه الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه‌های کانسنگ، توده پیروکسن کوارتز مونزونیت پورفیری، توف‌های بلورین حدواسط و گدازه‌های بازالتی سالم و بدون دگرسانی بیانگر نقش احتمالی توده نفوذی و سنگ‌های میزبان در کانه‌زایی است. کانسار آغجه‌قلعه از نوع کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط است.

واژه‌های کلیدی

کانه‌زایی سرب-روی-مس

اپی‌ترمال

سولفیداسیون حدواسط

آغجه‌قلعه

زنجان

کمربند فلززایی طارم-هشتجین

نویسنده مسئول

حسین کوهستانی

kouhestani@znu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

عیوضی، شیمای؛ کوهستانی، حسین؛ مختاری، میر علی اصغر و مهدیخانی، بهنام، ۱۴۰۵. زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی کانسار سرب-روی-مس آغجه‌قلعه (شمال زنجان): کانه‌زایی اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدواسط در کمربند فلززایی طارم-هشتجین. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸(۱): ۱۷۱-۲۰۳.

<https://doi.org/10.22067/econg.2026.1172>

مقدمه

ذخایر پورفیری و اپی‌ترمال از منابع اصلی برای فلزهای پایه و گران‌بها در جهان هستند. در این میان، کانسارهای اپی‌ترمال، حدود ۶ درصد از طلا و ۱۶ درصد از نقره دنیا را تأمین کرده‌اند و منبع اصلی فلزهای پایه (مس، سرب و روی) جهان به شمار می‌روند (Simmons et al., 2005; Dilles and John, 2021). اغلب کانسارهای اپی‌ترمال بزرگ، سن ترشیاری دارند و در حاشیه اقیانوس آرام و در مناطق مدیترانه‌ای و کارپات اروپا متمرکز شده‌اند (Simmons et al., 2005). کانسارهای قدیمی‌تر در کمربند فلززایی تیتس و برخی دیگر در کمان‌های آتشفشانی با سن‌های مختلف پراکنده هستند و تعداد کمی از آنها به سن آرکئن نیز یافت می‌شود (White and Hedenquist, 1990; Cooke and Simmons, 2000; John, 2001; Sillitoe and Hedenquist, 2005; Simmons et al., 2005).

ایران به دلیل قرارگیری در کمربند کوه‌زایی آلپ-همالیا دارای کانسارهای اپی‌ترمال فراوانی است. این کانسارها بیشتر در کمان ماگمایی ارومیه-دختر (مانند کانسارهای چاه‌زرد، کالجویه، نارباغی، آتش‌انبار، میل‌جرد، گمیش‌تپه، گویجه‌یلاق، زواریان، آی‌قلعه‌سی، توزلار و چوران)، پهنه اهر-ارسباران (مانند کانسارهای زایلک-ساریلار، شرف‌آباد، مزرعه شادی و میوه‌رود)، کمربند فلززایی میانه-بستان‌آباد (مانند کانسارهای قه‌جاق، تیکمه‌داش و تیکمه‌داش ۲)، کمربند فلززایی طارم-هشتجین (مانند کانسارهای عباس‌آباد، نیکویی، زاجکان، مرشون، علی‌آباد-خان‌چای، تشویر، آق‌کند، جلیل‌آباد، رشت‌آباد، خلیفه‌لو، چرگر، شمال چرگر، چودرچای، گلوچه، چومالو، ورمزیار و شاه‌علی‌بیگلر)، پهنه کانه‌دار طرود-چاه‌شیرین (مانند کانسارهای دارستان-باغو، قله‌کفتران، چشمه‌حافظ، گندی، ابولحسنی و کلاته چاه‌موسی)، زیرپهنه بینالود (مانند کانه‌زایی علم‌جوق)، پهنه تربت حیدریه-تکنار (مانند کانسارهای کلاته تیمور، چشمه نقره، ارغش، سه‌بندون، بردسکن و چلیو-کلاته چوبک)، پهنه ایران مرکزی (مانند کانسارهای تلخه، خان‌مس،

گود مراد و خرانگون)، بلوک لوت (مانند کانسارهای کودکان، قلعه‌چاه، ماهور و شوراب) و کمان آتشفشانی بزمان-تفتان (مانند کانسارهای شمال بزمان، چاه‌نلی، خارستان، بیدستر، چاه‌مراد و شور چاه) گزارش شده‌اند (Yasami et al., 2025).

کانسار سرب-روی-مس آغجه‌قلعه در ۵۵ کیلومتری شمال زنجان واقع شده و بخشی از نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین (Faridi and Anvari, 2000) است. این کانسار یکی از کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال فلزهای پایه در کمربند فلززایی طارم-هشتجین است که نخستین بار در سال ۱۳۹۵ توسط بخش خصوصی شناسایی و مورد اکتشاف قرار گرفت. فعالیت‌های اکتشافی در این کانسار شامل حفر ترانشه (۶ رشته با حجم کلی ۱۶۷۶ متر مکعب) و گمانه مغزه‌گیری (۱۵ حلقه به متر اژ کل ۵۳۸ متر) است که به شناسایی ذخیره‌ای با تناژ ۷۳۰۰۰ تن و عیار ۴ درصد مجموع سرب و روی و ۰/۵ درصد مس منجر شده است (Mehdikhani, 2020). در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی، دگرسانی و زمین‌شیمی در کانسار آغجه‌قلعه بررسی شده و نوع کانه‌زایی و زایش آن تعیین شده است. نتایج این پژوهش می‌تواند به عنوان الگوی اکتشافی در کمربند فلززایی طارم-هشتجین و دیگر بخش‌های پهنه البرز غربی-آذربایجان مورد استفاده قرار گیرد.

روش مطالعه

این پژوهش دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی را دربر می‌گیرد. در بخش بررسی‌هایی صحرایی و در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰، بیش از ۵۰ نمونه از واحدهای سنگی و رگه‌های کانه‌دار برداشت شده است. از این بین، تعداد ۱۳ مقطع نازک و ۱۷ مقطع نازک-صیقلی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت، تهیه و بررسی شد. در مرحله بعد، بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، تعداد ۱۰ نمونه از بخش‌های کانه‌دار و ۳ نمونه از سنگ‌های میزبان انتخاب و برای تعیین مقدار عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS

در آزمایشگاه شرکت زرآزما در تهران تجزیه شدند. برای این بررسی‌ها، ابتدا نمونه‌ها توسط خُردکننده فولادی تا ابعاد حدود ۵ مش (۴ میلی‌متر) خُردایش شده و سپس توسط آسیاب آگاتی به مدت ۲ دقیقه تا ابعاد حدود ۲۰۰ مش (۷۴ میکرون) پودر و میزان ۵۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تجزیه و تحلیل انتخاب‌شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب خاکی، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه به روش چند اسید و با استفاده از ماکروویو هضم‌شد. دقت اندازه‌گیری برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بین ۰/۱ تا ۱ گرم در تن بوده است. برای تعیین میزان فلزهای پایه، به صورت جداگانه حدود ۰/۵ گرم از هر نمونه در تیزاب سلطانی داغ (۹۵ درجه سانتی‌گراد) حل‌شد.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه آغجه‌قلعه

بر اساس پیمایش‌های صحرایی، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در این منطقه شامل سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن هستند که توسط توده نفوذی با سن ائوسن بالایی مورد هجوم قرار گرفته‌اند (شکل ۱). زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی این واحدها به شرح زیر است:

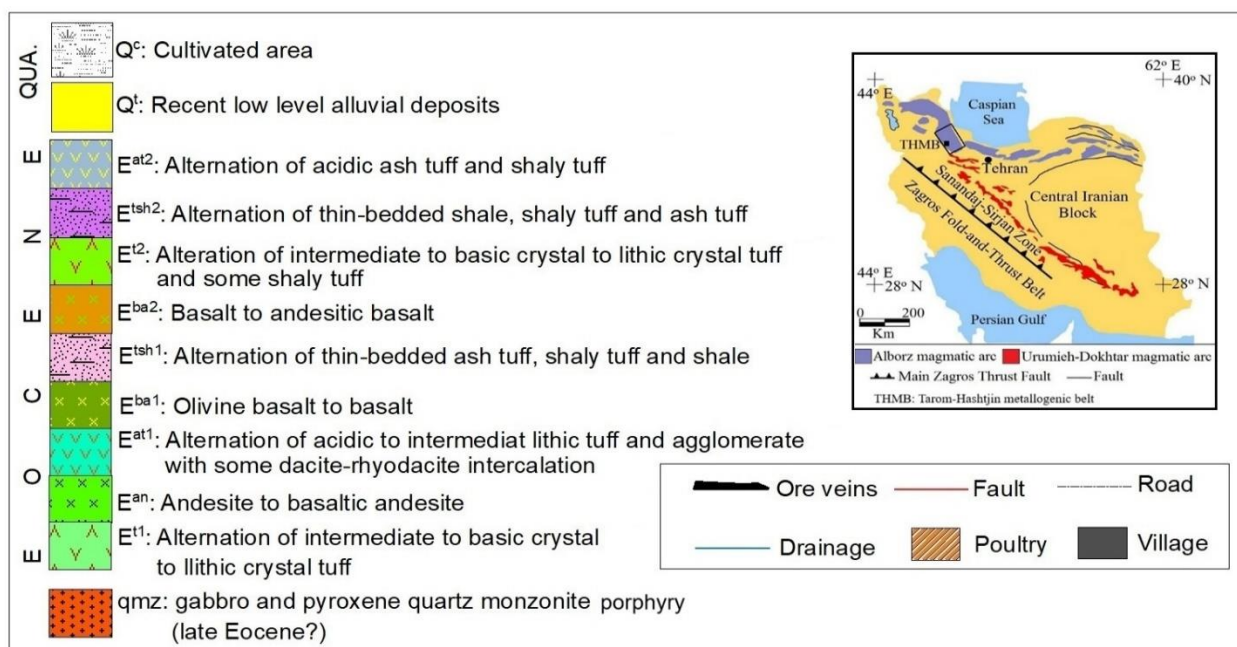
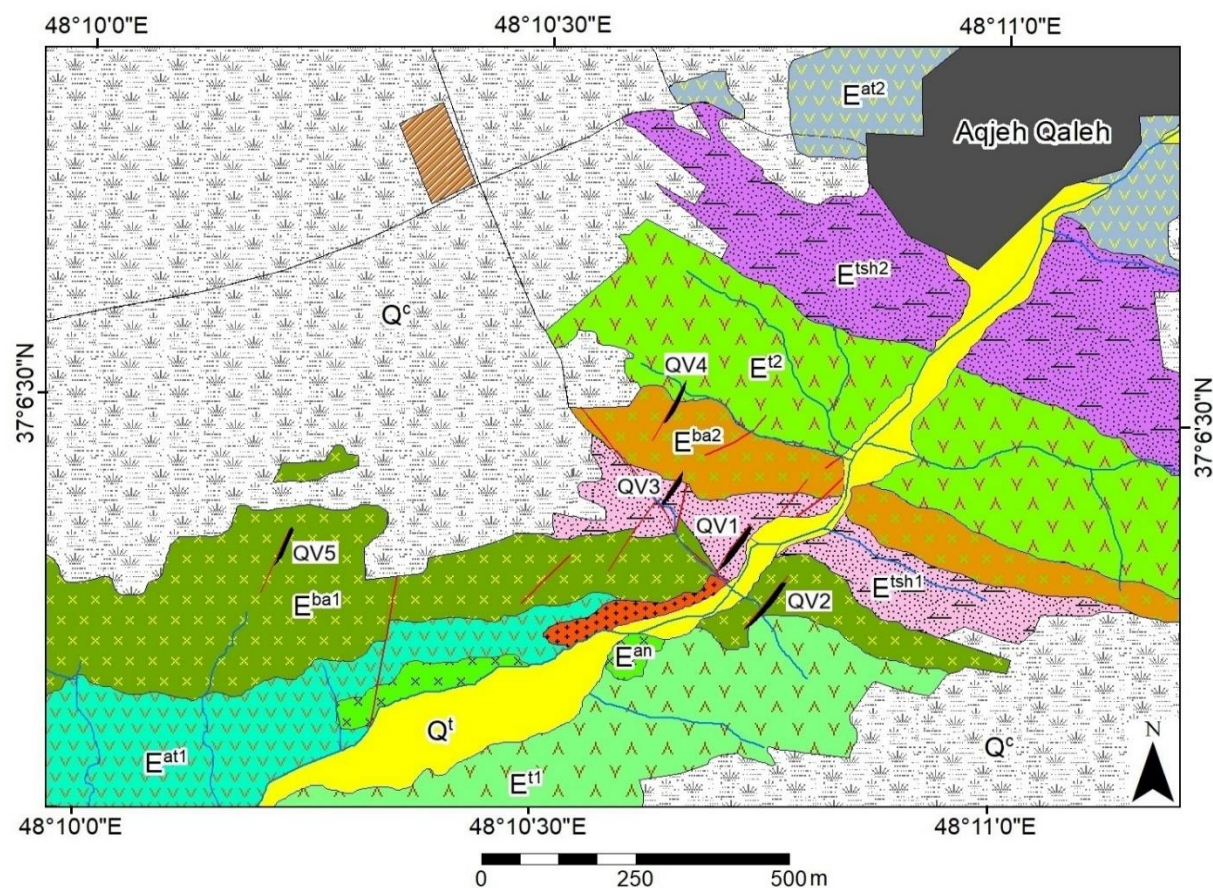
واحد E^{t1} : این واحد شامل تناوب لایه‌های توف بلورین تا توف سنگی بلورین حدواسط تا بازیک با ضخامت متوسط است که در حاشیه جنوبی منطقه آغجه‌قلعه رخنمون دارند (شکل ۲-A و B). این سنگ‌ها، قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه مورد بررسی بوده و به سمت بالا به صورت هم‌شیب توسط گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی (واحد E^{an}) پوشیده می‌شوند.

واحد E^{an} : این واحد از گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی تشکیل شده است که به صورت هم‌شیب بر روی واحد توفی E^{t1} قرار دارند (شکل ۲-A و B) و خود به صورت هم‌شیب توسط توالی توفی E^{at1} با ترکیب اسیدی پوشیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری متشکل از بلورهای درشت پلاژیوکلاز و هورنبلندهای اوپاسیته و کلریتی شده هستند (شکل ۳-A). درشت‌بلور غالب سنگ،

بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (ابعاد تا ۲/۵ میلی‌متر) است. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و بافت غربالی هستند. بر اساس زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها از نوع آندزین هستند. دیگر درشت‌بلور سنگ عبارت از بلورهای منشوری اوپاسیته و جانشین‌شده توسط کلریت با ابعاد تا ۱/۷ میلی‌متر است. به نظر می‌رسد کانی اولیه این بلورها از نوع هورنبلند بوده است. زمینه سنگ دانه‌ریز با دگرسانی ضعیف آرزلی است. در برخی نقاط، تمرکزهایی از کوارتز ثانویه بی‌شکل قابل مشاهده است.

واحد E^{at1} : این واحد شامل تناوب لایه‌های متوسط تا ضخیم لیتیک توف و آگلومرا با ترکیب اسیدی تا حدواسط است که گاه میان‌لایه‌هایی از گدازه‌های داسیتی-ریوداسیتی در بین آنها دیده می‌شود (شکل ۲-A). این واحد که در بخش‌های جنوب‌غربی منطقه آغجه‌قلعه رخنمون دارد، به صورت هم‌شیب بر روی واحدهای گدازه‌ای و توفی E^{an} و E^{t1} قرار گرفته و خود به صورت هم‌شیب توسط واحد گدازه‌ای بازیک E^{ba1} پوشیده می‌شود. بخش‌های آگلومرای این واحد، ریخت‌شناسی صخره‌سازتری دارند. در برخی نقاط، تمرکزهایی از اپیدوت در لایه‌های توفی و به ویژه در حاشیه قطعه‌های سنگی واحدهای آگلومرای دیده می‌شود. روند عمومی لایه‌بندی در این واحد سنگی، شمال‌شرق-جنوب‌غرب بوده و شیب بین ۲۰ تا ۳۵ درجه به سمت شمال‌غرب نشان می‌دهند. در بخش‌های میانی و در حاشیه آبراهه اصلی منطقه، توده نفوذی با ترکیب گابرو تا پروکسن کوارتز مونزونیت پورفیری (واحد qmz) به درون این واحد نفوذ کرده است (شکل ۲-A).

بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، میان‌لایه‌های گدازه‌ای این واحد ترکیب ریوداسیتی با بافت پورفیری متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار، بلورهای جانشین‌شده با کلریت (و کلسیت) و بلورهای کوارتز در زمینه دانه‌ریز حاوی کوارتز است (شکل ۳-B).



شکل ۱. نقشه زمین شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ کانسار آغجه قلعه (ابعاد رگه های کانه دار بزرگ نمایی شده است)

Fig. 1. Geological map, scale: 15,000, of the Aqjeh Qaleh deposit (The dimension of the ore veins was exaggerated)

پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در ابعاد تا ۱/۲ میلی‌متر حضور دارند و گاهی منطقه‌بندی نشان می‌دهند. برخی از پلاژیوکلازها به کلسیت و سریسیت دگرسان شده‌اند. آلکالی‌فلدسپارها به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار در ابعاد تا ۱ میلی‌متر دیده شده و گاه به کانی‌های رسی و سریسیت دگرسان شده‌اند. تعدادی بلور جانشین شده با کلسیت (و کانی‌های کدر) و کلریت در ابعاد تا ۱ میلی‌متر مشاهده می‌شوند که شکل منشوری (احتمالاً آمفیبول) در برخی از آنها قابل شناسایی است. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل کوچک تا ۰/۲ میلی‌متر با فراوانی قابل توجه در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی، لایه‌های توفی ترکیب توف بلورین تا توف سنگی بلورین حدواسط تا اسیدی با دگرسانی پروپیلیتیک دارند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیر و کلاستیک با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بلورهای جانشین شده توسط کلسیت و اپیدوت، همراه قطعه‌های سنگی در زمینه دانه‌ریز هستند (شکل ۳- C). پلاژیوکلازها (ابعاد تا ۳ میلی‌متر) اغلب به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، گاه شکسته و زاویه‌دار حضور داشته و گاه به اپیدوت، کلسیت و سریسیت دگرسان شده‌اند. یکسری بلورهای نیمه‌شکل‌دار منشوری شکل (احتمالاً از نوع پیروکسن) با جانشینی کامل توسط کلسیت (گاه همراه با کلریت و کانی کدر) در ابعاد تا ۱ میلی‌متر در سنگ حضور دارند. یک گروه دیگر از بلورها با جانشینی کامل توسط اپیدوت (و گاه کلریت) در ابعاد تا ۱ میلی‌متر دیده می‌شوند که به نظر می‌رسد کانی اولیه آنها از نوع آمفیبول بوده است. قطعه‌های سنگی به شکل‌های نیمه‌گردشده و در ابعاد تا ۲ میلی‌متر، دیگر اجزاء سنگ هستند که دارای بافت‌های پورفیری تا میکروولیتی هستند. در زمینه سنگ، دگرسانی به اپیدوت مشاهده می‌شود.

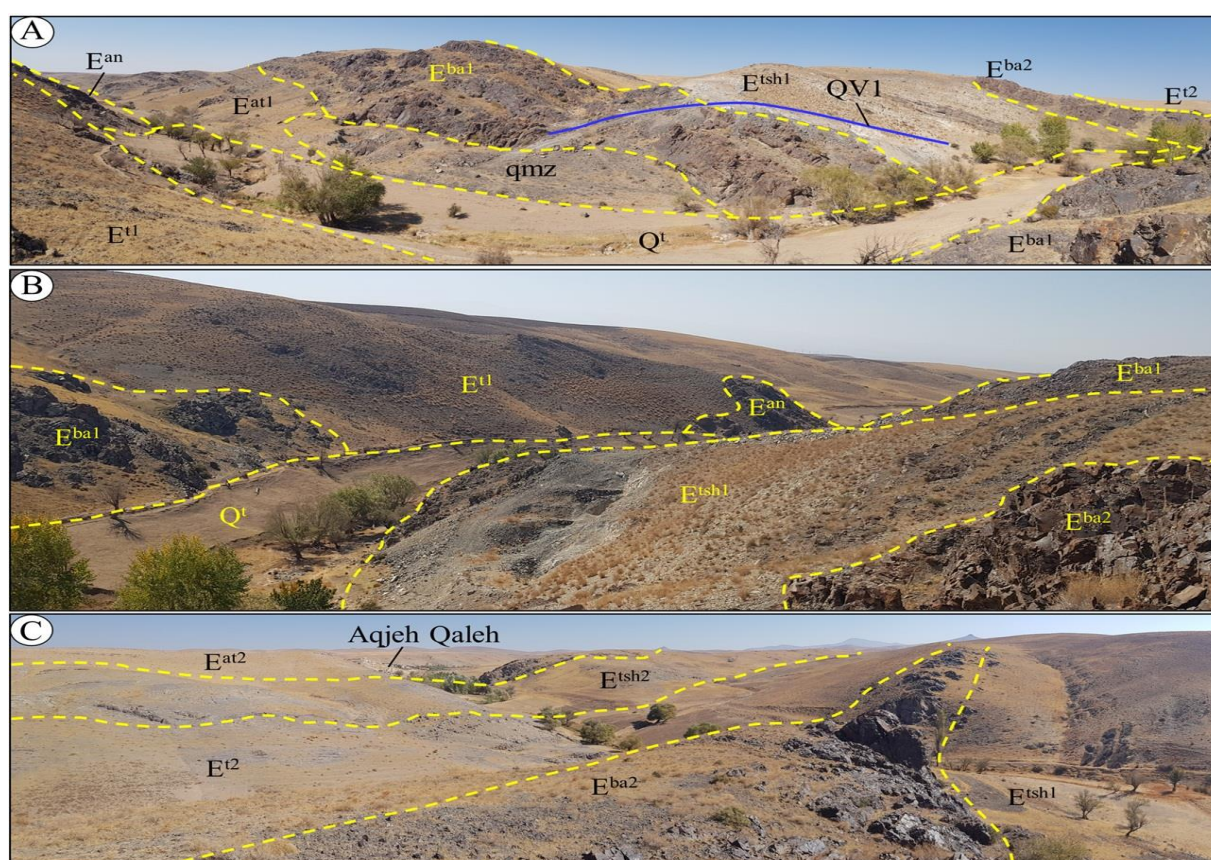
واحد E^{ba1}: این واحد متشکل از لایه‌های گدازه‌ای ضخیم تیره رنگ با ترکیب بازالتی است که با ریخت‌شناسی صخره‌ساز با روند تقریبی شرقی-غربی در منطقه آغچه‌قلعه رخنمون دارند (شکل ۲- A و B). این واحد به صورت هم‌شیب بر روی واحدهای توفی E^{at1} و E^{at1} قرار گرفته و خود به صورت هم‌شیب توسط واحد توفی

E^{tsh1} پوشیده می‌شود. نتایج بررسی‌های سنگ‌شناسی چهار نمونه برداشت‌شده از لایه‌های مختلف این واحد سنگی بیانگر ترکیب الیوین بازالتی تا بازالتی با بافت‌های پورفیری، گلوپروپورفیری، اینترگرانولار و افیتیک و متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین‌های جانشین شده با سرپانتین هستند (شکل ۳- D). پلاژیوکلازها (ابعاد تا ۲/۵ میلی‌متر) به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور داشته و گاهی دارای اذخال‌هایی از کلینوپیروکسن هستند. برخی از پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی و بافت غربالی هستند. کلینوپیروکسن‌ها به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار در ابعاد تا ۱ میلی‌متر و گاه با ماکل نواری مشاهده می‌شوند. گاه اذخال‌های پلاژیوکلاز درون کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود که به تشکیل بافت افیتیک منجر شده است. در برخی از نمونه‌ها، بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با جانشینی کامل توسط سرپانتین و شکستگی‌های زیاد و پرشده توسط کانی‌های کدر در ابعاد تا ۱ میلی‌متر مشاهده می‌شود که احتمالاً کانی اولیه آنها از نوع الیوین بوده است. زمینه سنگ متشکل از بلورهای ریز کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر در بین بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز است که بافت اینترگرانولار را تشکیل داده‌اند. در برخی از نمونه‌ها، حفره‌های پرشده توسط کوارتز، کلسیت و اپیدوت دیده می‌شود که بافت بادامکی را به وجود آورده است. به طور کلی، بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که از بخش زیرین واحد به سمت بالا، ترکیب از الیوین بازالت به بازالت تغییر می‌کند که نشان‌دهنده تفریق ماگمایی در این واحد است.

واحد E^{tsh1}: این واحد متشکل از تناوب لایه‌های نازک خاکستر توف، توف شیلی و شیل و گاه لایه‌هایی از توف بلورین تا توف سنگی بلورین است که در بخش‌های مرکزی منطقه آغچه‌قلعه قابل مشاهده هستند (شکل ۲- A و B). روند کلی واحد E^{tsh1}، شرق و جنوب‌شرق-غرب و شمال‌غرب با شیب ۲۰ تا ۳۰ درجه به سمت شمال و شمال‌شرق است. این واحد سنگی به صورت هم‌شیب بر روی واحد گدازه‌ای E^{ba1} قرار گرفته است و خود به صورت هم‌شیب توسط واحد گدازه‌ای E^{ba2} پوشیده می‌شود.

کلسیت و کلریت به مقدار قابل توجه حضور دارند. این بلورها، اغلب حالت شکسته با گوشه‌های تیز نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر ماهیت آذرآواری نمونه باشد. کانی‌های دارای آغشتگی هیدروکسید آهن و کانی‌های کدر در میان بلورهای دیگر با تمرکز بالا دیده می‌شود که به تیرگی رنگ عمومی سنگ منجر شده است. در چند نقطه، قطعه‌های سنگی با رنگ قهوه‌ای در نمونه قابل مشاهده است. چند رگچه کلسیت این نمونه را قطع کرده است.

بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، این واحد سنگی ترکیب توف سنگی بلورین با بافت پورفیروکلاستیک در یک زمینه دانه‌ریز به رنگ تیره است (شکل ۳-۲). تمرکزهای کلسیتی در محل حفره‌ها و گاه به صورت کانی‌های نسبتاً درشت اولیه، شاخص‌ترین کانی قابل شناسایی هستند. کلسیت‌ها گاه به صورت کانی‌های منشوری و گاه تخته‌ای جانشین شده‌اند. در برخی نقاط، کلریت نیز همراه با کلسیت دیده می‌شود. بلورهای کوچک جانشین شده توسط



شکل ۲. تصاویرهای صحرایی از واحدهای سنگی موجود در کانسار آغجه‌قلعه. A: نمایی کلی از توالی واحدهای سنگی در منطقه آغجه‌قلعه (دید به سمت شمال-شمال غرب). موقعیت رگه کانه‌دار شماره ۱ (QV1) با خط آبی نشان داده شده است. B: نمایی از واحدهای سنگی در بخش جنوبی منطقه آغجه‌قلعه (دید به سمت جنوب). در جلوی تصویر، ترانشه‌های حفر شده بر روی رگه کانه‌دار شماره ۱ در داخل واحد E^{ts1} قابل مشاهده است و C: نمایی از توالی واحدهای سنگی منطقه در بخش غربی روستای آغجه‌قلعه (دید به سمت شرق)

Fig. 2. Field photographs of rock units in the Aqjeh Qaleh deposit. A: A general view of the rock unit sequence in the Aqjeh Qaleh area, looking north-northwest. The location of the ore vein 1 (QV1) is shown by the blue line, B: A view of rock units in the southern part of the Aqjeh Qaleh area, looking south. In the foreground, trenches dug on the ore vein 1 within the E^{ts1} unit are visible, and C: A view of the rock unit sequence in the western part of the Aqjeh Qaleh village, looking to the east

واحد E^{ba2}: این واحد شامل لایه‌های گدازه‌ای ضخیم تیره رنگ با ترکیب بازالت و بازالت آندزیتی است که با ریخت‌شناسی صخره‌ساز با روند جنوب‌شرقی-شمال‌غربی در منطقه رخنمون دارند (**شکل ۲-۲** تا C). این واحد به صورت هم‌شیب بر روی واحد توفی E^{tsh1} قرار گرفته و خود به صورت هم‌شیب توسط واحد توفی E^{t2} پوشیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، این واحد ترکیب بازالتی با بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در یک زمینه دانه‌ریز است (**شکل ۳-۲**). پلاژیوکلاز درشت‌بلور اصلی سنگ است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد تا ۲ میلی‌متر قابل مشاهده است. منطقه‌بندی و بافت غربالی و دگرسانی محدود به کلسیت و گاه کانی‌های رسی در برخی از پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود. بر اساس زاویه خاموشی، پلاژیوکلازها از نوع لابرادوریت هستند. کلینوپیروکسن دیگر درشت‌بلور سنگ است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد تا ۱ میلی‌متر حضور دارد. این کانی‌ها با درجه‌های متغیری به کلسیت و گاه کلریت دگرسان شده‌اند. در برخی نقاط، تجمع کلینوپیروکسن و گاه پلاژیوکلاز به تشکیل بافت گلوپورفیری منجر شده است. کانی‌های کدر ماگمایی با فراوانی حدود ۲ درصد در زمینه سنگ پراکنده هستند.

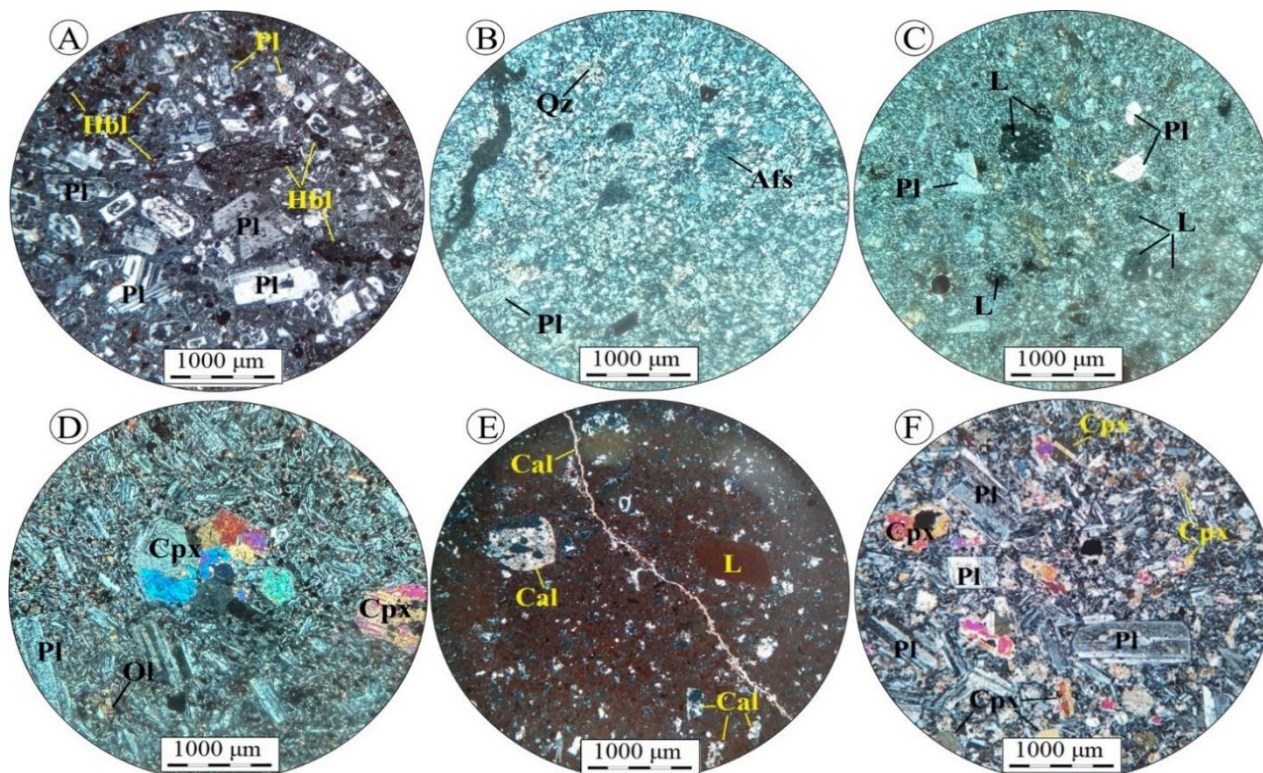
واحد E^{t2}: این واحد شامل تناوب لایه‌های متوسط تا ضخیم توف بلورین تا توف سنگی بلورین حدواسط تا بازیک همراه با میان‌لایه‌هایی از توف شیلی است (**شکل ۲-۲** A و C). رنگ عمومی این واحد خاکستری تیره بوده و ریخت‌شناسی نسبتاً ملایم نشان می‌دهد. واحد E^{t2} از بخش‌های شرقی تا مرکزی منطقه آغجه‌قلعه رخنمون داشته و به صورت هم‌شیب بر روی واحد گدازه‌ای E^{ba2} قرار گرفته است و خود توسط واحد توفی E^{tsh2} به صورت هم‌شیب پوشیده می‌شود. نتایج بررسی‌های سنگ‌شناسی این واحد بیانگر ترکیب توف سنگی بلورین بازیک با بافت پورفیر و کلاستیک بوده و تشکیل‌دهنده‌های آن شامل قطعه‌های سنگی، بلورهای پلاژیوکلاز، بلورهای جانشین شده با اپیدوت و کلسیت است

(**شکل ۴-۲** A). قطعه‌های سنگی به شکل نیمه‌گرد شده تا نیمه‌زاویه‌دار در ابعاد تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شوند و اغلب دارای بافت پورفیری تا میکرولیتی و زمینه تیره رنگ هستند. بلورهای پلاژیوکلاز داخل قطعه‌های سنگی قابل شناسایی است. بلورهای پلاژیوکلاز (ابعاد تا ۱/۵ میلی‌متر) از دیگر تشکیل‌دهنده عمده سنگ هستند که بیشتر به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و گاه شکسته و زاویه‌دار دیده می‌شوند. دگرسانی به اپیدوت و کلسیت در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. بلورهای ریزی با ابعاد ۰/۵ میلی‌متر و با جانشینی کامل توسط اپیدوت و کلسیت مشاهده می‌شوند. در بخش‌هایی از زمینه سنگ، تمرکزهایی از کوارتز و کلسیت ثانویه دیده می‌شود.

واحد E^{tsh2}: این واحد شامل تناوب لایه‌های نازک شیل، توف شیلی و خاکستر توف با ریخت‌شناسی ملایم است (**شکل ۲-۲** C) که از مرز شمال‌شرقی منطقه تا مرز شمالی آن رخنمون دارد. واحد E^{tsh2} به صورت هم‌شیب بر روی واحد توفی E^{t2} قرار گرفته است و خود توسط واحد توفی E^{at2} به صورت هم‌شیب پوشیده می‌شود. **واحد E^{at2}:** این واحد شامل تناوب لایه‌های نازک خاکستر توف و شیل توفی با ترکیب اسیدی و ریخت‌شناسی ملایم است که با رنگ روشن در گوشه شمال‌شرقی منطقه و در اطراف روستای آغجه‌قلعه رخنمون دارد (**شکل ۲-۲** C). این واحد به صورت هم‌شیب بر روی واحد توفی E^{tsh2} قرار گرفته است.

توده نفوذی (واحد qmz): در بخش‌های مرکزی منطقه آغجه‌قلعه و در انتهای جنوب‌غربی رگه کانه‌دار شماره ۱ (QV1)، رخنمونی کوچک از توده نفوذی در حاشیه غربی آبراهه دیده می‌شود که به داخل واحد توفی و گدازه‌ای E^{at1} و E^{ba1} نفوذ کرده است (**شکل ۲-۲** A). با توجه به بررسی‌های سنگ‌شناسی، این توده دارای ترکیب گابرو تا پیروکسن کوارتزموزنویت پورفیری بوده و به نظر می‌رسد هم‌منشأ با توده گرانیوئیدی حاج‌سیران (Faridi and Anvari, 2000) واقع در شمال‌شرق منطقه باشد.

در مقاطع میکروسکوپی، این توده اغلب دارای بافت پورفیروئیدی
 دانه‌ریز حاوی آلکالی فلدسپار همراه با مقداری پلاژیوکلاز و
 حاوی درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه
 کوارتز است (شکل ۴-B و C).



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌شناسی و بافت واحدهای سنگی در کانسار آغجه‌قلعه. A: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز همراه با هورنبلندهای اوپاسیته و کلریتی‌شده در زمینه دانه‌ریز گدازه‌های آندزیتی (واحد E^{an}); B: درشت‌بلورهای آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز کوارتز-فلدسپاتی در گدازه‌های ریوداسیتی (واحد E^{at1}); C: قطعه‌های سنگی همراه با بلورهای کوارتز شکسته‌شده در زمینه دانه‌ریز در توف‌های سنگی بلورین (واحد E^{at1}); D: بافت گلوبروپورفیری در گدازه‌های البوین بازالتی (واحد E^{ba1}); E: بلورهای تخته‌ای و منشوری کوچک جانشین‌شده توسط کلسیت همراه با قطعه‌های سنگی و حفره‌های پر شده توسط کلسیت در متن بسیار دانه‌ریز و تیره رنگ توف‌های سنگی بلورین (واحد E^{sh1}) و F: درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن همراه با پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز گدازه‌های بازالتی (واحد E^{ba2}). علائم اختصاری: کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Afs: آلکالی فلدسپار، Cal: کلسیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Hbl: هورنبلند، L: قطعه سنگ، Ol: البوین، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 3. Photomicrographs (transmitted crossed-polarized light, XPL) of mineralogy and texture of the rock units in the Aqjeh Qaleh deposit. A: Plagioclase phenocrysts along with chloritized and opacitized hornblende in a fine-grained matrix of andesitic lavas (Unit E^{an}), B: Alkali feldspar and plagioclase phenocrysts in a quartz-feldspathic fine-grained matrix of rhyodacitic lavas (Unit E^{at1}), C: Rock fragments along with broken quartz crystals in a fine-grained matrix in lithic crystal tuffs (Unit E^{at1}), D: Glomeroporphyritic texture in olivine basalt lavas (Unit E^{ba1}), E: Small tabular and prismatic crystals replaced by calcite, along with rock fragments and vugs filled by calcite in the very fine-grained, dark-colored matrix of lithic crystal tuffs (Unit E^{sh1}), and F: Clinopyroxene phenocrysts along with plagioclase in a fine-grained matrix of basaltic lavas (Unit E^{ba2}). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Cal: calcite, Cpx: clinopyroxene, Hbl: hornblende, L: rock fragment, Ol: olivine, Pl: plagioclase, Qz: quartz).

زمینه سنگ به صورت محدود به کانی‌های رسی دگرسان شده است. بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار پلاژیوکلاز (ابعاد تا ۶ میلی‌متر) گاهی دارای منطقه‌بندی بوده و با درجه‌های ضعیفی به سرسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز حاوی اذخال‌هایی از کانی‌های دیگر مانند کانی‌های کدر، پیروکسن و آپاتیت هستند. بلورهای کلینوپیروکسن (ابعاد تا ۲/۵ میلی‌متر) اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و برخی از آنها حاوی اذخال‌هایی از پلاژیوکلاز (بافت افیتیک) هستند. این بلورها با درجه‌های نسبتاً شدید و گاه به صورت کامل توسط کلسیت و اکینولیت جانشین شده‌اند. آلکالی‌فلدسپارها در زمینه سنگ متمرکز بوده و به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. در بخش‌های حاشیه‌ای، علاوه بر بافت پورفیروئیدی، بافت افیتیک نیز در سنگ دیده می‌شود (شکل ۴-D). در بافت پورفیروئیدی، درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در یک زمینه میکروگرانولار متشکل از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن جای گرفته‌اند. برخی از بلورهای پیروکسن موجود در زمینه سنگ توسط کلریت و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند. روند کلی ساختارها و گسل‌ها در منطقه آغچه‌قلعه شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی با شیب ۷۰ تا ۸۵ درجه به سمت شمال‌غرب و یا شمال‌شرق است. در این میان، گسل‌های با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی از نظر کانه‌زایی مهم هستند و رگه‌های کانه‌دار منطقه در امتداد آنها تشکیل شده‌اند.

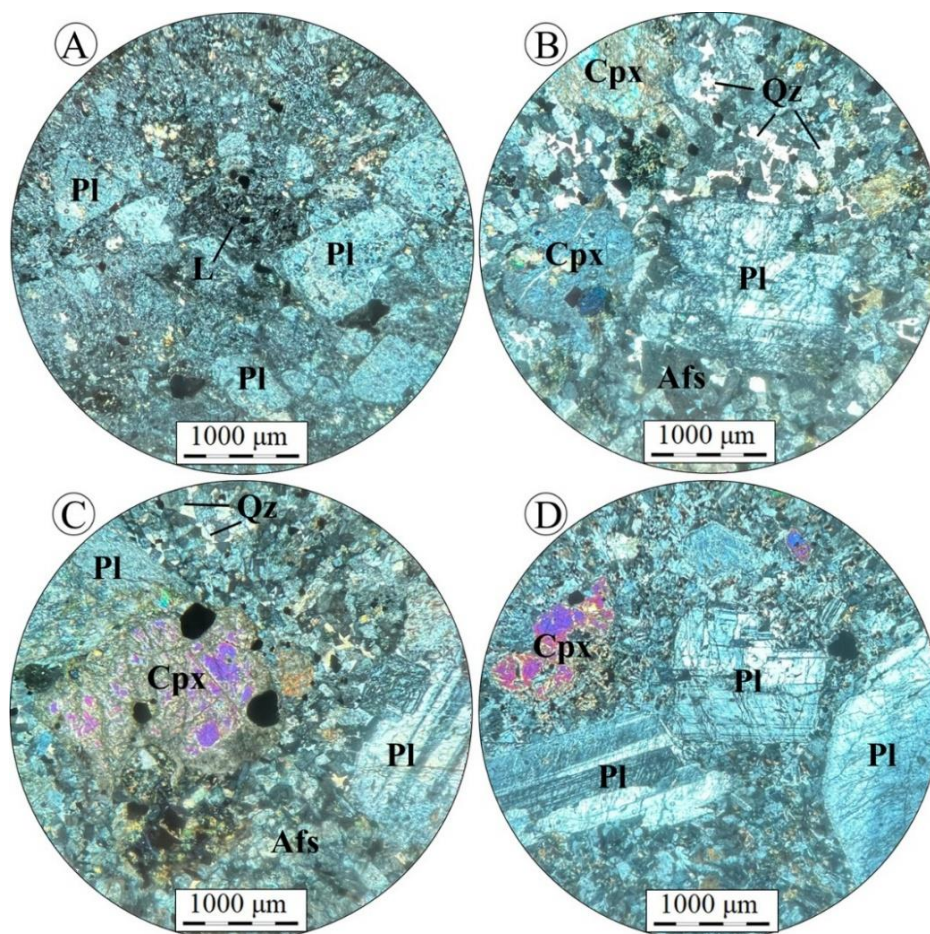
کانه‌زایی

کانه‌زایی در کانسار پلی‌متال آغچه‌قلعه شامل ۵ رگه کوارتز-سولفید است که درون توالی‌های آذرآواری و گدازه‌ای ائوسن منطقه (واحدهای E^{t1} , E^{ba1} , E^{tsh1} , E^{ba2} و E^{t2}) رخ داده‌اند. بر اساس بررسی‌های صحرایی و با توجه به نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۵۰۰۰ کانسار آغچه‌قلعه (شکل ۱)، رگه‌های کانه‌دار دارای امتداد کلی N10-20E با شیب ۷۰ تا ۸۵ درجه به سمت شمال‌غرب هستند. رگه شماره ۱ (QV1) حدود ۱۵۰ متر درازا و

۱/۵ متر پهنا داشته و توسط توالی خاکستر توف‌ها و توف‌های شیلی نازک‌لایه و شیل (واحد E^{tsh1}) میزبان‌شده است (شکل ۵-A). عمده فعالیت‌های اکتشافی بر روی این رگه کانه‌دار متمرکز بوده است. رگه شماره ۲ (QV2)، حدود ۵۰ متر درازا و تا ۰/۷ متر پهنا دارد. این رگه واحدهای E^{t1} (تناوب توف‌های بلورین تا توف‌های سنگی بلورین حدواسط تا بازیگ) و E^{ba1} (گدازه‌های الیوین بازالت تا بازالتی) را قطع کرده است (شکل ۵-B و C). درازای رگه کانه‌دار شماره ۳ (QV3) حدود ۶۰ متر بوده و پهنای آن تا ۰/۵ متر می‌رسد. این رگه توالی خاکستر توف‌ها و توف‌های شیلی نازک‌لایه و شیل (واحد E^{tsh1}) و گدازه‌های بازالتی تا الیوین بازالتی (واحد E^{ba2}) را قطع کرده است (شکل ۵-D). رگه شماره ۴ (QV4) حدود ۸۰ متر درازا و ۰/۶ متر پهنا داشته و واحدهای E^{ba2} (گدازه‌های بازالتی) و E^{t2} (توالی توف‌های بلورین تا توف‌های سنگی بلورین حدواسط تا بازیگ و توف‌های شیلی) را قطع کرده است (شکل ۵-E). رگه کانه‌دار شماره ۵ (QV5)، حدود ۳۰ متر درازا و تا ۲ متر پهنا دارد. امتداد کلی این رگه N15E بوده و شبیهی مشابه با دیگر رگه‌های کانه‌دار منطقه دارد. این رگه نیز توسط گدازه‌های الیوین بازالتی تا بازالتی (واحد E^{ba1}) میزبان‌شده است (شکل ۵-F). به طور معمول، دگرسانی آرژلیک حدواسط رگه‌های کانه‌دار در کانسار آغچه‌قلعه را در بر گرفته است (شکل ۵-A، C و E). پهنای این دگرسانی در کمر بالا و کمر پایین رگه‌ها متغیر و بین ۱ تا ۵ متر قابل اندازه‌گیری است. برشی‌شدن در اغلب رگه‌های کانه‌دار کانسار آغچه‌قلعه رخ داده است. ضخامت بخش‌های برشی از چند میلی‌متر تا چندین سانتی‌متر متغیر بوده و گاه تمام رگه کانه‌دار دارای ساخت برشی است. به طور معمول، برش‌ها دارای قطعه‌های سنگی فراوان با سیمان گرمابی بوده و از نوع برش‌های گرمابی هستند (برای مثال کوهستانی و همکاران (Kouhestani et al., 2012)). قطعه‌های موجود اغلب جورنشده و زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار بوده و شامل ۲۰ تا ۳۰ درصد قطعه‌های توفی، ۱۰ تا ۲۰ درصد قطعه‌های گدازه‌ای و ۵۰ تا ۷۰ درصد قطعه‌های کانه‌دار هستند. سیمان گرمابی این

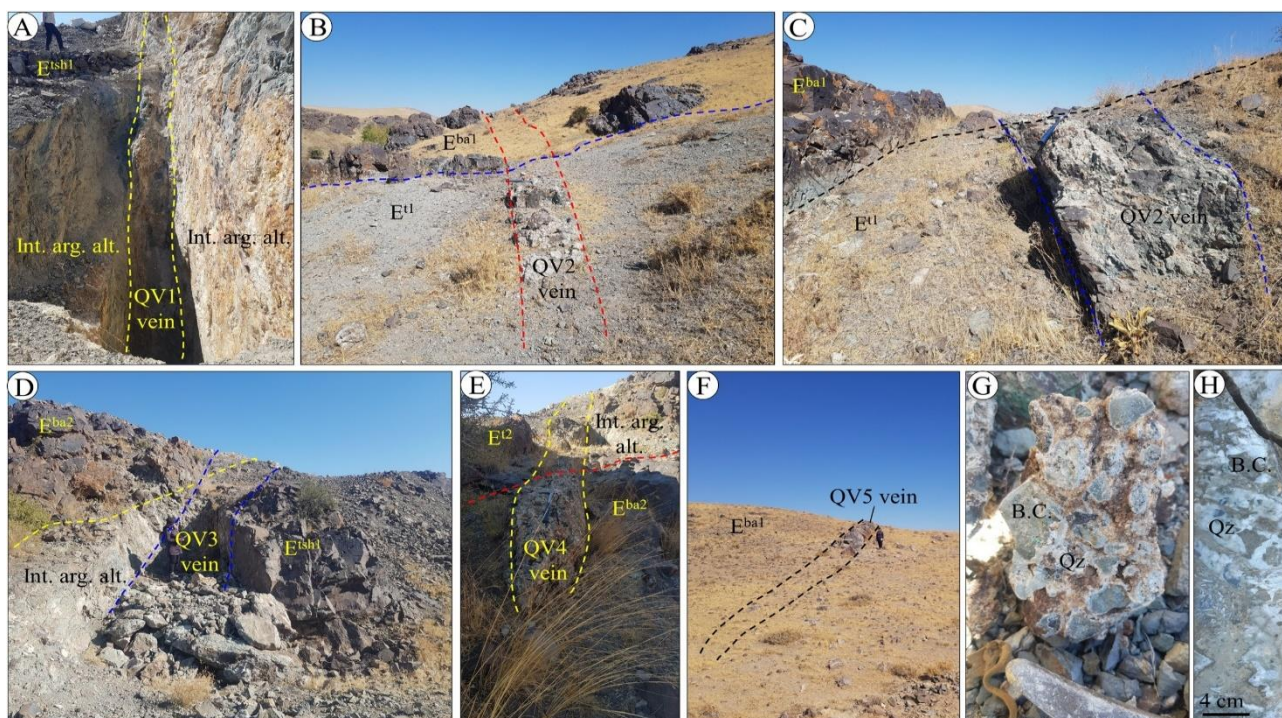
هستند. عیار نمونه‌های برداشت‌شده از این رگه‌ها تا ۴ درصد مجموع سرب و روی، میانگین ۰/۵ درصد مس و تا ۲۵/۹ گرم در تن نقره را نشان می‌دهد (Mehdikhani, 2020).

برش‌ها از نوع کوارتز و سولفید است (شکل ۵-G و H). گالن و اسفالریت همراه با اندکی پیریت و کالکوپیریت، مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی موجود در رگه‌های کانه‌دار کانسار آغجه‌قلعه



شکل ۴: تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌شناسی و بافت واحدهای سنگی در کانسار آغجه‌قلعه. A: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز همراه با یک قطعه سنگ در زمینه دانه‌ریز در لایه‌های توفی (واحد E¹²)، B و C: بافت پورفیریوئیدی متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه متشکل از کوارتز و آلکالی فلدسپارهای آرژیلی شده با بافت میکروگرانولار در پیروکسن کوارتز مونزونیت پورفیری و D: بافت پورفیریوئیدی متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه میکروگرانولار در گابروها. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، Cpx: کلینوپیروکسن، L: قطعه سنگ، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 4. Photomicrographs (transmitted crossed-polarized light, XPL) of mineralogy and texture of the rock units in the Aqjeh Qaleh deposit. A: Plagioclase phenocrysts along with a rock fragment in a fine-grained matrix in tuff layers (Unit E¹²), B and C: Porphyritic texture consisting of plagioclase and clinopyroxene phenocrysts in a matrix of quartz and argillized alkali feldspars with a microgranular texture in pyroxene quartz monzonite porphyry, and D: Porphyritic texture consisting of plagioclase and clinopyroxene phenocrysts in a microgranular matrix of gabbros. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Cpx: clinopyroxene, L: rock fragment, Pl: plagioclase, Qz: quartz).



شکل ۵. تصویرهای صحرایی و نمونه دستی از رگه‌های کوارتز-سولفیدی کانه‌دار و ساخت و بافت آنها در کانسار آغجه‌قلعه. A: نمایی از رگه کانه‌دار شماره ۱ (QV1) با میزبان واحد E^{tsh1} و ترانشه اکتشافی حفر شده بر روی آن (دید به سمت جنوب غرب). به هاله دگرسانی آرژیلیک حدواسط اطراف رگه توجه شود، B و C: نماهایی از رگه کوارتز-سولفیدی کانه‌دار شماره ۲ (QV2) که واحدهای E^{t1} و E^{ba1} میزبان خود را قطع کرده است. دید هر دو تصویر به سمت شمال شرق است، D: نمایی از رگه کانه‌دار شماره ۳ (QV3) و هاله دگرسانی آرژیلیک حدواسط اطراف آن (دید به سمت شمال شرق)، E: نمایی از رگه کوارتز-سولفیدی کانه‌دار شماره ۴ (QV4) که واحدهای E^{ba2} و E^{t2} میزبان خود را قطع کرده است (دید به سمت شمال شرق). دگرسانی آرژیلیک حدواسط اطراف رگه قابل مشاهده است، F: نمایی از رگه کانه‌دار شماره ۵ (QV5) که واحد E^{ba1} را قطع کرده است (دید به سمت شمال شرق)، G و H: نماهایی نزدیک از برش‌های گرمایی با سیمان کوارتز-سولفیدی. علائم اختصاری کانی‌ها از وینتی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (B.C.: قطعه‌های برشی، Qz: کوارتز).

Fig. 5. Field and hand specimen photographs of quartz-sulfide ore veins and their structure and texture in the Aqjeh Qaleh deposit. A: View of ore vein 1 (QV1) hosted by E^{tsh1} unit, and the exploration trench dug over it, looking southwest. Note the intermediate argillic alteration halo around the vein, B and C: Views of quartz-sulfide ore vein 2 (QV2) cutting its host E^{t1} and E^{ba1} units. Both views are looking northeast, D: View of ore vein 3 (QV3) and its surrounding intermediate argillic alteration halo, looking to the northeast, E: View of quartz-sulfide ore vein 4 (QV4) that cuts its host E^{ba2} and E^{t2} units, looking to the northeast. Intermediate argillic alteration is evident around the vein, F: View of ore vein 5 (QV5) that cuts unit E^{ba1} , looking northeast, G and H: Close views of hydrothermal breccia with quartz-sulfide cement. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (B.C.: breccia clasts, Qz: quartz).

دگرسانی گرمایی

سه نوع نخست دگرسانی با بخش‌های کانه‌دار هم‌پوشانی دارند. دگرسانی سیلیسی به صورت رگه-رگچه‌ای و همچنین سیمان کوارتزی بین قطعه‌های برشی در برش‌های گرمایی دیده می‌شود (شکل ۶- A و B). ضخامت رگه-رگچه‌های کوارتزی بین ۵ تا

بر اساس نتایج بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی گرمایی در کانسار آغجه‌قلعه شامل انواع دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی، آرژیلیک حدواسط و پروپیلیتیک است که در این میان،

۱۰ سانتی متر متغیر است. در مقاطع میکروسکوپی، کوارتز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد ریز تا درشت (بیشینه تا ۲ سانتی‌متر) دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی دو نوع دگرسانی کربناتی در کانسار آغچه‌قلعه قابل تفکیک است. دگرسانی کربناتی نوع اول شامل کلسیت‌هایی است که همراه با کوارتز در بخش‌های کانه‌دار دیده می‌شوند (شکل ۶-۶). دگرسانی کربناتی نوع دوم شامل رگچه‌های کلسیت تأخیری و کلسیت با بافت پرکننده فضای خالی است (شکل ۶-۷). رگچه‌های کلسیتی بخش‌های کانه‌دار را قطع می‌کنند که نشان‌دهنده تشکیل آنها در مراحل پایانی دگرسانی گرمایی است. دگرسانی آرژلیک حدوداً با ضخامت بین ۱ تا ۵ متر در اطراف رگه‌های کوارتز-سولفیدی کانه‌دار قابل مشاهده است (شکل ۵-۵). A، C و E. بر اساس بررسی‌های صحرایی، دگرسانی آرژلیک حدوداً در کانسار آغچه‌قلعه توسط درز و شکستگی‌ها کنترل شده و در مقیاس رخنمون باعث تغییر رنگ سفید تا زرد سنگ‌ها شده است که می‌تواند در اکتشاف مفید باشد. در مقاطع میکروسکوپی، این دگرسانی شامل بلورهای ریز سیریسیت (و ایلیت) در همراهی با کلریت و مقدار کمی کوارتز و کلسیت است (شکل ۶-۶). دگرسانی پروپلیتیک در رخنمون‌های صحرایی به رنگ سبز مشاهده شده و معمولاً در خارج از بخش‌های کانه‌زایی رخ داده است. این دگرسانی دارای شدت کم تا متوسط است و بافت کانی‌ها در آن حفظ شده است. دگرسانی پروپلیتیک اغلب با جانشینی کانی‌های اولیه سنگ توسط مجموعه کلریت، کلسیت، اپیدوت و سیریسیت مشخص می‌شود (شکل ۶-۶). (F)

کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ

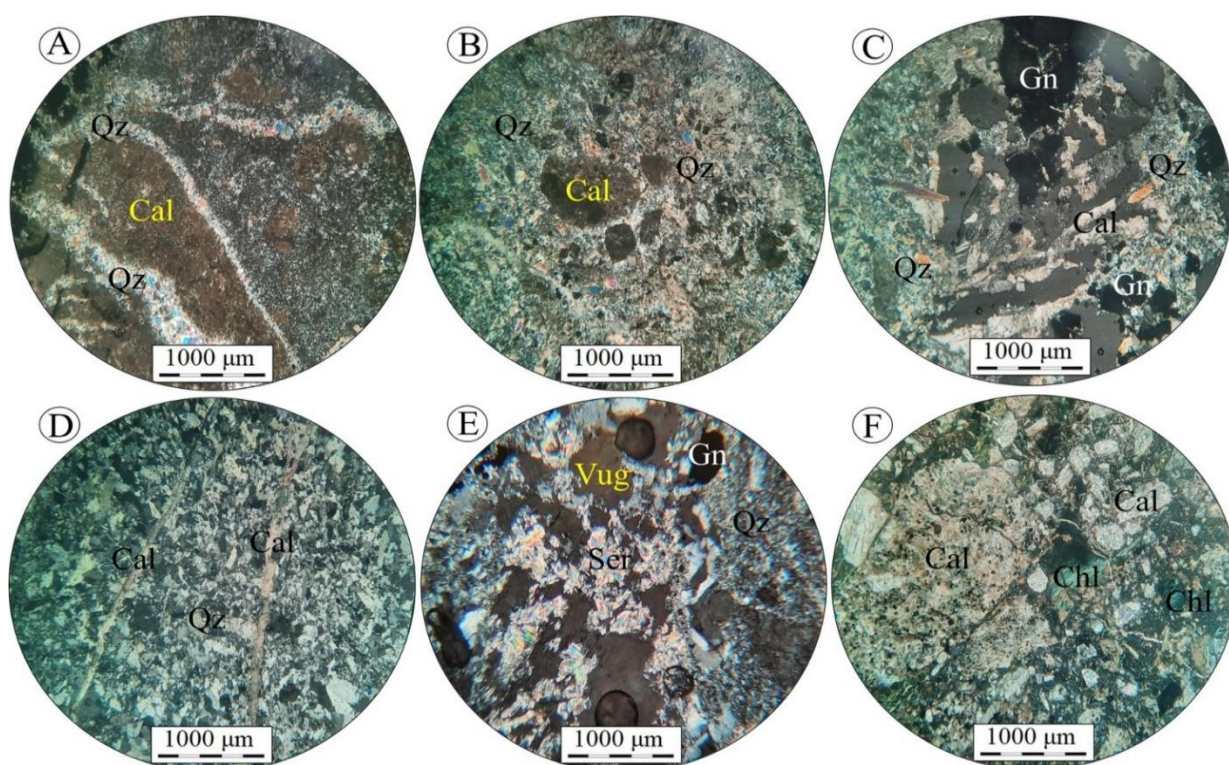
به ترتیب فراوانی، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و پیریت، کانه‌های درون‌زاد در کانسار آغچه‌قلعه هستند. سروزیت،

اسمیت‌زونیت، گوتیت، مالاکیت و کوولیت در اثر فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. کوارتز، کلسیت و کلریت کانی‌های باطله هستند. انواع بافت کانسنگ شامل دانه‌پراکنده، رگچه‌ای، پرسی، پوسته‌ای (قشرگون)، کاکلی، گل‌کلی، پرمانند، بازماندی، پُرکننده فضای خالی و جانشینی است.

پیریت معمولاً به صورت بلورهای ریز تا درشت (بین ۱۰ میکرون تا ۱ میلی‌متر) بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاه شکل‌دار با بافت دانه‌پراکنده در رگه‌های کانه‌دار و هاله‌های دگرسانی اطراف آنها دیده می‌شود (شکل ۷-۷). پیریت‌های درشت اغلب از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به گوتیت دگرسان شده‌اند و گاه بقایایی از آن با بافت بازماندی باقی‌مانده است. در برخی از نمونه‌ها، ادخال‌هایی از پیریت‌های نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار درون کالکوپیریت دیده می‌شود (شکل ۷-۷). در برخی دیگر از نمونه‌ها، پیریت با کالکوپیریت و گالن هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل ۷-۷). کالکوپیریت معمولاً به صورت بلورهای متوسط تا گاه درشت (بیشینه تا ابعاد حدود ۲ سانتی‌متر) نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با بافت دانه‌پراکنده قابل مشاهده است. کالکوپیریت گاهی دارای ادخال‌هایی از پیریت است (شکل ۷-۷). در بیشتر نمونه‌ها، کالکوپیریت از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به گوتیت و کوولیت دگرسان شده و تنها بقایایی از آن به صورت بافت‌های بازماندی و یا اسکلتی باقی‌مانده است (شکل ۷-۷). در برخی از نمونه‌ها، کالکوپیریت با پیریت، گالن و اسفالریت هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل ۷-۷). در برخی دیگر از نمونه‌ها، ادخال‌هایی از کالکوپیریت درون گالن و اسفالریت (شکل ۷-۷). قابل مشاهده است. در یکی از نمونه‌ها، کالکوپیریت با بافت رگچه‌ای نیز در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود (شکل ۷-۷). گالن بیشتر به صورت بلورهای درشت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار (تا ابعاد حدود ۳ سانتی‌متر) با رخ‌های مثلی دیده می‌شود. در بیشتر بخش‌های کانه‌دار، گالن از حاشیه‌ها به سروزیت دگرسان شده و تنها بقایایی از آن به صورت بافت بازماندی باقی‌مانده است (شکل ۷-۷). گالن معمولاً با پیریت،

به رنگ عسلی (احتمالاً فقیر از آهن) دیده شده و معمولاً با گالن و گاهی کالکوپیریت هم‌رشدی دارد (شکل ۷-G و J). در برخی از نمونه‌ها، ادخال‌هایی از کالکوپیریت درون اسفالریت دیده می‌شود (شکل ۷-L). در اثر فرایندهای برون‌زاد، اسفالریت از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها به اسمیت‌زونیت دگرسان شده است (شکل ۷-J و L).

کالکوپیریت و اسفالریت هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل ۷-D، F، G و J). با این وجود، در برخی از نمونه‌ها، ادخال‌هایی از کالکوپیریت درون گالن دیده می‌شود (شکل ۷-F). به صورت محدود، گالن با بافت رگچه‌ای نیز در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود (شکل ۷-K). اسفالریت با فراوانی کمتر نسبت به گالن در رگه‌های کانه‌دار کانسار آغچه‌قلعه قابل مشاهده است. این کانی بیشتر به صورت بلورهای متوسط تا درشت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع دگرسانی‌ها در کانسار آغچه‌قلعه. A و B: رگه-رگچه‌های کوارتزی (A) و سیمان سیلیسی برش‌های گرمایی (B) در دگرسانی سیلیسی، C: کلسیت در بخش‌های کوارتز-کربناتی کانه‌دار در دگرسانی کربناتی نوع اول، D: رگچه کلسیتی در دگرسانی کربناتی نوع دوم، E: سریسیت همراه با کوارتز در دگرسانی آرژیلیک حدواسط و F: دگرسانی پلاژیوکلاز و پیروکسن به کلسیت و کلریت در دگرسانی پروپلیتیک. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Gn: گالن، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت، Vug: فضای خالی).

Fig. 6. Photomicrographs (transmitted cross-polarized light, XPL) of hydrothermal alteration types in the Aqjeh Qaleh deposit. A and B: Quartz vein-veinlets (A) and hydrothermal breccia cement (B) in silicification, C: Calcite within ore-bearing quartz-carbonate parts in type 1 carbonate alteration, D: Calcite veinlet in type 2 carbonate alteration, E: Sericite along with quartz in intermediate argillic alteration, and F: Alteration of plagioclase and pyroxene to calcite and chlorite in propylitic alteration. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Chl: chlorite, Gn: galena, Qz: quartz, Ser: sericite, Vug: open space).

کوارتز، کلسیت و کلریت، کانی‌های باطله در کانسار آغجه‌قلعه هستند. کوارتز کانی باطله اصلی است که به صورت بلورهای ریز تا درشت بی‌شکل تا شکل‌دار (ابعاد کمتر از ۲۰۰ میکرون تا بیشینه ۱ سانتی‌متر) و یا توده‌ای در رگه‌های کانه‌دار دیده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی، کوارتزها اغلب دارای بافت‌های شانه‌ای و پُرکننده فضای خالی هستند (شکل ۸-۸). در برخی از نمونه‌ها، کوارتزها بافت‌های کاکلی، پوسته‌ای، گل‌کلی و پُرمانند نشان می‌دهند (شکل ۸-۸ تا E). کلسیت معمولاً دارای بافت‌های رگچه‌ای، پُرکننده فضای خالی و جانشینی است (شکل ۶-۶، D و F). در مقاطع میکروسکوپی، کلریت به رنگ قهوه‌ای تا سبز دیده شده و اغلب دارای بافت اسفرولیتی است (شکل ۸-۸). سریست-ایلیت به صورت بلورهای ریز (ابعاد بین ۵ تا ۵۰ میکرون) در مقاطع نازک میکروسکوپی دیده می‌شوند (شکل ۶-۶).

مراحل کانه‌زایی و توالی هم‌یافتی کانی‌ها

با توجه به بررسی‌های صحرایی، بررسی نمونه‌های دستی و مغزه‌های حفاری، بررسی‌های میکروسکوپی و براساس روابط بافتی موجود بین کانی‌ها، مراحل کانه‌زایی در کانسار آغجه‌قلعه به پنج مرحله قابل تفکیک است. مرحله اول کانه‌زایی با سیلیسی شدن (کوارتزهای ریزبلور) سنگ‌های میزبان مشخص می‌شود (شکل ۹-۸ تا C و H). پیریت تنها کانی سولفیدی این مرحله است که بیشتر به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل سالم با بافت دانه‌پراکنده در متن سیلیسی شده سنگ دیده می‌شود. این مرحله اغلب به عنوان زمینه‌ساز مراحل بعدی کانه‌زایی عمل کرده و بیشتر توسط مراحل بعدی کانی‌سازی قطع و برشی شده است (شکل ۹-۸ تا E و H). مرحله دوم کانه‌زایی شامل رگه-رگچه‌ها و برش‌های گرمابی با سیمان سیلیسی حاوی پیریت (فراوانی ۲ درصد) و کالکوپیریت (فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد) با ضخامت تا ۳۰ سانتی‌متر است. پیریت‌های این مرحله اغلب متوسط تا درشت‌بلور بوده و دارای حفره‌های فراوان هستند. مرحله دوم کانه‌زایی، مرحله اول کانه‌زایی را قطع و برشی کرده (شکل ۹-۸ و C) و خود توسط مرحله سوم

کانه‌زایی قطع شده است (شکل ۹-۸ و B)؛ به طوری که بخش‌هایی از آن به صورت قطعه‌های سنگی در سیمان گرمابی برش‌های مرحله سوم کانه‌زایی قابل مشاهده است (شکل ۹-۸ تا G). کانه‌زایی مرحله سوم با حضور رگه و رگچه‌ها و برش‌های گرمابی با سیمان سیلیسی دارای گالن و اسفالریت به ضخامت تا ۲۵ سانتی‌متر مشخص می‌شود که مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده (شکل ۹-۸، B و D) و خود توسط رگه و رگچه‌های کوارتز-کلسیتی مرحله چهارم کانه‌زایی قطع شده‌اند (شکل ۹-۸ تا G). برش‌های گرمابی این مرحله حاوی قطعه‌های سنگی مراحل اول و دوم کانه‌زایی هستند (شکل ۹-۸ تا G). مرحله چهارم کانه‌زایی یک مرحله عقیم (بدون کانه) بعد از کانه‌زایی بوده و به آخرین فعالیت‌های گرمابی در کانسار آغجه‌قلعه مرتبط است. این مرحله با حضور رگه و رگچه‌های کوارتز و کلسیتی مشخص می‌شود که اغلب مراحل قبلی کانه‌زایی را قطع کرده‌اند (شکل ۹-۸ تا E و H). ضخامت رگه-رگچه‌های این مرحله معمولاً کمتر از ۱۰ سانتی‌متر است. هیچ کانی سولفیدی با این مرحله مشاهده نمی‌شود. مرحله پنجم کانه‌زایی مربوط به فرایندهای برون‌زاد بوده و طی آن کانی‌های سروزیت، اسمیت‌زونیت، گوتیت، مالاکیت و کوولیت با بافت‌های پُرکننده فضای خالی، بازماندی و جانشینی تشکیل شده‌اند. توالی هم‌یافتی کانی‌ها در کانسار آغجه‌قلعه در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

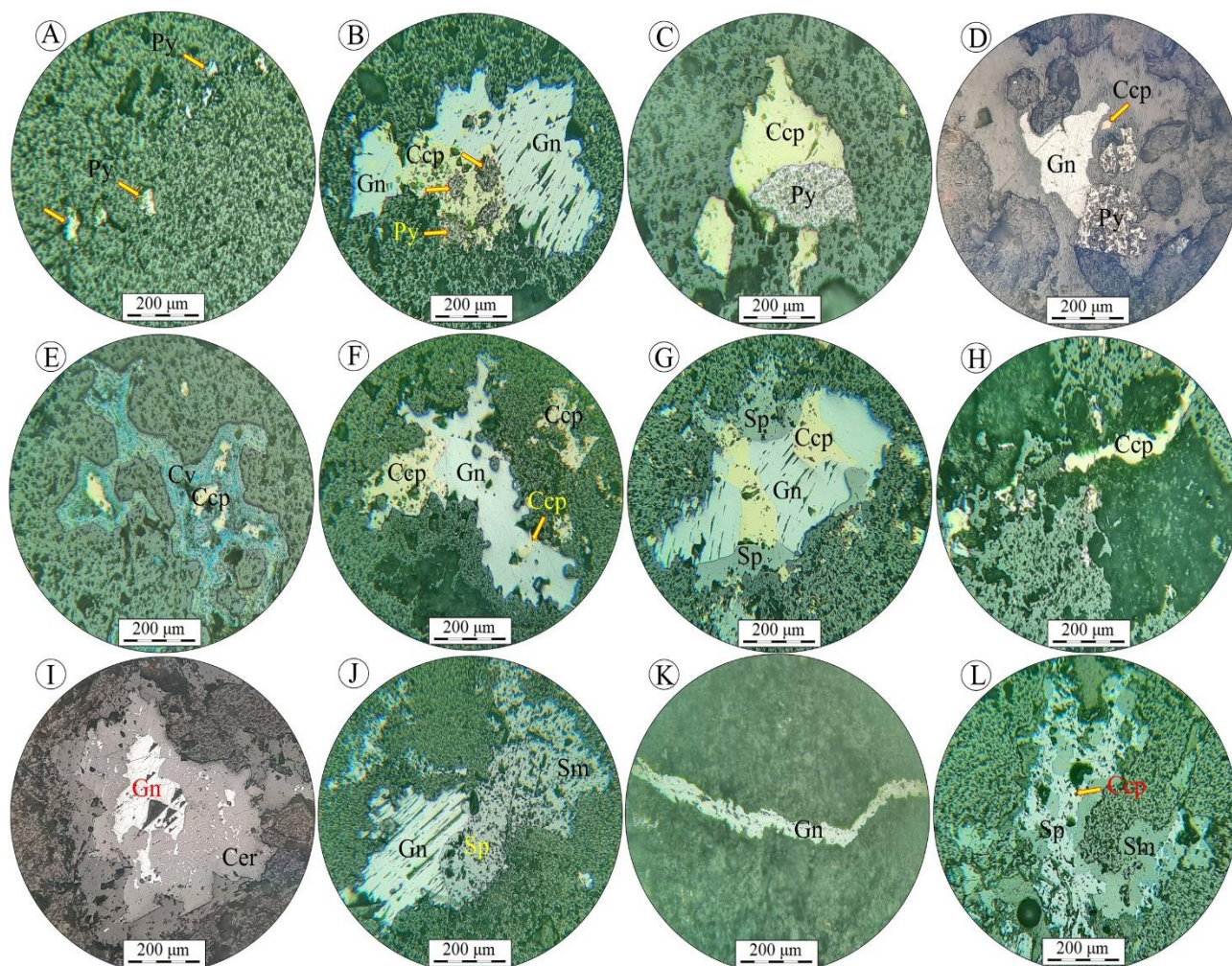
داده‌های زمین‌شیمیایی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های کانسار آغجه‌قلعه در جدول ۱ آورده شده است.

بحث و بررسی

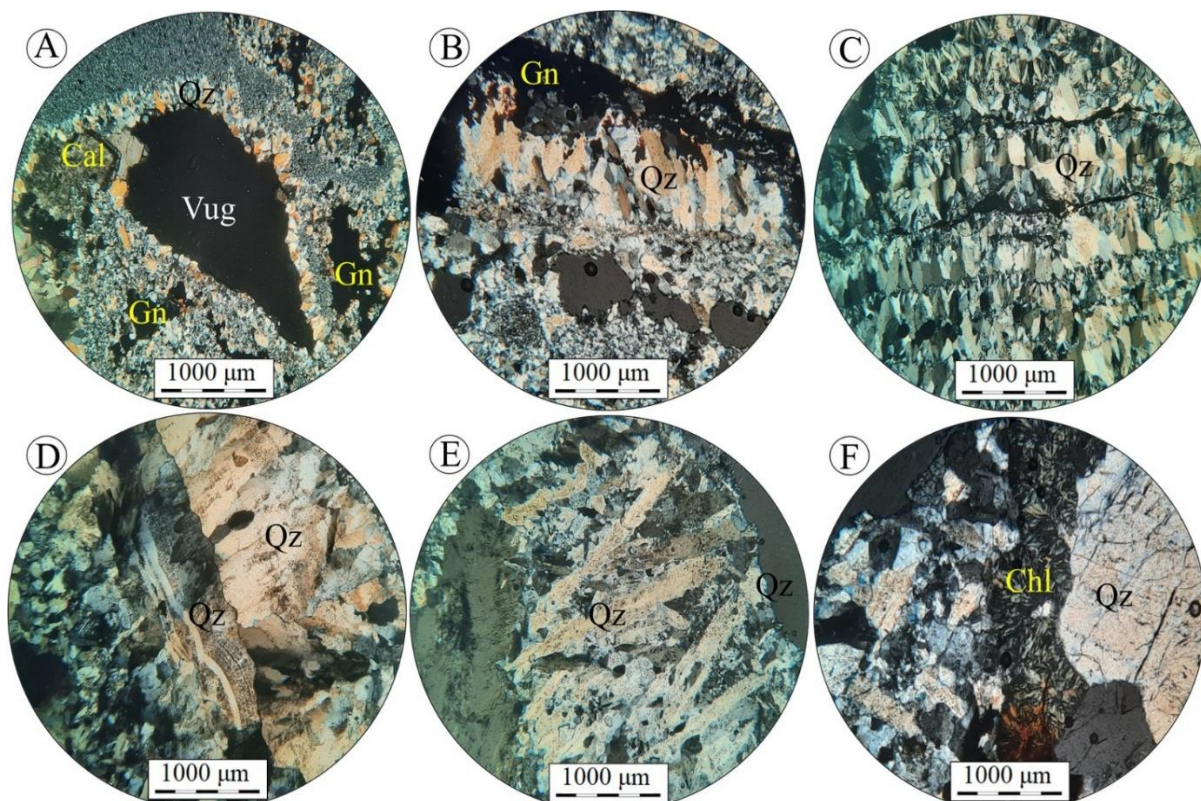
ضرایب همبستگی عناصر

ضرایب همبستگی عناصر کانه‌ساز در کانسار آغجه‌قلعه در جدول ۲ آورده شده است.



شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی (نور بازتابی) از کانی‌شناسی و بافت کانسنگ در کانسار آغجه‌قلعه. A: بلورهای ریز و بی‌شکل پیریت با بافت دانه‌پراکنده، B: ادخال‌های پیریت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار درون کالکوپیریت. هم‌رشدی کالکوپیریت و گالن نیز قابل مشاهده است، C: هم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت، D: هم‌رشدی پیریت و گالن، E: دگرسانی کالکوپیریت به کوولیت و تشکیل بافت بازماندی، F و G: هم‌رشدی کالکوپیریت با گالن و اسفالریت. ادخال‌های کالکوپیریت در گالن و اسفالریت نیز قابل مشاهده است، H: بافت رگچه‌ای کالکوپیریت، I: دگرسانی گالن به سروزیت و تشکیل بافت بازماندی، L: هم‌رشدی گالن و اسفالریت. دگرسانی اسفالریت به اسمیت‌زونیت نیز دیده می‌شود، K: گالن با بافت رگچه‌ای. و L: دگرسانی اسفالریت به اسمیت‌زونیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Cer: سروزیت، Cv: کوولیت، Gn: گالن، Py: پیریت، Qz: کوآرتز، Sm: اسمیت‌زونیت، Sp: اسفالریت).

Fig. 7. Photomicrographs (reflected light) of the ore mineralogy and texture in the Aqjeh Qaleh deposit. A: Anhedral fine-grained disseminated pyrite crystals, B: Subhedral to euhedral pyrite inclusions within chalcopyrite. Intergrowth of chalcopyrite and galena is also observed, C: Intergrowth of pyrite and chalcopyrite, D: Intergrowth of pyrite and galena, E: Alteration of chalcopyrite to covellite and formation of residual texture, F and G: Intergrowth of chalcopyrite with galena and sphalerite. Chalcopyrite inclusions within galena and sphalerite are also observed, H: Veinlet texture of chalcopyrite, I: Alteration of galena to cerussite and formation of residual texture, J: Intergrowth of galena and sphalerite. Alteration of sphalerite to smithsonite is also observed, K: Veinlet texture of galena, and L: Alteration of sphalerite to smithsonite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Cer: cerussite, Cv: covellite, Gn: galena, Py: pyrite, Qz: quartz, Sm: smithsonite, Sp: sphalerite).

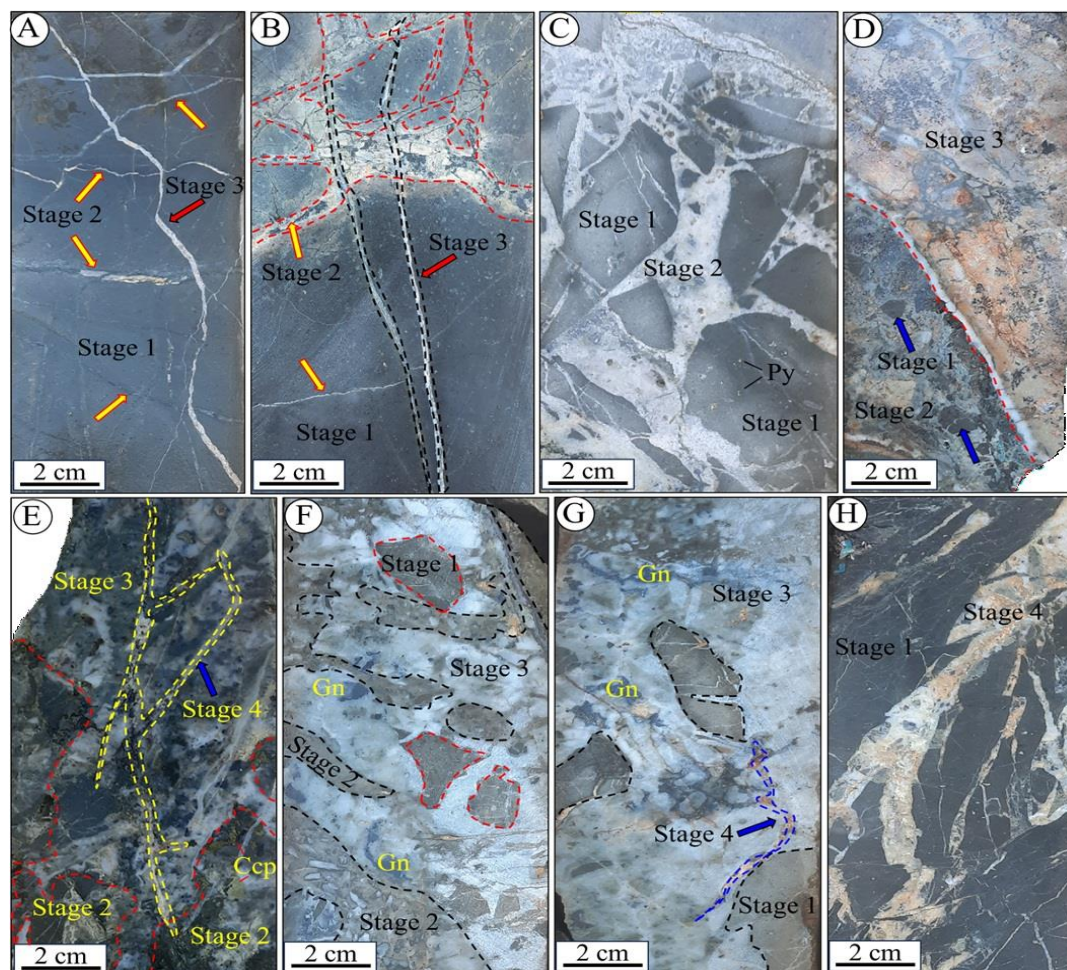


شکل ۸. تصویرهای میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از کانی‌های باطله و بافت آنها در کانسار آغجه‌قلعه. A: کوارتز با بافت پرکننده فضای خالی، B: بافت کاکلی کوارتز، C: بافت پوسته‌ای (قشرگون) کوارتز، D: بافت‌های گل‌کلمی و پرمانند کوارتز، E: بلورهای درشت کوارتز با بافت پرمانند و F: کلریت با بافت اسفرولیتی در فضاهای خالی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Gn: گالن، Qz: کوارتز، Vug: فضای خالی).

Fig. 8. Photomicrographs (transmitted crossed-polarized light, XPL) of gangue minerals and textures in the Aqjeh Qaleh deposit. A: Quartz with vug infill texture, B: Cockade texture of quartz, C: Crustiform texture of quartz, D: Colloform and plumose textures of quartz, E: Coarse-grained quartz crystals with plumose texture, and F: Chlorite with spherulitic texture within vugs. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: calcite, Chl: chlorite, Gn: galena, Qz: quartz, Vug: open space).

آرسنیک (۰/۷) و مثبت ضعیف (۰/۲) آن با آنتیموان و همچنین همبستگی مثبت قوی (۰/۸) آرسنیک و آنتیموان می‌تواند نشان‌دهنده همراهی این عناصر در سیالات گرمایی کانه‌ساز باشد. همبستگی مثبت بین نقره و عناصر گوگرد و آرسنیک می‌تواند نشان‌دهنده حضور این عناصر در شبکه کانی‌های سولفوسالتی باشد. همبستگی مثبت متوسط (۰/۶) روی و کادمیم می‌تواند به جایگزینی Cd^{2+} به جای Zn^{2+} در ساختار اسفالریت باشد.

بر این اساس، سرب و روی همبستگی مثبت متوسط (۰/۶) با یکدیگر و همبستگی منفی ضعیف (به ترتیب ۰/۰۱- و ۰/۰۷-) با مس دارند که با تشکیل این عناصر در مراحل مختلف کانه‌زایی مطابقت دارد. سرب همچنین دارای همبستگی مثبت متوسط (۰/۶) با نقره است که احتمالاً به حضور نقره در شبکه گالن دلالت دارد. همبستگی متوسط (۰/۴) نقره و گوگرد نیز احتمالاً بیانگر حضور نقره در شبکه کانی گالن است. همبستگی مثبت قوی نقره با



شکل ۹. تصویرهای نمونه دستی از مراحل کانه‌زایی در کانسار آغجه‌قلعه. A و B: مرحله اول کانه‌زایی به صورت سیلیسی شدن سنگ میزبان که توسط رگچه‌های مرحله دوم (فلش‌های زرد) قطع شده است. در هر دو تصویر، رگچه‌های مرحله دوم خود توسط رگچه‌های مرحله سوم (فلش‌های قرمز) قطع شده‌اند، C: قطعه‌های برشی مرحله اول کانه‌زایی (بخش‌های تیره) در سیمان سیلیسی-سولفیدی مرحله دوم کانه‌زایی. بلورهای ریز پیریت در قطعه‌های مرحله اول کانه‌زایی قابل مشاهده است، D: قطع شدن مرحله دوم کانه‌زایی توسط مرحله سوم کانه‌زایی. قطعه‌های برشی مرحله اول کانه‌زایی (فلش‌های آبی) در سیمان سیلیسی-سولفیدی مرحله دوم کانه‌زایی قابل مشاهده است، E تا G: قطعه‌های برشی مرحله‌های اول و دوم کانه‌زایی در سیمان سیلیسی-سولفیدی مرحله سوم کانه‌زایی. در تصویرهای E و G، رگچه‌های کوارتز-کلسیتی مرحله چهارم کانه‌زایی (فلش‌های آبی) که مرحله سوم کانه‌زایی را قطع کرده‌اند نیز قابل مشاهده است و H: رگچه‌های کوارتز-کلسیتی مرحله چهارم کانه‌زایی که مرحله اول کانه‌زایی را قطع کرده‌اند. علائم اختصاری: Ccp: کالکوپیریت، Gn: گالن، Py: پیریت).

Fig. 9. Hand specimen photographs of mineralization stages in the Aqjeh Qaleh deposit. A and B: Stage 1 mineralization as silicification of the host rock crosscut by stage 2 veinlets (yellow arrows). In both photos, stage 2 veinlets are, in turn, cut by stage 3 veinlets (red arrows), C: Stage 1 breccia clasts (dark parts) in quartz-sulfide cement of stage 2 mineralization. Fine-grained pyrite crystals are visible in stage 1 clasts, D: Stage 2 mineralization that cut by stage 3 mineralization. Stage 1 breccia clasts (blue arrows) are visible in quartz-sulfide cement of the stage 2 mineralization, E–G: Clasts of stages 1 and 2 mineralization in quartz-sulfide cement of stage 3 mineralization. In E and G photos, quartz-calcite veinlets of stage 4 mineralization (blue arrows) cutting the stage 3 mineralization, are also visible, and H: Quartz-calcite veinlets of stage 4 mineralization that cut the stage 3 mineralization. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Gn: galena, Py: pyrite).

	Stage 1	Stage 2	Stage 3	Stage 4	Supergene
Pyrite					
Chalcopyrite					
Galena					
Sphalerite					
Cerussite					
Smithsonite					
Goethite					
Malachite					
Covellite					
Quartz					
Calcite					
Chlorite					
Sericite-Illite					
Disseminated					
Vein-Veinlets					
Brecciated					
Colloform					
Crustiform					
Cockade					
Plumose					
Vug Infill					
Relict					
Replacement					

شکل ۱۰. مراحل کانی‌سازی و توالی هم‌یافتی کانه‌ها و کانی‌های باطله در کانسار آغجه‌قلعه

Fig. 10. Mineralization stages and paragenetic sequence of ore and gangue minerals at the Aqjeh Qaleh deposit

بیانگر نقش کمتر آنها در کانه‌زایی است. در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995)، نمونه‌های کانه‌دار الگوی تقریباً مشابهی با توده پیروکسن کوارتزومونزونیت پورفیری و سنگ‌های میزبان نشان می‌دهند (شکل ۱۱-B) که این امر نیز می‌تواند بیانگر نقش توده پیروکسن کوارتزومونزونیت پورفیری و سنگ‌های میزبان در تشکیل رگه‌های کانه‌دار باشد. نمونه‌های کانه‌دار دارای الگوی عناصر کمیاب خاکی با نسبت متوسط تا بالای عناصر کمیاب خاکی سبک به سنگین و الگوی تقریباً مسطح در عناصر کمیاب خاکی سنگین هستند. غنی‌شدگی نسبی عناصر کمیاب خاکی سبک در رگه‌های کانه‌دار می‌تواند در ارتباط با قابلیت تحرک این عناصر در مقایسه با عناصر کمیاب خاکی سنگین باشد که به غنی‌شدگی بیشتر آنها در رگه‌های کانه‌دار منجر شده است (Rolland et al., 2003). در مجموع، نمونه‌های کانه‌دار در مقایسه با توده پیروکسن کوارتزومونزونیت پورفیری و توف‌های بلورین حدوداً دارای تمرکز پایین‌تری از عناصر کمیاب خاکی هستند.

الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در سنگ‌های میزبان و بخش‌های کانه‌دار

الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های کانه‌دار، توده پیروکسن کوارتزومونزونیت پورفیری، توف‌های بلورین حدوداً و گدازه‌های بازالتی سالم و بدون دگرسانی در شکل ۱۱-A نشان داده شده است. بر اساس این شکل، الگوی عناصر کمیاب در نمونه‌های کانه‌دار مشابه است که می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل آنها در ارتباط با یک فرایند کانه‌زایی باشد. علاوه بر آن، الگوی عناصر کمیاب در توده پیروکسن کوارتزومونزونیت پورفیری و سنگ‌های میزبان (توف‌های بلورین حدوداً و گدازه‌های بازالتی) شبیه به الگوی این عناصر در نمونه‌های کانه‌دار است. این امر بیانگر نقش توده پیروکسن کوارتزومونزونیت پورفیری و سنگ‌های میزبان در کانه‌سازی و احتمالاً تأمین عناصر کانه‌ساز است (Yilmaz et al., 2007; Yilmaz et al., 2010; Kouhestani et al., 2012). نمونه‌های بازالتی، الگوی با شباهت کمتری را نسبت به نمونه‌های کانه‌دار نشان می‌دهند که

جدول ۱. داده‌های تجزیه ICP-MS (گرم در تن) نمونه‌های کانه‌دار و سنگ‌های میزبان در کانسار آغجه‌قلعه

Table 1. ICP-MS (ppm) data of ore and host rock samples from the Aqjeh Qaleh deposit

	Ag	As	Ba	Cd	Ce	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	K
D.L.	0.1	0.5	1	0.1	0.5	0.5	1	0.1	0.1	0.1	0.05	0.5	100
AQ-2	<0.1	18.5	686	0.3	42	3	70	3.7	2.4	1.11	3.5	0.9	31734
AQ-3	0.4	37.6	123	0.4	41	1	5	4.3	2.6	0.98	3.8	1.7	3100
AQ-4	<0.1	32.7	482.4	0.3	19.4	2.3	148.7	4.8	1.2	0.1	3.3	1.6	9395
AQ-31	16.1	37.8	216	7.1	9	3.2	11829	1.4	1	0.3	1.3	<0.5	4776
AQ-32	15.9	26.5	134	2.7	9	2.5	6112	1.4	1	0.3	1.3	<0.5	3734
AQ-33	11.3	18.3	87	100.5	19	5.5	7597	3.6	2.2	1.1	3.1	<0.5	7860
AQ-34	68.6	>100	369	18	21	3.3	3280	2.9	1.8	0.8	2.5	<0.5	4696
AQ-35	11.4	19.2	114	129.1	20	11.2	331	3	1.8	0.	2.5	<0.5	13640
AQ-36	12.4	27.4	77	77.2	15	3.2	944	2	1.3	0.5	1.8	<0.5	3409
AQ-37	6.4	16.3	207	22.2	5	3.3	430	1.5	1	0.3	1.3	<0.5	7840
AQ-38	2.5	25.1	132	2.2	15	3.8	6535	1.8	1.5	0.3	1.4	1.4	10561
AQ-39	13.8	39.8	162	11.6	8	3.5	263	1.3	0.5	<0.1	1.4	<0.5	6180
AQ-40	25.9	>100	58	7.9	15	3.7	5823	2.2	0.8	0.2	2	<0.5	5904
	La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	P	Pb	Pr	Rb	S	Sb	Sm
D.L.	1	0.1	0.5	1	0.5	1	10	1	0.05	1	50	0.5	0.1
AQ-2	25	0.3	1.4	13.4	16.6	7	1467	106	7.2	111	149	3.7	3.2
AQ-3	26	0.3	1.1	12.1	17.1	10	940	39	6.9	18	205	10.8	3.3
AQ-4	14.9	0.2	0.9	2.2	<0.5	6.6	1003	28.1	<0.05	28.1	231.9	2	<0.1
AQ-31	5	0.1	2.8	2.3	1	8	277	10993	3.3	35	5431	13.8	0.2
AQ-32	5	0.1	4	2.2	0.6	13	216	15162	3.3	33	2593	10.5	0.1
AQ-33	11	0.3	1.6	3.3	8.4	3	317	20816	4.9	57	10608	17.7	2
AQ-34	13	0.2	12.1	2.1	6.4	7	97	>30000	4.5	33	6399	23.3	1.5
AQ-35	10	0.2	<0.5	3.4	5.4	<1	353	>30000	4.1	77	>30000	35.8	1.4
AQ-36	6	0.1	23.6	2.1	1.8	1	115	>30000	3.5	32	4051	12	0.6
AQ-37	2	0.1	6.1	2.5	<0.5	2	195	8393	2.9	42	832	31.2	<0.1
AQ-38	5	0.2	51.3	6.7	<0.5	4	291	10453	3.2	47	1176	39.4	0.2
AQ-39	3	<0.1	0.9	<1	6.8	4	201	>30000	1.3	36	5244	44.2	1.3
AQ-40	8	0.1	4.9	<1	9.5	7	341	>30000	1.9	41	2849	89.5	1.9
	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Ti	Tl	Tm	U	Y	Yb	Zn	Zr
D.L.	1	0.1	0.1	0.5	0.1	10	0.1	0.1	0.1	0.5	0.05	1	5
AQ-2	406.4	<0.1	0.7	<0.5	9.1	4347	0.4	0.4	2	17.7	1.6	314	35
AQ-3	307.7	0.1	0.8	<0.5	6.6	5387	<0.1	0.4	1.7	19.7	1.8	181	62
AQ-4	540.8	0.7	0.3	<0.5	0.8	8172	0.2	0.2	0.5	18.6	1.9	179	
AQ-31	30.8	<0.1	0.3	<0.5	2.2	1236	0.3	0.2	0.8	5	0.3	21933	8
AQ-32	19.6	<0.1	0.3	<0.5	2	1043	0.3	0.2	0.8	4.6	0.2	5976	8
AQ-33	24.6	<0.1	0.7	<0.5	2.3	1592	0.6	0.3	0.6	17.1	1.3	>30000	12
AQ-34	308.1	<0.1	0.5	<0.5	2	283	0.3	0.3	0.6	14.7	0.8	>30000	6
AQ-35	41.2	<0.1	0.5	<0.5	2.2	2107	1	0.3	0.2	14.3	1	>30000	18
AQ-36	122.2	<0.1	0.4	<0.5	1.9	477	0.3	0.2	0.6	7.3	0.5	>30000	5
AQ-37	29.4	<0.1	0.3	<0.5	2	1471	0.3	0.2	1	5.3	0.3	>30000	8
AQ-38	30.8	<0.1	0.3	<0.5	3.6	4492	0.3	0.3	2.1	7.1	0.91	2793	73
AQ-39	108.2	<0.1	0.2	<0.5	1.2	1347	0.4	<0.1	0.4	3.2	0.33	>30000	<5
AQ-40	170.3	<0.1	0.3	<0.5	1.7	2140	0.5	0.1	1.2	6.9	0.6	8425	10

D.L.: detection limits; AQ-2: Pyroxene quartz monzonite porphyry body, AQ-3: intermediate crystal tuff, AQ-4: basaltic lava, AQ-31 and AQ-32: stage 2 quartz-chalcopryrite-pyrite veins, AQ-33, AQ-34, AQ-35, AQ-36, AQ-39, and AQ-40: stage 3 quartz-galena-sphalerite veins, AQ-37: supergene ore, AQ-38: stage 1 silicified tuff

جدول ۲. ضرایب همبستگی عناصر (محاسبه شده بر اساس جدول ۱) برای نمونه‌های کانسنگ در کانسار آغجه‌قلعه

Table 2. Elemental correlation coefficient (calculated based on Table 1) for ore samples at the Aqjeh Qaleh deposit

	Ag	As	Cd	Cu	Pb	S	Sb	Zn
Ag	1							
As	0.7	1						
Cd	-0.04	-0.3	1.0					
Cu	0.2	0.2	-0.1	1				
Pb	0.6	0.4	0.5	-0.01	1			
S	0.4	-0.03	0.7	0.5	0.5	1		
Sb	0.2	0.8	-0.1	0.1	0.5	-0.02	1	
Zn	0.4	-0.2	0.6	-0.1	0.6	0.7	0.02	1

تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در پهنه‌های کانه‌دار

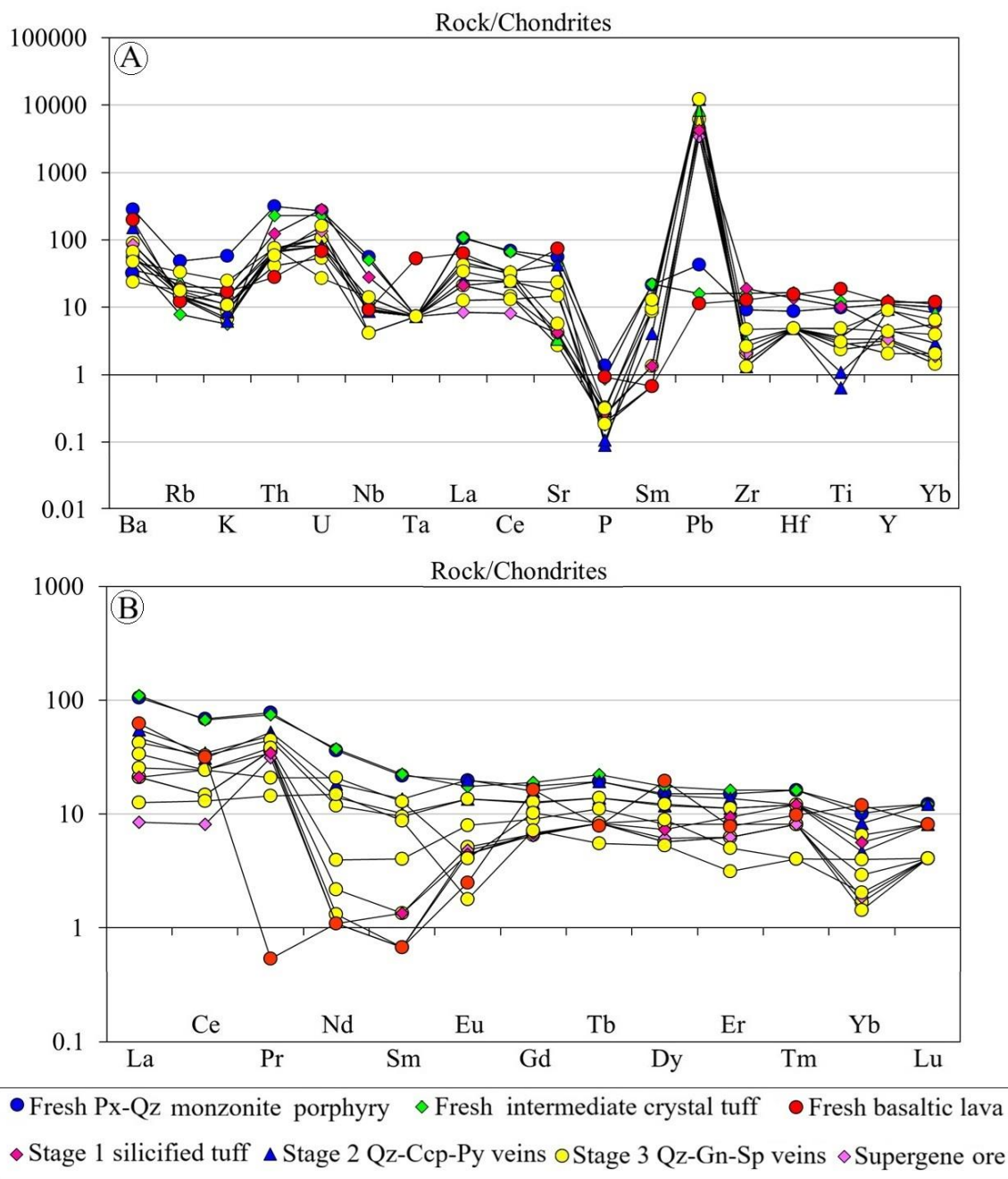
برای بررسی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عنصری مرتبط با کانه‌زایی و دگرسانی در کانسار آغجه‌قلعه، مقادیر عناصر در نمونه‌های کانه‌دار نسبت به توده پیروکسن کوارتزومونزیت پورفیری، توف‌های بلورین حدواسط و گدازه‌های بازالتی بدون دگرسانی بهنجار شد. این روش کیفی بوده و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر، نیاز به محاسبات موازنه جرم است که در این پژوهش انجام نشده است. نمونه‌های کانه‌دار در مقایسه با توده پیروکسن کوارتزومونزیت پورفیری بدون دگرسانی از عناصر Nb, Zr, Hf, U, Th, Ba, Rb, Sr و تهی و از عناصر کانه‌ساز Pb, Zn, Sb, Cu, Ag و S غنی شده‌اند (شکل ۱۲-۱۲). برخی از نمونه‌های کانه‌دار (توف سیلیسی شده مرحله اول کانه‌زایی و رگه‌های مس‌دار مرحله دوم کانه‌زایی) از عناصری مانند Nb, Zr, Hf, U, Th, Ba, Rb و Sr غنی و از عنصر Sb تهی شده‌اند. نمونه‌های کانه‌دار نسبت به توده پیروکسن کوارتزومونزیت پورفیری بدون دگرسانی از عناصر کمیاب خاکی تهی شده‌اند (شکل ۱۲-۱۲).

در مقایسه با توف‌های بلورین حدواسط بدون دگرسانی، نمونه‌های کانه‌دار از عناصر Nb, Zr, Hf, U, Th, Sr و تهی و از عنصر Rb عناصر کانه‌ساز (S, Pb, Zn, Cu, Ag) غنی شده‌اند (شکل ۱۳-۱۳). برخی از نمونه‌های کانه‌دار از عنصر Ba تهی شده‌اند. غنی‌شدگی از عنصر Rb می‌تواند در ارتباط با شسته‌شدن این عناصر طی دگرسانی از سنگ‌های میزبان باشد. همانند توده پیروکسن

کوارتزومونزیت پورفیری، نمونه‌های کانه‌دار نسبت به توف‌های بلورین حدواسط بدون دگرسانی در همه عناصر کمیاب خاکی تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۳-۱۳). نمونه‌های کانه‌دار نسبت به گدازه‌های بازالتی بدون دگرسانی از عناصر Sr, Ba, Ta, Zr, Hf و از عناصر U, Th, Rb و عناصر کانه‌سازی مانند Sb, Zn, Cu, Pb, Ag و S غنی شده‌اند (شکل ۱۴-۱۴). برخی از نمونه‌های کانه‌دار از عناصر U و Nb تهی شده‌اند. نمونه‌های کانه‌دار نسبت به گدازه‌های بازالتی بدون دگرسانی از عناصر کمیاب خاکی Er, Tb, Eu, Sm, Nd, Pr و Tm غنی و از سایر عناصر کمیاب خاکی تهی شده‌اند (شکل ۱۴-۱۴). برخی از نمونه‌های کانه‌دار در عناصر Er, Tb و Tm تهی و از عناصر Ce و Lu غنی شده‌اند.

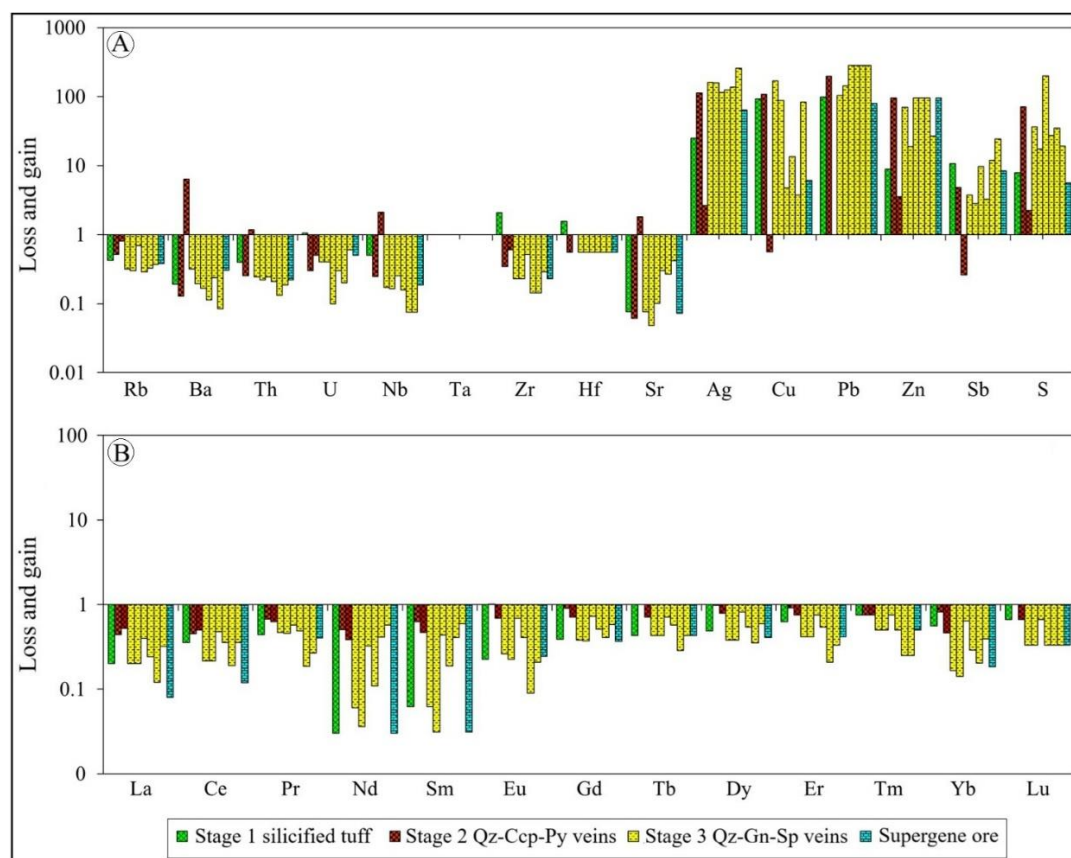
نوع کانه‌زایی و الگوی تشکیل

بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی، کانسار آغجه‌قلعه در دسته کانسارهای اپی‌ترمال طبقه‌بندی می‌شود. کانسارهای اپی‌ترمال بر اساس ویژگی‌های کانه‌زایی، انواع دگرسانی و ترکیب کانی‌شناسی به سه دسته سولفیداسیون بالا، سولفیداسیون پایین و سولفیداسیون حدواسط تفکیک شده‌اند (White and Hedenquist, 1990; Cooke and Simmons, 2000; Hedenquist et al., 2000; John, 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe and Hedenquist, 2005; Simmons et al., 2005; Andreeva et al., 2013; Saunders et al., 2014; Wang et al., 2019).



شکل ۱۱. A: الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های کانه‌دار، توده پیروکسن کوارتز مونزونیت پورفیری، توف‌های بلورین حدواسط و گدازه‌های بازالتی در کانسار آغجه‌قلعه و B: الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های کانه‌دار، توده پیروکسن کوارتز مونزونیت پورفیری، توف‌های بلورین حدواسط و گدازه‌های بازالتی در کانسار آغجه‌قلعه. در هر دو نمودار، بهنجار سازی داده‌ها بر اساس مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995) انجام شده است.

Fig. 11. Chondrite-normalized rare element diagram for ore samples, pyroxene quartz monzonite porphyry, intermediate crystal tuffs, and basaltic lavas in the Aqjeh Qaleh deposit, and B: Chondrite-normalized rare earth element diagram for ore samples, pyroxene quartz monzonite porphyry, intermediate crystal tuffs, and basaltic lavas in the Aqjeh Qaleh deposit. In both diagrams, normalization data are from McDonough and Sun (1995).



شکل ۱۲. A: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانه‌دار در کانسار آغجه‌قلعه که نسبت به نمونه پیروکسن کوارتز مونزونیت پورفیری (شماره AQ-2، جدول ۱) بهنجار شده‌اند و B: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار در کانسار آغجه‌قلعه که نسبت به نمونه پیروکسن کوارتز مونزونیت پورفیری (شماره AQ-2، جدول ۱) بهنجار شده‌اند.

Fig. 12. A: Loss and gain histogram of rare elements of ore samples in the Aqjeh Qaleh deposit normalized against pyroxene quartz monzonite porphyry sample (AQ-2, Table 1), and B: Loss and gain histogram of rare earth elements of ore samples in the Aqjeh Qaleh deposit normalized against pyroxene quartz monzonite porphyry sample (AQ-2, Table 1).

هستند که با کانی‌های باطله کوارتز، کلسیت و کلریت همراهی می‌شوند و ۴- ساخت و بافت‌های موجود در کانسارهای اپی‌ترمال مانند دلنه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، برشی، پوسته‌ای (قشرگون)، کاکلی، گل‌کلمی، پرمماند و پُرکننده فضای خالی به خوبی در کانسار آغجه‌قلعه گسترش دارند. مقایسه این ویژگی‌ها با انواع کانسارهای اپی‌ترمال (جدول ۳) نشان می‌دهد این مجموعه کانی‌شناسی، ساخت و بافت و الگوی دگرسانی بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط داشته و از این نظر قابل مقایسه با دیگر

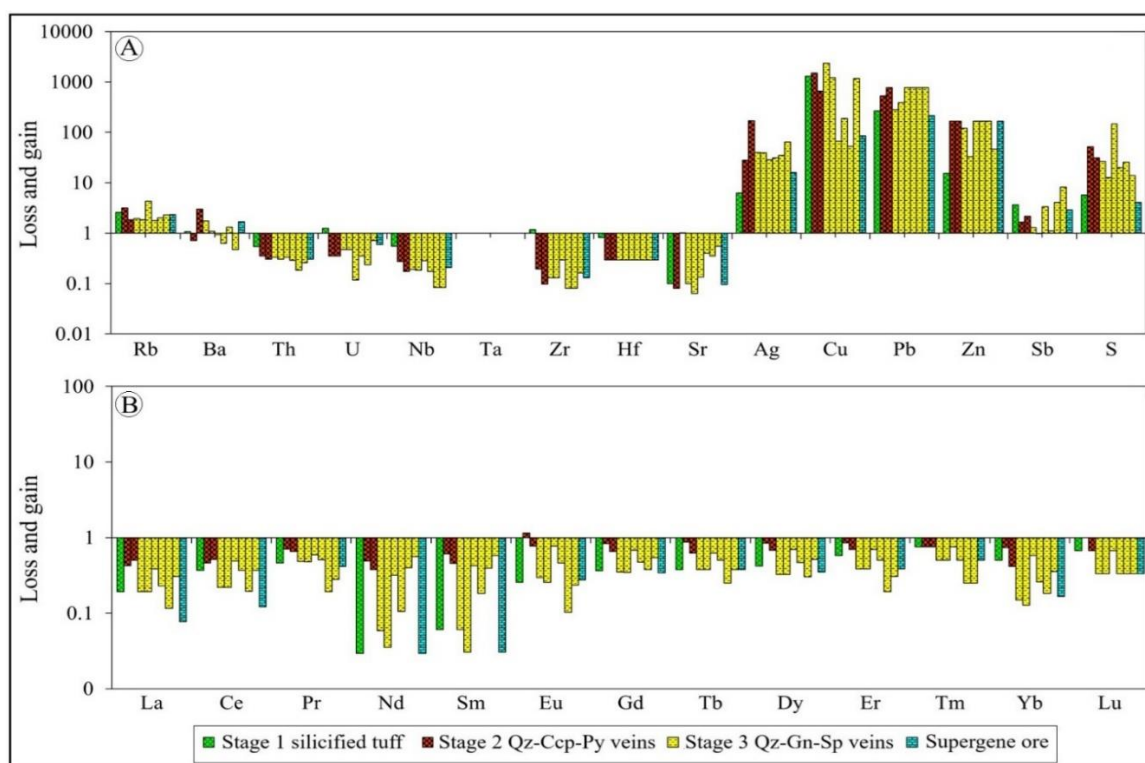
نتایج بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی در کانسار آغجه‌قلعه نشان می‌دهد:

۱- کانه‌زایی فلزهای پایه در کانسار آغجه‌قلعه به صورت رگه‌های سیلیسی-سولفیدی درون ساختارهای گسلی رخ داده و دارای سنگ میزبان آذرآواری و گدازه‌ای ائوسن است. ۲- دگرسانی‌های گرمابی در کانسار آغجه‌قلعه شامل کانی‌های دگرسانی دما پایین تا متوسط مانند کلسیت، کلریت و سریسیت-ایلیت است. ۳- کانه‌های معدنی در کانسار آغجه‌قلعه شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت

(شکل ۱۵). مرحله نخست مربوط به تشکیل توالی‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن در کمربند فلززایی طارم-هشتجین است (شکل ۱۵-A). در مرحله دوم، هم‌زمان با فاز کوه‌زایی پیرنه در ائوسن پایانی، واحدهای سنگی ائوسن چین خورده و گسل‌ها و شکستگی‌های فراوانی در آنها تشکیل شده است (شکل ۱۵-B). بر اساس بررسی‌های پیشین (Mehrabi et al., 2016; Kouhestani et al., 2018; Kouhestani et al., 2019a; Kouhestani et al., 2019b; Kouhestani et al., 2020; Kouhestani et al., 2022a; Kouhestani et al., 2022b)، این مرحله در کمربند فلززایی طارم-هشتجین معمولاً با نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی کم‌عمق ائوسن پایانی به درون واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن همراه است.

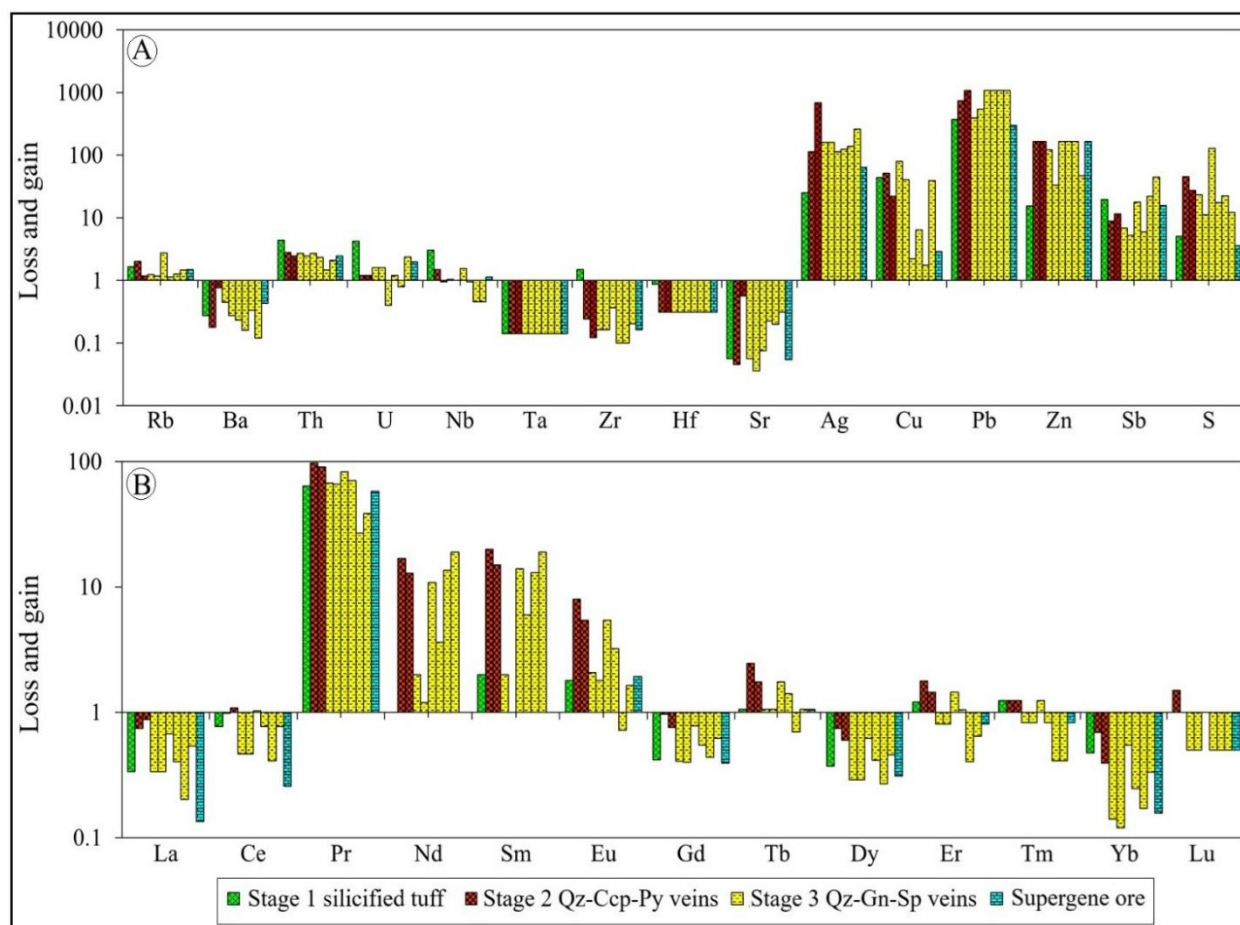
کانسارهای اپی‌ترمال فلزهای پایه و گران‌بها نوع سولفیداسیون حدواسط در کمربند فلززایی طارم-هشتجین (Mehrabi et al., 2016; Feizi et al., 2017; Kouhestani et al., 2017; Kouhestani et al., 2018; Mikaeili et al., 2018; Shahbazi et al., 2019; Zamanian et al., 2019; Kouhestani et al., 2019a; Kouhestani et al., 2019b; Kouhestani et al., 2020; Kouhestani et al., 2022a; Kouhestani et al., 2022b; Ghasemi Siani et al., 2022; Ghorbani et al., 2022; Tarvirdizadeh et al., 2025) است.

بر اساس نتایج به‌دست آمده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری و روابط هم‌یافتی کانی‌ها، مراحل تکوین و تکامل کانسار آغجه‌قلعه به صورت یک توالی سه مرحله‌ای است



شکل ۱۳. A: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانه‌دار در کانسار آغجه‌قلعه که نسبت به نمونه توف بلورین حدواسط (شماره AQ-3، جدول ۱) به‌نچار شده‌اند و B: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار در کانسار آغجه‌قلعه که نسبت به نمونه توف بلورین حدواسط (شماره AQ-3، جدول ۱) به‌نچار شده‌اند.

Fig. 13. A: Loss and gain histogram of rare elements of ore samples in the Aqjeh Qaleh deposit normalized against intermediate crystal tuff sample (AQ-3, Table 1), and B: Loss and gain histogram of rare earth elements of ore samples in the Aqjeh Qaleh deposit normalized against intermediate crystal tuff sample (AQ-3, Table 1).



شکل ۱۴. A: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانه‌دار در کانسار آغجه‌قلعه که نسبت به نمونه گدازه بازالتی (شماره AQ-4، جدول ۱) بهنجار شده‌اند و B: نمودار تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار در کانسار آغجه‌قلعه که نسبت به نمونه گدازه بازالتی (شماره AQ-4، جدول ۱) بهنجار شده‌اند.

Fig. 14. A: Loss and gain histogram of rare elements of ore samples in the Aqjeh Qaleh deposit normalized against basaltic lava sample (AQ-4, Table 1), and B: Loss and gain histogram of rare earth elements of ore samples in the Aqjeh Qaleh deposit normalized against basaltic lava sample (AQ-4, Table 1).

دارد (Mehrabi et al., 2016; Kouhestani et al., 2018; Kouhestani et al., 2019a; Kouhestani et al., 2019b; Kouhestani et al., 2020; Kouhestani et al., 2022a; Kouhestani et al., 2022b). بر همین مبنا، توده گابرو تا پیروکسن کوارتز مونزونیت پورفیری اتوسن پایانی در منطقه آغجه‌قلعه را می‌توان عامل کانه‌زایی در نظر گرفت. مرحله سوم با بالا آمدگی منطقه و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش همراه بوده و طی آن ریخت‌شناسی امروزی منطقه به دست آمده است (شکل ۱۵-C).

این توده‌ها بیشتر به عنوان موتور حرارتی بوده و سبب چرخش آب‌های جوی از طریق شکستگی‌های موجود در سنگ‌های منطقه می‌شوند.

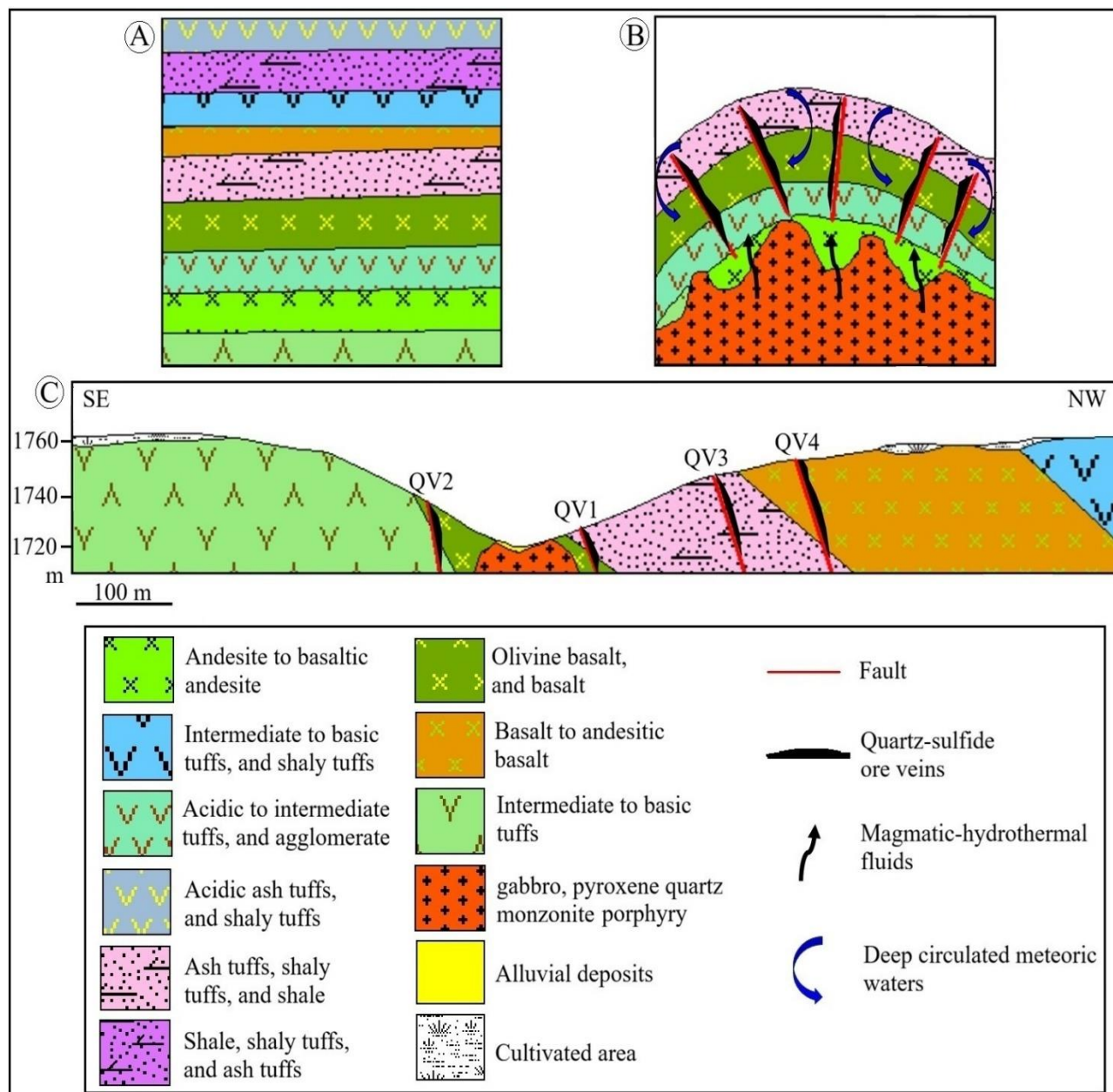
این فرایند سبب شسته‌شدن عناصر فلزی از سنگ‌های مسیر، گسترش پهنه‌های دگرسانی گرمایی و تشکیل رگه‌های اپی‌ترمال فلزهای پایه و گران‌بها می‌شوند (شکل ۱۵-B). احتمال اینکه بخشی از ماده معدنی و سیالات گرمایی از توده‌های گرانیتوئیدی منشأ گرفته باشند نیز وجود

جدول ۳. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار آغجه‌قلعه با انواع مختلف کانسارهای اپی‌ترمال

Table 3. Comparison of main characteristics of the Aqjeh Qaleh deposit with different types of epithermal deposits

	Aqjeh Qaleh	Epithermal deposits		
		Low-sulfidation	Intermediate-sulfidation	High-sulfidation
Host rock	Volcanic-volcaniclastic units	Basalt-rhyolite	Andesite-rhyodacite	
Ore controls	Faults and fractures	Extensional to strike-slip faults		Arc parallel faults, diatreme, hydrothermal breccias
Key ore minerals	Py, Ccp, Gn, Fe-poor Sp	Sp, Gn, Tnt-Ttr, Ccp, Apy, Prg, Acn	Fe-poor Sp, Gn, Tnt-Ttr, Ccp, Stb	Eng, Lzn, Fmt, Cv, Dg
Gangue minerals	Qz, Cal, Chl	Qz, Adl, non-Mn bladed Cal, Brt, Clt, Fl	Qz, Mn Cal, Brt	Qz, Alu, Anh, Brt
Hydrothermal alteration	Silicification, intermediate argillic, carbonatization, propylitic	Argillic, silicification, carbonatization	Sericitization, intermediate argillic, silicification, propylitic	Sericitization, advanced argillic, silicification, propylitic
Ore textures	Vein-veinlet, brecciated, cockade, crustiform, plumose, colloform, vug infill	Vein-veinlet, comb, bladed, replacement, colloform, crustiform brecciated	Vein-veinlet, comb, crustiform, vug infill, cockade	Vuggy Qz, vein-veinlet, cockade, vug infill, brecciated, comb, replacement
Metal associations	Pb, Zn, Cu (Ag, As, Sb)	Au, Ag (Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg)	Au, Ag, Pb, Zn, Cu (Mo, As, Sb)	Au, Ag, Cu, As, Sb (Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg)
References	Eyvazi (2026), This study	White and Hedenquist (1990); Cooke and Simmons (2000); Hedenquist et al. (2000); Albinson et al. (2001); Sillitoe and Hedenquist (2005); Simmons et al. (2005); Andreeva et al. (2013); Saunders et al. (2014); Wang et al. (2019)		

Abbreviations: Acn: acanthite, Adl: adularia, Alu: alunite, Anh: anhydrite, Apy: arsenopyrite, Brt: barite, Cal: calcite, Ccp: chalcopyrite, Chl: chlorite, Clt: celestine, Cv: covellite, Dg: digenite, Eng: enargite, Fl: fluorite, Fmt: famatinite, Gn: galena, Lzn: luzonite, Prg: pyrargyrite, Py: pyrite, Qz: quartz, Sp: sphalerite, Stb: stibnite, Tnt: tennantite, Ttr: tetrahedrite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010).



شکل ۱۵. تصویرهای شماتیک از مراحل تکوین و تکامل کانه‌زایی در کانسار آغجه‌قلعه. A: تشکیل توالی آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، B: چین‌خوردگی واحدهای سنگی ائوسن طی فاز کوه‌زایی پیرنه (ائوسن بالایی) و نفوذ توده‌های گابرو تا پیروکسن کوارتز مونزونیت پورفیری به داخل آنها. این توده‌ها سبب چرخش آب‌های جوی و شکل‌گیری کانه‌زایی به صورت رگه‌های سیلیسی-سولفیدی کانه‌دار درون واحدهای آتشفشانی و آذرآواری منطقه شده است و C: بالاآمدگی ناحیه‌ای و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش

Fig. 15. Schematic representation of mineralization evolution stages at Aqjeh Qaleh deposit. A: Formation of Eocene volcanic and volcanoclastic units, B: Folding of Eocene rock units during Pyrenean orogeny (late Eocene) and intrusion of gabbro to pyroxene quartz monzonite porphyry bodies within rock strata. Intrusion of these plutons caused circulation of meteoric waters and formation of mineralized quartz-sulfide veins within volcanic and volcanoclastic units in the area, and C: Regional exhumation and development of weathering and erosion processes

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی در کانسار آغجه‌قلعه به صورت رگه‌های سیلیسی سرب، روی و مس‌دار درون توالی آتشفشانی و آذرآواری ائوسن رخ داده و توسط هاله‌های دگرسانی آرژلیک حدوداً در برگرفته شده است. رگه‌های کانه‌دار دارای ۳۰ تا ۱۵۰ متر درازا و ۵/۵ تا ۲ متر پهنا هستند. پنج مرحله کانه‌زایی شامل سیلیسی‌شدن پیش از کانه‌زایی (مرحله ۱)، کانه‌زایی مس (مرحله ۲)، کانه‌زایی سرب-روی (مرحله ۳)، رگه‌های عقیم (مرحله ۴) و دگرسانی برون‌زاد (مرحله ۵) تشخیص داده شد. شواهد زمین‌شناسی، کانه‌زایی، الگوی دگرسانی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانسنگ در آغجه‌قلعه نشان می‌دهد که این کانسار از نوع کانسارهای اپی‌ترمال فلزهای پایه بوده و قابل مقایسه با سایر کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون حدوداً در کمربند فلززایی طارم-هشتجین است. داده‌های زمین‌شیمیایی بیانگر همبستگی مثبت متوسط سرب و روی با یکدیگر و همبستگی منفی ضعیف آنها با مس و همچنین همبستگی مثبت متوسط سرب با نقره و همبستگی مثبت قوی نقره با آرسنیک در کانسار آغجه‌قلعه است. تشابه الگوی بهنجار شده

عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه‌های کانه‌دار، توده پیروکسن کوارتزومونزونیت پورفیری و سنگ‌های میزبان بیانگر نقش احتمالی آنها در کانه‌سازی است. ارتباط فضایی نزدیک توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن بالایی و کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در کمربند فلززایی طارم-هشتجین بیانگر نقش فعالیت‌های ماگمایی-گرمایی ماگماتیسم ائوسن بالایی در تأمین عناصر کانسار ساز و سیالات گرمایی برای این نوع از کانه‌زایی‌ها در این بخش از ایران بوده و باید در برنامه‌های اکتشافی مورد توجه قرار گیرد.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش و از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به خاطر راهنمایی‌های علمی که به غنای بیشتر مقاله حاضر منجر شده است، تشکر می‌نمایند.

References

- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. and Chomiak, B., 2001. Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. In: T. Albinson and C.E. Nelson (Editors), *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 1–32.
<https://doi.org/10.5382/SP.08.01>
- Andreeva, E., Matsueda, H., Okrugin, V.M., Takahashi, R. and One, S., 2013. Au-Ag-Te mineralization of the low-sulfidation epithermal Aginskoe deposit, Central Kamchatka, Russia. *Resource Geology*, 63(4): 337–349. <https://doi.org/10.1111/rge.12013>
- Cooke, D.R. and Simmons, S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 221–244. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.06>
- Dilles, J.H. and John, D.A., 2021. Porphyry and epithermal mineral deposits. In: D. Alderton and S.A. Elias (Editors), *Encyclopedia of geology* (second edition). Academic Press, Oxford, pp. 847–866. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00005-9>
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. and Inan, E.E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors.), *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 285–313. <https://doi.org/10.5382/SP.10.15>
- Eyvazi, Sh., 2026. Geology, geochemistry, and genesis of Aqjeh Qaleh polymetal deposit, north of Zanjan. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 103 pp. (in Persian with English abstract)
- Faridi, M. and Anvari, A., 2000. Geological map of Hashtjin, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Feizi, M., Ebrahimi, M., Kouhestani, H. and Mokhtari, M.A.A., 2017. Geology, mineralization and geochemistry of Aqkand Cu occurrence (north of Zanjan, Tarom–Hashtjin zone). *Journal of Economic Geology*, 8(2): 507–524. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v8i2.49150>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Nazarian, M., Lotfi, M. and Corfu, F., 2022. Geology and genesis of the Chomalu polymetallic deposit, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 143: 104763. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104763>
- Ghorbani, A., Kouhestani, H. and Mokhtari, M.A.A., 2022. Genesis of the Varmazyar Pb–Zn (Ag) occurrence, Tarom-Hashtjin metallogenic belt: Insights from ore geology, geochemistry and fluid inclusion studies. *Journal of Economic Geology*, 14(1): 1–38. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2021.51947.86716>
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 245–277. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.07>
- John, D.A., 2001. Miocene and early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin, western USA: Characteristics, distribution, and relationship to magmatism. *Economic Geology*, 96(8): 1827–1853. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.8.1827>
- Kouhestani, H., Azimzadeh, A.M., Mokhtari, M.A.A. and Ebrahimi, M., 2017. Mineralization and fluid evolution of epithermal base metal veins from the Aqkand deposit, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)*, 194(2): 139–155. <https://doi.org/10.1127/njma/2017/0036>
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K., Meffre, S. and Emami, M.H., 2012. Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran. *Mineralium Deposita*, 47(4): 425–440. <https://dx.doi.org/10.1007/s00126-011-0382-3>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Chang, Z., 2022a. Fluid inclusion and stable isotope constraints on the genesis of epithermal base metal veins in the Armaqan Khaneh mining district, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Australian Journal of Earth Sciences*, 69(6): 844–860. <https://doi.org/10.1080/08120099.2022.2033320>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z. and Johnson, A.C., 2018. Intermediate-sulfidation type base metal mineralization at Aliabad–Khanchy, Tarom–Hashtjin metallogenic belt. NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 93: 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.012>

- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Chang, Z., Qin, K.Z., and Aghajani Marsa, S., 2022b. Fluid inclusion, zircon U–Pb geochronology, and O–S isotopic constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the Tashvir and Varmazyar epithermal base metal deposits, NW Iran. *Frontiers in Earth Science*, 10: 990761. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.990761>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K.Z. and Zhang, X.N., 2020. Genesis of the Abbasabad epithermal base metal deposit, NW Iran: Evidences from ore geology, fluid inclusion and O–S isotopes. *Ore Geology Reviews*, 126: 103752. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103752>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K.Z. and Zhao, J.X., 2019a. Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 109: 564–584. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.05.014>
- Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Qin, K.Z. and Zhao, J.X., 2019b. Origin and evolution of hydrothermal fluids in the Marshoun epithermal Pb–Zn–Cu (Ag) deposit, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 113: 103087. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103087>
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mehdikhani, B., 2020. Exploration report of polymetal mineralization in the Aqjeh Qaleh area. Industry, Mine and Trade Organization of Zanjan, Zanjan, 126 pp. (in Persian)
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M. and Marsh, E.E., 2016. Mineral assemblages, fluid evolution and genesis of polymetallic epithermal veins, Gulojeh district, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 78: 41–57. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.03.016>
- Mikaeili, K., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M. and Maghfouri, S., 2018. The Shah-Ali-Beiglou Zn–Pb–Cu (Ag) deposit, Iran: An example of intermediate-sulfidation epithermal type mineralization. *Minerals*, 8(4): 148. <https://doi.org/10.3390/min8040148>
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A. M., Pennacchioni, G. and Mancktelow, N., 2003. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth Planet Scientific Letters*, 214(1–2): 203–219. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00372-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00372-8)
- Saunders, J.A., Hofstra, A.H., Goldfarb, R.J. and Reed, M.H., 2014. Geochemistry of hydrothermal gold deposits. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors) *Treatise on Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Oxford, England, pp. 383–424. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01117-7>
- Shahbazi, S., Ghaderi, M. and Alfonso, P., 2019. Mineralogy, alteration, and sulfur isotope geochemistry of the Zehabad intermediate-sulfidation epithermal deposit. NW Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28(6): 882–901. <https://doi.org/10.3906/yer-1902-1>
- Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2005. Linkages between volcano-tectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In: S.F. Simmons and I. Graham (Editors), *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth*. V. 10. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 315–343. <https://doi.org/10.5382/SP.10.16>
- Simmons, S.F., White, N.C. and John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 485–522. <https://doi.org/10.5382/AV100.16>
- Tarvirdizadeh, Sh., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Rahmati, N., 2025. Type and genetic model of mineralization in the Qoushebolaq Pb–Zn occurrence (NW Zanjan): Evidence from geology, mineralization, and geochemistry. *New Findings in Applied Geology*, 19(38): 1–23. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22084/nfag.2024.29498.1619>
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.Y. and Li, G.M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107: 434–456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>
- White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36(1–3): 445–474. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90063-G](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90063-G)

- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yasami, N., Mousavi Motlagh, S.H. and Ghaderi, M., 2025. Stable isotope, fluid inclusion, and petrological-mineralogical features of epithermal deposits in the structural zones of Iran: A review. *Ore Geology Reviews*, 186: 106851.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106851>
- Yilmaz, H., Oyman, O., Arehart, G.B., Colakoglu, A.R. and Billor, Z., 2007. Low-sulfidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. *Ore Geology Reviews*, 32(1–2): 81–124.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.007>
- Yilmaz, H., Oyman, T., Sonmez, F.N., Arehart, G.B. and Billor, Z., 2010. Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespih Dere (Lapseki/Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37(3–4): 236–258.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.04.001>
- Zamanian, H., Rahmani, S. and Zareisahameih, R., 2019. Fluid inclusion and stable isotope study of the Lubin-Zardeh epithermal Cu–Au deposit in Zanjan Province, NW Iran: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 112: 103014.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103014>

- مقاله‌ای که برای بررسی و چاپ به نشریه ارسال می‌شود، نباید قبلاً در نشریه داخلی و خارجی دیگری به چاپ رسیده باشد، همچنین هم‌زمان (تا اعلام نظر نهایی این نشریه) به نشریه‌های دیگر داخلی و یا خارجی ارسال نشود. چاپ خلاصه مقاله ارائه شده در کنگره‌ها، سمپوزیوم‌ها و سمینارهای داخلی و خارجی این محدودیت را ندارد.
- در مقاله‌هایی که از پایان‌نامه ارشد یا دکتری استخراج شده است، اسامی اساتید راهنما و مشاور ذکر شود.
- در صورتی که مقاله برگرفته از طرح پژوهشی مصوب دانشگاه یا طرح پژوهشی مراکز تحقیقاتی است، باید اسامی پژوهشگران و محل انجام پژوهش ذکر شود.
- نشریه در رد، قبول و ویراستاری مقاله آزاد است.
- دریافت مقاله فقط از طریق وبسایت نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، به آدرس <https://econg.um.ac.ir> امکان‌پذیر است.
- مقاله‌ها توسط متخصصان موضوعی داوری می‌شوند و در صورت تصویب و پذیرش مقاله، در فهرست مقاله‌های آماده انتشار سایت نشریه قرار می‌گیرند و بعد از ویراستاری و صفحه‌آرایی به نوبت به شماره‌ای خاص اختصاص داده می‌شوند.
- داوری مقاله دوسو ناشناس است (در کلیه مراحل بررسی مقاله، داوران و نویسندگان از اسامی یکدیگر مطلع نخواهند شد).
- تکمیل و ارسال فرم تعهدنامه، تعارض منافع و مشخصات نویسندگان الزامی است (برای دریافت فرم‌ها به سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی **فرم** مراجعه شود).
- ایمیل نویسنده مسئول حتی‌الامکان، ایمیل سازمانی باشد.
- اطلاعات بیشتر و کامل‌تر را در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی **شرایط و ضوابط ارسال مقاله**) مشاهده نمایید.

سیاست دسترسی آزاد

این نشریه تحت مجوز بین‌المللی **Creative Commons Attribution (CC BY 4.0)** است و به صورت دسترسی آزاد و بدون هزینه در دسترس خوانندگان و نویسندگان قرار می‌گیرد. تمام هزینه‌های نشریه توسط دانشگاه فردوسی مشهد تأمین می‌شود.

انواع مقاله قابل پذیرش

- مقاله پژوهشی
- مقاله مروری
- یادداشت پژوهشی
- نقد علمی

بخش‌های مقاله

مقاله شامل بخش‌های زیر باشد. اطلاعات کامل درباره هر بخش را در [راهنمای نگارش](#) (سایت نشریه، منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- عنوان (فارسی و انگلیسی)
- نام نویسندگان و وابستگی سازمانی (فارسی و انگلیسی)
- چکیده (فارسی و انگلیسی)
- واژه‌های کلیدی (فارسی و انگلیسی)
- مقدمه
- روش مطالعه
- بحث و بررسی
- نتیجه‌گیری
- تعارض منافع
- قدردانی
- منابع

تدوین مقاله

در زیر خلاصه‌ای از راهنمای تدوین مقاله آورده می‌شود. اطلاعات کامل درباره نگارش مقاله را در [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه (منوی نویسندگان و زیرمنوی [راهنما](#)) مشاهده نمایید.

- مقاله با نرم‌افزار WORD تایپ شود.
- متن مقاله به زبان فارسی باشد.
- مقاله دارای چکیده فارسی و چکیده مبسوط انگلیسی (طبق ساختار مشخص شده در [راهنمای نگارش](#)) باشد.
- نسخه اولیه به صورت تک ستونی تهیه شود.
- تعداد صفحه‌های مقاله از ۲۵ صفحه (شامل متن، شکل، جدول و منابع) تجاوز نکند.
- حاشیه صفحه‌ها از بالا ۳/۵، از پایین ۲/۵، از راست و چپ ۲ سانتی‌متر باشد. ساین صفحه A4 و فاصله سطرها ۱/۵ (1.5 lines) تنظیم شود.
- اندازه و فونت قلم‌هایی که در نوشتن مقاله استفاده می‌شود را در فایل [راهنمای نگارش](#) موجود در سایت نشریه مشاهده نمایید.
- هنگام تنظیم مقاله از به کار بردن واژه لاتین که هم‌ارز فارسی دارد، خودداری شود.
- منابع انتهای مقاله با نیم سانتی‌متر فرورفتگی (Hanging) تنظیم شوند و از آوردن عدد و خط تیره در کنار منابع خودداری شود.
- تیتراهای اصلی و فرعی شماره نداشته باشند.
- تمام عددها در متن مقاله، فارسی باشد و در صورت اعشاری بودن، ممیز به صورت (/) نوشته شود (عدد فقط در جدول و شکل به انگلیسی است).
- توضیح شکل (زیرنویس) و توضیح جدول (بالانویس) به دو زبان فارسی و انگلیسی باشد (در فارسی و انگلیسی مطابق هم باشند).
- در توضیح شکل و جدول به نام منطقه مورد بررسی اشاره شود.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

شکل

- شکلی که برای نشان دادن موقعیت جغرافیایی منطقه در ایران، استان و یا بخش کوچک‌تری نشان داده می‌شود، باید طول و عرض جغرافیایی، جهت شمال و مقیاس خطی داشته باشد و موقعیت (طول و عرض جغرافیایی) به درجه، دقیقه و ثانیه تنظیم شود.
- نقشه راهنما داشته باشد و در راهنما ترتیب سنی واحدهای سنگی از قدیم به جدید رعایت شود.
- به صورت رنگی و با کیفیت مناسب و مطلوب تهیه شود.
- کلمه، حرف، عدد و ... به کار رفته در داخل شکل، فقط به زبان انگلیسی باشد.
- علائم اختصاری شکل در زیرنویس آن شکل توضیح داده شوند (با ذکر منبع).
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

جدول

- در نرم افزار WORD تایپ شود.
- جدول در صفحه عمودی تایپ شود (Portrait).
- موقعیت باید به درجه، دقیقه و ثانیه ذکر شود.
- کلمه و حرف به کار رفته در داخل جدول به زبان انگلیسی (با سایز ۱۰ و فونت Times New Roman) باشد و در صورت اعشاری بودن اعداد، ممیز به صورت نقطه (.) نوشته شود.
- جدول به دلیل انگلیسی بودن باید از چپ به راست تنظیم شود.
- فاقد خط‌های عمودی باشد.
- در توضیح جدول (بالانویس)، واحد اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی و فرعی ذکر شود.
- ترتیب اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی استفاده شده در جدول‌ها به ترتیب ظرفیت شیمیایی باشد.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

فرمول

- معادله و فرمول چپ‌چین شود.
- شماره‌گذاری فرمول، یک سطر بالاتر از فرمول قرار گیرد.

منابع

- منابع استفاده شده در مقاله، از منابعی باشند که به صورت کتاب، نشریه علمی، پایان‌نامه و ... بوده و قابل دسترسی توسط خواننده باشد. از منابع غیرقابل دسترسی و منابع غیرعلمی مانند درسنامه، جزوه استفاده نشود.
- استناد به منبع در متن مقاله (استنادهای درون متنی) و همچنین منابع انتهایی مقاله (برون متنی) باید به انگلیسی نوشته شوند (اگر در مقاله از منبع فارسی استفاده شده باشد، باید اطلاعات منبع به زبان انگلیسی برگردانده شود).
- اگر منبع مورد استفاده در مقاله، فارسی باشد؛ برای تبدیل اطلاعات کتابشناختی آن به انگلیسی، باید تمام اطلاعات آن (مانند نام نویسنده (نویسندگان)، عنوان منبع (نام نشریه، کتاب، گزارش) و سایر اطلاعات مورد نیاز) از صفحه عنوان انگلیسی یا سایت اینترنتی منبع گرفته شود. از ترجمه شخصی اطلاعات منابع فارسی خودداری نمایید.
- سال‌های شمسی به میلادی تبدیل شوند (در استنادهای درون متنی و منابع برون متنی).
- اطلاعات کامل همه استنادهای درون متنی (طبق نمونه‌های ذکر شده) در انتهایی مقاله آورده شود. هر منبعی که در متن مقاله، شکل و جدول و توضیح آنها آمده باشد، اطلاعات کامل آن حتماً باید در انتهایی مقاله ذکر شود و همچنین هر منبعی که در انتهایی مقاله آمده باشد، باید در درون متن نیز به آن استناد شده باشد.
- نحوه نوشتن منابع برون متنی و استنادهای درون متنی در ادامه آمده است.
- اطلاعات کامل را در [راهنمای نگارش](#) سایت نشریه مشاهده نمایید.

ارجاع درون‌متنی (استناد درون‌متنی):

به دلیل این که منابع فارسی به کار رفته در مقاله باید به انگلیسی برگردانده شوند، لازم است ارجاع درون‌متنی منابع فارسی نیز به انگلیسی ذکر شوند. ارجاع در متن مقاله طبق موارد زیر باشد:

- ارجاع به منبعی با یک نویسنده: بین نام خانوادگی نویسنده و سال نشر ویرگول قرار می‌گیرد. مانند: (Sheikhi, 1995)
- ارجاع به منبعی با دو نویسنده: بین نام خانوادگی دو نویسنده کلمه and قرار می‌گیرد و بعد از ویرگول، سال نشر منبع ذکر می‌شود. مانند: (Salavati and Fahim Guilani, 2014)
- ارجاع به منبعی با بیش از دو نویسنده: بعد از نام خانوادگی نویسنده اول، عبارت et al. و سپس بعد از ویرگول سال نشر می‌آید. مانند: (Ghourchi et al., 2014)
- ارجاع به بیش از یک منبع: اگر بخواهیم در یک محل به چند منبع ارجاع دهیم، ارجاع مانند نمونه‌های بالا صورت می‌گیرد؛ با این تفاوت که همه داخل یک پرانتز قرار می‌گیرند و با نقطه ویرگول از هم جدا می‌شوند و ترتیب آوردن آنها بر اساس سال نشر از قدیم به جدید است. مانند: (Bardossy and Aleva, 1990; Arehart, 1996; Habibzadeh et al., 2014)
- هرگاه در متن، توضیح شکل و جدول (زیرنویس و بالانویس)، به طور مستقیم به منبع و نویسنده‌ای اشاره شود، باید ابتدا نام نویسنده منبع به فارسی و بعد در داخل پرانتز همراه با سال نشر به انگلیسی (سال میلادی) بیاید. مثال: کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2012)

ارجاع برون‌متنی (منابع انتهایی مقاله):

- منابع استفاده شده در کل مقاله فقط به زبان انگلیسی و سال میلادی باشد.
- برای استناد به مقاله‌های فارسی، از عنوان، نام نویسندگان و سایر اطلاعات کتابشناختی مورد نیاز در صفحه عنوان انگلیسی، چکیده انگلیسی و یا صفحه انگلیسی سایت منبع استفاده کنید و از ترجمه شخصی آن خودداری نمایید:
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین دارند، به صفحه انگلیسی سایت منبع مراجعه کنید.
- برای استناد به منابعی که نسخه آنلاین ندارند، به صفحه عنوان انگلیسی و مشخصات انگلیسی پشت جلد مراجعه نمایید.
- برای استناد به آثار خارجی ترجمه شده به فارسی، نام نویسندگان فرنگی و عنوان انگلیسی یا عنوان اصلی اثر ذکر شود و سپس نام مترجم پس از عبارت (Translated by) بیاید و بعد سایر اطلاعات کتابشناختی منبع ترجمه شده به زبان انگلیسی آورده شود (لازم است محل نشر و ناشر کتاب یا اثر ترجمه شده بیاید و نه اثر اصلی).
- منابع بر اساس حروف الفبای نام نویسندگان آورده می‌شود.
- نام همه نویسندگان ذکر شود و از آوردن عبارت "et al." و others به جای آوردن نام سایر نویسندگان منبع، خودداری شود.
- نام منبع (نشریه، کتاب و ...) و ناشر مخفف نباشد و به طور کامل آورده شود.
- برای استناد به مقاله‌هایی که هنوز منتشر نشده‌اند، به جای سال نشر از in press استفاده شود.
- برای مقاله منتشر شده در نشریه، آوردن شماره نشریه (Issue) و شماره جلد الزامی است (طبق نمونه)، در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

- منابعی که در اصل به زبان فارسی و دارای چکیده انگلیسی هستند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian with English abstract) در انتها مشخص شوند.
- منابعی که در اصل به زبان فارسی هستند و چکیده انگلیسی ندارند، بعد از برگرداندن به انگلیسی، با درج عبارت (in Persian) در انتها مشخص شوند.
- برای مقاله‌های منتشر شده که DOI دارند، آوردن DOI در پایان هر منبع الزامی است (DOI با آدرس دقیق ذکر شود).
مثال: <https://doi.org/10.22067/econg.v12i3.80951>
- برای سایر منابعی که از سایت‌های اینترنتی گرفته شده‌اند و DOI ندارند، آدرس صفحه اینترنتی را بیاورید. بدین صورت که مانند دیگر منابع همه اجزاء را با توجه به نوع منبع آورده و در پایان آدرس اینترنتی را بعد از تاریخ بازیابی بیاورید. تاریخ بازیابی را به شکل زیر بیاورید:

Retrieved September 26, 2018 from <http://.....>

Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2013. Geochemistry of stream sediments, waters and Uranium and Thorium anomalies on Nyshabour turquoise mine and its environmental impacts in the lives of rural areas. Iranian Journal of Mineralogy and Crystallography, 21(1): 3–18. (in Persian with English abstract) Retrieved April 22, 2021 from <http://ijcm.ir/article-1-326-fa.html>

- اطلاعات هر منبع با توجه به نوع منبع، دقیقاً مانند **نمونه‌های زیر** نوشته شود. همه اجزاء مشخص شده در نمونه‌ها ذکر شوند. از آوردن اجزاء اضافی خودداری شود و اجزاء نیز در جای مشخص شده قرار گیرند. علائم نگارشی نیز دقیق و طبق فرمت باشد (به اجزاء، علائم نگارشی، فاصله و طرز قرار گرفتن هر جزء در نمونه‌ها توجه شود).

منابع برون متنی (با اطلاعات کامل) طبق نمونه‌های زیر تنظیم شوند:

برای نشان دادن بهتر، اجزاء و علائم نگارشی منابع با رنگ‌های متفاوت اعمال شده است.

مقاله منتشر شده در نشریه (Journal Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام نشریه، دوره نشریه (جلد)، شماره نشریه، شماره صفحه ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: برای مقاله، آوردن شماره ابتدایی و انتهای مقاله در نشریه، شماره دوره و شماره نشریه (Issue) الزامی است. در صورتی که در اصل مقاله به شماره نشریه اشاره نشده است، می‌توان شماره را از سایت آن نشریه استخراج کرد.

Ghourchi, N., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, S., 2014. Geology, alteration, age dating and petrogenesis of intrusive bodies in Halak Abad prospect area, NE Iran. Journal of Economic Geology, 6(1): 23–48. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.23015>

مقاله ارائه شده در همایش (سمپوزیوم، کنگره، میتینگ و ... علمی) (Conference Article)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان مقاله، نام همایش، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری، DOI یا آدرس اینترنتی

Majidifar, M., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M.H., 2013. Geology, mineralization and geochemistry of Koli prospect area, northeast of Ghaen, South Khorasan province. 5th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran. Retrieved September 26, 2018 from https://www.researchgate.net/publication/273575902_Geology_mineralization_and_geochemistry_of_Koli_prospect_area_northeast_of_Ghaen_South_Khorasan_province

بخشی (فصلی) از کتاب، انتشارات ویژه (به طوری که هر بخش دارای نویسنده جداگانه باشد) (Book Section)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان بخش (فصل) کتاب، ویراستار، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره صفحه ابتدایی و انتهایی بخش کتاب، DOI یا آدرس اینترنتی

توضیح: در صورتی که یک ویراستار اصلی داشته باشد، به جای (Editors) از (Editor) استفاده می شود. در این قسمت ابتدا حرف اول نام کوچک ویراستاران و سپس نام خانوادگی می آید و صفحه نیز، صفحه ابتدایی و انتهایی بخش یا فصل کتاب مورد نیاز است.

Lentz, D.R., 1994. Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite-bearing assemblages. In: D.R. Lentz (Editor), *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada, Canada, pp. 69-99. https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_128

کتاب (Book)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها توضیح: برای کتاب، آوردن شماره کل صفحه های کتاب الزامی است.

Bardossy, G. and Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic bauxite. Elsevier, Amsterdam, 624 pp.

ترجمه کتاب (Book Translated)

نویسنده (نویسندگان)، مترجم (مترجمان)، سال نشر، عنوان کتاب، ناشر، محل نشر، شماره کل صفحه ها توضیح: برای محل نشر و ناشر، باید اطلاعات ترجمه کتاب بیاید و نیازی به محل و ناشر اثر اصلی نیست.

Mason, B. and Moore, K.B. (translated by Moore, F. and Sharafi, A.A.), 2003. Principles of Geochemistry. Shiraz University Press, Shiraz, 566 pp.

پایان نامه (Thesis)

نویسنده، سال نشر، عنوان پایان نامه، درجه پایان نامه، نام دانشگاه، نام شهر، کشور، شماره کل صفحه ها
توضیح: برای رساله دکتری به جای M.Sc. از Ph.D. استفاده می شود.

Sheikhi, R., 1995. Study of economic geology of Shahrak fe deposit, east of Takab. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 161 pp.

کارگاه علمی (Workshop)

برگزار کننده (برگزار کنندگان)، سال برگزاری، عنوان، نام کارگاه، محل برگزاری، نام شهر محل برگزاری، نام کشور محل برگزاری،
(تاریخ برگزاری)، DOI یا آدرس اینترنتی

Calvin, W.M., Kratt, C. and Faulds, J.E., 2005. Infrared spectroscopy for drillhole lithology and mineralogy. Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, California, United States (21 February 2005). Retrieved September 26, 2018 from <https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2005/calvin.pdf>

نقشه (Map)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان نقشه، ناشر

توضیح: در صورت داشتن محل نشر، می توانید آن را بعد از ناشر بیاورید.

Karimpour, M.H., Ashouri, A. and Saadat, A., 2009. Geological map of Taherabad, scale 1:100,000. Geological Surver of Iran.

گزارش (Report)

نویسنده (نویسندگان)، سال نشر، عنوان گزارش، ناشر، محل نشر، شماره گزارش، شماره کل صفحه ها

Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. and Hushmandzadeh, A.M., 1966. Geology of Tarom district western part (Zanjan area, northwest Iran). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 8, 40 pp.

منابع اینترنتی (Internet Resources)

هر منبع اینترنتی را با توجه به نوع منبع به شکل های ذکر شده قبل در آورده و در پایان، آدرس صفحه اینترنتی آن منبع بعد از تاریخ بازیابی آورده شود. مثال:
Retrieved September 26, 2018 from <https://.....>

این نشریه عضو کمیته بین‌المللی اخلاق در انتشار (COPE) است و از آیین‌نامه اجرایی قانون پیشگیری و مقابله با تقلب در آثار علمی پیروی می‌کند.

منشور اخلاق نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، بر مبنای رهنمودهای ارائه‌شده توسط کمیته اخلاق انتشار (COPE) طراحی شده است و از کلیه کاربران انتظار می‌رود به اصول اخلاقی ذکر شده پایبند باشند. بدیهی است هرگونه سرقت علمی یا سایر رفتارهای غیر اخلاقی به حذف مقاله از فرایند داوری منجر خواهد شد. این منشور جهت تعیین وظایف و تعهدات نویسندگان، سردبیر، اعضای هیئت تحریریه و داوران تنظیم شده است.

انتشار و تألیف

- مقالات پژوهشی در فرایند داوری به‌وسیله هیئت‌داوران و کارشناسان علمی که از طرف سردبیر یا مدیر مسئول یا هر دو انتخاب می‌شوند، به‌صورت محرمانه و بی‌نام ارزیابی می‌شوند.
- ملاک ارزیابی مقالات بر اصالت، کیفیت علمی، صحت ارائه و اهمیت پرداختن صحیح به سبک نگارش فارسی است.
- بر اساس تصمیم داوران و کمیته تحریریه، مقالات پذیرفته، تجدیدنظر و یا رد می‌شوند.
- نسخه تجدیدنظر شده به کمیته تحریریه مربوطه ارائه و تصمیم‌گیری نهایی بر اساس تصمیم کمیته انجام می‌شود.
- مقالات رد شده در پایگاه اطلاعاتی نشریه نگهداری می‌شوند.
- پذیرش مقاله منوط به تأیید الزامات قانونی و تسلیم تعهدنامه نویسندگان (شامل پذیرفتن مسئولیت، کپی‌رایت و سرقت علمی) است و پس از آن به‌عنوان مقاله پذیرفته شده در فهرست مقالات پیش از انتشار قرار گرفته و به‌صورت آنلاین نمایش داده می‌شود.
- سرقت علمی به‌وسیله گروه تحقیق در دانشگاه و ارجاع متقابل آن، قبل از پذیرش مورد بررسی قرار می‌گیرد.

نویسندگان

- گواهی اصالت مقاله توسط نویسندگان در هنگام ارسال مقاله به صورت الکترونیکی تسلیم می‌شود، همچنین باید گواهی شود که مقاله ارسال‌شده در نشریه دیگری چاپ نشده است و یا در دست بررسی برای چاپ نیست.
- اصلاحات و دیدگاه‌های پیشنهادی کمیته داوران ظرف مدت ۳۰ روز از تاریخ ابلاغ، به مدیر مسئول نشریه ارجاع داده شود.
- تقدیر و تشکر و وابستگی سازمانی نویسندگان در مقاله آورده شود و هرگونه مغایرت منافع بین نویسندگان و یا سازمان‌ها ذکر شود.
- از گزارش خطا و اشتباه در آثار منتشرشده که به بهبود کیفیت مقالات کمک می‌کند، استقبال می‌شود.
- نویسندگان بعد از تکمیل فرایند ارزیابی مقاله، حق انصراف از چاپ را ندارند.

داوران

- رازداری و محرمانه‌بودن اطلاعات مقاله در همه زمینه‌ها رعایت شود. فرایند داوری مقالات به صورت مخفیانه و بی‌نام انجام می‌شود؛ درحالی‌که حفظ اصالت مقالات در اولویت قرار می‌گیرد.
- فرایند داوری باید در اسرع وقت انجام شود و دیدگاه‌های مربوط به اصالت مقاله، صرف‌نظر از پیشنهادها در مورد تجدیدنظر، رد

- و یا پذیرش مقاله، به سردبیر فرستاده شود.
- پیشنهاد‌های داوران در خصوص مقالات منتشر شده باید در قالب فرم‌های داوری و در بخش دیدگاه‌های مربوط به نویسنده و سردبیر، به آنها ارائه شود.
- سرقت علمی شامل هم‌پوشانی مقاله با دیگر مقالات چاپ شده، باید به اطلاع برسد؛ به طوری که هیئت تحریریه بتواند تصمیم نهایی را در مورد رد یا پذیرش مقاله اتخاذ کند.
- داوران باید از داوری مقالاتی که تضاد منافع دارند، امتناع کنند.

سردبیران

- همه سردبیران مسئول (سردبیر، مدیر مسئول و هیئت تحریریه) اختیار تام در رد یا قبول هر مقاله داشته و کیفیت کلی مقالات منتشر شده بر عهده آنهاست.
- سردبیران همیشه باید استراتژی‌هایی را به منظور بالا بردن کیفیت مقالات، پیشنهاد داده و اجرا کنند.
- صحت و سقم سابقه تحصیلی نویسنده قبل از بررسی مقاله باید ارزیابی شود.
- اصالت و کیفیت مقاله، صحت مطالب ارائه شده و مرتبط بودن با زمینه انتشارات باید تنها ویژگی برای پذیرفتن یا رد مقالات باشد.
- تصمیم نهایی نباید بدون ادله محکم لغو شود.
- ناشناس بودن هویت داوران و نویسندگان تا زمانی که تصمیمی در مورد مقاله اتخاذ نشده است، باید حفظ شود.
- ویراستاران راه حلی برای مسائل اخلاقی و مشکلاتی از قبیل تقابل نویسندگان در ارتباط با مقالات چاپ شده یا چاپ نشده آنها، پیدا کنند.
- رد مقالات بر اساس سوءظن امکان پذیر نیست.
- تضاد منافع میان اعضای هیئت تحریریه، نویسندگان و داوران باید به درستی و بر اساس دستورالعمل کمیته اخلاق نشر (COPE) حل و فصل شود.

بیانیه سرقت علمی آثار

- همه قوانین تعریف شده توسط کمیته اخلاق نشر (COPE) باید توسط اعضای هیئت تحریریه، داوران و نویسندگان اجرایی شود.
- مقاله در مرحله اول (فرایند بررسی سردبیر) می‌تواند از روند خارج شود؛ اما زمانی که در فرایند داوری قرار می‌گیرد، انصراف از روند داوری مشمول پرداخت جریمه به هیئت تحریریه است.
- هر تغییر عمده در مقاله پذیرفته شده با ارائه ادله قابل انجام است.
- همه اعضای هیئت تحریریه و نویسندگان، باید هر نوع اصلاحی را صادقانه و به طور کامل انجام دهند.
- اخلاق نشر باید در مقاله رعایت شود. سرقت علمی و یا ارائه داده‌های تقلبی موجب می‌شود که نویسندگان به عنوان ناقضان قوانین کمیته اخلاق نشر (COPE) تلقی شوند و نام آنها در فهرست سیاه این کمیته قرار گیرد که اتخاذ تصمیم بر عهده هیئت تحریریه است.

Contents

Geodynamic and metallogeny of porphyry copper deposits and important geochemical characteristics in exploration for tin deposits	1
Mohammad Hassan Karimpour, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi	
Petrography, geochemistry, tectonic Setting and rare earth elements mineralization potentials of selected granitoids from southwestern Nigeria	47
Shakirat Mustapha Aminu, Akinade Shadrach Olatunji, Maryam O. Abdus-salam, Victoria Bolaji Omotunde, Oghenerume S. Emecho-Ted	
Geochemistry and Petrogenesis of the Bashagard Ophiolitic Complex, Makran Accretionary Prism, SE Iran: Implication for Magma Origin and Tectonomagmatic Setting	69
Majid Ghasemi Siani, Behzad Mehrabi, Aras Badrooj, Hamed Ebrahimi Fard, Yusuf Kagan Kadioglu, Ali Akbar Beshkani, Eisa Mataji Amirroud	
Petrology and Geochemistry of Sill, Dikes and Intercalated Lavas of Karaj Formation, East of Tehran	121
Asal Hasan Harati, Amir Ali Tabbakh Shabani, Morteza Delavari Kooshan	
Hydrothermal Fluid Evolution based on Stable Isotopes (S, O, D) and Fluid Inclusion studies in the Masjeddaghi Porphyry (Cu-Au) System, NW Iran	149
Shohreh Hassanpour, Seyed Javad Moghaddasi	
Geology, mineralization, and geochemistry of the Aqjeh Qaleh Pb-Zn-Cu deposit (North of Zanjan): Intermediate-sulfidation epithermal mineralization in the Taron-Hashtjin metallogenic belt	171
Shima Eyvazi, Hossein Kouhestani, Mir Ali Asghar Mokhtari, Behnam Mehdikhani	

Journal of Economic Geology as Quaterly in the field of economic geology and related sciences is published in Persian with English abstract.

Aims

- The publication of Scientific- Research papers;
- Development of research and promotion of knowledge geological and geochemical exploration;
- Dissemination of latest scientific achievements of universities and academic institutions.

Scope

- Economic Geology
- Geochemical Exploration
- Geophysical Exploration
- Remote Sensing and Mineral Exploration
- Environmental Geology
- Petrology
- Mining Engineering Sciences

Indexing and Abstracting





Journal Information

Print ISSN: 2008-7306

Online ISSN: 2423-5865

Publication: Quarterly

Publication authorization
(Ministry of Culture and Islamic
Guidance)

No. 21124, 23 November 2009

Scientific- Research grade
(Ministry of Science, Research and
Technology)

No. 4143, 31 July 2010

Contact Us

Mailing Address: Ferdowsi University of
Mashhad (FUM) campus, Azadi Sq.,
Mashhad, Khorasan Razavi, Iran

P.O. Box: 9177948973

Email: econg@um.ac.ir

Website: <https://econg.um.ac.ir>

Phone: +98 (51) 38804050

Fax: +98 (51) 38807352

Publisher

Ferdowsi University of Mashhad

Director-in-Charge

Editor-in-Chief

Mohammad Hassan Karimpour
Professor, Ferdowsi University of Mashhad
karimpur@um.ac.ir

Editorial Board

Dr. Mohammad Hassan Karimpour
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Charles R. Estern
(Prof., University of Colorado, U.S.A.)

Dr. Mohammad Hossein Adabi
(Prof., Shahid Beheshti University)

Dr. Ebrahim Rastad
(Associate Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Gholam Reza Lashkaripour
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abbas Moradian
(Associate Prof., Shahid Bahonar University)

Dr. Seyed Reza Moussavi Harami
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Seyed Ahmad Mazaheri
(Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Majid Ghaderi
(Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Farhad Bouzari
(Research Associate, The University of British
Columbia)

Dr. Amir Morteza Azim Zadeh
(Senior Researcher, Luleå University of
Technology)

Executive Director

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

Consultant

Dr. Azadeh Malekzadeh Shafaroudi (Ferdowsi
University of Mashhad)

Persian Editor

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)

Page Designer

Sara Habibi (Ferdowsi University of Mashhad)



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 18, No. 1, 2026, Serial No. 48

CONTENTS

- Geodynamic and metallogeny of porphyry copper deposits and important geochemical characteristics in exploration for tin deposits** 1
Mohammad Hassan Karimpour, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi
- Petrography, geochemistry, tectonic Setting and rare earth elements mineralization potentials of selected granitoids from southwestern Nigeria** 47
Shakirat Mustapha Aminu, Akinade Shadrach Olatunji, Maryam O. Abdus-salam, Victoria Bolaji Omotunde, Oghenerume S. Emechote
- Geochemistry and Petrogenesis of the Bashagard Ophiolitic Complex, Makran Accretionary Prism, SE Iran: Implication for Magma Origin and Tectonomagmatic Setting** 69
Majid Ghasemi Siani, Behzad Mehrabi, Aras Badrooj, Hamed Ebrahimi Fard, Yusuf Kagan Kadioglu, Ali Akbar Beshkani, Eisa Mataji Amirrou
- Petrology and Geochemistry of Sill, Dikes and Intercalated Lavas of Karaj Formation, East of Tehran** 121
Asal Hasan Harati, Amir Ali Tabbakh Shabani, Morteza Delavari Kooshan
- Hydrothermal Fluid Evolution based on Stable Isotopes (S, O, D) and Fluid Inclusion studies in the Masjeddaghi Porphyry (Cu-Au) System, NW Iran** 149
Shohreh Hassanpour, Seyed Javad Moghaddasi
- Geology, mineralization, and geochemistry of the Aqjeh Qaleh Pb-Zn-Cu deposit (North of Zanjan): Intermediate-sulfidation epithermal mineralization in the Tarom-Hashtjin metallogenic belt** 171
Shima Eyvazi, Hossein Kouhestani, Mir Ali Asghar Mokhtari, Behnam Mehdikhani