Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Summer 2026, Vol. 16 (2): 165 - 192

Research Article

Petrogenesis and Source Characteristics of Volcanic Rocks in the Khordeh Qeshlaq Area, Northern Meshkin Shahr

Morteza Khalatbari Jafari[1]*, Amir Shahriari[1]

1- Department of Applied Geology, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran

Abstrac
Eocene volcanic rocks in the Khordeh-Qeshlaq area (north of Meshkin Shahr, Eastern Azerbaijan Province) represent a diverse magmatic suite ranging from basic and intermediate to silica-undersaturated compositions. Field observations reveal a complex succession including epiclastic and hyaloclastic breccias, porphyritic to megaporphyritic lavas, pillow and ropey lavas, and ignimbrites. These rocks comprise picrobasalt, basalt, basanite, trachyandesite, trachyte, tephrite, and phonolite. Mafic lavas have abundant olivine and augite phenocrysts, whereas the undersaturated varieties are dominated by analcime, along with groundmass phases such as hauyne and nosean. Petrographic evidence and geochemical signatures suggest that fractional crystallization (FC) of an assemblage involving Ol ± Cpx ± Hb ± Pl ± Mag ± Ap played a primary role in magmatic evolution. Harker diagrams and trace-element modeling indicate that these rocks underwent both fractional crystallization and assimilation–fractional crystallization (AFC) involving crustal components. The volcanic rocks exhibit a high-K magmatic trend. At the same time, enriched REE patterns and multi-element spider diagrams, characterized by high LREE/HREE ratios, reflect the influence of metasomatic fluids on the mantle source. Tectonomagmatic discrimination diagrams place the samples within a collisional continental-arc setting, distinct from typical active subduction-related magmatism. In the binary diagram of Nb/La versus La/Yb, most of the samples plot within the lithospheric mantle field, transitioning into the lithospheric-asthenospheric mantle domain. Petrogenetic and source studies of the Khordeh Qeshlaq volcanic succession indicate that the area has potential for the formation of epithermal Au-Ag and porphyry Cu-Mo systems, as well as REE enrichment in evolved rocks.
Keywords: *Eocene volcanism; Fractional crystallization; Partial melting; Mantle metasomatism; Post-collisional magmatism; NW Iran.*

1-Introduction

Eocene volcanic and volcanosedimentary rocks are exposed north of Khordeh Qeshlaq, north of Meshkin Shahr, in northwestern Iran. This region forms part of the broad collision zone between the Arabian and Eurasian plates, which encompasses southeastern Türkiye, northwestern Iran, Armenia, and the Caucasus. Several source and tectonic models have been proposed for the Eocene volcanic rocks in this extensive convergent zone. These include partial melting of enriched subcontinental lithospheric mantle in arc or back-arc settings, melting of amphibole- or garnet-bearing mantle, melting of metasomatized subcontinental lithospheric mantle, and contributions from the asthenosphere (Soltanmohammadi et al., 2021; Li et al., 2022; Ghorbani et al., 2023; Alizadeh Noudeh et al., 2025). Investigating the petrogenesis and source characteristics of the volcanic rocks in the Khordeh Qeshlaq region may improve our understanding of Eocene magmatism within the Arabia–Eurasia collision zone. Moreover, constraining the

* Corresponding author: khalat1965@gmail.com
DOI: 10.22055/aag.2026.52926.2583
Received: 2026-08-24
Accepted: 2026-09-21

ISSN: 2717-0764

petrogenesis and provenance of the Khordeh Qeshlaq volcanic rocks offers critical vectors for future mineral exploration in this area.

2-Materials and Methods

Geological maps and Google Earth satellite imagery were used to plan and conduct the field investigations. Following thin-section preparation and petrographic examination, the least-altered samples were selected for geochemical analysis. Major-element oxides were determined by X-ray fluorescence (XRF), with a reported analytical accuracy of approximately 0.1%. Trace elements and rare earth elements were determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), and their concentrations are reported in parts per million (ppm). The analyses were conducted at the Geological Survey of Iran laboratories in Tehran and Karaj, respectively. Geochemical data were evaluated using various classification, variation, rare-earth-element, multi-element, and tectonomagmatic discrimination diagrams in IgPet 2007. The figures were subsequently redrawn and formatted using CorelDRAW X6.

3-Results and Discussion

A volcanic and volcanosedimentary succession is exposed north of Khordeh Qeshlaq. The basal part of the succession consists of conglomerate, sandstone, and marl. Up-section, the succession contains epiclastic breccias, pillow lavas, Porphyritic lavas, and ropy lavas interlayered with hyaloclastite breccias and tuffs. These deposits record volcanic activity and sedimentation under subaqueous to subaerial conditions. Graded bedding and cross-bedding occur in the volcanosedimentary units, together with interlayers of fossiliferous limestone. Paleontological investigations of the limestone.

Petrographic studies indicate that the volcanic rocks comprise picrite, basalt, basanite, trachyandesite, trachyte, tephrite, and phonolite. Porphyritic textures are common. Olivine and augite phenocrysts are the dominant phenocryst phases in the mafic lavas; augite locally shows hourglass-shaped sector zoning. From the mafic rocks toward the andesitic and trachyandesitic compositions, the abundance of olivine phenocrysts decreases, whereas the abundance of plagioclase increases. In the tephritic and phonolitic lavas, analcime and apatite phenocrysts occur in addition to plagioclase. Analcime may have replaced leucite in some samples. Alkali feldspar, hauyne, and nosean also occur in the groundmass of these lavas.

The geochemical diagrams indicate that the picrite–basalt and basanite–tephrite samples form clusters distinct from the trachybasalt and phonotephrite samples. These groups are also distinct from the trachyandesite samples. Despite this compositional grouping, the samples define continuous trends, suggesting a possible genetic relationship among the studied volcanic rocks, although more than one petrological process may have influenced their evolution.

In the Harker and other binary diagrams, most samples define trends broadly consistent with fractional crystallization (FC), whereas some features may indicate assimilation–fractional crystallization (AFC). However, no unambiguous geochemical evidence for contamination by Cadomian continental crust was identified. Chondrite-normalized rare-earth-element patterns show enrichment of light rare earth elements (LREEs) relative to heavy rare earth elements (HREEs). This enrichment may reflect low-degree partial melting of the mantle source, crustal assimilation, or both. Primitive-mantle-normalized multi-element diagrams show depletion in high-field-strength elements (HFSEs), particularly Ta, Nb, and Ti, together with enrichment in Cs, Th, U, La, K, and Zr. These features are consistent with subduction-related metasomatism of the mantle source, although alternative processes should also be considered (Lechmann et al., 2018).

On tectonomagmatic discrimination diagrams, most samples plot within volcanic-arc and collisional-arc fields, although some plot within the within-plate field. The results are compatible with a continental, collisional, or post-collisional arc-related setting rather than a simple within-plate environment. However, these diagrams alone cannot uniquely establish the position of the volcanic center relative to the active subduction front.

In the source-discrimination diagrams, mafic samples with SiO_2 contents below 50 wt.% and MgO contents above 4 wt.%, including picrite, basalt, and trachybasalt, plot within or near the peridotite field. On the Nb/La versus La/Yb diagram of Smith et al. (1999), the studied volcanic rocks plot within the lithospheric-mantle and mixed lithosphere-asthenosphere fields. The Sm versus Sm/Yb diagram of

ISSN: 2717-0764
CC BY

Aldanmaz (2000) can be modeled by approximately 1-10% partial melting of a mixed garnet- and spinel-lherzolite source. The inferred proportions of the two source lithologies are model-dependent.

4-Conclusions

The enrichment of LREEs relative to HREEs and the depletion of Ti and Nb in the chondrite- and primitive-mantle-normalized diagrams are consistent with derivation from a metasomatized lithospheric-mantle source. Source-discrimination and partial-melting models further support the possibility of a mixed garnet–spinel lherzolite source undergoing approximately 1–10% partial melting. Overall, the studied volcanic rocks may have been derived predominantly from metasomatized lithospheric mantle and emplaced in a collisional or post-collisional continental-arc-related setting. These interpretations should be evaluated together with quantitative melting and crystallization models and, ideally, radiogenic-isotope data.

The Eocene volcanic sequence in the Khordeh Qeshlaq area, derived from a metasomatized subcontinental lithospheric mantle (SCLM) influenced by subduction-related metasomatism, exhibits a high potential for metalliferous hydrothermal systems. Extensive fractional crystallization during prolonged magma chamber residence, combined with the presence of adjacent intrusive bodies, suggests a favorable setting for porphyry Cu–Mo mineralization. Furthermore, the notable abundance of epiclastic and hyaloclastic breccias highlights the potential for epithermal Au-Ag deposits. Finally, the enrichment of Rare Earth Elements (REEs), P, and trace metals within apatite phenocrysts-particularly in phonolitic and tephritic units-underscores the need for targeted exploration of these rocks as promising carriers of critical REE resources.

5-References

Alizadeh Noudeh, Sh., Rolland, Y., Rossi, M., Bosch, D., Münch, Ph., Lemmolo, A., Bruguier, O., Rahgoshay, M., 2025. Geochronological, isotopic and petrogenetic investigations of Cenozoic Volcanic rocks in the Talysh Massif, NW Iran: Insights for the Eocene magmatic flare-up, Lithos 496-497,2025,107954, ISSN 0024-4937, https://doi.org/10.1016/j.lithos.2025.107954.

Fadaeian, M., Jahangiri, A., Ao, S., Kamali, A.A., Xiao, W., 2022. Geochemistry and petrogenesis of shoshonitic dyke swarm in the northeast of Meshkinshahr, NW Iran. Minerals 12(3), 309. https://doi.org/10.3390/min12030309

Ghorbani, M.R., Paydari, M., Ahmadi, P., von Quadt, A., Ahadnejad, V., Cottle, J.M., Graham, I.T., Ahmadian, J., Ahmadvand, A., 2023. Eocene to Late Oligocene extension-dominated mafic magmatism from South Kaleybar, Iran. International Journal of Earth Sciences 112, 1553-1575. https://doi.org/10.1007/s00531-023-02313-6

Heidari, S., Shabani, A. A.T., Hassanpour, S., Maghdour-Mashhour, R., 2022. Petrology of the Paleogene shoshonitic volcanism in the north Sarab area, NW Iran: Geochemical, Ar-Ar dating, and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. Journal of Asian Earth Sciences X8, 100109. https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100109

Lechmann, A., Burg, J.P., Ulmer, P., Guilong, M., Faridi, M., 2018. Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence. Lithos 304, 311-328. https://doi. org/10.1016/j.lithos.2018.01.030.

Le Roex, A.P., 1986. Geochemical correlation between southern African kimberlites and South Atlantic hotspots. Nature 324, 243–245. https://doi.org/10.1038/324243a0

Lei, M., Chen, J., Xu, J., Yang, T., Yang, Z., 2022. New geochronological and geochemical data for the Eocene shoshonitic trachyandesites in NW Iran: constraints on their petrogenesis and tectonic setting. Lithos 426, 106805. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106805

Natali, C., Aghazadeh, M., Braschi, E., Avanzinelli, R., Badrzadeh, Z., Bianchini, G., Casalini, M., Agostini, S., Mattei, M., Conticelli, S., 2024. Ages, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of alkaline potassic volcanic rocks from the Ahar-Arasbaran region (NW Iran): evidence for progressive evolution of mantle sources during the Neotethyan subduction system. Lithos 470-471, 107504. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107504

ISSN: 2717-0764

Soltanmohammadi, A., Gregoire, M., Rabinowicz, M., Gerbault, M., Ceuleneer, G., Rahgoshay, M., 2018. Transport of volatile-rich melt from the mantle transition zone via compaction pockets: Implications for mantle metasomatism and the origin of alkaline lavas in the Turkish-Iranian Plateau. Journal of Petrology 59 (12), 2273–2310. https://doi.org/10.1093/petrology/egy097

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Khalatbari, M., Shahriari, A., 2026. Petrogenesis and Source Characteristics of Volcanic Rocks in the Khordeh Qeshlaq Area, Northern Meshkin Shahr. Adv. Appl. Geol. 16 (2), 165-192.
DOI: 10.22055/aag.2026.52926.2583
https://aag.scu.ac.ir/article_20964.html

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

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

پتروژنز و خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه خرده قشلاق، شمال مشکین شهر

مرتضی خلعتبری جعفری

گروه زمین‌شناسی کاربردی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

امیر شهریاری

گروه زمین‌شناسی کاربردی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

khalat1965@gmail.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۵/۰۶/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۶/۳۰

چکیده

در منطقه خرده قشلاق، شمال مشکین شهر واقع در استان آذربایجان شرقی، سنگ‌های آتشفشانی بازیک ـ حدواسط تا تحت اشباع ائوسن رخنمون دارند. در صحرا، این سنگ‌ها شامل برش‌های اپی کلاستیک، هیالوکلاستیک، گدازه‌های پورفیریک و مگاپورفیریک، گدازه‌های بالشی و طنابی و نهشته‌های ایگنمبریتی هستند. این سنگ‌ها ترکیب پیکروبازالت، بازالت، بازانیت، تراکی آندزیت، تراکیت، تفریت و فنولیت دارند. در انواع بازیک، فنوکریست‌های اولیوین و اوژیت فراوان و در گدازه‌های تحت اشباع آنالسیم فنوکریست غالب است. در خمیره گدازه‌های تحت اشباع، علاوه بر بلورهای ریز مشابه با فنوکریست‌ها، بلورهای ریز هائوئین و نوزآن نیز دیده شدند. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهند که تبلور و جدایش کانی‌های الیوین ±کلینوپیروکسن± هورنبلند± پلاژیوکلاز± مگنتیت± آپاتیت دارای اهمیت قابل توجه بوده است. نمودارهای هارکر از اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی در مقابل SiO_2، نشانگر تبلور تفریقی (FC) بوده و در عین حال آغشتگی با مولفه‌های پوسته‌ای (AFC) را نیز نشان می‌دهند. بیشتر سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه روند ماگمایی پتاسیم بالا را دارند. در الگوهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی، LREE/HREE دارای نسبت بالایی هستند که نشان از تاثیر سیالات بر خاستگاه گوشته‌ای را دارد. در نمودارهای تکتونوماگمایی، این سنگ‌ها در محدوده کمان قاره‌ای برخوردی و دور از لبه فرورانش ترسیم شده‌اند. در نمودار دوتایی نسبت Nb/La در مقابل La/Yb، بیشتر گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه در قلمروی منشاء لیتوسفری و سپس لیتوسفری ـ آستنوسفری چیدمان شده‌اند. مطالعات پتروژنز و خاستگاه توالی آتشفشانی خرده قشلاق نشان می‌دهد که این منطقه مستعد تشکیل سامانه‌های اپی‌ترمال طلا ـ نقره، پورفیری مس ـ مولیبدن و غنی‌شدگی عناصر نادر در سنگ‌های تحول‌یافته بوده است.

واژه‌های کلیدی: *ولکانیسم ائوسن، جدایش بلورین، ذوب بخشی، متاسوماتیسم گوشته، شمال باختری ایران*

۱- مقدمه

منطقه مورد بررسی در شمال خرده قشلاق، شمال مشکین شهر در استان آذربایجان شرقی و در پهنه البرز-آذربایجان واقع است (شکل ۱a). این منطقه بخشی از قلمروی برخوردی وسیعی است که شمال باختری ایران، قفقاز و ترکیه را دربرمی‌گیرد و ولکانیسم ائوسن در آن اهمیت قابل توجه دارد (Dilek et al., 2010., Soltanmohammadi et al., 2018; Ghorbani et al., 2023; Natali et al., 2024).

مطالعات چندی از ولکانیسم ائوسن از این قلمرو منتشر شده است که در آن‌ها ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیرقاره که توسط مولفه‌های فرورانش غنی شده‌اند را منشاء این سنگ‌ها دانسته‌اند (e.g. Jahangiri, 2007; Keskinet al., 2008; Ahmadzadeh et al., 2010; Karsli et al., 2019; Grosjean et al., 2022). عده‌ای دیگر بالاآمدگی و ذوب بخشی گوشته آستنوسفری (Rabiee et al., 2022)، کشش در لیتوسفر و بالاآمدن گوشته آستنوسفری و ایجاد ماگماتیسم نوع OIB (Ghorbanie et al., 2023) در گوه ساب آرک را به عنوان مکانیسم و منشاء سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در نظر گرفته‌اند. Soltanmohammadi و همکاران (۲۰۱۸) "پاکت‌های متراکم مذاب غنی از مواد فرار" در یک پهنه انتقالی در گوشته-لیتوسفر را منبع ماگماتیسم ائوسن کوه

صلوات، Heidari و همکاران (۲۰۲۲) ذوب بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه در محیط پشت کمان و Li و همکاران (۲۰۲۲) ذوب بخشی گوشته آمفیبول‌دار را موجد ولکانیسم شوشونیتی منطقه اهر دانسته‌اند. به عقیده Fadaeian و همکاران (۲۰۲۲) سوارم دایک‌های تحت اشباع در شمال خاوری مشکین شهر از ذوب بخشی اندک گوشته لیتوسفری زیرقاره در محیط تکتونیکی پسابرخورد حاصل شده‌اند. به باور Alizadeh Noudeh و همکاران (۲۰۲۵) ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای گارنت‌دار و متاسوماتیزه که در حین صعود با گوشته اسپینل‌دار آغشته شده‌اند را منشاء سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه تالش در نظر گرفته‌اند.

با وجود مطالعات پیشین بر ماگماتیسم ائوسن در پهنه البرز باختری ـ آذربایجان، خاستگاه گوشته‌ای و سازوکار زایش سنگ‌های اشباع‌نشده از سیلیس و غنی از پتاسیم در منطقه خرده‌قشلاق (شکل ۱a و b) همچنان در هاله‌ای از ابهام قرار داشت. از این‌رو، هدف از این پژوهش تعیین سرشت ژئودینامیکی ماگما، بررسی اثر متاسوماتیسم گوشته لیتوسفری، و مدل‌سازی فرایندهای تبلور بخشی و آلایش پوسته‌ای است. نوآوری‌های این پژوهش شامل ارائه داده‌های ژئوشیمیایی از طیف پیوسته سنگ‌های منطقه (پیکروبازالت تا تراکیت و تفریت)، شناسایی رخساره‌های اشباع‌نشده از سیلیس حاوی فنوکریست‌های آنالسیم و سیالات متاسوماتیک، و بحث جایگاه زمین‌ساختی کمان قاره‌ای برخوردی (دور از جبهه فرورانش) و خاستگاه گوشته لیتوسفری برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه می‌باشد.

۲- مواد و روش‌ها

گدازه‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه مورد مطالعه، طیف گسترده‌ای از ترکیبات بازیک تا حدواسط را شامل می‌شوند (شکل ۱ a و b). جهت مطالعات میدانی، از نقشه‌های زمین‌شناسی موجود و تصاویر ماهواره‌ای (Google Earth) استفاده گردید. پس از تکمیل برداشت‌های صحرایی و انجام مطالعات پتروگرافی، نمونه‌های با کمترین میزان دگرسانی جهت آنالیزهای شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ارسال شدند.

سنجش اکسیدهای اصلی به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) با دقت ۰/۱ درصد در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (تهران) انجام شد. بدین منظور، ۴ گرم از پودر نمونه با ۰/۴ گرم موم (Wax) ترکیب و با استفاده از دستگاه پرس به قرص‌های فشرده تبدیل شد؛ سپس آنالیز نمونه‌ها توسط دستگاه Philips Magixpro صورت گرفت. برای اندازه‌گیری عناصر فرعی و نادر خاکی (REE) به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی (مرکز کرج)، ابتدا ۰/۵ گرم از پودر نمونه با ۶ میلی‌لیتر اسید نیتریک در ظروف تفلونی مخلوط و به مدت ۳۰ دقیقه در دمای ۱۸۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد حرارت داده شد. پس از سرد شدن، ۱۰ میلی‌لیتر اسید فلوئوریک (HF) و ۴ میلی‌لیتر اسید پرکلریک (HClO4) به محلول افزوده و مجدداً در همان بازه دمایی حرارت داده شد. در مرحله بعد، ژل حاصل با ۲ میلی‌لیتر اسید کلریدریک (HCl) و ۱۰ میلی‌لیتر آب مقطر ترکیب و پس از حرارت‌دهی مجدد، حجم محلول به ۵۰ میلی‌لیتر رسانده شد. در نهایت، ۵ میلی‌لیتر از محلول حاصل با آب مقطر در بالون ۵۰ میلی‌لیتری به حجم رسید (رقیق‌سازی ۱۰ برابر) و آنالیز نهایی با دستگاه PerkinElmer elan 9000 انجام پذیرفت (جدول ۱). شایان ذکر است که جزئیات تکمیلی روش‌های آنالیز در وب‌سایت آزمایشگاه‌های مذکور قابل دسترس است.

پردازش و نمودارسازی داده‌های شیمیایی (جدول ۱) با استفاده از نرم‌افزار Igpet 2007 صورت گرفت و ترسیم نهایی نمودارها در محیط نرم‌افزار CorelDRAW X6 انجام شد.

۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بر اساس پیشینه مطالعاتی، آمیزه‌ی رنگین اله یارلو با سن قبل از کرتاسه (Babakhani and Khan Nazer, 1991) که دربردارنده ماسه‌سنگ دگرگون، آمفیبولیت، متاولکانیک، بلوک‌هایی از سرپانتینیت، متاگابرو و متادیاباز است، در شرایط دما و فشار متوسط (دگرگونی نوع باروین) دگرگون شده‌اند (Salimi et al., 2020) و در هسته تاقدیسی به همین نام در شمال منطقه برونزد دارند. در اطراف آن‌ها و بصورتی تکتونیزه، سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک ـ کرتاسه پایینی با ترکیب حدواسط و مرمر رخنمون دارند (Babakhani and Khan Nazer, 1991).

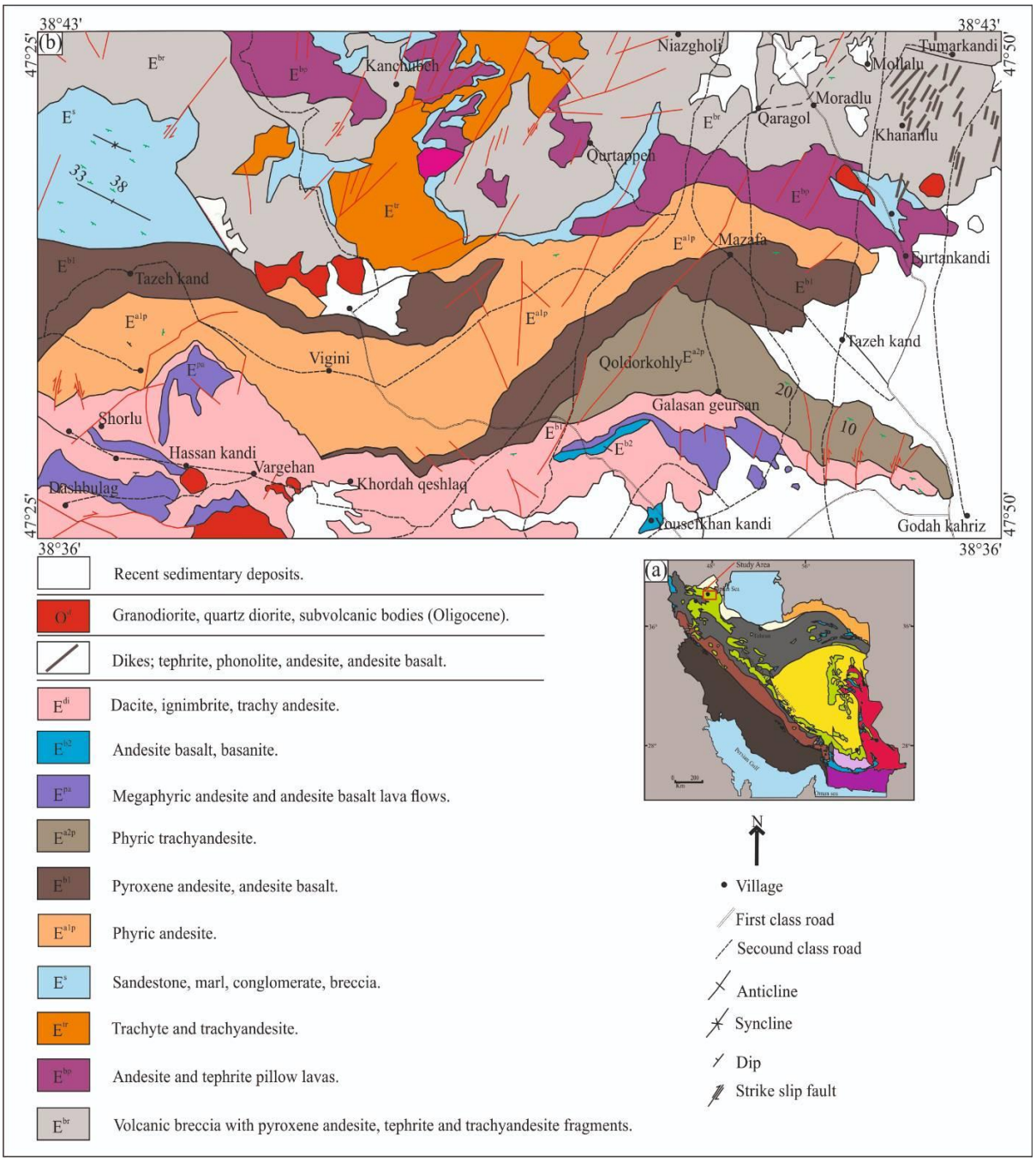
سنگ آهک اربیتولین‌دار، سنگ آهک صلوات (با سن کرتاسه زیرین)، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی، نهشته‌های توربیدایتی مغان و مولاس (کرتاسه زیرین تا بالایی)، نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی الیگوسن، میوسن و کواترنری از دیگر واحدهای شناخته شده در اطراف منطقه مورد مطالعه و شمال آذربایجان هستند (Didon and Gemain, 1978).

بر اساس مشاهدات صحرایی در این مقاله، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن، گسترش قابل توجهی در محدوده خرده قشلاق دارند (شکل ۱ a و b). طبق مشاهدات صحرایی ما، در قاعده این سنگ‌ها، تناوبی از شیل، ماسه سنگ و کنگلومرای پالئوسن-ائوسن برونزد دارند که با همبری تکتونیکی برروی سنگ آهک و دولومیت کرتاسه بالایی قرار گرفته‌اند. در اطراف خرده قشلاق، بررسی دیرینه شناسی عدسی‌های سنگ آهک که در میان توالی آتشفشانی-رسوبی یافته‌ایم، ریزفسیل‌های شاخص ائوسن میانی یافت شده است. اگرچه تاکنون تعیین سن ایزوتوپی برروی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه منتشر نشده است، اما در شمال خاوری این منطقه، تعیین سن بروش اورانیوم-سرب برروی دایک‌های شوشونیتی سن ائوسن (۴۴ میلیون سال) را بدست داده است (Fadaeian et al., 2022). در خارج از منطقه مورد مطالعه، تعیین سن ایزوتوپی بروش‌های اورانیوم-سرب و آرگن-آرگن برروی سنگ‌های آتشفشانی مشابه در شمال تالش (Vincent et al., 2005)، مرز ایران و آذربایجان (Chiu et al., 2013)، منطقه اهر ـ ارسباران (Natali et al., 2024) و منطقه تالش (Alizadeh Noudeh et al., 2025) سن ائوسن بدست آمده است.

بر روی کنگلومرای قاعده ائوسن، برش اپی کلاستیک (شکل a۲) دیده شد که دربردارنده قطعه‌های کم و بیش گرد شده با آثار حمل و نقل هستند و در لابلای آن‌ها گدازه بالشی (شکل b۲)، گدازه منشوری (شکل c۲) دیده شدند. آثار کراس بدینگ (شکل d۲) هم در توف‌ها یافت شد که نشان از نهشته گذاری در حوضه‌ای کم عمق است. بر روی آن‌ها، برش هیالوکلاستیک و همچنین سنگ‌های رسوبی از جنس شیل، ماسه سنگ و مارن نهشته شده‌اند.

بر روی نهشته‌های رسوبی نوشته شده، گدازه و هیالوکلاستیت با ترکیب بازالت، بازانیت و تفریت مشاهده شد. این گدازه‌ها بر روی هیالوکلاستیت (شکل e۲) ریخته شده‌اند که دربردارنده فنوکریست‌های فراوان پیروکسن و حاوی زنولیت‌های پیروکسنیت هستند. در شمال خرده قشلاق، این سنگ‌ها توسط دایک‌های بازالتی و بازانیتی قطع شده‌اند (شکل ۱ b). در جنوب باختری منطقه، در حوالی کوه قیزگاچان، در بخش زیرین گدازه‌های پورفیریک و مگاپورفیریک با ترکیب تفریت و فنولیت بوده که شکل جریانی و طنابی یافته‌اند، اما به سمت بالا، سیمای بالشی دارند. بنابراین، شاید بتوان نتیجه گرفت که فوران گدازه-های مگاپورفیریک در شرایطی بین محیط خشکی الی آبدار اتفاق افتاده است. از پدیده‌های جالب در این توالی آتشفشانی وجود دریاچه گدازه‌ای فسیل (شکل f۲) و برش هیالوکلاستیک است (شکل g۲) که قطعه‌هایی از گدازه بالشی در آن برجای مانده است.

در گدازه‌های با ترکیب تحت اشباع فنوکریست‌های آنالسیم (شکل h۲) نیز یافت شده است. در باختر خرده قشلاق بر روی این سنگ‌ها، انواع ایگنمبریت برش، ایگنمبریت توف و ایگنمبریت گدازه (شکل i۲) با ترکیب تراکی آندزیت و تراکیت نهشته شده که توسط دایک‌های بازیک (شکل ۱ b) قطع شده‌اند. در خاور منطقه مورد مطالعه، در حوالی کوه قیزگاچان، بر روی گدازه‌های طنابی، ایگنمبریت با ترکیب تراکی آندزیتی و تراکیت نهشته شده است (شکل i۲). سودوفیام‌ها حتی در مقیاس نمونه دستی نیز قابل تشخیص هستند و به موازات جهت جریان ردیف شده‌اند. گدازه بازیک جوان‌ترین واحد آتشفشانی ائوسن در محدوده مورد است که ترکیب الیوین بازالت و پیکروبازالت با فرسایش پوست پیازی دارند.



شکل ۱- (a) نقشه واحدهای ساختاری ایران که محدوده مورد مطالعه در آن نشان داده شده است (Alavi, 1991)، (b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده محدوده خرده قشلاق. رسم مجدد با برخی تغییرات برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ لاهرود (Babakhani and Nazer, 1991) و کلیبر (Mehrpartou and Nazer, 1999).

Fig. 1. (a) Structural units of Iran showing the study area (Alavi, 1991), (b) Simplified geological map of the Khordeh Qeshlaq area, redrawn with some modifications from the 1:100,000-scale geological maps of Lahrud (Babakhani and Nazer, 1991) and Kalibar (Mehrpartou and Nazer, 1999).

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (wt٪) و عناصر کمیاب و نادر خاکی (ppm) که به صورت انتخابی آورده شدند.

Table 1: Major element (wt%) concentrations and trace elements (ppm) in Khordeh area.

Sample No.	KQ.3	KQ.37	KQ.41	KQ.6	KQ.27	KQ.42	KQ.43	KQ.18	KQ.40	KQ.48	KQ.50	KQ.51	KQ.8	KQ.32	KQ.35
	picrobasalt	*basalt*		*basalt-dike*	*trachy basalt*			*tephrite-basanite*			*phenotephrite*			*trachyite*	
SiO_2	44.44	45.3	48.2	45.9	48.6	47.	49.2	45.6	44.6	48.	47.8	50.7	61.3	60.7	61.3
TiO_2	1.15	1.10	1.16	1.15	0.87	1.07	1.01	1.15	0.96	0.93	0.86	0.64	0.50	0.42	0.58
Al_2O_3	16.02	17.6	16.5	15.2	17	17.4	15.1	18.5	17.6	16.5	18.4	18.5	18.6	18.9	17.9
Fe_2O_3 total	12.60	14.1	11.9	12.6	11.2	11.6	12.2	11.9	12.6	11.7	9.80	9.20	3.36	3.56	3.95
MnO	<.1	<.1	<.1	0.21	0.21	0.23	0.24	0.19	0.25	<.1	0.24	0.24	0.21	0.21	<.1
MgO	6.91	4.20	5.27	6.87	4.34	4.09	6.36	2.74	5.51	3.16	3.70	3.04	0.73	0.57	0.45
CaO	12.46	10.1	9.11	11.5	8.55	8.86	9.47	10.3	11.0	9.23	7.29	6.40	2.34	1.97	1.74
Na_2O	2.80	2.60	2.62	2.69	3.10	3.44	2.35	3.92	2.17	3.98	6.46	4.83	4.31	4.42	4.43
K_2O	0.78	2.21	2.92	1.55	3.31	2.78	2.91	2.06	2.61	3.32	2.71	4.57	6.92	7.39	7.65
P_2O_5	0.63	0.58	0.50	0.44	0.74	0.61	0.31	1.03	0.42	0.54	0.68	0.59	0.17	0.18	0.16
L.O.I	1.90	1.90	1.50	1.50	1.60	1.90	0.60	2.00	1.80	2.00	1.60	0.90	1.20	1.30	1.40
Total	99.68	99.67	99.70	99.68	99.55	99.65	99.81	99.56	99.59	100.21	99.61	99.66	99.72	99.72	99.65
Co	39.37	32.8	30.1	37.5	28.6	29.7	32.3	27.1	33.2	26.6	16.7	14.3	2.72	2.89	2.95
Rb	62.31	31.7	85.5	27.1	45.9	51.5	82.4	73.2	70.7	31.6	82.1	47.1	192	199.	210.
Zr	253	232	307	276	264	263	335	414	323	167.4	261.7	207.0	671	812	874
Nb	13.88	11.7	18.9	14.7	16.4	18.8	21.5	27.6	15.9	9.62	14.7	11.7	59.7	68.7	58.8
Cs	0.99	0.90	2.37	1.30	3.27	4.60	7.78	3.43	2.28	2.28	3.06	4.43	6.45	5.87	4.10
La	43.34	42.7	34.1	49.6	42.9	32.4	31.6	71.1	30.0	24.1	46.2	29.8	112	118	113
Ce	73.29	73.8	57.3	81.6	74.2	56.1	54.8	120.	50.8	42.2	77	47.9	169	179	177
Pr	8.84	9.35	7.03	9.51	9.51	7.08	6.66	14.8	6.40	5.26	9.71	5.80	18.0	19.2	19.9
Nd	36.58	37.1	27.8	39.1	37.4	28.1	26.0	56	25.6	21.8	40.2	22.7	59.9	66.1	71.0
Sm	6.97	7.52	6.02	7.26	7.76	6.20	5.48	10.2	5.57	5.59	8.95	6.08	9.44	9.91	11.9
Eu	1.95	2.34	1.76	1.96	2.23	1.94	1.41	2.93	1.70	1.76	2.92	2.32	2.36	2.55	3.01
Gd	6.06	5.90	4.90	6.08	5.71	4.90	3.92	8.62	4.84	3.59	6.24	3.71	9.44	9.61	10.4
Tb	0.90	0.91	0.78	0.91	0.90	0.79	0.74	1.20	0.76	0.67	0.97	0.60	1.04	1.16	1.34
Dy	4.55	4.99	4.52	4.89	5.04	4.37	4.37	6.18	4.35	3.65	4.97	3.20	5.70	6.24	7.38
Ho	0.91	0.97	0.96	0.96	1.05	0.95	1.05	1.08	0.93	0.85	1.06	0.70	1.09	1.20	1.43
Er	2.54	2.79	2.77	2.71	2.94	2.73	2.70	3.16	2.64	2.24	2.83	1.91	3.28	3.72	4.48

ادامه جدول ۱

Tm	0.37	0.45	0.48	0.41	0.48	0.44	0.49	0.46	0.46	0.41	0.48	0.38	0.52	0.62	0.76
Yb	2.31	2.77	2.76	2.44	2.77	2.63	2.94	2.97	2.73	2.39	2.78	2.15	3.46	3.89	4.56
Lu	0.40	0.46	0.49	0.42	0.44	0.49	0.49	0.49	0.48	0.42	0.51	0.43	0.66	0.68	0.81
Hf	4.24	4.99	6.40	4.82	4.63	5.57	7.23	6.21	5.63	4.36	5.96	4.54	10.7	12.4	14.1
Ta	0.10	0.87	0.59	0.27	0.62	0.67	0.86	1.32	0.55	0.28	0.82	1.06	3.09	6.88	7.34
Th	8.58	5.62	7.06	10.4	5.88	6.16	10.8	16.2	5.59	7.42	10.8	7.69	32.2	34.9	37.1
Sc	34.88	24.6	25.0	32.1	23.1	24.1	25	22.5	29.9	24.0	11.1	7.28	3.14	3.19	2.30
U	1.84	1.53	1.90	2.30	1.46	1.57	2.65	3.94	1.52	2.11	3.91	2.00	6.24	5.62	3.76
W	0.31	0.78	1.08	0.62	0.28	0.48	1.59	0.79	1.06	0.38	1.27	0.66	2.05	3.32	2.97

۴- نتایج

۴-۱- سنگ‌شناسی

بر اساس مطالعه مقاطع نازک و بهره‌گیری از نمودارهای نامگذاری ژئوشیمیایی، گدازه‌های آتشفشانی منطقه خرده قشلاق ترکیب پیکروبازالت، بازالت، بازانیت، تراکی آندزیت، تراکیت، تفریت و فنولیت دارند.

پیکروبازالت دارای بافت پورفیریک است (شکل a۳). دربردارنده بلورهای درشت (۳۰ الی ۳۵ درصد) اولیوین و اوژیت بوده و خمیره (۶۵ الی ۷۰ درصد) از بلورهای ریز همین کانی‌ها، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، آنالسیم و در مواردی هائوئین-نوزآن تشکیل شده است. به سمت بازانیت، تفریت و فنولیت، بلورهای ریز الکالی فلدسپار، هورنبلند و بیوتیت نیز ظاهر شده‌اند.

در صورت وجود بلورهای درشت پلاژیوکلاز (شکل b۳) و بصورتی تدریجی ترکیب این سنگ‌ها به سمت تفریت و فنولیت متمایل شده است. بلورهای درشت اوژیت در دو نسل شکل گرفته‌اند. نسل اول بی شکل، دارای حاشیه واکنشی و بافت اسفنجی بوده و نسل دوم اغلب خودشکل و سالم هستند (شکل a۳). مشابه این پدیده در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مشابه در کوه صلوات واقع در خاور محدوده مورد مطالعه (Soltanmohammadi et al., 2018) به عنوان آمیختگی ماگماهای سدیک و پتاسیک در نظر گرفته شدند. زینولیت‌های با ترکیب پیکرو بازالت-الیوین بازالت نیز در گدازه تراکیتی شناسایی شدند. این زینولیت‌ها کانی‌شناسی مشابه با گدازه‌های پیکروبازالتی را دارند اما بافت آن‌ها ریزبلور است (شکل c۳).

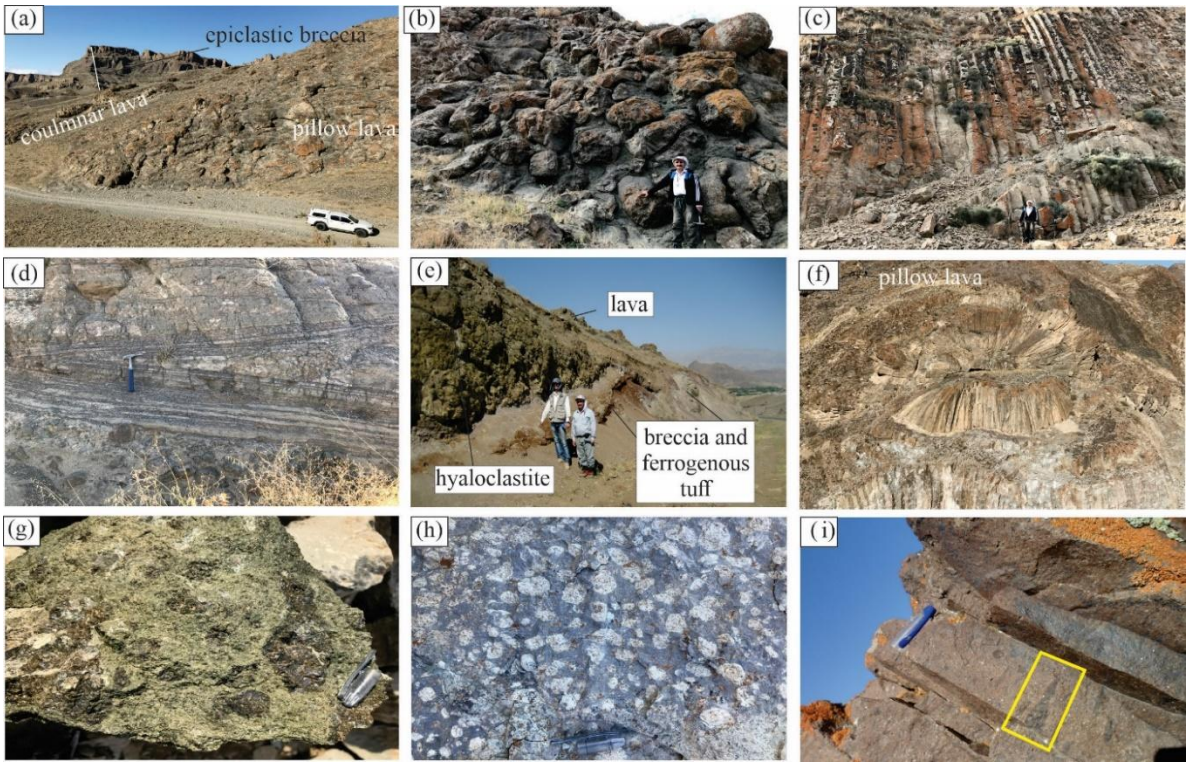
گدازه‌های بازالتی ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی مشابه با پیکروبازالت را دارند، اما خمیره میکرولیتی جریانی در آن‌ها غالب است (شکل d۳). بلورهای درشت اوژیت نسل دوم در آن‌ها فراوان‌تر از گدازه پیکروبازالتی است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت الکی در آن‌ها ظاهر شده و اغلب منطقه‌بندی نوسانی دارند. این پدیده در گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی ترشیری در ناحیه اردو واقع در شمال خاوری ترکیه به ذوب غیر تعادلی کانی‌ها نسبت داده شد (Temizel and Arsalan, 2008).

ویژگی شاخص کانیایی در گدازه تفریتی منطقه خرده قشلاق، بلورهای ریز و فراوان آنالسیم در خمیره (گاهی ۱۰ الی ۱۵ درصد) است. بلور درشت شاخص در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است که علاوه بر شکل بلورین تخته‌ای و ماکل آلبیت و آلبیت-کارلسباد دارای میانبارهای غباری از شیشه آتشفشانی هستند که بافت الکی را تشکیل داده‌اند (شکل e۳). این بافت نتیجه آمیختگی ماگمایی تفسیر شده است (Shelley, 1993). در مواردی در این گدازه‌ها، بلورهای درشت الیوین و اوژیت به صورت تجمع‌های کومولیتی و یا گلومروکریست دیده می‌شوند که نشانه توقف ماگما در حجره ماگمایی تفسیر شده است (Shelley, 1993) میانبارهای آپاتیت نیز در درون بلورهای درشت پلاژیوکلاز و الیوین یافت شده‌اند (شکل f۳).

ویژگی شاخص کانیایی در گدازه تراکی آندزیتی، بلورهای درشت اوژیت از نسل دوم هستند که دارای ساختمان منطقه‌ای و ماکل ساعت شنی (شکل g۳) هستند. به نظر می‌رسد که هسته و حاشیه آن‌ها در فشارهای متفاوتی شکل گرفته‌اند (Dobosi and Horvath, 1988).

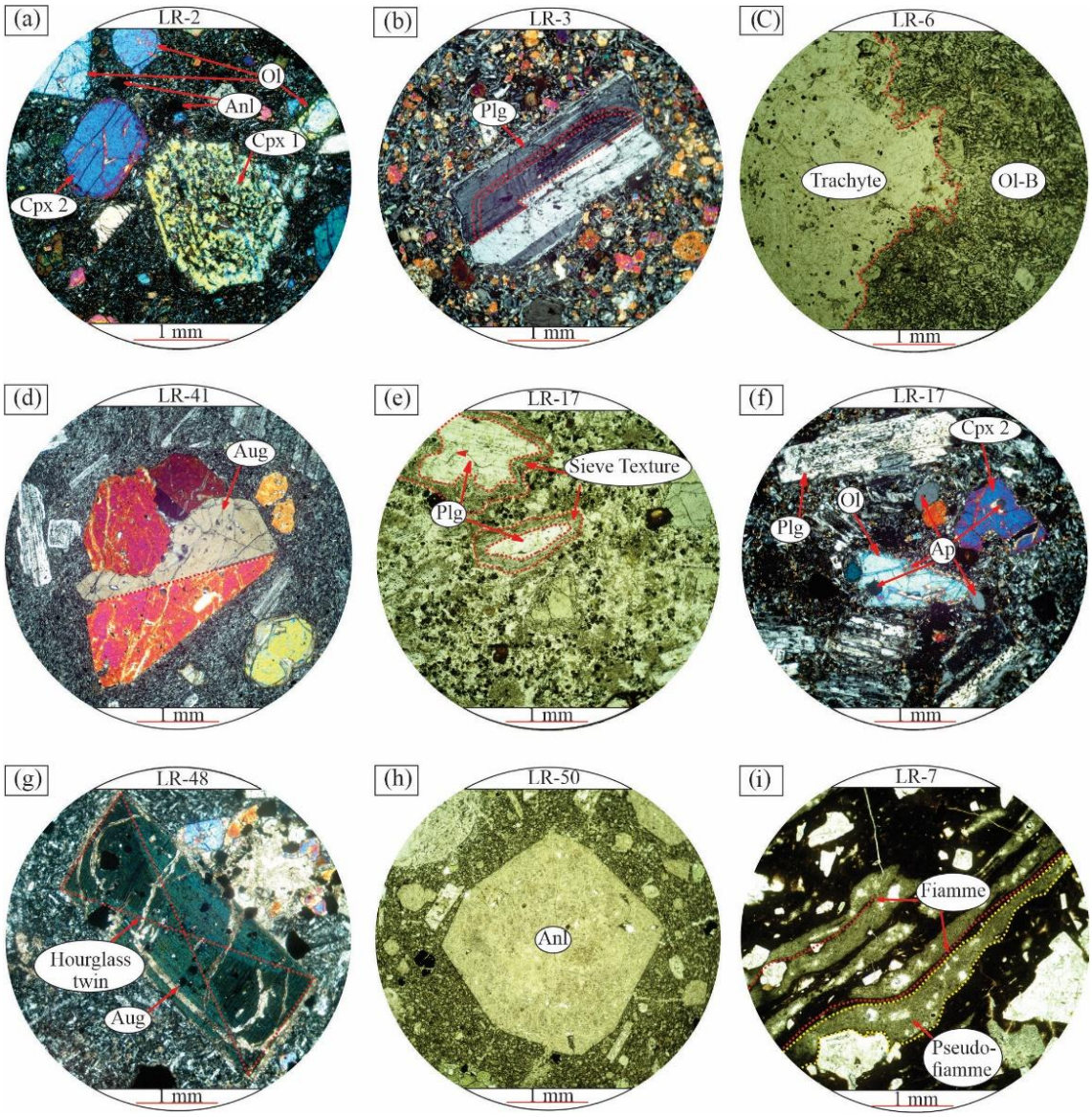
ویژگی شاخص کانیایی در گدازه فنولیتی، وجود آنالسیم‌های درشت و خودشکل (شکل h۳)، در خمیره‌ای میکرولیتیک (گاهی تا حدود ۱۵ درصد) است. بعلاوه، این گدازه‌ها دربردارنده بلورهای ریز آپاتیت، بیوتیت و کانی‌های گروه سودالیت در خمیره هستند. در مرکز بعضی از بلورهای درشت آنالسیم، بقایای لوسیت دیده می‌شود که این گمان را تقویت می‌نماید که آنالسیم به صورت ثانوی و در اثر جانشینی لوسیت تشکیل شده است.

در شمال روستای یوسف خان‌کندی، ایگنمبریت-گدازه با ترکیب تراکیتی دیده شده‌اند. این گدازه‌ها، دربردارنده پورفیروکلاست‌های درشت و شکسته شده پلاژیوکلاز هستند. فیام‌ها ظریف (حدود ۳۰ درصد) و رشته‌ای شکل و سودوفیام‌ها (حدود ۲۵ الی ۳۰ درصد) با بلورهای ریز آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز پر شده‌اند (شکل i۳).



شکل ۲- تصاویر صحرایی انتخابی: (a) گدازه بالشی در زیر و برروی آن گدازه منشوری و در راس توسط برش اپی کلاستیک پوشیده شده است، جهت دید در این تصاویر به سمت شمال باختر است. (b) گدازه بالشی، (c) نمایی نزدیک از گدازه منشوری شکل (a)، شمال جاده مغان، (d) برش اپی کلاستیک-هیالوکلاستیک در زیر و توف در بالا که بخوبی کراس بدینگ را نشان می‌دهد، (e) توف و برش فروژن (در قاعده) و برش هیالوکلاستیک و گدازه (در بالا)، در شمال خاوری روستای میرجعفرلو نشان می‌دهد، (f) دریاچه گدازه‌ای فسیل در درون گدازه بالشی، (g) برش هیالوکلاستیک که دربردارنده قطعه‌هایی از گدازه بالشی است، (h) بلورهای درشت آنالسیم در تفریت، (i) ایگنمبریت-برش در کوه قیزگاچان.

Figure 2. Selected field photographs: (a) Pillow lava at the base and prismatic lava at the top, overlain by epiclastic breccia, view toward the northwest. (b) Pillow lava, (c) Close-up view of prismatic lava north of the Mogan Road, (d) Epiclastic–hyaloclastic breccia at the base and tuff at the top, showing clear cross-bedding, (e) Tuff and ferruginous tuff at the base, and hyaloclastic breccia and lava at the top, northeast of Mirjafarlu village, (f) Fossil lava lake within pillow lava, (g) Hyaloclastic breccia containing fragments of pillow lava, (h) Coarse-grained analcime in tephrite, (i) Ignimbrite-breccia in Kuh-e-Qizgachan.



شکل ۳- (a) دونسل از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (اوژیت) در گدازه پیکروبازالتی، روستای یوسف خان‌کندی (XPL)، (b) فنوکریست پلاژیوکلاز در گدازه تراکی آندزیت بازالتی (XPL)، (c) همبری بین انگشتی زنولیت با ترکیب الیوین بازالتی در گدازه تراکیتی (PPL)، (d) اجتماع فنوکریست‌های اوژیت ماکل‌دار در گدازه بازالتی روستای نوری کندی (XPL)، (e) بافت الکی در فنوکریست پلاژیوکلاز در تفریت روستای گلسن گورسن (PPL)، (f) بلورهای آپاتیت در گدازه تفریتی از خاور روستای گلسن گورسن (4X-XPL)، (g) ماکل ساعت شنی در فنوکریست اوژیت از گدازه بازالتیک تراکی آندزیتی، روستای مشیران (XPL)، (h) فنوکریست آنالسیم در گدازه تفریتی، روستای وزیر جنگ، (i) فیام‌ها و پسودوفیام‌ها در ایگنمبریت روستای یوسف‌خان‌کندی (XPL). مخفف کانی‌ها از Winter (۲۰۱۴).

Figure 3. Selected photomicrographs showing: (a) two generations of clinopyroxene (augite) phenocrysts in picrobasaltic lava, Yousef Khan Kandi village (XPL), (b) plagioclase phenocryst in basaltic trachyandesite lava (XPL), (c) lobate contact of a xenolith with olivine basalt composition in trachytic lava (PPL), (d) aggregate of twinned augite phenocrysts in basaltic lava from Noori Kandi village (XPL), (e) sieve texture in plagioclase phenocrysts in tephrite from Gelsen Gursen village (PPL), (f) apatite crystals in tephritic lava, east of Gelsen-Gorsen village (XPL), (g) hourglass twin in an augite phenocryst from basaltic trachyandesite lava, Moshiran village (XPL), (h) analcime phenocryst in tephritic lava, Vazir Gang village, and (i) fiamme and pseudofiamme in ignimbrite, Yousef Khan Kandi village (XPL). Mineral abbreviations follow Winter (2014).

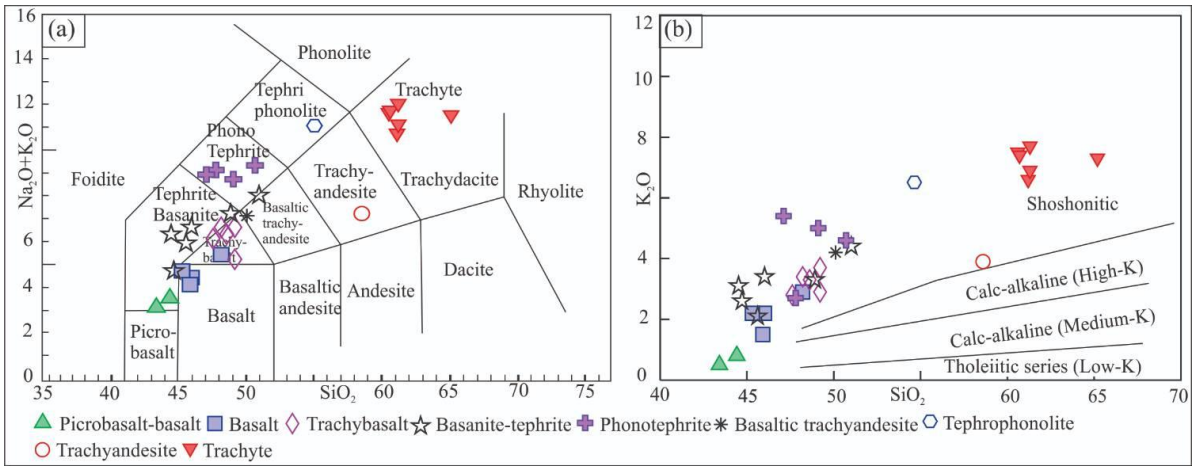
۴-۲- نامگذاری ژئوشیمیایی و تعیین سری ماگمایی

در نمودار نامگذاری نسبت Na2O +K2O به SiO2 (Le Bas et al., 1986)، گدازه‌های آتشفشانی محدوده خرده قشلاق ترکیب آلکالن داشته و در قلمروهای پیکروبازالت، تفریت تا بازانیت، بازالت، تراکی بازالت، فنوتفریت، بازالتیک تراکی‌آندزیت، تفروفنولیت، تراکی آندزیت و تراکیت جای گرفته‌اند (شکل a۴).

سنگ‌های آتشفشانی منطقه خرده قشلاق دارای مقادیر K2O از (۰.۵ الی ۷.۷) بوده و در نمودار K2O به SiO2 (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل b۴)، جز نمونه‌های پیکروبازالت که در محدوده کالک الکالن پتاسیم متوسط قرار گرفته‌اند، بقیه در سری شوشونیتی ترسیم شده‌اند. تجمع نمونه‌های پیکروبازالت-بازالت و بازانیت-تفریت جدای از نمونه‌های تراکی بازالت و فنوتفریت و فاصله گرفتن نمونه‌های تراکیتی از دو تجمع قبلی (segmentation)، شاید بیانگر منشاء متفاوت ماگما و یا تاثیر فرایندهای ماگمایی موثر در ژنز این سنگ‌ها بوده است که در ادامه بدان خواهیم پرداخت.

۵-بحث

مطالعه پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی شمال خرده قشلاق نمایانگر طیفی با ترکیب بازیک-حدواسط با تمایل تحت اشباع است که نشان می‌دهد که یک فرایند پترولوژی واحد در ژنز و تحولات ماگمایی این سنگ‌ها دخیل نبوده است. مقادیر MgO>4 و SiO2<50 (جدول ۱) در تعداد قابل توجهی از نمونه‌های بازیک مورد مطالعه، گمان منشاء گوشته‌ای این سنگ‌ها را تقویت می‌نماید. در عین حال، مقادیر SiO2 بین ۶۵.۲-۴۳.۴ و مقادیر MgO بین ۱۰.۸-۰.۳۳ در نمونه‌های مورد مطالعه (جدول ۱) تاییدی بر تاثیر طیفی از فرایندهای تحولی پترولوژی در ژنز و تکامل ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی محدوده خرده قشلاق را دارد که ممکن است از ذوب بخشی سنگ مادر تا فوران ماگما دخالت داشته‌اند. بعلاوه، در نمودارهای مختلف مورد استفاده در این مقاله، نمونه‌ها رفتار یکسانی نداشته، بلکه پراکندگی و یا روندهای چند بخشی دارند که نمی‌توان به تنهایی با تبلور تفریقی ساده توضیح داد. غنی شدگی گوشته لیتوسفری، پلوم‌های آستنوسفری، درجات متغیر ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای، آغشتگی ماگمای اولیه با مواد پوسته‌ای، تفریق و اختلاط ماگمایی و حتی دگرسانی گرمابی ممکن است هر یک بنحوی در تحولات ماگمایی منطقه نقش داشته‌اند. در ادامه این مبحث سعی شده است تا در حد امکان هریک از فرایندهای تحولی پترولوژی با هدف تشخیص بهتر ژنز و خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی خرده قشلاق مورد بررسی قرار گیرند.



شکل ۴- (a) نمودار نسبت Na2O+K2O به SiO2 از (Le Bas et al., 1986)، (b) نمودار K2O به SiO2 از (Peccerillo and Taylor, 1976) که در آن روندهای ماگمایی تولئیتی، کالک الکالن و پتاسیم بالا تفکیک شده‌اند.

Figure 4. (a) $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 classification diagram (Le Bas et al., 1986), (b) K_2O versus SiO_2 magmatic trend diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), showing tholeiitic, calc-alkaline, and high-K magmatic trends.

اگرچه دگرسانی از فرایندهای تاثیرگذار بعد از فوران به حساب می‌آید، اما اکثریت نمونه‌های مورد مطالعه دارای LOI<2 و الگوهای عناصر نادر مشابه هم بوده و تغییرات HFSE (که معمولا طی دگرسانی تغییرات قابل توجهی ندارند) در مقابل Nb منظم و سیستماتیک بوده است (این نمودارها در مقاله آورده نشدند)، که نشان می‌دهد که دگرسانی در تغییر ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه تاثیر چشمگیر نداشته است (Xie et al., 2018; Yann et al., 2016). بنابراین در نمودارهای مختلف مورد استفاده در این مقاله، دسته بندی سنگ‌های آتشفشانی در نمودار Le Bas et al (۱۹۸۶) (شکل a۴) را مبنای تغییرات رفتاری آنالیزها در نظر گرفته‌ایم.

مطالعات پتروگرافی نشان داد که تعداد قابل توجهی از مقاطع نازک دربردارنده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی و بافت الکی (sieve texture) هستند. خمیره شیشه‌ای نامتجانس و ناهمگن در تعدادی از سنگ-های آتشفشانی، فنوکریست‌های کلینوپیروکسن با ترکیب سدیک و حاشیه خورده شده در مرکز و ترکیب پتاسیک در حاشیه (Soltanmohammadi et al., 2021) نشان از ناآرام بودن حجره ماگمایی و تاثیر فرایندهایی غیر از تفریق ماگمایی از جمله آمیختگی ماگمایی را داشته است (Gill, 2010). بنابراین در ادامه، نمودارهای دوتایی تبلور تفریقی و نقش آلایش پوسته‌ای، الگوهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی، جایگاه تکتونوماگمایی و خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی محدوده خرده قشلاق مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

۵-۱- نمودارهای دوتایی تبلور تفریقی (هارکر)

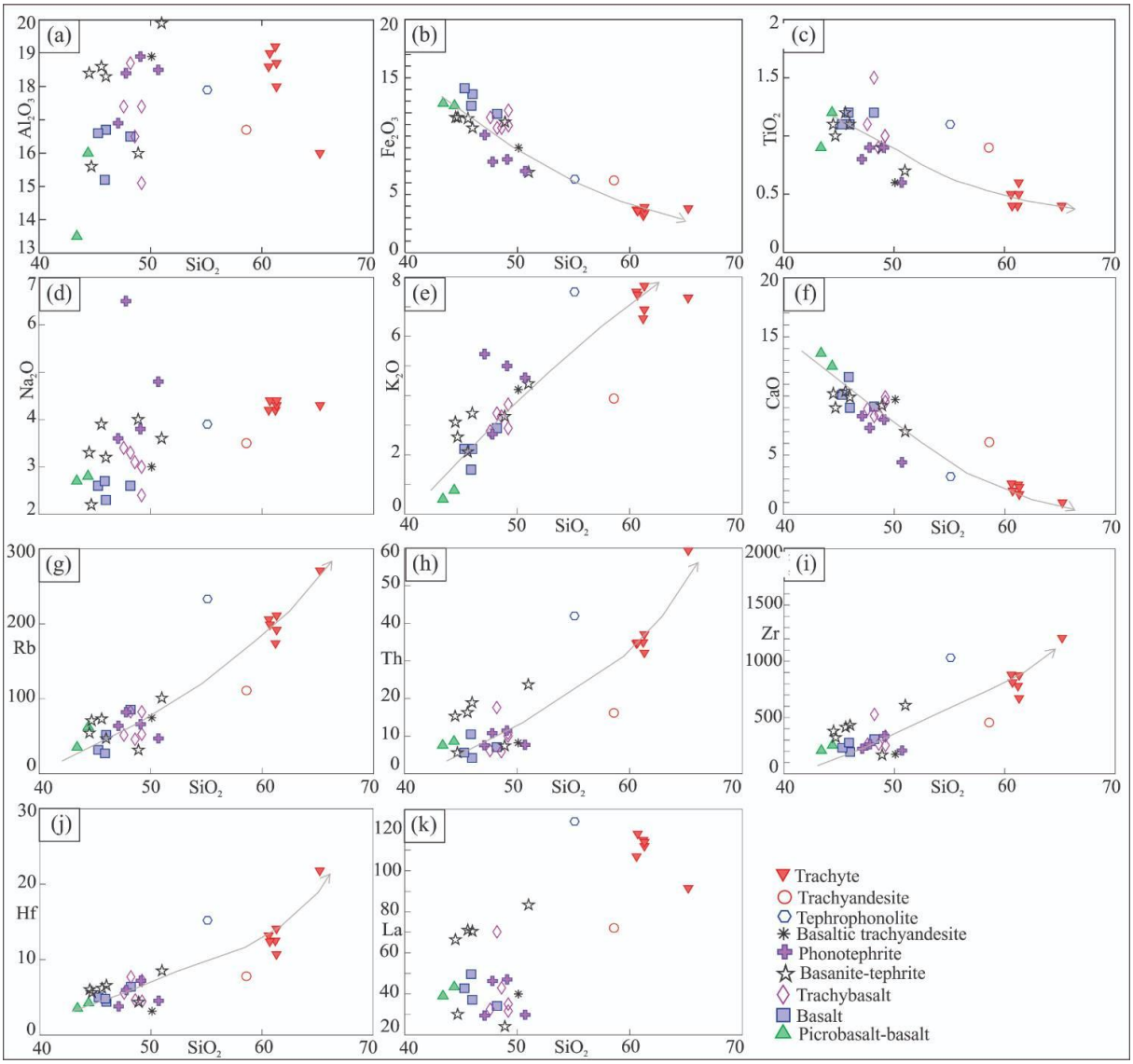
همانگونه که نوشته شد، مقادیر SiO2 در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه از ۴۳/۴ الی ۶۱/۳ درصد وزنی در تغییر است. (شکل ۵). همبستگی مثبت و منفی اکسیدهای اصلی نسبت به SiO2 در نمودارهای هارکر می‌تواند نشانه تشکیل و یا عدم تشکیل کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و پیروکسن باشد.

مقادیر Al2O3 در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه از ۱۳/۵ تا ۱۹/۹درصد وزنی متغیر است. در شکل a۵ تغییرات مقدار Al2O3 با SiO2 دارای همبستگی مثبت ولی پراکنده است. افزایش Al2O3 با کاهش MgO (جدول ۱، نمودار نشان داده نشد) نشانگر آن است که پلاژیوکلاز از فازهای اصلی و اولیه در تفریق ماگمایی نبوده است (Oyan, 2018). غنی شدگی ترکیب سنگ از Al2O3 معرف حذف اکسیدهایی است که در طول دگرسانی دارای تحرک هستند (Kumral et al., 2006). پراکندگی متغیر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند از دلایل پراکندگی نقاط در شکل a۵ باشد.

مقادیر Fe2O3 در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه بین ۳/۲ تا ۱۴/۱ درصد وزنی در تغییر است. در شکل b۵، Fe2O3 با SiO2 دارای همبستگی منفی با شیب زیاد است. کاهش در مقادیر Fe2O3 می‌تواند مانند کاهش در MgO ناشی از تبلور تفریقی و خروج الیوین، پیروکسن و اکسیدهای Fe-Ti از ماگما باشد (Sahakyan et al., 2016). مقادیر TiO2 در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه از ۰/۴ تا ۱/۵درصد وزنی در تغییر است. با افزایش مقدار SiO2 از مقدار TiO2 کاسته و همبستگی منفی نشان می‌دهند (شکل c۵) که با تبلور تفریقی آمفیبول (Sahakyan et al., 2016) و بیوتیت (Gill, 2010) قابل توجیه است. به باور Giuseppe و همکاران (۲۰۱۸) روند نزولی TiO2 و شباهت آن با روند نزولی Fe2O3 با تبلور تفریقی کلینوپیروکسن قابل توجیه است. در یک جمع بندی می‌توان نتیجه گرفت که روند کاهشی MgO، Fe2O3 و TiO2 با SiO2 در نمودارهای هارکر به دلیل مشارکت این اکسیدها در ترکیب کانی‌هایی مانند اولیوین، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و اکسیدهای Fe-Ti بوده است که در مراحل اولیه تبلور تشکیل شده‌اند (Gill, 2010; Ding et al., 2014; Winter, 2014).

مقادیر Na2O در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه بین ۲/۲تا ۶/۵ درصد وزنی در تغییر است (شکل d۵). با افزایش مقدار SiO2 از قطب بازیک به سمت حدواسط بر مقدار Na2O افزوده شده است. این روند افزایشی با تبلور کانی‌های سدیم‌دار مانند پلاژیوکلاز، الکالی فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت (Sahakyan et al., 2016) همراه است. مقادیر K2O در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه بین ۰.۵ تا ۷.۷ در تغییر است (شکل e۵). در این گدازه‌ها همبستگی مثبت بین افزایش SiO2 و مقدار K2O دیده می‌شود.

افزایش K2O در سنگ‌های حدواسط و تراکیتی نشان از آن دارد که مقدار این اکسید طی تبلور تفریقی در مذاب باقیمانده افزایش یافته و در مراحل تاخیری تبلور وارد ساختمان فلدسپارها شده است (Koralay et al., 2011). تمرکز بالای K2O در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه شاید نشانه وجود فلوگوپیت و یا آمفیبول پاراگازیتی در منشاء گوشته‌ای بوده است (Oyan, 2018). فرضی که توسط Fadaiian و همکاران (۲۰۲۲) در مورد دایک‌های تفریتی شمال خاوری مشکین شهر بیان شده است.



شکل ۵- نمودار تغییرات هارکر که تمرکز عناصر اصلی و کمیاب انتخابی را نسبت به مقادیر SiO_2 و پیکان‌های تفریق را نشان می‌دهد.

Figure 5. Harker variation diagrams showing the concentrations of selected major and trace elements relative to SiO_2 and fractional crystallization borders.

مقادیر CaO در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه بین ۱/۷ تا ۱۳/۶ درصد وزنی متغیر است (شکل f۵). با افزایش SiO2 از مقدار CaO کاسته شده است. این روند منفی با تبلور کانی‌های فرومنیزین مانند کلینوپیروکسن در سنگ-های مافیک، آمفیبول و پلاژیوکلاز کلسیک در سنگ‌های حدواسط و الکالی فلدسپار در تراکیت قابل توجیه است (Zamani et al., 2015).

عنصر Rb جزو عناصر LIL و عنصری ناسازگار و پر تحرک است (Aldanmaz et al., 2000). مقدار آن در گدازه‌های منطقه مورد مطالعه بین ۲۷/۱ تا ۲۳۳ ppm در تغییر است (شکل شکل g۵). در گدازه‌های منطقه خرده قشلاق، با افزایش SiO2 بر مقدار Rb اضافه شده و یک همبستگی مثبت در تغییرات آن‌ها دیده می‌شود. با توجه به تمرکز Rb در کانی‌های پتاسیم‌دار مانند بیوتیت و الکالی فلدسپار (Alıcı et al., 1998)، می‌توان نتیجه گرفت که در منطقه مورد مطالعه، این کانی‌ها فاز تفریقی اولیه نبوده-اند (Kaygusuz and Özturk., 2015). عنصر Thجزو عناصر HFS و عنصری ناسازگار است (Aldanmaz et al., 2000) که مقدار آن در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه بین ۴/۲ تا ۴۲ ppm در تغییر است (شکل h۵). با افزایش مقدار SiO2 بر مقدار Th افزوده شده و یک همبستگی مثبت بین آن‌ها وجود دارد. بنا به نظر Kaygusuz و Özturk (۲۰۱۵) مقدار بالای Th در سنگ‌های آذرین ممکن است ناشی از آلودگی پوسته‌ای باشد. به نظر می‌رسد که تفریق کانی‌های فرومنیزین مانند اولیوین و پیروکسن سبب افزایش فراوانی عناصر ناسازگار از جمله Th شده است (Aldanmaz et al., 2000).

Zr عنصری ناسازگار، کم تحرک و جزو عناصر HFS است (Aldanmaz et al., 2000) و توانایی جانشینی در فازهای سیلیکاته را ندارد (Winter, 2014)، لذا تحت تاثیر دگرسانی قرار نگرفته و مقدار آن طی تبلور افزایش یافته است (Miyashita et al., 2003). مقدار آن در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه بین ۱۶۷ تا ۱۰۳۱ ppm در تغییر است (شکل i۵). در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه، تغییرات این عنصر با SiO2 دارای همبستگی مثبت است که می‌توان به تبلور زیرکن نسبت داد. Hf جزو عناصر ناسازگار است که نمی‌تواند جانشین فازهای اصلی سیلیکاته شود، اگرچه ممکن است جانشین شبکه Ti در تیتانیت (اسفن) و اوژیت گردد. روند افزایشی هافنیم به دلیل حضور آن تا مراحل پایانی تبلور تفریقی در مذاب باقیمانده است، لذا مقدار آن در تراکیت افزایش یافته است. تمرکز بالای این عنصر به یک منشاء غنی شده و یا تحول مذاب نسبت داده شده است (Winter, 2014). در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه مقدار آن بین ۳/۱۷ تا ۱۵/۲ppm در تغییر بوده و دارای همبستگی مثبت با افزایش SiO2 است (شکل j۵). La جزو عناصر سبک و نادر خاکی است. مقدار این عنصر در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه بین ۲۴/۱ تا ۱۲۴ ppm متغیر است (شکل k۵). در گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه، همبستگی مثبت بین La و افزایش مقدار SiO2 دیده می‌شود.

مانند نمودارهای نامگذاری و روند ماگمایی (شکل ۴)، بررسی نمودارهای دوتایی از اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب با تغییرات SiO2 (نمودارهای هارکر) نیز نشان از نوعی بخش بندی بین آنالیزها را دارد. بعلاوه نبود در نمودارهای دوتایی هارکر ممکن است ناشی از تبلور در جداره حجره ماگمایی، همرفتی ترکیبی و یا تجمع سیالات و مذاب در سقف حجره ماگمایی بوده است (Kurt et al., 2008). از سوی دیگر این نبود با کاهش جزیی دما در حجره ماگمایی به دلیل نرخ بالای تبلور و افزایش گرانروی ماگما توجیه شده است (Kurt et. al., 2008).

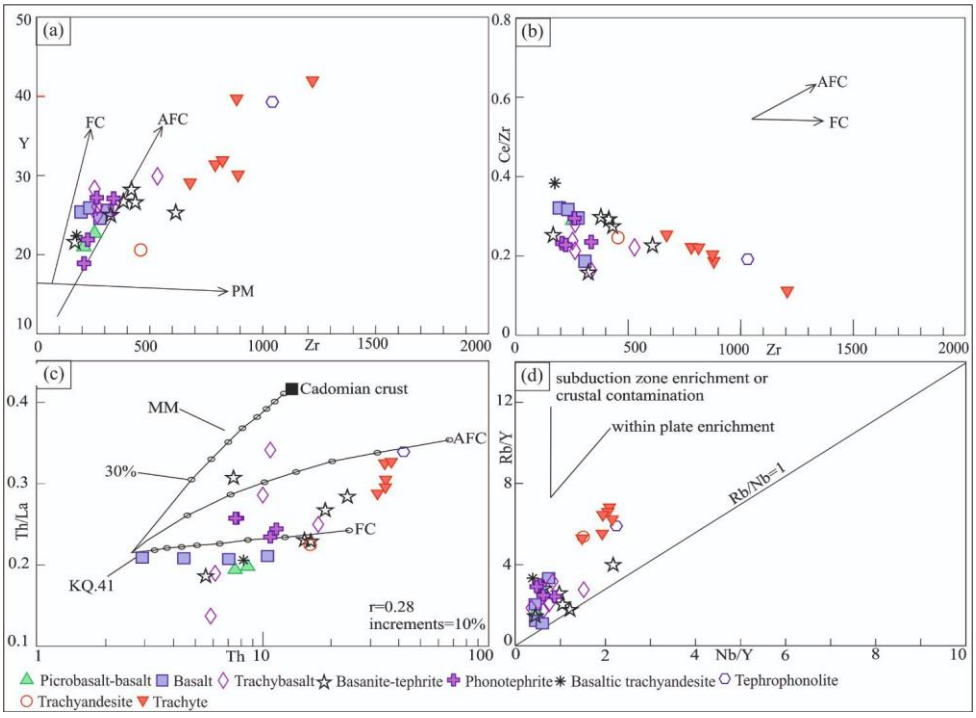
علیرغم بخش بندی در نمودارهای هارکر، روند خطی و پیوستگی بین نمونه‌ها نشانگر نزدیکی زایشی و خویشاوندی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه را دارد.

۵-۲-اهمیت تبلور تفریقی و آغشتگی با مولفه‌های پوسته‌ای در ژنز ماگما

همانگونه که پیشتر اشاره شد، از فرایندهای تاثیر گذار در ژنز سنگ‌های آتشفشانی، تبلور تفریقی (Fractional crystallization, FC) و آغشتگی ماگمای حاصل از ذوب بخشی (partial melting) با مولفه‌های پوسته‌ای ممکن است همراه با فرایند تبلور بخشی رخ دهد (assimilation fractional crystalization, AFC). آغشتگی با مولفه-های پوسته‌ای ممکن است که حین صعود ماگما به سطح زمین اتفاق بیفتد یا اینکه در اثر صعود سیالات از صفحه فرورو (subducted slab) و تاثیر بر خاستگاه گوشته‌ای

بالادست روی دهد. خاستگاه گوشته‌ای بالادست ممکن است که گوه گوشته‌ای و یا گوشته لیتوسفری زیر قاره باشد که در هر دو حالت تاثیرات ژئوشیمیایی مشابهی را ممکن است برجای گذارند.

در نمودار نسبت Yبه Zr (Cheng, 2001) (شکل a۶)، پیکان‌های ذوب بخشی اولیه از خاستگاه گوشته‌ای (PM)، تبلور تفریقی (FC) توام با آغشتگی با مولفه‌های پوسته‌ای (assimulation anf fractional crystalization) نشان داده شدند. بیشتر نمونه‌ها به موازات بردارهای FC و AFC چیدمان شده‌اند و از پیکان ذوب بخشی از خاستگاه گوشته‌ای فاصله گرفته‌اند. در نمودار نسبت Ce/Zr به Zr (Floyd et al., 1996) اکثر نمونه‌ها روند FC را نشان می‌دهند، هرچند روند AFC نیز دیده می‌شود. بنابراین می‌توان انتظار داشت که ولکانیسم ائوسن در محدوده خرده قشلاق تحت تاثیر تبلور تفریقی و تاثیر مولفه‌های پوسته‌ای بوده است. حال سئوالی که مطرح می‌شود این است که تاثیر مولفه‌های پوسته‌ای در اثر کنش و واکنش ماگمای اولیه با مواد پوسته زیرین در حین صعود ماگما بوده، یا ناشی از تاثیر سیالات رها شده از صفحه فرورو و تاثیر بر گوشته بالادست (از جمله گوشته لیتوسفری زیر قاره) بوده است؟ در پاسخ به این پرسش، نمودارهای c۶ و d۶ مورد آزمون قرار گرفتند. در نمودار Th/La به Th (شکل c۶) (Alizadeh Noudeh et al., 2025 و منابع آن)، نمونه‌های آتشفشانی خرده قشلاق آغشتگی با پی‌سنگ قاره‌ای را نشان نداده و بیشتر آن‌ها از روند تبلور تفریقی تبعیت نموده‌اند. در نمودار نسبت Rb/Y به Nb/Y (Pearce, 1983) (شکل d۶)، نمونه‌های مورد مطالعه از قلمروی غنی شده درون قاره فاصله گرفته و در قلمروی غنی شده فرورانش ترسیم شده‌اند. بنابراین، می‌توان گفت که خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌های آتشفشانی منطقه خرده قشلاق (با احتمال گوشته لیتوسفری زیر قاره) تحت تاثیر سیالات رها شده از صفحه فرورونده غنی شده و پس از ذوب بخشی متحمل تبلور تفریقی هم شده است.



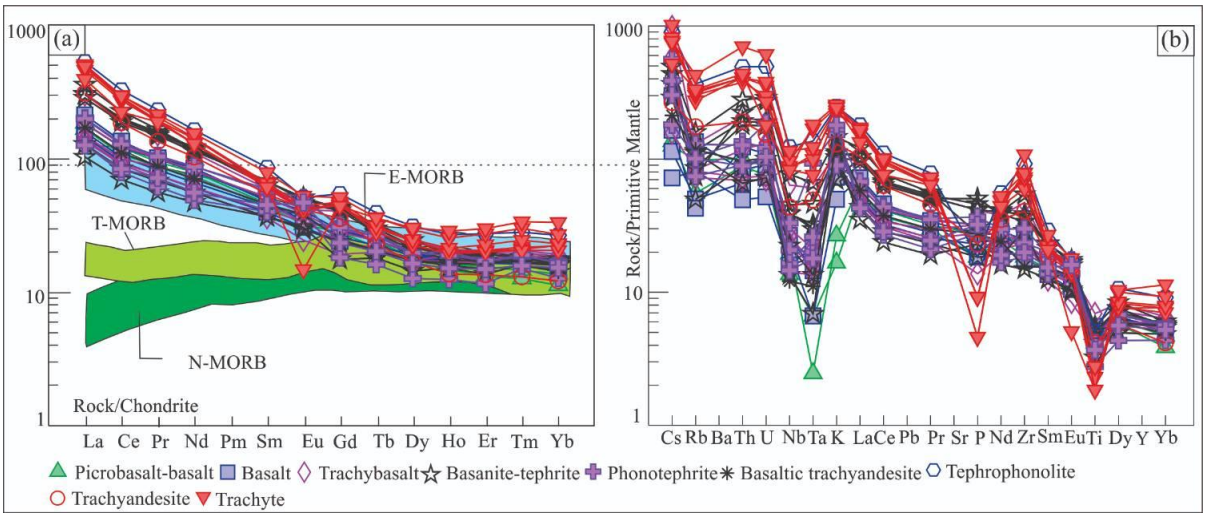
شکل۶- (a) نمودار نسبت Yبه Zr (Cheng, 2001)، (b) نمودار نسبت Ce/Zr به Zr (Floyd, 1993)، (c) نمودار نسبت Th/La به Th (Alizadeh Noudeh et al., 2025 و منابع آن)، (d) نمودار نسبت Rb/Y به Nb/Y (Pearce, 1982).

Figure 6. (a) Y versus Zr diagram (Cheng, 2001), (b) Ce/Zr versus Zr diagram (Floyd et al., 1996), (c) Th/La versus Th diagram (Alizadeh Noudeh et al., 2025 and references therein), (d) Rb/Y versus Nb diagram (Pearce, 1983).

۵-۳-الگوهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی

در الگوهای عناصر نادر خاکی به هنجار شده با مقادیر کندریت (Sun and McDonough, 1989)، این گدازه‌ها غنی شدگی از LREE نسبت به HREE (۲۳/۱۵- ۷/۲۶ =LaN/YbN) را دارند (شکل ۷a). تفریق واضح LREE و MREE (به عنوان مثال La/Gd>10) و به همراه آن فراوانی کمتر HREE در این سنگ‌ها می‌تواند ناشی از حضور مقادیری گارنت در سنگ منشاء باشد (Lechmann et al., 2018; Özdemir et al., 2016). نقطه نظرات مختلفی در رابطه با نسبت بالای LREE/HREE بیان شده است. به باور Kaygusuz و همکاران (۲۰۱۷)، نسبت بالای LREE/HREE نشان می‌دهد که گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه حاصل ذوب بخشی گوشته غنی شده بوده‌اند به عقیده Italiano و همکاران (۲۰۱۷)، غنی‌شدگی در عناصر با سازگاری بالا و LREE می‌تواند ناشی از ذوب بخشی میانه و متعادل یک خاستگاه غنی شده یا متناوبا در اثر ذوب بخشی درجه پایین یک گوشته تهی شده بوده است (Wilson and Downes, 2006). در دیدگاهی دیگر، غنی شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند ناشی از ذوب بخشی درجه پایین از منبع گوشته‌ای و یا آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (Almedia et al., 2007; Srivastav et al., 2007).

تهی‌شدگی Eu (Eu/Eu*=۰/۰۵ -۰/۰۸) در تعداد قابل توجهی از الگوهای مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۷a). اگرچه نمونه‌های مورد مطالعه روند ماگمایی پتاسیم بالایی را نشان می‌دهند، اما تهی شدگی Eu در ماگماهای کالک‌الکالن وابسته به فرورانش نیز گزارش شده که به حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه گوشته‌ای و نقش فلدسپار در تحولات ماگمایی از جمله جدایش این کانی‌ها نسبت داده شده است (Arsalan et al., 2006; Shiaian et al., 2024).



شکل ۷- (a) الگوهای REE به هنجار شده با مقادیر کندریت از (Sun and McDonough, 1989)، محدوده‌های N-MORB، T-MORB و E-MORB از سان و مکدونو (Sun and McDonough, 1989) اقتباس شده است. (b) نمودار عنکبوتی به هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه از (Sun and McDonough, 1989) را برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.

Figure 7. (a) Chondrite-normalized rare-earth element (REE) patterns showing the fields for normal mid-ocean-ridge basalt (N-MORB), transitional mid-ocean-ridge basalt (T-MORB), and enriched mid-ocean-ridge basalt (E-MORB) (Sun and McDonough, 1989). (b) Primitive-mantle-normalized spider diagrams for the volcanic rocks of the study area (Sun and McDonough, 1989). N-MORB, T-MORB, and E-MORB fields are adapted from Sun and McDonough (1989).

غنی‌شدگی از LREE در مقایسه با LREE و تهی شدگی از HFSE (مانند Ta، Nb و Ti) از خصوصیات ماگماتیسم مرتبط با فرورانش است (Helvaci et al., 2009; Elahpour and Ahankoub, 2025). در نمودار-های عنکبوتی به هنجار شده با گوشته اولیه، گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه، دارای تهی‌شدگی از عناصر Rb، Nb، Ta، Ti و P و در برخی از آن‌ها دارای غنی شدگی از عناصر Cs، Th، U، La، K و Zr هستند (شکل b۷). تهی شدگی از عناصر Ti، Nb و Ta و همچنین شیب نمودارها از LREE به سمت HREE از جمله دلایلی است که به عنوان منشاء گوشته‌ای متاسوماتیزه ذکر شده است (Lechmann et al., 2018). می‌توان انتظار داشت که خاستگاه پریدوتیتی این گدازه‌ها بیشتر متاسوماتیزه شده است که البته شواهد ژئوشیمیایی آن مشابه آلودگی‌های پوسته‌ای است (Kaygusuz et al., 2017). بنا به نظر Sokół و همکاران (۲۰۱۸)، تهی‌شدگی در HFSE (مانند Nb، Ta و Ti) می‌تواند نشانگر ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای باشد که تحت تاثیر مولفه‌های فرورانش قرار گرفته است. مقدار بالای عناصر K، Rb، Sr، Ba، Zr، Th و U و همچنین غنی‌شدگی LREE به HREE تاییدی بر تاثیر سیالات مرتبط با فرورانش بر منشاء گوشته‌ای است که در مناطق کمانی گزارش شده است (Haq Siddiqui et al., 2007). به نظر Karmalkar و همکاران (۲۰۰۵)، گدازه‌هایی که دارای تهی شدگی Ti، Zr و یا Sr هستند از یک گوشته کم‌عمق و یا از گوشته لیتوسفری زیرقاره (SCLM) منشاء گرفته‌اند.

۵-۴-جایگاه تکتونوماگمایی

به منظور شناخت بهتر جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، از نمودارهای شکل ۸ استفاده شد. در نمودار نسبت Th/Nb به TiO2/Yb (Pearce et al., 2021) (شکل a۸)، جز نمونه‌های تراکیتی که خارج از محدوده ترسیم شده‌اند، بقیه نقاط در قلمروی کمان ماگمایی واقع شده‌اند. طبق نظر Pearce و همکاران (۲۰۲۱) نسبت بالای Th/Nb در نمونه‌های منطقه خرده قشلاق می‌تواند ناشی از تاثیر سیالات برروی خاستگاه گوشته‌ای و غنی شدگی با مولفه‌های فرورانش باشد. در نمودار نسبت Zr/Al2O3 به TiO2/Al2O3 (Muller and Groves, 1994) (شکل b۸)، بیشتر نمونه‌های آتشفشانی خرده قشلاق در محدوده کمان و تعدادی هم متمایل به محدوده درون صفحه قاره‌ای ترسیم شده‌اند.

در نمودار نسبت Th/Nb به La/Yb (Hollocher et al., 2012) (شکل c۸)، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در قلمروی کمان قاره‌ای متمایل به کمان الکالن ترسیم شده‌اند. رفتار آنالیزها در دو نمودار b۸ و c۸ این گمان را تقویت می‌نماید که تشکیل ولکانیسم ائوسن خرده قشلاق در یک کمان قاره‌ای دور از پیشانی کمان و متمایل به پشت کمان روی داده است. در نمودار نسبت Th/Hf به Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002) (شکل d۸)، نمونه‌های مورد مطالعه در لبه قاره‌ای جنبا ترسیم شده‌اند.

۵-۵- خاستگاه گدازه‌های مورد مطالعه

در نمودار TiO2 به MgO (شکل a۹) قلمروهای پریدوتیت، گارنت پیروکسنیت، پریدوتیت کربناته، اکلوژیت، اکلوژیت کربناته و هورنبلندیت از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در این نمودار، تنها نمونه‌های بازیک با مقادیر SiO2<50 و MgO>4 ترسیم شده‌اند که شامل پیکروبازالت، بازالت و تراکی بازالت هستند. نمونه‌های مورد نظر در قلمروی پریدوتیت یا نزدیک آن ترسیم شده‌اند.

در نمودار دوتایی نسبت Nb/La به La/Yb (Smith et al., 1999) (شکل b۹) قلمروهای لیتوسفر، لیتوسفر-آستنوسفر و گوشته آستنوسفری از هم تفکیک شده‌اند. در این نمودار، میانگین پوسته زیرین و میانگین بازالت پشته اقیانوسی (Taylor and McLenna, 1985; Condie, 1993) نیز نشان داده شده‌اند. گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه در قلمرو لیتوسفر گوشته‌ای و ترکیب لیتوسفری-آستنوسفری ترسیم شده‌اند (شکل b۹). به نظر Kaygusuz و همکاران (۲۰۱۱) مقادیر پایین نسبت Nb/La نشانه منشاء گوشته لیتوسفری و غنی شدگی از La ناشی از متاسوماتیزم گوشته در اثر تاثیر سیالات فرورانش است که در این سیالات به طرز قابل توجهی بالا است.

نمودار دوتایی نسبت Sm به Sm/Yb (Aldanmaz, 2000) (شکل c۹)، برای تشخیص منشاء ماگمای اولیه مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این نمودار، قلمروهای گوشته اولیه (PM)، گوشته مورب اولیه (DMM)، گوشته

آناتولی غربی (WAM) و بازالت‌های اقیانوسی نوع مورب و غنی شده از هم تفکیک شده‌اند. Yb با شبکه بلورین گارنت سازگاری دارد اما با کلینوپیروکسن ندارد. بنابراین مقادیر Sm/Yb در این نمودار، در قلمرو میانی یعنی مابین خطوط اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت جای گرفته‌اند (شکل c۹). می‌توان گفت که منشاء گدازه‌های آتشفشانی مورد مطالعه از ۵۰ درصد گارنت لرزولیت و ۵۰ درصد اسپینل لرزولیت با ۱ تا حدود ۱۰ درصد ذوب بخشی تشکیل شده‌اند. ذوب بخشی پایین یا میانه یک خاستگاه با ترکیب اسپینل لرزولیتی (با باقیمانده گارنت) ماگمایی با مقادیر بالای Sm/Yb را ایجاد خواهد کرد (Aldanmaz et al., 2000).

۵-۶- کاربرد مطالعات پترولوژی در شناسایی پتانسیل‌های اقتصادی و کانی‌زایی منطقه خرده قشلاق

از آنجا که توالی آتشفشانی و آتشفشانی ـ رسوبی ائوسن در منطقه خرده‌قشلاق، دربردارنده گستره‌ای از سنگ‌های قلیایی و تحت اشباع با ترکیب بازیک تا حدواسط است، لذا از دیدگاه ذخایر اکتشافی معدنی می‌توانند دارای اهمیت قابل ملاحظه‌ای باشند که می‌توان در بندهای زیر خلاصه کرد:

۱-داده‌های ژئوشیمیایی نشان از غنی‌شدگی قابل‌توجه در عناصر با شعاع یونی بزرگ (LILEs) و عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) در کنار ناهنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE مانند Nb، Ta و Ti) را دارد. این ویژگی‌ها نشانگر نقش گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای متاسوماتیزه با مولفه‌های فرورانشی (سیالات و شاید مذاب) نئوتتیس است. این نوع از محیط‌های تکتونوماگمایی، معمولاً دارای غلظت بالایی از مواد فرار و بخار آب و فلزاتی چون سرب و روی بوده و مستعد زایش سیستم‌های گرمابی فلززا بوده‌اند.

۲- توقف طولانی ماگما در حجره‌های ماگمایی در درون پوسته، تبلور تفریقی شدید و تشکیل فازهای تحول یافته مانند تفریت و فنولیت و حتی تراکیت، شرایط مناسبی را برای تمرکز فازهای فرار و تشکیل سیستم‌های گرمابی فراهم می‌کند. باتوجه به رخنمون توده‌های نفوذی نیمه عمیق در مناطق اطراف و احتمال وجود همین توده‌ها در زیر توالی آتشفشانی خرده قشلاق، احتمال تشکیل ذخایر پورفیری مس ـ مولیبدن وجود دارد. ساختارهای برشی مانند برش‌های اپی‌کلاستیک و هیالوکلاستیک و شکستگی‌ها، مسیرهای نفوذپذیر مناسبی برای به تله انداختن سیالات هیدروترمالی و تشکیل احتمالی کانسارهای اپی‌ترمال طلا و نقره را فراهم می‌نمود.

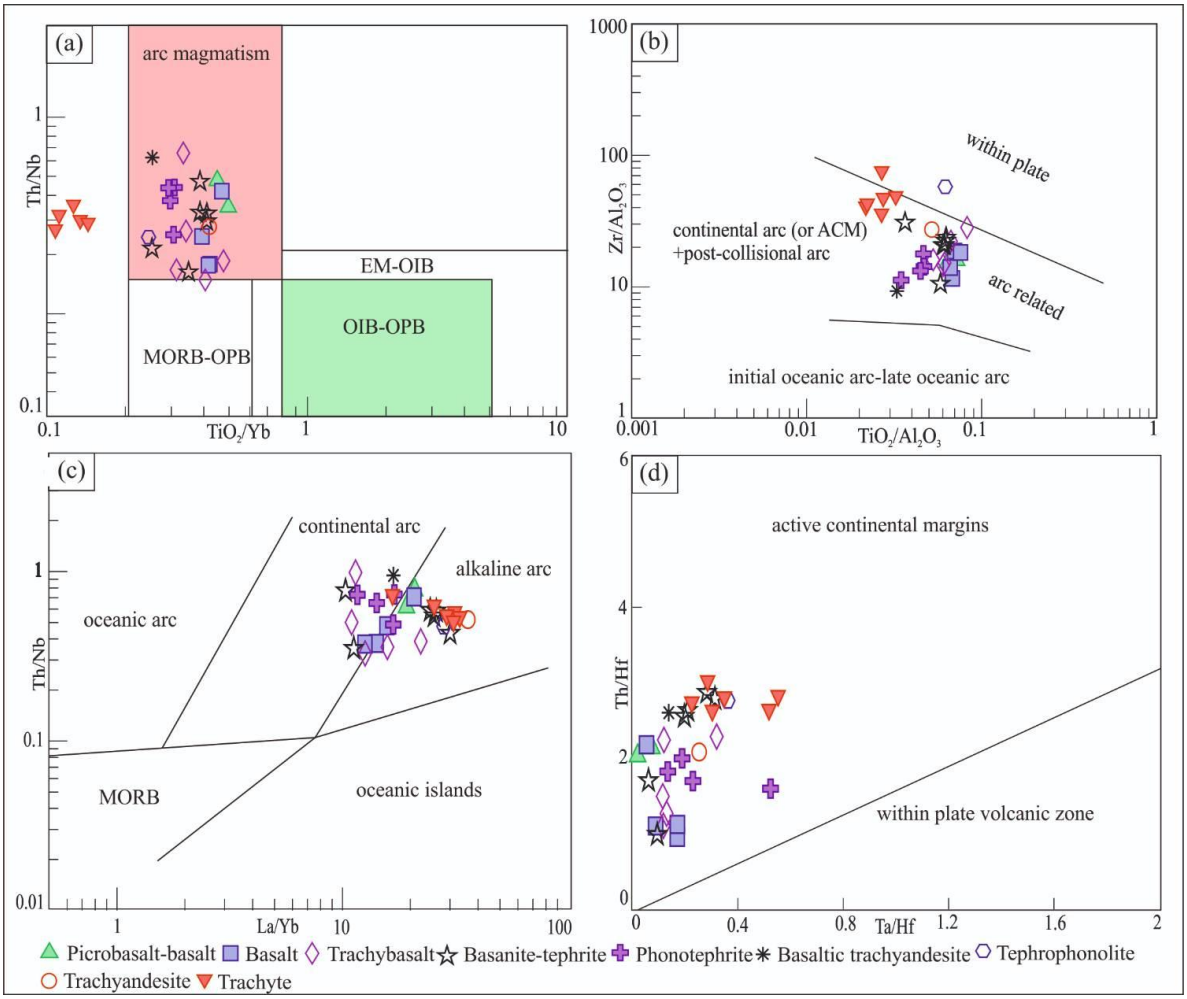
۳-داده‌های ژئوشیمیایی نشان از غنی‌شدگی قابل‌توجه در عناصر با شعاع یونی بزرگ (LILEs) و عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) در کنار ناهنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE مانند Nb، Ta و Ti) را دارد. این ویژگی‌ها نشانگر نقش گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای متاسوماتیزه با مولفه‌های فرورانشی (سیالات و شاید مذاب) نئوتتیس است. این نوع از محیط‌های تکتونوماگمایی، معمولاً دارای غلظت بالایی از مواد فرار و بخار آب و فلزاتی چون سرب و روی بوده و مستعد زایش سیستم‌های گرمابی فلززا بوده‌اند.

۴- توقف طولانی ماگما در حجره‌های ماگمایی در درون پوسته، تبلور تفریقی شدید و تشکیل فازهای تحول یافته مانند تفریت و فنولیت و حتی تراکیت، شرایط مناسبی را برای تمرکز فازهای فرار و تشکیل سیستم‌های گرمابی فراهم می‌کند. باتوجه به رخنمون توده‌های نفوذی نیمه عمیق در مناطق اطراف و احتمال وجود همین توده‌ها در زیر توالی آتشفشانی خرده قشلاق، احتمال تشکیل ذخایر پورفیری مس–مولیبدن وجود دارد. ساختارهای برشی مانند برش‌های اپی‌کلاستیک و هیالوکلاستیک و شکستگی‌ها، مسیرهای نفوذپذیر مناسبی برای به تله انداختن سیالات هیدروترمالی و تشکیل احتمالی کانسارهای اپی‌ترمال طلا و نقره را فراهم می‌نمود.

۵- حضور گسترده اکسیدهای آهن و تیتانیم و جدایش الیوین و پیروکسن در گدازه‌های بازیک، بیانگر امکان تمرکز این اکسیدها در مراحل تفریق است. علاوه بر این، سنگ‌های به‌شدت تحول‌یافته مانند تفریت و فنولیت با مقادیر قابل توجه از فنوکریست‌های آپاتیت (بخصوص) و آنالسیم، پتانسیل مناسبی جهت غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی (REE)، فسفر و فلزات کمیاب هستند.

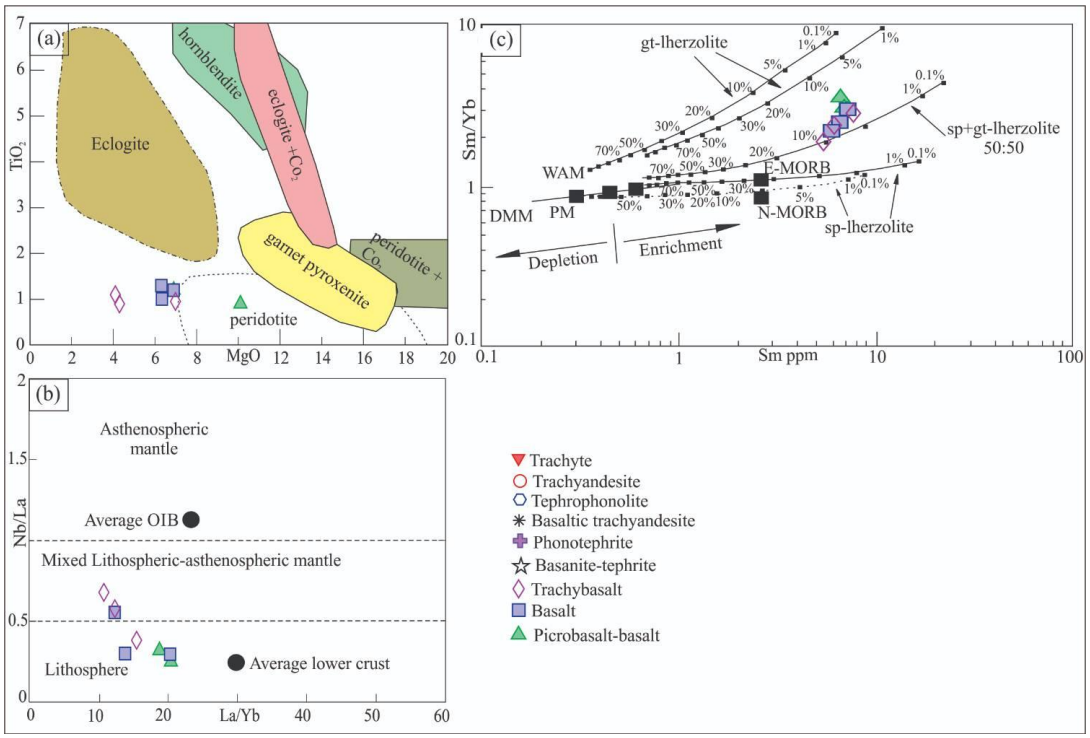
۶- مقادیر پایین LOI (کمتر از ۲ درصد) در بیشتر نمونه‌ها حاکی از آن است که ژئوشیمی سنگ‌کل تقریبا

دست‌نخورده باقی مانده است. هرچند از اهداف این مقاله، کانی‌زایی سولفیدی و یا دگرسانی اکسیدی نبود، اما ویژگی‌های پترولوژی حاکی از مساعد بودن سنگ مادر جهت کانی‌زایی یاد شده در این منطقه است. بنابراین، انجام مطالعات تکمیلی شامل ترسیم نقشه پهنه‌های دگرسانی هیدروترمال (آرژیلیک، فیلیک و پروپیلیتیک)، مطالعات میانبارهای سیال، شیمی کانی‌های آپاتیت و پیروکسن و مطالعات ژئوفیزیک جهت کشف توده‌های نفوذی پنهان، در آینده ضروری می‌نمایاند.



شکل ۸- نمودارهای تمایز تکتونوماگمایی از سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه: (a) نمودار نسبت Th/Nbبه TiO2/Yb (Pearce et al., 2021). (b) نمودار نسبت Zr/Nb به TiO2/Al2O3 (Muller and Groves, 1994). (c) نمودار نسبت Th/Nbبه La/Yb (Hollocher et al., 2012). (d) نمودار نسبت Th/Hfبه Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002).

Fig. 8. Tectonomagmatic discrimination diagrams for the studied volcanic rocks; (a) Th/Nb vs. TiO_2/Yb diagram (Pearce et al., 2021), (b) Zr/Nb vs. TiO_2/Al_2O_3 diagram (Müller and Groves, 1994), (c) Th/Nb vs. La/Yb diagram (Hollocher et al., 2012), (d) Th/Hf vs. Ta/Hf diagram (Schandl and Gorton, 2002).



شکل ۹- (a) نمودار TiO2 به MgO که در آن قلمروهای پریدوتیت (Kushiro, 2001)، پریدوتیت کربناته (Dasgupta et al., 2007)، گارنت پیروکسنیت (Hirschmann et al., 2003)، اکلوژیت (Pertermann and Hirschmann, 2003)، اکلوژیت کربناته (Dasgupta et al., 2006)، و هورنبلنددیت (Pilet and Stolper, 2008) از یکدیگر تفکیک شده‌اند. (b) نمودار نسبت Nb/La به La/Yb از (Watson, 1993) که قلمروهای لیتوسفر، لیتوسفر-آستنوسفر و آستنوسفر (Smith et al.,1999) را نشان می‌دهد. میانگین ترکیب پوسته زیرین از (Taylor and McLenna, 1985; Condie, 1993) و میانگین بازالت‌های اقیانوسی از (Le Roux et al., 2002) گرفته شده است. (c) نمودار Sm/Yb به Sm (Aldanmaz et al, 2000) که درصد ذوب بخشی و خاستگاه گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی گارنت‌دار سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

Figure 9. (a) TiO_2 versus MgO diagram showing the peridotite (Kushiro, 2001), carbonate peridotite (Dasgupta et al., 2007), garnet pyroxenite (Hirschmann et al., 2003), eclogite (Pertermann and Hirschmann, 2003), carbonate eclogite (Dasgupta et al., 2006), and hornblende (Pilet and Stolper, 2008) fields. (b) Nb/La versus La/Yb diagram (Watson, 1993) showing the lithosphere, lithosphere–asthenosphere, and asthenosphere fields (Smith et al., 1999). Average crustal compositions are from Taylor and McLennan (1985) and Condie (1993), and average mid-ocean-ridge basalts are from Le Roux et al. (2002). (c) Sm/Yb versus Sm diagram (Aldanmaz et al., 2000) showing the partial-melting percentages and mantle source composition of the studied volcanic rocks.

۶- نتیجه گیری

نهشته‌های آتشفشانی بازیک- حدواسط تا تحت اشباع ائوسن در منطقه خرده قشلاق، دربردارنده برش‌های اپی کلاستیک، هیالوکلاستیک، گدازه‌های پورفیریک و مگاپورفیریک، گدازه‌های بالشی و طنابی، دریاچه گدازه‌ای فسیل و نهشته‌های ایگنمبریتی است. این نهشته‌ها ترکیب پیکروبازالت، بازالت، بازانیت، تراکی آندزیت، تراکیت تفریت و فنولیت را دارند.

روند تغییرات اکسیدهای اصلی مؤید تبلور تفریقی (FC) فازهای الیوین، کلینوپیروکسن و اکسیدهای تیتانیم–آهن است. غلظت بالای K2O ناشی از حضور کانی‌های پتاسیک و متأثر از گوشته لیتوسفری احتمالا حاوی فلوگوپیت/پاراگازیت در یک محیط برخوردی است.

غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE، ناهنجاری عناصر Ti، Nb و Ta و نسبت‌های بالای Th/Yb، نشان‌دهنده گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه‌شده توسط سیالات فرورانش است. ماگمای سنگ‌های آتشفشانی مورد

مطالعه از ۱ تا ۱۰ درصد ذوب‌بخشی یک منبع گارنت–اسپینل لرزولیتی حاصل شده است.

از پتانسیل‌های اقتصادی مورد انتظار در منطقه مورد مطالعه می‌توان به مس ـ مولیبدن پورفیری اشاره کرد. به دلیل توقف طولانی ماگما در آشیانه ماگمایی، تبلور تفریقی و حضور توده‌های نفوذی، محیط برای تشکیل این پتانسیل مناسب بوده است. به دلیل حضور گسترده رخساره‌های برش پیروکلاستیک و هیالوکلاستیک، می‌توان انتظار پی جویی طلا و نقره اپی‌ترمال را هم داشت. حضور بلورهای درشت آپاتیت (بخصوص) و آنالسیم در سنگ‌های تحول یافته از جمله فنولیت و تفریت و تمرکز عناصر نادر خاکی (REE)، فسفر و فلزات کمیاب در این درشت بلورها، عنایت بیشتری را در مطالعه این سنگ‌ها با هدف پی جویی عناصر نادر خاکی طلب می‌نماید.

نقشه‌برداری دگرسانی‌های گرمابی (آرژیلیک، فیلیک و پروپیلیتیک)، مطالعه میانبارهای سیال و شیمی کانی‌های کلیدی (آپاتیت و پیروکسن)، و برداشت‌های ژئوفیزیکی برای شناسایی توده‌های نفوذی پنهان می‌توانند از جمله پژوهش‌های آتی در این منطقه باشند.

مراجع

Aghanabati, A., 2004, Major Sedimentary-Structural Units of Iran: Tehran, Geological Survey and Mining Exploration of Iran, scale 1:2,500,000.

Aghazadeh, M., Castro, A., Rashidnejad Omran, N., Emami, M.H., Moinvaziri, H., Badrzadeh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountain, NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences 38, 199-219. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.01.002

Ahmadzadeh, G., Jahangiri, A., Lentz, D., Mojtahedi, M., 2010. Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional Ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences 39, 37-50. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.02.008

Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin 103, 983-992. http://dx.doi.org/10.1130/00167606

Aldanmaz, E., Pearce, J., Thirwall, M.F., and Mitchell, J., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 102, 67-95. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7

Alıcı, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G., Gündoğdu, M.N., 1998. Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85, 423-446. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00065-1

Alizadeh Noudeh, S., Rolland, Y., Rossi, M., Bosch, D., Münch, Ph., Lemmolo, A., Bruguier, O., Rahgoshay, M., 2025. Geochronological, isotopic and petrogenetic investigations of Cenozoic Volcanic rocks in the Talysh Massif, NW Iran: Insights for the Eocene magmatic flare-up, Lithos, 496-497. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2025.107954

Almeida, M. E., Macambira, M.J.B., Oliveira, E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in the central portion of the Guyana Shield. Precambrian Research 15(1) 69-97. https://doi:10.1016/j.precamres.2007.01.004

Amidi S.M., Lescuyer J.R., Riou R., 1978. Geologic map of the Ahar quadrangle, scale 1: 250,000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Arslan, M., Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 27(2), 177-193. https://10.1016/j.jseaes.2005.03.002

Babakhani, A.R., Khan Nazer, N., 1991. Geological Map of Lahrud, Scale 1: 100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Cheng, H., 2001. Petrology and geochemistry of Neogene continental basaltic and related rocks in Northern Taiwan. Western Pacific Earth Sciences 1, 19-46.

Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Melkonyan, R., Pang, K.N., Lee, H.Y., Wang, K.L., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., 2017. Zircon Hf isotopic constraints on magmatic and tectonic evolution in Iran: implications for crustal growth in the Tethyan orogenic belt. Journal of Asian Earth Sciences 145, 652–669. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.011

Condie, K., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. Chemical Geology 104, 1–37. https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M., Smith, N.D., 2007. Partial melting experiments of 611 peridotite+CO_2 at 3GPa and genesis of alkalic Ocean Island basalts. Journal of Petrology 612 (48) 2093-2124. https://doi.org/10.1093/petrology/egm053

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M., Stalker, K., 2006. Immiscible transition from carbonate-rich to 608 silicate-rich melts in the 3Gpa melting interval of eclogite+CO_2 and genesis of 609 silica-undersaturated Ocean island lavas. Journal of Petrology 47, 647-671. https://doi.org/10.1093/petrology/egi088

Didon, J., Gemain, Y.M., 1978. 1:250,000 Geological Map of Ahar, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, S., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the Peri-Arabian region: Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. International Geology Review 52, 4-6, 536–578. https://doi.org/10.1080/00206810903360422

Dobosi, G., Horvath, I., 1988. High- and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda mountains, Hungary. Neues Jahrbuch für Mineralogie-abhandlungen 158, 241–256. https://doi.org/10.1127/njma/158/1988/241

Elahpour, E., Ahankoub, M., 2025. Introduction of the Mood area volcanism as an indicative example of the reproductive diversity of volcanic lavas (northwest of Sarbisheh, east of Iran). Advanced Applied Geology 14(4), 877-895. https://doi.org/10.22055/aag.2024.46169.2436

Fadaeian, M., Jahangiri, A., Ao, S., Kamali, A.A., Xiao, W., 2022. Geochemistry and petrogenesis of shoshonitic dyke swarm in the northeast of Meshkinshahr, NW Iran. Minerals, 12(3), 309. https://doi.org/10.3390/min12030309

Floyd, P.A., 1993- Geochemical discrimination and petrogenesis of alkali basalt sequences in part of the Ankara mélange, central Turkey .Geological Society of London 150, 541-550. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.3.0541

Ghorbani, M.R., Paydari, M., Ahmadi, A., Quadt, A.V., Ahadnejad, V., Cottle, J. M., Graham, I.T., Ahmadian, J., Ahmadvand, A., 2023. Eocene to Late Oligocene extension-dominated mafic magmatism from South Kaleybar, Iran. International Journal of Earth Sciences 112, 1553–1575. https://doi.org/10.1007/s00531-023-02313-6

Gill, R., 2010. Igneous Rocks and Processes, A Practical Guide. A., John Wiley and Sons, Ltd., publication, 428p.

Giuseppe, P.D., Agostini, S., Manetti, P., Yilmaz Savaşçın, M., Conticelli, S., 2018. Sub-lithospheric origin of Na-alkaline and calc-alkaline magmas in a post-collisional tectonic regime: Sr-Nd-Pb isotopes in recent monogenetic volcanism of Cappadocia, Central Turkey. Lithos 316–317, 304–322. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.07.018

Grosjean, M., Moritz, R., Rezeau, H., 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: 10.1016/j.earscirev.2022.103949

Gorton, M. P., Schandle, E.S., 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. The Canadian Mineralogist 38, 1065-1073. https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065

Haq Siddiqui, R., Asifkhan, M., Qasim Jan, M., 2007. Geochemistry and petrogenesis of the Miocene alkaline and sub-alkaline volcanic rocks from the Chagai arc, Baluchistan, Pakistan: Implications for porphyry Cu-Mo-Au deposits. Journal of Himalayan Earth Sciences 40, 1-23.

Heidari, S., Shabani, A.A.T., Hassanpour, S., Maghdour-Mashhour, R., 2022. Petrology of the Paleogene shoshonitic volcanism in the north Sarab area, NW Iran: Geochemical, Ar-Ar dating and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. Journal of Asian Earth Sciences X8, 100109. https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100109

Helvaci, C., Ersoy, E.Y., Sozbilir, H., Erkul, F., Sumer, O., Uzel, B., 2009. Geochemistry and $^{40}Ar/^{39}Ar$ Geochronology of Miocene Volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole– bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. Journal of Volcanology and Geothermal Research 158(3), 181-202. https://doi.org/ 10.1016/j.jvolgeores.2009.05.016

Hirschmann, M.M., Kogiso, T., Baker, M.B., Stolper, E.M., 2003. Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. Geology 31, 481-484. https://doi.10.1130/0091-7613

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:10.2475/04.2012.01

Italiano, F., Yuce, G., Di Bella, M., Rojay, B., Sabatino, G., Tripodo, A., Martelli, M., Rizzo, A.L., Misseri, M., 2017. Noble gases and rock geochemistry of alkaline intraplate volcanics from the Amik and Ceyhan-Osmaniye areas, SE Turkey. Chemical Geology 469, 34-46. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.04.003

Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences 30, 433–447. https://doi.10.1016/j.jseaes.2006.11.008

Kushiro I., 2001. Partial melting experiments on peridotite and origin of Mid-Ocean ridge basalt. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 29, 71-107. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.71

Karmalkar, N.R., Rege, S., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2005. Alkaline magmatism from Kutch, NW India: Implications for plume–lithosphere interaction. Lithos 81, 101-119. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.019

Karsli, O., Dokuz, A., Kandemir, R., Aydin, F., Schmitt, A.K., Ersoy, Y., Alyildiz, C., 2019. Adakite-like parental melt generation by partial fusion of juvenile lower crust, Sakarya Zone, NE Turkey: A far-field response to break-off of the southern Neotethyan Oceanic lithosphere. Lithos 338, 58–72. https://doi.10.1016/j.lithos.2019.03.029

Kaygusuz, A., Arslan, M., Siebel, W., ŞEN, C., 2011. Geochemical and Sr-Nd Isotopic characteristics of Post-Collisional Calc-Alkaline Volcanics in the Eastern Pontides (NE Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences 20, 137–159. https://doi.org/10.3906/yer-1002-8

Kaygusuz, A., Öztürk, M., 2015. Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the Eocene Bayburt intrusions, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence for lithospheric mantle and lower crustal sources in the High-K calc-alkaline magmatism. Journal of Asian Earth Sciences. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.04.017

Kaygusuz, A., Aslan, Z., Aydınçakır, E., Yücel, C., Gücer, M.A., Şen, C., 2017. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope characteristics of the Miocene to Pliocene volcanic rocks from the Kandilli (Erzurum) area, Eastern Anatolia (Turkey): Implications for magma evolution of extension-related origin. Lithos. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.003

Keskin, M., Can Genç, S., Tüysüz, O., 2008. Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab break-off following the closure of the Northern NeoTethys Ocean. Lithos 104, 267–305. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.12.011

Koralay, T., Kadioglu, Y.K. and Davis, P., 2011. Weak compositional zonation in a silicic magmatic system: Incesu ignimbrite, Central Anatolian Volcanic Province (Kayseri, Turkey): Journal of Asian Earth Sciences 40, 371-393. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.05.018

Kumral, M., Coban, H., Gedikoglu, A., Kilinc, A., 2006. Petrology and geochemistry of augite trachytes and porphyritic trachytes from the Gölcük volcanic region, Isparta, SW Turkey: A case study. Journal of Asian Earth Sciences 27, 707–716. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.07.005

Kurt, M.A., Alpaslan, M., Göncüoglu, M.C., Temel, A., 2008. Geochemistry of late-stage Medium to High-K Calc-Alkaline and Shoshonitic Dykes in the Uluki la Basin (Central Anatolia, Turkey): Petrogenesis and Tectonic Setting. Geochemistry International 46, 11, 1145–1163. https://doi.org/10.1134/s0016702908110062

Kushiro I., 2001. Partial melting experiments on peridotite and origin of Mid-Ocean ridge basalt. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 29, 71–107. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.71

Li, C., Thakurata, J., Ripley, E.M., 2012. Low-Ca contents and kink-banded textures are not unique to mantle olivine: evidence from the Duke Island Complex, Alaska. Mineral Petrology 104, 147-153. https://doi.org/10.1111/iar.12493

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

Lechmann, A., Burg, J.P., Ulmer, P., Guilong, M., Faridi, M., 2018. Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence. Lithos 304, 311-328. https://doi. org/10.1016/j.lithos.2018.01.030.

Lei, M., Chen, J., Xu, J., Yang, T., Yang, Z., 2022. New geochronological and geochemical data for the Eocene shoshonitic trachyandesites in NW Iran: Constraints on their petrogenesis and tectonic setting. Lithos 426-427, 106805. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106805

Le Roux, P.J., Roex, A.L., Schilling, J.G., 2002. Crystallization processes beneath the southern Mid-Atlantic Ridge (40–55°S), evidence for high-pressure initiation of crystallization. Contributions to Mineralogy and Petrology 142, 582–602. https://doi. org/10.1007/s00410-001-0312

Mehrpartou, M., and Khan Nazer, H.N., 1999. Geological Map of Lahrud, Scale 1: 100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Miyashita, S., Adachi, Y., Umino, S., 2003. Along-axis magmatic system in the northern Oman ophiolite: Implication of compositional variation of the sheeted dike complex: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, AGU and the Geochemical Society 4, 1-26. https://doi.org/10.1029/2001GC000235

Muller, D., Groves, D.I., 1993. Direct and indirect associations between potassic Igneous rocks, shoshonites and gold–copper deposits. Ore Geology Reviews 8, 383-406. https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90035-W

Natali, C., Aghazadeh, M., Braschi, E., Avanzinelli, R., Badrzadeh, Z., Bianchini, G., Casalini, M., Agostini, S., Mattei, M., Conticelli, S., 2024. Ages, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of alkaline potassic volcanic rocks from the Ahar-Arasbaran region (NW Iran): Evidence for progressive evolution of mantle sources during the Neotethyan subduction system. Lithos 470-471, 107504 https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107504

Özdemir, Y., 2016. Geochemistry of tholeiitic to alkaline lavas from the East of Lake Van (Turkey): Implications for a late Cretaceous mature supra-subduction zone environment. Journal of African Earth Sciences 120, 77-88. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.04.018

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites. John Wiley and Sons, Inc., New York, pp. 525–548.

Pearce, J.A., Ernst, R.E., Peate, D.W., Rogers, C., 2021. LIP printing: use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. Lithos 392-393, 106068. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106068

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

Pertermann, M., Hirschmann, M.M., 2003. Anhydrous partial melting experiments on MORB-like 807 eclogites: Phase relations, phase compositions and mineral-melt partitioning of major 808 elements at 2-3 GPa. Journal of Petrology 44, 2173-2201. https://doi.org/ 10.1093/petrology/egg074

Pilet, S., Baker, M.B., Stolper, E.M., 2008. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. Science 20, 916-919. https://doi.org/10.1126/science.1156563

Rabiee, A., Rossetti, F., Lucci, F., Lustrino, M., 2022. Cenozoic porphyry and other hydrothermal ore deposits along the South Caucasus-west Iranian tectono-magmatic belt: a critical reappraisal of the controlling factors. Lithos 430-431, 106874. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106874

Sahakyan, L., Bosch, D., Sosson, M., Avagyan, A., Galoyan, G.H., Rolland, Y., Bruguier, O., Stepanyan, ZH., Galland, B., Vardanyan, S., 2016. Geochemistry of the Eocene magmatic rocks from the Lesser Caucasus area (Armenia): evidence of a subduction geodynamic environment. Geological Society, London, Special Publications 428, 73-98. https://doi.org/10.1144/SP428.12

Salimi, Z., Moazzen, M., Hajialioghli, R., 2020. Investigations on temperature and pressure of formation of schists and gneisses of Allahyarlu complex, NW Iran.Scientific Quarterly Journal, Geosciences 29 (116), 35-49. https://doi.org/10.22071/gsj.2019.183520.1645

Schandl, E.S. Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97, 629-642. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629

Shelley, D., 1993. Igneous and Metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, p. 256.

Shiaian, K., Jamali, M., Golafshani, S., 2024. Petrology and geochemistry of south Mahin volcanic rocks in Tarom-Hashtjin magmatic zone. Advanced Applied Geology 13(4), 1065-1088. https://doi.org/10.22055/AAG.2022.39529.2264

Smith E.I., Sánchez A., Walker J.D., Wang, K., 1999. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: Implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle, Journal of Geology 107, 433-448. https://doi.org/10.1086/314355

Sokół, K., Halama, R., Meliksetian, K., Savov, I.P., Navasardyan, G., Sudo, M., 2018. Alkaline magmas in zones of continental convergence: The Tezhsar volcano-intrusive ring complex, Armenia. Lithos 320–321, 172–191. https://doi.org/10.1016/j.

Soltanmohammadi, A., Gregoire, M., Rabinowicz, M., Gerbault, M., Ceuleneer, G., Rahgoshay, M., 2018. Transport of volatile-rich melt from the mantle transition zone via compaction pockets: Implications for mantle metasomatism and the origin of alkaline lavas in the Turkish-Iranian Plateau. Journal of Petrology 59 (12), 2273–2310. https://doi.org/10.1093/petrology/egy097

Srivastava, R.K., 2011. Dyke swarms: Keys for Geodynamic Interpretation. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 611.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of Oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, Geological Society of London, Special Publication 42, 313-345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford, p. 611.

Temizel, I., Arslan, M., 2008. Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Ikizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc, Journal of Asian Earth Sciences 31, 439-463. https://doi.org/ 10.1016/j.jseaes.2007.05.004

Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A., 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, 1513–1533. https://doi.org/10.1130/B25690.1

Watson, S., 1993. Rare earth element inversions and percolation models for Hawaii. Journal of Petrology 34, 763-783. https://doi.org/10.1093/petrology/34.4.763

Wilson, M. and Downes, H. 2006. Tertiary-Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. In: Gee, D.G. and Stephenson, R. (Eds.) European lithosphere dynamics. Geological Society of London 32, 147-166. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.09

Winter, J.D., 2014. Principles of igneous and metamorphic petrology. Second edition, Pearson Education Limited, p. 737.

Xie, Q., Zhang, Z., Campos, E., Cheng, Z., Fei, X., Liu, B., Qiu, Y., Santosh, M., Ke, S., Xu, L., 2018. Magnesium isotopic composition of continental arc andesites and the implications: A case study from the El Laco volcanic complex, Chile. Lithos 318–319, 91–103. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.08.010

Yuan L, Zhang X, Xue F, Lu Y, Zong K., 2016. Late Permian High-Mg andesite and basalt association from northern Liaoning, North China: Insights into the final closure of the Paleo-Asian Ocean and the orogen–craton boundary. Lithos 258–259, 58–76. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.024