Vol. 9, No. 2, Autumn and Winter 2024, pp. 47-76 ISSN (Print): 2538-449X ISSN (Online): 2981-1619

Research Article
OPEN ACCESS
Kharazmi Journal of Earth Sciences
Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir

Pyroxene chemistry of xenoliths related to volcanic rocks in the Eslamieh Peninsula (Saray volcano): Implications for geothermobarometry and tectonic setting

Pouya Besharati[1], Ali Kananian[2*], Fatemeh Sepidbar[3]

1. Master of Science, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
2. Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
3. Pos-Doc researcher, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University, Mashhad, Iran

Article info

Article history
Received: 29 December 2021
Accepted: 26 February 2023

Keywords:
High-k calc-alkaline,
xenolith,
chemistry of pyroxene,
post-collision,
Eslamieh Peninsula.

Abstract

The high K-volcanic rocks of the Eslamieh Peninsula (Saray) are exposed in the northwestern Urumieh-Dokhtar magmatic belt. They mainly include phonolitic lavas and related xenoliths. The xenoliths can be subdivided into two types with basaltic and trachyandesitic compositions. The phonolites and related xenoliths are characterized by enrichment in large ion lithophile elements (LILEs: Th, Ba, Rb and K) and light rare earth elements (LREE), depletion in high field strength elements (HFSE: Eu, Ta, Nb and Ti) and flat patterns in heavy rare earth elements (HREE). They have typical high–K and shoshonitic signatures formed in post-collisional arc setting. The studied pyroxenes from phonolitic hosts were crystallized at moderate to high pressures (6-15 kbar) and temperatures of 1200-1300℃, whereas those from trachyandesite and basaltic xenoliths were formed at lower pressures (6-10 kbar and 2-5 kbar) and temperatures (1150-1200℃ and 1100-1150℃), respectively. Due to the lack of evidence for melting, dissolution and the presence of accumulated microcrystals at the mineral boundary, it seems that the xenoliths were detached from the walls and been transported to the surface during magma ascent.

Introduction

The Late Miocene magmatic rocks with calc-alkaline and shoshonitic (or ultrapotassic) characteristics are mainly found along the UDMA and occur in the northern parts of the Turkish– Iranian High Plateau (Allen et al., 2013; Eyuboglu, 2012). Plio-Quaternary magmatic rocks are represented by alkaline rocks with and/or without subduction overprints and by shoshonitic rocks in several regions of the UDMA, but mostly in NW Iran, in the Turkish–Iranian High Plateau (Eyuboglu, 2010). The Paleotethys ocean was located to the north of the magmatic arc, and hence southward subduction operated from the Paleozoic until the Dogger (Azadi et al., 2015; Yilmaz et al., 1997), and that northward subduction occurred subsequently from the Late Mesozoic until the Eocene. Although several studies have highlighted consensus on different pulses of magma generation mainly in the Late Eocene, Late Miocene and Plio–Quaternary northward subduction model for the geodynamic evolution in the southern part of the study area. The Late Miocene (Tortonian) high-K volcanic rocks are mainly exposed between the Bitlis–Zagros zone and the western Albroz magmatic arc in the

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.2.101561
***Corresponding author:** Ali Kananian **E-mail:** kananian@ut.ac.ir
How to cite this article: Besharati, P., Kananian, A., Sepidbar, F., 2024. Pyroxene chemistry of xenoliths related to volcanic rocks in the Eslamieh Peninsula (Saray volcano): Implications for geothermobarometry and tectonic setting. Kharazmi Journal of Earth Sciences 9(2), 47-76.
http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.2.101561

Eslamieh Peninsula (Saray), east of Urumieh lake. Although several studies have highlighted the temporal and spatial aspects of magmatism in the UDMB, showing the origin, and magmatism related to collisional and post-collisional settings, NW Iran has not been investigated in detail. Also, the information about the physico-chemical conditions of magma formation and genetic relationship between volcanic rocks and their xenoliths is lacking. In this paper, we present a detailed classification of the high-K volcanic rocks in the Eslamieh Peninsula (Saray) and physico-chemical conditions of magma formation and genetic relationship between volcanic rocks and their xenoliths based on mineral and whole rock geochemical studies.

Geology setting

The study area is located in the northern Uromieh- Dokhtar magmatic belt (NW Iran), part of the Tertiary-Quaternary magmatic belt of Iran. The Late Miocene (Tortonian) high-K volcanic rocks are mainly exposed in the Eslamieh Peninsula (Saray), to the southeast of Urumieh city. Contacts with older strata, including the magmatic and metamorphic basement (such as the Gushchi A-type granites and Cadomian granitic gneisses), are mostly covered by younger salt-clay deposits of the Urumieh Lake. The Late Miocene high-K Saray volcanic rocks appear to crosscut the Iranian basement. Field observations show that the volcanic activity in the Saray can be divided into different sequences of pyroclastic and volcanic activities with the lahar deposits.

Field observation and petrography

The Saray Peninsula contains high-Kvolcanic rocks and associated xenoliths which are mainly exposed southeast of Urumieh city.

All investigated lavas and associated xenoliths show porphyric and granular textures, respectively. Phonolitic-trachytic lavas are mainly exposed in the central part of the Saray Peninsula and contain clinopyroxene, euhedral sanidine with subordinate phlogopite and olivine. They are characterized by sharp contact with associated xenoliths, vesicle's structure up to several centimeters in size, sanidine phenocrysts with maximum size up to 10 cm (an average size of 3 to 4 cm). Sanidine phenocrysts as well as groundmass crystals within lavas show fluidal texture. It is enclosed by fine-grained Fe-oxide grains, which can be related to the breakdown of phlogopite during decompression and the oxidizing conditions during eruption. The sanidines are euhedral with a size of 1 to 6 cm (rare crystals reach a size up to 10 cm). It is the major phase forming the groundmass of all crystalline rocks. Clinopyroxenes are mainly euhedral and appear light to dark green in the polarizing microscope. Occasionally, olivine macro- to megacrysts (up to 1.5 cm) show visible reaction rims, suggesting that they are xenocrysts in trachyte. Carbonate is a common secondary phase in the groundmass of the trachyte, whereas magnetite, apatite, titanite and zircon occur as accessory minerals.

Mantle xenoliths entrained by the post-collisional K-rich magmas have been subdivided in two type in the Saray volcanic field based on their mineral modes and textures: Type-1 pyroxenite in the trachyte, and phonolite; Type-2 with trachyandesitic composition, Type-1 xenoliths with a size from a few millimeters up to 10 cm in diameter were observed in the trachytic/phonolitic rocks and mafic and felsic lamprophyric dykes and plugs, with clear boundaries between the xenoliths and their host magmas. They contain euhedral pyroxene phenocrysts with quartz and apatite inclusions, with minor phlogopite (<3 vol.%) and quartz (<2 vol.%). Their

groundmass is fine-grained and consists mainly of glass and sanidine crystals. Type 2 xenoliths consist mainly of lucite (up to 60 vol.%) followed by clinopyroxene (diopside) (20 vol. %) and phlogopite (20 vol. %).

Mineral chemistry

Analyses of the mineral compositions is mainly focused on the clinopyroxene, as they are the most abundant minerals in the Saray Peninsula samples and are listed in Supplementary Table 1.

Clinopyroxenes in the phonolite and type-1 and -2 xenoliths have been investigated. They correspond to Quad pyroxenes within the Q=Ca-Mg+Fe2+ vs, J=2Na with similar wollastonite (Wo) contents and are diopsidic in composition with high contents of CaO and Al_2O_3 varying from 21.9 to 23.5 wt. %.

Whole rock geochemistry

The major and trace element compositions of the whole rocks from the Saray Peninsula are listed in Supplementary Table 2. As shown in the Zr/Ti vs. Nb/Y diagram of the host volcanic rocks, Type-1 and -2 xenoliths plot in the fields of phonolite, basalt and trachyandesite. All the Saray high-K show similar chondrite-normalized REE patterns (McDonough et al., 1992) (Fig. 10-a) with enrichment in LREE relative to HREE in chondrite-normalized diagram. In primitive mantle-normalized diagram (Fig. 10-b), all the Saray high-K rocks are mainly characterized by strong enrichment in LILEs (e.g., Rb, Ba, K, and Th) relative to La. The lavas are characterized by conspicuous negative anomalies of HFSE including Nb, Ta and Ti relative to LREEs (Boynton, 1984).

Physico-chemical condition of pyroxene crystallization

Based on pyroxene chemistry and the method of Soessoo (1997), the physicochemical conditions of pyroxene crystallization are estimated. The pyroxenes of phonolitic host were physically crystallized in moderate to high pressure (6 to 15kbar) and temperatures of 1200-1300℃ whereas those from trachyandesites and basalts xenoliths were formed at lower pressures (6 to 10 kbar and 2 to 5 kbar) and temperatures (1150-1200℃ and 1100-1150℃), respectively, at high fO_2. On the basis of pyroxene chemistry, the basic rocks from the Saray Peninsula belong to calcalkaline series in volcanic arc setting (Neo-Tethys subduction).

Conclusion

It seems that the studied samples have typical high-K calc-alkaline signatures formed in post-collisional arc setting. The pyroxenes of phonolitic host were physically crystalized in moderate to high pressures (6 to 15 kbar) and temperatures of 1200-1300℃ whereas those from trachyandesites and basalts xenoliths were formed at lower pressures (6 to 10 kbar and 2 to 5 kbar) and temperatures (1150-1200℃ and 1100-1150℃), respectively. Due to the lack of evidence for melting, dissolution and the existence of accumulated microcrystals at the mineral boundary, it seems that the xenoliths were detached from the walls and transported to the surface during magma ascent.

References

Aoki, K., Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. Lithos 6, 41-51.

Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Macpherson, C.G., 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana′a, Yemen: Implications for plum-lithosphere

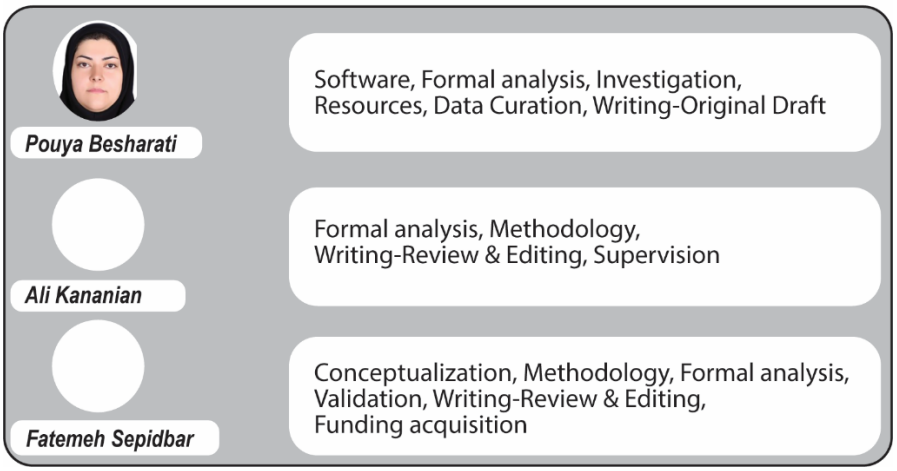
interaction and polybaric melt hybridization. Journal of Petrology, 38, 1359-1390.

Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies", in "Rare earth elements geochemistry. P. Henderson (Elsevier, Amesterdam), 63-114.

Helz, R. T., 1973. Phase relations of basalts in their melting ranges at PH2O= 5 kb as a function of Oxygen fugacity, part I, Mafic phases. Journal of petrology 14, 249-302.

Lechmann, A., Burg, J.P., Ulmer, P., Guillong, M., Faridi, M., 2018. Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azarbaijan: Geochronological and geochemical evidence. Lithos 304-307, 311- 328.

CRediT authorship contribution statement



جلد ۹، شماره ۲، پائیز و زمستان ۱۴۰۲، صفحه ۴۷ تا ۷۶ شاپا چاپی: ۴۴۹X – ۲۵۳۸ شاپا الکترونیک: ۱۶۱۹ - ۲۹۸۱

مقاله پژوهشی
دسترسی آزاد
مجله علوم زمین خوارزمی
Journal homepage https://gnf.khu.ac.ir

شیمی کانی پیروکسن در زینولیت‌های سنگ‌های آتشفشانی شبه‌جزیره اسلامی (آتشفشان سارای): شواهدی از ژئوترموبارومتری و محیط تکتونیکی تشکیل آنها

پویا بشارتی[۱]، علی کنعانیان[۲*]، فاطمه سپیدبر[۳]

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۲. استاد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳. محقق پسا دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله

دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۰۸

پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۰۷

واژه های کلیدی

کالک‌آلکالن پتاسیم بالا، زینولیت، شیمی پیروکسن، پس از برخورد، شبه‌جزیره اسلامی

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی اولتراپتاسیک شبه جزیرهٔ اسلامی (آتشفشان سارای) در شمال غرب کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده‌اند. گدازه‌های فونولیتی حاوی زینولیت، بخش قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی ناحیه را دربرمی-گیرند. انواع زینولیت در این سنگ‌ها به دو گروه زینولیت‌هایی با ترکیب معادل بازالت و تراکی‌آندزیت قابل تقسیم‌اند. فنولیت‌ها و هر دو نوع زینولیت، غنی‌شدگی LREE و الگوی کمابیش مسطح HREE در کنار بی‌هنجاری منفی Nb، Ta، Eu و Ti و بی‌هنجاری مثبت Rb، Ba، Th و K نشان می‌دهند. این نمونه‌ها همگی ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا دارند و در یک محیط کمان آتشفشانی پس از برخورد شکل گرفته‌اند. کلینوپیروکسن‌های فنولیت‌های میزبان در فشار متوسط تا بالا (۶ تا ۱۵ کیلوبار) و دمای ۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند در حالی که کلینوپیروکسن‌ها در زینولیت‌های بازالتی در فشار ۲ تا ۵ کیلوبار، دمای ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و در زینولیت‌های تراکی‌آندزیتی در فشار ۶ تا ۱۰ کیلوبار و دمای ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. به عبارتی دما و فشار تبلور دیوپسید در زینولیت‌ها کمتر از سنگ میزبان فنولیتی آنها است و لذا با توجه به عدم وجود شواهدی چون ذوب شدگی، انحلال، حضور زینوکریست و یا تجمع ریزبلورها در مرز کانی‌ها و محل تماس زینولیت و ماگمای میزبان، به نظر می‌رسد که زینولیت‌ها در مسیر صعود ماگما، از دیواره‌ها جدا و توسط ماگما به سطح منتقل شده باشند.

مقدمه

مطالعه شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های آذرین، کاربرد گسترده‌ای در بررسی فرآیندهای مرتبط با پیدایش سنگ‌های ماگمایی و زینولیت‌های موجود در آنها دارد. بررسی سنگ‌های ماگمایی با سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی و زینولیت‌های

DOI http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.2.101561

***نویسنده مسئول:** علی کنعانیان kananian@ut.ac.ir

استناد به این مقاله: بشارتی، پ.، کنعانیان، ع.، سپیدبر، ف. (۱۴۰۲) شیمی کانی پیروکسن در زینولیت‌های سنگ‌های آتشفشانی شبه‌جزیره اسلامی (آتشفشان سارای): شواهدی از ژئوترموبارومتری و محیط تکتونیکی تشکیل آن‌ها ، ایران. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۹، شماره ۲، صفحه ۴۷ تا ۷۶. http://doi.org/10.22034/KJES.2023.9.2.101561

موجود در آنها، اهمیت بسزایی در شناخت پهنه‌های فرورانش دارد. تغییرات شیمیایی در اینگونه سنگ‌ها، تابع عواملی چون جدایش بلوری، هضم، آمیزش ماگمایی و یا آلایش پوسته‌ای است. از اینرو، شیمی کانی‌هایی مانند پیروکسن حاوی اطلاعات ارزشمندی از خاستگاه ماگمایی مذاب در برگیرنده آنها و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور از قبیل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن ماگما است (Leterrier et al., 1982). زینولیت‌ها همچنین می‌توانند شرایط حاکم بر گوشته را در زمان‌های مختلف به تصویر بکشند و شاهد مستقیمی برای نشان دادن ماهیت گوشته در زیر هر منطقه باشند (Pearson et al., 2003).

سنگ‌های ماگمایی مختلفی به سن میوسن انتهایی تا پلیو-کواترنری با مشخصات آلکالن، کالک-آلکالن و شوشونیتی (یا اولتراپتاسیک) در امتداد نوار ماگمایی ارومیه-دختر و در بخش شمالی فلات مرتفع ترکی- ایرانی رخنمون دارند (Allen et al., 2013; Eyuboglu, 2012). سنگ‌های ماگمایی سنوزوییک پسین با ویژگی ژئوشیمیایی کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا آلکالن در چندین منطقه از فلات مرتفع ترکی-ایرانی من‌جمله در بخش شمال غربی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (بخش ایرانی این فلات) رخنمون دارند (Keskin, 2003; Kheirkhah et al., 2009). فرورانش به سمت جنوب لیتوسفر اقیانوسی تتیس که در بخش شمالی فلات ایرانی- ترکی قرار گرفته است، از زمان مزوزوئیک شروع شده و تا سنوزوئیک پسین ادامه پیدا کرده است (Eyuboglu, 2010). البته پالس‌های متعدد ماگمایی در این ناحیه رخ داده که منطبق با فرورانش نئوتتیس به سمت شمال است. این سنگ‌ها ترکیب کالک‌آلکالن تا آلکالن و سن پالئوسن تا پلیوسن دارند (Azadi et al., 2015; Yilmaz et al., 1997).

شبه‌جزیره اسلامی (آتشفشان سارای) بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در بخش البرز غربی- آذربایجان و در بخش شمالی نوار ماگمایی ارومیه- دختر (درون فلات مرتفع ایرانی-ترکی) قرار گرفته است (Nabavi, 1977). ماگماتیسم شوشونیتی و اولتراپتاسیک شبه‌جزیره اسلامی به سن میوسن پسین-پلیوسن در ساحل شرقی دریاچه ارومیه رخ داده است (Moein Vaziri, 1999; Moradian, 2007). یکی از ویژگی‌های منحصر به فرد سنگ‌های ماگمایی شبه‌جزیره سارای حضور زینولیت‌های اولترامافیک-مافیک در این سنگ‌هاست (Khezerlou et al., 2017). اگرچه مطالعات وسیعی درباره منشأ، ماگماتیسم حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و ماگماتیسم مرتبط با برخورد و پس از برخورد در نوار ماگمایی ارومیه-دختر انجام شده است ولی مطالعات نسبتاً کمی در ارتباط با این نوع ماگماتیسم در بخش‌های شمال غربی این نوار ماگمایی صورت گرفته است (Khalatbari et al., 2020; Riou et al., 1981; Sarjoughian and et al., 2016). همچنین تاکنون مطالعه‌ای بر روی شرایط پیدایش ماگما نظیر دما، فشار و عمق تشکیل مذاب سازنده سنگ‌ها، ارتباط ژنتیکی سنگ میزبان و زینولیت‌ها صورت نگرفته است.

بر اساس مشخصات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی شبه‌جزیره اسلامی، عمدتاً ترکیب اولتراپتاسیک دارند و حاوی زینولیت‌های مختلفی هستند. در بررسی نحوه تشکیل شبه‌جزیره اسلامی (سارای)، مدل‌های پتروژنتیکی، به وجود تظاهرات نهائی ماگماتیسم حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و ذوب بخشی گوشته دگرسان و نهایتاً وقوع ماگماتیسم پس از برخورد در یک کمان ماگمایی اشاره دارند (Gaderi et al., 2019; Hajalilou, 2009; Khezerlou et al., 2017; Lechmann et al., 2018; Moein Vaziri, 1999; Moradian, 2007). سنگ‌های آتشفشانی فنولیتی منطقه، میزبان دو نوع زینولیت بازالتی و تراکی-آندزیتی هستند. در پژوهش حاضر سعی شده است به کمک مطالعات پتروگرافی، داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی پیروکسن موجود در زینولیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی میزبان آنها، به تخمین دمای تبلور، فشار و عمق تشکیل مذاب سازنده سنگ‌ها، ارتباط ژنتیکی سنگ میزبان و زینولیت‌ها، میزان تهی شدگی- غنی شدگی عناصر و درجه ذوب بخشی گوشته منشأ سنگ‌های منطقه پرداخته شود. اگرچه مطالعات سنگ‌نگاری نشان‌دهنده حضور کانی‌های دیگری نظیر فلوگوپیت به همراه پیروکسن در نمونه‌هاست اما به دلیل کمبود امکانات آزمایشگاهی، دسترسی به شیمی آن‌ها برای تعیین شرایط تبلور ماگما میسر نشد و به داده‌های شیمی کانی پیروکسن برای تعیین شرایط تبلور و خاستگاه ماگمای تشکیل‌دهنده نمونه‌های آتشفشانی و زینولیت‌های همراه آن بسنده کردیم.

موقعیت زمین‌شناسی شبه‌جزیره اسلامی (آتشفشان سارای)

منطقه مورد مطالعه در پهنه زمین‌شناسی البرز غربی- آذربایجان قرار دارد. نبوی (Nabavi, 1977) در تقسیم‌بندی محدوده‌های تکتونیکی-رسوبی ایران بخش عمده آذربایجان را در پهنه البرز قرار می‌دهد. سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک ناحیه آذربایجان اکثراً در بخش خاوری آن متمرکز شده‌اند. ماگماتیسم میوسن پایانی-کواترنری پهنه البرز غربی-آذربایجان در بخش ایرانی آن مربوط به نواحی آتشفشانی سهند و سبلان است. منطقه آتشفشانی سهند در جنوب تبریز، جنوب باختری بستان‌آباد، شمال مراغه و شمال خاوری دریاچه ارومیه واقع است و وسعتی بیش از ۵۰۰۰ کیلومتر را در برمی‌گیرد. آتشفشان‌های منطقه سهند از دیدگاه پترولوژی به دو دسته قابل تقسیم‌اند: ۱) آتشفشان اصلی کوه سهند و دیگر گنبدهای دهانه های آتشفشانی پیرامون سهند مانند گنبد آتشفشانی جنوب روستای علی‌جان، خاتون‌آباد، پخی قلوداغی و قزل‌داغی. ۲) آتشفشان سارای (شبه‌جزیره اسلامی) با سن پلیو- کواترنری متشکل از سنگ‌های فوئیددار شوشونیتی (Gaderi et al., 2019; Ghalamghash et al., 2019).

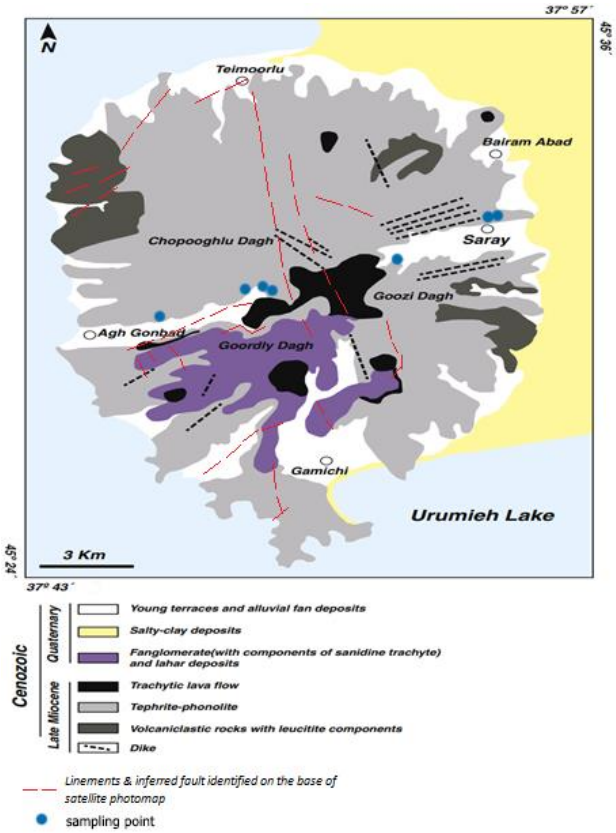
شبه‌جزیره اسلامی بزرگترین جزیره دریاچه ارومیه است و در موقعیت جغرافیایی ″۴۰ ′۲۴ °۴۵ طول شرقی و ″۳۹ ′۴۸ °۳۷ عرض شمالی قرار دارد. مساحت این جزیره حدود ۳۶۰ کیلومترمربع است.

این محدوده در شرق دریاچه ارومیه، در فاصله ۱۰۵ کیلومتری جنوب غرب تبریز و ۵۰ کیلومتری شمال شرقی ارومیه واقع شده است (شکل ۲-a). ارتفاعات شبه‌جزیره اسلامی (آتشفشان سارای) بصورت یک استراتوولکان با ساختار بالازدگی متقارن مشاهده می‌شود که با یک دشت پهناور از آتشفشان سهند جدا می‌شود (Moein Vaziri, 1999). دو گسل اصلی در منطقه موردمطالعه شامل گسل سارای- آق‌گنبد با روند ENE-WSW و گسل تیمورلو- گمیچی با راستای SSE-NNW وجود دارند که محل تلاقی آنها تقریباً بر بخش مرکزی شبه‌جزیره منطبق است (Hajalilou, 2009; Janglou and Aizadeh, 2015). از نظر چینه‌شناسی، قدیمی‌ترین واحد سنگ‌شناسی، یک مجموعه دگرگونی و ماگمایی متشکل از گنیس های گرانیتی کادومین و گرانیت‌های تیپ A قوشچی است که اکثراً توسط نهشته‌های نمکی- رسی دریاچه ارومیه پوشانده شده‌اند (Hassanzadeh et al., 2008). واحدهای آتشفشانی بازانیت، لوسیت- تفریت به همراه سنگ‌های پیروکلاستی به عنوان واحد پایینی آتشفشانی و فنولیت، تراکیت و بازانیت حاوی آنالسیم به عنوان بخش بالایی واحد آتشفشانی (با سن میوسن پایانی) معرفی شده‌اند (Moein Vaziri, 1999) (شکل ۱).

وقوع فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری در شبه- جزیره اسلامی به تشکیل دهانه ریزشی و ظهور سکانسی از نهشته‌های پیروکلاستی منجر شده است. دایک‌ها و سیل‌های متعدد، گدازه‌های تفریتی- فنولیتی و نهشته‌های لاهار نیز به فراوانی در منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۲-b). روند دایک‌ها به حضور فاز کششی مرتبط با بالازدگی متقارن بخش مرکزی شبه‌جزیره اشاره دارد.

مواد و روش‌ها

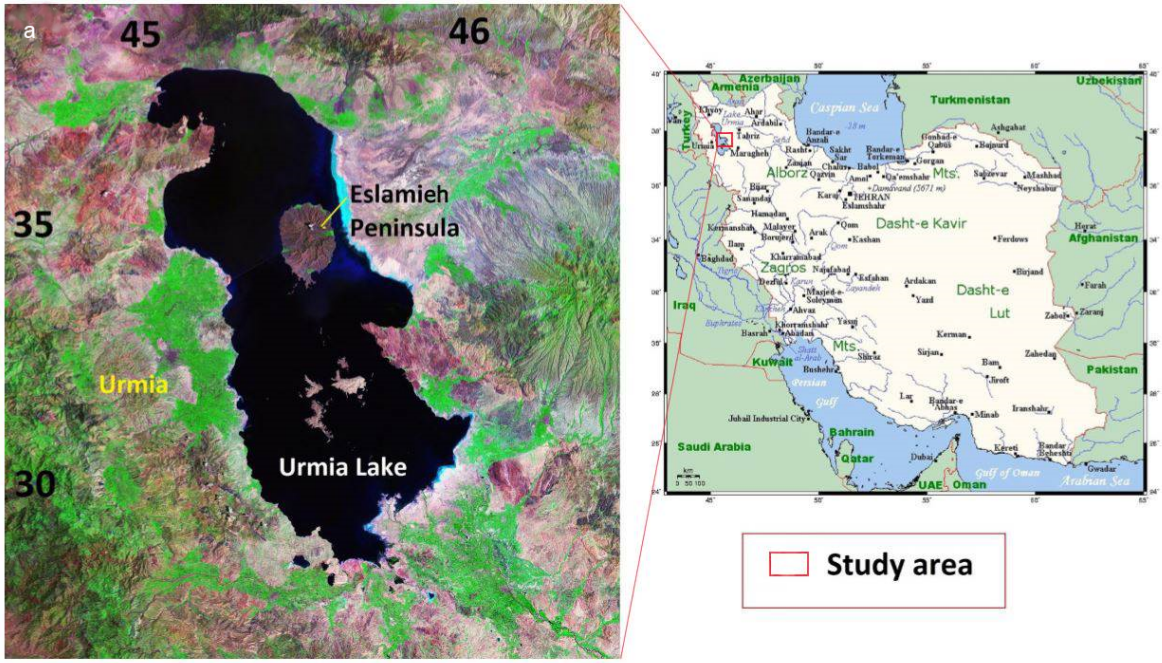
برای دستیابی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی‌های نخستین و شناخت کلی از منطقه، بازدید صحرایی ده‌روزه در تیر و مردادماه سال ۱۳۹۶، انجام شد. در این راستا، تعداد ۴۵ نمونه سنگی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری برداشت گردید. تلاش شد نمونه‌ها به گونه‌ای برداشت شوند که کمترین هوازدگی و دگرسانی را داشته باشند. در این پژوهش پس از انجام مطالعات صحرایی، تعداد ۷ نمونه زینولیت و سنگ میزبان برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی انتخاب شد.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی شبه‌جزیره اسلامی (آتشفشان سارای) (Moein Vaziri, 1999).

Fig.1. Geological map of Eslamieh Peninsula (Saray volcano) (modified from Moein Vaziri, 1999)

فرآیندهای آماده‌سازی و تهیه پودر از نمونه‌ها در دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، تهیه مقاطع نازک در دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی و بررسی‌های میکروسکوپی در دانشکده علوم‌پایه دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) قزوین صورت گرفت. میزان عناصر کمیاب در مرکز IGGCAS دانشگاه علوم پکن به روش تجزیه ۳۵ عنصری انحلال ۴ اسیدی بر پایه کاربرد روش ICP-MS به دست آمده که در جدول ۲ ارائه شده‌اند. برای آنالیز شیمی کانی کلینوپیروکسن از الکترون پروب مدل JXA- 82230 آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه تکنولوژی ووهان چین (WTU) با ولتاژ ۳۰ کیلووات و جریان 10^{-12} ~ 10^{-5} نانوآمپر استفاده شد.



شکل ۲-a) تصویر موقعیت جغرافیایی دریاچه ارومیه، شمال غرب ایران و شبه‌جزیره اسلامی (Alizadeh, 2021). b) تناوب گدازه و نهشته‌های پیروکلاستیک مربوط به روستای سارای.

Fig.2. a) Geographical location of the Lake Urmia, northwestern Iran (Alizadeh, 2021). b) Interbedded lava and pyroclastic deposits in Saray village.

مشخصات صحرایی و سنگ‌نگاری

از ویژگی‌های منحصر به فرد سنگ‌های ماگمایی شبه‌جزیره اسلامی حضور زینولیت‌های اولترامافیک-مافیک در این سنگ‌هاست (Moein Vaziri, 1999; Khezerlou et al., 2017)(شکل ۳ – a، b وc). سنگ-های آتشفشانی شبه‌جزیره اسلامی در نمونه دستی دارای رنگ تیره تا خاکستری بوده و ظاهری نهان بلورین دارند. این سنگ‌ها دارای قطعات زینولیت با ابعاد چند میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر هستند (شکل۳-a و d). در نمونه‌های دستی، شکل چندضلعی و زاویه-

دار، مرز تیز (sharp) با سنگ میزبان و تفاوت رنگ و ساخت، باعث تمایز زینولیت‌ها از سنگ میزبان می‌شود (شکل ۳- d).

شکل۳- زینولیت‌های مختلف در سنگ‌های آتشفشانی بخش مرکزی شبه‌جزیره اسلامی، حدفاصل روستای سارای-آق گنبد. a، b) تصاویر مربوط به زینولیت نوع I در اندازه‌های مختلف. c) تصویر نمونه زینولیت نوع II. d) تصویر مربوط به حضور زینولیت نوع I و II در یک سنگ میزبان.

Fig. 3. Different xenoliths in volcanic rocks of central part of Eslamieh Peninsula (Saray- Agh Gonbad villages). a, b) Pictures of I xenolith type in different sizes. c) Picture of II xenolith type. d) Pictures of I and II xenolith types in same host rock.

بر اساس مطالعات صحرایی و روابط بافتی دو نوع زینولیت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه قابل شناسایی است که در ادامه پس از تشریح اختصاصات میکروسکپی سنگ میزبان، به بررسی مشخصات پتروگرافی آنها می‌پردازیم.

سنگ میزبان

با این که تنوع سنگ‌های آتشفشانی در منطقه نسبتاً زیاد است، این پژوهش به طور خاص بر روی سنگ‌های حاوی زینولیت متمرکز شده است. سنگ-های زینولیت‌دار عموماً ترکیب فنولیتی دارند و به صورت گدازه در سراسر شبه‌جزیره قابل مشاهده هستند (شکل ۱). در حالت کلی از نظر سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی، استراتوولکان سارای از تناوب گدازه-های فنولیتی و پیروکلاست‌های وابسته تشکیل شده است. از آنجا که شبه‌جزیره اسلامی توسط دریاچه ارومیه و رسوبات دریاچه‌ای احاطه شده است، امکان

مشاهده مرز یا محل تماس اولین فوران با پی‌سنگ وجود ندارد.

در مقاطع میکروسکوپی، بافت عمومی سنگ میزبان از نوع میکروگرانولار پورفیری است. کلینوپیروکسن‌های خودشکل تا نیمه خودشکل که از فنوکریست‌های اصلی سنگ میزبان محسوب می‌شوند، معمولاً منطقه‌بندی نشان می‌دهند و گاهی علاوه بر نمایش بافت غربالی از حاشیه نیز دچار خوردگی شده‌اند. لوسیت به صورت خودشکل و هشت‌وجهی مشاهده می‌شوند. این کانی، دارای ماکل مشخص پیچیده هستند و در بیشتر موارد به آنالسیم تبدیل شده‌اند. فلوگوپیت و آپاتیت نیز در این سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۴-a). قادری و همکاران (Ghaderi et al., 2019) این سنگ‌ها را لوسیتیت (Leucitite) نامیده‌اند.

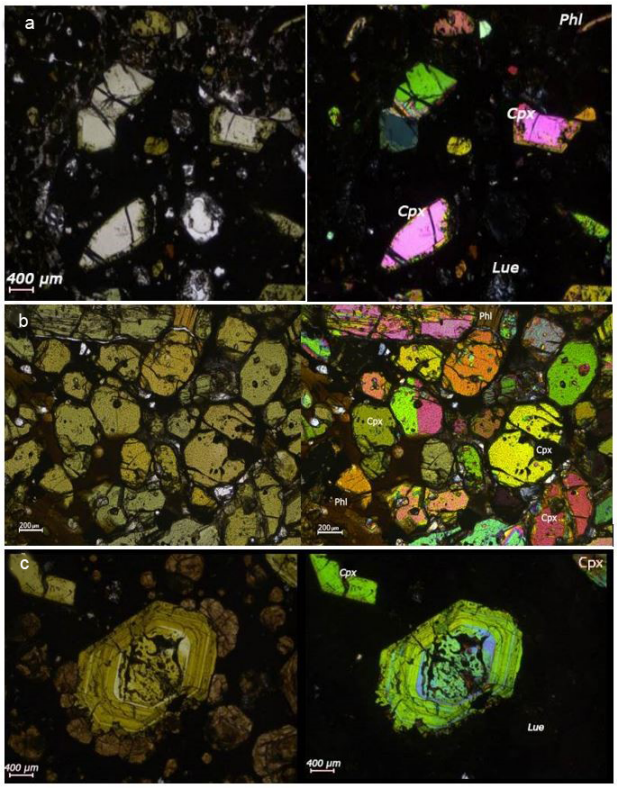
زینولیت‌های نوع I

این نوع از زینولیت‌ها، به صورت قطعات اولترامافیک در سنگ میزبان حضور دارند (شکل ۳-a، b و c). این نوع زینولیت‌ها، در نمونه دستی به اشکال زاویه‌دار و درشت‌بلور دیده می‌شوند. مرز این قطعات با سنگ میزبان ناگهانی است. بافت سنگ از نوع گرانولار است. کانی اصلی تشکیل دهنده آنها کلینوپیروکسن‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌داری هستند که با فراوانی حدود ۹۰ درصد، با خاموشی موجی و بدون منطقه‌بندی در سنگ حضور دارند. فلوگوپیت با بافت پوئی‌کلیتیک، نسبت به کلینوپیروکسن، تأخر تبلور نشان می‌دهد. بلورهای فلوگوپیت، گاهی حالت کینگ‌باند دارند و حاوی ادخال‌های آپاتیت و کانی‌های اپک هستند. اولیوین به مقدار بسیار اندک مشاهده می‌شود. کانی‌های اپک و آپاتیت نیز به صورت فرعی حضور دارند (شکل ۴-b). اندازه بلورها از مرکز به حاشیه زینولیت، تغییر آشکاری نشان نمی‌دهد. به نظر می‌رسد در حین تبلور این بلورها تغییرات دمایی معناداری در ماگما رخ نداده باشد چراکه کاهش و یا افزایش سرعت تبلور ماگما و تغییر در نرخ هسته‌سازی کانی‌ها مشاهده نمی‌شود. بر اساس مشخصات پتروگرافی، می‌توان زینولیت نوع I را کلینوپیروکسنیت فلوگوپیت‌دار نامید. در این نوع زینولیت، شواهدی دال بر ذوب یا انحلال در مرز بین زینولیت و ماگمای میزبان، تشکیل زینوکریست و یا تجمع ریزبلورها در مرز تماس زینولیت با سنگ میزبان مشاهده نمی‌شود. از اینرو به نظر می‌رسد نرخ صعود ماگما بیش از سرعت انحلال کانی‌ها، ذوب زینولیت و یا تبلور مجدد ریزبلورها در حاشیه فنوکریست‌ها بوده باشد.

زینولیت‌های نوع II

در نمونه دستی به رنگ خاکستری و حاوی درشت بلورهای سفید تا کرم رنگ آنالسیم هستند (شکل ۳-c). در مقطع میکروسکوپی، این زینولیت‌ها اغلب بافت میکروگرانولارپورفیری دارند. کانی لوسیت، فنوکریست اصلی است و تا ۶۰٪ سنگ را به خود اختصاص داده است. اندازه لوسیت‌ها به حدود ۲ میلی‌متر نیز می‌رسد و در بسیاری حالات به آنالسیم تبدیل شده‌اند. دو کانی کلینوپیروکسن و فلوگوپیت نیز گاهی تا ۲۰٪ سنگ را تشکیل می‌دهند. پیروکسن‌ها دارای منطقه‌بندی هستند. بخش مرکزی

آنها گاهی مضرس بوده و توسط کانی‌های اطراف مانند لوسیت‌های آنالسیمی احاطه شده‌اند که بافت کرونا یا حاشیه‌ای را تداعی می‌کنند. نتایج شیمی کانی نشان می‌دهد که از بخش هسته به حاشیه کانی مذکور، اکسید پتاسیم تغییرات چندانی نداشته است درحالیکه اکسید سدیم اندکی افزایش یافته است. از اینرو به نظر نمی‌رسد واکنش کلینوپیروکسن با مایع خمیره، منجر به تشکیل کانی لوسیت در اطراف پیروکسن شده باشد (شکل۴- c). قادری و همکاران (Ghaderi et al., 2020) با بررسی شیمی میکاهای موجود در واحدهای مختلف سنگی آتشفشان سارای نشان دادند که این کانی‌ها از ماگمای اولیه تشکیل شده‌اند و تفاوت ترکیب چندانی بین مرکز و حاشیه بلورها وجود ندارد.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی سنگ میزبان و زینولیت‌های مورد مطالعه در دو نور XPL و PPL. a) کانی‌های کلینوپیروکسن، لوسیت، فلوگوپیت و آپاتیت در سنگ میزبان. b) کانی‌های فلوگوپیت و کلینوپیروکسن در زینولیت نوع I. c) کانی کلینوپیروکسن احاطه شده توسط لوسیت‌های آنالسیمی شده در زینولیت نوع II.

Fig.4. Photomicrographs of studied xenoliths and their host rock in XPL and PPL. a) Clinopyroxene, leucite and phlogopite minerals in host rock. b) Phlogopite and clinopyroxene minerals in type I xenolith. c) Clinopyroxene surrounded by analcimized leucite in type II xenoliths.

نتایج و بحث

شیمی کانی

پس از مطالعات سنگ‌نگاری دقیق و مشخص کردن روابط بافتی میان کانی‌ها، ۷ نمونه برای تجزیه نقطه‌ای به آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه تکنولوژی

ووهان چین (WTU) ارسال و توسط دستگاه الکترون مایکروپروب مدل JXA- 82230 با ولتاژ ۳۰ کیلووات و جریان 10^{-12} ~ 10^{-5} نانوآمپر تجزیه شد. داده‌های مایکروپروب پیروکسن‌هایِ سنگ‌های آتشفشانی میزبان و زینولیت‌های مرتبط در جدول ۱ آورده شده‌اند.

جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی (wt. %) الکترون مایکروپروب کانی پیروکسن در سنگ میزبان و زینولیت‌های شبه‌جزیره اسلامی.

Table 1. Results of electron microprobe analysis of major elements (wt.%) of pyroxene from host rock and xenoliths in Eslamieh Peninsula

Sample	14xcpx-7	14xcpx-7	15xcpx-1	15xcpx-1	15xcpx-1	15xcpx-1	15xcpx-1	15xcpx-1
Type	Xenolith I	Xenolith I	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II
Part	rim	core	rim	rim	rim	mantle	Mantle	mantle
SiO_2	51.12	52.02	49.41	49.9	49.13	51.64	52.19	50.85
TiO_2	0.68	0.46	1.14	0.83	1.17	0.47	0.44	0.63
Al_2O_3	2.91	2.12	3.76	4.18	3.74	2.82	2.33	2.67
Cr_2O_3	0.008	0.085	0.038	0.209	0.029	0.324	0.274	0.08
FeO	5.43	4.95	6.95	6.5	6.76	4.78	4.59	5.64
MnO	0.12	0.12	0.14	0.11	0.12	0.1	0.1	0.11
MgO	15.2	15.51	14.49	14.66	14.77	16.04	16.29	15.33
CaO	23.74	23.78	22.78	22.58	23.05	23.01	23.11	22.95
Na_2O	0.33	0.38	0.46	0.47	0.46	0.35	0.37	0.34
K_2O	0	0.003	0.002	0.001	0.001	0	0	0.003
Total	99.538	99.428	99.17	99.44	99.23	99.534	99.694	98.603
Si	1.89	1.92	1.84	1.85	1.83	1.9	1.91	0.27
Ti	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0
Al	0.13	0.09	0.16	0.18	0.15	0.12	0.1	0.02
Fe^{+3}	0.09	0.07	0.13	0.11	0.16	0.07	0.07	0.02
Cr^{+3}	0.0002	0.0025	0.0012	0.0061	0.0009	0.0093	0.0078	0.0003
Fe^{+2}	0.08	0.08	0.09	0.09	0.05	0.07	0.07	0
Mn	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0
Mg	0.84	0.85	0.8	0.81	0.82	0.88	0.89	0.12
Ca	0.938	0.939	0.908	0.895	0.919	0.906	0.907	0.129
Na	0.023	0.027	0.033	0.034	0.033	0.025	0.026	0.003
K	0	0.0001	0	0	0	0	0	0
mol Wo	50.61	50.16	50.47	49.77	51.32	48.77	48.55	51.83
mol En	45.09	45.53	44.66	44.96	45.75	47.3	47.62	48.17
mol Fs	4.3	4.31	4.87	5.27	2.93	3.93	3.83	0
mol Dio	97.57	97.19	96.48	96.35	96.5	97.33	97.16	97.37
Al^{IV} (tet)	0.096	0.07	0.131	0.131	0.144	0.09	0.076	1.732
Al^{VI} (oct)	0.031	0.022	0.034	0.051	0.019	0.031	0.024	-1.71
Al^{VI}+2Ti+Cr	0.1	0.07	0.13	0.13	0.14	0.09	0.08	1.73
Na+ Al^{IV}	0.03	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	-1.71
J=2Na	0.1	0.07	0.13	0.13	0.14	0.09	0.08	1.73
Q=Ca+Mg+Fe	0.03	0.02	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	-1.71

ادامه جدول ۱

Sample	15-1xcpx-1	15-1xcpx	15-1Hcpx-5	15-1Hcpx-5	15-1Hcpx-5	27-1-xcpx-1	27-1-xcpx-1	27-1-xcpx-1
Type	Xenolith II	Xenolith II	Host	Host	Host	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith II
Part	core	core	core	rim	rim	rim	rim	rim
SiO_2	50.71	50.97	50.36	50.56	49.8	52.96	52.55	53.71
TiO_2	0.81	0.72	1.13	0.98	1.24	0.45	0.7	0.33
Al_2O_3	2.47	2.51	2.85	3.29	4.25	1.31	1.54	0.95
Cr_2O_3	0.031	0.012	0.027	0.026	0.04	0.227	0.211	0.543
FeO	5.85	5.77	5.42	5.71	6.4	3.89	4.41	2.6
MnO	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12	0.08	0.09	0.06
MgO	15.28	15.34	14.6	15.18	14.36	16.42	16.04	17.35

CaO	23.02	22.85	23.75	23.44	23.46	24.1	24.05	24.18
Na_2O	0.4	0.39	0.47	0.36	0.42	0.18	0.21	0.14
K_2O	0.007	0	0	0.008	0.002	0.005	0	0
Total	98.708	98.682	98.717	99.674	100.092	99.622	99.801	99.863
Si	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	1.94	1.93	1.96
Ti	0	0	0	0	0	0.01	0.02	0.01
Al	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.07	0.04
Fe^{+3}	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02
Cr^{+3}	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0002	0.0067	0.0061	0.0156
Fe^{+2}	0	0	0	0	0	0.08	0.09	0.06
Mn	0.001	0.001	0	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002
Mg	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.9	0.88	0.94
Ca	0.129	0.129	0.133	0.131	0.131	0.948	0.947	0.944
Na	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.013	0.015	0.01
K	0	0	0	0.0001	0	0.0005	0	0
mol Wo	51.98	51.7	53.9	52.61	54	49.18	49.36	48.56
mol En	48.02	48.3	46.1	47.39	46	46.62	45.79	48.48
mol Fs	0	0	0	0	0	4.2	4.85	2.97
mol Dio	96.94	96.94	96.51	97.32	96.89	98.67	98.48	98.96
Al^{IV} (tet)	1.971	1.971	1.972	1.971	1.967	0.044	0.05	0.034
Al^{VI} (oct)	-1.95	-1.95	-1.95	-1.95	-1.94	0.012	0.016	0.006
Al^{VI}+2Ti+Cr	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	0.04	0.05	0.03
Na+ Al^{IV}	-1.95	-1.95	-1.95	-1.95	-1.94	0.01	0.02	0.01
J=2Na	1.97	1.97	1.97	1.97	1.97	0.04	0.05	0.03
Q=Ca+Mg+Fe	-1.95	-1.95	-1.95	-1.95	-1.94	0.01	0.02	0.01

ادامه جدول ۱

Sample	27-1xcpx-1	27-1xcpx-1	27-1xcpx-1	27-1xcpx-1	27-1xcpx-1	27-1xcpx-1	27-1xcpx-1	27-1xcpx-3
Type	Xenolith II	Xenolith II	Host	Host	Host	Xenolith II	Xenolith II	Xenolith I
Part	rim	mantle	mantle	mantle	core	core	core	core
SiO_2	52.85	53.51	54.34	53.95	53.97	54.17	53.46	50.02
TiO_2	0.54	0.28	0.23	0.26	0.24	0.19	0.37	0.77
Al_2O_3	1.39	0.91	1.12	0.92	0.88	0.76	1.22	3.72
Cr_2O_3	0.29	0.258	0.121	0.034	0.113	0.063	0.059	0.018
FeO	4	2.94	3.02	3.02	2.97	2.72	3.94	7.2
MnO	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.09	0.17
MgO	16.59	17.22	17.67	17.34	17.45	17.73	16.6	13.69
CaO	24.12	24.31	23.65	23.9	23.91	23.85	23.89	23.33
Na_2O	0.15	0.11	0.2	0.24	0.2	0.18	0.23	0.36
K_2O	0.008	0	0	0.003	0.004	0	0	0
Total	100.018	99.598	100.421	99.737	99.797	99.723	99.859	99.278
Si	1.93	1.96	1.97	1.97	1.97	1.97	1.95	1.87
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Al	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.16
Fe^{+3}	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.09
Cr^{+3}	0.0084	0.0075	0.0035	0.001	0.0033	0.0018	0.0017	0.0005
Fe^{+2}	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.09	0.14
Mn	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.005
Mg	0.9	0.94	0.95	0.94	0.95	0.96	0.9	0.76
Ca	0.945	0.952	0.917	0.933	0.933	0.93	0.936	0.932
Na	0.011	0.008	0.014	0.017	0.014	0.012	0.016	0.026
K	0.0004	0	0	0.0001	0.0002	0	0	0
mol Wo	49.15	48.94	47.23	48.18	48.06	47.68	48.5	50.93
mol En	47.04	48.23	49.08	48.64	48.81	49.32	46.89	41.58
mol Fs	3.8	2.82	3.69	3.18	3.13	3	4.6	7.49
mol Dio	98.89	99.17	98.47	98.22	98.48	98.69	98.28	97.3
Al^{IV} (tet)	0.053	0.037	0.028	0.027	0.028	0.023	0.035	0.113
Al^{VI} (oct)	0.006	0.002	0.019	0.012	0.009	0.009	0.017	0.05
Al^{VI}+2Ti+Cr	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.11
Na+ Al^{IV}	0.01	0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05

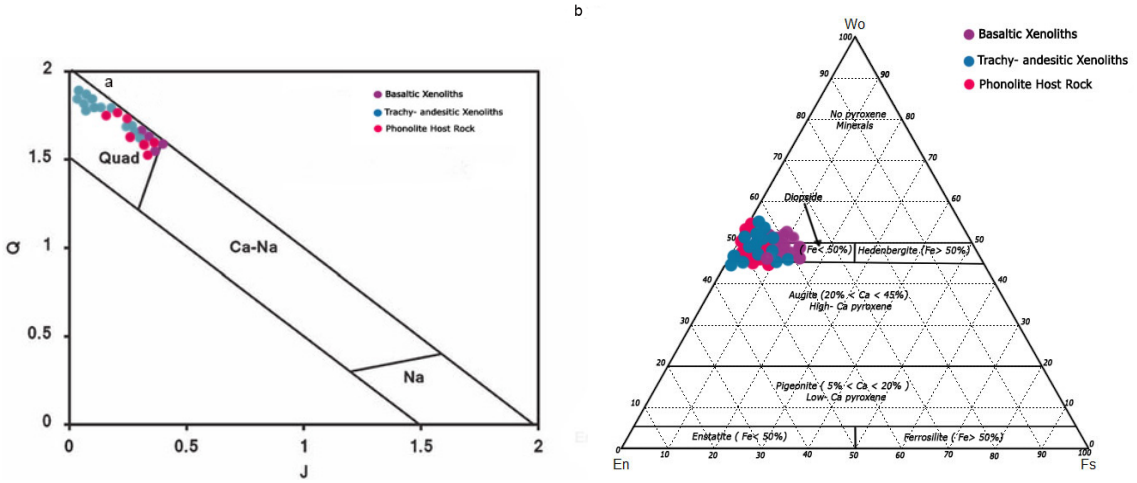
J=2Na	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.11
Q=Ca+Mg+Fe	0.01	0	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05

ادامه جدول ۱

Sample	21-xcpx-4	21-Hcpx-5	21-Hcpx-5	21-Hcpx-5	20-1-xcpx-5	20-1-xcpx-5	20-1-xcpx-5	20-1-xcpx-5
Type	Xenolith I	Host	Host	Host	Xenolith I	Xenolith I	Xenolith I	Xenolith I
Part	core	core	mantle	rim	core	rim	rim	rim
SiO_2	49.98	50.74	51.44	50.18	49.61	50.98	51.43	51.14
TiO_2	0.87	0.57	0.51	0.67	0.78	0.66	0.61	0.56
Al_2O_3	3.94	3.16	2.86	3.61	3.39	1.91	1.86	2.15
Cr_2O_3	0.03	0.247	0.084	0.061	0.017	0.041	0.008	0.013
FeO	7.07	5.92	5.59	6.73	9.66	7.64	7.46	7.94
MnO	0.16	0.12	0.13	0.16	0.24	0.18	0.2	0.22
MgO	13.9	14.67	15.11	14.13	11.98	13.78	13.57	13.64
CaO	23.37	23.38	23.51	23.25	22.97	23.8	23.68	23.46
Na_2O	0.48	0.38	0.3	0.36	0.59	0.28	0.35	0.56
K_2O	0.007	0.002	0	0	0	0	0	0
Total	99.807	99.189	99.534	99.151	99.237	99.271	99.168	99.683
Si	1.85	1.88	1.9	1.87	1.87	1.91	1.93	1.9
Ti	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	0.17	0.14	0.12	0.16	0.15	0.08	0.08	0.09
Fe^{+3}	0.11	0.08	0.07	0.09	0.11	0.08	0.06	0.11
Cr^{+3}	0.0009	0.0072	0.0025	0.0018	0.0005	0.0012	0.0002	0.0004
Fe^{+2}	0.11	0.1	0.1	0.12	0.2	0.16	0.18	0.14
Mn	0.005	0.004	0.004	0.005	0.008	0.006	0.006	0.007
Mg	0.77	0.81	0.83	0.78	0.67	0.77	0.76	0.76
Ca	0.927	0.93	0.93	0.928	0.928	0.954	0.95	0.936
Na	0.034	0.027	0.021	0.026	0.043	0.02	0.025	0.041
K	0.0003	0.0001	0	0	0	0	0	0
mol Wo	51.5	50.51	49.83	50.67	51.58	50.76	50.36	51.1
mol En	42.6	44.1	44.56	42.85	37.42	40.89	40.17	41.32
mol Fs	5.9	5.38	5.61	6.48	11	8.35	9.47	7.58
mol Dio	96.43	97.17	97.76	97.31	95.56	97.91	97.41	95.85
AlIV (tet)	0.125	0.101	0.087	0.113	0.107	0.074	0.056	0.081
AlVI (oct)	0.046	0.036	0.037	0.045	0.043	0.011	0.026	0.013
AlVI+2Ti+Cr	0.13	0.1	0.09	0.11	0.11	0.07	0.06	0.08
Na+ AlIV	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.01	0.03	0.01
J=2Na	0.13	0.1	0.09	0.11	0.11	0.07	0.06	0.08
Q=Ca+Mg+Fe	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.01	0.03	0.01

مقادیر هر عنصر در فرمول ساختمانی کانی پیروکسن از روی نتایج تجزیه شیمیایی کانی، بر پایه ۴ کاتیون و ۶ اتم اکسیژن، به روش دروپ Droop, (1987) به دست آمده است. با نرم افزار AX اکتیویته اعضای نهایی پیروکسن‌ها، محاسبه و سپس با استفاده از نرم افزارهای رایانه‌ای مانند Gcdkit، THERMOCALC و Mincalculation نمودارهای لازم ترسیم و تفسیر شدند. بر اساس داده‌های مایکروپروب (جدول ۱)، فنوکریست و ریزبلورهای پیروکسن‌ها نمونه‌های مختلف (سنگ میزبان و زینولیت‌ها)، همگی از نوع کلینوپیروکسن هستند و در نمودار $Q= Ca- Mg+ Fe^{2+}$ در برابر $J= 2Na$ (Morimoto et al., 1988) در محدوده پیروکسن‌های Ca- Mg- Fe (Quad) قرار می‌گیرند (شکل ۵-a). در این نمودار، پیروکسن‌ها به دلیل کمبود سدیم، همگی به محور Y نزدیک شده‌اند. اکثر کلینوپیروکسن‌های

سنگ میزبان و زینولیت‌ها بر روی نمودار Wo- En- Fs (Morimoto et al., 1988)، ترکیب مشابه داشته و در قلمرو دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۵-b).



شکل ۵- a) جایگاه پیروکسن در نمودار Q در برابر J (Morimoto et al., 1988). b) جایگاه پیروکسن سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار سه تایی Wo- En- Fs (Morimoto et al., 1988).

Fig. 5. a) Pyroxenes of studied samples in Q - J digram (Morimoto et al., 1988). b) Chemical composition of pyroxene in Wo- En- Fs diagram (Morimoto et al., 1988).

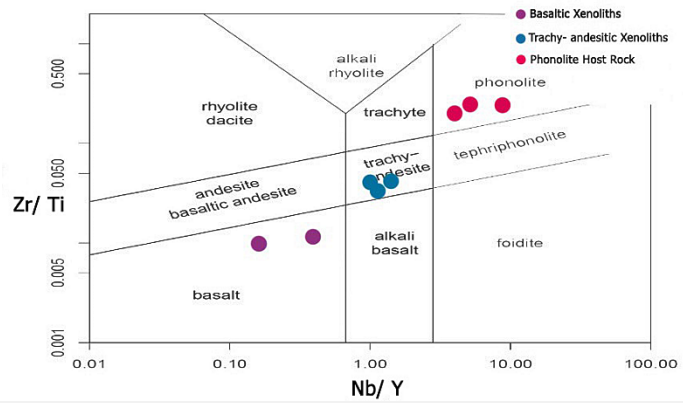
شیمی سنگ کل

بر اساس نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی سنگ‌کل (جدول ۲)، زینولیت‌های نوع I در محدوده بازالت، زینولیت‌های نوع II در محدوده تراکی‌آندزیت و سنگ‌های میزبان زنولیت‌ها در محدوده فنولیت قرار می‌گیرند (شکل ۶). نمونه‌های سنگ میزبان فنولیتی و هر دو نوع زینولیت موجود در آنها، همگی غنی‌شدگی LREE و روند کمابیش مسطح HREE، همراه با بی‌هنجاری منفی Eu، Ta، Nb و Ti و بی‌هنجاری مثبت Th، Ba، Pb، Rb و K نشان می‌دهند (شکل ۱۰-a و b).

جدول۲- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی سنگ کل مربوط به نمونه‌های سنگ میزبان و زینولیت‌های شبه‌جزیره اسلامی.

Table 2. Whole rock trace element analysis (ppm) of host rock and xenoliths of Eslamieh Peninsula.

Sample name	015-(X)	20-1(X)	014(X)	27-1(X)	024-1(H)	026(H)
Type	Xenolith II	Xenolith I	Xenolith I	Xenolith II	Host	Host
Li	7.24	1.92	1.06	40	24.1	15.1
Be	5.18	1.44	1.01	4.11	24	29.2
Sc	19.1	34.2	24.9	12.5	9.92	7.61
Ti	7253.94	10731.04	4394.33	6534.54	4094.58	3489.08
V	198	366	95	179	113	121
Cr	461	196	628	620	23.9	6.27
Co	117	68.8	57.9	62	59.8	22.3
Ni	93	71.7	115	91.3	13.9	2.75
Pb	33.5	3.59	6.22	10.6	171	160
Bi	0.088	0.014	0.017	0.047	0.482	0.592
Th	17.8	3.41	1.41	7	32.5	12.5
U	4.15	0.492	0.371	9.74	13.8	17.5
Rb	89	45.1	62	229	108	195
Sr	624	34	188	674	550	328
Y	26.8	103	9.07	21.3	22.1	10
Zr	299	5.8	48.3	225	822	864
Nb	28.6	0.95	3.75	25.6	92.4	91
Cs	6.22	2647	1.29	11.2	12.7	18.8
Ba	1586	54	994	3488	2742	1500
La	59.1	119	7.98	48.9	39.6	13.2
Ce	125	15.4	19.4	96.5	88.4	28.9
Pr	15.2	67.9	2.91	11.7	10.7	3.38
Nd	62.5	15	14.3	49.5	42.1	13
Sm	12.7	3.4	3.63	10.2	8.73	2.71
Eu	2.66	0.52	0.839	2.28	1.93	0.634
Gd	9.8	12.6	3.13	8.1	6.57	2.15
Tb	1.28	1.63	0.405	1.03	0.951	0.359
Dy	6.38	8.16	2.08	4.92	5.14	2.21
Ho	1.06	1.34	0.335	0.797	0.91	0.435
Er	2.68	3.18	0.773	1.96	2.46	1.28
Tm	0.327	0.368	0.093	0.231	0.348	0.207
Yb	2	2.17	0.575	1.44	2.29	1.55
Lu	0.278	0.302	0.082	0.21	0.326	0.226
Hf	8.13	4.15	1.47	5.54	20.3	21.2
Ta	1.66	0.398	0.329	1.21	4.84	4.24

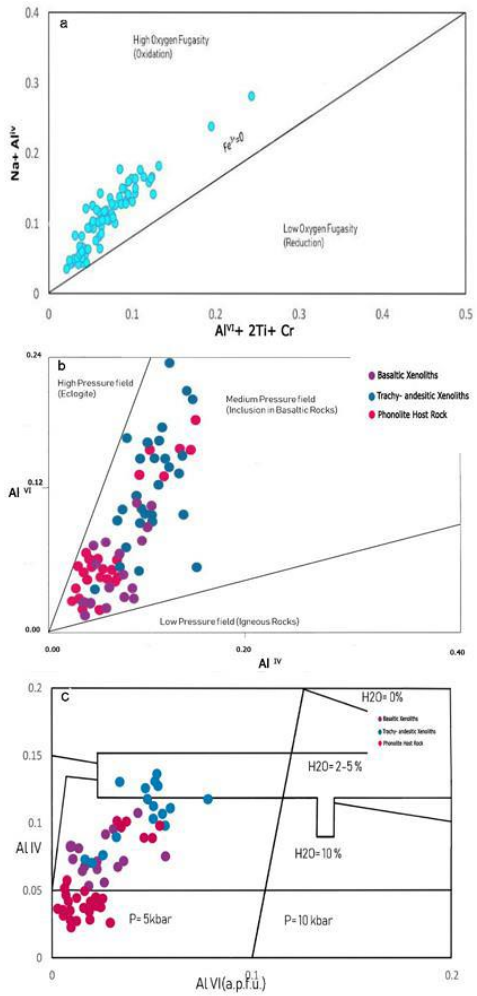


شکل ۶- رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y (Pearce, 1996).

Fig.6. Classificaation of studied samples using Zr/Ti-Nb/Y diagram (Pearce, 1996)

شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور کلینوپیروکسن

در کلینوپیروکسن یون آهن Fe^{III} می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Al، Cr و Ti در موقعیت اُکتاهدری شود. پس با افزایش مقدار Al^{IV} امکان ورود سایر عناصر سه ظرفیتی به جایگاه اکتاهدری فراهم می‌شود. بدین ترتیب فراوانی Fe^{III} تابع موازنه آلومینیوم در دو جایگاه تتراهدری و اکتاهدری است. مقدار آهن فریک پیروکسن‌ها تابعی از مقدار فشار اکسیژن موجود در محیط تشکیل ماگمای سازنده آنهاست. کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بر اساس تغییرات $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ در بالای خط معرف $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند (شکل ۷-a) که این امر نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور آنهاست (Schweitzer et al., 1979). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار ارزشمندی برای برآورد مقدار دما و فشار تبلور سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود، چرا که مقدار و نوع Al موجود در ساختار کلینوپیروکسن‌ها به فشار و دمای تشکیل کانی بستگی دارد. بر اساس نمودار تغییرات مقادیر Al^{VI} نسبت به Al^{IV} (Aoki and Shiba, 1973)، پیروکسن‌ها چه در سنگ میزبان و چه در زینولیت‌ها همگی در فشار متوسط تشکیل شده‌اند (شکل ۷-b). افزون براین، توزیع آلومینیم در جایگاه تتراهدری و اکتاهدریِ کلینوپیروکسن روش مناسبی برای ارزیابی درصد تقریبی آب ماگما نیز به شمار می‌رود چرا که با افزایش میزان آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها، مقدار Al^{IV} کاهش می‌یابد (Helz, 1973). بر این اساس مقدار آب ماگما در هنگام تبلور کلینوپیروکسن‌های سنگ میزبان فنولیتی و زینولیت‌ها، در گستره‌ی ۲ تا ۱۰٪ برآورد شده است (شکل ۷-c).



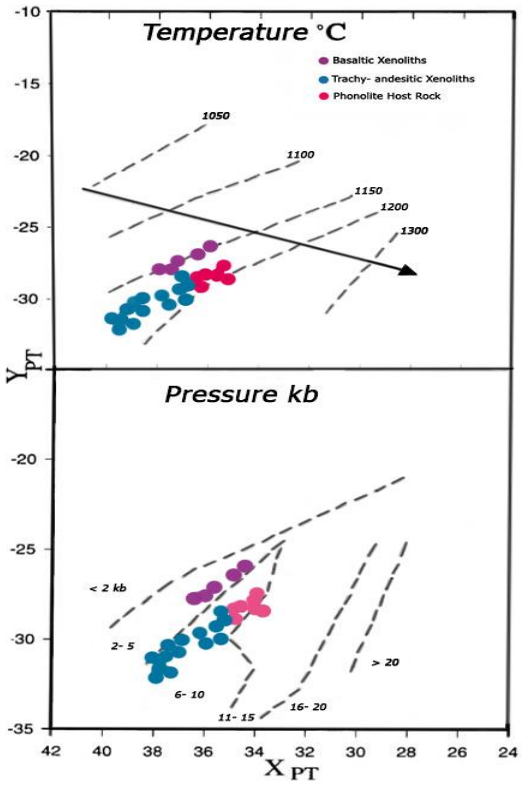
شکل۷- شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل سنگ میزبان و زینولیت‌ها در شبه‌جزیره اسلامی بر اساس شیمی کانی پیروکسن. a) نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن (Schweizer et al., 1979). b) تعیین محدوده فشار نمونه‌ها (Aoki and Shiba, 1973). c) برآورد درصد آب ماگما (Helz, 1973).

Fig.7. Physicochemical condition of host rock and xenolith formation in Saray Peninsula using clinopyroxene chemistry. a) Oxyege fugacity (Schweitzer et al., 1979). b) Pressure ranges (Aoki and Shiba, 1973). c) H_2O content in magma composition (Helz, 1973).

بر پایه محاسبات دمافشارسنجی کلینوپیروکسن سوئسو (Soessoo, 1997)، این کانی در سنگ‌های میزبان در محدوده دمایی۱۳۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و گستره فشار ۱۵ تا ۶ کیلوبار، در زینولیت‌های نوع I در دمای ۱۱۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۲ کیلو بار و در زینولیت‌های نوع II در دمای ۱۲۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار۱۰ تا ۶ کیلو بار تشکیل شده است (شکل ۸). بر اساس ارتباط عمق و فشار، برآورد می‌شود عمق تبلور این کانی‌ها کمتر از ۴۰ کیلومتر بوده باشد. شایان ذکر است که در مطالعات مشابه بر روی زینولیت‌های اولترامافیک کلینوپیروکسنیتی در سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب- مرند نیز عمق کمتر از ۴۰ کیلومتر، فشار ۲۰-۲ کیلوبار و دمای

۱۰۱۵-۱۴۰۰ درجه سانتی‌گراد گزارش شده است (Khezerlou et al., 2017).

دامنه گسترده ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر سرشت و خاستگاه ماگمای سازنده این کانی باشد. کلینوپیروکسن در بیشتر سنگ‌ها نسبت به عوامل دگرسان کننده مقاومت کرده و گزینه‌ی مناسبی برای انجام آنالیز میکروپروب است و به همین دلیل با استفاده از ترکیب شیمیایی این کانی می‌توان نوع ماگما و محیط ژئودینامیکی آن را تعیین کرد (Le Bas, 1962; Leterrier et al., 1982; Pearce, 1999). در نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 و TiO_2 نمونه‌های سنگ میزبان و زینولیت در محدودهٔ کالک-آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۹-a و b).



شکل ۸- تخمین درجه حرارت و فشار تشکیل بلورهای پیروکسن بر اساس X_{PT} و Y_{PT} (Le Bas, 1962).

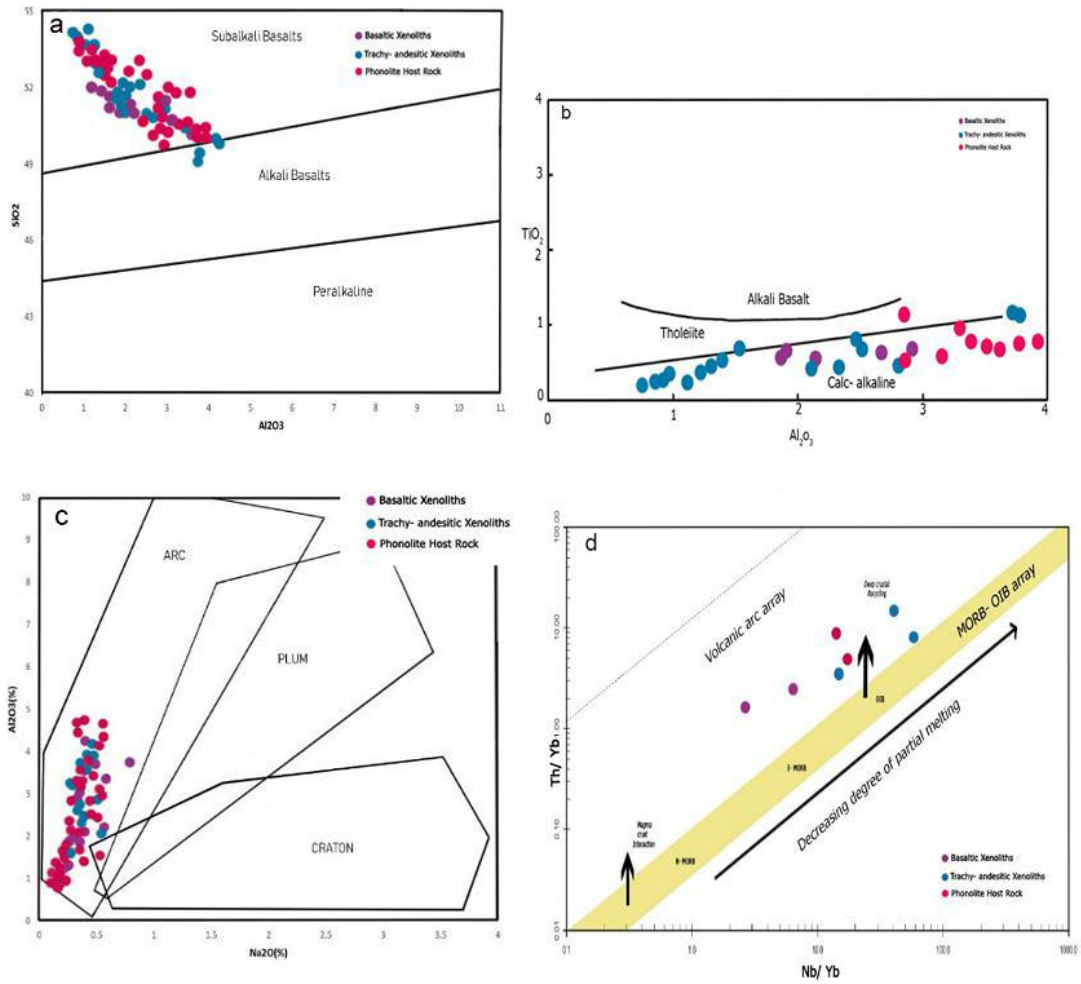
Fig.8. Estimation of temperature and pressure of clinopyroxene crystallization based on X_{PT} and Y_{PT} (Le Bas, 1962).

$X_{PT}=0.446*SiO_2+0.187*TiO_2-0.404*Al_2O_3+0.346*FeO\ (tot)-0.052*MnO+0.309*MgO+0.431*CaO-\ 0.446*Na_2O$

$Y_{PT}=-0.369*SiO_2+0.535*TiO_2-0.317*Al_2O_3+0.323*FeO\ (tot)+0.235*MnO-0.516*MgO-0.167*\ CaO-0.153*Na_2O$

بر اساس مقادیر Al_2O_3 و Na_2O پیروکسن‌ها، سنگ‌ها و زینولیت‌های شبه‌جزیره اسلامی در گسترهٔ کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۹-c). تأثیر اجزا فرورانش در منبع گوشته‌ای سنگ‌های آتشفشانی

سارای و زینولیت‌های موجود در آن را می‌توان با کمک نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb نیز شناسایی کرد. بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه، آرایه مربوط به محیط‌های کمانی را نشان می‌دهند (شکل ۹-d).



شکل ۹- a وb) موقعیت پیروکسن‌های موجود در زینولیت‌ها و سنگ میزبان آنها بر روی نمودارهای تفکیک سری‌های ماگمایی (Le Bas, 1962). c) ترکیب پیروکسن‌ها بر روی نمودار تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی (Le Bas, 1962). d) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb جهت تعیین محیط تکتونیکی (Pearce, 1996).

Fig.9. a,b) Classification diagram of magmatic series based on pyroxene chemistry (Le Bas, 1962). C) Tectomagmatic discrimination diagram of studied pyroxenes (Le Bas, 1962). d) Nb/Yb vs. Th/Yb tectonomagmatic diagram (Pearce , 1996).

بررسی تغییرات عنصری در پیروکسن‌ها

فراوانی اکسیدهای اصلی در کانی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که سنگ میزبان فنولیتی از اکسیدهای Al_2O_3 و TiO_2 نسبت به هر دو نوع زینولیت غنی‌تر

است. نبود پلاژیوکلاز و همچنین کانی‌های تیتانیوم-دار همچون ایلمنیت و تیتانومگنتیت در سنگ میزبان فنولیتی می‌تواند دلیل این امر باشد. پیروکسن‌ها در زینولیت‌های نوع I در مقایسه با زینولیت‌های نوع II حاوی Al_2O_3 بیشتری هستند که این مسئله می‌تواند به نبود پلاژیوکلاز در زینولیت‌های نوع I مربوط باشد. پیروکسن‌ها در زینولیت‌های نوع II با ترکیب معادل تراکی-آندزیت دارای Cr_2O_3، CaO و MgO بالاتری هستند. مقادیر اندک اولیوین، نبود پلاژیوکلاز و کانی-هایی مانند کرومیت در این سنگ‌ها از جمله دلایل این امر محسوب می‌شوند. پیروکسن‌ها در زینولیت-های نوع I نسبت به پیروکسن‌های سنگ میزبان فنولیتی یا زینولیت نوع II دارای Na_2O بیشتری هستند. کمبود Na_2O در پیروکسن‌های زینولیت‌های نوع II با تبلور کانی لوسیت در این سنگ‌ها مرتبط است.

در بررسی عناصر کمیاب و نادرخاکی با استفاده از الگوهای بهنجارشده نسبت به مقادیر گوشته اولیه و کندریت (Boynton, 1984; McDonouph et al., 1992) مشخص شد که عناصر ناسازگار سبک (Th, Cs, Pb) در برابر عناصر ناسازگار سنگین، ۱۰ تا ۱۰۰۰ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۰-a). الگوی تغییرات مربوط به نمونه سنگ میزبان فنولیتی و هر دو نوع زینولیت، به صورت موازی می‌باشد به گونه‌ای که الگوهای سنگ میزبان فنولیتی و زینولیت نوع II با ترکیب معادل تراکی‌آندزیتی مشابه است، اما زینولیت نوع I (پیروکسنیت) که از لحاظ ترکیب شیمیایی معادل بازالت است، اگرچه الگوی عنصری موازی با دیگر نمونه‌ها دارد اما حاوی عناصر نادر خاکی کمتری است. نمونه‌های سنگ میزبان فنولیتی و هر دو نوع زینولیت موجود در آنها، غنی‌شدگی LREE و روند کمابیش مسطح HREE، در کنار بی-هنجاری منفی Eu، Ta، Nb و Ti و بی‌هنجاری مثبت U، Th، Ba، Pb و K نشان می‌دهند (شکل ۱۰- a و b).

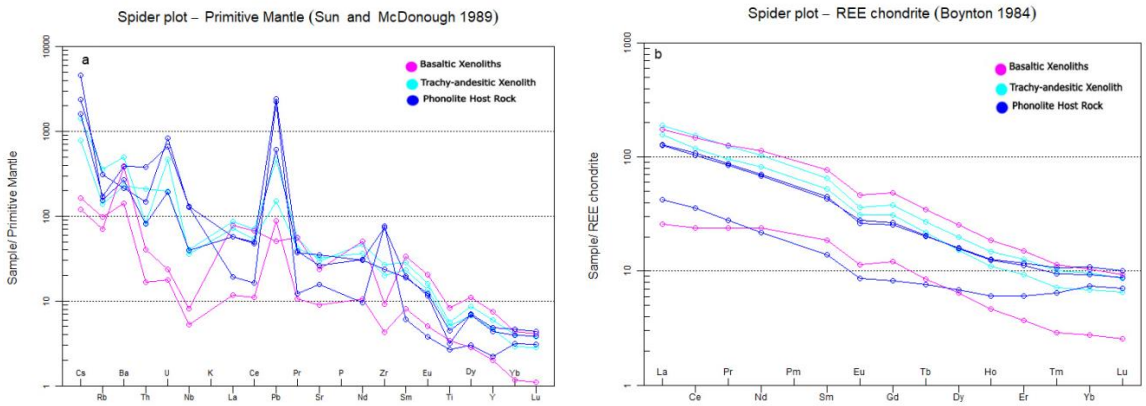
پتروژنز سنگ‌های فنولیتی و زینولیت‌ها

سنگ‌های آتشفشانی شبه‌جزیره اسلامی و زینولیت‌های نوع I و II در محدوده سری ماگمایی کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی جای گرفته و با غنی‌شدگی شدید عناصر ناسازگار نظیر Rb، Ba، Th، U و LREE و تهی‌شدگی عناصرNb، Ti و یا Zr مشخص می‌شوند. غنی‌شدگی عناصر ناسازگار در نمونه‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها و زینولیت‌های موجود در آنها از یک منبع گوشته‌ی لیتوسفری دگرسان مشتق شده‌اند.

آنومالی منفی Nb و Ti شاخصه سنگ‌های تشکیل شده در مناطق فرورانش است. تمامی نمونه‌ها از لحاظ محتوی Ti (۵۷۸۵- ۴۰۹۴ پی‌پی‌ام) در گروه سنگ-های کم تیتانیوم مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند (Roger, 1992). تاثیر اجزای فرورانش در منبع گوشته‌ای سنگ‌های آتشفشانی سارای و زینولیت‌های موجود در آن را می‌توان به کمک نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb نیز نمایش داد (شکل ۹-d). قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه در آرایه مربوط به کمان‌های آتشفشانی و نسبت Th/Yb، می‌تواند نشان‌دهنده

آلایش پوسته‌ای ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها در یک محیط پس از برخورد باشد (Pearce, 1996).

زینولیت‌ها و سنگ‌های میزبان آنها از عناصر LILE و LREE غنی شده‌اند که از این جهت هم مشابه با سنگ‌های تشکیل شده در یک محیط پس از برخورد هستند. الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در زینولیت‌ها و سنگ میزبان آنها به صورت موازی همراه با غنی شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE و آنومالی منفی عنصر Eu است که نشان‌دهنده منشأ یکسان آنهاست (Wilson, 1989).



شکل ۱۰- a) نمودارعنکبوتی عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه در نمونه‌های مورد مطالعه (McDonough et al., 1992). b) نمودار بهنجارشده مقادیر عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت (Boynton, 1984).

Fig.10. a) Primitive mantle-normalized spider diagrams (McDonough et al., 1989). b) Chondrite-normalized REE patterns (Boynton, 1984).

نسبت بالای Ba/Nb>28 یکی از اختصاصات شناخته شده ماگماتیسم کمان‌های آتشفشانی است (Gill, 1981). در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت بین ۳۰ تا ۴۵۶ متغیر است. ماگمای کمان‌های آتشفشانی بر اساس نسبت Ce/Yb در دو دسته غنی شده و اندک غنی‌شده جای می‌گیرند (Juteau and Maury, 1997). اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد کمان از نوع غنی شده (Enriched) و چنانچه از ۱۵ کمتر باشد از نوع اندک غنی شده (Poorly Enriched) است. نسبت Ce/Yb در سنگ میزبان فنولیتی و زینولیت‌های آن بین ۷۰ تا ۳۳ در نوسان است که موید وجود یک کمان ماگمایی غنی شده می‌باشد. از اینرو به نظر می‌رسد در پی دگرسانی گوشته و بر اثر نرخ پایین ذوب بخشی، ایجاد شده باشند. داده‌های ایزوتوپی Sr و Pb سنگ‌های این جزیره نشان می‌دهد که مذاب مادر از گوشته دگرسان نوع EMII منشأ گرفته‌اند (Lechmann et al., 2018). میکاهای قهوه‌ای دایک‌های لامپروفیری مینت در جزیره اسلامی Ti و Al بالایی دارند در حالیکه کلینوپیروکسن‌های این دایک‌ها از این عناصر فقیرند و به همین دلیل منشأ آنها را نیز به گوشته

لیتوسفری دگرسان غنی از فلوگوپیت نسبت داده‌اند (Aghazadeh and Badrzadeh, 2015).

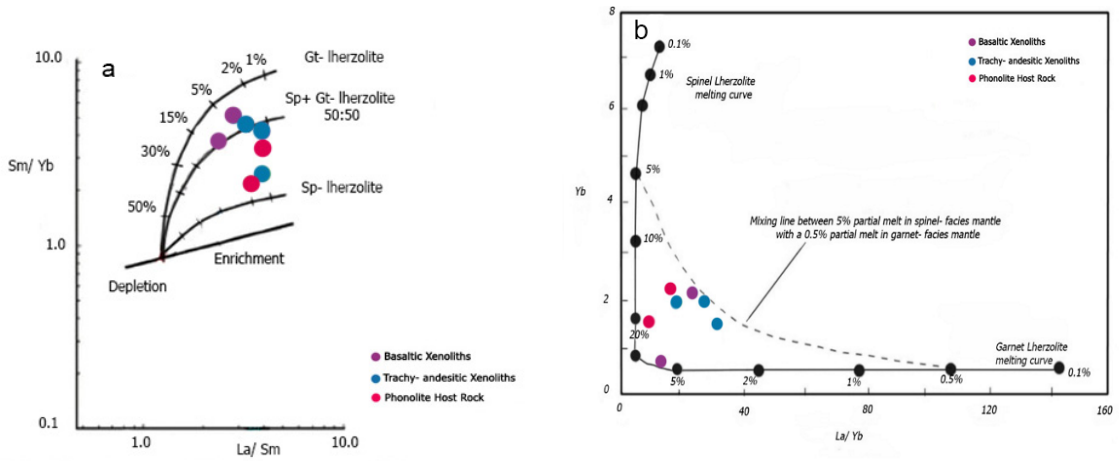
بر پایه شیمی کانی کلینوپیروکسن، سنگ‌های آتشفشانی شبه‌جزیره اسلامی و زینولیت‌های مربوطه، متعلق به سری ماگمایی کالک‌آلکالنِ وابسته به کمان ماگمایی حاشیه قاره‌اند که این تعبیر با بالا بودن فوگاسیتهٔ اکسیژن در نمونه‌ها همخوانی دارد. وجود پیروکسن‌های پر فشار و کم فشار در نمونه‌ها نشان می‌دهد که مذاب سازنده سنگ‌های آتشفشانی سارای پس از شکل‌گیری در یک پهنه وابسته به فرورانش، در فشارهای بالای حاکم بر گوشته، شروع به تبلور نموده و در حین صعود و بالا آمدن، به تبلور خود در فشارها و دماهای کمتر ادامه داده است.

بر اساس داده‌های شیمی کانی کلینوپیروکسن، سنگ‌های مورد مطالعه جزء سنگ‌های کم تیتانیوم به شمار می‌روند. سنگ‌های کم تیتانیوم از ذوب گوشته غنی از فلوگوپیت و پیروکسن و سنگ‌های پرتیتانیوم از گوشته فلوگوپیت‌دار منشأ می‌گیرند. بر این اساس ترکیب گوشته‌ی لیتوسفری دگرسان می‌توانسته حاوی فلوگوپیت و پیروکسن بوده باشد. از آنجایی که در منبع گوشته‌ای سنگ‌های منطقه کانی فلوگوپیت حضور داشته، احتمالاً مذاب از عمق کمتر از ۲۵۰ کیلومتری منشأ گرفته است.

برای تایید وقوع ذوب بخشی درجه پایین در گوشته لیتوسفری دگرسان غنی از فلوگوپیت و پیروکسن و البته ارزیابی جنس سنگ منشأ نمونه‌های آتشفشانی و زینولیت‌های موجود در شبه‌جزیره آتشفشانی سارای می‌توان از نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm معرفی شده توسط آلدانماز و همکاران (Aldanmaz et al., 2000) نیز استفاده نمود (شکل ۱۱- a). این نمودار پیشنهاد می‌کند که گوشته منشأ زینولیت نوع II و زینولیت نوع I، لرزولیت حاوی فلوگوپیت و یا آمفیبول بوده و کانی گارنت نیز همراه با اسپینل در منشأ حضور داشته است. این درحالی است که سنگ میزبان فنولیتی از گوشته اسپینل لرزولیتی منشأ گرفته است.

بر اساس نمودار Yb در برابر La/Yb اکثر نمونه‌ها در بالای منحنی ذوب گارنت لرزولیت و در سمت راست منحنی ذوب اسپینل لرزولیت جای گرفته‌اند (Baker et al., 1997; Qi et al., 2018) (شکل ۱۱- a). به عبارت دیگر نزدیک به ترکیب مذابی قرار دارند که از ذوب بخشی ۰/۵ درصدی رخساره گارنت و ۵ درصدی رخساره اسپینل تشکیل می‌شود (شکل ۱۱- b). در تایید نتایج نمودارهای شکل ۱۱-a و b، نسبت Dy/Yb در نمونه‌های سنگ میزبان فنولیتی و زینولیت‌ها نیز محاسبه گردید. چرا که ذوب بخشی در محدوده پایداری اسپینل، محدوده پایداری گارنت و محدوده پایداری انتقالی اسپینل- گارنت هرکدام به ترتیب منجر به تولید مذابی با نسبت Dy/Yb پایین (۱/۵ >)، بالا (۲/۴ <) و متوسط (۳ تا ۱/۵) می‌شود (McKenzie et al., 1991). در شبه‌جزیره اسلامی نسبت Dy/Yb در سنگ میزبان فنولیت ۲/۵ تا ۱/۴، در زینولیت نوع I، ۳/۷ تا ۳/۶ و در زینولیت نوع II ۳/۴ تا ۳/۱ است. به عبارت دیگر بیشتر نمونه‌ها در محدوده پایداری انتقالی اسپینل-گارنت قرار می‌گیرند. بالا بودن مقادیر عناصر LREE در مقایسه با

HREE و مقدار پایین Y و Yb در کنار نسبت بالای La/Yb می‌تواند نشانه تعادل بین مذاب و فازهای باقی‌مانده گارنت و یا هورنبلند در سنگ منشأ باشد (Rollinson, 1993).



شکل ۱۱- a) تخمین درجه ذوب بخشی گوشته منشأ زینولیت‌ها و سنگ میزبان فنولیتی بر اساس عناصر فرعی (Aldanmaz et al., 2000). خطوط منحنی روند تغییر ترکیب مذاب‌های حاصل از درجات مختلف ذوب بخشی اسپینل لرزولیت (sp- lherzolite)، اسپینل- گارنت لرزولیت (Sp- Gt lherzolite) و گارنت لرزولیت (Gt- lherzolite) را نشان می‌دهند. b) مدل ذوب بخشی ماگما بر اساس عناصر فرعی و موقعیت زینولیت‌ها و سنگ میزبان فنولیتی مورد مطالعه (Baker et al., 1997; Qi et al., 2018).

Fig. 11. a) Trace element plots to estimate the degree of partial melting and the origin of studied xenoliths and host rocks. The trends show partial melting of spinel- lherzolite (sp- lherzolite), spinel- garnet lherzolite (sp- gt lherzolite) and garnet- lherzolite (gt- lherzolite) (Aldanmaz et al., 2000). b) Partial melting models based on trace elements (Baker et al., 1997; Qi et al., 2018).

در بررسی سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب ایران- آذربایجان، عامل افزایش Dy/Yb، به عملکرد گارنت در سنگ منشأ ارتباط داده شده است (Lechmann et al., 2018). بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی کلینوپیروکسن می‌توان پیشنهاد کرد که سنگ‌های شبه‌جزیره سارای از ذوب بخشی با نرخ اندک (۱ تا ۵ درصد) گوشته لیتوسفری دگرسان حاوی فلوگوپیت و گارنت ایجاد شده‌اند (Ghaderi et al., 2019; Hojalilou et al., 2009; Lechmann et al., 2018; Moayyed et al., 2008; Moein Vaziri, 1999).

اعتقاد بر این است که برخورد دو ورقه ایران و عربستان در ۲۵ میلیون سال قبل رخ داده و برخورد دو ورقه اوراسیا و عربی منجر به شکسته شدن ورقه اقیانوسی فرورونده، بالا آمدن گوشته استنوسفری و متعاقب آن ذوب بخشی گوشته لیتوسفری دگرسان و تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی شبه‌جزیره سارای شده است (Stern at al., 2021). ذوب این گوشته لیتوسفری احتمالاً در اثر آشفتگی دمایی ناشی از بالا آمدن گوشته استنوسفری و در نتیجه کم شدن تدریجی حجم گوشته لیتوسفری رخ داده است. در بررسی نمونه دستی و مقطع نازک زینولیت نوع I شواهدی دال بر ذوب شدگی و انحلال

در مرز بین زینولیت و ماگمای میزبان، تشکیل زینوکریست و تبلور تجمع ریز بلورها در مرز تماس زینولیت‌ها با سنگ میزبان مشاهده نشد. از اینرو به نظر می‌رسد نرخ صعود ماگما سریع‌تر از سرعت انحلال، ذوب و تبلور مجدد ریزبلورهای حاشیه‌ای بوده باشد. این مسئله سازگار با مطالعات انجام شده در شمال غرب ایران در آذربایجان است. این منطقه از ایران دارای لیتوسفری با ضخامت تقریبی ۱۰۰ کیلومتر و پوسته نسبتاً ضخیم ۴۸ تا ۳۸/۵ کیلومتر و گوشته فوقانی داغ است (Dehghan and Makris, 1984; Taghizzadeh et al., 2015). دما و فشار تبلور دیوپسید در زینولیت‌ها کمتر از سنگ میزبان فنولیت است. بنابراین به نظر می‌رسد، زینولیت‌ها در مسیر صعود ماگما و احتمالاً از دیواره‌ها جدا و توسط ماگما به سطح منتقل شده‌اند.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی اولتراپتاسیک شبه جزیرهٔ اسلامی (آتشفشان سارای) در بخش شمال‌غربی پهنه آتشفشانی ارومیه -دختر واقع شده‌اند. مطالعات پتروگرافی و بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد گدازه‌های فنولیتی میزبان دو نوع زینولیت هستند. در نمودارهای ژئوشیمیایی، زینولیت‌های نوع اول ترکیبی معادل بازالت دارند در حالی که زینولیت‌های نوع دوم، ترکیب تراکی‌آندزیتی دارند. فنولیت‌های میزبان بیشتر از کانی‌های درشت‌بلورِ کلینوپیروکسن و لویسیت، به همراه کانی‌های فرعی فلوگوپیت و آپاتیت با زمینه‌ای ریزبلور و شیشه‌ای تشکیل شده‌اند. در حالی‌که زینولیت‌های نوع اول دارای بافت گرانولار با کانی‌های درشت‌بلور کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و کانی‌های فرعی اپک می‌باشند. زینولیت‌های نوع دوم با درشت بلورهای لوسیت، به همراه کانی‌های فرعی پیروکسن و فلوگوپیت دارای بافت میکروگرانولار پورفیروی هستند. بر پایه مطالعات شیمی کانی، کلینوپیروکسن‌های سنگ میزبان در فشار متوسط تا بالا (۱۵ تا ۶ کیلوبار) و دمای ۱۳۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. زینولیت‌هایی با ترکیب معادل بازالت در فشار ۵ تا ۲ کیلوبار، دمای ۱۱۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و زینولیت‌های با ترکیب معادل تراکی‌آندزیتی در فشار ۱۰ تا ۶ کیلوبار و دمای ۱۲۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و اعماق کمتر از ۴۰ کیلومتر متبلور شده‌اند. از دیدگاه شرایط شیمیایی، پیدایش این کانی‌ها برای هر دو نوع سنگ میزبان و زینولیت‌های همراه، در محیطی با اکسیژن متغیر و بالا روی داده و میزان آب ماگمای تشکیل دهنده آنها از ۲ تا نزدیک به ۱۰ درصد برآورد شده است.

الگوی غنی‌شدگی LREE و کمابیش مسطح HREE در کنار بی‌هنجاری منفی Eu، Ta، Nb و Ti و بی‌هنجاری مثبت Th، Ba، Rb و K در نمونه‌های سنگ میزبان فنولیت و هردو نوع زینولیت، مشاهده می‌شود. بر اساس شیمی کلینوپیروکسن و نمودارهای تفکیک کننده محیط‌های تکتونیکی، سنگ میزبان و هر دو نوع زینولیت، ماهیت کالک-آلکالن پتاسیم بالای وابسته به کمان‌های آتشفشانی دارند. مقادیر Yb و Y پایین و نسبت بالای La/Yb و Dy/Yb، به تعادل بین مذاب و فازهای باقیمانده

گارنت و یا هورنبلند در سنگ منشأ اشاره دارد. بر اساس نمودارها و با توجه به مجموع داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و شیمی کانی کلینوپیروکسن می‌توان پیشنهاد کرد که سنگ‌های شبه‌جزیره سارای از ذوب بخشی با نرخ اندک (۱ تا ۵ درصد) گوشته لیتوسفری دگرسان حاوی فلوگوپیت و گارنت ایجاد شده‌اند. مقادیر حاصل از تخمین دما و فشار تبلور دیوپسید، نشان می‌دهد که زینولیت‌ها در دما و فشار کمتری نسبت به سنگ میزبان فنولیت تشکیل شده‌اند. بنابراین قطعات زینولیت‌ها در مسیر صعود ماگما و احتمالاً از دیواره‌ها جدا و توسط ماگما به سطح منتقل شده‌اند. نبود شواهد پتروگرافی مربوط به ذوب، انحلال، زینوکریست، تجمع ریزبلور در مرز کانی‌ها و محل تماس زینولیت و ماگمای میزبان موید آن است که نرخ صعود ماگما بیشتر از سرعت انحلال، ذوب و واکنش فنوکریست‌ها با ماگما بوده است.

سپاسگزاری

از داوران محترم و همچنین کامنت‌های اصلاحی دکتر مرتضی دلاوری که سبب ارتقاء کیفیت مقاله شده‌اند، قدردانی می‌شود.

References

Aghazadeh, M.; Badrzadeh, Z., 2015. Petrology and petrogenesis of alkaline and calc-alkaline lamprophyres in the NW Iran. Geoscience Scientific Quarterly Journal 24, 84. (in Persian)

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M. F., Mitchell, J. G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, Post-collision volcanism in Western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, 67-95.

Alizadeh, A., 2021. Amount and location of tectonic uplift in the Urmia region of northwest Iran from the Permian to the Neogene. SN Applied Science 57, 153- 165.

Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H., Mcleod, C. L., 2013. Generation of arc and within- plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan province, Iran. Journal of Petrology, 1-25.

Aoki, K., Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. Lithos 6, 41-51.

Azadi, E., Rahgoshay, M., Alirezaei, S., Emami, M.H., 2015. Geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the central part of Bozghush ranges, northwest of Iran. Petrology 24, 1-23.

Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Macpherson, C.G., 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana′a, Yemen: Implications for plum-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. Journal of Petrology, 38, 1359-1390.

Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies", in "Rare earth elements geochemistry. P. Henderson (Elsevier, Amesterdam), 63-114.

Dehghan G., Makris T., 1984. The gravity field and crustal structure of Iran. Geological Survey of Iran, Report 51, 51-68.

Eyuboglu, Y., 2010. Late cretaceous high- k volcanism in the eastern Pontides orogenic belt and its implications for the geodynamic evolution of NE Turkey. International Geology Review 52, 142- 186.

Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektas, O., Kwon, S., 2012. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late

Cenozoic evolution of Eastern Mediterranean region. Lithos 146-147, 218-232.

Ghaderi, M., Moayyed, M., Amel, N., Mojarrad, M., 2019. A new hypothesis on the petrogenesis of Saray Volcano with emphasis on formation of Sanidine megacryst, (crystallization in an isolated magma chamber). Scientific Quaterly Journal of Geosciences, 117: 3-16. (in Persian)

Ghaderi, M., Amel, N., Moayyed, M., 2020. Biotite mineral chemistry, an approach to petrogenesis of Saray volcano, Northwestern of Iran. Researches in Earth Sciences 11 (44), 129-144. (in Persian)

Ghalamghash, J., Schmitt, A. K., Chaharlang, R., 2019. Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in the northwestern Iran: evidence for time- transgressive magmatism away from the collisional suture", Lithos, 344- 345, 265- 279.

Gill, J. B., 1997. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390.

Hajalilou, B., Moayyed, M., Hosseinzadeh, M., 2009. Petrography, geochemistry and geodynamic environment of potassic alkaline rocks in Eslamy Peninsula, northwest of Iran. Journal of Earth System Science 118(6), 643-657.

Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic- Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451, 71-96.

Helz, R. T., 1973. Phase relations of basalts in their melting ranges at PH2O= 5 kb as a function of Oxygen fugacity, part I, Mafic phases. Journal of petrology 14, 249-302.

Jang Jou, F., Alizadeh, A., 2015. Pop- up structure in Eslamieh Peninsula, North western of Iran. The Second National Conference on Applied Research in Chemistry, Biology and Geology, Tehran. https://civilica.com/doc/452480. (in Persian)

Juteau T., and Maury R., 1997. Geologie de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogens. Masson, Paris, 367.

Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision- related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Geophysical Research Letters 30, 8046.

Khalatbari Jafari, M., Salehi Siavashani, N., Babaie, H. A., Xiao, W., Faridi, M., Ao, S., 2020. Late Cenozoic volcanism in the Almaludag region, Azerbaijan province, northwest Iran: evidence for post- collisional extension. Journal of Geodynamics, 141- 142.

Kheirkhah, M., Allen, M., Emami, M., 2009. Quaternary syn- collision magmatism from the Iran- Turkey borderlands. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 182, 1-12.

Khezerlou, A., Amel, N., Gregorie, M., Moayyed, M., Jahangiri, A., 2017. Geochemistry and mineral chemistry of pyroxenite xenoliths and host volcanic alkaline rocks from northwest of Marand (NW Iran). Mineralogy and Petrology 21, 865-885.

Le Bas, M. J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxene with relation to their parent age. American Journal of Science 260, 267-288.

Lechmann, A., Burg, J.P., Ulmer, P., Guillong, M., Faridi, M., 2018. Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azarbaijan: Geochronological and geochemical evidence. Lithos 304-307, 311- 328.

Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D.,and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo- volcanic series. Earth and Planetary Science Letters 59, 139-154.

McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. F., Jagoutz, E., Hofmann, A. W., 1992. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the Evolution of the Earth's Mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 1001-1012.

McKenzie, D.A.N. and O'nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. Journal of Petrology 32, 1021-1091.

Moayyed M., Moazzen, M., Calagari, A.A., Jahangiri, A., 2008. Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy Peninsula, NW Iran: implication for deep- mantle metasomatism. Chemie der Erde 68, 141- 154.

Moein Vaziri, H., 1999. Petrography and geochemistry of ultramafic young xenolite basalt of Iran, examples of the Peninsula Saray Bijar- Qorveh area, Damavand and Hasanali Rhine castle. The Second Conference Geological Survey of Iran, Tehran, Report 78, 23. (in Persian)

Moradian- Shahrbabaky, A., 2007. Geological setting and geochronology of some alkali and calc-alkalic rocks in Western (Saray Peninsula) and central Urumieh- dokhtar vocanic belt, Iran. Earth and Life 2(3): 6-24.

Morimoto, N., Fabrise, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxene″, Mineralogical Magazine 52, 535-555.

Nabavi, M.H., 1977. The geological history of Iran. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. Tehran University Press, Tehran, 109. (in Persian)

Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rockS. Episodes 19, 120-125.

Pearson, D. G., Canil, D., Shirey, S. B., 2003. Mantle samples included in volcanic rocks: Xenoliths and diamonds, in: The Mantle and Core. ed. Carlson, R. W., Treatise on Geochemistry 2, 171–275.

Qi, Y., Wyman, D.A., Wang, Q., Jiang, Z.Q., 2018. Cenozoic mantle composition evolution of southern Tibet indicated by Paleocene (~ 64 Ma) pseudoleucite phonolitic rocks in central Lhasa Terrane. Lithos 302, 178-188.

Riou, R., Dupuy, C., Dostal, J., 1981. Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from northern Azerbaijan (N.W. Iran). Journal of Volcanology and Geothermal Research 2-4, 253–275.

Roger, N. W., 1992. Potassic magmatism as a key to trace element enrichment processes in the upper mantle. Journal Volcanology and Geothermal Research 50, 85-99.

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Cambridge University Press, 346.

Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., 2016. Transition from I-type to A-type magmatism in the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: an extensional intra-continental arc. Geological Journal 51, 387-404.

Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E., 1979. Statical analysis of clinopyroxene from deep sea basalts. American Mineralogists 64, 501-513.

Soessoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallization P-T- Estimations. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar 119, 55-60.

Stern, R.J., Shafaii Moghadam, H., Pirouz, M., Mooney, W., 2021. The geodynamic evolution of Iran. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 49, 9-36.

Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N., Sodoudi, F., 2015. Crustal thickness of Iran inferred from converted waves. Pure and Applied Geophysics 172, 309-331.

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, 466.

Yilmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C., Şengör, A.M.C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. Reginal and Petroleum Geology of the Black Sea and surrounding Region 68, 183- 226.