Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Spring 2026, Vol. 16(1): 153 - 173

Research Article

# Petrogenesis and geochemistry of adakites associated with Neotethys subduction in the Sabzevar zone: Evidence of magma-fluid interactions

Keivan Shiaian[1]*, Mohammadebrahim Fazelvalipour[2], Rahim Dabiri[2]

1- Department of Geology, Tab.C., Islamic Azad University,Tabas, Iran
2- Department of Geology, Ma.C., Islamic Azad University, Mashhad, Iran

**Keywords:** *Adakite, subduction, oceanic arc, continental arc.*

## 1-Introduction

During the Late Triassic to Jurassic period, the Early Cimmerian tectonics initiated rifting that led to the separation of the Central Iranian plateau from the Alborz zone, resulting in the formation of a narrow ocean. This trend was reversed by the Laramide orogeny in the Late Cretaceous. As rifting continued, the oceanic crust of Neotethys subducted northeast ward beneath the Binalud mountains, ultimately leading to the closure of the ocean. Recent geochemical studies of post-Eocene igneous rocks in northeastern Iran have identified several of these as adakitic rocks related to Neotethys subduction (Salehinejad, 2008; Ghasemi et al., 2010; Dehnavi, 2010; Tanha, 2009). The objective of this research is to conduct a comprehensive study of the petrography, geochemistry, and petrogenesis of igneous rocks in the Cheheldokhtar and Firuzeh areas. This study aims to provide a deeper understanding of the tectonic trends and magmatic processes associated with Neotethys subduction. By examining these data, we seek to identify the unique characteristics of adakites and their influence on the formation of geological structures in the region.

## 2-Material and methods

The Cheheldokhtar and Firuzeh areas in the Sabzevar zone were selected for this study based on their characteristics. These regions are located in the northeastern and southeastern parts of Sabzevar. The Cheheldokhtar igneous body is massive, with no observable layering. The Cheheldokhtar mountains are situated amidst Paleocene and Quaternary alluvial deposits. This area encompasses Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic units. Significant structural changes have made it challenging to examine the relationships between rock units and variations in their appearances. The chemical analysis of rock samples from the region for major elements was conducted using the XRF method, while trace elements were analyzed using Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) by Kansaran Binalud Company.

## 3-Results and discussions

The rock units in the Cheheldokhtar region predominantly consist of subvolcanic rocks, including pyroxene monzodiorite porphyry, hornblende monzodiorite porphyry, hornblende pyroxene monzodiorite, hornblende quartz monzonite porphyry, and monzonite porphyry. These rock masses exhibit porphyritic textures with a fine to medium-grained background and poikilitic features. In contrast, the igneous rock samples from the Firuzeh area include extrusive types such as andesite, latite, trachyte, and dacite. These rock units display porphyritic, glomeroporphyritic, and flow textures (Fazel Valipour, 2021).

Geochemical diagrams, such as Nb/Y vs. Zr/TiO2, indicate that the rocks from the Firuzeh region fall within the trachyandesite, andesite, dacite-rhyodacite, and rhyolite classifications, while the samples from Cheheldokhtar are categorized as basalt and andesite-basalt. The SiO2 vs. Na2O+K2O diagram further illustrates that the Firuzeh rocks range from trachydacite to rhyolite, whereas the Cheheldokhtar samples encompass trachybasalt and basaltic trachyandesite. The Th vs. Co and SiO2 vs. K2O diagrams were

* Corresponding author: Shiaian@iau-tabas.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2026.51044.2545
Received: 2025-11-03
Accepted: 2026-02-04


ISSN: 2717-0764

employed to investigate the magmatic series of the samples. In the Th vs. Co diagram, all samples from both Firuzeh and Cheheldokhtar areas are classified within the calc-alkaline series. The SiO2 vs. K2O diagram reveals that Firuzeh samples are primarily calc-alkaline, while those from Cheheldokhtar range from high-potassium calc-alkaline to shoshonite.

Spider diagrams normalized to primitive mantle and NMORB composition demonstrate a greater enrichment trend from right to left, indicating magmatic differentiation. These rocks exhibit enrichment in LILE and LREE elements and depletion in HFSE elements, characteristic of rocks formed in volcanic arcs associated with subduction zones and active continental margins. The presence of negative Zr and HREE anomalies suggests low partial melting and varying crustal thickness. The lower Zr, Hf, and HREE values in the Cheheldokhtar area, along with a higher Pb content, imply that the crustal thickness in Cheheldokhtar was likely greater than that in Firuzeh. Calc-alkaline flows from active continental margins are typically richer in TiO2, P2O5, and Zr but depleted in Y compared to island arcs. According to spider diagrams, the Firuzeh samples are comparatively richer in Zr and poorer in Y than those from Cheheldokhtar.

In differentiation diagrams of low-silica adakites (LSA) and high-silica adakites (HSA), the Firuzeh samples predominantly fall within the high-silica adakite range, while the Cheheldokhtar samples are classified as low-silica adakites. The Th vs. Th/La ratio diagram for Cheheldokhtar samples indicates partial melting of the Neotethys oceanic lithosphere with a garnet-amphibolite composition, resulting in less than 10% partial melting. Conversely, the Firuzeh samples originate from partial melting of the oceanic lithosphere in the garnet-eclogite facies, with approximately 5% partial melting. The Rb/Y vs. Nb/Y diagram shows that Cheheldokhtar samples exhibit an enrichment trend related to fluids, while Firuzeh samples display a trend associated with both fluids and melts. This suggests that the influence of the crust and crustal fluids on Cheheldokhtar samples is more pronounced than on those from Firuzeh. According to the Zr/Y classification, if Zr/Y>3, the samples are associated with continental volcanic arcs; if Zr/Y<3, they are linked to oceanic volcanic arcs (Pearce and Norry, 1979). Thus, Cheheldokhtar adakites are associated with oceanic arcs, while Firuzeh adakites are linked to continental volcanic arcs.

## 4-Conclusion

This investigation demonstrates that the Cheheldokhtar and Firuzeh adakites in the Sabzevar zone, despite their petrographic and geochemical differences, originate from the melting of the Neotethys oceanic crust during subduction. Analysis of geochemical diagrams, such as Y vs. Sr/Y and Th vs. Th/La, confirms that these rocks fall within the range of subduction-related adakites. The Cheheldokhtar samples are classified as low-silica adakites (LSA), while the Firuzeh samples are categorized as high-silica adakites (HSA), indicating variations in melting conditions and subduction depth. The spider ratios, including Nb/Ta and Zr/Sm, suggest that the Cheheldokhtar samples were primarily influenced by partial melting of the oceanic lithosphere with a garnet-amphibolite composition, whereas the Firuzeh samples originated from partial melting of an amphibolite or eclogite composition, influenced by enriched fluids. These differences likely arise from the distinct locations of these two areas relative to the subduction zone. Additionally, the Ba/Th and Rb/Y diagrams indicate that the Cheheldokhtar samples were primarily affected by fluid enrichment, while the Firuzeh samples experienced a combination of enrichment from both fluids and melts. These findings align with previous studies on Cenozoic magmatic arcs and suggest that Cheheldokhtar adakites belong to oceanic arcs, whereas Firuzeh adakites are associated with continental arcs. This research highlights the gradual evolution of the Sabzevar zone from an oceanic to a continental environment during the subduction and closure of the Neotethys Ocean. These results contribute to a better understanding of the subduction processes and the formation of magmatic arcs in central Iran.

## 5-References

Dehnavi, N., 2010. Petrology and geochemistry of igneous rocks of Shahr-e-Firoozeh region (west ofNayshaboor) and their mineralization. M.Sc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.

Fazel Valipour, ME., 2021. Petrography, geochemistry and petrogenesis of high-silica Adakitic rocks from Bayram Abad area in the northwest Neyshabour (Northeast of Iran). Petrological Journal 12(1), 113-134. https://doi.org /10.22108/ijp.2021.124930.1200


ISSN: 2717-0764
CC BY

Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A., Tanha, A., 2010. Petrography, geochemistry and radiometric ages of high-silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 3, 347-370. https://sid.ir/paper/356841/en

Pearce, JA., Norry, MJ., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Intrusive Rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69, 33-47. http://dx.doi.org/10.1007/BF00375192

Salehinejad, H., 2008. Petrological and geochemical investigation of subvolcanic domes of Bashtin area (sw of Sabzevar). MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Tanha, A., 2009. Petrogenesis of Neogene igneous rocks in the north Anbarabad (Mashkan). MSc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Shiaian, K., Fazelvalipour, M., Dabiri, R,. 2026. Petrogenesis and geochemistry of adakites associated with Neotethys subduction in the Sabzevar zone: Evidence of magma-fluid interactions. Adv. Appl. Geol. 16 (1), 153-173.
DOI: 10.22055/aag.2026.51044.2545
https://aag.scu.ac.ir/article_20746.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 ژئوشیمی آداکیت‌های مرتبط با فرورانش نئوتتیس در زون سبزوار: شواهدی از تعاملات ماگما و سیالات

**کیوان شیعیان**
*گروه زمین‌شناسی، واحد طبس، دانشگاه آزاد اسلامی، طبس، ایران*

**محمدابراهیم فاضل ولی‌پور**
*گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران*

**رحیم دبیری**
*گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران*
*Shiaian@iau-tabas.ac.ir*
*تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۸/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۱/۱۵*

**چکیده**
در این مقاله به مطالعه پتروزنز و فرآیندهای ماگمایی مرتبط با فرورانش نئوتتیس در دو محدوده چهل دختر و فیروزه در زون سبزوار پرداخته شده است. این مطالعه نشان می‌دهد که آداکیت‌های چهل دختر و فیروزه در زون سبزوار، با وجود تفاوت‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، هر دو حاصل ذوب پوسته اقیانوسی نئوتتیس در طی فرورانش هستند. آداکیت‌ها در محدوده چهل دخترحاصل ذوب بخشی کمتر از ۱۰ درصد گارنت آمفیبولیت و در محدوده فیروزه عمدتاً نتیجه ذوب بخشی‌حدود ۵ درصد گارنت اکلوژیت هستند. همچنین بررسی‌ها نشان داد که محدوده فیروزه از نوع آداکیت‌های غنی از سیلیس و نمونه‌های چهل دختر از نوع کم سیلیس می‌باشند. نمونه‌های چهل دختر روند غنی‌شدگی توسط سیال و نمونه‌های فیروزه روند غنی‌شدگی هم توسط سیال و هم مذاب را نشان می‌دهند. آداکیت‌های چهل دختر متعلق به کمان‌های اقیانوسی و آداکیت‌های فیروزه متعلق به کمان‌های قاره‌ای هستند. این تفاوت‌ها نشان‌دهنده تکامل تدریجی زون سبزوار از یک محیط اقیانوسی به قاره‌ای در طی فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است.

***واژه‌های کلیدی:*** *آداکیت، فرورانش، کمان اقیانوسی، کمان قاره‌ای، زون سبزوار.*

## ۱ـ مقدمه

در تریاس پسین-ژوراسیک بر اثر رخداد سیمیرین پیشین، کافت موجب جداسازی خرده قاره شرق مرکز ایران از زون البرز گردید و اقیانوس باریکی تشکیل شد. بر اثر رخداد لارامید در اواخر کرتاسه روند این حرکت معکوس شد، درحالی‌که تشکیل کافت همچنان ادامه یافت (Naderi,1998). پوسته اقیانوسی نئوتتیس با شیب به سمت شمال شرق به زیر کوه‌های چین‌خورده بینالود فرو رفت و اقیانوس یاد شده بسته شد. در سال‌های اخیر، بررسی‌های ژئوشیمیایی دقیق سنگ‌های آذرین بعد از ائوسن در شمال شرق ایران منجر به شناسایی و گزارش برخی از آن‌ها به‌عنوان سنگ‌های آداکیتی مرتبط با فرورانش نئوتتیس شده است (Salehinejad, 2008; Tanha, 2009; Dehnavi, 2010; Ghasemi et al., 2010).

آداکیت‌ها به‌عنوان سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت، داسیت، ریولیت) یا نفوذی (دیوریت، تونالیت، ترونجمیت، گرانودیوریت، گرانیت) غالباً در کمان ماگمایی سنوزئیک مرتبط به فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی جوان و داغ با سن کمتر از ۲۵ میلیون سال دیده می‌شوند (Wang et al., 2012؛ Defant and Drummond, 1990؛ Kay, 1978) ازجمله مطالعاتی که در مورد آداکیت‌ها در شمال شرق ایران انجام شده می‌توان به این موارد اشاره نمود:

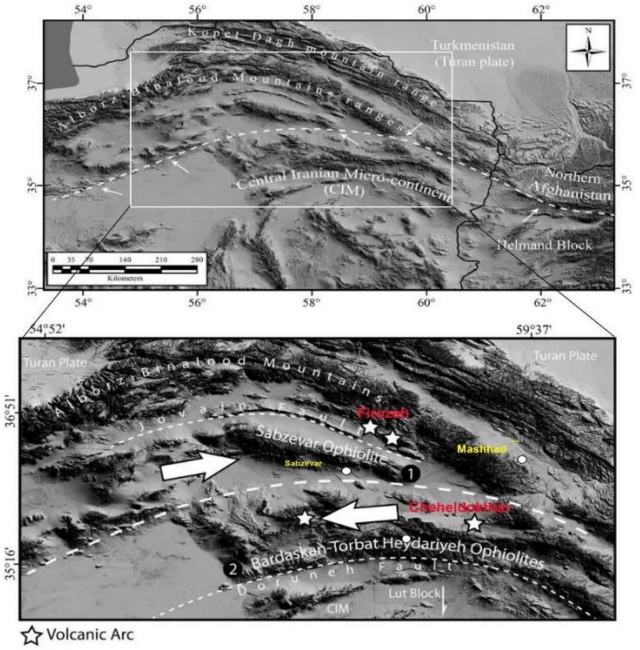
(Thorkelson and Breitsprecher, 2005؛ Jahangiri, 2007؛ Omrani, 2018؛ Jamshid, et al 2018؛

Rahimzadeh , et al 2020 ؛Fazelvalipour, 2021 ؛ Yousefi, et al 2021 ؛Moghadam, et al 2021 ؛Saadat, 2023).

در این مقاله به بررسی دقیق و جامع پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروزنز رخنمون‌های آذرین در دو محدوده چهل دختر و فیروزه به‌عنوان بخشی از زون سبزوار با هدف درک عمیق‌تر از روندهای زمین‌ساختی و فرآیندهای ماگمایی مرتبط با فرورانش نئوتتیس می‌پردازیم. با تحلیل این داده‌ها، تلاش داریم تا به شناسایی ویژگی‌های منحصربه‌فرد آداکیت‌ها و تأثیرات آن‌ها بر تشکیل ساختارهای زمین‌شناسی منطقه بپردازیم و در نهایت، گامی مؤثر در ارتقای دانش ما از تاریخچه زمین‌ساختی و ماگماتیسم ایران مرکزی برداریم.

## ۲ـ مواد و روش‌ها

دو محدوده چهل دختر و فیروزه در زون سبزوار در این مطالعه با توجه به ویژگی‌های آن‌ها انتخاب گردیدند (شکل-۱). این محدوده‌ها در شمال شرق و جنوب شرق سبزوار واقع شده‌اند. رخنمون آذرین چهل دختر به‌صورت توده‌ای هست و هیچ‌گونه لایه‌بندی در آن‌ها دیده نمی‌شود. کوه‌های چهل دختر در میان آبرفت‌های پالئوسن و کواترنر قرارگرفته است. این منطقه، دربرگیرنده واحدهای پالئوزئیک، مزوزوئیک و سنوزئیک است. تغییرات شدید ساختاری، سبب گردیده تا بررسی ارتباط میان واحدهای سنگی و تغییرات رخسارهای با دشواری صورت پذیرد. تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه برای اکسیدهای اصلی، به روش XRF همچنین، برای تجزیه عنصرهای کمیاب، به روش طیف‌سنجی گسیل پلاسمای القایی (ICP-MS) توسط شرکت کانساران بینالود مورد آنالیز قرار گرفته‌است (جدول ۱) (Ghalasi, 2015). محدوده فیروزه دربرگیرنده واحدهای پالئوزئیک، مزوزوئیک و سنوزئیک است. تغییرات شدید ساختاری، سبب گردیده تا بررسی ارتباط میان واحدهای سنگی و تغییرات رخسارهای با دشواری صورت پذیرد. تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه برای اکسیدهای اصلی به روش XRF همچنین برای تجزیه عنصرهای کمیاب، به روش طیف‌سنجی گسیل پلاسمای القایی (ICP-MS) توسط شرکت کانساران بینالود مورد آنالیز قرارگرفته است (Fazel Valipour, 2021).




شکل ۱- موقعیت محدوده‌های موردمطالعه روی عکس ماهواره‌ای زون سبزوار (برگرفته از Omrani et al., 2017).

Figure 1- Location of the study areas on the satellite image of the Sabzevar zone (after Omrani et al., 2017).

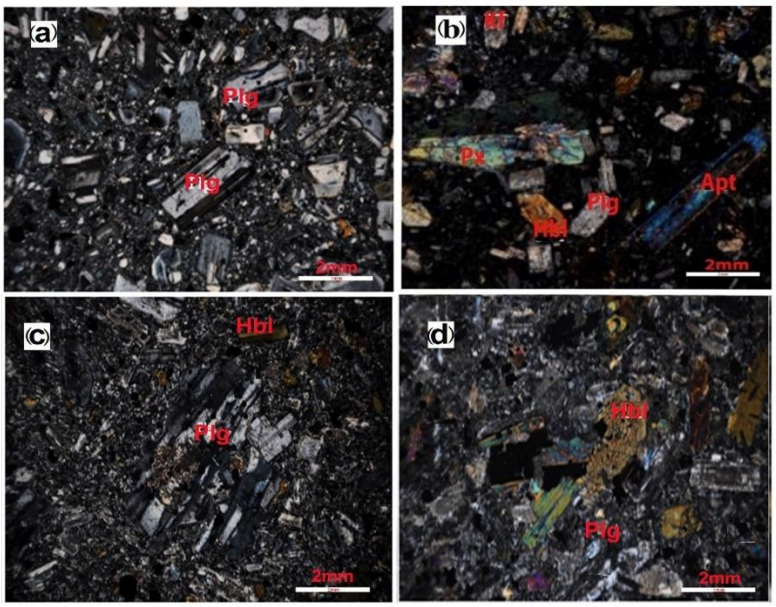
## ۳ـ نتایج

### ۳ ـ ۱ ـ پتروگرافی

در محدوده چهل دختر از ۴۵ نمونه مقطع نازک تهیه شده‌است. واحدهای منطقه چهل دختر در گروه سنگ‌های حدواسط قرار گرفته‌اند که شامل مونزودیوریت پورفیری (شکل a۲)، پیروکسن مونزودیوریت پورفیری، هورنبلند مونزودیوریت پورفیری، هورنبلند پیروکسن مونزودیوریت پورفیری (شکل b۲)، مونزونیت پورفیری (شکل c) هورنبلند مونزونیت پورفیری

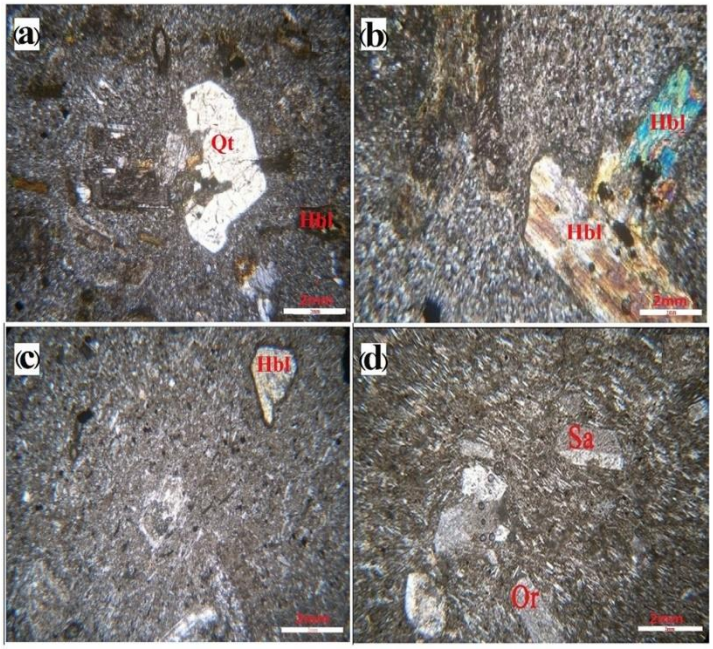
(شکل d۲)، می‌باشند. این توده‌های دارای بافت‌های پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا متوسط‌دانه و بافت پویکیلیتیک می‌باشند. کانی‌های غالب در این نمونه‌ها پلاژیوکلاز، فلدسپات، هورنبلند، پیروکسن، بیوتیت و کوارتز می‌باشند. بلورهای پلاژیوکلاز بر اساس زاویه‌ی خاموشی از نوع آندزین-لابرادوریت می‌باشند و به‌صورت درشت‌بلور و ریزبلور دیده می‌شوند. در برخی درشت‌بلورها منطقه‌بندی نوسانی به چشم می‌خورد. این بلورها به‌طور بخشی به کانی‌های ثانوی مانند کلسیت، سریسیت و کانی رسی تجزیه شده‌اند. بلورهای آلکالی فلدسپات از نوع اورتوکلاز معمولاً بی‌شکل بوده و بیشتر در زمینه سنگ دیده می‌شوند و دگرسانی آرژیلیکی به‌طور بخشی در سطح آن‌ها دیده می‌شود. بافت‌های مختلفی که در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شوند ازجمله بافت غربالی و منطقه‌بندی، اطلاعاتی در مورد شرایط تشکیل ماگما و تکامل سیستم‌های ماگمایی را بازگو می‌کند. به‌عنوان مثال از نشانه‌های وجود شرایط عدم تعادل حین انجماد ماگما بوده و احتمالاً در اثر صعود سریع ماگما و افزایش فشار بخار آب به وجود می‌آید. بلورهای آمفیبول از نوع هورنبلند بوده و به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی با رخ‌های لوزی شکل و مقطع طولی کشیده دیده می‌شوند که در برخی نقاط دارای حاشیه آپاسیتی می‌باشند. این کانی‌ها در برخی موارد به کلریت و کلسیت دگرسان شده‌اند. بلورهای کوارتز اغلب به‌صورت ریزدانه در متن وجود دارند. بیوتیت نیز به‌صورت صفحات ریز تا متوسط در برخی نمونه‌ها پراکنده بوده و به کلریت دگرسان شده‌اند. فنوکریست‌های پیروکسن از نوع اوژیت بوده و به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند.

در محدوده فیروزه به‌منظور مطالعات پتروگرافی تعداد ۷۰ نمونه از سطح زمین برداشت شد. نمونه‌های سنگی برداشت شده از نوع آذرین بوده و شامل انواع سنگ‌های آذرین بیرونی لاتیت (شکل a۳)، آندزیت (شکل b۳)، داسیت (شکل c۳) و تراکیت (شکل d۳) می‌باشند. کانی‌های سازنده اصلی این گروه از سنگ‌ها، پلاژیوکلاز (>An ۵۰) به همراه فلدسپات از نوع سانیدین است. هورنبلند و بیوتیت به‌عنوان کانی‌های مافیک معمولی و در برخی از سنگ‌ها کانی کوارتز به‌عنوان کانی فلسیک معمولی سنگ‌ها معرفی شده است. تقریباً در تمامی سنگ‌های آتشفشانی منطقه پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار وجود دارد. در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازها سریسیتی شدن شده‌اند. همچنین در برخی از نمونه‌ها بیوتیت‌ها کلریتی شده‌اند. در تعدادی از نمونه‌ها کانی‌ها اپیدوت و زوئزویت تشکیل شده‌اند؛ که حاصل فرایند دگرسانی هستند. این واحدهای سنگی در مقاطع میکروسکوپی بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و تراکیتی یا جریانی نشان می‌دهند (Fazel Valipour, 2021).




شکل ۲-(a) مونزودیوریت پورفیری، (b) هورنبلند پیروکسن مونزودیوریت پورفیری، (c) مونزونیت پورفیری و (d) هورنبلند مونزونیت پورفیری، علائم اختصاری از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده‌اند.

Figure 2. (a) Porphyry monzodiorite, (b) Hornblende pyroxene porphyry monzodiorite, (c) Porphyry monzonite, and (d) Hornblende porphyry monzonite. Abbreviation after Whitney and Evans (2010).




شکل ۳- (a) کوارتز لاتیت با خوردگی خلیجی، (b) هورنبلند آندزیت، (c) هورنبلند داسیت و(d) تراکیت. علائم اختصاری از Whitney و Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده‌اند.

Figure 3- (a) Lathite quartz with gulf corrosion, (b) Hornblende andesite (c) Hornblende dacite, and (d) Trachyte. Abbreviation after Whitney and Evans (2010).

**۲_۳_ ژئوشیمی**

بر اساس نمودار زمین شیمیایی $SiO_2$ در برابر $Na_2O+K_2O$ (Le Bas et al.,1986) (شکل a۴) سنگ‌های منطقه فیروزه در محدوده تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند و نمونه‌های منطقه چهل دختر در محدوده تراکی‌بازالت و بازالتیک تراکی‌آندزیت و تراکی‌آندزیت واقع می‌شوند همچنین بر اساس نمودار زمین‌شیمیایی $Zr/TiO_2$ در برابر $Nb/Y$ (Winchester and Floyd, 1977) (شکل b۴) سنگ‌های منطقه فیروزه در محدوده تراکی‌آندزیت، آندزیت، داسیت - ریوداسیت و ریولیت قرار می‌گیرند و نمونه‌های منطقه چهل دختر در محدوده بازالت و آندزیت‌بازالت واقع می‌شوند. نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007) (شکل a۵) و $SiO_2$ در برابر $K_2O$ (Peccerillo and Taylor, 1976) (شکل b۵) برای بررسی سری ماگمایی نمونه‌ها بکار برده شدند. همان‌گونه که دیده می‌شود، در نمودار Co در برابر Th تمام نمونه‌ها مناطق فیروزه و چهل دختر در محدوده سری کالک‌آلکالن هستند. هرچند نمونه‌های چهل دختر تمایلی به سری آلکالی و شوشونیتی نشان می‌دهند. در نمودار $SiO_2$ در برابر $K_2O$ نمونه‌های منطقه فیروزه عمدتاً دارا سرشت کالک‌آلکالن هستند و نمونه‌های منطقه چهل دختر سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند. بازالت‌ها و ماگماهای حدواسط با پتاسیم بالا و ترکیب شوشونیتی به‌طور مشخص در محیط‌های برخوردی و مرتبط با فرورانش و محیط‌های پس از برخوردی نیز دیده می‌شوند. شوشونیتها سنگ‌هایی هستند با مجموع قلیایی بیش از ۵ درصد وزنی، $K_2O/Na_2O$ بیش از ۰/۶ درصد (در سنگ‌هایی که دارای ۵۰ درصد وزنی نسبت $SiO_2$ هستند) و بیش از ۱ درصد (در سنگ‌هایی که دارای ۵۵ درصد وزنی $SiO_2$ هستند)، بالا بودن عناصر P, Rb, Sr, Ba, Pb و LREE، مقادیر پایین $TiO_2$ (کمتر از ۱.۳ درصد وزنی) و نسبت بالای $Al_2O_3$ (۱۴ تا ۱۹ درصد وزنی). به‌طورکلی عوامل بسیاری ازجمله دخالت پوسته در فرایندهای ماگمایی، ژرفای زیاد محل تشکیل ماگما و یک خاستگاه گوشته تغییر یافته که درنتیجه رخداد فرورانش صورت گرفته است، می‌تواند در افزایش میزان پتاسیم مؤثر باشد (Poosti and Fadaeian, 2015). در الگوی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل a۶) و بهنجار شده بر اساس ترکیب NMORB (Sun and McDonough, 1989) (شکل b۶) مقدار غنی‌شدگی از سمت راست به سمت چپ بیشتر و روندی افزایشی دارد. این روند افزایشی دلیلی بر تفریق ماگمایی است (Rollinson, 1993) نمونه‌های دو منطقه از عنصرهای LILE (عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ مانند Rb, Ba, K) در برابر عنصرهایHFSE (عنصرهای با شدت میدان بالا مانند Nb, P, Ti) غنی‌شدگی نشان می‌دهند این پدیده از ویژگی‌های ماگمای وابسته به کمان است (Kazimoto and Ikingura, 2014).

جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ اکسیدهای اصلی، عناصر اصلی، فرعی (برپایهٔ درصد وزنی)، و کمیاب (برپایهٔ ppm) در سنگ‌های نیمه آتشفشانی‌های چهل دختر.

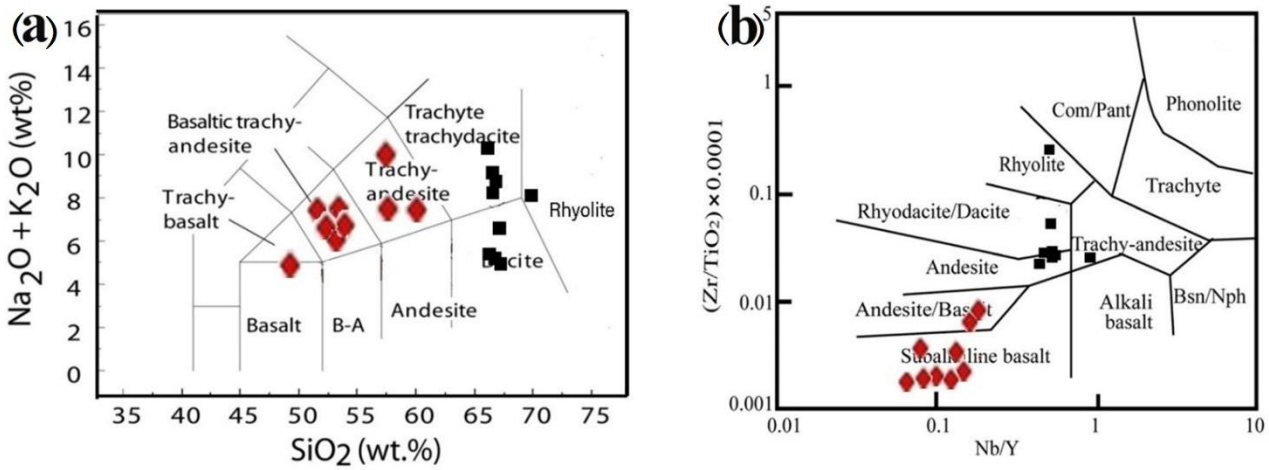
Table 1- Major and minor (in wt%) and trace (in ppm) elements composition of the chehaldokhtar subvolcanic rocks.

| S.N | A59 | A50 | A46 | A43 | A27 | A36 | A35 | A13 | A4 | A3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SiO2 | 50.63 | 48.42 | 59.42 | 50.36 | 51.63 | 50.03 | 53.02 | 51.99 | 56.01 | 56.24 |
| Al2O3 | 16.74 | 15.83 | 17.52 | 16.39 | 16.74 | 16.61 | 17.24 | 15.78 | 16.95 | 15.68 |
| Fe2O3 | 8.46 | 11.56 | 5.79 | 8.56 | 8.84 | 8.15 | 7.56 | 8.95 | 7.01 | 8.03 |
| MgO | 4.4 | 6.98 | 2.26 | 4.22 | 3.95 | 3.94 | 3.65 | 4.72 | 2.96 | 3.34 |
| CaO | 7.48 | 9.52 | 5.42 | 8.59 | 6.88 | 7.39 | 7.57 | 6.99 | 5.62 | 4.49 |
| Na2O | 5.32 | 3.69 | 5.24 | 3.94 | 6.14 | 4.62 | 5.71 | 4.81 | 4.98 | 6.24 |
| K2O | 2.15 | 1.21 | 2.99 | 1.78 | 1.66 | 3.19 | 2.36 | 2.87 | 3.02 | 3.29 |
| TiO2 | 0.836 | 0.996 | 0.562 | 0.769 | 0.824 | 0.769 | 0.754 | 0.824 | 0.635 | 0.698 |
| P2O5 | 0.239 | 0.247 | 0.211 | 0.241 | 0.259 | 0.231 | 0.259 | 0.331 | 0.288 | 0.251 |
| MnO | 0.126 | 0.211 | 0.145 | 0.182 | 0.126 | 0.139 | 0.127 | 0.189 | 0.154 | 0.142 |
| L.O.I | 3.46 | 1.19 | 0.19 | 4.74 | 2.77 | 4.79 | 1.37 | 2.23 | 2.11 | 1.39 |
| SUN | 99.841 | 99.854 | 99.748 | 99.772 | 99.819 | 99.859 | 99.62 | 99.684 | 99.737 | 99.791 |
| Fe | 5.87765 | 7.95968 | 4.0449 3 | 5.89751 | 6.04489 | 5.64094 | 5.19508 | 6.11279 | 4.76467 | 5.51806 |
| Mg | >2% | >2% | 1.3828 | >2% | >2% | >2% | >2% | >2% | 1.7354 | 1.9325 |
| Na | 4.0260 | 2.9070 | 3.7931 | 3.0917 | 4.5872 | 3.5239 | 4.2508 | 3.8980 | 3.8467 | 4.7221 |
| K | 1.8927 | 1.2180 | 2.9924 | 1.7821 | 1.5704 | 2.8161 | 2.1308 | 2.7864 | 2.7864 | 2.9999 |
| Al | 9.0637 | 8.6773 | 9.3869 | 8.5980 | 9.0815 | 9.1687 | 9.6393 | 8.6267 | 9.1359 | 8.0837 |
| Ca | 5.4346 | 6.8198 | 4.0357 | 6.2235 | 4.9997 | 5.3373 | 5.5918 | 5.1607 | 4.0898 | 3.2738 |
| Mn | 0. 1032 | 0. 1700 | 0. 1171 | 0. 1470 | 0. 8896 | 0. 1147 | 0. 1051 | 0. 1515 | 0. 1220 | 0. 1129 |
| Ti | 0. 5042 | 0. 6222 | 0. 3566 | 0. 4794 | 0. 5102 | 0. 4745 | 0. 4744 | 0. 5151 | 0. 4000 | 0. 4493 |
| P | 0. 1075 | 0. 1081 | 0. 1004 | 0. 1092 | 0. 1224 | 0. 1068 | 0. 1181 | 0. 1503 | 0. 1315 | 0. 1182 |
| S | 0.026 | 0.028 | 0.019 | 0.052 | 0.028 | 0.019 | 0.046 | 0.008 | 0.029 | 0.019 |
| Ni | 17 | 36 | 8 | 10 | 10 | 9 | 9 | 15 | 8 | 14 |
| Sc | 14.7 | 27.6 | 9.5 | 16 | 17.8 | 15.4 | 13.5 | 19.1 | 10.8 | 12.4 |
| Ba | 591 | 364 | 707 | 526 | 322 | 678 | 591 | 607 | 646 | 501 |
| Be | 1 | 0.8 | 1.5 | 1 | 1.1 | 1 | 1.1 | 1.3 | 1.3 | 1.2 |
| Co | 15.3 | 24.9 | 10.4 | 16.3 | 18 | 13 | 11.2 | 17.5 | 12.8 | 12 |
| Cs | 1.5 | 5.1 | 1.4 | 1.5 | 1.4 | 9.8 | 2.9 | 1.7 | 0.8 | 2.7 |
| Hf | 0.52 | 0.55 | 0.63 | 0.52 | 0.59 | 0.52 | 0.62 | 0.81 | 0.79 | 0.082 |
| Nb | 1.4 | 1.1 | 2.1 | 1.7 | 1.8 | 1.9 | 2.1 | 1.6 | 2.1 | 2.1 |
| Rb | 13 | 12 | 28 | 15 | 20 | 32 | 19 | 27 | 25 | 28 |
| Sn | 0.8 | 1.4 | 0.9 | 0.9 | 1 | 1.4 | 0.9 | 1 | 0.7 | 1 |
| Sr | 873.1 | 526.3 | 54701 | 761.7 | 557 | 554.5 | 539.3 | 546.9 | 1053.1 | 410.1 |
| Ta | <0.1 | 0.11 | <0.1 | 0.13 | 0.3 | 0.13 | 0.22 | <0.1 | 0.16 | 0.15 |
| Th | 1.33 | 0.94 | 2.21 | 1.44 | 1.28 | 1.49 | 1.59 | 2.22 | 2.11 | 1.82 |
| U | 0.5 | <0.5 | 0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 |
| V | 285 | 437 | 164 | 283 | 294 | 273 | 257 | 301 | 202 | 256 |
| W | <0.5 | 1.1 | <0.5 | <0.5 | 0.6 | 1.3 | 0.6 | 0.6 | 0.5 | 0.9 |
| Zr | 25 | 27 | 38 | 21 | 26 | 25 | 29 | 37 | 38 | 31 |
| Y | 13.1 | 13.2 | 12.8 | 14.1 | 14.4 | 15.1 | 14.6 | 15.9 | 13.7 | 14.2 |
| La | 11 | 9 | 15 | 11 | 12 | 12 | 13 | 15 | 14 | 12 |
| Ce | 23 | 20 | 28 | 22 | 23 | 24 | 24 | 30 | 28 | 23 |
| Pr | 1.95 | 1.81 | 2.56 | 2.17 | 2.17 | 2.23 | 2.36 | 3.06 | 2.38 | 2.47 |
| Nd | 6.7 | 6.7 | 8.7 | 7.6 | 7.7 | 7.7 | 8.4 | 11.7 | 10.1 | 9 |

ادامه جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ اکسیدهای اصلی، عناصر اصلی، فرعی (برپایهٔ درصد وزنی) و کمیاب (برپایهٔppm) در سنگ‌های نیمه آتشفشانی‌های چهل دختر.

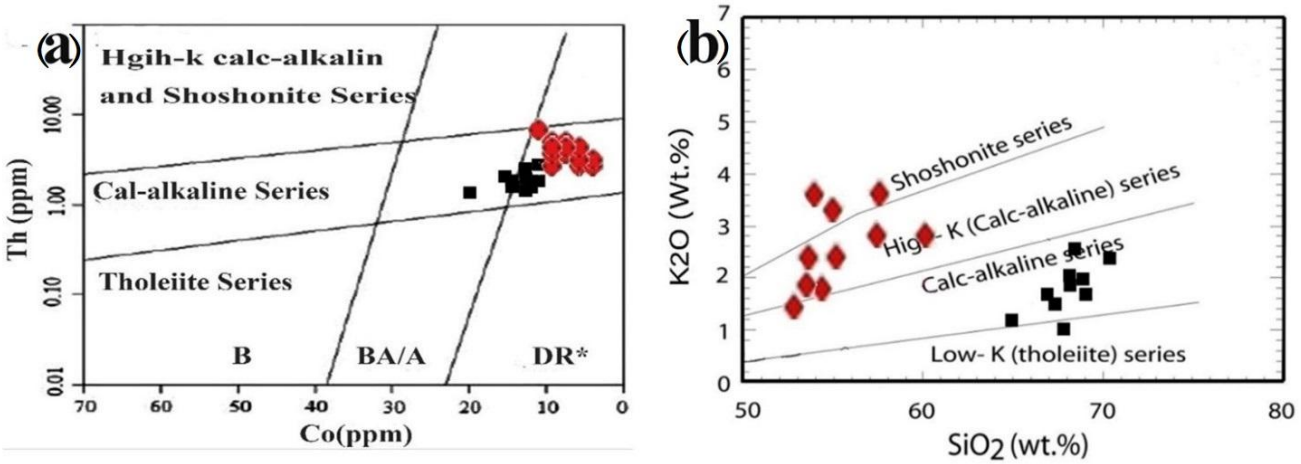
Table 1- continued Major and minor (in wt%) and trace (in ppm) elements composition of the chehaldokhtar subvolcanic rocks.

| S.N | A59 | A50 | A46 | A43 | A27 | A36 | A35 | A13 | A4 | A3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sm | 2.37 | 2.49 | 2.45 | 2.53 | 2.6 | 2.56 | 2.62 | 3.42 | 2.95 | 2.82 |
| Eu | 0.84 | 0.91 | 0.82 | 0.87 | 0.87 | 0.9 | 0.94 | 1.13 | 1.01 | 0.93 |
| Gd | 2.33 | 2.49 | 2.25 | 2.54 | 2.52 | 2.49 | 2.65 | 3.32 | 2.73 | 2.8 |
| Tb | 0.36 | 0.38 | 0.34 | 0.38 | 0.39 | 0.38 | 0.4 | 0.47 | 0.4 | 0.42 |
| Dy | 2.46 | 2.54 | 2.28 | 2.63 | 2.63 | 2.55 | 2.7 | 3.05 | 2.59 | 2.86 |
| Er | 1.36 | 1.37 | 1.25 | 1.48 | 1.42 | 1.44 | 1.5 | 1.63 | 1.42 | 1.56 |
| Tm | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.21 | 0.2 | 0.21 | 0.22 | 0.22 | 0.2 | 0.22 |
| Yb | 1.5 | 1.4 | 1.5 | 1.6 | 1.5 | 1.6 | 1.7 | 2.6 | 1.5 | 1.6 |
| Lu | 0.21 | 0.18 | 0.2 | 0.22 | 0.2 | 0.22 | 0.23 | 0.23 | 0.19 | 0.22 |
| Mo | 0.7 | 0.5 | 1.1 | 0.5 | 0.5 | 1 | 0.5 | 0.7 | <0.5 | 1.3 |
| Cu | 85 | 86 | 122 | 114 | 511 | 117 | 73 | 179 | 111 | 65 |
| pb | 28 | 18 | 20 | 12 | 12 | 15 | 16 | 16 | 21 | 35 |
| Zn | 2941 | 80 | 82 | 63 | 63 | 49 | 59 | 54 | 57 | 52 |
| As | 10 | 6.6 | 2.4 | 1.6 | 11.6 | 19.1 | 7.3 | 5.1 | 3.4 | 33.6 |
| Cd | 14.1 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.2 | 0.4 |
| Sb | 1.2 | 1 | 0.9 | 1 | 1.1 | 1.4 | 1.3 | 1.1 | 1 | 1.5 |
| Bi | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.1 | 0.1 | <0.1 | 0.4 | 0.2 | <0.1 |
| Ag | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.6 | 0.4 |
| Se | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| In | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Li | 4 | 20 | 7 | 8 | 9 | 36 | 9 | 11 | 11 | 7 |
| Cr | 47 | 142 | 22 | 27 | 22 | 26 | 25 | 60 | 29 | 56 |
| Te | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 0.13 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 |
| Tl | 0.26 | 0.18 | 0.2 | 0.24 | 0.28 | 0.44 | 0.27 | 0.31 | 0.37 | 0.4 |



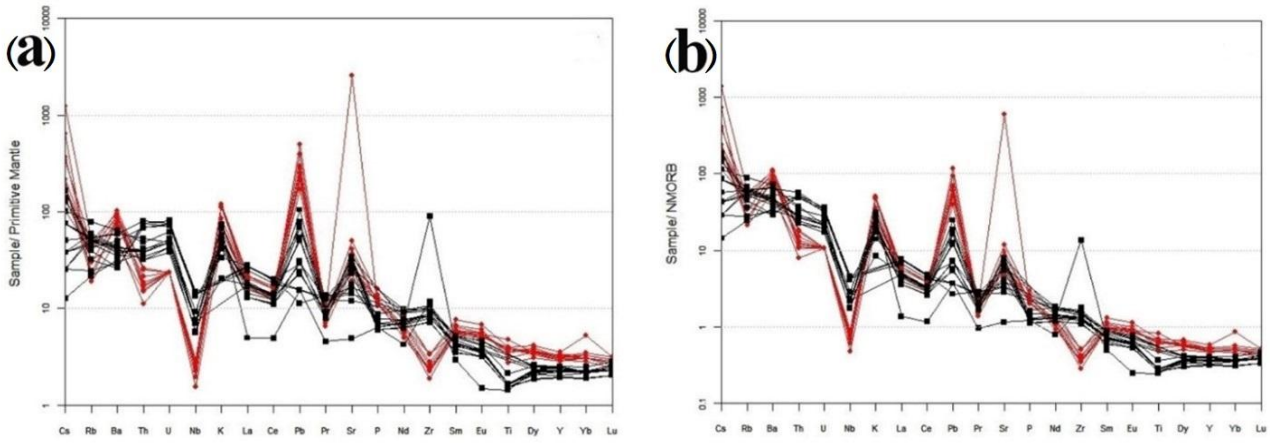

شکل ۴- (a) نمودار زمین شیمیایی $SiO_2$ در برابر $Na_2O+K_2O$ (Le Bas et al.,1986) و(b) نمودار زمین شیمیایی Nb/Y در برابر $Zr/TiO_2$ (Winchester and Floyd, 1977) (لوزی نمونه‌های چهل دختر و مربع نمونه فیروزه).

Figure 4. (a) Geochemical diagram of $SiO_2$ versus $Na_2O+K_2O$ (Le Bas et al.,1986), and (b) Geochemical diagram of Nb/Y versus $Zr/TiO_2$ (Winchester and Floyd, 1977) (Rhombus for Cheheldokhtar sample and square for Firoozeh sample).




شکل ۵- (a) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007) و (b) نمودار SiO2 در برابر K2O (Peccerillo and Taylor, 1976) (نمادها مانند شکل ۴).

Figure 5- (a) Co vs. Th diagram (Hastie et al., 2007), and (b) $SiO_2$ vs. $K_2O$ diagram (Peccerillo and Taylor, 1976) (Symbols as in Figure 4).



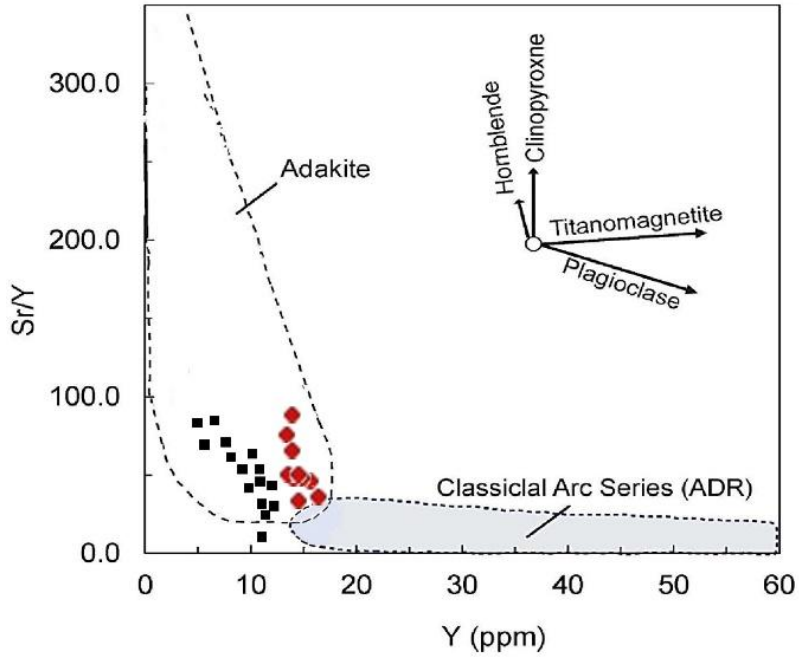

شکل ۶- (a) الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های مناطق فیروزه و چهل دختر در نمودار عنکبوتی بهنجار شده بر اساس به گوشته اولیه و (b) الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های مناطق چهل دختر و فیروزه در نمودار عنکبوتی بهنجار شده بر اساس ترکیب NMORB ( Sun and McDonough, 1989) (نمادها مانند شکل ۴).

Figure 6- (a) Pattern of trace element variations of rocks from the Firoozeh and Cheheldokhtar areas in a spider diagram normalized based on the primary mantle, and. (b) Pattern of trace element variations of rocks from the Firoozeh and Cheheldokhtar areas in a normalized spider diagram normalized based on the NMORB composition (Sun and McDonough, 1989) (symbols as in Figure 4).

در نمودار Y در مقابل Sr/Y (شکل۷) نمودار برای تعیین ماهیت سنگ‌ها در میدان آداکیت و سنگ‌های معمول قوس توسط (Defant and Drummond,1990) معرفی‌شده است. نمونه‌های موردمطالعه در چهل دختر و فیروزه در محدوده آداکیتی قرارگرفته‌اند

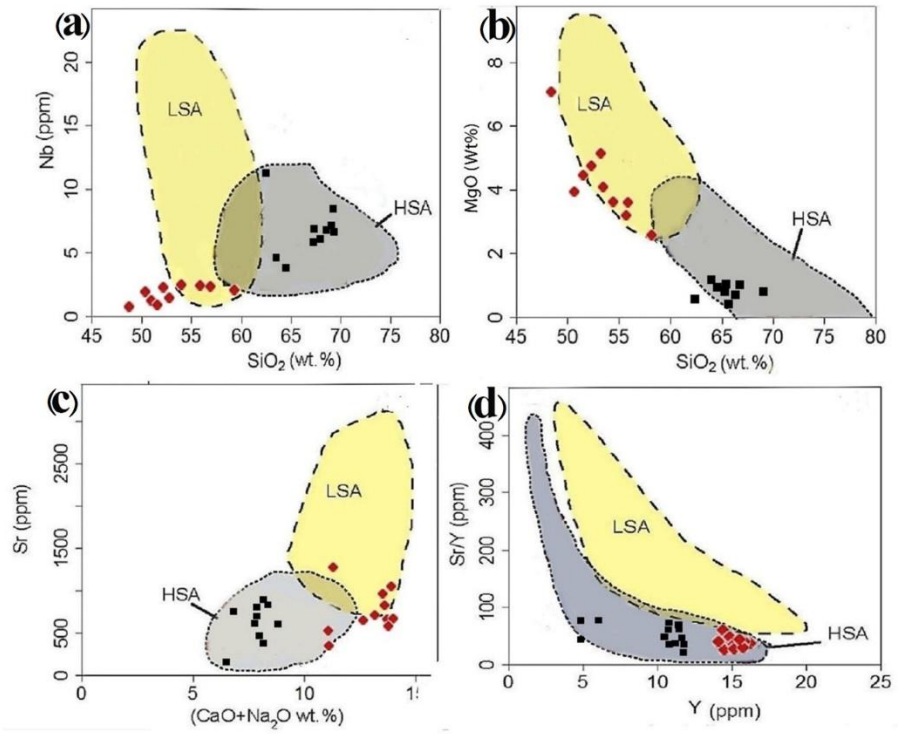
در نمودارهای مقایسه آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) و آداکیت‌های پر سیلیس (HSA) (Martin etal., 2005) (شکل ۸-a-d) به‌جز نمودار Sr/Y در مقابل Y نمونه‌های موردمطالعه فیروزه عمدتاً در محدوده آداکیت‌های پر سیلیس و نمونه‌های چهل دختر در محدوده کم سیلیس واقع می‌شوند.

جدول ۲ مقایسه بین نمونه‌های چهل دختر و فیروزه با آداکیت‌های پر سیلیس و کم سیلیس است. نمونه‌های چهل دختر به‌طور عمده با آداکیت‌های کم سیلیس و نمونه‌های فیروزه با آداکیت‌های پرسیلیس همخوانی دارد.




شکل ۷- در نمودار Y در مقابل Sr/Y نمودار برای تعیین ماهیت سنگ‌ها در میدان آداکیت و سنگ‌های معمول قوس ( Defant and Drummond, 1990) (نمادها مانند شکل ۴).

Figure 7 - Y versus Sr/Y diagram for determining the nature of rocks in the adakite field and classical arc series rocks (Defant and Drummond, 1990) (symbols as in Figure 4).




شکل ۸- نمودارهای مقایسه آداکیتهای کم سیلیس (LSA) و آداکیتهای پر سیلیس (HSA). (a) Nb در مقابل SiO2، (b) MgO در مقابل SiO2. ، (c) Sr در مقابل (CaO+Na2O) و (d) Sr/Y در مقابل Y (Martin etal., 2005). (نمادها مانند شکل ۴).

Figure. 8 Comparison diagrams of low silica adakites (LSA) and high silica adakites (HSA). (a) Nb vs. SiO2, (b) MgO vs. SiO2, (c) Sr vs. (CaO+Na2O), and (d) Sr/Y vs. Y (Martin et al., 2005). (Symbols as in Figure 4).

جدول۲- مقایسه ویژگی‌های نمونه‌های چهل دختر و فیروزه با انواع آداکیتها (Martin et al., 2005).

Table 2- Comparison of the Cheheldokhtar and Firuzeh samples with different adakite types (Martin et al., 2005).

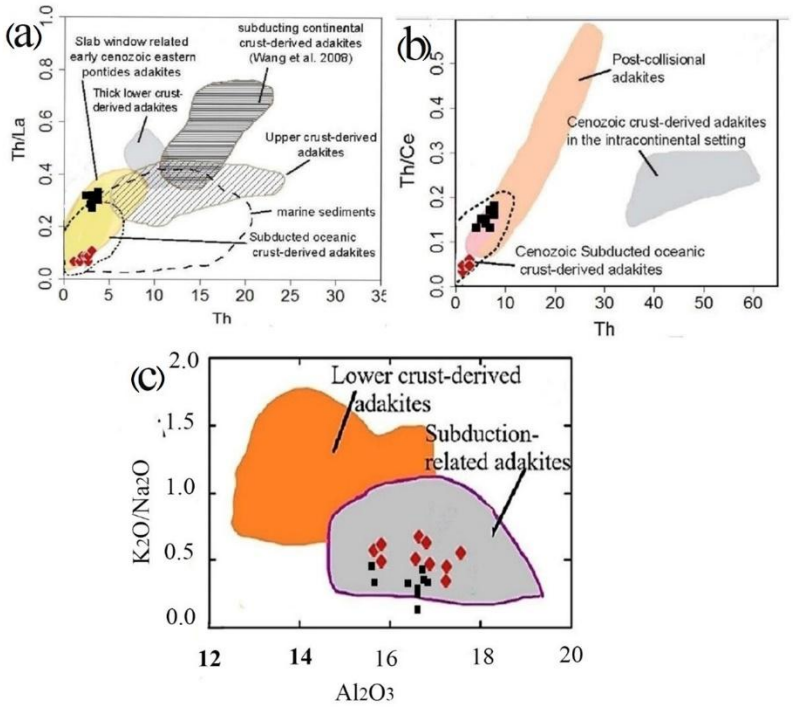
| Average of Firuzeh samples | Average of Cheheldokhtar samples | LSA | HSA |
|---|---|---|---|
| $67.79 > SiO_2 > 61.67\%$ | $59.42 > SiO_2 > 48.42\%$ | $SiO_2 < 60\%$ | $\%SiO_2 > 60$ |
| $3.09 > MgO > 1.44\%$ | $6.98 > MgO > 2.26\%$ | $MgO = 4–9\%$ | $4 > MgO > 0.5$ |
| $12.22 > CaO+Na_2O > 5.56\%$ | $15/76 > CaO+Na_2O > 8/18\%$ | $CaO+Na_2O > \%10$ | $\%CaO+Na_2O < 11$ |
| 1029 > Sr > 309.8 ppm without positive Sr anomaly or weak positive anomaly | 54701 > Sr > 410.1 ppm with high positive Sr anomaly | Sr > 1000 ppm, with high positive Sr anomaly | Sr < 1100 ppm, without positive Sr anomaly or weak positive anomaly |
| $TiO_2$ 0.54% | $TiO_2 < 0.996\%$ | $TiO_2 > 3\%$ | $TiO_2 < 0.9\%$ |
| Low MgO and without clinopyroxene as phenocryst | High MgO and sometimes with clinopyroxene as phenocryst | High MgO and sometimes with clinopyroxene as phenocryst | Low MgO and without clinopyroxene as phenocryst |

نمودار تغییرات نسبت Th در مقابل Th/La (Wang et al., 2006) (شکل ۹a) به‌عنوان یک نمودار مفید در تفکیک محیط‌های مختلف زمین‌ساختی تشکیل انواع آداکیت‌ها استفاده شده‌است. توجه به این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه چهل دختر و فیروزه در محدوده ماگماهای آداکیتی حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو (Defant et al., 2002) و (Martin et al., 2005) با همپوشان با میدان آداکیت سنوزوئیک Pontide (Eyuboglu et al., 2011) قرار گرفته‌اند. با توجه به نمودار Th در مقابل Th/Ce (شکل ۹b) نیز سنگ‌های فیروزه و چهل دختر

در میدان آداکیت‌های مشتق از ذوب ورقه فرورونده کمان سنوزوئیک قرار گرفته‌اند ((Zhu et a., 2009). در نمودار K2O/Na2O در مقابل Al2O3 (Ousta et al., 2024) (شکل ۹c) نمونه‌ها در ناحیه میزانAl2O3 زیاد و نسبت کم K2O/Na2O واقع می‌شوند و نشان تشکیل این سنگ‌ها از پوسته در حال فرورانش است.

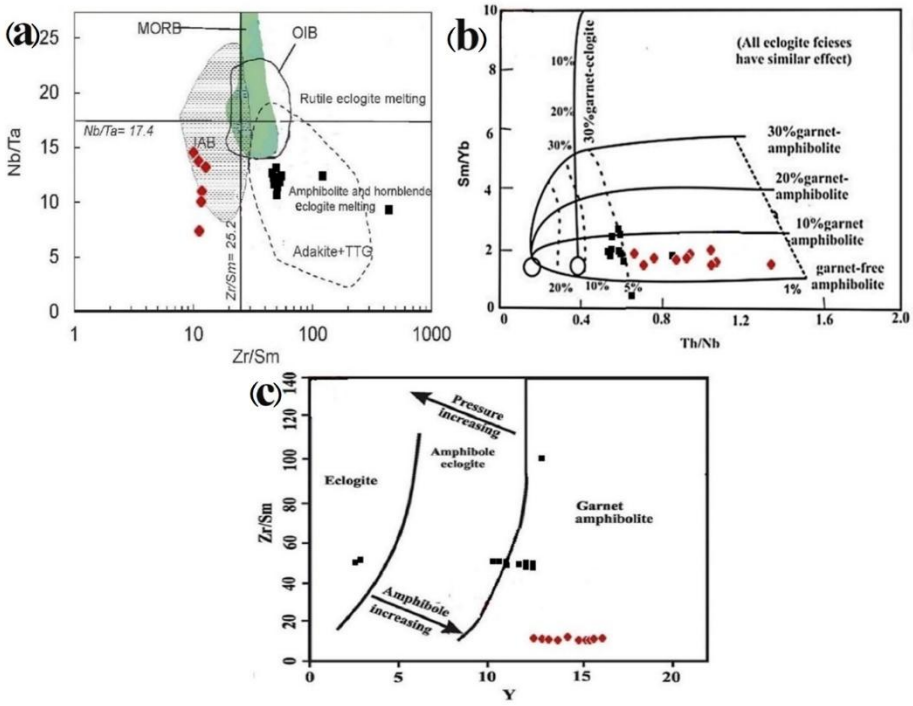
در نمودار تغییرات Nb/Ta در برابرZr/Sm (Condie, 2005) (شکل ۱۰a) موقعیت قرارگیری نمونه‌های فیروزه و چهل دختر در محـدوده ذوب بخشی با منشأ با ترکیب آمفیبولیـت و یـا اکلوژیـت هورنبلنـددار است. نمودار Sm/Y در مقابل Th/Nb (Karsli et al., 2010) (شکل ۱۰b) نمونه‌های چهل دختر و از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس با ترکیب گارنت آمفیبولیت با ذوب بخشی کمتر از ۱۰ درصد سرچشمه گرفته‌اند. این در حالی است که نمونه‌های فیروزه از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی در رخساره گارنت اکلوژیت و با ذوب بخشی حدود ۵ درصد به وجود آمده‌اند. نمودار Y در مقابل Zr/Sm (Deng et al., 2017) (شکل ۱۰c) نمونه‌های چهل دختر از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس با ترکیب گارنت آمفیبولیت سرچشمه گرفته‌اند. این در حالی است که نمونه‌های فیروزه از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی با ترکیب گارنت آمفیبولیت تا رخساره اکلوژیت به وجود آمده‌اند.

در نمودار Ba/Th در مقابل Th (Zhao et al., 2020) (شکل ۱۱a) نمونه‌های چهل دختر از روند غنی‌شدگی توسط سیال و نمونه‌های فیروزه روند غنی‌شدگی مرتبط به مذاب را نشان می‌دهند و در نمودارRb/Y در مقابل Nb/Y (Zhao et al., 2020) (شکل ۱۱b) نمونه‌های چهل دختر از روند غنی‌شدگی توسط سیال و نمونه‌های فیروزه روند غنی‌شدگی هم مرتبط به غنی‌شدگی توسط سیال و مذاب را نشان می‌دهد.



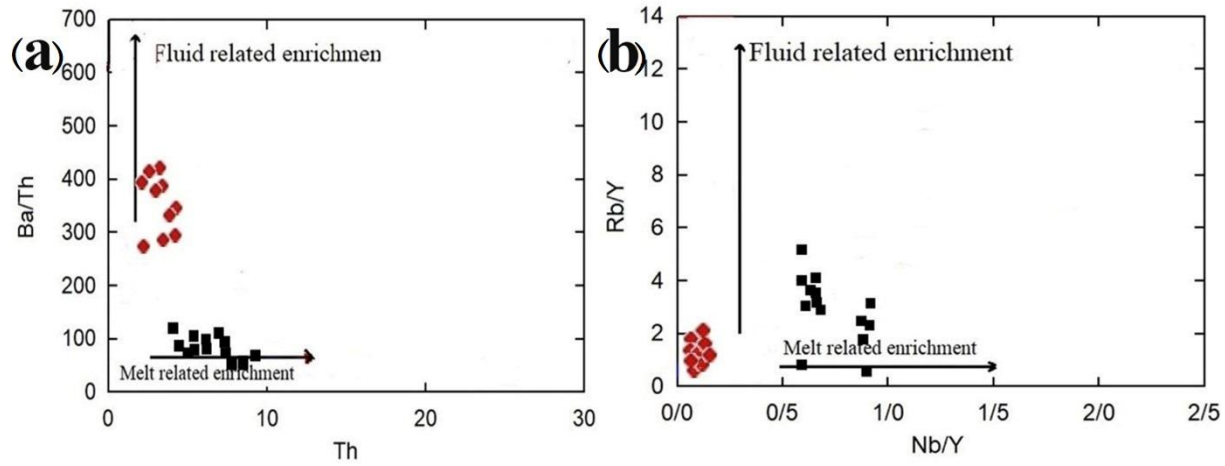

شکل ۹- (a) نمودار تغییرات نسبت Th در مقابلTh/La (Wang et al., 2006)، (b) نمودار Th در مقابل Th/Ce (Zhu et a., 2009) و (c) نمودار K2O/Na2O در مقابل Al2O3 (Ousta et al., 2024). (نمادها مانند شکل ۴).

Figure. 9 (a) Th vs. Th/La diagram (Wang et al., 2006), (b) Th vs. Th/Ce diagram (Zhu et al, 2009), and (c) K2O/Na2O vs. Al2O3 diagram (Ousta et al., 2024). (Symbols as in Fig. 4).




شکل ۱۰-(a) نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm (Condie, 2005)، (b) Sm/Th نمودار در مقابل Th/Nb (Karsli et al., 2010) و (c) نمودار Zr/Sm در مقابل Y(Deng et al., 2017). (نمادها مانند شکل ۴).

Figure. 10 (a) Nb/Ta vs. Zr/Sm diagram (Condie, 2005), (b) Sm/Th vs. Nb diagram (Karsli et al., 2010), and (c) Zr/Sm vs. Y diagram (Deng et al., 2017). (Symbols as in Figure 4).




شکل ۱۱- (a) نمودار Ba/Th در مقابل Th (Zhao et al., 2020) و (b) نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (Zhao et al., 2020). (نمادها مانند شکل ۴).
Figure. 11 (a) Ba/Th vs. Th diagram (Zhao et al., 2020), and (b) Rb/Y vs. Nb/Y diagram (Zhao et al., 2020). (Symbols as in the figure 4)..

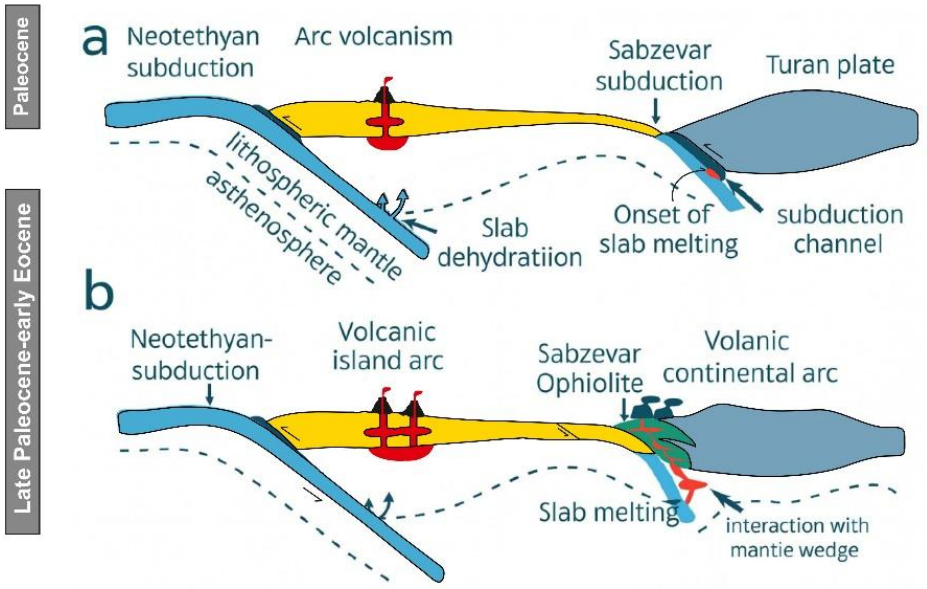
## ۴_ بحث

نشانه‌های ژئوشیمیایی پوسته فرورانشی در انواع مختلف سنگ‌های آذرین مافیک در مرزهای صفحه همگرا، جایی که بازالت‌های قوس جزیره‌ای (IAB) و آندزیت قوس قاره‌ای به‌عنوان محصولات معمولی ماگماتیسم ناحیه فرورانش پذیرفته شده‌اند، وجود دارند. این نشانه‌های پوسته معمولاً نه تنها با غنی‌سازی در عناصر لیتوفیل یونی بزرگ (LILE) و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به بازالت‌های معمولی پشته میانی اقیانوس (MORB)، بلکه با غنی‌سازی در ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Sr و کاهش در ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Nd نسبت به گوشته اولیه نشان داده می‌شوند. چنین نشانه‌های غنی‌شدگی در بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و همتایان قاره‌ای آن‌ها نیز رخ می‌دهد، به‌طورکلی این سری‌ها بر اساس الگوهای توزیع عناصر کمیاب در نمودار نرمال شده گوشته اولیه به دو گروه دسته‌بندی می‌شوند. یکی از سری‌ها، مانند IAB است که غنی‌شدگی در Pb، LILE و LREE را نشان می‌دهد اما در عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) مانند Nb و Ta نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) کاهش می‌یابد. سری دیگر مانند OIB است که غنی‌شدگی در LILE و LREE، غنی‌سازی یا عدم تخلیه در HFSE اما کاهش در سرب نسبت به HREE را نشان می‌دهد. در هر دو سری، این سنگ‌های آذرین مافیک غنی‌شدگی LILE و LREE را با افزایش ناسازگاری آن‌ها نسبت به MORB معمولی نشان می‌دهند که نشان دهنده وجود مواد پوسته‌ای در این سنگ‌های آذرین مافیک است. بررسی تعادل جرم در عناصر اصلی و کمیاب بین منبع و محصول نشان می‌دهد که سنگ‌های پوسته فرورانشی مستقیماً در منابع گوشته‌ای هر دو سری گنجانده نشده‌اند. در عوض، آن‌ها تحت آبگیری دگرگونی و ذوب جزئی در اعماق مختلف قرار گرفتند تا فازهای مایع تولید کنند که بر میزان عناصر متحرک درسیال، مذاب و ایزوتوپ‌های پرتوزای مربوط به آن‌ها در منابع گوشته تسلط داشته باشند. درنتیجه، ترکیب فازهای مایع، کلیدی برای ترکیب ژئوشیمیایی هر دو سری است؛ بنابراین، مواد پوسته توسط فازهای مایع از طریق واکنش‌های متاسوماتیک به گوشته در سطح مشترک پوسته فرورانشی - گوشته منتقل می‌شوند. به‌این‌ترتیب، تفاوت در انتقال ژئوشیمیایی از پوسته فرورانشی به گوشته می‌تواند دلیل تفاوت در ترکیب بین سری‌های IAB و داخل صفحه‌ای OIB باشد (Zheng et al., 2020). به‌طورکلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های مناطق فیروزه و چهل دختر نسبت به گوشته اولیه مشابه بوده و تفاوت موجود، در میزان تمرکز این عناصر است. این می‌تواند نشان دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و منشأ مشترک آن‌ها باشد. تهی شدگی سنگ‌های منطقه از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE نظیر Nb, P و Ti) که از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی است، می‌تواند از خواستگاه ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه

گوشته‌ای دگر نهاد روی آن در کمان‌های ماگمایی و تحمل فرآیند تبلور جدایشی و نیز هضم و آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای ناشی شده است (Saunders et al., 1992; Nagudi et al., 2003). سنگ‌های موردبررسی (چهل دختر و فیروزه) با این نمودارها، غنی‌شدگی عناصر روبیدیم، اورانیم، توریم، سرب را نشان می‌دهند. در بیشتر نمونه‌ها، عناصر نیوبیوم، زیرکونیم دارای آنومالی منفی هستند. سنگ‌های محدوده‌ها، با آنومالی مثبت برای پتاسیم و عناصر ناسازگار Rb، Ba (غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک) و آنومالی منفی برای سه عنصر Nb, Ti و Zr و تهی شدگی در HFSE شباهت چشمگیری با سنگ‌های آتشفشانی قوس‌های آتشفشانی دارند (Moghadam et al., 2021). فراوانی پایین عناصر HFSE نظیر Nb نسبت به عناصر لیتوفیل درشت یون LILE با منتسب نمودن ماگما به یک منبع تغییر یافته به وسیله متاسوماتیسم هماهنگ است که شامل ذوب آبدار گوه گوشته‌ای یا ذوب مجدد که منجر به وقوع یک رویداد ماگمایی شده است (Kelemen et al., 1993; Turner et al., 1996). زیرا تمرکز عناصر HREE, HFSE در مذاب‌های مشتق شده از گوشته فقط توسط ترکیب گوشته قبل از فرورانش کنترل می‌شود؛ اما عناصری همچون Be, Th و عناصر نادر خاکی سبک فقط توسط مذاب‌های سیلیسی حاصل از ذوب رسوبات بالای پوسته اقیانوسی فرورانش یافته، انتقال می‌یابند (Kent and Elliott, 2002) که می‌تواند گویای تأثیر ناچیز آلودگی پوسته‌ای در غنی‌شدگی این عناصر باشد. علاوه بر این می‌تواند نشانگر یک منبع تغییریافته توسط سیالات تهی شده در Nb که از آب‌زدایی صفحه فرورانش حاصل شده‌اند، باشد (Shahzidi et al, 2008). با توجه به نسبت‌های Nb/U (۴/۲-۲/۲) در چهل دختر و فیروزه (۶/۶۲-۳/۸۴) و Nb/Th (۱/۴۰-۰/۷۲) در چهل دختر و فیروزه (۱/۷۵-۱/۲۱) در سنگ‌های منطقه و نزدیک بودن این نسبت‌ها به مقادیر گزارش‌شده در قوس‌های آتشفشانی (۱۱-۱/۶) و (۵/۲-۳/۶) (Sun, 1980) میتوان بیان کرد که ماگمای این سنگ‌ها شباهت زیادی به ماگمای قوس آتشفشانی دارد. علاوه براین Gill (۱۹۸۱) بیان کرد که نسبت بالای Ba/Nb (>۲۸) معرف ماگماتیسم قوس آتشفشانی است (میانگین چهل دختر ۳۱۴/۱۸ و فیروزه ۴۸/۳۶ است). شاخص‌های تعیین آلودگی پوسته‌ای ماگمای بازالتی شامل پایین بودن نسبت Ce/Pbو بالا بودن نسبتTh/U است. زیرا Pb و Th در مواد پوسته‌ای متمرکز هستند و طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی از یکدیگر تفکیک نمی‌شوند؛ بنابراین، نسبت‌های آن‌ها بازتاب‌دهنده این نسبت در محل منبع ماگماست (Hofmann, 1988). میانگین نسبت Ce/Pb در بازالت‌های اقیانوسی (OIB و MORB) تقریباً ۲۵ است (Hofmann et al., 1986) که به‌طور قابل‌توجهی، بالاتر از مقدار نسبت یادشده برای میانگین پوسته قاره‌ای است (Pb=۲۰) (Ce/Pb=۳/۲). (Taylor and McLennan, 1985) این نسبت OIB (Pb=۰/۷) (۲۵/۷ =Ce/Pb) و پوسته بالایی (Pb=۲۰) (Ce/Pb=۳/۲) (Norman and Garcia, 1999) است. براین اساس، نمونه‌های موردمطالعه در چهل دختر (Pb=۱۶) (Ce/Pb=۱/۲) و فیروزه (Pb=۳) (Ce/Pb=۱/۳۲) می‌توانند نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌ها باشند. میانگین نسبت‌های Nb/U, Nb/Th و Nb/La به ترتیب برای سنگ‌های چهل دختر ۱۴/۵۸، ۰/۳، ۱/۱۲ و فیروزه۵/۶۲، ۱/۵۶، ۰/۵۷ است، که نسبت به مقادیر گوشته اولیه Nb/U=۳۴، ۸/۰۴ =Nb/Th، Nb/La= ۱/۰۴، (Sun and McDonough, 1989) کمتر هستند و از آلایش ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قارهای بالایی در خلال بالا آمدن خبر می‌دهد. Zr و Hf از عناصر نسبتاً ناسازگار در فرآیند ذوب هستند و تمرکز پایین Zr و Hf نشان‌دهنده ذوب بخشی کم است (Linnen et al., 2013). تمرکز Zr و Hf و نسبت Zr/Hf در طول ذوب بخشی و یا تفریق ماگمایی به مقدار زیادی توسط زیرکن، ایلمینیت و زیرکونولیت کنترل می‌شود (باقی‌مانده در منشأ یا جداشده از مذاب) (Linnen et al., 2013). همچنین رفتار Zr, Hf و HREE توسط میزان آب نیز کنترل می‌شود. آن‌ها در محدوده سیال غیرمتحرک هستند و در طول ذوب بخشی در فاز جامد باقی می‌مانند (Richards, 2005). ضخامت پوسته که نتیجه برخورد است اجازه ذوب بخشی کم و افزایش پایداری محدوده گارنت را می‌دهد که نتیجه آن تهی‌شدگی Hf, Zr و HREE در مذاب سیلیکاتی است. به‌عبارت‌دیگر ضخامت پوسته و عمق منشأ ماگما با یک قوس بالغ افزایش‌یافته است. این فرایند باعث کاهش میزان ذوب بخشی و به‌تبع آن با کاهش تمرکز Hf، Zr و HREE در مذاب شده است؛ بنابراین پراکندگی و توزیع Zr، Hf و HREE می‌تواند تخمینی از عمق منشأ ماگما و درجه ذوب بخشی برای پالس‌های بعدی ماگمایی و میزان تکامل آن‌ها

باشد (Jamali, 2017). وجود آنومالی منفی Zr و HREE در نمونه‌ها نشان از ذوب بخشی پایین و همچنین ضخامت پوسته است. با توجه به مقادیر کمتر Zr، Hf و HREE در محدوده چهل دختر و مقدار بیشتر سرب در این محدوده احتمالاً ضخامت پوسته در محدوده چهل دختر از فیروزه بیشتر بوده است. به عقیده Wilson (۱۹۸۹) آنومالی منفی Ti و Nb خاص مناطق فرورانش و آنومالی مثبت آن‌ها خاص مناطق کششی و کافتی است. روانه‌های کالک آلکالن حاشیه فعال قاره‌ای، نسبت به جزایر قوسی از TiO2, P2O5 و Zr غنی‌تر به نظر می‌رسند، اما نسبت به آن‌ها، از Y تهی شده‌اند (Palacios,1983). با توجه به نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های فیروزه نسبت به چهل دختر از Zr غنی‌تر و از Y فقیرتر هستند. نمودار Y در مقابل Sr/Y (شکل ۷) برای تعیین ماهیت سنگ‌ها در میدان آداکیت و سنگ‌های معمول قوس معرفی‌شده است. نمونه‌های مورد مطالعه در چهل دختر و فیروزه در محدوده آداکیتی و دور از محدوده سنگ‌های معمول کمان یعنی آندزیت، داسیت و ریولیت (ADR) قرارگرفته‌اند. همچنین، الگوی قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار مذکور از روند تفریق بلوری فاز کانیایی آمفیبول تبعیت می‌کند که با دیگر شواهد ژئوشیمیایی ذکر شده برای جدایش آمفیبول مطابقت دارد. لازم به ذکر است که مطالعات پتروگرافی صورت یافته بر روی مقاطع نازک شاهدی بر ماهیت آداکیتی آن‌هاست. ترکیب سنگ‌شناسی و کانیایی این نمونه‌ها با ترکیبات معمول آداکیتی همخوانی بسیار نزدیک دارد. به‌طورکلی فازهای کانیایی معمول در سنگ‌های موردمطالعه با ترکیب آندزیت تا داسیت، در محدوده فیروزه و مونزودیوریت و مونزونیت در محدوده چهل دختر، پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی، آمفیبول، سانیدین و بیوتیت است. همچنین همانند ترکیبات آداکیتی معمول، این سنگ‌ها حاوی فازهای فرعی آپاتیت، زیرکن و اکسیدهای Ti-Fe هستند. جدول ۲ مقایسه بین نمونه‌های چهل دختر و فیروزه با آداکیت‌های پر سیلیس و کم سیلیس است. نمونه‌های چهل دختر به‌طور عمده با آداکیت‌های کم سیلیس و نمونه‌های فیروزه با آداکیت‌های پرسیلیس همخوانی دارد. در نمودارهای مقایسه آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) و آداکیت‌های پر سیلیس (HSA) (شکل a-d۸) به‌جز نمودار Sr/Y در مقابل Y نمونه‌های مورد مطالعه فیروزه عمدتاً در محدوده آداکیت‌های پر سیلیس و نمونه‌های چهل دختر در محدوده کم سیلیس واقع می‌شوند. نمودار تغییرات نسبت Th در مقابل Th/La (شکل a۹) به‌عنوان یک نمودار مفید در تفکیک محیط‌های مختلف زمین ساختی تشکیل انواع آداکیت‌ها استفاده‌شده است. توجه به این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه چهل دختر و فیروزه در محدوده ماگماهای آداکیتی حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو با همپوشان با میدان آداکیت سنوزوئیک Eyuboglu (etal., 2011) قرار گرفته‌اند. به‌علاوه، ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌های با ویژگی‌های آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته قاره‌ای فرورو (Wang et al., 2008)، آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی (Eyuboglu et al., 2012) و یا پوسته قاره‌ای بالایی (Condie et al., 1973) همخوانی ندارد. با توجه به نمودار Th در مقابل Th/Ce (شکل b۹) نیز سنگ‌های فیروزه و چهل دختر در میدان آداکیت‌های مشتق از ذوب ورقه فرورونده کمان سنوزوئیک قرار گرفته‌اند. در نمودار K2O/Na2O در مقابل Al2O3 (شکل c۹) نمونه‌ها در ناحیه میزان Al2O3 زیاد و نسبت کم K2O/Na2O واقع می‌شوند و نشان تشکیل این سنگ‌ها از پوسته در حال فرورانش است. در نمودار تغییرات Nb/Ta در برابر Zr/Sm (شکل a۱۰) موقعیت قرارگیری نمونه‌های فیروزه و چهل دختر در محدوده ذوب بخشی با منشأ با ترکیب آمفیبولیت و یا اکلوژیت هورنبلنددار است. محدوده‌های MORB, OIB و IAB مشخص شده بر روی این نمودار توسط Ousta و همکاران (۲۰۲۴) معرفی شده‌اند و نسبت‌های Nb/Ta (۱۷/۴) و Zr/Sm (۲/۲۵) برای گوشته اولیه که بر روی نمودار آمده‌اند از Sun and Mc Donough (۱۹۸۹) گرفته شده‌است. ضریب توزیع بالای عناصرHFSE (مانند Nb و Ta) در آمفیبول، به همراه روند انطباق منفی در نمودار تغییرات نسبت Nb/Ta در برابر Zr/Sm با حضور آمفیبول به‌عنوان فاز باقیمانده در طول ذوب بخشی پوسته اقیانوسی سازگاری دارد (Kamei,et al., 2004; Xiong et al., 2005; Foley et al., 2002). نمودار Sm/Y در مقابل Th/Nb (شکل b۱۰) نمونه‌های چهل دختر و از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس با ترکیب گارنت آمفیبولیت با ذوب بخشی کمتر از ۱۰ درصد سرچشمه گرفته‌اند. این در حالی است که نمونه‌های فیروزه از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی در محدوده رخساره گارنت اکلوژیت که نشان شرایط فشار بالاتر است، با ذوب بخشی حدود ۵ درصد به وجود آمده‌اند. نمودار Zr/Sm در مقابل Y (شکل c۱۰) نمونه‌های چهل دختر

از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس با ترکیب گارنت آمفیبولیت سرچشمه گرفته‌اند. این در حالی است که نمونه‌های فیروزه از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی با ترکیب گارنت آمفیبولیت تا رخساره اکلوژیت که نشان از فشار بالاتر است، به وجود آمده‌اند. احتمالاً موقعیت تشکیل سنگ‌های محدوده فیروزه در محل بسته شدن حوضه پشت قوسی بوده است. در نمودار Ba/Th در مقابل Th (شکل ۱۱a) نمونه‌های چهل دختر از روند غنی‌شدگی توسط سیال و نمونه‌های فیروزه روند غنی‌شدگی مرتبط به مذاب را نشان می‌دهند و در نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (شکل ۱۱b) نمونه‌های چهل دختر از روند غنی‌شدگی توسط سیال و نمونه‌های فیروزه روند غنی‌شدگی هم مرتبط به غنی‌شدگی توسط سیال و مذاب را نشان می‌دهد. این روند بیانگر آن است تأثیر پوسته و سیالات پوسته بر نمونه‌های چهل دختر بیشتر از فیروزه است. بالاتر بودن نسبت Ba/Th (نمودار شکل۱۱a) مؤید این امر است و می‌تواند نشان‌دهنده ضخامت بیشتر پوسته در محدوده چهل دختر باشد. با توجه به اینکه اگر Zr/Y>3 باشد، نمونه‌ها متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر Zr/Y<3 باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند (Pearce and Norry, 1979). آداکیت‌های چهل دختر مرتبط به کمان‌های اقیانوسی و آداکیت‌های فیروزه مرتبط به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است. کمان ماگمایی سبزوار (زون سبزوار) که بین میکرو قاره ایران مرکزی و البرز قرار دارد، محل ایجاد باریکه اقیانوسی نئوتتیس است که با برخورد میکرو قاره ایران و صفحه توران بسته شده‌است. در زمان بسته شدن باریکه اقیانوس ابتدا کمان‌های اقیانوسی به وجود آمده‌اند که آداکیت‌های کم سیلیس چهل دختر در این کمان‌ها تشکیل‌شده‌اند. در کمان‌های اقیانوسی، پوسته فرورانشی دارای رخساره‌های دگرگونی آمفیبولیتی گارنت‌دار بوده و از ذوب بخشی آن‌ها و نقش سیالات، آداکیت‌های کم سیلیس چهل دختر تشکیل شده‌اند. با ادامه بسته شدن این باریکه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای در مرز توران (البرز) به وجود آمده‌اند که حاصل فرورانش در این کمان وجود رخساره اکلوژیت و آمفیبولیتی است که بیانگر وجود نقش فشار بیشتر بر دگرگونی قطعه اقیانوسی فرورونده است و آداکیت‌های پر سیلیس فیروزه از ذوب بخشی این قطعه فرورانشی و تأثیر سیالات به وجود آمده است.




شکل ۱۲- الگوی تحولات زمین‌ساختی - ماگمایی زون ساختاری سبزوار همراه با تغییرات در طول مراحل فرورانش نئوتتیس (بدون مقیاس) در زمان پالئوسن ـ ائوسن(Jamshidi et al., 2015).

-Figoure12.Pattern of tectonic-magmatic evolutions of the Sabzevar structural zone along with changes during the phases of Neotethys subduction (not to scale) during the Paleocene-Eocene (Jamshidi et al., 2015).

## ۵_ نتیجه‌گیری

این مطالعه نشان می‌دهد که آداکیت‌های چهل دختر و فیروزه در زون سبزوار، باوجود تفاوت‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، هر دو حاصل ذوب پوسته اقیانوسی نئوتتیس در طی فرورانش هستند. بررسی نمودارهای ژئوشیمیایی مانند Y در مقابل Sr/Yو Th در مقابل Th/La تأیید می‌کند که این سنگ‌ها در محدوده آداکیت‌های مرتبط با فرورانش قرار دارند. نمونه‌های چهل دختر با ویژگی‌های آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) و نمونه‌های فیروزه با ویژگی‌های آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) مطابقت دارند که نشان‌دهنده تفاوت در شرایط ذوب و عمق فرورانش است. تحلیل نسبت‌های عنکبوتی مانند Nb/Ta و Zr/Smنشان می‌دهد که نمونه‌های چهل دختر بیشتر تحت تأثیر ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی با ترکیب گارنت آمفیبولیت قرار داشته‌اند، درحالی‌که نمونه‌های فیروزه از ذوب بخشی یک منشأ آمفیبولیتی یا اکلوژیتی با تأثیر سیالات غنی‌شده در فشار بیشتر تشکیل شده‌اند. این تفاوت‌ها احتمالاً ناشی از موقعیت مکانی متفاوت این دو محدوده نسبت به زون فرورانش است. همچنین، نمودارهای Ba/Th و Rb/Y نشان می‌دهند که نمونه‌های چهل دختر عمدتاً تحت تأثیر غنی‌شدگی توسط سیالات، درحالی‌که نمونه‌های فیروزه ترکیبی از غنی‌شدگی توسط سیالات و مذاب را تجربه کرده‌اند. این نتایج با مطالعات پیشین در مورد کمان‌های ماگمایی سنوزوئیک مطابقت دارد. درنهایت، این مطالعه تأیید می‌کند که آداکیت‌های چهل دختر متعلق به کمان‌های اقیانوسی و آداکیت‌های فیروزه متعلق به کمان‌های قاره‌ای هستند. این تفاوت‌ها نشان‌دهنده تکامل تدریجی زون سبزوار از یک محیط اقیانوسی به قاره‌ای در طی فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است. این یافته‌ها با مدل‌های ژئودینامیکی منطقه سبزوار همخوانی دارد و می‌تواند به درک بهتر فرآیندهای فرورانش و تشکیل کمان‌های ماگمایی در ایران مرکزی کمک کند.

## مراجع

Condie, KC., Swenson, DH., 1973. Compositional variation in three Cascade stratovolcanoes: Jefferson, Rainier, and Shasta. Bulletin Volcanologique 37, 205–230, https://doi.org/10.1007/BF02597131

Condie, KC., 2005. TTGs and adakites: Are they both slab melts? . Lithos 80(1-4), 33-44. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.11.001

Defant, MJ., Drummond, MS., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of youngsubducted lithosphere. Nature 347, 662-665. https://doi.org/10.1038/347662a0

Defant, MJ., Xu, JF., Kepezhinskas, P., Wang, Q., Zhang, Q., Xiao, L., 2002. Adakites: Some variations on a theme. Acta petrology sinica18, 129-142. NII Article ID :10030933082.

Dehnavi, N., 2010. Petrology and geochemistry of igneous rocks of Shahr-e-Firoozeh region (west ofNayshaboor) and their mineralization. M.Sc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.

Deng, J., Yang, X., Qi. H., Zhang, Z F., Mastoi, A S., Sun, W., 2017. Early Cretaceous High-Mg adakites associated with Cu-Au mineralization in the Cebu Island, Philippines: Implication for partial melting of the paleo-Pacific plate. Ore Geology Reviews 88, 251-269. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.05.006.

Eyuboglu, Y., Chung, SL., Santosh, M., Dudas, FO. Akaryal, E., 2011.Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the eastern Pontides, NE Turkey: Implications for slab window melting. Gondwana Research 19, 413-429. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.07.006

Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O., Kwon, S., 2012. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the Late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region. Lithos 146-147, 218-232. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.04.034

Fazel Valipour, ME., 2021. Petrography, geochemistry and petrogenesis of high-silica Adakitic rocks from Bayram Abad area in the northwest Neyshabour (Northeast of Iran). Petrological Journal 12(1), 113-134. https://doi.org /10.22108/ijp.2021.124930.1200

Foley, SF., Tiepolo, M., Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature 417, 837- 840 https://doi.org/10.1038/nature00799

Ghalasi, E., 2015. Geochemistry and Petrology of Chehel Dokhtar Igneous Massif, Kashmar. M.Sc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.

Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A., Tanha, A., 2010. Petrography, geochemistry and radiometric ages of high-silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 3, 347-370. https://sid.ir/paper/356841/en

Gill, JB.,1981. Orogenic andesites and plate tectonics Springer-Verlag., New York. P. 390.

Hastie, AR., Kerr, AC., Pearce, JA., Mitchell, SF., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology 48(12), 2341–2357. https://doi.org/10.1093/petrology/egm062

Hofmann, AW., 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 90(3), 297–314. https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X

Hofmann, AW., Jochum, K., Seufert, M., White, WM.,1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters 79(1–2), 33–45. https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5

Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. Journal of Asian Earth Sciences 30(3-4), 433-447. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.11.008

Jamali, H., 2017. The behavior of rare-earth elements, zirconium and hafnium during magma evolution and their application in determining mineralized magmatic suites in subduction zones: Constraints from the Cenozoic belts of Iran. Ore Geology Reviews 81(1), 270-279. https://doi.org/ 10.1016/j.oregeorev.2016.10.006

Jamshidi, K., 2015. Petrology, geochemistry and petrogenesis of adakite domes north of Sabzevar city. Ph.D thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.

Jamshidi, K., Ghasemi, H., Miao, L., Sadeghian, M., 2018. Adakite magmatism within the Sabzevar ophiolite zone, NE Iran: U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic evidences. Geopersia 8(1), 111-131. https://doi.org/ 10.22059/geope.2017.242944.648352

Kamei, A., Owada, M., Nagao, T. Shiraki, K., 2004. High-Mg diorites derived from sanukitic HMA magmas, Kyushu Island, southwest Japan arc: evidence from clinopyroxene and whole rock compositions. Lithos 75, 359-371. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.006

Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, İ., Aydin, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. Lithos 114, 109- 120. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.08.003

Kay, RW., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacificocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research 4, 117-132. https://doi.org/10.1016/0377-0273(78)90032-X

Kazimoto, EO., Ikingura, JR., 2014. Trace element geochemistry and petrogenesis of the granitoids and high-K andesite hosting gold mineralisation in the Archean Musoma-Mara Greenstone Belt, Tanzania. Journal of African Earth Sciences 91, 66-78. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.12.003

Kelemen, PB., Shimizu, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. Earth and Planetary Science Letters 120(3–4), 111–134. https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90234-Z

Kent, AJR., Elliott, TR., 2002. Melt inclusions from Marianas arc lavas: Implications for the composition and formation of island arc margins. Chemical Geology 183(1–4), 263–286. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00378-3

Le Bas, MJ., Le Maitre, RW., Streckeisen, A., 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

Linnen, RL., Samson, IM., Williams-Jones, AE., Chakhmouradian, AR., 2013. Geochemistry of the rare-earth element, Nb, Ta, Hf, and Zr deposits. Treatise on Geochemistry 13, 543–568. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01124-4

Martin, H., Smithies, RH., Rapp, R., Moyen, JF. Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79, 1-24. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048

Moghadam, HS., Li, Q.L., Kirchenbaur, M., Garbe-Schönberg, D., Lucci, F., Griffin, WL., Ghorbani, G., 2021. Geochemical and isotopic evolution of late Oligocene magmatism in Quchan, NE Iran. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 22(11), e2021GC009973. https://doi.org/10.1029/2021GC009973

Naderi, N., 1998 Geological Map 1:100,000 Kodkan Publications of the Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.

Nagudi, N., Koberl, Ch., Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin, Journal of African Earth Sciences 36, 1-14. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00014-9

Norman, MD., Garcia., MO.,1999. Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: Petrology and geochemistry of shield picrites. Earth and Planetary Science Letters 168(1–2), 27–44.https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00043-6

Omrani, H., 2018. Island-arc and Active Continental Margin Adakites from the Sabzevar Zone, Iran. Petrology 26, 96–113. https://doi.org/10.1134/S0869591118010058

Omrani, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., 2017. Geodynamic evolution of the Sabzevar zone, northern central Iranian micro-continent. Mineralogy and Petrology 112 (1), 65-83. https://doi.org/10.1007/s00710-017-0505-3

Ousta, Sh., Ashja-Ardalan, A., Yazdi, A., Dabiri, R., Arian, MA., 2024. Petrogenesis and tectonic implications of Miocene dikes in the southeast of Bam (SE Iran): Constraints on the development of activecontinental margin, Geopersia 14 (1), 89-111. https://doi.org/10.22059/geope.2023.364334.648729

Palacios, CM., Guerra, NS., Campano, PB., 1983. Difference of Ti, Zr, Y and P content in calc-alkaline andesites from island arcs and continental margin (Central Andes). Geologische Rundschau *72*(2), 733-738. https://doi.org/10.1007/BF01822091

Pearce, JA., Norry, MJ., 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Intrusive Rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69, 33-47. http://dx.doi.org/10.1007/BF00375192

Peccerillo, A., Taylor, SR., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to mineralogy and petrology 58(1), 63-81. https://doi.org/10.1007/BF00384745

Poosti, M., Fadaeian, M., 2015. Petrology and Petrogenesis of Mafic Igneous Rocks in Mashiran, North of Meshkinshahr. Scientific Quarterly Journal of Geosciences 24(96), 201-213. https://doi.org/ 10.22071/gsj.2015.41750

Rahimzadeh, B., shokrollahi, P., ghuson, Z., masoudi, F., 2020. Crystallization condition and mineral chemistry of adakitic rocks in north of Dehgolan, east of Kurdistan. Researches in Earth Sciences 11(2), 225-246. https://doi.org/ 10.52547/esrj.11.2.225

Richards, JP., 2005. Cumulative Factors in the Generation of Giant Calc-Alkaline Porphyry Cu Deposits. In: Porter, T.M., Ed., Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective, Volume 1, Porter Geoscience Consulting Publishing, Linden Park, South Australia, 259-274.

Rollinson, HR., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York, P. 352.

Saadat, S., 2023. Adakitic magmatism, a window to evolution on tectonic and mineralization in eastern Iran. Journal of Economic Geology 15(1), 87-113. https://doi.org/10.22067/econg.2023.80308.1062

Salehinejad, H., 2008. Petrological and geochemical investigation of subvolcanic domes of Bashtin area (sw of Sabzevar). MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Saunders, A D., Storey, M., Kent, R. W., Norry, M. J., 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. Geological Society, London, Special Publications 68(1), 41-60. .https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.04

Shahzidi, M., Moayed. M., Moazen, M., Ahmadian, J., 2008. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocksnortheast of Ardestan. Research journal of university of Isfahan. Science 30(1), 50-29 https://sid.ir/paper/56012/fa

Sun, SS., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences 297(1431), 409-445. https://doi.org/10.1098/rsta.1980.0224

Sun, SS., McDonough, WF., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publication 42, 313-345 https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Tanha, A., 2009. Petrogenesis of Neogene igneous rocks in the north Anbarabad (Mashkan). MSc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Taylor, SR., McLennan, SM., 1985. The continental crust: its composition and evolution Blackwell Scientific Publications, Oxford P.312. https://doi.org/10.1002/gj.3350210116

Thorkelson, DJ. and Breitsprecher, K., 2005. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. Lithos 79(1-2), 25-41. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.049

Turner, S., Arnaud, N., Liu. J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convectivethinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. Journal of Petrology 37(1), 45-71. https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45

Wang, XL., Shu, XJ., Xu, X., Tang, M., Gasching, R., 2012. Petrogenesis of early Cretaceous adakite- like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China. Journal of Asian Earth Sciences 61, 243-256. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.017

Wang, Q., Wyman, DA., Xu, JF., Zhao, ZH., Jian, P., Xiong, XL., Bao, ZW., Li C, F., Bai Z, H., 2006. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (Eastern China): implications for geodynamics and Cu-Au mineralization, Lithos 89, 424-446. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.010

Wang, Q., Wyman, DA., Xu, JF., Wan, YS., Li C, F., Zi, F., Jiang, XQ., Qiu, HN., Chu, ZY., Zhao, ZH., Dong, YH., 2008. Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge Contributions to Mineralogy and Petrology 155, 473-490. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0253-1

Whitney, DL., Evans, BW., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185- 187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371

Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach, Unwin Hyman, London, 466pp.

Winchester, JA., Floyd, PA., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their diferentitaion products using immobile element Geology, Chemical Geology 20, 249-287. https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2

Xiong, XL., Adam, J., Green, TH., 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis Chemical Geology 218, 339-359. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.01.014

Yousefi, F., Sadeghian, M., Lentz, DR., Wanhainen, C., Mills, RD., 2021. Petrology, petrogenesis, and geochronology review of the Cenozoic adakitic rocks of northeast Iran: Implications for evolution of the northern branch of Neo-Tethys. Geological Journal 56(1), 298-315. https://doi.org/10.1002/gj.3943

Zheng, YF., Xu, Z., Chen, L., Dai, LQ., Zhao, ZF., 2020. Chemical geodynamics of mafic magmatism abovesubduction zones. Journal of Asian Earth Sciences 194, 104185. https://doi.org/10.1016/J.JSEAES.2019.104185.

Zhao, XB., Xue, CJ., Seltmann, R., Dolgopolova, A., Andersen, J C O., Zhang, G Z., 2020. Volcanic–plutonic connection and associated Au-Cu mineralization of the Tulasu ore district, Western Tianshan, NW China: Implications for mineralization potential in Palaeozoic arc terranes. Geological Journal 55(3), 2318–2341, https://doi.org/10.1002/gj.3750

Zhu, JC., Wang, RC., Zhang, PH., Xie, CF., Zhang, WL., Zhao, KD., Xie, L., Yang, C., Che, XD., Yu, A., Wang, LB., 2009. Zircon U-Pb geochronological framework of Qitianling granite batholith, middle part of Nanling Range, South China. Science in China Series D: Earth Sciences 52(9), 1279– 1294. https://doi.org/10.1007/s11430-009-0154-4