

Research Article

Mineral chemistry, Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks in the Shahvarogh area (West of Tafresh, Markazi Province)

Seyed Vahid Shahrokhi 

¹ Associate Professor, Department of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran
vahid.shahrokhi@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 27 August 2024

Accepted: 30 November 2024

Keywords

Calc-alkaline
Metaluminous
Metasomatism
Urmia-Dokhtar
Volcanic rocks

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Urmia-Dokhtar Magmatic (volcanic and plutonic) Arc (UDMA) with 2000 Km length in Iran is a small section of the Alpine-Himalayan orogenic belt (Glennie, 2000; Alavi, 2004; Ilbeyli, 2004). The studied area is located in the northeast of Ashtian and composed of two area of Feshk and Master. These areas are situated at 49°44' and 49°55' longitude and 34°31' and 34°44' latitude. Based on the structural zone, this area is a small part of UDMA (Hajian, 1970). Wrinkles and big faults mechanisms such as Tafresh, Talkhab, and Tabarteh have been effective in the formation and morphology of this area that particularly control the sedimentary basins and volcanic processes via the approximate procedure of northwest-southeast.

Geology

Rock outcrops in the study zones are associated with the Mesozoic and Cenozoic Eras with the oldest ones made of carbonate rocks belonging to the Middle Triassic. The first group is attributed to Eocene, mainly includes acidic tuffs to gray basic, tuffs containing the crystal glass pieces and trachyte lava, trachyandesite and dacitic-rhyodacite types in the form of a semi-dense, gray dark to bright pink dikes and dark lavas from andesites- trachyandesite, quartz latite andesite and basaltic andesite. The Eocene rocks are divided into six units (Lithozone E1 to E6) in this zone consisting of E1 (conglomerate, marl, and sandstone), E2 (ignimbrite, tuff, and nummulite-bearing sandy limestone), E3 (green rhyolitic to dacitic tuff accompanied by marl, shale, sandstone, and limestone), E4 (red to dark brown tuff and dark lava), E5 (green tuff, sedimentary layers, and rhyolite), E6 (basalt, andesite, and dark tuff interlayered with nummulitic limestone) (Hajian, 2001).



 10.22108/ijp.2024.142612.1341

Sampling and Analytical Techniques

The survey was conducted by selecting the proper locations and taking 300 samples. They were

exported to the Geological Survey of Iran (GSI) for whole rock chemical analysis with ICP-MS and XRF methods. The microprobe analyses were conducted

 Corresponding Author

To cite this article: Shahrokhi, V. (2024) Mineral chemistry, Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks in the Shahvarogh area (West of Tafresh, Markazi Province). *Petrological Journal*, 15(3), 113-137.



by Cameca SX100 microprobe (France) with carbon coating at the Iranian Mineral Processing Research Center on 10 polished sections at the Iran Minerals Processing Research Center after detailed petrography studies.

Discussion

The microscopic study of samples reveals that the rhyolite, dacite, andesite, trachy-andesite and andesite-basalt rocks dominantly have porphyritic, microlite porphyritic and microlite glomeroporphyritic textures.

In the dacite rocks, plagioclases have oscillatory zoning. If the magmatic chamber is attacked by the basic magma while cooling the dacite melts, first, the plagioclase crystals melt partially and then become recrystallized. Therefore, these crystals can adsorb dusty textures (Gills, 1981). Amphibole phenocrysts with 3 to 5 Vol.% reveal the effects of burns and decay in most samples of dacite, trachy-andesite, andesite-basalt, and especially the andesite. Amphiboles in the form of inclusion in the plagioclase, are almost anhedral and have a green-blue multiplicity which can represent their sodic composition (Tabatabai Manesh et al. 2010). Pyroxene is another detectable mineral in andesite and andesite-basalt rocks. Olivine crystals are observed in approximately 5 Vol% in basaltic andesitic rocks, damaged completely by the decomposition pressure with only a small piece remaining intact. In some thin sections of the dacite rocks, quartz with 3-5% modal frequency is observed with anhedral and neomorph margins in many cases.

Geochemistry

According to the TAS and AFM Diagram (Le Bas et al., 1986; Irvine and Baragar, 1971), as to lithology combinations, where:

- 1) the samples vary within dacite to andesite types in the Shahvaroozh and Sadabad area;
- 2) from trachy-andesite, trachy-basalt, basaltic andesite, andesite and dacite types in Feshk area;
- 3) from rhyolite, dacite and basaltic andesite composition in Kordabad area.

Conveying the obtained results from samples analysis to A/NK to A/CNK, Ti/100-Zr-Y.3, Ti/100-Zr-Sr/2, Ti-Zr (Pearce and Can, 1973), and Nb/Th on Nb (Boztug et al., 2006) and Hf/3-Th-Nb/16 diagram (Wood, 1980; Maniar and Piccolo, 1992), based on Al value reveals that most samples have a meta-alumina nature while others possess per-aluminus

affinity.

According to many researchers, enrichment of LILE elements (e.g., K, Rb, Sr, Ba, Th,) and LREE and the increase in negative anomaly to great amounts of elements including Ti, Eu, Nb, and HREE (Yb) contribute to the magma contamination by the upper crust during the magmatic evolutions or the presence of intrusive compounds such as the fluids or melts obtained from intrusive sediments in addition to adaptation to the dominant characteristics on the beneath shell (Temel et al., 1998; Kurkuoglu, 2010). According to the same researchers, in normalized spider figures, the depletion of elements from left to right of the figure indicate that the significant features of faulting zones and LREEs enrichment (between 10-100 times more) in calc-alkaline series are normal.


In the Ab-An-Or diagram (Deer et al. 1992) the plagioclase in the trachybasalt and andesite-basalt samples lies within the labradorite to bytownite range (only one case of anorthite), in andesitic and trachyandesitic type is oligoclase to andesine, and in dacite- rhyodacite and rhyolite samples are of albite type in Ab-An-Or chart.

Based on the Wo-En-Fs ternary plot (Morimoto et al., 1988), all pyroxenes are of augite type.

Conclusion

The studied volcanic rocks are of basalt andesite types. According to petrographic studies and microprobe analysis, the plagioclase minerals include albite and oligoclase in dacite, and rhyodacite, and rhyolite rocks, oligoclase-andesine in the trachy-andesite and andesite rocks, bytownite-labradorite to anorthite in the trachy-basalt and andesite basalt rocks, and also clinopyroxene (augite and clinoenstatite), amphibole (hornblende and oxihornblende), quartz, biotite, apatite and opaque minerals. The geochemical and petrological results indicate that the source magma of these rocks is a combination similar to the melts derived from the enriched mantle with a fractional 10-20% melting degree of a spinel lherzolite source to garnet-spinel lherzolite. The fluids released from the subducted oceanic slab were effective in the mantle metasomatism. The appearance of the rocks in this area with the volcanism related to the subduction of Neo-Tethys oceanic crust under Central Iran microcontinent.

شیمی کانی، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی ناحیه شاهواروق (باختر تفرش، استان مرکزی)

سید وحید شاهرخی  

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران، vahid.Shahrokhii@gmail.com

اطلاعات مقاله

چکیده

۱۴۰۳/۰۶/۰۶

تاریخ دریافت

۱۴۰۳/۰۹/۱۰

تاریخ پذیرش


کلید واژه‌ها

آلایش ماگمایی
کالک‌آلکان
سنگ‌های آتشفشانی
شاهواروق
ارومیه-دختر

ناحیه شاهواروق در باختر شهرستان تفرش و در شمال استان مرکزی جای گرفته است و بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) به‌شمار می‌رود. این ناحیه دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی تراکی‌بازالت، آندزیتی، تراکی‌آندزیت، داسیت، ریولیت، ریوداسیت، ایگنمبریت، توفیت و توف به سن ائوسن میانی و بالایی است. بافت بیشتر این سنگ‌ها پورفیری، میکرولیتی-پورفیری و میکرولیتی و گاهی نیز غربالی است. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن و گاهی نیز الیون و کوارتز هستند. بر پایه داده‌های شیمی کانی، پلاژیوکلازها در تراکی‌بازالت و آندزیتی‌بازالت در گستره لابرادوریت تا بیتونیت، در آندزیت و تراکی‌آندزیت در گستره الیگولاز تا آندزین و در داسیت، ریوداسیت و ریولیت در گستره آلبیت تا الیگولاز جای می‌گیرند. کلینوپیروکسن‌ها بیشتر از نوع اوژیت هستند و شمار کمی نیز ترکیب کلینوانستاتیت نشان می‌دهند. آمفیبول نیز از نوع هورنبلند است. در مقاطع نازک، شواهد آلایش ماگمایی همراه با منطقه‌بندی نوسانی و خوردگی در پلاژیوکلاز شناسایی می‌شود. کناره سوخته در اطراف آمفیبول‌ها نشان‌دهنده رخداد واکنش‌های اکسایش و تعادل‌نداشتن این کانی در محیط‌های آبدار و پر دماست. داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل نشان‌دهنده سرشت متالومینوس و کالک‌آلکان ماگمای مادر سازنده این سنگ‌هاست. ماگمای مادر این سنگ‌ها چه‌بسا از گوشته دگرنهادشده با درجه ذوب ۱۰٪ تا ۲۰٪ اسپینل لرزولیت تا گارنت اسپینل لرزولیت پدید آمده است. این ماگما در مسیر حرکت و هنگام فوران به مقدار کم با پوسته قاره‌ای آلایش یافته است. از دیدگاه تکتونوماگمایی، ماگمای سازنده در پهنه فرورانش پدید آمده است.



 10.22108/ijp.2024.142612.1341

 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: شاهرخی، سید وحید. (۱۴۰۳). شیمی کانی، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی ناحیه شاهواروق (باختر تفرش، استان مرکزی). پترولوژی، ۱۵(۳)، ۱۱۳-۱۳۷.

مقدمه

ناحیه شاهواروق بر پایه پهنه‌بندی زمین‌ساختاری ایران، بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA^۱) به‌شمار می‌رود (Hajian, 2001) که در میان طول‌های ۳۴°۴۴ تا ۳۴°۳۱ خاوری و عرض‌های ۴۹°۵۵ تا ۴۹°۴۴ شمالی و ۱۰ کیلومتری باختر شهرستان تفرش، در ۷۰ کیلومتری شمال خاور اراک و در شمال استان مرکزی جای گرفته است (شکل ۱). کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) با ۲۰۰۰ کیلومتر درازا (شکل ۱) بخش کوچکی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیاست که هنگام سنوزویک در پی فروانش اقیانوس نتوتیس به زیر پوسته قاره‌ای اوراسیا پدید آمده است (Berberian and Sengör and Yilmaz, 1981; King, 1981; Glennie, 2000; Alavi, 2004; Ilbeyli, 2004).

تکاپوی ماگمایی پس از برخورد در کمان ماگمایی ارومیه-دختر همراه با پیدایش توده‌های آذرین درونی، بالاآمدگی پهنه سنندج-سیرجان و شکستگی صفحه فروانش بوده است (Mohajjel et al., 2003). اوج تکاپوی ماگمایی پس از برخورد در ائوسن میانی رخ داده است (Mouthereau Ghasemi and Talbot, 2006; et al., 2014).

از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، برخورد میان صفحه ایران و عربستان در الیگوسن میانی تا میوسن روی داده است و تکاپوی ماگمایی با فرض پایان برخورد در این زمان نیز ادامه داشته است (Berberian and Ghasemi and Talbot, 2006; Berberian, 1981).

از سوی دیگر، سنگ‌های آذرین و کانسارهای مس وابسته با آنها در کمان ماگمایی ارومیه-دختر از شمال باختری به سوی جنوب خاوری به صورت فزاینده کاهش سنی فزاینده‌ای را به نمایش می‌گذارند که در این راستا، از شمال باختری به سوی جنوب خاوری می‌توان نمونه‌هایی مانند قره‌چیلر به سن ۲۵/۱ میلیون سال پیش (Simmonds and Moazzen, 2015)، در سونگون (Aghazadeh et al., 2015) و دالی به سن ۲۱/۱ میلیون سال پیش (Ayati et al., 2013)، در کاشان به

سن ۱۸ میلیون سال پیش (Honarmand et al., 2012)، در نطنز به سن ۲۱/۱ میلیون سال پیش (Chiu et al., 2013)، در کهنک به سن ۱۵/۱ میلیون سال پیش (Aghazadeh et al., 2015)، در اردستان و ندوشن به سن ۲۴/۵ میلیون سال پیش (Babazadeh et al., 2017; Sarjoughian and Kananian, 2017; Shamsavari Alavijeh et al., 2017)، در علی‌آباد و دره‌زرشک به سن ۱۵/۱ تا ۱۶/۷ میلیون سال پیش (Zarasvandi et al., 2007)، در ایجو به سن ۹/۲ میلیون سال پیش (Mirnejad et al., 2013)، در میدوک به سن ۱۱/۵ میلیون سال پیش (Aghazadeh et al., 2015)، در سرکوه به سن ۱۵/۱ میلیون سال پیش (Mirnejad et al., 2013)، در سرچشمه به سن ۱۲/۱ میلیون سال پیش (Aghazadeh et al., 2015)، دره‌زر به سن ۱۶/۴ میلیون سال پیش (Aghazadeh et al., 2015) و در گروه به سن ۷/۲ میلیون سال پیش (Abedi et al., 2018; Aghazadeh et al., 2015) را نام برد.

بر پایه سن‌سنجی روی کانی زیرکن به روش U-Pb سنگ‌های آذرین درونی دیوریتی تا گرانودیوریتی در شمال خاوری ناحیه شاهواروق با سنی برابر با ۱۹/۰۷ تا ۲۰/۳۷ میلیون سال پیش متعلق به میوسن زیرین هستند (Mirnejad et al., 2018). همچنین، سن‌سنجی به روش K-Ar روی دایک‌های این ناحیه، سن ۱۵/۴±۰/۹ میلیون سال پیش را نشان داده است (Ghorbani et al., 2014).

همزمان با تکاپوی ماگمایی در ارومیه-دختر، در میوسن میانی و بالایی، تکاپوی آتشفشانی از نوع ریولیت و داسیت در مناطقی مانند آشتیان و نراق آغاز شده است که در یک مرحله و به صورت تأخیری در مقایسه با ماگماتیسیم آندزیتی و یا آندزیت‌بازالتی حجم چشمگیری داشته است. این تکاپوی آتشفشانی تحت تأثیر حرکت‌های کششی و حرکت گسل‌ها نسبت به یکدیگر و در بازه ائوسن تا میوسن رخ داده است و در مناطقی مانند تفت و خضرآباد به چشم می‌خورد (Zarei Sahamieh et al., 2009).

بر این پایه، پیدایش و ریخت‌شناسی در حوضه‌های رسوبی و تکاپوی آتشفشانی این ناحیه تحت تأثیر رفتار

¹ Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc

تیره‌رنگ آندزیت تا تراکی آندزیت، کوارتز لاتیت، آندزیت و آندزیت‌بازالتی است که در پیرامون روستای شاهواروق و کردآباد به چشم می‌خورند.

گروه دوم به سن نئوژن و دربردارنده مجموعه‌ای از سنگ‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالتی است که در پیرامون روستاهای سربند، حسن‌آباد، درمگ، ماستر، خسروان بالا و فشک به چشم می‌خورند (شکل ۱). تراورتن خاکستری روشن تا تراس‌های آبرفتی متعلق به کواترنری، جوان‌ترین واحدهای زمین‌شناسی در ناحیه شاهواروق هستند.

روش انجام پژوهش

برای انجام بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی و بر پایه بررسی‌های میدانی، شمار ۲۰۰ نمونه سنگی از رخنمون‌های مناسب برداشت شدند و پس از تهیه مقاطع نازک با میکروسکوپ Nikon-E200 در دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد بررسی شدند. همچنین، برای انجام تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ‌کل و برای ارائه تفسیر سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی بهتر و شناسایی محیط زمین‌ساختی، شمار ۴۰ نمونه با کمترین آثار هوازدگی، دگرسانی و دگرریختی از سنگ‌های ناحیه شاهواروق از نواحی شاهواروق، فشک، سعدآباد و کردآباد تهیه شد و در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند. روش کار بر پایه ذوب اسیدی بود که در آن نخست ۰/۵ گرم از هر نمونه در ظرف تفلون ریخته شد و پس از افزودن نزدیک به ۱۰ سانتیمتر مکعب اسید فلئوریدریک و ۳ سانتیمتر مکعب اسید پرکلریک، به مدت ۶ ساعت در 160°C - 140°C گرما داده شد تا کمابیش حجم کمی از آنها به حالت ژله در آید. سپس ۵ سانتیمتر مکعب اسید کلریدریک و ۳ سانتیمتر مکعب اسید نیتریک افزوده شد. درباره عنصرهای فرار مانند As، Sb و Bi و غیره به جای ظرف‌های تفلونی از لوله آزمایش بهره‌گیری شد.

ساختارهای زمین‌شناسی مانند چین‌ها و گسل‌های موجود، با روند نزدیک به شمال‌باختری-جنوب‌خاوری رخ داده است که در ناحیه بررسی شده با نام ایگنمبریت‌ها و توف‌ها شناخته می‌شوند (Zarei Sahamieh et al., 2009).

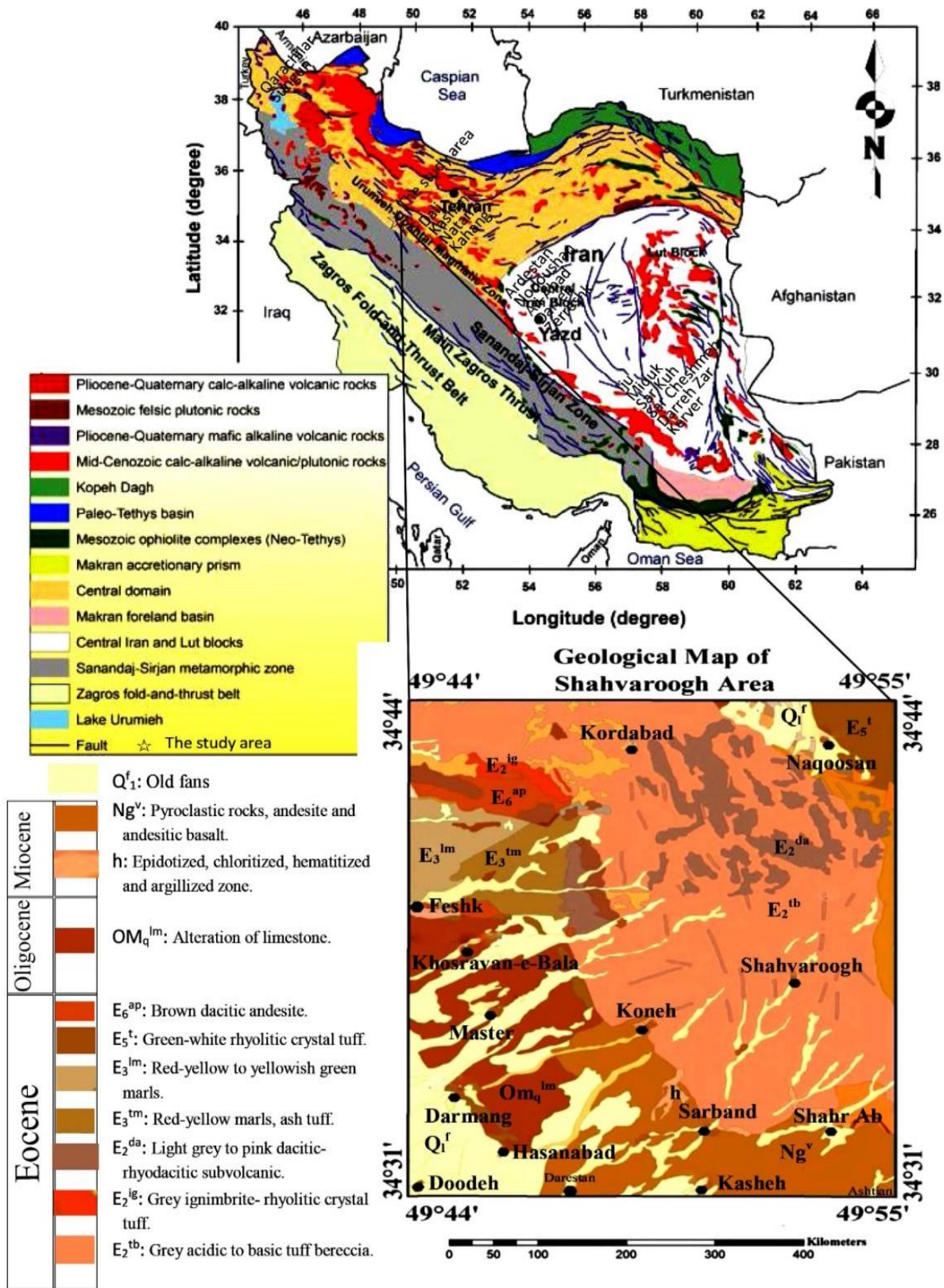
از آنجایی که تا کنون درباره چگونگی پیدایش و محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های منطقه، بررسی دقیق و فراگیری انجام نشده است و از آنجایی که کانه‌زایی احتمالی موجود، به سنگ‌های آتشفشانی در این ناحیه وابسته است، می‌توان به کمک این پژوهش‌ها، درباره سرشت، محیط زمین‌شناسی و تکامل زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی در بخش میانی پهنه ارومیه-دختر و ناحیه تفرش اظهار نظر کرد.

زمین‌شناسی

بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰ تهیه شده از ناحیه شاهواروق، واحدهای سنگی در این ناحیه از قدیم به جدید دربردارنده توف اسیدی برشی شده، توف ایگنمبریتی، ریولیتی تا داسیتی به سن ائوسن، آهک دگرسان شده به سن الیگوسن و پهنه دگرسان شده آرژلیک، کلریتی، هماتیتی و اپیدوتی همراه با سنگ‌های آذرآوری و آندزیت تا آندزی‌بازالت به سن میوسن هستند (شکل ۱). بر پایه این نقشه، سنگ‌های آتشفشانی را در دو گروه سنی می‌توان بررسی کرد.

گروه نخست با شش واحد پهنه‌سنگی^۲ به سن ائوسن دربردارنده E1 (کنگسومرا، مارن و ماسه‌سنگ)، E2 (ایگنمبریت، توف و سنگ‌آهک ماسه‌ای حاوی نومولیت)، E3 (ریولیت سبز تا توف داسیتی همراه با مارن، شیل، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک)، E4 (توف سرخ‌رنگ تا قهوه‌ای تیره و گدازه تیره)، E5 (توف سبز، لایه‌های رسوبی و ریولیت) و E6 (بازالت، آندزیت و توف تیره با سنگ‌آهک نومولیتی) است. این مجموعه دربرگیرنده توف‌های اسیدی تا بازیک خاکستری، توف با قطعات شیشه، گدازه‌های تراکیتی تا تراکی آندزیتی، داسیتی تا ریوداسیت نیمه‌ژرف، دایک‌های خاکستری تا صورتی روشن و گدازه‌های

² Lithozone



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ناحیه شاهواروق بر پایه نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ فرمهین (Hajian, 1980) و جایگاه سنگ‌های آتشفشانی شاهواروق. **Figure 1.** Geological Map of Shahvarough area based on Farmahin 1/10000 sheet (Hajian 1980) and location of volcanic Rocks of Shahvarough area.

سنگ‌های ریولیتی، داسیتی، آندزیتی، تراکی‌آندزیتی و آندزیت‌بازالتی، پورفیری، گلومروپورفیری میکرولیتی و پورفیری میکرولیتی هستند. همچنین، برخی کانی‌ها حالت غربالی نشان می‌دهند.

پلاژیوکلاز در سنگ‌های ریولیتی، ریوداسیتی و داسیتی با ترکیب آلیبت تا الیگوکلاز، در سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین و در سنگ‌های آندزیت‌بازالتی و تراکی‌بازالت با ترکیب لابرادوریت تا بیتونیت و مقدار بسیار کمی آنورتیت فراوان‌ترین درشت‌بلور در مقاطع نازک با ۲۰ تا ۴۰ درصد حجمی حجمی را در بر می‌گیرد. بیشتر پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه‌شکل دار (شکل ۳-۳A) هستند و در سنگ‌های داسیتی منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۳-۳B) نشان می‌دهند. در برخی مقطع‌ها، پلاژیوکلازها غبارآلود و غربالی هستند و گاهی نیز حالت خوردگی دارند. بر این پایه، نبود تعادل شیمیایی فنوکریست‌ها با ماگمای سازنده در هنگام خروج گدازه و یا تغییرات فشار بخار آب در این فرایند مؤثر بوده است. همچنین، نمود پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیتی می‌تواند نشان‌دهنده وجود آب در ماگما به میزان کمتر از ۲/۵ درصد حجمی و نمود پلاژیوکلاز فاز لیکیدوس ماگما در هنگام فوران ماگمای آندزیتی باشد (Gill, 1981). همچنین، اگر هنگام سرد شدن و انجماد گدازه داسیتی، یک ماگمای بازیگ به آشیانه ماگمایی هجوم آورد، نخست بلورهای پلاژیوکلاز، به صورت بخشی ذوب می‌شوند و سپس باز رشد می‌یابند و بافت غبارآلود به خود می‌گیرند (Gill, 1981) بخش‌های غبارآلود حاوی پلاژیوکلاز و شیشه هستند. بر پایه ترکیب بلور نخستین و شدت ذوب می‌تواند در مرکز یا کناره بلور دیده شود. نبود کناره غبارآلود و نیز نشانه‌های هضم در بلورهای شفاف در مقاطع نازک، نشان‌دهنده تبلور مستقیم از گدازه مادر هنگام بالآمدن است و گویای آنست که

پس از آماده‌سازی، نمونه‌ها با اسپکترومتر فلورسانس پرتوی ایکس (XRF^۳) برای سنجش عنصرهای اصلی و با دستگاه ICP-MS^۴ مدل Agilent7900 ساخت کشور آمریکا برای اندازه‌گیری فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (REE^۵) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شدند.

برای بررسی دقیق سنگ‌نگاری و شیمی نمونه‌ها، شمار ۲۴ نقطه از نمونه‌ها و برای کانی‌های پلاژیوکلاز بر پایه ۸ اتم اکسیژن و پیروکسن بر پایه ۶ اتم اکسیژن در آزمایشگاه ریزکواالکترونی مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه ریزکواالکترونی (نقطه‌ای) شدند (شکل ۲). دستگاه به کارگیری شده برای انجام تجزیه ریزکواالکترونی (EPMA^۶) از نوع CAMECA-SX-100 ساخت کشور فرانسه با اندازه باریکه ۵ میکرومتر، جریان ۱۰ تا ۲۰ نانوآمپر (nA)، ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلو الکترون‌ولت (KeV) و زمان تجزیه ۱۵ تا ۲۵ ثانیه بوده است. نمونه‌های به کارگیری شده در بردارنده مقاطع نازک-صیقلی در لام استاندارد زمین‌شناسی (۴۶x۲۷mm^۲) هستند که برای جلوگیری از برداشتن نمونه‌ها هنگام تابش با لایه نازک کربن به سببرای ۱۰۰ میکرون پوشش داده شدند. نخست شناسایی کیفی-کمی نخستین با طیف پراش انرژی پرتوی ایکس (EDS^۷) با زمان میانگین ۲۰ ثانیه تهیه شد. یک تصویر الکترونی برآمده از الکترون‌های برگشتی (BSE^۸) نیز به صورت هم‌زمان تهیه شد. در پایان، برای پردازش داده‌ها از نرم‌افزارهایی مانند Excel, MINPET, GCDkit و CorelDraw V. 17 بهره‌گیری شد.

کانی‌شناسی

بررسی مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های شاهواروق نشان می‌دهد بافت‌های غالب در

³ X-ray Fluorescence

⁴ Inductively coupled plasma mass spectrometry

⁵ Rare Earth Elements

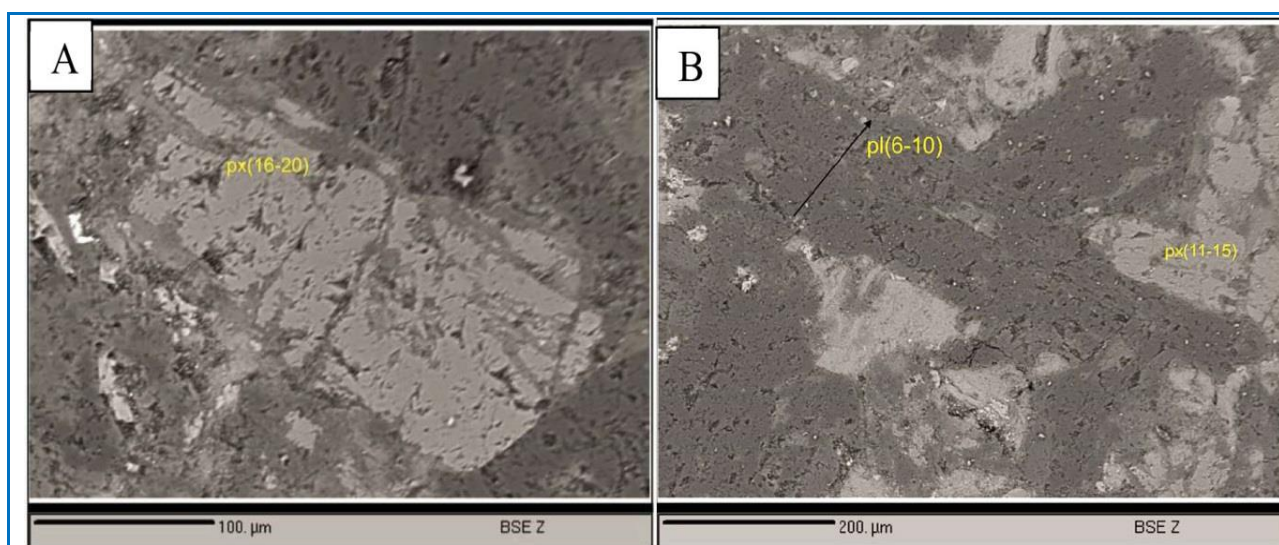
⁶ Electron Probe Microanalyzer

⁷ Energy Dispersive X-Ray Spectrometer

⁸ Back-Scattered Electrons

است (Gill, 1981).

گدازه بازمانده در برابر دمای گدازه دیگری نبوده



شکل ۲. تصویرهای BSE از تجزیه ریزکاو الکترونی (A) پیروکسن؛ (B) پلاژیوکلاز و پیروکسن (نام اختصاری کانی‌ها بر پایه ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010)).

Figure 2. The BSE images of microprobe analysis of **A)** Pyroxene; **B)** Plagioclase and pyroxene (Mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010)).

گوتیت و کلریت جایگزین شده است (شکل ۳-E). بلورهای کوارتز نیز به صورت بی‌شکل در سنگ‌های ریولیتی و ریوداسیتی با فراوانی ۴ تا ۶ درصد حجمی با کناره نئومورف، خورده شده و خلیجی و میانبارهای فراوان هستند (شکل ۳-F) که چه بسا در پی کاهش فشار ناگهانی ماگما و بالا آمدن پرشتاب پدید آمده باشد.

شواهد بافتی در سنگ‌های آتشفشانی ناحیه شاهواروق با ترکیب میانی، به ویژه در داسیت‌های کالک‌آلکان و آندزیت‌ها می‌تواند پیامد آمیزش ماگمای بازالتی با ماگمای فلسیک باشد (Li et al., 2013).

با توجه به نمود کانی‌های دمای بالا مانند الیوین، پیروکسن و هورنبلند و نیز فراوانی اکسید آلومینیم، می‌توان بیگانه‌سنگ‌های دما بالا و یا افزوده شدن الیوین را بخشی از تاریخچه این سنگ‌ها دانست. نمود درشت‌بلورهای پیروکسن با اکسید آلومینیم بالا چه بسا در پی فشار بالای محیط باشد؛ هرچند افزون بر فشار،

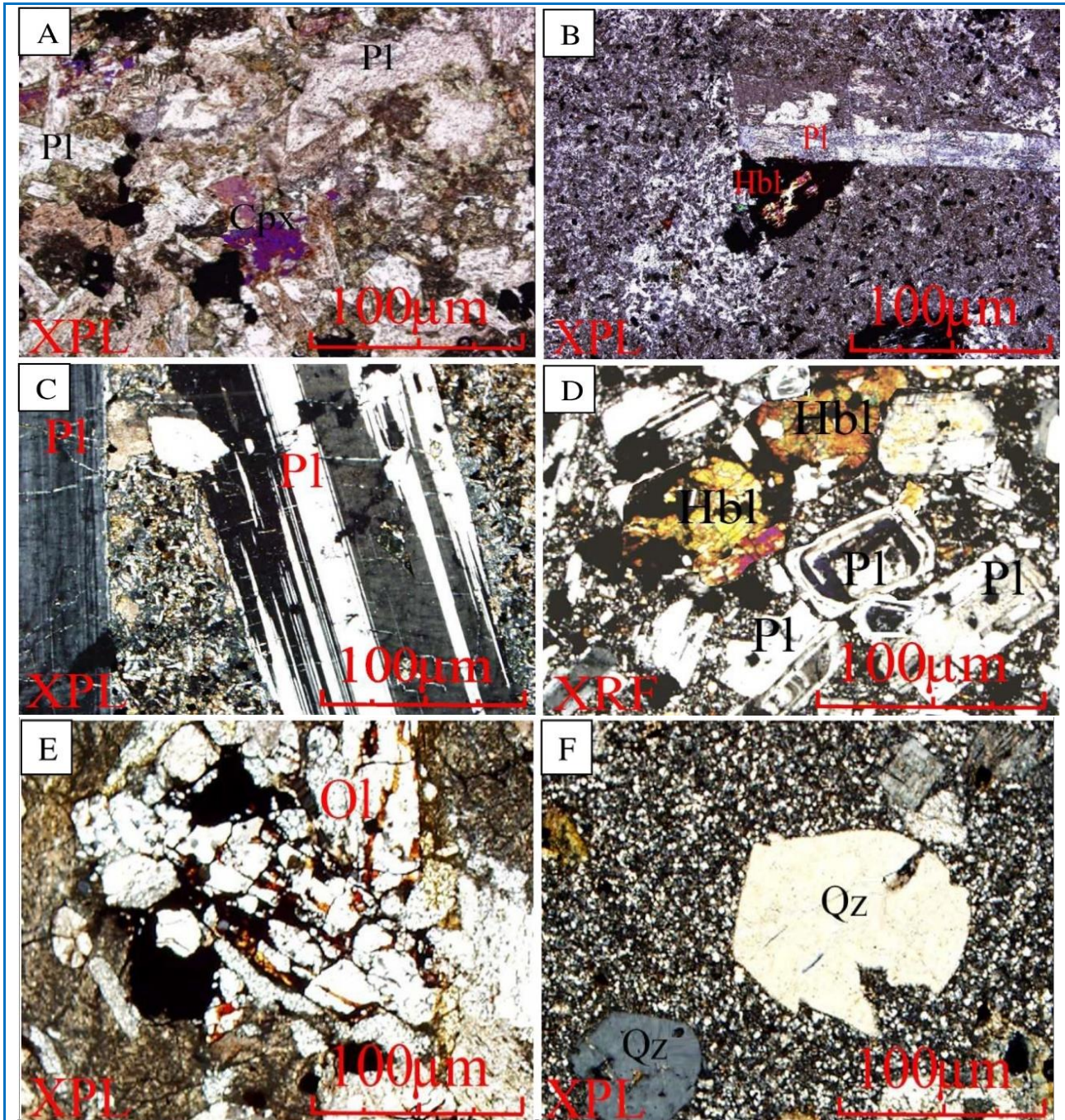
پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالتی با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی به چشم می‌خورد و از نوع اوژیت و کلینوپیروکسن است (شکل ۳-C).

نشانه‌هایی از لبه سوخته در درشت‌بلورهای آمفیبول با فراوانی ۵ تا ۷ درصد حجمی در بیشتر نمونه‌ها به چشم می‌خورد (شکل ۳-D). این کناره سوخته عموماً در کانی‌های آبدار مانند بیوتیت و آمفیبول سنگ‌ها به چشم می‌خورد و نشان‌دهنده تعادل نداشتن این کانی‌ها در محیط‌های آبدار و پر دما و رخداد واکنش‌های اکسایشی است (Tabatabai Manesh et al., 2010).

بلورهای الیوین در سنگ‌های آندزیت‌بازالتی که به میزان ۴ تا ۶ درصد حجمی دیده می‌شوند دچار پدیده دگرسانی شده‌اند و بخش‌های اندکی از آن به جای مانده است. این کانی در کناره‌ها و در راستای شکستگی‌ها ایندنگزیتی و گاهی نیز بولنزیتی شده است و با اکسید آهن و آمیزه‌ای از

مؤثر باشد (Dorais, 1990; Hammer, 2006).

فاکتورهای دیگری مانند فعالیت سیلیس، دما و نرخ سردشدن نیز می‌تواند بر میزان آلومینیم در پیروکسن



شکل ۳. A) بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز؛ B) کانی پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و هورنبلند با کناره سوخته؛ C) کانی پلاژیوکلاز شکل‌دار؛ D) نمود پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و آندزیتی‌بازالت؛ E) الیوین با دگرسانی ایدنگزیتی در سنگ‌های آندزیتی‌بازالت؛ F) خوردگی خلیجی در کانی کوارتز (نام اختصاری کانی‌ها بر پایه ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010)).

Figure 3. A) Euhedral plagioclases; B) Plagioclase with zoning and hornblendes with opacitized rim; C) Euhedral plagioclase; D) Pyroxenes in andesite and basaltic andesite rocks; E) Olivine with iddingsite alteration in andesibasalt rocks; F) Round embayment in quartz mineral (Mineral abbreviations from Whitney and Evans (2010)).

زمین‌شیمی

سعدآباد، کردآباد و فشک در جدول‌های ۱ تا ۴ آورده شده‌اند.

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش‌های ICP-MS و XRF برای مناطق شاهواروق،

جدول ۱. داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌های ناحیه شاهواروق.

Table 1. Geochemical data of samples from Shahvarough area.

Sample No	SH-1	SH-2	SH-3	SH-4	SH-5	SH-6	SH-7	SH-8	SH-9	SH-10
SiO ₂	61.62	63.43	61.66	64.39	60.77	60.27	61.9	64.48	62.53	64.61
TiO ₂	0.73	0.63	0.63	0.6	0.74	0.61	0.71	0.57	0.63	0.68
Al ₂ O ₃	18.97	18.62	17.92	18.74	19.52	17.11	18.85	17.38	18.57	17.88
FeO _t	3.29	1.7	2.88	2.58	2.98	3.02	3.6	2.86	1.8	2.75
MnO	0.19	0.18	0.19	0.14	0.18	0.21	0.25	0.16	0.18	0.15
MgO	2.36	2.47	2.9	2.58	2.15	2.76	2.21	2.93	2.73	1.65
CaO	4.16	3.46	5.93	1.52	5.13	5.42	5.08	3.55	5.69	4.55
Na ₂ O	3.94	3.88	3.59	3.76	3.98	3.49	3.68	3.81	3.1	4.03
K ₂ O	2.87	1.88	2.03	2.93	1.77	2.85	1.25	2.45	2.23	2.59
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2
L.O.I.	1.86	3.64	2.5	2.98	1.72	3.8	1.88	1.84	2.4	0.42
Total	100.09	100.09	100.43	100.42	99.04	99.74	99.51	100.23	100.06	99.51
Ti	5718	5325	5049	4683	6411	5702	6205	5381	5670	5482
Be	1.3	1.7	1.8	1.6	1.3	1.7	1.1	1.6	1.6	1.4
V	118.6	73.2	96.3	92.8	144.1	115.1	131.9	99.7	105.3	99.7
Ba	381	461	396	348	314	372	279	387	370	376
Sr	261	199	219	215	262	235	213	224	228	215
Y	19.2	15	30.9	26.9	23.4	33.3	22.1	22.9	24.8	22.3
Zr	132	122	152	149	140	157	148	146	138	120
Cr	23	31	20	35	28	34	32	23	31	34
Co	32	27	28	23	30	28	31	27	29	25
Ni	28	14	8	0	30	0	15	1	27	6
Cu	22.6	19.2	12.8	13.1	22.8	22.1	27.4	14.3	12.3	19.3
Zn	87	105	80	92	71	73	92	91	66	112
Ga	21.7	16.8	18.4	15	25.5	25.2	21.9	24.9	16.1	0.4
Ge	1.1	0.7	0.9	0.4	1.1	0.8	0.9	0.9	0.7	0.6
Rb	122	103	108	107	122	117	116	112	110	109
Nb	4	8	9	9	4	8	6	8	8	7
La	12	11	18	14	11	20	10	13	17	12
Pr	7	6	9	5	9	9	9	8	6	5
Nd	29	26	32	31	26	36	26	29	28	27
Sm	3	4	8	5	4	6	3	4	4	4
Eu	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ho	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Er	3	4	4	3	4	5	3	3	3	3
Yb	4	3	4	4	4	5	4	4	4	4
Lu	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Hf	4	6	7	7	4	4	4	9	6	3
Ta	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Th	12.5	8.5	9.6	8.4	7.4	14.2	5.4	9.7	3.6	6.5
U	3.6	2.4	3.3	1.4	3.4	3	3.1	2.9	2.6	1.1
Th/Ta	12.5	8.5	9.6	8.4	7.4	14.2	5.4	9.7	3.6	6.5
Ba/La	31.7	41.9	22	24.8	28.5	18.6	27.9	29.7	21.7	31.3
Nb/U	1.1	3.3	2.7	6.4	1.2	2.7	1.9	2.8	3.1	6.4

جدول ۲. داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌های ناحیه فشک.

Table 2. Geochemical data of samples from Feshk area.

Sample No	FE-1	FE-2	FE-3	FE-4	FE-5	FE-6	FE-7	FE-8	FE-9	FE-10
SiO ₂	59.88	71.44	59.13	50.48	50.8	70.8	57.75	64.29	76.09	55.95
TiO ₂	0.69	0.31	0.69	1.15	1.00	0.45	0.72	0.33	0.36	0.72
Al ₂ O ₃	17.83	13.31	14.87	13.08	8.2	12.61	19.23	13.84	14.19	6.61
MgO	1.19	0.97	2.62	3.16	4.34	1.85	2.59	0.26	0.2	3.17
CaO	0.23	0.71	4.1	7.07	7.73	2.75	0.16	6.84	0.37	8.53
MnO	3.69	0.04	0.07	0.18	0.16	0.05	2.63	0.04	0.03	0.23
FeO ^t	9.88	4.88	10.78	10.97	15.29	4.62	9.93	4.2	2.52	12.61
Na ₂ O	2.66	3.81	4.27	3.69	4.22	3.36	2.96	0.12	2.8	2.6
K ₂ O	0.97	2.97	2.63	1.81	0.97	0.89	1.75	1.09	1.32	1.54
P ₂ O ₅	0.16	0.07	0.15	0.34	0.19	0.1	0.15	0.09	0.09	0.16
L.O.I.	2.88	2.39	4.83	8.44	9.63	4.98	2.72	10.21	3.48	6.08
Total	100.06	100.90	104.15	100.38	102.53	102.46	100.59	101.31	101.45	98.21
Ti	6205	3.98	8.68	14.49	12.53	5.64	6411	4.14	4.5	9.1
Be	1.1	1	2	1	1	2	1.3	1	<1	1
V	131.9	26	119	324	182	49	144.1	26	25	138
Ba	278.2	394.2	439.3	379	257.4	376.4	312.8	318.5	337.2	386
Sr	231.1	205.5	234.2	242	189	248.7	261.5	203.2	266	232.1
Y	22.1	20.2	15.4	26.5	23.7	22.5	23.4	30.4	24.6	21.8
Zr	218	145	133	142	179	126	216	127	116	127
Cr	31	<20	<20	<20	50	<20	28	<20	<20	60
Co	10.7	3	14	32	21	10	10.4	1	<3	18
Ni	3.7	<20	<20	<20	<20	<20	7.4	<20	<20	<20
Cu	27.4	60	40	270	80	170	22.8	30	40	40
Zn	107	40	70	90	270	<30	86	<30	<30	60
Ga	24.9	15	17	18	17	14	28.5	16	15	16
Ge	0.9	1	1	2	1	1	1.1	2	2	2
Rb	70.6	76	77	47	36	30	77.2	35	47	28
Nb	6	6	9	4	9	9	4.1	6	7	8
La	10	23.2	25.5	10.3	20	25.5	10	19.5	20.2	21.5
Pr	8.1	4.95	6.18	3.68	4.94	5.9	8.8	4.17	4.41	5.28
Nd	25.9	18.3	24.2	18.1	19.9	22.8	26.4	15.5	16.6	21.1
Sm	2.8	4	5.2	5.2	4.7	4.5	3.4	3.5	3.3	4.5
Eu	0.6	0.76	1.08	1.48	1.14	0.86	1.1	0.77	0.53	1.03
Ho	0.7	0.9	1	1.3	1	0.9	0.7	0.8	0.7	0.8
Er	3.2	2.8	2.7	3.8	2.8	2.9	2.9	2.5	2.1	2.4
Yb	3.8	3.2	2.7	4	2.7	3	4	2.6	2.4	2.5
Lu	0.3	0.57	0.48	0.63	0.5	0.5	0.3	0.48	0.51	0.45
Hf	3.3	3.6	5.4	2.9	4.1	6.1	4.3	3.7	4.4	3.9
Ta	1.1	0.6	0.8	0.3	0.6	0.9	0.7	0.6	0.7	0.7
Th	1.6	8.9	9.9	1.6	6.4	12.4	7.5	8.1	9.1	7.6
U	3.1	3	3.1	0.5	2	4.5	3.4	2	2.5	2.7
Th/Ta	1.4	14.8	12.3	5.3	10.6	13.7	10.7	13.5	13	10.8
Ba/La	27.8	16.9	17.2	36.7	12.8	14.7	31.2	16.3	16.6	17.9
Nb/U	1.9	2.0	2.9	8.0	5.4	2.0	1.2	3.0	2.8	3.0

جدول ۳. داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌های ناحیه سعدآباد.

Table 3. Geochemical data of samples from Saadabad area.

Sample No	SA-1	SA-2	SA-3	SA-4	SA-5	SA-6	SA-7	SA-8	SA-9	SA-10
SiO ₂	60.41	58.88	64.37	59.60	60.25	61.51	58.75	64.46	63.59	60.64
TiO ₂	0.61	0.69	0.58	0.71	0.59	0.61	0.72	0.55	0.66	0.51
Al ₂ O ₃	18.50	17.83	16.72	18.95	16.09	17.55	19.23	16.36	17.86	16.90
FeO ^t	5.25	6.99	5.33	6.89	5.77	5.33	7.08	5.30	5.25	5.36
MnO	1.55	1.69	1.49	1.84	1.49	1.21	1.63	1.41	1.13	1.20
MgO	0.16	0.23	0.12	0.17	0.19	0.16	0.16	0.14	0.13	0.17
CaO	6.04	7.81	6.27	6.91	8.15	7.12	7.70	6.28	6.33	8.71
Na ₂ O	2.76	2.66	2.74	2.92	2.47	2.90	2.96	2.79	3.01	2.57
K ₂ O	0.86	0.97	0.91	0.85	0.83	1.21	0.75	0.90	1.22	1.01
P ₂ O ₅	0.22	0.16	0.20	0.16	0.18	0.21	0.15	0.19	0.20	0.21
L.O.I.	3.44	1.88	0.98	0.86	3.80	2.00	0.72	1.42	0.42	2.50
Total	99.80	99.88	99.72	99.85	99.79	99.82	99.84	99.79	99.79	99.77
Ti	5325.0	6205.4	4682.5	5718.3	5702.1	5670.4	6410.6	5381.3	5482.4	5049.5
Be	1.7	1.1	1.6	1.3	1.7	1.6	1.3	1.6	1.4	1.8
V	73.2	131.9	92.8	118.6	115.1	105.3	144.1	99.7	99.7	96.3
Ba	460.6	278.2	347.5	380.3	369.9	369.3	312.8	384.9	375.7	393.9
Sr	198.8	231.1	214.8	260.8	234.8	227.6	261.5	224.0	214.8	219.2
Y	15.0	22.1	26.9	19.2	33.3	24.8	23.4	22.9	22.3	30.9
Zr	191.8	218.4	220.4	202.6	227.6	208.4	216.0	216.6	189.8	224.1
Cr	30.7	31.0	34.0	23.0	23.5	30.9	28.0	23.2	34.1	19.6
Co	6.8	10.7	2.9	11.8	8.2	8.6	10.4	7.2	4.9	8.3
Ni	3.4	3.7	<0.5	6.8	<0.5	6.7	7.4	0.0	1.3	1.9
Cu	19.2	27.4	13.1	22.6	22.1	12.3	22.8	14.3	19.3	12.8
Zn	122	54	92	82	76	87	69	94	109	89
Ga	19.8	24.9	18.0	24.7	28.2	19.1	28.5	27.9	23.4	21.4
Ge	0.7	0.9	0.4	1.1	0.8	0.7	1.1	0.9	0.6	0.9
Rb	57.5	70.6	62.1	76.5	71.2	64.4	77.2	66.6	64.1	63.5
Nb	7.4	6.0	7.8	3.4	7.6	7.9	4.1	7.6	6.8	8.0
La	10.4	9.5	14.0	11.6	20.0	17.3	10.8	13.1	12.2	17.9
Pr	5.7	8.1	4.9	7.3	8.9	6.2	8.8	7.6	5.0	8.4
Nd	25.8	25.9	31.6	28.0	36.4	27.7	26.4	28.4	26.9	31.7
Sm	3.3	2.8	4.4	2.9	5.9	3.5	3.4	3.5	3.3	4.8
Eu	1.2	0.6	1.5	0.9	1.4	1.2	1.1	1.3	1.0	1.5
Ho	0.5	0.7	0.5	0.7	0.8	0.6	0.7	0.7	0.5	0.8
Er	3.8	3.2	2.7	2.5	5.2	2.3	2.9	2.0	3.0	3.7
Yb	2.5	3.8	3.9	3.5	4.8	3.5	4.0	3.9	3.4	4.3
Lu	0.2	0.3	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1	0.3
Hf	6.2	4.3	6.7	4.0	3.5	6.3	4.3	9.1	2.6	6.9
Ta	0.9	1.1	0.8	1.3	1.2	0.4	0.7	0.7	0.4	0.8
Th	4.2	7.5	7.4	11.2	13.5	5.2	9.4	9.4	8.5	10.6
U	2.4	3.1	1.4	3.6	3.0	2.6	3.4	2.9	1.1	3.3
Th/Ta	4.6	6.8	9.2	8.6	11.2	13	13.4	13.4	21.2	13.2
Ba/La	44.3	29.3	24.8	32.8	18.5	21.3	29.0	29.4	30.8	22.0
Nb/U	3.1	1.9	5.6	0.9	2.5	3.0	1.2	2.6	6.2	2.4

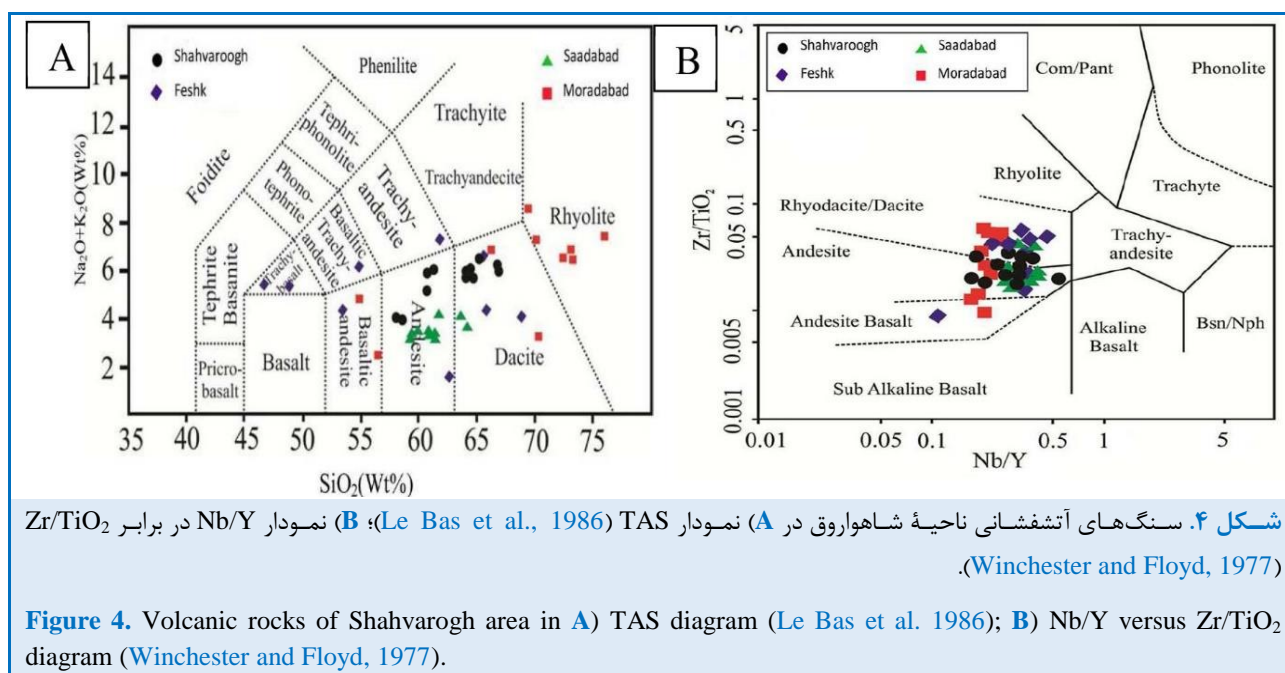
جدول ۴. داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌های ناحیه کردآباد.

Table 4. Geochemical data of samples from Kordabad area

Sample No	KO-1	KO-2	KO-3	KO-4	KO-5	KO-6	KO-7	KO-8	KO-9	KO-10
SiO ₂	70.2	66.0	70.0	68.9	73.4	54.9	72.5	56.9	75.8	73.0
TiO ₂	0.5	0.7	0.5	0.6	0.3	0.6	0.3	0.8	0.4	0.3
Al ₂ O ₃	11.0	14.3	14.7	16.0	13.7	12.6	14.7	16.3	14.0	14.1
FeO ^t	5.1	3.5	3.9	3.3	1.9	6.5	2.4	7.7	0.7	2.4
MnO	0.1	0.1	-	-	0.1	0.5	-	0.2	-	-
MgO	2.0	0.9	1.6	1.4	1.3	3.0	1.4	3.4	0.8	1.3
CaO	3.7	3.5	0.9	0.6	0.5	14.5	0.9	9.1	0.4	0.8
Na ₂ O	2.4	3.9	3.9	3.8	3.1	3.2	2.7	2.0	7.2	2.7
K ₂ O	0.9	2.8	3.3	4.7	3.4	1.6	3.8	0.5	0.2	3.9
P ₂ O ₅	0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
L.O.I.	3.9	3.9	0.9	0.6	2.1	2.3	1.2	3.1	0.3	1.3
Total	99.87	99.77	99.82	99.95	99.86	99.81	99.84	99.88	99.87	99.86
Ti	3544.9	5830.5	5327.2	4559.1	2324.3	3385.7	2257.7	6394.9	3410.7	1900.6
Be	0.9	2.0	2.3	2.4	1.7	1.4	1.8	1.2	1.6	1.5
V	66.6	79.4	78.4	46.1	37.8	73.1	53.7	144.6	46.9	56.7
Ba	50.9	430.2	688.4	672.7	480.2	184.3	437.0	115.7	54.3	545.2
Sr	63.4	103.9	102.7	41.6	63.6	70.9	52.1	261.7	36.6	67.6
Y	14.9	25.2	9.2	15.1	10.6	21.4	13.6	22.4	17.2	14.3
Zr	119.1	319.5	140.5	259.0	89.7	288.8	98.2	200.2	182.3	83.7
Cr	41.6	55.0	28.0	22.0	46.9	29.4	94.8	73.7	35.6	49.3
Co	13.8	6.0	8.5	3.5	3.6	11.6	2.9	28.4	3.7	3.2
Ni	6.9	5.2	5.5	3.8	<0.5	8.0	<0.5	26.0	0.6	<0.5
Cu	41.7	29.5	9.1	3.5	4.7	10.3	6.1	46.0	<0.6	4.6
Zn	57.7	209.5	125.7	121.4	54.8	56.5	48.9	240.2	50.8	40.2
Ga	9.3	13.2	18.7	21.3	15.1	10.5	14.9	27.0	11.7	13.6
Ge	0.7	2.3	1.9	1.9	<0.1	0.5	1.4	1.2	1.2	<0.1
Rb	17.3	32.0	32.7	13.4	23.1	24.7	18.4	80.0	14.5	22.1
Nb	4.2	11.9	14.5	13.5	6.0	7.8	4.8	4.4	15.5	4.0
La	10.0	19.7	12.5	12.1	11.4	20.3	15.0	8.6	26.2	18.5
Pr	7.4	10.1	11.6	13.0	7.8	11.8	6.6	10.6	9.9	6.7
Nd	25.4	28.2	18.2	19.2	17.3	33.2	18.8	26.2	26.3	18.8
Sm	5.9	3.5	4.8	2.9	2.8	3.3	3.3	3.4	4.4	3.5
Eu	1.3	1.0	0.6	1.1	1.0	1.0	0.4	0.9	0.7	0.6
Ho	0.7	0.7	0.7	0.8	0.5	1.0	0.4	0.9	0.5	0.5
Er	2.6	5.4	2.0	2.6	2.0	3.4	3.6	4.3	2.3	2.5
Yb	1.7	2.5	1.3	1.8	1.3	2.5	1.6	2.9	1.7	1.7
Lu	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.1	0.4	0.1	0.1
Hf	4.8	4.9	5.1	6.7	5.1	7.1	5.4	3.3	5.2	4.6
Ta	1.2	1.2	0.7	1.2	1.0	1.0	0.9	1.1	0.9	0.8
Th	5.5	8.3	6.6	6.7	5.0	8.8	4.1	9.8	3.4	8.4
U	2.7	2.1	2.2	1.8	1.2	3.7	1.4	5.5	2.4	1.4
Th/Ta	4.53	6.9	9.4	5.5	5	8.8	4.5	8.9	3.7	10.5
Ba/La	5.1	21.8	55.1	55.6	42.1	9.1	29.1	13.5	3.1	29.5
Nb/U	1.6	5.7	6.6	7.5	5.0	2.1	3.4	0.8	6.6	2.9

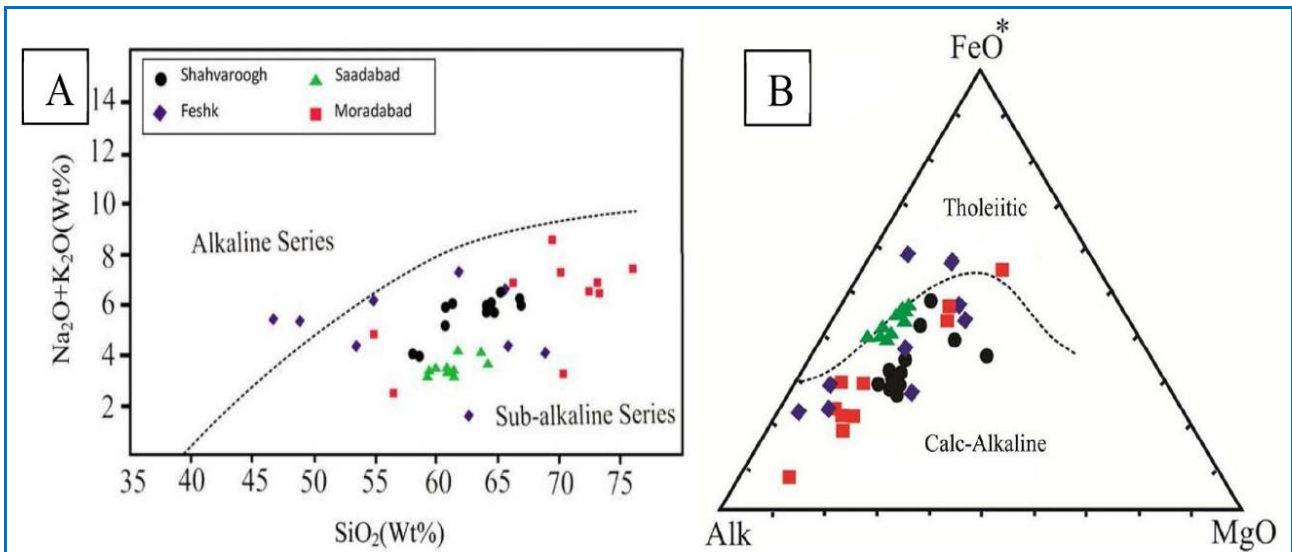
برای تفکیک سری‌های مختلف ماگمایی و شناسایی نوع ماگمای سازنده سنگ‌های ناحیه شاهواروق، از نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (Irvine and Baragar, 1971) بهره گرفته شد. داده‌های به‌دست‌آمده روی این نمودار نشان‌دهنده جای‌گیری بیشتر نمونه‌ها در گستره ساب‌آلکان است. تنها دو نمونه در گستره آلکان جای گرفته که می‌تواند برآمده از آمیزش ماگما باشد (شکل ۵-۵). پس از آن و برای جداسازی انواع ماگمای کالک‌آلکان از توله‌ایتی، از نمودار سه‌تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971) بهره‌گیری شد. داده‌های به‌دست‌آمده روی این نمودار، سرشت کالک‌آلکان ماگمای سازنده را آشکار می‌کند (شکل ۵-۵).

بر پایه نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس که به نمودار TAS معروف است (Le Bas et al., 1986)، می‌توان گفت ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌ها متغیر است به‌گونه‌ای که در منطقه شاهواروق و سعدآباد از نوع داسیت تا آندزیت، در ناحیه کردآباد از نوع ریولیت، داسیت و آندزیت‌بازالتی و در ناحیه فشک، تراکی آندزیت، تراکی‌بازالت، آندزیت‌بازالتی، آندزیت و داسیت هستند (شکل ۴-۴). برای تأیید درستی نامگذاری و اطمینان از نبود تحرک عناصر در نمودار TAS، از نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ نیز بهره گرفته شد (Winchester and Floyd, 1977). بر پایه این نمودار، ترکیب بیشتر نمونه‌های منطقه به ترتیب آندزیت، داسیت، ریوداسیت و به میزان کم آندزیت بازالت است (شکل ۴-۵).



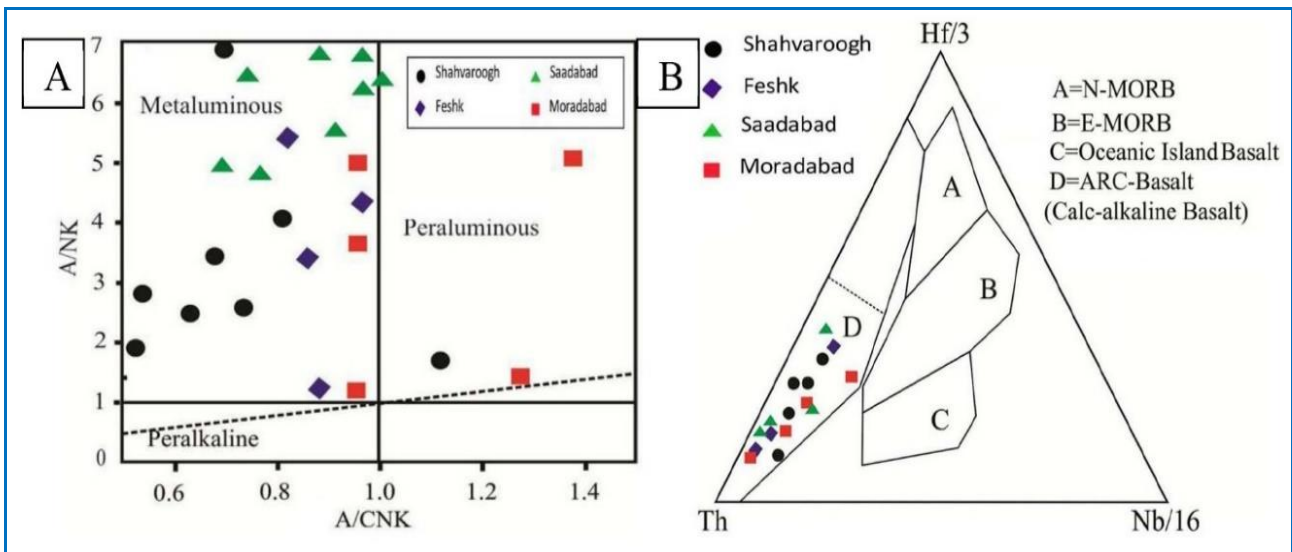
آتشفشانی ناحیه شاهواروق از نمودارهای گوناگونی بهره گرفته شد. در نمودار سه‌تایی Hf/3-Th-Nb/16 نمونه‌ها در میدان بازالت‌های کمان قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۶-۵). در این نمودار جای‌گرفتن نمونه‌ها در نزدیکی قطب توریم چه‌بسا نشان‌دهنده تأثیر احتمالی آلودگی پوسته‌ای است (Wilson, 1989).

به کمک نمودار A/CNK در برابر A/NK سرشت نمونه‌های شاهواروق از نظر میزان Al بررسی شد. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه نمونه‌ها روی این نمودار نشان می‌دهد بیشتر نمونه‌ها سرشت متآلومین دارند و شمار بسیار کمی نیز سرشت پراآلومین نشان می‌دهند (شکل ۶-۴). برای شناسایی رژیم و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های



شکل ۵. سنگ‌های آتشفشانی ناحیه شاهواروق در (A) نمودار سیلیس در برابر مجموع آلکالی (Irvine and Baragar, 1971); (B) نمودار سه‌تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971).

Figure 5. Volcanic rocks of Shahvarogh area in (A) SiO_2 versus Na_2O+K_2O diagram (Irvine and Baragar 1971); (B) AFM ternary diagram (Irvine and Baragar 1971).



شکل ۶. سنگ‌های آتشفشانی ناحیه شاهواروق در (A) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Maniar and Piccoli, 1992); (B) نمودار سه‌تایی Hf/3-Th-Nb/16 (Wood, 1980).

Figure 6. Volcanic rocks of Shahvarogh area in (A) A/CNK versus A/NK diagram (Maniar and Piccoli, 1992); (B) Hf/3-Th-Nb/16 diagram (Wood, 1980).

ناحیه سعده‌آباد در بازه ۴/۶ تا ۲۱/۲، برای ناحیه کردآباد در بازه ۳/۷ تا ۱۰/۵ و برای ناحیه فشک در بازه ۵/۳ تا ۱۴/۸ تغییر می‌کند. این نسبت برای سنگ‌های پدیدآمده در کمان قاره‌ای از ۲ بزرگ‌تر

سنگ‌های پدیدآمده در کمان‌های قاره‌ای نسبت Th/Ta بزرگ‌تر از ۲ دارند. بررسی داده‌ها (جدول‌های ۱ تا ۴) نشان می‌دهد نسبت Th/Ta برای ناحیه شاهواروق در بازه ۳/۶ تا ۴/۲، برای

است (Wood et al., 1979).

همچنین، بر پایه پژوهش‌های انجام‌شده نسبت Ba/La در سنگ‌های کمان قاره‌ای بزرگ‌تر از ۳ است (Arculus and Powell, 1986). شناسایی نسبت Ba/La در داده‌های به‌دست‌آمده (جدول‌های ۱ تا ۴) برای ناحیه شاهواروق در بازه ۲۱/۷ تا ۴۱/۹، برای ناحیه سعدآباد در بازه ۱۸/۵ تا ۴۴/۳، برای ناحیه کردآباد در بازه ۳/۱ تا ۵۵/۶ و برای ناحیه فشک در بازه ۱۱/۲ تا ۳۶/۷ تغییر می‌کند.

از سوی دیگر، میانگین تغییرات نسبت برای Nb/U بازالت‌های اقیانوسی MORB برابر 25 ± 5 است (Xu et al., 2005). این مقدار برای نمونه‌های ناحیه بررسی‌شده از ۰/۸ تا ۸ در تغییر است که نسبت به موارد یادشده بسیار کمتر است (جدول‌های ۱ تا ۴).

شناسایی خاستگاه گارنت و اسپینل لرزولیت و همچنین، اندازه‌گیری میزان ذوب‌بخشی در نمونه‌های ناحیه بررسی‌شده را می‌توان با بهره‌گیری از نمودار Sm/Yb در برابر Sm بررسی کرد (شکل ۷). از آنجایی که تغییرات کانی‌شناسی ناحیه خاستگاه (برای نمونه گارنت یا اسپینل)، تحت تأثیر لانتانیم و ساماریم نیستند، پس می‌توانند ترکیب شیمیایی ناحیه خاستگاه را بازتاب دهند. ایتربیم با کلینوپروکسن ناسازگار است، با گارنت سازگار است؛ از این رو، می‌توان برای تمایز خاستگاه گارنت و اسپینل لرزولیت از آن بهره گرفت (Aldanmaz et al., 2000). هنگامی که ذوب‌بخشی یک خاستگاه اسپینل لرزولیت را تحت تأثیر قرار می‌دهد، نسبت‌های Sm/Yb در گوشته و گدازه تولیدشده، یکسان خواهند بود. در این حالت، نسبت‌های La/Sm با افزایش درجه ذوب‌بخشی کاهش می‌یابند. به این ترتیب، ذوب یک خاستگاه اسپینل لرزولیت، یک روند ذوب افقی را پدید خواهد آورد که با ترکیبات گوشته مورب تهی شده (DMM) یا گوشته کهن (PM) درون یا نزدیک به ردیف گوشته

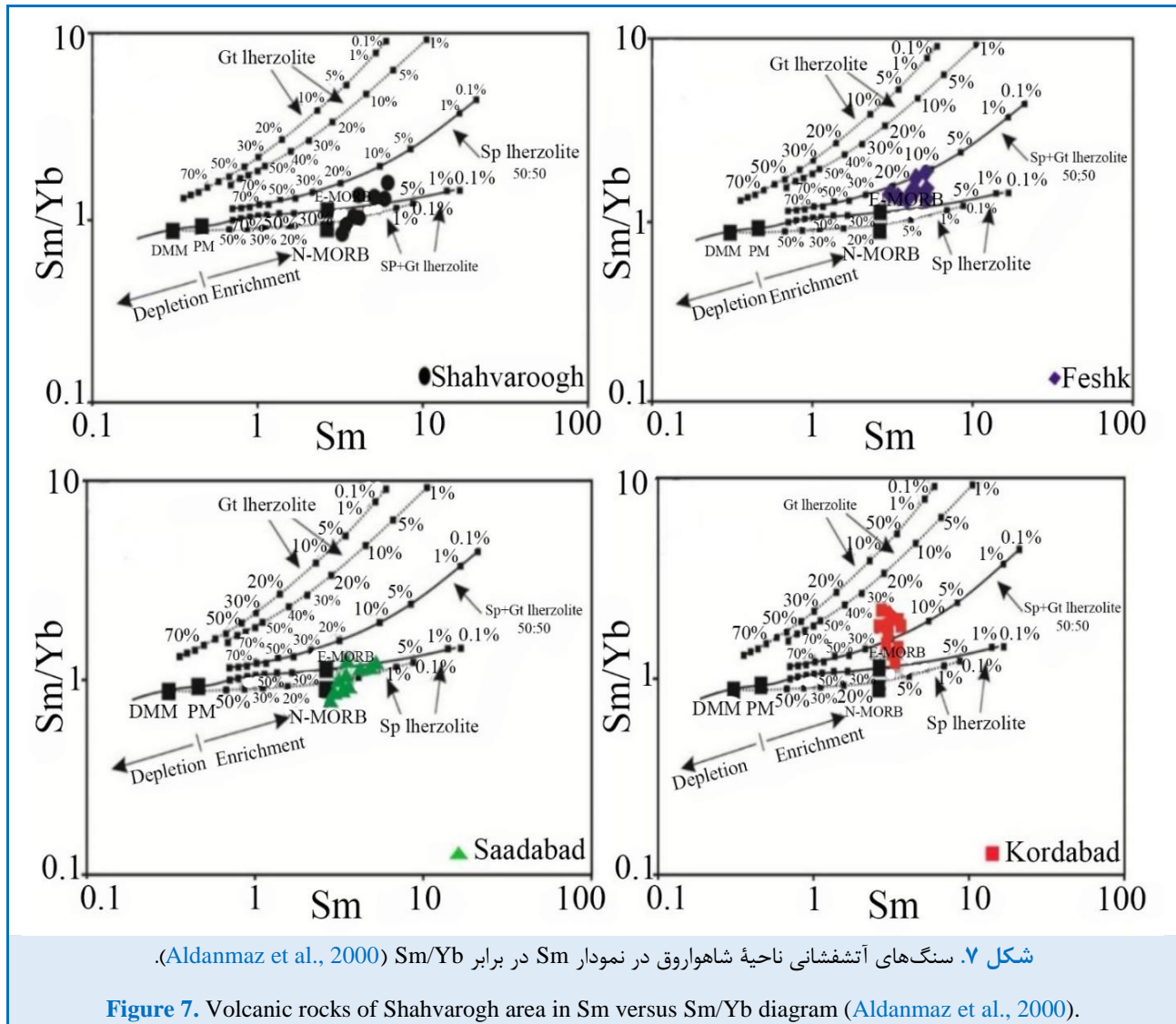
جای خواهند گرفت؛ اما در برابر آن، یک خاستگاه گارنت لرزولیت (با گارنت بازممانده) تحت تأثیر ذوب‌بخشی با درجات کم یا متوسط گدازه‌هایی پدید خواهد آورد که نسبت‌های Sm/Yb در آن بسیار بالاتر از ناحیه خاستگاه است. از این رو، روند ذوب آن بالاتر از ردیف گوشته خواهد بود (Aldanmaz et al., 2000).

نمونه‌های ناحیه بررسی‌شده به‌صورت جداگانه برای مناطق شاهواروق، سعدآباد، کردآباد و فشک در نمودار Sm/Yb در برابر Sm بررسی شد (شکل ۷). بررسی این نمودارها نشان می‌دهد ترکیب نمونه‌های ناحیه همانند گدازه‌های برآمده از گوشته غنی‌شده است و از یک خاستگاه اسپینل لرزولیت تا اسپینل-گارنت لرزولیت با درجات متفاوت ذوب‌بخشی پدید آمده است. به این ترتیب، درجه ذوب‌بخشی نمونه‌های همه مناطق، از ۱۰٪ تا ۲۰٪ در گستره اسپینل لرزولیت (شاهواروق و سعدآباد) تا گارنت-اسپینل لرزولیت (کردآباد و فشک) جای می‌گیرند (شکل ۷).

نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب پشته میان اقیانوسی برای سنگ‌های ناحیه شاهواروق رسم شدند (شکل ۸). پژوهشگران بسیاری نشان دادند ویژگی‌هایی مانند غنی‌شدگی از عنصرهای ناسازگار (مانند: K, Rb, Sr, Ba, Th) و عنصرهای LREE و همچنین، ناهنجاری منفی متوسط تا بالا در عنصرهایی مانند Ti, Eu, Nb و HREE(Yb)، افزون بر سازگاری با شرایط حاکم بر پوسته زیرین، چه‌بسا نشان‌دهنده نمود سازنده‌های فرورونده مانند سیال‌ها یا گدازه‌های برآمده از رسوبات فرورو و یا آلودگی ماگما با پوسته بالایی هنگام دگرگونی‌های ماگمایی باشد که به‌عنوان ویژگی ویژه سنگ‌های آتشفشانی وابسته به کمان‌های آتشفشانی شمرده می‌شود (Kurkcuoglu, 2010; Temel et al., 1998). بر این پایه، در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب مورب، تهی‌شدگی عنصرها از چپ به راست نمودار از ویژگی‌های شاخص

می‌رسد (Kurkcuoglu, 2010; Temel et al., 1998).

پهنه‌های کوهزایی است و غنی‌شدگی LREE در بازه ۱۰ تا ۱۰۰ برابر در سری کالک‌آلکان طبیعی به‌نظر

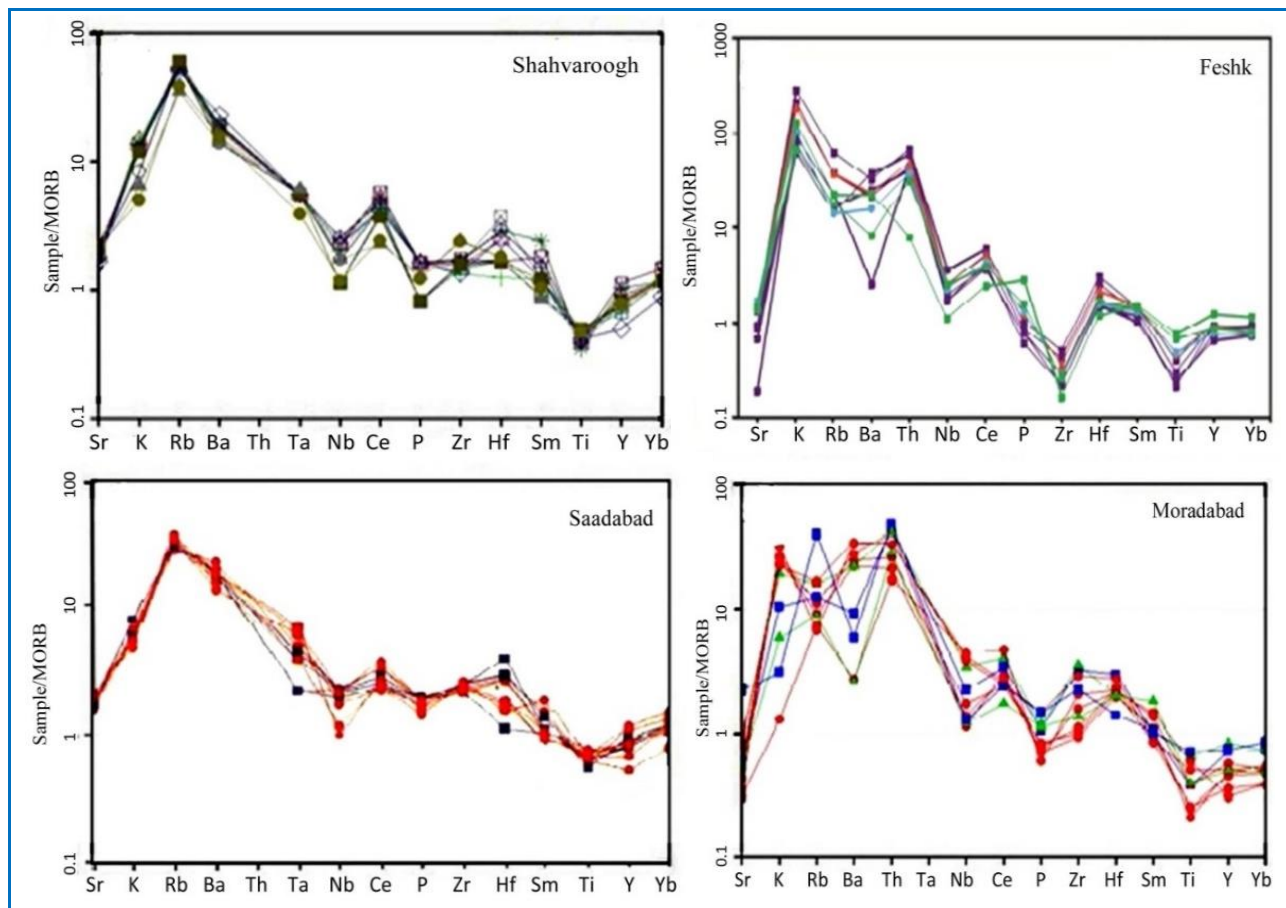


تولیدشده و پیدایش سنگ‌ها در کرانه‌های فعال قاره‌ای است (Temel et al., 1998). در نمودارهای چندعنصری بهنجارشده، ناهنجاری منفی نیوبیم را آمفیبول که یکی از کانی‌های مهم گوشته است کنترل می‌کند و از این‌رو، این عنصر شاخصه‌ای خوب برای اندازه‌گیری میزان آلودگی با سنگ‌های پوسته قاره‌ای و حاکی از تأثیر رفتار پوسته در فرآیند ماگمایی است (Ionov and Hofmann, 1995). از آنجایی که هر فرآورده ماگمایی برآمده از یک خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده، بدون هیچ آلودگی پوسته‌ای باید الگوی

عنصرهای LILE (جدای از استرانسیم) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۸). تهی‌شدگی استرانسیم در نمونه‌های سنگی منطقه را می‌توان به جانشینی این عنصر با کلسیم و پتاسیم وابسته دانست. از سوی دیگر، ناهنجاری فسفر به‌دست آپاتیت و ناهنجاری مثبت پتاسیم گدازه‌های برآمده از پوسته زیرین سازگار است و رفتار آن نیز با رفتار باریم و روبیدیم کنترل می‌شود. موارد یادشده همراه با ناهنجاری منفی نیوبیم و تیتانیوم و ناهنجاری مثبت روبیدیم نشان‌دهنده زخداد پدیده آلیش در ماگمای

باشد که ماگما سازنده سنگ‌ها در مسیر صعود به سطوح بالای پوسته دچار آن شده است (Zimmerman et al., 2013).

مسطحی برای عنصرهای ناسازگار از خود نشان دهد (Rollinson, 1993)، غنی‌شدگی عناصر ناسازگار و LILE (مانند: باریم، پتاسیم و روبیدیم) در نمونه‌های ناحیه شاهواروق می‌تواند به آلودگی گدازه یا پوسته‌قاره‌ای وابسته



شکل ۸. الگوهای بهنجار شده به ترکیب MORB برای عنصرهای ناسازگار در سنگ‌های آتشفشانی ناحیه شاهواروق (ترکیب MORB از Sun and McDonough, 1989).

Figure 8. MORB-normalized models for the incompatible elements in the volcanic rocks of Shahvarogh area (MORB composition from Sun and McDonough, 1989).

آنورتیت، نمونه‌های آندزیت و تراکی آندزیت در گستره الیگوکلاز تا آندزین و نمونه‌های داسیت-ریوداسیت و ریولیت نیز در گستره آلبیت تا الیگوکلاز هستند (شکل ۳-۱۰). داده‌های مربوط به تجزیه ریزکوالکترونی روی ۱۲ نقطه از کانی پیروکسن در ناحیه شاهواروق نیز نشان‌دهنده بالابودن نسبت منیزیم نسبت به آهن و بالابودن کلسیم در گروهی از داده‌هاست (جدول ۶).

از سوی دیگر، داده‌های مربوط به تجزیه ریزکوالکترونی روی ۱۲ نقطه از کانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های ناحیه شاهواروق نشان‌دهنده وجود دو طیف ترکیبی در پلاژیوکلازها است (جدول ۵). بر پایه داده‌های به‌دست‌آمده و با بهره‌گیری از نمودار Ab-An-Or (Deer et al., 1992)، نمونه‌های آندزیت‌بازالتی و تراکی‌بازالت در گستره لابرادوریت تا بیتونیت و تنها یک نمونه در گستره

جدول ۵. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازهای سنگ‌های آتشفشانی ناحیه شاهواروق و فرمول ساختاری (بر پایه ۸ اتم اکسیژن) و سازنده‌های پایانی (Ab: آلبیت؛ Olig: الیگوکلاز؛ Az: آندزین؛ Lb: لابرادور؛ By: بیتونیت؛ An: آنورتیت).

Table 5. EPMA analytical data of plagioclase in volcanic rocks of Shahvarogh area, and the calculated structural formula (based on 8 oxygen atoms) and end members (Ab: Albite; Olig: Oligoclase; Az: Andesine; Lb: Labradorite; By: Bytownite; An: Anorthite).

Sample No.	FE-6	FE-6	FE-4	FE-4	FE-4	FE-9	FE-9	SH-1	SH-1	FE-1	FE-1	FE-5
Mineral Type	Ab	Ab	Ab	Olig	Az	Lb	Lb	Lb	By	By	By	An
SiO ₂	69.01	67.23	67.16	52.78	52.99	50.94	50.72	50.17	50.10	46.91	48.53	49.16
TiO ₂	0.01	0.14	0.00	0.00	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	19.14	19.16	20.09	21.02	22.71	31.28	31.09	32.09	32.57	34.73	33.22	31.64
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
FeO	0.00	0.00	0.31	12.64	4.29	0.51	0.53	0.44	0.58	0.44	0.51	0.58
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02
MgO	0.00	0.00	0.00	3.99	3.12	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.23
CaO	0.12	0.25	0.22	2.12	7.34	13.32	13.77	14.29	15.11	17.25	16.35	14.60
Na ₂ O	12.13	12.60	11.16	6.35	7.26	3.58	3.23	3.46	3.02	1.64	2.21	0.00
K ₂ O	0.06	0.62	1.06	0.47	2.09	0.10	0.09	0.11	0.07	0.04	0.05	0.07
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.22	0.15	0.00	0.00	0.00	0.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.47	100.00	100.00	99.37	99.86	99.75	99.69	100.75	101.50	101.04	100.98	96.33
Si	3.00	2.96	2.93	2.54	2.54	9.92	9.93	8.76	9.04	8.55	8.83	9.22
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	0.98	1.00	1.08	1.22	1.28	6.71	6.70	6.60	6.92	7.45	7.11	6.99
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.02	0.52	0.13	0.08	0.08	0.06	0.09	0.07	0.07	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	1.46	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06
Ca	0.01	0.01	0.03	0.11	0.38	2.58	2.70	2.67	2.92	3.37	3.18	2.93
Na	1.02	1.08	0.94	0.32	0.67	1.26	1.15	1.16	1.04	0.57	0.77	0.00
K	0.00	0.04	0.06	0.03	0.13	0.021	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ab	99.10	96.12	91.12	69.04	57.23	32.58	29.71	30.05	26.23	4.45	19.34	0.00
An	0.90	1.21	3.32	24.35	32.17	66.59	70.00	69.41	73.52	85.34	80.40	99.63
Or	0.00	2.67	5.56	6.61	10.60	0.83	0.29	0.54	0.00	2.67	5.56	6.61

برای رده‌بندی این کلینوپیروکسن‌های منیزیم-آهن-کلسیم دار بهره گرفته می‌شود. در نمودار یادشده همه کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت و کلینوانستاتیت هستند (شکل ۳-۱). از سوی دیگر، داده‌های به‌دست‌آمده روی نمودار مجموع $2Ti+Cr+Al^{VI}$ در برابر $Na+Al^{IV}$ همه

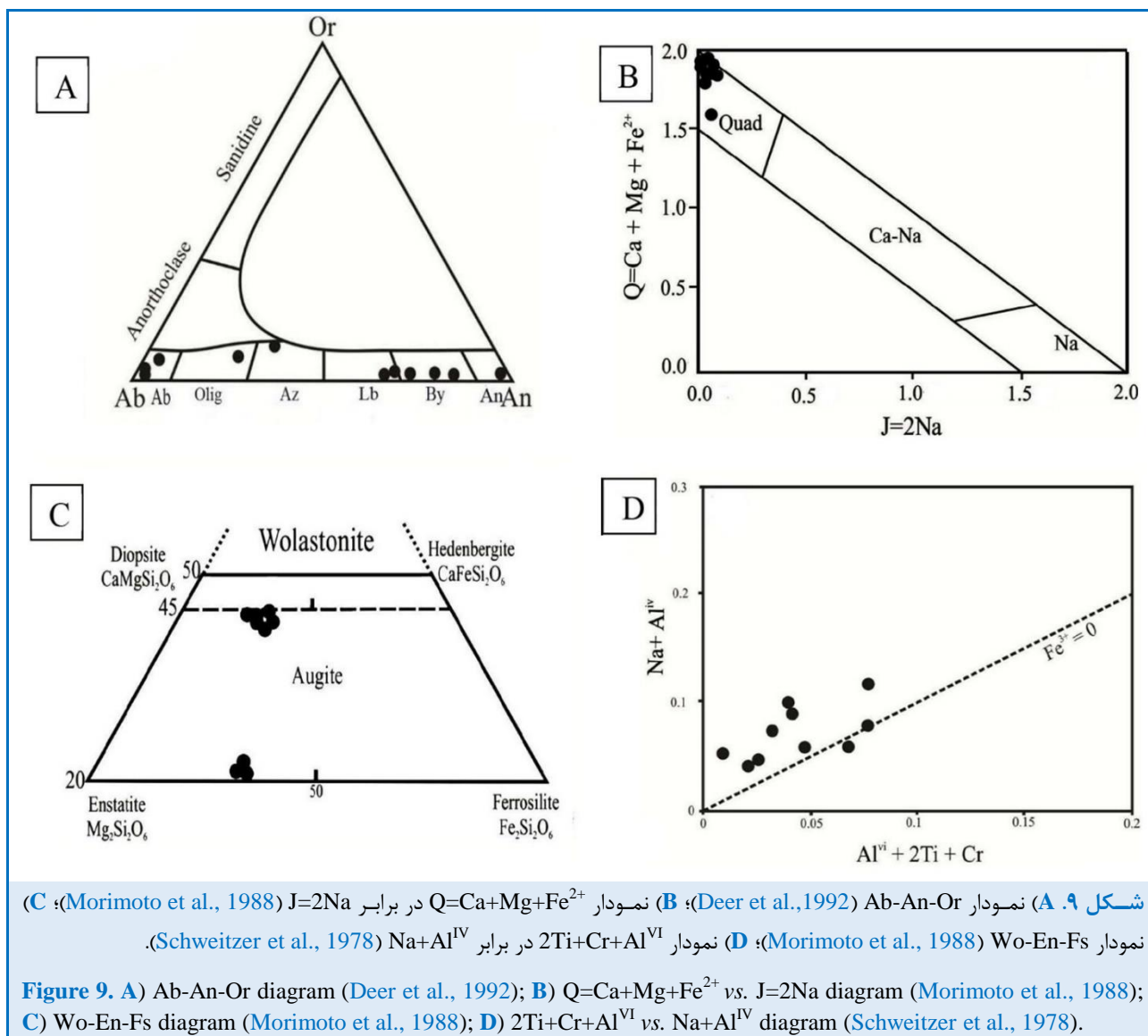
در نمودار Q-J پیشنهادی موریموتو و همکاران (Morimoto et al., 1988) که در آن $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ و $J=2Na$ است، همه نمونه‌ها در گستره پیروکسن‌های منیزیم-آهن-کلسیم (Quad) هستند (شکل ۳-۲). از نمودار سه تایی Wo-En-Fs

نمونه‌ها (مگر سه نمونه) در بالای خط $Fe^{3+}=0$ جای گرفته‌اند (شکل ۳-D). از این رو می‌توان گفت فشاربخشی اکسیژن در هنگام تبلور سنگ‌ها بالا بوده است (Zarei Sahamieh and Ebrahimi, 2014).

جدول ۶. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی کلینوپروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ناحیه شاهواروق و فرمول ساختاری (بر پایه ۶ اتم اکسیژن) و سازنده‌های پایانی (Clin-En: کلینو انستاتیت).

Table 6. EPMA analytical data of clinopyroxene in volcanic rocks of Shahvarogh area and the clacuated structural formula (based on 6 oxygen atoms) and end members (Clin-En: Clinoenstatite).

Sample No.	FE-11	FE-11	FE-11	FE-4	FE-4	FE-4	SH-7	SH-7	FE-11	FE-11	FE-11	FE-11
Mineral Type	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Clin-En	Clin-En	Clin-En	Clin-En
SiO ₂	52.19	49.88	50.32	51.40	51.37	51.35	53.22	51.65	52.69	53.16	52.70	53.29
TiO ₂	0.68	0.63	0.59	0.68	0.63	0.59	0.48	0.46	0.24	0.13	0.25	0.13
Al ₂ O ₃	2.51	2.37	2.30	3.01	2.95	2.89	1.33	1.44	1.47	1.28	1.46	1.31
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	10.47	10.27	9.78	0.68	10.80	10.90	9.54	12.27	20.26	21.07	20.25	20.98
MnO	0.39	0.52	0.46	3.01	0.41	0.39	0.39	0.57	0.66	0.79	0.67	0.75
MgO	15.03	14.89	14.98	14.09	14.01	13.94	15.18	13.67	23.22	23.85	23.22	23.37
CaO	19.36	19.80	20.23	19.89	19.90	19.90	20.03	19.85	1.40	1.05	1.40	1.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.40	0.38	0.36	0.33	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.02	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.08	0.00	0.08	0.06
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.63	98.38	98.66	101.04	100.49	100.34	100.50	100.24	100.02	101.33	100.03	100.89
Si	1.93	1.90	1.91	1.91	1.91	1.92	1.97	1.95	1.95	1.95	1.95	1.96
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Al ^{iv}	0.07	0.10	0.09	0.09	0.01	0.02	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04
Al ^{vi}	0.04	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	0.33	0.25	0.24	0.02	0.29	0.30	0.29	0.33	0.60	0.58	0.60	0.62
Fe ⁺³	0.00	0.08	0.07	0.00	0.05	0.04	0.00	0.06	0.03	0.06	0.03	0.03
Mn	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.83	0.85	0.85	0.78	0.78	0.78	0.84	0.77	1.28	1.30	1.28	1.28
Ca	0.77	0.81	0.82	0.79	0.79	0.80	0.79	0.80	0.05	0.04	0.05	0.04
Na	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Wo	39.96	40.80	41.53	42.69	42.06	41.63	41.22	40.97	2.83	2.07	2.83	2.00
En	52.19	49.88	50.32	51.40	51.37	51.35	53.22	51.65	52.69	53.16	52.70	53.29
Fs	0.68	0.63	0.59	0.68	0.63	0.59	0.48	0.46	0.24	0.13	0.25	0.13



و تراکی بازالت با ترکیب لابرادوریت تا بیتونیت و مقدار بسیار کمی آنورتیت را دربرمی‌گیرد. فعالیت‌های کششی به صورت محلی و کارکرد فازهای کوهزایی موجب تکاپوی ماگماتیسم دربردارنده فوران‌های آتشفشانی در محیط خشکی و دریا و پیدایش ایگنمبریت و توفیت شده است. بر پایه پژوهش‌های انجام‌شده فوران‌های اسیدی و حد واسط نسبت به فوران‌های بازیک حجم بیشتری را در بر می‌گیرند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌شناسی و تکنونوماگمایی نشان می‌دهند ماگمای سازنده این سنگ‌ها کالک‌آلکان و به محیط فرورانش وابسته بوده است و با گدازه‌های برآمده از گوشته غنی‌شده از یک

برداشت

پژوهش‌ها نشان می‌دهد واحدهای سنگی ناحیه شاهواروق که به سن ائوسن، الیگوسن و میوسن هستند، دربردارنده توف اسیدی برشی‌شده، توف ایگنمبریتی، ریولیتی تا داسیتی، آهک دگرسان‌شده و سنگ‌های آذرآوری و آندزیت تا آندزی‌بازالت هستند (شکل ۱). همچنین، بر پایه بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری و داده‌های ریزکوالکترونی، پلاژیوکلاز در سنگ‌های ریولیتی، ریوداسیتی و داسیتی با ترکیب آلبیت تا الیگوکلاز، در سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین، و در سنگ‌های آندزیت‌بازالتی

نشان‌دهنده‌ی خاستگاه یکسان آنهاست. بر پایه‌ی این پژوهش، تکاپوی ماگماتیسم بیرونی برآمده از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره‌ی ایران مرکزی در پیدایش سنگ‌های یادشده در ناحیه‌ی شاهواروق مؤثر بوده است.

خاستگاه اسپینل لرزولیت تا گارنت-اسپینل لرزولیت همانندی دارد. به این ترتیب، ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌تواند برآمده از فرایند ذوب‌بخشی گوشته‌ی بالایی تهی‌شده و دگرسان‌شده و نیز آرایش اندک ماگمای سازنده با سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای باشد. روند تغییرات عنصرهای کمیاب بسیار همانند یکدیگر است و

References

- Abedi, M., Fournier, D., Devriese, S.G.R., and Oldenburg, D.W. (2018) Integrated inversion of airborne geophysics over a structural geological unit: A case study for delineation of a porphyry copper zone in Iran. *Journal of Applied Geology*, 152, 188-202. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2018.04.001>
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z., and Zhou, L. (2015) Temporal- spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U- Pb and molybdenite Re- Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 70, 385-406. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold- thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1), 1-20.
- Aldanmaz, E., Pearce, J., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 67-95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Arculus, R. J., and Powell, R. (1986) Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal Geophysical Research*, 91(B6), 5913-5926. <https://doi.org/10.1029/JB091iB06p0591>
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H.H., Richards, J.P., and Jourdan, F. (2013) Petrology and geochemistry of calc- alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper- gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review*, 55(2), 158-184. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>
- Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Bröcker, M., D'Antonio, M., Cottle, J., Gebbing, T., CarmineMazzeo, F., and Ahamdi, P. (2017) Late Oligocene- Miocene mantle upwelling and interaction inferred from mantle signatures in gabbroic to granitic rocks from the Urumieh- Dokhtar arc, south Ardestan, Iran. *International Geology Review*, 5, 1590-1608. <https://doi.org/10.1080/00206814.2017.1286613>
- Berberian, F., and Berberian, M. (1981) Tectonic Plutonic episodes in Iran, In: Gupta H.K., Delany F.M., (Eds.), *Zagros Hindu Kush, Himalaya Geodynamic Evolution*, 5-32p. American Geophysical Union, Washington DC. <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Lizuka, Y. (2013) Zircon U- Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162- 163, 70-87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1992) *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, p 621. Longman, London.

- Dorais, M.J. (1990) Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex New Hampshire: Evidence for the origin of silica-saturated alkaline rocks. *American Mineralogist*, 75, 1092-1105. http://www.minsocam.org/ammin/AM75/AM75_1092.pdf
- Dorais, M.J. (2006) Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex New Hampshire: Evidence for the origin of silica-saturated alkaline rocks. *American Mineralogist*, 75, 1092-1105.
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J. (2006) A new scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T., and Ghaderi, M. (2014) Oligocene- Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh- Dokhtar Arc of Iran. *International Geology Review*, 56(8), 1039-1050. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.919615>
- Gill, J.B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, 390p. Springer Berlin, Heidelberg, Heidelberg.
- Glennie, K.W. (2000) Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: A tale of two oceans, In A.S. Alsharhan, R.W. Scott (Eds.), *Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems*, 69, 9-20. <https://doi.org/10.2110/pec.00.69.0009>
- Hajian, J. (1980) Geological map of Farmahin, Map 5959, scale 1:100,000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Hajian, J. (2001) *Geology of Tafresh*. Report No. 82, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Hammer, J.E. (2006) Influence of fO_2 and cooling rate on the kinetics and energetic of Fe-rich basalt crystallization. *Science Direct*, 248, 618-637. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.022>
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran N., Corfu, F., Emami, M.H., and Nabatian, G. (2012) Geochronology and magmatic history of a calc-alkaline plutonic complex in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, Central Iran: Zircon ages as evidence for two major plutonic episodes, *Neues Jahrbuch für Mineralogie- Abhandlungen. Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 190(1), 67-77. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2013/0230>
- Ilbeyli, N. (2004) Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72(3-4), 163-182. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.10.001>
- Ionov, D.A., and Hofmann, A.W. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas; implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science*, 131(3-4), 341-356. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00037-D](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00037-D)
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Kurkcuoglu, B. (2010) Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidog volcanic complex, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(1), 42-51. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.07.004>
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Li, X., Mo, X., Yu, X., Ding, Y., Huang, X.F., Wei, P., and YanHe, W. (2013) Petrology and geochemistry of the early Mesozoic pyroxene andesites in the Maixiu Area, West Qinling, China: Products of subduction or syn-collision? *Lithos*, 172-173, 158-174. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.010>
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M. (1992) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America*, 101, 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)

- Mirnejad, H., Lalonde, A.E., Obeid, M. and, Hassanzadeh, J. (2013) Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo- Tethys in northeast of Iran. *Lithos*, 170- 171, 105–116. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.03.003>
- Mirnejad, H., Raeisi, D., McFarlane, C., and Sheibi, M. (2018) Tafresh intrusive rocks within the Urumieh- Dokhtar Magmatic Arc: Appraisal of Neo- Tethys subduction. *Geological Journal*, 54(3), 1745-1755. <https://doi.org/10.1002/gj.3266>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R. (2003) Cretaceous- Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), 397–412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., and Zussman, J. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 173, 1123-1133.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., and Masini, E. (2014) Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33(12), 2283–2314. <https://doi.org/10.1002/2014TC003663>
- Rollinson, H.R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation*, 384 p. Longman scientific and technical, London. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Sarjoughian, F., and Kananian, A. (2017) Zircon U- Pb geochronology and emplacement history of intrusive rocks in the Ardestan section, central Iran. *Geologica Acta: An International Earth Science Journal*, 15(1), 25–36. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.1.3>
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and Bence, A.E. (1978) Clinopyroxenes from deep sea basalts, a statistical analysis. *Geophysical Research*, 5(7), 573 -576. <https://doi.org/10.1029/GL005i007p00573>
- Sengör, A.M.C., and Yilmaz, Y. (1981) Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3–4), 181–241. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90275-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90275-4)
- Shahsavari-Alavijeh, B., RashidnejadOmran, N., Corfu, F. (2017) Zircon U- Pb ages and emplacement history of the Nodoushan plutonic complex in the central Urumieh- Dokhtar magmatic belt, Central Iran: Product of Neo tethys subduction during the Paleogene. *Journal of Asian Earth Sciences*, 143: 283–295. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.03.034>
- Simmonds, V., and Moazzen, M. (2015) Re- Os dating of molybdenites from Oligocene Cu- Mo- Au mineralized veins in the Qarachilar area, Qaradagh batholith (northwest Iran): Implications for understanding Cenozoic mineralization in South Armenia, Nakhchivan, and Iran. *International Geology Review*, 57(3), 290–304. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.1003339>
- Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989) A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tabatabai Manesh, M., Safai, H., and Mirlohi, A.S. (2010) Study of mineralogy and effective process on volcanic rocks in Jahaq anticlinal (south of Kashan). *Journal of Petrology*, 2, 61-76. https://ijp.ui.ac.ir/article_16041.html?lang=en
- Temel, A., Gundogdu, M.N., Gourgoud, A., and Le Pennec, J.L. (1998) Ignimbrites of Cappadocia (Central Anatolia, Turkey): petrology and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 447-471. [http://doi.org/10.1016/s0377-0273\(98\)00066-3](http://doi.org/10.1016/s0377-0273(98)00066-3)
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 249-284. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00066-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00066-3)
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis, A global tectonic approach*, 466p. Springer Dordrecht, Netherlands.

- Wood, D.A., Joron, J.L., and Treuil, M. (1979) A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science*, 45(2), 326-336. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90133-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90133-X)
- Wood, D.A. (1980) The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science*, 50(1), 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)
- Xu, Y.G., Ma, J.L., Frey, F.A., Feigenson, M.D., and Lu, J.F. (2005) Role of lithosphere-aesthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkaline and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton. *Chemical Geology*, 224(4), 247-271. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.08.004>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M., Reynolds, P.H. (2007) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of alteration and petrogenesis of porphyry copper-related granitoids in the Darreh- Zerreshk and Ali-Abad area, Central Iran. *Exploration and Mining Geology*, 16(1–2), 11–24. <https://doi.org/10.2113/gsemg.16.1-2.11>
- ZareiSahamieh, R., Ebrahimi, S. (2014) Petrology, mineral chemistry and tectono-magmatic setting of volcanic rocks of north-east Farmahin (north of Arak). *Journal of Economic Geology*, 6(2), 375-392. <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.25969>
- Zarei Sahamieh, R., Tabasi, H., Jalali, M. (2009) Petrology and tectonomagmatic investigation of volcanic rocks of Ashtian. *Modern Research Physics*, 8(3), 227-240. <http://jsci.khu.ac.ir/article-1-1235-en.html>
- Zimmerman, C., Kudo, A., and Riecker, R.E. (2013) *Geochemistry of Andesites and Related Rocks, Rio Grande Rift, New Mexico*. 438pp. American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/SP014p0355>