Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

16th Year, No. 61, 2025, pp. 1-22

Petrological Journal

Research Article

Geochemistry and petrogenesis of mafic and intermediate dyke swarms in eastern Tafresh (Urumieh-Dokhtar magmatic belt)

Ahmadreza Ahmadi [1]✉, Behnaz Hosseini [2]

[1] Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran, a.r.ahmadi@pnu.ac.ir

[2] Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran, be.hosseini@pnu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 11 December 2024

Accepted: 17 February 2025

Keywords

Tafresh

Geochemistry

Subduction Zones Magmatism

Miocene

Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt

10.22108/ijp.2025.143646.1347

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Urumieh-Dokhtar magmatic belt is one of the most active magmatic regions of Iran during the Cenozoic era. There are differing views regarding the tectonomagmatic setting of this magmatism; some attribute it to active continental margin magmatism, island arcs, post-collisional regions, and intra-continental rifts (Hassanzadeh, 1993; Shahabpour, 2007; Ghasemi and Talbot, 2006). The study area as the other sections of the Urumieh-Dokhtar Belt, is the area of Eocene magmatic activity. The geochemical characteristics of volcanic rocks in the northeast of Tafresh are similar to those of magmatism in active continental margin subduction zones (Nasiri Bezanjani, 2006). In the eastern part of Tafresh, numerous dikes cut through Paleozoic and older sedimentary and volcanic units. K-Ar dating of these dikes indicates an age of 15.4 million years (Ghorbani et al., 2014). Babazadeh et al. (2022) have provided a U-Pb age of 17.5 million years for the mafic dykes. This study examines the petrology and geochemistry of the Mafic and intermediate dyke bodies located in the eastern part of Tafresh and discusses their tectonomagmatic setting.

Geology

The study area lies in the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. Cenozoic sedimentary-volcanic deposits unconformably overlie Upper Cretaceous marly limestones due to the Laramide orogeny, which uplifted the region. Eocene units comprise alternating marine and continental deposits of volcanic flows, pyroclastics, and sediments.

Marine transgression during early Eocene introduced marl-sandstone units (E1), followed by dominant volcanic activities forming basaltic to rhyolitic flows and pyroclastics (E2). Continental red deposits and marine green layers alternate. Later, marine conditions resumed (E3), forming sedimentary layers with green tuffs, while subsequent continental volcanic phases (E4) produced dacitic flows and tuffs. Renewed marine sedimentation (E5) followed, then thick terrestrial volcanic layers of andesitic-basalts (E6).

Extensive dykes, mostly basaltic-intermediate, intrude older units, with U-Pb dating indicating

✉ Corresponding Author

To cite this article: Ahmadi, A., Hosseini, B. (2025) Geochemistry and petrogenesis of mafic and intermediate dyke swarms in eastern Tafresh (Urumieh-Dokhtar magmatic belt). Petrological Journal, 16(1), 1-22.

2322-2182 © The Author(s). Published by University of Isfahan

This is an open access article under the CC BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0).

Miocene age (17.5 Ma).

Analytical method

8 samples with the least alteration were selected for analysis of major and trace elements. The analysis of major and trace elements was carried out using the ICP-MS method (LF200 analytical system) at the ACME-Bureau Veritas Laboratory in Canada. For the study of the chemistry of clinopyroxene, plagioclase, and amphibole minerals, 15 points were analyzed using an electron microprobe at the University of Milan, Italy.

Petrography and mineral chemistry

Diabase: These rocks display a doleritic texture with minimal groundmass. Plagioclase crystals dominate (70 vol.%). The other primary minerals include clinopyroxene and iron-titanium oxides, while amphibole, alkali feldspar, olivine, and apatite appear as accessory minerals. Secondary minerals, such as calcite, chlorite, and epidote, form from plagioclase and clinopyroxene alteration.

Basaltic andesite: These rocks comprise plagioclase (60–70 vol.%), amphibole (10–20 vol.%), iron-titanium oxides (5–10 vol.%), and clinopyroxene (5–10 vol.%), with accessory alkali feldspar, olivine, and apatite. Phenocrysts make up to 40 vol.% of the total volume, primarily plagioclase and amphibole. Secondary minerals, including chlorite and epidote, are present in the groundmass.

Andesite: The primary minerals in these rocks are plagioclase (70–80 vol.%), iron-titanium oxides (10–20 vol.%), and amphibole (5–10 vol.%), with minor pyroxene, alkali feldspar, and apatite in the groundmass. The matrix consists of plagioclase microlites and fine-grained oxides, with secondary minerals like calcite, epidote, and sericite.

The clinopyroxene crystals are of the salite type, and the plagioclase crystals ranging in composition from labradorite to andesine. Additionally, the amphiboles are of the pargasite type.

Geochemistry

The continuity of trends in Harker diagrams for the studied samples suggests a common origin. Increasing Na_2O+K_2O and decreasing MgO, FeOt, TiO_2, Al_2O_3, and CaO/Na_2O along with increasing SiO_2 indicate that the crystallization and separation of ferromagnesian minerals (especially clinopyroxene) with feldspar and Fe-Ti oxides played a significant role in the magmatic evolution of these rocks.

On TAS diagram, the samples are classified as basalt, basaltic andesite, and andesite. Using immobile elements on the Zr/TiO_2 versus Nb/Y diagram, the samples fall within the basaltic andesite field. All samples plot in the sub-alkaline field on the alkaline-subalkaline discrimination line. On AFM diagram, the samples lie near the boundary between tholeiitic and calc-alkaline series. Based on K_2O versus SiO_2, they range from medium-K calc-alkaline to low-K tholeiitic compositions.

The chondrite-normalized REE patterns show enrichment in LREE relative to MREE and HREE, with flat MREE-HREE trends. The spider diagram normalized to the primitive mantle reveals LILE enrichment and HFSE depletion.

Source and Tectonomagmatic Setting

The gentle slope between HREEs and MREEs in the REE pattern is consistent with the magma's origin from a spinel lherzolite mantle with little or no garnet involvement. Furthermore, in the Dy/Yb versus La/Yb diagram, the studied rocks fall within the range of melts originating from a spinel lherzolite mantle, and in the Nb/La versus La/Yb diagram, they lie within the lithospheric mantle field.

Based on Nb/Th ratio versus Nb and the Ba/Nb ratio versus La/Nb, the studied rocks are located in the volcanic arc-related rocks field. In the Th-Hf-Ta diagram, the samples are placed within the magmatic arc-related rocks field. Also, based on the Nb/La ratio versus La/Yb, the samples fall within the active continental margin-related rocks field. However, in the Th/Yb versus Ta/Yb diagram, the samples fall within both the island arc and active continental margin-related rocks fields. Overall, the studied rocks display some characteristics to those of Island arcs and some others to those of active continental margins.

Conclusion

The rare earth element patterns indicate that the magma associated with these igneous rocks originated from partial melting of the shallow lithospheric mantle in the spinel peridotite facies, with minimal or absent garnet involvement. Additionally, the observed characteristics in the incompatible element patterns, such as enrichment of mobile elements over rare earth elements and depletion of immobile elements, along with analyses in various geochemical diagrams, suggest their association with subduction-related magmatism. However, the studied rocks display geochemical criteria belonging to island arc as well as active continental margin magmatism

The intermediate geochemical features of island arc and active continental margin magmatism, along with other evidence including the association of these igneous rocks with a thick sequence of green tuffs and other shallow marine sediments indicate that the rocks under study originated in an intra-continental back-arc basin.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
16th Year, No. 61, 2025, pp. 1-22

Petrological Journal

پتـــــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۱۸۲-۲۳۲۲
سال شانزدهم، شماره شصت و یک ۱۴۰۴، ص. ۱-۲۲

مقالهٔ پژوهشی

زمین‌شیمی و سنگ‌زایی مجموعهٔ دایک‌های مافیک و حد واسط در خاور تفرش (پهنهٔ ماگمایی ارومیه- دختر)

احمدرضا احمدی[1]، بهناز حسینی[2]

[1] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران، a.r.ahmadi@pnu.ac.ir
[2] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران، be.hosseini@pnu.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۳/۰۹/۲۱
تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۱۱/۲۹

کلید واژه‌ها

تفرش
زمین‌شیمی
ماگماتیسم پهنه فروران‌ش
میوسن
پهنهٔ ماگمایی ارومیه- دختر

10.22108/ijp.2025.143646.1347

چکیده

در خاور تفرش، مجموعه‌ای گسترده‌ای از دایک‌ها با سن میوسن در واحدهای آتشفشانی و رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، دایک‌های مافیک و حد واسط ویژگی‌های سنگ‌های وابسته به سری کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط را نشان می‌دهند. در الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب، عنصرهای LREE در مقایسه با عنصرهای MREE تا اندازه‌ای غنی شده‌اند (میانگین میزان $(La/Sm)_{Cn}$ نزدیک به ۲٫۵)، درحالی‌که عنصرهای MREE نسبت به عنصرهای HREE غنی‌شدگی چندانی نشان نمی‌دهند. در الگوی عنصرهای ناسازگار، غنی‌شدگی عنصرهای LILE و تهی‌شدگی عنصرهای HFSE در مقایسه با عنصرهای LREE همانندِ الگوی سنگ‌های ماگمایی وابسته به پهنه‌های فروران‌ش است. با وجود این، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های یادشده همانندِ ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرینِ پدیدآمده در پهنهٔ پشت‌کمان قاره‌ای[1] است. گمان می‌رود در مراحل پایانی فروران‌ش نئوتتیس به زیر ایران‌مرکزی و کاهش سرعت فروران‌ش و در پی آن افزایش شیب ورقهٔ فرورونده، زمین‌ساخت کششی بر منطقه حاکم شده است. این زمین‌ساخت کششی به نازک‌شدگی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای و پوستهٔ قاره‌ای و هم‌زمان بالاآمدن سست‌کره انجامیده است. گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای که پیشتر تحت‌تأثیر سیال‌ها و گدازه‌های آزادشده از ورقهٔ فرورونده بوده است، اکنون به‌علت ذوب‌بخشی، گدازه‌هایی با ویژگی‌های ماگماهای پهنه‌های فروران‌ش را پدید آورده است. گسترش شکستگی‌های کششی در واحدهای پالئوژن، فضای خوبی را برای جایگیری دایک‌ها در زمان میوسن فراهم کرده است.

[1] intra-continental back-arc basin

مقدمه

کمربند ارومیه- دختر پرتکاپوترین پهنهٔ زمین‌ساختی ایران از نظر تکاپوی ماگمایی در سنوزوییک است. این تکاپوی ماگمایی با پیدایش واحدهای آتشفشانی و همچنین، توده‌های آذرین درونی با ترکیب سنگ‌شناسی و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گوناگونی همراه بوده است. بر

نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: احمدی، ا.، حسینی، ب. (۱۴۰۴) زمین‌شیمی و سنگ‌زایی مجموعهٔ دایک‌های مافیک و حد واسط در خاور تفرش (پهنهٔ ماگمایی ارومیه- دختر). پترولوژی ۱۶ (۱)، ۱-۲۲.

2322-2182 © The Author(s). Published by University of Isfahan
This is an open access article under the CC BY-NC 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0).

پایهٔ پژوهش‌های انجام‌شده، ماگماتیسم پهنهٔ ارومیه- دختر از دیدگاه ترکیبی، بیشتر به دامنه کالک‌آلکالن وابسته هستند (Berberian et al., 1982; Shafiei et al., 2008). با وجود این، سنگ‌های آذرین وابسته به ماگماتیسم تولهایتی (Shahabpour, 2007; Fazlnia and Alizade, 2013; Hosseini et al., 2017) و آلکالن (Hassanzadeh, 1993; Moradian Shahrbabaky, 1997) نیز گزارش شده‌اند. دربارهٔ جایگاه تکتونوماگمایی ماگماتیسم پهنهٔ ارومیه- دختر اختلاف دیدگاه وجود دارد؛ به‌گونه‌ای که به ماگماتیسم کرانه‌های فعال قاره‌ای (Hassanzadeh, 1993; Shafiei et al., 2008)، ماگماتیسم جزیره‌های کمانی (Shahabpour, 2007)، مناطق پس از کوهزایی (Ghasemi and Talbot, 2006) و کافت‌های درون قاره‌ای (Emami, 1981) نسبت داده شده است.

منطقه بررسی‌شده در مختصات طول جغرافیایی "۰۰'۱۰°۵۰ تا "۰۰'۱۰°۵۰ خاوری و عرض جغرافیایی "۰۰'۴۰°۳۴ تا "۰۰'۵۰°۳۴ شمالی جای دارد و در پهنه‌بندی کشوری در گسترهٔ شمالی استان مرکزی جای گرفته است. همانند دیگر بخش‌های پهنهٔ ماگمایی ارومیه- دختر، در منطقهٔ تفرش (به‌عنوان بخشی از پهنهٔ ارومیه- دختر) نیز تکاپوی ماگمایی ائوسن گسترش چشمگیری دارد. در این گستره، تکاپوی آتشفشانی به‌صورت متناوب با شدت و ضعف در محیط دریایی و خشکی رخ داده است و انواع گوناگونی از سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا اسیدی را پدید آورده است. حاجیان (Hajian, 2001) دنبالهٔ رسوبی- آتشفشانی ائوسن در این ناحیه را در ۶ واحد جداگانه با رخساره‌های متعلق به مناطق خشکی و دریایی دسته‌بندی کرده است. به باور نصیری بزنجانی (Nasiri Bezanjani, 2006)، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شمال- شمال خاور تفرش همانند ماگماتیسم پهنه‌های فرورانش در کرانه‌های فعال قاره‌ای است.

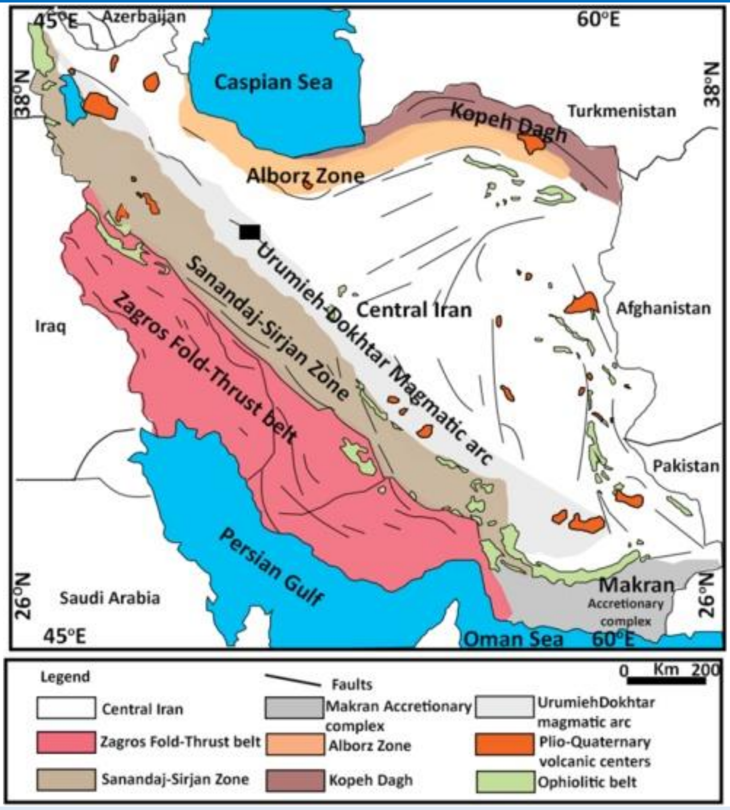
وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) با سن سنجی اورانیم- سرب، سن ۵۴/۷ میلیون سال پیش (آغاز ائوسن) را برای سنگ‌های آندزیتیِ قاعده دنبالهٔ آتشفشانی ترسیری در این منطقه به‌دست آوردند. ایشان افزون‌بر مقایسهٔ ماگماتیسم ارومیه- دختر و البرز، بر این باور هستند که سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن-ائوسن ویژگی‌های ماگماتیسم کمان قاره‌ای دارند؛ اما بازالت‌های الیگوسن در کمربند ارومیه-دختر و البرز خاستگاه سست‌کره‌ای دارند. میرنژاد و همکاران (Mirnejad et al., 2018) ضمن بررسی سنگ‌های گرانودیوریتی تا تونالیتیِ شمال-شمال‌خاوری تفرش، بر پایهٔ سن‌سنجی اورانیم- سرب بلورهای زیرکن، سن ۱۹ تا ۲۰ میلیون سال پیش را به‌دست آورده‌اند و این سنگ‌های آذرین درونی را به ماگماتیسم کالک‌آلکالن کمان‌های ماگمایی وابسته دانسته‌اند. به باور ایشان، تکاپوی فرورانش دست‌کم تا میوسن همچنان ادامه داشته است.

در خاور تفرش، دایک‌های فراوانی واحدهای رسوبی و آتشفشانی پالئوژن و قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند. سن‌سنجی این دایک‌ها به روش پتاسیم- آرگن سن ۱۵.۴ میلیون سال پیش (میوسن) را نشان داده است (Ghorbani et al., 2014). همچنین، بابازاده و همکاران (Babazadeh, et al., 2022) بر پایهٔ سن‌سنجی اورانیم- سرب، سن ۱۷/۵ میلیون سال پیش (میوسن) برای دایک‌های مافیک پیشنهاد کرده‌اند. ایشان همچنین، پیدایش توده‌های آذرین درونیِ میوسن در این منطقه را به مراحل پایانی فرورانش و پیش از برخورد صفحه‌های اوراسیا- عربی وابسته دانسته است.

در این پژوهش به بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی دایک‌های مافیک و حد واسط واقع در خاور تفرش پرداخته می‌شود و دربارهٔ جایگاه تکتونوماگمایی ماگماتیسم وابسته به آنها بحث می‌شود.

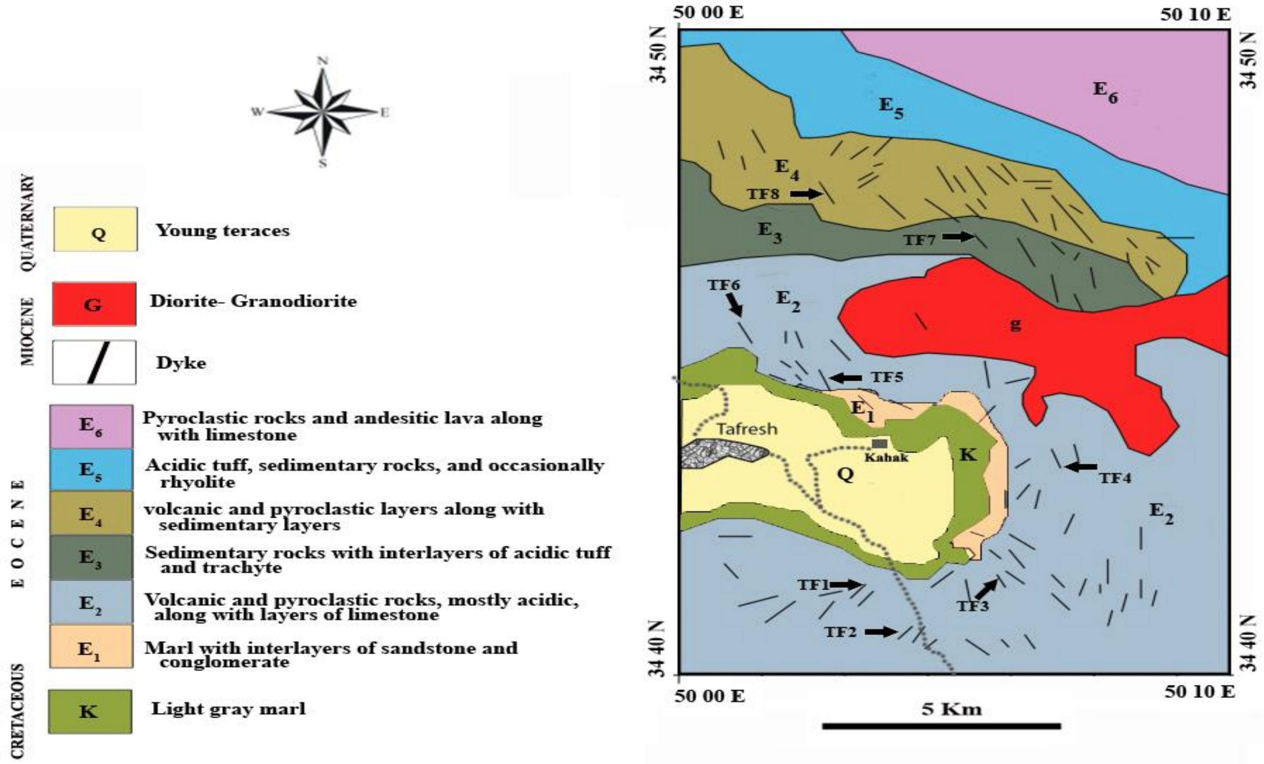
زمین‌شناسی

منطقهٔ بررسی‌شده در نقشهٔ زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تفرش (Hajian, 1977) و نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ قم (Emami and Hajian, 1991) جای دارد. به لحاظ جایگاه زمین‌ساختاری، این گستره متعلق به پهنهٔ ماگمایی ارومیه- دختر و کمابیش بخش میانی آن است (شکل ۱). در گسترهٔ بررسی‌شده، سنگ‌های آذرین، آذرآواری و رسوبی مزوزوییک و سنوزوییک برونزد دارند و در این میان، تکاپوی آتشفشانی ائوسن بسیار گسترده است (شکل ۲).



شکل ۱. نقشهٔ ایران (Salehi et al., 2023) و جایگاه منطقه بررسی‌شده که با مستطیل سیاه نشان داده شده است.

Figure 1. The map of Iran (Salehi et al., 2023) and location of study area shown by a black rectangle.

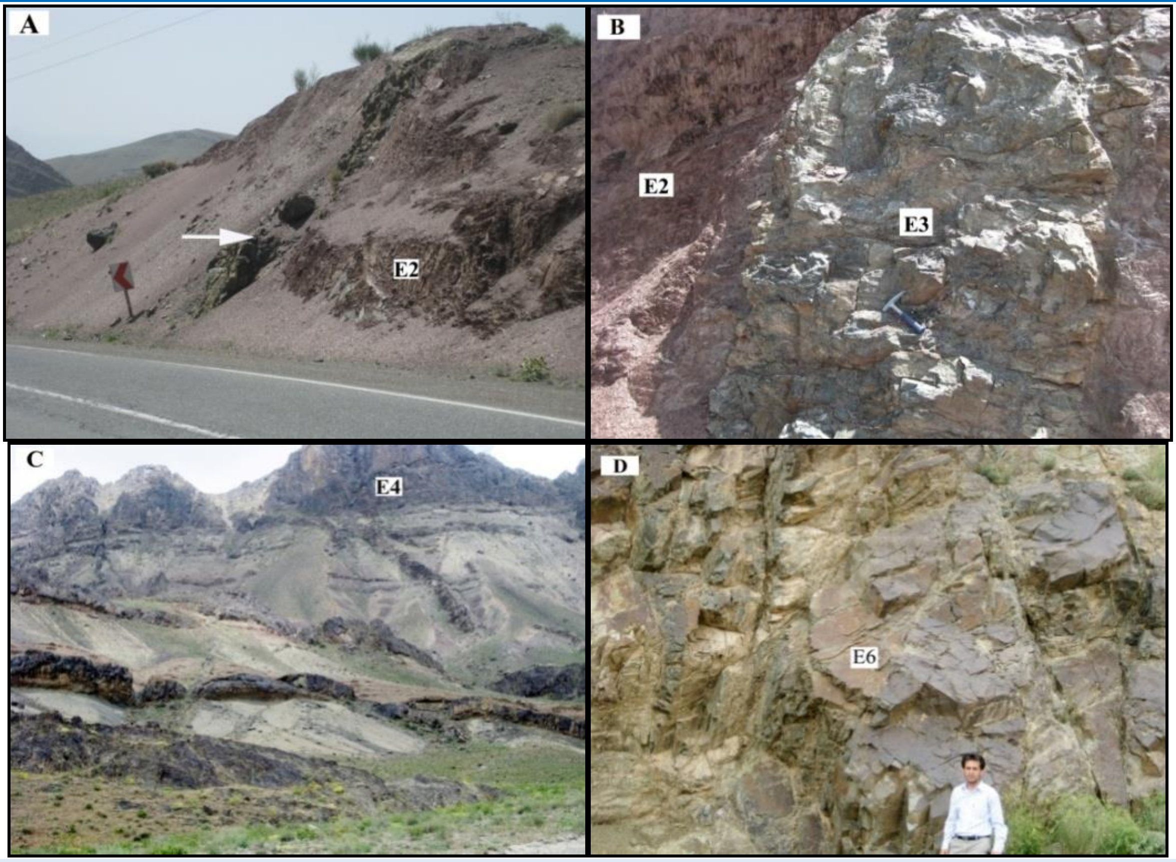


شکل ۲. نقشه واحدهای اصلی، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تفرش (Hajian, 1977).

Figure 2. The map of the main units, adapted from the 1:100,000 Tafresh map (Hajian, 1977).

نهشته‌های رسوبی- آتشفشانی سنوزوییک با یک نبود چینه‌شناسی از رسوبات پالئوسن روی آهک‌های مارنی کرتاسهٔ پسین جای گرفته‌اند. نبود رسوبات پالئوسن را می‌توان به رفتار فاز کوهزایی لارامید در پایان کرتاسه و بالاآمدگی عمومی منطقهٔ برآمده از این فاز کوهزایی وابسته دانست. واحدهای ائوسن دربردارندهٔ مجموعه‌ای با گسترش و ستبرای زیاد (بیش از ۳۰۰۰ متر) است که در مجموع دربردارندهٔ سنگ‌های رسوبی تخریبی، آذرآواری و روانه‌های گدازه می‌شود. این واحدهای سنگی به لحاظ چگونگی پیدایش (گدازه، آذرآواری و نهشته‌های رسوبی) و همچنین، محیط پیدایش (دریایی یا قاره‌ای) به‌صورت متناوب و پی در پی تغییر می‌کنند. واحدهای قاره‌ای خاکستری تا سرخ‌رنگ با واحدهای دریایی سبز رنگ از هم جدا شده‌اند.

روی‌هم‌رفته، پس از پایان فاز کوهزایی لارامید، پیشروی دریا از ائوسن زیرین آغاز شده است که پیامد آن پیدایش واحدهای رسوبی مارن ماسه‌ای (E1) در این زمان است. کم‌کم تکاپوی آتشفشانی غالب شده است و به پیدایش مجموعه‌ای گسترده از گدازه و آذرآواری انجامیده است (E2). گدازه‌ها در آغاز بازیک تا حد واسط هستند؛ اما کم‌کم تکاپوی ماگمایی به پیدایش گدازه‌ها و مواد آذرآواری اسیدی (ریولیتی و داسیتی) گرایش پیدا می‌کند. با وجود این، ترکیب ماگمایی به‌صورت متناوب تغییر می‌کند. رنگ سرخِ گدازه‌ها و وجود واحدهایی از ایگنمبریت نشان‌دهندهٔ فوران گدازه‌ها در محیط خشکی هستند. توده‌های دایک به‌صورت گسترده در این واحدها نفوذ کرده‌اند (شکل ۳- A). پس از فوران گدازه‌ها و خاکسترهای قاره‌ای، محیط دریایی دوباره بر منطقه حاکم شده است که نتیجهٔ آن پیدایش گسترده و ضخیم از سنگ‌های رسوبی به‌همراه توفیت سبز (E3) است (شکل ۳- B).



شکل ۳. A) تزریق توده‌های دایک در واحدهای آتشفشانی E_2 (دید رو به شمال‌باختری)؛ **B**) جای‌گیری توف‌های سبزرنگ E_3 روی واحدهای آتشفشانی E_2؛ **C**) نمایی از واحدهای E_4 و نفوذ دایک‌های پرشمار در واحدهای سنگی منطقه (دید رو به شمال‌خاوری)؛ **D**) نمایی از واحدهای آتشفشانی بازیک E_6 (دید رو به شمال).

Figure 3. A) Intrusion of dyke bodies into volcanic units of E2 (View to the northwest); **B**) Green tuffs of E3 overlying the volcanic units of E2; **C**) View of E4 units and the intrusion of multiple dyke bodies into the rock units of the region (View to the northeast); **D**) View of basic volcanic units of E6 (View to the north).

فاز دوم از فوران آتشفشانی در محیط قاره‌ای به ساخته‌شدن واحدهایی از توف با میان واحدهایی از سنگ‌های رسوبی و گدازه داسیتی (E4) انجامیده است (شکل ۳- C). واحدهایی با ترکیب غالب توفیت و سنگ‌های رسوبی شیل و آهک (E5) روی واحدهای آتشفشانی- رسوبی قاره‌ای پدید آمده‌اند که نشان‌دهندهٔ حاکم‌شدن دوبارهٔ محیط رسوبی دریایی است. این واحدها دوباره با گدازه‌های آتشفشانی ضخیم لایه محیط خشکی با ترکیب غالب آندزیت بازالتی (E6) پوشیده شده‌اند (شکل ۳- D). همراهی این گدازه‌ها با واحدهایی از توف و ایگنمبریت نشان‌دهندهٔ پیدایش آنها در محیط قاره‌ای است.

در خاور تفرش، دسته دایک‌های فراوان، مجموعه سنگ‌های ائوسن و قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند. سن‌سنجی اورانیم – سرب، سن ۱۷/۵ میلیون سال پیش و تعلق آنها به میوسن را نشان داده است (Babazadeh et al., 2022). این دایک‌ها با پهنای تا بیش از ۳ متر به لحاظ سنگ‌شناسی از نوع بازیک تا حد واسط هستند. گاه تفاوت ترکیبی را در بخش میانی و کرانه می‌توان دید. در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه که بیشتر دچار دگرسانی شدید شده‌اند و بررسی زمین‌شیمیایی را با مشکل روبرو می‌کند، سنگ‌های متعلق به این دایک‌ها بیشتر سالم‌تر مانده‌اند و دگرسانی کمتری را نشان می‌دهند. نهشته‌های رسوبی- آتشفشانی سنوزوییک با یک نبود چینه‌شناسی از رسوبات پالئوسن روی آهک‌های مارنی کرتاسهٔ پسین جای گرفته‌اند. نبود رسوبات پالئوسن را می‌توان به رفتار فاز کوهزایی لارامید در پایان کرتاسه و بالا آمدگی عمومی منطقه برآمده از این فاز کوهزایی وابسته دانست. واحدهای ائوسن دربردارندهٔ مجموعه‌ای با گسترش و ستبرای بسیار (بیشتر از ۳۰۰۰ متر) است که در مجموع دربردارندهٔ سنگ‌های رسوبی آواری، آذرآواری و روانه‌های گدازه می‌شوند. این واحدهای سنگی به لحاظ چگونگی پیدایش (گدازه، آذرآواری و نهشته‌های رسوبی) و همچنین، محیط پیدایش (دریایی یا قاره‌ای) به‌صورت متناوب و پی در پی تغییر می‌کنند. واحدهای قاره‌ای خاکستری تا سرخ رنگ توسط واحدهای دریایی سبز رنگ از هم جدا شده‌اند.

روش انجام پژوهش

پس از پیمایش میدانی و برداشت ۵۰ نمونه سنگی و بررسی میکروسکوپی، شمار ۸ نمونه با کمترین میزان دگرسانی برای تجزیه عنصرهای اصلی و کمیاب برگزیده شد. همچنین، تلاش شد نمونه‌های انتخابی دامنهٔ گوناگونی را به لحاظ سنگ‌شناسی را دربر گیرد. تجزیهٔ عنصرهای اصلی و عنصرهای کمیاب به روش ICP-MS (مجموعهٔ آنالیزی LF200) در آزمایشگاه ACME- Bureau Veritas در کشور کانادا انجام شده است. برای بررسی شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول شمار ۱۵ نقطه با ریزکاو الکترونی در دانشگاه میلان کشور ایتالیا تجزیه شد. پردازش داده‌ها و تهیه نمودارها با نرم‌افزار Minpet انجام شده است.

سنگ‌شناسی

دایک‌های مافیک و حد واسط خاور تفرش در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری تا سبز تیره و به‌صورت ریز بلور هستند. بر پایهٔ بررسی میکروسکوپی، این سنگ‌ها از نوع آندزیت، آندزیت بازالتی و دیاباز هستند.

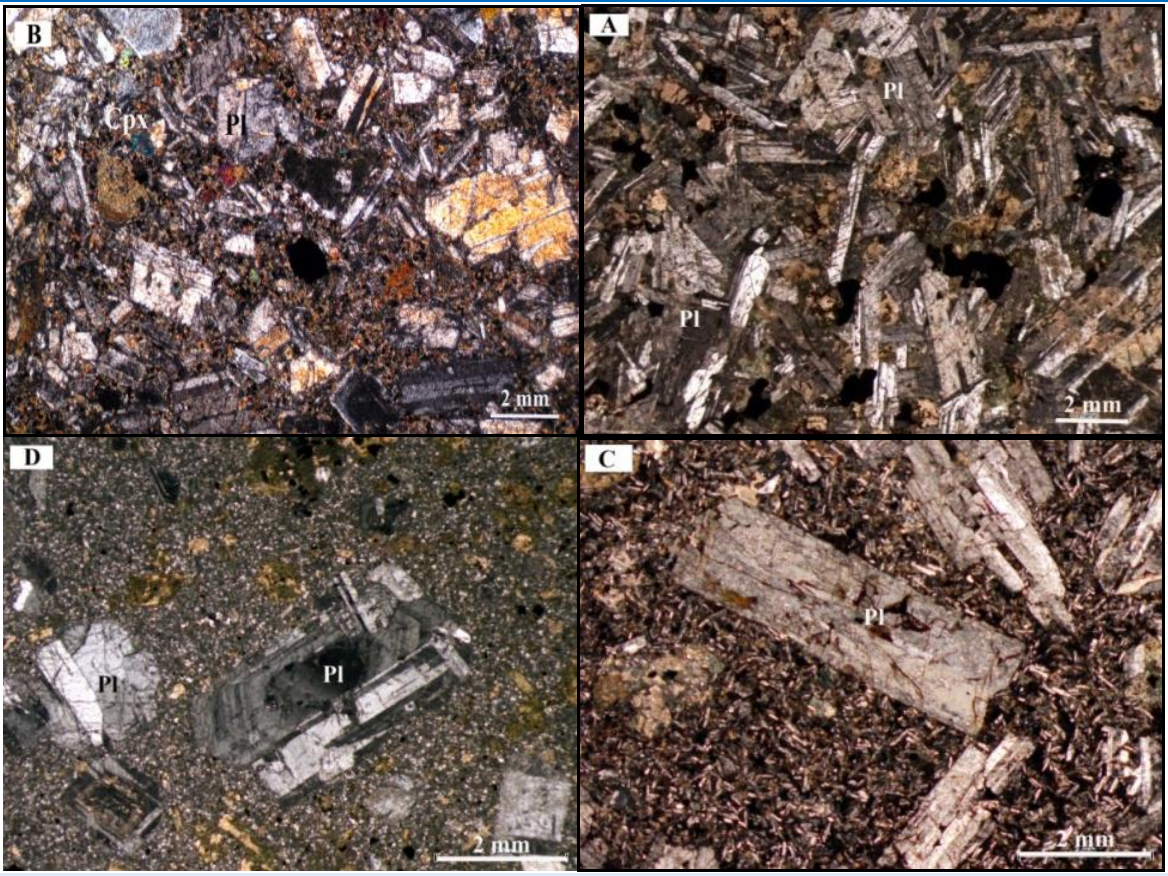
دیاباز: این سنگ‌ها بافت دلریتی دارند و خمیرهٔ چندانی در سنگ پدیدار نشده است (شکل ۴- A). بلورهای ستونی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتتیک به‌صورت درهم تنیده و بدون جهت‌یابی آشکار تا ۷۰ درصدحجمی سنگ را می‌سازند. دیگر کانی‌های اصلی سنگ شامل بلورهای کلینوپیروکسن و بلورهای کانی کدر هستند. از کانی‌های فرعی می‌توان آمفیبول، آلکالی‌فلدسپار، الیوین و آپاتیت را نام برد که به‌صورت بلورهای کوچک‌تر در میان بلورهای پلاژیوکلاز پدیدار شده‌اند. کلریت، اپیدوت و کلسیت از کانی ثانویه در سنگ هستند.

آندزیت بازالتی: در این سنگ‌ها کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۷۰- ۶۰ درصدحجمی)، کلینوپیروکسن (۲۰- ۱۰ درصدحجمی)، کانی کدر (۱۰-۵ درصدحجمی) و آمفیبول (۱۰- ۵ درصدحجمی) هستند (شکل ۴- B). الیوین و مقادیر اندک از آلکالی‌فلدسپار و آپاتیت به‌صورت کانی فرعی در خمیرهٔ سنگ پدیدار شده‌اند.

مجموع درصدحجمی فنوکریست‌های سنگ تا ۴۰ درصد

ترکیب حجمی کل سنگ می‌رسد و دربردارندۀ درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول است. پلاژیوکلاز در ترکیب فنوکریست به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و بیشتر سالم و یا بدون تجزیه‌شدگی شدید هستند. منطقه‌بندی ترکیبی را به‌صورت آشکار می‌توان در این بلورها شناسایی کرد. بلورهای آمفیبول به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند که گاهی اندازۀ آنها تا بیشتر از ۳ میلیمتر نیز می‌رسد. این کانی‌ها گاهی تجزیه‌شدگی به بیوتیت و کلریت نشان می‌دهند. وجود میانبارهایی از بلورهای کانی کدر درون درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول نشان‌دهندۀ تبلور زودهنگام این کانی‌های اکسیدی است، با وجود این، بخشی از این کانی‌های کدر در پی تجزیه بلورهای دیگر ساخته شده‌اند. همچنین، مجموعه‌ای از کانی‌ها مانند کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی به‌صورت ثانویه در خمیره سنگ پدید آمده‌اند.

آندزیت: کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۸۰-۷۰ درصدحجمی)، کانی کدر (۲۰- ۱۰ درصدحجمی) و آمفیبول (۱۰- ۵ درصدحجمی) هستند (شکل‌های ۴-C و ۴-D). پیروکسن و مقدار اندکی آلکالی‌فلدسپار و آپاتیت به‌صورت ریز بلور در خمیرۀ سنگ به‌عنوان کانی فرعی پدیدار شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز در ترکیب فنوکریست با ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه بندی ترکیبی به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. این بلورها بیشتر سالم و یا با تجزیه‌شدگی اندک به کانی‌های رسی و یا سریسیت دیده می‌شوند. خمیرۀ سنگ از میکرولیت‌های ریز پلاژیوکلاز و مقدار چشمگیری ریزبلورهای اکسیدی ساخته شده است.



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از مجموعۀ کانی‌شناسیِ **A**) دیاباز با بافت دلریتی؛ **B**) آندزیت بازالتی؛ **C**، **D**) آندزیت.

Figure 4. Photomicrographs (in XPL) of mineral assemblage in **A**) Diabase with doleritic texture; **B**) Basaltic andesite; **C, D**) Andesite.

شیمی کانی

داده‌های شیمیایی به‌دست‌آمده برای برخی کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول در سنگ‌های بررسی‌شده در جدول ۱ نشان داده شده‌اند. کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های دیابازی، آندزیت بازالتی و آندزیت از سدیم (۰٫۳۸ تا ۰٫۴۷ درصدوزنی) فقیر هستند و میزان منیزیم (۱۱٫۵۳ تا ۱۳٫۷۲ درصدوزنی) آنها بیشتر از میزان آهن (۸٫۳۶ تا ۹٫۳۰ درصدوزنی) است. کانی‌های کلینوپیروکسن در نمودار ولاستونیت - فروسیلیت – انستاتیت در گسترهٔ سالیت جای می‌گیرند (شکل ۵- A).

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیاباز (TF1)، آندزیت بازالتی (TF2) و آندزیت (TF5) در جدول ۱ نشان داده شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها در گسترهٔ لابرادوریت تا آندزین ($An_{46.1-67.4}$ $Ab_{30.9-51.5}$ $Or_{1-2.4}$) جای می‌گیرد (شکل ۵- B). پلاژیوکلازهای درون دیاباز در مقایسه با پلاژیوکلازهای درون آندزیت بازالتی و آندزیت از آنورتیت غنی‌تر هستند.

ترکیب شیمیایی بلورهای آمفیبول در سنگ‌های آندزیت بازالتی (TF2) و آندزیت (TF5) و فرمول ساختاری اندازه‌گیری‌شده آنها بر پایهٔ ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در جدول ۱ آورده شده‌اند. آمفیبول‌ها با میزان CaO در بازهٔ ۱۰٫۵۷ تا ۱۱٫۱۵ درصدوزنی از نوع آمفیبول‌های کلسیمی هستند. میزان کاتیون سدیم (در جایگاه A) در بازهٔ ۰٫۷۲ تا ۰٫۷۸، کاتیون تیتانیم (در جایگاه C) در بازهٔ ۰٫۲۲ تا ۰٫۲۹ و کاتیون Si در بازهٔ ۶٫۰۶ تا ۶٫۱۶ است. در نمودار نسبت $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در برابر سیلیس چهاروجهی (TSi) آمفیبول‌های بررسی‌شده در گسترهٔ پارگاسیت جای می‌گیرند (شکل ۵- C).

جدول ۱. شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول.

Table 1. Mineral chemistry of clinopyroxene, plagioclase, and amphibole.

Mineral Type	Clinopyroxene					Plagioclase				
Rock Type	Diabase		Basaltic andesite	Andesite		Basaltic andesite	Andesite	Diabase		
Sample No.	TF1- cpx-1	TF1- cpx-2	TF2- cpx-1	TF5- cpx-1	TF5- cpx-2	TF2- Pl-1	TF5- Pl-1	TF1- Pl-1	TF1- Pl-2	TF1- Pl-3
SiO_2	50.39	48.98	48.60	46.56	48.06	55.41	59.16	54.17	52.12	52.58
TiO_2	1.06	1.31	1.58	1.91	1.75	0.10	0.16	0.09	0.08	0.05
Al_2O_3	3.64	5.30	5.44	7.64	5.81	29.11	26.34	30.65	29.80	28.95
Cr_2O_3	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00					
MnO	0.23	0.18	0.20	0.20	0.17	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
FeO	8.36	8.41	9.10	9.30	9.07	0.67	0.45	0.38	0.49	0.52
MgO	13.72	13.10	12.16	11.53	12.32	0.10	0.15	0.01	0.06	0.04
CaO	22.18	22.25	22.22	22.36	22.34	9.64	8.07	11.16	13.55	13.49
Na_2O	0.38	0.39	0.44	0.47	0.38	4.57	4.98	3.09	3.43	3.56
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.35	0.15	0.28	0.29
Total	99.95	99.94	99.75	99.96	99.90	99.83	99.67	99.71	99.81	99.48
Si	1.87	1.82	1.82	1.74	1.80	2.49	2.64	2.44	2.38	2.41
Ti	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05					
Al	0.16	0.23	0.24	0.34	0.26	1.54	1.39	1.62	1.60	1.56
Ca	0.88	0.89	0.89	0.90	0.90	0.46	0.39	0.54	0.66	0.66
Fe^{+3}	0.06	0.08	0.06	0.11	0.08					
Fe^{+2}	0.20	0.18	0.22	0.18	0.20					
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01					
Mg	0.76	0.73	0.68	0.64	0.69					
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.40	0.43	0.27	0.30	0.32
K						0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.74	4.52	4.53	4.92	4.92
WO	1.87	1.82	1.82	1.74	1.80					
EN	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05					
FS	0.16	0.23	0.24	0.34	0.26					
Ab						45.50	51.50	33.00	30.90	31.80
An						53.00	46.10	65.90	67.40	66.50
Or						1.40	2.40	1.00	1.70	1.70

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Mineral Type	Amphibole				
Rock Type	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Andesite	Andesite
Sample No.	TF2- Hbl-1	TF2-Hbl-2	TF2-Hbl-3	TF5-Hbl-1	TF5-Hbl-2
SiO_2	42.16	41.92	41.59	42.15	41.41
TiO_2	2.27	2.15	2.54	1.89	2.26
Al_2O_3	12.86	12.76	13.62	13.35	13.55
Cr_2O_3	0.04	0.01	0.00	0.02	0.01
MnO	0.11	0.12	0.15	0.25	0.08
FeO	11.73	11.57	10.21	13.13	10.63
MgO	14.57	14.53	15.25	14.07	14.37
CaO	11.13	11.15	10.97	10.57	10.77
Na_2O	2.49	2.62	2.72	2.68	2.56
K_2O	0.41	0.31	0.38	0.51	0.38
Total	97.77	97.14	97.43	98.62	96.01
TSi	6.16	6.15	6.06	6.14	6.13
TAl	1.84	1.85	1.94	1.86	1.87
Sum_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
CAl	0.38	0.36	0.43	0.41	0.48
CCr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CFe^{3+}	0.16	0.15	0.07	0.14	0.06
CTi	0.24	0.27	0.29	0.22	0.26
CMg	3.20	3.20	3.32	3.07	3.23
CFe^{2+}	1.01	1.02	0.89	1.16	0.98
Sum_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BFe2	0.27	0.24	0.29	0.30	0.30
BMn	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01
BCa	1.72	1.75	1.69	1.67	1.69
Sum_B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ANa	0.72	0.73	0.78	0.78	0.75
AK	0.08	0.06	0.07	0.09	0.07
Sum_A	0.81	0.80	0.86	0.88	0.82
Sum_cat	15.81	15.80	15.86	15.88	15.82

جدول ۲. شیمی سنگ کل.

Table 1. Whole rock geochemistry

Sample No.	TF1	TF2	TF3	TF4	TF5	TF6	TF7	TF8
Rock Type	Diabase	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Diabase	Basaltic andesite
SiO_2	50.36	53.58	54.89	58.24	60.93	62.34	50.75	53.12
Al_2O_3	17.84	17.24	16.94	16.54	16.17	15.92	17.36	17.72
Fe_2O_3	10.1	9.52	8.46	7.75	7.21	6.83	9.72	9.32
MgO	4.14	3.44	3.15	2.58	2.25	1.77	3.82	3.68
CaO	11.65	9.44	8.97	7.23	5.17	4.13	11.64	10.45
Na_2O	2.17	2.93	3.37	3.86	4.13	4.67	2.73	2.66
K_2O	0.53	0.49	0.48	0.96	0.56	1.26	0.6	0.57
TiO_2	1.17	1.13	0.87	0.92	0.82	0.86	1.22	1.18
P_2O_5	0.22	0.24	0.17	0.23	0.18	0.2	0.26	0.21
MnO	0.35	0.16	0.11	0.19	0.12	0.15	0.39	0.42
LOI	1.2	1.5	2.2	1.3	1.9	1.5	1.4	0.6
Total	99.73	99.67	99.61	99.8	99.44	99.63	99.89	99.93
Ba	104	126.5	274	284	497	641	95	112.4
Co	6.68	8.6	14.32	14.65	15.46	23.63	9.2	9.7
Cs	0.23	0.25	0.33	0.52	0.56	0.74	0.31	0.26
Ga	15.6	15.86	16.42	16.57	17.43	17.8	14.4	15.71
Hf	2.56	2.73	2.75	3.3	3.61	3.75	2.48	2.57
Nb	2.95	3.8	3.84	4.43	5.45	6.34	3.12	3.5
Rb	20.53	24.65	28.54	33.86	43.6	49.52	18.45	22.85

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Sample No.	TF1	TF2	TF3	TF4	TF5	TF6	TF7	TF8
Rock Type	Diabase	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Diabase	Basaltic andesite
Sr	365.8	417.4	425.6	437.4	451.6	485.4	382	377.3
Ta	0.13	0.15	0.23	0.36	0.47	0.54	0.16	0.16
Th	0.8	1.52	1.82	2.24	3.36	3.9	1.17	1.44
U	0.43	0.59	0.65	0.7	0.74	0.85	0.52	0.48
Zr	69.7	86.78	94.3	100.5	103.5	116.7	61.6	74.7
Y	23.73	24.7	24.85	27.63	31.8	32.4	21.47	24.3
La	8.95	9.35	9.6	12.74	15.32	15.64	8.36	9.12
Ce	19.5	20.6	22.17	24.8	30.36	32.54	19.28	20.26
Pr	2.57	2.96	3.15	3.56	4.23	4.84	2.68	2.78
Nd	13.63	13.64	13.75	15.24	16.53	18.3	13.35	13.48
Sm	3.36	3.73	3.86	4.6	4.64	5.1	3.42	3.61
Eu	1.1	1.2	1.38	1.43	1.52	1.56	0.9	1.1
Gd	3.63	3.73	4.15	4.63	5.19	5.32	3.51	3.59
Tb	0.55	0.61	0.69	0.72	0.75	0.81	0.51	0.56
Dy	3.35	3.64	4.5	5.27	5.73	5.83	3.48	3.55
Ho	0.74	0.83	0.88	0.95	1.14	1.25	0.81	0.79
Er	2.37	2.87	3.27	3.51	3.94	3.9	2.54	2.66
Tm	0.37	0.39	0.41	0.47	0.49	0.58	0.35	0.37
Yb	2.45	2.6	3.16	3.52	3.62	3.7	2.31	2.53
Lu	0.36	0.48	0.51	0.53	0.53	0.61	0.41	0.45

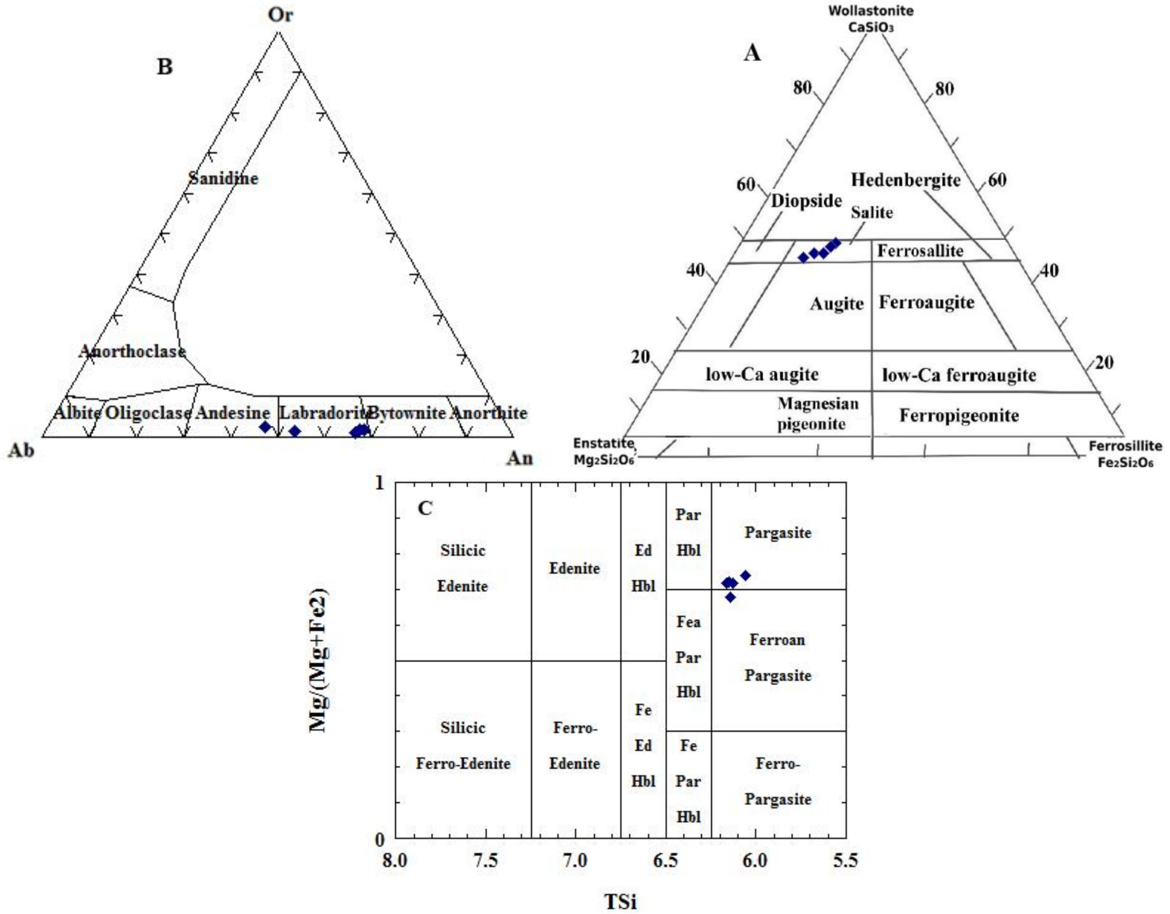
زمین‌شیمی

داده‌های عنصرهای اصلی و عنصرهای کمیاب نمونه‌های بررسی شده در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. میزان SiO_2 در نمونه‌های بررسی‌شده در گسترهٔ ۵۰/۳۶ تا ۶۲/۳۴ درصدوزنی و میزان MgO در گسترهٔ ۱/۷۷ تا ۴/۱۱ درصدوزنی است. میزان Al_2O_3 در گسترهٔ ۱۵/۹۲ تا ۱۷/۸۴ درصدوزنی تغییر می‌کند.

شکل ۶ روند تغییرات اکسیدهای مختلف در برابر تغییرات میزان SiO_2 را نشان می‌دهد. روی‌هم‌رفته، پیوستگی روند اکسیدهای مختلف نشان‌دهندهٔ هم‌خاستگاه‌بودن نمونه‌های مختلف منطقه و وابستگی آنها به یک سری ماگمایی است. افزایش Na_2O+K_2O و کاهش اکسیدهای MgO، FeO^t، TiO_2، Al_2O_3 و CaO/Na_2O همراه با افزایش SiO_2 نشان‌دهندهٔ آنست که جدایش کانی‌های فرومنیزین (به‌ویژه کلینوپیروکسن) به‌همراه فلدسپار و اکسیدهای Fe-Ti کاربرد به‌سزایی در تحولات ماگمایی سنگ‌های ماگمایی این منطقه داشته است. بر پایهٔ نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس، نمونه‌های منطقه بررسی شده از نوع بازالت، آندزی‌بازالت و آندزیت هستند (شکل ۷- A). برای اطمینان از درستیِ نام‌گذاری زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها، از عنصرهای نامتحرک یا کم‌تحرک Ti و Zr بهره گرفته شد. در نمودار Nb/Y دربرابر Zr/TiO_2، نمونه‌ها در گسترهٔ آندزیت بازالتی جای می‌گیرند (شکل ۷- B). خط جداکننده سری آلکالن و ساب‌آلکالن (Irvine and Baragar, 1971) روی نمودار شکل ۷- A رسم شده است. بر این پایه، همهٔ نمونه‌ها در گسترهٔ ساب‌آلکالن جای گرفته‌اند. در نمودار SiO_2 در برابر K_2O، نمونه‌های بررسی‌شده در گسترهٔ سری کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط تا مرز سری کالک‌آلکالن و تولەایتی جای می‌گیرند (شکل ۸).

در شکل ۹- A الگوی عنصرهای خاکی کمیاب این سنگ‌ها به ترکیب کندریت بهنجار شده است. همهٔ نمونه‌ها الگوی مشابهی نشان می‌دهند. در این الگوها، عنصرهای خاکی کمیاب غنی‌شدگی آشکار از LREE را نسبت به MREE و HREE

نشان می‌دهند. میانگین میزان $(La/Sm)_{Cn}$ در این سنگ‌ها نزدیک به ۲/۵ است. عنصرهای خاکی کمیاب حد واسط (MREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی زیادی نشان نمی‌دهند و یک روند کمابیش مسطح برای این عنصرها دیده می‌شود. میزان $(Gd/Yb)_N$ معیاری برای نشان‌دادن میزان جدایش HREE و MREE است و در این سنگ‌ها مقدار آن نزدیک به ۱/۲ است. ناهنجاری منفی برای عنصر Eu در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود. فشاربخشی بالای اکسیژن در ماگما می‌تواند به نبود تهی‌شدگی در Eu بیانجامد؛ زیرا در شرایط اکسیدان، ضریب پراکندگی عنصر Eu در کانی‌های فلدسپار، مانند دیگر عنصرهای خاکی کمیاب خواهد بود (Rollinson, 1993). با وجود این، بلورهای کلینوپیروکسن در این سنگ‌های از نوع سالیت و نسبت آهن سه ظرفیتی به دو ظرفیتی آنها کم است (جدول ۱) که این ویژگی نشان‌دهندهٔ تبلور در شرایط با فشاربخشی اکسیژن کم است. نسبت آهن سه ظرفیتی به دو ظرفیتی کم را در بلورهای آمفیبولِ این سنگ‌ها نیز می‌توان دید (جدول ۱) که گویای فشاربخشی اکسیژن کم در ماگمای وابسته به این سنگ‌هاست. در هر رو، عوامل گوناگونی مانند فشار و مجموعهٔ بلورین جدایش‌یافته می‌توانند در نبود تهی‌شدگی Eu در الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب دخیل باشند.

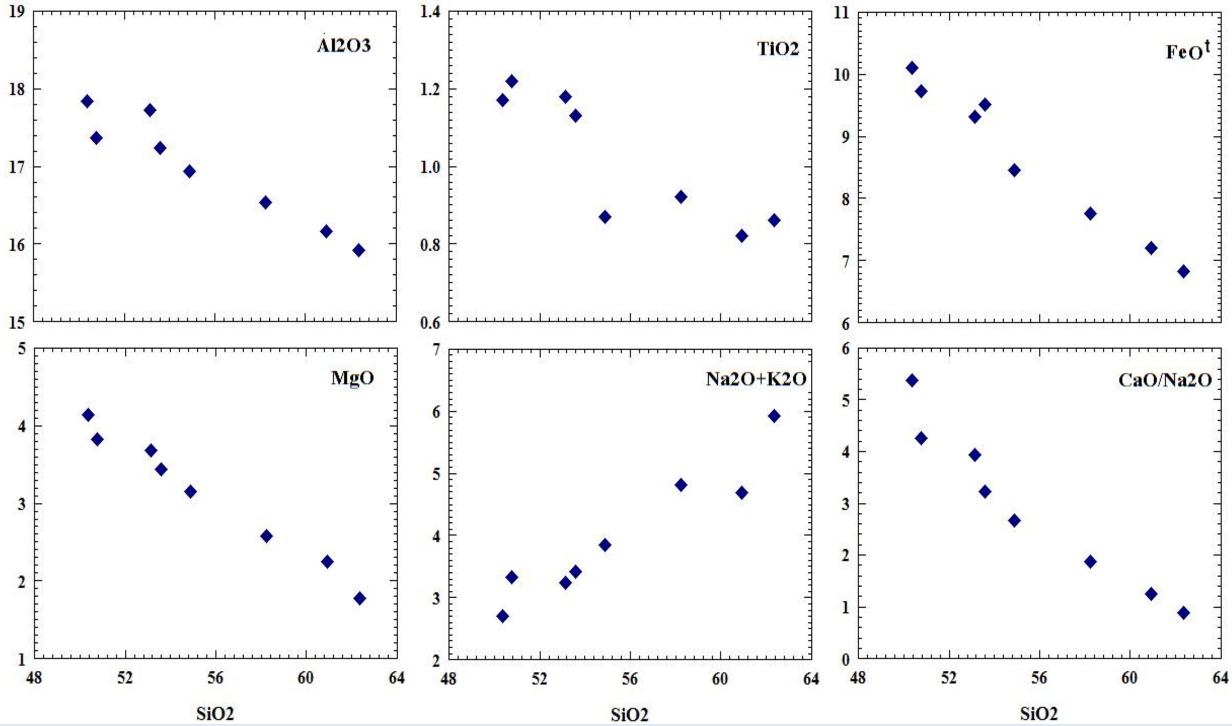


شکل ۵. A) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها روی نمودار Wo-En-Fs (Morimoto, 1989)؛ **B**) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها روی نمودار آنورتیت- آلبیت- اورتوز (Deer et al., 1992)؛ **C**) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها روی نمودار نسبت TSi در برابر $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ (Leake et al., 1997).

Figure 5. A) The chemical composition of pyroxenes on the Wo-En-Fs diagram (Morimoto, 1989); **B**) The chemical composition of plagioclases on the Anorthite-Albite-Orthoclase diagram (Deer et al., 1992); **C**) The chemical composition of amphiboles on the TSi versus $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ diagram (Leake et al., 1997).

در شکل ۹- A الگوی عنصرهای خاکی کمیاب در ترکیب N-MORB و E-MORB نیز نشان داده شده است. نکته چشمگیر، همانندیِ الگوی عنصرهای خاکی کمیاب سنگ‌های بررسی‌شده با الگوی مربوط به E-MORB است.

در شکل ۹- B الگوی عنصرهای کمیاب این سنگ‌ها در برابر ترکیب گوشتهٔ کهن بهنجار شده است. در این الگوها عنصرهای متحرک (LILE) Cs، Rb، Ba و K نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عنصرهای نامتحرک (HFSE) Nb، Ta و Ti نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب کناریِ خود تهی‌شدگی آشکاری نشان می‌دهند. مجموعه این ویژگی‌ها می‌تواند به سنگ‌های ماگمایی وابسته به پهنه‌های فرورانش متعلق باشد.

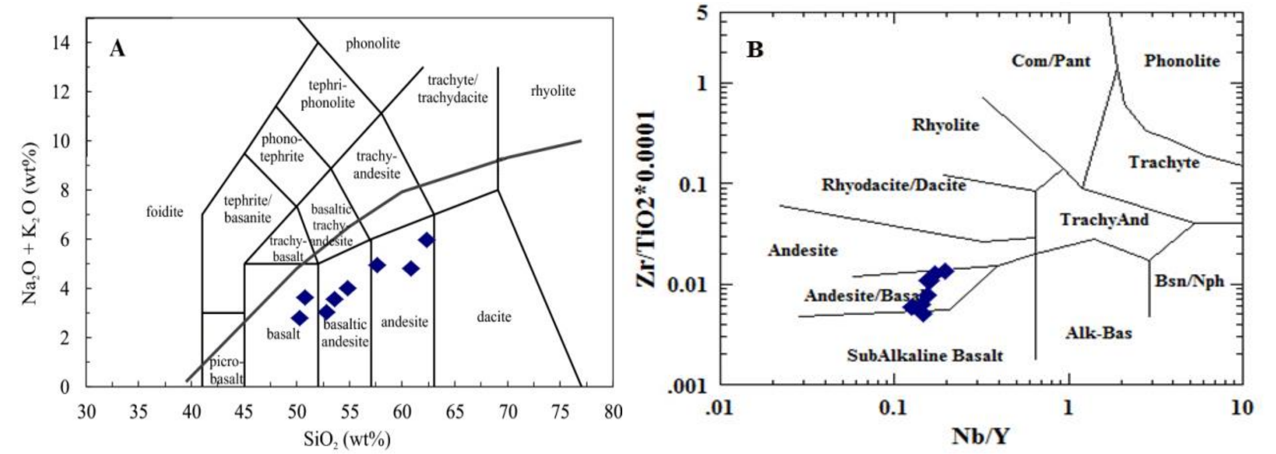


شکل ۶. نمودارهای تغییرات عنصرهای اصلی در برابر SiO_2 (بر پایهٔ درصد وزنی).

Figure 6. Variation diagrams of major elements versus SiO_2 (in wt%).

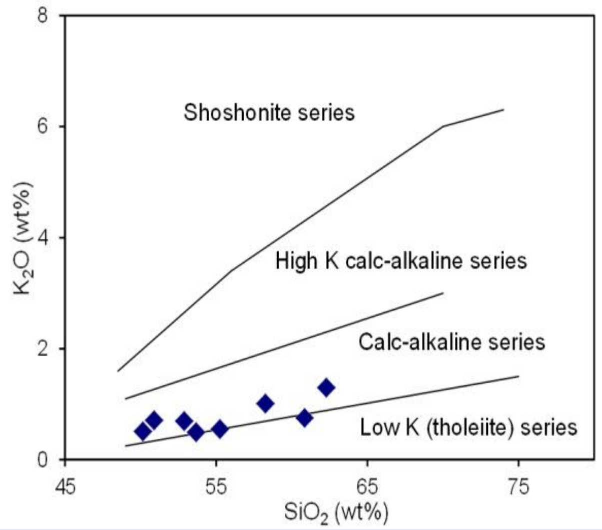
خاستگاه و محیط تکتونوماگمایی

همان‌گونه که در شکل ۹- A دیده شد، الگوی عنصرهای خاکی کمیاب سنگ‌های بررسی‌شده همانندی چشمگیری با الگوی مربوط E-MORB دارد. بر پایهٔ نسبت La/Sm و Sm/Yb که در حقیقت نسبت بین عنصرهای خاکی کمیاب سبک، حد واسط و سنگین است، نمونه‌های بررسی‌شده در نزدیکی گسترهٔ E-MORB و گوشتهٔ اسپینل لرزولیت جای می‌گیرند (شکل ۱۰-A). همچنین، بر پایهٔ نسبت‌های Zr/Yb و Nb/Yb که نسبت بین عنصرهای نامتحرک و خاکی کمیاب است، نمونه‌های بررسی‌شده متمایل به گسترهٔ E-MORB جای می‌گیرند (شکل ۱۰-B).



شکل ۷. A) جایگاه سنگ‌های بررسی‌شده در نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالی (Le Bas and Le Maitre, 1986). خط معیار جداکننده سری ساب‌آلکالن و آلکالن از (Irvine and Baragar, 1971) است؛ **B**) جایگاه نمونه‌های بررسی‌شده در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977).

Figure 7. A) The position of the studied rocks on the SiO_2 versus total alkalis diagram (Le Bas and Le Maitre, 1986). The reference line separating sub-alkaline and alkaline series is from Irvine and Baragar (1971); **B**) The position of the studied samples on the Zr/TiO_2 versus Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977).



شکل ۸. بررسی سری ماگمایی سنگ‌های بررسی‌شده در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976).

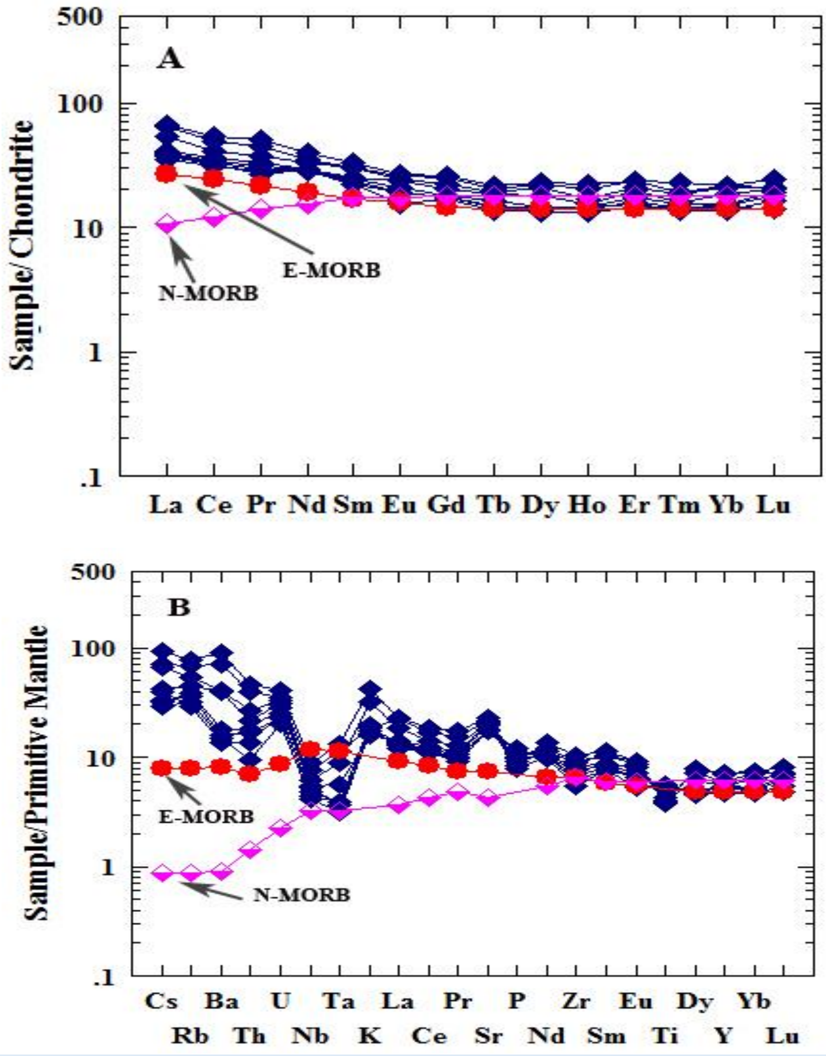
Figure 8. The magmatic series of the studied rocks on the K_2O versus SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976).

ریشه‌گرفتن ماگمای سنگ‌های بررسی‌شده از یک گوشته اسپینل لرزولیتی با الگوی عنصرهای خاکی کمیاب آنها همخوانی دارد. گارنت ضریب پراکندگی بالایی برای عنصرهای خاکی کمیاب سنگین در مقایسه با عنصرهای خاکی کمیاب حد واسط دارد. ازاین‌رو، وجود گارنت در خاستگاه ماگما تهی‌شدگی چشمگیر در عنصرهای خاکی کمیاب سنگین در مقایسه با عنصرهای خاکی کمیاب حد واسط را به دنبال دارد که پیامد آن، شیب تند در الگوی عنصرهای خاکی کمیاب است. شیب ملایم از عنصرهای خاکی کمیاب سنگین تا حد واسط در الگوی عنصرهای خاکی کمیاب این سنگ‌ها با ریشه‌گرفتن ماگما از یک گوشته اسپینل لرزولیتی در بود یا نبود اندکی گارنت سازگار است. شیب کم نمودار در گسترۀ MREE تا HREE باعث شده است در نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb، نمونه‌ها در گسترۀ گدازه‌های برخاسته از گوشته اسپینل لرزولیتی جای گیرند (شکل ۱۰-C). مقدار کمتر از ۰/۵ برای نسبت Nb/La نشان‌دهندۀ ناحیه خاستگاه سنگ‌کره‌ای است. این نسبت در سنگ‌های بررسی‌شده در بازۀ ۰/۳۲ تا ۰/۴ است. بر این پایه، در نمودار La/Yb در برابر Nb/La، نمونه‌ها در گسترۀ سنگ‌های وابسته به گدازه‌های برخاسته از گوشته سنگ‌کره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۱۰-D).

همان‌گونه که دیده شد، سنگ‌های بررسی‌شده

ویژگی‌های مشترک و حد واسط پهنه‌های فرورانش جزیره‌های کمانی و کرانه‌های فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشترک بین ماگماتیسم جزیره‌های کمانی و ماگماتیسم کرانه‌های فعال قاره‌ای از ویژگی‌های پهنه‌های پشت‌کمان در نواحی قاره‌ای[۲] است (Shinjo et al., 1999; Farahat et al., 2004; Jiang et al., 2023; Condie, 1989). در حقیقت، رژیم زمین‌ساختی کششی که در مناطق جزیره‌های کمانی به پیدایش پهنه‌های پشت‌کمانی اقیانوسی می‌انجامد در مناطق کرانه‌های فعال قاره‌ای نیز می‌تواند عمل کند و به پیدایش پهنه‌های پشت‌کمان قاره‌ای را به‌دنبال داشته باشد (Wilson, 1989).

[2] Intra-continental back-arc basin

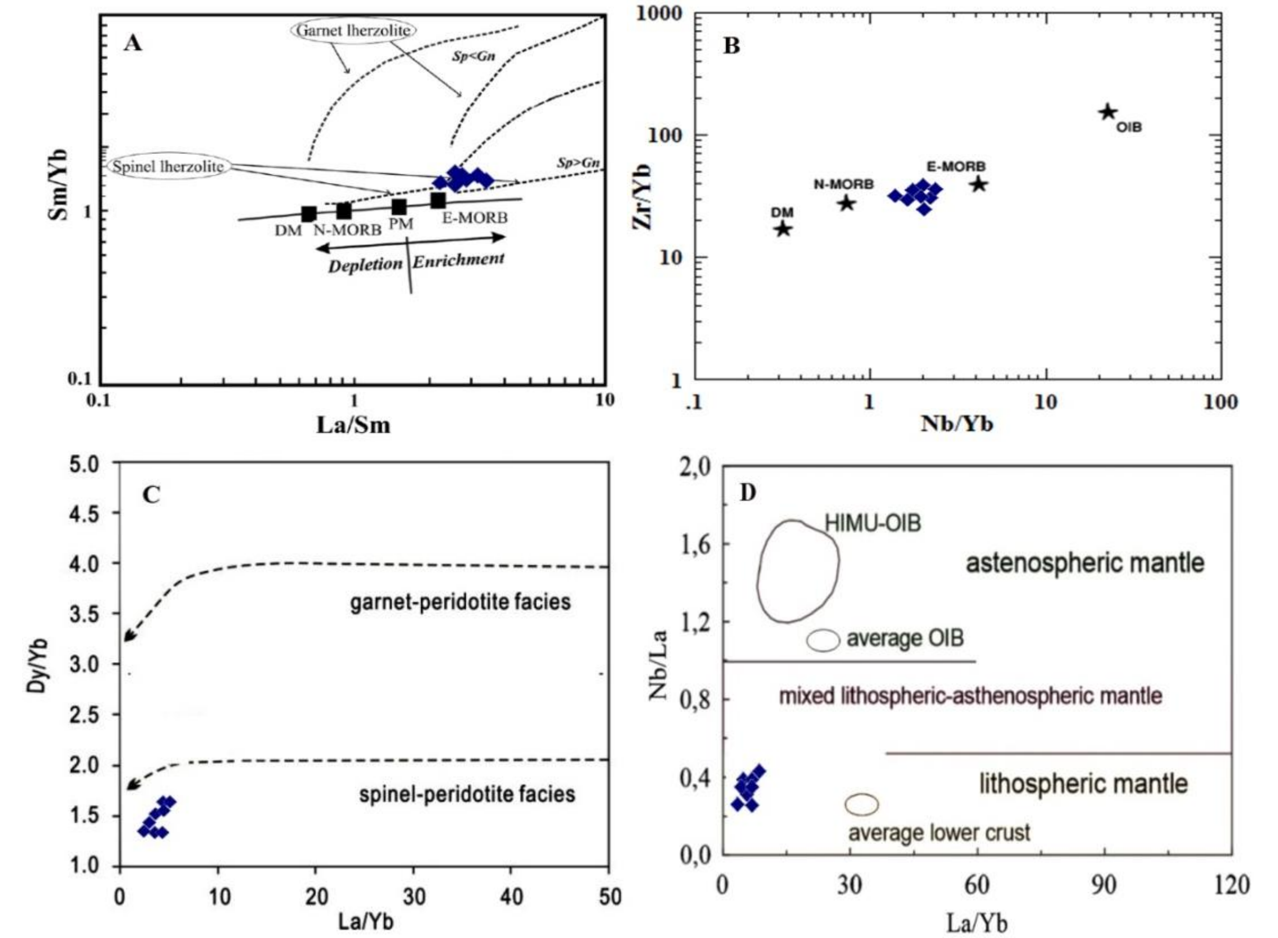


شکل ۹. A) الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت؛ **B**) الگوهای عنصرهای کمیاب ناسازگار بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ کهن (ترکیب N-MORB و E-MORB (Sun and McDonough, 1989) نیز برای مقایسه نشان داده شده‌اند).

Figure 9. A) Patterns of rare earth elements (REE) normalized to chondritic composition; **B**) Patterns of incompatible trace elements normalized to primitive mantle composition (N-MORB and E-MORB compositions (Sun and McDonough, 1989) are also shown for comparison).

پهنه‌های پشت‌کمانی قاره‌ای در مقایسه با پهنه‌های پشت‌کمان اقیانوسی همواره نسبت $(La/Yb)_N$ بیشتر از ۳، نسبت Ba/La بیشتر از ۱۰ و نسبت Sm/Nd کمتر از ۰/۳ دارند (Hickey-Vargas et al., 1995; Shinjo et

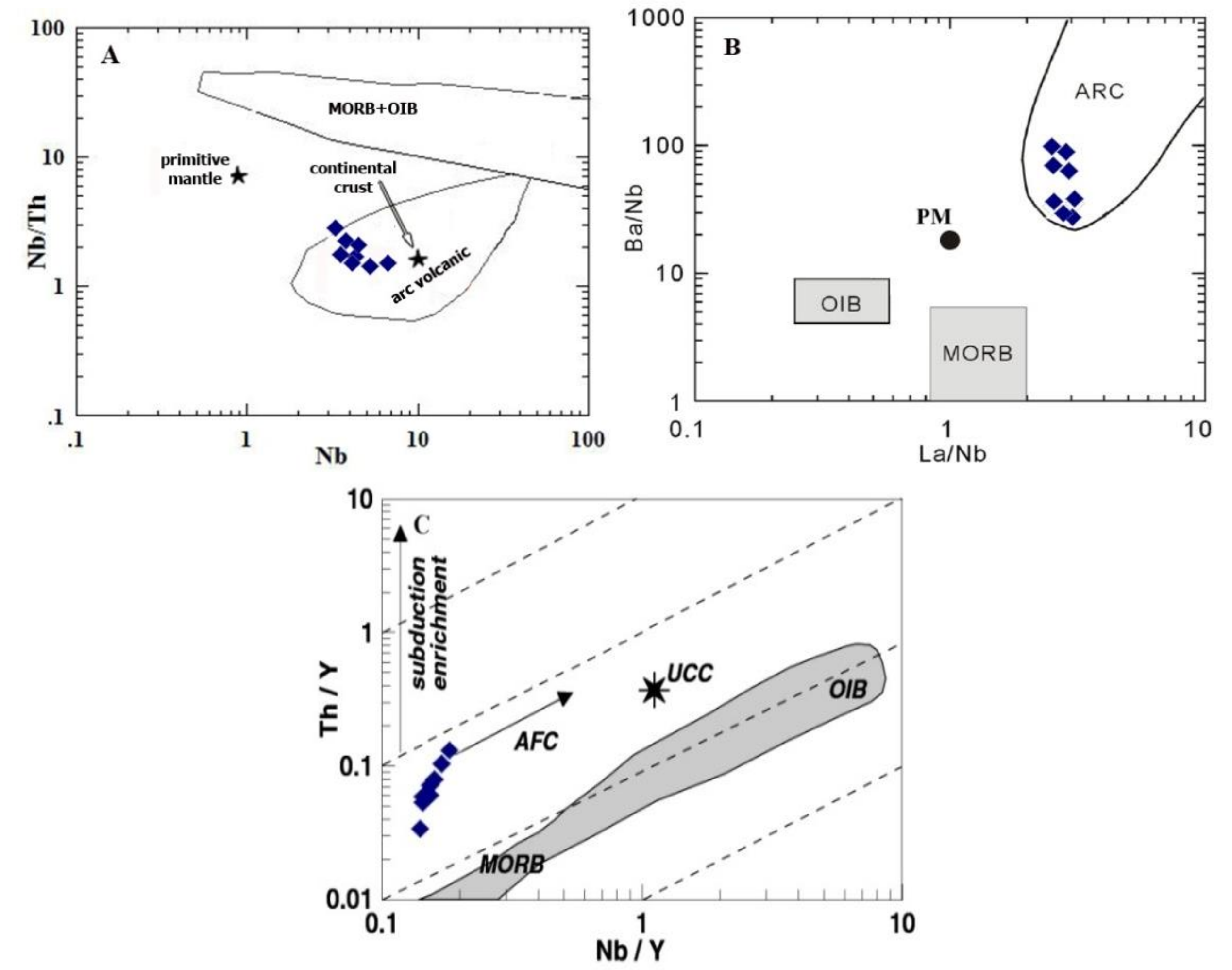
al., 1999; Fan et al., 2010). در ســـنگ‌های بررسی‌شده مقدار $(La/Yb)_N$ در بازهٔ ۲٫۶ تـا ۳٫۵، نسـبت Ba/La در بازهٔ ۱۱٫۴۶ تا ۴۰٫۹۸ و نسبت Sm/Nd در بازهٔ ۰٫۲۴ تا ۰٫۳ در نوسان است. این مقادیر همانندی آشکاری به پهنه‌های پشت‌کمانی درون‌قاره‌ای دارند، همانند برخی نمونه‌های پهنـه‌های پشـت‌کمانی درون‌قـاره‌ای در بـاختر اقیانوس آرام (Fan et al., 2010). در شکل ۱۳ الگـوی عنصرهای ناسازگار سـنگ‌های بررسی‌شـده بـا الگوهـای مربوط به میانگین سنگ‌های دیابازی و همچنین، آندزیتی در پهنهٔ پشت‌کمان قاره‌ای در شمال‌باختری چین (Jiang et al., 2023) مقایسـه شـده اسـت. همان‌گونه‌که دیـده می‌شود همانندی چشمگیری میان این الگوها وجود دارد.



شکل ۱۰. بررسی ناحیه خاستگاه ماگما بر پایهٔ نسبت‌های عنصرهای کمیاب در **A**) نمـودار La/Sm در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000)؛ **B**) نمـودار Nb/Yb در برابر Zr/Yb (Pearce and Peate 1995)؛ **C**) نمـودار La/Yb در برابر Dy/Yb (Jung et al., 2006)؛ **D**) شناسـایی خاسـتگاه گوشته سنگ‌کره‌ای سنگ‌های بر پایهٔ نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Abdel-Rahman and Nassar, 2004).

Figure 10. Investigation of the magma source region based on trace element ratios: **A**) La/Sm versus Sm/Yb diagram (Aldanmaz et al., 2000); **B**) Nb/Yb versus Zr/Yb diagram (Pearce and Peate, 1995); **C**) La/Yb versus Dy/Yb diagram (Jung et al., 2006); **D**) Determination of a lithospheric mantle source based on the La/Yb versus Nb/La diagram (Abdel-Rahman and Nassar, 2004).

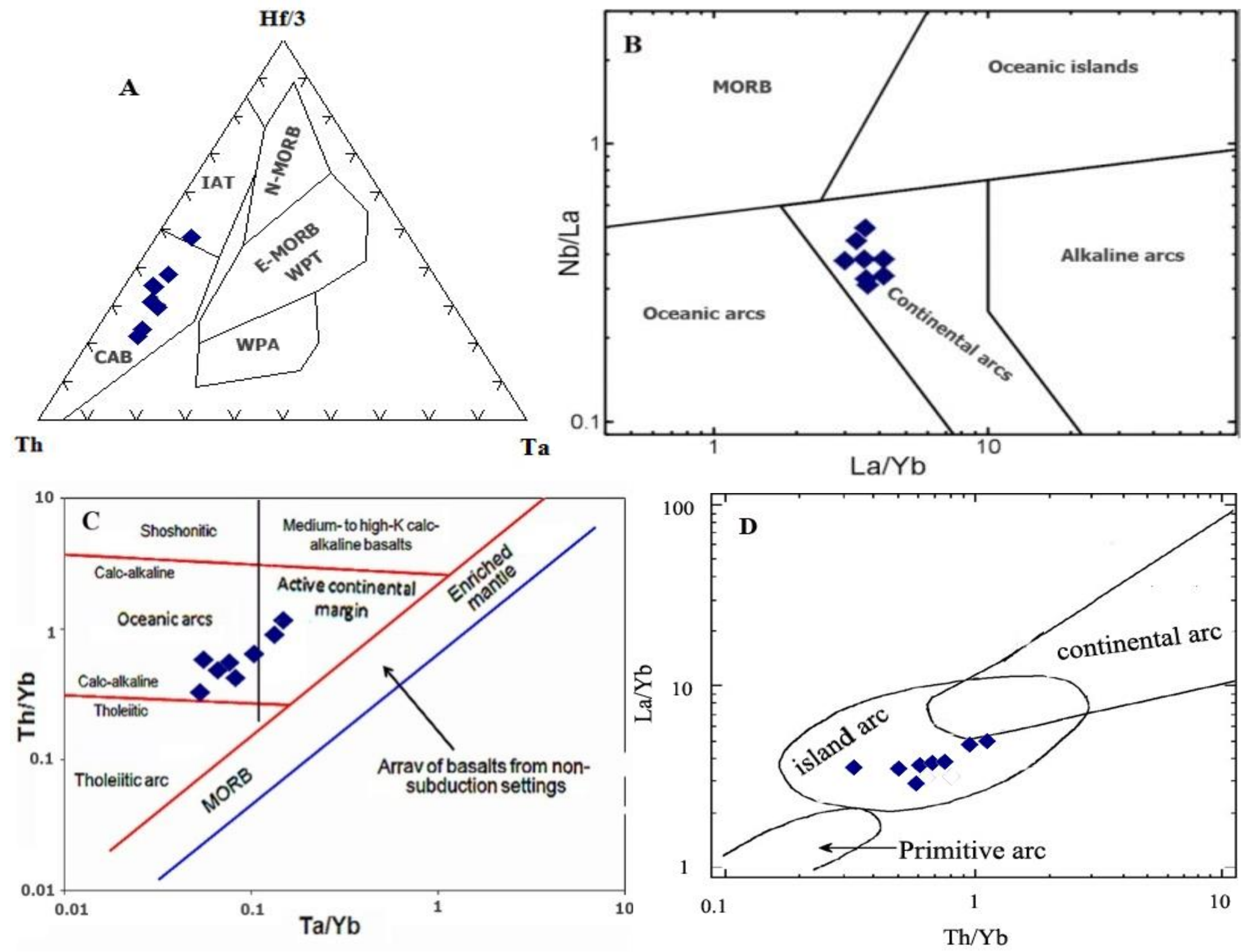
زمین‌سـاخت کششـی در پهنـه‌های پشـت‌کمان قـاره‌ای لزومـا بـه ساخته‌شـدن پوسـتهٔ اقیانوسـی نمی‌انجامـد (Wilson, 1989). در بیشـتر پهنـه‌های پشـت‌کمان قـاره‌ای، زمین‌سـاخت کششـی پیـدایش پهنهٔ دریایی کـم ژرفا در سطح زمیـن را بـه‌دنبال دارد کـه در آن سـنگ‌های رسـوبی و ماگمـایی بـه‌همراه یکدیگر پدید می‌آیند (Condie, 1989; Farahat et al., 2004).



شکل ۱۱. ترکیب دایک‌های مافیک و حد واسط در خاور تفرش در **A** ، **B**) نمودار Nb در برابر Nb/Th (Jahn et al., 1999) و نمودار La/Nb در برابر Ba/Nb (Jahn et al., 1999) (PM= گوشتهٔ کهن)؛ **C**) نمودار Nb/Y در برابر Th/Y (Pearce., 1983) (UCC: پوستهٔ قاره‌ای بالایی).

Figure 11. Composition of mafic and intermediate dyke swarms in eastern Tafresh on **A, B**) the Nb versus Nb/Th diagram (Jahn et al., 1999) and the La/Nb versus Ba/Nb diagram (Jahn et al., 1999) (PM= Primitive mantle); **C**) Nb/Y versus Th/Y diagram (Pearce, 1983) (UCC= Upper continental crust).

فرورانش نئوتتیس در یک بازهٔ زمانی دراز مدت رخ داده است. توده‌های آذرین درونی متعدد با سن مزوزوییک (به‌ویژه ژوراسیک) را در بخش‌های گوناگون پهنهٔ سنندج- سیرجان می‌توان دید که پیامد فرورانش نئوتتیس به زیر سنگ‌کره قاره‌ای و وابسته به محیط تکتونوماگمایی کمان قاره‌ای هستند (Berberian and Berberian, 1981; Omrani et al., 2008). در سنوزوییک و به‌ویژه در ائوسن و با یک فاصلهٔ مکانی نسبت به پهنهٔ سنندج- سیرجان، ماگماتیسم گسترده و پرحجمی در پهنهٔ ارومیه- دختر دیده می‌شود. چه‌بسا ماگماتیسم در پهنهٔ ارومیه- دختر به پهنهٔ کششی پشت‌کمان وابسته است. این زمین‌ساخت کششی می‌تواند پیامد کاهش سرعت فرورانش و یا افزایش شیب صفحهٔ فرورونده نئوتتیس باشد. زمین‌ساخت کششی ذوب گوشته سنگ‌کره‌ای را در پی داشته است که در گذشتهٔ خود، تحت‌تأثیر سیال‌ها و گدازه‌های ورقهٔ فرورونده غنی شده است و ازاین‌رو، در پی ذوب‌بخشی، گدازه‌هایی با ویژگی‌های همانند گدازه‌های پهنه‌های فرورانش را پدید آورده است.



شکل ۱۲) بررسی جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های بررسی‌شده در **A**) نمودار سه‌تایی Th-Hf-Ta (Wood, 1980) (WPA= آلکالن درون‌صفحه‌ای؛ WPT= تولهایت درون‌صفحه‌ای؛ CAB= بازالت کالک‌آلکالن کمان قاره‌ای؛ IAT= بازالت تولهایتی کمان اقیانوسی)؛ **B**) نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Hollocher, 2012)؛ **C**) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983)؛ **D**) نمودار Th/Yb در برابر La/Yb (Condie, 1989).

Figure 12. The tectonomagmatic setting of the studied rocks: **A**) Th-Hf-Ta ternary diagram (Wood, 1980) (WPA = Within-plate alkaline, WPT = Within-plate tholeiitic, CAB = Continental arc calc-alkaline basalt, IAT = Island arc tholeiitic basalt); **B**) Nb/La versus La/Yb diagram (Hollocher, 2012); **C**) Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1983); **D**) La/Yb versus Th/Yb diagram (Condie, 1989).

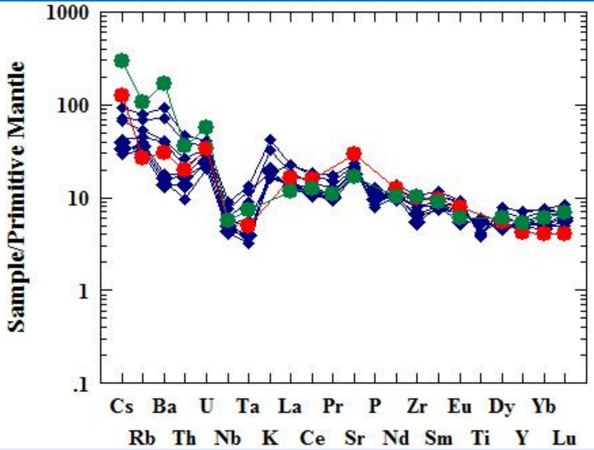
بخش بزرگی از ماگماتیسم سنوزوییک در بازهٔ زمانی ائوسن- الیگوسن روی داده است، ازاین‌رو، در این گسترهٔ زمانی، بخشی از عنصرهای ناسازگار از گوشته جدا شده و وارد گدازه‌های ریشه‌گرفته شده‌اند. این مورد و همچنین، کاهش ستبرای پوستهٔ قاره‌ای (در پی تداوم کشش) باعث می‌شوند سنگ‌های آذرین میوسن (مانند سنگ‌های بررسی‌شده) در مقایسه با سنگ‌های آذرین ائوسن از عنصرهای ناسازگار تا اندازه‌ای فقیرتر شوند.

اعمال زمین‌ساخت کششی از پالئوژن، افزون‌بر پیدایش ماگماتیسم گسترده، پیدایش پهنه‌های رسوبی کم ژرفا را به‌دنبال داشته است. همچنین، توسعهٔ شکستگی‌های کششی، فضای خوبی را برای جایگیری دسته دایک‌های فراوان در زمان میوسن فراهم کرده است.

برداشت

دایک‌های با سن میوسن که در واحدهای پالئوژن در خاور تفرش نفوذ کرده‌اند دامنهٔ سنگ‌شناسی از بازیک تا حد واسط دارند. این سنگ‌ها از دیدگاه زمین‌شیمیایی به یکدیگر وابسته و به سری کالک‌آلکالن با میزان پتاسیم

متوسط متعلق هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای کمیاب این سنگ‌ها، نشان‌دهندهٔ آنست که گدازهٔ وابسته به این سنگ‌های آذرین از ذوب‌بخشی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای کم‌ژرفا در رخسارهٔ اسپینل پریدوتیتی و در بود یا نبود اندکی گارنت ساخته شده است.



شکل ۱۳. مقایسه الگوی عنصرهای کمیاب ناسازگار سنگ‌های بررسی‌شده با الگوی مربوط به میانگین دیاباز (دایرهٔ سرخ) و میانگین آندزیت (دایرهٔ سبز) متعلق به پهنهٔ پشت‌کمان قاره‌ای در شمال‌باختری چین (Jiang et al., 2023).

Figure 13. Comparison of the incompatible trace element patterns of the studied rocks with the average diabase (red circle) and average andesite (green circle) patterns from the intra-continental back-arc basin in northwest China (Jiang et al., 2023).

همچنین، ویژگی‌های دیده‌شده در الگوهای عنصرهای ناسازگار این سنگ‌ها مانند غنی‌بودن از عنصرهای متحرک نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب و همچنین، تهی‌شدگی عنصرهای نامتحرک و همچنین، بررسی نمونه‌های بررسی‌شده در نمودارهای زمین‌شیمیایی متعدد نشان‌دهندهٔ وابستگی آنها به ماگماتیسم پهنه‌های فرورانش است. با وجود این، این سنگ‌ها ویژگی‌های زمین‌شیمیایی حد واسط مناطق جزیره‌های کمانی و کرانه‌های فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی حد واسط ماگماتیسم جزیره‌های کمانی و کرانه‌های فعال قاره‌ای و دیگر شواهد مانند همراهی این سنگ‌های آذرین با دنبالهٔ ضخیم از توفیت‌های سبز و رسوبات کم‌ژرفای دریایی نشان‌دهندهٔ پیدایش این سنگ‌ها در پهنهٔ پشت‌کمان قاره‌ای هستند.

نازک‌شدگی سنگ‌کره و پوستهٔ قاره‌ای به بالاآمدن سست‌کره و ذوب‌بخشی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای کم‌ژرفا انجامیده است. ذوب‌بخشی این گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای که در گذشتهٔ خود دچار متاسوماتیسم برآمده از فرایند فرورانش نئوتتیس شده است، به پیدایش ماگمایی با ویژگی‌های پهنه‌های فرورانش انجامیده است. با توجه به نازک‌شدگی و ستبرای کم پوستهٔ قاره‌ای، آلایش ماگما با پوستهٔ قاره‌ای به‌صورت گسترده انجام نشده است. در هنگام این زمین‌ساخت کششی، ماگما از راه شکستگی‌های کششی محلی جای‌گیری خود را آغاز کرده است و سرانجام به پیدایش دسته دایک‌های طویل پرشمار و نفوذیافته در سنگ‌های پالئوژن انجامیده است.

References

Abdel-Rahman, A., and Nassar, P. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. Geological Magazine, 141, 545-563. https://doi.org/10.1017/S0016756804009604.

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

Babazadeh, S., Raeisi, D., D'Antonio, M., Zhao, M., Long, L., Cottle, J., and Modabberi, S. (2022) Petrogenesis of Miocene igneous rocks in the Tafresh area (central Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran): Insights into mantle sources and geodynamic processes. Geological Journal, 57, 2884-2903. https://doi.org/10.1002/gj.4451.

Berberian, F., and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K. and Delany, F.M., Eds., Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union,

Washington DC, 5-32. https://doi.org/10.1029/GD003p0005.

Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., and Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. Journal of Geological Society of London, 139, 605–614. https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605.

Condie, K.C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. Lithos, 23, 1-18. https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90020-0.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1992) An Introduction to the Rock-Forming Minerals. 2nd ed, 696 p. Longman, London. https://doi.org/10.1180/DHZ.

Emami M.H. (1981) Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", 489p. Ph.D thesis, University of Grenoble, France.

Emami, M. H., and Hajian, J. (1991) Geological map of the Qom, Scale 1:250,000, Sheet No. NI 39-6. Geological Survey of Iran, Tehran.

Fan, W.M., Wang, Y.J., Zhang, A.M., Zhang, F.F., and Zhang, Y.Z. (2010) Permian arc-backarc basin development along the Ailaoshan tectonic zone: geochemical, isotopic and geochronological evidence from the Mojiang volcanic rocks, Southwest China. Lithos, 119, 553-568. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.08.010.

Farahat, E.S., El Mahalawi, M. M., Hoinkes, G., and Abdel Aal, A. Y. (2004) Continental back-arc basin origin of some ophiolites from the Eastern Desert of Egypt. Mineralogy and Petrology, 82, 81–104. https://doi.org/10.1007/s00710-004-0052-6.

Fazlnia, A., and Alizade, A. (2013) Petrology and geochemistry of the Mamakan gabbroic intrusions, Urumieh (Urmia), Iran: Magmatic development of an intra-oceanic arc. Periodico di Mineralogia, 82, 263-290. https://doi.org/10.2451/2013PM0016.

Ghasemi, A., and Talbot, C.J. (2006) A new scenario for the Sanandaj- Sirjan zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 26, 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.

Hajian, J. (1977) Geological map of the Tafresh area, Scale, 1:100,000. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.

Hajian, J. (2001) Geology of Tafresh, No.82.Report. Geological and Mineralogical Exploration Survey of Iran, Tehran, Iran.

Hassanzadeh, J. (1993) Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman Province), 204 p. PhD thesis, University of California, Los Angeles.

Hickey-Vargas, R., Hergt, J.M., and Spadea, P. (1995) The Indian Ocean-type isotopic signature in western Pacific marginal basins: origin and significance. Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific Geophysical Monograph Series, 175-197. https://doi.org/10.1029/gm088p0175.

Hollocher, K. (2012) Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. American Journal of Science, 312(4), 357-416. https://doi.org/10.2475/04.2012.01.

Hosseini, B., Ahmadi, A., and Ghanbari Dolatabadi, M. (2017) The origin and tectonomagmatic setting of the dykes in north of Mashhad-Ardeha (in Persian). Scientific-Research Quarterly of Earth Sciences, 26, 187-198. https://doi.org/10.22071/gsj.2017.50262.

Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8, 523–548. https://doi.org/10.1139/e71-055.

Jahn, B.M., Wu, F.Y., and Lo, C.H. (1999) Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from postcollisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie Complex, Central China. Chemical Geology, 157, 119–146. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00197-1.

Jiang, H., Han, J., Chen, H., Zheng, Y., Lu, W., Deng, G., and Tan, Z. (2023). Intra-continental back-arc basin inversion and Late Carboniferous magmatism in Eastern Tianshan, NW China: Constraints from the Shaquanzi magmatic suite. Journal of Asian Earth Sciences, 45(3), 123-135. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.01.008.

Jung, C., Jung, S., Hoffer, E., and Berndt, J. (2006) Petrogenesis of tertiary mafic alkaline magmas in the Hocheifel, Germany. Journal of Petrology, 47, 1637–1671. https://doi.org/10.1093/petrology/egl023.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names'. The Canadian Mineralogist, 35, 219-246. https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13

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, 745–750. https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745.

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.

Moradian Shahrbabaky, A. (1997) Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran. 445 p. Ph.D. thesis, University of Wollongong, Australia.

Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, 73, 1123-1133. https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.367.15

Nasiri Bezanjani, R. (2006) Geochemistry and petrology of volcanic rocks from Mehre Zamin (NE Tafresh). M.Sc thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

Omrani, J., Agard, P, Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences, Lithos, 106, 380–398. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008.

Pearce, J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 230-249.

Pearce, J.A., and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23, 251–285. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343.

Peccerillo, A., and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonou area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.

Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Harlow, England. https://doi.org/10.4324/9781315845548.

Salehi, N., Torkian, A., Furman, T., and le Roux, P. (2023) Petrogenesis and geochemical

characteristics of Plio-Quaternary alkali basalts from the Qorveh–Bijar volcanic belt, Kurdistan Province, NW Iran. Geological Magazine, 160, 888–904. https://doi.org/10.1017/S0016756823000018.

Shafiei, B., Shahabpour, J., and Haschke, M. (2008) Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman Porphyry Copper Belt: Response to Neogene Crustal Thickening. Journal of Sciences, Iran, 19, 67-84.

Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt. Journal of Asian Earth Sciences, 30, 652–65. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.02.004.

Shinjo, R., Chung, S.I., Kato, Y., and Kimura, M. (1999) Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryuku arc: implications for the evolution of a young intracontinental back arc basin. Journal of Geophysical Research, 104, 1059–1068. https://doi.org/10.1029/1999JB900040.

Sun, S., and Mc Donough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in Magmatism in the Ocean Basins, edited by Saunders, A.D., and Norry, M.J. Geological Society Special Publications, London, 42, 313-345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. Tectonics, 30(3). https://doi.org/10.1029/2010TC002809.

Whitney, D.L., and Evans, B.W. (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, 496p. Chapman & Hall, New York. https://doi.org/10.1180/minmag.1989.053.372.15.

Winchester, J.A., and Floyd, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325-343. https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2.

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 Letters, 42, 77-97. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8.