Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

13th Year, No. 50, Summer 2022, pp. 91-120

Petrological Journal

Research Article

Geochemical variations of the Eocene volcanic rocks from Kahak area (south of Qom): Evidence for different conditions of mantle melting in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc

Morteza Delavari[1]✉, Alireza Damghani[2]

[1] Assistant Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, delavarimza@gmail.com

[2] M.Sc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, damghani.ar20@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 31 December 2021
Accepted: 31 July 2022

Keywords
basalt
calk-alkaline
Kahak
Urumieh-Dokhtar

20.1001.1.22285210.1401.13.2.6.6
10.22108/ijp.2022.132106.1261

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The volcanic outputs of the Paleogene are the most conspicuous magmatic products in Iran and the Urmieh-Dokhtar magmatic belt (UDMB) and as the main manifestations of this magmatism (Verdel et al., 2011). They are part of the southern Eurasian active continental margin formed by the Neotethyan subduction beneath the Central Iranian microcontinent. Geochemically, the magmatism of UDMB is mostly calc-alkaline (especially in the Eocene), although, towards the Oligocene and younger times, alkaline magmatism is also observed (Verdel et al., 2011). The magma origin, partial melting conditions, homogeneity/heterogeneity of mantle sources, evolutionary processes, and tectonic setting of the magma formation are some debatable issues. The purpose of the present study is to investigate field relations, geochemical diversity, and mantle source characteristics of the volcanic units exposed in the south of Qom (Kahak area).

Materials and Methods

The bulk rock major and trace elements contents were obtained by inductively coupled plasma-optical emission spectrometry (ICP-

✉ Corresponding Author

To cite this article: Delavari, M., Damghani, A. R. (2022) Geochemical variation of the Eocene volcanic rocks from the Kahak area (south of Qom): Evidence for the different conditions of mantle melting in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. Petrological Journal, 13(2), 91-120.

OES) and inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS), respectively, at Zarazma laboratory in Tehran, Iran. The sample powders were melted using lithium metaborate, dissolved and the final solution were analyzed by ICP-OES. To obtain rare earth and trace element contents, the sample powders were dissolved using multi-acid procedure and then the solution has been analyzed by ICP-MS. The detection limit for rare earth and trace elements is between 0.01 to 1 ppm.

Field Evidence and Petrography

The Eocene eruptive products in Kahak region are shown by broadly exposed lava flows and pyroclastics alternated with volcaniclastic and carbonaceous sediments. They are somewhere overlain by clastic sediments of the Lower Red Formation (Early Oligocene) allowing us to deduce their relative age. The thickness of lava units varies from <10 to several tens of meters. The basic lavas, the subject of this study, are dark gray to brownish-colored and aphyric to porphyritic. They show various textures of hyalopilitic, hypocrystalline, intersertal to intergranular, and ophitic. Some of the samples contain plagioclase- to clinopyroxene-phyric, in which the size of phenocrysts may reach up to 1 cm. Plagioclase, clinopyroxene, and Fe-Ti oxides are the common phenocrystic to microphenocrystic phases. Plagioclase is the most abundant phase (up to 40 vol.%). Clinopyroxene (5-10 vol.%) is the common ferromagnesian phase in most of the samples occurring as phenocrystic or interstitial phase. Olivine is rarely observed (<5 vol.%), and when present, it is almost altered to secondary products such as chlorite, serpentine, and iddingsite. Fe-Ti oxides are <0.5 to 0.2 mm-sized and form <5% of the mode.

Geochemistry

The SiO_2 content in the study samples ranges from 50.5 to 53 wt.% and in Zr/TiO_2 versus Nb/Y diagram, they fall in subalkaline basalt field. The TiO_2 amount varies from 0.42 to 1.92 wt.%. Also, the CaO, FeO_t, and Na_2O+K_2O show relatively wide variation from 2.3 to 13.8, 4.9 to 12.7, and 3.2 to 9.3 wt.%, respectively.

Mg# [(MgO/MgO+FeOT)*100] ranges from 34 to 52.6. Based on variation diagrams, normalized rare earth elements (REE), and multi-element patterns, the samples can be divided into four distinct groups (Fig. 1A). Group 1 rocks have a lower LREE/HREE ratio than the others and are characterized by $(La/Yb)_N$ values of 2.5-4.7. Group 2 rocks are Eu-depleted in which the $(La/Yb)_N$ ratio ranges from 3.7 to 4.6. Group 3 rocks display steeper REE patterns with $(La/Yb)_N$ ratio of 8.7-9.7. In Group 4 rocks, HREE display lower concentration, and the patterns are relatively steeper [$(La/Yb)_N$= 8.4-10.4]. In the normalized multi-element diagrams, all the samples display relative depletion of high field strength elements (HFSE) such as Nb, Ta, Ti, Zr, Y, and Hf with respect to large ion lithophile elements (LILE) (i.e. Rb, K, Sr, and Ba). Despite the overall similarity of multi-element diagrams, there are some geochemical distinctions between them, for example, Group 1 and Group 4 rocks show Sr enrichment or a more pronounced P negative anomaly than the others.

Discussion

Variations in the major and trace element contents and the different REE and multi-element patterns are all indicating of geochemical distinction between the studied volcanic rocks (Groups 1 to 4) of the Kahak area. In the major and trace element versus MgO variation diagrams, the scattered plots are also inconsistent with cogenetic relationships among different rock groups. The varied REE values or variously-sloped REE patterns can be attributed to heterogeneous

mantle sources or different partial melting conditions. In the studied samples, the Nb/La ratio of 0.20 to 0.58 suggests a lithospheric mantle origin. To model the mantle source and partial melting condition, Sm/Yb versus Sm plot has been used, by which, it is inferred that:

1. All the samples of the Kahak region were derived from a spinel-garnet-lherzolite mantle source with spinel: garnet ratio of 50:50.
2. Geochemical differences between the samples under study are more probably the result of different degrees of partial melting. Accordingly, the primitive magma of Group 3 rocks was derived from the lower degree of partial melting (<10%), while those of the Group 1 rocks resulted from a higher degree of partial melting (10 to 20%). The Groups 2 and 4 rocks fall between these two ranges.
3. Geochemical differences of the Kahak volcanic rocks is most likely the result of partial melting conditions rather than distinct mantle sources.

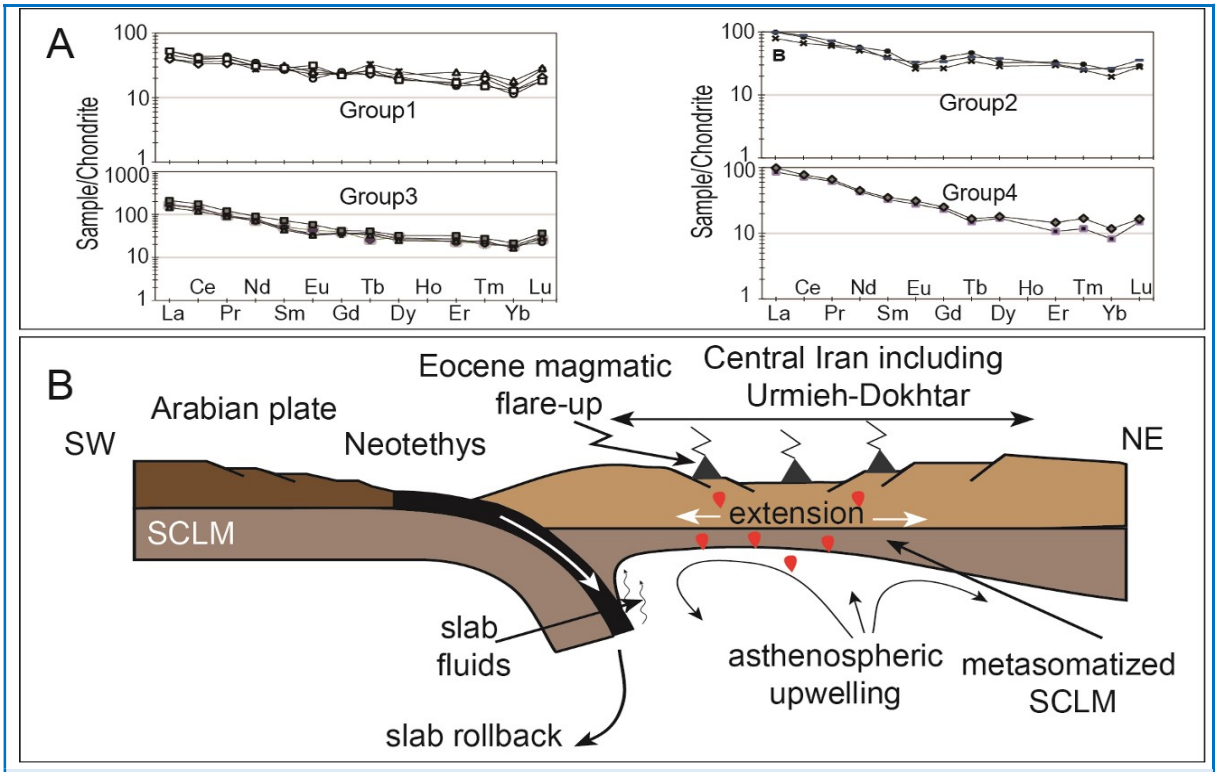


Fig. 1. A) Chondrite-normalized REE patterns of the Kahak volcanic rocks; **B)** The proposed tectonic model for the Eocene magmatism of UDMB.

Relative depletion of HFSE (such as Zr, Ti, Nb, and Ta) in normalized multi-element diagrams is commonly attributed to subduction zone geochemical signature. Also, in the tectonic discrimination diagrams (e.g. Th-Hf/3-Ta diagram), all samples plot in the field of calc-alkaline basalts of arc environment. Therefore, based on our geochemical data, the volcanic rocks of the Kahak region related to arc magmatism. The structural evidences like normal faulting and sedimentary basins with thickened Eocene volcanic-volcanoclastic associations point to an extensional environment. It is probable that the Neotethyan

slab-rollback was responsible for the intra-arc (or back-arc) extensional environment in which asthenospheric upwelling led to partial melting of the metasomatized lithospheric mantle and voluminous Eocene magmatism of UDMB (Fig. 1B).

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
13th Year, No. 50, Summer 2022, pp. 91-120

Petrological Journal

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال سیزدهم، شماره پنجاهم، تابستان ۱۴۰۱، ص. ۹۱-۱۲۰

مقالهٔ پژوهشی

تنوع زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقهٔ کهک (جنوب قم): شاهدی بر شرایط مختلف ذوب گوشته در کمان ماگمایی ارومیه-دختر

مرتضی دلاوری[۱]✉، علیرضا دامغانی[۲]

[۱] استادیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، delavarimza@gmail.com
[۲] کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، damghani.ar20@gmail.com

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۰/۱۰/۱۰
تاریخ پذیرش ۱۴۰۱/۰۵/۰۹

کلید واژه‌ها
بازالت
کالک‌آلکالن
کهک
ارومیه-دختر

چکیده

منطقهٔ کهک (جنوب قم) بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر است. واحدهای آتشفشانی ائوسن میانی- بالایی، دربردارندهٔ حجم چشمگیری بازالت هستند. این سنگ‌ها سرشت کالک‌آلکالن دارند و شواهد زمین‌شیمیایی آنها، مانند آنومالی مثبت عنصرهای ناسازگار متحرک (مانند Rb، K و Ba) و تهی‌شدگی نسبی عنصرهای ناسازگار نامتحرک (مانند Zr، Ti، Nb و Ta) نشان‌دهندهٔ ماگماتیسم فرافرورانشی در یک محیط حاشیهٔ فعال قاره‌ای است (Ta/Yb=۰/۱۶ -۰/۴۸). برپایهٔ پراکندگی نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات، تنوع تمرکز عنصرهای کمیاب (Ba/Nb=۲۱۱-۲۹؛ La_N/Yb_N=۲/۱۰-۵/۴) و شکل متمایز الگوی بهنجارشدهٔ عنصرهای خاکی کمیاب و نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌ها در چند گروه جدا از هم دسته‌بندی می‌شوند که گمان نمی‌رود از طریق فرایندهای تحولی ماگما با یکدیگر رابطه زایشی داشته باشند. از سوی دیگر، تمرکز عنصرهای کمیاب (Nb/La=۰/۰-۵۸/۲) نشان‌دهندهٔ خاستگاه‌گرفتن مذاب از گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای و دگرسان‌شدهٔ زیرقاره‌ای است که در رخسارهٔ اسپینل- گارنت لرزولیتی دچار درجات متفاوتِ ذوب‌بخشی از کمتر از ۱۰ تا نزدیک به ۲۰ درصد شده است. برپایهٔ یافته‌های این پژوهش، تغییر شرایط خاستگاه گوشته‌ای مذاب از دلایل اصلی تنوع زمین‌شیمیایی در ماگماتیسم ائوسن منطقهٔ کهک است. افزون‌بر این، پیشنهاد می‌شود در محدودهٔ زمانی ائوسن، فعل و انفعال فرایندهای گوناگون، مانند به عقب برگشتن تختهٔ فرورندهٔ نئوتتیس، صعود گوشته سست‌کره‌ای و آشفتگی دمایی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای دگرسان از عوامل اصلی ماگماتیسم گسترده ائوسن در ایران مرکزی و نیز کمان ارومیه-دختر بوده‌اند.

20.1001.1.22285210.1401.13.2.6.6
10.22108/ijp.2022.132106.1261

✉نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: دلاوری، م.، دامغانی، ع.ر. (۱۴۰۱) تنوع زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقهٔ کهک (جنوب قم): شاهدی بر شرایط مختلف ذوب گوشته در کمان ماگمایی ارومیه‌دختر. پترولوژی، ۱۳(۲)، ۹۱- ۱۲۰.

مقدمه

سرزمین ایران بخشی از پهنهٔ کوهزایی آلپ - هیمالیاست و بخش بزرگی از رویدادهای زمین‌ساختی و ماگمایی آن با تحولات پهنه‌های اقیانوسی تتیسی در منطقهٔ پیوند صفحهٔ عربی- اوراسیایی در ارتباط است (Stöcklin, 1968; Alavi, 1994; Delavari et al., 2016; Hassanzadeh and Wernicke, 2016). در همین راستا، سرزمین ایران رخدادهای مختلف فعالیت‌های ماگمایی (به‌صورت آذرین بیرونی و درونی) به‌ویژه در دوران‌های مزوزییک و سنوزوییک را در خود ثبت کرده است (Davidson et al., 2004; Azizi and Jahangiri, 2008; Chiu et al., 2013; Pang et al., 2013; Delavari et al., 2014; Hassanzadeh and Wernicke, 2016; Azizi et al., 2019; Ghalamghash et al., 2019a). در دوران سنوزوییک (پالئوژن) فعالیت ماگمایی در سرزمین ایران به اوج خود می‌رسد؛ به‌گونه‌ای‌که در مناطق مختلف ایران مانند پهنهٔ ارومیه-دختر، البرز جنوبی، بلوک لوت، پهنهٔ سیستان و منطقه سبزوار، سنگ‌های ماگمایی پالئوژن گستردگی بالایی دارند (Kaz'min and Tikhonova, 2008; Verdel et al., 2011; Asiabanha et al., 2012; Castro et al., 2013; Pang et al., 2013). فراوانی ماگماتیسم پالئوژن تنها به ایران محدود نیست؛ بلکه در سرزمین‌های مجاور مانند افغانستان، قفقاز و ترکیه نیز گسترش بسیاری دارد (Aldanmaz et al., 2000; Dilek et al., 2010; Adamia et al., 2011; Karsli et al., 2011; Topuz et al., 2011). پهنهٔ ماگمایی ارومیه-دختر از مظاهر اصلی ماگماتیسم پالئوژن در ایران است. این پهنه با پهنای بیشتر از ۵۰ و درازای نزدیک به ۲۰۰۰ کیلومتر، در راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و موازی گسل زاگرس (محل فرورانش نئوتتیس) پدید آمده است (Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013; Kananian et al., 2014). با اینکه تا کنون بررسی‌های بسیاری روی پهنهٔ ارومیه- دختر انجام شده است (Omrani et al., 2008; Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013; Delavari et al., 2017)، اما با توجه به حجم گستردهٔ ماگماتیسم و تنوع رخساره‌های سنگی، گمان می‌رود بررسی‌های بیشتر در مناطق مختلف و مقایسه آنها با همدیگر می‌توانند برای تحلیل و تفسیر دقیق‌تر کارگشا باشند. منطقهٔ بررسی‌شده در جنوب قم (محدوده کهک) جای دارد و حجم گسترده‌ای از رخنمون واحدهای آتشفشانی و ولکانی‌کلاستیک[1] پالئوژن را در بر گرفته است. افزون‌بر این، رخنمون بزرگی از توده‌های آذرین درونی گرانیتوییدی پس از ائوسن نیز در منطقه دیده می‌شود. در محدودهٔ جنوب قم پیشتر بررسی‌هایی از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی انجام شده‌اند. در یکی از این بررسی‌ها (Baharifar, 2011)، کانی‌شناسی و خاستگاه گارنت در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقهٔ دستگرد بررسی شده است و گارنت‌ها به خاستگاه ماگمایی ارتباط داده شده‌اند. پژوهش دیگری نیز دربارهٔ زمین‌شیمی و خاستگاه ریولیت‌های گارنت‌دار منطقهٔ کهک انجام شده است (Askari et al., 2015) و آنها را به ماگمای پرآلومین نوع S و با خاستگاه پوستهٔ قاره‌ای در یک محیط برخوردی نسبت داده‌اند. ازآنجایی‌که کمبودهایی در بررسی‌های گذشته از دیدگاه زمین‌شیمی و سنگ‌زایی[2] سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن و تنوع واحدهای سنگی وجود دارد، در این پژوهش، با پیمایش صحرایی واحدهای موردنظر، تنوع، گستردگی و روابط چینه‌شناختی آنها با جزییات بیشتر بررسی شده است. افزون‌بر این، برپایهٔ داده‌های زمین‌شیمیایی به‌دست‌آمده و نیز یافته‌های بررسی‌های پیشین در دیگر بخش‌های پهنهٔ ارومیه - دختر، به بررسی جایگاه تکتونوماگمایی و زایش مذاب پرداخته شده است.

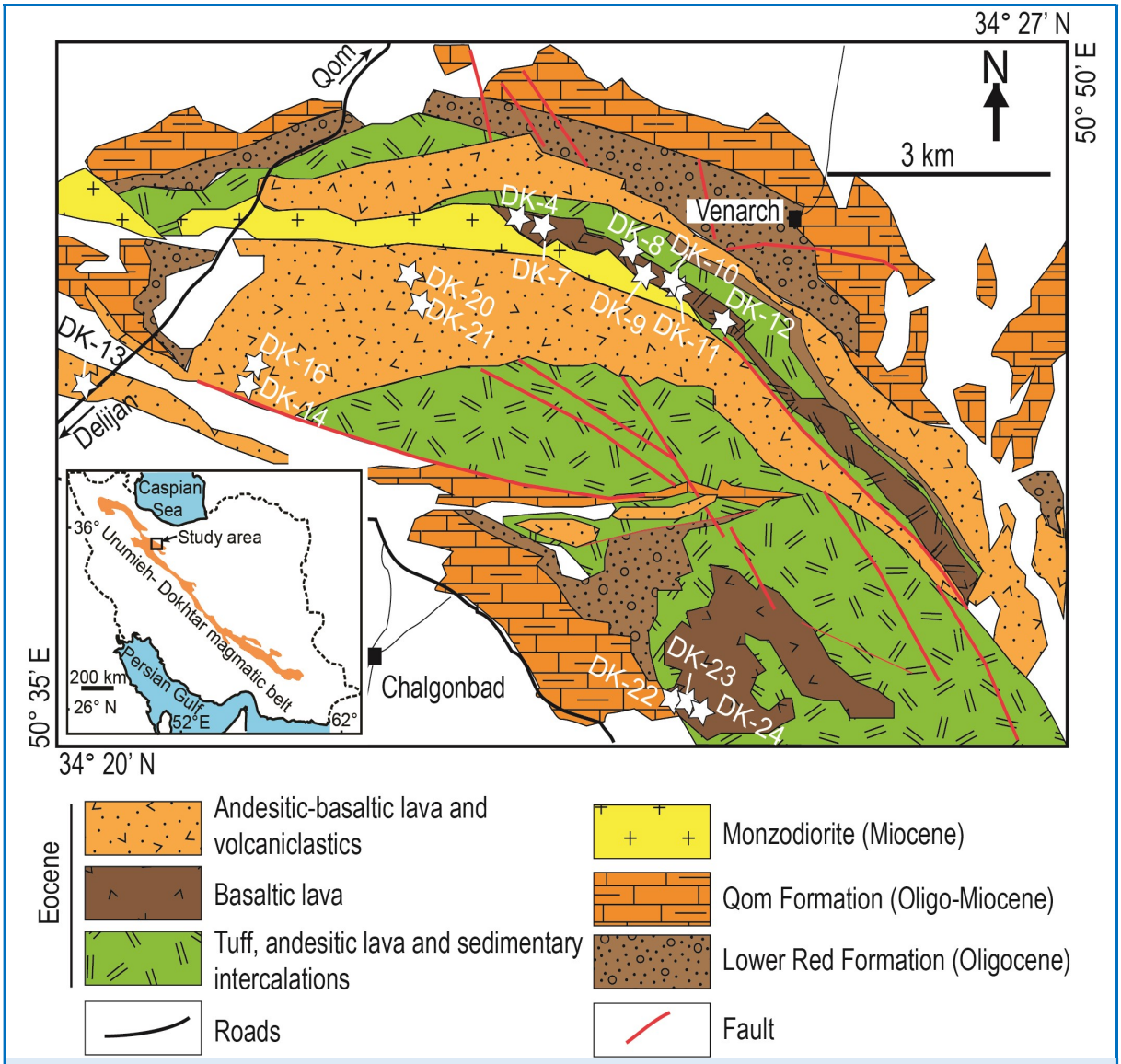
زمین‌شناسی ناحیه‌ای

پس از پیدایش اقیانوس نئوتتیس در پرمین و جداشدن سرزمین‌های سیمرین از حاشیهٔ شمالی گندوانا (Stampfli and Borel, 2002;

[1] volcaniclastic
[2] petrogenesis

Angiolini et al., 2013)، آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحهٔ ایران باعث همگرایی دوبارهٔ صفحه‌های عربی و اوراسیایی از تریاس پایانی شد (Davoudian et al., 2016; Sheikholeslami, 2016). این رویداد باعث ظهور ماگماتیسم گسترده ژوراسیک و همچنین، دگرگونی کوهزایی در پهنهٔ سنندج- سیرجان شد (Shahbazi et al., 2010; Mahmoudi et al., 2011; Sepahi et al., 2018; Sepahi et al., 2019). ادامه این رویدادها در کرتاسه نیز دنبال شده است و پس از آن با یک وقفهٔ نسبی در پالئوسن، دوباره در ائوسن- الیگوسن ماگماتیسم شدت گرفته است (Chiu et al., 2013). البته از میوسن تا کواترنری نیز همچنان ماگماتیسم پراکنده در مناطق مختلف پهنهٔ ارومیه- دختر، از آذربایجان تا بزمان و تفتان، ادامه داشته است (Omrani et al., 2008; Pang et al., 2014; Ghalamghash et al., 2016; Lechmann et al., 2018; Ghalamghash et al., 2019b; Delavari et al., 2020). بخشی از ماگماتیسم میوسن- کواترنری در پهنهٔ ارومیه-دختر همانند مناطق آذربایجان و بخش‌های میانی پهنهٔ ارومیه-دختر در جایگاه زمین‌ساختی پس از برخورد رخ داده است (Ghalamghash et al., 2016; Lechmann et al., 2018; Ghalamghash et al., 2019b)؛ در حالی که در بخش‌های جنوبی این پهنه (کمان ماگمایی مکران)، همچنان یک پهنهٔ فرورانش فعال وجود دارد (Arthurton et al., 1982; Biabangard and Moradian, 2008; Pang et al., 2014; Ghalamghash et al., 2019a). از دیدگاه شیمیایی ماگماتیسم پهنهٔ ارومیه-دختر بیشتر سرشت کالک‌آلکالن دارد (به‌ویژه در ائوسن) گرچه به‌سمت الیگوسن و زمان‌های جوان‌تر، ماگماتیسم آلکالن نیز دیده می‌شود (Verdel et al., 2011; Ghorbani et al., 2014; Delavari et al., 2021). گاه ماگماتیسم آداکیتی نیز در طول پهنهٔ ارومیه-دختر گزارش شده است (Omrani et al., 2008; Lechmann et al., 2018).

منطقهٔ بررسی‌شده در این پژوهش، در جنوب کهک (جنوب شهرستان قم) جای دارد (شکل ۱). در این منطقه، به‌علت تأثیر جنبش‌های فشارشی کرتاسه پایانی، دریا پسروی کرده است. وجود ناپیوستگی زاویه‌دار در قاعدهٔ سنگ‌های ائوسن روی آهک‌های کرتاسه نشانه‌ای از جنبش‌های کوهزایی اواخر کرتاسه در منطقه است. در پایان ائوسن و آغاز الیگوسن نیز جنبش‌های کوهزایی باعث تغییر رژیم رسوب‌گذاری شده است؛ به‌گونه‌ای‌که نهشته‌های تخریبی سازند قرمز زیرین روی واحدهای ائوسن جای گرفته‌اند (Ghalamghash and Babakhani, 1998). به دنبال یک دوره رسوب‌گذاری قاره‌ای (سازند قرمز زیرین) در پایان الیگوسن، پیشروی دریا موجب ته‌نشست لایه‌های آهکی ـ مارنی سازند قم شده است (Morley et al., 2009). جنبش‌های مؤثر در این زمان بیشتر به‌صورت حرکت‌های قائم و خشکی‌زایی بوده‌اند و سبب ناپایداری کف حوضه و تغییرات ژرفای (دریای کم‌ژرفا تا محیط کولابی ـ قاره‌ای) دریا شده‌اند. جنبش‌های یاد شده در مناطق جنوبی‌تر (منطقهٔ قم ـ تفرش) موجب ماگماتیسم گسترده‌ای در میوسن میانی ـ بالایی شده‌اند؛ اما در این منطقه نشانه‌ای از رخداد ماگماتیسم میوسن دیده نشده است (مگر توده‌های نیمه‌ژرف داسیتی که به‌طور احتمالی به نئوژن نسبت داده شده‌اند). سرانجام، در پایان میوسن آغازین، بار دیگر حوضه کم‌ژرفا و کولابی شده است و نهشته‌های سازند قرمز بالایی پدیدار شده‌اند. جنبش‌های زمین‌ساختی آلپ پایانی در زمان پلیوسن رژیم رسوب گذاری را تغییر داده و گسلش و چین‌خوردگی در منطقه پدید آورده‌اند (Ghalamghash and Babakhani, 1998). این منطقه از دیدگاه کانسارزایی نیز اهمیت دارد و دربردارندهٔ یکی از اندوخته‌های مهم منگنز ایران (معدن منگنز ونارچ) است.



شـــکل ۱. نقشـهٔ زمین‌شناسـی ساده‌شـده منطقـهٔ کهـک (بـا تغییـر از قلمقـاش و باباخـانی (Ghalamghash and Babakhani, 1998)). ستاره‌ها موقعیت نمونه‌های تجزیه‌شده را نمایش می‌دهند.

Figure 1. Simplified geological map of the Kahak area (modified from Ghalamghash and Babakhani, 1998). Stars show the sample locations.

روش انجام پژوهش

پـــس از پیمایش‌هـــای صـــحرایی، نمونـــه‌برداری از سـنگ‌های آتشفشـانی مـورد نظـر و تهیـه مقـاطع نـازک، ویژگی‌هـــای میکروســـکوپی نمونـــه‌ها بـــا میکروســـکوپ پلاریـزان بررسـی شـدند. سـپس نمونـه‌هایی کـه کمتـرین آثـــار فراینـــدهای ثانویـــه ماننـــد دگرســـانی کانی‌هـــا، پرشـدگی حفره‌هـا و رگـه-رگچـه‌های ثانویـه را داشـتند، برای بررسـی زمین‌شـیمیایی سـنگ کـل برگزیـده شـدند. فراینـد خـردایش و تهیـهٔ پـودر نمونـه‌های برگزیـده (۱۵ نمونـه) بـه‌ترتیب بـا سنگ‌شـکن فکـی و آسـیاب آگـات انجام شـد. پـودر نمونـه‌ها بـه آزمایشـگاه زرآزمـای تهـران بـرای تجزیـهٔ شـیمیایی سـنگ کـل (عنصـرهای اصـلی، فرعی و کمیاب) فرسـتاده شـد. نخسـت میـزان مـواد فـرار

(LOI[3]) اندازه‌گیری شد؛ به این صورت که جرم معینی از پودر هر نمونه در کورهٔ الکتریکی با دمای نزدیک به ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد قرار داده شد و اختلاف جرم حاصل به‌عنوان LOI یادداشت شد. سپس با روش ذوب قلیایی[4] نمونه‌ها آماده‌سازی شدند. در این روش نخست نمونه با کمک لیتیم‌متابورات ذوب شد و سپس با به‌کارگیری اسیدنیتریک رقیق حل شدند. محلول نهایی با دستگاه ICP-OES[5] تجزیه شد و مقدار اکسیدهای عنصرهای اصلی اندازه‌گیری شد. در این روش آستانهٔ آشکارسازی برای همهٔ اکسیدها نزدیک به ۰/۰۵ درصدوزنی بود (جدول ۱). مقدار عنصرهای فرعی و کمیاب نیز با دستگاه ICP-MS به‌دست آورده شد. در این روش، انحلال عنصرها با استفاده از تجزیهٔ چند اسیدی و به‌کارگیری هضم میکروویو[6] انجام شد. برای راستی‌آزمایی و اعتبارسنجی داده‌ها، از نمونه‌های استاندارد مرجع گواهی‌شده بین‌المللی (CRM[7]) و نمونهٔ مرجع (RM[8]) به‌کار برده شدند. آستانهٔ آشکارسازی برای عنصرهای فرعی و کمیاب از ۰/۰۱ تا ۱ پی‌پی‌ام (ppm) است (جدول ۲). افزون‌بر این، برای سنجش دقت و اعتبار تجزیه‌ها، از نمونه‌های تکرارشده و نمونه‌هایی که پیشتر تجزیه و دقت و صحت آنها ارزیابی شده بودند به‌عنوان نمونه نامعلوم بهره گرفته شد.

[3] Loss On Ignition
[4] Lithium Borate Fusion
[5] Inductively coupled plasma - optical emission spectrometry
[6] Microwave Digest
[7] Certified Reference Material
[8] Reference Material

جدول ۱. عنصرهای اصلی به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل نمونه سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ کهک در قم (مقدارها برپایهٔ Wt.% (DL: آستانهٔ آشکارسازی؛ U.S.: نمونه ناشناس. L.R.: دادهٔ آزمایشگاهی از نمونه ناشناس؛ ($Mg\# = 100\times Mg/(Mg+Fe^{2+})$).

Table 1. Bulk rock major element analytical data of the Kahak volcanic rocks in Qom ($Mg\#=100\times Mg/(Mg+Fe^{2+})$; DL: Detection Limits; U.S.: unknown sample; L.R.: The result of the laboratory analysis of the unknown sample).

Samples	DK-7	DK-8	DK-9	DK-10	DK-11	DK-12	DK-14	DK-15
SiO_2	51.12	50.49	49.37	51.93	51.13	50.46	52.92	51.51
TiO_2	0.82	0.83	1.14	1.09	1.52	1.88	1.16	1.20
Al_2O_3	19.00	19.14	17.02	15.95	15.75	15.94	16.02	16.85
Fe_2O_3	1.07	1.13	1.12	1.47	1.61	1.65	1.24	1.19
FeO	7.12	7.53	7.49	9.81	10.73	10.97	8.27	7.97
MnO	0.23	0.21	0.34	0.30	0.20	0.21	0.23	0.20
MgO	4.22	4.65	2.46	4.65	3.94	4.03	4.91	5.19
CaO	8.05	8.67	13.19	9.42	8.60	8.79	8.01	8.24
Na_2O	3.57	3.63	2.51	2.82	3.05	2.89	3.45	3.65
K_2O	1.27	0.69	0.83	0.32	1.35	1.05	1.67	1.46
P_2O_5	0.10	0.11	0.19	0.16	0.27	0.26	0.58	0.64
LOI	3.30	2.84	4.31	1.98	1.85	1.85	1.50	1.92
Total	99.87	99.92	99.99	99.92	99.99	100.00	99.96	100.02
Mg#	48.2	49.2	34.0	42.7	36.6	36.6	48.2	50.6
Na_2O+K_2O	5.01	4.45	3.49	3.21	4.48	4.01	5.20	5.22
FeOt	8.37	8.80	8.89	11.37	12.40	12.69	9.53	9.22
Zr/Ti	0.012	0.012	0.012	0.010	0.009	0.009	0.019	0.018

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Samples	DK-16	DK-20	DK-21	DK-22	DK-24	DK-23	U.S.	L.R.
SiO_2	50.05	50.71	50.85	49.09	48.31	61.53	45.76	46.34
TiO_2	1.30	1.27	1.36	0.96	0.85	0.41	2.76	2.77
Al_2O_3	16.99	16.08	16.49	20.39	18.30	17.04	15.59	15.69
Fe_2O_3	1.27	1.26	1.21	1.12	1.22	0.63	12.69	12.58
FeO	8.48	8.42	8.06	7.44	8.12	4.22		
MnO	0.25	0.21	0.23	0.24	0.26	0.14	0.17	0.21
MgO	5.85	5.94	4.59	3.77	5.74	1.93	6.53	5.97
CaO	8.33	6.23	6.11	6.92	6.92	2.25	7.91	7.84
Na_2O	3.54	4.43	4.74	4.71	3.84	7.77	4.31	4.28
K_2O	1.40	2.14	2.55	1.10	1.93	1.25	1.04	1.06
P_2O_5	0.66	0.49	0.77	0.11	0.11	0.23	0.87	0.80
LOI	1.89	2.63	2.73	3.95	4.13	2.48	1.79	2.32
Total	100.01	99.83	99.69	99.81	99.72	99.88	99.45	99.86
Mg#	52.0	52.6	47.2	44.3	52.6	41.8		
Na_2O+K_2O	5.03	6.76	7.52	6.06	6.03	9.26		
FeOt	9.81	9.83	9.43	8.81	9.64	4.92		
Zr/Ti	0.017	0.011	0.020	0.010	0.013	0.02		

جدول ۲. عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل نمونه سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ کهک در قم (مقدارها برپایهٔ ppm) (DL: آستانهٔ آشکارسازی؛ U.S.: نمونه ناشناس. L.R.: دادهٔ آزمایشگاهی از نمونه ناشناس).

Table 1. Bulk rock trace and rare earth element analytical data of the Kahak volcanic rocks in Qom (DL: Detection Limits; U.S.: unknown sample; L.R.: The result of the laboratory analysis of the unknown sample).

Samples	DK-4	DK-7	DK-8	DK-9	DK-10	DK-11	DK-12	DK-14	DK-15
Cs	<0.5	4.9	0.9	<0.5	0.8	0.6	1.1	1.1	1.3
Zn	75	281	283	171	351	135	212	182	114
Cu	35	48	38	336	125	207	305	48	37
Sc	49.4	42.3	52.2	44.7	60.9	57.8	58.2	25	19.2
Ni	9	9	12	16	9	13	11	44	42
Co	19.4	25	27.7	27.5	34.6	34.1	31.5	29.9	29.4
Cr	18	23	27	23	20	20	108	146	136
V	181	203	209	275	298	345	445	195	175
Ba	40	1141	728	327	432	364	345	456	392
Pb	3	30	76	27	29	7	13	10	12
Rb	8	56	27	21	8	40	40	43	26
Sr	285	508	427	373	309	251	250	504	553
Y	16.7	19.2	16.7	27.4	23.9	36.2	36.5	29.1	28.8
Zr	18	62	59	83	66	79	105	137	133
Nb	3.8	5.4	4.5	7.3	4.7	7.4	8	12	12.7
La	12.48	9.36	9.36	18.72	10.92	23.4	23.4	39	39
Ce	26.66	21.97	20.28	40.56	23.66	50.7	54.08	84.5	84.5
Pr	4.19	3.49	3.2	5.72	3.93	5.9	6.88	8.79	8.89
Nd	16.5	12.8	14.9	23.6	14.5	26.7	26.3	35.1	33

جدول ۲. ادامه.

Table 1. Continued.

Samples	DK-4	DK-7	DK-8	DK-9	DK-10	DK-11	DK-12	DK-14	DK-15
Sm	4.6	4.07	4.16	6.08	4.81	7.58	5.82	7.14	7.9
Eu	1.13	1.64	1.35	1.52	1.44	1.67	1.93	2.08	2.5
Gd	5.22	4.63	4.65	5.43	4.77	8.09	6.97	7.19	8.1
Tb	0.85	1.24	0.86	1.29	0.99	1.74	1.5	1.33	0.96
Dy	5.36	6.53	4.96	7.24	5.73	8.28	9.61	7.17	7.43
Er	2.47	3.05	2.64	4.89	4.11	5.48	5.14	4.41	3.76
Tm	0.415	0.565	0.5	0.635	0.6	0.78	0.655	0.505	0.55
Yb	1.9	2.5	2.2	3.3	3.1	4.2	4.5	3.2	3.1
Lu	0.47	0.69	0.53	0.71	0.73	0.74	0.91	0.78	0.66
Hf	1.82	2.45	2.58	3.73	2.68	2.62	3.36	4.3	3.68
Ta	0.44	0.5	0.47	0.87	0.5	0.77	0.7	0.86	0.83
Th	2.44	3.3	2.79	6.13	3.25	6.25	6.83	4.78	4.57
U	0.3	0.6	0.7	1.3	0.52	1.6	1.7	1	1.1
Nb/Yb	2.000	2.160	2.045	2.212	1.516	1.762	1.778	3.750	4.097
Th/Yb	1.284	1.320	1.268	1.858	1.048	1.488	1.518	1.494	1.474
Ta/Yb	0.232	0.200	0.214	0.161	0.186	0.264	0.183	0.156	0.269
Sr/Y	17.07	26.46	25.57	13.61	12.93	6.93	6.85	17.32	19.20
Nb/La	0.30	0.58	0.48	0.43	0.42	0.39	0.32	0.34	0.31
Eu/Eu*	0.703	1.151	0.934	0.792	0.909	0.648	0.925	0.878	0.947
$(La/Sm)_N$	1.751	1.485	1.453	1.988	1.466	1.993	2.596	3.526	3.187
$(Sm/Yb)_N$	2.690	1.809	2.101	2.047	1.724	2.005	1.437	2.479	2.832
$(La/Yb)_N$	4.712	2.686	3.052	4.069	2.527	3.996	3.730	8.742	9.024

جدول ۲. ادامه.

Table 1. Continued.

Samples	DK-16	DK-20	DK-21	DK-22	DK-24	DK-23	U.S.	L.R.
Cs	0.8	2.3	1.1	6.3	1.5	1.1	0.2	<0.5
Zn	129	103	170	70	90	60	99	91
Cu	36	20	25	35	56	8	43	48
Sc	39.1	48.3	41.7	25.4	42.8	<0.5	18	17
Ni	41	44	35	7	11	4	104	78
Co	30.4	29.6	24.9	19.9	31.1	7.6	42	36.5
Cr	126	173	195	14	22	12	179	131
V	185	220	191	167	239	38	203	137
Ba	407	496	1678	382	764	420	426	364
Pb	9	14	7	2	9	20	4	9
Rb	24	65	66	36	59	31	14	<1
Sr	566	799	718	956	812	699	1123	904
Y	29.7	25.5	35.7	17.4	15.2	13.8	19	18
Zr	135	88	171	57	71	55	267	236
Nb	13.9	12.9	16.8	5.2	5.5	4	41.70	28.7
La	40.56	34.32	49.92	12.48	23.4	20.28	39.40	33
Ce	87.88	72.67	108.2	25.35	47.32	43.94	84.99	71

جدول ۲. ادامه.
Table 1. Continued.

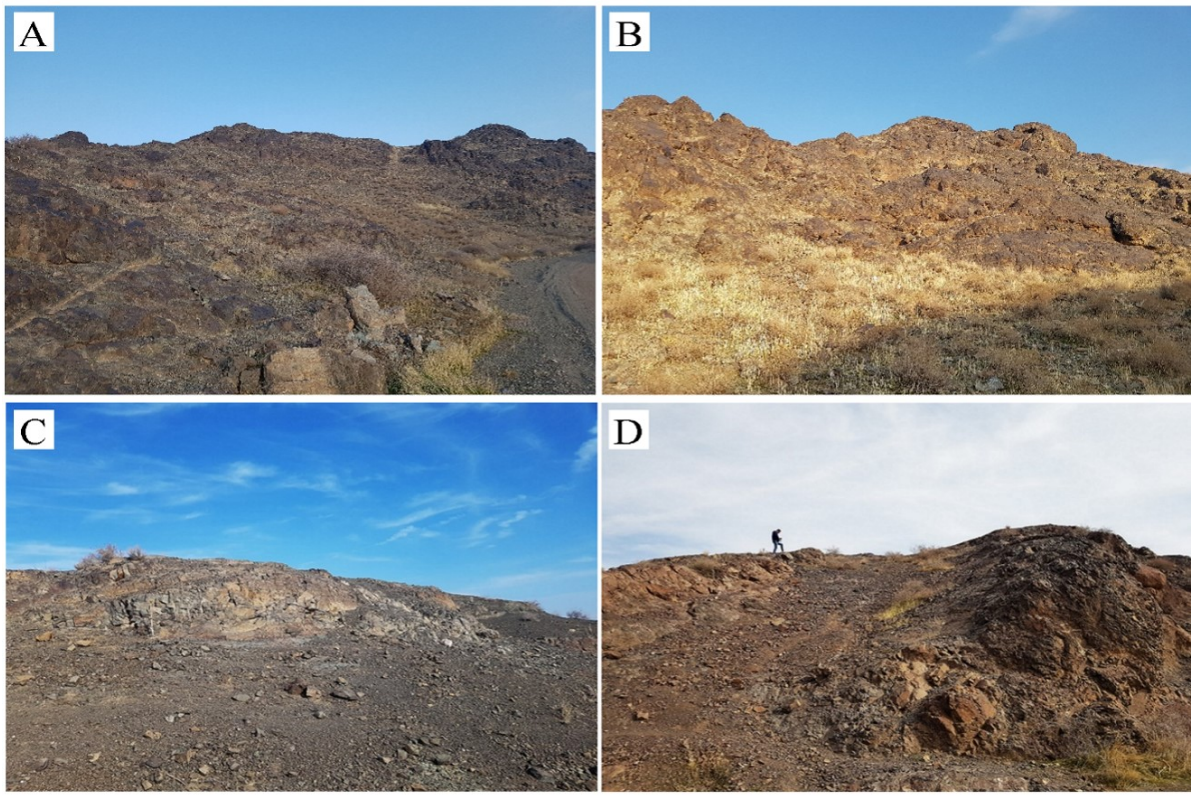
Samples	DK-16	DK-20	DK-21	DK-22	DK-24	DK-23	U.S.	L.R.
Pr	8.92	8.47	11.48	3.84	6.26	5.85	9.81	9.22
Nd	36.5	33.3	42.4	14.4	20.9	20	38.26	35.8
Sm	7.46	6.65	11.08	4.39	5.35	4.99	7.04	6.62
Eu	1.9	1.91	3.37	1.84	1.8	1.61	2.75	2.68
Gd	7.29	7.82	8.64	4.52	5.15	4.75	6.12	6.05
Tb	1.46	1.24	1.54	1.00	0.62	0.56	0.77	0.91
Dy	6.86	6.29	8.22	4.74	4.56	4.31	3.93	4.54
Er	4.45	3.95	5.32	2.85	2.41	1.77	2.14	2.26
Tm	0.525	0.615	0.71	0.38	0.43	0.3	0.23	0.28
Yb	3.2	2.8	3.7	2.2	2	1.4	1.55	1.8
Lu	0.56	0.73	0.93	0.46	0.42	0.38	0.19	0.26
Hf	4.45	3.38	4.51	2.26	2.31	3.01	5.32	6.18
Ta	0.92	0.94	1.16	0.41	0.96	0.56	2.50	1.47
Th	4.46	4.97	4.24	3.44	10.71	3.64	2.92	3.44
U	1.2	1.4	1	0.9	3.5	1	1.16	1.2
Nb/Yb	4.344	4.607	4.541	2.364	2.750	2.86		
Th/Yb	1.394	1.775	1.146	1.564	5.355	2.60		
Ta/Yb	0.268	0.288	0.336	0.314	0.480	0.400		
Sr/Y	19.05	31.33	20.11	54.94	53.42	50.6		
Nb/La	0.33	0.34	0.38	0.34	0.24	0.20		
Eu/Eu*	0.778	0.808	1.015	1.252	1.034	0.99		
$(La/Sm)_N$	3.510	3.332	2.909	1.835	2.824	2.62		
$(Sm/Yb)_N$	2.590	2.639	3.327	2.217	2.972	3.96		
$(La/Yb)_N$	9.092	8.792	9.678	4.069	8.392	10.39		

ویژگی‌های صحرایی

با توجه به نقشهٔ زمین‌شناسی و بازدیدهای صحرایی، واحدهای آتشفشانی ائوسن در منطقهٔ کهک رخنمون گسترده‌ای دارند. این واحدها هم به‌صورت روانهٔ گدازه و هم سنگ‌های ولکانی‌کلاستیک دیده می‌شوند (شکل ۱). با توجه به اینکه در برخی بخش‌ها، همجواری صحرایی آنها با سازند قرمز زیرین دیده می‌شود و بررسی سن نسبی چینه‌شناختی، نسبت‌دادن بسیاری از واحدهای آتشفشانی منطقه به زمان ائوسن منطقی است. از دیدگاه تنوع سنگ‌شناختی، بیشتر این سنگ‌ها طیف ترکیبی بازیک تا حد واسط دارند. یکی از واحدهایی که گسترش چشمگیری دارد و رخنمون آن در محدودهٔ شمال، شمال‌خاوری و خاور روستای چال‌گنبد دیده می‌شود شامل تناوبی از توف، ماسه‌سنگ و شیل توفی به‌همراه میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک نومولیت‌دار و روانه‌های آندزیتی است. در محدودهٔ بررسی‌شده سن پیدایش این واحد به تقریب در بازه ائوسن میانی تا پسین و از دیدگاه نسبی قدیمی‌تر تا همزمان نسبت به دیگر واحدهاست (Ghalamghash and Babakhani, 1998). واحد یادشده در بخش‌های دیگر منطقه، مانند باختر تا جنوب‌باختری روستای ونارچ نیز رخنمون دارد که رخنمون آن در آنجا ضخامتی نزدیک به ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر دارد. رسوب‌های آواری سازند قرمز زیرین بیشترِ این واحد را بیشتر با یک ناپیوستگی دگرشیب پوشانده‌اند.

یکی از دیگر از واحدهایی که بخش بزرگی از آن از روانه‌های بازالتی ساخته شده است در محدودهٔ اطراف معدن منگنز ونارچ دیده می‌شود. این واحد در سطح رخنمون ضخامتی کمتر از ۵۰۰ متر دارد و در راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری تا بیش از ۵ کیلومتر گسترش دارد. گفتنی است

واحد یادشده در بررسی‌های پیشین گدازه بالشی نامیده شده است (Ghalamghash and Babakhani, 1998)؛ اما در بررسی‌های صحرایی ما بیشتر روانه‌ها ساختار توده‌ای دارند (شکل‌های ۲- A و ۲- B).

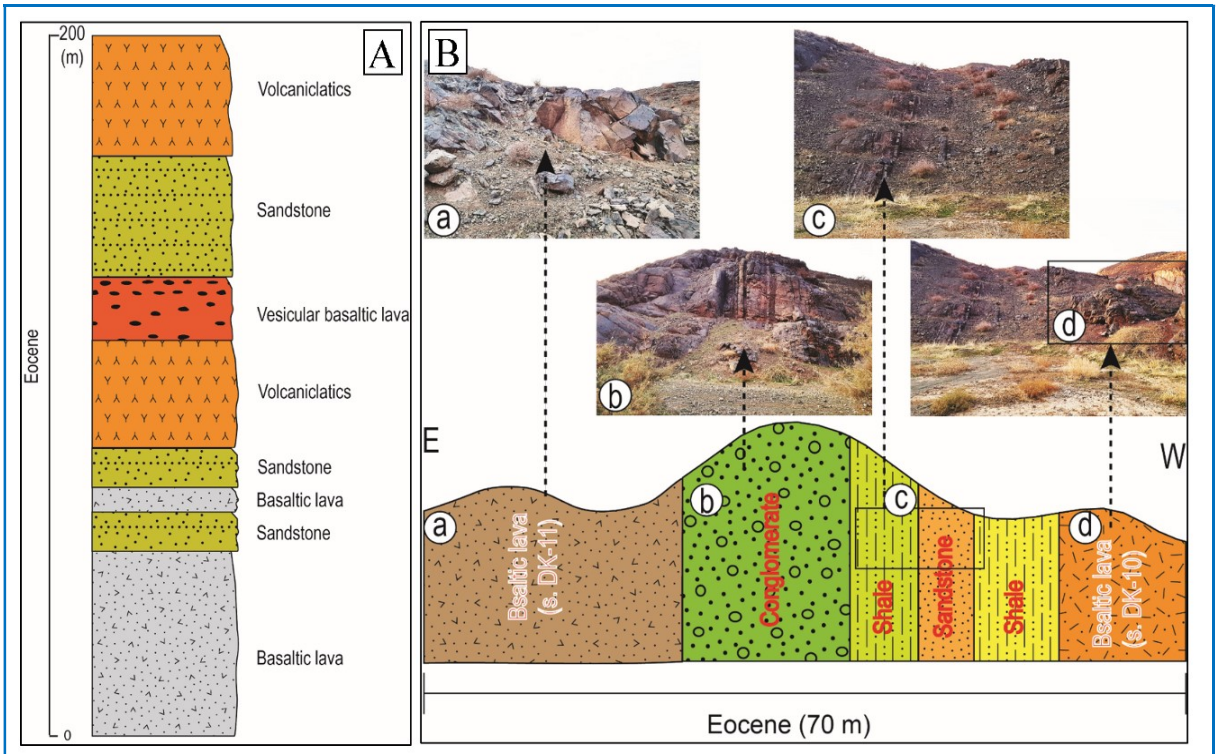


شکل ۲. نمای توده‌ای رخنمون‌های بازالتی مربوط به نمونه‌های (**A**) DK-7 و (**B**) DK-8. نمای تپه‌ماهوری و فرسایش‌یافته برخی روانه‌های گدازه بازالتی مربوط به نمونه‌های (**C**) DK-14 و (**D**) DK-20.

Figure 2. Field view of basaltic outcrops related to samples (**A**) DK-7 and (**B**) DK-8. Mound hill and eroded views of basaltic lava flows related to the samples (**C**) DK-14 and (**D**) DK-20.

بازالت‌ها بیشتر به رنگ خاکستری تیره تا متمایل به قهوه‌ای دیده می‌شوند و در برخی بخش‌ها، در سطح رخنمون نمای پلاژیوکلاز- فیریک دارند که اندازهٔ بلورهای پلاژیوکلاز به ۱ سانتیمتر نیز می‌رسد. شمار چشمگیری از نمونه‌های برداشت‌شده در این پژوهش از همین واحد برداشت شده‌اند. این واحد نیز بیشتر به‌صورت تناوبی از گدازه، سنگ‌های رسوبی آواری (شیل، ماسه‌سنگ و کنگلومرا) و نیز واحدهای آذرآواری دیده می‌شود. در یکی از توالی‌های سنگ‌چینه‌ای بررسی‌شده (شکل ۳- A)، در قاعدهٔ توالی یک واحد گدازه بازالتی هست که روی آن واحد کم ضخامت ماسه‌سنگ (توفی) دیده می‌شود و در ادامه با یک افق بازالتی دنبال می‌شود. پس از آن دوباره ماسه‌سنگ و یک واحد ولکانی‌کلاستیک نسبتاً ضخیم قرار می‌گیرد. در ادامه توالی، یک واحد بازالتی حفره‌دار دیده می‌شود که این واحد نیز به سوی بالای توالی به ماسه‌سنگ و سنگ‌های ولکانی‌کلاستیک تبدیل می‌شود. در جای دیگر در جنوب‌باختری روستای ونارچ (شکل ۳- B)، برش چینه‌شناسی رسم‌شده نشان‌دهندهٔ تناوب واحدهای بازالتی با واحدهای رسوبی ماسه‌سنگ، شیل و

کنگلومراســـت. در اینجـــا در اثـــر شـــدت نیروهـــای زمین‌ســـاختی، لایـــه‌های ســـنگی چین‌خـــورده و شـــیب تقریبـاً قـائم پیـدا کرده‌انـد. ضـخامت واحـدهای بـازالتی نیز از کمتر از ۱۰ تا چندین ده متر در نوسان است.



شکل ۳. A) توالی چینه‌شناختی واحدهای سنگی در باختر معدن منگنز ونارچ که نشان‌دهندهٔ تناوب گدازه بازالتی با رسوب‌های ماسه‌سنگی و واحدهای ولکانی‌کلاستیک است (موقعیت: "E۵۰°۴۲'۳۴/۹؛ "N۳۴°۲۰'۱۰/۳)؛ **B**) برش عرضی از واحدهای سنگی در باختر معدن منگنز ونارچ که نشان‌دهندهٔ تناوبی از گدازه‌های بازالتی در کنار واحدهای رسوبی ماسه‌سنگ، شیل و کنگلومراست؛ همان‌گونه‌که دیده می‌شود در این محدوده، توالی چین‌خورده است و لایه‌های سنگی شیب نزدیک به قائم دارند (موقعیت: "E۵۰°۴۴'۱۹/۹؛ "N۳۴°۲۵'۳۰/۷).

Figure 3. A) The stratigraphic sequence of rock units from the west of Venarch manganese mine showing the alternation of basaltic lavas with sandstone and volcaniclastic sediments (Location: N34°20′10.3″; E50°42′34.9″); **B**) Section of the rock units in the west of Venarch manganese mine showing basaltic lavas alternated with sandstone, shale and conglomerate. As can be seen in this area, the sequence is folded and the rock layers have a near vertical slope (Location: N34°25′30.7″; E50°44′19.9″).

واحـد دیگـری کـه در منطقـه گسـترش چشـمگیری دارد، در فاصلهٔ میـان روسـتاهای قلعـه چـم، چـال گنبـد و ونارچ دیده می‌شود. ایـن واحـد شـامل تنـاوبی از تـوف، رسـوب‌های آواری و آهکـی و گـدازه‌های بـازالتی و آنـدزیتی اسـت کـه به‌صـورت دگرشـیب در زیـر کنگلـومرای الیگوسـن جـای گرفته‌انـد. از دیـدگاه صـحرایی، ایـن سـنگ‌ها از لایه‌لایـه (واحـدهای تـوف و ولکانی‌کلاسـتیک) تـا گـاه تـوده‌ای نمـود دارنـد. بیشـتر واحـدهای بـازالتی فرسـایش یافته‌انـد و نمـای تپـه‌ماهوری دارنـد (شـکل‌های ۲- C و ۲- D). در بخش‌هـای مختلـف ایـن واحـد میـان‌لایـه‌هایی از آهک‌های فسیل‌دار با ضخامتی به اندازهٔ ۱ تا چندین متـر دیـده می‌شـوند کـه بـا مجموعـه فسـیل‌های ائوسـن میـانی تـا پایـانی (بـارتونین[9]) شـناخته می‌شـوند (Ghalamghash and Babakhani, 1998).

[9] Bartonian

شماری از نمونه‌ها در این پژوهش نیز از این واحد برداشت شده‌اند.

ویژگی‌های میکروسکوپی

بیشتر نمونه‌های برداشت‌شده در گروه سنگ‌های بازالتی هستند. این سنگ‌ها بافت‌های متنوعی مانند پورفیری با خمیرهٔ میکرولیتی، هیالوپیلیتیک، هیپوکریستالین و سری‌ایت دارند. افزون‌بر این، خمیرهٔ سنگ گاه بافت اینترسرتال تا اینترگرانولار و افیتیک نیز نشان می‌دهد. همچنین، برخی بازالت‌ها بافت‌های حفره‌دار نیز دارند. برخی نمونه‌های بازالتی پلاژیوکلاز-فیریک تا کلینوپیروکسن-فیریک هستند که در آنها اندازهٔ فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن تا ۱ سانتیمتر نیز می‌رسد. از دیدگاه میزان دگرسانی، بیشتر نمونه‌ها کم و بیش دگرسان شده‌اند. گاه شدت دگرسانی بالاست؛ به‌گونه‌ای‌که قالب کانی‌های اولیه مانند الیوین تقریباً به‌طور کامل با کانی‌های ثانویه پر شده است. از دیدگاه کانی‌شناسی، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین کانی‌های اصلی بازالت‌ها هستند که در ادامه تشریح می‌شوند.

پلاژیوکلاز: این کانی به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. پلاژیوکلاز از دیدگاه مودال، فراوان‌ترین فاز در نمونه‌های بازالتی است و گاهی تا بیش از ۴۰ درصدحجمی سنگ را در بر می‌گیرد (شکل ۴- A). بلورهای پلاژیوکلاز هم یکی از کانی‌های اصلی خمیرهٔ سنگ (میکرولیت‌ها) هستند و هم به‌صورت فنوکریست دیده می‌شوند (شکل ۴- B). اندازهٔ فنوکریست‌های پلاژیوکلاز متغیر است و از میکروفنوکریست (۰/۳ mm تا ۰/۰۳) تا فنوکریست (۵ mm تا ۰/۳) و مگاکریست (۵< mm) متغیر هستند. این کانی‌ها گاهی بافت غربالی دارند و گاه حاشیهٔ انحلالی و گردشده نشان می‌دهند (شکل ۴- C).

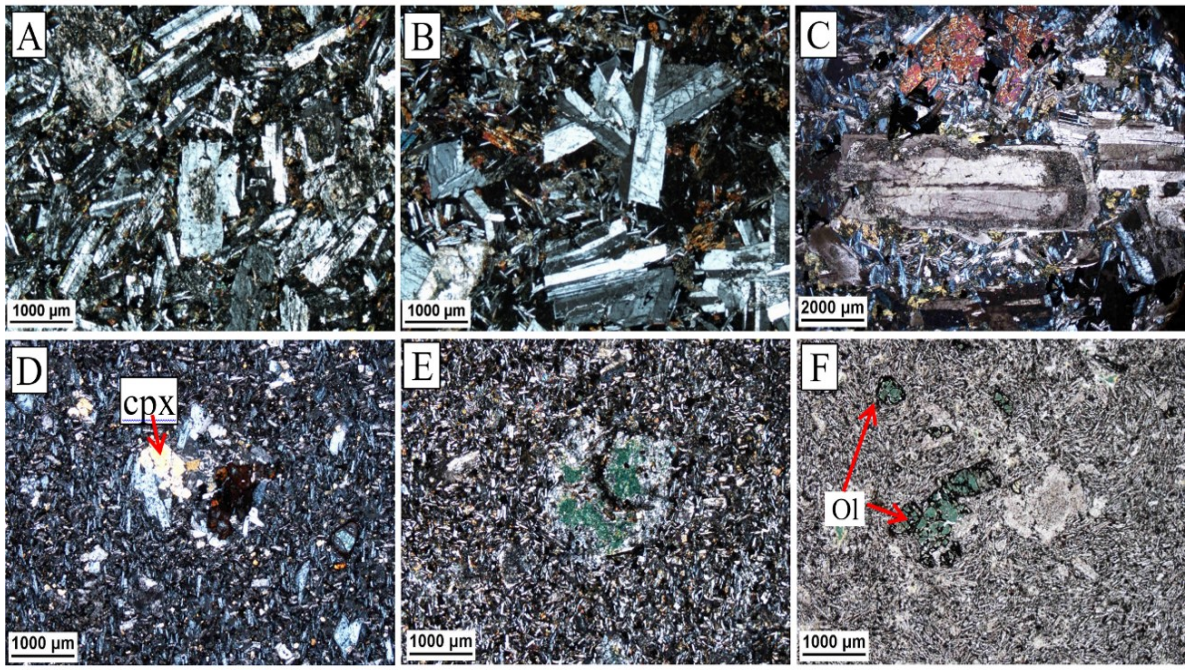
کلینوپیروکسن: این کانی به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، به‌صورت میکروفنوکریست و بلورهای ریز در خمیره و در فضای میان میکرولیت‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل‌های ۴-C تا ۴- E). از دیدگاه مودال این کانی ممکن است نزدیک به ۵ تا ۱۰ درصدحجمی سنگ را تشکیل دهد. اندازهٔ بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن از ۱ میلیمتر کمتر است؛ اما گاه به بیشتر از ۲ میلیمتر نیز می‌رسد. میکروفنوکریست‌ها و فنوکریست‌های کلینوپیروکسن نیز کم و بیش دگرسانی دارند.

الیوین: آثار و بقایای فنوکریست‌های الیوین (که بیشتر به کانی‌های ثانویه از نوع کلریت، سرپانتین و ایدنگزیت تجزیه شده‌اند) در برخی نمونه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴-F). بلورهای الیوین به‌صورت نسبتاً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (با حاشیه‌های دگرسان و گردشده) دیده می‌شوند. بیشتر بلورهای الیوین از ۱ میلیمتر کوچک‌تر هستند و از دیدگاه مودال نیز کمتر از ۵ درصدحجمی سنگ را فرا می‌گیرند.

کانی‌های فرعی: کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن- تیتانیم) از کانی‌های فرعی معمول در سنگ‌های بازالتی منطقه هستند که به‌صورت ریزبلور در این نمونه‌ها دیده می‌شوند. بلورهای این کانی‌ها بیشتر در خمیرهٔ سنگ حضور دارند و عموماً اندازه‌ای کمتر از ۰/۵ تا ۰/۲ میلیمتر دارند. کانی‌های کدر چه‌بسا خاستگاه اولیه داشته‌اند و یا شاید از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و پیروکسن برجای مانده باشند.

کانی‌های ثانویه: بیشتر شامل سریسیت، کلسیت، کلریت، سرپانتین، ایدنگزیت و اکتینولیت است که از دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپیروکسن پدید آمده‌اند. پلاژیوکلازها در صورت دگرسانی، سریسیتی و گاهی کلسیتی می‌شوند؛ اما بلورهای الیوین با کلریت، سرپانتین و

ایـــــدنگزیت جـــــایگزین می‌شـــــوند. بلورهـــــای کلینوپیروکســـن نیـــز کلریتـــی و اکتینـــولیتی می‌شـــوند. گاه کانی‌هـای ثانویـه کلسـیت و کلریـت فضـای حفره‌هـا را پر کرده و بافت آمیگدالی پدید آورده‌اند.



شـکل ۴. تصـویرهای میکروسـکوپی بازالـت‌هـای منطقـهٔ کهـک قـم. **A**) بافـت هیپوکریسـتالین و حضـور فـراوان بلورهـای پلاژیـوکلاز در بازالت‌هـا؛ **B**) و **C**) فنوکریسـت‌های پلاژیـوکلاز در نمونـه‌های بـازالتی کـه گـاه بافـت غربـالی نیـز نشـان می‌دهنـد. حضـور کلینوپیروکسـن در فضـای میـان میکرولیت‌هـای پلاژیـوکلاز بافـت اینترسـرتال (B) تـا افیتیـک- سـاب‌افیتیک (C) پدیـد آورده اسـت؛ **D**) فنوکریسـت‌های کلینوپیروکسـن در نمونـه‌های بـازالتی کـه گـاه کـاملاً سـالم هسـتند؛ **E**) حضـور ریزبلورهـای کلینوپیروکسـن در فضای میان میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در زمینـه سـنگ؛ **F**) قالـب برجای‌مانـده از الیـوین کـه کـاملاً بـا کلریـت پـر شـده اسـت (تصـویر F در PPL و دیگر تصویرها در XPL هستند).

Figure 4. Microphotographs of basaltic rocks from the Kahak region. **A**) Hypocrystalline texture and modally abundant plagioclase crystals in basalts; **B**, **C**) Plagioclase phenocrysts in basaltic samples occasionally showing sieve texture. Clinopyroxene in the interstices of plagioclase microlites caused intersertal (B) to ophitic-subophitic (C) textures; **D**) Clinopyroxene phenocrysts in basaltic samples that in some instances are completely fresh; **E**) Clinopyroxene microcrystals in the interstices of plagioclase microlites of groundmass; **F**) The remaining mold of olivine that is completely filled up with chlorite (F is in PPL and the rest are in XPL).

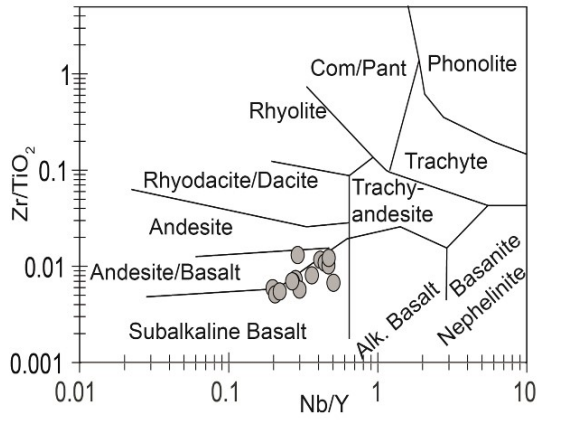
زمین‌شیمی

داده‌هـای به‌دسـت‌آمده از تجزیـه شـیمیایی سـنگ کـل نمونه‌های بازالتی در جدول‌های ۱ و ۲ نمـایش داده شـده‌اند. در مقادیر بدون مواد فرار (LOI)، نمونه‌هـای منطقـهٔ کهـک، SiO_2 درصـدی از۵۰/۵۴ تـا ۵۲/۹۴ درصـدوزنی دارد و در محـدودهٔ سنگ‌های بازیک است. شکل ۵ رده‌بندی شیمیایی این سـنگ‌ها را نشان می‌دهد. برپایهٔ ویژگی‌های سـنگ‌نگاری و نیـز بـالابودن درصـد LOI (۱/۵- ۴/۳۱ درصـدوزنی)، نمونـه‌های منطقـه کمابیش دچار دگرسانی شده‌اند. ازاین‌رو، برای پرهیـز از خطـای تأثیر دگرسانی که بیشتر باعث پیدایش خطا در رده‌بنـدی TAS می‌شود، از نمودارهای پیشـنهادی برپایـهٔ عنصـرهای نـامتحرکِ HFSE[10] برای رده‌بندی بهره گرفتـه شـد. در نمـودار تغییـرات Zr/TiO_2 در برابر نسبت Nb/Y، بیشـتر نمونـه‌هـا در محـدودهٔ

[10] High-field-strength elements

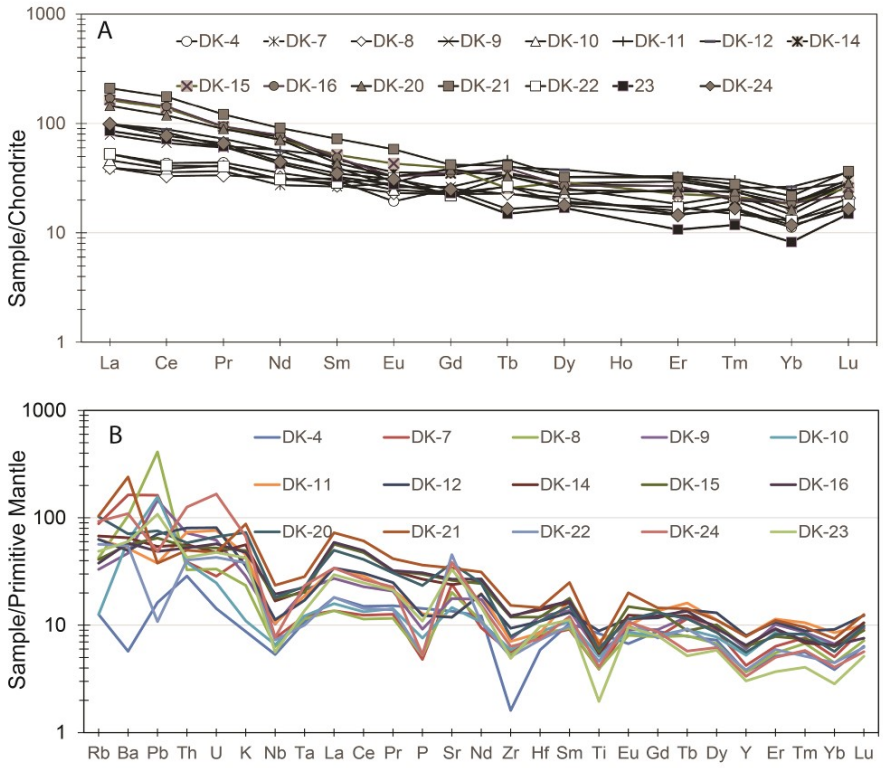
بازالت ساب‌آلکالن جای می‌گیرند (شکل ۵). با اینکه همهٔ نمونه‌ها سرشت بازیک دارند، برخی پارامترها گویای تنوع شیمیایی آنهاست. برای نمونه، مقدار عدد منیزیم [Mg#=(MgO/MgO+FeO_T)*100] تغییرات چشمگیری دارد و از ۳۴ تا ۵۲/۶ تغییر می‌کند. از سوی دیگر، میزان TiO_2 نیز از ۰/۴۲ تا ۱/۹۲ و CaO از ۲/۳ تا ۱۳/۷۸ درصدوزنی در نوسان هستند. افزون‌بر این، مقدار FeOt و Na_2O+K_2O نیز به‌ترتیب تغییرات بالایی از ۴/۹ تا ۱۲/۷ و ۳/۲ تا ۹/۳ درصدوزنی را نشان می‌دهد.

در شکل ۶، الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشدهٔ به ترکیب کندریت و نمودار چندعنصری (عنکبوتی) بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه نمایش داده شده‌اند. ترکیب عنصرهای کمیاب نیز نشان‌دهندهٔ تنوع و تمایز زمین‌شیمیایی نمونه‌هاست.



شکل ۵. نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ کهک در نمودار تغییرات Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977).

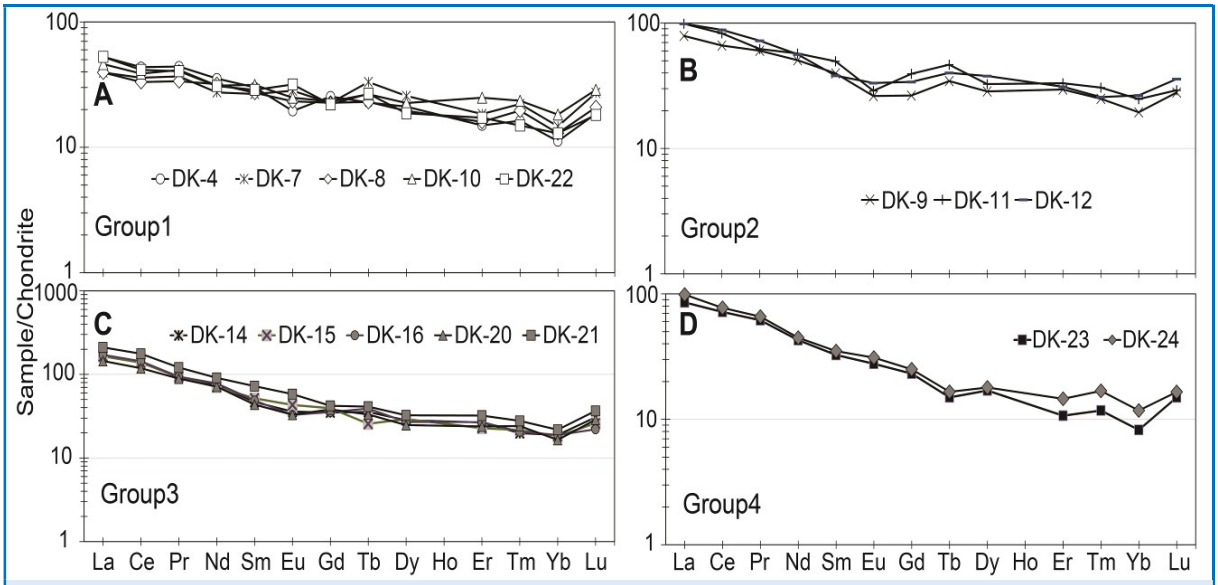
Figure 5. The volcanic rocks of the Kahak region in Nb/Y versus Zr/TiO_2 classification diagram (Winchester and Floyd, 1977).



شکل ۶. نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ کهک در: **A**) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت؛ **B**) نمودار چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (داده‌های کندریت و گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)).

Figure 6. The volcanic rocks of the Kahak region in: **A**) Chondrite-normalized rare earth element patterns; **B**) Primitive mantle-normalized multi-element diagrams (The chondrite and primitive mantle normalizing values are from Sun and McDonough (1989)).

برپایـهٔ الگوهـای عنصـرهای خـاکی کمیـاب و میـزان غنی‌شدگی LREE/HREE می‌توان نمونـه‌های منطقـه را در چهار گروه متمایز از همدیگر دسته‌بندی کرد (شکل ۷). برپایهٔ این شکل نمونه‌ها به گروه‌های مختلف شامل گروه ۱ (Group 1)، گـروه ۲ (Group 2)، گـروه ۳ (Group 3) و گـروه ۴ (Group 4) دسـته‌بندی شـده‌اند. گـروه نخسـت (شکل ۷- A) غنی‌شدگی LREE/HREE کمتری نسـبت به دیگر گروه‌ها دارد. در این گروه نسـبت‌های $(La/Yb)_N$، $(La/Sm)_N$ و $(Sm/Yb)_N$ بـــه‌ترتیب برابربـــا ۲/۵-۴/۷، ۱/۴۵- ۱/۸۳ و ۱/۷- ۲/۷ هســتند. نمونـه‌های گـروه دوم (شکل ۷- B) در مقایسه با نمونه‌های گروه نخسـت تمرکـز بـالاتری از LREE دارنـد. افزون‌بـر ایـن، در ایـن گـروه تهی‌شـدگی نسـبی Eu نیـز دیـده می‌شـود. در گـروه دوم نسبت‌های $(La/Yb)_N$، $(La/Sm)_N$ و $(Sm/Yb)_N$ به‌ترتیب برابربـا ۳/۷- ۴/۶، ۱/۹۸- ۲/۵۹ و ۱/۴- ۲/۰۴ هسـتند. در گروه سوم (شکل ۷- C)، عنصرهای LREE تمرکز بالاتری دارند و الگوها نیز به نسبت پرشیب‌تر هستند. در این گـروه نسبت‌های $(La/Yb)_N$، $(La/Sm)_N$ و $(Sm/Yb)_N$ به‌ترتیب برابربـا ۸/۷- ۹/۷، ۲/۹- ۳/۵ و ۲/۴۷- ۳/۳ اسـت. گـروه چهارم (شکل ۷- D) نیز از دیـدگاه شـکل الگوهـا و شـیب الگو کاملاً متمایز از دیگـر اسـت؛ بدین‌گونه‌کـه عنصـرهای HREE تمرکـز کمتـری دارنـد و الگوهـا نیـز بـه نسـبت پرشیب‌تر هستند. در گروه چهـارم نسـبت‌های $(La/Yb)_N$، $(La/Sm)_N$ و $(Sm/Yb)_N$ بـــه‌ترتیب برابربـــا ۸/۴- ۱۰/۴، ۲/۸- ۲/۶ و ۲/۹۷- ۳/۹۶ هستند. تفاوت در تمرکز و شـکل الگوهای عنصـرهای خـاکی کمیـاب بی‌گمـان نشـان‌دهندهٔ تمـایز فراینـدهایی زمین‌شـیمیایی دخیـل در پیـدایش و تحولات مذاب مادر این نمونه‌هاست.

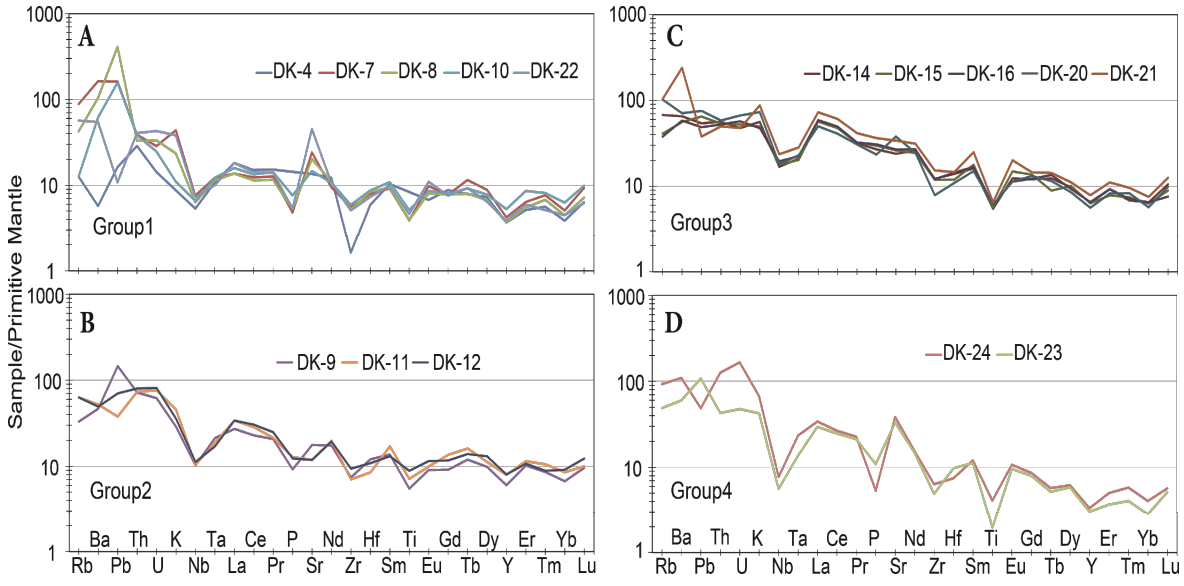


شـکل ۷. الگـوی عنصـرهای خـاکی کمیـاب بهنجارشـدهٔ بـه ترکیـب کنـدریت (Sun and McDonough, 1989) بـرای نمونـه‌های آتشفشانی منطقهٔ کهک که در آن نمونه‌ها به چهار گروه دسته‌بندی شده‌اند.

Figure 7. Chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) rare earth element patterns for the volcanic rocks of the Kahak region in which the samples were classified into 4 Groups.

تمـایز زمین‌شـیمیایی میـان نمونـه‌ها در نمودارهـای چندعنصری (عنکبوتی) نیز دیـده می‌شـود. در نمودارهـای چندعنصـــری (شـــکل‌های ۶-B و ۸)، همـــهٔ نمونـــه‌ها تهی‌شدگی HFSE مانند Nb، Ta، Ti، Zr، Y و Hf نشان می‌دهند. از سوی دیگر، همهٔ نمونه‌ها غنی‌شدگی نسـبی یـا آنومالی مثبت Rb، K، Sr، Th، Pb و U نشـان مـی‌دهنـد. البته الگوی برخی نمونه‌ها در بخش عنصرهای LIL شـکل نامنظمی دارد که می‌تواند بـا دگرسـانی ثانویـه در ارتبـاط

باشد. با وجود این تشابه، برخی تمایزهای زمین‌شیمیایی میان نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۸)؛ بدین‌گونه‌که نمونه‌های گروه ۱ و ۴ غنی‌شدگی از Sr نشان می‌دهند؛ اما این ویژگی در نمونه‌های گروه ۲ و ۳ دیده نمی‌شود. از سوی دیگر، آنومالی منفی Ti در نمونه‌های گروه ۳ و ۴ شدیدتر از دیگر گروه‌هاست. همچنین، گروه‌های ۱ و ۴ آنومالی منفی مشخص P دارند؛ اما دیگر گروه‌ها چنین حالتی ندارند.



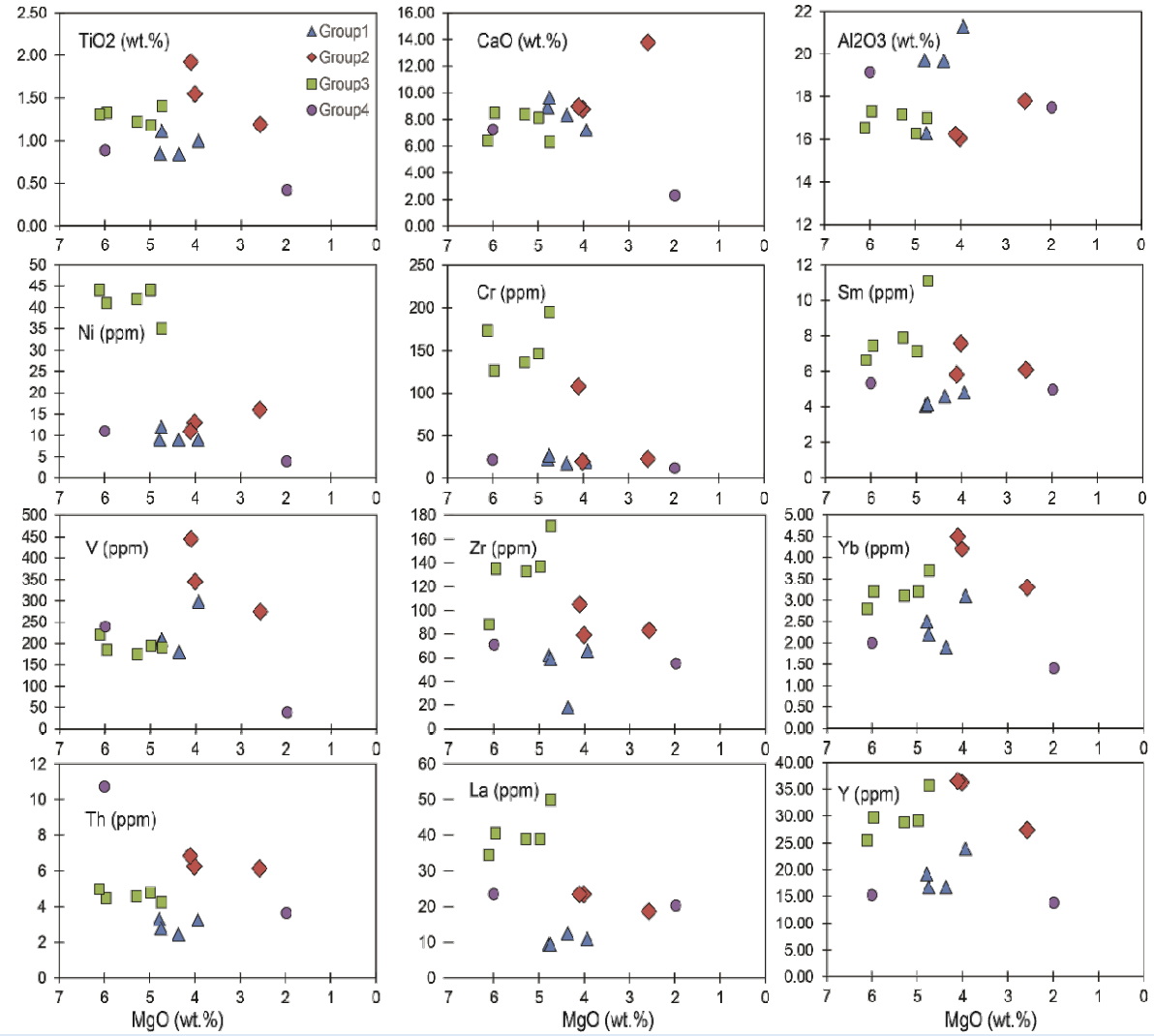
شکل ۸. نمودار چندعنصری (عنکبوتی) بهنجارشدهٔ به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ کهک که در آن نمونه‌ها به چهار گروه رده‌بندی شده‌اند.

Figure 8. Primitive mantle-normalized (Sun and McDonough, 1989) multi-element diagrams for the volcanic rocks of the Kahak region in which the samples were classified into 4 Groups.

برای نمایش تمایز زمین‌شیمیایی و پیدایش نمونه‌ها از نمودارهای تغییرات نیز بهره گرفته شد (شکل ۹). در این شکل، نمونه‌ها به تفکیک ۴ گروه یادشده نمایش داده شده‌اند. در شکل ۹، نبود روند مشخص و معنی‌دار (پراکندگی نمونه‌ها)، نبود ارتباط زایشی میان گروه‌های مختلف نمونه‌ها را محتمل می‌کند. در حقیقت، در تایید همان نتیجه‌ای که پیشتر با بررسی نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب و عنکبوتی به‌دست آمد، نمونه‌های بازیک منطقهٔ کهک را می‌توان در چند گروه تفکیک کرد. در این نمودارها، سنگ‌های گروه ۳ کاملاً از دیگر گروه‌ها متمایز هستند (برای نمونه، در نمودار تغییرات TiO_2-MgO؛ Ni-MgO و ...). در برخی دیگر از نمودارها نیز نمونه‌های گروه ۲ نسبت به دیگر متمایز می‌شوند (برای نمونه، در نمودارهای تغییرات V-MgO؛ Th-MgO). بیشتر نمونه‌های گروه ۱ نیز در فاصله نزدیک به هم دیده می‌شوند که نشان‌دهندهٔ تشابه ترکیب شیمیایی آنها و تعلق آنها به یک گروه است. تنها نمونه‌های گروه ۴ با فاصله از هم رسم می‌شوند که این نیز احتمالاً پیامد تفریق زمین‌شیمیایی میان آنهاست؛ زیرا این دو نمونه از دیدگاه مقدار سیلیس اختلاف بسیاری دارند.

تمایز زمین‌شیمیایی نمونه‌ها با جایگاه صحرایی آنها نیز ارتباط دارد. همان‌گونه‌که در شکل ۱ نیز دیده می‌شود، گروه‌های ۱ و ۲ بیشتر به واحدهای بازالتی جنوب ونارچ در شمال محدوده بررسی‌شده تعلق دارند؛ اما نمونه‌های گروه ۴ به رخنمون‌های بازالتی باختر روستای چال‌گنبد و نمونه‌های گروه ۳ به گدازه‌های

میان‌لایـه بـا سـنگ‌های ولکانی‌کلاسـتیک در بخش‌هـای میـانی محـدوده موردبررسـی مربـوط هسـتند. بنـابراین گمـــان مـــی‌رود تمـــایز نمونـــه‌ها در نمودارهـــای زمین‌شـیمیایی بـه نـوعی بـا تفکیـک صـحرایی واحـدها ارتبـاط دارد. از آنجایی‌کـه برپایـۀ نقشـۀ زمین‌شناسـی، واحـدهای بازیـک یادشـده مربـوط بـه مراحـل مختلـف فعالیـت آتشفشـانی در محـدودۀ زمـانی ائوسـن پسـین هســتند، تغییــرات ترکیــب شــیمیایی آنهــا بــه تغییــر فراینـدهای سـنگ‌زایی در گـذر زمـان اشـاره می‌کنـد کـه در ادامه بیشتر به آن پرداخته می‌شود.



شـــکل ۹. نمودارهـای تغییـرات مقـدار عنصـرهای مختلـف (اصـلی، فرعـی و کمیـاب) در برابـر MgO بـرای سـنگ‌های آتشفشـانی منطقۀ کهک.

Figure 9. Major and trace element versus MgO variation diagrams for the Kahak volcanic rocks.

تفسیر

خاستگاه گوشته‌ای

در شـــکل‌های ۶-A و ۷ الگـــوی عنصـــرهای خـــاکی کمیـاب بهنجارشـده بـه ترکیـب کنـدریت نمـایش داده شـده اسـت کـه نشـان می‌دهنـد نمونـه‌هـای منطقـه از عنصـرهای خـاکی کمیـاب سـبک (LREE) نسـبت بـه

عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی دارند. از آنجایی‌که عنصرهای خاکی کمیاب سبک ناسازگارتر از عنصرهای خاکی کمیاب سنگین هستند، غنی‌شدگی نسبی آنها شاید نشان‌دهندهٔ خاستگاه گرفتن مذاب از یک گوشته غنی یا نسبتاً غنی (نسبت به خاستگاه N-MORB) است. تفاوت در شیب الگوهای یادشده چه‌بسا متأثر از عوامل مختلف مانند میزان تهی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای، درجهٔ ذوب‌بخشی، کانی‌شناسی و ژرفای خاستگاه گوشته‌ای مذاب باشد (Rollinson, 1993; Wilson, 2007). نسبت تمرکز عنصرهای کمیابی که رفتار زمین‌شیمیایی مشابه دارند کمتر تحت‌تأثیر فرایندهای تحولی مذاب (مانند تفریق بلوری) قرار می‌گیرد و از این‌رو، گویای تمرکز اولیه آنها در مذاب مادر است. در اینباره عنصرهای خاکی کمیاب بسیار سودمند هستند و بنابراین بسیاری از الگوسازی‌های زمین‌شیمیایی با کمک این عنصرها انجام می‌شود. برای الگوسازی (شکل ۱۰) ویژگی‌های خاستگاه گوشته‌ای و درجهٔ ذوب‌بخشی، تغییرات نسبت Sm/Yb در برابر Sm به‌کار برده شد (Aldanmaz et al., 2000). در این شکل الگوسازی روندهای ذوب‌بخشی برپایهٔ یک خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده مورب و یک خاستگاه گوشته‌ای تهی‌نشده (WAM[11]) که می‌تواند نماینده یک گوشته زیرقاره‌ای باشد انجام شد. برپایهٔ نتایج به‌دست‌آمده از الگوسازی می‌توان دریافت:

۱- همهٔ نمونه‌های منطقهٔ کهک از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده با ترکیب گارنت لرزولیتی و یک گوشتهٔ تهی‌شده‌تر اسپینل لرزولیتی، به نسبت برابر پدید آمده‌اند؛

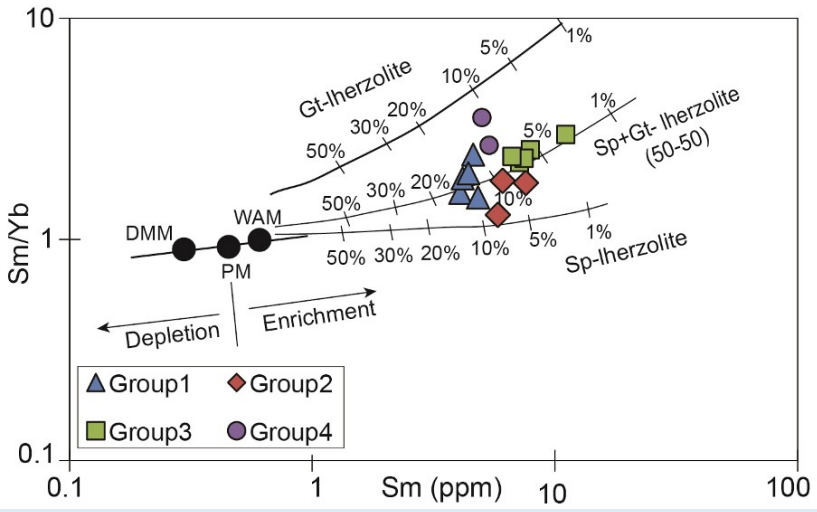
۲- نمونه‌ها به‌طور مشخص پیامد درجات متفاوتی از ذوب‌بخشی هستند. نمونه‌های گروه ۳ کمترین درجهٔ ذوب‌بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) و نمونه‌های گروه ۱ بیشترین درجهٔ ذوب‌بخشی (از ۱۰ تا ۲۰ درصد) را نشان می‌دهند؛ اما نمونه‌های گروه‌های ۲ و ۴ در فاصلهٔ این دو گروه جای می‌گیرند؛

۳- تفاوت ترکیب شیمیایی نمونه‌ها به احتمال بسیار بالا اختلاف درجهٔ ذوب‌بخشی مذاب مادر آنها از یک خاستگاه گوشته‌ای همسان است. افزایش درجهٔ ذوب‌بخشی باعث تهی‌شدگی بیشتر خاستگاه گوشته‌ای می‌شود. نسبت Nb/Yb معیاری برای میزان تهی‌شدگی گوشته‌ای دانسته می‌شود (Pearce and Peate, 1995).

در واقع تغییرات این نسبت متأثر از فرایندهای فرورانش نیست، بلکه به غلظت اولیه عنصر در خاستگاه گوشته‌ای بستگی دارد؛ همچنان‌که از سوی خاستگاه گوشته‌ای N-MORB به سوی E-MORB و OIB این نسبت افزایش می‌یابد. در بازالت‌های گروه ۱و ۲ نسبت Nb/Yb کمتر (۱/۵ تا ۲/۲) و در بازالت‌های گروه ۳ و ۴ این نسبت بیشتر (۴/۵-Nb/Yb=۲/۷۵) است که این ویژگی با تهی‌شدگی بیشتر خاستگاه گوشته‌ای بازالت‌های گروه ۱و ۲ همخوانی دارد.

افزون‌بر این، نسبت Nb/La را می‌توان برای تفکیک خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای مذاب‌های بازالتی به‌کار برد. بدین‌گونه‌که نسبت Nb/La>1 به خاستگاه گوشته‌ای سست‌کره‌ای (شبیه خاستگاه OIB)، نسبت Nb/La<0.5 به خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای و نسبت ۱<Nb/La<۰/۵ برای اختلاطی از دو خاستگاه گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای در نظر گرفته می‌شوند (Smith et al., 1999; Çoban et al., 2012; Aydin, 2014; Aydınçakır, 2014). این نسبت در نمونه‌های منطقهٔ کهک از ۰/۲۰ تا ۰/۵۸ تغییر می‌کند. در واقع مگر یکی از نمونه‌ها (DK-7) که نسبت Nb/La آن نزدیک به ۰/۵۸ است، در دیگر نمونه‌ها مقدار این پارامتر از ۰/۵ کمتر است (جدول ۲). ازاین‌رو، خاستگاه نمونه‌های منطقه را می‌توان گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای دانست.

[11] West Anatolian Mantle



شکل ۱۰. نمودار Sm/Yb در برابر Sm برای الگوسازی درجات مختلف ذوب‌بخشی برپایهٔ ترکیب‌های مختلف گوشته‌ای (Aldanmaz et al., 2000). WAM یا گوشته آناتولی باختری معرف یک گوشتهٔ زیرقاره‌ای است. خط پررنگ نشان‌دهندهٔ روند گوشته است که با استفاده از ترکیب DMM[12] و PM[13] تعریف شده است.

Figure 10. Partial melting modeling based on Sm/Yb versus Sm variation (Aldanmaz et al., 2000). WAM or West Anatolian Mantle represents a subcontinental mantle. The bold line represents mantle trend considering DMM (Depleted MORB Mantle) and PM (Primitive Mantle) source compositions.

[12] Depleted MORB Mantle
[13] Primitive Mantle

جایگاه زمین‌ساختی

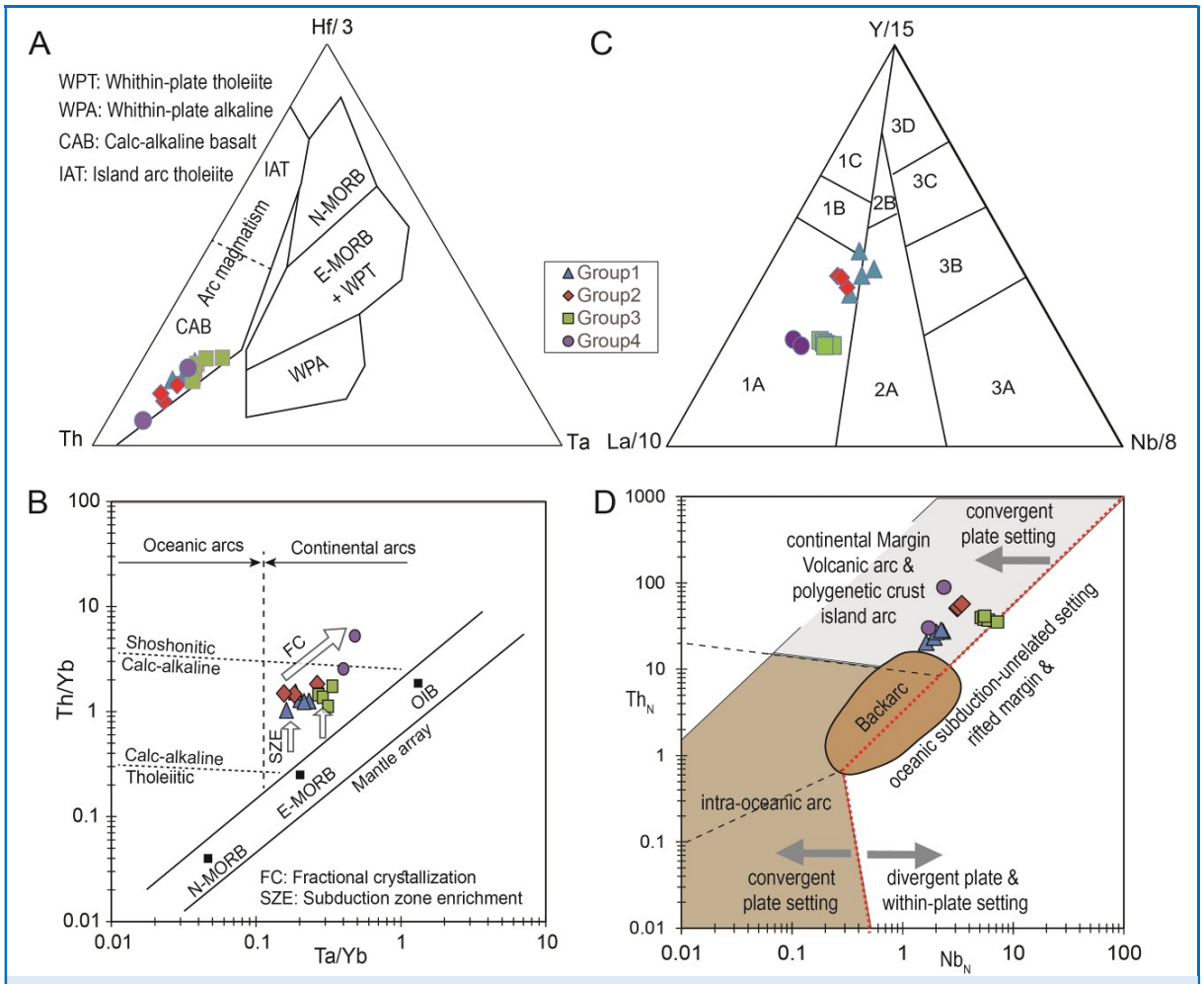
با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌ها، مانند غنی‌شدگی نسبی عنصرهای LILE (مانند K، Ba و Rb) و آنومالی منفی عنصرهای HFS (مانند Zr، Nb،Ti و Ta) در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (شکل ۸)، ماگمای پدیدآورندهٔ این سنگ‌ها مشابه با مذاب‌های وابسته به پهنه‌های فرورانش بوده است. دلیل اصلی این بی‌هنجاری‌ها و یا بالابودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی پهنه‌های فرورانش ورود اجزای LILE موجود در تختهٔ[14] فرورونده به درون گوهٔ گوشته‌ای در پی عملکرد سیال‌های فرورانشی است (Pearce, 1982; Pearce and Parkinson, 1993; Woodhead et al., 1993; Pearce et al., 1995; Foley et al., 2000; Klimm et al., 2008). دربارهٔ آنومالی منفی Ta و Nb نسبت به دیگر عنصرهای ناسازگار در گدازه‌های کمان آتشفشانی، فرایندهای گوناگونی پیشنهاد شده است (Kelemen et al., 1993; Kelemen et al., 2003):

۱- تبلوربخشی اکسیدهای Fe-Ti در پوسته؛
۲- جدایش بلورین سیلیکات‌های آبدار غنی از تیتانیم، مانند فلوگوپیت یا هورنبلند در گوشته یا پوسته؛
۳- تقابل یا واکنش گستردهٔ کروماتوگرافی میان مذاب عبوری و پریدوتیت تهی‌شدهٔ گوشته؛
۴- وجود فازهایی مانند روتیل یا اسفن در گوهٔ گوشته‌ای؛
۵- نامتحرک‌بودن Ta و Nb نسبت به REE و دیگر عنصرها در سیال‌های آبگون جداشده از مواد فرورانده؛
۶- به‌ارث‌رسیدن نسبت کم Ta/Th و Nb/Th از رسوب‌های فرورانشی؛
۷ - وجود روتیل بجامانده هنگام ذوب‌بخشی مواد فرورانده.

پس جدای از اینکه این ویژگی‌ها (تهی‌شدگی HFSE و غنی‌شدگی LILE) پیامد چه فرایندی باشند، از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کلیدی ماگماتیسم مرتبط با پهنهٔ فرورانش هستند و ازاین‌رو، گویای وابستگی

[14] slab

نمونه‌های بررسی‌شده با فرایندهای پهنهٔ فرورانش هستند. نمودارهای تفکیک جایگاه‌های زمین‌ساختی نیز نشان‌دهندهٔ همین ویژگی هستند. در یکی از این نمودارها، عنصرهای Hf، Th و Ta برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی به‌کار برده شده‌اند (شکل ۱۱- A).



شکل ۱۱. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ کهک در نمودارهای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی. **A**) نمودار Th-Ta- Hf/3 برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی (Wood, 1980)؛ **B**) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983)؛ **C**) نمودار La/10-Nb/8-Y/15 (Cabanis, 1989)؛ **D**) نمودار La_N-Nb_N (Saccani, 2015).

Figure 11. Kahak volcanic rocks composition in tectonic discrimination diagrams. **A**) Th-Ta-Hf/3 diagram (Wood, 1980); **B**) Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1983); **C**) La/10-Nb/8-Y/15 diagram (Cabanis, 1989); **D**) La_N-Nb_N diagram (Saccani, 2015).

در شکل یادشده بازالت‌های محیط‌های کمانی از بازالت‌های محیط‌های درون‌صفحه‌ای (بازالت‌های آلکالن و تولهایتی) و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (N-MORB و E-MORB) از هم متمایز می‌شوند. از سوی دیگر، بازالت‌های محیط‌های کمانی به دو گروه بازالت‌های کالک‌آلکالن و تولهایت‌های جزیره‌های کمانی تفکیک می‌شوند. در نمودار مربوطه (شکل ۱۱- A)، همهٔ نمونه‌ها در محدودهٔ بازالت‌های کالک‌آلکالن محیط‌های کمانی جای گرفته‌اند. جایگاه کمانی قاره‌ای نمونه‌ها با نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb

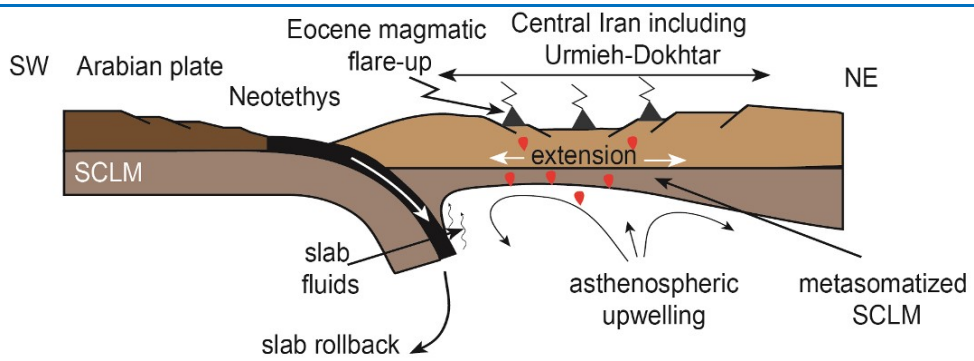
نیـز اسـتنباط می‌شـود. برپایـهٔ تغییـرات نسـبت‌های یادشـده می‌تـوان ردپـای فراینـدهای پهنـهٔ فـرورانش در پیـدایش مـذاب را اسـتنباط کـرد (شـکل ۱۱- B). از آنجایی‌کـه افـزایش نسـبت Th/Yb و بیـرون‌رفتن رونـد نمونه‌ها از آرایـهٔ گوشـته‌ای پیامـد دخالـت مـواد فرورانشـی (پوسـته‌ای) در ترکیـب مـذاب دانسـته شـده اسـت، پـس افـزایش نسـبت Th/Yb پـارامتری بـرای غنی‌شـدگی ناشـی از فراینـدهای پهنـهٔ فـرورانش شـمرده می‌شـود (Pearce, 1983). همـهٔ نمونـه‌های منطقـه از ایـن لحـاظ در بیـرون از محـدودهٔ آرایـهٔ گوشـته‌ای جـای گرفته‌انـد و ازایـن‌رو، اثـرات پهنـهٔ فـرورانش را نشـان می‌دهنـد. از سـوی دیگـر، برپایـهٔ شـکل ۱۱- B، نسـبت Ta/Yb بـرای تفکیـک مـذاب‌های کمـان قـاره‌ای از کمان‌هـای درون اقیانوسـی بـه‌کار بـرده می‌شـود کـه نمونـه‌های منطقـهٔ کهـک همگـی در محـدودهٔ کمان‌هـای قـاره‌ای جـای گرفته‌انـد. برپایـهٔ فراوانـی عنصـرهای کمیـاب ماننـد La، Nb و Y (شـکل ۱۱- C) نیـز نتیجـه مشـابهی به‌دسـت آورده شـد و همـهٔ نمونـه‌ها در محـدودهٔ بازالت‌هـای کمـانی (بازالت‌هـای کالک‌آلکـالن) جـای گرفته‌انـد. در نمـودار Th_N-Nb_N (Saccani, 2015) نیـز کـه قابلیـت تفکیـک محیط‌هـای مختلـف زمین‌سـاختی از جملـه پهنـه‌های فرورانشـی و غیرمـرتبط بـا فـرورانش را دارد و از سـوی دیگـر، محیط‌هـای حاشـیهٔ فعـال قـاره‌ای و کمان‌هـای درون اقیانوسـی و نیـز محیط‌هـای پشـت کمـانی را متمـایز می‌کنـد (شـکل ۱۱- D)، نمونـه‌های منطقـهٔ کهـک بـه‌طور مشـخص در محـیط کمان‌هـای حاشـیه قـاره‌ای جـای می‌گیرنـد. پـس داده‌هـای عنصـرهای کمیـاب آشـکارا نشان‌دهندهٔ یـک محـیط قـاره‌ای اسـت کـه ماگماتیسـم آن متأثر از فرایندهای پهنهٔ فرورانش رخ داده است.

الگوی زمین‌ساختی

همان‌گونه‌کـه پیشـتر بـه آن پرداختـه شـد، داده‌هـای زمین‌شـیمیایی سـنگ‌های آتشفشـانی منطقـهٔ کهـک قـم گویای آن هسـتند کـه ایـن سـنگ‌ها سرشـت کالک‌آلکـالن دارنـد و ویژگی‌هـای بـارز ماگماتیسـم منـاطق کمـانی (حاشـیهٔ فعـال قـاره‌ای) را نشـان مـی‌دهنـد. بررسـی‌های پیشین دربارهٔ ماگماتیسم ائوسـن پهنـهٔ ارومیـه-دختـر نیـز بـه رخـداد ماگماتیسـم گسـترده در یـک جایگـاه کششـی درون قـاره‌ای در بـالای سـنگ‌کره فرورانـده نئـوتتیس اشـاره دارنـد (Verdel et al., 2011). محـیط کششـی ماگماتیسـم ائوسـن بـا سـاختارهای زمین‌سـاختی از جملـه گسـلش نرمـال در زمـان مربوطـه، پیـدایش پهنـه‌های رسـوبی، ولکانیسـم زیرآبـی و ضـخامت بـالای نهشـته‌های ولکانیـک- ولکانوژنیـک ائوسـن در برخـی بخش‌هـا ماننـد سـاوه اسـتنباط می‌شـود (Caillat et al., 1978; Delavari et al., 2017). ازآنجایی‌کـه منطقـهٔ بررسی‌شـده نیـز بخشـی از قلمـرو ماگماتیسـم ترشـیری (پـالئوژن) ارومیـه-دختـر اسـت، پـس از دیـدگاه محـیط زمین‌سـاختی بـا آنهـا در ارتبـاط اسـت. الگـوهـای تکتونوماگمـایی مختلفـی بـرای پیـدایش ماگماتیسـم سـنوزوییک ایـران بـرای پهنـهٔ ماگمـایی ارومیـه-دختـر پیشـنهاد شـده‌اند کـه همگـی نشـان‌دهندهٔ نقـش فـرورانش سـنگ‌کرهٔ اقیانوسـی نئـوتتیس بـه زیـر صـفحهٔ ایـران هسـتند. بـه‌دنبال ایـن فـرورانش، ماگماتیسـم کمـانی و پشـت کمـانی در محـدودهٔ گسـترده‌ای از ایـران رخ داده کـه نقطـهٔ اوج آن در ائوسـن بـوده اسـت (Honarmand et al., 2013; Kananian et al., 2014; Hosseini et al., 2017; Shahsavari Alavijeh et al., 2017; Kazemi et al., 2019; Raeisi et al., 2019). پژوهش‌هـای اخیـر در پهنـه ماگمـایی ارومیـه-دختـر نشـان می‌دهنـد در زمـان پـالئوژن تغییـرات شـیب تختـهٔ فرورونـده و برگشـت بـه عقـب[15] ورقـه اقیانوسـی نئـوتتیس در پیـدایش و تنـوع ماگماتیسـم ائوسـن ایـران نقـش مهمـی داشـته اسـت (Shahabpour, 2007; Morley et al., 2009; Verdel et al., 2011). در واقـع گمـان مـی‌رود سـنگ‌های آتشفشـانی ائوسـن در ایـران در ارتبـاط بـا محـیط کششـی در بـالای یـک پهنـهٔ فـرورانش شـده باشـند (Verdel et al., 2011). بدین‌گونه‌کـه برگشـت بـه عقـب صـفحه اقیانوسـی نئوتتیس در ائوسـن موجـب پیـدایش یـک محـیط کششـی در بالای پهنهٔ فـرورانش شـده اسـت. سـپس در پـی صـعود سسـت‌کره‌ای و بـالارفتن جریـان حرارتـی، گوشـتهٔ

[15] roll-back

سنگ‌کره‌ای دگرسان‌شده (متاسوماتیک) دچار ذوب‌بخشی شد. با توجه به مباحث یادشده و از آنجایی‌که ماگماتیسم ائوسن منطقهٔ کهک قم نیز بخشی از ماگماتیسم پهنهٔ ارومیه-دختر است، و برپایهٔ آنچه از ترکیب زمین‌شیمیایی نمونه‌ها به‌دست آمد، یک محیط فرافرورانشی (حاشیهٔ فعال قاره‌ای) را می‌توان در نظر گرفت. چنین محیطی احتمالاً متأثر از زمین‌ساخت کششی درون کمانی (یا پشت کمانی) نیز بوده است. در چنین شرایطی می‌توان انتظار داشت ماگماتیسم مرتبط با ذوب کاهش فشاری از خاستگاه گوهٔ گوشته‌ای که تحت‌تأثیر سیال‌های پهنهٔ فرورانشی بوده است رخ دهد. ازاین‌رو، گمان می‌رود بالاآمدگی سست‌کره‌ای در یک محیط کششی، انتقال جریان حرارتی و ذوب‌بخشی سنگ‌کره گوشته‌ای متاسوماتیک عامل اصلی ماگماتیسم گستردهٔ ایران در زمان ائوسن بوده باشد (شکل ۱۲). نکتهٔ مهم دیگری که از این پژوهش نتیجه گرفته می‌شود اینست که تنوع فازهای مختلف ماگمایی ائوسن بیش از آنکه به رابطه زایشی مذاب‌ها از طریق فرایند تحول ماگمایی ارتباط داشته باشد، متأثر از تفاوت در میزان تهی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای و یا درجات ذوب‌بخشی گوشته خاستگاه آنهاست.



شکل ۱۲. الگوی زمین‌ساختی پیشنهادی برای ماگماتیسم ائوسن ایران مرکزی (از جمله پهنهٔ ارومیه-دختر). در بازهٔ زمانی ائوسن، فعل و انفعال فرایندهای گوناگون از جمله به عقب برگشتن ورقه فرورنده، صعود گوشتهٔ سست‌کره‌ای و ذوب‌بخشی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای دگرسان به احتمال می‌تواند از عوامل اصلی ماگماتیسم گسترده ائوسن[۱۶] در ایران مرکزی و نیز پهنهٔ ارومیه-دختر باشد.

Figure 12. Proposed tectonic model for the Eocene magmatism of Central Iran (including the Urmieh-Dokhtar zone). During the Eocene, the Neotethyan slab-rollback followed by asthenospheric upwelling and partial melting of metasomatized lithospheric mantle could possibly trigger the extensive Eocene magmatism of UDMB.

[16] Eocene magmatic flare-up

برداشت

ماگماتیسم ائوسن پهنهٔ ارومیه-دختر در منطقهٔ کهک قم دربردارنده رخنمون نسبتاً گسترده‌ای از سنگ‌های بازالتی است. این سنگ‌ها از دیدگاه شیمیایی شواهد بارز ماگماتیسم مرتبط با پهنه‌های فرورانشی نشان می‌دهند. با این حال، ویژگی‌های شیمیایی آنها (به‌ویژه عنصرهای کمیاب) تنوع نشان می‌دهند و بر این اساس می‌توان آنها را به گروه‌های متمایز دسته‌بندی کرد. این گروه‌های سنگی گمان می‌رود نمی‌توانند از طریق فرایندهای تحولی و تبلوربخشی با هم مرتبط باشند؛ بلکه به‌صورت پالس‌های مختلفی از مذاب‌هایی هستند که از درجات مختلف ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای رخسارهٔ اسپینل- گارنت لرزولیت پدید آمده‌اند. در بازهٔ زمانی ائوسن، برهم کنش فرایندهای مختلف از جمله به عقب‌برگشتن تختهٔ فرورنده، پیدایش محیط زمین‌ساختی کششی در بالای تختهٔ فرورونده، صعود گوشتهٔ سست‌کره‌ای و ذوب‌بخشی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای دگرسان می‌توانسته‌اند در رخداد ماگماتیسم گسترده ائوسن در ایران مرکزی و نیز پهنهٔ ارومیه-دختر نقش داشته باشند.

References

Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A. and Gventsadze, A. (2011) Geology of the Caucasus: a review. Turkish Journal of Earth Sciences, 20(5), 489-544.

Alavi, M. (1994) Tectonics of the zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, 229(3–4), 211-238.

Aldanmaz, E., Pearce, J. A., 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.

Angiolini, L., Crippa, G., Muttoni, G. and Pignatti, J. (2013) Guadalupian (Middle Permian) paleobiogeography of the Neotethys Ocean. Gondwana Research, 24(1), 173-184.

Arthurton, R. S., Farah, A. and Ahmed, W. (1982) The Late Cretaceous-Cenozoic history of western Baluchistan Pakistan-the northern margin of the Makran subduction complex. Geological Society, London, Special Publications, 10(1), 373-385.

Asiabanha, A., Bardintzeff, J. M., Kananian, A. and Rahimi, G. (2012) Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. Journal of Asian Earth Sciences, 45(0), 79-94.

Askari, N., Emami, M. H. and Kheirkhah, M. (2015) Petrography, Geochemistry and Origin of Garnet-Bearing Rhyolites of Kahak Area, SE Qom, Iran. Geosciences Scientific Quarterly Journal, 24(94), 17-26 (in Persian).

Aydin, F. (2014) Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the Maçka subvolcanic intrusions: implications for the Late Cretaceous magmatic and geodynamic evolution of the eastern part of the Sakarya Zone, northeastern Turkey. International Geology Review, 56(10), 1246-1275.

Aydınçakır, E. (2014) The petrogenesis of Early Eocene non-adakitic volcanism in NE Turkey: Constraints on the geodynamic implications. Lithos, 208, 361-377.

Azizi, H. and Jahangiri, A. (2008) Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Geodynamics, 45(4–5), 178-190.

Azizi, H., Stern, R. J., Topuz, G., Asahara, Y. and Moghadam, H. S. (2019) Late Paleocene adakitic granitoid from NW Iran and comparison with adakites in the NE Turkey: Adakitic melt generation in normal continental crust. Lithos, 346-347, 105151.

Baharifar, A. A. (2011) Mineralogy and origin of garnet in acidic volcanic rocks of Dastgerd area, Qom. Petrological Journal 1(4), 1-14 (in Persian).

Biabangard, H. and Moradian, A. (2008) Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran. Chinese Journal of Geochemistry, 27(4), 356-369.

Cabanis, B. (1989) The La/10-Y/15-Nb/8 diagram-A tool for discriminating volcanic series and evidencing continental-crust magmatic mixtures and/or contamination. Comptes Rendus de l'Acaddmie des Sciences, ser. 2, 309(20), 2023-2029.

Caillat, C., Dehlavi, P. and Jantin, B. M. (1978) Géologie de la région de Saveh (Iran): contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France.

Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M. (2013) Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. Lithos, 180–181, 109-127.

Chiu, H. -Y., Chung, S. -L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y. (2013) Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos, 162–163(0), 70-87.

Çoban, H., Karacık, Z. and Ece, Ö. I. (2012) Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental

subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region. Lithos, 140–141, 119-141.

Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D. F., Bashukooh, B., Turrin, B. and Pandamouz, A. (2004) The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. Geological Society of America Bulletin, 116(1-2), 16-29.

Davoudian, A. R., Genser, J., Neubauer, F. and Shabanian, N. (2016) 40Ar/39Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogen. Gondwana Research, 37, 216-240.

Delavari, M., Amini, S., Schmitt, A. K., McKeegan, K. D. and Mark Harrison, T. (2014) U–Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: Implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean. Lithos, 200–201(0), 197-211.

Delavari, M., Dolati, A., Mohammadi, A. and Rostami, F. (2016) The Permian volcanics of central Alborz: implications for passive continental margin along the southern border of Paleotethys. Ofioliti, 41(2), 59-74.

Delavari, M., Ghorbani, K. and Shabani, A. A. T. (2021) Oligo-Miocene extrusive rocks of Razan- Avaj area (Urumieh-Dokhtar magmatic belt): evidence of OIB- like magmatism ina supra-subduction zone setting. Geosciences Scientific Quarterly Journal, 31(4), 97-110 (in Persian).

Delavari, M., Rezaei, P. and Dolati, A. (2017) Eocene magmatism of Orumieh- Dokhtar belt (North of Saveh): variation of volcanic suites in an extensional tectonic setting. Earth Science Resrearches, 30: 1-17 (in Persian)

Delavari, M., T Shabani, A. A. and Ghanbari, S. (2020) Dacitic rocks from the South of Julfa (Eastern Azerbaijan): amphibole and plagioclase thermobarometry and crystallization condition. Geosciences Scientific Quarterly Journal, 117, 217-230 (in Persian).

Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, Ş. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. International Geology Review, 52(4-6), 536-578.

Foley, S. F., Barth, M. G. and Jenner, G. A. (2000) Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(5), 933-938.

Ghalamghash, J. and Babakhani, A. (1998) Geological map of Kahak, scale 1:100000; series sheet 6158. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Ghalamghash, J., Mousavi, S., Hassanzadeh, J. and Schmitt, A. (2016) Geology, zircon geochronology, and petrogenesis of Sabalan volcano (northwestern Iran). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 327, 192-207.

Ghalamghash, J., Schmitt, A., Shiaian, K., Jamal, R. and Chung, S. -L. (2019a) Magma origins and geodynamic implications for the Makran-Chagai arc from geochronology and geochemistry of Bazman volcano, southeastern Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 171, 289-304.

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

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.

Hassanzadeh, J. and Wernicke, B. P. (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. Tectonics, 35(3), 586-621.

Honarmand, M., Omran, N. R., Corfu, F., Emami, M. H. and Nabatian, G. (2013) 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.

Hosseini, M. R., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Sun, W. and Li, C. -Y. (2017) Age revision of the Neotethyan arc migration into the southeast Urumieh-Dokhtar belt of Iran: Geochemistry and U–Pb zircon geochronology. Lithos, 284-285, 296-309.

Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J. and Ling, W. (2014) Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution. Journal of Asian Earth Sciences, 90(0), 137-148.

Karsli, O., Ketenci, M., Uysal, İ., Dokuz, A., Aydin, F., Chen, B., Kandemir, R. and Wijbrans, J. (2011) Adakite-like granitoid porphyries in the Eastern Pontides, NE Turkey: Potential parental melts and geodynamic implications. Lithos, 127(1–2), 354-372.

Kaz'min, V. G. and Tikhonova, N. F. (2008) Cretaceous-Paleogene back-arc basins in the Iran-Afghanistan-Pamirs segment of the Eurasian active margin. Doklady Earth Sciences, 422, 1018-1020.

Kazemi, K., Kananian, A., Xiao, Y. and Sarjoughian, F. (2019) Petrogenesis of Middle-Eocene granitoids and their Mafic microgranular enclaves in central Urmia-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Evidence for interaction between felsic and mafic magmas. Geoscience Frontiers, 10(2), 705-723.

Kelemen, P. B., Hanghøj, K. and Greene, A. R. (2003) One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise on Geochemistry, 3, 593-659.

Kelemen, P. B., Shimizu, N. and Dunn, T. (1993) Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. Earth and Planetary Science Letters, 120(3–4), 111-134.

Klimm, K., Blundy, J. D. and Green, T. H. (2008) Trace Element Partitioning and Accessory Phase Saturation during H2O-Saturated Melting of Basalt with Implications for Subduction Zone Chemical Fluxes. Journal of Petrology, 49(3), 523-553.

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

Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 41(3), 238-249.

Morley, C. K., Kongwung, B., Julapour, A. A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K. and Kazemi, H. (2009) Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. Geosphere, 5(4), 325-362

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(3–4), 380-398.

Pang, K. -N., Chung, S. -L., Zarrinkoub, M. H., Chiu, H. -Y. and Li, X. -H. (2014) On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 15(6), 2151-2169.

Pang, K. -N., Chung, S. -L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. -Y., Chu, C. -H., Lee, H. -Y. and Lo, C. -H. (2013) Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. Lithos, 180–181, 234-251.

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

Pearce, J. A. (1983) Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J., Norry, M. J.) 230–249. Shiva, Nantwich.

Pearce, J. A., Baker, P. E., Harvey, P. K. and Luff, I. W. (1995) Geochemical Evidence for Subduction

Fluxes, Mantle Melting and Fractional Crystallization Beneath the South Sandwich Island Arc. Journal of Petrology, 36(4), 1073-1109.

Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. Geological Society, London, Special Publications, 76(1), 373-403.

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.

Raeisi, D., Mirnejad, H. and Sheibi, M. (2019) Emplacement mechanism of the Tafresh granitoids, central part of the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc, Iran: evidence from magnetic fabrics. Geological Magazine, 156(9), 1510-1526.

Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, London, Britain.

Saccani, E. (2015) A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. Geoscience Frontiers, 6(4), 481-501.

Sepahi, A. A., Jafari, S. R., Osanai, Y., Shahbazi, H. and Moazzen, M. (2019) Age, petrologic significance and provenance analysis of the Hamedan low-pressure migmatites; Sanandaj-Sirjan Zone, west Iran. International Geology Review, 61, 1446-1461.

Sepahi, A. A., Salami, S., Lentz, D., McFarlane, C. and Maanijou, M. (2018) Petrography, geochemistry, and U–Pb geochronology of pegmatites and aplites associated with the Alvand intrusive complex in the Hamedan region, Sanandaj–Sirjan zone, Zagros orogen (Iran). International Journal of Earth Sciences, 107(3), 1059-1096.

Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. Journal of Asian Earth Sciences, 30(5–6), 652-665.

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences, 39(6), 668-683.

Shahsavari Alavijeh, B., Rashidnejad-Omran, N. and 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 Neotethyan subduction during the Paleogene. Journal of Asian Earth Sciences, 143, 283-295.

Sheikholeslami, M. R. (2016) Tectono-stratigraphic evidence for the opening and closure of the Neotethys Ocean in the southern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Geological Society of America Special Papers, 525, 525-509.

Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D. and Wang, K. (1999) Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small-and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. The Journal of Geology, 107(4), 433-448.

Stampfli, G. M. and Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 1961-2, 17-33.

Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran; a review. AAPG Bulletin, 52(7), 1229-1258.

Sun, S. -S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.

Topuz, G., Okay, A. I., Altherr, R., Schwarz, W. H., Siebel, W., Zack, T., Satır, M. and Şen, C. (2011) Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). Lithos, 125(1–2), 131-150.

Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B. (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in

Iran. Tectonics, 30(3), TC3008.

Wilson, M. (2007) Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Springer Science & Business Media.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20(0), 325-343.

Wood, D. A. (1980) The application of a ThHfTa 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 50(1), 11-30.

Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters, 114(4), 491-504.