



## The Lower Oligocene geological evolution of the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan province); constrains from the study of alkali basalt dikes

Sheyda Amani<sup>1</sup>, Samineh Rajabi<sup>2\*</sup> , Ghodrat Torabi<sup>3</sup> , Nargess Shirdashtzadeh<sup>4</sup>

<sup>1</sup> M.Sc., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Ph.D., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>3</sup> Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>4</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, 14115-175, Tehran, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 17 October 2023  
Revised: 12 December 2023  
Accepted: 12 December 2023

#### Keywords

Dike  
Alkali basalt  
Lower Oligocene  
Chah-e-Alikhan  
Central Iran

#### \*Corresponding author

Samineh Rajabi  
✉ [rajabisamneh@yahoo.com](mailto:rajabisamneh@yahoo.com)

### ABSTRACT

The Lower Oligocene basic dikes are cropped out in the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan province, North of the Daq-e-Sorkh desert). These dikes show NE-SW and NW-SE trends and cross cut the Eocene volcanic rocks and associated flysches. NW-SE dikes are younger and cut the NE-SW ones. These dikes are similar in petrography and are composed of plagioclase, clinopyroxene, olivine, sanidine, Cr-spinel and ilmenite. Zeolite, serpentine, calcite and magnetite are secondary minerals. These dikes represent the porphyritic, glomeroporphyritic, poikilitic and trachytic textures. Intergranular and granular textures can be seen at the center of the larger dikes. These basalts are enriched in alkalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), LREE and LILE (Cs, Rb, Ba, Pb) and have high values of LREE/HREE ratio ( $\text{La}/\text{Yb}=8.9-10$ ). In the classification diagrams, which are based on the incompatible elements and HFSEs, they are classified as alkali basalts. The primitive magma of these basaltic dikes has been produced by partial melting of a garnet-spinel lherzolite of the mantle previously suffered the carbonate metasomatism. The formation of the alkali basalt dikes of the Chah-e-Alikhan area can be ascribed to the former subduction of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM) confining oceanic crust and decompression melting induced by the extensional basin of the Anarak–Jandaq area in Early Oligocene. The primary basaltic magma has been formed by low degree of partial melting of a metasomatised mantle lherzolite during continental crust extension episode in the lower Oligocene and has been ascent through the faults.

### How to cite this article

Amani, Sh., Rajabi, S., Torabi, Gh. and Shirdashtzadeh, N., 2023. The Lower Oligocene geological evolution of the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan province); constrains from the study of alkali basalt dikes. *Journal of Economic Geology*, 15(4): 137–158. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.84766.1090>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

In the Northwest of CEIM (Central-East Iranian Microcontinent), along the Great Kavir fault, volumes of alkali basalts with the lower Oligocene age are outcropped as volcanic and subvolcanic (Dike) rocks. In this research, the subvolcanic exposures of this basic magmatism in the the Chah-e-Alikhan area is discussed. The Lower Oligocene basic dikes are cropped out in the Chah-e-Alikhan area (Northeast of Isfahan, Northeast of Zavareh, and Northwest of the CEIM). These dikes show NE-SW and NW-SE trends and cross cut the Eocene volcanic rocks and associated flysches. In this paper, the geological and petrological aspects, as well as the geodynamic setting of alkali basalt dikes of the Chah-e-Alikhan area are discussed. Study of these dikes, as a part of the Cenozoic alkaline magmatism from Northwest of the CEIM, will be useful in understanding the geodynamical evolution of the Central Iran.

### Analytical method

The method of study is including petrography (field, library and microscopic studies) and whole rocks geochemical analysis of rocks. 13 fresh whole rock samples of alkali basalts from the Chah-e-Alikhan area were selected for the major and trace elements chemical analyses.

Whole rock geochemical analyses carried out by using a Bruker S4 Pioneer XRF at the Central Laboratory of the University of Isfahan. Trace element compositions of the selected samples were achieved by ICP-MS (Inductively coupled plasma-mass spectrometry) at the Zarazma Mineral Studies Company (Tehran, Iran).

### Results and discussion

The rock-forming minerals of the Chahe-e-Alikhan basic dikes are Cr-spinel, olivine, clinopyroxene, plagioclase, sanidine and ilmenite. Zeolite, serpentine, calcite and magnetite are secondary minerals which are formed as a result of the alteration of primary minerals. Petrographical characteristics indicate that these dikes are alkali basalt and represent the porphyritic, glomeroporphyritic and trachytic textures. Intergranular and granular textures can be seen at the

center of the larger dikes.

These basalts are enriched in alkalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4.5-5.4$  wt%), LILEs (Cs, Rb, Ba, Pb) and have high values of LREE/HREE ratio ( $\text{La}/\text{Yb}=8.9-10$ ). Trace elements ratio diagrams such as  $\text{La}/\text{Nb}$  versus  $\text{La}/\text{Yb}$ ,  $\text{Dy}/\text{Yb}$  against  $\text{La}/\text{Yb}$ ,  $\text{Sm}/\text{Yb}$  versus  $\text{La}/\text{Yb}$  (Bogaard and Worner, 2003) and  $\text{Ce}/\text{Yb}-\text{Ce}$  (Ellam, 1992) are used in order to determination of the depth, type and degree of partial melting of the source rock. Based on the geochemical characteristics and diagrams, the primitive magma of the Chah-e-Alikhan alkali basalts possibly have been produced by about 5 to 10 percent partial melting of a garnet-spinel lherzolite, which is located at the depth of about 105 km, as a part of a mixed asthenospheric–lithospheric mantle. The elevated values of the Zr/Hf ratio and the  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{TiO}_2$  diagram (Zeng et al., 2010) indicate that the primitive magma of the studied basic dikes previously suffered the carbonate metasomatism.

The Chah-e-Alikhan alkali basalts show high values of the Alkalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), enrichment in LREE, HFSE and LILE. The subducted oceanic slab is the source of carbon and LILEs are the mobile components of subduction (Shaw et al., 2003). Considering that Cs is a highly fluid mobile element, enrichment in Cs relative to Rb suggests that the fluid phases derived from a subducting slab are probably the metasomatic agents.

The lower Oligocene alkaline magmatism in the Chah-e-Alikhan area and the enrichment of the mantle with incompatible elements (metasomatism) can be attributed to two oceanic crust subduction events: (1) Northeast ward Neotethys subduction along the Zagros Thrust Zone beneath the Central Iran from the Triassic to the Eocene (Torabi, 2010); and (2) Subduction of an oceanic crust along the Great Kavir Fault, which is situated to the western margin of the CEIM. The spreading of the last ocean crust started in the Triassic and ended in the Eocene. The remnants of this oceanic crust are found as ophiolitic melanges on the western side of the CEIM, such as the Nain, Surk, and Ashin ophiolites (Rajabi and Torabi, 2012; Torabi, 2010). The geological history and position of the Chah-e-Alikhan alkali basalt dikes suggests that the the carbonate metasomatism of the mantle peridotites can be attributed to the subduction of the CEIM confining oceanic crust.

Several tectonic discrimination diagrams have been used for determination of the tectonic setting of the Chah-e-Alikhan basalts. The La/Yb versus Th/Nb (Hollocher et al., 2012), Ta/Yb against Th/Yb (Gorton and Schandl, 2000) and DF1 versus DF2 (Verma and Agrawal, 2011) diagrams suggest a within-plate (continental) tectonic setting.

The activity of the major faults of the area such as Great Kavir, Chah Mishury and Chah Gireh Faults has been created a suitable inter-plate extensional system to ascending the Lower Oligocene alkali basalt magma in the Chah-e-Alikhan area.

### **Conclusion**

The Lower Oligocene alkali basalts of the Chah-e-Alikhan area is a part of the intra-continental alkaline magmatism crosscuts the Eocene volcanic rocks. The

area provides a setting to study the Cenozoic alkaline magmatism of the northwest of the CEIM.

These basalts are enriched in total Alkalies, TiO<sub>2</sub>, LREE and LILEs. They have been produced by about 5 to 10 percent degree of partial melting of a garnet-spinel bearing lherzolite of a mixed lithospheric-asthenospheric mantle which is previously metasomatised. The mantle enrichment can be ascribed to the subduction of the CEIM confining oceanic crust beneath the Central Iran from the Triassic to the Eocene. The Great Kavir Fault and related faults have played an important role in the Lower Oligocene alkaline magmatism in northwest of the CEIM.

### **Acknowledgments**

The authors thank the University of Isfahan for financial support.



## تحولات زمین‌شناسی الیگوسن زیرین منطقه چاه‌علی‌خان (شمال شرق استان اصفهان): بر پایه بررسی دایک‌های آلکالی بازالت

شیدا امانی<sup>۱</sup>، ثمینه رجبی<sup>۲\*</sup>، قدرت ترابی<sup>۳</sup>، نرگس شیر دشت‌زاده<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۲</sup> دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۴</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۷۵-۱۴۱۱۵، تهران، ایران

### چکیده

در منطقه چاه‌علی‌خان (شمال شرق استان اصفهان، شمال کویر دق سرخ)، دایک‌های بازیک به سن الیگوسن زیرین رخنمون دارند. این دایک‌ها با دو روند عمومی NW-SE و NE-SW به درون واحدهای آتشفشانی و فلیش‌های ائوسن نفوذ کرده‌اند. دایک‌های با امتداد شمال غرب- جنوب شرق جوان تر بوده و دایک‌های شمال شرق- جنوب غرب را قطع کرده‌اند. هر دو سری دایک از نظر سنگ‌نگاری مشابه بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، ایوین، سانیدین، اسپینل کروم‌دار و ایلمنیت تشکیل شده‌اند. زئولیت، کلریت، سرپانتین، کلسیت و مگنتیت کانی‌های ثانویه هستند. این دایک‌ها دارای بافت‌های پورفیری، گلو موروپورفیری، پوئی کیلیتیک، میکروولیتی پورفیری، تراکیتی (جریانی) و در بخش‌های داخلی دایک‌ها اینترگرانولار و گرانولار هستند. این بازالت‌ها از عناصر آلکالی، LREE و LILE غنی بوده و دارای نسبت بالای LREE/HREE ( $La/Yb=9/10-8/0$ ) هستند و در نمودارهای طبقه‌بندی که بر اساس عناصر کم تحرک و HFSEs ترسیم شده‌اند، آلکالی بازالت نامیده می‌شوند. ماگمای سازنده این دایک‌های بازالتی در اثر ذوب بخشی یک گوشته لرزولیتی اسپینل و گارنت دار که از قبل متاسوماتیسم کربناته شده، داشته است، ایجاد شده است. تشکیل دایک‌های آلکالی بازالتی چاه‌علی‌خان را می‌توان به فرورانش پوسته اقیانوسی اطراف خرد قاره شرق ایران مرکزی و ذوب ناشی از کاهش فشار در یک سامانه کششی پس از برخورد در منطقه انارک- جندق نسبت داد. این مذاب بازالتی حاصل درجه‌های پایین ذوب بخشی یک گوشته لرزولیتی متاسوماتیسم شده است که در شرایطی که پوسته قاره‌ای در الیگوسن زیرین دچار کشش شده، تولید شده و از طریق گسل‌های منطقه صعود کرده است.

### اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۷/۲۵

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۰۹/۲۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۱

### واژه‌های کلیدی

دایک

آلکالی بازالت

الیگوسن زیرین

چاه‌علی‌خان

ایران مرکزی

### نویسنده مسئول

ثمینه رجبی

rajabisamineh@yahoo.com ✉

### استناد به این مقاله

امانی، شیدا؛ رجبی، ثمینه؛ ترابی، قدرت و شیردشت‌زاده، نرگس، ۱۴۰۲. تحولات زمین‌شناسی الیگوسن زیرین منطقه چاه‌علی‌خان (شمال شرق استان اصفهان): بر پایه

بررسی دایک‌های آلکالی بازالت. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۴): ۱۳۷-۱۵۸. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.84766.1090>

## مقدمه

بازالت‌های آلکالن سنگ‌های کم حجمی هستند که اطلاعات مفیدی پیرامون تاریخ زمین‌شناسی منطقه و فرایندهای اعماق گوشته و پوسته مانند غنی‌شدگی گوشته و ذوب آن در اختیار قرار می‌دهند. این سنگ‌ها اغلب دارای غنی‌شدگی از آلکالی‌ها ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) هستند (Dostal, 2017) و حاصل درجه‌های پایین تا متوسط ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری هستند که از قبل در اثر متاسوماتیسم، غنی شده‌اند. این غنی‌شدگی از REE، Th، U، HFSE و مواد فرار است (Fitton and Upton, 1987). بر اساس ترکیب شیمیایی آنها را به انواع سنگ‌های آلکالن ضعیف (با مقادیر بیشتر  $\text{SiO}_2$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و مقادیر کمتر آلکالی‌ها، CaO، عناصر به شدت ناسازگار و نسبت‌های Ca/Al، La/Yb و Sm/Yb) و سنگ‌های آلکالن قوی (با مقادیر کمتر  $\text{SiO}_2$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و مقادیر بیشتر آلکالی‌ها، CaO عناصر به شدت ناسازگار و نسبت‌های Ca/Al، La/Yb و Sm/Yb) تقسیم می‌کنند (Zeng et al., 2010). این ویژگی‌ها ناشی از تفاوت درجه ذوب‌بخشی است؛ به این ترتیب که بازالت‌های آلکالن قوی حاصل درجه پایین ذوب‌بخشی و بازالت‌های آلکالن ضعیف حاصل درجه‌های پایین تا متوسط ذوب‌بخشی هستند (Zhang et al., 2020). بازالت‌های آلکالن در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی درون صفحه قاره‌ای و درون صفحه اقیانوسی تشکیل می‌شوند. برخی دیگر از بازالت‌های آلکالن مرتبط با مناطق فرورانش هستند؛ به این ترتیب که پس از توقف فرورانش با تغییر تنش‌های فشاری به کششی، محیط تشکیل و صعود این قبیل ماگماها فراهم می‌شود (Fitton and Upton, 1987). بسیاری از این بازالت‌های آلکالن حاوی زینولیت و زینوکریست هستند و بررسی این بیگانه سنگ‌ها می‌تواند پنجره‌ای در شناخت ماهیت اعماق پوسته و گوشته باشد (Rajabi et al., 2014).

شناخت تحولات ماگمایی ایران در بخش‌ها و زمان‌های مختلف نیازمند شناسایی رخنمون‌های موجود، بررسی ماهیت و ارتباط میان آنهاست. تاکنون رخنمون‌های متعددی از ماگماتیسم آلکالن از

بخش‌های مختلف ایران (Shakerardakani et al., 2017)؛ پالئوزوئیک (Moradi et al., 2022) و به ویژه ایران مرکزی از زمان پالئوزوئیک (Torabi and Hemmati, 2011; Bayat and Torabi, 2011) تا سنوزوئیک بررسی شده‌اند. در حاشیه شمالی ایران مرکزی (شمال گسل کویر بزرگ)، آلکالی بازالت‌های الیگوسن-میوسن در مناطق گرمسار و سبزوار بررسی شده‌اند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این آلکالی بازالت‌ها نشان داده است که از یک گوشته غنی‌شده پریدوتیتی و یا پریدوتیتی-پروکسنیتی منشأ گرفته‌اند و در یک محیط کششی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند (Ghasemi et al., 2011; Ghasemi et al., 2016)؛ همچنین ماگماتیسم آلکالن سنوزوئیک در حاشیه شمال غربی خرد قاره شرق ایران مرکزی و گسل کویر بزرگ نیز در مناطق پیس کوه، تویره و کافر کوه (به ترتیب از شرق به غرب) معرفی و بررسی شده‌اند (Torabi, 2010; Rajabi et al., 2014; Salim et al., 2022). در منطقه چاه‌علی‌خان (واقع در غرب منطقه تویره) نیز رخنمون دیگری از ماگماتیسم آلکالن سنوزوئیک به عنوان آخرین فاز ماگماتیسم آلکالن ایران مرکزی (الیگوسن زیرین) وجود دارد. در این پژوهش برای نخستین بار به شناسایی و بررسی این دایک‌ها پرداخته می‌شود و امید است که با بررسی آنها شناخت تحولات ماگمایی ایران مرکزی کامل‌تر شود.

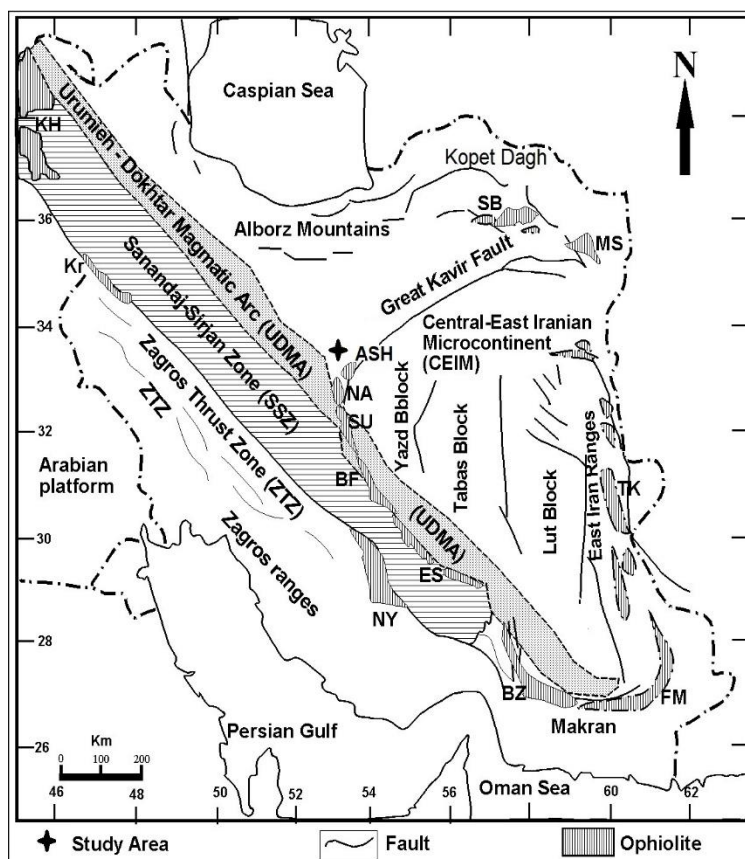
## زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه چاه‌علی‌خان در فاصله ۲۱۰ کیلومتری شمال‌شرق شهر اصفهان و در شمال کویر دق سرخ با محدوده عرض جغرافیایی  $33^{\circ} 40'$  تا  $33^{\circ} 46'$  شمالی و طول جغرافیایی  $52^{\circ} 56'$  تا  $53^{\circ} 00'$  شرقی قرار دارد. از لحاظ زمین‌شناسی این منطقه در حاشیه غربی خرد قاره شرق ایران مرکزی، ۵۰ کیلومتری غرب افیولیت عشین و گسل کویر بزرگ قرار دارد (شکل ۱ و ۲). این گسل، مهم‌ترین گسل این ناحیه است. علاوه بر منطقه چاه‌علی‌خان، دایک‌های آلکالی بازالتی در مناطق پیس کوه جندق، تویره،

و در دره چاه‌علی‌خان رخنمون واضحی دارند. این دایک‌ها تمام واحدهای سنگی قدیمی‌تر این منطقه را قطع کرده‌اند و در محل تماس آنها با توف‌ها و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، دگرگونی خفیف به همراه کانه‌زایی آهن و مس (مالاکیت، آزوریت، کالکوپریت و هماتیت) قابل مشاهده است. روند عمومی این دایک‌ها به دو صورت شمال‌شرق-جنوب‌غرب و شمال‌غرب-جنوب‌شرق است (شکل ۳-A و B).

باباخالد و کافرکوه نیز دارای رخنمون‌های بسیار خوبی هستند (Torabi, 2010; Rajabi et al., 2014; Salim et al., 2022).

واحدهای سنگی منطقه چاه‌علی‌خان از قدیم به جدید شامل ریولیت، توف و آندزیت‌های ائوسن، فلیش‌های ائوسن بالایی تا الیگوسن زیرین (کنگلومرات و ماسه‌سنگ) و دایک‌های بازیک (الیگوسن زیرین) است (شکل ۲، شکل ۳-A و B). واحدهای فلیشی این منطقه معادل فلیش‌های ائوسن جندق (پس کوه) هستند

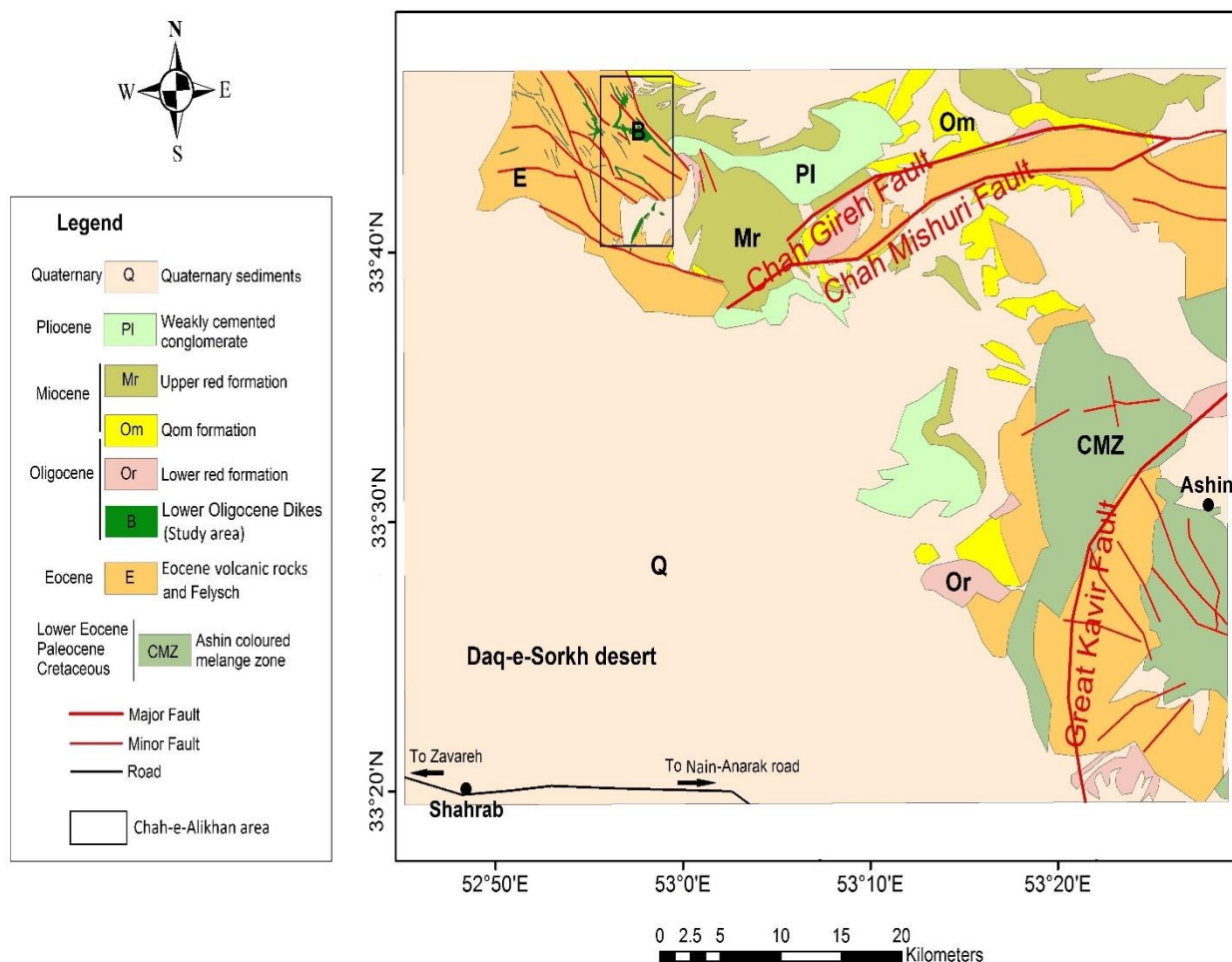


شکل ۱. واحدهای ساختاری مهم ایران برگرفته از رضایی و تاگر (Ramezani and Tucker, 2003) با تغییرات و موقعیت منطقه چاه‌علی‌خان. مخفف‌های به کار رفته برای نام افیولیت‌ها (KH: خوی، KR: کرمانشاه، NY: نیریز، BZ: بند زیارت، NA: ناین، BF: بافت، ES: اسفندقه، FM: فوج مسکوتان، TK: چهل کوره، MS: مشهد، SB: سبزوار، Ashin: عشین، SU: سورک)

**Fig. 1.** The main structural units of Iran (Ramezani and Tucker, 2003) and location of the Chah-e-Alikhan area. The abbreviations for the names of the ophiolites (KH: Khoy; KR: Kermanshah; NY: Neyriz; BZ: Band Ziarat; NA: Nain; BF: Baft; ES: Esfandagheh; FM: Fanuj-Maskutan; TK: Tchhel Kureh; MS: Mashhad; SB: Sabzevar; ASH: Ashin; SU: Surk)

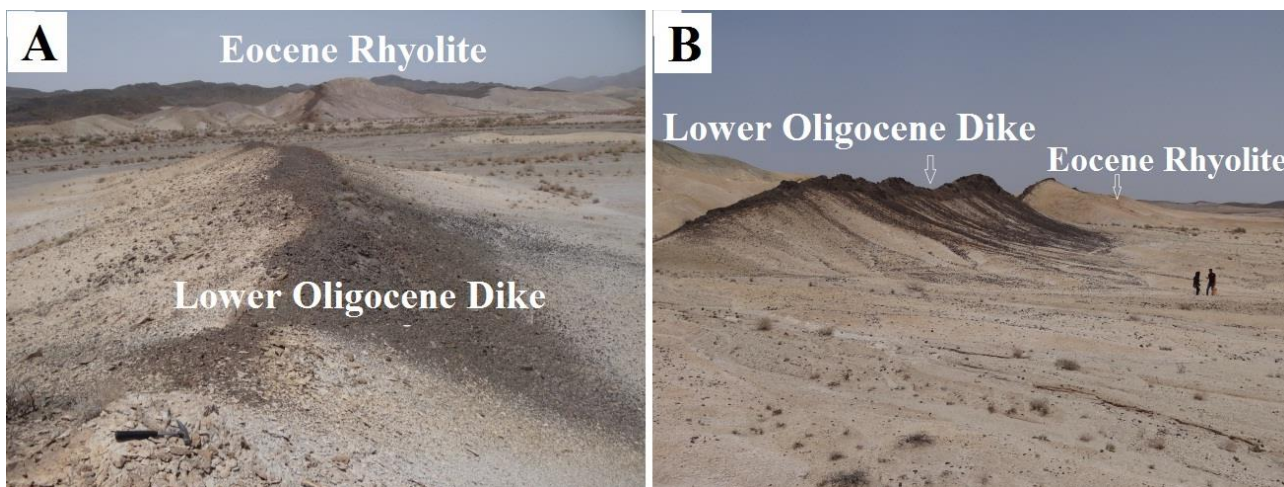
در بررسی‌های صحرایی، فقط انکلاوهایی از واحدهای آتشفشانی ائوسن منطقه در درون این دایک‌ها یافت شد. پژوهش شرکوسکی و همکاران (Sharkovski et al., 1984) روی دایک‌های الیگوسن زیرین بخش‌های مرکزی ایران و تعیین سن آنها با روش K-Ar عدد ۳۳ میلیون سال (الیگوسن زیرین) را نشان می‌دهد که با نتایج بررسی‌های صحرایی و روابط واحدهای سنگی همخوانی دارد.

طول این دایک‌ها تا حدود ۶ کیلومتر و ضخامت آنها تا حدود ۱۵ متر نیز است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که حوادث زمین‌ساختی بعد از ورود ماگما به درون شکستگی‌ها و سرد شدن آن، باعث ایجاد جابه‌جایی‌ها و بودینه شدن برخی از دایک‌ها شده است. هرچه ضخامت دایک بیشتر باشد، دگرسانی کمتری در آن مشاهده می‌شود. این دایک‌ها دارای حاشیه سرد شده بوده و بخش‌های داخلی آنها دانه درشت‌تر هستند؛ به طوری که از حاشیه به مرکز دایک‌ها، بافت سنگ از پورفیری به گرانولار تغییر می‌یابد.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده شمال شهرباب (استان اصفهان) و موقعیت منطقه چاه‌علی‌خان (مستطیل). برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم و سرخشاد (Sharkovski et al., 1984)

**Fig. 2.** Simplified geological map of the north of the Shahrab (Isfahan Province) and location of the Chah-e-Alikhan area (Rectangle). The map is taken from Kuh-e-Dom and Sorkhshad geological maps, 1:100000 (Sharkovski et al., 1984)



شکل ۳. تصاویرهای صحرایی از دایک‌های آلکالی بازالت منطقه چاه‌علی‌خان. (تصویر A: دید به سمت شمال و تصویر B: دید به سمت شرق)

**Fig. 3.** Field photos of the alkali basalt dikes of the Chahe-e-Alikhan area. (A: the photo was taken facing North, and B: the photo was taken facing East)

### روش مطالعه

برای بررسی ماهیت دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان، پس از انجام مطالعات کتابخانه‌ای و بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری انجام شد. از تمام واحدهای سنگی منطقه با تأکید بر نمونه‌های سالم، ۵۷ نمونه برداشت شد و سپس از تمام نمونه‌ها، مقاطع نازک تهیه شد. مقاطع نازک در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه اصفهان با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان Olympus BH-2 مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفت. تعداد ۱۳ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌ها که دارای کمترین دگرسانی بودند به آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان برای انجام آنالیز فلورسانس اشعه ایکس فرستاده شد که این آنالیز با استفاده از دستگاه (S4 PIONEER Bruker) انجام شد. در مرحله بعد، ۱۰ نمونه از همان سنگ‌هایی که آنالیز XRF شده بودند، انتخاب و جهت آنالیز با دستگاه ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) به شرکت زرآرما ارسال شد. در آنالیز انجام شده میزان آهن این سنگ‌ها به صورت  $Fe_2O_3^*$  ارائه شده است. به منظور تفکیک  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  از روابط ارائه شده توسط لومایتر (Le Maitre 1976) استفاده شده است. نتایج این آنالیزها در

جدول ۱ آمده است.

### سنگ‌نگاری

نمونه‌های برداشت شده از دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان در نمونه دستی سیاه تا سبز تیره هستند. بافت پورفیری در اغلب نمونه‌ها به خوبی قابل مشاهده است. نمونه‌های مربوط به مرکز دایک‌ها کمی دانه درشت‌تر هستند و بافت‌های پورفیری، گلوپورپورفیری، پوئی کیلیتیک، میکرولیتی پورفیری، تراکیتی (جریانی)، غربالی، اینترگرانولار و گرانولار در این سنگ‌ها قابل مشاهده هستند. در نمونه‌هایی که بافت پورفیری دارند، درشت بلورها شامل الیون، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۴-A). بلورهای ریز اسپینل کروم‌دار درون برخی از درشت بلورهای الیون مشاهده می‌شوند (شکل ۴-B و C). درشت بلورها در زمینه‌ای از همان کانی‌ها به اضافه سائیدین و ایلمنیت قرار دارند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری می‌توان اغلب این نمونه‌ها را آلکالی بازالت و در بعضی موارد آلکالی الیون بازالت نامید. از دگرسانی الیون‌ها، سرپانتین و مگنتیت ایجاد شده و ایلمنیت‌ها نیز از اطراف در برخی موارد تبدیل به مگنتیت شده‌اند.



**جدول ۱.** نتایج آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ کل دایک‌های بازیک منطقه چاه‌علی‌خان (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر نادر خاکی و کمیاب بر حسب ppm)

**Table 1.** Whole rock chemical analyses of the basic dikes from the Chahe-e-Alikhan area (Major elements in wt.%; Trace and rare earth elements in ppm)

Sample	V11	V14	V17	V18	V20	V21	V23	V25	V26	V28	V29	V31	V32
SiO <sub>2</sub>	43.80	44.47	44.26	44.20	44.35	42.44	44.06	44.65	44.08	44.70	44.36	44.30	44.63
TiO <sub>2</sub>	1.00	0.83	0.86	0.80	0.86	0.81	0.89	0.80	0.77	0.78	0.82	0.84	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	16.10	15.30	15.70	15.90	14.30	15.90	16.20	15.50	16.20	15.70	15.50	15.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	13.11	11.34	11.65	12.14	11.22	11.09	12.05	10.82	11.19	10.95	11.77	11.72	11.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Cal)	4.95	4.61	4.74	4.82	4.56	4.29	4.78	4.30	4.44	4.35	4.56	4.65	4.45
FeO (Cal)	7.42	6.11	6.28	6.66	6.05	6.18	6.61	5.93	6.13	6.00	6.56	6.43	6.40
MnO	0.23	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.24	0.19	0.19	0.20	0.22	0.21	0.22
MgO	6.31	7.11	6.97	7.29	6.54	6.35	7.43	7.60	7.20	8.12	7.64	7.31	8.63
CaO	12.57	11.64	12.24	11.75	12.04	14.64	11.79	12.03	11.99	11.70	12.15	12.63	11.70
Na <sub>2</sub> O	3.35	3.82	3.74	3.86	3.94	3.30	3.64	3.79	3.80	3.49	3.32	3.41	3.28
K <sub>2</sub> O	1.54	1.39	1.49	1.32	1.50	1.51	1.37	1.24	1.29	1.27	1.31	1.36	1.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.29	0.29	0.27	0.30	0.26	0.31	0.29	0.24	0.30	0.27	0.29	0.28
LOI	1.55	1.85	1.66	1.70	1.95	3.41	1.45	1.64	2.67	1.56	1.64	1.51	1.42
Total	99.09	99.06	98.68	99.24	98.81	98.31	99.13	99.25	98.93	99.27	99.20	99.07	99.26
Cr	677	670		647	630	605	623		684		745	741	751
Ni	227	183		187	187	175	179		211		229	217	219
Co	38	40		41	39	38	40		40		41	41	41
Sc	30	29		31	29	29	30		30		30	31	31
V	212	218		218	210	211	216		214		209	207	207
Cu	70	64		72	79	66	57		84		73	74	65
Pb	19	50		10	17	16	5		10		9	10	10
Zn	71	76		70	81	71	71		76		70	73	68
Cd	0.30	0.10		0.30	0.40	0.40	0.30		0.50		0.10	0.20	0.10
Sn	1.80	0.70		0.90	0.80	0.70	0.80		0.70		0.90	0.70	1.00
Mo	4.50	0.50		0.50	1.40	0.50	0.50		1.00		2.00	0.50	0.50
Rb	35	33		34	36	36	35		33		36	35	35
Cs	0.60	0.50		0.90	0.60	0.80	0.70		1.30		1.20	0.90	1.00
Ba	320	289		318	268	342	268		269		248	247	281
Sr	719	699		678	703	695	719		785		578	562	580
Ta	0.80	0.70		0.80	0.70	0.70	0.70		0.70		0.80	0.70	0.80
Nb	11.9	10.8		12.2	11.6	12.1	11.6		11.3		11.2	11.5	11.9
Hf	2.30	2.10		2.10	2.30	2.30	2.40		2.10		2.20	2.20	2.40
Zr	62	59		52	59	60	62		52		59	60	59
Y	17	17		16	17	17	18		16		16	16	16
Th	2.70	2.40		2.60	2.60	2.70	2.50		2.50		2.50	2.60	2.60
U	0.50	0.50		0.50	0.50	0.50	0.50		0.44		0.40	0.50	0.50

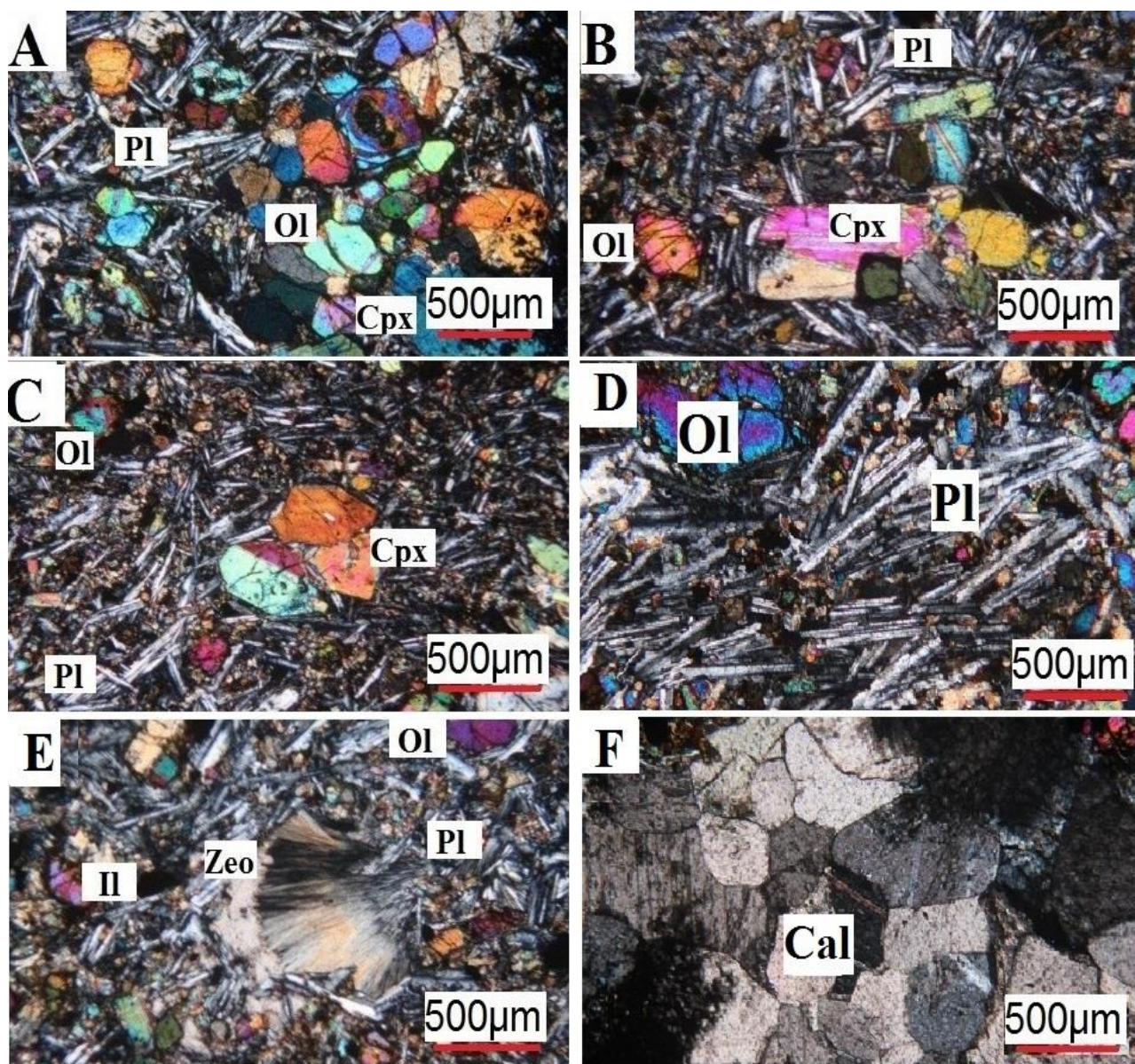
**ادامه جدول ۱.** نتایج آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ کل دایک‌های بازیک منطقه چاه‌علی‌خان (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر نادر خاکی و کمیاب بر حسب ppm)

**Table 1 (Continued).** Whole rock chemical analyses of the basic dikes from the Chahe-e-Alikhan area (Major elements in wt.%; Trace and rare earth elements in ppm)

Sample	V11	V14	V17	V18	V20	V21	V23	V25	V26	V28	V29	V31	V32
La	22.00	22.00		20.00	22.00	20.00	21.00		20.00		19.00	19.00	19.00
Ce	38.00	40.00		46.00	35.00	43.00	41.00		33.00		41.00	32.00	36.00
Pr	3.95	3.31		3.93	3.86	4.10	3.75		3.86		3.13	3.32	3.38
Nd	17.90	16.20		18.00	18.30	19.10	17.30		17.90		15.50	16.30	16.50
Sm	3.20	3.00		3.20	3.20	3.60	3.20		3.30		2.90	2.90	3.20
Eu	1.18	1.03		1.20	1.17	1.27	1.19		1.11		1.08	1.14	1.14
Gd	2.03	1.75		2.00	2.03	2.22	2.08		1.82		1.93	1.74	1.94
Tb	0.50	0.40		0.50	0.50	0.60	0.40		0.40		0.40	0.50	0.50
Dy	3.20	2.80		3.00	3.20	3.50	3.00		2.90		2.90	3.10	3.10
Er	1.80	1.70		1.90	1.80	2.00	1.80		1.80		1.80	1.80	1.80
Tm	0.40	0.30		0.30	0.40	0.40	0.40		0.40		0.40	0.40	0.40
Yb	2.19	2.18		2.09	2.19	2.14	2.18		2.15		2.08	2.09	2.12
Lu	0.30	0.30		0.30	0.30	0.30	0.30		0.30		0.30	0.30	0.30
Mg#	48.64	55.24	54.08	54.17	53.43	52.98	54.82	58.03	55.88	59.34	56.09	55.11	59.67

مشاهده می‌شوند. بلورهای این کانی در برابر دگرسانی مقاوم بوده و در برخی موارد دارای شکستگی هستند. فراوان‌ترین کانی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است که هم به صورت درشت بلور و هم در زمینه به صورت میکروولیت مشاهده می‌شود. وجود پلاژیوکلاز در دو اندازه متفاوت نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز در دو مرحله تشکیل شده است؛ به طوری که بلورهای درشت‌تر در عمق بیشتر و بلورهای ریزتر در حین صعود ماگما متبلور شده‌اند. تصویری از بافت اینترگرانولار مربوط به بخش‌های میانی نمونه‌های مورد بررسی در شکل ۴-D قابل مشاهده است. شکستگی‌ها و حفره‌ها در این سنگ‌ها توسط کلسیت و کانی ثانویه زئولیت پر شده است (شکل ۴-E و F).

بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع نازک این دایک‌ها نشان می‌دهد که ترتیب تبلور کانی‌ها به صورت اسپینل کروم‌دار، الیون، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و سانیدین بوده است. الیون به صورت درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با قطر تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. این کانی در بعضی موارد ایدینگستی شده و گاهی بافت غربالی دارد. برخی بلورهای الیون دارای منطقه‌بندی بوده و شکستگی‌های موجود در آنها با سرپانتین پر شده است. برخی الیون‌ها دارای ادخال‌هایی از اسپینل‌های کروم‌دار هستند که در نور پلاریزه به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۴-B و C). این اسپینل‌ها شکل‌دار بوده و در بعضی قسمت‌ها از اطراف به مگنتیت کروم‌دار و فریت کرومیت تبدیل شده‌اند. درشت بلورهای کلینوپیروکسن با قطر کمتر از ۱ میلی‌متر



**شکل ۴.** تصویرهای میکروسکوپی دایک‌های آلکالی بازالت چاه‌علی‌خان (XPL). A: بلورهای یوین، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز و بافت گلومروپورفیری، B: بافت پورفیری و وجود ادخال اسپینل کروم‌دار در درون یوین، C: فنو کریست‌های یوین و کلینوپروکسن در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، D: نمونه‌ای از بافت اینترگرانولار از بخش‌های میانی دایک‌های چاه‌علی‌خان، E: تصویری از زئولیت به عنوان کانی ثانویه که حفره‌ها را پر کرده است و F: قسمتی از یک رگه حاوی بلورهای کلسیت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol: یوین، Cpx: کلینوپروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Il: ایلمنیت، Zeo: زئولیت، Cal: کلسیت).

**Fig. 4.** Microphotographs of the Chah-e-Alikhan alkali basalt dikes. A: Olivine, clinopyroxene and plagioclase crystals with glomeroporphyritic texture, B: The porphyritic texture and olivine with Cr-spinel inclusion, C: Phenocrysts of olivine and clinopyroxene in a groundmass of plagioclase microlites, D: The sample of the intergranular texture from inner parts of the Chah-e-Alikhan dikes, E: Zeolite as the secondary mineral which fills the cavities, and F: the part of a vein containing calcite crystals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: olivine, Cpx: clinopyroxene, Pl: plagioclase, Il: Ilmenite, Zeo: zeolite, Cal: calcite).

## زمین‌شیمی سنگ کل

دایک‌های الیگوسن زیرین منطقه چاه‌علی‌خان دارای  $\text{SiO}_2$  (۴۲/۴۴ تا ۴۴/۷۰)،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۱۴/۳ تا ۱۶/۲)، و  $\text{TiO}_2$  (۰/۷۵ تا ۱) درصد وزنی هستند (جدول ۱). مجموع عناصر آلکالی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در این سنگ‌ها ۴/۵ تا ۵/۴ درصد وزنی است و نسبت  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$  را از خود نشان می‌دهند که نشان‌دهنده ماهیت سدیک این سنگ‌هاست (شکل ۵-۱). مقدار LOI این سنگ‌ها ۱/۴ تا ۳/۴ درصد وزنی اندازه‌گیری شده و بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز نشان می‌دهند که اغلب نمونه‌ها تحت تأثیر دگرسانی قابل توجهی قرار نگرفته‌اند (شکل ۵-۲). با این وجود، برای پرهیز از تأثیرهای دگرسانی، در نام‌گذاری و طبقه‌بندی این سنگ‌ها از عناصر کم‌تحرك و عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) نیز استفاده شد. در نمودارهای TAS (Cox et al., 1979; Le Maitre, 2002)  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$  و (Winchester and Floyd, 1977) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده‌های تفریت و بازائیت، آلکالی‌بازالت و بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳، C، D و E).

خط تفکیک‌کننده محدوده‌های آلکالی از ساب‌آلکالی در نمودارهای TAS نیز بیانگر آلکالی بودن این نمونه‌هاست. موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در محدوده‌های تفریت و بازائیت با نتایج به دست آمده از محاسبه نرم آنها سازگار است. محاسبه نرم سنگ‌های آنالیزشده، نشان‌دهنده حضور تا ۲/۶ درصد حجمی نفلین نورماتیت است که تأییدکننده ماهیت آلکالی و همچنین سدیک بودن این سنگ‌هاست. بر اساس ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ترکیب زمین‌شیمیایی سنگ کل، این سنگ‌ها آلکالی‌بازالت هستند. موقعیت مشابه نمونه‌های آنالیزشده از دایک‌های چاه‌علی‌خان در نمودارهای طبقه‌بندی TAS و عناصر غیر متحرک نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از لحاظ زمین‌شیمی چندان دچار تغییر نشده‌اند و از این رو می‌توان گفت داده‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها ویژگی‌های اولیه و واقعی آنها را نشان می‌دهد و دارای ماهیت آلکالی و سدیک هستند. ترکیب شیمیایی

تقریباً نزدیک این نمونه‌ها احتمالاً بیانگر این است که پدیده‌های تفریق و جدایش بلوری در حین صعود و تبلور ماگما، تأثیر گسترده‌ای نداشته است.

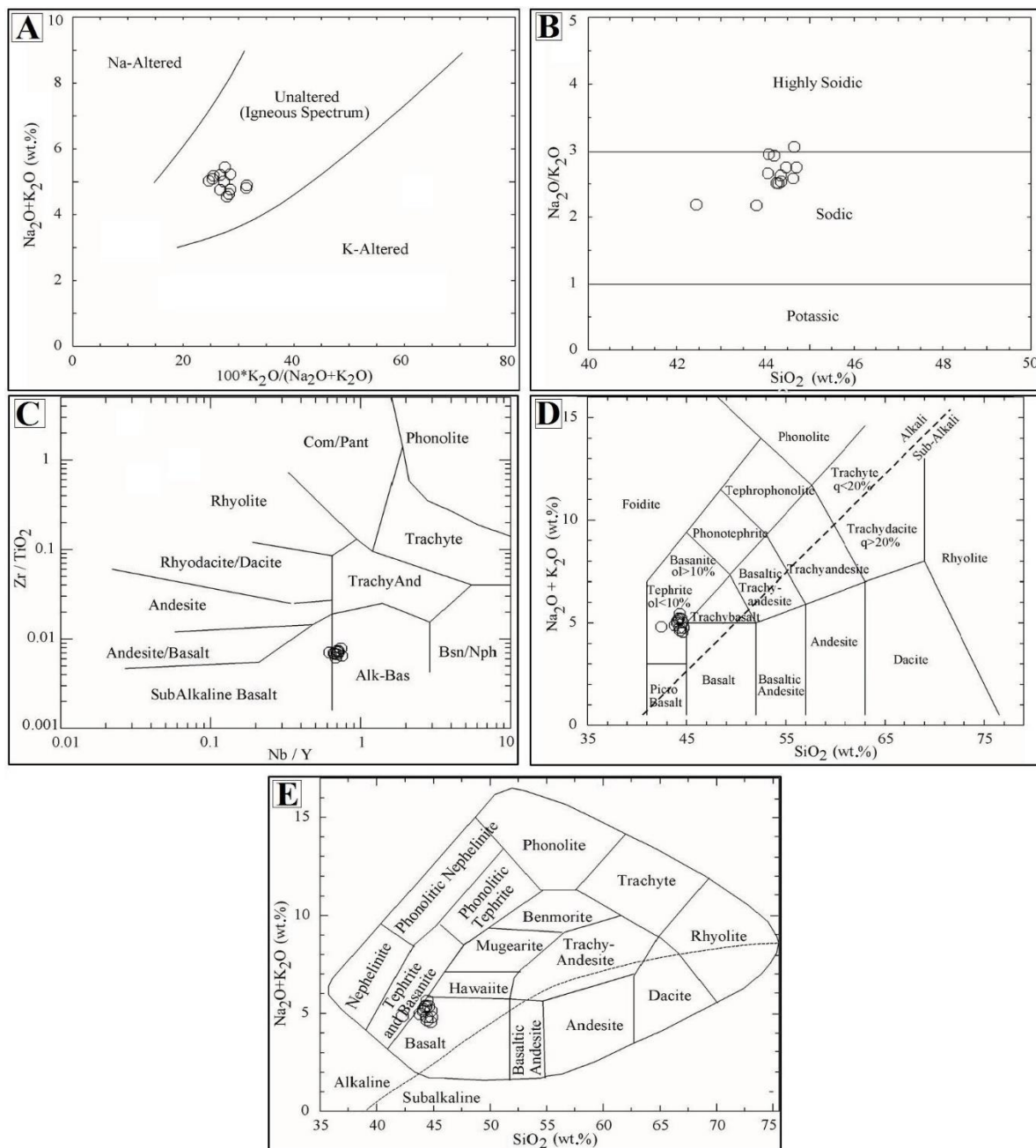
الگوی عناصر نادر خاکی بهنجارشده نسبت به کندریت کلیه نمونه‌های آنالیز شده دایک‌های چاه‌علی‌خان روند مشابهی دارند که نشان‌دهنده وجود منشأ یکسان و ماهیت مشابه آنهاست (شکل ۶-۱). در این نمودارها، LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد و نسبت  $\text{La}/\text{Yb}$  آنها ۸/۹ تا ۱۰/۰ است.

در نمودار بهنجارسازی عناصر مختلف نسبت به گوشته اولیه، LIEEs ( $\text{Ba}$ ،  $\text{Cs}$  و  $\text{Rb}$ ) نسبت به HREE غنی‌شدگی دارند و الگوی این نمودارها در کل شیب منفی به سمت راست نشان می‌دهد. کلیه نمونه‌ها از  $\text{Cs}$  غنی هستند و مقدار آن نوسان دارد. این نمونه‌ها در محل عناصر  $\text{K}$ ،  $\text{Pb}$  و  $\text{Sr}$  آنومالی مثبت نشان می‌دهند (شکل ۶-۲).

## ذوب‌بخشی، ایجاد ماگمای اولیه و تعیین سنگ منشأ

در الگوی بهنجارشده عناصر نسبت به کندریت و گوشته اولیه، دایک‌های چاه‌علی‌خان غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE نشان می‌دهند (شکل ۶-۱). بررسی‌ها نشان‌دهنده است که می‌توان با استفاده از میزان فراوانی عناصر ناسازگار  $\text{Ce}$  و  $\text{Yb}$  عمق ایجاد ماگما را برآورد کرد. از آن جایی که نسبت  $\text{Ce}/\text{Yb}$  به ضخامت گوشته حساس است و تفریق ماگما به روش تبلوربخشی روی مقدار این نسبت تأثیرگذار نیست، می‌توان از آن در تخمین عمق احتمالی جدایش ماگما از سنگ منشأ استفاده کرد (Ellam, 1992).

موقعیت آلکالی‌بازالت‌های چاه‌علی‌خان در نمودار  $\text{Ce}/\text{Yb}-\text{Ce}$  نشان می‌دهد که ماگمای آنها در عمق حدود ۱۰۵ کیلومتری از سنگ منشأ خود ایجاد شده است (شکل ۷-۱). همچنین موقعیت این سنگ‌ها در نمودار  $\text{Nb}/\text{La}-\text{La}/\text{Yb}$  (Abdel-Fattah et al., 2004) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها متعلق به زون انتقالی گوشته لیتوسفری و استنوسفری است (شکل ۷-۲).

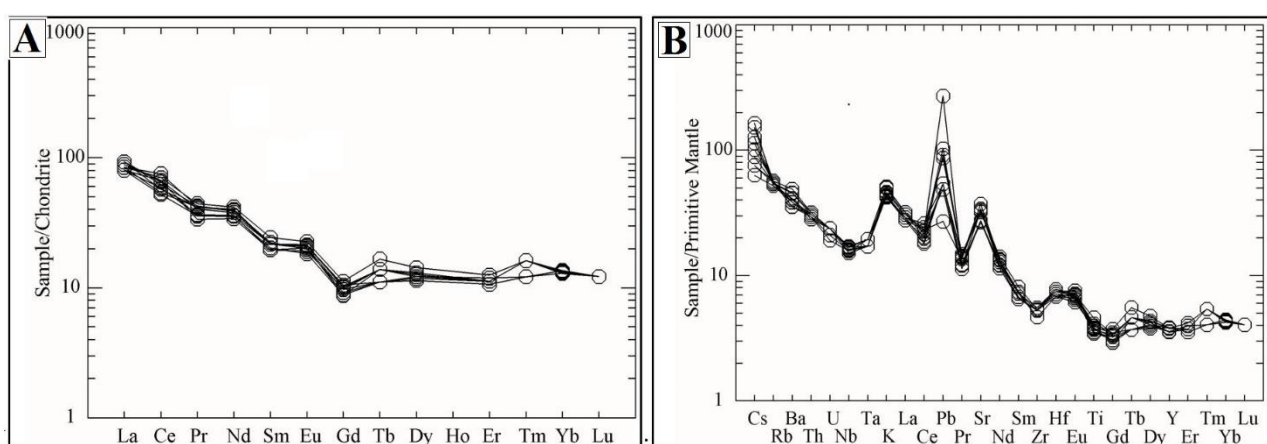


شکل ۵. نمودارهای زمین‌شیمیایی نمونه‌های سنگ کل دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان، A: نمودار  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O} \cdot 100/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  بر گرفته از هاکس (Hughes, 1973)، B: نمودار  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  بر گرفته از ژاکوب و همکاران (Jaques et al., 1985)، C: نمودار  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  -  $\text{Nb}/\text{Y}$  بر گرفته از وینچستر و فلویید (Winchester and Floyd, 1977)، D: نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر مجموع آلکالی‌ها (TAS) بر گرفته از لوماپتر (Le Maitre, 2002) و E: نمودار سنگ‌های آتشفشانی  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  بر گرفته از کاکس و همکاران (Cox et al., 1979)

**Fig. 5.** The whole rocks geochemical diagrams of the dikes from the Chah-e-Alikhan area. A:  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O} \cdot 100/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  diagram (Hughes, 1973), B:  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  classification diagram (Jaques et al., 1985), C:  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  against  $\text{Nb}/\text{Y}$  diagram (Winchester and Floyd, 1977), D: Total Alkalis versus Silica (TAS) diagram (Le Maitre, 2002), and E: volcanic rocks classification diagrams (Cox et al., 1979)

(CV). در این نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده بین لرزولیت‌های گارنت‌دار و اسپینل‌دار قرار می‌گیرند. موقعیت آلكالی بازالت‌های چاه‌علی‌خان در این نمودارها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آنها حاصل حدود ۵ تا ۱۰ درصد ذوب‌بخشی یک پریدوتیت گارنت و اسپینل‌دار بوده است (شکل ۷-D و C).

با استفاده از نمودارهای عناصر نادر خاکی نیز می‌توان نوع و درصد ذوب‌بخشی سنگ منشأ ماگماهای بازالتی را مشخص کرد (Bogaard and Worner, 2003; Zeng et al., 2010). موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای Sm/Yb-La/Yb، Dy/Yb-La/Yb وجود یک منشأ لرزولیتی اسپینل و گارنت‌دار را برای ماگمای سازنده این سنگ‌ها تأیید می‌کند (شکل ۷-D و



شکل ۶. A: نمودار بهنجارسازی عناصر نادر خاکی دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان نسبت به کندریت (مقادیر عناصر کندریت برگرفته از مکدوناف و سان (McDonough and Sun, 1995) و B: نمودار چند عنصری بهنجارسازی دایک‌های مورد بررسی نسبت به گوشته اولیه (مقادیر عناصر گوشته اولیه برگرفته از سان و مکدوناف (Sun and McDonough 1989))

**Fig. 6.** A: Chondrite normalized REE patterns of the Chah-e-Alikhan dikes. The REE contents of chondrite are taken from McDonough and Sun (1995), and B: Primitive mantle normalized spidergram of the dikes. The trace and REE contents of the primitive mantle are taken from Sun and McDonough (1989)

در نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (et al., 2014; Salim et al., 2022) در مقابل  $\text{TiO}_2$  (Zeng et al., 2010) موقعیت چهار سنگ منشأ پیشنهاد شده برای آلكالی بازالت‌ها نشان داده شده است. بر اساس این نمودار، ماگمای سازنده دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان حاصل ذوب یک پریدوتیت کربناته شده است (شکل ۸).

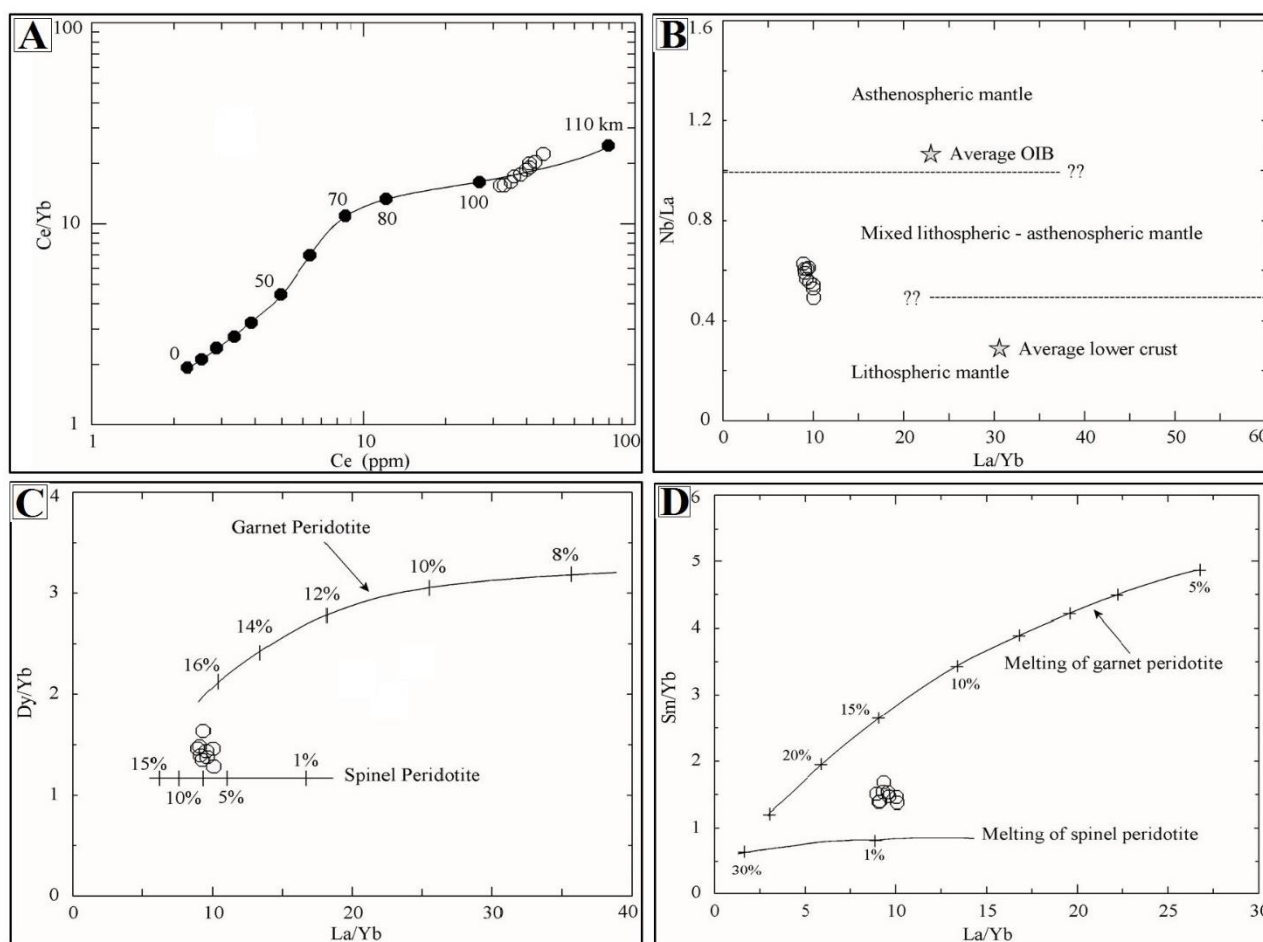
اضافه شدن سیالات کربناتی به غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار (به جز Hf, Zr, K و Ti) در یک گوشته تهی از این عناصر منجر می‌شود. به این ترتیب، ذوب این چنین گوشته کربناته‌ای باعث

### متاسوماتیسم گوشته

چنان‌که در نمودارهای شکل ۶ نشان داده شده است، غنی‌شدگی از LILE نسبت به HREE مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده غنی‌بودن ماگمای مولد این سنگ‌ها از عناصر ناسازگار است. بررسی‌ها نشان داده است که برای ایجاد این چنین ماگماهای غنی از عناصر ناسازگار و مواد فرار، احتیاج به یک گوشته از قبل غنی‌شده در اثر متاسوماتیسم است و از ذوب گوشته لرزولیتی خشک، چنین ماگماهای غنی شده‌ای تولید نمی‌شود (Torabi, 2010; Rajabi

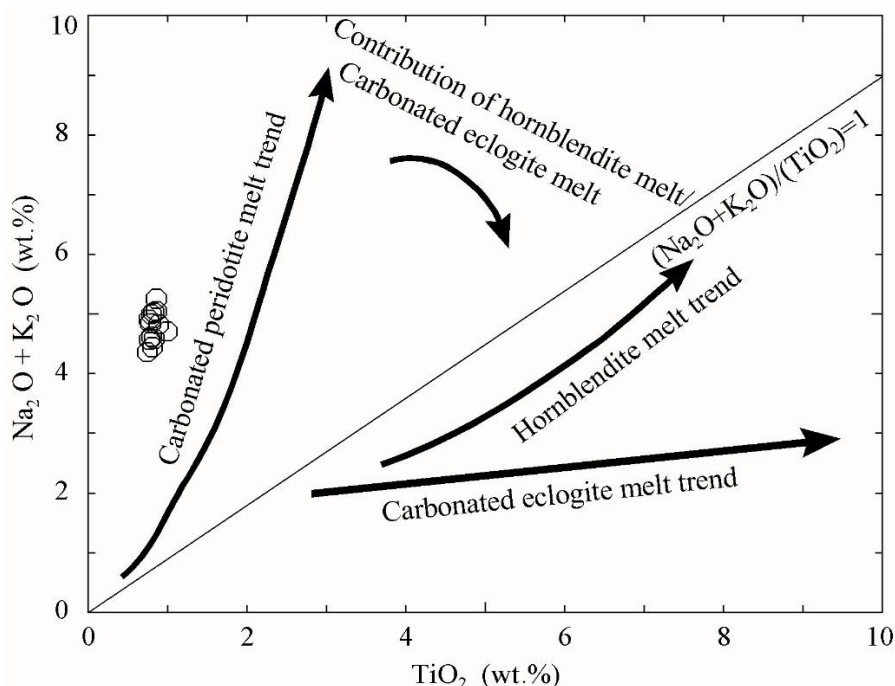
مذاب‌هایی منجر می‌شود که در آنها La نسبت به Ca و Yb نسبت به Al غنی‌شدگی دارند و مقدار بالایی از Zr/Hf و مقدار کمی از Ti/Eu وجود دارد (Rudnick et al., 1993). از طرف دیگر، افزایش درجه ذوب‌بخشی به کاهش تأثیرهای متاسوماتیسم کربناته منجر می‌شود (Zeng et al., 2010).

تشکیل یک مذاب غنی از عناصر ناسازگار می‌شود که آنومالی منفی از Hf، Zr، K و Ti دارد. Rb و Cs عناصری هستند که در جریان تبلور یا ذوب‌بخشی تغییر نمی‌کنند، یا تغییر جزئی دارند و مشابه هم رفتار می‌کنند. وجود تفاوت در رفتار این جفت عنصر ناشی از تأثیر سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده بر ماگمای مولد این سنگ‌هاست. به طور کلی، متاسوماتیسم کربناته به ایجاد



**شکل ۷.** نمودارهای زمین‌شیمیایی تعیین عمق، نوع و درجه ذوب‌بخشی سنگ منشأ ماگمای سازنده دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان. A: نمودار Ce در برابر Ce/Yb برگرفته از الام (Ellam, 1992)، B: نمودار Nb/La در برابر La/Yb برگرفته از عبدالفتاح و همکاران (Abdel-Fattah et al., 2004)، C و D: نمودارهای برآورد درجه ذوب‌بخشی سنگ منشأ (منحنی‌های ذوب گارنت و اسپینل به ترتیب برگرفته از بوگارد و ورنر و ژنگ و همکاران (Bogaard and Worner, 2003; Zeng et al., 2010)

**Fig. 7.** Geochemical plots for determination of the depth, type and degree of partial melting of source rock for the Chah-e-Alikhan dikes, A: Ce/Yb versus Ce graph (Ellam, 1992), B: Nb/La against La/Yb plot (Abdel-Fattah et al., 2004), C and D: Graphs to estimation of the degree of partial melting of source rock (Bogaard and Worner, 2003; Zeng et al., 2010; respectively)



شکل ۸. نمودار  $\text{TiO}_2$ -( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) بر گرفته از ژنگ و همکاران (Zeng et al., 2010)، و موقعیت نمونه‌های آنالیز شده دایک‌های منطقه چاه‌علی‌خان

Fig. 8.  $\text{TiO}_2$  versus ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) diagram (Zeng et al., 2010) and the situation of the analyzed samples of dikes from the Chah-e-Alikhan area

(Torabi, 2010; Rajabi et al., 2014)

### محیط زمین‌ساختی

در نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساخت  $\text{Th}/\text{Nb}$ - $\text{La}/\text{Yb}$  (Gorton and )  $\text{Th}/\text{Yb}$ - $\text{Ta}/\text{Yb}$  (Hollocher et al., 2012)، (Schandl, 2000) (شکل ۹-A و B) و  $\text{DF1}$ - $\text{DF2}$  (Verma ) (and Agrawal, 2011) (شکل ۹-C و D) نمونه‌های آنالیز شده منطقه چاه‌علی‌خان در محدوده آلکالی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. مقدار  $\text{DF1}$  و  $\text{DF2}$  در این نمودارها برای تفکیک محیط‌های درون صفحه‌ای و درون صفحه‌ای از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$\text{DF1}$  و  $\text{DF2}$  در نمودار شکل ۹-C:

در آلکالی بازالت‌های چاه‌علی‌خان، میزان  $\text{Cs}$  نوسان نشان می‌دهد،  $\text{La}$  نسبت به  $\text{Yb}$  غنی‌شدگی دارد ( $\text{La}/\text{Yb} = 1.0 - 1.9$ ) و نسبت بالای  $\text{Zr}/\text{Hf}$  (۲۸ تا ۲۵) و کم  $\text{Ti}/\text{Eu}$  (۰/۰ تا ۳۹/۵۰) در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۶-B). این ویژگی‌ها بیانگر تأثیر متاسوماتیسم کربناته بر منشأ ماگمای مولد بازالت آلکالن چاه‌علی‌خان است. از طرفی، مقدار  $\text{Ca}/\text{Al}$  این سنگ‌ها حدود ۱ است که از مقدار این نسبت در گوشته اولیه (۱/۱) کمتر است و در نمودار عنکبوتی آنومالی منفی از عناصر  $\text{K}$  وجود ندارد (جدول ۱ و شکل ۶-B). این وضعیت با توجه به تأثیر ذوب‌بخشی که این سنگ‌ها متحمل شده‌اند (۵ تا ۱۰ درصد) توجیه می‌شود. بنابراین می‌توان گفت منشأ گوشته‌ای بازالت چاه‌علی‌خان تحت تأثیر متاسوماتیسم کربناته قرار داشته است؛ ولی ذوب‌بخشی باعث کم‌شدن برخی شواهد زمین‌شیمیایی تأثیر این دگرسانی شده است



$$DF1_{(IAB-CRB-OIB)_{t2}} = -0.6146 \cdot \ln\left(\frac{Nb}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 2.3510 \cdot \ln\left(\frac{V}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 1.6828 \cdot \ln\left(\frac{Y}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 1.1911 \cdot \ln\left(\frac{Zr}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 22.7253$$

$$DF2_{(IAB-CRB-OIB)_{t2}} = 1.3765 \cdot \ln\left(\frac{Nb}{(TiO_2)_{adj}}\right) - 0.9452 \cdot \ln\left(\frac{V}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 4.0461 \cdot \ln\left(\frac{Y}{(TiO_2)_{adj}}\right) - 2.0789 \cdot \ln\left(\frac{Zr}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 22.2450$$

DF1 و DF2 در نمودار شکل ۹-D:

$$DF1_{(IAB-CRB-MORB)_{t2}} = -6624 \cdot \ln\left(\frac{Nb}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 2.4498 \cdot \ln\left(\frac{V}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 1.2867 \cdot \ln\left(\frac{Y}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 1.0920 \cdot \ln\left(\frac{Zr}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 18.7466$$

$$DF2_{(IAB-CRB-MORB)_{t2}} = 0.4938 \cdot \ln\left(\frac{Nb}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 3.4741 \cdot \ln\left(\frac{V}{(TiO_2)_{adj}}\right) - 3.8053 \cdot \ln\left(\frac{Y}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 2.0070 \cdot \ln\left(\frac{Zr}{(TiO_2)_{adj}}\right) + 3.3163$$

در منطقه انارک - خور - جندق (بخش شمال غربی CEIM) طیف گسترده‌ای از سری‌های ماگمایی از کالک‌آلکان به شوشونیتی و در نهایت آلکان را از پالتوسن تا الیگوسن زیرین نشان داده است. این ماگماتیسیم مربوط به فرورانش فعال پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر CEIM است (Jamshidzaei et al., 2021) و بیانگر وجود یک رژیم زمین‌ساختی پیچیده است (Aistov et al., 1984). ماگماتیسیم کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی منطقه احتمالاً نشان‌دهنده مراحل پایانی کوه‌زایی و شروع بسته‌شدن حوضه اقیانوسی است (Goli et al., 2021). افیولیت‌های ناین، عشین و سورک بقایای این پوسته اقیانوسی هستند. آغاز بسته‌شدن این حوضه اقیانوسی در ائوسن زیرین باعث تغییر تنش‌ها از حالت کششی به فشارشی شده است (Salim et al., 2022). نازک‌شدن گوشته لیتوسفر پس از اواخر مراحل کوه‌زایی می‌تواند باعث افزایش حرارت و وقوع ماگماتیسیم بازالتی شود (Turner et al., 1992). ویژگی‌های شیمیایی ماگمایی که در این شرایط تولید می‌شود، به بالا آمدن آدیاباتیک و درجه ذوب ناشی از کاهش فشار بستگی دارد. حجم مذاب حاصل از گسترش پوسته قاره‌ای نیز بستگی به ضخامت پوسته و دمای بالقوه گوشته

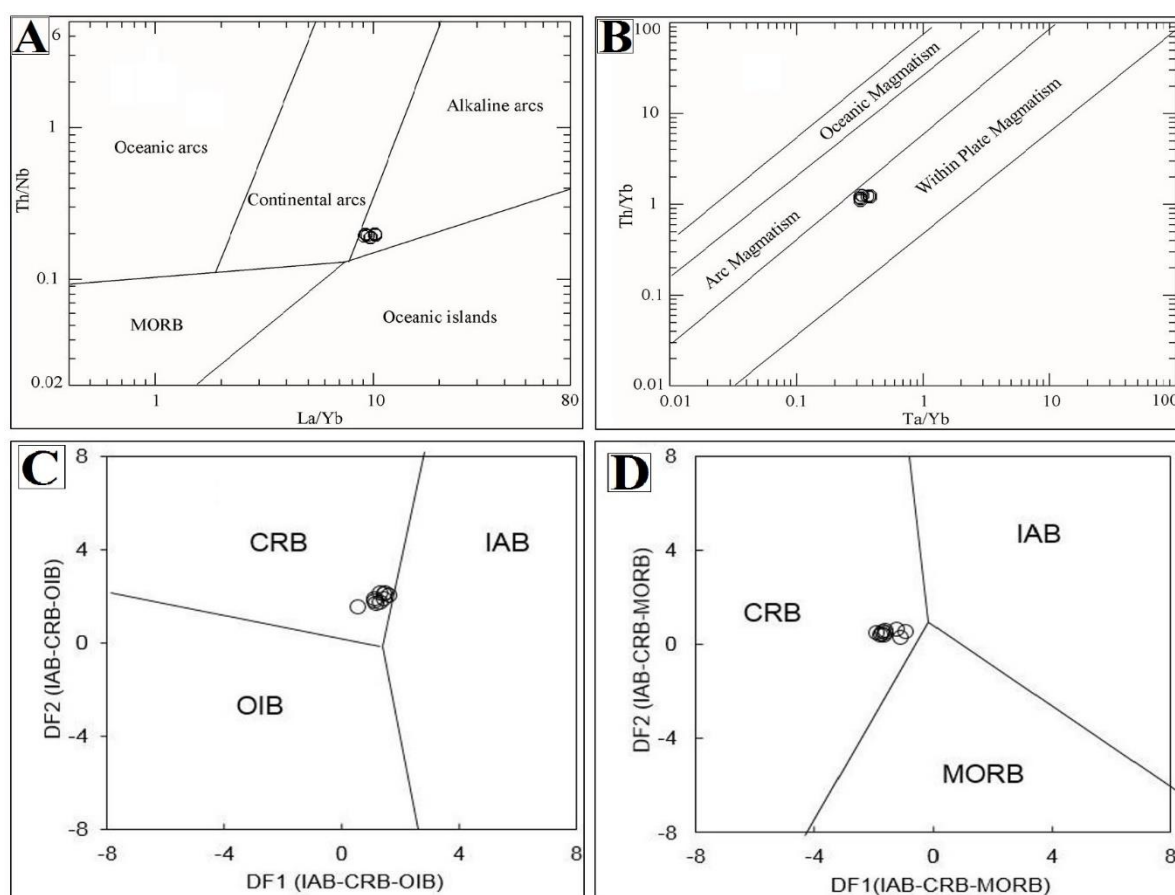
غنی‌شدگی از LILE، LREE، نوسانات نسبت Cs/Rb و رخداد متاسوماتیسیم کرناته به وجود یک صفحه اقیانوسی فرورونده و سیالات آزاد شده از آن نسبت‌داده می‌شود (Shaw et al., 2003). پوسته اقیانوسی از قبل فرورانش یافته محتمل‌ترین علت متاسوماتیسیم گوشته در حوزه‌های مرتبط با فرورانش است. پوسته اقیانوسی فرورونده حاوی مقادیر قابل توجهی از آلکالی‌ها و مواد تبخیری برای آزاد کردن و تأثیر گذاشتن بر پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای است (Kiseeva et al., 2017).

چنان‌که نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی نشان می‌دهند، آلکالی بازالت‌های چاه‌علی‌خان ویژگی‌های مشابه با آلکالی بازالت‌های قاره‌ای را نشان می‌دهند و از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی در شمال غرب CEIM قرار دارند. تاریخ زمین‌شناسی منطقه انارک - خور - جندق (ایران مرکزی، شمال غرب CEIM) نشان می‌دهد که ماگماتیسیم سنوزوئیک در اواخر پالتوسن آغاز شده و در الیگوسن اولیه پایان یافته است. علت اصلی این ماگماتیسیم طولانی مدت، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در اطراف CEIM از تریاس بالایی تا ائوسن زیرین است (Torabi, 2010; Torabi, 2011; Rajabi et al., 2014). ماگماتیسیم سنوزوئیک

آلکالی بازالت‌های چاه‌علی‌خان نشان می‌دهد که این مذاب بازالتی حاصل درجه‌های پایین ذوب‌بخشی یک گوشته لرزولیتی متاسوماتیسم شده است که در شرایطی که پوسته قاره‌ای منطقه در الیگوسن زیرین دچار کشش شده، تولید شده است و در امتداد گسل‌های منطقه مانند کویر بزرگ و دیگر گسل‌های مرتبط با آن صعود کرده است.

بالایی دارد (McKenzie and Bickle, 1988). عمق موهو در این منطقه حدود ۴۰ کیلومتر است (Mohammadi et al., 2013).

از این رو، تشکیل دایک‌های آلکالی بازالتی چاه‌علی‌خان را می‌توان به فرورانش سابق پوسته اقیانوسی محدود کننده CEIM و ذوب ناشی از کاهش فشار در یک سامانه کششی پس از برخورد در منطقه انارک - جندق در اوایل الیگوسن نسبت داد. ویژگی‌های



**شکل ۹.** نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی و موقعیت دایک‌های آلکالی بازالت منطقه چاه‌علی‌خان، A:  $La/Yb - Th/Nb$  بر گرفته از (Hollocher et al., 2012)، B:  $Ta/Yb - Th/Yb$  بر گرفته از گورتون و شاندل (Gorton and Schandl, 2000)، C و D: نمودار  $DF1 - DF2$  بر گرفته از ورما و آگروال (Verma and Agrawal, 2011). IAB: Island Arc Basalt; CRB: Continental Rift Basalt; OIB: Oceanic Island Basalt; MORB: Mid Ocean Ridge Basalt

**Fig. 9.** Discrimination geotectonic diagrams and the situation of the Alkalibasalt dikes from the Chah-e-Alikhan area; A:  $La/Yb - Th/Nb$  diagram (Hollocher et al., 2012), B:  $Ta/Yb - Th/Yb$  diagram (Gorton and Schandl, 2000), C and D:  $DF1 - DF2$  diagram (Verma and Agrawal, 2011). IAB: Island Arc Basalt; CRB: Continental Rift Basalt; OIB: Oceanic Island Basalt; MORB: Mid Ocean Ridge Basalt

**نتیجه‌گیری**

ماگماتیسیم آلکالن سنوزوئیک در امتداد گسل کویر بزرگ رخنمون‌های متعددی دارد. این سنگ‌ها واحدهای قدیمی‌تر (سنگ‌های آتشفشانی و فلیش‌های ائوسن) را قطع کرده‌اند و در حاشیه آنها آثار دگرسانی، پختگی و کانه‌زایی وجود دارد. بررسی این دایک‌ها نشان می‌دهد که ماهیت بازیک دارند و متعلق به سری ماگمایی آلکالن هستند و ماگمای سازنده آنها حاصل درجه‌های پایین ذوب‌بخشی یک گوشته لرزولیتی اسپینل و گارنت‌دار بوده که در گذشته تحت تأثیر متاسوماتیسیم کربناته و سیالات آزاد شده از فرورائش یک صفحه اقیانوسی قرار داشته است. فرورائش پوسته اقیانوسی نتوتیس در حاشیه غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی احتمالاً عامل متاسوماتیسیم گوشته و ایجاد ماگمای آلکالن بوده

است. وجود افیولیت‌های عشین، نایین و سورک شواهدی از رخداد این فرورائش هستند. محیط زمین‌ساختی این دایک‌ها شبیه به آلکالی بازالتهای درون صفحه‌ای می‌است و گسل کویر بزرگ و گسل‌های فرعی مرتبط با آن در ایجاد محیط کششی و برون‌زد سنگ‌های آلکالن مؤثر بوده‌اند.

**قدردانی**

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان قدردانی می‌کنند.

**تعارض منافع**

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. Central- East Iranian Microcontinent (CEIM)
2. X-Ray Fluorescence (XRF)
3. cross polarized light

## References

- Abdel-Fattah, M., Abdel-Rahman, A.M. and Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon. *Geological Magazine*, 141(5): 545–63. <https://doi.org/10.1017/S0016756804009604>
- Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B., Morozov, L., Kiristaev, V. and Romanko, E., 1984. *Geology of the Khur Area (Central Iran)*. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 20, 132 pp.
- Bayat, F. and Torabi, G., 2011. Alkaline lamprophyric province of Central Iran. *Island Arc*, 20(3): 386–400. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2011.00776.x>
- Bogaard, P.J.F. and Worner, G., 2003. Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany. *Journal of Petrology*, 44(3): 569–602. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.3.569>
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhursts, R.J., 1979. *The interpretation of Igneous rocks*, Allen and Unwin, London, 450 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Dostal, J. 2017. Rare earth element deposits of alkaline igneous rocks. *Resources* 6(3): 34. <https://doi.org/10.3390/resources6030034>
- Ellam, R., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20(2): 153–156. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2)
- Fitton, J.G. and Upton, B.G.J., 1987. *Alkaline Igneous Rocks*, Blackwell, London, 576 pp.
- Ghasemi, H., Barahmand, M. and Sadeghian, M., 2011. The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin. *Petrological Journal*, 2(7): 77-94. (in Persian with English abstract) Retrieved November 1 2023 from [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16081.html?lang=en](https://ijp.ui.ac.ir/article_16081.html?lang=en)
- Ghasemi, H., Rostami Hossuri, M., Sadeghian, M. and Kadkhodaye Arab, F., 2016. Back-arc extensional magmatism in the Oligo-Miocene basin of the Northern edge of Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 25(99): 239–252. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2016.40915>
- Goli, Z., Torabi, G. and Arai, S., 2021. High-K calc-alkaline Eocene volcanic rocks from the Anarak area (Central Iran): A key structure for the early stages of oceanic basin closure and the beginning of collision. *Geotectonics*, 55(4): 600–617. <https://doi.org/10.1134/S0016852121040075>
- Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5): 1065–1073. <https://doi.org/10.2113/GSCANMIN.38.5.1065>
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen 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>
- Hughes, C.J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109(6): 513–527. <https://doi.org/10.1017/S0016756800042795>
- Jamshidzaei, A., Torabi, G., Morishita, G. and Tamura, A., 2021. Eocene dike swarm and felsic stock in Central Iran: Roles of metasomatized mantle wedge and Neo-Tethyan slab. *Journal of Geodynamics*, 145 (1): 101844. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101844>
- Jaques, A.L., Creaser, R.A., Ferguson, J. and Smith, C.B., 1985. A review of the alkaline rocks of Australia. *Geological Society of South Africa*, 88: 34–311. Retrieved October 14, 2023 from <https://pubs.geoscienceworld.org/gssa/sajg/article/88/2/311/122026/A-review-of-the-alkaline-rocks-of-Australia>
- Kiseeva, E.S., Kamenetsky, V.S., Yaxley, G.M. and Shee, S.R., 2017. Mantle melting versus mantle metasomatism- “The chicken or the egg” dilemma. *Chemical Geology*, 455(20): 120–130. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.10.026>
- Le Maitre, R.W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17(4): 589–637. <https://doi.org/10.1093/petrology/17.4.589>
- Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms*, 2nd edn. Cambridge University Press, New York, 236 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>

- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.  
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McKenzie, D.P. and Bickle, M.J. 1988. Volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29(3): 625–679. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>
- Mohammadi, N., Sodoudi, F., Mohammadi, E. and Sadidkhouy, A., 2013. New constraints on lithospheric thickness of the Iranian plateau using converted waves. *Journal of Seismology*, 17(3): 883–895.  
<https://doi.org/10.1007/s10950-013-9359-2>
- Moradi, S., Khaksar, T., Nazarinia, A. and Hussain, A., 2022. Petrology and geochemistry of Plio-Quaternary high-Nb basalts from Shahr-e-Babak area: Insights into post-collision magmatic processes in the Kerman Cenozoic Magmatic Arc. *Geologica Acta*, 20(8): 1–19.  
<https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2022.20.8>
- Rajabi, S. and Torabi, G., 2012. Petrology of mantle peridotites and volcanic rocks of the narrowest Mesozoic ophiolitic zone from central Iran (Yazd province). *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie - Abhandlungen*, 265(1): 49–78.  
<https://doi.org/10.1127/0077-7749/2012/0245>
- Rajabi, S., Torabi, G. and Arai, S., 2014. Oligocene crustal xenolith-bearing alkaline basalt from Jandaq area (Central Iran): implications for magma genesis and crustal nature. *Island Arc*, 23(2): 125–141.  
<https://doi.org/10.1111/iar.12063>
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003. The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 65–622. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>
- Rostami-Hossouri, M., Ghasemi, H., Pang, K.N., Shellnutt, J.G., Rezaei-Kahkhaei, M., Miao, L., Mobasher, M., Iizuka, Y., Lee, H-Y. and Lin, T-H., 2020. Geochemistry of continental alkali basalts in the Sabzevar region, northern Iran: implications for the role of pyroxenite in magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175(5): 1–22.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-020-01687-z>
- Rudnick, R.L., McDonough, W.F. and Chappell, B.W., 1993. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 463–475.  
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90076-L](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90076-L)
- Salim, H., Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Sahlabadi, M. and Morishita, T., 2022. Early Oligocene continental alkalibasalts of the Central Toveireh area (Southwest of Jandaq, Isfahan Province, Iran). *Geotectonics*, 56(2): 241–256.  
<https://doi.org/10.1134/s001685212202011x>
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Liu, X., Genser, J., Monfaredi, B. and Masoudi, F., 2017. Geochemical and isotopic evidence for Carboniferous rifting: mafic dikes in the central Sanandaj-Sirjan zone (Dorud-Azna, West Iran). *Geologica Carpathica*, 68(3): 229–247.  
<https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0017>
- Sharkovski, M., Susov, M., Krivyakin, B., Morozov, L., Kiristaev, V. and Romanko, E., 1984. Geology of the Anarak Area (Central Iran), Geological Survey of Iran, Technoexport, Report 19: 143 pp.
- Shaw, A.M., Hilton, D.R., Fischer, T.P., Walker, J.A. and Alvarado, G.E., 2003. Contrasting He-C relationships in Nicaragua and Costa Rica: insights into C cycling through subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3–4): 499–513.  
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00401-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00401-1)
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry, (Editors) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society London, Special Publications, 42(1): 313–345.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Torabi, G., 2010. Early Oligocene alkaline lamprophyric dikes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc*, 19(2): 277–291.  
<https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2009.00705.x>
- Torabi, G., 2011. Middle Eocene volcanic shoshonites from western margin of Central-East Iranian Microcontinent (CEIM), a mark of previously subducted CEIM-confining oceanic crust. *Petrology*, 19(7): 675–689.  
<https://doi.org/10.1134/S0869591111030039>

- Torabi, G. and Hemmati, O., 2011. Alkaline basalt from the Central Iran, a mark of previously subducted Paleo-Tethys oceanic crust. *Petrology*, 19(7): 690–704.  
<https://doi.org/10.1134/S0869591111070034>
- Turner, S., Sandiford, M. and Foden, J., 1992. Some geodynamic and compositional constraints on post orogenic magmatism. *Journal of Economic Geology*, 20(10): 931–934.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0931:SGACCO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0931:SGACCO>2.3.CO;2)
- Verma, S.P. and Agrawal, S., 2011. New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1): 24–44. Retrieved October 14, 2023 from <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=57220090003>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 249–284.  
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Zeng, G., Chen, L.H., Xu, X.S., Jiang, S.Y. and Hofmann, A.W., 2010. Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology*, 273(1–2): 35–45.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.009>
- Zhang, G., Peng, R., Qiu, H., Wen, H., Feng, Y., Chen, B., Zhang, L., Liu, S. and Liu, T., 2020. Origin of Northeast Fujian basalts and limitations on the heterogeneity of mantle sources for Cenozoic alkaline magmatism across SE China: Evidence from zircon U-Pb dating petrological, whole-rock geochemical, and isotopic studies. *Minerals* 10(9): 1–18.  
<https://doi.org/10.3390/min10090770>