

Research Article

## Direklo-Mehdikhan Alkaline Basalt District, an Indication of a Quaternary Continental Within Plate Extensional Mechanism

Fatemeh Narimani <sup>1</sup>, MohammadAli Mackizadeh <sup>2</sup>, Mortaza Sharifi <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran, [fnarimani28@gmail.com](mailto:fnarimani28@gmail.com)

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran, [mackizadeh44@gmail.com](mailto:mackizadeh44@gmail.com)

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran, [sharifimortaza@yahoo.com](mailto:sharifimortaza@yahoo.com)

### ARTICLE INFO

Received: 07 January 2025

Accepted: 15 March 2025

#### Keywords

Alkaline Basalt  
Direklo-Mehdikhan  
Within Plate Magmatism  
Crustal Contamination  
Qorveh



[10.22108/ijp.2025.143905.1350](https://doi.org/10.22108/ijp.2025.143905.1350)

### EXTENDED ABSTRACT

#### Introduction

The Direklo-Mehdikhan volcanic district is the largest volcanic region within the Qorveh-Bijar Quaternary volcanic belt, located near Qorveh in Kurdistan province, Iran. The Qorveh-Bijar Quaternary basic volcanic belt lies between the provinces of West Azerbaijan and Kurdistan, within the Sanandaj-Sirjan zone as a segment of the Alpine-Himalayan Orogeny with a Gondwana-affinity basement. The Orogeny is strongly influenced by the Middle-Late Tertiary post-orogenic development that followed the continental collision between the Arabian and Eurasian plates. Following the collision, the SSZ continental lithosphere was thickened (Agard et al., 2005), leading to a lithospheric thickness of ~150–170 km (Priestley and McKenzie, 2006). In this district, the deposits of pyroclastic origins and scoria, which erupted from a thick lithosphere, are covered by alkaline basic lava flows (Neill et al., 2015).

The primary objective of the present study is to provide evidences for the subduction of the Neotethys oceanic plate beneath the Eurasian margin and the collision of the Arabian plate. Therefore, this study focuses on the Direklo-Mehdikhan volcanic district.

Petrographic observations, along with whole-rock geochemistry and clinopyroxene mineral chemistry, were carried out to enhance our understanding of the magmatic activity of the Direklo-Mehdikhan volcanic

district.

#### Research Methods

The study started by fieldwork, petrographic analysis, and geochemical investigations. Field

 Corresponding Author

**To cite this article:** Narimani, F., Mackizadeh, M.A., and Sharifi, M. (2025) Direklo-Mehdikhan Alkaline Basalt District, an Indication of a Quaternary Continental Within Plate Extensional Mechanism. *Petrological Journal*, 16(1), 23-50.

observations were conducted on the lava flow situated between the villages of Direklo and Mehdikhan. Samples were collected from various locations within the lava flow, and thin sections were prepared for petrographic examination. Additionally, geochemical data on pyroxene crystals and whole-rock samples were analyzed to explore the origin and the evolution of the lava flow body. All EMPA and whole-rock analyses were performed at the Central Laboratory of Moscow State University in Russia and the Australian Lab West, respectively.

## Results and Discussion

The main mineral components which are defined by aphanitic to porphyritic texture, are phenocrysts mainly consist of olivine and pyroxene. The matrix includes plagioclase, opaque minerals, glass, and similar microcrystalline mineral phases. In some samples, xenoliths and quartz xenocrysts is observed. These fragments likely detached from adjacent rocks and were incorporated during magma ascending the crust. The studied samples primarily exhibit a porphyritic texture, with additional secondary textures observable in some samples, such as glomeroporphyritic, sieve, vesicular, vitrophyric, amygdaloidal, hyalomicroclitic, and microlithic porphyritic. The formation of porphyritic texture formed during a crystallization stage deep within the Earth (where phenocrysts crystallize), followed by further crystallization at or near the Earth's surface, resulting in the development of finer crystals. The presence of a glassy background and the microlithic texture is largely due to insufficient time for the remaining magma to crystallize at shallow depths or close to the surface (Shea, 2017).

EPMA results of clinopyroxene indicate that the clinopyroxenes are classified within the iron-magnesium-calcium pyroxenes quadrilateral and are identified as diopside type. The Mg number (Mg#) for these minerals ranges from 0.82 to 0.92 (Figures 5A and 5B). The chemical composition of clinopyroxene demonstrate the alkaline magmatic series, as well as the extensional and intraplate tectonic environments. The crystallization process is believed to have occurred under conditions of high

oxygen fugacity (Figures 5C and 5D). The calculated temperature and pressure conditions for the crystallization of clinopyroxenes indicate a pressure range of 6 to 10 kbar and a temperature range of 1160 to 1250 °C (Figure 6). The variation in crystallization pressure is attributed to existence of multiple magma chambers and the clinopyroxene crystallization during the rapid ascent of magma (Özdemir et al., 2020).

Based on geochemical discrimination diagrams, the samples plot in the alkaline series and low-SiO<sub>2</sub> basalt (Figure 7-A). Normalized rare earth elements (REEs) diagrams, along with various elemental ratios such as Nb/Pb, La/Sm, Nb/U, and La/Yb, reveal a significant enrichment of light rare earth elements compared to heavy elements. This suggests the involvement of an enriched mantle, characterized by the presence of garnet in the source and a low degree of partial melting. So, the magma originated from a garnet lherzolite source during a partial melting process with a melting percentage of less than 5% and showed some clues of crustal contamination (Figures 14 and 15).

## Conclusions

Field studies, petrographic, and geochemical analysis of the Direklo-Mehdikhan low-SiO<sub>2</sub> alkaline basalt reveals valuable insights into the subduction of the Neotethys Oceanic crust and post-collisional mantle-derived mafic magmatism within intracontinental extensional settings. Normalized elemental diagrams, in comparison to primitive mantle compositions, reveals an enrichment in large-ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE) relative to high field strength elements (HFSE). Negative anomalies are observed in niobium (Nb) and titanium (Ti). Petrographic evidence and geochemical data indicate that local extensional and depressurization activities triggered low-grade partial melting (less than 5%). The parent magma derived from enriched garnet lherzolite at the pressure varying from 6 to 10 kbar and a temperature ranging from 1160 to 1250 °C. This process engaged in magma ascending rapidly to surface with minimal contamination by crust.

## پهنه بازال آلکالن دیرکلو- مهدی خان، نشانه‌ای از یک سازوکار کششی درون صفحه قاره‌ای کواترنری

فاطمه نریمانی<sup>۱</sup>، محمدعلی مکی‌زاده<sup>۲</sup>، مرتضی شریفی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، [fnarimani28@gmail.com](mailto:fnarimani28@gmail.com)

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، [mackizadeh44@gmail.com](mailto:mackizadeh44@gmail.com)

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، [sharifimortaza@yahoo.com](mailto:sharifimortaza@yahoo.com)

## چکیده

## اطلاعات مقاله

در شمال‌خاوری استان کردستان، شهرستان قروه، و در فاصله میان روستاهای مهدی‌خان و دیرکلو، پهنه‌ای از سنگ‌های بازالتی با ماهیت آلکالن روی رسوبات کواترنری جای گرفته است. بررسی مقاطع نازک تهیه شده از سنگ‌های منطقه مشخص کرده که این سنگ‌ها درشت بلورهایی از الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز دارند که در زمینه‌ای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، کانی‌های کدر و شیشه آتشفشانی قهوه‌ای رنگ جای گرفته‌اند. بافت اصلی این نمونه‌ها پورفیریستیک است و پیروکسن‌های آنها افزون بر بافت زونینگ ترکیبی و غربالی، بافت سری‌ایت و گلومرول نیز دارند. چنین بافت‌هایی می‌تواند گویای رخداد آرایش ماگمایی و نبود تعادل ماگمایی باشد. افزون بر این، نمودارهای هارکر رخداد تبلوربخشی را نشان می‌دهند. دیگر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مانند آنومالی منفی در Ta، Nb و Y، غنی‌شدگی در Th/Yb، آنومالی مثبت در Ba، Pb و Th، مقدار بالای LREE، نسبت‌های Ce/Sm، Sm/Yb و نیز نسبت‌های Nb/La و La/Yb و همچنین Ta/Yb و Th/Yb نشان می‌دهند خاستگاه ماگمای سازنده پهنه بازالتی مهدی‌خان- دیرکلو ذوبخشی (کمتر از ۵ درصدی) یک منبع گوشته‌ای (گارنت‌لرزیولیتی) غنی شده با سیال‌های حاصل از تخته فرورونده بوده است. فوران این پهنه بازالتی در یک محیط کششی پس از برخورد، روی داده است.

تاریخ دریافت ۱۴۰۳/۱۰/۱۸

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۱۲/۲۵

## کلید واژه‌ها

بازالت آلکالن

دیرکلو- مهدی‌خان

ماگماتیسیم درون صفحه‌ای

آرایش پوسته‌ای

قروه



doi: 10.22108/ijp.2025.143905.1350

## مقدمه

بازالتی آلکالن در محور نوبران- ماکو، بلوک لوت، مکران، البرز مرکزی و بخش‌های جنوبی خردقاره ایران مرکزی، بر سطح زمین خودنمایی می‌کنند. گدازه‌های بازیک کواترنری شمال پهنه سنندج-سیرجان که در راستای

مجموعه‌های آذرین کواترنری که آخرین تکاپوهای ماگماتیسیم ایران در قالب آتشفشان‌های بزرگی مانند دماوند، سبلان، تفتان-بزمان هستند و نیز پهنه‌های

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: نریمانی، ف.، مکی‌زاده، م.ع.، شریفی، م. (۱۴۰۴) پهنه بازال آلکالن دیرکلو- مهدی‌خان، نشانه‌ای از یک سازوکار کششی درون صفحه قاره‌ای کواترنری. پترولوژی ۱۶ (۱)، ۲۳-۵۰.

است (Neill et al., 2015). به طور کلی، محصولات آتشفشانی میوسن و کواترنر به صورت استراتوولکان‌های محلی و جریان‌های بازالتی با حجم کم شناخته می‌شوند. این در حالی است که محصولات آتشفشانی پلیوسن شامل فلات‌های بازالتی بسیار گسترده‌ای هستند. بررسی‌های بسیاری برای توضیح خاستگاه آتشفشان‌های پس از برخورد این صفحه‌ها انجام شده است، با این حال منطقه ذوب و توزیع زمانی و مکانی آتشفشانها هنوز هم مورد بحث هستند (Özdemir et al., 2020).

بررسی‌های سنگ‌شناسی آتشفشان‌هایی که در راستای پهنه برخورد جای گرفته‌اند، سه الگوی سنگ‌زایی را برای پیدایش چنین مجموعه‌های سنگ‌شناسی پیشنهاد کرده‌اند: در الگوی نخست خاستگاه سنگ‌کره‌ای پیشنهاد شده است (Kaygusuz et al., 2018)، در الگوی دوم یک منبع سست‌کره‌ای با یا بدون مؤلفه فرورانش در نظر گرفته شده است (Lebedev et al., 2016) و در الگوی سوم، آمیختگی مذاب‌هایی با خاستگاه سست‌کره و سنگ‌کره و نیز آرایش پوسته‌ای ماگما پیشنهاد شده است (Oyan et al., 2016). افزون بر این، آتشفشان‌های با خاستگاه پوسته زیرین (Coban et al., 2007; Kararli et al., 2008) و نیز آتشفشان‌های حاصل از تخته فرورانده‌شده درون گوشته (Di Giuseppe et al., 2017) نیز گزارش شده‌اند.

به باور پژوهشگران ایرانی نیز فرایندهای آتشفشانی خاور کردستان در ارتباط با پهنه برخوردی صفحه اوراسیا و عربی هستند. این واحدهای آتشفشانی با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری بخشی از سری آتشفشان‌های قروه- بیجار- تکاب هستند که در پهنه سندنج- سیرجان جای گرفته‌اند. این واحدها به شکل مجموعه‌های آتشفشانی و کراترهای جداگانه در فاصله یکصد کیلومتری از گسل رورانده اصلی زاگرس برونزد یافته‌اند. این واحدهای آتشفشانی را از سری سنگ‌های آلکالن بازیک درون صفحه‌های دانسته‌اند و پیدایش آنها را به زمان پلیوکواترنری نسبت داده‌اند (Haghnazar and Malakotian, 2011). افزون بر این، باید در نظر داشت که فرورانش رسوبات در زمان بسته‌شدن نئوتتیس و برخورد صفحه‌های دو سوی آن نیز به پیدایش ماگمای بازیک در زمان کواترنر انجامیده است (Meshmay et al., 2024).

زمین‌درز زاگرس- بیتلیس جای گرفته‌اند و سطح فلات مرتفع ایرانی- ترکی را پوشانده‌اند، بخشی از ماگماتیسم کواترنری خاور مدیترانه و باختر فلات ایران به شمار می‌روند و گواهی بر فرورانش نئوتتیس به زیر حاشیه اوراسیا و برخورد ورقه عربی دانسته می‌شوند. برخورد ورقه عربی و حاشیه ورقه اوراسیا از نزدیک به ۳۰ میلیون سال پیش آغاز شده است و هم‌اکنون نیز ادامه دارد (Allen et al., 2013).

در شمال پهنه سندنج-سیرجان، فعالیت‌های آذرین بیرونی جوان، در بازه زمانی کوتاهی در نزدیک به یک میلیون سال، ترکیبات سنگی گسترده‌ای را به سطح زمین منتقل و ساختارهای آتشفشانی را با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و در یک محدوده جغرافیایی محدود پدید آورده‌اند. کمربند آتشفشان کواترنری قروه- بیجار که بخشی از این محدوده جغرافیایی است، روی سنگ‌کره‌ای ضخیم فوران کرده است؛ سنگ‌کره‌ای که پس از برخورد اولیه ورقه عربی و اوراسیا ضخیم شده است و به سبب برای نزدیک به ۲۰۰ کیلومتر درآمده است (Priestley and Mckenzie 2006). این سببها در سنگ‌زایی و رخداد فرایندهای آتشفشانی کواترنری باختر ایران اهمیت به‌سزایی داشته است.

برخورد قاره‌ای صفحه اوراسیا (شامل صفحه ایرانی- ترکی) و عربی در آغاز میوسن و با فرورانش آخرین سنگ‌کره اقیانوسی میان صفحه عربی و اوراسیا آغاز شده است و در پی این برخورد، ماگماتیسم مرتبط با آن به‌ویژه از پایان میوسن تا به امروز، در مکان‌های متعددی در خاور ترکیه، ارمنستان و بسیاری از بخش‌های ایران گسترده شده است (Okayet al., 2010). ترکیب سنگ‌های حاصل از این فعالیت‌های ماگمایی، دامنه گسترده‌ای از مافیک تا فلسیک و سدیک تا التراپتاسیک را دربر می‌گیرند (Allen et al., 2013). سنگ‌های آذرآواری این مناطق شامل رسوبات آذرآواری و اسکوری هستند که با رسوبات آذرآواری جوان‌تر و بمب‌های آتشفشانی پوشانده شده‌اند. در نهایت این رسوبات آذرآواری زیر جریان‌های گدازه بازالتی مدفون می‌شوند. سن سنجی پتاسیم- آرگون چند نمونه بازائیتی از این محدوده، سن ۶۳ تا ۶۶ میلیون سال پیش را برای این گدازه‌ها پیشنهاد کرده

چنین برداشت می‌شود که در شمال پهنه برخوردی، پس از فرورانش و آبیگری رسوبات لبه قاره‌ای غیرفعال عربی به زیر صفحه اوراسیا و بارور شدن آن، گدازش گسترده سنگ‌کره‌ای ماگماتیسیم بازیک همزمان با برخورد در کواترنری را به دنبال داشته است (Maleki et al., 2015).

از این رو، کنکاشی بر ماگماتیسیم جوان باختر ایران می‌تواند افزون بر شناسایی ترکیب و شرایط گدازش ناحیه خاستگاه، دیدگاه‌های ارزشمندی درباره فرایندهای کنترل‌کننده ترکیب سنگ‌کره قاره‌ای فلات فعال کوهزایی ارائه دهد.

### زمین‌شناسی منطقه

کمر بند آتشفشان کواترنری قروه- بیجار که از نوع بازالت است (Malekootyan et al., 2007) در میان استان‌های آذربایجان غربی و کردستان جای دارد و در دسته‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در پهنه سنندج-سیرجان و با فاصله یکصد کیلومتری از غسل رورانده اصلی زاگرس جای گرفته است (Aghanabati, 2004). پهنه سنندج-سیرجان در شمال‌خاوری راندگی اصلی زاگرس جای دارد و گویلی یک گودی ژرف در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. این پهنه در واقع به صورت یک نوار ماگمایی -دگرگونی با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری میان زاگرس و ایران مرکزی است که نزدیک به ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر پهنای آن است و از ارومیه در شمال‌باختری تا سیرجان و اسفندقه در جنوب‌خاوری کشیده شده است. ادامه این پهنه در ترکیه، سوریه و قفقاز نیز دیده می‌شود. در حقیقت، مرز شمالی آن با پهنه آتشفشانی ارومیه- دختر و فروافتادگی‌های سیرجان، مرودشت، گاوخونی، کویر میقان (شمال اراک)، کفه کبودرآهنگ و دریاچه ارومیه، از ایران مرکزی جدا می‌شود. مرز جنوبی آن نیز غسل راندگی زاگرس است.

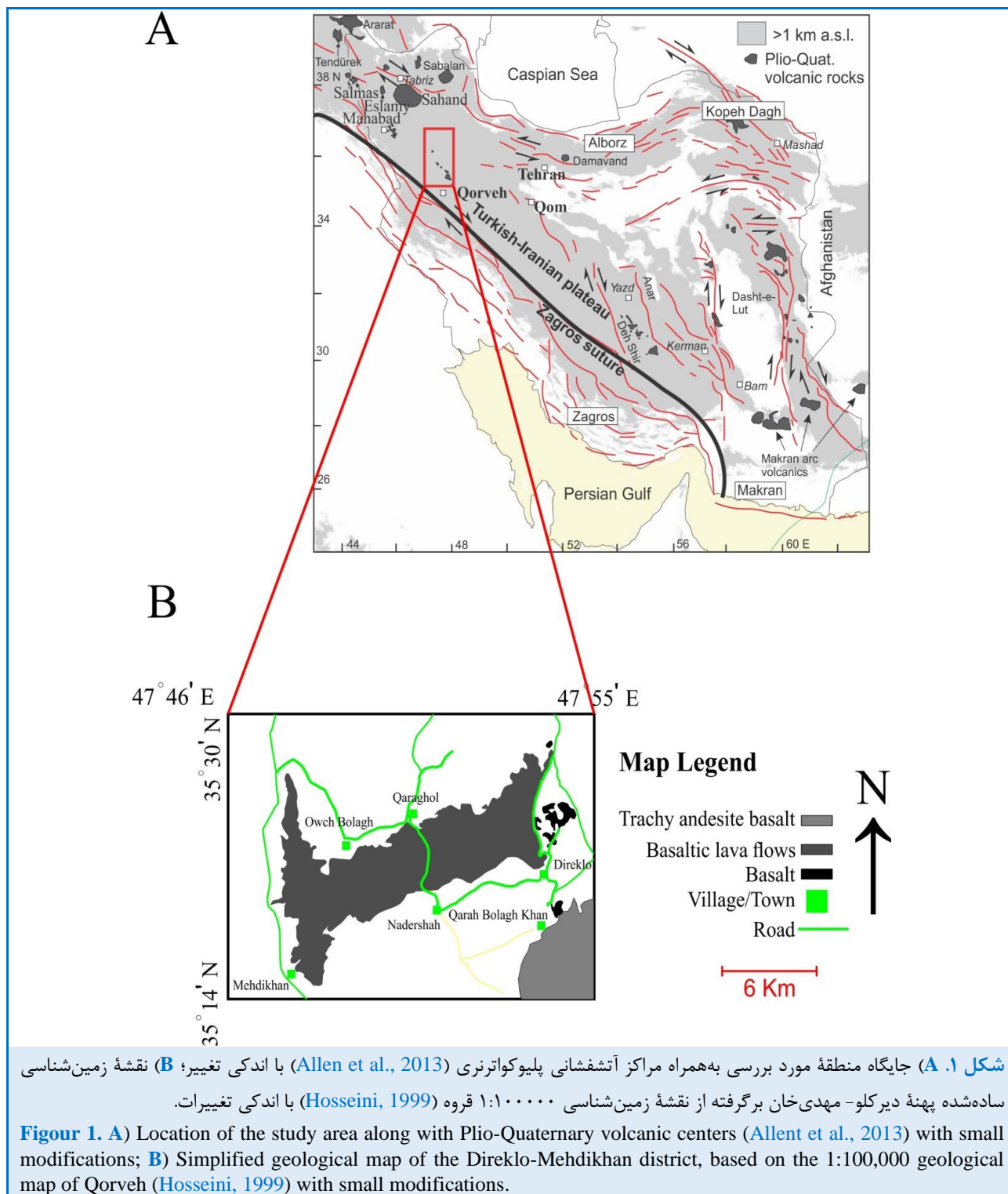
پهنه بازالتی دیرکلو- مهدی‌خان بزرگ‌ترین پهنه بازالتی کمر بند آتشفشان کواترنری قروه- بیجار است که در نزدیکی شهرستان قروه استان کردستان جای دارد و به رنگ خاکستری تیره تا قهوه‌ای روشن و با روندی خاوری- باختری دیده می‌شود که دهانه مخروط این پهنه در

حق نظر و ملکوتیان (Haghnazar and Malakotian, 2011) برای آلکالی‌الیوین‌بازالت‌های منطقه قروه- تکاب، خاستگاه گوشته غنی‌شده از یک منبع OIB-Like با رخساره اسپینل لرزولیت در بازه فشاری ۱۰ تا ۱۵ کیلو بار (ژرفای کمتر از ۶۰ کیلومتر) و با نرخ ذوب‌بخشی کمتر از ۱۵ درصد را پیشنهاد داده‌اند. آسیابان‌ها و همکاران (Asiabanha et al., 2018) نشان دادند قطعات مافیک درون بازالتهای را اتولیت (زینولیت همزاد با بازالتهای) و قطعات فلسیک را زینولیت واقعی (بیگانه‌سنگ) دانسته‌اند. این پژوهشگران نبود کانی‌های دارای مواد فرآر در اتولیت‌های پیروکسنیتی و در سوی دیگر، فراوانی کانی‌های دارای مواد فرآر در اتولیت‌های آپاتیت- هورنبلنددار را به همراه شواهد تناوب دوره‌های آرامش و انفجار، به وجود آشیانه‌های ماگمایی طبقه‌بندی‌شده برای این استراتوولکان‌ها نسبت داده‌اند. افزون بر این، فراوانی کانی‌های آبدار و نیز نبود کانی پلاژیوکلاز در اتولیت‌های آپاتیت-هورنبلنددار را به تبلور در یک محیط آبدار در فشار ۱۰ تا ۱۵ کیلو بار مربوط دانسته‌اند. در چنین شرایطی با پیشرفت تبلور، بر فراوانی نسبی مواد فرار افزوده شده است و با پیدایش لایه‌های سرشار از مواد فرار در بالای آشیانه ماگمایی، سبب رخداد فوران‌های شدید انفجاری شده‌اند.

برخورد قاره- قاره ناشی از بسته‌شدن نئوتتیس و افزایش ستبرای سنگ‌کره، در این منطقه سبب شده است تا مذاب‌های بازالتی در هنگام بالا آمدن به ناچار از چنین سنگ‌کره ضخیمی بگذرند و در سطح زمین فوران کنند. کمابیش همه پژوهشگرانی که در این پهنه کار کرده‌اند (مانند: Azizi and Moinevaziri, 2009; Kheirkhah, 2015) واکنش مذاب با سنگ‌های مسیر، هنگام گذر از میان چنین ضخامتی را اجتناب‌ناپذیر دانسته‌اند و خاطر نشان کرده‌اند که با ایجاد تغییرات ناشی از آرایش پوسته‌ای در ترکیب ماده مذاب اولیه، بر تنوع و پیچیدگی زمین‌شیمیایی مذاب و سنگ‌های حاصل از انجماد آن در این مناطق افزوده شده است. در هر روی، علت پیدایش مذاب و به دنبال آن، فرایندهای آتشفشانی پراکنده در شمال زمین‌درز بیتلیس- زاگرس، پس از برخورد اولیه قاره‌ای عربستان و اوراسیا (نزدیک به ۲۰ تا ۳۵ میلیون سال پیش) هنوز مورد بحث است (Lin et al., 2020).

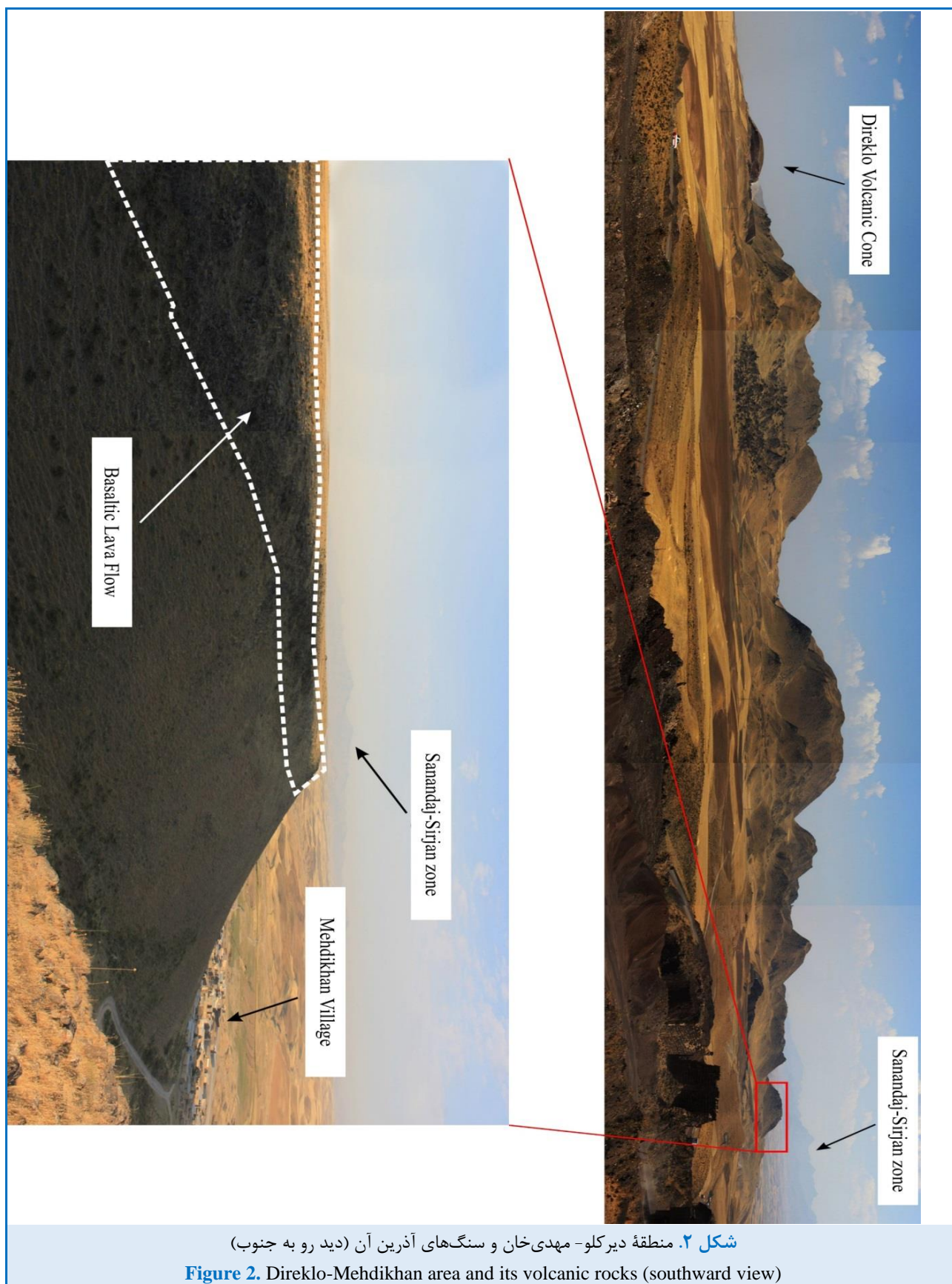
اسکوری هستند که با رسوبات آذرآواری جوان تر و بمب‌های آتشفشانی پوشانده شده‌اند. در نهایت این رسوبات آذرآواری در زیر جریان‌های گدازه‌ی بازالتی مدفون شده‌اند (شکل ۳).

نزدیکی روستای دیرکلو جای دارد و گدازه‌های بازالتی توانسته‌اند مسافت ۱۰ کیلومتری را به سوی باختر و تا روستای مهدی‌خان طی کنند (شکل‌های ۱ و ۲). سنگ‌های آذرآواری این مناطق شامل رسوبات آذرآواری و



شکل ۱. A) جایگاه منطقه مورد بررسی به همراه مراکز آتشفشانی پلیوکواترنری (Allen et al., 2013) با اندکی تغییر؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده پهنه دیرکلو-مهدی‌خان برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه (Hosseini, 1999) با اندکی تغییرات.

**Figure 1. A**) Location of the study area along with Plio-Quaternary volcanic centers (Allen et al., 2013) with small modifications; **B**) Simplified geological map of the Direklo-Mehdikhan district, based on the 1:100,000 geological map of Qorveh (Hosseini, 1999) with small modifications.

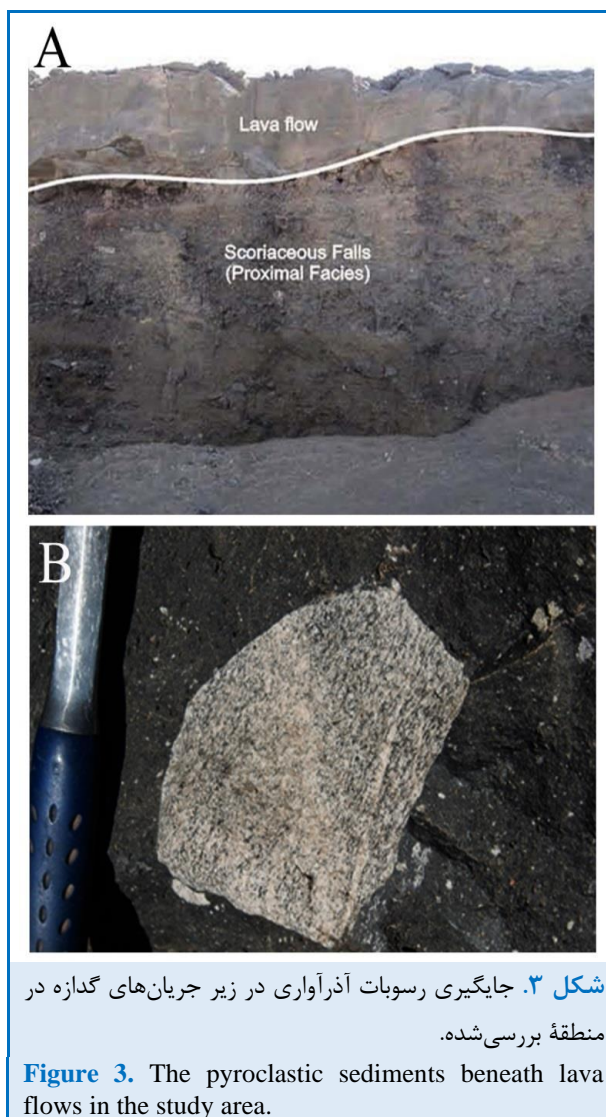


شکل ۲. منطقه دیرکلو- مهدی‌خان و سنگ‌های آذرین آن (دید رو به جنوب)

### روش انجام پژوهش

برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و آزمایشگاهی، از نمونه‌های برداشت‌شده ۳۰ مقطع نازک و صیقلی تهیه شد. شمار ۷ نمونه از سنگ‌های سالم و همگن را که ویژگی‌های مجموعه سنگ‌های منطقه را در بر می‌گیرند و دارای دست‌کم هوازدگی و رگه‌های ثانویه بودند نیز برای انجام تجزیه سنگ کل برگزیده شد. همهٔ عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی LabWest Minerals Analysis در ICP-MS در کمیاب با استرالیا اندازه‌گیری شدند. فرایند آماده‌سازی نمونه‌ها از راه ذوب قلیایی نمونه‌ها در نمک قلیایی لیتیم‌تتراپورات آغاز و سپس با انحلال محصول ذوب‌شده در اسیدنیتریک، کامل شده است. اندازه‌گیری عنصرهای در محلول نهایی با استفاده از دستگاه ICP-MS انجام شده است.

تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها با کمک ریزکاو الکترونی مدل Cameca SX100 آزمایشگاه مرکزی دانشگاه دولتی مسکو در روسیه انجام شد. تجزیه‌ها در ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت و جریان پرتو ۱۵ نانوآمپر انجام شد. مواد معدنی طبیعی و مصنوعی از ترکیبات شناخته‌شده به‌عنوان استاندارد استفاده شدند. محاسبات مربوط به داده‌های ریزکاو الکترونی با کمک صفحه‌های گسترده در نرم‌افزار اکسل انجام شده است. داده‌های تجزیه شیمیایی کل و شیمی کانی‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.



شکل ۳. جایگیری رسوبات آذرآواری در زیر جریان‌های گدازه در منطقه بررسی‌شده.

Figure 3. The pyroclastic sediments beneath lava flows in the study area.

جدول ۱. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل سنگ‌های آتشفشانی پهنه دیرکلو- مهدی‌خان با دستگاه ICP-MS (اکسید عنصرهای اصلی بر پایه درصدوزنی و دیگر عنصرها بر پایه ppm هستند).

Table 1. Whole rock chemical analysis data for the volcanic rocks from Direklo- Mehdikhan district obtained by ICP-MS (Major elements' oxides are in wt% and the other elements are in ppm).

Sample No.	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7
SiO <sub>2</sub>	43.41	41.59	44.45	46.15	41.96	43.39	45.00
TiO <sub>2</sub>	2.40	2.70	2.64	2.52	2.69	2.47	2.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.83	13.36	13.50	12.76	13.23	13.21	13.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.39	10.44	9.58	9.58	10.12	9.49	9.63
MnO	0.10	0.12	0.11	0.15	0.11	0.10	0.10
MgO	10.94	10.05	9.75	8.74	10.10	10.73	11.04
CaO	11.56	12.22	11.82	12.40	12.38	11.00	11.50
Na <sub>2</sub> O	3.95	4.56	3.79	3.84	4.35	3.96	3.44
K <sub>2</sub> O	2.94	2.96	2.66	2.65	2.83	3.20	2.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.74	0.73	0.63	0.67	0.63	0.76	0.77
LOI	1.84	1.42	0.97	0.63	1.57	1.66	0.09
Total	100.1	100.15	99.9	100.09	99.97	99.97	100.19

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7
Cr	346	252	244	253	285	380	383
Ni	251	162	156	139	160	244	245
Co	50.8	55.7	54.7	52.7	52.8	50	48.9
V	162	222	227	213	219	169	168
Cu	79.5	108.2	134.1	183.8	116.3	71.2	80.1
Pb	22.1	19.3	18.1	20.6	21.6	22	22.6
Zn	180	174	163	166	170	181	186
Sn	4.7	8.2	15.8	23.3	8	3.3	3.1
W	0.8	1.2	1.1	1.1	1.1	0.9	0.4
Mo	5	5	4.3	4.4	4.7	5.1	1.3
Rb	28.8	48.1	33.6	34.3	34.4	26.6	6.3
Cs	1.1	1.4	1.3	1.3	1.4	1.4	1.5
Ba	1290	1200	1190	1230	1260	1440	1590
Sr	3560	2420	2150	2190	2240	3090	3260
Ga	18.3	19.2	19.6	19.1	18.8	18.8	18.8
Ta	2.26	2.53	2.41	2.48	2.34	2.62	2.56
Nb	43.3	47.3	48	48.5	46.9	49.1	47.9
Hf	6.6	5.76	5.77	5.74	5.65	6.88	6.87
Zr	246	223	221	220	218	249	252
Y	26.8	28	28	27.2	27.9	28.5	28.8
Th	13.7	18.2	17.7	18	17.1	14.8	14.8
U	2.78	3.54	3.3	3.49	3.33	3.06	2.94
La	139	123	119	120	117	137	137
Ce	267	221	217	218	211	258	259
Pr	32	25.5	24.5	24.8	24	30.3	30.9
Nd	119	92.6	89.2	89	88.6	113	115
Sm	16.6	13.1	12.8	12.6	12.8	16	16.2
Eu	4.23	3.51	3.22	3.3	3.3	4.13	4.26
Gd	19.2	17.3	16.4	17.1	16.4	19.1	19.8
Tb	1.45	1.3	1.26	1.25	1.26	1.47	1.49
Dy	6.47	6.12	5.92	5.95	5.83	6.59	6.69
Ho	1	1.05	1.01	1.01	1	1.06	1.07
Er	2.34	2.6	2.51	2.49	2.47	2.5	2.45
Tm	0.33	0.4	0.37	0.37	0.37	0.34	0.35
Yb	2.07	2.41	2.25	2.31	2.22	2.19	2.18
Lu	0.32	0.41	0.36	0.4	0.36	0.34	0.35
Sc	17	20	21	18	20	17	17
S	1510	1180	1480	2020	1170	2090	318
Ag	0.79	0.93	0.93	0.95	0.95	0.88	0.87
As	2.7	2.8	2.9	1.8	2.9	2.6	8
Be	2.8	2.7	2.7	2.8	2.6	2.9	2.8
Bi	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1
Cd	0.24	0.26	0.21	0.24	0.22	0.24	0.25
Tl	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	<0.1

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7
Sb	1.6	0.8	2.6	2.6	1.5	1	0.8
Se	0.31	0.34	0.39	0.3	0.26	0.2	0.31
Ge	0.77	0.67	0.76	0.69	0.76	0.82	0.92
In	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.09
P	7360	6320	6290	6710	6310	7620	7680
Li	9.6	10.4	10.4	10.7	10.3	14.2	15.6
Te	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Re	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
Hg	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
(Dy/Yb) <sub>N</sub>	2.35	2.36	2.40	2.34	2.32	2.36	2.39
(Tb/Yb) <sub>N</sub>	2.86	2.84	2.91	2.85	2.99	2.95	2.84
(La/Yb) <sub>N</sub>	36.20	36.31	35.19	41.24	37.89	40.11	41.12

تشخیص در برخی نمونه‌ها نیز به صورت گلومروپورفیریتیک، بافت غربالی، وزیکولار یا حفره‌ای، ویتروفیریک، بادامکی، هیالومیکرولیتیک و میکرولیتیک پورفیریتیک هستند. پیدایش بافت پورفیریتیک در سنگ‌های بررسی شده، حاصل پشت سر گذاشتن یک مرحله تبلور در ژرفای زمین و تبلور فنوکریست‌ها و سپس ادامه تبلور در بیرون یا نزدیکی سطح زمین بوده که منجر به تشکیل بلورهای ریزتر شده است. وجود زمینه شیشه‌ای و همچنین، بافت میکرولیتیک نیز پیامد همین نبود فرصت کافی برای تبلور بجامانده‌های ماگما در سطح زمین و یا در ژرفای بسیار کم و نزدیک به سطح هستند.

بافت گلومروپورفیریتیک نمایانگر بالآمدن سریع ماگما است و در هنگام بالآمدن، فنوکریست‌ها به هم چسبیده‌اند. هلز (Helz, 1987) بر این باور است که بلورهایی که تصادفی به هم برخورد می‌کنند، اگر شبکه بلوری آن دو موازی یکدیگر باشد به هم می‌چسبند و بافت گلومروپورفیریتیک را پدید می‌آورند.

فرایند پیدایش گلومرول در آشیانه ماگمایی، در سه مرحله انجام می‌شود. نخست ماگمای بازالتی اولیه در آشیانه ماگمایی جایگزین و بر اثر تبلور و انباشت بلوری، اجتماعی از فنوکریست‌ها را می‌سازد. سپس، بر اثر

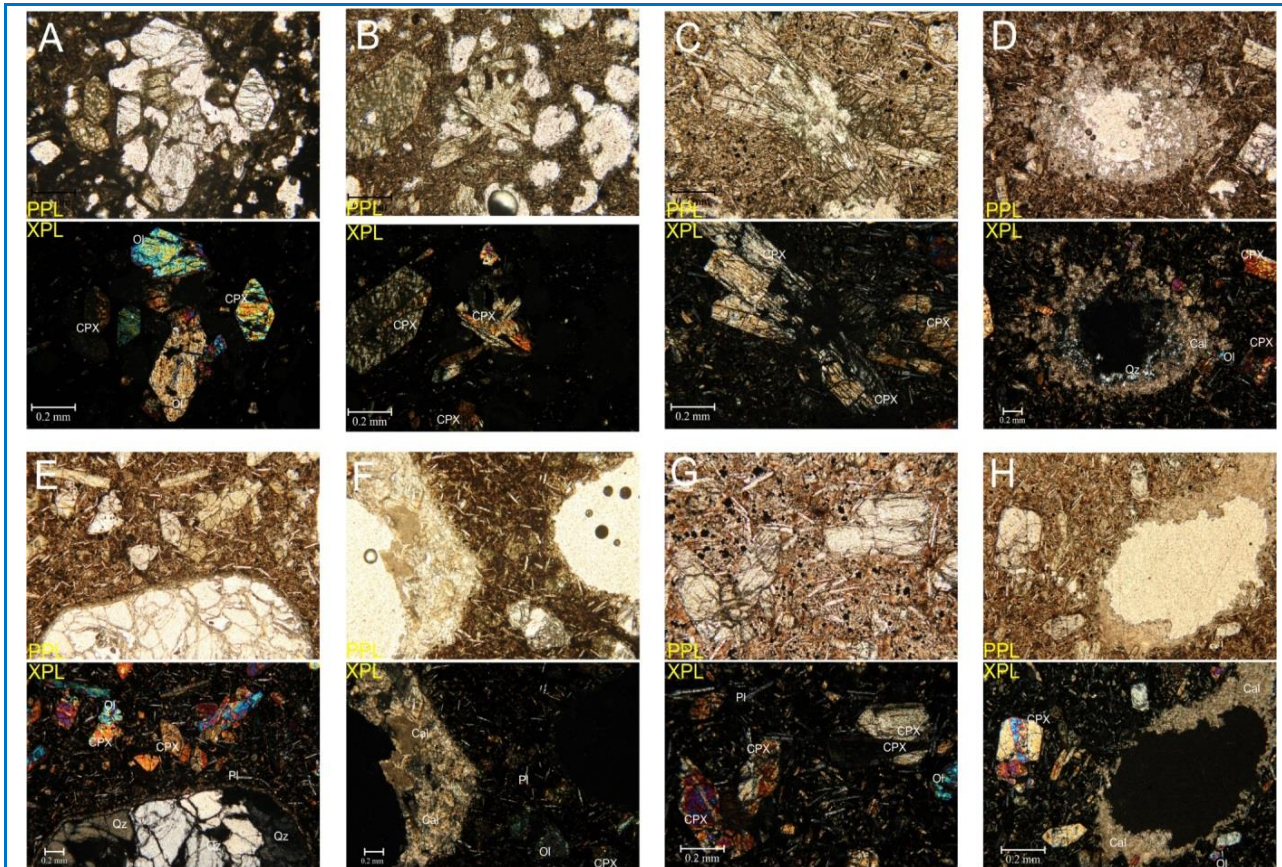
## سنگ‌نگاری

کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها شامل الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر هستند که در برخی نمونه‌ها در یک خمیره شیشه‌ای و در برخی دیگر در یک زمینه میکرولیتی جای گرفته‌اند. درشت‌بلورهای درون این بازالت‌ها، الیوین و پیروکسن هستند و زمینه بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، کانی‌های کدر، شیشه و فازهای مشابه درشت‌بلورها ساخته شده است. وزیکول‌ها عموماً خالی مانده‌اند و یا به صورت محلی با کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، پر شده‌اند. الیوین‌ها کمابیش سالم هستند و تنها به طور محلی ایدنگزیتی شده‌اند. تغییر اندازه بلورهای کلینوپیروکسن کمابیش پیوسته است و بافت سری‌ایت را به نمایش می‌گذارند. افزون‌بر این، تجمع‌یافتن این بلورها به طور محلی به پیدایش گلومرول‌های پیروکسنی انجامیده است. در برخی نمونه‌ها، بیگانه‌سنگ‌ها و بیگانه‌بلورهای کوارتز نیز دیده می‌شود که گمان می‌رود در هنگام صعود ماگما در پوسته از سنگ‌های مسیر جدا شده و درون ماگما فرو افتاده‌اند (شکل ۴).

از دیدگاه ویژگی‌های میکروسکوپی، بافت اصلی نمونه‌ها، پورفیریتیک است و بافت‌های فرعی قابل

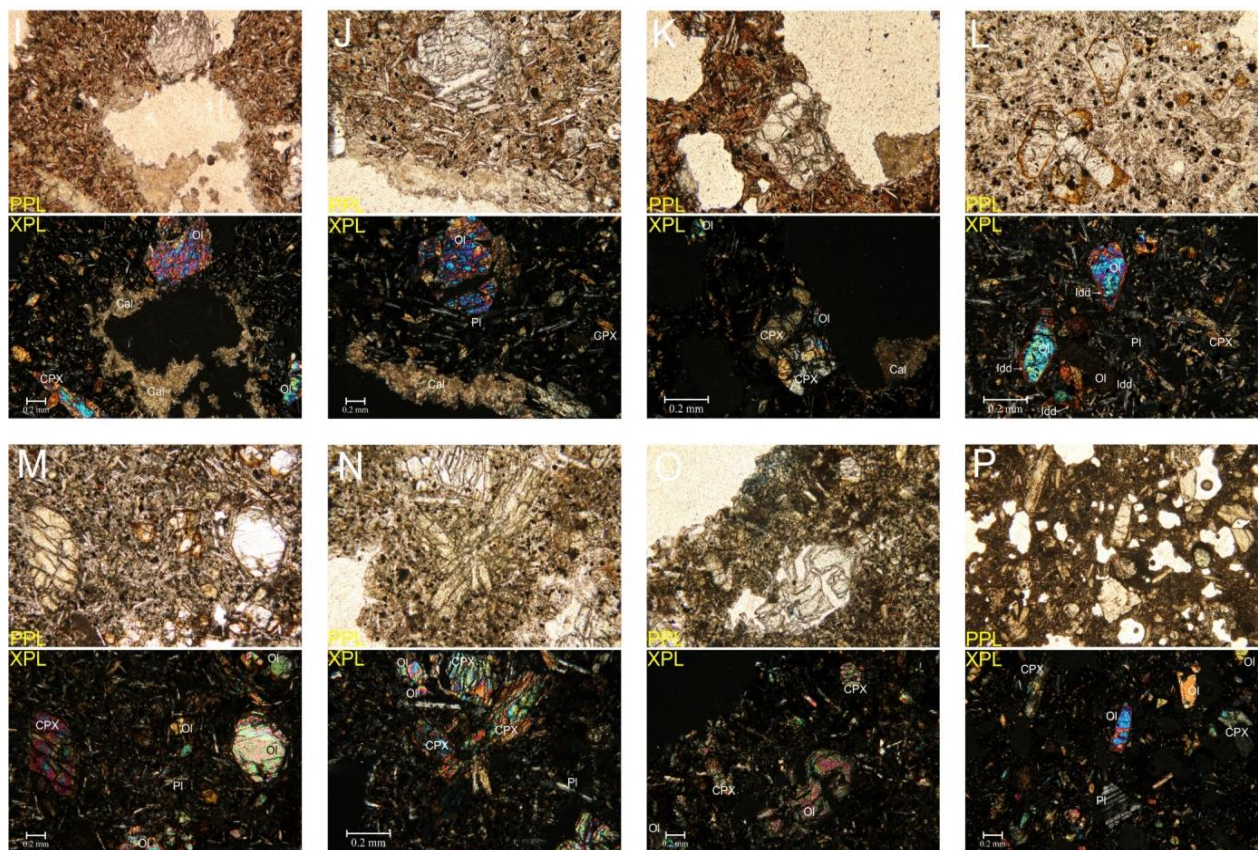
فنوکریستی از هم گسیخته، با زمینه به سرعت سرد شده سنگ آذرین بیرونی و در نهایت، پیدایش بافت گلومروپورفیریتیک می‌شود (Shea and Hammer, 2013).

تزریق ماگمای جدید درون آشیانه در حال تبلور، آمیختگی ماگمایی رخ می‌دهد و سرانجام، این آمیختگی باعث بر هم خوردن ترکیب، دما و فشار حاکم بر آشیانه و پیدایش آشفستگی، جوشش، انفجار و قطعه‌قطعه شدن اجتماع فنوکریستی و دربر گرفته شدن تجمعات



**شکل ۴. A)** اجتماع کانی‌های الیوین و پیروکسن؛ **B و C)** اجتماع کانی‌های پیروکسن، پیروکسن‌ها از خود منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند؛ **D)** حفره پر شده با کانی‌های ثانویه کوارتز و کلسیت در نمونه اسکوری؛ **E)** وجود بیگانه‌بلور کوارتز در کنار بلورهای الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز، در حاشیه بیگانه‌بلور کوارتز یک حاشیه واکنشی پدید آمده است؛ **F)** حفره پر شده با کانی ثانویه کلسیت در نمونه اسکوری منطقه؛ **G)** کانی‌های الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر، برخی پیروکسن‌ها از خود منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند؛ **H, I, J, K)** حفره پر شده با کانی ثانویه کلسیت در نمونه اسکوری؛ **L)** بلورهای الیوین که در حاشیه ایدنگزیتی شده‌اند؛ **M)** کانی‌های الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر؛ **N)** اجتماع کانی‌های الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز؛ **O, P)** کانی‌های الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز (Ol: الیوین؛ CPX: کلینوپیروکسن؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Idd: ایدنگزیت؛ Cal: کلسیت؛ Qz: کوارتز) (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Warr (2021)).

**Figure 4. A)** Olivine and pyroxene mineral assemblage; **B, C)** Pyroxene mineral assemblage, pyroxenes exhibit composite zoning; **D)** Cavity filled by secondary quartz and calcite minerals in the scoria sample; **E)** Quartz xenocryst along with the olivine, pyroxene, and plagioclase crystals. A reaction margin has formed at the rim of the quartz xenocryst; **F)** Cavity filled by secondary calcite mineral in scoria sample; **G)** Olivine, pyroxene, plagioclase and opaque minerals, some pyroxenes exhibiting composite zoning; **H, I, J, K)** Cavity filled by secondary calcite mineral in scoria sample; **L)** Olivine crystals iddingsited at the margin, **M)** Olivine, pyroxene, plagioclase and opaque minerals; **N)** Olivine, pyroxene, plagioclase assemblage, **O, P)** Olivine, pyroxene and plagioclase minerals (Ol: olivine; CPX: clinopyroxene; Pl: plagioclase; Idd: iddingsite; Cal: calcite; Qz: quartz) (Abbreviation minerals from Warr (2021)).



شکل ۴. ادامه.

Figure 4. Continued.

اندازه‌های نماینده نوع ماگمایی باشد که از آن پدید آمده است. این ویژگی سبب می‌شود این کانی بتواند تفاوت میان ماگماهای بازالتی گوناگون را نشان دهد. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها از ترکیب شیمیایی و محیط پیدایش ماگمای سازنده آنها پیروی می‌کند و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌ها در اختیار بگذارد (Le Bas, 1986).

در ترکیب شیمیایی پیروکسن، فراوانی عنصرهایی مانند  $Cr$  و  $Na$ ،  $Al$ ،  $Ti$  و به‌ویژه  $Si$  نشان‌دهنده ماهیت و محیط زمین‌ساختی سازنده آنهاست. در بازالت‌های قدیمی که معمولاً تجزیه شده‌اند و عنصرهای اصلی آن، کم و یا بسیار شده‌اند، بهترین کانی برای شناخت نوع ماگما بقایای کلینوپیروکسن‌هاست. با کمک نمودارهای زمین‌شیمیایی این کانی می‌توان محیط زمین‌ساختی پیدایش سنگ را نیز شناسایی کرد (Leterrier et al., 1982).

بافت‌های حفره‌ای و بادامکی نیز در اثر برداشته شدن فشار از ماگما به‌ویژه هنگام رسیدن آن به سطح زمین، سرد شدن و تبلور سریع ماگما و آزاد شدن هرچه بیشتر مواد فرار پدید می‌آیند. روشن است که در هر فوران آتشفشان، مقداری مواد فرار از سیستم خارج می‌شود؛ اما بقیه آنها به‌صورت وزیکول یا حباب‌های محبوس می‌مانند. پس از فوران، اندازه و شکل حفره‌ها تغییر می‌کند و در هنگام این عمل وزیکول‌ها، سوراخ می‌شود و کانال‌هایی برای حرکت گازها فراهم می‌شود. شاید برخی از این حفره‌ها یا همه آنها با مواد ثانوی پر می‌شوند که در نتیجه بافت حاصله بافت بادامکی خواهد بود (Shea, 2017).

#### شیمی کانی پیروکسن

کانی کلینوپیروکسن از میان کانی‌های درون این سنگ‌ها، کانی بسیار با ارزشی در سنگ‌شناسی است؛ زیرا این کانی می‌تواند کمابیش همه عنصرهای درون ماگما را در شبکه خود جای دهد؛ پس ترکیب آن می‌تواند تا

**جدول ۲.** داده‌های ریزکاو الکترونی (بر پایه درصدوزنی) برای کلینوپروکسن درون بازالت‌های آلکان منطقه دیرکلو-مهدی‌خان و شمار کاتیون‌های به‌دست‌آمده در فرمول ساختاری آن بر پایه ۶ اتم اکسیژن.

**Table 2.** Electron microprobe data (in Wt%) for the clinopyroxene in the alkaline basalts from Direklo-Mehdikhan district and the calculated cation number in the structural formula based on 6 oxygen atoms.

Sample No.	M1c-5	M1c-5	M1c-5	M1c-5	M1c-5	M1c-5	M1c-5
	C	C	C	C.R	C.R	R	R
Mineral	py	py	py	py	py	py	py
SiO <sub>2</sub>	49.70	47.38	49.92	46.66	44.80	44.42	43.21
TiO <sub>2</sub>	1.38	2.08	1.39	2.47	3.32	3.17	4.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.42	5.18	3.52	5.77	7.28	7.40	8.53
FeO	5.57	6.81	5.63	7.27	8.07	8.21	8.81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.20	0.21	0.10	0.12
MgO	15.00	13.89	14.89	13.13	12.16	12.36	11.56
CaO	23.21	23.13	23.54	22.89	22.68	22.89	22.60
Na <sub>2</sub> O	0.43	0.52	0.47	0.65	0.78	0.58	0.82
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.87	98.99	99.55	99.04	99.30	99.13	99.80
Si	1.85	1.77	1.84	1.75	1.68	1.67	1.62
Ti	0.04	0.06	0.04	0.07	0.09	0.09	0.12
Al <sup>IV</sup>	0.15	0.23	0.15	0.25	0.32	0.33	0.38
Al <sup>VI</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.10	0.16	0.11	0.16	0.19	0.20	0.22
Cr	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
Mg	0.83	0.77	0.82	0.73	0.68	0.69	0.65
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.92	0.92	0.93	0.92	0.91	0.92	0.91
Na	0.03	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.06
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_cat	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
WO	47.926	48.418	48.384	48.711	49.235	49.147	49.501
EN	43.096	40.456	42.583	38.877	36.73	36.925	35.23
FS	8.977	11.127	9.032	12.412	14.035	13.929	15.27
Name	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside
Mg#	0.923	0.935	0.928	0.918	0.915	0.923	0.912
Fe#	0.076	0.063	0.072	0.081	0.084	0.077	0.087

منیزیم این کانی‌ها برابر با ۰/۸۲ تا ۰/۹۲ در تغییر است (شکل‌های A-۵ و B-۵). شیمی کانی‌های کلینوپروکسن‌ها سری ماگمایی آلکان و جایگاه زمین‌ساختی پیدایش بازالت‌های نامرتبط با کوهزایی و محیط‌های زمین‌ساختی درون صفحه‌ای و تبلور در یک محیط با فوگاسیته اکسیژن بالا

با در دست داشتن ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها می‌توان به ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر نمونه‌ها مانند فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن ماگما نیز پرداخت. بر پایه داده‌های تجزیه نقطه‌ای، پروکسن‌ها ترکیبی در گستره پروکسن‌های آهن- منیزیم- کلسیم (کواد) و دیوپسید نشان می‌دهند. عدد

پیدایش پیروکسن‌ها، شاخص‌های  $X_{PT}$  و  $Y_{PT}$  به‌کار برده شدند که بر پایه روابط زیر به‌دست آورده می‌شوند ( Soesoo, 1997):

را آشکار ساخته است (شکل‌های ۵-C و ۵-D).  
ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار مهمی برای سنجش دما در سنگ‌های آذرین به‌شمار می‌رود. برای بررسی دما و فشار

$$X_{PT} = 0.446 \text{ SiO}_2 + 0.187 \text{ TiO}_2 - 0.404 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{ FeO}^{(\text{total})} - 0.052 \text{ MnO} + 0.309 \text{ MgO} + 0.431 \text{ CaO} - 0.446 \text{ Na}_2\text{O}$$

$$Y_{PT} = 0.369 \text{ SiO}_2 + 0.535 \text{ TiO}_2 - 0.317 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{ FeO}^{(\text{total})} + 0.235 \text{ MnO} - 0.516 \text{ MgO} - 0.167 \text{ CaO} - 0.153 \text{ Na}_2\text{O}$$

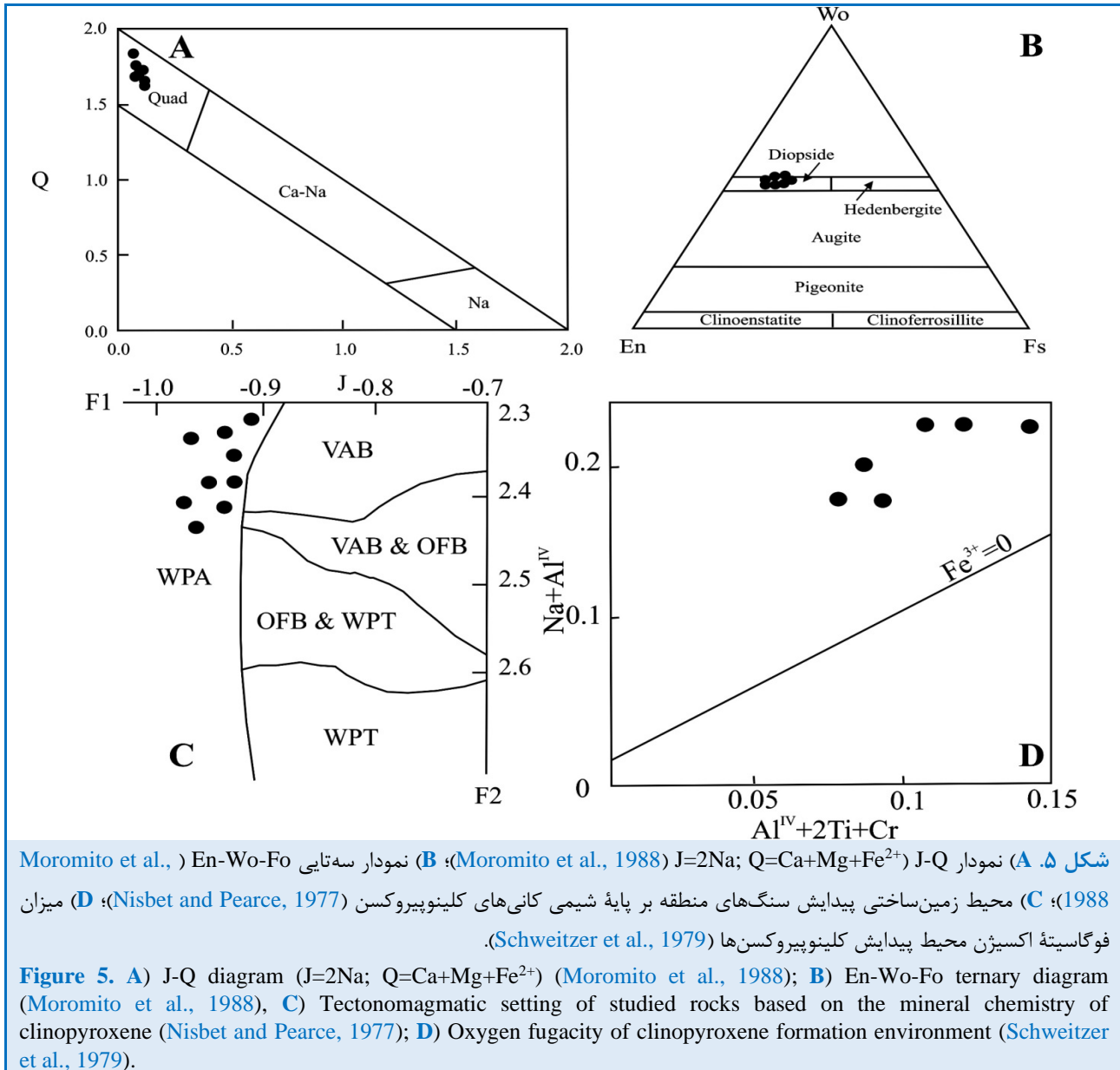
جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Sample No.	M1c-7	M1c-7	M7a	M7a	M7a	M7a	M7a
	C	C	C.R	C.R	R	R	M
Mineral	Py	py	py	Py	py	py	Py
SiO <sub>2</sub>	49.83	43.33	52.01	45.67	47.70	52.16	46.40
TiO <sub>2</sub>	1.35	3.43	0.72	2.39	1.69	0.69	2.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.54	8.64	2.23	6.69	4.79	2.24	6.63
FeO	5.78	8.01	4.44	7.99	7.20	3.98	7.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.11	0.53	0.00	0.00	0.62	0.00
MnO	0.16	0.10	0.00	0.00	0.00	0.09	0.15
MgO	14.93	11.85	16.44	12.80	14.10	16.43	13.13
CaO	23.15	22.78	23.11	22.78	22.75	23.26	23.01
Na <sub>2</sub> O	0.50	0.61	0.46	0.51	0.46	0.50	0.62
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Total	99.41	98.86	99.94	98.83	98.75	99.97	100.30
Si	1.84	1.63	1.90	1.72	1.78	1.90	1.72
Ti	0.04	0.10	0.02	0.07	0.05	0.02	0.07
Al <sup>IV</sup>	0.15	0.37	0.10	0.29	0.21	0.10	0.29
Al <sup>VI</sup>	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.12	0.20	0.08	0.18	0.16	0.08	0.18
Cr	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.06	0.05	0.06	0.08	0.06	0.05	0.06
Mg	0.82	0.67	0.90	0.72	0.79	0.89	0.72
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.92	0.92	0.91	0.92	0.91	0.91	0.91
Na	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_cat	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
WO	47.67	49.96	46.73	48.65	47.41	47.18	48.47
EN	42.78	36.16	46.26	38.03	40.88	46.37	38.48
FS	9.55	13.89	7.01	13.32	11.71	6.45	13.06
Name	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside	Diopside
Mg#	0.928	0.926	0.942	0.904	0.926	0.951	0.924
Fe#	0.072	0.074	0.061	0.093	0.073	0.049	0.076

است (شکل ۶). دامنه گسترده فشار به دست آمده برای پیدایش کانی‌های پیروکسن چه بسا به مواردی مانند وجود چندین آشیانه ماگمایی در مسیر صعود ماگما و نیز سرعت بالای صعود ماگمای پدیدآمده در ارتباط باشد.

با به کارگیری مقادیر XPT و YPT در نمودار شکل ۶، میزان دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها برآورد شد. دما و فشار تبلور به دست آمده برای کانی پیروکسن نشان دهنده تبلور پیروکسن در فشار ۶ تا ۱۰ کیلو بار و دمای ۱۱۶۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد



مقدارها نمونه‌ها در رده بندی پیشنهادی لوپاس و همکاران (Le Bas et al., 1986) در زمره سنگ‌های بازانیت-تفریت و در محدوده سری آلکان جای گیرند؛ اما با توجه به اینکه فلدسپاتوئیدی در این نمونه‌ها دیده نشد، نمی‌توان نام بازانیت-تفریت را برای این سنگ‌ها به کار

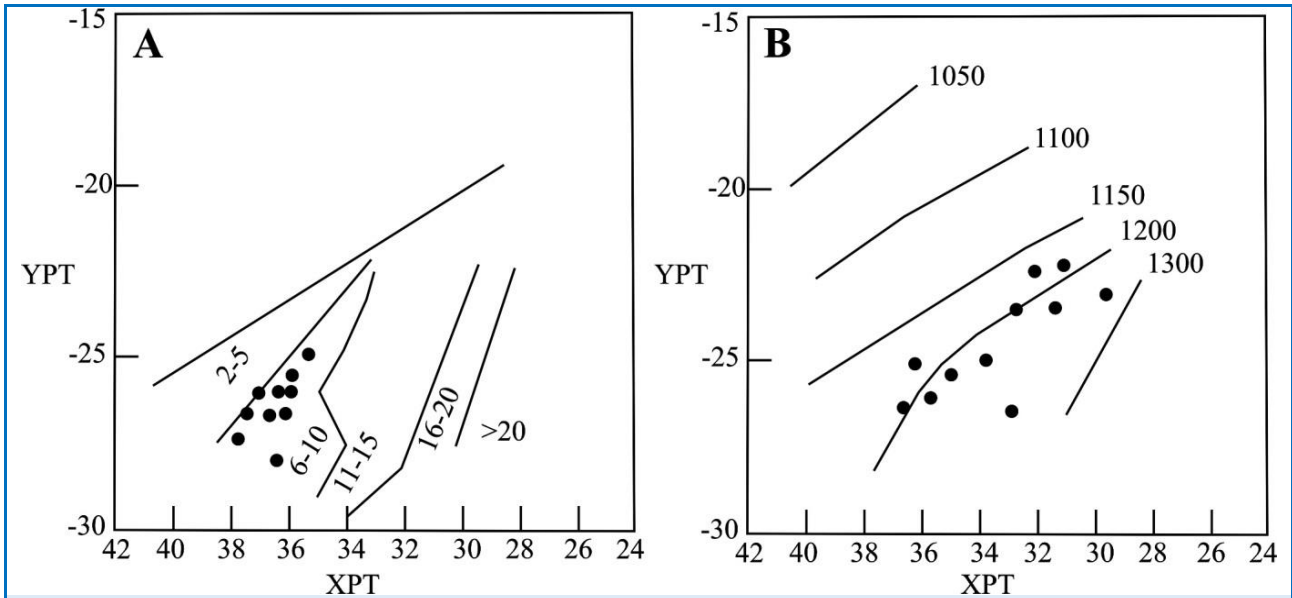
## بحث

### زمین‌شیمی سنگ کل

مقدار  $SiO_2$  در این سنگ‌ها کمتر از ۴۵ درصد، وزنی میانگین مقدار  $MgO$  برابر با ۱۱ درصد وزنی و میانگین مقدار  $Na_2O+K_2O$  برابر ۷ درصد وزنی است. بر پایه این

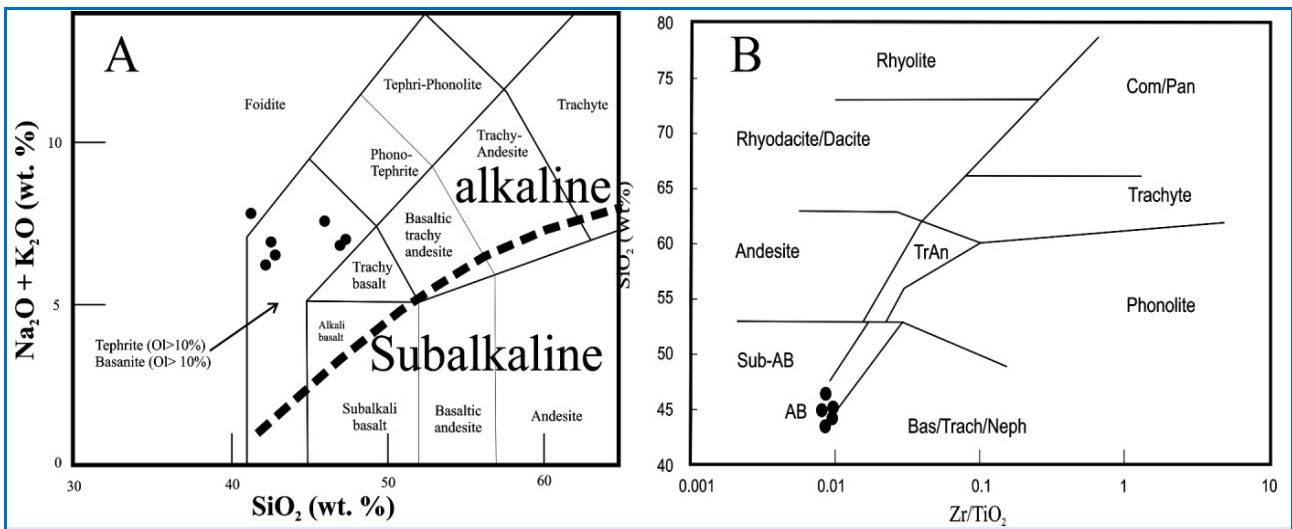
این سنگ‌ها آلکالی بازالت‌ها شمرده می‌شوند (1975) (شکل ۷).

از این‌رو، بهتر است این سنگ‌ها در شمار بازالت‌های با سیلیس بسیار کم دسته‌بندی شوند. در رده‌بندی پیشنهادی فلویید و وینچستر (Floyd and Winchester, )



شکل ۶. ارزیابی دما و فشار پیدایش سنگ‌های کلینوپروکسن‌دار (Soesoo, 1977).

Figure 6. Thermobarometry of formation of clinopyroxene-containing rocks (Soesoo, 1997).



شکل ۷. رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه دیرکلو-مهدی‌خان بر پایه (A) نمودار مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986)؛ (B) نمودار Zr/TiO<sub>2</sub> در برابر سیلیس (Floyd and Winchester, 1977).

Figure 7. Classification of volcanic rocks in the Direklo-Mehdikhan district on (A) total alkali versus silica plot (Le Bas et al., 1986); (B) Zr/TiO<sub>2</sub> versus silica diagram (Floyd and Winchester, 1977).

کلینوپروکسن و در پی آن، نقش مؤثر آنها در رخداد تبلوربخشی ماگما باشد (شکل‌های ۸-B و ۸-C). این رخداد با همبستگی مثبت میان Cr، Ni و MgO نیز

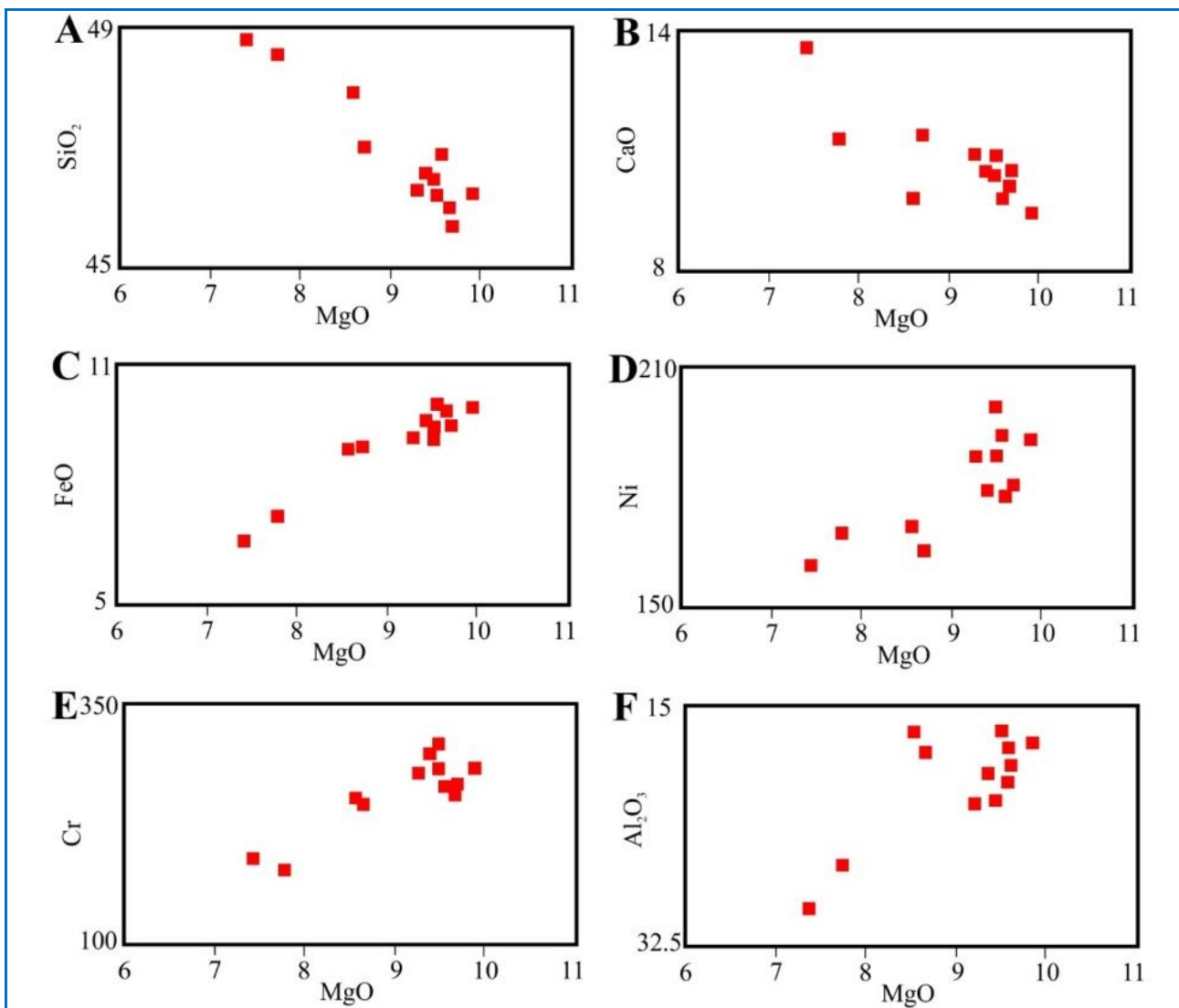
تغییرات فراوانی اکسیدهای اصلی مانند Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، CaO، FeO و SiO<sub>2</sub> در برابر MgO تا اندازه‌ای می‌تواند پیامد پیدایش و جدایش کانی‌های الیوین و

توجه به نسبت  $(La/Yb)_N$  با میانگین برابر با ۴۰، گویای خاستگاه گوشته‌ای و غنی شده و درجه ذوب بخشی کم منبع گوشته‌ای (Jung, 2003)، حضور گارنت در ناحیه خاستگاه، رخداد درجاتی از آرایش پوسته‌ای (Temel et al., 2010) و نیز تبلور و جدایش کانی‌هایی مانند الیون و پیروکسن است.

در نمودارهای چندعنصری سنگ‌های بازالتی منطقه (شکل‌های A-۱۰ و B-۱۰) مقدار عنصرهای Cs, U, Pb, Ba و Th آنومالی مثبت و مقدار عنصرهای Yb, Ta, Y و Nb آنومالی منفی نشان می‌دهند.

همخوانی دارد (شکل‌های E-۸ و D-۸). این همخوانی به‌گونه‌ای است که با کاهش مقدار MgO، عنصر Ni جذب الیون و عنصر Cr درون کلینوپیروکسن وارد می‌شود. مقدار  $Al_2O_3$  نیز با ورود در پلاژیوکلازها رو به کاهش می‌گذارد (شکل F-۸).

الگوهای پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های A-۹ و B-۹) گویای روند شیب‌دار یا غنی‌شدگی چشمگیر عنصرهای خاکی کمیاب سبک نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین هستند. این شیب با

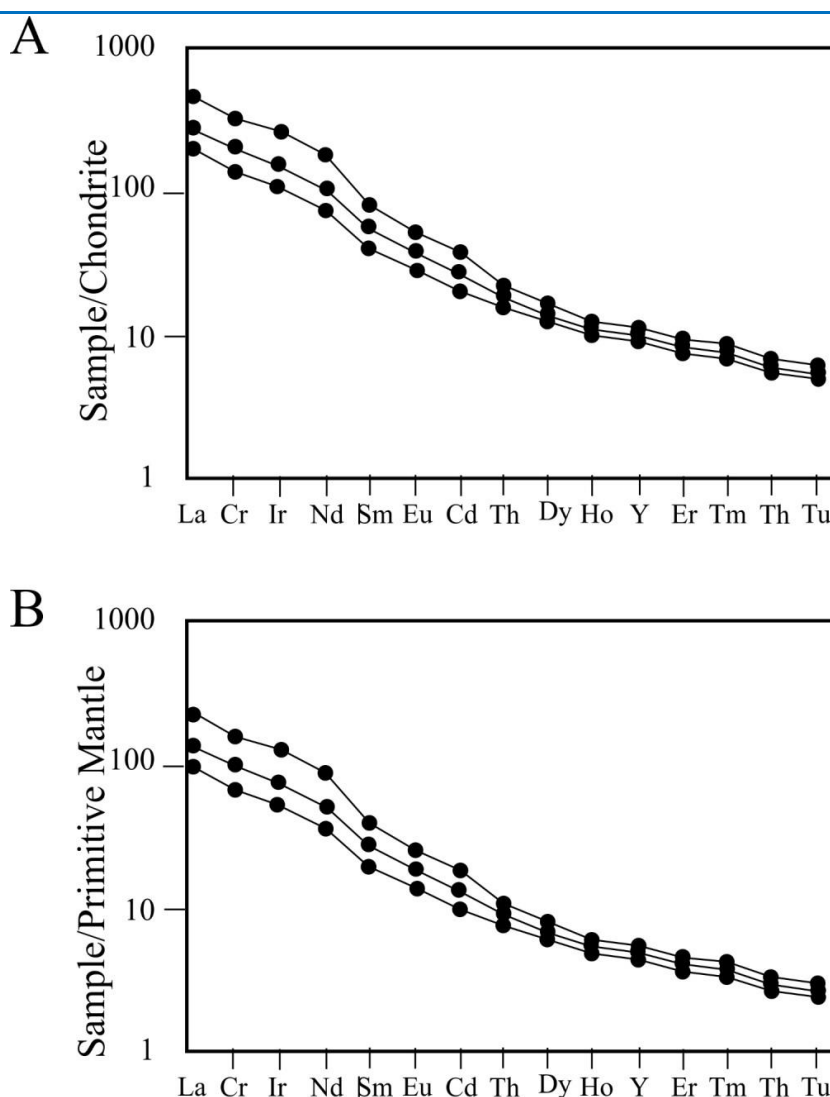


شکل ۸. نمودار هارکر بر پایه تغییرات اکسیدهای اصلی و فرعی در برابر اکسید منیزیم برای بازالت‌های آلکان منطقه دیرکلو-مهدی‌خان.

Figure 8. Harker diagrams based on the variation of major and minor oxides versus magnesium oxide for the alkaline basalts in the Direklo-Mehdikhan district.

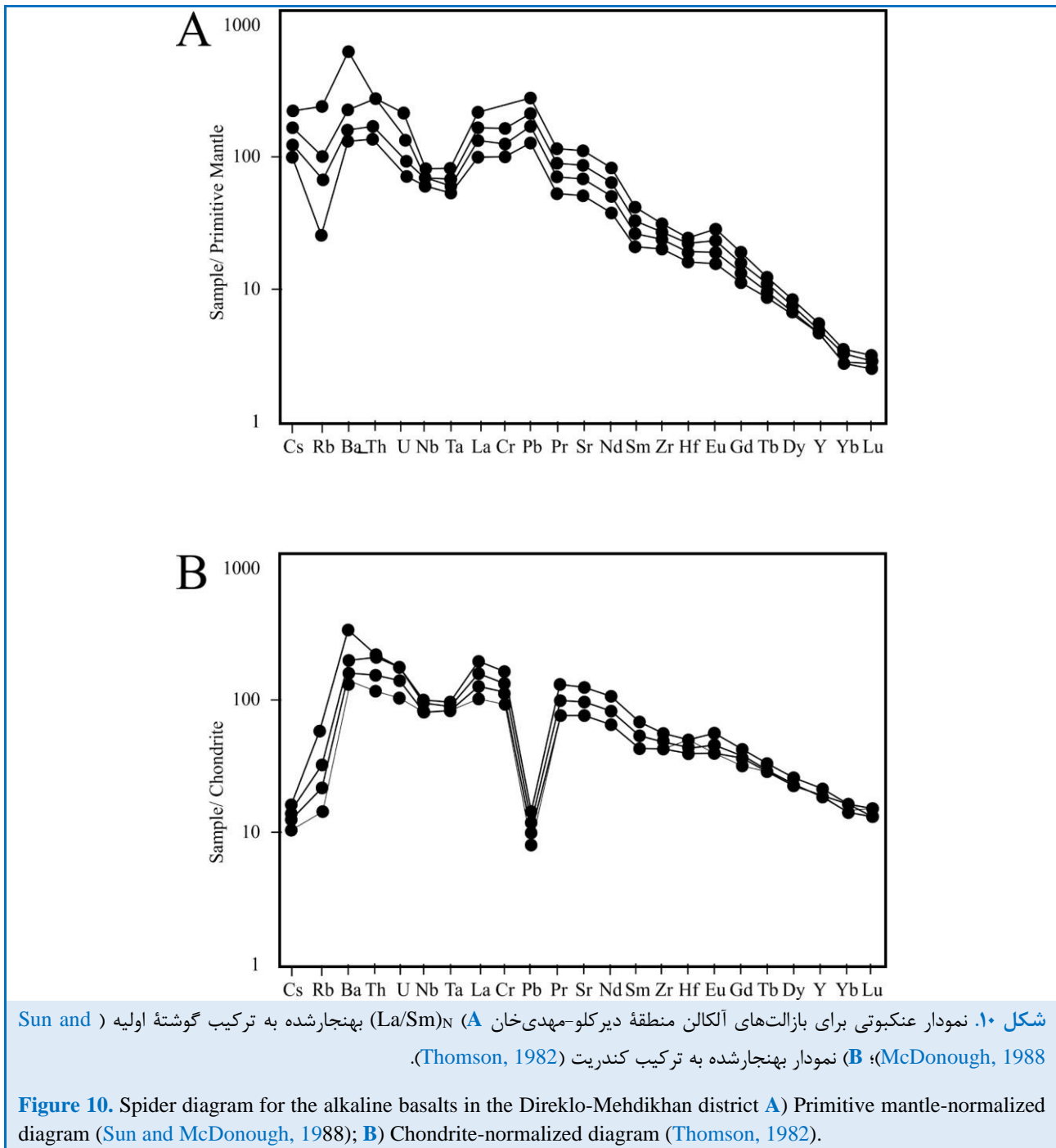
جدا شده از پوسته فرورونده، افزون بر تغییر La می‌تواند به افزایش عنصر U در ناحیه گوشته بیانجامد. از سوی دیگر، مقدار نسبت Nb/U در سنگ‌های پوسته زیرین برابر با ۲۵ و در سنگ‌های پوسته بالایی برابر با ۸/۹۳ گزارش شده‌اند (Krientinz et al., 2006). این نسبت در نمونه‌های منطقه به‌طور میانگین برابر با ۱۶ است. این تفاوت می‌تواند نشانه‌ای از تغییر نسبت عنصرها در گوه گوشته‌ای و نقش سیالات حاصل از فرورانش باشد.

در نمودار  $(La/Sm)_N$  در برابر Nb/U (شکل ۱۱) نمونه‌ها در نزدیکی قلمرو پوسته قاره‌ای جای می‌گیرند. محتوای بالای U در این سنگ‌ها چه‌بسا پیامد تغییرات در ناحیه خاستگاه و یا رخداد برهم‌کنش با سنگ‌های قاره‌ای در هنگام صعود به سطح زمین است. عنصر La به آرایش پوسته‌ای حساس است و مقادیر آن به‌علت رخداد آرایش پوسته‌ای افزایش می‌یابد (Krientinz et al., 2006). رخداد تغییر در ناحیه خاستگاه در پی عملکرد سیالات



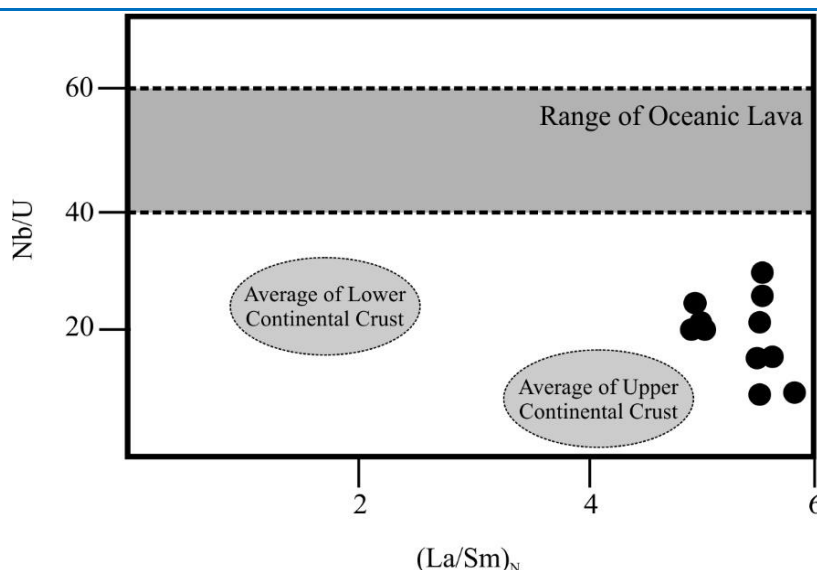
شکل ۹. نمودار تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب در بازالت‌های منطقه دیرکلو-مهدی‌خان (A) نمودار بهنجار شده به ترکیب کندریت (Taylor and McLennan, 1985)؛ (B) نمودار بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1988).

**Figure 9.** Rare earth element variation diagrams for the alkaline basalts in the Direklo-Mehdikhan district; **A)** chondrite-normalized diagram (Taylor and McLennan, 1985), **B)** Primitive mantle-normalized diagram (Sun and McDonough, 1988).



به طور میانگین معادل  $0/22$  است. مقدار  $Ba/Zr$  برای بازالت‌های قاره‌ای همراه با آرایش پوسته‌ای بین ۳ تا ۶ متغیر است (Fitton et al., 1997). مقدار این نسبت در سنگ‌های منطقه به طور میانگین عدد ۵ را نمایش می‌دهد.

مقادیر  $Pb/Nd$  در بازالت‌های اقیانوسی شامل: مورب‌های نوع N و P و بازالت‌های جزایر اقیانوسی به ترتیب  $0/06$ ،  $0/04$  و  $0/08$  در پوسته  $0/63$  است (Sun and McDonough, 1989). در سنگ‌های مورد بررسی  $Pb/Nb$



شکل ۱۱. نمودار  $(La/Sm)_N$  در برابر  $Nb/U$  (ترکیب بازالت‌های اقیانوسی: Hofmann et al. (1986); ترکیب پوسته قاره‌ای و زیرین: Rudnick and Funtain (1995)).

**Figure 11.**  $(La/Sm)_N$  versus  $Nb/U$  plot (Oceanic basalts: Hofmann et al. (1986); Continental and lower crust: Rudnick and Funtain (1995)).

شکل (al., 2001) نمونه‌ها در محدوده‌های کافت‌های قاره‌ای (شکل ۱۲-C) و پهنه‌های کششی درون قاره‌ای (کافت‌های آغازین) (شکل ۱۲-D) جای گرفته‌اند.

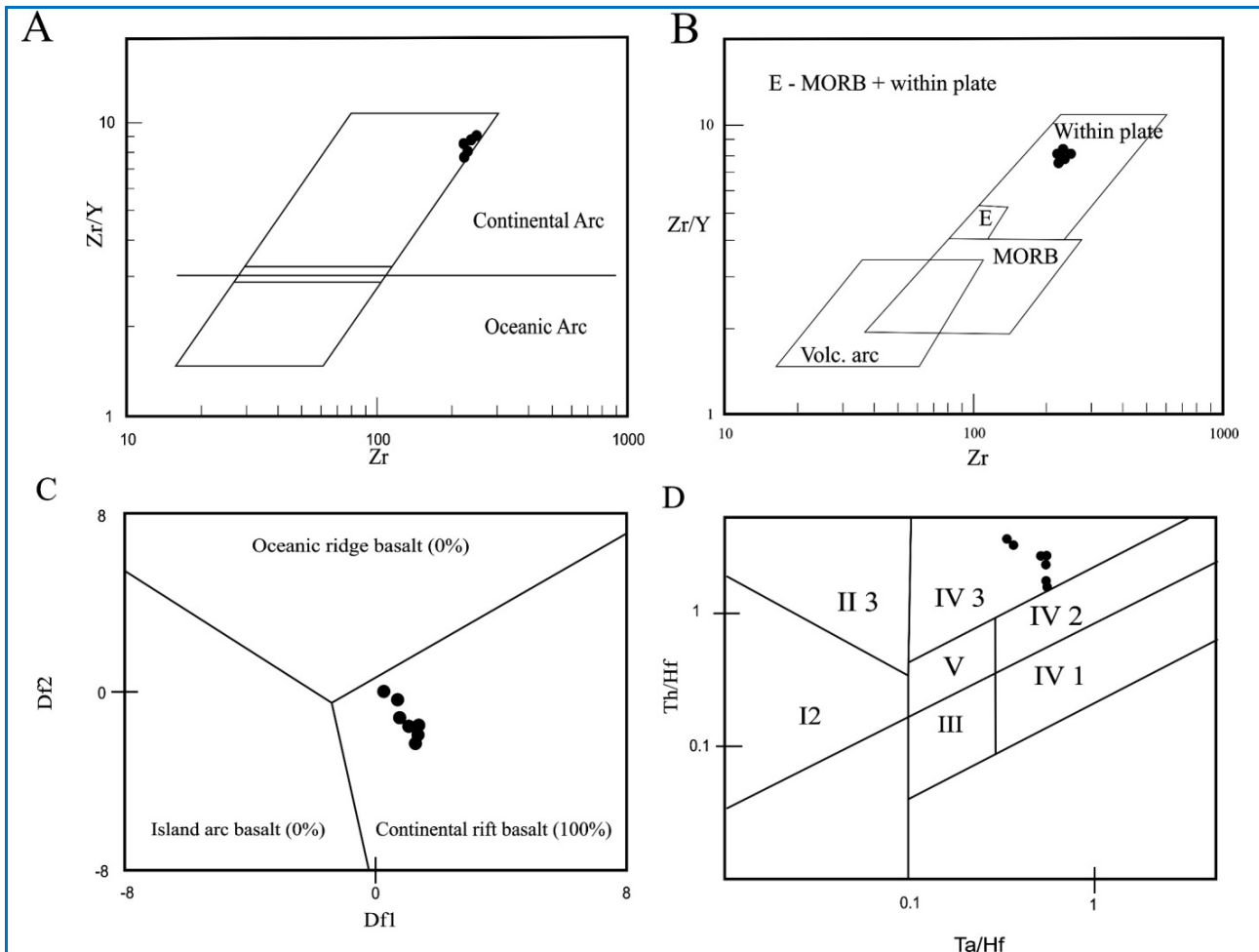
افزون‌براین، در نمودار پیشنهادی پیرس و کان (Pearce and Cann, 1973) نیز که برای تعیین محیط زمین‌ساختی پیشنهاد شده است، نمونه‌ها در محدوده محیط‌های درون صفحه‌ای (شکل ۱۳-A) و درون صفحه‌ای آلکان (شکل ۱۳-B) جای گرفته‌اند.

### سنگ‌زایی

از نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، فرعی و الگوهای پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب و چندعنصری چنین برداشت می‌شود که ماگمای مادر سنگ‌های بازالتی منطقه سرشت گوشته‌ای دارند. به باور کوبان (Coban, 2007) گارنت نقش مهمی در روند توزیع عنصرهای خاکی کمیاب دارد. وی نمودار  $Sm/Yb$  در برابر  $Ce/Sm$  را برای بررسی بود یا نبود گارنت در خاستگاه گوشته‌ای پیشنهاد کرده است. نمونه‌ها در این نمودار حضور گارنت در خاستگاه را نشان می‌دهند (شکل ۱۴-A).

### تعیین جایگاه زمین‌ساختی

تلفیق یافته‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی و مقایسه آنها با بررسی‌های مشابه انجام‌شده دیگر پژوهشگران، این امکان را فراهم می‌آورد که درباره ماگماتیسم و تحولات ماگمایی یک منطقه و ارتباط آن با رخداد‌های زمین‌شناسی آن سرزمین بتوان نظر داد. برای دستیابی به اطلاعات بیشتر درباره محیط زمین‌ساختی بازالت‌های آلکان منطقه دیرکلو-مهدی‌خان نمودارهای  $Zr$  در برابر  $Zr/Y$  به کار برده شدند. تشخیص دقیق محیط زمین‌ساختی منطقه نیازمند اطلاعات دقیق ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی است. عنصرهای  $Zr$  و  $Y$  عنصری هستند که دو رفتار متفاوت در بازالت‌ها و سنگ‌های پوسته قاره‌ای دارند. به گونه‌ای که در بازالت‌ها ناسازگار و در ترکیب سنگ‌های پوسته قاره‌ای سازگار هستند، هرچه مقدار  $Y$  بیشتر باشد احتمال آرایش با سنگ‌های پوسته قاره‌ای بیشتر می‌شود (White, 2013). بر پایه این دو نمودار نمونه‌ها در محدوده کمان قاره‌ای (شکل ۱۲-A) و محیط‌های درون صفحه‌ای (شکل ۱۲-B) جای می‌گیرند. افزون‌براین، در نمودارهای پیشنهادی آگراوال و همکاران (Agrawal et al., 2008) و وانگ و همکاران (Wang et



$$Df1: -0.5558\text{Log}(\text{La}/\text{Th}) - 1.4260\text{Log}(\text{Sm}/\text{Th}) + 2.2935\text{Log}(\text{Yb}/\text{Th}) - 0.6890\text{Log}(\text{Nb}/\text{Th}) + 4.1422$$

$$Df2 = -0.9207\text{Log}(\text{La}/\text{Th}) + 3.6520\text{Log}(\text{Sm}/\text{Th}) - 1.9866\text{Log}(\text{Yb}/\text{Th}) + 1.0574\text{Log}(\text{Nb}/\text{Th}) - 4.4283$$

شکل ۱۲. A) نمودار Zr در برابر Zr/Y (Pearce, 1983); B) نمودار Zr در برابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979); C) نمودار Df1 در برابر Df2 (Agrawal et al., 2008); D) نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی (Wang et al., 2001). (I: بازالت‌های ریف‌ت اقیانوسی؛ II: بازالت حاشیه‌ورقه‌های همگرا (I 1): بازالت جزیره‌های کم‌ان اقیانوسی؛ II 2: جزیره‌های کم‌ان حاشیه‌قاره‌بازالت کمان آتشفشانی حاشیه‌قاره؛ III: بازالت درون‌صفحه‌ای اقیانوسی (جزیره‌های اقیانوسی+کوه‌های دریایی + E-MORB+T-MORB؛ IV: بازالت درون‌صفحه‌ای قاره‌ای (IV 1): کافت درون‌قاره‌ای، توله‌ایت کافت حاشیه‌قاره؛ IV 2: آلکالی‌بازالت کافت درون‌قاره؛ IV 3: پهنه کششی درون‌قاره، بازالت کافت آغازین؛ V: بازالت تنوره گوسته‌ای).

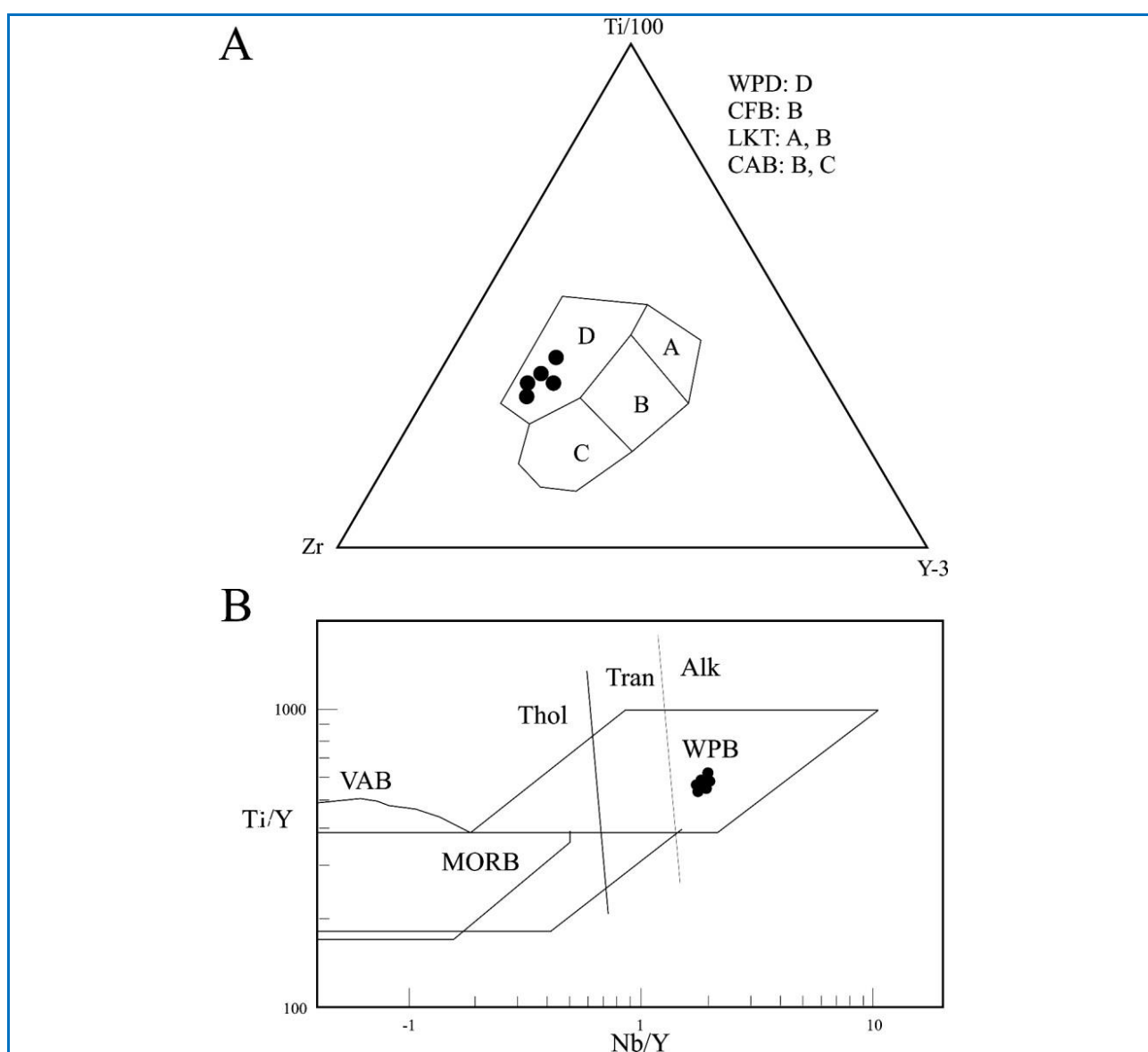
**Figure 12.** A) Zr versus Zr/Y diagram (Pearce, 1983); B) Zr versus Zr/Y diagram (Pearce and Norry, 1979); C) Df1 versus Df2 diagram (Agrawal et al., 2008); D) Tectonic setting diagram (Wang et al., 2001). (I: oceanic rift basalts; II: convergent plate margin basalts (II1: oceanic island arc basalts, II2: continental margin island arcs + continental margin volcanic arc basalts); III: intra-oceanic plate basalts (oceanic islands + seamounts + E-MORB + T-MORB); IV: intra-continental plate basalts (IV1: intracontinental rifts, continental margin rift tholeiite; IV2: alkaline intracontinental rift basalts; IV3: intracontinental extensional zones, incipient rift basalts); V: mantle plume basalts).

عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) تهی‌شده‌تر است. مقدار بالای Nb/La (بزرگ‌تر از یک) ویژگی یک منبع سست‌قاره‌ای همانند بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB)

بردشاو و اسمیت (Bradshaw and Smith, 1994) بر این باور هستند که گوشته سنگ‌قاره‌ای در عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb و Ta نسبت به

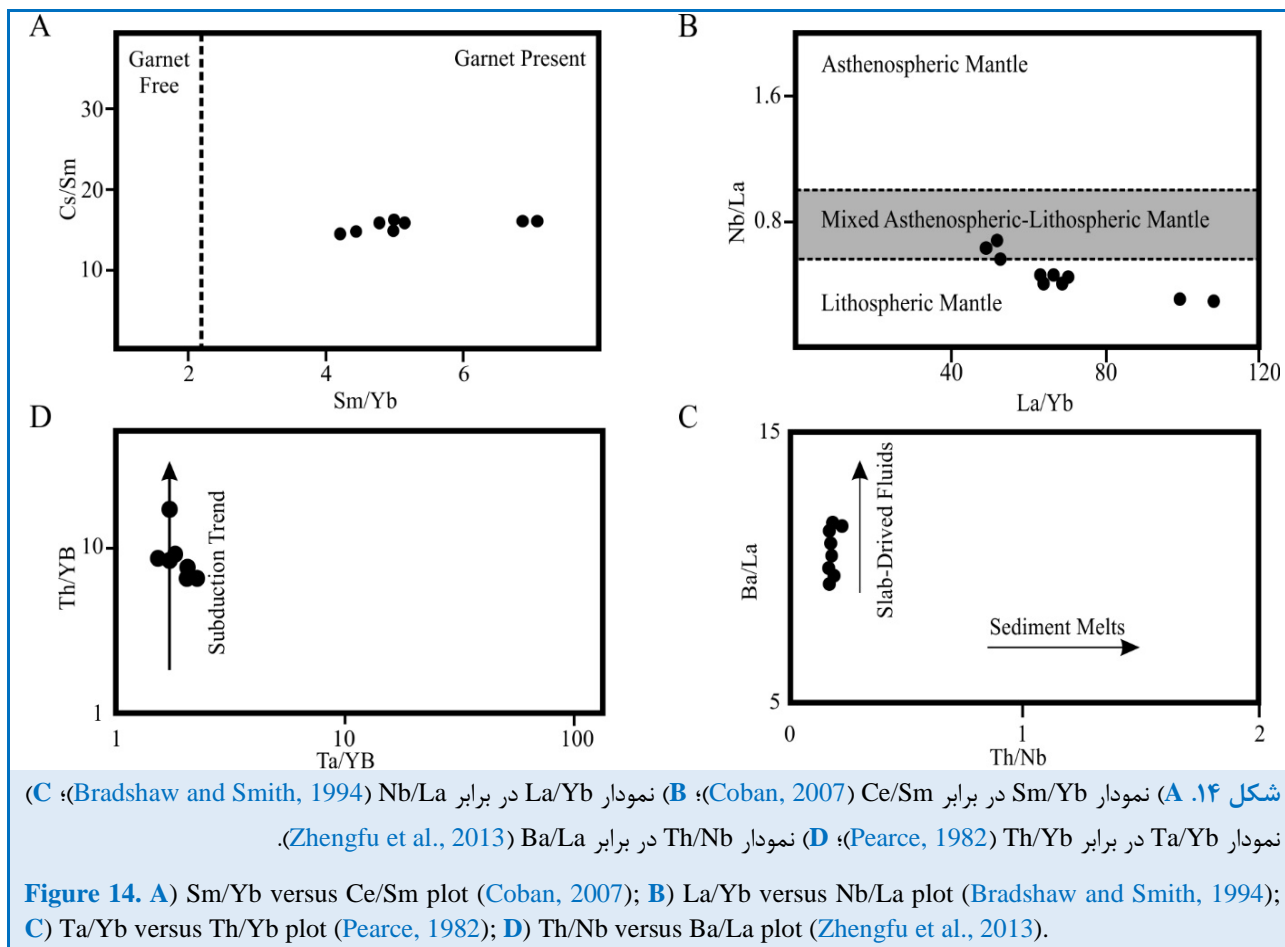
(شکل ۱۴-D). نسبت عنصرهای با تحرک بالا به عنصرهای با تحرک کم نشان‌دهنده اهمیت تأثیر فرورانش در منبع گوشته‌ای مذاب‌هاست. شکل ۱۴-B گویای دخالت مواد حاصل از فرورانش بر ماگمای سازنده بازالت‌های آکالن منطقه دیرکلو-مهدی‌خان است. نسبت بالای Ba/La در نمونه‌ها گواهی بر تأثیر سیالات حاصل از فرورانش در ماگمای گوشته‌ای سنگ‌های منطقه است (شکل ۱۴-C).

است و نسبت‌های کمتر (کمتر از ۰/۵) گواه وجود یک خاستگاه سنگ‌کره‌ای است. جایگیری نمونه‌ها در نمودار La/Yb در برابر Nb/La گویای ارتباط این سنگ‌ها با یک خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای است. سیالات حاصل از پوسته فرورونده توانایی انتقال Th را دارند؛ اما عنصرهای Ta و Yb را با خود حمل و جابجا نمی‌کنند. اگر عامل فرورانش به‌طور مؤثر بر خاستگاه بازالت‌ها تأثیرگذار باشد، غنی‌شدگی در Th/Yb روی خواهد داد (Pearce, 1982)



شکل ۱۳. A) نمودارهای تغییرات عنصرهای Zr، Ti، و Y برای بازالت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگون (Pearce and Cann, 1973); B) نمودار Nb/Y در برابر Ti/Y (Pearce and Cann, 1973).

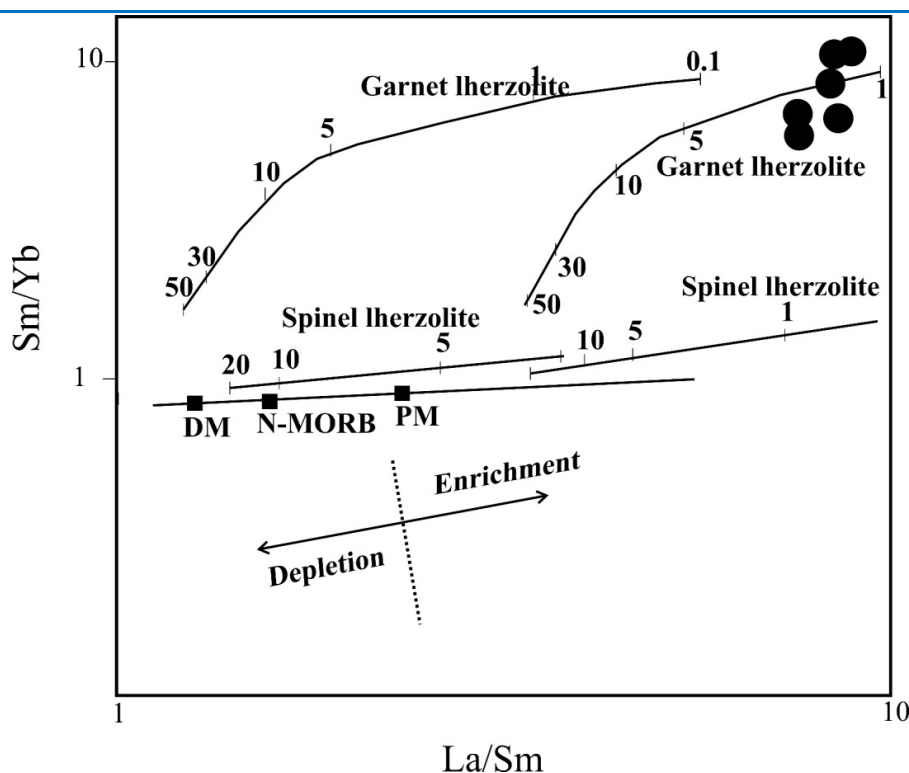
**Figure 13.** A) Variation diagrams for Zr, Ti, and Y element contents in basalts from various tectonic environments (Pearce and Cann, 1973); B) Nb/Y versus Ti/Y diagram (Pearce and Cann, 1973).



منحنی گارنت لرزولیت با درجه ذوب‌بخشی ۱ تا ۵ درصد جای می‌گیرند (Aldanmaz et al., 2000) (شکل ۱۵).

شواهد زمین‌شیمیایی گویای وجود یک منبع گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای همانند منابع بازالت جزیره‌های اقیانوسی است (شکل‌های ۱۴-B و ۱۴-C). بیشتر بازالت‌های اقیانوسی در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه، آنومالی مثبت Nb و Ta و آنومالی منفی Pb نشان می‌دهند؛ اما نمونه‌های بررسی شده در این نمودارها، آنومالی منفی در Nb و Ta و آنومالی مثبت Pb دارند. این تفاوت‌ها بی‌گمان نشان‌دهنده رخداد تغییراتی در خاستگاه و نیز در هنگام صعود ماگما به سطح زمین است.

از این گذشته مقدار  $(Tb/Yb)_N$  در گدازه‌های بازالتی جداشده از یک گوشته غنی‌شده با رخساره گارنت با مقدار  $2/7$  تا  $5/6$  است (Furman, 2007). درباره سنگ‌های منطقه، میانگین این مقدار برابر با  $2/9$  است. افزون‌بر این، نسبت  $(Dy/Yb)_N$  برای مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی یک منبع اسپینل لرزولیت برابر با مقدار کمتر از  $1/0.6$  است و برای ماگماهای ناشی از ذوب‌بخشی یک منبع گارنت لرزولیت این نسبت مقدار بیشتر از  $1/0.6$  خواهد داشت (Hasse et al., 2004). نسبت  $(Dy/Yb)_N$  به‌دست‌آمده برای سنگ‌های منطقه بیشتر از  $1/0.6$  است. از این‌رو، سنگ‌های آتشفشانی این منطقه از یک منبع گارنت لرزولیتی جدا شده است. در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm، نمونه‌ها در نزدیکی



شکل ۱۵. نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm (Aldanmaz et al., 2000). بر پایه این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه حاصل ذوب بخشی ۱ تا ۵ درصدی گارنت لرزولیت است.

Figure 15. Sm/Yb versus La/Sm (Aldanmaz et al., 2000). This diagram indicates that the rocks examined arise from partially melting 1 to 5 percent of a garnet lherzolite.

بیگانه‌بلورها و نیز پیدایش منطقه‌بندی ترکیبی در کلینوپیروکسن، رخداد درجاتی هر چند اندک از آرایش پوسته‌ای محتمل است. وجود بافت غربالی در پیروکسن‌ها و گستره فشار-دمایی پیدایش پیروکسن‌ها گویای اقامت‌های کوتاه‌مدت در آشیانه‌های ماگمایی کم‌ژرفا پیش از فوران است (Ghasemi, 2011).

افزون‌بر این، نسبت  $La/Ta < 22$  نیز گواهی برای برهمکنش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای است (Abdel Fattah et al., 2004). روند شیب نمودار عنصرهای خاکی کمیاب، نسبت‌های بالای  $(Tb/Yb)_N$  و  $(Dy/Yb)_N > 16$ ، حضور گارنت در ناحیه‌ی خاستگاه را نشان می‌دهد. ماگمای سازنده این سنگ‌ها هنگام رخداد فرایند ذوب‌بخشی با درصد کمتر از ۵، از یک منبع گارنت لرزولیت پدید آمده است.

### برداشت

سنگ‌های آتشفشانی پهنه‌ی دیرکلو-مهدی‌خان، در نمودارهای رده‌بندی در دسته‌ی بازالت با مقدار بسیار اندک

غنی‌شدگی از Pb، U و Th و الگوی شیب‌دار نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب در کنار مقدار بالای Nb/Pb و La/Sm نشان‌دهنده‌ی خاستگاهی غنی‌شده برای سنگ‌های بررسی‌شده است. از سوی دیگر، با توجه به محلی بودن فعالیت‌های آتشفشانی، ارتفاع کم مخروط‌ها و حجم اندک محصولات فورانی، نمی‌توان وجود تنوره را به‌عنوان منبع ماگما برای این آتشفشان متصور شد. افزون‌بر این، وجود یک تنوره‌ی فعال در زیر ورقه‌ی ایران نیز گزارش شده است (Pang et al., 2012). گمان می‌رود رخداد غنی‌شدگی باید پیامد فعالیت سیال‌های برخاسته از تخته‌ی فرورونده‌ی نئوتتیس باشد. مقدار بالای نسبت‌های Th/Yb و Ba/La رخداد فرورانش و اثرگذاری سیالات ناشی از فرورانش بر ناحیه‌ی خاستگاه سنگ‌های یادشده را نشان می‌دهد (شکل‌های ۱۴-C و ۱۴-D).

در صورت بالابودن درصد MgO (میانگین: ۱۰ درصدوزنی)، رخداد آرایش پوسته‌ای و یا تبلوربخشی گسترده‌شده‌ی نیست؛ اما با توجه به دیدن بیگانه‌سنگ‌ها و

در پی اثرگذاری سیالات حاصل از فرورانش نئوتتیس غنی شده است. این ماگما در هنگام فعالیت‌های کششی محلی و کاهش فشار و در پی درجات کمتر از ۵ درصد ذوب‌بخشی یک منبع گارنت لرزولیتی پدید آمده است و هنگام حرکت به سمت سطح زمین، به درجاتی از آلاینش پوسته‌ای نیز دچار شده است. با توجه به وجود شکستگی و گسل‌های راستالغز، رخداد فعالیت‌های کششی محلی و کاهش ستبرای پوسته محرز است. این بازشدگی در راستای گسل و شکستگی‌های ژرف، مسیر خوبی را برای صعود ماگما و پیدایش پهنه‌بازالتی دیرکلو- مهدی‌خان فراهم آورده است.

سیلیس جای دارند و به سری آلکان که مقدار سدیم آن از پتاسیم بیشتر است تعلق دارند. در بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها خمیره‌ای ساخته‌شده از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و شیشه دارند. وجود بیگانه بلورها کوارتز و نیز منطقه‌بندی ترکیبی در بلورهای پیروکسن از نشانه‌های رخداد آلاینش پوسته‌ای و نبود تعادل در ماگما به‌شمار می‌روند.

بر پایه‌ نمودارهای تعیین محیط‌های زمین‌ساختی، این سنگ‌های آتشفشانی به محیط‌های کششی درون‌قاره‌ای تعلق دارند. این ماگما در فرایندهای پس از برخورد صفحه‌عربی و اوراسیا، از منبعی سنگ‌کره‌ای خاستگاه گرفته‌اند که

## References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401–419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Aghanabati, A. (2004) *The Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 p. (In Persian).
- Agrawal, S., Guevara, M. and Verna, S. P. (2008) Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, 50(12), 1057-1079. <http://dx.doi.org/10.2747/0020-6814.50.12.1057>
- 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, 67-95. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Allen, M.B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M.H., and Mcleod, C.L. (2013) Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan Province, Iran. *Journal of Petrology*, 54, 887–911. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egs090>
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., and Veysi, S. (2018) North Qorveh volcanic field, western Iran: eruption styles, petrology and geological setting. *Mineralogy and Petrology*, 112, 501–520. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00710-017-0541-z>
- Azizi, H., and Moeinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics*, 47, 167-179. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2008.12.002>
- Bradshaw, T.K., and Smith, E.I. (1994) Polygenetic Quaternary Volcanism at Crater Flat, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 165-182. [http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90072-8](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(94)90072-8)
- Coban, H., and Flower, M.F. (2007) Late Pliocene Lamproites from Bucak, Isparta (Southwest Turkey): Implications for Mantle “Wedge” Evolution during Africa-Anatolia Plate Convergence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 160-176. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2006.06.006>
- Di Giuseppe, P., Agostini, S., Lustrino, M., Karaoğlu, Ö., Savaşçın, M.Y., Manetti, P., and Ersoy, Y. (2017) Transition from compression to strike-slip tectonics revealed by Miocene-Pleistocene volcanism west of the Karlıova Triple Junction (East Anatolia). *Journal of Petrology*, 58, 2055–2087. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egx082>
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson B.S., and Taylor, R.N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 153, 197–208. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2)

- Floyd, P.A., and Winchester, J.A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements Author links open overlay panel. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(2), 211-218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X)
- 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). [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16081.html](https://ijp.ui.ac.ir/article_16081.html)
- Haghnazar, S.H. and Malakotian, S. (2011) Mantle source characteristics of the Quaternary Alkali olivine basalts in Qorveh-Takab area. *Petrological Journal*, 2(6), 17-30 (in Persian). <https://doi.org/10.22108/ijp.2021.124136.1195>
- Helz, R.T. (1987) Character of olivines in lavas of the 1959 eruption of Kilauea Volcano and its bearing on eruption dynamics. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350, 691-722.
- Hirschman, M. (1998) Origin of the transgressive granophyres in the layered series of the Skaergaard intrusion. East Greenland. In D.J., Geist and C.M., White, Eds., *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(1-3), p. 185-207. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90140-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90140-9)
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., and White, W.M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 1-2, 33-45. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5)
- Hosseini, M. (1999) 1:100,000 Qorveh Geological Map. Geological Survey of Iran, Tehran Iran.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jung, S., and Mezger, K. (2003) Petrology of basement-dominated terranes: I. Regional metamorphic T-t path from U-Pb monazite and Sm-Nd garnet geochronology (Central Damara orogen, Namibia). *Chemical Geology*, 198(3-4), 223-247. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00037-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00037-8)
- Karsli, O., Chen, B., Uysal, I., Aydin, F., Wijbrans, JR., and Kandemir, F. (2008) Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of the most recent Quaternary volcanism in the Erzincan Basin, Eastern Turkey: framework for the evaluation of basalt-lower crust interaction, *Lithos*, 106(1-2), 55-70. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.008>
- Kaygusuz, A., Yücel, C., Arslan, M., Sipahi, F., Temizel, I., Çakmak, G., and Güloğlu, Z.S. (2018) Petrography, mineral chemistry and crystallization conditions of Cenozoic plutonic rocks located to the north of Bayburt (Eastern Pontides, Turkey). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 157, 75-102. <http://dx.doi.org/10.19111/bulletinofmre.427829>
- Kheirkhah, M. (2015) Quaternary Syn-collision volcanism in north of the Sanandaj-Sirjan zone, magmatism within an active orogenic plateau. *Petrological Journal*, 6, 23, 45-64 (in Persian). [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16225.html](https://ijp.ui.ac.ir/article_16225.html)
- Krientinz, M.S., Hasse, K., Mezger, K., Eckardt, V., and Shaikh-Mashail, M.A. (2006) Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(8), 298-716. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0088-1>
- Kuno, H. (1968) Differentiation of basalt magmas. In Hess, H.H., and Polder-vaart, A., Eds., *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. 2, p. 623-688. Interscience Publishers, New York.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Lebedev, V.A., Chugaev, A.V., Vashakidze, G.T., and Parfenov, A.V. (2016) Formation stages and ore matter sources of the Devdoraki copper deposit, Kazbek volcanic center, the Greater Caucasus. *Geology of Ore Deposits*, 58, 465-484. <http://dx.doi.org/10.1134/S1075701516060040>
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, p., Girard, D., and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition

- as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planetary Science Letter*, 59, 139-154. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- Lin, Y.C., Chung, S.L., Bingöl, A., Yang, L., Okrostsvardize, A., Pang, K., Lee, H.Y., and Lin, T. (2020) Diachronous initiation of post-collisional magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone. *Lithos*, 356, 105394. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105394>
- Maleki, S., Emami, M.H., Kheyrikhah, M., and Saeadi, A. (2015) Quaternary basalts of Bijar area along the Zagros Fault. *Quaternary Journal of Iran*, 1(1), 29-43 (in Persian). <https://doi.org/10.22034/irqua.2015.701851>
- Malekootyan, S., Hagh-Nazar, S., Ghorbani, M., and Emami, M.H. (2007) Magmatic evolution in Quaternary basaltic rocks in Sanandaj – Takab axis. *Geosciences*, 64, 166–178 (in Persian).
- Meshmayi, J., Mahmoudi, S., and Mokhtari, M.A.A. (2024) Petrogenesis and Tectonic Implications of Bakter intrusive complex (South Sonqor, West of Iran). *Petrological Journal*, 15(3), 1-22 (in Persian). <https://dx.doi.org/10.22108/ijp.2024.137533.1298>
- Moriomoto, N., Fabrics J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifer, F.A., Zussman, J., Akoi, K., and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 535-550. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Neill, I., Meliksetian, K., Allen, M.B., Navasardyan, G., and Kuiper, K. (2015) Petrogenesis of mafic collision zone magmatism: The Armenian sector of the Turkish–Iranian Plateau, *Chemical Geology*, 403, 24-41. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.03.013>
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 149-160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>
- Okay, A.I., Sunal, G., Sherlock, S., Altner, D., Tüysüz, O., Kylander-Clark, A., and Aygül, M. (2013) Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the active margin of Eurasia: Southern Central Pontides, Turkey. *Tectonics*, 32(5), 1247-1271. <http://dx.doi.org/10.1002/tect.20077>
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V., Chugaev, A., and Sharkov, E. (2016) Magmatic evolution of the Early Pliocene Etrüsk stratovolcano, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey. *Lithos*, 256, 88-108. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.03.017>
- Özdemir, Y., Oyan, V., and Jourdan, F. (2020) Petrogenesis of Middle Miocene to Early Quaternary basalts from the Karayazı–Göksu plateau (Eastern Anatolia, Turkey): Implication for the role of pyroxenite and lithospheric thickness. *Lithos*, 416, 106671. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106671>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M., Mohammadi, S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y., and Lo, C.H. (2012) Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology*, 306, 40-53. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.020>
- Pearce, J.A. (1983) Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins. In C.J. Hawkesworth, and M.J., Norry, Eds., *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, 230-249. Shiva Cheshire.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R. (1973) Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 290– 300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5)
- Pearce, J.A., and Norry, M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1), 33–47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>
- Priestley, K., and McKenzie, D. (2006) The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities. *Earth and Planetary Science Letters*, 244, 285–301. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.008>

- Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: evaluation. Presentation, Interpretation. 352 p. Longman Scientific and Technical, Wiley, New York.
- Sahandi, M., and Soheili, M. (2014) Geological Map of Iran, scale 1:1000000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and Bence, A.E. (1979) Statistical Analysis of Clinopyroxenes from Deep-sea Basalts. *American Mineralogist*, 64, 502-513. <https://doi.org/10.1029/GL005i007p00573>
- Shea, T. (2017) Bubble nucleation in magmas: A dominantly heterogeneous process? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 343, 155-170. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.025>
- Shea, T., and Hammer, J. (2013) Kinetics of cooling- and decompression-induced crystallization in hydrous mafic-intermediate magmas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 260, 127-145. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.018>
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization P-T estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119, 55- 60. <http://dx.doi.org/10.1080/11035899709546454>
- 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, Eds., *Magmatism in Ocean Basins*. 313–335. Geological Society Special Publication, London, <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Temel, A., Yürür, T., Alici, P., Varol, E., Gourgaud, A., Bellon, H., and Demirbağ, H. (2010) Alkaline series related to Early-Middle Miocene intra-continental rifting in a collision zone: An example from Polatlı, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38, 6, 289-306. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.12.017>
- Wang, Y.L., Zhang, C.J. and Xiu, S.Z. (2001) Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrologica*, 17(3), 413-421.
- Warr, L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- White, W.M. (2013) *Geochemistry*. 660 p. Wiley-Blackwell, USA, First edition,
- Zhengfu, G., Marjorie, W., Maoliang, Z., and Lihong, Z. (2013) Post-collisional, K-rich mafic magmatism in south Tibet: constraints on Indian slab to wedge transport processes and plateau uplift. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165(6), 1311-1340. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0860-y>