



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2026.1166



Petrology and Geochemistry of Sill, Dikes and Intercalated Lavas of Karaj Formation, East of Tehran

Asal Hasan Harati ¹, Amir Ali Tabbakh Shabani ^{2*} , Morteza Delavari Kooshan ³

¹ Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 02 December 2025
Revised: 20 April 2026
Accepted: 25 April 2026

Keywords

Dike
Sill
Lava
Geochemistry
Central Alborz
Karaj Formation
East of Tehran

*Corresponding author

Amir Ali Tabbakh Shabani
 aatshabani@khu.ac.ir

ABSTRACT

In the east of Tehran and the south of the Central Alborz Subzone, subvolcanic rocks are exposed as sills, dykes, and intercalated lavas within the Karaj Formation. The age of this complex is middle to upper Eocene and, based on petrographic and geochemical analyses, they have a basaltic composition. The main minerals in all the investigated samples are olivine, plagioclase, and clinopyroxene, set in a microcrystalline matrix of similar minerals. Minerals resulting from alteration include chlorite, sericite, calcite, epidote, and zeolite. Their textures are diverse and include intergranular, microlithic-porphyritic, intersertal, and ophitic to subophitic in subvolcanic rocks. The magmatic nature of the rocks is high-potassium calc-alkaline. All samples display similar rare-earth element (REE) patterns, supporting a genetic relationship, which may reflect varying degrees of partial melting or fractional crystallization from a common mantle source. Geochemical modeling based on incompatible element concentrations indicates that ~30–40% fractional crystallization of plagioclase, clinopyroxene, and olivine can account for the observed compositions and suggests that the samples are genetically related through this process. The multi-element spider diagram normalized to the primitive mantle shows depletion of immobile incompatible elements such as Nb, Ta, Zr, and Ti, as well as enrichment of mobile incompatible elements, which are the main characteristics of subduction zones. The Alborz is considered the back-arc of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt, developed during Paleogene slab rollback of the Neo-Tethyan oceanic plate. The rocks originated from a phlogopite-bearing spinel lherzolite mantle source, with a minor contribution from garnet lherzolite, at depths of ~90–100 km.

How to cite this article

Hasan Harati, A., Tabbakh Shabani, A.A. and Delavari Kooshan, M., 2026. Petrology and Geochemistry of Sill, Dikes and Intercalated Lavas of Karaj Formation, East of Tehran. *Journal of Economic Geology*, 18(1): 121–148. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.2026.1166>



©2026 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

The extrusive igneous rocks, located in the east of Tehran, are one of the several Middle to late Eocene bodies intruded into the volcano-sedimentary Karaj Formation in south of Central Alborz zone. The evolution of the Cenozoic Alborz magmatic arc belt is regarded as the back arc or rear arc of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt which is related to the Neo-Tethys subduction and the continental collision between the Arabian and Eurasian plates (e.g., [Asiabanha and Foden, 2012](#); [Maghdour-Mashhour et al., 2015](#); [Sepidbar et al., 2019](#)). One of the most considerable episodes of the magmatism of Iran was an extensive magmatic flare-up that occurred principally in the UDMB and the AMAB during the Paleogene (e.g., [Verdel et al., 2011](#)). This magmatism is characterized by basic to intermediate rock compositions from calc-alkaline to shoshonitic affinity occurred in an extensional arc setting ([Verdel et al., 2011](#); [Shafaii Moghadam, et al., 2018](#)). In Central Alborz several Late Eocene intrusive bodies intruded Karaj Formation such as Mobarakabad gabbro, Lavasan syenite, Shekarnab monzonite and Karaj Dam basement gabbro to monzoite sill. In the Bumehen and Rudehen areas outcrops of volcanic rocks hosted by Karaj Formation is investigated to clarify the petrological and geochemical characteristics.

Materials and Methods

After field sampling and thin section preparation at Kharazmi University, ten least-altered samples were selected for geochemical analysis. Sample preparation was carried out using the lithium borate fusion method at Zarazma Mineral Studies Company. Major elements were analyzed by ICP-OES, and trace and rare earth elements were determined by ICP-MS. LOI of the samples was determined using electrical oven at about 1000 °C. Iron oxidation ratios were determined by the method of [Middlemost \(1989\)](#). The rock analysis results are presented in [Table 1](#).

Result

The studied rocks are divided into three main groups: subvolcanic rocks, intercalated lavas of the Karaj Formation, and younger post-Middle Eocene lavas. All are dark gray to black and mainly consist of

plagioclase, olivine, and clinopyroxene with microlitic-porphyritic and intergranular textures. Some plagioclase crystals show sieve textures, indicating magma mixing or rapid pressure decrease ([Fig. 3D](#)) ([Tsuchiyama, 1985](#); [Nelson and Montana, 1992](#)). Vesicles in the intercalated lavas are filled with secondary minerals such as calcite and zeolite. Geochemically, the samples are predominantly basaltic ([Fig. 4A](#)). Their magmatic series, based on the K₂O–SiO₂ diagram, vary: the post-Middle Eocene lavas are mainly high-K calc-alkaline, the subvolcanic samples fall within both calc-alkaline and high-K calc-alkaline fields, one sample is in the shoshonitic field, and the intercalated lavas of the Karaj Formation also fall within the shoshonitic field. Considering the general northward increase in potassium across the Iranian and Alborz magmatic arc ([Asiabanh, 2001](#); [Asiabanha et al., 2009](#)), it is likely that samples with calc-alkaline and shoshonitic characteristics were originally derived from a high-K calc-alkaline source. Multi-element spider diagrams and REE patterns show enrichment relative to primitive mantle, enrichment in incompatible lithophile elements (LILE), and depletion in high-field-strength elements (HFSE), reflecting the influence of subduction in arc magmatism. HREE depletion suggests the presence of garnet in the source. Geochemical modeling based on fractional crystallization demonstrates that some magmatic suites could be derived from a similar parent melt. The overlap between REE patterns and multi-element normalized diagrams of basaltic samples and the modeled melt confirms the genetic relationship of certain samples through crystal fractionation, although not all samples display this connection.

Discussion

Geochemical and mineralogical data suggest that the parental magma was not primary but derived from a metasomatized, enriched mantle source affected by subduction fluids. The low Mg#, Ni, and Cr contents further confirm its non-primary nature and indicate modification of the mantle source before magma generation. The Zr/Y diagram ([Sun and McDonough, 1989](#)) places the samples within the enriched mantle field, likely reflecting the presence of a hydrous phase such as phlogopite or amphibole. The Rb/Sr versus Nb/Th diagram ([Furman and Graham, 1999](#)), further supports phlogopite as the

dominant hydrous phase, indicating a relatively deep magma source consistent with thickened continental arc lithosphere (Tabbakh Shabani et al., 2017). The Ce/Yb versus Ce diagram (Ellam, 1992) estimates the mantle source depth at approximately 90–100 km, and the high Ce/Yb ratios (>10) suggest low-degree partial melting with garnet in the residue (Mattsson and Oskarsson, 2005). Geochemical modeling using Sm/Yb and La/Yb ratios indicates that the parental magma was likely derived from a mixed spinel-garnet lherzolite source, with 3–5% partial melting required for magma generation (Zhao and Zhou, 2009). From a tectonic perspective, the Alborz region lies along the Alpine-Himalayan orogenic belt, and the studied samples show strong similarities to other Paleogene magmas in the region (Harangi et al., 2006; Irannezhadi, 2009). The Nb/La versus La/Yb diagram shows that most samples fall at the boundary between alkaline arcs and continental arcs, with only a few samples fully within the alkaline arc field (Hollocher et al., 2012). Previous studies also report that post-Eocene volcanism exhibits continental arc characteristics (Asiabanha and Foden, 2012). Magma formation occurred during a post-subduction extensional phase following the rollback of the Neotethyan slab in the Eocene, which promoted asthenospheric upwelling and provided the heat necessary for partial melting of the lithospheric mantle (Maghdour-Mashhour et al., 2015; Heidari et al., 2022). Accordingly, the observed geochemical transition from calc-alkaline to more alkaline compositions during the Eocene can be attributed to this process (Verdel et al., 2011; Nabatian et al., 2014; Maghdour-Mashhour et al., 2015; Ashrafi et al., 2018; Shafaii Moghadam, et al.,

2018; Ahmadvand et al., 2021). Paleogene magmatism initially occurred in the forearc region through explosive eruptions and intercalated lava flows, and subsequently migrated to the back-arc region (~45–40 Ma) (Sepidbar et al., 2019). Overall, the temporal sequence and geochemical characteristics of the samples indicate a coupled forearc–backarc magmatic process associated with lithospheric extension and Neotethyan slab rollback, which played a critical role in the evolution of Paleogene magmatism in NW Iran.

Conclusion

Three main groups of subvolcanic rocks, intercalated lavas of the Karaj Formation, and younger post-Middle Eocene lavas with the basaltic composition outcropped in the east of Tehran. Multi-element spider diagrams and REE patterns show enrichment relative to primitive mantle, enrichment in incompatible lithophile elements (LILE), and depletion in high-field-strength elements (HFSE), reflecting the influence of subduction in arc magmatism. Magmatism occurred during a post-subduction extensional phase following the rollback of the Neotethyan slab in the Eocene, which promoted asthenospheric upwelling and provided the heat necessary for partial melting of the lithospheric mantle.

Acknowledgments

The authors sincerely appreciate the reviewers of the Journal of Economic Geology for their valuable comments and constructive suggestions, which significantly improved the quality of this paper.



سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سیل، دایک و گدازه‌های بین لایه‌ای سازند کرج، شرق تهران

عسل حسن‌هراتی^۱، امیرعلی طبابخ‌شعبانی^{۲*}، مرتضی دلاوری‌کوشان^۳ ID^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران^۲ دانشیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران^۳ دانشیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

در شرق تهران و در جنوب زیرپهنه البرز مرکزی، سنگ‌های نیمه عمیق به صورت سیل، دایک و گدازه‌های بین لایه‌ای در سازند کرج برون‌زد دارند. سن این مجموعه ائوسن میانی تا بالایی است و بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و نتایج تجزیه شیمیایی، ترکیب بازالتی دارند. کانی‌های اصلی شامل درشت‌بلورهای الیون، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کدر در یک زمینه از کانی‌های ریز بلور هستند. کانی‌های حاصل از دگرسانی نیز شامل کلریت، سربست، کلسیت، اپیدوت و زئولیت هستند. بافت این سنگ‌ها متنوع و شامل اینترگرانولار، میکرولیتی-پورفیری، اینترسرتال و در سنگ‌های نیمه عمیق افیتیک تا ساب‌افیتیک است. سرشت ماگمایی این سنگ‌ها کالک‌آلکالین پتاسیم بالاست. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی انجام‌شده بر اساس تمرکز عناصر ناسازگار و با احتساب درصدهای متفاوت تفریق بلوری بین ۳۰ تا ۴۰ درصد و فازهای تفریق شونده‌ای که اغلب از جنس کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون هستند، نشان‌دهنده آن است که برخی از نمونه‌ها می‌توانند از طریق تبلور تفریقی با هم ارتباط ژنتیکی داشته باشند. نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه نشان‌دهنده تهی‌شدگی عنصرهای ناسازگار غیرمتحرک مانند Ti، Zr، Nb و همچنین غنی‌شدگی عنصرهای ناسازگار متحرک است که از مشخصات اصلی مناطق فروراشی است. در واقع البرز را می‌توان به عنوان بخش پشت‌کمان کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر در نظر گرفت که به علت کشش ناشی از برگشت صفحه فروزانده نئوتتیس در پالئوژن ایجاد شده است. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده ذوب‌بخشی درجه پایین از یک خاستگاه اسپینل-لرزلولیت فلوگوپیت‌دار با مشارکت جزئی گارنت-لرزلولیت برای این سنگ‌هاست.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۹/۱۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۵/۰۱/۳۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۰۲/۰۵

واژه‌های کلیدی

دایک

سیل

گدازه

زمین‌شیمی

البرز مرکزی

سازند کرج

شرق تهران

نویسنده مسئول

امیرعلی طبابخ‌شعبانی

aatshabani@khu.ac.ir

استناد به این مقاله

حسن‌هراتی، عسل؛ طبابخ‌شعبانی، امیرعلی و دلاوری‌کوشان، مرتضی، ۱۴۰۵. سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سیل، دایک و گدازه‌های بین لایه‌ای سازند کرج، شرق تهران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۸(۱): ۱۲۱-۱۴۸. <https://doi.org/10.22067/econg.2026.1166>

مقدمه

کمرندهای ماگمایی سنوزوئیک ایران شامل چهار زیرکمر بند می‌شود: ۱- کمر بند ارومیه- دختر (Ballato et al., 2011; Chiu et al., 2013; Nouri et al., 2021)، ۲- کمر بند ماگمایی البرز (Aghazadeh et al., 2011; Asiabanha and Foden, 2012; Castro et al., 2013; Shafaii Moghadam, et al., 2018)، ۳- کمر بند ماگمایی شرق ایران (Zarrinkoub et al., 2012) و ۴- کمر بند ماگمایی مکران در جنوب شرق ایران (Biabangard and Moradian 2008; Ghalamghash et al., 2019; Pang et al., 2014). تکامل آنها مرتبط با فرو رانش و برخورد در امتداد زون‌های خط درز و هم‌گرایی بعدی بین صفحه‌های اوراسیا و عربی بوده است (Sepidbar et al., 2019). ایران، در حال حاضر در حال تجربه کوتاه شدن در امتداد شمال- جنوب است (Vernant et al., 2004) و احتمالاً این کوتاه شدن از زمان برخورد عربستان با اوراسیا بوده است. کمان سنوزوئیک ایران از جهاتی شبیه به یک حاشیه هم‌گرا از نوع آند است که به موجب آن فرو رانش پوسته اقیانوسی باعث ذوب گوشته شده و مذاب آن با پوسته قاره‌ای برهم کنش داشته است و هم جبهه ماگمایی و هم پشت کمان (کمر بند ماگمایی البرز) را ایجاد کرده است. با این حال، کمان سنوزوئیک ایران تفاوت قابل توجهی با کمان قاره‌ای آند دارد که حاشیه هم‌گرای تحت فشار را بازتاب می‌دهد و پوسته آن کوتاه و ضخیم شده است. کمان ایران در سراسر تکامل خود کشش شدیدی را تجربه کرده است (Sepidbar et al., 2019). بسیاری از این کشش همراه با شروع فرو رانش در طول کرتاسه پسین و کشش جوان تر ممکن است ناشی از برگشت صفحه پالئوژن باشد (Moghadam and Stern, 2011; Shafaii Moghadam, et al., 2018). همچنین گسل‌های نرمال ائوسن در البرز شناسایی شده‌اند (Guest et al., 2006) و شواهد چینه‌شناسی فرونشست ائوسن در البرز و ایران مرکزی بر حسب کشش ائوسن تفسیر شده است (Brunet and Cloetingh, 2003; Hassanzadeh et al., 2004; Vincent et al., 2005; Guest et al., 2007).

بستر ماگماهای کمانی پالئوژن ایران شامل بلوک‌های قاره‌ای مختلفی است که به نظر می‌آید، در اواخر پالئوژن در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشتند و توسط پالئوتتیس از اوراسیا جدا شده بودند. این بلوک‌ها که اکنون در مرکز و شمال ایران قرار دارند، در پرمین از گندوانا جدا شدند و در پی آن حوضه نئوتتیس را باز کردند. شواهد نشان می‌دهند که بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس احتمالاً مربوط به اواخر تریاس تا کرتاسه باشد و همچنین شروع فرو رانش نئوتتیس به زیر ایران نیز احتمالاً مربوط به همین زمان است که ممکن است پیامد مستقیم برخورد شمال ایران و اوراسیا باشد. به عقیده آسیابانها و فودن (Asiabanha and Foden, 2012)، ماگماتیسیم سنوزوئیک البرز از ائوسن تا کواترنر ادامه داشته؛ اما توزیع زمانی آن در چند رخداد ماگمایی در ائوسن، میوسن و پلیو کواترنر متمرکز بوده است. با توجه به این که کمان ارومیه- دختر یک کمان قاره‌ای از نوع کششی است و همچنین با توجه به دور بودن مجموعه ماگمایی البرز نسبت به کمان اصلی، می‌توان عنوان کرد که مجموعه البرز در یک رژیم کششی پشت کمانی تشکیل شده باشد (Ghasemi, 2019; Maghdour- Mashhour et al., 2015). منطقه مورد بررسی در شرق تهران و در مسیر جاده تهران- دماوند و در زون البرز مرکزی قرار دارد. این منطقه بین عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}42'$ تا $35^{\circ}46'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $51^{\circ}47'$ تا $51^{\circ}55'$ شرقی واقع شده است. سنگ‌های آذرین مورد بررسی به دو شکل دایک، سیل و گدازه در سازند کرج برونزد دارند. این سنگ‌ها توسط محمودی (Mahmoudi, 2000)، و سپس طباح شعبانی و همکاران (Tabbakh Shabani et al., 2017)، از لحاظ سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته است. به عقیده محمودی (Mahmoudi, 2000)، سنگ‌های ساب‌ولکانیک منطقه رودهن اغلب ترکیب دلریتی دارند و گدازه‌ها طیف ترکیبی پیوسته‌ای از بازیک تا اسیدی را می‌سازند؛ اما حجم گدازه‌های بازیک به مراتب فراوان تر از بخش‌های تفریق یافته است. همچنین سنگ‌های ساب‌ولکانیک و گدازه‌های این منطقه از نظر

زمین‌شیمیایی در دو سری آلکالن و کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند؛ در حالی که گدازه‌های میان‌چینه‌ای با سازند کرج با آلکالیت به‌التر از این دو گروه متمایز می‌شوند. به عقیده ایشان ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه رودهن (کالک‌آلکالن و گاهی تولیتی) به جزایر کمانی یا حاشیه‌های فعال قاره‌ای شباهت بیشتری دارد. طباح شعبانی و همکاران (Tabbakh Shabani et al., 2017)، نیز زمین‌شیمی و کانی‌شناسی گدازه‌های بازیک زئولیت‌دار منطقه بومهن- رودهن را مورد بررسی قرار دادند و نتیجه گرفتند که ماگماتیسزم بازیک شوشونیتی و ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها مشابه مناطق فروران‌ش قاره‌ای است. از آنجا که کار پژوهشی محمودی (Mahmoudi, 2000)، اغلب بر پایه زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی و بررسی طباح شعبانی و همکاران (Tabbakh Shabani et al., 2017)، محدود به گدازه‌های بازیک زئولیت‌دار است؛ داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب برای نخستین‌بار گزارش می‌شود تا درک بهتری از تکامل زمین‌ساختی البرز مرکزی ارائه دهد. دیدگاه‌های متفاوتی در مورد محیط زمین‌ساختی کمر بند ماگمایی البرز پیشنهاد شده که یکی محیط کمانی و دیگری محیط پشت کمان است. در این پژوهش، ویژگی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی با به‌کارگیری زمین‌شیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی مورد بررسی قرار گرفته است.

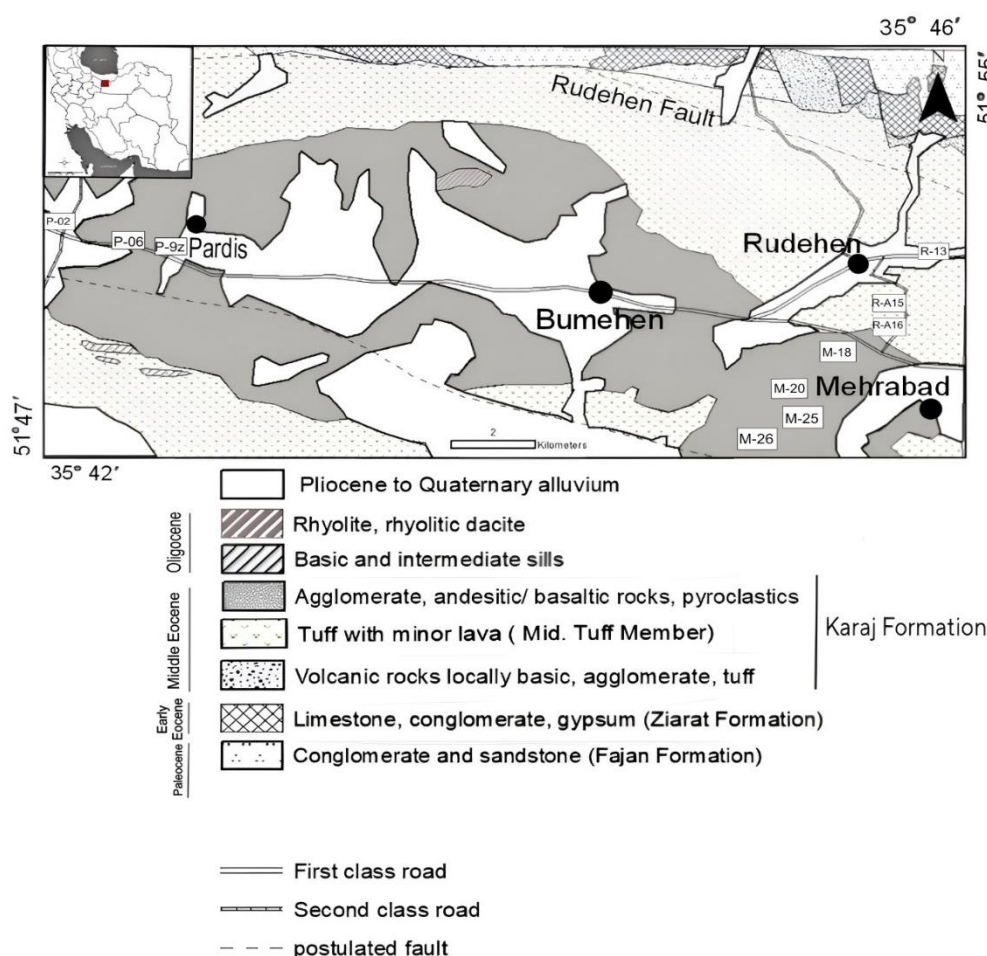
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد نظر در استان تهران و در مسیر جاده تهران- دماوند قرار دارد. این منطقه بین عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}42'$ تا $35^{\circ}46'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $51^{\circ}47'$ تا $51^{\circ}55'$ شرقی واقع شده و بخشی از ورقه زمین‌شناسی شرق تهران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ است (Vahdati Daneshmand, 1997) (شکل ۱). واحدهای سنگ‌چینه‌ای، زیارت، توفیت‌های کرج و سازند گُند نشان‌دهنده ردیف‌های آئوسن البرز است که به‌ویژه در البرز مرکزی بررسی و معرفی شده‌اند (Aghanabati, 2004). منطقه مورد

بررسی، بخشی از سازند کرج است که شامل توف سبز، شیل-توفی، توف-برش و نیز آگلومرا و سنگ‌های آندزیتی-بازالتی است. ضخامت این واحدهای سازند کرج بین ۱۷۰۰ تا ۲۰۰۰ متر برآورد شده است. سنگ‌های مورد بررسی در محدوده شرق تهران به دو صورت دایک، سیل و گدازه برون‌زد دارند. در شمال شهر پردیس توده‌های متعدد نیمه عمیق به شکل دسته دایک با ضخامت‌های متفاوتی رخنمون دارند. این توده‌ها لایه‌های توفی و آگلومرای سازند کرج را قطع کرده‌اند و در برخی از آنها حالت تزریقی مرز توده‌ها با لایه‌بندی سازند کرج به وضوح دیده می‌شود. از دیگر سنگ‌های نیمه عمیق شرق تهران می‌توان به دایک رودهن (شکل ۲-۱) و دایک‌های محدوده جاده دانشگاه آزاد رودهن اشاره کرد که البته دگرسانی گسترده‌ای را متحمل شده‌اند. از ویژگی‌های صحرایی این توده‌های نیمه عمیق می‌توان به کائولینیتی‌شدن پلاژیوکلازها اشاره کرد که نشان‌دهنده نقش سیالات و همچنین در مواردی فرسایش پوست‌پیزی است. همچنین در کنار دایک‌های جاده دانشگاه آزاد رودهن یک توده نیمه عمیق به شکل سیل در میان لایه‌بندی سازند کرج قرار گرفته است. نکته قابل ملاحظه در ارتباط با این توده این است که بخشی از آن در امتداد لایه‌بندی و به صورت سیل است؛ اما قسمت دیگری از آن به صورت یک دایک، لایه‌بندی را قطع کرده است (شکل ۲-۲). این توده نیز دگرسانی شدیدی داشته و شواهد صحرایی شامل فرسایش پوست‌پیزی و کائولینیتی‌شدن در آن دیده می‌شود. با توجه به سن مطلق توده‌های نفوذی مافیک تا حدواسط در مناطق مجاور در البرز مرکزی که در سازند کرج رخنمون دارند، مانند گابروی مبارک‌آباد $(37/2 \pm 0/38)$ میلیون سال پیش)، مونزونیت لواسان در شمال‌شرق تهران $(41/4 \pm 0/5)$ میلیون سال پیش) و سیل گابروی-مونزونیتی بنیان سد کرج $(37/2 \pm 0/38)$ میلیون سال پیش) (Verdel et al., 2011; Maghdour-Mashhour et al., 2015; Sepidbar et al., 2019)، می‌توان سن توده‌های نیمه عمیق مورد بررسی را آئوسن بالایی تا اوایل آئوسن میانی تخمین زد.

این رو، سن آنها جوان‌تر از ائوسن میانی در نظر گرفته می‌شود. البته از امکان فرسایش لایه‌های بالایی نمی‌توان چشم‌پوشی کرد. این گدازه‌ها از دید ظاهری تیره‌رنگ هستند و گاهی در آنها حفره‌ها و ترک‌هایی دیده می‌شوند. همچنین فرسایش پوست‌پیزی نیز در این گدازه‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-۲-۲).

در کنار دایک‌های یادشده در شمال شهر پردیس، گدازه‌های بازالتی در میان لایه‌های آذرآواری و آگلومرا دیده می‌شوند که داخل حفره‌های این گدازه‌ها را کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، زئولیت و کلریت پر کرده است. در روستای مهرآباد، به نظر می‌آید گدازه‌های بازالتی بر روی توف‌های سازند کرج قرار گرفته‌اند؛ از



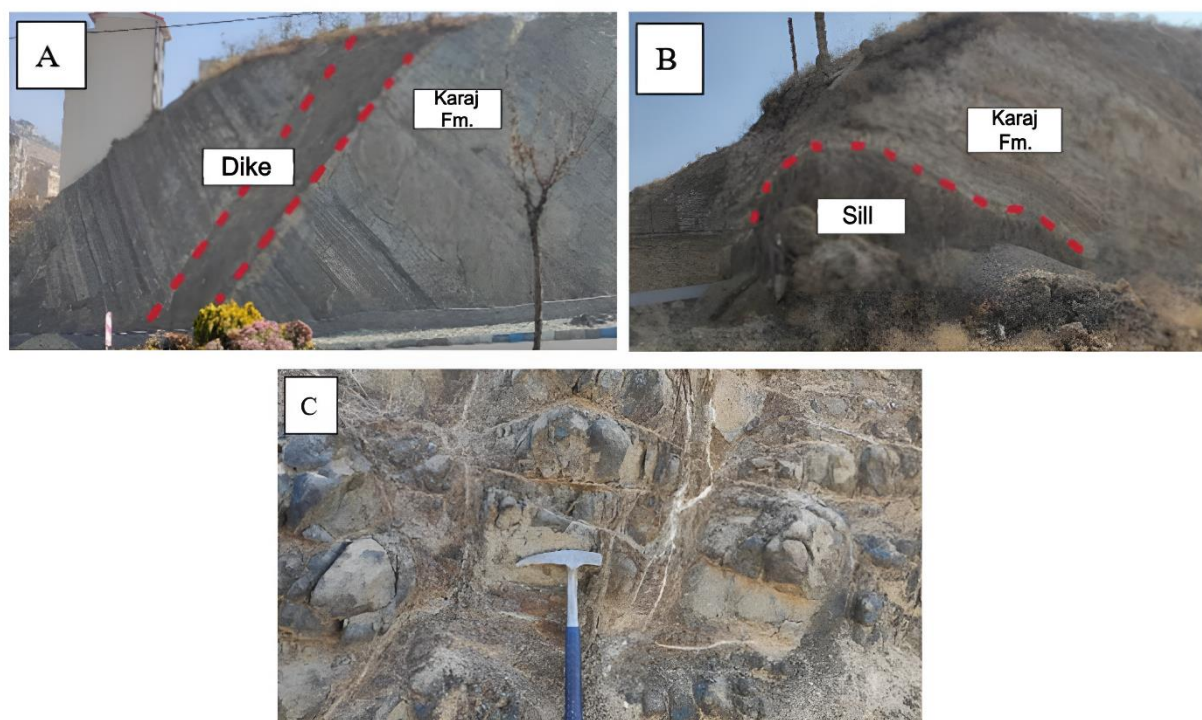
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه شرق تهران (رسم مجدد بر اساس ورقه شرق تهران سری ۱:۱۰۰۰۰۰) (Vahdati Daneshmand, 1997)

Fig. 1. Simplified geological map of the east of Tehran (redrawn from the geological map of the east of Tehran, 1:100000) (Vahdati Daneshmand, 1997)

روش مطالعه

کل نمونه‌ها، تعداد ۱۰ نمونه که کمترین دگرسانی را متحمل شده بودند، برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی انتخاب شدند. تجزیه این نمونه‌ها در شرکت مطالعات معدنی زرآما انجام شد.

پس از نمونه‌برداری صحرائی، تهیه مقاطع نازک در آزمایشگاه دانشگاه خوارزمی و انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری از بین تعداد



شکل ۲. A: منظره کلی از یک دایک بازیک در محدوده رودهن که لایه‌های توف سازند کرج را قطع کرده است. این دایک به شدت خرد شده و نفوذ سیالات گرمایی سبب دگرسانی شدید آن شده است، **B:** سیل رودهن که بخشی از آن به صورت موازی با لایه‌بندی توفی سازند کرج قرار گرفته است و بخشی دیگر لایه‌بندی را قطع کرده است و **C:** فرسایش پوست‌پیازی و فرایند کائولینیتی شدن در بازالت‌های مهرآباد که به علت خرد شدن این بازالت‌ها و حضور سیالات رخ داده است.

Fig. 2. A: a general view of a basic dike intruded into the tuffs of the Karaj Formation in the Rudehen region, which seems to have been injected along the fault and then tectonized, and altered severely by hydrothermal fluids, B: The sill of Rudehen, a part of which is parallel to the tuff layering of the Karaj Formation, and the other part has cut the layering, and C: Onion-skin erosion and kaolinization in the Mehrabad basalts, resulting from tectonization and interaction with hydrothermal fluids.

الکتریکی با دمای حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. برای تفکیک آهن دو و سه ظرفیتی از روش میدلموست (Middlemost, 1989) و عدد منیزیم نمونه‌ها بر پایه رابطه $MgO/(MgO+FeO)$ محاسبه شد. نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل و نسبت‌های عناصر کمیاب در جدول ۱ ارائه شده است. موقعیت نمونه‌های تجزیه شده در نقشه زمین‌شناسی ترسیم شده است (شکل ۱).

روش آماده‌سازی ذوب لیتیم برات و سپس از اسید نیتریک رقیق برای انحلال استفاده شد. برای تعیین عناصر اصلی از دستگاه طیف‌سنجی پلاسما جفت‌شده القایی و برای تعیین عناصر کمیاب و نادر خاکی از دستگاه طیف‌سنج جرمی پلاسما جفت‌شده القایی استفاده شد. حد آشکارسازی برای اکسید عناصر اصلی ۰/۰۵ درصد وزنی و برای عناصر کمیاب از ۰/۰۱ تا ۱ ppm است. برای ارزیابی دقت و درستی داده‌ها از نمونه‌های استاندارد مرجع بین‌المللی استفاده شد. افت حرارتی نمونه‌ها در کوره

جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب و نادر خاکی (بر پایه ppm) برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق شرق تهران محدوده پردیس- رودهن

Table 1. Chemical analyses of major (wt.%), trace, and rare-earth elements (ppm) for volcanic and subvolcanic rocks from east of Tehran, Pardis-Rudehen area

Sample No	M-18	M-20	M-25	M-26	P-02	P-06	P-9z	R-13	R-A015	R-A016
	■	■	■	■	▲	▲	●	◆	●	○
Type	lava	lava	lava	lava	dike	dike	lava	dike	dike	sill
SiO ₂	49.6	48.68	49.44	49.06	48.71	50.9	47.56	45.3	48.6	45.44
TiO ₂	1.24	1.17	1.22	1.13	1.27	1.15	1.09	0.85	1.27	0.75
Al ₂ O ₃	19.58	17.17	19.7	16.79	18.95	18.19	17.69	14.99	16.46	13.83
Fe ₂ O ₃	1.92	1.93	1.91	1.92	2.61	1.52	1.92	1.80	1.81	1.71
FeO	6.89	6.94	6.86	6.91	5.48	5.47	6.89	6.47	6.50	6.16
MnO	0.16	0.16	0.16	0.17	0.19	0.12	0.18	0.22	0.22	0.11
MgO	3.95	6.05	4.02	6.39	4.91	4.91	5.27	9.1	5.59	8.79
CaO	9.28	9.7	9.14	9.41	7.48	9.46	10.08	9.19	10.23	11.79
Na ₂ O	2.87	2.52	2.86	3	3.49	2.91	2.52	2.52	2.38	1.44
K ₂ O	1.97	1.84	1.96	1.88	2.2	2.04	2.01	0.98	1.95	0.88
P ₂ O ₅	0.4	0.36	0.41	0.41	0.36	0.5	0.29	0.32	0.37	0.27
LOI	1.11	2.43	1.33	1.95	3.55	2.01	3.51	7.22	3.68	7.94
total	98.97	98.95	99.01	99.02	99.20	99.19	99.01	98.95	99.06	99.11
Mg#	36.44	46.57	36.94	48.04	47.25	47.29	43.34	58.46	46.23	58.81
Sc	14.7	22.5	15.6	23.5	15.5	19.7	21.9	22.7	25.5	26
V	238	231	237	233	223	209	223	181	249	181
Cr	12	142	17	176	50	163	67	537	218	665
Co	26.4	29.9	26.6	31.7	25.4	25.7	29.7	39.5	32.6	44.6
Ni	12	41	13	63	24	45	77	195	55	245
Cu	85	70	71	84	61	49	62	78	79	73
Zn	86	70	82	78	81	80	76	70	82	67
Rb	23	27	32	33	30	36	38	13	36	14
Sr	677	520	702	617	554	679	465	539	423	441
Y	17.7	16.6	18.6	19	18.5	19	16.5	12.7	18.4	12.2
Zr	97	84	98	102	100	116	70	66	89	61
Nb	10.8	7.5	7.6	11.7	11.4	13.2	7.1	6	11.3	5.5
Ba	414	359	412	399	431	419	366	323	414	203

ادامه جدول ۱. داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب و نادر خاکی (بر پایه ppm) برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق شرق تهران محدوده پردیس-رودهن

Table 1 (Continued). Chemical analyses of major (wt.%), trace, and rare-earth elements (ppm) for volcanic and subvolcanic rocks from east of Tehran, Pardis-Rudehen area

Sample No	M-18	M-20	M-25	M-26	P-02	P-06	P-9z	R-13	R-A015	R-A016
										
Type	lava	lava	lava	lava	dike	dike	lava	dike	dike	sill
La	22	20	23	24	22	28	17	18	22	16
Ce	42	38	44	46	41	54	31	33	40	29
Pr	5.23	4.81	5.93	5.87	5.17	6.79	4.21	4.18	5.59	4.11
Nd	21.8	19.9	23.3	24.4	21.4	27.8	17.7	17.4	22.3	16.6
Sm	4.77	4.38	4.77	5.21	5.1	5.83	3.87	3.42	3.48	3.57
Eu	1.6	1.37	1.57	1.73	1.7	1.72	1.45	1.13	1.53	1.14
Gd	4.23	4.14	4.53	4.4	4.15	5.08	3.61	3.05	4.31	3.19
Tb	0.59	0.56	0.59	0.61	0.62	0.67	0.58	0.50	0.60	0.48
Dy	3.51	3.58	3.82	4.28	3.76	4.19	3.59	2.66	3.88	2.63
Er	2.48	2.18	2.66	2.65	2.52	2.71	2.49	1.69	2.6	1.8
Tm	0.33	0.28	0.32	0.37	0.31	0.31	0.32	0.25	0.35	0.25
Yb	2.2	2.1	2.3	2.3	2.2	2.2	2.1	1.6	2.3	1.6
Lu	0.25	0.24	0.28	0.26	0.25	0.27	0.25	0.19	0.22	0.17
Hf	2.33	2.03	2.42	2.75	2.39	2.82	1.93	1.75	2.5	1.61
Ta	0.68	0.55	0.46	0.70	0.72	0.81	0.61	0.46	0.73	0.46
Th	2.64	2.55	2.81	3.07	2.9	3.45	2.37	1.47	2.98	1.2
U	0.7	0.7	0.83	0.9	0.9	1.1	0.7	0.5	0.7	0.5
Th/Yb	1.2	1.21	1.22	1.33	1.31	1.56	1.12	1.91	1.29	0.75
Zr/Y	5.48	5.06	5.26	5.36	5.40	6.10	4.24	5.19	4.83	5
Nb/Y	0.61	0.45	0.40	0.61	0.61	0.69	0.43	0.47	0.61	0.45
Nb/La	0.49	0.37	0.33	0.48	0.51	0.47	0.41	0.33	0.51	0.34
La/Yb	10	9.5	10	10.43	10	12.72	8.09	11.25	9.56	10
Rb/Sr	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.08	0.02	0.08	0.03
Nb/Th	4.09	2.94	2.70	3.81	3.93	3.82	2.99	4.08	3.79	4.58
Sm/Yb	2.16	2.08	2.07	2.26	2.31	2.65	1.84	2.13	1.94	2.23
Ce/Yb	19.09	18.09	19.13	20	18.63	24.54	14.76	20.62	17.39	18.12
Zr/Ti	27.63	150	21.63	23.18	26.59	374	120	132	20.64	23.19
Eu/Eu*	1.09	0.99	1.04	1.11	1.13	0.97	1.19	1.07	1.21	1.04

سنگ‌نگاری

الف) سنگ‌های نیمه عمیق: در نمونه دستی، این سنگ‌ها رنگ خاکستری تیره تا سیاه دارند. همچنین در برخی از آنها نشانه‌هایی از دگرسانی بسیار گسترده قابل مشاهده است. در این نمونه‌ها بلورهای سیاه‌رنگ کلینوپروکسن، بلورهای زیتونی رنگ الیون و همچنین بلورهای پلاژیوکلاز با چشم غیر مسلح قابل تشخیص هستند. همچنین می‌توان به پرشدگی حفره‌ها و رگچه‌ها با کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلسیت، کلریت، زئولیت و کائولن اشاره کرد. با توجه به نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع مورد بررسی، بافت اصلی مشاهده‌شده در این سنگ‌ها میکرولیتی - پورفیری، اینترگرانولار و بافت‌های جانبی مانند تراکیتی، پوئی‌کلیتیک، گلومروپورفیری و آمیگدالی هستند (شکل ۳-B و A). در تمامی نمونه‌ها، درشت‌بلورهای اصلی شامل الیون، پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن هستند. بیشتر بلورهای الیون به ایدنگزیت و بولنزیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-C و D). کلینوپروکسن‌ها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در مقاطع مشاهده می‌شوند و تقریباً سالم و بدون دگرسانی هستند. در برخی از نمونه‌ها، الیون در داخل بلورهای کلینوپروکسن بافت پوئی‌کلیتیک را نشان می‌دهد که گواه تقدم در تبلور الیون نسبت به کلینوپروکسن است. همچنین شکل ۳-E، کانی‌های کدر به صورت ادخال در کلینوپروکسن‌ها را نشان می‌دهد که نشانه تقدم تبلور کانی‌های کدر است. بلورهای پلاژیوکلاز در قسمت‌هایی سرسیتی و در برخی کلریتی شده است. در تعدادی از بلورهای پلاژیوکلاز به دلیل دگرسانی به زئولیت، ماکل پلی‌سنتتیک حذف شده است. همچنین بافت‌های غیرتعادلی مانند بافت غربالی در مرکز بلور با حاشیه سالم در تعدادی از پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۳-D).

ب) گدازه‌های بین لایه‌ای با سازند کرج: در نمونه دستی، این سنگ‌ها سیاه هستند. بلورهای سیاه‌رنگ کلینوپروکسن و همچنین بلورهای سفیدرنگ پلاژیوکلاز و ذرات اکسید آهن در نمونه دستی کاملاً مشهود هستند. علاوه بر این، پرشدگی در حفره‌ها و

رگچه‌ها توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت و زئولیت قابل تشخیص است. در بررسی‌های میکروسکوپی، درشت‌بلورهای این نمونه شامل پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن (اوژیت) و الیون هستند. بافت غالب این نمونه اینترگرانولار است و فاصله بین بلورهای پلاژیوکلاز بسیار کم است. علاوه بر آن، بافت آمیگدال و پرشدگی حفره‌ها با کلسیت در این نمونه قابل مشاهده است. بلورهای الیون در این نمونه ایدنگزیتی و کلریتی شده‌اند. همچنین در مرکز برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، بافت غربالی دیده می‌شود. بلورهای کلینوپروکسن شفاف و سالم هستند.

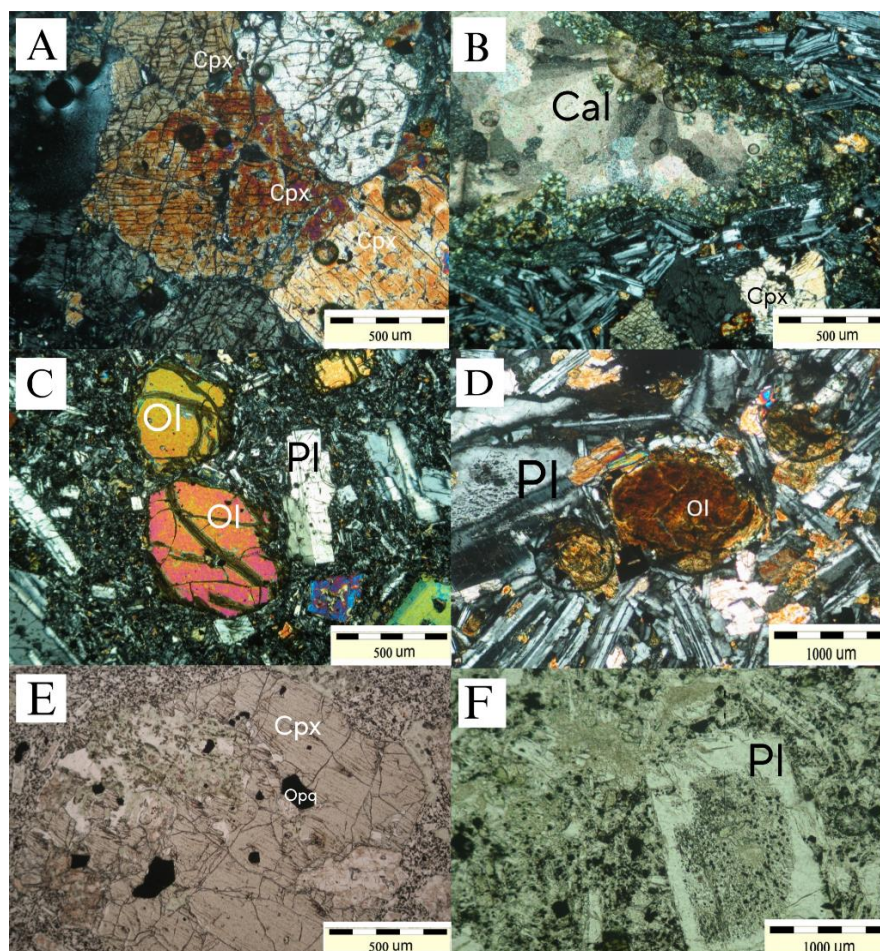
پ) گدازه‌های جوان‌تر از ائوسن میانی: این گدازه‌ها به رنگ خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ هستند. بلورهای کلینوپروکسن تیره رنگ و بلورهای پلاژیوکلاز تا حدی با چشم غیر مسلح دیده می‌شوند. آثار هوازگی مختصری در سطح این نمونه‌ها مشهود است؛ اما قسمت داخلی نمونه‌ها کاملاً بدون آثار دگرسانی و هوازگی است. بافت اصلی مشاهده‌شده در آنها اینترگرانولار و میکرولیتی‌پورفیری است. همچنین بافت فرعی گلومروپورفیری نیز مشاهده می‌شود. خمیره این نمونه‌ها متشکل از بلورهای کوچک پلاژیوکلاز و کمتر الیون و کلینوپروکسن است. درشت‌بلورهای این نمونه‌ها به ترتیب فراوانی پلاژیوکلاز، الیون و کلینوپروکسن (اوژیت) هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت مستطیلی و کشیده دیده می‌شوند و در برخی از آنها بافت غربالی در مرکز بلور مشهود است (شکل ۳-F). بیشتر بلورهای الیون از قسمت حاشیه بلور و در امتداد شکستگی‌ها به بولنزیت و کلریت دگرسان شده‌اند. درشت‌بلورهای کلینوپروکسن با رخ مشخص عمود بر هم سالم و شفاف باقی مانده‌اند.

زمین‌شیمی

نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آمده است. برای کاهش خطای آثار دگرسانی و هوازگی که باعث ایجاد تغییرات و خروج عنصرهای اصلی متحرک در هنگام این فرایندها می‌شود، از نمودار نسبت‌های

نیمه عمیق، گدازه‌های بین لایه‌ای با سازند کرج و گدازه‌های پس از ائوسن میانی استفاده شده است.

عناصر کمیاب Nb/Y – Zr/Ti اصلاح شده توسط پیرس (Pearce, 1996) برای نام گذاری سنگ‌های آذرین خروجی،

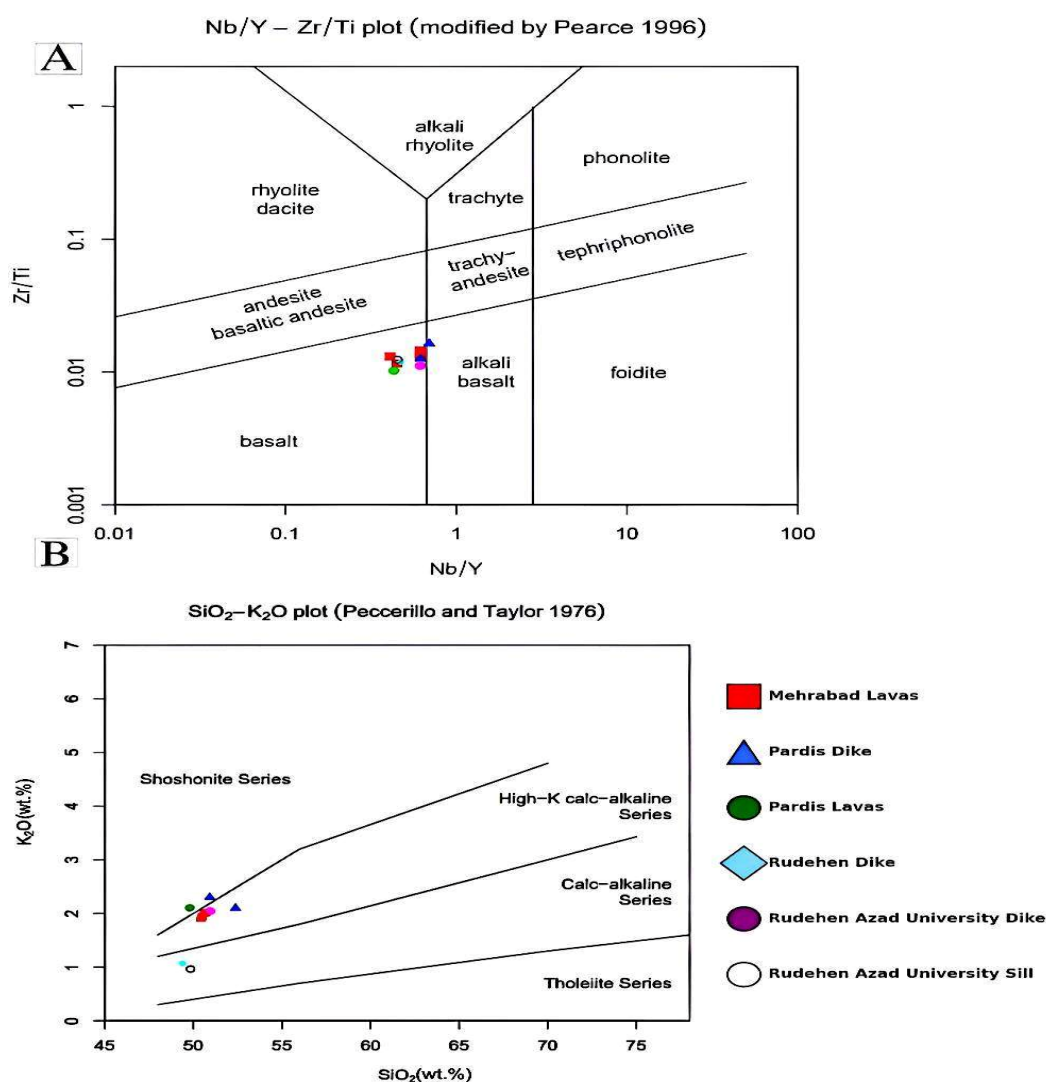


شکل ۳. A: بافت گلومروپورفیری در بلورهای کلینوپیروکسن در دایک رودهن در نور XPL، B: تصویر XPL بافت آمیگدالی در کلسیت ثانویه که توسط کلریت احاطه شده است، C: تصویر XPL درشت‌بلورهای البوین در نمونه دایک که در امتداد شکستگی‌ها بولزیتی شده‌اند، D: تصویر XPL البور البوین ایدنگزیتی شده و بافت غربالی در مرکز بلور پلاژیوکلاز در نمونه دایک، E: تصویر PPL بلورهای کلینوپیروکسن که ادخال کانی‌های کدر در آنها نشان‌دهنده تقدم تبلور کانی کدر در نمونه دایک هستند و F: حضور بافت غربالی در نمونه گدازه در مرکز بلور پلاژیوکلاز که حاشیه این بلور سالم است (در نور PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Ol: البوین، Pl: پلاژیوکلاز، Cal: کلسیت، Opq: کدر).

Fig. 3. A: Photomicrographs (XPL) of glomeroporphyry texture in clinopyroxene crystals in Rudehen Dike, B: Amygdaloidal texture filled with secondary calcite, surrounded by chlorite (XPL), C: Large olivine phenocrysts in the dyke sample showing bowlingitization along fractures (XPL), D: Idlingitized olivine crystal and sieve texture in the core of a plagioclase crystal in the dyke sample (XPL), E: Clinopyroxene crystals with opaque mineral inclusions, indicating the earlier crystallization of opaque phases in the dyke sample (PPL), and F Sieve texture in the core of a plagioclase crystal in the lava sample, with a fresh rim (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: clinopyroxene, Ol: olivine, Pl: plagioclase, Cal: calcite, Opq: opaque).

گدازه‌های پس از انوسن میانی به طور کلی در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار گرفته‌اند؛ به استثنای دو نمونه نیمه عمیق دگرسان‌شده (R-13, R016) که به علت افت حرارتی حدود ۷/۵ درصد وزنی و در پی آن کاهش پتاسیم در محدوده کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب).

بر اساس این نمودار، تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت قرار دارند؛ به جز یک نمونه (P06) که به طور تقریبی در منطقه آلکالی بازالت قرار گرفته است (شکل ۴-ا). برای تعیین سری‌های ماگمایی از نمودار $K_2O - SiO_2$ (Peccerillo and Taylor, 1976) استفاده شده است که بر اساس آن، نمونه‌های نیمه عمیق و



شکل ۴. موقعیت نمونه سنگ‌های آتشفشانی‌های شرق تهران بر روی نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های خروجی اصلاح شده توسط پیرس (Pearce, 1996) و B: نمودار تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر اساس میزان تغییرات K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)

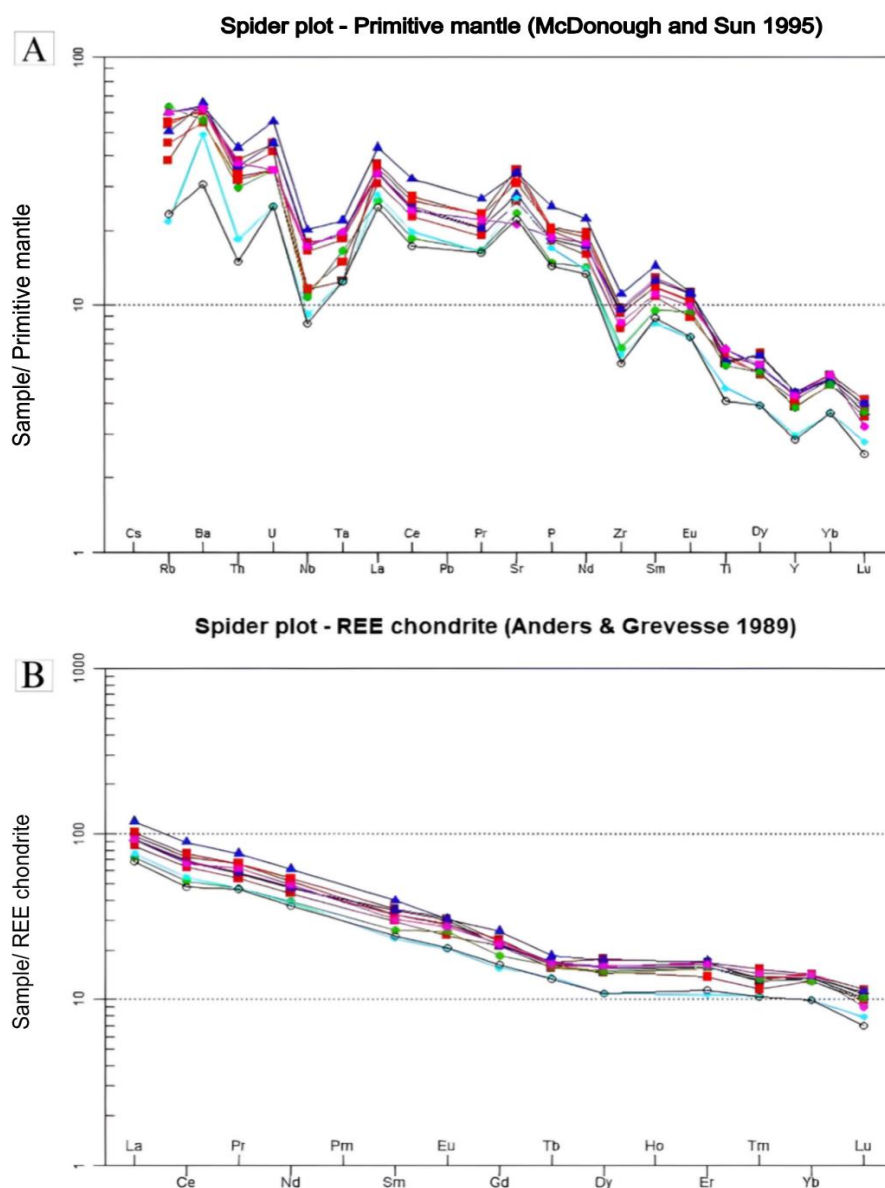
Fig. 4. A: The plot of volcanic samples of east Tehran on Zr/Ti versus Nb/Y diagram modified by Pearce (1996), and B: The plot of study samples on K_2O versus SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976)

باشد، تمرکز عنصرهای ناسازگار بیشتر است. هم‌شیب و موازی بودن الگوی تغییرات در نمودار عنصرهای نادر خاکی در تمام نمونه‌ها می‌تواند دلیلی بر داشتن رابطه ژنتیکی بین آنها باشد (شکل B-5). این ارتباط ممکن است از طریق ذوب‌بخشی با درجه‌های مختلف و یا تبلور تفریقی از یک خاستگاه گوشته‌ای یکسان تفسیر شود (Fitton et al., 1997). میانگین مقادیر Eu/Eu^* محاسبه‌شده ۱/۰۸ است (جدول ۱) که نشانه آنومالی مثبت یوروپیوم و نبود تفریق پلاژیوکلاز در نمونه‌های مورد بررسی است (Rollinson, 2014).

مدل‌سازی شیمیایی عناصر کمیاب

فرایندهای تحول ماگمایی از راه‌های مختلف صورت می‌گیرد. فرایند تبلور تفریق، آلیش و تبلور تفریقی و اختلاط ماگمایی از جمله فرایندهای اصلی در تحول مذاب هستند (Rollinson, 2014). بافت‌های غیرتعادلی مانند بافت غربالی در مرکز بلور با حاشیه سالم در تعدادی از پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۳-۳ D). می‌توان عنوان کرد که بافت‌های غیرتعادلی به علت نبود تعادل بین بلور و مذاب ایجاد می‌شوند. حضور انواع پلاژیوکلازهای حاوی بافت‌های غیرتعادلی مانند بافت غربالی و منطقه‌بندی در کنار بلورهایی که هیچ اثری از عدم تعادل را نشان نمی‌دهند، می‌تواند شواهدی بر فرایندهای ماگمایی نظیر اختلاط ماگمایی یا کاهش سریع فشار باشد. ایجاد این بافت‌ها معمولاً به تغییر متغیرهای مستقل (فشار، دما و ترکیب شیمیایی) وابسته است که حالت تعادل قبلی سامانه را بر هم می‌زند. ایجاد بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز را می‌توان به اختلاط ماگمایی و تعامل با یک مذاب بسیار داغ و غنی از کلسیم نسبت داد (Tsuchiyama, 1985)؛ اما کاهش فشار را نیز می‌توان یکی دیگر از علل مهم ایجاد این بافت دانست (Nelson and Montana, 1992). در محیط‌های زمین‌ساخت کششی پشت‌کمان، نازک‌شدگی لیتوسفر و وجود مسیرهای صعودی باز، شرایط لازم برای صعود سریع ماگما و کاهش ناگهانی فشار را فراهم می‌کند.

با توجه به اینکه به صورت کلی در کمان ماگمایی پهنه ایران مرکزی و البرز، از جنوب به شمال در امتداد عمود بر کمان، میزان پتاسیم در سنگ‌های ماگمایی افزایش می‌یابد؛ به طوری که در البرز، بیشتر نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالین پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (Asiabanha, 2001; Asiabanha et al., 2009)؛ احتمال می‌رود که مقدار پتاسیم در اثر فرایندهای دگرسانی دچار تغییر شده باشد و نمونه‌های با سرشت کالک‌آلکالین مربوط به محدوده کالک‌آلکالین پتاسیم بالا باشند. در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، تمامی نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین غنی‌شدگی عنصرهای یون بزرگ لیتوفیل ناسازگار با شعاع یونی بزرگ و قدرت میدان پایین همچون Ba و Sr و تهی‌شدگی در عنصرهای قدرت میدان بالا که ناسازگار، نامتحرک و با ظرفیت یونی بالا هستند، همچون Ta, Nb, Zr و Ti مشاهده می‌شود. تهی‌شدگی از Ti می‌تواند در پاسخ به تبلور اکسیدهای آهن و تیتانیم در ابتدای تبلور و در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن باشد (Edwards et al., 1994). غنی‌شدگی نسبی عنصرهای ناسازگار متحرک (عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ) نسبت به عنصرهای ناسازگار غیر متحرک (عنصرهای با قدرت میدان بالا) از ویژگی‌های شناخته‌شده ماگماهای کم‌انرژی است و ناشی از غنی‌شدگی عنصرهای متحرک در سیال نسبت به عنصرهای غیر متحرک در سیال در هنگام آزادشدن سیالات از صفحه‌های فرورائش به داخل گوه گوشته است (Rudnick and Fountain, 1995; Plank, 2005). در نمودار عنصرهای نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (Anders and Grevesse, 1989)، در سمت راست عنصرهای نادر خاکی سنگین که کمتر ناسازگارند و در سمت چپ عنصرهای نادر خاکی سبک که ناسازگاری بیشتری دارند، قرار دارند. در این الگو، شیب منفی به سمت HREE‌ها دیده می‌شود (شکل ۵-A). این کاهش در عنصرهای نادر خاکی سنگین را می‌توان در پاسخ به حضور گارنت در سنگ خاستگاه دانست؛ زیرا این عنصرها نسبت به گارنت سازگار هستند. همچنین هرچه درصد ذوب‌بخشی کمتر



شکل ۵. A: نمودار عنکبوتی الگوی عنصرهای کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه برای سنگ‌های آتشفشانی‌های شرق تهران (McDonough and Sun, 1995) و B: الگوهای عنصرهای نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (Anders and Grevesse, 1989) راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 5. A: Spider diagram shows the Patterns of trace elements normalized to the primitive mantle for the volcanic rocks of east of Tehran (McDonough and Sun, 1995), and B: Chondrite-normalized rare earth element patterns (Anders and Grevesse, 1989). The diagram legend is available in Figure 4.

آب باشد. در واقع درشت‌بودن غربال‌ها در بافت غربالی می‌تواند ناشی از کاهش سریع فشار باشد (Nelson and Montana, 1992). بافت غربالی درشت، اغلب در مرکز بلورهای

بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده شده در مقاطع مورد بررسی اغلب نشان‌دهنده بافت غربالی در مرکز درشت‌بلور و حاشیه سالم هستند که می‌تواند بیانگر کاهش ناگهانی فشار در شرایط تحت اشباع از

پلاژیوکلازی دیده می‌شود که محتوای بالای آنورتیت دارند. بررسی‌های متعددی نشان می‌دهند که پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت در شرایط فشار کم و دمای بالا تشکیل می‌شوند (Panjasawatwong et al., 1995; Danyushevsky et al., 1997). در طی صعود سریع ماگما در یک رژیم کششی، کاهش ناگهانی فشار و افزایش بخار سامانه موجب برهم خوردن تعادل برای بحث در مورد سرشت سنگ‌های مورد بررسی، از مدل‌سازی زمین‌شیمیایی بر اساس تمرکز عناصر کمیاب استفاده شده است (شکل ۶). در این شکل، انتخاب نمونه R-A016 به عنوان مذاب والد در مدل‌سازی تبلور تفریقی، علاوه بر شباهت الگوهای عناصر کمیاب با سایر نمونه‌ها، بر پایه بررسی عناصر سازگار و نتایج مدل‌سازی انجام شده است. این نمونه نسبت به سایر سنگ‌ها، به ویژه نمونه R-13، دارای مقادیر بالاتری از Ni، Mg و Co است که نشان‌دهنده درجه کمتر تحول تفریقی و نزدیکی بیشتر به مذاب اولیه است؛ زیرا این عناصر به شدت با فازهای اولیه‌ای نظیر الیوین و کلینوپیروکسن سازگارند. از سوی دیگر، آزمون مدل‌سازی تبلور تفریقی در نرم‌افزار اکسل FC-AFC-FCA and mixing modeler انجام شد. به این صورت که تمرکز عنصر در آن به صورت C0 در نظر گرفته می‌شود و رابطه به کار گرفته شده در الگوسازی (Rollinson, 2014) به صورت زیر است:

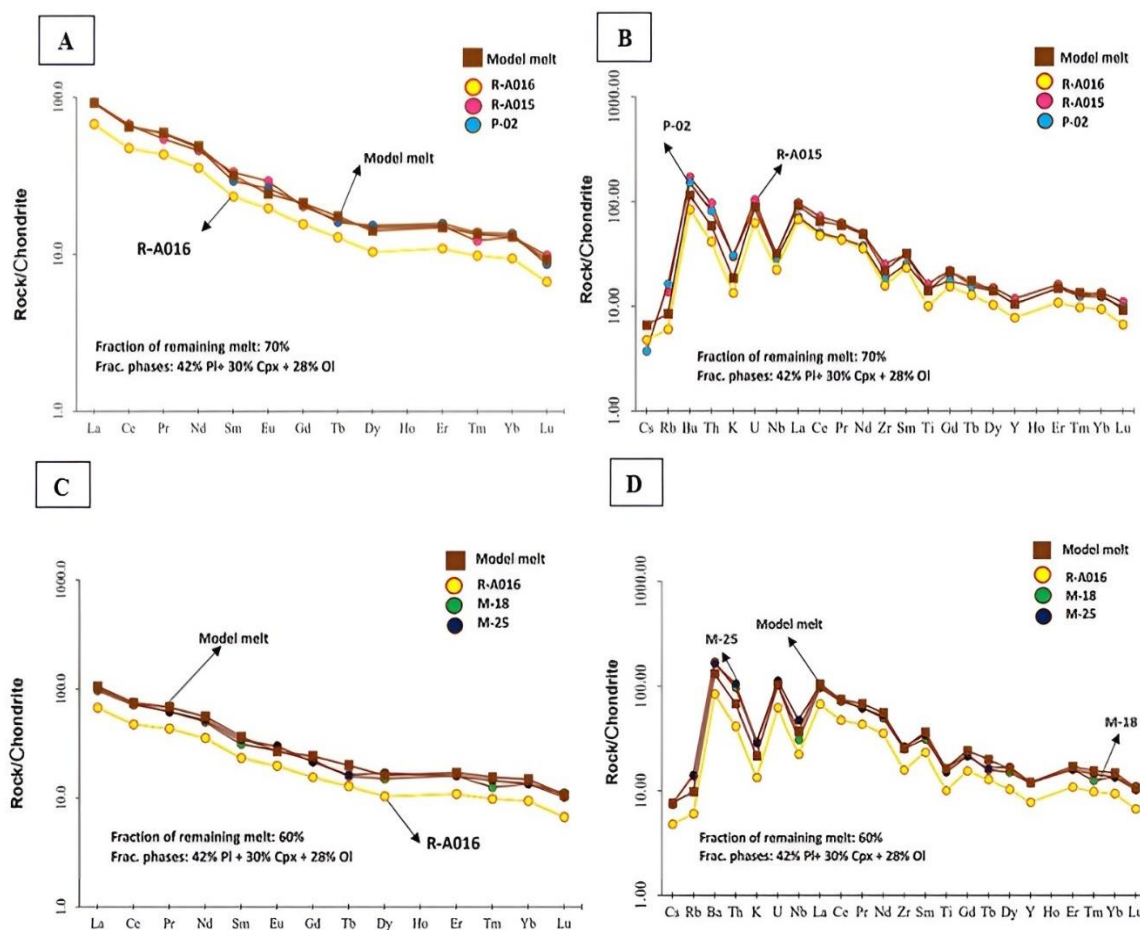
$C_1 = C_0 F(D-1)$ در این رابطه C_1 غلظت عنصر در مذاب به جا مانده است. C_0 غلظت عنصر در مذاب مادر، F نسبت مذاب به جا مانده هنگام تبلور بخشی و D ضریب توزیع عنصر مربوطه است. مذاب مدل با نسبت‌های مختلف تفریق بلوری و با ترکیب‌های مختلف کانی‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت. نوع کانی‌های تفریق شونده بر اساس حضور درشت‌بلورها در سنگ‌نگاری نمونه‌ها تعیین شد. چنان‌که که پیش‌تر بیان شد، هم‌شیب و موازی بودن الگوی تغییرات در نمودار عنصرهای نادر خاکی در تمام نمونه‌ها می‌تواند دلیلی بر داشتن رابطه ژنتیکی بین آنها باشد. بنابراین با مقایسه تمرکز عنصرها در مذاب مدل، با الگوی عنصرهای نادر خاکی و نمودار چند عنصری نمونه‌ها، بحث هم‌ژنتیک بودن

این پلاژیوکلازها شده و آنها را دچار انحلال بخشی می‌کند که در نهایت به تشکیل بافت غربالی منجر می‌شود (Nelson and Blundy and Cashman, 2005; Montana, 1992). بنابراین، کاهش سریع فشار ناشی از صعود ماگما در یک رژیم کششی، محتمل‌ترین سازوکار ایجاد بافت غربالی پلاژیوکلازها در منطقه مورد بررسی تفسیر می‌شود.

نمونه‌های مختلف از طریق فرایند تبلور تفریقی مورد بررسی قرار گرفته است. در شکل ۶-A و B، به ترتیب الگوی عنصرهای نادر خاکی و نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت برای مذاب مدل، نمونه R-A016 به عنوان مذاب مادر و نمونه‌های R-A15 و P-02 مذاب‌های الگوی پدیدار شده را نشان می‌دهند. در محاسبه‌های انجام شده، ترکیب مذاب مدل بر اساس فرایند تبلور تفریقی و با احتساب تفریق بلوری ۳۰ درصد و یا مذاب برجای مانده ۷۰ درصد و ترکیب کانی‌های تفریق شده به صورت $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ در نظر گرفته شده است. چنان‌که در شکل ۶-A و B مشاهده می‌شود، هم‌پوشانی خوبی بین شکل الگوها و تمرکز عناصر بین مذاب مدل و نمونه‌های بازالتی یادشده، دیده می‌شود. بنابراین می‌توان گفت، فرایند تبلور تفریقی می‌تواند مذاب‌های باقی‌مانده‌ای شبیه به نمونه‌های R-A15 و P-02 از یک مذاب مادر مشابه با نمونه R-A016 ایجاد کند. در شکل ۶-C و D، نیز نمونه R-A016 به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده و ترکیب کانی‌های تفریق شده به صورت $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ است. در این شکل‌ها، الگوی عنصرهای نادر خاکی و نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت برای مذاب مدل و نمونه‌های M-18 و M-25 به عنوان مذاب‌های باقی‌مانده پس از فرایند تبلور تفریقی نمایش داده شده‌اند. در این شکل نیز ترکیب نمونه‌های M-18 و M-25 با مذاب دل به دست آمده از تبلور تفریقی ۶۰ درصد (مذاب باقیمانده ۴۰ درصد) هم‌پوشانی خوبی را نشان می‌دهد؛ در حالی که با استفاده از مدل‌سازی امکان ارتباط ژنتیکی بین بقیه نمونه‌ها با نمونه R-A016 وجود ندارد. با این توضیح به نظر

همه نمونه‌ها این ارتباط را نشان نمی‌دهند.

می‌رسد که در این منطقه برخی مجموعه‌های ماگمایی از طریق فرایندهای تفریق ماگمایی با هم ارتباط داشته باشند؛ در حالی که



شکل ۶. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی بر اساس تمرکز عنصرهای فرعی و کمیاب در الگوی عنصرهای نادر خاکی (شکل ۶-۱ و ۶-۲) و نمودارهای عنکبوتی (شکل ۶-۳ و ۶-۴) بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989). در کلیه قسمت‌های شکل نمونه R-A016 به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شده است. A و B: مدل‌سازی با احتساب ترکیب کانی‌های تفریق‌شونده به صورت $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ و مقدار مذاب باقی‌مانده ۷۰ درصد (۳۰ درصد تبلور تفریقی). ترکیب مذاب مدل با ترکیب نمونه‌های R-A015 و P-02 مقایسه شده است. C و D: مدل‌سازی با احتساب ترکیب کانی‌های تفریق‌شونده به صورت $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ و مقدار مذاب باقی‌مانده ۶۰ درصد (تبلور تفریقی ۴۰ درصد). ترکیب مذاب مدل با ترکیب نمونه‌های M-18 و M-25 مقایسه شده است. ترتیب علائم اختصاری پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و الیون هستند.

Fig. 6. Geochemical modeling based on the concentration of minor and trace elements in the pattern of rare earth elements (fig. 6A and C) and spider diagrams (fig. 6B and D) normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989). In all figures, sample R-A016 is considered as the parent melt. A and B: Modeling taking into account the composition of subtractive minerals in the form of $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ and the amount of remaining melt is 70% (30% fractional crystallization). The melt composition of the model has been compared with the composition of R-A015 and P-02 samples. C and D: Modeling taking into account the composition of subtractive minerals in the form of $42\% \text{Pl} + 30\% \text{Cpx} + 28\% \text{Ol}$ and the amount of remaining melt is 60% (fractional crystallization 40%). The melt composition of the model is compared with the composition of M-18 and M-25 samples. The order of abbreviations is plagioclase, clinopyroxene and olivine.

بحث

سرشت سنگ خاستگاه

برای بررسی سرشت سنگ‌های مورد مطالعه، ابتدا به پاسخ این پرسش می‌پردازیم که آیا ماگمای سازنده این سنگ‌ها اولیه بوده یا دچار تحول شده است؟ معیارهای زیادی برای تشخیص ماگمای اولیه توسط پژوهشگران ارائه شده است. ویلسون (Wilson, 1989) عنوان می‌کند که به طور معمول کانی‌های گوشته بالایی (الیوین + ارتوپیروکسن + کلینوپیروکسن $\pm$ گارنت $\pm$ اسپینل) باید دارای مقادیر عدد منیزیم بالا (< 70)، نیکل بالا ($< 400-500$ ppm) و کروم بالا (< 1000 ppm) باشند. همچنین مقادیر SiO_2 بیش از ۵۰ درصد نباشد. با این حال، اگر آنها از گوشته طبیعی مشتق نشده باشند و از یک منشأ متاسوماتیزه شده باشند، این معیارها ممکن است دیگر قابل اجرا نباشند. میانگین مقادیر عدد منیزیم برای نمونه‌های مورد بررسی ۴۶/۹۴ است که کمتر از معیارهای عنوان شده ویلسون (Wilson, 1989) برای ماگماهای اولیه است. همچنین میانگین مقادیر نیکل برابر با ۷۷ است که به طور چشمگیری از معیارهای یاد شده کمتر است و میانگین محاسبه شده برای مقادیر کروم (۲۰۴/۷) نیز بسیار کمتر از معیارهای ویلسون (Wilson, 1989) برای ماگماهای اولیه است. بنابراین می‌توان گفت که ماگماهای سازنده نمونه‌های بازالتی مورد بررسی اولیه نیستند و تحول یافته‌اند؛ یا اینکه از یک گوشته متاسوماتیزه شده منشأ گرفته‌اند. با توجه به نمودارهای عنکبوتی بحث شده، احتمال اینکه خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی، یک خاستگاه تهی شده باشد، بسیار بعید است؛ بلکه به نظر می‌آید که این سنگ‌ها از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی باشند که تحت تأثیر سیالات فرورانشی بوده است. نمودار Zr در مقابل Y (Sun and McDonough, 1989) تفکیک کننده گوشته غنی شده از گوشته تهی شده است که براساس این نمودار تمامی نمونه‌های مورد بررسی در ناحیه گوشته غنی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۸). چنان که بیان شد، این گوشته احتمالاً تحت تأثیر سیالات فرورانشی بوده است. بنابراین این غنی شدگی را می‌توان به علت وجود یک فاز آبدار دانست

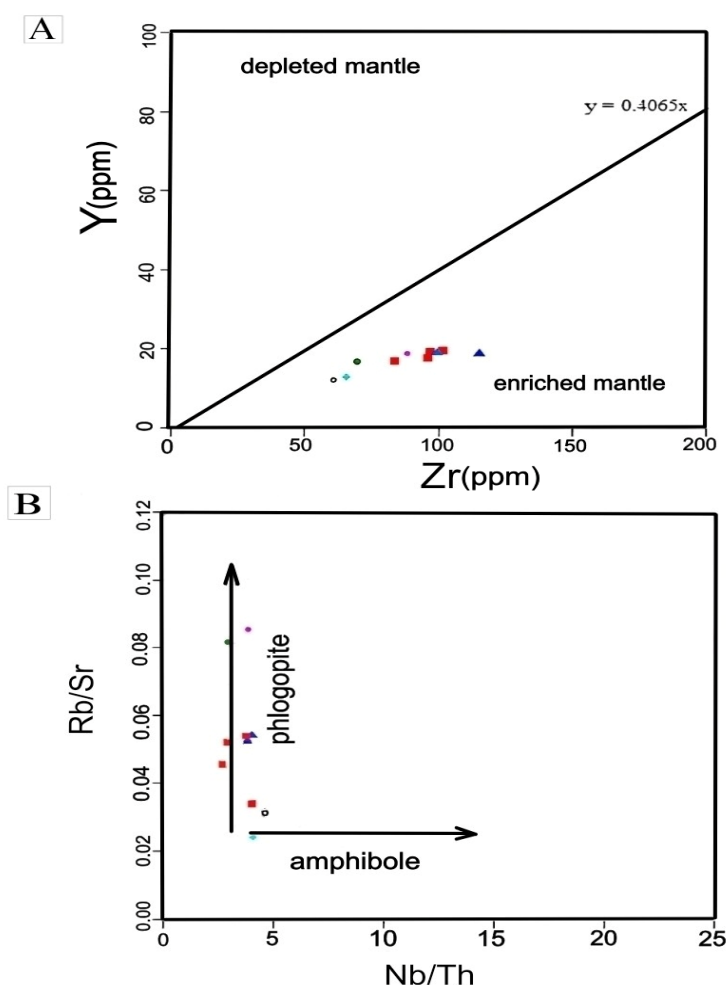
که این فاز می‌تواند فلوگوپیت (میکا) یا آمفیبول باشد. بر اساس نمودار Rb/Sr در برابر Nb/Th (Furman and Graham, 1999)، به نظر می‌آید که این فاز آبدار فلوگوپیت بوده است (شکل ۷-۸). همچنین حضور فلوگوپیت می‌تواند شواهدی بر خاستگاه نسبتاً عمیق مذاب باشد که با لیتوسفر ضخیم شده کمان‌های قاره‌ای همخوانی دارد (Tabbakh Shabani et al., 2017). بر اساس نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (Ellam, 1992)، عمق خاستگاه این نمونه‌ها بین ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتر تخمین زده شده است (شکل ۸). به علاوه مقادیر بالای نسبت Ce/Yb (> 10) نشان دهنده ذوب بخشی با درجه‌های پایین و حضور گارنت در فاز تفاله است (Mattsson and Oskarsson, 2005). مدل سازی زمین‌شیمیایی از نسبت‌های Sm/Yb و La/Yb (Zhao and Zhou, 2009) نشان دهنده قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی یا زیر منحنی‌های ذوب اسپینل + گارنت لرزولیت با ترکیب‌های ابتدایی گوشته است. نسبت Sm/Yb آنها کمتر از منحنی‌های ذوب گارنت لرزولیت است؛ اما از منحنی‌های ذوب اسپینل لرزولیت بالاتر است. این نشان می‌دهد که ماگمای والد ممکن است از یک منبع گوشته متشکل از اسپینل لرزولیت و به صورت جزئی تر گارنت لرزولیت مشتق شده باشد. علاوه بر این، تقریباً ۳ تا ۵ درصد ذوب بخشی لرزولیت‌ها مورد نیاز است (شکل ۹).

جایگاه زمین‌ساختی

پهنه البرز در امتداد کمربند کوه‌زایی آلپ-همالیا در آسیای غربی قرار دارد. بر اساس بررسی‌هایی که توسط هرنگی و همکاران (Harangi et al., 2006) بر روی کمربند آلپ-مدیترانه، در غرب زون البرز انجام شده است، شباهت زیادی میان این سنگ‌ها و سنگ‌های البرز وجود دارد و احتمالاً سرگذشتی مشابه باهم دارند. در این بررسی، نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده به بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نتایجی تقریباً مشابه مانند غنی شدگی در عناصر متحرک LIL و تهی شدگی در عناصر

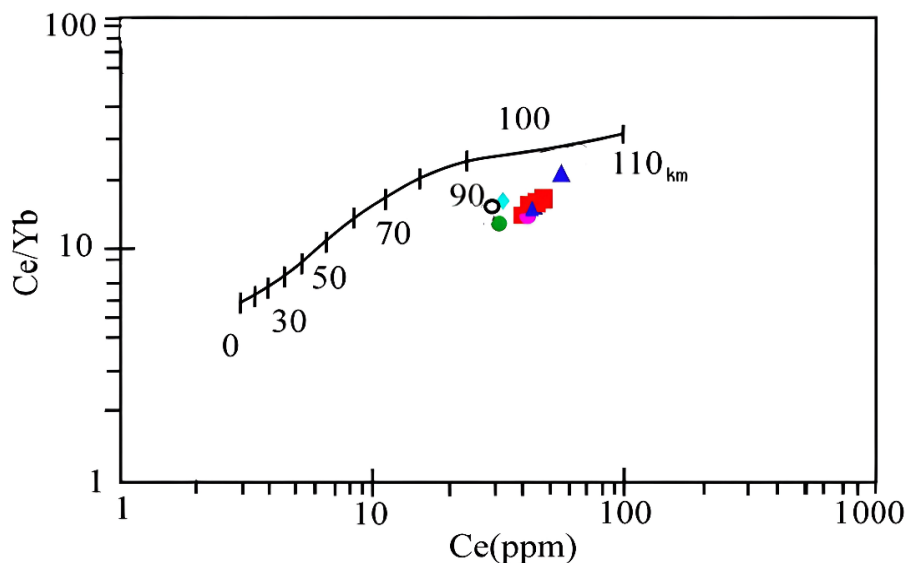
نمونه از سنگ‌های نیمه عمیق که به طور کامل در محدوده کمان‌های آلکالن قرار گرفته‌اند، تنها نمونه مربوط به گدازه‌های بین لایه‌ای با سازند کرج و یک نمونه از گدازه‌های جوان‌تر از ائوسن میانی که به طور کامل در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰).

نامتحرک HFS را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تأثیر فرورائش در کمر بند آلپ-مدیترانه است (Irannezhadi, 2009). نمودار تغییرات Nb/La در برابر La/Y (Hollocher et al., 2012) برای تعیین محیط زمین‌ساختی که بر پایه عناصر کمیاب نامتحرک La، Yb و Nb رسم شده است، نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها بر روی مرز کمان‌های آلکالن و قاره‌ای قرار گرفته‌اند، به جز دو



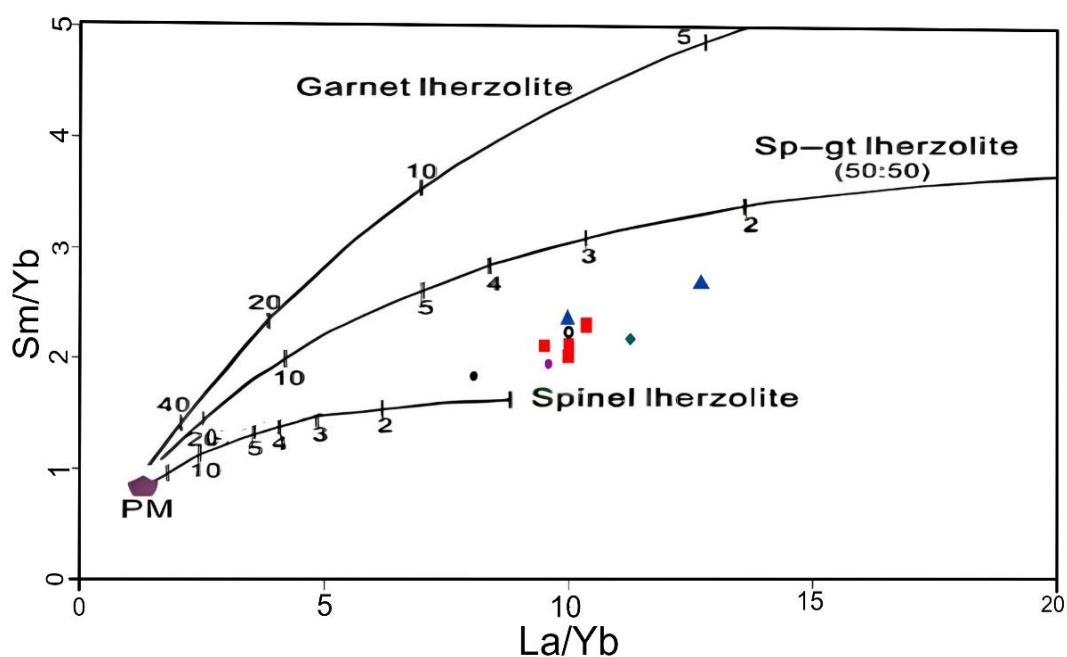
شکل ۷. A: موقعیت نمونه سنگ‌های آتشفشانی شرق تهران در نمودار Y در مقابل Zr (Sun and Mcdonough, 1989). خط جداکننده $(Zr/Y=2.46)$ دو گوشته غنی شده و تهی شده را از هم تفکیک می‌کند و B: موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Rb/Sr در مقابل Nb/Th (Furman and Graham, 1999). راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 7. A: The position of the volcanic samples from the east of Tehran in the diagram of Y versus Zr (Sun and Mcdonough, 1989). The separating line ($Zr/Y=2.46$) separates two enriched and depleted mantles, and B: The position of the study samples in the diagram of Rb/Sr versus Nb/Th (Furman and Graham, 1999). the diagram legend is available in Figure 4.



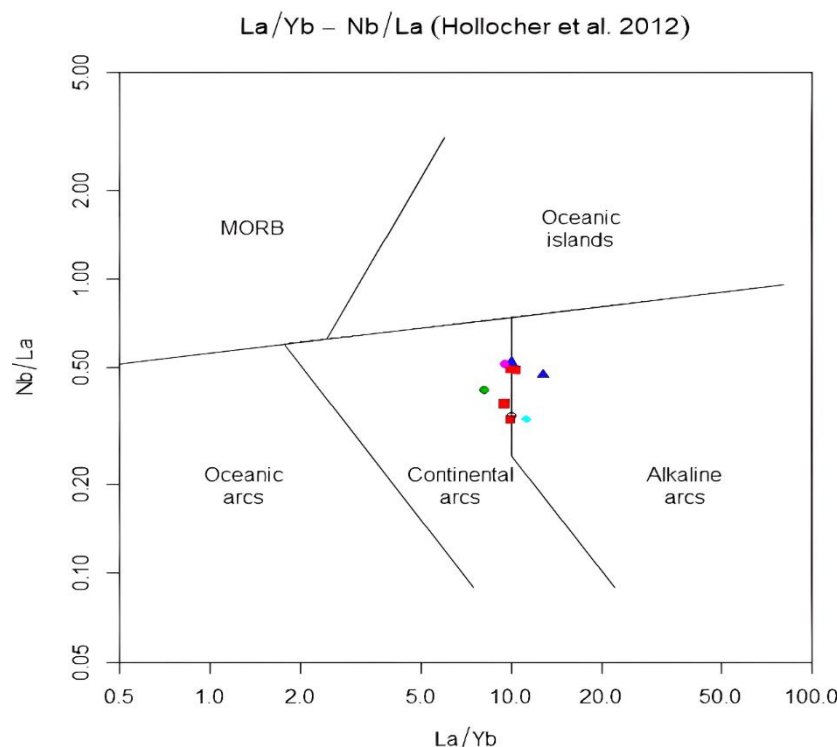
شکل ۸. موقعیت نمونه‌های آتشفشانی شرق تهران بر روی نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992). راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 8. The plot of the volcanic samples from the east of Tehran on the diagram of Ce/Yb against Ce (Ellam, 1992). The diagram legend is available in Figure 4.



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های آتشفشانی شرق تهران در مدل‌سازی زمین‌شیمیایی از نسبت‌های Sm/Yb و La/Yb (Zhao and Zhou, 2009). اعداد روی خطوط نمودار نشان‌دهنده درصد ذوب‌بخشی هستند. راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 9. The plot of the volcanic samples from east of Tehran in the geochemical modeling of Sm/Yb and La/Yb ratios (Zhao and Zhou, 2009). The numbers on the curve lines indicate the partial melting percentage). The diagram legend is available in Figure 4.



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های آتشفشانی شرق تهران در نمودار تغییرات Nb/La در برابر La/Yb (Hollocher et al., 2012). راهنمای نمودار در شکل ۴ موجود است.

Fig. 10. The plot of volcanic samples from east of Tehran in the diagram of Nb/La versus La/Yb (Hollocher et al., 2012). The diagram legend is available in Figure 4.

Alavi, 1994; Alavi, 2004; Alavi, 2007; Shahabpour, 2005; Verdel et al., 2011; Ayati et al., 2012) و جبهه ماگمایی را مشخص می‌کند و همچنین در قسمت پستی آن به سمت شمال (کمر بند ماگمایی البرز) و شمال شرقی منطقه پشت کمان ایجاد شده است. صفحه بالایی یک کمان قاره‌ای می‌تواند کششی، فشاری یا خنثی باشد. تحت کشش، صفحه بالایی حوضه‌هایی ایجاد می‌کند که می‌تواند در هر جایی از پشت کمان تا ناحیه جلوی کمان رخ دهد. همچنین تحت کشش، ضخامت باقی‌مانده پوسته نسبتاً کم (حدود ۳۰ کیلومتر) است (Ducea et al., 2015). کمان ماگمایی ارومیه- دختر در سراسر تکامل خود کشش شدیدی را تجربه کرده است. هر دو قسمت جلوی کمان و پشت کمان کمان‌های ایران که در طول کرتاسه پسین و

آسیابانها و فودن (Asiabanha and Foden, 2012) در بررسی مجموعه ماگمایی البرز عنوان می‌کنند که این نهشته‌های آتشفشانی در طی یک فاز کششی در اوایل ائوسن تشکیل شده‌اند و آنها را به عنوان حوضه‌های کششی پشت کمانی پیشنهاد می‌کنند. منطقه پشت کمان در حاشیه‌های هم‌گرا، از جمله آند، کاسکیدز، و شمال غربی اقیانوس آرام بسیار رایج است (Jacques et al., 2014). فعالیت ماگمایی پالئوژن ایران با ولکانیسم و پلوتونیسم شدید در امتداد کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر مشخص می‌شود که یک کمر بند پلوتونیک- آتشفشانی از نوع کمان پالئوژن- نوژن است که در شمال زون سنندج- سیرجان قرار دارد و از شرق ترکیه تا جنوب شرقی ایران امتداد دارد (Takin, 1972; Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982;

و یک توالی قابل مقایسه از ماگماتیسیم با مرحله اولیه کالک‌آلکالین در ائوسن و به دنبال آن ماگماتیسیم غنی پتاسیم از اواسط ائوسن تا الیگوسن پیشین در هر دو منطقه، تغییر از ماگماتیسیم کالک‌آلکالین غالب به ماگماتیسیم غنی از پتاسیم در $40-43$ Ma به عنوان تغییر از فروانش به برخورد تفسیر می‌شود (Aghazadeh et al., 2011; Verdel et al., 2011; Castro et al., 2013; Moritz et al., 2017; Rezeau et al., 2006). با وجود این شباهت‌ها، ماگماهای غنی از پتاسیم در شمال‌غربی ایران در طول کشش زمین‌ساختی و ذوب در اثر کاهش فشار تشکیل شده است (Verdel et al., 2011; Castro et al., 2013; Nabatian et al., 2016; Shafaii Moghadam, et al., 2018; Honarmand et al., 2024; Naseri et al., 2026). در حالی که در SAB، ماگماتیسیم غنی از پتاسیم از اواسط ائوسن تا الیگوسن پیشین در طول فشرده سازی ایجاد شده است (Avagyan et al., 2010; Rezeau et al., 2017; Hovakimyan et al., 2019; Naseri et al., 2026). کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر حاوی توالی‌های ضخیمی از سنگ‌های آذرآواری میانی پالئوسن- ائوسن و گدازه‌های بین لایه‌ای است. فراوانی سنگ‌های آذرآواری (و گدازه‌های بین لایه‌ای)، فوران‌های انفجاری آتشفشان‌های جبهه کمان پالئوسن- ائوسن اولیه را تأیید می‌کند که احتمالاً به دلیل محتوای فرار بالای ماگما که مشخصه جبهه ماگمایی کمانی است. بنابراین، ماگماتیسیم ابتدا در قسمت جبهه کمان با فوران‌های انفجاری مواد آذرآواری و گدازه‌ها آغاز شده و پس از آن، ماگماتیسیم مناطق پشت کمانی در $40-45$ میلیون سال پیش آغاز شده است (Sepidbar et al., 2019).

در کمان قاره‌ای ارومیه- دختر که از نوع کششی است، ضخامت پوسته باقی مانده در طول تکامل، حتی در جلوی کمان و پشت کمان (کمر بند ماگمایی البرز) نسبتاً کم (~ 30 کیلومتر) شده است (Sepidbar et al., 2019; Ducea et al., 2015). در مقابل، در کمان‌های فشارشی ضخامت پوسته می‌تواند تا ~ 70 کیلومتر باشد

پالئوژن تحت فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به سمت شمال ایجاد شده‌اند، همراه با کشش شدید بوده‌اند (Sepidbar et al., 2019). بسیاری از این کشش همراه با شروع فروانش در کرتاسه پسین و کشش جوان‌تر ممکن است ناشی از برگشت صفحه فروانده در پالئوژن باشد (Moghadam and Stern, 2011; Shafaii Moghadam, et al., 2018). برگشت صفحه ممکن است بسیار حائز اهمیت بوده باشد؛ زیرا معمولاً با کشش، نازک شدن پوسته و افزودن پوسته جوان همراه است. همچنین به عقیده مقدور مشهور و همکاران (Maghdour-Mashhour et al., 2015) که به بررسی سیل بنیان سد کرج واقع در کمر بند ماگمایی البرز پرداختند، این سیل در محیطی با کشش لیتوسفر در اثر برگشتن صفحه فروانده در ائوسن بالایی جای گیر شده است. این کشش به بالا آمدن موضعی آستوسفر و تأمین حرارت مورد نیاز برای ذوب بخشی گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای کمر بند ماگمایی البرز منجر شده است. سپس، مذاب شوشونیتی طیف سنگ‌های KDBS را از طریق تبلور تفریقی در هنگام صعود ماگما تولید کرده است. حیدری و همکاران (Heidari et al., 2022) نیز در بررسی ولکانیسم شوشونیتی، شمال منطقه سراب در شمال‌غربی ایران نیز پیشنهاد می‌کنند که برگشت صفحه نئوتتیس در ائوسن به ایجاد یک محیط کششی و در پی آن ذوب در اثر کاهش فشار گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه زیر قاره منجر شده است. به طور کلی، زمین‌شیمی سنگ‌ها یک تغییر ترکیبی واضح از کالک‌آلکالین به میل ترکیبی آلکالین تر را در طول ائوسن ثبت کرده است که این به دلیل برگشت صفحه نئوتتیس تفسیر می‌شود (Verdel et al., 2011; Nabatian et al., 2014; Ashrafi et al., 2015; Shafaii Moghadam, et al., 2018; Ahmadvand et al., 2021; Honarmand et al., 2024). گروسجین و همکاران (Grosjean et al., 2022) تاریخچه ماگمایی سنوزوئیک در هر دو منطقه بلوک جنوب ارمنستان و شمال غرب ایران را بسیار مشابه دانسته است، از جمله این شباهت‌ها سنین مشابه

در عناصر قدرت میدان بالا که ناسازگار، نامتحرک و با ظرفیت یونی بالا هستند، مانند Ta، Nb، Zr و Ti مشاهده می‌شود که اینها از ویژگی‌های اصلی ماگماهای مناطق فروراشی است. همچنین نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی بهنجارشده به کندریت نشان‌دهنده روند کاهشی به سمت عناصر نادر خاکی سنگین است که این کاهش را می‌توان در پاسخ به حضور گارنت در سنگ خاستگاه دانست. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی انجام‌شده بر اساس تمرکز عناصر ناسازگار و با احتساب درصد‌های متفاوت تفریق بلوری بین ۳۰ تا ۴۰ درصد و فازهای تفریق شونده‌ای که اغلب از جنس کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الوین هستند، نشان‌دهنده آن است که برخی از نمونه‌ها می‌توانند از طریق تبلور تفریقی با هم ارتباط ژنتیکی داشته باشند. البته تمام نمونه‌ها این ارتباط ژنتیکی را نشان نمی‌دهند. کمربند ماگمایی البرز در واقع قسمت پشت کمان، کمان قاره‌ای کششی ارومیه- دختر در ایران مرکزی است که در اثر برگشت صفحه ایجاد شده است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

(Isacks, 1988) که امکان آرایش پوسته‌ای گسترده‌تر را فراهم می‌کند. آرایش پوسته‌ای یکی از فرایندهای بالقوه در تحول ماگماهای بازالتی است؛ اما در نمونه‌های مورد بررسی، نبود مقادیر بالای Th، حفظ الگوهای نسبتاً موازی در نمودارهای چندعنصری و عدم افزایش قابل توجه نسبت‌هایی مانند Th/Yb، نشان می‌دهد که در صورت وجود، نقش آن محدود بوده است. اگرچه داده‌های ایزوتوپی برای ارزیابی دقیق‌تر این فرایند در دسترس نیستند، شواهد زمین‌شیمیایی موجود نشان می‌دهند که آرایش گسترده پوسته‌ای در این نمونه‌ها محتمل نیست.

نتیجه‌گیری

ماگماتیسزم بازیک مورد بررسی، مربوط به ائوسن میانی و ائوسن بالایی در شرق تهران، در زون البرز مرکزی به صورت سنگ‌های نیمه عمیق، گدازه‌های بین لایه‌ای در سازند کرج برون‌زد دارند. سرشت ماگمایی این سنگ‌ها کالک‌آلکان پتاسیم بالاست. نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجارشده به گوشته اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی تمامی نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه هستند. همچنین غنی‌شدگی به عناصر لیتوفیل ناسازگار با شعاع یونی بزرگ و قدرت میدان پایین همچون Ba و Sr و تهی‌شدگی

1. suture
2. Lithium borate fusion
3. Inductively coupled plasma-optical emission spectroscopy (ICP-OES)
4. Inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS)
5. Loss on ignition (LOI)
6. Large ion lithophile elements (LILE)
7. High field strength elements (HFSE)
8. Heavy rare earth elements (HREE)
9. Light rare earth elements (LREE)
10. Fractional Crystallization (FC)
11. Assimilation and Fractional Crystallization (AFC)
12. Karaj Dam basement sill (KDBS)
13. South Armenian Block (SAB)

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian) Retrieved November 03, 2025 from <https://www.researchgate.net/publication/292808705>
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148(5–6): 980–1008. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000380>
- Ahmadvand, A., Ghorbani, M.R., Mokhtari, M.A.A., Chen, Y., Amidon, W., Santos, J.F. and Paydari, M., 2021. Lithospheric mantle, asthenosphere, slab and crustal contribution to petrogenesis of Eocene to Miocene volcanic rocks from the west Alborz Magmatic Assemblage, SE Ahar, Iran. *Geological Magazine*, 158(3): 375–406. <https://doi.org/10.1017/S0016756820000527>
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307(9): 1064–1095. <https://doi.org/10.2475/01.2007.02>
- Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 53(1): 197–214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X)
- Ashrafi, N., Jahangiri, A., Hasebe, N. and Eby, G.N., 2018. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Eocene-Oligocene alkaline intrusions from the Alborz-Azerbaijan magmatic belt, NW Iran. *Geochemistry*, 78(4): 432–461. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.10.004>
- Asiabanha, A., 2001. Geology and petrogenesis of volcanic facies in Yuzbashchai region, West Qazvin. Ph.D. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. 320 pp. (in Persian)
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148: 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014>
- Asiabanha, A., Ghasemi, H. and Meshkin, M., 2009. Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen Band*, 186(2): 201–214. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2009/0144>
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R. and Davtyan, V., 2010. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. *Geological Society, London, Special Publications*, 340(1): 393–408. <https://doi.org/10.1144/SP340.17>
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H.H., Richards, J.P. and Jourdan, F., 2012. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review*, 55(2): 158–184. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>
- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A. and Tabatabaei, S. H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 123(1–2): 106–131. <https://doi.org/10.1130/B30091.1>
- Berberian, M. and King, G., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Berberian, F., Muir, I., Pankhurst, R. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Biabangard, H. and Moradian, A., 2008. Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran. *Chinese Journal of Geochemistry*, 27(4): 356–369. Retrieved November 03, 2025 from <https://link.springer.com/article/10.1007/s11631-008-0356-z>
- Blundy, J. and Cashman, K., 2005. Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano. *Geology*, 33(10): 793–796. <https://doi.org/10.1130/G21668.1>

- Brunet, M.F. and Cloetingh, S., 2003. Integrated peri-Tethyan basins studies (peri-Tethys programme). *Sedimentary Geology*, 156(1–4): 1–10.
[https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00279-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00279-8)
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180–181: 109–127.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163: 70–87.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Danyushevsky, L.V., Carroll, M.R. and Falloon, T.J., 1997. Origin of high-an plagioclase in Tongan high-ca boninites: implications for plagioclase melt equilibria at low P ($H \sim 20$). *Canadian Mineralogist*, 35: 313–326. Retrieved November 03, 2025 from
https://figshare.utas.edu.au/articles/journal_contribution
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B. and Bergantz, G., 2015. The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43: 299–331.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105049>
- Edwards, C.M., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Morris, J.D., Leeman, W.P. and Harmon, R.S., 1994. The transition to potassic alkaline volcanism in Island Arcs: the Ringgit–Beser complex, East Java, Indonesia. *Journal of Petrology*, 35(6): 1557–1595.
<https://doi.org/10.1093/petrology/35.6.1557>
- 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., Saunders, A., Norry, M., Hardarson, B. and Taylor, R., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 153(3–4): 197–208.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2)
- Furman, T. and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Developments in Geotectonics*, 24: 237–262.
[https://doi.org/10.1016/S0419-0254\(99\)80014-7](https://doi.org/10.1016/S0419-0254(99)80014-7)
- Ghalamghash, J., Schmitt, A.K. and Chaharlang, R., 2019. Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture. *Lithos*, 344–345: 265–279.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.031>
- Ghasemi, H., 2019. Magmatic Events in the Alborz Zone. 1ST National Biennial Conference on Geology of the Alborz Orogen and Caspian Sea, Golestan University, Gorgan, Iran. i(n Persian) Retrieved November 03, 2025 from
<https://www.en.symposia.ir/ALBORZC01>
- Grosjean, M., Moritz, R., Rezeau, H., Hovakimyan, S., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Melkonyan, R., 2022. Arabia-Eurasia convergence and collision control on Cenozoic juvenile K-rich magmatism in the South Armenian block, Lesser Caucasus. *Earth-science Reviews*, 226: 103949.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103949>
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2(1): 35–52.
<https://doi.org/10.1130/GES00019.1>
- Guest, B., Horton, B.K., Axen, G.J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W.C., 2007. Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics*, 26(6).
<https://doi.org/10.1029/2006TC002091>
- Harangi, S., Downes, H. and Seghedi, I., 2006. Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. *Geological Society, London, Memoirs*, 32: 167–190.
<https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.10>
- Hassanzadeh, J., Axen, G., Guest, B., Stockli, D.F., and Ghazi, A.M., 2004. The Alborz and NW Urumieh–Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted

- parts of a single ancestral arc. Geological Society of America, Abstract Programs, 36(5): 434. Retrieved November 03, 2025 from <https://gsa.confex.com/gsa/2004AM/webprogram/Paper76582.html>
- Heidari, S., Shabani, A.A.T., Hassanpour, S. and Maghdour-Mashhour, R., 2022. Petrology of the Paleogene shoshonitic volcanism in north Sarab area, NW Iran: Geochemical, Ar-Ar dating and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Journal of Asian Earth Sciences*: X, 8: 100109. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2022.100109>
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4): 357–416. <https://doi.org/10.2475/04.2012.01>
- Honarmand, M., Boon, A., Neubauer, F., Heberer, B., Li, Q., Kuiper, K., Mason, P., Krijgsman, W., 2024. Geochemical constraints on the geodynamic setting of Alborz-Azerbaijan Cenozoic magmatism. *Chemical Geology*, 645: 121889. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121889>
- Hovakimyan, S., Moritz, R., Tayan, R., Melkonyan, R. and Harutyunyan, M., 2019. Cenozoic strike-slip tectonics and structural controls of porphyry Cu-Mo and epithermal deposits during geodynamic evolution of the southernmost Lesser Caucasus, Tethyan metallogenic belt. *Economic Geology*, 114(7): 1301–1337. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4662>
- Irannezhadi, M.R., 2009. Petrology and geochemistry of the Tertiary igneous rocks of the southern flanks of the Central Alborz, North of Tehran. Ph.D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 254 pp. (in Persian)
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4): 3211–3231. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Wehrmann, H., Bindeman, I. and Lara, L.E., 2014. Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38–43 S): the role of fluids in generating arc magmas. *Chemical Geology*, 371:27–45. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.015>
- Maghdour-Mashhour, R., Esmaily, D., Shabani, A.A.T., Chiaradia, M. and Latypov, R., 2015. Petrology and geochemistry of the Karaj Dam basement sill: Implications for geodynamic evolution of the Alborz magmatic belt. *Geochemistry*, 75(2): 237–260. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.03.001>
- Mahmoudi, M., 2000. An investigation on petrography, geochemistry and petrology of subvolcanic rocks and lavas of Rudehen Region. M.Sc. Thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran, 135 pp. (in Persian)
- Mattsson, H.B. and Oskarsson, N., 2005. Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(3–4): 245–267. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.004>
- McDonough, W.F. and Sun, 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)
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classifications of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77(1): 19–26. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- Moghadam, H.S. and Stern, R.J., 2011. Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine*, 148(5–6): 762–801. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000410>
- Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B.S., 2006. Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, Western Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen. *Economic Geology*, 101(8): 1497–1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1497>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S.-Y., von Quadt, A. and Bernroider, M., 2014. Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184–187: 324–345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.002>

- Nabatian, G., Jiang, S.-Y., Honarmand, M. and Neubauer, F., 2016. Zircon U–Pb ages, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. *Lithos*, 244: 43–58.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.020>
- Naseri, N., Sahamieh, R., Leybourne, M. Santos, A., Ahmadi khalaji, A. and Gonçalves, G., 2026. Back - arc magmatism during Eocene subduction and closure of eastern Tethys: An insight from Alborz Magmatic Belt (NW Iran). *Geochemistry*, 86(1): 126393.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2026.126393>
- Nelson, S.T. and Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11–12): 1242–1249. Retrieved November 03, 2025 from
<https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/77/11-12/1242/42641>
- Nouri, F., Davoudian, A.R., Allen, M.B., Azizi, H., Asahara, Y. Anma, R. and Khodami, M., 2021. Early Cambrian highly fractionated granite, Central Iran: Evidence for drifting of northern Gondwana and the evolution of the Proto-Tethys Ocean. *Precambrian Research*, 362: 106291.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106291>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H. Chiu, H.Y. and Li, X.H., 2014. On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U–Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(6): 2151–2169.
<https://doi.org/10.1002/2014GC005262>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M. Chu, C.H. 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*, 306–307: 40–53.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.020>
- Panjasawatwong, Y., Danyushevsky, L.V., Crawford, A.J. and Harris, K.L., 1995. An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase–melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4), 420–432.
<https://doi.org/10.1007/s004100050024>
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12(79): 79–113. Retrieved November 03, 2025 from
<https://www.scrip.org/reference/referencespapers?referenceid=1849677>
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>
- Plank, T., 2005. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46(5): 921–944.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi005>
- Rezeau, H., Moritz, R., Leuthold, J., Hovakimyan, S., Tayan, R. and Chiaradia, M., 2017. 30 Myr of Cenozoic magmatism along the Tethyan margin during Arabia–Eurasia accretionary orogenesis (Meghri–Ordubad pluton, southernmost Lesser Caucasus). *Lithos*, 288–289: 108–124.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.007>
- Rollinson, H.R., 2014. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, UK. 344 pp.
<https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–309.
<https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- Sepidbar, F., Moghadam, H.S., Zhang, L., Li, J.-W., Ma, J., Stern, R.J. and Lin, C., 2019. Across-arc geochemical variations in the Paleogene magmatic belt of Iran. *Lithos*, 344–345: 280–296.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.022>
- Shafaii Moghadam, H.S., Griffin, W.L., Kirchenbaur, M., Garbe-Schönberg, D., Zakie Khedr, M., Kimura, J.-I., Stern, R.J., Ghorbani, G., Murphy, R. and O'Reilly, S.Y., Arai, S. and Maghdour-Mashhour, R. 2018. Roll-back, extension and mantle upwelling triggered Eocene potassic magmatism in NW Iran. *Journal of Petrology*, 59(7): 1417–1465.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>

- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405–417.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tabbakh Shabani, A.A.T., Delavari Kooshan, M. and Hajiabdolrahim Khabbaz, M., 2017. Geochemistry and Mineral Chemistry of Zeolites Bearing Basic Volcanic Rocks from the Boumehen-Roudehen Area, East of Tehran. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 397–418. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v9i2.49478>
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235(5334): 147–150 Retrieved November 03, 2025 from <https://www.nature.com/articles/235147a0>
- Tschiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1): 1–16. Retrieved November 03, 2025 from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=1996951>
- Vahdati Daneshmand, F., 1997. Geological map of East Tehran 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3).
<https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A. and Bayer, R., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1): 381–398.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x>
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11–12): 1513–1533.
<https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Springer Dordrecht, London, 466 pp.
<https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0>
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S. Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392–405.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007>
- Zhao, J.H. and Zhou, M. F., 2009. Secular evolution of the Neoproterozoic lithospheric mantle underneath the northern margin of the Yangtze Block, South China. *Lithos*, 107(3–4): 152–168.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.017>