



## Adakitic post-Miocene magmatism of Qaraie sub-volcanic dome, Mahneshan area (west of Zanjan)

Sajad Moseni Badalabadi <sup>1</sup>, Mir Ali Asghar Mokhtari <sup>2\*</sup> , Hossein Kouhestani <sup>3</sup>

<sup>1</sup> M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>3</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 24 September 2023

Revised: 21 January 2024

Accepted: 21 January 2024

#### Keywords

Geochemistry  
Petrology  
Sub-volcanic dome  
Adakite  
Qaraie  
Urumieh-Dokhtar  
Zanjan

#### \*Corresponding author

Mir Ali Asghar Mokhtari

✉ [amokhtari@znu.ac.ir](mailto:amokhtari@znu.ac.ir)

### ABSTRACT

Qaraie sub-volcanic dome in the west of Zanjan is part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc in the Central Iran zone. Qaraie dome with columnar joints was intruded into the Upper Red Formation sequence and Kahrizbeik granitoid intrusion with Upper Proterozoic age. Based on petrographical studies, this dome is composed of dacite-rhyodacite and consists of plagioclase, biotite, quartz, as well as occasionally hornblende and sanidine phenocrysts within the fine-grained groundmass. These rocks have a porphyritic texture and present vesicular plus flow textures. On the petrological diagrams, rock units of the Qaraie dome have dacite, rhyodacite, and trachy-dacite composition and indicate high-K calc-alkaline to shoshonitic nature. Based on primitive mantle normalized spider diagrams, samples of the Qaraie dome indicate positive anomalies of LILEs (Rb, Ba, Th, U, K, and Cs) along with negative anomalies of HFSEs (Nb, P, and Ti) together with distinctive positive anomaly of Pb. Chondrite-normalized REE patterns demonstrate LREE enrichment and a high ratio of LREE/HREE. Samples from the Qaraie dome demonstrate geochemical similarity with adakites and are classified as high-silica adakites. These rocks resulted from 25% partial melting of the Lower continental crust with garnet-amphibolite composition in a post-collisional setting.

### How to cite this article

Moseni Badalabadi, S., Mokhtari, M.A.A. and Kouhestani, H., 2024. Adakitic post-Miocene magmatism of Qaraie sub-volcanic dome, Mahneshan area (west of Zanjan). *Journal of Economic Geology*, 16(1): 51–78. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.84571.1086>



©2024 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

Neogene to Quaternary magmatism in NW of Iran occurred as sub-volcanic and volcanic acidic domes with an adakitic nature. Recent studies on Miocene and post-Miocene magmatic rocks from different parts of Iran have demonstrated that most of the dacitic-rhyodacitic rocks have an adakitic nature (Jahangiri, 2008; Jamshidi et al., 2015; Saadat, 2023). There are some small dacitic domes in the west of Zanjan (from the Qaraie village in the south to the Moghanlou village in the north) that have not been reported in published maps and geological reports. The Qaraie dacitic dome, the largest dome in this area, was marked as Kahrizbeik granitic intrusion in the Mahneshan 1:100000 geological map (Lotfi, 2001). Considering the importance of the Miocene-Pliocene sub-volcanic domes in the evolution of Iran's tectonic-magmatic settings, and their role in the formation of some Au-As mineralizations (e.g., Arabshah, Zarshouran, and Aghdareh in the Takab area; Najafzadeh et al., 2017), studying the Qaraie sub-volcanic dome can provide valuable information for this part of Iran.

### Regional Geology

Based on Iranian tectono-stratigraphic zones, the Qaraie area is located in the Urumieh-Dokhtar magmatic belt within the Central Iran zone. This area is a small part of the Mahneshan 1:100000 geological map (Lotfi, 2001). Based on the prepared 1:25000 geological map for this study, the Qaraie area is composed of Cretaceous sedimentary rocks along with other rock units including the Lower Red Formation, Qom Formation and Upper Red Formation, and Pliocene conglomerate. Kahrizbeik granitoid with Upper Proterozoic age (Lotfi, 2001) is located in the central part of the area. The Qaraie sub-volcanic dome is exposed in the north of the Qaraie village. This sub-volcanic dome intruded into rock units of the Lower Red Formation and Kahrizbeik granitoid intrusion and revealed prismatic structure in marginal parts. There are some outcrops of dacitic sub-volcanic domes in the south of the Moghanlou village intruding into the limestones of the Qom Formation which had an important role in the formation of the Moghanlou Sb deposit (Bavi et al., 2023)

### Materials and methods

This research includes field and laboratory studies. During the fieldwork, different rock units were identified and a geological map with a scale of 1:25,000 was prepared. In this base, 32 samples were collected from the Qaraie dome. Among the mentioned samples, 15 thin sections were examined using a transmitted polarized light microscope in the laboratory of the University of Zanjan. The chemical composition of rock samples ( $n = 15$ ) was analyzed at the Zarazma Analytical Laboratories, Tehran, Iran using XRF and ICP-MS methods.

### Results

Considering petrographical studies, the Qaraie dome compositionally includes dacite and rhyodacite. These rocks have porphyry along with glomeroporphyritic, vesicular, and flow textures. Dacites consist of plagioclase, biotite, quartz, and sometimes hornblende phenocrysts in the fine-grained groundmass. Sanidine presents along with the mentioned phenocrysts in rhyodacites.

Based on geochemical diagrams, Qaraie samples were classified as dacite, rhyodacite, and trachydacite. These rocks have a high-K calc-alkaline to shoshonitic affinity. Based on primitive mantle normalized spider diagrams, these rocks have similar patterns. These diagrams indicate positive anomalies of LILEs along with negative anomalies of HFSEs. Chondrite-normalized REE patterns demonstrate a steep slope pattern with LREE enrichment and a high ratio of LREE/HREE, devoid of specified positive and negative Eu anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  between 0.94-1.07),  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  and  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  ratio between 26.72-32.83 and 10.7-11.6, respectively.

Dacite-rhyodacites of the Qaraie dome demonstrate geochemical similarity with adakites and are plotted in adakite field on Y vs. Sr/Y, La/Yb vs. Sr/Y, and  $\text{SiO}_2$  vs. MgO diagrams. Based on Sr vs.  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$  and Sr vs.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  diagrams, the Qaraie samples are classified as high-silica adakites.

### Discussion and conclusion

Geochemical data including LILEs and LREEs enrichment and negative anomalies of HFSEs along with strong positive Pb anomaly demonstrate subduction-related magmatism for the Qaraie sub-volcanic dome. Based on tectonic-magmatic setting

discrimination diagrams (Th vs. Ta, Th/Hf vs. Ta/Hf, Th/Ta vs. Yb, and Th/Yb vs. Ta/Yb diagrams), formation of the Qaraie dome has been related to an active continental margin tectonic setting. Based on the  $(La/Yb)_N$  vs.  $Yb_N$  diagram, the Qaraie adakitic dome resulted from 25% partial melting of garnet-amphibolite. Other diagrams such as  $SiO_2$  vs. Ni indicate that the source rocks for the Qaraie adakitic dome resulted from a thick lower continental crust. Considering the Th vs. Th/Ce diagram, the Qaraie

adakitic dome was formed in a post-collisional setting.

#### **Acknowledgment**

This research study was made possible by a grant from the office of the vice-chancellor of research and technology, University of Zanzan. We hereby acknowledge their generous support. The Journal of Economic Geology reviewers and editor are also thanked for their constructive comments.



## ماگماتیسیم آداکیتی بعد از میوسن گنبد نیمه آتشفشانی قرائی، منطقه ماه‌نشان (غرب زنجان)

سجاد محسنی بدل آبادی<sup>۱</sup>، میر علی اصغر مختاری<sup>۲\*</sup>، حسین کوهستانی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
گنبد نیمه آتشفشانی قرائی واقع در غرب زنجان، بخشی از کمان ماگمایی ارومیه- دختر در پهنه ایران مرکزی است. گنبد قرائی درزه‌های ستونی از خود نشان می‌دهد و به داخل توالی سازند قرمز بالایی به سن میوسن و توده گرانیتوئیدی کهریزبیک به سن پروتروزوئیک بالایی نفوذ کرده است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های این گنبد دارای ترکیب داسیت- ریوداسیت با بافت پورفیری و گلوپورفیری بوده و شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و گاه هورنبلند و سانیدین در زمینه دانه‌ریز است. در نمودارهای سنگ‌شناسی، سنگ‌های گنبد قرائی دارای ترکیب داسیت، ریوداسیت و تراکی داسیت بوده و ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند. در الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌های گنبد قرائی غنی‌شدگی در LILE (Cs, K, U, Th, Ba, Rb) همراه با بی‌هنجاری منفی HFSE (Ti, P, Nb) و بی‌هنجاری مثبت شاخص در Pb را نشان می‌دهند. در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت نیز یک الگوی غنی از LREE نسبت به HREE با نسبت بالای LREE/HREE مشاهده می‌شود. سنگ‌های گنبد قرائی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابه آداکیت‌ها داشته و در زمره آداکیت‌های غنی از سیلیس طبقه‌بندی می‌شوند. سنگ‌های گنبد نیمه آتشفشانی قرائی از ماگمای با درجه ذوب‌بخشی بیش از ۲۵ درصد پوسته زیرین با ترکیب گارنت- آمفیبولیت در یک محیط پس از برخورد تشکیل شده‌اند.	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۷/۰۲</p> <p>تاریخ بازنگری: ۱۴۰۲/۱۱/۰۱</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۱/۰۱</p> <p><b>واژه‌های کلیدی</b></p> <p>زمین‌شیمی سنگ‌شناسی گنبد نیمه آتشفشانی آداکیت قرائی ارومیه- دختر زنجان</p> <p><b>نویسنده مسئول</b></p> <p>میر علی اصغر مختاری amokhtari@znu.ac.ir ✉</p>

### استناد به این مقاله

محسنی بدل آبادی، سجاد؛ مختاری، میر علی اصغر و کوهستانی، حسین، ۱۴۰۳. ماگماتیسیم آداکیتی بعد از میوسن گنبد نیمه آتشفشانی قرائی، منطقه ماه‌نشان (غرب زنجان). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۱): ۵۱-۷۸. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.84571.1086>

## مقدمه

نفوذی) میوسن و پلیوسن در تکامل محیط تکتونوماگمایی ایران و همچنین نقش آنها در تشکیل کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در منطقه تکاب- تخت‌سلیمان، بررسی گنبد نیمه آتشفشانی قرائی می‌تواند اطلاعاتی با ارزش برای این بخش از ایران فراهم کند. در پژوهش اخیر بر روی کانه‌زایی آنتیموان مغانلو واقع در شمال گنبد قرائی (Bavi et al., 2023)، گنبد‌های نیمه‌نفوذی داسیتی موجود در منطقه به عنوان عامل مؤثر در کانه‌زایی معرفی شده است (Bavi et al., 2023).

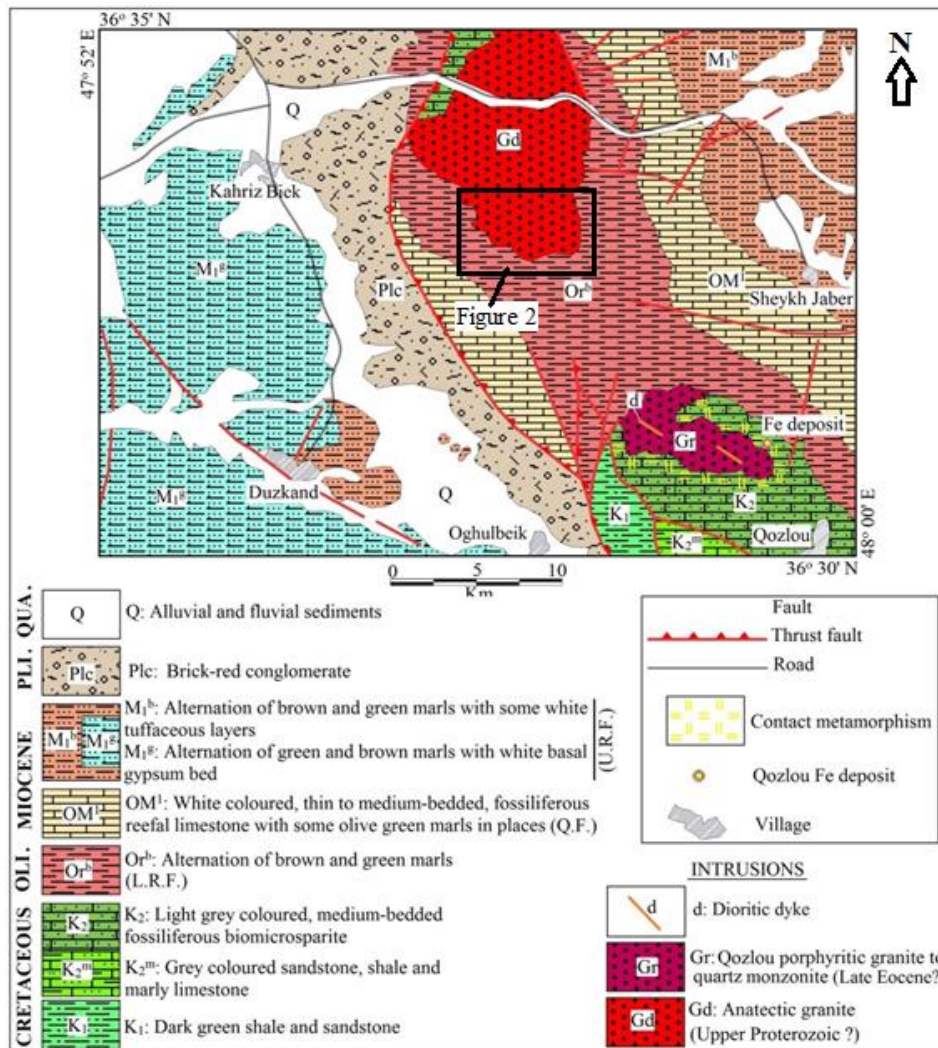
## زمین‌شناسی

در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی- رسوبی ایران، منطقه قرائی بخشی از نوار ماگمایی ارومیه- دختر را در پهنه ایران مرکزی تشکیل می‌دهد. این منطقه بخش کوچکی از ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان (Lotfi, 2001) را در گوشه جنوب شرقی آن به خود اختصاص داده است. در نقشه مزبور، گنبد نیمه آتشفشانی قرائی به عنوان بخشی از توده گرانیتوئیدی کهریزبیک (واحد Gd) به سن پروتروزوئیک بالایی در نظر گرفته شده است (شکل ۱). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تهیه‌شده از منطقه قرائی در راستای این پژوهش، این منطقه شامل توالی شیل و سیلت‌سنگ آهکی با میان‌لایه‌های سنگ آهک مربوط به کرتاسه بالایی، توالی ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز و قهوه‌ای (سازند قرمز زیرین)، سنگ‌های آهکی کرم رنگ نازک تا متوسط لایه غنی از فسیل‌گاه با میان‌لایه‌های مارنی (سازند قم)، توالی مارن‌های سبز و قهوه‌ای با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ (سازند قرمز بالایی) و لایه‌های کنگلومرای با میان‌لایه‌های ماسه‌ای و مارنی پلیوسن است (شکل ۲). توده گرانیتوئیدی با ترکیب مونزو گرانیت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت موسوم به توده گرانیتوئیدی کهریزبیک، در بخش مرکزی محدوده مورد بررسی رخنمون دارد. در بخش مرکزی منطقه مورد بررسی، در هسته طاقدیس قرائی و در شمال روستای قرائی، توده نیمه آتشفشانی اسیدی مورد مطالعه قابل مشاهده است (شکل ۲).

در شمال غرب ایران، ماگماتیسیم نئوژن تا کواترنری به صورت گنبد‌های نیمه آتشفشانی تا آتشفشانی داسیتی- ریوداسیتی رخنمون گسترده‌ای در طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر را به خود اختصاص می‌دهد. گنبد‌های یادشده، ویژگی‌های مشخصی را در ارتباط با نحوه تشکیل و ارتباط زمانی و مکانی با دیگر فعالیت‌های ماگمایی این منطقه نشان داده و اغلب دارای ماهیت آداکیتی هستند (Jahangiri, 2008). به سمت جنوب و جنوب شرق، رخنمون گنبد‌های داسیتی یادشده کمتر شده و در برخی نقاط در منطقه تکاب- تخت‌سلیمان قابل مشاهده هستند. گنبد‌های داسیتی این منطقه نیز دارای ماهیت آداکیتی بوده و مربوط به میوسن بالایی هستند. این گنبد‌ها، نقش قابل توجهی در کانه‌زایی طلای آغ‌دره، زرشوران و عربشاه ایفا کرده‌اند (Heidari et al., 2017; Najafzadeh et al., 2017). در سال‌های اخیر، پژوهش‌های متعددی بر روی سنگ‌های ماگمایی میوسن و پس از آن (به ویژه توده‌های نیمه آتشفشانی) در بخش‌های مختلف ایران انجام شده است که بخش عمده آنها دارای ترکیب داسیتی- ریوداسیتی بوده و ماهیت آداکیتی دارند (Jahangiri, 2008; Jamshidi et al., 2015; Yousefi et al., 2017; Sabzi et al., 2018; Rezaei Kahkhaei et al., 2018; Fazelvalipour, 2021; Rezaei Kahkhaei et al., 2022; Saadat, 2023).

رخنمون‌های کوچکی از گنبد‌های داسیتی- ریوداسیتی در غرب زنجان و در حدفاصل روستای قرائی در جنوب تا روستای مغانلو در شمال در شهرستان ماه‌نشان مشاهده می‌شود که تاکنون در نقشه‌ها و گزارش‌های زمین‌شناسی و اکتشافی به آنها اشاره نشده است. گنبد نیمه آتشفشانی قرائی به عنوان بزرگ‌ترین رخنمون گنبد‌های داسیتی منطقه، در فاصله ۶۳ کیلومتری غرب زنجان قرار گرفته که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان (Lotfi, 2001) به عنوان بخشی از توده نفوذی گرانیتی کهریزبیک در نظر گرفته شده است. در این پژوهش، گنبد نیمه آتشفشانی قرائی به تفصیل مورد بررسی قرار گرفته و زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی آن بررسی شده است. با توجه به اهمیت گنبد‌های اسیدی نیمه آتشفشانی (نیمه



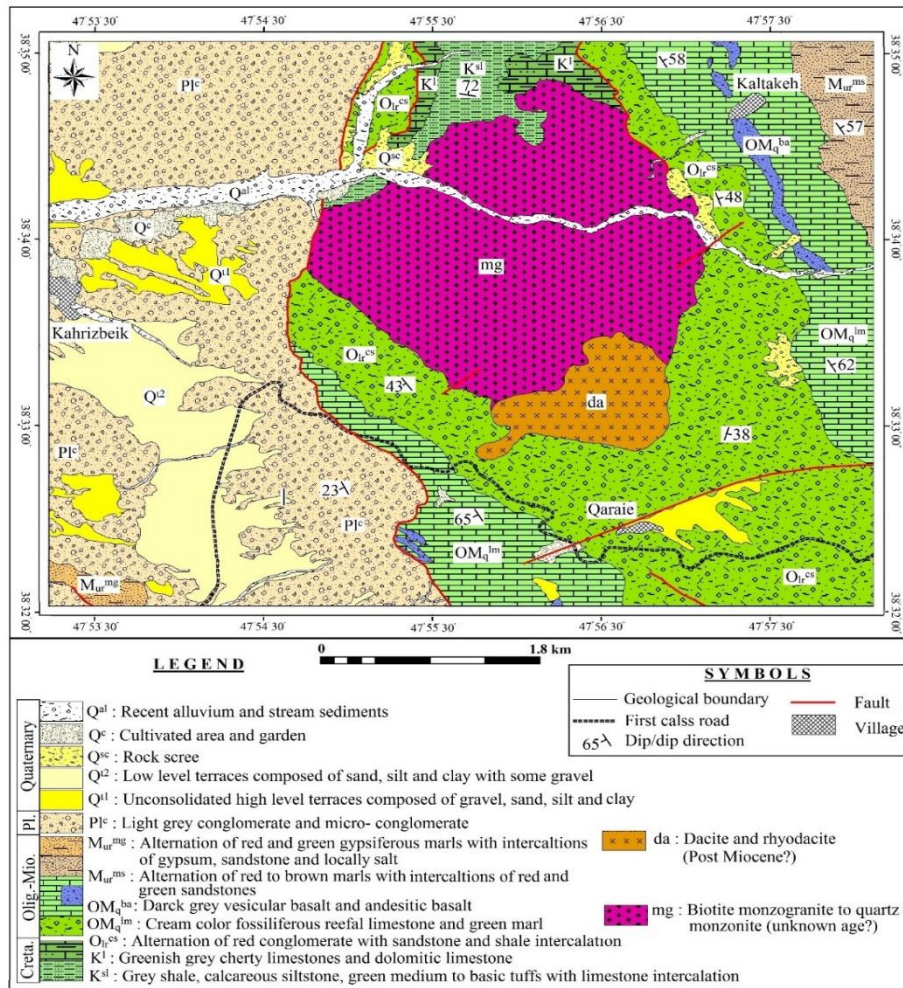


شکل ۱. بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهنشان (Lotfi, 2001) که گنبد نیمه آتشفشانی قرائی بر روی آن تفکیک نشده است.

**Fig. 1.** Part of the Mahneshan 1:100000 geological map (Lotfi, 2001), that did not mark the Qaraie sub-volcanic dome.

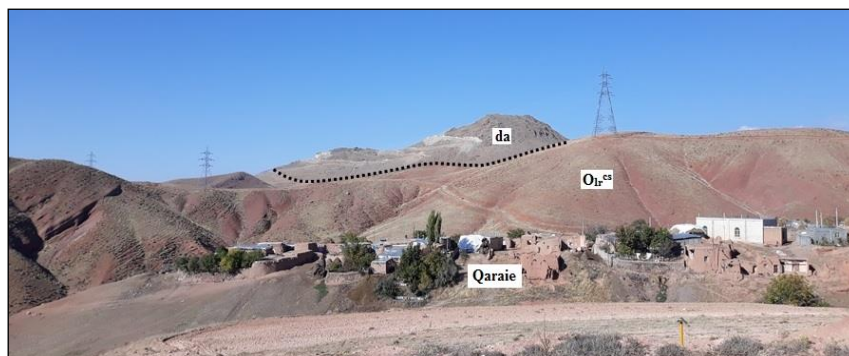
واحدهای سنگی سازند قرمز زیرین و آهک‌های سازند قم نفوذ کرده‌اند (Mokhtari et al., 2023; Bavi et al., 2023). ویژگی بارز گنبد نیمه آتشفشانی داسیتی قرائی، تشکیل درزه‌های ستونی (ساختار منشوری) در بخش‌های حاشیه‌ای است (شکل ۵) که باعث شده این گنبد به عنوان سنگ لاشه استخراج شود. طول ستون‌های منشوری به حدود ۷ متر و قطر آنها تا ۷۰ سانتی‌متر می‌رسد.

توده نیمه آتشفشانی قرائی با ترکیب داسیتی به داخل توالی رسوبی سازند قرمز زیرین (شکل‌های ۲ و ۳) و توده گرانیتوئیدی کهربزبیک نفوذ کرده (شکل ۴) و دگرگونی مجاورتی ضعیفی در مرز تماس با واحدهای رسوبی میزبان به صورت پخته شدن و رنگ زرد آجری و همچنین دگرسانی آرژیلی ضعیف در مرز تماس با توده گرانیتوئیدی ایجاد کرده است. به سمت شمال منطقه مورد بررسی و در جنوب روستای مغانلو، رخنمون‌های دیگری از گنبد‌های نیمه آتشفشانی داسیتی قابل مشاهده است که به داخل



شکل ۲. نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه قرائی. منطقه در زون مختصات ۳۹ شمالی سامانه WGS1984 قرار دارد.

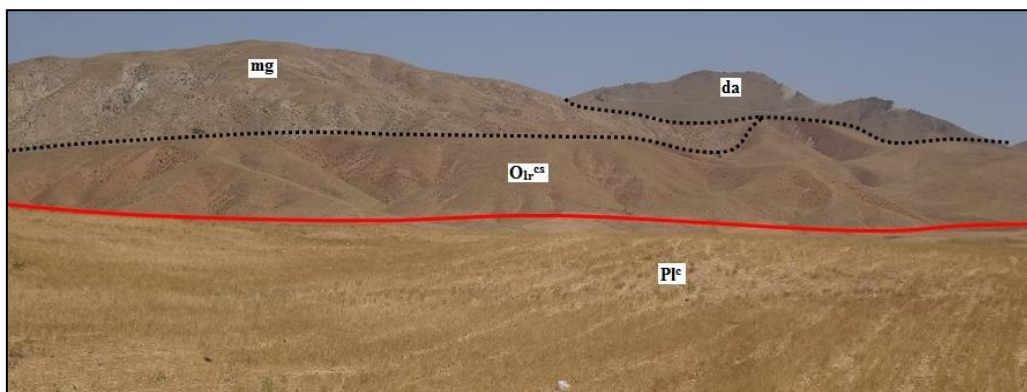
Fig. 2. Geological map of the Qaraie area. The area is located in the 39N coordinate zone, in the WGS1984 system.



شکل ۳. دورنمایی از گنبد داسیتی (da) در شمال روستای قرائی که به داخل توالی رسوبی سازند قرمز زیرین (O<sub>lr</sub><sup>cs</sup>) نفوذ کرده است (دید به سمت شمال غرب).

Fig. 3. A view from the dacitic dome (da) in the north of the Qaraie village which intruded into the Lower Red Formation (O<sub>lr</sub><sup>cs</sup>) sedimentary sequence (view to the northwest).





**شکل ۴.** دورنمایی از گنبد نیمه آتشفشانی قرائی (da) که به داخل توده گرانیتوئیدی کهریزبیک (mg) نفوذ کرده است (دید به سمت جنوب شرق). توالی رسوبی سازند قرمز زیرین ( $O_{1r}^{cs}$ ) با ناپیوستگی آذرین پی بر روی توده گرانیتوئیدی کهریزبیک نهشته شده است.

**Fig. 4.** A view from the Qaraie dacitic dome (da) which intruded into the Kahrizbeik granitoid body (mg), (view to the southeast). Lower Red Formation ( $O_{1r}^{cs}$ ) sedimentary succession with igneous disconformity deposited on the Kahrizbeik granitoid.



**شکل ۵.** نمایی از درزه‌های منشوری موجود در بخش‌های حاشیه‌ای گنبد نیمه آتشفشانی قرائی (دید به سمت شمال)

**Fig. 5.** A view from the columnar joints in the peripheral parts of the Qaraie sub-volcanic dome (view to north)

### روش مطالعه

مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ منطقه، بیش از ۳۰ نمونه از واحدهای سنگی برداشت شد که از بین آنها تعداد ۱۵ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناختی تهیه شد. انتخاب نمونه‌های صحرایی بر اساس تغییرات رنگ، بافت و ترکیب سنگ‌شناسی بخش‌های مختلف گنبد قرائی بوده و سعی شد تا نمونه‌های با کمترین آثار دگرسانی و هوازدگی انتخاب شود. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد

این پژوهش شامل دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. بررسی‌های صحرایی شامل شناسایی واحدهای سنگی مختلف منطقه و به ویژه گنبد نیمه آتشفشانی داسیتی قرائی و نمونه‌برداری از آن برای بررسی‌های آزمایشگاهی بوده است. در این راستا، علاوه بر انجام بررسی‌های صحرایی و نقشه زمین‌شناسی



نیمه‌آتشفشانی قرائی در دو گروه داسیت و ریوداسیت تقسیم‌بندی می‌شوند. داسیت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن بوده و در مقیاس رخنمون و نمونه دستی، بافت پورفیری حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت قابل مشاهده هستند (شکل ۶-۱). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری هستند. از نظر کانی‌شناسی، این سنگ‌ها متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و گاه هورنبلند هستند که در زمینه دانه‌ریز و گاه میکرولیتی حضور دارند. کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار حضور داشته، برخی از آنها دارای بافت غربالی و اغلب دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۶-۲). ابعاد درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز تا ۶ میلی‌متر می‌رسد. دگرسانی محدود به کلسیت و کانی‌های رسی در برخی بلورهای پلاژیوکلاز قابل مشاهده است. با توجه به زاویه خاموشی، ترکیب پلاژیوکلازها بیشتر از نوع الیگوکلاز و گاه آندزین است. در نتیجه تجمع بلورهای پلاژیوکلاز، بافت گلوپورفیری در این سنگ‌ها تشکیل شده است (شکل ۶-۳). بیوتیت به صورت بلورهای ورقه‌ای در این سنگ‌ها قابل مشاهده است (شکل ۶-۴). برخی بلورهای بیوتیت از حاشیه اوپاسیته شده و گاه کل بلور را در بر گرفته است. ابعاد طولی بلورهای بیوتیت به یک میلی‌متر می‌رسد. کوارتز بیشتر به صورت بلورهای کوچک و ریز در زمینه سنگ حضور داشته و ابعاد درشت‌بلورهای کوارتز تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد که گاه حاشیه خلیجی نیز نشان می‌دهند (شکل ۶-۵). بعضی از درشت‌بلورهای کوارتز، حالت گرد شده داشته و ابعاد آنها تا ۱/۵ میلی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۶-۶). هورنبلندها به صورت بلورهای منشوری و ابعاد کمتر از یک میلی‌متر در این سنگ‌ها قابل مشاهده است (شکل ۶-۷). هورنبلندها فراوانی محدودی داشته و اغلب دارای حاشیه اوپاسیته هستند. در برخی نقاط، بیگانه‌سنگ‌های متشکل از تجمع بلورهای کوارتز و آلکالی فلدسپار (از نوع ماسه‌سنگ) در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل

۱۰ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌ها، انتخاب و برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب‌خاکی به روش‌های XRF و ICP-MS در شرکت زرآزما در تهران آنالیز شد. برای این منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ میلی‌متر خردایش شده و سپس توسط آسیاب تنگستن کاربید به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش پودر شدند. پس از پودر کردن هر نمونه، ماسه‌های کوارتزی آسیاب شد تا انتقال آلودگی نمونه قبلی به نمونه بعد به پایین‌ترین حد برسد. سپس، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب‌خاکی به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال و تجزیه شد. مقدار LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲ ساعت به دست آمد. برای تجزیه به روش XRF برای عناصر اصلی، نمونه‌های پودر شده ذوب شد و سپس قرصی از نمونه‌های ذوب‌شده تهیه شد. برای تعیین میزان عناصر کمیاب‌خاکی حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در لیتیم متابورات / تترابورات ذوب شد. میزان دقت برای عناصر کمیاب و کمیاب‌خاکی بین ۳ تا ۵ درصد بوده است.

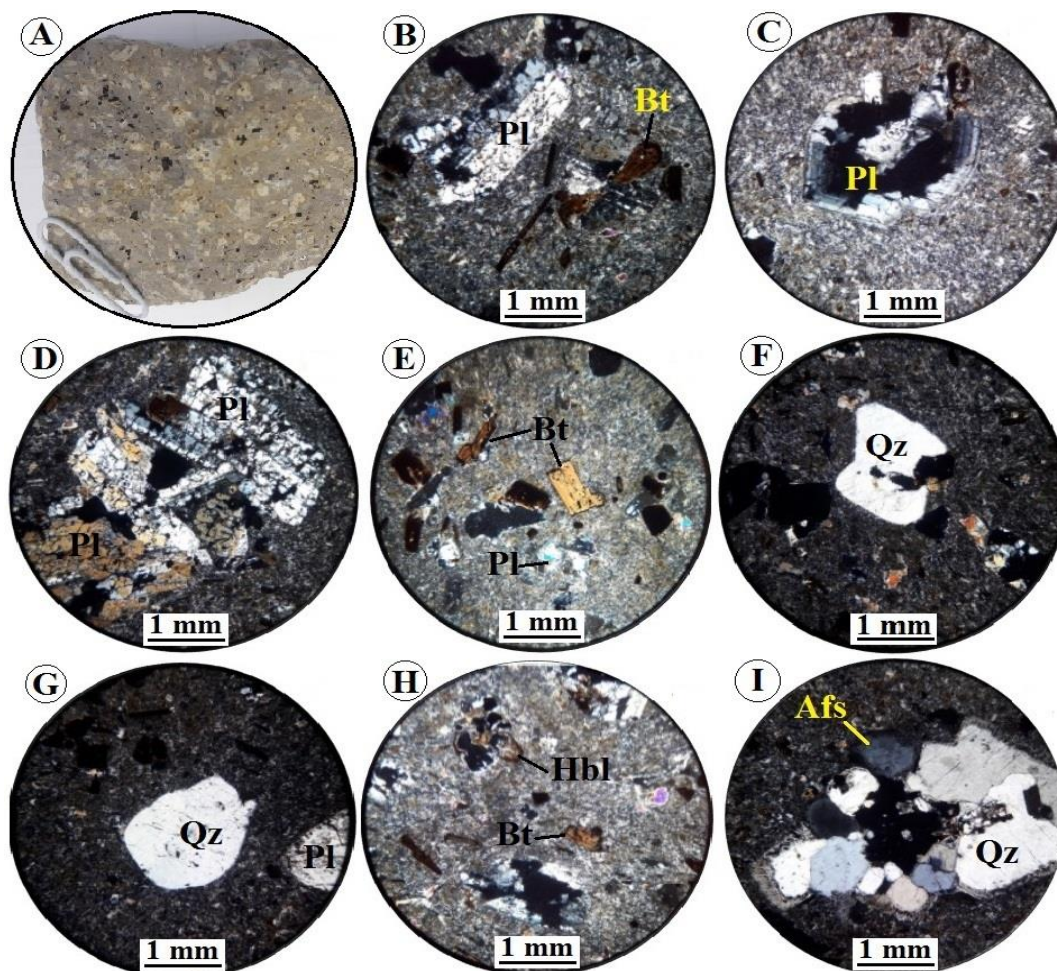
در نتایج تجزیه شیمیایی به دست آمده، محتوای LOI بیشینه تا ۲/۴۹ درصد می‌رسد. برای حذف مواد فرار برای هر نمونه سنگی، درصد LOI را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد به دست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. سپس، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه شد. علاوه بر این، در نتایج تجزیه شیمیایی، مقدار اکسیدهای آهن به صورت  $Fe_2O_3$  کل ارائه شده است. از این رو، مقادیر  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  نمونه‌های مورد بررسی با استفاده از روش ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) محاسبه شد.

### سنگ‌شناسی

با توجه به نتایج بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های گنبد

پلاژیو کلازهای تیغه‌ای و هورنبلند با ترکیب دیوریتی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود.

۶-I). ابعاد قطعه‌های بیگانه‌سنگی یادشده تا ۶ میلی‌متر می‌رسد. قطعه‌های بیگانه‌سنگ یادشده حاوی بلورهای درشت پلاژیو کلاز دگرسان‌شده به کلسیت است. همچنین، بیگانه‌سنگ متشکل از



شکل ۶. تصویرهای نمونه دستی و میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از داسیت‌های گنبد قرائی. A: داسیت در مقیاس نمونه دستی حاوی درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز و بیوتیت، B: پلاژیو کلاز دارای بافت غربالی، C: پلاژیو کلاز دارای منطقه‌بندی، D: بافت گلومروپورفیری در داسیت‌ها، E: بلورهای بیوتیت در زمینه دانه‌ریز سنگ، F: درشت‌بلور کوارتز با حاشیه خلیجی، G: درشت‌بلور کوارتز به صورت گردشده، H: بلور هورنبلند دارای حاشیه اوپاسیته همراه با بیوتیت و پلاژیو کلاز و I: بیگانه‌سنگ متشکل از کوارتز و آلکالی فلدسپار. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، Bt: بیوتیت، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیو کلاز، Qz: کوارتز).

**Fig. 6.** Hand specimen and microscopic (crossed polarized light, XPL) photographs from dacites of the Qaraie dome. A: Dacite in hand specimen with plagioclase and biotite phenocrysts, B: Plagioclase with sieve texture, C: Plagioclase with zoning, D: Glomeroporphyritic texture in dacites, E: Biotite crystals in the fine-grained background, F: Phenocryst of quartz with absorption rim, G: Rounded quartz phenocryst, H: Hornblende with opacitic rim along with biotite and plagioclase, and I: Xenolith composed of quartz and alkali feldspar. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Bt: biotite, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Qz: quartz).

آلکالی فلدسپار ریز حضور دارند. هورنبلندها به صورت بلورهای منشوری و ابعاد کمتر از یک میلی‌متر در این سنگ‌ها قابل مشاهده هستند (شکل ۷-۱). هورنبلندها فراوانی محدودی داشته و اغلب دارای حاشیه اوپاسیته هستند.

### زمین‌شیمی

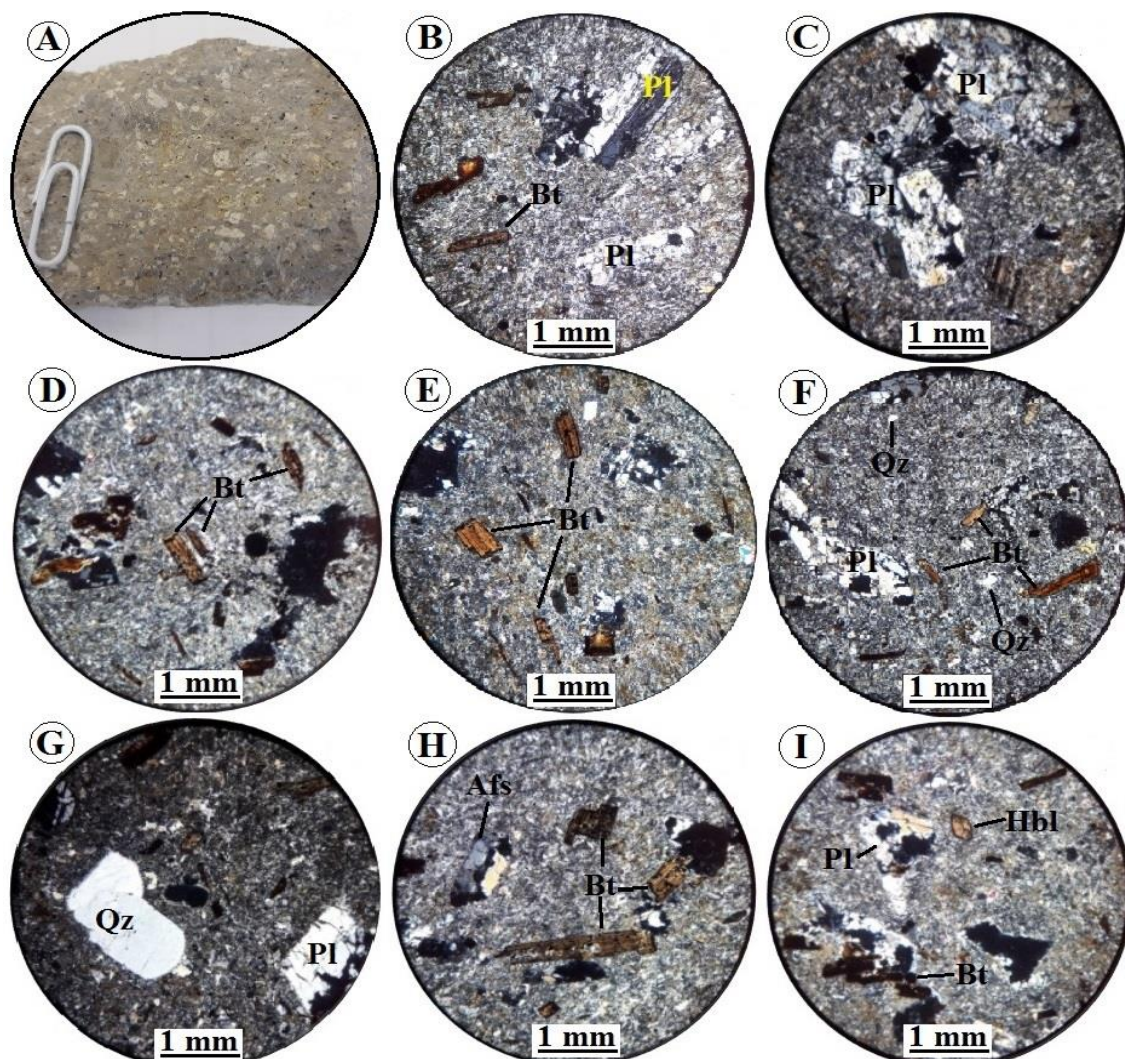
به منظور بررسی‌های زمین‌شیمیایی گنبد نیمه آتشفشانی قرائی، تعداد ۱۰ نمونه از این سنگ‌ها بر اساس کمترین دگرسانی انتخاب و برای تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش‌های XRF و ICP-MS در شرکت زرآزما در تهران تجزیه شد (جدول ۱).

بر اساس نمودارهای  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Le Bas et al., 1986; Middlemost, 1994)، سنگ‌های گنبد قرائی در محدوده تراکی داسیت واقع می‌شوند (شکل ۸-۱ و ۸-۲). از سوی دیگر، نمودار لوپاس و همکاران (Le Bas et al., 1986) نشان می‌دهد که همه نمونه‌های برداشت‌شده از گنبد قرائی، در مرز بین سری آلکانل و ساب‌آلکانل قرار می‌گیرند (شکل ۸-۱). از آنجایی که فرایند دگرسانی بر روی عنصرهای کم تحرک (مانند Ti و Zr) تأثیر کمتری دارد؛ کاربرد داده‌های این عنصرها برای نام‌گذاری سنگ‌ها قابل اعتمادتر است (Winchester and Floyd, 1977; Rollinson, 1993; Hastie et al., 2007). بر اساس نمودار ارائه‌شده توسط وینچستر و فلویید (Winchester and Floyd, 1977)، سنگ‌های گنبد قرائی در محدوده داسیت-ریوداسیت واقع می‌شوند (شکل ۸-۲).

بر اساس نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)، همه نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو کالک آلکانل واقع می‌شوند (شکل ۹-۱). بر اساس نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976)، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۹-۲). همچنین، بر اساس نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده کالک آلکانل پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۹-۳).

ریوداسیت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن بوده و بافت پورفیری درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت در آنها مشخص است (شکل ۷-۱). بر این اساس، تمایز این سنگ‌ها در نمونه دستی از نمونه‌های داسیتی عملاً غیر ممکن است. در مقیاس میکروسکوپی، بافت اصلی ریوداسیت‌ها نیز پورفیری و گلوپورفیری هستند. از نظر کانی‌شناسی، ریوداسیت‌ها متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، آلکالی فلدسپار و گاه هورنبلند هستند که در زمینه دانه‌ریز متمرکز هستند. پلاژیوکلازها فراوان‌ترین درشت‌بلور تشکیل‌دهنده ریوداسیت‌ها بوده و معمولاً به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شوند (شکل ۷-۲). برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی بوده (شکل ۷-۳) و اغلب منطقه‌بندی نشان می‌دهند. در برخی نقاط، تجمع بلورهای پلاژیوکلاز به تشکیل بافت گلوپورفیری منجر شده است (شکل ۷-۴). اندازه بلورهای پلاژیوکلاز تا ۴ میلی‌متر می‌رسد. با توجه به زاویه خاموشی، ترکیب پلاژیوکلازهای این گروه سنگی از آندزین تا الیگوکلاز متغیر است. در برخی موارد، پلاژیوکلازها به کلسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. بیوتیت به صورت بلورهای ورقه‌ای در ابعاد تا ۱/۵ میلی‌متر حضور داشته و اغلب از حاشیه بلور اوپاسیته شده‌اند (شکل ۷-۵). در برخی موارد، شدت جایگزینی زیاد بوده و بلورهای بیوتیت به طور کامل به اکسی بیوتیت تبدیل شده‌اند. در برخی نقاط، جهت‌یابی در بلورهای بیوتیت مشاهده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده حرکت و جابه‌جایی ماگما در حین تبلور است (شکل ۷-۶). بلورهای بیوتیت با درجه‌های محدودی به کلریت دگرسان شده‌اند. کوارتز اغلب به صورت بلورهای ریز بی‌شکل در زمینه سنگ حضور دارد (شکل ۷-۷). درشت‌بلورهای کوارتز (تا اندازه یک میلی‌متر)، بیشتر حالت گردشده و بی‌شکل دارند (شکل ۷-۸). آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز) به صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل دوتایی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۷-۹). ابعاد درشت‌بلورهای آلکالی فلدسپار تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. همچنین، در زمینه دانه‌ریز سنگ، بلورهای





شکل ۷. تصویرهای نمونه دستی و میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از ریوداسیت‌های گنبد قرائی. A: ریوداسیت در مقیاس نمونه دستی حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت، B: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل نواری، C: بافت گلومروپورفیری در ریوداسیت‌ها، D: بلورهای بیوتیت با حاشیه اوپاسیته در متن دانه‌ریز سنگ، E: جهت‌یابی بلورهای درشت بیوتیت در زمینه دانه‌ریز سنگ، F: بلورهای ریز کوارتز موجود در زمینه به همراه درشت‌بلورهای بیوتیت و پلاژیوکلاز، G: بلور کوارتز گرد شده همراه با درشت‌بلور پلاژیوکلاز، H: درشت‌بلور سانیدین با ماکل دوتایی همراه با بلورهای درشت بیوتیت و I: بلور کوچک هورنبلند همراه با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Afs: آلکالی فلدسپار، Bt: بیوتیت، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

**Fig. 7.** Hand specimen and microscopic (crossed polarized light, XPL) photographs from rhyodacites of the Qaraie dome. A: Rhyodacite in hand specimen with plagioclase and biotite phenocrysts, B: Phenocrysts of plagioclase with polysynthetic twinning, C: Glomeroporphyritic texture in rhyodacites, D: Biotite crystals with opacitic rim in the fine-grained background, E: Orientation of biotite crystals in the fine-grained background, F: Fine-grained quartz crystals in the background along with biotite and plagioclase phenocrysts, G: Rounded quartz crystal along with plagioclase phenocryst, H: Sanidine phenocrysts with carlsbad twinning along with biotite phenocrysts, and I: Small hornblende crystal along with biotite and plagioclase phenocrysts. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Bt: biotite, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase, Qz: quartz).



**جدول ۱.** داده‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌های گنبد نیمه آتشفشانی قرائی. اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و سایر عناصر بر حسب گرم در تن هستند. داسیت: Q-05، Q-06، Q-07 و Q-14، ریوداسیت: Q-02، Q-10، Q-15، Q-16، Q-17 و Q-19

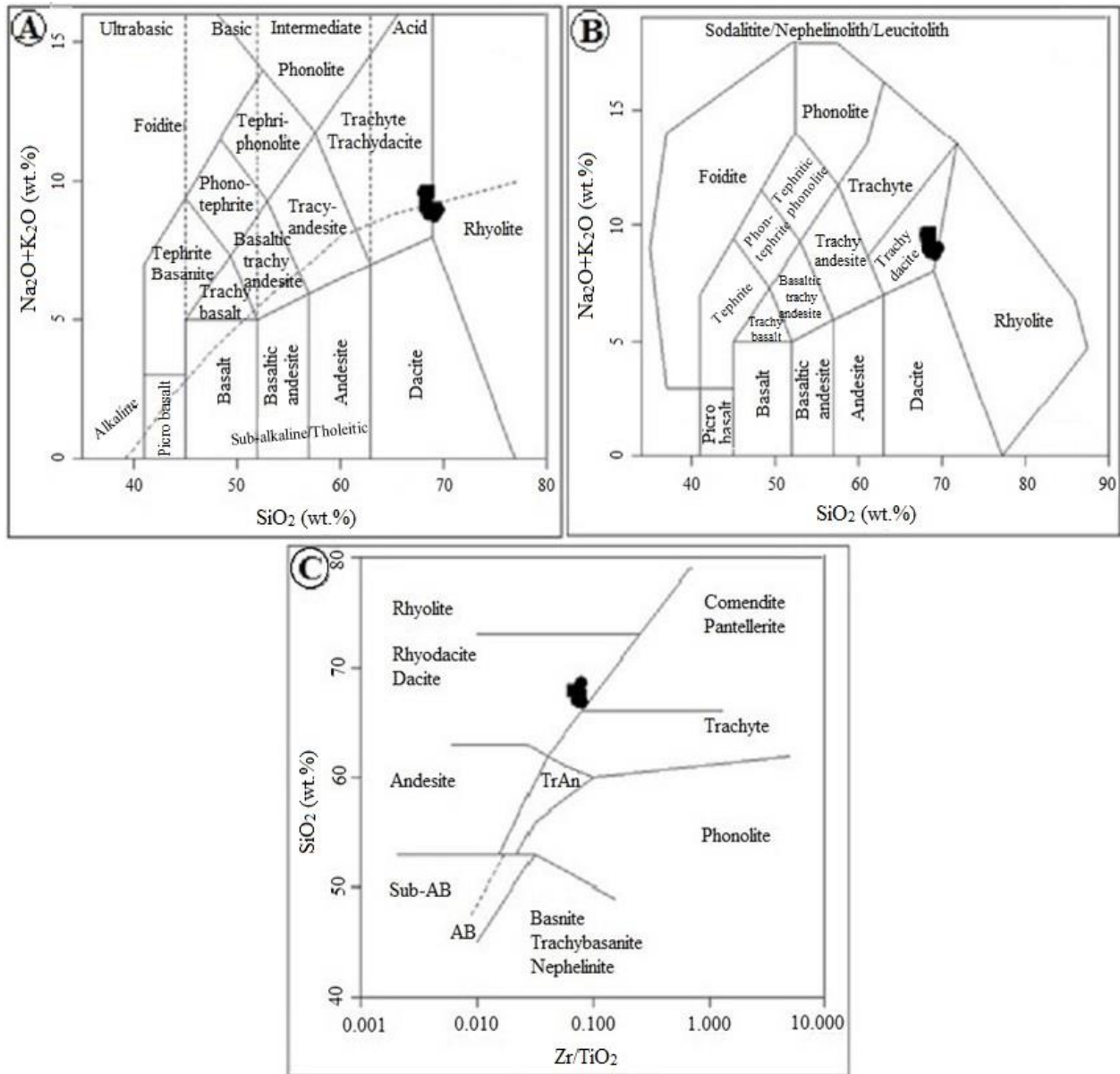
**Table 1.** Chemical analyses for the Qaraie sub-volcanic dome samples. Major oxides in wt.% and other elements in ppm. Dacite: Q-05, Q-06, Q-07 and Q-14, rhyodacite: Q-02, Q-10, Q-15, Q-16, Q-7 and Q-19

S.N.	Q-02	Q-05	Q-06	Q-07	Q-10	Q-14	Q-15	Q-16	Q-17	Q-19
Rock Type	Rhd	Da	Da	Da	Rhd	Da	Rhd	Rhd	Rhd	Rhd
SiO <sub>2</sub>	67.13	66.86	66.78	67.35	67.41	67.86	67.09	67.00	68.60	68.03
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.34	0.33	0.31	0.32	0.33	0.35	0.35	0.33	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.62	15.61	15.58	15.47	15.70	15.42	15.67	15.44	15.44	15.17
FeO	2.70	2.81	2.55	2.54	2.64	2.67	2.77	2.98	2.62	2.92
MnO	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
MgO	0.97	1.03	0.93	0.95	1.03	0.99	1.03	1.05	0.96	1.08
CaO	1.51	1.46	1.82	1.61	1.19	1.33	1.64	1.65	1.17	1.55
Na <sub>2</sub> O	3.91	3.85	3.82	3.84	3.82	3.69	3.77	3.68	3.75	3.61
K <sub>2</sub> O	5.48	5.55	5.54	5.53	5.62	5.13	5.17	4.95	5.09	4.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08	0.16	0.11	0.10	0.09	0.10
LOI	2.05	2.20	2.22	2.10	1.96	2.08	2.10	2.49	1.74	2.01
<b>Total</b>	100.00	100.00	99.92	99.99	99.97	99.90	99.92	99.89	100.00	100.00
Sc	1.8	1.9	2.0	2.0	1.6	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0
V	25	30	25	26	25	26	26	26	25	26
Cr	6	5	4	4	3	4	3	4	6	6
Co	2.5	3.0	2.6	3.2	2.6	3.0	3.2	3.4	3.4	3.2
Ni	2	2	2	2	1	4	2	3	2	3
Cu	42	17	21	19	25	27	12	11	15	11
Zn	296	253	293	300	330	483	262	263	281	259
Pb	172	213	59	50	37	33	48	45	28	30
Sn	1.8	2.1	1.8	1.7	1.5	1.8	1.8	1.8	1.7	1.8
Cs	0.7	0.8	0.7	0.7	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7	0.8
Rb	102	108	109	109	96	102	105	104	105	111

**ادامه جدول ۱.** داده‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌های گنبد نیمه آتشفشانی قرائی. اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و سایر عناصر بر حسب گرم در تن هستند. داسیت: Q-05، Q-06، Q-07 و Q-14، ریوداسیت: Q-02، Q-10، Q-15، Q-16، Q-17 و Q-19

**Table 1 (Continued).** Chemical analyses for the Qaraie sub-volcanic dome samples. Major oxides in wt.% and other elements in ppm. Dacite: Q-05, Q-06, Q-07 and Q-14, rhyodacite: Q-02, Q-10, Q-15, Q-16, Q-7 and Q-19

S.N.	Q-02	Q-05	Q-06	Q-07	Q-10	Q-14	Q-15	Q-16	Q-17	Q-19
Rock Type	Rhd	Da	Da	Da	Rhd	Da	Rhd	Rhd	Rhd	Rhd
Sr	134.1	164	144.5	139.7	130.4	153.1	151.6	151.7	127.8	153.7
Ba	1353	1400	1945	1491	1245	1630	1516	1452	1429	1414
Zr	246	258	257	265	221	234	262	252	262	263
Hf	6.15	6.35	6.41	6.23	5.55	5.72	6.31	6.32	6.10	6.17
Nb	48.6	59.8	62.5	54.0	56.4	63.5	56.6	54.5	57.2	43.3
Ta	2.13	2.76	2.92	2.81	2.68	2.97	2.82	2.77	2.72	3.07
Y	12.4	13.4	13.4	13.3	10.8	12.2	12.9	12.8	12.8	13.1
Th	20.69	22.13	22.36	22.56	20.23	21.35	21.64	21.46	21.85	21.05
U	4.6	5.4	5.0	5.0	4.2	4.4	5.0	5.1	5.0	5.3
La	54	59	57	60	51	58	59	59	59	60
Ce	94	102	99	102	90	97	102	101	103	103
Pr	7.56	8.18	7.94	8.13	7.08	7.67	8.10	8.00	7.98	8.01
Nd	23.7	24.9	24.5	25.0	22.3	23.7	25.0	25.2	24.3	25.0
Sm	3.15	3.19	3.29	3.26	2.86	3.12	3.30	3.37	3.26	3.26
Eu	0.92	0.97	1.04	0.95	0.80	0.95	1.01	1.00	0.92	0.97
Gd	2.60	2.68	2.66	2.75	2.41	2.50	2.68	2.70	2.72	2.67
Tb	0.37	0.39	0.39	0.39	0.33	0.35	0.38	0.39	0.39	0.40
Dy	2.37	2.49	2.55	2.54	2.15	2.27	2.51	2.48	2.60	2.60
Er	1.41	1.54	1.52	1.53	1.37	1.4	1.5	1.51	1.54	1.54
Tm	0.22	0.24	0.23	0.23	0.19	0.20	0.25	0.23	0.23	0.24
Yb	1.3	1.5	1.4	1.4	1.2	1.2	1.4	1.4	1.4	1.5
Lu	0.27	0.30	0.29	0.28	0.24	0.25	0.28	0.29	0.27	0.30
Eu/Eu*	0.98	1.01	1.07	0.97	0.93	1.04	1.03	1.01	0.94	1.00
(La/Sm) <sub>N</sub>	10.70	11.55	10.82	11.49	11.13	11.61	11.16	10.93	11.30	11.49
(La/Yb) <sub>N</sub>	28.22	26.72	27.66	29.11	28.87	32.83	28.63	28.63	28.63	27.17



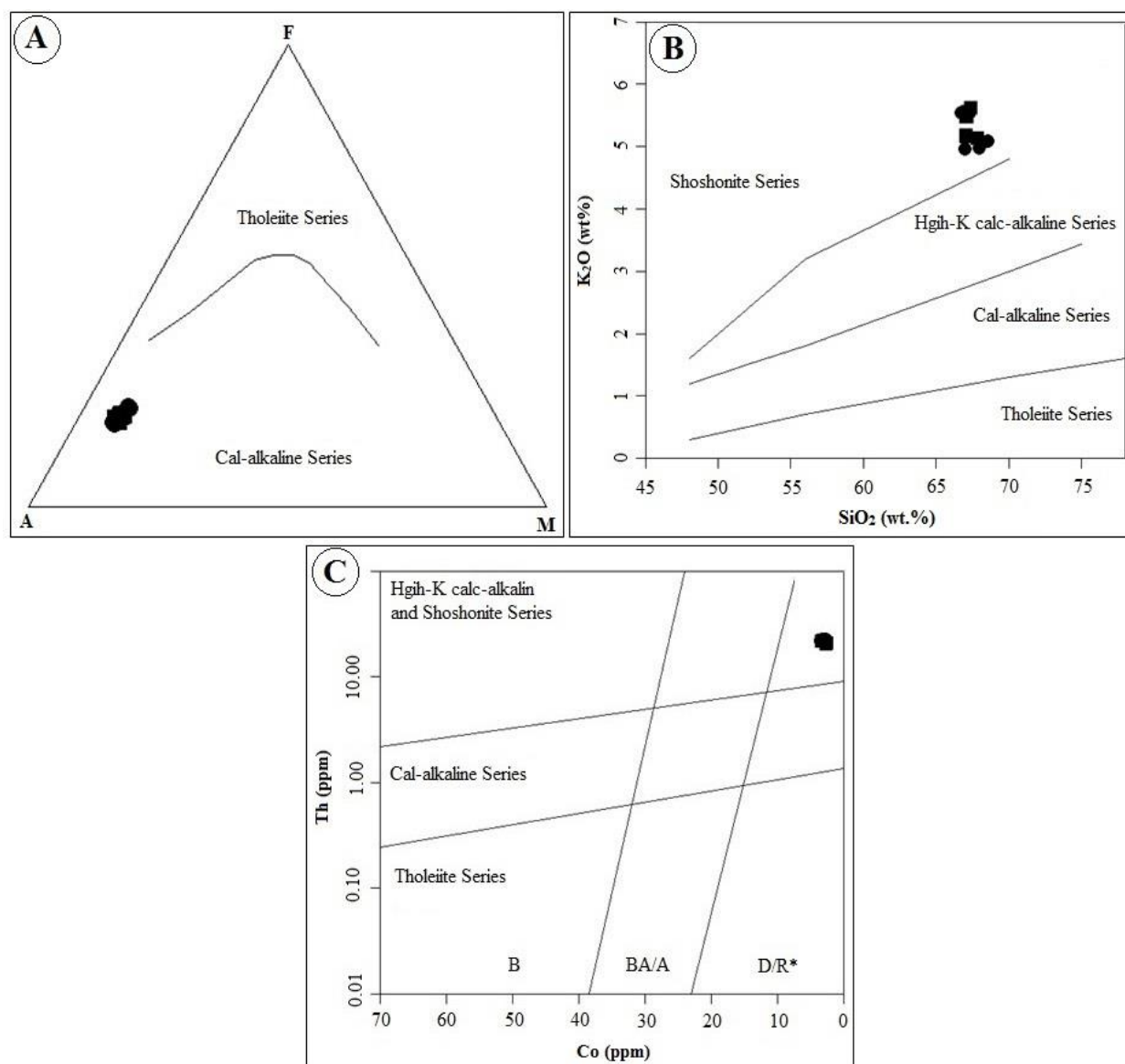
شکل ۸. موقعیت نمونه‌های گنبد قرایی بر روی A: نمودار در مقابل  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Middlemost, 1994)، B: نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Winchester and Floyd, 1977) و C: نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (Le Bas et al., 1986). در این نمودار، نقطه سیاه نشان‌دهنده موقعیت نمونه‌هاست.

غنی‌شدگی عناصر LILE (Cs، K، U، Th، Ba، Rb)، همراه با بی‌هنجاری منفی عناصر HFSE (Ti و P، Nb) و بی‌هنجاری مثبت شاخص در Pb مشاهده می‌شود (شکل ۱۰-A). در الگوی

در الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجارشده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، همه نمونه‌های گنبد قرایی از الگوی مشابهی برخوردار هستند (شکل ۱۰-A). در این نمودار،

LREE/HREE، نسبت  $(La/Yb)_n$  بین ۲۶/۷۲ تا ۳۲/۸۳،  $(La/Sm)_n$  بین ۱۰/۷ تا ۱۱/۶ و الگوی مسطح در HREE و فقدان بی هنجاری منفی یا مثبت مشخص  $Eu/Eu^*$  بین - ۰/۹۴ تا ۱/۰۷ نشان می دهند (شکل ۱۰-B).

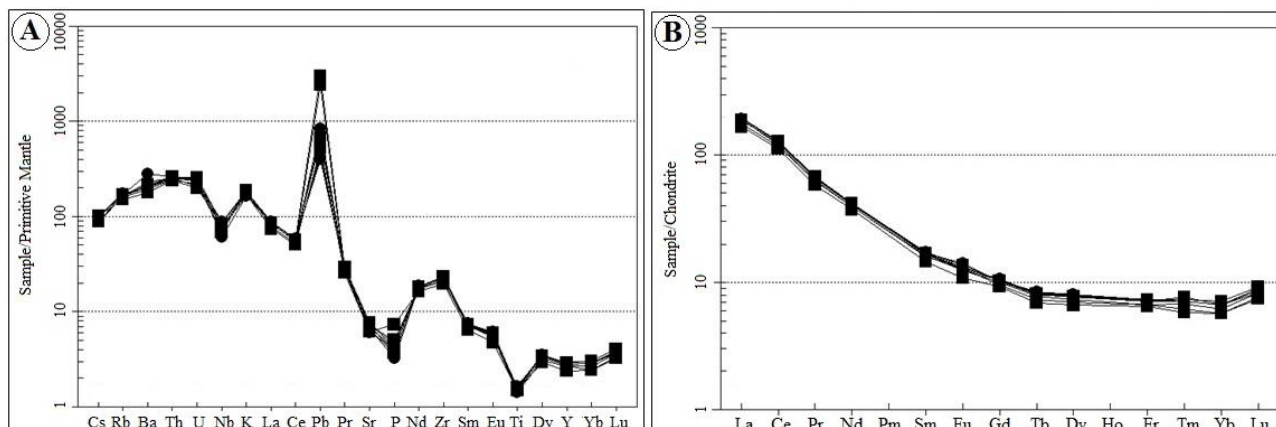
عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984)، الگوی مشابه در همه نمونه های مورد بررسی مشاهده می شود (شکل ۱۰-B). نمونه های مورد بررسی یک الگوی غنی از عناصر LREE نسبت به HREE را با نسبت بالای



شکل ۹. موقعیت نمونه های گنبد قرائی بر روی A: نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)، B: نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  (Peccerillo and Taylor, 1976)، و C: نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)

Figure 9. Location of the Qaraei dome samples on A: AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971), B:  $SiO_2$  vs.  $K_2O$  diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), and C: Co vs. Th diagram (Hastie et al., 2007)





شکل ۱۰. A: الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های گنبد قرائی و B: الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) برای سنگ‌های گنبد قرائی

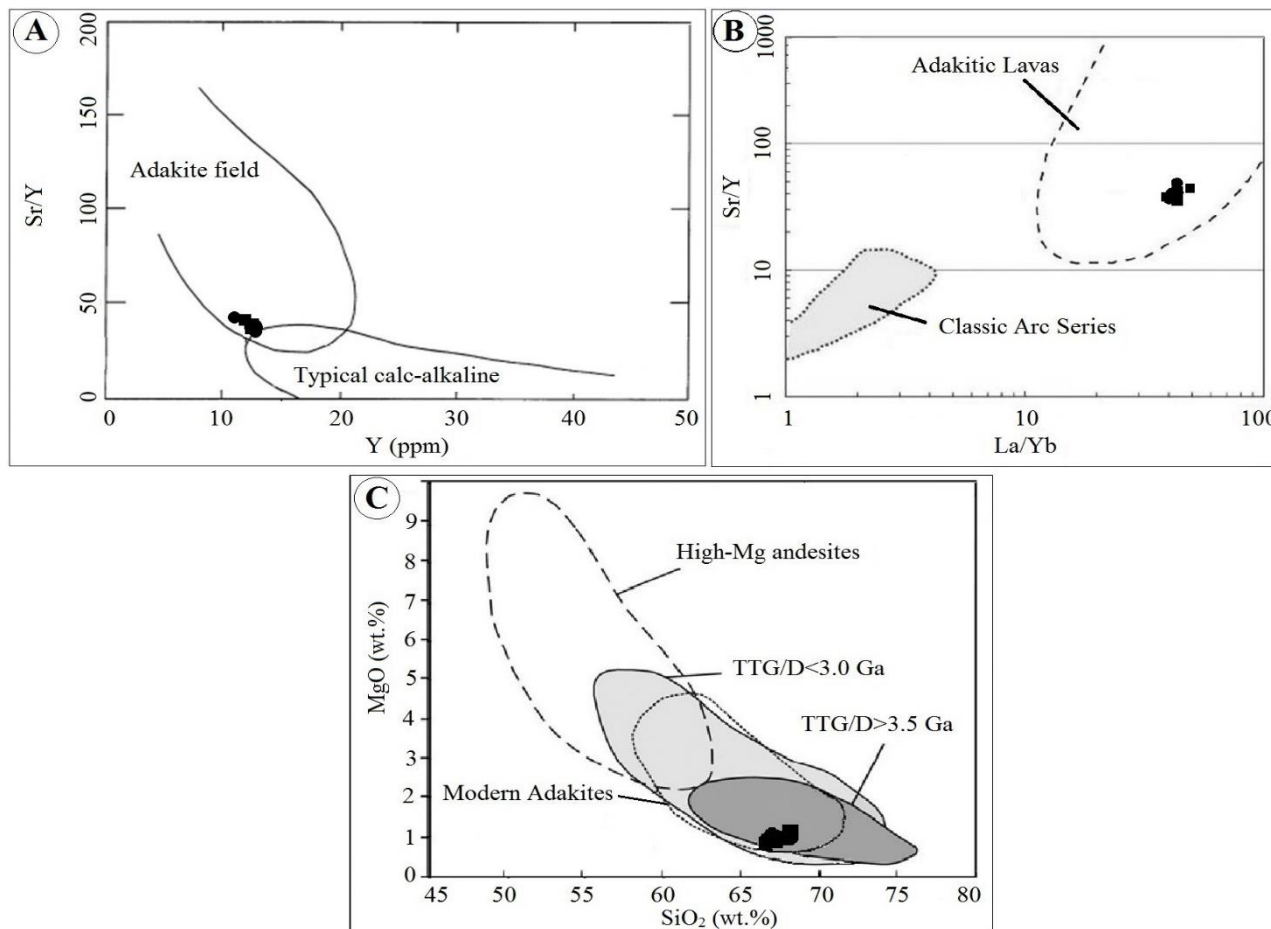
**Fig. 10.** A: Primitive mantle-normalized trace elements pattern (Sun and McDonough, 1989) for the Qaraie dome samples, and B: Chondrite normalized rare earth elements pattern (Boynton, 1984) for the Qaraie dome samples.

سنگ‌های داسیتی-ریوداسیتی گنبد نیمه آتشفشانی قرائی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابه آداکیت‌ها را نشان می‌دهند (جدول ۲). با توجه به نتایج آنالیزها، نمونه‌های مورد بررسی در مقایسه با آداکیت‌های استاندارد، از محتوای پایین‌تر مقدار Sr برخوردار هستند؛ ولی نمودارهای مربوط به تمایز سنگ‌های آداکیتی، بیانگر ماهیت آداکیتی نمونه‌های مورد بررسی است. بر اساس نمودار عنصر Y در مقابل نسبت Sr/Y که برای تفکیک ماگماهای کمان‌های ماگمایی نرمال و ماگماهای با ماهیت آداکیتی توسط دی‌فانت و دروموند (Defant and Drummond, 1990) ارائه شده است، نمونه‌های گنبد قرائی در محدوده آداکیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-A). در نمودار La/Yb در مقابل نسبت Sr/Y (Kamber et al., 2002) نیز نمونه‌های گنبد قرائی در محدوده آداکیت‌ها واقع می‌شوند (شکل ۱۱-B). در نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل MgO ارائه شده توسط هستی و همکاران (Hastie et al., 2010)، موقعیت نمونه‌های گنبد قرائی در محدوده مشترک  $TTG/D > 3.5$  Ga،  $TTG/D < 3.0$  Ga و آداکیت‌های مدرن با محتوای پایین منیزیم و سیلیس بالا است (شکل ۱۱-C).

جدول ۲. مقایسه نمونه‌های گنبد قرائی با ویژگی‌های بارز آداکیت‌ها (Defant and Drummond, 1990)

**Table 2.** Comparison of the Qaraie dome samples with prominent features of the adakites (Defant and Drummond, 1990)

	Standard Adakites	Studied area Adakites
SiO <sub>2</sub> (%)	56 ≥	68.60 > SiO <sub>2</sub> > 66.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	15 ≥	15.62 > Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> > 15.17
MgO (%)	3 <	1.08 > MgO > 0.93
HREE/ADR <sub>S=</sub> Y, Yb	Y and Yb ≤ 10 and 1.0 ppm	Y ≤ 13.4 and Yb < 1.5 ppm
Sr	300 ppm >	128-164 ppm
HFSE	Low	Low

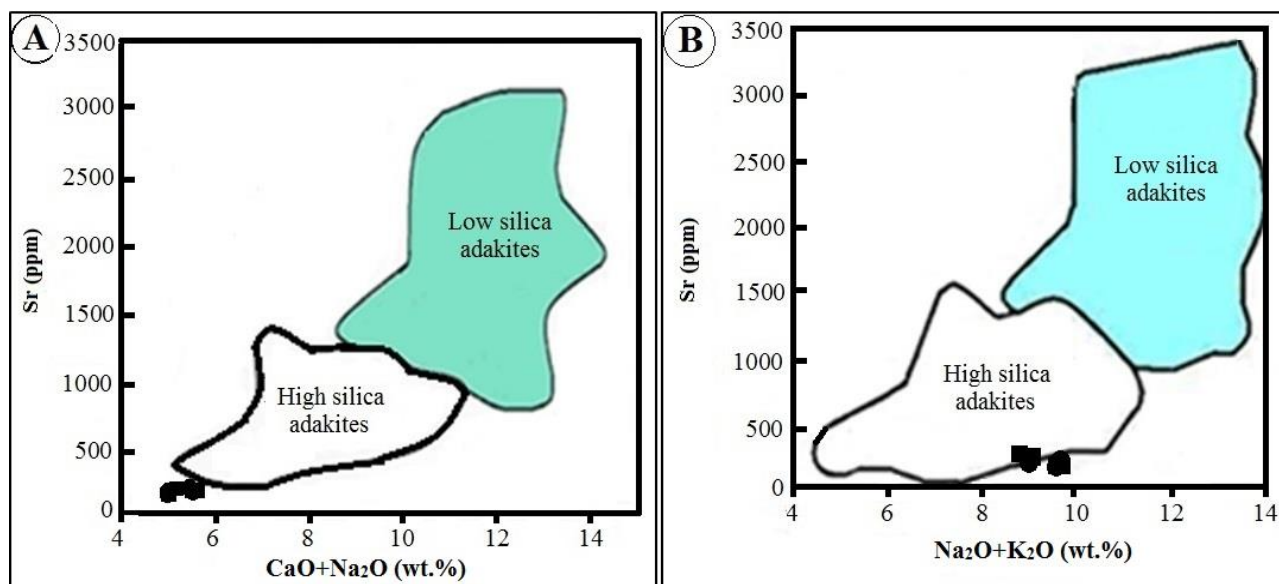


شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های گنبد قرائی بر روی A: نمودار Sr/Y در مقابل Y (Defant and Drummond, 1990)، B: نمودار Sr/Y در مقابل Y در مقابل Sr/Y (Defant and Drummond, 1990)، C: نمودار MgO در مقابل SiO<sub>2</sub> (Hastie et al., 2010) و (Kamber et al., 2002) La/Yb در مقابل Sr/Y.

**Fig. 11.** Location of the Qaraei dome samples on A: Y vs. Sr/Y diagram (Defant and Drummond, 1990), B: Sr/Y vs. La/Yb diagram (Kamber et al., 2002), and C: SiO<sub>2</sub> vs. MgO diagram (Hastie et al., 2010)

نمونه‌های گنبد قرائی در محدوده پُرسیلیس و حاشیه بیرونی آن، با محتوای پایین‌تری از لحاظ میزان عنصر Sr و Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O نسبت به آداکیت‌های کم‌سیلیس قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-B). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های آداکیتی گنبد قرائی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آداکیت‌های کم‌سیلیس و آداکیت‌های پُرسیلیس (Martin et al., 2005) در جدول ۳ مقایسه شده است. چنان‌که در این جدول قابل مشاهده است، نمونه‌های آداکیتی گنبد قرائی در زمره آداکیت‌های پُرسیلیس قرار می‌گیرند.

نمودار CaO+Na<sub>2</sub>O در مقابل Sr برای مشخص کردن آداکیت‌های کم‌سیلیس و آداکیت‌های پُرسیلیس توسط مارتین و همکاران (Martin et al., 2005) طراحی شده است. آداکیت‌های پُرسیلیس دارای میزان Sr و CaO+Na<sub>2</sub>O پایین‌تری نسبت به آداکیت‌های کم‌سیلیس هستند. بر اساس این نمودار، نمونه‌های گنبد قرائی در حاشیه مجاور محدوده آداکیت‌های پُرسیلیس قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-A). بر اساس نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل Sr (Martin et al., 2005)، نیز آداکیت‌ها به دو محدوده کم‌سیلیس و پُرسیلیس تقسیم می‌شوند. در نمودار یادشده،



شکل ۱۲. موقعیت نمونه‌های گنبد قرایی بر روی نمودارهای مارتین و همکاران (Martin et al., 2005). A: نمودار Sr در مقابل CaO+Na<sub>2</sub>O و B: نمودار Sr در مقابل Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O

**Fig. 12.** Location of the Qaraei dome samples on the Martin et al. (2005) diagrams. A: Sr vs. CaO+Na<sub>2</sub>O diagram, and B: Sr vs. Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O diagram

جدول ۳. مقایسه ویژگی‌های نمونه‌های گنبد قرایی با انواع آداکیت‌ها بر طبق مارتین و همکاران (Martin et al., 2005)

**Table 3.** Comparison of the Qaraie dome samples with different adakite types based on Martin et al. (2005)

Average of Qaraie samples	LSA	HSA
68.60 > SiO <sub>2</sub> > 66.78 %	SiO <sub>2</sub> < 60 %	SiO <sub>2</sub> > 60 %
1.08 > MgO > 0.93 %	MgO = 4–9 %	4 > MgO > 0.5
5.45 > CaO+Na <sub>2</sub> O > 4.92 %	CaO+Na <sub>2</sub> O > 10 %	CaO+Na <sub>2</sub> O < 11 %
164 > Sr > 128 ppm, without positive Sr anomaly	Sr > 1000 ppm, with high positive Sr anomaly	Sr < 1100 ppm, without positive Sr anomaly or weak positive anomaly
TiO <sub>2</sub> < 0.36 %	TiO <sub>2</sub> > 3 %	TiO <sub>2</sub> < 0.9 %
Low MgO and without clinopyroxene as phenocryst	High MgO and sometimes with clinopyroxene as phenocryst	Low MgO and without clinopyroxene as phenocryst

## بحث

در مطالب قبلی عنوان شد که گنبد قرائی دارای ترکیب سنگ‌شناختی داسیت، ریوداسیت و تراکی داسیت با ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و شوشونیتی است. اعتقاد بر این است که سنگ‌های کالک‌آلکانل پتاسیم بالا اغلب در کمان‌های ماگمایی و محیط‌های تکتونوماگمایی پس از برخورد تشکیل شده است (Foley and Peccerillo, 1992; Turner et al., 1996) و به ندرت در محیط‌های زمین‌ساختی داخل صفحه‌ای مشاهده می‌شوند (Muller and Groves, 1997; Bonin, 2004). غنی‌شدگی از عناصر LILE در نمودارهای عناصر کمیاب به‌هنجار شده به گوشته اولیه، با ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای و ترکیب‌های برخاسته از صفحه فرورونده، قابل توجه است (Pang et al., 2013). غنی‌شدگی در عناصر LILE و LREE همراه با بی‌هنجاری منفی عناصر Nb، Ta و Ti، شاخص ماگماهای مرتبط با فرورانش هستند (Wilson, 1989; Foley and Wheler, 1990; Cameron et al., 2003; Wang and Chung, 2004; Vetrin and Rodionov, 2008). آنومالی مثبت شدید Pb به متاسوماتیسیم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Kamber et al., 2002; Weyer et al., 2003; Varekamp et al., 2010). تهی‌شدگی عناصر Nb، Ta و Ti نیز از ویژگی‌های ماگماهای مربوط به محیط‌های مرتبط با فرورانش بوده و می‌تواند در نتیجه ذوب‌بخشی درجه بالای منشأ گوشته‌ای (Saccani et al., 2015)، پایداری فازهای حاوی این عناصر (مانند روتیل و اسفن) در ناحیه منشأ گوشته‌ای (Wallin and Metcalf, 1998) و ذوب مجدد گوشته تهی‌شده قبلی (Koepke et al., 2009) حاصل شود. از طرف دیگر، الگوهای با غنی‌شدگی شدید عناصر LREE نسبت به HREE همراه با الگوی مسطح عناصر کمیاب خاکی سنگین در سنگ‌های مورد بررسی، نشان‌دهنده ماگماهای با سرشت کالک‌آلکانل و شوشونیتی است (Machado et al., 2005). به اعتقاد جیانگ و همکاران (Jiang et al., 2012)،

سنگ‌های کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و شوشونیتی از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیسیم شده توسط فرایند فرورانش و دارای رگه‌های آمفیبول و فلوگوپیت حاصل می‌شوند. با توجه به اینکه سنگ‌های مورد بررسی، در مجموع از عناصر U، Th، LILE، Pb و LREE غنی‌شدگی داشته و آنومالی منفی HFSE را نشان می‌دهند (شکل ۱۰)، می‌توان گفت که ماگمای اولیه گنبد قرائی در ارتباط با ذوب‌بخشی ناحیه منشأ متأثر از فرورانش تشکیل شده و در مسیر صعود به سمت بالا، متحمل تفریق و آرایش با پوسته قاره‌ای شده است. وجود بیگانه‌سنگ‌های ماسه‌سنگی، شاهدهی بر آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای است.

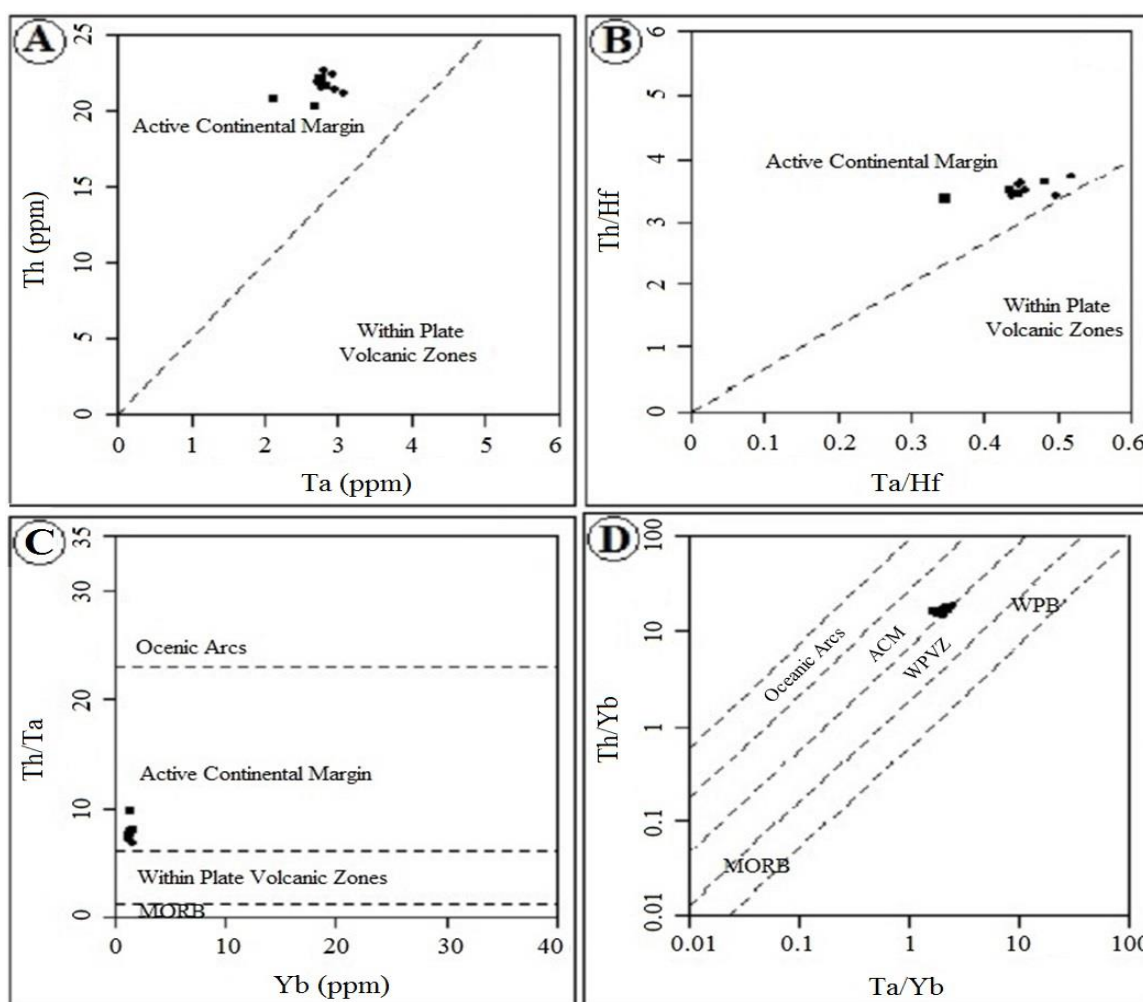
برای شناسایی محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های گنبد قرائی از نمودارهای گورتن و شندل (Gorton and Schandle, 2002) استفاده شد. در نمودار Th در مقابل Ta، همه نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-A). در نمودار Th/Hf در مقابل Ta/Hf نیز همه نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو حاشیه فعال قاره‌ای واقع می‌شوند (شکل ۱۳-B). در نمودارهای Th/Ta در مقابل Yb و Th/Yb در مقابل Ta/Yb نیز همه نمونه‌های مورد بررسی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای جانمایی می‌شوند (شکل ۱۳-C و D).

چنان‌که پیش از این گفته شد، گنبد داسیتی-ریوداسیتی قرائی دارای ماهیت آداکیتی است. برای تعیین منشأ آداکیت‌های مورد بررسی، از نمودار  $(La/Yb)_N$  در مقابل  $Yb_N$  (Martin, 1993) استفاده شد. این نمودار، علاوه بر تفکیک محدوده‌های آداکیتی و جزایر کمانی کلاسیک، قادر به تشخیص ماهیت منشأ ماگمای تشکیل‌دهنده آنها از جمله آمفیبولیت، ۱۰ درصد گارنت-آمفیبولیت، ۲۵ درصد گارنت-آمفیبولیت و اکلوژیت است. بر این اساس، نمونه‌های آداکیتی گنبد قرائی از ماگماهای با درجه ذوب‌بخشی بیش از ۲۵ درصد از منشأ گارنت-آمفیبولیت (با محتوای ۱۰ درصد گارنت) حاصل شده‌اند (شکل ۱۴-A). برای سنگ‌های آداکیتی شرق ایران نیز ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۲۰ درصد پوسته زیرین با ترکیب گارنت-آمفیبولیت معرفی شده است



گیگاپاسکال و مذاب‌های آزمایشگاهی حاصل از متبازالت و اکلوزیت مخلوط‌شده با پریدوتیت است. بر اساس این نمودار، نمونه‌های آداکیتی گنبد قرایی در قلمرو مشترک آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته زیرین ضخیم و مذاب‌های آزمایشگاهی حاصل از متبازالت و اکلوزیت در ۱ تا ۴ گیگاپاسکال قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-B).

(Saadat, 2023). نمودار Th در مقابل Th/La برای تعیین منشأ ماگما و بررسی احتمال آرایش با سنگ‌های پوسته‌ای توسط پلانک (Plank, 2005) طراحی و پیشنهاد شده است که شامل آداکیت‌های حاصل از ذوب بازالت پوسته اقیانوسی فرورونده، آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته زیرین دلاینه‌شده، آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته زیرین ضخیم، مذاب‌های آزمایشگاهی حاصل از متبازالت و اکلوزیت در فشار ۱ تا ۴

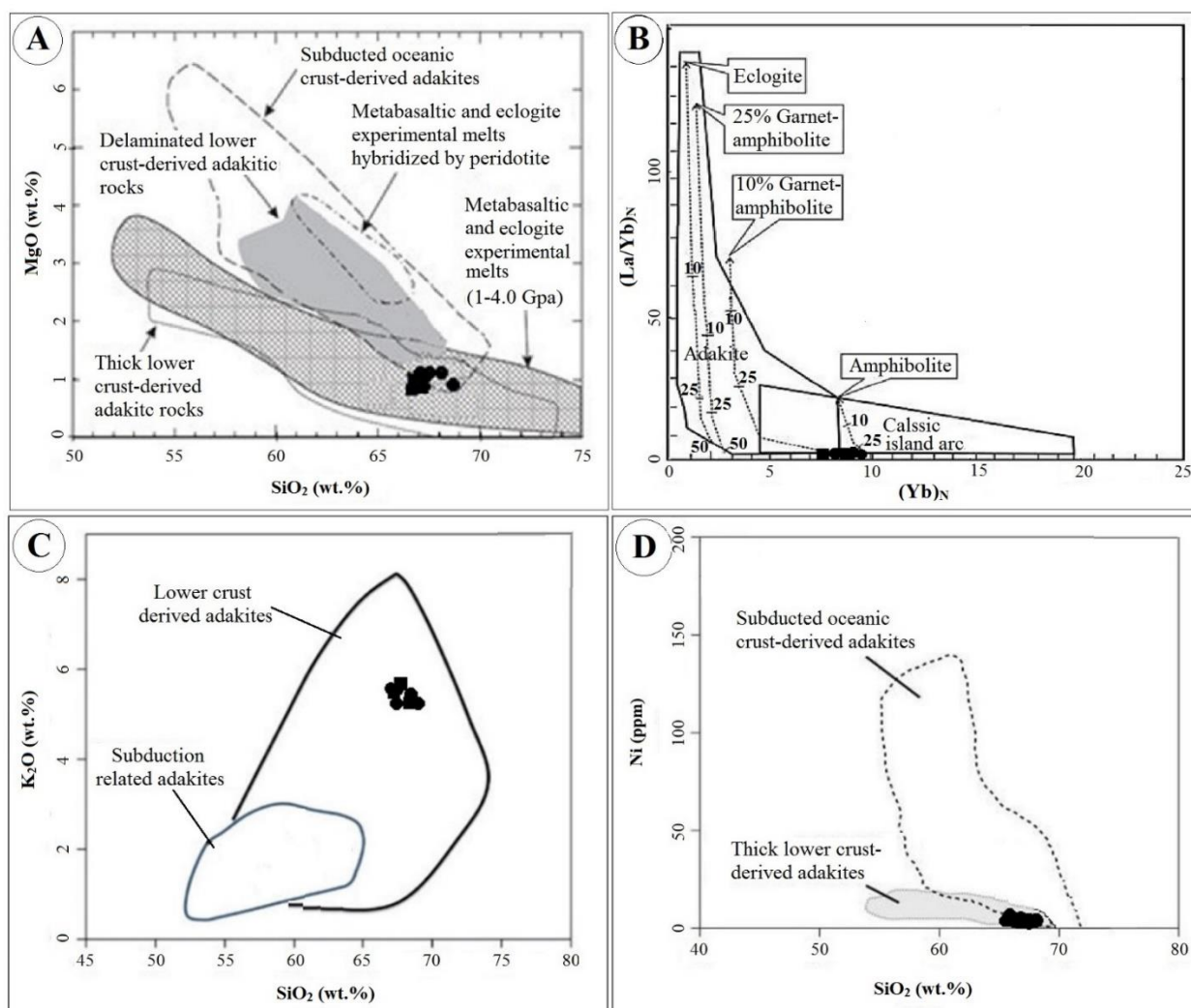


شکل ۱۳. موقعیت نمونه‌های گنبد قرایی بر روی نمودارهای گورتن و شندل (Gorton and Schandle, 2002). A: نمودار Th در مقابل Ta، B: نمودار Th/Hf در مقابل Ta/Hf، C: نمودار Yb در مقابل Th/Ta و D: نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb

**Fig. 13.** Location of the Qaraei dome samples on the Gorton and Schandle (2002) diagrams. A: Th vs. Ta diagram, B: Th/Hf vs. Ta/Hf diagram, and C: Yb vs. Th/Ta diagram. D: Th/Yb vs. Ta/Yb diagram

ناحیه منشأ از محتوای  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Ni}$  استفاده کرده‌اند که بر اساس آنها، دو محدوده آداکیت‌های مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی و آداکیت‌های مرتبط با پوسته زیرین ضخیم مشخص شده است. با توجه به این نمودار، نمونه‌های آداکیتی گنبد قرائی در قلمرو مرتبط با پوسته زیرین ضخیم قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-۱۴-D).

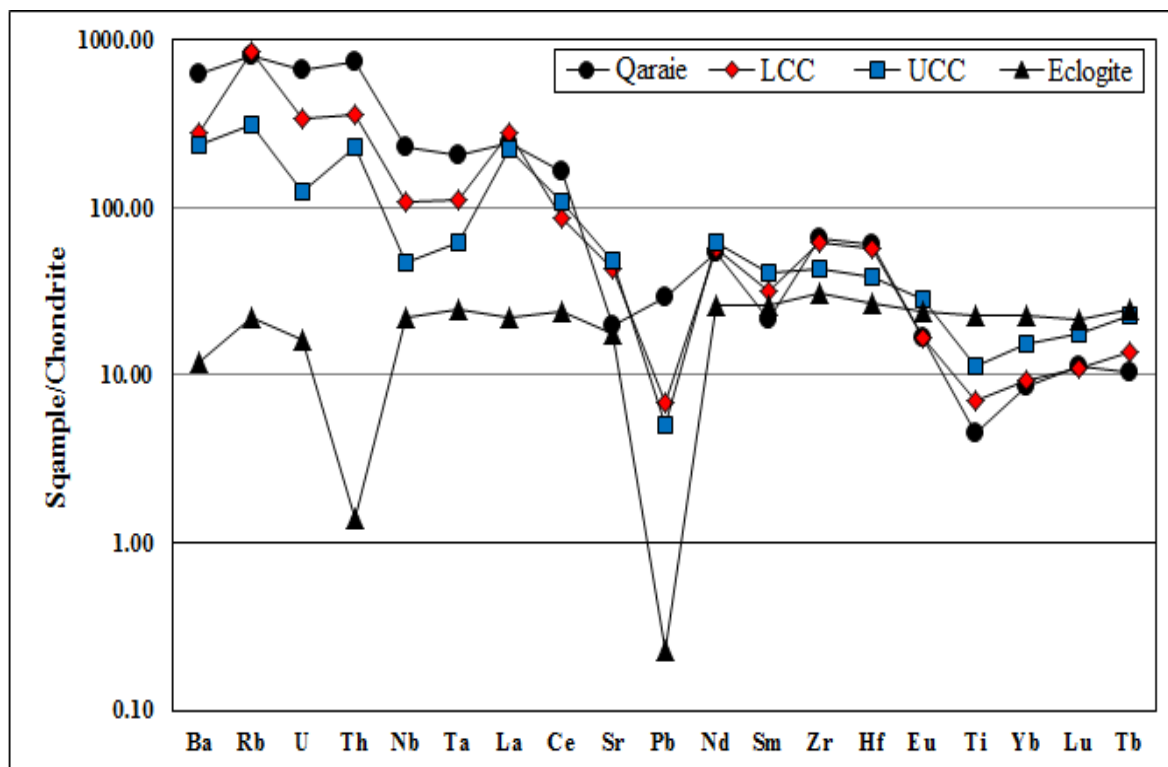
پیرس (Pearce, 1983) برای شناسایی ناحیه منشأ از محتوای  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  استفاده کرده و دو محدوده آداکیت‌های مرتبط با فرورانش و آداکیت‌های مرتبط با پوسته زیرین را مشخص کرده است. با توجه به این نمودار، نمونه‌های آداکیتی گنبد قرائی در قلمرو مرتبط با پوسته زیرین قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-۱۴-C). وانگ و همکاران (Wang et al., 2005)، برای شناسایی



شکل ۱۴. موقعیت نمونه‌های گنبد قرائی بر روی A: نمودار  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  vs.  $\text{Yb}_N$  (Defant and Drummond, 1990)، B: نمودار  $\text{MgO}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Wang et al., 2007)، C: نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Pearce, 1983)، و D: نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Ni}$  (Wang et al., 2005).

نمونه‌های آداکیتی گنبد قرائی، بیشترین شباهت را با الگوی سنگ‌های پوسته زیرین نشان می‌دهد (شکل ۱۵). بر این اساس، می‌توان چنین استنباط کرد که گنبد آداکیتی قرائی از ذوب بخشی پوسته زیرین منشأ گرفته است.

برای شناسایی ناحیه منشأ، میانگین عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در همراهی با مقادیر مربوط به پوسته زیرین، پوسته بالایی و اکلوزیت، نسبت به کندریت (McDonough and Sun, 1995) بهنجارسازی شدند (شکل ۱۵). با توجه به نمودار، الگوی

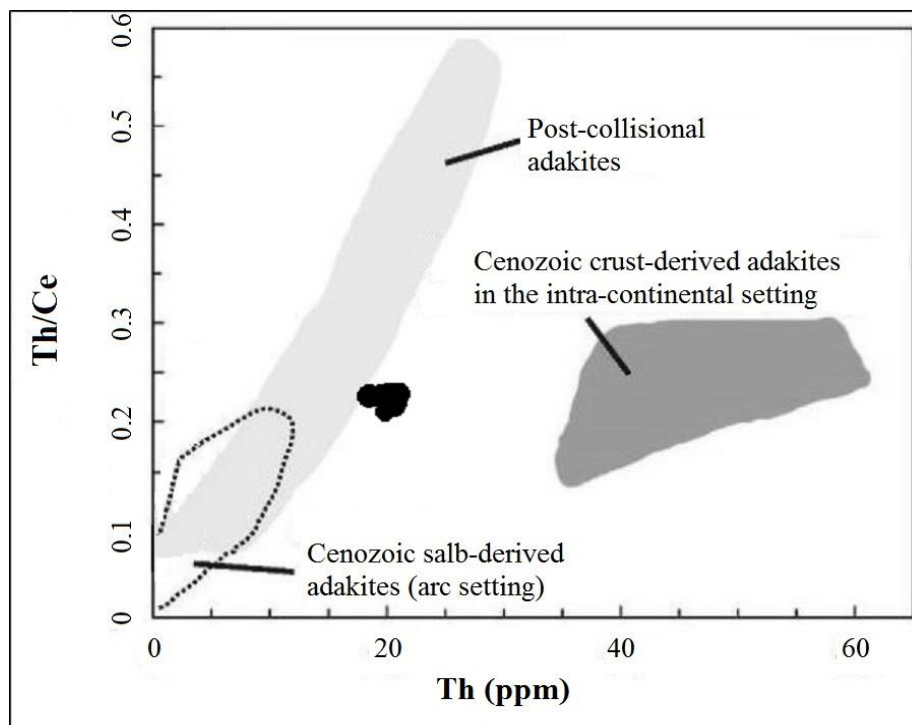


شکل ۱۵. الگوی بهنجارشده میانگین نمونه‌های آداکیتی گنبد قرائی به همراه الگوی میانگین پوسته زیرین (LCC)، پوسته بالایی (UCC) و اکلوزیت. داده‌های بهنجارسازی از مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995)، داده‌های مربوط به پوسته زیرین و بالایی از رودنیک و گائو (Rudnick and Gao, 2003) و اکلوزیت از آمارال و همکاران (Amaral et al., 2011) اقتباس شده است.

**Fig. 15.** The normalized pattern of averages of the Qaraie dome adakitic samples along with patterns for the average of Lower Continental Crust (LCC), Upper Continental Crust (UCC), and eclogite. Normalizing data from McDonough and Sun (1995), data for LCC and UCC from Rudnick and Gao (2003), and eclogite from Amaral et al. (2011).

مرتبط با پوسته در محیط داخل کراتونی سنوزوئیک و آداکیت‌های مرتبط با محیط پس از برخورد مشخص شده است. با توجه به این نمودار، نمونه‌های آداکیتی گنبد قرائی در مجاورت با قلمرو مرتبط با محیط پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۶).

وانگ و همکاران (Wang et al., 2007) براساس نمودار فراوانی Th در مقابل نسبت Th/Ce به شناسایی محیط تکتونوماگمایی آداکیت‌ها پرداخته‌اند. بر اساس این نمودار، سه محدوده آداکیت‌های مرتبط با لبه فرورونده سنوزوئیک، آداکیت‌های



شکل ۱۶. موقعیت نمونه‌های آداکیتی گنبد قرائی بر روی نمودار Th در مقابل Th/Ce (Wang et al., 2007)

Fig. 16. Location of the Qarai dome adakitic samples on the Th vs. Th/Ce diagram (Wang et al., 2007)

ذوب‌بخشی بیش از ۲۵ درصد پوسته زیرین با ماهیت ۱۰ درصد گارنت - آمفیبولیت تشکیل شده است.

#### قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از داوران و سردبیر محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده ایشان که به غنای بیشتر این مقاله منجر شده است، کمال تشکر را داشته باشند.

#### تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

#### نتیجه‌گیری

نتایج به دست آمده از این پژوهش نشان می‌دهد، سنگ‌های گنبد نیمه‌نفوذی قرائی متشکل از داسیت و ریوداسیت با ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند. در الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه، همه گروه‌های سنگی از الگوی مشابهی برخوردار بوده و غنی‌شدگی عناصر LILE همراه با آنومالی منفی عناصر HFSE را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تشکیل ماگمای مادر گنبد قرائی در یک محیط مرتبط با فرورانش است. طبق نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی، سنگ‌های منطقه مورد بررسی مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی پس از برخورد هستند. گنبد داسیتی - ریوداسیتی قرائی دارای ماهیت آداکیتی بوده و از



## References

- Amaral, W.D.S., Santos, T.J.S. and Wernik, E., 2011. Occurrence and geochemistry of meta-mafic rocks from the Forquilha Eclogite zone central Ceara (NE Brazil): geodynamic implications. *Geological Journal*, 46(2–3): 135–137. <https://doi.org/10.1002/gj.1224>
- Bavi, M.H., Kouhestani, H. and Mokhtari, M.A.A., 2023. Genesis of the Moghanlou Sb deposit (west of Zanjan): Evidence from geology, mineralization, geochemistry, and fluid inclusions. *Advanced Applied Geology*, 13(1): 40–71. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22055/aag.2022.40141.2282>
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(1–2): 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.042>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, 63–114. Retrieved January 15, 2024 from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780444421487500083>
- Cameron, B.I., Walker, J.A., Carr, M.J., Patino, L.C., Matias, O. and Feigenson, M.D., 2003. Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1–4): 21–50. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00304-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00304-9)
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(10): 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Fazelvalipour, M.E., 2021. Petrography, geochemistry and petrogenesis of high-silica accretionary rocks from Bayram Abad area in the northwest Neyshabour (Northeast of Iran). *Petrological Journal*, 45(1): 113–134. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2021.124930.1200>
- Foley, S. and Peccerillo, A., 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, 28(3–6): 181–185. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90005-J](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90005-J)
- Foley, S.F. and Wheler, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks: The role of titanites. *Chemical Geology*, 85(1–2): 1–18. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90120-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90120-V)
- Gorton, M.P. and Schandle, E.S., 2002. From continental to island arc: A geochemical index of the tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5): 1065–1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., McDonald, I., Mitchell, S.F., Pearce, J.A., Millar, I.L., Barfod, D. and Mark, D.F., 2010. Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? *Chemical Geology*, 276(3–4): 344–359. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.07.002>
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341–2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Heidari, S.M., Ghaderi, M. and Kouhestani, H., 2017. Sediment-hosted epithermal gold mineralization at Arabshah, SE Takab, NW Iran. *Geosciences Scientific Quarterly Journal*, 27(105): 262–285. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.53971>
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8(5): 523–276. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jahangiri, A., 2008. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3–4): 433–447. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.11.008>
- Jamshidi, Kh., Ghasemi, H., Troll, V.R., Sadeghian, M. and Dahren, B., 2015. Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran. *Journal of Solid Earth*, 6(1): 49–72. <https://doi.org/10.5194/se-6-49-2015>
- Jiang, Y.H., Liu, Z., Jia, R.Y., Liao, S.Y., Zhou, Q. and Zhao, P., 2012. Miocene potassic granite-

- syenite association in western Tibetan Plateau: Implications for shoshonitic and high Ba-Sr granite genesis. *Lithos*, 134–135(3): 146–162. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.12.012>
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(10): 38–56. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0374-5>
- Koepke, J., Schoenborn, S., Oelze, M., Wittmann, H., Feig, S.T., Hellebrand, E., Boudier, F. and Schoenberg, R., 2009. Petrogenesis of crustal wehrlites in the Oman ophiolite: Experiments and natural rocks. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(10): 1–26. <https://doi.org/10.1029/2009GC002488>
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanttin, B., 1986. A chemical of volcanic rocks classification based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Lotfi, M., 2001. Geological Map of Mahneshan, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Machado, A.T., Chemale, J.F., Conceicao, R.V., Kawaskita, K., Morata, D., Oteiza, O. and Schmus, W.R.V., 2005. Modeling of subduction components in the Genesis of the Meso-Cenozoic igneous rocks from the South Shetland Arc, Antarctica. *Lithos*, 82(3–4): 435–453. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.026>
- Martin, H., 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust, comparison with modern processes. *Lithos*, 30(3–4): 373–388. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90046-F](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90046-F)
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2): 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. 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., 1994. Naming materials in the magma and igneous rock system. *Science Reviews*, 37(3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Mokhtari, M.A.A., Kouhestani, H. and Bavi, M.H., 2023. Moghanlou Sb deposit (west of Zanjan): Evidence of geology, mineralization, and fluid inclusions. 25<sup>th</sup> Conference of the geological society of Iran, Shahroud University of Technology, Shahroud, Iran. (in Persian with extended English abstract) Retrieved January 15, 2024 from <https://gsi25.shahroodut.ac.ir/fa/files.php>
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization. 2<sup>nd</sup> edition, Springer, Verlag, Berlin, 311 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-23051-1>
- Najafzadeh, M., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A.A. and Kouhestani, H., 2017. The Arabshah occurrence: an epithermal Au-As-Sb Carlin-type mineralization in the Takab-Angouran-Takht-e-Soleyman metallogenic zone, western Azerbaijan. *Advance applied Geology*, 6(4): 62–77. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22055/aag.2016.12709>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180–181(11): 234–251. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, pp. 230–249. <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626>
- 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. <https://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>
- Rezaei Kahkhaei, M., Corfu, F., Galindo, C., Rahbar, R. and Ghasemi, H., 2022. Adakite genesis and plate convergent process: Constraints from whole rock and mineral chemistry, Sr, Nd, Pb isotopic compositions and U-Pb ages of the Lakhshak

- magmatic suite, East Iran. *Lithos*, 426–427. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106806>
- Rezaei Kahkhaei, M., Taheri, S.A., Ghasemi, H. and Gardideh, S., 2018. Geochemistry and isotope geology of adakitic domes from Chakane area in south of Quchan (northeast of Iran). *Petrological Journal*, 9(4): 25–48. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2018.104209.1031>
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical. England, 384 pp. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, 3(1): 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
- Saadat, S., 2023. Adakitic magmatism, a window to evolution on tectonic and mineralization in eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 15(1): 87–113. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2023.80308.1062>
- Sabzi, Z., Mokhtari, M.A.A. and Ebrahimi, M., 2018. Petrology and geochemistry of Ayoub Ansar volcanic dome, southeast Takab. *Researches in Earth Sciences*, 9(1): 103–117. <https://doi.org/10.29252/esrj.9.1.103>
- Saccani, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6(4): 481–501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42: pp. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. and Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37(1): 45–71. <https://doi.org/10.1093/ptrology/37.1.45>
- Varekamp, J.C., Hesse, A. and Mandeville, C.W., 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1): 313–328. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.04.003>
- Vetrin, V.R. and Rodionov, N.V., 2008. Sm-Nd Systematics and petrology of post-orogenic Granitoids in the Northern Baltic Shield. *Geochemistry International*, 46(11): 1090–1106. <https://doi.org/10.1134/S0016702908110037>
- Wallin, E.T. and Metcalf, R.V., 1998. Supra-subduction zone ophiolite formed in an extensional forearc: Trinity Terrane, Klamath Mountains, California. *The Journal of Geology*, 106(5): 591–608. <https://doi.org/10.1086/516044>
- Wang, K.L. and Chung, S.L., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45(5): 975–1011. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egh001>
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J.F., Bellon, H. and Zhu, Y.T., 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 33(6): 465–468. <https://doi.org/10.1130/G21522.1>
- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J.F., Wan, Y.S., Li, C.F., Zi, F., Jiang, Z.Q., Qiu, H.N., Chu, Z.Y., Zhao, Z.H. and Dong, Y.H., 2007. Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab derived melts in the mantle wedge. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 155(4): 473–490. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0253-1>
- Wayer, S., Munker, C. and Mezgar, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3–4): 306–324. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01059-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01059-2)
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, London, 466 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0>
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical classification of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(5): 325–343.

- [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)  
Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1):185–187.  
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yousefi, F., Sadeghian, M., Wanhainen, C., Ghasemi, H., Lambrini, P., Bark, G., Rezaei Kahkhaei, M. and Koroneos, A., 2017. Mineral Chemistry and P-T Conditions of the adakitic rocks from Torud-Ahmad Abad Magmatic Belt, S-SE Shahrood, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 182(10): 110–120.  
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.09.006>